

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ



Şubat 1981 Cilt: 24 Sayı: 1
February vol. no:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Orta Sakarya bölgesinde Liyas öncesi ofiyolitlerin ve mavişistlerin oluşumu ve yerleşmesi

Genesis and emplacement of the Pre-Liassic ophiolites and blueschists of the Middle Sakarya region

Kâmil ŞENTÜRK, Cengiz KARAKÖSE 1

Menderes masifinin gnayslarında ve şistlerinde metamorfizma koşulları, Alaşehir - Manisa

Metamorphic conditions of gneisses and schists in the Menderes massiv, Alaşehir - Manisa

Remzi AKKÖK 11

Ceyhan - Osmaniye yöresindeki Kuvaterner bazaltların petrolojisi

Petrology of the Quaternary basalts of Ceyhan - Osmaniye area

A. Zafer BİLGİN, Tuncay ERCAN 21

Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı

The inner structure of ophiolitic melange and age of its emplacement

AH YILMAZ 31

Gevaş (Van) ofiyolitinin jeolojisi ve sinkinematik bir makaslama zonu

The geology of Gevaş ophiolite and a synkinematic shear zone

Yücel YILMAZ, Yıldırım DİLEK, Halil İŞİK 37

Niğde masifinde viridin - gnaysın kökeni

The origin of viridine - gneiss from Niğde massiv

M. Cemal GÖNCÜOĞLU 45

Kuzey Anadolu Fayı için önerilen çok fazlı faylanma mekanizması ve ilgili depremlerin öngörülmesi

A multiple mode of faulting mechanism proposed for the North Anatolian Fault and prediction of related earthquakes

K. Erçin KASAPÖĞLU 51

Toroslarda, Aladağ ofiyolitli melanjın özellikleri

The characteristic features of Aladağ ophiolitic melange (Taurus mountains)

Okan TEKELİ 57

Çankırı - Çorum havzasının Sungurlu bölgesindeki karsal formasyonların sedimantolojik incelenmesi

Sedimentological studies of the continental formations around the region of Çankırı - Çorum basin

Muhittin ŞENALP 65

Homa - Akdağ (Denizli) yöresinin stratigrafisi

Stratigraphy of the Homa - Akdağ (Denizli) region

AH ÖZTÜRK 75

Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin jeolojisi ve mavişist metamorfizması (Tavşanlı - Kütahya)

The geology and blueschist metamorphism of the ophiolites in Northwest Turkey (Tavşanlı - Kütahya)

Aral OKAY 85

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)

Bekir ÜRGÜN

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

Mehmet BİTEN — Erhan KOKUÖZ

Yayın Kurulu (Editorial Board)

**Oğuz EROL (Başkan) — Ali KOÇYİĞİT — Yavuz ERKAN — Erçin KASAPOĞLU —
Salih SANER — Biler SÖZERİ — Okan TEKELİ**

Bültenin bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde Ayhan ERLER, Necdet ÖZGÜL, Fuat ŞAROĞLU'nun da katkıları olmuştur.

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

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

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bülten'in 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 1/2 - 17/2 sayıları 100 — TL'dan daha sonraki sayılar 400.— TL'dan elde edilebilir.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

36. Dönem (1981 - 1982)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

**Ali UYGUN
Muzaffer EVİRGEN
Mehmet BİTEM
İsmail TERLEMEZ
Kaya ÇOBAN
Bekir ÜRGÜN
Şihrü PEHLİVAN**

**Başkan (President)
İkinci Başkan (Vice President)
Genel Yazman (Secretary general)
Sayman (Treasurer)
Kütüphane Yönetmeni (Librarian)
Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Sosyal İşkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)**

Yazışma adresi

**N. B. All Correspondence should
be addressed to:**

Türkiye Jeoloji Kurumu PK 464 Kızılay, ANKARA

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

Şubat 1981 Cilt: 24 Sayı: 1
February vol. BOS

BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Orta Sakarya bölgesinde Liyas öncesi ofiyolitlerin ve mavişistlerin oluşumu ve yerleşmesi

Genesis and emplacement of the Pre-Liassic ophiolites and blueschists of the Middle Sakarya region

Kâmil ŞENTÜRK, Cengiz KARAKÖSE 1

Menderes masifinin gnayslarında ve şistlerinde metamorfizma koşulları, Alaşehir - Manisa

Metamorphic conditions of gneisses and schists in the Menderes massiv, Alaşehir - Manisa

Remzi AKKÖK 11

Ceyhan - Osmaniye yöresindeki Kuvaterner bazaltların petrolojisi

Petrology of the Quaternary basalts of Ceyhan - Osmaniye area

A. Zafer BİLGİN, Tuncay ERCAN 21

Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığının ç yapısı ve yerleşme yaşı

The inner structure of ophiolitic melange and age of its emplacement

Ali YILMAZ 31

Gevaş (Var) ofiyolitinin jeolojisi ve sinkinematik bir makaslama zonu

The geology of Gevaş ophiolite and a synkinematic shear zone

Yücel YILMAZ, Yıldırım DİLEK, Halil IŞIK 37

Niğde masifinde viridin - gnaysın kökeni

The origin of viridine - gneiss from Niğde massiv

M. Cemal GONCÜOĞLU 45

Kuzey Anadolu Fayı için önerilen çok fazlı faylanma mekanizması ve ilgili depremlerin öngörülmesi

A multiple mode of faulting mechanism proposed for the North Anatolian Fault and prediction of related earthquakes

K. Erçin KASAPOĞLU 51

Toroslarda, Aladağ ofiyolitli melanjın özellikleri

The characteristic features of Aladağ ophiolitic melange (Taurus mountains)

Okan TEKELİ 57

Çankırı - Çorum havzasının Sungurlu bölgesindeki karasal formasyonların sedimentolojik incelenmesi

Sedimentological studies of the continental formations around the region of Çankırı - Çorum basin

Muhittin ŞENALP 66

Homa - Akdağ (Denizli) yöresinin stratigrafisi

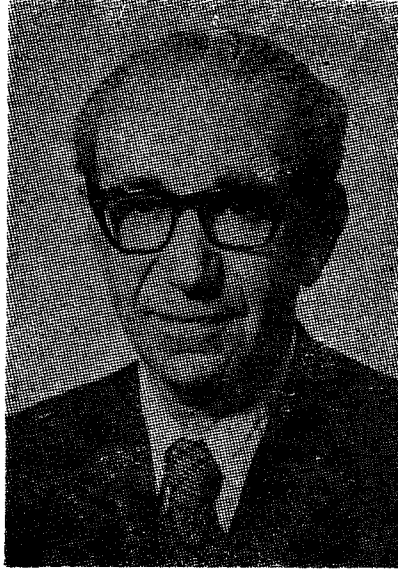
Stratigraphy of the Homa - Akdağ (Denizli) region

Ali ÖZTÜRK 75

Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin jeolojisi ve mavi şist metamorfizması (Tavşanlı - Kütahya)

The geology and blueschist metamorphism of the ophiolites in Northwest Turkey (Tavşanlı - Kütahya)

Aral OKAY 85



Türkiye Jeoloji Kurumu

1981 yılı

«Hamit Nafiz Pamir -Yerbilimleri Hizmet Ödülü»i

Jeoloji bilimine ve mesleğine, gerek eğitimci gerekse araştırmacı ve uygulamacı olarak üstün katkılarından ötürü

Sayın Prof. Dr.
İHSAN KETİN'e

verilmiştir.

The Geological Society of Turkey's
"Hamit Nafiz Pamir-Dedication to Earth Sciences Award"

for 1981 year
has been given to

Prof. Dr.
İHSAN KETİN

for his successful contributions in the fields of
education, research and application of Geology as a
science and art.

Orta Sakarya Bölgesinde Liyas Öncesi Ofiyolitlerin ve Mavişistlerin Oluşumu ve Yerleşmesi

Genesis and emplacement of the Pre-Liassic ophiolites and blueschists of the Middle Sakarya region

KÂMİL ŞENTÜRK Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara
CENGİZ KARAKÖSE Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ : Orta Sakarya bölgesinde yeşil ve mavişistler içeren ve geniş alanlar kaplayan ofiyolitli bloklu birimin oluşumu, bu oluşumun ve bulundurduğu yeşil ve mavişistlerin yaşları ve yerleşme yaşları bir anlamda açıklığa kavuşturulmuş olup bölge jeolojisine aşağıdaki katkılarda bulunulmuştur:

Yaygın olan spilitik volkanizma Üst Permiyen - Triyas süresinde meydana gelmiştir. Bu zaman aralığında bölgede bir tansiyon ortamı egemen olmuş; sığ yerlerde çökelmiş ve çökelmekte olan kireçtaşları çeşitli büyüklüklerde bloklar oluşturacak şekilde blok faylanması uğramışlar ve bir yandan devam eden spilitik volkanizma ürünleri ile karmaşık bir şekilde çevrilmişlerdir.

Triyas sırasında yer alan bir okyanusda gelişmiş, serpantinleşmiş ultramafitler diyabazlarla kesilmiş gabrolar, kırmızı pelajik killer, radiolaritler Jurasik öncesi veya En Alt Jürasik'te kıtasal kabuk üzerine yerleşmişlerdir.

Mavişistlere dönüşmüş kırıntılı ve volkanik kırıntılı kayalar da Triyas denizinde çökelmişler; Üst Triyas-En Alt Liyas sırasında kıtalar üzerine itilmişlerdir.

Özellikle Üst Triyas sırasında duraylı bir şelf özelliğinde olan bölge Alt Kretase sonlarına doğru yeniden tansiyon sistemi etkisine girmiş, meydana gelen çukurluklarda kırıntılı kayaların kalın istifleri birikmiştir.

ABSTRACT : The Ophiolites, which includes green and blueschists cover large areas in the Middle Sakarya Region. The formation of the ophiolites, the age of the green-blueschists and their age of emplacement were established with some certainty. These findings have contributed to the understanding of the general geology of the area in the following ways:

Extensive spilitic volcanism occurred between Late Permian-Triassic times. Within this time period the area was effected by tensional forces. Limestones which had been deposited on the shallower parts of the area were faulted and generated different size of blocks. These limestone blocks were mixed with the products of the spilitic volcanism.

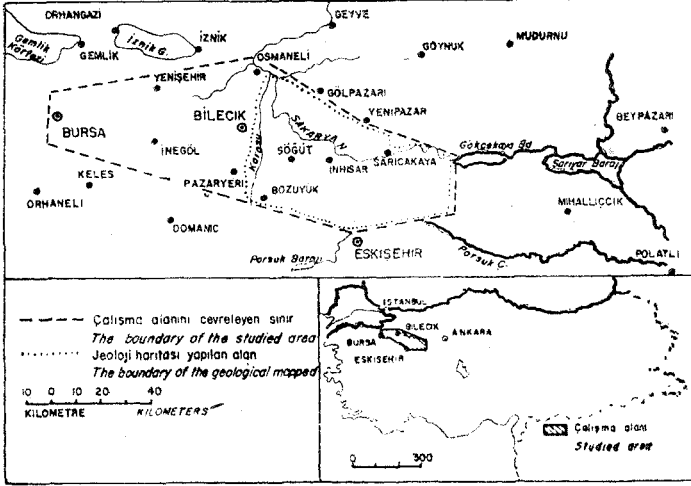
Serpantinized ultrabasic rocks; gabbros which were out by diabbases; red pelagic claystones, radiolarites which were formed in an already existed ocean basin during Triassic time were later emplaced over continental crust during Pre-Jurassic or in early Jurassic times.

Clastics and volcano-clastics which had been metamorphosed to blueschist were also deposited in the Triassic sea then they were thrust over continental crust during Late Triassic or very Early Liassic times.

The area which had the stable shelf character particularly during Late Triassic time were again effected by the tensional system towards the Early Cretaceous time and thick clastic rocks were deposited in the outcoming depressions.

GİRİŞ

Bu yazı, MTA Enstitüsü'nde 1973 - 74 yıllarında yapılan, Bursa - Yenişehir - Yenipazar - Gökçekaya Barajı - Eskişehir - Bozüyük arasındaki alanın (şekil 1) temel jeolojik sorunlarını ele alan çalışmanın (Şentürk ve Karaköse, 1979) ürünlerinden biridir.



Şekil 1: Bulduru haritası

Figure 1: Location map

Yukarıda yeri tanımlanan alanın, günümüze kadar yapılan çalışmalar gözönüne alındığında, Türkiye ölçülerine göre, oldukça ayrıntılı çalışılmış bölgelerden biri sayılması gerekmektedir. Bu alanın büyük bir kısmı doğuda Amasya'dan başlayarak, batıya doğru, Ankara üzerinden devam eden ve Bursa'dan sonra güneybatıya kıvrılarak, İzmir'e doğru uzanan bir kuşak üzerinde yer almaktadır. Bu kuşağın belirgin özelliği, yeşil ve mavişistler bulundurmaları ve oldukça yaygın Jürasik istifini içermesidir. Kuşağın kireçtaşı blokları, spilitler, ofiyolit blokları da içeren bloklu birimi ise özellikle sorunludur. Bu kuşakta daha önce yapılmış olan çalışmalarla, spilitli, bloklu karışığın yaşı hakkında oldukça veri sağlanmıştır (Eroskay, 1965, Altınlı, 1973 a). Ancak, bu kuşağın en önemli sorunları olarak gözükten, ofiyolitli, bloklu karışığın yerleşme yaşları, konumları yeterli ölçüde aydınlatılamamıştır.

Bu yazıda ofiyolitli, bloklu birimin yaşını ortaya koyacağı için sadece Jürasik-Alt Kretase ve Jürasik öncesi kayalar ele alınmıştır. Çalışma alanının jeoloji haritası bu amaca uygun biçimde sadeleştirilerek verilmiştir.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanında Jürasik öncesi karışık (melange) kayalarla Alt Jürasik'ten Kuvaterner'e kadar yüzeylenen kayalar yer almaktadır. Tüm bu kayalar istenilen ayrıntıda çalışılmış ve haritalanmıştır. Bu yazıda ofiyolitli karışığın (melange) yerleşme yaşını ortaya koyması nedeniyle yalnızca Jürasik - Alt Kretase ve Jürasik öncesi yaşta kayalara değinilmektedir.

Orta Sakarya Karışık Grubu

İnceleme alanında yer alan granit ve gnays, yeşil ve mavişistler "Sögüt Metamorfittleri"; spilitli ve Permiyen kireç-

taşı bloklu birim "Karatepe Karışığı" (melange); ofiyolitli birim "Dağküplü Karışığı" (melange) adlarıyla tanımlanmıştır. Sözü edilen tüm bu birimler de Orta Sakarya Karışık Grubu adı altında toplanmıştır.

Sögüt Metamorfittleri : Bu kaya topluluğu yeşil ve mavişistler, granit ve gnayslardan oluşmuştur.

Yeşil ve Mavişistler : Bu birim haritalanan alanda batıda Bilecik ve Bozüyük dolayından başlar, doğuda Sakarya Karacaöreni'ne kadar devam eder (şekil: 2). Yeşil, külrenkli ve mavimsi; yer yer hırpalanmış ve kıvrımlı yüzeylemeler sunar.

Genellikle muskovit-klorit-kuvars şist, aktinolit-muskovit, kuvars şist, glokofan-albit şist, granat-muskovit-kuvars şist türünde kayalar içerirler. Bozüyük kuzeybatısında da klorit-hornblend-kalsit amfibolit türünde kayalar bulundurur. Amfibolit yüzeylemelerinin kuzeyinde, Demirköy yakınındaki yol yarmasında antigorit şistler ve serantinitler yüzeylenmektedir (şekil 3). Ufak bir alan kaplayan antigorit şistler ve serantinitler yeşilşistlerle ardalanmalı ve az çok uyumlu görünüm sunmaktadır. Serpantinitler ve hemen yanlarındaki kumtaşları yüksek ısı etkisinde kalmamışlardır. Bundan dolayı serpantinitlerle yeşilşistlerin yan yana gelmesi yeşilşist oluşumunu izleyen olaylara bağlı olmalıdır. İnceleme alanı doğusunda Dağküplü Karışığı içinde ve Dağküplü Karışığı'nın diğer grupları ile dokanak zonlarında ise glokofan-lavsonit-albit şist, piroksen-albit-lavsonit şist, aktinolit-albit-lavsonit şist türünde mavişist faslyesinde kayatürü yüzeylemeleri bulunmaktadır (şekil 4, 5, 6). Yörede dört metamorfizma ayırtlayan Yılmaz (1979) bu mavişist bilgillemelerinden de yararlanarak alkali amfibol gelişmesinin yaygınlığına değinmiştir.

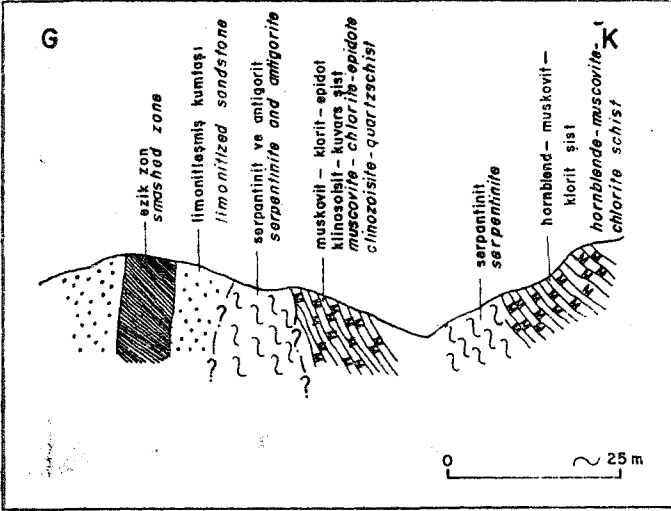
Yeşil ve mavişistler Sekiören vb. gibi yerlerde Dağküplü Karışığı üzerinde tektonik olarak yer almaktadır. Dokanakları ezik ve hırpalanmış durumdadır.

Granit ve Gnays : Bölgede geniş yayılım gösteren bu kayatürleri yeşilşistlere komşu yerlerde yüzeylenmektedir. Genellikle granit, muskovit granit, hornblend-biyotit granit, gnays, tonalit gnays, granit gnays türünde kayalardan oluşmuştur. Bozüyük çevresinde ve Enez derede sık aplit dayklarıyla kesilmiştir. Sakarya kuzeyinde granitler, amfibolit şist ve hornblend-biyotit şistlerle karmaşık ilişkiler sunmaktadır.

Granitlerin yeşilşistler ve amfibolitlere komşu olan yüzeylemeleri genellikle yönlenmiş yapıda olup gnaysik bir doku kazanmıştır. Buna neden granit yerleşmesinin önemli tektonik olaylara eşlik etmiş olmasının sonucu olmalıdır. Granitin aplit ve pegmatit dayklarıyla kesilmiş kesimleri ise kataklastik bir doku kazanmış ve yer yer kaolinleşmiştir.

Granit ve gnaysların Karatepe Karışığı ve Dağküplü Karışığı ile dolaysız ilişkileri görülmemiştir. Buna karşın yeşil ve mavişistlerle karmaşık ilişkili dokanaklarla yan yana bulunmaktadır. Jürasik kayaları (şekil 2) granit ve gnayslar üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Bu durum dokanak boyunca çeşitli yerlerde, bu arada Aşağıköy (şekil 7) dolayında iyi görülmektedir.

Granit, çevresindeki metamorfik karmaşık ile yer yer de yapısal uyumluluk göstermektedir. Bu uyumluluğun kuvvetli yan basınçların egemen olduğu tektonik hareketlerin en yüksek dereceye ulaştığı Liyas öncesi-Triyas döneminde granitin tektonik dokanaklarda yer yer gençleşmeye uğramasına bağ-



Şekil 3: Bilecik güneyi, Demirköy'ün yaklaşık 1 km kuzeyinde Karasu kenarından geçen enine kesit; serpantin ve antigoritlerin, yeşilşistlerle dokanak ilişkileri.

Figure 3: Cross-section through the edge of Karasu approximately 1 km to the north of Demirköy south of Bilecik; contact relations of serpentinite and antigorites with green schists.

lanabilir. Ancak, granit büyük bir olasılıkla Permo-Triyas aralığında meydana gelmiş olmalıdır. Liyas taban çakıltası granit üzerine diskordan bulunduğu granit yaşının üst sınırı hakkında hiçbir kuşku sözkonusu değildir. Tarafımızdan Permo-Triyas olarak düşünülen alt sınır yazının ileri bölümünde tartışılan jeolojik gelişim tarihçesine dayanılarak dolaylı olarak bilinmektedir. Granit yaşı hakkında daha önce yapılmış çalışmalarda bu konuda bir kesinlik getirmemiştir. Çoğulu ve

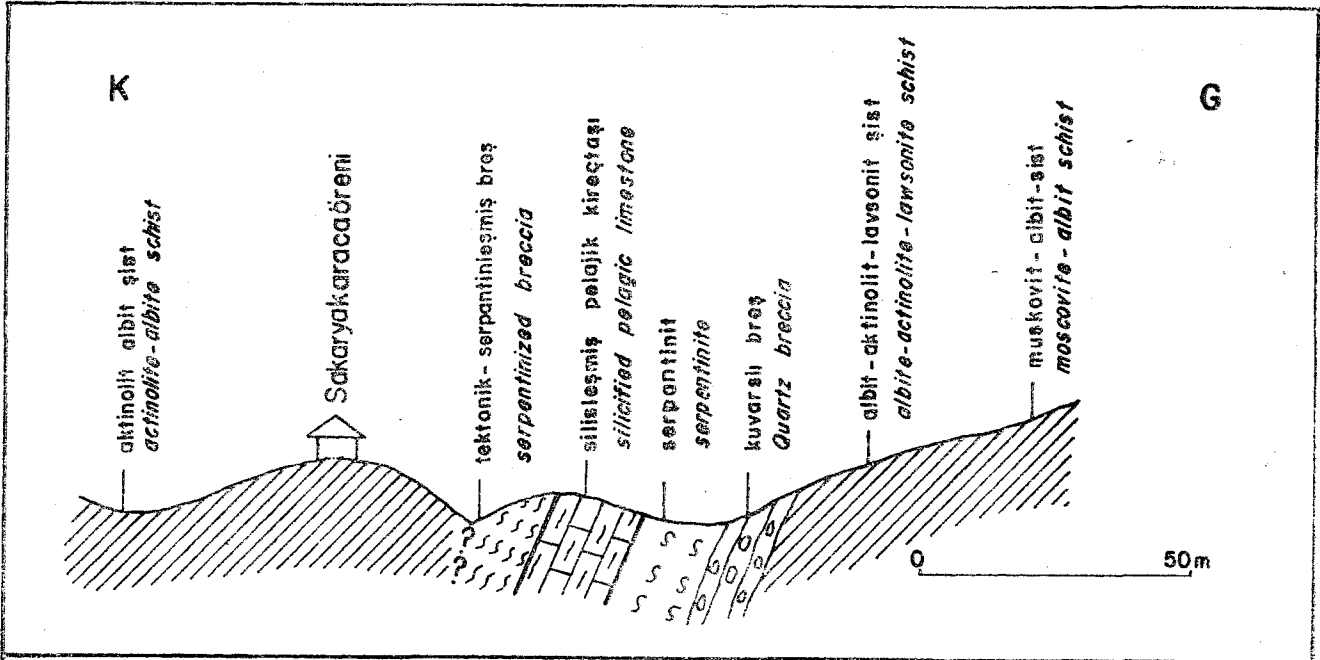
diğerleri (1965) Çaltı Dere'den aldıkları granit örneğinde zirkonlar üzerinde toplam kurşun ve radyoaktif ışın yayımı tahribatı (değat d'irradiation) yöntemlerini uygulayarak yaş belirlemesine ait çalışmalarında, toplam kurşun yöntemi ile 508, diğer yöntem ile 290 milyon yıl bulmuşlardır. Bölgedeki granit Liyas'tan genç olmadığı ve olasılıkla Permo-Triyas yaşında olduğu şeklindeki jeolojik veriler 290 milyon yıllık yaşla uyum içindedir.

Karatepe Karışığı : Bilecik ili yakınında, Karasu vadisi yakın doğusunda Karatepe'de tipik yüzeleme sunan, spilitli, bloklu oluşu bu tepenin ismine dayanarak Karatepe Karışığı adı kullanılmıştır (şekil 8). Bu karışık yer yer kırmızı derin deniz killeri, çört ve pelajik çökel ara katkıları bulunduran spilitik volkanitler içinde blok görünümünde sığ deniz kökenli çeşitli irilikte kireçtaşı bloklarıyla, kalkşist, diyabaz, radyolarit bloklarından oluşmuştur (şekil 8, 9, 10, 11)

Derbent Kireçtaşı Üyesi : Gölpazarı-Paşalar boğazı dolayında geniş yüzelemeler sunan Permiyen yaşta neritik kireçtaşların ilk defa Eroskay (1965) tanımlamıştır. Daha sonra yapılan araştırmada spilitli karışıkla olan ilişkisi ortaya konmuş ve Derbent Kireçtaşı ismi benimsenerek üye mertebesine indirilmiştir. Derbent Kireçtaşı Üyesi yeniden kristalleşmiş olup, kristallenmenin az olduğu yerleri Üst Permiyen fosilleri içermektedir.

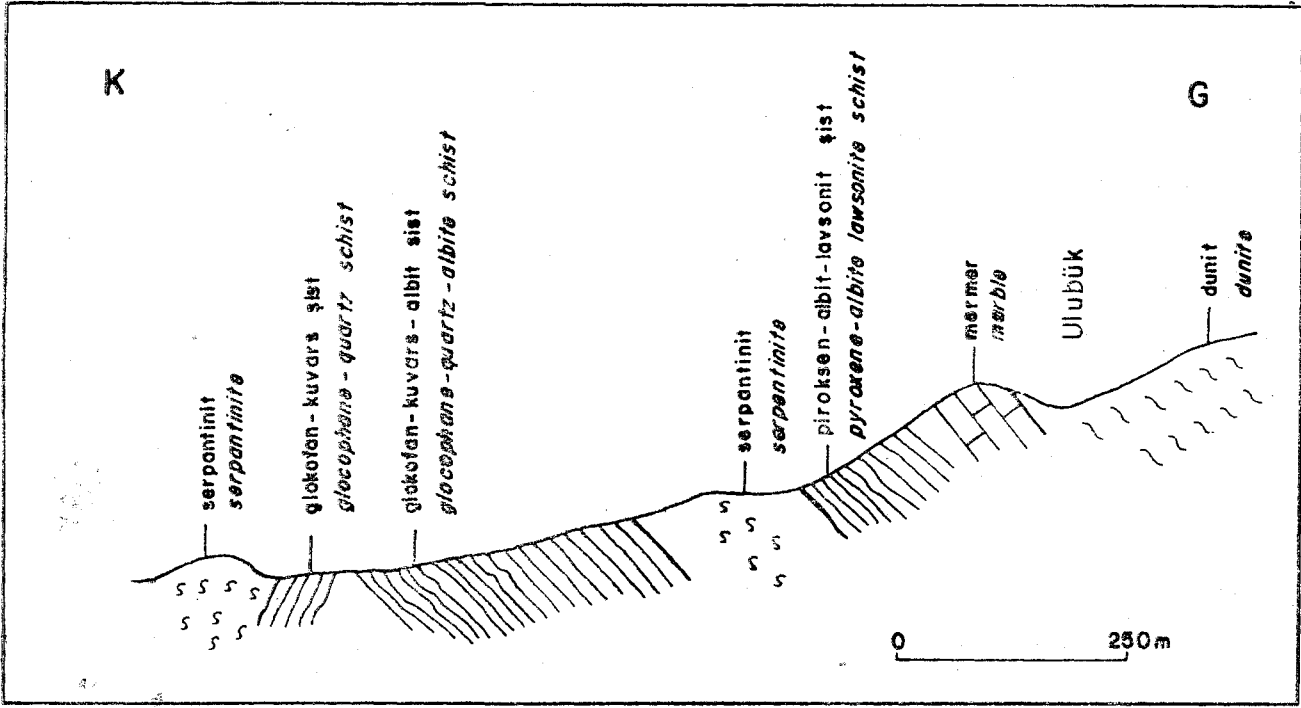
Spilitler içinde ve onlarla ara katkılı, Triyas yaşta olma olasılığı çok yüksek olan derin deniz çökelleri vardır (şekil 10). Bilecik doğusunda spilitlerle ara katkılı algli kireçtaşlarından (şekil 10) Triyas yaşı elde edilmiştir (Fahrettin Armağan, 1974, sözlü görüşme).

Karatepe Karışığının neritik fasiyeste çeşitli büyüklükte Derbent Kireçtaşı bloklarını bulundurması herşeyden önce sedimentolojik yönü ağır basan bir olaydır. Pek çok yerde iz-



Şekil 4: Sakarya kuzeyi, Sakaryakaracaöreni'nden gesen enine kesit.

Figure 4: Cross section through Sakaryakaracaöreni, north of Sakarya.



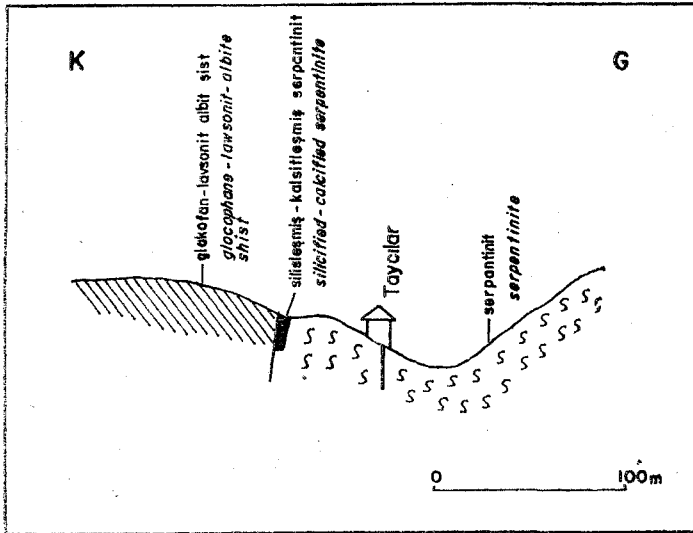
Şekil 5: İnceleme alanı doğusunda Ulubük'ten geçen enine kesit.

Figure 5: Cross section through Ulubük village to the east of study area.

lenmiş olan blok ile matriks ilişkisi neritik kireçtaşlarının çökme sonrası faylanmalardan çok çökme sırasındaki olistolit mekanizmasıyla bloklaşımını göstermiştir. Sağ yerlerde çökmekte olan kireçtaşlarının denizin derince kısımlarına kaymalarına yol açan olayın büyük ölçüde tansiyon hareketleriyle olması gerektiği sanılmaktadır. Çünkü volkanitler

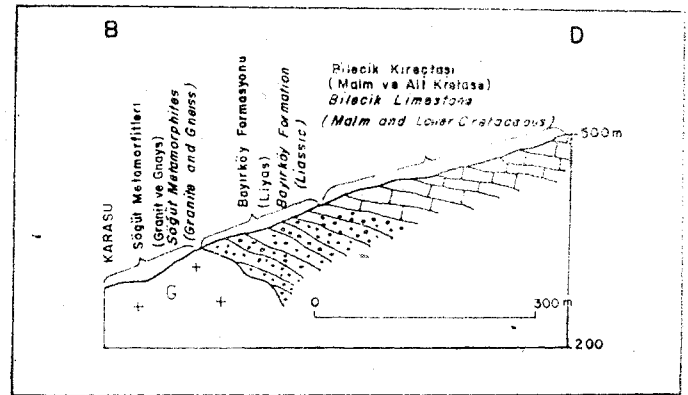
büyük kalınlıklara erişmiş ve büyük alanlara yayılmışlardır. Bunların çıkış yerlerini tansiyon sistemi oluşturmuş olmalıdır. Derbent Kireçtaşı'nın bloklar halinde kaymaya hazırlanması, yani parçalanmaları ve kaymaları için gerekli eğim artışı oluşmasının bu koşullarda kolay gelişebileceği düşünülmektedir.

Karatepe Karışığı ile yeşil ve mavişistlerin ilişkileri çok



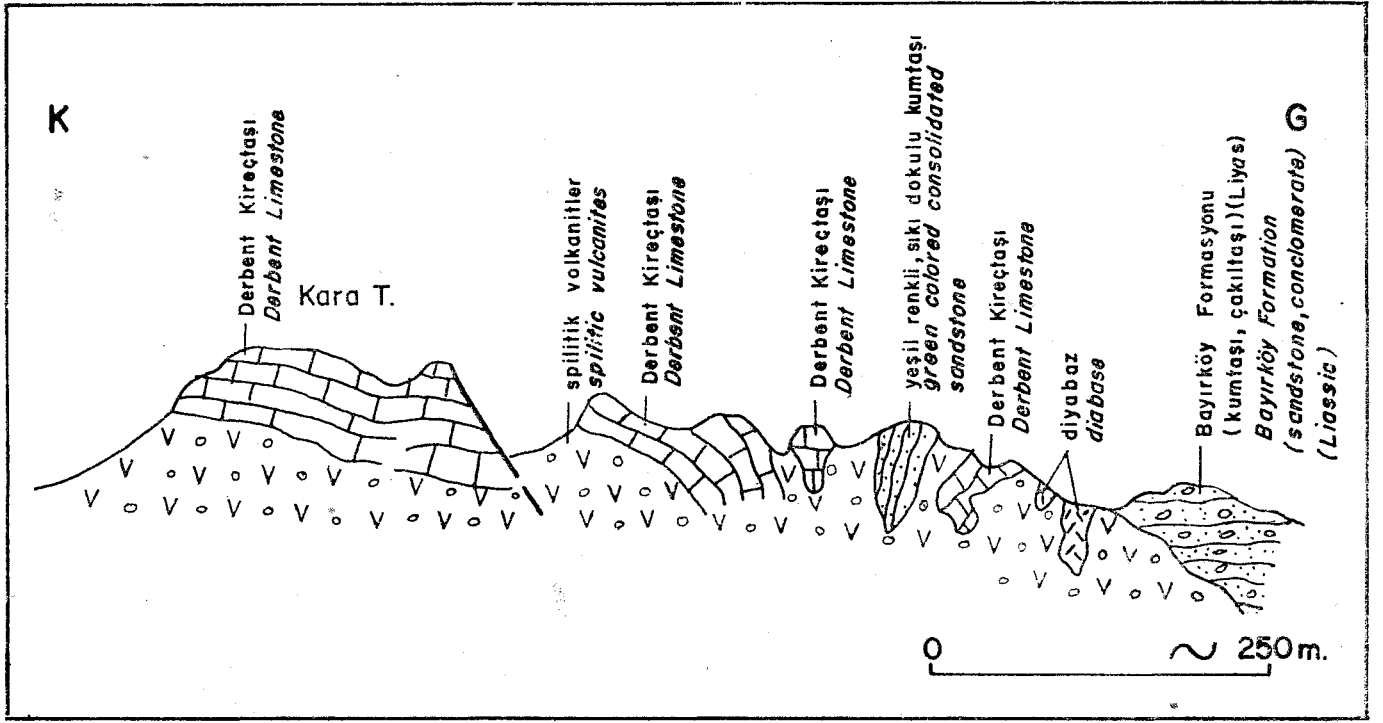
Şekil 6: İnceleme alanı doğusunda Taycılar köyünden geçen enine kesit.

Figure 6: Cross section through Taycılar village to the east of study area.



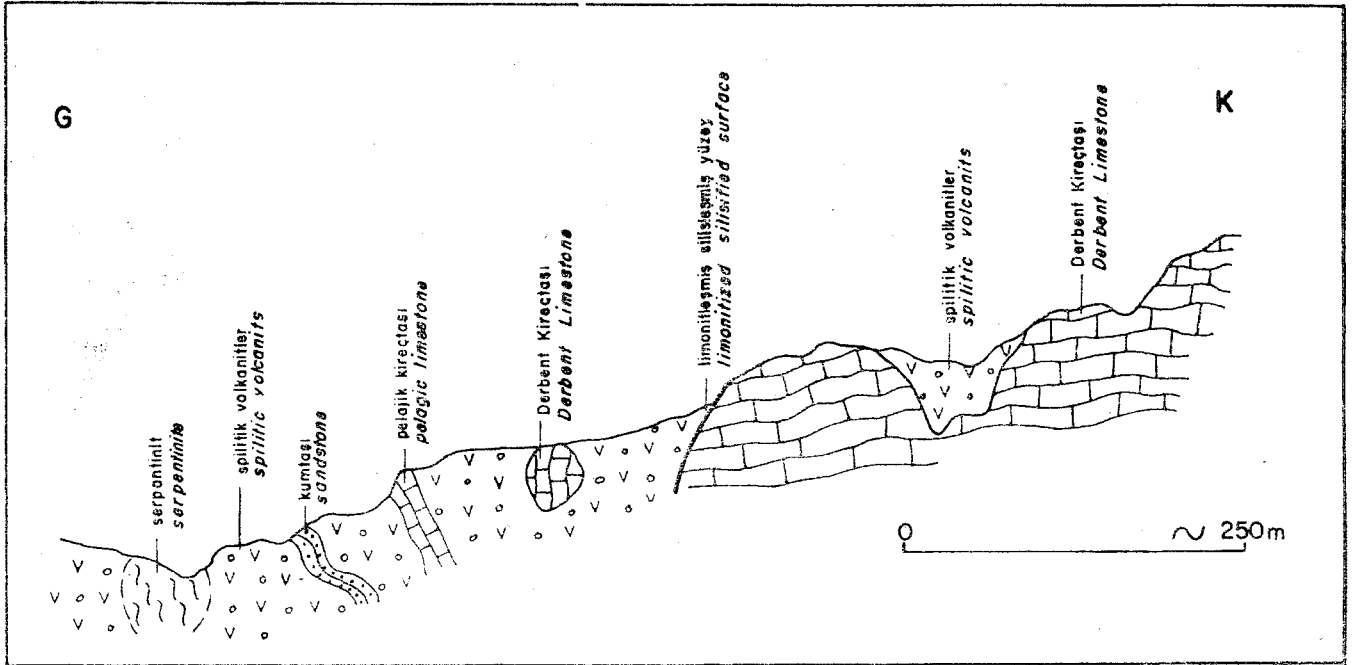
Şekil 7: Bilecik İstasyonu doğusu, Aşağıköy'den geçen enine kesit; Bilecik Kireçtaşı, Bayırköy Formasyonu üzerine koşut uyumsuz olarak, Bilecik Kireçtaşı ve Bayırköy Formasyonu da Söğüt Metamorfittleri Üzerine transgresif aşamalı olarak gelmektedir.

Figure 7: Cross-section through Aşağıköy east of Bilecik station; lithological characteristics of Bilecik, limestone, Söğüt Metamorphites and Bayırköy Formation, and their contact relations.



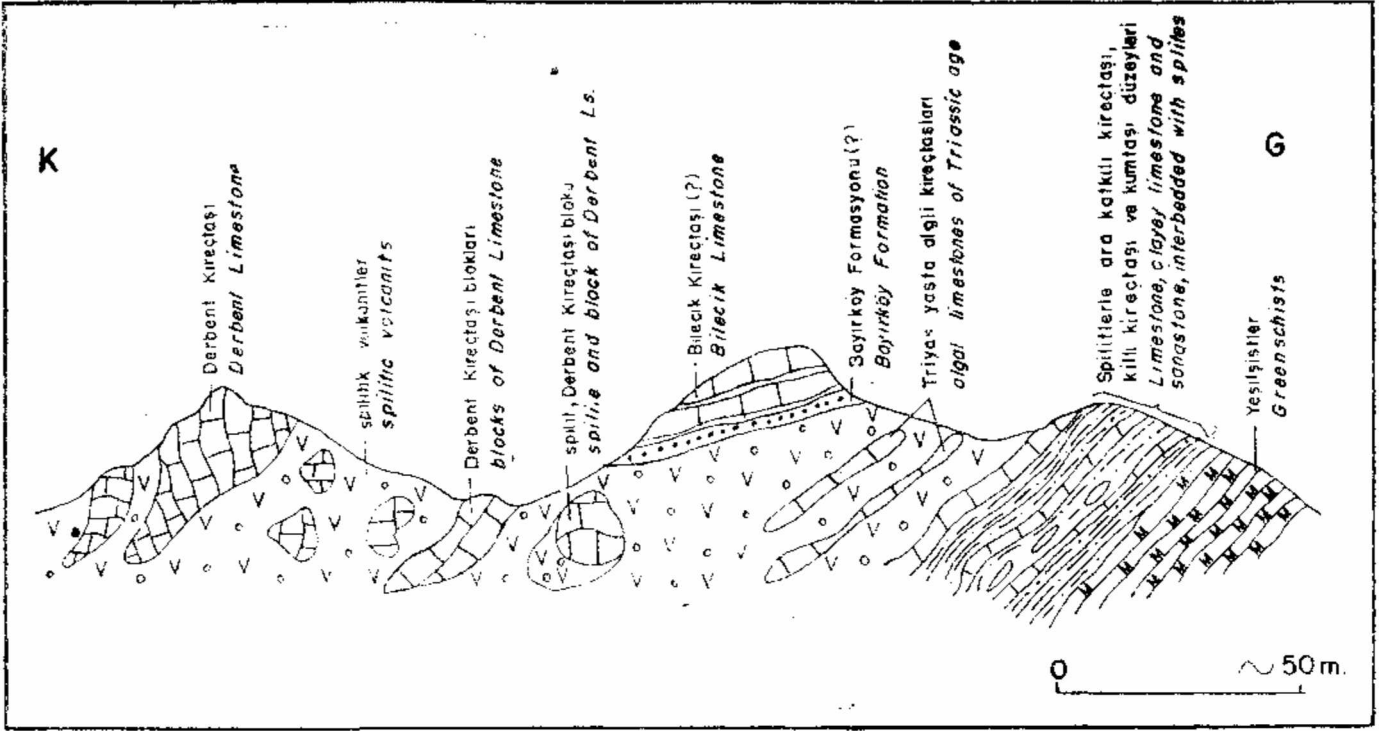
Şekil 8: Bilecik yakın doğusunda Karatepe'den geçen enine kesit; Karatepe Karışığı içindeki kayatürleri ve Bayırköy Formasyonu ile dokanak ilişkileri.

Figure 8: Cross-section through Karatepe in the near-east Bilecik, depicting the contact relations with the lithologies in Karatepe melange and Bayırköy Formation.



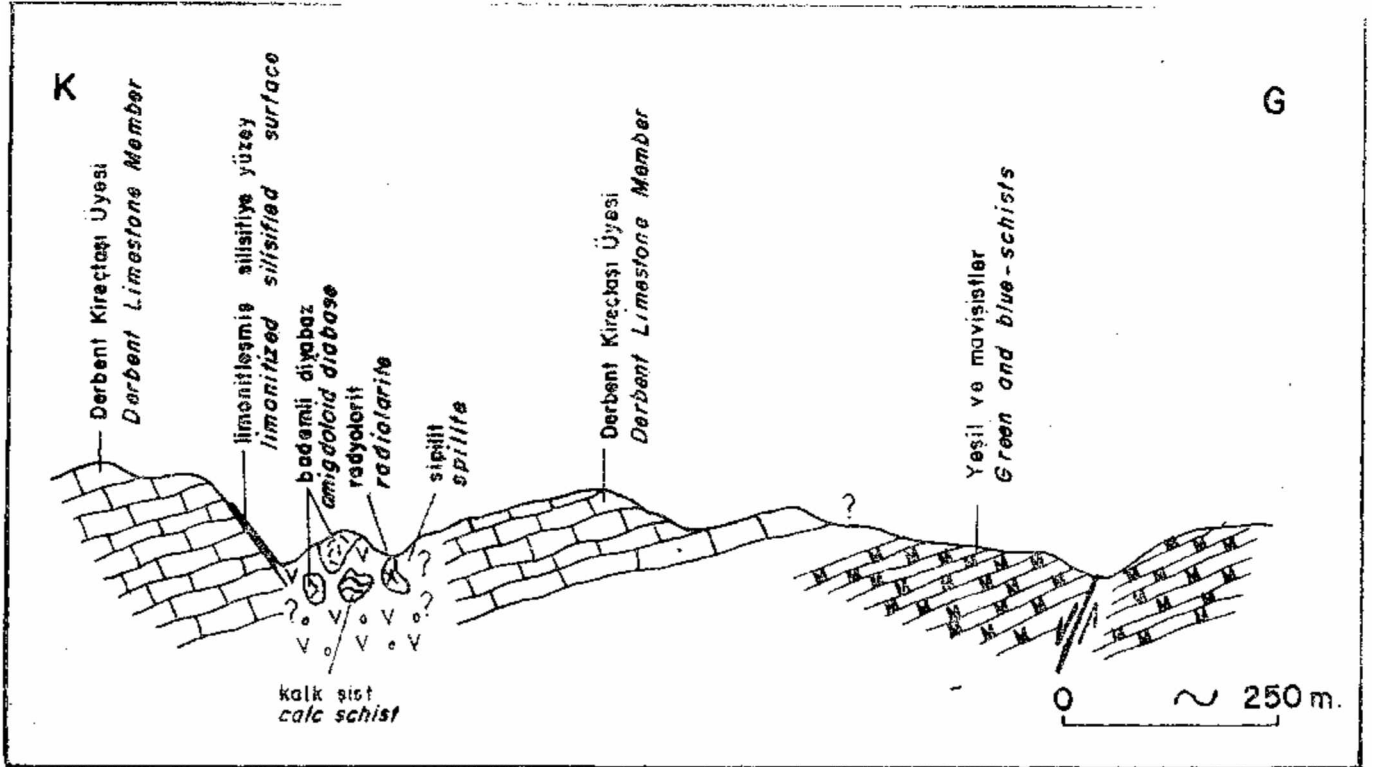
Şekil 9: Bilecik yakın doğusu, Karasu batısından geçen enine kesit; Karatepe Karışığı içindeki kayatürleri ve Derbent Kireçtaşı ile dokanak ilişkileri.

Figure 9: Cross-section through the west of Karasu in the nearest of Bilecik; contact relations of the lithologies in Karatepe complex and Derbent limestone unit.



Şekil 10: Bilecik yakın doğusundan geçen enine kesit; Karatepe Karışığı içindeki kayatürleriyle, Karatepe Karışığı, Bilecik Kireçtaşı, Bayırköy Formasyonu'nun dekanak ilişkileri.

Figure 10: Cross-section through the near-east of Bilecik; lithology of Karatepe melange and the contact relations of the lithologies in Karatepe melange with Bilecik Limestone and Bayırköy Formation.



Şekil 11: Sığıt, Hisarcık köyü yakın güneyinden geçen enine kesit; Derbent kireçtaşı, yeşil ve mavimsişler ile Karatepe Karışığı'nın dekanak ilişkileri ve Karatepe Karışığı'nın kayatürleri

Figure 11: Cross-section through near south of Hisarcık village, Sığıt; contact relations of Derbent Limestone, green and blueschist with Karatepe melange and lithology of Karatepe melange.

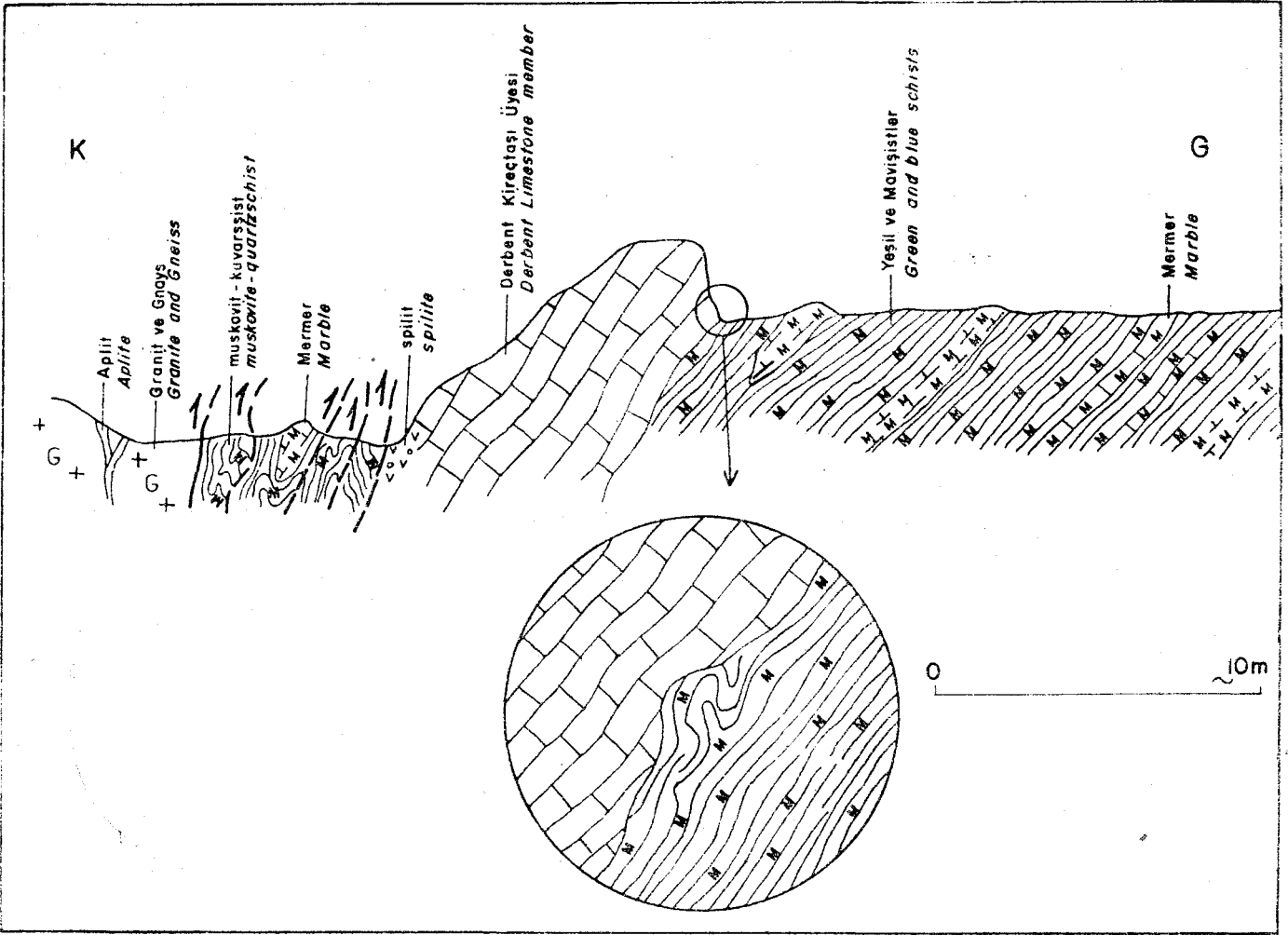
karmaşık bir sorun yaratmaktadır. Bursa ile Sarıcakaya arasındaki geniş alanda yapılan çalışmalarda hiçbir yerde Kara tepe Karışığı'nı taban ilişkileriyle yeşil ve mavişistler üzerinde veya herhangi başka bir birim üzerinde görmek olanaklı olmamıştır. Karatepe Karışığı ile yeşil ve mavişistlerin bir uyumsuzluk yüzeyiyle ayrılması olasılığının, bir dereceye kadar düşünülebileceği Hisarcık köyünde (şekil 11) ve Halıpınar deresinde (şekil 12) uyumsuzluğu gösterir veriler elde edilememiştir. Karatepe Karışığı yeşilşistler üzerinde açılmalı uyumsuzlukla bulunsaydı, bu ilişki kimi yerlerde gölgelense, ya da tektonik hareketlerle karmaşık bir görünüm kazansa da açılmalı uyumsuzluk ilişkilerini sezme gerekirdi.

Karatepe Karışığı ile yeşil ve mavişistler pek çok yerde tektonik dokanakta görülmüşlerdir. Karatepe Karışığı ile yeşil ve mavişistler arasındaki ilişkinin çözümü, Karatepe Karışığı ve Dağköplü Karışığı arasındaki ilişkiye koşut olarak, ayrıca önem kazanmaktadır. Çünkü Karatepe Karışığı'nı büyük ofiyolit blokları içeren Dağköplü Karışığı ile dokanakta görmek olanağı olmamıştır. Buna karşılık yeşil ve mavişistlerle Dağköplü Karışığı'nın uzun dokanakları vardır (şekil 2). Bu ilişkilere dayanarak Dağköplü Karışığı ile Karatepe Karışığı

arasındaki ilişkiyi yeşil ve mavişistler aracılığı ile çözmek yolu denenmektedir. Burada önemle belirtilmesi gereken bir durum da karatepe Karışığı içinde ufak bir serpantin yüzeylemesinin varlığıdır (şekil 9). Ancak, çok ufak oluşu dolayısıyla sorunun çözümü bu ofiyolitin varlığına dayandırılmamıştır.

Dağköplü Karışığı : Bu birim Çalkara köyünden Taycılar köyü doğusuna kadar uzanır (şekil 2). Dağköplü köyü dolayında ilginç yüzeylemeler sunduğu için, bu ofiyolitli oluşuğa Dağköplü Karışığı adı kullanılmıştır. Dağköplü Karışığı Dunit Üyesi ile Serpantin Üyesi'ne ayrılmış; ayrılamayan bölümleri "Dağköplü Karışığı (ayrılmamış)" olarak haritaya alınmıştır.

Dağköplü Karışığı içinde serpantinleşmiş peridotit, dunit, saxonit blokları geniş alanlar kaplamaktadır. Bunların yanında, radyolaritler, bunlarla geçişli silisleşmiş, kırmızı renkli ve pelajik kireçtaşları, çamurtaşları, yeşil ve mavişistler, metadasit, metaandezit, metakumtaşı, kumtaşı, metakiltası, mermer vb. bloklar da yer almaktadır. Tüm bu bloklar, Dağköplü Karışığı içinde, herhangi bir hamurdan yoksun olarak yan yana



Şekil 12: Söğüt doğusunda, Halıpınar dereден geçen enine kesit; yeşil ve mavişistlerle Karatepe Karışığı'nın dokanak ilişkileri ve kayatürleri.

Figure 12: Cross-section through Halıpınar creek, east of Söğüt; Contact relations of green and blueschists with Karatepe melange and lithologies.

üst üste bulunmaktadır. Bu blokların birbirleriyle olan dokanak ilişkileri tektoniktir.

Dunit Üyesi : Bu tiye Laçın-Taycılar-Sepetci-Gediktepe-Dağküplü arasında yüzelemektedir (şekil 2-5). Yeşil, mavi, mor renkli; genellikle serpantinleşmiş; dokanakları hırpalanmış; doğu-batı uzanımlı blok görünümündedir. Dokanakları yer yer faylı olan Dunit Üyesi ayrıca kendi içinde de doğu-batı yönünde faylanmıştır.

Serpantin Üyesi : Herhangi bir hamürdan yoksun olan Dağküplü Karışığı içinde, büyük ve ufak bloklar şeklinde, diğer bloklarla anormal dokanakta bulunmaktadır (şekil 2). Serpantin, dolomitleşmiş serpantin, sexonit, antigorit şeklinde yüzeyleyen bu üye ezik ve hırpalanmış dokanaklar sunar.

Bayırköy Formasyonu

Batıda yalın, doğuda değişken kayatürlerinden oluşan bu formasyon, ilk defa Granit (1960) tarafından tanımlanmış ve Bayırköy Kumtaşı olarak adlanmıştır. Altınlı (1973) daha sonra bu birime, kumtaşından başka çökel kayalarıyla da girik durumlar gösterdiği gerekçesiyle, Bayırköy Formasyonu adını kullanmıştır.

Bayırköy Formasyonu batıda Bayırköy dolayından başlar, Sancakaya doğusuna doğru, yer yer keskinlikler gösterek devam eder (şekil 2).

Birim, genellikle kumtaşı özelliğindedir. Yer yer de kiltası, kumlu kireçtaşı, kireçtaşı da içermektedir. Bayırköy Formasyonu Orta Sakarya Karışık Grubu üzerine transgresif aş-

malı olarak gelir. Bu durum Aşağıköy'de (şekil 7), Adabayıra Tepe'de (şekil 13) ve Enez Dere'de iyi izlenir.

Bayırköy Formasyonu'nda en fazla 1280 m kalınlık ölçülmüştür.

Bayırköy Formasyonu

Trocholina cf. conica (Schulm.)

Vidalina martana Farinacci,

Involutina liassita Jones

Textularidae

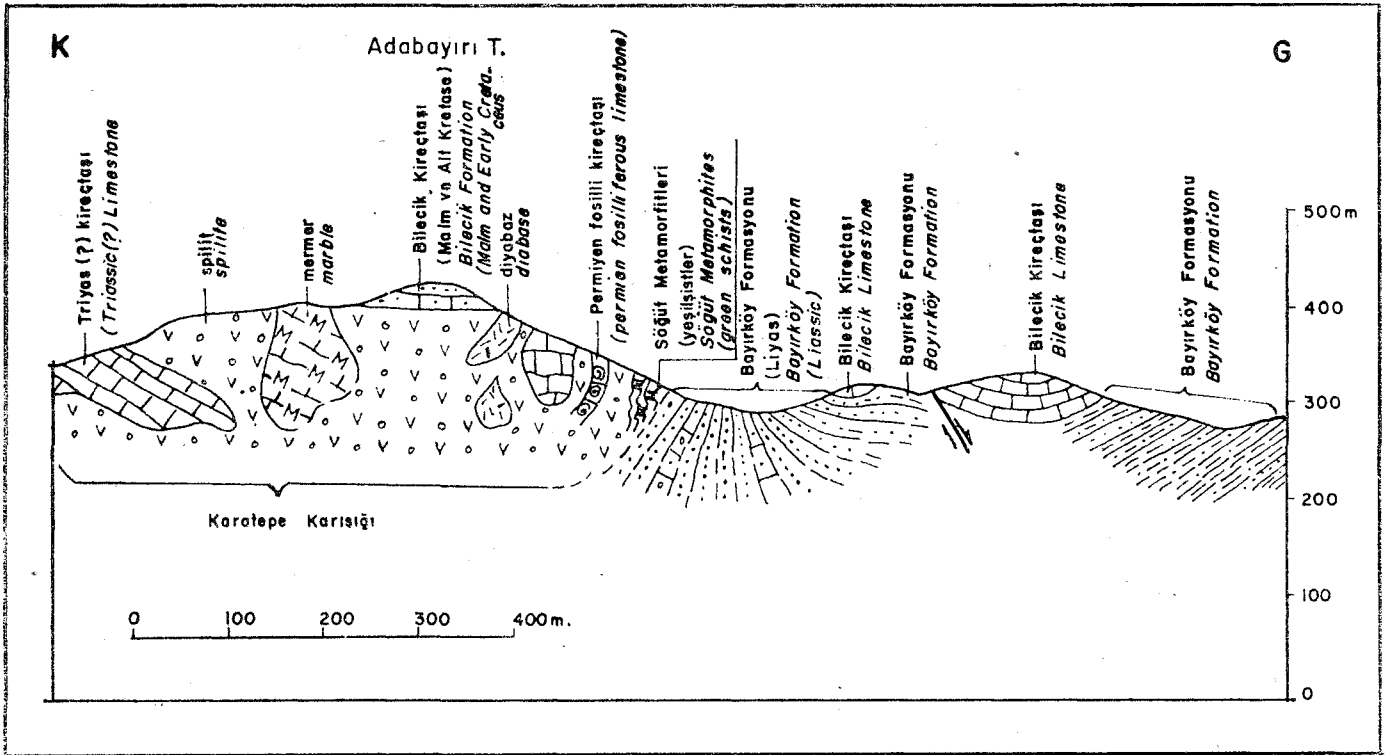
fosillerine göre Liyas yaşadadır. Granit (1960) ve Eroskay (1965) bu birimde Liyas yaşım gösterir fosiller bulmuşlardır.

Bu formasyon postrorojenik aşamada, sığ Jürasik denizinin transgresyonu ile çökelmiştir.

Bilecik Kireçtaşı

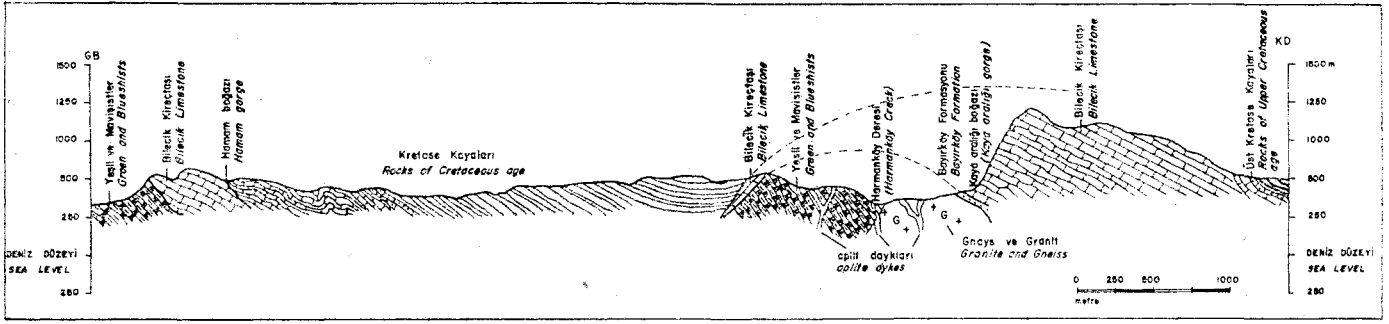
Bölgede oldukça yaygın olup, aşınma yüzünden yüzeylerinin dağınık olmasına karşın, benzer görünümü istifler sunar. Bu birim genellikle çevreleri dik yarlı üstü düz tepeler oluşturur. Bilecik Kireçtaşı adını ilk kez Granit (1960) kullanmıştır.

Bilecik Kireçtaşı Aşağıköy (şekil 7), Enez Dere vb. yerlerde Bayırköy Formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla; Hamamboğazı (şekil 14), Sancakaya güneyinde vb. yerlerde de Orta Sakarya Karışık Grubu üzerine açısız uyumsuzlukla oturmaktadır. Bilecik Kireçtaşı üzerine de Alt Kretase'nin üst bölümlerinden başlayan çökeller açısız uyumsuzlukla gelmektedir (şekil 14).



Şekil 13: Bilecik doğusu, Karasu doğu yakasındaki Adabayırı tepeden geçen ölçekli enine kesit; Karatepe Karışığı'nın kayatürleriyle, Bayırköy Formasyonu ve Bilecik Kireçtaşı'nın Karatepe Karışığı ile dokanak ilişkileri.

Figure 13: Scaled cross section through Adabayırı Hill in the eastern part of Karasu, east of Bilecik; Contact relations of lithologies of Karatepe melange with Bayırköy Formation and Bilecik limestone.



Sekil 14: Söğüt kuzeydoğusunda Hamamboğazı ile Kayaaralığı boğazı arasından geçen enine kesit; Söğüt Metamorfiteri ile Jürasik kayalarının, Jürasik kayaları ile Alt-Üst Kretase kayalarının dokanak ilişkileri.

Figure 14: Scaled cross section between Hamamboğazı and Kayaaralığı to the north-east of Söğüt, contact relations of Söğüt Metamorphites with Jurassic rocks and Jurassic rocks with lower-upper Cretaceous rocks.

Bileşik Kireçtaşı'nda 740 mkalınlık ölçülmüştür. •

Birim, *Trocholina elongata* Leupold

Trocholina alpina Leupold
Clypenia Jurassica (Favre)
Tintinopsella colomi (Boller)
Tintinopsella oblonga
 (Cadish) *Kurnubia* sp.
Pseudocyclamina sp.

fosillerine göre Üst Jürasik ve Alt Kretase yaşadadır. Granit (1960), Eroskay (1965)'in bu yaşı gösteren fosil bulguları vardır. *

Paleontolojik bulgu ve mikrofasiyes özelliklerine göre Bilecik Kireçtaşı ışı ve sıcak bir denizel ortamda çökmüş, olmalıdır.

Kretase ve Tersiyer Örtü Kayaları

Bölgede genç Alt Kretase ve Tersiyer boyunca çökmüş, çeşitli kaya birimleri, Orta Sakarya Karışık Grubunu, Bayırköy Formasyonu'nu ve Bilecik Kireçtaşı'nı açısız uyumsuzlukla örtmektedirler. Bu kaya birimleri jeoloji haritasında (şekil 2) tek bir harita birimi olarak gösterilmiştir.

DAĞKÜPLÜ KARIŞIĞI'NIN YERLEŞME YAŞI

Bu çalışmada, Dağküplü Karışığı içinde yer alan çökel kaya bloklarında fosil saptanamamıştır. Karatepe Karışığı, yeşil ve mavişistler, Dağküplü Karışığı ilişkileri arasındaki çözümde Jürasik kayalarının taban ilişkilerinden ve konumlarından yararlanılabilmektedir. Jürasik, inceleme alanında kimi yerde Lias yaşta kırıntılı kayalar, kimi yerde ise doğrudan doğruya Üst Jürasik yaşta neritik ve oolitik kireçtaşları şeklinde bölgedeki çeşitli kayalar üzerinde uyumsuz olarak izlenebilmektedir (şekil 2). Jürasik kayaları yeşil ve mavişistlerle Karatepe Karışığı üzerinde uyumsuzdur. Bu durumda yeşil ve mavişistler Karatepe Karışığı ile Jürasik öncesinde dokanak haline gelmiş olmalıdır. Bölgede, belli bir yükseltide düşük eğimli kalın istiflerle düz tepeler oluşturan ve bir bütünün birbirinden aşınma ve düşey faylarla ayrılmış parçaları olarak gözüken Jürasik kayaları, Dağküplü Karışığı üzerinde doğrudan yer almamasına karşın, bu karışığın üzerinde görülen yeşil ve mavi şistleri transgresif olarak örtmektedir. Jürasik kayalarının bu konumları Dağküplü Karışığı ile yeşil ve mavişistler arasındaki tektonik olayların Jürasik öncesi tamamlanmış olması

gerektiğini düşündürmektedir. Yeşil ve mavişistler ile Karatepe Karışığı üzerinde yer alan Jürasik kayaları birbirlerinin devamı görünümündedir. Bu görünüm Jürasik sonrası önemli yatay bileşenli devinimlerin varlığını önleyici bir unsurdur.

Bilecik Kireçtaşı genellikle Üst Jürasik yaşta olmakla birlikte yer alan Alt Kretase'ye geçiş göstermektedir. Alt Kretase'nin daha üst katlarına ve Üst Kretase'ye ait kayalar Bilecik Kireçtaşı üzerinde açısız uyumsuzlukla oturmaktadır (şekil 14). Bilecik Kireçtaşı üzerine uyumsuz gelen bu kayalar Maestrihtiyen ve Paleosen'e kadar uzanmaktadır.

Dağküplü Karışığı'nda ne Jürasik ne de daha genç kayalara ait bloklar bulunamamıştır. Sözü edilen verilere göre Dağküplü Karışığı'nın yerleşme yaşı Jürasik öncesi olmalıdır.

YAPISAL YORUM

Üst Permiyen-Triyas sırasında bölgeye pek uzak olmayan bir yerde okyanuslaşma başlamıştır. Bu okyanuslaşmaya bağlı olarak şelf üzerinde gelişmekte olan karbonatları da etkileyen bir tansiyon sistemi etkin olmuştur. Bu tansiyon sistemine bağlı olarak derin parçalanmış bölümlerde oluşan spilitik volkanizmaya şelf üzerinde çökelmekte olan şelf karbonatları da katılmıştır. Bu arada denizin okyanus tabanında ve tabana komşu çukurluklarında pelajik kireçtaşı ve grovak çökelmiştir. Söz konusu okyanusun Triyas sonunda kapanmaya başlamasıyla yukarıda sözü edilen kayalar ekaylanmış, büyük yan basınçlar etkisine girmişlerdir. Bol volkanik katkı da bulunduran grovakların bu sırada mavişist metamorfizmasına uğradıkları sanılmaktadır. Granit yerleşmesinin bu aşamada meydana gelmiş olduğunu düşünmeye iten çeşitli nedenler vardır. Dağküplü Karışığı dışındaki mavişistler ile arakatlı ve az çok uyumlu bir konumdadırlar. Dokanakları soğuk ve katı kırılma tektoniğinin belirgin izlerinden çok, yan plastik bir deformasyonun izlerini taşımaktadır, öte yandan granit yeşilşist dokanakları ilkseldir ve granit yeşil-şist dokanaklarında yönlü yapı kazanmıştır. Bu durum aynı zamanda granitin tektonik ile yaşı bir yerleşimini düşündürmektedir. Bu bulgular granitin yeşil-mavişistler içine sokulduğu ve yüksek ısıdan etkilenmiş şistler ile düşük ısı yüksek basınç özelliklerini koruyabilmiş kesimlerin devam etmekte olan yatay hareketler ile içice ardalanalma ve tektonik bakımdan uyumlu bir yapı kazandıkları sonucuna götürmektedir. Yapılan petrografik belgilemelerin bölgede biri gnays, mikaşist

ve amfibolit şistler, diğeri yegilistlerle mavişistleri kapsayan iki ayrı tür metamorfizma bulunduğunu, vurgulaması, ancak saha gözlemleri ile bu iki türün tektonik uyum içinde bulduklarının gözlenmesi yazarları yukarıdaki açıklamayı benimsemeye itmektedir.

Dağ küplü Karışığı ise yüksek ısı metamorfizmasından hiç etkilenmemiş bir ekaya aittir. Bu ekay aynı zamanda bulundurduğu yaygın serpantin, dunit, radyolarit, pelajik kırmızı çamurtaşı kireçtaşı birimlerinin de işaret ettiği üzere okyanus hendeğinden çok okyanus tabanı parçalarından oluşmuştur.

Sögüt Metamorfitlerini, Karatepe Karışığı'nı ve Dağküplü Karışığı'nı bulduran ekayların, daha doğrusu napların, geliş ve yerleşme sıralarını belirlemek özellikle eski kıta kenarlarını tanımlayabilmek bakımından önemlidir; ancak bu konuda çok daha geniş bir alanın değerlendirilmesi gerektiği düşüncesiyle bu aşamada bir yorumda bulunmaktan kaçınılmıştır.

Bu olayları postorojenik sığ Jürasik denizinin transgresyonu izlemiştir, özellikle Liyas'ta yer yer büyük kalınlıklara ulaşan kırıntılı kayalar postorojenik aşınma devresinde oluşmuşlardır.

En Alt Kretase'ye kadar devam eden duraylı şelf niteliği Alt Kretase'de bozulmuş, bölge büyük ölçekte host-graben morfolojisini kazanmış, derince su altında kaldıkları anlaşılan Jürasik kayalarını aşıl uyumsuzlukla örten, Alt ve Üst Kretase pelajik kayaları çökelmiştir. Maestrihtiyen'den sonra bölge daha çok düşey hareketlerle büyük ölçüde su yüzüne çıkmış, Paleosen'de yer yer karasal çökeller gelişmiştir. Paleoseni izleyerek bölgede sıkıştırma kuvvetleri bir süre etkili olmuş, önceden var olan kimi büyük normal fay düzlemlerinin yüzeye yakın bölümlerinde eğim terslenmeleri meydana gelmiştir.

SONUÇKAB

Dağküplü Karışığın'da Triyas'tan daha genç kaya bulunmamıştır. Jürasik kayalarının inceleme alanındaki konumları, Dağküplü Karışığı ile yeşil ve mavişistler arasında tektonik olayların Jürasik öncesi olduğunu göstermektedir.

Bölgede Jürasik sonrası hareketler daha çok Alt Kretase'de tansiyon ortamında parçalanıp çökme ve Paleosen'i izleyen kompresyonla belirtmektedir. Üst Tersiyer sırasında bölgede daha değişik tektonik özellikler görülmektedir; ancak Üst Tersiyer bu çalışma konusunun dışında kalmıştır. Burada kesin olarak belirtilebilecek husus Jürasik'ten sonra bölgenin ofiyolit yerleşmesi gibi büyük yanal hareketlerden etkilendiğine ait verilerin aranmış ve bulunmamış olmasıdır.

Jürasik kireçtaşları üzerindeki Kretase'den Paleosen'e kadar uzanan istif içerisinde ofiyolit birimleri yer almamaktadır.

Sayılan tüm bu gözlemlere göre bölgede ofiyolit yerleşmesinin ve mavişistlerin oluşumunun, yeni veriler bulununcaya kadar, Jürasik öncesi olduğunu kabul etmek gerektiği sonucuna varılmıştır.

Bu ofiyolitlerin kaynağı olarak düşünülen okyanuslaşmanın ise Üst Permian-Triyas sırasında olduğu anlaşılmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma için gerekli olanakları sağlayan, MTA Enstitüsü Genel Direktörlüğüne, araştırmanın her aşamasında katkıda bulunan Sayın Esen Arpat'a; petrografik belgilemeleri yapan A. Kraeff, İnci Ertan ve Eşref Aydın'a; paleontolojik belgilemeleri yapan Muallâ Serdaroğlu,ERCÜMENT Sirel ve Fahrettin Armağan'a teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı, İ. B., 1973a, Orta Sakarya Jeolojisi: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 159 - 191.
- Altınlı, İ. E., 1973b, Bilecik Jürasik'i: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 103 - 111.
- Çoğulu, E., Delaloye, E. et Chessex, R., Sur l'age de quelques roches intrusives acides de la région d'Eskişehir (Turquie): Archies des sciences 500. de physique et d'histoire nat. de Genève, 18, 3, 692-699.
- Eroskay, S.O., 1965, Paşalar boğazı-Gölpazarı sahasının Jeolojisi: İst. Univ. Fen. Fak. Mecm. Seri B., XXX 3-4, 135-170.
- Granit, Y. ve Tintant, H., 1960, Observations preliminaires sur le Jurassique de la région de Bilecik (Turquie): Lab. de Géol. Géol. Faculte des Sciences, Dijon.
- Şentürk, K. ve Karaköse, C., 1979, Orta Sakarya dolayının temel jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enst. Rap. No: 6642, Ankara.
- Yılmaz, Y., 1979, Sögüt-Bilecik bölgesinde polimetamorfizma ve bunların jeotektonik anlamı: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22-1, 85-100.

Yazının Yayına verildiği tarih : 3.3.1981

Menderes Masifinin Gnayslarında ve Şistlerinde Metamorfizma Koşulları, Alaşehir - Manisa

Metamorphic conditions of gneisses and schists in the Menderes Massif, Alaşehir-Manisa

Remzi AKKÖK, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Kürsüsü, Teşvikiye.- İstanbul

ÖZ: İnceleme alanı Menderes Masifinin doğu kesiminde Manisa ilinin Alaşehir ilçesi yakınında yer alır. Bu bölgedeki metamorfik kayalar litolojileri ve yapısal konumları gözönüne alınarak üç grup altında toplanmıştır. Bunlar Gnays Karmaşığı, Şist Karmaşığı ve Mermerlerdir.

Petrografik, mineralojik ve yapısal veriler Şist Karmaşığının en az üç evrede metamorfizmaya uğradığını kanıtlamaktadır. Birinci evrenin oluşturduğu metamorfik doku bunu izleyen ikinci evre metamorfizması (amfibolit fasiyesinde) ile kısmen bozulmuştur. Gnays Karmaşığı porfiroblastik, gözlü, masif granitik ve bantlı gnayslar ile migmatitler içerir. Gnays Karmaşığına ait jeolojik, petrografik ve kimyasal veriler ve karmaşığın kısmi anateksisten etkilendiğini gösterir. Örneğin bu karmaşığın bazı gnaysları içerisinde görülen koyu renkli (mafik) inklüzyonlar anateksis sonucu oluşan ergimeyen kalıntılardır (restitler). Şist Karmaşığı ise; kuartzo-feldspatik gnays, granat-mika şist, kuvarsit ve gözlü gnaystan oluşmaktadır.

İkinci evre metamorfizması sırasında Şist Karmaşığı 5 kb'lık bir basınç ile 600°C'lik bir sıcaklığın etkisinde kalırken Gnays Karmaşığı 5-6 kb'lık bir basınç ve 660°C'lik bir sıcaklığın etkisinde kalmıştır.

ABSTRACT : The present research area lies in the eastern part of the Menderes Massif, near Alaşehir-Manisa. In this region, three metamorphic rock groups are recognised on the basis of their lithologies and structural positions, namely, the Gneiss Complex, the Schist Complex and the Marbles.

Petrographic, mineralogical and structural data indicate that the Schist Complex have undergone at least three phases of metamorphism. The first phase has been partially obliterated by the second phase which is in the amphibolite facies. The Gneiss Complex comprises porphyroblastic, augen, massive granitic and banded gneisses, and some migmatites. Geological, petrographical and chemical evidence shows that the Gneiss Complex suffered partial anatexis. For example mafic inclusions in certain gneisses of the Gneiss Complex represent restites. The Schist Complex contains quartzo-feldspathic gneiss, garnet-mica schist, quartzite and augen gneiss.

During the second phase of regional metamorphism, temperatures reached 600°C with accompanying pressures of 5 kb in the Schist Complex, while 660°C with pressures of 5-6 kb in the Gneiss Complex.

GİRİŞ

Güneybatı ve Batı Anadolu'da geniş alanlar kaplıyan metamorfik kayaç toplulukları ve bunları örten genç tortul kayaçlar Menderes Masifi olarak bilinmektedir. Bu masifin sınırları, jeoloji literatüründe açıklıkla belirlenmemesine karşın, kabaca kuzeyde Kütahya, güneyde Muğla, doğuda Denizli ve batıda İzmir'e kadar uzanmaktadır.

