

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Ağustos, 1982
August,

Cilt - 25
Vol.

Sayı - 2
no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Türkiye'nin Güneybatısındaki Bey Dağları ve Susuz Dağ Masiflerinde Miyosen yaşlı kırıntılı tortulların stratigrafisi**
Stratigraphy of the Miocene clastic sediments, the Bey Dağları and Susuz Dağ Massifs, Southwestern Turkey
..... Anthony B. HAYWARD 81
- Köprübaşı uranyum yataklarındaki doğal radyoaktif dengesizlik hakkında**
About natural radioactive disequilibrium in Köprübaşı uranium deposits
..... Hüseyin YILMAZ 91
- Elmadağ formasyonunun (Ankara) yaşı ve alt bölümleri**
Notes about the subdivision and the age of the Elmadağ formation (Ankara, Turkey)
..... Yavuz OKAN 95
- Burhan Mahallesi - Yuları Köyü arasında bulunan galenitli barit yatakları (Gazipaşa, Antalya)**
Galenite - bearing barite occurrences between Burhan Mahallesi - Yuları Köyü (Gazipaşa - Antalya, Turkey)
..... Ahmet AYHAN 105
- Kula volkanizmasının özellikleri ve içerdiği «Base Surges» tabaka şekilleri**
Characteristic features and «Base Surges» bed forms of Kula volcanics
..... Tuncay ERCAN ve Önder ÖZTUNALI 117
- Gülpınar (Çanakkale) hipparionlarının odontolojik özellikleri**
Odontological variations of the Hipparions from Gülpınar (Çanakkale)
..... Tanju KAYA 127
- Gravite ve manyetik veri- işlem yöntemleri ve Ankara - Polatlı bölgesinin yorumu**
Methods of data analysis in gravity and magnetics and the interpretation of Ankara - Polatlı region
..... Mustafa ERGÜN ve Coşkun SARI 137
- Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özellikleri**
Petrological and structural features of the Elazığ volcanic complex
..... Mark H. HEMPTON ve Gültekin SAVCI 141
- Erzin ve Dört Yol ovalarının jeolojik ve hidrojeolojik özellikleri**
Geological and hydrogeological features of Erzin and Dört Yol Plains
..... Vedat DOYURAN 151
- Selimiye - Beşparmak yöresindeki (Muğla) Menderes Masifi kayalarının stratigrafisi : Tartışma ve yanıt**
Tartışma
..... Aydoğan BORAY 161

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Editörler (Editors)

Ayhan ERLER (ODTÜ) - Okan TEKELİ (MTA)

Yazı İnceleme Kurulu (Editorial Board)

Fusun ALKAYA (İTÜ) - Ömer ALPTEKİN (KTÜ) - Demir ALTINER (ODTÜ)
Nezihi CANİTEZ (İTÜ) - Namık ÇAĞATAY (ODTÜ) - Özcan DORA (DOKUZ EYLÜL)
- Burhan ERDOĞAN (DOKUZ EYLÜL) - Yavuz ERKAN (HÜ) - Oğuz EROL
(AU) - Naci GÖRÜR (İTÜ) - Erçin KASAPOĞLU (HÜ) - Ali KOCYİĞİT (ODTÜ) -
Teoman NORMAN (ODTÜ) - Necdet ÖZGÜL (İTÜ) - Onder ÖZTUNALI (İÜ) -
Selçuk TOKEL (KTÜ) - Vedia TOKER (AU) - Erdoğan YÜZER (İTÜ).

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

Vedat OYGÜR (MTA)

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

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

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

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

37. Dönem (1982 - 1983)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

| | |
|---------------------------|--|
| M. Cemal GÖNCÜOĞLU, (MTA) | Başkan (President) |
| Vedat OYGÜR, (MTA) | İkinci Başkan (Vice President) |
| Mehmet BİTEN, (MTA) | Genel Yazman (Secretary General) |
| Eşref ATABEY, (MTA) | Sayman (Treasurer) |
| Aral İ. OKAY, (MTA) | Kitaphk Yönetmeni (Librarian) |
| Ongun YOLDEMİR, (TPAO) | Yayın Yazmanı (Secretary of Publications) |
| Yılmaz SOYSAL, (AU) | Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs) |

Yazışma adresi

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

Bu sayı TÜBİTAK'ın parasal yardımıyla basılmıştır.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Ağustos, 1982 Cilt 25 Sayı 2
Ağust Vol. no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- | | | | |
|---|-----|--|-----|
| Türkiye'nin Güneybatısındaki Bey Dağları ve Susuz Dağ Masiflerinde Miyosen yaşlı kırıntılı tortulların stratigrafisi Stratigraphy of the Miocene clastic sediments, the Bey Dağları and Susuz Dağ Massifs, Southwestern Turkey Anthony B. HAYWARD | 81 | Gülpınar (Çanakkale) hipparionlarının odontolojik özellikleri Odontological variations of the Hipparions from Gülpınar (Çanakkale) Tanju KAYA | 127 |
| Köprübaşı uranyum yataklarındaki doğal radyoaktif dengesizlik hakkında About natural radioactive disequilibrium in Köprübaşı uranium deposits Hüseyin YILMAZ | 91 | Gravite ve manyetik veri-işlem yöntemleri ve Ankara - Polatlı bölgesinin yorumu Methods of data analysis in gravity and magnetics and the interpretation of Ankara - Polatlı region Mustafa ERGÜN ve Coşkun SARI | 137 |
| Elmadağ formasyonunun (Ankara) yaşı ve alt bölümleri Notes about the subdivision and the age of the Elmadağ formation (Ankara, Turkey) Yavuz OKAN | 95 | Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özellikleri Petrological and structural features of the Elazığ volcanic complex Mark H. HEMPTON ve Gültekin SAVCI | 143 |
| Burhan Mahallesi - Yuları Köyü arasında bulunan galenitli barit yatakları (Gazipaşa, Antalya) Galenite - bearing barite occurrences between Burhan Mahallesi - Yuları Köyü (Gazipaşa, Antalya, Turkey) Ahmet AYHAN | 105 | Erzin ve Dört Yol ovalarının jeolojik ve hidrojeolojik özellikleri Geological and hydrogeological features of Erzin and Dört Yol Plains Vedat DOYURAN | 151 |
| Kula volkanizmasının özellikleri ve içerdiği «Base Surge» tabaka şekilleri Characteristic features and «Base Surge» bed forms of Kula volcanics Tuncay ERCAN ve Önder ÖZTUNALI | 117 | Selimiye - Beşparmak yöresindeki (Muğla) Menderes Masifi kayalarının stratigrafisi: Tartışma ve yanıt Tartışma Aydoğan BORAY | 161 |

Türkiye'nin Güneybatısındaki Bey Dağları ve Susuz Dağ Masiflerinde Miyosen yaşlı kırıntılı tortulların stratigrafisi

Stratigraphy of the Miocene clastic sediments, the Bey Dağları and Susuz Dağ Massifs, Southwestern Turkey

ANTHONY B. HAYWARD Grant Institute of Geology, University of Edinburgh, West Mains Road, Edinburgh, Scotland, U.K.

ÖZ : Bu çalışmada, Güney - Batı Türkiye'de Bey Dağları ve Susuz Dağı Karbonat Masifi'ni örten, kalın, Miyosen yaşlı kırıntılı istif (1000 metreye kadar kalınlık gösterebilen) güncel stratigrafî anlayışı ve yöntemleriyle tanımlanmıştır.

Bazı bölgelerde Alt Miyosen (Burdigaliyen) - Üst Miyosen (Tortoniyen) arasında yaşlar gösteren istif, çoğunlukla doğuda Antalya Birliği'nden ve batıda da Likya Napları gibi iki allokton ofiyolitik kütlede aktarılmış kara-sal kökenli kırıntılı tortullardan oluşmaktadır.

Silsilenin tamamını oluşturan Karakuş Tepe Grubu 'nda üç formasyon ve birçok üyeler ayırtlanmıştır.

Salir Formasyonu, Antalya Birliği'nin tortul çanağı üzerine, doğu yönünden tektonik yerleşimini gösteren izler taşır. Bir denizaltı yelpazesi (submarine fan) olarak çökelen Alt Miyosen tortul istifleri, batı yönünde Antalya Birliği'nden uzaklaştıkça ince taneli çökellere dönüşür (distal). İstif kalın bir konglomera biriminin (Bağbeleni Üyesi) bir alüvyon yelpazesi (alluvial fan) üzerine Orta Miyosen'de çökmesi ile sona ermektedir.

Kemer Formasyonu Likya Napları'nın kuzeybatı yönünden yerleşimini gösteren izler taşır. Alt Miyosen tortulları, Likya Napları'na yakın yerlerde proksimal alüvyon yelpazelerinden, distal küçük denizaltı yelpazelerine (submarine fans) geçiş gösterirler.

Karasal kırıntılılardan oluşan bir alüvyal yelpaze üzerine çökelen Kasaba Formasyonu, Likya Napları'nın yerleşiminin son aşamasını ve Üst Miyosen sırasında tortul çanağının dolmasını işaret eder.

Bütün olarak ele alınan istif, iki allokton ofiyolitik çökmekte olan (subsiding) bir karbonat platformu üzerine yerleşimini gösteren izler taşır. Karasal kırıntılı alüvyon çökellerle sona eren regresif denizel istif bu çökmenin ardından oluşmuştur.

ABSTRACT : The thick Miocene clastic sedimentary sequence (up to 1000 m), which overlies the Bey Dağları and Susuz Dağ carbonate massifs in SW Turkey is defined here in terms of modern stratigraphical usage.

The succession which in some areas spans Lower Miocene (Burdigalian) to Upper Miocene (Tortonian) comprises dominantly terrigenous clastic sediments derived from two allochthonous ophiolites, the Antalya Complex in the east and the Lycian Nappes in the west.

Three formations and several members are recognised within the Karakuş Tepe Group, which encompasses the entire succession.

The Salir Formation records the tectonic emplacement of the Antalya Complex on the sedimentary basin from the east. Lower Miocene sedimentary sequences, deposited on a submarine fan, become more distal westwards away from the Antalya Complex. The sequence is terminated in the Middle Miocene by a thick conglomerate unit (Bağbeleni Member) deposited on an alluvial fan.

The Kemer Formation records the emplacement of the Lycian Nappes from the northwest. Lower Miocene sediments pass from alluvial fans in proximal areas, close to the Lycian Nappes, to small submarine fans in distal areas.

The Kasaba Formation, deposited on a terrigenous alluvial fan, marks the final stage of emplacement of the Lycian Nappes and infilling of the sedimentary basin during the Upper Miocene.

The sequence taken as a whole records the emplacement of two allochthonous ophiolites onto a subsiding carbonate platform. Subsidence was followed by a regressive marine sequence which culminated in terrigenous alluvial deposits.

GİRİŞ

Miyosen yaşlı kıvrıntılı çökeller Bey Dağları ile Susuz Dağı'nın kenarları boyunca sürekli olarak ve iki masifin merkezi yerlerindeki geniş senklinallerde mostra verirler (şekil 1). Bu masifler Toros otoktonunun bir parçasını oluşturur. Bunlar Alt Tersiyeri çok kesikli olan (Poisson, 1977) Liyas'tan Alt Miyosen'e (Aquitanian) kadar uzanan bir karbonat platformu oluşturur. Karbonat platformunun daha kuzeyde olduğu gibi (Dumont ve diğerleri, 1972) kıta kabuğu üzerine oturduğu kabul edilir (Robertson ve Woodcock, 1980b). Miyosen kıvrıntılı çökelleri karbonat platformu istifi üzerinde uyumsuzlukla yer alır.

Bölgesel boyutlarda, Toros otoktonu, Likya Napları ve Antalya Birliği gibi iki allokton ofiyolitli birim arasında kalmış bir paraotokton tektonik birlik oluşturur.

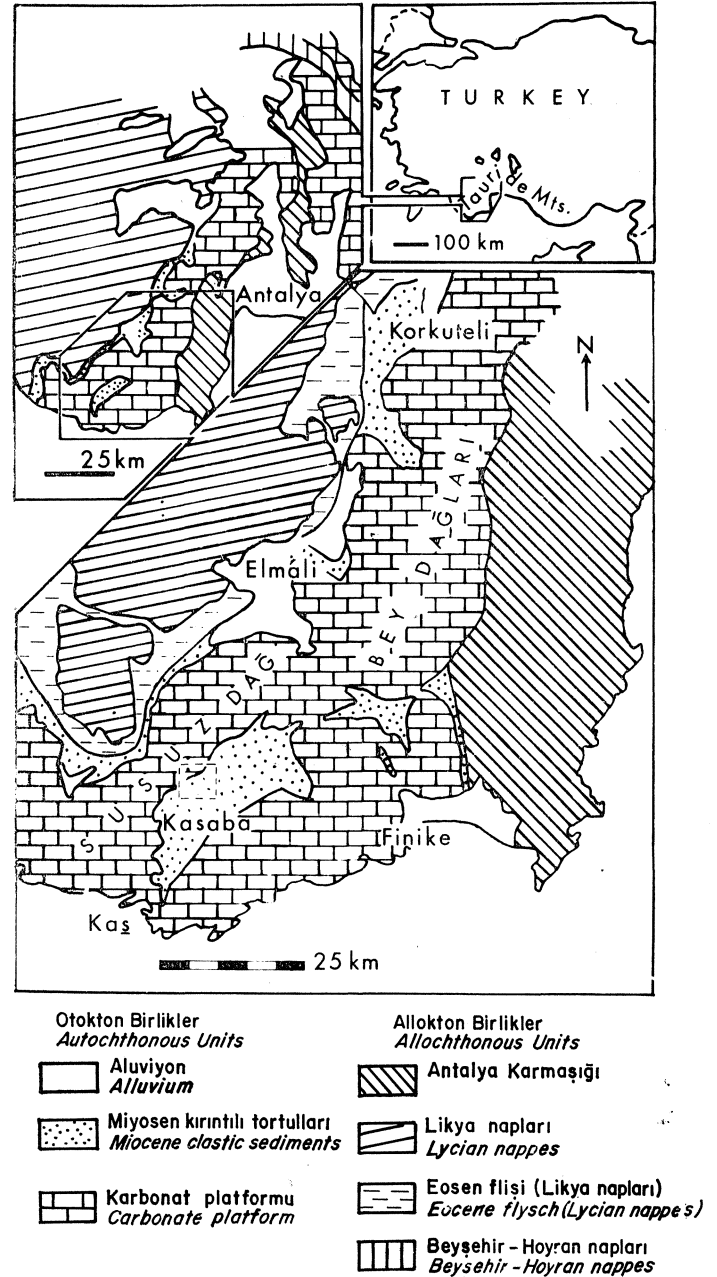
Kuzeybatıdaki Likya Napları, Tersiyer başlarında çeşitli fazlarda kuzeybatıdan - güneydoğuya doğru taşındığı sanılan (Brunn ve diğerleri, 1970, 1971; Poisson, 1977) bir seri allokton dilimlerden oluşur. Likya Napları içerisinde, yaşları Mesozoyik ile Alt Tersiyer arasında değişen pek çok belirgin stratigrafik istifler gözlenmiştir (Brunn ve diğerleri, 1970, 1971; Poisson, 1977). Çökel fasiyesleri sıg su karbonat platformundan yeniden çökelmiş yamaç breşlerine, bunlardan da pelajik kireçtaşlarına ve çörtlere kadar değişme gösterir. Bazı istifler Eosen yaşlı fliš istifiyle sona ererler (Poisson, 1977). Bu topluluğun tümü, Delaune - Mayere ve diğerleri (1977) tarafından, Üst Kretase ve Tersiyer dağ oluşumları sırasında bir kıta kenarının teleskop gibi içice geçmiş değişik bölümleri olarak yorumlanmıştır.

Likya Napları içerisindeki ofiyolitik birimler ince peridotit dilimleri ve diyabazlar içerir. En üstteki tektonik birim genellikle piroksenit ve dolerit daykalarıyla kesilmiş harzburgitten oluşan bir peridotit napıdır (Brunn ve diğerleri, 1971; Graciansky, 1972).

Daha doğudaki (şekil 1) Antalya Birliği (Robertson ve Woodcock, 1977), veya önceki adıyla Antalya Napları (Brunn ve diğerleri, 1971; Dumont ve diğerleri, 1972; Delaune - Mayere ve diğerleri, 1977) genellikle Mesozoyik çökelleriyle ofiyolitlere benzerlik gösteren mafik ve ultramafik magmatik kayalardan oluşur.

Likya Napları'nda düşük açılı sürüklenme tektoniği egemen olmasına karşın (Brunn ve diğerleri, 1971; Graciansky, 1972; Poisson, 1977), Antalya Birliği, doğrultu atımlı bir hareketi de içeren (Woodcock ve Robertson, 1980b) dik açılı yapılarla birbirinden ayrılmış, kademeli - paralel tektonik zonlardan oluşur. Bu birlik içerisinde beş tane K - G doğrultulu zon ayrılmıştır. Batıdan doğuya doğru bu tektonik zonlar; Mesozoyik karbonat platformundan (Bey Dağları ve Susuz Dağı, Şekil 1), Mesozoyik kıta kenarı sedimanlarına, bunlardan da kıta riftleşmesinin başlangıç aşamalarında oluşmuş bir okyanus kabuğuna (Woodcock ve Robertson, 1978; Robertson ve Woodcock, basımda) geçişi gösteren özellikleri taşır. Daha doğudaki zonlar, batıdaki zonlara göre tektonik olarak oynamıştır. Bunlar karbonat platformu ve onun temel birimleriyle Üst Kretase okyanus kabuğunun (Juteau ve diğerleri, 1977; Robertson ve Woodcock, 1980a) parçalarını içerirler.

Bütün olarak alındığında, Antalya Birliği bir küçük Mesozoyik - Senozoyik okyanus çanağına ait (Woodcock ve



Şekil 1 : Miyosen kıvrıntılı tortulların dağılımını gösteren; Bey Dağları ve Susuz Dağı bölgesine ait lokasyon haritası.

Figure 1 : Location map of the Bey Dağları and Susuz Dağ area, showing distribution of Miocene clastic sediments.

Robertson, 1978; Robertson ve Woodcock, 1980b) kıta kenarının bir kısmının gelişmesini ve daha sonra tektonik yoldan parçalanmasının izlerini taşır.

Miyosen kıvrıntılı çökelleri, kuzeybatıdaki Likya Napları'nın ve doğudaki Antalya Birliği'nin karbonat platformunun her iki kenarı üzerine yerleşiminden önce ya da yerleşimi sırasında birikmiştir.

STRATİGRAFİ

Bölgenin stratigrafisi, Uluslararası Stratigrafi kılavuzu'ndaki Hedbers ve diğerleri (1976) tarafından belirtilmiş ilkelere uygun olarak yeniden düzenlenmiştir.

Her formasyon tanımlanmış bir tip kesiti ile haritalanabilir bir birimdir (1:50.000 ölçekte). Daha önce kullanılmış adlamalara (Pisoni, 1967; Poisson, 1977; Önal, 1980; Şenel, 1980; Tolun, 1965 ve Zaralioğlu, 1967) olabildiğince sadık kalınmıştır. Yeni adlamalar uluslararası kurallara uyulması gereken yerlerde ve ayrıntılı çalışmaların ortaya çıkardığı yeni birimler için kullanılmıştır.

Bazı durumlarda formasyonlar, grup ya da üye mertebesine çevrilmiştir.

Poisson (1977)'un araştırmasından önce birçok resmi olmayan stratigrafik adlamalar, Bey Dağları ve Susuz Dağı gibi değişik bölgelerde yer alan Miyosen istifini ile ilişkili olarak, ileri sürülmüştür (Pisoni, 1967; Tolun, 1965; Zaralioğlu, 1967). Daha yakın dönemlerde Önal (1980) ve Şenel (1980) Miyosen istifinin değişik kısımları için çoğunlukla tip kesitleri tanımlanmayan stratigrafik adlamalar önermişlerdir.

Bu çalışma sırasında yersel ve resmi olmayan stratigrafilerin denetlenmesinin güç olacağı ortaya çıktığından, tüm Miyosen istifini kapsayan yeni bir stratigrafinin önerilmesi zorunlu olmuştur.

Bu çalışmada Karakuştepe Grubu adı altında toplanan tüm Miyosen istifleri içerisinde 3 formasyon ve 5 üye ayırtılmıştır. Bu tür bir ayırım stratigrafi birimlerinin sayısını azalttığı gibi, birimlerin yanal geçişlerini de gözönünde almaktadır.

Karakuştepe Grubu

Yeni adlanan bu grup Kemer, Salir ve Kasaba Formasyonlarını içerir.

İsim ve Tipik Yeri. Grup ismini Korkuteli'nin güneybatısındaki Karakuş Tepe'den almıştır (şekil 1).

Diğer Adlamalar. Karakuş Tepe Formasyonu (Poisson, 1977), bu çalışmada grup adlamasında kullanılmıştır.

Alt Sınıflama. Karakuş Tepe Grubu üç ayrı formasyona ayrılır. Bunlar Salir, Kemer ve Kasaba Formasyonlarıdır.

Salir Formasyonu

Bu formasyon ilk olarak Tolun (1965) ve Şenel (1980) tarafından tanımlanmış ve ofiyolitlerden türemiş konglomera ve kumtaşı, çamurtaşı, tebeşir ve kireçtaşı breşlerinden yapılmıştır.

Adlama. Formasyon ismini Finike'nin 25 km kuzeydoğusundaki Salir köyünden almıştır (şekil 2).

Değişik Adlamalar. Bu birim Poisson (1977) tarafından Karakuş Tepe Formasyonu olarak adlanmıştır.

Tip Kesit. Önceki çalışmacılar herhangi bir tip kesit tanımlamamışlardır. Bu çalışmada tip kesit Salir'in 1 km kuzeybatısından geçen yol boyunca alınmıştır (şekil 2; ke-

sit 1). İstifin tabanındaki ilk 35 m'lik kesimi, yeşil kireçli çamurtaşı, yapısız ve paralel laminalı ince (3-20 cm) kumtaşı ve çok ince (1-3 cm) beyaz tebeşirden oluşur. Bu bölümün üzerinde tabakalanması kalından (0.3-1 m) çok kalma (1-2 m) değişen, ufak ve iri çakıllı konglomeralarla ardalanmalı ince - orta - kalın taneli sarımsı - yeşil kumtaşı yer alır ve yeşil çamurtaşı ile beyaz tebeşir aratabakaları içerir. Kumtaşları iyi gelişmiş türbiditik çökel yapıları gösterir. Çok bileşenli konglomeralar hem tane hem de matris destekli olarak bulunurlar; iyi yuvarlanmış çakıllar, ofiyolitik topluluğunun ve ilişkili çökel örtüsünün kayalarını kapsar. İstifin çoğunluğu ince tabakalı kumtaşı, çamurtaşı ve tebeşir aratabakalı, kalınlığı 5-15 m. arasında değişen, kalın taneli kumtaşları ve konglomeralardan oluşur. Tüm istif boyunca zaman zaman görülen masif tabakalar (5 m) biçiminde beyaz biyo - kırıntılı kireçtaşı breşleri, tüm istifin %10'dan azını oluşturur.

Bölgesel Özellikleri. Salir Formasyonu'nda her yerde istifin hacim olarak %60-80'ini oluşturan kalın kırıntılı kumtaşları ve konglomeralar hakimdir. Litolojiler yatay olarak, çok küçük bir mostradan yüzlerce metre boyutlara kadar olmak üzere yanal devamsızlık gösterir. Biyo - kırıntılı kireçtaşı breşi tabakaları kuzeye doğru sıklık ve kalınlık açısından artış gösterirler.

Batıdaki Akçay bölgesinde (şekil 2) istif çok kalın konglomeralar (Bağbeleni Üyesi) ve onları örten ofiyolitten türeme gereçli kumtaşı - çamurtaşı (Akçay Üyesi) istifinden oluşur.

Alt ve Üst Sınırlar. Formasyon, tip kesitte ince tabakalı pelajik kireçtaşları (Maestrichtian) üzerinde uyumsuzlukla yer alır; üstte ise Orta Miyosen yaşlı (Lanshian -Serravallian) bir tektonik melanja geçişlidir. Başka yerlerde (örneğin Akçay bölgesinde) taban yeşil kalkerli çamurtaşı üzerine uyumsuzlukla gelir.

Yaş. Salir Formasyonu'nun taban kısmı, Miogypsina, Eulepidra, Nepholepidro, Rotalia cf. viennatti, Elphidium ve Austrotrallira içeren foraminifera topluluğuna dayanılarak Alt Miyosen (Burdigaliyen?) olarak yaşlandırılmıştır. En yoğun fosilli zonlar Orta Miyosen (Langiyen) yaş gösteren *Praearbulina glomerata* içerir.

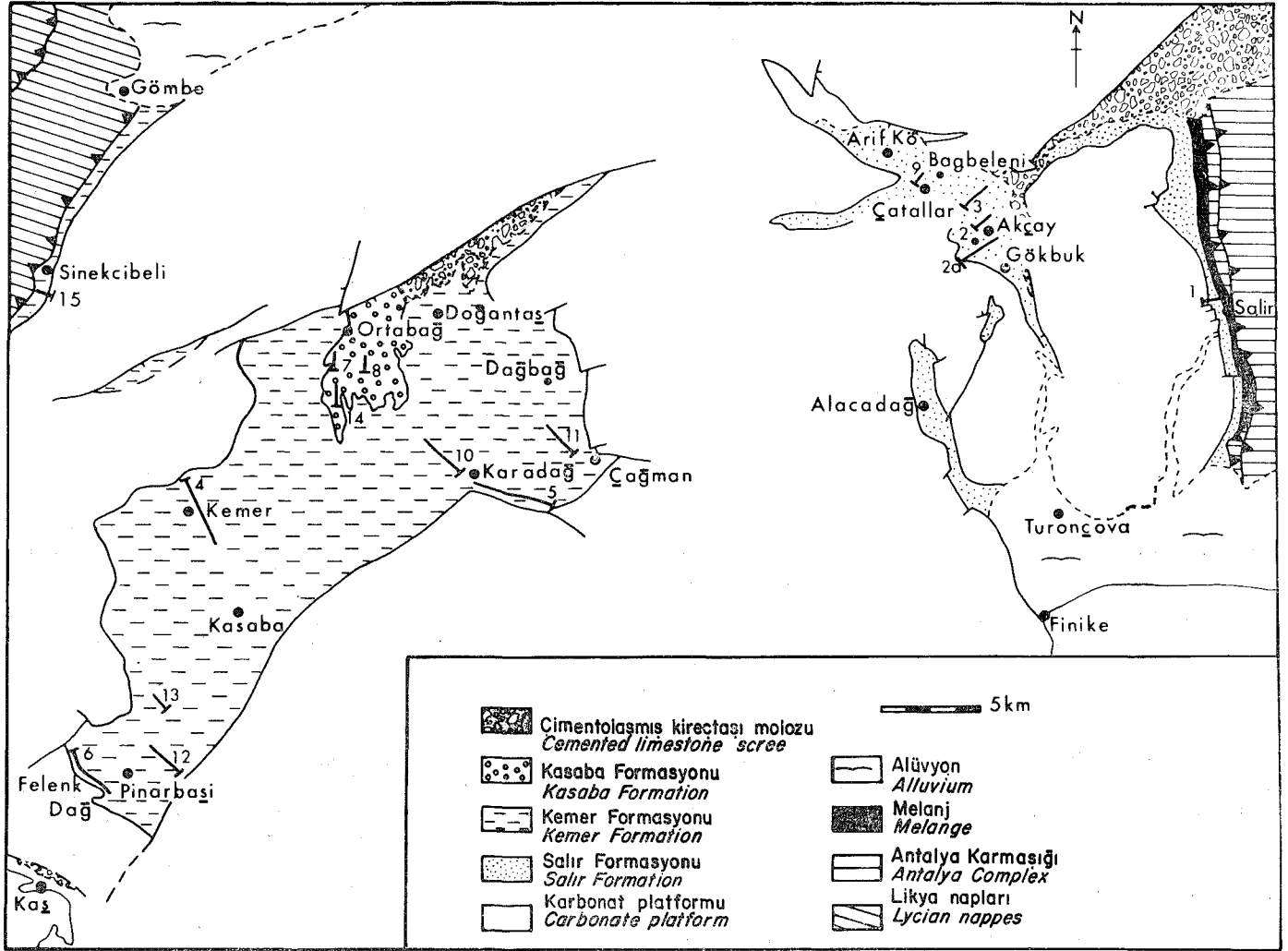
Akçay Üyesi

Bu üye, ofiyolitlerden türeme malzemeli kumtaşı, çakıllı çamurtaşı, tebeşir ve kireçtaşı breşi ardalanması türünde olup gevşek kireçtaşı blokları kapsar.

İsim. Üye adını Finike'nin 20 km kuzeyindeki, Arif köyünün 5 km güneydoğusundaki Akçay köyünden almıştır (şekil 2).

Tip Kesit. Tüm istif tek bir güzergah boyunca izlenmemiştir (şekil 2, kesit 2a, 2). İstifin tip kesitinin alt bölümü Gökbuk'un 1 km kuzeyinden doğu - batı istikametinde geçen bir patika boyunca, üst bölümü ise Akçay kuzeydoğusundaki (şekil 2) dere yatağında incelenmiştir.

İstifin alt bölümü (200 m) yanal olarak süreklilik gösteren ince tabakalı, sarımsı - gri renkli, içerisinde karbonlu malzemenin rastgele saçılmış olduğu kumtaşı, yeşil çamurtaşı ve beyaz tebeşirden oluşur. Kumtaşları derecelenme ve iyi gelişmiş türbiditik çökel yapıları gösterir. Daha



Şekil 2 : Standart (type) ve özel (reference) kesitlerin alındığı yerler ve de Miyosen kıvrımlı çökellerin dağılımı (sayıların açıklamaları metindedir).

Figure 2 : Distribution of Miocene Clastic sediments with positions of type sections and reference sections. Numbers are referred to in the text.

üstte mercekli kumtaşları yaygınlaşır. Bunlar da türbiditik yapılar gösterirler, ince ve orta tabakalanmalı (10-30 cm) kumtaşları, çamurtaşları ve tebeşirle ardalanmalı olarak bulunurlar. Normal derecelenme ve türbiditik çökel yapılar gösteren kalın (30 cm-1 m) gri kalkarenitler tüm istif boyunca zaman zaman istifin yaklaşık olarak % 10'unu oluşturur. Akçay Üyesi'nin tip kesitteki tüm kalınlığı 500 m'dir.

Bölgesel Özellikleri. Akçay Üyesi'nde, çoğu bölgelerde, tip kesitte görülen litolojiler egemendir. Ancak Çatallar köyünün kuzeyinde yer alan başvuru kesitinde (şekil, 2; kesit 9) yanıl süreklilik göstermeyen ofiyolitlerden türemiş ince ve iri çakıllı çamurtaşları ile tabaka kalınlıkları 2-5 m arasında değişen, iyi gelişmemiş normal derecelenme gösteren kireçtaşı breşlerine rastlanır.

Akçay ile Çatallar arasındaki yol güzergahında ise platform kireçtaşlarından kopmuş büyük (15 m. genişliğinde) bloklar istifin orta kesimlerinde yer alır (şekil, 2).

Üst ve Alt Şuurlar. Bu üyenin tabanındaki çamurtaşı ve kumtaşı, yeşil kireçli çamurtaşları üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Üste gelen Bağbeleni Üyesi ile olan sınırını ise tane destekli konglomera oluşturur.

Yaş. Taban, Globigerinoides sicinus, Globigerinoides trilobus ve Globigerinoides irregularis gibi planktonik foraminiferaların varlığından dolayı Alt Miyosen (Burdugalian) yaşını almıştır (Poisson, 1977). Miogypsina, Eulepidera, Alveolina, Rotalia cf. viennati ve Nephrolepidaria gibi bentonik foraminiferler bu yaşı destekler. En üst fosilli düzey Praerbulina'nın varlığından dolayı Orta Miyosen (Langiyen) yaşını almıştır.

Bağbeleni Üyesi

Bu üye, büyük ölçüde ofiyolitlerden türeme çakıl kapsayan konglomeradan, daha az oranda da kumtaşı, çamurtaşı ve kilişden oluşur.

İsim. Üye ismini, Arif köyünün 3 km güneybatısındaki ve Finike'nin 23 km kuzeyindeki Bağbeleni köyünden (şekil 2; kesit, 3) almıştır.

Tip Kesit. Tip kesit Bağbeleni köyünün 2 km güneydoğusundaki dere yatağında tanımlanmıştır. En altta 50 m kalınlıkta masif, tane destekli ince ve iri çakıllı konglomera bulunur. Bunlar orta-kalın taneli kumtaşı, yeşil çamurtaşı ve beyaz tebeşirle ardalanmalıdır. Bunun üstünde 100 m kalınlıkta yanıl devamlılığı olmayan iri taneli kumtaşı ve daha az miktarda siltaşı ile ardalanmalı kötü tabakalanmalı, ince ve iri çakıllı konglomera bulunur. İstifin geri kalan kısmı, yatay tabakalanmalı, genellikle mercek biçimli ince, iri ve çok iri çakıllı konglomeralar, kaba kumtaşı, ince çamurtaşı ve ender olarak kiliş ardalanmasından oluşur. Tip yerinde Bağbeleni Üyesi'nin yaklaşık kalınlığı 450 m'dir.

Bölgesel Özellikleri. Bazı bölgelerde istifin en üst kısımları gelişmemiş olmakla birlikte (örneğin Alacadağ'ın kuzey kesiminde, şekil 2) her tarafta tip kesite benzer özelliktedir.

Alt ve Üst Sınırlar. Bazı bölgelerde bu üye karbonat platformunun pelajik kireçtaşlarını açısal uyumsuzlukla örtüyor olmakla birlikte (örneğin Alacadağ bölgesi; şekil, 2), çoğu yerlerde tabanda, Akçay Üyesi'nin kumtaşı ve çamurtaşı birimleri, konglomeraya geçiş gösterirler. Üst sınırı çimentolanmış kireçtaşı yığılımları ile uyumsuzlukla örtülür.

Yaş. Tabana Praeorbulina'nın varlığı nedeni ile Orta Miyosen (Langiyen) yaşı verilmiştir. İstifin üst kısımları fosil içermemektedir. Ancak büyük olasılıkla yine Orta Miyosen yaşındadır.

Kemer Formasyonu

Yeni adlanmış bir formasyondur. Ofiyolitlerden türeme çakıllı konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, yeşil karbonatlı çamurtaşı ve tebeşir ardalanmasından oluşur.

Diğer Adlamalar. Karakuş Tepe Formasyonu (Poisson, 1977), ve kısmen Sinekçibeli Formasyonu (Önalın, 1980) ile eşdeğerdir.

Tip Kesit. Tip kesit Kemer'in hemen kuzey ve güneyinde yollarında yüzeyler (şekil 2, kesit 4). Tabandaki 30 m kalınlıktaki bölüm, 20 m kalınlığındaki ince koyu yeşil çamurtaşı ve sarımsı yeşil kumtaşı ardalanmasından ve bunların üzerindeki kalkerli çamurtaşından (10 m) oluşur. Kumtaşları derecelenmeli olup türbiditik çökel yapıları gösterirler.

Bunun üzerinde toplam kalınlığı 200 m olan bölüm, kalınlıkları 15 m - 25 m arasında değişen üç konglomera seviyesi ve bunlarla ardalanmalı, orta - iri taneli türbiditik kumtaşı, çamurtaşı ve az miktarda çok ince beyaz tebeşirden oluşur. Kesitin en üstündeki 300 mlik kesim de birçok yerlerde derecelenmeli ve türbiditik çökel yapıları

gösteren ince - orta tabakalı, kumtaşı ve ince tabakalı, koyu yeşil çamurtaşından oluşur. Tip kesitte istifin en üst kesimleri az mostra verir. Ancak Kara Dağ'ın kuzeyindeki başvuru kesitinde iyi gözlenirler (şekil 2, kesit 10). Bu kesitin en üst 100 m'sinde bazı yerlerde çakıllı (2 - 64 mm) çamurtaşları, kumtaşı ve çamurtaşları ile ardalanmalı olarak görülür.

Alt ve Üst Sınırlar. Tip kesitte taban, sığ su kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelir. Tavan, Kasaba Formasyonu'nun en alt konglomera tabakaları ile belirlenir,

Yaş. Tavan, Globigerinoides trilobus ve Globigerinoides sieanus'un varlığından dolayı Burdigalian (Alt Miyosen) yaşındadır. Poisson (1977, s. 162) birçok Burdigalian planktonik foraminifera topluluğunu sıralamıştır. İstifin orta ve üst kesimleri, Praerbulina (Langhian) ve Globorotalia mageri ve Globorotalia peripherur (Serrevallian) gibi foraminiferalarının varlığından dolayı Langhian - Serrevallian yaş aralığındadır (Poisson, 1977). Mevcut olan bentonik foraminiferler **Miogypsina**, Miogypsinoidea, Amphestigina, Elpfaidium ve Operculina'yı içerirler.

Bölgesel Özellikleri. Kemer Formasyonu bölgede birçok yerde tip kesite benzer özellikler taşır. Ancak üye mertebesinde ayırtılabilecek bölümler kapsar. Bunlar Çağman ve Felenkdağ Üyeleri olarak adlanmıştır.

Çağman Üyesi

Bu üye, yeniden çökeltilmiş kireçtaşı breşlerinden, kalkarenitlerden ve çamurtaşlarından oluşur.

İsim. Karadağ'ın 8 km doğusundaki, Dağbağ'ın ise 5 km güneyindeki Çağman köyünden alınmıştır.

Tip Kesit. Çağman'ın 4 km güneybatısındaki bir patika boyunca mostra verir. Tabandaki 10 m'lik kesim açık yeşil kalkerli çamurtaşı ile az miktarda orta tabakalı kalkarenitlerden oluşur. Bunun üstünde, koyu yeşil çamurtaşları ve bunlarla ardalanmalı, türbiditik çökel yapıları gösteren, sarımsı kahverenkli kireçli kumtaşları 120 m'lik; bir istifi oluşturur. Bu gri - beyaz kalkarenitler, yeşil kireçli çamurtaşları ve beyaz tebeşirlerle ardalanmalı, yaklaşık 800 m kalınlıktaki biyo - kırıntılı kireçtaşı breşleri tarafından örtülür. Bireysel breş tabakaları 22 m kalınlığa kadar ulaşabilir. Breşlerin kalınlıkları ve sıklıkları üst düzeylere doğru azalır ve breşler giderek kireçli çamurtaşı ve beyaz tebeşirle ardalanmalı, türbiditik çökel yapıları gösteren kalkarenitlere geçer.

Bölgesel Özellikler. Her yerde tip kesite benzer özellikler taşır. Çağman'ın kuzeydoğusundaki bir başvuru kesitinde (şekil, 2; kesit, 11), tip kesitinde 15 m kalınlıkta olan bireysel kireçtaşı breşlerinin kalınlığı 5 m kadardır. Bu üye yanıl olarak Kemer Formasyonu'na geçer.

Alt ve Üst Sınır. Bu üyenin tabanı her zaman sığ su nümülitik kireçtaşı ile belirlenmiştir. Tip kesitte tavanı Kemer Formasyonu'nun ofiyolitik kumtaşları ve çamurtaşlarına geçişlidir. Tavan en üstteki kalkarenit zonu olarak alınmıştır.

Yaş. Tabana Globigerinoides trilobus içeren yaygın planktonik foraminifera topluluğunun varlığı nedeniyle Burdigaliyen yaşı verilmiştir. En üstteki kalkarenitik zon-

da bulunan Praeorbulina bu üyenin tavanına Langiyan (Orta Miyosen) yaşını verir.

Felenk Dağı Üyesi

Bu üye, kireçtaşı konglomerası, kalkarenit, kalkerli çamurtaşı ve tebeşirden oluşur.

İsim. Üye ismini Kaş'ın 12 km kuzeybatısındaki Fe-lenk Dağı'ndan almıştır.

Diğer Adlamalar. Kısmen Felenk Dağı konglomeraları (Pisoni, 1967), kısmen de Pınarbaşı Formasyonu (Pisoni, 1967) ile eşdeğerdir.

Tip Kesit. Tip kesit Felenk Dağı'nın kuzeydoğu yamacı boyundaki yol yarmalarında mostra vermiştir (şekil, 2; kesit, 6). En alttaki 90 m'lik kesim türbiditik çökel yapıları gösteren kireçli kumtaşları ile ardalanmalı kireçli çamurtaşlarından oluşur. Ayrıca beyaz tebeşir çok ince tabakalar olarak mevcuttur. Bunun üstünde yanal süreklilik gösteren kalın (1-3 m) tabakalı yeniden çökeltmiş kireçtaşı konglomeraları istifin birçok yerinde bulunur. İstifin üst kısımlarında ise çamurtaşı ve kumtaşı egemendir. Felenk Dağı Üyesi'nin yaklaşık kalınlığı 750 m'dir.

Bölgesel Özellikleri. Felenk Dağı Üyesi'nin litolojik özellikleri her yerde tip kesite benzer niteliktedir. Pınarbaşı'nın 2 km doğusunda başvuru kesitinde (şekil, 2; kesit, 12) görüldüğü gibi, bazı bölgelerde kireçtaşı konglomerası ve kireçli kumtaşı tabanı oluşturur. Başka yerlerde tabandaki çamurtaşının ve kireçli kumtaşının kalınlığı yaklaşık olarak 300 m'ye kadar çıkar. Kasaba'nın 5 km güneybatısındaki iyi mostra vermiş böyle bir kesitte yalnız iki konglomera seviyesi mevcuttur (şekil, 2, kesit, 13). Felenk Dağı Üyesi yatay olarak Kemer Formasyonu'nun ofiyolitlerden türemiş kumtaşı ve çamurtaşına geçiş gösterir.

Alt ve Üst Sınırlar. Bu üyenin tabanını her yerde sığ su nümülitik kireçtaşları oluşturur. Tip kesitte gözükmeyen üst sınır Kasaba'nın 5 km güneybatısındaki bir referans kesitinde (şekil, 2; kesit, 13) görülür. Burada kireçli kumtaşı ve çamurtaşları yukarı doğru dereceli olarak Kemer Formasyonu'nun ofiyolitlerden türemiş kumtaşı ve çamurtaşlarına geçiş gösterir.

Yaş. Alt Miyosen (Burdigaliyen?) yaşı Rotalidae, Amphestigina ve Miogypsina'nın varlığından dolayı bu üyenin alt kısmına verilmiştir. En üstteki kalkerli kumtaşının hemen altında bulunan Praeorbulina, üyenin tavanı için Langhian (Alt - Orta Miyosen) yaşını kanıtlar.

Kasaba Formasyonu

Formasyon, Zaralıoğlu (1967) ve Önalın (1980) tarafından tanımlanmış olup tane destekli konglomera, kumtaşları, çamurtaşı, resifal kireçtaşı ve kalış gibi kayatürlerinden yapılmıştır.

İsim. Kasaba Formasyonu ismini Kaş'ın 15 km kuzeydoğusundaki Kasaba köyünden almıştır.

Tip Kesit. Daha önceki çalışmalarda herhangi bir tip kesit tanımlanmamıştır. Bu çalışmada, tip kesit Ortabağ'ın 2 km güneydoğusundaki boğazda alınmıştır (şekil 2, ke-

sit 7). Kesitin en alt kesimi, orta ve iri taneli bazı yerlerde çanak tipi çapraz tabakalı, gri - kahverenkli kumtaşları ve bol fosilli koyu yeşil çamurtaşları ile ardalanmalı, ince ve iri çakıllı tane destekli konglomeralardan oluşur. Kesit 200 m kalınlıkta olup Doğantaş Üyesi olarak tanımlanmış çapraz tabakalı konglomera, kumtaşı ve kırmızı ve yeşil çamurtaşı tarafından örtülmüştür.

Bölgesel Özellikleri. Kasaba Formasyonu'nda birçok bölgede tip kesittekilere benzer birimler egemendir. Ancak resif kireçtaşları da önemli aratabakalar olarak istifte yer alır. Ortabağ'ın 4 km güneyindeki başvuru kesitinde (şekil 2, kesit 14), bu kireçtaşları iyi mostra verir ve konglomera ile ardalanmalıdır. Resifler 6 m ve 8 m'lik tepelikler halindeki insitu mercanlardan (Tarballastrae, Montastrae ve Favites en önemlileri) yapılmıştır. Ayrıca bunlarla birlikte, kalkarenitler ve resif kompleksinden uzaklaştıkça incelen, çok kaba kırıntılı kireçtaşı breşleri gibi çökellerde mevcuttur.

Alt ve Üst Sınırlar. İstifin tabanını konglomera oluşturur. Tavan ise kırmızı çamurtaşı seviyesi ile belirlenmiş olup Doğantaş Üyesi'ne geçişlidir.

Yaş. Globorotalia mayeri, Globorotalia periphero ronda, Globigerinoides trilobus ve Orbulina suturalis gibi planktonik foraminiferalar (Poisson, 1977) bu formasyonun tabanı için Serrevallian yaşını verir. Önalın (1980) en üstteki bol fosilli düzeylerde (Doğantaş Üyesi'nin tabanı) yaygın bir bentonik foraminifer topluluğunun varolduğunu belirtmektedir. İstifin bu kesiminde saptanan bentonik foraminiferlerden Rotalia breccarii, Elphidium crispum, Elphidium fitchteilanium, Asterigerina cf. planorbis Üst Miyosen yaşı verir.

Doğantaş Üyesi

Bu üye, tabakalanmalı konglomera, kumtaşı, yeşil, kırmızı çamurtaşı ve kalış gibi kayatürlerini kapsar.

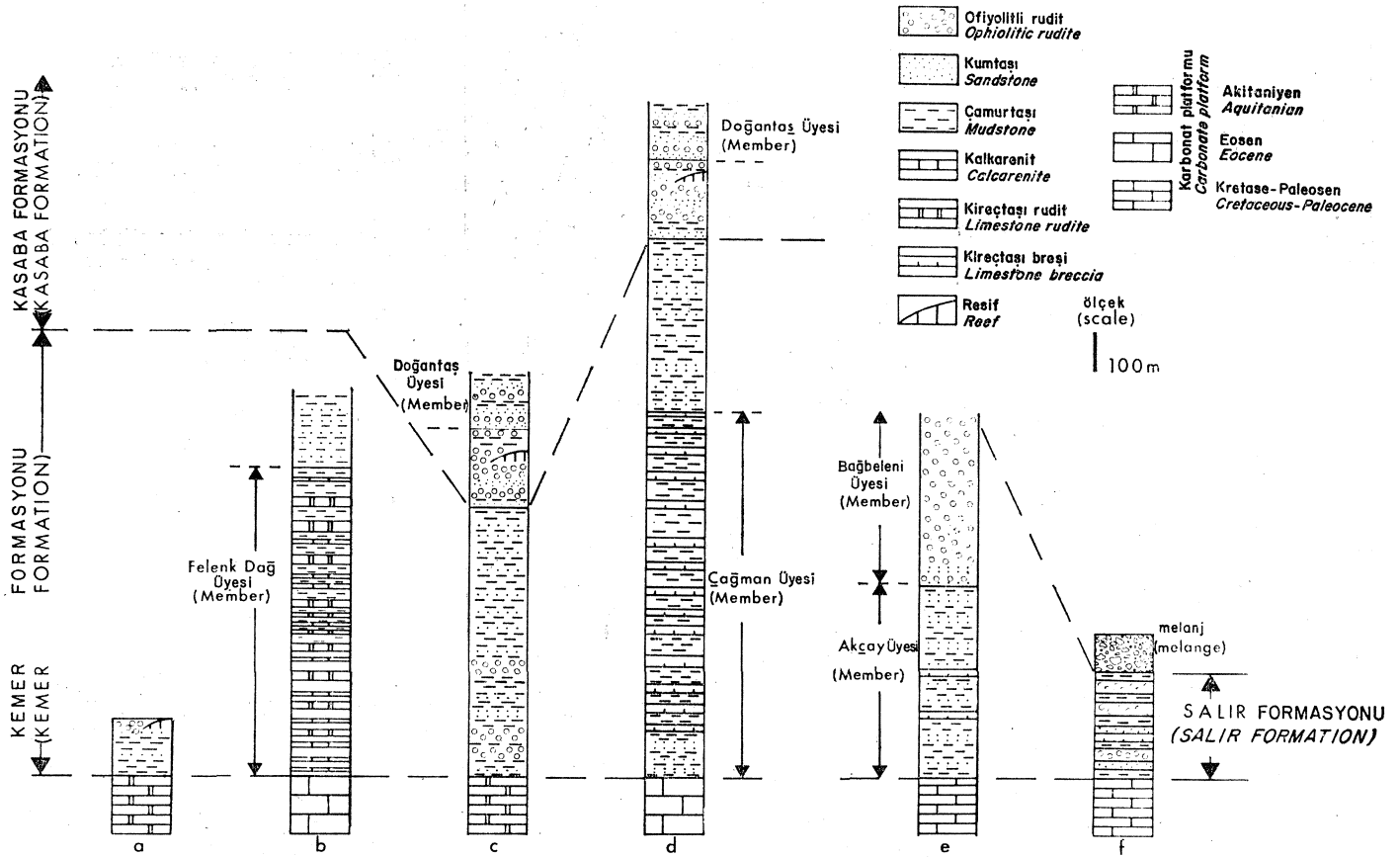
İsim. Bu üye ismini, Kasaba'nın 25 km kuzeydoğusundaki ve Ortabağ'ın 4 km doğusundaki Doğantaş köyünden almıştır (şekil 2).

Tip Kesit. Tip kesiti Doğantaş'ın 5 km güneybatısındaki bir boğazın doğu yakasında (şekil 2, kesit 8) tanımlanmıştır. Tüm kesit kalın - ince kırıntılı kumtaşı, kırmızı ve yeşil çamurtaşı ve kalışlarla ardalanmalı, masif ve çapraz tabakalanmalı konglomera olarak oluşur.

İstif 12-22 m kalınlıklarda tekrarlanan bölümlerden oluşur. Her bölüm, üst düzeylere doğru tane boyunun gittikçe incelendiğini yansıtan kayatürlerini kapsar. Her bölümün tabanı konglomera ile başlar ve giderek daha ince taneli olan kumtaşına, daha sonra da bir çok yerde en üst düzeyleri kırmızılaşmış çamurtaşına geçer. Kalışlar kırmızı çamurtaşları ile ilişkilidir. Tip kesitin toplam kalınlığı 150 m'dir.

Alt ve Üst Sınırlar. Birimin taban olarak en alt kırmızı çamurtaşı düzeyi alınmıştır. Tavanında ise çimentolanmış kireçtaşı yığılması uyumsuz olarak yer alır.

Yaş. Doğantaş Üyesi içinde fosil yoktur. Hemen altındaki istifler (Kasaba Formasyonu) Tortoniyen - Helve-siyen yaşlıdır. Bundan dolayı Doğantaş Üyesinin bu istiflerden biraz daha genç olduğu düşünülmektedir.



Şekil 3 : Her stratigrafi birimi arasındaki yatay ve düşey ilişkileri gösteren genelleştirilmiş stratigrafi kesitleri
 Figure 3 : Generalised stratigraphic sections showing the lateral and vertical relationships between each stratigraphic unit.

TARTIŞMALAR

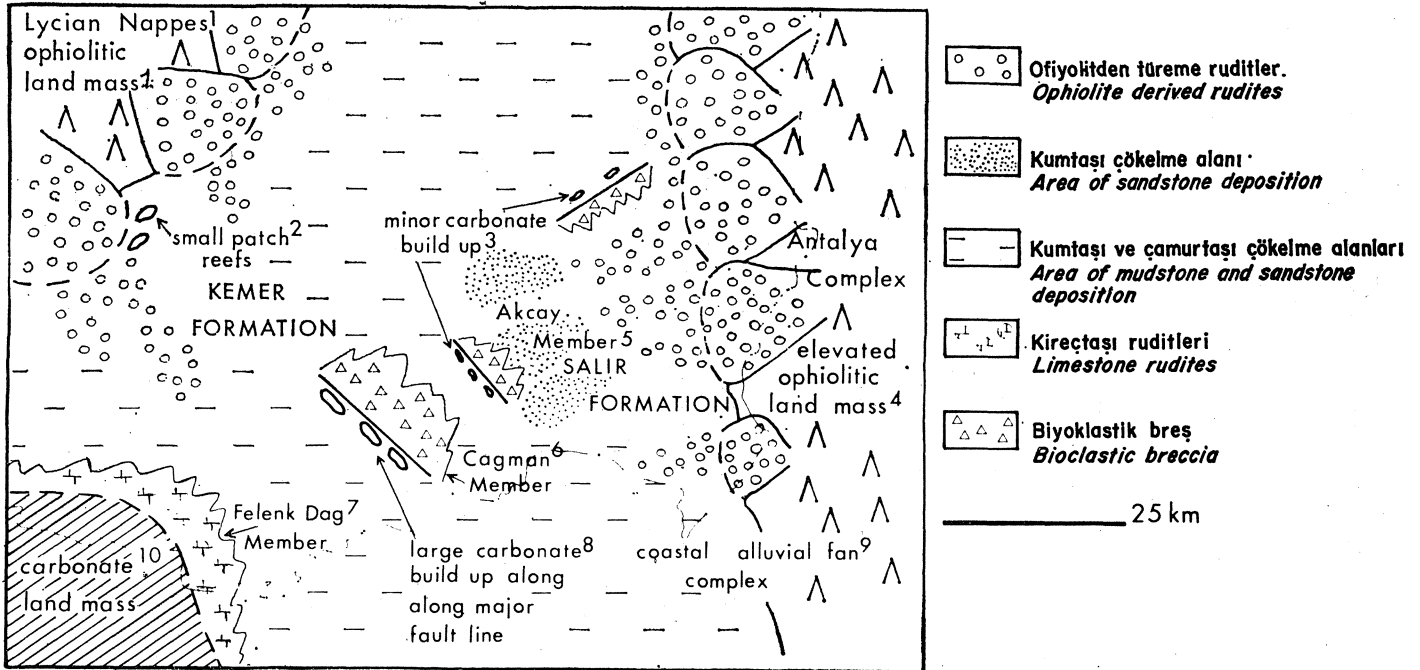
Bey Dağları ve Susuz Dağı Masiflerinde bazı yerlerde Jura'dan beri devam eden (Poisson, 1977) karbonat çökelişi, Miyosen yaşlı ofiyolit kırıntılı çökellerin başlaması ile sona ermiştir.

Ofiyolitlerden türemiş karasal kırıntılı çökelişinin başlaması, doğudaki Antalya Birliği ve batıdaki Likya Napları gibi iki ofiyolitik masifin yerleşimine bağlanır. Doğuda, Antalya Birliği'nin ilk yerleşiminin Üst Kretase'de yer aldığı belirtilmektedir. Ancak alloktan birimler karbonat platformu üzerinde ilk olarak Alt Miyosen'de görülür (Hayward ve Robertson, baskıda) ve buna bağlı olarak ta Salir Formasyonu çökelmiştir. Salir Formasyonu içerisindeki çakılların iyi yuvarlanmış olmaları, bunların önce sığ deniz ya da akarsu gibi yüksek enerjili bir ortamda işlendiklerini, daha sonra türbiditik akıntı ve kütle akması işlemleri ile göreceli derin su ortamına taşındıklarını gösterir. Doğudaki iri taneli proksimal oluşuklar (şekil, 3) batıya doğru daha ince taneli distal oluşuklara geçerler (Akçay Üyesi; şekil, 3). Bu çökel toplulukları denizaltı yelpazesi modelleri ile karşılaştırılabilir. Doğudaki Antalya alloktionuna en yakın çökeller proksimal istifler batıdaki Akçay Üyesi ise distal denizaltı yelpazesi çökelişi olarak yorumlanabilecek özellikler gösterir (Walker ve Mutti, 1975).

