

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Ağustos, 1987
August,

Cilt 30
Vol.

Sayı 2
no.

Geological Bulletin of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Çamardı (Niğde) alanındaki Oligosen-Miyosen göl çökellerinin fasiyes ve ortamsal nitelikleri

Facies and environmental aspects of the fluvio lacustrine Oligocene-Miocene deposits in Çamardı (Niğde) area

Cengiz YETİŞ 1

Doğu Pontidler'de (Kuzeydoğu Türkiye) Jura volkanizması ve jeotektoniği

Jurassic volcanism and its geotectonics in the Eastern Pontides, (Northeastern Turkey)

Osman BEKTAŞ, Ali VAN, Suat BOYNUKALIN 9

Adıyaman yöresi Üst Kretase - Eosen istifinin sedimanter jeolojisi ve biyostratigrafisi (foraminifer, nannoplankton ostrakod)

Sedimentary geology and biostratigraphy (foraminifer, nannoplankton and ostracod) of the Upper Cretaceous - Eocene sequence in the Adıyaman Area, South-East Turkey

Engin MERİÇ, Fazlı Y. OKTAY, Vedia TOKER, İzver TANSEL, Mehmet DURU 19

Salihli güneyinde üste doğru kabalaşan Neojen yaşlı alüvyonel yelpaze çökelleri ve Gediz Grabeni'nin tektonosedimanter gelişimi

Coarsening - upward alluvial fan deposits (Neogene) to the south of Salihli (West Turkey) and tectano - sedimentary development of Gediz Depressions

Fuzuli YAĞMURLU 33

Armutlu Yarımadasında Kretase Paleosen ilişkisi

Cretaceous - Paleocene relation in the Armutlu Peninsula

Simav BARGU, Mehmet SAKINÇ 41

Jeotermal rezervuarlarla ilgili bir matematiksel model

A mathematical model for geothermal reservoirs

Nurkan KARAHANOĞLU 49

Kuzeybatı Anadolu yığılma orojeni : Paleotetis'in batı kenet kuşağı

The NW Anatolian accretionary orogeny; Western termination of Paleo Tethyan suture belt

Şener ÜŞÜMEZSOY 53

Doğal Ametistin kirlilik içeriği ve renklenmesi

Impurity content and coloring of natural amethyst

Rezzan BIRSOY 63

Tavşanlı - Domanıç (Kütahya) volkanitlerinin özellikleri ve Batı Anadolu Senozoyik volkanizmasındaki önemi

Characteristics of the Tavşanlı - Domanıç (Kütahya) volcanics and their significance in Western Anatolian Cenozoic volcanism

Hallı BAŞ 67

Tartışma - Yanıt : Aladağlar'da paleokarstlaşmaya bağlı Pb-Zn mineralizasyonu

Discussion - Reply : Paleokarst related Zn-Pb mineralization of Aladağ mountains

Ahmet AYHAN, Mustafa ÇEVİRİM,

Wolfram ECHLE 81

Tartışma - Yanıt : Antalya Neojen havzasının stratigrafisi

Discussion - Reply : The Stratigraphy of the Antalya Neogene basin

Vedia TOKER, Ergün AKAY 87

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

TÜRKİYE JEOLojİ KURUMU DERNEĞİ

The Geological Society of Turkey

YÖNETİM KURULU (Executive Board)

Oktaay KÖKTUNA (ESAN)	Başkan (President)
Sadıık AÇAN (EİE)	İkinci Başkan (Vice President)
Hüsnü TÖMER (Yüksel)	Genel Yazman (Secretary General)
Kadı ESENTÜRK (MTA)	Sayman (Treasurer)
Feridun YÜKSEL (Etibank)	Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
Çağrı BAT (BATKO)	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Faruk İLGÜN (MTA)	Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social Affairs)

YAYIN KURULU (Publication Board)

Editörler (Editors)

Yavuz OKAN (AÜFF) - İsmail HENDEN (MTA) - Yusuf Ziya ÖZKAN (MTA)

Teknik Yönetmenler (Technical Editors)

Hilmi YAĞCI (MTA) - Celâl KÖSE (MTA) - Nizamettin ŞENTÜRK (MTA)

Yazı İnceleme Üyeleri (Editorial Membres)

Şakir ABDÜSSELAMOĞLU (İTÜ) - Mehmet AKARTUNA (İÜ) - Atilla AYKOL (İTÜ)
Hasan BAYHAN (HÜ) - Ergüzer BİNGÖL (MTA) - Rifat BOZKURT (AÜ)
Yılmaz BÜRKÜT (İTÜ) - Mehmet BÜYÜK (MTA) - Nezih CANİTEZ (İTÜ)
Ahmet ÇAĞATAY (MTA) - Remzi DİLEK (KTÜ) - Gültekin ELGİN (MTA)
Tandoğan ENGİN (MTA) - Ahmet ERCAN (İTÜ) - Kemal ERGUVANLI (İTÜ)
Yavuz ERKAN (HÜ) - Ayhan ERLER (ODTÜ) - Okay EROSKAY (İÜ)
Aziz ERTUNÇ (AÜ) - İsmet GEDİK (KTÜ) - Atasever GEDİKOĞLU (AÜ)
Nuran GÖKÇEN (DEÜ) - Sungu L. GÖKÇEN (DEÜ) - Ergun GÖKTEN (AÜ)
Okay GÜRPINAR (İÜ) - Erol İZDAR (DEÜ) - Nizamettin KAZANÇLI (AÜ)
Erdoğan KİPMAN (İÜ) - Süleyman KOCAEFİ (HÜ) - Engin MERİÇ (İTÜ)
Eran NAKOMAN (DEÜ) - Teoman NORMAN (ODTÜ) - Fazlı Y. OKTAY (İTÜ)
Mustafa ÖZÇELİK (MTA) - Necdet ÖZGÜL (İTÜ) - Türker ÖZSAYAR (KTÜ)
Ali ÖZTÜRK (CÜ) - Selahattin PELİN (HÜ) - İsmail SEYHAN (MTA)
İhsan SEYMEN (SÜ) - Erman ŞAMILGİL (YÜ) - Güler TANER (AÜ)
Yusuf TATAR (FÜ) - Selçuk TOKEL (KTÜ) - Vedia TOKER (AÜ)
Güner ÜNALAN (MTA) - Baki VAROL (AÜ) - Osman YILMAZ (İÜ)
Erdoğan YÜZER (İTÜ)

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

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

Bülten TJK Derneği üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 2000.— TL'dan sağlanabilir.

Yazışma adresi :

N.B. All Correspondence should be addressed to :
Posta Kutusu : 464 — Kızılay, ANKARA

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Ağustos, 1987
August

Cilt 30
Vol.

Sayı 2

Orofopa! Bulletin of Turkey

İÇİNDİKİLER (CONTENTS)

Çamardı (Miğde) alanındaki Oligosen-Milyosen göl çökellerinin fasiyes ve ortamsal MteHMeri

Faciès and en/vdronmental aspects of the fluvio lacustrine Oligoeene-Miöcene deposits in Çamardı (Nigde) area

..... Cengiz YETİŞ 1

Doğu Pontidler'de (Kuzeydoğu Türkiye) Jura volkanizması ve jeotektomği

Jurassic volcanism an it's geoteotronics İn the Eastern Pontides, (Northeastern Turkey)

Osman BEKTAŞ, AU VAN, Suat BOYNUKALİN 9

Adıyaman yöresi Üst Kretas© - Eosen istifinin sedimanter jeolojisi ve biyostratigrafisi (forami* mfer, nannoplankton ostrakod)

Sedimentary geology and biostratigraphy (foraminifer, nannoplankton and ostracod) of the Upper Cretaceous - Eocene sequence in the Adıyaman Area, South-East Turkey

Engin MERİÇ, Fazlı Y. OKTAY, Vedia TÖKER,- tizer. TANSEL, Mehmet DURU 19

Salihli güneyinde üste doğru kabaşan Neojen yaşlı alüvyonel yelpaze çekelleri ve Gediz Graheni'nii tektonosedimanter gelişimi

Coarsening - upward alluvial fan deposits (Neogene) to the %outh of Salihli (West Turkey) and teotano - sedimentary development of Gediz Depressions

»..... —;.....,....., FİKULİ YAĞMUmLU 33

Armutlu Yanmadında Kretase Paleoaen illsMsi

Cretaceous * Paleocene relation in the Armutlu Peninsula

Simav BAMGU, Mehmet SÂKİNÇ 41

Jeotermal rezervuairlarla ilgili İbî matematiksel model

A mathematical model for geothermal reservoirs
..... Nurkan KARAMANOĞLÜ 49

Kuzeybatı Anadolu yığışım orojem : Paleotetis'ül batı kenet kuşağı

Th& MW Anatolian aocretionary orogeny; Western termination of Paleo Tethyan suture belt
.. —Şener ÜŞÜMEZSOY 53

Boğalı Ametistin kirlilik İçeriği ve renkletmesi

Impurity content and coloring of natural amethyst
Rezzan BIRSOY 63

Tavşanlı - Domaniç (Kütahya) volkanitlerinli özelüklerl ve Batı Anadolu Senozo^k volkankmasındaki önemi

Characteristics of the Tavşanlı - Domaniç (Kütahya) volcanics and their significance in Western Anatolian Cenozoic volcanism

Haâ BAŞ 67

Tartışma - Yanıt : Aladağlar'da paleokarstias^maya bağlı Pb-Zn mineraliiasyonu

Discussion - Reply : Paieokarst related Zn-Pb mineralization of Aladağ mountains

Ahmet AYHAN, Mustafa ÇEVRİM, — * ->. ** Wolfram ECHLE 81

Tartışma - Yamt % Antalya Neojen havzasm stratigrafisi

pisoussion - Reply : The Stratigraphy of the Antalya Neogene basin

.....VecWa TOKER, Erfttn AKAY 87

Çamardı (Niğde) alanındaki Oligosen - Miyosen yaşlı akarsu göl çökellerinin fasiyes ve ortamsal nitelikleri

Faciès and environmental aspects of the fluviolacustrine OligoCène-Miocene deposits in Çamardı (Niğde) area

CENGİZ YETİŞ, Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana

ÖZ t Bu incelemede, Çamardı (Niğde) alanındaki akarsu-göl çökelleri bölgesel ölçekte stratigrafik korelasyona yardımcı olmak üzere fasiyes ayırdı amacıyla incelenmiştir, inceleme alan, Lütesiyen denizinin bölgeden çekilmesi sonucunda oluşan dağlar arası havza niteliğindeki Ecemiş Fay Kuşağının kuzey kesiminde yer almaktadır, Miyosen denizi transgresyonu ise Çamardı alanına erişememiştir,

Çamardı dolayında Çukurbağ Formasyonu olarak tanımlanan Oligosen yaşlı karasal kırıntılılar üste doğru Burç Formasyonu olarak tanımlanan Miyosen yaşlı, gol-bataklık ortamlarına ait çökelere geçerler. Paleosen yaşlı Karadağ Spiliti üzerine uyumsuz olarak gelen Çukurbağ Formasyonunda alttan üste doğru örgülü nehir ve düşük sinüslü menderesli nehir as fasiyesleri ayrılmıştır. Çukurbağ Formasyonunun üst kesimlerine doğru bölgesel tektonik ile uyumlu olarak havzanın çökmesi nedeniyle gölse! fasiyesler durulmuştur, Miyosen yaşındaki Burç Formasyonu alttan üste doğru başlıca göl, bataklık, delta ve düşük sinüslü menderesli nehir çökellerinden oluşmaktadır. Toplam 270 m* kalınlık ölçülmüş, tür.

Miyosen denizi transgresyonunun Çamardı alanına erişememesi nedeniyle Ecemiş Fay Kuşağının kuzey kesiminde akarsu-göl çökelleri ile bunlar ilişik as fasiyeslerden oluşma Çamardı ve Burç Formasyonları çökelmiştir.

ABSTRACT ; In this study, Fluvio-lacustrine- sediments of Çamardı (Niğde) area are examined for discrimination of the faciès to assist for stratigraphic correlations in regional scale. The investigated area is situated in northern part of the Ecemiş Fault Zone of intermontane basin character which was formed after retreating of the Lutetian sea from the region, Miocene sea transgression never reached to the Çamardı area»

Therefore, around Çamardı, Oligocène aged continental elastics, known as Çukurbağ formation and Miocene aged deposits which belong to the lacustrine-swamp environment of Burç formation were determined. Braided river and low sinuosity meandering river sub faciès were discriminated in Çukurbağ formation, which overlies the Paleocene aged Karadağ spilite with a nonconformity, The lacustrine faciès were developed towards the upper part of the Çukurbağ formation due to subsidence of the basin coinciding with the regional tectonics, Miocene aged Burç formation is mainly formed of lacustrine, swamp, delta and low sinuosity meandering river deposits, from bottom to top. Its total thickness amounts to 270 meters.

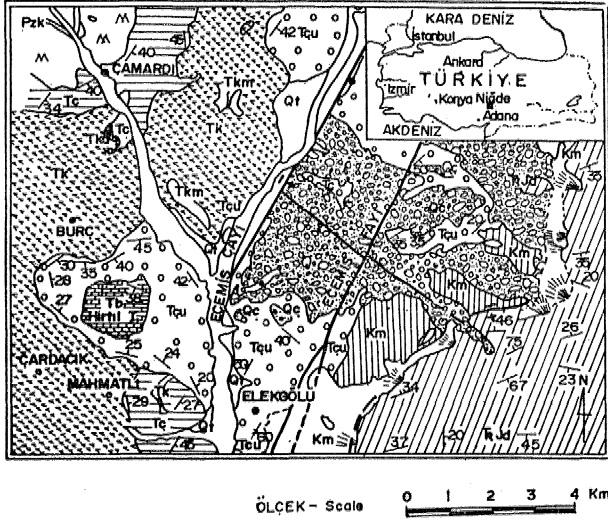
Since the Miocene, sea transgression did not reach to the Çamardı region, only Çamardı and Burç formations of fluvio-lacustrine and associated sub faciès were deposited in northern part of the Ecemiş Fault Zone,

W M 1 ?

Bu inceleme Ecemiş Fay Kuşağı boyunca kuzeydoğudan güneybatıya dar ve uzunlamasına bir şerit şeklinde uzanan ve Gülek Dağı kuzeyinde başlıca karasal nitelikli akarsu-göl çökelleri ile güneyinde akarsu-göl-plaj ve resifal nitelikli karbonattan oluş-

şan karasal-sığ denizel nitelikli kaya stratigrafisi D* Timlerinin fasiyes ayırıcılığına bağımlı olarak bölgesel ölçekte stratigrafik korelasyonunu yapmayı amaçlayan çalışmaların ilkinin oluşturmaktadır. Bu çalışmada Ecemiş Fay Kuşağı kuzey kesiminde yer alan Çamardı ilçesi (Niğde) güneyindeki Burç köyü (Hır-

til tepe) dolayında yüzeyleyen Çukurbağ ve Burç Pömsiyonlarına ait akarsu ve göl çökdlerinin ayrırt* lanan as fasiyesleri ortaya konacaktır (Şekil 1),



Şekil 1 : İnceleme alanının buldu ve jeolojik haritası (Yetiş, 1978 a dan alınmıştır)*

Figure 1 : Location and geologic map of the investigated area (From Yetiş 1978 a).

- Qt Taraça
Terrace
- Qç Çakıtaşı
Conglomerate
- Tb Burç Formasyonu (Miyosen)
Burç Formation (Miocene)
- Tçu Çukurbağ Formasyonu (Oligosen)
Çukurbağ Formation (Oligocene)
- Tka Kaleboynu Formasyonu (Eosen)
Kaleboynu Formation (Eocene)
- Tç Çamardı Formasyonu-Çamardı Formation
- TO Karadağ splitli-Karadağ splitte
- Tkm Mavraş Kireçtaşı Üyesi-Mavraş Limestone member*
- Km Ofiyolit dizisi kayalar (Üst Kretas©)
ophiolitic suite (Upper Cretaceous)
- Trjd Demirkazık Kireçtaşı (Üst Triyas-Kretase)
Demirkazık limestone (Upper Triassic-Cretaceous)
- Pzk Niğde Metamorfittleri (Paleozoyik)
Niğde metamorphic (Paleozoic)

İnceleme alanında Ecemiş Fay Kuşağı batısında temeli Alt Paleozoyik yaşlı Niğde Metamorfittleri oluşturur (Okay, 1955; Kleyn 1970; Göncüoğlu, 1977, 1981; Yetiş, 1978 a-b, 1984; Yetiş ve Demirkol, 1984), Bunun üzerine Orta-Üst Paleosen yaşlı killi kireçtaşı, çamurtaşı, miltası, kumtaşı yapıllı Çamardı Formasyonu ile Karadağ Splitli ve Mavraş Kireçtaşı Üyesi gelir (Yetiş, 1978 a-b, 1984; Yetiş ve Demirkol 1984), Ecemiş fay kuşağı doğusunda ise temeli Permian-Alt Triyas yaşlı Maden Kireçtaşı oluşturur bu

nun üzerinde Üst Triyas-Kretase yaşlı Demirkazık Kireçtaşı bulunur (Şekil 1). Burada üstte Üst Kretase'de bölgeye yerleşen Mazmılı yaylası peridotiti/Mazmılı-offiyoliti yer alır (Metz, 1956; Yetiş, 1978 a'b), Blumenthal (1952) tarafından Maden Kireçtaşı, Kara Aladağ Kireçtaşı; Demirkazık Kireçtaşı ise Beyaz Aladağ Kireçtaşı olarak adlandırılmıştır. Daha sonra bu adlar Okay (1955), Metz (1956) tarafından aynı kulanılmıştır.

Lütesiyen öncesinde oluşan Ecemiş Fay Kuşağı boyunca genç dolgu Eosen, Oligosen ve Miyosen yaşlı Tersiyer çökelleri oluşturur (Yetiş, 1984), Sığ deniz nitelikli çakıtaşı, kumtaşı ve bol fosilli kireçtaşı yapıllı Kaleboynu Formasyonu Ecemiş Fay Kuşağı kuzeyinde, Çamardı dolayında yüzeyler. Bu birim Blumenthal (1952) tarafından Paleosen kireçtaşı; Okay (1955) tarafından ise Eosen flişi olarak haritalanmıştır.

Lütesiyen'de aşağı yukarı Ecemiş Fay Kuşağı ile birlikte bütün Anadolu'yu kaplayan deniz epirojenez yükselmeleri sonucu Üst Eosen'de bölgeden hemen hemen tamamıyla çekilmiştir (Lüttig ve Steffens, 1976; Yetiş, 1978 a-b; Yetiş ve Demirkol, 1984), Böylece Lütesiyen denizi regresyonu sonucunda bölge tamamıyla kara halini alarak büyük çapta aşınma, Ecemiş Fay Kuşağı vb. gibi dağlar arası basenleri oluşturan topografik çukurluklar boyunca akarsu ve göl çökellerinin durulması için uygun bir çökme alanı haline almıştır.