Son yüzyılın ikinci yarısından beri Menderes Masifi çeşitli amaçlarla birçok araştırmacı tarafından incelenmektedir. İlk araştırmalarda Menderes Masifinin bir tektonik birim olduğu belirtilmiştir (Hamilton, 1840; Philippson, 1915; den; Philippson, 1918). Daha sonraki yıllarda ise, masifin çekirdeğini oluşturan gnaysların kökenleri (Schuiling, 1958, 1962; Flügel ve Metz, 1954; Akartuna, 1965; Graciansky, 1965; Başarı, 1970; İzdar, 1971; Ayan, 1973; Dora, 1975), masifte çekirdek-örtü ilişkisi (Schuiling, 1962; Wippem, 1964; Graciansky, 1965; Abdüsselamoğlu, 1965; Brinkmann, 1966; Bingöl, 1974; İzdar, 1975; Akdeniz ve Konak, 1979) ve masifin yaşı (Onay., 1949; Kaaden ve Metz, 1954; Schuiling, 1958, 1962; Ketin, 1959; Wippem, 1964; Graciansky, 1965; Brinkmann, 1966, 1971; Kaya, 1972; Bingöl, 1974; İzdar, 1975) araştırılmıştır. Ancak bu konularda araştırmacılar birbirlerine karşıt görüşler ileri sürmektedirler. Yapılacak yeni araştırmalardan elde edilecek veriler görüşler arasındaki ayrıcalığın ortadan kalkmasına yardımcı olacaktır.

Bu incelemede ise, Manisa ili Alaşehir ilçesinin yaklaşık 20 km güneyinde yer alan 220 km² lik bir bölgenin etkilendiği metamorfizma koşulları (sıcaklık ve basınç) saptanmaya çalışılmıştır. Anlatımda kolaylık sağlamak amacıyla inceleme alanı "Derbent bölgesi" diye adlandırılmıştır.

GENEL

Derbent bölgesindeki metamorfik kayaçları, litolojileri ve yapısal konumları gözetilerek üç ana grup altında toplamak olasıdır. Bunlar alttan üste doğru: (1) Gnays karmaşığı, (2) Şist karmaşığı ve (3) Mermerleredir.

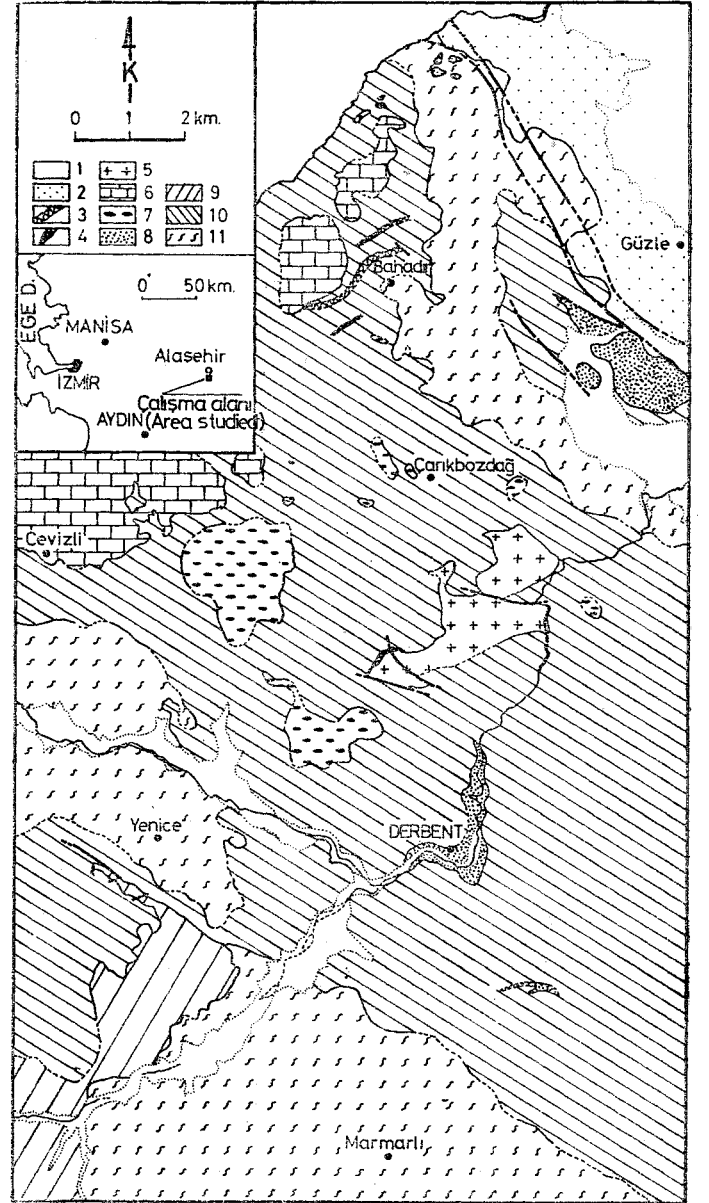
Ayrıca çalışma alanının doğu kesiminde Şist Karmaşığını intrüzyif bir granit "Dede Dağı Graniti" kesmektedir. Bahadır köyünün hemen kuzeyinde ise Şist Karmaşığı serpantinitle içermektedir. (Akkök, 1977). Bölgenin kuzey ve kuzeydoğu kesiminde metamorfik kayaçları genç çökeller (Neojen yaşı) örter (Şekil: 1). "

GNAYS KARMAŞIĞI

Gnays Karmaşığı bölgede diğer kayaçların altında yer alır ve tabanı görülmez. Porfiroblastik gnays ve gözlü gnays bu karmaşığın en yaygın birimleridir. Bu kayaçlarla birlikte yer yer bantlı gnays, masif granitik gnays ve migmatitler görülmektedir. Bölgenin birçok yerinde porfiroblastik gnaystan masif granitik gnaysa ve gözlü gnaystan bantlı gnaysa geçişler birkaç metre içinde izlenebilir. Çizelge l'de bu karmaşığı oluşturan kayaçların mineral içerikleri verilmiştir.

Profiroblastik gnays

Gnays Karmaşığının en egemen litolojik birimidir. Bu gnays gri renkli, kaba taneli ve 10-40 mm. boyutlara ula-



Şekil 1: Derbent Bölgesinin jeoloji haritası. 1) Alüvyon, 2) Genç çökeller (Neojen), 3) Serpantinitle, 4) Hornfels, 5) Dede Dağı graniti, 6) Mermer, 7) Gözlü gnays, 8) Kuvarsit, 9) Kuvartzo-feldspatik gnays, 10) Granat-mika şist, 11) Gnays karmaşığı.

Figure 1: Geological map of the Derbent Area. 1) Alluvium, 2) Recent sediments (Neogene), 3) Serpentinite, 4) Hornfels, 5) Dede Dağı Granite, 6) Marble, 7) Augen gneiss, 8) Quartzite, 9) Quartz-feldspathic gneiss, 10) Garnet-mica schist, 11) Gneiss Complex.

şabilen dikdörtgen, elips veya daire şekilli kesitler veren mikroklin ve/veya oligoklas porfiroblastları içerir. K-feldspat porfiroblastları değişik yoğunlukta ve düzensiz dağılımlı olarak gelişmişlerdir. Bu birimdeki gnaysik dokuyu birbirine kabaca paralel olarak dizilmiş olan biyotit yapraklarının yoğunlaşması vermektedir.

Porfiroblastik gnayslar elipsoid şekilli (uzun eksenleri 10-30 cm.), koyu renkli inklüzyonlar içerirler. Bunlar biyotit, albit ve az miktarda kuvarstan oluşurlar. Inklüzyonlar-

oligoklas + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + almandin granat + opak + klorit
albit + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + epidot + opak
albit + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + opak + klorit
albit + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + almandin granat + epidot + opak
albit + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + almandin granat + epidot + klorit + opak
oligoklas + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + opak
oligoklas + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + almandin granat + opak
albit + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + opak

Çizelge 1: Gnays Karmaşığındaki kayaçların mineral içeriği

Table 1: Mineral assemblages of the Gneiss Complex

la gnays arasındaki dokanak oldukça keskin ve gnaystaki mineral yönelimiyle uyumsuzdur. Buna karşılık porfiroblastik gnaysta foliyasyonun belirgin bir şekilde izlendiği kesimlerde inklüzyonlar foliyasyona paralel olarak yassılaştırmışlardır.

Gözlü Gnays

Gnays Karmaşığının büyük bir kesimini oluşturan gözlü gnaysların bu karmaşık içindeki dağılımları düzensizdir. Gözlü gnays karmaşık içerisinde görülen diğer gnayslara düşey ve yatay geçişler gösterir. Geçiş zonlarında ve yalın kısımlarında gözlü gnaysta izlenen foliyasyon diğer gnayslardaki foliyasyonlara paraleldir.

Gözlü gnaystan masif granitik gnaysa geçişte feldspat gözlerinde sayı ve boyut bakımından dereceli bir azalma izlenmektedir. Porfiroblastik gnaysa geçişte ise, foliyasyon gittikçe belirsizleşir ve feldspat gözlerinin şekil ve yönelimleri değişerek feldspatik porfiroblastlar haline geçer. Aslında petrografik olarak bu iki gnays arasındaki fark dokusu olup mineralojik değildir. Bu nedenle gözlü gnaysın deformasyondaki yerel farklılıklar sonucu porfiroblastik gnaystan türediği söylenebilir.

İnceleme alanında gözlerin boyutları ve açık renkli minerallerin koyu renkli minerallere oranları önemli sayılabilecek değişimler göstermektedir. Gözlerin herbiri ya bir K-feldspat kristali veya birden fazla feldspat kristallerinin oluşturduğu topluluklardır. Değişik boyutlu, oval şekilli gözlerin uzun eksenleri ise genellikle kayaktaki egemen foliyasyona paralel veya paralele yakın olup gözler biyotit ve uzamış kuvars taneleri ile sarılmışlardır.

Masif granitik gnays

Gnays Karmaşığının kuzey kesiminde yaygın olarak görülen bu birim gri renkli, ince-orta taneli ve tekdüze görünümlüdür. Feldspat, kuvars, biyotit ve muskovitten oluşur.

Bantlı gnays

Belirgin bir foliyasyonun görüldüğü bu kayaç türünde feldspat ve kuvars içeren pembe renkli bantlar, biyotitçe zengin yeşil veya siyah bantlarla aralanma gösterir. Bu gnaysa yalnız Gnays karmaşığının kuzeybatı kesiminin bir seri küçük mercerler şeklinde rastlanmaktadır. Bunların yapıları ve dokuları oldukça karışıktır. Bazı kesimlerde bantlar düzlemsel ise de; çoğu yerde kıvrılmış veya kırılmış durumdadır.

Migmatitler

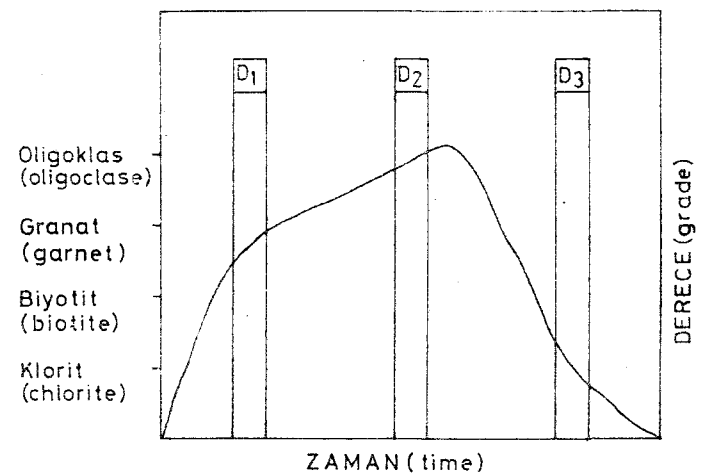
İnceleme alanında sınırlı olarak gelişmiş olan bu kayaç biyotit, klorit ve az miktarda kuvars ve granat içeren koyu renkli kısım ile sadece feldspat ve kuvars içeren açık renkli kısımdan oluşur. Koyu kısım kalınlığı sabit olan beyaz kısım tarafından düzensiz bir şekilde kesilmiştir. Mehnert' (1988)'in migmatit adlandırmasına göre bu migmatit "Filebit (phlebite)"dir.

ŞİST KARMAŞIĞI

Bu karmaşık yapısal olarak Gnays Karmaşığının üzerine gelir. Kuvartzo-feldspatik gnays, granat-mika şist, kuvarsit ve gözlü gnays içerir. Petrografik incelemeler Şist Karmaşığının üç evrede metamorfizma geçirdiğini göstermektedir. Metamorfizma ilk iki evrede ilerleyen türde iken son evrede gerileyen niteliktedir (Şekil: 2). Bu karmaşığın mineral içeriği çizelge 2'de verilmiştir.

Kuvartzo-feldspatik gnays

Bu kayaç Derbent bölgesinin güneybatısında yaklaşık 5 km² lik bir alan kaplamaktadır. Açık gri renkli, orta-kaba taneli, zayıf veya belirgin foliyasyon gösteren bu kayaç K-feldspat ve kuvarstan oluşur. Ayrıca az miktarda muskovit ve kahverengi granat içerir. Bu birimde yer yer izlenen foliyasyon içerdiği muskovitlerin paralel dizilimleri sonucudur.



Şekil 2: Şist Kompleksinde zamana karşı metamorfizma derecesindeki farklılık.

Figure 2: Variation of grade with time in the Schist Complex.

Yarı - pelitik şist
muskovit + almandin granat + oligoklas + biyotit + kuvars + opak mineraller
muskovit + almandin granat + oligoklas + biyotit + kuvars + klorit + opak mineraller
muskovit + paragonit + almandin granat + oligoklas + biyotit + kuvars
Pelitik şist
almandin granat + muskovit + biyotit + klorit + oligoklas + albit + kuvars + opak mineraller
Bazik bant
almandin granat + kuvars + oligoklas + biyotit + hornblend + opak mineraller
Kuvartzo - feldspat gnays
muskovit + albit + mikroklin + kuvars + opak mineraller
almandin granat + muskovit + biyotit + albit + mikroklin + kuvars + opak mineraller
Gözlü gnays
almandin granat + muskovit + biyotit + mikroklin + oligoklas + kuvars + klorit + opak mineraller
muskovit + biyotit + mikroklin + oligoklas + kuvars + opak mineraller
Kuvarsit
albit + biyotit + muskovit + kuvars + opak mineraller
almandin granat + muskovit + kuvars + klorit + opak mineraller
albit + mikroklin + muskovit + kuvars + opak mineraller

Çizelge 2: Şist Karmaşığındaki kayaçların mineral içeriği

Table 2: Mineral assemblages of the Schist Complex.

Granat-mika şist

Şist Karmaşığı içinde geniş alanlar kaplayan bu birim şistoz dokusu ile karakteristiktir. Bu birim tekdüze olma, yarı-pelitik şist, pelitik şist ile yer yer izlenen kuvarsit ve bazik bantlardan oluşur. Bu alt birimlerden yarı-pelitik şist bu birim içerisinde en egemen litolojidir.

Yarı-pelitik şist genellikle orta-kaba taneli ve yapraklanmalı olup mikaca zengindir. Ayrıca kuvars, feldspat ve iri almandin granat mineralleri içerir. Biyotit miktarına bağlı olarak rengi açık griden koyu kahverengine kadar değişir. Gnays. karmaşığı ile yaptığı dokanağa yakın kısımlarında bu şist çok sayıda feldspat gözleri içerir. Ancak bu gözler, gözlü gnayslarda görülenlerden gerek boyut (10 mm.) ve gerekse şekil (daire) bakımından farklıdır.

Pelitik şist biyotit, muskovit, feldspat ve kuvars ile çok sayıda iri, kahverenkli granat içerir. Bu litoloji genellikle ince-orta taneli olup yer yer foliyasyona yarı paralel gelişmiş kuvars-feldspat segregasyonları ile doğada diğerlerinden kolaylıkla ayrılabilir.

Bazik bantlar koyu kahve-siyah renkli, kaba taneli ve iyi yapraklanmalıdır. Hornblend, plajiyoklas ve biyotitten oluşan bu litoloji önemli miktarda almandin granat içerir. Doğa da ise; yarıpelitik ve pelitik şistlerle arabanlı olarak izlenmektedir.

Kuvarsit

Bu incelemede kuvarsit terimini kuvars, muskovit ve az miktarda feldspat içeren kayaç için kullanılmıştır. Kuvarsit açık kahve-beyaz renkli, ince-orta tanelidir. Bu litolojide yer yer iyi yapraklanma izlenmektedir.

Gözlü Gnays

Gözlü gnaysın içerdiği çok sayıda gözlerden dolayı doğada belirgin bir görünüşü vardır. Bunlar granat-mika şist içerisinde değişik boyutlarda mercekler şeklinde gelişmiş-

lerdir. Granat-mika şist dereceli olarak gözlü gnaysa geçer ve geçiş zonlarında yerel olarak gözlü gnays ile granat-mika şist arasında ardalanma görülür.

Gözlü gnays biyotit, muskovit, feldspat ve kuvarstan oluşur. Beyaz elamanların (leucocratic minerals) miktarı koyu elamanların (mafic minerals) miktarını eşit veya daha azdır. Bu özellik Gnays Karmaşığında görülen gözlü gnaystan bunların farklı olduğunu belirten önemli bir veridir.

MERMERLER

Derbent Bölgesinde mermerleri iki türe ayırmak olasıdır. Ancak bunlar birbirlerinden uzak yerlerde yüzlekle veriler. Bu nedenle bu iki tür mermer arasındaki stratigrafik ve yapısal ilişkiler açıklanamamıştır. Bu mermerlerin doğadaki görünüşleri ise, türlerin birinde beyaz, kaba taneli ve masif, diğerinde gri, sarımsı-kahve renkli, orta taneli ve bantlıdır.

METAMORFİZMANIN FİZİKSEL KOŞULLARI

İnceleme alanında ikinci evre metamorfizması birinci evre metamorfizmasının neden olduğu değişimleri büyük ölçüde belirsizleştirmiştir. Bundan ötürü bölgede sadece ikinci evre metamorfizmasının fiziksel koşullarını bu evrede oluşan minerallerin ve bunların duraylılık sınırlarını gözönüne alarak saptamak olasıdır. Böyle bir yaklaşım için özellikle Şist Karmaşığının mineral içeriği uygundur.

Granatların bileşimleriyle metamorfizma koşulları arasındaki ilişkiler çeşitli amaçlarla birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Yoder, 1950, 1955; Miyashiro, 1953, 1958, 1973; Boyd ve England, 1959; Engel ve Engel, 1960; Sturt, 1962; Albee, 1965; Atherton, 1964, 1968; Saxena, 1968; Miyashiro ve Shido, 1973, Mason, 1978; Erkan, 1978). Hsü (1968) almandin granatın duraylı olduğu sıcaklığın alt limitinin 2 kb sıvı basıncında demir 4+kuvars/fayalit tamponunda 540°C, yine aynı basınç altında manyetit+kuvars/fayalit tamponunda ise 600°C olduğunu saptamıştır. Ayrıca

almandin granat duraylılığının ortamdaki oksijen fugasitesine bağımlı olduğunu göstermiştir. Keesman ve diğerleri (1971) ise almandin granatin duraylı olduğu, alt limitinin düşük oksijen fugasitesinde basınçtan bağımsız olarak 550-600°C olduğunu belirtmişlerdir. Buna göre; Şist Karmaşığına opak faz olarak manyetitinin bulunması görece olarak düşük oksijen fugasitesini belirtir. Bu karmaşığın tüm birimlerinde almandin granatin (Çizelge 3) bulunması ise ikinci metamorfizma evresinde olasılıkla 600°C civarında bir sıcaklığın etkin olduğunu gösterir. Bu olasılığı kuvvetlendiren diğer bir veri incelenen örneklerden sadece bir tanesinde paragonit mineralinin kuvars ile birlikte duraylı kalabildiğinin saptanmasıdır (Akkök, 1980). İncelenen diğer örneklerde paragonit mineralinin bulunmaması ise; ikinci metamorfizma evresinde sıcaklığın 'Paragonit+kuvars'ın duraylı kalabileceği üst sıcaklık limitini aştığını buna karşın örneklerin tümünde muskovitin kuvarsla birlikte görülmesi sıcaklığın 'muskovit+kuvars' duraylılığının üst sıcaklık limitini geçmediğini gösterir (Şekil 3). Chatterjee (1972) paragonit +kuvars duraylılığının üst sıcaklık limitini deneysel olarak araştırmıştır. Bu iki mineral 4 kb PH₂O

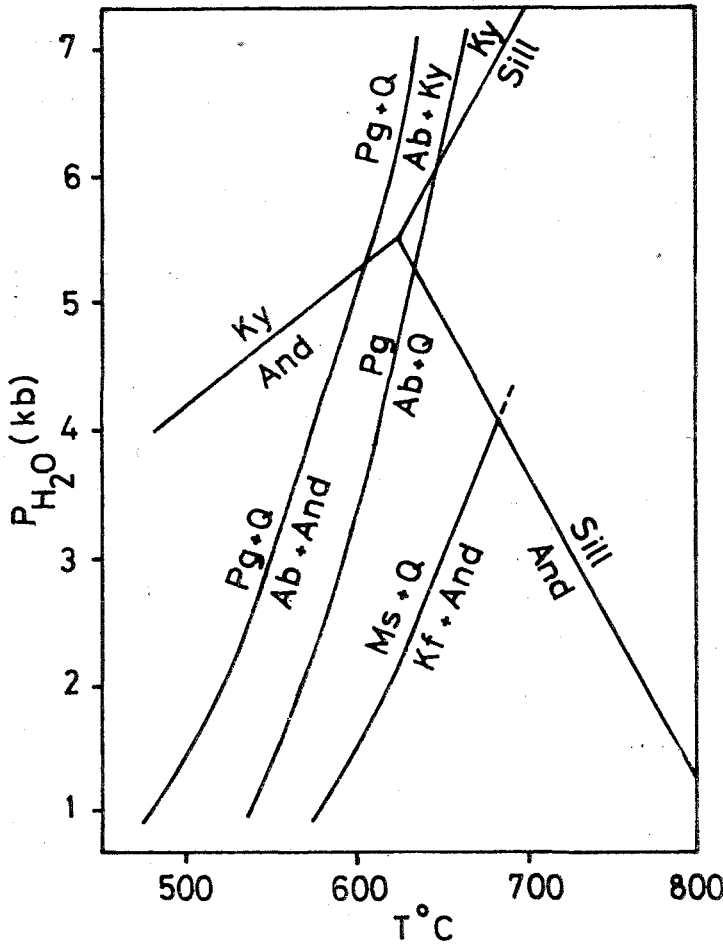
da 560°C ve 5 kb PH₂O da 590°C'nin üzerinde duraylı değildir. Böylece Şist Karmaşığının ikinci metamorfizma evresinde etkisinde kaldığı 600°C sıcaklık olasılığı yerinde bir yaklaşım olmaktadır. Ayrıca Şist Karmaşığının içerdiği muskovitlerin kimyası da saptanan sıcaklığa desteklemektedir (Çizelge 4). Şöyle ki, Eugster ve Yolder (1955) muskovitin oluşum sıcaklığının muskovitteki paragonit katı eriyiğiyle olan ilişkisini belirtir bir grafik vermişlerdir. Şist Karmaşığının muskovit analizlerinden hesaplanan paragonit katı eriyiği (% mol.) bu grafik kullanılarak değerlendirildiğinde ikinci metamorfizma evresi için yine 600°C civarında bir sıcaklık elde edilir (Şekil 4). Bunların dışında, Şist Karmaşığının tüm birimlerinde plajiyoklasların oligoklas bileşiminde (Çizelge 5) olması sıcaklığın amfibolit fasiyesinde bir metamorfizmaya olanak verecek kadar yüksek olduğunu gösterir (Turner ve Verhoogen, 1960; Miyashiro, 1973). Bu karmaşık içerisinde yer yer görülen bazik bantların mineral parajenezi de (almandin granat-oligoklas-hornblend-kuvars) amfibolit fasiyesinin varlığını belirten diğer bir veridir.

Şist Karmaşığının ikinci metamorfizma evresinde etkilendiği olası basınç ise bu karmaşık içerisinde görülen bazik

Ağırlık % (weight %)	A33	A49	A58	A74	A230	A292	A301
SiO ₂	36.85	37.39	36.93	36.87	36.49	37.00	36.02
Al ₂ O ₃	21.33	21.34	21.16	21.11	21.14	21.47	21.22
TiO ₂	0.15	0.13	0.15	0.13	0.05	0.12	0.11
FeO	32.99	30.27	29.39	28.53	32.99	29.81	32.62
MnO	0.11	1.79	0.80	0.55	5.48	1.77	0.65
MgO	2.57	2.44	2.10	1.01	2.57	2.30	2.15
CaO	5.61	6.33	8.95	11.65	0.92	7.65	6.20
Toplam (Total)	99.64	99.69	99.48	99.85	99.64	100.12	98.97
İyon oranları - Formül hesaplamada 24 oksijen atomu kullanılmıştır. (Ionic ratios - 24 oxygens used to calculate formula)							
Si	5.928	5.984	5.929	5.916	5.938	5.912	5.864
Al ^{IV}	0.072	0.016	0.071	0.084	0.062	0.088	0.136
Al ^{VI}	3.973	4.010	3.935	3.909	3.994	3.957	3.938
Ti	0.018	0.016	0.018	0.016	0.006	0.014	0.013
Fe ⁺²	4.438	4.051	3.946	3.828	4.490	3.984	4.442
Mn	0.019	0.243	0.109	0.075	0.755	0.240	0.090
Mg	0.616	0.582	0.502	0.242	0.623	0.548	0.522
Ca	0.967	1.085	1.540	2.003	0.160	1.310	1.082
Z	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
W	3.991	4.026	3.953	3.925	4.000	3.971	3.951
V	6.040	5.962	6.097	6.148	6.029	6.081	6.135
Almandin	73.5	68.0	64.7	62.3	74.5	65.5	72.4
Spessartin	0.3	4.0	1.8	1.2	12.5	3.9	1.5
Pirop	10.2	9.8	8.2	3.9	10.3	9.0	8.5
Grossularit	16.0	18.2	25.3	32.6	2.7	21.5	17.6

Çizelge 3: Şist Karmaşığı granatının elektron mikroprob analizleri (toplam Fe, FeO şeklinde kullanılmıştır).

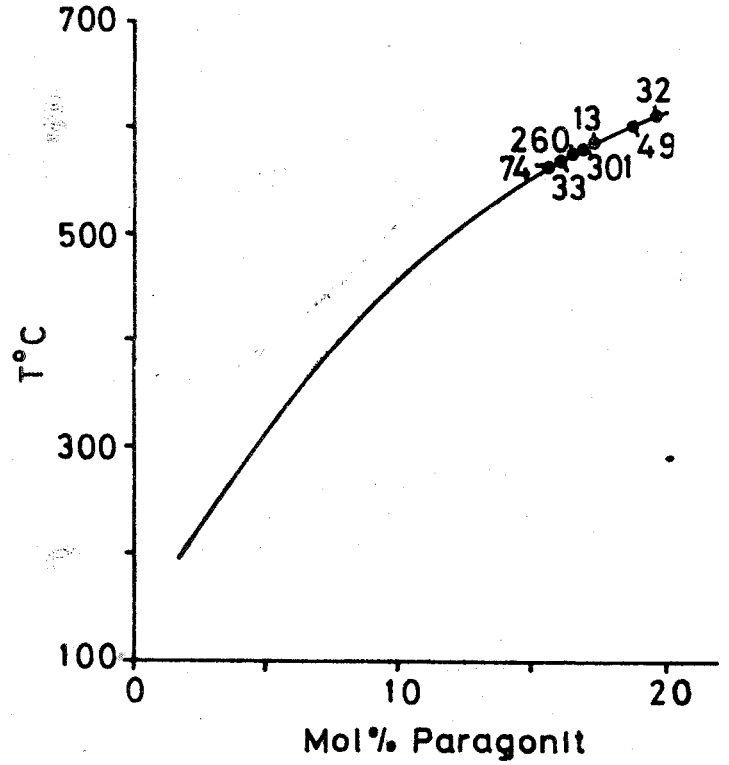
Table 3: Electron microprobe analyses of garnet from the Schist Complex (total Fe as FeO).



Şekil 3: Paragonit + kuvars ve paragonit duraylılıklarının üst limitindeki P_{H_2O} - $T^{\circ}C$ ilişkileri (Chatterjee, 1970) ile muskovit + kuvars (Althaus ve diğerleri, 1970) ve çeşitli Al_2SiO_5 polimorflarının duraylılıklarının (Richardson ve Gilbert 1969) kıyaslanması.

Figure 8: P_e versus $T^{\circ}C$ plot of the upper thermal stability limits of paragonite + quartz and of paragonite (Chatterjee, 1970) as compared to the stability limit of the assemblage muscovite + quartz (Althaus et al., 1970) and various Al_2SiO_5 polymorphs (Richardson and Gilbert, 1969).

bantların içerdiği hornblend mineralinin kimyasal bileşimi (Çizelge 6) gözönüne alınarak belirlenebilir. Leake (1965) yaptığı araştırmalarda megmatik ve kontakt metamorfik kayalarındaki hornblendlerin bölgesel metamorfizmaya uğramış kayaların içerdiği hornblendlerden daha az Al^{VI} ve Si bileşenlerin içerdiklerini saptamıştır. Buradan hareket ederek Al^{VI} 'nin basınca bağımlı bir birleşen olduğu sonucuna varmıştır. Daha sonraki yıllarda, Raase (1974) değişik metamorfik bölgelere ve farklı derecede metamorfizma geçirmiş kayalara ait hornblendlerin kimyasal analizlerini karşılaştırmıştır. Sonuç olarak düşük-basınç tipi hornblendlerin yüksek-basınç tipi hornblendlerden Al^{VI} ve Si bileşenleriyle ayrılabilirliğini göstermiştir. Şist Karmaşığındaki bazik bantların içerdiği hornblend analizleri bu amaçla Raase (1974)'nin verdiği diyagramda değerlendirildiğinde 5kb çizgisinin sağına düşmektedir (Şekil 5). Bu ise ikinci metamorfizma evresinde basıncın en az 5kb olduğunu gösterir.



Şekil 4: Muskovitin içerdiği paragonit miktarının sıcaklıkla ilişkisini gösteren eğri (Yoder ve Eugster, 1955) üzerinde Şist Karmaşığı muskovitlerinin dağılımları.

Figure 4: Muscovites from the Schist Complex plotted on the curve showing variation of paragonite content of muscovite with temperature (Yoder and Eugster, 1955).

Gnays Karmaşığının ikinci metamorfizma evresinde etkilendiği olası sıcaklık ise, bu karmaşığın içerdiği kayaların anakaya kimyasını benzer bileşimler üzerinde yapılmış model deney sonuçlarıyla karşılaştırılarak saptanabilir. Şöyle ki, Winkler (1967) pelitik metamorfiklerde palinjenez sorunuyla ilgili tartışmasında yeteri kadar K_2O 'in ortamda bulunması koşuluyla birincil durumda ortoklas içermiyen bir kayaktan bile anateksis sonucu granitik bileşimli bir eriyiğin oluşabileceğini verileriyle ortaya koymuştur. Gnays Karmaşığını petrolojik yönden incelediğimizde bu karmaşığın genel olarak granitik bileşimde olduğu ve yer yer restit içerdiği görülür. Bu nedenlerle en azından porfiroblastik gnaysların sedimentlerin palinjenezi sonucu oluşabileceği söylenebilir.

Gnays Karmaşığının içerdiği kayaların kimyasal analiz sonuçlarından hesaplanan normatif albit/anortit oranı 7,8 den oo'a kadar değerler vermektedir. Bu değerler von Platen (1965)'nin model deneylerinin birinde kullandığı başlangıç malzemesinin normatif albit/anortit oranıyla eşdeğerdedir. Von Platen (1965) bu deneyinde 2 kb PH_2O da en düşük ergime sıcaklığını, ortamdaki H_2O 'e bağımlı, 660-675°C olarak saptamıştır. Sıcaklığı hesaplamak amacıyla, Gnays Karmaşığının normatif değerleri kuvars-albit-ortoklas üçgen diyagramına düşürüldüğünde von Platen (1965)'nin deneyler sonucu elde ettiği kotektik eğriye yakın düşmekte-

Ağırlık % (weight %)	A13	A32	A33	A49	A74	A260	A301
SiO ₂	46.60	47.22	44.52	45.49	46.54	45.81	45.46
Al ₂ O ₃	34.02	35.00	33.92	33.60	33.39	33.48	32.68
TiO ₂	0.51	0.52	0.68	0.19	0.49	0.68	0.62
FeO	1.20	1.16	1.39	0.71	1.74	1.52	1.52
MnO	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	1.22	1.01	1.01	0.74	1.48	1.75	1.48
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	1.20	1.41	0.96	1.23	0.93	1.21	1.24
K ₂ O	8.80	8.70	9.07	8.09	8.99	9.24	9.09
Toplam (Total)	93.56	95.04	91.56	90.05	93.57	93.69	92.12

İyon oranları-Formül hesaplamada 22 oksijen atomu kullanılmıştır.
(Ionic ratios, 22 oxygens used to calculate formula)

Si	6.261	6.238	6.143	6.305	6.275	6.191	6.245
Al ^{IV}	1.739	1.762	1.857	1.695	1.725	1.809	1.755
Al ^{VI}	3.651	3.690	3.661	3.795	3.583	3.525	3.538
Ti	0.052	0.052	0.071	0.020	0.050	0.069	0.064
Fe ₂	0.135	0.128	0.160	0.082	0.196	0.172	0.175
Mn	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
Mg	0.244	0.199	0.208	0.153	0.297	0.352	0.303
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Na	0.313	0.361	0.257	0.331	0.243	0.317	0.330
K	1.509	1.466	1.597	1.430	1.546	1.593	1.593
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Y	4.082	4.071	4.101	4.050	4.126	4.118	4.082
X	1.821	1.828	1.854	1.761	1.791	1.910	1.925
Paragonit	17.2	19.7	16.1	18.8	15.7	16.6	17.1

Çizelge 4: Şist Karmaşığı muskovitinin elektron mikroprob analizleri (toplam Fe, FeO şeklinde kullanılmıştır.)

Table 4: Electron microprobe analyses of muscovite from the schist Complex (total Fe as FeO).

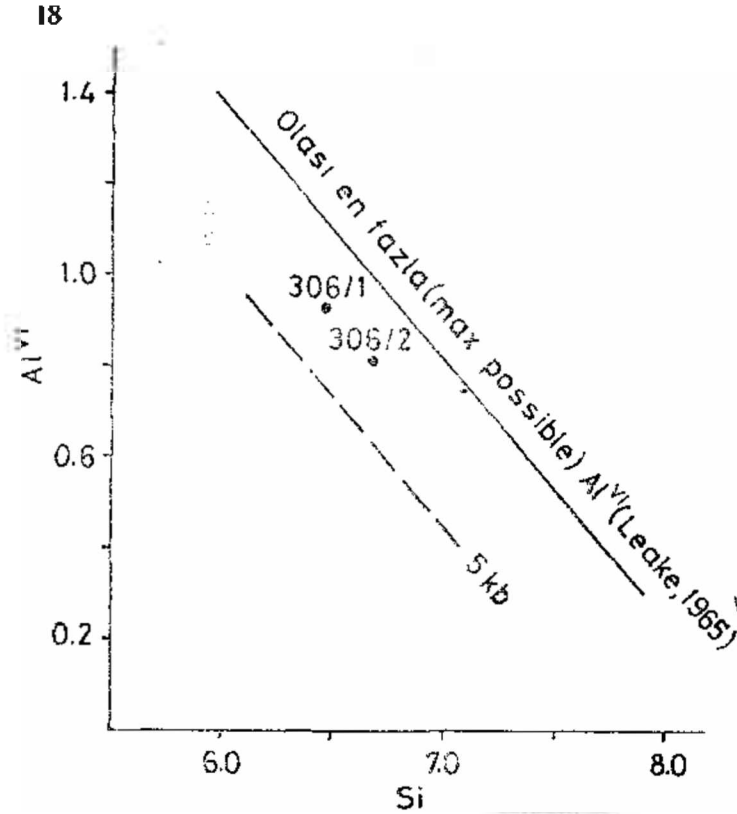
dir (Şekil 6). Buradan hareket ederek Gnays Karmaşığının ulaştığı olası ergime sıcaklığı 660-675°C arasındadır. Bu olası sıcaklık Şist Karmaşığı için hesaplanan sıcaklık ile uygunluk göstermektedir.

Yapılan incelemede Gnays Karmaşığında basıncı doğrudan belirtecek bir veri elde edilememiştir. Gnays Karmaşığının yapısal olarak en alt kayalar grubunu oluşturması nedeniyle bu karmaşığın en az Şist Karmaşığının etkisinde kaldığı basınca eşdeğerde veya biraz daha yüksek bir basıncın etkisinde kalmış olacağı varsayılabilir. Bu nedenle Gnays Karmaşığı için yaklaşık 5-6 kb'lık bir basınç değeri kabul edilmiştir.

DERBENT BÖLGESİNİN JEOLJİ EVRİMİ VE SONUÇLAR

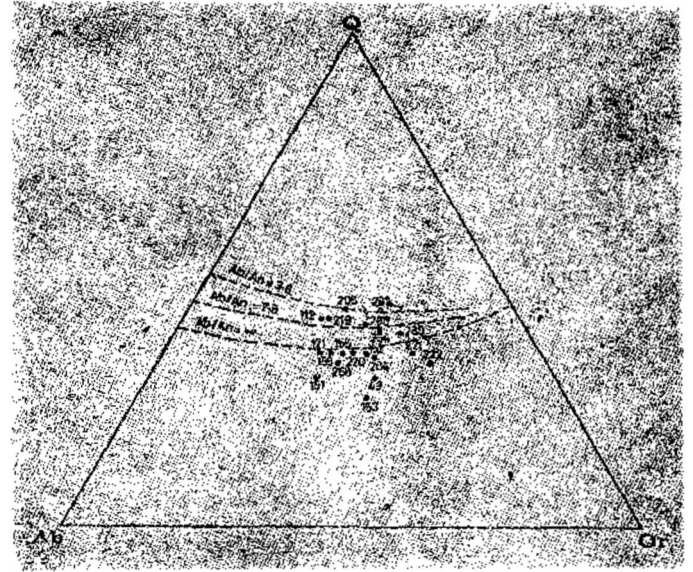
Bu çalışmanın sonucunda Derbent Bölgesinin jeoloji evrimini aşağıdaki şekilde özetlemek olasıdır (Akkök, 1979). Bölgede Gnays ve Şist Karmaşıklarının oluşmasına kaynaklık eden tortul kökenli kayalar ile Mermerlerin birincil kayaların olan kireçtaşları çökelmiştir. Bu kayalar birinci

deformasyon evresinde ve bu evreyi takip eden zamanda metamorfizma (Levre) geçirmişlerdir. Şist Karmaşığı içerisinde gözlenen bu evrenin korunabilmiş mineralleri metamorfizmanın, Turner ve Verhoogen (1960)'a göre, bölgenin doğu kesiminde yeşil şist fasiyesinin kuvars-albit-epidot-biyotit alt fasiyesine; bölgenin batı kesiminde ise kuvars-albit-epidot-almandin granat alt fasiyesine ulaştığını belirtir. Birinci metamorfizma evresinden sonra Dede Dağı Graniti, Şist Karmaşığı içine yerleşmiştir. İkinci metamorfizma evresi granitik intrüzyonu takip etmiştir. Bu evrede Şist Karmaşığı 5 kb'lık bir basınç ile yaklaşık 600° C'lik bir sıcaklığın etkisinde kalmıştır. Buna karşın Gnays Karmaşığı 5-6 kb'lık basınç ve 660° C'lik sıcaklık çiftinin etkisindedir. Bölgede belirgin olarak izlenen mineral lineasyonu ikinci deformasyon evresinde gelişmiştir. Bahadır serpantinitlerinin Şist Karmaşığı içerisine yerleşmesi ikinci metamorfizma evresinden sonradır. Üçüncü deformasyon evresine gerileyen türde bir metamorfizma eşlik etmiştir. Bölgenin kuzey ve kuzey batı kesiminde genç tortuların (Neojen yaşlı) çökmesinden sonra bu kesimde kuvaterner sırasında basamaklı faylar oluşmuştur.



Şekil 5: Bölgesel metamorfizmaya uğramış kayaların içerdiği hornblendelerde AlVI ile Si ilişkisi (Baase, 1974'ten alınmıştır).

Figure 5: Relation between AlVI and Si of hornblende from the regional metamorphic rocks (after Baase, 1974).



Şekil 6: PHO = 2kb'da çeşitli Ab/An oranlarına göre kotektik çizgiler içeren Q-Ab-Or diyagramı (von Platen, 1965'ten alınmıştır).

Figure 6: Q-Ab-Or diagram with the cotectic lines for various Ab/An ratios at PHO = 2 kb (after von Platen, 1965).

Ağırlık % (weight %)	A18	A49	A59	A61	A63	A292	A301
SiO ₂	64.34	63.94	61.73	61.37	64.19	63.88	63.48
Al ₂ O ₃	22.85	21.84	22.57	22.92	23.07	22.60	22.49
TiO ₂	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.07	0.17
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
CaO	4.52	3.44	3.83	4.02	4.74	3.86	3.75
Na ₂ O	8.42	2.63	8.89	8.77	8.45	9.39	9.40
K ₂ O	0.10	0.04	0.08	0.32	0.09	0.09	0.07
Toplam (Total)	100.26	97.93	97.10	97.41	100.56	99.40	99.39
İyon oranları- Formül hesaplamada 32 oksijen atomu kullanılmıştır. (Ionic ratios-32 Oxygens used to calculate formula)							
Si	11.301	11.454	11.214	11.140	11.254	11.321	11.279
Al	4.732	4.612	4.834	4.905	4.769	4.722	4.711
Ti	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂	0.004	0.000	0.000	0.002	0.003	0.010	0.025
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003
Ca	0.851	0.660	0.746	0.732	0.890	0.638	0.714
Na	2.868	2.997	3.131	3.087	2.872	3.227	3.239
K	0.022	0.009	0.019	0.074	0.020	0.020	0.016
Anortit	22.7	18.0	19.1	19.8	23.6	16.4	18.0
Albit	76.7	81.8	80.4	78.3	75.9	83.1	81.6
Ortoz	0.6	0.2	0.5	1.9	0.5	0.5	0.4

Çizelge 5: Siat Karmaşığı plajiyoklasının elektron mikroprob analizleri (toplam Fe, FeO şeklinde kullanılmıştır).

Table 5: Electron microprobe analyses of plagioclase from the Schist Complex (Total Fe as FeO).

Ağırlık % (weight %)	A306/1	A306/2
SiO ₂	42.77	43.55
Al ₂ O ₃	13.77	12.41
TiO ₂	0.72	0.62
FeO	18.46	18.46
MnO	0.15	0.17
MgO	7.90	8.39
CaO	10.65	11.08
Na ₂ O	1.84	1.70
K ₂ O	0.67	0.57
Toplam (Total)	96.93	96.95
İyon oranları - Formül hesaplamada 23 oksijen atomu kullanılmıştır. (Ionic ratios-23 oxygens used to calculate formula)		
Si	6.475	6.592
Al ^{IV}	1.525	1.408
Al ^{VI}	0.932	0.807
Ti	0.082	0.071
Fe ₂	2.337	2.337
Mn	0.019	0.022
Mg	1.782	1.893
Ca	1.727	1.797
Na	0.540	0.499
K	0.129	0.110
Z	8.000	8.000
Y	5.153	5.129
X	2.397	2.406

Çizelge 6: Şist Karmaşığı amfibolünün elektron mikroprob analizleri (Toplam Fe, FeO şeklinde kullanılmıştır.)

Table 6: Electron microprobe analyses of amphibole from the Schist Complex (total Fe as FeO).

KATKI BELİRTME

Bu araştırma Milli Eğitim Bakanlığının sağladığı mali olanaklarla İngiltere'de University College-London'da yazar tarafından yapılan doktora çalışmasının bir bölümüdür. Ayrıca bu araştırmanın arazi çalışmaları Maden Tetkik ve Arama Enstitüsünün maddi ve manevi yardımlarıyla gerçekleştirilmiştir. Yazar bu kuruluşlara ve değerli katkılarına gördüğü hocası Dr. R. Mason'a teşekkürü bir borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, M.Ş., 1965, Muğla-Yatağan çevresinde görülen Jeolojik formasyonların korelasyonu hakkında rapor: M.T.A. Rap. No. 3497, Yayınlanmamış.
- Akartuna, M., 1965, Aydın-Nazilli hattı kuzeyindeki versanların jeolojik etüdü: M.T.A. Dergisi, 65, 1-10.
- Akdeniz, N., ve Konak, N., 1979, Menderes Masifinin Simav dolayındaki Kaya birimleri ve Metabazik, Metaultramafik Kayaların Konumu: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22/2, 175-183.

- Akkök, R., 1977, Ultramafic inclusions in the Menderes Massif near Alagehir, Manisa: Sixth Colloquium on Geology of the Aegean Region, Izmir. (Yayında).
- Akkök, R., 1979, Petrology of gneisses and schists in the Menderes Massif, Derbent, Alaşehir, Turkey; Ph. D. Thesis-London, yayınlanmamış.
- Akkök, R., 1980, Menderes Masifinde paragonit mineralinin varlığı, Alagehir - Manisa: M.T.A. Dergisi (Yayında).
- Albee, A.L., 1965, Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages: J. Geol., 73, 155-164.
- Althaus, E., Karotke, E., Nitsch, K.H., ve Winkler, H.6.F., 1970, An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz: Neues Jahrb., Mineral, Monatsh, 10, 325-356.
- Atherton, M.P., 1964, The garnet isograd in pelitic rocks and its relation to metamorphic facies: Am. Mineralogist, 49, 1331-1349.
- Atherton, M.P., 1968, The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet: Contr. Mineral. Petrol., 18, 347-371.
- Ayan, M., 1973, Gördes migmatitleri: M.T.A. Dergisi, 66, 132-155.
- Başarı, E., 1970, Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney rapor servisi, No: 102. Yayınlanmamış.
- Bingöl, E., 1974, 1:2.500.000 ölçekli, Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerine tartışmaları: M.T.A. Dergisi, 83, 178-184.
- Boyd, F.R., ve England, J.L., 1959, Pyrope: Geophys. Lab. A. Rep. Director for 1958-1959, 83-87.
- Brinkmann, R., 1966, Geotectonische Gliederung von West-Anatolien: Neues Jahrb. Geol. Palfiont, Monatsh., No. 10, 603-618.
- Brinkmann, R., 1971, The geology of Western Anatolia: Campbell, A.S., ed., Geology and History of Turkey de: Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 159-170.
- Chatterjee, N.D., 1970, Synthesis and upper stability of paragonite: Contr. Mineral. Petrol., 27, 244-257.
- Chatterjee, N.D., 1972, The Upper Stability Limit of the Assemblage Paragonite + Quartz and Its Natural Occurrences: Contr. Mineral. Petrol., 34, 288-303.
- Dora, O.Ö., 1975, Menderes Masifinde alkali feldspatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18/2, 111-126.
- Engel, A.E., ve Engel, C.G., 1960, Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, north-west Adirondack Mountains, New York: Bull. Geol. Sec. Amerika, 71, 1-57.
- Erkan, Y., 1978, Kırşehir Masifinde Granat Minerallerinin kimyasal bileşimi ile Rejyonel Metamorfizma arasındaki ilişkiler; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21/1. 43-50.
- Eugster, H.P., ve Yoder, H.S., 1955, The Join muscovite-paragonite: Geophys. Lab. A. Rep. Director for 1954-1955, 124-126.
- Flügel, N., ve Metz, K., 1954, Bodrum-Muğla yöresinde yapılan Jeolojik harita hakkında rapor: M.T.A. Rapor, No. 2799, yayınlanmamış.
- Graciansky, P. de., 1965, Menderes Masifi güney kıyısı boyunca görülen metamorfizma hakkında açıklamalar: M.T.A. Dergisi, 64, 9-23.
- Hsü, L.C., 1968, Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O; a model for garnet equilibria: J. Petrol., 9, 40-83.
- İzdar, K.E., 1971, Introduction to geology and metamorphism of Menderes Massif of western Turkey; Campbell, A.S., ed., Geology and History of Turkey de: Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 495-500.
- İzdar, K.B., 1975, Batı Anadolunun jeotektonik gelişimi: Ege Üniv. Müh. Bil. Fak. Yayın, 58-59.
- Kaden, G., ve Metz, 1954, Dağca-Muğla-Dalaman çayı arasında bölgenin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., Ç/1-2, 71-170.
- Kaya, O., 1972, Aufbau und Geschichte einer Anatolischen Ophiolith-Zone: Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Hannover, 123, 491-501.
- Keesman, I., Matthes, C., Schreyer, W., ve Seifert, F., 1971, Stability of almandine in the system FeO - (Fe₂O₃) - Al₂O₃ - SiO₂ - (H₂O) at elevated pressures; Contr. Mineral. Petrol., 31, 132-144.
- Ketin, t., 1959, The orogenic evolution of Turkey: M.T.A. Dergisi, 53, 82-88.
- Leake, B.E., 1965, The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism; W.S. Pitcher ve G.W. Flinn, ed., Controls of Metamorphism de: Oliver and Boyd, Edinburg and London, 299-318.

- Mason, R., 1978, Petrology of the Metamorphic Rosk: London: George Allen and Unwin Ltd., 254 s.
- Mehnert, K.R., 1968, Migmatites and the origin of granitic rocks: Amsterdam: Elsevier, 405 s.
- Miyashiro, A., 1953, Calcium-poor garnet in relation to metamorphism: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 179-208.
- Miyashiro, A., 1958, Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central. Abukama Plateau; Tokyo Univ., J. Fac. Sci., 11, 219-272.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts: London: George Allen and Unwin Ltd., 492 s.
- Miyashiro, A., ve Shido, F., 1973, Progressive compositional change of garnet in metapelites: *Lithos*, 6, 13-20.
- Önay, T., 1949, Über die smirgelgesteine SW-Anatoliens: *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XXIX, Heft 2, 357-492.
- Philippson, A., 1915, Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien H.5: Karien südlich des maander und das westlichen Lykien: *Peterm. Geogr. Mitt. Erg.*, 183, 1-158.
- Philippson, A., 1918, Kleinasien. Handbuch der regionalen Geologie: Bd. V., Abt., Heidelberg, 2813 8.
- Raase, P., 1974, Al and Ti Contents of Hornblende, Indicators of pressure and temperature of Regional Metamorphism: *Contr. Mineral. Petrol.*, 45, 231-236.
- Richardson, S.W., ve Gilbert, M.C., 1969, Experimental determination of Kyanite-Andalusite and Andalusite-silimanite Equilibria; the aluminium silicate triple point: *Am. J. Sci.*, 267, 259-272.
- Saxena, S.K., 1968, Nature of mixing in ferromagnesian silicates and the significance of the distribution coefficient: *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 8, 275-286.
- Schuiling, R.D., 1958, Menderes Masifine ait bir gözlü gnays üzerinde zirkon etüdü: *M.T.A. Dergisi*, 51, 38-42.
- Schuiling, R.D., 1962, Türkiyenin güneybatısındaki Menderes migmatitik kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: *M.T.A. Dergisi*, 58, 71-85.
- Sturt, B.A., 1962, The composition of garnet from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism: *J. Petrol.*, 3, 181-191.
- Turner, F.J., ve Verhoogen, ., 1960, *Igneous and Metamorphic Petrology*: 2 nd ed. New York: Mc Graw-Hill, 694 s.
- von Platen, H., 1965, Experimental anatexis and genesis of migmatites; W.S. Pitcher ve G.W. Flinn, ed., *Controls of Metamorphism* de: Edinburg and London, Oliver and Boyd, 203-218.
- Winkler, H.G.F., 1967, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*: 2 nd ed. Berlin: Springer, 220 s.
- Wipperm, J., 1964, Menderes Masifinin Alpidik dağ teşekkülü içindeki durumu: *M.T.A. Dergisi*, 62, 71-79.
- Yoder, H.S., 1950, Stability relations of grossularite: *J. Geol.*, 58, 221-253.
- Yoder, U.S., 1955, Role of water in metamorphism: *Geol. Soc. Am., Spec. Papers*, 62, 505-524.
- Yoder, H.S., ve Eugster, H.P., 1955, Synthetic land natura? muscovite: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 8, 225-280.

Yazının Tayıma verildiği tarih : 22.1.1981

Ceyhan - Osmaniye Yöresindeki Kuvaterner Bazaltların Petrolojisi

Petrology of the Quaternary basalts of Ceyhan - Osmaniye area

A. Zafer BİLGİN Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara
Tuncay ERCAN Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ : Ceyhan-Osmaniye-Yumurtalık ve Haruniye yörelerinde geniş bir alanda yüzlekler veren Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojik inceleme sonuçları verilerek plaka tektoniği açısından kökensel yorumlarına gidilmiştir. Petrografik araştırmalarla esas olarak plajiyoklas, olivin ve ojit fenokristallerinden ve eş bileşimde hamur maddesinden oluştuğu saptanan bu bazaltik lavların, petrokimyasal araştırmalarla da hafif alkalin bir özellik gösteren toleyitik nitelikli plato bazaltları olduğu sonucuna varılmıştır. Çalışma alanının, ülkemizin plaka tektoniği açısından son derece ilginç bir bölgesi olması ve son yıllarda volkanik kayaların plaka tektoniğine ilişkin bölgesel çalışmalara olan katkısı göz önüne alınarak, bazaltik lavlarda ayrıntılı petrokimyasal çalışmalar yapılmıştır. Ayrıca bölgedeki salt Senozoyik yaşlı çökel kaya birilerine de kısaca değinilmiştir.

ABSTRACT : Quaternary volcanic rocks widespread in Ceyhan, Osmaniye, Yumurtalık and Haruniye regions are investigated petrologically to interpret the type of crust from which they originated. The rocks are composed mainly of plagioclase, augite and olivine phenocrysts and groundmass of similar bulk chemistry. They are plateau basalts of tholeiitic character with a weak alkaline affinity. The area lies in a critical region from the point of view of plate tectonics. Thus, detailed petrochemical work has been carried out; as a result of attachment of great importance of geochemistry of volcanic rocks to lead to plate tectonic interpretations. Sedimentary rocks of Cenozoic age are also briefly described.

GİRİŞ

Bu araştırma, M.T.A. Enstitüsü Jeoloji Dairesi projelerinden olan "Misis Projesi" yürütülürken, bölgede yer alan Kuvaterner yaşlı, bazaltik volkanizmanın daha ayrıntılı olarak araştırılmasının uygun görülmesi sonucu ayrı bir çalışma olarak yapılmıştır. Sahadaki Senozoyik yaşlı kaya birimlerine ilişkin veriler, yazarların çalışmalarının yanı sıra bölgede, jeoloji haritalarının yapımında, bulunan MTA Jeoloji dairesinden Emin Elibol, Z. Rıfka Bilgin ve Süleyman Beğenilmişin çalışmalarından da alınmıştır.

İnceleme alanı, Güneyde İskenderun körfezi ve Kuzeyde ise Ceyhan nehrinin dirsek yaptığı kısım arasında olup, aşağı yukarı KD - GB yönlü bir doğrultu boyunca bu alanda genç bir bazaltik volkanizma yüzlekler vermektedir. Çalışma alanındaki tüm kaya birimlerini örten bu plato bazaltları Kuvaterner yaşlıdır. Bölgedeki Senozoyik yaşlı kaya birimlerine kısaca değinecek olursak; en altta Üst Lütesiyen - Alt Miyosen (Akıtanıyen) yaşlı, Andırın formasyonu olarak adlanan bir karmaşık yer almaktadır. Karmaşığın matriksi fliş olup, kumtaşı, marn-kumlu kireçtaşı aralanmalarından meydana gelen fliş, yer yer olistostromal nitelik göstermekte ve irili ufaklı olistolitler kapsamaktadır.

"Karmaşık" teriminin kullanılmasının nedeni, büyük ve çok büyük kireçtaşı bloklarının ofiyolitik malzeme ile birlikte bu fliş havzasına gelmesi ve bu karışığın oldukça geniş yayılımından dolayı esas havza ürünü flişin çok az gözlenmesidir. Oldukça duraysız dar bir havza ürünü olan bu formasyon güneybatıya doğru izlendiğinde, kendisinden daha genç olan Alt-Orta Miyosen yaşlı başka bir fliş içinde alloktan olarak görülmektedir. Çalışma alanında daha çok Misis dağları çevresinde izlenen Alt Miyosen (Burdigaliyen) . Orta Miyosen yaşlı ikinci fliş, kumtaşı - çamurtaşı, kumlu kireçtaşı - konglomera aralanmaları ve olistostromal düzeyler kapsar. Çeşitli yaş ve büyüklüklerde olistolitler ve daha yaşlı Andırın formasyonuna ait büyük alloktan kütleleri içeren bu formasyon Karataş formasyonu olarak adlanmıştır. Bu birimlerden ayrı olarak Kızıldere formasyonu olarak tanımlanan ve konglomera ve resifal kireçtaşları ile başlayıp kumtaşı-marn aralanmasından oluşan Üst Miyosen (Helvesiyen-Tortoniyen) yaşlı bir formasyon izlenmektedir. Karataş ve Kızıldere formasyonları arasında bazalt yüzlekleri boyunca devam eden büyük bir kırık hattı sahada izlenmektedir. Daha üstte Kadırlı formasyonu olarak adlanan, gösel ortamda oluşmuş yatay çamurtaşı ve konglomera aralanmaları sunan Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı bir formasyon yer alır. En üstte Hamiş formasyonu olarak adlanan Pliyo-Kuvaterner yaşlı tutturulmamış konglomeralar izlenir. Bazaltik lavlar tüm bu Senozoyik yaşlı kaya birimlerini örtmektedir.

BAZALTLARIN DAĞILIMI

Çalışma alanındaki Kuvaterner yaşlı bazaltlar, yaklaşık KD - GB yönlü bir doğrultu boyunca lekeler şeklinde yüzeylenmektedir (Şekil 1). En geniş yüzeylemeyi Delihalil Tepe dolayında vermekte olup, Delihalil Tepe ana volkan bacası olmak üzere etrafında birkaç parazit koni yozlenmiştir. Delihalil bazaltı olarak adlanan bu bazaltlar, ayrıca üç tepede de tekçe bir volkan konisi oluşturmuş olup, diğer yüzleklerini koni kapsamayan akıntılar şeklinde sunarlar. Plato bazaltı şeklinde tüm diğer formasyonların üzerinde yer almaktadırlar. Delihalil tepe, bir koniler topluluğu halindedir. Esas baca ola-

bilecek 2-3 büyük bacayı yine birkaç parazit baca kesmiştir.

Volkan konilerini genelde bazaltik cürufur oluşturmaktadır. Bazaltik yüzleklerin en güney sınırı olan Arnavut tepe ve Hayıtlı tepe'de, lav akıntılarının altında yatay katmanlı tüfler yer alırlar. Pembe renkli, çok gevşek olan bu tüfler, bazaltik lavların öncüleridir. Üç tepe konisi de, Delihalil tepe gibi bazaltik cüruf ve piroklastiklerden oluşmuştur. Karataştepe ve Küçükger tepe dolaylarında, bazaltik lavlar, Pliyo - Kuvaterner yaşlı konglomeralar üzerinde akıntılar şeklinde izlenirler. Düdenbaşı tepe çevresinde de lavlar, geniş Haruniye ovası düzlüğünde akmış olup altlarında yine Pliyo-Kuvaterner konglomeralar bulunmaktadır.

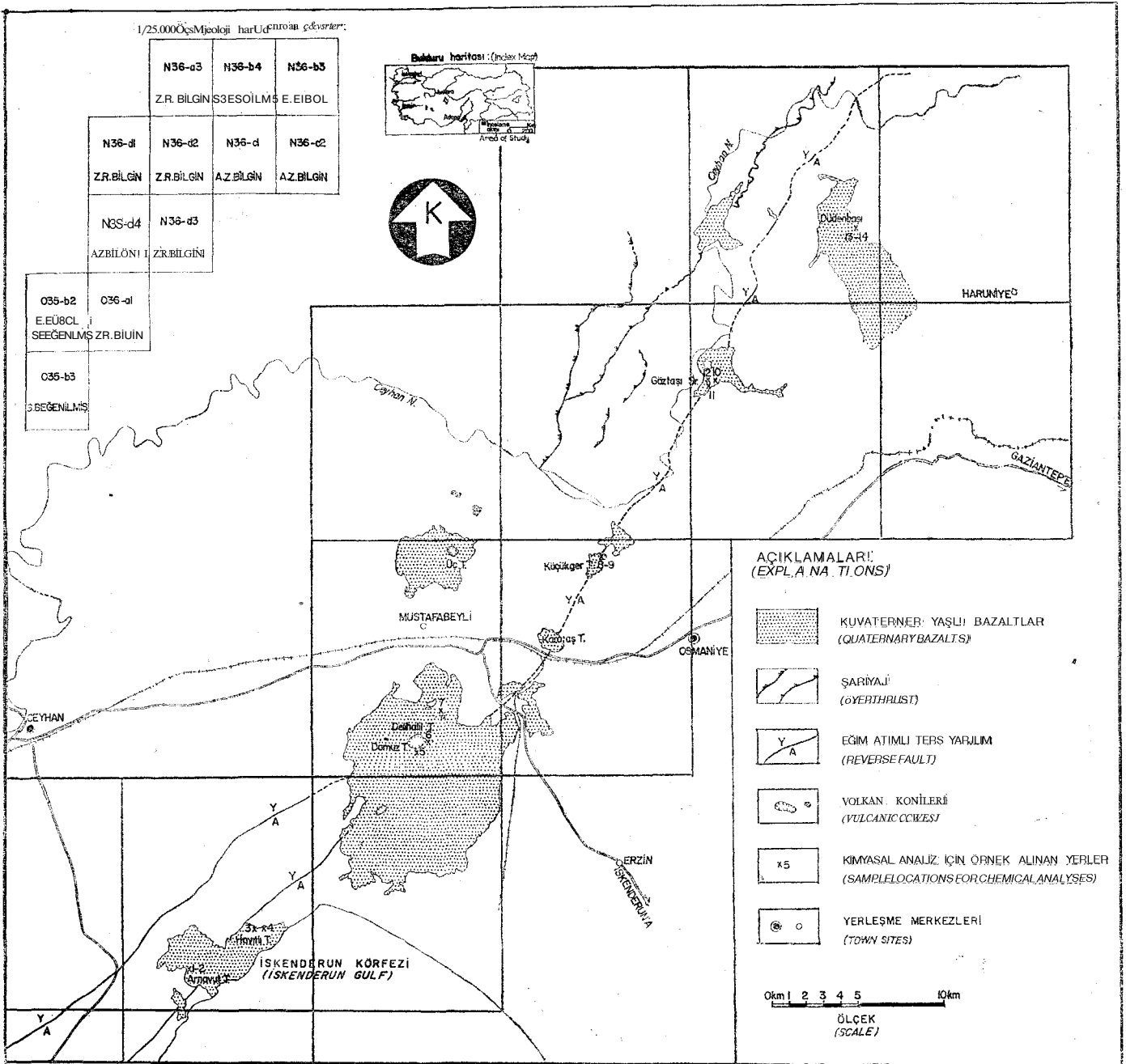
BAZALTLARIN PETROGRAFİSİ

Lavlardan alınan çok sayıda örneklerden yapılan ince kesitlerin incelenmeleri sonucu; genellikle intergranüler porfirik dokuda ve ofitik (engellemeli) dokuda olup, bol ölçüde soğuma gaz boşlukları içerdikleri göze çarpmaktadır. Fenokristaller, plajiyoklas, olivin ve titanlı ojitdir. Plajiyoklas fenokristalleri çoğunlukla labrador, yer yer de andezin bileşiminde olup Anortit yüzdeleri genellikle %45-55 arasındadır. Plajiyoklaslardaki Anortit yüzdeleri ölçümleri kırılma indislerine ve sönme açılarına dayanılarak yapılmıştır. Olivin fenokristalleri genellikle iddingsitlemiş olup örneğe göre değişen (%10, %15, %20) miktardadırlar. Titanlı ojit ve ojit fenokristalleri ise daha az miktardadır. Hamur maddesi ise titanlı ojit, ojit ve az olivin mikrotaneleri ile plajiyoklas mikrolitlerinden oluşmuş olup, düzensiz boşluklar izlenmiştir. Plajiyoklas mikrolitleri de, fenokristallerde olduğu gibi genellikle labrador, yer yer Andezin türde olup Anortit %50 civarındadır. Hamurda ayrıca mikro oluşumlar halinde opak mineral ve çok az da kalsit gözlenmiştir. Opak mineraller yer yer demirlidir. Ender olarak da ojit ve olivin fenokristalleri içinde inklüzyonlar halinde biyotitler saptanmıştır. Petrografik incelemeler sonucu lavların bazalt oldukları belirlenmektedir.

BAZALTLARIN PETROKİMYASI

Lavların çeşitli yüzleklerinden alınan 14 örneğin majör element kimyasal analizleri, MTA Enstitüsü labratuvarlarında yapılmış ve elde edilen sonuçlar incelenmiştir. Örnek alınan yerler Şekil 1'de, majör element kimyasal analiz sonuçları ve diyagramlarda kullanılacak çeşitli parametreleri ise Çizelge 1'de verilmiştir. Çizelgede ayrıca, örneklerin Rittmann (1952) parametreleri (Al, Alk, FM, k, an, P)'de sunulmuş ve bu parametreler kullanılarak örneklerin Rittmann'a göre adlamaları yapılmıştır. Çizelge 1'de görülebileceği gibi, örnekler "Olivin Andezin Bazalt" "Olivin Bazalt" - "Andezin Bazalt" - "Nefelin Bazalt" olarak adlandırılmışlardır.

Örnekler %43.15 - % 49.30 arasında değişen ölçüde SiO₂ içerirler. Al₂O₃ miktarı %13.30 - 16.50 arasındadır. Fe₂O₃, %2.20 - %7.60; FeO ise %4.46 - 10.32 arasında değişkendir. MgO, %6.00 - % 12.00; CaO %7.85 - %9.90 arasında değişik değerler gösterirler. Na₂O miktarı %2.60 - %3.50; K₂O ise %0.45 - %1.65 arasında olup, potasyum içerikleri çok düşüktür. TiO₂, %1.66 - %2.98 arasında değerler verir. MnO değerleri ise %0.16 - %0.20 arasındadır. Lavların Na₂O + K₂O ve SiO₂ içeriklerine göre sınıflandırmaları yapıldığında 6-7-8-9 ve 10 numaralı beş örneğin alkalın, 1-2-3-4-5-11-12-13-14 numaralı diğer dokuz örneğin subalkalin oldukları Irvine ve Baragar



Şekil 1: Ceyhan-Osmaniye yöresindeki Kuvaterner bazaltların dağılımı

Figure I: Distribution of the Quarternary Basalts of Ceyhan-Osmaniye area

(1971) ayırım hattı göz önüne alındığında) belirlenmektedir (Şekil 2).

Diğer taraftan Rittmann (1962) diyagramında da aynı sonuçlar alınmakta olup, 6-7-8-9-10 numaralı örneklerin Rittmann indislerinin, 4 ten büyük oldukları (7,53; 129,00; 14,85; 26,01 ve 18,32) saptanmıştır ve bu örnekler alkalın kesime düşerler. Diğer dokuz örneğin Rittmann indisleri ise 4 ten küçüktür ve subalkalindirler.

Çizelge 1'de de görülebileceği gibi, bu dokuz örneğin Rittmann indisleri 2,83; 2,08; 2,75; 2,57; 2,30; 2,38; 2,20; 2,59 ve 2,49 olarak hesaplanmıştır. Bilindiği gibi, 6 4 için lavların alkali 5 4 için ise subalkalin oldukları, Rittmann (1962) tara-

findan önerilmiştir. Ayrıca SiO_2 ve An değerlerine göre düzenlenen daha başka bir Fittmann diyagramında da yine 5 örneğin alkalın diğer 9 örneğin ise subalkalin oldukları belirlenmektedir (Şekil 3).

Öte yandan, SiO_2 ve LogO değerlerine göre düzenlenen Wright (1969) diyagramı (Şekil 4) ile de yine aynı 5 örneğin alkalın, diğer 9 örneğin ise subalkalin (kalkalkalin ve toleyitik) oldukları kanıtlanmaktadır.

Lavların, SiO_2 , Al_2O_3 ve $(Na_2O + K_2O)$ içerikleri göz önüne alınarak Kuno (1960) tarafından önerilen sınıflandırmaları yapılacak olursa (Şekil 5) genelde alkalın, yer yer de

ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER	AD 1 ADANA HARUNİYE DÜDENBASİ MAH.	AD 2 ADANA HARUNİYE DÜDENBASİ MAH.	AD 3 ADANA HARUNİYE KARAGEDİK MAH.	AD 4 ADANA HARUNİYE KARAGEDİK MAH.	AD 5 ADANA HARUNİYE KARAGEDİK MAH.	AD 6 ADANA OSMANİYE TOPRAKKALE	AD 7 ADANA OSMANİYE TOPRAKKALE	AD 8 ADANA OSMANİYE TOPRAKKALE	AD 9 ADANA OSMANİYE TOPRAKKALE	AD 10 ADANA CEYHAN	AD 11 ADANA CEYHAN AKPINAR	AD 12 ADANA CEYHAN AKPINAR	AD 13 ADANA CEYHAN GÖLOVAŞI	AD 14 ADANA CEYHAN GÖLOVAŞI
SiO ₂	47.65	47.75	48.10	48.60	49.30	45.40	43.15	45.00	44.00	45.20	48.00	47.80	48.00	48.05
Al ₂ O ₃	15.30	15.75	16.50	16.40	15.47	13.30	14.60	14.50	14.80	16.25	16.35	15.50	16.25	15.10
Fe ₂ O ₃	5.84	5.74	4.19	4.46	5.55	3.22	5.09	4.32	2.20	3.48	7.60	6.78	3.94	3.32
FeO	6.22	5.69	7.49	7.34	6.16	9.22	8.35	7.96	10.32	7.32	4.46	5.47	7.99	8.14
MgO	8.00	8.00	7.00	6.00	6.00	11.00	12.00	9.00	9.00	8.00	7.00	8.00	8.00	8.00
CaO	9.32	9.27	9.90	9.80	9.39	8.20	8.50	8.36	8.55	7.85	9.15	9.00	9.25	9.00
Na ₂ O	2.95	2.60	3.05	3.10	3.06	3.60	3.00	3.80	3.60	4.90	3.00	2.80	2.95	2.90
K ₂ O	0.68	0.55	0.70	0.70	0.75	0.65	1.40	1.65	1.50	1.45	0.45	0.45	0.65	0.65
TiO ₂	2.04	1.95	2.13	2.32	2.35	2.38	2.38	2.98	2.58	2.45	1.66	1.65	1.77	1.77
P ₂ O ₅	0.35	0.37	0.38	0.44	0.35	0.97	0.80	0.78	0.86	0.72	0.28	0.31	0.44	0.39
MnO	0.19	0.17	0.17	0.17	0.17	0.19	0.18	0.19	0.20	0.20	0.16	0.17	0.19	0.17
CO ₂	0.17	0.47	0.23	0.23	0.20	0.20	0.27	0.08	0.20	0.23	0.42	0.32	0.27	0.20
λ	0.60	0.58	0.62	0.66	0.66	0.53	0.52	0.57	0.58	0.57	0.63	0.60	0.59	0.56
γ	20.72	20.06	20.13	19.70	19.40	22.04	23.69	20.96	21.29	18.72	20.13	20.79	20.55	19.96
φ	1.34	1.29	1.33	1.34	1.36	1.49	1.47	1.62	1.56	1.71	1.31	1.30	1.33	1.34
Log φ	0.13	0.11	0.12	0.12	0.13	0.17	0.17	0.21	0.19	0.23	0.12	0.11	0.12	0.13
d	2.63	2.08	2.75	2.57	2.30	7.53	129.00	14.85	26.01	18.32	2.38	2.20	2.59	2.49
Z	6.05	6.74	6.31	5.73	5.28	4.07	4.87	3.59	4.34	4.63	8.04	7.69	7.51	6.89
Log d	0.45	0.32	0.44	0.41	0.36	0.87	2.11	1.17	1.41	1.26	0.37	0.34	0.41	0.39
Log Z	0.78	0.83	0.80	0.76	0.72	0.61	0.68	0.55	0.63	0.66	0.90	0.88	0.87	0.84
K ₂ O/Na ₂ O	0.23	0.21	0.22	0.22	0.24	0.18	0.46	0.43	0.41	0.29	0.15	0.16	0.22	0.22
FeO*	11.47	10.85	11.26	11.35	11.15	12.12	12.93	11.85	12.31	10.45	11.30	11.57	11.53	11.13
FeO/MgO	1.43	1.35	1.60	1.89	1.86	1.10	1.07	1.31	1.36	1.30	1.61	1.44	1.44	1.39
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.32	0.33	0.34	0.33	0.31	0.29	0.33	0.32	0.33	0.35	0.34	0.32	0.33	0.31
(FeO+Fe ₂ O ₃)/SiO ₂	0.25	0.23	0.24	0.24	0.23	0.27	0.31	0.27	0.26	0.25	0.25	0.25	0.24	0.23
FAM														
F	49.65	49.31	51.18	53.66	53.19	44.28	44.08	45.05	46.61	42.13	51.85	50.70	49.84	49.07
M	34.63	36.36	31.81	28.36	28.62	40.18	40.91	34.22	34.07	32.25	32.18	35.05	34.58	35.27
A	15.72	14.33	17.01	17.98	18.19	15.54	19.01	20.73	19.32	25.62	15.87	14.20	15.58	15.66
Al	13.77	14.17	14.85	14.76	13.42	11.97	13.14	13.05	13.32	14.62	14.71	13.95	14.62	13.59
Alk	5.10	4.45	5.27	5.35	5.34	6.05	5.90	7.35	6.90	8.90	4.95	4.85	5.07	5.00
FM	29.89	28.18	26.61	24.72	24.51	35.57	38.47	31.28	31.77	27.75	26.68	28.98	28.93	28.46
K	0.13	0.12	0.13	0.13	0.14	0.10	0.23	0.22	0.21	0.16	0.09	0.09	0.12	0.13
An	0.45	0.52	0.47	0.46	0.43	0.32	0.37	0.27	0.31	0.24	0.49	0.50	0.48	0.45
P	54.79	58.25	56.27	56.37	55.70	46.76	46.17	43.65	44.44	42.48	57.12	57.36	56.64	55.25
Örneğin: RITTMANN'ın Göre Adıması	OLİVİN ANDEZİN BAZALT	OLİVİN BAZALT	OLİVİN ANDEZİN BAZALT	ANDEZİN BAZALT	ANDEZİN BAZALT	OLİVİN ANDEZİN BAZALT	NEFELİN BAZANİT	NEFELİN BAZANİT	NEFELİN BAZANİT	NEFELİN BAZANİT	OLİVİN BAZALT	OLİVİN BAZALT	OLİVİN BAZALT	OLİVİN ANDEZİN BAZALT

$$\lambda = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$$

$$\gamma = 100 \cdot Fe_2O_3 + \frac{1}{2}(MgO + CaO)$$

$$\phi = \frac{Al_2O_3 + CaO + (Na_2O + K_2O)}{Al_2O_3 + CaO - (Na_2O + K_2O)}$$

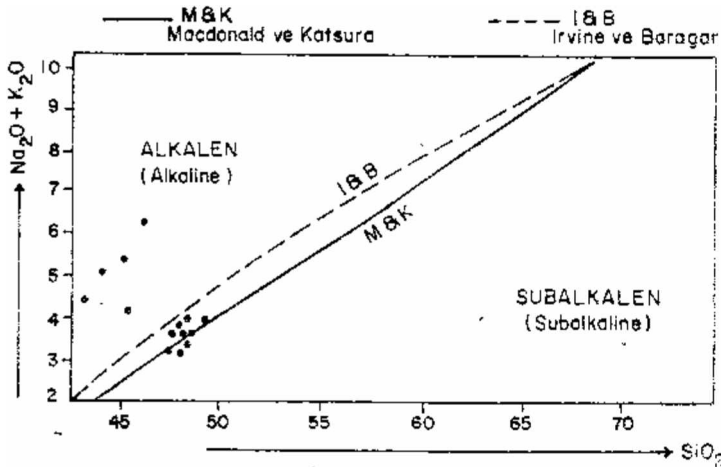
$$\delta = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$$

$$\tau = \frac{Al_2O_3 - Na_2O}{TiO_2}$$

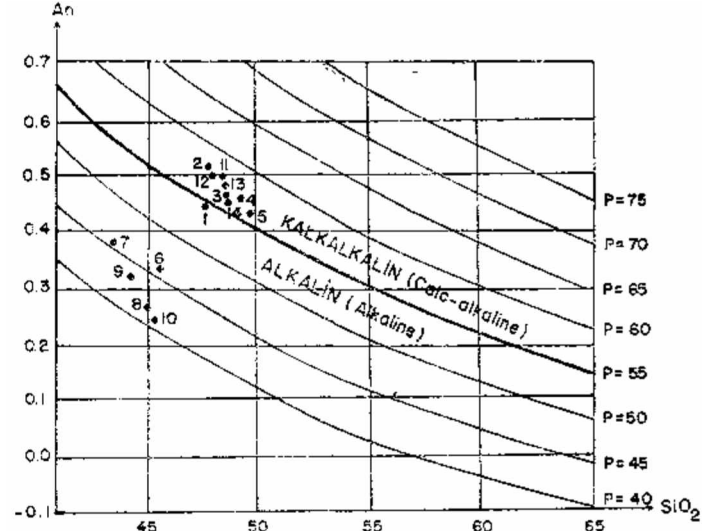
$$FeO^* = FeO + 0.9Fe_2O_3$$

Çizelge 1: Ceyhan-Osmaniye yöresindeki bazaltların Kimyasal analizleri ve çeşitli parametreleri

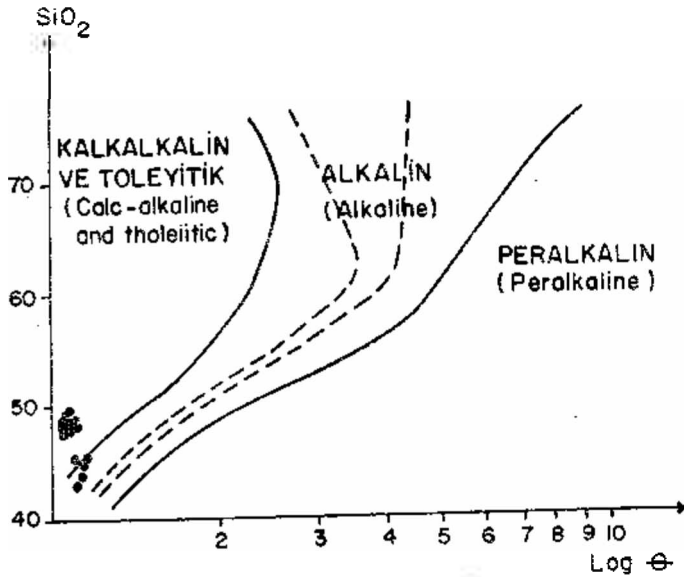
Table 1: Chemical analyses and various parameters of the basalts of Ceyhan-Osmaniye Area



Şekil 2: Volkanitlerin alkali-silika içeriğine göre sınıflandırılması
Figure 2: Classification of volcanics according to alkali-silica content



Şekil 4: Volkanitlerin SiO₂ ve Log Q içeriklerine göre hazırlanmış Wright (1969) diyagramı
Figure 4: Wright (1969) diagram of the volcanics according to SiO₂ - Log Q contents.

