

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1983
February,

Cilt 26
Vol.

Sayı 1
no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Hoyran Gölü (Isparta Bükümü) dolayının tektoniği**
Tectonics of the Hoyran Lake (Isparta Bend) region
..... **Ali KOCYİĞİT 1**
- Pontidlerde Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimentolojik veriler**
Sedimentological evidence for the opening of the northern branch of Neo-Tethys in the Pontides
..... **Naci Görür, A.M. Celal ŞENGÖR, Remzi AKKÖK ve Yücel YILMAZ 11**
- Büyük magnitüdü depremlerin episantr alanlarını önceden belirliyecek bazı jeolojik veriler**
Geological criteria for the forecasting of epicentral areas of large magnitude earthquakes
..... **Aykut BARKA 21**
- Istranca Masifi'ndeki maden yataklarının jeolojisi ve minerolojisi**
Geology and mineralogy of the ore deposits of the Istranca Massif
..... **Mehmet Fevzi TANER ve Ahmet ÇAĞATAY 31**
- Gördes volkanitlerinin (Manisa) petrolojisi ve kökenel yorumu**
Petrology of the Gördes volcanics (Manisa) and their original implication
..... **Tuncay ERCAN 41**
- Erzin ve Dörtöyl Ovalarında yeraltı su düzeyi değişimlerinin yorumu**
Interpretation of groundwater level fluctuation in Erzin and Dörtöyl Plains
..... **Vedat DOYURAN 49**
- Hamzaköy formasyonunun Çavda (Bakünyen) Bivalvleri, Gelibolu Yarımadası**
Tschauda (Bakunian) Bivalves of Hamzaköy Formation, Gelibolu Peninsula
..... **Güler TANER 59**
- Kuzey Anadolu Alt Jura (Liyas) Phylloceratitlerinin taksonomik revizyonu (II Bölüm)**
Taxonomic revision of the Lower Jurassic (Liasic) Phylloceratids of northern Turkey (Part II)
..... **Füsun ALKAYA 65**
- Özdirencin gerilme - yamulma ile ilişkisi**
Relationship between resistivity and stress-strain
..... **Ahmet ERCAN 73**
- Alanya batısındaki kıyılarda ilk C¹⁴ tarihlendirmelerinin ışığında Geç Holosen tektonik hareketleri**
First C¹⁴ datings and Late Holocene tectonic events on the Mediterranean coastline, west of Alanya, southern Turkey
..... **Dieter KELLETAT ve İhan KAYAN 83**

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ
Bulletin of the Geological Society of Turkey

Editörler (Editors)

Ayhan ERLER (ODTÜ) - Okan TEKELİ (MTA)

Yazı İnceleme Kurulu (Editorial Board)

Ömer AKINCI (MTA) - Füsün ALKAYA (İTÜ) - Ömer ALPTEKİN (KTÜ) -
Demir ALTINER (ODTÜ) - Nezihî CANİTEZ (İTÜ) - Namık ÇAĞATAY (ODTÜ) -
Özcan DORA (DOKUZ EYLÜL) - Burhan ERDOĞAN (DOKUZ EYLÜL) - Yavuz
ERKAN (HÜ) - Okay EROSKAY (İÜ) - Aziz ERTUNÇ (EİE) - Naci GÖRÜR (İTÜ) -
Necdet ÖZGÜL (İTÜ) Doğan PERİNÇEK (TPAO) - Yılmaz SAVAŞÇIN (DOKUZ
EYLÜL) - Selçuk TOKEL (KTÜ) - Vedia TOKER (AÜ) - Güner ÜNALAN (MTA) -
Yücel YILMAZ (İÜ).

Bültenin bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde Aykut BARKA (MTA) -
Oğuz EROL (AÜ) - Altan NECİOĞLU (ODTÜ) - Erman ŞAMİLGİL (MTA)'in de
katkıları olmuştur.

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

Bekir M. ÜRGÜN (MTA)

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Türkiye Jeoloji Kurumu yayınıdır. Senede
iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak tüm yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme
ve şekli bakımından Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni Yayın Kurallarına uyması
gerekir. Bülten'de yayımlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, Şu-
bat 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 di-
şında tüm sayıları yazışma adresinden 1/2 - 17/2 sayıları 100.— TL'dan daha son-
rakı 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)
Metin YAZMAN (TPAO)	Genel Yazman (Secretary General)
Eşref ATABEY, (MTA)	Sayman (Treasurer)
Tayfun BİLGİÇ, (MTA)	Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
Bekir M. ÜRGÜN, (MTA)	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Yılmaz SOYSAL, (AÜ)	Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

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

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Şubat, 1983
February,

Cilt 26
Vol.

Sayı 1
no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Hoyran Gölü (İsparta Büklümü dolayının tektoniği
Tectonics of the Hoyran Lake (İsparta Bend) region
..... Ali KOÇYİĞİT 1
- Pontidlerde Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasına
ilişkin sedimentolojik veriler
Sedimentological evidence for the opening of the north
hern branch of Neo-Tethys in the Pontides ler,
Naci Görür, A.M. Celal ŞENGÖR, Remzi AKKÖK ve
.....Yücel YILMAZ 11
- Büyük magnitüdü depremlerin episantr alanlarını ön-
ceden belirleyecek bazı jeolojik veriler
Geological criteria for the forecasting of epicentral
areas of large magnitude earthquakes
.....Aykut BARKA 21
- Istranca Masifi'ndeki maden yataklarının jeolojisi ve
minerolojisi
Geology and mineralogy of the ore deposits of the Ist-
ranca Massif
.....Mehmet Fevzi TANER ve Ahmet ÇAĞATAY 31
- Gördes volkanitlerinin (Manisa) petrolojisi ve köken
sel yorumu
Petrology of the Gördes volcanics (Manisa) and their
original implication
.....Tuncay ERCAN 41
- Erzin ve Dörtöl Ovalarında yeraltı su düzeyi değişme-
lerinin yorumu
Interpretation of groundwater level fluctuation in Er-
zin and Dörtöl Plains
.....Vedat DOYURAN 49
- Hamzaköy formasyonunun Çavda (Baküniyen) Bivalvleri
Gelibolu Yarımadası
Tschauda (Bakunian) Bivalves of Hamzaköy formation,
Gelibolu Peninsula
.....Güler TANER 59
- Kuzey Anadolu Alt Jura (Liyas) Phylloceratidlerinin
taksonomik revizyonu (II Bölüm)
Taxonomic revision of the Lower Jurassic (Liassic)
Phylloceratids of northern Turkey (Part II)
.....Fusun ALKAYA 65
- Özdirencin gerilme - yamulma ile ilişkisi
Relationship between resistivity and stress-strain
.....Ahmet ERCAN 73
- Alanya batısındaki kıyılarda ilk C¹⁴ tarihlendirmelerinin
ışığında Geç Holosen tektonik hareketleri
Firs C¹⁴ datings and Late Holocene tectonic events on
the Mediterranean coastline, west of Alanya, southern
Turkey
.....Dieter KELLETAT ve İlhan KAYAN 83

Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) Dolayının Tektoniği

Tectonics of the Hoyran Lake (Isparta Bend) region

ALİ KOÇYİĞİT, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü.

ÖZ : Hoyran gölü dolayının tektonik gelişiminde duraylı, çekme ve sıkışma türü tektonik evreler, yinelenerek birbirini izlemiştir. Başlıca evreler aşağıdaki gibi özetlenebilir : (1) Liyas-Maestrihtiyen aralığında duraylı uzun bir dönem ve Hoyran karbonat platformunun gelişimi; (2) Maestrihtiyen - Lütésiyen aralığında, yeğİnliğı gittikçe artan çekme tektoniğı evresi : Bu sırada karbonat platformu parçalanmaya başlar; (3) Üst Lütésiyen sonunda sıkışma tektoniğı egemen duruma geçer ve bunun sonucu olarak İç Toros ofiyolitli karışığı napı platform üzerine yerleşir. Buraya değıen geçen olay ve bunlara bağılı yapıları kapsayan dönem Eski tektonik dönem olarak adlandırılmıştır; (4) Sıkışma tektoniğıne bağılı yükselme, çekme tektoniğinin egemen duruma geçmesi, yerel suüstü olma, aşınım ve molas oluşumu, (5) Orta Oligosen sonunda daha az yeğİnlikte ikinci bir sıkışma tektoniğı evresi: Bu sırada, ekaylanmalarla, karbonat platformu görelİ ilksel konumlu özelliğıe bürünürken, molas da yeni ilksel konumlu birim olur ve bölge tümüyle karasallaşır. Ayrıca, sıkışma tektoniğı rejimi çekme tektoniğı rejimine dönüşmeye başlar. Eski tektonik dönemin sona erdiğı Üst Lütésiyen sonu ile, ortamın tümüyle karasallaştığı Orta Oligosen arasındaki dönem de Geçiş dönemi olarak adlandırılmıştır; (6) Orta Oligosen sonundan günümüze değıen egemen olan çekme tektoniğı dönemi: Yeni Tektonik dönem «Neotektonik dönem» olarak adlanan bu dönemde bölgesel kabarma, blok faylanma, alkali volkanizma gerçekleşir ve bölge günümüzdeki görünümünü kazanır.

ABSTRACT : In the tectonical evolution of the Hoyran Lake region, stable, tensional and compressional phases have followed each other recurringly. Main tectonical phases can be summarized as follows : (1) During the interval of Liassic - Maestrichtian, a long stable phase and the development of Hoyran carbonate platform; (2) During the interval of Maestrichtian to Lutetian, tensional tectonism phase of gradually increasing intensity: During this phase, carbonate platform starts to be fragmented; (3) At the end of Upper Lutetian, compressional tectonics become dominant, and as a result of this, Internal Taurus ophiolitic melange nappe is emplaced on Hoyran carbonate platform. The period including the geologic events occurred up to here, and structures caused by these events has been called as Paleotectonic period; (4) Uplifting, local emergence, erosion, formation of molasse as a result of compressional tectonism, and dominant tensional tectonism; (5) A second compressional tectonism phase of lesser intensity at the end of Middle Oligocene: During this phase, by thrusting, the carbonate platform acts as a para - autochthonous unit while the molasse takes a new autochthonous position, and the region becomes completely terrestrial. In addition to this, the regime of compressional tectonism begins changing to a character of tensional tectonism. The period between the Paleotectonic period, which ceased at the end of Upper Lutetian, and the end of Middle Oligocene, during which the region becomes entirely terrestrial, has also been called as Transition period; (6) Tensional tectonism period, which has been dominating from the end of Middle Oligocene to present : During this period named as Neotectonic period, regional swelling, block - faulting, alkaline volcanism take place and the region acquires its present appearance.

GİRİŞ

Antalya körfezi kuzeyinde, Toros kuşağının, genel D - B gidişindeki değıişmeyle oluşan, yaklaşık ters «V» biçimli kesimi, Blumenthal (1963) tarafından Isparta Büklümü «Co-urbure d'Isparta» olarak adlandırılmıştır. Kuzey kesimi (yaklaşık Denizli - Ahırılı çizgisinin kuzeyinde kalan alan) «Göller Bölgesi» olarak da anılan Isparta Büklümü, kabaca Denizli, Fethiye, Antalya, Alanya, Akseki, Ahırılı, Seydişehir, Beyşehir, Akşehir, Çay, Afyon, Sandıklı ve Çivril ile sınır-

lanır

lanır (Şekil 1). Diğİer taraftan yazar, Toros karbonat platformunun kuzey kesimini İç Toros, güney kesimini Dış Toros kuşağı olarak benimsemiş olup, günümüzde, kuzey kökenli napların İç Toros kuşağında, güney kökenli napların ise Dış Toros kuşağında yüzelediğini ve her iki nap grubu arasındaki varsayımsal çizginin de, İç ve Dış Toros kuşakları arasındaki sınırı oluşturduğunu düşünmektedir (Şekil 1). Bu arada, tüm İç Toros kuşağı boyunca (kabaca Munzur dağları, Şarkışla güneyi, Pınarbaşı dolay, Yahyalı - Karsan-

tı - Pozantı arası, Ulukışla havzası, Bolkar dağları ve güneyi, Ayrancı havzası, Karaman - Ermenek - Bozkır dolay, Isparta Büklümü kuzey kesimi, Köyceğiz - Marmaris dolay) yer yer değişik boyutlarda yüzeyleyen, benzer bileşenlerden oluşmuş, aynı tektonik yapıyı sergileyen, kuzey kökenli ofiyolitli karışık yüzlekleri «Klipler», kuşağın değişik yörelerinde ayrı ayrı adlandırıldığından bir terimler kargaşası söz konusudur. Bu nedenle yazar, yerleşim yaşına bakmaksızın, dağılımı ve tanımını yukarıda kısaca belirtilmiş olan ilksel konumsuz kaya topluluğu için İç Toros ofiyolitli karışığı napı adını kullanmayı yeğlemiştir.

Önemli sorun, Toroslar'da yüzeyleyen ilksel konumsuz birimlerin (Beşşehir - Hoyran Napı, Hadım Napı, Antalya Napları, Teke Napları) köken ve yerleşim yaşlarıyla ilgili dir. Özellikle, büklümün güney yarısında yüzeyleyen Antalya napları (Lefevre, 1967) ile, kuzey kesiminde yüzeyleyen Hadım Napı (Blumenthal, 1944), Beşşehir - Hoyran Napı (Gutnic ve diğerleri, 1968) Likya (Teke) Napları'nın (Graciansky, 1967) aynı ya da farklı kökenli olduğu sorunu çözüme kavuşturulamamıştır. Bazı yerbilimciler (Brunn ve diğerleri, 1971; Monod, 1977; Marcoux, 1979; Ricou, 1980; Güvenç, 1981) tüm napların kuzey kökenli olduğunu savunurlarken, diğer bazıları da (Dumont, 1976; Biju-Duval ve diğerleri, 1977; Uysal ve diğerleri, 1980; Yılmaz ve diğerleri, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981) Antalya Napları'nın güney, diğerlerinin ise kuzey kökenli olduğunu belirtmektedirler.

Diğer taraftan önemli bir sorun da, son yıllarda güncellik kazanan «Türkiye'nin yeni tektoniği» konusudur. Bu açıdan, yörede hemen hemen yok denecek kadar az çalışma vardır (Dumont ve diğerleri, 1979).

Yazar, Hoyran gölü dolayının, Liyas'tan günümüze değin geçirdiği tektonizma evrelerini, onların neden olduğu yapıları ve yörenin yeni tektoniğini açıklamayı ve yukarıda sözü edilen iki soruna katkıda bulunmayı amaçlar.

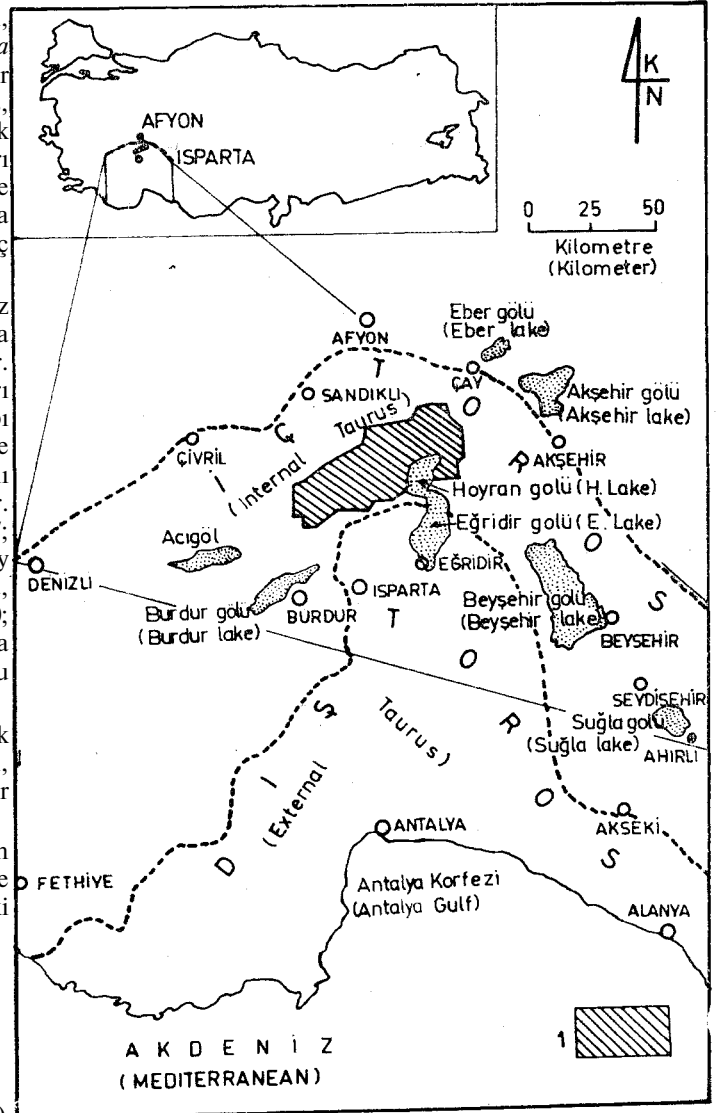
TEKTONİZMA

Çalışma alanı Orta ve Üst Alpin devinimlerden etkilenmiş olup, ortamı etkileyen egemen gerilim (stress) türü ve onların neden olduğu yapısal ve sedimanter oluşumlara göre, çok yalın olarak üç tektonizma dönemi ayrılmıştır (Şekil 2). Bunlar (1) Eski tektonik dönem, (2) Geçiş dönemi ve (3) Yeni tektonik dönem olarak adlandırılmıştır.

Eski Tektonik Dönem

Hoyran karbonat platformunun (Toros karbonat platformunun Isparta Büklümü kuzeyinde kalan kesimi) gelişmeye başladığı Liyas'dan, İç Toros ofiyolitli karışığı napının platform üzerine yerleştiği Üst Lütasiyen sonuna değin olan süre içinde, ortama egemen olan çekme ve sıkışma tektoniği olay ve yapılarını kapsayan dönemdir (Şekil 2).

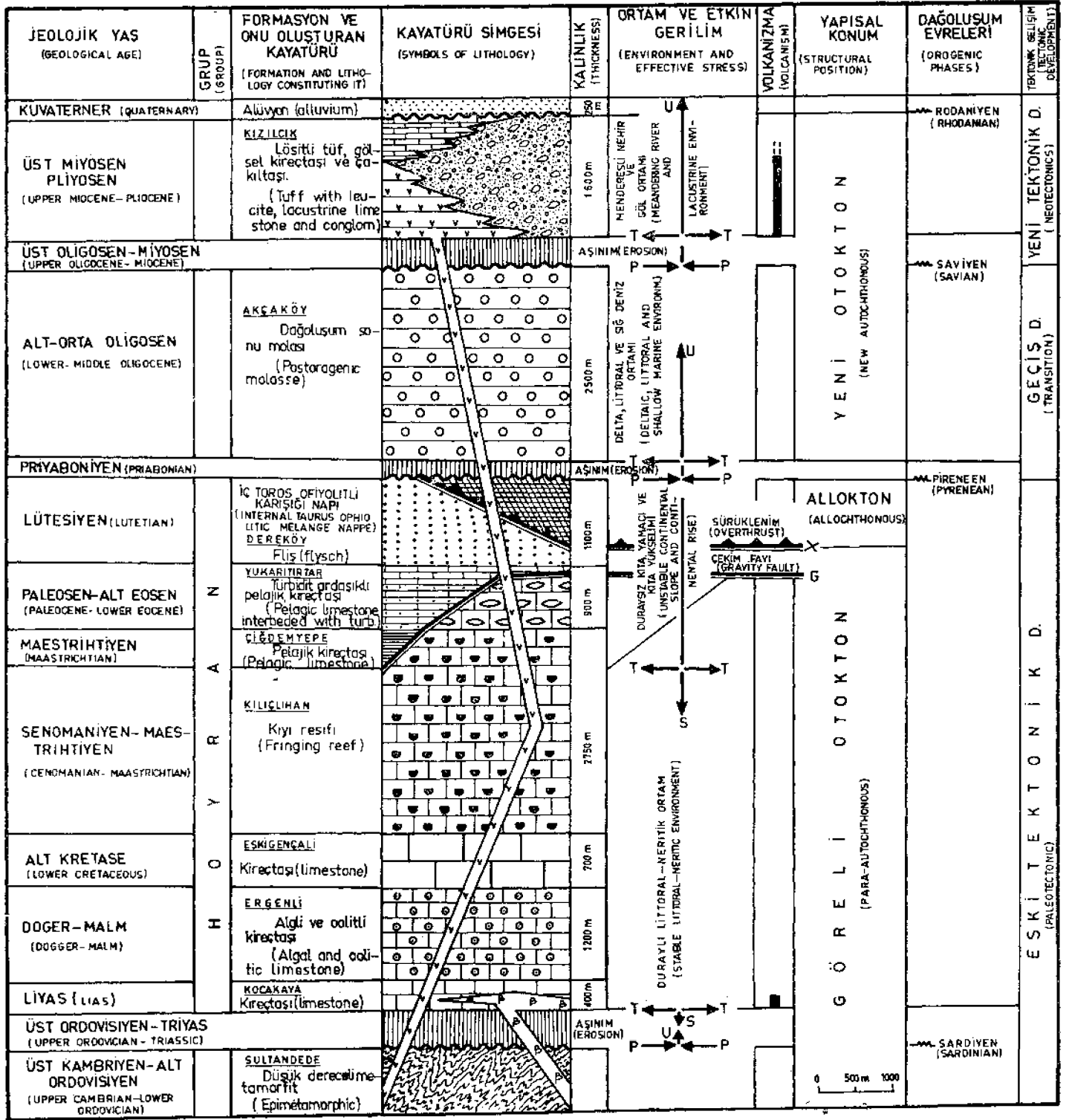
Hoyran grubu, güney - güneybatıdan kuzey - kuzeydoğuya doğru aşmalı bir deniz ilerlemesiyle Liyas'da çökmeye başlamış ve deniz ilerlemesiyle yaşıt, yaklaşık D-B doğrultulu bir çekim fayının oluşumuyla da Hoyran karbonat platformu belirginleşmiştir (Koçyiğit, 1980). Çekme tektoniğinin (Tensiyonel tectonism) neden olduğu bu kırık boyunca çıkan bazik akıntılar (diyabaz), platform tortullarının alt düzeylerinde siller oluşturmuştur (Haude, 1968; Desprairies ve Gutnic, 1970; Gutnic, 1977; Acar ve Biliyul, 1974; Monod, 1977; Demirkol ve diğerleri, 1977; Koçyiğit, 1980; Öztürk, 1981). Sözü edilen çekim fayı (Hoyran - Beşşehir fayı), Yeni tektonik dönemde yeniden etkinlik kazanmış ve Beşşehir grabeninin gelişimine neden olmuştur.



Şekil 1 : Isparta Büklümü ve çalışma alanının (I) konumu.

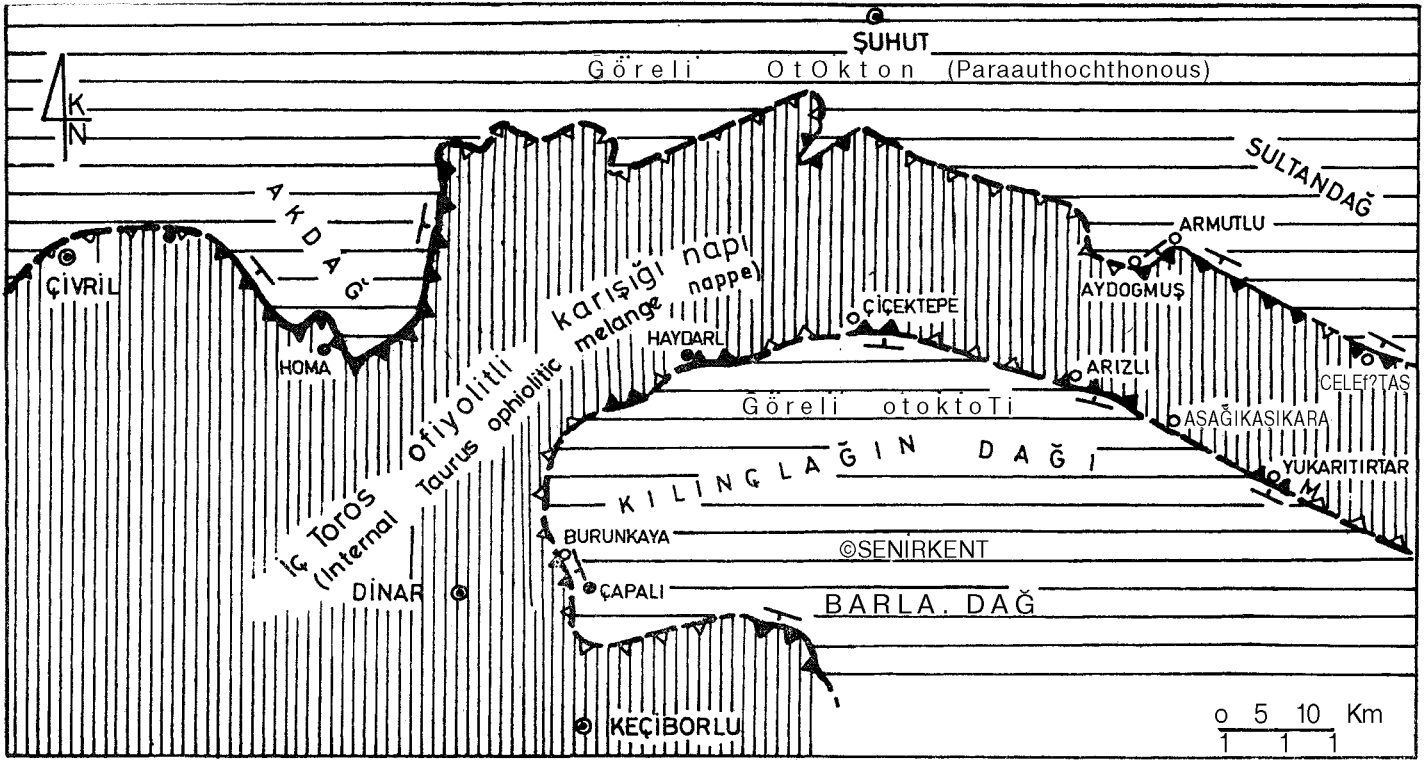
Figure 1 : Location of Isparta Bend and study area (I)

İçinde Hoyran grubunun çökeldiği Hoyran karbonat platformu, tortulların kayatürü ve biyofasiyes özelliklerinden de kolayca anlaşılacağı gibi, Liyas başında geçirdiği bu kısa süreli çekme tektoniği rejiminden sonra, çok sığ ve duraylı bir deniz olma özelliğini, Üst Liyas'dan Maestrihtiyen'e değin korumuştur (Şekil 2). Liyas başlangıcındaki çekme tektoniği ve bazik sillerin oluşumu, daha güneyde bir okyanus açılımla ilgili olabilir (Güney Tetis kolunun Triyas'ta başlayan açılımı) (Horstink, 1971; Dumont ve diğerleri, 1972; Biju-Duval ve diğerleri, 1977; Yılmaz ve diğerleri, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981). Ancak Maestrihtiyen'den başlayarak, çekme tektoniğinin yeniden etkinlik kazandığı görülür (Şekil 2). Bu durum, sığ platform tortullarının yanısıra çörtlü, planktonik fosilli kireçtaşı, radyolarit ve deniz altı akma ve kaymalarının egemen olduğu olistostromal - türbiditik özellikli flişlerle temsil edilen derin deniz fasyesinin gelişimiyle kanıtlanır. Özellikle pelajik tortullar arasındaki sığ karbonat breşlerinden oluşan olistostrom-



Şekil 2 : Kaya birimleri arasındaki ilişkileri gösterir tektonostratigrafik dikme kesit. P-Sıkışma gerilimi; T-Çekme gerilimi; U-Yükselme; S-Çökme.

Figure 2 : The tectono - stratigraphic columnar section illustrating the relations between rock units. P-Compressional stress; T-Tensional stress; U - Uplifting; S-Subsidence.



Şekil 3 : Isparta Büklümü kuzey kesiminde, İç Toros ofiyolitli karışığı napının konumu (Napın örtü kayaları gösterilmemiştir).

Figure 3 : The distribution of Internal Taurus ophiolitic melange nappe in the northern part of Isparta Bend (The cover of nappe has'nt been shown).

lar, tortullaşmayla yaşıt çekme tektoniğinin en iyi belirtecidir.

Blok faylanma başlangıcı olarak nitelenebilecek olan bu yeğın çekme tektoniğinin, Maestrihtiyen'de birden bire ortaya çıkması bir rastlantı olmayıp, bölgesel tektonizma ile yakından ilgilidir. Çünkü, kuzey kökenli ofiyolitli karışık naplarının, Toros platformunun kuzey kenarına, Kampaniyen - Maestrihtiyen aralığında yerleştiği bilinmektedir (Ricou ve diğerleri, 1975; Koçyiğit, 1976; Özgül ve diğerleri, 1978; Ricou, 1980; Altınar, 1981).

Maestrihtiyen - Paleosen ve Alt Eosen boyunca, sığ ve derin deniz fasiyesleri, çekme tektoniği denetiminde, birlikte oluşumlarını sürdürmüş, Lütesiyen'de ise, ortam tümüyle derin deniz özelliğine bürünmüştür (Şekil 2). Çünkü Lütesiyen sırasında, sığ karbonat platformundan ve ofiyolitli karışıkta türeyen karasal kırıntılıların egemen olduğu oturma/yıkılma yapıllı flaksotürbidit, yakınsak türbidit, ıraksak türbidit ve bunlarla ardaşıklı planktonik fosilli biyomikritlerle temsil edilen derin denizel özellikli bir fliş (Dereköy formasyonu) oluşmuştur. Tabanda, sığ ortamı sıralayan ne-ritik karbonat fasiyesinden, çoğun birkaç metre kalmıklık ve breşik yapıllı derin deniz kireçtaşı düzeyiyle, birden bire derin denizel flişe geçilmesi, ilkin Maestrihtiyen'de başla yan duraysızlığın Lütesiyen'de iyice arttığını ve platformun blok faylanmaya uğradığını kanıtlar.

Üst Lütesiyen ise, duraysızlığın ve çekme tektoniğinin doruk noktasına eriştiği andır. Ayrıca fliş içinde ofiyolitli karışıkta türeyen bileşenlerin artması, ilerlemekte olan

ofiyolitli karışık napının iyice yaklaştığının bir belirtecidir Üst Lütesiyen sonunda, mekanik bakımdan, en büyük gerilim eksenini düşey konumdan yatay konuma değişirken, ortam tümüyle sıkışma tektoniğinin (compressional tectonism) denetimine girmiş ve bunun sonucu olarak, kuzey - kuzey-doğudan güney - güneybatıya doğru ilerlemekte olan İç Toros ofiyolitli karışığı napı, platform üzerine, yaklaşık bugünkü konumunda yerleşmiştir (Şekil 3 ve 4).

Gutnic ve diğerlerince (1968), bir kesimi Beyşehir - Hoyran Napı olarak adlanan İç Toros ofiyolitli karışığı napının, ilksel konumlu Hoyran karbonat platformu üzerine yerleşimi, onun oluşturduğu yapısal öğeler ve çökmenin sona ermesi, Üst Lütesiyen sonunda ortama egemen olan sıkışma tektoniğinin en belirgin kanıtlarıdır (Koçyiğit, 1982).

İç Toros ofiyolitli karışığı napı. Kısa tanımı yazının giriş bölümünde verilmiş olan İç Toros ofiyolitli karışığı napı, Isparta Büklümü kuzey kesiminde, bugünkü konumuyla, Hoyran grubunca oluşturulan değişik eksen konumlu bir senklinal yapı içinde, büklümün genel gidişine uygun büyük boyutlu bir klip olarak yer alır (Şekil 3). Bölgedeki Yeni tektonik dönemde, sıkışma tektoniğine bağlı yapılar, oldukça karışık bir konuma büründürülmüş ve yer yer de, Yeni tektonik dönemde çökelen karasal tortullarla örtülmüştür (Şekil 4).

İç Toros ofiyolitli karışığı napının kuzey dokanağı, çalışma alanı içinde, güneydoğuda Celeptaş köyü doğusundan başlayarak kuzeybatıya doğru Armutlu ve Aydoğmuş köylerine değin uzanır. Armutlu ve Aydoğmuş köyleri arasında,

Çayıryaka - Armutlu fayının taban bloğundaki bir tektonik pencerede son kez gözlemlendikten sonra, aynı fayın tavan bloğunda (Karadilli grabeni) alüvyon altında kalır (Şekil 4). İnceleme alanı dışında güneybatıya doğru izlenecek olursa, Şuhut ilçesinin 10 km kadar güneyinde yeniden yüzeyler (Şekil 3) fakat 4-5 km kadar bir uzanımdan sonra, Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı lav ve tüflerin (Kızılçık formasyonu) altında yeniden yiter. Daha batıda Dombayova grabeni içinde alüvyon altında kaldıktan sonra Dinar - Homa dolayında kuzeybatı doğrultusunda yeniden yüzeyler ve daha sonra güneybatıya dönerek Çivril grabeni içinde genç karasal çökel ve alüvyonlarla örtülür. Çalışma alanı içinde, çoğun Kızılçık formasyonunca açılı uyumsuzlukla örtülmesine karşın, yaklaşık 200 km boyunca kolayca izlenir ve bu uzanım boyunca, özellikle Armutlu ve Celeptaş köyleri arasında, çok sayıda KD - KB gidişli çekim faylarıyla ötelenir (Şekil 4). İnceleme alanı dışında doğuya doğru gidildiğinde, Beyşehir grabeni içinde kalır fakat Beyşehir güneyinde yeniden yüzeyler.

Napın güney dokanağı ise, yine çalışma alanının güneydoğusunda Yukarıtirtar köyünün güneyinde KB-GD doğrultusunda 1 km kadar yüzyledikten sonra, Yukarıtirtar köyüne gelindiğinde KD - GB doğrultulu Tirtar çekim fayı tarafından kesilir ve fayın tavan bloğundaki Kızılçık formasyonu tarafından örtülür (Şekil 4). Ancak kuzeybatıda Aşağıkaşıkara köyünün 2 km kadar kuzeybatısında yeniden yüzeyler ve Arızlı köyüne değin çok özgün bir şekilde izlenir. Arızlı köyü batısında alüvyonlarla örtülen sürüklenim düzlemi, Çiçektepe köyünün 3 km doğusunda yeniden gözlenir ve yaklaşık 3 km kadar izlendikten sonra alüvyon altında kalır (Şekil 4). Daha batıya doğru gidildiğinde Haydarlı bucağı batısında «çalışma alanı dışı» Üst Miyosen -Pliyosen yaşlı tuf ve aglomeralar ve Alt - Orta Oligosen yaşlı çakıltaşlarının (Akçaköy formasyonu) aşınımıyla oluşan aşınım pencerelerinde 0.5 ile 1 km arasında değişen süreklilikte birkaç kez daha yüzeyler. En batıda ise, Burunkaya köyünden Çapalı köyü batısına değin GB - KB doğrultusunda Dombayova grabeninin doğu kenarı boyunca 4 km kadar daha izlendikten sonra, aynı grabenin alüvyonları ve Akçaköy formasyonunu oluşturan molaslar tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 4). Ancak doğu - güneydoğuda Barladağ batısında yeniden yüzeyler. Napın güney dokanağının, çalışma alanı içinde gözlenebilen uzunluğu toplam 16 km olup, geri kalan kesimi ya alüvyonlarla, ya da Alt - Orta Oligosen yaşlı Akçaköy formasyonu ve Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı Kızılçık formasyonlarınca açılı uyumsuzlukla örtülür. Güney dokanağın gidişi, çalışma alanı doğusunda K60°B, orta kesiminde K85°B, batı kesiminde ise, Isparta Büklümü'ne uyarak G70°B dan G35°D ya değin değişir (Şekil 3). Böylece, Liyas - Üst Lütésiyan yaşlı ilksel konumlu Hoyran grubunun oluşturduğu senklinal içinde yer alan İç Toros ofiyolitli karışığı napı, ilksel konumlu temelle birlikte, eksenini yaklaşık KB-GD doğrultulu ve KB ya dalımlı fakat güneybatı kanat üzerine (Isparta Büklümü'nün batı kanadı : Yaklaşık Antalya - Eğridir - Afyon çizgisinin batısında kalan alan) devrik (?) ya da bakışimsız bir antiklinal oluşturur (Şekil 3).

Köken, Yaş ve Devnim yönü. Ofiyolitli karışığı oluşturan bileşenlerin büyük çoğunluğu (ofiyolit dilimleri, metamorfiterler, radyolaritler, yastık lavlarla ardaşıklı pelajik mikritler, çörtler, vb. gibi okyanusal havza kökenli kaya bi-

rimleri), Hoyran grubuna, özellikle ortam bakımından yabancısıdır. Bu nedenle ofiyolitli karışığın oluşum ortamının, Hoyran karbonat platformunun dışında aranması gerekir. Gerek Isparta Büklümü kuzey kesiminde, gerekse onun doğusunda kalan tüm Toros kuşağında, İç Toros ofiyolitli karışığının bileşenleri, çoğun okyanusal havza ve kıta kenarına özgü kayalar olup, napı içinde, doğudan batıya gelin-dikçe daha genç bileşenlere rastlanılmaktadır. Dolayısıyla napın yerleşim yaşı da değişken olup, birden çok evrede gerçekleşmiştir. Bu konuya, sonuçlar ve tartışma bölümünde ayrıntılı değinileceğinden, burada yinelenmeyecek, yalnızca çalışma alanımızdaki yerleşim evresi konu edilecektir.

Çalışma alanında, İç Toros ofiyolitli karışığı napı, tabanda, Üst Lütésiyan yaşlı flişle temsil edilen Dereköy formasyonu üzerinde tektonik dokanakla yer alırken, tavanda, Alt - Orta Oligosen yaşlı molasla temsil edilen Akçaköy formasyonu ile açılı uyumsuz olarak örtülür (Şekil 2). Bu nedenle napın, ilksel konumlu Hoyran karbonat platformu üzerine yerleşimi Üst Lütésiyan sonudur.

İlksel konumsuz kaya topluluklarının tektonik devinimi, devnim yönü ve kökeni ile ilgili bulgular çok eski olup, ilkin Blumenthal (1944), Toroslar'ın değişik yörelerinde yaptığı çalışmalarla, büyük boyutlu, ilksel konumsuz bir kaya topluluğunun varlığını saptayarak onu «Hadım Napı» olarak adlandırmış ve bu kaya topluluğunun kuzeydoğudan güneybatıya doğru 80 km kadar devinmiş olduğunu belirtmiştir. Ricou ve diğerleri (1975), Isparta Büklümü ve daha batıda kalan kesimlerde yüzeyleyen ilksel konumsuz kayaların, kuzeyde ortak bir kökenden türediğini önermişlerdir. Monod (1977) ise, Beyşehir - Hoyran Napı'nın, onun güneyindeki (Bademli - Seydişehir dolay) bir devrik kıvrıma dayanarak, kuzeydoğudan güneybatıya doğru devinerek yerleştiğini vurgulamıştır.

Isparta Büklümü kuzey kesiminde ise, İç Toros ofiyolitli karışığı napının devnim yönü doğu - kuzeydoğudan batı - güneybatıya doğrudur. Bunu kanıtlayan veriler arasında :(1) Ofiyolitli karışığın hamuru içinde yüzer konumlu kireçtaşı olistolit ve bloklarının uzun eksenlerinin yaklaşık doğuya dalımlı olmaları; (2) Dış kökenli ve bol ofiyolit gereçli olistostrom ve tektonik breşlerin napın güney dokanağı boyunca yoğunlaşmış bulunması; (3) Napın güney dokanağındaki ilksel konumlu kayaların, kuzey dokanağındakilere oranla çok daha yeğin tektonizmaya uğramış olmaları, örneğin, Yukarıtirtar köyü güneyi ile Arızlı köyü güneydoğusunda ve ona yakın yerlerde (30-40 m genişliğindeki bir kuşak içinde), ilksel konumlu fliş içindeki pelajik kireçtaşları tümüyle breşleşirken, türbiditler içindeki çakıllar da uzayıp yassılaşımlar ve sistemli biçimde makaslama kırıklarıyla bölünmüşlerdir. Çakıllardaki bu kesme kırıkları boyunca 2 -15 mm arasında değişen kayma ve bindirmeler gelişmiş olup, çakılların uzun eksenleri DKD dalımlıdır; (4) Napın kendi içindeki bindirimli yapının (imbricated structure) alın kesimi de doğu - kuzeydoğudan batı-güneybatıya;(5) Napın yerleşimi sırasında ilksel konumlu birimde gelişen ve ona görelî ilksel konum özelliği kazandıran ekaylanma da kuzeydoğudan güneybatıya doğrudur (Martin, 1969; Monod, 1977; Koçyiğit, 1980).

Yine bütün bu veriler, İç Toros ofiyolitli karışığı napının kuzeydeki bir kökenden, doğu - kuzeydoğudan batı-gü-

neybatıya doğru devinerek Hoyran karbonat platformu üzerine yerleşmiş olduğunu kanıtlamaktadır.

Hoyran Karbonat platformunun ekaylanması. Bu yapı biçiminin en güzel örnekleri, Isparta Büklümü'nün doğu kanadındaki (Yaklaşık Antalya Eğridir - Afyon çizgisinin doğusundaki alan) Akseki yöresinde Akseki ekayları (Martin, 1969); Senirkent kuzeyinde Uluğbey itki fayı (Şekil 4); daha kuzeybatıda ise Homa yöresinde Kocayayla ve Akdağ bindirmeleridir (Öztürk, 1981). Akseki dolayında, Mesozoyik-Alt Tersiyer yaşlı, ilksel konumlu platform kayaları, Paleozoyik yaşlı temelleriyle birlikte kuzeydoğudan güneybatıya doğru kendi içinde birkaç kez ekaylanmıştır (Martin, 1969). Senirkent dolayında, Liyas - Üst Lütésiyen yaşlı Hoyran grubunun, Jura yaşlı alt bölümü, Uluğbey itki fayı boyunca kuzey - kuzeydoğudan güney - güneybatıya doğru, grubun en üst birimi olan Lütésiyen yaşlı fliš üzerine bindirmiştir (Koçyiğit, 1980). Homa yöresinde ise, Kocayayla metamorfileri, Liyas yaşlı kırıntılılar üzerine; onlar da Üst Kretase yaşlı kireçtaşları üzerine yine aynı yönde ekaylanarak bindirmiştir (Öztürk, 1982).

Bu veriler, bir taraftan, Üst Lütésiyen sonundaki egemen sıkışma tektoniğinin ürünü ve kanıtı olurken, diğer taraftan da, dolaylı olarak, İç Toros ofiyolitli karışığı napının kuzey kökenli olduğunu göstermektedir. Çünkü ekaylanma, platform üzerine napın yerleşimiyle eş yaşlı ve aynı sıkışma tektoniğinin sonucudur.

Kıvrımlanma. Çalışma alanında yüzeleyen kaya birimleri Kaledoniyen, Alpin Orta Yapısal katın alt ve üst askatı ve Üst Alpin devinimlerden etkilenerek kıvrımlanmıştır (Şekil 4 C, A₂, A₂, A₃). İç Toros ofiyolitli karışığı napının kuzey dokanağı altında yer alan Paleozoyik ve Mesozoyik - Alt Tersiyer yaşlı kayalarda gelişmiş egemen kıvrımlanma eksenini doğrultusu, bölgenin genel yapısına uygun olarak KB-GD gidişlidir (Şekil 4B₁). Napın güney dokanağı altında yer alan Hoyran grubunda gelişmiş kıvrımların eksen doğrultuları, yeni tektonik dönemde aşırı değişmiş olmasına karşın, saptanabilen ortalama değer K70°D gidişlidir (Şekil 4, B₂). İnceleme alanı dışında Homa yöresinde ise, yine Mesozoyik - Alt Tersiyer (Oligosen öncesi) yaşlı ilksel konumlu kayalarda gelişmiş ortalama kıvrım eksenini K74°B gidişlidir.

Ortalama kıvrım eksenini gidişlerine göre, Mesozoyik - Alt Tersiyer (Oligosen öncesi) yaşlı Hoyran platformu kayalarının, Üst Lütésiyen sonundaki sıkışma tektoniği sırasında, yaklaşık K20°B ile K16°D arasında değişen yatay bir sıkışma geriliminin (Şekil 4, P₂) etkisiyle kıvrımlandığı sonucuna varılır. Bu değer ise, Üst Lütésiyen sonunda, yaklaşık bir K - G sıkışmasının varlığını kanıtlamaktadır.

Geçiş Dönemi

Sıkışma tektoniğinin yeğinliğini yitirdiği Üst Lütésiyen sonundan, Yeni tektonizma döneminin başladığı Orta Oligosen sonuna değin olan ve başlıca yükselme - aşınım ve molas oluşum olaylarını kapsayan süreç Geçiş dönemi olarak adlandırılmıştır.

Üst Lütésiyen sonundaki sıkışma tektoniği sonucu, İç Toros ofiyolitli karışığı napının Hoyran karbonat platformu üzerine yerleşmesiyle, Isparta Büklümü doğu kanadı ve batı kanadının güney kesimleri yavaş yavaş yükselerek su-

üstü olmuş ve aşınmaya başlamıştır. Aşınım ürünleri, batı - kuzeybatıda (Büklümün kuzeybatı kenarı) oluşan çukurda yığılarak, sıkışma tektoniği rejiminden çekme tektoniği rejimine geçişi temsil eden molasları oluşturmuştur (Penck, 1918; Parejas, 1942; Gutnic, 1977; Poisson, 1977; Koçyiğit, 1980; Öztürk, 1982).

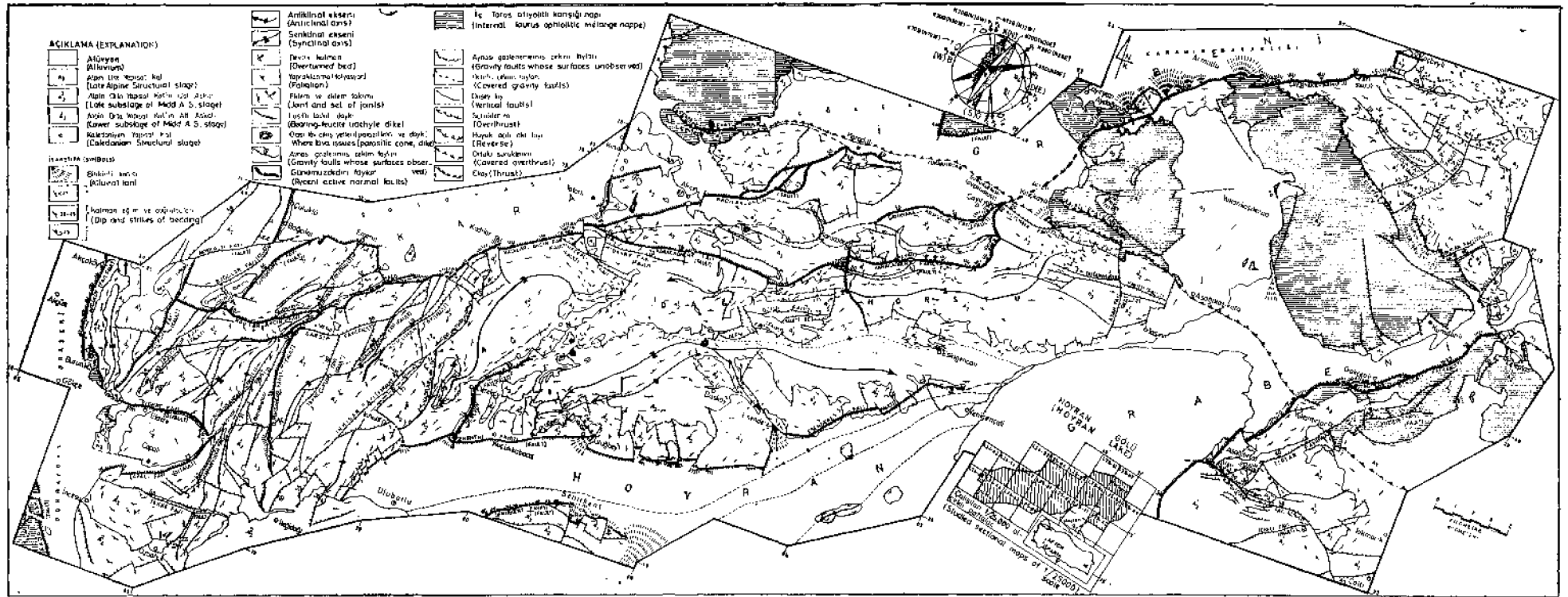
Lütésiyen sonunda, Büklümün doğu kanadı ile batı kanadının güney kesimleri (Beydağları - Fethiye dolayları) su üstüne çıkarak aşınırken, Büklümün yalnızca batı kanadının kuzey kenarında (Keçiborlu - Dinardan Denizli batısına değin olan kesim) gerileyen sığ bir denizde, Alt-Orta Oligosen boyunca molas oluşumu sürmüştür (Parejas, 1942; Blumenthal, 1960; Graciansky, 1968; Brunn ve diğerleri, 1971; Poisson, 1977; Koçyiğit, 1980; Öztürk, 1982). Tavas (Denizli) yöresinde, molas, yine ofiyolitli - bloklu bir seriyi uyumsuzlukla üstlenmiştir (Boray ve diğerleri, 1973). Bu durum, İç Toros ofiyolitli karışığı napının, Oligosen'den önce, Isparta Büklümü kuzeybatı kenarına da erişmiş olduğunu önemli bir kanıttır. Dolayısıyla, Alt-Orta Oligosen yaşlı molas, Isparta Büklümü'nün kuzey kesiminde, Lütésiyen sonunda ortaya çıkan sıkışma tektoniği ile Orta Oligosen sonunda başlayan Yeni tektonik dönemi birbirinden ayıran Geçiş döneminin en ayırtman belirtecidir.

Orta Oligosen sonuna doğru, Isparta Büklümü kuzey kesimi, Üst Lütésiyen sonundakine oranla, daha az yeğinlikte, ikinci bir sıkışma tektoniğinin denetimine girmiştir (Şekil 2). Bunun sonucu olarak, molaslar kıvrımlanmış ve bölge yükselerek suüstü olmuştur. Böylece, Üst Lütésiyen sonundaki en yeğin sıkışma tektoniği ile yükselerek suüstü olan alanlara ek olarak, Orta Oligosen sonunda, Isparta Büklümü batı kanadının kuzey kenarı da (Menderes Masifi yöresi) suüstü olmuştur. Orta Oligosen sonu, Toroslar'ın, doğuda Karaman'dan batıda Milas (Muğla) dolayına değin olan kuzey kenarında, Üst Lütésiyen'den sonra ikinci önemli yükselme ve aşınım evresidir. Diğer taraftan, Toroslar'ın kuzey kenarının bölgesel yükselmesine karşın, güney kenarında, Orta Oligosen sonundan başlayarak bir çökme alçalma başlamış ve Alt - Miyosen'de, güneyden kuzeye doğru bir deniz ilerlemesinin (transgresyonun) tetiğini çekmiştir (Graciansky, 1968; Brunn ve diğerleri, 1971; Poisson, 1977; Gökten, 1976; Koçyiğit, 1976; Akbulut, 1977; Gedik ve diğerleri, 1980). Deniz ilerlemesi Alt - Orta Miyosen boyunca sürmüş ve erişebildiği en kuzey çizgi, Isparta Büklümü kuzey kesiminin güneyinde kalmıştır. Bu durum, belirtilen yörede, Orta Oligosen sonu - Üst Miyosen aralığında denizel tortulların bulunmayışı ve Alt-Orta Oligosen yaşlı molasların, Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı karasal tortullarla açılı uyumsuz olarak örtülmesiyle kanıtlanır.

Orta Oligosen sonundaki sıkışma tektoniğinin en belirgin izi, molasların aşırı kıvrımlanması ve yer yer, Liyas Üst Lütésiyen yaşlı Hoyran grubu kayalarının molaslar üzerine bindirmiş olmasıdır.

Kıvrımlanma ve Bindirme. Molaslarla temsil edilen Akçaköy formasyonundaki ortalama kıvrım eksenini gidişi K86°B/20° dir (Şekil 5B₃). önemli bindirme ise, yaklaşık K - G doğrultulu ve batıya eğimli Kadılar itki fayı boyunca gerçekleşmiştir (Şekil 4, A).

Gerek Kadılar itki fayı, gerekse molaslardaki kıvrımlar, yaklaşık D - B doğrultulu bir sıkışma tektoniğinin var-



Şekil 4 : Hoyran gölü dolayının 1/100.000 ölçekli yapı haritası ve kıvrım eksenleri ve fay takımlarının stereografik izdüşümleri. B₁, B₂, B₃ ve B₄ - Kıvrım eksenleri; A, B, C, D - Fay takımları; P₁, P₂, P₃ ve P₄ - Sıkışma yönleri; T₁ ve T₂ - Diril genişleme yönleri.

Figure 4 : The structural map of Hoyran lake region to 1/100.000 scale and the stereographic projections of fold axes and fault sets. B₁, B₂, B₃ ve B₄ are fold axes; A, B, C, and D are fault sets; P₁, P₂, P₃ and P₄ are compression directions; T₁ and T₂ are active tension directions.

liğini kanıtlamaktadır (Şekil 4, P₃). Orta Oligosen sonunda, ikinci kez ortama egemen olan sıkışma tektoniği rejimi, mekanik bakımdan en büyük gerilim eksenini (principal stress axis) yatay ve yaklaşık D - B yönelimli olan bir mekanizma ile denetlenmiştir (Şekil 4, P₃). Buna koşut olarak, D - B yönelimli gerilim eksenini boyunca, sıkıştırmanın batıdan doğuya doğru daha yeğin olması nedeniyle, molaslar yaklaşık K - G eksenleri boyunca kıvrılmış ve batı kanadı dik, bazan doğuya devrik ve yatık kıvrımlar oluşturmuştur. Sıkıştırmanın daha ileri aşamasında ise, Liyas - Üst Lütesiyen yaşlı Hoyran grubu kayaları, Kadılar itki fayı boyunca batıdan doğuya doğru molaslar üzerine bindirmiştir (Şekil 4). Bu olay, Isparta Büklümü kuzey kesiminde, Üst Lütesiyen sonundaki ilk sıkışma tektoniğinden sonra ikinci önemli olaydır. Isparta Büklümü, bugünkü geometrik biçiminin büyük bir bölümünü, D - B yönlü bu sıkışma - yaklaşma olayı sonucu kazanmıştır.

Yeni Tektonik Dönem

Yerel olarak, Isparta Büklümü kuzey kesiminde Orta Oligosen sonunda, tüm Orta ve Batı Anadolu'da ise Üst Miyosen sonu - Pliyosen başında ortaya çıkan ve çekme tektoniği denetiminde günümüze değin süregelen olay, yapı ve bunlara bağlı oluşukları kapsayan dönem Yeni tektonik dönem «Neotektonik dönem» olarak adlandırılmıştır (Şekil 2).

Akarsu yatağı, delta ve göl ortamlarında oluşmuş tortullar, bunlarla yanal-düşey geçişli ve eş yaşlı alkalin volkanizma ürünleriyle, bunları denetleyen blok - faylanma türündeki tektonik rejim, bu dönemin önemli öğeleridir.

Büklümün kuzey kesimi, bölgesel olarak KD - GB, KB - GD ve K - G gidişli çekim fayları arasında kalan değişik boyutlu çok sayıda bloktan oluşur. Bunlardan bazıları çöküntü, diğer bazıları ise yükselti alanlarını temsil eder. Çalışma alanı ile sınırlanan kesim ise, KD - GB gidişli fay takımı ile yaklaşık K - G gidişli fay takımlarının kesişme - silye biçimlenen iki büyük çöküntü alanı (Karadilli ve Hoyran grabenleri) ve bunlar arasında kalan bir yükselti ile (Kılınçlağın Dağı horstu) sıralanır (Şekil 4).

Üst Miyosen sonu - Alt Pliyosen, Pliyosen sonu ve Pleistosen sonunda olmak üzere, başlıca üç evrede yeğlilik kazanan blok - faylanma ile, çalışma alanı çok sayıda bloğa bölünmüştür. Blokları sınırlayan faylar çoğunlukla atımlı olup, batıdan doğuya doğru, önemli faylar arasında Akçaköy, Küçükova, Eldere, Çapalı, Büyüksancar, Kadılar - Akçin, Dereköy, Senirkent, Esendere, Karacaören, Çayıryaka - Armutlu, Gökçeali ve Hodulca fayları sayılabilir (Şekil 4). Sahada ölçülen 77 fay düzlemiyle hazırlanan kontur diyagramında iki fay takımı saptanmıştır. Bunlar K60°D/70°KB ve K20°D/70°KB durumlu fay takımlarıdır (Şekil 4, B, C, D). Bu takımları oluşturan faylardan bazıları (Akdağ, Çapalı, Eldere, Akçaköy, Kadılar - Akçin, Büyüksancar, Dereköy Senirkent, Esendere, Gökçeali, Karacaören, Çayıryaka - Armutlu fayları) günümüzde de diri olup, enbüyük çekme gerilimi yönleri K30°B ve K70°B dir (Şekil 4; T1, T2).

Faylar boyunca saptanan düşey devinim miktarı yaklaşık 500 m dolayında olup, düşey devinim günümüzde de sürmektedir. Gerek inceleme alanı, gerekse tüm Orta-Batı Anadolu'da, Üst Miyosen - günümüz aralığında egemen olan

tektonik rejim blok - faylanmadır. Bu tektonik rejimde, eş yaşlı fakat birbiriyle kesişebilen fay takımları gelişmiştir. Nitekim Batı Anadolu ve Isparta Büklümü'nde çok sayıda, eş yaşlı ve kesişen fay takımları gelişmiştir. Yine saha gözlemleri, günümüzde diri fakat değişik doğrultulu, başka bir deyişle birbirleriyle kesişen çekim faylarının varlığını ortaya koymuştur (Koçyiğit, 1980). Bu durum, blok faylanma olgusunun en özgün (örnek) özelliğidir. Bu özellik jeofizik verilerle de doğrulanmıştır (Mckenzie, 1978; Papazachos ve Comninakis, 1977).

Mekanik bakımdan, Üst Miyosen - günümüz arasında en büyük gerilim eksenini düşey ya da ona yakın konumda olmuş ve buna bağlı olarak eğim ve verev atımlı çekim fayları gelişmiştir. Anadolu-Ege Levhasının kenarları boyunca değişik doğrultuda yoğunlaşan sıkışma gerilimi, levha içi kabukta, yine değişik doğrultuda çekme gerilimi biçiminde serbestleyerek, yukarıda sözü edilen fayların oluşumuna yol açmıştır. Sonuç olarak, 34° doğu boylamının batısında kalan tüm Orta - Batı Anadolu ve Toroslar'da, Üst Miyosen'den günümüze değin süren çekme tektoniğinin mekanizması, levha kenarlarındaki sıkışma geriliminin, levha içinde yarattığı çekme gerilimine bağlı blok - faylanmadır.

SONUÇ VE TARTIŞMA

1. Çalışma alanının tektonik gelişiminde, yinelenerek birbirini izleyen duraylı, çekme tektoniği ve sıkışma tektoniğine bağlı olay ve jeolojik yapılar başlıca üç tektonizma dönemine ayrılmıştır. Bunlar sırayla, Liyas'da başlayıp Üst Lütesiyen sonuna değin süren ve platform üzerine, İç Toros ofiyolitli karışığı napının, tektonik olarak, üzerlemesiyle sona eren Eski tektonik dönem «Paleotektonik dönem»; Üst Lütesiyen sonu ile Orta Oligosen sonu aralığında gerçekleşen ve molas oluşumuyla ırılanan Geçiş dönemi; Orta Oligosen sonunda başlayıp günümüze değin süren ve çekme tektoniğiyle denetlenen Yeni tektonik dönemdir.

2. Kuzey Anadolu üzerleme kuşağında yer alan ofiyolitli karışık, özellikle Tokat güneyi, Suşehri - Refahiye ve Erzincan dolaylarında, oluşum ve ilk yerleşim yaşıyla ilgili iki özellik sunar. Bunlardan ilki, karışığın, Liyas - Valanjiniyen yaşlı sedimanter bir istifli tektonik dilimlere biçiminde içermesi; ikincisi ise, istifin lito - biyofasiyes özelliğidir. Söz konusu istif, Liyas yaşlı karasal-çok sığ denizel kırıntılılarla başlamakta, Valanjiniyen yaşlı çörtlü - pelajik biyomikritlerle birden bire sona ermektedir. Ayrıca, yer yer spilit ve serpantin olitostromları içeren kırıntılı düzeyler sergilemektedir. İstif, bu özellikleriyle, tektonik bakımdan duraysız bir ortamı ve çökelişi sırasında okyanusal kabuğun varlığını kanıtlar gözükmektedir. Diğer taraftan yine aynı bölgede, ofiyolitli karışık, Üst Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen yaşlı ve bileşenleri çoğunlukla ofiyolitik gereç olan bir taban çakıltısıyla açılı uyumsuz olarak örtülmektedir (Koçyiğit, 1979). Bu gözlemler, ofiyolitli karışığın, Neotetis'in kuzey kolu içindeki bir yitim kuşağında, en azından Üst Kampaniyen'den önce oluşup yerleşmiş olduğunu göstermektedir. Ancak, karışım, Pliyosen sonuna değin değişik zamanlarda çekim kayması ya da diğer tektonik yollarla, başka havzalara yeniden aktarılmıştır.

Toros karbonat platformunun kuzey kenarında (İç Toroslar) yüzeyleyen ve İç Toros ofiyolitli karışığı napı ola-

arak adlanmış olan kaya topluluğu bileşen, tektonik yapı oluşum ortamı, köken ve yerleşim biçimi bakımından, Kuzey Anadolu üzerleme kuşağında yer alan ofiyolitli karışığa büyük benzerlik göstermektedir. Nitekim Toros kuşağının, doğuda Munzur dağlarından batıda Köyceğiz -Milas'a değin olan uzanımı içinde, İç Toros ofiyolitli karışığı napının bileşenleri doğudan batıya geldikçe gençleşmektedir, bir başka deyişle, napın yerleşimi birden çok evrede olmuş ya da ilk yerleşiminden sonra batıya doğru yeniden aktarılmıştır. Genel olarak Üst Kretase, Türkiye'de ilk ve yaygın ofiyolit - ofiyolitli karışık üzerleme ve Neotetis'in biçim değişimi (deformasyonu) başlangıcıdır (Ricou ve diğerleri, 1975; Dürr, 1975; Bergougnan, 1975; Özgül ve diğerleri, 1978; Koçyiğit, 1979; Altiner, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981). Örneğin, Toros platformu üzerine ya da onun kuzey kenarına ilk ofiyolitli karışığın yerleşimi, Torosların doğu ve orta bölümlerinde Üst Maestrihtiyen öncesi (Demirtaşlı ve diğerleri, 1973; Yalçın, 1980; Tekeli, 1980; Ricou, 1980; Altiner, 1981); Karaman - Ermenek dolayında Maestrihtiyen sonu - Lütesiyen öncesi (Koçyiğit, 1976; Gökten., 1976; Gedik ve diğerleri, 1979); Isparta Büklümü'nün kuzey - kuzeydoğu kesimlerinde (Keçiborlu - Dinar - Hoyran - Bey şehir dolayları) Lütesiyen sonu (Gutnic ve diğerleri, 1968; Koçyiğit, 1980); Isparta Büklümü'nün batı güneybatı kesimlerinde ise Burdigaliyen sonu Tortoniyen öncesidir (Graciansky, 1967; Poisson, 1977). Karaman - Ermenek dolayında İç Toros ofiyolitli karışık napı, Maestrihtiyen yaşlı pelajik kireçtaşları üzerinde tektonik dokanakla yerilirken, Lütesiyen ve daha genç birimlerce açılı uyumsuzlukla örtülür. Isparta Büklümü'nün doğu kanadında, ilksel konumlu Hoyran karbonat platformunun en üst birimi olan Lütesiyen yaşlı fliši tektonik olarak üstleyen nap, Alt - Orta Oligosen yaşlı molas ve daha genç karasal birimlerle açılı uyumsuz olarak örtülür. Isparta Büklümü'nün batı kanadın da ise, alta Burdigaliyen yaşlı birimlerle tektonik ilişki sunan nap, Üste Tortoniyen yaşlı molasla açılı uyumsuz olarak örtülür. Ayrıca, özellikle çalışma alanımız ve yakın çevresinde, çökeltme, Üst Triyas'tan Üst Lütesiyen sonuna değin süreklidir. Diğer taraftan, Isparta Büklümü güney kesiminde (Yaklaşık Denizli - Ahırılı çizgisinin güneyinde kalan alan) Antalya napları Alt Paleosen sırasında yerleşmiş olup, daha genç birimlerle örtülür (Uysal ve diğerleri, 1980).

Buraya değin sözü edilen bölgesel gözlem ve bulgular, İç Toros ofiyolitli karışığı napının, Toros karbonat platformunun kuzeyindeki bir ortamda, Üst Kampaniyen öncesi bir zamanda oluşup yerleştiği; daha sonra Toros karbonat platformunun kuzey kenarına, doğudan batıya doğru gençleşen bir sırada (Maestrihtiyen - Tortoniyen aralığında fakat değişik yaş konaklarında) tektonik, çekim kayması ya da her iki yolla aktarıldığı sonucuna varılır.

3. İç Toros ofiyolitli karışığı napının, Isparta Büklümü'nün kuzey kesiminde, özellikle Keçiborlu - Dinar çizgisinin doğusunda ve Beyşehir'in batısında kalan alan içinde, Üst Lütesiyen sonunda yerleşmiş olduğu kanıtlanmış ve onun, Isparta Büklümü kuzey kesimindeki dağılımı haritalanmıştır. Daha önce birçok araştırmacı tarafından (Gutnic ve diğerleri, 1968; Brunn ve diğerleri, 1971; Gutnic, 1977; Monod, 1977; Poisson, 1977; Dumont, 1976; Gutnic ve diğerleri, 1979; Uysal ve diğerleri, 1980) İç Toros ofiyolitli karışığı napının, Isparta Büklümü kuzey kesimindeki uzanımı tam olarak çizilmediği gibi, yaklaşık Çiçektepe - Şuhut çiz-

gisinin batısında kalan kesimi de, Teke (Likya) Napları olarak gösterilmiş ve yerleşimi Burdigaliyen sonu olarak belirtilmiştir. Buradaki yanlışlık, Alt - Orta Oligosen yaşlı molasların, Miyosen olarak yaşlandırılması ve İç Toros ofiyolitli karışığı napının altında yer aldığı görüşünden kaynaklanmıştır. Buna karşın, molasların, zengin fosil içeriğiyle Alt - Orta Oligosen yaşlı olduğu, hem karbonat platformunun hem de İç Toros ofiyolitli karışığı napının üzerinde uyumsuzlukla bulunduğu kanıtlanmıştır (Koçyiğit, 1980).

4. Isparta Büklümü kuzey kesiminde, yerel olarak, Yeni tektonik dönemin Orta Oligosen sonunda başlayıp, günümüze değin, çekme tektoniği denetiminde sürdüğü ortaya konmuş; ayrıca günümüzde başlıca KD - GB, KB - GD ve K - G gidişli diri çekim faylarının varlığı ve bunlara bağlı olarak bölgenin genişleyip kabuğun incelmekte olduğu; bu olgunun da, Anadolu - Ege levhasının kenarlarında etkin olan sıkışma geriliminin, levha içinde yarattığı çekme gerilimine bağlı blok - faylanmayla ilişkili olduğu sonucuna varılmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Acar, A. ve Biliyul, H., 1974, Jeofizik anomalilere göre Ak-

şehir-Yalvaç yörelerinde kalker altında bazik formasyonun (doleritin) devamlılığının takip imkanı ve ondüasyonları: Türkiye Jeol. Kur. 28. Bilimsel ve Teknik Kongresi Tebliğ - Konferans özetleri, 7.