Ofiyolitik istifler içerisindeki yeniden çöktürülmüş karbonat kırıntılı kamalarının (örneğin Salir Formasyonu) sığ su karbonat ortamlarından türediği sanılmaktadır. Bunlar havzanın kenarında ve olasılıkla karbonat platformunun çökmesi sırasında gelişmiş fay zonları boyunca çökelmişlerdir.

Havzanın batı kenarı boyunca ofiyolit kırıntılı çökeltme, Likya Napları'nın kuzeybatıdan yerleşmesi ile ilişkilidir. Burada Kemer Formasyonu'nun çökelleri havzanın doğu kenarındaki oluşuklara benzer. Ancak hemipelajik tebeşir zonlarının görülmemesi, havza kenarı boyunca gelişmiş mercan yama resiflerinin varlığı, özellikle bu resiflerin bir kısmının Kemer Formasyonu'nun konglomeralarıyla yakın ilişkili olması (örneğin Sinekçibeli Bölgesi; şekil, 2 ve 3), havzanın batı kenarının göreceli olarak sığ kaldığını gösterir. Havzanın içine doğru ilerleyen çakıl deltalarının iyi yuvarlanmış çakılları, türbiditik akıntılar ve kütle kaymalarıyla havzanın merkezine doğru tekrar aktarılmış kumtaşıları ve konglomeraları oluşturmuştur.

Miyosen kırıntılı çökellerinin alttaki kireçtaşları üzerine büyük bir açılma farkla geldiği (örneğin Alacadağ Bölgesi; şekil, 2) yerlerdeki yerel uyumsuzluklar alloktionların yerleşiminin alttaki karbonat platformu içindeki yaygın faylanma ile ilişkili olduğunu gösterir. Salir For-



Şekil 4 : Alt Miyosen paleoğrafya haritası. Doğuya doğru yükselmiş bir kara kütlesi konumundaki Antalya Birliği; Salir Formasyonu'nu oluşturan ofiyolitik malzemelerin geldiği kaynak alan durumundadır. Kuzey-batıda Likya Napları'ndan gelmiş malzemeleri içeren ve direk olarak deniz içine uzanan alüvyal fanlardan oluşmuş Kemer Formasyonu. İki allokton birimin yerleşmesi sırasında meydana gelmiş alttaki karbonat platformundaki faylanma güney-batıda karbonat platformunun geniş mostra vermesini sağlar. Bu kaynak kayalardan aktarılmış malzemeler Felenk Dağı Üyesi'ni oluştururlar. Çağman Üyesi'ni oluşturan biokırımtılı breşler, fay basamakları boyunca oluşmuş karbonat oluşuklarından aktarılmıştır. Bugünkü kıyı şeridi açık renkli çizgi ile gösterilmiştir.

Şekildeki sayıların açıklanması;

1. Likya Napları ofiyolitik kara kütlesi
2. Küçük yama biçimindeki resifler
3. Küçük karbonat oluşukları
4. Antalya karmaşığı yükselmiş ofiyolitik kara kütlesi
5. Akçay Üyesi
6. Çağman Üyesi
7. Felenk Dağı Üyesi
8. Büyük fay hattı boyunca oluşmuş geniş karbonat oluşuğu
9. Kıyasal alüvyal yan karmaşığı
10. Karbonat kayalarından oluşan kara kütlesi.

Figure 4 : Palaeogeographic map for the Lower Miocene. The Antalya Complex forms an elevated land mass to the east from which ophiolitic sediments are derived, resulting in the deposition of the Salir Formation. In the northwest the Kemer Formation is derived from the Lycian Nappes as a series of anastomosing alluvial fans, which prograde directly into the sea. Faulting in the underlying carbonate platform, associated with the emplacement of the two allochthonous units, results in a large area of carbonate platform being exposed in the southwest. Material derived from this source gives rise to the Felenk Dağı Member. Bioclastic breccias of the Çağman Member are derived from carbonate build ups situated along fault scarps. Present day coastline is shown as a faint line.

masyonu içerisindeki büyük kireçtaşı blokları aktif fay zonlarından türemiştir.

Felenk Dağı bölgesinde (Felenk Dağı Üyesi; şekil, 3) karbonat platformunun bazı kesimleri, karbonat kırıntılarının türediği bir kara kütlesi oluşturmaktaydı. Kalkarenitlerin, türbiditik akıntılar ve diğer kütle akmaları işlemleri sonucu oluştuklarına dair veriler vardır, istifteki bir çok yumuşak çökel kayma seviyeleri (soft sediment slump horizons) çökelme ile eşzamandaki tektonik olaylara işaret eder.

Buna karşın Çağman Üyesi içinde yeniden çökeltilmiş sığ su biyo - kırıntılı malzeme egemendir. Yeniden çökel-

tilmiş her bir katmanın kalınlığı ve istifdeki çimentolanmış resifal malzemeye ait büyük blokların varlığı, istifin en proksimal malzemelerinin; asıl kaynağa çok yakın olduğunu gösterir. Büyük bir olasılıkla biyo - kırıntılı malzeme geniş karbonat birikiminin olduğu bir denizaltı faylanma zonunda türemiştir.

Alt ve Orta Miyosen için genelleştirilmiş bir paleoğrafik model şekil 4'de gösterilmiştir: Ofiyolitlerle ilişkili çanak kenarlarına ait çökelme özellikleri; çanağın kenarları boyunca proksimal çakıl deltalarının, yamaç aşağı distal küçük denizçi yelpazelerine geçtiğini gösterir. Orta-Üst Miyosen'de her iki ofiyolitik allokton, çökel havzası

üstüne doğru yürümüşlerdir. Havzanın doğu yamacında proksimal deniziçi yelpazesi çökelleri (Salir Formasyonu) Orta Miyosen yaşlı bir melanjla sona erer. Batıya doğru distal deniziçi yelpazesi istifleri (Akçay Üyesi) çakıl deltası konglomeraları (Bağbeleni Üyesi) tarafından örtülür. Çanağın batı yamacındaki ofiyolit yerleşmesi biraz daha sonra olmuş ve denizel koşullar havzanın orta kesiminde Tortoniye'n'e (Kasaba Formasyonu'nun tavanı) kadar sürmüştür. Batıdaki çakıl deltası konglomeraları (Sinekçibel bölgesindeki Kemer Formasyonu; şekil, 2 ve 3) Likya Napları'nın bindirme dokanağı ile sona erer. Bu sırada daha doğuda havzanın merkezindeki (Kasaba - Doğantaş bölgesi; şekil, 3) istifler yukarı doğru uyumlu olarak, havzayı dolduran karasal alüvyal yelpaze sistemlerinden oluşan Kasaba Formasyonu'na geçer (Üst Miyosen).

SONUÇLAR

Bey Dağları'nı ve Susuz Dağı karbonat masiflerini örten Miyosen kırıntılı çökelleri kuzeybatıdan gelen Likya Napları ve doğudan gelen, Antalya Birliği olmak üzere iki ofiyolitik masifin yerleşimini belgeler.

Miyosen istifi birçok belirgin fasiyes tiplerinin (Çağ-man Üyesi, Felenk Dağı Üyesi v.b.) oluşumuna yolaçan faylanmaları ve bu faylanmalarla ilişkili karbonat platformundaki çökmeleri gösterir. Bu çökme ve faylanmayı, karasal alüvyal oluşukların çökmesi ile sonuçlanan regresif denizel istifler. Deniz seviyesinin alçalmasına bağlanan (Hsü ve diğerleri, 1974) Akdeniz çevresindeki Messinian kuraklık dönemi için hiç bir veri yoktur. Büyük bir olasılıkla regresif istifin oluşmasında, deniz seviyesinin alçalması ve çökel havzasının dolması egemen etkindir.

KATKI BELİRTME

Bu yazı İngiltere Doğa Çevresi Araştırma Kurulu tarafından desteklenen ve MTA ile ortak çalışma sonucu yürütülen bir projeye dayanmaktadır. Özellikle E. Demirtaşlı'ya ve K. Taner'e arazi çalışmam için verdikleri lojistik destek için teşekkür ederim. Londra'da British Museum'dan Dr. G. Adams ve Pierre et Marie Curie Üniversitesi'nden Madam A. Pognant paleontoloji determinasyonlarını yapmışlardır. Dr. A.H.F. Robertson yazıyı okuyup eleştirmiştir. Gülhan Aktaş ise İngilizce yazıyı Türkçeye çevirmiştir.

Yazının ilk geliş tarihi : Nisan 1981
Yayıma verildiği tarih : Aralık 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

Brunn, J.H., Graciansky, P.C., de, Gutnic, M., Juteau, T., Lefevre, A., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., 1970, Structures Majeara, et correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentales: Bull. Soc. geol. Fr. (7), 12, 515-551.

Brunn, J.H., Dumont, J.F., Graciansky, P.C. de, Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., 1971, Outline of the geology of the western Taurides; Campbell, A.S., ed., Geology and History of Turkey de: Petroleum Exploration Society of Libya. Tripoli.

Delaune - Mayere, M., Marcoux, J., Parrot, J.-F. ve Poisson, A., 1977, Modélé devolution Mésozoïque de la paléomarge Téthysienne au niveau des nappes radiolitiques et ophiolitiques de Taurus Lycien, d'Antalya et du Baer-Bassit; Biju-Duval, B. ve Manton, L., ed., Structural history of the Mediterranean basins de : Editions Tech Paris, 79 - 94.

Dumont, J.F., Gutnic, M., Marcoux, M., Monod, O. ve Poisson, A., 1972, Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Definition du bassin pamphylien; Un niveau domaine a ophiolite a la marge externe de la chaine taurique: Z. dt. geol. Ges., 123, 385-409

Graciansky, P.C. de, 1972, Recherches géologiques dans le Taurus Lycien Occidental: These, Université de Paris - Sud, 571 s.

Hayward, A.B. ve Robertson, A.H.F. (baskıda), Direction of ophiolite emplacement inferred from Cretaceous and Tertiary sediments of an adjacent autochthon, the Bey Dağları, S.W. Turkey: Geol. Soc. America Bull.

Hedberg, H.D., (ed.) 1972, An International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Usage : Lethaia, 5, 283 - 295.

Hsü, K.J., Ryan, W.B.F. ve Cita, M.B., 1974, Late Miocene dessication of the Mediterranean: Nature, 242, 240 - 244.

Juteau, T., Nicolas, A., Dubessy, J., Fruchard, J.C. ve Bauchez, J.L., 1977, Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey; Possible model for an oceanic ridge: Geol. Soc. America Bull., 88, 1740 - 1748.

Önalın, M., 1979, Elmalı-Kaş (Antalya) arasındaki bölgenin jeolojisi: İ.Ü. Fen Fakültesi Monografileri, Doktora tezi, İstanbul.

Pisoni, C., 1967, Contribution A L'Etude Geologique De La Region De Kaş (vilayet D'Antalya) : Bull. Min. Res. Explor. Inst. of Turkey, 69, s. 44-51.

Poisson, A., 1978, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie) : These de Docteur des Sciences, Université de Paris - Sud, 795 s.

Robertson, A.H.F. ve Woodcock, N.H., 1980a, Tectonic setting of the Troodos massif in the east Mediterranean : Proc. Int. Ophiolite Symp. Cyprus 1979.

Robertson, A.H.F. ve Woodcock, N.H., 1980b, Strike - Slip related sedimentation in the Antalya Complex, S.W. Turkey; Ballance P.F. and Reading H.G., ed., Sedimentation in Oblique - slip Mobile Zones da: Spec. Publ. int. Ass. Sediment. 4, p. 127 - 145.

Robertson, A.H.F. ve Woodcock, N.H. (baskıda), Alakır Çay Group, Antalya Complex, S.W. Turkey. A deformed Mesozoic carbonate margin: Sediment. Geol.

Şenel, M., 1980, Teke Toroslari güneydoğusunun jeolojisi. Finike - Kumluca - Kemer (Antalya) : M.T.A. Raporu No, Ankara (yayınlanmamış).

Tolun, N., 1965, 1:25 000 Antalya P₂₄ a₂ ve P₂₄ a₃ paftalarının jeolojik incelenmesi: M.T.A. Raporu No. 3627, Ankara (yayınlanmamış).

Zaralioğlu, M., 1967, Demre - Finike - Çatallar arasında kalan sahanın detay Jeolojik etüdü: M.T.A. Raporu No. 4027 (yayınlanmamış).

Köprübaşı uranyum yataklarındaki doğal radyoaktif dengesizlik hakkında

About natural radioactive disequilibrium in Köprübaşı uranium deposits.

HÜSEYİN YILMAZ Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Bölümü, Bornova -İZMİR.

ÖZ : Köprübaşı'nda Neojen alüvyal yelpazesinin çakıltası ve kumtaşları içinde uzamış mercekleşmiş biçiminde bulunan uranyum yataklarının çoğu oksitlenmiştir. Metamorfik temel in hemen kıyısında yer alan oksitli yataklar jarosit - yaylandit tipi ve ilmenit - manyetit tipi olmak üzere ikiye ayrılmıştır. Oksitlenmemiş uranyum yatakları ise pirit - siderit tipindedir. Kumtaşı ve çakıltası içinde uranyum, kayaç hamurunda saçılmış olarak bulunur.

Laboratuvar gamma ışın spektrometresi ile bulunan uranyum miktarları (eU) kimyasal yolla bulunan değerlerden (U) oldukça daha yüksektir. Çoğu yatakların radyometrik uranyum miktarları kimyasal uranyum miktarlarından %30-40 daha yüksektir. Ayrıca aynı yataklarda bulunan toryum miktarlarının 40 ppm ile 340 ppm arasında değiştiği saptanmıştır. Böylece cevher sondajlarından elde edilen uranyum tenörü, gerçekte radyometrik uranyum (eU) ve toryumun toplam değeri olmalıdır. Bütün bu verilerin ışığı altında Köprübaşı'nda bulunan uranyum yataklarının rezervleri yeniden gözden geçirilmelidir.

ABSTRACT : At Köprübaşı most of the uranium deposits occurring in tabular lenses in conglomerates and sandstones of the Neogene alluvial fan are oxidized. These deposits can be divided into jarosite - yaylandite - rich and ilmenite - magnetite - rich types both of which occur near exposures of metamorphic basement rocks. The unoxidized uranium deposits are called as pyrite - siderite - rich type. Uranium is disseminated in the matrix of conglomerates and sandstones.

Uranium contents found by laboratory gamma - ray spectrometric measurements are mostly much higher than those found by fluorimetric analysis. Radiometric uranium contents (eU) in most deposits are 30 to 40 % greater than those of chemical uranium (U). Thorium contents found in the same deposits range between 40 to 340 ppm.

Therefore, ore grades in the deposits obtained by the gross gammabore hole techniques are, in fact, the total of radiometric uranium (eU) and thorium contents. Under the light of these data, the reserves of the uranium deposits in the Köprübaşı area must be reconsidered.

GİRİŞ

Bu çalışmada kullanılan örnekler Kasar, Tüllüce, Ecinlitaş, Tomaşa Beynamaz, Topallı ve Taşharman uranyum yatakları veya çevresinden alınmıştır (şekil 1, çizelge 1). Çalışmanın amacı Köprübaşı ve çevresindeki oksitli uranyum yataklarında görülen doğal radyoaktif dengesizlik ve bunun rezerv saptamaları sırasındaki olumsuz etkisini ortaya koymaktır. Ayrıca yataklardaki toryum miktarlarının yüksek oluşu ve bunun rezerv hesaplamalarında yaratabileceği sorunlar ortaya konmuştur.

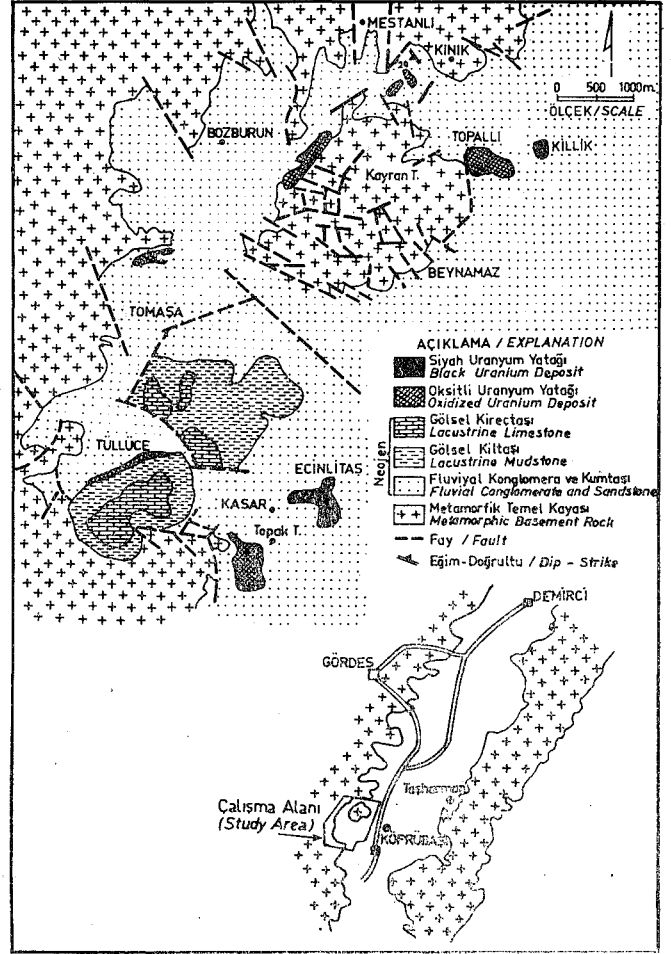
Uranyum analizleri Gamma - ışın - spektrometresi ile yapılmış ve eU değerleri (eşdeğer Uranyum) değerleri saptanmıştır. Bu yöntem ile 0.2 ppm'e kadar düşük miktardaki uranyum analiz edilebilir. Ayrıca kimyasal uranyum değerleri Florimetrik yöntem ile saptanmıştır. Bu yöntemin alt algılama sınırı 0.1 ppm dir. Toryum analizleri Gamma - ışın spektrometresi ile yapılmıştır. Bu yöntemin toryum için alt algılama sınırı 0.5 ppm dir. Gamma ışın spektrometresi ile elde edilen sonuçlarda % 2 lik bir hata payı vardır. Florimetrik yöntem ile yapılan analizlerin hata payı ise % 10 -15 arasındadır. Florimetrik analizde kullanılan örnek önce HF, HClO₄ ve HNO₃ ile çözülmüş ve elde edilen çözeltinin 1 mi si platin tabakta buharlaştırılmıştır. Geri kalan katı malzeme NaF - Na₂CO₃ karışımı ile ergitilmiştir.

Uranyum yataklarında rezerv saptamasında kullanılan olağan yöntem açılan kuyularda doğal gamma ışınlarının ölçümüdür. Ancak böyle bir ölçüm U²³⁸ ve bunun çürüme ürünlerinin (decay products) dengede olması durumunda geçerlidir. Radyoaktif cevherlerdeki dengesizlik uzun yıllar jeolog ve prospektörler için büyük bir sorun olmuştur. Dengesizliğin büyüklüğü ve sık rastlanması çoğunlukla umursanmamış ve bu nedenle uranyum rezervlerinin saptanmasında büyük yanlışlar olmuştur.

Eşdeğer uranyum (eU), radyoaktiviteyi üretecek olan beta - gamma radyoaktivitesinin ölçümüdür (Stuckless ve Ferreira, 1976; Rosholt, 1959). Radyoaktif dengesizlik sorunu gamma spektrometre ile uranyum tayini yapılması durumunda oldukça önemlidir. Laboratuvar ve saha spektrometre aygıtları ile kayalarındaki uranyum yığılımlarını tayin etmede U²³⁸ çürüme serisindeki (decay chain) "Bi²¹⁴ ün ölçümünden yararlanılır; Bi²¹⁴ ün Po²¹⁴ e dönüşümü sırasında yayılan gamma ışınlarının ölçümü eU miktarlarının saptanmasında temeldir. Gamma ışın spektrometresi ile Bi²¹⁴ ölçülürse, Ra²²⁶ miktarı kendiliğinden ölçülmüş olur. U²³⁸ çürüme ürünleri ile dengede olduğu zaman U²³⁸ miktarı da yukarıdaki ölçümden elde edilmiş olur (Rosholt, 1959). U²³⁸ in jeolojik işlevlerle zenginleşmesi veya kaybı dengesizliğe neden olur. Aynı durum U²³⁵ in çürüme ürünleri için de geçerlidir. Kimyasal uranyum (U) miktarı çoğunlukla florimetrik yöntemle tayin edilir.

KÖPRÜBAŞI URANYUM YATAKLARININ MİNERALOGİSİ

Köprübaşı uranyum yataklarında gözlenen detritik mineraller kuvars, feldispat, biyotit, muskovit, rutil, tur-malin, zirkon, ilmenit manyetit, apatit ve distendir; klorit ve illit gibi kil mineralleri de taşınmışlardır (Yılmaz, 1981). Plajyoklasların çoğu illit tarafından ornatılmıştır. Biyotitler hemen hemen bütünü ile bozmuş ve klorite dönüşmüştür. İlmenitlerin çoğu lökksen ve anatasa, man-



Şekil 1 : Köprübaşı uranyum yataklarının yeri ve jeolojisi.

Figure I : Location and geology of the Köprübaşı uranium deposits.

yetitler ise limonit veya hematite dönüşmüşlerdir. Oksitli uranyum yataklarında gözlenen otojenetik mineraller uranyum içeren jarosit - vaylandit karışımı ve schroecingerittir. Sarımsı ve sarımsı kahverenklerde beliren jarosit - vaylandit karışımı içinde, uranyum vaylandit bileşimindeki kalsiyumun bir bölümünün yerini almıştır; kayac gözeneklerini doldurur ve ince taneli yığılımlar biçiminde bulunur.

Oksitlenmemiş uranyum yataklarında gözlenen otojenetik mineraller ise pirit ve çok ince taneli kristal yığılımları biçiminde beliren siderit yumrularıdır. Bu tip yataklar içinde herhangi bir uranyum minerali saptanamamıştır. Ancak kayac hamuru içinden alınan preslenmiş malzemenin autoradyograf filimleri üstünde gösterdiği etki sonucu yalnızca uranyum varlığı saptanabilmiştir. Oksitli ve oksitsiz yataklar içinde gözlenen otojenetik kil mineralleri, çakılları bir film şeklinde gözlenen saran koyu yeşil renkli montmorillonit, feldispatları ornatılan illit ve biyotitler üstünde gelişen kloritlerdir.

KİMYASAL ÇALIŞMALAR

Cevherli ve cevhersiz zonlardan alınan örneklerin kimyasal uranyum (U), eşdeğer uranyum (eU) ve Toryum

| Örnek No. | U (ppm) | eU (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Açıklamalar | U için | | eU için | |
|-------------------|---------|----------|----------|------|--|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | | | | | | \bar{x} | \bar{x} | \bar{x} | \bar{x} |
| SS - 6 | 26 | 70 | 38 | 1.46 | | | | | |
| KOS ₃ | 11 | 98 | 29 | 2.64 | | | | | |
| MG - 2 | 140 | 201 | 40 | 0.30 | | | | | |
| MG - 4 | 380 | 762 | 57 | 0.15 | Kasar oksitli uranyum cevheri | | | | |
| KOS ₄ | 4 | 14 | 23 | 5.75 | | | | | |
| KGS ₅ | 390 | 312 | 23 | 0.06 | Kasar Yatağının Doğu Ucu | 171 | | 241 | |
| KGS ₆ | 250 | 230 | 48 | 0.20 | | | | | |
| S - S - 3 - 2 | 23 | 88 | 35 | 1.52 | Tüllüce Oksitli Uranyum Yatağı | | | | |
| SS - 32 - 2 | 399 | 514 | 73 | 0.18 | Tüllücenin Kuzey Böğürü | 211 | | 301 | |
| ECTS ₉ | 1600 | 202 | 202 | 0.13 | Ecincitaş Oksitli Uranyum Zuhuru | 1300 | | 191 | |
| ECTS ₂ | 1000 | 180 | 217 | 0.22 | | | | | |
| SS - 36 | 350 | 1251 | 191 | 0.55 | Tamaşa Oksitli Uranyum Yatağı | 675 | | 1960 | |
| SS - 37 | 1000 | 2130 | 347 | 0.35 | | | | | |
| SS - 48 | 40 | 106 | 38 | 0.95 | Oksitli Uranyum Zuhuru | | | | |
| SS - 42 | 4.8 | 36 | 26 | 5.42 | Beynamaz Doğusu | 40 | | 106 | |
| Tf - 4 | 3.2 | 16 | 50 | 15.6 | Topallı Yatağı Çevresi ve Tüf Tabakası | 4 | | 26 | |
| Tf - 6 | 26 | 70 | 55 | 2.12 | Mestanlı Cevheri Tüf Tabakası | 26 | | 70 | |
| MQ - 12 | 2.8 | 121 | 25 | 9.6 | Taşharman Metamorfik Şist | | | | |
| MQ - X | 3.8 | 1.0 | 186 | 49 | | | | | |
| ECTA - 4 | 100 | 129 | 35 | 0.35 | Ecincitaş Oksitsiz Uranyum | 270 | | 385 | |
| ECTA - 3 | 440 | 642 | 88 | 0.20 | yatağı. | | | | |

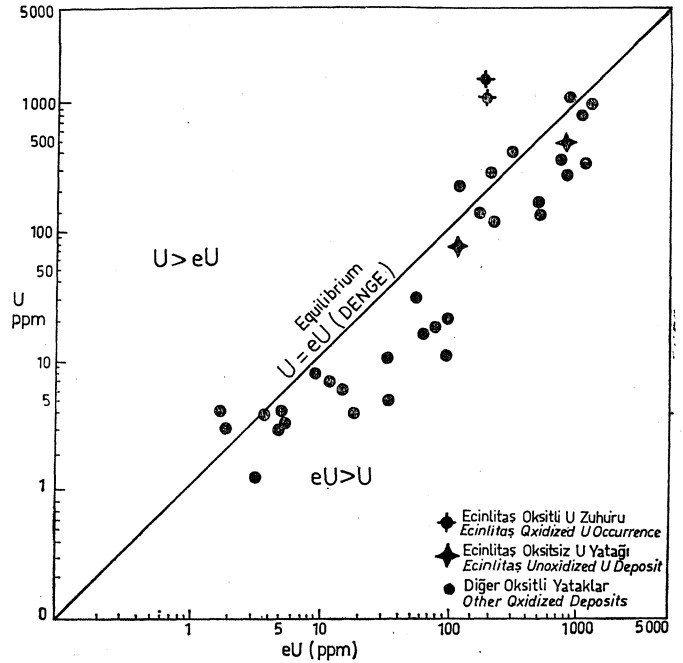
Çizelge 1 : Köprübaşı uranyum yataklarında U, eU ve Th miktarları.

Table 1 : U, eU and Th contents in uranium deposits in the Köprübaşı area.

(Th) değerleri ve Th/U oranları Çizelge 1 de verilmiştir. Burada görüldüğü gibi Kasar, Tüllüce, Tamaşa, Mestanlı ve Topallı oksitli uranyum yataklarındaki (şekil 1) eU değerleri, U değerlerinden çoğunlukla daha yüksektir (şekil 2). Ancak Ecincitaş yöresinde bulunan oksitli uranyum cevherleşmesinin eU değerleri U değerlerinden çok daha düşüktür (çizelge 1). U/eU oranı Kasar yatağının batı ve güney kıyılarından doğu kısmına doğru artış gösterir ve bu oran Toprak Tepede birden daha büyüktür.

U ve eU arasındaki dengesizlik çoğunlukla eU lehine gelişmiştir. eU ve U arasında oluşan dengesizlik yüzdesi düşük tenörlü örneklerde %900 e (çizelge 1, şekil 2) yüksek tenörlü örneklerde ise %200 e ulaşır. Ancak eU ve U arasındaki dengesizlik U lehine de gelişmiştir (çizelge 1), bu durumda dengesizlik %20 yi geçmez. Tüm yataklar için ortak özellik, kimyasal uranyum kaybının yüksek olmasıdır. Dengesizliğin kimyasal uranyum zenginleşmesi yönünde %800 e ulaştığı oksitlenmiş Ecincitaş cevherinde görülür. Oksitlenmemiş olan Ecincitaş cevherleşmesinde eU değerlerinin U nunkinden yüksek olduğu görülür.

Akarsu tortulları içindeki toryum miktarları oldukça yüksektir (çizelge 1). Kasar uranyum yatağındaki ortalama toryum değerleri 37 ppm dir. Ancak bu Tüllüce, Ecincitaş (oksitli zuhurda), Tamaşa, Beynamaz, Topallı ve Mestanlı'da toryum değerleri olağanın üstünde yüksektir. Özellikle Tamaşa ve Ecincitaş'ta 200 ppm nin üstündedir. Oksitlenmemiş Ecincitaş uranyum yatağında 80 ppm Th miktarı saptanmıştır. Ayrıca Taşharman uranyum yatağının güney ucunda bol jarosit damarları içeren milonitleşmiş metamorfik temelden alınan bir örnek 25 ppm Th ve 121 ppm eU ve 2.8 U içerir. Bundan başka aynı yörede meta-



Şekil 2 : Cevherli kayalardaki eşdeğer uranyum (eU) ve kimyasal uranyum (U) arasındaki denge ilişkileri.

Figure 2 : Equilibrium relationships between equivalent uranium (eU) and chemical uranium (U) in mineralized rocks.

morfik temelden alınan bir örnek de 3.8 ppm U ve 186 ppm toryum içerir, fakat eU miktarı gamma spektrometrenin duyarlılık sınırı altındadır.

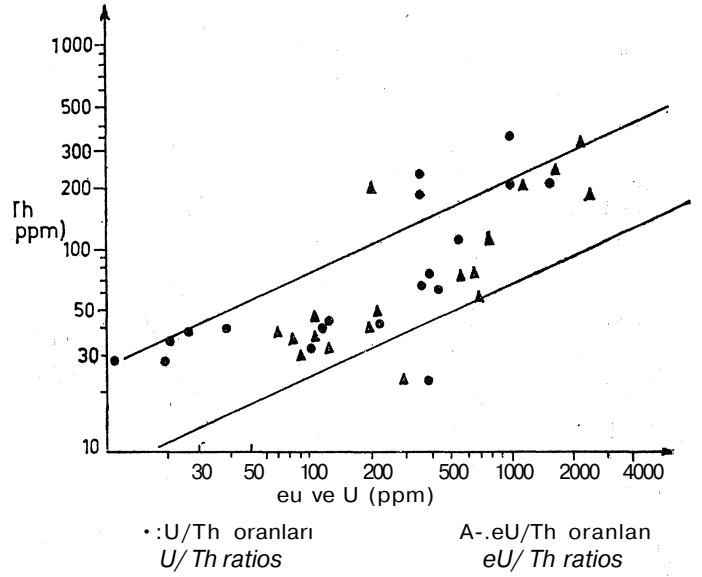
eU-Th ve U-Th miktarları arasındaki ilişki Şekil 3 te görülmektedir. eU 100 ppm ve Th ise 50 ppm den küçük olduğunda eU ve Th arasında pozitif bir korelasyon yoktur. Ancak eU ve Th miktarlarının yukarıda sözü edilen değerlerden yüksek olması durumunda ikisi arasında pozitif bir korelasyon bulunur (şekil 3). U nun Th a göre davranışı da eU nunkine benzerdir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Eğer kimyasal uranyumdan (U) daha yüksek eşdeğer uranyum (eU) söz konusu ise, burada dengeye ulaşıldıktan sonra çürüme ürünlerinin bir dış kaynaktan kayaca katılması veya bir miktar kimyasal uranyumun (U^{238}) ortamdan uzaklaşması olasılığı vardır. Eşdeğer uranyumdan daha çok uranyum söz konusu ise, radyoaktif çürüme ürünleri kayacın içinde dengeye ulaştıktan sonra ortamdan uzaklaşmış veya U^{238} çürüme ürünleri ile henüz dengeye ulaşmamıştır. Uranyum (U) bileşikleri, eşdeğer uranyum (eU) olarak bilinen ve radyoaktiviteden sorumlu çürüme ürünleri bileşiklerinden daha kolay çözünür. Böylece U ile eU arasında beliren dengesizliğin olduğu yerde uranyum (U) bileşiklerinin çözündüğü ve ilksel yığılma alanından uzaklaştığı ($eU > U$) veya uranyum bileşiklerinin çözeltiden çöktüğü ve henüz dengeye ulaşmadığı ($eU < U$) sözkonusudur (Ostryhansky, 1976). Böylece kayalarda görülen U - eU dengesizliği çürüme ürünlerinden çok uranyumun zenginleşmesi veya bunun çökme ortamından uzaklaşmasının bir sonucudur, $U > eU$ olduğu kayalarda mineralleşme en az 250 bin yıl önce gerçekleşmiş olmalıdır ve yaklaşık bu süre içinde uranyumca zenginleşme olmuş veya uranyum son 250 bin yıl içinde yataklanmış ve henüz dengeye ulaşmamıştır (Pipiringos ve diğerleri, 1965).

Köprübaşı uranyum yataklarında bilinen dengesizliğin iki nedeni olmalıdır. Bunlardan birincisi uranyum yataklarının oluşumundan sonra oksitleyici yeraltı suyu veya dış kaynaklarca oksidasyona uğraması sonucu U^{238} yeniden çözünmüş ve bir bölümü aynı yatak içinde daha yüksek zenginleşmeye neden olmuştur. Buna en iyi örnek Kasar uranyum yatağıdır. Ancak çözünen U^{238} in büyük bir bölümü yataktan uzaklaşıp çökeller içinde dağılmıştır. Çoğu yataklar içinde $eU > U$ dur ve böylece yataklardaki eU^{238} un son 250 bin yıl içinde yıkanıp ortamdan uzaklaştırıldığı söylenebilir. Dengesizliğin bir diğer nedeni ise Köprübaşı graben fayları boyunca getirilmesi olası radyumdur. Ancak bunu kanıtlayacak herhangi bir çalışma yapılmamıştır.

Köprübaşı uranyum yataklarının rezervlerinin saptanmasında sondaj kuyularında kullanılan «Gamma - ışın ölçüm yöntemi» yalnız başına etkin olamaz. Gamma - ışın spektrometrik ve florimetrik tayinlerden anlaşılacağı gibi uranyum yataklarındaki U^{238} in bir bölümü (en az %30) kaybolmuştur. Bu kayıp %60 ile en çok Tomaşa'da görülür. Bunun yanında Th miktarlarının da yüksek olması rezerv toplamını etkileyecek en önemli bir katkıdır. Normal kayacın Th ve K undan gelen katkıları uranyumun 100 ppm den daha küçük olması durumunda oldukça önemlidir (Dodd ve Eschliman, 1972). Ancak Th miktarlarının normalin üstünde olduğu Köprübaşı uranyum yataklarında bu katkının çok daha yüksek tenörlü uranyum cevherlerinde de etkili olması gerekir. Bilindiği gibi duyarlı gamma ölçümleri yalnızca kuyulardaki toplam gamma aktivitesindeki değişim-



Şekil 3 : Analizi yapılan örneklerdeki Th ve eU, Th ve U arasındaki ilişki.

Figure 3 : Relationships between Th and eU and Th and U in analysed samples.

leri algılayabilir (Dodd ve Eschliman, 1972). Bu nedenle elde edilen değerler uranyum, toryum ve potasyumun toplam miktarlarına eşit olmalıdır. Kuyularda gamma ışın ölçümleri yapılırken potasyum ve toryumdan gelen değerler önemsenmez ve tümünün uranyumdan kaynaklandığı düşünülür. Ancak uranyum tenorunun genelde düşük ve toryum değerlerinin yüksek olduğu bu tip yataklarda toryum ve potasyumun da toplam aktiviteye katkıda bulunması olağandır. Kuyularda gamma ölçümlerine ilişkin ayrıntılı bilgi ilgili kaynaktan genişçe verilmiştir.

Sonuç olarak eU-U arasında beliren dengesizlik ve yüksek oranlardaki Th varlığı, Köprübaşı uranyum rezervlerinin, özellikle oksitlenmiş olanlarının saptanmasında önemli sorunlar doğuracaktır. Bu günkü bilinen rezervlerin güvenilirliği tartışmaya açıktır.

Yazının ilk geliş tarihi : Mart 1982

Yayıma verildiği tarih : Aralık 1982

DEĞİNİLEN BELGELEE

- Dodd, P.H., ve Eschliman, D.H., 1972, Borehole logging techniques for uranium and evaluation; Uranium Prospecting Handbook da: Ins. Min. Metal., London, 244 - 276.
- Ostryhansky, L., 1976, Radioactive disequilibrium investigations, Elliot Lake Area, Ontario: Geol. Surv. Canada, Pap. No : 75 - 38.
- Pipiringos, G.N., Chisholm, W.A., ve Kepferle, R.C., 1965, Geology and uranium deposits in the Cave Hills Area, Harding County South Dakota: U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., No : 476 - A, 1 - 60.
- Rosholt, J.N., 1959, Natural radioactive disequilibrium of the uranium series: U.S. Geol. Surv. Bull., No. 1084 - A, 1 - 29.
- Stuckless, J.S., ve Ferreira, C.P., 1976, Labile uranium in granitic rocks: IAEA - SM - 208/17, 717 - 728.
- Yılmaz, H., 1981, Genesis of Uranium deposits in Neogene sedimentary rocks overlying the Menderes Metamorphic massif, Turkey : Chem. Geol., 31,185-210.

Elmadağ formasyonunun (Ankara) yaşı ve alt bölümleri

Notes about the subdivision and the age of the Elmadağ formation (Ankara/Turkey)

YAVUZ OKAN Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü, Ankara

ÖZ : Bu çalışma, Ankara'nın doğusundaki Elmadağ ilçesi çevresinde yüzeyleyeyen fliş benzeri çökeller ile onların arasına gravite tektoniğiyle yerleşen, Karbonifer - Permian - Triyas yaşlarındaki kireçtaşı bloklarını kapsayan Elmadağ formasyonunun tartışmalı yaş konağının saptanması amacıyla yapılmıştır. Bu formasyon, genelde tek tip bir litoloji birliği (kırıntılı kayalar) göstermesine karşın, sedimentolojik özelliklerine göre üç üyeye ayrılır. Bunlar, alttan üste doğru sırasıyla, Arabmtaş üyesi, Çakılıdere üyesi ve Devocioğlu üyesi olarak adlandırılmıştır. Elmadağ formasyonu, bazalt ve spilitik bazalt türü kayalardan oluşan Döşemedere formasyonu ile giriktir. Ofiyolitik karmaşık bileşimindeki Irmak formasyonu, Elmadağ formasyonu üzerine bindirmelidir ve bulgularımıza göre yerleşim yaşı en az Üst Kretase'dir.

Elmadağ formasyonunun kapsadığı flaksotürbidit çakıltaşların kireçtaşı çakıllarında Werfeniyen - Hettangiyen yaş aralığındaki biyota (fauna ve flora topluluğu) ve kireçtaşı mikrofasiyesleri saptanmıştır. Bu bulgulara dayanarak formasyonun yaşı Alt Jurasik (Liyas) veya daha da genç olmalıdır.

ABSTRACT : The investigated area is located at the Elmadağ region (east of Ankara). The aim of this investigation is to establish the problematic age of the Elmadağ formation. This formation is composed of flysch - like sediments and limestone blocks of Carboniferous - Permian - Triassic age which were transported by gravity - tectonics into the flysch - like sediments. Elmadağ formation shows a single - type flysch - like lithology (only clastic rocks), which, by means of sedimentologic features, can be subdivided into three members. These three members are named from bottom to top as Arabmtaş member, Çakılıdere member and Devocioğlu member, respectively. Elmadağ formation interfingers with Döşemedere formation which consists of basalt and spilitic basalt. The Irmak formation, an ophiolitic complex, overthrusts on the Elmadağ formation. According to our findings, the minimum age of the overthrusting of Irmak formation on the Elmadağ formation, can be given as Uppermost Cretaceous.

The author, has identified the Werfenian - Hettangian age by the determination of biota and the microfacies in the limestone pebbles of the fluxoturbiditic conglomerate bodies found within the Elmadağ formation. Accordingly, the age of Elmadağ formation should be Lower Jurassic (Lias) or younger.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Ankara ilinin 40 km doğusunda yer alan Elmadağ ilçesi tam ortada olarak, kuzeydoğu - güneybatı yönünde uzanan 18 km boyunda ve 8 km enindeki bir şerit içersindedir (şekil 1). Anılan yer, 1/25.000 ölçekli Kırşehir İ 30 a2, I30 b1 ve İ30 a3 topoğrafik haritalarında yer alır.

Karmaşık yapısıyla uzun yıllardır birçok yerbilimcinin ilgisini çeken bu bölgenin jeolojik yapısı bugüne değin değişik biçimlerde yorumlanmıştır. Bölgenin stratigrafik sorunlarını çözebilmek amacını güden bu çalışmada, Ankara çevresinde çok geniş yayılımı olan Elmadağ formasyonunun stratigrafik konumu saptanmaya çalışılmıştır. Ki-

rmtılı kayalardan oluşan fliş benzeri çökellerle, bunlar arasına gravite tektoniğiyle yerleşmiş olan Karbonifer, Permian ve Triyas yaşlı kireçtaşı bloklarını içeren formasyon, gösterdiği sedimantolojik özellikler açısından, alttan üste doğru, Arabıntaş üyesi, Çakılıdere üyesi ve Devocioğlu üyesi olmak üzere üç üyeye ayrılmış ve haritalanmıştır (şekil 2) (Okan, 1981).

Ankara çevresinin, özellikle çalışma alanımızın da içinde bulunduğu geniş bir bölgenin, jeolojisi üzerine yapılmış çok sayıda çalışma vardır. Anılan çalışmalardan, çalışmamıza konu bakımından yardımcı olanlar şekil 3'de belirtilmiştir.

Konu edilen alanın değişik yerlerinde ölçülü stratigrafik kesitleri yapılmış ve bu kesitler, alman kayaç örneklerinin sedimantolojik ve petrografik özellikleri saptanarak birbirleriyle denetlenmiştir. Çalışma alanındaki oluşukların stratigrafik ilişkileri genelleştirilmiş dikme kesitte ve jeolojik enine kesitlerde gösterilmiştir (şekil 2 ve 4).

STRATİGRAFI

Çalışmanın yapıldığı bölgede jeolojik yapının karmaşıklığı nedeniyle (Broquet, 1980, «sedimanter karmaşık») normal tortul dizilimin tümüyle bir kesit boyunca ve belirli bir bölgede görülerek incelenmesi hemen hemen olanaksızdır. Bu nedenle tek kesit yerine, çökeltme özelliklerine göre ayrılan alt birimlere ilişkin dört stratigrafik kesit ölçülmüştür. Elmadağ formasyonu ve üyelerinin sunumunda «Stratigrafik Sınıflama ve Adlama Kuralları»na (MTA, 1968) uyulmuştur. Ancak daha önce önerilmiş olan Döşemedere formasyonunun stratigrafik durumunun kuşkulu olduğu görüşünün benimsenmesi (Erk, 1975) ve İrmak formasyonunun da yazar tarafından ayrıntılı çalışılmamış olması nedenleriyle, anılan bu iki birim olduğu gibi, yalnızca bazı yeni gözlemler verilerek sunulmuşlardır.

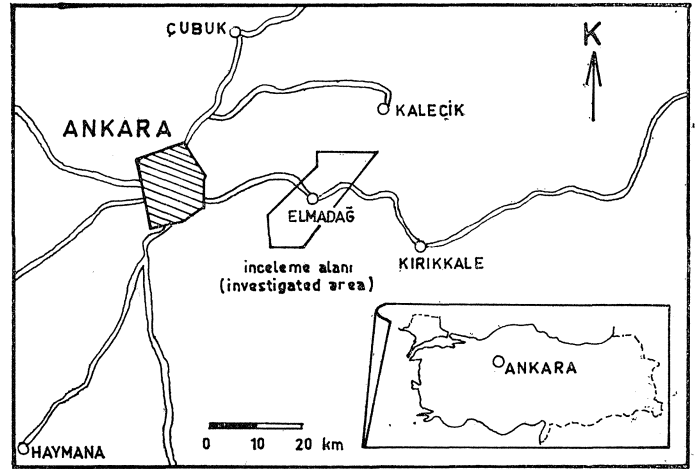
Elmadağ formasyonu (Je)

Tanımlama. Çakıltaş, çeşitli kumtaşları, silttaşı, kilttaş ve tüfitler olmak üzere kırıntılı kayalardan oluşur. Adını aldığı Elmadağ ilçesinin çevresindeki yayılımı oldukça geniştir ve kuzeydoğu - güneybatı yönünde yayılır.

Biga yarımadasından beri, kesintili de olsa izlenebilen Karakaya formasyonunun (Bingöl ve diğerleri, 1973) Ankara çevresindeki eşdeğeri olarak anılabilir. Önceki çalışmalarda Elmadağ bloklar serisi (Erol, 1956), Temirözü formasyonu (Ünal ve diğerleri, 1976), Hisarlıkaya formasyonu (Batman, 1978) ve Köşrelik formasyonu (Akyürek ve diğerleri, 1979) adlarıyla tanımlanan birimlerle eşdeğer tutulabilir.

Yeri ve Tip Kesiti. Çalışma alanımızdaki yayılımı çok geniş olan bu formasyonun, önce de söylendiği gibi, bölgenin jeolojik yapısının karmaşıklığı nedeniyle tek tip kesitte incelenmesi olanaksızdır. Bu nedenle, birimin incelenmesinin kolaylığı ve sedimantolojik özellikleri açısından Arabıntaş üyesi, Çakılıdere üyesi ve Devocioğlu üyesi olarak üç üyeye ayrılmış ve bu üyelerle ilişkinesitler incelenmiştir.

Kaya Türleri. Çok iyi katmanlı, fliş benzeri (Seilacher, 1959) kırıntılılardan oluşmuştur. Bu tortul düzeyler arasında çok sayıda ve türlü büyüklüklerde Karbonifer, Permian ve Triyas yaşlı kireçtaşı blokları yer alır. Anılan kırıntılı tortul kayalar kimi flakstörbitid tipi çakıltaşları (Carter, 1975), arenit ve türevleri (özellikle kuvarsare-



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

nitler), vaketaşı ve türevleri (özellikle grovaklar) ile silttaşı ve kilttaşlardır. Sedimanter petrografi yönünden, bu kayaların özellikleri bir başka yazıda ele alınacaktır.

Alt ve Üst Sınırlar. Elmadağ formasyonunun alt sınırı çalışma alanımızda görülememektedir. Buna karşın önceki çalışmalarda Erol (1956) tarafından Dikmen Grovak Serisi üzerine, Erk (1957) ve Bilgütay (1968) tarafından da Tuğla formasyonu üzerine uyumsuz olarak yerleştiği varsayılmaktadır.

Formasyonun üst düzeylerine ilişkin yüzlekler aşınma yüzeyi sunarlar. Stratigrafik olarak Elmadağ formasyonunun üzerine neyin geldiği kesin olarak bilinmemekle beraber, çalışma alanımızda yerleşim yaşı Santoniyen - Campaniyen olarak saptanan ofiyolitli karmaşık nitelikli İrmak formasyonu bindirmeli olarak bulunmaktadır (şekil 2).

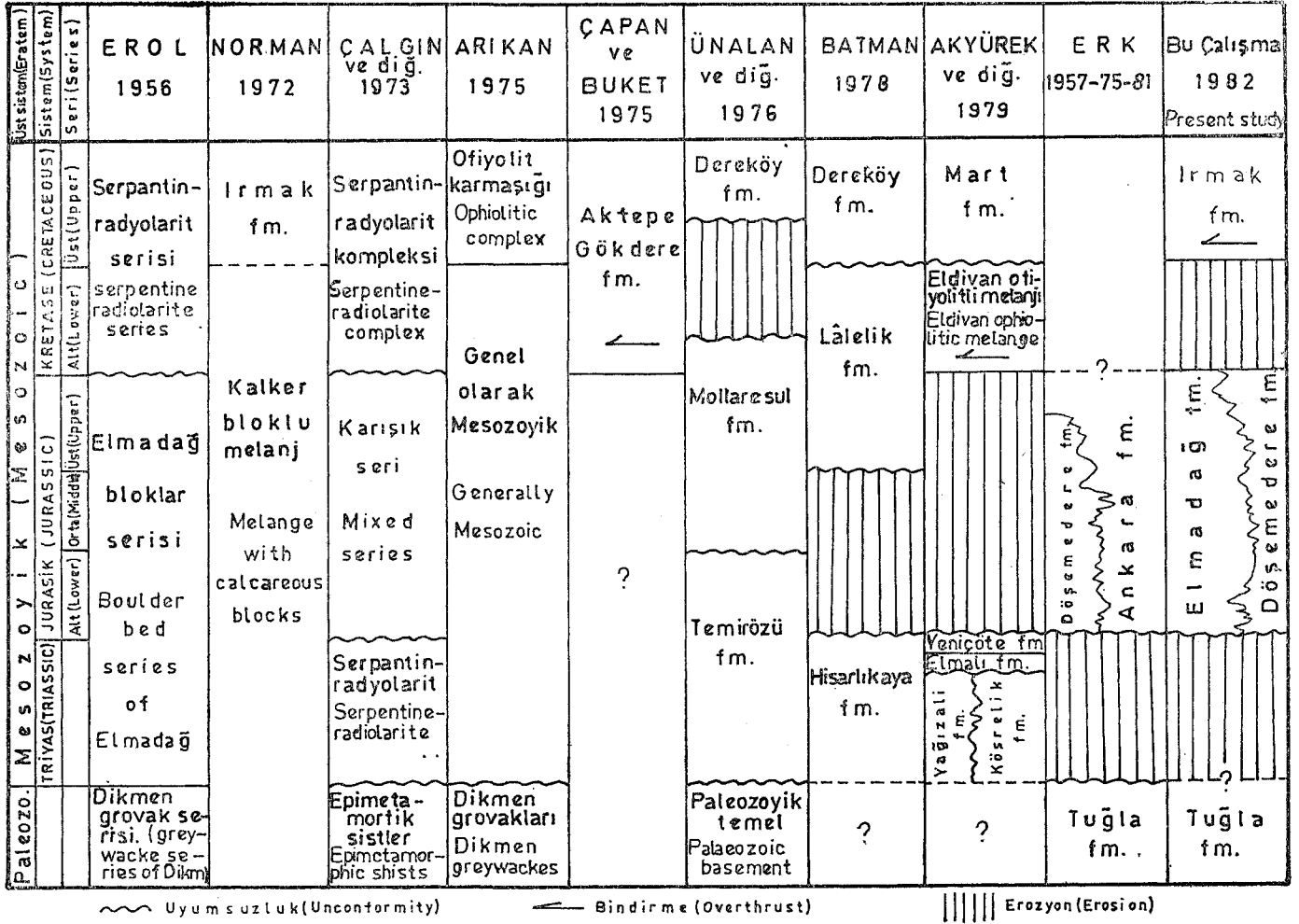
Kalınlık. Birimin toplam kalınlığı 1900 metreyi aşmaktadır. Ancak, en üstteki Devocioğlu üyesinin aşınma yüzeyi göstermesi ve en alttaki Arabıntaş üyesinin alt kesiminin çalışma alanımızda gözlenmemesi nedenleriyle, gerçek kalınlığın daha çok olması gerektiği kanısındayız. Erk (1981) tarafından bu kalınlığın 3000 metreye yaklaştığı bildirilmektedir.

Yayılım. Elmadağ formasyonunun çalışma alanımızdaki yayılımı geniştir. Kuzeydoğu - güneybatı yönlerinde gelişen birim, batıda alüvyon örtüsüyle, doğuda ise tektonik dokanaklı ofiyolitli karmaşık oluşuklarıyla sınırlanmıştır. Kendi içerisinde sedimantolojik bir düzen sunan formasyon, yer yer Döşemedere formasyonu ile giriktir ve bu ilişki henüz kesin bir sonuca bağlanamamıştır.

Fosil Topluluğu ve Yaş. Formasyon, genellikle fosilden yoksundur. Bu açıdan kesin ve sağlıklı bir yaş verilmesi bugüne değin yapılmamış, dolaylı olarak yaşlandırılmaya gidilmiştir. Birimin yerli katmanlarını oluşturan fliş benzeri çökel fasyesindeki oluşuklar içerisinde zengin fosilli kireçtaşı blokları Karbonifer, Permian ve Tri-

Şekil 2 : İnceleme alanının jeolojik haritası ve enine kesitleri.

Figure 2 : Geological map and cross sections of the investigated area.



Şekil 3 : İnceleme alanı ve yakın çevresindeki çalışmaların denestirilmesi.

Figure 3 : Correlation chart of the present study with previous studies of neighbouring areas.

yas yaşlarını göstermişlerdir. Dolayısıyla yerli birim Triyas veya daha genç yaşta olmalıdır. Ancak, Arabıntaş üyesi olarak tanımlanan, Elmadağ formasyonunun en alt stratigrafi birimi içerisinde, Kaklık tepenin 220 m güneydoğusunda yüzeyleyen, yaklaşık 90 -100 m uzanımlı ve 10-12 m kalınlığı olan flaksotürbiditik çakıltaşlarının kireçtaşı çakılları Verfeniyen, Karniyen, Noriyen, Resiyen ve Hettanjien yaşlarını vermektedirler.

Arabıntaş üyesi (Jea).

Tip Yeri ve Tip Kesiti. Tip yeri Arabıntaş derede olan bu üyenin tip kesiti, Elmadağ - Kırkkale karayolu ile derenin kesiştiği noktadan başlatılmış ve dere boyunca sürdürülerek Kaklık tepe güneydoğu yamacında bitirilmiştir.

Kaya Türleri. Arabıntaş üyesi, tip kesitinde siyaha yakın koyu renkli, ince taneli kuvarsarenitler ve grovaklarla başlar ve daha üstlere doğru kıltaşı - siltaşı ile grovak aralanmalı olarak 110 uncu metreye kadar sürer. Bu düzeylerde kum boyu tanelerden oluşan kanal dolguları yer alır. 180 inci metreye kadar ince katmanlı siltaşı - kıltaşı aralanmaları olarak gelişen oluşuklar, kuvarsarenit ve grovakimsi kumtaşlarıyla ve onların aralarında kötü

boylanmalı kuvarsarenit - kıltaşı aralanmalarıyla sürerler. Tip kesitin 425 inci metresine kadar bu düzende süren katmanlar, buradan sonra masif görümlü ve kaba taneli grovaklarla son bulurlar. Dizilimin kimi düzeylerinde flaksotürbidit çakıltaşları ve eski yaşlardaki taşınmış kireçtaşı blokları egemen olarak bulunurlar.

Alt ve Üst Sınırları. Birimin alt sınırı bölgemizde görülmemektedir. Ancak epimetamorfik şistler üzerinde uyumsuz olduğu başka araştırmacılar tarafından belirtilmiştir (Erk, 1957; Bilgütay, 1968; Çalgın ve diğerleri, 1973).

Üyenin üst sınırı ise, Çakıldere üyesi ile uyumludur.