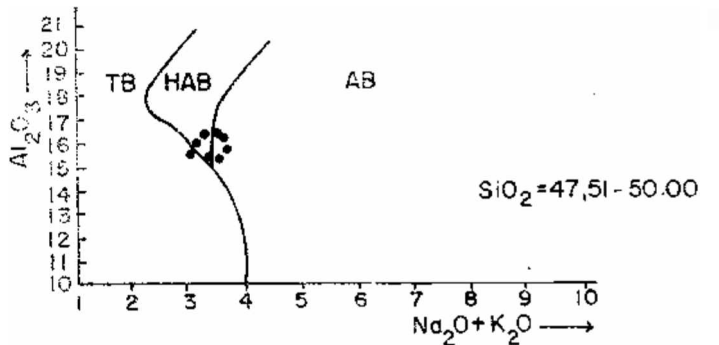
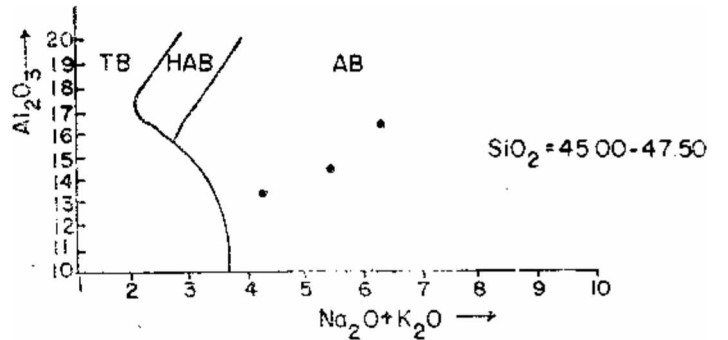


Şekil 3: Volkanitlerin An-SiO₂ içeriklerine göre hazırlanmış Rittmann (1953) diyagramı
Figure 3: Rittmann (1953) diagram of the volcanics according to An-SiO₂ Contents

yüksek alüminyum içerikli ve toleyitik bazalt olarak adlanabilecekleri izlenmektedir.

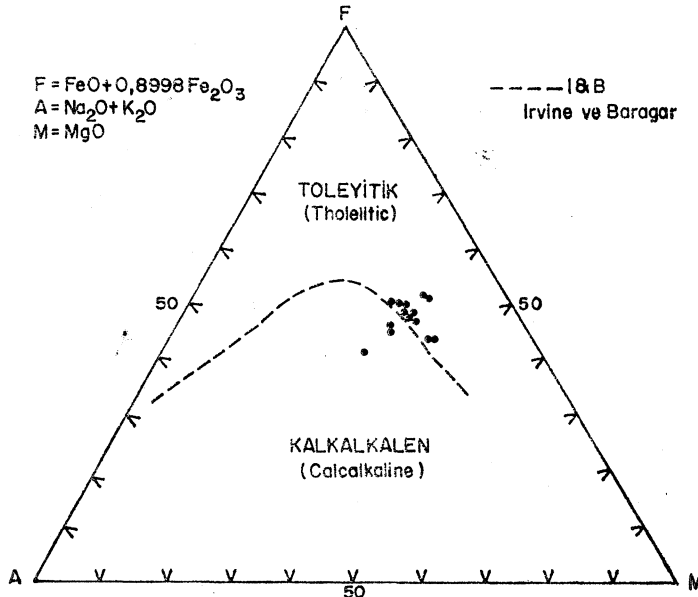
Bu sonuçlara göre bazaltların bir kısmının hafif bir alkalilik özelliği gösterdiğini ve genel olarak subalkalin nitelikli oldukları öne sürmek olasıdır. Bilindiği gibi subalkalin kökenli lavlar toleyitik ve kalkalkalin olmak üzere iki gruba ayrılırlar. Örneklerin AFM üçgen diyagramı ile kökenini araştırarak olursak (Şekil 6) bunların çoğunun toleyitik bölgeye düştüklerini görürüz.

Lavların FeO*/MgO ve SiO₂ içeriklerine göre Miyashiro diyagramlarını yapacak olursak (Şekil 7.a ve 7-b) ve dünyadaki diğer toleyitik dizilerin trendleriyle karşılaştırmalarını yapacak olursak bunların Miyashiro (1975) ya göre toleyitik karakterde oldukları açığa çıkmaktadır.



TB: Toleyitik Bazalt (Tholeiitic Basalt)
AB: Alkali Bazalt (Alkali Basalt)
HAB: Yüksek Alüm. Bazalt (High Alumina Basalt)

Şekil 5: Volkanitlerin SiO₂, Al₂O₃ ve alkali içeriklerine göre sınıflandırılması (Kuno, 1960)
Figure 5: Classification of the volcanics according to SiO₂, Al₂O₃, and alkali contents (Kuno, 1960)



Şekil 6: Volkanitlerin AFM diyagramı

Figure 7A and 7B - Miyashiro diagrammes of the volcanics (Gottini,

Bu nedenle çalışma alanındaki bazaltların toplanan örneklerinin bir kısmının hafif alkalin özellik göstermesine karşın genel olarak toleyitik kökenli oldukları belirginleşmektedir. Çizelge 2'de çalışma alanındaki toleyitik kökenli bazaltların majör element kimyasal analizlerinin ortalama yüzdeleri ile dünyadaki önemli bazı toleyitik bazaltların kimyasal analizlerinin ortalama yüzdeleri karşılaştırılmış ve büyük bir uyumluluk sağladıkları görülmüştür. Özellikle düşük K_2O içerikleri ile benzeşme gösterirler.

Çizelge 2 de 1 numaralı sütunda yer alan çalışma alanındaki toleyitik bazaltların majör element kimyasal analizlerinin ortalaması en çok 13 numaralı sütunda yer alan "Kıtasa Olivin toleyitleri" ortalama sonuçları ile uyumluluk göstermektedir.

Ayrıca, lavların $FeO+Fe_2O_3$ ve MgO içeriklerine göre diyagramları yapıldığında ve dünyadaki diğer bazı lavların trendleriyle karşılaştırıldıklarında, genel olarak toleyitik lavların trendi ile uyumluluk sağladıkları da göze çarpmaktadır. Yine lavlar, $(FeO + Fe_2O_3)/SiO_2$ ve Al_2O_3/SiO_2 içeriklerine göre Aramadaki (1963) diyagramında incelendiklerinde, daha çok toleyitik trend ile uyumluluk sağladıkları belirginleşir. Buna karşın, örneklerin $(FeO + Fe_2O_3)/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ ve SiO_2 içeriklerine göre diyagramları yapıldığında toleyitik ve alkalin trend arasındaki alanda yer aldıkları izlenmektedir.

Jakes ve White (1972) ye göre toleyitik kayalar, genellikle yüksek Al_2O_3 (% 14,18) içerir, alkali miktarı $(Na_2O + K_2O) < 4$ tür. Özellikle K_2O içerikleri çok düşüktür. Ayrıca K_2O/Na_2O oranı da yine çok düşük olup genellikle 0,35 değerini geçmez. Lavların, K_2O/Na_2O içerikleri hesaplandığı zaman bunlarda hafif alkalin özellik gösteren 5 örneğin haricinde diğer örneklerde K_2O/Na_2O oranının 0,15-0,25 arasında olduğu ortaya çıkmış, ve toleyitik kökenli oldukları belirginleşmiştir. Ayrıca örneklerin $(Na_2O + K_2O)$ ve Al_2O_3 içerikleri de toleyitik köken sınırları içinde kalmaktadır.

Ayrıca, yerel magmanın kökenini araştırmak için Gottini (1988, 1969) nin geliştirdiği değişim grafikleri de çizilmiştir. (Şekil 8 ve 9). Bunlardan τ değerinin SiO_2 ye göre

değişim diyagramı (Şekil 8) çizildiğinde, τ değerlerinin iki grup oluşturdukları ve SiO_2 miktarı yükseldikçe bu değerlerin de yükseldiği belirlenmektedir. Ayrıca tüm τ değerleri 9 dan küçüktür. Gottini'nin araştırmalarına göre sialik kökenli volkanitlerde $\tau > 10$, simatik kökenli volkanitlerde $\tau < 9$ dur. Bu sonuçlar, çalışma alanımızdaki volkanitlere uygulanacak olursa simatik kökenli oldukları öne sürülebilir. Gottini ayrıca $\log \tau$ ile $\log \alpha$ arasında da bir ilişki kurmuş ve önerdiği diyagram, τ da sialik ve simatik köken sınırını çizmiştir. Çalışma alanımızdaki volkanitlerin $\log \tau$ ve $\log \alpha$ diyagramı çizilecek olursa (Şekil 9) bunların çoğunluğunun yine simatik köken alanına düştükleri görülmektedir.

Volkanitlerin, kimyasal bileşimleri göz önüne alınarak çeşitli yöntemlerle adlandırılmaları da yapılmıştır, örneklerin Cymrch sınıfamaları yapıldığında (Şekil 10) bunların bazalt olarak adlanacakları görülmektedir. Church (1075) sınıflandır-

masında lavların $8 = Fe_2O_3 + FeO + 1/2 (MgO + CaO); Al_2O_3/SiO_2$ ve Na_2O+K_2O parametreleri göz önüne alınmaktadır.

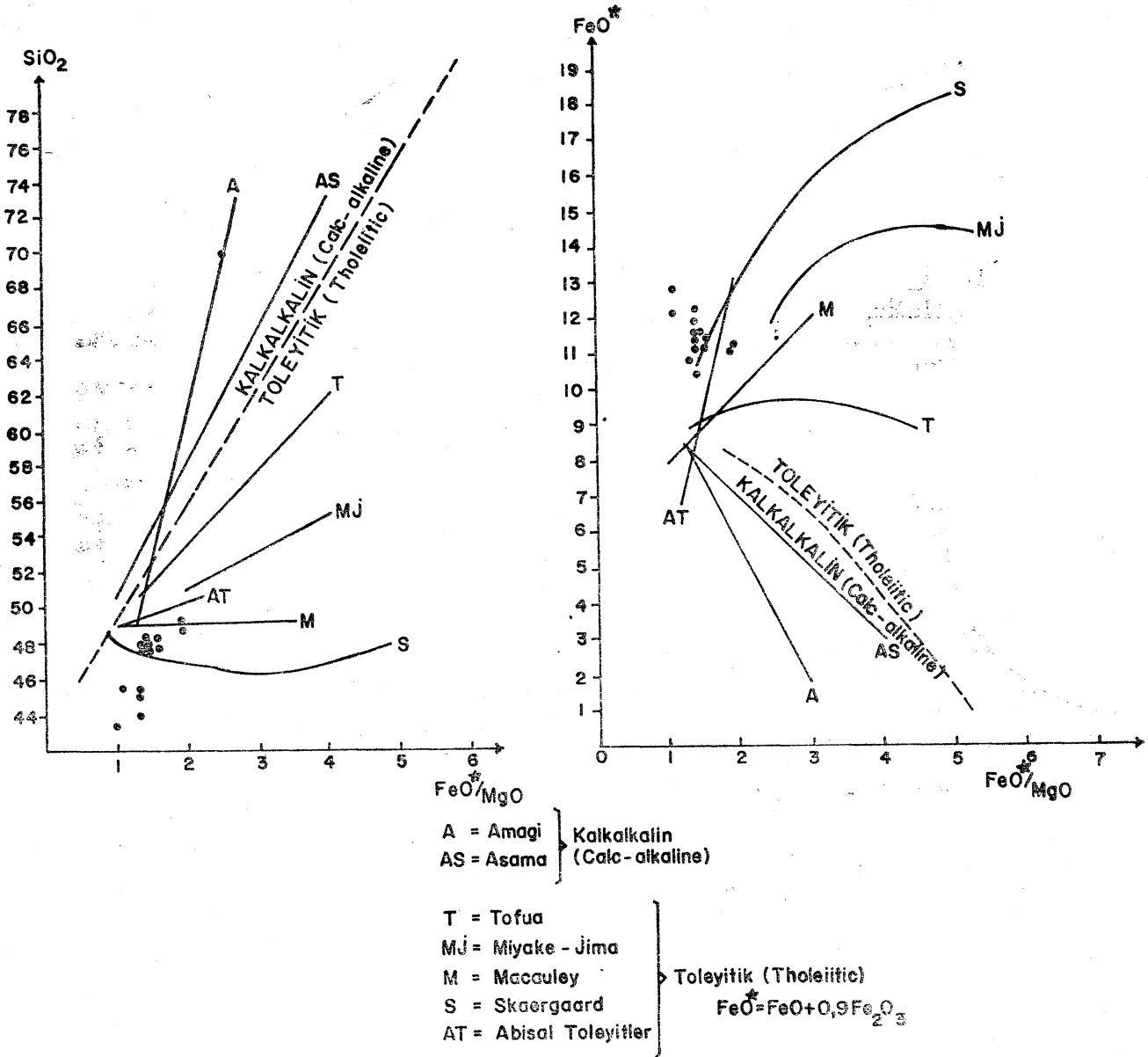
örneklerin Barberi ve diğerleri (1974)'e göre yapılan sınıflandırmalarında çoğunluğunun yüksek Alüminyum içerikli bazalt kesimine düştükleri görülmektedir. Ayrıca, Middlemost (1975) sınıflamalarında da alkalin ve subalkalin nitelikli bazalt oldukları ve bir kısmının da Bazanit ve Trakibazalt olarak adlanabileceği ortaya çıkmıştır.

Çalışma alanındaki lavların, $Na_2O + K_2O$ ve SiO_2 içeriklerine göre yapılan en ayrıntılı sınıflama olarak kabullenilen Cox ve diğerleri (1979) sınıflamaları yapıldığında (Şekil 11) bunların kimyasal bileşimleri yönünden bazalt olarak adlanacakları kesinleşir.

Bazaltlardan alınan örneklerde, oksitlerin SiO_2 ye göre değişimleri de incelenmiştir (Şekil 12). Oksitlerin değişimlerinin genellikle düzensiz oldukları ve SiO_2 miktarı arttıkça MnO , MgO , TiO_2 , K_2O ve toplam Fe oksitlerin yüzdelerinin azaldıkları, buna karşın CaO ve Al_2O_3 yüzdelerinin artmakta olduğu görülmektedir. Na_2O yüzdesi ise belli bir yönelim göstermektedir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Çalışma alanındaki bazaltların, petrografik özellikleri incelendiğinde; esas olarak plajiyoklas, olivin ve titanlı ojit fenokristallerinin, yine aynı elemanlardan oluşmuş bir hamur maddesi içinde yer aldıklarının saptandığı, plajiyoklasların daha çok labrador bileşiminde oldukları, olivin fenokristallerinin % 10-20 arasında yer aldıkları daha önceki bölümde belirtilmişti. Çalışma alanındaki bazaltlardan alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçlarının dünyadaki diğer toleyitik bazaltların bileşimleri ile uyumluluk sağlamalarının yanısıra, petrografik özellikleri de dünyadaki toleyitik bazaltların petrografik özelliklerine uymaktadır. Örneğin; toleyitik bazaltlarda ayrıntılı araştırmalar yapan Wilkinson (1967), bunlarda esas minerallerin ojit veya subkalsik ojit, plajiyoklas (Anortit yaklaşık %50 miktarda) ve demirli opak mineraller olduğunu, olivinin yer yer bulunduğunu saptamıştır. Ataman ve diğerleri (1974), toleyitik kayaların genelde %48-66 arası SiO_2 içeriklerini, olivinin az olduğunu, plajiyoklasların çok olup, Anortit miktarının %50 nin üzerinde olduğunu, sonuç olarak toleyitin,



Şekil 7A ve 7B Volkanitlerin Miyashiro diyagramları

Figure 7A and 7B - Miyashiro diagrams of the volcanics (Gottini, 1968, 1969)

ojit, plajiyoklas ve demir oksit minerallerinden oluştuğunu belirtirler. Araştırmacılara göre toleyitik lavların önemli özelliklerinden biri de olivin ile piroksen reaksiyonudur ve piroksenlerin olivinleri sardığı görülür (Bowen-Anderson reaksiyonu). Toleyitik bazaltlar, modal olarak %5 ten az olivin; toleyitik olivin bazaltlar ise daha çok (%20 yi geçmez) olivin içermektedirler (Mac Donald ve Katsura, 1964). Çalışma alanındaki lavların ince kesitlerinde yapılan araştırmalarda olivin fenokristallerinin genellikle %10-20 arasında oldukları saptandığından, çalışma alanındaki bazaltları "Toleyitik olivin Bazalt" olarak adlamak daha uygun olacaktır. Sonuçta, örneklerin petrografik özelliklerinin de, toleyitik lavlarda çeşitli araştırmacılarca saptanan özelliklere uydukları görülmektedir. Hafif alkali özellik gösteren 5 örnekte yapılan ince kesit araştırma-

larında salt, bunlarda piroksen ve olivin fenokristalleri içinde inklüzyonlar halinde yer aldığı saptanmıştır. Bu 5 örnekte daha fazla olan K_2O miktarları, bu biyotitlerle ilişkili olabilir. Toleyitik kökenli lavın, magmadan gelirken bir kirlenme (kontaminasyon) ie potasyum zenginleşmesi gösterdiği düşünülebilir. Esasen hafif alkalin özellik gösteren lavlar salt bir bölgede yüzlek vermektedirler.

Toleyit terimi ve Toleyitik lavların oluşumu halen tartışmalı olmakla birlikte, Green ve Ringwood (1967), toleyitik kayaların oluşumunu, manto malzemesinin diyapirik olarak yükselirken adyabatik koşullar altında bulunmasına bağlamışlardır. Adyabatik koşullar, yükselen magmanın ısı alışverişinin önlenmesine neden olur ve böylece yükselen magma üzerindeki basıncın azalması sonucu ilksel ana malzemede bir kısmı

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	48.14	49.58	49.16	49.36	49.89	50.25	51.52	50.99	50.64	47.07	49.94	51.50	48.28
Al ₂ O ₃	15.84	14.79	13.33	13.94	17.28	16.09	16.56	13.73	15.05	14.86	16.69	16.30	15.43
Fe ₂ O ₃	5.27	3.38	1.31	3.03	1.93	2.72	3.26	3.39	2.44	4.08	2.01	2.80	2.64
FeO	6.55	8.03	9.71	8.53	7.00	7.20	9.01	9.36	7.03	7.20	6.90	7.90	8.60
MgO	7.33	7.30	10.41	8.44	7.90	7.02	4.87	5.42	6.80	8.52	7.28	5.90	8.42
CaO	9.34	10.36	10.93	10.30	11.51	11.81	10.41	9.38	11.64	11.47	11.86	9.80	10.22
Na ₂ O	2.93	2.37	2.15	2.13	2.77	2.81	1.97	2.75	2.03	2.24	2.76	2.50	2.27
K ₂ O	0.62	0.43	0.51	0.38	0.16	0.20	0.37	0.80	0.80	0.20	0.16	0.86	0.64
TiO ₂	1.96	1.98	2.29	2.50	1.23	1.56	1.03	3.57	1.03	1.66	1.51	1.20	1.73
P ₂ O ₅	0.17	0.24	0.16	0.26	0.15	0.15	0.12	0.39	0.14	0.16	—	—	0.23

Çizelge 2: Çalışma alanındaki toleyitik bazalt lavların Majör element ortalama yüzdeleri ve dünyadaki diğer toleyitik bazalt ortalama yüzdeleriyle karşılaştırmaları.

- 1 — Çalışma alanındaki toleyitik bazaltların kimyasal analizlerinin ortalaması. 9 Örneğin kimyasal analizlerinin ortalaması alınmıştır.
- 2 — Tüm dünya toleyitik bazaltlarının kimyasal analizlerinin ortalaması (Le Maitre, 1976); 202 örneğin kimyasal analizlerinin ortalaması alınmıştır.
- 3 — Hawaii adaları olivinli toleyitik bazaltların kimyasal analizlerinin ortalaması (Yoder ve Tilley, 1962).
- 4 — Hawaii adaları toleyitik bazaltların kimyasal analizlerinin ortalaması (Mac Donald ve Katsural 1984); 181 örneğin kimyasal analizlerinin ortalaması alınmıştır.
- 5 — Atlantik sırtı toleyitleri kimyasal analizlerinin ortalaması (Engel ve Engel, 1964-a)
- 6 — Doğu Pasifik sırtı toleyitleri kimyasal analizlerinin ortalaması (Engel ve Engel, 1964-b).
- 7 — Japonya toleyitik bazaltları kimyasal analizlerinin ortalaması (Kuno, 1950) 73 örneğin kimyasal analizlerinin ortalaması alınmıştır.
- 8 — Kilauea (Hawaii) 1955 püskürmesi ile oluşan toleyitik bazaltların kimyasal analizlerinin ortalaması (Tilley, 1960); 81 örneğin kimyasal analizlerinin ortalaması alınmıştır.
- 9 — Kuzey İngitere toleyitleri kimyasal analizlerinin ortalaması (Holmes ve Herwood, 1929).
- 10 — Thingmuli (İzlanda) olivin toleyitleri (Carmichael 1964)
- 11 — Okyanusal toleyitlerin kimyasal analizlerinin ortalaması (Engel ve diğerleri, 1965).
- 12 — Kıtasal toleyitlerin kimyasal analizlerinin ortalaması (Manson, 1967)
- 13 — Kıtasal olivin toleyitlerin kimyasal analizlerinin ortalaması (Manson, 1967).

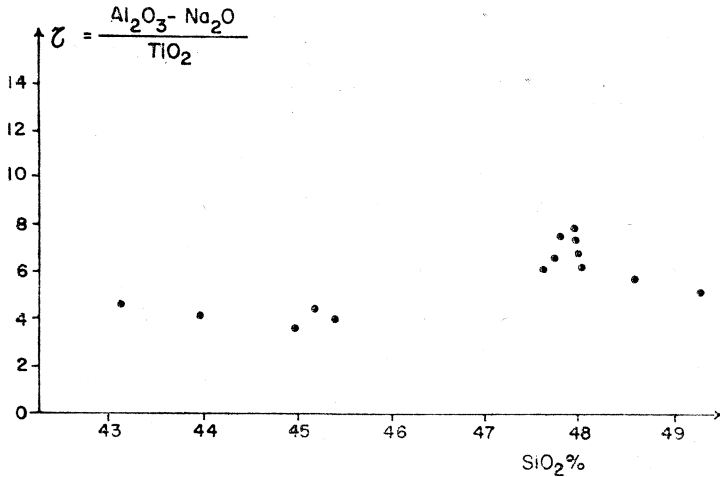
Table 2: Major element main percents of the tholeiitic basalt lavas of the investigated area and comparison with the other tholeiitic basalt main percents in the world.

- 1 — Mean of the chemical analysis of tholeiitic basalts existed the investigated area. Mean of the results of chemical analysis of 9 samples of.
- 2 — The mean of the chemical analysis of tholeiitic basalts of the whole world (Le Maitre, 1976). Mean of the results of chemical analysis of 202 samples of.
- 3 — The mean of the chemical analysis of olivine tholeiitic basalts of the Hawaii Islands (Yoder and Tilley, 1962).
- 4 — The mean of the chemical analysis of the Hawaii Islands Maō Donald and Katsura, (1961). Mean of the results of chemical analysis of 181 samples of.
- 5 — The mean of the chemical analysis of Atlantic Kidge tholeiites (Engel and Engel, 1964-a)
- 6 — The mean of the chemical analysis of East Pasific Bidge tholeiites (Engel and Engel, 1964 b)
- 7 — The mean of the chemical analysis of Japan tholeiitic basalts (Kuno, 1950). Mean of the results of chemical analysis of 73 samples of.
- 8 — The mean of the tholeiitic basalts that generated in Kilauea (Hawaii) 1955 eruption (Tilley, 1960). Mean of the results of chemical analyst of 81 samples of.
- 9 — Tho mean of the chemical analysis of North England tholeiites (Holmes and Herwood, 1929)
- 10 — Olivine tholeiites of Thingmuli (Iceland) (Carmichael, 1964)
- 11 — The mean of the chemical analysis of oceanic tholeiites, (Engel, Engel and Haweng, 1965).
- 12 — The mean of the chemical analysis of continental tholeiites (Manson, 1967)
- 13 — The mean of the chemical analysis of continental tholeiites (Manson, 1967).

ergime olur. Bu susuz manto peridotlerinin kısmi ergimesi sonucu 70 km derinlikte önce Pikrit'ler, daha yüze doğru olivinli toleyitler, (70-35 km) daha da yüze Alüminyumlu toleyitler (35-15 km) ve nihayet normatif kuvars toleyitleri (15 km den az derinlikte) oluşurlar (Green ve Ringwood, 1967).

Çalışma alanı Türkiye'nin plaka tektoniği açısından son derece ilginç bir bölgesidir. Şekil 13'de de izlenebileceği gibi çalışma alanı; Arabistan plakası, Afrika plakası ve Ege-Anadolu plakalarının düğüm noktasıdır. Doğu Akdeniz ve Türkiye'ye ilişkin plaka tektoniği çalışmaları son yıllarda yoğunlaşmış ve pek çok araştırmacı çeşitli çelişkili fikirler ileri sürmüşlerdir. Ancak araştırmacıların çoğunluğunun birleştikleri konu bu bölgedeki plaka sınırlarıdır.

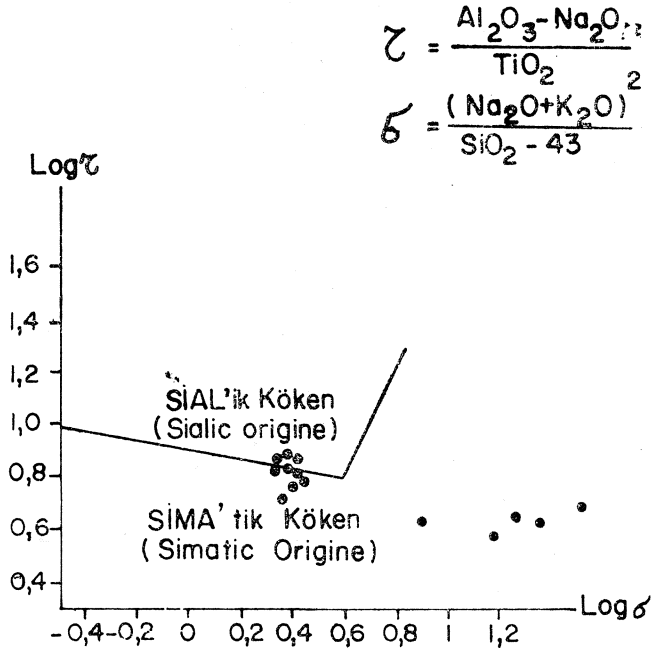
Anadolu'nun güneydoğu parçası, Arap plakasının bir devamı şeklindedir ve Afrika plakası ile Arap plakası kuzeye doğru hareket etmektedir. Doğu Anadolu ise bir sıkışma bölgesi şeklindedir. Ege-Anadolu plakası ise Kuzeyde "Kuzey Anadolu transform fayı" güneyde de Girit adasının güneyinden geçen ve Marmaris-Kıbrıs boyunca devam eden yitim zonu ile sınırlanmaktadır. Bu yitim zonu doğuya doğru gözlenecek olursa Kıbrıs güneyinden geçtiği ve KD'ye doğru dönerek çalışma alanımıza ulaştığı ve daha sonra bir transform fay şeklinde (Doğu Anadolu fayı) Ege-Anadolu plakasını, Van plakacığından ayırdığı belirlenmektedir. Ayrıca Arap ve Afrika plakalarını sınırlayan "Ölü Deniz transform fayı" da güneyden çalışma alanına kadar uzanmaktadır. Esasen, çalışma alanındaki Misis dağlarının, Kıbrıs adası ile yapısal devamlılık



Şekil 8: Volkanitlerde $(Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$ nin SiO_2 ye göre değişimi

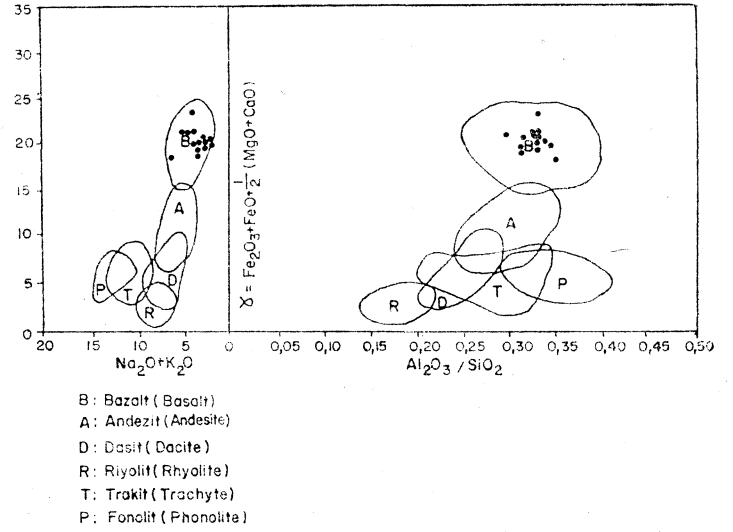
Figure 8: Variation diagram of $(Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$ with SiO_2 of the volcanics (Gottini, 1968, 1969)

gösteren bir deniz altı sırtının bir parçası olduğuna ilişkin bazı fikirleri de öne sürülmektedir (Stride ve diğerleri, 1977). Son yapılan çalışmalarla bölgede sıkışma tektoniğinin etkin olduğu Arabistan plakasının Orta Miyosende, Ege-Anadolu plakası ile çarpıştığı ve sıkışmanın ileriki aşamalarında doğu Anadolu fayı ve Kuzey Anadolu fayının gelişmesi ile batıya doğru itilen Anadolu plakasında D-B yönlü sıkışma kuvvetlerinin türediği belirlenmektedir (Gözübol ve Gürpınar, 1980). Çalışma alanının kuzeyinde yer alan Erciyes, Nevşehir ve Konya-Karapınar kalkalkalin volkanitlerinin, Orta Miyosende Arap - Afrika plakaları ile Anadolu plakasının çarpışmasın-



Şekil 9: Volkanitlerde $\log \tau$ nun $\log \sigma$ ya göre değişimi Gottini, 1968, 1969)

Figure 9: Variation of the $\log \tau$ with $\log \sigma$ in the volcanics (Gottini, 1968, 1969)



Şekil 10: Volkanitlerin Church sınıflaması

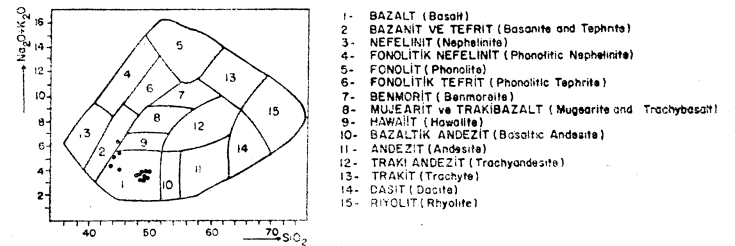
Figure 10: Church classification of the volcanics.

dan sonra (kıtı-kıtı çarpışması) tamamen kıtasal ortamda oluştuklarına ilişkin güçlü veriler elde edilmiştir (Batum, 1978). Sıkışma tektoniğinin halen etkin olduğu çalışma alanında KD-GB yönlü ikincil kırık hatlarının oluşturduğu zayıflık zonlarından, manto malzemesi toleyitik bazaltik lavlar yeryüzüne ulaşmışlar ve mantodan yükselerek yeryüzüne gelirken yer yer de kırılarak, potasyum içerikleri artmış ve hafif alkali nitelik kazanmışlardır. Bu tip kıtasal toleyitik plato bazaltlarına yeryüzünde pek çok yerde rastlanmaktadır.

Bölgede, plaka tektoniği açısından yapılan ve ileride yapılacak olan ayrıntılı çalışmalar konuya daha fazla açıklık getirecektir.

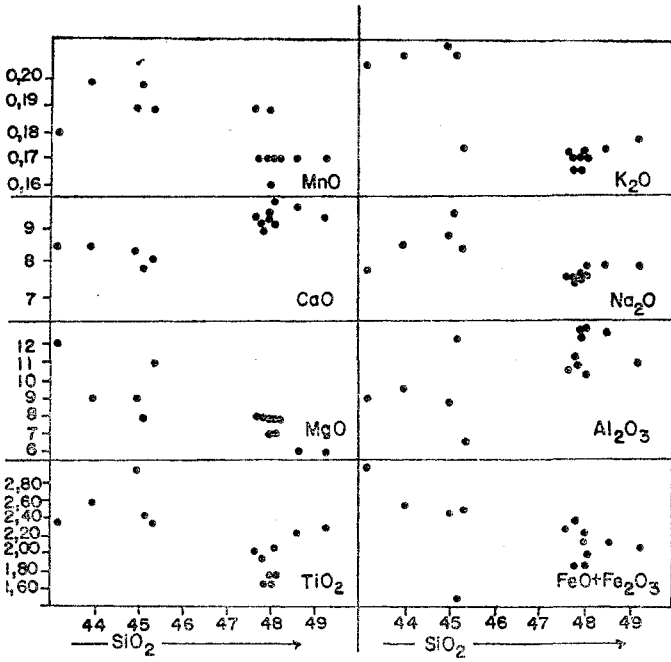
KATKI BELİRTME

Yazarlar, araştırmaları sırasında, alman örneklerin petrografik incelemelerinin özenle yapan MTA Jeoloji daire-sinden Talia Yaşar ve Havva Taner'e; yorumsal katkıda bulunan MTA Maden Etüd Dairesinden M. Fevzi Taner'e; örneklerin majör element kimyasal analizlerini yapan MTA Laboratuvarlar dairesinden T. Akyüz, M. Türkalp ve T. Saltoğlu'na; şekillerin çizimini yapan M. Yapıcıoğlu'na ve metni daktilo eden Fatma Taştan'a teşekkürü borç bilirlir.



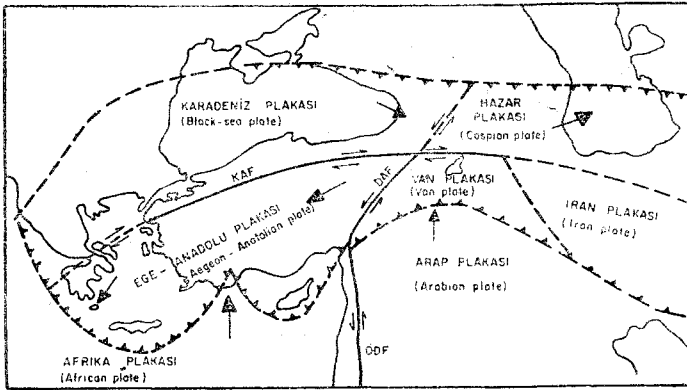
Şekil 11: Volkanitlerin alkali-silis içeriğine göre sınıflandırılmaları (Cox ve diğerleri 1979).

Figure 11: Nomenclature of the volcanics according to alkali-silica contents (Cox and others 1979)



Şekil 12: Volkanitlerde oksitlerin SiO_2 değerlerine göre değişimi

Figure 12: Variation of the oxides of the volcanics according to SiO_2 values



Şekil 13: Türkiye için plaka tektoniği modeli (Ketin, 1977'den)

KAF = Kuzey Anadolu Fayı
DAF = Doğu Anadolu Fayı
ÖDF = Ölü Deniz Fayı

Figure 13: Plate Tectonics model for Turkey (From Ketin, 1977)

KAF = North Anatolian Fault
DAF = East Anatolian Fault
ÖDF = Dead Sea Fault

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aramaki, S., 1963, Geology of Asama volcano: J. Fac. Sc. Üniv. Tokyo, 14, 233-439.
Ataman, G., Çapan, U.Z., Gökçen, S.L. ve Buket, E., 1974, Plaka tektoniği ilkeleri: Hacettepe Fen ve Müh. Bil. Derg., 4, 113-178.
Barberi, F., Innocenti, F., Marinelli, G. ve Mazzuoli, R., 1974, Vulcanismo e tettonica a placche: esempi nell'area Mediterranea, 67 th Congr. S. G. 1.

- Batum, İ., 1978, Nevşehir Güneybatısındaki Güllüdağ ve Acıgöl volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi: Yerbilimleri, 4, 1-2, 70-88.
Carmichael, I.S.E., 1964, The petrology of thingmuli, a Tertiary Volcano in Eastern Iceland: Jour of Petrology, 6/3, 435-460.
Church, B.N., 1975, Quantitative classification and chemical comparison of common volcanic rocks: Geol. Soc. Amer. Bull, 86, 257-263.
Cox, K.G., Bell, 3.V. ve Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks; George Allen and Unwin Ltd, London, 460 s.
Engel, A.E.J., ve Engel, C.G., 1964a, Composition of basalts from the mid-Atlantic ridge: Science, 144, 1330-1333.
Engel, A.E.J. ve Engel, C.G., 1964 b, Igneous rocks of the East Pasifile Rise: Science, 146, 477-485.
Engel, A.E.J., Engel, C.G. ve Havens, R.G., 1965, Chemical characteristics of oceanic basalts and upper mantle: Bull. Geol. Soc Amer., 76, 719-734.
Gottini, V., 1968, The TiO_2 , Frequency in colcanic rocks: Geol. Rdsch., 57, 930-935.
Gottini, V., 1969, Serial sharacter of the volcanic rocks of Pantelleria: Bull. Volc, 3, 818-827.
Green, T.H. ve Ringwood, A.E., 1967, The genesis of the basaltic magma: Contr. Mineral, Petrol., 15, 103-190.
Holmes, A. ve Harwood, H.F., 1929, The tholeiite dykes of the north of England: Mineralog. Mag., 22, 1-52.
Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks; Can. Jour. Earth. Sci., 8, 523-548.
Jakes, P. ve White, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas: Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 29-40.
Ketin, İ., 1877, Genel jeoloji, Cilt: 1, Yerbilimlerine giriş: İ.T.Ü. Yayını, 1036, 597 s.
Kuno, H., 1960, Petrology of Hakone volcano and the adjacent Areas, Japon: Geol. Soc. Amer., 61, 957-1020.
Le Maitre, R.W., 1976, The chemical variability of some Common igneous rocks: Jour, of Petrology, 17/4, 589-598.
MacDonald, G.A. ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: Jour, of Petrology, 5, 82-133.
Manson, V., 1967, Geochemistry of basaltic rocks; Major elements: in: Hess, H.H. and Poldervaart, A (Eds): Basalts 1 p: 215-269.
Middlemost, E.A.K., 1975, A simpla classification of volcanic rocks: Bull. Volcan., 36/2, 382-397.
Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristic and origin of Ophiolites: our. of Geology, 83, 249-281.
Rittmann, A., 1952, Nomenclature of volcanic Rocks: Bull. Volcan. seri 11, 12, 76-102.
Rittmann, A., 1953, Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes: Bull. Volcan. seri 11, 14, 45-58.
Rittmann, A., 1962, Volcanoes and their activity; John Wiley and sons Newyork, London, 305 s.
Stride, A.V., Belderson, R.H., Kenyon, N.H., 1977, Evolving Miogeantlclines of the East Mediterranean (Hellenic, Calabrian and yprus outter ridgls): Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 284, 1316-1326.
Tilley, C.E., 1960, Differentiation of Hawaiian basalts and some variants in lava suites of dated Kilauean eruptions: jour, of Petrology, 1, 47-55.
Wilkinson, J.F., 1967, The Petrography of basaltic Rocks: In: Hess, a H. and Poldervaart, A (Eds): Basals 1.
Wright, J.B., 1969, A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis: Geol. Mag., 106/4, 370-384.
Yoder, H.S. ve Tilley, C.E. 1962, Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems: jour, of Petrology, 3, 342-532.

Tokat ile Sivas Arasındaki Bölgede Ofiyolitli Karışığın iç Yapısı ve Yerleşme Yaşı

The inner structure of ophiolitic melange and age of its emplacement

Ali *YILMAZ* Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Çalışma alanı Tokat ile Sivas (Yıldızeli, Karaçayır) arasında yer almaktadır.

Çalışma alanının kuzeyinde metamorfik karışık (melange) görünümünde olan kayalar; yeşil şistlerden ve bir bölümü Permian yaşta olan kristalleşmiş kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Güneyde yaygın olarak yüzeyleyen metamorfikler; altta yeşilist ara katkılı kalkışt ve mermer, üstte kuvarsit olmak üzere iki düzeyden oluşmaktadır.

Yukarıda belirtilen kayaların arasında doğu-batı uzanımlı ofiyolitli karışık yer alır. Ofiyolitli karışık; çoğunlukla serpantin olmak üzere tuf ve aglomeradan oluşan ve kesme kırıklarının yaygın olduğu bir hamur, hamurun içinde mermer, fillit, kristalleşmiş kireçtaşı, radyolarit, Üst Jurasik-Alt Kretase yaş aralığında yer alan çeşitli tortul kayalar, Senomanian yaşlı pelajik kireçtaşı, peridotit (çoğunlukla verlit), gabro, diyabaz bloklarından oluşmaktadır.

Kuzeyde, ofiyolitli karışık üzerine, geçleri ofiyolitli karışıkta türemiş olistostrom düzeyleri kapsayan Üst Senomanian yaşlı pelajik kireçtaşı birimi uyumsuzlukla oturmaktadır. Bu verilere göre ofiyolitli karışık Senomanian-Alt Senomanian yaş aralığında yerleşmiştir.

Güneyde, ofiyolitli karışık ve Karaçayır dolaşandaki metamorfikler granodiyorit tarafından kesilmiştir.

Kuzeyde ofiyolitli karışığın üzerine uyumsuzlukla Eosen yaşlı çakıtaşı, kumtaşı, kıltaşı ardalaması gelmektedir. Güneyde Karaçayır dolayında yüzeyleyen metamorfiklerin üzerinde açılı uyumsuzlukla Eosen yaşlı çakıtaşı, kireçtaşı, kumtaşı, kıltaşı düzeyleri yer almakta ve çoğunlukla Üst Kretase yaşlı olan bloklar kapsamaktadır.

Neojen yaşlı birimler ise karasal olup tüm birimlerin üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedirler.

ABSTRACT: The studied area lies between Tokat and Sivas (Yıldızeli, Karaçayır). The rocks taking place at the northern part of the area are mainly made of greenish shists and crystallized limestone blocks which some of them Permian aged. Metamorphic rocks outcrops at the south and they are made of two layers; calcschist interbedded with greenish schist and marble is overlain by quartzite.

Ophiolitic melange of east-west trend takes place between the units described above. Ophiolitic melange is made of a matrix is formed of tuff, agglomerate and mainly serpentine and having lots of shear fracture; marble, phyllite, crystallized limestone, radiolarite, sedimentary rocks of Upper Jurassic-Lower Cretaceous age interval, pelajik limestone of Cenomanian age, peridotite (generally werlite), gabbro, diabase blocks with in the matrix.

Upper Cenomanian limestone unit including olistostromes belonging to the ophiolitic melange overlies on the ophiolitic melange unconformably at the north. According to these data, it could be concluded that the ophiolitic melange emplaced between Cenomanian and Lower Cenomanian.

Metamorphites at the south around Karaçayır and ophiolitic melange are cut by granodiorite.

Eocene aged conglomerate, sandstone and argillastone alternation overlies the ophiolitic melange with an unconformity at the north. Conglomerate, limestone, sandstone and argillastone layers generally containing Upper Cretaceous aged blocks are underlain by metamorphites unconformably around Karaçayır.

Neogene units are continental and they overlies all other units unconformably.

GİRİŞ

Çalışma alanı, kuzey Tokat'a bağlı Semerci köyü, batı-da Yıldızeli'ne bağlı Ilıca köyü, güneyde Yıldızeli, doğuda Sivas'a bağlı Karaçayır bucağı arasında yer almaktadır. Çalışma sırasında öncelikle hava fotoğraflarından saptanan gözlem yerlerinde kayatürü özellikleri ve ilişkileri incelenmiş sonradan haritalama işlemi sürdürülmüştür. 6 adet 1/25.000'lik paftanın (H 37 d₂, d₃; I 37 a₁, a₂ b₁, b₂) tümü çalışılmış ve veriler 1/100.000 ölçekli haritaya aktarılmıştır. Yayın için hazırlanan harita ise oldukça yalınlaştırılmış ve küçük birimler de abartılarak çizilmiştir (şekil 1).

Bu çalışmada, bölgede yaygın olan ofiyolitli karışığın iç yapısının ve diğer birimlerle ilişkisinin incelenmesi amaçlanmıştır.

Bu yörede, Baykal (1947), Blumenthal (1950), Yücel (1953), Okay (1953), Yalçınlar (1955) tarafından 1/100.000 ölçekli çalışmalar yapılmış, Baykal ve diğerleri (1966), Göksu (1974) bu çalışmaların bir ölçüde revizyonunu da yaparak 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları'nın hazırlanmasında katkıda bulunmuşlardır. Çalışma alanı dışında batıda Koçyiğit (1979), Özcan ve diğerleri (1980), doğuda Terlemez ve Yılmaz (1980) çalışmışlardır. Ayrıca, Tatar (1978) çalışma alanının güneyine ait ofiyolitlerle ilgili verilerini sunmuştur.

Ofiyolitli karışığın iç yapısı stratigrafik düzen içinde sunulacaktır. Böylece bir taraftan bölgenin stratigrafik çatısını kurarken, diğer taraftan birimlerin eleştiriye açık başlangıç niteliğinde stratigrafik adlanması da sunulacaktır.

METAMORFİTLER

Bu bölgede, kuzeydeki Tokat Masifi (Blumenthal, 1950) kapsamında yer alan "Tokat Formasyonu" ile güneydeki "Karaçayır Formasyonu" anlatılacaktır.

Tokat Formasyonu (Pt)

Bu birim, bir karışık (melange) görünümünde olup iki üyeye ayrılmıştır. Bunlardan biri, hamur durumunda olan Semerci Şist Üyesi, diğeri bloklar halinde olan Üçtepe Kireçtaşı Olistolitleridir.

Semerci Şist Üyesi (Fts). Fillit, şist (kuvars-kalkşist, killi kalkşist, kuvars-epidot şist), metakumtaşı, metaçört, metaçamurtaşı ve metadiyabazdan oluşan bu birim, çalışma alanının kuzeyinde Semerci ve Karacalar kuzeyinde yaygındır. Genel olarak yeşilimsi, yer yer bordo; orta, ince tabakalı, yer yer laminalı; bol kırıklı, kırıklar kalsit dolgululu ve kıvrımlıdır. Temeli oluşturan bu üyenin, çalışma alanındaki bölümü 500 m'den kalındır. Yaş verebilecek herhangi bir veri sağlanamamıştır.

Üçtepe Kireçtaşı Olistolitleri (Ptii). Mermer ve yeniden kristalleşmiş kireçtaşından oluşan bu birim, çalışma alanının Kuzeyinde Üçtepe, Taşlı tepe ve Erikli tepede görülmektedir. Açık gri, açık krem, beyazımsı, kimi düzeyler koyu gri, siyahımsı; tabakasız görünümde, yer yer orta kalın tabakalı; bol, beyaz kalsit damarlı, çürüme yüzeyi oldukça tırtıklıdır. Bu birim, Semerci Şist Üyesi içinde 3-4 km boyutlarına eriyebilen bloklar halindedir. Bloklar, doğu-batı doğrultusunda bir dizilim göstermekte ve mercıklar bi-

çimindedir. Bu kireçtaşları ile şist dokanağı belirgin bir çiz-gi halinde ve ezilmiş, milonitleşmiş durumdadır. Bazı yerlerde, kireçtaşı tabakalanması, yeşil şistlerin yapraklanmasına aykırıdır. Blokların bazıları Pemiyen'e ait mikrofauna kapsamaktadır.

Karaçayır Formasyonu (Pk)

Çalışma alanının güneyinde ve diğer birimlerin tabanında yüzeylenen bu birim, altta Çeltek Kalkşist Üyesi, üstte Çaldağı Kuvarsit üyesi olmak üzere iki üyeye ayrılmıştır.

Çeltek Kalkşist Üyesi (Pkçe). Yer yer yeşilşist (kuvars-mika kalkşist, kuvars-epidot-albit şist) arakatlı kalkşist ve yer yer mermer düzeylerinden oluşan bu birim, Çeltek Dağı, Susuz Dağ, Karaçayır dolay, Bozdağ ve Yıldızeli kuzeybatısında görülmektedir. Genel olarak gri beyaz alacalı; orta, ince tabakalı, tabakalanma düzenli, oldukça kristalleşmiş basınç ikizleri belirgindir. Bu üye, çalışma alanının güneyinde temeli oluşturmakta ve kalınlığı 500 m'den fazladır. Bu birimin yaşı saptanamamıştır.

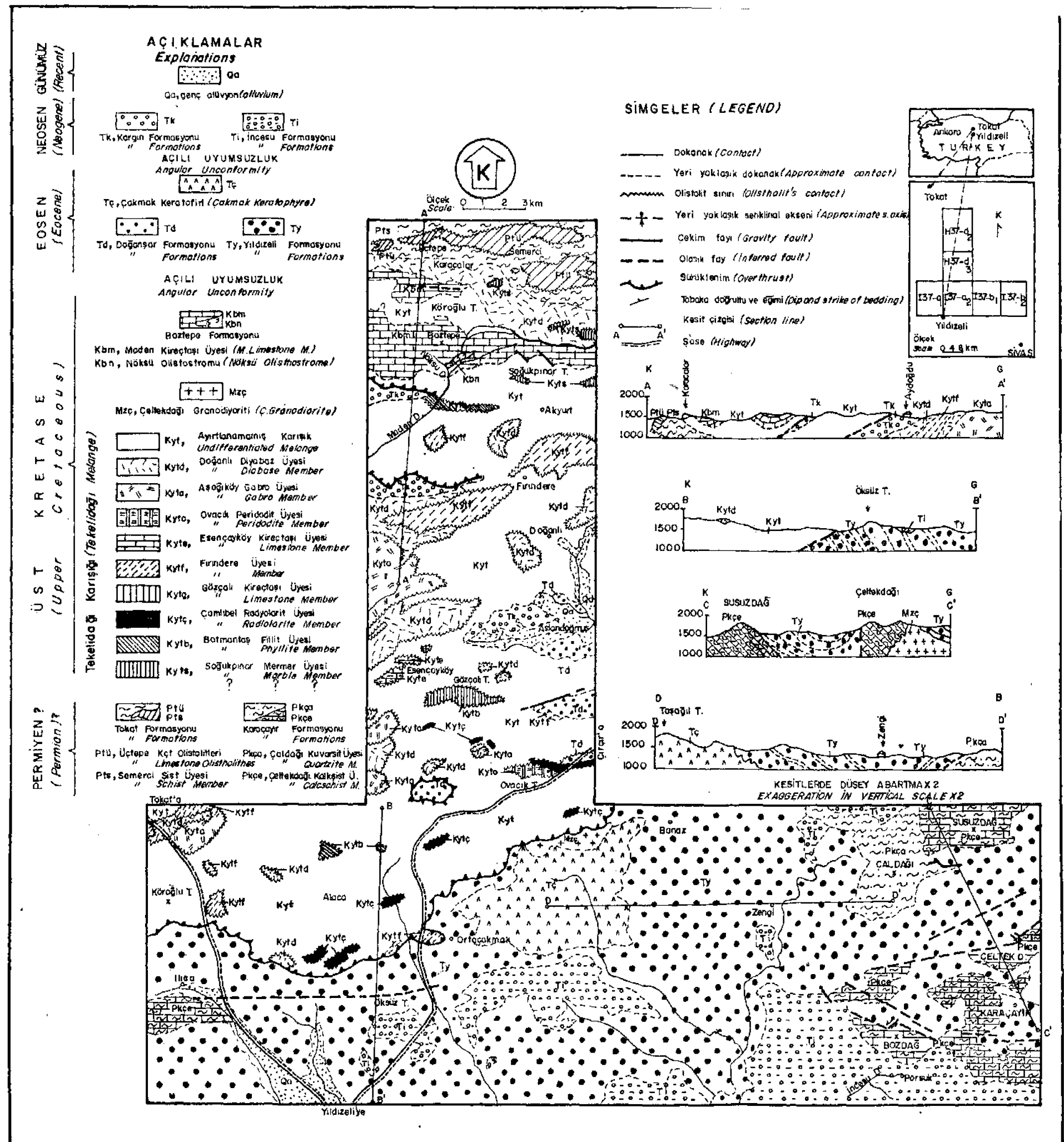
Çaldağı Kuvarsit Üyesi (Pkça). Kuvarsit ve yer yer kuvarsitik çakıltaşmdan oluşan bu birim, Çaldağı, Gaziköy'ün B'sında yüzeylenmektedir. Çürüme yüzeyi (yaygın likenlerden ötürü uzaktan yeşilimsi) kirli kahverengimsi, alacalı, taze yüzeyi açık gri; tabakasız, yer yer orta kalın tabakalı, oldukça dayanımlı kuvars elemanlar egemen, hamurda yer yer limonitleşme görülmekte ve taneli olup, taneler köşeli ve birbiriyle kenetlenmiştir. Bu birim, Çeltek Kalkşist Üyesi üzerine uyumlu olarak gelmekte ve en azından 450-500 m kalınlıktadır. Bu düzeyin yaşı da saptanamamıştır.

OFİYOLİTLİ KARIŞIK

Ofiyolitli karışık, çoğunlukla serpantin hamurlu ve dm'-den, km'lere kadar değişen boyda bloklar kapsayan, değişik köken ve yaştaki kayaların karışması ile oluşan tektonik bir birim anlamında kullanılmaktadır. Çalışma alanında ofiyolitli karışık, Tekelidağı Karışığı olarak adlandırılmış ve üyelere ayrılmıştır. Sıra ile; hamur, tortul ve magma kökenli üyeler, ofiyolitli karışığın metamorfitlelerle ilişkisi sunulacaktır.

Tekelidağı Karışığı

Ayrırtlanamamış Karışık (Kyt). Hamur ve ölçek nedeniyle haritalanamamış bloklardan oluşmaktadır. Çoğunlukla serpantin olmak üzere kumtaşı tuf yer yer aglomeradan oluşan hamur irili ufaklı piroksenit, amfibolit, spilit, diyabaz, peridotit, radyolarit ve kireçtaşı bloklarını kapsamakta olup bu birim de ayrırtlanamamış Tekelidağı Karışığı olarak adlandırılmıştır. Bu birim, çalışma alanının ortasında doğu,-batı uzanımlı olup geniş bir yayılma sahiptir. Genel olarak yeşilimsi, mavimsi, bozlaşmaya uğradığı yerlerde kahverengimsi; kesme kırıkları oldukça gelişmiş, kimi yerlerde kırıklar boyunca krizotil, kromit gibi mineral oluşukları görülmektedir. Yer yer, kırıklar üç düzlem boyunca gelişmiştir. Çeşitli yerlerde ölçülen 250 kırığın eşit alanlı projeksiyon ağı kullanılarak yapılan kontur diyagramından çıkarılan takımların doğrultu ve eğim ortalamaları saptanmıştır. 1) K71B, 62 GB; 2) K60B, 36 GB; 3) K46D, 26 GD. Hamurda, yer yer milonitleşmiş zonlar da görülmektedir.



Şekil 1: İnceleme alanının bulduru haritası ve jeolojî haritası. Figure 1: Location map and geological map of the investigated area.

Hamurun özellikleri, kapsadığı kayatürlerinin özellikleriyle ilintilidir. Bu açıdan hamurun kapsadığı kayatürlerinden bazılarının özelliklerini de sunmakta yarar görülmektedir.

Serpantin. Yeşilimsi, mavimsi, oldukça kırılğan, yer yer milonitleşmiş, lifli, lifler koşut dizili, örgü dokusu belirgin, kimi yerlerde biyotit ve kromit kapsamaktadır.

Kumtaşı (litarenit yer yer filarenit). Çürüme yüzeyi kirli kahverengi, taze yüzeyi yeşilimsi; tabakasız, yer yer tabakalı, kırılma yüzeyleri düzensiz ve dayanımlıdır. Serizitleşmiş ve kloritleşmiş bir hamurda, kuvars, şist ve feldispatlar görülmekte, kuvvetli tektonizma geçirmiş, taneler köşeli ve kötü boylanmış durumdadır.

Bloklar. Ofiyolitli karışığın kapsadığı bloklardan önce tortul kökenliler, sonra da mağmatik kökenliler sunulacaktır.

Soğukpınar Mermer Üyesi (Kyts). Mermer ve yer yer yeniden kristalleşmiş kireçtaşından oluşan bu birim, ofiyolitli karışığın kuzey bölümünde Batmantaşın doğusundaki Soğukpınar tepede, Akyurt'un kuzeyinde Karacalar'ın güneydoğusunda kumtaşı, diyabaz ve tüften oluşan bir hamur içinde görülmektedir. Mermer beyazımsı, gri; tabakasız, yer yer kalın tabakalı, bol kırıklı, kırıklar turuncumsu olup kimi yerlerde yeniden kristalleşmiş kireçtaşı durumundadır. Dokanak ilişkisi ve morfolojik görünümünden ötürü, blokların derine doğru genişlediği düşünülmektedir. Bu birim, uzun boyutu 1 km'yi geçmeyen mercerler biçiminde olup, fosil saptanamamış, ancak fiziksel özellikleri açısından Tokat Formasyonu'ndaki Permiyen yaşlı Üçtepe Kireçtaşı Olistolitleri'ne yakın benzerlik göstermektedir.

Batmantaş Fillit Üyesi (Kytb). Fillit ve yer yer fillitik kumtaşı, şist ve metaçamurtaşından oluşan bu birim, Batmantaş'tan başlayarak doğuya doğru bir dilim halinde ve Erikli tepe güneyinde İslimköy batısında, Alaca kuzeyinde görülmektedir. Fillit koyu gri, yeşilimsi; ince ve orta tabakalı, yer yer laminalı, tabakalanma düzenli ve dağılırcasına kırılğandır. Serizit, klorit, kuvars ve feldispat tanelerinden oluşmaktadır. Bu birime ait bloklar diyabaz ve serpantinitle çevrelenmiş olup, dokanaklar yamaç molozu ve toprak örtüsünden ötürü incelenememektedir. Blokların uzun boyutu 4 km dolayındadır. Fillitin fiziksel özellikleri, Tokat Formasyonu, Semerci Şist Üyesi'nde görülen fillit düzeylerine yakın benzerlikler göstermektedir.

Çamlıbel Radyolarit Üyesi (Kytç). Radyolarit ve yer yer kırmızımsı kireçtaşı arakatıklarından oluşmakta, Aşağıçakmak ve Yukarıçakmak köylerinin kuzeyinde, İslimköy'ün kuzeyinde ve doğusunda, Akyurt'un güneybatısında küçük yüzeylemeler halindedir. Radyolarit kırmızımsı-bordo; alt düzeyi tabakasız, üst düzeyi tabakalı, 1-2 m kalınlığında kırmızımsı ince tabakalı palajik kireçtaşı arakatıklarını kapsamaktadır. Bu birim, genellikle serpantin içinde olup dokanaklar ezilmiş, milonitleşmiş mercerler biçiminde bloklar halinde, boyutları 0,5-2 km arasında değişmektedir. Aşağıçakmak kuzeyinde, Çamlıbel dere boyunca görülen kırmızımsı kireçtaşı düzeylerinde Halobia ve Daonella'ya benzeyen fosiller görülmektedir. Onun için bu birimin olası Triyas yaşta olduğu düşünülmektedir.

Gözçalı Kireçtaşı Üyesi (Kytg). Oldukça kristalleşmiş kireçtaşından oluşan bu birim, ofiyolitli karışığın ku-

zey-güney boyutuna göre ortada, Gözçalı tepede Akkaya tepede ve Aslandoğmuş'un kuzeyinde görülmektedir. Kireçtaşı, beyazımsı, gri, koyu gri; tabakasız, yer yer oldukça kalın tabakalı, yeniden kristalleşmiş, bol kalsit damarlıdır. Çalışma alanında bu birimin renk ve doku özellikleri sık sık değişmekte, kimi yerlerde oosparit görünümündedir. İrili, ufaklı birçok blokun yığılmasından yaygın yüzeylemeler oluşmuştur. Bloklar, serpantin ve diyabazdan oluşan bir hamurla çevrelenmiş olup, dokanak yer yer faylıdır. Akkaya tepe güneyinden alınan bir oosparit örneğinde saptanan fosillere göre Üst Liyas-Üst Jurasik yaştaadır.

Fırındere Üyesi (Kytf). Kireçtaşı, kumtaşı ve şeylden oluşan bu birim, Fırındere köyleri dolayında, Batmantaş'ın güneyinde Yakup köyü dolayında, Köroğlu tepe kuzeyinde, Ortaçakmak batısında görülmektedir. Genellikle gri, sarımsı; orta ve ince tabakalı, yer yer laminalı, tabakalanma düzenlidir. Bu birim, kireçtaşı, kumtaşı ve şeyl ardalamasından oluşan bir fliš görünümündedir. Kireçtaşı (yer yer biyomikrudit) yönlü dokuda, bol kalsit damarlıdır. Biçimci bozulması ince taneli kesimde şistli bir doku oluştururken, iri kalsit tanelerinde basınç ikizleri oluşumuna ve ikiz kaymasına neden olmaktadır. Yer yer kuvars kapsamakta, kuvars dalgalı sönme göstermektedir. Mikritik bir hamurda yüzen karbonat ve fosil kabukları koşut dizilidir. Kumtaşında (litarenit) olgun olmayan, (immature) kalsit bir hamurda volkanit kırıntılıları egemendir. Ayrıca mermer, tümüyle

kloritlenmiş (olasılı serpantin) taneler, metakumtaşı, kuvarsit parçaları görülmektedir. Taneler az yuvarlaklaşmış ve kötü boylanmıştır. Bu kayalar serpantin içinde, yer yer diyabaz içinde blok halinde olup dokanakları ezik durumdadır. Aydoğdu güneydoğusunda bu birim serpantinitten üzerine, taneleri ve hamuru serpantinitten oluşan bir çakıltaşı ile gelmektedir. Onun için bu kayaların ilksel yerde ofiyolitlerin üzerine geldiği ve sonradan ofiyolitli karışığa katıldığı düşünülmektedir. Çakılboyundan 2-6 km boyutlarında bloklara değin değişen yüzeylemeler halindedir. Bu birime ait kayalar, Aydoğdu'nun kuzeydoğusunda Üst Jurasik-Valanjiniyen, Ortaçakmak'ın batısında Neokomiyen (Olasılı Berriaziyen), Köroğlu tepenin kuzeyinde Üst Jurasik yaştaadır. Fasiyes özellikleri birbirine benzeyen bu kayalar için, diğer paleontolojik veriler de gözetilerek Üst Jurasik-Alt Kretase yaşlı öngörülmüştür.

Ayrıca çalışma alanının kuzeyinde, Köroğlu tepe ile Boztepe arasındaki ofiyolitli karışığa ölçeği nedeniyle haritalanamamış, fakat belirli yaş verebilen kireçtaşı blokları saptanmıştır. Saptanan faunaya göre, pelajik kireçtaşı bloklarından bazıları Üst Triyas-Liyas yaşlıdır. Aynı yörede Titoniyen ve Üst Liyas-Oxfordiyen yaşlı kristalize kireçtaşı blokları da saptanmıştır.

Esençayköyü Kireçtaşı Üyesi (Kyte). Sileksli kireçtaşından oluşan bu birim, Esençayköyü dolayında ve Doğanlı'nın güneydoğusunda çalışma alanının dışında görülmektedir. Kireçtaşı (mikrit) kırmızımsı, alacalı, yer yer grimsi renkli, dağılımı tekdüze değil; ince ve kalın tabakalı, bol kıvrımlı, kalsit damarlı, çürüme yüzeyi çok tırtıklı, yaygın olarak silekslidir. Bunlar, serpantin içinde 0,25-1,5 km boyutunda mercer şekilli bloklar halinde görülür, dokanak ezilmiş, milonitleşmiştir. Bu bloklar, Senomaniyen yaşlı olup ofiyolitli karışığın (içinde yaşlı saptanabilen) en genç birimini oluşturmaktadır.

Ovacık Peridodit Üyesi (Kyto). Peridodit (Werlit) ve serpantinitleşmiş peridoditten oluşan bu birim, Ovacık tepede İslimköy'ün kuzeydoğusunda görülmektedir. Peridodit yeşilimsi, yağlımsı bir parlaklığa sahip, bol kırıklı, kırıklar kabaca birbirine dik üç düzlem boyunca gelişmiş, diallag oldukça yaygın, az oranda olivin kalıntıları görülmekte, yer yer kısmen serpantinitleşmiştir. Peridodit, serpantinit tarafından çevrelenmektedir. Kimi yerlerde, peridoditten serpantinite doğru dereceli bir geçiş de görülmektedir. Peridodit yüzeylemeleri genel olarak 0,5-3 km boyutlarında olup biçim bozulmasına uğramış merccek biçimindedir.

Aşağıköy Gabro Üyesi (Kyta). Gabrodan oluşan bu birim Aşağıköy dere boyunca, Gürcü tepenin batısı ve Akkaya tepenin güneyinde, Köroğlu tepenin kuzeyinde görülmektedir. Çürüme yüzeyi açık gri, yer yer sarımsı, taze yüzeyi açık benekli yeşilimsi, tabakasız, yer yer tabakalı ve bol kırıklıdır. Holokristalin dokuda, iri diallag ve labrador taneleri yaygın, bazik plajiyoklaslar hafif killeşme göstermektedir. Kimi örneklerde bazik plajiyoklasların dalgali sönme göstermesi, kayacın başkalaşım geçirdiğini düşündürmektedir. Gabronun da serpantinit ve diyabazla olan dokanağı ezilmiş, milonitleşmiştir. Aşağıköy derenin güneyinde dokanağa yakın yerlerde gabroda koyu yeşilimsi (amfibolit) düzeyler görülmektedir. Bunların köken kayası dolerit olabilir. Ayrıca, burada diyabazın 1-1,5 cm kalınlığında dokanağa dik ışınal bir doku kazandığı, gabroda yer alan diallag kristallerinin eğildiği ve uzadığı saptanmıştır. Bu özelliklerin, magmanın henüz sıcak olduğu bir dönemde farklılaşma ve biçim bozulması ile de kazanılabileceğini gözeterek, gabro ile diyabaz arasında ilksel ilişki de kurulabilir. Gabro yüzeylemeleri en çok 4-5 kmlik bir alan kapsamakta ve tekdüze bir biçime sahip değildir.

Doğardı Diyabaz Üyesi (Kytd). Albit diyabazdan oluşan bu kayalar Doğanlı'nın güneybatısında Esençayköy ile Gürcü tepe arasında, Köroğlu tepenin batısında ve kuzeyinde Akkaya tepenin güneyinde ve güneybatısında görülmektedir. Çürüme yüzeyi kahverengimsi, taze yüzeyi koyu yeşilimsi, tabakasız, dağılırcasına kırılğan, Karacalar'ın batısında diyabaz ve diyabazik tüften oluşmakta olup yastık lavlar da kapsamaktadır. Ofitik doku belirgin, albit çubukları egemen, epidot ve ojit, ikincil kuvars kapsamakta, kloritleşme, karbonatlaşma, uralitleşme izlenmektedir. Diyabazın serpantinit ve gabro ile ilişkisi yukarıda belirtildiği gibidir. Yüzeylemelerin en iri olanları 5-7 km²lik alan kaplamaktadır.

Ayrıca, haritalanamamış irili ufaklı piroksenit, amfibolit ve spilit blokları yer yer görülmektedir.

Ofiyolitli karışığın metamorfitlelerle ilişkileri

Bu bölümde ofiyolitli karışığın kuzeydeki Tokat metamorfitleleri ile güneydeki Karaçayır metamorfitleleriyle ilişkileri sunulacaktır.

Ofiyolitli karışığın Tokat metamorfitleleriyle ilişkisi. Tokat metamorfitleleri, ofiyolitli karışığın altına dalmakta olup dokanak boyunca oldukça kıvrımlanmış ve milonitleşmiştir. Ofiyolitli karışık, bu dokanağa yakın yerlerde diyabaz ve diyabazdan türemiş kumtaşından oluşmakta olup mermer, kristalleşmiş kireçtaşı ve şist bloklarını kapsamaktadır. Bu blokların fiziksel özellikleri, Tokat metamorfitlelerine benzemektedir. Onun için tektonik işlemlerin egemen olduğu bir çökeltme ortamında ofiyolitli karışık ile Tokat metamorfitlelerinin yanyana geldiği düşünülmektedir.

Ofiyolitli karışığın Karaçayır metamorfitleleriyle ilişkisi. Karaçayır metamorfitlelerine ait yüzeylemelerin kuzey kenarında, yer yer serpantinit korunmuştur. Örneğin, Gaziköy'ün kuzeybatı-batısında ve Çeltekdağı batısında bu durum görülmektedir. Ofiyolitli karışığın kuzeyden güneye doğru hareketi sırasında tektonik işlemlerle bugünkü konumuna geldiği, bunun büyük bir bölümünün aşındığı, ancak kalıntı halinde serpantinitin kaldığı düşünülmektedir. Onun için, Karaçayır metamorfitleleriyle ofiyolitli karışık arasındaki ilişki sadece tektonik bir olayın (üzerlemenin) ürünü olabilir.

ÖRTÜ KAYALARI

Bunlar, Üst Senoniyen yaşlı Boztepe Formasyonu, Lütesiyen-Priaboniyen yaşlı Doğanşar Formasyonu ve Miyosen yaşlı Kargın Formasyonudur. Burada ağırlıklı olarak, ofiyolitli karışıklıkla olan özgül ilişkileri nedeniyle Boztepe Formasyonu daha ayrıntılı olarak sunulacaktır.

Boztepe Formasyonu (Kb)

Pelajik kireçtaşı ve ofiyolitli karışıktan türemiş olistostrom düzeylerini kapsayan bu birim, çalışma alanının ve Batmantaş ile Akyurt köylerinin kuzeyinde doğu-batı uzanımı bir kuşak halinde olup iki üyeye ayrılmıştır.

Maden Kireçtaşı Üyesi (Kbm). Kireçtaşı (biyomikrit) oldukça egemen olup ancak yer yer kumtaşı, kiltası; killi kireçtaşından oluşmakta; gri sarımsı, yer yer turuncumsu; ince, orta kalınlıkta tabakalı, tabakalanma düzenli; bol kırıklı, kırıklar kimi yerlerde birbirine dik düzlemler halinde gelişmiştir. Akyurt'un kuzeyinde serpantinit, diyabaz, radyolarit ve mermer çakıllarını kapsayan bir çakıltaşı ile ofiyolitli karışığın üzerine gelmektedir. Boztepe'nin kuzeydoğu-doğusunda ise tane ve hamuru serpantinitten oluşan bir çakıltaşı ile bu birim, ofiyolitli karışığın üzerine gelmektedir. Saptanan fosillere göre, bu kayalar Üst Senoniyen yaşlıdır.

Nöksü Olistostromu (Kbn). Olistostrom, çökeltme unsurlarının egemen olduğu bir ortama kayma ile yerleşmiş ve ortama yabancı yağışlımlar anlamında kullanılmaktadır. Nöksü Olistostromu da serpantinit, radyolarit, mermer ve diğer blokların kum, kil ve karbonattan oluşan hamurda yer aldığı bir birim olup Batmantaş'ın kuzeydoğusunda Nöksü dere ile Maden dere arasında görülmektedir. Ayrıca Boztepe'nin üst düzeylerinde ve Köroğlu tepe batısında ölçek nedeniyle haritalanamamış yüzeylemeler vardır. Bu yüzeylemelerde Maden Kireçtaşı Üyesi'nin ara düzeylerine rastlanmaktadır. Dokanakta kumtaşı egemen, kumtaşı içinde serpantinit, diyabaz, şist ve Maden Kireçtaşı Üyesi'ne ait çakıllar görülmektedir. Onun için, olistostromun, pelajik çökeltme koşullarının egemen olduğu, kendine özgü engebeleri olan bu ortamın çeşitli düzeylerinde çekim kaymasıyla oluştuğu düşünülmektedir. Bu birimin, çalışma alanında merccek biçiminde ve Maden Kireçtaşı Üyesi'nin arasında olduğu, en azından 20-25 m kalınlığa ulaştığı belirlenmiştir.

Bu iki üyeyi kapsayan Boztepe Formasyonu'nun yukarıdaki verileri gözeterek, ofiyolitli karışık üzerine uyumsuzlukla geldiği ve toplam olarak 800 m kalınlığa ulaşabileceği düşünülmektedir.