Akbulut, A., 1977, Etude géologique d'une partie du Taurus Occidental au Sud d'Eğridir (Turquie) : Thésâ 3 eme cycle Univ. Paris - Sud Orsay, 203 s.

Altiner, D., 1981, Recherches stratigraphiques et micropaléontologiques au NW de Pınarbaşı (Taurus oriental, Turquie) : Univ. de Geneve, Thése, 450 s.

Bergougnan, H., 1975, Relations entre les édifice pontique et taurique dans le Nord-East de l'Anatolie • Bull. Soc. Géol. Fr., 7,17, 1045 -1057.

Biju-Duval, B., Dercourt, J. ve Le Pichon, X., 1977, From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas; a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System; Intern. Symp. Struct. Hist. Medit. basins de : Editions Technip, Paris, 143 -164.

Blumenthal, M., 1944, Bozkır güneyinde Toros sıradağlarının serisi ve yapısı :İstanbul Üniv. Fen Fak. Mec, Seri B, 9, 2, 95 -125.

Blumenthal, M., 1960-1963, Le systeme structural de Taurus Sud Anatolien : Livre a la Mém. P. Fallot, 11, 611-662.

Boray, A., Akat, U., Akdeniz, N., Akçaören, Z., Çağlayan, A., Günay, E., Korkmazer, B., Öztürk, E.M. ve Sav, H., 1973, Menderes masifinin güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri : Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, 11-20.

Brunn, J.H., Dumont, J.F., Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., 1971, Outline of the geology of the Western Taurids Campell, A.S., ed., Geology and History of Turkey de: Petroleum exploration Society of Libya, Tripoli, 225-255.

- Demirkol, C, Sipahi, H. ve Çiçek, S., 1977, Sultandağın stratigrafisi ve jeoloji evrimi : Maden Tetkik Arama Enst., Derleme Rap. No. 6305, Yayınlanmamış.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, A. Z., Erenler, F., Işıklar, S., Dilaver, S.Y., Selim, M. ve Turhan, N., 1973, Bolkaradağların jeolojisi : Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, 42 - 57.
- Desprairies, A. ve Gutnic, M., 1970, Les grès rouges au sommet du Paleozoïque du massif du Sultandağ et les niveaux ferrallitiques de la couverture Mesozoïque (Nord - East du Taurus occidental, Turquie). Analyses chimiques et mineralogiques. Signification paleogeographique : Bull. Soc. Géol., France (7), XII, 505-514.
- Dumont, J.F., 1976, Isparta kıvrımı ve Antalya Napları'nın orijini : Toroslar'ın Üst Kretase tektonik oluşmuş düzeninin büyük bir dekreşman, transtorik arızayla ikiye ayrılması varsayımı : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 86, 56 - 57.
- Dumont, J.F., Gutnic, M. Marcoux, J., Monod, O., ve Poisson, A., 1972, Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Definition du bassin pamphylien : Un nouveau domaine a ophiolithes a la marge externe de la chaine Taurique : Z. dt. geol. Ges., 123, 385 - 409.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamandersi, İ.H. ve Letouzey, J., 1979, Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 92, 7 - 17.
- Dürr, S., 1975, Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes Kristallins/SW - Anatolien und seine Äquivalente in der mittleren Aegaeis : Habitations - Schrift, Marburg - Lahn, 107 p.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979, Mut - Ermenek Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 7 - 26.
- Gökten, E., 1976, Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 117-126.
- Graciansky, P.C. de., 1967, Existence d'une nappe ophiolitique a l'extrémité occidentale de la chaine Sud - Anatolienne : C.R. Acad. Sci., Paris, 264, 2876 - 2879.
- Graciansky, P.C. de., 1968, Teke yarımadası (Likya) Torosları'nın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro Torosları'daki yeri : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 71, 73-92.
- Gutnic, M., 1977, Géologie du Taurus Pisidien au nord d'Isparta, Turquie : Principaux résultats extraits des notes de M. Gutnic entre 1964 et 1971 par O. Monod, Univ. de Paris - Sud Orsay, 130 p.
- Gutnic, M., Keller, D. ve Monod, O., 1968, Decouverte de nappes de charriage dans le nord du Taurus occidental (Turquie méridionale) : C.R. Acad. ScL, Paris, 226, 988-901.
- Güvenç, T., 1981, Tetisin Permien ve Triyas stratigrafisi ve paleocoğrafyası : Hacettepe Üniv., Yerbilimleri, 7, 27-42.
- Haude, H., 1968, Zur Geologie des Mittleren Sultandağ Südwestlich von Akşehir (Turkei) : Dissertation Münster 146 s, yayınlanmamış.
- Horstink, J., 1971, The Late Cretaceous and Tertiary Geological evolution of Eastern Turkey; Keskin, C. ve Demirmen, F., eds., Türkiye Birinci Petrol Kongresi'nde : Türkiye Petrol Jeologları Cemiyeti, 25-41.
- Koçyiğit, A., 1976, Karaman - Ermenek (Konya) bölgesinde ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22,103-115.
- Koçyiğit, A., 1979, Tekneli (Tokat güneyi) bölgesinin tektonik özellikleri: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Matematik, Fizik ve Biyoloji Bilimler Araştırma Grubu, TBAG-262, 63 s, yayınlanmamış.
- Koçyiğit, A., 1980, Hoyran gölü yöresinin (Afyon -Isparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri : Ankara Üniv. Fen Fakültesi, Genel Jeol. Kurs., Doçentlik tezi, 172 s. (Yayınlanmamış).
- Koçyiğit, A., 1982, Isparta Büklümü'nde (Batı Toroslar) Toros Karbonat Platformu'nun evrimi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24, 15-23.
- Lefèvre, R., 1967, Un nouvel élément dans la géologie du Taurus Lycien : Les nappes d'Antalya (Turquie) : C.R. Acad. Sci., Paris, 265,1365 -1368.
- Marcoux, J., 1979, Antalya Naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri :Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22,1 - 6.
- Martin, C, 1969, Akseki kuzeyindeki bir kısım Toroslar'ın stratigrafik ve tektonik incelemesi : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 72,158 -175.
- Mc Kenzie, D., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt : The Aegean Sea and surrounding regions : Geophys. J.R. Astr. Soc, 55,217 - 254.
- Monod, O., 1977, Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie) : Thèse d'état., Univ. de Paris - Sud Orsay, 442 s.
- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Bingöl, I., Şenol, M. ve Uysal, Ş., 1978, Munzurların temel jeoloji özellikleri : Türkiye Jeol. Kur. 32. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri özetleri, 10 -11.
- Öztürk, A., 1981, Işıklı (Çivril) - Akdağ yöresinin stratigrafisi : Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Matematik, Fizik ve Biyoloji Bilimler Araştırma Grubu, TBAG - 272, 27 s.
- Papazachos, B.C. ve Cominakakis, P.E., 1977, Modes of Lithospheric interaction in the Aegean Sea; Biju-Duval, B. ve Montadert, L., eds., International symposium on the structural history of the mediterranean basins, Split, 1976 da : Editions Technip, Paris. 319-332.
- Parejas, E., 1942, Sandıklı, Dinar, Burdur, Isparta ve Eğridir bölgesinde yapılan jeolojik löveler hakkında Rapor: Maden Tetkik ve Arama Enst. Der. Rap. No. 1390 yayınlanmamış.

- Penck, N., 1918, Die tektonischen Grundzüge westklimasi-
ens : Engelhorn Nachf., Stuttgart.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides
occidentales (Turquie) : Thèse d'état., Univ. de
Paris - Sud Orsay, 795 s.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I. ve Marcoux, J., 1975, L'arc cal-
caire du Taurus. Un alignement de fenêtres Arabo -
Africaines Sous les nappes radiolaritiques, ophioliti-
ques et métamorphiques : Bull. Soc. géol. France, (7),
XVIII, 1024 -1044.
- Ricou, L.E., 1980, Toroslar'm Helenidler ve Zagridler arasın-
daki yapısal rolü : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 2,
101-118.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of
Turkey : A plate tectonic approach : Tectonophysics,
75,181-241.
- Tekeli, O., 1980, Toroslar'da Aladağların yapısal evrimi :
Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23,11 -14.
- Uysal, Ş., Dumont, J.F. ve Poisson, A., 1980, Batı Toros plat-
formları : Maden Tetkik ve Arama Enst., Rap. No.
80/4 -13, 227 s, yayımlanmamış.
- Yalçın, N., 1980, Amonosların litolojik karakterleri ve Gü-
neydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı :
Türkiye Jeol. Kur. Bült, 23, 21 - 30.
- Yılmaz, P.O., Maxwell, J.C. ve Muehlberger, W.R., 1981 An-
talya kompleksinin yapısal evrimi ve Doğu Akdeniz deki
yeri : Hacettepe Üniv., Yerbilimleri, 7, 119-127.
- Yazının geliş tarihi: Haziran 1982
Yayıma verildiği tarih : Temmuz 1983,

Pontidlerde Neo - Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimentolojik veriler

Sedimentological evidence for the opening of the northern branch of Neo - Tethys in the Pontides.

NACİ GÖRÜR
A.M. CELÂL ŞENGÖR
REMZİ AKKÖK
YÜCEL YILMAZ İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Bölümü Vezneciler, İstanbul.

İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü Teşvikiye, İstanbul.

ÖZ : Pontidlerde muhtelif Liyas istiflerinin sedimentolojik olarak incelenmesiyle, bu istiflerin çökme ortamlarının jeomorfolojisi, çökme koşulları ve tektonik gelişimleri anahatlarıyla belirlenmiştir. Liyas başlangıcında Pontidler Gondwana - Land'ın kuzeyinde yer alan aktif Paleo - Tetis kıtakerarına bağlı genelde bir yükselim alanıdır. Paleozoyik (ve Triyas) yaşlı çeşitli kayalardan oluşan bu geniş alan üzerinde çoğunlukla akarsu, bataklık ve sığdenizel ortamlara ait kırıntılı plâtfom çökelleri depolanmıştır («Gresten Fasiyesi»). Sinemüriyen başlangıcında veya hemen öncesinde bölgede Pontidlerin güneyinde Neo - Tetis'in kuzey kolunun açılıma bağlı olarak blok faylanma ve riftleşme başlamıştır. Bu olay Pontidleri geniş ölçüde etkileyerek yörede horst ve grabenlere karşılık gelen bir takım denizaltı tepeleri (seamounts) ve deniz çukurları (basins) oluşturmuştur. Gelişen bu topoğrafya Neo -Tetis'in kuzey kolunun kuzey kıta kenarının niteliğini belirlemiş, Sinemüriyen sırasında ve sonrasında gelişen sedimantasyonu kontrol etmiştir. Denizaltı tepeleri üzerinde ve yamaçlarında çoğunlukla kırmızı - gri - renkli, yer yer kondanse, biyomikrit, biyosparit, pelmikrit, pelsparit, oolit ve resifler gibi sığ karbonat fasiyesleri çökelerken, çukurlar içerisinde de daha çok gri renkli, lav-tüf arakatkılı, volkanik ve kristalen eleman içerikli çakıltaşı, kumtaşı ve şeyllerden oluşan türbiditler birikmişlerdir. Bu kırıntılı türbiditler içerisinde kalsitürbiditler halinde denizaltı tepeleri üzerinden karbonat fasiyeslerine ait malzeme de taşınmıştır. Olasılı listrik normal faylanma ve blok dönemlerine bağlı olarak bazı bölgelerde (ör. Amasya ve Gümüşhane) denizaltı tepelerinin daha aşağıya çökmeleriyle derindeniz ortamlarına ait çökeller doğrudan doğruya denizaltı tepelerinin sığ çökelleri üzerine gelmişlerdir. Pontidlerde Liyas istifleri ortamsal olarak değerlendirildiklerinde, Bilecik, Ankara ve Alucra (Giresun) bölgelerinin Liyas boyunca genelde birer denizaltı tepesi, Mudurnu ve Niksar - Reşadiye yörelerinin deniz çukurlukları, Havza, Amasya, Gümüşhane, Bayburt ve İspir - Yusufeli bölgelerinin ise Liyas esnasında çökmekte olan denizaltı tepeleri oldukları anlaşılır. Bu verilerden elde edilen sonuç, Neo - Tetis'in kuzey kolunun erken Liyas'ın sonlarına doğru Paleo - Tetis'in dalma - batmasının oluşturduğu mağmatik yayın Gondwana - land platformundan riftleşerek ayrılması sonucu oluştuğu ve burada Neo - Tetisle ilgili bazı araştırmacıların iddia ettiği gibi Triyas yaşlı bir açılmanın sözkonusu olmadığıdır.

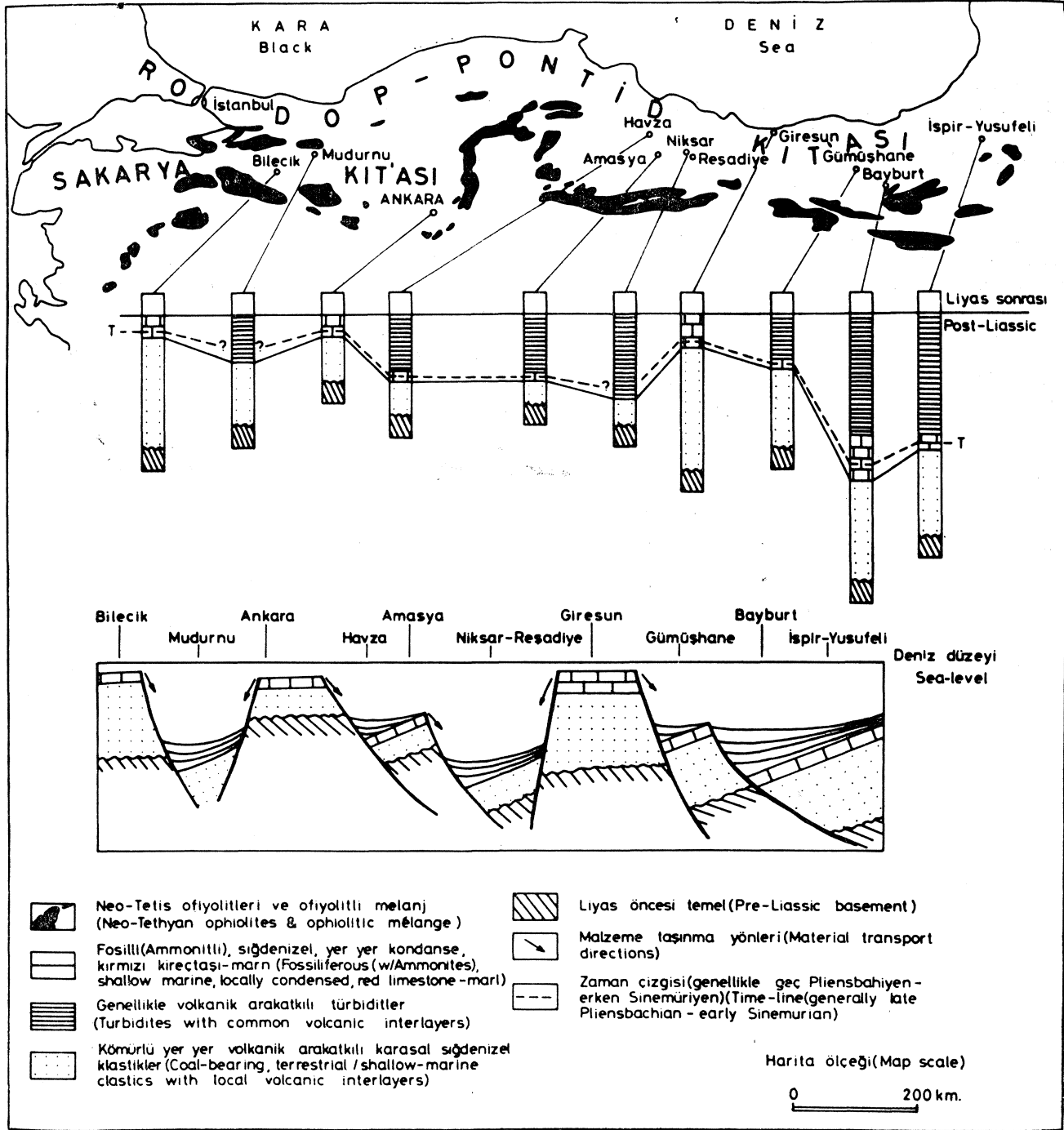
ABSTRACT : Sedimentological study of various Liassic sequences in the Pontides has revealed the outlines of the geomorphological, depositional, and tectonic characteristics of their environment of deposition. At the beginning of the Lias, the Pontides were a positive region associated with the active continental margin of Paleo-Tethys along the northern border of Gondwana - land. On this wide area, formed mainly from various Paleozoic (? and Triassic) rocks, clastic platform sediments of dominantly fluvial, swamp, and shallow - marine environments were laid down. Rifting and associated block faulting began along the southern border of the Pontides related to the opening of the northern branch of Neo - Tethys at the beginning or just before the Sinemurian. This event affected large areas in the Pontides and generated seamounts and intervening basins corresponding with horsts and grabens respectively. This topography determined the tectonic characteristic of the northern margin of Neo-Tethys and controlled sedimentation during and after the Sinemurian. On top and along the flanks of the seamounts locally condensed series including, red-grey coloured biomicrite, biosparite and pelmicrite, and shallow carbonate facies including oolites and reefs were deposited, whereas mainly grey - coloured turbidites made up of shales, sandstones, conglomerates with volcanic and crystalline clasts, and intercalations of tuffs and lavas characterized the basin deposition. Locally, into these turbidities, material was carried from the condensed sequences capping seamounts. In some areas (e.g. Amasya and Gümüşhane) deep-sea deposits directly overlie the seamount deposits as a result of the latter's subsidence, perhaps owing to listric normal faulting and block rotation. Environmental analysis of the Liassic deposits in the Pontides show that the Bilecik, Ankara and Alucra (Giresun) areas were generally located on seamounts, the Mudurnu and Niksar-Reşadiye areas were basins; and the Amasya, Havza, Gümüşhane and İspir - Yusufeli regions were rapidly subsiding seamounts. These data indicate that the northern branch of Neo - Tethys formed as a result of the rifting of the Paleo-Tethyan magmatic arc from the Gondwana - land platform during the Lias and not earlier, during the Trias as claimed by some researchers.

GİRİŞ

Türkiye'nin jeolojik evrimi içerisinde tektonik olayların en fazla etkinlik kazandığı devrelerden birisi de Liyas'dır. Bu dönem içerisinde Kimmer Kitası sürekli olarak parçalanmaya uğramış, gittikçe kapanmakta olan Paleo-Tetisin güneyinde Neo-Tetis'in kuzey kolu bir kenar hav-

zası olarak açılmaya başlamış ve Anatolid - Torid Platformunun şekillenmesine neden olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Pontidlerde Bilecik'ten İspir - Yusufeli'ne kadar çeşitli yörelerde yüzeyleyen Liyas çökelleri Liyas'ta açılmaya başlayan kuzey Neo-Tetis'in İzmir - Ankara - Erzincan ko-



Şekil 1 : Pontidlerde Liyas çökelleri İncelenen yöreler, bu yörelerin genelleştirilmiş stratigrafik kesitleri ve Liyas sırasında Neo-Tetis'in kuzey kıtakerenarının tektonik ve morfolojik niteliği.

Figure 1 : Liassic sediments in Pontides : Location of the regions studied, their generalized stratigraphic sections and tectonical and morphological characteristics of the northern continental margin of Neo-Tethys during the Lias.

lunun (Şengör ve diğerleri, 1982) kuzey kıtakerenarları üzerine gelişmişlerdir. Bu kıtakerenarları Pontidleri oluşturan Sakarya ve Rodop - Pontid Kıtalarının (Şengör ve Yılmaz, 1981) üzerinde yer almışlardır (Şekil 1). Bu yazıda, anlatımda kolaylık sağlamak amacıyla, bu kıta kenarlarına, Neo-Tetis'in kuzey kıtakerenarı denilecektir. Pontidlerdeki Liyas çökellerinin sedimantolojik özellikleri kuşkusuz sözkonusu kıtakerenarlarının jeomorfolojik ve tektonik niteliklerini önemli ölçüde yansıtmak zorundadırlar. Bu çökeller Pontidlerde çeşitli yörelerde genel olarak ele alınıp sedimantolojik ve ortamsal açıdan değerlendirilmiş ve sonuçta da sözü edilen kıtakerenarlarının tektonik evrimleri hakkında bazı önemli ayrıntılar ortaya konmuştur.

YEREL VERİLER

Bilecik Bölgesi (Sakarya Kıtası)

Bölgede Liyas, kalınlığı 0-1000 m arasında değişen, genellikle Pliensbahiye yaşlı Bayırköy Formasyonu ile temsil edilir (Altınlı, 1973). Formasyon tabanda akarsu ortamı koşulları altında gelişmiş çakıltaşı, kumtaşı, ve şeyl, üst kesimlerinde ise sığdenizel kumtaşı, şeyl ve ince kireçtaşlarından oluşmuştur (Saner, 1980; Yılmaz, 1981 a). Çakıltaşı ve kumtaşları çoğunlukla alttaki granitik temelden türemiş kuvars, feldspat, mika ve kayac parçalarından meydana gelirler. Bunlarda çapraz tabakalanma, ripilmark, laminasyon, biyojenik iz ve yapılar gözlenir. Özellikle çakıltaşı düzeylerinin alt dokanakları erozyonaldır ve litoloji içerisinde üste doğru tane boyutu küçülmesi olağandır. Kireçtaşları çoğu kez süreksiz, ince ve merceksi bir geometriye sahip olup kumlu mikrit, belemnitli biyomikrit, krionidli biyomikrit - biyosparit, yeşilimsi gri, foraminiferli, pelajik bivalv'li biyomikrit - biyosparit ve kırmızı, yumrulu, bol ammonitli biyomikrit - marn ardışımı niteliklidirler. Bölgede Bayırköy Formasyonu Kalloviyen - erken Portlandiyen (geç Jura) yaşlı Bilecik Kireçtaşının biyomikrit, oomikrit, pelmikrit, biyosparit ve biyolitit özellikli sığdenizel karbonatları ile örtülür (Altınlı, 1973; Saner, 1980; Yılmaz ve diğerleri, 1981; Yılmaz, 1981 a).

Mudurnu Bölgesi (Sakarya Kıtası)

Mudurnu bölgesinde Liyas Mudurnu Formasyonu (50-600 m) ile temsil edilir. Formasyonun tabanında Liyas öncesi granit ve Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı yer alır. Mudurnu Formasyonunun Liyas yaşlı kısmı Bilecik bölgesindeki Bayırköy Formasyonunun eşleniğidir. Litolojik ve ortamsal olarak bu formasyona büyük bir benzerlik gösterir (Saner, 1980). Ancak Mudurnu bölgesinde piroklastik ve volkanojenik kayalar ile bazik lav akıntıları ve kömür bantları yaygındır. Mudurnu Formasyonu alt kesimlerinde sığdenizel - karasal, üst kesimlerinde ise görel olarak daha derindenizel türbidit niteliklidir. Yaşı Liyas'tan geç Jura'ya kadar çıkmaktadır (Gözübol, 1978; Yılmaz ve diğerleri, 1981). Şengör ve Yılmaz (1981) Mudurnu Formasyonunu kuzey Neo-Tetis'in açılma evresinde gelişmiş bir istif olarak tanımlamışlardır.

Ankara Bölgesi (Sakarya Kıtası)

Liyas bu bölgede Paleozoyik ve/veya Triyas yaşlı tenejnel üzerine aşılmal bir uyumsuzlukla gelir. Tabanda, altta-

ki temel kayalarından türemiş malzemeden oluşan 150 - 200 m kalınlıkta bir çakıltaşı yer alır (M.T.A., 1975).

Bu çakıltaşları üste doğru sarı, kırmızı renkli, kalın tabakalı, ammonitli, karbonat çimentolu kumtaşları (30 m Alt Sinemüriyen) ile devam ederek, kırmızı renkli, bol fosilli, ammonitli, nodüler marn (15 m), gri renkli fosilsiz marn ve siirttaşlarına (10 m) geçerler. En üstte ise 1-3 m kalınlıkta açık gri renkli, yumrulu kireçtaşlarıyla son bulurlar (Sinemüriyen-Domeriyen). Liyas çökelleri daha sonra uyumlu olarak orta Jura yaşlı kondanse kırmızı marn ve yumrulu kireçtaşları ile örtülürler (Bremer, 1965).

Liyas'a ait kırmızı renkli nodüler marn ve kireçtaşları içerisinde bol krinoid ve ammonit parçalarına rastlanır. Bu fosiller önemli ölçüde dalga aşındırmasına uğramışlardır. Ayrıca bu düzeylerde bazı karstik oluşuklar, sedimantasyon eksiklikleri ve etkin oksidasyon gözlenir. Dalga aşındırması, fosil içeriği, yerel karstlaşma, oksidasyon ve diğer fasiyes ilişkileri, Ankara bölgesindeki Liyas çökellerinin genelde altta karasal üst kesimlerde ise sığdenizel olduğunu gösterir (Bremer, 1965; Ketin, 1969 Brinkmann, 1976).

Havza Bölgesi (Rodop - Pontid Kıtası)

Bölgede Liyas kalınlığı 50 ile 450 m arasında değişen bir çökel istifiyle temsil edilir (Öztürk, 1973). Bu istif genelde altta metamorfik ve mağmatik elemanlı, kömürlü, sığdenizel kırıntılılar ile kırmızı renkli bol fosilli, killi kireçtaşlarından, üstte ise volkanik arakatlı türbiditlerden oluşur. Bunların üzerine uyumsuz olarak Malm yaşlı kireçtaşları gelir.

Kırmızı renkli killi kireçtaşları geniş bir yayılım göstermezler ve oldukça incedirler (en fazla 10 m). Genellikle, en altta, krinoidlerin egemen olduğu biyomikrit ve biyosparitler ile başlarlar. Üste doğru ise kırmızı renkli, bol ammonitli kireçtaşı - marn ardışımı ile devam ederek yeşilimsi gri renkli, tek tük ammonitli nodüler kireçtaşı ve kırmızı marn ardışımı ile son bulurlar. Krionidli biyomikrit ve biyosparitler içerisinde krionidlerin dışında brakiyopod, bivalv, gastropod, ostrakod, sünger spikülleri, bentonik foraminifer, pellet ve intraklastlara da rastlanır. Bu fasiyesin üzerinde doğada ince bir hematitik kabuk yer alır. Buradaki karbonatlarda geç Sinemüriyen - erken Pliensbahiye yaşlı bulunmuştur (Alkaya 1982).

Amasya Bölgesi (Rodop - Pontid Kıtası)

Amasya bölgesinde Liyas çökelleri Kayabaşı Formasyonu (125 m) ile temsil edilirler (Alp, 1972). Bu formasyon Tokat Masifinin olası Karakaya Karmaşığı eşleneği olan Paleozoyik - Triyas yaşlı kayaları üzerine aşılmal bir uyumsuzlukla gelir (Tekeli, 1981). En altta iri elemanlı çakıltaşı, kumtaşı, şeyl ve killi kireçtaşlarından, üstte doğru ise yer yer andezitik tüf arakatlı kumtaşlarından oluşur.

Formasyon içerisindeki kırıntılı litolojiler genellikle kuvars, feldspat ve kayac parçalarından meydana gelmişlerdir. Feldspatlar ortoklas, albit ve andezin niteliklidirler. Kayac parçaları arasında ise metakuvarsit, serisit -kuvarsit, fillat, grovak ve granitler çoğunluktadır. Kırın-

tılı birimler içerisinde yerel olarak kömür bantlarına rastlanır.

Kayabaşı Formasyonu içerisindeki killi kireçtaşları kırmızı, kahve ve yeşilimsi gri renklidirler. Oldukça ince olup merceksi bir geometriye sahiptirler. Yer yer yumrulu bir görünümde olan bu kireçtaşları içerisinde bol miktarda ammonit, belemnit, krinoid, lamellibrans ve gastropod fosilleri bulunur. Yerel olarak bu kireçtaşları tipik krinoidli biyosparitler halinde izlenirler.

Amasya Bölgesindeki Liyas çökelleri Sinemüriyen - Toarsiyen yaş aralığında depolanmışlardır. Uyumsuz olarak orta-geç Jura yaşlı piroklastik kayaç ve derindenizel kireçtaşları ile örtülürler (Alp, 1972).

Niksar - Reşadiye Bölgesi (Rodop - Pontid Kıtası)

Bölgede Liyas Karatepe Formasyonunun (450 m) alt kesimi ile belirlenir (Seymen, 1975). Formasyon en altta çakıltaşı, kumtaşı ve şeyllerden oluşan kömürlü, karasal sığdenizel nitelikli bir birimle başlar. Üste doğru ise lav, tüf ve aglomera arakatlı kumtaşı, şeyl ve pelajik marn ardışımından ibaret olan türbiditlere geçer.

Türbiditler içerisinde taban yapıları ile derecelenme gösteren kalsi türbiditik ammonitli, kırmızı kireçtaşı seviyelerine rastlanır. Karatepe Formasyonu bu niteliği ile Orta Jura'ya kadar devam eder (Seymen, 1975 ve 1983, sözlü görüşme).

Alucra (Giresun) Bölgesi (Rodop - Pontid Kıtası)

Bölgede Liyas Hacıören Formasyonu ve daha üstteki Berdiga Formasyonunun taban kesimiyle (Akpınar Üyesi) temsil edilir (Pelin, 1977). Hacıören Formasyonu yer yer ince kömür arakatlı, yeşil, siyah ve sarı renkli bazaltik andezitik, litik tüfler (toplam 900 m) ile bunlar arasında farklı iki düzeyde yeralan kalın (110-130 m) metamorfik kayaç elemanlı (klorit şist, serisit şist, yeşilşist - metabazit mermer vb.) çakıltaşlarından oluşur. Genellikle kara sal - sığdenizel bir ortamda gelişmiş olan bu formasyonu Berdiga Formasyonunun yine sığdenizel nitelikli Akpınar Üyesi izler. Bu üye alt kısımlarda kırmızı renkli yer yer kömürlü, çapraz tabakalı karbonat çimentolu kumtaşlarından, üst kısımlarında ise kırmızı renkli, kumlu hematitli oosparitlerden meydana gelir. Akpınar üyesi 350 m kalınlıkta olup, benzer fasiyes özellikleriyle Üst Juraya kadar devam eder (Pelin, 1977). Giresun güneyinde Aksu vadisi, Tortul dolayı ve Şirvan kuzeyinde de benzer nitelikli Liyas çökelleri gözlenir (Maucher ve diğerleri, 1962; Schultze - Westrum, 1961; Zankl, 1961).

Gümüşhane Bölgesi (Bodop - Pontid Kıtası)

Bölgede Liyas çökelleri Gümüşhane Graniti üzerinde uyumsuzlukla izlenir. Bunlar alttan üste doğru Reksene -Venk, Şehittepe ve Gökçepınar olmak üzere üç formasyon adı altında tanımlanmışlardır (Yılmaz 1972).

Reksene - Venk Formasyonu genellikle arkoz nitelikli kumtaşları ile çakıltaşı arakatlılarından oluşur; çakıltaşları formasyonun alt kesimlerinde yaygındır. Bunlar çoğu kez değişken boyutlu, yarı yuvarlak ve köşeli elemanlıdır-

lar. Litolojik olarak metamorfik ve granitik kayaçlardan türemişlerdir. Reksene - Venk Formasyonu içerisinde üste doğru belirgin bir tane boyu küçülmesi gözlenir. Yer yer bivalv fosillidir. Sinemüriyen'den daha yaşlı olan bu formasyon olasılıkla bir akarsu veya plaj çökeldir (Yılmaz, 1972).

Şehittepe formasyonu Reksene-Venk Formasyonunun bir devamıdır. Altta silttaşı - subgrovak ardışımından, üstte ise kırmızı kireçtaşlarından ibarettir. Silttaşı - subgrovak ardışımı gri - yeşil renkli, orta tabakalı ve fosilli silt-taşı, subgrovak ve kireçtaşlarından oluşur. Bunlar arasında yerel olarak lav - tüf arakatlıları ile kömür bantlarına rastlanır. Silttaşlarında küçük ölçekli çapraz tabaka, laminasyon ve oygu- dolgu yapıları yaygındır. Genelde birim içerisinde bivalv, ostrakod, bentonik foraminifer ve ammonit gibi fosiller gözlenir. Sığdenizel ve kısmen karasal (bataklık) koşullarda gelişmiş olan silttaşı - subgrovak ardışımı Sinemüriyen yaşlıdır.

Şehittepe Formasyonunun üst kısmında yeralan kırmızı kireçtaşları 7-10 m kalınlıkta olup mercekli geometri, nodüler, kumlu ve bol ammonitlidirler. Ammonitlerle beraber foraminifer, bryozoa, belemnit ve krinoidler de izlenir. Sığdenizde gelişmiş olan bu birim Sinemüriyen - Toarsiyen yaşlıdır.

Gökçepınar Formasyonu kalın çakıltaşı (yer yer 380 m) ve aglomeralardan oluşur. Çakıltaşlarının arasında lav akıntılarına ve piroklastik arakatlılara rastlanır. Çakıllar çoğu kez değişik boyutlu - köşeli, yarıyuvarlak ve volkanik kökenlidirler. Formasyon geç Liyas yaşlıdır (Yılmaz, 1973). Benzer Liyas çökelleri Şiran - Kelkit - Gümüşhane arasında tanımlanmıştır (Baykal, 1952).

Bayburt Bölgesi (Rodop - Pontid Kıtası)

Bölgede Liyasın düzenli ve tam bir kesiti izlenemez (Ketin, 1951). Bu düzensizlik bölgedeki Liyas'ın en önemli özelliklerinden biridir (Ketin, kişisel görüşme, 1983). Toplam olarak 2000 m kalınlığa erişen Liyas çökelleri en altta 250-300 m kalınlıkta, yer yer kömürlü, koyu gri renkli çakıltaşı, kumtaşı, şeyl ve kireçtaşları ile alttaki metamorfik seriler üzerine uyumsuz olarak gelirler. Bu sığdenizel - karasal (bataklık) taban serileri üste doğru 300 m kalınlığında lav ve tüflere geçerler. Lav ve tüfler üzerinde 100 m kalınlığa erişen kırmızı renkli, kumlu, fosilli (brakiyopod) kireçtaşı, marn ve tüfler yeralırlar. Bunların üzerinde yaklaşık olarak 50 m kalınlığında yeni kırmızı renkli ve Pliensbahiye yaşlı bol ammonit, brakiyopod ve belemnit içeren kireçtaşı ve marnlar bulunurlar. Kesit yukarıya doğru andezitik lav, tüf, kumtaşı, marn ve yine volkanik arakatlı şeyl ardışımıyla devam eder. Liyas çökelleri üzerine Malm kireçtaşları açılmal bir uyumsuzlukla gelirler (Ketin, 1951). Bayburt batı - kuzeybatısında benzeri fasiyesleri Wedding (1963) de tanımlamış ve istifin Malm'e kadar kesiksiz devam ettiğini belirtmiştir.

İspir - Yusufeli Bölgesi (Rodop - Pontid Kıtası)

Pontidlerin en doğu ucunda yeralan bu bölgede Liyas çökellerinin tabanını granitik bir temel oluşturur. Temelin üzerinde kırmızı renkli fosilsiz, yassı - yuvarlak elemanlı arkozik bir çakıltaşı bulunur. Çakıltaşlarında üste doğru

tane boyu küçülmesi gözlenir. Genellikle bir akarsu ortamında çökelmiş olan bu çakıltaşlarının üzerine beyaz renkli, iyi boylanmış, küçük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı ve ripilmarklı kuvarsitler gelirler. Bir plaj ortamında gelişmiş olan bu birimi de kırmızı renkli, killi yumrulu ve bol ammonitli kireçtaşları izlerler. Çoğunlukla bir karbonat vaketaşı niteliği gösteren bu kireçtaşları içerisinde yerel erime yapılarına ve hematitik kabuk gelişmelerine rastlanır (Yılmaz, 1982). Kırmızı kireçtaşlarının üzerinde siltaşı-kumtaşı ardışımında oluşan türbididik bir seri yer alır. Seri içerisindeki kumtaşları subgrovak niteliklidirler. İçlerinde laminasyon, küçük ölçekli akıntı yapıları ve dereceli tabakalaşma izlenir. Türbiditler üst seviyelerinde volkanik arakatıklar içerirler (Yılmaz, 1982).

VERİLERİN ÖZETİ

Bundan önceki bölümde, derlenmiş olan yöresel verilerin özetleri şekil, 1'de görülmektedir. Buna göre; Liyas içerisinde bazı bölgeler devamlı sığ ortam karakterini korumuş olup terijen malzeme geliminden genellikle etkilenmemiş yüksek zonları, buna karşın diğer bölgeler zengin bir terijen malzeme gelimiyle beslenen havzaları oluşturmuşlardır (Yılmaz, 1981 b). Liyas sonunda Bilecik, Ankara ve Alucra (Giresun) bölgeleri birer yüksek zon, Mudurnu, Havza, Amasya, Niksar - Reşadiye, Gümüşhane, Bayburt ve tspir - Yusufeli Yöreleri ise birer havza durumundadırlar. Bu iki tür ortam iki ayrı çökme rejiminin ve malzeme bakımından da birbirlerinden tamamen farklı çökel dolgularının geliştiği yerlerdir. Yüksek zonlar havzalar arasında izole edilmiş bölgeler olarak karşımıza çıkmakta, bunların normal hallerde havza fasiyesi ile hiç bir yanal geçiş göstermemeleri dikkati çekmektedir. Bütün bunlardan yüksek zonlarla basenler arasında topoğrafik gradyanların yüksek olmuş olması zorunluluğu ortaya çıkar. Bu tür topoğrafik gradyanları faylanma dışında, bir tek karstik olaylar yaratabilir. Ancak karstik olayların neden oldukları röliyef ve bu röliyefin yaşam süresi burada anlatılan topoğrafya ile kıyaslanamayacak kadar küçüktür.

Pontidlerde Liyas sedimantasyonunu kontrol etmiş olan fay kökenli topoğrafyanın, yüksek zonları karakterize eden yer yer kondanse, terijen malzemece fakir, kırmızı, bol fosilli ve genellikle geç Hettangiyen - erken Sinemüriyen yaşlı serilerin çökeliminden hemen önce gelişmiş olması gerekir. Aksi takdirde bu yüksek zonlar üzerindeki alanları Kimmerid Orojeninin klâstik malzeme üretiminden korumak mümkün olmaz, bu karbonat alanları Pontidlerde gelişemezlerdi. Havzaların varlığı Kimmerid Orojeninin döktüğü klâstik malzemenin kanalize olmasına neden olmuştur.

Buna göre Liyas'ta sedimantasyonu kontrol eden yüksek gradyanlı topoğrafyanın gelişimine neden olan faylanmanın başlangıç yaşı geç Hettangiyen erken Sinemüriyen olmalıdır.

MODEL

Pontidlerde izlenen Liyas çökellerinin çökme ortam ve koşullarını tektonik bir model içerisinde yorumlamadan önce, Akdeniz Alpidlerinin diğer bölgelerinde aynı yaşlı

tortuların litolojik özelliklerinin ve çökme ortamlarının kısaca gözden geçirilmesi yerinde olur.

Bilindiği gibi, Liyas'ta, Doğu Akdeniz'in güney ve doğu sahilleri boyunca yer alan ülkeler hariç, tüm Akdeniz ülkelerinde Neo-Tetis'in kuzey kolu (Şengör, 1979) açılmaya başlamış ve bu riftleşme olayına bağlı olarak gelişen blok faylanma bu bölgelerde horst ve grabenlere tekabül eden bir takım denizaltı tepeleri (seamounts) ve havzaları (basins) oluşturmuştur. Liyas'ın başında ve ortalarına doğru gelişen bu topoğrafya, açılmakta olan Neo -Tetis'in kuzey kolunun kıtakeranlarının niteliğini belirlemiş ve buralarda özgün bir sedimantasyona neden olmuştur. Söz konusu kıtakeranlarına ait Jura yaşlı çökeller Türkiye dışında Akdeniz Alpidleri boyunca çeşitli araştırmacılar tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş (Trümpy, 1949, 1952, 1955; Bernoulli, 1964, 1972) ve bunlar dokuz ayrı fasiyes halinde tanımlanmıştır (Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

Bu fasiyesler aşağıda kısaca özetlenmişlerdir.

1. Kırmızı biyomikritler : Az killi, ferromanganez kabuk ve nodüllüdür (Jenkyns, 1970, Wendt 1970, Germann 1971; Bernoulli ve Jenkyns, 1974). Tüm Neo - Tetis fasiyesleri içerisinde en kondanse olanıdır (Hollmann, 1962). İçerisinde yaygın olarak ammonit, belemnit, pelajik bivalv, krinoid, foraminifer, ostrakod, gastropod, vb. fosil parçaları bulunur. Yerel olarak stromatolitiktir. Akdeniz ülkelerinde çoğunlukla izlenen bu fasiyesin denizaltı tepeleri üzerinde gelişmiş olduğu kabul edilmektedir (Jenkyns, 1971; Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

2. Krinoidli ve ammonit - gastropod - brakiyopod -pelajik bivalvli biyosparitler: Bunlar beyaz - kırmızı renklidirler. Geometrik olarak süresiz ve merceksidirler. Yanal ve düşey olarak kırmızı biyomikritlere geçiş gösterirler. Özellikle krinoidli olanları erken Jura'da, pelajik bi valv'li olanları ise Orta Jura'da gelişmişlerdir. Üst kesimlerinde paleo-karst emareleri gösteren bu çökellerin, genellikle yüksek enerjili, sığdenizel koşullar altında ve özellikle denizaltı tepeleri üzerinde depolanmış oldukları fikri yaygındır (Jenkyns, 1971; Bernoulli ve Jenkyns, 1974). Denizaltı tepeleri dışında bu çökellerin basenler içerisinde türbiditler halinde geliştiği de bilinmektedir.

3. Pelmikrit ve onkolitli spartitler : Beyaz, krem ve kırmızı renkli olan bu kireçtaşları bol miktarda ammonit, brakiyopod, gastropod, krinoid ve globigerinid tip foraminifer içerirler. Çoğu kez geç Jura yaşlı olan bu birimler denizaltı tepeleri üzerinde gelişmişlerdir (Jenkyns, 1972)

4. Kırmızı nodüler ve marnlı biyomikritler : %5'den fazla kil içeren bu kireçtaşları ammonitiko rosso (Calcarea Ammonitico Rosso) fasiyesi olarak bilinirler. Bunlar önemli miktarda ammonit kalıpları içerirler. Akdeniz Alpidleri içerisinde iki tip ammonitiko rosso fasiyesi ayırt edilmiştir (Aubouin, 1984). Birincisi karbonatlı, stratigrafik olarak bundan daha geniş bir aralıkta çökelmiş olan ikincisi ise killidir. Karbonatlı olanları kırmızı kondanse biyomikritlerle birlikte bulunur ve denizaltı tepeleri üzerinde gelişirler (Sturani, 1964, Bernoulli ve Jenkyns, 1974). Killi olanları ise türbiditlerle ardışıklı olarak izlenir. Bunların basenler içerisinde depolanmış oldukları kabul edilir (Bernoulli, 1964, 1971; Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

5. Spar çimentolu nodüler kireçtaşları : Santimetre boyutunda karbonat nodüllerinin sparikalsitik bir çimento ile bağlanmasından oluşan bu kireçtaşları genellikle kırmızı biyomikritlerle birlikte bulunur ve denizaltı tepesi ortamlarını karakterize ederler Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

6. Pizolitik demirli biyomikritler : Kırmızı kahverenkli olan bu kireçtaşları geotit, hematit ve şamozitik pizolitler içerirler. Fosil olarak yer yer bol miktarda gastropod bulundurulur. Genellikle denizaltı tepeleri üzerinde gelişmişlerdir (Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

7. Gri biyomikrit - marn ardışımı : Alt Jura'da yaygın olarak izlenen bir fasiyestir. İçerisinde ammonit, belemnit, radyoler, foraminifer, ostrakod, sünger spikülleri ve oyucu organizmalar (Chondrites) bulunur. Basen içerisinde ve türbiditik koşullar altında gelişmiştir (Bernoulli, 1964; Bosellini, 1967; Castellarin, 1972; Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

8. Radyolarit : Genellikle kırmızı, gri ve yeşil renklidir. Oldukça ince tabakalı olan bu birim basenler içerisinde gelişmiştir (Garrison ve Fischer, 1969; Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

9. Beyaz nannofosilli kireçtaşları : Genellikle beyaz, krem ve açık gri renkli olup çoğunlukla krem renkli çört nodülleri içerir. İçerisinde nannofosil ve az miktarda da ammonit, aptikus, kalpionellid ve radyoler parçaları bulundurulur. Daha çok Aptychenkalk ve Maiolica adları altında tanınır. Stratigrafik olarak doğrudan doğruya radyolarit'lerin üzerinde yer alır. Basen koşullarında çökeltmiştir (Barnoulli ve Jenkyns, 1974). Bu fasiyes geç Jura - erken Kretase yaşlıdır.

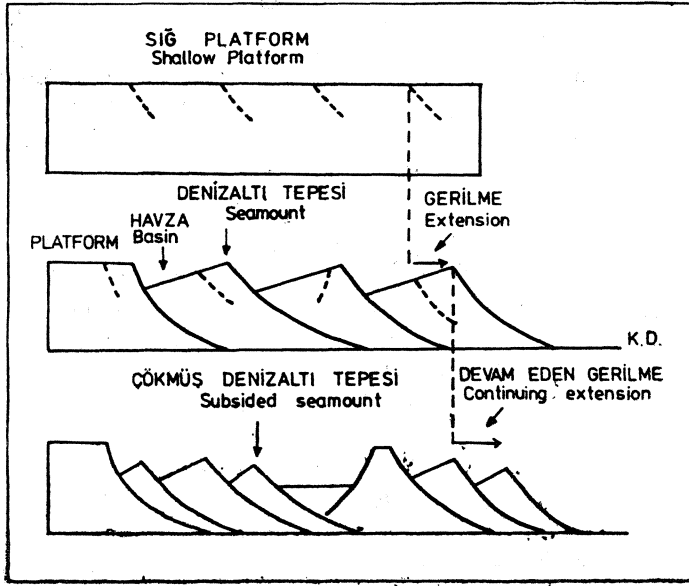
Akdeniz Neo-Tetis Kuşağı boyunca gelişmiş olan Jura yaşlı çökellerin litolojik ve stratigrafik özellikleri gözönüne alındığında, bunların Pontidlerin güney kenarı boyunca izlenen Jura, özellikle Liyas çökellerine Yılmaz*'ın (1972) değindiği gibi büyük bir benzerlik gösterdikleri ortaya çıkar. Bu da Pontidlerin güneyindeki Liyas sedimentasyonunun benzer ortamlar altında gelişmiş olduğunu belirtir.

Akdeniz Alpidlerinde gerek Triyas, gerekse Liyas normal faylanmanın neden olduğu yaygın bir blok faylanma rejimi altında gelişmiştir. Smith (1971) ve Dewey ve diğerleri (1973) den beri Akdeniz bölgesinde görülen bu gerilme tektoniğinin, Gondwana - Land'ın Orta Atlantik - Karayip hattı boyunca Lavrasyadan ayrılmaya başlaması sonucu geliştiği görüşü genellikle benimsenmiştir. Ancak Sclater ve diğerleri (1977) Orta Atlantik'deki manyetik anomalilere verilen paleontolojik yaşların Van Hinte'nin (1976) Jura devri için önerdiği yeni zaman skalasına göre değiştirilmesini önermiş ve Orta Atlantik'deki deniz tabanı yayılmasının başlangıç yaşını Batoniyen'e (165 milyon yıl) kadar çıkarmışlardır.

Aynı zamanda, Türkiye ve Balkanlarda Paleo - Tetis'in evrimi üzerinde yapılan çalışmalar (Şengör, 1979; Şengör ve diğerleri, 1980; Şengör ve diğerleri, baskıda) Akdeniz Bölgesindeki Triyas yaşlı riftleşme ve Okyanus açılmalarının Paleo - Tetis'in kapanması ile ilgili olaylar olduğunu göstermiştir. Buna göre, Akdeniz Bölgesinde birbirinden

bağımsız iki ayrı okyanus açılma olayı vardır. Gerçekten Triyas yaşlı riftleşme ve açılmalar Doğu Akdeniz ve Adriyatik Denizi çevresiyle sınırlı kalırken, Liyas'daki açılma Kuzey Afrika, İspanya sıradağları, Apeninler, Karpat'lar ve iç Helenid'ler boyunca uzanan, bugün tamamen kapanmış olan okyanusu belirler. Yukarıda dokuz madde halinde özetlenmiş olan fasiyesler Liyas'daki açılımla şekillenmeye başlayan okyanusun kıtakerenları üzerinde çökeltmişlerdir. Liyas okyanusunun doğuya doğru devamı, Vardar Zonu üzerinden Pontidlerin güney sınırını oluşturan, İzmir - Ankara - Erzincan Kenet kuşaklarıyla temsil edilen ve Doğu Anadolu yığılma karmaşığı üzerinden Zagros keneliyle birleşen okyanustur. Şengör (1979) bu okyanusa Neo - Tetis'in kuzey kolu, Triyas'da açılan daha güneydeki okyanusa da Neo-Tetis'in güney kolu adını vermiştir. Neo-Tetis'in kuzey kolu boyunca ve Orta Atlantik'te Liyas sedimentasyonunu denizaltı tepeleri ve çukurluklarının oluşturduğu bir topoğrafyanın kontrol ettiğini yukarıda görmüştük. Orta Atlantik kıtakerenlarında elde edilmiş olan devamlı sismik yansıma profilleri (Tucholke ve Mountain, 1979) bu tepe ve çukurların normal faylarla sınırlandırılmış horst ve grabenler olduğunu göstermiştir. Neo-Tetis'in kuzey kolu boyunca yapılan stratigrafik - sedimentolojik çalışmalar, burada gelişen Liyas çökellerinin de Orta Atlantik kenarlarındaki gibi aktif bir normal faylanma rejimi altında geliştiğini göstermiştir (Bernoulli ve Jenkyns, 1974; D'Argenio ve Alvarez, 1980). Pontidlerde aynı Liyas fasiyeslerinin benzer olaylar zincirini göstermeleri Pontidlerin güneyinde de aynı normal fay rejiminin Liyas'ta gelişmiş olduğunu belirtir (Yılmaz 1972).

Karpatlar batısındaki Alpidlerde Liyas sedimentasyonunda karbonat çökelişi egemendir (Bernoulli ve Jenkyns, 1974). Adı geçen bölgelerde Liyas riftleşmesi su altında bulunan geniş bir karbonat platformunu parçalamıştır. Buna karşın Güney Karpatların doğusunda kalan bölgelerde ve bu arada Pontidlerde Liyas'daki açılma, Paleo - Tetis'in geç Paleozoyik'ten beri süregelen dalma - batmasının geliştirmiş olduğu Kimmerid orojenik kuşağını parçalamıştır. Türkiye'de Liyas yaşlı açılma Kimmerid kıtakerenarı yayını ve kısmen de yayardı molas havzasını etkilemiştir. Pontidlerde Liyas'ın tabanında yer alan kömürlü, yerel olarak volkanik arakatlı, sığdenizel - karasal kıvrıntılılar («Gresten fasiyesi») bu molas havzası - mağmatik yay ortamının ürünleridir. Bilindiği gibi, normal faylarla gerilmeye başlayan bir kıtanın gerilme başındaki kalınlığı 18 km den fazla ise gerilme hemen çökmeyi gerektirir (McKenzie, 1978). Liyas başlarında/Hettangiyen sonlarına doğru, denizin Pontidlerin güney kısımlarını istilaya başladığını, Sinemüriyen'de ise, buralardaki sığdenizel yer yer kondanse karbonat serileri («Pontid Liyası») ve volkanik arakatlı terijen türbiditlerle karakterize edilen tipik denizaltı tepesi - çukur sedimentasyonunun geliştiğini görürüz. Demek ki Pontidlerin güneyinde normal faylarla belirlenen gerilme rejimi Hettangiyen'de başlamıştır. Bu sonuç, daha önce Pontidler üzerinde çalışmış bazı araştırmacıların (Seymen, 1975; Şengör ve diğerleri, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981) görüşleriyle tam bir uyumluluk içindedir ve bugüne dek ayrıntıları bilinmeyen bu açılmanın nitelik ve zamanlamasına bir kesinlik getirmektedir. Bergougnan ve Fourquin (1982) Erzincan civarındaki çalışmalarına ve Türkiye'deki Neo-Tetis'in Paleo - coğrafik konumu hakkındaki bugün geçerliliğini yitirmiş olan bazı yorum-



Şekil 2 : Gerilme tektoniği ile bir kıt'a kenarında denizaltı tepesi - havza geometrisinin oluşumu ve evrimi. Özellikle gelişen listrik normal fayların bazı denizaltı tepelerini nasıl çöktüklerine dikkat ediniz (KD : Listrik normal fayların kurtulma düzeyi).

Figure 2 : Origin and «volution of seamount - basin geometry by extensional tectonics at a continental margin. Notice in particular how evolving listric faults depress certain seamounts (KD : Décollement level for listric normal faults).

lara dayanarak Neo-Tetis'in kuzey kolunun Triyas'da açılmaya başladığını iddia etmişlerdir. Yapısal ilişkileri muğlak olan Triyas yaşlı pilov lavlara dayanan bu yorum, Tekeli (1981) 'nin aynı lavları Karakaya Karmaşığına katmasıyla tek dayanak noktasını da kaybetmiştir. Yukarıda özetlenen gözlemler Şengör ve diğerlerinin (1982) 'de belirttikleri gibi Pontidlerin güneyinde okyanus açılımının erken Jura'dan, bu yazıdaki verilerin de gösterdiği gibi, geç Hettangiyen'den önce olmuş olması mümkün değildir.

Bilecik, Ankara ve Alucra (Giresun) bölgeleri Liyas boyunca sürekli olarak deniz düzeyine yakın kalan denizaltı tepelerini, Niksar - Reşadiye bölgesi faylanmadan hemen sonra oluşmuş bir havzayı, Amasya, Havza, Gümüşhane, Bayburt ve İspir - Yusufeli bölgeleri ise Liyas süresince çökmekte olan denizaltı tepelerini temsil ederler (Şekil 1.). Şekil 2'de niçin bazı bölgelerin Liyas süresince denizaltı tepesi olarak kaldıkları, diğerlerinin faylanma başlar başlamaz havza haline geldikleri ve bazı denizaltı tepelerinin de gecikmeli çökmelere uğradıkları görülmektedir. Bu değişken gelişim Listrik normal faylanmanın doğal bir sonucudur ve bunun güncel bir örneği Ege Denizinde görülmektedir (McKenzie, 1978; Jackson ve McKenzie sözlü görüşme, 1982).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Pontidlerdeki Liyas çökelleri üzerinde yapılan sedimantolojik çalışmalar bunların yer ve zamanda hızlı değişiklikler gösteren fasiyeslerde çökdiklerini ortaya koymuştur, özellikle iki ana fasiyes grubu ayırt edilebilmektedir. Birincisi, genellikle ince ve merceksi geometriye sahip, bol fosilli, sığdenizel, yer yer kondanse kireçtaşlarından, ikincisi ise kalın terijen malzemeli, sık sık volkanik arakatlı, yer yer kalsitürbiditler halinde birinci fasiyesin malzemesini içeren türbiditlerden oluşur. Her iki fasiyes düzensiz bir topoğrafya üzerinde çökmüş kömürlü, sığdenizel ve/veya karasal en erken Liyas yaşlı kırıntılılar («Gresten Fasiyesi») üzerinde gelişmiştir.

Bu makalede, Pontidlerde Liyas içerisindeki yukarıda sözü edilen iki değişik fasiyes grubunun Akdeniz Alpidlerinde benzer yaş ve konumdaki fasiyeslerle yapılan karşılaştırmaları sonucunda birinci tip (sığdenizel kireçtaşları) fasiyesin listrik normal faylarla sınırlandırılmış denizaltı tepeleri, türbiditik olan ikinci tip fasiyesin ise bu tepeler arasındaki havzalarda depolandığı görüşüne varılmıştır. Eldeki sınırlı verilere göre yapılmış olan bu sentezde belirtilen denizaltı tepesi ve çukuru dağılımının bundan sonra toplanacak verilerle çok daha ayrıntılı olarak şekillendirilebileceği ortadadır.

Varılan bu sentez büyük ölçekli tektonik çalışmalardan çıkan, Pontidlerin güneyinde Neo-Tetis'in kuzey kolunun Liyas'ta açılmaya başladığı görüşüyle uyumluluk içerisindedir ve bu açılmaya neden olan normal faylanma rejiminin Hettangiyen'de başlamış olduğunu gösterir. Bu başlangıç tarihi Neo-Tetis'in kuzey kolunun diğer bölgelerdeki açılma başlangıç tarihiyle şaşılacak bir benzerlik gösterir (Bernoulli ve Jenkyns, 1974). Bu bakımdan Şengör ve diğerleri'nin (baskıda) Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasını Karpatların batısında Atlantik açılması, Karpatlardan doğuya doğru da Paleo-Tetis'in kapanması gibi iki ayrı nedene bağlamak istemeleri düşündürücüdür. Burada belgelenen veriler Neo-Tetis'in kuzey kolu boyunca açılma tarihlerinin sundukları teze hiçbir destek sağlamadıklarını göstermektedirler. Ancak Karpatlar batısında ve Karpatlardan doğuya doğru açılmanın birbirlerinden bütünüyle değişik ortamlarda geliştikleri de, basen fasiyesini oluşturan kayaların batı bölgelerde tamamen kalsitürbiditik ve pelajik karbonat, doğu bölgelerde ise egemen terijen malzeme olmalarından anlaşılmaktadır. Zamanlamada her iki bölge arasındaki şaşılacak benzerlik rastlantıya veya eldeki sedimantolojik ve paleontolojik verilerin yeterince ayrıntılı olmamalarına bağlanabilir. Bundan sonra Pontidlerde yapılacak arazi çalışmalarında Liyas fasiyeslerinin dikkatle incelenmeleri, sedimenter yapı, petrografi ve fasiyes ilişkilerinin ayrıntılarıyla ortaya konmaları gerekir. Paleontolog ve sedimantologların özellikle dikkat etmeleri gereken husus; inceledikleri fosilli Liyas mostralarının yerli olup olmadıkları, diğer bir deyişle denizaltı tepelerinden taşınıp taşınmadıklarıdır. Bundan sonraki çalışmalar bu ayrıntıda yapılmadıkça, Türkiye'nin tektonik evrimine ilişkin modellere etkin bir katkıda bulunamayacakları açıktır.

KATKI BELİRTME

Bu araştırmada geniş bilgi ve deneyimlerinden faydalandığımız İhsan Ketin ve İhsan Seymen'e teşekkürü bir borç biliriz.

Fazlı Y. Oktay'da metni okuyup eleştirerek yararlı katkılarda bulunmuştur.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alkaya, F., 1982, Kuzey Anadolu Alt Jura (Liyas) Phyllocetatiflerinin taksonomik revizyonu (I. bölüm) : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25,31 - 40.
- Alp, D., 1972, Amasya yöresinin Jeolojisi :İst. Üniv. Fen Fak. Monog. (Tabii ilimler kısmı), 22,101 s.
- Altınlı, İ.E., 1973, Bilecik Jurasijı :M.T.A., Ankara. Cumhuriyetin 50. yıl yer bilimleri kongresi, tebliğler. 112-113.
- Aubouin, J., 1964, Reflexions sur le facies «Ammonitico Rosso» : Bull. Soc. g ol. France, s r. 7, 6, 475-501.
- Baykal, F., 1952, Recherches geologiques dans la region de Kelkit - Şiran :Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul, Ser. B, XVII, Fasc. 4.
- Bergougnan, H. ve Fourqum, C, 1982, Remnants of a pre - Late Jurassic ocean in northern Turkey : Fragments of Permian - Triassic Paleo - Tethys? : Discussion: Geol. Soc. America Bull., 93, 929 - 932.
- Bernoulli, D., 1964, Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen) : Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 118 -134.
- Bernoulli, D., 1971, Redeposited pelagic sediments in the Jurassic of the Central Mediterranean Area; Vegh-Neubrandt, E. ed. Colloque du Jurassique m diterran en de : Inst. Geol. Pub. Hungarici Ann., 54/2, 71-90.
- Bernoulli, D., 1972, North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies; a comparison, Hollister, CD. Ewing, J.I. ve diğ erleri, ed. D.S.D.P., Initial Reports, 11 de : Washington, D.C., 801 - 871
- Bernoulli, D ve Jenkyns, H.C., 1974, Alpine Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys : S.E.P.M. Spec. Pub., 19,129 -160.
- Bossellini, A., 1967, Torbiditi carbonatiche nel Giurassico delle Giudicarie e loro significato geologico : Ann. Univ. Ferrara, Sez. IX, Sci. geol. e paleont., 4, 101 - 115.
- Bremer, H., 1965, Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie des unteren Lias (Sinemurium bis Carixium) in der Umgebung von Ankara (T rkei) : N. Jb. Geol. Palaont, Abh., 122,127 - 221.
- Brinkmann, R., 1976, Geology of Turkey : Ferdinand Encke Verlag, Stuttgart, 158 s.
- Castellarin, A., 1972, Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra «piattaforma veneta» e «bacino lombardo» a nord di Riva del Garda : Gior. Geologia, ser. 2, 33, 527 - 546.
- D'Argenio, B. ve Alvarez, W., 1980, Stratigraphic evidence for crustal thickness changes on the southern Tethyan margin the Alpine cycle : Geol. Soc. America Bull., 91, 681 - 689.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system : Geol. Soc. America Bull. 84, 3137-3180.
- Garrison, R.E. ve Fischer, A.G., 1969, Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic; Friedman, G.M. ed. Depositional environments in carbonate rocks, a symposium da : S.E.P.M. Spec. Pub. 14, 20 - 56.
- Germann, K., 1971, Mangan - Eisen - f hrende Knollen und Krusten in jurassischen Rotkalden der N rdlichen Kalkalpen : Neues Jahrb. Geologie und Palaontologie, Monatsh, 133 -156..
- Gözübol, A.M., 1978, Mudurnu - Dokurcun - Abant (Bolu ili) alanının jeoloji incelemesi ve Kuzey Anadolu yarılımının yapısal  zellikleri : İst.  niv. Fen. Falc., Doktora tezi, yayınlanmamış.
- Hollmann, R., 1962, über subsolution und die «Knollenkalke» des Calcare Ammonitico Rosso Supeiore im Monte Baldo : Neues Jahrb. Geologie und Palaontologie, Monatsh., 163 -179.
- Jenkyns, H.C., 1970, Fossil manganese nodules from the west Sicilian Jurassic : Eclogae Geol. Helvetiae, 63, 741 - 774.
- Jenkyns, H.C., 1971, The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic : Lethaia, 4, 327-352.
- Jenkyns, H.C., 1972, Pelagic «oolites» from the Tethyan Jurassic : Jour. Geology, 80, 21 - 33.
- Ketin, İ., 1951, über die geologie der Gegend von Bayburt in Nordost Anatolien : Rev. Fac. Sci.  niv. İstanbul, 16,113 -127.
- Ketin, İ., 1969, über die nordanatolische Horizontalverschiebung : Bull. Mineral Res. Explor. Inst. Turkey, 72 1 - 28.
- Maucher, A., Schultze - Westrum, H. H., ve Zankl, H., 1962 Geologische Lagerst ttenkundliche Untersuchungen im Ostpontischen Gebirge : Bayerische Akademie der Wissenschaften Math.-Natur. Klas., Abhandlungen, Neue Folge, Heft 109, München, 91 s.
- McKenzie, D.P., 1978, Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt : the Aegean Sea and surrounding regions : Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc, 55, 217-254.
- M.T.A., 1975, Türkiye Jeolojij haritası, Ankara paftası açıklaması, 1/500.000 : M.T.A. Ankara, 111 s.
- Öztürk, A., 1973, Havza - L dik - Tařova bölgesinde yeralan Kuzey Anadolu Fay Zonunun sistematik etüdü : Doktora tezi, Ankara Üniv., 99 s.

- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) güney doğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelenmesi : Karadeniz Tek. Üniv. Yay. 87,103 s.
- Saner, S., 1980, Mudurnu - Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 39 - 52.
- Sclater, J.G., Hellinger, S. ve Tanscott, C, 1977, Paleobathymetry of the Atlantic Ocean : J. Geology, 85, 509 - 552.
- Schultze - Westrum, H.H., 1961, Das geologische Profil des Aksu-Dere bei Giresun - Ein Beitrag zur geologie und Lagerstättenkunde der ostpontischen Erz. und Mineral provens. NE Anatolien : Bull. Mineral Res. Explor. Inst. Turkey, 57,65 - 74.
- Seymen, t., 1975, Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği : t.T.Ü. Maden Fak. Yay., İstanbul, 198 s.
- Smith, A.G., 1971, Alpme deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic : Geol. Soc. America Bull., 82,2039 - 2070.
- Sturani, C, 1964, La successione delle faune ad ammoniti nelle formazioni mediogiurassiche delle Prealpi venete occidentali : Univ. Padova, Ist. Geologia e Mineralogia Mem., 24,1 - 63.
- Şengör, A.M.C., 1979, Mid-Mesozoic closure of Permo - Triassic: Tethys and its implications : Nature, 279, 590 - 593.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : A plate tectonic approach : Tectonophysics, 75,181 - 241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1980, Remnants of pre-late Jurassic ocean in northern Turkey : Fragments of Permian - Triassic Paleo-Tethys : Geol. Soc. America Bull., 91, 599 - 609.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1982 Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey * Fragments of Permian - Triassic Paleo - Tethys? Reply : Geol. Soc. America Bull., 93,932 - 936.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Sungurlu, O., Baskıda, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides : Nature and evolution of the western termination of Paleo - Tethys : Spec Pub. Geol. Soc. London.
- Tekeli, O., 1981, Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey : Geology, % 68-72.
- Trümpy, R., 1949, Der Lias der Glarner Alpen : Denkschr. Schweiz. Naturf. Gesell. 79,192 s.
- Trümpy, R., 1952, Der Nordrand der liasischen Tethys in den Schweizeralpen : Geol. Rdsch., 40, 239-242.
- Trümpy, R., 1955, Wechselbeziehungen zwischen Palaeogeographie und Deckenbau : Vjschr. natf. Ges. Zürich, 100, 217-231.
- Tucholke, B.E. ve Mountain, G.S., 1979, Seismic stratigraphy, lithostratigraphy and paleosedimentation patterns in the North America Basin; Talwani, M., Hay, W. ve Ryan, W.B.F., ed. Deep drilling results in the Atlantic Ocean da : Continental margins and paleoenvironment, A.G.U. Maurice Ewing Series 3. 58 - 86.
- Van Hinte, J.E., 1976, A Jurassic time scale : Bull. American Assoc. Petrol. Geol., 60,489 - 497.
- Wedding, H., 1963, Beitrage zur Geologie der Kelkit - Linie und zur Stratigraphie der Jura im Gebiet Kelkit - Bayburt : Bull. Miner. Res. Expl. Inst., Turkey, 61, 31-37.
- Wendt, J., 1970, Stratigraphische Kondensation in triassischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys : Neues Jahrb. Geologie und Palaontologie, Mh., 433-448.
- Yılmaz, Y., 1972, Petrology and structure of the Gümüşhane Granite and the surrounding rocks, N.E. Anatolia : Ph. D. thesis, Univ. of London, 266 s, yayınlamamış.
- Yılmaz, Y., 1981 a, Sakarya Kıtası güney kenarının tektonik evrimi: Ist. Yerbilimleri, 1,35 - 52.
- Yılmaz, Y., 1981 b, Atlantik tip bir kıta kenarının Pasifik tip bir kıta kenarına dönüşümüne Türkiyeden örnek : Türkiye Jeol. Kur. Yay., 27 s.
- Yılmaz, Y., 1982, Çoruh Nehri Havzası Master Plân raporu, Jeoloji, Temelsu; E.İ.E., arşivi, 160 s.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A.M. ve Yiğitbaş, E., 1981, Abant (Bolu) - Dokurcan (Sakarya) arasındaki Kuzey Anadolu Fay Zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi : Ist. Yerbilimleri, 1, 239 - 261.
- Zankl, H., 1961, Magmatismus und Bauplan des Ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harsit - tale;, NE-Anatolien : Geol. Rundsch., 51/2, 218-240.