Kalınlık. Üyenin tip kesitindeki toplam kalınlığı 455 m dir. Ancak, tip yerinden kuzeydoğuya ve güneybatıya gidildiğinde kalınlıkta azalma görülür. Birime ilişkin yüzleklerdeki kalınlığın en az olduğu yer Hozankaya tepe kuzeybatı yamacıdır ve burada kalınlık 310 m olarak ölçül-

Şekil 4 : Elmadağ (Ankara) yöresi genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 4 : Generalized columnar section of the Elmadağ (Ankara) area.

müştür. Üyenin gerçek kalınlığının daha çok olması, tabanın bölgemizde görülememesi nedeniyle beklenen bir sonuçtur.

Yayılım. Tip bölgesindeki dağılımı şu şekildedir: Batıda Korukaşı tepenin doğu yamacından başlar ve Kayıncakkaya tepe kuzeyinden sürerek Elmadağ dere içerisinde görülebilen en alt katmanları kaybolur. Üyeye ait yüzlekler kuzeydoğuya doğru gelişerek Kurbağalı istasyonunun bulunduğu alandan Hozankaya tepe eteklerini de içine alarak Öz çayı alüvyonları altında kaybolur. Yüzelediği ikinci yer ise Kabağaç tepenin 600 m kadar doğusundadır. Anılan yerden başlayarak Gensirt tepe eteklerine kadar gelişir. Daha kuzeyde Sarayözü tepe kuzeyinde yeniden yüzeleyerek kuzeybatıya doğru yayılımına devam eder.

Yaş ve Yorum. Kuenen ve Hubert (1964) tarafından önerilen özellikleriyle tipik derin deniz türbidit fasiyesini belirleyen bu üye, iraksak ve yakınsak (distal ve proksimal) türbidit topluluklarını içerir. Elmadağ formasyonunun en alt düzeylerini oluşturan bu üye katmanlarına sağlanan kırıntılı gerecin hızlı bir aşınma ve biriktirme sonucu depolandığı açıktır.

Birimin katmanları arasında bulunan ve Kaklık tepe güneydoğu yamacında yüzeleyen flakstotürbidit çakıltaşlarının kireçtaşı çakıllarında *Archaeodiscus* sp. A ve B, *Agathammina* sp., *Involutina communis* (Kristan), *I. carinata* Leischner, *Paalzovella austriaca* (Kristan), *Planinivolva deflexa* Leischner, *Trocholina* (Paratrocholina) *oscillens* Oberhauser gibi foraminiferlerle Resiyen'e özge «dasiklad» bir alg olan *Griphoporella curvata* (Gümbel) yazar tarafından saptanmıştır (levha I, şekil 1-17). Anılan foraminiferler de benzeri kimi çalışmalarda olduğu gibi (örneğin: Leischner, 1961; Ott, 1967; Dağar, 1975; Kristan, 1957) Noriyen - Hettanjien yaş konaklarına özgüdürler.

Bu bulgulara dayanarak, yerli katmanları fosilden yoksun, ancak içerdiği çakılları Verfeniyen'den Hettanjien'e kadar jeoloji yaşı gösteren bu birimin Triyas'tan genç olduğu ve olasılıkla Jurasik olabileceği kanısına varılmıştır.

Çakıllidere üyesi (Jeç).

Tip Yeri ve Tip Kesiti. Çakıllidere üyesinin tip yeri, Karakaya dere vadisinin ikincil kollarından olan Çakıllidere ve Güllü dere boyuncadır. Kesitin başlangıç yeri, Karakaya dere ve Çakıllı derenin kesim noktası ve bitim yeri ise Güllü dere vadisinin doğu yeridir. Bölgenin çevresinde son yıllarda yapılan araştırmalarda metadetritik seri (Akyürek ve diğerleri, 1979) adıyla anılan tortul katmanlar bu üyenin kapsamındakilerdir.

Kaya Türleri. Genel olarak tümüyle boz renkli olan bu birimin en alt katmanları 50 m kalınlığında kimi yapraklı yapı gösteren grovaklarla başlamaktadır. Bunların üzerlerine kahverenkli ve yağlımsı dokunumlu - yaprağımsı yapılı kilaşları, ince taneli grovaklarla ardalananak yerleşmiştir. Birbirini izleyen iraksak ve yakınsak (distal ve proksimal) türbiditlerden oluşan bu düzeylerin belirli seviyelerinde flakstotürbiditik oluşuklara da rastlanmaktadır. 300 üncü metreye kadar bu düzende süren katmanlar, bu düzeyden sonra killi tortullarında belirgin bir azalma göstererek, grovaklarla ardalanan litarenit katmanlarıyla tanımlanan yakınsak (proksimal) türbidit toplulukları olarak 790 üncü metreye kadar devamlıdır. Doğal olarak, anılan katmanlar arasında ortamın yerli oluşukları olan ince katmanlı kilaşları da görülür. Anılan düzeyden sonra

kuvarsarenit türü kırıntılı kayaçlardan oluşan yakınsak (proksimal) türbiditlerle bunlar arasındaki volkanik tüfitik katkılı katmanlarla, Çakıllidere üyesi metadetritikleri son bulur. Ayrıca, üyenin bu son katmanları arasında çok sayıda ve türlü boylarda (birkaç metre ile birkaç yüz metre) taşınmış kireçtaşı blokları da yerleşmiştir.

Alt ve Üst Sınırları. Çakıllidere litostratigrafi birimi, altındaki Arabıntaş üyesi ve üstündeki Devocioğlu üyesi ile uyumludur. Birimin alt sınırı şekil 2'de de görüldüğü gibi, çalışma alanının büyük kesiminde izlenebilmektedir. Ancak üst sınırı, Devocioğlu üyesinin sınırlı yayılımı nedeniyle iki yerde görülür. Bu yerlerden ilki Elmadağ ilçesinin kuzeydoğusundaki Devocioğlu dere çevresi, ikincisi ise çalışma alanımızın en kuzeyindeki Eşekçi tepe doğu ve güneydoğusundaki dokanaktır.

Kalınlık. Üye tip yerinde 1150 m kalınlık gösterir. Fakat, özellikle inceleme alanımızın güneybatısında Elmadağ'da tepe ve Sığırık tepe arasında yüzelediği kesimde kalınlığın 2000 metreye yaklaştığı saptanmıştır. Oysa çalışma alanının kuzeydoğu kesimlerinde kalınlık 600 m dolayındadır.

Yayılım. Yayılımı en geniş olan birimdir. Elmadağ ilçesinin güneybatı kesiminde, Karakaya deredeki antiklinalin her iki kanadında bulunur. İlçenin kuzeydoğu kesimindeki devamı ise sınırlı ve tektonik olaylarca oldukça kesilmiş olarak yüzeyleir.

Yorum. Zayıf boylanmış kumtaşları ve bunlardaki değişebilen oranlarda kil varlığı, küçük ölçekli dereceli katmanlanma, kumtaşlarının bileşimlerinde ve katmanlılıklarındaki az - çok değişme, akıntı yapılarındaki tercihli yönelmeler gibi özellikleri dolayısıyla, derin deniz ortamının ürünü olduğu belirgin olan çökeller bu üyenin katmanlarını oluşturmuştur. Ancak alt düzeylerdeki grovakların varlığının, üst düzeylerde yerlerini kuvarsarenitlere bırakmış olmaları, çökel havzasının kara kesimindeki aşınma ve taşınmanın giderek yavaşladığını belirler. Ayrıca üst düzeylerde ortaya çıkan volkanik tüfitik katkı da çökel havzasındaki volkanizma varlığının simgesidir.

Devocioğlu üyesi (Jed).

Tip Yeri ve Tip Kesiti. Devocioğlu üyesinin tip yeri, Elmadağ ilçesinin kuzeyindeki Devocioğlu dere vadisinin çevresidir. Tip kesit, Yeniışıklar köyünün girişindeki kireçtaşı bloğunun batısında, Çakıllidere üyesi ile dokanak-ta olduğu yerden başlar ve Kaşkesik deredeki demiryolu barakalarının hemen yakınında biter.

Kaya Türleri. Üyenin katmanları genel olarak açık-kahve - esmer renkli ve türlü kayaçlardan oluşmuşlardır. Çakıllidere üyesi üzerinde normal konumlu kilaşlarıyla başlayan çökel dizilenme, 45 m kalınlıktaki kuvarsake ve grovakımsı kumtaşı ardalanelerıyla 53 üncü metreye kadar sürer. Bu düzeyde, anılan kuvarsvakeler arasında yaklaşık 5 m kalınlık gösteren ve yüksek oranda demiroksit içeren siltaşları bulunur. Dizilimin 77 nci metresinde kuvarsvake katmanları arasında akma yapıları görülmektedir. Bu düzende süren katmanların 120 nci metresinde kuvarsvakelerle ardalanan ve 4-5 m'de bir 40-50 cm kalınlığında, demirleşmiş bitki kalıntıları içeren kilaş ardalaneli katmanlar bulunur. 145 inci metreden sonra ince taneli kuvarsarenit katmanlarıyla süren çökel istif 190 inci metrede demirli bağlayıcı, seyrek çakıllı siltaşlarına döner. 220 nci metrede bulunan ortokuvarsitik konglomeralarla 225 inci metreye kadar süren istif, buradan sonra

tüfitik katkılı kuvarsvakelerle devam eder ve aşınma yüzeyiyle son bulur.

Alt ve Üst Sınırları. Birimin alt sınırı Çakıllidere üyesiyle uyumludur. Üst sınırı ise, yüzeylendiği her iki alanda da aşınma yüzeyi ile son bulur.

Kalınlık. Tip kesiti boyunca üyenin toplam kalınlığı 255 m olarak ölçülmüştür. Yüzeylendiği ikinci yer olan Eşekçi tepe doğusunda ise kalınlık 300 metreye yaklaşmaktadır.

Yayılm. Aşınmış olan bir antiklinalin üst stratigrafik düzeylerini oluşturduğundan çalışma alanımızdaki yayılımı sınırlıdır. Başlıca iki yerde görülmektedir. Birinci yer, Elmadağ ilçesinin kuzeybatısında Ankara - Kırıkkale demiryoluna ve Elmadağ dereye koşturularak 1250 m genişliğindeki yüzleklere. İkinci yer ise, çalışma alanımızın kuzeydoğusunda ofiyolitik karmaşık (Irmak formasyonu) dokanağına koşturularak Eşekçi tepe doğusundaki yüzleklere.

Yorum. Bölgemizdeki olasılıkla Jurasik yaştaki çökel ortamının son ürünleri olan bu üyenin katmanları, başlangıçlarında kimi düzeyleri akma yapılı yakınsak (proksimal) türbidit özellikli arenitlerden oluşan yeniden çökme (rösedimante) tortulları ile başlamaktadır. Böylece konu olan ortama kırıntılı geçiren akıntılar ve buna bağlı olarak karadaki aşınma etkindir. İlerleyen zaman süreci içerisinde, topoğrafyası silinmekte olan karadan türetilen gereçler, türbidit olarak akmazdan önce uzunca bir zaman ilk getirildikleri yerlerde bekletilmekte, buralarda mineralojik bir olgunluk kazanmakta ve kuvarsarenitlere dönüşmektedirler. Böylece kayaçal olarak olgunlaşan gereç, sonradan türbidit olarak akmaktadır. Daha üst katmanların kapsamalarında bulunan demirleşmiş bitki kalıntıları içeren türbiditler ise, aşınarak topoğrafyasını yitirmiş bir karaya bağlı kıyı çizgisi önündeki ortamlarda biriktirilmiş gereçlerden oluşmuşlardır (Reineck ve Singh, 1980, s. 358-359). Yazarın kanısına göre, Devocioğlu üyesinin çökelleri, ortamdaki kesin ve belirgin bir sığlaşmayı simgeler. Katmanlar arasında taşınmış kireçtaşı bloklarının bulunması da bu yorumu destekleyici bir veridir.

Döşemedere formasyonu (Jd)

Formasyonun tanımı ilk kez Bilgütay (1968) tarafından yapılmıştır. Tip kesitinin yeri Hasanoğlan köyünün 4 km güneydoğusundadır. Bu yazıda, çalışma alanımızda Tavşancıl sırtı kuzeyi, Gensirt tepe çevresi, Kaklık tepe kuzeydoğusu, Yerliyurt tepe güneybatısı ve Dilarkacı tepsi yamaçları olmak üzere çok çeşitli yerlerde yüzeylenen anılan formasyon hakkında yalnızca bazı gözlemler sunulacaktır. Formasyonu oluşturan kayaçlar, engellemeli doku gösteren, boşluklu, mafik mineralleri ve olivinleri kalsitleşmiş bazaltlardır. Kimileri ise boşluklarında kalsit içeren kriptokristalin hamurlu spilitleşmiş bazaltlardır (Petrografik tanımlar N. Terzioğlu tarafından yapılmıştır). Konu olan bazik kayaçlar, soğuk ve sıcak temaslı olmak üzere, komşu kayaçlarla ve kimi taşınmış kireçtaşı bloklarıyla değişik türlerde ilişkidir. Bazı gözlem noktalarında ise bileşenleri kireçtaşı çakılları olan ve hamurunu ise bu bazaltların oluşturduğu çakıltaşları görülmektedir.

Formasyonun stratigrafik konumu bugüne değin kesin olarak saptanamamıştır. (Erk, 1975, s. 10). Ancak konu olan bazaltların, ortamın asal çökelleriyle yaşit (Jurasik) oldukları olasıdır.

Irmak formasyonu (Ki)

Formasyonun ilk tanımını Norman (1972a) yapmıştır. Tip bölgesinin, çalışma alanımıza yakınlığı nedeniyle aynı ad burada da alınmıştır. Formasyondan, yalnızca varlığı haritamızda yer aldığı için çok genel hatlarıyla sözü edilecektir.

İlk kez Bailey ve McCallien (1950) tarafından «Ankara melânjinin üst birimleri» olarak konu edilen bu formasyon, sonraları Erol (1956) tarafından «serpantin - radyolarit karışık serisi» olarak anılmıştır. Son yıllarda bölgemiz içerisinde ve/veya yakın çevresinde yoğunlaşan çalışmalarda bu birimle ilgili ayrıntılı araştırmalar yapılmıştır. Bu araştırmalarda, bu formasyona değişik yerlerde, değişik adlar verilmiştir. Çalgın ve diğerleri (1973) «serpantin - radyolarit kompleksi», Çapan ve Buket (1975) «Aktepe - Gökdere formasyonu», Ünal ve diğerleri (1976) «Dereköy formasyonu» ve Akyürek ve diğerleri (1979) «Eldivan ofiyolitik melânji» olarak, Irmak formasyonunu tanıtlamışlardır.

Irmak formasyonu, çalışma alanımızın doğu kesiminde, haritaladığımız alan içerisinde genel olarak kuzeydoğu-güneybatı yönünde yayılım gösterir. Karacahasan köyünün batısından itibaren ise, batıya dönerek yayılımına devam eder. Formasyonun kalınlığı Norman (1972b) tarafından birkaç bin metre olarak verilmektedir.

Irmak formasyonu, Elmadağ formasyonu üzerinde bindirmelidir. Bu ilişkinin Ankara çevresindeki bazı yerlerde ters olduğu gözlenmektedir. Başka bir deyişle, Elmadağ formasyonunun eşdeğerleri, Irmak formasyonunun üzerinde görülürler. Çalışma alanımızda Tavşancıl sırtı doğusundaki Ilca dere vadisi batı yamacında da gözlenen bu ters ilişki, Elmadağ formasyonunun bindirmesi sırasında, Irmak formasyonunun birimlerinin kıvrılmalarından kaynaklanmaktadır.

Irmak formasyonunun egemen kaya türleri serpantinitle, radyolaritler, bazaltlar ve bunlar içerisindeki kireçtaşı bloklarıdır. Kayadibi köyünün çevresindeki çok fosilli kireçtaşı bloklarından aldığımız örnekler incelenerek, yaşlarının saptanmasına çalışılmıştır. Sonuç olarak Ticinella sp. ve Orbitolina'lar tanınmış ve blokların yaşı Santoniyen - Kampaniyen olarak bulunmuştur. Üst Kretase' den daha eski yaşlardaki kireçtaşı bloklarının da birim içerisinde bulunduğu Batman (1978) tarafından belirtilmektedir. Konu edilen blokların Irmak formasyonunu oluşturan kaya birimlerinin içersine yerleşmeden önce katılaştıkları da kesindir. Hiç değilse bölgemizdeki en genç bloklar, Santoniyen - Kampaniyen yaşlı olduklarına göre, bu birimin yerleşme yaşının en az Üst Kretase'nin üst devirlerinde olduğu söylenebilir. Çalışma alanımızın kuzeyinde çalışan Akyürek ve diğerleri (1979, s. 10) de aynı görüşü savunmaktadırlar. Norman (1973) bu blokların karmaşık içersine yerleşmesinin yerçekimine bağlı kayaç akması şeklinde olduğu kanısındadır ve anılan blokları olistolit olarak yorumlamaktadır.

TARTIŞMA ve SONUÇ

Çalışmanın amacını oluşturan Elmadağ formasyonunun stratigrafik konumunun saptanmasına katkıda bulunmak amacıyla yapılan bu çalışmada, anılan formasyon içerisindeki Karbonifer, Permian ve Triyas yaşındaki kireçtaşı bloklarının yanısıra, flaksotürbidit çakıltaşlarının kireçtaşı çakılları, kapsadıkları fosillere göre Noriyen

Hettanjiyen yaş aralıklarında oluşmuşlardır. Bu bulgulara göre, Elmadağ formasyonunun yaşı en az Alt Jurasik (Liyas) olmalıdır. Bu görüş Çalgın ve diğerleri (1973) tarafından da paylaşılmaktadır. Akyürek ve diğerleri (1979) ise anılan birimi Triyas olarak yorumlamakta, Bingöl (1971) ve Bingöl ve diğerleri (1973) birimin silttaşları üzerindeki radyometrik yaş analizlerine dayanarak, formasyonun 174 ± 18 milyon yıl yaşında olduğu ve bunun da Alt Triyas'a rastladığı görüşündedirler. Holmes Simpozyumu (M.T.A., 1968) ve Van Eysinga (1975) tarafından hazırlanan jeolojik zaman çizelgelerinde 174 ± 18 milyon yıllık jeoloji zamanı Hettanjiyen (en Alt Liyas)'e rastlamaktadır ve bu da kanıtlarını gösterdiğimiz jeoloji yaşına (Liyas) uymaktadır.

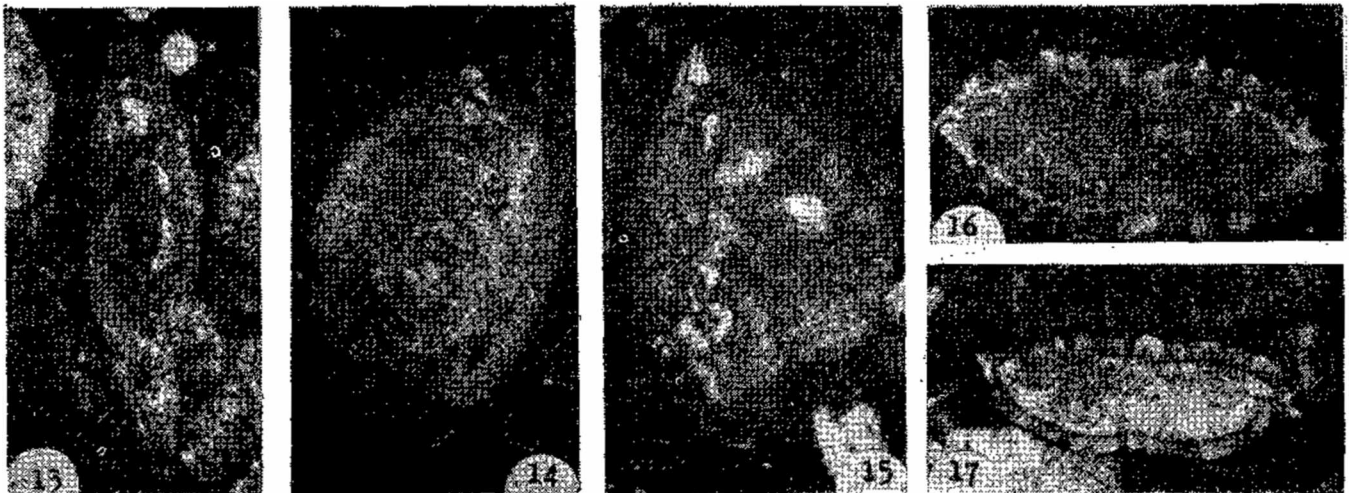
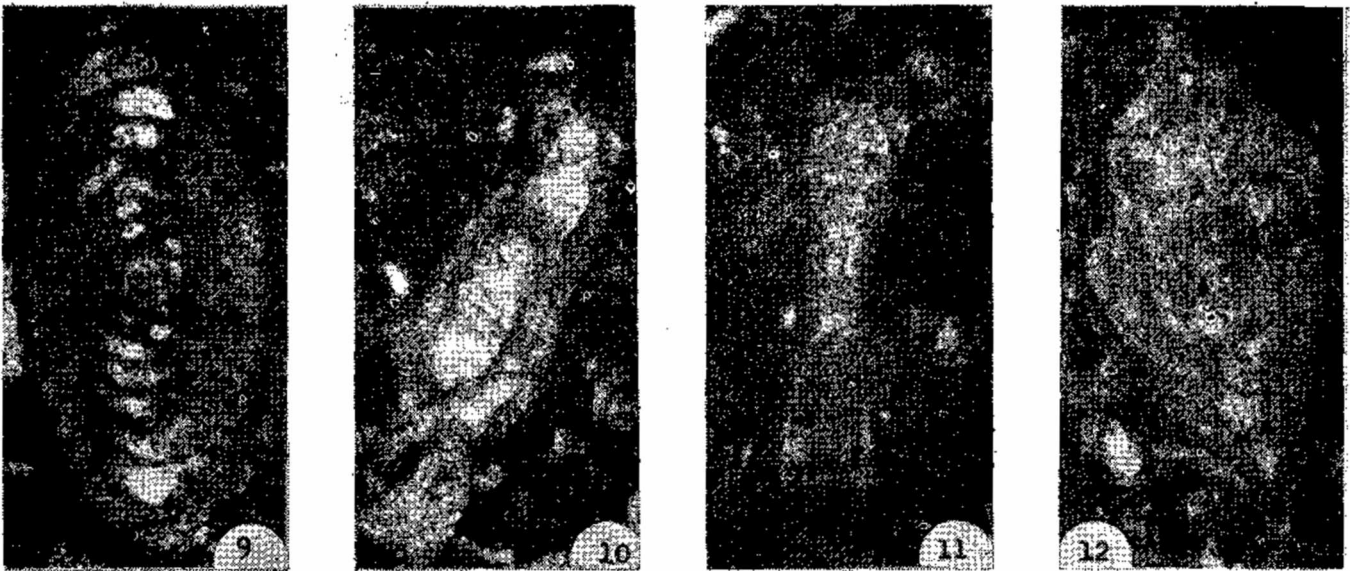
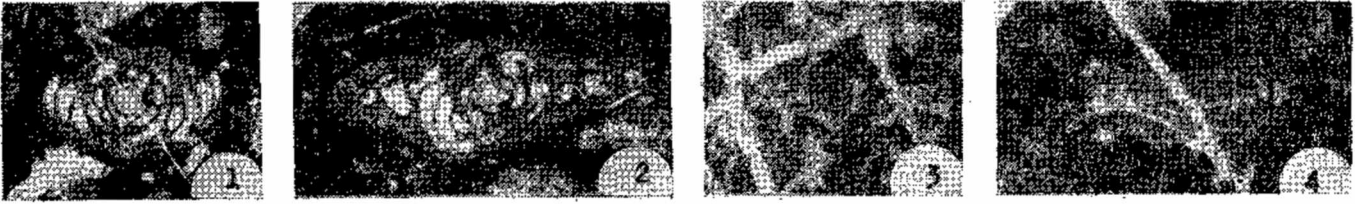
KATKI BELİRTME

Bu yazı, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Bölümünde yapılan doktora tezinin bir bölümünden hazırlanmıştır. Yazar, tez yöneticisi Prof. Dr. A. Suat Erk'a ve yardımcılarından dolayı Prof. Dr. Oğuz Erol ve Doç. Dr. Ali Öztürk'e teşekkür eder. Çalışmanın saha ve laboratuvar evrelerindeki yardımlarından dolayı Dr. Baki Varol ve Dr. Nizamettin Kazancı'ya, ayrıca metin üzerindeki yapıcı eleştirilerinden dolayı da Yük. Jeolog Biler Sözeri'ye teşekkürü bir borç bilir.

Yazının ilk geliş tarihi : Mart 1982
Yayıma verildiği tarih : Aralık 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyürek, B., Bilginer, E., Çatal, E., Dağar, Z., Soysal, Y ve Sunu, O., 1979, Eldivan - Şabanözü (Çankırı) dolayında ofiyolit yerleşmesine ilişkin bulgular: Jeoloji Mühendisliği, 9, 5 -11.
- Arıkan, Y., 1975, Tuz Gölü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg. 85, 17 - 37.
- Bailey, E.B. ve McCallien, W.J., 1950, Ankara melânji ve Anadolu şariyacı: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 40,12 -16.
- Batman, B., 1978, Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melânjin incelenmesi I: Stratigrafi birimleri: Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri, 4/1 - 2, 95 -124.
- Bilgütay, U., 1968, Hasanoğlan güney bölgesinin jeolojisi : Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi Jeoloji Kürsüsü, Doktora tezi, 229 s., yayımlanmamış.
- Bingöl, E., 1971, Fiziksel (radyometrik) yaş tayini metodlarını sınıflama denemesi ve Rb - Sr ile K - A metodlarının Kazdağ'da bir uygulaması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 14/1,1 -16.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1973, Biga Yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 70 - 76.
- Broquet, P., 1980, Melanges - olistostromes - olistolithes - wildflysch - klippe sedimentaires : 26. Cong. Geol. Int., 1980, Resume II, 443.
- Carter, R.M., 1975, A discussion and classification of subaqueous mass - transport with particular application to grain - flow, slurry - flow and fluxoturbidites : Earth - Sci. Rev., 11,145 -177.
- Çalgın, R., Pehlivanoglu, H., Ercan, T. ve Şengün, M., 1973, Ankara civarı jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enst. Rapor No : 6487, yayımlanmamış.
- Çapan, U. ve Buket, E., 1975, Aktepe - Gökdere bölgesinin jeolojisi ve ofiyolitik melânj: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18/1,11 -16.
- Dağar, Z., 1975, Toroslarda bulunan bazı Involutina türleri hakkında çalışma: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18/2, 151 -156.
- Erk, A.S., 1957, Ankara civarı petrol ihtimalleri: Maden Tetkik ve Arama Enst. Rapor No: 2608, yayımlanmamış.
- Erk, A.S., 1975, Ankara yöresinin genç Paleozoik'i stratigrafisi : Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, V. Bilim Kong. Tebliğleri, 1 - 29.
- Erk, A.S., 1981, Ankara yöresinin Jura stratigrafisi: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Araştırma Projesi No: TBAG -120, 171 s., yayımlanmamış.
- Erol, O., 1956, Ankara güneydoğusundaki Elmadağ ve çevresinin jeoloji ve jeomorfolojisi üzerinde bir araştırma : Maden Tetkik ve Arama Enst., Ankara, Seri D, No : 9, 99 s.
- Kristan, E., 1957, Ophthaliidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhaet Hohen wand in Niederösterreich : Jb. geol. Bundesanst., 100, 269-298.
- Kuenen, H. ve Hubert, F.L., 1964, Bibliography of turbidity currents and turbidites; Bouma, A.H ve Brouwer, A., ed., Turbidites de: Elsevier, Amsterdam, 222 . 256.
- Leischner, W., 1961, Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen: N. Jb. Geol. Palaeont., Abh., 112/1,1-47.
- Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 1968, Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kuralları: Maden Tetkik ve Arama Enst., Ankara, 28 s.
- Norman, T., 1972 a, Ankara Yahşihan bölgesinde Üst Kretase - Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 15/2,180 - 276.
- Norman, T., 1972 b, Ankara doğusunda Üst Kretase . Tersiyer yerkaşuğu hareketleri: Kuzey Anadolu Fayı Simpozyumu Tebliğleri, Ankara, 97 -105.
- Norman, T., 1973, Ankara melânjinin yapısı hakkında: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 77 - 94.
- Okan, Y., 1981, Elmadağ (Ankara) çevresi oluşuklarının stratigrafi sorunları (lito ve biyofasiyeleri) : Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü, Doktora tezi, 189 s., yayımlanmamış.
- Ott, E., 1967, Dasycladaceen (Kalkalgen) aus den nordai-pinen Obertrias: Mitt. Baler. Staatssaml. Palaeont. hist. Geol., 7, 205 - 226.
- Reineck, H.E. ve Singh, I.B., 1980, Depositional sedimentary environments : Springer - Verlag, Berlin, 549 s.
- Seilacher, A., 1959, Tectonischer, sedimentologischer öder biologischer flysch: Geol. Rundsch., 56, 189 -199.
- Ünalın, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönenç, O., Seyirt, Z. ve Hüseyin, S., 1976, Haymana - Polatlı yöresinin (GB Ankara) Üst Kretase - Alt Tersiyer stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19/2,159 -176.
- Van Eysinga, F.W.B., 1975, Geological time table: Third. Ed., Elsevier, Amsterdam.



LEVHA I

- Şekil 1 :** *Archaediscus* sp. A, eksenel kesi, Noriyen Resiyen, X 32, Ed. 12.2.
- Şekil 2 :** *Archaediscus* sp. B, eksenel kesi, Noriyen Resiyen, X 57, Ed. 12.2
- Şekil 3:** *Agathammina?* sp., eksene dik kesi, Triyas, X 20, Ed. 12.2
- Şekil 4 :** *Paalzowella austriaca* (Kristan), eksenel kesi, Resiyen, X 45, Ed. 12.11.
- Şekil 5 :** *Paalzowella austriaca* (Kristan), eksene dik kesi, Resiyen, X 125, Ed. 12.11.
- Şekil 6 :** *Paalzowella* sp., Resiyen, eksene dik kesi, X 56, Ed. 12.11.
- Şekil 7 :** *involutina comminis* (Kristan), eksenel kesi, Noriyen - Resiyen, X 100, Ed. 12.2.
- Şekil 8 :** *involutina comminis* (Kristan), eksenel kesi, Noriyen - Resiyen, X 80, Ed. 12.1.
- Şekil 9 :** *involutina comminis* (Kristan), eksenel kesi, Noriyen - Resiyen, X 107, Ed. 12.2.
- Şekil 10 :** *Planiinvoluta deflexa* Leischner, eksene yakın kesi, Resiyen, X 155, Ed. 12.1.
- Şekil 11 :** *involutina carinata* Leischner, eksenel kesi, Resiyen, X 134, Ed. 12.12.
- Şekil 12 :** *involutina carinata* Leischner, eksenel kesi, Resiyen, X 104, Ed. 12.2.
- Şekil 13 :** *involutina carinata* Leischner, eksenel kesi, Resiyen, X 100, Ed. 12.2.
- Şekil 14 :** *Trocholina (Paratrocholina) oscillens* Oberhauser, eksenel kesi, Noriyen - Resiyen, X 120, Ed. 12.2.
- Şekil 15 :** *Trocholina (Paratrocholina) oscillens* Oberhauser, eksene yakın kesi, Noriyen - Resiyen, X 120, Ed. 12.2
- Şekil 16 :** *Griphoporella curvata* (Gümbel), Resiyen, X 134, Ed. 12.2.
- Şekil 17 :** *Griphoporella curvata* (Gümbel), Resiyen, X 100, Ed. 12.2.

PLATE I

- Figure 1 :** *Archaediscus* sp. A, axial section, Norian - Rhaetian, X 32, Ed. 12.2.
- Figure 2 :** *Archaediscus* sp. B, Biaxial section, Norian - Rhaetian, X 57, Ed. 12.2.
- Figure 3:** *Agathammina?* sp., equatorial section, Trias, X 20, Ed. 12.2.
- Figure 4 :** *Paalzowella austriaca* (Kristan), axial section, Rhaetian, X 45, Ed. 12.11.
- Figure 5:** *Paalzowella austriaca* (Kristan), equatorial section, Rhaetian, X 125, Ed. 12.11.
- Figure 6 :** *Paalzowella* sp., equatorial section, Rhaetian, X 56, Ed. 12.11.
- Figure 7 :** *involutina comminis* (Kristan), axial section, Norian - Rhaetian, X 100, Ed. 12.2.
- Figure 8 :** *involutina comminis* (Kristan), axial section, Norian - Rhaetian, X 80, Ed. 12.1.
- Figure 9:** *involutina comminis* (Kristan), axial section, Norian - Rhaetian, X 107, Ed. 12.2.
- Figure 10 :** *Planiinvoluta deflexa* Leischner, subaxial section, Rhaetian, X 155, Ed. 12.1.
- Figure 11 :** *involutina carinata* Leischner, axial section, Rhaetian, X 134, Ed. 12.2.
- Figure 12 :** *involutina carinata* Leischner, axial section, Rhaetian, X 104, Ed. 12.2.
- Figure 13 :** *involutina carinata* Leischner, axial section, Rhaetian, X 100, Ed. 12.2.
- Figure 14 :** *Trocholina (Paratrocholina) oscillens* Oberhauser, axial section, Norian - Rhaetian, X 120, Ed. 12.2.
- Figure 15 :** *Trocholina (Paratrocholina) oscillens* Oberhauser, subaxial section, Norian - Rhaetian, X 120, Ed. 12.2.
- Figure 16 :** *Griphoporella curvata* (Gümbel), Rhaetian, X 134, Ed. 12.2.
- Figure 17 :** *Griphoporella curvata* (Gümbel), Rhaetian, X 100, Ed. 12.2.

Burhan Mahallesi - Yuları Köyü arasında bulunan galenitli barit yatakları (Gazipaşa - Antalya)¹

Galenite - bearing barite occurrences between Burhan Mahallesi - Yuları Köyü (Gazipaşa - Antalya, Turkey)

AHMET AYHAN Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Maden - Etüd Dairesi, Ankara.

ÖZ : Burhan Mahallesi - Yuları Köyü arasında Permian yaşlı kayalar içinde bulunan galenit içerikli barit zuhurlarının birincil yataklanma şekli sedimanterdir. Zuhurlar, bölgesel metamorfizma, tekrarlanan şiddetli tektonik ve karstlaşma hareketlerinden etkilenmelerine karşın, yeterli sedimanter yapıyı gösterebilmektedirler. Çalışma sahasının barit zuhurları tabaka ve damar şekillidirler. Damar biçimli baritler, sedimanter baritlerin diyajenez, eş-tektonikte etkinmesi ve karstlaşma sırası taşınma sonucu oluşmuşlardır.

Çalışma sonucu elde edilen verilere göre zuhurların magmatik faaliyetlerle doğrudan ilişkisi yoktur. Zuhurların içerdiği metal iyonlarının ekshalatif - sedimanter faaliyetlerden çok, NaCl'ce zengin formasyon sularından kaynaklandığı veya doğrudan selektif çökelmelerle oluştuğu düşünülmektedir.

ABSTRACT : In the study area, galena - bearing barite occurrences in rocks of Permian age, are sedimentary in origin. Despite the occurrences were affected by regional metamorphism, strongly repeated tectonic movements and karstification, they show enough evidences of sedimentary structures. Barites are either stratiform or vein - like. Barite veins in sedimentary deposits are related to transport during karstification and the effect of diagenesis together with syntectonic movements. According to data obtained in this study, the ore deposits do not have any direct connection with magmatic activities.

The origin of ore - forming metal ions can be explained by NaCl - rich formationwater in sediments or by direct selective precipitation rather than by an exhalative - sedimentary mode of formation.

GİRİŞ

Burhan Mahallesi - Yuları Köyü (Gazipaşa - Antalya) arasında bulunan barit - kurşun - çinko yatakları ilk olarak Vaché (1966) ve Petrascheck (1967) tarafından Batı Toroslar çerçevesinde ele alınmıştır. Her iki çalışmacı da yatakların kökenleri ile ilgili sorunlara yeterli çözüm getirememişlerdir. İnceleme alanının doğusunda yer alan Karalar barit yatakları Striebel (1965) tarafından incelenmiş ve yataklanmanın ekshalatif - sedimanter süreçlerle gerçekleştiği savunulmuştur. Blümel (1965), inceleme alanından çok uzakta bulunan Ortakonuş (Anamur) kurşun - çinko cevherlerinin Triyas yaşlı Kaş Serisi içinde sedimanter ortam koşulları altında çökelediğini ortaya koymuştur. Gazipaşa batısındaki yatakların kökenlerini açıklamak amacıyla yapılan ayrıntılı jeolojik, mineralojik, petrografik, paleontolojik ve jeokimyasal çalışmalar Ayhan (1979) tarafından yapılmıştır. Gevher minerallerinin tayini mikroskopik çalışmalar yanısıra X - ışınları ile mikroprob, Ba ve Sr dağılımları ise atomik absorpsiyon ve X - ışınları flüoresans analizleriyle gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmanın sadece bir bölümü bu çalışmada sunulmuştur.

Şekil 1'de görüldüğü gibi zuhurlar KB-GD yönünde Akdeniz kıyısına paralel uzanan 6x2 km boyutlu bir alan içinde yüzeylenirler. Bölgenin başlıca kayaları Permian yaşlı değişik türde şistler (serisit şist, kuvars - serisit şist, kloritli şist ve kalkışist), kuvarsit, dolomit, baritli kireçtaşı, bariü şistler, killi şistler (kamalı şistler), tabakalı kireçtaşıdır. Ayrıca yer yer alüvyonlara rastlanmaktadır. Öte yandan haritaya konulamayacak ölçülerde ufak, bank-

lı kireçtaşı altında bulunan bir kuvarsit seviyesi ile Burhan Mahallesi yakınında özellikle dere içinde kireçtaşı tüfleri bulunmaktadır (şekil 2).

SAHA GÖZLEMLERİ

Galenitli barit zuhurlarının içinde yatakları karbonatlı kayalar, bölgenin Alpin hareketlerle yönlendirilen ve biçimlenen diğer kayalarına uygun KB - GD doğrultuludurlar. Barit tabakaları ve damarları (levha I, şekil 1) Burhan Mahallesi'nde yaklaşık 1 km uzunlukta bir kesimde çoğunlukla merceksel biçimli ve kesikli şekilde, istiflenmenin belirli düzeylerine bağlı ortaya çıkarlar. Barit tabakaları yersel kalınlaşma ve inceleme göstermekte olup, bu yapılarını genellikle yatay - dikey tektonik hareketler ve karstlaşma sonucu almışlardır. Böylece tabakaların birincil yapıları geniş ölçüde bozulmuş ve kaybolmuştur. Tüm değişikliklere karşın zuhurların birincil sedimanter yapısını belirleyecek özellikleri korunmuştur.

Kalınlıkları değişen barit tabaka ve elemanları en fazla 22 m. kalınlıkta olup; değişen oranlarda galenit içerirler. Barit tabakalarının az olan kalınlıklarına karşın, birincil yapılarıyla olan uyumları oldukça fazladır. Cevherce fakir kesimlerde birincil özellikler korunmuş, cevherce zengin kesimlerde tekrar kristalleşme ve kristal büyümesi sonucu bu özellikler bozulmuştur (Schulz, 1976). Bu nedenle bazı barit tabakalarının eğim yönünde yüzeyden derinlere gidildikçe kalınlaşması olasıdır.

Sahada kireçtaşı - dolomit ardalanması yanında yer yer tipik sedimanter yapıyı gösteren ince bantlı kireçtaşı, dolomit, çört, barit ve opak mineral ardalanması izlenmek-

(1) Bu makale Türkiye Jeol. Kur. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı'nda bildiri olarak sunulmuştur.

tedir. Anılan kayaç-cevher araldanmalarında çekim süreçleri ile biçimlenmiş jeopedal yapı örnekleri gözlenmektedir. Baritli kireçtaşı tabakalarının içinde saptanmış başka bir yapı türü de barit tabakacıklarının hareket yapılarıdır (levha I, şekil 2). Hareket yapılarını, büyük bir olasılıkla tortulanma sırasında etkin olan yatay hareketler oluşturmuştur. Daha sonra yörede ortaya çıkan bölgesel metamorfizma yoluyla hareket yapıları barit tabakacıklarının etkinliği ve belirli yerlerinden genel istiflenmeye uyumlu biçimde gerilip, uzatıldıkları belirlenmiştir. Dolomit seviyelerinde de benzer oluşuklar az sayıda değildir. Özellikle tabakalı ve kıvrımlı killi dolomit paketleri sınırlı ölçüde galenitin ince saçınımları ile barit tabakacıklarını içermektedir. Paketler içinde barit - yankayaç ilişkileri irdelendiği takdirde denizaltı kaymalarının izlerine raslanılmaktadır.

Baritli kireçtaşlarının üzerinde istiflenen baritli şistlerde ve her iki kayaç türünün geçiş kesimlerinde, araldanmalı çok sayıda barit tabakası mm - cm ölçeğine kadar inebilmektedir. Aynı zamanda iyi kıvrımlanmış tabakalar, serisit şist ve kalkıştı gibi yantaşlarına uyumluluk göstermektedirler. Geçiş kesiminde kil minerallerince zengin dolomit şerit ve sucuk yapılarının hem kireçtaşı, hem de tabakalarıyla uyumlu konumu baritin sedimenter çökelişini destekleyen önemli bir unsuru oluşturmaktadır. Bazı örneklerde tabakalanmaya paralel baritleri ikincil kökenli barit damarları kesmektedir (levha I, şekil 3). Gazipaşa doğusunda Kaptan İskelesi civarında şistler içinde tabakalanmaya paralel konumlu, kıvrımlı barit zuhurlarına rastlanmaktadır (Sadıklar, 1978).

Sedimenter yapıların en fazla korunduğu baritli kireçtaşı mostralalarında yukarıda anılan yapılar yanında makro ve mikro ölçeklerle kıymetli birincil sedimenter bulgular derlenmiştir. Şekil 3 örneğinin sergilediği gibi baritli kireçtaşlarında araldanmalı kireçli dolomit, çört ve barit tabakalarından kireçli dolomitlerin en kalın tabakaları sinjenetik süreçlerle şekillenmiş ve bunu izleyen bölgesel metamorfizma ile gelişerek sucuk yapısı kazanmışlardır. Aynı kayaçların rekristalizasyon sürecinin yoğun etki alanı dışında kalan kesimlerinde bulunan stilolitler barit kristalleriyle beraber kalsit, kuvars ve demir minerallerini taşımaktadır. Amstutz ve Park (1967) stilolit sınıflaması çerçevesi içinde 1, 3 ve 4 tiplere benzerlik göstermektedirler.

El örneği ölçeğinde fiziksel özellikleri nedeniyle kaba ve kısa prizmalı, masif iri plaketsli, tüyümsü ve romboedrik barit kristalleri ayırt edilmektedir.

İki ayrı karstlaşma süreciyle karbonatlı kayaçlar içinde tabaka yüzeyleri, kırıklar ve makaslama zonlarında yaygın ince ve kırıntılı karst sedimanları, çöküntü breşleriyle birlikte baritler çökelmiştir (levha I, şekil 4; levha II, şekil 1). Karst cepleri ve boşlukları, kalsit, kuvars ve barit kristalleriyle ya tamamen doldurulmuşlar, ya da duvarları sıvanmıştır. İki karstlaşma fazından ilki etkin bir şekilde gelişerek baritlerin büyük ölçüde taşınmasına ve kireçtaşlarının kenar çatlaklarından itibaren aşınmasına neden olmuştur (levha II, şekil 2 ve 3). İkinci karstlaşma fazı ile boşlukları daha çok kırmızı renkli killi toprak, kuvars, barit, serüsit ve yankayaç parçalarıyla dolgulanmıştır.

CEVHER ÖRNEKLERİNDE MİKROSKOBİK GÖZLEMLER Barit ve eşlik eden minerallerin petrografisi

İnce kesitlerde barit, kuvars, feldspat, kalsit, dolomit

vb. izlenmiştir. Bunlardan ilk üçü köken ve mineraloji açısından ilginç olmaları nedeniyle aşağıda kısaca ele alınmıştır :

Barit. Jeolojik olaylar ve bunun sonucunda gelişen remobilizasyon sürecinin neden olduğu dönüşümler ve değişiklikler, farklı barit oluşumlarının yaş sırası ile oluşum koşullarını belirlemede iki önemli engeli oluşturmaktadır. Tüm bu engellere karşın optik ve doku özellikleri yoluyla en az üç barit oluşumunun var olduğu saptanabilmektedir. Bazı ince kesitlerde kristallerin farklı büyüme yönleri, sönme açıları, renk tonları ve tipik ikiz yapılarıyla ilk iki barit oluşumu birbirinden kolayca ayırt edilmektedir (levha II, şekil 4). Daha genç ve ufak kristalli üçüncü bir barit oluşumu, ilk iki oluşuma damarcıklar halinde sokulmaktadır (levha III, şekil 1). Bunların dışında ince taneli hamur ve içindeki iri barit kristal oluşumları oldukça yaygın olup diyajenez ve rekristalizasyon süreçleriyle doğrudan ilgilidirler (levha III, şekil 2).

Baritler içinde kırıntılı kuvarslar, çörtler ve kuvarsit parçalarının tabakalanmaya uyumlu dizilimi sedimenter çökelişini yansıtmaktadır. Kırıntılı kuvars parçaları ile altlarında çökelen ince galenit tabakacıkları jeopedal yapıları oluşturmaktadır. Anılan yapıların şekillenmesi gerek tortulanma gerekse diyajenez sırasında özellikle bileşenlerin yoğunluk ve viskoziteleriyle yakından ilgilidir. Benzer örneğe, baritli kireçtaşlarında sığ deniz - karbonat ortamına işaret eden (Müller, 1977) kalkintraklastları ve molusk görünümü oluşuklarla onlara uyumlu tortulanan kuvars içerikli barit tabakacıkları arasında da rastlanılmaktadır (levha III, şekil 3). Şiddetli tektonizma nedeniyle rekristalize baritlerde kataklastik oluşuklar yaygındır (levha III, şekil 4).

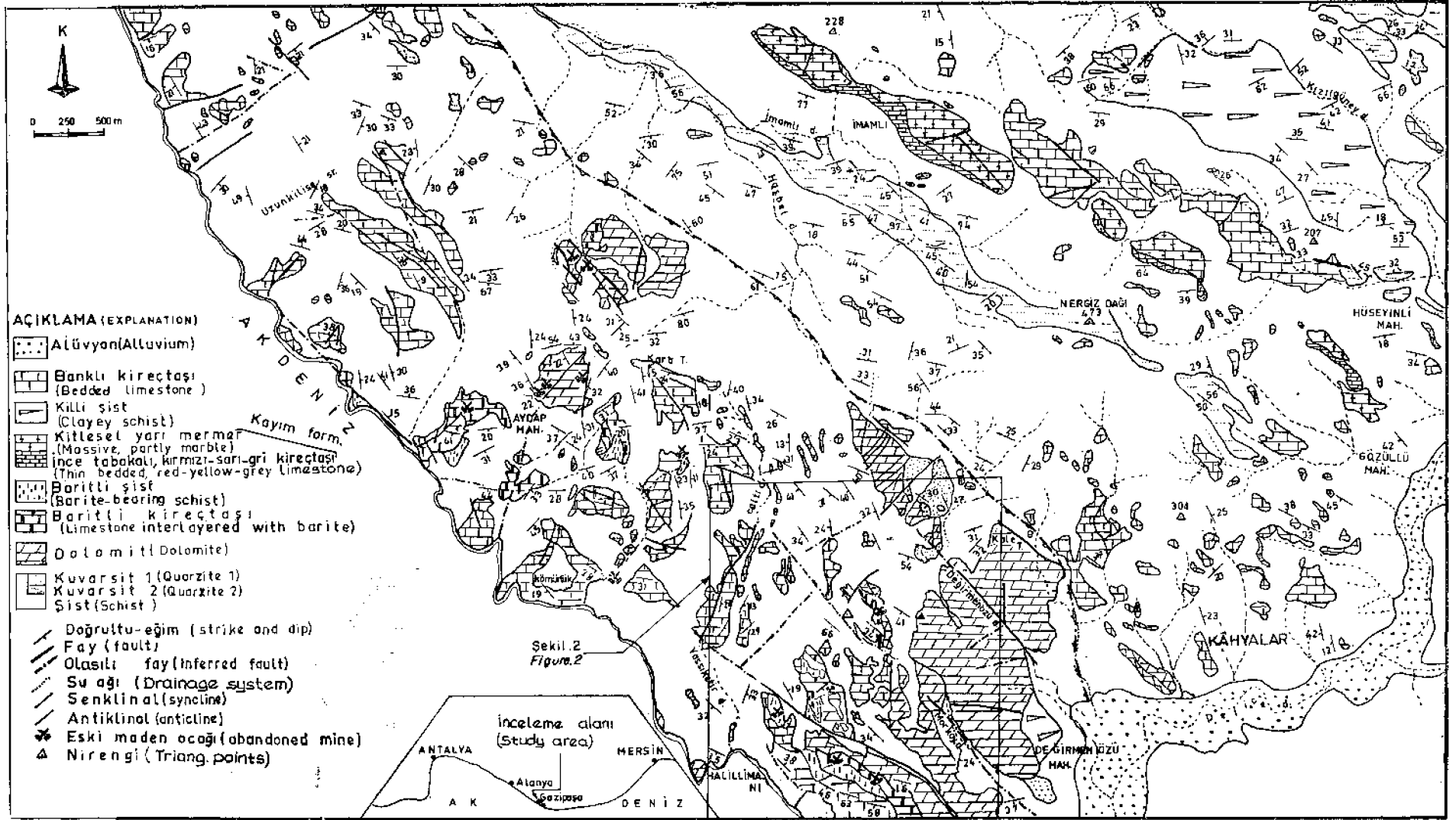
Kuvars. Baritlerin en çok eşlik eden mineral olan kuvars da düzensiz dağılımlı olup birkaç oluşum halinde gözlenmektedir. Değişken tane boyları yanı sıra mineral dizilimi ve şekilleri, diğer bileşenlerle geometrik ilişkileri hemen her oluşum için başlıca ayırtman esaslarıdır. Baritler içinde zonlu, özşekilli, yerli (otijen) kökenli iri kuvars kristalleri ile kırıntılı kuvarslar ve remobilize kuvars türleri ayırt edilmiştir.

Kataklastik deformasyona uğrayan bazı kristallerin kırık ve çatlakları ince barit kristalleri tarafından tamamen doldurulmuştur. Birçok yazarca (Tröger, 1969) diyajenetik kökenli olarak kabul edilen uzun prizmatik kuvarsların çoğu örneklerde S - yüzeylerine şekilce uygun dizilimleri yaygındır.

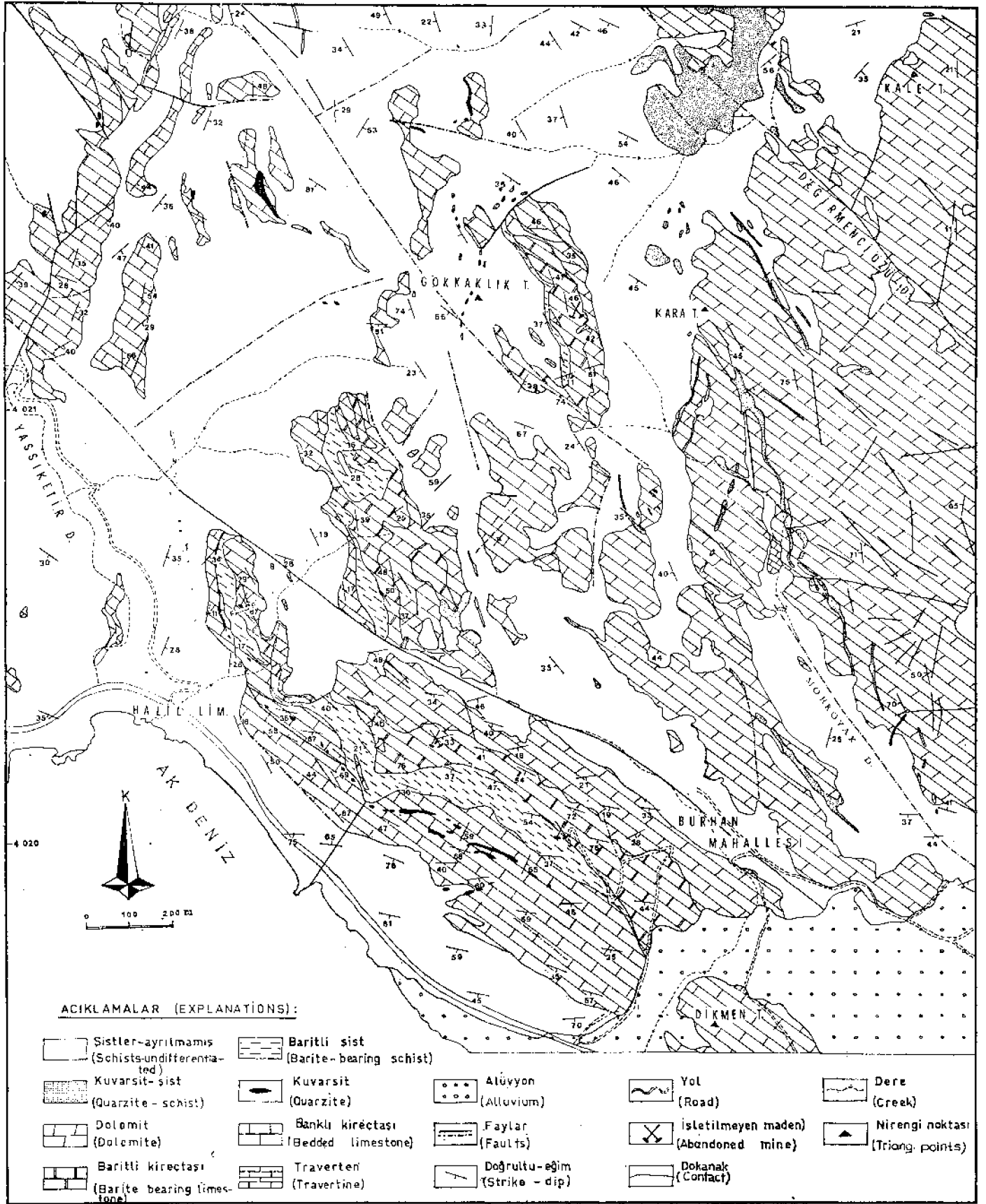
Feldspat. Kesitlerde çok az bulunmalarına karşın barit tabakalarında piritleme ardışıklı seviyeler oluşturması ve tabakaya uyumlu uzanımıyla baritin sedimenter bir ortamda çökeldiğini yansıtmaması açısından önem taşıyan feldspat kristallerinin kesitleri genellikle özşekilli olup, albit konumuna göre basit veya polisentetik iktelenmelere sahiptirler. Kataklastik etkilerin izlerini taşıyan kristaller kenarlarından itibaren yer yer aşınmaya uğramışlar ve çoğu kısımlarda bozularak serisit, klorit, kaoline dönüşmüşlerdir. Bu ayrışma mineralleri barit, kuvars ve demir oksitlerle birlikte bazı feldspat kristallerini kesen şistleşme yüzeylerinde de bulunmaktadır. Ayrıca feldspat kristallerine yerleşen yuvarlak barit taneleri; poikiloblastik kapanıma benzeyen yapılar göstermektedirler.

Parlak Kesitlerde Cevher Mineralleri

Parlak kesitlerde galenitlerle beraber az miktarda pi-



Şekil 1 : Yer hulduru ve yöre nin jeoloj i haritası.
 Figure 1 : Location and geological map of area.