Ecemiş Fay Kuşağı boyunca kuzeydoğudan güneybatıya dar ve uzunlamasına bir şerit boyunca bölgesel yapı ile uyumlu mostralı ve tamamıyla karasal kırıntılardan oluşma birime Çukurbağ Formasyonu (Oligosen), bunu üzerleyen gölsel çökelere ise Burç Formasyonu (Miyosen) adı verilmiştir (Yetiş, 1978 a-b). Çukurbağ Formasyonunun alt kesimini Blumenthal (1952) Eosen flişi; üst kesimindeki kumtaşı-marnlı kumtaşı-çakıtaşı ve alçıtası nöbetleşmesini de Neojen olarak ayırtlamıştır. Okay (1955) Blumenthal'ın Eosen flişi olarak ayırtladığı kesimi Oligosen yaşlı ile haritalamıştır»

Tamamıyla karasal kırıntılardan oluşma akarsu çökeli niteliğindeki Çukurbağ Formasyonunda herhangi bir fosile rastlanmamıştır, Birim inceleme alanı kuzeyinde Lütesiyen yaşlı Kaleboynu Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Çakıtaşı düzeylerinde ise Lütesiyen yaşlı Kaleboynu Formasyonundan türeme çakıllar kapsamaktadır, Çukurbağ Formasyonu üzerine geçişli olarak başlıca göl-bataklık-delta ortamlarını karakteriz eden kumtaşı, silttaşı, kömür ve alçıtası ara katmanlı marn yapıllı Burç Formasyonu gelmektedir. Bu birim tanımları yapılan gölsel ostracod ve gastropodlara göre Miyosen yaşlı uygulanmıştır. Böylece Burç Formasyonu altında bulunan fakat Lütesiyen yaşlı Kaleboynu Formasyonunu açısız uyumsuzlukla üzerleyen Çukurbağ Formasyonuna Oligosen yaşlı uygulanmıştır. Lüttig ve Steffens (1976) Oligosen-Pleistosen evrelerine ait Türkiye Paleocoğrafik atlaslarında başlıca kırmızımsı renkli çakıtaşı, kumtaşı, silttaşı, kiltası ve marn ya*

pılış *émml* olmayan çökeller# «Red Bed Molasse» henüz kesin bir yaş uygulanamayacağını fakat bun* larm Orta Eosen ve Öncesi kayaları açısız uyumsuzlukla tizerlemesi ned#ni ile sedimantasyonun muhtemelen Üst Eosen'de başladığını bildirmişlerdir.

Çukurbağ Formasyonunun Mtostratigrafia ve kronostratigrafik eş değeri olan Adana baseni Tersiyer istifinin tabanını oluşturan Gildirli Formasyonu ve bunun yanıl eş değeri olarak ayırtlanan birimler pek çok araştıme tarafından Alt Miyosen yaşı ile incelenmiştir (Ternek, 1957; Schmidt, 1961; İlker, 1975; Görür, 1979; Yalçın ve Görür, 1984), Bölgesel yorum ile Adana baseninin kuzey kesimlerinde düzensiz bir paleo topografyaya bağımlı olarak gelişmiş, değişik iasieslerde olabilecek fosilsiz karasal nitelikli çekellerden oluşma Gildirli Formasyonuna Oligosen (Üst Eosen?)-Alt Miyosen yaşı uygulanmıştır (Yetiş* Demirkol, 1984-1986),

OLİGOSEN - MİYÖSEN YAŞLI ÇUKURBAĞ - BURÇ FORMASYONLARININ AYIRTLANAN AS FASİYES* LERİ

Çukurbağ ve Burç Formasyonlarının birlikte gözlenebildiği tipik kesit Çamardı ilçesi güneyindeki Burç köyü ile Hırtıl tepe arasında yer almaktadır. Bu kesimde toplam 270 m. kalınlık ölçülmüştür (Şekil 1; Levha I, Şekil a),

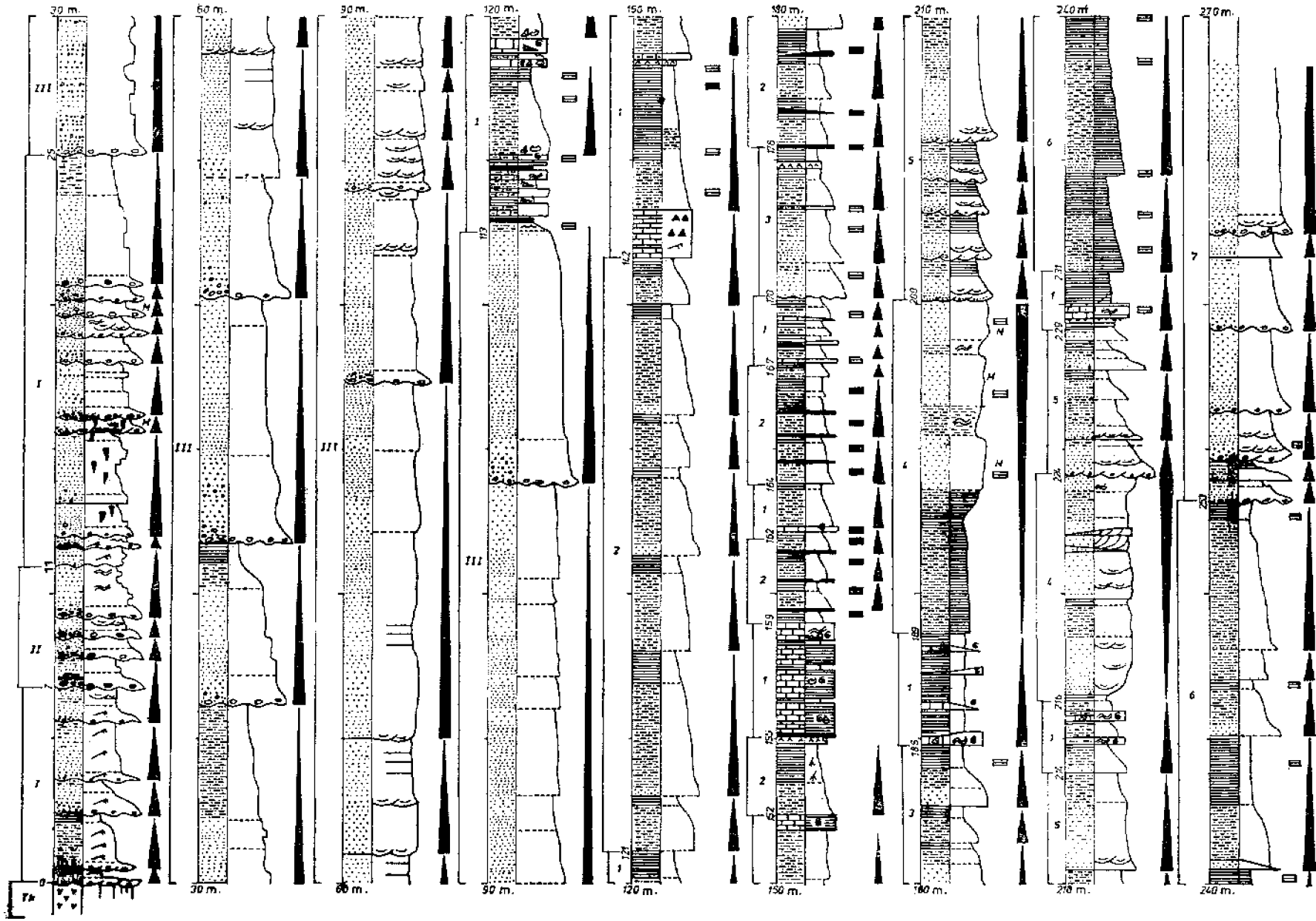
Orta-Üst Paieosen yaşı Karadağ Spiliti üzerine açısız uyumsuzlukla gelen Çukurbağ Formasyonu düşük enerjili Örgülü nehir çökelleri (7 m*) ile başlar (Şekil 2-3), Bu kesim dönemli bir sedimantasyon göstermekte olup kanal dolgusu ve taşkın ovası as fasiyesleri ayırtlanmıştır, Kanal dolgusu as fasiyesi aşmmalı tabanlı, tekne şeklinde çapraz katmanlı, kötü boylanmalı, İcum matriksü, kahverengimsi kırmızı renkli çakıllı feumtaşı-kaba kumtaşı yapıışlıdır, Taneler maksimum 5 sm. boya erişen az yuvarlak, spilit, andezit, radyolarit, kireçtaşı, metamorfik kaya parçası vb, den türemedir. Tana boyu yukarıya doğru İncelen dönemler akıntı kırıksıkı, kiremit kırmızısı renkli, ince taneli kumtaşı-silttaşı-çamurtaşı geçmektedir. Bu istif olası taşkın ovası as fasiyesine karşılık gelmektedir (Collinson, 1978),

Bunun üzerine 4 m, (7-11 m.) kaim yüksek enerjili örgülü nehir çökelleri gelmektedir, istifin tabanında maksimum 35 sm, boya erişen Mreçtaşı-algılı kireçtaşı, spilit vb, Ögell, tane akması nitelikli çakıltası-çakıllı kumtaşı-kumtaşı yapıışlı, keskin tabanlı kanal dolgusu as fasiyesi çökelleri bulunmaktadır, Üste doğru enerjinin daha da artmasıyla tane destekli mercekse geometri, keskin aşmmalı tabanlı kütle akması çökelleri gelmektedir. Bu kesimde sedimantasyon esnasında oluşan oturma ve çökme yapılarını yukarıdan gelen malzeme doldurmaktadır. Bunlar kötü boylanmak maksimum 50 sm. boya erişen formasyon içi kumtaşı blokları kapsayan çanıurtaşmdan ibarettir. Tanelerde belirgin yönelim gözlenmeyip yayvan tekne şeklinde çapraz katmanlanma sunarlar, Tane boyu yukarıya doğru incelererek ondüleli laminalı açık [kahverengi kumtaşına geçmektedir*

Daha üstte 14 m* (11-25 m.) aahn düşük enerjili örgülü nehir çökelleri gelmektedir* Tabanda kanal tenaama bitişik kum bantları bulunmaktadır. Kum bantları ince-orta kum boyu kıraati bileşenli, mercekse geometriM, oylum markalı, akıntı tan* şıklı, üst kesimi dalga kırıksıkı yer yer biyoturbasyonlu pembemsi gri seyrek çakıllı kireçtaşı-kumtaşı yapıışlıdır. Kum bantlaraun üzerine tavanı siM lace-orta taneli kumtaşı ardaalanmasmdan oluşan biyoturbasyonlu set çökelleri gelmektedir* Bu birimleri kanal dolgusu ile set çökelleri as fasiyeslerinden oluşma dönemler üzerler. Kanal dolgusu as fasiyesinin tabanı aşmmalı olup teknemsi çapraz katmanlı, tane akması nitelikli maksimum 30 sm, boya erişen polij enik çakıllı, matriks destekli çakıltası, çakıllı kumtaşı, kumtaşı yapıışlıdır. Set çökelleri ise kiremit kırmızısı renkli ince-orta taneli kumtaşı ve silttaşı yapıışlıdır.

Bunun üzerine 88 m, (25-113 m.) kalınlığa erişen düşük sinüslü menderesli nehir çökelleri gelmektedir (Şekil 2), Bunlar başlıca kanal dolgusu, nokta barı ve taşkın ovası as fasiyeslerinden oluşmaktadır (Kerey ve diğerleri, 1985; Yetiş ve diğerleri, 1986). Kanal dolgusu as fasiyesleri Örgülü nehir ortamında tanımlananlar ile benzerli olup daha ince ögellMr, Bunun üzerine gelen yer yer keskin tabanlı yeşilimsi boz, üste doğru mikro çapraz katmanlı kaba-orta taneli kumtaşları nokta barı çökelleri olarak yorumlanmıştır. Taşkın ovası çökelleri ise bu kesimde dağılgan ince taneli kumtaşı-silttaşı yapıışlıdır. İstifin tavanında 50 sm. tolin kahverengimsi, akıntı kırıksıkı silttaşı -çamurtaşı ardaalanımı bol bitki kırıntılı olup 1-2 mm. kahn linyit damarcıklıdır. Bu kesim Burç Formasyonunun tabanı olarak kabul edilmiştir ve ayrıca birim sedimantolojik açıdan Çukurbağ Formasyonundan ayrıcalıklar sunmaktadır. Diğer bir deyiimi© akarsu ortamından gol ortamına geçiş söz konusudur. İstifin bu kesiminde silttaşı-çamurtaşı ardaalamı gözlenmektedir (113-121 m.). Kirli beyaz-krem renkli fosilli marn (Heterocypris cf. Ponticus Krstê, Armiger cf. Ciista Linneatis) ince-orta katmanlı olup, dalgalı laminalı (Levha I, Şekil b), silttaşı-çamurtaşı ise yeşilimsi gri. mikro çapraz laminalı ve yer yer bol bitki kırıntılıdır (Yetiş, 1978 a-b).

Daha sonra 121442 m.ler arasında ortam sığlaşarak yeşilimsi boz ince kumtaşı ara katlı silttaşı-çamurtaşı ardaalanmasından oluşan bataklık çökellerine geçmektedir. Bunun üzerine tekrar 10 m. kaim (142-152 m.) gösel çökeller gelmektedir. Bunlar başlıca Mreçtaşı-mam-silttaşı-çamurtaşı yapıışlıdır. Tabandaki kireçtaşı 40 sm, kaim kirli beyaz -krem renkli, dalga kırıksıkı, çört bantlı ve mikritik yapıışlıdır. Daha üstte 5 m. kaim yeşilimsi boz, bitki kırıntılı üst düzeyi ikincil jipsli silttaşı ile çamurtaşı bulunmaktadır, Üzerinde ince, krem renkli mikritik yapıışlı kireçtaşı bulunup buda açık yeşilimsi gri silttaşı ile üzerienir. En üstte 50 sm. kalın gösel ostracod ve gastropod içeren parafel laminalı kireçtaşı bulunmaktadır.



Şekil 2 : Çukurbağ ve Burç Formasyonlarının ana fasies dağılımını gösterir ölçülmüş kesit. (Açıklamalar için Şekil 3'e bakınız)

Figure 2 : Measured section which shows main facies distribution of the Çukurbağ and Burç formations (see Figure 3 for key to symbols)

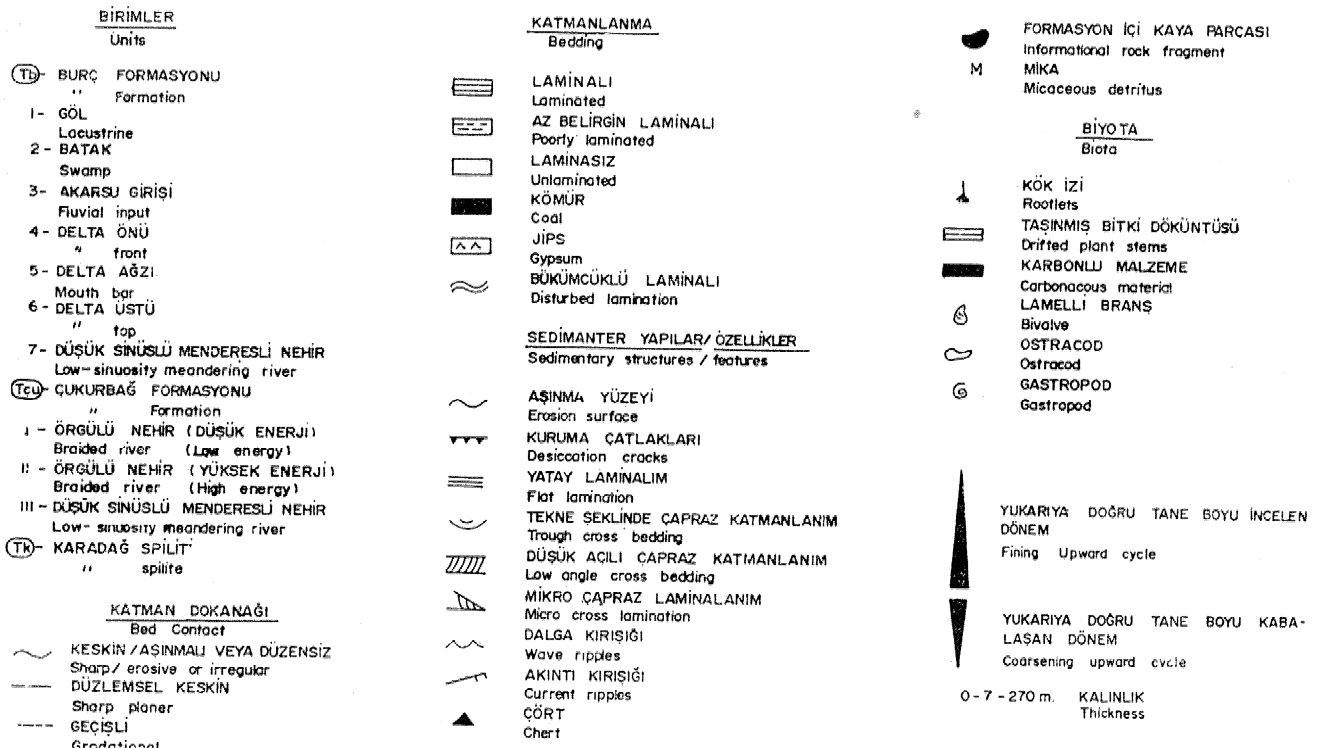
Bundan sonra ortamın tekrar sığlaşarak bataklık ortamına geçip gözlenir» Bu kesim 3 m, kalın (152-155 m.) açık gri renkli, üst yüzeyi ikincil jips ile 1 sm, kalın kömür bantlı, kılcal kök izli silttaşı - çamurtaşı yapılıdır, 155-159 m/ler arasında 4 m* kalınlığa erişen ince çamurtaşı ara katmanlı, krem renkli, ince katmanlı, gösel gastropodlu, paralel laminal kireçtaşı gelmektedir,

İstifin bundan sonraki kısmını 94 m, kalınlığa erişen (159-253 m.) gösel ve deltayık çökeller oluşturmaktadır, istifin ilk 30 m. kesimindeki bataklık ve göl fasiyesleri öncekiler ile benzerli olup yaprak fosili kapsamı yamsıra göl fasiyesindeki mercemsel fosilli kireçtaşlarının kalınlığında azalma; çamurtaşı-silttaşında ise bir artmanın gözlenmesi ayıracadır. Bu durum gölün sığ olduğunu ve çok çabuk dolarak bataklık ortamı haline geçtiğini göstermektedir (Ailen, FA., 1981), Ayrıca keskin tabanlı, mika pullu, bitki kırıntılı, üste doğru tane boyu incelerken yeşilimsi silttaşı-çamurtaşına geçen kumtaşı ise ortama akarsu girişi olarak yorumlanmıştır (Surdam ve Stanley, 1979),

Üstte 64 m/lik (189-253 m.) kesimi göl ortamı içersinde gelişen delta önü, delta ağzı, delta üstü-bataklık ile akarsu girişine ait as fasiyesler oluşturmaktadır. Delta önü as fasiyesi tane boyunun yukarıya doğru kabalaşması ile tanımlanabilmektedir. Altta paralel laminali silttaşı-çamurtaşı üste doğru silttaşı-kumtaşı ardalanmasına; daha da üstte ince-orta taneli kumtaşı geçmektedir. Burada siltta-

şı-çamurtaşı yeşilimsi boz, ondüleli laminalı olup ince kumtaşı ise 3040 sm, kalın teknesi çapraz katmanlı, kahverengimsi san, mika pullu, bol bitki kırıntılı olup yer yer ince mercekli kumlu kireçtaşı ara katmanlıdır. Delta ağzı as fasiyesi ise çeşitli dönemler halinde gelişen, aşınmalı taban üzerinde teknesi çapraz tabakalanmalı iyi yıkanmış, iyi boylanmış, kuvars oranı yüksek, seyrek ince çakıllı yeşilimsi boz kumtaşı ile başlamakta üste doğru paralel laminali yeşilimsi boz silttaşlarma geçmektedir. Buradaki bataklık çökelleri kesitin alt kesimindeki bataklık çökellerinden delta üstünde gelişmiş olmaları nedeniyle farklılıklar sunmaktadır, Bunlar kıt bitki kırıntılı olup kömür içermezler; gri, paralel laminali oldukça kalın silttaşı-çamurtaşı ardalanımdan oluşmaktadır. Tali kanalcıklar ise mercekli geometri 3040 sm* kalınlığa erişen yeşilimsi boz orta-ince kum boyu kırıntı bileşenli kumtaşı yapılıdır.