Diğer kayalar

Doğanşar Formasyonu (Td), yeşilimsi; orta ve ince tabakalı; çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve kiltasından

SİSTEM SYSTEM	SERİ SERIES	KAT STAGE	FORMASYON FORMATION	ÜYE VE SİMGE MEMBER AND SYMBOL	KAYATÜRÜ LITHOLOGY	OLASILIK THICKNESS (m)	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS	FOSİLLER VE YAŞ FOSSILS AND AGE
TERSİYER TERTIARY	Eosen Eocene	Miyosen Miocene	Lütüsiyen-Priab. Lutetian-Priab.	Kargın	Alüvyon (Qa) Alluvium (Qa)	400	Kil, Kum, Çakıl ve yamaç molozları Clay, Sand, Gravel and talus	
				Doğuşar	(Tk)		UYUMSUZLUK (UNCONFORMITY) Td; Çakıltaşı, Kumtaşı ve Kilitaşı; gri ve turuncumsu Conglomerate, Sandstone and Claystone grey and orange in color	<i>Fabiana cf. Cassie</i> (Oppenheim) <i>Nummulites</i> sp. <i>Gyrogonimella</i> sp. <i>Rotalidae</i> <i>Lamelibranch</i>
KARAYIR CRETACEOUS	Eosen Eocene	Miyosen Miocene	Lütüsiyen-Priab. Lutetian-Priab.	Boztepe	Maden Kireçtaşı Üyesi (Kbm) " Limestone Member (")	800	Kbm; Kireçtaşı, yer yer kumtaşı arakatlı; gri sarımsı; ince orta kalınlıkta tabakalı Limestone, sometimes it is interbedded with sandstone; grey, yellowish; thin medium bedded	<i>Globotruncana lapparenti</i> Brotzen <i>G. trisarinata</i> (Que) <i>G. cf. formicata</i> Plummer <i>G. cf. ventricosa</i> (White) <i>G. lineolata</i> Gruber <i>G. sp.</i> <i>Heterohelix</i> sp., <i>Globigerinidae</i> <i>Radialaria</i>
				Tekelidoğru Karışığı (Tekelidoğru Melange)	Nökesü Olistostromu (Kbn) " Olistostrome (")		Kbn; Serpantinli olistostromu Serpantiniferous olistostrome	<i>Hedenbergella cf. trochoides</i> Gas. <i>Globotruncana</i> <i>Globotruncanidae</i> Olasılı Senemaniyen
KARAYIR CRETACEOUS	Eosen Eocene	Miyosen Miocene	Lütüsiyen-Priab. Lutetian-Priab.	Boztepe	Çeltikdoğru Granodiyorit (Mzç) " Granodiorite (")	1800	Mzç; Granodiyorit, granit Granodiorite, granite	
					Tekelidoğru Karışığı (Tekelidoğru Melange)		Ayrılanmazlı (Kyt) Undifferentiated (")	Kyt; Çoğunlukla Serpantinli, tuff, aglomera Abundantly serpentinite, tuff, agglomerate
KARAYIR CRETACEOUS	Eosen Eocene	Miyosen Miocene	Lütüsiyen-Priab. Lutetian-Priab.	Boztepe	Doğanit Diyabaz Üyesi (Kytđ) " Diabase Member (")	1800	Kytđ; Diyabaz (Diabase)	Üst Jürasik - Alt Kreta.
					Tekelidoğru Karışığı (Tekelidoğru Melange)		Araçlı Gabro Üyesi (Kyta) " Gabbro Member (")	Kyta; Gabro (Gabbro)
KARAYIR CRETACEOUS	Eosen Eocene	Miyosen Miocene	Lütüsiyen-Priab. Lutetian-Priab.	Boztepe	Ovacık Peridodit Üyesi (Kyto) " Peridodite Member (")	1800	Kyto; Kireçtaşı (Mikrit); kıvrımlı, çok kıvrımlı Limestone (Micrite); red, tightly folded	Üst Liyas - Üst Jürasik
					Tekelidoğru Karışığı (Tekelidoğru Melange)		Esençaylı Kireçtaşı Üyesi (Kyte) " Limestone Member (")	Kyte; Çoğunlukla kireçtaşı, siyah kireçtaşı, kumtaşı Generally limestone, shaly limestone, sandstone
KARAYIR CRETACEOUS	Eosen Eocene	Miyosen Miocene	Lütüsiyen-Priab. Lutetian-Priab.	Boztepe	Fransız Üyesi (Kytt) " Member (")	1800	Kytt; Kireçtaşı; gri, tabakalı, kristalize Limestone; grey, massive, crystallized	Olasılı Triyasik
					Tekelidoğru Karışığı (Tekelidoğru Melange)		Çeşek Kireçtaşı Üyesi (Kytg) " Limestone Member (")	Kytg; Radyolarit (Radialarite)
KARAYIR CRETACEOUS	Eosen Eocene	Miyosen Miocene	Lütüsiyen-Priab. Lutetian-Priab.	Boztepe	Çamlıbel Radyolarit Üyesi (Kytl) " Radialarite Mem. (")	1800	Kytl; Filit; gri, yeşilimsi, ince tabakalı Phyllite; grey, greenish, thin bedded	
					Tekelidoğru Karışığı (Tekelidoğru Melange)		Çetmençay Filit Üyesi (Kytl) " Phyllite Member (")	Kytl; Mermar (Marble)
KARAYIR CRETACEOUS	Eosen Eocene	Miyosen Miocene	Lütüsiyen-Priab. Lutetian-Priab.	Boztepe	Sarıpınar Mermar Üyesi (Kyt) " Marble Member (")	1800		
					Tekelidoğru Karışığı (Tekelidoğru Melange)		Üçtepe Kireçtaşı Olistolitleri (KPtü) " Limestone Olistolith (")	
PERMİYEN PERMIAN				Tokat	Sarıpınar Şist Üyesi (Pts) " Shist Member (")	700	Pts; Yeşilimsi şist, metakumtaşı, metadiyabaz Greenish shist, metakumtaşı, metadiyabaz	<i>Hemigordicopsis rezei</i> Reichel <i>Globivalvulina</i> sp.
					Tekelidoğru Karışığı (Tekelidoğru Melange)		Üçtepe Kireçtaşı Olistolitleri (KPtü) " Limestone Olistolith (")	PTü; Kristalize kireçtaşı; gri, kalın tabakalı Crystallized limestone; grey, thick bedded

Şekil 2: İnceleme alanının kuzey kesiminin genelleştirilmiş sütun kesiti,

Figure 2: Generalized columnar section of the northern part of the investigated area.

oluşmakta ve ofiyolitli karışığın üzerine uyumsuzlukta gelmektedir. Paleontolojik belgilemelere göre bu birim Lütüsiyen-Priaboniyen yaşlıdır. Kargın Formasyonu (Tk) ise turuncumsu, bordo; kalın yer yer orta kalın tabakalı; çakıltaşı yer yer çakıllı kumtaşından oluşmaktadır. Bu birimin karasal fasiyeste ve olası Miyosen yaşlı olduğu düşünülmektedir.

Ayrıca çalışma alanının güneyinde Karaçayır metamorfiteri üzerine Eosen yaşlı Yıldızeli Formasyonu (Ty) açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Yıldızeli Formasyonu çakıltaşı, kireçtaşı, kumtaşı, kumlu kireçtaşı, kiltaşından oluşmakta

ve daha çok üst düzeylerinde ofiyolitli karışıktan ve Üst Kretase yaşlı kayalardan türemiş olistostromlar kapsamaktadır. İncesu Formasyonu (Ti) ise altta çakıltaşı, kumtaşı, üstte kireçtaşı ve yer yer kumtaşı arakatlılarından oluşmaktadır. Bu birim hem Karaçayır metamorfiteri hem de Yıldızeli Formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelmekte, karasal (gölgese) olup olası Miyosen yaşlıdır.

TARTIŞMA

Çalışma alanında yer alan ofiyolitli karışık eski çalışmalarda "mo" olarak değerlendirilmiştir (Okay, 1953; Baykal ve diğerleri, 1966). Bunlar, yöredeki renkli karışık fasi-

yesin serpantinit, gabro ve diyabaz gibi bazik kayaların karışımından oluştuğunu ve Mesozoyik sırasında yerleştiğini ileri sürmektedirler. Brinkmann (1976) ve İlhan (1976) bu kuşaktaki ofiyolitlerin bir bölümünün Üst Jurasik'ten önce bir bölümünün de Üst Kretase'de yerleştiğini belirtmektedir. Tatar (1978) bu yöredeki ofiyolitli seride, alttan üste doğru serpantinit, kısmen şistleşmiş diyabaz, radyolarit; kırmızı, gri kalkerler şeklinde bir stratigrafik sıralanma olduğunu ve bu serinin Üst Kretase öncesinde yerini almış olduğuna işaret etmektedir. Ayrıca çalışma alanı dışında ve batısında Özcan ve diğerlerinin (1980) Kuzey Anadolu Fayı-Kırşelir Masifi arasında yaptığı çalışmaya göre ofiyolitli karışık Maestrichtiyen öncesi yerleşmiştir. Terlemez ve Yılmaz (1980) ise çalışma alanı dışında ve doğusunda aynı kuşakta yaptığı çalışmada, ofiyolitli karışığın en azından Eosen öncesi yerleştiğini ileri sürmektedir. Yapılan çalışmaya göre ofiyolitli karışık, mağmatik ve tortul kökenli kayaların karışımından oluşan tektonik bir birimdir. Mağmatik kayaların (peridotit, gabro, diyabaz) ve tortul kayaların (radyolarit, pelajik kireçtaşı vd. nin). her biri okyanus kabuğunun birer düzeyine rastlayabilir. Fakat bu kayaların birbiriyle olan ilksel ilişkileri, tektonik işlemlerle bözülmesinden incelenememektedir. Mağmatik ve tortul kayalar olanaklar ölçüsünde haritalanmış, kayatürü özellikleri ve fosil kapsamları sunulmuştur (şekil 2). Buna göre, tortul bloklar genel olarak kuzeyden güneye doğru gençleşmektedir (şekil 1). Bu durum ofiyolitli karışığın kuzey bölümünde daha belirgindir. Ayrıca ofiyolitli karışıkta yaşı saptanabilen en genç tortul blokların, Senomaniyen yaşta olduğu belirlenmiştir.

Diğer taraftan ofiyolitli karışık üzerine, Üst Senoniyen yaşlı ve ofiyolitli karışıkta türemiş olistostromlar kapsayan pelajik kireçtaşı uyumsuzlukla gelmektedir. Bu yönüyle, yapılan çalışma, Yılmaz'ın (1979) ve Koçyiğit'in (1979) çalışmalarıyla uyum içindedir. Son yıllarda; ofiyolitli karışığın okyanus hendeğinde olduğu benimsenmektedir. Yukarıdaki verileri de gözeterik ofiyolitli karışığın, Senomaniyen-Alt Senoniyen yaşlı bir okyanus hendeğinin ürünü olduğu düşünülmektedir.

Koçyiğit (1979); Üst Senoniyen yaşlı, ofiyolitli karışıkta türemiş olistostromların örtü kayasının tabanında yer aldığını belirtmekte ve olistostromun oluşumunu, havzanın bir kenarının sürekli yükselmesine ve örtü kayasının çökmesindeki bir durulumla bağlamaktadır. Oysa, Nöksü derede, olistostromun örtü kayası içinde incelenerek kaybolduğu, Boztepe'de örtü kayasının üst düzeylerinde de ofiyolitli karışıkta türemiş olistostromların varlığı saptanmıştır. Bu verilere göre de olistostromun, pelajik çökme koşullarının var olduğu, kendine özgü engebeleri olan bir ortamın çeşitli düzeylerinde, kimi kaymalarla da oluşabileceği açıktır.

SONUÇLAR

1. Çalışma alanının kuzeyindeki Tokat metamorfite iki üyeye ayrılmıştır: Yeşilsistler ve kristalleşmiş kireçtaşı bloklarının bir bölümünün Permian yaşta olduğu saptanmıştır. Tokat metamorfiteyle, ofiyolitli karışık arasındaki ilişkinin sediment-tektonik nitelikli olduğu belirlenmiştir.

2. Karaçayır metamorfite de iki üyeye ayrılmıştır: Kalkşist ve kuvarsit. Karaçayır metamorfiteyle ofiyolitli

karışık arasındaki ilişkinin tektonik nitelikli olduğu düşünülmektedir.

3. Çalışma alanında yer alan ofiyolitli karışığın, çoğunlukla serpantinit, yer yer kumtaşı, tuf ve aglomeradan oluşan hamur içinde dm'den km'lere kadar değişen boyda değişik köken ve yaştaki kayaların karışması ile oluşan tektonik bir birim olduğu ve Senomaniyen-Alt Senoniyen yaş aralığında yerleştiği belirlenmiştir.

4. Üst Senoniyen yaşlı örtü kayasının çeşitli düzeylerinde, ofiyolitli karışıkta türemiş olistostromlar saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu yazı Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Kürsüsü'nde yapılan doktora tezinden yararlanılarak hazırlanmıştır. Yazar, tez yöneticisi Sayın Prof. Dr. Melih Tokay'a, Prof. Dr. Oğuz Erol'a ve yardımcıları esirgemeyen Esen Arpat'a, Necdet özgül'e, Dr. İnci Ertan'a, Dr. Cemal Göncüoğlu'na, Cengiz Baştuğ'a, Dr. Oğuz Arda'ya teşekkür eder. Paleontolojik belgelenmeler, Dr. Ercüment Sirel, Afet Kallioğlu ve Ayşe Ayaroğlu tarafından yapılmıştır. Yapılan çalışma, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü'nün projeleri kapsamında sürdürülmüştür.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Baykal, F., 1947, Zile-Tokat-Yıldızeli bölgesinin jeolojik etüdü: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derleme Rap. no. 1709, Ankara.
- , 1966, 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası (Sivas): Maden Tetkik ve Arama Enst. yayınları, 116 s. Ankara.
- Blumenthal, M.M., 1950, Beitrage zur geologie des Landschaften am Mittleren und Unteren Yegilirmak (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar): Maden Tetkik ve Arama Enst. yayınları, Seri D., no 4, 1538.
- Brinkmann, R., 1976, Türkiye Jeolojisine Giriş (Çev. Orhan Kaya): Ege Üniv. Fen Fakültesi Kitapları Serisi no. 53, 155 s, Bornova, İzmir.
- İlhan, E., 1976, Türkiye Jeolojisi: Orta Doğu Teknik Üniv. Mühendislik Fakültesi, yayın no. 51, 239 s. Ankara.
- Koçyiğit, A., 1979, Çördük Olistostromları: Türkiye Jeol. Kur. Bülteni, 22/1, 59-68.
- Olcay, A.C., 1953, Sivas ile Tokat arasındaki bölgenin (Reşadiye 44/3 paftasının) jeolojisi hakkında not: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derleme Rap. no. 2242. Ankara, Yayınlanmamış.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M., Tekeli, O., 1980, Kuzey Anadolu Fayı - Kırşehir Masifi arasındaki Temel Jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derleme Rap. no. 6722, Ankara, yayınlanmamış.
- Göksu, E., 1974, 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası (Samsun): Maden Tetkik ve Arama Enst. yayınları, 78 s.
- Tatar, Y., 1978, Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafisi ve petrografisi: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 88, 56-72.
- Terlemez, İ. ve Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu-Reşadiye-Koyulhisar-Karaçayır-Hafik arasında kalan bölgenin Jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derleme Rap. no. 6671 Ankara, yayınlanmamış.
- Yalçınlar, İ., 1955, Sivas 61/1, 61/2, 61/4 paftalarına ait jeolojik rapor: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derleme Rap. no. 2577. Ankara yayınlanmamış.
- Yılmaz, A., 1979, Dumanlı Dağı (Tokat) ile Çeltek Dağı (Sivas) arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın is yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi: 33. Türkiye Jeol. Kur. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özetleri, s. 74.
- Yücel, T., 1955, Kagal-Gemerek arası jeolojisi hakkında rapor (1/100.000'lik 61/4, 61/3, 60/4, 60/2); Maden Tetkik ve Arama Enst. Derleme Rap. No. 2336, Ankara, yayınlanmamış.

Gevaş (Van) Ofiyolitinin Jeolojisi ve Sinkinematik Bir Makaslama Zonu

The geology of Gevaş ophiolite and a synkinematic shear zone

Yücel YILMAZ
Yıldırım DİLEK
Halil IŞIK

İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi
Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü
Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü

Ö Z: Gevaş (Van) bölgesinde dört tektonik birim ayırdedilmiştir. Bunlar (a) bir ofiyolit topluluğu, (b) Bitlis masifinin dış zonu'nu oluşturan metamorfik kayalar (c) ofiyolit ile metamorfik kayalar arasında yer alan geçiş zonu ve (d) öncekileri örten çökel kayalarıdır. Günümüzdeki sıralananlarında bu birliklerde ofiyolit topluluğu kayaları en altta yer alırlar. Bu ofiyolit topluluğu düzenli bir ofiyolit olarak tanımlanabilir. Hernekadar farklı düzeyleri yerel olarak yalın bir tektonik ile yer değiştirmiş ve sıralanımı bozulmuş yada bazı birimleri kaybolmuşsa da, bu tektonizma ofiyoliti kaotik bir topluluk haline getirmemiştir. Ofiyolit topluluğa, tektonik bir geçiş zonundan başlayarak mermerler tarafından örtülür. Bölgedeki bu tektonik birimleri diskordan olarak Eosen çökelleri örtmüştür. Eosen çökeli minden sonra tektonik birimlerin asıl konumları büyük ölçüde bozulmuş ve alttaki birimler itilerek genç Eosen çökellerinin üzerlerine ilerlemiştir. Bu itilmeler geçiş zonu nun birincil konumunu da bozmuştur.

Yapı öğelerinin analizi, bu birimlerin itilmelerinden önceki asıl konumları ile sıralanımının ortaya konulmasını olanaklı kılmıştır. Buna göre önce ofiyolit, Bitlis masifini oluşturan karbonatların üzerine yerleşmiştir. Bu üzerleme (obduction) sırasında, 500 ile 1000 m kalınlığa ulaşan bir kontak metamorfizma zonu gelişmiştir. Kontak metamorfizma bu zonda ofiyolit in hemen kantağında amfibolitten başlayarak, uzağa doğru yeşil şiste geçmektedir. Yeşil şist ise metamorfizmaya uğramış volkanik kayalara, onlarla birlikte bulunan, ve başlıca, çörtlenden oluşan çökel kayalarına dereceli olarak geçmektedir.

Kontak metamorfizma zonu şiddetli bir biçim değişimine uğramıştır. Buna rağmen bütün bölgede varlığı aym yapısal düzeyde izlenebilmektedir. Zonun içinde değişik kesimlerde ileri derece metamorfik amfibolit inklüzyonları görülmüştür. Ofiyolit in hemen dokanağında ileri derece kontak metamorfizma kayalarının mineralleri semi-plastik rotasyona uğramış, dokanaktan uzağa doğru ise, etkisi giderek artan kataklastik deformasyon nedeniyle milonitik kayalar gelişmiştir.

Bütün bu veriler, kontakt metamorfizma kayalarının sıcaklık etkisi ardından üzerlemenin evrelerine doğru şiddetli bir makaslama etkisinde kaldıklarını göstermektedir. Böylece önceki fazda hornfels niteliği kazanan kayalar daha sonra makaslama sırasında tektonik geçiş zonu oluşturacak bir değişime uğramışlardır.

Eosen'de sığ denizel kırıntılı kayalar geçiş zonu da dahil önceki tüm birimlerin üzerine çökelmişlerdir. Eosenden sonra kuzey yönünde itilmeler gelişmiş bu itilmeler tektonik birliklerin ilk konumunu bozmuştur. Bunun sonucu olarak geçiş zonu kayaları kamalanmış ve içlerine yeryer Eosen çökel dilimleri de karışabilmiştir. Sonuç olarak, ofiyolit in en altta, mermerlerin ise üstte durduğu bugünkü dizilme meydana gelmiştir.

ASTBACT: Four tectonic units have been differentiated in the Gevaş (Van) region. These are; (a) ophiolite association, (b) metamorphic rocks of the outer envelope of the Bitlis masif, (c) a zone of transition between the ophiolite and the metamorphic rocks and, (d) the overlying sedimentary cover. Within the present sequence, the ophiolite is at the bottom. The ophiolite may well be regarded as an ordered type of ophiolite. Although its members are locally displaced or missing, the tectonic readjustment nowhere appears to have gone to form a caotic assemblage. The ophiolite is overlain by the merbles through a zone of tectonic transition. The Eocene sediments rest on the earlier

rocks on a surface of angular unconformity. Following the deposition of the Eocene the primary position of the units have been largely disturbed and the underlying units were locally pushed over the young sedimentary rocks in a northerly direction. The thrustings have modified the original of "the zone of transition". Analyses of the structural features have enabled to reconstruct the primary position of the sequence prior to the development of the thrusting. Initially the ophiolite obducted on the carbonates of the Bitlis masif. During the obduction, 500 to 1000 m thick metamorphic aureole were formed. Metamorphic rocks of the aureole range from amphibolite at the immediate contact downwards into greenschists which inturn grade to unmetamorphosed volcanic rocks and associated sedimentary rocks (mainly the cherts). Later the zone of transition were intensely deformed. Still it can be traced continuously as a belt over the whole region at the same structural level, and contains inclusions of the high grade amphibolites.

This feature as well as the evidence derived from the followings indicate that the aureole rocks were sheared to the end stage of the obduction, forming a zone of tectonic transition. At the immediate contact the aureole minerals show semi-plastic rotation. Going away from the contact apparent increase in deformation of cataclastic nature, displaying structural features of the same sense of deformation are observed.

During Eocene, shallow water marine detritics were deposited on the preexisting rocks including the zone of transition. Later, northward thrustings occured. This displaced the primary position of the tectonic units in the sequence. The zone of transition were folded and in some places slices of the Eocene sediments were incorporated into the zone.

As a result the present position of the units, where the ophiolite at the base while the marbles on the top were formed.

GİRİŞ

İnceleme alanı Van bölgesinde Van gölü güneyinde yer alır (şekil 1). Bu alan güneyden doğu-batı uzanımli Çadır dağı (Artos dağı) kuzeyden ise Van gölü ile sınırlanan alçak bir bölge oluşturmaktadır. Van gölü, 1646 m yüksekliktedir. Çadır dağı ise yer yer 3000-3100 m yüksekliklere erişen yalçın bir dağ sırasıdır. Bu nedenle Van gölü güneyinde birkaç km devam eden yayvan sırtlarla temsil edilen düzlük, dik bir duvar gibi ani bir şevle başlayan Çadır Dağının kuzey yamacı ile sona erer. Bölgenin morfolojisi, yapıyı ve litolojik farklılığı çok iyi yansıtmaktadır. Dik şevli Çadır dağı, Bitlis masifinin mermer ve rekristalize kireçtaşları ile temsil edilir. Az yayvan tepeler ve düzlükler, kolay aşındırılan serpantiniti spilit v.b. gibi ofiyolit topluluğu birimlerinden oluşmaktadır. Bu nedenle morfolojideki ani değişim, kaya gruplarının değişimi ile kendini gösterir. Aslında, yayvan tepeler bile ofiyolit bölgesi içinde kalan mermer blokları nedeniyedir (şekil 2). Bu düzlüğün doğu-batı uzanan ince bir şerit gibi gidişine Van gölü güney kenarı boyunca, genç bir fay sisteminin gelişmesi neden ol-

muştur. Bu fayın batıda, Bitlis masifi birimleri arasında devam etmesi, düzlüğün yakın bir jeoloji geçmişinde masifin içine doğru sokulmasına yol açmış (şekil 2), böylece Van gölü bu kenarda genişleme olanağı bulmuştur. Fayın büyük bir düşey atımı olduğu anlaşılmaktadır. Sönümlenmeğe başladığı en batı kesimde bile görülür atım 500 m'den fazladır.

Gevaş ve yakın dolayında sayıca az olmakla birlikte, bazı jeolojik ve morfolojik araştırmalar gerçekleştirilmiştir. Bunlar çoğunlukla geniş alanları kaplıyan rejyonel boyutlu çalışmalardır. Ancak bu çalışmalarda inceleme alanının özelliklerine de değinilmektedir.

Bölgenin jeoloji ve morfoloji karakteri üzerine ilk bilgilere, Oswalt'ın (1912) gezi notlarında rastlanır. Ternek (1953), Van gölü'nün güneyinde kalan, güneyde Siirt düzlüğüne Batıda Bitlis'e, doğuda Hoşap'a kadar uzanan bir kesiminin 1/100.000 ölçekli ayrıntılı jeolojik haritasını yapmış, litoloji topluluklarını ayırtmış, bunların yapı ilişkilerini tanıtmaya çalışmıştır. Kurtman ve diğerleri (1978) Muş-Van bölgesinin petrol potansiyelini konu alan incelemelerinde bölgenin daha çok çökel kayalarını hedef alan istifsel bilgiler vermiştir.

Yılmaz (1978) özellikle inceleme alanındaki metamorfik kayalar ile ofiyolit ilişkisi konulu incelemesinde Bitlis masifi ile ofiyolit ilişkisinin ana yapı özelliklerini ve bu niteliklerin bölgesel "tektonik" anlamını tartışmıştır.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanında, başlıca dört farklı kaya grubu ayırılmış, bunların ilişkileri ortaya konularak stratigrafik konularının belirlenmesine çalışılmıştır (şekil 2). Bu kaya grupları şunlardır:

(a) Bitlis masifine ait metamorfik kayalar; İnceleme alanında, Bitlis masifinin dış zonuna (Yılmaz, 1978) ait mermerler yer almaktadırlar. Ancak harita alanının en batı kesimlerinde Kenartepe batısında mermerlerin altından kuvarsit ve fillat düzeyleri de mostraya çıkmaktadır.

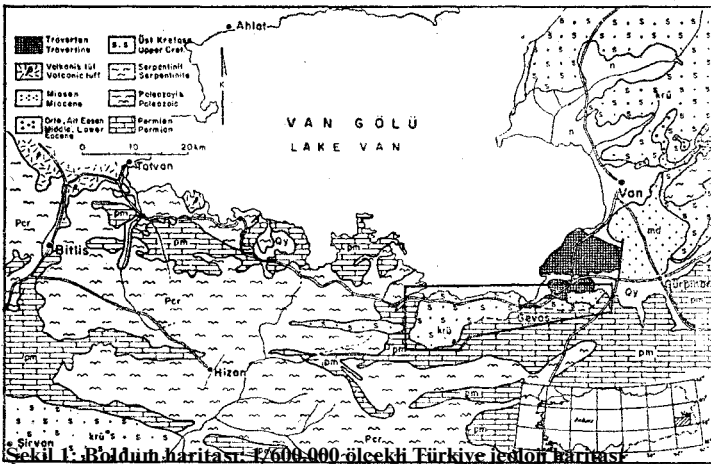


Figure I: location map; Showing the location of the area studied, on the geological map of Turkey, on the scale of 1/600,000,

(b) Ofiyolit topluluğu; Ofiyolit topluluğu kayaları inceleme alanında ayrıntılı haritalanmış ve özellikleri tanıtılmış olan kayalardır. İçlerinde ofiyolit tipik birimleri, bunların metamorfik eşdeğerleri ve yabancı bloklar bulunur.

(c) Geçiş zonu kayaları; Ofiyolit topluluğu kayaları ile Bitlis masifinin mermerler arasında dokanak zonunda gelişmiş kayalardır. Bu zonun kalınlığı yer yer 500 m yi bulur (şekil 3). Metamorfizma dereceleri yakın dolaydaki kayalardan belirgin olarak daha yüksek, tane boylan daha iri olan bu kayalar ofiyolit ve mermer kökenli yapısal dilimlerin birbiri içine kamalanmasından oluşmuştur. Bu zonda yapraklanma çok iyi gelişmiştir. Bu kesim bir geçiş zonu niteliğindedir, bir uçta ofiyolit birimlerine diğer uçta Bitlis masifinin mermerlerine tedrici olarak geçer. Bu nedenle ayrı bir birim olarak haritalanmıştır.

(d) Örtü kayaları (Genç çökel kayaları); Ofiyolit ile Bitlis masifinin biraraya gelmesinden sonraki dönemde çökelmiş ve bu birimlere göre örtü konumunda olan kayalardır. Eosen, Miyosen ve Kuvaterner çökellerinden oluşmaktadır. Bunlardan özellikle Eosen çökellerinin, çökelden sonra konumları yapısal olarak bozulduğundan incelenmeleri bölgenin jeolojik gelişimini aydınlatmada önemli ipuçları sağlamıştır.

Bu dört kaya topluluğu, gelişme yeri, koşul ve zamanları açısından farklılıklar sundukları için stratigrafik dizilmeleri gözetilmeksizin tektonik birlikler olarak ele alınmışlardır. Bu nedenle tanımları günümüzdeki dizilmelerine sadık kalmayarak yapılmıştır. Bir araya geliş mekanizmaları ve yapısal konum değişimleri ile ilgili veriler ışığında, birincil durumları, incelemenin sonunda tartışılmıştır.

Tektonik birlikler bölgede genellikle doğu-batı gidişlidirler (şekil 2). Bu nedenle tanıtılmalarında, istifi kuzeyden güneye kesen yaklaşık bir sıra izlenmiştir.

Ofiyolit topluluğu

Çalışma alanında geniş alanlar kaplayan ofiyolit topluluğu kayaları, bir melanjdaki gibi yapısal karışmaya uğramış değildir. Bir Ofiyolit istifinin düzeninin tanınabildiği yalın tektoniğe uğramış bir sıralanım sunar. Ofiyolit yerleşme öncesi ve sonrasında tektonik hareketlerle yatay ve düşey yönde konum bozumuna uğramıştır. Ancak bu deformasyonlar topluluğun birimleri arasındaki tabandan tavana doğru olan dizilimi ve konumu çok fazla etkilememiştir. Bölgenin haritalanması, birimlerin sıralanımındaki düzeni belirlemiştir. Buna göre ofiyolit topluluğunun en altında yaygın olarak serpantinleşmiş ultramafik kayalar yer alırlar (şekil 2, 3).

Ultramafik kayalar Sahada oldukça geniş dağılıma sahip manto kökenli bu kayalar çoğunlukla serpantinleşmiştir. Bölgede, ofiyolit dizisinin daima en altında görülen serpantinlerin tektonik bir dokanakla bile olsa altına gelen başka bir birime rastlanmamıştır.

Serpantinleşmiş ultramafik kayalar, başlıca harzburgit kökenlidir. Olivin miktarlarının artmasıyla dunit, ojit oranının artmasıyla lerzolit geçtiği izlenmektedir.

Serpantin minerallerinin ortasında küçük kalıntılar halinde, olivin, orta veya klinopiroksene rastlanılır. Daha ileri evrede ise bu kalıntılar da kaybolmakta ve kaya tümüyle

serpantinite geçmektedir. Serpantinitte yer yer görülen kırmızı renk, atmosferik etkiyle ve kayanın dış çeperinde gelişen metasomatik değişim ile oksidasyona bağlı görülmektedir.

Metamorfik dokanağına yakın üst düzeyi boyunca serpantiniteden tedricen geçiş gösterdiği bir zon bulunmaktadır. Ofiyolit bölgeye yerleşmesinden sonra, dokanaktaki ezilmiş şisti serpantinitteki hidrotermal değişim sonucu gelişen bu zondaki kayalar, lisfenit olarak ayırtlanmıştır (şekil 2). Suyun kolaylıkla hareket edebileceği bu zayıf zonda serpantiniteden geçişime uğramış, MgO in sisteminden atılmasıyla geriye kalan silikat ve karbonat, kayanın başlıca bileşenleri olmuştur. Sarı-kahverengi-limon küfü renklere sahip lisfenit, serpantiniteden üst yüzeyinde geçiş zonu boyunca dar bir kuşakta izlenmektedir. Bu kuşağın varlığı genel olarak Alpin tip ultramafitlere has bir özelliktir. (Coleman, 1977). Daha sonraki yapısal hareketlerle (itilme sonucu, serpantiniteden üzerine yerleşen büyük mermer blokları altında bile serpantiniteden üst yüzeyi boyunca aynı kayaların geliştiği görülmüştür. Serpantiniteden atmosferle temas halinde olduğu yüzeylerde kavlanmalar boyunca günümüzde bile lisfenitleşmenin geliştiği görülmektedir.

Gabro Serpantinit, onunla ilişkisi sahada açık olarak görülemeyen gabro izlenmektedir. Gabro mostralalarına az yerde rastlanır. Dilmetaş köyü kuzeyinde Toplutaş Tepe ile Büyüktaş Tepe'de, Dereağzı (İşkirt) köyü yakınındaki İskele Tepe'de ve Dokuzağaç köyü girişinde köyün doğusunda gabro tanınmaktadır. Bunlardan Dilmetaş kuzeyinde görülen gabro alta doğru olivinin artmasıyla dunit dereceli olarak geçmektedir.

Gabro çoğunlukla masif niteliktedir. Ancak İskele tepe ile dokuzağaç köyü girişinde "katmanlı" (Leyered) mostralaları da tanınmıştır, özellikle kuzeyde İskele Tepede görülen gabroda, alta doğru piroksenin çok azalmasıyla olivinin bağıl yüzdesinin artışıyla kayada "troktolit" karakterinin geliştiği gözlenmiştir. Güneyde Dilmetaş köyü çevresinde görülen gabroda ise alta doğru alınan numunelerde piroksen ve plajiyoklasların yavaş yavaş kaybolmasıyla "dunit" kökenli bir kayaya geçildiği saptanmıştır.

Başlıca piroksen, plajiyoklas (An 65-75) ve olivinden oluşan gabroda plajiyoklas ve piroksenin birlikte büyümesiyle gelişen ofitik doku yaygındır. Bu kayalar çoğunlukla tane boylarının küçük oluşu nedeniyle sahada mikro gabro-bazalt olarak ayırdedilebilirler.

Çoğunlukla poliaentetik ikiz sergileyen plajiyoklasta zonlanma zayıftır. Anortit miktarı yüksek olanlarda etkin bir dekalsifikasyona rastlanılmaktadır.

Gabro numunelerinin pek çoğunda, birincil mineral topluluğunun duraysızlaşarak yerlerine, hornblend, aktinolit, klorit v.b gibi sulu mafik minerallerinin gelişmeğe başladığı saptanmıştır. Bunlardan yeşil hornblend en yaygın rastlanan mineraldir. Piroksenin yerine geçen hornblendte yer değiştirme çeperden merkeze doğru gelişmiştir. Lifli aktinolit yanı sıra, yer yer klorit gelişimi ile anakaya sahada amfibolit görünüşü kazanmaktadır.

Bazik volkanik kayalar ve ilişkili çökel kayaları Açık-koyu yeşil renkli bu topluluk inceleme alanında serpantiniteden sonra en fazla yer kaplayan birimdir. Başlıca lav-tüf, çört,

şeyi kârışımından meydana gelmiştir. İçinde yer yer pela-jik kireçtaşı blokları ile mermer parçalarının görüldüğü bu birim, ofiyolit dizisinin üst düzeylerini oluşturur. Koyu renkli lav, tuf ve kırmızı-koyu bordo-kahverengi çörtler sık aralıklarla mostra vermektedirler. Çört çoğun kıvrımlı, buna karşılık lav çok fazla mekanik deformasyon geçirmiştir. Bununla birlikte akıntı izleri tanınabilmekte, üst düzeylerinde yaygın gözenek ve amigdal görülmektedir.

Birimin en altında mikrogabro görünümü kayalar vardır. Gabroların görülmediği kesimlerde, kayalar serpantinitle dokanaktadır. Gabrodan lava geçişte, ofiyolitin tanıtımında yer alan levha dayk kompleksine hiçbir yerde rastlanmamıştır. Bu eksiklik, birincil veya ikincil olabilir. Örneğin, pek çok ofiyolit istifinde, dayk kompleksi yerine birincil olarak kalın hipabisal lav ve diyabaz kesiminin gelişmiş olduğu görülür.

Yapısal hareketlerle de, dayk düzeyinin eksikliğini açıklamak mümkündür. Birbiri üzerine itilmiş farklı ofiyolitik dilimlerin arasında, dayk düzeyi altta kamalanarak kaybolmuş olabilir.

Bazik kökenli lavın albit, klorit, kalsit, epidot ve hamurda görülen opak mineral kapsamı tipik spilit mineralojisini yansıtmaktadır. İçindeki gözenekler kuvars ve kalsitle doldurulmuştur. Bu gelişmeyi gömülme metamorfizması sonucu olarak yorumlamak mümkündür. Ancak bu metamorfizma, gömülme etkisinden çok, lavlarla ısınan sıcak okyanus suyunun kayanın gözenekleri boyunca hidrotermal değişime neden olmasıyla da (Coleman, 1977) açıklanabilir. Böylece bazaltın piroksen ve plajiolokları bozularak aktinolit ve epidot gibi sulu mafik mineraller ile albitten oluşmuş bir parajenez ortaya çıkmakta, gözenekler ise zeolit, kalsit ve kuvars gibi mineraller tarafından doldurulmaktadır. Okyanus taban metamorfizması'na uğramış bu lavlarda yapraklanma gelişmiştir. Yeni mineral topluluğu gözenek dolgu mineralleri ile dengededir.

Ofiyolit topluluğu içinde lav-çört ardalanmasının farklı özellik gösteren bir örneği daha vardır. Atalan köyünün hemen kuzeyinde yol boyunca çok kıvrımlanmış radyolaritler üzerinde görülen bu istifte, plastik deformasyon ve metamorfizma mineralleri gelişmiştir. İyi yapraklı volkanojenik düzeyler ile yapraklanmaya uyumlu bir biçimde süreklilik kazanan çört düzeyleri bu kesimde birincil ilişkilerini yinede korumuşlardır.

Gevaş'ın neman batısında Hupiyat Tepe ve çevresini oluşturan 1 km² lik bir alanda silisli kırmızı kireçtaşları görülürler. Bunlar spilit ve çörtlerin üzerinde yer almakta ve sık aralı, kapalı kıvrımlar sergilemektedirler. Zaman zaman çört arakatıkları da gözlenmektedir. İnce kesitte içlerinde fosil kalıntıları görülmüştür. Ancak, yeniden kristallenmiş olmaları nedeniyle bu fosiller tayin edilememişlerdir. İkizler köyü güneydoğusunda, Eminbey Tepesine doğru azçok birbirine paralel doğu-batı gidişli, koyu lacivertimsi siyah renkli sileksit kuşakları görülmüştür. Çok sert ve katmanlanmaya benzer bir yapı sunan bu silisli kayaların kökenini saptıyabilmek güçtür.

Aladüz köyü girişinde Nemrut Tepe yamacında, serpantin üzerinde yaklaşık 100 m uzunluğunda ve 25 m genişliğinde pizolitik görünüşlü bir kireçtaşı mostrası vardır.

Ayrıca Dilmetaş köyü güneybatısında serpantin içerisin-de doğuya bir antiklinal oluşturan mostra örneği V biçiminde bir başka kireçtaşı mostrasında tanınmıştır (şekil 2). Bu kireçtaşı altta konglomeratik bir düzeye başlamaktadır. 25-30 cm kalınlığında katmanlanma gösteren grimsi esmer renkli bu karbonatlarda Cyclotites sp, loftusla sp, Exogira sp. ve bazı algae türleri görülmüştür. Aladüz köyü girişindeki küçük, grimsi siyah kireçtaşı mostrası ise dış yüzeyinde pizolitik bir yapı sergilemekte, incekesitte ise algae benzeri yapıların varlığı gözlenmektedir.

Her iki karbonat bloku da ofiyolite yabancı olup, olasılıkla ofiyolit içersine yerleşmiş sığ denizel karbonat parçalarıdır. Yılmaz (1978) bu sığ denizel karbonat biriminin güneydoğuda yaygınca tanıtan "Besni kireçtaşı"nın litolojik eşdeğeri gibi yorumlanabileceği görüşünü ileri sürmüştür.

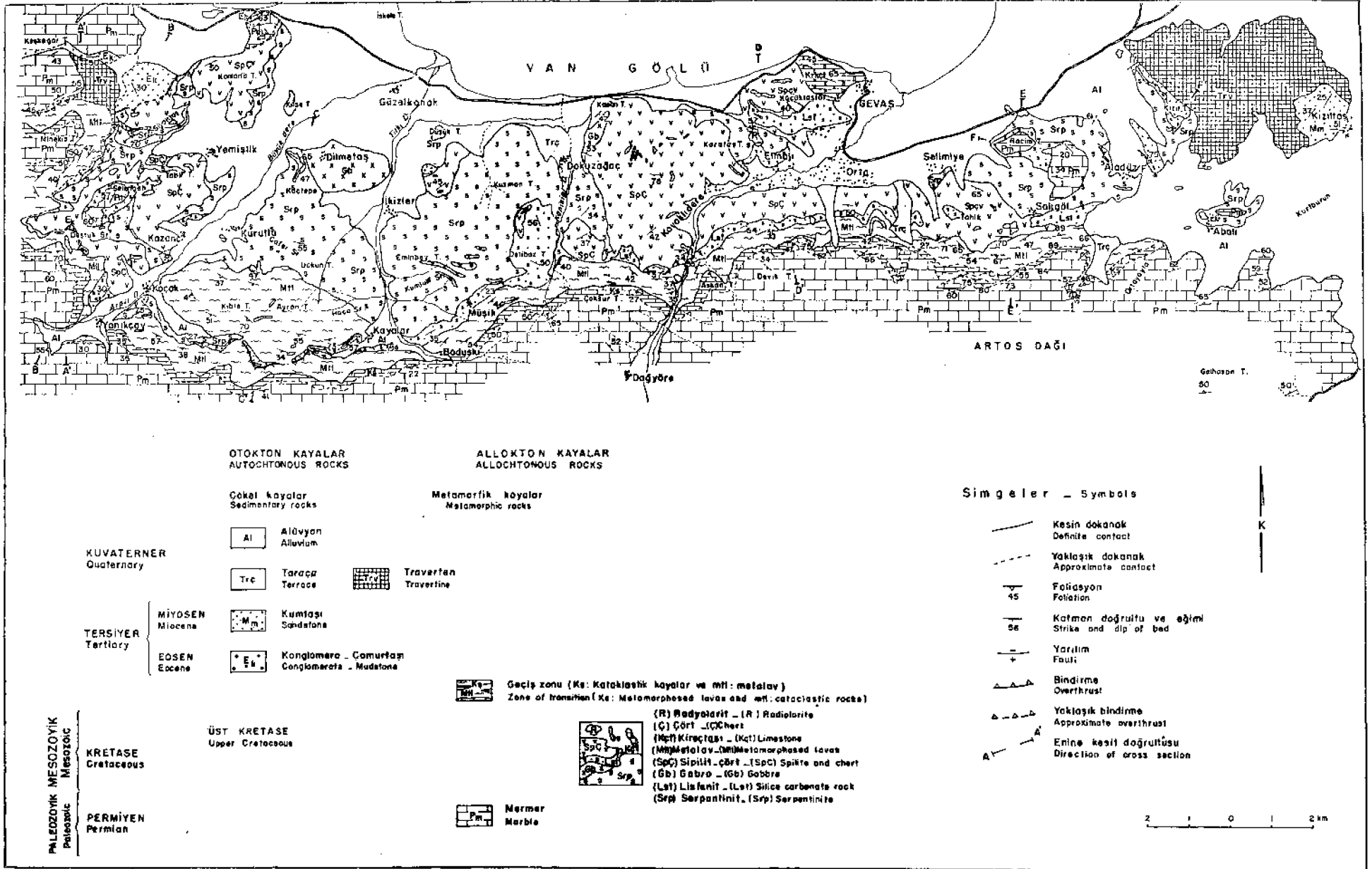
Ofiyolitin gelişmesine yaş veren veriler Ofiyolit topluluğu içinde bol fosilli sığ denizel karbonat kırıntılarında meydana gelmiş ekzotik bloklar bulunmaktadır. Bu blokların önceki araştırmacılar tarafından da Üst kretase fosilleri kapsadığı belirtilmiştir (Ternek, 1953; Yılmaz, 1978). Van gölünün hemen güneyinde Tatvan karayolu üzerinde Berzivan mevkiinde görülen pelajik bir kireçtaşı mostrasında ise Paleosen'e ait Globorotalia sp. bulunmuştur. Sahanın başka hiçbir kesiminden görülmeyen bu birimin ofiyolitin bölgeye yerleşmesinden sonra çökeliş olması bölgesel jeoloji açısından olası değildir. Bu veri ofiyolitin gelişme evrimini Paleosen'e değin sürdüğü biçiminde yorumlanabilir. Ancak ofiyolit, gelişim süreci bitiminden sonra ilk konumunu değiştirmiş olabilir. Böylece üzerine yine pelajik bir ortamda Paleosen karbonatları çökeliş olabilirler. Bu düşünce doğru ise ofiyolit topluluğu, Gevaş'taki konumuna aktarılacak gelmiştir. Bu olasılıkların hangisinin geçerli olduğu, yerel değil bölgesel bir sorun olduğundan çalışma alanında cevabını bulmak olanaksızdır.

Ofiyolitin yerleşmesine yaş veren veriler Ofiyolitin üst Kretase fosilleri içeren sığ denizel kireçtaşı bloklarını kapsamaması, kuzeyde derin denizel Paleosen kireçtaşının varlığı ve Eosen çökelleri tarafından diskordan olarak örtülmesi, bu topluluğun bölgeye paleosen ile Eosen arasında yerleştiğini göstermektedir.

Metamorfik kayalar

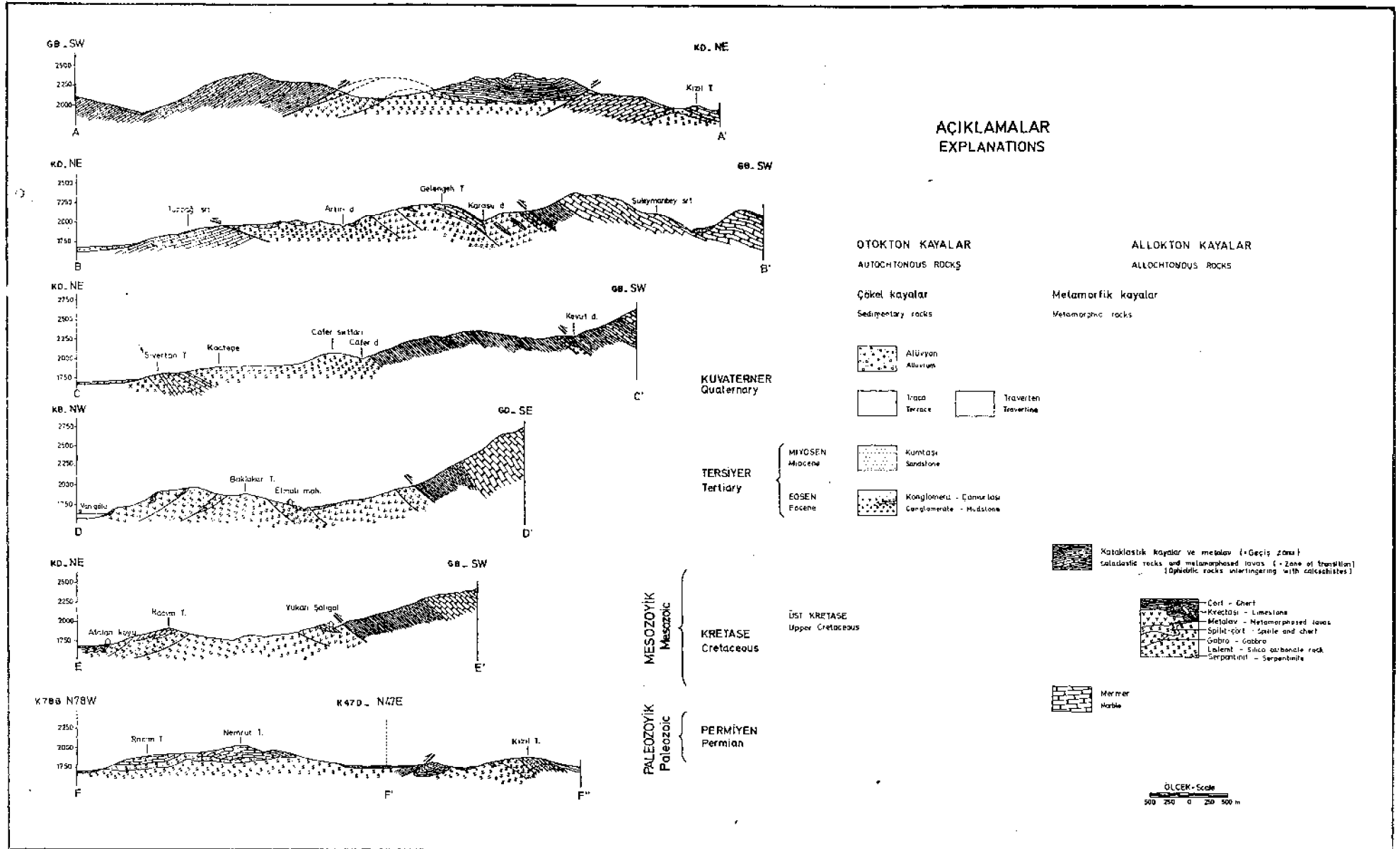
Çalışma alanında, Bitlis masifinin dış örtüsünü oluşturan karbonatlar (Dış zon; Yılmaz, 1978) bulunmakta, masifin diğer birimleri görülmemektedir. Yaklaşık doğu-batı doğrultusunda uzanan bir dokanak boyunca masifin ofiyolitle olan ilişkisi tektonik niteliktedir. Doğrultu boyunca değişik özellikler gösteren bu karbonatlar, litolojik özellikleri açısından kristalize kireçtaşı, mermer ve yan mermerlerden oluşmuştur.

Bu kayalar Gevaş'ın hemen güneyinde yükselen Artos Dağı (Çadırdağı) kuzey etekleri boyunca doğudan batıya doğru Hazayı sırtı, Kızıltaş sırtı, Devim Tepe, Askan Tepe, Çoksür Tepe ve Mınakıs Tepede görülürler. Ofiyolit alanında ise Atalan Köyü güneyindeki Racim Tepe ve Nemrut Tepe ile Bağlama köyü güneybatısında yükselen Gelengeh Tepe bu kayalardan oluşur. Geçmiş zonuna bırakılan, şistleşmiş çoğun gri, koyu kalkışt ve sisti mermerler dışında metamorfik kayaları oluşturan karbonatlar başlıca iki gru-



Şekil 1: Gevas ve dolayının jeolojî haritası

Figure 2: The Geological map of the Gevas and Surrounding areas



Şekil 3: Jeolojik enine kesitleri
Figure 3: Geological cross sections

ba ayrılabilirler; (a) Artos dağınyı meydana getiren beyaz, iri kristalli, sakkoroid dokulu ileri derecede yeniden kristalleşmiş mermer, (b) Abalı köyü güneyinden itibaren doğuya doğru görülen, sahanın dışında da güneye doğru izlenebilen gri siyah renkteki kiristalize kireçtaşları. Tabakalanmanın tanındığı bu kayalarda tabaka kalınlıkları genellikle 0.3-1.0 m arasında değişmekte olup makaslamalarla çok sık biçilmiş ve sık kırıldı bir yapı kazanmıştır. Rekrystalize kirtçtaşları ofiyolitten uzağa doğru ortaya çıkmaktadır. Arada mermer ve yarı mermerler yer alırlar.

İnce taneliden iri taneliye kadar değişen rekrystalize bu kireçtaşlarının ortak özellikleri bitüm kokulu oluşlarıdır. Artos dağınyın doğusunda ve inceleme alanında bu karbonatlar yer yer dolomitik özellik gösterirler. Kireçtaşlarında iyi gelişmiş kıvrım ve kıvrımlanmış kıvrım örnekleri görülmektedir.

Geçiş Zonu:

Daha önce tanıtılan iki tektonik birlikte (Bitlis Masifi ve Ofiyolit topluluğu kayaları) kökensele ilişkili ve geçiş zonu adı altında ayırılan bu kayalar güneyden kuzeye doğru mermer-şisti mermer-kalkşist-metalav-metaçört aralanmasından oluşmaktadır. Zon yaklaşık doğu-batı uzanımlı ve ortalama 500 m kalınlıktaki bir kuşak halindedir. Üste doğru mermerlere alta doğru ise değişime uğramayan lav-çört birimlerine dereceli olarak geçmektedir.

Ofiyolitın bölgeye yerleşmesi sırasında deformasyon ve metamorfizmanın ortak etkisi ile gelişmiş bu zonun yerleşme sırasındaki birincil konumu daha sonra büyük ölçüde değişmiştir. Doğü-batı uzanımını korumakla birlikte zonun genel eğimi, doğudan batıya doğru değişir (şekil 2, şekil 3). Geçiş zonu kayalarının doğuda ilk görüldüğü Atalan köyü dolayında ofiyolit, mermer üzerinde kuzeye 80° eğimli iken, batıya doğru bu konum değişmektedir. Gevaş güneyinde geçiş zonunun yapı unsurları düşey veya düşeye yakın konumlar kazanmaktadır. Daha batıda örneğin Köyaltı dere batısında ise eğim 70-80° ile bu kez güneye dönmektedir. Boduşlu ve Kayalar köyleri dolayında güneye olan eğimin derecesi azalarak 60°-40° ye kadar inmektedir. Görülür bir dislokasyon olmaksızın doğrultu boyunca eğimin kuzeyden güneye yön değiştirmesi, geçiş zonunun oluşturduğu dokanak kuşağının düşey yönde kırıldığını (dalgalandığını) ortaya koymaktadır. Nitekim bu olgu geçiş zonu ile mermer biriminin haritadaki mostra örneğinden de anlaşılmalıdır; Gevaş güneyindeki mermer ve geçiş zonu, daha batıda görülen aynı dokanaktan yaklaşık 2 km kadar kuzeyde yer almaktadır (şekil 2). Böylece daha önce çizilmiş olduğu gibi (Yılmaz, 1978, şekil 3) geçiş zonunun konumu düşey yönde değişmektedir.

Doğudan batıya, Köyaltı dere, Kayalar köyü batısı ve Bağlama köyü güneyindeki Deştuk Tepe ile batısındaki tepe yakınında, Eosen çökelleri güneyden kuzeye itilmeler nedeniyle, yer yer geçiş zonu kayalarının altında veya içlerinde, yer yer mermerlerin altında görülmektedir (şekil 2, 3). Bu gözlem, geçiş zonunun birincil konumunun Eosenden sonraki tektonik hareketlerle bozulduğunu göstermektedir.

Geçiş zonu ile ofiyolit topluluğu kayaları geçişinde petrografik araştırma ile şu ilginç sonuç ortaya konulmuştur; Lav özellikleri sergiliyen kayalardan geçiş zonuna doğru

normal Lavdan farklı metamorfizmaya uğramış kayalara geçilmektedir. İri, yeşil homblend, epidot ve plajyoklas (An 30) ile temsil edilen bu kesimden daha güneye, geçiş zonu içine doğru metamorfizma derecesi giderek azalmakta ancak yine sintektonik metamorfik kuşağın varlığı tanınmaktadır. Ofiyolitle dokanakta amfibolit'den yeşil şist, yeşil şistden ise değişime uğramayan lavlara geçilmektedir. Hemen dokanakta amfibolit oluşmuştur. Amfibolitten uzağa yaklaşık 100 m kadar bir mesafede biyotit amfibolitten, epidot amfibolite geçilmektedir. Biyotit amfibolit, bu geçiş kesiminde kuşak boyunca devamlı gelişmiş değıldir, kesikli olarak görülmektedir.

Amfibolitte iri taneli, porfiroblastik ve porfiroklastik horblend ve plajyoklas gelişmiştir. Kaya iyi yapraklıdan som görünüşlü arasında değişik dokular sergiler. Granat yer yer gelişmiştir. Ofiyolitten uzağa kayada önce tane boyu küçülmektedir. Plajyoklasın anortit miktarı azalmakta böylece porfiroblast ve porfiroklastlarla temsil olunan albite geçilmekte, kayadaki epidot miktarı ise artmaktadır.

Dokanak zonu şiddetli bir deformasyonun etkilerini sergilemektedir. Dinamik etkilerin özellikle kontakktan uzağa açıkça tanındığı bu kuşak, ofiyolit mermer dokanağı boyunca aynı yapısal düzeyde ofiyoliti çepeçevre sarmaktadır.

Makaslama klivajının (kırılma klivajı) yayın olarak geliştiği bu zonda değişik kalınlıktaki kalkşist ve şisti mermer düzeyleri foliasyonlu (yapraklı) lav-yeşilşist ve şisti epidot amfibolit düzeyleriyle sık sık tekrarlanacak kadar iç içe girebilmiştir. Birbirlerine klivaj düzlemleri boyunca paralel olan bu farklı kayaların bağıl kalınlıkları ait oldukları ana gövdeye yaklaşıldıkça artıp tersi yönde azalmaktadır.

Ofiyolit gövdesinden uzağa doğru kayanın birincil özelliklerinin değişimleri kırmızı çört vb gibi örneklerde kolaylıkla izlenebilmektedir. Bu geçişte som kırmızı kaya, evre evre değişerek yapraklı kırmızı milonitik kayalara dönüşmektedir.

Sıcaklık etkilerinin azalıp kataklastik etkilerinin ege-men olduğu kesimler içinde, amfibolit "buden"lerine rastlanmaktadır. Bu budenler, metamorfizma dereceleri açısından çevrelerini uyumlu olarak saran zayıf metamorfizmalı veya kataklastik kayalardan açıkça farklı özelliktedirler. Bu nitelik, kontakta sıcaklık etkisiyle belirli bir kontakt metamorfizma seviyesine ulaşıldığını, kayaların metamorfizma dereceleri açısından düzenlenme ve sıralanmaları geliştikten sonra ise dizilimin mekanik etkilerle yer yer bozulduğunu işaret etmektedir.

Ofiyolitın yerleşmesi sırasında, ofiyolit ile mermer arasında, ofiyolit kantağında bir kontakt metamorfizma zonu gelişmiş ve bu statik zon, yerleşmenin daha sonraki evrelerinde şiddetli mekanik deformasyona uğramıştır. Artan metamorfizma, bu deformasyona rağmen genel durumunu korumuştur. Ancak bazı kesimler birincil konumlarından uzaklaşarak, bu evrede kataklastik zonun içine yerleşmiştir.

Örtü (çökel) kayaları

Dördüncü tektonik birimi oluşturan örtü, inceleme alanında başlıca Eosen yaşlı çökellerdir. Bunun yanısıra, inceleme alanının doğu kesiminde çok küçük bir mostrada Mi-

yosen çökellerinin varlığı da saptanmıştır (şekil 2).

Çalışılan sahada, geniş yayımlı olmayan Eosen çekellerine, Aladüz köyü doğusunda, Mezar Tepe ile Kızıl Tepe'de, Kavaklıdere mahallesi güneybatısında Ilvanik dere boyunda, Kurçinis dere güneyinde, Destuk sırtlarında ve Berzivan mevkiinde rastlanılır. Eosen çökellerinin üst dokanağı hemen her yerde tektoniktir. Çökeller, mermer ya da ofiyolit topluluğu kayaları tarafından şaryajla örtülmüşlerdir.

Eosen birimi, genellikle kötü boylanmış, derecelenmemiş bir konglomera ile başlamaktadır. İçlerinde çok iri, köşeli blokların da görüldüğü bu birim, ofiyolit alanında ofiyolitten, mermer üzerinde ise mermerden türeyen tanelerden oluşmaktadır. Ofiyolit mermer dokanağı yakınında, herikisinden türeyen bir gereçten oluşan Eosen çökelleri bu birimleri diskordan olarak örter. Bu gözlem, Eosen çökellerinin ofiyolitin sırtında, bölgeye yabancı olarak gelebileceği görüşünün geçerli olamayacağını göstermektedir.

Çakıltaşı düzeyleri arasında yanal olarak, genişleyen veya kamalanan düzensiz seviyeler halindeki kırmızı çamurtaşları görülür. İçlerinde bol Nummulites sp., Alveolina sp., Discocyclus sp, gibi fosiller derlenmiştir. Kumtaşı düzeylerinde de fosillere rastlanmıştır. Tekrarlanan konglomera düzeyleri ile istif yüzlerce metre kalınlığa ulaşmaktadır. Bazı konglomera düzeylerinin hem çakıllarında hem de hamurunda benzeri Nummulit fosilleri görülmüştür. Bu veri, intraformasyonel parçaların sık geliştiğini göstermektedir. Hızla büyük bir kalınlığa ulaşan bu birim, Bitlis Masifi kenarında, olasılıkla bir fay zonu önünde depolanan bir gereç akıntısı (debris flow) olarak yorumlanabilir (Ozan Sungurlu ve Salih Saner, 1979, kişisel görüşme). Üst düzeyleri denizel olan Eosen çökelleri, Sinegir Dağı civarında daha derin denizel çökellere geçmektedir.

Eosen sonrası gelişen güney-kuzey itilmelerle metamorfite-ofiyolit ve Eosen çökellerinin birincil ilişkileri genellikle bozularak, bölgede güneye eğimli bir ekaylı yapı gelişmiştir (şekil 3). Eosen mostralarının hemen çoğunda kuzey dokanağın birincil bir diskordana düzlemi olması ve güney dokanağı boyunca mermerlerin, çökeller üzerine ilerlemesi (şekil 2, 3), bölgede itilmenin güneyden geliştiğini işaret etmektedir.

Bunun dışında bölgede genç düşey hareketlerin de önemli ve etkin olduklarının açık verileri vardır. Örneğin Sinegir dağı üzerindeki yataya yakın duran Eosen mostraları ile eşdeğer düzeyleri Van gölü kenarında görüldüğü kesimler arasında günümüzde 500-600 m kadar bir yükselti farkı vardır. Düşey hareketlerin genç olduğunu destekleyen gözlem ise, bazı akarsu taraçalarının 100 m kadar üst kotlarda askıda kaldığıdır. Örneğin Gevaş-Bahçesaray Mutki karayolu boyunca akan dere vadisinde bu tür askıda kalmış taraçalar iyi görülmektedir.

Van gölü güneydoğusunda Çatak yolu üzerinde Kızıltaş köyü batı ve kuzeybatısında yaklaşık 1.5 km² lik bir alanla, ikizler köyü kuzeydoğusunda küçük bir alanda, ikizler köyü kuzeydoğusunda ufak bir mostraya sahip olan Miyosen yaşlı kumtaşı çökelleri ofiyolit ve mermerleri diskordan olarak örterler.

TEKTONİK EVRİM

Gevaş dolayındaki ofiyolitte yapılan çalışmalar, ofiyolitte tanımına uygun bir dizilişin eksikli de olsa varlığını

göstermiştir. Bölgede, normal dizilimini tümüyle kaybetmiş, kaotik bir karışımın varlığından söz edilemez.

Ofiyolite Bitlis metamorfiteilerinin dış örtüsünü oluşturan karbonatların (kristalize kireçtaşı ve mermerler) tektonik bir ilişkisi vardır. Yaklaşık doğu-batı doğrultusunda uzun mesafelerde izlenebilen bu dokanağın konumunda doğrultu boyunca bazı değişiklikler gözlenmektedir. Gevaş'ın doğusuna doğru gidildiğinde, düşey veya düşeye yakın konumlu dokanak yer yer 80° kuzey eğimler göstermektedir. Ancak batıya doğru gidildiğinde, mostrada mermerlerin güneye doğru gerilemesiyle, düşeye yakın olan dokanak düzlemi de 40° güneye kadar varan eğimler kazanmaktadır. Böylece batıda yapısal bir dokanak ile mermerlerin altında görülen ofiyolit, birkaç km kadar doğuya gidildiğinde, örneğin Gevaş güneybatısında, yüksek bir açıyla da olsa mermerin üzerinde görülmektedir.

Dokanağın bu konumunun Eosen sonrası hareketlerle kazanıldığı açıktır. Çünkü Eosen çökeliminden sonra gelişen sürüklenimler, Bitlis Masifinin mermerlerini birkaç farklı tektonik düzeyde, Eosen çökellerinin de üzerine itip ilerletmiştir. Ancak, mermer ofiyolit dokanağı konumu bozulmuş olmakla birlikte, birincil bir dokanak özelliğini hala göstermektedir. Çünkü bu kesimde çok geniş bir alanda uzun ve dar bir kuşak boyunca "geçiş zonu" birimleri tanınmaktadır. Geçiş zonu, ofiyolitin üzerlemesi (obduction) sonucunda gelişmiş olmalıdır. Platform üzerine yerleşen ofiyolit dilimlerinin oluşturduğu termal örtü 'altında, bu tür bir kontakt metamorfizma zonunun gelişmesi beklenebilen bir olgudur (Williams, 1973; Dewey, 1976). Yerleşme sırasında gelişen kontakt metamorfizma zonu, ofiyolit napının ilerlemeye devam etmesiyle geç sinkinematik bir makaslama zonu "bir geçiş zonu" halini almış, böylece belirli yapı öğeleriyle (Klivaj, yapraklanma, tektonik kamalanma, budinaj, v.b.) temsil edilen bir mekanik zon oluşmuştur.

Bu zonun ofiyolit üzerlemesi ile geliştiğinin günümüze kadar korunabilmiş verisi, Gevaş güneydoğusunda ofiyolitin ve geçiş zonunun hala mermerlerin üzerinde görülmesidir. Eosen sonrası' güneyden kuzeye itilmeler sonucunda konumu terslenmiş olmakla birlikte bu kesimde ofiyolit hala mermer üzerinde görülmektedir.

Eosen sonrasında gelişen ve bölgeye has bir özellik olan güneye eğimli ekaylı yapıyı geliştiren itilmelerin güneyden kuzeye geliştiğinin önemli ipuçları vardır.

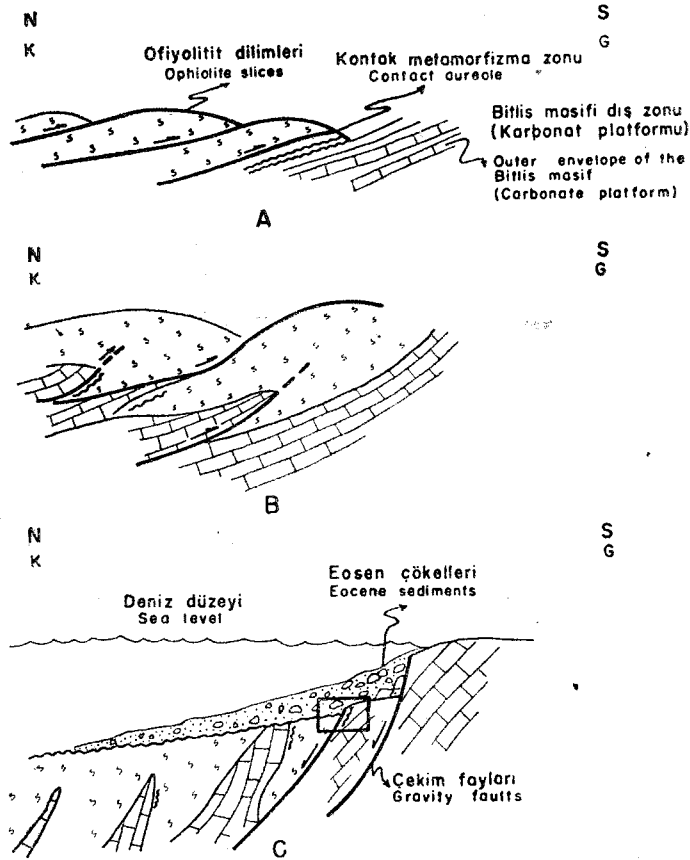
1) Masif kuzeye devriktir. Bu devrilmenin Eosen sonrası olduğu anlaşılmaktadır. Çünkü metamorfite, Eosen çökellerinin üzerine devrik bir konum oluşturarak ilerlemiştir (Yılmaz, 1978).

2) Eosene ait genç çökellerin güney dokanağı güneye eğimli tektonik bir dokanak olduğu halde, kuzey dokanakları genellikle birincil bir diskordans düzlemi niteliğindedir (şekil 2, 3).

3) Bindirme düzlemlerinin eğimi güneydir (şekil 3). Bindirmelere bağlı olarak bazı kesimlerde sürüme kıvrımları gelişmiştir. Bunun en tipik örneği Aladüz köyünün hemen doğusunda Mezar Tepe de görülür. Serpantin üzerinde konglomeratik bir düzeyle diskordan olarak oturan Eosen kumtaşı ve kireçtaşları, Aladüz köyünden kuzeydoğuya doğru terslenmiş olarak görülmektedir.

Ofiyolit birincil olarak masifin karbonatları üzerine değil de altına dalmış olsaydı, Eosen sonrası itilmeler kuzeye doğru gelişmiş olduğundan, Gevaş güneydoğusunda görülen ofiyolit mermerin üstündeki konumunu açıklamak güç olurdu. Üstelik bu tür alta dalma ile bir kontakt metamorfizma zonu gelişebileceği de kuşkuludur. Bugünkü konumlarına gelinceye kadar birimlerin geçirmiş oldukları tasarlanan evreler şematik olarak şekil 4'de gösterilmiştir. Masifin ofiyolit ile olan ilişkisi ise şekil 5'deki gibi gösterilebilir.

Ofiyolit mermer ilişkisinin görüldüğü doğudan batıya doğru değişim gösteren dokan'ak düzleminin arakesit nok-

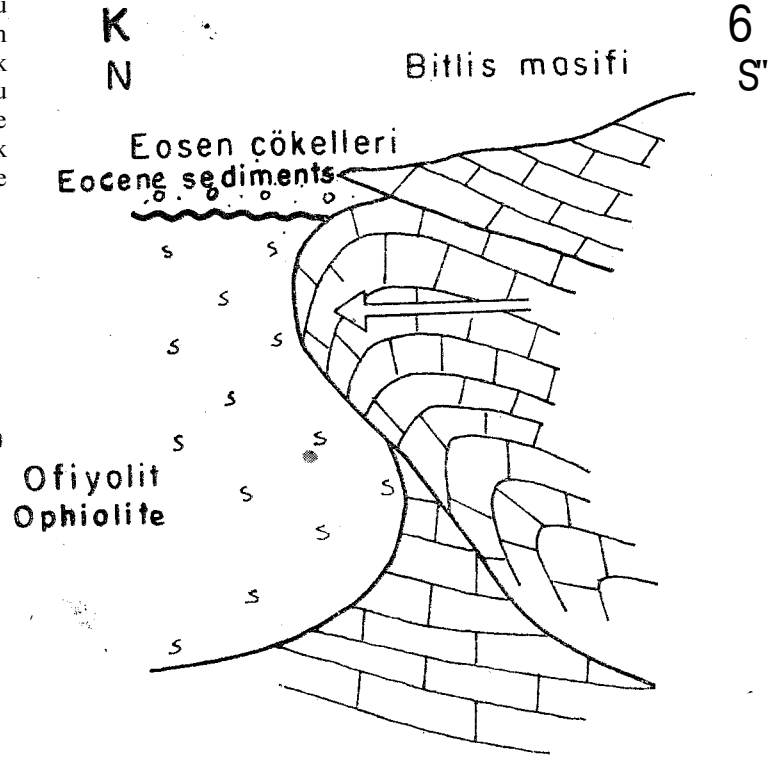


Şekil 4: Gevaş dolayında ofiyolit, Bitlis masifi matemorfik kayaları ve Eosen çökellerinin gelişme evrelerini gösterir taslak enine kesitler:

- Karbonat Platformuna ofiyolit yerleşmesi ve ofiyolit tabanında kontakt metamorfizma gelişmesi
- Ofiyolit napının ilerlemeye devam etmesi nedeniyle geç sinkinematik bir makaslama zonu gelişimi ve ofiyolit ile mermer dilimlerinin tektonik yoldan birbirleri içine kama-lanmaları,
- Ofiyolit ve Bitlis masifi birimleri üzerinde, olasılıkla yükselen bir ülke önünde Eosen çökellerinin gelişimi. Temel kayalarının birincil konumlarının bozulması.

Figure 4: Schematic sequential cross-sections showing the successive steps in the evolution of ophiolite, Bitlis massif's metamorphic rocks and Eocene sediments in the Gevaş regions;

- Ophiolite obduction over the carbonate platform and the formation of the contact aureole.
- Formation of a synkinematic shear zone due to further movement of obducted ophiolite slabs, and tectonic incorporation of ophiolite and the marble
- Deposition of the Eocene detritals of the ophiolite and the Bitlis massif possibly at the foot of an uplifted block and Displacement of the basement rocks.



Şekil 5: Gevaş civarındaki farklı tektonik birimlerin Eosen sonrası, güneyden kuzeye itilme ile kazandıkları yapısal konumu ve birbirleriyle ilişkilerini gösterir jeoloji kesiti.

Figure 5: The geological cross section from the Gevaş region showing the present structural position of the different tectonic units which were formed due to northward thrusting, following the Eocene deposition.

taları birleştirilerek denestirilecek olunursa (şekil 2) bu düzlem boyunca ofiyolit ile dokanakta bulunan mermerin, masifin farklı konumundaki karbonatlarını temsil ettiği görülecektir. Bir diğer değişle masifin en dış kısmını oluşturan karbonat örtüsünün (Yılmaz, 1078) belirli düzlemler boyunca kuzeye itilerek alttaki benzeri karbonatlar üzerinde ilerlemiş olduğu anlaşılmaktadır (şekil 5). Ne var ki, farklı seviyeleri temsil etse de benzer litolojili bu metamorfik dilimlerin arasındaki tektonik düzlemleri saptayabilmek ve izlemek oldukça güçtür.

SONUÇLAR

Gevaş dolayında görülen ofiyolit topluluğu kayaları, tanımlanan litoloji toplulukları ve bunların sıralanmaları nedeniyle olasılıkla bir okyanus taban dilimini temsil etmektedir. Ofiyolit bir melanjdeki gibi yapısal karışmaya uğramamıştır. Ofiyolit litolojileri iç düzenlerinin tanınabildiği, yalın tektoniğe uğramış bir sıralanım sunmaktadır.

Okyanus kabuğu ile Bitlis masifinin temsil ettiği kıtasal dilimin dokanağı büyük olasılıkla yakınsayan levha kenarlarındaki ofiyolit üzerlemesi (Dewey, 1976) şeklinde gelişmiştir. Ofiyolit bölgeye yerleşmesi Paleosen-Eosen arasında gerçekleşmiş olmalıdır. Çünkü, ofiyolit gelişmesi Pa-

leosen sonlarına doğru tamamlanmış, Bitlis masifi ile olan dokanağı ise Eosen çökelleri ile örtülmüştür.

Çalışma sahasında üç tip metamorfizma sözkonusudur.(1) Okyanus taban metamorfizması, özellikle ofiyolit volkanik kayalarında belirgin olarak görülür. Bunlar yapraklanma ile ilişkili olmayıp, gelişen mineral toplulukları gözenek dolgu mineralleri ile dengededir. (2) Ofiyolit yerleşmesi ile ilgili çok ince bir zonda kontakt metamorfizma gelişmiştir. Bu metamorfizmanın en tanınır etkileri başlıca ofiyolit kendi taban kesiminde görülmektedir. (3) Yerleşme sırasından daha sonra ofiyolit hareketi sonucu tabandaki karbonat platformunda ve ofiyolit birimlerinde ezilme, milonitleşme oluşturan kataklastik metamorfizma gelişmiştir.

Eosen çökmesi sonrasında bölgede güneyden kuzeye itilmeler gelişmiştir. Bunun sonucu masif kuzeye devrilmiş, yer yer Eosen çökelleri üzerine ilerlemiştir.

KATKI BELİRTME

Bu araştırmanın yapılması sırasında, saha çalışmasına katkıları nedeniyle Hayrettin Koral'a, misafirperverliği nedeniyle Gevaş M.T.A. kampı elemanları Jeoloji Yük. Müh. Ayhan ve Gökçen Yurtseverce yazının yayına hazırlanmasındaki katkısı nedeniyle Ayşegül Yorulmaz'a candan şükranlarımızı sunarız.

»DEĞİNİLEN

- BELGELEER**
Coleman, R.G., 1977, Ophiolites: Springer-Verlag Berlin-Heidelberg New York, 229 s.
- Dewey, J. F., 1976, Ophiolite obduction: Tectonophysics, 31, 93-120.
- Kurtman, F., Akkuş, M.F. ve Gedik, A., 1978, The geology and oil potential of the Muş-Van region; Degens, E.T. ve Kurtman, F., ed., The Creology of lake Van: M.T.A. Ankara 124-133.
- Oswalt, F., Armenien. Steinmann, G. ve Wilckens, O. Ed: Handb. Reg. Geol. Heidelberg, 10,40 s.
- Ternek, Z., 1953, Van gölü güneydoğu bölgesinin jeolojisi; Türkiye Jeol. Kur. Bült. 4/2, 1-27.
- Yılmaz, Y., 1978, Gevaş (Van) dolayında Bitlis masifi, ofiyolit ilişkisi; Eseller, G., ed., Türkiye 4. Petrol Kongr. Tebliğlerinde: T.P.A.O. Ankara, 83-93.
- Williams, H., 1973, Bay of Islands map. area Newfoundland: Geol. Sur. Canada, Pap. 72-34, 1-7.

Yazının yayıma verildiği tarih :4.6.1981

Niğde Masifinde Viridin - Gnaysın Kökeni

The origin of viridine-gneiss from Niğde Massif

MEHMET CEMAL GÖNCÜOĞLU

Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ : Niğde Masifi'nin en genç birimini oluşturan Aşıgediği Formasyonunun üst kesiminde mermerler içinde amfibolit, yeşilist, metagabro, serpantin ve piroksenitten oluşma bir karmaşık ile birlikte viridin-gnays yüzeylenmektedir. Çok ender rastlanan bir Mn-andalusit türü olan viridinle birlikte piyemontit, alurgit gibi Mn-silikatları içeren kayaç bantlı yapılı ve ince taneli olup süreksiz bantlar ve mercekler halindedir.

Bantlı dokusu, yüksek mangan kapsamı ve birlikte yer aldığı kayalar viridin gnaysın köken kayacının günümüz okyanuslarında kırık zonlarının çevresinde gelişen çökel kayaçlarla karşılaştırılabileceğini göstermektedir. Bu özelliği ile viridin-gnays ve eşleniği kayaçlar Aşıgediği Formasyonu'nun çökeldiği ortama yabancıdır ve sonradan katılmış olmalıdır.

ABSTRACT : In the upper levels of Aşıgediği Formation which constitutes the youngest unit of the Niğde Massif, viridine gneiss crops out within the marbles, together with a complex consisting of amphibolite, greenschist, meta-gabbro, serpentinite and pyroxenite. The rock, containing Mn silicates such as piemontite and allurgite as well as viridine which is a very rare form of andalusite, is fine-grained, banded textured, and occurs as discontinuous bands and lenses.

Its banded texture, high manganese content and association with the above rocks show that the protolith of viridine-gneiss is comparable to that of the sedimentary rocks developed around the fracture zones of modern oceans. Thus, the viridine gneiss and the equivalent rocks do not belong to the environment *in* which the Aşıgediği Formation has been deposited, and they should have been added to the sequence later.