Yazının geliş tarihi: Şubat 1983

Yayıma verildiği tarih : Temmuz 1983

Büyük magnitüdü depremlerin episantr alanlarını önceden belirleyebilecek bazı jeolojik veriler

Geological criteria for the forecasting of epicentral areas of large magnitude earthquakes

A. AYKUT BARKA, Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Temel Araştırmalar Dairesi Ankara.

ÖZ : Kuzey Anadolu Fayı üzerinde 1942 Erbaa ve 1943 Tosya depremlerinin meydana geldiği episantr alanlarında yapılan gözlemler sonucunda bu alanlar içinde aktif ana fayın 15°'ye yakın içbükey doğrultu değiştirdiği belirlenmiştir. Aynı zamanda bu alanların metamorfik kompleksler içinde yer aldığı ve ayrıca yersel ve bölgesel yükselmelerin sözkonusu olduğu gözlenmiştir. Her iki alandaki bu özellikler Kuzey Anadolu Fayı üzerinde meydana gelmiş diğer büyük depremlerin episantr alanlarına uygulandığında aynı özelliklerin bu alanlar içinde geçerli olduğu görülmüştür. Bu verilerle büyük deprem ilişkileri tartışılmış ve henüz büyük deprem olmamış yukarıdaki özellikleri içeren 4 yeni alan tesbit edilmiştir. Bu alanlar (a) Bandırma çevresi, (b) Palu-Gökdere arası, (c) Pötürge Karamemikler mevki, ve (d) Karlıova - Elmalı çayı çevresidir. Belirlenen alanlarda aletsel şebeke kurularak bu alanların olası büyük depremler için incelenmesi önerilmiştir.

ABSTRACT : According to the observations made on the North Anatolian fault zone where the epicentral areas of 1942 Erbaa and 1943 Tosya earthquakes are located, it is defined that the active fault traces change direction in a convergence sense upto 15°. At the same time the above areas occur in the metamorphic complexes and are also subjected to local and regional uplifting. The features obtained from these two localities, are applied to the other epicentral areas of past large magnitude earthquakes on the North Anatolian fault zone and it is noticed that these areas have the same features. Here the relationship between the above criteria and large magnitude earthquakes has been discussed, as a result of which 4 new forecasting epicentral areas of large magnitude earthquakes have been put forward. These are (a) Bandırma district, (b) Palu-Gökdere, (c) Pötürge Karamemikler and (d) Karlıova-Elmalı river. It is recommended that an instrumental network in these areas should be installed to monitor the seismic activity associated to forthcoming large magnitude earthquakes.

GİRİŞ

Bilindiği gibi büyük magnitüdü depremlerin episantr alanları hasarın ve insan kaybının en çok olduğu yerlerdir. Bu sebeple özellikle bu alanların önceden belirlenip bilinmesi, hem az bir alet sistemi ile geniş ve uzun sismik zonların kontrolünün sağlanması ve hem de gelişmekte olan ülkelerde büyük nüfus ve yapıların korunması yönünden son derece önemlidir. Bununla beraber dünyada ve Türkiye'de olmuş büyük depremlerin episantr alanları ve ilgili yüzey kırıklarının uzanımı büyük çoğunlukla bu depremlerden sonra belirlenebilmiştir. Son yıllarda jeolojik, jeomorfolojik ve jeofiziksel metodlarla belirlenen aktif faylar üzerinde yapılan çalışmalarla, özellikle Fedotov (1965)'den beri «sismik boşluk» tekniği ile depremlerin önceden belirlenmesinde başarılı sonuçlar alınmıştır (Tobin ve Sykas, 1968; Kelleher ve diğerleri, 1973; Kelleher ve diğerleri, 1974; Kelleher ve Savino, 1975 ve McCann ve diğerleri, 1979).

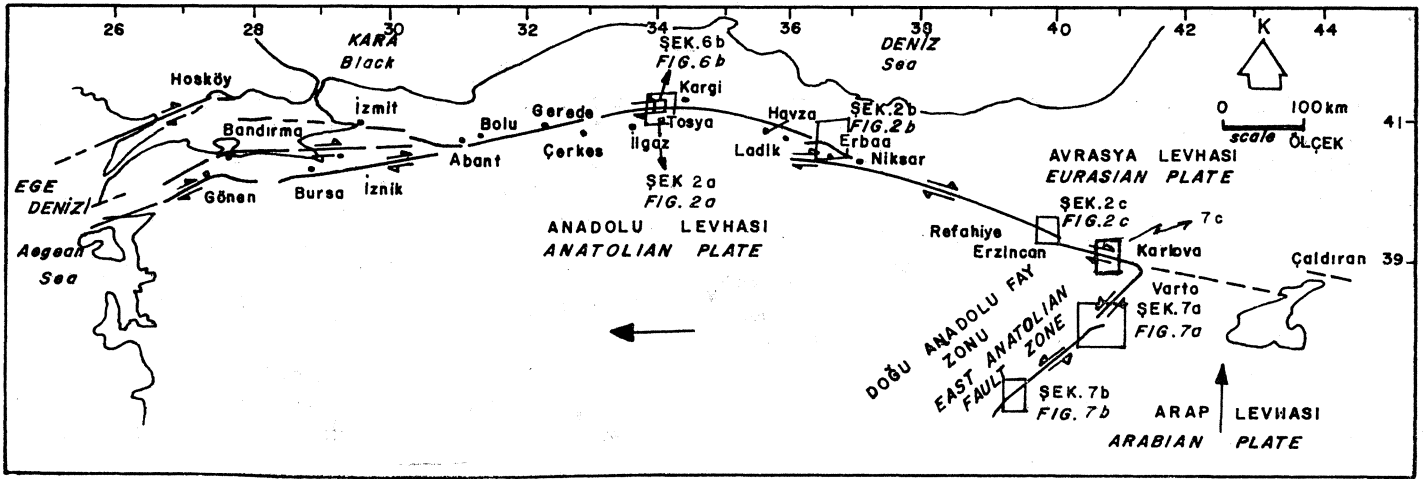
Bu makalenin amacı Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda yapılan geniş bir neotektonik ve sismotektonik araştırmanın (Barka, 1981) bir bölümü olarak 1942 Erbaa ve 1943 Tosya depremlerinin episantr alanlarındaki gözlemlerin sonuçlarını tartışmak ve bu olmuş büyük deprem episantr alanlarının özelliklerini, gelecekte olabilecek büyük magnitüdü depremlerin episantr alanlarını belirlemekte kullanmaktır.

KUZEY ANADOLU FAY ZONUNDA MEYDANA GELMİŞ BÜYÜK DEPREMLERİN EPİSANTR ALANLARININ BAZI JEOLJİK ÖZELLİKLERİ

Kuzey Anadolu Fayı, doğuda Karlıova batıda Ege Denizi arasında uzanan yaklaşık 1200 km uzunluğunda sağ - yanal doğrultu atımlı bir transform fay olup, Avrasya ve Anadolu levhaları arasında yer almaktadır (şekil 1). Fayın sağ-yanal olması Anadolu levhasının Avrasya levhasına göre batıya hareketi ile ilgilidir (Mc Kenzie 1972; 1978, Dewey 1976, Şengör 1979; 1980 v.b.)

Arazi gözlemleri, yerel soruşturmalar ve literatür araştırmaları sonucunda elde edilen, 1942 Erbaa ve 1943 Tosya depremleriyle ilgili sayısal değerler Çizelge 1'de verilmektedir. Dikkatli bir şekilde yapılan hava fotoğrafı ve harita çalışmalarıyla bu iki yüzey kırığının oluştuğu ana fayın, episantr alanı içinde aniden, yaklaşık 15° içbükey doğrultu değiştirdiği belirlenmiştir. Örneğin fayın Niksar-Erbaa kısmını 116° azimuttan Erbaa kuzeyinde Zilhor ile Tepekışla köyleri arasında 101° azimutla batıya içbükey doğrultu değiştirmektedir (şekil 2b). Aynı şekilde Kargı-Kamil arasında yaklaşık D-B doğrultulu olan ana fay, Tosya kuzeyinde birden 73° azimutla Ilgaz kuzeyinde devam etmektedir (şekil 2a). Bu alanlar aynı zamanda Ilgaz Kargı masifi ve Tokat masifi gibi metamorfik kompleksler içinde yer almakta ve ayrıca yine bu alanlarda yersel veya bölgesel yüksel-

meler görülmektedir. Özellikle Tosya kuzeyi Orta-Kuzey Anadolu'nun en yüksek kısımlarını oluşturmaktadır. Bu verileri kullanarak diğer bazı olmuş büyük magnitudlü depremlerin episantr alanlarının aynı özellikleri taşıdığı fark edilmiştir. Şekil 2c, Erzincan civarında 1939'da Büyük Erzincan depreminin oluşturduğu ana fayı göstermektedir. Şengör (1979) fayın bu alandaki 24°'lik içbükey doğrultu değişimini gözönüne almadan Erzincan baseninin pull apart basen olmasına dikkati çekerek 1939 depreminin bir genişleme depremi olduğunu iddia etmiştir. Ancak gerçekte bu deprem (tamamen Scholz (1977) ve Rynn ve Scholz (1978)'e uygun ana fayın 24° içbükey doğrultu değişirmesine bağlı) sıkışma ile ilgilidir. Şekil 2d de Marmara Denizi çevresinde, Kuzey Anadolu Fayı'nın uzanımları ve aynı alan içinde meydana gelmiş büyük depremlerin tarih ve yüzey kırıkla-



Şekil 1 : Kuzey ve Doğu Anadolu faylarının bir bölümü ile, Anadolu ve çevresindeki levha tektoniği. Kareler diğer şekillerin yerlerini, büyük oklar ise levhaların hareket yönünü göstermektedir.

Figure 1 : The North Anatolian fault and a part of the East Anatolian fault with plate setting around Northern Anatolia are shown. Squares indicate location of figures, arrow shows the direction of the plates movement.

Tarih Date	Enlem N Lat.	Boylam E Long.	M	I.	L (km)	D (cm)	V (cm)	H (km)
20 Aralık Dec. 1942	40.7	36.6	7.3	IX-X	70	75-100	-	10
26 Kasım Nov. 1943	41	34	7.6	X	280	110	100	14

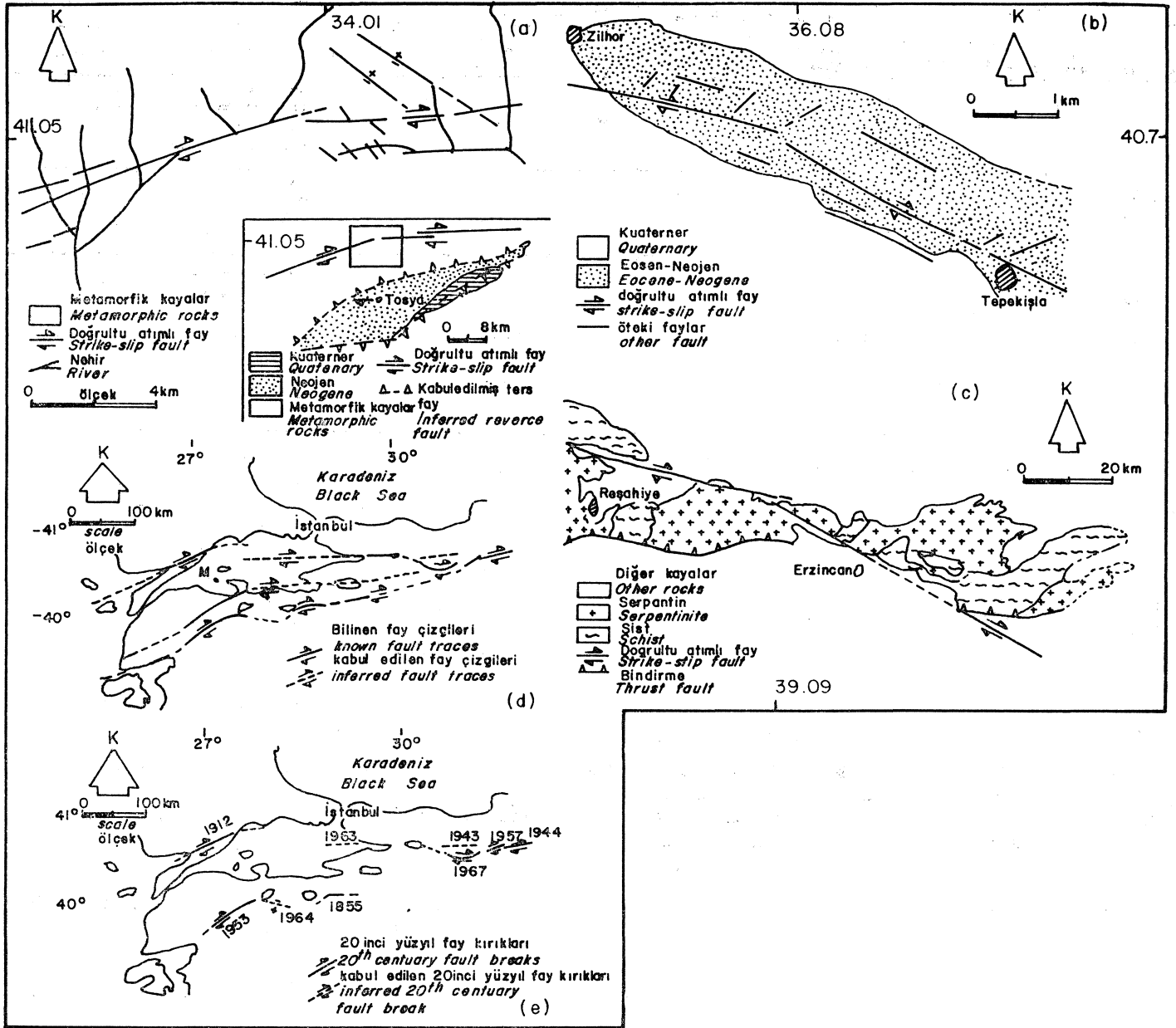
Çizelge 1 : 1942 Erbaa ve 1943 Tosya depremlerinin sayısal değerleri. M : magnitud, I : şiddet, L : fayın uzunluğu (km), D : fayın doğrultu atımı, V : fayın düşey atımı ve H : odak derinliği. (Ambroseys 1970, Can 1974).

Table I : Numerical values of 1942 Erbaa and 1943 Tosya earthquakes. M, magnitude, I, intensity, L, length of surface break, D, lateral displacement, V, vertical displacement and H, focal depth.

e) Observed and inferred surface breaks of 20th century earthquakes.

rı (2c) gösterilmektedir. Çizelge 2'de ise bu depremlerle ilgili fayların doğrultuları, açılal içbükey doğrultu değiştirme miktarları, kaya türleri ve yükselmelerin varolup olmadığı gösterilmektedir. Şekil 3 fayların açılal içbükey doğrultu değiştirme oranı ile ilgili depremlerin magnitudü arasındaki doğrusal ilişkiyi ortaya koymaktadır. İlk ilişki Kuzey Anadolu Fayı'nın çoğunlukla doğrultu atımlı yapısının hakim olduğu Erzincan - Abant kısmı için, ikinci ilişki ise doğrultu atım ve genişleme yapısının birlikte görüldüğü Marmara Denizi çevresi için düzenlenmiştir. İki ilişki arasındaki fark Marmara Denizi çevresindeki fayların açılal doğrultu değiştirme oranlarının Erzincan - Abant bölümündeki fayların açılal doğrultu değiştirme oranlarından daha yüksek olmasından dolayıdır ve bu durum bu iki bölgeyi etkileyen farklı tektonik deformasyon sonucu ortaya çıkmaktadır. Grafikteki veriler Çizelge 2'den alınmıştır. Bunu göre;

$$CA_1 = 12.5 M - 68.5 \quad \text{Erzincan - Abant bölümü için,} \\ 6.9 < M < 8.2 \quad \text{değerleri arasında;}$$



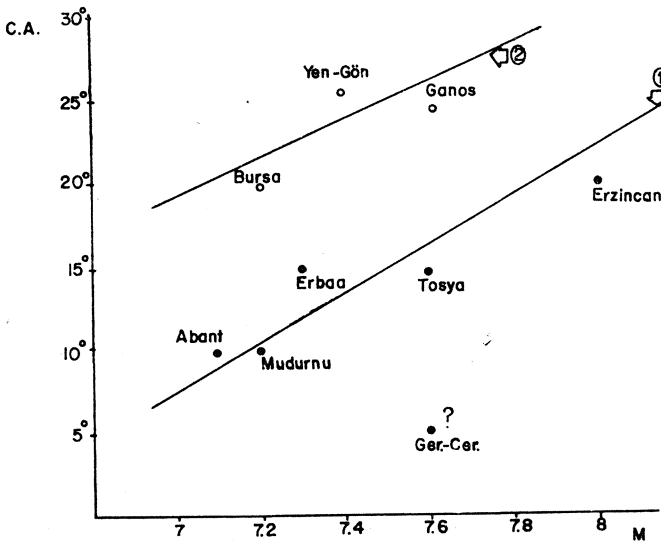
Şekil 2 : Tosya'nın kuzeyinde fotojeoloji ve arazi çalışmaları ile belirlenen aktif faylar. Ok çifti esas fayı yansıtır. Küçük harita Tosya baseninin Kuzey Anadolu Fayı ile ilgisini göstermektedir. (Barka, 1981) b) Erbaa kuzeyinde Zilhor ve Tepekışla sırasında, Kuzey Anadolu Fayı'nın doğrultu değiştirdiği kesimde aktif esas faylar (Barka, 1981). c) Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Refahiye Erzincan arasındaki ana uzanımları (Barka, 1981'den ve Tatar, 1978, şekil 5'ten düzenlenmiştir), d) Marmara bölgesinde Kuzey Anadolu Fayı'nın 3 aktif ana uzanımları, e) 20. yüzyıl depremlerinin gözlenen ve varlığı sanılan yüzey kırıkları.

Figure 2 : Active fault traces identified from ground survey and photogeological interpretations of the area to the north of Tosya. The arrow couplets indicate the location of the main trace. Inset map shows the Tosya basin in relation to the main trace of the North Anatolian fault zone (from Barka, 1981) b) The main trace of the North Anatolian fault zone where it changes direction between Zilhor and Tepekışla just north of Erbaa (Barka, 1981). c) Main trace of the North Anatolian fault zone between Refahiye and Erzincan (from Barka, 1981 and modified from Tatar 1978 fig. 5). d) The three active strands of the North Anatolian fault within the Marmara region.

Deprem Adı ve Tarihi Name and date of earthquakes	Fayın Azimutu Azimuth of the fault		Açısal Doğrultu Değişirme Miktarı Directional change in degrees	Değişimin Yeri Location of changes		İlgili M Relative M	Kaya Tipi Rock type	Yükselme Uplifting
	A	B		Enlem N Lat.	Boylam E Long.			
1942 Erbaa	10°	116°	15°	40.7	36.8	7.3	Eosen-Neojen örtü, temel metamorfik Eocene-Neogene cover, metamorphic basement	Az Yersel Slight, local
1943 Tosya	73°	87°	14°	41.05	34.01	7.6	Metamorfik ve ofiyolitik melanj Metamorphics and ophiolitic melange	Bölgesel Regional
1939 Erzincan	105°	125°	20°	39.5	39.09	8	Şist ve Serpantin Shist and serpentine	Bölgesel Regional
1912 Ganos	65°	89°-90°	25°	40.8	27.55	7.6	Metamorfik Metamorphics	Bölgesel Regional
1953 Gönen	63°	90°	27°	40.05	27.6	7.4	Metamorfik Metamorphics	Bölgesel Regional
1957 Abant	67°	77°	10°	40.7	31.5	7.1	Ofiyolitik melanj Ophiolitic melange	Bölgesel Regional
1967 Mudurnu	67°	77°	10°	40.65	31.4	7.2	Ofiyolitik melanj Ophiolitic melange	Bölgesel Regional
1855 Bursa	60°	80°	20°	40.2	28.8	7.2 (?)	Metamorfik Metamorphics	Bölgesel Regional

Çizelge 2 : Geçmişte Kuzey Anadolu fay zonunda meydana gelmiş büyük magnitüdü depremlerin episantr alanlarında gözlenen bazı karakteristik özellikler.

Table 2 : Some observed characteristic features of epicentral areas of past large magnitude earthquakes which occurred on the North Anatolian fault zone.



Şekil 3 : Fayların içbükey açı değiştirme oranı (CA) ile büyük depremlerin magnitüdü (M) arasındaki ilişki Ger - Çer, Gerede - Çerkeş, Yen - Gön, Yenice-Gönen. Ayrıca Tablo 2'ye bakınız. Kapatılmış siyah çemberler Mudurnu - Erzincan arasın-

daki verileri, açık çemberler ise Marmara Bölgesi verilerini göstermektedir. 1. doğrusal ilişki Erzincan - Mudurnu, 2. doğrusal ilişki Marmara Bölgesi'ni göstermektedir.

Figures : Relationship between the convergence angle (CA) of the fault traces and magnitudes (M) of large earthquakes. Ger-Çer, Gerede-Çerkeş; Yen-Gön, Yenice - Gönen. Also see table 2. Solid circles indicate data from between Mudurnu and Erzincan, open circles indicate data from Marmara region. 1. Linear relation for Mudurnu - Erzincan, 2. Linear relation for Marmara region.

$$CA_2 = 15.5 M - 98.48$$

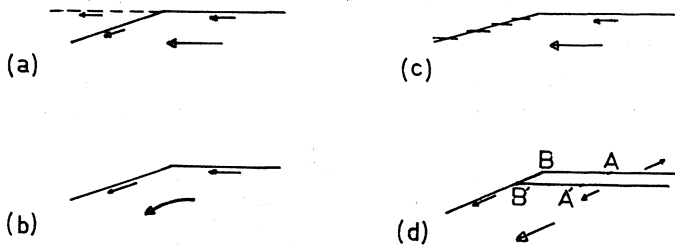
$$5.6 < M < 8$$

Marmara Denizi çevresi için, değerleri arasında geçerlidir.

CA₁ ve CA₂ Kuzey Anadolu Fayı'nın sırasıyla Erzincan - Abant ve Marmara Denizi çevresindeki doğrultu atımlı aktif faylar üzerinde, büyük depremlerin meydana geldiği episantr alanları içinde tespit edilen içbükey doğrultu değişimi gösteren depremin magnitüdünü, göstermektedir.

Burada temel fikir olarak, doğrultu atımlı fayların düşey bir düzlem boyunca yanal olarak hareket ettikleri ka-

bul edilmiştir. Düzlemin düz ve düşey olması halinde kaymaların oluşması için az oranda enerji gerekmektedir ve bunlar da krip ve/veya küçük ve orta şiddetteki depremler şeklinde ortaya çıkacağı düşünülebilir. Fakat bu düşey düzlemin doğrultusunda meydana gelebilecek en küçük içbükey açısal değişikliğin bu kaymayı zorlaştıracığı ve kaymanın tekrarlanabilmesi için daha büyük değerlerde enerji gerekeceği açıktır. Bu da büyük depremler anlamına gelmektedir. Açısal içbükey doğrultu değiştirme miktarı ile M 'in doğru orantılı olarak arttığı kabul edilmiştir. Büyük depremler sonucunda; (a) Eski doğrultuda yeni bir fay meydana gelebilir (şekil 4a), (b) hareket eden blok bir rotasyon ile kayabilir (şekil 4b), (c) içbükey yüzde ters-oblik bir faylanma ve yükselmeler olabilir (Kuzey Anadolu Fayı'nın Bolu - Erzincan kesimi için geçerlidir) (şekil 4c), (d) içbükey yüzde sağ yanal, öteki yüzde normal oblik (normal + sağ yanal) faylanma meydana gelebilir (bu son sistem Marmara Bölgesi için geçerlidir) (şekil 4d).



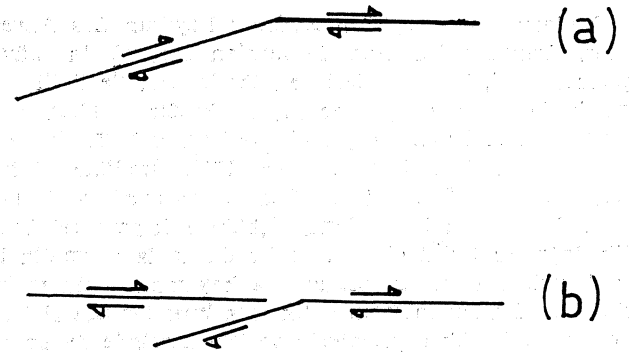
Şekil 4 : Fayların içbükey doğrultu değiştirmesi ile blok hareketi arasında oluşabilecek deformasyon çeşitleri, a) Yeni bir fay oluşup, eski doğrultuda devam etmesi, b) Bloğun bir dönme hareketi meydana getirmesi, c) İçbükey ters oblik bir fay oluşturması ve d) İçbükey yüzde doğrultu atım, diğer yüzde normal oblik bir atım.

Figure 4 : Possible types of deformation between convergence fault and block movement a) occurrence of a new segment of the fault which follow previous direction of the strike slip fault, b) The rotation of the block or plate, c) Reverse oblique fault at the convergence part of the fault and d) Strike-slip movement on convergence part and normal-oblique movement on the other part.

Kuzey Anadolu Fayı boyunca iki türlü içbükey doğrultu değiştirme gözlenmiştir; (a) Devamlı ve (b) Devamsız (şekil 5a, b). Devamlı olan, fay doğrultu değiştirdikten sonra (Tosya, Erzincan ve Ganos'da olduğu gibi) yeni doğrultuda devam etmektedir. Devamsız ise, fay doğrultu değiştirdikten sonra, bir süre yeni doğrultusunda devam etmekte ve bitmektedir, ancak ana fay eski doğrultusu boyunca Niksar ve Erbaa'da olduğu gibi kaldığı yerden devam etmektedir (şekil 5b).

Püyük ölçekteki doğrultu atımlı fayların meydana getirdikleri bükümlerin nedenleri ve ilgili deprem mekanizmaları uzun zamandır tartışılmaktadır.

Kingma (1958) doğrultu atımlı fayların doğrultularının başlangıçta düz olduğunu, yanal kaymalar sonucunda fayın



Şekil 5 : Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda gözlenen fayın doğrultu değiştirme çeşitleri, a) Devamlı fay tipi (Erzincan, Tosya ve Gönen'deki gibi), b) Devamsız fay tipi, (Erbaa'da olduğu gibi).

Figure 5 : Types of directional changes of faults along the North Anatolian Fault Zone, a) Continuous fault trace as for example near Tosya Erzincan and Gönen, b) Discontinuous fault traces as for example Erbaa,

iki tarafındaki litolojik farklılıkların değişik sürtünmelere neden olduğunu ve bunun fayın doğrultusunu değiştirebileceğini ileri sürmüştür.

Kupper (1964) doğrultu atımlı fayların doğrultularında 2°'lik açısal değişikliğin bile son derece karışık deformasyonlara neden olduğunu göstermiştir.

Wilcox ve diğerleri (1973) doğrultu atımlı fayların bükülmesinin nedeninin blokların oblik hareketi sonucunda olduğunu ve bu oblik hareketin nedeninin (a) bölgesel ölçekte blokların paralel olmayan yer değiştirmesi veya (b) fayların yersel olarak doğrultularının değişmesi olduğunu düşünmüşlerdir.

Rogers (1973) düz çizgisel doğrultu atımlı fayların en yeni faylar olduğunu ve fay boyunca varolan farklı litolojiler nedeni ile fay yüzeyinin plastik deformasyonu sonucunda fayın bükümler meydana getirdiğini ve bu olayın San Andreas Fayı örneklerini tartışmıştır.

Crowell (1974 a, b) doğrultu atımlı fayların oluşturduğu bükümlerle ilgili basen oluşumlarını, sıkışma zonlarını, deformasyon örneklerini, geometrik modellerini ve bunların San Andreas örneklerini sergilemiştir.

Koide ve Bhattacharji (1977) Riedel ve Antiriedel örneklerini ters adım (revers step-like) ve normal adım (normal step-like) olarak değerlendirerek, bu iki örneğin birbirini izlemesi halinde, fayın bir büküm meydana getirdiği ve Riedel örneklerinin daha çok plastik alanlarda, Antiriedel örneklerinin ise daha çok rijid alanlarda görüldüğünü belirtmişlerdir. Bu iki alan içinde San Andreas Fayı'nın Los Angeles ve Salton Sea kesimlerini örnek olarak göstermişlerdir.

Walcott (1978) Yeni Zelanda'da güney ada çevresinde Alpin Fayı'nı gidişlerinin metamorfiklerin tabakalanma ve şistosite konumlarından etkilenmiş olduğunu ortaya koymuştur.

Bunların yanı sıra San Andreas Fayı'nın Los Angeles ve San Francisco kısımlarında varolan bükümlerin büyük deprem ilişkisi, kaya cinsleri ve yükselmeleri ile ilgili son zamanlarda detay çalışmalar yapılmaktadır (Ailen 1968; 1975; Scholz ve Fitch 1969, Irwin ve Barnes 1975, Castle ve diğerleri 1976, Prescott ve Savage 1976). Özellikle Scholz (1977) ve Rym ve Scholz (1978) San Andreas ve New Zealand faylarında varolan bükümlerin (içbükey) kayma vektörüne oblik doğrultu teşkil ettiğini ve bu durumda normalin büyük değerlere ulaşması sonucunda kaymanın oluşacağını tartışmışlardır. Bu fayların oblik olan kısımlarında oluşmuş ve oluşacak büyük depremlerin varlığı üzerinde de önemle durmuşlardır.

Benzer durum Japonya'daki «Median tectonic line» üzerinde özellikle Shikoku adasında Sakuragi bükümü, Inuyose bükümü, Wakayama bölgesinde Hashimoto - Michaya arası ve Kyushu adasında Onakawa bükümü içinde sözkonusudur (Ichifcawa 1980). Bu sağ yanal doğrultu atımlı fayın büküm yaptığı yerlerde henüz büyük depremlerin meydana gelmemiş olması ve özellikle geç kuaternerdeki yüksek miktardaki sağ yanal atım, metamorfik kayaların varlığı ve aşırı yükselmeler dikkat çekicidir.

KUZEY ANADOLU FAYI İLE İLGİLİ DOĞRULTU DEĞİŞTİRMELERİN NEDENLERİ

Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının oluşumu Anadolu Levhası'nın batıya hareketi ile ilgilidir ve bu hareket Prandtle plastik hücrelerine benzetilmektedir (Cummings, 1976; Cummings ve Leeds, 1977; Şengör, 1979). Bu benzetmenin asimetrik örneklerini güncel deprem kırıkları ve ilgili isosismik haritalar (şekil 6a) (Parejas ve diğerleri, 1971) ve hava fotoğrafı çalışmalarından görmekteyiz (şekil 6b).

Başka açıdan Kuzey Anadolu Fayı'nın, orijinalde daha düze yakın bir çizgi olarak oluştuğu ve neotektonik dönemde bütün Karadeniz dağları ile birlikte yavaş yavaş büküldüğü güncel olarak tartışılmaktadır (Şengör, 1980; Hancock ve Barka 1981; Şaroğlu ve diğerleri 1982).

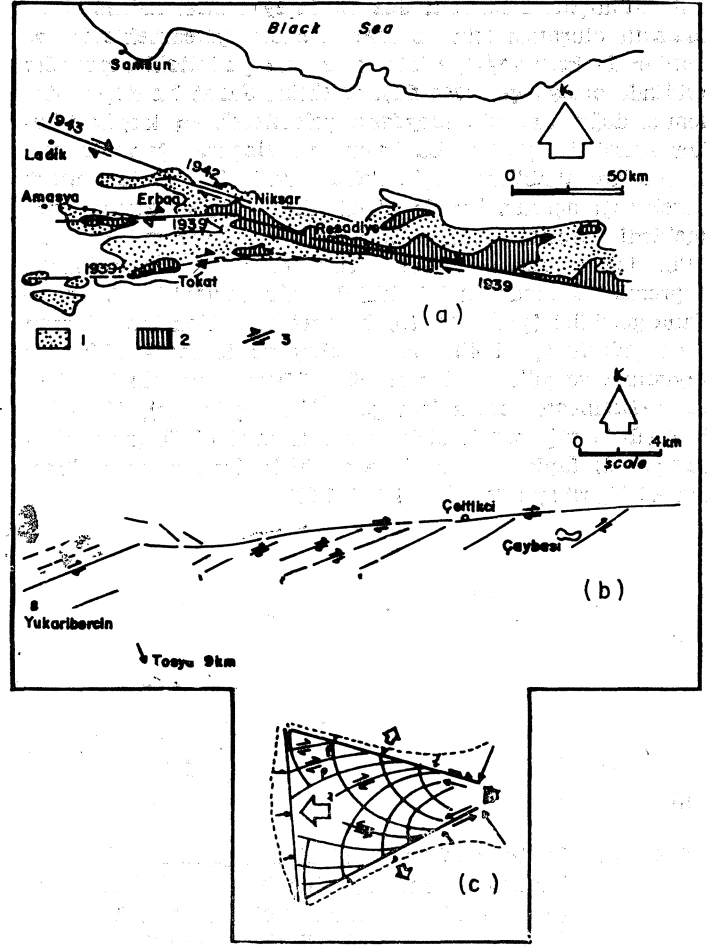
Sonuç olarak burada üç ana konu tartışılabilir;

1 — Prandtle kırıklarının doğrultu değiştirmede rol oynaması ve fayın birbirini takip eden kilitli kısımlarında, faylanmalar oluştuğunda, fayın yön değiştirmesi P kırıkları boyunca olmaktadır.

2 — Orijinalde düz olan fay düzlemlerinin farklı litolojiler nedeni ile deforme olup fayın kilitlenmesi.

3 — Bazı temel kayalardaki anizotropi(*) ve fayların oluşumunda bu anizotropiden etkilenmesi. Belki metamorfikler bu konuda önemli rol oynayabilmektedir.

Kuzey Anadolu Fay Zonu'ndaki doğrultu atımlı fayların doğrultu değiştirmeleri yukarıdaki üç temel ilişkinin, Anadolu levhasının tam rijid özellikleri göstermemesi ile birlikte bazan ikisi veya üçünün birarada gelişmesi ortaya çıkmaktadır.



Şekil 6 : Kuzey Anadolu Fayı'nın doğrultu değiştirmesi ile Anadolu levhası arasındaki deformatsiyon ilişkileri, a) 1939 büyük Erzincan depreminin batı bölümünün isosismik haritası, ayrıca 1942 Erbaa'nın tümü ve 1943 Tosya depremi yüzey kırıklarının doğu bölümü gösterilmektedir (Parejas ve diğer., 1941'den değiştirilmiştir). 1. Hasar % 10-60, 2. Hasarı %60-100, 3. yüzey kırıkları, b) Tosya kuzeyinde Yukarıberçin ve Çaybaşı köyleri arasındaki P kırıkları örnekleri (Barka, 1981). c) Prandtle sıkıştırılmış plastik hücre ve ilgili kayma çizgileri (Cummings, 1976; şekil 2).

Figure 6 : Deformational relationship between directional changes of North Anatolian Fault and the westward motion of the Anatolian plate, a) Isoseismic map of the 1939 great Erzincan earthquake. The 1942 Erbaa and eastern part of the 1943 Tosya earthquakes. Surface breaks are also shown (modified from Parejas et al. 1941). 1. Destruction 10-60 %, 2. Destruction 60*100 %j3. surface breaks. b) P shear parttem between Yukarıberçin (north of Tosya) and Çaybaşı village (from Barka, 1981), c) Prandtle compressed plastic cell and slip lines (from Cummings, 1976, fig. 2).

(*) Burada temel kayadaki varolan yapıların genç faylar tarafından kullanılması olarak alınmıştır.

Gelecekte büyük Depremlerin oluşabileceği yerler Name of site of future earthquakes	Fayın Azimutu Azimuth of the fault		Acısal Doğrultu Değişime Miktarı Directional change in degrees	Değişimin Yeri Location of change		Beklenen M Expected M	Beklenen Fay Kırığı Uzunluğu (km) L' Appr. expected length of the fault	Kaya Tipi Rock type	Yükselme Uplifting
	A	B		Enlem N Lat.	Boylam E Long.				
Bandırma	66°	90°	24°	40.37	28.	7.4	110	Metamorfik Metamorphics	Bölgesel Regional
Palu - Gökdere	77°	93°	25°	38.75	40.08	8.1	250-350	Metamorfik Metamorphics	Bölgesel Regional
Karamemikler (Pötürge)	54°	71°	17°	38.3	39.02	7.6	150	Metamorfik Metamorphics	Bölgesel Regional
Karlıova - Elmalı Çayı	83°	108°	25°	39.4	40.8	7.8 - 8 (?)	50(?)	Ofiyolitik Melanj Ophiolitic Melange	Bölgesel Regional

Çizelge 3 : Gelecekte olabileceği tahmin edilen 4 büyük magnitüdü depremin episantr alanlarının belirlenen özellikleri. L', beklenen fay uzunluğu $M = a + b \log L'$ formülünden (Slemmons 1977) $a = 0.597$, $b = 1.351$, doğrultu atımlı faylarla ilgili dünya standartlarına göre hesaplanmıştır. (?) işareti çelişkili neticeleri göstermekte ve sismik moment kullanılmasını getirmektedir.

Table 3 : Defined characteristics of epicentral areas for forecasting large magnitude earthquakes. L, length of expected fault break which is calculated from $M = a + b \log L'$ where $a = 0.597$, $b = 1.351$ for strike-slip fault (Slemmons 1977). Question mark indicates bulky results where it is necessary to use seismic moments.

DİĞER ÖRNEKLER VE SONUÇ

Yukarıda açıklanan verileri kullanarak Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fay zonlarının bazı kesimlerinde benzer özellikler saptanarak 4 büyük deprem episantr alanı belirlenmiştir.

Bandırma - Erdek Kesimi

Şekil 2d'de gösterildiği gibi Kuzey Anadolu Fayı'nın orta uzanımı, diğer kollar gibi Marmara Denizi güneyinde 27.6 E boylamı yöresinde içbükey doğrultu değiştirmektedir. «Güney uzanımında Yenice - Gönen 1953 (M = 7.6) ve kuzey uzanımında 1912 (M = 7.4) Ganos depremleri meydana gelmiştir. Halbuki yaklaşık 24°lik doğrultu değiştiren orta kolda henüz büyük bir deprem olmamıştır. Tarihsel depremler açısından da bu alanda M.S. 5. ve 9. yüzyıllarda büyük depremlerin varlığı bilinmektedir (Pınar ve Lahn, 1952; Ergin ve diğerleri 1967, 1971; Soysal ve diğerleri 1981). Basit bir hesapla, eğer bu üç ana fay kolunda ve yaklaşık aynı boylam üzerinde, doğrultu değiştirmenin meydana geldiği alanlarda oluşmuş büyük depremlerin zaman aralığı 1912 ile 1953 arasındaki 41 yıla rastladığı hatırlanırsa, 3. ve orta kolda meydana gelecek depremin $1953 + 41 = 1994 + 10$ olabileceği ileri sürülebilir. Ancak, yaklaşık 82 yılda, böyle bir üçlü tekrarlanmanın 1000-1500 yıllık periyotlarla oluşabileceği düşünülebilir.

Palu - Gökdere Kesimi

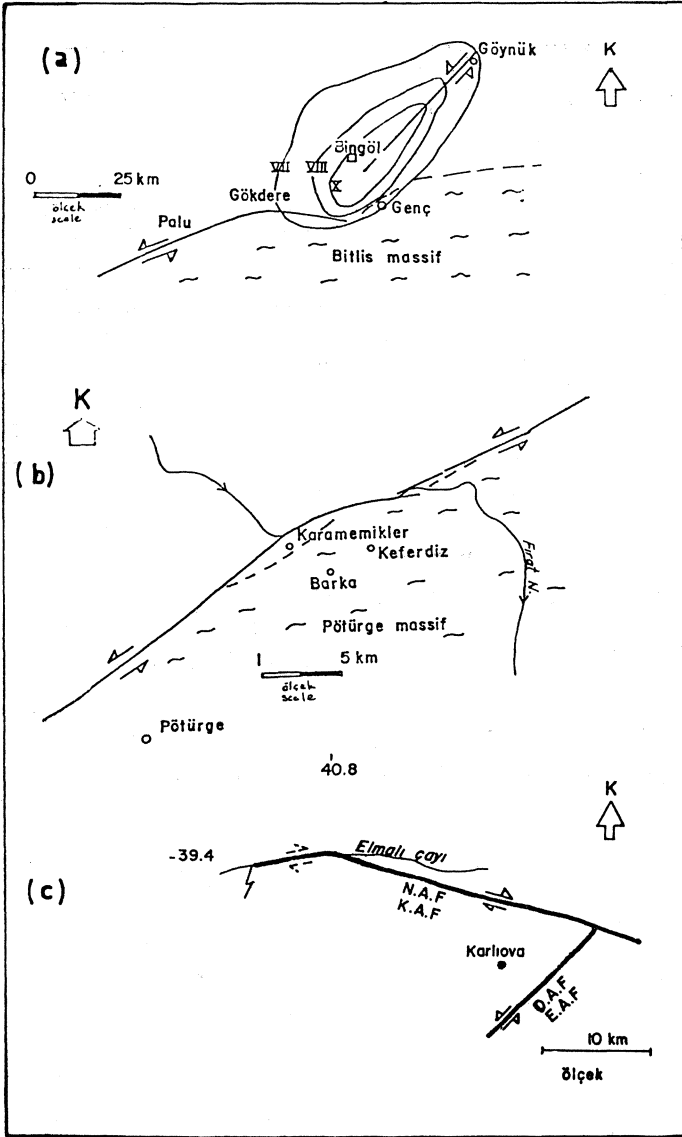
Palu-Gökdere arasında Doğu Anadolu Fayı birden doğrultu değiştirerek Bitlis Masifi'ne yönelir. 1971 Bingöl depremi bu alanın 30 km kuzeyinde oluşmuştur (şekil 7a). Kuzey

Anadolu Fayı'nın belirli bir kesiminde görülen deprem göçü (Erzincan - Abant; Ambraseys 1971, Karnik 1972, Ailen 1975, Dewey 1976, Toksöz ve diğerleri 1979, Barka 1981). Doğu Anadolu Fayı'nın bu kesimi için de geçerli ise bu fay zonunda meydana gelebilecek ilk büyük depremin bu yörede oluşabileceği düşünülebilir. Hempton ve diğerleri (1981) bu kesimi fayın kilitli olduğu alanlardan biri olarak göstermiş ayrıca Ambraseys (1970)'de yine bu alan içindeki tarihsel depremlerin varlığına dikkati çekmiştir. Buradaki acısal doğrultu değişiminin fazla olması, magnitüdü 8 civarında olabileceğini göstermektedir.

Karamemikler (Pötürge) Kesimi

Pötürge'nin yaklaşık 18 km kuzeyinde Doğu Anadolu Fayı'nın bir kolu, 17° doğrultu değiştirerek Pötürge Masifi içine girer (şekil 7b). Ercan (1979) bu alan içinde kısa süreli sismik ölçümler yapmış, küçük ve orta magnitüdü depremlerin varlığını göstermiştir. Ambraseys (1970) tarihsel ve Arpat (1977) arkeolojik, tarihsel ve fizyografik verilerle bu alan içinde geçmişte olmuş büyük depremlerin varlığına dikkati çekmişlerdir. Eski Claudian kenti (bugünkü Keferdiz yakını) Ambraseys (1970) göre en az üç kere büyük depremler tarafından tahrip edilmiştir. Bu nedenlerle Tablo 3'te gösterildiği gibi şekil 3'e göre bu alan içinde yaklaşık 7.6 magnitüdü deprem beklenebilir.

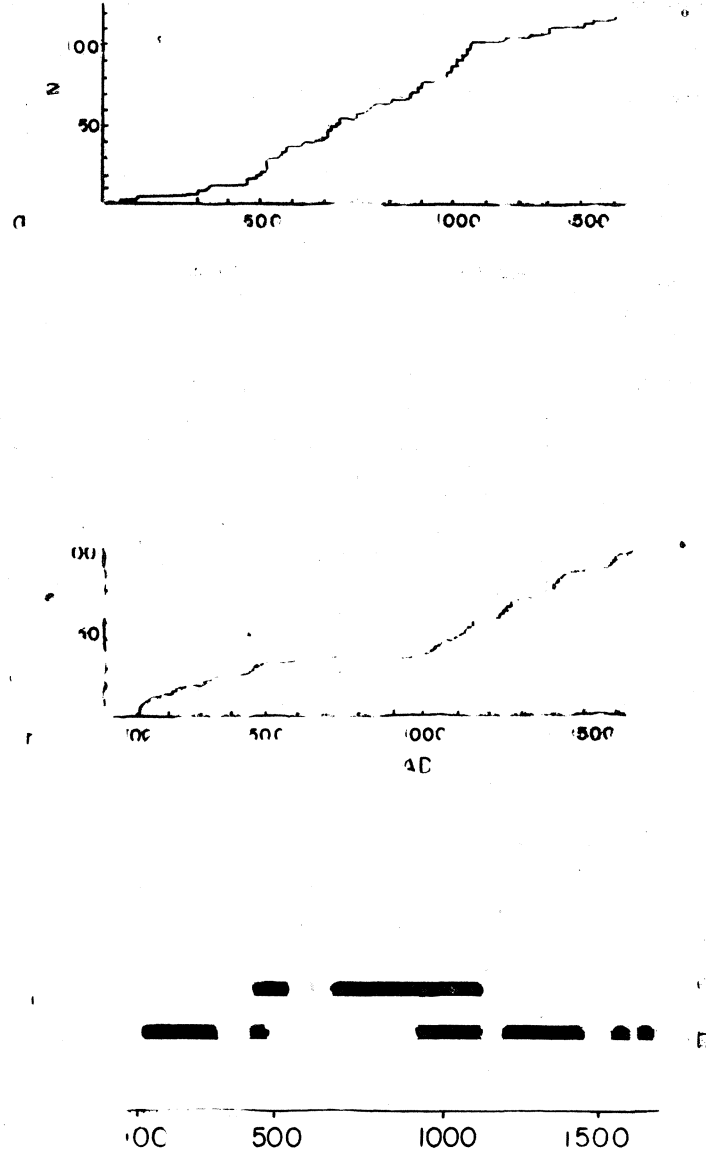
Benzer özellikler yine Doğu Anadolu Fayı üzerinde Malatya güneyinde Çelikhan-Mesut civarında ve Maraş güneyinde de tespit edilmiştir.



Şekil 7 : a) Doğu Anadolu Fayı uzanımında Palu - Bingöl çevresindeki aktif faylar. İsoseismik konturlar 1971 Bingöl depremini göstermektedir (Seymen ve Aydın, 1972; şekil 6; Arpat ve Şaroğlu, 1972; şekil 5). b) Doğu Anadolu Fayı'nda Pötürge yakını ile Karamemikler arasındaki aktif faylar (Arpat, 1977; şekil 2'den) düzenlenmiştir. c) Kuzey Anadolu fayını (K.A.F.) doğu ucunda Karlıova kuzeybatısında fayın içbükey doğrultu değiştirmesi. D.A.F. Doğu Anadolu fayı Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

Figure 7 : a) Active fault trace within the East Anatolian Fault Zone in the Palu - Bingöl area. The isoseismals of the 1971 Bingöl earthquake are shown (modified from Seymen Aydın, 1972, fig. 4; Arpat and Şaroğlu, 1972, fig. 5). b) Active fault trace in the East Anatolian Fault Zone

near Pötürge and Karamemikler (modified from Arpat, 1977, fig. 2). c) The most eastern part of North Anatolian fault (N.A.F) where it changes direction in a convergence sense NW of Karlıova E.A.F. is East Anatolian fault. For the Location see fig. 1.



Şekil 8 : Depremlerin (N) zamana göre yıllık kümülatif histogramı. (a) Doğu Anadolu Fayı, (b) Kuzey Anadolu Fayı, (c) Siyahlar aktif, boşlar aktif olmadığı episodleri göstermektedir (Ambraseys, 1971'den düzenlenmiştir).

Figure 8 : Cumulative histograms of earthquake (N) plotted against time for the last 15 century (a) The East Anatolian Fault (b) The North Anatolian Fault (c) Active (black) and inactive (blank) episodes of seismicity of the above mentioned faults.

K.A. FayrKarlıova-Elmalı Çayı

Karlıova kuzeybatısında Kuzey Anadolu fayı 108° azimutla üçlü birleşme noktasından gelip 83° azimutla Elmalı çayı vadisine girmektedir (Şaroğlu sözlü görüşme). Yaklaşık 40.8 boylam ve 39.4 enleminin kesiştiği alan içinde fay 25° içbükey olarak doğrultu değiştirmektedir. Bu alan ofiyolitler içinde yer almaktadır. Şekil 3'e göre bu alanda da en az $M = 7,8$ değerinde deprem beklenebilir.

Sonuç olarak yukarıda açıklanan alanlarda en az son 200 senedir büyük deprem olmamıştır. Şekil 8, Ambraseys (1971)'den düzenlenmiş olup Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu faylarının Milattan sonraki 1500 yıllık aktivitelerini karşılaştırmaktadır. Buradan anlaşıldığına göre Kuzey Anadolu Fayı'nın aktif olduğu dönemde Doğu Anadolu Fayı sakın, Doğu Anadolu Fayı'nın aktif olduğu dönemde Kuzey Anadolu Fayı sakindir. Ancak bu dönemlerin sonlarında geçişler görülmektedir. Aynı ilişkiyi bu yüzyıla uyguladığımızda, Kuzey Anadolu Fayı bu yüzyılda aktivitesini tamamlamış ve sıra Doğu Anadolu Fayı'na gelmiş olabilir. 1971 Bingöl depremi bunun bir işaretçisi olarak kabul edilebilir.

Bir başka açıdan, bu yüzyıldaki kayıtlara bakıldığında Türkiye'de ortalama her 2,5 yılda magnitüdü 7'den büyük bir deprem olduğu görülmektedir. Oysa Türkiye'de son 6,5 yıldır magnitüdü 7 civarında hiçbir deprem olmadığı gözönüne alınırsa önümüzdeki yıllarda birkaç büyük depremin arka arkaya oluşacağı rahatlıkla düşünülebilir ve geçmişte de böyle olmuştur.

Özet olarak;

1 — Yukarıda belirlenen alanlar, bazı büyük depremlerin episantr alanları ile büyük benzerlikler sunmaktadır.

2 — Bu belirlenen alanların arkeolojik ve tarihsel kayıtları burada daha önce büyük depremlerin varlığını yansıtır niteliktedir.

3 — Türkiye'nin içinde bulunduğu son 6,5 yıllık sakın dönem büyük depremlerle sona erecektir ve bunların en az bir tanesi yukarıdaki alanlara rastlayabilir.

4 — Bandırma çevresindeki süratle gelişen endüstri ve nüfus, Karamemikler yakınlarındaki Karakaya barajı ve tren köprüsü ve hatta Keban barajı korunması gereken konuların başında gelmektedir.

5 — Hernekadar Türkiye'de depremlerin önceden haber sistemleri henüz gelişmemişse de bu alanlarda süratle aletsel ölçüm ve detay çalışmalarının yapılıp anında değerlendirilmesinde büyük yarar vardır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Allen, C.R., 1968, The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. In Dickonson W.R. and Grantz A. Editors. Proceedings of Con. Geo. Prob. San Andreas Stanford Univ. Pubs. Vol. 11, P. 70 - 82.

Allen, C.R., 1975, Geological criteria for evaluating seismicity. Bull. Geol. Soc. Am. 86/1041 -1057.

Ambraseys, N.N., 1970, Some characteristic features of the Anatolian fault zone. Tectonophysics 9, 143-165.

Ambraseys, N.N., 1971, Value of historical records of earthquakes. Nature, Lond. 232, 375-379.

Arpat, E., 1977, Karakaya barajı çok büyük depremlerle sınıanacaktır. Yeryuvarı ve İnsan, 59 - 62.

Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1972, The east Anatolian Fault System : thoughts on its development. Bull. Miner. Res. Explor. Inst., Ankara, 78, 33 - 39.

Barka, A.A., 1981, Seismo - tectonic Aspects of the North Anatolian fault zone. Ph. D thesis. University of Bristol, 335 pp.

Barka, A.A. and Hancock, P.L., 1982, Relationship between fault geometry and some earthquake epicentres within the North Anatolian fault zone. Progress in earthquake prediction Vol: 2, p. 137-142, edited by A.M. Işıkara and A. Vogel Friedr. Viewey and John, FRG.

Can, R., 1974, Seismotectonics of the North Anatolian Fault Zone. Unpublished M. Phil. thesis. University of London.

Castle; R.D.; Church, J.P. and Elliott, M.R., 1976, Aseismic uplift in Southern California Science, 192, 251 - 253.

Crowell, J.C., 1974 a, Sedimentation along the San Andreas Fault, California. In: Modern and Ancient Géosynclinal Sedimentation (Ed. by R.H. Dott Jr and R.H. Shaver). Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, 19, 292 - 303

Crowell, J.C., 1974 b, Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: Tectonics and Sedimentation (Ed. by W.R. Dickinson). Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, 22, 190 - 204.

Cummings, D., 1976, Theory of plasticity applied to faulting, Mojave Desert, southern California. Bull. geol. Soc. Am., 87, 720 - 724.

Cummings, D. and Leeds, D.J., 1977, Seismotectonic zoning using theoretical mechanics. Proc. 6th World Conf. Earthquake Eng. 1, 836 - 842.

Cutten, H.N.C., 1979, Rappahannock Group : Late Cenozoic Sedimentation and tectonics contemporaneous with Alpine Fault movement. N.Z. Jl. Geol. Geophys. 22, 535 - 553.

Dewey, J.W., 1976, Seismicity of Northern Anatolia. Bull. Seism. Soc. Am., 66, 843 - 868.

Ercan, A., 1979, Doğu Anadolu fayı üzerinde küçük deprem çalışmaları. Yeryuvarı ve İnsan, 21 - 30.

Ergin, K.; Güçlü, U. and Uz, Z., 1967, A catalogue of earthquakes for Turkey and surrounding area (11 A.D. to 1964 A.D.) Tech. Univ. Istanbul Mining Eng. Fac. Publ. 24, 1 - 169.

Ergin, K.; Güçlü, U. and Aksay, G., 1971, A catalogue of earthquakes of Turkey and surrounding area (1965-1970). Tech. Univ. Istanbul Mining Eng. Fac. Publ., 28, 1-91.

Ergin, K.; Canitez, N.; Büyükaşkoğlu, S; Güçlü, U., 1982, Seismicity of Sinop and Trakya Nuclear Power Plant sites and their vicinities. Progress report No : 2, Tec. Univ. Ist. 152 p.

Fedotov, S.A., 1965, Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kuril Islands, and northeast Japan, Trudy Inst. Fiz Zemli., Acad. Nauk. SSSR, 36, 66 - 93.

- Hancock P.L.; Barka, A.A., 1981, Opposed shear senses inherited from neotectonic mesafault system in the North Anatolian fault zone. 3. J. Struct. Geol.
- Hempton, M.R, Dewey, J.F.; Şaroğlu, F., 1981, The East Anatolian transform fault. Along strike variations in geometry and behavior, EOS. 62,17.
- Ichikawa, K. 1980. Median Tectonic line of southwest Japan. 'The Geol. Soc. Japan Memoir 48. 210 p.
- Irwin, W.P.; Barnes, I., 1975, Effect of Geologic structure and metamorphic fluids on seismic behavior of the San Andreas fault system in central and northern California. Geology 3, 713 - 716.
- Karnik, V., 1972, Seismicity of the European area. Part 2. Reidel, Dordrecht.
- Kelleher, J.A.; Sykes, L.R. and Oliver, J., 1973, Possible criteria for predicting earthquake locations and their applications to major boundaries of the Pacific and Caribbean, J. Geophys. Res. 78, 2547-2585.
- Kelleher, J.A.; Savino, J.; Rowlett, H. and McCana, W., 1974, Why and where great thrust earthquakes occur along island arcs, J. Geophys. Res. 79, 4889-4899.
- Kelleher, J.A. and Savino, J., 1957, Distribution of seismicity before large strike-slip and thrust-type earthquakes. J. Geophys. Res. 80,260-271.
- Kingma, J.T., 1958, Possible origin of piercement structures, local unconformities and secondary basins in the Eastern Geosyncline, New Zealand. N.Z.J. Geol. Geophys. 1, 269-274.
- Koide, H.; Bhattacharji, S., 1977, Geometric of active strike-slip faults and their significance as indicators for areas of energy release. In : Energetics of Geological Processes, (edited by Saxena, S.K. and Bhattacharji, S.) Springer-Verlag, New York, 46-66.
- Kupper, D.H., 1964, Width of the Alpine fault zone New Zealand, N.Z.J. Geol. Geophys. Vol. 7, 685-701.
- McCann, W.R.; Nishenko, S.P.; Sykes, L.R. and Krause, J., 1979, Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries. Pageoph 117, 1082-1147.
- McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J.R. Astr. Soc., 30, 109-185.
- McKenzie, D. 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt : Aegean Sea and surrounding regions (Tectonics of Aegean region) Geophys J.R. Astr. Soc. 55, 217-254.
- Parejas, E.; Akyol, I.H. and Altınlı, E., 1941, Le tremblement de terre d'Erzincan du 27 Décembre 1939. Revue Fac. Sei. Univ. Istanbul, BVİ, 177-222.
- Pınar, N. and Lahn, E., 1952, Türkiye depremleri izahlı kâ-taloğlu, Bayındırlık Bakanlığı, Yapı İmar İşleri Re-işliğı Yayınları, Seri 6,36, Ankara.
- Prescott, W.H. and Savage, J., 1976, Strain accumulation on the San Andreas fault near Palmdale, California. J. Geophys. Res. 81,4901-4908.
- Rogers, T.H., 1973, Fault trace geometry within the San Andreas and Calaveras fault zones-a clue to the evolution of some transcurrent fault zones. Proc. Conf. Tectonic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publs Geol. Sci. 13, 251-258.
- Rynn, J.M.W. and Scholz, C.H., 1978, Seismotectonics of the Arthur'e Pass region South Island New Zealand. Geo. Soc. Ame. Bull. Vol. 89, 1373-1388.
- Scholz, C.H., 1977, Transform fault systems of California and New Zeland : similarities in their tectonic and seismic styles. J. geol. Soc Lond., 133,215 - 229.
- Scholz, C.H. and Fitch, T., 1969, Strain accumulation along the San Andreas Fault. Jour. Geophys Eesear. 74* 6649-6665.
- Seymen, İ. and Aydm, A., 1972, The Bingöl Earthquake Fault and its relation to the North Anatolian Fault Zone. Bull. Mineral Res. Explor. Inst. Ankara 79, 1-8.
- Slemmons, P., 1977, Faults and earthquake magnitude. Report 6 of a Series, prepared office, Chief of Engineers, U.S. Army Washington D.C. 20314.
- Soysal, H.; Kolçak, D.; Sipahioğlu, S., 1982, Some aspects of the North Anatolian Fault Zone derived from the comparison of its instrumental data with historical information. Progress in earthquake prediction Vol. 2, 223-238. edited by A.M. Işıklara and A. Vogel. Friedr. Vieweg and John, Wiesbaden, F.R.G.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian fault : its age, offset and tectonic significance. J. geol. Soc. Lond. 136, 269 - 282.
- Şengör, A.M.C., 180, Türkiye'nin neotektonik esasları, Spe. publ. Geo. Soc. Turk. 40 p.
- Şaroğlu, F., Boray, A.; Özer, S.: Kuşçu, İ., 1982, Orta Anadolu'nun neotektoniğı üzerine bazı görüşler, Özet, T.J.K.
- Tatar, Y., 1978, Tectonic investigations on the North Anatolian Fault Zone between Erzincan and Refahiye, (in Turkish). Publ. Inst. Earth Sci., Hacettepe Üniv. 4,201-236.
- Tobin, P.G. and Sykes, L.R., 1968, Seismicity and tectonics of the northeast Pacific Ocean, J. Geophys. Res. 73, 3821-3845.
- Toksöz, M.N., Şakal, A.F. and Michael, A.J., 1979. Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps. Pageoph 117. 1258-1270.
- Walcott, R.I., 1978, Present tectonics and Late Cenozoic evolution of New Zealand. Geophys. J.R. astro. Soc. 52,137-164.
- Wilcox, R.E.; Harding, T.P. and Seely, D.R., 1973, Basic wrench tectonics: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 57, 74-96.

Yazının geliş tarihi : Ocak 1983

Yayıma verildiğı tarih : Temmuz 1983

Istranca Masifi'ndeki maden yataklarının jeolojisi ve mineralojisi

Geology and mineralogy of the ore deposits of the Istranca Massif

MEHMET FEVZİ TANER*)
AHMET ÇAĞATAY (Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Maden Etüd Dairesi, Ankara.

ÖZ : Istranca masifinin jeolojisini, daha çok gnaysların oluşturduğu temel kristalin; bunlar üzerine uyumsuz gelen Paleozoyik ve Mezozoyik; yaşlı şistler, kireçtaşı ve kumtaşından-oluşan yeşilşist fasiyesinde metamorfik tortul örtü; bu tortul kayaçları kesen Üst Kretase yaşlı genellikle granodiyorit özelliğinde sokulum; ve yine Üst Kretase yaşlı volkano - tortul kayaçlar oluşturur.

Istranca masifinde incelenen çok sayıda maden yatak ve zuhurları sokulum - tortul örtü kayaçları dokanağındaki bazı skarn zonlarında bulunur. Bu yatak ve zuhurlar hidrotermal kontakt tipi cevherleşme neticesinde oluşmuştur. Skarn zonlarına yakın granodiyorit porfirler içerisinde, saçılmış ve ağsal şekilde, birincil maden minerallerinden az pirit, çok az kalkopirit, eser molibdenit ve şeelit; yer yer granodiyoritleri kesen hidrotermal kuvars damarlarında eser molibdenit izlenir. Daha önemli gözükten skarn zonlarındaki yatak ve zuhurlarda birincil ve önemli maden mineralleri olarak manyetit, kalkopirit, bornit, fahlerz, pirit, pirotin, Bi-mineralleri (bizmut, bizmutin, emplektit, vittişenit, gladit, tetradimit, vs.), sfalerit, kübanit, valleriit ve şeelitle birlikte kalkosin, kovellin, malakit, azurit ve limonit gibi ikincil maden mineralleri izlenmiştir.

Mineral yapı ve dokuları verilerek parajenezleri ayrıntılı incelenen bu yatak ve zuhurlarda bulunan kübanit ve valleriit cevherleşmenin 250° - 300°C'de oluştuğunu göstermektedir. Ayrıca cevherleşmenin skarn zonlarında bulunması ve kalkopiritin yıldızcıklar şeklinde ayrılmaları içermesi bu yatak ve zuhurların «mezo - katatermal» sıcaklıkta oluştuğunu gösterir.

Bu yataklardan en önemlisi olan İkittepeler bir süre Cu, Mo ve W için işletilmiştir.

ABSTRACT : The Istranca Massif is underlain by a basement of gneissic rocks unconformably overlain by a cover of Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks. These rocks are composed of shale, limestone and sandstone which are regionally metamorphosed into the greenschist facies. The sedimentary rocks are, in turn, largely intruded by Upper Cretaceous granodioritic rocks and in part covered by volcano - sedimentary rocks also of Upper Cretaceous age.

The many ore deposits and mineralizations known from the Istranca Massif generally occur in the contact zone between the intrusive and sedimentary cover rocks; they are the result of hydrothermal contact mineralization. Disseminated and stockwork types of mineralization formed by primary ore minerals such as pyrite, some chalcopyrite, traces of molybdenite and scheelite are found close to the contact zone within the granodiorite porphyry; locally, hydrothermal quartz veins containing trace of molybdenite cut the granodiorite porphyry. The more important deposits and mineralizations occur in some contact zones; they consist of primary ore minerals, the most important of which are magnetite, chalcopyrite, bornite, the fahlerz group, pyrite, pyrrhotite, the Bi-minerals (e.g., bismuth, bismuthinite, emplectite, wittichenite, gladiate, tetradytmite, etc.), sphalerite, cubanite, valleriite and scheelite in association with such secondary ore minerals as chalcocite, covellite, malachite, azurite and limonite.

The paragenesis and the texture and structure of the ore minerals has been studied in detail. The mineral cubanite and valleriite indicate a temperature of formation of 250° - 300°C, elsewhere mineralization generally occurs in some skarn zones where chalcopyrite contains exsolution stars, of sphalerite; these phenomena show that these ore deposits and mineralizations have been formed in meso - katathermal conditions.

One of the most important ore deposits in the Istranca Massif is İkittepeler, which was being worked for Cu, Mo and W.

* Yazarnın yeni adresi : Departement de Géologie, Université Laval, Quebec, PQ G1K 7P4, Kanada.
(Present address):

GİRİŞ

İncelenen maden yatakları Türkiye'nin Trakya yarım-adasının kuzeydoğusunda, Istranca masifi içinde D 27°28' D 27°75' enlem ve K46°48' - K46°22' boylamlarla sınırlanan yaklaşık 1100 km²'lik bir alanda bulunmaktadır (Şekil 1).

Istranca masifi Bulgaristan'ın Doğu Rodop ve Sredna Gora yapısal metalojenik zonlarının Türkiye'deki devamıdır. Bulgar jeologlarından Boncev (1974), Boyadjiev (1974), Milev ve Bogdanov (1974), Bogdanov ve diğerleri (1974), Bogdanov (1977) ve Gocev (1979) yaptıkları çalışmalarla Rodop masifinin Prekambriyen yaşlı temel kristalin; bunları örten Paleozoyik - Mezozoyik yaşlı epimetamorfik kayaçlar ve bunlar içine sokulan Laramiyen yaşlı granodiyoritlerden oluştuğu ortaya koymuşlardır. Sredna Gora zonunda ise Üst Kretase yaşlı potasyumca zengin kalkalkalen volkanikler ve bunlarla arakatlı tortul kayaçlar bulunmaktadır (Boccaletti ve diğerleri, 1978).

Istranca masifinin jeolojisi ilk olarak Pamir ve Baykal (1947) tarafından yapılmış, bu çalışmada masifin gnays (Kırklareli ve Fatmakaya gnaysları), epimetamorfikler ve Üst Kretase yaşlı volkanö - tortul kayaçlardan oluştuğu belirtilmiştir. Ayhan ve diğerleri (1972) Istranca masifinin 1/100.000 ölçekli jeolojik haritasını yapmışlardır. Aydın (1974) bölge kayaçlarının ayrıntılı petrografik incelemesini gerçekleştirerek temel kristalin kayaçlardan gnaysların Hersiniyen yaşlı metagranitler olduğunu belirtmiş, örtü kayaçlarının Triyas yaşlı filonitler ve şistler ile Jura yaşlı kristalize kireçtaşları ve kalk-şistler şeklinde ayırmıştır. Aynı çalışmacı ayrıca Dereköy çevresindeki sokulum kayaçlarının petrografik incelemesini yapmıştır. Öztunalı ve Üşümezsoy (1979) Kırklareli çevresindeki gnaysları porfiroblastik biyotitli granit, porfiroblastik kuvars - plajiyoklas granit şeklinde ayırmış ve bunların yitim sonundaki eski bir kıta kabuğu özelliği taşıdığını, ayrıca K - feldspat megablastlarının alkali metasomatizma sonucu geliştiğini vurgulamışlardır. Istranca masifinin Demirköy sokulum kayaçlarının jeokimyaya dayalı petrolojisi Aykol (1979) tarafından yapılmıştır. Moore ve diğerleri (1979) jeokronolojik çalışmalarla sokulum kayaçların yaşını 80 milyon yıl olarak bulmuşlardır.