Şekil 2 : Burhan Mahallesi civarının jeoloji haritası.
Figure 2 : Geological map of Burhan Mahallesi area.

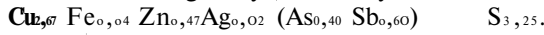
rit, kalkopirit, tennantit - tetrahedrit, sfalerit, serüzit, limonit, anglezit, idait, tenorit, kovellin, azurit ve malakit gözlenmiştir. Mikroskopik araştırmalar ve bileşimleri açısından önem taşıyan bazı minerallerin özellikleri aşağıda işlenmiştir.

Galenit. Saçınımlı, tabakalı veya damar şekilli, özşekilsizden özşekilliye kadar değişen kristaller halinde hemen her barit zuhurunda izlenebilmektedir, iri taneli saf galenit kristalleri, özellikle kırıklı ve remobilizasyona uğrayan kesimlerde daha zengindir. Kuvars kristallerini kuşatan ve baritle eş zamanlı olduğu varsayılan galenitlerden başka, daha sonraki evrelerde madde göçüyle ilgili galenitli çatlak dolgularının varlığı belirgindir. Mekanik kuvvetlerin izlerini taşıyan galenitlerde «Bleischwefel»¹ oluşumunun örneklerine rastlanmaktadır.

Tennantit - Tetrahedrit (Fahlerz). Galenit içinde yuvarlak ve damla şeklinde yerleşen ve baritler içinde daha iri kristaller şeklinde bulunan bu mineral tipik yeşilimsi - sarımsı yeşil renkler göstermektedir. Tektonikçe deforme olmuş kesimlerde yer yer zayıf anizotropi etkisi gözlenmektedir; Yapılarındaki yüksek As ve Sb oranları nedeniyle tetrahedrit ve tennantit kristallerinin karışımı halinde bulunmaktadırlar. İçindeki zengin gümüş içeriği % 0,36-0,52 arasında değişmektedir. Bir örnekteki bileşen yüzdeleri aşağıda gösterilmiştir :

| | |
|----|-------|
| Cu | 40,92 |
| Fe | 0,61 |
| Zn | 7,46 |
| Ag | 0,52 |
| As | 7,17 |
| Sb | 18,53 |
| S | 25,07 |

Mineralin ağırlık yüzdeleri kimyasal formülü :



Pirit. Gezgen mineral - pirit, hemen hemen tüm örneklerde özşekilli, yarı özşekilli, kataklastik ve yuvarlak şekillerde gözlenmektedir. Çok fazla parçalanmış kataklastik piritlerin kırıkları ve kenarları boyunca limonite dönüşmeleri yaygındır. Makroskopik ölçeklerde bile ince tabakacıklar oluşturan pirit mineralleri yer yer 2 mm büyüklükte dirler. Dolgu ve ara maddelerinin çoğunluğunu barit ve kuvars kristalleri, çok seyrek olarak da galenit oluşturmaktadır. Framboidal şekilli yani küremsi, gözlenekli piritler çok az da olsa gözlenmiştir.

Serüzit. Uygun oksidasyon koşulları altında galenit kristal veya kristal toplulukları; kenar, çatlak ve dilinimleri boyunca serüzit tarafından ornatılmıştır. Şerit veya zonlu bir şekilde görülen ornatma, barit içindeki galenitin bulunduğu derinlik, galenitin zenginlik ve tektonik etkilenme oranına göre farklı şiddetlerde gelişimini sürdürmüştür. Masif galenitin serüzite dönüşümü, bireysel kristallere göre çok daha azdır. Ayrıca serüzit diğer minerallerin çatlaklarına yakın mesafede göç edip çökeldiği saptanabilmektedir.

Serüzit, anglezit, kovelin, limonit y.b. gibi ikincil minerallerin biri veya birkaçı ile birlikte topluluklar oluşturmuştur.

Kovelin. Tennantit - tetrahedrit ve kalkopirit mine-

rallerini ornattığı gibi, küçük agregatlar halinde çeşitli gang mineralleri içine yerleşmiştir. Bazı kesitlerde oldukça yaygın oldukları gözlenmiştir.

İdait. Sadece bir lokasyonda galenit içinde rastlanan İdait Cu_5FeS_6 mineralojik bileşimine sahip, tabaka kristal kafesli bir mineraldir. İncelenen idait minerali alışlagelmiş idait minerallerinden daha fazla büyüklük göstermektedir. Mineralin içinde kapanmaları andıran ızgara yapısı ilişkisi içinde bornit kalıntıları bulunmaktadır. İdait, oksidasyon ve zenginleşme zonlarında düşük ısı şartları altında bornitten dönüşen bir bozunma ürünü olduğu kabul edilmektedir (Frenzel, 1959).

JEOKİMYASAL SONUÇLAR

Hem barit zuhurlarından, hem de yantaşlarından alınan jeokimyasal örneklerin analiz sonuçları Ayhan (1979) da ayrıntılarıyla verilmiştir. Yapılan analizlerle, yataklanmanın kaynağı ve türünün diğer bir deyişle kökeninin saptanması amaçlanmış olması nedeniyle esas cevher mineralleri elementlerinden Ba ve Sr değerlerinin dağılım ve değişkenlikleri incelenmiştir. Ekonomik değer limitleri içinde yer alan zuhurlarda barit miktarının %90,30 ile %98,88 arasında değiştiği, artan SiO_2 miktarlarıyla ters orantılı olarak yüzde miktarlarının çok fazla azaldığı belirlenmiştir.

Sr elementi ile Ba elementi atom yarıçaplarının benzerliği nedeniyle barit kristal ağı içinde her iki elementin değişen oranlarda izomorf karışımlarını değerlendirmek ve bu noktadan hareketle kökensel yaklaşımlarda bulunabilmek amacıyla barit içindeki SrSO_4 (sölestin) oranları irdelenmiştir. Barit kristallerindeki SrSO_4 miktarları genellikle %0,87 ile %1,46 arasında oynamaktadır. Bu değerler bilinen belli başlı önemli sedimanter barit yataklarına benzerlik göstermektedir.

Yatakların yankayaçlarını oluşturan kireçtaşı ve dolomitler içinde Ba ve Sr değerlerinin oldukça duraylı dağılımı kaldığı, özellikle cevher - yantaş sınır kesimlerinde hidrotermal bir oluşumu yansıtabilecek düzensiz ve anormal dağılımı değerler saptanamamıştır (Ayhan, 1979).

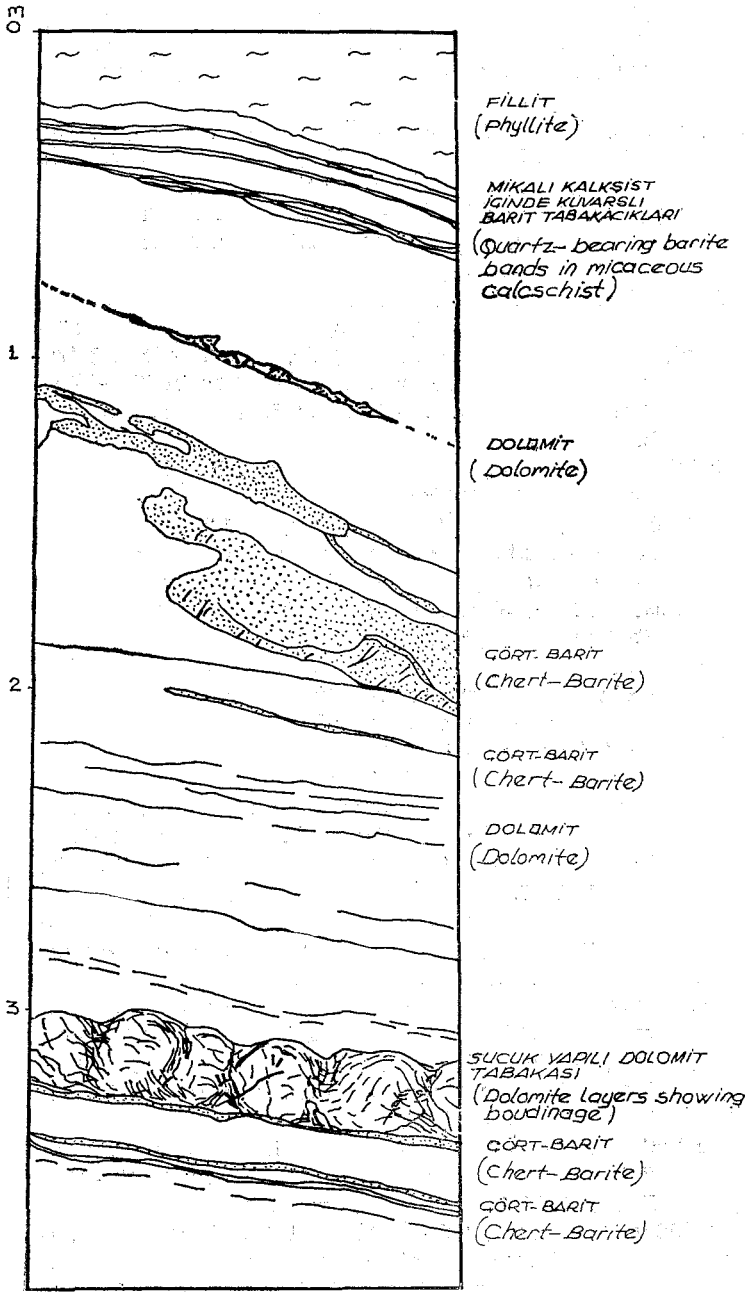
BARİT ZUHURLARININ OLUŞUM MEKANİZMASI VE İÇERDİĞİ METALLERİN KAYNAĞI

Tipik sedimanter yapıların gözlenebildiği Gazipaşa barit zuhurlarının metal gelim kaynağını kesinlikle saptamak oldukça güçtür. Ancak zuhurların genel karakterine uyan bir kaç yatak, oluşum modelinin sergilenmesi ve irdelenmesi yoluyla, metal iyon gelim kaynağına yaklaşım olanağı sağlamaktadır.

Bölgede yer alan iki ayrı sülfidli kurşun - çinko yatağıyla barit zuhurlarının jeolojik konum ve geometrik ilişkilerinin karşılaştırılması, barit zuhurlarının sülfidli cevher yataklarını çepeçevre kuşattığını, yani geometrik bir ayrılığın varlığını kanıtlamaktadır (Ayhan, 1982). Benzer geometrik konum, stratiform barit - sülfid (pirit, markazit, galenit, sfalerit) maden yataklarından Meggen / B. Almanya'da görülmektedir. Ancak denizaltı volkanizmasıyla ilişkili ekstrusiv - hidrotermal kökenli Meggen yatağında (Ehrenberg ve diğerleri, 1954) saptanan mağmatik kayaçlar Gazipaşa yöresinde bilinmemektedir.

İnceleme alanının doğusunda bulunan Karalar kurşunlu barit yatakları Striebel (1965) tarafından incelenmiş ve bu yatakların Üst Permiyen yaşlı kayaçların daima belli bir seviyesinde sedimanter ortam koşullarında olduğu belirtilmiştir. Bölgede herhangi bir mağmatik faaliye-

(1) Galenitlerin dağılımı veya öteki tektonik hareketlerle etkimesi sonucu bir çeşit rekristalizasyona uğrayarak antimonite benzer bir görünüm kazanmasıdır.



Şekil 3 : Baritli kireçtaşlarında sedimanter yapılar.
Figure 3 : Sedimentary structures in barytes-bearing limestone.

tin izine rastlanılmamasına karşın yataklanmanın denizaltı - ekshalatif - sedimanter süreçlerle oluşmuş olabileceği tezi savunulmuştur.

Karbonatlı kayalarda tabakalanmaya uyumlu barit yataklarının diğer bir yerleşim mekanizması da şöyle açıklanabilir: Kıyı akiferinin kenar kesimlerinde yeraltı suyu tablasının etkisiyle karbonatlı kayalar tabaka yüzeyleri boyunca çözünebilmektedir ve bu arada yaygın çöküntü breşleri oluşmaktadır. Düşük ısılarda çözünme süreciyle gelişen boşluklarda taze, meteorik kökenli yeraltı sularıyla indirgen deniz suyunun karışması sonucu iri kristal-

li, az mangan içerikli baritler çökelebilmektedir. (Morrow ve diğerleri, 1978).

Çalışma alanımızda bu kökensel modeli uygulama olanağı yoktur. Çünkü barit zuhurlarında çöküntü breşleri sınırlı bir yayılım göstermektedirler. Ayrıca cevherlerde değişik ölçeklerde kısmen korunmuş sedimanter yapılar ve çoğunlukla ufak kristalli baritler bulunmaktadır.

Bazı sedimanter istiflerin derin kesimlerindeki formasyon suları ve metalli çökeltiler belirli fiziko - kimyasal koşullarda Ba, Pb, Zn, Çu gibi elementlerce zenginleşebilmektedir (Scherp ve Strübel, 1974). Anılan ağır metalli kloritçe zengin çözeltiler kırık sistemlerini izleyerek yukarıya doğru göç edebilmektedirler. Bu noktadan hareketle elde edilen diğer verilere dayanarak çalışma sahasında bulunan barit zuhurlarının oluşumu aşağıdaki şekilde açıklanabilir :

Yoğun metal içerikli çözeltilerin yer aldığı sedimanter istiflerde eşteknik hareketlerle kırık sistemleri şekillenmiştir. Kırık sistemleri yoluyla yükselen çözeltiler, tortulanmanın sürdüğü denizel ortama taşınmışlar ve ortamdaki sülfatça zengin normal deniz suyu ile karışarak BaSO₄ şeklinde çökelmişlerdir.

Belirli kil minerallerinin değişen oranlarda Ba iyonlarını absorbe ettikleri bilinmektedir. Yapılarında fazla Ba iyonu bulunduran kil minerallerinin denizel ortamda taşınmaları sonucu oralarda selektif (seçici) bir çökeltme süreciyle de sedimanter barit yataklarının oluşabileceği olasılığını da gözden ırak tutmamak gerekmektedir.

Çalışılan sahada ve yörenin öteki belli başlı önemli barit yataklarında yapılan gözlemler, damarlı barit yataklanmasının tamamen kırık tektoniği ile kontrol edilmediğini doğrulamaktadır. O halde eldeki bilgilerin ışığı altında damar tipindeki barit yataklanması şu iki süreçle gerçekleşmiş olabilir :

- Sedimanlar içindeki diyajenez ve eşteknonin çözeltilere birlikte etkimesi (Puchelt, 1967).
- Karstlaşma, tektonik hareketler ve metamorfizma yoluyla baritin remobilizasyonu.

SONUÇLAR

Daima üç stratigrafik seviyede görülebilen galenitli baritlerin büyük bir kısmı Permiyenin sedimanter ortam koşullarında çökelmişlerdir. Saha ve laboratuvar çalışmalarıyla ortaya konulan önemli sedimanter bulgular şöyle özetlenebilir:

- Baritler, daima dolomitli, baritli kireçtaşları ve baritli şistler gibi belirli stratigrafik seviyelerde yantaşlara uyumlu ve genellikle mercer şeklinde çökelmişlerdir.
- Karstik dolgular ve remobilizasyon oluşukları dışında uyumlu yataklanmış baritlerin yantaşa olan dokanakları kesindir.

- Baritler çekim yapıları, denizaltı kaymaları gibi yapılar göstermektedirler. Çört ve karbonatlı kayalarla arıdanmalıdır.

Jeokimyasal analizlerle de kontrol edilmiş olan ta-ban ve tavan kayalarında hidrotermal evrenin belirgin özellikleri saptanamamıştır.

- Baritlerde ölçülen izomorf karışım Ba/Sr oranlarının değerleri, bilinen öteki sedimanter baritlerinkine yakındır.

Damar şekilli baritler ise sedimanlara diyajenez ve eşteknonin birlikte etkimesi, karstlaşma ve bölgesel metamorfizma sırasında remobilizasyon sürecinin gelişmesiyle şekillenmişlerdir.

Biri Paleozoyikte, diğeri daha sonra ortaya çıkmış olan iki metamorfik fazla Alanya Masifi etkilenmiştir. (Brinkmann, 1976). Çalışılan sahanın bölgesel metamorfizmanın yeşil şist fasiyesine ait kayaç serilerinde yerleşen baritler metamorfizma sırasında belirli pH ve Eh koşullarına bağlı olarak mobilize olmuşlardır. Bunun yanısıra birincil baritlerin rekristalizasyona uğraması cevherlerde yapı, doku ve konumlarında önemli değişimler yaratmıştır.

Batı Toroslar'da Alp orojenezi sırasında ve öncesinde ana deformasyon fazları ortaya çıkmıştır (Ketin, 1977). Bu deformasyonlarla oluşan kırık tektoniği karstlaşma fazlarının karbonatlı kayaçlarda iyi gelişmesine ve cevher remobilizasyonuna zemin hazırlamıştır. Anılan sürecin varlığı bölgedeki kurşun - çinko yataklarında daha kesin çizgilerle gözlenebilmektedir (Ayhan, 1982).

Saha gözlemleri farklı jeolojik devirlerde en az iki karstlaşma fazının etkinliğini kanıtlamıştır. Baritlerin bazen yoğun silisleşmesi karst hareketlerinin sonucunda gerçekleşmiştir (Boni, 1979). Bögli (1978)'e göre endokarst (içkarst) olarak nitelendirilen bir süreçle, birbirleriyle karışan sağnak su sızıntıları, yeraltı suları ve yoğunlaşma sularının etkisiyle barit tabaka veya damarlarının bir yüzünde ve yankayacında silisleşme, karstcepleri ile boşluklar oluşmuştur. Permiyende epirojenik hareketlerle Alanya civarının yükselmesiyle ilişkili olarak bu yöredeki boksitler kireçtaşı ceplerine yerleşmiştir (Peyronnet, 1971). Ayrıca Orta Toroslarda Tersiyer sonunda karstlaşma ile önemli jeolojik yapılar ortaya çıkmıştır (Atalay, 1973). Tüm bu karstlaşma olaylarıyla Gazipaşa yöresi yatakları da büyük ölçüde remobilize olmuşlardır.

Sedimanter barit zuhurlarının oluşumunda, metal iyonlarının sedimanter ortalama gelimi genel olarak şu mekanizmalarla gerçekleştiği kabul edilmektedir;

a) Baryumlu çözeltiler ekshalatif - hidrotermal kaynaklıdır.

b) Permiyen yaşlı sedimanlarda Ba ve ağır metalli, NaCl'ce zengin formasyon suları eşteknik hareketlerle oluşan kırık sistemleri yoluyla denizel ortama taşınmıştır.

c) Doğrudan selektif bir çökeltmenin varlığı.

Değinen varsayımlardan ilkinin bölgede henüz herhangi bir volkanik kaynağın kesinlikle bilinmemesi nedeniyle kabul edilebilme olasılığı zayıftır.

KATKI BELİRTME

Bu yazı, Heidelberg Üniversitesi (B. Almanya) Mineraloji - Petrografi Enstitüsünde yapılan doktora çalışmasının bir kısmını oluşturmaktadır. Yazar, çalışma boyunca sağladığı maddi destek ve arazi olanakları nedeniyle M.T.A. Enstitüsü Genel Direktörlüğüne, gerek arazi gerekse laboratuvar çalışmalarında kendisine yakın ilgiyi esirgemeyen hocası Sayın Prof. Dr. G. C. Amstutz'a teşekkürü borç bilir. Ayrıca bu metni yayım öncesi okuyan Ömer Akıncı ve Ahmet Çağatay'a teşekkür eder.

Yazının ilk geliş tarihi : Nisan 1982

Yayıma verildiği tarih : Aralık 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

Amstutz, G.C., ve Park, W.C., 1967, Stylolites of diagenetic age and their role in the interpretation of the Southern Illinois Fluorspar Deposits: Min. Deposita, 2, 44-53.

Atalay, E., 1973, Toros dağlarında karstlaşma ve toprak teşekkülü üzerine bazı araştırmalar: Jeomorfoloji Dergisi, 5,135-151.

Ayhan, A., 1979, Geologie und Mineralogie der Blei - Zink - Baryt - Lagerstaetten zwischen Burhan Mah. und Yuları bei Gazipaşa - Antalya : Doktora tezi, Heidelberg, 175 s.

Ayhan, A., (baskıda), Aydap ve Yuları (Gazipaşa - Antalya) kurşun - çinko yataklarının kökeni ve remobilizasyon sorunu : Maden Tetkik Arama Enst. Derg.

Blümel, G.F., 1965, Die Blei - Zinklagerstätte von Ortakonuş - Anamur und ihr geologischer Rahmen : Doktora tezi, München, 60 s.

Bögli, V.A., 1978, Karsthydrographie und physische Spelaeologie : Springer Verlag, Berlin, 292 s.

Boni, M., 1979, Zur Palaeogeographie, Mineralogie und Lager - staettenkunde der Palaeokarsterze in Süd-West Sardinien (Iglesiente - Sulcis): Doktora tezi, Heidelberg, 260 s.

Brinkmann, R., 1976, Geology of Turkey: Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 158 s.

Ehrenberg, H., Pilger, A., ve Schroder, F., 1954, Das Schwefelkies - Zinkblende - Schwerspat - Lager von Meggen (Westfalen) : Beih. Geol. Jahrb., Hannover, 12, 352 s.

Frenzel, G., 1959, Idait und «blaubleibender Covellin»: N. Jb. Miner. Abh., 93,115-132.

Ketin, İ., 1977, Main orogenic events and paleogeographic evolution of Turkey : Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Foreign Edition, Ankara, 88,1-4.

Morrow, D.W., Krouse, H.R., Ghent, E.D., Taylor, G.C., ve Dawson, K.R., 1978, A hypothesis concerning the origin of barite in Devonian Carbonate rocks of Northeastern British Columbia: Can. J. Earth Sci., 15, 9,1391-1406.

Müller, G., 1977, Sediment - Petrologie. Teil II, Sedimente und Sedimentgesteine: Schweizerbart'sche Verlagsbuch - handlung, Stuttgart, 784 s.

Petrascheck, W.E., 1967, Batı Toros kalkerlerindeki kurşun-çinko yatakları: Maden Tetkik Arama Enst. 68, 38-48.

Peyronnet, Ph.de, 1971, Alanya Bölgesinin (Güney Toroslar) jeolojisi, metamorfik boksitin kökeni: Maden Tetkik Arama Enst. 76, 98-122.

Puchelt, H., 1967, Zur Geochemie des Bariums in exogenen Zyklus : Sitzungsber. Heidelb. Akad. Wiss., Math. - Nat. Kl., Jg. 1967, 4 Abh., Heidelberg, 205 s.

Sadıklar, M.B., 1978, Schwerspat und Bleiglanz - Vorkommen und ihre geologisch - petrographische Lage im Gebiet der Dörfer Kıcık, Endişe Güney, und Seyfe (Zeytinada) bei Gazipaşa - Antalya/Türkei: Diploma tezi, Heidelberg, 113 s.

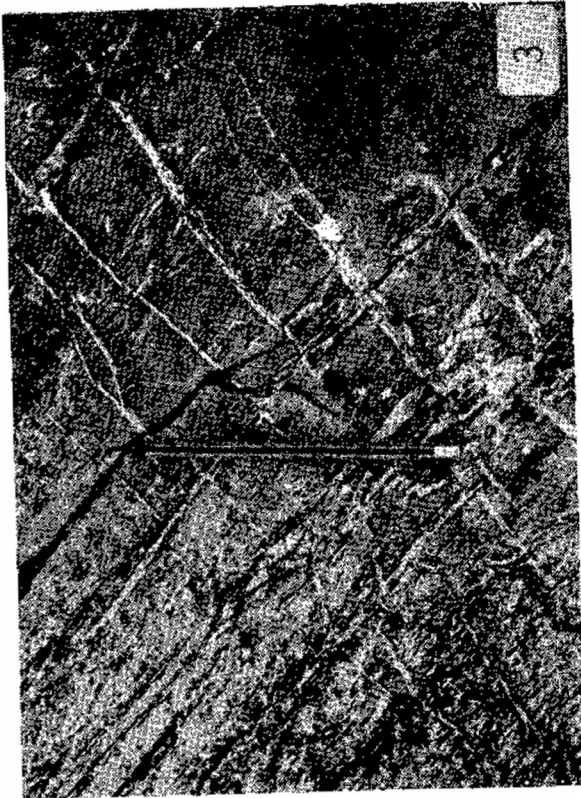
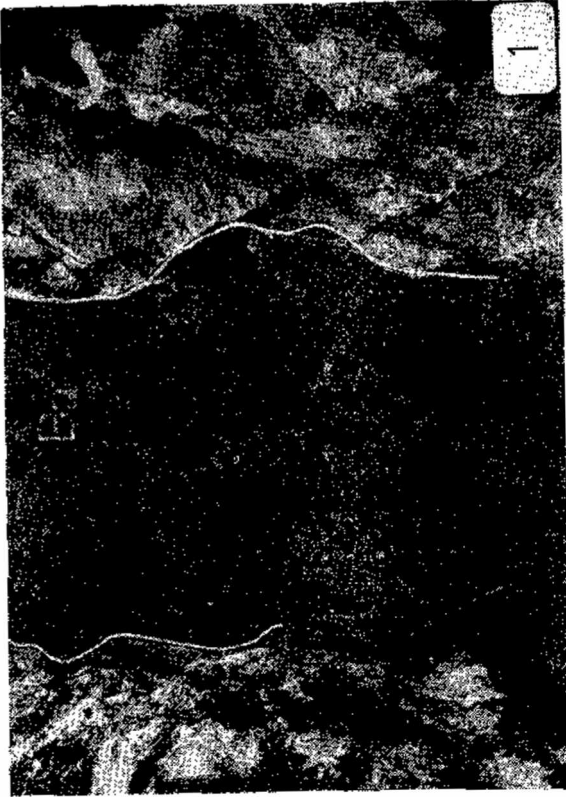
Scherp, A., ve Strübel, G., 1974, Zur Barium - Strontium Mineralisation : Min. Deposita, 9,155-168.

Schulz, G., 1976, Typical and nontypical sedimentary ore fabrics; Wolf, K.H. ed., Handbook of Strata . bound and Stratiform ore deposits' de: Elsevier, Amsterdam, c. 3, 295 - 338.

Striebel, H., 1965, Die Bleierz - Baryt - Lagerstaette von Karalar - Gazipaşa/Türkei und ihr geologischer Rahmen : Doktora tezi, München, 48 s.

Tröger, W.E., 1969, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822 s.

Vaché, R., 1966, Zur Geologie der Varisciden und ihrer Lager - staetten im Südanatolischen Taurus: Min. Deposita, 1, 30 - 42.

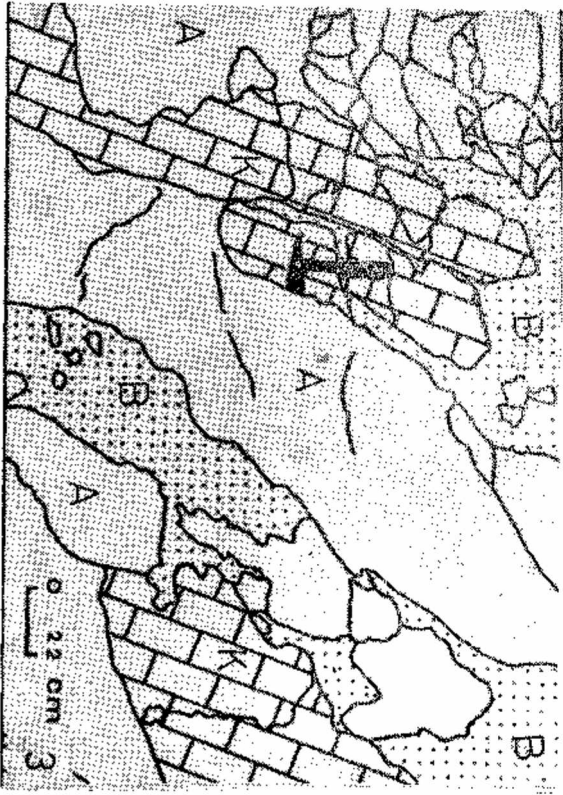


LEVHA I

- Şekil 1 : Kireçtaşı içinde kalın bir barit (Ba) damarı boyunca açılmış galeri.
- Şekil 2 : Kireçtaşında barit tabakacığının (Ba) hareket yapısı (kıvrılmış ince tabakacık).
- Şekil 3 : Kireçtaşında birincil barit tabakaları. İkincil barit damarları bu tabakaları kesmektedir, (alt soldan *üst* sağa).
- Şekil 4 : Kireçtaşı içindeki karstik bir barit zuhurundan artakalan çukur.

PLATE I

- Figure 1 : Gallery along a thick barytes vein (Ba) in limestone.
- Figure 2 : Movement structure of barytes layer (Ba) in limestone (folded thin layer).
- Figure 3 : Primary barytes layers in limestone. Secondary barytes veins cutting these layers (from the bottom left to top right).
- Figure 4 : A mined out karstic barytes occurrence in limestone.



LEHYA II
PLATE II

LEVHA II

Şekil 1 : Barit (Ba) ve içinde çöküntü breşleri (B). Barit ile breş arasında ince bir galenit - serüzit zarfı.

Şekil 2 : Kireçtaşı içinde (K) stratiform barit tabakasının iki fazlı karstlaşma sonrası görünümü.

A) I. Kârstlaşma

B) II. Kârstlaşma

Şekil 3 : Şekil 2'nin şematığı (el çizimi)

Şekil 4 : Büyültme 5X, ikizlenmeli iri barit kristalleri yanında diğer barit jenerasyonu,

PLATE II

Figure 1 : Barytes (Ba) and collapse breccia (B). A thin galenite - cerussite - bearing envelope between barytes and breccias.

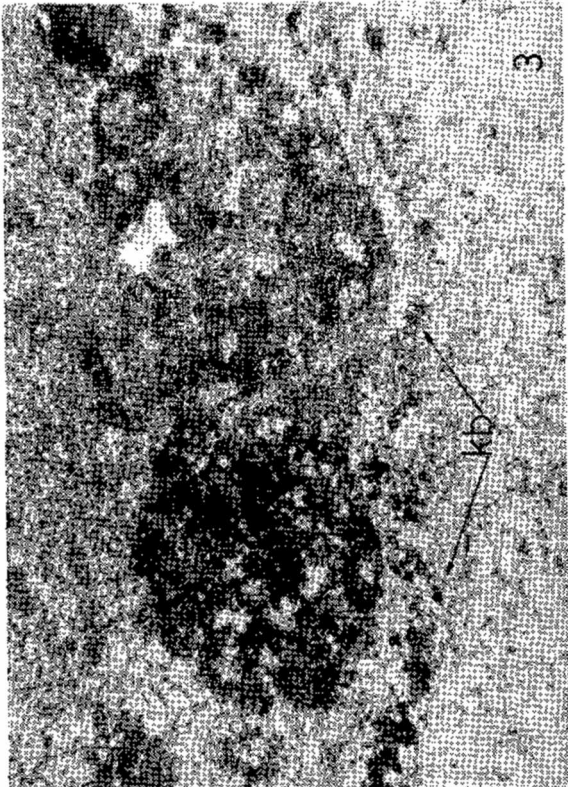
Figure 2 : Two phase karstification of a stratiform barytes layer in limestone (K).

A) I. Karstification

B) II. Karstification

Figure 3 : Fig. 2 shown with lines.

Figure 4 : Magnification 5X, Another barytes generation beside the twinned big barytes crystals.



LEVHA III

Şekil 1 : Büyültme 38X, ilrizlenme gösteren barit lamellerini kaleden ikincil barit damarcığının görünümü.

Şekil 2 : Büyültme 35X, ince taneli baritte rekristalize barit kristali.

Şekil 3 : Büyültme 40X, kireçtaşı içinde mollusk benzeri oluşuğun altında bulunan kuvars ve barit tabakacığın-
dan (kb) jeopedal yapı örneği.

Şekil 4 : Büyültme 5,5X, tabakaya paralel dizilimli rekristalize barit (soldan sağa) ile ezik kesimlerinde ince ta-
neli ikincil barit yerleşimi.

PLATE III

Figure 1 : Magnification 38X, A secondary barytes veinlet cutting accross the twinned barytes lamellae.

Figure 2 : Magnification 35X, Recrystallized barytes in tiny granular barytes.

Figure 3 : Magnification 40X, A geopedal structure between the mollusc looking feature and the layer composed
of quartz and barytes in limestone.

Figure 4 : Magnification 5,5X, Crystallized barytes parallel to the bedding (from left to right) and tiny granular
secondary barytes crystals in the small scale zones of movements.

Kulavolkanizmasının özellikleri ve içerdiği «Base Surge» tabaka şekilleri

Characteristic features and «Base Surge» bed forms of Kula volcanics

TUNCAY ERCAN Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Jeoloji Dairesi, Ankara
ÖNDER ÖZTUNALI İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, İstanbul

ÖZ : Batı Anadolu'da, Manisa'nın Kula ilçesi çevresinde Kuvaterner yaşlı ve farklı üç evrede etkin olmuş alkali bazaltik volkanitler yer alır. Bunlar, bir grabenleşme tektoniğinin egemen olduğu bölgede, manto üzerindeki bir sıcak noktadan sorguç yolu ile magma yükselmesiyle oluşmuşlardır. Kula volkanitlerinde maar tipte bazı volkanların çevrelerinde, «base surge» oluşukları gözlenmiştir. Base surge yoğunluk akıntıları sıg patlamalı buhar erüpsiyonlarının buhar ve katı ürünlerinin türbülent karışımları olarak meydana gelirler. Depolanma akıntıları, kraterlerde meydana gelir ve yüksek hızla dışa doğru yayılır. Makalede Kula volkanitlerinin morfolojik, jeolojik ve petrolojik bazı özellikleri belirtilerek, «base surge» oluşuklarının kısa tanımları verilmiştir.

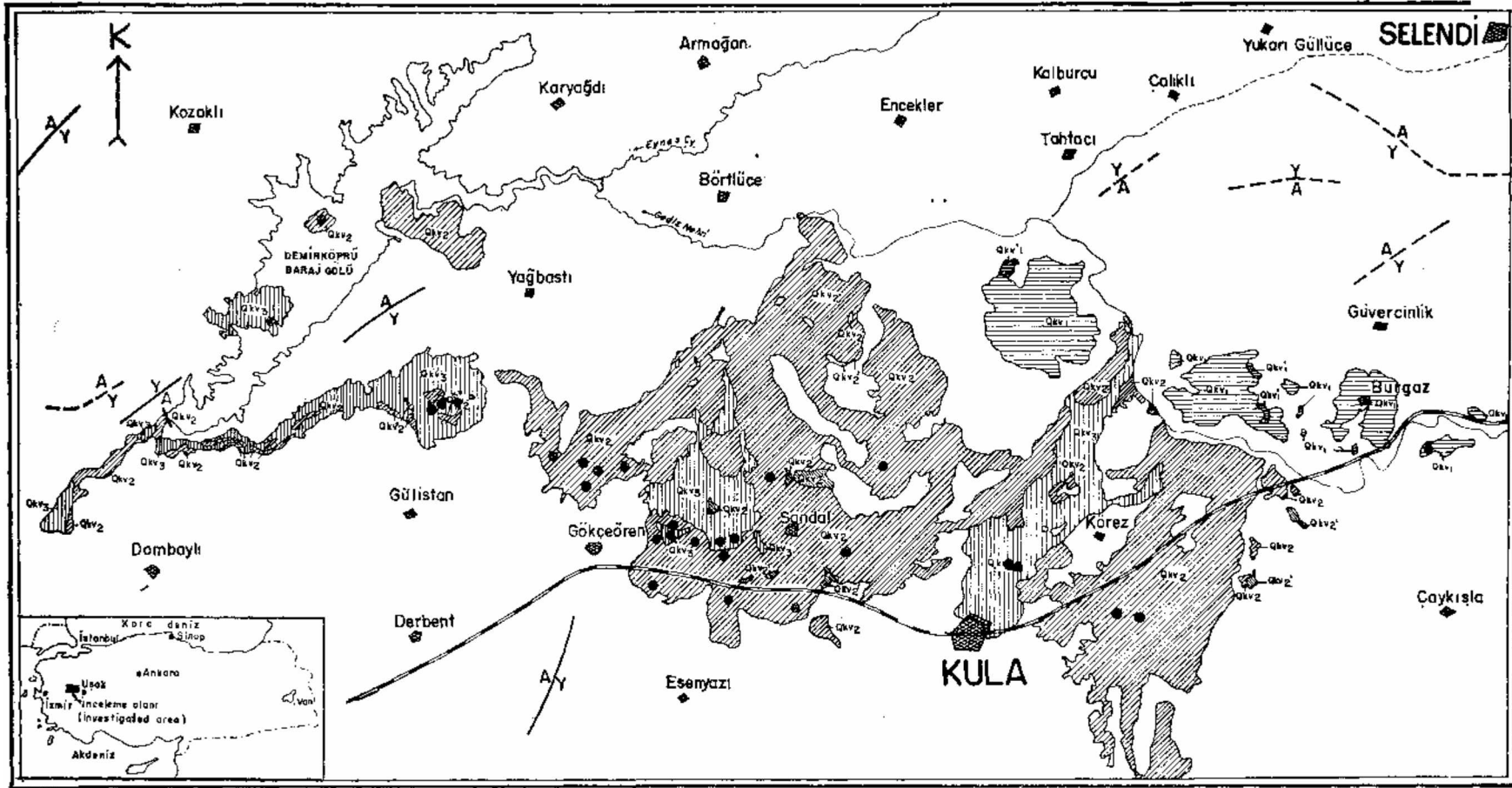
ABSTRACT : Alkaline basaltic volcanism took place in three different phases during Quaternary in Western Anatolia around Kula (Manisa). These volcanics were possibly derived from a hot spot over the mantle rising through a plume where graben type tectonics were active. «Base surge» bed forms have been observed around some maar volcanoes of Kula. Base surge density flows produced by shallow, explosive steam eruptions are turbulent mixtures of steam and solid ejecta. Depositing currents originate within the craters and sweep outward at high velocities. Definition of «base surge» bed forms is given through brief descriptions of morphologic, geologic and petrologic features of Kula volcanics.

GİRİŞ




Kula volkanitleri, Batı Anadolu'da Manisa il sınırı içinde, yaklaşık 30 - 35 km uzunlukta ve 10-15 km genişlikteki bir alanda, Kula ilçe merkezi çevresinde yüzlekler veren Kuvaterner yaşlı genç alkali bazaltik lav akıntıları ve tefralardır. Son derece ilginç olan bu volkanizma Türkiyenin Kuvaterner yaşlı genç volkanitlerinin ender olarak görüldüğü alanlardan biri olup, volkan konileri, kraterler, lav akıntıları ve tefra örtüsü şeklinde ve aktüel volkan görünümündedir. Kula yöresi milattan önceki tarihsel zamanlarda bile araştırmacıların ilgisini çekmiştir. Örneğin, 2000 yıl kadar önce bu yöreyi dolaşan ünlü Yunanlı tarihçi Strabon, Kula bölgesine «Katakekaumene» (Yanık ülke) adını vermiş ve daha sonra pek çok sayıda araştırmacı bu bölgeyi ziyaret etmiştir.

KULA VOLKANİTLERİNİN JEOLJİSİ

Kula ilçe merkezinden başlayarak, Demirköprü barajının batısına kadar uzanan (şekil 1) bu volkanik alan, çoğun 600 - 700 m yükseklikte bir yayla üzerindedir. Bu yayla, kuzeyde Gediz nehri ve güneyde Alaşehir - Salihli grabeni ile sınırlanmıştır. Bu alanda volkan konileri, Alaşehir - Salihli grabeninin (Gediz grabeni) uzanımına uygun olarak KB-GD yönde irili ufaklı bir şekilde dizilmektedirler ve graben kırık sistemi ile ilgilidirler. Volkanizma tipik çatlak «Fissür» volkanizmasıdır ve tüm lavlar «Aa» tipi olup üzerlerindeki blok ve pürüzlerdeki girinti ve çıkıntıların büyüklükleri bir kaç cm ile 1 m arasında değişir. Lavlar ve cürufklar üzerinde bol miktarda «hornitos»lar bulunur. Yer yer de lav tünelleri izlenmektedir. Tüm volkanlar «maar» tipi volkanlardır. Volkan konileri «sinder» ve





AÇIKLAMALAR (Explanations)

-  Oculstege Volkanitleri
(Oculstege volcanics)
-  Etokstepe volkanitleri
(Etokstepe volcanics) [Qkv₂Lava, Qkv₂Tuff]
-  Burgaz Volkanitleri [Qkv₁Lava, Qkv₁Tuff]
Burgaz volcanics [Qkv₁Lava, Qkv₁Tuff]

Kuvaterner Kula volkanitleri
(1,1 Milyon yıl-12 000 yıl)

(Quaternary aged Kula Volcanics
1,1 Million Years-12 000 Years)

 Ana Kraterler
(Main craters)

 F₁₅, A, F₁₆, Y, F₁₇
(Fault, A, Dama, Y 15)

Şekil 1 : Kula volkanitleri.
Figure 1 : Kula volcanics.

«spatter» tiptedirler ve yaşları ile aşınma dereceleri bakımından bazı farklılıklar gösterirler. Özellikle yaşlı konilerde kraterler daha iri olup daha genç konilerdeki kraterler nispeten küçüktür. Konileri lav, lapilli, cüruf ve çeşitli irilikteki volkan bombaları gibi piroklastikler (tefra) oluşturmaktadır. Sayıları yetmişi bulan bu konilerin çevrelerinde, çıkardıkları siyah bazaltik lav akıntıları görülmektedir. En genç koniler güncel koni görünümündedirler ve halk bunlara «Divlit» adını vermektedir. Bazı volkan konilerinde ise kraterler çifttir. Çalışma alanında yapılan araştırmalar sonucu Kula volkanitlerinin aralıklı üç ayrı evrede etkin oldukları saptanarak Burgaz volkanitleri; Elekçitepe Volkanitleri ve Divlittepe Volkanitleri olarak adlandırılmışlardır (Ercan, 1981).

Burgaz volkanitleri

Saptanan ilk evre olup, altlarındaki daha yaşlı kaya birimleri üzerinde plato-bazaltları şeklinde tepelerde yer alırlar. Daha genç olan ikinci ve üçüncü evre lavlarından daha yüksektedirler ve volkan konileri zamanın etkisiyle bozulmuş ve şekilleri yuvarlaklaşmıştır. Lavlar genellikle 30-40 m. yükseklikteki şevleri içeren yüksek platolar oluştururlar (levha II, şekil 1 ve 2). Bu ilk evredeki patlama dönemi ile ikinci evredeki patlama dönemi arasında oldukça fazla miktarda, Pliyosen yaşlı çökeller aşınıp, röliyefte bir alçalmaya neden olmuş ve ikinci evre lavları daha alçak seviyelerde oluşmuşlardır. Kula volkanitlerinin ilk evresini oluşturan Burgaz volkanitlerinde, Borsi ve diğerleri (1972) tarafından K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş belirlemesi sonucu 1,1 milyon yıllık bir değer bulunmuştur. Platobazaltları şeklinde tepelerde izlenen Burgaz volkanitleri lavları altındaki Pliyosen yaşlı

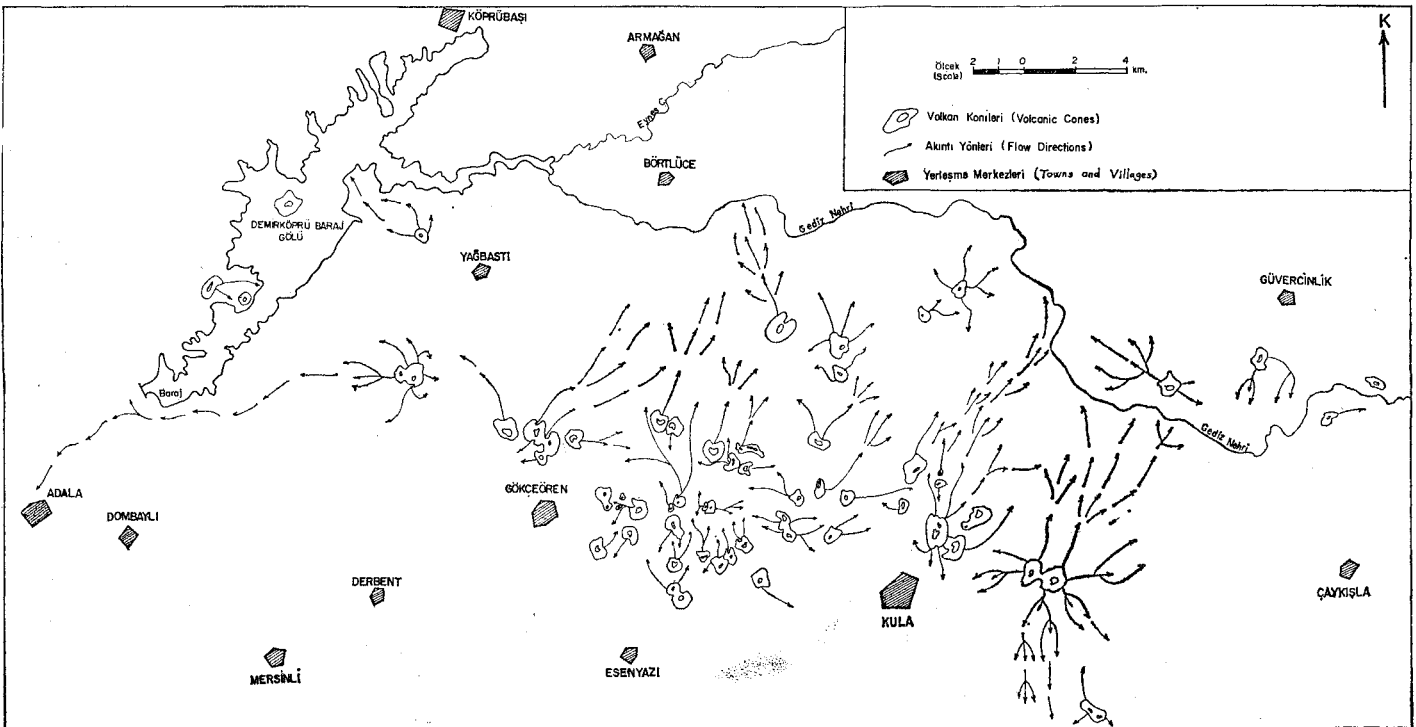
çökeller, lavların ısı ile pişmiş olup 2-3 m kalınlıkta kızıl bir pişme zonu meydana gelmiştir. Bazaltlar yer yer tipik altigen soğuma yüzeyleri gösterirler.

Elekçitepe volkanitleri

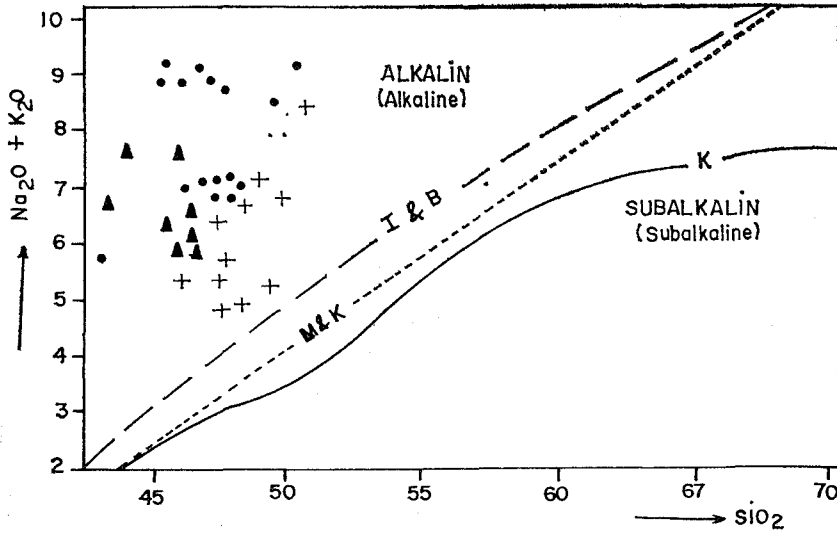
Kula volkanitlerinin ikinci evresi olan Elekçitepe volkanitleri olasılıkla 200 ile 300 bin yıllık olup volkan konileri ve kraterler daha az aşınmış ve daha iyi korunmuşlardır. Bu ikinci evrede, birinci ve üçüncü evredeki volkanizmada bulunmayan bazı özel erüpsiyon ürünü oluşuklar (base surge) izlenmiştir (levha I, şekil 1, 2, 3, 4). Volkan konileri ve kraterler, birinci evreye kıyasla daha az aşınmış ve daha iyi korunmuşlardır. Volkanik ürünler çalışma alanında geniş yer kaplarlar. Kırkbeşten fazla volkan konisi saptanmış olup konilerin bir kısmı iyice aşınmışlardır. Volkan konilerinde sık aralıklı lav püskürmeleri olmuş ve bazı bacalar kapanmış olup konilerin çoğunluğu çöküp kırılmışlardır. Kula çevresinde ayrıntılı jeomorfoloji çalışmaları yapan Erinç (1970) ikinci evre volkanizmasının ilk evreye nispetle, çok daha fazla şiddetli patlamalı olduğunu, olasılıkla bu evre boyunca yeryüzüne, 2,6 km³ lük volkanik ürün çıktığını öne sürmüştür. Elekçitepe volkanitlerinin lavlarının altigen soğuma yüzeyleri tipiktir (levha II, şekil 3 ve 4).

Divlittepe volkanitleri

Kula volkanitlerinin üçüncü ve en yeni evresini oluşturan Divlittepe volkanitlerine ilişkin volkan konileri, kraterler ve lav akıntıları tamamen güncel görünümündedirler (levha II, şekil 5 ve 6). Vadi içlerinde eski alüvyon çökelleri üzerinde akarak kilometrelerce yol kat etmişlerdir. Sanki yeni meydana gelmiş gibi tazedirler. Üzerlerinde



Şekil 2 : Kula lavlarının akıntı yönleri.
Figure 2 : Flow directions of Kula lavas.



- + BURGAZ VOLKANİTLERİ
(Burgaz volcanics)
- ▲ ELEKÇİTEPE VOLKANİTLERİ
(Elekçitepe volcanics)
- DİVLİTTEPE VOLKANİTLERİ
(Divlittepe volcanics)

--- I & B = IRVINE VE BARAGAR (1971) AYIRIM HATTI
(Irvine ve Baragar (1971) dividing line)

..... M & K = MACDONALD VE KATSURA (1964) AYIRIM HATTI
(Macdonald and Katsura (1964) dividing line)

———— K = KUNO (1960) AYIRIM HATTI
(Kuno (1960) dividing line)

Şekil 3 : Kula volkanitlerinin SiO₂-Alkalın içeriğine göre sınıflandırılması.

Figure 3 : Classification of Kula volcanics according to their SiO₂-Alkaline contents.

de bitki örtüsü bile yoktur ve bu nedenle sert, sivri şekillerinden dolayı halk tarafından «divlit» adı altında diğer eski volkanitlerden, ayıklanmışlardır. Kraterlerden püsküren lavlar ve cürufklar o denli dağılık ve karışıktır ki tırmanmak ve üzerlerinde yürümek son derece güçtür. Lavlar ve cürufklar yaklaşık 60 km² lik bir alan kaplarlar. Lavlar, koyu siyah renkleri ile diğer evrelerden ayırd edilirler ve son derece akıcı bazaltlardan oluşmuşlardır. Bu nedenle çok uzun mesafeler kat edebilmişler, lav şelaleleri oluşturarak vadileri aşmışlar (şekil 2) ve aktıkları vadilerin bütün girintilerine sokulmuşlardır. Lav akıntıları içinde biriken gazlar yer yer yüzeyde kabartılara (hornitos) neden olmuşlar ve gazlarını kaybederek katılaşıp kabuklaşan bazı lavların altında lav tünelleri oluşmuştur. İlkel insanlar, binlerce yıl önce bazı kraterleri doğal bir kale olarak kullanmış ve içlerinde yerleşip yaşamışlardır. Bugün bazı kraterlerde eski ilkel bina ve eşya kalıntıları bulunmaktadır. Ayrıca Demirköprü baraj gölü yakınlarında yine bu evreye ait bazaltik tüfler üzerinde ilkel insan ayak izleri, zamanımıza kadar korunarak kalabilmişlerdir ve bugün alınan örnekler dünyadaki çeşitli müzeleri süslemektedir. Bu ayak izleri, dünyadaki dördüncü buluntu olup çok önemlidirler ve Tekkaya (1976) ya göre 12 bin yıllıktırlar. Öte yandan Erinc (1970), bu son evre volkanizmasının 10 bin yıl kadar önce oluşmaya başladığını belirtmektedir. Bu incelemelere göre en genç Kula lavlarının yaklaşık 10 bin yıl önce oluştuğu belirlenmektedir.

KULA LAVLARININ (KULAITLERİN) PETROLOJİSTİ

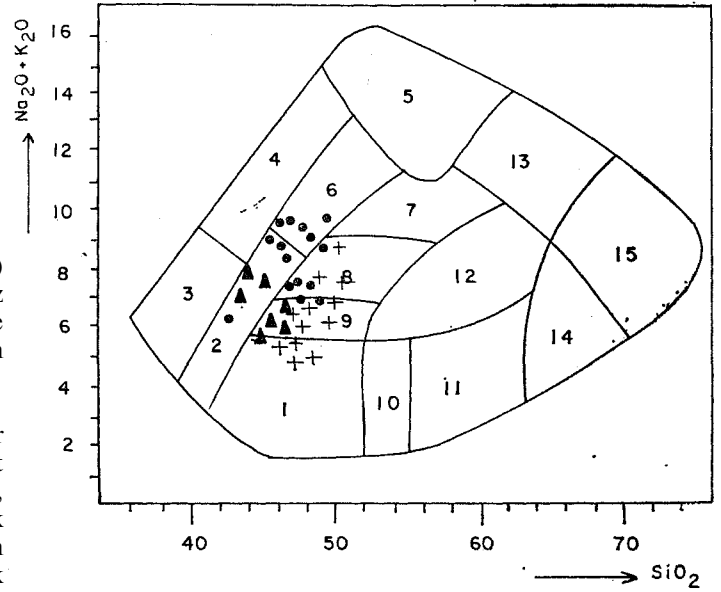
İnceleme alanındaki Kula bazaltlarının her üç evresinden de alınan örneklerin petrografik incelemeleriyle, aralarında petrografik açıdan bir farklılık olmadığı ve tümünün de porfiritik, yer yer de hyalopilitik dokuda oldukları, hamur maddelerinde volkanik cam, plajiyoklas mikrolitleri, bol ojit-olivin-hornblend tanecikleri; az miktarda da hipersten - nefelin-lösit-analsim - manyetit-ortoklas tanecikleri ve opak mineraller bulunduğu saptanmıştır. Bu hamur maddesi içinde, bol miktarda ojit-titanojit-olivin-hornblend fenokristalleri; daha az olarak ta hipersten-ilmenit-plajiyoklas-nefelin-lösit-epidot fenokristalleri yer almaktadır (Ercan, 1981). Bu sonuçlara göre uzun yıllar önce Washington (1894 ve 1900) tarafından «kulait» olarak adlandırılan lavların «alkali olivin bazalt» türünden oldukları belirlenmektedir.