GİRİŞ

Manganlı bir andalusit türü olan Viridin ilk kez Backström (1896) tarafından Vestene (İsveç) yöresinde tanımlanmış, ancak Klemm (1911) tarafından (Darmstadt-Almanya) adlandırılmıştır. $(AlMn^{+3})SiO_5$ formülü ile tanımlanan bu mineral, manganlı çökellerin metamorfizmasının özel fizikokimyasal koşullarına ilişkin bilgi sağlaması özelliği yanında tüm yeryüzünde pek az kez belgelenmiştir. Abs-Wurmbach ve Langer (1977) $Al_2O_3 - MnO - MnO_2 - SiO_2$ sistemi ile yaptıkları deneysel çalışmada viridinin 18 kbar/900°C da duraylı olduğunu saptamışlardır. Bu koşullar andalusit-sillimanit-disten üçlüsünde Al'un yerine Mn'in geçmesi ile mineralin duraylılık alanının kısmi ergime eğrisini aştığını gösterir. Doğal viridin parajenezleri ise deneysel bulguların dışında bu mineralin duraylılığı için (üç değerlikli Mn'in korunması) çok yüksek oksijen fugasitesi gereğini vurgulamaktadır.

Şimdiye değin yayımlanan viridinli ya da viridinsiz mangan-silikatlı kuvarsit-kuvarşist bulgularının tümü incelenerek Niğde bulgusu ile karşılaştırıldığında eski masiflerde yer alan gonditlerin dışında (Berger, 1968) ortak yönlerin çok fazla olduğu dikkati çekmektedir.

Bu çalışmada ağırlıklı viridin-gnaysın kökeni üzerinde durulacak, eşleniğindeki metamafik, ultramafik ve metasedimenter kayaçların jeolojisi, petrojisi ve jeodinamik anlamı hazırlanmakta olan başka bir yazıda tartışılacaktır.

GENEL JEOLOJİ

Niğde Masifi, Orta Anadolu Masifi adı verilen büyük metamorfik kütlelerin en güneyindeki yüzeylenimini oluşturmaktadır. Batı kesiminde yapılan çalışmada (Göncüoğlu, 1977) tüm metamorfikler Niğde Grubu adı altında toplanmış ve şu birimler ayrılmıştır (Şekil 1):

Gümüşdere Formasyonu: sillimanit-biyotit-muskovit-gnays, biyotit-gnays vb.den oluşan, olası psammopelitik kayaçların hakim olduğu bu birimde amfibolit ve az miktarda mermer bantlarına rastlanır.

Kaleboynu Formasyonu: yaklaşık 600 m kalınlıktaki bu birim mermer, biyotit ve muskovit gnays, amfibol şist ve kuvarsit araldanması ile tanıtılmaktadır.

Aşığı Formasyonu: yaklaşık kalınlığı 2000 m'yi bulan bu birimde ana kayaç mermerdir. Alt kesimlerde rastlanan muskovit-gnays ve kuvarsit bantlarının kalınlığı genelde birkaç metreyi geçmez. Bu bantların taban ve tavanlarında geçiş zonları olağandır. Mermer kalın tabakalı, orta tanelidir. Viridin-gnaysın birlikte yer aldığı amfibolit, serpantin bloku amfibolit, serpantinit, piroksenit, ince taneli dolomitik mermer ve kordiyerit-muskovit-gnaysın oluşma karışık birim mermerin üst kesiminde ve içinde yer almaktadır (Şekil 2). Karmaşığın tektonik unsurları içinde yer aldığı Aşığı Formasyonu'nunkine uygundur. Aşığı Tepe'nin batısında birlikte kıvrımlandıkları açıkça görülmektedir.

Karmaşığın mafik ve ultramafik üyeleri, antofillit-gramatit-talk-şist, klorit-manyetit-şist, spinel-olivin-amfibol-klorit-şist, talk-klorit-serpantinit, amfibol-serpantinit, spinel-amfibol-klorit-serpantinit, olivin-enstatit-serpantinit, meta-

piroksenit olarak adlandırılmıştır. Sedimenter üyeler ise ince taneli mermer, dolomitik mermer, kalsilikat mermer, ince taneli kuvarsit, amfibollü kuvarsit, viridin-muskovit-gnays ve kordiyerit-muskovit gnaysdan oluşur. Kuştepe çevresinde kalınlığı 200 metreye yaklaşan ve makroskopik olarak metagrovak adı ile tanımlanabilecek birimin ise karmaşık ile doğrudan ilişkisi görülememektedir.

Sineksizyayla Formasyonu: Sineksizyayla Yurdu çevresinde en geniş yüzeylenimi gösteren bu birim metagabbrodan oluşmaktadır. Daha küçük mostralarda aynı kayaç porfirblastik metagabbrodan amfibolite kadar her aşamada dönüşüm göstermektedir. Bu birim Gümüşler ve Kaleboynu Formasyonlarını kesmekte olduğu için Aşığı Formasyonu içindeki karmaşıktan ayrı tutulmuştur.

Üçkapılı Granodiyoriti: Niğde Metamorfiklerinin özellikle orta ve kuzeydoğu kesiminde geniş yayılım gösteren kayacın yerleşmesi geç orojenik olarak yorumlanmaktadır. Granodiyorit tüm metamorfik birimleri ve Sineksizyayla Formasyonu'nu keser ve deformasyon göstermez.

Niğde Grubu kayaçlarının yaşlarına ilişkin dolaysız hiçbir veri saptanamamıştır. Masifin doğu ve güneydoğusunda yer alan transgresif serinin rekrystalize kireçtaşlarında ilerdiyen-İpresiyen yaşı bulunmuştur (Göncüoğlu, 1977). Kılavuz'un güneydoğusunda yüzeylenen ve Senoniyen yaşı saptadığımız yeşilistlerin ise Niğde Grubu kayaçları ile ilişkisi belirgin değildir. Masifin güneydoğusunda Çamardı kuzeyinde saptadığımız yayımlanmamış yeni bir bulguya göre Aşığı mermerlerinin üzerine gelen az metamorfik şist ve kristalize kireçtaşlarının yaşı Üst Paleosen-Alt Eosen'e'değin çıkabilmektedir.

PETROGRAFİ

Niğde Metamorfiklerinde viridin-gnays bulgusu M33-b4 paftasının kuzeydoğusunda Gökkuyu Tepe'nin kuzey-kuzey-doğu yamacında yer almaktadır. Bu yüzeylenmede viridin gnays mermerin içinde kalınlığı 100 m'yi aşkın bir bantta amfibollü kuvarsit, serpantinit, kalsilikat-amfibolit-amfibol-şist, kordiyerit-muskovit-şist ve ince taneli mermer blokları ile birlikte yer almaktadır. Sayılan kayaç tiplerinin birbiri ile ilişkisi son derece karmaşıktır. Yatay ve düşey doğrultuda süreklilik görülmez. Tüm birimler amfibolşist genel adı ile tanımlayabileceğimiz metamafik kayacın içinde yüzmektedirler. Metamafik kayaç bazen som mermerden keskin dokanakla ayrılmakta, çoğun ise mermer-kalkışist-amfibol-klorit-şist-amfibolitten oluşma geçiş dizisi göstermektedir. Viridin-gnays merceğinin yapısal unsurları (yapraklanma (foliasyon), mikrokıvrım eksen, mercek uzun eksen düzlemi) hem karmaşığın diğer üyelerinin ve hem de Aşığı Formasyonu'na eşittir.

Makroskopik olarak viridin-gnays bantlı yapılı, açık mor renkli, ince orta taneli, gnaysik yapraklanmalı ve mikrokıvrımlıdır. Bantlı yapı açık renkli, ince taneli kesim ile daha koyu renkli orta taneli kesimin araldanmasıyla belirlir. Viridin taneleri ayrılmış yüzeylerde yaklaşık 1 cm boyunda koyu eflatun-yeşilimsi mor renkte yumrular oluşur.

Mikroskopta kayaç kuvars, plajiyoklas, viridin, pembe mikadan oluşur. Az miktarda piyemontit mikrotaneleri, tur-

malin, apatit, opak mineral, serisit ve rutil diğer minerallerdir (Şekil 3).

Viridin 0.6 mm'ye varan poykiloblastlar halinde çoğun ayn düzlem üzerinde yer alır. Daha ince taneli olanlar iskeletsi dokuludur. İri taneler kenarlarına doğru koyu kahverenkli opak bir minerale dönüşür (hematit?) ve çok fazla sayıda kuvars ve akmika kapantıları içerir. Mikrokıvrımların ucunda yer alan taneler uzamış ve incelen kesimlerinde serisitleşmiştir.

Pembe Muskovit 0.3 mm'lik yapraklar halinde bulunur, kısmen kuvars ile birlikte viridini korozyona uğratmıştır.

Piyemontit çok ince yuvarlak-oval, açık pembe-koyu kırmızı taneler halinde görülür. Kuvars içinde sık kapantı halinde bulunur.

Kuvars, viridinli bantlarda orta taneli, düzensiz kenarlı, dalgalı sönmelidir. Açık renkli bantlarda kuvars ince tanelidir ve oranı % 80'e ulaşır. Plajiyoklasda yer yer gelişen serisitleşme viridinin kenarında gelişen serisitleşme ile birlikte retrograd matamorfizmaya yorulabilir. Mavi renkli zonlu yapılı turmalin, apatit ve iki ayrı tip opak mineral aksesuar mineralleri oluşturur.

MİNERALOJİ

Viridinin tanınmasında optik yöntemler yanında röntgen ışınları difraktometresinden yararlanılmıştır. Saptanan optik özellikler şunlardır:

Renk	:	Yeşil-morumsu yeşil
Pleokroizma	:	x = sarımsı yeşil, y = zümrüt yeşili, z = altın şansı
Absorbsiyon	:	z > x > y
Dilinim	:	iyi
2Vz	:	68° - 72°
Optik işaret	:	+

Röntgen ışınları araştırmasında kaba öğütülen örnekten viridin taneleri binoküler yardımı ile ayıklanmış, tekrar öğütülmüş, 1965/30DY tip Philips Difraktometrede Cu-lamba ile 1/2°/dan. hızda incelenmiştir. Elde edilen veriler ASTM kartı ile karşılaştırıldığında (Kart 18-36) bazı sapmalar görülmektedir (Çizelge I). Fazla miktarda kapantı içermesi nedeni ile viridinin kimyasal analizi yapılmamıştır, ancak ASTM kartından farklı değerler büyük olasılıkla mineralin standart minerallerden farklı kimyasal bileşiminden kaynaklanmaktadır ve Meinhold ve Frisch'e (1970) göre olmaktadır.

Viridin ile birlikte incelen diğer iki Mn-silikat piyemontit ve Mn-Fengit'tir. Piyemontit kristalleri çok ince taneli olduklarından sadece optik yöntemle incelenmiştir. Pempe rengi ve çok küçük (8°) optik açısı ile dikkati çeken Mn-Fengit için Tröger (1967) alurgit adını kullanmaktadır.

KÖKEN

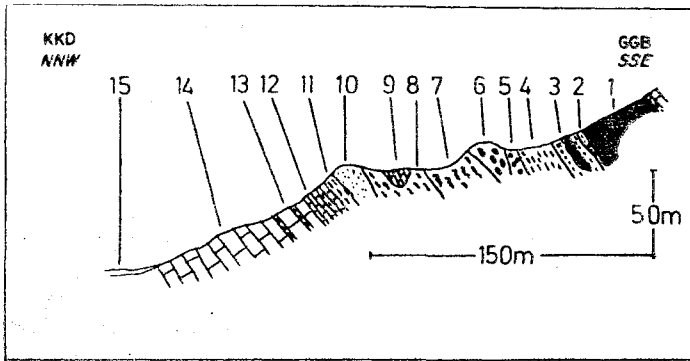
Tüm yeryüzünde şimdiye dek yayımlanan 8 adet viridin bulgusu, içinde yer aldıkları kayıtları eşlenik mineralleri

A		B		C		D	
dA°	I	dA°	I	dA°	I	dA°	I
5.61	100	5.52	9	5.59	100	5.609	100
4.53	30	4.56	10	4.54	33	4.540	30
3.97	10	3.92	7	3.94	13		
3.56	10	3.52	7			3.955	15
3.54	10			3.536	17	3.541	10
2.80	50	2.77	9	3.506	16	2.796	55
2.52	10			3.343	82		
2.50	30	2.47	7	2.784	95	2.511	45
				2.479	20		
2.40	10					2.442	8
2.38	6	2.38	4	2.363	12		
2.29	20	2.27	8	2.281	14	2.291	20
2.19	20	2.17	8	2.184	34	2.199	22
1.99	6						
1.98	6						
1.97	6	1.97	2	1.958	6		
1.87	6	1.89	2				
1.81	3	1.85	2	1.817	8	1.821	9
1.775	6	1.80	3			1.777	6
1.772	6	1.79	3				
1.402	10	1.49	7	1.493	14	1.411	10
1.401	10	1.39	6	1.393	14	1.399	11

A — ASTM - Kart (18-36)
 B — Heinrich ve Corey (1959)
 C — Meinhold ve Frisch (1970)
 D — Güncüoğlu (1977)

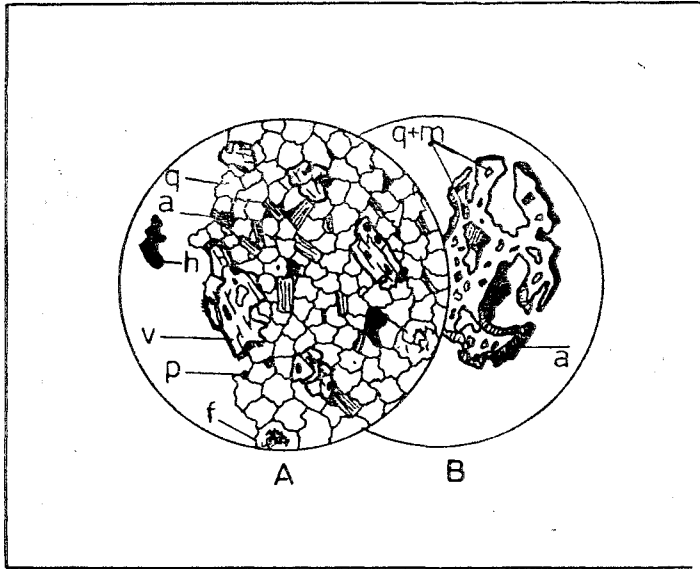
Çizelge I: Çeşitli viridin bulgularının röntgendifraktometresi verilerinin Niğde viridini ile karşılaştırılması.

Table I: Comparison of x-ray diffractometry data on viridin with Niğde viridine.



Şekil 2: Gökkuşu Tepe kuzey-kuzeydoğusunda viridinli gnays içeren metamorfik karmaşığın konumu (1. Serpantinit, 2. Klorit-talk serpantinit, 3. Grammatit-şist, 4. Kordiyerit-muskovit-gnays, 5. Viridin-gnays, 6. Amfibolit, 7. Amfibol-klorit-şist, 8. Klorit-şist, 9. İnce taneli mermer, 10. Kuvarsit, 11. Amfibollü kuvarsit, 12. Kalkşist, 13. Kalksilikatli mermer, 14. Mermer, 15. Yamaç molozu).

Figure 2: Geologic setting of the viridine-gneiss bearing metamorphic melange at north-northeast of Gökkuşu Tepe. (1. serpantinite, 2. chlorite-talk serpantinite, 3. grammatite-schist, 4. cordierite-muscovite-gneiss, 5. viridine-gneiss, 6. amphibolite, 7. amphibole-chloriteschist, 8. chlorite-schist, 9. fine crystalline marble, 10. quartzite, 11. amphibole-quartzite, 12. calc-schist, 13. calc-silicate-marble, 14. marble, 15. talus).



Şekil 3: A Viridin gnaysın mikroskopik görünümü (25x) (a — alurgit, f — feldspat, h — hematit, p — piyemontit, q — kuvars, v — viridine). B — Viridinin poikiloblastı dış kenarında hematite dönüşmekte ve alargitten oluşma bir tepkime zonu kapsamaktadır, (a — alurgit, q+m — kuvars ve muskovit)

Figure 3: A — Microscopic view of viridine-gneiss (25x) (a — alurgite, b — feldspar, c — hematite, p — piedmontite, q — quartz, v — viridine). B — Viridine is rimmed by hematite and has a alurgite reaction zone (a — alurgite, q + m — quartz and muscovite).

ve köken kayaları açısından karşılaştırıldığında belirgin ortak özellikleri göze çarpar. Viridin yerine spesartin ve piye-montit gibi Mn-silikat mineralleri içeren benzer özellikte kayalar Bilgrami (1956), Clifford (1960), Trommsdorf v.d. (1970), Karamata v.d. (1970), Schliesstedt (1976) ve Kramm (1973, 1976) tarafından araştırılmıştır. Bu ortak özellikler üç başlık altında toplanabilir.

Dokusal-Birleşimsel Bantlaşma ve Yüksek Mangan İçeriği

Niğde Viridin-gnaysında viridin ve piyemontitce zengin bantlar kuvarsça zengin bantlarla ardalanmaktadır. Bu ardalanma kayacın dokusuna yansır. Mn-silikatlı bantlar daha kaba taneli ve koyu renkli, kuvarsitik bantlar ise açık renkli eştaneboylu ve ince tanelidir. Bu tip bir bantlaşmayı metamorfik farklılaşma ile açıklamak çok güçtür. Bu özelliği ile Niğde Viridin-gnaysının çökel kökenli geliştiğini varsayabiliriz. Benzer bantlaşma, literatürde tüm manganlı metamorfik kayalarda izlenmekte, ancak bantların ilksel kayaları konusunda görüşler değişmektedir.

Ödman (1950) tarafından tanımlanan bantlı seri sığ bir fiş dizisini anımsatmakta, bunun dışındaki tüm yazarlar köken kayac olarak derin deniz kumlu-killi çökellerini önermektedirler.

Mangan yataklarının gelişme ortamı açısından konuya yaklaşıldığında metamorfik olmayan bantlı yatakların iki biçimde geliştiği saptanmaktadır.

Birincisi, kıtadan taşınan çözeltilde zenginleşmiş mangan, sığ denizel ortamda çökerek denizel oolitlik mangan yataklarını oluşturur (Schneiderhöhn, 1962). Bantlaşma manganlı ve manganlı çökeller arasındadır.

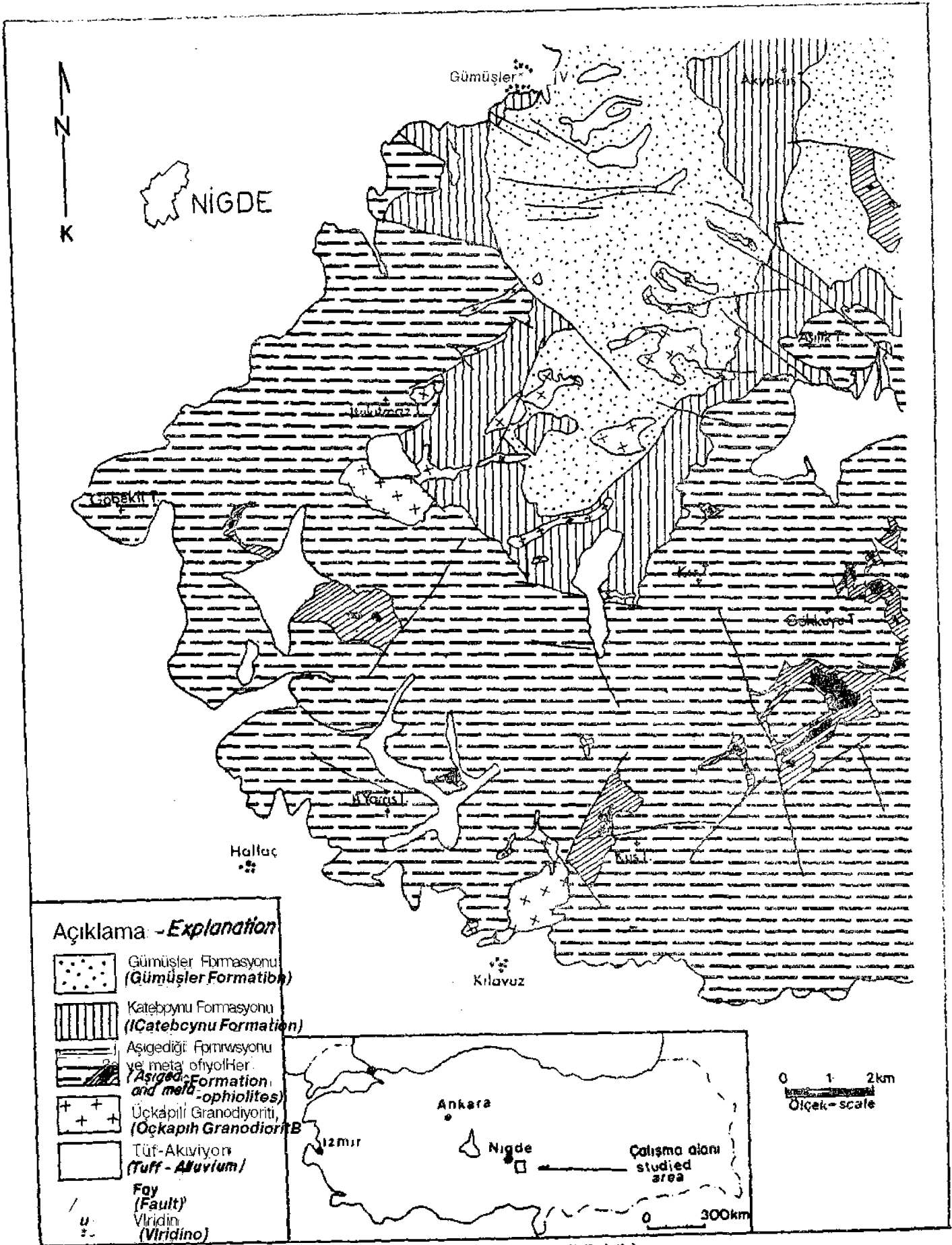
İkincisi, derin deniz çökellerinde volkanizma ile ilişkili gelişen ekshalotif-sedimenter yataklar (Schneiderhöhn, 1962; Barger, 1968 şist-çört Formasyonu). Bu tipde bantlaşma derin deniz oluşukları (çamurtaş-ı-radyolarit-volkanit) arasındadır.

Aşıldığı Formasyonu'nu oluşturan kireçtaşları ve alt kesiminde yer alan iri taneli, çapraz tabakalı kuvarsitler, şelf ortamının belirtici olarak yorumlanmakta ise de bu kesimde manganca zenginleşmeye rastlanmamaktadır. Aksine manganca zenginleşme ikinci tip yataklar için tanımlanan kayaların metamorfik karşılıkları olan litolojilerdedir ve bu özelliği ile şelf ortamına yabancıdır.

Maden yatağı aşamasına erişmemiş olmasına karşın Mn-silikatların kayacda %20'yi aşan varlığı Manganca zenginleşmeyi gösterir. Bu tip kayaların kimyasal analizlerinden (Grapes ve Hashimoto, 1978) MnO kapsamının olağan çö-

kel kayalar için önerilen %0,09 değerinden (Wedepohl, 1960)

ortalama 20 kez yüksek olduğu anlaşılmaktadır. Benzer MnO değerine sadece günümüz okyanus çökellerinin en üst seviyelerinde rastlanabilir (Bonatti, 1975, 1978). Berzakov (1960) yer yer birkaç m kalınlığa erişen bu çökellerin Pasifik Okyanusu'nda açılma zonu çevresinde değil büyük kırıklar yakınında yoğunlaştığını belirtmektedir. Manganın ana kaynağını ise bazik volkanikler ya da bunların tüflerinin yerliyerinde ayrışması (halmirolitik ayrışma) sağlamaktadır (Hart, 1973). Lynn ve Bonatti'nin (1965) geliştirdikleri modelde mangan çökelin düşük redüksiyonlu alt kesiminden gözenek suları etkisi ile yüzeydeki oksidasyon



Sekil 1: Niğde Masifi batısının jeolojî haritası (Göncüoğlu, 1977'den sadeleştirilmiştir).

Figure 1: Geological map of western Niğde Massif (simplified from Göncüoğlu, 1977).

Yer Locality	Vesteno Beckström (1898)	Darmstadt Kiern (1911)	Salm Anten (1923)	Yakutistan Shubynin(1950)	Kongo Thennart (1954)	New Mexico Henrich ve Corey (1956)	Australya Prider (1960)	Hokaido Suzuki ve diğerleri (1965)	Tanzanya Meinhold ve Friach (1970)	Niğde Gencöğlü (1977)
Kaya Türü Rock Type	kuvars - mikrist quartz micaschist	kuvars - hornfels quartz rich hornfels	manganlı filit manganiferrous phyllite	kuvarsit quartzite	kuvarsit quartzite	alumina kuvarsit aluminous quartzite	kuvarsit quartzite	serisit -kuvars sist sericite - quartz schist	mangan silikat kayalar mangan silicate rocks	viridin - muskovit gneys viridine - muscovite gneiss
mineral içeriği	viridin, muskovit granat, zircan	viridin, muskovit, biyotit, piyemontit, granat, psilomelan, hematit	viridin, granat aktreit, hematit	viridin, biyotit, sillimanit, granat, klorit, hematit	viridin, muskovit, piyemontit	viridin, muskovit, kiyanit, hematit	viridin, muskovit, hematit, granat	viridin, muskovit, piyemontit, granat, turalin, hematit	viridin, piyemontit, amfibol, granat mangan - flogopit, muskovit, hematit	viridin, muskovit, piyemontit, turalin, hematit
mineral paragenesi	viridine, muscovite, garnet, zircon	viridine, muscovite, biotite, piemontite, garnet, psilomelane, hematite	viridine, garnet, actinolite, hematite	viridine, biotite, sillimanite, garnet, chlorite, hematite	viridine, muscovite, piemontite	viridine, muscovite, kyanite, hematite	viridine, muscovite, hematite, garnet	viridine, muscovite, piemontite, garnet, tourmaline, hematite	viridine, piemontite, amphibole, garnet, mangan phlogopite, muscovite, hematite	viridine, muscovite, piemontite, tourmaline hematite
eşlenik kayalar assoc. rocks	gnays, amfibolit	bazik şistler	çeşitli şistler	gnayslar ve amfibo- lit	—	—	kumtaşı, kiltas	kumtaşı, bazik sist, amfibolit gnays, ultramafik, gabro sandstone, basic schist, amphibolite gneiss, gabro, ultramafite	mermer, kalk - mika sist, gnays, amfibolit	mermer, metamafit ultramafit, gabro, gnays, kalksilikat şist
köken kayacık original rock	manganlı - kilitli kumtaşı Mn-bearing argilla- ceous sandstone	pelitik çökeller pelitic sediments	tüf	—	—	manganlı, demirli kocakilli kumtaşı Mn-Fe-bearing kaolinlike sandstone	manganlı kumtaşı manganiferrous sandstone	manganlı, demirli, kumtaşı Mn-Fe-bearing clayey sandstone	manganlı, kilitli kumtaşı manganiferrous, clay rich sandstone	manganlı, radyolaritli kumtaşı manganiferrous, radiolarian sandstone
Metamorfizma Metamorphism	Düşük - orta rejyonel met. Low to medium regional met.	Düşük kontaklı met. Low grade contact met.	Düşük rejyonel met. Low grade regional met.	Orta - yüksek rejyonel met. Med - high grade regional met.	Düşük - orta rejyonel met. Low - medium grade regional met.	Orta rejyonel met. Medium grade regional met.	Düşük - orta rejyonel met. Low - medium grade regional met.	Orta rejyonel metamorfizma Medium grade regional met.	Orta rejyonel met. Medium grade regional met.	Orta - yüksek rejyonel met. Medium - high grade regional met.

Çizelge 2: Çeşitli viridin bulgularının Niğde viridin gnaysı ile karşılaştırılması.

Table 2: Comparison of various viridine-rocks with Niğde viridine gneiss.

tabakasına taşınarak zenginleşmekte ve giderek bantlı yapıyı oluşturmaktadır.

Viridin-gnaysın, mangan silikatların yanında turalin kapsamı da kökeni konusunda bilgi sağlar. Turalin oluşumu için çökme ortamında B₂O₃ yoğunlaşması gerekmektedir. Bu yoğunlaşma Clifford'a (1960) göre okyanus tabanı volkanizmasına bağlıdır ve günümüz derin deniz radyolaritli çamurtaşlarında diğer çökel kayaların ortalamasından çok daha yüksektir.

Kuvars Kapsamı

Dokusu gereği Winkler'e (1967) göre gnays olarak adlandırılan viridinli kayacık yer yer %80'e varan kuvars içeriği ile dikkati çekmektedir. Eşlenik kayaları ve çökme ortamı gözönünde tutulduğunda bu tip kuvarsit kayalar radiolarit kökenli olarak düşünülmektedir (Debenedetti, 1965; Trommsdorf v.d. 1970). Çökme ortamında radyolaritli kayacık oluşturacak değin çoğalması Spooner ve Fyfe'a (1973) göre okyanus tabanında gelişen kırık sistemlerindeki ısı akımı nedeni ile hareketlenen sıcak suların bazaltik kayalardan Cu-FeMn yanında silis de çözerek deniz suyunda zenginleşmesine bağlıdır.

Niğde Viridin-gnaysında metamorfizma hem kayacığın ilksel dokusunu değiştirmiş ve hem de kuvars kristallerinin büyümesine (Sammelkristallization) yolaçmıştır. Bu nedenle kayacığın Mn-silikat içermeyen ince taneli, eştaneboylu bantlarının radyolarit kökenli olduklarını kanıtlamak olanaksızdır. Kaldı ki tüm kayacıkta izlenen kristallenme sonrası biçimde (subcorns) yeniden kristallenmesine yolaçabilir. Bu durumda kayacık metaradiolarite çok benzer bir doku kazanacaktır. Kuvarsın çökelme ortamında silisçe çok zengin eriyikten (silis jeli) doğrudan kristallenmesi seçenek olarak düşünülebilirse de Mn-silikatca zengin bantlarda %10'a erişen Mg-Al-silikatların varlığı, ve bazı kuvars tanelerinin kırıntı kökenli görünüşleri bu yolla açıklanamaz. Cortesagno v.d.(1980) Apeninlerdeki manganlı kuvarsitlerin çökmesini tür-

bidit akımına bağlamaktadır. Manganca zenginleşme ile birlikte ele alındığında Niğde kuvarsitik kayalarının oluşumu büyük olasılıkla ritmik biyojen ve detritik çökme işlevleri ile açıklanabilir.

Okyanus Kabuğu Kökenli Kayaklarla Birlikte

Niğde Viridin-gnaysının birlikte yer aldığı metamafik ve ultramafik kayalardan oluşma karmaşık tüm özellikleri ile bir metaofiyoliti temsil etmektedir.

Başka bir araştırmada ayrıntılı tartışılacak olan bu karmaşık çizelge II'deki diğer bulgular ile karşılaştırıldığında Hikado (Japonya) bulgusu ile (Suzuki v.d., 1965; Grapes ve Hashimoto, 1978) çok büyük benzerlikler gösterdiği saptanmaktadır. Tüm diğer bulgularda metabazikler ile birlikteliğe değinilmiş de sadece "Hidaka Karmaşığında" viridin-kuvars-sistler Niğde'de olduğu gibi metaultramafik, metagabro, amfibolit ve bazik şistlerden oluşma bir karmaşık içerisinde yer almaktadır.

Viridinin kristallenmesinin metamorfik koşullar sonucu olduğu gözönünde tutulursa Niğde bulgusu, metamorfik koşulların viridin yerine başka Mn-silikatların gelişmesine yolaçtığı bulgularla karşılaştırılabilir.

Bu tür bulgular Piedmonte napında (Beath, 1976; Dalpiaz v.d., 1979), Orta Alplerde (Trommsdorf v.d. 1970), Doğu Alplerde (Kleinschmidt, 1974), Yugoslavya'da (Karamata v.d. 1970) ve Ege adalarında (Schliestedt, 1976) Niğde Metamorfitlerinde olduğu gibi metaofiyolitlerle birlikte yer almakta ve okyanus çökeli kökenli olarak yorumlanmaktadır.

Niğde Metamorfitlerinin doğusunda Aladağlarda çevre-de tanımlanmış tek Mn-silikat bulgusu yer almaktadır (Tekeli, 1980). Manganlı radyolarit kökenli olarak yorumlanan bu piyemontit kuvarsitler konumları ve jeodinamik evrimleri açısından Niğde bulgusu ile karşılaştırılabilir.

DEĞİNİLEN BELGELEER

- Abs-Wumbach, I, ve Langer, K., 1975, Synthetic Mn³⁺ —kyanite and viridine, Al₉ y mn.3-) SiO₂ in the system Al₂O₃—MnO—MnO₂—SiO₂: Contr. Mineral. Petrol., 49, 21-38.
- Anten, J., 1923, Le Salmien metamorphic du Sud du Massif Stavelot: Mem. Acad. Roy. Belgique, Cl. Ser., II, 5, fase, 3., 26-41.
- Backström, H., 1896, Manganandalusite from Vestena (Sweden): Geol. För. Stock Forh., 18, 386-389.
- Bearth, P., 1976, Zur Gliderung der Bündnerschiefer in der Region von Zermatt: Eclogae geol. Helv., 69, 149-161.
- Berger, A., 1968, Zur Geochemie und Lagerstaettenkunde des Mangans; Berlin Geochem. Mineral. Rohstoffe, 7, 216 s.
- Berzakov, P.L., 1960, Sedimentation in the northwestern Pacific Ocean: Intern. Geol. Congr., 1960 Copenhagen, Rept. Sov. Geol., 45-58.
- Bilgrami, S.H., 1956, Manganese-silicate minerals from Chikla, Bhandara District, India Mineral. Mag., 31, 236-244.
- Bonatti, E., 1975, Metallo genesis at oceanic spreading centers: Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 3, 401-431.
- Bonatti, B., 1978, The origin of metal deposits in the oceanic lithosphere: Sci. Am., 238/2, 54-62.
- Clifford, T.N., 1960, Spessartine and magnesium biotite in cuticule bearing rocks from Mill Hollow, Alstead Township, New Hampshire, USA: N. Jb. Mineral., Abh., 94, 1369-1400.
- Cortessagno, L., Luccetti, G. ve Penco, A.M., 1980, La mineralizzazione manganese nei diaspri delle ofioliti liguri: Rend. Soc. It. Min., Petr., 80, 178.
- Dalpiaz, G.V., Bottistini, D.G., Kienast, J.R. ve Venturelli, G., 1979, Manganiferous quartzitic schists of the Piedmonte ophiolite nappe: Mem. Sci. Geol., Padova, 32, 24 s.
- Debenedetti, A., 1965, Il complesso radiolariti-giacimenti di manganese, come rappresentante del Malm nella Formazione di Caleosci: Boll. Soc. Geol. It., 84, 131-163.
- Göncüoğlu, M.C., 1977, Geologie des westlichen Nigde-Massivs: Bonn Univ., Doktora Tezi, 180 s.
- Grapes, H.R., ve Hashimoto, S., 1978, Manganiferous Schists and their origin Hidaka Mountains, Hokkaido, Japan: Contr. Mineral. Petrol., 68., 23-35.
- Hart, R., 1973, A model for chemical exchange in the basalt - seawater system of oceanic layer II: Can. J. Earth Sci. 10, 799-816.
- Heinrich, E.W., ve Corey, A.F., 1959, Manganiyan andalusite from Kiawa Mountain, Rio Artiba County, New Mexico.: Am. Mineral., 44, 1261-1271.
- Karamata, S., Keesmann, I., Okrusch, M., 1970, Ein paragonit fithrender granat-quarzit im Raum Brezovica, Südserbien: N. Jb. Mineral., Monatshefte, 1970, 1-19
- Kleinschmidt, G., 1975, Die Plankogelserie in der südlichen Korallen unter besonderer Berücksichtigung von Manganquarziten: Verh. Geol. B. - A., 2-3, 351-362.
- Klemm, G., 1911, Über Viridin, ein Abart des Andalusiten: Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 32, 4-13.
- Kramm, U., 1973, Chloritoide stability in manganese rich low grade metamorphic Rocks, Venn-Stavelot Massiv, Ardennes: Contr. Mineral. Petrol., 41, 179-196.
- Kramm, U., 1976, The coticule rocks (spessartine quartziten) of the Venn-Stavelot Massiv, Ardennes, a volcanoclastic metasediment?: Contr. Mineral. Petrol., 56, 135-155.
- Lynn, D.C., ve Bonatti, E., 1965, Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments: Marine Geology, 3, 457-474.
- Meinhold, K.D. ve Frisch, T., 1970, Manganese-silicate-bearing metamorphic rocks from Central Tanzania: Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 493.507.
- Ödman, O.H., 1950, Manganese mineralization in the Ultevis district, Jokkmokk, Sweden: Sver. Geol. Unders. Arsbok., 41 (&), 76 s.
- Prider, R.T., 1960, Viridine From Mt Ragged, western Australia: Indian Mineral., 1, 42-47.
- Schiessstedt, M., 1976 Das Metamorphikum der Insel Gravdos, Griechenland: Braunschweig Univ., Doktora Tezi., 715 s.
- Schneiderhöhn, H., 1962, Erzlagerstaetten: Fischer Verl., Stuttgart, 371 s.
- Shabynin, L.I., 1950, Viridin iz Yakutu: Mem. Soc. Russe Mineral, 77, 203-214.
- Spooner, E.T.C., ve Fyfe, W.S., 1973, Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer: Contr Mineral. Petrol., 42, 287-304.
- Suzuki, J., Bamba, T., ve Suzuki, Y., 1965, On the viridine quartz schist from the Chici Area, Hidaka Province, Hokkaido, Japan: Proc. Jap. Acad., 41/8, 722-727.
- Tekeli, O., 1980, Aladağlarda peridotitlerle yakın ilişkili metamorfizelerin kökeni ve metamorfizması: Türkiye Jeoloji Kurumu 34. Bilimsel ve Teknik Kongresi, Bildiri özetleri, 40.
- Thennart, P., 1954, Decouverte de manganandalusite dans la massif du Ruvenzori, au Congo Belge: Compt. Rendu, 238, 1140-1141.
- Trommsdorf, V., Scwander, H., ve Peters, Tj., 1970, Mangansilikate der alpinen metamorphose in Radiolariten des Julier-Bernina Gebietes: Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt, 50, 539-545.
- Tröger, T.P., 1967, Optische Bestimmung gesteinsbildender Minerale, Bd. II.: Schweizerb. Veri., Stuttgart. 822 s.
- Wedepohl, K.H., 1960, Handbook of geochemistry: Springer Verl., Berlin 442 s.
- Winkler, H.G.F., 1967, Pedogenesis of metamorphic rocks: Springer Veri., Berlin 237 s.

Yazının yayıma verildiği tarih : 28.5.1981

Kuzey Anadolu Fayı İçin Önerilen Çok Fazlı Faylanma Mekanizması ve ilgili Depremlerin Öngörülmesi *

*A multiple mode of faulting mechanism proposed for the North Anatolian Fault and prediction of related earthquakes***

K. ERÇİN KASAPOĞLU Yerbilimleri Enstitüsü, Hacettepe Üniversitesi Beytepe - Ankara

ÖZ: Kuzey Anadolu Fayı (KAF) zonundaki gerilim (stress), birim-deformasyon (strain) ve yerdeğişim (displacement) dağılımları, fay çevresindeki plakaların analitik modeli üzerinde, sonlu elemanlar (finite elements) yöntemi ile araştırılmıştır. Arap plakasının kuzeye doğru hareketi, fayın doğu ucu çevresinde çekici gerilim birikimine neden olmaktadır. İlk faylanma, bu uçta çekici kırılma biçiminde oluşmakta; ve KD - GB yönünde, Doğu Anadolu Fayı (DAF) boyunca açılarak ilerlemektedir. DAF boyunca oluşan hareketler, KAF'ın doğu ucunda daha önce birikmiş olan çekici gerilimleri boşaltmakta; ve bu gerilim boşalması, KAF boyunca yeni bir gerilim - birimdeformasyon dağılımını oluşturmaktadır. Bu yeni dağılım ise, daha sonra, sürtünmeli dayanım ölçütü (frictional strength criterion) ne göre, 'kayma' (slip) biçiminde oluşan kırılmalara neden olmaktadır. KAF'ın doğu ucundan başlayarak batıya doğru ilerleyen bu makaslama (shear) kırıkları, 'ilerleyici faylanma' (progressive faulting) olarak tanımlanmışlardır. Bu ilerleyici kırıklar, fay zonunun orta kesimine erişmeden önce; faylanmanın üçüncü fazı, yine makaslama kırıkları biçiminde, fakat bu kez KAF'ın batı ucundan başlayarak geriye (doğuya) doğru ilerlemektedir. Faylanmanın bu üçüncü fazı ise, 'gerileyici faylanma' (retrogressive faulting) olarak tanımlanmıştır. Sonuç olarak, KAF için 'ilerleyici ve gerileyici darbeli-kayma' (progressive and retrogressive strike-slip) biçiminde bir faylanma mekanizması önerilmiştir.

Fay zonunda birikmiş olan elastik birimdeformasyon enerjisi, doğu ve batı kesimlerde oluşan ilerleyici ve gerileyici faylanmalar ile büyük ölçüde boşalmakta; fay zonunun orta kesiminde, büyük depremlere neden olabilecek önemli bir kırılmaya görülmektedir. Bu nedenle, fay zonunun bu orta kesimi, özellikle 33° D ve 35° D boylamları arası, bir 'sismik boşluk' (seismic gap) olarak nitelendirilebilir. Öte yandan, fay zonunun bu orta kesiminde sürekli bir birimdeformasyon enerjisi birikimine işaret sayılabilecek önemli bazı krip olayları gözlemlenmiştir. Bu nedenle, gelecekte büyük bir depremin bu sismik boşluk bölgesinde oluşabilme olasılığının ciddi bir biçimde düşürülmesi gerekir.

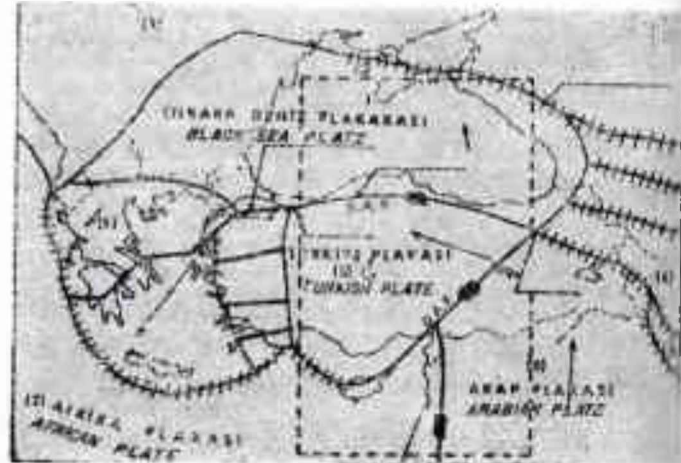
(*) 31 Mart - 5 Nisan 1980 tarihleri arasında İstanbul'da düzenlenen 'Kuzey Anadolu Fay Zonunda Depremlerin Öngörülmesi Araştırmaları Üzerine Disiplinlerarası Konferans' da sözlü bildiri olarak sunulmuştur.
(**) Orally presented at 'Interdisciplinary Conference on Earthquake Prediction Research in the North Anatolian Fault Zone' (March 31 - April 5, 1980 - İstanbul) in english.

ABSTRACT: Investigation of the nature of stress, strain and displacement distributions in the North Anatolian Fault (NAF) zone, has been attempted on an analytical model of the plates adjacent to the fault, utilizing the finite element techniques. Concentration of tensile stresses occurs around the eastern end of the fault zone, as a consequence of northward movement of the Arabian plate. Initial faulting occurs at this end, in the form of a tensile fracture, opens and propagates diagonally in NE - SW direction along the East Anatolian Fault (EAF). Movements along the EAF, releases the tensile stresses originally developed at the eastern end of the NAF; and thus causes a redistribution of stresses and strains in the NAF zone. This redistribution is responsible for the subsequent ruptures, predominantly in 'slip' mode; and associated with a frictional strength criterion. These shear fractures initially are described as 'progressive faulting'. Before these progressive a third mode of faulting begins, again as shear fractures, at the fault, towards east. This third mode of faulting is described as 'retrogressive'. So, the proposed faulting mechanism for the NAF, is a 'progressive and retrogressive strike-slip' mechanism.

The elastic strain energy accumulated in the fault zone, is largely released by these progressive and retrogressive ruptures in the eastern and western sections; and no important ruptures occur in the central section of the fault to cause large earth-quakes. Therefore, this central section of the NAF zone, specifically between the longitudes of 33° E and 36° E, may be considered as a 'seismic gap'. However, there are evidences of continuous creep events in the central section of the fault zone indicating a continuous strain energy accumulation in this area. Therefore, the possibility of a large earthquake to occur in the future in this seismic gap area, should be seriously considered.

GİRİŞ

Yaklaşık 1100 km, uzunluğunda ve 40 km, genişliğindeki Kuzey Anadolu Fayı (KAF) zonu, doğudan batıya hemen tüm Türkiye'yi kateden bir kuşaktır (Şekil 1). Türkiye'deki büyük şiddetteki ($M > 6.5$) depremlerin çoğunlukla bu kuşak içinde oluştukları bilinmektedir. Bunlardan sonuncusu, 19 Ağustos 1966 da Varto'da oluşan 6.9 şiddetindeki depremdir. Plaka tektoniği açısından bakıldığında; KAF'ın, kuzeydeki 'Karadeniz plakası' ile güneydeki 'Türkiye plakası' arasındaki sınırı oluşturduğu; ve sınır boyunca sağ-yanal atımlı hareketlerin yer aldığı görülmüştür (Şekil 2). Yeni küresel tektonik kuramı 'new theory of global tectonics' ise, KAF zonunu, geniş plakaların birbirine göre celi yanıl hareketlerinin sözkonusu olduğu şiddetli bir deformasyon bölgesi olarak algılamaktadır. KAF zonu, deprem konusunda, özellikle son birkaç on yılda daha etkin olmuştur. 1939 dan 1979 a kadar KAF üzerinde, 30° D ve 40° D boylamları arasında, 6.8 ve daha büyük şiddetle yedi deprem olmuştur. Ayrıca, KAF ile Doğu



Şekil 2: McKenzie (1972)'nin plaka tektoniği modeli (Kesik çizgiler, analitik model sınırlarını belirlemektedir).

Figure 2: Plate tectonics model of McKenzie (1972) (Dashed lines indicate the analytical model boundaries).

Anadolu Fayı (DAF)'nın kesim noktası çevresinde de çok sayıda küçük depremler kaydedilmiştir.

Şekil 3 üzerine yerleştirilmiş olan deprem verilerine göre KAF, kendine özgü farklı sismik özelliklere sahiptir. Deprem episantrları, fay boyunca, yığılmış bir dağılım göstermektedirler. Örneğin, fayın 33° D boylamına yakın kesimi, 26.11.1911 ve 1.2.1944 depremlerinde olduğu gibi bu depremlerden önce ve sonra da, etkin olmuştur. Öte yandan, fayın, bu depremler sırasında yer kabuğunun yarılmasına neden olan büyük kesiminde, 5.0 veya daha büyük şiddetle hiç bir deprem bildirilmemiştir. 26.12.1939, 26.11.1943 ve 1.2.1944 depremlerinin episantrları, fayın, bu depremlerden önce ve sonra, oldu depremlerin kaydedilmiş olduğu kesiminde yer almamıştır (Dewey, 1974).

Fay mekanizmasının anlaşılabilmesi için, KAF zonu üzerindeki gerilme (stress), birimdeformasyon (strain) ve yerli hareket



Şekil 1: KAF ve DAF zonlarının genel çerçevesi

Figure 1: General outline of the NAF and EAF

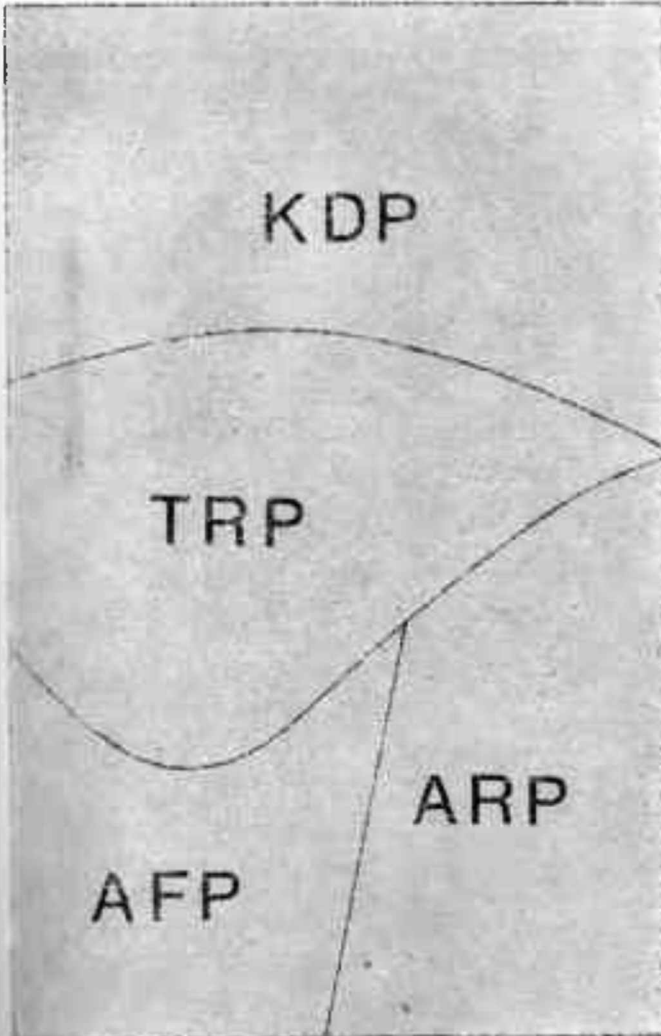


Şekil 2: KAF ve çevresinde sismisite (Dewey, 1973 denet).

Figure 2: Sismisity of the NAF and the vicinity (after Dewey, 1973).

(displacement)lerin fay boyunca dağılımlarının bilinmesi zorunludur. KAF zonunun orta kesiminde çok az sismik etkililik gözlemlenmektedir. Fayın mekanik açıdan kilitlenmiş gibi görünmesi bu orta kesiminde, sürekli bir birimdeformasyon birikimi vardır. Fay zonunun doğu ve batı kesimlerinde ise, daha önce birikmiş olan birimdeformasyonlar, bu kesimlerde oluşan küçük depremler ve asismik krip olayları ile büyük ölçüde boşalmaktadır. Kilitlenmiş olan orta kesimde biriken birimdeformasyonlar, geçmişte ancak büyük depremlerle boşalabilmektedir.

Bu çalışmada, KAF zonuundaki gerilim, birimdeformasyon ve yerdeğişim dağılımları, faya komşu plakaların analitik (komputer) modeli üzerinde, sonlu elemanlar (finite elements) yöntemi ile araştırılmıştır. Ancak, burada sunulan veriler, henüz geliştirilme aşamasında olan çalışmanın ilk kuramsal verileri olup; çalışma ile ilgili araştırmalar devam etmektedir. Bu sunumun temel amacı, KAF için önerilen faylanma meha-



Şekil 3: KAF'a komşu plakaların analitik modeli;

a) plaka sınırları, b) modelin sonlu elemanlara bölünümü.

Figure 3: The analytical model of the plates adjacent to the NAF;

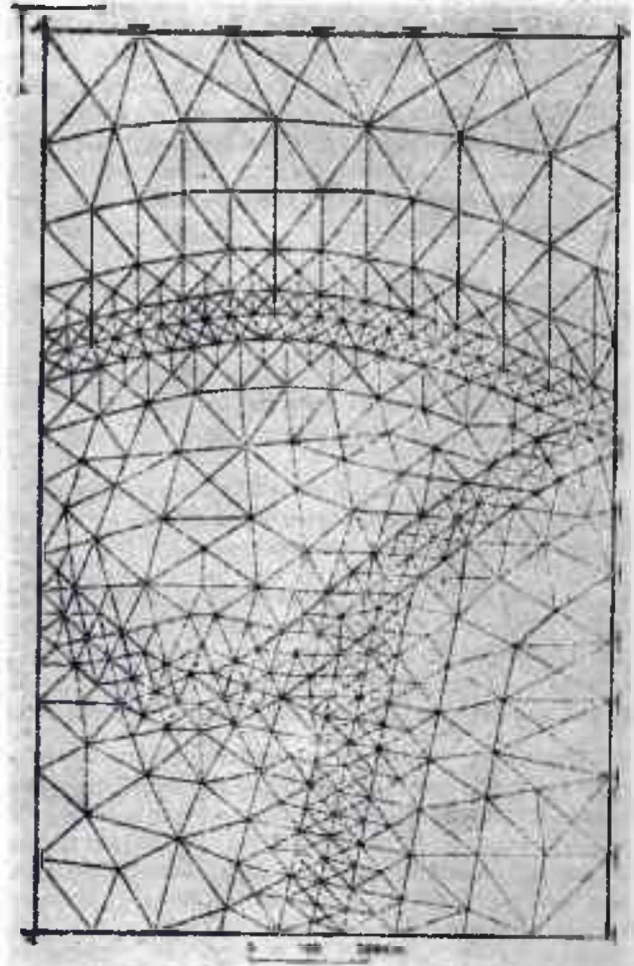
a) plate boundaries, b) finite element idealization of the model.

KDP : Karadeniz plakası — Black Sea Plate

TRP : Türkiye Plakası — Turkish Plate

AFP : Afrika Plakası — African Plate

ARP : Arap Plakası — Arabian Plate



nizması ve ilgili depremlerin öngörülmesi konusunda bir tartışma ortamı oluşturmaktadır.

MODEL HAZIRLANMASI

KAF zonundaki gerilim, birimdeformasyon ve yerdeğişim dağılımlarını sonlu elemanlar yöntemi ile kuramsal olarak çözümlenmek amacıyla; KAF'a bitişik plakaların (Şekil 4a) bir analitik (kompüter) modeli (Şekil 4b) hazırlanmıştır. Uygulanan sonlu elemanlar yöntemi, sözkonusu modelin sınırlı sayıda iki boyutlu (düzlemsel) üçgen elemanlara bölünmesini; ve modelde belirlenen süreksizlik (örğ., plaka sınırları ve faylar gibi) boyunca çift düğüm noktalarının kullanımını gerektirir (Kasapoğlu, 1976). Çözümlemede, yenilme ölçütü olarak, 'çekici kesimli Coulomb - Navier ölçütü' (Coulomb - Navier criterion with tension cut-off) kullanılmıştır. Modele uygulanan iki boyutlu birimdeformasyon çözümlemesinde, gerçek plaka hareketlerine en iyi benzetişimin sağlanması amaçlanmıştır. Model çözümlemede kullanılan sonlu elemanlar ağı, 855 üçgen eleman ve 502 düğüm noktası içermektedir. Modelde kullanılan malzeme özelliklerinin belirlenmesinde, 40 km. lik bir plaka kalınlığı ve standart karasal ve denizel kesitler esas alınmıştır. Model sınır koşulları için; Karadeniz plakasının hemen hemen hareketsiz, Arap plakasının ise, Afrika plakasına göreceli olarak, kuzeye doğru hareket ettiği varsayılmıştır. Modelde itici güç olarak kullanılan bu hareket, modele, yerdeğişim sınır koşulu (displacement boundary condition) olarak uygulanmıştır.

GERİLİM BİRİMDEFORMASYON VE YERDEĞİŞİM DAĞILIMLARI

Modele uygulanan sınır koşulları altında, KAF zonu içindeki gerilimler ve yerdeğişimler, fay boyunca, düzgün olmayan (non-uniform) bir dağılım göstermiştir.

KAF ile DAF'ın kesim noktaları çevresinde, gerek dikey (normal) gerek teğetsel (tangential) gerilim ve birimdeformasyonlar, genellikle çekici niteliktedirler.

Modelin bükülme özellikleri ve modelde oluşan birimdeformasyonların türü, genelde, modele uygulanan sınır koşullarına bağlıdır. Modelde gözlenen yandeki yerdeğişim ve birim deformatasyon biçimleri, özellikle plakaların iç kısımları ile fay zonu arasındaki katılık (stiffness) farkını yansıtmaktadır.

Uygulanan sınır koşulları altında, modeldeki en büyük maksal gerilimi birikimleri, fay zonu boyunca doğu ve batı uçlarında oluşmaktadır; ancak, bunların her zaman fay düzlemi boyunca oluşması gerekmemektedir. En büyük maksal gerilimi eğrilerinin fay zonu boyunca doğu ucunda birikmiş olmaları, aynı zamanda, plakaların dönüsel (rotational) deformatasyonların, fay mekanizması üzerindeki etkinliğine de işaret sayılmaktadır.

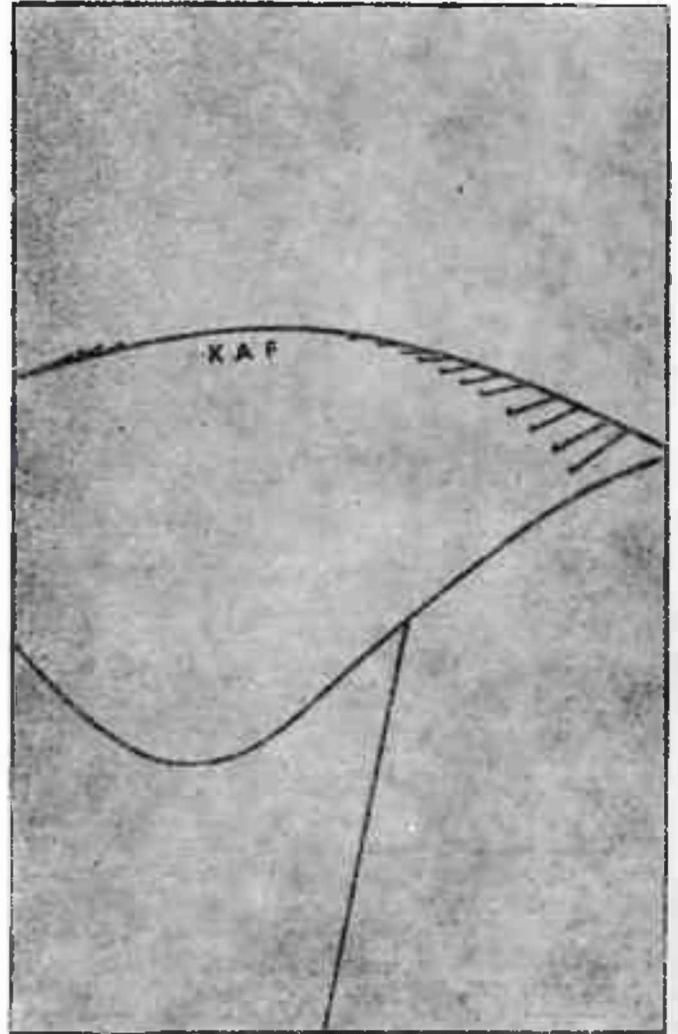
Yönleri ve şiddetleri açısından, model içinde homojen (uniform) olmayan bir dağılım gösteren en büyük ve en küçük esas gerilimler (principal stresses), fay zonu boyunca kuzey ve güneyinde önemli farklılıklar; doğu ve batı uçlarında ise, önemli gerilim birikimleri oluştururlar. Model çözümlemeden elde edilen bazı yerdeğişimlerin KAF boyunca belirli bazı noktalardaki yönleri, Şekil 5'de; aynı noktalardaki en büyük ve en küçük esas gerilimler ise, Şekil 6'da gösterilmiştir. Bu verilerin

bazıları, Canitez (1973) ve Alptekin (1973)'ün odak mekanizması çözümleri ile elde ettikleri verilerle az çok uyum halindedir.

KAF zonu, genel olarak, sıkıştırıcı (compressive) bir gerilim alanı içindedir. Ancak, KAF'ın doğu ucunda küçük bir çekilme (tension) zonu vardır ki, bu da, Arap plakasının kuzeye doğru itmesi ile oluşan döndürme momentinin bir sonucudur.

FAYLANMANIN MEKANİZMASI

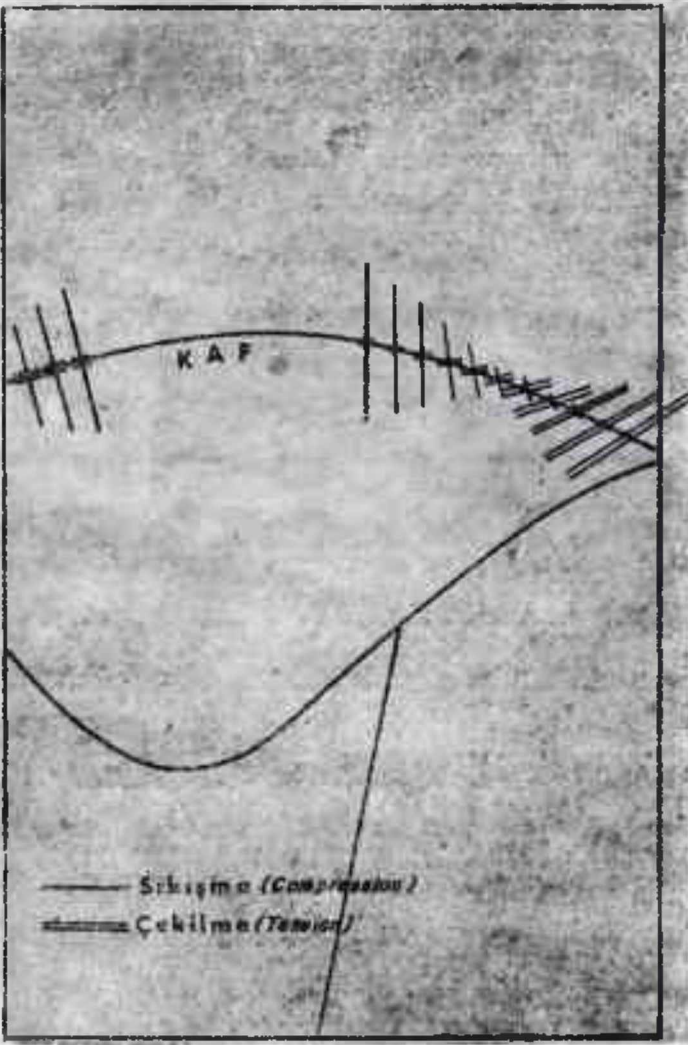
İlk faylanma, KAF'ın doğu ucunda çekici kırılma biçiminde oluşmakta; ve oluşan kırık, diyagonal olarak KD-GB doğrultusunda, DAF boyunca açılarak ilerlemektedir. DAF boyunca oluşan kırıklar, daha önce KAF'ın doğu ucunda birikmiş olan çekici gerilimleri boşalmakta; ve KAF zonunda yeniden bir gerilim ve birimdeformasyon dağılımı oluşturmaktadır.



Şekil 5: KAF boyunca belirli bazı noktalardaki bazı yerdeğişimler

Figure 5: Relative displacements at some particular points along the NAF.

KAF: North Anatolian Fault.



Şekil 6: KAF boyunca belirli bazı noktalardaki en büyük ve en küçük asal gerilmeler.

Figure 6: Major and minor principal stresses at some particular points along the NAF.

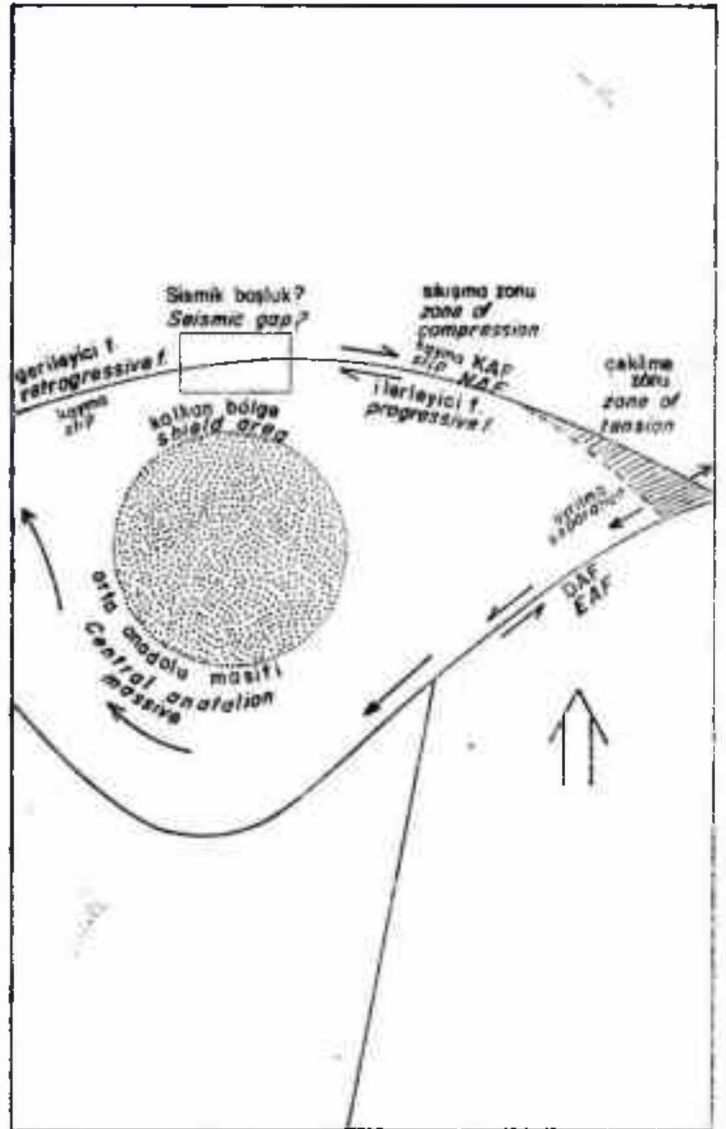
KAF : North Anatolian Fault

tadır. Bu yeni gerilim - birimdeformasyon dağılımı oluşturmaktadır. Bu yeni gerilim - birimdeformasyon dağılımı ise, 'ürtünmeli dayanım ölçütü' (frictional strength criterion) ne göre, özellikle 'kayma' (slip) biçiminde oluşan daha sonraki kırılmaları nedeni olmaktadır.

KAF'ın doğu ucundan başlayarak batıya doğru ilerleyen bu mukasama kırılmaları, 'ilerleyici faylanma' (progressive faulting) olarak adlandırılmıştır. Bu ilerleyici kırılmalar fay zonunu orta kesimine erirmeden önce; üçüncü bir faylanma biçimi, yine mukasama kırılmaları şeklinde, KAF'ın batı ucundan başlayarak geriye (doğuya) doğru ilerlemektedir. Bu ikinci faylanma biçimi ise, 'gerileyici faylanma' (retrogressive faulting) olarak adlandırılmıştır (Şekil 7). Sonuç olarak, KAF için önerilen faylanma mekanizması, 'ilerleyici ve gerileyici darbelli-kayma' (progressive and retrogressive strike-slip) biçimindedir.

SONUÇLAR

KAF zonunda birikmiş olan elastik birimde formasyon enerjisi, fay zonunun doğu ve batı uçlarında oluşan ilerleyici ve gerileyici darbelli-kayma biçimindeki faylanmalar ile büyük ölçüde boşalmakta; ve fay zonunun orta kesiminde, büyük depremlere neden olabilecek önemli kırılmalar oluşmamaktadır. Bu nedenle, KAF zonunun bu orta kesimi, özellikle 33° D ve 35° D boylamları arası, bir 'sismik boşluk' (seismic gap) olarak nitelendirilebilir. Gerçekten, fay zonunun bu orta kesiminde, sürekli birimdeformasyon enerjisi birikimine işaret sayılabilecek krip olayları gözlenmektedir (Aytun, 1973). Bu nedenle, gelecekte büyük bir depremin bu sismik boşluk bölgesinde oluşması olasılığının ciddi bir şekilde düşütülmesi gerektir.



Şekil 7: KAF için önerilen çok fazlı faylanma mekanizması

Figure 7: The multiple mode of faulting mechanism proposed for the NAF

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alptekin, Ö., 1973, Focal mechanism of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications; Ph. D. Thesis, New Mexico Mining and Technology Institute, U.S.A.
- Aytun, A., 1973, İsmetpaşa istasyonu civarında kırp ölçümleri: Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşası Sempozyumu (29, 30, 31 Mart - 1972), M.T.A. Enstitüsü, Ankara, 114-121
- Canitez, N., 1973, Yeni kabuk hareketlerine ilişkin çatismalar ve Kuzey Anadolu Fayı problemi: Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşası Sempozyumu (29, 30, 31 Mart - 1972), M.T.A. Enstitüsü,

Ankara, 35-58

- Dewey, J. W., 1971, Turkey's North Anatolian Fault comparison with San Andreas Fault; U.S.G.S., Earthquake Information Bull., 6, 13, 12-16.
- Kasapoğlu, K.E., 1976, Fay mekanizmasının saptanması ve olası depremlerin öngörülmesinde analitik yöntemlerden yararlanma; Yerbilimleri, 2, 1, 93-96
- McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region; Geophys. Jr. Astr. Soc., 30, 103-185

Yazının yayına verildiği tarih : 4.6.1981

Toroslarda, Aladağ Ofiyolitli Melanjının Özellikleri

The characteristic features of Aladağ ophiolitic melange (Taurus mountains)

Okan TEKELİ Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Aladağ Ofiyolitli Melanjı'nın iç yapısında birbirinden farklı özellikler taşıyan üç bölüm ayırt edilir. Bunlardan en alttaki "düzgün taban istifi", üzerindeki "olistostrom bölümü" ve en üstteki ise "kaotik bölüm" olarak adlanmıştır.

Aladağ Ofiyolitli Melanjının düzgün taban istifinin ve olistostrom bölümünün oluşmasında, çekim kuvvetleri etkisinde kütle akma ve kayma mekanizmaları etkin olmuştur. En üstte yeralan kaotik bölüm ise tektonik kuvvetlerin etkinliğinde blok yığılması türünde bir mekanizmayla oluşmuştur.

Aladağ Ofiyolitli Melanjı'nın oluşum ortamı, duraylı bir kıta kenarının bozulması aşamasında, Üst Triyas-Alt Kretase yaştaki kıta şelfine ait karbonat platformunun üzerinde gelişmiş olan Senoniyen havzasıdır.

Aladağ Ofiyolitli Melanjı temelini oluşturan karbonatlarla çökelme dokanaklıdır. Bu nedenle ofiyolitli melanj kayast-ratigrafi birimi özelliklerini bugün bulunduğu ortamda kazanmış, otokton konumlu bir birim olarak değerlendirilmelidir.

ABSTRAO / Three different units which have different characteristics were identified within the Aladağ ophiolitic melange. The lowest one is called "uniform basal sequence", the middle one "olistostrome sequence" and the top unit "chaotic sequence".

Gravitational mass-flow and slide mechanism were effective during the formation of the first two sections. The chaotic section, however, was formed by block accumulation due to tectonic activity.

The Aladağ ophiolitic melange acquired its lithostratigraphic features within the Senonian basin which was formed over the Upper Triassic-Lower Cretaceous platform carbonate basement.

The contact between the ophiolitic melange and the carbonates which constitute the basement of the melange is depositional. Aladağ ophiolitic melange should be considered as an autochthonous lithostratigraphic unit which acquired its properties in the site of formation.

GİRİŞ

Anadolu'da en yaygın kayastratigrafi birimlerinden birisi ofiyolitli melanjdır. Bailey ve Mc Callien (1950)'den beri melanj terimi jeoloji literatüründe kullanılmaktadır. Bu terimden bloklu ve kaotik bir iç yapıya sahip, çoğunlukla ofiyolit topluluğu kayalarını kapsayan bir kayastratigrafi birimi anlaşılmaktadır. Gannser (1974)'in Alp-Himalaya Kuşağı ofiyolitli melanjlarıyla ilgili çalışmasında tartışılan bazı temel sorunlara Aladağlar'da yaptığımız çalışmalar ışığında katkıda bulunmak amacıyla bu yazı hazırlanmıştır. Bu çalışma MTA Enstitüsü Temel Araştırmalar Dairesi'inde yürütülen Toros Ofiyolit Projeleri kapsamında yapılmıştır.

Aladağlar'ın genel jeoloji özellikleri Blumenthal (1952) tarafından ortaya konmuştur. Bölgede Üst Triyas-Alt Kretase yaşta platform karbonatları üzerinde yeralan ofiyolit kökenli kaya toplulukları üç guruba ayrılır. Bunlardan en alttaki Senoniyen yaşta ve melanj karakterli ofiyolitik bir kaya topluluğu niteliğindedir. Üzerinde ise tabanında metamorfik istif taşıyan peridotitler yeralır (Şekil 1).

ALADAĞ OFİYOLİTLİ MELANJİ

Aladağlar'da Devoniyen'den Senoniyen başlangıcına kadar uzanan istiflerin üzerinde yeralan ofiyolitli melanjın iç yapısı ayrıntılı olarak incelendiğinde istif özelliği, yapısal özellikleri ve kayatürü kapsamı açısından birbirinden farklı bölümler içerdiği görülür. Bu farklı özelliklere dayanarak Aladağ Ofiyolitli Melanjı'nın iç yapısında üç ana grup ayırt edilebilir. Bunlar sırasıyla, en altta düzenli istif özellikleri taşıyan bir bölüm, bunun üzerinde olistromların yaygın olduğu bir bölüm ve üstte de kaotik bir iç yapının egemen olduğu bir bölümdür.

Düzenli Taban İstifi. Aladağ Ofiyolitli Melanjı'nın tabanında hemen her yerde düzenli istif özellikleri taşıyan bir bölüm yeralır. Bazı bölümlerde bu istifin yağı Senomaniyen-Maestrihtiyen olarak saptanmıştır. Kayatürü Özellikleri çok farklı olan bu bölüm, Üst Triyas-Alt Kretase yaştaki platform karbonatları üzerinde çoğunlukla keskin bir dokanakla, uyumsuz olarak yeralır. Düzenli taban istiflerinin göze çarpan bir özelliği de çabukça yanal fasiyes değişimleri göstermesidir. Bunun nedeni, çökemenin blok faylanması uğramış bir paleotopografya üzerinde gelişmiş olmasından kaynaklanır. İstifte en yaygın kayatürleri bol ofiyolit kırıntılı türbidit ve çakıl boyu kireç içeren tane akması çökelleri, çökel serpantinler, pelajik mikrik ve çamurtaşlarıdır.

Ofiyolit Kırıntılı Türbidit Çökelleri. Divrik Dağı çevresi, Eğri Gedik ve Karanfil Dağı güneyi bol ofiyolit kırıntılı türbidit istiflerinin yaygın olduğu yerlerdir.

Divrik Dağı doğusunda ve Eğrigedik'te platform karbonatları üzerinde uyumsuzlukla yeralan, kalınlığı yaklaşık 20 m olan ve konglomera düzeyi ile başlayıp, üst düzeylere doğru tane boyu gittikçe incelen bol ofiyolit kırıntılı kalsitürbidit istifi yeralır. İstifte düzgün ve dereceli tabakalanma yaygındır. İri taneli seviyelerde bol oranda kireçtaşı, radyolarit, çört, bazalt, plajiolklazit, serpantin gibi ofiyolit kökenli ve kuvarsit, amfibolit gibi metamorfik kaya kırıntıları yaygındır. Kireçtaşı litoklastları farklı fasiyes ortamlarına aittirler ve deformasyon sonucu gelişmiş uzun merce-

ğimsi yapılı olmaları dikkati çeker. Radyolyalı mikrit foraminiferli çamurtaşı sık rastlanan karbonat litoklastlarıdır.

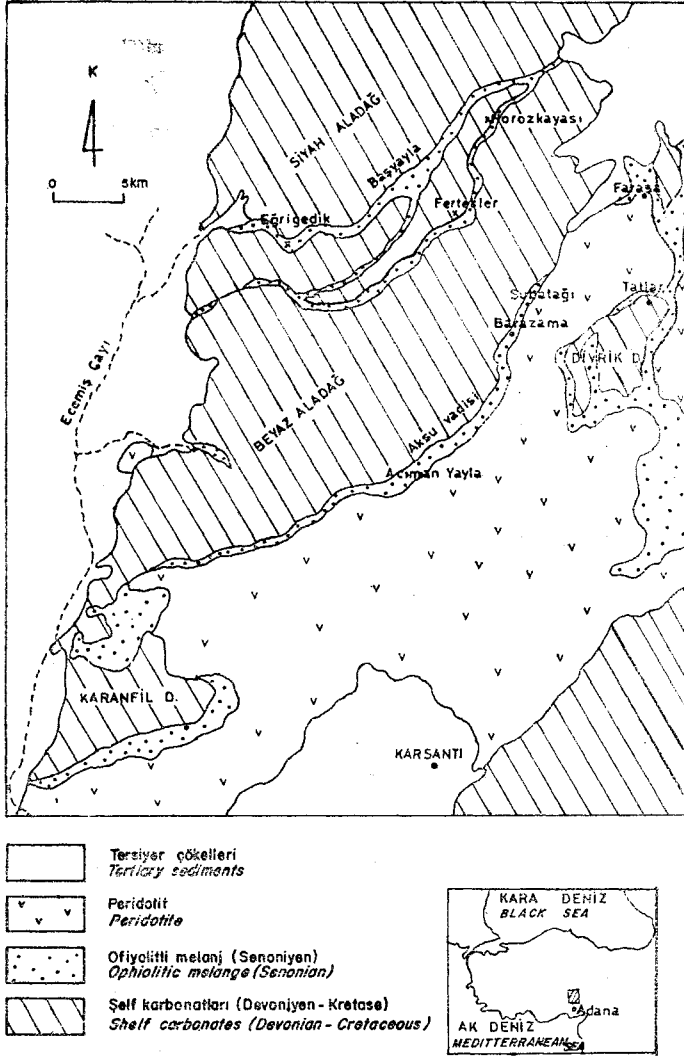
Karanfil Dağı güneyinde platform karbonatları üzerinde uyumsuz ilişkili olarak yer alan türbiditik istifin en alt seviyelerini bazen globotruncanal mikritler oluşturur. Üst seviyelere doğru farklı oranda ofiyolitlerden türemiş kırıntılar içeren kireçtaşına geçer; çoğunlukla da istif doğrudan bu kayatürü ile başlar. Türbidit istifin önemli bir bölümü kuvars, feldispat ve ofiyolitlerden türemiş kırıntıların yoğunluk kazanması sonucu kireç hamurlu grovak türündedir. Kireç istifi ile grovak arasında değişen kayatürü bileşimli türbidit istiflerinin üst seviyelerinde, 5-10 marası kalınlıklarda merccekler oluşturan, sıg ortamdan türemiş resifal organizma ve kavkı (rudist) parçalı konglomeratik kireçtaşı seviyeleri yeralır (Levha 1, Şekil 1). Litoklastların dokanakları sütürlü olup aralarında serpantin kırıntıları yeralır. Türbidit istifi içinde yeralan merccek biçimindeki konglomeratik bölümlerin tane akması çökelleri olması olasıdır.