Istranca masifindeki maden arama çalışmaları Aral'ın (1976) önerisi üzerine M.T.A. Enstitüsü tarafından başlatılmıştır. Bölgedeki ikiztepeler yatağını Kamitani (1978) incelemiş, yatağın çevresinin 1/2,000 ölçekli jeolojik haritası Yücelay (1981) tarafından yapılmıştır. Bölgenin genel ve ayrıntılı jeokimya çalışmalarını Çubukçu (1980) değerlendirmiştir. Şükrüpaşa çevresinin ayrıntılı jeolojisi Tanner (1981) tarafından yapılmış; bu çalışmada saha kayaçlarının petrografisine ve kısaca cevherleşmeye değinilmiştir.

Bu çalışmanın amacı Istranca masifinin genel jeolojisi yanında, kristalin kayaçlar üzerine uyumsuz olarak gelen örtü kayaçları ile bunlara sokulan Üst Kretase yaşlı granodiyoritler dokanağında gelişen cevherleşmeleri incelemek ve bunları parajenezleri açısından karşılaştırmaktır.

GENEL JEOLJİ

Istranca masifinin incelenen kesiminin kayaçları yaşlıdan gence doğru temel kristalin, örtü, sokulum, kontakt metamorfik ve Üst Kretase yaşlı volkanö - tortul kayaçlardır (Şekil, 1).

Temel Kristalin Kayaçlar. Bunlar, incelenen bölgenin güneybatısında yüzeylenirler.

Gnayslar. Çoğunlukla porfirogranoblastik dokulu olup, feldspat porfiroblastları, albit, mikroklin, kuvars, muskovit, biyotit, amfibol (Na - hornblend), yer yer az oranlarda epidot, klorit; çok az oranlarda sfen, apatit, manyetit içerirler. Son olarak gelişen albit, biyotit, Na-amfibol, klorit ve epidot, gnaysların Alpin orojenezi sonucu yeşil şist fasiyesinde bölgesel metamorfizmaya uğradıklarını göstermektedir.

Amfibolitler. Aktinolit, albit, biyotit, muskovit, epidot, kuvars ve çok az oranlarda sfen, manyetit, ilmenit içerirler. Amfibolitler de gnayslar gibi yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramışlardır.

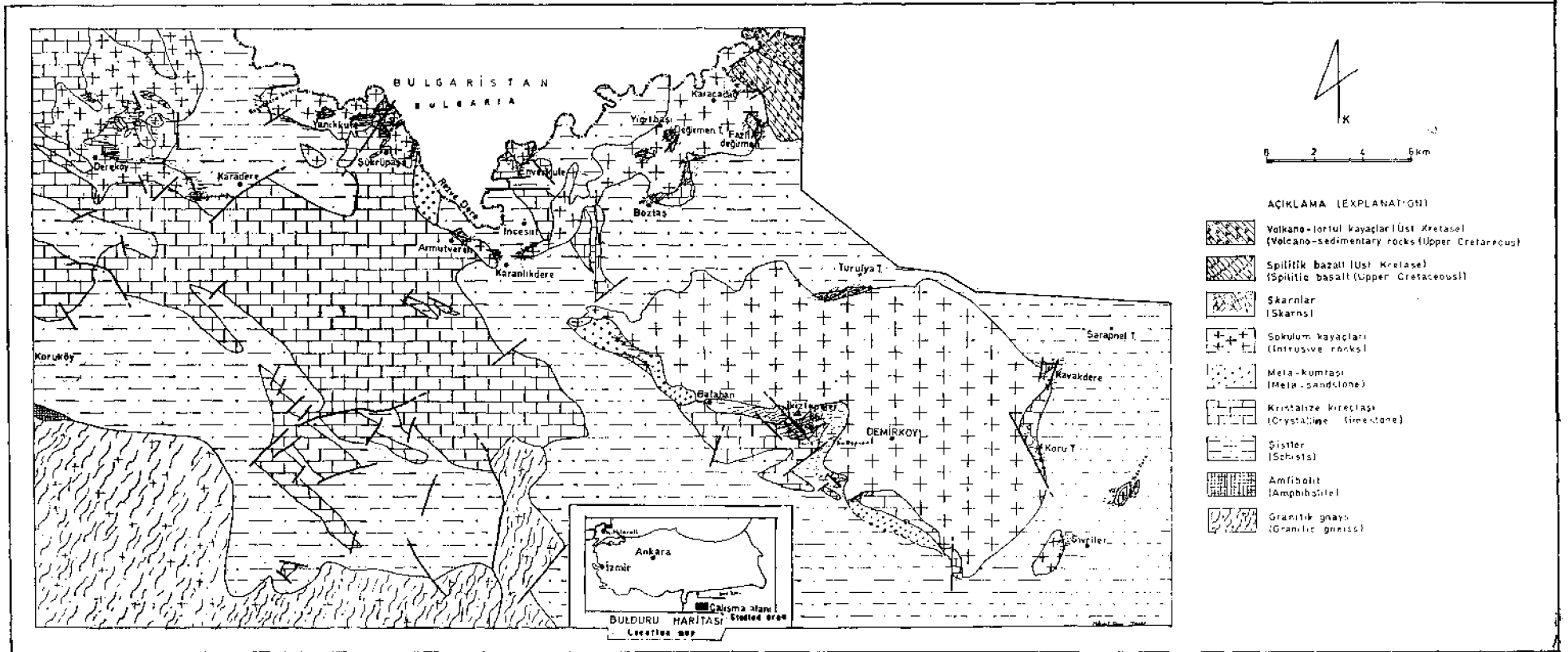
Örtü Kayaçlar. Bunlar, Istranca masifinin en yaygın yüzeylenen kayaçlarıdır. Temel kristalin üzerine uyumsuz gelen örtü kayaçları, şistler, kristalize kireçtaşları ve meta - kumtaşlarından oluşurlar. Bu kayaçlar yeşil şist fasiyesinde bölgesel metamorfizmaya uğramışlardır. Bulgaristan'da da izlenen bu kayaçlar Milev ve Bogdanov (1974) ve Sergeeva ve diğerleri (1979) tarafından Paleozoyik ve Mezozoyik yaşlı olarak ikiye ayrılmışlardır. Yalçınlar (1976) Demirköy - Balaban çevresinde 1952 yılında bulunduğu fosillere dayanarak, örtü kayaçlarının çoğunun Paleozoyik, Dereköy çevresindeki kireçtaşlarının ise Jura yaşlı olduklarını belirtmektedir. Ayhan ve diğerleri (1972) şist ve Demirköy çevresindeki kristalize kireçtaşlarının Triyas, Dereköy - Armutveren çevresindeki kristalize kireçtaşlarının Jura yaşlı olduklarını ileri sürmektedirler. Aydın (1974)'a göre temel kristalin üzerine gelen filonit olarak adlandırdığı şistler Triyas, kireçtaşları Jura yaşlıdır.

Şistler. Petrografik inceleme sonucu; serisit - klorit şist, mikaşist, kömürümsü malzeme içeren siyah şist ve kalk - şist şeklinde ayrılabilirler.

Kireçtaşları, Şistlerle ardalama oluştururlar. Bölgesel metamorfizma sonucu kristalize olan kireçtaşları yer yer dolomitik özelliktedir. Sığ ortamda çökelen bu kayaçlar kireçtaşı kumları, kömürümsü malzeme, Krinoit, Stro matolit parçaları içerirler.

Metakumtaşları. Fazla oranda şistoziteye uyumlu sıralanan çoğunlukla aynı büyüklükte kuvars kristalleri yanında daha az oranlarda feldspat, serisit, klorit, çok az oranlarda apatit, sfen, rutil, ilmenit ve manyetit ve hematit içermektedirler. Metakumtaşları genellikle şistlerle geçişli, şistler içinde veya üzerinde bulunurlar.

Sokulum Kayaçları. Bunlar yayılımlarına göre sırasıyla granodiyorit, monzodiyorit, hiperstenli monzonit ile yer yer izlenen mikrogranodiyorit porfir, lamprofir, ve aplit dayklarından oluşmaktadır. En iyi şekilde Şükrüpaşa çevresinde incelenmiştir (Taner, 1981). Yapılan modal (Çizelge, 1) analiz sonuçlarına göre sokulum kayaçları gra-



Şekil 1 : Istranca masifi jeoloji haritası (Ayhan ve diğerleri (1972) den değiştirilerek)

Figure 1 : Geological map of the Istranca massif (Modified from Ayhan et al. (1972))

nodiorit ve monzonit - monzodiorit olarak iki gruba ayrılmıştır. Çalışma alanında kalan sokulum kayalar Moore ve diğerleri (1979) tarafından potasyum - argon yöntemi ile yapılan jeokronolojik yaş tayinleri; Şükrüpaşa, çevresindeki sokulum kayaları için 79.9 - 84 milyon yıl, Demirköy çevresi için 78.3-79.1 milyon yıl ve Karanlıkdere için ise 81.7 milyon yıl değerlerini vermişlerdir. Elde edilen sonuçlar sokulum kayalarının Laramiyen'de yerleştiklerini göstermektedir. Arazi gözlemleri ise bunların sığ sokulum özelliğinde olduğunu vurgulamaktadır.

Granodiorit. Plajiyoklas, biyotit, hornblend, seyrek kuvars fenokristalleri ile, aynı mineraller ve alkali feldspatların oluşturduğu hamuru içerirler. Ayrıca çok az oranlar, da sfen, apatit, manyetit, ilmeneo - manyetit, ilmenit, pirit, allanit ve zirkon izlenmektedir. Plajiyoklaslar genellikle öz ve yarföz biçimli, ikizli ve zonlanma gösteren iri kristaller şeklinde çoğunlukla taze, yer yer serisitleşmiştir. Oligoklazdan (An 20) andezine (An 45) kadar değişebilen plajiyoklasların çoğunlukla andezin (An 35) olduğu saptanmıştır. Plajiyoklas ve kuvarsa göre daha az oranda izlenen, kısmen mirmekitik dokulu öz biçimsiz ortoklas öz biçimli minerallerin arasını doldurmaktadır. Hamuru oluşturan kuvars ve feldspat kristalleri belirgin bir «öteklik» kristalleşme gösterirler. Tektonizmadan etkilenen biyotitler yer yer belirgin şekilde kıvrılmışlardır. Pirit genellikle manyetit, ilmeneo-manyetit, ilmenit gibi opak minerallerle biyotit ve hornblend gibi demirce zengin silikatların bulunduğu yer-

leri seçerek, kısmende mikroçatlaklarda oluşmuştur.

Monzodiorit. Çoğunlukla granodioritlerin örtü kayalarla oluşturduğu skarn zonları çevresinde dar alanlar içinde yüzeylenmektedir. Granodioritik magmanın yan kayaları özümlemesi sonucu oluşmuşlardır. Bu kayalar genellikle piroksen, plajiyoklas, alkali feldspat ve çok az sfen, manyetit, ilmeneo - manyetit, ilmenit ve rutil içerirler. Piroksenlerin ejirin - ojit, plajiyoklasların andezin - labrador bileşiminde ve alkali feldspatların ise sodyum içeriği bakımından zengin olduğu izlenmektedir. Mineral içeriği nedeniyle genellikle koyu renkli olan monzodioritik kayalar yer yer iri taneli öz biçimli sfeiler yanında granat, diyopsid ve epidot içerirler.

Hiperstenli monzonit (manjerit). Çalışma alanında çok seyrek izlenen bir kayac türüdür. Plajiyoklas, alkali feldspat, klinopiroksen, biyotit, hipersten, hornblend, manyetit, ilmenomanyetit, ilmenit, rutil, sfen, apatit ve pirit içerirler. Daha açık renkli olan bu kayalar mineral içerikleri bakımından monzodiorite büyük benzerlik göstermektedirler. Farklı olarak biyotit ve hipersten içerirler.

Mikrogranodiorit porfir. Genellikle granodioritleri yaklaşık D - B doğrultusunda kesen dayk kayalarıdır. Mineral içeriği bakımından granodioritlere benzeyen bu kayalar, farklı olarak fazlaca oranda kuvars fenokristalleri içerirler. Ayrıca hamuru daha ince tanelidir. Mikrogranodiorit porfirler yer yer fazlaca hornblend fenokristalleri içer-

Çizelge 1 : Şükrüpaşa çevresi sokulum kayaların modal analizi

Table 1 : Modal analysis of the plutonic rocks from Şükrüpaşa area

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Pl	43.6	50.8	49.7	45.7	56.1	39.3	22.6	44.1	53.8	53.6	21.2	48.8
Ku	26.1	28.2	24.4	24.2	23.9	6.4	0.2	3.5	0.3	0.3	—	—
Or	15.2	12.6	16.5	12.9	10.4	—	—	27.4	23.4	10.0	15.8	16.1
Ham	—	—	—	—	—	44.8	56.0	—	—	—	—	—
Bi	7.7	4.4	4.3	2.9	4.5	3.7	0.3	9.9	7.8	15.0	—	—
Amf	4.8	2.6	3.2	10.2	2.9	4.1	18.2	—	—	—	—	—
Pyr	—	—	—	—	—	—	—	11.9	10.9	15.9	61.1	32.7
Op	1.7	1.0	0.8	3.4	1.1	1.4	2.2	3.0	3.0	4.3	0.7	0.4
TM	0.6	0.2	0.7	0.4	0.9	0.4	0.4	—	0.5	0.6	1.9	1.9
FM	14.8	8.2	9.0	16.9	9.4	9.4	21.2	21.8	21.3	35.2	61.8	33.1
RI	14.8	8.2	9.0	16.9	9.4	9.4	21.2	21.8	22.2	35.8	63.0	34.5

Pl plajiyoklas - plagioclase, Ku kuvars - quartz, Or ortoklas - orthoclase, Ham hamur - matrix, Bi biyotit - biotite, Amf amfibol - amphibole, Pyr piroksen - pyroxene, Op opak (manyetit, ilmenit, pirit, vs.) - opaque (magnetite, ilmenite, pyrite, etc.), Tm tali mineraller (sfen, apatit, allanit) - accessory minerals (sphene, apatite, allanite), FM Fe - Mg'lu mineraller (biyotit, hornblend, vs.) - Fe - Mg minerals (biotite, hornblende, etc.), RI renk indisi - Color index.

- 1 - 5 Granodiorit porfir - Granodiorite porphyry
 6 Mikrogranodiorit porfir - Microgranodiorite porphyry
 7 - 8 Hiperstenli monzonit - Hypersthene monzonite
 9 - 12 Monzodiorit - Monzodiorite

ları içeren fahlerz içinde öz biçimli arsenopirit kristalleri izlenmektedir. Kenarları boyunca kovelline dönüşme göstermektedir.

Enarjit. Yataklarda genellikle eser oranda izlenmiştir. Yataklarda kalkopiriti, kenar ve çatlakları boyunca ornatmaktadır. Kenar ve çatlaklar boyunca kalkosin, kovellin ve skorodit gibi ikincil minerallere dönüşmüştür.

Pirotin. Bazı yatak ve zuhurlarda fazlaca, genelde az oranda izlenmektedir. Genellikle skarn silikatların arasını dolduran pirotin, bazende levha kesiti çubukçuklar şeklinde kristaller oluşturmaktadır. Ayrıca kalkopirit ile kenetli ve kalkopirit, manyetit içinde çok ufak tanecikler şeklinde izlenmektedir. Kalkopirit içindeki tanecikler yer yer ayrılmaları andırmaktadırlar. Yer yer belirgin basınç ikizleri göstermekte, kenar ve dilinimleri boyunca ara ürün pirit + markasit karışımı), pirit ve oksidasyon zonunda limonite dönüşmektedir. Ara ürüne dönüşme yer yer kuşgözü dokusu şeklinde gerçekleşmektedir.

Sfalerit. Skarn zonu cevherleşmelerde çok az oranlar da, buna karşın kireçtaşları içinde yer yer galenitle birlikte oluşturduğu damarlarda, iri ve fazlaca oranlarda izlenmektedir. Skarn cevherde çoğunlukla kalkopirit ile kenetli veya içinde ufak tanecikler oluşturmaktadır. Kalkopirit içindeki sfalerit tanecikleri bazen yüksek ısıda oluşmayı işaret eden (Ramdohr, 1975) yıldızcik ayrılmaları şeklindedir. Sfalerit çoğunlukla kalkopirit ayrılımı içermektedir. Ayrıca yer yer kalkopiriti ornatılan ayrılmaz sfalerit taneleri de gözlenmiştir. Kalkopirit ayrılmaları sfaleritin zonlu büyümesini belirlemektedirler. İri taneler kataklastik yapı yanında çok az oranla smitsonite dönüşme gösterirler.

Galenit. Sfalerit gibi skarn zonu cevherlerinde çok az oranda yer yer skarn zonu dışında kireçtaşı içinde gelişen hidrotermal kuvars damarlarına bağlı olarak fazlaca oranda izlenmektedir. Skarn zonlarında en genç mineral olarak kalkopirit, bornit ve diğer mineralleri damarcıklar şeklinde ornatmaktadır. Kireçtaşları içindeki kuvars damarlarında diğer minerallerle birlikte piritlerin arasını doldurmaktadır. Kenar ve dilinimleri boyunca seruzite dönüşmüştür.

Bournonit. Kalkopirit, fahlerz - galenit dokanağında tepkime minerali veya galenit içinde çok ufak tanecikler şeklinde eser oranda izlenmektedir.

Neodijenit. Kalkopirit ve borniti kenar, çatlak ve dilinimleri boyunca ornatır şekilde çok az oranda izlenmiştir.

Linneit. Ufak öz biçimli kristaller şeklinde kalkopirit ve bornit içinde izlenmiştir. Ayrıca çok seyrek olarak kalkopiritin etrafını sarmakta veya damarcıklar şeklinde kesmektedir. Linneit bazı yatak ve zuhurlarda eser oranda izlenmiştir.

Kübanit. Yalnız Korutepe zuhurunda kalkopirit içinde eser oranda lameller şeklinde izlenmektedir. Kübanit yüzeysel ayrışma ile limonit ve kovelline dönüşmüştür. Kübanitin oluşum ısı 250-300 C°'dir. (Borchert, 1934).

Valleriit. Çok eser oranlarda kalkopirit içinde çok ufak tanecikler şeklinde izlenmektedir. İyi bir jeolojik ter-

metre olan valleriit de kübanitle aynı sıcaklıkta oluşabilmektedir (Borchert, 1934).

Pentlandit. Pirotin içinde çok ufak alevcikler şeklinde izlenmektedir. Eser oranda izlenen pentlandit yer yer valleriite dönüşmüştür.

Bravoit. Korutepe örneklerinin birinde çok ufak ve eser sayıda özbiçimli kristaller şeklinde izlenmiştir.

Arsenopirit. Çok ufak, özbiçimli kristaller şeklinde tennantit, kalkopirit ve gang içinde izlenmektedir. Yer yer kristal toplulukları şeklinde izlenen arsenopirit en fazla 100-150 mikron iriliktir. Ayrıca çubukçuklar şeklinde olanlar da bulunmaktadır. Arsenopirit yalnız İkiztepe yatağında çok eser oranda gözlenmiştir.

Millerit. Karacadağ Marifdere'de karbonatlaşan bir lamprofir damarında pirit, kromit, rutil, molibdenit, manyetit, kalkopirit, heazlewoodit ve linneitle birlikte çok eser oranda, ufak tanecikler şeklinde izlenmiştir.

Heazlewoodit. Aynı lamprofir damarlarında çok eser oranda ufak tanecikler şeklinde bulunmaktadır.

Tetradimit. Çoğunlukla kalkopirit, bazen pirit içinde ve arasında izlenmektedir. Genellikle levhamsı biçimli olan tetradimit, bazen tane toplulukları oluşturmaktadır (Çağatay ve diğerleri, 1982).

Pilsenit. Çoğunlukla tetradimitle birlikte büyümekte, ondan daha az oranda izlenmektedir. Kalkopirit ve piriti belirgin şekilde ornatmaktadır.

Joseit. Çoğunlukla Bi-Ag telluridlerle birlikte kenetli şekilde bulunmaktadır. Pilsenite büyük benzerlik göstermektedir (Çağatay ve diğerleri, 1982)

Bizmutin. Çoğunlukla pirit ara ve kataklastik çatlaklarında diğer Bi - minerallerini ornatmakta veya bunlar içinde katı kapanım oluşturmaktadır. Kalkopirit ve bornit içinde de çok ufak bizmutin tanecikleri bulunmaktadır. İri kristalleri çubukçuk şeklindedir.

Vittişenit. Çoğunlukla bornit, daha az kalkopirit ve gang içinde, diğer Bi - sülfatları ile birlikte ufak tane ve damarcıklar oluşturmaktadır. Bornitle mirmekitik büyüye-bilen vittişenit yer yer aynı mineral içinde ayrılım ve kapanımlar şeklinde bulunmaktadır.

Emplektit. Çoğunlukla rezbanyit, daha az diğer Bi - mineralleri ile kenetlidir. Vittişeniti kenarları boyunca ornatmaktadır. Yer yer öz biçimli ikizlenme gösteren kristaller şeklindedir.

Rezbanyit. Çoğunlukla emplektitle kenetli şekilde gang içinde izlenmekte ve paralel ikiz lamelleri göstermektedir. Gladitle iç içe büyümüştür.

Gladit. Çoğunlukla vittişenitle kenetli, yer yer vittişenitin etrafını sararak onu ornatmaktadır. Gang içinde çubukçuklar şeklinde oluşmuş gladit kristalleri bulunmaktadır.

Hessit. Çoğunlukla tetradimit, daha az diğer Bi-telluridlerle kenetli şekilde piritler arasında izlenmektedir.

Stützit. Çoğunlukla pilsenit, jeseit ve diğer telluridlerle kenetli şekilde pirit ara ve çatlaklarında, bazen gang içinde izlenmektedir.

Arjantit. Nabit gümüş tanecikleri çevresinde ondan dönüşmüş şekilde çok eser oranda izlenmektedir.

Ara Ürün. Pirotinden dönüşerek oluşan markasit pirit karışımıdır (Ramdohr, 1975). Piroti'ne bağımlı olarak pirotinin arttığı yataklarda yer yer izlenmektedir.

Markasit. Genellikle piritle kenetli şekilde çok ufak tanecikler şeklinde piritten veya pirotinden dönüşerek oluşmuştur.

Kaikosin. Bakır minerallerinden kalkopirit, bornit, fahlerz, enarjit ve kübanitin yüzeysel ayrışması sonucu bu minerallerin çevresinde izlenmektedir. Yatak ve zuhurların üst kesimlerinde değişik oranlarda her zaman izlenmektedir.

Kovellin. Genellikle kaikosin ve limonitle birlikte bakır minerallerinin ayrışması sonucu oluşmuştur. Daha çok bornitin ayrışmasıyla oluşan kovellin, kalkosine göre daha fazladır.

Oksidler

Şeelit. Bazı yatak ve zuhurlarda çok az oranlarda skarnlar içinde ve kuvars damarlarına bağlı olarak oluşmuştur. Skarn içinde saçılımlar şeklinde izlenen şeelit kristallerinin en irisi 0,7 mm büyüklüktedir. Kuvars damarları şeelit bakımından daha zengindir.

Volframit. Çok seyrek olarak yalnız İkiztepe yataklarında şeelit içinde artık olarak izlenmektedir. Burada çok azda olsa şeelitin bir kısmı volframitten dönüşerek oluşmuştur.

Manyetit. Hemen her yatak ve zuhurda önemli oranlarda izlenmektedir. Manyetit hem granodiyorit ve melez kayalar içinde, hem de skarn zonlarında oluşmuştur. Skarnlar içinde oluşan manyetitler sülfidli minerallerden yaşlı, skarn silikatlarından daha gençtir. Skarn zonlarında iki tür manyetit bulunmaktadır. Bunlardan öz ve yarı öz biçimli manyetitler, çubukluklar şeklindeki (müşketofit) manyetitten çok daha fazladır. Müşketofit kontakt zonlarının tipik minerali olup, hematitin manyetite dönüşmesi sonucu oluşmuştur. Yer yer belirgin zonlu büyüme gösteren manyetit, kataklastiktir. Kenar, çatlak, dilinim ve zonlu yapısı boyunca yer yer kısmen maghemit ve hematite dönüşmüştür (martitlemiştir). Skarn zonlarında oluşan manyetitler içinde çok ufak pirotin ve kalkopirit tanecikleri izlenmektedir.

İlmeno - Manyetit. Çok az oranda sokulum kayaları içinde izlenmektedir. Saçılım şeklinde bulunan ilmeno -manyetitler yer yer kenar, çatlak ve dilinimleri boyunca hematit ve maghemite dönüşmüşlerdir. İçerdikleri ilmenit lamelleri rutil - hematit ve sfene dönüşmüşlerdir.

Hematit. Skarn zonlarında, çubuk veya ışınal çubukluk demetleri ve skarn silikatları arasında damarcıklar şeklinde izlendiği gibi, martitleşme sonucu manyetitten dönüşerek oluşmaktadır. Manyetite göre daha az oranda bulunmaktadır.

Maghemit. Manyetitin martitleşmesi sonucu yer yer hematitten çok daha az oranda oluşmaktadır. Manyetit içinde bulut şeklinde izlenmektedir.

İlmenit Az oranda hem cevherleşme zonlarında, hem de sokulum kayaları içinde ilmeno - manyetit içindeki ilmenitler dışında gelişen ilmenit tanecikleri şeklinde izlenmektedir. Skarn zonlarında izlenen ilmenitler örtü kayalardan alınmıştır. Öncelikle bunlar ileri derecede rutil + hematit ve sfene dönüşmüşlerdir. İlmenitler ancak yer yer relik (artık) şeklinde kalmıştır.

Rutil Anatas. Yan kayalardan alınmış veya ilmenit ve ilmeno - manyetitlerin dönüşmesiyle oluşmuşlardır. İlmenitlerden dönüşerek oluşanlar yer yer ilmenit artıkları içermektedirler.

Kromit. Yalnız taze ve karbonatlaşan - silisleşen - cevherleşen lamprofir damarlarında eser oranlarda izlenmektedir. Karbonatlaşan - silisleşen - cevherleşen lamprofirlerde ufak özbiçimli kromit tanecikleri kenarları boyunca Cr - spinel ve manyetite dönüşmektedirler.

Limonit. Öncelikle Fe içeren sülfidli, daha azda oksidli ve silikatlı minerallerin oksidasyon zonunda ayrışmalar sonucu oluşmuştur. Limonitin daha yaygın götit, daha az lepidokrokite türleri izlenmektedir.

Psilomelan. Yer yer çatlak ve boşluklarda, bazen limonitle birlikte çok az oranlarda izlenmektedir.

Nabit - Metaller

Altın. İkiztepeler, Şükrüpaşa yataklarında ve Karadere - Sığireleşti yöresi enarjit damarında çok ufak tanecikler şeklinde izlenmiştir. İkiztepeler yatağında daha çok sfalerit, daha az kalkopirit ve kuvars içinde gözlenen altın tanecikleri, Şükrüpaşa yatağında bornit, kalkopirit ve kuvars içindedir. Sığireleşti yöresi enarjit damarındaki gümüş-altın oluşum tanecikleri enarjit içinde bulunmaktadır. En iri tane yaklaşık 15 - 20 mikron büyüklüktedir.

Gümüş. Altınlı alaşımı şeklinde Sığireleşti yöresi enarjit damarında, ayrıca İkiztepe ve Şükrüpaşa yataklarında çok eser oranlarda kalkopirit, kuvars ve pirit içerisinde izlenmiştir. İzlenen en iri gümüş tanesi 35 mikron büyüklüktedir.

Bizmut. Çoğunlukla bizmutin, yer yer de diğer Bi-mineralleri içinde veya bunlarla kenetli şekilde çok ufak tanecikler oluşturmaktadır. Çok eser oranda bulunmaktadır.

Karbonatlar

Malakit, Azurit. Yer yer bakır minerallerinden bornit, kalkopirit ve fahlerzin oksidasyon zonunda ayrışması sonucu oluşmuşlardır. Malakit azurite göre daha fazla oranlarda izlenmektedir.

Seruzit, Smitsonit. Daha çok kireçtaşları içinde gelişen galenit + sfalerit damarlarının ayrışması sonucu oluşmuşlardır. Seruzit galeniti kenar, dilinim ve çatlakları boyunca ornatmaktadır. Smitsonit sfaleriti kenar ve çatlakları boyunca ornatmaktadır. Seruzit ve Smitsonit içinde yer yer kovellin izlenmektedir.

MADEN YATAK VE ZUHURLARI

Istranca masifinin incelenen kesiminde mineral parajenezleri açısından benzer çok sayıda hidrotermal kontakt yatak ve zuhurlar bulunmaktadır. Bunlar önem sırasına göre incelenecek ve böylece bu yatak ve zuhurların maden mineral parajenezleri ayrıntılı olarak verilecektir.

İkiztepeler Yatağı. Demirköy ilçesinin yaklaşık 8 km batısında, İkiztepelerin (664 m) güney kesiminde bulunmaktadır (Şekil 1). Yatak Demirköy sokulum kayaçlarıyla, dolomitik kireçtaşı, şist ve metakumtaşı dokanağında yaklaşık KB-GD yönlü tektonik hatta bağlı olarak gelişmiştir. Sokulum kayaçlarından granodiyorit, monzodiyorit, hiperstenli monzonit yanında yer yer «protoklastik gnays» bulunmaktadır. Bu sokulum kayaçlar yer yer saçılım ve ağsal şekilde cevherleşmiş ve hidrotermal kuvars damarları içermektedir. Ayrıca bu zonlarda, dar alanlarda hidrotermal potasik ayrışmanın geliştiği görülmüştür. Hidrotermal ayrışmanın belirgin bir zonlaşma göstermediği izlenmektedir.

İkiztepeler yatağında dokanakta izlenen diyopsid, hedenberjit, tremolit, aktinolit, biyotit, granat (grossüler, andradit), kalsit, klorit, kuvars, epidot, ludvigit, montisellit, forsterit, spurrit, tilleyit, titanit gibi skarn mineralleri yanında pirit, kalkopirit, molibdenit, borait, fahlerz, enarjit, pirotin, sfalerit (çok azı kalkopirit içinde ayrılım yıldızcıkları şeklinde), galenit, bournonit, neodijenit, linneit, valleriit, pentlandit, violarit, arsenopirit, tetradimit, pilsenit, joseit, bizmutin, bizmut, vittişenit, emplektit, gladit, hessit, stützit, arjantit, altın, gümüş, ara ürün, markasit, kalkosin, kovellin, şeelit, volframit, manyetit (kısmen müşketoffit şeklinde, bazen konsantrik kabuklu sıralanmış taneler halinde), ilmenomanyetit, hematit, maghemit, ilmenit, rutil, anatas, götit, lepidokrokite, psilomelan ve azurit, malakit gibi maden mineralleri oluşmuştur.

İkiztepeler, incelenen yataklar içinde en önemli yatağı oluşturmaktadır. Bir süre yer altı işletmesi şeklinde bakır molibden ve volfram için işletilmiştir. Bi - mineralleri daha çok «Desandre»den alman örneklerde izlenmiştir. Şeelit iso genellikle sokulum - kireçtaşı dokanaklarında gelişmiştir. Cevher minerallerinin skarn silikatlarından sonra geliştiği gözlenmiştir. Yatağın ortalama bakır tenörü yaklaşık %0.5 tir.

Şükrüpaşa Yatağı. Kırklareli'nin 54 km kuzeydoğusunda, aynı adlı köyün 2 km uzağında bulunmaktadır (Şekil, 1). Yatak Şükrüpaşa sokulum kayaçları ile kısmen dolomitik kireçtaşı, daha az oranda kalkışit ve metakumtaşları dokanağında oluşmuştur (Taner, 1981).

Şükrüpaşa yatağı İkiztepeler yatağında izlenen tüm skarn silikat ve maden minerallerini içermektedir. Farklı olarak bu yatakta fazladan yer yer vollastonit, skapolit (dipir), vesuvianit ve korund yanında rezbanyit izlenmiş, buna karşın arjantit izlenememiştir,

Şükrüpaşa yatağının bakır, molibden ve tungsten tenörleri İkiztepeler yatağına göre daha düşüktür. Burada yapılan arama sondajlarının cevher kesen kesimlerinin tenör ortalamalarına göre : sondaj no 2, 86 -100 metreler arası-da (%0,906 Cu, %0.006 Mo) sondaj no 3, 36-69 metreler ara-

sında (%0.82 Cu, %0.02 Mo, 128-137 metrelerde (%0 25 Cu, %0.013 Mo), 143-150 metrelerde (%0.17 Cu, %0.009 Mo), 153-180 metrelerde (%0.14 Cu, %0.015 Mo); sondaj no 6 ise 15 -145 metreler arasında ortalama %0.24 Cu değerleri elde edilmiştir. Burada sondaj no 2 ve sondaj no 3'ün 36-180 metreleri daha çok skarn zonlarındaki cevherleşme değerlerine karşılık gelmektedir. Sondaj no 3'ün 180 metreden sonrası ile sondaj no 6'nın granodiyoritler içerisinde gelişen saçılmış ve ağsal cevherleşmenin ortalama değerini vermektedir. Granodiyoritler içinde izlenen ağsal ve saçılım şeklindeki bu cevherleşmenin yerel olduğu ve devamlılık göstermediği gözlenmemektedir.

Karadere - Dereköy Zuhuru. Çalışma alanının batı kesiminde, Dereköy bucağının yaklaşık 4 km doğusunda bulunmaktadır (şekil, 1). Burada yeşil şist fasiyesinde bölgesel metamorfizmaya uğramış kireçtaşları, kalkışitler, siyah şistler ile bunları kesen genellikle ileri derecede yüzeysel ayrışmaya uğramış sokulum kayaçları izlenmektedir. Bu ayrışma sonucu yer yer limonit, malakit - azurit gibi ikincil mineraller oluşmuştur. Buradaki sokulum kayaçlar bazı farklılıklar gösterir. Bunlar 2 - 3 cm kadar büyüklüğe varabilen hornblend fenokristalleri içeren kuvars - diyorit damarları; serisit, kuvars ve kalsitten oluşan ayrışma minerallerini içeren granodiyorit porfirler ile felsik ve trakitik dokulu siyenit özelliğindeki dayklardır. Ayrışmanın yoğun olduğu zonlarda ağ şeklinde küçük kuvars damarcıklarına rastlanılmaktadır. Yörede yer yer lamprofir daykları da bulunmaktadır.

Karadere - Dereköy yöresindeki zuhurlarda pirit, manyetit, kalkopirit, sfalerit, galenit, enarjit, nabit altın ve gümüş, fahlerz, molibdenit, şeelit, pirotin, hematit, rutil, anatas, ilmenit, ilmeno -manyetit, bornit, linneit, markasit, kalkosin, kovellin, malakit, azurit, limonit, ayrıca çok az barit izlenmiştir. Cevherleşme genellikle dokanakta gelişmiş, sokulum kayaçlar içerisinde ise yer yer saçılım şeklinde daha çok pirit, nadiren de kalkopirit ve molibdenit bulunmaktadır. Ayrıca Sığireyleği yöresinde kireçtaşları için de kuvars damarlarına bağlı olarak gelişen galenit ve siyah şistler içerisinde silisleşmiş hornblend kuvars diyorit porfir dayklara bağlı, çoğunluğunu iri (2 - 3 3cm) enarjit kristallerinin oluşturduğu cevherleşme de izlenmiştir. Enarjitte birlikte çok ufak taneli altın ve gümüş tanecikleri izlenmiştir. Enarjitce zengin bir örneğin analizinde 300 gr/ton gümüş bulunmuştur. Skarn zonlarında, sokulum kayaçların dolomitik kireçtaşları ile yaptığı dokanaklarda daha çok pirit ve daha az oranlarda kalkopiritten oluşan zayıf cevherleşmeler izlenir. Bu zonlarda yer yer baritin oluştuğu görülür.

Korutepe Zuhuru. Demirköy ilçesinin yaklaşık 6 km doğusunda Korutepenin kuzey kesiminde bulunmaktadır. Burada Demirköy sokulumu kalkışit ve kireçtaşları ile dokanak oluşturmuştur (Şekil. 1). Dokanakta biyotit, muskovit, korund, sfen, kuvars, kalsit, spinel, diyopsid, grossüler piyemontit ve feldspat gibi skarn mineralleri gelişmiş ve kireçtaşları mermerleşmiştir. Skarn zonunda açılan galeri örneklerinde az ve çok az oranlarda kalkopirit, pirit, kübanit, valleriit, şeelit, pirotin, manyetit, ilmeno - manyetit, sfalerit, petlandit, violarit, linneit, bravoit, rutil, hematit, kalkosin, kovellin, markasit, ara ürün, malakit, azurit ve limonit izlenmiştir.

Yudadere Zuhuru. Sivrilere köyünün yaklaşık 3 km kuzeydoğusunda Yudadere içinde izlenmektedir. Burada sokulum kayaları mikro kıvrımlı serisit - kuvars - klorit - feldspat şistleri ile dokanak oluşturmaktadır (Şekil. 1). Yudadere'de de İkiztepelere olduğu gibi «protoklastik gnays»lara raslanmaktadır. Yudadere zuhurunda kuvars damarlarına bağlı olarak yer yer molibdenit damarları izlenmektedir. Bu damarlarda molibdenit yanında pirit, kalkopirit, sfalerit, manyetit, ilmenit, sfen, rutil, anates, Mo-okser ve limonit oluşmuştur.

Kavakdere Zuhuru. Demirköy ilçesinin yaklaşık 8 km doğusunda dere içinde yüzeylenmektedir. Kavakdere zuhuru Demirköy sokulum kayalarının şistlerle yaptığı dokanakta bulunmaktadır (Şekil 1). Sokulum kayacı monzodiyorit bileşimindedir. Dokanakta kuvars, aktinolit, epidot yanında pirotin, pirit (pirotinden dönüşme), markasit, ara ürün, kalkopirit, molibdenit, sfen ve limonit izlenmiştir.

Sudeposu Zuhuru. Demirköy ilçesinin 4 km batısında su deposu yakınında doğal bir yarımda monzodiyorit içinde yüzeylenmektedir. Monzodiyorit kloritleşme, epidotlaşma ve serisitleşme göstermektedir. Zuhurda spekülare çubukukları, pirit, kalkopirit, sfalerit (ayrılımlı ve kısmen kalkopirit içinde yıldızcıklar şeklinde), şeelit, manyetit, ilmenit, rutil, sfen, kalkosin, kovellin, malakit, azurit ve limonit izlenmektedir.

Karacadağ Zuhurları. Demirköy ilçesinin kuzeyinde Karacadağ, Yiğitbaşı ve Boztaş köyleri arasında bulunmaktadır. Burada sokulum kayaları kireçtaşları ve şistler ile dokanak oluşturmaktadır (Şekil, 1). Cevherleşmelere Yiğitbaşı - Değirmenetepe'de tipik skarn cevherleşmesine, Karacadağ köyünün yaklaşık 500 metre doğusunda Marifdere içinde, Karacadağın yaklaşık 500 metre güneydoğusunda Fazlı değirmeni yöresinde, Karacadağ batısında mezarlık civarında ve Boztaş köyü çevresinde rastlanmaktadır.

Değirmenetepe'de Granodiyorit içinde kalan bir kireçtaşı «anklavı» ileri derecede granat (grossuler - andradit) ve diyopsid şeklinde skarnlaşmış ve fazlaca oranda manyetit (kısmen müşketoffit şeklinde zonlu yapı) yanında, hematit (martitleşme ürünü), maghemit, kalkopirit, pirit, pirotin, sfalerit (kısmen ayırılım yıldızcıkları şeklinde), bornit, galenit, linneit, sfen, kalkosin, kovellin ve limonit izlenmiştir.

Marifdere'de granodiyorit çatlaklarında ince damarcıklar şeklinde kalkopirit, pirit, galenit, fahlerz, sfalerit, molibdenit, ilmenit, manyetit, pirotin, maghemit, rutil, sfen, hematit, kalkosin, kovellin, malakit, serizit ve limonit izlenmiştir. Burada ayrıca karbonatlaşan ve silişleşen bir lamprofir damarında eser oranlarda pirit, manyetit, rutil kromit., molibdenit, kalkopirit, millerit ve heazlewoodit oluşmuştur.

Karacadağ batısındaki mezarlık civarında kuvars damarlarına bağlı olarak sfalerit (kalkopirit yırılımlı), pirit, galenit, serizit, smitsonit ve limonit izlenmektedir.

Fazlı değirmeni güneyinde mikrogranodiyorit porfir içinde sıralanma gösteren kalkopirit taneleri yanında eser oranlarda manyetit, ilmenit, rutil, ilmeno - manyetit, sfen, hematit, bornit, kalkosin, kovellin, malakit ve ilmonit saptanmıştır. Ayrıca monzodiyorit içinde kalkopirit, yanında

sfen, manyetit, ilmenit, rutil, kalkosin, kovelin, malakit ve limonit izlenmiştir.

Boztaş köyü kuzeybatısında sokulum kayacı - kireçtaşı dokanagında gelişen zayıf cevherleşmede pirit, kalkopirit, kalkosin, kovellin, malakit ve limonit izlenmiştir.

Karanlıkdere Zuhuru. Karanlıkdere köyü doğusunda, dere içerisinde yüzeylenmektedir. Granodiyorit içerisinde yaklaşık D-B yönlü yer yer 2 metre kalınlıkta kuvars damarlarına bağlı olarak pirit yanında çok az oranlarda kalkopirit, fahlerz, molibdenit, galenit ve sfalerit izlenmektedir. Ayrıca aynı yörede İncesırt köyü yolu üzerinde sokulum - şist dokanagında fazlaca pirotin yanında çok az oranlarda pirit (kısmen pirotinden dönüşmüş), markasit, ara ürün (pirotinin ayırılma ürünü), kalkopirit, sfalerit (kısmen yıldızcık şekilli ayırılımlar), sfen, rutil, ilmenit ve limonit saptanmıştır.

Enverküle Zuhuru. Yiğitbaşı köyü batısında bulunmaktadır. Granodiyorit siyah şist ve kireçtaşları ile yaptığı dokanakta oluşan skarn zonu içinde ve saçılım şeklinde de granodiyorit çatlaklarında bulunur. Cevher mineralleri içeriği bakımından Kavakdere zuhuruna benzerlik göstermektedir.

Rezvedere Başı Zuhuru. Karadere köyü kuzeyinde, Rezvedere başlangıcında sokulum - siyah şist ve metakumları dokanagında yüzeylenmektedir. Burada hidrotermal kuvars damarcıklarına bağlı pirit, kalkopirit, molibdenit, şeelit, manyetit, hematit ve rutil içeren zayıf cevherleşmeler izlenmektedir.

SONUÇLAR

Istranca masifi skarn zonlarında oluşan maden yatak ve zuhurlarına bağlı eski işletme çukur ve cürufalarına rastlanması, ayrıca Bulgaristan'da Türkiye - Bulgaristan sınırına yaklaşık 300 metre uzaklıkta Burdse yatağının 1953 yılından beri, İkiztepelere yatağının Türk Maadin Şirketi tarafından işletilmesi, M.T.A. Enstitüsünün 1976 yılında bu bölgede maden aramalarına başlamasına neden olmuştur.

Gradodiyoritit porfirlerin kenar kesimlerinde yer yer saçılım - ağsal şekilde pirit ve eser kalkopirit ve granodiyoriti kesen kuvars damarlarında eser molibdenit izlenmesi, aramalarda daha çok porfiri tipte bir yatağın bulunması amaçlanmıştır. Granodiyorit porfirlerin cevher içeren bu kesimleri en fazla %0.24 Cu, %0.01 Mo içermektedir. Dar alanlar içinde gözlenen bu tür cevherleşmelerin tenörü çok değişmekte ve devamlılık gösterdiği izlenmemektedir. Ayrıca bu cevherleşmelerde porfiri bakır yataklarında izlenen hidrotermal ayırılma sonucu oluşan zonlaşmaya da (Lowell ve Guilbert, 1970; Çağatay ve Çağatay, 1978; Aral ve Erler, 1981) rastlanmamaktadır. Bugüne dek Istranca masifinde yapılan çalışmalar bölgede porfiri tipte bir yatağın bulunmadığını, ancak skarn zonlarına bağlı hidrotermal kontakt tipi yatak ve zuhurların bulunduğunu göstermiştir.

İncelenen hidrotermal kontakt tipi yatakların en önemlileri İkiztepelere ve Şükrüpaşa'dır. İkiztepelere yatağı Cu, Mo ve W tenörü bakımından daha zengindir. Bu yatakların birincil bakır mineralleri sırasıyla Kalkopirit, bornit, ve fahlerz, molibdenin kaynağı molibdenit, voframın şeditidir. Ayrıca bu yataklarda çok sayıda Bi -Ag telluritler izlenmek-

te ve bu mineraller Şükrüpaşa yatağında yer yer molibdenit ve seelitten daha fazla oranda bulunmaktadır (sondaj analizlerinde görüldüğü gibi).

İncelenen yataklarda vallerit ve kübanitin saptanması, bu yatakların 250-300°C arasında oluştuğunu göstermektedir. Cevherleşmenin skarn zonlarında bulunması, kalkopiritin içinde yıldızcıklar şeklinde sfalerit ayrılmaları izlenmesi ve kalkopiritin zakkum yaprağı şeklinde ikiz lamelleri içermesi, bu yatakların «mezo - katatermal» sıcaklıklarda oluştuğunu işaret etmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar arazi çalışmalarında yardımcı olan Dr. A. Sözen, E. Acar, İ. İğdir, A. Yücelay, D. İstırman, Z. Tekin, Ş. Çengel, Y. Ulutürk, F. Çeken, İngilizce bölümlerde yardımcı olan Laval Üniversitesi profesörlerinden Dr. R. Laurent ve Dr. J. Riva'ya ve daktilo eden H. Kısa'ya teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

Aral, H., 1976, Kırklareli, Dereköy, Karadere civarı jeolojisi

ve bakır aramalarına ilişkin prospeksiyon raporu : M.T.A. Enst. Maden Etüd Rap. no 1519; yayınlanmamış.

Aral, H. ve Erler, A., 1981, Porfiri bakır yatakları :ODTÜ Müh. Fak. Yayını No. 67,100 s.

Aydın, Y., 1974, Etude pétrographique de la partie centrale du Massif d'Istranca, Turquie : Thèse Univ. Nancy, no Ac 10415,164 s.

Ayhan, A., Dinçel, A. ve Tuğrul, Y., 1972, Istranca masifinin «Yıldız dağları» jeolojisi : M.T.A. Enst. Rap. np 5130, Yayınlanmamış.

Aykol, A., 1979, Kırklareli-Demirköy sokulumu'nun petroloji ve jeokimyası :Doç. Tezi. İ.T.Ü. Maden Fak. İstanbul, 180 s.

Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillö, A. ve Stanisheva — Vassileva, G., 1978, Late Cretaceous high - potassium volcanism in eastern Srednogie, Bulgaria : Geol. Soc. Amer. Bull., 89, 438 - 447.

Bogdanov, B., Dachev, H. ve Vulchanov, A., 1974, Metallgeny of Bulgaria in the context of plate tectonics : International Association on the genesis of ore deposits (4 th. symposium of IAGOD), Varna, 58-63.

Boncev, E., 1974, General features of the geological structure of Bulgaria : International Association on the genesis of ore deposits (4 th. Symposium of IAGOD), Varna, 35-43.

Borchert, H., 1934, Über Entmischungen im System Cu-Fe-S un ihre Bedeutung als geologisches Thermometer :: Chemie der Erde, 9,145 -172.

Boyadjiev, S., 1974, On the results of the radiometric age determinations of the pre - Mesozoic basement in parts of Balkan peninsula : International Association on the genesis of ore deposits (4 th symposium of IAGOD), Varna, 15 -27.

Çağatay, A. ve Çağatay, N., 1978, Porfiri bakır yatakları : Yeryuvarı ve İnsan, 3/1, 32 - 37.

Çağatay, A., Taner, M.F., Arman, B. ve Altun, Y., 1982, Şükrüpaşa ve İkiztepeler yataklarında izlenen bizmut mineralleri : KTÜ, Yerbilimleri, Derg., (baskıda).

Çubukçu, E., 1980, Jeokimya prospeksiyon neticeleri : M.T.A. Enst., Maden Etüd, Rap. no 1712, yayınlanmamış.

Gocev, P., 1979, The place of Stranca in the Alpine structure of Balkan peninsula : Review Bulgarian Geol. Soc, 40/1, 27 - 46 (Bulgarca, ingilizce özet).

Kamitani, M., 1978, Kırklareli - Demirköy sahası bakır, volfram ve molibden zuhurları : M.T.A. Enst., Maden Etüd, Rap. no M 330, Yayınlanmamış.

Kullerud, G. ve Yoder, H.S., 1965, Sulf ide - silicate relations : Carnegie Institution : Ann. Rep. Direct. Geophy. Lab., 1964-1965, Washington, D.C., 175-189.

Lowell, J.D. ve Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration - mineralization zoning in porphyry ore deposits : Econ. Geol., 65, 373 - 408.

Milev, V. ve Bogdanov, B., 1974, Structural metallogenic zones and ore formations on territory of Bulgaria : International Association on the genesis of ore deposits (4th. symposium of IAGOD), Varna, 44-57.

Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts: George Allen and Unwin Ltd., London, 492 s.

Moore, W.J., Mckee, E.H. ve Akıncı, Ö., 1979, Chemistry and chronology of plutonic rocks in the pontids mountains, northern Turkey : Symposium on the European copper deposits, Split, Yugoslavia, 39 - 44.

Moorhouse, W.J., 1959, The study of rocks in thin section : Harper and Row, New York, 514 s.

Öztunalı, Ö. ve Üşümezsoy, Ş., 1979, Istranca masifinin «çekirdek» kayaları ve petrojenetik evrimleri : Altın simpozyumu, Türkiye Jeol. Kur. ve İ.Ü. Yerbilimleri Fak. Yayını, 37 - 44.

Pamir, H.N. ve Baykal, F., 1947, Istranca masifinin jeolojisi : Türkiye Jeol. Kur. Bül., 1,7- 43.

Ramdohr, P., 1975, Die Erzminerale und ihre Werwachsungen : Akademie Verlag, Berlin, 1205 s.

Reverdatto, V.V., 1973, The facies of contact metamorphism: Geol. Publ., Canberra (Australian National Univ.), 233,193 s.

Sergeeva, LA., Nachev, I.K. ve Malikov, I.G., 1979, On the Paleozoic age of the metamorphic rocks in Stranca: Rev. Bulgarian Geol. Soc, 40/1, 10-17, (Bulgarca, ingilizce özet).

Taner, M.F., 1981, Şükrüpaşa (Demirköy - Kırklareli) çevresinde jeolojik, petrografik inceleme ve cevherleşme üzerine görüşler: M.T.A. Enst. Maden Etüd Rap. no 1777, Yayınlanmamış.

Yalçınlar, İ., 1976, Türkiye jeolojisine giriş (Paleozoyik açısından) : İ.Ü. Edebiyat Fak. Yayını no 2089, 21 -24.

Yücelay, A., 1981, Kırklareli-Demirköy- İkiztepeler Cu, Mo ve W madeni sahasına ait jeoloji ön raporu : M.T.A. Enst Maden Etüd Rap. no. 1719, yayınlanmamış.

Yazının geliş tarihi: Mart 1982

Yayına verildiği tarih : Temmuz 1983.

Gördes volkanitlerinin (Manisa) petrolojisi ve kökensel yorumu

Petrology of the Gördes volcanics (Manisa) and their original implication

TUNCAY ERCAN, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Jeoloji Dairesi, Ankara.

ÖZ : Batı Anadolu'da, Manisa iline bağlı Gördes ilçe merkezi batısında yer alan volkanik kayalarda yapılan petrolojik inceleme sonuçları verilmiş ve volkanizma oluşum koşulları ile kökeni araştırılmıştır. Üst Miyosen yaşlı volkanitler, tamamen dasit, riyodasit ve riyolit türde olup kalkalkalin niteliktedir. Petrokimyasal özellikleri göz önüne alındığında, volkanizmanın kıtasal kabuk kökenli olduğu ve anateksi sonucu olduğu belirlenmektedir.

ABSTRACT : Petrologic analyses of the volcanics in Gördes (Manisa) region is used in interpretation of origin and plate tectonics of Western Anatolia. Late Miocene volcanics is dacitic, rhyodacitic and rhyolitic with a calcalkaline affinity. Petrochemical characteristics of the Gördes volcanics point out to the fact that they might be originated from continental crust as a result of anatexis.

GİRİŞ

İnceleme bölgesi, Batı Anadolu'da Manisa il sınırları içinde Gördes ve Akhisar ilçe merkezleri arasında yer alır. (Şekil 1). Gördes çayı ve Kayacık çayı arasındaki havzada Neojen çökel kayaları ve volkanitler yüzlemler verirler. Özellikle Gördes volkanitleri arazide sivri volkan çivileri (Neck) şekilleri ile uzun yıllardır araştırmacıların ilgisini çekmiştir.

İnceleme alanındaki eski incelemeler uzun yıllardan beri süregelmektedir. İlk jeolojik araştırma, Hamilton ve Strickland (1841) tarafından yapılmış ve bölgedeki volkanik kayaların farklı evrelerde oluştuğuna değinilmiştir. Daha sonra Philippon (1913) bölgedeki volkanik kayalarda incelemeler yapmıştır. Birand (1953), ilk kez Gördes volkanitlerinin yaşına değinmiş ve tüfler içinde «Planorbis cornu» fosili bulunduğunu ve Neojen yaşlı olduklarını savlamıştır. Yazar ayrıca temeldeki mikaşistler içinde kıymetli Beril kristalleri bulmuştur, Bayramgil (1954), Gördes pegmatitlerinde mineralojik incelemeler yapmıştır. Gördes volkanitlerinde ilk ayrıntılı petrografik çalışmayı yapan Nebert (1961), bölgede Neojen çökellerinde altta bitki fosilli Miyosen yaşlı çökellerin yer aldığını, bunların üzerinde uyumsuz olarak Pliyosen yaşlı çökellerin bulunduğunu, volkanitlerin ise bu iki çökel grubu arasında yer alarak Üst Miyosen yaşta olabileceklerini saptamıştır. İnceleme alanının kuzeyinde Sındırgı çevresindeki volkanitlerde çalışan Bergo (1965), bunların trakibazaltik ve riyodasitik olmak üzere iki evrede oluştuğunu ve oluşumlarının yerkabuğuna yakın yerlerde bulunan magma cepleriyle açıklanabileceklerini öne sürmüştür. Ayan (1973), Gördes bölgesindeki Neojen çökellerinin altta Flüvyatil karasal oluşuklar olduklarını, bunların üzerinde ise gösel çökellerin yer aldığını belirterek, metamorfik kayaları, metamorfizma derecelerine göre incelemiş, metamorfitlerin para kökenli olduklarını, metamorfizmanın son aşamasında migmatitleşme ol-

duğunu, bundan sonra ise anatektik bir granitik magmanın oluştuğunu, bildirmiştir (Yılmaz (1977), İnceleme alanının kuzeydoğusundaki Neojen volkanitlerinde ayrıntılı çalışmalar yaparak, iki ayrı volkanik evre ile dasit, hornblend andezit, riyodasit ve riyolit türde lavlar oluştuğuna saptamıştır.

GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanında temeli oluşturan Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayalar, araştırmanın kapsamı dışında bırakılmış, salt Neojen yaşlı kaya birimlerinde incelemeler yapılmıştır. Çökel kayalar, farklı iki yaşta oluşmuşlardır. Çalışma alanındaki Neojen kaya birimleri, eski masif eteklerinde oluşan alüvyon yelpaze ortamına ilişkin konglomera ve kumtaşı ardalanmaları ile başlarlar. Bu birimler, inceleme alanına komşu bölgede çalışan Yağmurlu (1982) tarafından «Göcek formasyonu» olarak adlandırılmıştır. Daha sonra Akarsu ortamında oluşan konglomera - kumtaşı - kil-taşı ve kömürlü düzeyler görülür. Bunlar, inceleme alanı doğusunda Uşak Neojen havzasında Ercan ve diğerleri (1978) tarafından «Yeniköy formasyonu» olarak adlandırılmıştır. Daha üst düzeylerde uyumlu olarak Küçükderbent formasyonuna (Ercan ve diğerleri, 1978) ilişkin gösel ortamda oluşmuş kilaşı - kumtaşı - kireçtaşı ve bitümlü şeyl düzeyleri izlenir. Bitümlü şeyllerde bulunan bitki fosilleri ilk kez Nebert (1961) tarafından saptanmış ve Alt - Orta Miyosen yaşlı oldukları belirtilmiştir. Yeniköy formasyonu ve Küçükderbent formasyonunda yer yer de ekonomik önem taşıyan kömür oluşukları görülür. Kömür damarları yaklaşık 1 m. kalınlıktadır. Küçükderbent formasyonunun oluşumundan sonra bölgede volkanizma etkin olmuş ve bu incelemenin ana konusu olan asidik Gördes volkanitleri oluşmuştur. Olasılıkla Üst Miyosende oluşan bu Gördes volkanitleri inceleme alanına komşu bölgelerde çok

geniş yayımlıdır ve Karaboldere volkanitleri (Ercan ve diğerleri, 1978) olarak adlandırılmışlardır. Tüm Miyosen Yaşlı çökel kayaları kesen ve sivri tepeler oluşturan volkanitlerden sonra inceleme alanında Alt - Orta Pliyosen yaşlı çökel kayalar, bunların üzerinde uyumsuz olarak yer alırlar. Ahmetler formasyonu olarak adlandırılan (Ercan ve diğerleri, 1978) bu çökeller yine akarsu ve gölsel ortamda oluşan konglomera - kumtaşı - tüfit - kireçtaşı - kilaşı - marl aralanmaları şeklinde olup kalın gölsel kireçtaşı düzeyleri ile sona ererler.

Gördes volkanitleri Balıklı, Boyalı, Kayacak, Karağaç ve Yakaköy köyleri civarında, Miyosen yaşlı Yeniköy ve Küçükderbent formasyonuna ilişkin çökel kayaları keserek sivri tepeler oluşturmuştur ve tipik volkan çivileri (Neck) çok uzaklardan izlenebilirler. Özellikle Lalapede Tepe, Cücenkaya Tepe, Tosbıyık Tepe, Kara Tepe, Çatalkaya Tepe, Yellik Tepe ve Azim dağındaki volkan çivileri ilginç görüntüler sunarlar. Lavların yükselmesi esnasında bölgesel domlaşma olayları sonucu yakınlarındaki Miyosen yaşlı çökel kaya katmanlarının eğimleri fazlaşmış ve 70°-80° lik eğim kazanmışlardır. Pek çok yerde dokanaktardaki çökel kayalarda pişmeler oluşmuştur. Volkanizmanın bitiminden sonra oluşan Alt-Orta Pliyosen yaşlı Ahmetler formasyonu çökelleri ise yatay ve yataya yakın 5°-10° lik eğimlere sahiptirler.

GÖRDES VOLKANİTLERİNİN PETROLOJİSİ

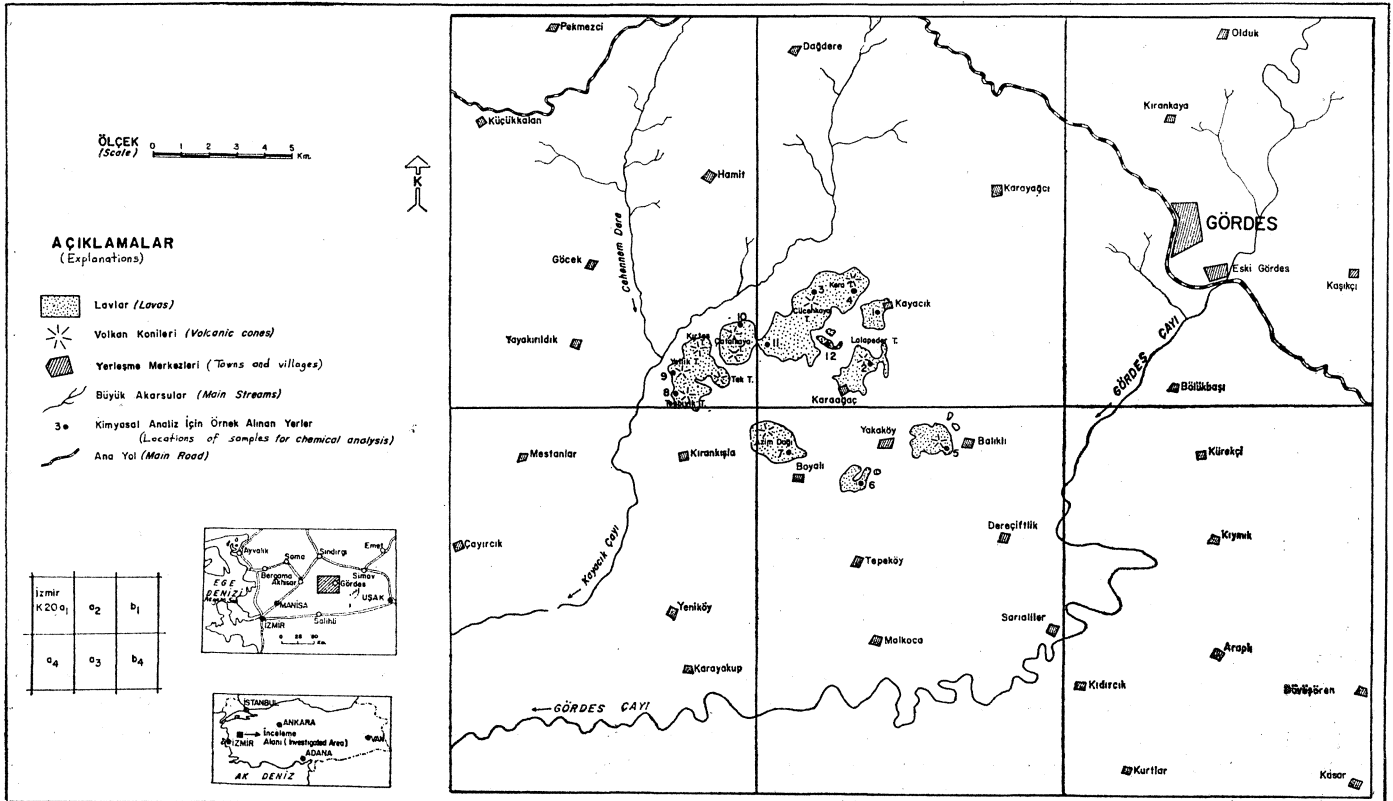
Dasit, Riyodasit ve Riyolitik türlerdeki Gördes volkanitlerinden alınan örneklerden yaptırılan ince kesitlerin

incelenmeleriyle, porfirik bir yapıda olup, hamurun çoğunlukla volkanik camdan oluştuğu ve iri fenokristaller halinde kuvars, biyotit, plajiyoklas (Andezin - Oligoklas) ve yer yer de Sanidinler içerdikleri; ikincil olarak ta horhlend, ojit ve apatit bulunduğu saptanmıştır. İçerdikleri kuvars miktarına göre Dasit, Riyodasit ve Riyolit olarak adlanmaktadır.

Lavlardan alınan 12 örneğin majör element kimyasal analizleri, M.T.A. Enstitüsü Kimya Laboratuvarlarında yaptırılmış ve elde edilen sonuçlar incelenmiştir. Örnek alınan yerler Şekil 1 de, majör element kimyasal analiz sonuçları ise Çizelge 1 de sunulmuştur. Majör element kimyasal analiz sonuçları daha sonra M.T.A. Enstitüsü Jeofizik Dairesi Bilgi İşlem merkezinde programlanmış ve bilgisayar vasıtasıyla örneklerin C.I.P.W. normları ve çeşitli parametreleri hesaplanmış ve çizelgede gösterilmiştir. Ayrıca örneklerin Rittmann parametreleri (Al, Alk, Fm, k, an, P) de hesaplanmış ve bu parametreler kullanılarak örneklerin Rittmann (1952) ye göre adlanmaları da yapılmıştır.

Çizelge 1 de de görülebileceği gibi örnekler Riyodasit, Kuvars latit ve Riyolit olarak adlanmışlardır.

Örnekler, son derece asidik olup, % 74,4'e ulaşan SiO₂ içerirler. Genellikle ortalama SiO₂ içerikleri % 70 dolayındadır. Al₂O₃ içerikleri %12,12-14,34 arasında değişir. Fe₂O₃ miktarları % 0,86-3,34 arasında ve FeO miktarları da % 0,72 - 2,05 arasında olup düşüktür. CaO İçerikleri % 1,30-4,07 ve MgO içerikleri % 0,10-3,70 arasında değişir. Na₂O miktarı % 2,50-3,30 arasında ve K₂O miktarı % 2,72-4,70 arasındadır.



Şekil 1 : Gördes batısındaki volkanitlerin dağılım haritası.

Figure 1 : Index map showing distribution of the outcrops of the volcanics west of Gördes.