253-270 m,ler arasında kesitin üst kısmını düşük sinüslü menderesi! nehir çökellerine ait dönemler oluşturur. Bunlar başlıca kanal dolgusu ve taşkın ovası as fasiyeslerinden ibarettir» Kanal dolgusu as fasiyesi mercekli geometri, aşınmalı tabanlı, kötü boylanmış, taneleri belirgin yönelimsiz, yer yer oygu yapıllı, dal parçacıklı, büyük ölçekde teknesi çapraz katmanlı, çakıllı kaba kumtaşıdan oluşmuştur, Daha üstte tane boyunun inceliyle oluşmuş ince kum boyu kırıntı bileşenli, gevşek tutturulmuş birimler taşkın ovası as fasiyesi olarak yorumlanabilir.



Şekil 3 : Ölçülmüş kesitte kullanılan işaretler

Figure 3 : Key to symbols used in the measured section.

SONUÇLAR

Yapılan bölgesel ölçekli çalışmalar ile ayrıntılı fasdyes ayırdma göre Lütésiyen sonunda bölgeden çemlen deniz ve buna bağımlı olarak gelişen dağlar arası havza niteliğindeki Eçemiş Fay Kuşağının Miyosen denizi transgresyonunun erişemediği kesimlerinde karasal kırıntılardan oluşma akarsu çekeli niteliğindeki Çukurbağ Formasyonu üe gösel çekellerden oluşma Burç Formasyonu durulmuştur* GÖsel ostracod ve gastropod tanıtımlarına göre Burç Formasyonuna Miyosen yaşı uygulanmıştır. Fosil kapsayan karasal kırıntılardan oluşma Çukurbağ Formasyonuna, tabanında inceleme alanının kuzeyinde Lütésiyen yaşlı Kaleboynu Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelmesi ve ayrıca Lütésiyen'e ait çakıllar kapsamayı; tavanında ise Miyosen yaşlı Burç Formasyonu ile geçişli olması nedeni ile Oligosen yaşı uygulanmıştır»

Akarsu çekellerinden oluşma Çukurbağ Formasyonunda kanal dolgusu, set ve olasılı taşkın ovası as fasiyesini kapsayan düşük enerjili örgülü nehir çökelleri; tane akması nitelikli kanal dolgusu ve formasyon içi kum taşı bloklu, tane destekli kütle akması çökellerinden oluşma yüksek enerjili Örgülü nehir çökelleri ve kanal dolgusu, nokta barı ve taşkın ovası as fasiyeslerinden oluşma düşük sinüslü menderesli nehir çökelleri ayrırtlanmıştır.

Miyosen yaşlı Burç Formasyonunda ise bol bitki kırıntılı, linyit damarlı, ikincil jips ile gösel ostracod ve gastropod kapsayan fosilli marn, kireçtaşı, -silttaşı-çamurtaşı yapılış göl çökelleri; kök telleri ile yaprak ve kömür bantlı silttaşı-çamurtaşı yapılış bataklık çökelleri; tane boyu yukarıya doğru kabalaşan silttaşı, çamurtaşı, kumtaşı yapılış delta önü; aşmalı tabanlı, dönemli aralanmah, tekne şeklinde çapraz katmanlı delta ağzı ve daha üstte delta üstü bataklık çökelleri ile en üstte kanal dolgusu ve taşkın ovası.as fasiyeslerini kapsayan düşük sinüslü menderesli nehir çökelleri ayrırtlanmıştır.

Böylece Miyosen denizi transgresyonunun erişemediği, Eçemiş Fay Kuşağının kuzeyindeki Çamardı alanında Oligosen evresinde akarsu ortamına ait çekeller ve bunlara ilişik aş fasiyesler; Miyosen evresinde ise gol, bataklık, delta ve düşük sinüslü menderesli nehir ortamını karakterize eden çökellerden oluşma ikarasal oluşumlar gelişmiştir,

KATKI BELİRTME

Yazar, çalışmanın gerçekleşmesi için yardımlarını gördüğü Prof. Dr. I. E. Altınlı ile Ç. IX Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. A. Acar; MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdleri Dairesi Başkanlığı ve Doğu Akdeniz Bölge Müdürlüğü ilgililerine teşekkürlerini sunar,

DEĞİNİLEN BELGELER

Ailen, P.A., 1981, Devonian lake margin environments and processes 3JL Shetland, Scotland, J. Geol. Soc. London, 138 (1), 144,

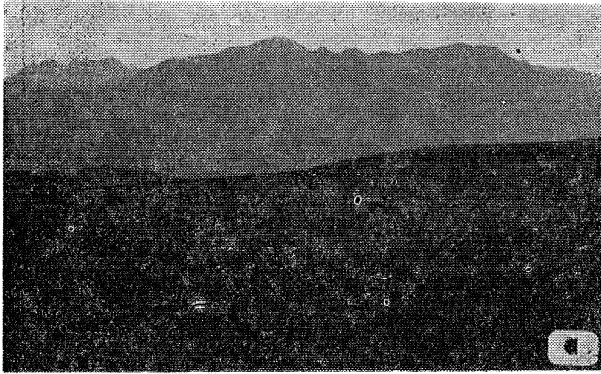
- Blumenthal, M.M., 1952, Toroslarda yüksek Aladag silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve tektoniği hakkında yeni etüdler: MTA yayınları, Serâ D₁, 6. 136 s.
- Collinson, J.D., 1978, Alluvial sediments. In: Reading, H.G., (Ed.), Sedimentary Environments and Facies, 15-60. Blackwell,
- Gönoöğlü, C*, 1977. Geologie dm westlichen Niğde Massivs: Doktora tezi, Bonn* (Yayınlanmamış), 181 s,
- Göncüoğlu, C, 1981, Niğde Masifinin Jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. tç Anadolunun jeolojisi simpozyumu Tebliğ. Ankara, 16-19,
- Görür, N. 1979, Karaisalı kireçtaşının (Miyosen) sedimentolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 22/2, 227-234,
- İlker, S., 1975, Adana baseni 'kuzeybatısının jeolojisi ve petrol olanakları: T.P.A.O, Arama Arşiv No: 973 (Yayınlanmamış), Ankara, 63 s.
- Kerey, İ.M., Yetiş, C., Demirkol, C, 1985. Meandering plain deposits and marginal sea processes in the Upper Miocene Kuzgun Formation of the Adana Basin in Turkey: 6 th European regional meeting of Sedimentology, Abstracts, Spain, 217=218,
- Kleyn, V.D., 1970, Recommendation of Exploration for mineralization in the south western part of the Niğde-Çamardı massif: MTA Enstitüsü Etüleme Raporu,
- Lüttig, G., Steffens, P., 1976, Explanatory notes for the paleogeographic atlas of Turkey from the Oligocène to the Pleistocene: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 64 s.
- Metz, K., 1956, Aladag ve Karanfil dağının yapısı ve bunların Kilikya torosu tesmiye edilen batı kenarları hakkında malumat husulü için yapılan jeolojik etüd: MTA Enst. Dergisi, 48, 63-75.
- Okay, A.C., 1955, Niğde-Çamardı (Maden) ve Ulukışla arasındaki bölgenin jeolojisi* MTA Enstitüsü, Etüleme Rap.
- Schmidt, G.C, 1961, Stratigraphie nomenclature for the Adana region petroleum district VII: Petroleum Administration Bull, 6, 47-63,
- Surdam, R.C, and Stanley, K.Ö., 1979. Lacustrine Sedimentation during the culminating phase of Eocene lake Cosiute, Wyoming (Green River Formation): Bull. Geol. Soc. Am, 80, 93410,
- Ternek, Z., 1957, Adana havzasının Alt Miyosen (Burdigaliyen) formasyonları; Bunların diğer formasyonlarla olan münasebetleri ve petrol imkânları: MTA Dergisi, Ankara, 49, 48-66.
- Yalçın, M.N., ve Görür, N. 1984, Sedimentological evolution of the Adana basin: International symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara, 165472,

- Yetiş, C, 1978 (a), Çamardı (Niğde ili) yakın ve uzak dolayının jeoloji incelemesi ve Ecemiş Yanlım Kuşağının Maden Boğazı-Kamışlı arasındaki özellikleri: Ist. Üniv. Fen Fakültesi Doktora Tezi (yayınlanmamış), 164 s.
- Yetiş, C, 1978 (b). Geology of the Çamardı (Niğde) region and the characteristics of the Ecemiş fault zone between Maden Boğazı and Kamışlı; Ist. Üniv. Fen Fakültesi Mecm. Seri B, 43, 41-6L
- Yetiş, C, 1984. New Observation on the age of the Ecemiş fault: International symposium on the Geology of the Taurus Belt (1983), MTA • Ankara, 159464,
- Yetiş, C. ve Demirkol, C*, 1984, Adana baseni kuzey - kuzeybatı kesiminin temel stratigrafisine ili-

şik bazı gözlemler: Türkiye JeoL Kur. 38, Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri, Ankara, 594L

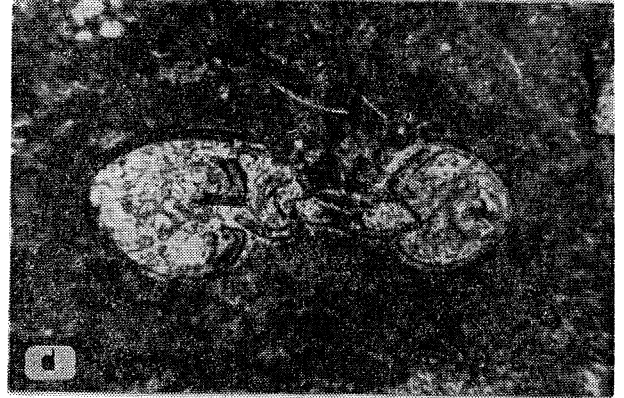
- Yetiş, C. ve Demirkol, C., 1984 b. Ecemiş Fay Kuşağının jeotektonik evrimi: Yerbilimleri, 11, 1-12.
- Yetiş, C, Demirkol, C, Kerey, E., 1986, Adana havzası Kuzgun formasyonunun (Üst Miyosen) fasıyes ve ortamsal nitelikleri: Türkiye Jeo, Kur, Bült, 29, 81-96,
- Yetiş, C. ve Demirkol, C, 1986. Adana baseni batı kesiminin detay jeolojik etüdü: MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Rapor (Yayınlanmamış), 187 s.

Levha I
Plate I



Şekil a : Burç köyü güneyindeki Hırtıl tepesine kuzeybatıdan bakış. Dayanımlı seviyenin alt kesimi karasal kıvrıntılardan oluşma Çukurbağ Formasyonuna aittir. Üstte ise gölbataklık ve delta ortamlarını karakterize eden ince linyit ile sıvama fosil yüzeyli marn ara katmanlı ince kıvrıntılardan oluşma Burç Formasyonu bulunur.

Figure a : A view from northwest to the Hırtıl Hill south of Burç village. The lower part of the resistant layer belongs to Çukurbağ formation which consists of terrestrial clastics. At the upper part is the Burç formation which consist of fossiliferous marl-interbedded fine clastics and of thin lignite characterizing lacustrine, swamp, and delta environment.



Şekil b : Killi biyomikrit içerisinde Miyosen yaşlı mikritik zıhlı Armiger cf. Crista (Linnaeus), olağan ışık, X 50.

Figure b : Clayey biomicrite including Miocene aged Armiger cf. Crista (Linnaeus) with micritic envelope parallel, light, X 50.

Yazının geliş tarihi: 5.8.1986

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi: 15.1.1987

Yayına verildiği tarih : 20.8.1987

Doğu Pontidler'de (Kuzeydoğu Türkiye) Jura volkanizması ve jeotektoniği

Jurassic volcanism and its geotectonics in the Eastern Pontides (Eastern Turkey)

OSMAN BEKTAŞ,
ÂLÎ VAN,
SUAT BOYNUKAUN,

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon
Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon
Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon

ÖZ : Doğu Pontidler'de liyas çekme gerilmesi tektonik rejimi ve buna eşlik eden bimodal (bazaltik-dasitik) volkanizmayla temsil edilir. Geniş bir magmatik zona sahip olan ark, güneyden kuzeye doğru yaklaşık D-B doğrultulu rift sistemleri ile parçalanmıştır, KD-GB ve KB-GD doğrultulu eşlenik doğrultu atıralı fay zonlarına bağlı olarak gelişmiş pull-apart havzaları kuzeyde ensialik (ark içi havzalar) güneyde ise ensimatik (yay gerisi havzalar) özelliktedir. Dogger ve Malm dönemleri tektonik ve magmatik aktivite yönünden son derece sakin olup ark içi ve ark gerisi bölgelerde karbonat platformu gelişimi söz konusudur. Alt Kretase de ise Gümüşhane'nin kuzeyinde ve güneyinde Doğu Pontid simetrik ark içi ve ark gerisi subsidans havzaları turbidit ve olistostromlarla karakteriz olurlar. Çekme gerilmelerinin sona erdiği bu dönemde pasif manto yükselmesinin? durduğu buna bağlı olarak da soğuyan havza tabanlarının hızlı bir şekilde çöktüğü ve ofiyolitik olistostromal melanjın oluştuğu düşünülmektedir. Liyas volkanizması, arkı enine kateden profil boyunca petrografik ve petrokimyasal yönden irdelenmiştir. Ana element kimyası ile Ti, K, Rb, Sr, Zr, Y gibi uyumsuz element içeriği kuzeyde (Sürmene) toleyitik/kalk-alkali, güneye doğru (Hamsiköy-Torul) yüksek K kalk-alkali ve Gümüşhane civarında yüksek K kalk-alkali/alkali volkanik provenislerin varlığını ortaya koymuştur. Gümüşhane-Torul yörelerindeki yüksek Al kalk-alkali ve alkali ark lavlarının evriminde magma karışımı ve buna bağlı olarak da FeO/MgO artışına paralel olarak çok az silis artışı gösteren (Fe) tipi (alkali) ile silis zenginleşmesi gösteren (Si) tipi (kalk-alkali) magma oluşumu görüşüne yer verilmiştir. Arkın kuzeyindeki düşük TiO₂ lı bazaltların güneye doğru dalan okyanus litosferi üzerindeki manto kamasının sulu ortamdaki kısmi ergimesiyle; güneydeki yüksek TiO₂ lı bazaltların ise (MORB-WPB) aynı manto kaynağının farklı ortamda (susuz ortamda) farklı kısmi ergimesiyle geliştikleri düşünülmektedir. Ark gerisi yüksek TiO₂ lı bu bazaltlar Bayburt, Kelkit, Amasya yörelerindeki Liyas riftleşme dönemine ait ofiyolitik bazaltlarına karşılık gelirler.

ABSTRACT : Lias is represented by the extensive tectonic regime and associated bimodal (basaltic/dasitic) volcanism in the Eastern Pontides. The arc, which has a broad magmatic zone, had been broken up by multirifling from the south to the north in approximately E-W direction. Pull apart basins formed by conjugate strike slip faults in NE-SW and NW-SE directions, have ensimatic basement to the north (inter-arc basins)*

During Dogger-Malm interval, tectonic and magmatic activity were very quiet and so carbonate platforms were developed in the back-arc and inter-arc regions,

In the Lower Cretaceous, symmetric subsidence basins, south and north to the Gümüşhane, were characterized by the turbiditic and olistostromal facies. This phase corresponds to ending of extensive tectonic regime and related passive mantle uprising, and as a result of this rapid subsidence due to cooling of the basement*

Lower Cretaceous ophiolitic olistostromal melange, situated southern part of Pontide, is considered to form in a such tectonic regime.

Petrographic and petrochemical studies have been carried out of Liassic volcanic rocks collected systematically across the arc in the N-S direction. In addition to major element analyses, concentrations of the incompatible element such as K, Rb, Sr, Zr, Y imply that there is variation from transitional tholeiitic calc-alkali volcanics in the north (Sürmene) through high K calc-alkali rocks of Hamsiköy and Torul area to the high K calc-alkali/alkali basalts in the south (Gümüşhane). We accepted magma

mMng hypothesis for the origin Mgh Al and alkali arc lavas in the Gümüşhane/Hamsiköy area., and defined two distinct magma types, toe trend is characterized by FeO/M⁺-enrichment with a slight increase in SiO₂ content <Fe-type trend), whereas the other shows a marked SiO₂ enrichment with relatively constant FeO/MgO ratios (Si-type trend). Low TiO₂ arc basalts to the north and high TiO₂ MORB and WPB to the south may have been derived from similar portions of mantle under hydrous conditions provided by descending lithospheric slab (arc lavas) and unhydrous condition (MORB/WPB) with different partial melting. High TiO₂ back-arc basin basalt manifested to the south Bayburt, Kelkit, Amasya area correspond to opMolitic basalt formed during Liassic rifting episode.