Çökel Serpantinler. Divrik Dağı çevresi Horozkayası güney, doğusunda ve Karanfil Dağı güneyinde çökel serpantinler yaygın olarak görülür.

Çökel serpantinler, Divrik Dağı çevresinde platform karbonatları üzerinde uyumsuz olarak yeralır (Levha 1, Şekil 2). Açık ve koyu yeşil renk aralanmalı, laminalı, bazı seviyeleri farklı oranda serpantin çakıllı, bazıları ise temele ait kireçtaşı çakıllıdır. Üst seviyeleri siyah şeyi hamurlu olistromla geçişlidir. Mikroskopik gözlemlerde laminalı, bazı seviyeleri farklı oranda serpantin çakıllı, bazıları ise temele ait kireçtaşı çakıllıdır. Üst seviyeleri siyah şeyl hamurlu olistromla geçişlidir. Mikroskopik gözlemlerde laminalı bölümlerin serpantin çamuru ile karbonat aralanmasından oluştuğu görülür. Lamina yüzeyleri bazen kaygan biçiminde serpantin içerir; seyrek olarak da serpantin kırıntılıdır.

Fertekler yöresinde, Senoniyen yaşlı mikritler üzerinde yeralan çökel serpantinler bloklu bir yapıya sahiptir. Çoğunlukla dm-m boyutlarda olan bloklar tümüyle karbonat kayalarıdır. Blokların diziliminde belirli bir stratigrafik denetimin varlığı izlenmiştir. Blokların çoğu gri-pembe, masif, çörtlü kireçtaşı ve bol ofiyolit kırıntılı kireç hamurlu kumtaşı türündedir. El örneğinde kireçtaşı bloklarıyla çökel serpantin dokanağının keskin ve çizgisel olmayıp, parçalı görümlü olduğu izlenir (Levha 1, Şekil 3). Kireçtaşı bloğunun içinde de kılcal serpantin damarları göze çarpar. Dokanakta kireçtaşının parçalı yapısı ve çökel serpantin dokanağı izleyen dalgalı yapısıyla belirlenen plastik deformasyon önem taşır. Bu bölüm mikroskop altında incelendiğinde, kireçtaşının ve çökel serpantin dokusal özelliklerinde "stress" etkilerini yansıtan parçalanma, milonitleşme, makaslanma ve rekristalizasyon gibi ikincil dokusal yapılara rastlanmamıştır. Bu nedenle izlenen plastik deformasyon yapılan, kaya henüz taşlaşmadan (lithification) çökelleme ortamında kazanılmış olmalıdır.

Karanfil Dağı güneyinde, çökel serpantinler türbidit istifi üzerinde çizgisel bir dokanakla yeralır. Çökel serpan-



Şekil 1: Aladağ ofiyolitli melanjının yayılımını gösteren kroki harita.

Figure 1: Schematic map illustrating- the distribution of Aladağ ophiolitic melange.

tinitler dm-m boyutlarında koyu gri, masif kireçtaşı blokları içerir. Makroskopik boyutlardaki kireçtaşı bloklarının konumları incelendiğinde, bunların az çok belirgin yanal bir dizilim gösterdikleri görülür ve tüm kireçtaşı blokları aynı dokusal özellikleri taşır. Bu nedenle kireçtaşı bloklarının konumunda bu bölgede de stratigrafik bir denetimin varlığından sözedilebilir.

Bloklara oranla daha yaygın olan ve hamur özelliği taşıyan çökel serpantinitlerin genel olarak karışık bir iç yapısı vardır. Çamurtaşına benzer laminal bölümler sm-dm boyutlarda serpantinit çakılıdır. Çökel serpantinitin bazı bölümlerinde bol oranda cm-dm boyutlarda kireçtaşı çakılı veya olistostrom yapılı ve bol karbonatlı ara tabakalara rastlanır. Bu bölümlerde hamur serpantin kırıntılı, iskelet parçaları ve oolit taneleri içerir (Levha 1, Şekil 4). Oolit-

lerin büyük bir bölümü kısmen yeniden kristallenmiş ve yasılaştırılmıştır. Kayada oolitlerin tümünün aynı yönde basıklaşması sonucu, belirgin bir yönlendirme gelişmiştir.

Bu birimde önemli bir özellik, makaslama biçiminde bir deformasyonun yaygınlığıdır. Bu olay, birimin çökme ortamında kazandığı dokusal ve yapısal özelliklerin tanınmasını oldukça güçleştirmektedir. Bu nedenle özellikle çökel serpantinitler içinde yer alan kireçtaşlarının bloku yapısının kazanılmasında çökme sırasındaki olayların ve daha sonraki deformasyonun payının neler olduğunu ayırtmak oldukça güçleşmiştir.

Konglomeratik Çökeller. Bu birim, Beyaz Aladağ'ın güney yamacında Subatağı ile Aksu dere vadisi boyunca ve Karanfil Dağı kuzey yamacında yaygındır.

Subatağında platform tipi karbonatlar üzerinde uyumsuz ilişkili olarak konglomera, kumtaşı ve kıltaşı ardalı bir istif yer alır. İstifte, kötü boylanmış çok köşeli temele ait kireçtaşı çakılları, kum boyu bir hamur içerisinde gelişmiş güzel dağılmıştır (Levha I, Şekil 5). Çakıllı bölümler istifin alt bölümünde daha boldur. Genellikle merceksel olarak görülen çakıllı düzeylerin hamurla olan dokanakları belirsizdir. İstifte çakılların bolluk derecesine bağlı olarak kötü gelişmiş bir tabakalanma görülür. Hamuru oluşturan kum boyu malzeme radyolarit, volkanit ve serpantinit kırıntılılarından oluşmuştur. Hamur masif görümlü, tabakalanmasız ve ilkel çökme yapılarından yoksundur. Kum boyundaki kırıntılar köşeli ve tane desteklidir. Birimde yer alan tümüyle kireçtaşı çakıllı konglomeratik bölümlerin, temeli oluşturan kireçtaşından türemiş olması ve bunların boylanmasız ve çok köşeli oluşu, kaynak alanın çökme ortamına yakın olduğunu gösterir. Çakıllı bölümlerin ve hamurun iç yapısına göre bu istif tane aksama benzer bir olaya bağlı olarak çökelmiş olmalıdır.

Pelajik Mikrit ve Çamurtaş. Ferteklerde, Divrik Bağı ve Karanfil Dağı çevresinde ofiyolitli melanjın tabanında, bazen uzun yanal süreklilik gösteren, bazen de düzgün taban istifinin diğer birimleriyle yanal geçişli pelajik mikrit-çamurtaş ardalı türünde istifler görülür. Bunlar genellikle platform tipi karbonatlar üzerinde taban konglomerası ile yer alır. Bu istifin üstünde bol ofiyolit kırıntılı türbiditik kireçtaşları veya tane akması koşullarını yansıtan kumtaşı-mikrokonglomera istifi yer alır.

Faraşa Köyü güneydoğusunda, Yiğilçakal Tepe'den güneye doğru gidildiğinde temeli oluşturan platform karbonatları ile geçiş gösteren mikrit çamurtaş ve radiolarit ardalı, Senoniyen yaşta bir düzenli istifin yer aldığı görülür, ve üst seviyelere doğru bol ofiyolit malzemesi içeren olistostrom tipinde bir istife geçiş gösterir.

Aladağ ofiyolitli melanjının en alt bölümlerinde yaygın olarak gözlenen düzgün istif özellikleri taşıyan bölümlerle ilgili önemli sonuçları şöyle sıralayabiliriz:

— Düzenli taban istifi, çökme ortamının temelini oluşturan platform tipi karbonatlar ile çökme dokanaklı ve genellikle uyumsuz ilişkili, ender olarak da geçişlidir.

— Düzenli taban istifinin büyük bir bölümünü oluşturan kırıntılı istiflerin çökmesinde kütle akmalarının önemli ölçüde payı olmuştur. Bu tür istiflerin çöklediği Senoniyen havzası, bir taraftan ofiyolitik bir kaynak sahadan, diğer taraftan da resifal bir ortamdan beslenmiştir.

— Düzenli taban istifinin bazı bölümleri, otokton bir çökmeyle yansıtan pelajik istifleri kapsar.

— Düzenli taban istiflerinin ani yanal fasiyes değişimleri göstermesi, Senoniyen havzasının blok faylanmasına uğramış engebeli bir paleotopografya üzerinde geliştiğini gösterir. Otokton çökeller paleohorstlarda, kütle akması çökelleri ise paleoçukurluklarda gelişmiştir.

— Düzenli taban istifinin kırıntılı bölümlerinde yaygın ve belirgin olarak tanelerin basıklaşması biçiminde bir iç deformasyon gelişmiştir.

Olistostrom Bölümü

Divrik Dağı doğusunda ve Delialıuşağı Köyü ile Tatler Mahallesi arasında ofiyolitik melanjın düzgün taban istifi olistostrom çökellerine geçiş gösterir.

Divrik Dağı doğusunda çökel serpantinitle üzerinde 30-50 m kalınlıkta olistostrom istifleri yer alır. Olistostromun hamuru genellikle siyah-koyu kahverengi şeyl, bazen de volkanik kökenli yeşil renkli şeyl veya kırmızı, silisleşmiş şeyli türündedir. Şeyl hamuru içinde iri kum, çakıl ve küçük blok boyutlarında kireçtaşı kırıntılılarına rastlanır. Bunların çoğu hamurla çökme ilişkilidir. Bazı bölümlerde olistostrom, üst seviyelere doğru kırmızı radyolarit istifi geçicidir.

Delialıuşağı Köyü ile Tatar Mahallesi arası olistostrom bölümünün en yaygın olduğu yerdir. Burada olistostromun alt bölümünde hamur, alacalı renkli çamurtaşı türündedir. Bu bölümde rastlanan bloklardan bir bölümü yabancı kökenli, diğeri ise olistostromun hamuruyla aynı ortamda çökelmiş akma sırasında bloklaşmış sert veya masif bölümlere aittir. Yabancı blokların çoğunluğu Permiyen kireçtaşıdır. İkinci ise 5-30 m arası kalınlıkta, mercek biçimli, bol ofiyolitik kırıntılı kireçtaşıdır. Kireçtaşı, bol oranda oolit ve ekinoderm, çamurtaşı, çörek, ofiyolitiklerden türemiş kaya parçaları, kırmızı radiolaryalı çamurtaşı taneleri içerir. Tane şuurlarının çoğu mikrostylolitik sütür yapılı ve buna bağlı olarak da sıkı istiflenmelidir.

Olistostromun üst bölümleri ise hamur ve blok bileşimi ve yapısal özellikleri açısından alt bölümden ayrılıklar taşır. Burada olistostromun hamuru alacalı renkli, farklı oranda serpantin kırıntılılarıyla karışık çamurtaşı türündedir; hamurla ilksel ilişkili kireçtaşı çakıllarına sıkça rastlanır. Yabancı blok olarak diyabaz, serpantin, amfibolit ve volkanit kumtaşlarına rastlanır.

Olistostromun üst bölümünde makro-mikro boyutlarda yaygın makaslanma izlenir. Bu bölüm genel olarak makro-mikro boyutlarda makaslama deformasyonuna uğramış bir olistostrom olarak tanımlanabilir.

Kaotik Bölüm

Ofiyolitik melanjın düzenli taban istifi ve olistostrom bölümü üzerinde yaralan kaotik yapı bir bölüm Divrik Dağı doğusunda, Acıman Yayla'da ve Basyayla Koridoru'nda yaygındır. Kaotik bölümün genel görünümü yumuşak bir morfoloji içinde gelişigüzel saçılmış değişik boyutlarda masif ve iyi taşlanmış kaya blokları biçimindedir (Levha 1, Şekil 6). Yumuşak morfoloji gösteren bölümler düşük derecede taşlanmış, (lithification) veya ileri derecede ayrılmış kayatürleri kapsar; volkanik fliş, volkanotortul, olistostrom, volkanik gereç ve radyolarit kırıntılı kütle akmaları, serpantin gibi birbirleriyle kaotik ilişkili kayatürleri bu bölümde yaygındır. Morfolojik çıkıntılar oluşturan blok görümlü kayalar olarak radyolarit, çörtlü kireçtaşı, masif kireçtaşı, volkanik breş, granodiyorit, diyabaz, gabro, ve metamorfik kayalara rastlanır. Bütün bu kayatürleri birbirleriyle kaotik ilişkili olmakla birlikte farklı kaya parçalarının uzun eksenlerinin yönelmesi açısından bir yapısal denetimin varlığı ve her kaya parçasının da kendisine özgü bir iç deformasyon taşıması göze çarpan özelliklerdir. Kaotik bölümde hamur olarak tanımlanabilecek bir malzeme yoktur ve bu bölümde otokton çökellere de rastlanmamıştır.

Kaotik bölümün oluşması ve kaotik yapının kazanılmasında etkin olan olay, düzenli bir ofiyolitik diliminin parçalanması ve değişik boyutlardaki parçaların Senoniyen havzasına bir tür yığılması olarak tanımlanabilir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Ofiyolitik melanj ile ilgili birçok temel sorunlar doyurucu bir açıklamaya kavuşmamıştır. Farklı bölgelerde yapılmış çalışmalar birbirinden oldukça farklı çözümler getirmiştir. Burada üzerinde durmak istenen sorunların başında ofiyolitik melanjın hangi ortamda, hangi mekanizmalarla oluştuğu ve bugünkü konumunun ne olduğudur.

Melanjin oluşum ortamı ile ilgili olarak benimsenmiş görüş yitme kuşağı modelleridir (Dewey ve Bird, 1970; Dimitrijevic ve Dimitrijevic, 1973; Gansser, 1974). Bunun yanında doğu Ligurian Apeninlerinde ofiyolitik melanjın ve Kaliforniyada Kaweah serpantin melanjının okyanus sirtlarında (Barret ve Spooner, 1977; Saleeby, 1979) Kıbrıs'taki Melanjı'nın ise kıta kenarı-okyanus kabuğu çarpışma zonunda oluştuğu öne sürülmektedir (Robertson, 1977).

Aladağ ofiyolitik melanjı kayastratigrafisi birimi özelliklerini Üst Triyas-Alt Kretase yaşta platform tipi karbonat temeli üzerinde gelişen Senoniyen havzasında kazanmıştır. Bu nedenle Aladağ Ofiyolitik Melanjı'nın oluşum ortamı, kıta şelfinin üzeridir.

Melanjin oluşum mekanizması için yine farklı yorumlar yapılmaktadır. "Ligurian napı ofiyolitik melanjının yapıcı levha sınırlarında sırta paralel dik faylar, dönüşüm fayları (transform fault) ve sirtla açılı faylarla parçalanması sonucu oluştuğu öne sürülmektedir (Barret ve Spooner, 1977). Buna benzer bir mekanizma Kaliforniya'da Kaweah serpantin melanjı için de benimsenmiştir (Saleeby, 1979). Dinarit-

lerdeki melanjlar için yitme kuşaklarında etkin olistostrom mekanizması (Dimitrijevic ve Dimitrijevic, 1973); Kıbrıs'taki Moni Melanjı için ise bentonik kil ve radyolaryalı silttaşı türünde otokton hamur içine gravite kaymalarıyla yerleşmiş kaya bloklar türünde bir mekanizma geliştirilmiştir (Robertson, 1977).

Aladağ Pıfiyolitli Melanjı'nın oluşumunda ise graviteye bağlı kütle akması mekanizmaları önemli bir rol oynamıştır. Bu olaylar daha çok melanjın alt bölümü olan düzenli taban istifinde ve olistostrom bölümünde yaygındır. En üstte yeralan kaotik bölüm ise, büyük ölçüde bir ofiyolit topluluğuna ait kayaların farklı boyutlarındaki parçalarının Senoniyen havzasına bir tür yığılması sonucu oluşmuştur.

Ofiyolitli melanjın konumu ile ilgili görüşler de oldukça farklıdır. Yaygın görüş bu birimin nap karakterli, tabanı üzerinde alloktan bir birim olduğudur (Ricou, 1971; Glennie ve diğerleri, 1974; Gansser, 1974; Hail, 1976). Farklı olarak doğu Ligurya Apeninlerinde ofiyolitli melanjın Üst Jura-Kretase yaşta pelajik çört, kireçtaşı, şeyl kireçtaşı ardalı istifle çökeltme dokanıklı, fakat tabanı ile birlikte alloktan konumlu (Barret ve Spooner, 1977), Kıbrıs'taki Moni Melanjı'nın ise Troodos Okyanus Kabuğu üzerinde çökeltme dokanıklı olduğu belirtilmiştir (Robertson, 1977).

Aladağ Ofiyolitli Melanjı, temelini oluşturan platform tipi karbonatlarla çökeltme dokanıklı olduğu, melanjın düzgün taban istifinin görüldüğü her yerde açık olarak izlenmiştir. Bu nedenle Aladağ Ofiyolitli Melanjı, temeliyle olan ilişkisi gözönüne alındığında, otokton konumlu bir birimdir.

Birçok çalışmada kıtasal bir temel üzerinde gelişmiş havzalara ait istifler içinde yeralan ofiyolitli melanj alloktan konumlu bir kayastratigrafi birimi olarak değerlendirildiğinden, ofiyolitli melanjın yaşı ile ofiyolit üzerlemesi (obduction) olayının yaşının bağdaştırıldığı görülmektedir. Diğer taraftan ofiyolitli melanj içinde yeralan ofiyolit kırıntılı istiflerin yaşından da yararlanılarak okyanus havzalarının yaşıyla ilgili ipuçları yakalanmaya çalışılmaktadır. Belirli bir bölgede bu tür bilgiler toplu olarak değerlendirildiğinde farklı yaşta okyanus havzalarının var olduğu ve farklı yaşta ofiyolit üzerlemesi olayının gerçekleştiği gibi bir sonuç ortaya çıkmaktadır.

Aladağ'da yaptığımız çalışmada ofiyolitli melanjın kayastratigrafi birimi özelliklerini kıta şelfine ait platform tipi karbonat temeli üzerinde gelişen bir havzada, yer çekimine bağlı karmaşık çökeltme mekanizmalarıyla kazandığı, tabanı ile çökeltme dokanıklı ve dolayısıyla otokton konumlu bir birim olduğu sonucuna varılmıştır.

Bu çalışmanın sonuçlarından hareket edilerek, Aladağ tipi ofiyolitli melanj ile "ofiyolit üzerlemesi" olgusu arasında hiçbir ilişkinin bulunmadığı söylenebilir. Dolayısıyla farklı yaşta ofiyolitli melanjların varlığı, ne farklı yaşta ofiyolit üzerlemesinin, ne de farklı yaşta okyanus havzalarının varlığının bir kanıtı değildir. Tersine Aladağ tipi ofiyolitli melanj "ofiyolit üzerlemesi" sonraki bir dönemin ürünüdür. Burada belirtilen sakıncanın giderilmesi amacıyla,

ofiyolitli melanjı "ofiyolit üzerlemesi" olayının dışında düşünülmesini sağlayacak bir terime gereksinim vardır. Aladağ tipi ofiyolitli melanjların E. Arpat (1976-1978; sözlü tartışmalar) tarafından kullanılan "aktarılmış ofiyolit" terimi altında toplanması yararlı olacaktır. Bu durumda farklı yaşta Aladağ tipi ofiyolitli melanjların, kıtasal bir ortama üzerlemiş ofiyolit düiminin farklı zamanlarda farklı ortamlara ikincil olarak aktarılması biçiminde değerlendirilmesi gerekecektir (Tekeli, 1980).

SÜMMARY

In the Aladağ region an ophiolitic melange of Senonian age lies on top a platform carbonate sequence of Upper Triassic to Early Cretaceous age. A large ultramafic-mafic nappe technically overlies the ophiolitic melange (Figure 1) The Aladağ ophiolitic melange can be divided into three different parts (a) the coherent basal part, (b) the olistostromal part and (c) the chaotic part.

As the coherent basal part of the Aladağ ophiolitic melange is laid down in a block faulted palaeotopography, it shows strong lateral facies changes. Turbidites and grain flow sediments with ophiolitic clasts, sedimentary serpentinites, globotruncana-bearing micrite-mudstones and radiolarian cherts are the major lithologies in this basal sequence. The turbidites are made up of lime-wackestone to greywacke type sediments with dominantly ophiolitic clasts. Lensoid conglomeratic limestones with abundant shell and reef fragments are also found in the turbidite sequence. Massive conglomerates, which contain limestone fragments belonging to the platform carbonate basement, have probably formed by a grain-flow mechanism; Sedimentary serpentinites include massive limestone blocks of decimeter to meter size. A stratigraphic control is apparent in the arrangement of the blocks of the same lithology. Sedimentary serpentinites and limestones are the products of the same depositional basin; the present blocky structure of these rocks has probably formed by a flow mechanism during the deposition. Micrite-mudstone type lithologies with intercalated radiolarian cherts gradually pass upwards in the sequence with an increase in ophiolitic detritus to clastic rocks.

The coherent sequences at the lower parts of the Aladağ ophiolitic melange lie with an unconformity on the platform carbonates. This sequence has been laid down in a block-faulted palaeotopography. The clastics of this sequence are thought to have been laid down in palaeograben and micrite-mudstones with radiolarite intercalation in palaeohorsts.

The coherent basal sequence shows in some parts a passage to olistostrome type sequences. The matrix of the olistostromes consists of black, green and red shales containing serpentinite grains. The olistostromes are mostly disharmonically folded, poorly lithified radiolarite and pelagic limestone blocks with lesser amounts of massif Permian limestone, diabase, volcanic sandstone and metamorphic blocks. Olistostromal sequence passes in some parts to radiolarian cherts signifying in situ sedimentation.

LEVHA I

Şekil 1: Türbidit istifinde yeralan farklı kalınlıklarda mercek biçimli resifal organizma ve kavkı parçalı konglomeratik kireçtaşı aratabakaları; Acıman yayla.

Şekil 2: Platform karbonatlarıyla çökel serpantinitle arasındaki çökeltme dokanağı; Divrik Dağı doğusu.

Şekil 3: Kireçtaşı bloklarıyla çökel serpantinitle arasındaki ilişkinin bir el örneğindeki görünümü. İki kayatürü arasındaki plastik deformasyon izleri taşıyan dokanak ilişkisi, büyük bir olasılıkla kireçtaşı henüz tam anlamıyla katılaşımadan kazanılmıştır; Horoz Kayası.

Şekil 4: Çökel serpantinitle içerisinde rastlanan konglomeratik kireçtaşı merceklerinden alınan örneğin fotomikrografı. Çökel serpantinitle hamuru (koyu renkli bölümler) içinde yeralan sığ ortamdan türemiş oolitik kireçtaşı litoklastları,

Şekil 5: Kireçtaşı çakıllı masif konglomera; çakılların tümü temeli oluşturan kireçtaşlarından türemiş, kötü boylanmış, çok köşeli; hamur kum boyutunda ve ofiyolitlerden türeme gereç kapsar; Subatağı Mevkii.

Şekil 6: Kaotik bölümün bloklu yapısının genel görünümü; Başyayla Koridoru.

PLATE I

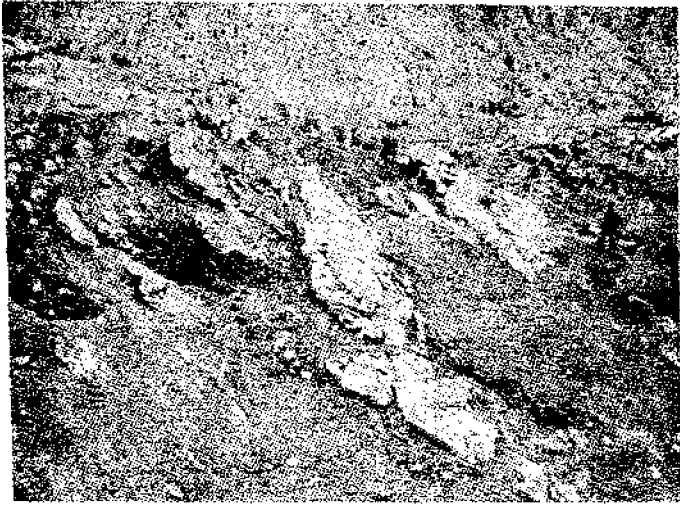
Figure 1: Conglomeratic limestone containing reef forming organisms and shell fragments deposited as lenticular bodies of varying thickness within the turbidite sequence; Acıman yayla.

Figure 2: Depositional contact between platform type carbonates and sedimentary serpentinites; east of Divrik Dağı.

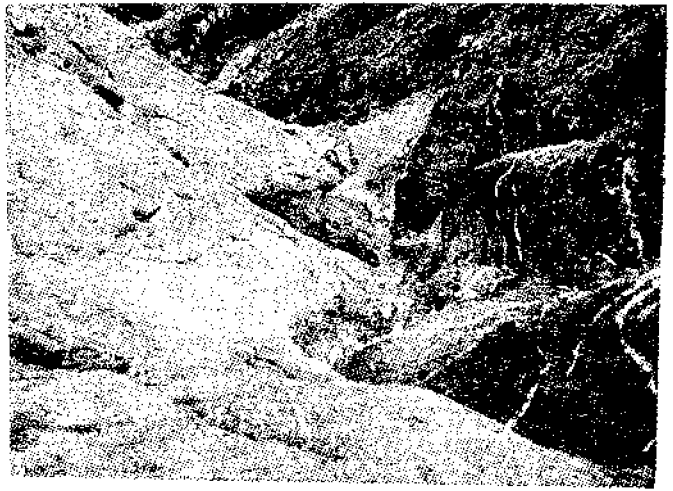
Figure 3: Hand specimen showing the contact relation between sedimentary serpentinite and limestone block. Contact relationship signifying the evidence of plastic deformation which was possibly gained before the limestone was completely consolidated; Horoz Kayası.

Figure 4: Photomicrograph of the sample taken from the conglomeratic limestone lenses found in sedimentary serpentinite. Oolitic limestone lithoclasts derived from a shallow environment within sedimentary serpentinite matrix (dark areas).

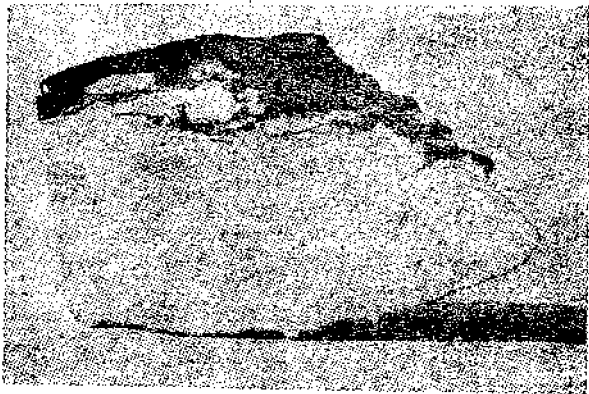
Figure 5: Massive conglomerate with limestone pebbles. The limestone pebbles derived from the basement. Pebbles are very angular and poorly sorted; matrix is sandy ophiolitic material. Subatağı. Figure 6: General view of the blocky structure of the chaotic unit; Başyayla Koridoru.



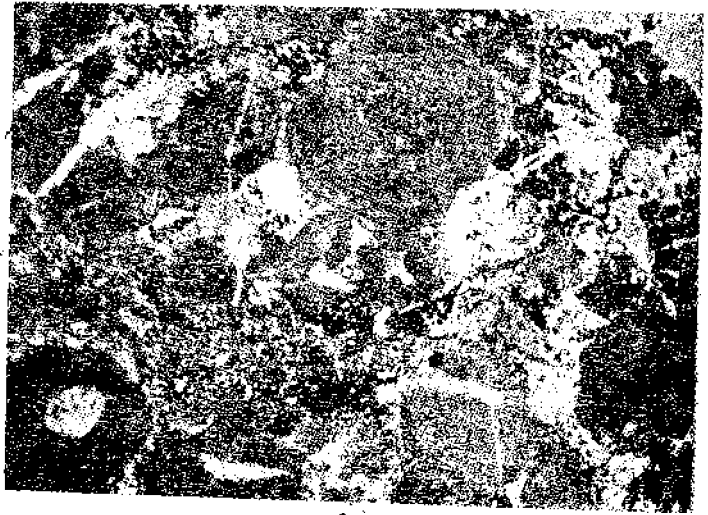
1



2



3



4



5



6

In the upper parts of the Aladağ ophiolitic melange a chaotic structure is dominant. Large and small morphological protuberances of varied rock types in a smooth topography presents a colourfull picture in the field. In the areas of smooth topography a regular lateral or vertical stratification is not present; poorly lithified mudstone, sandstone, volcanoclastic sediments and serpentinite are the most abundant lithologies in these areas. Cherty limestone, massive Permian limestone, diabase, gabbro and metamorphic rocks form the morphological protuberances. In the chaotic section a clearly defined matrix is not present, rather all the rock units form a chaotic jumble; however, a vague parallel arrangement of the long dimensions of the blocks has been noticed.

Subduction zones (e.g. Dimitrijevic and Dimitrijevic, 1973) ocean ridges (e.g. Barret and Spooner, 1977; Saleeby, 1979) and plate collision zones (e.g. Robertson, 1977) have been suggested as the sites for formation of the ophiolitic melanges. Different from all these environments Aladağ ophiolitic melange is thought to have formed on a continental shelf in front of an obducting ophiolite slice.

The general view on the tectonic position of the ophiolitic melanges is that they are allochthonous (e.g. Gannser, 1974). Aladağ ophiolitic melange on the other hand is an autochthonous unit, which has formed on top of a carbonate platform.

DEĞİNİLEN BELGELER

Bailey, E.B. ve McCallien, W.J., 1950, Ankara Melanjı ve Anadolu şarījayı: Maden Tetkik ve Arama Enst. Der., 40, 17-22.

- Barret, J.T. ve Spooner, E.T.C., 1977, Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the east Ligurian Apennines, Italy. A comparison with observations from rifted Ridges: Earth Planet. Sci. Lett., 35, 79-91.
- Blumenthal, M.M., 1952, Das taurische Hochgebirge des Aladağ, neuere Forschungen seiner Geographischen Stratigraphie und Tektonik; Maden Tetkik ve Arama Enst., Seri D, 6, 136 s.
- Dewey, J.F. ve Bird, J.M., 1970, Mountain belts and the new global tectonics: Geophys. Res., 75, 2625-2847.
- Dimitrijevic, D.M. ve Mimitrijevic, N.M., 1973, Olistostrom melange in the Yugoslavian Dinarides and Late Mesozoic plate tectonics: J. Geol., 81, 328-340.
- Gannser, A., 1974, The ophiolitic melange, a world-wide problem on Tethyan examples: Eclogae Geol. Helv., 67/3, 479-507.
- Glennie, W.K.; Boeuf, A.G.M.; Hughes - Clarke, W.M.; Moody - Stuart M.; Pilaar, H.P.W. ve Reinhardt, M.B., 1974, Geology of the Oman mountains: Verh. Konink. Ned. Aardk. Genoot., 31, 423 s.
- Hall, R., 1976, Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey: Geol. Soc. America Bull., 87, 1078-1088.
- Ricou, L.E., 1971, Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place du Crétacé supérieur Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn., 13 (4), 327-349.
- Robertson, A.H.F., 1977, The Moni Melange, Cyprus; an olistostrom formed at a destructive plate margin: I. Geol. Soc. London, 133, 447-466.
- Saleeby, J., 1979, Kaweah serpentinite melange, southwest Sierra Nevada foothills, California: Geol. Soc. America Bull., 90, 29-46. Tekeli, O., 1980, Aladağların yapısal evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 23/1, 11-14.

Yazının yayıma verildiği tarih : 14.5.1981

Çankırı - Çorum Havzası'nın Sungurlu Bölgesindeki Karasal Formasyonların Sedimentolojik incelenmesi

Sedimentological Studies of the Continental Formations Around the Region of Çankırı-Çorum Basin

MUHİTTİN ŞENALP Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ : Yaşları Alt Eosen'dan Pliyosen'e kadar devam eden altta denizel, üstte karasal fasiyesdeki formasyonların oluşturduğu istif Sungurlu (Çorum) bölgesinde iyi bir şekilde korunmuştur. Sungurlu Gurubu (Alt ve Orta Eosen) denizel bir ortam içinde çökelmiş olan Cevherli ve Kepir Tepe Formasyonları içerir. Cevherli Formasyonu bir türbidit istifi olup güneye doğru ilerleyen denizaltı yelpazeleri tarafından çökeltilmiştir. İçlerinde büyük ölçekte olistolit ve olistostrom düzeyleri içerir. Kepir Tepe Formasyonu kireçtaşı, marn ve çakıltası-kumtaşı merceklerinden yapılmış olup sığ su ortamında çökelmiştir.

Sungurlu bölgesindeki denizel havzanın Orta Eosen sonunda tümüyle doldurulmuş olması nedeniyle bu zamandan itibaren karasal çökeller birikmeye başlamıştır. Büyükpolatlı Formasyonu (Üst Eosen-Miyosen) kırmızı renkli çakıl taşı, kumtaşı ve çamurtaşı ile temsil edilmiş olup kuzeydoğudan güneybatıya doğru akan menderesli nehirlerin etkili olduğu bir alüvyon ortamında çökelmiştir. Terzili Formasyonu jips, çamurtaşı ve az miktarda ince taneli kumtaşından yapılmıştır. Jips ikincil kökenli olup anhidritin su alması sonucu oluşmuştur. Bu formasyon playa (karasal sabkha) ortamında çökelmiştir. Büyükşeyhendi Tepe Formasyonu (Ponsiyen) kötü tabakalanmalı ve kötü boylanmalı çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşından yapılmış olup kendisinden yaşlı formasyonlar üzerinde açısız bir uyumsuzlukla oturur. Bu çökellerin, dağ sıralanımının eteklerinde alüvyon yelpazeleri olarak çökeldikleri düşünülür.

ABSTRACT : A succession of marine and continental rocks which ranges in age from Lower Eocene to Pliocene has been well preserved in the Sungurlu (Çorum) region of central Turkey. The Sungurlu Group consists of two marine formations. The Cevherli Formation is a turbidite sequence which has been deposited by southward prograding submarine fan. There are also olistoliths and olistostromes which are closely associated with turbidites. The Kepir Tepe Formation is composed of limestone, marl and lenses of conglomerate and sandstone. This formation has been deposited in a shallow water environment.

Since Late Middle Eocene time, continental sediments have been deposited in the area. The Büyükpolatlı Formation (Upper Eocene-Miocene) consists of red coloured conglomerate, sandstone and mudstone. These sediments have been deposited in a fluvial environment dominated by meandering rivers. The direction of sediment transportation was from northeast to southwest. The Terzili Formation is composed of alternations of gypsum, mudstone and fine-grained sandstone which have been deposited in an interior playa (continental sabkha) environment. The Büyükşeyhendi Tepe Formation (Pontian) is composed of poorly bedded, poorly sorted conglomerate, sandstone and mudstone which appear to have been originated in an alluvial fan environment on the foot of the high mountain range.

GİRİŞ

Çalışma alanı Çankırı-Çorum Havzası'nın içinde ve Sungurlu kazasının çevresindedir (şekil 1). Ankara-Samsun kara yolu çalışma alanının içinden geçer. Havzanın genel jeolojisi son on yıl içinde gerek MTA Enstitüsü gerekse bazı petrol şirketleri tarafından araştırma konusu olmuştur. Bu çalışmaların hemen tümü gizliliği olan petrol araştırmalarına yönelik olduğu için sonuçları yayınlanamamıştır. Akarsu (1959) Sungurlu bölgesinin jeolojisini, pek ayrıntıya girmeden çalışmıştır. Havzanın içindeki kalın stratigrafik istifin sedimantolojik incelenmesi ilk defa yazar tarafından Sungurlu bölgesinde yürütülmüştür (Şenalp, 1974). Havzada geniş alanlar kaplayan jipsli formasyonların daha ayrıntılı sedimantolojik özellikleri ise Ergun (1975) tarafından çalışılmıştır, fakat bu çalışma henüz yayınlanmamıştır.

Bu çalışmanın amacı, bölgede Orta Eosen sonundan itibaren çökelmeye başlayan karasal fasiyesdeki formasyonların sedimantolojik incelenmesini yaparak çökme ortamlarını ortaya çıkarmaktır. Sungurlu bölgesindeki stratigrafik istifin Alt ve Orta Eosen yaşlı denizel birimlerin incelenmesi başka bir yayında ele alındığı için (Şenalp, yayında) bu yazıda yalnızca bölgede Orta Eosen sonundan itibaren çökelmeye başlayan karasal fasiyesdeki formasyonların (şekil 2) sedimentolojik özellikleri belirtilerek çökme ortamları yorumlanmaya çalışılacaktır. Bölgenin tüm stratigrafisinin anlaşılabilmesi için bu iki yayının beraberce değerlendirilmesi zorunluğudur. Bu çalışmada sözü edilen formasyon isimleri yenidir. Kumtaşının tane boyu sınıflandırılması Wentworth (1922)'e göre, petrolojik sınıflandırılması Williams ve diğerleri (1954)'ne göre, jipsler içindeki ilksel çökme yapılan da Maiklem ve diğerleri (1969)'ne göre yapılmıştır.

SUNGURLU BÖLGESİ'NİN GENEL STRATİGRAFİSİ

Sungurlu Bölgesi'nin stratigrafik istifi İpreziyen (Alt Eosen)'den başlayıp hiçbir kesiklik göstermeden Ponsiyen (Alt Pliyosen)'e kadar devam eder.

Sungurlu Grubu (Alt ve Orta Eosen) denizel bir ortam içinde çökelmiş olan Cevherli Formasyonu'nu ve Kepir Tepe Formasyonu'nu içerir. Cevherli Formasyonu içinde beş üye ayırtlanmıştır. Küçükpolatlı Üyesi başlıca çamurtası ve miltaşı ile az miktarda kumtaşından yapılmış olup kalın bir turbidit istifinin alt bölümünü oluşturur. Kırankışla Üyesi yak-

laşık eşit orandaki çamurtası ile kumtaşının düzenli bir tarzda araldanmasından yapılmış olup turbidit istifinin orta bölümlerini oluşturur. Karababa Tepe Üyesi başlıca kalın tabakalı kumtaşı ve çakıtaşı araldanmasından oluşur. Çamurtası seyrek olarak ince ve devamsız seviyeler halinde görülür. Bu üye turbidit istifinin en üst bölümünü oluşturur. Bu üç üye güneye doğru ilerleyen denizaltı yelpazesi tarafından çöktürülmüştür. Kambeli Tepe Olistoliti bazik ve ultrabazik kayalar ile radyolarit ve kireçtaşından oluşan ofiyolitik melanjın bir parçasıdır. Bu yörede birlikte bulunduğu turbidit istifi içine çekim kaymaları ile taşınmıştır. Büyükinesu Olistostromu ise ofiyolitik melanjdan türemiş, turbiditlerle aratabakalı, kaotik yapıdaki büyük ölçekli merceksel birimlerdir. Kepir Tepe Formasyonu çoğunlukla kireçtaşı ve marl ile az miktarda çakıtaşı-kumtaşı merceklerinden yapılmış olup kıta sahanlığı üzerindeki sığ su ortamında ye bu kıta sahanlığımı kesen denizaltı vadilerinin içinde çökelmiştir. Büyükpolatlı Formasyonu (Üst Eosen-Miyosen) kırmızı renkli çakıtaşı, kumtaşı ve çamurtası ile temsil edilmiş olup menderesli nehirlerin etkili olduğu bir alüvyon ortamının ürünüdür. Terzili Formasyonu jips, çamurtası, miltaşı ve az miktarda kumtaşından yapılmış olup playa (karasal sabkha) ortamında çökelmiştir. Büyükşeyhendi Tepe Formasyonu kırmızı renkli, kötü boylanmış çakıtaşı, kumtaşı, çamurtası ve çakıllı çamurtasından yapılmış olup kendisinden yaşlı formasyonlar üzerinde açısız uyumsuzlukla oturur. Bu çökellerin, kıvrımlanma sonucu ortaya çıkan dağ sıralanmalarının eteklerinde alüvyon yelpazeleri olarak çöktükleri düşünülür.

BÜYÜKPOLATLI FORMASYONU

Büyükpolatlı Formasyonu Sungurlu bölgesinin stratigrafik istifini oluşturan karasal formasyonların en kalını ve en geniş yayımlı olanıdır. Başlıca değişik oranlardaki çakıtaşı, kumtaşı ve çamurtası ile az miktardaki evaporitlerden yapılmıştır. Formasyon, kendi içerisinde ve eski akıntı yönünde fasiyes değişimleri gösterir. Alt kısımları dereceli olarak Kepir Tepe Formasyonu'na (şekil 3), üst kısımları ise uyumlu olarak Terzili Formasyonu'nun jipslerine geçer.

Tip Yeri ve Coğrafi Dağılımı

Bu formasyonun en tipik olarak görüldüğü yer Büyükpolatlı köyü dolaydır (şekil 1). Burada formasyon çok iyi korunmuş olduğu gibi tabakaların doğrultusu boyunca olan yanallı fasiyes değişimleri de kolayca görülebilir. Tip kesit Sarıkaya

köyü ile Büyükpolatlı köyü arasında ölçülmüştür. Kesitin başlangıç yeri Sarıkaya köyünün yanındaki Kepir Tepe Formasyonu'na ait kireçtaşıdan başlar ve Büyükpolatlı köyünün yakınından geçen senkinal ekseninde son bulur. Birimin kalınlığı bu kesitte 1870 m olarak ölçülmüştür. Büyükpolatlı Formasyonu tüm Çankırı-Çorum havzasına yayılmış olup Ankara-Samsun karayolu Delice ve Sungurlu kazalarının arasında bu formasyon içinden geçer.

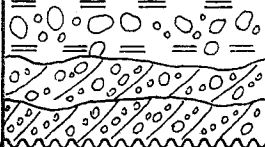
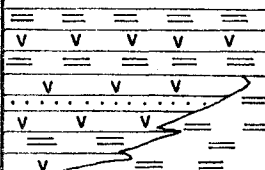
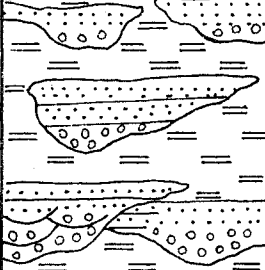
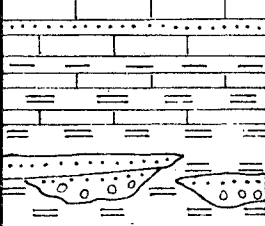
Kayatürü Özellikleri

Büyükpolatlı Formasyonu başlıca çakıtaşı, kumtaşı, miltaşı ve çamurtaşı ile az miktardaki evaporitlerden oluşmuştur. Evaporitler ince taneli kırıntılı çökeller içerisinde ve özellikle bu formasyonun Terzili Formasyonu'na yanal olarak geçtiği yerlerde bol olarak görülebilir. Formasyonun en belirgin özelliği yukarıda sayılan kayatürlerinin belirli bir sıralanım içerisinde görülmeleridir. Kayatürlerinin tabaka kalınlıklarının ve tane boylarının üste doğru incelenmesi ile tortul çökeltme yapılarının düşey sıralanımı "Üste Doğru İncelen İstif" (Fining Upward Sequence)'lerin oluşumuna yol açar (şekil 4). İstifin her biri alttan ve üstten aşınma yüzeyleri ile sınırlanmıştır. Aşınma yüzeyinin üzerine alttan üste doğru sırasıyla çakıtaşı veya çakilli kumtaşı; iri ve çok iri taneli, bü-

yük ölçekli çapraz tabakalı kumtaşı; orta taneli, paralel tabakalı kumtaşı; ince ve çok ince taneli, paralel laminalı kumtaşı ve en üstte de tabakalanmasız çamurtaşı ve biraz da miltaşı bulunur. Büyükpolatlı Formasyonu büyük bir bölümüyle kalınlığı 1.20-5.30 m arasında değişen bu tür istiflerin çok sayıdaki yinelenmelerinden oluşmuştur.

Çakıtaşı. Çakıtaşı kanalların tabanını doldurmuş olarak görülür. Üstte doğru dereceli olarak kumtaşına geçer. Çalışılan bölgenin doğusunda kalınlıkları daha fazla, tane boyları daha iri olduğu halde batıya doğru yani eski akıntı yönünde gidildikçe bu unsurlar belirgin bir inceleme gösterirler. Çakıtaşlarının hamur kapsamı çok değişiktir. Çakıllar birbirleri ile kısmen dokanaklı olup aralarındaki boşluklar kumla doldurulmuştur. Çakılların petrografik incelemeleri sonunda bunların %53.4'ünün kireçtaşı; %20.5'inin bazik magmatik; %12.6'sının kuvars, metamorfik kuvarsit ve çört; % 1.5'unun ise radyolarit kökenli olduğu anlaşılmıştır. Çakıtaşı içerisindeki en yaygın çökeltme yapılan çakıl biçimli yapısı ve kötü gelişmiş tekne şekilli çapraz tabakalanmadır.

Kumtaşı. Kırmızı veya kırmızımsı kahverenkli kumtaşı formasyonun yansından fazlasını oluşturur. Mercak veya kama şekilli kanal dolguları olarak görülen bu birim üste doğru

Yaş Age	Gurup Group	Formasyon Formation	Kalınlık Thickness (in m)	Kayatürü Lithology	Açıklamalar Explanations	Fosiller Fossils
Ponsiyen		Büyükşeyh- efendi Tepe	110		Kötü boylanmış çakıtaşı, kumtaşı ve çakilli çamurtaşı. Alüvyon yelpazesi ortamında çökelmiştir. Poorly sorted conglomerate, sandstone and pebbly mudstone deposited in an alluvial fan environment.	Hipparion sp.
Üst Eosen - Üst Miyosen		Terzili	320		Jips, çamurtaşı ve az miktarda kumtaşı ardalanması. Playa (karalçı sabkha) ortamında çökelmişlerdir. Gypsum, mudstone and minor amount of sandstone alternation. These are deposited in a playa (continental sabkha) environment.	
		Büyükpolatlı	1870		Çakıtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı tane boyu ve tabaka kalınlığı üste doğru incelen istifler. Mendresli nehirler tarafından çökelmiştir. Conglomerate, sandstone and mudstone. Fining-upward successions These have been deposited in a meandering river.	Planorbis sp. Unio sp. Melanopsis sp.
Lütesiyen	Sungurlu	Kepir Tepe	725		Kireçtaşı, marn ve çakıtaşı, kumtaşı mercaklerinden yapılmıştır. Sığ su ortamında ve bu oramı kesen denizaltı vadileri içinde çökelmişlerdir. Limestone, marl and lenses of conglomerate-sandstone deposited in a shallow water environment and in the submarine valleys.	Nummulites millecaput Nummulites perforatus Assilina exponens

Şekil 2: Sungurlu yöresinin karasal formasyonlarının dikme kesiti

Figure 2: Columnar section of the continental formations of the Sungurlu area

dereceli olarak miltaşı ve çamurtaşına geçer. Bileşimleri litik arenitten litik vakeye kadar değişir. Başlıca kaya parçacıkları andezit, bazalt, kuvarsit, fillit, oolitik ve algli kireçtaşı, radyolaryalı çört ve mika-şist kökenlidir. Birkaç kumtaşı örneğinde glokofan-şist taneleri bulunmuştur. Volkanik kökenli kuvars kayacın hacimce %10-20'sini oluşturur. Plajoklas % 5-20 arasında değişir ve çoğu zonlu yapıda olan bu taneler volkanik kayalardan türemiştir. Kumtaşlarının çimento maddesi çoğunlukla iri kristalli kalsittir. Ancak, bölgenin doğusunda jipslerle birlikte bulunan kumtaşlarının çimento maddesi jipsdir.

Çökeltme Yapıları. Kumtaşı içerisindeki en yaygın çökeltme yapısı tekne şekilli çapraz tabakalanma olup teknelerin çukurlukları çakılcıklar veya formasyon içi çamurtaşı topacıkları (pellets) ile doldurulmuştur (şekil 4). Bu özellik akarsular tarafından meydana getirilen çapraz tabakaların yaygın bir özelliğidir (Kukal, 1971). Kumtaşının doğrudan doğruya çamurtaşı üzerine geldiği yerlerde kumtaşının tabanında kaval yapısı (flute cast) yiv markası (groove cast) ve yük kalıbı (load cast) yaygın olarak görülür. Paralel ve çapraz laminalanma özellikle orta ve ince taneli kumtaşları ile miltaşı içerisinde yaygındır. Çökellerin taşınması sırasında uzunca minerallerin akıntı doğrultusuna paralel olarak yönelmeleri sonucu gelişen akıntı çizgiselliği (current lineation) orta ve ince taneli kumtaşlarında iyi gelişmiş olarak görülür.

Miltaşı ve Çamurtaşı. Kırmızımsı kahverenkli miltaşı ve çamurtaşı kumtaşı mercakleriyle ara tabakalıdır. Özellikle bölgenin batısında kalın istifler oluşturur ve yanal olarak jipslere geçer. Kalınlıkları 15-20 santimetreden birkaç metreye kadar değişir. Yer yer jips damarları ile kesilmiştir. Kaliçi denen kireç yumruları çok yaygındır. Çamurtaşının X-Ray difraksiyon yöntemi ile incelenmesi sonucu bunların kuvars,

plajoklas, kalsit ve kil minerallerinden yapılmış olduğu anlaşılmıştır. Çamurtaşı ve miltaşı içindeki en önemli çökeltme yapılan kuruma çatlakları ve paralel laminalanmadır.

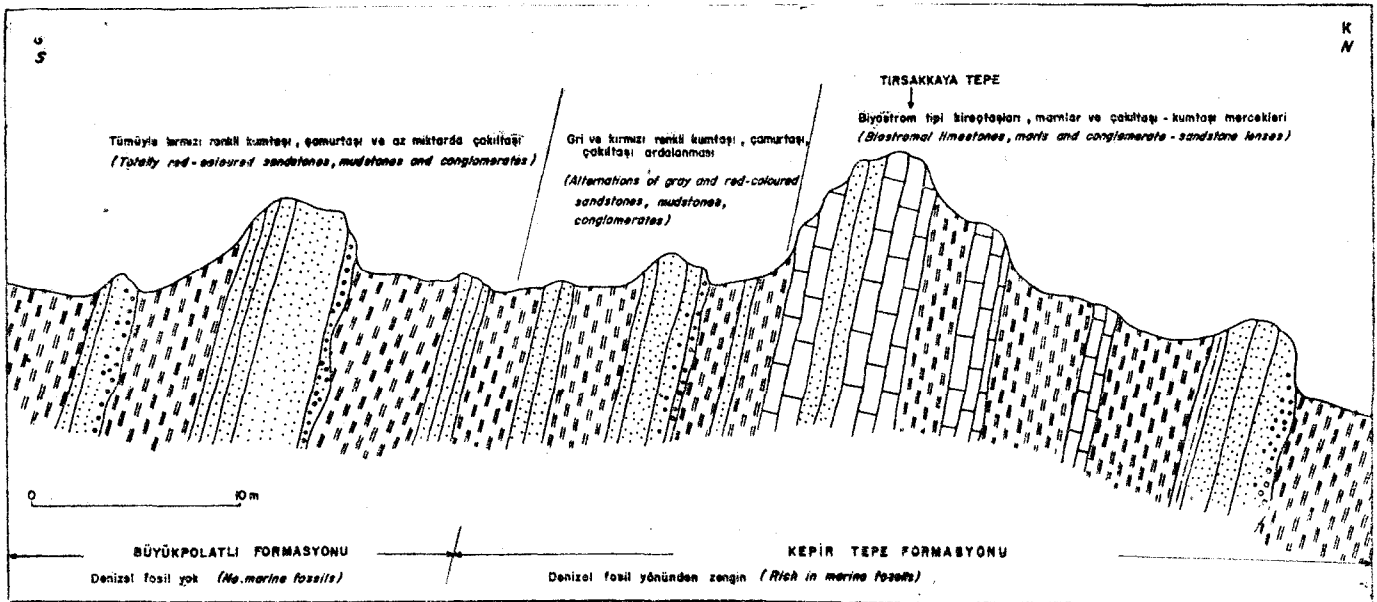
Evaporitler. ince taneli çökellerin egemen olduğu çalışma alanının doğu kesimlerinde, evaporitler mercak şeklinde ve çamurtaşı ile ara tabakalı olarak görülürler. Bunlar çamurtaşı ile aynı zamanda çökelmişlerdir. Çamurtaşını kesen jipsler ise ikincil kökenlidirler. Tuz yüzeyde görülmez fakat çamurtaşı içinde vardır. Sarıkaya ve Akçakoyun tuzları bu formasyondan çıkan tuzlu yeraltı sularını havuzlarda toplayıp buharlaştırma yöntemiyle tuz üretimi yapmaktadır.

Eski Akıntı Yönleri

Büyükpolatlı Formasyonu'nun çökeltmesini sağlayan akıntıların yönlerini bulmada başlıca çapraz tabakalaşmadan, çakıl binimli yapısından ve akıntı çizgiselliğinden yararlanılmıştır. Ortaya çıkan örnek şekil 1'de görülebilir. Çökellerin genel taşınma yönü doğu ve kuzeydoğudan batı ve güneybatıdır. Bu genel gidişe dik hatta terslenen yönler bulunmuştur. Bu tür bir akıntı yönü örneği menderesli bir nehir ortamının bağ-lıca özelliğidir. Çökeltme yapılarından ortaya çıkarılan genel akıntı yönü formasyonun kendi içindeki yanal fasiyes değişimleri ile uygunluk içindedir. Çünkü çökeller çalışılan bölgenin doğusunda daha iri taneli olduğu halde akıntı yönünde incelenerek sırasıyla kumtaşı, çamurtaşı ve sonunda da jipslere geçer (şekil 1).

Fosil Topluluğu ve Yaş

Büyükpolatlı Formasyonu'nun çamurtaşı düzeyleri içinde Unio sp, Melanopsis cf. sandhergeri (Tour), Planorbis sp., Cyprideis cf. littoralis (Brady), Eyocypris gibba (Ramdohr) fosilleri ve omurgalıları ait dişler bulunur. Bu fosillerden yalnız Cyprideis cf. littoralis'in Miyosen'den beri yaşamakta olduğu ve acı su fasiyesini simgelediği bilinmektedir.



Seldi 3: Denizel fasiyesteki Kepir Tepe Formasyonu'ndan üste doğru tedral olarak karasal fasiyesteki Büyükpolatlı Formasyonu'na geçişi gösterir şematik çizim.

Figure 3: Schematic figure showing the upward gradational passage from the Kepir Tepe Formation of marine facies to Büyükpolatlı Formation of continental facies.

Çökeltme Ortamı

Formasyonun kayatürü ve paleontolojik özellikleri ile bazı çökeltme yapıları (örneğin kuruma çatlakları) bu formasyonun karasal bir ortamda çökeldiğini gösterir. Büyükpolatlı Formasyonu'nun büyük bir bölümünü oluşturan Üste Doğru İncelen İstifler Güney İngiltere'deki Eski Kırmızı Kumtaşları'nda (Ailen, 1964; 1965), Amerika'nın kuzeydoğusundaki Spitsbergen ve Catskill fasiyeslerinde gözlenmiştir (Friend, 1965). Bu tür istiflerin menderesli nehirler tarafından çökeltildiği yorumlanmıştır. Bu İstifin tabanını oluşturan ve çakıltaşı ile kaplı aşınma yüzeyleri kanalların tabanını oluşturur. Ortalama tabaka kalınlıkları ve tane boyları üste doğru incelen mercek veya kama şekilli kum taşları ise menderesli nehirlerde görülen nokta barlarının (şekil 5) sürekli olarak yanlara doğru büyümeleri ile oluşmuşlardır. İstifin üst bölümünü oluşturan som görünüşlü çamurtaşları ise nehrin taşkın zamanlarında kanallar arasındaki taşkın ovalarında çökeltmiş düşey büyüme çökelleridir. İstif içerisinde kalıcı yumrulamanın ve jipsli düzeylerin bulunması bu formasyonun büyük bir olasılıkla kurak ve yarı kurak iklim koşulları altında çökeldiğini ve bu nedenle de bölgenin bitki örtüsünden yoksun bulunduğunu gösterir.

TERZİLİ FORMASYONU

Terzili Formasyonu jips, çamurtaşı ve ince taneli kumtaşının belirgin ardalanmasından oluşmuştur. Jipsler çoğunlukla ikincil kökenli olup anhidritin su alması sonucu ortaya çık-

mıştır. Tuz yüzeyde görülmez fakat bu formasyondan çıkan tuzlu su kaynakları ve küçük tuz göllerinin bulunması tuzun istif içindeki varlığını kanıtlar. Terzili Formasyonu uyumlu olarak Büyükpolatlı Formasyonu üzerine oturur. Bazı yerlerde ise Büyükpolatlı Formasyonu'nun üst kısımları ile Terzili Formasyonu'nun alt kısımları yanal geçişlidir. Terzili Formasyonu ile üzerine gelen Büyükşeyhfeudi Tepe formasyonu arasında belirgin bir açılma uyumsuzluğu vardır.

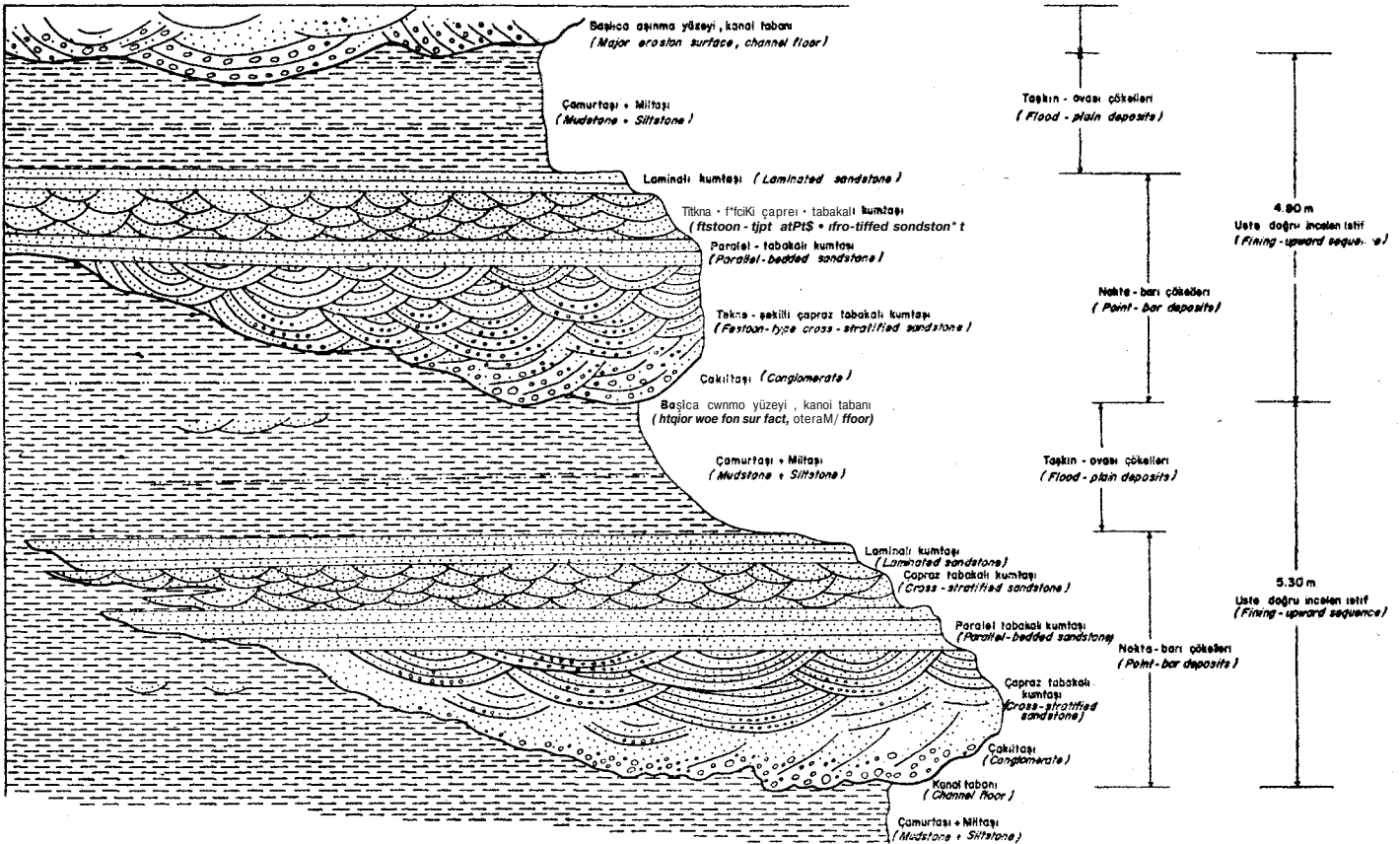
Tip Yeri ve Coğrafi Dağılımı

Terzili Formasyonu çalışılan saha içerisinde geniş alanlar kaplarsa da en iyi istifler harita alanının dışındaki Terzili köyü yakınında bulunmuştur. Tip kesit köyün 1 km kuzeyinde ve Budaközü deresiyle Aktepe arasında ölçülmüştür. Formasyonun buradaki kalınlığı 326 m dir. Formasyonun coğrafi dağılımı düzensizdir. Kuzucak köyü ile Akçakoyunköyü arasında ve Sarıkaya tuzlası dolaylarında tüm ayırtman özellikleri ile korunabilmiştir (Şekil 1).

Kayatürü Özellikleri

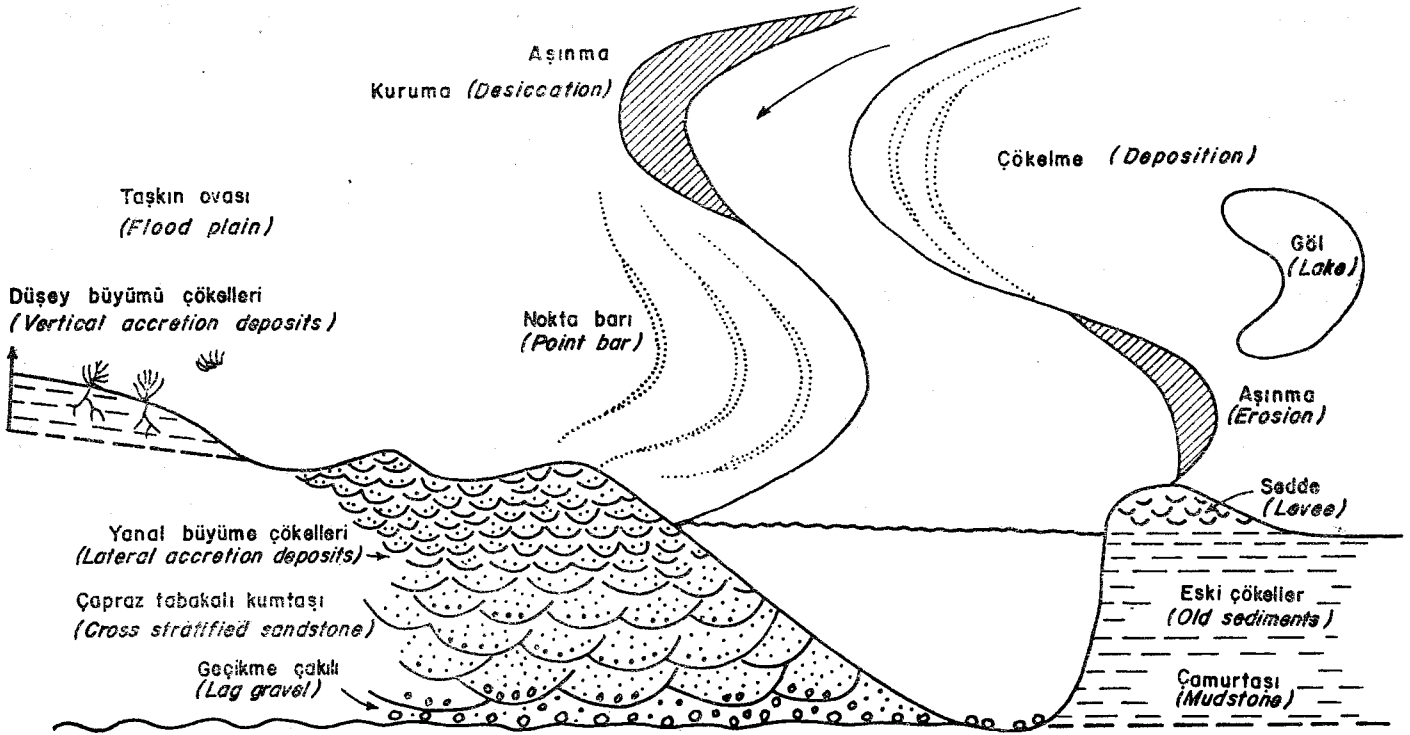
Terzili Formasyonu'nun önemli bir bölümünü jips oluşturur. Bu kaya türü, çamurtaşı ve daha az olarak ince taneli kumtaşı ile ara tabakalıdır.

Jips. Formasyonu oluşturan jips seviyelerinin kalınlığı 1-28 m arasında değişir. Ara tabakalı olarak bulunduğu ki-



Şekil 4: Büyükpolatlı Formasyonu'nu oluşturan "üstedoğru incelenen bakışsız tortul devre" modelleri.

FIGURE 4: "Fining upward sequences" which form the Büyükpolatlı Formation



Sekil 5: Büyükpolatlı Formasyonu'nun çökeltme ortamı olarak düşünülen menderesli nehir sisteminin morfolojik unsurlarını gösterir blok diyagramı.

Figure 5: Block diagram showing morphological elements of a meandering river system in which the Büyükpolatlı Formation is thought to have been deposited.

rıntılı kayalar ile olan dokanakları keskin ve düzensizdir. Jipsli seviyeler saf olmayıp değişik miktarlarda Mİ, mil veya kum içerir. Jipsler çoğunlukla porfiroblastik ve alabaştır türündendir. Bu iki jips türü çoğu durumlarda, aynı bir örnek içinde görülebilir. Porfiroblastik jipsin en tipik özelliği çok iri kristalli olması ve kristallerin ortalarında değişmeden kalmış anhidrit kristallerini içermesidir. Bu doku, jipsin ikincil kökenli olduğunu ve anhidritten türediğini kanıtlar. Alabaştır denilen jips türü ise ince veya çok ince taneli olup kalıntı anhidrit kristali içermez.

Çökeltme Yapıları. Terzili Formasyonu'nun büyük bir bölümünü oluşturan jips düzeyleri içerisinde yumrulu (nodular), mozayik (mosaic veya chicken-wire), ve burulmuş mozayik (contorted mosaic veya entrolithic) yapılar yaygın olup bunlar arasında her türlü geçiş görülebilir. Jipsler hemen hemen her yerde yumrulu yapıdadır (Şekil 6). Çok kalın tabakalar bile tümüyle yumrulu jipslerden yapılmıştır. Büyüklükleri çok değişebilen yumrular genellikle küre şeklinde, seyrek olarak da ovaldir. Bu yumruların herbiri terijen kökenli bir hamur tarafından sarılmıştır. Yumrular bu kırıntılı hamur (kil-ve-mil) içinde ve çökeltmenin erken aşamasında diyajenetik olarak gelişip büyümüşlerdir. İlk oluşukları zaman anhidrit bileşiminde olan bu yumrular zamanla su alarak jipse dönüşmüşlerdir. Mozayik yapıda jips yumruları hemen hemen aynı boyda olup yumrular arasındaki hamur çok azdır hatta bazan yumrular etrafında yalnız ince bir flim şeklinde görülür. Burulmuş mozayik yapısı diğer yapılarla birlikte görülür. Bu yapı, jips tabakaları içinde kalın bağırsağa benzer izoklinal kıvrımlar şeklinde görülür. Kıvrımlar, tabakaların

altına ve üstüne doğru yumrulu yapıdaki jipslere geçer. Bu kıvrımlı yapı yakından incelendiği zaman onun yine çok sayıda ve birbirleriyle birleşmiş jips yumrularından yapılmış olduğu görülür (Şekil 7).

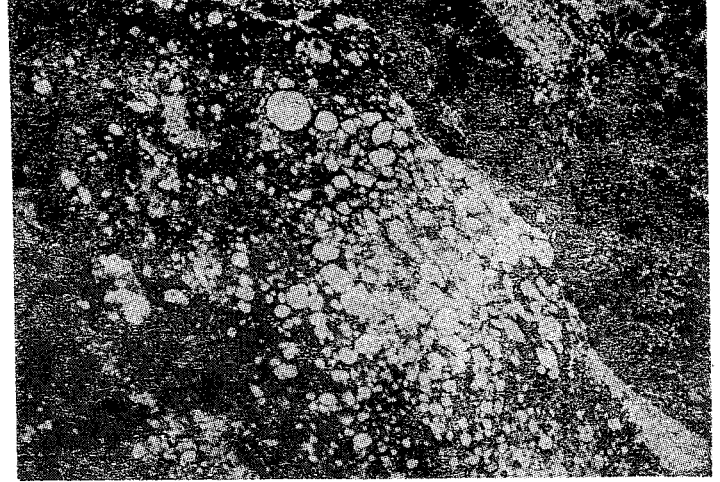
Çamurtaşı. Bu kaya türü jipslerle ara tabakalı olarak bulunur. İstif içindeki tüm kalınlığı çalışılan bölge içinde değişiklik gösterir. Jipsin daha egemen olduğu havzanın orta kısımlarında kalınlıkları azdır. Terzili köyü yakınında ölçülen tip kesitte herbir seviyenin kalınlığı 3.50 - 108 m arasında değişir. Çamurtaşı, düzenli olarak tekrarlanan kil ve mil laminalarından yapılmıştır. Yeşilimsi gri renkli kil laminalarının kalınlığı 1-10 mm arasında değişir. Mil laminaları ise kahve renkli olup kalınlıkları da 2-5 mm arasında değişir. Kalın laminalar iyi gelişmiş kırışık markaları (ripple-marks) ile kuruma çatlakları gösterirler. Çamurtaşlarının X-Ray difraksiyon yöntemi ile incelenmesi sonucu bunların kuvars, kalsit ve değişik kil minerallerinden yapılmış olduğu anlaşılmıştır.

Kumtaşı. Kumtaşı genellikle kırmızı renkli olup istif içinde seyrek olarak görülür. Mercek veya kama şeklinde olan bu birimin kalınlığı 10-27 cm arasında değişir ve yanal devamlılıkları 30 metreden fazla değildir. Birimin tabanını belirgin bir aşınma yüzeyi ile sınırlandığı halde üst kısımları dereceli olarak çamurtaşına geçer. Kumtaşı, tabakaların alt kısımlarında orta, iri taneli ve paralel laminalı olduğu halde üst kısımlarında çok ince taneli olup akıntı kırışıklıkları iyi gelişmiştir.



Şekil 6 :Terzili Formasyonu'nun jipsleri içindeki yumrulu yapı.

Figure 6: Nodular structures within the gypsums of the Terzili Formation.



Şekil 7: Terzili Formasyonu'nun jipsleri içindeki mozayık ve burulmuş mozayık yapıları

Figure 7: Mosaic and contorted mosaic structures within the gypsums of the Terzili Formation.

Formasyonun Yaşı

Terzili Formasyonu içinde fosil bulunamadığı için yaş, stratigrafik ilişkilerden ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Bu formasyon her yerde uyumlu olarak Büyükpolatlı Formasyonu üzerinde oturur. Bazı yerlerde ise bu iki formasyon yanıl geçişlidir. Üstüne gelen Ponsiyen yaşlı Büyükşeyhendi Tepe Formasyonu ile aralarında açısıl bir uyumsuzluk vardır. Bu nedenle Terzili Formasyonu'nun yaklaşık Oligosen'den Ponsiyen öncesine kadar süren bir zaman aralığında çökeldiği düşünülür.

Çökeltme Ortamı

Terzili Formasyonu'nun önemli bir bölümünü oluşturan jipslerin, kırıntılı kayalar ile ardalanma göstermesi ve içerdiği erken çökeltme yapıları bu birimin en belirgin özellikleridir. Erken çökeltme yapıları bu formasyonun çökeltme ortamını yorumlamada en güvenilir ipuçları verirler. Anhidritten türemiş jipslerin yeraltı su tablasının üzerindeki kırıntılı çökeller içinde ve henüz bu çökeller taşlaşmadan önce diyajenetik olarak kristallenip büyümesi ile oluştuklarına inanılır. Terzili Formasyonu'nu oluşturan jipslerin de aynı tarzda çökeldikleri düşünülür. Bu jipslerde görülen yapılar tümüyle, Basra Körfezini çevreleyen modern gelgit üstü düzlüklerinde (supratidal flats) bulunmuştur (Shearman, 1966; Kinsman, 1966 ve Butler, 1970). Jipslerle ara tabakalı olan kırıntılı kayalar içinde fosil bulunmayışı buna karşılık kumtaşının kanal dolgusu olarak görülmesi ve çamurtaşındaki kuruma çatlaklarının yaygınlığı bu çökellerin kurak ve yarı kurak iklim koşulları altında geçici akarsular tarafından çökeltildiğini gösterir. Bu karasal çökeltme alanı oldukça düz, geniş ve düşük eğimli olup üzerinde zaman zaman yaygın şeklindeki akarsular playa denilen geçici göller oluşturmuşlardır (şekil 8). Jips ve tuzla kaplanmış bu tür ortamlar günümüzde Kuzey Afrika'da ve Arabistan'da yaygın olup Sabkha adıyla bilinir. Sabkha düzlükleri hem deniz kenarlarında hem de denizden uzak ve kapalı bir akaçlama şebekesine sahip olan kara içlerinde gelişebildiği nedeniyle bu iki ortamın sırasıyla

layı sabkhası ve karasal sabkha olarak ayrılmaları gereği duyulmuştur (Glennie, 1970). Bu tanımlamaya göre Terzili Formasyonu'nu oluşturan çökellerin karasal sabkha ortamına benzer alanlarda çökeldiği düşünülür.

Büyükşeyhendi Tepe Formasyonu kırmızı renkli, kötü boylanmış çakıtaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşmuştur. Bu birim açısıl bir uyumsuzlukla daha önceki formasyonlar üzerine oturur. Bu açısıl uyumsuzluk yüzüğü en açık bir şekilde Büyükşeyhendi Tepesinde ve Akçalı köyü ile Oflaközü köyü arasında görülebilir.