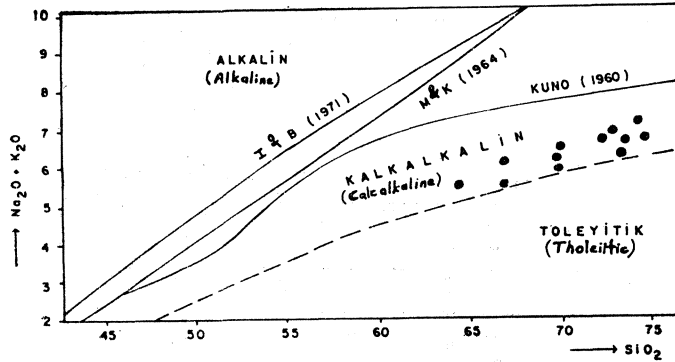
ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER (SAMPLE NO AND LOCATION)	GÖ 1 GÖRDES KAYACIK KÖYÜ	GÖ 2, GÖRDES LALAPEDE TEPE	GÖ 3 GÖRDES ÜÇENKA-YA TEPE	GÖ 4 GÖRDES KARA TEPE	GÖ 5 GÖRDES BALIKLI	GÖ 6 GÖRDES YAKAKÖY	GÖ 7 GÖRDES AZİM DAĞI	GÖ 8 GÖRDES TOSBİYİK TEPE	GÖ 9 GÖRDES YELLİK TEPE	GÖ 10 GÖRDES ÇATALKAYA TEPE	GÖ 11 GÖRDES TÜRKKO-NAĞI	GÖ 12 GÖRDES KIRIKKAYA
SiO ₂	64.30	67.00	74.40	74.20	69.90	67.15	69.00	73.35	73.85	69.85	72.65	72.15
Al ₂ O ₃	13.55	14.30	13.40	12.60	14.34	13.85	13.36	12.12	12.52	13.12	12.40	12.54
Fe ₂ O ₃	3.34	1.87	1.98	0.86	2.02	1.88	2.20	1.52	1.27	2.51	1.48	1.78
FeO	0.81	1.69	0.72	1.15	1.38	2.05	1.34	1.08	1.35	1.30	1.33	0.98
MgO	3.70	3.00	0.10	1.20	1.50	3.50	1.40	1.70	0.70	1.80	0.70	1.90
CaO	4.07	3.34	1.30	1.44	3.02	4.00	2.97	2.36	1.88	3.23	1.97	2.03
Na ₂ O	2.80	2.90	2.50	2.85	2.65	2.65	2.60	2.70	2.80	3.05	3.30	3.10
K ₂ O	2.75	3.15	4.30	4.70	3.10	2.65	3.25	3.50	4.00	3.30	3.75	3.75
H ₂ O	3.51	1.39	1.08	0.69	1.35	1.14	1.31	1.43	0.93	0.93	0.83	1.20
TiO ₂	0.54	0.47	0.20	0.21	0.38	0.56	0.42	0.31	0.25	0.49	0.25	0.34
P ₂ O ₅	0.24	0.27	0.13	0.18	0.28	0.21	0.15	0.16	0.13	0.18	0.18	0.19
MnO	0.08	0.08	0.04	0.04	0.09	0.10	0.07	0.06	0.05	0.09	0.08	0.06
CO ₂	0.31	0.46	0.27	0.27	0.50	0.35	0.35	0.42	0.46	0.31	0.42	0.38
TOPLAM (Total)	100.00	99.92	100.42	100.19	100.51	100.08	98.62	100.71	100.19	100.16	99.34	100.40
C.I.P.W. İhtisaları												
Q	24.86	28.06	41.40	36.58	35.70	28.65	33.63	37.84	38.23	31.29	35.29	34.02
Or	16.25	18.63	25.30	27.72	18.22	15.64	19.47	20.53	23.59	19.47	22.30	22.07
Ab	23.69	24.56	21.06	22.38	22.31	22.40	24.02	22.68	23.65	25.76	28.11	26.12
An	16.28	11.90	3.87	4.25	9.94	16.24	11.70	7.95	5.56	12.34	5.98	6.40
Hy	En	7.48	0.25	2.98	3.71	8.71	3.53	4.20	1.74	4.28	1.75	4.71
	Fs	0.93	—	1.12	0.40	1.49	0.08	0.32	1.11	—	0.96	—
Ml	1.30	2.71	1.86	1.24	2.91	2.72	3.23	2.19	1.84	3.06	2.16	2.36
Hm	2.44	—	0.68	—	—	—	—	—	—	0.39	—	0.14
Cc	0.70	1.04	0.61	0.61	1.13	0.79	0.80	0.95	1.04	0.70	0.96	0.86
Ap	0.57	0.54	0.30	0.42	0.66	0.49	0.36	0.37	0.30	0.42	0.43	0.44
C	—	1.76	3.19	1.59	2.95	0.66	1.02	0.95	1.54	—	0.74	1.02
Ol	Fo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Fo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Wo	0.16	—	—	—	—	—	—	—	0.22	—	—
Di	En	0.14	—	—	—	—	—	—	—	0.19	—	—
	Fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Il	1.02	0.89	0.38	0.40	0.72	1.04	0.81	0.58	0.47	0.93	0.48	0.64
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	12.19	12.86	12.00	11.32	12.84	12.45	12.19	10.82	11.25	11.80	11.23	11.24
Alk	6.95	7.50	8.01	8.65	7.04	6.62	7.56	7.50	8.17	7.86	8.75	8.37
FM	11.72	9.81	3.00	4.57	6.60	11.24	6.64	6.13	4.21	7.64	4.45	6.69
k	0.39	0.42	0.53	0.54	0.43	0.40	0.43	0.46	0.49	0.42	0.43	0.44
an	0.27	0.26	0.20	0.13	0.29	0.30	0.23	0.18	0.16	0.20	0.12	0.14
P	62	64	66	61	68	67	65	64	63	62	60	60
ÖRNEĞİN RITTMANN'A GÖRE ADLAMASI												
ÖRNEĞİN RITTMANN'A GÖRE ADLAMASI (Rittmann's Nomencl.)	Riyodasit (Rhyodacite)	Kuvars Latif (Quartz Latite)	Riyolit (Rhyolite)	Riyolit (Rhyolite)	Kuvars Latif (Quartz Latite)	Riyodasit (Rhyodacite)	Kuvars Latif (Quartz Latite)	Riyolit (Rhyolite)	Riyolit (Rhyolite)	Kuvars Latif (Quartz Latite)	Riyolit (Rhyolite)	Riyolit (Rhyolite)
ÖRNEĞİN PECCERILLO & TAYLOR'A GÖRE ADLAMASI												
ÖRNEĞİN PECCERILLO & TAYLOR'A GÖRE ADLAMASI (Peccerillo & Taylor Nomencl.)	Dasit (Docite) (High-K)	Dasit (Docite) (High-K)	Riyolit (Rhyolite)	Riyolit (Rhyolite)	Dasit (Docite) (High-K)	Dasit (Docite)	Dasit (Docite) (High-K)	Riyolit (Rhyolite)	Riyolit (Rhyolite)	Dasit (Docite) (High-K)	Riyolit (Rhyolite)	Riyolit (Rhyolite)
N.P.C.	40.73	32.65	15.54	15.97	30.82	42.03	32.76	25.95	19.03	32.39	17.55	19.68
N.C.I.	14.01	12.02	3.18	5.75	7.75	13.97	7.66	7.30	5.16	8.89	5.35	7.86
D.I.	64.80	71.25	87.77	86.69	76.24	66.71	77.13	81.06	85.47	76.53	85.71	82.22
S.I.	27.61	23.79	1.04	11.36	14.08	27.49	12.74	16.19	6.92	15.05	6.63	16.51
δ'	1.45	1.52	1.47	1.73	1.23	1.16	1.40	1.27	1.50	1.50	1.67	1.51
Z	19.90	24.27	54.25	47.33	30.60	20.34	25.50	30.16	38.84	20.51	36.64	27.64
Log δ'	0.16	0.18	0.16	0.23	0.09	0.06	0.14	0.10	0.17	0.17	0.22	0.20
Log Z	1.30	1.38	1.73	1.67	1.48	1.31	1.40	1.48	1.59	1.31	1.56	1.44
K ₂ O/Na ₂ O	0.98	1.08	1.72	1.77	1.17	1.00	1.16	1.29	1.43	1.08	1.13	1.21
FeO*	3.81	3.37	2.50	1.92	3.29	3.74	3.32	2.44	2.49	3.56	2.66	2.58
FeO/MgO	1.03	1.12	25.00	1.60	2.19	1.07	2.37	1.43	3.55	1.97	3.80	1.35

Çizelge 1 : Gördes volkanitlerinin kimyasal analizleri, Rittmann normları ve çeşitli parametreleri.

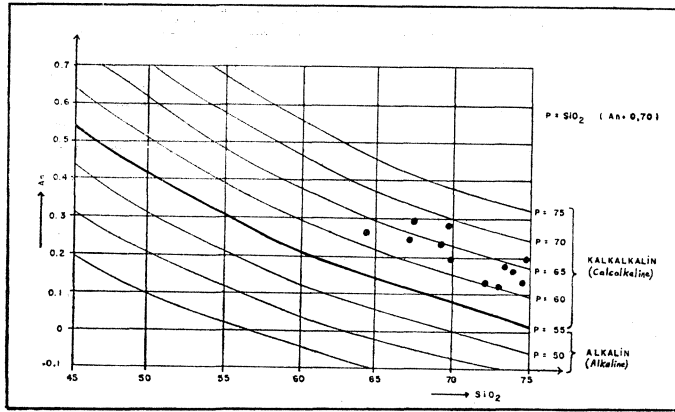
Table 1 : Chemical analyses, Rittmann norms and various parameters of Gördes volcanisc.

Lavların alkali $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ve SiO_2 içeriklerine göre sınıflandırmaları yapıldığında (Şekil 2), Irvine ve Baragar (1971) Macdonald ve Katsura (1964)-Kuno (1960) ayırım hatları göz önüne alındığında, kalkalkalin nitelikte oldukları belirlenmektedir.

Öte yandan An-SiO₂ içeriklerine göre düzenlenmiş Rittmann (1953) diyagramında da kalkalkalin oldukları (Şekil 3) izlenmektedir.



Şekil 2 : Gördes volkanitlerinin alkali - silis içeriklerine göre sınıflandırılması.
Figure 2 : Classification of the Gördes volcanics according to alkali - silica contents.

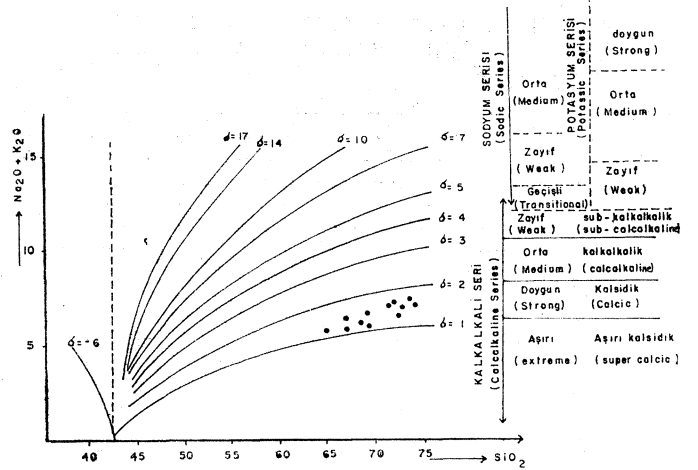


Şekil 3: Volkanitlerin An-SiO₂ içeriğine göre hazırlanmış Rittmann (1953) diyagramı.
Figure 3 : Rittmann (1953) diagram of the volcanics according to An - SiO₂ contents.

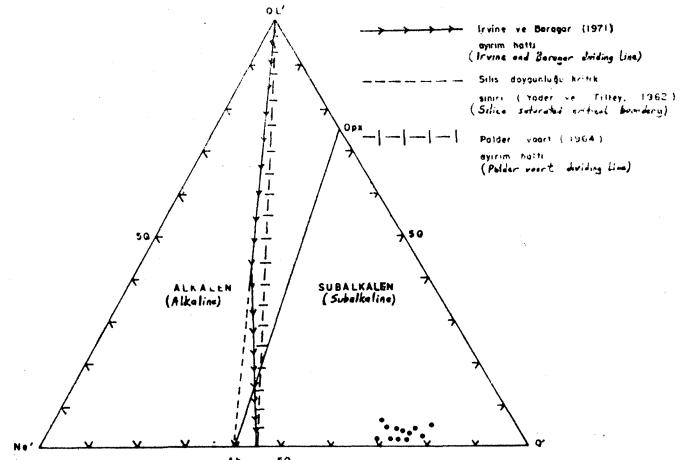
Örneklerin Rittmann indisleri hesaplandığında $a' = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{SiO}_2 - 43)$ bunların çok düşük olduğu (1,16-1,73) ve Rittmann (1962) diyagramında doymun kalkalkalin nitelikte oldukları (Şekil 4) görülür.

Örneklerin 01'-Ne'-Q' üçgen diyagramları yapıldığında kuvvetli Subalkalin nitelikte oldukları bir kez daha (Şekil 5) belirlenmiştir.

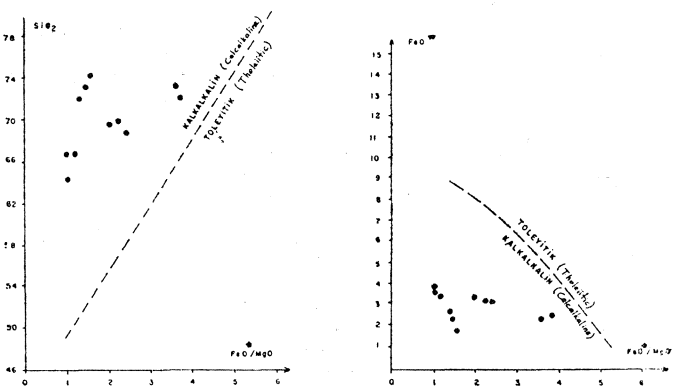
Lavların demir, magnezyum ve silisyum içeriklerini göz önüne alarak Miyashiro (1975) diyagramlarını yapacak olursak, bunların kalkalkalen nitelikte oldukları ve toleyitik olmadıkları bir kez daha saptanmış olur (Şekil 6).



Şekil 4 : Gördes volkanitlerinin Rittmann (1962) diyagramı.
Figure 4 : Rittmann (1962) diagram of the Gördes volcanics.

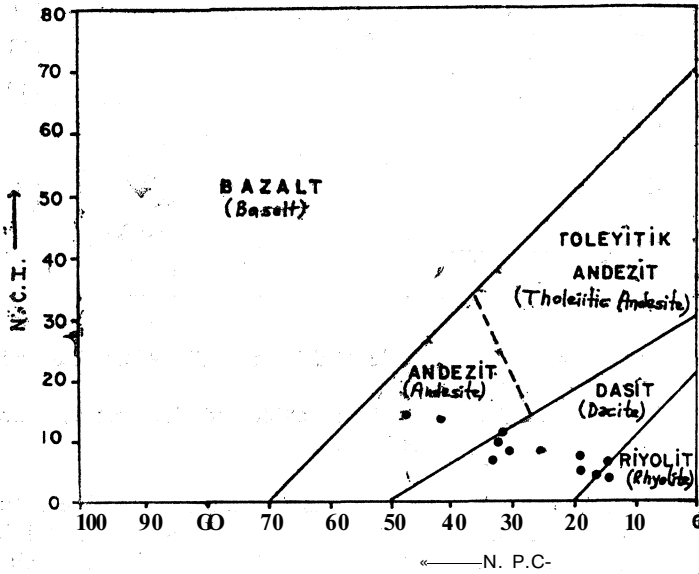


Şekil 5 : Volkanitlerin 01'-Ne'-Q' üçgen diyagramı.
Figure 5 : 01'-Ne'-Q' Triangular plot of the volcanics



Şekil 6 : Volkanitlerin Miyashiro (1975) diyagramları
Figure 6 : Miyashiro (1975) diagrams of the volcanics

Örneklerin Peccerillo ve Taylor (1976) ya göre adlandırılmalarını yapacak olursak (Çizelge 1) bunların Dasit, Yüksek Potasyumlu Dasit ve Riyolit kesimine düştüklerini görürüz. Streckeisen (1967) üçgen diyagramında da Dasit ve Riyodasit bölgesine düşerler. Ayrıca normatif plajiyoklas bileşimleri (N.P.C.) ve normatif renk indisleri (N.C.I.) miktarlarını göz önüne alacak olursak (Şekil 7) Irvine ve Baragar (1971) diyagramında Dasit ve Riyolit türde oldukları görülür, ancak iki örnek sapma yaparak andezit kesimine düşmüşlerdir.

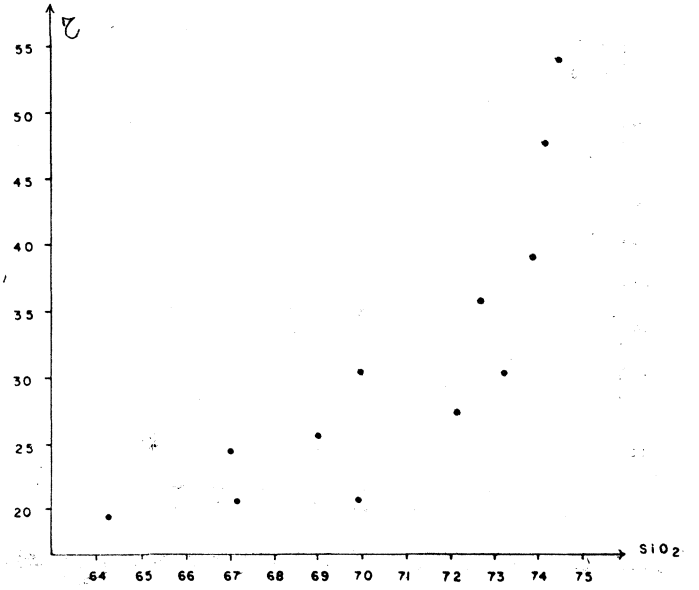


Şekil 7 : Volkanitlerin Irvine ve Baragar (1971) sınıflaması

Figure 7 : Irvine and Baragar (1971) classification of the volcanics

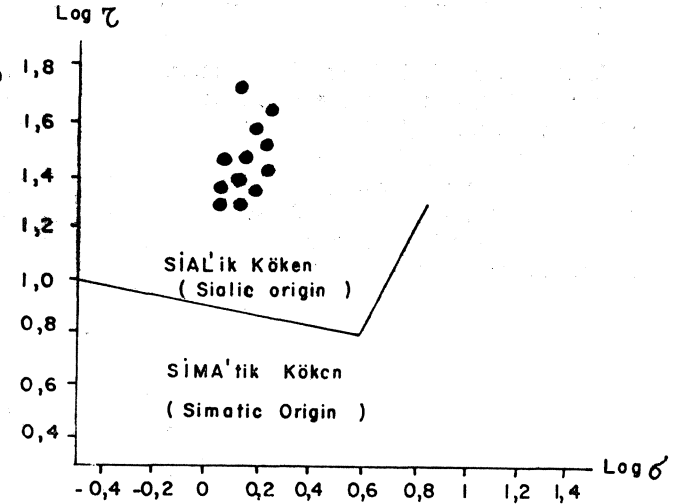
Ayrıca, yerel magmanın kökenini araştırmak için için ((1968 ve 1969) nin geliştirdiği $x = \frac{(Al_2O_3 - Na_2O)}{TiO_2}$ ve $a = \frac{(Na_2O + K_2O)}{(SiO_2 - 43)}$ Rittmann indisine göre değişim grafikleri de çizilmiştir. Bunlardan x değerinin SiO_2 ye göre değişim diyagramı çizildiğinde (Şekil 8) Gottini indisinin örneklerde genellikle 20 den büyük olduğu ve SiO_2 miktarı arttıkça Gottini indisinin de arttığı görülmektedir. Gottini'nin araştırmalarına göre, Sialik (kıta kabuğu) kökenli lavlarda Gottini indisleri 10 dan büyük olmalıdır ve SiO_2 değerine bağlı olarak artmalıdır. Bu durumda, bu sonuçlar çalışma alanındaki Gördes volkanitlerine uygulanacak olursa Sialik kökenli oldukları belirlenir. Gottini (1968, 1969) ayrıca, Gottini indisi ve Rittmann indisinin logaritmik değerleri arasında da bir ilişki kurmuş ve önerdiği diyagramda Sialik ve Simatik köken sınırını çizmiştir. Çalışma alanındaki volkanitlerin bu diyagramda da (Şekil 9) Sialik (Kıta kabuğu) kökenli oldukları görülmektedir.

Gördes volkanitlerinin K_2O/Na_2O oranları da incelenmiş 0,98-1,77 arasında yüksek değerlerde olduğu ve SiO_2 içeriği arttıkça K_2O/Na_2O oranının da arttığı (Şekil 10) saptanmıştır. Son yıllarda yapılan çalışmalarla K_2O/Na_2O içeriğinin volkanik kayalarda oluşum koşulları ve kimyasal niteliklerinde bazı ayırtman özellikler gösterdiği saptan-



Şekil 8 : Volkanitlerde Gottini indisinin SiO_2 ye göre değişimi.

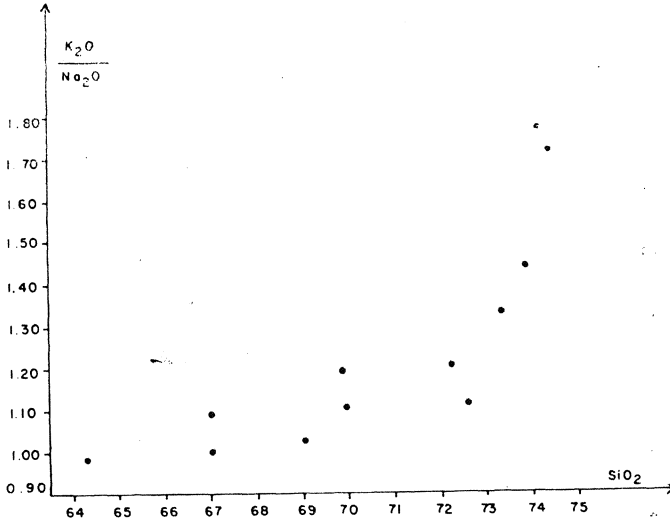
Figure 8 : Variation diagram of Gottini indices with SiO_2 of the volcanics.



Şekil 9 : Volkanitlerin Gottini (1968) diyagramı.

Figure 9 : Gottini (1968) diagram of the volcanics

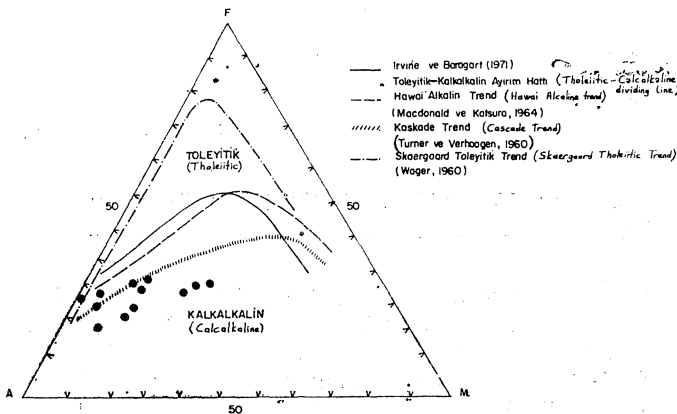
mıştır. Jakes ve White (1972), toleyitik kayalarda K_2O/Na_2O oranının en düşük, yaklaşık 0,35 ten daha düşük olduğunu; kalkalkalin kayalarda ise ada yaylarında yaklaşık 0,35-0,75 arasında olduğunu; ancak kıta içlerinde oluşan kalkalkalin kayalarda SiO_2 kapsamı %63 ten daha büyük olanlar için yaklaşık 1 ve daha büyük değerler gösterdiğini saptamışlardır. Şoşonitik lavlarda ise bu oran daha da büyük değerlere erişebilir. Gördes volkanitlerinin, kıta içi volkanitlerinden olduğu, K_2O/Na_2O oranlarının 1 ve daha yüksek (ortalama 1, 2) değerler göstermesi ile de belirginleşmektedir. Öte yandan; Yamasaki (1956), kıtasal kalkalkalin lavlarda yüksek K_2O/Na_2O içeriğinin, bunları oluşturan magmanın granitik materyal ile kirlenmesi sonucu meydana-



Şekil 10 : Volkanitlerde K_2O/Na_2O 'nun SiO_2 ve göre değişimi
Figure 10 : Variation diagram of K_2O/Na_2O with SiO_2 of the volcanics.

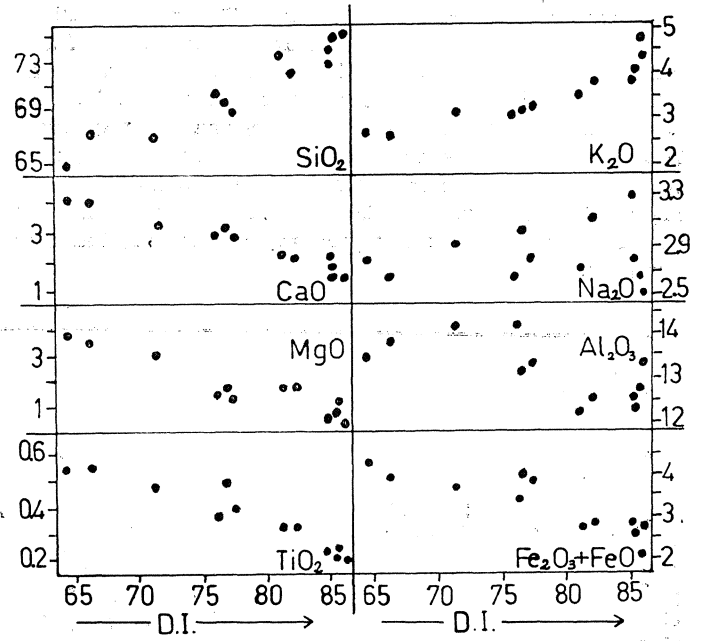
na geldiğini öne sürmektedir. Bir başka deyişle, anatektik köken kuramını belirtmekte olup, Gördes volkanitlerinin kabuk kökenli oldukları konusuna ilerde tekrar değinilecektir.

Volkanitlerin AFM üçgen diyagramları yapıldığında bunların Kalkalkalin nitelikte oldukları ve Kaskade tipi bir oluşum evrimi geçirdikleri (Şekil 11) ortaya çıkmaktadır. Gördes volkanitlerinde, oksitlerin SiO_2 içeriklerine göre değişimleri de araştırılmış olup SiO_2 yüzdesi arttıkça MnO, CaO, MgO, TiO_2 , Al_2O_3 , Toplam Fe oksitlerin yüzdelere azaldıkları; buna karşın K_2O ve Na_2O yüzdelere arttıkları saptanmıştır.



Şekil 11 : Volkanitlerin AFM üçgen diyagramı
Figure 11 : AFM Triangular plot of the volcanics.

Volkanitlerde ayrıca, oksitlerin, Diferansiyasyon indeks (D.I.) değerlerine göre de değişim grafikleri (Şekil 12) çizilmiştir. Diferansiyasyon indeks, Thornton ve Tuttle (1960) tarafından önerilen bir parametre olup



Şekil 12 : Volkanitlerde oksitlerin D.I. değerlerine göre değişimi.
Figure 12 : Variation of the oxides of the volcanics according to D.I. values.

$Di. = q+or+ab+lc+ne+ks$ formülü ile hesaplanmıştır. Çizelge 1 de de görülebileceği gibi, Gördes volkanitlerinin D.I. değerleri yüksek olup 64,80-87,77 arasındadır. Yapılan istatistiksel araştırmalara göre tüm dünyadaki asitik lavlarda ortalama D.I. değerleri; Dasitlerde 67,6 Riyodasitlerde 71,5 ve Riyolitlerde 88,3 şeklindedir. Bu suretle Gördes volkanitlerinin D.I. değerlerinin tüm dünya asitik lavları ile uyumluluk sağladıkları görülmektedir. Gördes volkanitlerinin D.I. değerlerine göre esas elementlerinin değişim diyagramlarında (Şekil 12), D.I. değerleri arttıkça SiO_2 , K_2O , Na_2O değerlerinin arttığı, buna karşın CaO, MgO, TiO_2 ve Toplam Fe oksitlerin içeriklerinin azaldığı belirlenir. Bu özellikler Thornton ve Tuttle (1960) un önerdikleri değişimlere uyup, volkanitlerin normal bir kristalizasyon evresi geçirdiklerini kanıtlamaktadır.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Batı Anadolu ve çevresindeki Ege adalarında çoğunlukla kalkalkalin, yer yer alkalin ve bazı bölgelerde de şoşonitik nitelikte volkanizmanın tüm Miyosen devri boyunca, özellikle Orta Miyosenden sonra etkin olduğu, son 10 yılda yapılan çalışmalarla belirginleşmiştir (Borsi ve diğerleri, 1972; Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Savaşın, 1978; Ercan 1979; Ercan ve diğerleri, 1979; Ercan ve Günay, 1981; Ercan, 1981 v.b.) Çeşitli evrelerle bir süre Pliyosende de süregelen ve Kuvaternere değin etkinlik gösteren volkanizmanın kökeni konusunda çeşitli görüşler öne sürülmekte ise de, araştırmacıların birleştikleri en önemli fikir, bunların bir yitim zonuundan çok, bölgede egemen olan gerilme rejimi sonucu oluşan kıtasal riftleşme ürünü olduklarıdır. Bu konuda yapılan en son çalışmalarla; Ege tansiyon tektoniğinin, daha önce kalınlaşmış ve kısmen ergimiş olan kıta kabuğunu et-

kilediği ve kalkalkalin kıta kabuğu ile, alkali nitelikteki manto kökenli bir magmanın karışmasına yol açtığı öne sürülmüştür (Yılmaz ve Şengör, 1982). Öte yandan, Ege bölgesindeki, Gördes volkanitlerine benzeyen diğer asidik kalkalkalin riyolitik volkanitlerin kabuk kökenli oldukları ve anateksi sonucu oluştukları ilk kez Keller (1969) tarafından önerilmiştir. Keller, Bodrum yarımadasının güneyinde yer alan Kos ve Nysiros adalarındaki riyolitik tüflerin kıtasal kabuk kökenli olduklarını, bunların granitik kıta kabuğu anateksisi ile oluştuklarını, hatta içlerinde yer yer granitik ksenolitler bulunduğunu saptamıştır. Daha sonraları, İzmir - Seferihisar riyolitlerinde çalışan Borsi ve diğerleri (1972), bunların kıta kabuğu kökenli olduklarını ve ilksel Sr. İzotop oranlarının 0,7121 olup, bu değer de üst kabuk kökenli materyali belirttiğini öne sürmüşlerdir. Keller ve Villari (1972), Afyon yöresindeki asitik volkanizmayı inceliyerek aynı sonuca varmışlardır. Gördes ilçe merkezi doğusunda yer alan asitik volkanitlerde çalışan Yılmaz (1977) bunların Miyosen yaşlı olup iki evrede oluştuklarını ve her iki volkanik gelişim anında da kabuk materyalinin sürekli olarak magmaya karıştığı ve anatektik kökenli olduklarını belirtmiştir. Kırka çevresinde çalışan Sunder (1979) da Kırka asidik lavlarının da anatektik kökenli olduklarını ve feldispat fenokristalleri ile korozyona uğramış kuvars kristalleri içeren bu asitik lavlarda ayrıca gözlediği Ortit kristallerinin de ergiyen sialik kabuğu simgelediğini belirtmiştir. Cumaovası (İzmir) riyolitik volkanizmasında çalışan Özgenç (1978), de bunların granitik bir magmadan anateksi yolu ile türediklerini öne sürmüştür. Asidik volkanitlerin nasıl oluştuğu günümüzde çeşitli araştırmacılar tarafından halen tartışılmaktadır. Bazı araştırmacılar bunların, bazik bir magmanın farklılaşması ile son ürün olarak, kimileri ise bazik magmanın kabuksal materyal ile kirlenmesi sonucu oluşabileceğini kabullenmişlerdir. Winkler (1967) ve Tuttle ve Bowen (1958) v.b. bazı araştırmacılar ise asit lavların, kabuksal materyalin anateksisi ile oluşabileceğini, ileri derecede metamorfizmaya uğramış granitik bileşimli kayaçların 2 Kilobar basınç ve 680-690°C sıcaklıkta 7-8 km. lik sığ derinliklerde gelişebilecek bir anateksi ile bu işlemin olabileceğini öne sürmüşlerdir.

Gördes asitik volkanizması da, Batı Anadolu'daki Miyosen yaşlı, benzeri kalkalkalin kabuk gerecinden oluşmuştur. Tüm petrokimyasal, çalışmalar da bu sonucu kanıtlamaktadır. Gördes volkanitlerinde ileride yapılacak olan iz element ve nadir toprak elementleri analiz sonuçları da bu konuya daha fazla açıklık getirecektir.

DEĞİNİLEN BELGELER ;

Ayan, M., 1973, Gördes migmatitleri: Maden Tetkik Arama

Enst. Derg., 81,132 -155.

Bayramgil, O., 1954, Gördes pegmatitlerinin mineralojik etüdü : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 5/2,54 - 70.

Bergo, G., 1965, Sındırgı bölgesinin volkanizması: Maden Tetkik Arama Enst. Rap., yayınlanmamış.

Birand, Ş.A., 1953, Gördes civarında dikkati çekici bazı mineral ve taşlar: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 4/2, 33-36.

Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of

Eastern Aegean Sea : Bulletin Volcanologique, 36 -1> 473-496.

Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A., ve Günay, E., 1978, Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi: Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 21, 97 -106.

Ercan, T., 1979; Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması: Jeoloji Müh. Derg., 9 23-46.

Ercan, T., Dinçel, A., ve Günay, E., 1979, Uşak volkanitlerifin Petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri : Türkiye Jeol. Kur. Bült, 22, 185-198.

Ercan, T., ve Günay, E., 1981; Söke yöresindeki Tersiyer volkanizması ve bölgesel yayılımı : Jeomorfoloji Dergisi, 10,117 -137.

Ercan, T., 1981; Kula yöresinin jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi: Doktora tezi, İstanbul Üniv. Yerbilimleri Fak. İstanbul, 168 pp.

Gottini, V., 1968; The TiO₂ Frequency in volcanic rocks : Geol. Rdsch., 57, 930 - 935.

Gottini, V., 1969, Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria : Bulletin Volcanologique, 3, 818 - 827.

Hamilton, W.U., ve Strickland, H.E., 1841; On the geology of the Western part of Asia Minör : Transactions of the Geol. Soc. of London, 2, 6,110 -120.

Irvine, T.N., ve Baragar, W.R.A., 1971; A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks : Can. Jour. Earth. Seien, 8,523 - 548.

Innocenti, F. ve Mazzuoli, R., 1972, Petrology of the İzmir - Karaburun volcanic area: Bulletin volcanologique, 36-1,83-103.

Jakes, P. ve White, A.J.R., 1972; Major and Trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas : Geol. Soc. Amer. Bull., 83,29 - 40.

Keller, J., 1969, Origin of rhyolites, by anatectic melting of granitic crustal rocks : Bulletin Volcanologique, 33/3, 942 - 959.

Keller, J., ve Villari, 1972; Rhyolitic ignimbrite in the region of Afyon (Central Anatolia) : Bulletin Volcanologique, 36, 342 - 358.

Kuno, H., 1960; High-Alumina basalt : Journal of Petrology, 1,121 -145.

Macdonald, G.A. ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas : Journal of Petrology, 5, 82 133.

Miyashiro, A., 1975; Classification, characteristics and origin of ophiolites : Journal of Geology, 83, 249-281.

Nebert, K., 1961; Gördes (Batı Anadolu) bölgesindeki Neojen volkanizması hakkında bazı bilgiler : Maden Tetkik Arama Enst. Derg. 57, 50 - 54.

Özgenç, İ., 1978, Cuma ovası (İzmir) asit volkanitlerinde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki göreceli yaş ilişkisi: Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 21/1, 31 - 34.

- Peccerillo, A., ve Taylor, J.R., 1976; Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, Northern Turkey : Bulletin Volcanologique 39/4, 557 -
- Philippon, A., 1913; Das vulkan gebiet von Kula in Lydien, die Katokekaumene der Alten : Pet. Geog. Mitt, 2, 237-241.
- Poldervaart, 1964; Chemical definition of alkali basalts and tholeiites : Bull. Geol. Soc. Amer., 75 229 - 232.
- Rittmann, A., 1952, Nomenclature of volcanic rocks: Bulletin Volcanologique, 12, 75 -102.
- Rittmann, A., 1953; Magmatic character and tectonic position of the indonçsian volcanoes. : Bulletin Volcanologique, 14, 45-58.
- Rittmann, A., 1962; Volcanoes and their activity: John Wiley and Sons, Newyork, London, 305 pp.
- Savaşçın, Y., 1978; Foça - Urla Neojen volkanitlerinin mineralojik jeokimyasal incelenmesi ve kökensel yorumu: Doçentlik tezi, Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, İzmir, 64 pp.
- Streckeisen, A., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks : N. Jb. Miner. Abh., 107, 2-3, 144 - 240.
- Sunder, M., 1979; Kırka (Eskişehir) ve çevresinin jeolojisi, petrolojisi ve Sarıkaya Borst yataklarının jeokimyasal incelenmesi : Doktora tezi, İstanbul Üniv. Fen Fakültesi, Yayınlanmamış.
- Thornton, C.P., ve Tuttle, D.F., 1960, Chemistry of igneous rocks, Part : 1, Differentiation index : Amer. Jour. Scien, 258, 664 - 684.
- Turner, F.J. ve Verhoogen, J., 1960, Igneous and metamorphic petrology : Me. Graw - Hill Book co. Inc. Newyork, 450s.
- Tuttle, O.F. ve Bowen, N.L., 1958, Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$, SiO_2 , $KAlSi_3O_8$, K_2O : Geol. Soc. Amer. Memoir, 74,153 s.
- Wager, L.R., 1960; The Major element variation of the layers series of the Skaergaard intrusion : Jour, of Petrology, 1, 364 - 398.
- Winkler, H.G.F., 1967, Petrogenesis of metamorphic rocks : 2 nd ed. Berlin, Springer, 220 s.
- Yamasaki, M., 1956; Petrogenetic Significance of the K_2O/Na_2O ratios of volcanic rocks of Fuji and Nasu volcanic Zones in Japan : Jour. Geol. Soc. Japan : 62, 504 -514.
- Yağmurlu, F., 1982, Akhisar doğusu Neojen tortullarının depolanma ortamları ve kömür yatakları ile olan ilişkisi : Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özetleri Kitabı, 55 - 56, Ankara.
- Yılmaz, H., 1977; Beğenler, Geçtin köylerinin Kuzeybatı yöresi (Gördes) stratigrafik, Tektonik ve Petrografik incelenmesi : Ege Üniv. Fen Fakültesi Derg., A, 1, 2, 143-169.
- Yılmaz, Y., ve Şengör, A.M.C., 1982, Egede kabuk evrimi ve Neo - mağmatizmanın kökeni : Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı 64 - 65.
- Yoder, H.S. ve Tilley, C.E., 1962; Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rock systems : Journal of Petrology, 3, 342 - 532.

Yazının geliş tarihi: Mayıs 1982

Yayıma verildiği tarih : Temmuz 1983

Erzin ve Dörttyol Ovalarında yeraltı su düzeyi değişmelerinin yorumu

Interpretation of groundwater level fluctuations in Erzin and Dörttyol plains.

VEDAT DOYURAN, O.D.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.

ÖZ : Erzin ve Dörttyol ovalarında akiferin değişik beslenme ve boşalım koşulları karşısındaki davranışını ve mevcut yeraltısuyu işletme çalışmalarını incelemek amacı ile yedi adet gözlem kuyusuna ait hidrograflar yorumlanmış tır.

Kuyu hidrografları, kurak ve yağışlı yıllarla çok iyi bir uyum göstermektedir. 1974 yılında başlayan yoğun sulama pompalarına rağmen Erzin ovasının yeraltısı rezervinde önemli bir değişiklik görülmemiştir. Yağışlı yılların başlangıcı olan 1976 yılından itibaren yeraltısı düzeyinde sürekli yükselmeler kaydedilmiştir. 1974-1978 yılları arasında bu yükselmeler Erzin ovasında ortalama 10 m, Dörttyol ovasında ise 4 m dolayındadır.

Erzin ovasındaki mevcut yeraltısuyu işletme uygulaması genelde yeterli olup Dörttyol ovasında ise, uzun vadede, yeraltısı düzeyinde genel bir düşüm ve arzu edilmeyen tuzlu girişim sorunları beklenebilir.

ABSTRACT : In order to investigate the influence of various recharge and discharge conditions on the behaviour of the aquifer and also to evaluate present groundwater management practices in Erzin and Dörttyol plains the hydrographs of seven observation wells were studied.

The well hydrographs show excellent correlation with the dry and wet periods. In spite of excessive irrigation pumpage since 1974, the groundwater reserves of Erzin plain have not been affected significantly. Starting from 1976, which also corresponds to the beginning of the wet years, the groundwater levels have risen steadily in both plains. During the period 1974-1978 the groundwater levels in Erzin plain show an average rise of 10 m and in Dörttyol plain about 4 m.

The present groundwater management practice seems to be quite adequate for Erzin plains. However, in the long term, with the present groundwater management policy, the groundwater levels in Dörttyol plain may show a general decline and also produce an undesirable salt water intrusion problems.

GİRİŞ

Yeraltısı düzeyindeki değişmeler akiferin doğal ve yapay etmenler karşısındaki davranışını gösterir. Bu nedenle, etkin ve ileriye dönük yeraltısuyu işletme stratejisinin planlanması için su düzeyi gözlemleri son derece yararlı hidrolojik verileri oluşturur.

Akiferlerin doğal ya da yapay beslenme ve boşalım koşullarından etkileşimini incelemek amacı ile uzun süreli yeraltısı düzeyi gözlemlerine gereksinim vardır. Burada «uzun süreli gözlem» kavramını somut olarak tanımlamak güçtür. Ancak, bu kavram içinde iklim koşullarının gözetilmesi yararlı olur. Örneğin, en az birkaç yıllık kurak ve

bunu izleyen yağışlı yılların bu süre içinde yeraltısı, akiferlerin bu gibi değişik koşullardan etkileşimini bir ölçüde saptamak için yeterli olabilir.

Yeraltısı düzeyini etkileyen doğal etmenlerin başlıcalarını yağış, süzülme, buharlaşma, terleme ve yüzeysel akış gibi hidrolojik olaylar oluşturur. Bunların yanısıra jeolojik ortamın önemi de gözletilmelidir (Law 974). Yapay etmenler ise yeraltısuyu hidrolojik ortamdaki etkinlikleri sonucu oluşmaktadır: örneğin pompaj ve sulama gibi. Yağışın şiddeti ve süresi akifere süzülen suyun miktarını önemli ölçüde etkiler. Kısa süreli sağanak şeklindeki yağışların büyük bir kısmının akışa dönüşmesine karşılık, uzun süreli hafif yağışların süzülme için daha uygun koşulları oluşturduğu bilinmektedir.

Gerek buharlaşma ve gerekse terleme, iklim koşulları ve yeraltısı tablasının konumu ile doğrudan ilişkilidir. Ayrıca, terleme için bitki örtüsünün türü, yaygınlığı ve yoğunluğu önemli öğelerdir. Yeraltısı tablasının derin olduğu

yerlerde akiferden buharlaşma yolu ile boşalım ne derece olanaksız ise, bu konumdaki su tablasına kök uzatabilecek bitki topluluğunun bulunmayışı da terleme kayıplarını etkisiz kılar.

Jeolojik ortamın etkinliği akiferin fiziksel özelliklerinden kaynaklanmaktadır, örneğin, iletkenlik katsayısı (T), hidrolik iletkenlik (K), depolama katsayısı (S) ya da özgül verim gibi. Hidrolik iletkenlik değerleri aynı jeolojik birim içinde farklılık gösterebilir. Bu farklılık, ölçüm noktalarına jeolojik birim içindeki uzaysal dağılımı ile ilişkili olabileceği gibi herhangi bir noktada ölçüm yapılan yöne de bağlıdır. Birinci özellik akiferin heterojenliğini, ikincisi ise anizotropisini gösterir (Freeze ve Cherry, 1979, s. 30). Yine aynı araştırmacıların tanımına göre, hidrolik iletkenlik değerleri jeolojik formasyon içindeki konumlarına bağlı değil ise bu formasyon homojen; bağımlı ise heterojen özellik göstermektedir. Heterojenlik tabakalanma, süreksizlik ve yanal litolojik farklılık gibi nedenlerle oluşabilir. Heterojen bir akiferin iletkenlik katsayısının ya da hidrolik iletkenliğinin yüksek olduğu kısımlarda dış etmenlerin etkisi kısa sürede görülebilir. Buna karşılık, düşük iletkenliği olan bir akiferde dış etmenlerden etkileşim zaman gecikmesi ile oluşur.

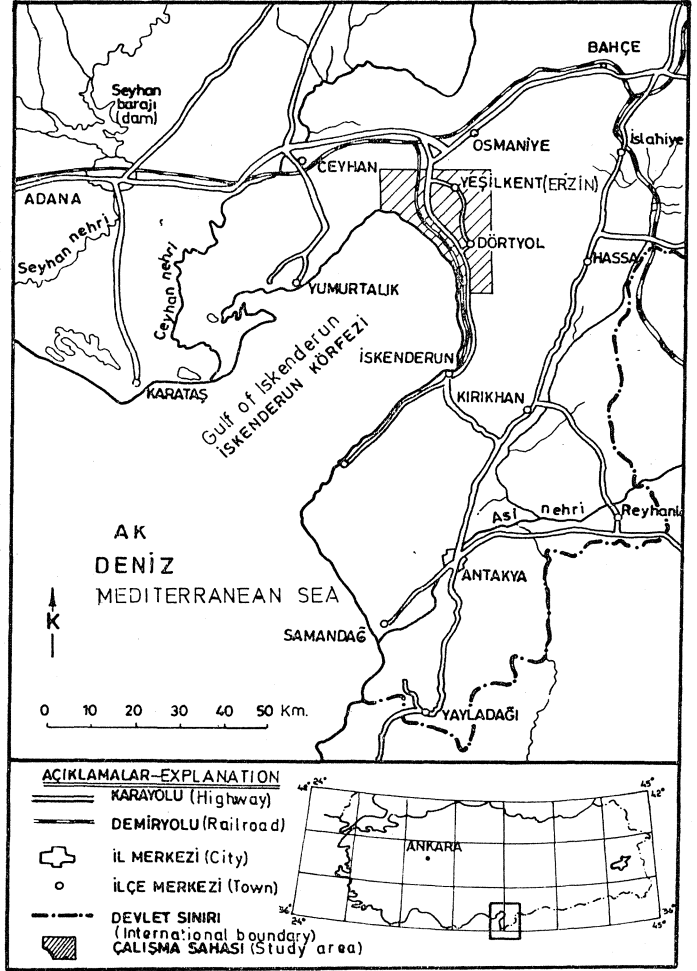
Yapay etmenlerin başlıcaları tarımsal saha kullanımı, yapay beslenme ve yapay boşalım (pompaj) gibi insanların neden oldukları etkinliklerdir. Tarımsal saha kullanımı süzülme, buharlaşmayı, terlemeyi, yüzeysel akışı ve doymun olmayan kuşaktaki akışı etkileyerek heterojen koşulların oluşmasına neden olur. Bunların sonucu, kuyu hidrograflarında düzensiz yükselme ve alçalmalar görülür.

Tarımsal amaçlar için yüzeyde ya da yüzeye çok yakın yeraltı düzeyini düşürmek amacıyla yönelik akaçlama kanallarını bir yana bırakırsak, yapay boşalım genellikle pompaj şeklinde gerçekleşmektedir. Kuyu hidrograflarında, özellikle sulama mevsimine karşılık olan aylarda, pompaja bağlı yeraltı düzeyi değişmelerini görebiliriz.

Yapay beslenme, yüzey suyunun akifere kuyularla, bu amaçla açılmış çukurlar ve kanallarla ya da yağmurlama gibi yöntemlerle aktarılması işlemidir. Bunun başlıca amacı akiferin yapay yollarla beslenmesi olduğu gibi, deniz kıyısı akiferlerinde tuzlu su girişimini önlemek ya da kirli suların akifer içindeki etkinliğini azaltmak olabilir. Erzin ovasının kuzeyinde yer alan 12845, 12846 ve 12847 no.lu kuyularda kısa bir süre için yapay beslenme uygulanmıştır.

Tarımsal amaçlı sulamalar yapay beslenme yönünden önem taşır. Eğer sulama suyu yüzey sularından sağlanmış ise bu durumda sulama, yapay beslenme olarak kabul edilebilir. Sulama suyunun bir kısmı iklim koşullarına, suyun akış hızına, toprak özelliklerine ve toprak nemliliğine bağlı olarak yeraltına süzülür. Bu yöntem, serbest akiferler için geçerlidir. Eğer sulama suyu akiferden pompaj ile elde edilmiş ise, ilk önce boşalım, daha sonra bu suyun bir kısmının tekrar akifere süzülmesi nedeniyle beslenme meydana gelir. Yeraltı su tablasının yüzeye yakın olduğu yerlerde bu tür beslenme etkilerini kuyu hidrograflarında görmek olasıdır.

Yukarıda değinilen doğal ve yapay etmenlerin hepsi ya da bir kısmı yeraltı düzeyi değişmelerine yol açmakta ve



Şekil 1. Yer bulduru haritası

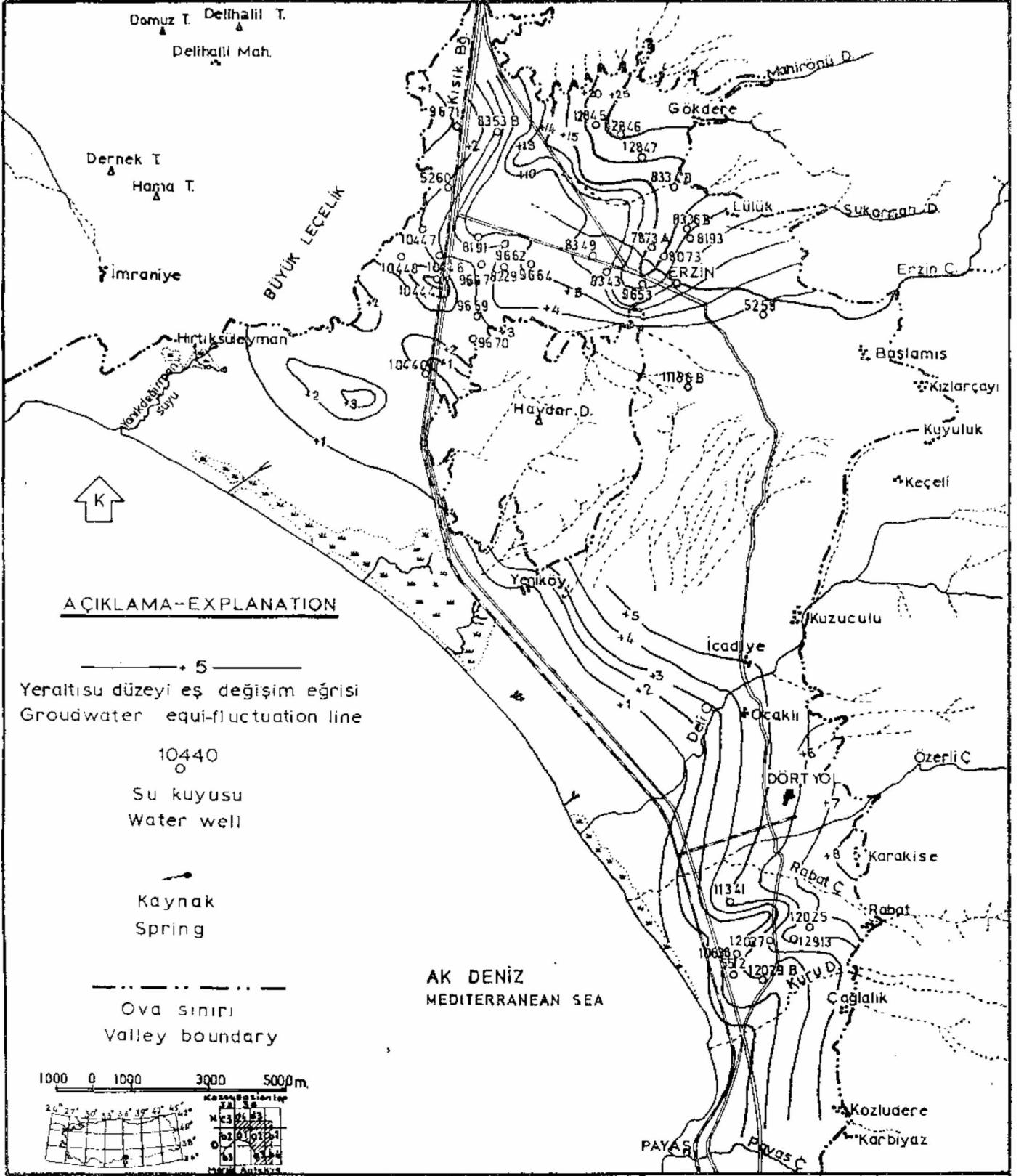
Figure 1. Location map

karmaşık olaylar dizisi oluşturmaktadır. Bu nedenle, kuyu hidrograflarının yorumlanmasında genellikle büyük güçlüklerle karşılaşmaktadır.

Bu yazıda, İskenderun Körfezinin kuzeydoğusunda yer alan Erzin ve Dört Yol ovalarında (Şekil 1) seçilmiş bazı kuyulardaki yeraltı düzeyi değişmeleri yorumlanmakta ve ovalardaki akiferin yeraltısu işletmeciliği yönünden potansiyeli incelenmektedir.

AKİFERİN BESLENİM VE BOŞALIM SAHALARI

Akiferin beslenme ve boşalım sahalarını yeraltısu tablası haritalarından kolaylıkla izleyebiliriz. Ayrıca bu haritalardan yeraltısu akış yönü, hidrolik eğim ve akiferin hidrolik özellikleri hakkında ayrıntılı bilgiler elde edilebilir. Bu amaçla hazırlanan yeraltısu tablası haritası Şekil 2'de verilmiştir. Haritanın hazırlanmasında Ekim 1978 yeraltısu düzeyi ölçümlerinden yararlanılmıştır. Ekim ayı ovalarda sulama mevsiminin sonudur. Bu ayda yeraltısu düzeyi normal olarak yıl içindeki en düşük konumundadır.



Şekil 2. Erzincan ve Dört Yol ovalarının yeraltı su tablası haritası
Figure 2. Groundwater table map for Erzincan and Dört Yol plains.

Toth (1972) herhangi bir havzada, hidrolik özelliğini itibarıyla, başlıca üç saha tanımlanabileceğini göstermiştir. Bunlar beslenme, yanak akış ve boşalım sahalarıdır. Beslenme sahalarında yeraltı suyu akışının yüzeyden su tablasına doğru bir düşey bileşeni vardır. Boşalım sahalarında ise bu düşey bileşen su tablasından yüzeye doğrudur. Freeze ve Cherry'e göre (1979, s. 194) beslenme sahalarında su tablasının genellikle derinde olmasına karşılık, boşalım sahalarında ise yüzeye yakındır. De Ridder (1974, s. 190) ise kuyulardaki su düzeyi değişimleri ile beslenme ve boşalım sahaları arasındaki ilişkiye değinmektedir; De Ridder'e göre, yeraltı su düzeyi beslenme sahalarında çok fazla değişim göstermekte, buna karşılık boşalım sahalarında ise bu değişim daha azdır.

Topografya ile beslenme ve boşalım sahaları arasındaki ilişki ise bir çok araştırmacılar tarafından belirlenmiştir. Bu ilişki, topografinin yüksek olduğu kısımların beslenme sahalarına, düşük olduğu kısımların ise boşalım sahalarına karşılık olduğunu göstermektedir.

Erzin ve Dörtüol ovalarında topografya doğruya doğru giderek yükselmektedir. Erzin ovasında Gökdere, Lülük, ve Başlamış köyleri dolaylarında topografik yükseltiler sırası ile 220m, 210m, ve 325m dir. Dörtüol ovasında ise Kuzuculu (100 m), Karakise (130 m), Rabat (150m), Çağlalık (140m) ve Kozludere (140 m) ovanın doğu sınırı boyunca sıralanmışlardır. Yukarıda belirtilen yerlerde yeraltı su tablasının konumu ovaların batısındakiler ile kıyaslandığında (Şekil 2) doğuda yeraltı su tablasının çok daha derinde olduğu görülecektir. Freeze ve Cherry'e göre (1979) yeraltı su tablasının derinde olduğu bu sahalar akiferin başlıca beslenme sahalarını oluşturur.

Ovaların doğu sınırı boyunca yeralan, yaygın birikinti koni kuşağı son derece geçirimsiz çökellerden oluştuğu için, dağlardan ovaya akan akarsuların sularının önemli bir kısmını süzmekte ve akiferi beslemektedir (Dooyuran, 1980). Bu durum Şekil 2'deki haritadan da kolaylıkla görülmektedir. Erzin ovasında yeraltı su tablası eğrilerinin ova sınırına dik ve dike yakın olduğu yerlerden beslenme olmadığı; buna karşın kuzeydoğudan ve Erzin-Lülük dolaylarından önemli ölçüde beslenme olduğu anlaşılmaktadır. Dörtüol ovasında da yeraltı su tablası eğrilerinin ovanın doğu sınırına kabaca paralel olması nedeniyle bu kısımlardan da beslenme olduğunu göstermektedir.

Boşalım sahalarının tipik özelliklerini kıyı şeridi boyunca görebiliriz. Topografinin düşük olduğu yerlerde yeraltı su tablası yüzeye yakındır. Ayrıca bu kısımlarda yaygın olarak izlenen bataklık sahalar kaynaklarla beslenmektedir. Bu ise Toth (1972)'un belirttiği gibi su tablasından ova yüzeyine doğru düşey bir akış bileşeninin olduğunu kanıtlar.

Ovalarda genel akışın Akdeniz'e doğru olmasına karşılık yer yer pompaj etkisi ile yerel akış sistemlerinin varlığı da anlaşılmaktadır. Bu gibi yerel akış sistemleri Erzin kuzeyinde ve Dörtüol güneyinde kısmen görülmektedir. Yeniköy dolayında açılan kuyuların pompaja başlaması ile bölgesel akıştan sapma burada da görülebilir.

Erzin ovasında yeraltı su tablasının hidrolik eğimi farklılık göstermektedir. Ovanın doğu kısımlarında hidrolik

eğim % 2.5 olup batıda ise % 0.2 dolayındadır. Hidrolik eğimin fazla olduğu yerler konglomera akiferini (Erzin ovasının orta ve doğu kısımları ile Dörtüol ovası), düşük olduğu yerler ise bazalt akiferini (Erzin akiferinin batı kısımları) göstermektedir. (Dooyuran, 1980). Hidrolik eğim ile hidrolik iletkenlik ters orantılıdır. Hidrolik iletkenliğin düşük olduğu yerlerde (Erzin ovasının kuzeydoğusu) hidrolik eğimin yüksek olduğu görülmektedir. Bu nedenle yeraltı su tablası eğrilerinin, akiferin hidrolik özelliğini yansıtan iyi bir ölçüt olduğunu görmekteyiz.

Dörtüol ovasının kuzey kısmında hidrolik eğim %0.33 dolayındadır. Güneyde ise, işletme kuyularının yoğun olması nedeniyle, hidrolik eğim yer yer artmaktadır.

GÖZLEM KUYULARININ DAĞILIMI VE SU DÜZEYİ ÖLÇÜMLERİ

Akiferlerin doğal ve yapay etmenlerden etkileşimini incelemek amacı ile yürütülen çalışmalarda gözlem kuyularının sayısı, konumu ve su düzeyi ölçümlerinin zaman aralıkları da önemlidir. Gözlem kuyularının planlanmasına ilişkin ayrıntılı bilgiler Heath (1976) tarafından verilmiştir. Buna göre, akiferin yapay etmenlerden etkileşimini incelemek amacıyla yönelik çalışmalar için seçilen gözlem kuyuları pompaj ya da yapay beslenme sahalarına yakın olmalıdır. Doğal etmenlerin incelenmesi durumunda bunun tersi düşünülmelidir.

Gözlem kuyularının sayısının akiferin yaygınlığına bağlı olmasına karşılık birbiri ile denetirebilecek yeterli sayıda kuyunun seçilmesi yararlı olur. De Ridder (1974), gözlem kuyularının sayısı hakkında somut bir yaklaşım önermektedir. Buna göre, herhangi bir grup içinde yeralan bir kuyunun su düzeyi ölçümleri başka gruptaki bir kuyununki ile kıyaslanır. Bunun için doğrusal regresyon yöntemi önerilmektedir. Eğer kuyulardaki su düzeyi değişimleri arasında yüksek bir korelasyon var ise iki kuyudan bir tanesi atılır ve böylece gözlem kuyusu sayısı azaltılmış olur.

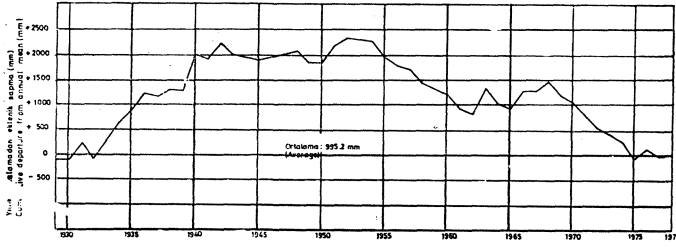
Erzin ve Dörtüol ovalarında yeraltı su düzeyi ölçümleri mevsimlik aylık ve günlük olmak üzere başlıca üç şekilde yapılmaktadır. Mevsimlik ölçümler, 1971 yılından bu yana sulama mevsiminin başında (Mayıs) ve sonunda (Ekim) olmak üzere ovalardaki bütün üretim kuyularından yılda iki kez yapılmaktadır. Ancak, bu ölçümler birçok kuyu için genellikle düzensizdir.

Aylık ölçümler, 1974 yılından beri düzenli olarak beş kuyuda sürdürülmektedir. Bunlardan 9671, 10440 ve 11186 ~B No.lu kuyular Erzin ovasında; 12029-B ve 11341 No.lu kuyular ise Dörtüol ovasında yer almaktadır. (Şekil 2).

Erzin ovasında günlük ölçüm yapılan iki adet limnigrafı kuyu bulunmaktadır. Bunlardan biri (8353 -B) 1969, diğeri (5260) ise 1970 yılında limnigraf ile teçhiz edilmiş olup gözlemler düzenli olarak sürdürülmektedir. Dörtüol ovasında ise 5512 No.lu kuyu limnigrafı olup ölçümler 1977 yılında başlamıştır.

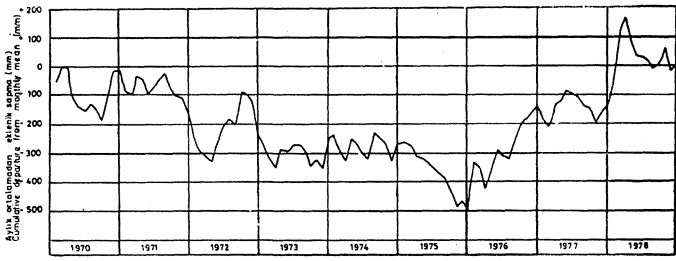
OVALARDA YAĞIŞ VE POMPAJ DAĞILIMI

Kuyu hidrograflarının yorumuna geçmeden yeraltı su düzeyindeki değişimlerin en önemli nedenlerini oluşturan



Şekil 3. Yıllık ortalama yağıştan eklenik sapma eğrisi (Dörtiyol İstasyonu)

Figure 3. Cumulative departure curve from mean annual precipitation (Dörtiyol station)



Şekil 4. Aylık ortalama yağıştan eklenik sapma eğrisi (Dörtiyol İstasyonu)

Figure 4. Cumulative departure curve from monthly precipitation (Dörtiyol station)

yağış ve pompajın ovalarda dağılımının bilinmesi gerekmektedir.

Meteorolojik ölçümler için Erzin ve Dörtiyol'da birer istasyon bulunmaktadır. Ancak, Erzin istasyonuna ait verilerin düzensiz olması nedeniyle Dörtiyol istasyonuna ait veriler değerlendirilecektir. Dörtiyol istasyonunun 1929 - 1978 yılları arası yıllık ortalama eklenik sapma eğrisi Şekil 3'de verilmiştir. Burada görüleceği gibi 1968'den başlayarak ovalara düşen yıllık yağışlarda belirli bir azalma olmuştur. Bu kuraklık, Şekil 4'deki 1970-1978 yılları arası aylık ortalama yağıştan eklenik sapma eğrisinde daha iyi görüleceği gibi, 1975 yılı sonuna kadar devam etmiştir. Bu kurak yıllar 1976 yılından başlayarak yerini yağışlı yıllara terketmiştir.

Ovalardaki pompajlar, kooperatifler tarafından düzenli olarak yürütülmektedir. Erzin ovasındaki sulama kuyuları Erzin ve Yeşilkent kooperatifleri tarafından işletilmektedir. Erzin çayının kuzeyindeki kuyular Erzin kooperatifine, güneyindeki kuyular ise Yeşilkent kooperatifine bağlıdır. Dörtiyol ovasındaki kuyular ise Dörtiyol kooperatifi tarafından işletilmektedir. Bu sulama kooperatifleri 1974 yılından beri aylık pompaj cetvellerini düzenli olarak bağlı buldukları DSİ Adana Bölge Müdürlüğüne rapor etmektedir. Bu nedenle ovalardaki pompajlar hakkında güvenilir bilgiler elde edilmiştir.

Dörtiyol ovasının kuzeyindeki Yeniköy dolaylarında 1970-1972 yılları arasında açılan sekiz adet işletme kuyusunun denetimi Yeniköy kooperatifi tarafından yürütül-

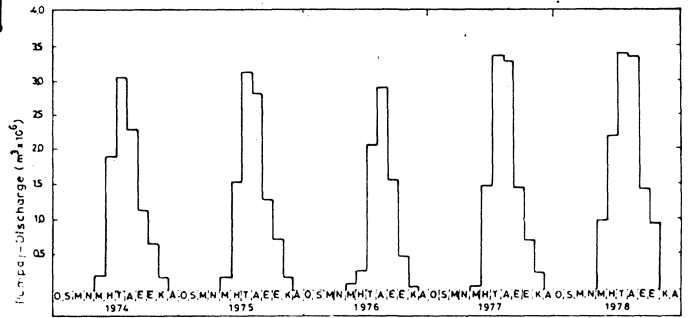
mektedir. Bu kuyulardan pompajlar saha incelemelerimiz sırasında henüz başlamamıştır.

Erzin ovasında sulama Mayıs ayında başlayıp Kasım ayı sonuna kadar devam etmektedir. Ancak, yoğun pompajlar Haziran-Ekim ayları arasında olup en fazla üretim Temmuz ayındadır (Şekil 5).

Dörtiyol ovasında genellikle Nisan ayında başlayan pompajlar Kasım sonuna kadar devam etmektedir. En yoğun pompajlar Mayıs ve Temmuz aylarında gerçekleşmektedir (Şekil 6).

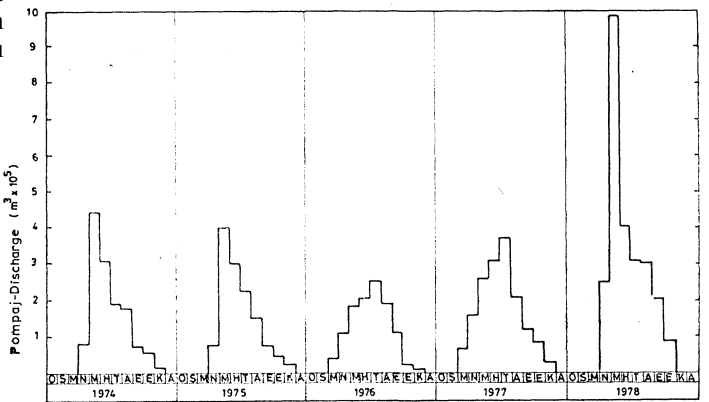
KUYU HİDROGRAFLARININ YORUMU

Yeraltısı düzeyindeki değişmelerin beslenme ve boşalım koşullarından etkileşimi incelemek amacı ile yedi adet gözlem kuyusu seçilmiştir. Bu kuyulardan beş tanesi Erzin ovasında; iki tanesi de Dörtiyol ovasında yer almaktadır. Gözlem kuyularının gerek ovalar içindeki dağılımı ve gerekse akiferin farklı litolojilerini temsil etmeleri nedeniyle bunlardan elde edilecek yorumların akiferin genel davranışını yansıtacağı kanısındayız.



Şekil 5. Erzin ve Yeşilkent kooperatif kuyularından toplam aylık pompaj dağılımı

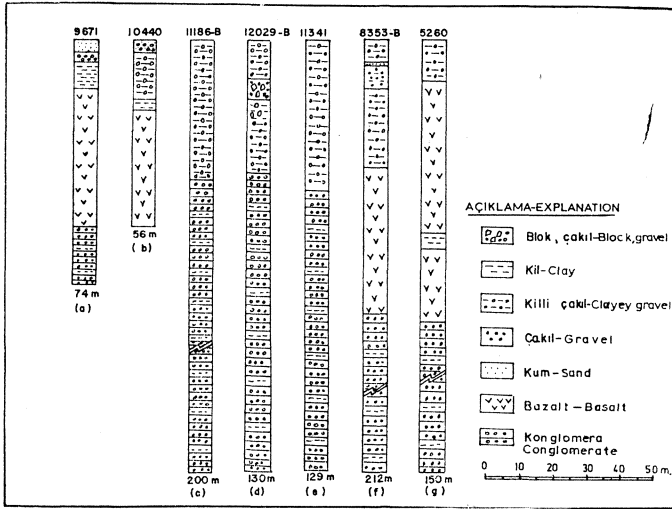
Figure 5. Distribution of monthly pumpage from Erzin and Yeşilkent cooperative wells.



Şekil 6. Dörtiyol kooperatif kuyularından toplam aylık pompaj dağılımı

Figure 6. Distribution of monthly pumpage from Dörtiyol cooperative wells.

9671 No.lu Kuyu Hidrografi. Erzin ovasının kuzeyinde, Kısık boğazının yaklaşık 2 km güneyinde yer alan bu kuyu DSİ tarafından verimsiz olarak nitelendirilmiştir. Kuyu loğu Şekil 7 - a'da gösterilmiştir. Kuyunun 15.00 - 56.00 m arası (bazalt) filtrelenmiştir. Kuyu konumu itibariyle Erzin kooperatifi işletme kuyularının kısmen etki sahası dışında kalmaktadır. Kuyu hidrografi Şekil 8-a'da gösterilmiştir. Burada görüldüğü gibi, 1974 yılında belirgin bir düşme gösteren yeraltı suyu, 1975 yılında kısmen duraylı olup 1976 yılından başlayarak giderek yükselmektedir. Bu yükselme 1976-1978 yılları arasında yaklaşık 3.00 m dolayındadır. Bunun başlıca nedeni Şekil 4'de görüldüğü gibi 1975 yılına kadar devam eden kurak yılların 1976 yılından başlayarak yerini yağışlı yıllara terkmesidir.