Kula bazaltlarında petrokimyasal incelemeler de yapılmış olup her üç evredeki lavlardan örnekler alınarak ana element kimyasal analizleri yapılmıştır. Analiz sonuçları çeşitli grafiklere dökülmüş ve kimyasal yoldan da volkanitlerin nitelikleri araştırılmıştır. Lavlar alkali nitelikte olup (şekil 3 ve 4), gençleştikçe (1. evreden 3. evreye gidildikçe) alkali oranının arttığı ve potasyumca zenginleştikleri; simatik kökenli oldukları; kimyasal yoldan alkali bazalt-hawaiit-mugearit-trakibazalt-tefrit olarak adlanabilecekleri ve doğrudan manto kökenli oldukları ortaya çıkmıştır (Ercan, 1981). Lavlar, bir riftleşme tektoniğinin egemen olduğu Batı Anadolu'da, manto üzerindeki bir sıcak noktadan (hot Spot), sorguç (plume) yolu ile magma yükselmesiyle oluşmuş bir rift volkanizması ürünüdürler.

KULA VOLKANİTLERİNDEKİ «BASE SURGE» OLUŞUKLARI

Kula volkanitlerinden, salt ikinci evre olan Elekçitepe volkanitlerinde, bazı özel erüpsiyon ürünü oluşuklar saptanmıştır. Volkanizma ile ilgili yayınlarda «base surge» olarak adlandırılan (Fisher ve Waters, 1970) ve yeryüzünde ender olarak izlenebilen bu volkanik depolanmalar, bazı volkan konilerinin çevresinde (özellikle K21-d₄ paftasında Saraçlar-Sandal köyleri arasında (levha I, şekil 5) izlenmektedir. «Base surge» teriminin Türkçe karşılığı henüz bulunmadığından, İngilizcesi kullanılmıştır. Base surge depolanmaları, ender olarak bazı maar tipi volkanların yörelerinde görülen ve ilk bakışta akarsu ya da gösel ortamda çökelmiş piroklastik çökeller izlenimini uyandıran oluşuklardır. Base surge yoğunluk akıntıları sıg, patlamalı buhar erüpsiyonlarının buhar ve katı ürünlerinin türbülent karışımları olarak meydana gelir. Depolanma akıntıları, kraterlerde meydana gelir ve yüksek hızla konsantrik olarak kraterlerin çevrelerine göre yayılmaktadır. Bunlar, kumulların dün'lerine benzer katman şekilleri yaparlar ve onlarca metrelik dalga boyuna sahip büyük ölçekli ondülasyonlar sunarlar. Büyük ölçekli ondülasyon şekillerini tekrarlayan devamlı, kalınca tabakalı, kalından ince taneliye kadar tane boyunda tuf, lapilli ve yer yer de volkan bombaları sıralanmalarından ibarettirler (Fisher ve Waters, 1970). Bu kalınca katmanlı sıralanmalar, yanal olarak sürekli zonlar veya düşük eğimli sinüsoyidal dalgaya benzer, ondülasyonlar içeren küçük dalga şekilleri gösteren katmanlanma serileridir. Katman şekilleri, rüzgarın sürüklendiği kum ve sulu türbidit akıntılarıyla oluşmuş tabaka şekillerine benzeyen ve pek çok yollarla değişebilen bir düzenlemeyle gelişmişlerdir.

Maar'lar, bir volkanik faaliyetin başlangıç evresinde, ya da son evresinde yalnız bir patlamalı püskürme sonucunda oluşmuş çukurlara denir. Bir maarda üç kısım vardır: Püskürme sonucu oluşan dairesel veya eliptik şekilde bir çukur, çıkan volkanik ürünlerin kenarda yığılması sonucu oluşan kenar kısım ve patlamanın olduğu ağız ya da baca kısmı (Yalçınlar, 1969). Ağız ve baca içinde yığılan veya toplanan volkanik maddelerin meydana getirdiği yığılma muntazam bir yapı görülmez. Maarın kenarına yığılan volkanik formasyonlarda da düzenli bir yapı mevcut değildir. Ancak maarın kenarına doğru yığılma daha fazla olduğundan, topoğrafya yüzeyi içe ve dışa doğru eğimlidir. Maarlar, püskürmesi daha başlangıçta durmuş bir volkanın faaliyeti sonucu oluşurlar. Sert bir zeminin yüksek basınçlı gazlarla delinmesiyle veya magmatik formasyonların kırık hatlarından çıkmasıyla oluşurlar. Bu delikten veya yarıklardan lav, cüruf, kül ve volkanik olmiyan diğer temel kayaları magmadan gelen basınçlı gazlarla püskürtülmüş ve püskürme uzun sürmemiştir. Maar gelişmesinde buhar patlamaları önemli bir etkidir. Maarlar genellikle bol yeraltısuyu olan ya da geçmişte bulunabilen ortamlarda oluşurlar Su, maar çökellerinin karakterini belirleyen ana bir etkidir ve maar gelişmesinde iki değişik yolla yer alır. Birincisi, bol yeraltısuyu bulunuşu ve magma gelişiminde onunla olan dokanak derinliğinde, krater şekil ve boyutlarının belirlenmesinde hakim bir rol oynamasıdır. İkincisi ise, yüzeyde bulunan suyun, depolanmanın tarzına ve materyallerin suya havadan düşmeleri, karadan akmaları, erüpsiyon ve sonraki dağılmanın su altında olmasına



Şekil 4 : Kula volkanitlerinin SiO₂-Alkalın içeriğine göre adlandırılması (Cox ve diğerleri, 1979 dan).

Figure 4 : Nomenclature of Kula volcanics according to their SiO₂-Alkaline contents (from Cox and others, 1979).

1 — Bazalt (Basalt); 2 — Bazanit ve tefrit (Basanite and tephrite); 3 — Nefelinit (Nephelinite); 4 — Fonolitiknefelinit (Phonolitic nephelinite); 5 — Fonolit (Phonolite); 6 — Fonolitik tefrit (Phonolitic tephrite); 7 — Benmorrit (Benmoreite); 8 — Mujearit ve trakibazait (Mugearite and trachybasalt); 9 — Hawaiyit (Hawaiite); 10 — Bazaltik andezit (Basaltic andesite); 11 — Andezit (Andesite); 12 — Trakiandezit (Trachyandesite); 13 — Trakit (Trachyte); 14 — Dasit (Dacite); 15 — Riyolit (Rhyolite).

+ BURGAZ VOLKANİTLERİ (Burgaz volcanics)
^ ELEKÇİTEPE VOLKANİTLERİ (Elekçitepe volcanics)
0 DİVLİTTEPE VOLKANİTLERİ (Divlittepe volcanics)

göre katmanlanma, doku ve volkanik malzeme tabakalarının yapılarının karakterine etki edebilmesidir.

Bir base surge, dik olarak yükselen bir volkanik gereç sütununun temelinden etrafa saçılan yüksek hız ve yoğunlukta bir akıntıdır. Base surge'ler: (1) Sıg nükleer ve kimyasal patlamalarla; (2) Yüksek enerji çarpması olaylarıyla; (3) Doygun magmatik volkan erüpsiyonlarıyla oluşurlar. (Moore, 1967). İnsan eliyle yapılan patlamalarda gözlemlendiği gibi, bunların maksimum gelişmeleri verilen bir infilak enerjisi için patlama derinliğinin bir fonksiyonudur. İnsan eliyle yapılan bir base surge'nin başlangıç hızı Sedan termonükleer deneyinde 50 m/sn'nin üzerinde gerçekleştirilmiştir (Roberts ve Carlson, 1962). Bu deneyde base surge akıntısı, patlama merkezi etrafında, Dün'e benzer tabaka şekilleri depolanmıştır. Volkanik base surge işleminin belirtisi Filipinlerde Taal volkanının 1965 erüpsiyonu esnasında farkedilmiştir (Moore ve diğerleri, 1966) ve eski maar tipi volkanların kenar tabakalarındaki aldatıcı

bazı sedimanter özelliklerinin kökenini açıklayabileceğimiz bir temel görüş getirmiştir. Taal volkanında gözlenen doygunluk patlamaları, buhar ve merkezden 6 km uzağa kadar taşınan kum ve benzeri maddelerden oluşan bir kırıntı taşıyıcı base surge oluşturmuş ve merkezden 0,5-1 km yarıçapındaki bir alandaki bütün ağaçları yerinden oynatmıştır. 1,5 km den 4 km ileriye kadar da düşey yüzeyler üzerine bir ıslak kül sıvanmıştır. Dün şekillerinin baca yakınında 19 m olan dalga boyları, patlama merkezinden 2,5 km mesafede 4 m ye kadar azalır. Doygun magmatik patlamalardan oluşan iyi gelişmiş base surge'ler ayrıca Azor'larda Capelinhos'da, Krakatoa'nın 1927-1929 erüpsiyonları esnasında, Japonya'da, Myojin Reef'te, ve İzlanda'da Surtsey'de aktüel erüpsiyonlar esnasında görülmüşlerdir (Moore. 1967). Hemen hemen yatay tabakalar halinde ince tabakalı veya ince laminalı kül ve tuf tabakalarının kalın sıralanmalarının bulunuşu maar kenarları depolanmalarının çarpıcı özellikleridir. Bu şekilde tabakaların çoğu havadan düşen materyalle oluşmuştur. Bir çok yerlerde ise tabaka düzlemleri, Base surge depolanmalarının çapraz laminalanmaları ve diğer özellikleri ile sıkıca ilişkilidir.

SONUÇLAR

Kula volkanitlerinin ikinci evresi olan Elekçitepe volkanitleri, yukarıda betimlenen Base Surge depolanmalarını içerirler. Özellikle Kula ilçe merkezi batısında K21-d, paftasında Saraçlar-Sandal köyleri çevresinde Kızıl tepe, Cemal tepe, Kaymakçı tepe, Durubalı tepe ve Boz tepe volkan konileri yakınlarında Base Surge oluşukları yer alırlar. Bunlar, konsantrik olarak kraterlerin çevrelerinde izlenmektedirler ve tamamen tuf, lapilli, volkan bombası vb. çeşitli irilikteki piroklastiklerden oluşmuşlardır.

Batı Anadolu'da ve Doğu Anadolu'da geniş alanlar kaplıyan Tersiyer-Kuvaterner yaşlı maar tipi diğer volkanların çevrelerinde ileride yapılacak olan ayrıntılı çalışmalarda yeni base surge depolanmalarının saptanmaları olasıdır.

Yazının ilk geliş tarihi: Nisan 1982
Yayına verildiği tarih : Aralık 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. Mazzuoli, A., 1972 Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea: Bull, volcan. 36, 473-486.
- Cox K.G., Bell, J.D. ve Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks: George Allen and Unwin Ltd., London, 450 s.
- Ercan, T., 1981, Kula yöresinin jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi: Doktora tezi, İstanbul Üniv. Yerbilimleri Fakültesi, 165 s., yayınlanmamış.
- Erinç, S., 1970, Kula ve Adala arasında genç volkan röliyesi: İstanbul Üniv. Coğrafya Enstitüsü Derg., 9, 17, 7-31.
- Fisher, R.V. ve Waters, A.C., 1970, Base surge bed forms in maar volcanoes: Am. Jour. Sci., 268, 157-180.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canad. Jour Earth Sci., 8, 523-548.
- Kuno, H., 1960, High-Alumina basalt: J. Petrology, 1, 121-154.
- Macdonald, G.A. ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: J. Petrology, 5, 82-133.
- Moore, J.G., Nakamura, K. ve Alcaraz, A., 1966, The 1945 eruption of Taal volcano: Science, 151, 955-950.
- Moore, J.G., 1967, Base surge in recent volcanic eruptions: Bull, volcan., 30, 337-363.
- Roberts, W.A. ve Carlson, R.H., 1962, Ejecta studies, Project Sedan: Univ. Calif. Lawrence Radiation Lab. PNE-217-p, 62 S.
- Tekkaya, İ. 1976, İnsanlara ait fosil ayak izleri: Yeryuvarı ve İnsan, 1, 2, 8-10.
- Washington, H.S., 1894, On the basalts of Kula: Am. Jour. Sci., 48, 114-123.
- Washington, H.S., 1900, The composition of Kulaite: J. Geology, 8, 610-620.
- Yalçınlar, İ, 1969, Strüktürel Morfoloji, Cilt II; İstanbul Üniv. Yayınları, No : 878, 944 s.

LEVHA I

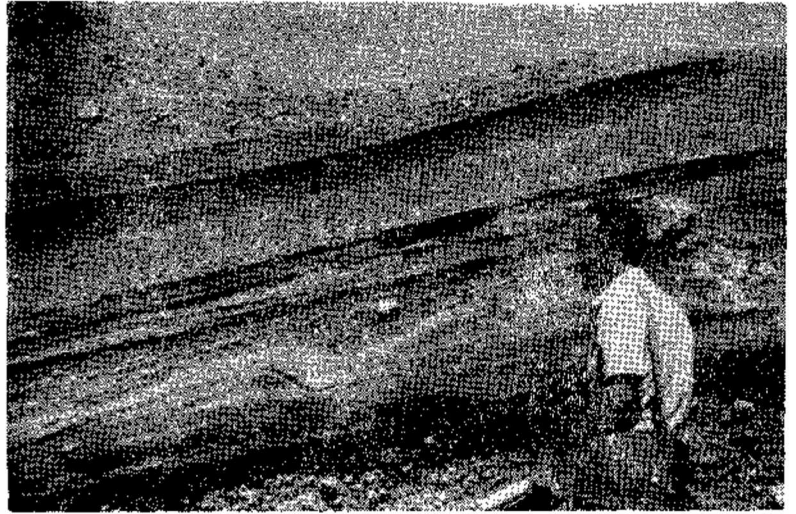
Şekil 1, 2, 3, 4 : Sandal köyü yalanında Cemal Tepe eteklerinde «base surge» depolanmaları.
Şekil 5 : Sandal köyü yakınında Kızıl Tepe eteklerinde «base surge» depolanmaları.

PLATE I

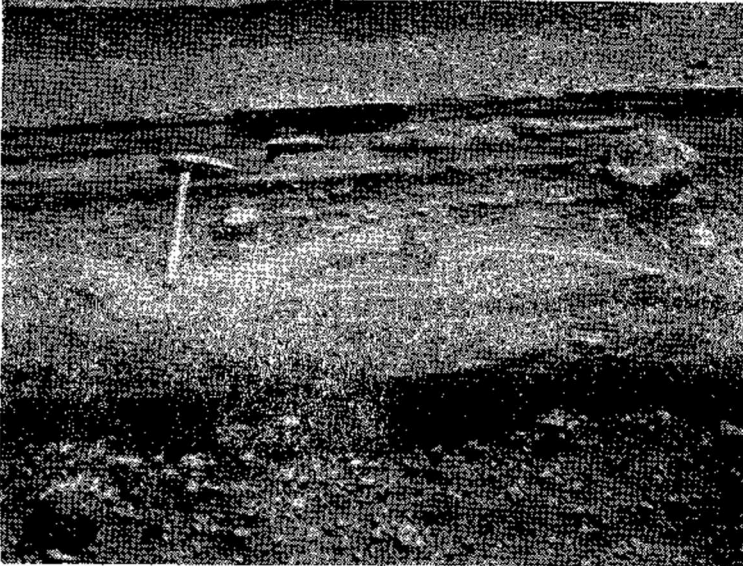
Figure 1, 2, 3, 4 : Base surge deposits at the foot of Cemal Tepe, near Sandal village.
Figure 5 : Base surge deposits at the foot of Kızıl Tepe, near Sandal village.



1



2



3



4



5

LEVHA II

Şekil 1 : Uşak-Izmir karayolu üzerinde Burgaz köyü yakınlarında 1. evre Burgaz volkanitleri plato bazaltları.

Şekil 2 : Burgaz köyü yakınlarında 1. evre Burgaz volkanitleri plato bazaltları. Altta Pliyosen yaşlı çökel kayalar görülmektedir.

Şekil 3, 4 : Elekçitepe volkanitlerine ilişkin bazaltik lavlarda altıgen soğuma yüzeyleri.

Şekil 5 : Kula yakınlarında Kuladivlit volkanından çıkan 3. evre (Divlittepe volkanitleri) bazaltik lavlar. Ortadaki Mesozoyik kireçtaşları etrafından dolaşarak vadi içinde 12 km akmışlardır.

Şekil 6 : Sandal köyü yakınlarında 3. evre Karadivlit tepe volkan konisi.

PLATE II

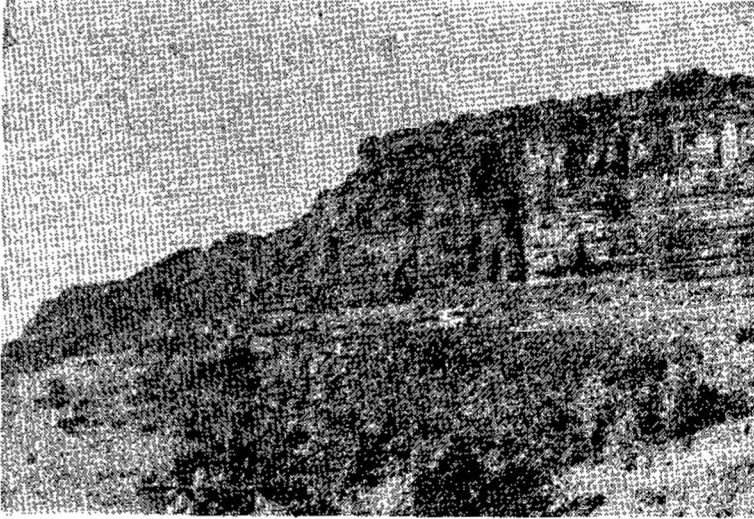
Figure 1 : Plateau basalts of the first phase volcanics on Uşak-Izmir highway near Burgaz village.

Figure 2 : Plateau basalts of the first phase Burgaz volcanics near Burgaz village. Pliocene aged sedimentary rocks are seen in the lower part.

Figure 3, 4 : Hexagonal cooling surfaces of basaltic lavas which are related to Elekçitepe volcanics.

Figure 5 : Basaltic lavas of the third phase volcanics of Kuladivlit volcano near Kula (Divlittepe volcanics). They had flowed 12 km in a valley after going round Mesozoic limestones.

Figure 6 : Karadivlit tepe volcanic cone of the third phase volcanics, near Sandal village.



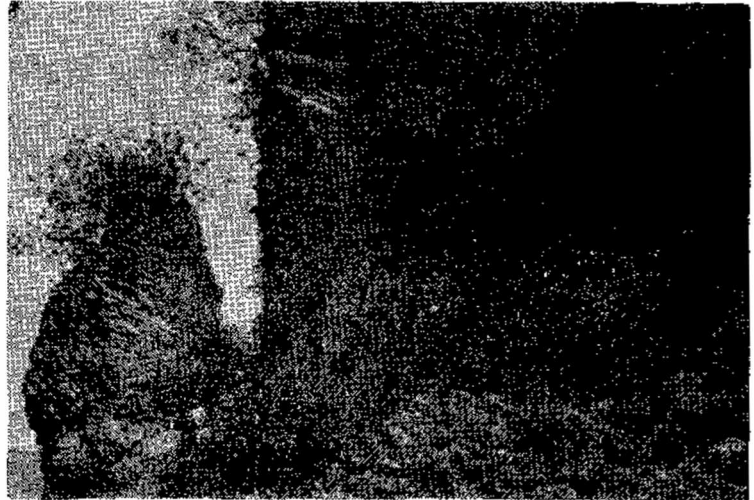
1



2



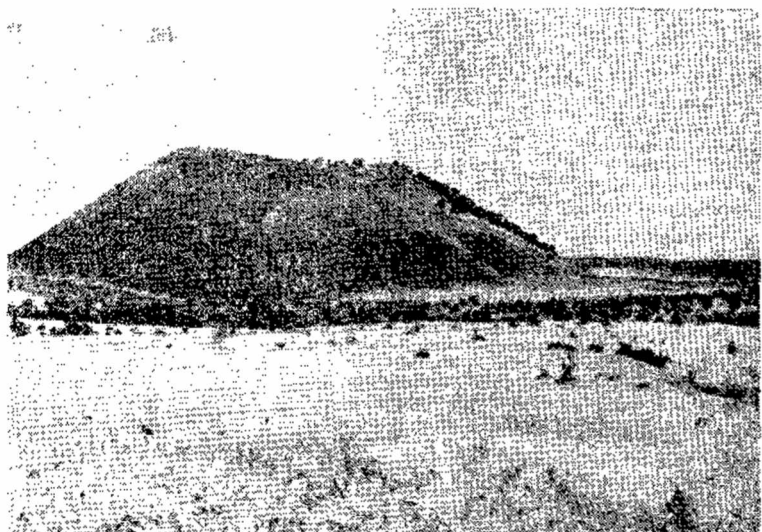
3



4



5



6

Gülpınar (Çanakkale) hipparionlarının odontolojik özellikleri

Odontological variations of the Hipparions from Gülpınar (Çanakkale)

TANJU KAYA Ege Üniversitesi Doğa Tarihi Enstitüsü, İzmir

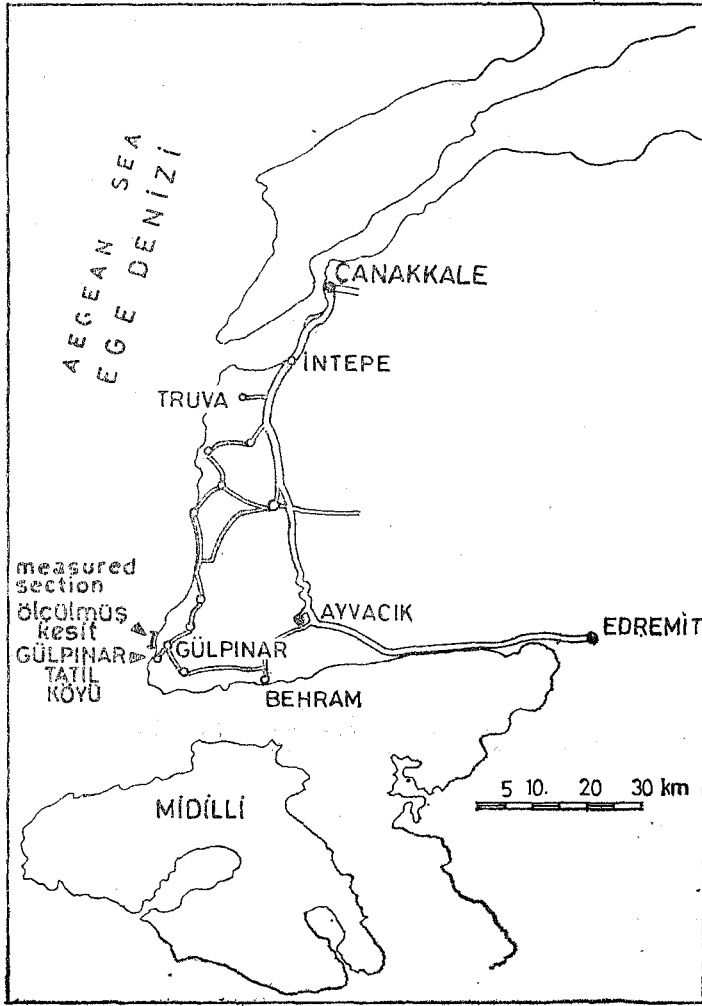
ÖZ : Bu çalışmada, Gülpınar (Çanakkale) omurgalı faunasının önemli bileşeni olan hipparionların odontolojik ve biyometrik özellikleri incelenmiştir. Hipparionlara ait dişlerin bu özelliklerinden gidilerek **Hipparion matthewi**, **Hipparion mediterraneum** ve **Hipparion** sp. nin varlığı saptanmıştır. Hipparionlar için, diş özellikleri ve beslenme şekilleri arasındaki bağıntılara dayanarak, orman ile step arası ortam koşulları veya savan ortamı öngörülebilir. Fauna, hipparionların odontolojik evrimine dayanarak Turoliyen yaşta kabul edilebilir.

ABSTRACT : The teeth material of the Hipparions recovered from Gülpınar (Çanakkale) vertebrate fauna has been studied. The odontological and biometric specularities of the material indicate the presence of the species of **Hipparion matthewi**, **Hipparion mediterraneum** and **Hipparion** sp.. The relations between the odontological features and nutrition habitus suggest an intermediate environment between forest and steppe, or a savannah. A Turolian age is suggested on the basis of odontological evolution of Hipparions.

GİRİŞ

Çalışmanın konusu, Çanakkale ili Ayvacık ilçesine bağlı Gülpınar'ın 3 km güneybatısında Gülpınar Tatil Köyü'nde (şekil 1) bulunan omurgalı faunasındaki hipparion cinsinin odontolojik özelliklerinin saptanmasıdır.

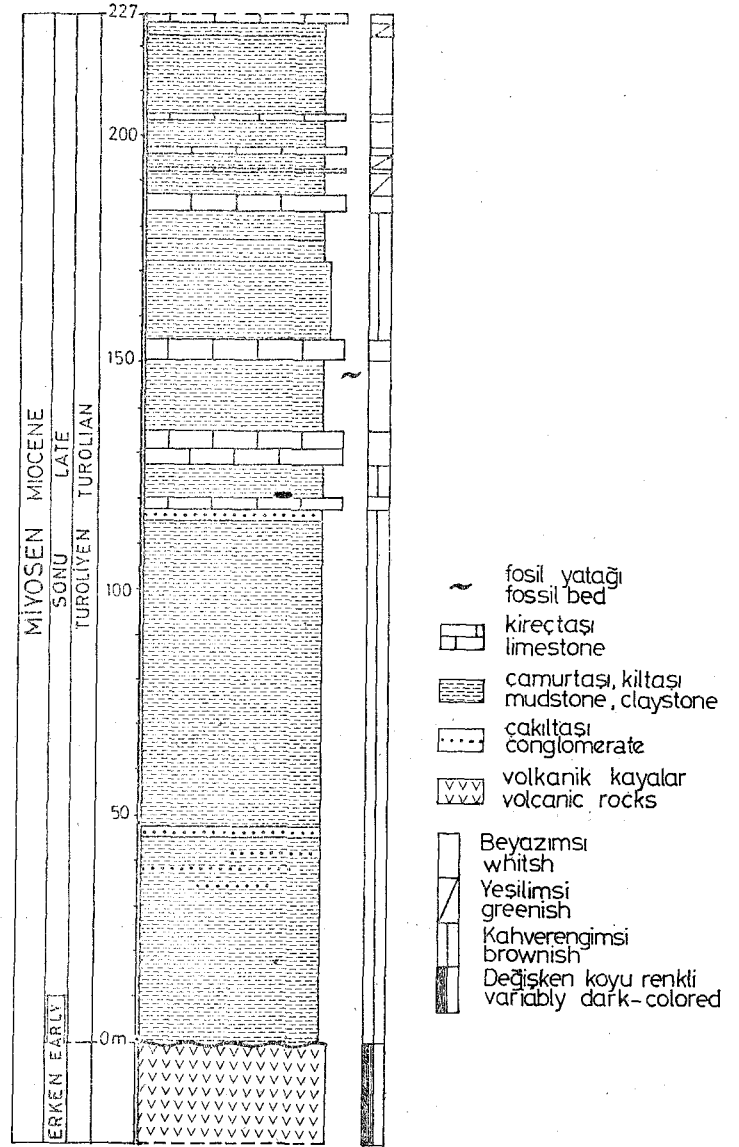
Gülpınar omurgalı faunası, ilk kez 1963 yılında Ozansoy tarafından keşfedilmiştir. Ozansoy (1973), Tekkaya (1973) ve Becker - Platen ve diğerleri (1975) tarafından saptanan fauna **Hyaena** sp., **Ictitherium** sp., **Synconolophus** sp., **Choerolophodon pentelici** Gaudry ve Lartet, **Hipparion**



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

matthewi Abel, Hipparion mediterranean Hansel, Hipparion sp., Chalicotherium sp., Biceros neumayri Osborn, Sus sp., Palaeotragus sp., Samotherium sp., Helladotherium sp., Palaeoreas lindermayeri Gaudry, Gazella depertida Gervais ve Antelope sp. içerir.

Gülpınar omurgalı faunası, Ozansoy (1973) tarafından, genel olarak erken Pliyosen sonu olarak yaşlandırılır. Tekkaya (1973), Palaeoreas lindermayeri Gaudry ve Gazella depertida Gervais'in varlığına dayanarak, erken Pliyosen ortası yaşını önerir. Becker - Platen ve diğerleri (1975), bu faunayı, hipparionlara göre, «Afyon - Garkın omurgalı fauna gurubu»na eşdeğer tutarlar ve geç Valesiyen olarak yaşlandırır. Becker - Platen ve diğerleri'nin (1977) yeniden gözden geçirdikleri kronolojiye göre, «Afyon - Garkın omurgalı fauna gurubu» orta Turoliyen yaşdadır. Gillet ve diğerleri (1978) hipparionlara dayanarak orta Turoliyen yaşını önerirler. Staesche ve Dondaar (1979) faunayı hipparionlara göre «Konya - Kayadibi omurgalı fauna gurubu» ile karşılaştırırlar ve erken Turoliyen olarak yaşlandırır.



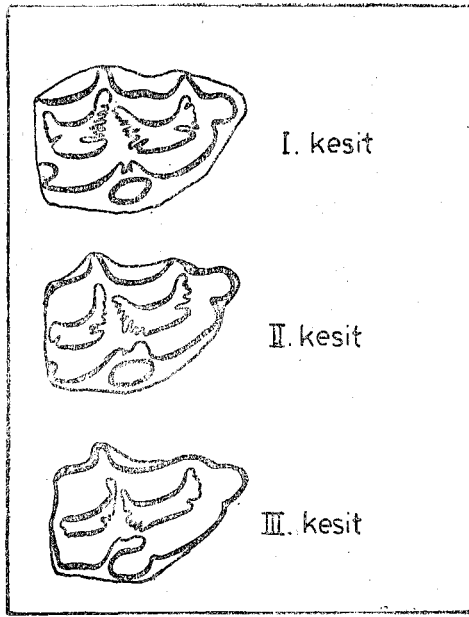
Şekil 2 : Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 2 : Generalized stratigraphic sequence of the study area.

Çalışmada kullanılan deyimler ve tanımlar Gromova (1952), Hussain (1971) ve Staesche ve Sondaar'dan (1979) alınmıştır. Çalışmada odontolojik ve biyometrik yöntemler yanısıra, ilk kez Sondaar (1961) tarafından uygulanan odontogram yöntemi de kullanılmıştır.

STRATİGRAFİK KONUM

Gülpınar çevresindeki Neojen yaşlı kaya topluluğu, birbirinden aşınmalı uyumsuzlukla ayrılan, altta volkanik, üstte tortul kayalardan oluşmuş iki istiften yapıldır. Volkanik istif başlıca ignimbritik kayalardan oluşur. Tortul istif de (şekil 2), bolluk sırasına göre, kahverengimsi ve beyazımsı kumlu çamurtaşı, kireçli çamurtaşı; beyazımsı, ince ile kalın arası katmanlı kireçtaşı; epiklastik ve volkanoklastik çakıltısı ve kumtaşları yer alır. Birimin alt



Şekil 3 : P²'nin odontogramı
Figure 3 : Odontogramme of P².

bölümünde kumlu çamurtaşı ve çakıltaşları akarsu ortamını; üst bölümünde *Macra* sp., *Unio* sp., *Cardium* sp., ile *Ostrea* sp. içerikli kireçtaşlarının araldanması, devirsel acı su ve denizel ortam koşullarını yansıtır.

Gülpınar omurgalı faunası, akarsu çökelleri ile simgelenen alt bölümün, gösel kireçtaşları ile ilk girişimli olan üst düzeylerinde yer alır. Fosilli kesit *Macra* sp., *Unio* sp., *Cardium* sp. ve *Ostrea* sp. içeren kireçtaşı katmanının alt ve üstünde olmak üzere ikiye ayrılır. Alt kesit kıyı falezinde yüzeyleyen, kahverengimsi, zayıf pekleşmiş akarsu oluşuğu kum, çakıltaşı ve kumlu çamurtaşından yapıldır. Üst kesit egemen olarak kirli beyazımsı, ortaç pekleşmiş çamurtaşındır. Bu çalışmada konu edilen hipparionlar üst kesitten toplanmıştır.

SİSTEMATİK TANIMLAMA

Sınıf : Mammalia Linneaus 1758
Takım : Perissodactyla Owen 1848
Aile : Equidae Gray 1821
Cins : *Hipparion* de Christal 1832
Hipparion matthewi Abel 1926
levha I, şekil 1,2, 3,4,5.

- 1926 *Hipparion matthewi* Abel, sayfa 163.
1938 *Hipparion matthewi*, Tobien, sayfa 306, levha XII, şekil 1, 2, 3.
1941 *Hemhipparion matthewi* Wehrli, levha 21, şekil 1,4.
1952 *Hipparion matthewi*, Gromova, sayfa 231.
1968 *Hipparion maathewi*, Forsten, sayfa 53.
1971 *Hipparion matthewi*, Sondaar, sayfa 420, levha I şekil a, b, c.

Gereç

Sol üst çene parçası, P² - M³ in situ; sağ üst çene parçası, P²-M² in situ; sol alt çene parçası, P²-M³ in situ; sağ alt çene parçası, P²-M¹ in situ; sağ alt çene parçası M₃ -M³ in situ; izole üst premoler ve molerler.

Tanımlama

Üst diş serisi

P². (ÇG-1, levha I, şekil 1; ÇG-2, levha I, şekil 2). Protokon yuvarlağımsıdır ve orta aşınma evresinde protokonülden bağımsızdır. Bağlantı, odontogram yöntemine göre, diş enine kesildiğinde (şekil 3) gözlenir. Protokonun bu konumu tüm dişlerde belirgindir. Parakon boyuna (ön-arka), metakon ise enine (iç -dış) gelişmiştir. Hipokon arka - içe doğru çok genişlemiştir. Hipokonal oluk sığdır. Prefosetin iç kenarı protokonülün, postfosetinki ise metakonülün iç kenarlarına koşuttur. Fosetlerin dış kenarları ise diş normaya göre içbükeydir. Bu durum çenenin diğer dişlerinde de çok belirgindir. Fosetlerdeki pililer aşınma nedeniyle az sayıdadır (çizelge 1). Piliaballin küçük ve tek pililidir. Mezostil diğer stillerden daha fazla gelişmiştir.

ps-4.(ÇG-1, levha I, şekil 1; ÇG-2, levha I, şekil 2). Protokon, protokonüle yakındır. Metakonun dış kenarı, parakonun dış kenarından daha geniştir. Hipokon arka - içe doğru uzamış ve sivrilmiştir. Hipokonal oluk P² de olduğundan daha derindir. En gelişmiş stil olan mezostil, dişin arka köşesine yakındır.

M¹⁻². (ÇG-1, levha I, şekil 1; ÇG-2, levha I, şekil 2). Protokon, protokonül ve hipokona eşit uzaklıktadır. Hipokon arka - içe doğru çok geniştir. Hipokonal oluk sığdır. Parastil ve mezostil aynı derecede gelişmiştir. Mezostil dişin dış kenarının ortasındadır.

M³. (ÇG-1, levha I, şekil 1; ÇG-2, levha I, şekil 2). Protokon diğer dişlerde olduğundan daha küçük ve yassıdır. Parakon ve metakon enine çok az gelişmiştir. Hipokonal oluk derindir. Parastil ve mezostil aynı derecede gelişmiştir.

Alt diş serisi

P₂. (ÇG-3, levha I, şekil 3; ÇG-4, levha I, şekil 4). Protokonid, boyuna çok, enine az gelişim göstermiştir. Metakonid yuvarlağımsı ve enine basıktır. Entokonid içe doğru sivri ve büyüktür. Metafleksid ve entofleksidi çevreleyen mine, dış kenar yönünde biiklümlüdür. Parastilid, öne doğru sivri ve alçaktır. Metastilid yuvarlağımsı, küçük ve

| | uz | ge | pr uz | pr ge | pili sa |
|----------------|------|------|-------|-------|-----------|
| P ² | 24.6 | 18.7 | 5.2 | 4.0 | 2-4-2-1/1 |
| P ³ | 19.7 | 21.2 | 5.8 | 4.1 | — |
| P ⁴ | 17.8 | 19.5 | 5.5 | 3.6 | 2-5-4-1/1 |
| M ¹ | 17.4 | 19.0 | 4.7 | 3.7 | 2-4-3-1/1 |
| M ² | 17.5 | 18.4 | 4.9 | 3.4 | 1-5-4-1/0 |
| M ³ | 17.5 | 16.5 | 5.0 | 3.3 | 2-4-2-1/0 |
| P ₂ | 24.9 | 12.2 | | | |
| P ₃ | 22.6 | 14.0 | | | |
| P ₄ | 22.0 | 13.7 | | | |
| M ₁ | 21.3 | 12.4 | | | |
| M ₂ | 22.2 | 12.0 | | | |
| M ₃ | 15.6 | 8.0 | | | |

ölçümler mm olarak alınmıştır (The measurements are in mm) uz: uzunluk (length), ge: genişlik (width), pr uz: protokon uzunluğu (length of protocone), pr ge: protokon genişliği (width of protocone) pili sa: pili sayısı (plication number)

Çizelge 1 : *Hipparion matthewi* Abel'e ait biyometrik değerler.

Table 1 : Biometric values of *Hipparion matthewi* Abel

yüksektir. Protokonid ve hipokonid arasındaki dış çukurluk sığdır. Bu çukurluktaki mine kıvrımı iç normmaya dik konumludur. Metakonid ve metastilid arasındaki iç çukurluk az derindir.

P₃₋₄. (ÇG-3, levha I, şekil 3; ÇG-4, levha I, şekil 4). Protokonid ve hipokonid boyuna az, enine çok gelişmiştir. Entokonülid çok az belirgindir. Fosetulanın ön ve arka kenarlarındaki mine büklümlüdür. Dış ve iç çukurluklar P₂ de olduğundan daha derindir.

M₁₋₂. (ÇG-3, levha I, şekil 3; ÇG-5, levha I, şekil 5). Protokonid enine, hipokonidde olduğundan daha fazla gelişmiştir. Entokonid, entokonülid ile beraber, ikinci bir papyon yapı oluşturmuştur. Fosetula küçük ve sade bir yapı planı gösterir. M₁ de, ilk kez, protokonidin ön - dışında küçük halka biçiminde protostilid görülür. Dış ve iç çukurluk derin ve birbirine değımlidir.

M₃. (ÇG-3, levha I, şekil 3; ÇG-5, levha I, şekil 5). Protokonid ve hipokonid boyuna çok, enine ise az gelişmiştir. Papyon yapılar daha küçük ve basıktır.

Sınıf : Mammalia Linnaeus 1758

Takım : Perissodactyla Owen 1848

Aile : Equidae Gray 1821

Cins : **Hipparion** de Christol 1832

Hipparion mediterraneum Hânsel, 1860
levha I, şekil 6, 7, 8.

1860 **Hipparion mediterraneum** Hânsel, levha III, şekil 1.

1941 **Hemihipparion dietrichi** Wehrli, levha 17, şekil 4, levha 19, 20.

1952 **Hipparion «dietrichi»**, Gromova, sayfa 238.

1968 **Hipparion mediterraneum**, Forsten, sayfa 45.

1971 **Hipparion dietrichi**, Sondaar, sayfa 427, levha II, şekil a, b, c.

Gereç

Sol üst çene parçası, M¹ - M³ in situ; sağ alt çene parçası, P₃ - M₃ in situ; izole üst ve alt premoler ve molerler.

Tanımlama

Üst diş serisi

P₂. (ÇG-6, levha I, şekil 6). Protokon elips biçiminde ve protokonüle bağlıdır. Parakon boyuna, metakon ise enine gelişmiştir. Fosetlerin dış kenarları, dış normmaya göre içbükey, iç kenarları ise düzdür. Pililer düzenli ve eşbüyüklüktedir. Pilikaballın küçük ve tek pililidir (çizelge 2). Preparastil öne doğru çok uzamıştır.

M¹⁻². (ÇG-7, levha I, şekil 7). Protokon elips biçiminde ve protokonüle değımlidir. Hipokon arkaya doğru u biçiminde uzanır. Hipokonal oluk derindir. Fosetlerin dış kenarları, P² de olduğu gibi dış normmaya göre içbükey, iç kenarları düzdür. Mezostil, dişin arka kögesine yakın ve en gelişmiş stildir.

M₃. (ÇG-7, levha I, şekil 7). Protokon yassıdır. Hipokon iç kenara doğru derin bir koy (sinüs hipokonal II) oluşturmuştur. Parastil diğer stillerden daha belirgindir.

Alt diş serisi

P₃₋₄. (ÇG - 8, levha I, şekil 8). Protokonid ve hipokonid enine gelişmiştir. Metakonid yuvarlanmış, büyük ve yüksektir. Entokonülid çok az belirgindir. Fosetula sadedir. Metastilid, metakonid formu ile uyumludur. Protostilid dışa doğru bir pili oluşturur. Dış ve iç çukurluklar sığdır.

M₁₋₂. (ÇG-8, levha I, şekil 8). Protokonid enine çok gelişmiştir. Dış ve iç çukurluklar birbirine değımlidir.

M₃. (ÇG-8, levha I, şekil 8). Talonid alan, arkaya doğru uzamıştır. Hipokonidin arkasında yeralan hipokonülid, yalnızca bu dişte görülür. İzole süreli M₃ lerden birinde ilk kez, üçlü küme halinde gelişim gösteren ektostilid görülür. Ektostilid ve protostilidin yükseklikleri birbirine eşittir.

| | uz | ge | pr uz | pr ge | pili sa |
|----------------|------|------|-------|-------|-------------|
| P ² | 29.8 | 22.5 | 7.2 | 5.5 | 3-6-4-1/1 |
| M ¹ | 20.1 | 23.7 | 7.4 | 4.3 | 2-7-4-1/1.5 |
| M ² | 21.5 | 22.7 | 6.8 | 4.5 | 1-7-4-1.5/1 |
| M ³ | 23.7 | 21.2 | 7.4 | 3.9 | 1-5-4-1.5/1 |
| P ₃ | 23.5 | 16.8 | | | |
| P ₄ | 22.4 | 17.0 | | | |
| M ₁ | 20.4 | 14.9 | | | |
| M ₂ | 20.3 | 14.8 | | | |
| M ₃ | 27.3 | 12.5 | | | |

Çizelge 2 : **Hipparion mediterraneum** Hânsel'e ait biyometrik değerler.

Table 2 : **Biometric values of Hipparion mediterraneum** Hânsel.

Sınıf : Mammalia Linnaeus 1758

Takım : Perissodactyla Owen 1848

Aile : Equidae Gray 1821

Cins : **Hipparion** de Christol 1832

Hipparion sp.

levha I, şekil 9

Gereç

Sol üst çene parçası, M₁ - M₂ in situ; izole üst molerler.

Tanımlama

M¹⁻². (ÇG - 9, levha I, şekil 9). Protokon, aynı aşınma evresinde olan diğer türlerin protokonlarından, daha büyük bir elips biçimindedir. Parakonun dış kenarı, metakonun dış kenarından daha dardır. Hipokonal oluk belirsizdir. Pililer düzensiz ve dallıdır. Mezostil ve parastil aynı derecede gelişmiştir. Mezostil, dişin dış kenarının ortasındadır. Diğer türlerde bulunmayan, protokonun ön - içinde yeralan protostil, M¹ de çiğneme yüzeyinde, M² de ise çiğneme yüzeyine erişmemiş olarak görülür. Pilikasyon sayısı 16 dır (çizelge 3).

| | uz | ge | pr uz | pr ge | pili sa |
|----------------|------|------|-------|-------|-----------|
| M ¹ | 16.9 | 18.7 | 6.8 | 4.1 | 2-8-5-1/1 |
| M ² | 17.7 | 18.7 | 6.6 | 4.0 | 2-5-4-1/1 |

Çizelge 3 : **Hipparion** sp. ye ait biyometrik değerler.

Table 3 : **Biometric values of Hipparion** sp.,

Çizelge 3 : **Hipparion** sp. ye ait biyometrik değerler.

Table 3 : **Biometric values of Hipparion** sp.,

BENZERLİKLER VE AYRICALIKLAR

Gülpınar omurgalı faunası hipparionları ile Türkiye ve dünyada bulunan diğer hipparionların karşılaştırılmasına değgin sonuçlar aşağıdaki şekilde sıralanabilir. Protokon

Gülpınar'da bulunan H. matthewi protokonun yuvarlağımsı ve aşınmanın erken bir evresinde protokonülden bağımsız kalmasıyla, Muğla - Bayırköy, Afyon - Kınık ve Uşak - Kemiklitepe'deki H. matthewi'ye benzerdir; bunun yanısıra, Sisam Adası'nda (Wehrli, 1941) tanımlanan ve protokonü protokonüle aşınmanın erken bir evresinde bağlanan Hemihipparion matthewi'den yalnızca bu özelliği ile

| | Sisam Adası | | | Uşak | Muğla | Çanakkale | |
|------------------------------------|-------------|-------|-------|-----------------------|--------------------|--------------------|--------|
| | 22888 | 20787 | 20788 | Kemiklitepe UK - 1 | Bakırköy MB - 1 | Gülpınar ÇG - 1 | ÇG - 2 |
| P ² - M ³ uz | 129 | 114 | 122 | 116.7 | 116.5 | 114.4 | — |
| P ² - P ⁴ uz | 71.3 | 62.2 | 64 | 66.2 | 63 | 62.1 | 64.3 |
| M ¹ - M ³ uz | 57.8 | 52.5 | 58 | 50.5 | 53.5 | 52.4 | — |
| aş de | b | b | b | b | b | b | b |
| | 22988 | A | | UK - 2 | | ÇG - 3 | ÇG - 4 |
| P ₂ - M ₃ uz | 134 | 110 | | — | | 128.6 | — |
| P ₂ - P ₄ uz | 72 | 56.5 | | — | | 69.5 | 56.5 |
| M ₁ - M ₃ uz | 61.5 | 53.5 | | 60.1 | | 59.1 | — |
| aş de | a | c | | a | | a | c |

uz : uzunluk (length) a : az aşınma (early stage of wear)
aş de : aşınma derecesi (degree of wear) b : orta aşınma (middle stage of wear)
c : çok aşınma (late stage of wear)

Çizelge 4 : Hipparion matthewi Abel'e ait biyometrik değerlerin karşılaştırılması.
Table 4 : Comparison of the biometric values of Hipparion matthewi Abel.

ayrılır. *H. mediterraneum* ve *H. sp* ise elips biçimindeki protokolları açısından, Sisam Adası'nda (Sondaar, 1971) bulunan *H. dietrkhi*, Pikermi'deki (Hansel, 1860) *H. mediterraneum* ve Dhok Pathan'da bulunan (Hussain, 1971) *H. antilopinum* Falconer ve Cautley ile benzerdir.

Gülpınar hipparionları, protokolu kısa ve geniş olan Mont Leberon'daki (Gromova, 1952; Sondaar, 1974) *H. prostylum* Gervais'den, yarım biçiminde olan Ankara - Orta Sinop'daki (Ozansoy, 1965) *H. ankyranum* Ozansoy ve elips biçiminde fakat izole gelişim gösteren Manisa - Düzpınar'daki (Arslan, 1980) *H. sp.* den ayrılır.

Protokon indeksleri Gülpınar'daki *H. matthewi*'de M¹ için 78, M² için 69; *H. mediterraneum*'da M³ için 52; *H. sp.* de ise M¹ için 60 dır. Protokon indeksi açısından, *H. matthewi*, Sisam Adası'ndaki (Gromova, 1952) *H. matthewi* (M¹⁻² için 60-75), *H. mediterraneum* ise Pikermi'deki (Gromova, 1952) *H. mediterraneum* (M³ için 51.5) ile bağdaştırılabilir.

Hipsodonti indeksi

Gülpınar'daki *H. matthewi*'ye ait az aşınmış izole dişlerin hipsodonti indeksleri 4 izole P³⁻⁴ için 185, 16 izole M¹⁻² için 200, 8 izole M³ için ise 210 dur. *H. mediterraneum* ve *H. sp.* ye ait izole dişlerin çoğu orta ve çok aşınmış olduklarından indeks değerleri hesaplanmamıştır.

H. matthewi'ye ait hipsodonti indeksleri M³ için Staesche ve Sondaar'a (1979) göre Denizli - Mahmutgazi'de 234, Muğla - Bayırköy'de 210, Kayseri - Ebiç'te 234 dür. Bu tür için en yüksek hipsodonti indeksi ise, Staesche ve Sondaar'a (1979) göre Afyon - Kınık'da 215-250, Forsten'e (1968) göre Selanik'de 282, Pavlador'da 269 dur. Gülpınar'daki *H. matthewi* indeks açısından Muğla - Bayırköy'deki *H. matthewi* ile uyumludur.

Pilikasyon sayısı

Gülpınar hipparionlarının tümünde pilikasyon sayısı orta değerdedir: *H. matthewi*'de 9 -12, *H. mediterraneum*'da 11.5 -14, *H. sp.* de 12 -16.

Diğer *H. matthewi* bulgularına ait pilikasyon sayıları, premoller için, Muğla - Bayırköy'de (Staesche ve Son-

| | Sisam Adası | | | Çanakkale |
|------------------------------------|-------------|-------|---------|--------------------|
| | 20692 | 20999 | Pikermi | Gülpınar ÇG - 7 |
| P ² - M ³ uz | 133 | 146 | 139.5 | — |
| P ² - P ⁴ uz | 71 | 80 | 74.5 | — |
| M ¹ - M ³ uz | 62 | 60 | 65 | 65.3 |
| aş de | b | b | | b |
| | 20603 | | | ÇG - 8 |
| P ₂ - M ₃ uz | 140 | | | — |
| P ₂ - P ₄ uz | 72.5 | | | — |
| M ₁ - M ₃ uz | 67.7 | | | 68.5 |
| aş de | c | | | c |

Çizelge 5 : Hipparion mediterraneum Hānsel'e biyometrik değerlerin karşılaştırılması.

Table 5 : Comparison of the biometric values of Hipparion mediterraneum Hānsel.

daar, 1979) 17.3, Uşak - Kemiklitepe'de (Tuna, 1980) 13, Sisam Adası'nda (Wehrli, 1941) 10, Selanik'de (Forsten, 1968) 16 ve Sisam Adası'nda (Forsten, 1968) 14 dür.

Gülpınar faunasındaki *H. matthewi*, Sisam Adası ve Uşak - Kemiklitepe'deki *H. matthewi*'ye pilikasyon sayısı açısından benzerdir. *H. mediterraneum* ise, Pikermi'de bulunan *H. mediterraneum* ile (M³ için 13) bağdaştırılabilir. Gülpınar faunasındaki üçüncü tür ise, pililerin düzensiz ve dallı olmasıyla Dhok Pathan'daki (Hussain, 1971) *H. antilopinum*'a benzerdir.

Gülpınar hipparionları, pilikasyon sayısı fazla olan Ankara - Orta Sinop'a ait *H. ankyranum* (18-30), Ankara - İnönü'deki *H. galaticum* Ozansoy (20 - 30) ve Roussillon'da bulunan *H. crassum* Gervais'den (31) uzaklaşır.

Diş serisi

Gülpınar'daki *H. matthewi* küçük yapısı ile Muğla - Bayırköy, Uşak - Kemiklitepe ve Sisam Adası'ndaki *H. matthewi*'ye, *H. mediterraneum* ise, Sisam Adası'ndaki *H.*

dietrichli ve Pikermi formu olan *H. mediterraneum*'a benzerlik taşır (çizelge 4,5).

Protostil

Gülpınar'daki *H. sp.*, protostilin varlığı ile Dhok Patan'da bulunan *H. antilopinum*, Concu'daki *H. concudense*-*H. tudorovense* Gabunija'ya benzerdir.

Fosetula

Gülpınar hipparionlardaki fosetula, sade yapı planı ile Sisam Adası'nda bulunan *H. matthewi*, *H. dietrichi*, Valdecebro'daki (Sondaar, 1961) *H. gromovae* Villalta ve Crusafont ve Concu'daki *H. concudense* Pirlot'a benzerlik, kıvrımlı fosetula yapısına sahip olan Nombrevilla'daki (Sondaar, 1961) *H. koenigswaldi* Sondaar ve Ankara - İnönü'deki *H. galaticum*'dan ise ayrıcalık gösterir.

Protostilid

Gülpınar'daki *H. mediterraneum*, tüm dişlerinde protostilidin varlığı ile Pikermi'de bulunan *H. mediterraneum*'a daha yakındır.

PALEOEKOLOJİ

Gülpınar'daki *H. matthewi*'ye ait az aşınmış izole dişlerde 4 - 5 cm olan taç yüksekliği, hipparionların yaşam alanlarında, silişçe zengin bitkilerin varlığını yansıtır (Stirtor, 1947: Hussain, 1971 den). Gülpınar hipparionlarında semanın, tipik orman formlarına oranla fazla olması, yukarıdaki sonucu destekler. Bunun yanısıra, semanın *H. mediterraneum*'da, *H. matthewi* ve *H. sp.* semanından daha kalın olması, birincinin diğerlerine göre, step koşullarına daha çok uyum sağladığına işaret eder. Pilikasyon sayısı Gülpınar hipparionları için 9-16 arasındadır. Forsten'e (1968) göre orman formlarında pilikasyon sayısı 27, step formlarında ise 14 dür. O halde, Gülpınar hipparionlarındaki pilikasyon sayısı, orman ve step arasında ortaç bir ortamı yansıtır.

Faunanın diğer bileşenleri olan *Hyaena sp.*, *Helladotherium sp.*, *Samotherium sp.* Ginsburg'a (1968) göre savan ortamını, *Chalicotherium* ise Viret'e (1958) göre orman ortamını simgeler.

Yukarıda değinilen özellikler çerçevesinde çalışma konusunu oluşturan hipparionların ormandan stepe doğru ortamsal bir dönüşüm aşaması olan savanda yaşadıkları öngörülebilir. Bu yorum, zaman içinde, sıcaktan ılımana doğru bir iklim açınımına da uyum gösterir.

YAŞ SORUNU

Perissodactyla takımında brakyodont diş yapısından hipsodont diş yapısına geçiş Paleojen/Neojen dönümünde ortaya çıkar (Simpson, 1950: Ozansoy, 1966 dan). Gülpınar hipparionlarının hipsodont yapıda olmaları Miyosen yaşta olduklarını yansıtır.

Matthew'e (1926: Sondaar, 1968 den) göre protokonun izole olması ilkel bir özelliktir. Gülpınar hipparionlarının tümünde protokonun protokonüle bağlı olması ilkel olmadıklarını gösterir. Forsten'e (1968) göre, papyon yapı Valesiyen formlarında yassı, Pikermiyen formlarında ise yu-

varlağımsıdır. Gülpınar hipparionları, papyon yapının yuvarlağımsı olması ile Pikermiyen formlarına uyum sağlar. Gromova (1952) dış çukurluğun, ilk hipparionların premo-lerlerinde, daha sonraki formların ise molerlerinde derin olduğunu belirtir. Gülpınar hipparionları, dış çukurluğun molerlerde derin olması ile ileri evrim aşamasını yansıtır. Tüm bu veriler, çalışma konusunu oluşturan hipparionların, Avrasya'da ilk kez görünen (erken Valesiyen 10 -11.5 m.y.), ilkel karakterli hipparionlardan daha gelişmiş bir evrimi yansıttıklarını açıklar.

Gülpınar faunası, hipparionlar yanısıra bulunan *Hyaena sp.*, *Ictitherium sp.*, *Helladotherium sp.*, *Sus sp.*, *Palaeotragus sp.*, *Palaeoreas lindermayeri* ve *Chalicotherium sp.* fosilleri ile Pikermiyen (Turoliyen) yaşlı Pikermi ve Sisam Adası faunalarıyla tam bir uyum göstermektedir (Ozansoy, 1964).