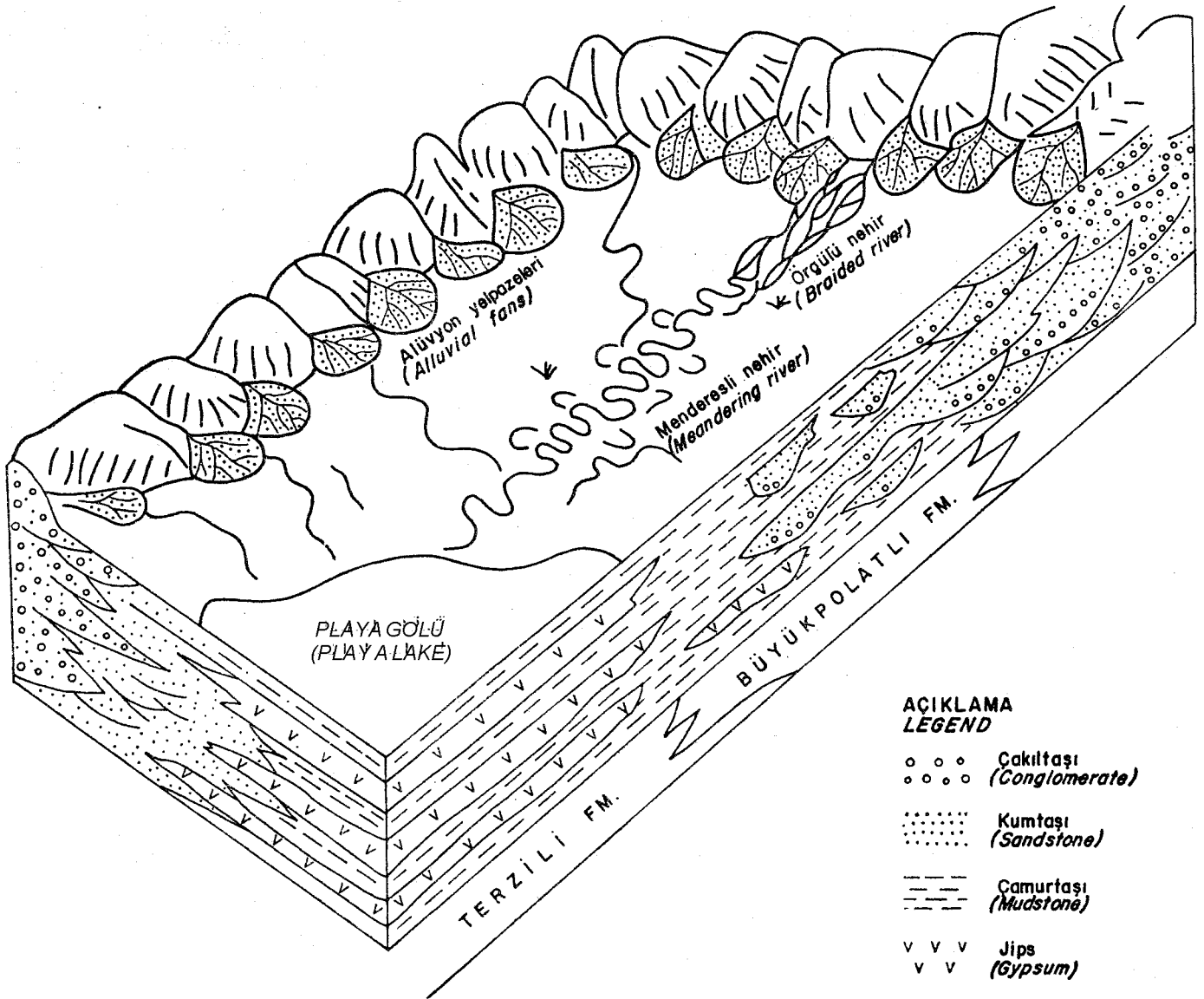
Tip Yeri ve Coğrafi Dağılımı

Formasyonun en tipik ve en kalın olarak görüldüğü yer Alembeyli köyünün 3 km kuzeyindeki Büyükşeyhendi Tepesidir (Şekil 1). Burada ölçülen tip kesitin kalınlığı 110 metredir. Büyükşeyhendi Tepe Formasyonu Sungurlu bölgesinde dar alanlar kaplamasına karşın havzanın kuzey ve kuzeydoğu kesimlerinde daha geniş yayılmıştır.

Kayatürü Özellikleri

Sungurlu bölgesinde Büyükşeyhendi Tepe Formasyonu çakıtaşı, kumtaşı ve çamurtaşından yapılmış kötü tabakalanmalı ve kötü boylanmak bir istiftir. Bu çökeller pek çok kereler fakat düzensiz bir tarzda yinelenmişlerdir. Taneler blok boyundan kil boyuna kadar değişir. Formasyonun en göze çarpan özelliği istif içerisinde çok kısa mesafelerde yanıl ve düşey fasiyes değişimlerinin bulunmasıdır. Birkaç metre kalınlığındaki bir çakıtaşı birimi 5-10 m içerisinde kamalanarak tümüyle çamurtaşına geçebilir.

Çakıtaşı. Formasyon içerisinde iki ayrı türde çakıtaşı ayrırtılmıştır. Birinci türdeki çakıtaşı kanal dolguları olarak görülür. Kanallar çamurtaşı içine açılmış eski nehir yataklarıdır. Kanalların genişlikleri 17-20 m arasında, derinlikleri ise 0.10-1.90 arasında değişir. Çoğu kanalların yamaçla-



Şekil 8: Terzili Formasyonu ve Büyükpolatlı Formasyonu'nun çökeltme ortamları arasındaki ilişkiyi gösterir blok diyagram.

Figure 8: Block diagram showing the relationship between depositional environments of the Terzili Formation and the Büyükpolatlı Formation.

rı dik, tabanları ise geniş ve yayvandır. Çakıltalarında tabakalanma kötü olduğu halde boylanma oldukça iyidir. Çoğu durumlarda çakıllar birbirleriyle dokanakta olup aralarında değişik miktarda kum hamuru bulunur. Mil ve kil boyu gereç ise tümüyle yıkanıp götürülmüştür. Çakıltası üste doğru dereceli olarak kumtaşına geçer. Çakılların %38.8 i kireçtaşı; %27.5 i magmatik; %18.9 u kuvars, kuvarsit, radyolaryalı çört; %9 u kumtaşı; %6.8 i sleyt, fillit, mikaşist kökenlidir.

İkinci türdeki çakıltası, çamurtaşı içinde ve kalınlığı 10-45 cm arasında değişen devamlı seviyeler olarak görülür. Çamurtaşı ile çakıltası arasında kesin bir sınır yoktur. Tane boyu büyük blok boyundan kum boyuna kadar değişir. Çakıllar çamurtaşı içine gömülmüşlerdir, hatta yer yer çakıllı çamurtaşına geçerler. Tabakalanma hiç gelişmemiştir. Bu birim alttan ve ve üstten dereceli olarak çamurtaşına geçer. Bu ça-

kıltası türünün yüksek kıvamdaki (viscosity) çamur akıntıları ile çökeltildiği düşünülür.

Çökeltme Yapıları. Kanal dolguları olarak görülen birinci türdeki çakıltasında en yaygın çökeltme yapıları çapraz tabakalanma, çakıl binimli yapısı ve oyuğ-dolgu yapısıdır. İkinci türdeki çakıltası hiçbir çökeltme yapısı içermez. Çapraz tabakalanma tekne şekilli olup, kanalların doldurulması ve yanlara göçmesi sonucu gelişmiştir. Çakıl binimli yapısı çakıltası içinde yassı çakılların bol bulunması durumlarında iyi gelişmiştir. Çakılların eğimi 5° - 51° arasında değişir, fakat yaklaşık % 86 sinin eğimi 20° - 50° arasındadır. 250 çakılda yapılan ölçümler akıntılarının yönünün kuzeydoğudan güneybatıya doğru olduğunu göstermiştir.

Kumtaşı. Soluk kırmızı renkteki kumtaşı, kalınlığı 10-60 cm arasında değişen kama veya mercek şekilli kanal dolguları

olarak görülür ve üste doğru dereceli olarak çamurtaşına geçer. Kumtaşı, kanal dolgularının alt kısımlarında iri taneli olduğu halde üst kısımlarında ince ve çok ince tanelidir.

Kumtaşı litik arenit bileşiminde olup başlıca volkanik ve metamorfik kaya parçacıkları, kuvars ve plajioloklasdan yapılmıştır. Volkanik kökenli olanlar trakit, andezit ve bazalt türündendir. Metamorfik kaya parçacıkları sleyt, fillit, mika-şist ve kuvarşit kökenlidir. Tortul kayaç parçacıkları başlıca kireçtaşı, çört, kumtaşı ve çamurtaşından türemişlerdir. Tüm kayaç parçacıkları kumtaşının hacimce %70-75 ini oluşturur. Kuvars yaklaşık %20 oranında olup çoğu volkanik kökenlidir. Plajioloklas, kum taşının hacimce %5 den az bir bölümünü oluşturur. Çoğunluğu zonlu yapıda olan bu taneler de büyük bir olasılıkla andezit ve bazalt gibi volkanik kayalardan türemiştir.

Çökme Yapıları. Kumtaşı içindeki en yaygın çökme yapılan çapraz tabakalanma, oygu-dolgu yapısı, yük kalıplan ve akıntı kırışıklarıdır. Çapraz tabakalanma tekne şekilli olup kanalların doldurulması ve sürekli olarak yön değiştirmesi sonucu oluşmuştur. Yük kalıpları, çamurtaşı üzerine gelen kumtaşı tabakalarının tabanında şişkinlikler şeklinde görülür. Çapları 2-42 cm arasında değişir. Şişkinlikleri dolduran kumtaşının tane boyu, kumtaşı tabakasının ortalama tane boyundan daha iridir. Akıntı kırışıkları oldukça yaygın olup kumtaşı tabakalarının daima üst kısımlarında gelişmiştir.

Çamurtaşı. Kırmızı veya kırmızımsı kahve renkli çamurtaşı, çakıltası ve kumtaşı ile ara tabakalıdır. Kalınlığı 1.30 - 9 m arasında değişir. Som görünüşlü olup belirgin şekilde ilksel çökme yapısı göstermezler. İçlerinde kalıçı denilen kireç yumruları boldur. Çamurtaşı seviyelerinin üstü çakıltası ve kumtaşının doldurduğu kanallar tarafından aşındırılmıştır. Çamurtaşı içinde yer yer kum yamaları ve çapları 1 metreden fazla olabilen kireçtaşı ve volkanik kaya blokları bulunur. Çamurtaşından alınan örneklerin analizinden, onların başlıca kuvars, kalsit, plajioloklas ile değişik kil minerallerinden yapılmış olduğu anlaşılmıştır.

Fosil Topluluğu ve Yaş

Bu çalışma sırasında Büyükşeyhefendi Tepe Formasyonu içinde bol miktarda atlara ait çene, diş ve kemik fosilleri bulunmuştur. Bu çene ve dişlerin Hipparion'a ait olduğu ve yaşının da Ponsiyen (Alt Pliyosen) olabileceği söylenmiştir (R.J.G. Savage, 1973, sözlü görüşme).

Çökme Ortamı

Bu formasyonun karasal kökenli olduğu önceki araştırmacılar tarafından ileri sürülmüştür (Ketin, 1962). Formasyon içinde denizel fosillerin bulunmaması buna karşılık omurgalı fosillerinin varlığı, kırmızı renk, kötü gelişmiş tabakalanma, çökellerin kötü boylanmış olması, sık ve kısa mesafelerde görülen fasiyes değişimleri bu görüşü kuvvetlendirmektedir. İstifte görülen çakıllı ve bloklu çamurtaşları bunları çökeltken akıntılarının kıvamlılıklarının ve plastisitelerinin yükseleceğini, bu nedenle de çakıl ve blokların mil ve mil boyu gereğinden seçilemediğini ortaya koyar. Yukarıdaki verilerinişiği

altında, Büyükşeyhefendi Tepe Formasyonu'nun kurak ve yarı kurak iklim kuşağı altında gelişmiş alüvyon yelpazeleri olarak çökeldiği düşünülür. Kanal dolguları olarak görülen çakıltası, çakıllı kumtaşı ve kumtaşı alüvyon yelpazeleri üzerindeki örgülü kanallar içinde, çamurtaşları ise kanallardan olan taşkınlarla veya zaman zaman görülen çamur akıntıları ile çökeltmişlerdir. Bu formasyon Çankırı-Çorum havzasında gelişen güncel alüvyon yelpazeleri ile büyük benzerlik gösterir.

SONUÇ

Sungurlu bölgesi Çankırı-Çorum Havzası'nın bir bölümünü oluşturur. Her ne kadar bu bölgede görülen en yaşlı formasyon Alt Eosen yaşında ise de havzadaki çökmenin en azından Üst Kretase'den beri sürekli olduğu önceki çalışmalarla saptanmıştır (Norman ve diğerleri, 1980). Bölge Alt Eosen sırasında D - B gidişli derin ve dar bir havza niteliğinde olup içinde türbiditler ve bunlarla yakın ilişkili olarak da olistolit ve olistostrom fasiyesleri çöklemiştir. Orta Eosen sırasında bölgedeki hareketli kuşak koşulları (mobile belt conditions) hemen hemen tümüyle durmuş ve sığ su fasiyesinde tortullar çöklemiştir. Orta Eosen sonunda deniz tamamen kurumuş ve bölgede karasal fasiyesde çökeller birikmeye başlamıştır. Denizel birimler ile üstüne gelen karasal birimler uyumlu olup çökme Üst Miyosen sonuna kadar hiçbir kesiklik gösterme-
-den sürmüştür. Düşey tektonik hareketler bölgede kapalı havzaların gelişimine yol açmıştır. Büyükpolatlı Formasyonu'nun çökeltken menderesli nehirler taşıdıkları çökelleri denize kadar ulaştırma olanağı bulamadıkları için bölgede kalın istifler oluşmuştur. Miyosen zamanında bölgedeki kuraklık iyice artmış buna karşılık yağış azalmıştır. Bu koşullar altında kapalı havzaların orta kısımlarındaki playa göllerinde ince taneli kırıntılı kayaçlar ile ara tabakalı anhidritler çöklemiştir. Anhidritler zamanla su alarak jipse dönüşmüşlerdir. Gerçek bir dağ oluşumu ile sonuçlanan kuvvetli tektonik olaylar Miyosen sonunda etkin olmuşlardır. Ponsiyen (Alt Pliyosen) yaşlı karasal çökeller, alüvyon yelpazeleri olarak kendisinden önceki birimler üzerinde gelişen uyumsuzluk yüzeyi üzerinde yatay veya düşük eğimli olarak çöklemiştir. Yaklaşık Üst Eosen'den beri egemen olan çökme koşulları bu havzadaki etkisini günümüzde de sürdürmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Londra'da "Imperial College of Science and Technology'de 1970-1974 yılları arasında yapılmış olan doktora çalışmasının bir özeti niteliğindedir.

Çalışmaları yönlendiren ve her konuda yardımcı olan Dr. Graham Evans'a, MTA'nın olanaklarından kısmen de olsa yararlanabilmemi sağlayan o zamanın Genel Direktörü Doç. Dr. Sadrettin Alpan'a şükranlarımı arz ederim.

Necdet Özgül bu metni yayım öncesi okumuş ve metnin geliştirilmesinde olumlu katkılarda bulunmuştur. Esen Akay harita ve şekillerin çizilmesini büyük bir ustalıkla yapmıştır. Meral Kuseyri ve Nurdan Yeğin metnin titizlikle daktilo edilmesini sağlamıştır, kendilerine teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akarsu, I., 1959, Çorum Bölgesinin Jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 7, 19-30.
- Alien, J.R.L., 1964 Studies in fluvial sedimentation; six cyclothem from the Lower Old Red Sandstone, Anglo -Welsh Basin: *Sedimentology*, 3, 163-198.
- Allen, J.R.L., 1965, Fining-upward cycles in alluvial successions: *Geol. J.*, 4, 229-246.
- Butler, G.F., 1970, Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the Sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf: *Jour. Sed. Petrology*, 39, 70-89.
- Ergun, O.N., 1977, Sedimentology of Tertiary evaporites Uğurludağ area Çankırı-Çorum Basin Turkey, Yayınlanmamış doktora tezi. Imperial College of Science and Technology, London.
- Friend, P.F., 1965, Fluvial sedimentary structures in the wood by series (Devonian) of Spitsbergen.: *Sedimentology*, 5, 39-68.
- Glennie, K.W., 1970, Desert sedimentary environments. *Developments in sedimentology*: Elsevier, Amsterdam, 14, 22 s.
- Ketin, I., 1962, 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası açıklama kitabı, Sinop paftası: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayını, Ankara, 135 s.
- Kinsman, D.J., 1966, Gypsum and anhydrite of Recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. Second Symposium on salt, de Cleveland, Ohio, Northern Geol. Soc, 302-326.
- Kukal, Z., 1971, *Geology of recent sediments*. Academic Press, London, 491 s.
- Maiklem, W.R.; Debout. D.G., va Glaister, It P., 1969, Classification of anhydrite a practical approach: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 17, 211-235.
- Norman, T.N.; Gökçen, S.L., ve Şenalp, M., 1980, Sedimentation pattern in Central Anatolia at the Cretaceous-Tertiary boundary: *Cretaceous Research*, 1, 61-84.
- Şenalp, M., 1974, Tertiary sedimentation in part of the Çankırı-Çorum Basin, Central Anatolia: yayınlanmamış doktora tezi. Imperial College of Science and Technology, Landon, 386 s.
- Şenalp, M., 1981, (baskıda) Çankırı-Çorum Havzası'nın Sungurlu bölgesindeki türbidit, olistostrom ve olistolit fasivesleri: Maden Tetkik ve Arama Enat. Bülteni.
- Shearman, D.J., 1966, Origin of marine evaporites by diagenesis: *Institute of Mining and Metallurgy (Newcastle-upon-tyne) Trans.*, sec. B, 75, 208-215.
- Wentworth, C.K., 1922, A scale of grade and calss terms for clastic sediments: *J. Geology.*, 30, 377-392,
- Williams, H.; Turner, F.J., ve Gilbert, CM., 1954, *Petrography*. W.J. Freeman CO., San Fransisco, 406 s.

Yazının Yayına verildiği tarih : 4.6.1981

Homa - Akdağ (Denizli) Yöresinin Stratigrafisi

Stratigraphy of the Homa-Akdağ (Denizli) region

Ali ÖZTÜRK Genel Jeoloji Kürsüsü, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara

ÖZ : Yapılan araştırmalar sonucu inceleme bölgesinde çeşitli yaşlarda, ayrı fasiyelerde ve farklı konumlarda birimler saptanmıştır. Kökeni sedimanter olan Menderes masifinin örtü şistleri, bu kayaların en yaşlılarını oluşturur. Metamorfizma dereceleri yeşilist fasiyesini geçmeyen ve çeşitli metamorfizmler içeren örtü şistleri, olasılıkla Silüriyen yaşındadır. Örtü şistlerini daha geniş alanlara yayılan mermerler izler. Altta şistlerle uyumlu gibi gözükse, fakat aralarında bir stratigrafik boşluğun olması olduğu mermerler'in Devonyen yaşlı olduğu düşünülmektedir.

Menderes masifi gibi otokton bir kütle olan Kocayayla metamorfizmlerinin kökenini çoğunlukla rhyolitler oluşturmaktadır. Menderes masifi ile aralarında doğrudan bir ilişki izlenemez. Yaşı da tartışmalı olup, kesinlik kazanmamıştır. Bununla birlikte, Menderes masifinin örtü şistleri ile deneştirilebilir.

İnceleme bölgesinde Liyas'tan başlayıp, Lütesiyen sonuna değin süren birimler, otokton konumludurlar. Taban çakıltaşları ile başlayıp, ince taneli-killi fasiyeste gelişen Liyas yaşlı Derealanı formasyonu, Dogger yaşlı Akdağ formasyonu, çoğunlukla pelajik kireçtaşlarından oluşan silisli ve Üst Jura yaşlı Çamoluk formasyonu Jura sistemini oluşturur. Kretase sistemine özgü kayalar, Jura zaman sürecinde oluşan kayaç birimleriyle normal geçişlidir. Alt, Kretase yaşlı Akçay formasyonu, pelajik ve neritik kireçtaşı fasiyesinde, Üst Kretase yaşlı Kartal formasyonu da yine aynı şekilde iki ayrı kireçtaşı fasiyesinde gelişmiştir. Bu kireçtaşlarının üzerine uyumlu olarak Paleosen yaşlı pelajik kireçtaşları gelir. Otokton birimler kırmızı renkli, killi Lütesiyen yaşlı kireçtaşlarıyla son bulur. Bunların üzerinde çeşitli yaş ve litolojideki allokton birimler bindirmeli olarak bulunur. Allokton birimlerin yerleşme yaşı Üst Eosen'dir.

Çağlayan formasyonu regressif bir seri olup, gölgesel oluşuklarla temsil edilir. Tabanda kireçtaşları, üst düzeylere doğru çakıltaşı ve kumtaşı arakatmanlı kırmızı killer ve en üst düzeyde de yakın kaynaklardan beslenmiş, katmanlı çakıltaşları bulunur.

İnceleme bölgesinde yüzeyleyen kayaların litolojik özellikleri ve bunların dağılımları, kısa aralıklarda değişik çökeltme ortamlarını ve genelde bu ortamların doğudan batıya doğru giderek derinleştiğini gösterir.

Varied aged rock units of distinct facies and different position have been defined, as a result of investigations carried out in the research area. The oldest of these rocks are the schists covering the Menderes Massif of sedimentary origin. The metamorphics are composed of various schists with metamorphic grades not exceed the green-schist facies, and their age is probably Silurian. The cover schists, are followed upward by the marbles which outcrop in wider areas. It is thought that the age marbles, which appear to be conformable with, underlying schists although there is probable a stratigraphic gap between them, is Devonian.

Rhyolites constitute the origin of Kocayayla metamorphics which is an autochthonous mass like the Menderes Massif. No direct connection with the Menderes Massif is not certain yet, but it may possibly be correlated with the cover-schists of the Menderes Massif.

The formations starting from Liassic and continuing up to the end of Lutetian have autochthonous positions. Liassic aged Derealanı formation which commences with basal conglomerates and develops in pelitic facies, Dogger aged Akdağ formation, Upper Jurassic aged Çamoluk formation consisting of siliceous pelagic limestones from the Jurassic system. The rocks belonging to Cretaceous system display normal transition with Jurassic units. Akçay formation of Lower Cretaceous age is developed in pelagic and neritic limestone facies. These limestones are conformably overlain by the pelagic limestones of Paleocene age. The autochthonous units terminate with red clayey limestones of Lutetian age. Resting on these are overthrust allochthonous units of various age and lithology. Emplacement age of the allochthonous units is Upper Eocene.

Çağlayan formation is regressive series which is represented by lacustrine deposits. Limestones exist at the base, red clays with conglomerate and sandstone intercalations comprise the Upper levels, and the bedded conglomerates derived from nearby sources are present at the top.

Lithologic character of the rocks exposed in the research area and their distribution indicate that different sedimentary environments were existent within short intervals, and generally these environments were deepening from east to west.

GİRİŞ:

Bu araştırmanın amacı; Batı Torosların kuzey sınırında bulunan otokton birimlerin stratigrafik konumlarını saptamaktır. Bu nedenle, yaşlı otokton birimler olarak kabul edilen Menderes masifinin bir kısmı ile Kocayayla metamorfizmaları de inceleme alanı içinde tutulmuştur. Yazıda, yöredeki genç birimlere göre otokton olan bu birimlerin, birbirleriyle olan ilişkileri üzerinde durulacaktır.

Kocayayla metamorfizmaları üzerine transgressif olarak gelen birimler, Derealanı formasyonu, Akdağ formasyonu, Çamoluk formasyonu, Akçay formasyonu, Kartal formasyonu, Şırşır formasyonu, Yuva formasyonu ve Çağlayan formasyonu başlıkları altında incelenecektir. Yöredeki allokton birimler, bir başka yayın konusu olduğundan, onlara burada kısaca değinilecektir.

OTOKTON BİRİMLER

Menderes masifi

Üzerinde bir çok yerbilimcinin, yerbilimlerinin çeşitli dallarında araştırmalar yaptığı bu masif, Anadolu sınırları içerisinde oldukça geniş, sahalarda yüzeylenmektedir. Masifi oluşturan kayaların kökeni, stratigrafisi, tektoniği ve metamorfizması konusunda değişik görüşler ileri sürülmüştür. Çekirdek gnaysları ve örtü şistleri olmak üzere iki bölümde incelenen metamorfizmaları oluştururan kayaların kökeni Flügel ve Metz (1954), Akartuna (1965), Graciansky (1965), İzdar (1971) a göre magmatik; Schuiling (1958, 1962), Başarır (1970), Dora (1960, 1972), Ayan (1973), Akat (1975), Öztürk ve Koçyiğit (1976), Akdeniz ve Konak (1979)'a göre ise sedimenterdir.

Flügel ve Metz (1954), Akartuna (1965), Wipern (1964), Abdüsselamoğlu (1965), Graciansky (1965), Çekirdek gnayslarının Örtü şistlerine geçişinin normal bir stratigrafik dizi şeklinde olduğunu; Schuiling (1962) Brinkmann (1966), Bingöl (1974), Öztürk ve Koçyiğit (1976), Akdeniz ve Konak (1979) ise/iki birim arasında açılı bir uyumsuzluğun bulunduğunu belirtirler.

Menderes masifini oluşturan kayaların metamorfizma yaşı da araştırmacılar arasında tartışmalıdır. Önay (1949), Kaaden (1954), Tokay ve Erentöz (1959), Schuiling (1962),

Akartuna (1962), Dora (1969), Ayan (1973), Akdeniz ve Konak (1979), metamorfizmanın yaşını Hersiniyen ya da daha eski olarak belirtmişlerdir. Wipern (1964), Graciansky (1965), Brinkmann (1966), Başarır (1970), Bingöl (1975), Ketin (1959) ise metamorfizma yaşının Alpin olduğunu savunurlar. Öztürk ve Koçyiğit (1976), Menderes masifinin iki ayrı evrede metamorfizmaya uğradığını, bunlardan birincisinin Hersiniyen ya da daha önce, ikincisinin ise, erken Kimmeriyen'de olduğu kanısındadırlar.

Örtü Şistleri

Dağılımı ve Konumu. Menderes masifine özgü örtü şistlerinin doğu uzantıları, inceleme bölgesinin batı kesimlerinde yüzeylenmektedir. Koçak, Işık, Çağlayan, Belence, Akdağ ve Kaşıkçılar yörelerinde yer yer mermerler ile genç karasal Neojen oluşuklarının altında gözükmektedir. Güneyde Çivril-Işık çöküntüsü ile sınırlanmıştır. Doğuda tektonik bir dokanakla sınırlı olup, Hacıkadir-Bakırlıbel arasında Mesozoyik yaşlı kayalar üzerine itilmiştir. Hacıkadir-Ibanlar arasındaki tektonik dokanak, Pleyistosen yaşlı çakıllaşları tarafından örtülmüştür.

Yeşilist fasiyesinde gelişmiş olan örtü şistlerinin tabanını oluşturan çekirdek gnaysları, inceleme sahasında yüzeylenmezler. Tavanında ise, Menderes masifinin kenar fasiyesini oluşturan mermerler bulunmaktadır. Şistlerdeki yapraklanma ile, mermerlerdeki katmanlanma doğrultuları ve eğimleri arasında bir uyumluluk gözükürse de, açışız bir uyumsuzluk olasıdır.

Kayatürü. Bölgeden derlenen örneklerin petrografik belirlemeleri sonucu, Menderes masifinin bu düzeylerini oluşturan kayaların, kuvars-muskovit şist, kuvars-serizit-biyotit-şist, klorit şist, kuvars-klorit-aktinolit şist, serizitli kuvarsit, epidot-kloritli şist, kalkışt ve metakuvarsitlerden oluştuğu saptanmıştır. Bu kayalar, birbirleriyle arakatmanlı olarak bulunur. Biyotitli, muskovitli, kloritli ve serizitli şistlerde yapraklanma son derece iyi gelişmiş olup, yapraklanma düzlemleri arasındaki kalınlık milimetre boyutlarına kadar iner. Metakuvarsit ve kalkıştlerde katman kalınlıkları 30-35 sm ye kadar ulaşır.

Örnekler mikroskop altında incelendiğinde, kuvars, muskovit ve serizitli şistlerde, kuvarsların blasto-kataklastik ve granoblastik doku gösterdiği, muskovit, kuvars, opak mine-

ral ve yabancı kayaç parçacıklarında da belirli yönlenmeler olduğu izlenir, özellikle levha şeklindeki minerallerin tek yönlü dizilmeleri, yapraklanmanın çok iyi gelişmesini sağlamıştır. Yapraklanmanın iyi geliştiği yerlerde bükülme kıvrımları, kırışma klivajları belirgindir. Şistler, faylı olan dokanaklarında yapraklanma özelliklerini yitirmişler, ezik, parçalı ve ayrılmış bir örtü oluşturmuşlardır.

Çağlayan, Belence ve özellikle Kufi deresi boyunca yüzeyleyen şistler içerisinde, çoğunlukla yapraklanmaya koşut sucuk yapıları gelişmiştir. Bunlar, şistler içerisindeki kuvarsitlerden oluşmuştur. Aynı yörede yapraklanmayı kesen kuvars damarları da bol oranda bulunur.

Şistlerle arakatmanlı olarak bulunan kuvarsitler, sarımsı, krem ve açık kahve renginde, sert ve kırılğan olup, kaldırım taşı şeklinde enine bölgülerle parçalara ayrılmıştır. Kuvarsitler içerisinde yer yer birincil yapılar korunmuştur. Işığın kuzeybatısındaki yüzlelerde dereceli ve çapraz katmanlanma yapıları belirgindir. Yabancı kayaç parçalarının oluşturduğu çakıllar da yapraklanma doğrultusuna koşut ve %50 ye varan deformasyon meydana gelmiştir. Işığın kuzeyi ve Çağlayanın kuzeydoğusundaki şistler içerisinde bulunan ve başlangıçta bütünüyle yuvarlak olan çakılların, yapraklanma doğrultusundaki uzun eksenlerinin, buna dik doğrultudaki kısa eksenlerinin iki katı uzunluğuna erişmiş olduğu saptanmıştır.

Kalınlık. Çekirdek gnaysları üzerinde kalın seriler oluşturan örtü şistleri, inceleme bölgesinde masifin kenarını oluşturması nedeniyle büyük bir kalınlık göstermezler. Ölçülebilen en fazla kalınlık, Koçak-Işıkli arasında yapılan bir kesitte 300 m olarak saptanmıştır. Kalınlık, doğu ve kuzeydoğuya doğru giderek azalır. Belence yöresinde 20m. kadardır.

Yaş. Bugüne dek Menderes masifine kesin yaş verilememiştir. Bu nedendir ki, bölgede araştırma yapan bir çok yerbilimci, saha gözlemlerine dayanarak farklı yaşlar önermişlerdir. Menderes masifindeki migmatitlerin yapısı, petrolojisi ve yapısı konusunda incelemelerde bulunan Schuiling'e (1962) göre, serizit-klorit şistler, amfibolitler, kuvarsitler, kloritoidli ya da kloritoidsiz grafitik şistlerin, başka bir deyişle örtü şistlerinin yaşı, olasılıkla Siluriyen'dir. Wipern (1962). Örtü şistlerinin üzerinde bulunan ve diyasporit içeren mermerlerde bulunduğu fosillere dayanarak şistlerin Devoniyen yaşta olabileceğini ileri sürer. Metz ve Kaaden (1954), Göktepe kuvarsit ve kireçtaşları içerisinde buldukları fosillere göre, şistlerin Üst Paleozoyik yaşta olduklarını ve bunların altında bulunan kayaçların daha çok metamorfizmaya uğramaları nedeniyle de, daha yaşlı olabileceklerini belirterek, Örtü şistlerinin yaşını Siluriyen olarak kabul ederler. Öztürk ve Koçyiğit (1976) de, Örtü şistlerinin Siluriyen yaşta olduklarını benimsemişlerdir.

Diğer bölgelerde olduğu gibi, bu araştırmanın yapıldığı bölgede de Örtü şistlerine yaş verebilecek organizma kalıntıları saptanamamıştır. Bu nedenle, Örtü şistlerine verilebilecek yaş, yine saha gözlemlerine dayanacaktır. Örtü şistleri üzerinde kalınlığı binlerce metreye ulaşan mermerler bulunmaktadır. Mermerlerin şistlerle olan dokanağının hangi tip bir dokanak olduğu da kesin değildir. Yer yer kesin litolojik ayrıcalıklar gösteren mermerlerin tek bir evrede oluşan aynı yaştaki oluşuklar mı olduğu, yoksa bir kaç evrede

oluşmuş, farklı yaşlarda mı buldukları araştırılması gereken konulardır. Mermerler içerisindeki boksit düzeylerinin bulunuşu, ikinci görüşü kuvvetlendirmektedir. Sonuç olarak, mermerlerin en üst düzeylerindeki metamorfizmaya uğramamış, kireçtaşlarında Viziyen yaşlı fosillerin saptanışı (Önay, 1949), Örtü şistlerinin azından Siluriyen yaşlı olduğunu kanıtlamaktadır.

Menderes masifinin metamorfizma yaşı, araştırmacılar tarafından değişik şekilde yorumlanmıştır. Tokay ve Erentöz (1959), masifi oluşturan kayaçların metamorfizmasının Her-, siniyen dağılımı sırasında geliştiğini belirtirler. Ketin (1959), bölgesel metamorfizmanın Mesozoyik sonunda oluştuğunu; Schuiling (1962), migmatitleşme olayının ve kuşak bölgesi metamorfizmasının Hersiniyen'de, Wipern (1962), granitleşme olayının erken Kimmeriyen'de olduğunu belirtirler. Öztürk ve Koçyiğit (1976), Menderes masifinin iki ayrı evrede metamorfizmaya uğradığı; Örtü şistlerinin metamorfizma yaşının Liyas'tan daha sonra olamayacağı, olasılıkla erken Kimmeriyen hareketleri sırasında bu olayın geliştiği kanısındadırlar.

Örtü şistlerinin üzerinde bulunan mermerlerin en üst düzeyinde, bunlar üzerine transgressif olarak gelen ve kırıntılı bir düzeyle başlayan kırmızı renkli, killi mermerler bulunmaktadır. Bu mermerlerin yaşı Tiriyaştır (Öztürk ve Koçyiğit, 1976). Kayıkçılar, Hacıkadir ve Bakırlıbel yörelerinde Menderes masifine özgü kayaçlar başkalaşmış olmalarına karşın, bunlarla yan yana bulunan Liyas yaşlı kayaçlarda bir başlangıç izine rastlanılmamıştır. Hernekadar iki seri arasında tektonik bir dokanak varsa da, bu, büyük açılı bir ters faydır, fazla bir sürüklenme söz konusu olamaz. Bu nedenle, Örtü şistlerinin metamorfizma yaşı Liyas öncesi olmalıdır.

Ortadağ formasyonu(Po)

Tanım. Birim gri renkli, iri kristeli, kalın katmanlı mermerlerle; süt beyazı renkli, çok küçük kristalli, ince katmanlı ve çok kırılğan mermerlerden oluşmuştur. Birimin Ortadağ yöresinde bütün özelliklerin en iyi bir şekilde izlenilmesi nedeniyle de, formasyona bu ad verilmiştir.

Dağılım ve Konumu. Menderes masifinin karbonat fasiyesinde gelişen kayaçlarının doğu sınırı, inceleme bölgesinde Kaşıkçılar, Kavak ve Bakırlıbel yörelerinden geçen tektonik bir hatla sınırlandırılmış olup, bu sınırın doğusunda bu fasiyeste oluşan kayaçlara rastlanmaz. Kuzey ve batıda ise; Uşak Neojen örtüsünün altına dalar. Güneyde, Işıkli-Çivril çöküntüsünün sınırlandığı Örtü şistleri bulunur. Bu sınırlar içinde yüzeyleyen mermerlerin, güney ve güneydoğu uzantılarının çok az bir bölümü inceleme sahasına girer.

Mermerler, güney ve güneydoğu dokanakları boyunca hemen her yerde Örtü şistlerinin üzerinde bulunur. Her iki birimin dokanakları boyunca tabaka doğrultu ve eğimlerinde bir uyumluluk gözükür. Ancak bu uyumluluğun sedimantasyondaki sürekliliği gösterip göstermediği tartışmalıdır. İki fasiyes arasında bir boşluk var mıdır, yoksa çökme sürekli midir? Aralarındaki birincil sedimenter ilişkiler az da olsa metamorfizmanın etkisiyle silinmiş, olabileceğinden, güvenilir bir sonuca varabilmek için ayrıntılı araştırmalara gereksinme vardır. Aktuna (1965)'ya göre, mermerlerle mikaşistler arakatmanlı olarak bulunmaktadır. Ancak, şistlerle ara-

katmanlı olan mermerler, üstte bulunan mermerlerden litofasiyes olarak çok farklıdır. Üstteki mermerler, kesin dokanakla şistlerden ayrılmaktadır. Nitekim Gracianaky (1065), mermerlerle şistler arasına açışız uyumsuzluk koymaktadır. Bu uyumsuzluk, Milas-Kazıklı yolu ile Selimiye yörelerinde belirli bir şekilde görülmektedir (Öztürk ve Koçyiğit, 1076).

İnceleme bölgesinin hemen hiç bir yerinde, mermerler üzerine kendilerinden daha genç denizel çökeller gelmemektedir. Jurnal, Işıklı, Çağlayan, ve Belence yörelerinde karasal Neojen çökelleri bu formasyonu örtmektedir.

- Kayatürü Bölgede yüzeyleyen mermerler, litofasiyes yönden ikiye ayrılır. Bunlardan birincisi daha geniş yayımlı olup, gri renkli, genellikle daha iri kristalli ve daha kalın katmanlıdır. Faylı dokanaklarında katmanlanma kaybolmuş ve bir ezik kuşak oluşmuştur. Bu ezik kuşak, Osmanköy ve Işıklıdan geçen çekim fayı ile Bakırlıbel bindirme fayı boyunca belirgindir. Yöreden alınan örneklerin petrografik incelemelerinde tane büyüklükleri 2,5 mm ye varan kalsit kristalleri yer yer mozayik dokusu ve bazı durumlarda da şisti sıralanmalar gösterir. Kalsit kristallerinde basınçla oluşmuş ikiz düzlemleri, şistlenme ile bir açı oluştururlar. Bazı örneklerde az miktarda dalgalı sönme gösteren kuvars kristalleri ile muskovit çubukları yer alır ve muskovitlerde çok belirgin yönlenmeler izlenir. Ayrıca mermerler içerisinde karadan taşınma kömürleşmiş gereçler bulunur.

Diğer mermerler Bakırlıbel'in kuzeybatısında yüzeylenmektedir. Buradaki mermerler süt beyazı renkli, çok küçük kristalli, ince katmanlı ve çok kırılımandır. Kayacı oluşturan kalsit kristallerinin büyüklüğü 0,1 ila 2 mm arasında olup, granoblastik ve şisti sıralanmalar gösterir. Kayaç çok az oranda kuvars, opak mineral, muskovit ve kil mineralleri de içerir. Ortadağ formasyonunun kalınlığı, Kaşıkçılar-Ortadağ arasında yapılan bir kesitte 400 m dolayında saptanmıştır.

Yaş. Mermerler içerisinde fosil saptanamamıştır. Ancak Önay (1949), Kaaden ve Metz (1954), Göktepe'de Viziye ve Alt Permiyen'i belirleyen fosiller saptamışlardır. Schuiling (1962), saha gözlemlerine dayanarak mermerlerin Devoniyen yaşlı olabileceğini belirtmiştir. Bu fosilli düzeyler inceleme alanımızın dışında olmakla birlikte, mermerlerin üzerinde yer aldığından, mermerlerin en azından Devoniyen yaşlı olduğu söylenebilir.

Kocayayla metamorfite (Pk)

Tanım. Kocayayla metamorfite, açık renkli, metamorfizmaya uğramış riyolitler ile kloritşist, kuvars-mikakloritşist, epidotşist, aktinolitşist ve metakumtaşlarından oluşmuştur. En iyi yayımlarının Kocayayla yöresinde olması nedeniyle de bu ad verilmiştir.

Dağılım ve Konumu. Doğuda Asmacık, güneyde Derealanı, batıda Hacıkadir ve Bakırlıbel arasında yüzeyleyen bu kayaçlar, inceleme sahası içinde yaklaşık 70 km² lik bir sahaya yayılmıştır. Kuzeyde Kızılca ve Sorkun'a değin uzanır, ancak bu bölgeler inceleme sahası dışında kalır.

Kocayayla metamorfite tabanı gözükmemektedir. Ancak, Kocayaylanın yaklaşık 3 km güneydoğusundan başlamak üzere, önce batıya doğru uzanan, daha sonra kuzey-

güney yönüne dönen dokanağı boyunca Jura yaşlı kayaçların üzerine itilmiştir. Metamorfite üzerine, Kocayayla, Asmacık ve Menteş'in 3km batısında Parejas (1943) tarafından "Verrukano fasiyesi" olarak adlandırılan kırıntılar açılı uyumsuzlukla gelirler. Bu kırıntılar, genelde metamorfite her yönden sınırlar. Ancak, önce de belirtildiği gibi, yer yer ters faylanmalar nedeniyle daha genç seriler üzerinde gözüktürler.

Kayatürü. Yörede gelişmiş diğer fasiyeslerdeki kayaçlardan açık renkli olmaları nedeniyle kolayca ayırtılır. Bu kayaçlar, metamorfizmaya uğramış riyolitler ya da asıl anlamda porfiroitlerdir. Açık renkli, iyi yapraklanmalı, iri kuvars kristallidirler, Akmtlı bir dokuları vardır. Camsı hamur içinde kuvars, klorit, serizit mineralleri akıntılı yapıyı oluştururlar. Bu küçük mineraller, daha büyük kuvars ve feldspat minerallerinin etrafını sararlar. Kuvars kristallerinde tektonikle uzamalar, feldspatlarda ise kırılmalar olmuştur. Albit ve oligoklazlar çoğunlukla serizite dönüşmüşlerdir.

Metamorfik riyolitler, üst düzeylere doğru kloritşist, kuvars-mikakloritşist, epidotşist ve aktinolitşistlere geçişlidirler. Bunlar, yeşilimsi renkleriyle diğerlerinden kolayca ayrılırlar. Serinin daha üst düzeylerinde metakumtaşları bulunur. Bu kayaçların mikroskopik incelenmesinde, tane boyları 0,1 - 1 mm arasında değişen kuvars; bütünüyle serizitlemiş albit, oligoklaz, opaklaşmış biyotit, silis parçaları ve opak minerallerden yapıldığı görülür.

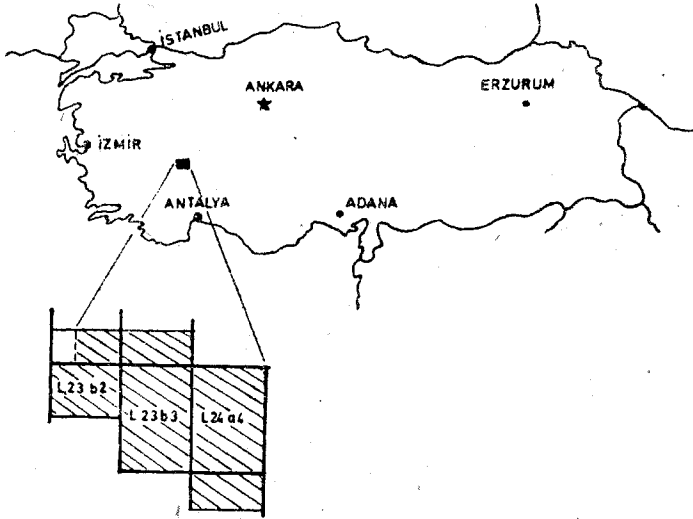
Kocayayla metamorfite bu yörede 400 m'lik bir kalınlık saptanmıştır.

Yaş. Kocayayla metamorfik riyolitleri ve kırıntılarının yaşı kesin kesin olarak bilinmemektedir. Gutnic (1977), Sultandağı Kambro-Ordovisiyen formasyonlarına yakınlığı nedeniyle Prekambriyen ? yaşında olabileceğini önermiştir. Özgül (1971), Sultandağlarında epimetamorfik şistler içeri-

* sinde polipiye parçalarının varlığına dayanarak ve özellikle Alp silsilelerinin iç kuşaklarında bu tip formasyonların sık bulunması nedeniyle, bu kayaçların Üst Permiyen yaşında olduğunu belirtir. Buna karşılık Matte (Matte, 1968, Gutnic, 1979 dan) Galice yöresinde Olio de Sapo formasyonunun porfirite bir bütün olarak kesinlikle Kambriyen öncesi bir yaşta olduğunu açıklar. Bizce de metamorfik riyolitlerin yaşı Üst Üst Permiyen öncesi olmalıdır. Çünkü, Üst Permiyen kireçtaşı çakılları ile metamorfik riyolitlerin çakıllarının bir arada bulunduğu Liyas çakıltaşlarında ve daha genç olan Oligosen yaşlı çakıltaşlarında, Üst Permiyen yaşlı çakıllarda hiç bir metamorfizma izi görülmemektedir.

İnceleme bölgesinde, Kocayayla ve Menteş batısında porfirite üzerine kırmızı renkli, fosilsiz, kaba bileşenli kırıntılar (100 m) ve bununda üzerinde bol fosilli Liyas ta-rantıları bulunur. Kırmızı kırıntılar Gutnic (1977)'e göre Tiriyaş-Alt Liyaş yaşındadır. Bu veriler ışığı altında porfiroitlere kesin yaş verme olanağı yoktur.

Kocayayla metamorfite tabanı, Menderes masifi örtü şist-leri ile ilişkileri, sahada ayrıntılı bir şekilde araştırılmıştır. Fakat bu iki birim arasında bir ilişki henüz saptanamamıştır. Hacıkadir-Bakırlıbel yörelerinde bu iki birimin birbirine çok yakın olmasına karşı, ikisi arasında yer alan Jura serileri ve tektonik hatlar bu ilişkiyi gizlemektedir. İki birimin kayatürü özellikleri de birbirlerinden bütünüyle fark-



Şekil 1: Yer buldum haritası.

Figure 1: Location map.

İldir. Önce de belirtildiği gibi, birinin kökeni sedimanter, diğ-
gerininki çoğunlukla volkaniktir.

Kocayaylada yüzeyleyen porfiroitlerin metamorfizası, Menderes masifinin üst düzeylerini oluşturan Örtülü şistle-
rinde olduğu gibi yeşilşist fasiyesini geçmez. Çünkü, serizitli ve
kloritli şisti düzeyler bunu açıkça gösterir. Birbirine bu kadar
yakın iki birimin aynı metamorfik fasiyeste olması (Kocayayla
metamorfitleri otokton kabul edilirse), yaş bakımından lehte bir
veri olabilir. Hiç olmazsa, metamorfizmanın yaşı aynıdır
denilebilir.

AKDAĞ (HOMA) GRUBU-

Akdağ grubunu oluşturan kayalar, Liyas transgresyo-
nu ile başlar ve kesintisiz olarak Lütesiyen sonuna dek süre-
r. Liyas kıvrımlı fasiyeste, Dogger dolomit ve kireçtaşı
fasiyesinde, Malm çörtlü-pelajik kireçtaşı fasiyesinde, Alt ve
Üst Kretase neritik ve pelajik fasiyeslerde, Paleosen çörtlü
pelajik kireçtaşı fasiyesinde, Lütesiyen de kireçtaşı fasiye-
sinde gelişmiştir.

Derealanı formasyonu (İd)

Tanım. Tabanda çakıltaşıyla başlayan birim, üst
doğru iri elamanlı kumtaşlarına geçer. Daha üst düzeylerde ise,
kireçtaşı ve çakıltaşı arakatmanlı olarak kumtaşı, siltaşı,
marn, şeyl araldanması şeklinde devam eder. Formasyon
içerisinde dazitik day ve siller de gelişmiştir. Birimin en iyi
bir şekilde Derealanı yöresinde yüzeylenmesi ve bütün
özelliklerinin burada saptanabilmesi nedeniyle de formasyona
bu adın verilmesi uygun görülmüştür (Şekil 2).

Dağılım ve Konumu. Doğusunda Menteş, güney ve ba-
tısında, Akdağ oluşturan tepeler dizisi, kuzeyde Kocayayla
metamorfitleri arasında yaklaşık 50 km² lik bir sahada yü-
zeyler. Formasyonun en iyi incelenebileceği yerler, akarsular
tarafından derin bir şekilde oyulmuş olan Derealanı, Karanlık
dere ve Fındıklı deresi yöreleridir.

Derealanı formasyonu, Kocayayla metamorfitleri üzerinde açılı
uyumsuzlukla bulunur. Menderes masifi ile olan

ilişkisi ise faylı dokanıklıdır. Bu formasyonun üstüne uyumlu
olarak Akdağ formasyonu gelir.

Kayatürü. Derealanı formasyonu yer yer kalınlığı 100 m ye
varan bir taban çakıltaşı ile başlar. Tuğla kırmızısı renkli olan
çakıltaşlarının bileşenleri kuvarsit, metamorfik riyolitler,
kloritşist, -- kırmızı - renkli radyolarit, albit-serizitşist,
metagrovaklar olur, bu çakıllar sıkı şekilde bir silis çimen-to
maddesiyle tutturulmuşlardır. Çakıltaşlarının kötü boylanmalı
ve çakıllarının köşeli oluşu, kaynağın yakınlığını gösterir. Ancak
az-oranlarda bulunan iyi yuvarlaklaşmış Üst Permiyen yaşlı
çakıltaşlarının kaynağı daha uzak olmalıdır. Çakılların
boyutları çok değişken olup, taban düzeylerinde 0,5 - 30 sm
arasında değişir. Katmanlanma düzensiz ve çok kalındır.
Çakıltaşları üst düzeylere doğru kırmızı renkli, iri taneli
kumtaşlarına geçer. Bu düzeylerdeki çakıllar daha iyi
yuvarlaklaşmış, katmanlanma düzenli ve katman kalınlıkları da
da 20-30 sm yi geçmez.

Parejas (1943) tarafından "Verrucano Fasiyesi" olarak
adlandırılan çakıltaşları, iri taneli kumtaşlarına; bu kumtaşları
da kıltaşları ve milttaşlarına geçişlidirler. Bunlarla arakatmanlı
olarak koyu renkli, organizmaca zengin kireçtaşları bulunur.

Karanlık dere boyunca, ince taneli kayalarla arakatmanlı
türbiditik kumtaşları kalın katmanlar oluşturmaktadır. Bu
kumtaşlarında dereceli katmanlanma, akıntı izleri, kaval
yapıları iyi bir şekilde gelişmiştir.

Derealanı formasyonu içerisinde sık sık görülen kayaç-
lardan birisi de, diğer kayalarla arakatmanlı olarak bulunan
tektür bileşenli çakıltaşlarıdır. Silis çimento ile birbirine
tutturulmuş kuvarsit çakılları çok iyi yuvarlaklaşmış ve aynı
büyüklükte (3-4 sm çapında) olup, uzun eksenleri kat-
manlanma düzlemine koşturur. Çakıltaşı katmanları çoğun-
lukla 2-3 m kalınlıktadır. Yöre kayalarına oranla aşınma karşı
daha dayanıklı olduklarından, yer yer 3-4 m yüksekliğinde dik
duvarlar oluştururlar.

Derealanı formasyonunda, tabanda çoğunlukta olan ince
taneli kumtaşları, formasyonun üst düzeylerine doğru gittikçe
yerlerini karbonat çimentolu kumtaşlarına ve kumlu
kireçtaşlarına bırakırlar. Bunlar oldukça kalın katmanlıdır,
katman kalınlıkları 1,5-2 m ye varır. Aralarındaki maralı ve
şeylli düzeyler giderek azalır.

Kumtaşları çoğunlukla arkoziktirler. Mikroskopla yapı-
lan incelemelerinde, tane çapları 0,1-0,3 mm arasında değişen
kuvarsların çoğunluğu oluşturduğu, daha az oranlarda, oli-
goklaz, albit kristalleri ile kuvarsit, çört, metamorfik riyolit,
kuvars-serizitşist parçaları ve çok az oranda da opak mi-
neraller saptanmıştır. Hamur killi ve kireçlidir.

Derealanı formasyonun üst düzeylerini koyu grimsi renkli,
kalın katmanlı kireçtaşları oluşturur. Kalınlığı 150 m ye değin
ulaşabilen bu kayalar, özellikle Büyükgedik tepe, Aytaşı tepesi
ve Menteş batısında yüzeylerler. Bunlar içerisinde
formasyonun alt düzeylerini oluşturan ince taneli kayalar pek
gelişmemişlerdir. Ancak, Aktaş-Karanlıkdere orman yolu
boyunca kireçtaşlarının alt düzeyleri ince taneli kayalarla
arakatmanlıdır.

Volkanik breş ve tüfitler, Fındıklı deresinde kumtaşlarıyla
arakatmanlı olarak bulunurlar. Kayacın bileşenleri basalt,
andezit parçacıkları ile kloritlemiş koyu mineraller,

serizitleşmiş andezin ve labrador olup, çapları 0,1-3 mm arasında değişmektedir.

Formasyon içerisinde, özellikle Fındıklı ve Karanlık derelerde dasit dayk ve silleri saptanmıştır. Koyu renkli görünüşleriyle içerisinde buldukları ince taneli kayalara çok benzerler.

Yaş. Derealanı formasyonu tabanındaki kırmızı renkli, kırıntılı düzey, Parejas (1943) tarafından "Verrucano Fasiyesi" olarak adlandırılmış ve Permiyen veya Triyas yaşı verilmiştir. Gutnic (1977) ise, bunların olasılıkla Alt Triyas yaşında olabileceğini belirtmiştir.

Saha ve laboratuvar araştırmalarında, kırıntılı kayalara yaş verebilecek her hangi bir fosil saptanamamıştır. Ancak, bu kayaların yüzeyledikleri hemen her yerde, altta kaba ve çoktur bileşenli bir çakıltaşı, üst düzeylere doğru gittikçe bileşenleri küçülen kumtaşı, sütteşi, kiltası ve kireçtaşlarına geçişlerinin varlığı gözlenmiş olup, bu durum normal bir transgresyonun belirtmektedir. Yine kaba, kırmızı renkli kırıntılarla onun üzerine gelen fosilli kayalar arasında aşınım yüzeyini belirleyen hiç bir kanıt yoktur. Bütün geçişler sürekli ve düzenlidir. Bu nedenle, kırmızı renkli kırıntılar, Alt Liyas yaşında olmalıdır.

Derealanı formasyonu içerisinde ince taneli kayalarla ara katmanlı olarak bulunan killi, koyu renkli kireçtaşları mikrofosilce zengindir. Karanlık dere ve Fındıklı derelerinden alınan örneklerden, formasyona Liyas yaşını veren fosiller saptanmıştır.

Akdağ formasyonu (Ja)

Tanım. Birim kireçtaşlarıyla yanal ve dikey geçişli dolomitlerden oluşmuştur. Ayrıca katmanlanmayı kesen ve onlara koşut mağmatik kayaları da içerir. Akdağ'da en iyi yüzlek verdiklerinden formasyona bu ad verilmiştir (Şekil 2). Dağılım ve konumu. Akdağ'da Derealanı formasyonu güney ve batıdan dar bir şerit biçiminde sınırlar. İnceleme sahasında, batı ve güneybatıda daha kalın ve geniş yayımlı olan dolomitler, güneydoğuya doğru giderek incilir ve Menteş'in 2 km batısında yanal olarak kireçtaşlarına geçer.

Akdağ formasyonu, Derealanı formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. Üst Jura yaşlı kireçtaşları da bu formasyonu yine uyumlu olarak örter.

Kayatürü. Dolomitler, gri renkli, iri kristalli ve iyi katmanlıdır. Kırıldığında bitüm kokusu verirler. Kayacın ayrışması sonucu yamaç aşağı dökülen kristaller, bir dolomit kumu oluşturmuşlardır. Altta yer alan Derealanı formasyonuna oranla daha sert olduklarından dik sarplıklar oluşturmuşlardır. Bu özelliği nedeniyle uzaktan bile kolayca tanınırlar. Dolomitler yanal ve dikey yönde kireçtaşlarına yavaş yavaş geçişlidirler.

Akdağ formasyonu, dasit daykları tarafından kesilmiştir. Aynı kayalar sil olarakta bulunurlar. Ayrıca Obruk-kayalığı ve Ayıtışı yöresinde diyabaz lavları yastık yapıları oluşturmuştur.

Akdağ formasyonunun kalınlığı değişken olup, 150 m lik kalınlığa ulaştığı yerler olduğu gibi, bir kaç metre kalınlıkta olan yerler de vardır, özellikle bu kalınlık değişimleri dolomitlerde kireçtaşlarına yanal ve dikey geçişli olmaları nedeniyle sık sık izlenir.

Yaş, Akdağ formasyonunu oluşturan dolomitlerin alt düzeyleri bütünüyle fosilsizdir. Kireçtaşlarına geçişli olduğu düzeylerde fosil içerirler. Alınan örneklerden formasyona Dogger yaşını verecek fosiller, gerek tarafımızdan ve gerekse Gutnic (1977) tarafından saptanmıştır.

Çamoluk formasyonu (Jç)

Tanım. Birim neritik kireçtaşları ile yanal ve dikey geçişli olan, silisli, killi pelajik kireç taşlarından oluşmuştur. Çamoluk yöresinde iyi izlenebilmesi nedeniyle de formasyona bu ad verilmiştir (şekil 2);

Dağılım ve Konumu. Bu formasyonun en iyi yüzeylediği yer, Akdağ'ı doğu-batı yönünde derin bir şekilde oyan Çamoluk vadisidir. Akdağ'ı kuzeybatı, batı, güney ve güneydoğu yönlerinde yarım ay şeklinde kuşatır.

Çamoluk formasyonunun alt dokanağı, Akdağ formasyonu ile uyumludur. Üst dokanağı da Alt Kretase yaşlı Kireçtaşları ile yavaş geçişlidir. Kuzeyde Menderes masifi mermerleriyle faylı dokanaklı olup, mermerler, Çamoluk formasyonu üzerine itilmiştir.

Kayatürü. Bu formasyonu oluşturan kireçtaşları, alt düzeylerde beyazımsı-krem renkli, çok iyi katmanlı mikritlerdir. Katman kalınlığı 20 sm yi geçmez. Katman içinde ve katmanlar arasında silis bendleri vardır. Pontid ve Anadolitlerde oluşan Üst Jura kireçtaşları ile aynı litofasiyes özelliğini gösterirler (Öztürk, 1968, 1979). Pelajik ortamlarda oluşan bu kireçtaşlarında, Akdağ'ın batısında dikey, güney ve güneydoğusunda da hem dikey ve hem de yanal yönde fasiyes değişimleri izlenir. Açık renkli ve bol silis bandlı olan kireçtaşları, gri renkli, daha kalın katmanlı bir durum alır ve içerdikleri silis oranı da azalır. Aynı yaştaki bir iki kayacın mikroskop altındaki görünüşleri de farklıdır. Tabandaki mikritler, üst düzeylere doğru yavaş yavaş sparitik kayalara geçerler ki, bunlar, derin deniz ile sığ deniz geçiş ortamının çökelileridir.

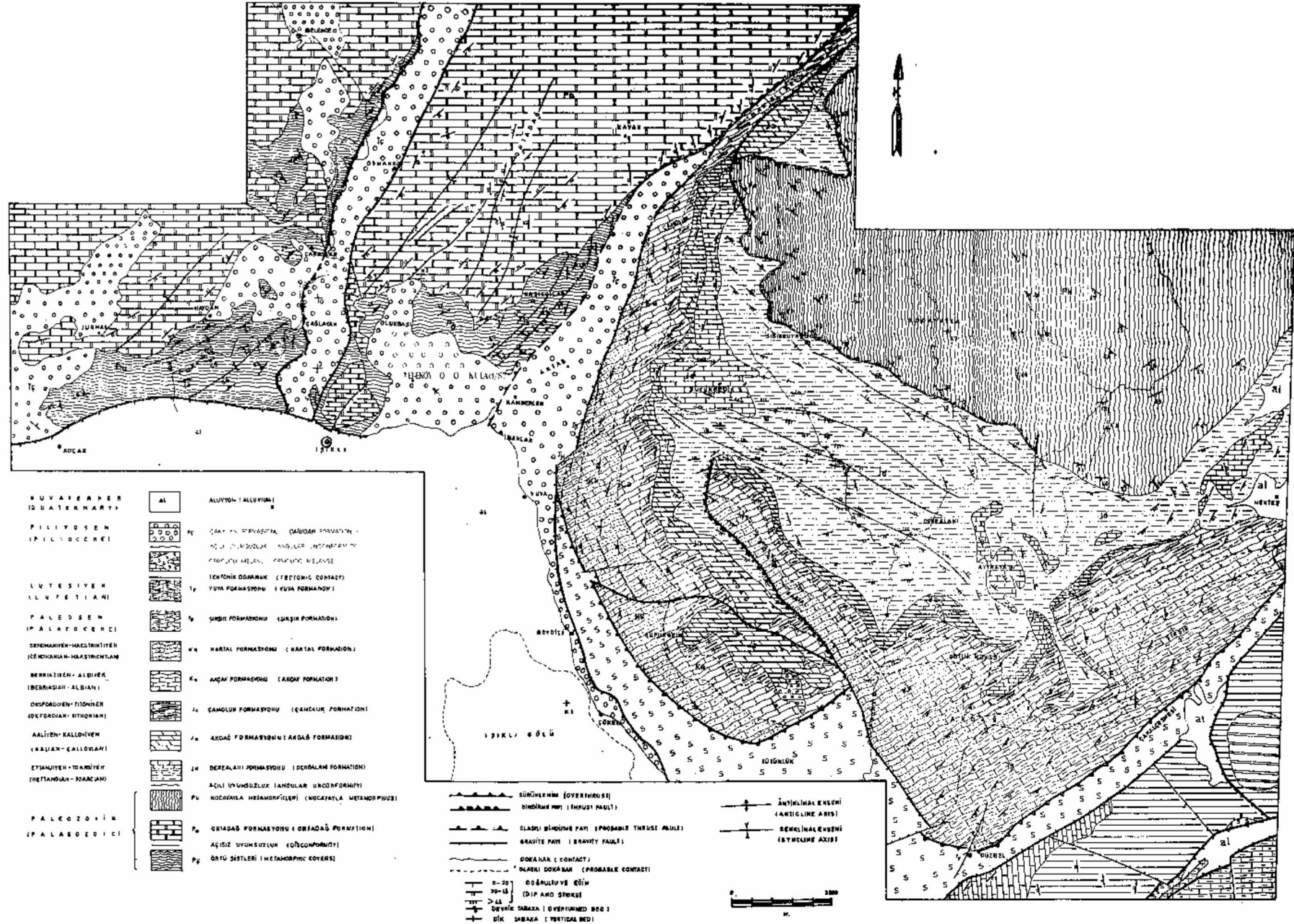
Çamoluk formasyonunun en fazla kalınlığı, Çamoluk vadisi ile Akdağ zirvelerinde saptanmış olup, 150-200 m dolayındadır. Bakırlıbelde olduğu gibi çok ince olduğu yerler de vardır (15-20 m).

Yaş. Formasyonun yaşı, alınan örneklerin incelenmesi sonucu Üst Jura olarak belirlenmiştir.

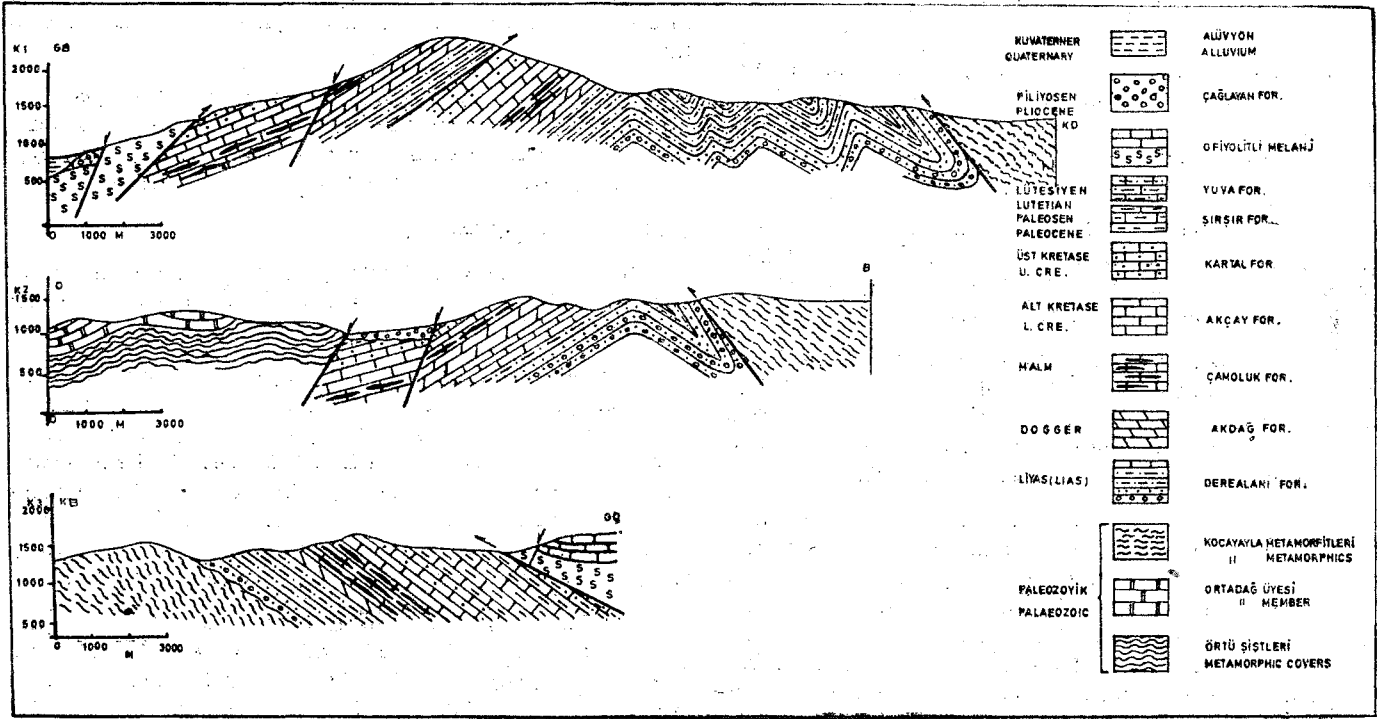
Akçay formasyonu (Ka)

Tanım. Formasyon pelajik ve neritik fasiyeslerde gelişmiş kireçtaşlarından oluşmuştur. Homanın kuzeyinde Akdağ'ı doğu ve batı olarak ikiye ayıran Akçay vadisi boyunca iyi izlendiğinden, formasyona bu adın verilmesi uygun görülmüştür.

Dağılım ve Konumu. Bir önceki formasyonda olduğu gibi, Akdağ'ın batı, güney ve güneydoğu yamaçlarında yüzeyler. Üst Jura yaşlı kireçtaşları üzerinde uyumlu olarak bulunur. Üst dokanağı ise, Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarına uyumlu olarak geçer. Formasyonun sahadaki dokanakları, diğer formasyonlarla litofasiyes benzerlikleri nedeniyle kesin olarak çizilemediğinden olası çizilmiştir. Olası ayırımları, çeşitli yerlerden alınan örneklerin içerdiği fosiller yardımıyla yapılmıştır.



Şekil 2: Moma-Akdag (Daniau) yöresi jeolojik haritası.
 Figure 2: Geological map of the Moma-Akdag (Daniau) area.



Şekil 3: Homa-Akdağ (Denizli) yöresi jeolojisi kesitleri.

Figure 3: Geological sections of the Homa-Akdağ, (Denizli) area.

Kayatürü. Akçay, Yuva ve Beydili köylerinin doğu yamaçlarında biyosparitler, gri renkli, pseudooolitik, Üst Jura yaşlı kireçtaşlarına oranla daha kalın katmanlıdır. Faylanmalar nedeniyle katmanlanmalar yer yer bozulmuş ise de, genelde iyi katmandırlar. Katmanlar içerisinde koyu renkli, katmanlanmaya koşut ve altındaki formasyona oranla daha az miktarda silis bantları içerir. İnceleme alanının güneydoğu ve doğusuna doğru daha kaba dokulu kireçtaşlarına yanal ve dikey yönde yavaş geçişler yaparlar. Bu bölgedeki kireçtaşları, pseudooolitik ile oolitic arası bir dokuda olup, taneler arasındaki kalsit oranı da artmaktadır. Bu yörelerde formasyonun üst düzeyleri bol organizma kırıntılı olup, breşik bir yapıdadır.

Akçay vadisi boyunca yapılan ölçülü kesitte, formasyon kalınlığının 300 m dolayında olduğu saptanmıştır (Şekil 4).

Yaş. Sahadan alınan örneklerden belirlenen fosillere göre formasyon Alt Kretase yaşındadır.

Kartal formasyonu (Kk)

Tanım. Genellikle altta pelajik, üst düzeylerde neritik kireçtaşlarından oluşan formasyon, Kartal çşmesi yöresinde en iyi incelenebilmiştir. Bu nedenle de formasyona ad olarak verilmiştir.

Dağılım ve Konumu. Akdağ grubunu oluşturan kayalarda Lias'tan Lütésiyen sonuna değin sürekli bir stratigrafik dizilini görüldüğünden, bu formasyona özgü yüzlekler de, Akçay formasyonunun yüzelediği yörelerde izlenir. Formasyon inceleme alanının batısında daha ince, güneyde ise daha yaygın ve kalındır.

Kartal formasyonu, Akçay formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunur ve yine uyumlu olarak tavanında Şırsır formasyonu yer alır.

- Kayatürü. Formasyonu oluşturan kayalar, inceleme alanında iki ayrı fasiyeste gelişmiştir. Batıda gri-kırmızı renkli, ince katmanlı, silis ara bandlı, kayacı oluşturan tanecikler daha küçük çaplı ve killidir. Tipik mikrit fasiyesinde oluşan bu pelajik kireçtaşları, faylanma nedeniyle ince bir şerit şeklinde gözükür ve yer yer de daha yaşlı kayalar üzerinde asılı bir şekilde bulunur. Aktaş ve Yuva köyleri doğusundaki mikritler içerisinde türbiditik düzeylere de rastlanır. Bunlar, daha kalın katmanlı olup, içerdikleri kum oram dakilden fazladır.

Batıdaki pelajik kireçtaşları, güney ve güneydoğuda neritik fasiyeste gelişmişlerdir. Özellikle Kartal çşmesi yöresi ile Obruk kayalığının güney yamaçlarında çok iyi yüzeyler. Bu yörelerde Akçay formasyonu üzerinde açık renkleri ve masif görünüşleriyle kolayca tanınırlar. Resifal fasiyeste gelişen bu düzeyler, bol oranda Rudis, Lamellibrans, Gastropoda kırıntıları içerir ve breşik bir dokuya sahiptir.

Kartal Formasyonunun kalınlığı yörelere göre değişmekte olup, en fazla 300 mlık bir kalınlık saptanmıştır (Şekil 4).

Yaş. Kartal formasyonunun yüzelediği yerlerden alınan örneklerin incelenmesiyle belirlenen fosillere göre, formasyonun yaşı, Senomaniyen'den Maestrihtiyen'e değin çıkmaktadır.

Şırsır formasyonu (T₃)

Tanım. Birim türbiditik kireçtaşı arakatmanlı, silisli pelajik kireçtaşlarından oluşmuştur. Düzbel _Menteş arasında

yer alan Şırşır yöresinde en iyi geliştiği için de formasyona bu ad verilmiştir.

Dağılım ve Konumu. Şırşır formasyonu, inceleme sahasının güneybatı ve batısında çok sınırlı yerlerde yüzeyleyler. Kayatürü yönünden yer yer Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarına çok benzer. Bu neednle, onlardan içerdikleri fosiller yardımıyla ayrılır.

Şırşır formasyonu, inceleme sahasının güneydoğu kesiminde geniş yayılım gösterir. Düzbel ve hemen kuzeyinde yükselen Akdağ'da doğu ve kuzeydoğuya doğru genişleyerek uzanır. Menteş yöresinde yeniden faylarla sınırlanır.

Formasyon, tabanda Üst Kretase yaşlı Kartal formasyonu ile uyumluk gösterir. Tavanda ise, çok sınırlı bölgelerde yüzeyleyen Lütesiyen yaşlı Yuva formasyonu bulunur. İki formasyon arasındaki ilişki normaldir. Fakat, çoğunlukla daha yaşlı allokton birimler bu formasyon üzerine itilmiştir.

Kayatürü. Şırşır formasyonu tabanda breş yapılı kireçtaşlarıyla başlar ve üst düzeylere doğru mikritlere geçer. Mikritler çoğunlukla grikrém renkli, killi ve çok iyi katmanlıdır. Katman kalınlıkları 20, 25 cm yi geçmez. Katmanlar içerisinde ve arasında bol miktarda gri renkli, bazan siyahımsı silis bandları bulunur. Mikritlerle arakatmanlı, kaba dokulu ve daha kalın katmanlı olan kireçtaşları, türbiditik oluşukları temsil ederler ve bunlara sık sık rastlanır.

İnceleme sahasında pelajik fasiyeste gelişen formasyon, bölgenin doğusunda Kırdığıları, Senirkent (Koçyiğit, 1980) yörelerinde neritik fasiyeste gelişmiştir. Aynı bölgelerde dikey yönde fasiyes değişimleri de izlenir Gutnic (1977).

Şırşır formasyonunun kalınlığı değişken olup, Şırşır yöresinde en çok 450 mlik bir kalınlık saptanmıştır (şekil 4).

Yaş. Pelajik ortamlarda çökelen bu kireçtaşları, fosil bakımından yoksundur. Ancak, türbiditik oluşuklar daha zengin organizma kırıntısı içerirler. Örneklerden saptanan fosiller her ne kadar Orta Paleosen için karakteristik ise de, tabanda Maestrihtiyen, yaşlı birimlerle, tavanda da Eosen yaşlı kayalarla normal geçişli olduğundan, formasyona Paleosen yaşının verilmesinin daha uygun olacağı kanısındayım.

Yuva formasyonu (Ty)

Tanım. Birim kırmızı renkli biyomikritlerden oluşmuştur. Yüzleklerin en iyi Yuva köyü yöresinde bulunması nedeniyle, formasyona bu ad verilmiştir.

Dağılım ve Konumu. Bu formasyonu oluşturan kayalar çok küçük sahalarda yüzeyleyler. Daha geniş yayılımı Dinar ve doğusunda görülmektedir. Ancak buralar inceleme alanının dışında kalır. Saptanabildiği yerler, Yuva köyünün 2 km kuzeydoğusu ile Düzbel'in kuzeyidir.

Yuva formasyonu uyumlu olarak Şırşır formasyonunun üstüne gelir. Tavanında ise tektonik dokanakla allokton birimler bulunur.

Kayatürü. Kırmızı renkli, killi, iyi katmanlı olan biyomikritler, görünüşleri bakımından Üst Kretase'nin Globotruncana'lı kireçtaşlarına çok benzerler; yalnızca içerdikleri fosiller yardımıyla onlardan ayrılırlar. Bir de, bu kayalar içerisinde, de silis bandları bulunmamaktadır.

Yuva köyünün kuzeydoğusunda yapılan ölçülü kesitte, formasyonun kalınlığının 50 m dolayında olduğu saptanmıştır.

Yaş. Mikritler içerisindeki fosiller, cins ve tür çeşitliliği yönünden kıt, fakat aynı türün çokluğu bakımından zengindir. Örneklerin belirlenmesi sonucu saptanan fosiller, formasyonun İpresiyen-Lütesiyen yaşında olduğunu gösterir.

Çağlayan formasyonu (Tç)

Tanım. Formasyon kireçtaşı, kumtaşı, kırmızı killer ve çakıltaşlarıyla temsil edilir. Çağlayan köyünde en iyi dizilimi gösterirler.

Dağılım ve Konumu. Bu formasyon, Uşak Neojen sahasının güneydoğuya doğru bir uzantısıdır. Yayılımı çoğunlukla yüksek dağlar arasında kalan çöküntü bölgeleridir. Aktaş, Akdağ, Çağlayan, Belence ve Koçak köyleri yörelerinde yaygın olarak yüzeyleyler. Tabanda, daha yaşlı birimler üzerinde açılı uyumsuzlukla bulunur. Yuva-Hacıkadir köyleri arasında da Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı kayalarla, Işıklı-Osmanköy arasında da Menderes masifi ile faylı dokanak halindedir.

Kayatürü. Çağlayan formasyonu, Çağlayan köyü yöresinde tabanda 50 m kalınlığında, yatay katmanlı, krem renkli, bitki kırıntıları içeren gösel kireçtaşlarıyla metamorfitlet üzerine gelir. Üste doğru çakıltaşları ve gri-kırmızımsı renkli kumtaşı arakatmanlı kırmızı killer yer alır. Bu kayaların kalınlığı 100 m kadardır. Bunun üzerine 5 m kalınlığında killi kireçtaşları bulunur. Daha üst düzeylerde, tabanı kireçtaşlarıyla geçişli olan, 70 m kalınlığında, kalın katmanlı çakıltaşları yer alır. Çakıltaşlarının bileşenleri çoğunlukla mermer, kuvarsit, kloritistve kireçtaşı parçacıklarıdır. Mermer, kuvarsit ve kireçtaşlarından oluşan çakıllar iyi yuvarlaklaşmıştır. Çakıllar, killi-kireçli bir çimento maddesi ile sıkı bir şekilde tutturulmuşlardır. Çağlayan kesitinin üst düzeyleri, bağlantısız çakıllarla son bulmaktadır.

İnceleme bölgesinde aynı stratigrafik dizilim, Koçak ve Jurnal yörelerinde de izlenir. Ancak Yuva, İbanlar ve Hacıkadir köyleri arasında stratigrafik dizilim değişir. Bu bölgelerde, alttaki kireçtaşları ile çakıltaşı ve kumtaşı arakatmanlı kırmızı killer gözükmez. Nisbeten gevşek çimentolu ve katmanlı yapılı çakıltaşları, bağlantısız çakıllar ve yer yer 2-3 m ye varan kalın bir toprak örtüsü yer alır. Çakıltaşları, çoğunlukla Akdağ yamaçlarından dökülen kireçtaşı çakıllarından oluşmuştur. Boylanma görülmez. İyi yuvarlaklaşmış çakıllar yanında, oldukça iri ve köşeli çakıllar da bulunur. Katmanlar yamaç eğimi yönünde 5-6° lik ilksel eğimlidir.