Şekil 7. Erzin ve Dört Yol ovalarından seçilmiş gözlem kuyularına ait loglar.

Figure 7. Logs of selected observation wells from Erzin and Dört Yol plains.

Bazalt akiferinin geniş bir beslenme sahası vardır. Bu sahaya düşen yağış, kolaylıkla yeraltına süzülüp kuyuda su düzeyinin yükselmesine yol açacaktır. Ayrıca kuyunun yoğun pompaj sahasının kısmen dışında kalması nedeniyle bu yükselme normalden fazla olabilir. Sonuç olarak, 9671 No.lu kuyu yağıştan beslenimin bir göstergesi olarak kullanılabilir.

10440 No.lu Kuyu Hidrografi. Kısık boğazının yaklaşık 9 km güneyinde, demiryolunun batı kenarında yer almakta ve Yeşilkent Kooperatifine ait bir işletme kuyusudur. Kuyunun bazaltı kestiği kısım filtrelenmiştir (Şekil 7-b); Burada akiferin iletkenlik katsayısı $4514 \text{ m}^3/\text{gün}/\text{m}$ olarak saptanmıştır.

Kuyunun en önemli özelliği, Erzin ovasında demiryolunun batısı boyunca bir doğru üzerinde sıralanmış işletme kuyularının ortasında yer almasıdır. Bu nedenle bu kuyuda yapay boşalım ve beslenme etkilerini görmek mümkündür.

Rao ve diğerleri (1971) bir doğru üzerinde dizilmiş kuyularda en fazla düşümün ortadaki kuyuda, en az düşümün ise uçlardaki kuyularda olduğunu ancak bunun kuyular arasındaki uzaklığa, kuyu sayısına ve pompaj süresine bağlı bulunduğunu göstermiştir. Şekil 8-b'de gösterilen kuyu hidrografında, yeraltı suyunun 1976 yılından başlayarak sürekli olarak yükseldiğini görmekteyiz. Ancak bu yükselme 1976-78 yılları arasında 1.5 m dolayındadır (9670 No.lu kuyudakinin yarısı). Bunun nedeni kuyunun Yeşilkent kooperatifi işletme sahası içinde bulunmasıdır. Yoğun pompaja rağmen yağıştan ve sulama suyundan süzülme yoluyla beslenme nedeniyle su düzeyinde sürekli yükselme görülebilmektedir. Özellikle sulama suyundan yapay

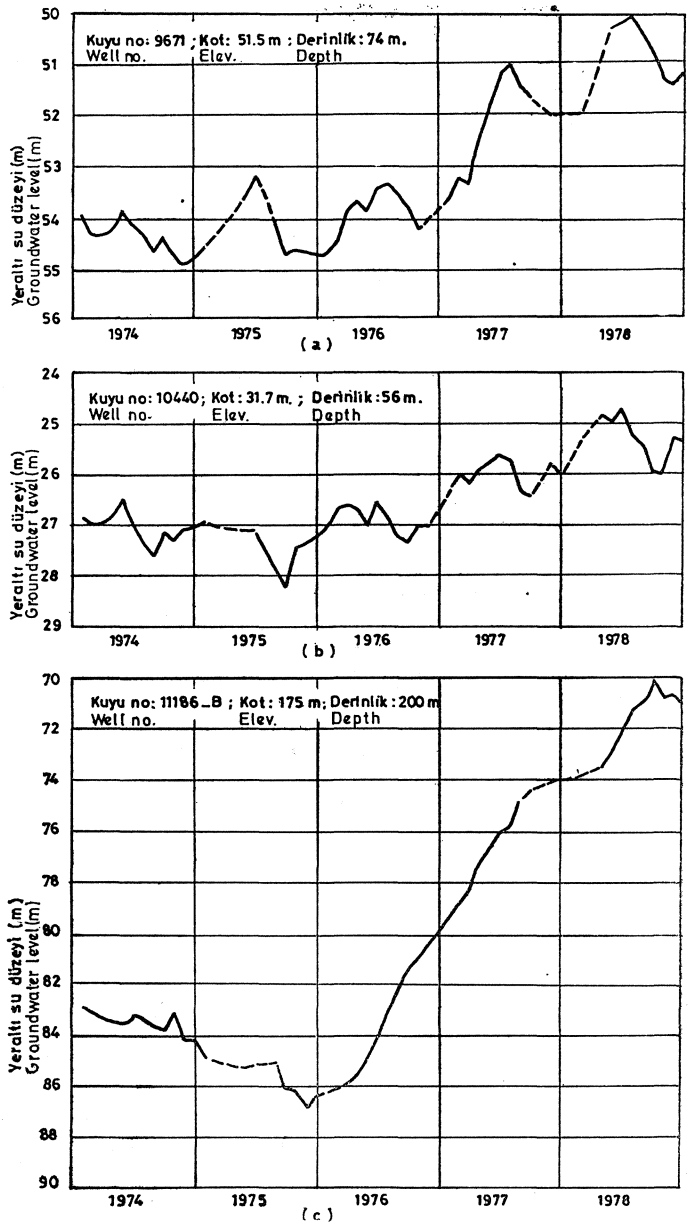


Figure 8. Hydrographs of wells selected from Erzin Plateau.

Figure 8. Hydrographs of wells selected from Erzin Plateau.

beslenme etkisi hidrografta Eylül ayında başlayan yükselme nedeniyle belirgindir.

11186-B No.lu Kuyu Hidrografı. Haydar dağı'nın doğusunda, Erzin'in yaklaşık 2.5 km güneyinde yer alan bu kuyu, Yeşilkent kooperatifi işletme sahasının dışında kalmaktadır. Şekil 7 - c'deki kuyu loğundan görüleceği gibi bu kuyu konglomera akiferinde açılmıştır.

Kuyu hidrografı (Şekil 8-c) daha öncekilerden Daşlıca iki önemli ayrıcalık göstermektedir. Bunlardan birincisi yeraltı su düzeyinin 1976 yılında başlayarak 1978 yılına kadarki üç yıl içinde yaklaşık 15.00 m'ye varan bir yükselme göstermesi; ikincisi ise, önceki kuyularda yıl içinde görülen

aylık salınımların (düşüm ve yükselimler) bu kuyuda görülmeyip sürekli yükselme şeklinde oluşudur.

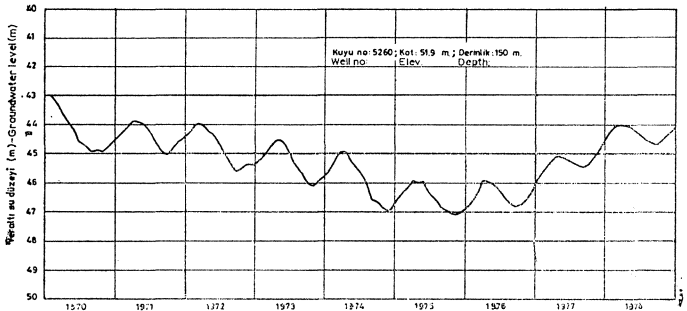
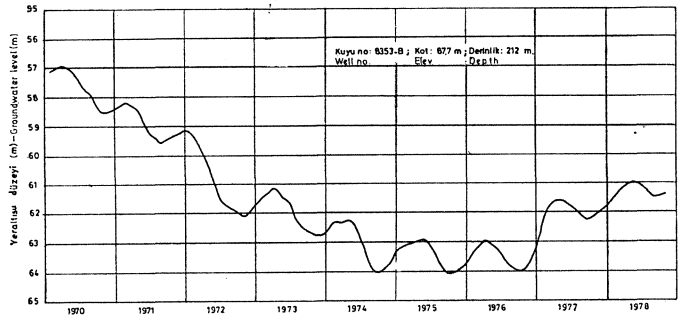
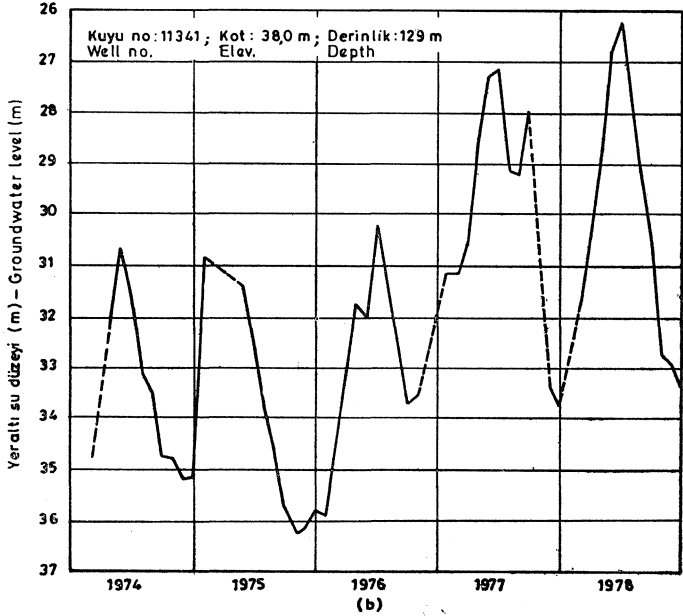
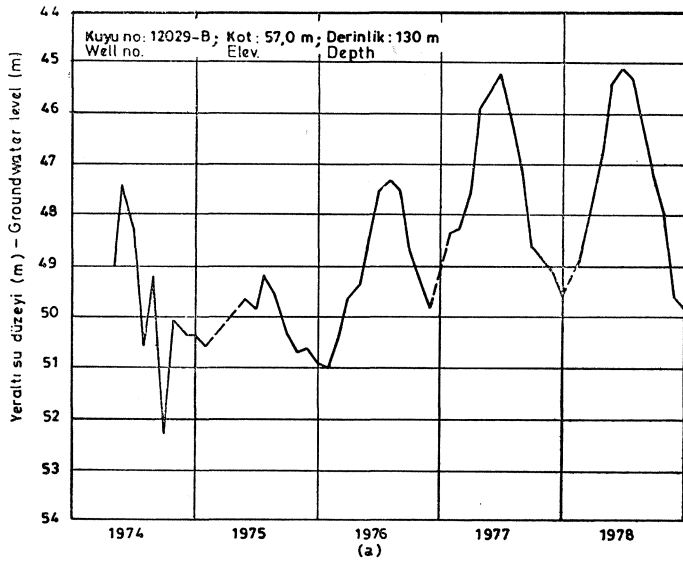
Yeraltı su düzeyindeki sürekli ve hızlı yükselme, doğal beslenme koşullarının ne derece egemen olduğunu ve akiferin bu kısmının yapay boşalımdan hemen hemen hiç etkilenmediğinin belirtisidir.

12029-B No. lu Kuyu Hidrografı. Dörtöl ovasının güneyinde, Dörtöl kooperatifi işletme sahası içinde yer alan kuyu konglomera akiferinde açılmıştır (Şekil 7-d). Kuyu hidrografı şekil 9-a'da gösterilmiştir.

Kuyuda, 1976 yılından başlayarak yeraltı su düzeyinde belirli bir yükselme görülmektedir. Ancak, özellikle 1977 ve 1978 yıllarında su düzeyi periyodik bir değişme göstermektedir. Yağıştan süzülme ile beslenme sonucu yıl ortasında izlenen maksimum su düzeyi, yapay boşalım nedeniyle yıl sonunda minimum değerlere erismektedir. Ayrıca yıl içi su düzeyindeki 4.00 m'ye varan değişimler akiferin bu kesimde düşük iletkenlik katsayısına sahip olduğunu göstermektedir. Kuyu hidrografı, beslenme ve boşalım koşullarının akifere etkisini iyi bir şekilde yansıtmaktadır.

11341 No.lu Kuyu Hidrografı. Dörtöl Kooperatifi işletme sahası içinde yer alan kuyu konglomera akiferinde su almaktadır (Şekil 7-e). Bu kuyuda da 12029-B No.lu kuyuda olduğu gibi gerek doğal beslenme ve gerekse yapay boşalım koşullarının etkileri belirgin olarak izlenmektedir (Şekil 9-b).

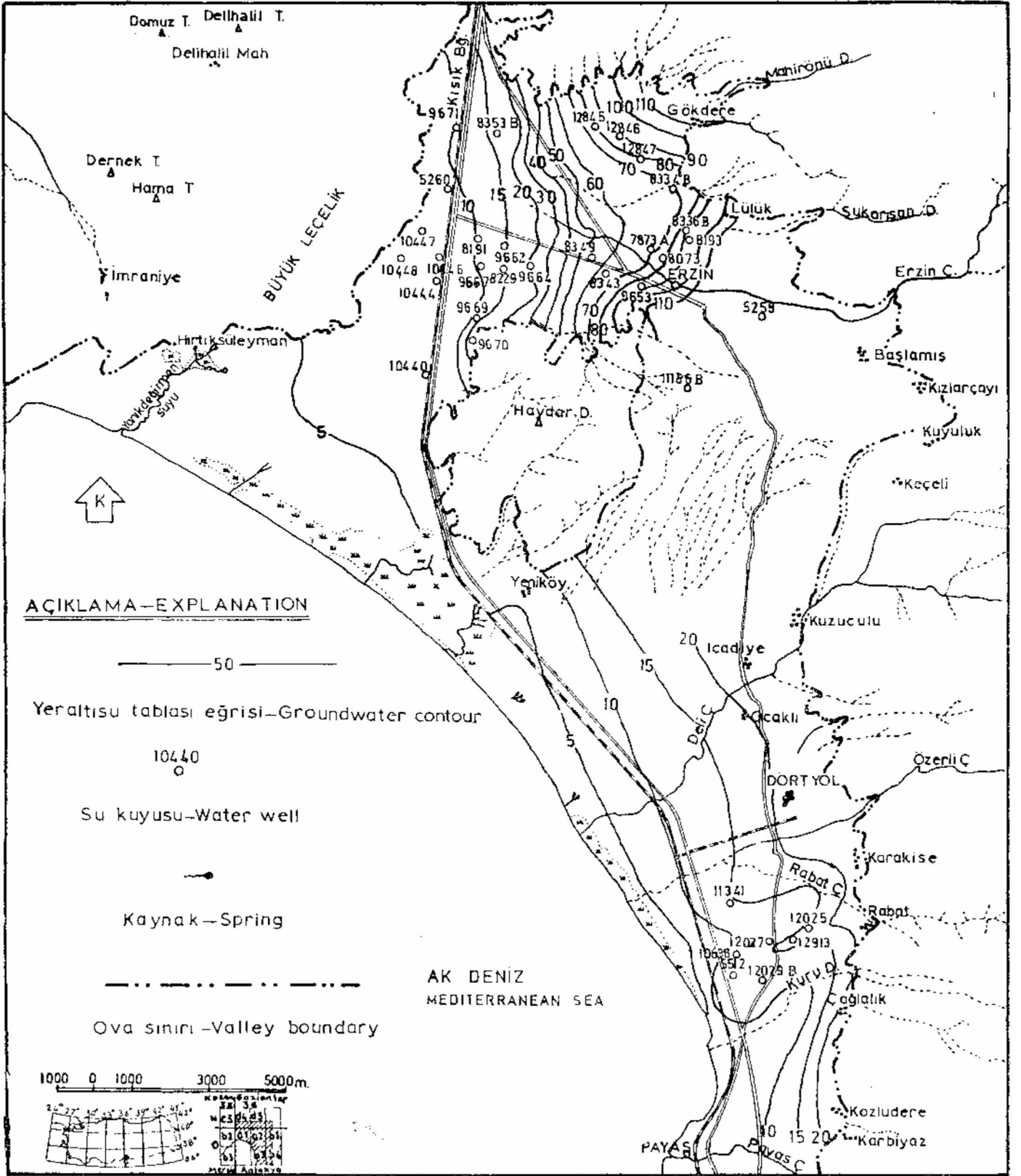
Limnigraflı Kuyu Hidrografları. Erzin ovasının kuzeybatısında yer alan 8353 - B ve 5260 No.lu kuyular limnigraflı olup birinci kuyuda 1969, ikinci kuyuda ise 1970'den beri düzenli olarak yeraltı su düzeyi gözlemleri yapılmaktadır.



Şekil 9. Dörtöl ovasından seçilen kuyulara ait hidrograflar.

Figure 9. Hydrographs of wells selected from Dörtöl plain.

Şekil 10. 8353-B ve 5260 No.lu kuyu hidrografları, Figure 10. Hydrographs of wells no. 8353 -B and 5260.



Şekil 11. Erzincan ve Dört Yol ovalarının yeraltısı düzeyi değişim haritası.
Figure 11. Groundwater level fluctuation map for Erzincan and Dört Yol plains.

Bu gözlemler süresince bölge kurak ve yağışlı yılların etkisi altında kalmıştır. Bu nedenle 1970-1978 yılları arasındaki dokuz yıllık süre içindeki değişik iklim koşullarının akifere etkisini inceleme olanağına sahip bulunmaktayız.

Kuyu logları Şekil 7 - f ve g'de verilmiştir. Derinliği 212 m. olan 8353-B No. lu kuyuda bazalt ve konglomera kesilmiştir. Kuyuda her iki kaya birimi ortak filtrelenmiştir. Derinliği 150 m olan 5260 No. lu kuyuda da bazalt kesilmiş olmakla beraber sadece alttaki konglomera filtrelenmiştir.

Kuyu hidrografları Şekil 10 - a ve b'de verilmiştir. Hidrografların ortak özelliği, 1970-1975 yılları arasında etkili olan kuraklığın her iki kuyuda da yeraltı düzeyinin 1974 yılı ortasına kadar sürekli olarak alçalması şeklinde yansımalarıdır. Bu süre içinde 8353 - B No.lu kuyuda yaklaşık 7.00 m; 5260 No. lu kuyuda ise 4.00 m. lik düşüm kaydedilmiştir. Kuyulardaki yeraltı düzeyi 1974 yılı ortası ile 1976 yılı sonuna kadar akiferde bir denge rejimini yansıtmaktadır. Kurak yılların 1975 yılı sonuna kadar devam etmesine rağmen kuyulardaki yeraltı düzeyinin denge durumunu korumasını 1974 yılında başlayan pompajlara bağlayabiliriz. Kuyuların kısmen yoğun pompaj sahasının dışında kalması nedeniyle bu kısımlarda uygulanan tarımsal sulama yapay beslenme işlevini görmüş olmalıdır. Yeterince geçirimli olan genç alüvyonlar ve bunların altındaki bazalt, sulama suyunun bir kısmını yeraltına süzerek akiferin bu kısımlarında kurak yılların etkisini kısmen gidermiştir.

Yağışlı yılların 1976 yılında başlaması ile birlikte yeraltı düzeyi her iki kuyuda da sürekli olarak yükselmeye başlamıştır. Her iki kuyu hidrografının da akiferin kuras ve yağışlı yıllar karşısındaki davranışını iyi bir şekilde yansıttığı görülmektedir.

YERALTISU DÜZEYİ DEĞİŞMELERİNİN AKİFERDE DAĞILIMI

Erzin ve Dört Yol ovalarının yeraltı düzeyi değişmelerini gösteren harita 1974 ve 1978 yıllarının Mayıs ayı ölçümleri esas alınarak hazırlanmıştır. Bunun için her kuyudaki yeraltı düzeyi farkları hesaplanmış ve eş su düzeyi değişim eğrileri hazırlanarak Şekil 12'de gösterilmiştir.

Erzin ovasında Mayıs 1974-Mayıs 1978 arasında yeraltı düzeyinde 25 m. ye varan yükselmeler görülmüştür. Bu yükselmeler ovanın Haydar dağı ile Büyük Leçelik arasında kalan kısmında 1 - 3 m dolayındadır. Ovanın orta kısımlarında (Haydar dağı kuzeyi) 2-10 m. ye varan yükselmeler kaydedilmiştir. Yeraltı düzeyindeki yükselmeler kuzeydoğuya doğru giderek artmakta ve Lülük dolayında 15 m. Gökdere dolayında ise 25 m. ye varmaktadır. Bu kısımlarda gözlenen normalin üzerindeki yükselmelerin nedenini burada yer alan birikinti koni çökellerinden oluşan süzülme ile beslenime bağlayabiliriz (Doyuran, 1980).

Dört Yol ovasında da yeraltı düzeyinde genel bir yükselme görülmektedir. Kıyı şeridinden başlayarak ovanın doğusuna doğru 6-8 m. ye varan yükselmeler kaydedilmiştir. Bunun da nedenini ovanın doğu sınırı boyunca yer alan birleşik koni kuşağından süzülme ile beslenime bağlayabiliriz (Doyuran, 1980).

Gerek Erzin ve gerekse Dört Yol ovalarında pompaj etkisini eş su düzeyi değişim eğrilerinin şekline çıkarabiliriz. Bu durum özellikle Dört Yol ovasında daha da belirgindir.

Ovalarda kurak yılların 1976'ya kadar etkili olduğunu ve daha sonra yağışlı yıllara geçildiğini önceki kısımlarda belirtmiştik. Ovalarda 1974 yılında başlayan yoğun pompaja rağmen yeraltı düzeyinde yağış etkisiyle genel bir yükselme görülmesi yeraltı suyu işletmeciliği yönünden önemli bir sonuçtur. Özellikle Erzin ve Dört Yol gibi denizle bağlantısı olan ovalarda beslenme ve boşalım ilişkisinin daima beslenme lehinde olması gerekmektedir.

Erzin ovası, işletme kuyularının sayısı itibarıyla, yeterince geliştirilmiş durumdadır. Bu ovada yeni kuyular açılmasından çok yeraltı suyu ile yüzey suyunun birlikte kullanılması yeğlenmelidir.

Dört Yol ovasının güneyinde yoğunlaşan işletme kuyuları uzun vadede tuzlulu girişimi sorununa yol açabilir. Gerek Şekil 2 ve gerekse Şekil 11 ovanın bu kesiminde pompaj etkisinin hissedilir durumda olduğunu göstermektedir. Bu nedenle, ileride yeni kuyuların açılması zorunlu olduğunda bunların icadiye köyü dolayında planlanması gerekir. Ancak, sürekli akışı bulunan Deliçay'ın sulama suyu gereksinimini fazlasıyla karşılayacak durumda olduğu tahmin edilmektedir. Bu nedenle Deliçay'dan en verimli bir şekilde yararlanma yöntemleri düşünülmelidir.

SONUÇLAR

Erzin ve Dört Yol ovalarında başlıca akiferi oluşturan bazalt ve konglomeraların beslenme sahaslarını, ovaların doğusunda yer alan birleşik koni kuşağı oluşturmaktadır. Burada topografya kıyı kesimine kıyasla daha yüksek olup yeraltı suyu tablası da daha derindedir. Yeraltı suyu tablası eğrilerinin ova sınırına göre konumu birleşik koni kuşağından önemli ölçüde beslenme olduğunu göstermektedir.

Ovaların kıyı şeridi boyunca yeraltı suyu tablasının yüzeye yakın oluşu, kaynakların bu kesimde yoğunlaşması ve yeraltı suyu ile beslenen bataklıkların kıyı şeridi boyunca uzanması, boşalım sahaslarının tipik özelliklerini yansıtmaktadır. Bu nedenle, akiferin boşalım sahası Akdeniz kıyı şeridi boyunca uzanmaktadır.

Akiferin değişik beslenme ve boşalım koşulları karşısında davranışı, ova içindeki konumu itibarıyla bu amaca uygun olarak seçilmiş yedi kuyunun hidrograflarının yorumlanması sonucu açıklık kazanmıştır. Bu kuyulara ait hidrograflar akiferin kurak ve yağışlı yıllardan etkileşimini çok iyi bir şekilde yansıtmaktadır.

Ovalarda 1974 yılında başlayan yoğun yeraltı suyu işletme çalışmaları, özellikle Erzin ovasında, akifer rezervini fazlaca etkilememiştir. Yoğun pompaja rağmen, yağışlı yıllar etkisi ile, yeraltı suyu düzeyi 1976 yılından başlayarak hızla yükselmiştir. Bu yükselmeler, 1974-1978 yılları arasında, Erzin ovasında ortalama 10 m; Dört Yol ovasında ise 4 m dolayındadır. Bu nedenle, mevcut yeraltı suyu işletme programının Erzin ovasında herhangi bir sorun yaratmayacağı açıktır. Dört Yol ovasında ise, özellikle işletme kuyularının ovanın dar bir kesimde yoğunlaşması nedeniyle,

mevcut işletme programı ile uzun sürede yeraltı suyu düzeyinde aşırı düşümler ve deniz suyundan kirlenme gibi bazı sakıncalar beklenebilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

De Ridder, N. A., 1974, Groundwater survey; Drainage principles and applications, Surveys and Investigations: International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, Hollanda, 16, cilt III, 153-194.

Doyuran, V., 1980, Erzin - Dörtüol ovalarının hidrojeolojisi ve yeraltı suyu işletme çalışmaları: Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara, Doçentlik Tezi, 88 s, yayımlanmamış.

Freeze, R. A., ve Cherry, J. A., 1979, Groundwater: Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 604 s.

Heath, R. C., 1976, Design of ground - water level observation - well program: Ground Water, 14, 2, 71 - 77.

Law, A. G., 1974, Stochastic analysis of groundwater level time series in the Western United States: Colorado State University, Fort Collins, Colorado, Hydrology Papers No. 68, 26 s.

Rao, D. B., Krizek, R. J., ve Karadi, G. M., 1971, Drawdown in a well group along a straight line: Ground Water, 9, 4, 12-18.

Toth, J., 1972, Properties and manifestations of regional groundwater movement: International Geological Congress, 24 th Session, Montreal, Canada, Section 11, Hydrogeology, 153-163.

Yazının geliş tarihi: Eylül 1982

Yayıma verildiği tarih: Temmuz 1982.

Hamzaköy formasyonunun Çavda (Baküniyen) Bivalvleri Gelibolu Yarımadası

Tschauda (Bakunian) Bivalves of Hamzakoy formation, Gelibolu Peninsula

GÜLER TANER, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

ÖZ : Çanakkale Boğazı boyunca yayılmakta olan Pliyosen tortulları üzerine Gelibolu ilçesinin kuzeyindeki Hamzaköy'da en belirgin bir şekilde gözlenebilen Kuvaterner tortulları oturmaktadır. Bu tortullar Doğu Paratetisde Ponto-Kaspik Havzaya ait karakteristik, zengin ve çok iyi korunmuş Çavda (Baküniyen) Molluska faunası içermektedir.

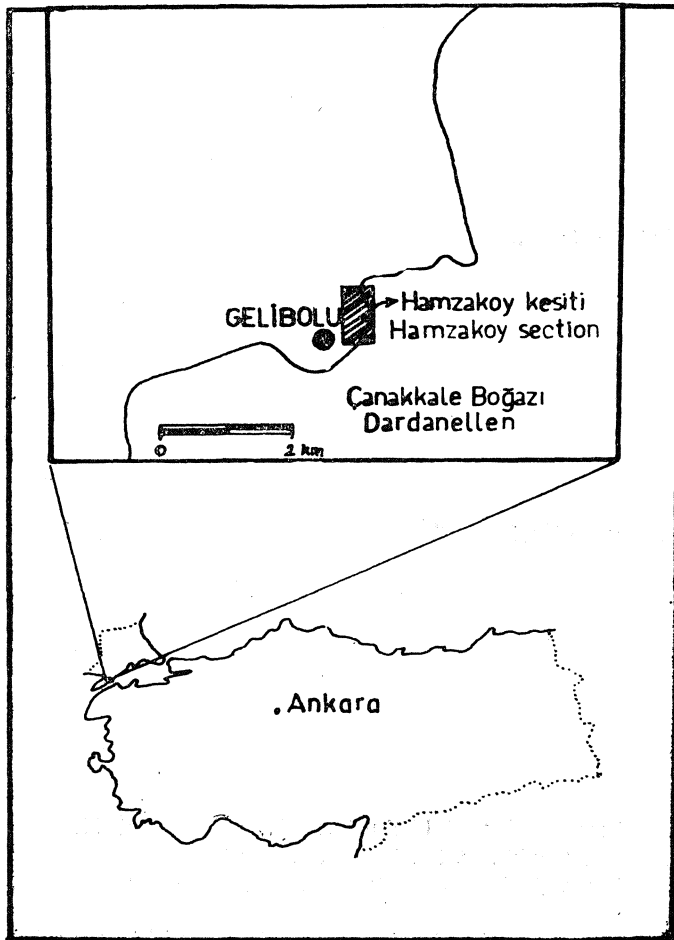
ABSTRACT: Pliocene deposits extending along Dardanelles are overlain by Quaternary sediment which may be best observed in Hamzakoy, north of Gelibolu town. These sediment contain a rich and very well preserved fauna of Tschauda (Bakunian) Mollusc which characterize the Ponto - Caspic basin of Eastern Paratethys.

GİRİŞ

Çanakkale Boğazi boyunca yapılan çalışmalarda Çavda faunasının mevcudiyeti bazı araştırmacılar tarafından da ileri sürülmüştür. Örneğin Pfannestiel (1944), kendi arazi gözlemlerinin yanında Andrussow'unda (1897) fikrini kabul ederek, Gelibolu - Galata köyü tortullarının acısu ortamı fosillerini içerdiğini ve yaşlarının Çavda olabileceğini ileri sürmektedir. Erol-Nuttal (1973), Çanakkale Boğazının bazı deniz Kuvaterner depolarına ait çalışmalarında boğazdaki diğer Kuvaterner bulgularının yanında Gelibolunun kuzeyinde bir Çavda faunasının olduğuna değinmişlerdir. Bu fauna tarafımızdan da Gelibolu ilçesi kuzeyinde Hamzakoy'da en iyi örnekleri ile saptanmıştır (Şekil 1). Çalışmamızın bu bölümünde bivalvlerin paleontolojik özellikleri sistematik olarak verilecek, faunanın paleocoğrafik yayılımı irdelenerek, bölgenin gerçekten Paratetis mi, yoksa Tetis bölgesini ait olduğu aydınlatılmaya çalışılacaktır.

HAMZAKOY FORMASYONUNUN TANIMI

Yarımadada Neojenin en genç tabakaları olan Romaniyen - Akçakiliyen (Taner, 1982) tortulları üzerine Çavda (Baküniyen) tortulları uyumsuz olarak oturmakta ve 25 m.



Şekil 1 : Yer bulduru haritası

Figure 1 : Location map

kalınlıktaki çakıltaşı ve koyu sarı renkli, iri taneli kumtaşlarından oluşmaktadır. Gelibolu ilçesi bu çökeller üzerinde kurulmuş durumdadır. Yerleşim alanı içinde bulunması nedeniyle çakıltaşı ve kumtaşlarının dokanağı ayırd edilememektedir. Ancak kumtaşlarının fosil içermesine karşın çakıltaşlarında fosil bulunamamıştır (Şekil 2).

En güzel örneğini Hamzakoy Körfezinde saptadığımız bu çökelleri Hamzakoy formasyonu olarak teklif ediyoruz.

SİSTEM SYSTEM	SERİ SERIE	KAT STAGE	AS KAT SUB-STAGE	FORMASYON FORMATION	KALINLIK THICKNESS	LİTOLOJİ LITHOLOGY	PALEONTOLOJİ PALEONTOLOGY
KUVATERNER QUATERNARY	PLEYİSTOSEN PLEISTOCENE	ÇAVDA (BAKÜNİYEN) TSCHAUDA (BACUNIAN)		HAMZAKOY FORMASYONU	25 m.	Koyu renkli kumtaşı Dark yellow sand stone Çakıl taşı Pebbles stone	-D.(D.) crassa crassa -D.(D.) crassa baericrassa -D.(D.) crassa nolvikini -D.(D.) crassa parvula -C.(C.) edule -C.(V.) gibba -D.(D.) polymorpha -D.(D.) restriformis pont- caspia
PLİYÖSEN PLIOCENE							

ÖLÇEK 0 2 4 m
SCALE

Şekil 2 : Hamzakoy formasyonunun dikme kesiti

Figure 2 : Columnar section of the Hamzakoy formation

SİSTEMATİK PALEONTOLOJİ

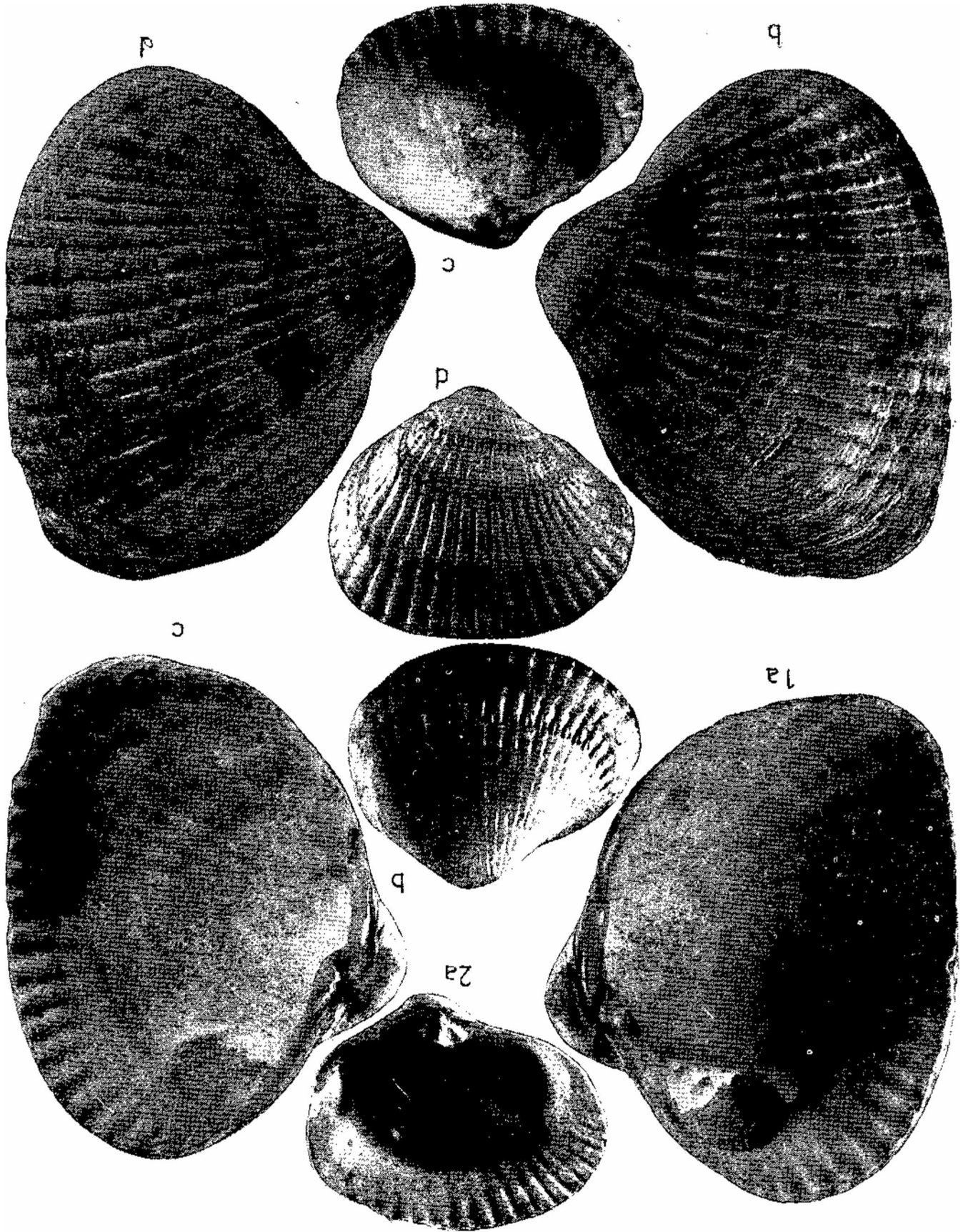
- Sınıf : *Bivalvia* Linné, 1758
 Altsınıf : *Heterodonta* Neumayr, 1856
 Ordo : *Veneroida* Adams ve Adams, 1856
 Üstfamilya : *Cardiacea* Lamarck, 1809
 Familya : *Cardiidae* Lamarck, 1809
 Altfamilya : *Didacniinae* Eberzin, 1962
 Cins : *Didacna* Eichwald, 1842
 Altçins : *Didacna* Eberzin, 1962

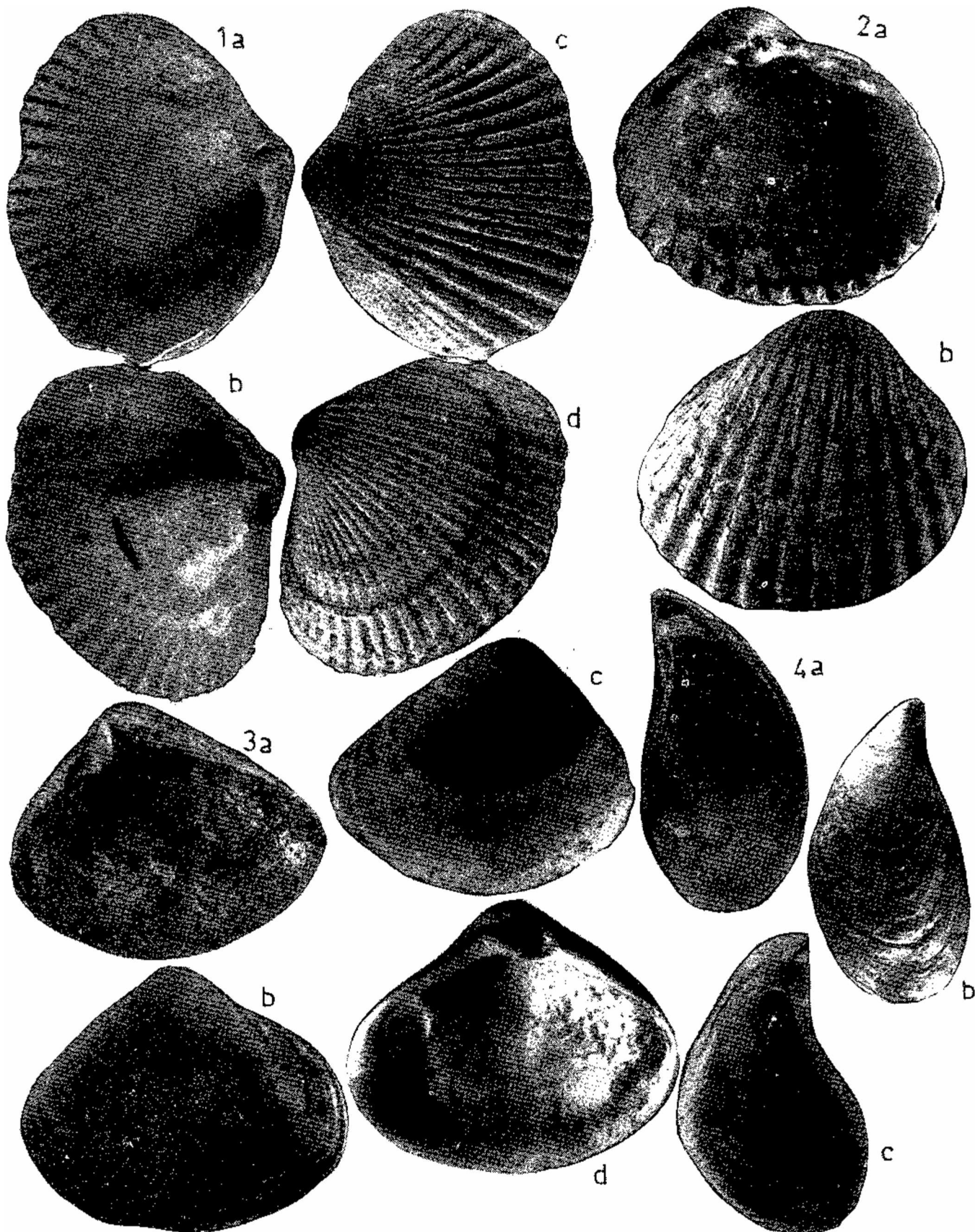
Didacna (Didacna) crassa (Eichwald, 1841).
(Levha I, Şekil 1a, b, c, d)

1841 — *Didacna crassa* (Eichwald, s. 218, levha XXXIX, şekil 6a - b.

1963 — *Didacna crassa* (Eichwald), Neveeskaja, s. 73







LEHVA III

Şekil 1a, b, c, d : **Didacna (Didacna) crassa parvula** (Nalivkin, 1915) X 3,5

Şekil 2a, b : **Cardium, (Cerastoderma) edule** Linne', 1758 X 2

Şekil 3a, b, c, d : **Corbula (Varicorbula) gibba** (Olivi, 1792) X 4

Şekil 4a, b, c, d : **Dreissena (Dreissena) rostriformis pontocaspia** (Andrussow, 1897) X 3

PLATE III

Figure 1a, b, c, d : **Didacna (Didacna) crassa parvula** (Nalivkin, 1915) X 3,5

Figure 2a, b : **Cardium (Cerastoderma) edule** Linne', 1758 X 2

Figure 3a, b, c, d : **Corbula (Varicorbula) gibba** (Olivi, 1792) X 4

Figure 4a, b, c, d : **Dreissena (Dreissena) rostriformis pontocaspia** (Andrussow, 1897) X 3

Tanımlama. Oldukça kalın olan kavkı asimetrik ve çevresi üçgen şeklindedir. Tepe açısı 110° - 130° dir. Çengel kavkının ön tarafında yer alır ve geniş bir çıkıntı halindedir, ön kenar yuvarlaktır ve gerek kardinal gerekse paleal kenar ile hafif yuvarlanarak birleşir. Lunular kenar içbükeydir. Paleal kenar çok az dışbükey ve dışlıdır. Arka kenar hafif dışbükey veyahut düzgün olarak eğiktir, paleal kenar ile düz bir açı yaparak birleşir. Kenet sahası çok kuvvetli gelişmiş olup sağ kavkı keneti büyük piramid şeklinde bir arka kardinal ve önde yüksek bir ön kardinal diş ile aralarında üçgen şeklinde bir diş çukurundan oluşur. Sol kavkı keneti çıkıntı halinde bir kardinal diş ve onun iki yanında iki diş çukuru şeklinde gelişmiştir. Kavkının iç yüzünde paleal çizgiye kadar kotların izleri oldukça belirgin olarak görülür. Ön kas izi yarım daire şeklinde ve arka kas izine nazaran derindir. Ligaman sahası oldukça kalın ve uzundur. Kavkı üzeri çengelden itibaren yelpaze gibi açılarak paleal kenara ulaşan oluklarla ve konsantrik büyüme çizgileri ile kaplıdır. Bu kotlardan çengelden arka uca uzanan en sonuncusu genişleyerek karen görünümünü almıştır. Arkasında kalan kabuk parçası dik ve yassı olarak inmektedir. Kotların sayısı sırt tarafta 25-30 olup dar kot aralıkları ile ayrılmışlardır. Kavkının arka kısmında ise az belirgin 5 - 8 kot daha mevcuttur.

Benzerlik ve ayrıcalıklar. Viyana Naturhistorisches Museum'da Davidaşvili'ye ait Sovyetler Birliğinden gönderilmiş olan koleksiyondaki *Didacna crassa* ile karşılaştırılarak saptanmış olan bu alt tür diğer alt türlerden, kavkının uzunluğu, arka parçasının bükümü ve bu kısmın dik ve dar olarak devam etmesiyle ayrıcalık gösterir.

Paleocoğrafik ve Stratigrafik Yayılım. Tür Hazar Denizi kıyısında Baküniyen katma özgüdür.

Boyutlar. Uzunluk 5,5 cm., yükseklik 4,3 cm., kalınlık 3,2 cm.

Bulunduğu Yer ve Stratigrafik Düzey. Hamzakoy formasyonu, Çavda (Baküniyen).

Didacna (Didacna) crassa baericrassa (Pavlov, 1925)

(Levha II, Şekil 2a, b, c, d).

1925 — *Cardium baeri - crassum* Pavlov, s. 215, levha VIII, şekil 3.

1963 — *Didacna crassa baericrassa* (Pavlov), Nevesskaja, s. 75, levha XI, şekil 10 - 15.

Tanımlama. Kavkı orta derecede büyük, çevresi oval, şişkin ve asimetriktir. Yine yuvarlak olarak paleal ve kardinal kenar ile birleşir. Küçük olan çengel kavkının ortasında yer almaktadır ve biraz öne dönüktür. Kenet sistemi iyi gelişmiştir. Sağ kavkıda arkadaki az gelişmiş, üçgen şeklinde iki küçük kardinal diş ve aralarında bir diş çukuru görülür. Yan dişler ön ve arkada olmak üzere daima bulunur. Sağ kavkı kenetinde yukarıya doğru sivrilmiş bir kardinal diş ve onun önünde az derin, arkasında üçgen şeklinde derince iki diş çukuru yer almaktadır. Kavkının iç yüzünde paleal çizginin altına kadar dıştaki kot ve aralıklarının izleri görülür. Ön kas izi arkadakine oranla daha derindir. Kavkı yüzeyi genellikle 25-27 adet belirgin kollarla kaplı olup bunlar çengelden çevreye kadar yelpaze şeklinde

açılarak uzanırlar. Kotlar basıktır ve hemen hemen kendilerinden 1,5 kez daha dar olan kot aralıkları ile ayrılmışlardır. Arka taraftaki kotlar daha sık ve incedir.

Paleocoğrafik ve Stratigrafik Yayılım. Tür Karadeniz kıyısında Kerç Yarımadasında ve Hazar Denizi kıyılarında Baküniyen katma özgüdür.

Boyutlar. Uzunluk 2,0 cm., yükseklik 1,6 cm., kalınlık 1,2 cm.

Bulunduğu Yer ve Stratigrafik Düzey. Hamzakoy formasyonu, Çavda (Baküniyen)

Didacna (Didacna) crassa nalivkini Wassoewitsch, 1929

(Levha II, Şekil la, b, c, d)

1929 — *Didacna crassa nalivkini* Wassoewitsch, s. 727, levha XLVIII şekil 8.

1958 — *Didacna crassa nalivkini* Wassoewitsch, Nevesskaja, s. 37 levha VII, şekil 3 - 7.

Tanımlama. Kavkı çevresi yuvarlak üçgen. Ön ve arka kavkı parçaları birbirine eşit değildir. Tepe açısı 100° - 125° Ön kenar kısa yuvarlaktır ve dişli paleal kenar ile yuvarlanarak birleşir. Kardinal kenar uzamış ve çok az kıvrık yay şeklindeki arka kenar ile düz veya hafif kıvrılarak birleşmiştir. Şişkin ve çok çıkık olan çengel ön kenarda yer alır ve çok az öne doğru kıvrıktır. Sağ kavkı kenetinde iki kardinal diş bulunmakta olup bunlardan arkadaki çok iyi gelişmiştir. Aralarındaki üçgen şeklindeki diş çukuru oldukça derindir. Sol kavkı keneti, çengel altında kaşık şeklinde, aşağı doğru dik olarak inerek büyükçe bir üçgen şekline dönüşen tek bir kardinal diş ve ön ve arkasında iki diş çukurundan oluşur. Kavkı yüzeyi 23-34 (ortalama 28-30) çengelden itibaren paleal kenara doğru yelpaze şeklinde açılarak uzanan kotlarla kaplıdır. Sırt taraftaki kotların sayısı 18 - 26 olup bunlar kendilerinden iki defa daha dar olan kot aralıkları ile ayrılmışlardır. Kavkının arka tarafındaki kotlar ise genellikle daha ince ve daha az belirgindir.

Benzerlik ve Ayrıcalıklar. Bu alt tür *Didacna (D.) crassa* crassadan üçgenimsi oval kavkı şekli, küt ve orta derecede gelişmiş olması, arka parçasının onda olduğu gibi kanat gibi bir biçim almaması ile ayrıcalık gösterir.

Paleocoğrafik ve Stratigrafik Yayılım. Tür Karadeniz kıyısında Kerç, Hazar Denizi kıyısında Apşeron Yarımadası ve Türkmenistanda yayılım göstermiş olup Baküniyen katma özgüdür.

Boyutlar. Uzunluk, 5,0 cm., yükseklik 3,7 cm., kalınlık 3,2 cm.

Bulunduğu Yer ve Stratigrafik Düzey. Hamzakoy formasyonu, Çavda (Baküniyen)

Didacna (Didacna) crassa parvula (Nalivkin, 1915)

(Levha III, Şekil la, b, c, d)..

1915 — *Didacna parvula* Nalivkin, s. 27, levha I, şekil 1-3, 5-6.

1958 — *Didacna crassa parvula* Nalivkin. Nevesskaja, s. 33, levha VI, şekil 1 - 16.

Tanımlama. Kavkı orta derecede büyük, ince, çevresi genişçe oval ve asimetriktir. Çok küçük olan çengel tepede hemen hemen ortada yer alır. Ön kenar uzamış yuvarlak olup paleal kenar ile dar bir şekilde kıvrılarak birleşir. Arka kenar daha kısadır, genişçe yuvarlandıktan sonra dik bir açı meydana getirerek paleal kenar ile birleşir. Kenet sahası küçük, dişler büyük değil fakat iyi gelişmiştir. Sol kavkıda bir kardinal diş, sağ kavkıda iki kardinal diş ve iki gerilemiş yan diş bulunur. Kavkının iç yüzünde paleal çizgiye kadar gelen derin kot ve aralıklarının izleri görülür. Ön kas izi arkadakine nazaran daha derindir. Kavkı yüzeyi yassı, çengelden çevreye kadar yelpaze şeklinde açılarak uzanan kotlarla süslüdür. Kavkının ön tarafındaki kot sayısı 18-27 (ortalama 21), arka taraftaki sayısı 4-8 (ortalama 6) dir. Dar kot aralıkları ile ayrılmış olan kotlar karene yaklaşırken yavaş yavaş genişlerler. Karen küttür, arkasında kalan kavkı parçası hızla dik olarak iner.

Benzerlik ve Ayrıcalıklar. Tarifi verilen tüm çalışmalara uygunluk göstermektedir.

Paleocoğrafik ve Stratigrafik Yayılım. Tür Hazar Denizi kıyısında Baküniyen katında bilinmektedir.

Boyutlar. Uzunluk 1,8 cm, yükseklik 1,4 cm., kalınlık 0,8 cm.

Bulunduğu Yer ve Stratigrafik Düzey. Hamzakoy formasyonu, Çavda (Baküniyen).

Altfamilya : Adacninae Eichwald, 1838

Cins : Adacna Eichwald, 1838

Adacna sp.

Tanımlama. Çok iyi korunmuş haldeki Cardiidae familyasına ait cins ve türlerin yanında Adacna cinsine ait birkaç kavkıya da sahibiz. Fakat bunlar kırık ve iyi korunmamış durumda olduklarından tür olarak saptanamamıştır. Kavkuları çok ince ve gevrek, çevreleri elips şeklindedir. Ön ve arka kenarları oval olup yuvarlaklaşarak arka kenar ile birleşirler. Çengel çok küçük ve ortaya dönüktür, hemen hemen kavkının tam ortasında yer alır. İyi korunmuş sadece iki adet sahip olduğumuz sol kavkı keneti dar bir sahada küçük, kendini biraz belli edebilen bir kardinal dişikten oluşur. Ligaman haricidir. Kavkı üzeri çengelden itibaren yelpaze şeklinde açılarak ilerleyen kotlarla kaplıdır. Bunlar yassı ve geniş olup dar kot aralıkları ile ayrılmışlardır.

Benzerlik ve Ayrıcalıklar. Bütün bu özellikler elimizdeki sol kavkıda saptanmıştır. Sağ kavkıya sahip olamadığımız için hiç bir tür ile bağlantı kurulamamıştır. Hazar Denizine ait Adacna türleri ile karşılaştırılmış Adacna (*Adacna*) vitrea (Eichwald) den kavkı çevresi, düz ve çentikli paleal kenarı ile (Neveşkaja, 1958, s. 147, levha IX, şekil 19-22), Adacna (*Hyparis*) plicata (Eichwald) den yassı ve basık kotları ile ayrıcalık gösterir (Neveşkaja 1953, s 50, levha IX, şekil 9 -14).

Boyutlar. Uzunluk 3,8 cm., yükseklik 3,0 cm., kalınlık, 2,0 eni.

Bulunduğu Yer ve Stratigrafik Düzey. Hamzakoy formasyonu, Çavda (Baküniyen)

Altfamilya : Laevicardiinae Keen, 1930

Cins : Cardium Linné, 1758

Altcins : Cerastoderma Poli, 1795

Cardium (Cerastoderma) edule Linné, 1758
(Levha III, Şekil 2a, b)

1758 — Cardium edule Linné, s. 681

1958 — Cardium (Cerastoderma) edule Linné, Neveşkaja, s. 52. levha IX, şekil 23 - 27.

Tanımlama. Kalın ve şişkin olan kavkının çevresi yuvarlak - elips şeklindedir. Çengel ön yarıda yer almaktadır ve öne doğru kıvrıktır. Ön kenar kısa ve yuvarlak olup düzenli olarak yuvarlanarak paleal kenar ile birleşir. Arka kenar kardinal kenardan daha eğik olarak devam eder ve hafifçe yuvarlanarak paleal kenar ile birleşir. Kenet sahası kardiorittir. Kardinal dişler çok büyük olmayıp özellikle 3a ve 4b biraz küçülmüşlerdir. Kavkı yüzeyi 20 - 22 adet radial kotlarla kaplıdır. Ön taraf kotları tamamen düzdür ve dar kot aralıkları ile ayrılmışlardır. Arka taraf kot aralıkları ise daha geniştir, biraz çıkık ve yuvarlakçadırlar. Her iki kas izi de eşit derinliktedir.

Paleocoğrafik ve Stratigrafik Yayılım. Tür çok geniş bir yayılım göstermektedir. Avrupa'da Miyosenden Pleyistoseneye kadar ve güncel olarak Akdeniz sahillerinde; Karadeniz sahillerinde Kuvaterner tortullarında çok bol olarak bulunur.

Boyutlar. Uzunluk 2,2 cm, yükseklik 2,0 cm.

Bulunduğu Yer ve Stratigrafik Düzey. Hamzakoy formasyonu, Çavda (Baküniyen).

Ordo : Myoida Stoliczka, 1870

Altordo : Myina Stoliczka, 1870

Üstfamilya : Myacea Lamarck, 1918

Familya : Corbulidae Lamarck, 1818

Altfamilya : Corbulinae Gray, 1823

Cins : Corbula Bruguiere, 1797

Altcins : Varicorbula Grant ve Gale, 1931

Corbula (Varicorbula) gibba (Olivi, 1792)
(Levha III, Şekil 3a, b, c, d)

1792 — Corbula gibba Olivi, s. 101

1963.— Corbula (Varicorbula) gibba Olivi, Neveşkaja, s. 129. levha XXV, şekil 10 -17.

Tanımlama. Kavkı çevresi hemen hemen üçgen şeklindedir. İki kapak birbirine eşit değildir. Sağ kapak daha yüksek ve daha çok dış bükey olup arka kısmı biraz yassılaşmıştır. Kavkının ön ve arka parçaları asimetriktir. Çengel öne doğru dönük, bazen hemen kavkının tam ortasında yer almaktadır. Sol kavkı çengeli ise küçük ve daha az çıkıntı meydana getirir. Kavkının arka kısmı çok az belirgin, yuvarlak bir karen ile bölünmüştür. Sağ kavkının üzerinde konsantrik lameliler, sol kavkı üzerinde ise sadece büyüme çizgileri görülür. Sağ kavkı kenet sistemi bir tane öne doğru çıkık kardinal dişten oluşur ve arkasında derin bir ligaman çukuru yer alır. Sol kavkı keneti chondrophor de-

nilen çukurluk ve onun arkasında iki yan dış şeklinde gelişmiştir. Arkada da ligaman çıkıntısı yer alır. Kas izleri yuvarlak ve eşli derinliktedir. Manto çizgisi çok küçük sınıslıdır.

Paleocoğrafik ve Stratigrafik Yayılım. Tür İtalya'da Pleyistosen'de, Hazar Denizi kıyılarında Baküniyen katında görülür.

Boyutlar. Yükseklik 1,3 cm., uzunluk 1,62 cm.

Bulunduğu Yer ve Stratigrafik Düzey. Hamzakoy formasyonu, Çavda (Baküniyen)

Üstfamilya : Dreissenacea Gray, 1840

Familya : Dreissenidae Gray, 1840

Cins : Dreissena Beneden, 1835

Dreissena (Dreissena) polymorpha (Pallas, 1771)
(Levha I, Şekil 2a, b)

1771 — Mytilus polymorpha Pallas, s. 478

1966 — Dreissensia polymorpha pallas - pallas, Hangau, levha, XI, şekil 2.

Tanımlama. Kavkı ince, çevresi üçgen şeklindedir. Çengel küçük sivri, ön kenar dış bükey, arka kenar hafif içbükeydir. Karın kenarı önde biraz içbükey olup daha sonra düz ilerleyerek kıvrılır ve arka kenar ile birleşir. Karın ve ön kenar arasındaki açı 50° dir. Karen sadece kavkının çengel bölgesinde belirgin olup daha sonra yuvarlaklaşarak arka tarafta kaybolur. Orta kısmı kabarık olan kavkının yüzeyi az belirgin büyüme çizgileri ile kaplıdır.

Benzerlik ve Ayrıcalıklar. Romanya'nın Boceni Bölgesinden toplanan örnekler ile Bükreş Jeoloji Müzesinde karşılaştırılarak tayin edilen örneklerimiz büyük varyasyon göstermesine karşılık Stefanescu, 1896, (s. 72, levha 7, şekil 1-6) Andrussow, 1897, (s. 25, levha 18, şekil 24-50); Wenz, 1942, (s. 118, levha 60, şekil 622-625) in resim ve tariflerine uygunluk göstermektedir. Ancak bizim örneklerimiz Wenz'in bahsettiği gibi kahverengi zikzak çizgilerle kaplı değildir. Çok iyi korunmuş olarak Baküniyen tortullarında Kaspik Havza örneklerine uygunluk gösteren (Nalivkin, 1915; Neveşkaja, 1963) bu örneklerimizin yanında, Romaniyen - Akçakiliyen katında bol olarak Dreissena (D.) polymorpha türü bulunmaktadır.

Paleocoğrafik ve Stratigrafik Yayılım. Tür Pliyosen serisi içerisinde Paratetis Havzalarında, özellikle Romanya ve Sovyetler Birliğinde çok gelişme göstermiştir. Karadeniz ve Hazar Denizi kıyılarında Baküniyen tortullarında bulunmakta olup güncel formlarına da çok bol olarak rastlanır.

Bulunduğu Yer ve Stratigrafik Düzey. Hamzakoy formasyonu, Çavda (Baküniyen)

Dreissena (Dreissena) rostriformis pontocaspia (Andrussow, 1897) (Levha III, Şekil 4a, b, c)

1897 — Dreissensia Tschaudae var. pontocaspia Andrussow, s. 294 levha IX, şekil 27 - 32.

1963 — Dreissena rostriformis pontocaspia (Andrussow), Neveşkaja, s. 127, levha XXIV, şekil 6 - 8.

Tanımlama. Kavkı uzamış, üçgen şeklindedir. Kapaklar eşit değildir, sağ kapak daha çok dış bükey olup oldukça kalındır. Ön kenar bissüs oyğunun çok iyi gelişmiş olması nedeniyle «S» formunda bir şekil almıştır. Çengel çok kuvvetli bir şekilde öne dönüktür. Çengel civarında belirgin olan karen kıvrılarak sırta doğru ilerler, burada yassılaştır ve daha sonra tamamen kaybolur. Kabuğun dış yüzü kaim büyüme çizgileri ile kaplıdır.

Paleocoğrafik ve Stratigrafik Yayılım. Tür Hazar Denizi kıyılarında Baküniyen sedimanlarına özgüdür.

Boyutlar. En büyük : Genişlik 2 cm., yükseklik 3 cm.

En küçük : Genişlik 0,9 cm., yükseklik 1,5 cm.

Bulunduğu Yer Stratigrafik Düzeyi. Hamzakoy formasyonu, Çavda (Baküniyen)

SONUÇLAR

Bol ve iyi korunmuş olan fosil örneklerimiz Paratetis sahasında Ponto - Kaspik Havzasının tipik denizel Çavda (Baküniyen) faunasıdır. Aynı zaman aralıklarını belirten Pontik Havzanın Çavda ve Kaspik Havzanın Baküniyen katları o bölgelerde iki alt kata ayrılmış durumdadır. Bizim havzamızda ise böyle bir ayırma gitmek mümkün olamamıştır. Kaspik Havzada Baküniyenden önce Apşeroniyen ve ondan da önce yaygın olan Akçakiliyen katı çok belirgin olarak yaygın olmakla beraber (Taner, 1982) Apşeroniyen tabakaları mevcut değildir. Havzada bu esnada bir regresyon, daha sonra bir transgresyon ile Baküniyen faunasının buraya kadar geldiği bir gerçektir. Sovyetler Birliğinde şimdiye kadar yapılan çalışmalarda Çavda ve Baküniyen fauna topluluğunda bir ayrıcalığın olmadığı görülmektedir (Federov, 1977). Pontik Havzaya yakınlığı nedeniyle Çavda esas alınmak suretiyle Baküniyenin ona eşitliği esasına dayanarak, aynı faunayı içeren Gelibolu Havzasının Hamza-koy Formasyonunun yaşını Çavda (Baküniyen) olarak kabul ediyoruz.

KATKI BELİRLEME

Fosil örneklerimizin tayinlerini yaparken benzer diğer ülkelerin koleksiyonları ile karşılaştırma ve kütüphanelerinden faydalanma olanağını veren Viyana Üniversitesi Paleontoloji Enstitüsünden Prof. Dr. A. Papp ve Prof. Dr. F. Steininger ile Naturhistorisches Museum'dan Dr. O. Sen'di ve çalışmalarında bana yardımcı olan Yrd. Doç. Dr. A. Taner'e en derin teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

Andrussow, N., 1897, Fossile und lebende Dreissenidae Eurasiens : Ext. des Trav. de la Soc. Nat. de St. Géol. et de Min., Vol. XXV.

Eichwald, E., 1841, Fauna Caspio - Caucasia, Petropoli : Nouv. Mém. de la Soc. des Natural. Tom. VII, 1 - 83.

Erol, O. ve Nuttal, C.P., 1973, Çanakkale Yöresinin bazı denizel Kuvaterner depoları : Coğrafya Araştırma Dergisi. Sayı 5 - 6.

- Federov, P.V., 1977, Correlation schema of the Pleistocene of the Pontocaspian, Mediterranean and Russian plain. Xth Inqua Congress, 134.
- Hangău, E., 1966, Studiul Stratigraphic al Pliocenului Dintre Vaile Telejen și Prahova : Rep. Soc. Romania Inst. Géol. Studn Tehnica și Economice, Seria J., Nr. 2.
- Linne, 1758, Systema Naturae : Ed. X, Vol. I, Laurentii Salvii, Holmiae, 823 s.
- Nalivkin, D., 1915, Die Mollusken des Berges Bakustufe : Mém. du Com. Géol. Nouvelle série. Livrasion 116.
- Neveeskaja, L.A., 1958, Quatazeitliche marine Mollusken Türkmenien : Akad. Wiss. USSR. Paleon. Inst. Bd. 65.
- Neveeskaja, L.A., 1963, Bestimmunstabelle zweiklappiger Mollusken mariner Quartärsedimente des Schwarzmeerbeckens : Akad. der Wissen. USSR, Arbeit d. Paleon. Inst. Bd. 96.
- Olivi, G., 1792, Zoologica adriatica : 334 s, tav. 9.
- Pallas, 1771, Reise Russische Reichalt : 1, Bulletin, 478 s.
- Pavlov, A.P., 1925, Dépôts néogènes et quaternaires de FEuro pa m^ridionale et orientate : Mém.de la Soc. Géol. Livrasion, 5.
- Pfannestiel, M., 1944, Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanelles Marmoramede und Bosphorus : Geologischen Rundschau, Bd. XXXIV, Heft 7/8, 343-424.
- Stefanescu, S., 1896, Terrains Tertiaires de Roumanie Faunes. Sarmatique, Pontique et Levantine : Mém. Soc. Géol. Franc. Tom. VI, Nr. 15.
- Taner, G., 1982, Die Molluskenfauna und pliozäne Stratigraphie des Halbinsel - Gelibolu : Comminications de la Fac, des Sciences de l'Université d'Ankara, CI Geol. T. 25. s.
- Wassoewitch, N., 1929, Notes paléontologique sur les dépôts pliocenes et posttertiaires de la presquile de Taman: Bull, du Comité G6ol. Bd. XLVTI.
- Wenz, W., 1942, Die Mollusken des Pliozâns der rumanischn Erdol - Gebiete : Senkenbergiana Bd. 24, Num. 1 -6, 293 s.
- Yazının geliş tarihi: Eylül 1982
- Yayıma verildiği tarih: Temmuz 1983.

Kuzey Anadolu Alt Jura (Liyas) Phylloeratidlerinin taksonomjik revizyonu (II. bölüm)

Taxonomic revision of the Lower Jurassic (Liassic) Phylloceratids of northern Turkey (part II)

FÜSUN ALKAYA, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, İstanbul.

ÖZ : Kuzey Anadolu Liyas'ında Phylloceratidae familyasını temsil eden türler bu çalışmada dört cins altında toplanmıştır: Phylloceras Suess, Partschiceras Fucini, Hantkeniceras Kovacs, ve Calliphyloceras Spath. Belirlenen türler içinde Phylloceras cinsinin tanımına uyan on tür, Phylloceras (Phylloceras) frondosum, P(P). lipoldi, P(P). hebertinum, P(P). meneghini, P(Zetoceras) zetes, P(Z). pseudozetes, P(Z). horaarelii, P(Z). oenotrium, P(Z). lavizzarii, P(Z)? anatolicum, çalışmanın birinci bölümünde ayrıntılı olarak verilmiştir!*

Bilecik, Amasya ve Gümüşhane - Bayburt yörelerinde Üst Sinemuriyen - Alt Pliensbahiye yüzleklerinden toplanan Calliphyloceras örneklerinin tümü tek bir türe aittir, C. bicicolae. Önceki çalışmalardan bilinen C. emeryi, O. alontinum, C. geyeri ve C. bettonii türleri C. bicicolae'ün sinonimleridir. Partschiceras'a ait bir tür, P. striatocostatum ve Hantkeniceras'a ait üç tür, H. cf. hantkeni, H. pseudocalais, H. sp., ayrılanmıştır.

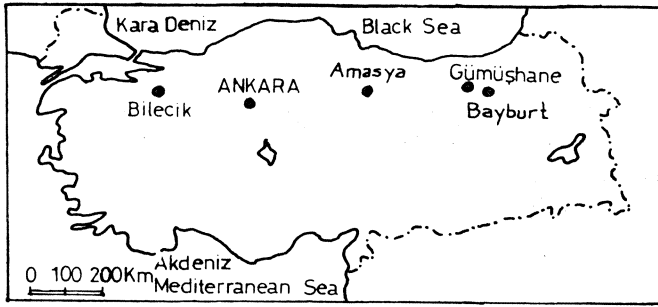
ABSTRACT : The species representing the family Phylloceratidae in the Liassic rocks of northern Anatolia are here placed in four genera : Phylloceras Suess, Partschiceras Fucini, Hantkeniceras Kovacs, and Calliphyloceras Spath. The species referred to Phylloceras are P.(Phylloceras) frondosum, P(P). lipoldi, P(P). hebertinum, P(P). meneghini, P(Zetoceras) zetes, P(Z). pseudozetes, P(Z). bonarellii, P(Z). oenotrium* P(Z). lavizzarii, P(Z)? anatolicum. Their systematic descriptions were given in the part I (*).