Gülpınar faunasında, genellikle Valesiyen'e ait küçük memelilerin bulunmaması, faunanın Turoliyen olabileceğine ait diğer bir kanıttır.

Diğer yandan, Gülpınar faunasını içeren tortul topluluk, volkanik kayaları belirgin bir diskordansla örtmektedir (Gülpınar Köyü güneydoğusu yol yarmaları). Borsi ve diğerleri (1972) volkanikler için en genç yaşı 17.1 -19,5 m.y. olarak verirler. Bu yaş, Steininger v. Papp'a (1979) göre değerlendirildiğinde, tortul istifin erken Miyosen sonundan daha genç olduğunu gösterir. Sonuç olarak Gülpınar hipparionlarının yaşı Turoliyen olarak önerilebilir.

SONUÇLAR

— Gülpınar faunasında *H. matthewi*, *H. mediterraneum* ve *H. sp.*'nin varlığı saptanmıştır.

— Gülpınar faunasındaki *H. matthewi*, protokonun yuvarlağımsı oluşu, pilikasyon sayısının azlığı ve diş serisinin uzunluğu açısından Uşak - Kemiklitepe, Muğla - Bayırköy ve Sisam Adası faunalarındaki *H. matthewi* ile bağdaştırılabilir.

— Gülpınar faunasındaki *H. mediterraneum*, protokonun elips biçimi ve diş serisinin uzunluğu yönünden Sisam Adası'ndaki *H. dietrichi* ve Pikermi'deki *H. mediterraneum* ile karşılaştırılabilir.

— Gülpınar faunasındaki *H. sp. nin*, hipparionlarda çok ender olarak görünen protostil içeriği, Dhok Patan'daki *H. antilopinum*, Concu'daki *H. concudense aguirrei* ve Tudorova'daki *H. tudorovense* ile ortak bir özelliktir.

— Fauna, Türkiye'nin batısı ve Ege Denizi'nin doğu bölümünü içine alan ve savan niteliklerini taşıyan geniş bir biyotopu yansıtmaktadır.

— İncelenen hipparionların odontolojik evrim aşamasına göre, Gülpınar faunası Turoliyen yaşlıdır.

KATKI BELİRTME

Bu inceleme, yüksek lisans düzeyinde yaptığım çalışmaların ürünüdür. Gerek çalışmalarım sırasında beni yönlendiren, gerekse yayın şekline getirdiğim zaman bilimsel eleştirilerini esirgemeyen Fikret Ozansoy'a teşekkürü borç bilirim. Ayrıca, yazımın şekil ve paleontolojik kurallar açı-

sından düzeltilmesinde yardımcı olan Erol Akyol'a teşekkürlerimi sunarım.

Bilimsel tartışmalar sırasında görüş alışverişinde bulunduğum Feral Arslan, Vahdet Tuna ve Murat Alkan'a, teknik açıdan Zeynep İlhan ve Gülten Tekbaşaran'a da teşekkür ederim.

Yazının ilk geliş tarihi : Mayıs 1982
Yayıma verildiği tarih : Aralık 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abel, O., 1926, Die Geschichte der Equiden auf dem Boden Nord - Amerikas: Verh. Zool. Bot. Ges., Wien, 74, 150 -164.
- Arslan, F., 1980, Düzpmar (Manisa) Miyosen biyozonu hipparionlarda odontolojik varyasyonlar: Yüksek Lisans Tezi, Ege Üniv. Fen Fak. Doğa Tarihi Enstitüsü, 52 s.
- Becker - Platen, J.D., Sickenberg, O. ve Tobien, H., 1975, Vertebraten - Lokalfaunen der Türkei und ihre Altersstellung: in, Sickenberg, O. Die Gliederung des höheren Jungtertiärs und Altquartärs in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen - Stratigraphie (Kanazoikum und Braunkohlen der Türkei, 17), Geol. Jb., B 15, 47-100.
- Becker - Platen, J.D., Benda, L. ve Steffens, P., 1977, Litho - und biostratigraphische Deutung radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiär der Türkei: Geol. Jb., B 25,139 -167.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegen Sea: Bull. Volcanologique, XXXI - 3, 473 - 496.
- Forsten, A.M., 1968, Revision of the Palearctic Hipparion : Acta Zool. Fennica, 119,134 s.
- Gillet, S., Gramann, F., Steffens, P. ve Benda, L., 1973, Neue biostratigraphische Ergebnisse aus dem braskischen Neogen an Dardanellen und Marmara - Meer (Türkei) : Newsl. Stratigr. 7(1), 53 - 64.
- Ginsburg, L., 1968, L'évolution du climat au cours du Miocène en France: Paris, 1 - 5.
- Gromova, V., 1952, Le genre Hipparion: Trav. Inst. Paleont. Acad. Sci. URSS, 36, 473 s. Trad.: P. de Saint - Aubin, Ann. Centre Et. Doc. Paleont.
- Hansel, R., 1860, Über Hipparion mediterraneum: Abh. Akad. Wiss., Berlin 27 -121.
- Hussain, S.T., 1971, Revision of Hipparion (Equidae, Mammalia) from the Siwalik Hills of Pakistan and India : Abh. bayer. Akad. Wiss. 147, 68 s.
- Ozansoy, F., 1964, Fauni - zon birimleri ışığında Çanakakale çevresi Neojen stratigrafisi ve Neojen paleocoğrafyasında bölgede tabii rejimler problemi, Karasal - denizel - somatr ve karasal: Ankara Üniv. Dil Tarih Coğr. Fak. Antropoloji Derg., 1, 37 - 55.
- Ozansoy, F., 1965, Etude des gisements continentaux et des mammifères du Cénozoïque de Turquie: Mem. Soc. Géol. France, 44,1,1 - 92.
- Ozansoy, F., 1966, Türkiye Senozoyik çağlarında fosil insan formu problemi ve biostratigrafik dayanakları: Ankara Üniv. Dil Tarih Coğr. Fak. Antropoloji Derg., 172,104 s.
- Ozansoy, F., 1973, Les caractéristiques fauniques du Neogène des Dardanelles: Ankara Üniv. Dil Tarih Coğr. Fak. Antropoloji Derg., 6,171 -180.
- Sondaar, P.Y., 1961, Les Hipparion de l'Aragon méridional: Estudios Geol., 17, 209 - 305.
- Sondaar, P.Y., 1968, A peculiar Hipparion dentition from the Pliocene of Saloniki (Greece) : Kon. Ned. Akad. Wet., B71, 51 - 56.
- Sondaar, P.Y., 1971, The Samos Hipparion I, II: Kon. Ned. Akad. Wet., B74, 417 - 441.
- Sondaar, P.Y., 1974, The Hipparion of the Rhone Valley : Geobios, 7, 289 - 306.
- Staesche, U. ve Sondaar, P.Y., 1979, Hipparion aus dem Vallesium und Turolium (Jungtertilär) der Türkei: Geol. Jb. B 33, 35 - 79.
- Steininger, F. F. ve Papp, A., 1979, Current biostratigraphic and radiometric correlations of late Miocene Central Paratethys stages (Sarmatian s. str., Pannonian s. str., and Pontian) and Mediterranean stages (Tortonian and Messinian) and the Messinian event in the Paratethys: Newsl. Stratigr., 8 (2), 100-110.
- Tekkaya, I., 1973, Gülpınar'daki fosil Bovidae kalıntıları hakkında bir not: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 2, 77 -87.
- Tobien, H., 1938, Über das Gebiss des Hipparion matthewi Abel: N. Jb. Miner. Geol. Palaont. B, 2, 279-306.
- Tuna, V., 1980, Kemiklitepe (Uşak-Eşme) Pliyosen biyozonu hipparionlarda odontolojik varyasyonlar: Yüksek Lisans Tezi, Ege Üniv. Fen Fak., Doğa Tarihi Enstitüsü, 37 s.
- Viret, J., 1958, Perissodactyla: Traité de Paléontologie, VI (2), 368-475.
- Wehrli, H., 1941, Beitrag zur Kenntnis der «Hipparionen» von Samos: Pal., Zeitschr, Bd 22, 3/4, 321 - 386.

LEVHA I

Hipparion matthewi Abel

- Şekil 1: Sol üst çene, $P^2 - M_3$ in situ (ÇG - 1)
Şekil 2 : Sağ üst çene, $P^3 - M_2$ in situ (ÇG - 2)
Şekil 3 : Sol alt çene, $P_2 - M_3$ in situ (ÇG - 3)
Şekil 4 : Sağ alt çene, $P_2 - M_1$ in situ (ÇG-4)
Şekil 5 : Sağ alt çene, $M_1 - M_3$ in situ (ÇG - 5)

Hipparion mediterraneum Hânsel

- Şekil 6 : Sol izole P^2 (ÇG - 6)
Şekil 7 : Sol üst çene, $M^1 - M^3$ in situ (ÇG - 7)
Şekil 8 : Sağ alt çene, $P_3 - M_3$ in situ (ÇG - 8)

Hipparion sp.

- Şekil 9 : Sol üst çene, $M^1 - M^2$ in situ (ÇG - 9)
Şekiller doğal büyüklükte

PLATE I

Hipparion matthewi Abel

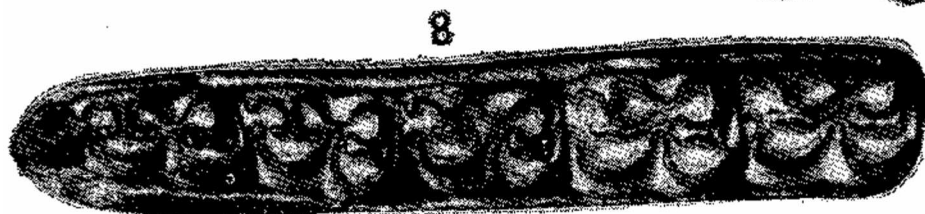
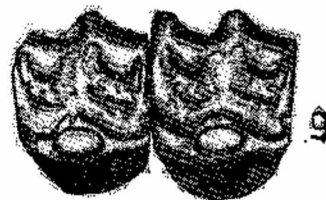
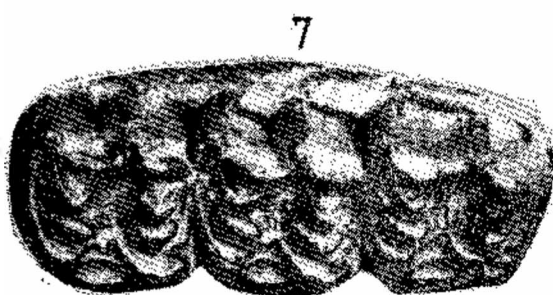
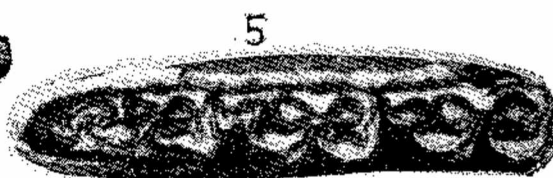
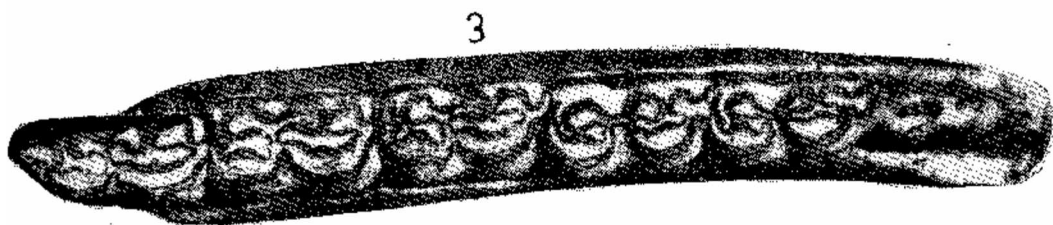
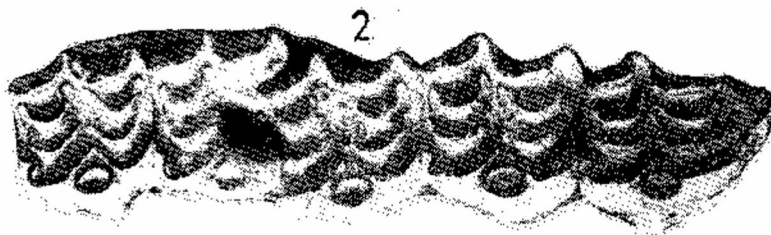
- Figure 1 : Left upper jaw, $P^2 - M^3$ in situ (ÇG - 1)
Figure 2 : Right upper jaw, $P^2 - M^2$ in situ (ÇG - 2)
Figure 3 : Left lower jaw, $P_2 - M_3$ in situ (ÇG - 3)
Figure 4 : Right lower jaw, $P_2 - M_1$ in situ (ÇG - 4)
Figure 5 : Right lower jaw, $M^1 - M_3$ in situ (ÇG-5)

Hipparion mediterraneum Hansel Figure

- 6 : Left P^2F (ÇG-6)
Figure 7 : Left upper jaw, $M^1 - M^3$ in situ (ÇG - 7)
Figure 8 : Right lower jaw, $P_3 - M_3$ in situ (ÇG - 8)

Hipparion sp.

- Figure 9 : Left upper jaw, $M^1 - M^2$ in situ (ÇG - 9) All figures natural size



Gravite ve manyetik veri - işlem yöntemleri ve Ankara - Polatlı bölgesinin yorumu

Methods of data analysis in gravity and magnetics and the interpretation of Ankara - Polatlı region

MUSTAFA ERGÜN
COŞKUN SARI

Dokuz Eylül Üniversitesi Müh-Mim Fak. Jeoloji Müh. Böl. Bornova - İzmir.

ÖZ: Gravite ve manyetik jeofizik verilerine uygulanacak veri - işlem yöntemleri (süzgeçleme, analitik uzanımlar ve türev yöntemleri) için geçerli olan matematiksel bağıntılar, aynen elektrik süzgeç devrelerinde olanlar gibidir. Zaman veya uzay boyutunda dalgalanma gösteren fiziksel değerlerin, frekans veya dalga sayısı cinsinden tanımlanması, işlemlerde birçok kolaylıklar sağlar. Evrişim (konvolüsyon) işlemi, giriş verisinin ters çevrilerek süzgeç katsayıları ile çarpımı sonucunda süzgeçlenmiş verinin elde edilmesidir. Fourier dönüşümü yoluyla, frekans yanıtı saptanacak her türlü süzgeçler, analitik uzanımlar ve türevler için süzgeç katsayıları hesaplanabilir. Tüm işlemlerde önemli olan kullanılacak süzgecin frekans veya dalga sayısı ortamında frekans yanıtının saptanmasıdır. Potansiyel alanlarda çevrede bulunan tüm kaynakların etkilerinin toplamı ölçülen değer içerisindedir. Veri - işlem yöntemleriyle, bir noktaya kadar, değişik kaynaklı etkileri birbirinden ayırabiliriz. Jeofizik yorumda da istenilen kaynağın etkisini irdeleyip yorumlamak probleme açıklık getirir.

Ankara - Polatlı yöresinin 32° - 33° D ve 39°-40° 30' K koordinatları arasında kalan bölgenin rejonai gravite ve havadan manyetik (700 m uçuş yüksekliği) haritaları yukarıda tanımlanan yöntemler yoluyla irdelenmiştir. Esas yapısal uzanımların KD - GB doğrultulu olduğu ortaya konmuştur. Bölgenin güneyinde ise daha derin KB - GD doğrultulu uzanımlar saptanmıştır.

ABSTRACT : The mathematics governing most of the data processing operations on gravity and magnetic geophysical data is identical to that which describes the behaviour of electrical filter circuits. It is more convenient to show physical values which varies with time or space, frequency or wavenumber domain to carry out operation on them. Convolution operation is to obtain filtered output data from input data by folding backward and multiplication with filter operators. The filter operators for every kind of filters, analytical continuations and derivatives can be obtained after determining frequency responses from Fourier transforms. The important phenomenon for all operations is to determine frequency responses in frequency or wave - number domain. The measured potential field includes effects from all bodies in the vicinity. The effects from different sources can be separated with data analysis up to a point. Interpretation would be improved if they could be separated and examined one by one.

The regional gravity and aeromagnetic (flight height is 700 metres) maps were analysed with the above mentioned techniques for the region between 32°-33° E and 39° - 40° 30' N coordinates around Ankara - Polatlı area. The main structural trends were found to be NE - SW. In the south of the region, the deeper structures were found to be trending NW - SE.

GİRİŞ

Jeofizikte potansiyel alan verileri yeraltındaki tüm kaynakların etkilerinin bileşkesidir. Bu verileri amaca uygun duruma getirip yorumlamak jeofizikçinin asıl amacıdır. Veriden istenmeyeni atıp, kaynağın etkisini soyutlama işlemlerine veri - işlem diyoruz. Burada, gravite ve manyetikte uygulanan süzgeçleme, analitik uzanımlar ve türev yöntemleri üzerinde durulacaktır. Bu işlemlerin matematiksel bağıntıları verilerek, frekans ortamı tanımından Fourier dönüşümü yoluyla istenilen süzgeç, uzanım ve türev operatörleri elde edilir.

Ankara - Polatlı bölgesinin (32°-33° D ve 39°-40° 30' K koordinatları arası) gravite Bouguer ve havadan manyetik anomalilerinin veri - işlem uygulamaları sonucun-

da yorumlaması yapılmıştır. Polatlı'nın batısı tabansal yükselim bölgesidir. Polatlı - Haymana'nın kuzey - kuzey doğusunda genel gidişler KD - GB uzanımlı, bu hattın güney - güneybatısında ise genel gidişler KB - GD uzanımlıdır. Haymana'nın güney - güneydoğusunda çöküntü havzası KKD uzanımlı olup, manyetik ofiyolitlerden dolayı pozitif anomali vermektedir. KD - GB gidişler KB - GD fayları ile kesilmiştir,

GRAVİTE VE MANYETİKTE VERİ - İŞLEM YÖNTEMLERİ

Ölçülen gravite ve manyetik alanlar uzak veya yakın tüm etkilerin toplamını içerir. Jeofizikte, bu çeşitli bileşenlerin etkilerini birbirinden belirli olanaklar içerisinde

ayırp veriyi istenilen amaç doğrultusunda biçimleme işlemlerine veri - işlem yöntemleri diyoruz. Problemin içeriğine göre yüzeye yakın küçük kütlelerin anomalilerini «kalıntı», derin büyük kütlelerin anomalilerini «bölgesel» olarak tanımlayıp ayırmayı çeşitli yöntemlerle yapabiliriz; bunlar trend analizi, türev yöntemleri, uzanımlar ve süzgeçleme işlemleridir. «Kalıntı» ve «bölgesel» çoğunlukla subjektif olup, bölgenin büyüklüğüne ve alınan verinin sıklığına bağlı kavramlardır.

Burada bizim asıl irdeleyeceğimiz süzgeçleme, uzanımlar ve ikinci türev yöntemleridir. Bunlar matematiksel olarak birbirinden ayrı konular gibi görünseler bile frekans ortamında fazla farklı konular olmadığı görülecektir. Dean (1958) frekans ortamı işleminin potansiyel verilere uygulanmasının uygunluğunu ortaya koymuştur. Gravite ve manyetik jeofizik verilerinde uygulanacak veri - işlem yöntemleri için geçerli matematiksel bağıntılar, aynen elektrik süzgeç devrelerinde olanlar gibidir. Zaman veya uzay boyutunda dalgalanma gösteren fiziksel değerlerin, frekans veya dalga sayısı cinsinden tanımlanması, işlemlerde birçok kolaylıklar sağlar.

İki değişkenli Fourier dönüşümü uygulaması aynen tek boyutlu durum gibidir ve dolayısıyla iki değişkenli evrişim denkleminde ulaşırız (Fuller, 1967).

$$\varnothing'(x,y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(\alpha,\beta) \varnothing(x-\alpha, y-\beta) d\alpha d\beta \quad (1)$$

Burada $\varnothing(x,y)$ = giriş verisi

$\varnothing'(x,y)$ = çıkış verisi

$g(\alpha,\beta)$ = süzgeçleme fonksiyonudur.

Süzgeçleme fonksiyonunun anlamlı olabilmesi için sonlu boyutta olması gerekmektedir.

$$g(\alpha,\beta) = 0 \quad \begin{cases} |\alpha| \geq X \\ |\beta| \geq Y \end{cases} \quad (2)$$

Denklem (2) verinin bir dikdörtgen pencere içerisinde olması anlamına gelir. Çünkü, jeofizik verileri sonsuz değildir. Dikdörtgen pencerenin frekans ortamında yan sınımları fazladır. Dolayısıyla bu yan sınımların önüne geçmek için pencere fonksiyonları; örneğin Kosinüs pencere veya başkalarını kullanmak gerekmektedir.

Denklem (1)'de her iki tarafın Fourier dönüşümlerini alırsak, frekans ortamında :

$$\Phi'(u,v) = F(u,v) \Phi(u,v) \quad (3)$$

Burada $\Phi'(u,v)$ = $\varnothing'(x,y)$ 'nin Fourier dönüşümü

$F(u,v)$ = $g(\alpha,\beta)$ 'nin Fourier dönüşümü

$\Phi(u,v)$ = $\varnothing(x,y)$ 'nin Fourier dönüşümüdür.

Zaman veya uzay ortamındaki evrişim işlemi, frekans ortamındaki çarpma işlemine eşittir. $g(\alpha,\beta)$ 'nin Fourier dönüşümü, frekans yanıtı $F(u,v)$ olarak bilinmektedir.

$$F(u,v) = \int_{-X}^X \int_{-Y}^Y g(\alpha,\beta) e^{-2\pi i(\alpha u + \beta v)} d\alpha d\beta \quad (4)$$

Eğer $g(\alpha,\beta)$ her iki eksen için bakışıkça, denklem (4) aşağıdaki şekli alır.

$$F(u,v) \cong 4 \int_{0}^X \int_{0}^Y g(\alpha,\beta) \cos(2\pi\alpha u) \cos(2\pi\beta v) d\alpha d\beta \quad (5)$$

Eşit aralıklarla sayısallaştırılmış ($\Delta x = \Delta y = 1$ birim) olan verilerde

$$F(u,v) \cong 4 \sum_{n=0}^Y \sum_{k=0}^X W(k,n) \cos(2\pi nu) \cos(2\pi kv) \quad (6)$$

dir. Burada $W(k,n)$ operatörlerin ağırlık katsayılarıdır.

Süzgeç düzenlemesinde tanımlanan $F(u,v)$ 'den $g(\alpha,\beta)$ 'yi elde ederiz ve dolayısıyla $W(k,n)$ değerlerini saptarız. Örneklem kuramına göre en büyük frekans 0.5 sıkl/veri aralığı olacağından :

$$W(k,n) \cong 4 \sum_{l=0}^{0.5/\Delta u} \sum_{m=0}^{0.5/\Delta v} F(l\Delta u, m\Delta v) \cos(2\pi l\Delta u k) \cos(2\pi m\Delta v n) \Delta u \Delta v \quad (7)$$

elde edilir. Dolayısıyla tanımlanan frekans yanıtından operatör katsayıları her koordinat için saptanmış olur. Bu katsayıları uygun bir pencere fonksiyonu ile pencereledikten ve normalleştirildikten sonra esas katsayıları elde ederiz.

a) **Süzgeçleme** : Kesme frekansının 0-0.5 sıkl/veri aralığı arasında, değişik biçimde düzenlenmesiyle istenilen amaca uygun (Alçak geçişli, Band geçişli, Band geçişsiz, Yüksek geçişli ve Yön bağımlı) süzgeçlerin frekans yanıtları tanımlanabilir.

b) **Analitik Uzanımlar** : Potansiyel teori sonuçlarından potansiyelin $\varnothing(x,y,0)$ yukarıya doğru analitik uzanım denklemi Henderson ve Zeitz (1949) tarafından verilmiştir. $z=0$ düzleminde $z=h$ düzlemine yukarı uzanım :

$$\varnothing(x,y,h) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{h \cdot \varnothing(\alpha, \beta, 0)}{2\pi \left((x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + h^2 \right)^{3/2}} d\alpha d\beta \quad (8)$$

denklemi ile verilir. Görüldüğü gibi denklem (8) bir evrişim denklemidir ve burada

$$\varnothing_y(x,y,h) = \frac{h}{2\pi (x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}} \quad (9)$$

süzgeçleme fonksiyonu olarak düşünülebilir.

Bunun frekans yanıtı :

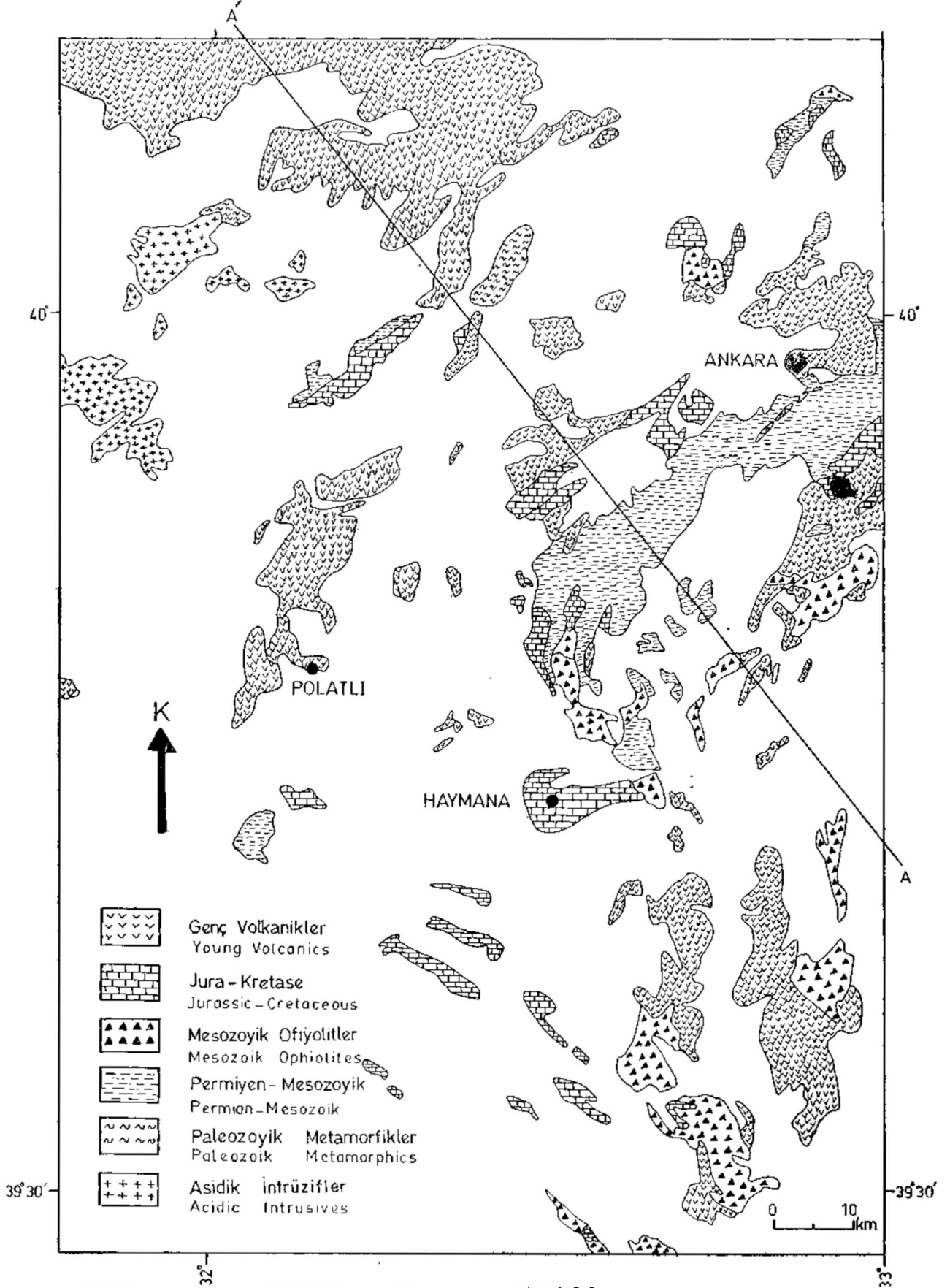
$$F_y(u,v,h) = e^{-2\pi h (u^2 + v^2)^{1/2}} \quad (10)$$

bağıntısı ile gösterilebilir (Fuller, 1967). Aynı şekilde arada herhangi bir kaynağın olmadığı $z=-h$ düzlemine aşağıya analitik uzanım ise denklem (10)'dan çıkarılabilir. Aşağı uzanım frekans yanıtı

$$F_a(u,v,h) = \frac{1}{F_y(u,v,h)} = e^{2\pi (u^2 + v^2)^{1/2}} \quad (11)$$

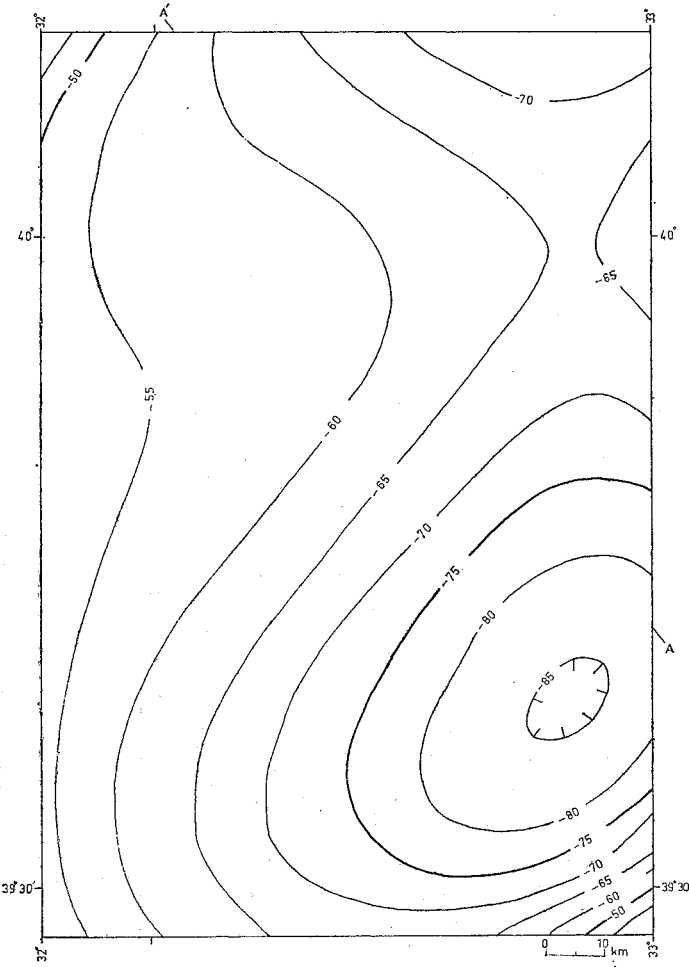
bulunur. Süzgeçleme operatörlerini elde etmek için kullandığımız denklem (7)'yi yukarı ve aşağı analitik uzanımlara gerekli operatör katsayılarını elde etmede de kullanılabilir.

c) **Türevler** : Küçük boyutlu sığ yapıları ve büyük yapıların sınırlarının belirlenmesi amacıyla ikinci düzey



Şekil 1 : Ankara - Polatlı jeolojî haritası (Erentöz ve Pamir, 1975 den)

Figure 1 : Geologic map of Ankara - Polatlı region (from Erentöz and Pamir, 1975)



Şekil 2 : Gravite trend haritası (4. derece) (kontur aralığı 5 mgal.)

Figure 2 : Gravity trend map (4th degree) (contour interval 5 mgal.)

türev gözönüne alınacaktır. Bu konuda birçok araştırmacı Henderson ve Zeitz (1949), Peters (1949), Elkins (1951), Rosenbach (1953) ve Henderson (1960) çalışmışlar ve çeşitli operatörler saptamışlardır.

$0(x,y,z)$ potansiyel verisinin Fourier dönüşümü $z=0$

münü $\Phi(u,v)$ olarak belirliyelim.

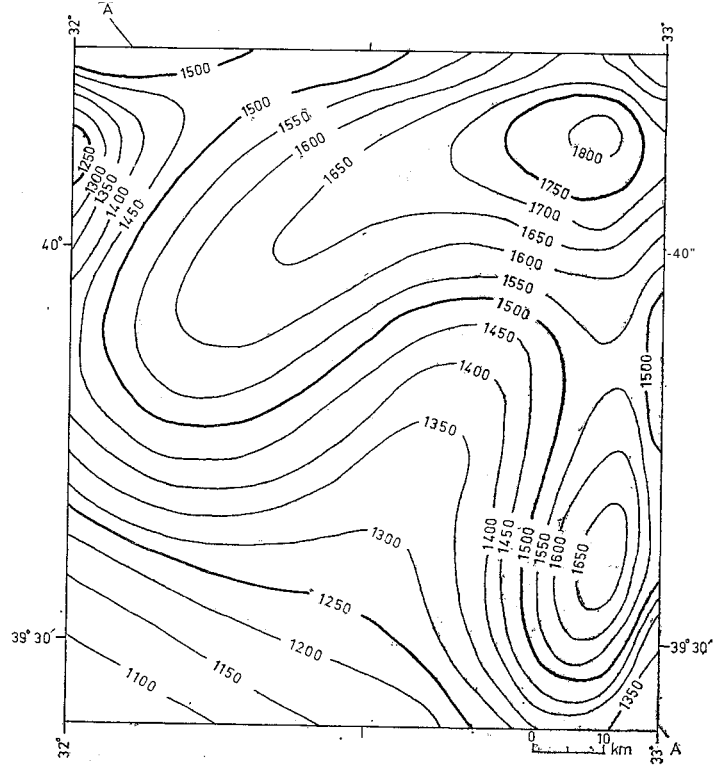
$$0(x,y,z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Phi(u,v) e^{-2\pi i(ux+vy)} du dv \quad (12)$$

olur. Potansiyel verilerin kaynak bulunmadığı yerlerde Laplace denklemini sağlamasından :

$$\frac{\partial^2 0(x,y,z)}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) 0(x,y,z) \quad (13)$$

yazılabilir. Denklem (12)'nin x ve y'ye göre ikinci türevlerini alıp denklem (13)'te yerine koyarsak :

$$F(u,v) = 4 \pi^2 (u^2 + v^2) \quad (14)$$



Şekil 3 : Havadan manyetik trend haritası (7. derece) (kontur aralığı 50 γ)

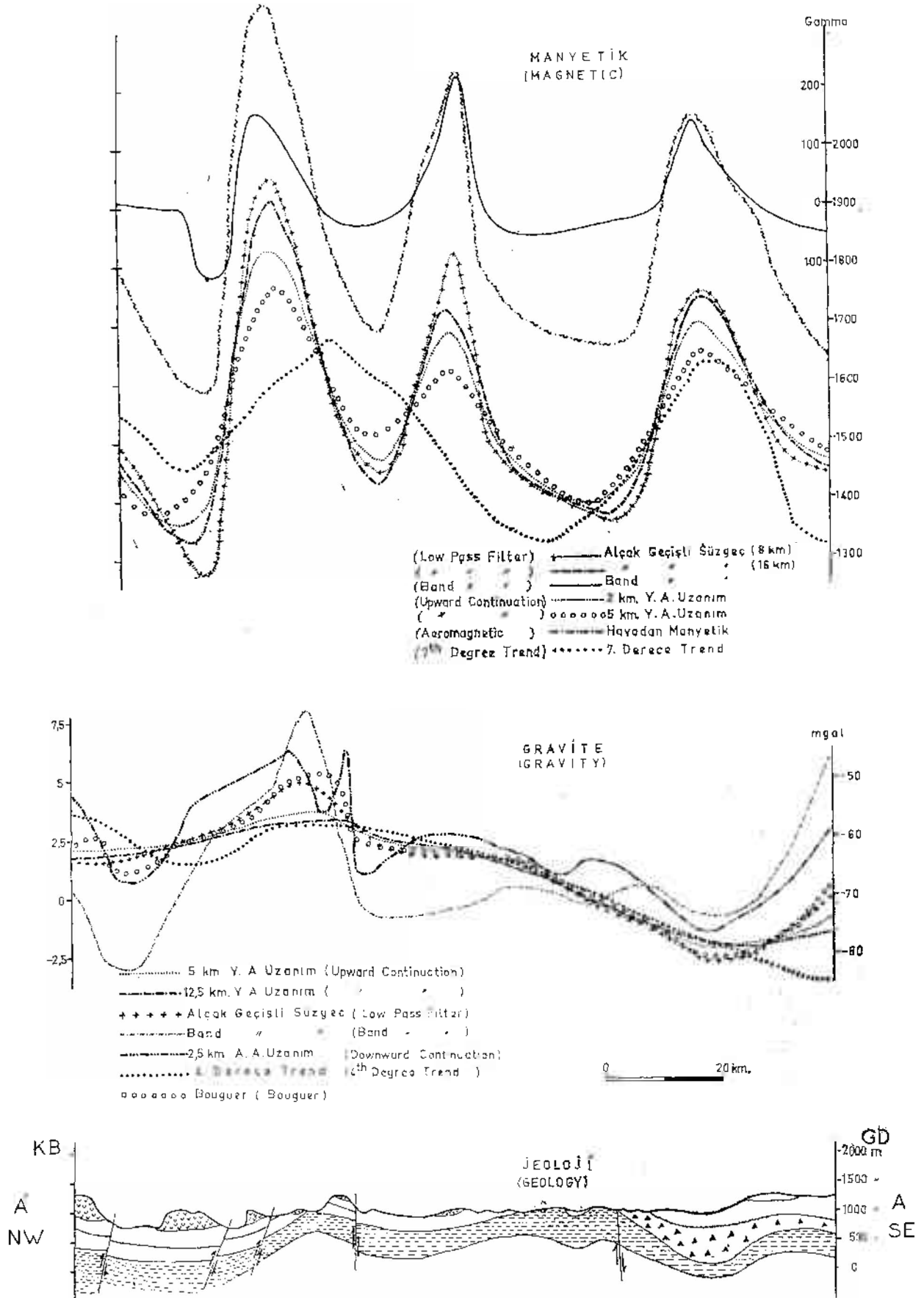
Figure 3 : Aeromagnetic trend map (7th degree) (contour interval 50 γ)

elde edilir (Fuller, 1967). Buna göre denklem (14) açıkça ikinci türevin frekans yanıtıdır. Geriye kalan işlem, operatörlerin saptanması için bu frekans yanıtının denklem (7)'de yerine koymaktır.

ANKARA - POLATLI BÖLGESİNİN JEOLJİSİ

Ankara - Polatlı bölgesi Anadolu kıvrımları ile İç Anadolu kıvrımlarının tektonik özelliklerini taşır (Erentöz ve Pamir, 1975). Mesozoyik öncesi bölge temelini, plutonik kayalar, metamorfite, fosilli Paleozoyik kayaları ve grovaklar oluşturur (şekil 1). Ankara'dan Çankırı'ya kadar olan bölgelerde Paleozoyikler yüksek dağları oluştururlar ve KKD - GGB doğrultusunda uzanırlar. Permiyen - Mesozoyik birimleri üzerine açılal uyumsuzlukla Jura - Kretase yaşlı birimler gelmektedir. Haymana bölgesinde ofiyolitler üzerine fliş çökelleri yerleşmiştir. Bölgede genel kıvrımlanma D - B'dir, fakat Polatlı civarında bunlar KB - GD yönünü alırlar. Bu bölge petrol yönünden araştırmaya uygunluk göstermiş olmasına karşın, şu ana kadar olumlu bir sonuç alınamamıştır.

Bölgede birçok bazik plütonlar vardır ve bunlar Ankara'nın güneyinde KD-GB doğrultulu olarak uzanmaktadır. Haymana'nın güneydoğusu, Polatlı'nın kuzeyinden Ankara'ya kadar, Elmadağ yöresi Ankara'nın kuzey - kuzeybatısı geniş volkanik oluşumlarla kaplanmıştır. Volkanik etkinlikler Liyas'tan başlar ve Üst Neojeri ile Kuvarterner'e kadar bütün şiddeti ile devam eder. Bu etkinlikler Kretase ve Eosen'de genel olarak denizaltı, Oligosen ve Neojen'de yerüstü volkanizması halindedir.



Şekil 4 : Manyetik - gravite - jeolojik kesit

Figure 4 : Magnetic - gravity - geologic section.

ANKARA - POLATLI BÖLGESİNE AİT GRAVİTE VE MANYETİK VERİLERİN YORUMU

Gravite verileri M.T.A. Enstitüsü'nce hazırlanan 1/500.000'lik Türkiye Rejyonel Gravite Bouguer Ankara ve Zonguldak paftalarından alınmıştır. Havadan manyetik veriler ise 700 metre uçuş yüksekliği ve 1 km uçuş aralıkları olan petrol etüdü 1/100.000'lik haritalardan alınmıştır. Veri - işlem için gravite haritası 5 km, havadan manyetik haritası ise 2km aralıklarla sayısallaştırılmıştır.

Sakarya ırmağı ile Ankara çayı birleşiminden başlayıp kuzeydoğu yönünde uzanan pozitif gravite anomalisi KD-GB gidişli anomalilerin en belirginidir. Bu anomali dizisini daha batıda yüzleyen asit intrüzifler ve metamorfik tabanla ilişkili olması daha kuvvetlidir. En düşük anomali dizisi ise Haymana'nın güneydoğusundan başlayıp KKD yönünde uzanmaktadır. Bu çöküntü alanının ortasında volkanitler, dış çevresinde ise ofiyolitler yer almaktadır. Bölgeye uygun bulunan 4. derece trendi (şekil 2) bu eksi anomali kuşağını daha belirgin olarak göstermektedir. Batıya doğru gidildikçe anomali değerlerinde artış olmaktadır. Polatlı'nın kuzeyinden Ankara'ya doğru uzanan bölgede rejyonel pozitif anomali dizisi bu bölgenin tabansal yükselim bölgesi olduğunu göstermektedir. Eksi anomali kuşağı kuzeybatı ve batı - güneybatı sınırlarında hızlı gradyan değişimleri ile belirlenmiştir. Haymana'nın batı ve güneybatısında KB - GD doğrultusunda uzanan iki pozitif ve bir negatif anomali dizileri vardır. Bunlar İç Anadolu kıvrımları doğrultusuna uyumludur. Polatlı - Haymana'nın doğusu KB-GD doğrultulu bir yapısal sınırla belirlenmiş olup, bu bölgenin doğu ve kuzeydoğusunda genel olarak uzanımlar KD - GB yönündedir. Fakat bu hatlarda yine KB - GD yönlü faylarla kesilmiştir, Bundan dolayı alçalım ve yükselim bölgelerinde belirli süreksizlikler yer almaktadır.

Havadan manyetik toplam alan anomali haritası KD GB gidişli gravite anomalisi ile uyumluluk göstermektedir. Bu anomalinin kaynağının tabansal olduğu ve derinliğinin yaklaşık 3 km civarında olduğu belirlenmiştir (Yılmaz, 1980; Oksay, 1980). Haymana - Polatlı hattının doğusundan başlayıp Ankara'ya doğru uzanan Permian - Mesozoyik kuşağı yine KD - GB yönlü olup manyetik anoma-li bakımından bir özellik göstermemektedir. Uygulanan 7. derece trend haritası (şekil 3) bu bölgeyi göreceli ne-gatif anomali kuşağı olarak vermektedir. Bu kuşağın gü-neyinde (gravite negatif anomali ile belirlenmişti) belirgin bir pozitif manyetik anomalisi yer almaktadır. Bu anomalinin kaynağı yer yer çöküntü havzasını dolduran ofiyolitler ile fay sınırlarında açığa çıkan püskürükler olmaktadır. Bölgedeki volkanitlerin (çoğunlukla andezitler) manyetik anomalileri önemsizdir. Aynen gravitede olduğu gibi KD-GB doğrultulu manyetik anomali dizileri yine KB - GD doğrultulu fayların varlığını göstermektedir.

AA' kesiti (şekil 4) kuzeydoğu uzanımlı yapılara dik bir kesit olup, tüm gravite ve manyetik veri - işlem sonuçları üzerine işlenmiştir. Gravite anomalisi kesitin güney-doğusunda belirgin bir negatif anomaliyle belirlenmiştir. Bu bölgenin güneybatısındaki gradyan değişimi band geçişlide ayrı bir anomali olarak ortaya çıkmaktadır. Kuzeydoğu uzanımlı anomalinin güney sınırı çok yüksek gradyana sahip olması nedeniyle burada bir daykın bulun-

ması varsayımını kuvvetlendirmektedir. Manyetik kesitte ise anomaliyle belirlenen çöküntü bölgesi ofiyolitlerden dolayı pozitif manyetik anomalisi olarak görülmektedir. Kuzeybatıya doğru ise gravite ve manyetik anomalilerin uyumu artmaktadır. Tanımlanan pozitif anomali kuşaklarının kuzeybatı ucunda negatif anomaliler, daha kuzeydeki Kızılcahamam çöküntü alanının başlangıcını göstermektedir.

SONUÇLAR

Gravite ve manyetik verilerinin veri - işlem yöntemleriyle değişik amaçlar doğrultusunda düzenlenmesiyle, ana veride görülmeyen saklı kalmış bilgiler ortaya çıkarılabilir. Değişik matematiksel kavramlar gibi görünen süzgeçleme, analitik uzanım ve türev işlevleri frekans ortamında fazla farklı kavramlar değildir. Frekans ortamı tanımından Fourier dönüşümü yoluyla uzay boyutundaki grid operatörleri kolayca saptanabilir.

Gravite haritasından Polatlı'nın batısının tabansal yükselim bölgesi olduğu bulunmuş ve bu bölgedeki genel gidişler KB - GD doğrultulu olarak gözlenmiştir. Polatlı Haymana'nın kuzey, kuzeydoğusunda ise genel gidişler KD - GB uzanımlıdır ve bölgedeki yükselim bölgelerinin eksenlerini Permo - Mesozoyikler oluşturur. Volkanitler ve Eosen oluşumları negatif anomali kuşaklarını verir. Haymana'nın güney - güneydoğusundaki çöküntü havzası KKD uzanımlı olup, gravitede belirgin bir negatif anomali, manyetikte ise pozitif anomaliyle gösterilmiştir. Manyetikte pozitif anomalinin nedeni bu çöküntü alanının kuzeyinde yüzeyleyen ofiyolitler ve bunların havza içindeki uzantıları olmalıdır.

Yazının ilk geliş tarihi : Temmuz 1982

Yayıma verildiği tarih : Aralık 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Dean, W.C., 1958, Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation : Geophysics, 23, 97 -127.
- Elkins, T.A., 1951, The second derivative method of gravity interpretation: Geophysics, 16, 29 - 50.
- Erentöz, C ve Pamir, H.N., 1975, 1/500.000 ölçekli jeolojik harita ve izahnamesi (Ankara) : Maden Tetkik Arama Enst. Yayınlan, Ankara.
- Fuller, B.D., 1967, Two dimensional frequency analysis and grid operators : Mining Geophysics, 658 - 708.
- Henderson, E.G., 1960, A comprehensive system of automatic computation in magnetic and gravity interpretation : Geophysics, 25, 569 - 585.
- Henderson, R.G. ve Zeitz, I., 1949, The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields; Geophysics, 14, 517 - 534.
- Oksay, M.E., 1980, Koulomzine yöntemiyle Ankara - Polatlı bölgesi havadan manyetik anomalilerinin yorumu; Ege Üniversitesi, Diploma tezi.
- Peters, L.J., 1949, The direct approach to magnetic interpretation and its practical application: Geophysics, 14, 290 - 319.
- Rosenbaeh, O., 1953, A contribution to the computation of second derivative method: Geophysics, 31, 606 - 617.
- Yılmaz, A., 1980, Ankara - Polatlı bölgesi havadan manyetik haritasının veri - işlem yöntemleriyle incelenmesi : Ege Üniversitesi, Diploma tezi.

Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özellikleri

Penological and structural features of the Elazığ volcanic complex

MARK R. HEMPTON }
GULTEKİN SAVCI } State University of New York at Albany

ÖZ : Elazığ - Malatya alanında Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen Elazığ volkanik karmaşığı (= complex) Bitlis sürüklenim kuşağının kuzey kenarı boyunca yüzeylemekte olup bölgedeki kuzeye dalımlı büyük tektonik dilimlerden birini temsil etmektedir. Sivrice - Elazığ arasında kendi içinde de ekaylanmış olan bu tektonik dilim alttan üste doğru üç birlikten meydana gelmiştir: 1. Düşük yeşil-şist fasiyesinde metamorfize olmuş asitik intrüzyonlu gabro, diyabaz ve bazaltlar, 2. Prehnit - pumpellit fasiyesinde metamorfize olmuş asitik dayklarca kesilmiş ojit - andezitik volkanikler ve volkanoklastikler, 3. Metamorfizmaya uğramamış asitik dayklarca kesilmiş yastık lavlar (pillow basalt) ve mafik dayklarca kesilmiş andezitler hornblende - andezitik volkanikler, andezitik volkanoklastikler. Çalışma alanında bu litolojilerin genel karakteri, dağılımı ve göreceli oranları Elazığ volkanik karmaşığının ilksel ensimatik bir ada - yayı karakterinde olduğunu gösterir.

ABSTRACT : The Campanian - Lower Maastrichtian Elazığ volcanic complex outcrops along the northern margin of the Bitlis suture in the Elazığ - Malatya region. A traverse from Sivrice to Elazığ reveals that it comprises a large north dipping, internally imbricated thrust sheet composed of three units from base to top: 1. Gabbro, diabase, and basalt with siliceous intrusives metamorphosed to the lower greenschist facies, 2. Augite andesite volcanics and volcanoclastics with siliceous dikes metamorphosed to the prehnite - pumpellyite facies, 3. Unmetamorphosed andesite, hornblende andesite flows cut by mafic dikes, andesitic volcanoclastics, and pillow basalt cut by siliceous dikes. The nature, distribution, and relative proportions of these lithologies suggest that the Elazığ volcanic complex represents a primitive ensimatic island arc.

GİRİŞ

Güneydoğu Anadolu sürüklenme kuşağı boyunca değişik amaçlarla yapılan jeolojik çalışmalar (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Sungurlu, 1974; Hail, 1976) beraberinde jeolojik bilgi birikimine paralel olarak bir takım yeni jeolojik olguları da Güneydoğu Anadolu jeolojisine kazandırmıştır. Bunlardan bir tanesi Perinçek (1978)'in Yüksekova karmaşığıdır. Perinçek (1978), Kampaniyen - Alt Maastrichtiyen yaşını verdiği Yüksekova karmaşığını Adıyaman dolaylarında kırmızı - krem renkli pelajik, fosilli kireçtaşı, şeyl, spilit, tuf, aglomera, volkanik kumtaşı, diyabaz ve gabro olarak tanımlamıştır. Doğuda Hakkari'den batıda Kahramanmaraş'a kadar bütün sürüklenme kuşağının kuzey kenarı boyunca yer yer geniş yayılımlar gösteren bu karmaşık aslında değişik yörelerde farklı litolojik özelliklere sahiptir. Sivrice - Elazığ arasında ayrıntılı jeolojik çalışması yapılan volkanik karmaşığın genel litolojik karakteri ilksel okyanus içi (intra - oceanic) bir ada yayını temsil etmekte olup, bu yazıda «Elazığ volkanik karmaşığı» adı verilerek ayrıntılı petrografik tanımlamasının yanısıra yapısal ve tektonik önemi vurgulanmıştır. Yaklaşık 120 km² lik bir alan içinde yapılan bu yeni tanımlamanın Perinçek (1978)'in sürüklenme kuşağı boyunca değişik litolojik özellikler gösteren Yüksekova karmaşığına yeni bir görüş açısı getireceği ve araştırmacılara değişik bölgelerde Yüksekova karmaşığını litolojik özelliğine göre değişik birliklere ya da alt gruplara ayırma olanağı vereceği inancındayız. Bu da ileride Neo - Tetis'in evriminde adayayı gelişim modeli ve yorumunu kolaylaştıracaktır.

Çalışma alanı Elazığ bölgesinde Hazar Gölünün kuzey ve batısında yer alır (şekil 1). Bu alan güneyden kabaca kuzeydoğu - güneybatı uzanımlı Doğu Anadolu fay zoneu (Arpat ve Şaroğlu, 1972) ve orta Eosen yaşlı Maden kıta kenarı basen çökelleri ve volkanitleri (Şengör ve Yılmaz, 1981) ile kuzeyden kabaca doğu-batı uzanımlı Paleozoyik Mesozoyik Keban metamorfitleleri (Savcı, hazırlanmada) ile tektonik olarak sınırlanmıştır.

JEOLOJİK VE TEKTONİK ANA HATLAR

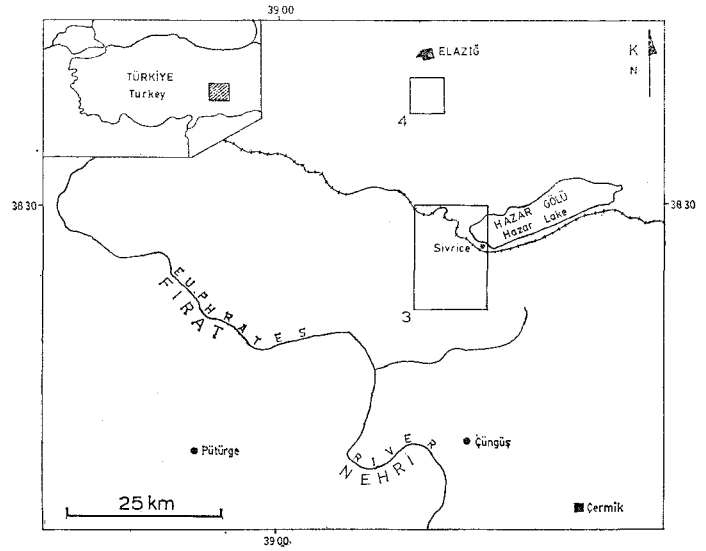
Güneydoğu Anadolu'da tektonik hatlar ile birbirinden ayrılmış üç ana jeolojik bölge tanımlanabilir (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Ricou, 1971, 1973; İlhan, 1974; Şengör ve diğerleri, 1979; Perinçek, 1979a). Kuzeyden güneye doğru bunlar (şekil 2) :

Anadolu - İran Bloğu :

Bu yazıda «Anadolu - İran bloğu» (Savcı, 1980), Dewey ve diğerleri (1973) 'nin tanımladıkları, Türk, Van ve İran levhaları ile Şengör ve Kidd (1979)'in tarif ettikleri Türk - İran platosuna karşılık kullanılmıştır. Doğu Anadolu bölgesinin karakteristik veya türleri, Mesozoyik ve Tersiyer tortul formasyonlar ile Orta-Üst Miyosen'den günümüze kadar yaşlar veren volkanik serilerdir (Ota ve Dinçel, 1975; Innocenti ve diğerleri, 1976; Şengör ve Kidd, 1979).

Bitlis Sürüklenme Kuşağı

Bitlis sürüklenme kuşağı, doğuda İran'ın Zagros kuşağı ile batıda Toros kuşağını birbirine bağlayan ve Güneydoğu Anadolu self alanını kuzeyden çevreleyen bir orojenik kuşaktır. Sürüklenme kuşağı boyunca dört büyük tektonik olay ve bu tektonik hatları transgresyonla örten-



Şekil 1 : Çalışma alanlarının yerlerini gösterir bulduru haritası.