GİEİŞ

Doğu Pontidler'to Mesozoyik dönemdeki genel özellikleri ile bilinen en yaşlı volkanması Liyas dönemine aittir. Doğu Karadeniz sahili boyunca yoğun Üst Kretase ve SenozoyUc volkanması nedeniyle sınırlı alanlarda (DereM, HamsikÖy, Sürmene, Artvin) yüzeyleme veren Jura volkanları daha güneyde İspir, Yusufeli, Bayburt, Gümüşhane, Torul, Alucra ve Amasya dolaylarında oldukça geniş yayılmıştır (Şemİ 1)*

Pontid orojenik kuşağının «n tipik özelliklerinden olan çok daha uzun süreli çekme gerilmesi (extension) dönemlerinin kısa süreli sıkışma (compressive) dönemleri ile ardalanma özelliği belirgin olarak Liyasta başlamış ve tüm MesozoyiferSenozoyik dönemleri boyunca devam etmiştir (Bektaş, 1986), Böyle bir tektonik rejim Gondwana kıtasının kuzeyinde yer alan aktif Paleotetis kıta kenarı üzerinde gelişen doğrultu atımlı fay zonları boyunca değişken stres dağılımları (gerilmeli veya sıkışmalı doğrultu atımlı fay zonları) ile sağlanmıştır. Güneye doğru dalan okyanusal plakanın yaşlı plakalar arası temas yüzeyinin özelliği (Şili tipi ve Mariana tipi yitim), üstleyen plakanın ilerleyici veya gerileyici rolü gibi özellikler zaman ve mekan içerisinde değişiklik gösteren stres dağılım faktörleridir (Uyeda ve Kanamori, 1979; Uyeda, 1983; Yamaoka ve Yoshio 1983; Bektaş, 1986),

Liyas başlarında Paleotetisin güneye doğru olası oblik yitimi Pontid yayı ve yay gerisi bölgelerinde doğrultu atımlı fay zonlarına bağlı olarak yaya paralel birden fazla rift havzasının gelişmesine (Multirift type, Tamaki, 1985) neden olmuştur* Bu tür riftleşme olayı daha çok sedimantolojik ve tektonik verilerle (Nebert, 1961; Seymen, 1975; Pelin, 1977; Eren, 1983; Görür ve diğerleri, 1983; Taşlı, 1984, Şengör ve diğerleri, 1980) kanıtlanmaya çalışılmıştır, Riftleşmeye eşlik eden volkanizmaya ait bilgilerse yeterli olmadığı gibi, oldukça tartışmalıdır. Kelkit vadisinde Liyas volkanizmasının alkalen (Bergougnan, 1975), Gümüşhane, Bayburt, Artvin, Yusufeli çevresinde ise toleyitik (Yılmaz, 1972) veya kalk-alkalenlere geçişli toleyitik (Tokel, 1983) Özellikte olduğu belirtilmektedir* Ancak volkanizmanın yitim polaritesi yansıtabilecek veya Jura yayının yitim yönündeki magmatik provenanslarını ortaya koyacak herhangi bir veri yoktur, Sunulan çalışmanın amacı bu konudaki eksikliklere katkıda bulunmak ve Jura döneminin volkano-tektonik ilişkisini ortaya çıkarmaktır,

GENEL JEOLJİ

En azından Mesozoyik başlarından itibaren Pontidlerin etkin bir kıta kenarı olduğu ve Paleotetisin

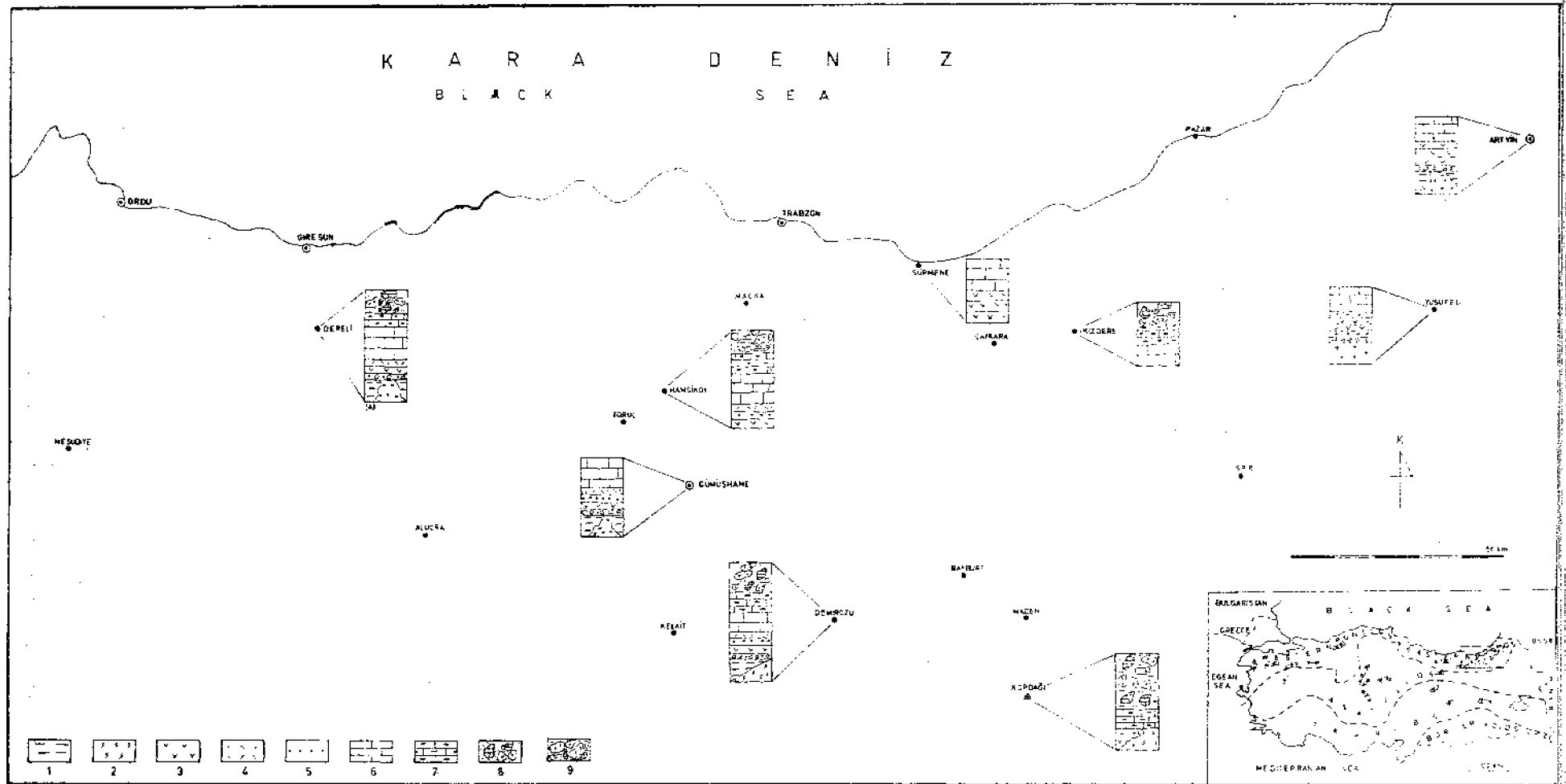
güney yönlü yitimi benimsendiğinde (Dewey ve diğerleri, 1973; Şengör ve diğerleri, 1980; Bektaş, 1983; Bektaş ve diğerleri, 1984; Bektaş, 1984, 1986) bölgenin Jura dönemi stratigrafisi ve volkanizmasını alt jeotektonik bölgelere göre incelemek yerinde olacaktır. Buna göre Doğu Pontidlerin güney zonu Yusufeli, Bayburt, Gümüşhane, Alucra, Amasya yöreleri yay gerisi, kuzey zonu ise Ordu-Giresun-Trabzon sahili ve Artvin yöreleri yay içi jeotektonik ortamlara karşılık gelir. Bu bakımdan yay içi ve yay gerisi jeotektonik ortamlarını ayrı ayrı ele alıp karşılaştırmalı sentezini yapmak konuya açıklık kazandırması bakımından önemlidir,

Doğu Pontid Yay Gerisi Beigesinde Jura (Güneydoğu Pontid)

Liyas başlarından itibaren varlığını gösteren çekme gerilmesi rejimi Pontidlerin güney zonunda yaklaşık D-B doğrultusunda paralel rift havzalarının (pull-apart basins) oluşumunu sağlamıştır. Doğrultu atımlı fay zonlarına bağlı olarak gelişen bu dar havzalar (grabenler) birbirlerinden horst yapısındaki eski temele ait yükseltilerle ayrılmakta idiler. Bunların en önemlileri Paleozoyik yaşlı Gümüşhane Graniti ve Metamorfitleri, Köse Graniti ve daha güneyde Pulur Metamorfit temeli ile bunların D-B uzamlarındaki eşdeğerleridir (Tokat, Ağvanlı masifleri, Artvin kristallen temeli).

Genelde metamorfik veya granitik bir temel üzerinde kaim bir taban konglomerası ile başlayan Liyas istifli kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, marn ve tüfit ardalanması ile devam etmektedir (Şekil 1), Yer yer kömür veya karbonlu ara katmanlar da içeren Liyas tortulları kırmızı renkli bol ammonitli biyomikritler ile karakteristiktir, Tüm bu çökel kayalara eş yaşlı bazaltik-andezitik ve dasitik volkanizma (bimodal volkanizma) eşlik etmiştir. Pontidlerde Liyas istiflerinin sedimantolojik derlemesini veren Görür ve diğerleri (1983) horst ve graben şeklinde morfolojiye sahip Liyas havzalarında denizaltı tepeleri üzerinde ve yamaçlarında kırmızı-gri biyomikrit, blyosparit, pelmikrit, pelsparit, oolit ve resifler gibi sığ karbonat fasiyeleriyle çukurlar içerisinde lav, tüf arakatlı türbiditlerin çökeldiğini belirtmişlerdir.

Gerek çökeltme ortamlarının jeomorfolojisi ve çökeltme koşulları, gerekse bimodal volkanizma Pontidlerin güney zonunda Liyas dönemindeki riftleşme olayını belirler, liyasla başlayan Jurasik volkanizma olasılıkla Dogger'e kadar devam eder. Gümüşhane ve çevresinde Paleozoyik granitlerini kesen doleritik ve dasitik dayklar daha üst zonlarda lav veya sil şeklin-



Şekil 1 : Doğu Pontidlerde Jura-Alt Kretase yüzeylenmelerine ait kolon kesitler (1 : Paleozoyik metamorfik ve granitleri. 2 : Serpantin, gabro kompleksi. 3 : Ophiyolitik birlige ait yüksek TiO_2 lı bazaltlar. 4 : Düşük TiO_2 lı ark-ark gerisi bazaltları. 5 : Liyas taban konglomerası, 6 : Dogger-Malm kireçtaşları. 7 : Alt Kretase çörtlü kireçtaşları. 8 : Alt-Üst Kretase volkanik gereçli olistostrom. 9 : Alt-Üst Kretase ophiyolitik olistostromal melanj). * kolon kesit Suat Boynukalın'dan alınmıştır. (Doktora çalışması, devam ediyor).

Figure 1 : Jurassic-Lower Cretaceous column sections of the Eastern Pontid (1 : Metamorphic and granitic rocks of the Paleozoic basement, 2 : Serpentine and gabbroic complex. 3 : High TiO_2 basalts of the ophiolitic suite. 4 : Low TiO_2 arc and back-arc basalts. 5 : Liassic basement conglomerate. 6 : Dogger-Malm Limestones. 7 : Lower Cretaceous cherty limestone, 8 : Lower-Upper Cretaceous olistostromal ophiolitic melange). *This column section from Suat Boynukalın. (PhD Thesis is going on).

de yata Manmışlardır^ Demirazü (Bayburt) yöresinde Kimmerisiyen - Bemasiyen yaşındaki Hozbirik Yayla Kireçtaşları ile örtülen andezit-dasit karmaşığının yaşını Açar (1975) Üst Sinemuriyen-Ante Kimmen siyen olarak vermektedir.

Aynı yörede Karayaşmak mevkiinde Liyas-Dogfir çökelleri taban konglomerasıyla ofiyolitler ve birlikte ki Pulur Metamorfiteri üzerine gelir* Buna benzer olarak Blumen thai (1948) Amasya serpantini t masifleri üzerinde fosilli liyas tabakalarının varlığından söz etmektedir. Pulur Metamorfiteri içerisinde dağ* nık yüzeytemeler veren ve peridotit-gabro-diyorit-kvarzlı diyoritten oluşan ofiyolitik kayalar metamorfiterle tektonik dokanak oluştururlar» liyas taban ça* kılları dasitik-riyolitik-bazaltik piroklastlar ve meta« morfitlerden oluşmakta, ancak serpanti-nit çakılı içermektedirler (Bektaş ve diğerleri, 1984).

Bu volkano-tortul birimin tabanında yine doleri* tik dayklar, ofiyolit ve metamorfiteri keser varyette görülürler. Gerek Karayaşmak ve gerekse Gümüşha* ne yörelerinde yaygın görülen ve Malm Mreçtaşlarını kesmeyen bu dayklar Liyas başlangıcındaki gerilme (extension) rejimi ile gelişmiş gerilme çatlaklarını simgelerken daha üst seviyedeki siller yoğun sedimantasyon nedeniyle Kaliforniya körfezinde olduğu gibi (Saunders ve diğerleri, 1982) magmanın lav şeklindeki akmasından çok sil şeklinde yatakladığım düşündürürler,

Tanyolu (1986) Pulur civarındaki bimodal Liyas yaşlı volkanizmaya ek olarak analsimit denilecek kadar birincil iri analsim kristalleri içeren bazaltların bulunduğunu belirtir,

Daha doğuda Olur (Erarum) yöresinde ise Liyas; bimodal volkanizma ürünleri ve konglomera, kumtaşı, kumlu kireçtaşından oluşan çökelleri ile Olurdere Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Yılmaz, 1986),

Liyas volkanizmasının etkinliğinin en az görüldüğü yerlerden birisi batıda Amasya ve civarıdır, Ordch visiyen-Siluriyen yaşlı metamorfiter (Tokat Masifi) üzerinde taban konglomerası ile başlayan Kayabaşı Formasyonu çakıltası, kumtaşı, andezitik tüf, şeyller ile üste doğru ammonitM kireçtaşlarına geçiş gösterir.

Genel özellikleri dikkate alındığında Doğu Pontid yay gerisi liyas lift havzaları kuzeyde sialik temelden güneye doğru simatik temele geçiş gösterirler, Emsimatik bu temel ise liyas öncesi ofiyolltleriyle temsil edilmektedir, Bektaş ve diğerleri (1984) Alt liyas çökelleri ile örtülen bu ofiyolit yüzleklerini Liyas öncesi dönemde manto yükselmesine bağlı olarak kıta kabuğu ineelmesi v© buna eşlik eden blok faylanma ite kabuk altından yükselerek yerleşmiş manto diyapirteri olarak yorumlamışlardır, Liyas volkanizmasının etkinliği yay gerisinde Bogger'e kadar sürmüş ve nihayet Malm'de güneye bakan atlantik tipi bir kıta kenarında gerek tektonik aktivite gerekse volkanizmanın duraksamasıyla şelf karbonatları çökel-

mişir. Bu durum Alt Kretase'ye kadar devam etmiştir. Alt Kresate'de başlayan hızlı subsidans ise çörtlü pelajik kireçtaşları ve radyolaritler ile birlikte olistostromal ofiyolitik 'karışımın oluşumuna neden olmuştur (Bektaş ve diğerleri, 1984).

Doğu Poitid, Ark içi Bölgelerinde Jura (Kuzeydoğu Pontid)

Doğu Pontid jeolojik haritasına bakıldığında daha fazla yükselen güney kesimlerde taban kayaların çok daha fazla yüzeyleme verdikleri görülür. Nitekim güneye oranla daha yoğun olan Üst Kretase volkanizması kuzey zonda Liyas volkanitlerini çoğu yerde Örtmektedir. Ancak yine de sınırlı alanlarda Liyas volkano-tortul birimi Jura döneminin jeolojisine ışık tutacak nitelikte yüzeylenir. Kuzeyde Paleozoyik temel ve Örtüsünün en iyi görüldüğü yerlerden biri Aksu Vadisi-DereM (Giresun) civarlarıdır (Şekil 1). Tabandaki Paleozoyik yaşlı şist ve mermerler Liyas konglomeraları ile örtülür. Daha üstte Jura, volkano-tortul büm ve ammonitli kırmızı biyomikritik kireçtaşları ile Dogger yaşlı sarı renkli kumtaşları ve nihayet Malm yaşlı resifal kireçtaşları ile temsil edilir, Güney zonda olduğu gibi Malm'den sonra başlayan eş zamanlı hızlı subsidans Alt Kretase yaşlı çörtlü kireçtaşları ve Alt-Üst Kretase geçişli türbiditik olistostromal fasiyes ile belirginleşir» Gürgeñağaç (Maçka) ve Hamsiköy dolaylarında Paleozoyik temelin görülmesine rağmen Liyas volkano-tortul istif ve bunian üstleyen Malm-Alt Kretase kireçtaşları yine türbiditik olistostromal fasiyese geçer. Ortak özellikler dikkate alındığında Dereli, Maçka, İkizdere (Taner, 1977) yöreleri benzer jeotektonik evrim sunarlar* Kuzey zonun bu Mtostrati,p*afik ve jeotektonik gelişimi ana çizgileri ite Bayburt güneyi, Kelkit ve Amasya yörelerinde de izlenmektedir (Bektaş ve diğerleri, 1984). Ancak kuzeydeki olistostromlar Malm-Alt Kretase kireçtaşları oMstolitleri yanı sıra andezitik ve bazaltik bloklar içermeşine karşın güneydeki olistostromal fasiyes daha çok aynı yaşlı kireçtaşı olistostroml ile birlikte ofiyolit gerecidir,

Alt Kretase döneminde kuzey ve güney zonda görülen eş zamanlı subsidans olayları her iki bölge arasında kalan bölgenin (Gümüşhane yöresi) yükselmesi ile dengelenmiştir.

VOLKAMWEİCrONİK İLİŞKİLER

Magmatizmanın tektonik ile olan ilişkisi öteden beri bilinmektedir. Güncel çalışmalarda da volkanizmanın türsel ve hacimsel değişiminin litosfer içi stres dağılımları ile kontrol edildiği jeolojik ve jeofizik verilerle desteklenmektedir (Uyeda, 1983» Burkart ve Self, 1985). Bektaş (1986) Doğu Pontid ark ve ark geçişli bölgelerinde Paleostres dağılımlarını irdeleyerek gerihneli yay sistemi dönemlerinde (Liyas, Üst Kretase, Eosen) Pontidlerin kuzeyindeJd en büyük yatay basınç gerilmelerinin (ÇH max) güneye doğru dereceli olarak azaldığı buna bağlı olarak da ark bölgelerinde do^ultu atım, ark gerisi bölgelerinde ise doğrultu - normal atımlı fay tektonipmn hüküm sürdüğünü be-

lirtmiştir. Sıkışmak yay sistemi dönemlerinde ise (Alt-Üst Kretase arası. Üst Kretase sonu ve Eosen sonu) tüm Pontidlerde doğrultu atımh fay ve ters faylar gelişmiştir.

Bu savdan hareket ederek aktif Kuzey Anadolu Fayı ite Doğu Anadolu faylarının Doğu Pontid kırık sistemine (KD*GB ve KB-GD) paralellik göstermesi, aktif fayların, Liyas'tan beri zaman zaman etkinliklerini gösterdiği ve Pontid yayım parçalayarak yay içi* yay gerisi pull-apart havzalarının oluşumuna sebebiyet verdiği düşünülmektedir. Böyle bir jeotektonik ortam Orta Amerika'da (Burkart ve Self, 1985) ve Andaman (Mukhopadhyay, 1984) bölgelerinde olduğu gibi Pateotetisin güneye doğru oblik yitimi ile gerçekleşebilir. Doğu Pontid yayının kuzey ve güneyinde Liyas'ta başlayan çekme gerilmesi rejimi güney zonda daha etkin ve sürekli olduğundan yay gerisi okyanus tabanı yayılmasına (Alt Kretase yay gerisi ofiyolitleri, Bektaşve diğerleri, 1984) neden olmuştur» Bir başka deyişle pull-apart havzaların oluşumuna eşlik eden manto yükselimi (Aydın ve Nur, 1982) güney zonda daha etkin ve sürekli gerilmelerin sebebiyet verdiği daha ince bir litosferle (McKenzie, 1978) okyanus tabanı yayılmasını (Gochran, 1983) sağlamış olmalıdır. Oysa daha kuzeydeki rift havzaları evrimlerini nisbeten incelenmiş sialik bir kabuk üzerinde gerçekleştirmişlerdir.

Jura magmatizması genel çizgileri ile ark ve ark gerisi magmatizma olarak iki alt gruba ayrılabilir. Ark magmatizması kuzeyden güneye doğru ada yayı özellikli toleyitik/kalk-alkali (TOKA Karadeniz sahili) ve kalk-aikali/alkali (KA-EA, Gümüşhane dolayları) volkanizmasıyla temsil edilirken ark gerisi magmatizma okyanus ortası sırtı bazaltlarına (MORB) geçiş gösteren plaka ortası bazaltlarıyla (WPB) belirgindir (Kop, Maden ve Karayaşmak dolayları).

Eş zamanlı Liyasik ark ve ark gerisi volkanizma yitim il© ark/ark gerisi bölgelerindeki manto yükselminin doğrudan ilişkisini ortaya koyar. Malm'de yitimin duraklaması olasılıkla ark ve ark gerisi bölgelerindeki çekme gerilmesi rejimini zayıflatmış dolayısıyla manto yükselmesini engelleyerek her iki jeotektonik bölgede Alt Kretase subsidans olaylarına sebebiyet vermiştir. Bu dönem aynı zamanda yitimin dalan litosfer üzerindeki manto yükselmesine bağlı olarak, dikleşmesi (Ida, 1983) buna bağlı olarak trençin kuzeye doğru, Anatolid levhasının da güneye doğru göç etmesi olaylarını kapsar.