Calliphyloceras is represented by a single species, C. bicicolae, in the Upper Sinemurian - Lower Pliensbachian rocks of the Bilecik, Amasya and Gümüşhane - Bayburt regions, in northern Anatolia. Previously reported species C. emeryi, C. alontinum, C. geyeri, C. bettonii are regarded synonyms of C. bicicolae. Partschiceras is represented by a single species, P. striatocostatum, and Hantkeniceras by three species, H. cf. hantkeni, H. pseudocalais, H. sp.

(*) Kuzey Anadolu Alt Jura (Liyas) Phylloeratidlerinin taksonomik revizyonu-(i. bölüm) : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25, 31 - 40, 1982;
Taxonomic revision of the Lower Jurassic (Liassic) Phylloceratids of Northern Turkey (part I) : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25, 31-40, 1981

GİRİŞ

İki bölüm halinde sunulan bu çalışma Bilecik, Amasya ve Gümüşhane - Bayburt yörelerindeki bol fosilli Liyas yüzleklerinden derlenen çok sayıda ve iyi korunmuş phylloceratid örnekleriyle gerçekleştirilmiştir (şekil 1). Amaç, uygulanan sınıflama, fosil tanımlarında kullanılan terim ve kısaltmalar, fosil yerleri ile ilgili ayrıntılı bigiler ve Phylloceras Suess cinsine ait türlerin sistematik tanımına çalışmanın birinci bölümünde yer verilmiştir. (Alkaya, 1982).



Şekil 1 : Yer bulduru haritası
Figure 1 : Location map

SİSTEMATİK TANIMLAMA

Üstfamilya PHYLLOCERATAEAE Zittel, 1884
Familya PHYLLOCERATIDAE Zittel, 1884
Cins PARTSCHICERAS Fucini, 1923
Partschiceras striatocostatum (Meneghini, 1853)
Levha I, Şekil la - c, 2a, b, 3a, b, 4

- 1851 Amm. partschi Stur, s. 26
1853 Amm. striatocostatus Meneghini, s. 28
1854 Amm. partschi - Hauer, s. 881, lv. 4, ş. 1 - 8
1868 Amm. partschi (Amm. striatocostatus) - Meneghini, s. 321
1879 Amm. partschi - Reynes, lv. 44, ş. 12,13,? 14,? 15
1886 Phylloceras partschi - Geyer, s. 261, lv. 1, ş. 6 - 9
1887 Phylloceras partschi - De Stefani, s. 52, lv. 1, ş. 19, 11
1888 Phylloceras partschi - Canavari, s. 95
1893 Phylloceras partschi - Geyer, s. 42, lv. 5, ş. 7 - 12
1900 Phylloceras partschi - Bettoni, s. 45, lv. 3, ş. 10
1909 Phylloceras partschi - Rosenberg, s. 202
1927 Phylloceras anonymum - Schroder, s. 124, lv. 7, ş. 3 1934
Phylloceras partschi - Monestier, s. 7, lv. 1, ş. 10-12 1936
Phylloceras partschi - Gugenberger, s. 151, lv. 13, ş.

14

- 1942 Partschiceras partschi - Kovacs, s. 37
1953 Partschiceras partschi - Fantini ve Paganoni, s. 67
1962 Partschiceras cf. partschi - Fantini Sestini, s. 501, lv. 38, ş. 2
1962 Partschiceras partschi - Rakus, s. 96, lv. 16, ş. 4-6 1971
Partschiceras striatocostatum - Fantini Sestini, s. 386,
lv. 31
1974 Partschiceras striatocostatum - Fantini Sestini, s. 229

Materyel. Bu türe ait üçyüzyirmi adet örnek mevcuttur. Çoğunluğu fragmakon iç kalıpları olup üzerlerinde kavkı süsleri görülmez.

Tanım. Sarılma involüt. Ombilik küçük, çapa oranı %5-10 arasında değişmekte. Tur kesiti hafifçe düzlenmiş yanlar, dar bir şekilde yuvarlanmış karın bölgesi ve kısmen asılı ombilik duvarı ile yanlardan hafifçe sıkışmış elipse benzer. Kavkı üzerinde öne eğimli - ışınsal ince çizgiler görülür. Bu çizgiler guruplanarak tur yanının hemen ortasından başlayıp karın bölgesinde belirginleşen ışınsal kıvrımları oluştururlar (levha I, şekil la). İç kalıplar üzerinde kavkı süsleri genellikle belirgin değildir (levha I, şekil 4). Sütür çizgisinde E sığ; E/L trifillik; L asimetric olarak tri fid; ve L/U difilliktir.

Ölçüler							
N.No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D H/W
4P21	97	5	5.1	59	60.8	30	30.9 1.96
17P2	92	7.5	8.1	52	56.5	27	29.3 1.92
	62	6	8.6	39	56.5	19	27.5 2.05
	59	6	10.1	34	57.6	17.5	29.6 1.94
18P8	65	6	9.2	38	58.4	19.5	30 1.94
	38	4	10.5	22	57.8	12	31.5 1.93
18P4	77	7	9	47	61	22	28.5 2.13
19P15	61	7	11.4	35	57.3	19	31.1 1.82
	37	5	13.5	21	56.7	13	35.1 1.61

Düşünceler. P. striatocostatum'un tanınmasında kavkı üzerindeki süslerin önemli bir rolü vardır. Bu süslerin korunmaması halinde, ki bu iç kalıp halinde bulunan örneklerde sıklıkla görülen bir durumdur, bu tür ve hatta cinsine ait örnekler dış görünüşleri ve tur kesitleri ile Phylloceras (Zetoeeras)'a ait örneklerle benzerler. Bu durumda tek ayrıca sütür çizgilerinin ayrıntıdır, Phylloceras (Zetoeeras)'ın sütür çizgisinde sealer tetrafillik ve lateral lob (L) oldukça çentiklidir. Mevcut koleksiyondaki örneklerin hepsi iç kalıplar halindedir ve bir kaç tanesi dışında üzerlerinde süsler görülmez. Bunların tanınmasında sütür çizgisi, sütür çizgisinin görülemediği durumlarda iyi korunmuş örneklerle tur kesitlerinin benzerliği ve oransal değerler esas alınmıştır. Jeolojik çalışmalarda verilen fosil listelerinde Phylloceras olarak adı geçen örneklerin bir kısmı gerçekte Partschiceras'a ait, ancak iyi korunmadığı için tanınmamış örnekler olabilir ve buda P. striatocostatum'un Türkiye'de oldukça bol bulunmasına karşın yayınlarda adına pek rastlanılmamasını açıklayabilir.

Bulunduğu yerler. Bilecik ve Amasya'daki hemen hemen tüm yüzleklerden bu türe ait örnekler toplanmıştır. Örneklerin bulunduğu fosilli tabakalar Üst Sinemuriyen, Alt Pliyensbahiye yaş konağındadır. P. striatocostatum İtalya, Avusturya, Almanya, Fransa, Çekoslovakya ve Macaristan'da Sinemuriyen ve Pliyensbahiye'de bulunmaktadır.

Cins HANTKENICERAS Kovacs, 1939

Hantkeniceras cf. hantkeni Schloenbach, 1867

Levha II, Şekil la - e

Materyel. Yedi adet iyi korunmuş iç kalıp,

Tanım. Sarılma involüt. Ombilik küçük ve derin, çapa oranı %9-11, iç turları gösterir. Tur kesiti iç turlarda dörtgenimsi; omuzlar ve karın bölgesi yuvarlak, ombilik duva n yüksek ve dik-dike yakm, tur yüksekliği genişliğinden

fazla. Dış turlarda (yaklaşık 75 mm çapa eriştiğinde) yük seklik ve genişlik hemen hemen eşittir, omuzlar yuvarlak karın bölgesi hafifçe kemerli olup belirgin bir şekilde düz lenmiş olan yanlar karın bölgesine doğru ıraksar. İç kalıplar üzerinde kavki süsleri görülmez, yalnız derin olmayan yivler vardır. Ombilik çizgisinde başlayan yivler ombilik duvarında dik ve derin olup ombilik kenarında öne doğru döner, yanlar üzerinde belli belirsiz devam edip karın üzerinde öne doğru hafifçe bir yay çizerek diğer tarafa geçer. Bir tur üzerinde 9 yiv sayılabilmektedir. Sütür çizgisinde E derin; E/L trifillik; L trifid, geniş ve E'den daha derin, belirgin bir şekilde asimetric; L/U iki ana dala ayrılır, dış dal eşit olmayan iki foliolla sonuçlanırken iç dalda bir yarı ve iki uç foliol mevcuttur.

Ölçüler									
N.No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W	C
19H1	67	7	38	38	56.7	37	55.2	1.02	9
	43	6	13.9	24	55.8	22	51.1	1.14	
8H12	74	7	9.4	42	56.7	40	54	1.05	

Düşünceler. Yukarıda verilen tanıma uyan yedi adet örnek mevcuttur. Bunların hepsi fragmakon turları olup en büyük örnek 74 mm çapındadır. Kavki genel şekli ve sütür çizgisi yönünden H. hantkeni türüne uyan bu örnekler turlar üzerinde yivlerin bulunması ve tur kesitlerinin değişik olması ile ayrıcalık gösterirler. Örnekler büyük bo yutlu fertlerin fosil olarak korunabilmiş iç turlarıdır, fragmakonun dış turları ve oturma odasının özellikleri, erişebildikleri en büyük boyut bilinmemektedir. Bu örnekler H. hantkeni'nin iç turları olabilir (bu türün iç turlarının ayrıntılı tanımı yapılmamıştır) bu nedenle H.cf. hantkeni olarak adlandırılmaları daha uygundur.

Bulunduğu yerler. Bilecik (Günüviran), Amasya (Dudakbuyduran Yayla, Har Yayla, Seyfe, Karakese); Alt Pliyensbahiye. Hantkeniceras hantkeni Almanya ve Macaristan'da Üst Pliyensbahiye'de bulunmaktadır.

Hantkeniceras pseudocalais (Pia, 1913)

Levha II, Şekil 2a-d

1913 Phylloceras pseudocalais Pia, s. 365, lv. 13, ş. 7

1931 Phylloceras pseudocalais - Kovács, s. 35, ş. 2/5

1942 Calaiceras pseudocalais - Kovács, s. 76

Materyel. Üç adet iç kalıp halinde korunmuş fragmakon.

Tanım. Sarılma involüt. Ombilik açık ve derin, görel olarak geniş, çapa oranı iç turlarda %19 olup dış turlarda %8'e kadar düşer. Tur kesiti dörtgenimsidir. Tur yanları hafifçe dışbükey, omuzlar yuvarlak, karın bölgesi geniş ve kemerli, ombilik duvarı yüksek ve dik, ombilik kenarı belirgindir. Her turda 8 - 9 yiv sayılabilmektedir. Yivler ombilik çizgisinde başlar, ombilik duvarı ve yanlar üzerinde öne eğimli - ışnsal olup karın üzerinde hafifçe bir yay çizerek diğer tarafa geçer. Sütür çizgisi H. calais Meneghini ile eşitlidir: E derin; E/L trifillik; L geniş ve belirgin olarak asimetric trifid, dış dal hemen hemen karın bölgesinin ortasına kadar uzanır, E'den daha derin; L/U iki ana dala ayrılır dış dalda iki foliol, iç dalda ise bir yan ve iki uç foliol bulunur.

Ölçüler									
N.No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W	C
9H38	70	6	8.5	37	52.6	36	51.4	1.02	9
	36	4	11.1	21	58.3	19	52.7	1.00	
13H3	44	7	15.9	24	54.5	22	50	1.09	3
	33	6.5	19.6	16	48.4	17	51.5	0.94	
19H39	49	8	16.3	24	48.9	23	46.9	1.04	10

Düşünceler. Bu tür, kavki genel şekli ve sütür çizgisinin özelliğiyle H. calais'e yakın bir benzerlik gösterir, tur kesiti daha geniştir ve turlar üzerinde sayıları 8 ile 10 arasında değişen belirgin yivler vardır. Bu tür genel görünüşü ile H. hantkeni'ye benzer, ayıran özellikler sütür çizgisinde L/U selesinin ayrıntıları ve H. hantkeni'de yiv bulunmamasına karşın bu türe ait örneklerde çok sayıda ve belirgin yivlerin bulunmasıdır.

Bulunduğu yerler. Pia (1913) Phylloceras pseudocalais olarak adlandırdığı örneğin Akdağ'dan geldiğini belirtmektedir. Akdağ Amasya'nın kuzeyinde yer alan dağlık ve Lias yüzleklerinin dağınık olarak bulunduğu bir alandır. Bu çalışma sırasında bulunan üç örnekten ikisi bu bölgedeki Alarıçık Tepe ve Har Yayla'da Alt Pliyensbahiye (Jamesoni İbex zonları) tabakalarından, diğeri ise Bilecik iline bağlı Günüviran köyü dolayında yüzeyleyen aynı yaş konağındaki tabakalardan türeyen döküntüler içinde bulunmuştur.

Hantkeniceras sp.,

Levha II, şekil 3a -c, 4a - d

1967 Calliphylloceras sp., Geczy, s. 44, lv. 5, ş. 8; lv. 64, ş. 5

Materyel. Otuzaltı adet iç kalıp, çoğunluğu küçük boyutlu.

Tanım. Sarılma involüt-yarı involüt. Ombilik görel olarak geniş, çapa oranı iç turlarda %24 dış turlarda %9-14, iç turları gösterir. Tur kesiti dörtgenimsi, yanlar düzlenmiş veya hafifçe dışbükey, omuzlar iyi yuvarlanmış fakat belirgin, karın bölgesi geniş bir yay şeklinde. İç kalıplar üzerinde yalnız sayıları 5 ile 9 arasında değişen yivler görülmekte. Sütür çizgisi (Levha II, şekil 3c, 4d) H. hantkeni ile aynı.

Ölçüler									
N.No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W	C
3H3	78	11	14.1	40	51.2	—	—		10
	56	7.5	13.3	29	51.7	27	48.2	1.07	
19H4	44	8	18.1	22	50	20	50	1.00	10
	30	6.5	21.6	15	50	16	53.3	0.93	
	22	5	22.7	10	45.4	10	45.4	1.00	
19H5	40	7	17.5	20	50	22	55	0.90	7
	25	6	20.6	14	48.2	14	48.2	1.00	
8H7	78	10	12.8	48	55.1	38	48.7	1.13	8
19H8	36	7	19.4	17	47.2	17	47.2	1.00	6
	25	6	24	11	44	12	48	0.91	6
19H10	29	7	24.1	12.5	43.1	14	48.2	0.89	8

Düşünceler. Hantkeniceras sp., altında toplanan örnekler genelde ilk 3-4 turdan oluşan fragmakonlardır. Örneklerden yalnız biri üzerinde (Levha, II, şekil 3a) tüm fragmakon ile birlikte oturma odasının başlangıç bölümü

görülmektedir. 78 mm çapında olan bu örneğin olgun bir ferde ait olduğunu gösteren herhangi bir veri yoktur. Kavkı şekli, tur kesiti ve sütür çizgisinin özelliği yönünden H. hantkeni türüne uyan bu örnekler turlar üzerinde belirgifi yivlerin bulunması nedeniyle geçici olarak Hantkeniceras sp., olarak adlandırılmışlardır.

Bulunduğu yerler. Bilecik (Günüviran), Amasya (Sey-fe, Taylı Yayla, Karakese, Dudakbuyduran Yayla, Har Yayla), Gümüşhane (Sahandos dere, Reksene); Üst Sinemuriyen - Toarsiyen. H. hantkeni Almanya ve Macaristan'da Üst Pliyensbahiye'de bulunmaktadır.

Cins CALLIPHYLLOCEHAS Spath, 1927

Calliphylloceras bicolae (Meneghini, 1875)

Levha III, Şekil 1-12

- 1861 Amin. taticus - Hauer, s. 405
 1875 A. (Phylloeras) bicolae Meneghini, s. 98, lv. 19, ş. 71881 A. (Phylloceras) nilssoni - Meneghini, s. 32
 1839 Phylloceras sp. ind. aff. nilssoni - Geyer, s. 38, lv. 5, ş.1
 1893 Phylloceras capitanaei -Geyer, s. 35, lv. 4, ş. 1-6 1895
 Phylloceras geyeri - Bonarelli, s. 333
 1895 Phylloceras bicolae - Bonarelli, s. 333
 1897 Phylloceras alontinum -Pompecki, s. 733, lv. 19, ş. 5-8 1899
 Phylloceras geyeri - Fucini, s. 151, lv. 1, ş. 8
 1900 Phylloceras emeryi - Bettoni, s. 49, lv. 4, ş. 2 - 4
 1900 Phylloceras bicolae - Bettoni, s. 51, lv. 4, ş. 6
 1900 Phylloceras emeryi -Del Campana, s. 575, lv. 7, ş. 26, 28,29
 1900 Phylloceras bettonii -Del Campana, ş. 578, lv. 7, ş. 30-32
 1901 Phylloceras emeryi - Fucini, s. 44, lv. 6, ş. 6 - 8
 1904 Phylloceras emeryi - Prinz, s. 41, lv. 28, ş. 6
 1908a Phylloceras emeryi - Fucini, s. 16
 1908a Phylloceras bicolae - Fucini, s. 18
 1909 Phylloceras alontinum -Rosenberg, s. 21, lv. 1, ş. 16-18.
 1913 Phylloceras geyeri - Haas, s. 4, lv. 20, ş. 27 - 29
 1913 Phylloceras emeryi - Pia, s. 366, lv. 13, ş. 6
 1920 Phylloceras emeryi - Renz, s. 534
 1920 Phylloceras bicolae - Renz, s. 534
 1923 Phylloceras emeryi - Fucini, s. 101, lv. 6, ş. 7
 1923 Phylloceras geyeri - Fucini, s. 101, lv. 6, ş. 8
 1924 Phylloceras emeryi - Senn, s. 592
 1927 Phylloceras geyeri - Schroder, s. 130
 1931 Phylloceras emeryi - Kovacs, s. 39, ş. 2/8
 1934 Phylloceras capitanaei -Monestier, s. 9, lv. 7, ş. 20-22
 1934 Phylloceras geyeri - Monestier, s. 9, lv. 10, ş. 31 -36
 1936 Phylloceras emeryi -Negri, s. 16, lv. 2, ş. 17
 1936 Phylloceras geyeri -Negri, s. 20, lv. 2, ş. 10
 1936 Phylloceras bicolae -Negri, s. 23, lv. 3, ş. la, b, 2 - 4
 1936 Phylloceras alontinum - Negri, s. 24, lv. 3, ş. 5
 1942 Phylloceras cf. emeryi - Vecchia, s. 12
 1953 Phylloceras emeryi - Fantini ve Paganoni, s. 67
 1953 Phylloceras geyeri -Fantini ve Paganoni, s. 73, lv.6 ş.3
 1961 Phylloceras emeryi -Wiedenmayer, s. 32, lv. 4, ş. 1
 1962 Calliphylloceras emeryi -Fantini Sestini, s. 503, lv.38, ş.1
 1966 Calliphylloceras emeryi -Cantaluppi, s. 112, lv. 17, ş. 31966
 Holcophylloceras emeryi -Nuzubidse, s. 62, lv. 10, ş.4a, b

- 1967 Calliphylloceras emeryi -Cantaluppi, s. 18, lv. 1, ş. 3a, b
 1967 Calliphylloceras emeryi -Geczy, s. 24, lv. 5, 5. 9; lv. 6, ş. 2;lv. 7, ş. 1; lv. 63, ş. 21
 1968 Calliphylloceras emeryi - Cantaluppi ve Savi, s. 222, lv. 19, ş. la, b
 1968 Calliphylloceras bicolae - Cantaluppi ve Savi, s. 221 lv. 18, ş. 5-7
 1969 Calliphylloceras emeryi - Cantaluppi ve Montanari, s. 70, lv. 12, ş. 3
 1972 Calliphylloceras emeryi - Fischer, s. 102,103
 1972 Calliphylloceras geyeri - Geczy, s. 54, 55
 1972 Calliphylloceras emeryi - Geczy, s. 53 - 59
 1973 Calliphylloceras emeryi - Cantaluppi ve Montanari, s. 57
 1974 Calliphylloceras bicolae - Fantini Sestini, s. 233, lv. 19, ş. 4; lv. 20, ş. 1, 2a, b

Materyel. Binaltıyüzirimi adet iyi korunmuş iç kalıp.

Tanım. Sarılma involüt. Ombilik küçük ve derin, çapa oranı %7-14 arasında değişmekte. Tur kesiti elips şeklinde; yanlar dışbükey, karın dar bir şekilde yuvarlak ve ombilik duvarı asılı veya eğimli. İç kalıplar üzerinde süsler görülmez, yalnız kavkının dönemsel olarak kalınlaştığı yerlere karşı gelen yivler bulunur (kavkının kalınlaşarak oluşturduğu çıkıntılar iç kalıp üzerinde girintiler olarak izlenir). Bunların sayısı ve düzeni fertlere göre değişir, genellikle bir tur üzerinde düzenli veya düzensiz aralıklarla sıralanmış 3 ile 8 yiv bulunur. Sütür çizgisi levha III deki şekil 12'de gösterilmiştir.

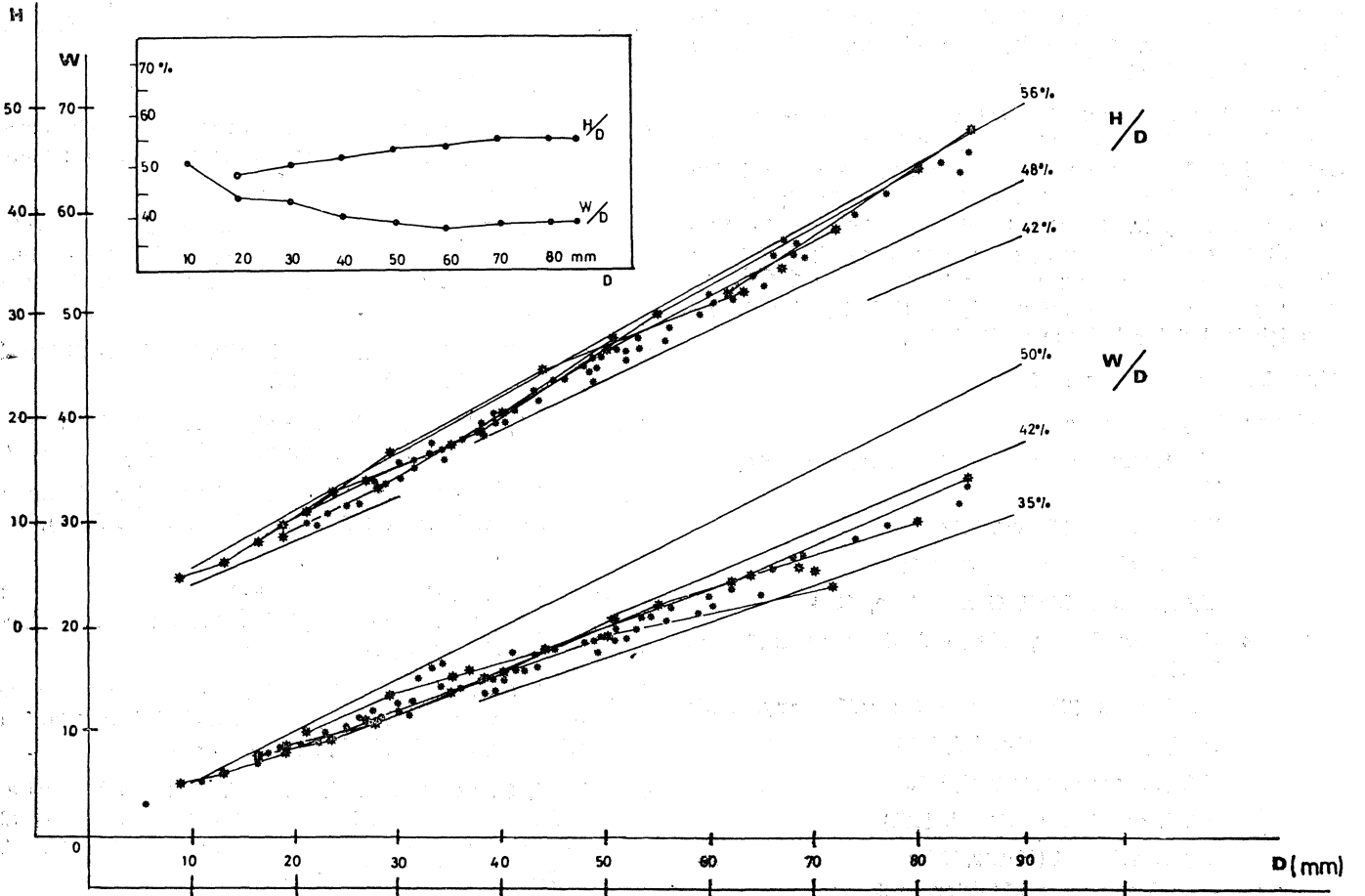
Ölçüler

N.No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W	C
19C26	83	7	8.4	44	53	32	38.5	1.37	8
19C27	77	9	11.6	43	55.8	32	41.5	1.34	8
	56	8	14.2	30	53.5	20	35.7	1.50	
13C36	63	4	6.3	32	50.7	25	39.6	1.28	7
	44	3	6.8	25	56.8	17.5	39.7	1.42	
	29	2	6.8	17	58.6	13.5	46.5	1.25	
18C9	61	5	8.1	34	55.7	24	39.3	1.41	7
9C11	51	7	13.7	28	54.9	21	41.1	1.33	7
	40	5	12.5	20	50	15	37.5	1.33	
	28	4.5	16	14	50	10.5	37.5	1.33	
	19	3	15.7	9	47.3	8	42.1	1.12	
9C37	49	7	14.2	24	48.9	19	38.7	1.26	7
19C23	87	7	8	48	55.1	33	37.9	1.45	6
	60	6.5	10.8	32	53.3	22	36.6	1.45	
19C38	80	6	7.5	44	55	30	37.5	1.46	6
	55	4	7.2	30	54.5	22	40	1.36	
	38	4	10.5	16	42.1	15	39.4	1.06	
	27	3	11.1	14	51.8	11	40.7	1.27	
	19	2.5	13.1	10	52.6	8	42.1	1.25	
	13	1.5	11.5	6.5	50	6.5	50	1.00	
19C15	58	6	10.3	32	55.1	23	39.6	1.39	6
18C1118	44	6	13.6	23	52.2	17	38.6	1.35	6
13C35	104	10	9.6	57	54.8	38	36.5	1.58	5
	50	7	14	26	52	19	38	1.36	
	24	3	12.5	12	50	10	41.6	1.20	
8C28	80	11	13.7	41	51.2	32	40	1.28	5
19C18	60	6.5	10.8	31	51.6	22	36.6	1.40	5
	42	5.5	13	22	52.3	15	35.7	1.46	

Düşünceler. Bu güne değin *Calliphylloceras*'a ait çok sayıda tür adlanması yapılmıştır. Ancak ayrı türler olarak belirtilen örnekler incelendiğinde kavkı şekillerinin, ölçülerinin ve sütür çizgilerinin aynı olduğu, bunların yalnızca turlar üzerindeki yivlerin sayı veya düzenlenme şekli ve tur kesitlerinin ayrıntıları ile (örneğin ombilik duvarının eğimli veya asılı olması, yanların dişbükeylik derecesi v.b.) birbirlerinden ayrılabilirdiği görülmektedir. Eğer *Calliphylloceras* cinsine ait türleri belirlemede yukarıda belirtilen bu ayrıçlar geçerli kabul edilirse bugün bilinen türler yanısıra daha birçok yeni tür adlarının ortaya çıkması kaçınılmaz olacaktır. Bu çalışmada *Calliphylloceras bicolae* adı altında toplanan örnekler Üst Sinemuriyen - Alt Pliyensbahiye yaş konağındaki tabakalardan toplanmıştır. 1620 örnek arasından özenle seçilen 100 örneğin ölçümlerine dayanan «Çap (D) - Tur yüksekliği (H)» ve «Çap (D) - Tur genişliği (W)» değişim diyagramları şekil 2'de birleştirilmiş olarak görülmektedir. Buradaki noktalar bilinen en az beş ayrı türün, *Calliphylloceras bicolae* (Meneghini, 1875), *C. alomtinum* (Gemmellaro, 1884), *C. geyeri* (Bonarelli, 1895), *C. emeryi* (Bettoni, 1900), *C. bettonii* (Del Campana, 1900), özelliklerine uyan örneklerdir. Noktaların belirli bir alanda bu denli yoğunlaşması ancak tek türe ait örneklerde görülebilecek bir özelliktir. Levha III, şekil 1-6'da dış

görünümleri değişik örnekler, şekil 7-11'de dış görünüşleri aynı olduğu halde tur kesitleri değişik olan örnekler verilmiştir. Bütün bu örnekler levha III, şekil 12'deki sütür çizgisine sahiptir ve H/D, W/D oranları nokta diyagramında (şekil 2) aynı alana düşmektedir. Ayrıca bütün bu değişik formlar istif boyunca hemen hemen her tabaka yüzeyinde bulunabilmektedir. Bu nedenle bu örnekleri değişik türler olarak değil tek bir türün değişkenlik sınırı içindeki fertler olarak nitelendirmek daha doğru olacaktır. Bu tür için geçerli ad, kurallara göre tarih önceliği gözetilerek, *Calliphylloceras bicolae* (Meneghini)'dir. Bu türü belirleyen özellikler yukarıda tanımlanmıştır. Şekil 2'de büyüme sırasındaki gelişim izlenmektedir. 35 mm çapa kadar görece tur yüksekliği (H/D) %42-56, tur genişliği (W/D) ise %42-50 arasındadır. Çap büyüdükçe görece tur yüksekliği %48 - 56 genişliği ise %35 - 42 arasında sınırlanır. Diğer bir deyişle büyüme sırasında görece yükseklik artarken, genişlik azalmaktadır (ilişkiler şeklin sol üst köşesinde basitleştirilmiş olarak gösterilmiştir).

Bulunduğu Yerler *C. bicolae*. Türkiye'de en bol bulunan bir türdür. Bilecik, Amasya ve Gümüşhane - Bayburt yörelerinde incelenen Üst Sinemuriyen - Alt Pliyensbahiye yaş konağındaki bütün yüzlemlerde mevcuttur.



Şekil 2 : *Calliphylloceras bicolae*'nin çapa (D) göre tur yüksekliği (H) ve tur genişliği (W) değişim diyagramı.

Figure 2 : Scatter diagram of whorl height (H) and whorl width (W) against diameter (D) for *Calliphylloceras bicolae*.

SONUÇLAR ve TARTIŞMALAR

Bu çalışmanın amacı Liyas'ta Phylloceratidae familyasını temsil eden gerçek tür ve cinslerin belirlenmesine bir yaklaşım sağlamaktır. Phylloceratid ammonitler üzerine yapılan çok sayıda çalışma ve bu çalışmalarda uygulanan değişik sınıflamalar vardır. Sistematik düzende ne denli değişiklikler yapılırsa yapılsın bunlardan etkilenmeyecek olanlar gerçek türlerdir. İlk çalışmalarda Ammonites adı altında tanımlanan değişik türler daha sonraları Phylloceras adı altında toplanmış ve 1940'lı yıllardan itibaren ise değişik cins adları kullanılmaya başlanmıştır. Bu güne değin adlanmış olan phylloceratid cins ve türlerinin geçerlilik derecesi tartışılmaya değer bir konudur. Paleontolojide temel ve değişmeyen birim türdür. Verilen her yeni ad bir topluluğu temsil ettiği düşünülen bir veya birkaç örneğe dayanmaktadır. Başlangıçta bir türün nerede başladığı nerede bittiği ve fertler arasındaki değişkenlik derecesi belirli değildir, dolayısıyla bir veya birkaç örnek bir türün tüm özelliklerini yansıtmayabilir. Bulunan her yeni örneğin bilinen türlerle karşılaştırıldığı, dış görünüşlerindeki benzerliklere dayanarak yeni bir tür olarak adlandırıldığı devre kuşkusuz paleontolojide «tür üretme devresi» olarak bilinecektir. Süregelen çalışmalar ve birikimler sayesinde farklı türlere ait olduğu sanılan fosil gurupları arasında bağlantı kurulabilmekte ve iki veya daha çok sayıdaki tür tek bir türe, «gerçek türe», indirgenebilmektedir. Aynı çalışmalar cinsler, altfamilyalar ve hatta familyalar içinde geçerlidir.

Bu çalışma Bilecik, Amasya ve Gümüşhane - Bayburt yörelerindeki Liyas yüzleklerinden derlenen stratigrafik denetimli 3313 örnek ile Bayburt ve Ankara yörelerinden diğer çalışmacılar tarafından derlenen 223 örnek üzerinde sürdürülmüştür. Örneklerin değerlendirilmesinde filojenetik ve ontojenetik gelişimler esas alınarak belirlenen cins ve türler şunlardır : (cinsler için sinonim kabul edilenler parantez içinde belirtilmiştir, türlerin sinonimleri yazı içinde listeler halinde verilmiştir).

Cins Phylloceras Suess, 1865

Altçins Phylloceras s.s

Phylloceras (Phylloceras) frondosum (Reynes, 1868)

P.(P). lipoldi (Hauer, 1854)

P.(P). hebertinum (Reynes, 1868)

P.(P). meneghini Gemmellaro, 1874

Altçins Zetoceras Kovacs, 1939 (— Lavizzaroceras Kovacs, 1939)

Phylloceras (Zetoceras) zetes (d'Orbigny, 1850)

P.(Z). pseudozetes Fucini, 1908

P.(Z). bonarelli Bettoni, 1900

P.(Z). oenotrium (Fucini, 1901)

P.(Z). lavizzarii (Hauer, 1854)

P.(Z)?. anatolicum Meister, 1913

Cins Partschiceras Fucini, 1923 (— Procliviceras Fucini, 1923; Phyllopachyceras Spath, 1923)

Partschiceras striatocostatum (Meneghini, 1853)

Cins Hantkeniceras Kovacs, 1939 (— Calaiceras Kovacs, 1939)

Hantkeniceras cf. hantkeni Schloenbach, 1867

H. pseudocalais (Pia, 1913)

H. sp.,

Cins Calliphylloceras Spath, 1927

Calliphylloceras bicolae (Meneghini, 1927)

Tetis bölgesi Liyas ammonit faunalarının en belirgin özelliği Phylloceratidae familyasının egemen oluşudur. Mevcut koleksiyonda da büyük bir sayısal çoğunluğa (% 67.7) sahip olan bu gurubun yaş konağının uzun olması nedeniyle stratigrafik değeri çok azdır. Kuzey Anadolu Üst Sinemuriyen - Alt Pliyensbahiye çökellerinde en bol bulunan cins Calliphylloceras olup tek türe ait, C. bicolae, 1600 örnek bulunmuştur. Toarsiyen yüzleklerinde (Kayabaşı - Amasya, Sahandodere - Gümüşhane, Kızıltepe - Bayburt) bu türe ait 20 örnek yanısıra C. aveyronense (Meneghini), C. virginiae (Bonarelli), C. cf. spadae (Meneghini) olarak tanınabilen 9 örnek bulunmuştur. Ancak eldeki örnekler Toarsiyen'deki Calliphylloceras türleri konusunda herhangi bir değerlendirme yapabilmek için yeterli değildir. Bu nedenle bu çalışmada Toarsiyen örneklerine değinilmemiştir. Bolluk sırasına göre Phylloceras (Phylloceras)(1050 örnek), Phylloceras (Zetoceras) (440 örnek), Partschiceras (320 örnek) ve Hantkeniceras (48 örnek) gelmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Alkaya, F., 1982, Kuzey Anadolu Alt Jura (Liyas) Phylloceratidlerinin taksonomik revizyonu (I. bölüm) : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25, 31 - 40.

Arkell, W., 1957, Moore, R.C., ed., Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea, da : Geol. Soc. America ve Univ. Kansas Press.

Bettoni, A., 1900, Fossili domeriani della Provincia di Brescia : Mem. Soc. Pal. Suisse, 27.

Canavari, M., 1888, Contribuzione alla Fauna del Lias inferiore di Spezia : Mem. Carta. Geol. Italia, 3, 57 - 227

Cantaluppi, G., 1966, Fossili sinemuriani nel «Corso Bianco» ad Est di Brescia : Atti. Ist. Geol. Univ. Pavia, 12, 103-120.

Cantaluppi, G., 1967, Le Ammoniti domeriane della Val Ceppellina (Suello - Prealpi Lombade) : Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 18, 1 - 50.

Cantaluppi, G. ve Montanari, L., 1969, Carixiano superiore e suo passaggio al Domeriano a NW di Arzo (Canton Ticino) : Boll. Soc. Ital., 7 (1968), 57 - 77.

Cantaluppi, G. ve Montanari, L., 1973, Q uadro biostratigrafico conclusivo del Carixiano e suo passaggio al Domeriano nelle Prealpi lombarde occidentali: Boll. Soc. Paleont. Ital., 10, 43 - 74.

Cantaluppi, G. ve Savi, A., 1968, Le Ammoniti di Molino Grasso d'Olona (Varesotto). Riflessi biostratigrafici sul Domeriano ed il suo limite superiore : Atti Soc. Ital. Sc. Nat, 107, 205 - 261.

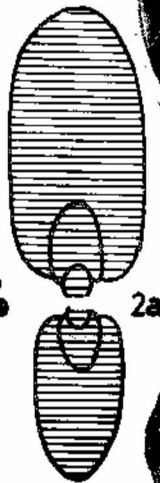
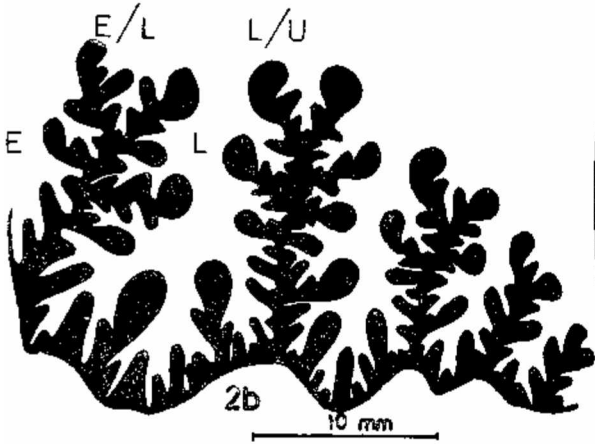
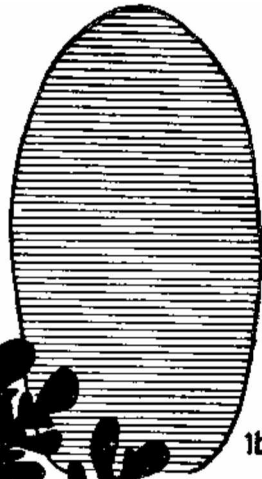
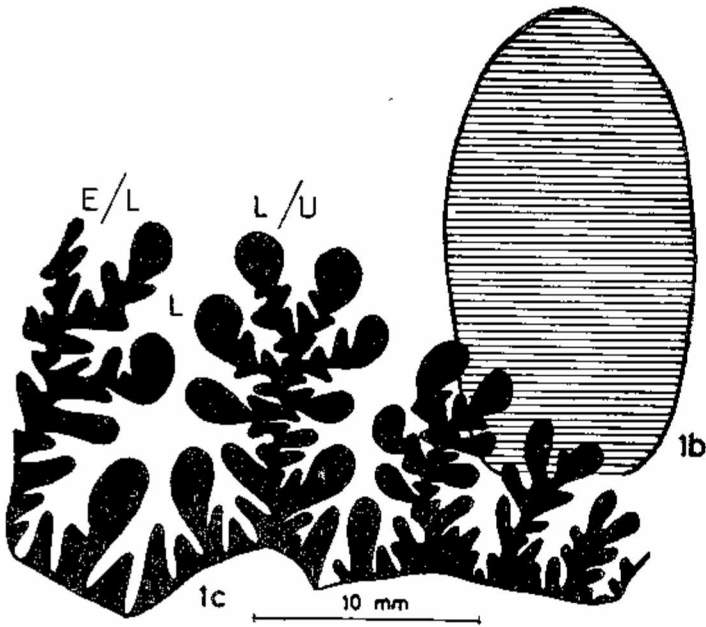
- Del Campana, D., 1900, I Cefalopodi del Medolo di Valtrompia : Boll. Soc. Geol. Ital., 19, 555 - 642.
- Fantini Sestini, N., 1962, Contributo allo studio delle Ammoniti del Domeriano di Monte Dumaro (Brescia) : Riv. Ital. Paleont. Strat., 68, 483 - 554.
- Fantini Sestini, N., 1971, II genere *Partsehiceras* (Ammonoidea) nel Lias : Riv. Ital. Paleont. Strat., 77, 377 - 408.
- Fantini Sestini, N., 1974, *Phylloceratina* (Ammonoidea) del Pliensbaehiano Italiano : Riv. Ital. Paleont. Strat., 80, 193 - 250.
- Fantini, N. ve Paganoni, G., 1953, Studi paleontologici sul Lias del Monte Albenza. Ammoniti del Lotharingiano e del Domeriano : Riv. Ital. Paleont. Strat., 59, 63 - 88.
- Fucini, A., 1899, Ammoniti del Lias medio dell'Appennino centrale esistenti nel Museo di Pisa : Palaeont. Italica, 5, 145 - 186.
- Fucini, A., 1901 - 1905, Cefalopodi liassici del Monte di Cetona : Palaeont. Italica, 7, 1-89; 8, 131-218; 9, 125-185; 10, 275-289; 11, 93-146.
- Fucini, A., 1908a, Synopsis delle Ammoniti del Medolo : Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 28.
- Fucini, A., 1923, Fossili domeriani dei dintorni di Toarna : Palaeont. Italica, 26 (1920), 75 - 116.
- Geczy, B., 1967, Ammonoïdes jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie. Part II (excl. *Hammatoceras* tidae) : Geologica hung., Ser. palaeont., 35.
- Geczy, B., 1972, Ammonite fauna from the Lower Jurassic standard profile at Lokut, Bakony Mountains, Hungary : Ann. Univ. Sci. Rol. Eötvös, 15.
- Geyer, G., 1886, Über die liassischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt : Abh. geol. Reichsanst., 12, 4, 213-287.
- Geyer, G., 1893, Die mittelliasische Cephalopoden des Hinter - Schafberges in Oberösterreich : Abh. geol. Reichsanst., 15, 4, 1 - 76.
- Gugenberger, O., 1936, I Cefalopodi del Lias inferiore della Montagna del Casale in provincia di Palermo (Sicilia) : Palaeont. Ital., 36, 135 - 213.
- Haas, O., 1913, Die Fauna des mittleren Lias von Ballino im Stidtirol: Beitr. Palaont. Geol. Österr. - Ungarn u Orient, 26, 1 - 161.
- Kovacs, L., 1942, Monographic der liassischen Ammonites des nördlichen Bakony : Geol. Hungarica, ser. Palacont., 17, 1 - 220.
- Meneghini, G., 1853, Nuovi fossili toscani illustrati dal Prof. Meneghini. Appendice alle considerazioni sulla geologia stratigrafica toscana dei Professori Cavaliere P. Savi e G. Meneghini : Ann. Univ. tosc., 3, 1-40.
- Meneghini, G., 1867 - 1881, Monographic des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias superieur) de Lombardie et de l'Appennin central (1-84); Revision systematique (185-242); Fossiles du Medolo. Appendice a la monographic (1-56) in : Stoppani, A (ed) / Paleontologie lombarde, 4 ser.
- Monestier, J., 1934, Ammonites du Domerien de la region SE de l'Aveyron et de quelques regions de la Lozere a l'exclusion des *Amaltheides* : Mem. Soc. Geol. France, 10, mem. 23.
- Negri, L., 1933 - 1936, Revisione delle ammoniti liassiche della Lombardia occidentale : Palaeont. Ital., 34, 85-136; 36, 1-57.
- Pia, J., 1913, Über eine mittelliasische Cephalopodenfauna aus dem nördöstlichen Kleinasien : Ann. k.k. Naturhist. Hofmus., 27, 335 - 388.
- Pompeckj, J.F., 1897, Palaontologische und stratigraphische Notizen aus Anatolien : Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges., 49, 713 - 828.
- Renz, C., 1920, Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Gebiet des Monte Generoso (Kanton Tessin) : Ecl. geol. Helv., 15, 523 - 584.
- Reynes, P., 1879, Monographic des Ammonites. Atlas de 53 planches : Paris (Bailliere, Savy), Marseille (Camin).
- Rosenberg, P., 1909, Die Liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge : Beitr. Geol. Pal. Osterreichs u. Ungarns, 22, 193 - 345.
- Schroder, J., 1927, Die Ammoniten der Jurassischen Fleckenmergel in der Bayerischen Alpen : Palaeontographica, 68, III-232.
- Yazının geliş tarihi: Şubat 1983
- Yayın verildiği tarih: Temmuz 1983.

LEVHA I

- Şekil 1 : *Partschiceras striatocostatum* (Meneghini)
a. Yandan görünüş, 17P2,x1
b. Tur kesiti, 17P2, x 1
c. Sütür çizgisi, 17P2
- Şekil 2 : *Partschiceras striatocostatum* (Meneghini)
a. Eine kesit, 18P8,x1
b. Sütür çizgisi, 18P8
- Şekil 3 : *Partschiceras striatocostatum* (Meneghini)
a.b. Karın ve yandan görünüş, 18P3, x 1
- Şekil 4 : *Partschiceras striatocostatum* (Meneghini)
Yandan görünüş, 4P21, x 1

PLATE I

- Figure 1 : *Partschiceras striatocostatum* (Meneghini)
a. Side view, 17P2, x 1
b. Whorl section, 17P2, x 1
c. Suture line, 17P2
- Figure 2 : *Partschiceras striatocostatum* (Meneghini)
a. Cross section, 18P8, x 1
b. Suture line, 18P8
- Figure 3 : *Partschiceras striatocostatum* (Meneghini)
a.b. Ventral and side view 18P3, x 1
- Figure 4 : *Partschiceras striatocostatum* (Meneghini)
Side view, 4P21, x 1



2a



3a



3b



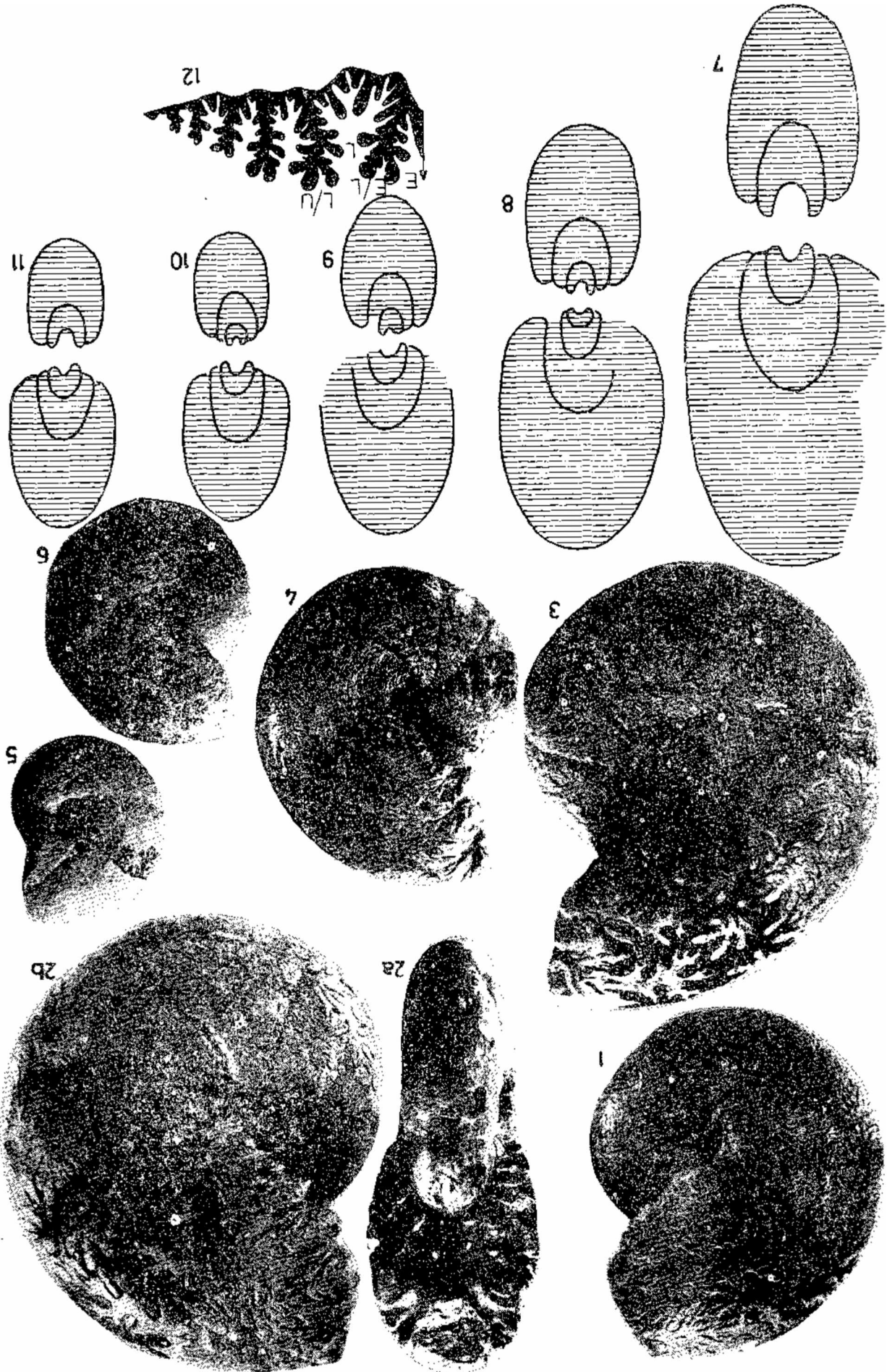
4

LEVHA III

- Şekil 1-12 : *Calliphylloeras bicicolae* (Meneghini)
1. Yandan görünüş, 19C2, x 1
 - 2a,b. Önden ve yandan görünüş, 19C23, x 1
 3. Yandan görünüş, 19C26, x 1
 4. Yandan görünüş, 19C18, x 1
 5. Yandan görünüş, 19C21, x 1
 6. Yandan görünüş, 18C27, x 1
 7. Enine kesit, 13C35, x 1
 8. Enine kesit, 19C38, x 1
 9. Enine kesit, 13C36, x 1
 10. Enine kesit, 9C11, x 1
 11. Enine kesit, 18C190, x 1
 12. Sütür çizgisi, 19C23

PLATE III

- Figures 1-12 : *Calliphylloceras bicicolae* (Meneghini)
1. Side view, 19C2, x 1
 - 2a,b. Front and side views, x 1
 3. Side view, 19C26, x 1
 4. Side view, 19C18, x 1
 5. Side view, 19C21, x 1
 6. Side view, 18C27, x 1
 7. Cross section, 13C35, x 1
 8. Cross section, 19C38, x 1
 9. Cross section, 13C36, x 1
 10. Cross section, 9C11, x 1
 11. Cross section, 18C190, x 1
 12. Suture line, 19C23



Özdirencin Gerilme - Yamulma İle İlişkisi

Relationship Between Resistivity and Stress - Strain

AHMET ERCAN, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Kürsüsü Teşvikiye, İstanbul.

ÖZ : Deprem oluşumunu önceden belirlemek (sezinlemek) için yapılan elektrik ölçmeler, deprem öncesi yerde oluşan aşın gerilme - yamulma birikiminin yerin elektrik özelliklerini etkileyeceği varsayımına dayanır. Kayaç için elektrik akım iletimi, birbirleriyle dokunakta olan mineraller aracılığı ya da özellikle gözenekler içindeki sıvılar ve kırıklar ile sürdürülür. Gerek gözenekler ve gerekse kırıklar kayacın gerilme - yamulma'dan en çok etkilenen bölümü olduğundan bu etki bir özdirenç değişimi olarak izlenebilir. Ne var ki, depremi oluşturan yamulma değişiminin küçük olması (10^{-4}) özdirençte, duyarlı ölçüm yapılmadıkça, sezinlenemeyecek oranda (%1) bir başkalaşmaya neden olur. Dolayısıyla depremi önceden sezinleme amacıyla yapılan elektrik ölçmelerden beklenen; yan etkisiz ve %1 den daha duyarlı ölçü alabilmektir.

İncelenmesi gereken diğer konular; derinlik ve çökelti kayaçlarında elektrik iletkenliği etkileyen öğeler, yamulma ile özdirenç değişimini belirleyen deneylik ölçümleri ve bugüne değin bu dalda kazanılan deneyimlerin irdelenmesidir.

ABSTRACT : Many of the geoelectrical measurements being made in connection with earthquake prediction studies are based on the concept that these properties are influenced by stress or strain build up, especially so near the failure point. Electrical properties of rocks are controlled by the fluid in the pores and cracks of the rocks and, since this is the fraction of a rock most influenced by stresses, one should expect electrical measurements to be sensitive measures of changing stresses and strains. The strain changes that one is dealing with in these studies, however, are very small (i.e. in the order of 10^{-4}) and even though the electrical responses can amplify the effect great sensitivity is needed in making the measurements. Because, the estimated change in resistivity is only as much as 1% percent.

Some important aspects to examine are depth of occurrences and factors influencing electrical properties in sedimentary rocks, laboratory experiments to determine strain - resistivity relationship and careful studies of all previous work completed in this field of interest.

GİRİŞ

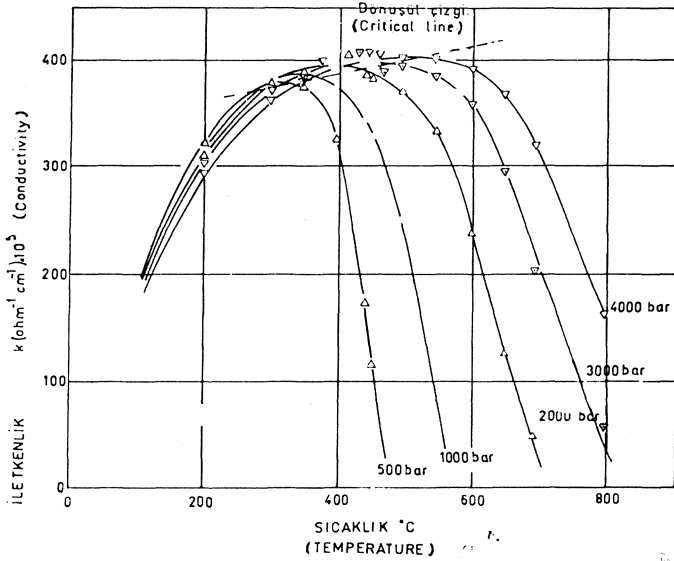
Yapı ve elektrik özellikleri bakımından kayaçlar dört ayrı dalda incelenebilir. (1). Derinlik kayaçları (magmatic), (2). Çökelti kayaçları (sedimentary), (3). Başkalaşım kayaçları (metamorphic), (4) Kırık kuşağı kayaçları.

Konu gereği önemi olan kayaç türü kırık kuşağı kayaçları olmasına karşın, bu tür kayaçlar diğer ilk üç türe göre özellikleri en az çalışılmış kayaçlardır. Bu nedenle, her ne denli aynı olması beklenmesede, ilk üç dala düşen kayaç özellikleri ile benzeşimi olacağı düşüncesiyle yalnız bu türlerdeki kayaç özelliklerine göz atılacaktır. Yer kabuğu içinde yer alan kayaçlarda elektrik akım iletimi, birbirleriyle bağlantılı gözenekler içindeki sıvılar aracılığı ile olur. Tuz yatakları ve kimi mermerler dışında kabuğun hemen her bölgesinde yer alan kayaçlarda böyle içsel çözeltiler vardır ve özdirenç 10^5 Ohm - metre ya da daha azdır (Morrison ve diğerleri, 1977; 1979)

Özellikle yer genişlemesine ya da şişmesine (dilatancy) neden olan tektonik gelişimin özdirençte gözlenen değişimleri oluşturabileceği sanılmaktadır (Scholz ve diğerleri, 1973). Buna temel neden, yamulma etkisiyle genişleme sırasında kayaç gözenekliliği değişmesidir.

Kayaç içinde elektrik akım iletimi, kayaç yapısındaki iletken mineral bağlantılarından çok bağlantılı gözenekler içindeki sıvılardaki iyon taşımacılığı ile oluşuyorsa gözeneklilik değişimi ile özdirenç arasında sıkı bir ilişki beklenir. Deneylik gözlemlerine göre, alçak saran (confining) basınçlarda, kayaç içindeki çatlaklar kapanır ve basıncın birkaç kilobar arttırılmasıyla özdirenç hızla yükselir (Brace ve Orange, 1968). Daha yüksek basınçlarda (hemen hemen kırık oluşturan basıncın yarısı büyüklüğünde basınçlarda) genişleme (dilatancy) başlıyasıya değin özdirenç - basınçla değişim göstermez. Sonuç olarak genişlemeyle gözeneklilik artar ve kırık oluşmadan önce özdirenç büyük ölçüde düşer.

Gerçek özdirenç değerleri iki ögeye dayanır. Bunlar, gözenek suyunun özdirenci ve kayaç içindeki bağlantılı gözeneklerin ve kırık aralıklarının oylum (hacim) ve biçimleridir. Sığ yer kabuğu basıncı ve sıcaklığı altında özdirenç değeri, içerilen sıvının tuzluluğuna ve sıcaklığına bağlıdır. Özdirencin tuzluluğa bağlılığı yaklaşık olarak doğrusal olup, tuzlulukla özdirenç kimileyin üç kat oranında değişebilir. Sıcaklık etkisi yaklaşık olarak eksponansiyel olmasına karşın etkinleştirme erkesi (energy) düşük olduğundan, donma noktasından dönüşül (critical) noktaya dek sıcaklık etkisiyle özdirenç ancak bir kat oranda değişebilir. İletkenlikte (ya da özdirençte) ani değişim dönüşül noktadan sonra başlar. Bu noktadan sonra (-370°C) erimiş tuzların ayrışma (disassociate) yetenekleri değiştiğinden iletkenlik hızla düşer özdirenç hızla yükselir). Basınç ve tuzluluk arttıkça iletkenliğin düşme noktası (dönüşül nokta) yüksek sıcaklıklara doğru kayar (Şekil 1).



Şekil 1 : 0.00501 m NH₄Br çözeltisinin öz iletkenliğinin 500 ve 4000 bars arası basınçlarda sıcaklıkla eşbasınç değişimi (Quist ve Marshall'dan).

Figure 1 : Isobaric variation of specific conductances of 0.00501 m NH₄Br solutions with temperature at pressure form 500 to 4000 bars (Quist and Marchall).

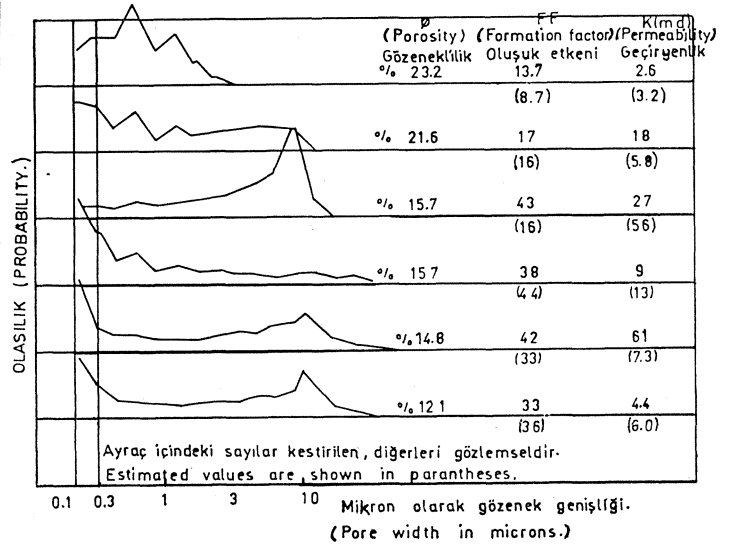
Kayaç içi gözeneklerinin oldukça küçük olması durumunda (0.01 mikrondan küçük) iletkenliği arttıran diğer bir öge; yüzey iletkenliği, önem kazanır. Bu ek iletkenlik, mineraller üzerindeki net bir yük nedeniyle, aşırı orandaki iyonların elektrostatik olarak mineral yüzeylerince çekilmesidir. Bu net yük ile oluşan potansiyele zeta potansiyeli denir. Oda sıcaklığında kuvars mineralleri için bu değer -50 ile -70 mV arasında değişir. Kil oldukça yüksek yüzey iletkenliği içerdiğinden ve hava ile dokunakta olan kayaçlar kil içerdiklerinden diğer kayaçlara oranla genellikle çok daha iletkenlerdir.

Kayaç gözeneklerinin biçimlerinin elektrik iletkenlik üzerindeki etkileri ayrıntıları ile bilinen bir konu olmamasına karşın, yamulma etkisinin iletkenlik üzerine etkisinin denetlenmesinde konunun önemi oldukça büyüktür. Bunun yanısıra, toplam hacim içinde aldıkları yer küçük olsa bile, oldukça dar kırıkların toplam iletkenlik üzerindeki etkisi büyüktür. Dar kırıklar en kolay biçim değişimine uğradıklarından, kayaç iletkenliğinin yamulmaya oldukça duyarlı olması beklenir.

Ancak, gözenekleri ve kırıkları göz önüne alarak kayaçın elektrik özelliklerinin belirlenebilmesi, kırık ve gözenek özelliklerinin ayrıntıları ile bilinmesini gerektirir ki bu çoğunlukla başvurulmayan bir yoldur. Ne varki, çökelti kayaçlarının bu yolla elektrik özelliklerini belirleyen, Archie yasası diye anılan bir bağıntı vardır. Bu yasaya göre bir çökelti kayacının özdirenci, kayaç gözeneklerinde yer alan sıvının özdirenci ile doğru, kayaç gözenekliliğinin n inci kuvveti ile ters orantılıdır:

$$\rho_k = \rho_s \cdot \Phi^{-n} \quad (\text{Archie, 1942})$$

ρ_k : Kayaçın toplu özdirenci, ρ_s : kayaç gözenekleri içindeki sıvının özdirenci, Φ : kayaçın toplam hacmine göre gözeneklilik oranı (yüzdesi), n : deneysel olarak saptanan bir katsayı olup genellikle 2 dir. Yasa, kumtaşları üzerine yapılan çalışmaya dayanıyor olsa da diğer çökelti kayaçları içinde benzer biçimde geçerlidir. Gözenekliliğin üzerindeki üstün (n) değeri, tümüyle kayacı yapan taneciklerin biçimine bağlıdır. Söz gelimi, yuvarlak tanecikler için $n = 1.5$ iken, taneciğin kenarları düzgülneştikçe bu değer büyür. Şekil 2 te birkaç çökelti kayacı için gözenek genişliği dağılımı ve akma özellikleri sergilenmektedir.



Şekil 2 : Kimi çökelti kayaçlarının gözenek değiştirgenleri ve akma özellikleri (Madden, 1976'dan).

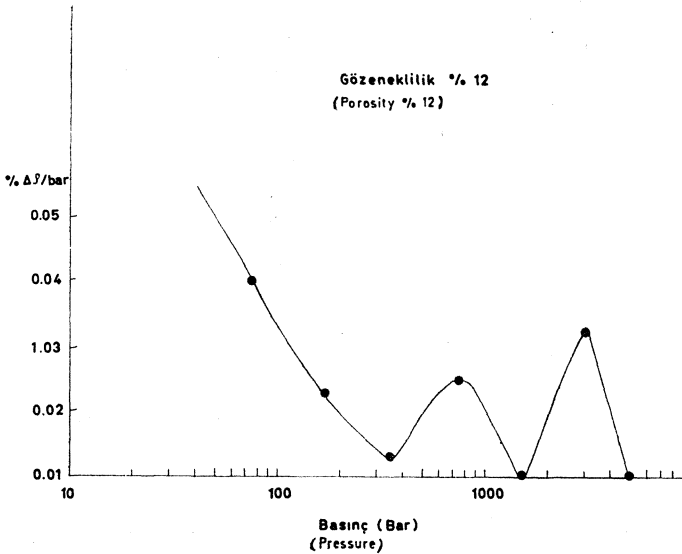
Figure 2 : Pore parameters and flow properties of some sedimentary rocks (After Madden, 1976).

Derinlik kayaçları için Archie yasası aynı güzellikte sonuç vermezse, alçak basınçlarda derinlik kayaçları ya-

sa ile saptanandan daha iletkenidir. Bu, özellikle oldukça büyük gerilmeler altında kalmış kayalar için geçerlidir. Böyle kayalarda kırıklar, oransal olarak çok olmasının yanısıra uzunluk dağılımı bakımından da çeşitlidir. Bu durum geometrik ortalama kuramını karmaşıktırır. (Madden, 1976) ve birbirine bağlantılı küçük ölçekli kırıklar daha geniş kırıklar doğrultusunda sıralanmaya eğilim gösteriyorlarsa iletkenliğinde artmasına neden olurlar.

Çatlaklarla iletkenlik arasındaki ilişkiyi saptamak amacıyla Kuzey Doğu Amerika'da bir granit taşı işletme ocağı içinde ölçüler yapılmıştır (Madden, 1976). Bu çalışmada, patlatmalar nedeniyle yüzeye yakın yerlerde granit oldukça çatlak olmasına karşın, elektrik özelliklerin aslında çok küçük kırıklarca denetildiği ortaya çıkmıştır. Patlatma alanından uzak yerde yapılan sığ ölçümlerde en yüksek, ocak tabanında yüksek ve patlatma yerinde kayaç örneği alınarak yapılan ölçmelerde ise en düşük öz direnç değerleriyle karşılaşılmıştır. Bu sonuçlar patlatmalarla gerilim boşaldığını ve çatlakların önemsiz olduğunu göstermiştir.

Gerilme tepkili öz direnç değişiminin karşılaşıldığı iki durum vardır. Bunlardan biri gerilme değişimlerinin çatlak ve kırıkları açıp kapadığı yüzeye yakın birkaç kilometre derinlikler, diğeri ise genişlemenin yer alabileceği derinlerdeki yüksek gerilme düzeyleridir. 10 ile 1000 Ohm-m arasındaki öz direnci içeren kayalar üzerinde yapılan deneyler, kayaç içindeki çatlak, eklem (joint) gözenekliliğinin, toplam gözenekliliğin yalnız küçük bir parçasını oluşturduğu ve bu nedenle çatlak değişimlerinin öz direnç değişimlerini oluşturacak derecede önemli olmadığını göstermiştir. (Brace, 1971) (Şekil 3).



Şekil 3 : Öz direnç - Gerilme duyarlılığı (%Δρ/bar). Yönbağımsız gerilim altında büyük gözenekli çökelti kayaları (Brace ve diğ., 1968 ve Brace, 1974 ten).

Figure 3 : Resistivity - stress sensitivity (%Δρ/bar). High porosity sedimentary rocks under isotropic pressure.

ÖZDİRENÇ, GERİLME - YAMULMA İLİŞKİSİ

Gerilmenin kayaların öz direncine etkisi; var olan yarık ve gözenekleri açması ya da kapaması, ya da yeni yeni yarıklar oluşturması sonucu doğar. Sıcaklık, suyun dönüşül sıcaklık noktasının üzerinde olduğu zaman, gözenek içindeki basınç değişimi gözenek sıvısının iletkenliğini de değiştirebilir. Gözenek ve yarık değiştirgenleri (parameters) üzerindeki gerilme etkisi deneylik çalışmaları ile ortaya konabilir. Özellikle çökelti kayaları üzerinde makaslama kuvvetlerinin etkisinin açıklanması önemsenmede, çalışmaların çoğu hidrostatik basınç altında kayaların özelliklerinin incelenmesine dayanmaktadır. Şöyleki, hidrostatik basınç iletim yollarını kapatarak öz direncin yükselmesine neden olur. Ancak makaslama kuvvetlerinin etkisi daha karmaşıktır. Küçük makaslama kuvveti altında, genişleme (dilatancy) başlangıcına değin öz dirençteki değişim pek küçüktür. Ne varki bu aşamadan sonra öz dirençte büyük bir değişim gözlenir.