Yaş. Alınan örneklerden formasyona yaş verebilecek fosiller saptanamamıştır. Aynı düzeyler Uşak yöresinde Üst Neojen olarak adlandırılmıştır (Ercan ve diğerleri, 1978). Dinar-Sandıklı arasında Çağlayan formasyonunu oluşturan kayalar, denizel Alt-Orta Oligosen üstüne uyumsuzlukla gelen Karasal Miyosen oluşuklarının üst düzeylerini temsil ettiğine göre, formasyonun yaşı, olasılıkla Pliyosen'den başlayıp, Pleyistosen'i de kapsamalıdır.

ALLOKTON BİRİMLER

Bu başlık altında verilecek bilgiler bir diğer yazıda ele alınacağından, burada kısaca allokton birimlerin dağılımından, kayaç türlerinden ve yerleşme yaşından söz edilecektir.

Dağılım ve Konumu,

Araştırma sahası içine giren allokton birimler, doğudan batıya doğru Menteş, Düzbel, Homa, Çötel, Beydili ve Yuva köyleri yörelerinde izlenir. Bunlar yer yer Üst Kretase, Paleosen ve Eosen yaşlı kayalar üzerine sürüklenmişlerdir. Tavanında ise, otokton Alt-orta Oligosen yaşlı çakıltaşları bulunur (Dinar yöresinde).

Allokton Bilimleri Oluşturan Kaya Türleri

Allokton birimleri oluşturan kayaç türlerinin en yaygın kireçtaşlarıdır. Kireçtaşları, Triyas'tan başlayıp, Eosen'e de-ğin her yaşta pelajik ve neritik fasiyeslerle temsil edilir.

Birimi oluşturan kayaç türlerinden bir diğeri de kumtaşlarıdır. Bunlar, kireçtaşları kadar yaygın değildir. Çoğunlukla kaba bileşenli grovaklar tarafından temsil edilirler ve fosil içermezler. Diğer kayaçlarla tektonik karışımı olduklarından haritalanamamışlardır.

Kırmızı renkli radyolaritler irili ufaklı bloklar biçiminde olup, çok parçalı bir yapıdadır. Belirli bir düzey oluşturmazlar.

Büyüklikleri bazan kilometreleri bulan bu bloklar, peridotit, piroksenit, bazalt, diyabaz ve spilitlerden oluşan ofiyolitik bir gereç içinde yüzer durumda bulunurlar. Bu ofiyolitik karmaşık Gutnic (1977) ve Graciansky (1977)'e göre, Lisiyen naplarının kuzeydoğuya doğru bir uzantısıdır. Demirtaşlı (1977) ise, Toroslardaki bu ofiyolitik birimlerin bir olistostrom olduğunu önerir. Ofiyolitik melanj terimi ilkin yerel olarak Graciansky (1973), daha sonra tüm Batı Toroslar'da Koçyiğit (1976, 1978) tarafından ileri sürülmüştür.

Allokton Birimlerin Yerleşim Yaşı

Allokton birimler değişik yörelerde değişik yaşta kayalar üzerine bindirmelidir. Doğudaki Menteş-Düzbel arasındaki bazı yörelerde Üst Kretase; Bazı yerlerde de Paleosen ve Eosen üzerine bindirmelidir. Batıda Homa-Yuva arasında da Üst Jura, Alt Kretase, Üst Kretase, Paleosen ve Eosen yaşlı birimler üzerine bindirmelidir (Şekil 3). Dinar yöresinde ise, Alt-Orta Oligosen yaşlı çakıltaşlarının altında görünürler. Bu duruma göre, allokton birimlerin yöredeki yerleşme yaşı, Lütésiyen sonra Oligosenden önce, bir başka deyişle Üst Eosen'de olmuştur. Gutnic (1977) de bunların yerleşme yaşı Eosen sonu olarak vermiştir.

Alüvyon

KB-GD yönünde yer alan Dinar çöküntüsü ile KB-GB yönündeki Çivril-Işıklı çöküntü alanlarında oluşan alüvyonların, Çivril-Işıklı yöresinde inceleme sahası içerisine girerler. Alüvyon havzası, kuzeydoğuda yükseleñ ve Akdağ'ı oluşturan birimlerden beslenmektedir. Bu nedenle, dağ eteklerinde daha kaba bileşenli çökellerin, havza ortalarına doğru giderek daha küçük bileşenli elamanlara dönüştüğü görülür.

SONUÇLAR

Yapılan araştırmalarla bölgenin stratigrafisi hakkında şu sonuçlara varılmıştır:

1 — Bakırlıbelin kuzeybatısında yüzeyleyen metamorfitle, Menderes masifinin doğu uzantısını oluşturmakta olup, Liyas'tan önceki bir evrede metamorfizmaya uğramıştır.

2 — Kökenini çoğunlukla volkanitlerin oluşturduğu Kocayayla metamorfitle, Paleozoyik yaşta olup, Menderes masifinin örtü şistleri ile aynı evrede metamorfizma etkisinde kalmıştır.

3 — Bölgede, Liyas başından Lütésiyen sonuna de-ğin sürekli bir stratigrafik dizilim saptanmıştır. Bu nedenle, 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasında ayrılmamış Mesozoyik-Tersiyer serileri olarak belirtilen birim, Alt, Orta, Üst Jura, Alt ve Üst Kretase, Paleosen ve Alt-Orta Eosen serilerine ayrılmış ve haritalanmıştır.

4 — Kocayayla metamorfitle ile Liyas arasında yer alan ve Verrucano fasiyesi olarak adlandırılıp, Triyas yaşı verilen kırmızı renkli kırıntılı, Liyas yaşlı Derealanı formasyonunun taban çakıltaşı düzeyi olduğu saptanmıştır.

5 — Kısa uzaklıklarda de-ğişik çökeltme ortamının yanında, genelde çökeltme ortamının batıdan doğuya giderek sığlaştığı sonucuna varılmıştır.

6 — Allokton birimlerin yerleşim yaşının Üst Eosen (Piriaboniyen) olduğu saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazar, bu araştırmanın yapılmasında maddi olanak sağlayan Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu ile paleontolojik belirlemeleri yapan Dr. E. Sirel'e ve petrografik belirlemeleri yapan asistan H.Çağlayan'a teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoglu, M.S., 1965. Muğla-Yatağan çevresinde görülen jeoloji formasyonlarının korrelasyonu hakkında rapor: M.T.A. Rap., No. 3497.
- Akartuna, M., 1962. İzmir-Torbalı-Değirmendere-Seferhisar-Urla bölgesinin jeolojik etüdü: İ.Ü.F.F. Monografileri, 18.
- Akartuna, M., 1965. Aydın-Nazilli hattı kuzeyindeki versanların jeolojik etüdü: M.T.A. Dergisi, 65, 1-10.
- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979. Menderes Masifinin Simav dolayındaki kaya birimleri ve metahazik, metaultramafik kayaların konumu: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 22, 175-183.
- Akat, U. Öztürk, Z., Öztürk, E. ve Çağlayan, A., 1975. Menderes Masifi Güneyi - SW Toros kuşağı ilişkisi (Ön rapor): M.T.A. Rap. No. 5488, Yayınlanmamış.
- Ayan, M., 1973. Gördes migmatitleri: M.T.A. Dergisi, 65, 132-155.
- Başarır, E., 1970. Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeoloji ve petrolojisi: E.Ü.F.F. Jeoloji Kürsüsü İlimi rapor Servisi, No. 102.
- Bingöl, E., 1974. 1:2.500.000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerine tartışmaları: M.T.A. Dergisi, 83, 178-134.
- Brinkmann, R., 1966. Geotektonische Gliederung von West Anatolien: M.T.A. Dergisi, 66, 61-74.
- Demirtaşlı, E., 1977. Toros Kuşağının batı kesimindeki olistolitler, olistostromlar ve ofiyolitik melanj ile çeğitli nap varsayımlarının tartışılması: Sixth Collogium on Geology of the Aegean Region, İzmir-TURKEY.
- Dora, O.Ö., 1969. Karakoca granit masifinde petrolojik ve metalojenik etütleri: M.T.A. Dergisi, 73, 10-26.
- Dora, O.Ö., 1972. Ortoklas mikroklin transformation in migmatiten des Eğriğöz Massivs: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 15/2, 131-152. Ercan, T., Dinsel, A., Metin, S., Türker, A., Günay, E., 1978. Uşak Yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 21, 97-106.
- Flügel, N. ve Metz, K., 1954. Bodrum-Muğla Yöresinde Yapılan jeolojik harita hakkında rapor: M.T.A. Rap. No. 2799, Yayınlanmamış.
- Graciansky, P. de., 1965. Menderes Masifi güney kıyısı boyunca görülen metamorfizma hakkında açıklamalar: M.T.A. Dergisi, 64, 8-21.

- Graciansky, P. de., 1973, Le Probleme des "couloured melanges" a propos do formations chaotiques associees aux ophiolites de Lycie occidentale (Turquie): Revue de Geographie Physique et de Geologie dynamique (2), vol. XV, Fasc. 5, pp. 556-566, Paris.
- Graciansky, P. de., 1977, New datas on the "Western Lycian Nappes and discussion about the problem of their root zones: Sixth Collogium on Geology of the Aegean Region: Izmir-TURKEY
- Gutnic, M., 1977, Geologie du Taurus Pisidien au nord d'Isparta, Turquie: Principaux resultats extraits des notes de M. Gutnic entre 1964 et 1971 par O. Monod, Université de Paris-Sud Orsay, 1305.
- İzdar, K.E., 1971, Introduction to geology and metamorphism of Menderes Massif of Western Turkey: Campbell, A.S., ed., Geology and history of Turkey: Petroleum Expl. Soc. of Lib., Tripoli, 495-500.
- Kaaden, G. ve Metz, K., 1954, Dağca-Muğla-Dalaman çayı arasındaki bölgenin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 5/122, 71-170.
- Ketin, İ., 1959, Türkiye'nin orojenik gelişmesi: M.T.A. Dergisi, 53, 78-86.
- Koçyiğit, A., 1976, Karaman-Ermenek (Konya) bölgesinde ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 103-116.
- Koçyiğit, A., 1978, Sakarya-Üşbaşı (Karaman) yöresinin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21,77-86.
- Koçyiğit, A., 1980, Hoyran Gölü yöresinin (Isparta-Afyon) stratigrafik ve Tektonik özelliği: A.Ü. Fen Fakültesi, Jeoloji Kürsüsü, Doçentlik Tezi, 172 say.
- Onay, T.S., 1949, Über die Schmirgllgesteine SW-Anatoliens; Schweitz. Mün-Petr. Mitt. 29/2, 492-537.
- Özgül, N., 1971, Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi; Türkiye Jeol. Kur. Bült, 1, 85-101.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1976, Selimiye-Besparmak bölgesi metamorfiteilerinin tektoniği: A.Ü.F.F. Jeoloji Kürsüsü. Yayınlanmamış.
- Parejas, E., 1943, Le substratum ancien du Taurus occidental au Sud d'Afyon Karahisar (Anatolie): Soc. Ph. et Hist. Nat. Genève, C.R., 60, 110-114.
- Schuiling, R.D., 1958, Menderes Masifine ait bir gözlü gnays üzerinde zirkon etüdü: M.T.A. Dergisi, 51, 38-41.
- Schuiling, R.D., 1962, Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes migmatit kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: M.T.A. Dergisi, 58, 71-84.
- Tokay, M., Erentöz, C., 1959, Türkiye'de muhtemel uranyum ve toryum bölgeleri; M.T.A. Dergisi, 52, 79-93.
- Wipern, J., 1962, Toros boksitleri ve bunların tektonik durumu, M.T.A. Dergisi 58, 47-70.
- Wipern, J., 1964, Menderes Masifinin alpdik dağ teşekkülü içindeki durumu: M.T.A. Dergisi, 62, 71-79.

Yazının yayıma verildiği tarih 4.6.1981

Kuzeybatı Anadolu'daki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Mavişist Metamorfizması (Tavşanlı - Kütahya)

The geology and blueschist metamorphism of the ophiolites in Northwest Turkey (Tavşanlı - Kütahya)

ARAL OKAY Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Çalışma alanı olan Tavşanlı'nın, kuzeydoğusuna giren bölge "İzmir-Ankara zonu" içindeki peridotit, ofiyolitli melanj, mavişist ve mermer kayalarını içerir. Bölgenin güneyinde büyük bir peridotit birimi tektonik olarak bir ofiyolitli melanj üstündedir. Bu ofiyolitli melanj çeşitli volkanik ve sedimanter kayalardan (spilit, aglomera, çört, şeyil, pelajik kireçtaşı vb.), ve serpantinit mercleklerinden yapılmıştır. Ofiyolitli melanja özgü kayalar, sahada hiç bir metamorfizma geçirmemiş gibi görünüyorsa da, petrografik olarak incelendiklerinde bir başlangıç yüksek basınç/düşük ısı metamorfizması (incipient metamorphism) geçirdikleri anlaşılmaktadır. Ofiyolit kayalarının daha kuvvetli metamorfizması sonucu gerçek mavişistler oluşur. Mavişist metamorfizması iki devrede gelişmiştir. Etkisi ofiyolitli melanjın çevresinde görülen ilk devrede, metabazik kayalarda lavsonit zonunun tipik mineral parajenezi olan lavsonit + sodik piroksen + klorit meydana gelmiştir. Sodik amfibol ikinci devrede, sodik amfibol içeren glokofan-lavsonit zonu mavişistleri çalışılan arazide en yaygın birimdir. Bunlar sahanın en kuzeyinde mermerler üzerinde uyumlu olarak yer alır ve mermerlerle birlikte metamorfizmaya ve deformasyona uğramışlardır.

ABSTRACT: Peridotite, ophiolite, blueschist and marble are the major rock types northeast of Tavşanlı. In the area studied a large peridotite massif tectonically overlies an ophiolite melange. This ophiolite melange consists of volcanic and sedimentary rocks (spilite, pyroclastic, chert, shale, pelagic limestone etc.), and lenses of serpentinite. Although rocks of the ophiolite melange appear unmetamorphosed in the field, a detailed petrographic study has revealed that all have undergone an incipient high pressure/low temperature metamorphism. Blueschists sensu stricto are produced by the progressive metamorphism of this ophiolite sequence. Two stages of blueschist metamorphism have been recognised in the field and by petrography. In the first stage the typical paragenesis of lawsonite-sodic pyroxene-chlorite is produced in the metabasites. Sodic amphibole develops in the second stage through a reaction between sodic pyroxene and chlorite. The subsequently produced glaucophane lawsonite blueschists are the most extensive lithology in the studied area. They lie conformably on a thick marble sequence, which has undergone the same high pressure/low temperature metamorphism and deformation as the surrounding blueschists.

GİRİŞ

Çalışmanın amacı Kuzeybatı Anadolu'nun önemli tektonik birimlerinden olan "İzmir-Ankara ofiyolit zonu" (Brinkmann, 1966) içerisindeki çeşitli kayaların petrolojilerini ve aralarındaki ilişkileri ortaya çıkarmak olmuştur. Bu nedenle "İzmir-Ankara ofiyolit zonu" nun Tavşanlı Kuzeydoğusuna düşen bir kesiti 1:25.000 ölçekte haritalanmış (123 M, b3, el, d2 paftaları) ve bu bölgedeki kayaların petrolojileri, bini aşkın ince kesit ile ayrıntılı olarak incelenmiştir. Çalışılan yöreyi de kapsayan geniş bir bölge daha önceden Kalafatçıoğlu (1964) tarafından 1:100.000 ölçekte çalışılmış ve sonuçlar 1:500.000 ölçekli İzmir jeoloji haritasında kullanılmıştır. Daha sonra bölgede başka bir çalışma olmamıştır.

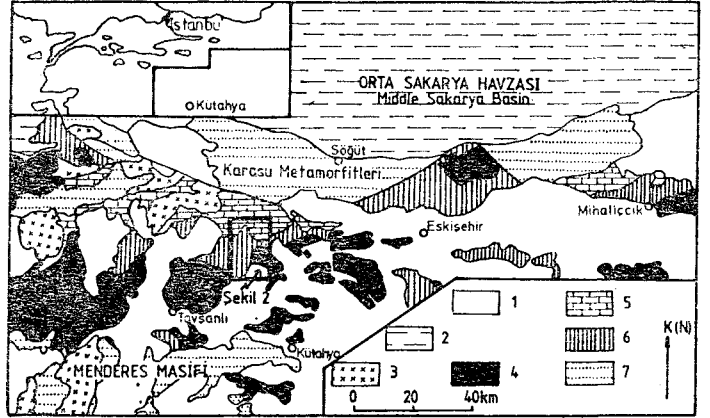
Çalışılan bölge ile ilgili ayrıntılı mineraloji ve petroloji bulguları daha önce yayınlanmıştı (Okay, 1978, 1980, a, b, c, 1981). Bu yazı sahanın genel jeolojisini açıklamak, mineralojik ve petrolojik gözlemleri kısaca özetlemek amacıyla hazırlanmıştır.

ÇALIŞMA ALANININ JEOLÖJİK KONUMU

Ofiyolitli melanjlardan ve geniş alanlara yayılmış ultramafik kayalardan oluşan ve İzmir'den Ankara yönüne uzanan bir kuşak Brinkmann (1966) tarafından "İzmir - Ankara zonu" diye adlandırılmıştı. Bu kuşak Bursa-Mihalıççık arasında doğu-batı yönünde uzanır ve Menderes Masifinin kuzey hududunu belirler. Bu bölgedeki kayabirimleri doğu-batı gidişli düzgün tektonik kuşaklar oluştururlar (şekil 1).

Menderes Masifi'ni Dağardı-Kütahya arasında belirleyen düşük dereceli metamorfizma, dar bir tektonik zon oluşturan ofiyolit-mavişist kayaları ile, kuzeydeki peridotit kuşağından ayrılır (Kaya, 1972). Peridotitler 20 km eninde genellikle harzburgitlerin yaygın olduğu bir kuşak oluşturur (Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1971; Okay, 1980d) ve kuzeye doğru değişik kalınlıkta bir ofiyolitli melanj-mavişist birimi üzerine itilmiştir. Ofiyolitli melanj-mavişist kuşağı Bursa'nın güneyinden Mihalıççık'a kadar uzanır (Holzer ve Colin, 1957; Kaaden, 1966; Çoğulu, 1967; Lünel, 1968; Kulaksız, 1977; Okay, 1980a, b). Bu kuşak içerisinde mavişist metamorfizmasının derecesi kuzeye doğru artar; peridotitlerin dokanaklarında hiç metamorfizmaya uğramamış gibi görünen volkanotortullar yer almakta, bunlar kuzeye doğru tümüyle metamorfikleşmiş glokofan-lavsonit şistlere dönüşmektedir (Çoğulu, 1967; Okay, 1980a). Glokofan-lavsonit şistlerin altında ise mavişistlerle birlikte metamorfizmaya ve deformasyona uğramış 8-10 km genişlikte katmanlanmasız bir mermer kuşağı yer alır. Önemli bir fay, bu mermerleri yeşilist-amfibolit fasiyesindeki metamorfizmalardan oluşmuş (Gürpınar, 1976; Yılmaz, 1979; Ayaroglu, 1979) 200 km uzunluğunda ve 20 km eninde ikinci bir metamorfik kuşaktan ayırmaktadır. Karasu metamorfizmaları diye adlandırılan bu kuşak genellikle yeşilist ve amfibolit fasiyesindeki metamorfizmalardan oluşmakla birlikte sodik amfibollu arajenezler de içerir. Bu metamorfik kuşak milonitlerle belirlenmiş tektonik bir dokanak ile Orta Sakarya hav-

zasından ayrılır (Yılmaz, 1977). Orta Sakarya havzasında Permiyenden Eosene kadar uzanan tortul ve volkanik kökenli kayalar yer alır (Altınlı, 1975; Saner, 1980). Doğu-batı yönünde uzanan bu tektonik kuşakların süreklilikleri Alt Tersiyer yaşlı granodiyoritler (Ataman, 1974) ve Neojen çökelleriyle gizlenmiştir.



Şekil 1: Kuzeybatı Anadolu'nun genelleştirilmiş jeotektonik haritası (M.T.A. Enstitüsü 1:500.000 Jeoloji haritalarından ve saha gözlemlerinden derlenmiştir). (1) Neojen örtüsü, (2) Permiyen ile Eosen arası sökelleri, (3) Alt Tersiyer yaşlı granodiyoritler, (4) ultramafik kayalar, (5) mermer, (6) ofiyolitli melanj ve mavişist kayaları, (7) yeşilist ve amfibolit fasiyeslerindeki metamorfizmalarda.

Figure 1: Generalised geotectonic map of Northwest Turkey, compiled from the geological maps of Northwest Turkey (M.T.A. Enstitüsü, 1963, 1964) and the author's own observations. (1) Neogene cover, (2) Permian to Eocene sediments, (3) Early Tertiary granodiorites, (4) ultramafic rocks, (5) marble, (6) ophiolitic melange and blueschists, (7) greenschist to amphibolite facies metamorphic rocks.

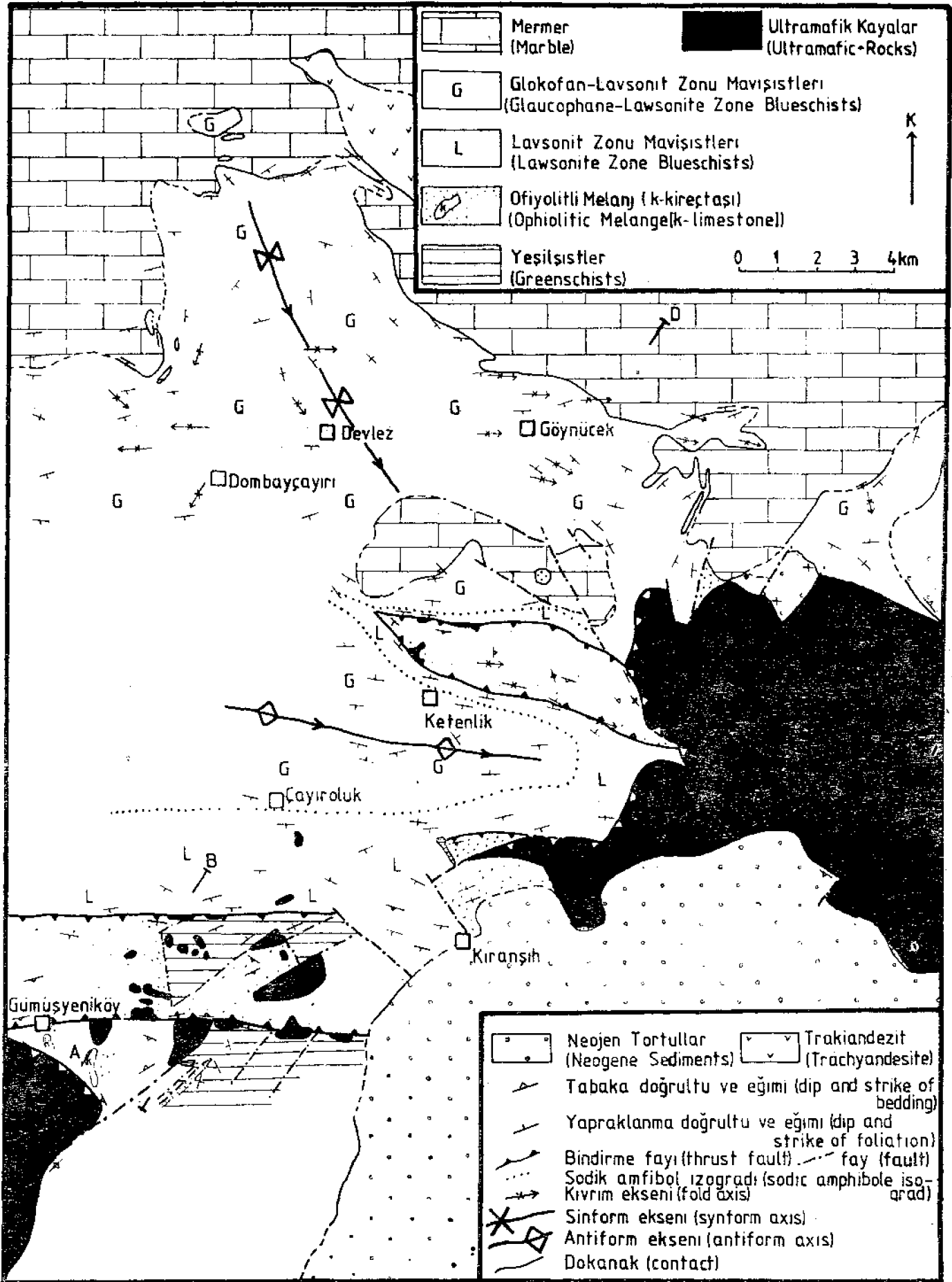
Çalışılan alan, "İzmir-Ankara zonu" nun üç ana kaya topluluğunun (peridotit; ofiyolitli melanj-mavişist; mermer) birlikte bulunduğu, Tavşanlı'nın kuzeydoğusunda yer alır (şekil 1). Burada büyük bir ultramafik masif tektonik olarak ofiyolitli melanj ve ofiyolit kayalarının metamorfizması sonucu oluşmuş bulunan mavişistler üzerinde yer alır. Glokofan-lavsonit şistleri ise geniş bir mermer kuşağı üzerinde uyumlu olarak görülür (şekil 2, 3). Bu birimlerin yapılan metamorfizmaları ve içerdikleri kaya türleri aşağıda açıklanmıştır.

PERİDOTİT BİRİMİ

Çalışılan alan dışında geniş bir bölgeyi kaplayan ve Yaylacık ultramafiki diye adlandırılan peridotit kütesinin küçük bir bölümü, haritalanan alan içerisine girmektedir (şekil 1). Ayrıca bölgenin doğusunda, KB - GD yönünde uzanan ve üç yanından Neojen çökelleriyle çevrili Yeşildağ ultramafiki yer alır. Bu iki ultramafik yapı ve petroloji batanından birbirlerine çok benzerler; olasılıkla Neojen altında birbirleriyle bağlantılıdır.

Ultramafik kayaların sahada yeşil ve çok parçalanmış bir görünümü vardır; herhangi bir magmatik tabakalaşma görülmez. Olivin, ortopiroksen ve spinelden oluşan ve bazan az oranda klinopiroksen de içeren harzburgitler en yaygın ultramafik kaya türünü oluşturur. Serpantinleşme masifin kenarlarına doğru ve fay zonlarında yüksek, diğer kesimlerde ise düşüktür (%20-30). Peridotitler yüzeye yakın ya da Neojen ile örtülü oldukları yerlerde silisleşmeye ve karbonatlaşmaya uğramış, ve opalimsi silika-karbonat kayaları oluşmuştur.

Ultramafik kayaların içlerinde boyları genellikle 20 metreyi geçmeyen gabro daykları vardır. Bu dayklar ultramafik



Sekil 2: Tavşanlı kuzeydoğu bölgesinin jeolojisi haritası.
Figure 2: The geological map of Northeast Tavşanlı region.



Şekil 3: Tavşanlı kuzeydoğu bölgesinin jeoloji kesiti.

Figure 3: Geological cross-section of the Northeast Tavşanlı region

masifin kenarlarında kesilirler ve masifi çevreleyen ofiyolit melanjine girmezler. Bir çok yerde gabro dayklarının 10-20 cm kalınlıkta soğuma kenarları içerdikleri gözlenmiştir (Okay, 1980d). Bu gözlem, gabroların bir dayk demeti biçiminde soğumuş, peridotitlerin içerilerine yerleştiği fakat sonradan oluşan bir tektonizma sonucu parçalandığı biçiminde açıklanabilir. Daykların seyrek (her 100 metreden 1-3 dayk), süresiz ve iri taneli oluşu bunların bir levha dayk karmaşığı (kompleksi) olmadıklarını gösterir. Lisenbee (1971) tarafından Orhaneli ultramafik masifi içerisinde gözlenen "diyabaz" daykları bölgedekilerle eşkonumludur ve olasılıkla aynı magmatizma olayının ürünüdürler.

Gabro dayk petrografik olarak ojitin değişmesinden oluşan yeşil hornblend, plajiyoklasın değişmesi sonucu meydana gelen albit ve çok ince taneli pumpelyitten oluşur. Yan mineral olarak sifen, apatit ve artık (relict) ojit bulunur.

Yeşildağ ultramafik masifi gözlenebilen dokanaklarında ufak bir açıyla çevresindeki split-çört dizisi üzerinde tektonik ilişkilidir. Dokanağın hemen altındaki tüfler yeniden kristallenmiş ve belirgin bir yapraklanma kazanmıştır. Yaylacık ultramafik masifi ise, çevresindeki kayalarla arada ince amfibolit dilimleri olmak üzere, dik eğimli tektonik ilişkilidir.

OFİYOLİTLİ MELANJ VE MAVİŞİSTLER

Bölgede split, tüf, çört, şeyi gibi kayalardan oluşan bir öjeosinklinal istifin metamorfizması sonucu mavişistler oluşmuştur. Bunlar (a) başlangıç mavişist metamorfizması (incipient metamorphism) geçirmiş ve metazomatizmaya uğramış melanj özellikli ofiyolitler; (b) lavsonit mineralinin bol olduğu, sodik amfibolün ise az ya da hiç bulunmadığı lavsonit zonu mavişistleri; (c) sodik amfibol-lavsonit parajenezi tarafından tanımlanan glokofan-lavsonit zonu mavişistleri olmak üzere üç bölüme ayrılabilir.

Ofiyolitli Melanj

Melanj özellikli ofiyolit dizisi önem sırasına göre bazik lav, volkanik aglomera, tüf, radyolaryalı çört, kırmızı ve yeşil şeyl, serpantinit, grovak, pelajik kireçtaşı, tabakalı mangan ve yabancı (eksotik) kireçtaşı bloklarından yapılmıştır. Ayrıca bu birim içinde tektonik kamalar biçiminde yeşilşistler yer alır. Ofiyolit dizisinin önemli bir özelliği çeşitli volkanik kayaların ve pelajik çökellerin birbirleriyle sık araldanmış olmalarıdır; bu durumu gösteren ölçülmüş tipik bir kesit şekil 4'de gösterilmiştir. Kayatürü ve yapı bakımından ofiyolitli melanj, Tavşanlı'nın güneyinde yer alan Ovacık Gurubu'na

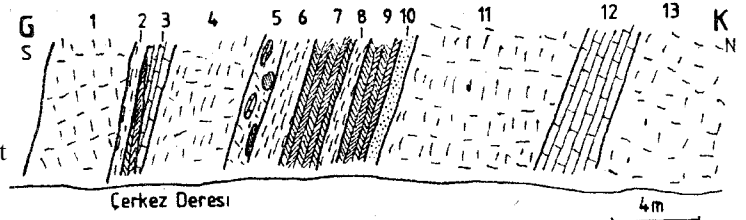
(Kaya, 1972), Sındırgı-Akhisar bölgesindeki "filiş-ofiyolit" dizisine (Uz, 1978) ve Orhaneli ultramafik masifi çevresinde bulunan ofiyolitlere (Lisenbee, 1971) büyük benzerlik gösterir.

Ofiyolit melanjını yapan kayalar bu yazıda üç ana bölüme ele alınmıştır. Bunlar sırasıyla: (a) volkanik kayalar;

(b) pelajik çökeller; (c) serpantinit ve talk.

Volkanitler. Bazik volkanik kayalar ofiyolitli melanjın en yaygın ögesidir. Dolerit, bazalt, piroklastik tipi kayalar, radyolaryalı çörtler ve kırmızı-yeşil şeyllerle arakatlı olarak bulunurlar (şekil 4). Bazalt ve dolerit 0.5 m ile 10 m kalınlıkları arasında değişen masif yeşil kayalar yaparlar. Yastık lavlar çok enderdir; yalnız Gümüşyeniköy güneyinde kırmızı kireçtaşları ile arakatlı olarak bulunurlar. Çeşitli tipte ve büyüklükte volkanik parçacıklardan oluşan piroklastikler çok yaygındır. Bütün volkanik kayalar tümüyle spilitleşmiş olup ana mineraller olarak albit, ojit ve klorit bulunur. Bu volkanik kayalarda bir başlangıç metamorfizmasına özgü çeşitli veriler aşağıda açıklanmıştır.

Pelajik Çökeller. Radyolaryalı çörtler kırmızı (ender olarak yeşil) ve iyi katmanlıdır; 1 ile 6 cm kalınlıktaki tabaka aralarında ince siyah manganli şeyller yer alır. İnce kesitte 0.1 - 0.2 mm çapında radyolaryalar çok ince taneli kırmızı bir kuvars-hematit hamuru üzerinde görünür. Çörtler, kuvars ve ender olarak albit, kalsedon, aragonit, pumpellit damarlarıyla kesilmiştir. Grovak katmanlamasız, siyah ya da koyu gridir; genellikle spilitlerle arakatlı olarak bulunur. Petrografik olarak köşeli kuvars, albit, karbonat, klorit ve epidot taneleri kapsar. Kırmızı ve yeşil şeyller çok yaygındır. Az be-



Şekil 4: Başlangıç metamorfizması gösteren ofiyolitli melanja özge volkanotortullarda tipik bir yerel kesit (Ketenlik köyünün 2 km kuzeyindeki Çerkez deresinde ölçülmüştür). (1) Yapısız, yeşil spilit; (2) yeşil şeyl; (3) pembe, ince tabakalı kireçtaşı; (4) ezilmiş (sheared) yeşil şeyl ve acık yeşil spilit (K731/3), feldisparca çengin trakitik bazalt, az miktarda bulunan ojitler sodik piroksen tarafından ornatılmış; (5) kireçtaşı ve çört parçacıklarının volkanik, yeşil bir hamurda yer aldığı konglomera; (6) mavi-gri şeyl; (7) tabakalı, kırmızı radyolaryalı çört; (8) mavi-yeşil ve kırmızı şeyl; (9) tabakalı, kırmızı radyolaryalı çört; (10) iri taneli grovak (K731/1): iri (>1mm), köşeli kuvars, plajiyoklaz, kalsit, şeyl ve az oranda epidot, garnet ve klorit parçacıklarından yapılmış olup klastik kuvars parçacıkları ince taneli agregatlar biçiminde yeniden kristallenmiş; (11) yeşil spilit; (12) ince tabakalı kireçtaşı; (13) yapısız yeşil spilit (K/730): ojitler, yeşil renkli sodik piroksen damarlarıyla kesilmiş, ayrıca bol miktarda aragonit ve kuvars damarları var.

Figure 4: A typical local cross-section of the incipiently metamorphosed volcanosediments of the ophiolitic melange (Çerkez stream, 2 km north of the village Ketenlik) (1) Massive green spilit; (2) green shale; (3) pink, thinly bedded limestone; (4) sheared green shale and pale green spilit K731/3; feldspar-rich trachytic basalt with rare sodic pyroxene pseudomorphs after augite; (5) Konglomerate with rounded marble lenses and chert fragments in a green spilitic matrix; (6) bluish-grey shale; (7) bedded red radiolarian chert; (8) blue-green and red shale; (9) bedded red radiolarian chert; (10) coarse grained greywacke (K731/1): large (> 1mm), angular grains of quartz, plagioclase, calcite, shale with rarer grains of epidote, garnet and chlorite. All the clastic quartz grains have recrystallised to fine-grained aggregates; (11) green spilit; (12) thinly bedded limestone; (13) massive green spilit (K730): large augites are net-veined by green sodic pyroxene, there are also extensive aragonite-quartz veins.

lirgin bir yapraklanma gösterirler; bazik volkanitler ve dörtlerle ardalıdır. Kireçtaşları ince-orta tabakalı (5-30 cm), kırmızı - pembe renktedir. Gümüşyeniköy güneyinde yastık lavlar ile arakatlı olarak bulunur. Genellikle yeniden kristallenmeye uğramış olmalarına karşın yer yer radyolaryalar tanınabilmektedir. Manganezler sert, siyah 1-2 cm kalınlıkta katmanlar şeklinde çörtlerle aratabakalıdır. Eskiden ekonomik olarak kısmen işletilmişlerdir. Uzunca, yuvarlaklaşmış, boyları 40 metreye kadar ulaşabilen yabancı beyaz kireçtaşı blokları volkanitlerin içerisinde bulunur; aralarındaki dokanak ilkseldir.

Serpantinit ve Talk. Ofiyolitli melanj içerisinde çeşitli boyutlarda serpantinitler yaygındır. Serpantinitlerin çevrelerini saran çört, şeyl, spilit gibi kayalarla izlenen dokanakları tektoniktir. Serpantinitler dokanağa yakın yerlerde çok belirgin bir yapraklanma kazanmışlar, yer yer karbonatlaşmış ve silisleşmişlerdir.

Serpantinitlerde peridotit dokusu silinmiş ve ana serpantin minerali olarak antigorit gelişmiştir (Okay, 1980d). Yer yer andradit tipi gametler damarlar biçiminde serpantinitlerin içinde görülür. Ofiyolitli melanjın içindeki serpantinitlerde Yaylacık peridotinde görülen tipte gabro dayklar yer alır. Bunlar serpantinitin saran kayalar içine girmezler ve serpantinitin çeperlerinde kesilirler. Dayklarda ana mineraller olarak pumpellit ve ojit bulunur.

Serpantinitin değişmesinden oluşan talk, ezilme ve fay zonları boyunca, ekonomik olarak işletilmekte olan, yaygın küçük mercekler yapar. Mikroskopik olarak ufalanmış çok ince talk tanelerinden başka, çok az miktarda spinel, garnet, sifen ve serpantin mineralleri de bulunur.

Ofiyolitli Melanj Kayalarında Metamorfizma ve Metazomatizma. Ofiyolitli melanjı oluşturan kayalar sahada ilksel özelliklerini korurlar ve herhangi bir metamorfizma etkisi göstermezler. Ancak ayrıntılı petrografik incelemeler bu kayaların tümünün bir başlangıç yüksek basınç/düşük ısı metamorfizması ve bu metamorfizma ile ilgili bir metazomatizma geçirdiğini ortaya koymuştur (Okay, 1981). Bu başlangıç metamorfizmasının ve metazomatizmanın etkileri en iyi şekilde spilitlerde görülür. Bu kayalarda ilksel volkanik doku tam olarak korunmuş olmakla birlikte, metazomatizma ve metamorfizma etkisiyle çeşitli yeni mineraller oluşmuştur.

Gümüşyeniköy çevresinden incelenen 55 örnekten 44'ünde ojitler yeşil renkli sodik piroksenler tarafından kısmen ya da bütünüyle ornatılmıştır (levha 1, şekil 1). Bu ornatılma ojit iyonlarının sodik piroksen iyonlarıyla değişmesi sonucu oluşmuş ve ojitin dış hatları ile magmatik doku bütünüyle korunmuştur (Carpenter ve Okay, 1978). Bu ornatılmanın sonucu olarak sodik piroksen, albit ve klorit içeren, sodyumca çok zengin (%6-8 Na₂O) metazomatik kayalar oluşmuştur (Okay, 1981).

Yüksek basınç/düşük ısı metamorfizmasının en belirgin etkileri spilitlerdeki amigdoyillerde ve çok yaygın olan mineral damarlarında görülür. Kalsit, aragonit, kuvars, pumpellit, albit, lavsonit ve sodik piroksen mineralleri spilitlerdeki damarlarda ve amigdoyillerde bulunur (levha 1, şekil 1-3). Bu mineraller içinde öncelikle lavsonit ve aragonit yüksek basınç/düşük ısı metamorfizmasının özgün mineralleridir. Yapılan çeşitli laboratuvar deneyleri aragonitin duraylı olabil-

mesi için 200°C bir sıcaklıkta 5kb veya daha yüksek bir basıncın gerektiğini göstermiştir (Jamieson, 1953; Crawford ve Fyfe, 1964; Johannes ve Puhan, 1971).

Lavsonit bazı spilitlerde albitler içinde (levha 1, şekil 2), damarlarda ve amigdoyillerde küçük tabletler biçiminde görülür. Aragonit ise amigdoyillerde ve damarlarda büyük kristaller oluşturur (levha 1, şekil 4) ve yer yer kalsite dönüşüm gösterir. Ofiyolitli melanj içindeki kayaların yüksek basınç koşullarından etkilendiğini gösteren diğer bir ilginç veri ise kırmızı pelajik kireçtaşlarının iri kristallerden (1-2 cm) oluşan aragonit kireçtaşlarına dönüşmüş olmalarıdır.

Ofiyolitli melanj içindeki kayalarda lavsonit, sodik piroksen ve aragonit gibi minerallerin bulunuşu, dış görünüşüyle hiç bir metamorfizmaya uğramamış gibi görünen bu kayaların gerçekte yaklaşık 6kb basınç ve 250-300 °C ısı koşullarında metamorfizma etkisinde kaldığını gösterir (Okay, 1980d).

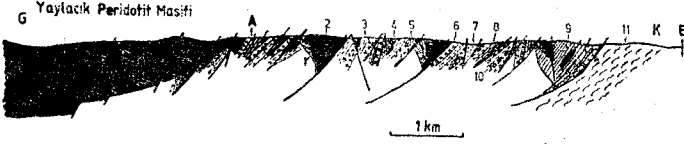
Ofiyolitli Melanjın Yapısı. Çalışılan bölge içinde ofiyolitli melanj iki ayrı yerde görülür. Ofiyolitli melanj kayaları Kentenlik köyü kuzeyinde 1.5 km eninde ve 5 km uzunluğunda tektonik bir kama içinde yer alır; çevrelerini lavsonit zonu mavişistleri ve peridotitler sarar (şekil 2). Daha güneyde Gümüşyeniköy yöresinde ofiyolit melanjı Yaylacık peridotit masifi ve lavsonit zonu mavişistleri arasında geniş bir alana yayılır. Bu iki bölgede de ofiyolit kayaları melanj özellikli karmaşık bir yapı gösterir. Bu karmaşık yapı iki yönde ele alınabilir: a) sedimanter ya da ilksel, b) tektonik.

Yabancı kireçtaşı mercekleri sedimanter karmaşığın en belirgin özelliğidir. Bunlar olasılıkla denizaltı volkanlarının tepelerinde çökelmiş ve sonradan olistolitler biçiminde kendilerini çevreleyen pelajik havzalara volkanizmanın etkisiyle kaymışlardır. Sedimanter karmaşığın diğer bir özelliği ise tabakalı kırmızı çörtlerde görülen sedimanter kökenli yıkılma kıvrımlarıdır (slumping folds).

Görülen karışıklığın ana nedeni ise tektoniktir. Ofiyolit kayalarının sürekliliği sık sık görülen ve çeşitli büyüklüklerde talk ve serpantinler tarafından belirlenen faylar ve ezilme zonları kesilmektedir. Bu fayların doğrultuları gelişigüzel olmayıp, Gümüşyeniköy yöresinde Yaylacık peridotit masifinin çeperlerine koşut olan D-B ve KD-GB yönlerindedir (şekil 2). Fayların ve ezilme zonlarının Yaylacık peridotit masifinin çeperlerine koşut durumda olması, ve ofiyolitli melanj içindeki serpantinitlerin Yaylacık peridotit masifinden kuzeye doğru gittikçe azalması (şekil 2), ofiyolitli melanjı etkileyen bu kuvvetli tektonizmanın, Yaylacık peridotinin ofiyolit dizisi üzerine bindirmesi sonucu geliştiğini belirtir. Bu bindirme sırasında Yaylacık peridotinin ön kısmından kopan ultramafik parçacıkların ana faylar boyunca pelajik volkanotortul istifi içine katılmış oldukları düşünülmektedir. Bu durumda ofiyolitli melanj ana peridotit masifleri önünde dilinme zonu (schuppen zone) oluşturmaktadır (şekil 5).

Yeşilşistler

Yeşilşistler Gümüşyeniköy yöresinde faylarla sınırlanmış kama şeklinde iki bölgede bulunur. (Şekil 2). Her iki bölgede de yeşilşistlerle birlikte bol miktarda serpantinit bulunur; çevrelerini ofiyolitli melanjı ait pelajik çökeller ve volkanik kayalar sarmıştır. Yeşilşistler kuvvetli bir yapraklanma gösterirler Ana kayatürü olan "aktinolit + epidot + klorit + albit + kuvars" görülür. Bazı metabaziklerde kalıntı lavsonit ve pumpellit de rastlanmıştır.



- Şekil 5: Gümüşyeniköy yöresindeki ofiyolitli melanjın iç yapısını açıklayan şematik kesit: 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasından alınmıştır; (1) amfibolit; (2) ultramafik kaya; (3) şeyl; (4) radyolyaralı çört; (5) yabancı kireçtaşı merceği; (6) bazik volkanik kaya; (7) grovak; (8) pelajik kireetaşı; (9) yeşilşist; (10) manganez -çört kayası; (11) lavsonit zonu şistleri.

Figure 5: Schematic cross-section of the ophiolitic melange showing its internal structure in the Gümüşyeniköy area: taken from the 1/25,000 scale geological map; (1) amphibolite; (2) ultramafic rock; (3) shale; (4) radiolarian chert; (5) exotic limestone block; (6) basic volcanic rock; (7) greywacke; (8) pelagic limestone; (9) greenschist; (10) manganese-chert rock; (11) lawsonite zone blueschists.

Lavsonit Sonu Mavişistleri

Ofiyolitli melanj, önemli tektonik atılımlarla bolca lavsonit içeren kayaların üzerinde yer alır. Lavsonit zonu diye adlandırılan bu kayalar ofiyolitli melanjın çevresinde 50 m ile 2 km arasında değişen bir kuşak oluşturur (şekil 2). Bunlar kayatürü bakımından ofiyolitli melanj kayalarıyla aynı olup yalnız serpantinler miktar olarak daha azdır ve ofiyolitli melanjda rastlanmayan metagabrolar bulunur.

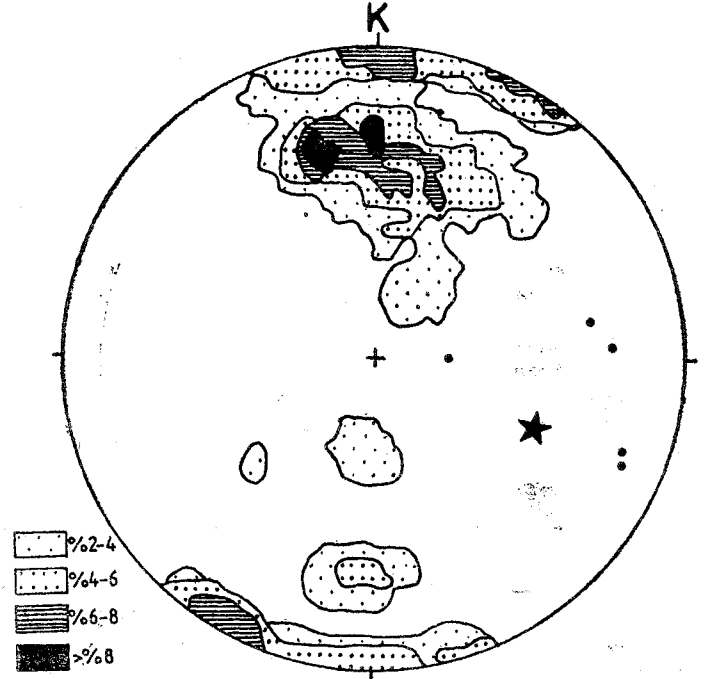
Spilitler ve çörtler ilksel özelliklerini korurlar; dış görünüş olarak bir metamorfizmanın etkisi görülmez. Bunlarla arakatlı şeyller ise mavileşmiş ve belirgin bir yapraklanma kazanmıştır. Lavsonit zonu ve Çayıroluk-Ketenlik köyleri arasındaki glokofan-lavsonit zonu mavişistlerinde yapraklanma genellikle D-B yönünde olup, dik açılarla güneye eğilimlidir (şekil 6). Bu bölgede büyük bir antiform yapısı vardır (şekil 3). Ölçülen küçük kıvrım eksenleri D-B yönündedir ve dik açılarla doğuya dalarlar (şekil 6). Kıvrımlar genellikle kapalı veya izoklinal tipindedir.

Spilitlerin dış görünüşlerinden metamorfizma ile ilgili herhangi bir ipucu yoksa da, mikroskop altında bütünüyle değişmiş oldukları görülür. Ojitler yeşil renkli sodik piroksenler tarafından ornatılmışlar, plajiyoklazların yerini ise lavsonit, klorit ve kuvars almıştır. Sodik amfibol yer yer ve az miktarda bulunur. İlksel magmatik dokü büyük ölçüde korunmuştur (levha 1, şekil 5). Metaspilitlerdeki anamorfik mineraller şunlardır:

lavsonit + klorit + sodik piroksen + kuvars + sodik amfibol

Lavsonit, klorit ve sodik piroksen metaspilitlerde yaklaşık aynı oranlarda bulunup toplam olarak kayanın %80'ini kapsar. Sifen ve kuvars modal olarak % 15'den daha azdır (çizelge 1). Sodik amfibol, sodik piroksenlerin çeperlerinde ya da idiomorf kristaller olarak görülür. Ayrıca fengit, pirit, magnetit, aragonit ve kalıntı ojitte de metaspilitlerde yer yer rastlanır.

Lavsonit zonu kayalarından glokofan-lavsonit zonu şistlerine geçiş derecelidir. Yapraklanmanın artmasıyla sodik amfiboller gelişir ve metaspilitler mavileşmeye başlarlar. Şekil 2'de gösterilen sodik amfibol izogradı, lavsonit zonu metabazik kayalarını glokofan-lavsonit zonu metabazik kayalarından ayırır. Lavsonit zonu metabazik kayaları masif ve yeşil renkli-



Şekil 6: Çayıroluk-Ketenlik belgesi lavsonit ve glokofan-lavsonit zonu mavişistlerine özgü küçük kıvrım eksenleri (küçük daireler), ve yapraklanma düzlemlerinin kontur diyagramı (68 ölçü, konturlar yüzde 2, 4, 6 ve 8 yoğunluklarında, Schmidt ağı). Yıldız ana kıvrım ekseninin kutbunu gösterir.

Figure 6: Minor fold axes (filled circles) and foliation planes (contours at 2, 4, 6 and 8 percent per one percent area) of the lawsonite and glaucophane-lawsonite zone blueschists in the Çayıroluk-Ketenlik area (68 readings, Schmidt net).

dir; sodik amfibol az ya da hiç bulunmaz. Buna karşın glokofan-lavsonit zonu nda metabazikler belirgin bir yapraklanma gösterir ve koyu mavi renktedir; sodik amfibol kayanın %30-dan fazlasını yapar. Sodik amfibol yapan mineral reaksiyonu ayrıntılı araştırılmış ve lavsonit zonu metabaziklerinde bolca bulunan sodik piroksen ve kloritin reaksiyonu sonucu sodik amfibolün meydana geldiği ortaya konmuştur (Okay, 1980b): sodik piroksen + klorit + klorit + kuvars = lavsonit + sodik amfibol

Metagabro masif ve iri tanelidir, yüzleklerin %5'den azını oluşturur. İri taneli (3-10 mm) aktinolit, değişmiş plajiyoklaz ve ilmenit ana minerallerdir. İçlerinde ince taneli klinozoisit, çubuklar biçiminde lavsonit ve serisit bulunan büyük albit kristalleri plajiyoklazın yerini almıştır. Aktinolitlerin çevrelerinde yer yer mavi sodik amfiboller büyümüştür. Ayrıca az miktarda klorit, sifen, pirit ve pumpelyit bulunur. Aktinolit içeren metagabrolar kuzeye doğru, albik ve klinozoisitin kaybolması ve aktinolit sodik amfibole dönüşmesiyle sodik amfibol ve lavsonitten oluşan glokofan-lavsonit zonu metagabrolarına dönüşür.

Glokofan-Lavsonit Zonu Mavişistleri ve Mermer

Glokofan-lavsonit zonu mavişistleri çalışılan alanda en geniş yeri kaplar (şekil 2). Bu zondaki kayalar ilksel özelliklerini bütünüyle kaybetmişler ve kuvvetli bir metamorfik doku kazanmışlardır. Ana kaya türleri mavi renkli, masif metabazik kayalar, beyaz bantlı metaçörtler ve kuvvetli yapraklanmalı bol mikali metaşeyllerdir. Metabazik kayalarda

örnek no. (specimen no.)	lavsonit zonu (lawsonite zone)			glokofan - lavsonit zonu (glaucophane - lawsonite zone)			
	metabazik kayalar (metabasic rocks)			metaçört (metachert)			
	K625	K761	K782	K33	K643	K460	K473
Sodik amfibol	—	—	0.9	45.4	36.6	9.8	4.5
Lavsonit	20.2	23.8	15.0	36.3	27.7	5.9	1.3
Sodik piroksen	33.3	42.0	45.2	0.8	22.4	—	—
Klorit	27.5	18.6	26.7	—	1.0	—	—
Kuvars	14.1	4.1	0.1	—	—	70.7	72.7
Sifen	4.4	11.2	10.1	6.0	9.2	—	—
Fengit	—	—	1.0	5.0	2.9	3.6	19.4
Granat	—	—	—	—	—	5.2	0.3
Karbonat	—	—	—	6.3	—	—	—
Hematit	—	—	—	—	—	4.8	1.8
Magnetit	0.5	—	—	0.2	—	—	—
Pirit	—	0.3	—	—	0.2	—	—
Artık ojit	—	—	1.0	—	—	—	—
Toplam (Total)	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Çizelge 1: Lavsonit ve glokofan-lavsonit zonu mavişistlerinin modal mineral analizleri. Her modal analiz için binin üstünde nokta sayılmıştır.

Table 1: Measured modes of lawsonite and glaucophane-lawsonite zone blueschists. Over 1000 points have been counted for each modal analysis.

"sodik amfibol + lavsonit + fengit + sifen + sodik piroksen + klorit + kuvars" parajenezi yaygındır. Sodik amfibol ve lavsonit metabazik kayaların %80'den fazlasını oluşturur (levha 1, şekil 6). Fengit ve sifen çok yaygın olmakla birlikte modal olarak %10'un altındadır. Sodik piroksen %25'e kadar ulaşabilen değişik oranlarda bulunur. Klorit ve kuvars tali minerallerdir (çizelge 1). Bazı metabazik kayalarda kalsit, aragonit, almandin granat ve magnetit de saptanmıştır (levha 1, şekil 7).

Metaşeyl ve metaçörtlerde ise "kuvars + fengit + granat + sodik amfibol + hematit + lavsonit + epidot + klorit" parajenezi yaygındır. Çört kökenli ince tabakalı kuvarsitlerin tabaka yüzeylerinde iri sodik amfibol ve hematit kristalleri koşut dizilimli olduğundan, kayada belirli bir çizgisellik (lineation) gelişmiştir; fengitçe zengin metaşeyllerde ise kuvvetli bir yapraklanma vardır. Kuvars, metaçört ve metaşeyllerde kayanın %70-90'nını kapsar. Fengit ikinci önemli mineral olup modal olarak %5-10 arasında değişen oranlardadır. Spesartın granat, sodik amfibol, hematit, lavsonit ve epidot değişik fakat %5'i geçmeyen oranlarda bulunur (levha 1, şekil 8; çizelge 1). Sodik piroksene metaçörtlerde ender olarak rastlanır. Bu ana katatürlerinden başkaca az miktarda metagabro ve metamanganez kayaları da bulunur.

Glokofan-lavsonit şistler çalışılan bölgenin kuzey yarısında KKB-GGD gidişli ve eksenine güneye eğimli geniş bir sinform biçiminde mermerler üzerinde yer alır (şekil 2). Güneyde D-B doğrultusundaki yapraklanma ile karakterize edilen deformasyon, bu bölgede ikinci bir deformasyon fazından etkilenmiştir. Yapraklanma genellikle KB-GD doğrultusundadır. D₂ ufak kıvrımları, ana sinform eksenine koşut bir şekilde, 20-30° bir eğimle GGB yönüne dalarlar (şekil 2,7). D₁ fazına ait kıvrımların D₂ tarafından tekrar kıvrıldıkları gözlenmiştir (Okay, 1980 d).

Glokofan-lavsonit şistlerle mermerler arasında 5-10 metre kalınlıkta yapraklanmış bir kuvars-kalsit-mikaşist birimi bulunur. Görülen noktalarda mermer-mavişist dokanakları düşük eğimli, uyumlu ve geçişlidir. Arada herhangi bir ezilme ya da tektonizma gözlenmemiş, mavişistler mermerlerle birlikte kıvrılmıştır (şekil 2). Mermerlerin içinde yer alan küçük mavişist yüzlekleri (şekil 2), izoklinal kıvrımların uçları olduğu düşünülmektedir.

Mermerler beyaz ve katmanlanmasızdır; zayıf bir tektonik tabakalaşma ve kalsitlerin dizilmesinden oluşan belirgin bir çizgisellik gösterirler. Mermerlerde ölçülen tektonik tabakalaşma ve mineral çizgisellikleri şekil 8'de gösterilmiştir. Glokofan-lavsonit zonundaki metaçörtlerde glokofan taneciklerinin dizilişimiyle gelişmiş çizgisellik yönlerinin, mermerlerde ölçülenlerle uyumu olması (şekil 8), mermerlerin glokofan - lavsonit şistlerle birlikte deformasyona uğradığının diğer bir kanıtıdır. Ayrıca çalışılan bölgenin dışında kuzeyde mermerler içinde küçük mavişist mostralalarına rastlanmıştır. Bu veriler kalın mermer kuşağının bir yüksek basınç/alçak ısı metamorfizması geçirdiğini gösterir.

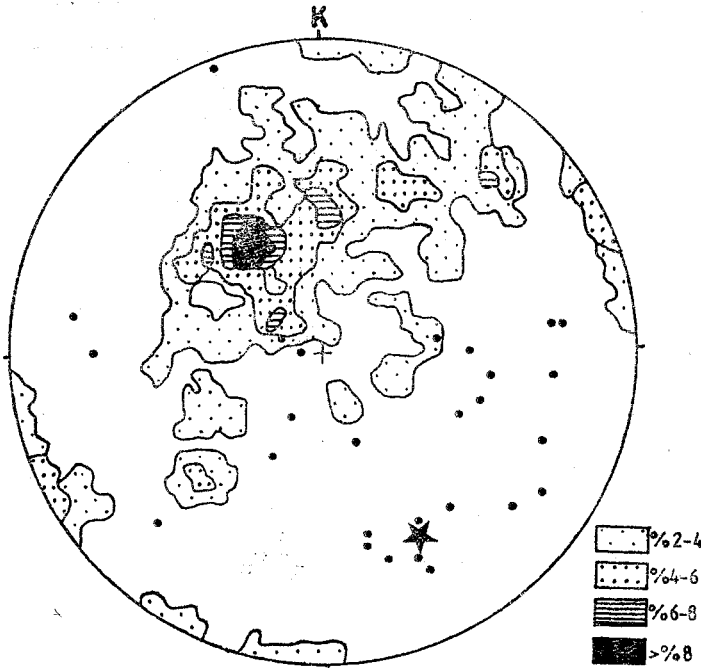
SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Saha ve laboratuvar çalışmalarının ortaya koyduğu önemli bir sonuç ofiyolitli melanjin bir başlangıç yüksek basınç/alçak ısı metamorfizması olduğu ve ofiyolit melanjindeki kayaların tedrici metamorfizması (progressive metamorphism) sonucu mavişistlerin oluştuğudur. Yaylacık ve Yeşildağ peridotitleri içindeki gabro daykların da mavişist metamorfizmasının izlerine rastlanmaması, peridotit masiflerinin metamorfizma sonrası bir dönemde ofiyolitli melanjin ve mavişistler üzerine tektonik olarak geldiğini gösterir.

Çalışılan alanda görülen ofiyolitli melanja benzer kaya toplulukları Kuzeybatı Anadolu'da ultramafik masiflerin çevrelerinde yer alır (Çoğulu, 1967; Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1971; Kaya, 1972). Bu ofiyolitli melanjların hepsi de büyük bir olasılıkla Tavşanlı kuzeydoğusunda görüldüğü gibi bir başlangıç mavişist metamorfizması geçirmişlerdir. Gerçek mavişistlerin bu gibi ofiyolit kayalarıyla yakından ilişkili olmaları bu varsıymı güçlendirir. Ana kayatürü bakımından birbirlerine çok benzeyen mavişist ile ofiyolitli melanj kayaları arasındaki tek fark mavişistlerin ofiyolitli melanj kayalarına nazaran yüksek basınç/düşük ısı metamorfizmasından daha çok etkilenmiş olmalarıdır.

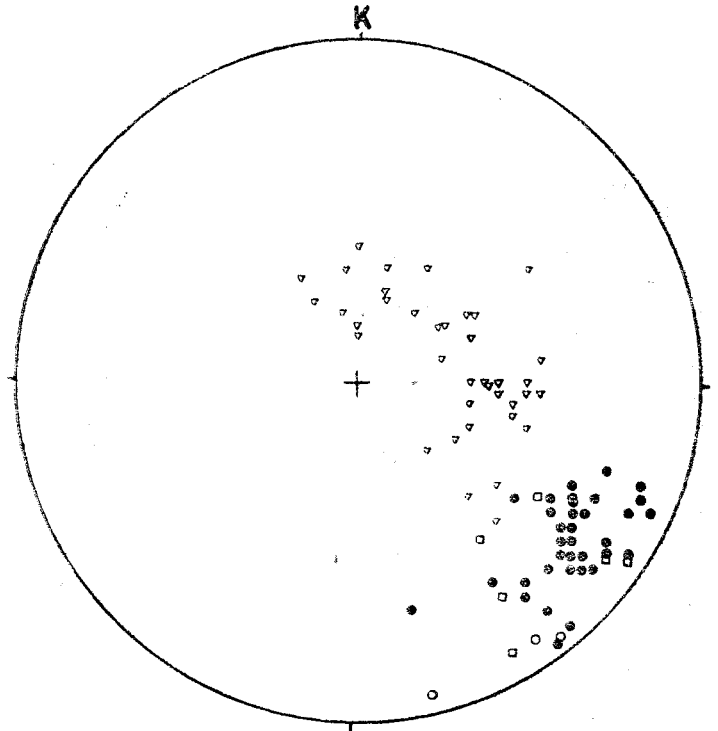
Günümüzde mavişistlerin yüksek basınç/düşük ısı metamorfizması sonucu oluştuğu genel olarak kabul olunmaktadır. Mavişistlere özgü birçok mineralin (yadeyit, lavsonit gibi) ancak yüksek basınç/düşük ısı koşullarında duraylı olduğu deneysel olarak saptanmıştır (örneğin; Göncüoğlu, 1980). Mavişist metamorfizması sırasında metasomatizmanın yerel olarak etkin olduğu bir gerçekse de, bölgesel ve sistemli olarak yapılan analizler, mavişistlerin kimyasal olarak bir değişikliğe uğramadıklarını göstermiştir (örneğin; Lünel, 1967). Mavişistlerin serpantinitle sürekli olarak beraber bulunmaları, bu iki kayatürünün aynı tektonik ortamda, başka bir deyişle yitim kuşaklarında oluştuklarından kaynaklanır.

Ofiyolitler, levha tektoniği kuramında okyanus kabuğunun ve üst mantonun bir parçası olarak düşünülmektedir. Penrose Konferansı'na (197â) tanımlanan ofiyolit kavramı, alttan üste doğru peridotit, gabro, levha daykları, diyabaz ve yastık



Şekil 7: Devlez bölgesi glokofan-lavsonit zonu mavişistlerinde küçük kıvrım eksenleri (küçük daireler) ve yapraklanma, düzlemleri kontur diyagramı (170 ölçü, konturlar yüzde 2, 4, 6 ve 8 yoğunluklarında çizilmiştir, Schmidt ağı). Yıldız ana kıvrım ekseninin kutbunu gösterir.

Figure 7: Minor fold axes (filled circles) and foliation planes (contours at 2, 4, 6 and 8 percent one percent area) of the glaucophane-lawsonite zone blueschists in the Devlez area (170 readings, Schmidt net). The star shows the pole of the major fold axis.



Şekil 8: Mermerlerde tabakalanma düzlemlerinin (üçgenler) ve çizgisellik yönlerinin (küçük daireler) kutupları, İçi boş kareler glokofan-lavsonit zonu metaçörtlerindeki çizgisellik, içi boş daireler ise Göynücek güneyindeki büyük mermer yüzleğindeki çizgisellik kutuplarını belirtir (Schmidt ağı)

Figure 8: Banding planes (empty triangles) and lineation directions (filled circles) in the marble; the empty squares denote lineation directions from the southern isolated marble, south of Göynücek (Schmidt net).

lavlardan oluşan, Kıbrıs'taki Troodos masifinin örnek diye gösterildiği düzgün bir istifi tanımlamaktadır. Kuzeybatı Anadolu'da ofiyolit diye adlandırılan kaya toplulukları bu tanıma uymazlar. Genellikle peridotitlerin ve volkanotortulların yoğun olduğu karışık bir dizi yaparlar. Levha daykları yoktur, bazik volkanitler tekdüze bir dizi oluşturmayıp, pelajik tortullarla arakatkılıdır, gabrolar ofiyolit kayalarının %5'den azını oluşturur. 1974'den beri yürütülen Derin Deniz Sondaj Projesinden (Deep Sea Drilling Project) çıkan sonuçlar, okyanus üst tabakalarının Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlere büyük benzerlik gösterdiğini ortaya koymuştur. Okyanuslarda yapılan sondajlarda bazik volkanitler pelajik çökellerle arakatkılı olarak bulunmuş, tek bir kesitte bile magma tipinin sık sık değiştiği saptanmış ve okyanus tabanında beklenmedik derecede kuvvetli bir tektonizmanın var olduğu gözlenmiştir (Cann ve Moore, 1978). Bu sonuçlar Tavşanlı bölgesinde ofiyolitli melanji meydana getiren kayaların bir okyanus tabanında oluştuğunu belirtir. Fakat ofiyolitli melanj içindeki volkanotortulların temeli belirsizdir. Brinkmann (1972) bu tip kayaların temelini ultramafik masifler olduğunu söylerse de, sahada görülen ultramafik masiflerle volkanotortullar arasında gözlenen bütün sınırlar tektoniktir.

Mavişist metamorfizması için gerekli olan yüksek basınç/düşük ısı koşulları levha tektoniği kuramında yitim kuşaklarında bulunmaktadır. Okyanus kabuğunun üst tabakalarını oluşturan volkanotortullar yitim kuşağında mavişist metamorfizmasına uğrarlar. Sahada görülen mavişist metamorfizmasının değişik tipleri, değişik derinliklere inen okyanus ta-

ban malzemesinin metamorfizması sonucu oluştuğu biçiminde yorumlanabilir.

İzmir-Ankara, zonu'ndaki, ofiyolit-mavişist; kayaları için üç tip yaş söz konusudur: a) çökeltme yaşı, b) mavişist metamorfizması yaşı, c) yerleşme yaşı. Çalışılan alanda bu yaşlarla ilgili herhangi bir veri bulunmamıştır. Anrak Orhaneli ultramafik; masifinin çevresindeki bir ofiyolit dizisi içinde Özkoçak (1969) Globotuncana bulmuş, ve aynı yörede Lisenbee (1971) tüfler içinde Üst Kretase-Paleosen yaşlı pollenler saptanmıştır. Çalışılan bölgedekine çok benzer bir ofiyolit-mavişist dizisinin yer aldığı Mihaliçcik çevresinde ise Çoğulu ve Krummenacher (1967) başlangıç metamorfizmasında uğramış doleritlerdeki ojitlerin yaşlarını K/A yöntemiyle 60 my (Üst Kretase-Paleosen) olarak saptamıştır. Tamamen metamorfizmaya uğramış mavişistlerdeki muskovitlerde yapılan K/A yaş belirlemeleri ise 65 ve 82 my yaşlarını vermiştir. Tavşanlı'nın güneyindeki ofiyolit-mavişist dizisinin Maestrihtiyen yaşlı kireçtaşlarıyla örtülmesi (Kaya, 1972), ofiyolit-mavişist yerleşmesi için bir üst yaş verir.

Bu veriler Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin çökeltme, mavişist metamorfizması ve yerleşme yaşlarının Üst Kretase-Paleosen dolayında olduğunu belirtir.

KATKI BELİRTME

Saha ve laboratuvar çalışmaları M.T.A. Enstitüsünün sağladığı mali olanaklarla gerçekleştirilmiştir. Bu yazıyı eleştirel bir gözle irdeleyen Dr. Okan Tekeli'ye teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı, E., 1975, Orta Sakarya Jeolojisi: Türkiye Cumhuriyeti 50. yılı uluslararası jeoloji kongresi tebliğleri, Ankara, 159-191.
- Ataman, G., 1974, Revue geochronologique des massifs plutoniques et metamorphiques de l'Anatolie: Hacettepe Bull. Nat. Sci. and Engineering, 3, 75-87.
- Ayaroğlu, H., 1979, Bozüyük metamorfizmasının petrokimyasal özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 101-108.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliederung von Westanato Hen: N. Jb. Geol. Palaeont. Mh., 603-618.
- Brinkmann, R., 1972, Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia: Geol. Soc. America Bull., 83, 819-826.
- Cann, J.R. ve Moore, D.G., 1978, Oceanic basement probed: Geotimes, 23, 17-19.
- Carpenter, M. A ve Okay, A. I., 1978, Topotactic replacement of augite by omphacite in a blueschist rock from NW Turkey: Min. Mag., 42, 435-438.
- Crawford, W.A. ve Fyfe, W.S., 1965, Calcite, aragonite equilibrium at 100°C: Science, 144, 1569-1570.
- Çoğulu, E., 1967, Etude petrographique de la region de Mihaliçcik (Turquie): Schweiz. Min. Petrogr. Mitt. 47, 683-824.
- Çoğulu, E. ve Krummenacher, D., 1967, Problemes geochronometriques dans la partie NW de l'Anatolie Centrale (Turquie): Schweiz. Min. Petrogr. Mitt. 47, 825-833.

- Göncüoğlu, C., 1980, Yüksek basınç mineral parajenezleri: Yeryuvar ve İnsan, 5, 21-80.
- Gürpınar, O., 1976, Bilecik-İnegöl-Yenişehir arasındaki jeolojisi ile Bilecik Kireçtaşının mühendislik özellikleri: İstanbul Univ. Fen Fak. Mec. Seri B, 40, 83-113.
- Holzer, H.F. ve Colin, H., 1957, Beitrage zur Ophiolithfrage in Anatolien: Jb. Geol. Bundesanst., 100, 231-237.
- Jamieson, J.C., 1953, Phase equilibrium in the system calcite-aragonite; J. Chem. Phys., 21, 1385-1390.
- Johannes, W. ve Puhar, D., 1971, The calcite-aragonite transition, reinvestigated: Contrib. Mineral. Petrol., 81., 28-38.
- Kaaden, G., 1966, The significance and distribution of glaucophane rocks in Turkey: M.T.A. Dergisi, 67, 37-67.
- Kalafatçıoğlu, A., 1964, Balıkesir Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 9, 46-62.
- Kaya, O., 1972, Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 15, 26-108.
- Kulaksız, S., 1977, Sivrihisar kuzeybatı yöresinin jeolojisi: Doktora tezi, yayınlanmamış, Hacettepe Üniversitesi, Ankara.
- Lisenbee, A., 1971, The Orhaneli ultramafic-gabbro thrust sheet and its surroundings: Campbell, A.S. ed., Geology and History of Turkey de: Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 840-368.
- Lünel, T., 1967, Geology of Sübren, Karaalan-Yukarı Çağlayan area, Eskişehir county, Turkey: Doktora tezi, yayınlanmamış, Bristol Üniversitesi, İngiltere.
- MTA Enstitüsü, 1968, 1:500.000 ölçekli Ankara jeoloji haritası: Maden Tetkik Arama Enst, Ankara.
- MTA Enstitüsü, 1964, 1:500.000 ölçekli İstanbul, İzmir ve Zonguldak jeoloji haritaları: Maden Tetkik Arama Enst, Ankara.
- Okay, A. I., 1978, Sodic pyroxenes from metabasites in the Eastern Mediterranean: Contrib. Mineral. Petrol., 68, 7-11.
- Okay, A. I., 1980a, Mineralogy, petrology and phase relations of glaucophane-lawsonite zone blueschists from the Tavşanlı region, Northwest Turkey: Contrib. Mineral. Petrol., 72, 243-255.
- Okay, A. I., 1980b, Lawsonite zone blueschists and a sodic producing reaction in the Tavşanlı region, Northwest Turkey: Contrib. Mineral. Petrol., 75, 179-186.
- Olçay, A. I., 1980c, Sodic amphiboles as oxygen fugacity indicators in metamorphism: J. Geology, 88, 225-232.
- Okay, A. I., 1980d, The petrology of blueschists in Northwest Turkey, Northeast of Tavşanlı: Doktora tezi, yayınlanmamış, Combridge Üniversitesi, İngiltere.
- Okay, A. I., 1981, Incipient blueschist metamorphism and metasomatism in the ophiolitic rocks of the Tavşanlı region, Northwest Turkey: Contrib. Mineral. Petrol. (yayımda).
- Özkoçak, O., 1969, Etude geologique de massif ultrabasic d'Orhaneli et de sa proche bordure: Doktora tezi, yayınlanmamış, Paris Üniversitesi, Fransa.
- Penrose Ophiolite Conference, 1973, On the symposium on ophiolites in the earth's crust: Geological Newsletter, 3, 8.
- Saner, S., 1980, Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökeltim nitelikleriyle yorumlanması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 39-52.
- Uz, B., 1978, Sındırgı-Âkhisar bölgesi ofiyolit birliğinin petrografik, petrojenetik ve jeokimyasal incelenmesi: Doçentlik tezi, yayınlanmamış, İstanbul Teknik Üniversitesi.
- Yılmaz, Y., 1977, Bilecik-Söğüt dolayındaki eski temel karmaşığı'nın petrojenetik evrimi: Doçentlik tezi, yayınlanmamış, İstanbul Üniversitesi.
- Yılmaz, Y., 1979, Söğüt-Bilecik bölgesinde polimetamorfizma ve bunların jeotektonik anlamı: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 85-100.

Yazının yayıma verildiği tarih 4.6.1981

LEVHA1.

Şekil 1 Sodik piroksen psödomorfları (px) ve albit (ab) içeren metazomatik dolerit (K733/1); sodik piroksenler ojitleri bütünüyle ornatmıştır. Monomineralik bir sodik piroksen damarı da görülmektedir.

Şekil 2: Bir piroklastik kayada (K301) küçük lavsonit kristallerinin (lav) albitleşmiş plajiyoklaz (ab) içinde büyümeleri.

Şekil 3: Doleritte klorit (chl) - lãoksen (siyah) dokanağında olağan pumpelyit (pp). Albitleşmiş plajiyoklaz da (ab) görülmektedir.

Şekil 4: Spilit (K860) isindeki amigdo yıldı özgün (110) ikizlenmes gösteren aragonitin (ar) kalsit (cc) tarafından ornatılması.

Şekil 5: Spilit (K860) isindeki amigdoyıda özgün (110) ikizlenme (lav) içeren lavsonit zona metadoleriti (K833). Sodik piroksen ojiti ornatmıştır.

Şekil 6: Lavsonit (lav), sodik amfibol (gl) ve az oranda kuvars içeren tipik glokofan-lavsonit zona metabazik kayası (K311).

Şekil 7: Almandin granat (gr), lavsonit (lav), sodik amfibol (gl) ve fengit (fen) içeren glokofan-lavsonit zona metabazik kayası K446/1).

Şekil 8: Lavsonit (lav), sodik amfibol (gl), fengit (fen) ve bol oranda kuvarstan olağan glokofan-lavsonit zona metaşeyli.

PLATE 1

Figure 1: Completely sodium metasomatised dolerite (733/1) with sodie pyroxene pseudomorphs px) after aagite and albite (ab). A monomineralic sodic pyroxene vein is also present.

Figure 2: Small lawsonite (lav) crystals grown in the albitised plagioclase. The rock is a metasomatised pyroclastic (K301).

Figure 3: Radiating pumpellyite (pp) grains have formed at the leucoxene black) - chlorite (chl) contact. Albitised plagioclase (ab) crystals are also present.

Figure 4: Aragonite (ar) with the characteristic (110) twinning in an amygdale of a spilit K860) is extensively replaced by smaller grains of calcite (cc).

Figure 5: Metadolerite (K833) with partially resorbed sodic pyroxene pseudomorphs px) after augite set on a groundmass of chlorite (chl) and small lawsonite (lav) tablets.

Figure 6: Typical glaucophane-lawsonite zone metabasite (K311) with sodic amphibole (amp), lawsonite (lav) and minor inter-stitial quartz.

Figure 7: Glaucophane-lawsonite zone metabasite K446/1) with almandine garnet (gr), lawsonite (lav), sodic amphibole (gl) and phengite (fen).

Figure 8: Glaucophane-lawsonite zone metashale (K384) with the mineral assemblage of sodic amphibole (gl) lawsonite (lav), phengite (fen) and quartz (kv).