Yukarıda sunulan verileri ve bunlardan çıkan sonuçları şu şekilde özetleyebiliriz,

1 — üyas'daM arka paralel ark içi rift havzaları ve bünürün etkin ark magmatizması kuzeyden güneye doğru TO-KA ve KA-A volkanizmasıyla güney yönlü yitimin varlığını belgeler. Aynı dönemde özellikle ark gerisi bölgelerde (Bayburt, Kelkit, Amasya) doğrultu atımlı fay zonlarına bağlı olarak gelişmiş pull-apart havzalarının evrimine eşlik eden hızlı bir manto yükselimi izlenir.

2 — Bu dönemde kuzeydeki düşük TiO_2 h ark magmatizmasma karşılık güneyde yüksek TiO_2 lı MORB'larına geçiş gösteren WPB lar gelişmiştir. Bu volkanikler rift tabanlarındaki serpantin/gabroyik temel üzerinde yayılımıdırılar (Kop ofiyolitleri, Bet* kaş ve diğerleri, 1984),

3 — Malm Doğu Pontidlerde magmatik ve tektonik aktivitenin en sakin geçtiği dolayısıyla şelf karbonatlarının çökeldiği döneme karşılık gelir»

4 — Alt Kretase döneminde kuzeydeki ensialık ve güneydeki ensimatik rift havzaları hızlı bir sübidansa uğrayarak kuzeyde türbiditik olistostromal güneyde ise benzer fasiyeste olistostromal ofiyolitik melanji oluşturmuştur. Eş zamanlı subsidans havzaları Gümüşhane yükselimine göre simetri oluştururlar,

PETROLOJİ ve PETROKİMYA

Tüm Pontidler'de Liyas volkanitleri kısmen altere veya spilitleşmiş olarak görülür. Ancak kimyasal analizler mikroskop altında incelenmiş ve nisbeten az bozuşmuş kayaçlardan yapılmıştır. Ayrıca elde edilen sonuçlar petrolojik olarak denetlenmiştir. Öte yandan Sabine ve diğerleri (1985) toplam alkali silika diyagramı ile çoğu metabazaltların dahi tatminkar bir şekilde sınıflandırılabilirliğini göstermiştir.

SiO_2-K_2O , $SiO_2^{FeO/MgO}$ ve TiO_2 Zr diyagramları ile Rb, Sr gibi iz element içerikleri Liyas volkanitlerinin iki grup altında toplandığını gösterir (Tablo 1» Şekül2, 3,4).~

1 — Yitimle ilgili düşük TiO_2 h bazaltlar (Doğu Pontid kuzey zonu)

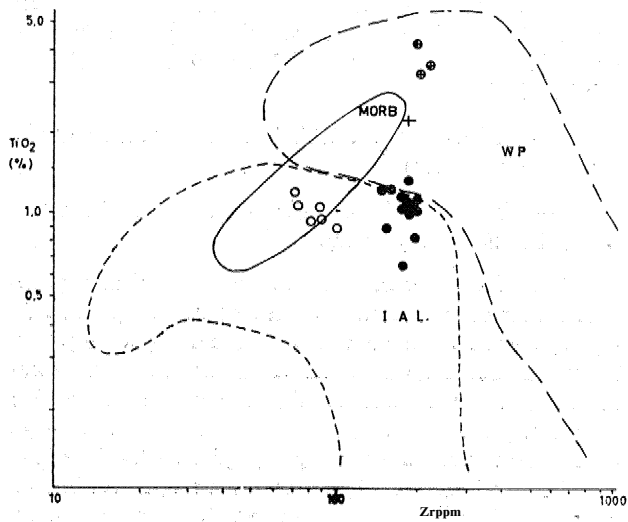
2 — Yitimle ilgili olmayan yüksek TiO_2 bazaltlar (Doğu Pontid güney zonu).

Doğu Pontidler'in kuzeyinden Gümüşhane güneyine kadar olan alanda izlenen ark ve ark gerisi rift tleşmeye eşlik eden volkanizma mineralojik ve petroktmyasal özellikleri ile yitim volkanitleri oldukları kanıtlanmaktadır. Ancak Gümüşhane bazaltlarının bir kısmının yüksek TiO_2 (1,40) içerikleri ile WPB veya MORB bazaltlarına doğru geçiş gösterdikleri söylenebilir. Bir başka deyişle ark lavları için verilen en yüksek TiO_2 içeriğine sahiptirler» Kuzeydeki ark içi rift bazaltları düşük K_2O lı ark toleyitleri ile temsil edilirler (Sürmene civarı). Daha güneyde Hamsiköy yöresinde aynı bazaltlarda K, Rb gibi uyumsuz element içeriği artışına paralel olarak KA özellik belirginleşir. Hatta yüksek K'lı kalk-alkali bazaltlar oldukça yaygındır. Torul-Gümüşhane civarında ise söz konusu bazaltlar ana ve iz element içerikleri ile KA-A volkanitlere geçiş özelliği gösterirler, Olivinli alkalin bu bazaltlar genel olarak ofitik ve mikrolitik porfirok doku sunarlar, Güneydeki K_2O , Al_2O_3 ve Rb artışı kayaçların mineralojik bileşimine d© yansımaktadır. Ku* zeydeki toleyitli bazaltlarda olivin görülmemesine karşın Hamsiköy'den itibaren güneye doğru olivin içeriğinde önemli artış izlenir. Ayrıca kalk-alkali serinin karakteristik minerallerinden olan Ca fakir piroksen-

	98 A	98 D	99	152	163	166 A	GY1	GY2	GY3	C ₁	C ₂	AT ₁	AP ₇	V ₁	V ₂	ED14	ED15	ED ₁₅	KO	CO	DE
SiO ₂	48,85	47,03	45,78	55,30	50,05	49,36	46	46	46	50	46	46	50	49	49	48	48	48	46	42	46
TiO ₂	1,07	0,88	1,16	0,92	1,03	1,30	1,39	1,02	1,39	1,37	0,84	1,46	1,07	0,65	1,05	1,05	1,50	0,80	1,21	3,74	2,25
Al ₂ O ₃	15,84	16,02	15,50	15,97	16,12	15,94	15,21	14,47	14,72	16,00	15,69	18,37	16,32	16,97	16,59	16,43	16,75	16,17	15,80	13,53	15,60
FeO	12,50	12,70	15,00	10,10	12,50	14,10	9,52	9,99	9,26	8,58	8,62	8,66	8,90	6,31	6,49	7,37	9,79	8,00	9,23	14,74	12,99
MnO	0,35	0,30	0,31	0,36	0,53	0,47	0,21	0,22	0,16	0,29	0,19	0,13	0,11	0,07	0,08	0,19	0,14	0,10	0,08	0,12	0,12
MgO	5,66	7,76	9,58	3,17	5,56	5,56	10,44	12,26	14,49	6,89	6,61	7,89	8,52	4,09	6,47	6,25	5,33	5,76	13,68	8,28	7,99
CaO	6,90	6,39	3,45	5,27	5,49	3,42	10,10	9,79	9,01	9,93	14,12	10,03	9,25	12,29	9,96	10,88	12,09	8,28	5,36	11,25	6,20
Na ₂ O	3,64	4,12	3,85	3,42	4,45	4,05	2,88	2,80	2,88	3,45	2,90	2,90	2,95	3,00	2,88	4,76	3	4,20	3,39	4,00	4,00
K ₂ O	0,51	0,52	-	0,42	0,32	-	0,80	0,60	0,70	1,22	1,10	1,99	2	3,90	2,55	1,35	1,60	3,40	2,80	1,75	1,50
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,11	0,13	0,14	0,12	0,28	0,40	0,18	0,25	0,27	0,44	0,31	0,19	0,25	0,32	0,25	0,32	0,21	0,27	0,13
Kayıp	4,77	4,72	4,85	4,52	4,11	4,93	3,20	3,30	3,00	3,02	4,00	3,00	3,00	4,00	4,02	4,20	3,01	4,20	3,00	3,32	3,26
Toplam	100,19	100,52	99,59	99,48	100,30	99,25	100,04	100,85	98,97	101	100,37	100,87	99,45	101,47	99,34	99,84	101,46	99,29	100,76	101,32	100,04
Rb	27	22	10	12	14	20	12	27	12	20	23	22	20	68	51	31	32	30	28	17	6
Sr	284	243	261	195	298	348	515	542	415	307	295	390	413	134	420	427	271	320	291	472	358
Zr	106	81	90	89	75	73	191	199	185	183	174	198	190	186	196	199	195	195	185	209	179
Y	28	15	17	34	21	20	12	15	13	15	7	18	17	20	30	21	20	20	15	20	16
CIPW																					
Q	3,71	0,00	0,05	17,39	2,97	9,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CR	3,01	3,07	0,00	2,48	1,89	0,00	4,72	3,54	4,13	7,2	6,49	11,75	11,81	17,13	15,06	7,97	9,45	20,08	16,54		
PL	56,17	58,53	48,95	54,21	60,70	50,43	48,10	48,82	46,66	53,75	38,93	49,42	50,33	43,61	48,15	40,93	48,87	33,21	36,73		
NE	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,34	0,00	1,55	0,00	6,63	3,43	0,00	3,26	0,55	10,18	2,17	9,50			6,26
DI	6,46	5,94	0,00	0,00	2,56	0,00	17,47	16,26	14,33	15,11	33,02	12,17	14,407	21,96	17,86	25,38	24,33	18,51			4,37
HYP	12,94	5,84	28,22	9,61	14,90	17,16	0,00	1,31	0,00	10,84	0,00	0,00	6,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
OL	0,00	10,68	0,00	0,00	0,00	0,00	16,03	16,17	21,56	0,49	2,61	9,81	6,19	0,00	5,48	3,29	2,65	4,19			23,81

Tablo 1 : Doğu Poniid Liyas volkanizmasına ait bazaltların ana element ve iz element değerleri için CIPW normları, 98A, 98D, 99, 152, 163, 166A; Sürmene civarı (Yalçınalp, 1983) GY1, GY2, GY3s Hamsiköy, C₁, C₂, AT₁, AP₇ Torul-Oğmuşane arası. V₁, V₂, ED₁₄, ED₁₅, ED₁₅, KO i Gümüşane civarı, CO s Kop dağları. DE : Demirözü Liyas dayığı.

Table 1 : Major and trace element analysis with their CIPW norms of the Eastern Pontid Liassic basaltic volcanism. 98A, 98D, 99, 152, 163, 166A; Sürmene area (Yalçınalp, 1983), GY₁-GY₃, GY₃ : Hamsiköy area. AT₁, AP₇ i Between Gümüşane and Torul, V₁, V₂, ED₁₄, ED₁₅, ED₁₅, KO, Gümüşane area, CO : Kop mountain. DE : Liassic dyke of Demirözü.



Şekil 2 t TiO₂-Zr diyagramında (Pearce ve Cann, 1975) Liyas yaşlı ark ve ark gerisi bazaltların dağılımı. O : Sürmene civarı : Hamsiköy, Torul, Gümüşane civarı. + : Demirözü* IAL : Ada yayı bazaltları % MORB : Okyanus ortası sırtı bazaltları. WP : Plaka ortası bazaltları.

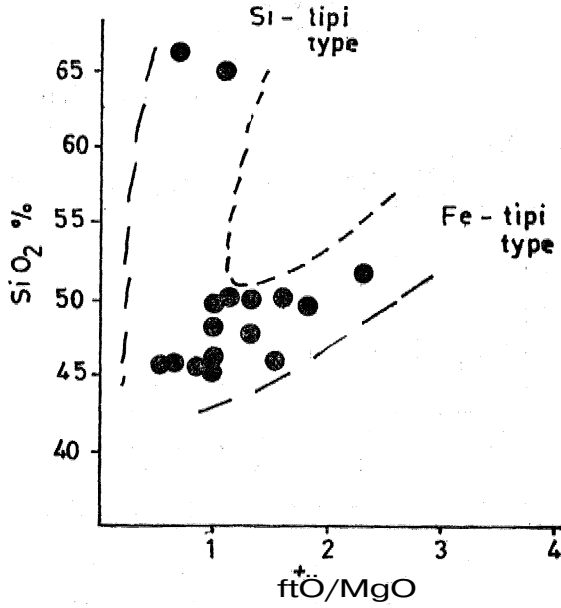
Figure 2 s Arc and back-arc Liassic basalts plotted on the Ti-Zr diagram (Pearce and Cann, 1975). O i Sürmene area % Hamsiköy/Torul, Gümüşane area* + i Demirözü area, + : Kop arası, IAL : Island-arc basalt, MORB % Mid ocean ridge basalt. WP : Within plate basalt.

tarde (Hipersten, Kuno, 1968) olivinle birlik oluşturur. Gerek mineralojik gerekse ana ve iz element içerikleri Liyas ark volkanitlerinin kuzeyde silise daha doygun güneyde ise nisbeten daha az doygun veya doygun olmayan özellikler gösterdiği söylenebilir.

Magma Karışımı : (Fe) ve (Si) Tipi Magmatizma

Al₂O₃ içeriklerine göre ark kuzeyindeki TOKA bazaltlar düşük (Al₂O₃<16) Gümüşane ve civarındaki KA-A bazaltlarda yüksek (Al₂O₃>16) alüminyumlu volkanitler olarak sınıflandırılabilir (Wilkinson, 1986). Yüksek Al₂O₃ h normatif nefelinli alkalin bazaltlar olivin ve hipersten içerirler. Alkalin olivüli bazaltlarla birlikte bulunan kalk-alkali yüksek Al₂O₃ lı bazaltların kökeni hakkında literatürde değişik görüşler bulunmaktadır (alkalin magmanın dasitler ile karışımı, Koyaguchi, 1986; kuvarslı eklojitin kısmi ergimesi, Brophy, 1986; olivin toleyitik bazaltik magmanın diferansiyasyonuyla, Perfit ve diğerleri, 1980).

Güneybatı Japon ark gerisi Abu volkanik grubunu inceleyen Koyaguchi (1986) Kuvaterner bazalt, andezit, dasitlerin SiO₂-FeO/MgO diyagramında farklı iki kimyasal yönseme gösterdiklerini belirtmiştir (Şekil 4). Bunlardan SiO₂ artışına paralel olarak FeO/MgO artışı gösterenlere (Fe) tipi; SiO₂ artışına karşılık çok az FeO/MgO artışı gösteren ikinci grubu ise (Si) tipi volkanitleri olarak adlandırmıştır. Demir artışı gösteren (Fe) tipi birincil alkali olivin bazaltik magmanın dasitik magma ile karışımı ise (Si) tipi kalk-alkali magmanın türemesine neden olmuştur. (Si) tipi yönseme kısmen ergimiş veya yeniden Özümlemiş (resorbed) kuvar, sodik plajyoklas kristalleri ile karakterize



ŞeMİ 3 : SiO_2-K_2O diyagramında (PeceriUo ve Taylor» 1975) düşük TiO_2 lı bazaltların dağılımı TO s Toleyitik bazalt. KÅ : Kalk« alkali bazalt, YKKA r Yüksek K kalkalkali bazalt, SO-Å : Şoşonitik-alkalî bazalt» diğer semboller ŞeMİ 2'deki gibi,

Figür© 3 : Low TiO_2 basalts plotted on the SiO_2-K_2O diagram "(Peeedllo and Taylor, 1975), TO : Tholeiitic basalt, KA : Calc-alkali basalt, YEMA t High K eale-alkali basalt. SO:A : ShosonitioAlkalî basalt. Other symbols as on the figure 1*

olur, Gümüşhane ve yakı» yöresindeki bazalt, bazaltik andezit ve dasitlerde SiO_2-FeO/MgO diyagramında (Fe) ve (Si) tipi farklı iki yönseme göstermektedir (Şekil 4), İlk bakışta bu iki farklı yönsemede FeO ar* tısı toleyitik özellikten kaynaklandığı düşünülür (Miyashiro, 1974).

NiteMm Liyas yaşlı volkanitlerin ve kuvarslı dolerit dayklarının toleyitik özellikte olduğu Tokel (1972) tarafından belirtilmektedir. Ancak SiO_2 artışına paralel olarak hızlı bir FeO artışı gösteren bu bazaltlar Abu volkanitleri gibi normatif nefeimli, yüksek Al_2O_3 , K_2O ve Rb lu alkalin olivin bazaltları simgeler, Ayrıca adı geçen volkanitlerin toleyitik özellik göstermesine rağmen yüksek Al_2O_3 lı ve alkalilerce zengin oldukları yine Tokel (1972) tarafından belirtilmektedir.

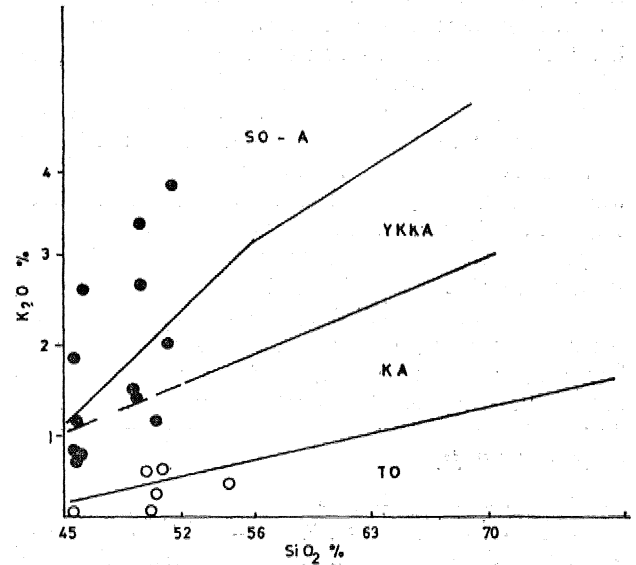
Bütün bu veriler dikkate alındığında Gümüşhane Liyas volkanitlerinin alkalin olivin bazaltik birincil magma ile (Fe tipi) bunun dasitik magma ile olan karışımından türemiş kalk-alkali (Si tipi) magmatizmasını temsil ettikleri sonucuna varılır. Özetleyecek olursak Gümüşhane Liyas volkanitleri silise doygun olmayan alkali olivin bazaltik ana magma ile bunun dasitik magma ile olan karışımından türemiş nisbeten silise doygun. KA magmatizmasını temsil ederler.

Kalk-Alkali Volkanizma ile Plaka Ortası Volkantona Arasındaki İlişkiler

Bayburt, Kelkit, Demirözü civarında yüzöyleyen ve Liyas'daki "rifteşmeye bağlı olarak geçmiş ofiyolitlerin (Kop ofiyolitleri, Bektaş ve diğerleri, 1984) volkanitlerini oluşturan yüksek TiO_2 lı A-TO bazaltlar plaka ortası özellikli olup okyanus ortası sırtı bazaltlara geçiş gösterirler (ŞeMİ 2). Bir başka deyişle TiO_2 içeriği Doğu Pontid arkının kuzeyinden güneyine doğru sistemli bir şekilde artmaktadır. Kop ofiyolit kuşağının biraz daha kuzeyinde kalan Demirözü mevkiinde üyas tabanındaki ofiyolit-metamorfizma birliğini kesen dayklar da MORB ve WPB Özelliindedir. Güney zonda yüksek TiO_2 lı yitimle ilgili olmayan bu volkanitlerin kuzey zondaki düşük TiO_2 lı yitim volkanitleri ile ilişkisi nedir?