Çatlak ve gözenek kapanmalarının çoğunlukla yalıtılmış (isolated) çatlak davranışları sonucu oluştuğu varsayılır. Yalıtılmış çatlak (yarık) lar ise çatlak ve gözenek durumu oranına bağlıdır. Düşük oranı simgeleyen çok dar çatlakların, orta büyüklükteki basınçlarda kapanması beklenir. Gerçekte, gözenek ve çatlak yüzeyleri dalgalı olduklarından, orta büyüklükteki basınçlarda yüzey uyumsuzlukları nedeniyle gözenekler tam, tamına kapanmaz. Ancak, iletkenliği çoğunlukla çatlak ve gözeneklerle sağlanan kayaların öz direnci orta basınçlarda çok büyük değişim gösterebilirler. Ki bu tür davranışlar özellikle düşük gözenekli derinlik ve başkalaşım kayalarında örnek gösterilecek biçimde izlenir. Bu tür kayaların gözenekleri düşük olduğundan, öz direnç değişimiyle eşzamanlı olarak oluşan hacim değişimide küçüktür. Böyle kayalarda öz direnç değişimi yamulma değişimindeki artışın bir sonucudur. (Çizelge 1,2) de sözü edilen kayalara özgü örnek değerleri sergilemektedir. Çizelge 1 den izlendiği gibi, gözeneklilik azaldıkça, basınç azaldıkça öz direncin yamulmaya olan duyarlılığı artar.

Bar Olarak Basınç Pressure (Bar)	Stone Dağı Granite		Cape Cod Granite		
	Westerly Granite	Dağı Granite	Casco Granite	Rutland Quartzite	Grano-diorite
75	880	760	400	1350	1630
175	680	680	530	910	1500
375	460	590	640	600	570
750	300	560	530	400	360
1500	250	420	310	250	190
3000	160	350	210		110
Gözeneklilik Porosity	0.9%	3.6%	0.7%	0.5%	0.4%

Çizelge 1 : Öz direnç - yamulma yükseltme oranı {Δρ/ρ/Δ yamulma}. Yönbağımsız gerilim altında düşük gözenekli kayalar (Brace, 1971 den).

Table 1 : Resistivity - Strain Amplification Factor (Δρ/ρ) (—) Low Porosity Rocks Under Isotropic Stress (Brace, 1971).

Bar Olarak Basınç Pressure (Bar)	Siyah şist Black schist									
	Westerly Graniti Granite	Stone Dağı Graniti Granite	Casco Graniti Granite	Rutland Kvartziti Quartzite	Chittenden Dolomiti Dolomite	Blair Dolomiti Dolomite	Grenville Mermeri Marble	Pottsville Kumtaşı Sandstone	Çökelmeye Koşut Parallel to Sedimentation	Çökelmeye Diğ Normal to Sedimentation
75	.607	.702	.732	.777	.419	1.494	.811	.575	.211	.262
175	.291	.434	.462	.415	.225	.645	.425	.378	.154	.118
375	.143	.253	.264	.197	.152	.293	.156	.277	.175	.080
750	.082	.153	.142	.115	.071	.103	.114	.142	.105	.062
1500	.058	.097	.071	.063	.041	.049	.078	.076	.060	.035
3000	.034	.067	.042	.035	.030	.027	.048	.028	.033	.026
5000	.026	.052	.029	.026	.029	.018	.050	.031	.033	.022
Gözeneklik Porosity	0.9%	0.6%	0.7%	0.5%	1%	0.2%	0.4%	2.9%	1.2%	

Çizelge 2 : Az gözenekli kayaların tek yönlü basınç altında özdirenç - basınç duyarlılığı (%Ap/bar) (Madden, 1976'dan).

Table 2 : Resistivity stress sensitivity (%Ap/bar). Low porosity rocks under uniaxial stress (Madden, 1976).

Çökelti kayaları için yamulma büyütme çarpanı Archie yasasını kullanarak saptanabilir.

$$A_p = \frac{A}{A_0} = \frac{1}{1 + \frac{p}{A_0}} \quad (1)$$

Yamulma Büyütme çarp. $\frac{A}{A_0} = \frac{1}{1 + \frac{p}{A_0}}$

A_p : Özdirenç değişimi

p : özdirenç

A_0 : Yamulma değişimi

$\frac{A}{A_0}$: Gözeneklik yüzdesi

Bağıntıdan ve dökümdeki örneklerden izlendiği gibi gözenekli kayaların büyütme çarpanı düşük gözeneklilikten çok daha küçüktür.

Gözenekli kayaların katılığı göreceli olarak daha az olsada daha az özdirenç gerilme etkisi gösterirler. (2) bağıntısı kullanılarak, kuru kayaların gerilme duyarlılıkları ölçülebilir. Bu tür ölçümlerle %15-25 gözenekli kumtaşları için, büyütme faktörü bar başına %0.01 Ap/bar dır. Statik ölçümlerde bu değer daha büyüktür. Çizelge 3, hidrostatik basınç altında yapılan özdirenç ölçümlerinin sonuçlarını göstermektedir.

Eğer zaman aralığı uzayacak olursa, kimyasal etkinliğin olaya katkısı önem kazanır. Şöyleki, bu olayın katkısıyla çatlaklaşma ve birleşme yaygınlaşır ve çimentolaşma işleminin başlamasıyla da gözeneklilik düşer.

Deprem çalışmalarında daha önemli nokta, kayaların kırılma noktalarına yaklaşıldığı zaman özdirenç ile gerilme arasındaki ilişkidir. Kaya kırılmadan önce, makaslama kuvvetleri etkisiyle hacimsel olarak genişler. Bu olaya genişleme (dilatancy) denir. Hacimdeki bu tür genişleme, önceden var olan çatlakların aralanması ya da yeni, yeni çatlakların oluşması biçiminde gelişir. Bu nedenle, sıcaklık ve basınç düzeyinin gözenek suyu iletkenliğini önemli ölçüde etkileyecek büyüklükte olmaması durumunda, gerilme artışıyla özdirençte bir düşme beklenmelidir.

Her ne denli deneylikte kayalara uygulanan basınç düzeyi, çok yüksek ve bu nedenle deprem olayını yapay olarak simgeleyecek. Özellikle olmasada, bu tür deneylere basınçla özdirenç değişimini aydınlatmak için başvurulur. Şekil 4 bu amaçla, Westerly granit kayacı üzerine yapılan dört ayrı deneyi göstermektedir.

Her ne denli deneylikte kayalara uygulanan basınç düzeyi, çok yüksek ve bu nedenle deprem olayını yapay olarak simgeleyecek. Özellikle olmasada, bu tür deneylere basınçla özdirenç değişimini aydınlatmak için başvurulur. Şekil 4 bu amaçla, Westerly granit kayacı üzerine yapılan dört ayrı deneyi göstermektedir.

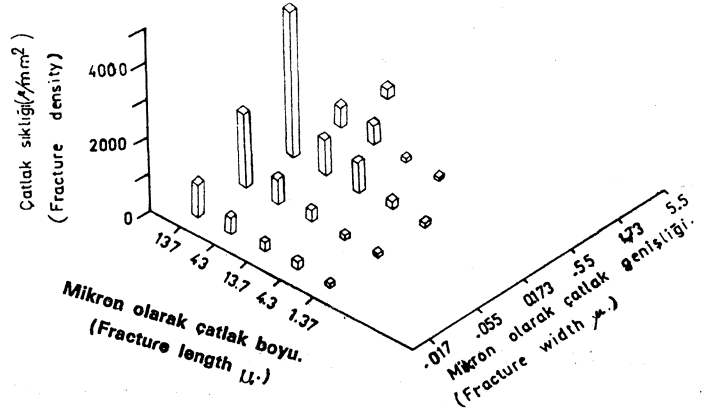
Basınç (Bar) Pressure	Bedford Kireçtaşı Limestone	Karışık Kumtaşı Mixed Sandstone
75	.040	
175	.022	
250		.030
375	.013	
750	.024	.005
1500	.011	.005
3000	.022	.009
5000	.006	.017
Gözeneklik Porosity	12%	24%

Çizelge 3 : Tek eksenli basınç altındaki yüksek gözenekli çökelti kayalarında özdirenç : basınç duyarlılığı % Ap/bar. (Brace ve Orange, 1968; Brace, 1971'den).

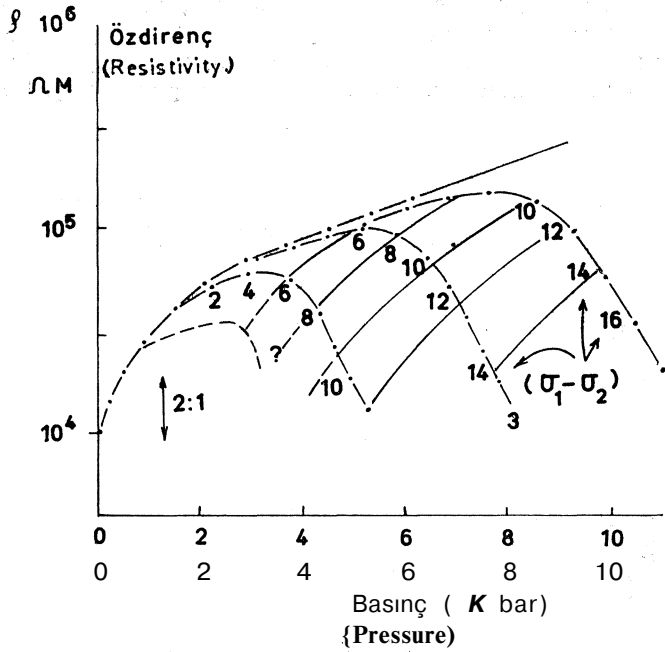
Table 3 : Resistivity - stress sensitivity (%Ap/bar). High porosity sedimentary rocks under isotropic stress (Brace and Orange, 1968; Brace, 1971);

Şekil 4 üzerindeki eğriler granitin özdirenç - basınç değişimini göstermektedir. Ayrıca her dört deneyde karşılaşılan eşit makaslama (shear) gerilim noktaları, eğrilerle birleştirilmiştir. Bu: şekilde, özdirenç özellikle alçak basınç altında, basınç değişimine çok duyarlı olduğunu göstermektedir.

dir. İzlenen en büyük duyarlılık bar başına %0.05 tir ki, bu aynı basınçta yönbağımsız gerilmeye olan duyarlılıktan daha büyüktür. Duyarlılığın en büyük olduğu yer, yönbağımsız duyarlılığın çok büyük olduğu, alçak saran (confining) basınç bölümüdür. Yamulma büyümesini tek bir sayı ile tanımlamak zordur. Genişleme (dilatancy) aşamasında çatlaklarla oluşan hacim genişlemesi kayaç içindeki mineral sıkışmaları ile dengelendiğinden toplam hacim genişlemesi çok küçüktür (Brace ve diğerleri, 1966). Çatlak oluşumu, oldukça yönbağımlı olduğundan, ayrı ayrı yönlerde ayrı ayrı yamulma ile karşılaşılır. Westerly granit üzerine edinilen yamulma ve özdirenç bilgileri karşılaştırılırsa, bu kayaç için büyütme (amplification) çarpanı 250 - 500 arasında olduğu ortaya çıkar. Eğer makaslama (shear) gerilimi ile oluşan hacim içindeki net çatlak oranı değişiminin yönbağımsız (isotropik) gerilme ile oluşana göre daha az olduğu düşünülürse, bu sonucun ne ölçüde önemli olduğu anlaşılır. Bu durumda, duyarlılık artışı çatlak sayısındaki artışa bağlanmalıdır.



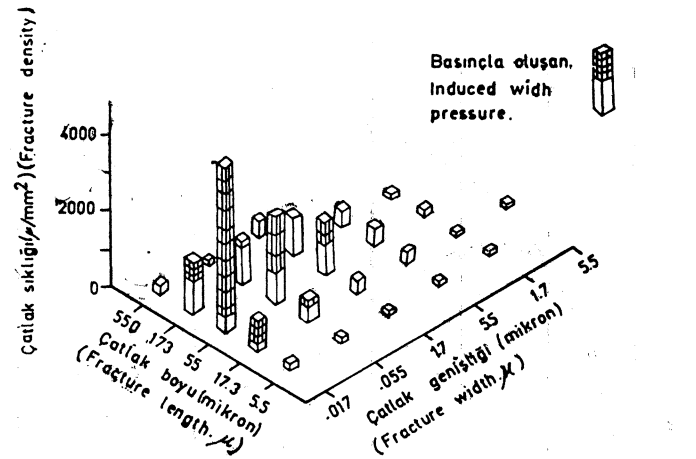
Şekil 5 : Basınç altında tutulmamış Westerly granitinde çatlak genişli ve boy dağılımı (Hadley, 1975*ten)
Figure 5 : Crack width and length distributions of Westerly Granite unstressed (Hadley, 1975).



Şekil 4 : Yön bağımsız ve üç yönlü yükleme ile Westerly granitinde oluşan özdirenç değişimi (Brace et. al., 1966 ve 1968).
Figure 4 : Resistivity of Westerly Granite for Isotropic and Triaxial Loading (form Brace et al., 1965, 1968).

Şekil 5, kuvvet altında çatlak sayısının nasıl arttığını göstermektedir. Çatlak boyu dağılımının genişletilmesiyle birlikte elektrik etki daha da artar. Bu durum, Şekil 5, 6 ve 7 deki dağılımlardan izlenebilir. Kırılışıya dek sıkıştırılan kayaçta çatlak yoğunluğu gerçekte beklenen kuramsal sınıra yakındır (eğer çatlaklar yönbağımsız olarak dağılmış larsa).

Ancak çökelti kayaçları üzerine kazanılan deneyimler sonuca götürücü nitelikte kesin değildir. Kumtaşı üzerine



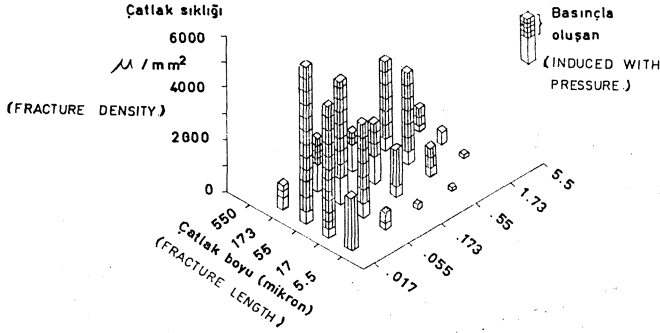
(Hadley, 1975)
I (Hadley, 1975)

Şekil 6 : % 65 kırılışya değin basınç altında tutulan Westerly granitinde, çatlak genişliği ve boyu dağılımı (Hadley, 1975).
Figure 6 : Crack width and length distributions of Westerly Granite stressed to 65 % of failure (Hadley, 1975).

elde edilen basınç - özdirenç ilişkisi Şekil 8 ve 9 da gösterilmektedir. Ne varki kumtaşı için elde edilen eğri magmatik kayaç için elde edilen (önceki) eğriye benzemektedir ve öncesinde olduğu gibi, genişleme bölgesinde özdirenç değişimlerinin, gerilmeye olan duyarlılığı bar başına %0.05 oranındadır. Yamulma büyütme çarpanı ise oldukça düşük olup, 100 - 200 çevresindedir.

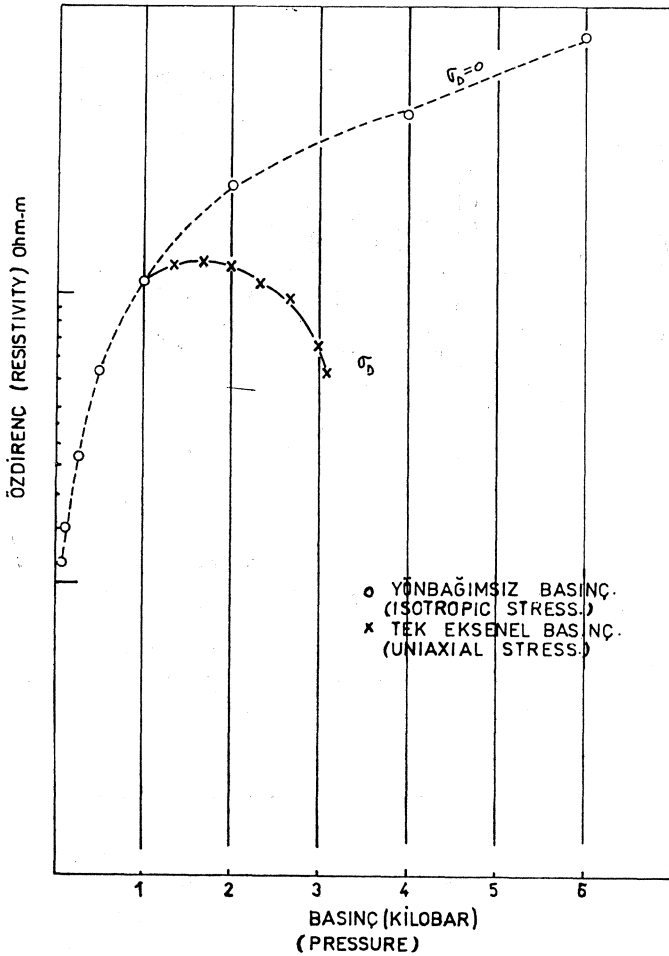
Bu deneylerden elde edilen sonuç kumtaşitaneleri içindeki çatlakların elektrik özellikleri tanımlamada oldukça etkin olduğudur.

Çok gözenekli çökelti kayaçlarında, tanecikler arası gözenek etkisi, çatlakların oluşturacağı katkıyı örtecek



Şekil 7 : % 100 kırılmaya değin basınç altında tutulan Westerly granitte, çatlak genişliği ve boyu dağılımı (Hadley, 1975).

Figure 7 : Crack width and length distributions of Westerly Granite stressed to 100 % of failure (Hadley, 1975).

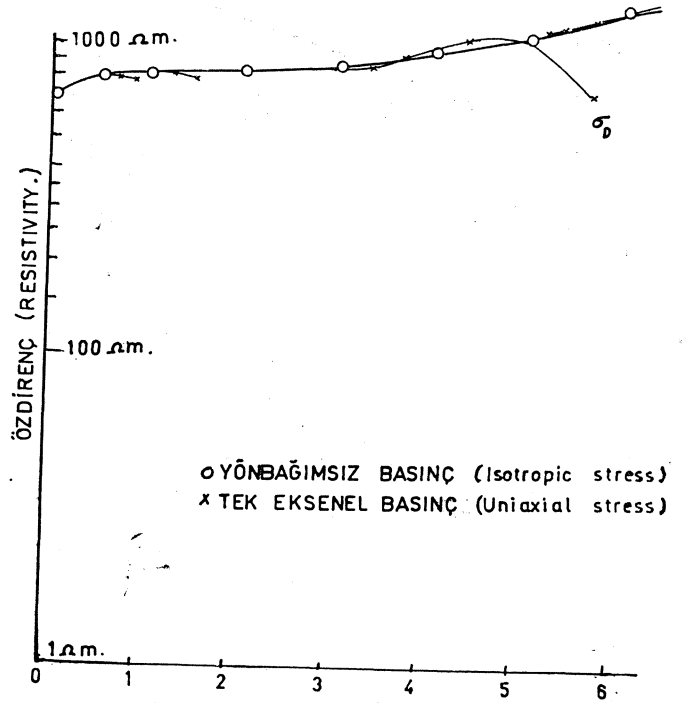


Şekil 8 : Gözenekliği % 3 olan Pottsville kumtaşında öz direnç - gerilme ilişkisi (Brace ve Orange, 1968'den).

Figure 8 : Resistivity - Stress relationship of pottsville sandstone (porosity: 3 %) (from Brace and Orange, 1968).

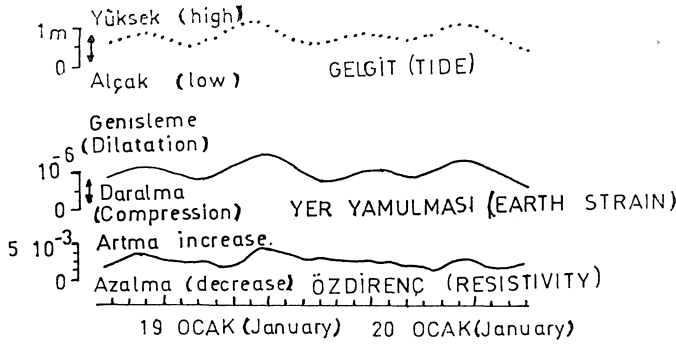
oranda baskın gelebilir. Örnek olarak Şekil 9, oldukça gözenekli kumtaşı için elde edilen sonucu göstermektedir ki, bu sonuç öncekilerden oldukça ayırdır. Belki hemen kırılma noktasının dışında makaslama kuvvetlerinin öz direnç üzerine etkisi pek küçüktür. Hidrostatik basınç yüklemesi ise 2 kbar çevresinde eğride bir dönme oluşturması açısından ilginçtir. Eğer bu deneyler, kırık kuşağı kayaçlarını simgeler nitelikte ise, elektrik ölçmelerden pek çok şey beklenmemeli. Diğer yandan, gözenekli kumtaşlarında ve dinamik ölçmelerde statik etkilerin daima olduğundan küçük ölçüldüğünde unutulmamalıdır. Ne olursa olsun, bu noktada özellikle fay kuşağı kayaçları üzerine henüz yeterli bilgi yığılımı olmadığı ortaya çıkıyor ve bu nedenle bu konuda kesin bir sonuca varmak için çeşitli kayaçlar üzerine deney çalışmalarını sürdürmek gerekir.

Yamazaki (1967) ün başlattığı gözenekli - doymun kayaçlar üzerine deneyler, doymun kayaçların büyültme faktörünün çok daha fazla olduğunu göstermiştir. Sözelimi, göreceli doymun tütün büyültme oranı 2000 ile 10000 arasında değişir. Ancak bu tür bir büyültmenin kanıtları dolaylı olup, inandırıcı nitelikte değildir. Şöyle ki, arazi çalışmalarından edinilen bu bilgiler üzerinde, gelgit etkisiyle oluşan yamulmanın yarattığı günlük öz direnç değişimininde mutlaka katkısı vardır (Şekil 10). Ne varki, bilgiler gel - git evresinin günlük olaya göre koymuş olabileceği bir



Şekil 9 : Gözenekliği % 24 olan, karışık içerikli kumtaşında öz direnç - gerilme ilişkisi (Brace, 1974'ten), Çemberler yönbağımsız basıncı, çarpılar tek yönlü basıncı simgelemektedirler.

Figure 9 : Resistivity - Stress relationship of mixed company sandstone (porosity 24 %). Circles and crosses indicate isotropic and uniaxial stresses respectively (Brace, 1974).



Şekil 10 : Görünür öz direnç, yer yamulması ve deniz düzeyinin eş zamanlı gözlemleri (Yamazaki, 1967).
Figure 10 : Simultaneous records of the apparent resistivity, the earth strain and the sea level (Yamazaki, 1967).

zamanda toplandığından gel-git (tidal) etkisini günlük etkilerden süzme olanağı yoktur. Yine aynı tüfler üzerine deneylikte sürdürülen çalışmalar bu kez benzer sonuçlar vermemiş ve alçak basınçta büyültmenin en çok 400 olabileceğini göstermiştir. Doğunluğa erişmiş diğer çökelti kayalarında benzer bir büyültme oranı artışı izlenmemiştir. Doğunluk, yüzeye yakın sığ derinliklerde olduğundan, konunun derin elektrik ölçümlerde öneminin çok olduğu söylenemez.

Özet olarak, elektrik özelliklerin gerilme ve yamulmaya olan duyarlılığı büyük oranda ortam içinde oluşan çatlak ve kırıklara bağlıdır. Çatlaklı yapı en çok derinlik ve yoğruk (metamorphic) kayalara özgü olduğundan bu tür kayalar öz direnç değişimine en duyarlı, gözenekli çökelti kayaları ise en az duyarlıdır. Her ne ölçüde artan basınçla duyarlılık düşerse, genişleme başlamasıyla olayın tersi izlenir (basınç arttıkça duyarlılık artar.) Kırık kuşağı kayaların davranışı pek bilinmemektedir. Kuşkusuz faylanmaya uğramış bölgelerde çatlak yoğunluğunun yüksek olması beklenir. Ancak bu çatlakların elektrik özellikleri denetmesi ortam içinde yer alan kayaların gözenekliliğine bağlıdır. Olağan çökelti kayaları için, tanecikler üzerinden çatlak iletimi gözenekliliğin % 3 ile 5 olması durumunda önem kazanır. Belki, kırık kuşağı kayaları yüksek çatlak yoğunluğu ve gözeneklilik içerebilir, ancak elektrik özellik denetimi salt çatlaklarca sağlanıyor olabilir.

Çizelge 4 deki bilgiler genişleme başlamadan önce gözeneklilik ve derinlik arttıkça büyültme çarpanının (factor) (A_p/p)/ A_u küçüldüğünü göstermektedir. Ancak genişlemenin olduğu zaman (ya da yer) içinde büyültme çarpanının değeri göreceli olarak artsada, gözeneklilik ve derinlik artışıyla büyültme çarpanının değeri düşmektedir. Durum gerilme duyarlılığı ($\%A_p/\text{bar}$) içinde benzerdir. Gözeneklilik ve derinlik arttıkça gerilme duyarlılığı düşmektedir. Ölçülerden anlaşıldığına göre, deneylik çalışmasıyla elde edilen gerilme etkili değişimler, gerçekte olduğundan daha küçüktür.

Sıcaklığın 500°C aştığı derinliklerde gözenek basıncı değişimiyle gözenek sıvısı iletkenliğinde büyük değişimler izlenir. Bu etkiler daha çok gerçek gözenek basıncı ve gö-

zenek sıvısı tuzluluğuna bağlıdır. Ancak, kökeni litostotik olmadan öte hidrostatik olan gözenek basıncı ve akıcı çözeltiler için bu değişimler bar başına en çok % 0.2 çevresindedir (Madden, 1976).

ÖZDİRENÇ - YAMULMA GÖZLEMLERİNİN ANA İLKELERİ

Deprem olayının çalışılmasında kullanılan öz direnç ölçümlerinin önemi, depremi oluşturan gerilmenin ortamın öz direncinde, sezinlenebilecek ölçüde değişme oluşturmamasında yatar. Diğer önemli sınırlama; doğal etkilerin zaman içinde duraylılığını koruması ve bu değişimleri örtcek ya da kırıştırarak düzeyde dengesiz olmamasıdır.

Depremle oluşan gerilme düşüşü ve yamulmanın en büyük değeri halen tartışılan bir konu olsada, gerilme düşüşü 1 ile 100 bar arasında ve yamulmanın doruk değeri ise 100 u çevresindedir. Rikitake (1975) büyüklükleri 6.1 den 8.4 e değin değişen 26 depremin jeodezik verilerini inceleyerek ortalama yamulmayı 50_u çevresinde ve yalnız 2 deprem için 100_u 'ı aşkın ve birisi için ise 170_u çevresinde olduğunu bulmuştur. Bu bulgular kabada olsa, depremler beklenen öz direnç değişimi üzerine ortalama bilgi vermesi açısından aydınlatıcıdır. Eğer yamulma hızının yılda 0.5×10^{-6} olduğu varsayılırsa ve kırılmadan önce değişimin zaman ve yer içinde tekdüze olduğu düşünülürse, yıl başına beklenen öz direnç değişimi % 0.005 ile % 0.01 çevresinde olacaktır (Madden, 1980; Fitterman, 1976). Hiç kuşkusuz ortamdaki yapısal değişikliklerin (inhomogeneities) düzensiz gerilme dağılımına neden olması beklenmeli ve kırılma aşamasından önce yamulma etkisinde de bir hız değişiminin olabileceği gözden kaçırılmamalıdır. Bu gerçeklere dayanarak depremden önce beklenen öz direnç değişiminin iyimser koşullarda bile % 1'i aşmayacağı düşünülür. Bu durumda deprem kestirimi için yapılan öz direnç ölçümlerinin duyarlılığı % 1 ise; bu ölçümler yetersiz, % 0.1 çevresinde ise bir ölçüde benimsenebilir. % 0.01 ise bu çalışmalardan beklenen en olumlu duyarlılık düzeyidir.

Bu durumda durup düşünmek gerekir; gerçekten öz direnç ölçümleri deprem çalışmalarında yeterli (kullanılabilir) bir araç mıdır? yoksa gerilimle tetiklenen etkiler yan etkenlerle silinip atılacak düzeyde güçsüz olabileceğinden yöntem geçersiz (ya da yersiz) midir? Madden (1974) e göre sorun duyarlı ölçü alabilecek düzeyde bir elektronik algılayıcı düzeneğini geliştirmede yatmaktadır. Çünkü öz direnci etkileyen sıcaklık, gözenek sıvısı tuzluluğu ve doğunluk derecesi gibi diğer etmenlere bakılacak olursa; kayaların yüksek ısı yeteneği ve küçük sıcaklık iletkenliği içermesinden dolayı, yer içinde sıcaklığın çabuk değişmesi beklenemez. Günlük sıcaklık değişimlerinin etki derinliği bir kaç santimetre ve yıllık sıcaklık etkisi ise yalnız bir kaç metredir. Uzun süreli değişimlerin etki derinliği daha büyük olsa da süreç içinde değişimleri çok azdır. Bu durumda büyük ölçekli algılamaların sıcaklıktan pek az etkilenmesi beklenir. Sıcaklıktan gelen günlük değişimin %0.01 i geçmemesi istenir. Ancak bir kaç kilometrelik kıvılcık (electrode) aralamaları için bu değer gözden irak tutulacak değin küçüktür. Şekil 11 ve 12 de günlük ve yıllık sıcaklık değişiminin öz direnç değişimi üzerine etkisi olup olmadığını gösteren, San Andreas fayının Melendy çiftliğinde alman algıları sergilenmektedir.

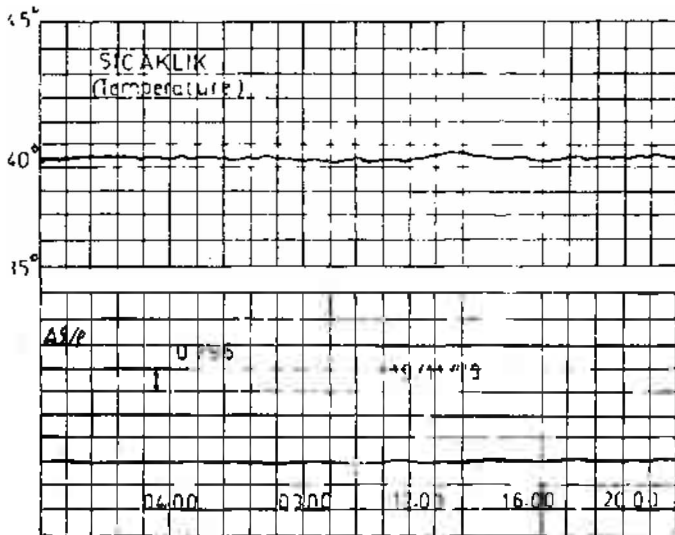
% Gözeneklilik Porosity %		1	3	10	30	
Derinlik, km Depth	0	500	100	20	7	
	1	400	100	20	7	şişmenin olmadığı yamulma bölgesi strain without swelling
	3	300	80	20	7	
$\Delta\rho/\rho$	10	200	60	20		
$\Delta\mu$	0	750	200	30	10	
	1	500	200	30	8	
	3	400	150	25	7	şişmenin olduğu yamulma bölgesi strain with swelling
	10	300	100	20		

% Δ /bar Basınç Duyarlılığı

% Gözeneklilik Porosity %		1	3	10	30	
Derinlik, km Depth	0	.4	.3	.04	.02	
	1	.2	.15	.04	.02	şişmenin olmadığı yamulma bölgesi strain without swelling
	3	.07	.10	.03	.02	
	10	.03	.03	.02		
	0	.5	.4	.1	.03	şişmenin olduğu yamulma bölgesi strain with swelling
	1	.3	.2	.1	.03	
	3	.1	.10	.05	.03	
	10	.05	.05	.03		

Çizelge 4 : Kestirilmiş öz direnç : gerilme - yamulma ilişkisi. $\frac{\Delta\rho/\rho}{\Delta\mu}$ büyütme çarpanı.

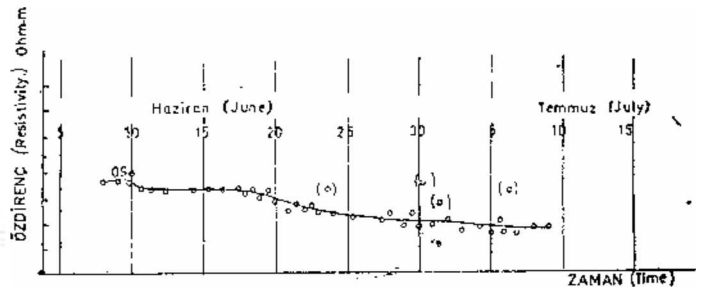
Table 4 : Estimated resistivity : Stress-strain relationships. Amplification factor $\frac{\Delta\rho/\rho}{\Delta\mu}$



Şekil 11 : Melendy çiftliğinde 100 metre açıklı Schlumberger diziliminde akım ve gerilim uçlarını aynı

yerde tutarak ölçülen öz direnç değişimi (Madden, 1976).

Figure 11 : Resistivity variation recording from Melendy Ranch 100 meter Schlumberger array using fixed current and fixed array (Madden, 1976).



Şekil 12 : 1973 yılının Haziran - Temmuz aylarında Melendy çiftliğinde gözlenen öz direnç değişimi. Sıcaklık ölçümü yapılmamıştır (Madden, 1976'dan).

Figure 12 : Melendy ranch resistivity variations. June - July 1973, No. temperature readings made (Madden, 1976).

Tuzluluk etkisine gelince; yeraltında ne ölçüde tuzluluk değişimi oluştuğunu belirleyen hidrolojik bilgilere gerek duyulur. Ancak bu değişimlerin süreç içinde bir gürültü kaynağı olabileceği sanılmamaktadır.

Yeraltı su düzeyindeki değişim, belki, bunlardan en önemlisi olan ve zaman içinde izlenmesi ve özdirenç değerleriyle karşılaştırılması gereken etmen olabilir.

Bu tür yan etkilerin önemsiz ölçüde olması, eğer ölçüm duyarlılığı % 0.01 çevresinde tutulacak olur ve inceleme derinliği bir kaç kilometreyi bulacak düzeyde tutulursa, özdirenç değişimleri ile gerilim dengesindeki değişimi izlenebilir. Ancak, geniş bir alan içinde bu denli duyarlı ölçü olmanın kimi güçlükleri olduğu yadsınamaz bir gerçektir.

SONUÇLAR

Yukarıda değinilen deneylik sonuçlarına dayanarak, özellikle arazi ölçüleri için yer seçiminde göz önünde bulundurulması gereken konular şunlardır:

1. Gözenekliklerini çatlak ve eklemelerle kazanmış derinlik başkalaşım kayaçlarının özdirenci, gözenekliklerini çoğunlukla taneler arası boşluklardan kazanan çökel kayaçlara göre yer gerilme - yamulmasından daha çok etkilenir. Bu nedenle ölçüm bu derinlik ya da bakışık kayaç içeren yapılar üzerinde toplanmalıdır.
2. Dar kırıklar ya da çatlaklar düşük basınçlarda en kolay kapandıklarından, böyle kayaçların özdirenci gerilme - yamulmaya daha duyarlıdır.
3. Çatlak boyu uzun olan kayaçlarda özdirencin gerilme - yamulmaya duyarlılığı artar.
4. Özdirenç gerilme - yamulma duyarlılığı büyük ölçüde çatlak sayısı artışına bağlıdır.
5. Gözeneklik arttıkça özdirencin gerilme - yamulma duyarlılığı azalır.
6. Sığ derinliklerde özdirenç çatlak ve kırıkların açılıp kapanması ile derinlerde ise yüksek basınç altında genişleme (dilatancy) ile oluşur. Derinlik arttıkça özdirencin gerilme - yamulma duyarlılığı küçülür.
7. Genişleme; kayacın kırılmadan önce makaslama kuvvetleri etkisi ile esnemenen çatlıyarak şişmesidir. Genişleme ile çatlaklar açılır ya da yenileri oluşur. Genişleme kırılmayı oluşturan basıncın yaklaşık % 50 si düzeyinde oluşur. Gerilme sırasında oluşan çatlaklar özdirencin düşmesine neden olur. Genişleme sırasında çatlaklarla oluşan hacim genişlemesi kayaç içindeki mineral sıkışmaları ile dengelendiğinden toplam oylum (hacim) genişlemesi çok küçüktür.
8. Genişleme başlamadan önce gözeneklik ve derinlik arttıkça özdirencin gerilme - yamulmaya olan duyarlılığı küçüktür.
9. Genişleme aşamasında özdirenç yamulma büyütme çarpanı derinlik ve metamorfik kayaçlar için **300-500**, çökel kayaçlar için 100 - 200 çevresindedir.

10. Kırılma noktasına erişmeden makaslama kuvvetleri altında özdirençte büyük değişim olmaz. Bu aşamadan sonra özdirençte büyük değişim izlenir.

11. Hidrostatik basınç iletim yollarını kapatarak özdirencin yükselmesine neden olur.

12. Sığ kabuk basıncı ve sıcaklığı altında özdirenç değeri içirilen sıvının tuzluluğuna ve sıcaklığına bağlıdır. Dönüşül noktaya değin (300-500°C) sıcaklıkla özdirenç düşer bundan sonra artar. Basınç ve tuzluluk arttıkça dönüşüm noktası yüksek sıcaklıklara doğru kayar.

13. Sıcaklığın 500°C yi aştığı derinliklerde gözenek basıncı değişimi ile gözenek sıvısı iletkenliğinde büyük değişimler izlenir.

14. Doygun kayaçların özdirenci gerilme - yamulmaya daha duyarlıdır.

15. Deprem sırasında yamulma 10^{-4} çevresinde, gerilme düşüşü levha içlerinde 30 - 50 bar, levha cephelerinde 100 bar çevresinde, deprem öncesi, başlangıç tektonik basıncı ise yaklaşık 0.2 - 2 kbar çevresindedir. Eğer yamulma hızının yılda $0.5 \cdot 10^{-6}$ olduğu varsayılırsa ve kırılmadan önce değişimin zaman ve yer içinde tekdüze olduğu düşünülürse yılbaşına beklenen özdirenç değişimi %**0.005** ile %0.01 çevresindedir.

16. Bu durumda deprem ile beklenen özdirenç değişiminin % 1 i aşmayacağı düşünülürse, ölçüm duyarlılığının % 0.01 çevresinde olması gerekmektedir.

ÖNERİLER

1. Özdirenç, düşük basınçlarda büyük gerilme düşüşünden en çok etkilendiğinden, yer seçiminde öncelikle önceki depremlerden edinilen bilgilerden yararlanarak en çok gerilme düşüşü olan yerler belirlenmelidir. Kuzey Anadolu kırığı için bu değerler 25 - 35 bar çevresinde, batıda Biga yarımadası, doğuda Erzincan çevresidir (Ezen, **1981**). Arap Kalkanı üzerinde Lice depreminde ise 88 bar çevresindedir (H.Eyidoğan, sözlü bilgi).
2. Ölçme düzeneğinin kurulacağı büyük gerilme düşüşlü yöreden çeşitli derinlik ve kayaç türlerinden alınan örnekler üzerinde gözeneklik ve gözenek türü gerilme - yamulma değişimi gibi özellikler deneylik ölçümleri ile belirlenmelidir.
3. Mutlak özdirenç ölçümleri için düzenek yöredeki derinlik ve başkalaşık kayaçları üzerine kurulmalıdır.
4. Göreceli ölçümler için ölçüm uçlarından biri düşük diğeri yüksek gerilme düşüşü bölgelerinde yer almalıdır.
5. İnceleme derinliği önceki depremlerin odak derinlikleri dolaylarında yoğunlaştırılmalı. Ancak bu derinliğe değin bir derinlik taraması yapılmalıdır.
6. İletken ortamlar etkin derinliği küçülteceğinden ve çevresel gürültüleri arttıracığından böyle yörelerden uzak durulmalıdır.
7. Aday çalışma yörelerinde önce derinliğine doğru akım özdirenç ve manyetotellirik yöntemleri kullanacak elektrik yapı kesiti çıkarılmalıdır. Çıkarılan yapı kesitinin

çeşitli derinliklerinde özdirençe beklenen değişimleri verecek yüzey ölçümlerinde beklenen görünür özdirenç değerleri saptanmalıdır.

8. Bölgenin sismotektonik yapısı çalışılmalıdır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Doktora Sonrası bursu ile Massachusetts Institute of Technology'de gerçekleştirilmiştir. Çalışmalarım sırasında desteklerini gördüğüm Prof. Dr. Ted Madden ve Prof. Dr. M. Nafi Toksöz'e teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BİLGİLER

- Archie, G.E., 1982, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics: Trans. AIME, 146, 54 - 61.
- Brace, W.F., Orange, A.S. and Madden, T.R., 1965, The effect of pressure on the electrical resistivity of water saturated crystalline rocks, Jour. Geophys. Res. 70, 5669 - 5678.
- Brace, W.F., Paulding B.W., Jr., and Scholz, C, 1966, Dilatancy in the fracture of Crystalline rocks, Jour. Geophys. Res., 71, 3939 - 3953.
- Brace, W.F., and Orange, A.S., 1968, Electrical resistivity changes in saturated rocks during fracture and frictional sliding: J.G.R., 73 (4), 1433-1445.
- Brace, W.F., 1971, Resistivity of saturated crustal rocks to 40 km based on laboratory measurements; G.G. Heacock, ed. the structure and Physical Properties of the Earth's Crust.: AGU, Washington, D.C. Geophys. Monog. Ser. Vol. 14,
- Brace, W.F., 1974, Electrical resistivity of sandstone, Final report to Defense Nuclear Agency, contract no. DNA - 001 - 74 - C - 0057, 40 pages,
- Ezen, Ü., 1981, Kuzey Anadolu Fay Zonunda Deprem Kaynak parametrelerinin Manyitüdle ilişkisi, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 32, 53 - 77.
- Fitterman, D., 1976, Theoretical resistivity variations along stressed strike-slip faults, Jour. Geophys. Res., 81, 4909-4915.
- Hadley, K., 1975, Dilatancy, further studies in crystalline rock, Ph. D Thesis, M.I.T.
- Madden, T.R., 1976, Near surface electrical properties as a guide to mechanical properties, Final report to Air Force research Lab; Contract no. F-19628 - 72 - C - 0182.
- Madden, T.R., 1976, Near surface electrical properties of rock; as a guide to mechanical properties. Final report to Air Force Research Lab: Contract no. P - 19628 - 76 - C - 0070.
- Madden, T.R., 1980, High sensitivity monitoring of resistivity and self potential variations in the Palmdale and Hollister areas for earthquake prediction studies; Sem. Ann. report, to U.S.G.S, Contract No. 14 - 08 - 0001 -16724, M.I.T., E.P.S., 15 pages (unpublished)
- Morrison, H.F., and Chang, M., 1977, High - accuracy determination of temporal variation of crustal resistivity: Geophys. Monog. 20, the Crust, A.G.U., 593-614.
- Morrison, H.F., Fernandez R. and Corwin, R.F., 1979, Earth resistivity, self potential variations, and earthquakes; a negative result for M: 4.0: Geophysical Research Letters, 6., 3., 139 -142.
- Quist, A.S., and Marshall, W.L., 1968, Electrical conductance of aqueous Sodium chloride solutions from 0 to 800° and at pressures to 4000 bars. Jour. Phys. Chem., 72, 684.
- Rikitake, T., 1975, Statistics of the earth's crust and probability of earthquake occurrence: Tectonophysics, 26,1-21.
- Scholz, C.H., Sykes, L.R. ve Aggarwal, Y.P. 1973, Earthquake prediction: A physical basis: Science, 181 (4102), 808 - 810.
- Yamazaki, Y, 1967, Electrical conductivity of strained rocks. The third paper. A resistivity variometer: Bull. Res. Inst, 45, 849 - 860.

Yazının geliş tarihi: Nisan 1982

Yayına verildiği tarih: Temmuz 1983

Alanya batısındaki kıyılarda ilk C¹⁴ tarihlendirmelerinin ışığında Geç Holosen tektonik hareketleri.

First C¹⁴ datings and Late Holocene tectonic events on the Mediterranean coastline, west of Alanya, Southern Turkey.

DIETER KELLETAT, Universität Essen GHS, FB9-Plüsiogeographie 4300 Essen 1. Deutschland.

İLHAN KAYAN, Ankara Üniversitesi, D. T. C. Fakültesi, Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı, Ankara.

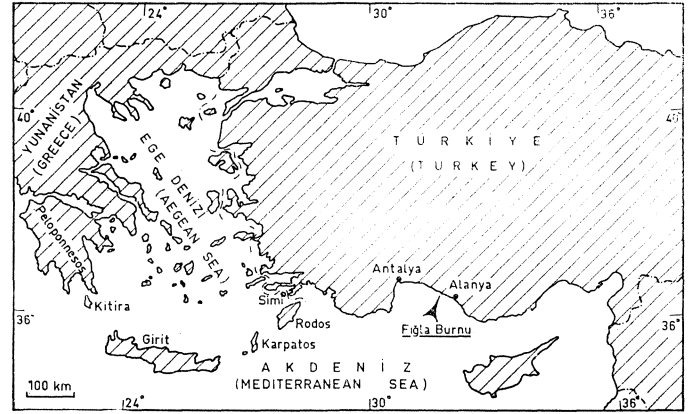
ÖZ: Alanya'nın 20 km kadar batısında, Fığla burnu - Malta burnu arasındaki kıyılarda, bugünkü deniz seviyesinden 0.5-1.3 m yüksekte eski kıyı izleri vardır. Bunlar genellikle Littorina ve Patella gibi gastropodların biyo - erozyonu ile şekillenmiş platformlar olup, kenarlarında ve üzerlerinde yer yer kalkerli alglerin oluşturduğu eklentiler (bio-constructive rim'ler) bulunur. Fığla burnu ve batısındaki 0.5 m biyo - erozyon platformları üzerinden alınan kalkerli alg kalıntıları C¹⁴ yöntemi ile tarihlendirilmiş ve bunların günümüzden 2690 -1545 yıl öncesi dönemde, o zamanki deniz seviyesine göre şekillenen platformlar üzerinde yaşadıkları saptanmıştır. 1550 yıl kadar önce meydana gelen neo- tektonik bir olayla bu platformlar 0.5 -1.3 m arasında yükselmiş, böylece üzerlerindeki ve kenarlarındaki biyolojik gelişme, özellikle kalkerli alglerin yaşamı sona ermiştir. Bu olay, güney Ege ada yayı boyunca 1550 yıl kadar önce meydana geldiği, başka Jeomorfolojik çalışmalar ve C¹⁴ tarihlendirmeleri ile saptanan bölgesel bir sismo - tektonik olayla eşzamanlıdır. Bundan sonra bugünkü deniz seviyesine göre yeni biyo - erozyon platformları ve kalkerli alglerin oluşturduğu bioconstructive rimler şekillenmiştir. Bu şekillerin gelişimi günümüzde de sürmektedir.

ABSTRACT: There are some old coastal traces 0.5-1.3 m-higher than the present sea-level along the Mediterranean coastline between «Fığla burnu» and «Malta burnu» about 20 km west of Alanya. These are coastal platforms which are formed by bioerosion of some gastropods such as Littorina and Patella. There are also bio - constructive rims on the surfaces and along the outer edges of the platform formed by calcareous algae. Some calcareous algae samples from the 0.5 m elevated surface of the bio - erosional platforms are dated using C¹⁴ method. These datings showed that the algae lived in the period between 2690 -1545 years before present on the platforms. A neo - tectonic event which happened at about 1550 years before present, caused upheaval of these former platforms about 0.5 -1.2 m. Therefore, the algae died and their biological actions finished on the platforms. This event coincides with the seismo - tectonic upheaval of the coastlines of the southern Aegian island arc that is proved by other geomorphological studies and C¹⁴ datings. Afterwards, new bio - erosional platforms and bio - constructive rims began to develop at the present sea-level. Formation of these features is still continuing today.

GİRİŞ

100 yılı aşkın bir zamandan beri doğu Akdeniz kıyılarında dolaşan arkeologlar ve denizciler, bu kıyılarda tarih çağları boyunca yer yer birkaç metreyi bulan dikey hareketler ve buna bağlı kıyı değişimleri olduğuna dikkati çekmektedirler. Bu konu ile ilgili olarak ilk mutlak yaş belirlemeleri, Girit kıyılarından alınan örnekler üzerinde C^{14} yöntemi ile yapılmış ve Hafemann (1965) tarafından yayınlanmıştır. Son yıllarda ise Girit ve başka Ege adalarının kıyılarından alınan daha birçok örnek, C^{14} yöntemi ile tarihlendirilmiştir (örneğin: Thommeret ve diğerleri, 1981). Bu mutlak yaş verilerinden başka, bazı arkeolojik alanlarda kıyı çentiklerinde (notches) saptanan dislokasyonlar da mutlak yaşları bilinmese bile, tarih çağları boyunca kıyı çizgisinde meydana gelen değişimleri yansıtmaktadır. Bugün elimizdeki veriler, batıda Kitira'dan başlayıp Girit, Karpatos, Rodos adaları üzerinden Datça yarımadasının hemen güneyindeki Sömbeki (Simi) adasına kadar uzanan güney Ege ada yayı ile ilgili bazı sonuçların ortaya konulmasına yeterli olacak düzeye erişmiştir (Pirazzoli 1977, 1979, 1980; Kelletat 1979) (şekil 1). Buna göre son 4000 yılda, çok sayıda küçük ölçülü çökmelerden sonra, günümüzden 1550 yıl kadar önceki bir tarihte, Girit adasının güneybatı kıyılarında + 9 metreyi bulan ani bir yükselme olmuştur (Thommeret ve diğerleri, 1981).

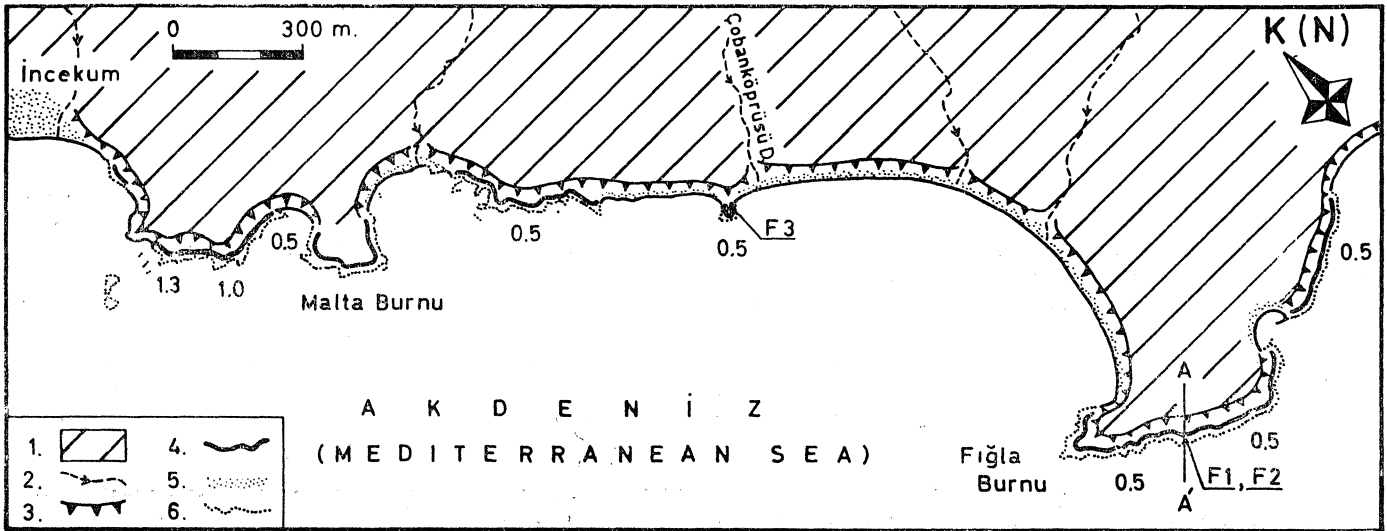
Bu yazıda, 1981 ve 1982 yıllarında, Alanya'nın 20 km kadar batısındaki Fiğla burnu ve Malta burnunda yapılan kıyı jeomorfolojisi haritalama çalışmaları (Kayan ve diğer-



Şekil 1 : Yer bulduru haritası.

Figure 1 : Location map.

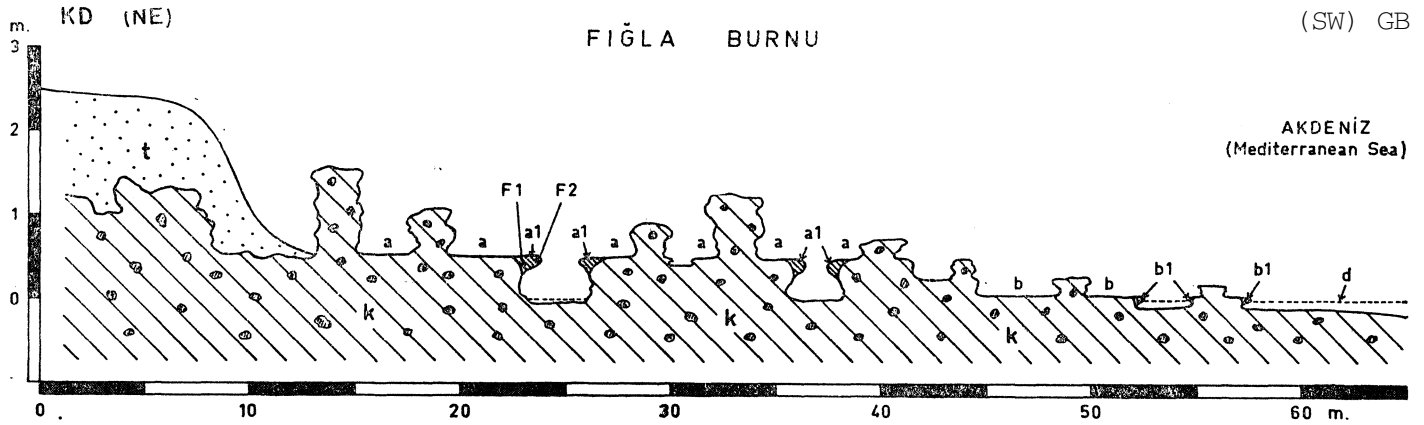
leri, baskıda) sırasında saptanan kıyı platformları incelenmiştir. Bunlar genellikle biyoerozyonla şekillenmiş ve daha sonra 0.5 -13 m kadar yükselmişlerdir. Dalongevilie ve Sanlaville (1979) bu platformlardan söz etmekle birlikte, yaşları ve tektonik deformasyonları üzerinde durmamışlardır. Platform yüzeylerinden aldığımız stromatolitik kalker alglerinin kalıntıları, Almanya'da «Institut für Umweltp Physik der Universität Heidelberg»de Prof. Dr. Münnich tarafından C^{14} yöntemi ile tarihlendirilmiştir. Böylece sağlanan bilgi-



Şekil 2 : Malta burnu-Fiğla burnu arasının jeomorfoloji haritası.

- 1) Akarsu-kıyı sekileri (10-20 m de generalleştirilmiş).
- 2) akarsular, 3) kıyı yarıları, 4) yükselmiş eski biyoerozyon platformları, 5) kıyı kumsalları, 6) bugün gelişmekte bulunan biyo-erozyon platformları; 1.3, 1.0, 0.5 : eski biyo-erozyon platformlarının bugünkü deniz seviyesinden yükseklikleri F1, F2, F3, : C^{14} yöntemiyle tarihlendirme yapılan örnekler; AA': şekil 3deki kesit yeri.

Figure 2 : Geomorphological map of the coastal area between «Malta burnu» and «Fiğla burnu». 1) Fluvial - coastal terraces (10-20 m, generalized. 2) streams, 3) cliffs, 4) elevated bio - erosional platforms; 5) beaches, 6) resently developing bio - erosional platforms; 1.3, 1.0, 0.5: present elevations of old bio - erosional platforms; F1, F2, F3; sample numbers dated by C^{14} AA' location of the cross - section on figure.



Şekil 3 : Figla burnu kıyı kesiti, k: Plio - Pleistosen konglomera - breş (çoğunlukla kalker elemanlı), t: toprak dolgu (yapay), a: 0.5 m yükseklikte, biyo - erozyonla şekillenmiş platform, a1: 0.5 m platformu üzerinde eski «bio - constructive rim»ler (ölü kalker alglednin kalıntıları), F1, F2: C^{14} tarihlmesi yapılan kalkerli alg örneklerinin yerleri ve numaraları, b: bugünkü deniz seviyesine göre gelişmekte olan biyo - erozyon plâtfomu, b1: bugünkü «bio - constructive rim»ler (yaşayan kalker algleri), d: bugünkü deniz yüzeyi.

Figure 3 : Coastal cross - section from «Figla burnu». k:Plio-Pleistocene conglomerate - breccia (mostly calcareous material), t: soil cover (artificial), a: 0.5 m Moerosional platform (dead calcareous algae), F1, F2: sample numbers and places of dead calcareous algae dated by C^{14} b: resently developing bio - erosional platform b1: recent bio - constructive rims (living calcareous algae), d: present sea level.

ler, Alanya batısındaki kıyılarda da Geç Holosen'de, güney Ege ada yayındakine benzer tektonik hareketler meydana geldiğini göstermektedir. Bu yazıda platformların oluşumları ve yükselmeleri kronolojik olarak incelenmiş, bu olaylar güney Ege ada yayında Geç Holosen'de meydana gelen tektonik hareketlerle karşılaştırılmıştır.

ALANYA BATISINDAKİ GÖZLEMLER

Alanya batısında, Figla ve Malta burunlarındaki kıyı platformları, genellikle Plio - Pleistosen yaşlı konglomeralar üzerinde şekillenmişlerdir (şekil 2, 3 ve 4). Bunlar özellikle Patella, Littorina vs. gibi hemen kıyı çizgisi üzerinde yaşayan gastropodların kalkerli kayalar üzerindeki algleri kemirmeleriyle oluşmuş biyo - erozyon platformlarıdır. Bu platformlarla aynı yükseklikte, bunların en dış kenarında, stromatolitik kalker alglerinin (Neogoniolithon notarisii) ve vermetidlerin (Dendropoma petraeum) oluşturduğu eklenti kenarlar (bio - constructive rimler) vardır. Bu platformlar genellikle bugünkü deniz seviyesinden 0.5 m yüksekte uzanırlar; ancak, Malta burnunun batısında platformların yüksekliği 1.3 m ye kadar çıkar. Bunların yüzeyinde, yer yer kaya oyuklarının kenarlarını çevreleyen ölü kalker alglerinin iskelet yığınları (rim'ler) görülür (şekil 3 ve 4). Bütün bu kıyılarda bugünkü deniz seviyesinde, oluşum halinde platformlar, rimler ve çentikler (notches) de vardır. Buna göre, 0.5 m ve daha yüksekte görülen platformlar, bugün normal oluşma seviyesinde değil, yükselmiş durumda bulunmaktadır.

Figla burnunda ve Çobanköprüsü deresinin ağzı yakınında, 0.5 m yükseklikteki platformların yüzeyinde, kayu oyuklarının kenarlarını saran ölü kalker alglerinden aldı-

ğımız örnekler C^{14} yöntemi ile tarihlendirilmiştir. Bundan amaç şu soruların cevaplarını araştırmaktır:

1. Yükselmiş platformların farklı bölümleri hep aynı yaşta mıdır?
2. Bu platformlar, jeomorfolojik görünümünün ve bugünkü deniz seviyesinden az yüksekte bulunmalarının verdiği izlenime uygun olarak, gerçekten Geç Holosen'e mi aittir?
3. Platformların yükselmesi ne zaman olmuştur?
4. Bugün ölü olarak gördüğümüz kalker algleri ne kadar sürede gelişmiştir?

Figla burnunda + 0.5 m yükseklikteki platformun yüzeyinden alınan örnek, kalker alglerinin anakayaya yapışık olan en yaşlı bölümünden en dıştaki en genç bölümüne kadar, buradaki alglerin bütün yaşam dönemini kapsamaktadır (şekil 3 ve 4). Örnek alınırken, en dış bölümün sonradan aşınmamış olmasına özen gösterilmiştir. Bu örnek üzerinde iki tarihlendirme yapılmıştır. Buna göre, stromatolitik alg kalıntısının anakayaya yapışık olan en yaşlı bölümü (F1) günümüzden 2690 ± 45 yıl öncesine ait bulunmuştur (yarılanma süresi 7280 -7040 yıl). En dıştaki en genç bölüm (F2) ise 1545 ± 40 yıl öncesine aittir (yarılanma süresi 7229 -7041 yıl).

Çobanköprüsü deresi ağzının hemen batısındaki küçük burunda, yine + 0.5 m yükseklikte, platform yüzeyindeki alg kalıntılarının dış kenarından alınan örnek (F3) C^{14} tarihlendirmesinde 1815 ± 35 yıl öncesine' ait bulunmuştur (yarılanma süresi 7281 -7042 yıl).



Şekil 4 : Fiğla burnunda Plio - Pleistosen konglomeralar üzerinde şekillenmiş biyo - erozyon platformu (1). Platform üzerindeki kaya oyuklarının kenarları Çiğ kalker alglerinin iskelelerinden oluşan çerçevelerle (rim'lerle) çevrilmiştir (2). Bunların yaşamları, platformun 0.5 m kadar yükselmesiyle, yaklaşık 1550 yıl önce sona ermiştir. (Şekil 3 ile karşılaştırınız)

Figure 4 : Bio - erosional platform (1) on the Plio - Pleistocene conglomerate at «Fiğla burnu». Edges of the rock - pools on the platform are bounded by bio - constructive rims (2) of dead calcareous algae. Life of the algae finished because of upheaval the platform about 0.5 m approximately 1550 years ago. (Compare with figure 3)

Buna göre yukarıdaki soruların cevapları şu şekilde verilebilir:

1. Farklı yerlerde biyo - erozyonla oluşmuş platformlar ve bunların, kalker alglerinin kalıntılarında oluşan kenarları (bio - constructive rim'ler) aynı zamanda meydana gelmişlerdir. İki ayrı yerden, + 0.5 m yükseklikteki platform yüzeylerinden alınan üç örneğin günümüzden 2690-1546 (F1 ve F2) ve 1815 (F3) yıl öncesine ait bulunmaları, bunların aynı dönemde geliştiklerini göstermektedir.

2. Üç örnek üzerinde yapılan tarihlendirmeler bu alglerin Geç Holosen'de, tarih çağlarında yaşadığını ve öldüğünü göstermektedir.

3. İki ayrı yerden alınan ve alg kalıntılarının dış kenarlarına, yani en genç bölümlerine ait örnekler (F2 ve F3), birbirlerine yakın olarak günümüzden 1545 ve 1815 yıl öncesine ait bulunmuştur. Bu tarihler, platformların yükselmesi nedeniyle alglerin gelişmesinin sona erdiği tarihlerdir. Bun-

lardan 1545 yıl öncesine ait olan örnek (F2) daha iyi korunmuş bir dış kenara aittir ve 0.5 m yükseklikteki platformlarda alg gelişiminin sona erdiği zamanı daha doğru olarak göstermektedir. F3 örneğinin biraz daha eskiye ait bulunmasının (1815 yıl) nedeni, en genç dış kenarın biraz aşınmış olmasıyla açıklanabilir.

4. Bugün + 0.5 m yükseklikteki platformlarda ölü kalıntıları görülen alglerin anakayaya yapışık en eski bölümleri 2690, aşınmamış en dıştaki en genç bölümleri de 1545 yıl öncesine ait bulunmuştur. Buna göre alglerin gelişimi için tektonik bakımdan sakin, deniz seviyesinin sabit kaldığı en az 900 yıllık bir sürenin geçmiş olması gerekir. Bugünkü deniz seviyesine göre geligen platformlar ve alglerin oluşturduğu «bio - constructive rim» ler yer yer 0.5 m yüksekliklerden daha geniş ve iyi gelişmiş görünmektedir. Bunun nedeni, yaklaşık 1500 yıl kadar önce meydana gelen ani yükselmeden sonra, bugünkü deniz seviyesinin daha uzun süre (1500 yıl kadar) sabit kalmış olmasına bağlanabilir.

SONUÇ

Jeomorfolojik gözlemler ve C¹⁴ yöntemi ile yapılan mutlak yaş belirlenimleri, tarih çağlarında meydana gelen genç tektonik hareketlerin, Alanya batısındaki kıyılarda 1.3 m ye varan yükselmelere neden olduğunu göstermektedir. Bu değer, araştırma alanında görülen en yüksek platformun yüksekliğine göre belirlenmiştir. Ayrıca, burada bugünkü de-niz seviyesinden yüksekte başka bir eski platform görülmemiştir. Alanya doğusunda ise 1.8 m ve hatta kiraz daha yüksekte ölü kalker algleri saptanmış bulunuyoruz. Ancak, bunlar üzerinde henüz tarihlendirme yapılmamıştır.

Bu çalışmanın sonuçlarıyla güney Ege ada yayı üzerinde yapılan bütün tarihlendirmeler karşılaştırıldığında, eşzamanlı, olasılıkla sismo - tektonik bir olayın, yalnız Peloponnesos yarımadası güneyinden Datça yarımadası güneyine kadar uzanan ada yayı boyunca değil, daha doğuda en az Alanya bölgesine kadar uzanan bir alanda da etkili olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu olay büyük bir olasılıkla günümüzden yaklaşık 1550 yıl önce meydana gelmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu yazı Almanya'da «Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg»de Prof Dr. Münnich tarafından yapılan C¹⁴ tarihlendirmelerine dayanmaktadır. Yazarlar Prof. Dr. Münnich'e teşekkürlerini sunarlar.

DEĞİNİLEN BELGELER

Dalongeville, R. ve Sanlaville, P., 1979, Rivages Holocènes de Turquie méridionale: Bull. de Lab. Rhodanien de Géomorph., No. 4 - 5, 5 - 15.

Hafemann, D., 1965, Die Niveauperänderungen an den Küsten Kretas seit dem Altertum nebst einigen Bemerkungen über ältere Strandbildungen auf Westkreta: Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. math. - naturwiss. Klasse 12, 605 - 688.

Kayan, İ., Kelletat, D., Venzke, J.F., Erläuterungen zur küstenmorphologischen Karte der Region Karaburun - Fiğla Burnu westlich Alanya, Türkei: Beihefte zum Tübinger Atlas des Vorderen Orients, Reihe A (Naturwissenschaften), 90 s, Wiesbaden (basılmakta).

Kelletat, D., 1979 Geomorphologische Studien an den Küsten Kretas: Beiträge zur regionalen Küstenmorphologie. Abh. Akad. Wiss. in Göttingen, Mathem. -Physik. Klasse, Dritte Folge, No. 32, 105 s., Göttingen.

Pirazzoli, P.A., 1977, Sea level relative variations in the world during the last 2000 years: Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 21, 3, 284 - 296.

Pirazzoli, P.A., 1979, Encoches de corrosion marine dans Tare hellénique: Oceanis, 5, fasc. H.S., 327 - 334.

Pirazzoli, P.A., 1980, Formes de corrosion marine et vestiges archéologiques submergés: interprétation néotectonique de quelques exemples en Grèce et en Yougoslavie: Ann. Inst. Océanogr. Paris, 56, 77 - 88.

Thommeret, Y., Thommeret, J., Laborel, J., Montaggioni, L.F., Pirazzoli, P.A., 1981, Late Holocene shoreline changes and seismo - tectonic displacements in Western Crete (Greece): Zeitschr. f. Geomorph., N.F., Suppl. Bd. 40, 127 - 149.

Yazının geliş tarihi: Ocak 1983

Yayıma verildiği tarih : Temmuz 1983