Figure I : Location map showing the locations of study areas.

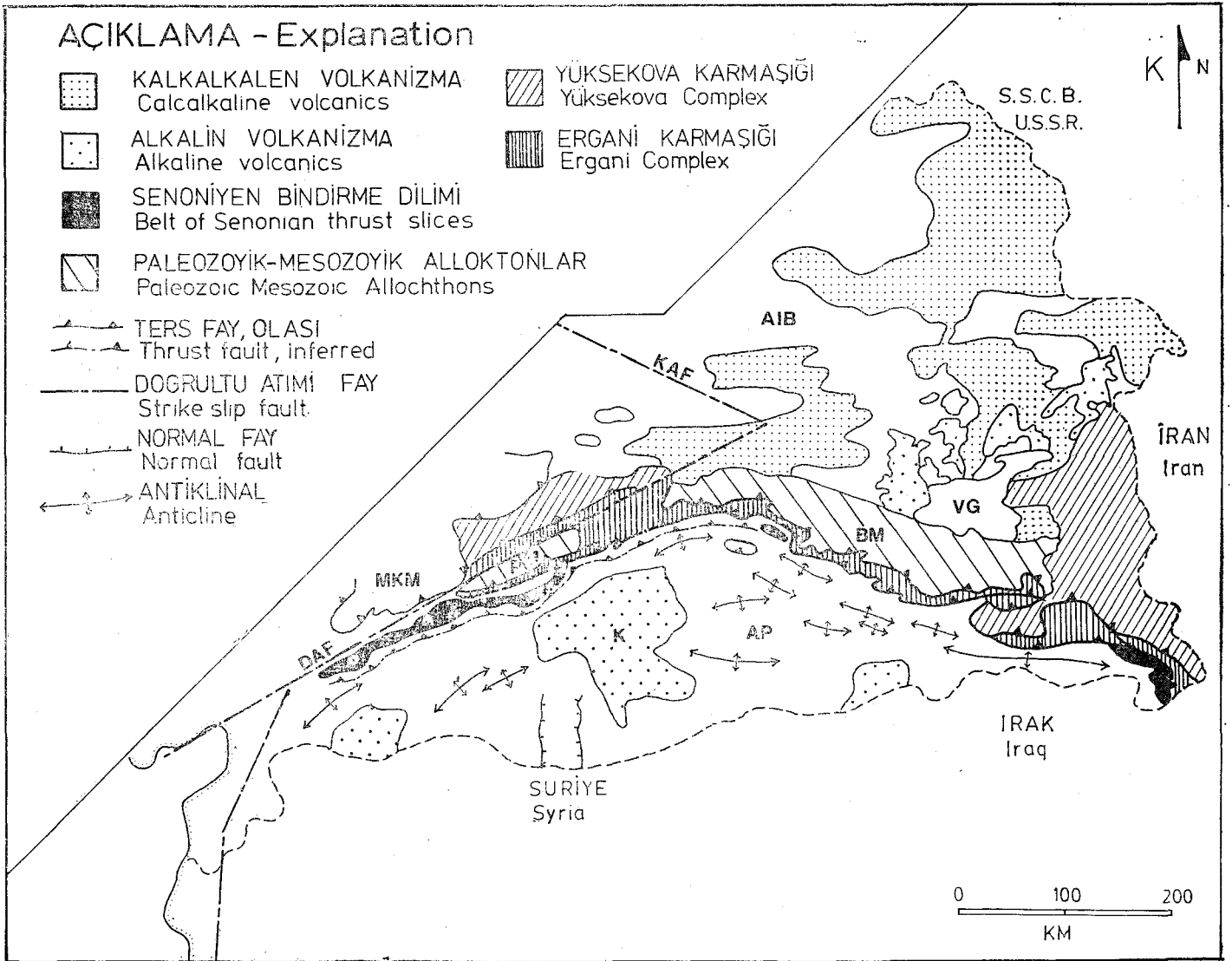
dört birim vardır. Perinçek (1979b) bunları şu şekilde tanımlamıştır : (A) Üst Kretase'de okyanus kökenli oluşukların kıta üzerine itilmesini ardalayan dönemde, Üst Maastrichtiyen çökelleri bu birimler üzerine çökeltmiştir. (B) Paleosen başında geçen tektonizm ile Malatya - Keban metamorfitleleri Harami formasyonu üzerine, Pütürge metamorfitleleri Simaki formasyonu üzerine itilmiştir. Üst Paleosen - Alt Eosen çökelleri bu dönemde oluşan tektonik hatları diskordans ile örtmüştür. (C) Orta Eosen'de sakin olmayan ortam koşullarında volkanotortul Maden karmaşığı çökeltmiştir. Orta Eosen sonunda tekrar güney itilmeler başlamış, Yüksekova karmaşığı ve metamorfitleler Maden karmaşığı üzerine itilmiş, bu tektonik hat üst Eosen - Oligosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu ile örtülmüştür. (D) Alt Miyosen sonunda güneye itilmeler tekrarlanmaya başlamış, bu olay doğuda geç Miyosen'e kadar sürerken, batıda erken Miyosen sonrasına kadar devam etmiştir. Bu sürüklenme hattı üst Miyosen oluşukları ile örtülmüştür.

Arap Platformu

Arap kıtasının kuzey kenarını oluşturan bu bölge Mesozoyik ve Senozoyik yaşlardaki karbonat ve klastik sedimanlardan meydana gelmiş olup sürüklenme kuşağı ile dokanakta kıvrımlanmıştır (Kenar kıvrımlar kuşağı : Rigo de Righi ve Cortesini, 1964). Bu alanın diğer bir karakteristiği Pleyistosen - Kuvaterner yaştaki Karacadağ plato bazaltlarıdır (M.T.A., 1962) (şekil 2). Şengör ve Burke (1978) bu alkalin volkanizmayı, Bitlis sürüklenme kuşağı boyunca meydana gelen kıtasal çarpışmanın bir sonucu olarak kıta kabuğunun yarılması ile ilgili olarak yorumlamaktadırlar.

ELAZIĞ VOLKANİK KARMAŞIĞININ PETROLOJİK VE YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Bu yazıda, Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özellikleri genellikle sürüklenme kuşağının güney



Şekil 2 : Güneydoğu Anadolu'nun tektonik yerleşimini ve Doğu Anadolu volkanik kayaların dağılımını gösterir harita. Harita üzerindeki kısaltmalar : AIB = Anadolu - İran bloğu, AP = Arap platformu, BM = Bitlis Metamorfikleri, DAF = Boğu Anadolu fay zonu, K = Karacadağ, KAF = Kuzey Anadolu fay zonu, MKM = Malatya - Keban metamorfikleri, PM = Pütürge metamorfikleri, VG = Van Gölü (Savcı, 1980 şekil 1'den alınmıştır).

Figure 2 : Map illustrates the tectonic setting of southeastern Turkey, and the distribution of volcanic rocks of eastern Turkey. Key to abbreviations: AIB = Anatolian - Iranian block, AP = Arabian platform, BM = Bitlis Metamorphics, DAF = East Anatolian fault zone, K = Karacadağ, KAF = North Anatolian fault zone, MKM = Malatya - Keban metamorphics, PM = Pütürge Metamorphics, VG = Van Lake (after Savcı, 1980 figure 1).

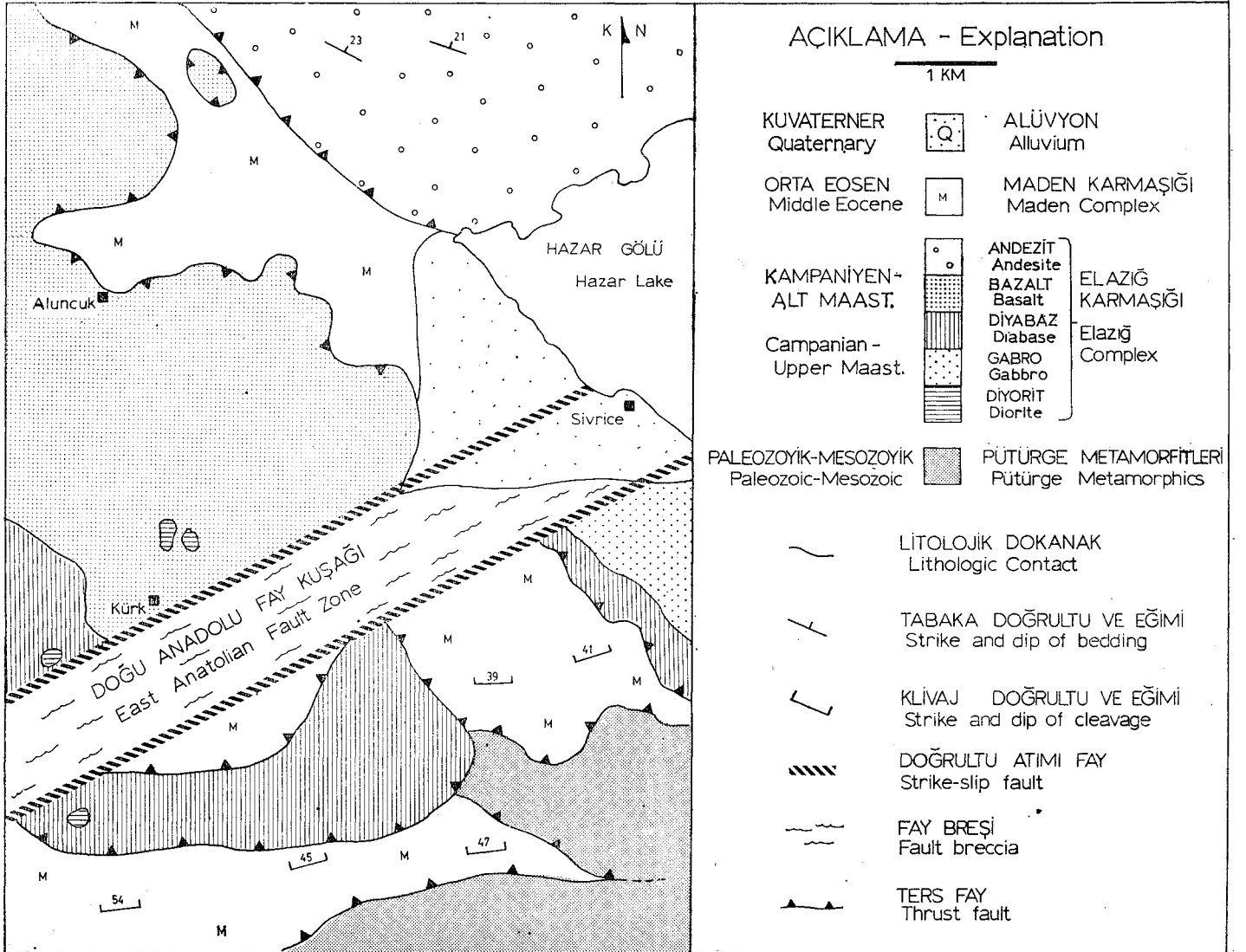
kenarı yakınlarında Sivrice'den, kuzey kenarı yakınlarında Elazığ'a kadar olan bölge için sunulmuştur (şekil 1). Genelde bu yayılım içerisinde Elazığ volkanik karmaşığı, değişik ölçeklerde kuzeye kendi içinde ekaylanmış tektonik dilimlerden meydana gelmiş, büyük, kuzeye dalımlı tektonik bir dilimdir. Petrografik niteliğinde de güneyden kuzeye tedrici bir değişime kaydedilmiştir. Güneyde kayalar bazik karakterli olup asitik stok ve dayklar tarafından sokulmuşlardır. Bunlar düşük yeşil - şist fasiyesinde metamorfize olmuşlardır. Kuzeye doğru kayalar daha asitik, daha az sayıda ve daha ufak sokulumlar ile kesil

mişlerdir. Bunlar da prehnit - pumpellit fasiyesinde metamorfize olmuşlardır. Daha kuzeyde ise daha asitik bir karakter kayalara hakim olup bunlar metamorfize olmuşlardır.

Yukarıda yaptığımız bu kısa tanımlamaya uygunluğu açısından Elazığ volkanik karmaşığı güneyden kuzeye, başka bir deyimle de alttan üste doğru üç birliğe ayrılmıştır.

Birlik 1

En güneydeki bu birlik, bazaltik yastık lavlar, diyabaz ve meta - gabrodan meydana gelmiş olup diyorit, grano-



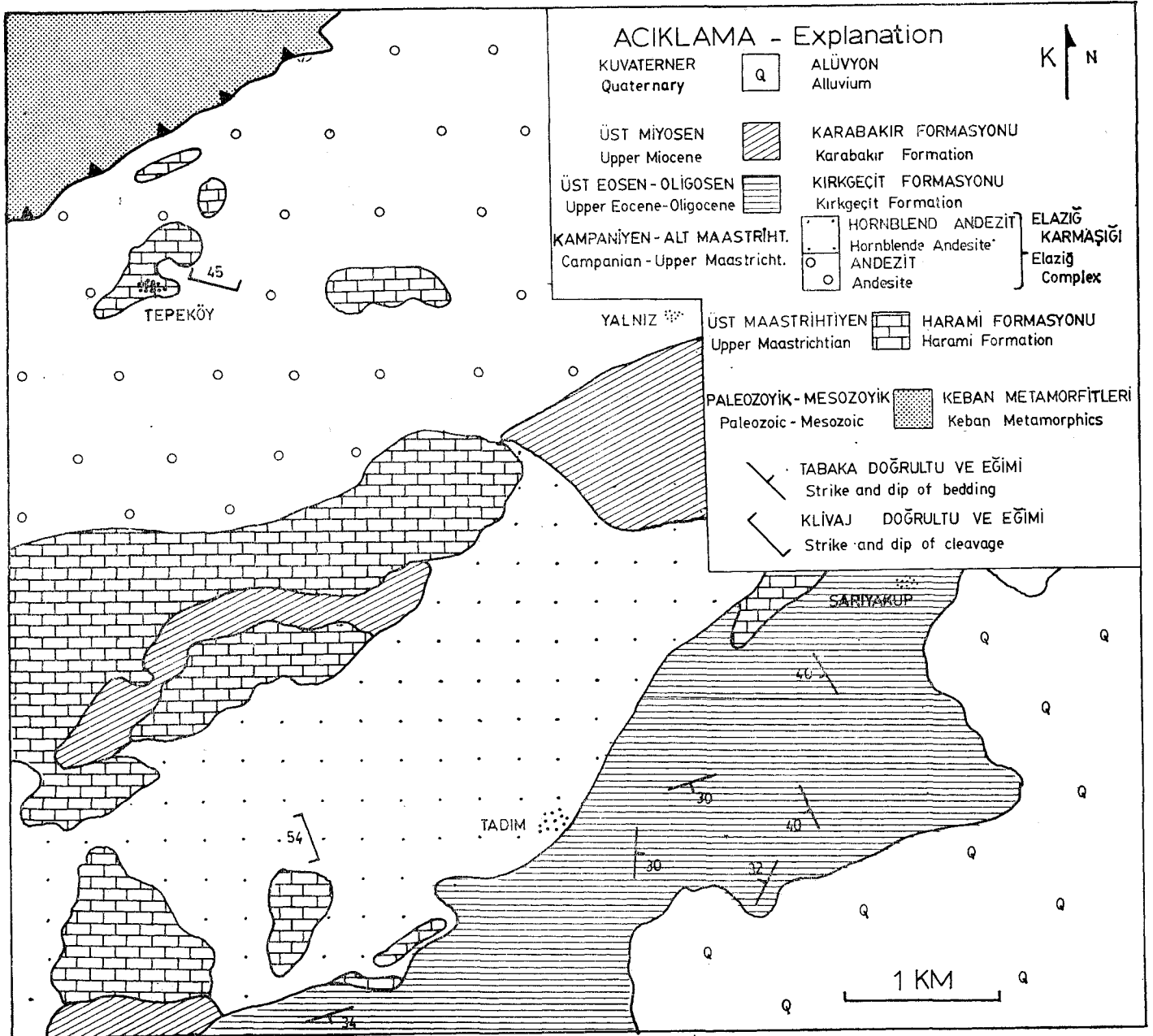
Şekil 3 : 1/10000 ölçekli detaylı jeolojik haritalamadan geliştirilmiş Sivrice alanının jeolojik haritası. Haritada gösterilen gabro, diyabaz ve bazaltlar Birlik 1'i temsil ederken andezitler Birlik 2'yi temsil etmektedir. Figure 3 : Generalized geological map of the Sivrice area based on much more detailed 1/10000 scale mapping. The gabbro, diabase, and basalt belong to Unit 1. The andesite belongs to Unit 2.

diyorit ve andezitik sokulumlar ile kesilmişlerdir. Sivrice yakınlarında bu birliğin bir bölümünün büyük ölçekli jeolojik haritası şekil 3'te gösterilmiştir.

Yastık lavlar Kürk köyünün kuzeyinde büyük bir bindirme ve harita alanının güneybatı köşesinde ufak bir tektonik dilim olarak gözlenmektedir. Kalınlığı yaklaşık 500 m dir. Yastıklar büyük (2 m çapına kadar) ve seyrek lav akıntıları ve aglomeralar ile aratabakalıdır. Çalışma alanında yastıklar genelde kuzeye eğimlidirler. Yastık lav akıntılarının orijinal olarak yatay akıntılar olduğu kabul edilerek tüm kütlelerin Eosen tektonizmasının etkisiyle kuzeye eğim kazandığı yorumlanmıştır. Bölgede bazaltlar esas litoloji olup kısmen epidot, klorit, aktinolit, muskovit ve albit minerallerinden oluşmuş alterasyon gösterirler. Şistozite izlenmekle beraber ilksel volkanik kayaç dokusu korunmuştur. Kuars ve epidottan meydana gelmiş olan ikincil damarlar da aynı alanlarda gözlenmektedir.

Bu damarlardan bazıları 25 cm ye kadar kalınlıklar gösterirler.

Diyabazlar, Kürk köyünün kuzeyindeki bindirme diliminin tabanında, Sivrice'nin güneyindeki bindirme diliminin kuzey bölümünde ve Kürk köyünün güneyindeki bindirme diliminde masif bir görüntüde yüzeylenmektedirler (şekil 3). Gözlenen en fazla kalınlığı yaklaşık 300 metredir. Bazı ofiyolitik karmaşıklarda gözlemlenen levhalı dayk (sheeted dikes) özelliği burada yoktur. Bazı yüzlekler düzensiz olarak kalınlıkları 5 cm'den 1 m'ye kadar değişen bazaltik ve diyabazik dayklar ve bazı ufak mikrogabro sokulumları içermektedir. Diyabazlar, Kürk köyünün kuzeyindeki bindirme diliminin üst bölümlerine yakın ve kuzeyine doğru yastık lavlara, Sivrice'nin güneyindeki bindirme diliminde ise meta-mikrogabro ve meta-gabrolara tedrici olarak geçişlidirler. Diyabazlar, petrografik olarak tipik diyabaz tekstürü olan kafes yapıllı plajioklas ve sub-



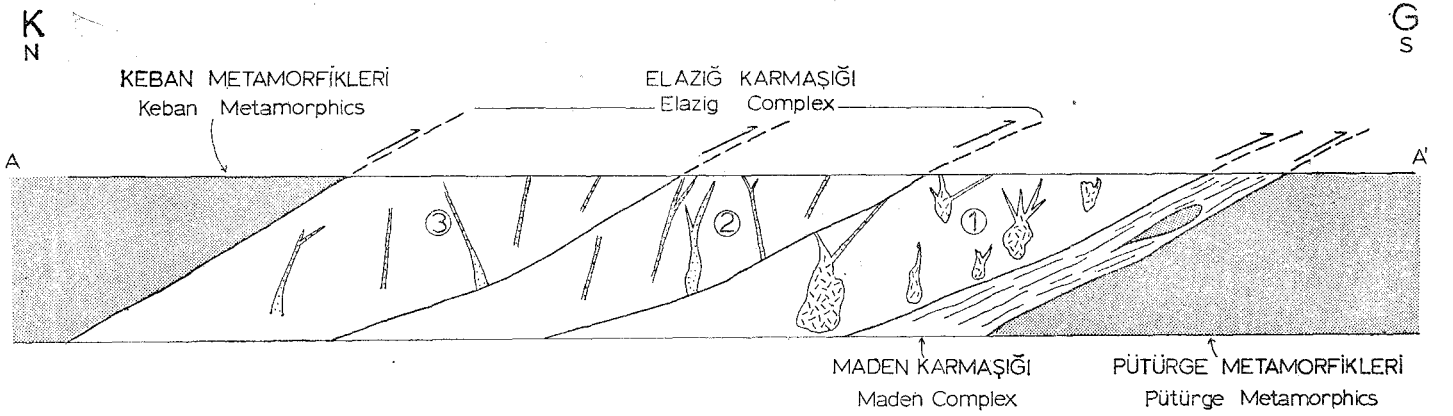
Şekil 4 : Elazığ güneyinin genelleştirmiş jeolojik haritası. Bu harita Birlik 3'ü göstermektedir.
Figure 4 : Generalized geological map of the south of Elazığ. This map shows Unit 3.

ofiyolitik klinopiroksen ve az miktarda da pjonitden oluşmuştur. Bunlar düşük derecede epidot, klorit, aktinolit, hornblende, muskovit ve albit minerallerinden oluşmuş kayalara dönüşmüş olup şistozite göstermemektedirler.

Meta-gabro, Sivrice'nin güneyindeki bindirme diliminin güney bölümünde yüzelemektedir (şekil 3). Gözlenen en fazla kalınlığı 250 m olup yapraklanma (foliation) ve katmanlanma (layering) göstermektedir. Bu izotropik gabrolar birbirine girift plajioloklas ve ojit kristallerinden meydana gelmişlerdir. Bazı yüzlelerde oldukça büyük plajioloklas ve ojit kristalleri (35 mm ye kadar) saptanmıştır. Bunlar bazen yaklaşık 10 cm²'lik alanlarda toplu olarak gözlenmekte olup ufak kristaller ile çevrilmişlerdir.

Böylesi büyük kristallerin meydana getirdikleri gruplar, büyük gabro yüzelemelerinde diybaza geçiş zonlarına yakın gözlenmektedirler (Rosencrantz, 1980). Çalışma alanında meta-gabrolar içinde 3 cm'ye kadar varan genişliklere sahip iri taneli pegmatitik gabro damarlarına rastlanmıştır. Çoğunlukla ojit kristalleri aktinolit, hornblend ve klorit, plajioloklaslar ise epidot, albit ve muskovite dönüşmüştür. Meta-gabro, ilksel magmatik kayaç dokusunu korumuştur.

Birlik 1 kayaları çoğunlukla asitik dayklar ve stoklar tarafından kesilmişlerdir. Bu dayklar Sivrice'nin batısında ve Gözelli köyü yakınlarında yastık lavları kesen büyük granodiyoritik kütleler, Kürk köyü kuzeyinde yastık lav ve



Şekil 5 : Kuzeyde Elazığ'dan güneyde Sivrice'ye kadar olan bölgede Birlik 1, 2 ve 3'ün özel tertiplenmesini ve bunların kuzey bindirme dokanağında Keban metamorfikleri, güney bindirme dokanağında ise Maden karmaşığı ve Pütürge metamorfikleri ile olan ilişkisini gösterir genelleştirilmiş kesit (Yatay ölçek = 3 dikey ölçek).

Figure 5 : Generalized cross - section from Elazığ in the north to Sivrice in the south showing spatial arrangement of Units 1, 2 and 3, and northern thrust contact with Keban metamorphics and southern thrust contact with Maden complex and Pütürge Metamorphics. Vertical scale is three times horizontal scale.

diyabazları kesen diyoritik stoklar ve Aluncuk köyünün batısında yastık lavları kesen andezitik dayklar ile temsil edilirler. Her ne kadar, çoğu bölgelerde ilksel magmatik doku korunmuşsa da tüm bu sokulumlar şiddetli olarak altere olmuşlardır. Bunlar genellikle kuvars, klinozoisit, epidot, klorit, albit ve serizit içerirler.

Birlik 1 içerisinde yukarıda belirtilen bu mineral toplulukları bunların düşük yeşil-sist fasiyesinde metamorfize olduklarını göstermektedir. Orijinal magmatik tekstürün korunması bize bu metamorfizmanın «Statik ya da Gömülme» tip bir metamorfizma olduğunu göstermektedir (Miyashiro, 1973).

Birlik 2

Bu birlik şekil 3'deki jeolojik haritanın kuzeydoğu köşesinde yer almakta olup ojit-andezitik lav akıntıları, volkanik kökenli tortullar, aglomera ve bazaltik-andezitik yastık lavlar ve felsitik dayklarca kesilmiş peperitler ile temsil edilirler (tanımlamadaki sıra kayaç oranlarının göreceli olarak azaldığını gösterir).

Masif andezitik akıntılar Hazar gölünün güneybatı kenarının kuzeyinde yüzeylenmektedirler. Bunların kalınlığı en az 500 m'dir. Her bireysel akıntı değişik oranlarda zonlanmış plajiyoklas fenokristalleri içerir. Bu akıntılar afanitik bir yapı gösterirken diğer gözlemlerde saptanabilen bazı akıntılar en az % 25 zonlu plajiyoklas ve mafik mineral olarak ojit içerirler. Andezitik aglomera ve volkanik kökenli sedimanlar arasında yer alan andezitik lav akıntıları oldukça seyrek arakatmanlardır.

Bazaltik-andezitik yastık lavlar, peperitler ve andezitik kökenli volkan tortullardan oluşan dizi, andezitik lav akıntılarının üzerinde yer alır. Bunların en iyi mostraları Elazığ-Diyarbakır karayolu boyunca görülmektedir. Bu dizi en az 300 m kalınlığa sahip olup kuzey ve kuzeydoğuya eğimlidir. Volkanik kökenli tortullar gri-yeşilden beyaza kadar değişen renklerde olup herbir tabaka 1cm den

90 cm ye kadar değişen kalınlıklar gösterir. Bazı tabakalar dereceli tabakalanma ve «flame yapısı» gösterip deniz altı birikimleri olarak yorumlanmışlardır. Birim 2 içerisinde fasıllı gözlemlenen kırmızı çamurtaşı ara tabakalarının varlığı, olasılıkla bölgede volkanik etkinliğin aşamalı olduğunu gösterir. Çünt köyü güneyinde volkanik kökenli tortullar daha kalın, daha masif tabakalı ve olasılıkla andezitik kül akıntı birikimleri ile temsil edilirler. Bazaltik-andezitik yastık lavlar ve peperitler daha ince bir dizi oluştururlar. Bunların en fazla kalınlıkları 30 m den daha azdır. İnce taneli felsitik dayklar bazaltik-andezitik yastık lavları keserler.

Her ne kadar bu kayaçların orijinal tekstürleri korunmuşsa da, bunlar klorit, pumpellit ve prehnit alterasyonuna uğramışlardır. Bu mineral topluluğu Birlik 2'nin prehnit-pumpellit metamorfik fasiyesinde metamorfize olduğunu göstermektedir. Başka bir deyimle bunlar gömülme metamorfizması etkisinde kalmışlardır (Coombs, 1960).

Birlik 3

En kuzeydeki bu birlik karmaşığın tavanını temsil etmektedir. Birlik 3, az oranlarda bazaltik-andezitik yastık lavlar ile çoğunlukla hornblende-andezit, andezit ve volkanoklastik tortullardan meydana gelmiştir. Bunlar güneyde asitik, kuzeyde bazik dayklarca kesilmiştir.

Bazaltik-andezitik yastık lavlar şekil 4'deki jeolojik haritanın yaklaşık 3,5 km güneyinde yüzeylenmektedirler. Bunlar asitik dayklarca kesilmiş olup en iyi yüzeylemeleri Elazığ-Sivrice karayolu üzerinde gözlenmektedir. Bunlar birliğin tabanını temsil etmektedirler.

Hornblende-andezitler Tadım köyünün batı ve 2,5 km kadar kuzeyine kadar olan alanlarda yüzeylenmektedirler (şekil 4). Yer yer küresel ayrışmanın da izlendiği bu volkanitler mafik dayklarca kesilmişlerdir. Hornblende-andezitler çoğunlukla hornblend ve plajiyoklas kristalleri ile daha az oranda ojit, manyetit ve bazen apatit mineralleri

içerirler. Yeşilimsi-kahverengi hornblend fenokristallerinin uzun eksenleri 2 ile 6 mm kadardır. Belirgin zonlanma gösteren plajioklaslar mikroskobik etütlerde andezin olarak saptanmıştır. Matriks genellikle plajioklas ve yaklaşık yüzde on-onbeş oranında hornblendedir. Bazı nadir gözlemlerde, hornblend-andezitler de korezyona uğramış plajioklas fenokristallerinin araları klorit sokulumları ile doldurulmuştur. Bu tür kayaçlarda manyetit de saptanmıştır.

Hornblend fenokristalleri kuzeye doğru göreceli olarak küçülür ve kayaç içerisindeki oranları azalır. Şekil 4'deki jeolojik haritanın kuzeyinde Tepeköy ve Yalınız köyleri çevresinde hornblend kristalleri matriks içerisinde izlenmekle beraber plajioklas fenokristalleri 5 mm kadar uzunluklar göstermektedirler. Bu andezitik akıntılarda hakim mineral plajioklaştır. Plajioklaslardaki zonlanma, güneydeki hornblende-andezitlerde izlenen zonlu plajioklaslar kadar belirgin değildir.

Bazı gözlemlerde (örneğin Tepeköy'de ve Sarıyakap köyünün batısında) her bir tabakası 50 cm den 1 m ye kadar değişen kalınlıklarda volkanoklastik sedimanlar, volkanitler ile aratabakalıdır. Birlik 3'ün pek kesin olmamakla beraber kalınlığının 100 m den daha kalın olmadığı tahmin edilmektedir. Birlik 3 Elazığ volkanik karmaşığının tavanını, başka bir deyimle bölgede ada yayı volkanizmasının oldukça farklılaşmaya (differentiation) uğramış, asitik son aşamasını temsil etmektedir. Bu volkanik ve volkanoklastik kayaçlar ilksel volkanik ve tortul tekstürlerini tamamen korumuş ve metamorfizmaya uğramamışlardır.

Birlik 3 kayaçları kuzeyde Paleozoyik-Mezozoyik Keban mermerleri ile tektonik olarak sınırlanmışlardır. Birlik 3 sırtında üst Maastrichtiyen Harami formasyonunu taşımakta olup Üst Eosen-Oligosen Kırkgeçit ve Üst Miyosen Karabakır formasyonları (Perinçek, 1979 a) birlik 3 ve Keban metamorfiklerini diskordansla örterler (şekil 4).

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Yukarıda betimlenen Birlik 1, 2 ve 3 içerisindeki volkanik ve plütonik litolojilerin karakter, yayılım ve göreceli oranları Elazığ karmaşığının ilksel okyanus içi/ensimatik bir ada yayı olduğunu önermektedir.

Volkanik ada yaylarının ilksel safhalarındaki gelişimleri birçok araştırmacı tarafından tartışılmıştır (Kuno, 1960, 1966 a, 1966 b; Jakes ve Gill, 1970; Miyashiro, 1973, 1974, 1975; Donnelly ve Rogers, 1980). Genellikle ada yayı gelişimindeki ilk aşamada (ilksel aşama primitive phase toleyitik bazalt, bazaltik andezit ve andezitler oluşur (Bryan ve diğerleri, 1972; Miyashiro 1974, 1975). Bu toleyitik seriler, ada yayının olgun safhasında gelişen toleyitik ve kalk-alkalen volkanik serilerinin (andezit, dasit, riyodasit ve riyolit) tabanını oluştururlar (Miyashiro, 1974, 1975). Kuno (1966 a, 1966 b) ilksel ada yayı volkanizmasında pijonitik serileri tanımlamıştır. Daha sonraki araştırmalar çoğunlukla jeokimyasal verilere dayanırken Jakes ve Gill (1970) «ada yayı toleyit serileri» terimini ilkel ada yayı volkanik rejimleri için kullanmıştır. Miyashiro (1974, 1975) dünyada iyi bilinen ada yayı litolojilerinin göreceli oranlarını ve dağılımını diyagramlar ile göstererek ilksel ve

olgun ada yaylarını tanımlamıştır. Olgunlaşmış ada yay-larında önemli oranlarda farklılaşma sonucu oluşmuş kayaç toplulukları (dasit, riyolit, riyodasit gibi) egemen iken, ilkel ada yayları önemli oranlarda mafik kayaç toplulukları (bazalt, bazaltik andezit, andezit gibi) kapsar.

Bu yazıda Elazığ volkanik karmaşığını temsil eden Birlik 1, 2 ve 3, okyanusal bir levhanın diğer bir okyanusal levha altına daldığı sırada derinlik derecesine göre birbiri arkasından gelişmiş ilkel ensimatik bir ada yayı olarak yorumlanmıştır. Birlik 1 ada yayının tabanını temsil etmekte olup çoğunlukla yastık lavlardan meydana gelmiştir. Bunlar statik olarak düşük yeşil-şist fasiyesinde metamorfize olmuşlardır. Birlik 1 bünyesinde asitik sokulumlar içerir. Birlik 2, Birlik 1 üzerinde gelişmiş olup daha çok farklılaşmış bir magmaya ait bazaltik andezit ve ojit andezitler ile temsil edilirler. Bunlar da bazı felsitik dayklar içerirler ve prehnit-pumpellit fasiyesinde (gömül-me metamorfizması) metamorfize olmuşlardır. Birlik 3, Birlik 2 üzerinde gelişmiş olup ada yayının tavanını temsil etmektedir. Bunlar önemli oranlarda farklılaşmaya uğramış bir magmaya ait hornblende-andezit, andezitlerden meydana gelmiştir ve genellikle bazik dayklarca kesilmiştir. Birlik 3 kayaçları orijinal volkanik tekstürlerini korumuş ve metamorfizmaya uğramışlardır. Güneydoğu Anadolu'daki hareket yönü güneye doğru olan Eosen bindirmeleri, tüm komplekste kabaca kuzeye eğimli kendi içinde de ekaylanmış bindirme dilimlerine neden olmuştur. Bunun sonucu ada yayı topluluğunun daha bazik ve metamorfize olmuş taban bölümü (Birlik 1) karmaşığı oluşturan tektonik dilimlerden güneydeki ve taban dilimi temsil ederken daha asitik ve metamorfize olmamış tavan bölümü (Birlik 3) daha kuzeydeki tavan dilimi temsil etmektedir (şekil 5).

Yazgan (1981), bu yazıda tanımladığımız Elazığ volkanik karmaşığını, Malatya-Elazığ arasında etkin kıta kenarı magmasal ürünleri olarak yorumlamaktadır. Eğer Elazığ volkanik karmaşığı etkin bir kıta kenarının magmasal ürünleri idiyseler bu durumda çalışma alanımızda önemli ölçüde dasit ve riyolit saptamamız gerekecekti (Miyashiro, 1973). Kaldı ki çalışma alanımızda bu tür kayaçlar bulunmamıştır. Buna karşılık çalışma alanımızda geniş bir yayılımda bazaltlar (Birlik 1 içinde) bulunmaktadır. Sonuç olarak, bu yazıda Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen Elazığ volkanik karmaşığı Tonga-Kermadec ada yayı sistemine (Bryan ve diğerleri, 1972) benzerliği açısından ilkel-ensimatik ada yayı olarak yorumlanmıştır.

KATKIBELİRTME

Bu araştırma yazarların tezleri gereği 1979-1981 yılları arasında yaptıkları çalışmaların bir bölümüdür. Araştırma bursu ve M.T.A. Enstitüsü (1979 ve 1980) ile T.P.A.O (1981)'nin lojistik destekleri ile gerçekleştirilmiştir. Yazarlar araştırmalarının değişik safhalarında değerli öneri ve tartışmaları ile yardımlarını gördükleri K. Burke, J.F. Dewey, W.S.F. Kidd, D. Perinçek, O. Sungurlu, F. Şaroğlu, A.M.C. Şengör, O. Tekeli ve Y. Yılmaz'a teşekkürü borç bilirler. Ayrıca J. Ach ve Dyer'n mikroprob ve jeokimyasal analizlerdeki katkılarına ve Muzaffer Savcı'ya araştırmalarımız süresince yaptığı maddi ve manevi katkılarından dolayı teşekkür ederiz.

Yazının ilk geliş tarihi : Ağustos 1982
Yayıma verildiği tarih : Aralık 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1972, The East Anatolian fault system: thoughts on its development: Bull. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Ankara, 78, 33-39.
- Bryan, W.B., Stjce, G.D., Ewart, A., 1972, Geology, petrology, and geochemistry of the volcanic islands of Tonga : Jour. Geophys. Res., 77,1565-1585.
- Coombs, D.S., 1960, Lower grade mineral facies in New Zealand: Internat. geol. Congr. 21st Sess. Rep., Copenhagen, 13, 339-351.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system : Geol. Soc. America Bull., 84, 3137-3180.
- Donnelly, T.W. ve Rogers, J.J.M., 1980, Igneous series in island, arcs; the Northeastern Caribbean compared with worldwide island arc assemblages: Bull. Volcanol., 43/2, 347-382.
- Hall, R., 1976, Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, SE Turkey: Geol. Soc. America Bull., 87, 1078-1088.
- İlhan, E., 1974, Eastern Turkey Spencer, A.M., ed., Mesozoic-Cenozoic orogenic belts de: Scottish Academy Press, Edinburg, 187-197.
- Innocenti, F., Muzzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F. ve Villari, L., 1976, Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey) : Jour. Volcanol. Geothermal Res., 1, 103-112.
- Jakes, P. ve Gill, J., 1970, Rare earth elements and the island arc tholeiitic series: Earth Planet. Sci. Lett., 9, 17-28.
- Kuno, H., 1950, Petrology of Hakone volcano and the adjacent, areas, Japan: Geol. Soc. America Bull., 61, 957-1020.
- Kuno, H., 1966a, Lateral variation of basaltic magma type across continental margins and island arcs: Bull. Volcanol., 29, 195-222.
- Kuno, H., 1966b, Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs; Poole, W.H., ed., Continental margins and island arcs da: Geol. Survey Paper, Canada, 66/15, 317-336.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and Metamorphic Belts; George Allen and Unwin, London, 492 s,
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: Am. Jour. Sci., 274, 321-355.
- Miyashiro, A., 1975, Island arc volcanic series a critical review: Petrologie, 3,177-187.
- M.T.A., 1962., Explanatory text of the geological map of Turkey, 1/500 000 Diyarbakir sheet: MTA Institute, Ankara, 69 s.
- Ota, R. ve Dincel, A., 1975, Volcanic rocks of Turkey: Bull. Geol. Survey of Japan, 26,19 (393)-45(419).
- Perinçek, D., 1978, Researching petroleum possibilities and geological study of Çelikhhan-Sincik-Koçalı (Adiyaman city) region: Ph. D. thesis, TPAO. report 1250. (unpublished)
- Perinçek, D., 1979a, Guidebook for excursion «B», Interrelations of the Arab and Anatolian plates: First Geol. Congr. on Middle east, Ankara, Turkey, 34 s.
- Perinçek, D., 1979b, Palu, Karabegan, Elazığ, Sivrice, Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları : TPAO raporu, 1361, 33 s. (yayınlanmamış)
- Ricou, L.E., 1971, Le croissant ophiolitique Peri-Arabe, une ceinture de nappes mises en place au Cretace superieur: Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 13, 327-349.
- Ricou, L.E., 1973, Relations entre tectonique et paleographie dans les Zagrides: C.R., Acad. Sci. Paris, 276, 893-896.
- Rigo de Righi, M. ve Cortesini, A., 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of southeast Turkey: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 48/12, 1911-1937.
- Rosencrantz, E., 1980, Geology of the northern half of North Arm mountain massif, Newfoundland: Ph. D. thesis, SUNY-Albany, 318 p.
- Savcı, G., 1980, Doğu Anadolu volkanizmasının neotektonik önemi: Yeryuvarı ve İnsan, 5/3-4, 46-49.
- Sungurlu, O., 1974, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi • Okay, H. ve Dilekoz, E., ed., Türkiye ikinci petrol kongresi'nde : Ankara, 85 -107.
- Şengör, A.M.C. ve Burke, K., 1978, Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications : Geophys. Res. Lett., 5/6, 419-421.
- Şengör, A.M.C. ve Kidd, W.E.F., 1979, Post-Collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and comparison with Tibet: Tectonophysics, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., "White, G.W., Dewey, J.F., 1979, Tectonic evolution of the Bitlis suture, SE Turkey: implications for the tectonics of the eastern Mediterranean • Rapp. Comm. Int. Mer. Mediterranean, 25/26-2a, 95-97.
- Yazgan, E., 1981, Doğu Toroslarda etkin bir paleo-kıta kenarı etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen) Malatya-Elazığ, Doğu Anadolu: Yerbilimleri, 7, 83-104.

Erzin ve Dörttyol ovalarının jeolojik ve hidrojeolojik özellikleri

. Geological and hydrogeological features of Erzin and Dörttyol Plains

VEDAT DOYURAN ODTÜ. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ : Erzin ve Dörttyol ovaları doğuda Üst Kretase yaşlı ofiyolitli seri ve kuzeyde genellikle kumtaşı, konglomera ve yer yer marn arkalanmalarından oluşan Miyosen yaşlı Kuzgun formasyonu ile sınırlanmıştır. Ovaların temelini marn bantları ve mercikleri içeren Pliyosen konglomeraları (Haydar formasyonu) oluşturur. Erzin ovasının kuzey ve kuzeybatısında, olivin bazaltlardan oluşan Kuvaterner yaşlı Delihalil formasyonunun yaygın yüzlekleri görülür. Kaliçi, birikinti koni çökelleri, kıyı kumulları ve alüvyonlar diğer Kuvaterner oluşuklardır.

Tipik bir çöküntü havzası özelliklerini yansıtan ovalarda, yeraltısuyu serbest akifer koşullarında oluşmuştur. Haydar ve Delihalil formasyonları hidrolik bağlantılı olup başlıca akiferi oluşturur. Haydar formasyonunun hidrolik iletkenliği 10-30 m/gün; Delihalil formasyonunun ise 5.0-15.0 m/gün olup özellikle ikincisinde özgül debileri 10-100 lt/sn/m dolayında çok sayıda verimli kuyular açılmıştır.

ABSTRACT : Erzin and Dörttyol plains are surrounded by Upper Cretaceous Ophiolite series in the east and Kuzgun formation of Miocene age in the north. The latter consists of sandstones and conglomerates with occasional marl intercalations. The Pliocene conglomerates also containing thin layers and lenses of marl (Haydar formation) constitute the basement of the plains. In the north and northwest of Erzin plain widespread outcrops of Delihalil formation, represented by olivine basalts of Quaternary age, is observed. Caliche, alluvial congl. deposits, coastal dune deposits, and alluviums represent other Quaternary occurrences.

Within the plains, which reveal typical features of a graben valley, the groundwater occurs under unconfined aquifer conditions. The hydraulically connected Haydar and Delihalil formations constitute the major aquifer. The hydraulic conductivities of Haydar and Delihalil formations range between 10-30 m/day and 50-150 m/day, respectively. The latter supports numerous productive wells having specific yields of 10-100 lt/Sec./m.

GİRİŞ

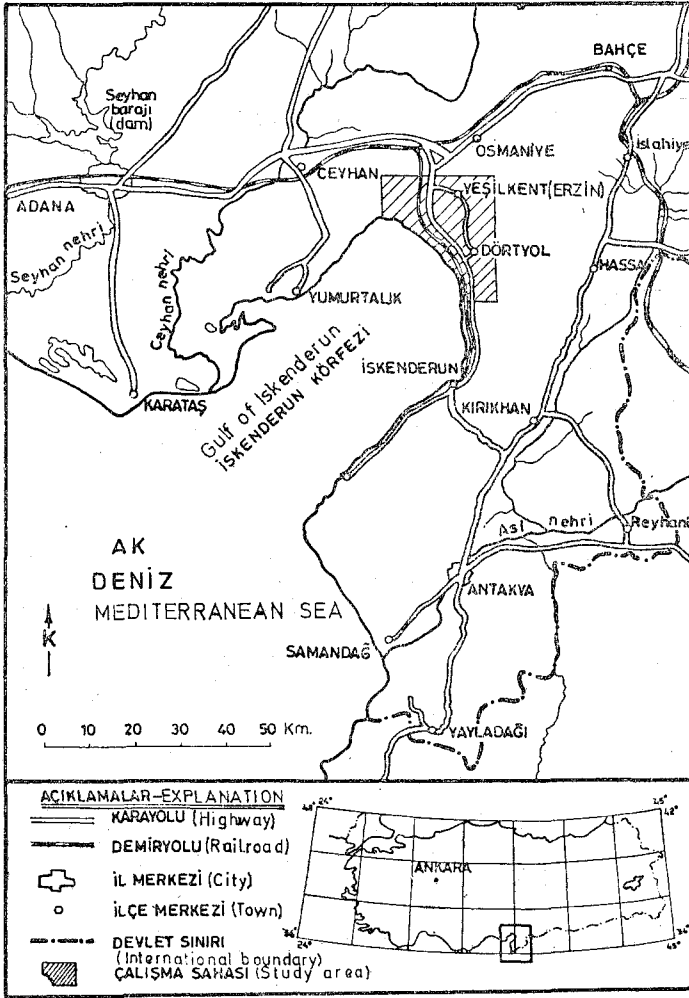
Yeraltısı kaynaklarının geliştirilmesi ve kullanımı araştırma, değerlendirme ve işletme aşamaları sonucu gerçekleşmektedir. Araştırma aşamasında yerüstü ve yeraltı jeolojik-jeofizik yöntemler yardımı ile verimli akiferler saptanmaktadır. Hidrojeolojik verilerin elde edilmesi, kuyu tasarımı ve akifer veriminin belirlenmesi işlemleri değerlendirme çalışmalarını oluşturur. İşletme aşamasında ise akiferin amaca en uygun şekilde geliştirilmesi için gerekli stratejinin seçimi ve işletmenin hidrolik sisteme etkişi ele alınmaktadır.

Bu yazıda İskenderun Körfezinin kuzeydoğusunda yer alan Erzin ve Dörttyol ovalarının (şekil 1) jeolojik ve hidrojeolojik özelliklerine değinilmektedir. Ovaların toplam alanı yaklaşık 260 km² olup kuzeyi ve doğusu dağlarla, güneybatısı ise Akdeniz ile sınırlanmıştır. Sahanın kuzeyinde yer alan Erzin Ovası Kısık Boğazı ile Ceyhan-Osmaniye ovasına bağlanmaktadır. Güneydeki Dörttyol ovası ise Payas'a doğru giderek daralmaktadır. Ovaların kuzey-güney uzantısı yaklaşık 29 km olup en geniş yeri (İmraniye güneyi-Kızlarçayı köyü arası) 24.5 km, Dörttyol'da 7.5 km ve Payas'da ise 4 km dir. Dörttyol ovasının güney uzantısının Payas çayına kadar devam ettiği kabul edilmiştir.

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Erzin ve Dörttyol ovaları ve yakın dolaylarında yapılan ilk jeolojik incelemeler Ten Dam (1952) tarafından yürütülmüş ve yazar bu çalışmada İskenderun havzasındaki Neojen sedimantasyonunun stratigrafik tanımlamasını yapmış ve bölgenin petrol olanaklarını incelemiştir. Atan (1969) çalışma sahasının güneydoğusundaki (Hassa-Kırıkhan arası) Amanos dağlarının jeolojisini incelemiş ve ofiyolitli serinin Senomaniyen-Maestrihtiyen arası ve Maestrihtiyen-Paleosen arası olmak üzere iki ayrı safhada yerleştiğini ileri sürmüştür. Schiettecatte (1971) Misis dağlarını içeren çalışmada Kuzgun ve Kuransa formasyonlarını tanımlamıştır. Aslaner (1973) İskenderun-Kırıkhan bölgesindeki ofiyolitlerin ayrıntılı jeolojik ve petrografik incelemesini yapmıştır.

Erzin ve Dörttyol ovalarına ilişkin ilk hidrojeolojik araştırmalar, Kuran (1958) tarafından yürütülmüş ve ovalarda yeraltısuyu oluşumu yönünden birikinti konilerinin önemine değinilmiştir. Ertürk ve Sözen (1964) ovalarda jeofizik rezistivite incelemeleri yapmış ve alüvyon kalınlıklarını Dörttyol ovasında 20 m, Erzin ovasında ise 75 m olarak belirlemişlerdir. Günay ve diğerleri (1965) ovalarda yeraltısuyu işletmesine uygun sahayı saptayarak yeraltısuyu



Şekil 1 : Yer bulduru haritası

Figure 1 : Location map

yu bilançosunu hesaplamışlardır. Ovalara ilişkin ilk ayrıntılı hidrojeolojik rapor, Türkmen ve diğerleri (1974) tarafından hazırlanmıştır.

TOPOĞRAFİK DURUM

Erzin ve Dört Yol ovaları kuzey ve doğuda dağlarla, batı ve güneyde Akdeniz kıyı çizgisi ile sınırlanmıştır. Erzin ovası ile Dört Yol ovasını ayıran Haydar dağı (226 m) İskenderun Körfezinin karasal uzantısı içinde başlıca engebeyi oluşturur.

Erzin ovasını kuzeybatıda sınırlayan engebeler Delihalil tepe (450 m) ve Hama tepe (182 m) volkan konilerinden yayılan bazalt lav akıntılarında oluşmuştur. Kuzeydeki Miyosen yaşlı birimlerin oluşturduğu az engebeli ve yuvarlak morfolojiye karşılık doğuda aniden dikleşen, oldukça engebeli ve akarsular tarafından derin vadiler oluşturacak şekilde oyulmuş dağlar yer almaktadır. Kuzey-güney doğrultusunda uzanan bu dağlar (Dumanlı dağ, 21000 m, Boz dağ, 2240 m-harita dışında kalmaktadır) Amanos dağlarının kuzey uzantılarını oluşturur. Dört Yol ovası da doğuda bu dağlarla sınırlanmıştır.

Doğudaki dağlardan kaynaklanan akarsuların ovaya eriştikleri yerde oluşturdukları birikinti konileri nedeniyle

ovaların doğusu kısmen batıya eğimlidir. Buna karşılık batı kesimleri ise genellikle düzdür. Erzin ovasının doğu sınırı kabaca 250 m, Dört Yol ovasının ise 100 m eğrileri ile tanımlanabilir.

Ovalardaki başlıca akarsular, kuzeyden güneye doğru, Mahirönü Dere, Sukarışan Dere, Erzin Çayı, Deli Çay, Özerli Çayı, Rabat Çayı ve Kuru Deredir. Payas Çayı, Dört Yol ovasının güney sınırını oluşturmaktadır. Bu derelerin büyük bir kısmı mevsimlik akışa sahiptir. Bunlardan sadece Deliçay ve Payas çayı yıl boyunca akmaktadır.

Birikinti konileri, kıyı kumulları ve leçelikler Erzin ve Dört Yol ovalarının tipik yeryüzü şekillerini oluşturur. Ovaların doğusundaki dağlardan kaynaklanan irili ufaklı akarsuların ağızlarında oluşan birikinti konileri, bu dağların etekleri boyunca birleşik koni kuşağı meydana getirir. Birikinti konilerinin en iyi örnekleri Mahirönü dere, Sukarışan dere, Erzin çayı ve Rabat çayı ağızlarında görülmektedir.

Kıyı kumulları, Yanıkdeğirmen suyu dolayında geniş sahaları kaplamaktadır. Buradaki kumullar ovanın 2-3 km içlerine kadar ilerlemiştir. Kıyı boyunca genç kumullar, daha içeride ise eski kumullar yer almaktadır. Kıyı boyunca güneye doğru giderek incelen kumul şeridi arkasında tatlı su bataklıkları oluşmuştur. Yeraltı su tablasının yüzeye yakın olduğu bu kısımlarda, bataklıklar, kaynaklarla beslenmektedir.

Erzin'in batı ve kuzeybatısında yer alan «Leçelik» ya da «çapır arazi» ovada en ilgi çekici yeryüzü şeklini oluşturmaktadır. İzbırak (1969, s. 30) çapır arazi sözcüğünü ulaşım güçlüğü oluşturan her türlü kayalık sahayı içeren anlamda tanımlamaktadır. Bu gibi sahalarda sivri, pürtüklü şekiller ve çukurlar tipik olup yaya geçiş olanaklarını bile kısıtlamaktadır. Delihalil tepe eteklerinde görülen Leçelik (çapır arazi) bazalt lav akıntıları sonucu oluşmuştur. Sütunlu eklem sistemi gösteren bazalt, bloklı yapısı yanısıra çok fazla gaz türleri içermesi nedeniyle de oldukça pürtüklü görünüm kazanmıştır. Bazalt cürufu olarak nitelenebilecek bu oluşuk ana koni olan Delihalil ile parazit konilerini oluşturan Domuz tepe ve Hama tepelerden gelen lavların çabuk soğumaları sonucu meydana gelmiştir.

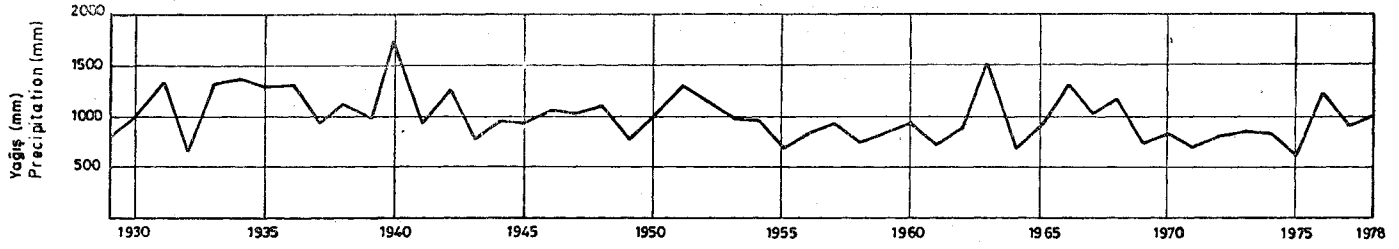
İKLİM VE BITKİ ÖRTÜSÜ

Akdeniz ikliminin egemen olduğu çalışma sahasında yaz ayları sıcak ve kurak, bahar ve kış ayları ise ılık ve yağışlıdır. Yağışlar genellikle yağmur şeklindedir. Yaz aylarında zaman zaman sağanak şeklinde yağışlar görülmektedir.