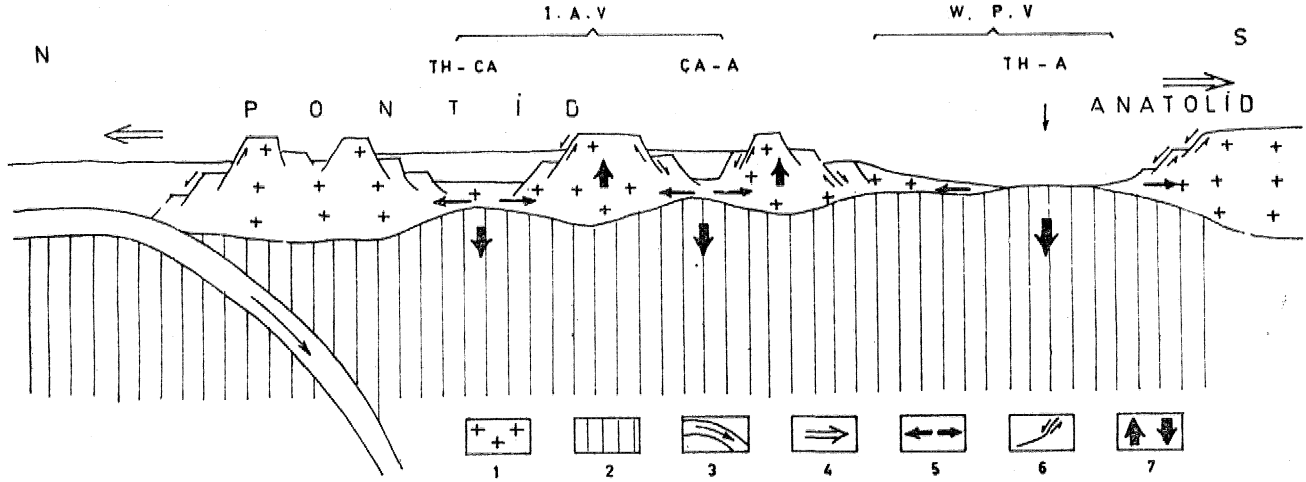
Smedley (1986) İsifcağa Paleozoyik ark gerisi jeotektonik ortamında birlikte görülen ark lavları ile plaka ortası volkanitleri (WPB) arasındaki ilişkiyi iz element ve izotop çalışmaları ile açıklamaya çalışmıştır,

Nb, Ti dışında benzer Mmyasal özellik gösteren farklı bu iki grup volkanitlerin aynı mantonun farklı ortamda farklı kısmı ergime ve diferansiyasyon ile geliştiklerini savunmuştur. Bu görüş ark kalk-alkali lavlarının dahan litosferden türemiş olması görüşüne (Green ve Rinewood, 1968) ters düşer. Güncel



ŞeMİ 4 : SiO_2-FeO/MgO diyagramında düşük TiO_2 Liyas volkanitlerinin dağılımı : (Si) tipi kalk-alkali (Fe) tipi alkali magma serisine karşılık gelmektedir (Koyaguehi, 1986),

Figure 4 : Low TiO_2 Liassic volcanics plotted on the SiO_2-FeO/MgO diagram : (Si) type corresponds to calc-alkali; (Fe) type corresponds to alkali magma series (Koyaguehi, 1986).



Şekil 5 : Doğu Pontidlerde Liyas döneminde ait jeotektonik model, 1 : Kıtasal kabuk, 2 : Manto, 3 : Dalan okyanus kabuğu (Paleotette), 4 : Trench'ta gerilemesi veya Anatolitlerin gerilemesi 5 : Çekme gerilmedi rejimi* 6 : Normal veya Üstrik fay* 7 : Yükselme ve çökme, I.A.V. : Ada yap volkanitleri TH : Toleyit. CA : Calc-alkali* A : Alkali, WPV : Plaka ortası volkanitleri.

Figure 5 : Liassic geotectonic model of the Eastern Pontid. 1 : Continental crust. 2 : Mantle, 3 : Subducting oceanic crust (Paleotethts). 4 : Regression of the trench or Anatolid. 5 : Extensional regime. 6 : Normal or strike-slip fault, 7 : Subsidence and uplift. IAV : Island arc volcanics, TU : Tholeiitic. CA : Calc-alkali A : Alkali, WPV : Within plate volcanics.

çalışmalar Hoffman (1979) ve Mysen (1982) yitim zonu üzerindeki manto kamasının dalan litosferden sağlanan sulu akışkanlarla metasomatizmaya uğramasıyla uyumsuz elementlerce zenginleşmiş olduğunu ve KA kayalarla böyle bir kaynaktan türediğini belirtir. Sulu ortamdaki kısmi ergime sırasında Nb, Ta, Ti gibi elementlerin manto kaynağı içerisinde tutulmasından (retention) dolayı (Thompson ve diğerleri» 1983; Weaver ve Tarney, 1983) ark kalk-alkali bazaltları susuz ortamda aynı manto kaynağının kısmi ergimesiyle gelişmiş plaka ortası bazaltlarından daha düşük TiO_2 içerir. Bu savdan hareket edecek olursak Doğu Pontid orojenik -kuşağının kuzeyinde kalan yay lavlarının dalan litosferden (yitimden) etkilenmiş olmasına karşın güneydeki aynı yaşta lavların aynı mantodan türemiş olmasına rağmen yitimden etkilenmediği sonucuna varılır. Bu da Doğu Pontid Liyas magmatik arkını oluşturan yitimin kuzeyden güneye doğru olduğunu kanıtlayan bir diğer petrokimyasal veridir (Şekil 5),

Aktif veya Pasif Mftleşme

Doğu Pontid yay ve yay gerisi bölgelerinde riftleşmeye eşlik etmiş olan manto yükselmesinin aktif veya pasif manto yükselimi şeklinde olduğu sorusuna şu şekilde yaklaşmak mümkündür* Turcotte ve Emerman (1983) aktif riftleşme olayında derin manto (mantle plume) yükselmesiyle rift zonuun merkezinde litosfer yükselmesinin (updoming) gerçekleşmiş olduğunu*, pasif manto yükselmesinde ise tersine litosfer içi gerilmelerinden dolayı aynı bölgede çökmenin (subsidence) geliştiğini belirtir. Doğu Pontidler'de Liyas volkanizması böyle bir çökmenin

belirtileri sayılabilecek kömürlü sığ gösel veya denize detritiklerle birlik oluşturduğundan Pontid yay ve yay gerisi litosfer gerilmelerinin sığ mantonun pasif olarak yükselmesine sebebiyet vererek farklı ortamlarda (sulu veya susuz) farklı kısmi ergime ve diferansiyasyonla farklı özellikteki Liyas volkanitleri* ni oluşturduğu düşünülmektedir,

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Doğu Pontid Jura volkanizması ve tektoniği ile ilgili birbirinden oldukça farklı görüşler vardır, Adamia ve diğerleri (1977); Tofcel (1981), Pontidler'in güneyindeki ofiyolitik sütün zommu Paleotetisin kalıntısı olarak değerlendirip Jura magmatik arkının kuzey yönlü yitim ile geliştiğini belirtirler» Buna karşın Dewey ve diğerleri (1973); Şengör ve diğerleri (1980); Bektaş (1933, 1986); Bektaş ve diğerleri (1984) güney yönlü yitimin Pontid arkı ve ark gerisi havza* larının oluşumuna eşlik ettiğini iddia ederler. Ancak Şengör ve diğerleri (1980) Pontid arkı ile Avrasya platformunun Dogger'de çarpışmasıyla Paleotetisin kapanmış olduğunu, buna bağlı olarak da Malm-Alt Kretase volkanizmasının Tibet türünde (kıta kabuğunun kısmi ergimesiyle oluşmuş yüksek K'h asidi k magma (Dewey, 1977) geliştiğini vurgularlar. Yusufeli, Bayburt, Kelkit hattında yüzeyleme veren ofiyolitik sütün zonunu da Paleotetisin kalıntısı olarak değerlendirirler, Oysa Bektaş ve diğerleri (1984) aynı sütün zonunu Pontid arkı gerisinde Liyas'da açılan kenar denizinin taban kayaları olarak benimsemişlerdir. Serpantinit, gabro, bazalt gibi ofiyolitik kayalar riftleşmenin ilk ürünleri olup Triyas-Liyas yaş aralığına sahiptirler. Alt Kretase yaşlı ofiyolitik me*

lanj ise aynı havzanın oMstostromal rasiyesine karşılık gelir.

Öte yandan Dogger'de kuzeydeki Paleotetisin kapandığına ve Malm-Alt Kretase dönemlerind« Tibet türü volkanizmanın etkin olduğuna dair veriler son derece tartışmalıdır (Bektaş ve diğerleri, 1984), Yukarıda da belirtildiği gibi Doğu Pontidierki kuzeyinde Dogger, güneyde olduğu gibi sığ denizel özellikte olup kireçtaşı veya detritiklerle temsil ediiii (Taşlı, 1985).

Malm-Alt Kretase ise Doğu Pontidler'de volkanik ma açısından son derece sakin olup, karbonat kayalarıyla temsil edilir. Volkanizma ancak kuzey zonda Alt Kretase sonlarında görülmeye başlar (Zankl, 1961), Ancak adı geçen volkanizma Japon arkında olduğu gibi bimodal (bazalt ve dasit) olup düşük K'lı toleyitik özelliktedir (Taner, 1977), Bütün bu veriler Dogger-Malm'd© Doğu Fontidler/in kuzeyinde güneyde olduğu gibi gerilme (exten-sion) rejiminin hüküm sürdüğünü buna bağlı olarakta arka paralel rift hav^ zalanmn geliştiğini işaret eder, KD-GB ve KB-GD doğrultum eşlenik doğrultu atıralı faylara bağlı olarak gelişmiş arka paralel rift havzalarının (pull-apart basins) JJyas volkanizması kuzeyde TOKA (sahil kesimi), güneye doğru yüksek K'ü KA (Gümüşhane» Torul) ve Gümüşhane civarında ise yüksek K'lı KA-A ark volkanik provenslerm varlığını belirtir» Elde edi* len sonuçlar Japon (Kuno, 1968), İndonezya (Mukho* padhyay, 1984), Orta Amerika (Burkart ve Self, 1985) ve Kuzey Antartika (Ferran, 1985) etkin kıta kenarlarından derlenen verilerle karşılaştırıldığında Liyas döneminde güney yönlü yitimin varlığı kanıtlanır. Kuzeydeki düşük TiO₃ h ark volkanitleri güneye doğru (Gümüşhane'nin güneyi) yüksek TiO₃ ü MORB veya WPB İarma geçiş gösterirler, Liyas yaşlı bu volkanitler Bayburt, DemirÖzü, Kelkit yörelerinde riftleşmenm ilk dönemlerinde kabul altından yükselmiş manto malzemelerinin (Serpantinit) üzerinde A-TH özellikteki lavlarını veya dayklarmı temsil ederler. Bir başka deyişle bu volkanitler Liyas-Triyas? yaşlı ofiyolit dizisinin tamamlayıcısı durumundadırlar. Düşük TiO[^] ark volkanitleriyle daha güneydeki (yay gerisi) yüksek TiO₂ li MOİTB ve WPB lan güneye doğru dalan litosfer üzerindeki manto kamasının sulu ortamda (düşük TiO₂ lı bazaltlar) veya susuz ortamda (yüksek TiO₃ bazaltlar) farklı kısmi ergimesi ve dife* ransiyasyonu geliştikleri görüşü benimsenmiştir. Alt Kretase'de eş yaşlı ark içi ve ark gerisi sübsidans olayları oMstostromal fasiyeslerle belirginleşir. Güneydeki bu olaylar Alt Kretase olistostromal ofiyolitik melanjı şekillendirir.

DEĞİTİMİLEM BELGELEE

- Adamia, SH.À., Lordkipanidze, M.B., Zakariadze, G.S.> 1977, Evolution of active continental margin as exemplified by the Alpin history of the Caucasus : Tectonophysics, 40, 183499,
- Ağar, U., 1977, DemirÖzü (Bayburt) ve Kose (Kelkit) bölgesinin jeolojisi : t.Ü, 36 s. Ofayınlanmamış),
- Aydm, A., Nur, A., 1982, Evolution of puU-apart basins and their scale : Teetonies, 1/9M0?.

- Bektaş, (X, 1983, Kuzeydoğu Pontid magmatik yaym daki (I) tipi granitik kayaçlar ve jeotektonik konumlan : Türkiye Jeol Kur., 37, Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurultayı, Bildiri özetleri, 49-50,
- Bektaş, O., 1984, Doğu Pontidierde Üst Kretase yaşlı şoşoniA volkanizma ve jeotektonik önemi : K-Ü. Derg., 3, 53-62.
- Bektaş, O., Pelin, S. Korkmaz, S., 1984, Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve poUjenetik ofiyolit olgusu : TürMye Jeol. Kur, Ketin Simpozyumu, 175-189,
- Bektaş, Q*, 1986, Doğu Pontid arfcark gerisi bölgelerinde paleostres dağılımı ve çok saf halı riftleşme : MTA yayını, 103/104, 16^39.
- Bergougnan, H., 1975, Relations entre les edifices pontique et taurique dans les Nord-East de l'ÂnadoHe : Bull Soc, Geol. Fr., 717, 10454057.
- Blumenthal, M., 1948, Un aperçu de la géologie des chaînes nord Anadoliennes entre Iova de Bo* lu et le Kızılırmak Inférieur : MTA Ensk, 13.
- Brophy, J.G*, The Cold Bay Volcanic Center, Aleutiaa volcanic are* I implioations for the origin of Hialumina arc basalt : Contr, Min. Petrol. 93, 368480.
- Burkart, B., Self, S., 1985, Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc : Geology, 13, 2246.
- Cochran, J.R., 1983, A model for development of Red Sea : Am, Ass» of Petroleum Geologists Bull» 67, 41-69.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C, Ryan, W.B.F., Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and evolution of Alpine System: Geol Soc. Am, Bull 84, 31374180.
- Dew©y, J,F*, 1977, Sutur zone complemties : a review to M,W. Me EMnoy (Editor), the past distribution of continent : Tectonophysics, 40, 53-67.
- Eren, M., 1983, Gümüşhane-Kale arasmın jeolojisi ve mlkrofasiyes incelemesi : Master tezi, Karadeniz Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, 197 s.
- Ferran, O.G., 1985, Volcanic and tectonic evolution of the northern Antartic Peninsula-late ceno* zoic to recent : Tectonophysics, 389-409*
- Green, T.H., Ringwood, A.E., 1968, Crystalization of basalt and andésite under high pressure hydrous conditions, Eart Planet. Sei. Lett., 3, 480-489.
- Görür, N., Şengör, A.M.C, Akkök, R., Yılmaz, Y., 1983, Pontidierde Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimentolojik veriler : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 11-21.
- Hofmann, A.W., 1979, Isotope and trace element geochemistry of the earths mantle, In : Lectures in Isotope Geology. E. Jager and J.C Hunziker, eds., 203-206, Springer-Verlag.
- İda, Y., 1983, Convection in the mantle wedge above the slab and tectonic processes in subdue-

- tion zones ; J. Geophys Res. *S8*, 7449-7456.
- Koyaguchi, T., 1986, Textural and compositional evidence for magma mixing and its mechanism, Abu volcano group, Southwestern Japan : *Contr. Min. Petrol.*, 93, 33-45.
- Kuno, H., 1968, Differentiation of basalt magmas : In : Hess, H.H. (ed) Basalts, vol. 11, New York : Interscience, 623-88.
- McKenzie, D.P., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins : *Earth Planetary Sei, Letters*, 40, 25-32,
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins : *Am. J. Sei*, 273, 321-335.
- Mukhopadhyay, M., 1984, Seismotectonics of subduction and backarc rifting under the Andaman Sea : *Tectonophysics* 108, 229-239,
- Mysen, B.O., 1982, The role of mantle anatexis, in : *Andésites* R.S. Thorpe, ed. 489-522, Wiley,
- Nebert, IC, 1961, KelMt çayı ve Kızılırmak (Kuzey Anadolu) nehirleri mecrâ bölgelerinin jeolojik yapısı : *M.T.A. Derg.* 57, 149.
- Pearce, J.J.L, Cami, J.J.L, 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses : *Earth Planet Sei Lett.* 19, 290-300,
- Peccerillo, A., Taylor, SİL, 1975, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, northern Turkey : *Bull Vol. Tome*, 39/4, 143,
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol bakımından jeolojik incelemesi : *K.Ü. Yerbilimleri Fak. No*, 13.
- Perfit, M.J.L, Gust, D.Ä., Bence, A.E., Arculus, R.J., Taylor, S.R., 1980, Chemical characteristics of island arc basalts : Implications for «nante sources : *Chem. Geol.*, 30, 227-256.
- Sabine» P.A., Harrison, R.K., Lawson, R.L., »85, Classification of volcanic rocks of the British Isles on the total alkali oxide-silica diagram and the significance of alteration. *British Geological survey Report*, 17, No 4.
- Saunders, A.D., Fornarl, D.J., Morrison, MA., 1982, The composition and emplacement of basaltic magmas produced during development of continental margin basins : *The Gulf of California, Mexico* : *J. Geol Soc. London* 139, 335446.
- Seymen, t., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği : *İ.T.Ü, Maden Fakültesi*, 192 s.
- Smedtey, P.L., 1986, The relationship between calesitkaMn© volcanism and "within-plate continental rift volcanism : evidence from Scottish Paleozoic lavas : *Earth Planet. Sei. Lett.*, 76, 113428,
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Ketin, I, 1980, Remnants of a pre Late Jurassic ocean in northern Turkey : Fragments of a Permian Triassic Paleotethys : *Geol. Soc, Am. Bull.*, 91, 599-609.
- Taner, R, 1977, Etude géologique et pétrologique de la region Güneyce-iMzdere, située and sud de Riz© (Pontids orientales, Turquie) : *Doktora tezi*» Cenevre Üniv. 258 s,
- Tanyolu, E., 1986, Mur nmsiE (Bayburt) doğu keşiminin jeolojisi ; 40, *Türkiye Jeoloji Kur 2h* 22,
- Tash, K., 1984, Hamsiköy (Trabzon) yöresinin jeolojisi : *K*U. Dergisi*, 3, 63-69*
- Tamaki, İC, 1985, Two models of back-arc spreading : *Geology*, 13, 475478.
- Thompson, R.N., Morrison, MA., Dickm, A.P., Hendry, G.L., 1983, Continental flood basalts-arachnids rule O.K.? In: *Continental basalt and mantle xenoliths** C.J. Hawkesworth and MJ. Norry, eds, 158485.
- Takel, S., 1972, Stratigraphical and volcanic history of Gümüşhane region, NE Turkey : *Doktora tezi*, College Univ. Londra,
- Tokel, 8., 1981, Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimya : *Türkiye'den örnekler ; Yeryuvarı ve insan*, 6/34, 53-65.
- Tokel, S., 1983, Liyas volkanitlerinin Kuzey Anadolu'daki dağılımı jeokimyası ve kuzey tetis adayı sistemi evriminin açıklanmasındaki önemi : *37 Türkiye Jeol. Kur.*, 4243.
- Trucotte, DJL, Emerman, S,HL, 1983, Mechanism of active and passive rifting : *Tectonophysics*, 94,39-50.
- Uyeda, S*, Kanamori, M., 1979, Back-arc opening and the mode of subduction : *Journal of Geophysical Research*, 84, 10494061.
- Uyeda, S., 1983, Comparative subductology : *Episodes*, % 19-24,
- Weaver, B.L., Tarney, J., 183, Chemistry of the subcontinental mantle : inferences from Archaean and Proterozoic dykes and continental flood basalts, In : *Continental basalts and mantle xenoliths*, C.J., Hawkesworth and MJ. Norry, eds, 209-229.
- Wilkinson, J.RG., 1986, Classification and avaraga chemical compositions of common basalts and andésites : *J, Petrology*, 27, 31-62,
- Yalçmalp, B., 1983, Sürmene-Aksu (Trabzon) yöresinin jeolojisi ve metalojenezi : *Master tezi K.Ü. Yer Bilim, Fak.*
- Yamaoka, K., Yoshio, F., 1983, Stress estimate for the Highest Mountain system in Japon : *Tectonics* 2, 453473,
- Yılmaz, Y., 1972, Petrology and structure of the Gümüşhane granite and surrounding rocks; north-eastern Anatolia : *Doktora tezi*, 260 s, (Yapılanmamış)
- Yılmaz, H., 1986, Olur (Erzurum) yöresinin jeolojisi : *K.Ü. Dergisi*, 4, 23-43,
- Zankl, H., 1961, Magmatismus und Bauplen des östtopontischen Gebiges im Querprofil des Harşit-Tales Nordost Anatolien, *Geologische Rudsehau*, 51, 218-240.
- Yazanın geliş tarihi: **15.12.1986**
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi: 22.6.1987
Yajroa geliş tarihi! **20J.1987**

Adıyaman yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin sedimanter jeolojisi ve biyostratigrafisi (foraminifer, nannoplankton ostrakod)

Sedimentary geology and biostratigraphy (foraminifer, nannoplankton and ostracod) of the Upper Cretaceous-Eocene sequence in the Adıyaman Area, South-East Turkey

ENGİN MERİÇ, İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul
FAZLI Y. OKTAY, İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul
VEDİA TOKER, Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
İZVER TANSEL, İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul
MEHMET DURU, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: Bu çalışmada Güneydoğu Anadolu'nun litostratigrafik olarak bölünmüş olan fakat, biyostratigrafi ve çökme koşulları hakkında fazla bir veri bulunmayan Üst. Kretase-Eosen yaşlı istifin Adıyaman çevresindeki sedimentolojik ve biyostratigrafik özellikleri incelenmiştir. Söz konusu özellikler Adıyaman batısında Taşlyazı (Terbüzek), Toybelen (Tümrüz) ve Ardıçlı (Kerkiş), kuzeydoğusunda ise Kayadibi (Pevrikan) yörelerinde ölçülen kesitler ile saptanmıştır.

İstif, Adıyaman'ın yakın çevresinde altta Kastei Formasyonunun gri-yeşimsi renkli derin-denizel çamurtaşları üzerine, aşıl uyumsuzlukla gelen kırmızı renkli, devresel çökelmiş ve değişken kalınlıklı, karasal Antak (Terbüzek) Formasyonu ile başlar. Bu birim üzerine malzemesi ofiyolitik bir kaynaktan taşınmış Loftuslulu ince bir plaj kırıntılı düzeyi gelir. Bu düzey karbonat artışı ile alg, bryozoa ve bentik foraminiferlerden oluşan bir karbonat çökeline (Besni Formasyonu) geçer. Kalınlığı yersel olarak 22-93 m arasında değişen bu kireçtaşı Paleosen'de açık-denizel -kalsitürbidit-çamurtaşı ardışımı tarafından (Germav Formasyonu) uyumlu olarak izlenir. Bu birim inceleme alanında en yaygın görülen litoloji olup, çökmesini giderek daha da derinleşen havza-içi koşullarında, Lutetiyen sonlarına kadar sürdürmüştür. Bu zaman aralığında derin-denizel ortamda deniz altı kanalları boyunca çeşitli yoğunluk akıntılarıyla çökme egemendir.

İstif, üstten Alt Miyosen yaşlı ve genelde kireç taşlarından oluşmuş Fırat Formasyonu ile örtülür.

Ölçülü kesitler boyunca derlenen örneklerden, istifin üzerine geldiği Kastei Formasyonunun Alt Maestrihtiyen yaşlı Globotruncana stuartiformis ve Orta Maestrihtiyen yaşlı Globotruncana gausseri, Besni Formasyonunun Üst Maestrihtiyen yaşlı Omphalocyclus macroporas-OrMtoides medlus; Germav Formasyonunun da Daniyen yaşlı Globorotalia pseudobufoïdes, Globorotalia trMdadensis?; Monsiyen yaşlı Globorotalia undriata?, Globorotalia anguata; Tanesiyen yaşlı Globorotalia pseudomenardii, Globorotalia ve lascoensis ve Miscellaneous miscella; İpresiyen yaşlı Globorotalia subbotinae ile Globorotalia formosa foraminifer zonlarını içerdiği saptanmıştır.

Nannoplankton çalışmasıyla ise, Kastei Formasyonunun Alt-Orta Maestrihtiyen yaşlı Uniplanularia tiifidus v© Germav Formasyonunun Daniyen yaşlı Cntclplacoliuus tennis, CMasmolittius danf-eus; Monsiyen yaşlı EUipsoHthus maeëiug, Fascicwlittius tñpaniformis; Tanesiyen yaşlı Discoaster multiradiatus; İpresiyen yaşlı TribacMatus contortus zonlarıyla temsil edildiği ortaya konulmuştur.

ABSTRACT: Upper Cretaceous-Eocene aged sedimentary sequence of South-Eastern Anatolia unconformably starts with Antak (Terbüzek) Formation of red beds of various types on the deep-marine mudstones of Kastei Formation around Adıyaman. It continues by a thin beach elastics and later by carbonates of Besni Formation of Maestrichtian age. The upper part of the sequence is composed of open and deep-marine calciturbidite and calcareous mudstone alternation (Germav Formation) of Paleocene-Eocene period. This unit is the most widely exposed lithologic association observed in the investigated area and continued to be deposited in a more and more deepening basinal conditions, until the end of Lutetian. Within this period, deposition by various density currents is dominant along the submarine channels in the deepmarine environments.

The sequence is overruled by the Miocene aged Fırat Formation which is generally composed of B* mestones.

Biostratigraphically; in Kastei Formation, Globotruncana quatuorformis and Globobulimina gansseri; in Besni Formation Omphalocyclus macroporiis - Orbitoides medius and in Germav Formation« Globorotalia pseudobulimoides, Globorotalia trinidadiansis?, Globorotalia uncinata?, Globorotalia angulata, Globorotalia pseudomenardii, Globorotalia irelaseoensis, Miscellaneous raigeeUa, Globorotalia subbotinae, Globorotalia formosa formosa? foraminiferal zones have been determined and by nannoplanktons, Uliplanarkis trifidus zone in Kastei Formation and Cruciplacolithus tennis, C^asmoUthus danicus, Ellipsolithus maceUus, Fascicullithus tynapaniformis» Discoaster multiradiatus, TiibracMatus contortus zones in Germav Formation have also been determined,

GİRİŞ

Çalışma alanı, Adıyaman ilinin KD da Kayadibi (Pevrikan), KB da Ardıç (Kerkiş) ve Toybelea (Tümrüz), GB da Taşyazı (Terbüzek) köyleri çevresidir (Şekil 1). Yörede daha önce yapılan çalışmalarda Üst Kretase (Kampaniyen) den, Oligosen eksikli olarak Üst Miyosen'e kadar devamlı bir tortul istif varlığı saptanmıştır (Meriç, 1965; Tuna, 1973; Sungurlu, 1974). Bu istif Sungurlu (1974) tarafından alttan üste Kastei, Antak (Terbüzek), Besni ve Germav formasyonları şeklinde litostratigrafik birimlere ayrılmıştır (Şekil 2), Bölge petrol olanakları yönünden büyük önem taşıdığı halde günümüze dek ayrıntılı bir biyostratigrafi verilmemiştir.

Yörede, ayrıntılı biyostratigrafik çalışmalar ilk kez grubumuz tarafından gerçekleştirilmiş ve bu çalışmada özellikle Planktik Foraminiferler ile Nannoplanktonlara dayalı biyostratigrafi ortaya konulmuştur. Çalışılan istif içinde ölçülen 4 stratigrafi kesiti ve alman 236 örnek araştırma malzemesini oluşturmuştur* Bölgede Foraminifer ve Nannoplanktonlar ile ilk kez zon ayırtılması yapılmış ve her iki

organizma grubuna ait zonlar karşılaştırılarak bunların stratigrafik düzeyleri kesin olarak belirlenmiştir (Şekil 3 ve 4),

STRATİGRAFİ

Giriş bölümünde de değinildiği gibi Adıyaman ve yakın çevresinde alt ve üstten bölgesel uyumsuzluklarla sınırlı Üst Kretase-Eosen yaşlı bir tortul istif güzeler (Şekil 2), Bu istif yörede özellikle petrol ve doğal gaz aramaları sırasında alttan üste Antak (Terbüzek), Besni ve Germav Formasyonları olarak litostratigrafik birimlere ayrılmıştır (Tuna, 1973; Sungurlu, 1974), Bu birimlerin çökme koşulları ve Özellikle İleri ile ayrıntılı biyostratigrafisi ise bu çalışmaya kadar herhangi bir araştırmaya konu edilmemiştir.

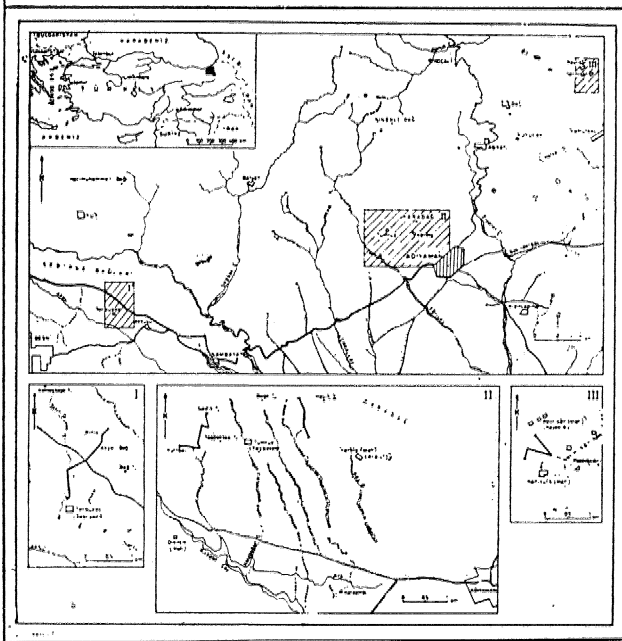
Litostratigrafi ve İstifin Çökme Özellikleri

İnceleme konusu istifin stratigrafisi ilk kez Sungurlu (1974) tarafından formasyon düzeyinde litostratigrafik birimlerle düzenlenmiştir. Bu çalışmada Sungurlu (1974) tarafından verilen formasyon isimleri olduğu gibi kullanılmıştır,

Bölgede (Şekil 1) temeli Adıyaman batısında Taşyazı (Terbüzek), Toytelen (Tümrüz) ve Ardıç (Kerkiş) çevresinde Alt-Orta Maestrihtiyen yaşlı denizel çamurtaşları şeklindeki Kastei Formasyonu, kuzeydoğusunda Kayadibi (Pevrikan) yöresinde ise, bir ofiyolit karmaşığı olan Koçali Karmaşığı oluşturur. Bu temel üzerindeki inceleme konusu tortul devre, litostratigrafik açıdan Adıyaman batısında, kuzeydoğusuna göre farklı bir gelişim sunar Adıyaman batısında istif Kastei Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelen ve karasal koşullarda gelişmiş Antak (Terbüzek) Formasyonu ile başlar, Üst Maestrihtiyen'de genel olarak, Karbonat kıyı koşullarında çökelmiş Besni Formasyonu ile sürer ve Diniyen-Orta Eosen periyodunda açık-derin denizel koşullarda depolanmış Germav Formasyonu ile sona erer, Adıyaman kuzeydoğusunda ise, Koçali Karmaşığı üzerinde Antak (Terbüzek) Formasyonu olmak üzere Üst Maestrihtiyen'de karbonat kıyı koşullarında oluşmuş Besni Formasyonu ile başlar ve yine. Üst Maestrihtiyen yaşlı açık-derin denizel çökellerde oluşan Germav Formasyonu ile sona erer,

Antak (Terbüzek) Formasyonu

Adıyaman batısında izlenen bu formasyon en gelişmiş şekliyle Taşyazı (Terbüzek) köyü çevresinde



Şekil 1 : Bulduru haritası.
Figure 1 : Location map.

yüzeyler. Bu yörede Ölçülen kesitte (Şekil 4) kalınlığı 80 m, olup, başlıca iki ünite şeklindedir.

Altta izlenen birinci ünite 77,5 m, kahlılık, genelde bordo» yer yer izlenen yeşil renkli çakıl mercceklerinden dolayı da koyu yeşil renkli, belirsiz tabakalanmalı, metrelerce kalın, merceksele tortul devrelerden oluşmuştur. Devrelerin alt ve üst yüzeyleri yaygın kaynaşmış Çakıl ve bloklar her düzeyin alt kesiminde siktir, bu nedeni», litolojik olarak her devre altta çakıtaşı, üstte ise kumtaşı şeklindedir. Boylanma genelde kötü-çok kötüdür, İri taneler iyi yuvarlak, kum boyundakiler ise köşelidir. Devreler içinde çakıl ve blokların alt ve üst çökeltme yüzeyleri aykırı dizilimlerinden bunların büyük Ölçekli çapraz tabakalı oldukları anlaşılır. Birimin alt ünitesi içinde kalınlıkları değişik, fakat benzer özellikli ve çok sayıda devre izlenir. Toybelen (Tümrüz) çevresinde (ŞeMl 4) bu ünite kabakum-kil boyutlu bir matriks içinde yönelimsiz ve gelişigüzel dağılmış çakıl ve blokların oluşturduğu paraçakıtaşı düzeyleri de gözlenmiştir,

İkinci devre 2,5 m, kalınlıkta olup, kirli beyaz-açık yeşil renkli ve büyük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı çakıllı kumtaşı şeklindedir. Çakıllar genellikle ünitenin tabanında siktir.

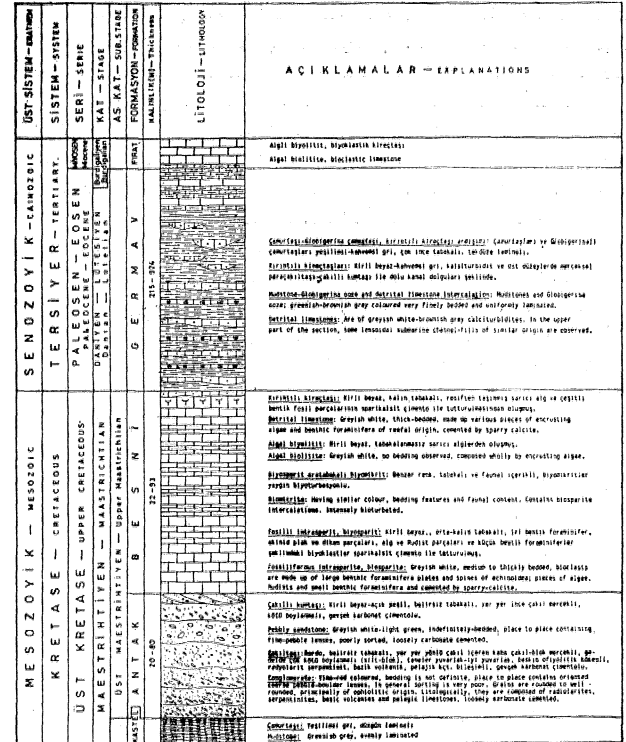
Formasyonu oluşturan kırıntılı geç ofiyolitik bir kaynaktan taşınmıştır. Bu kaynak içerisinde çeşitli renkli -Radioler'li çörtler baskın litolojidedir. Örlarla birlikte siyah-beyaz renkli bazik volkanik, koyu yeşil renkli serpantin, algli yada pelajik biyomikrit ve metamorfik kayaların da bulunduğu mostralardan ve inct kesitlerden saptanmıştır»

Formasyonun kalınlığının yöresel olarak farklılıklar göstermesi, genelde merceksele geometrilili olduğunu belirtmektedir. Aynea, birimin metrelerce kalın, belli belirsiz büyük ölçekli çapraz tabakalı, boyutça yukarı-küçülen ünitelerin yinelenmesi şeklinde devreseliği ve çakıl-blok boyutlu tanelerin yuvarlaklıkları, su akımlarıyla karasal bir ortamda çökeltmeyi göstermektedir. Formasyonun genel kırmızı rengi ve organizma kalıntısı İçermeyişi de karasal koşullarda depolanmış olduğu varsayımını destekleyici kanıtlar olarak kabul edilmiştir* İstif içinde yerel olarak moloz akımlarıyla çökeltmiş paraca» kıltaşlarının bulunuşu karasal ortamın bir alüvyal yelpaze (Bull, 1972), üstten kıyı koşullarında sığ-denizel çökeUerle izlenmiş olması da bu yelpazenin bir kıyı yelpazesi olduğu şeklinde yorumlanmıştır.

Formasyon içinde kesin çökeltme zamanını belirtecek herhangi bir paleontolojik veri elde edilememiştir. Fakat, bu birimin açılı uyumsuzlukla örtüğü Alt-Orta Maestrihtiyen yaşlı Kastei ve uyumlu örtüldüğü Üst Maestrihtiyen yaşlı Besni formasyonlarıyla olan stratigrafik ilişkilerine dayanılarak formasyona bağlı olarak Üst Maestrihtiyen yaşlı Öne*rümektedir.

Besni Formasyonu

incelenen istifin ikinci birimi olan bu formasyon Adıyaman batısında v© kuzeyinde yersel farklı-



Şekil 2 ; Adıyaman batısında izlenen Üst Kretase-Eosen yaşlı tortul istifin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 2 : Generalized stratigraphic apical section of Upper Cretaceous-Eocene aged sedimentary sequence to the West of Adıyaman,

lıklar gösteren kireçtaşlarından oluşur. Taşlyazı (Terbüzek) kesitinde 34 m, kalınlıkta olup, Antak (Terbüzek) Formasyonu üzerinde uyumlu olarak, kirli beyaz renkli karbonat çamuru matriks içinde gelişigüzel dağılmış kum>kabaçakıl boyutlu, ofiyolitik kökenli kırıntılı gereçten oluşmuş bir paraçakıtaşı ile başlar. Üste doğru, tane boyu incelmeye ve karbonat oranının giderek artışı ile yaygın iri bentik foraminiferler, mercan, rudist kavkı parçaları v# ofiyolitik kökenli terrijen kırıntı içeren mikritik kireçtaşı haline gelir» Bu düzey kirli beyaz renkli ve kalm-çok kaim tabakalıdır. Formasyon üste doğru, kirli beyaz renkli, kalm-çok kalın tabakalı, intraklastlı biyosparit-biyosparit (Folk, 1962) ardışımı şeklinde gelişir. Bu düzeyleri oluşturan biyoklastlar Örbital ve küçük bentik foraminiferler, ekinid diken ve plakları, rudist kavkı parçalarıyla sancı alg parçalarından yapılmıştır, tntna-klastlar genellikle biyomikrit bile* simlidir, İstifin bu kesiminde bazı düzeylerde ince zonlar halinde ve genellikle allokemler çevresinde sancı alg büyümeleri şeklinde onkofiyitik oluşumlar izlenir, Birim üstten Germav Formasyonunun pelajik karbonat çamurtaşlarıyla örtülür.

Ardıçlı (Kerkiş) kesitinde (Şekil 4) genelde benzer bir gelişim izlenir. Formasyon, Antak (Terbüzek) Formasyonunun en üst çamurlu düzeyi üzerinde kirli beyaz renkli, kalm-çok kalın tabakalı, yaygın iri

bentik foraminifer, eMnid diken ve plakları, sana alg ve rudist kavkı parçaları şeklindeki biyoklastlar ile mikritik intraklastların sparikalsit çimento ile tutturulmasında oluşmuş fosilli intrasparit-blyospa" ritlerle başlar* 10-15 m, ler arasında benzer faunalı ve yaygın Miliolidaeli mikritler, 34 m, ye kadar ise, alt kesimlere benzer bileşimi biyosparit-intrasparit aratabakalı biyomikritler şeklinde gelişir, 34-36 m, ler arasında Taşlyazı (Terbüzek) kesitinden farklı olarak, bir algli biyolitit ve onun üzerinde de 38 m. ye kadar resif önü molozu şeklinde biyoklastik kırıntılı kireçtaşları izlenir, Bu düzey üzerinde yine Germav Formasyonunun açık-denizel çamurtaşları gözlenir.