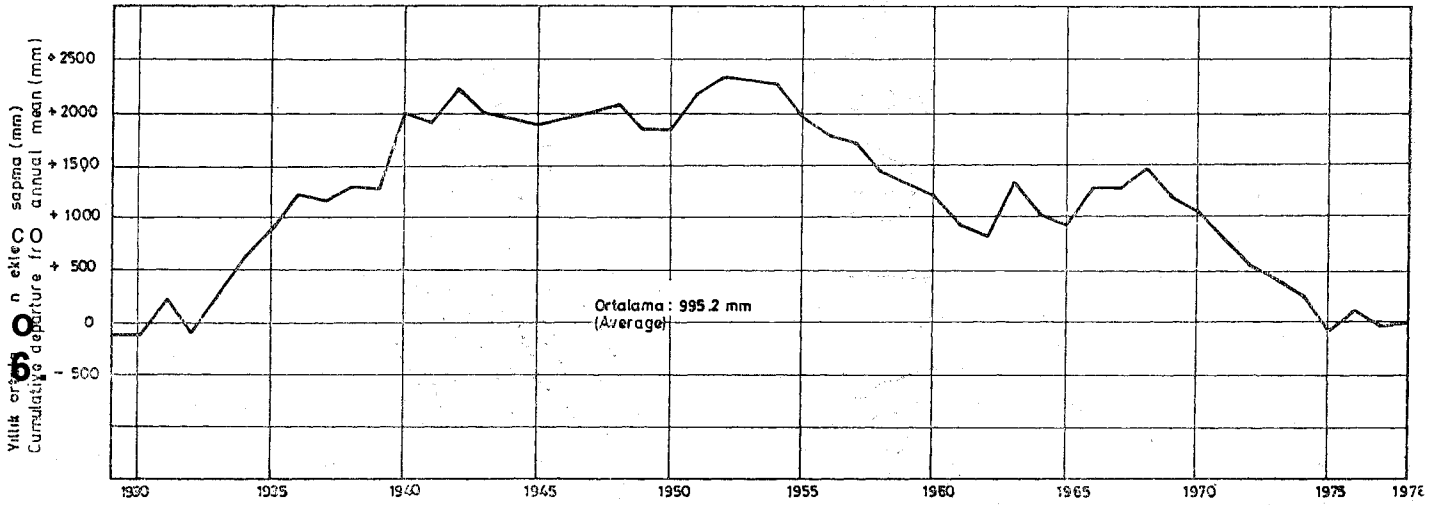
Ovalarda iki adet yağış istasyonu bulunmaktadır. Dört Yol yağış istasyonunda Ocak 1929'dan beri sürekli gözlem yapılmaktadır. Erzin istasyonu Ocak 1950'de gözleme başlamış, 1955-1963 yılları arasında kapatılmış, Kasım 1964'de tekrar açılmıştır.

Dört Yol istasyonundan elde edilen gözlemlere göre (1929-1970) yıllık ortalama sıcaklık 19.3°C olup en yüksek sıcaklık ortalaması 32.2°C ile Ağustos ayında; en düşük ise 6.8°C ile Ocak ayındadır (D.M.I., 1974).

Yağışlar genellikle Aralık-Nisan aylarında yoğun olup yaz ayları kuraktır. Örneğin, Haziran, Temmuz ve Ağustos aylarında 1929 -1978 yılları ortalaması sırası ile 47.00 mm, 23.00 mm ve 37.00 mm. dir. Ovalara düşen yıllık ortalama yağış (50 yıl ortalaması) 995.2 mm dir. Yıllık ortalama yağış hidrografi şekil 2 de gösterilmiştir. Şekilde gö-



Şekil 2 : Yıllık ortalama yağış hidrografi (Dörtiyol istasyonu)
Figure 2 : Mean annual precipitation hydrograph (Dörtiyol station.)



Şekil 3 : Yıllık ortalama yağıştan eklenik sapma (Dörtiyol istasyonu)
Figure 3 : Cumulative departure from mean annual precipitation (Dörtiyol station)

rüldüğü gibi 1968 den sonra yağışta genel bir azalma olmuş ve bu durum 1975 yılına kadar sürmüştür. Bu kurak yıllar 1975 den başlayarak yerini yağışlı yıllara terketmiştir. Bu durum şekil 3 deki yıllık ortalamadan eklenik sapma eğrisinde daha iyi görülebilmektedir.

Ovayı doğuda sınırlayan dağlar genellikle çam ormanı ve meşe ağaçları ile kaplıdır. Delihalil tepe eteklerinde daha çok maki türünde bitki örtüsü egemendir.

Ovada, özellikle doğu kesimlerinde, narenciye ileri düzeydedir. Ovaların ortasında yer alan Haydar dağında kuru ziraat uygulanmaktadır. Burada soğan ve tahıl üretimi ön sırada yer almaktadır. Ovalarda ise birinci ürünü tahıl oluşturmaktadır; Yeraltısuyu kaynaklarından yararlanılması ile birlikte sebzeçilik, pamuk, yerfıstığı ve susam üretimi giderek yaygınlaşmıştır. Özellikle yerfıstığı ve susam ikinci ürün olarak değerlendirilmektedir.

JEOLOJİ

Jeoloji, ovalardaki yeraltısuyunun oluşumunu, kalitesini ve işletilebilirliğini kontrol eden en önemli öğedir. Yeraltısuyu, yapısal kontrollü bir çöküntü havzası içinde biriken gevşek ve çimlntolu kırıntılı tortul kayalar ile bazalt lav akıntılarının oluşturduğu akiferlerde depolanmıştır.

Tersiyer öncesi oluşan kayalar ovaları doğuda, Miyosen yaşlı kayalar ise kuzeyde çevreler (şekil 4). Ovalarda mostra veren Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı kayalar serbest

akifer oluşumuna olanak sağlamıştır. Ovalarda basınçlı akifer koşullarına rastlanmamıştır.

İnceleme sahasındaki değişik türdeki litolojik birimler doğal beslenme ve doğal boşalım koşullarını, akiferlerin verimini, işletme derinliklerini ve yeraltısuyu kalitesini etkilemektedir. Erzin ve Dörtiyol ovalarında ve kısmen su toplama havzasında mostra veren kayalar Kretase, Tersiyer ve Kuvaterner olmak üzere üç kısımda incelenecektir. Bu kayaların sutaşıma özelliklerine ilişkin ayrıntılı bilgiler hidrojeoloji bölümünde verilecektir.

Kretase

Ovaların doğusundaki dağlık kısımlarda mostra veren kayalar Amanos dağlarında çalışan araştırmacılar tarafından (Atan, 1969; Aslaner, 1973) «Ofiyolitik (ofiyolitli) seri» olarak tanımlanmıştır. Ofiyolitli serinin Amanos dağlarında değişik türlerde mafik ve ultramafik kayaları içermesine karşılık, İskenderun Körfezinin kuzeydoğusunda genellikle serpantinitle yaygın olduğu görülmektedir.

Gri-yeşil, mavi, parlak yüzeyli ve kaygan görümlü serpantinitle genellikle masif olup yer yer yapraklı yapı gösterirler. Masif serpantinitle genellikle muntazam olmayan çatlaklar içermektedir. Akarsular tarafından dik yamaçlı ve gömülü vadiler oluşturacak şekilde oyularak engebeli bir topoğrafya meydana getirirler.

Serpantinitle içinde ve üstünde yer alan açık, yer yer koyu gri, ince-orta tabakalı kireçtaşı blokları Atan

(1969) ve Aslaner (1973) tarafından Üst Kretase olarak kabul edilmektedir. Kireçtaşlarının ovalardaki yeraltısuyunun oluşumu ile doğrudan ilişkileri bulunmayışı nedeniyle saha çalışmaları sırasında ayrılmamış ve serpantinitle birlikte haritalanmıştır.

Ovaların temelini oluşturan ofiyolitli serinin kalınlığı bilinmemektedir. Yerleşme yaşının Üst Kretase olduğu kabul edilmektedir (Atan, 1969; Aslaner 1973).

Tersiyer

Kuzgun Formasyonu. Erzin ovasının kuzeyinde, Kısık boğazının her iki yakasında, ayrıca İmraniye batısında mostra vermektedir. Genellikle kumtaşı ve konglomera, yer yer marn ardalı olan bu formasyon Adana bölgesindeki çalışmaları sırasında Schmidt (1961) tarafından Kuzgun formasyonu olarak adlandırılmıştır. Gri, yer yer krem renkli olan kumtaşı, konglomera ve marn birimlerinin tabaka kalınlıkları 10-60 cm arasında değişmektedir. Dernek tepe ve İmraniye batısında tabaka doğrultuları genellikle kuzeydoğu - güneybatı olup eğimleri kuzeye doğru 30-65 derece arasındadır. Kısık boğazının güneyindeki mostralarda küçük bir antiklinal yapı gösterirler (şekil 4). Burada antiklinal eksenini yaklaşık kuzeydoğu-güney-batı yönünde olup kuzeydoğuya dalımlıdır.

Kumtaşı ve konglomera birimlerinde görülen eklemler tabaka düzlemlerine dik olarak gelişmiş olup sıkıdır. Marnlar yer yer küresel ayrışma gösterir. Erzin kuzeyinde Kuzgun formasyonunun serpantinitle dokanağı faylıdır.

Ovalarda DSİ tarafından açılan kuyularda Kuzgun formasyonuna girilmemiştir (Türkmen ve diğerleri, 1974). Ancak, bu formasyonun Kısık boğazının hemen kuzeyinde (harita dışında) Pliyosen yaşlı Haydar formasyonunun altında açılacak şekilde yer aldığı izlenmiştir. Bununla beraber Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı tarafından 1963-1964 ve 1967-1968 yıllarında ovalarda açılan derin sondajlarda Haydar ve Kuzgun formasyonlarının sınırı kesinlikle saptanamamıştır.

Kuzgun formasyonunun kalınlığı 1500 m dolayındadır (Schiettecatte, 1971). Formasyonun yaşı Miyosen olarak kabul edilmektedir (Ten Dam, 1952; Schmidt 1961; Schiettecatte, 1971; Aslaner, 1973; Türkmen ve diğerleri, 1974).

Haydar Formasyonu. İnceleme sahasında en iyi mostralarının Erzin ve Dört Yol ovalarını ayıran Haydar dağında görülmesi nedeniyle bu formasyona Haydar formasyonu adı verilmiştir. Ayrıca Lülük kuzeyi ve Korhan dolaylarında da küçük mostralar şeklinde görülmektedir.

Haydar formasyonu bol serpantin ve kireçtaşı, az kuvars ve çört çakılları içeren karbonat çimentolu iyi pekişmiş konglomeradan ve yer yer marn bantları ve mercerlerinden oluşmuştur. Çakıllar iyi yuvarlanmış olup boylanma kötüdür. Tabakalanma iyi gelişmiş ve orta kalınlıktadır. Tabaka doğrultuları genellikle kuzeydoğu-güneybatı yönünde olup eğimi 8°-10° ile güneye doğrudur. Bazı kısımlarda çapraz tabakalanma görülmektedir. Ovalarda DSİ tarafından açılan sondajların hemen hemen tümünde kesilen Haydar formasyonu başlıca akiferi oluşturur (şekil 5).

Ten Dam (1952) İskenderun baseninde mostra veren konglomeraların tamamen karasal kökenli olduğunu ve bu nedenle Miyosen sonunda çökmeye başlayan basenin Pliyosen'de de çökmekte devam ettiğini kabul etmektedir. Ten Dam'a göre konglomeranın kalınlığı 1000 m, Schiettecatte (MWIF ye göre ise 2000 m) dolayındadır. Haydar formasyonu-

nunun yaşı Pliyosen olarak kabul edilmektedir (Ten Dam, 1952; Günay ve diğerleri, 1965; Schiettecatte, 1971; Türkmen ve diğerleri, 1974).

Kuvaterner

Ovalardaki başlıca Kuvaterner oluşuklar Delihalil formasyonu, kaliçi, birikinti koni çökelleri, kıyı kumulları ve alüvyonları içermektedir (şekil 4). Yeraltısuyunun oluşumu yönünden özellikle Delihalil formasyonu ve birikinti konileri önemlidir.

Delihalil Formasyonu. Erzin ovasının kuzey ve kuzeybatısında geniş sahayı kaplayan bazalt lav akıntıları Delihalil tepe volkan konisi ve Domuz tepe, Hama tepe gibi parazit konilerden yayılmıştır (şekil 4). Bu nedenle olivin bazalt bileşimindeki bu kayalar Delihalil formasyonu olarak adlandırılmıştır. Saha gözlemlerimiz volkanik faaliyetlerin üç safhada oluştuğunu göstermiştir.

Kısık boğazının her iki tarafında mostra veren Kuzgun formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen koyu gri-siyah bazaltlar (Qd₁) iyi gelişmiş kolonlu eklem sistemi göstermektedir. Masif görümlü olan bu bazaltlarda gaz tüpleri çok azdır. Erzin'in batısında demiryolunun her iki tarafında açılan çok sayıda su sondajları kalınlığı 70 m ye varan sert ve çatlaklı bazalt kesmiştir. Bu bazaltlar büyük bir olasılıkla volkanik faaliyetlerin ilk ürünüdür.

İmraniye (Turunçlu) dolaylarında mostra veren eklemler ve fazlaca gaz tüplü bazalt lavları muhtemelen volkanik faaliyetlerin ikinci safhasını simgelemektedir (Qd₂). Bloku bir yapı gösteren bazaltlar sel yataklarının oluşumuna olanak sağlamayacak ölçüde geçirimsizdir.

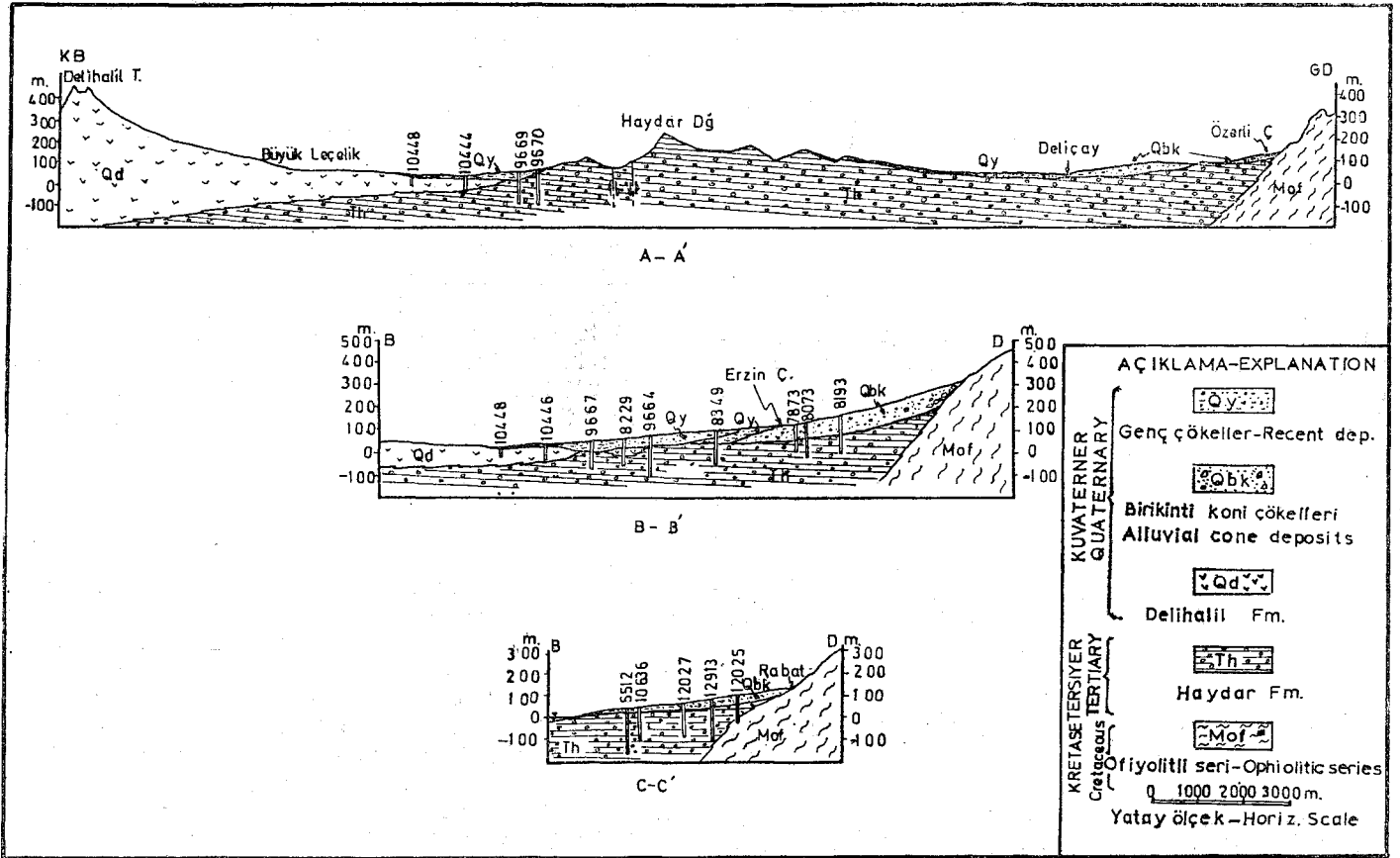
Üçüncü volkanik faaliyeti simgeleyen bazaltlar ise (Qd₃) Delihalil mahallesi ve Hama tepe doğusundaki geniş sahada görülmektedir. Bunların rengi daha öncekilere kıyasla daha koyu olup bazalt cürufu görünümündedir. Çok fazla gaz tüpleri içeren bu bazaltlar kısmen kolonlu eklem sistemi göstermekte olup çok parçalı ve blokludur. Hava fotoğrafları yardımı ile ikinci ve üçüncü volkanik faaliyetleri simgeleyen lav akıntılarını gerek renk farkları ve gerekse tipik yapıları ile kolaylıkla ayırtmak mümkündür. Şekil 4'de Delihalil formasyonunun değişik aşamalarda oluşan birimleri gösterilmiştir.

Delihalil formasyonunun kalınlığı 400 m dolayında olup yaşı Kuvaterner olarak kabul edilmektedir (Schiettecatte, 1971; Türkmen ve diğerleri, 1974).

Kaliçi. Haydar dağının doğusunda yaygın olarak görülmektedir. Genellikle ince bir alüvyon örtüsü altında yer alan kaliçi dere ve sel yataklarında Haydar formasyonu üzerinde 1.5-2 m kalınlıkta banklar şeklindedir. Kalsiyum karbonat bileşimli, açık gri, bej ve çok yumuşak olup özellikle alt kısımlarında Haydar Formasyonunun çakıllarını içermektedir.

Kaliçinin bulunduğu yerlerde tipik bir akarsu vadi oluşumu izlenmektedir. Haydar formasyonunda V-şeklinde gelişen dere ve sel yatakları, üst kısımlarda dik yamaçlar oluşturmaktadır. Bu dik yamaçlı kısımlarda yatay konumlu kaliçi tabakaları görülmektedir. Gerek topoğrafik haritalardan ve gerekse hava fotoğraflarından kaliçinin yayılma sahalarını saptamak kolaylıkla mümkün olmaktadır.

Kaliçi, kurak iklim koşullarının egemen olduğu bölgelerde toprak profilinde görülen beyaz kalsiyum karbonat birikintisidir (Flint ve Skinner, 1977, s. 119). Pliyosen yaşlı karbonat çimentolu konglomera (Haydar formasyonu) içinde depolanan yeraltısuyu, su tablasından başlayarak "



Şekil 5 : Jeolojik kesitler
Figure 5 : Geological cross sections

kılcal olaylarla yüzeye doğru yükselmektedir. Bu sırada eritmiş olduğu kalsiyum ve karbonat iyonları ile zenginleşen kılcal su, sıcaklık nedeniyle yüzeyde ya da yüzeye yakın yerlerde buharlaşmakta ve kalsiyum karbonatı çökeltmektedir. Bu çökeltme sırasında yüzeyde gevşek olarak bulunan çakıllar kalıçı tarafından yeniden çimentolanmıştır. Jeolojik haritada (şekil 4) kalıçı sınırı üzerinde ince bir alüvyon örtüsü bulunması nedeniyle kesik çizgilerle gösterilmiştir. Dere ve sel yataklarında mostra veren kalıçının ince ve dik yamaçlar oluşurması nedeniyle haritada gösterilmesi olanaksızdır. Sahada genellikle Haydar formasyonu üzerinde görülen kalıçı yer yer bu formasyon içinde, ancak yüzeye yakın yerlerde, ince bantlar şeklinde de görülebilmektedir.

Birikinti Koni Çökelleri. Birikinti koni çökelleri ovanın doğusunda yeralan dağların etekleri boyunca izlenmektedir. Bu dağlardan kaynaklanan çok sayıda akarsuların özellikle taşkın sırasında sürüklenmiş oldukları irili ufaklı parçalar akarsu ağzlarında eğimin ani olarak azalması nedeniyle koni şeklinde yığılmakta ve bu koniler her taşkın sonunda giderek genişlemektedir. Böylece yan taraftaki konilerle de birleşerek dağların eteği boyunca uzanan birleşik koni kuşağı oluşmaktadır (şekil 4).

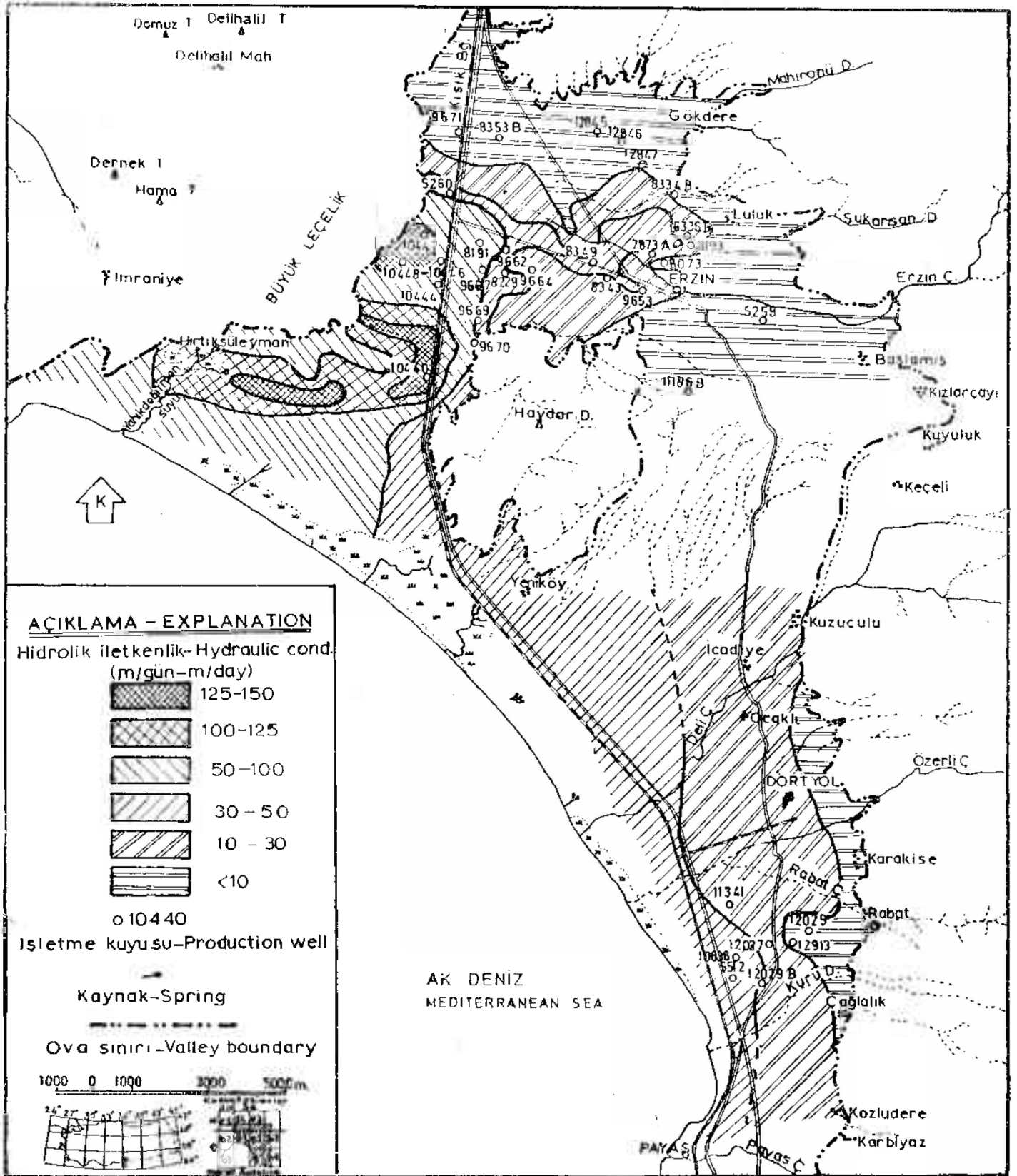
Dere ağzlarında genellikle iri bloklardan oluşan birikinti koni çökelleri ova içlerine doğru giderek incelmekte ve en sonunda ince kum ve süte dönüşmektedir (şekil 5). Birikinti koni çökelleri değişik boyutlarda serpantin ve

kireçtaşı parçalarından oluşmuştur. Dere ağzlarında özellikle iri blokların yığılması sonucu oldukça eğimli yelpaze şeklinde oluşan birikinti konilerinin en tipik örnekleri Su-karışan dere, Rabat çayı ve Kozlu dere ağzlarında görülmektedir. Şekil 4'de birleşik koni çökelleri (Qbk) ile gösterilmiştir. Birikinti koni çökellerinin kalınlığı 50-100 m dolayındadır.

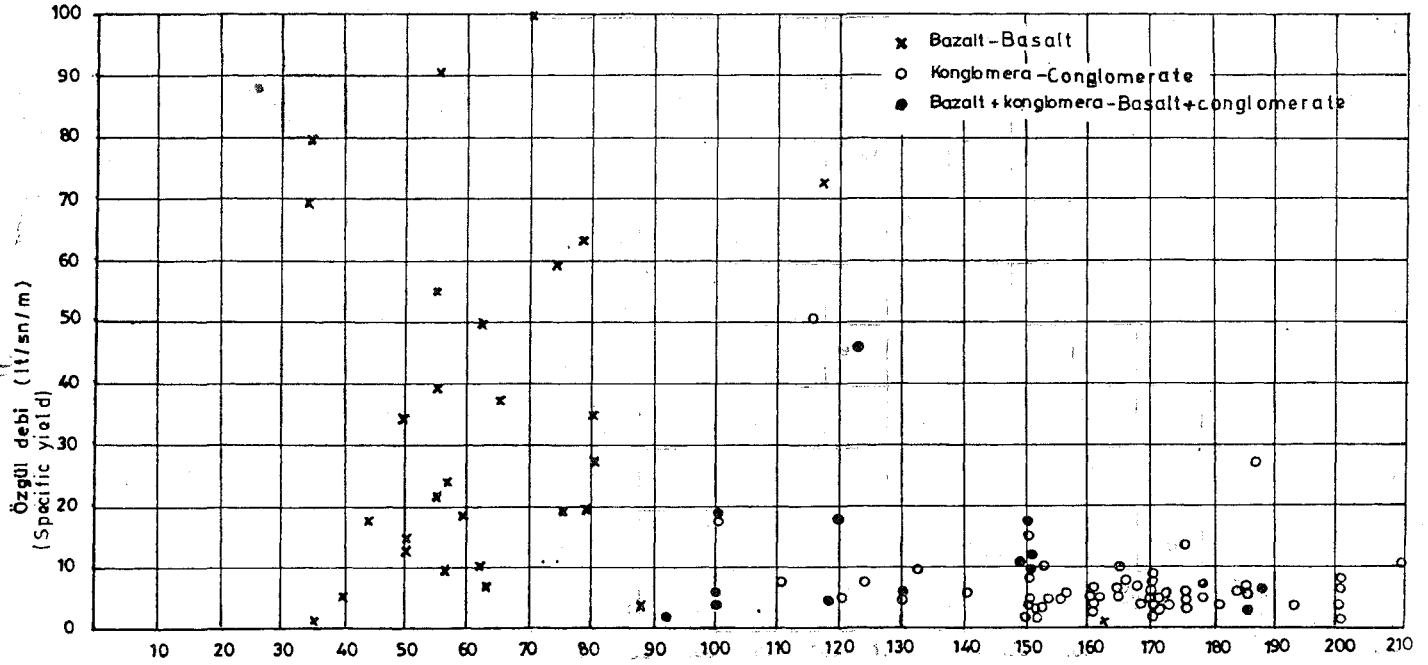
Kıyı Kumulları. Erzin ovasının batısında yaygın olarak izlenen kıyı kumulları özellikle Yanıkdeğirmen suyu dolaylarında geniş alanları kaplamaktadır. Burada kıyı kumulları ova içlerine doğru 2-3 km ilerlemiştir. İnce kum ve şiltten oluşan bu kumullar özellikle hava fotoğraflarında beyaz tonları ile alüvyoner örtüden kolaylıkla ayırdedilmektedir.

Ova içlerine doğru ilerlemiş olan eski kumullar bitki örtüsü nedeniyle duraylılık kazanmıştır. Buna karşılık kıyı şeridi boyunca izlenen yeni kumullar güneye doğru giderek incelmetedir. Şekil 4'de eski ve yeni kıyı kumulları (Qkk) birlikte gösterilmiştir.

Alüvyon. Erzin ve Dörtüol ovalarının büyük bir kısmını örten alüvyonlar sel suları ve akarsu çökellerinden oluşmuştur. Akarsu yataklarında genellikle çakıllı ve yer yer kumlu olan alüvyonlar ovaların diğer kısımlarında daha çok kumlu, siltli ve killidir. Şekil 4'deki jeolojik haritada çakıllı, kumlu ve killi çökeller ayırdedilmiştir. Ovalarda alüvyon kalınlığı 10-60 m dolayındadır.



Şekil 6 : Erzincan ve Dört Yol ovalarında hidrolik iletkenlik dağılımı
Figure 6 : Distribution of hydraulic conductivities in Erzincan and Dört Yol plains



Şekil 7 : Özgül debi - litoloji - kuyu derinliği ilişkileri
Figure 7 : Specific yield - lithology - well depth relationships

Derinlik (m)
Depth (m)

YAPISAL JEOLJİ

İskenderun körfezi, batıda Misis dağları, doğuda ise Amanos dağlarının kuzey uzantısını oluşturan Dumanlı ve Boz dağlar ile sınırlanmış olup yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanmaktadır. Kalın Neojen çökellerinin görüldüğü bu körfez yapısal denetimli bir çöküntü havzasının varlığını simgelmektedir. Tem Dam (1952) havzadaki çökmenin (ya da alçalmanın) Miyosen sonlarında başladığını ve Pliyosen sonuna kadar devam ettiğini ileri sürmüştür. Schiettecatte (1971) Adana ve İskenderun havzalarının Pliyosen sonu ile Pleyistosen zamanında yükselen Misis dağları ile ayrıldığı görüşündedir. Bölgedeki tektonik olayların Holosen'de de devam ettiğini ve İskenderun körfezinin bugünkü coğrafik görüntüsünün Holosen yaşlı

normal faylara bağlı olduğunu kabul etmektedir. Ayrıca, Erzin ovasının kuzeybatısındaki bazalt volkanizmasının da bu faylarla ilişkili olduğu görüşündedir.

İlhan (1976) İskenderun körfezini bir graben olarak tanımlamakta, Özelçi, (1975) ise graben olasılığını destekleyen jeofiziksel (gravite) verilere değinmektedir. Şu halde, İskenderun havzasının ana yapısal özelliği bir çöküntü havzası (griben) oluşudur. Önceleri Adana baseni ile birlikte ele alınan bu havza, Schiettecatte (1971)'nin belirttiği gibi Misis Dağlarının oluşumundan sonra Adana havzasından ayrılmış olup ayrı bir havza olarak düşünülmelidir.

Bölgenin diğer yapısal özelliklerini ovalarda izlenen faylar, kıvrımlar ve uyumsuzluklar oluşturmaktadır. İncelemenin ovalarda yoğunlaşması nedeniyle bunun dışında kalan sahalardaki yapısal oluşumlara burada değinilmeyecektir.

Haydar dağında görülen kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu normal faylar Haydar formasyonunu etkilemekte olup

• bunların devamı alüvyon örtüsü nedeniyle izlenememiştir. Bu fayların düşey atımları 0.50 - 1.60 mden-birkaç metreye kadar olabilmektedir.

Erzin ovasının batısında (İmraniye güneyi) yer alan diğer bir normal fay Miyosen-Kuvaterner birimlerinin dokunağı boyunca olup, doğrultusu kabaca kuzeydoğu-güneybatıdır. Bu fayın kuzeydoğu uzantısı Delihalil formasyonu ile örtülmüş durumdadır.

Kısık boğazının doğusunda mostra veren Kuzgun formasyonunun daha doğudaki serpantinitle olan dokunağı faylıdır. Buradaki normal fayın da doğrultusu diğer faylarla uyumludur. İnceleme sahasında izlenen bu fay-lardan Pliyosen birimlerinin etkilendiği görülmüş ise de Kuvaterner birimlerinin etkilenip etkilenmediği hakkında kesin saha belirtileri elde edilememiştir. Bu nedenle fayların yaşının en az Pleyistosen belki de Schiettecatto (1971)'nin önerdiği gibi Holosen olabileceği düşünülebilir.

İnceleme sahasının kuzeyinde Kuzgun formasyonu içinde kuzeydoğu-güneybatı eksen doğrultulu asimetric bir antiklinal yapı görülmüştür. Antiklinalin kuzey kanadı 15° güney kanadı ise 20° eğim göstermekte ve yapı kuzeydoğuya dalımlıdır.

İnceleme sahasındaki başlıca uyumsuzluklar Ofiyolitli seri-Kuzgun formasyonu; Kuzgun formasyonu - Haydar formasyonu ve Haydar formasyonu - Delihalil formasyonu arasında görülmektedir. Bunlardan son ikisi açısız uyumsuzluklardır.

Sonuç olarak, inceleme sahasında genel tektonik hatlar kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda gelişmiş olup Pleyistosen ya da daha gençtir.

HİDROJEOLJİ

Kayaçların Su Taşıma Özellikleri

Ovaların doğusundaki dağlık kısımda mostra veren serpantinitle yer yer çatlaklıdır. Ancak bu çatlaklar yüzeysel olup alt kısımlara doğru etkileri azalır ve kayaç masif özellik taşır. Serpantinitle, ilksel boşluklarının çok az olması nedeniyle, pratik olarak geçirimsizdir. Bu nedenle ovaların doğusunda geçirimsiz sınır koşullarını oluştururlar. Bu kısımlardan akifere yeraltından beslenim bek-

lenmemektedir.

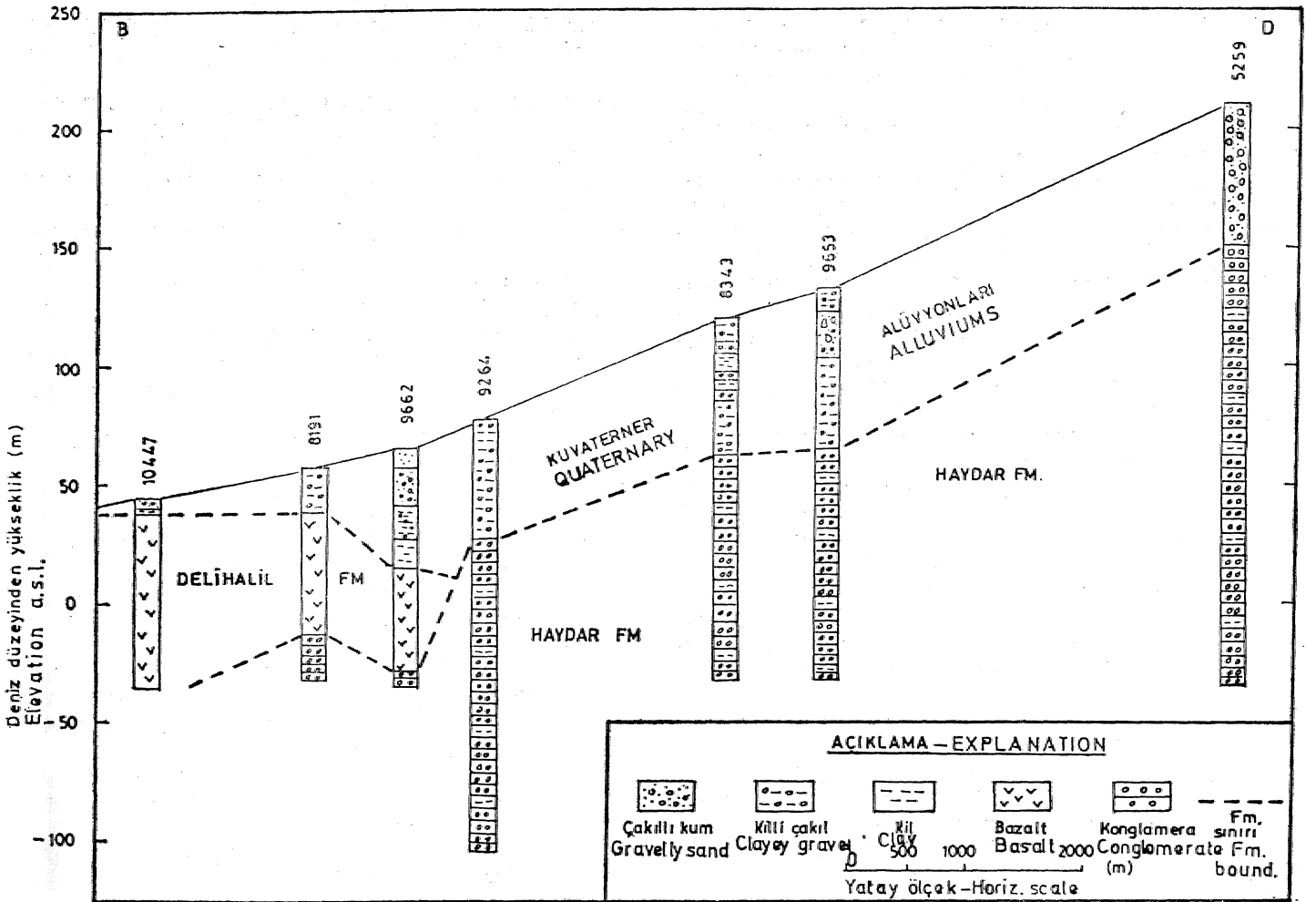
Kumtaşı, konglomera ve marn ardalanmasından oluşan Kuzgun formasyonu iyi pekişmiş ve çimentolanmıştır. Yer yer eklemli olmalarına karşılık eklemeler sıklıdır. Kuzgun-, formasyonunda açılmış su. kuyusu bulunmaması nedeniyle bu formasyonun hidrolik iletkenliği hakkında yeterli, bilgi yoktur. Az geçirimli ve yer yer geçirimsiz, olarak kabul edebileceğimiz ta formasyonun hidrolik iletkenliği 10 m/gün den azdır (şekil 6).

Ovalardaki başlıca akiferi oluşturan Haydar formasyonu genellikle konglomera, yer yer marn bant ve mercerklerinden oluşmuştur. Gerek ilksel ve gerekse ikincil gözenekliliği nedeniyle fazla miktarda su-depolama özelliğine sahiptir. Akiferin hidrolik iletkenliği 10 -50. m/gün arasında, değişmektedir. Bu akiferde açılan ve halen kooperatiflerce işletilen yaklaşık 120 kuyunun özgül debileri 10 lt/sn/m dolayındadır (şekil 7).

Erzin ovasının batı ve güneybatısında açılan yaklaşık 25 kuyu Delihalil formasyonundan su almaktadır. Kuvaterner yaşlı bazaltlardan oluşan bu formasyon ovalarda en verimli akiferi oluşturmaktadır. Delihalil formasyonu son derece bloklu ve eklemli bir yapı göstermekte olup geçirimsizliği çok fazladır (50-100 m/gün). Bu formasyonda açılan kuyuların derinliği 40-80 m, özgül' debileri ise 10 lt/sn./

m den fazladır. Şekil 7'de özgül debi - litoloji - kuyu derinliği arasındaki ilişkiler gösterilmiştir. Buradan görüleceği gibi Haydar formasyonunda açılan kuyuların derinliği 100-200 m arasında olup özgül debileri 10 lt/sn/m den azdır. Delihalil, formasyonunda kuyuların daha sığ olması yanı sıra özgül debileri de çok yüksektir (10-100 lt/sn/m). Ayrıca derinliği 90 -150 m arasında değişen yaklaşık 10 kuyuda bazalt ve konglomera akiferleri müşterek filtrelenmiş olup özgül debileri 5-50 lt/sn/m arasındadır. Bu bilgilerden bazalt akiferinin-konglomera akiferine kıyasla çok daha verimli ve işletmecilik açısından daha ekonomik olduğu anlaşılmaktadır. Ancak bu tartışmalardan ovalarda iki ayrı akifer olduğu sonucu çıkarılmamalıdır. Şekil 5 ve şekil 8' deki jeolojik kesitlerde görüleceği gibi her iki akifer hidrolik bağlantılı olduğu için tek bir hidrolojik sistem olarak ele alınmalıdır.

Delihalil formasyonunun oluşturduğu akiferin oldukça geniş bir beslenme sahası vardır. Jeolojik haritada (şekil 4) Büyük Leçelik olarak gösterilen bölgeye düşen yağışın hemen tümü (buharlaşma kayıpları dışında) yeraltına, süzülmemektedir. Bunun, sonucu, bazalt - alüvyon dokanağında yer yer yüksek debili kaynaklar oluşmuştur. Buna örnek olarak Hırtık Süleyman Çiftliği dolayındaki kaynakları, gösterebiliriz., DSI jeologları tarafından bu kay-



Şekil 8: Erzin ovası boyunca Jeolojik kesit
Figure 8: Geological cross section through Erzin plain

nakların debisi 4.10.1965 de 1667 lt/sn; 25.9.1968 de ise 1982 lt/sn olarak ölçülmüştür (Türkmen ve diğerleri, 1974, s. 25).

Haydar dağının doğusunda ince bir alüvyon örtüsü altında yeralan kalıcı ovalardaki yeraltısuyunun oluşumu yönünden önemsizdir. Ancak kalıcının üstteki alüvyona kıyasla daha az geçirimli olması nedeniyle, yağıştan süzülme ile beslenimi kısmen azaltması ya da en azından, geciktirmesi beklenebilir.

Birikinti konilerini, oluşturan, blok, moloz, çakıl ve kumlar ovalardaki akiferin beslenmesinde büyük önem taşımaktadır. Oldukça geçirimli olan bu çökeller gerek yağıştan ve gerekse yüzeysel akıştan süzülme ile beslenimi gerçekleştirmektedir. Ovaların doğusunda kaynaklanan akarsular birikinti konilerini geçerken sularının büyük bir kısmını kaybetmektedir. Bu nedenle bazı akarsular denize ulaşmamaktadır. Bu gibi akarsuların ovalar içindeki yataklarında akış genellikle sağanak şeklindeki yağışlardan sonra kısa bir süre için mümkün olmaktadır.

Ovaları örten çakıl, kum, silt ve yer yer killerden oluşan çökeller genellikle geçirimli olup akiferin yağıştan beslenmesi yönünden önemli katkıları bulunmaktadır. Ayrıca ovalardaki verimli tarımsal sahaları oluşturan bu çökeller sulama suyunun bir kısmını da süzerek yapay beslenimi gerçekleştirmektedir. Akiferde Hidrolik İletkenlik Dağılımı

DSİ VI-6 sondaj şubesi tarafından Erzin ve Dörtöl ovalarında 1964 yılında 16 adet araştırma kuyusu ile 1966-1972 yılları arasında ise 167 adet işletme kuyusu açılmıştır. Bu kuyulardan 10 tanesi verimsiz oluşları ya da sondaj sırasında karşılaşılan güçlükler nedeniyle iptal edilmiştir. Halen 157 kuyu çalışır durumdadır.

DSİ tarafından açılan bu kuyularda pompaj deneyleri yapılmış ve hemen her kuyu için iletkenlik, katsayısı (T) hesaplanmıştır. Depolama, katsayıları (S) hakkında birkaç kuyu dışında (7873-A'da 0,028; 8334-B'de 0,20) yeterli bilgi bulunmamaktadır. Serbest akiferlerde iletkenlik katsayısının yeraltısı tablasının konumuna ya da akiferin doygun kalınlığına bağlı olması nedeniyle bu değerler zamana bağlı olarak değişebilmektedir. Bu nedenle Şekil 6'da hidrolik iletkenlik (K) değerlerinin akifer içindeki dağılımı gösterilmiştir.

Erzin ovasında hidrolik iletkenlik değerleri oldukça farklılık göstermektedir. Akiferin kuzey ve doğusunda, hidrolik iletkenlik 10 m/gün ve daha azdır. Yer yer, özellikle ova sınırına yakın, yerlerde bu değerler 1-3 m/gün'e düşmektedir. Ovanın orta kısımlarında genellikle 10-30 m/gün olan hidrolik iletkenlik yer yer 30-50 m/gün değerlerine ulaşmaktadır. Akiferin geçirimsizliği batıya doğru giderek artmakta ve yer yer 125-150 m/gün gibi yüksek değerler görülmektedir. Hidrolik iletkenliğin yüksek olduğu kısımlar bazalt akiferine tekabül etmektedir. Bu değerlerden anlaşılacağı gibi Erzin ovasında akifer oldukça heterojen özellik göstermektedir. Bunun başlıca nedeni Haydar ve Delihalil formasyonlarının bu kısımda müşterek akifer oluşturmasıdır. Daha önceki kısımlarda ovaların doğusunda oldukça geçirimli birikinti konilerinin yeraldığını belirtmiştik. Buna rağmen bu kısımlarda düşük hidrolik iletkenlik değerlerinin görülüş nedeni kuyuların Haydar formasyonu, içinde filtrelenmesinin sonucudur.

Dörtöl ovasında akifer daha homojendir. Doğudan batıya doğru düzgün bir şekilde artan hidrolik iletkenlik

değerleri 10 - 50 m/gün arasında değişmektedir. İşletme kuyularının yoğunlaştığı kısımda hidrolik iletkenlik 10-30 m/gün dolayındadır.

SONUÇLAR

Erzin ve Dörtöl ovaları doğuda Üst Kretase yaşlı ofiyolitik seri, kuzeyde kumtaşı, konglomera ve yer yer marn ardalı Miyosen yaşlı Kuzgun formasyonu, kuzeybatıda ise olivin bazaltlardan oluşan Delihalil formasyonu ile çevrilmiştir. Bir çöküntü havzası özelliğini taşıyan ovaların tabanında Pliyosen yaşlı Haydar formasyonu yer almaktadır.

Ovalarda yeraltısuyu serbest akifer koşullarında oluşmuştur. Aralarında hidrolik bağlantı bulunan Haydar ve Delihalil formasyonları birlikte başlıca akiferi oluştururlar. Akiferin beslenme sahaları kuzeybatıda Delihalil formasyonu doğuda ise birleşik birikinti koni kuşağı ile tanımlanabilir. Ofiyolitik seri, geçirimsiz olması nedeniyle, yeraltı beslenmesine katkısı yönünden önemsizdir.

Delihalil formasyonu, Haydar formasyonuna kıyasla daha verimlidir. Bu nedenle, yeraltısuyu işletmeciliği yönünden Erzin ovası, Dörtöl ovasına göre daha yüksek potansiyele sahiptir.

Yazının ilk geliş tarihi : Eylül 1982
Yayına verildiği tarihi : Aralık 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aslaner, M., 1973, İskenderun -Kırıkhan, bölgesindeki ofiyolitiklerin Jeolojisi ve petrografisi MTA Yayını, 150, 78 s.,
Atan, O.E., 1969, Eğribucak - Karacaören (Hassa) -Ceylanlı, - Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos dağlarının jeolojisi: MTA. Yayın., 139,85 s.
D.M.İ., 1974, Ortalama ve ekstrem, kıymetler meteorolojisi, bülteni: Başbakanlık Basımevi, Ankara, 679 s
Ertürk, A., ve Sözen, M., 1964, Dörtöl ve Erzin Ovaları, jeofizik rezistivite etüdü raporu : DSİ Rapor No, 1904/2, 17 s.
Flint, R.F., ve Skinner, B.J., 1977, Physical Geology: John Wiley and Sons, Inc., New York, 594 s.
Günay, G., Tekiner, Y., Gözınar, G. ve Türkmen, G., 1965, Dörtöl - Erzin ovalarının yeraltısuyu rezerv raporu : DSİ Rapor No. 1904/3, 31 s.
İlhan, E., 1976, Türkiye Jeolojisi: ODTÜ, Müh. Fak. Yayın No. 51, 239 s.
İzbrak, R., 1969, Sistematiik jeomorfoloji: Harita Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara, 327 s.
Kuran, İ.H., 1958, Dörtöl -Erzin ovasının hidrojeolojik raporu : DSİ Rapor No, 1904/1, 28 s.
Özelçi, F., 1975, Doğu- Akdeniz ve Anadolu Gravite anomalileri ve' tektonik gelişimle ilgisi : MTA, Cumhuriyetin 50 Yılı Yerbilimleri Kongresi, 340-351.
Schietecatte, J.P., 1971, Geology of the Misis Mountains; Campbell, A.S., ed., Geology and History of Turkey de: The Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, Libya, 305-312.
Schmidt, G.C., 1961, Stratigraphic nomenclature of the Adana region: Petroleum District VII: Petr. Adm. Publ. Bull, 6, 49 - 62.
Ten Dam, A., 1952, Sedimentation, facies and stratigraphy in the Neogene Basis of İskenderun: Türkiye Jeol. Kur.Bült., 2, 49-64.
Türkmen, G., Ertürk, A., ve Türkmen, M., 1974, Dörtöl -Erzin Ovaları hidrojeolojik etüdü raporu : DSİ., 42: s.

Selimiye - Beşparmak yöresindeki (Muğla) Menderes Masifi kayalarının stratigrafisi⁽¹⁾ Tartışma ve yanıt⁽²⁾

Tartışma

AYDOĞAN BORAY Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Temel Araştırmalar Dairesi, Ankara

Öztürk ve Koçyiğit (1982) de kanımızca bazı yanlış yorum ve belirlemeler yapılmıştır. Söz konusu yayında yazarların birimlerin kökenleri, birbirleri ile ilişkileri konusunda ileri sürdükleri görüşler eldeki verilerin yetersizliği nedeniyle halâ farklı yorum ve kabullere olanak tanımaktadır. Ancak birimlerin yaşları konusunda aşağıda belirtilen düzeltmelerin yapılması ilerde yapılacak çalışmaların doğru yönlenebilmesi bakımından gereklidir.

1. — Öztürk ve Koçyiğit (1982) tarafından, literatürde Menderes Masifi veya çekirdeği olarak değinilen kısım Beşparmak Formasyonu diye adlandırılmış ve Prekambriyen yaşında olduğu belirtilmiştir. Kanımızca bu yaş için veriler yeterli değildir ama bir başka yaş önermek için de bilinenlerin çok olmadığını dikkate alarak en azından bir soru işareti ile beraber Prekambriyen yaşını önermek doğru olurdu (yayındaki şekil 3).

2 — Yazarlarca Beşparmak Formasyonu üzerinde yer alan birim Kılavuz Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Yayındaki şekil 4). Bu formasyon literatürde Menderes Masifinin örtüsü olarak değinilen, ayrıca Özgül (1978) tarafından Bolkar Dağı Birliği olarak adlandırılan birimin alt kısmına karşılık gelmektedir. Yayında formasyonun yaşı için Onay (1949), Schuiling (1962) ve Wippem (1964) in önerilerine dayanılarak Karbonifer öncesi (Silüriyen?) denilmektedir.

(1) Öztürk, A., ve Koçyiğit, A. 1982, Selimiye - Beşparmak, yöresindeki (Muğla) Menderes Masifi kayalarının stratigrafisi : Türkiye Jeof. Kur. Bült., 25, 67 - 72.

(2) Yazarlar bu tartışmaya yanıt vermediklerinden yayınlanamamıştır.

Bu birimin karşılığı olan kayalarda Milas - Tavas ara-sında yaptığımız araştırmalar sonucunda makro fosillerle Üst Devoniyen? - Alt Karbonifer, Permo - Karbonifer ve mikrofosillerle Alt-Orta Permiyen yaşları elde edilmiştir (Boray ve diğerleri, 1975; Çağlayan ve diğerleri, 1980). Fosillerin bulunduğu kayalar Kılavuz Formasyonu olarak adlandırılan dizinin üst kısmına karşılık gelmektedir. Bu nedenle bize göre birimin üst kısmının yaşını Permo -Karbonifer olarak kabul edip alt kısmının bazı Alt Paleozoyik kayaları da kapsayabileceğini düşünmek daha doğru olacaktır,

3 — Yazarlarca Kılavuz Formasyonunun üzerine gelen bi-

rim Aktaş Formasyonu olarak adlandırılmış, onay (1949), Kaaden ve Metz (1954) ve S. Erk (1980) den sağlanan sözlü bilgilere dayanılarak da formasyona Devoniyen - Alt Permiyen yaşı verilmiştir (Yayındaki şekil 4B). Bizim bulgularımıza göre bu birimin alt kısmı rekristalize dolotaşı ve dolomitik kireçtaşlarından oluşmakta olup içinde değişik şekilli zımparataşı - diyasporit düzeyleri bulunmaktadır. Birimin üst kısımları rekristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu birimin devamında, çeşitli yerlerde rekristalize dolotaşı ve dolomitik kireçtaşlarında Orta - Üst Triyas, Jura - Alt Kretase yaşları veren fosiller bulunmuştur (Çağlayan ve diğerleri, 1980). Birimin en üst kısmında da pek çok yerde Üst Kretase yaşını veren makrofosiller bulunmaktadır (Dürr, 1975; Çağlayan ve diğerleri, 1980). Birimin Kılavuz Formasyonu üzerinde açışız bir uyumsuzlukla yer aldığı kabul edildiğinde bize göre yaşı Orta Triyas - Üst Kretase olmalıdır. Önerilen Alt Permiyen yaşı çok uzak bir olasılıktır.

4 — Yazarlarca Masifin örtüsünün ve Bolkar Bağı Birliğinin üst birimlerine karşılık, gelen kırmızı renkli yer yer çakıllı mermerler Arıtaşı Formasyonu olarak adlandırılmış (Yayındaki Şekil 4C) ve Boray ve diğerleri (1975) de sözü edilen Üst Triyas - Alt Liyas fosillerine değinilerek te şimdilik Triyas yaşında kabul edilmişlerdir. Boray ve diğerleri (1973) de sözü edilen Üst Triyas - Alt Liyas yaştaki fosiller bu birimin altındaki birimde zımparataşı diyasporit oluşukları altında görülen dolotaşlarından elde edilmiştir.

Milas Gülü olarak adlandırılan kırmızı mermerler Üst Kretase yaştaki makrofosilli rekrystalize kireçtaşlarının (yazarların Aktaş Formasyonu) hemen üstünde bulunmaktadır. Bunların Milas'ın güneybatısındaki devamında Üst Paleosen yaşta fosiller bulunmuştur (Çağlayan ve diğerleri, 1980). Bütün bu verilere göre de birimin yaşının önerildiği üzere Triyas değil, Üst Paleosen olması gerekmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Boray, A., Akat, U., Akdeniz, N., Akçaören, Z., Çağlayan A., Günay, E., Korkmazer, B., Öztürk, E., ve Sav, H., 1975, Menderes masifinin güney kenarı boyunca ba-

zı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri: Cumhuriyetin 50 yılı, Yerbilimleri Kongresi, 11-20.

Çağlayan,, M.A, Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H. ve Akat, U., 1980 Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum: Jeoloji Mühendisliği, 10, 9 -17.

Dürr, S., 1975, Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes - Kristallins/SW - Anatolien und seine Aequivalente in der Mittleren Aegaeis: Marburg/Lahn, Habilitasyon Tezi.

Kaaden, G, ve Metz., 1954, Datça-Muğla - Dalaman Çayı arasındaki bölgenin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 5/12, 71 - 170.

Önay, T.S., 1949, Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens: Schweiz. Mün. Petr. Mitt., 29/2, 357-492. •

Özgül, N., 1976, Toorosların bazı temel jeoloji özellikleri : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 19/1 65 - 78.

Schuiling, R.B., 1962, Türkiyenin güneybatısındaki Menderes migmatit kompleksinin, petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında : MTA Dergisi, 58, 71 - 84.

Wippert, J., 1964, Menderes- masifinin Alpidik dağ teşekkülü içindeki durumu: M.T.A. Dergisi, 62, 71 - 79,