Toy belen (Tümrüz) kesitinde formasyon 22 m. kalınlıktadır ve Ardıçlı (Kerkiş) kesitin büyük ölçüde benzer bir gelişim sunar* Diğer bir deyişle, Antak (Terbüzek) Formasyonu üzerinde benzer faunalı biyosparitlerle başlar, üste doğru yaygın Müiolidaeli mikrit halin gelir. En üstte de yine 2 m, kalınlıklı bir algal biyolitit ile sona erer. Bu resifal düzey içinde alglar tarafından sarılmış çok miktarda iri bentik foraminiferler izlenir.

Kayadibi (Pevrikan) kesitinde ise, birim 93 m. kalınlıkta olup, temel üzerinde 0,5-1 m, kalınlıklı ve onun yerinde parçalanmasıyla oluşmuş bir kırıntılı düzey üzerinde kirli-beyaz renkli, orta-kah tımsı tabakalı, yaygın iri bentik foraminifer, küçük bentik foraminifer, sancı alg, mollusk ve bryozoer parçalarından oluşmuş biyoklast içeren biyosparitlerle başlar. Bu geçim içinde 12-13 m, lerde oldukça yuvarlanmış biyoklastlar çevresinde yaygın mikritleşmiş onkoyitik büyümeler izlenir. Üste doğru, istif benzer faunalı biyomikrit biyosparit ardışımı şeklinde gelişir. Özellikle biyomikritler içerisinde biyoturbasyon yaygındır, 75 m. den sonra ise, birim yaygın pelajik faunalı (Globotruncanidae, Heterohelicidae) mikrit ve alt düzeylere benzer bentik fatınlı kırıntılı kireçtaşı ardışımı şeklindedir.

Yukarıda verilen Ölçülü kesit tanımlarından anlaşıldığı gibi, Besni Formasyonu genelde transgresif karbonat kıyı koşullarında gelişmiştir, Alt düzeyler genel olarak yüksek enerjili bir kıyıyı yansıtır. Kıyıda yaşayan çeşitli organizmaların kavkaları olasılıkla dalga ve akıntılarla işlenmiş ve bir plaj şeklinde yığılmıştır. Bunlar üzerine gelen biyomikritler ve biyosparit aratabakalı şelf lagünü ve üzerinde akıntılarla yığılmış karbonat setlerini göstermektedir (Fasiyes 7-6, Wilson, 1975), Yerel olarak bu düzeyler üzerinde ince bir alg resifi izlenir (Fasiyes 5, Wilson, 1975), Taşlyazı (Terbüzek) ve Kayadibi (Pevrikan) kesitlerinde ortamın birden derinleştiği şelf lagünü fasiyesini açık-derin denizel çamurtaşı-kırıntılı kireçtaşı ardışımının izlemesinden anlaşılır, Alg resiflerinin izlendiği bölgelerde üstte yine kırıntılı kireçtaşları şeklinde resif önü ve daha sonra da derin-denizel fasiyes te Germav Formasyonu gözlenir,

Birim yörede kalınlığı değişen örtü şeklinde bir geometriye sahiptir, Yaşı içerdiği mikrofaunaya göre Üst Maestrihtiyendir,

Germav Formasyonu

İncelenen istifin son birimi olan bu formasyon aynı zamanda en yaygın litolojidir.

Adıyaman batısında Ölçülen kesitlerde (ŞeMİ 4) genel olarak, pelajik fosilli derin-demzel çamurtaşları n, tümüyle Globigerinidae ve Globorotaliidae kavkılarında oluşmuş mikritler (Globigerina çamuru) ve değişik kalınlık ve tane boyutlu kırıntılı Mreçtaşı ardışımından oluşmuştur» Taşlyazı (Terbüzek) kesitinde, Daniyen yaşlı alt düzeylerde bazı kırıntılı kireçtaşları içinde Üst Maestrihtiyen yaşlı fauna izlenmiştir. Çamurtaşları kahvems gri renkli, çok ince tabakalı ve laminalıdır. Kırıntılı kireçtaşları ise, bej-sansms kahverenkli olup, türbiditlerin çeşitli özelliklerini yansıtmaktadır, İstifin üst kesiminde çamurtaşları arasında kalınlıkları 0,5-6 m, arasında de geniş mercekli, kırıntılı kireçtaşları izlenir. Bunlar genellikle alttan üste moloz ve tane akımı çökelleriyle doldurulmuşlardır,

Kayadibi (Pevrikan) yöresinde de, birimin benzer şekilde geliştiği gözlenir, Yalnız, Adıyaman batısında Daniyen-Orta Eosen zaman aralığında çökelmiş olmasına karşın bu yörede Üst Maestrihtiyen yaylıdır,

Birim Adıyaman batısında Miyosen yaşlı Fırat, kuzeydoğusunda ise Gercüş formasyonlarıyla uyumsuz olarak örtülür. Genelde geometrisi örtü şeklindedir.

Yukarıda kısaca değinildiği gibi birim dalga tabanı altında ve olasılıkla derin-denizel koşullarda çamurtaşı ve Globigerinalı çamurların süspansiyondan, kırıntılı kireçtaşlanmn ise, çeşitli yoğunluk akıntılarıyla taşınıp depolanmasıyla gelişmiştir. Üst kesimlerde deniz altı kanal dolgusu fasiyesinin izlenmesi, bölgesel ölçekte bir regresyonun başladığını vurgulamaktadır.

Formasyonun bölgedeki kalınlığı, üstteki uyumsuzluk nedeniyle çok değişkendir ve 215-924 m, aralığında ölçülmüştür.

Birimin yaşı Adıyaman batısında Daniyen (Orta) Eosen, Kayadibi (Pevrikan) yöresinde ise, Üst Maestrihtiyendir, Bu farklılık aynı zamanda, bölgede izlenen havzalaşma olayının tekdüze olmadığı da yansıtmaktadır. Adıyaman batısında hızlı derinleşmenin Daniyen'de, Kayadibi (Pevrikan) çevresinde ise, Üst Maestrihtiyen'de başladığı ortaya konulmaktadır.

BİYOSTRATİGRAFI

Son yıllarda planktik foraminiferler ve nacıtoplanctonlar biyostratigrafi gelişiminde başlıca etken oldukları, yapılan çalışmalar ile kesin olarak ortaya koymuşlardır. Göz veya lupla farkedilemeyen ve fosilsiz oldukları düşünülen tortullarda bol miktarda bulduklarından bu organizmalar ile belirlenen biyozonlar konu ile uğraşan bilim adamlarınca devamlı olarak kullanılmaktadır,

Adıyaman yöresinde yapılan bu çalışmalarda, planktik foraminifer ve nannoplanktonların karşı-

laştırılması yapılarak Üst Kretase-Eosen yaşlı tortul istifte olanaklar ölçüsünde tanımlanan biyozonlar stratigrafik gelişimlerine göre sunulmaktadır (Şekil 3).

İnceleme alanından derlenen 4 adet ölçülü stratigrafi kesitinde şu biyozonlar saptanmıştır (Şekil 4):

Planktik ve Bentik Foraminifer Zoöfları
Globotruncana stuartiformis Zonu:

Tanım : Bu zem tabanda Globotruncana calearata Cushman, tavanda ise Globotruncana gansseri Bolli zonları ile sınırlanmıştır.

Zon tanımlayıcı; Dalbiez, 1955,
Yaş : Alt Maestrihtiyen»

Yaygın cins ve türler : Globotruncana stuartiformis Dalbiez, Globotruncana calearata Plummer, Globotruncana ventricosa White, Globotruncana arca (Cushman), Globotruncana gagnebi Tilev, Globotruncana obliqua Herrin, Globotruncana petalloidea (Gandolfi), Globotruncana rugosa (Plummer) -(Şekil 5),

Bu zonun tipik örnekleri Taşlıyazı (Terbüzek) kesitinde gözlenmiştir.

Karşılaştırma ve yorum : Globotruncana stuartiformis Zonu Van Hinte (1965) Batı Afrika, Sigal ve diğ. (1967) Kef Sadi, Pesagno (1967) Batı Atlantik sahil şeridi ve Douglas (1969) tarafından Kaliforniya'da yapılan çalışmalarda belirlenmiştir, Türkiye'de ise Tansel (1980) Nallıhan yöresinde Globotruncana stuartiformis Zonu'nun varlığını ortaya koyarak bu zonun Alt Maestrihtiyen yaşlı olduğunu vurgulamıştır, Zon, diğer araştırmacılar tarafından ise Üst Santoniyen-Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen olarak sınırlanmıştır. Adıyaman yöresinde de zon Alt Maestrihtiyen olarak tanımlanmıştır (Şekil 3, 4, 8),

Globotruncana gansseri Zonu :

Tanım : Globotruncana gansseri Bolli ile Globotruncana mayarcensis (Bolli)'in Bk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Zon tanımlayıcı: Bolli, 1951,
Yaş : Orta Maestrihtiyen.

Yaygın cins ve türler : Globotruncana gansseri Bolli, Globotruncana stuarti (de Lapparent), Globotruncana dalbiezi Dalbiez, Globotruncana formicata Plummer, Globotruncana ventricosa White, Globotruncana arca (Cushman), Globotruncana obliqua Herrin, Globotruncana lugeonli Tilev, Globotruncana gagnebi Tilev, Praeglobotruncana citae Bolli, Praeglobotruncana petalloidea (Gandolfi), Praeglobotruncana rotundata Brönnimann, Praeglobotruncana rugosa (Plummer), Praeglobotruncana holmdalensis Olsson (Şekil 5).

Bu zona ait örnekler Taşlıyazı (Terbüzek) ve Toybeten (Tümrüz) kesitlerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum : Bolli (1966) Trinidad, El-Naggar (1966) Mısır, Pesagno (1967) Batı Atlantik sahil şeridi, Beckman ve diğ. (1967) Mısır'daki çalışmalarında Globotruncana gansseri Zonu'nun Orta Maestrihtiyen yaşlı olduğunu açıklamışlardır, Türkiye'de ise Toker (1977, 1980), Gökçen (1977), Tansel (1980), Dizer ve Meriç (1983) zona aym yaşlı vermişlerdir. Adıyaman çevresinde de zon aym özelliği taşır (Şekil 3, 4 ve 5).

Omphalocyclus macroporus Zonu:

Tanım : Omphalocyclus macroporus (Lamarck) ile Orbitoides medius (d'Archae) un bir kesitinde bulunduğu süreç.

Zon tanımlayıcı; Meriç, yeni zon.
Yaş : Üst Maestrihtiyen.

Yaygın cins ve türler : Omphalocyclus macroporus B ve A (Lamarck), Orbitoides medius B ve A (d'Archae), Orbitoides apiculatus Schlumberger, Orbitoides Loftusia harrisoni Cox, Orbitoides elongata Cox, Orbitoides minor B ve A Cox, Orbitoides calcitrapoides Lamarck, Orbitoides obesa de Cizancourt, Orbitoides vermiformis (Thiadens), Orbitoides globulosa de Cizancourt,

Bu zon Adıyaman çevresinde geniş bir yayılım sahiptir. Çalışma alanında Taşlıyazı (Terbüzek), Toybeten (Tümrüz), Ardıçlı (Kerkis) ve Kayadibi (Pevrikan) kesitlerinde gözlenmiştir.

Karşılaştırma ve yorum : Üst Maestrihtiyen simgeleyen ve bentik foraminiferler ile karakterize edilen bu zon ilk kez ayırtlanmıştır (Şekil 3, 4 ve 8).

Besni Formasyonu'nu izleyen, Germav Formasyonunun tabanını oluşturan, ince kumlu çamurtaşları içinde ve yalnız ince kesitlerde bol miktarda gözlenen küçük Globigerina sp, örnekleri bölgede Daniyen'in başlangıcını belirtmektedir. Kesin olarak adlandırılmayan bu zon, kuşkuluda olsa yörede Alt Daniyenin varlığını işaret etmektedir. Taşlıyazı (Terbüzek) ve Ardıçlı (Kerkis) kesitlerinde gözlenmiştir (Şekil 3 ve 4).

Globorotalia pseudobulloides Zonu:

Tanım : Globorotalia pseudobulloides (Plummer) ile Globorotalia trinidadensis Bolli'in ilk çıkışları arasındaki süreç.

Zon tanımlayıcı: Bolli, 1966.
Yaş : Alt Daniyen,

Yaygın cins ve türler : Globorotalia pseudobulloides (Plummer), Globorotalia inconstans (Subbotina), Globorotalia compressa (Plummer), Globorotalia trilobuloides Plummer (Şekil 5).

Globorotalia pseudobulloides Zonu Taşlıyazı (Terbüzek) ve Toybeten (Tümrüz) kesitlerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum : Bolli (1957, 1966) Trinidad, Beckman ve diğ. (1967) Mısır, Olsson (1967) New Jersey, Premoli-Silva ve Bolli (1973) Carrilbean, Luterbacher (1975) İtalya'da Alt Daniyen yaşlı bu zonun varlığını ortaya koymuşlardır, Türkiye'de Toker (1977, 1980) ve Gökçen (1977) adı geçen zonun Alt Daniyen olarak belirlemişlerdir. Adıyaman çevresinde de durum aynı benzerlik göstermektedir (Şekil 3, 4 ve 8).

Globorotalia trinidadensis Zonu :

Tanım : Globorotalia trinidadensis Bolli ile Globorotalia uncinata Bolli'nin ilk çıkışları arasındaki süreç.

Zön tanımlayıcı s Bolli, 1957,

Yaşı Üst Baniyen,

Yayı» cins ve türler: *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer), *Gib. inconstans* (Subbotina), *Globigerina trilocolinoides* Plummer* Değinilen cins ve türler bu zonu ikesin kanıtlamaz ise'de, örnekler *Globorotalia trinidadensis* Zonu'na karşıt gelen *Chiasmolithus danicus* Zonu'na ait nannoplanktonlan içermektedir. Bu nedenle, çalışılan alanlarda kuşku'da olsa *Globorotalia trinidadensis* Zonunun varlığı ortaya konulmaktadır, Taşlyazı (Terbüzek) kesitinde belirlenmiştir.

Karşılaştırma v# yorum: Bolli, 1966 Trinidad, Beckman ve diğ. (1967) Mısır, Premoli-Silva ve Bolli (1973) Carribean, Lu/terbadier (1975) İtalya'da Üst Daniyen yaşlı bu zonu saptamışlardır. Türkiye'de Toker (1977, 1980) ve Gökçen (1977) tarafından bu zon belirlenmiş ise'de, Gökçen (1977) adı geçen zonu Üst Daniyen-Alt Monsiyen olarak yaşlandırmıştır, *Globorotalia trinidadensis* Zonu Adıyaman çevresinde kuşku olarak saptanmıştır (Şekil 3, 4 ve 8). *Globorotalia unetnata* Zonu t

Tanım: *Globorotalia uncinata* Bolli ile *Gib. angulata* (White)'nm ilk çıkışları arasındaki süreç,

Zon tanımlayıcı : Bolli, 1966.

Yaş t Alt Monsiyen,

Yayıncins ve türler : *Globorotalia trinidadensis* Bolli, *Gib. pseudobulloides* (Plummer), *Gib. inconstans* (Subbotina), *Gib. cf. praecursoria* (Morozova), *Gib. compressa* (Plummer), *Globigerina trilocolinoides* Plummer, Yine, zonu simgeleyen *Globorotalia uncinata* Bolli alman örneklerde bulunamamıştır. Fakat, aynı örneklerde *Ellipsolithus macellus* nannoplankton Zonunun saptanması, yörede *Globorotalia uncinata* Zonu'nun varlığını açıkça ortaya koymaktadır. Taşlyazı (Terbüzek) ve Toybelen (Tümrüz) kesitlerinde gözlenmiştir.

Karşılaştırma ve yorum : Alt Monsiyeni simgeleyen bu zon Bolli (1966) Trinidad, El-Naggar (1966) Mısır, Beckman ve diğ. (1967) Mısır, Premoli-Silva ve Bolli (1973) Carribean, Luterbacher (1975) tarafından İtalya'da saptanmıştır, Türkiye'de Toker (1977, 1980) bu zonun Haymana yöresindeki varlığını vurgulamıştır, Adıyaman'da ise *Globorotalia trinidadensis* Zonu gibi nannoplanktonlara dayanılarak kuşku bir şekilde belirlenmiştir (Şekil 3, 4 ve 8)* *Globorotalia angulata* Zonu t

Tanım: *Globorotalia angulata* (White) ile *Gib. pusilla pusilla* Bolli'nın ilk ortaya çıkışları ile sınırlıdır.

Zon tanımlayıcı : Bolli, 1957.

Yaş t Orta Monsiyen,

Yayıncins ve türler: *Globorotalia angulata* (White), *Gib. pseudobulloides* (Plummer), *Gib. compressa* (Plummer), *Globigerina trilocolinoides* Plummer (Şekil-5)-.

Globorotalia angulata Zonu Toybelen (Tümrüz) kesitinde gözlenmiştir*

KRETASE (Cretaceous)		T E R S İ Y E R (Tertiary)				S İ S T E M (System)	
ÜST KRETASE (Upper Cretaceous)		P A L E O S E N (Paleocene)		E O S E N (Eocene)		S E R İ (Serie)	
Maestrichtian		Daniyen (Danian)	Monsiyen (Maastrichtian)	Tanesiyen (Thanetian)	İpresiyen (Ypresian)		K A T (Stage)
Alt (Low)	Orta (Mid)					A S K A T (Sub stage)	
<i>Globorotalia uncinata</i>	<i>Globorotalia uncinata</i>	<i>Globorotalia uncinata</i>	<i>Globorotalia uncinata</i>	<i>Globorotalia uncinata</i>	<i>Globorotalia uncinata</i>	<i>Globorotalia uncinata</i>	PLANKTİK FORAM ZONLARI Planktic foraminifera zones CİNS VE TÜRLER Genus and species
							<i>Gib. stuartiformis</i>
							<i>Gib. fornicata</i>
							<i>Gib. ventricosa</i>
							<i>Gib. arca</i>
							<i>Gib. gagebini</i>
							<i>Gib. obliqua</i>
							<i>Gib. stuarti</i>
							<i>Gib. gansseri</i>
							<i>Gib. lugeoni</i>
							<i>Pglc. citae</i>
							<i>Pglc. petaloides</i>
							<i>Rglg. rugosa</i>
							<i>Rglg. rotundata</i>
							<i>Rglg. hexacamerata</i>
							<i>H. holmdalensis</i>
							<i>Gib. pseudobulloides</i>
							<i>Gib. inconstans</i>
							<i>Gib. compressa</i>
							<i>Gib. trinidadensis</i>
							<i>Gib. praecursoria</i>
							<i>Gib. angulata</i>
							<i>Gib. chapmani</i>
							<i>Gib. pseudomenardi</i>
							<i>Gib. aragonensis</i>
							<i>Gib. marginodentata</i>
							<i>Gib. velascoensis</i>
							<i>Gib. simulatilis</i>
							<i>Gib. aequa</i>
							<i>Gib. conicotruncata</i>
							<i>Gib. subbotinae</i>
							<i>Gib. brodermanni</i>
							<i>Gib. pseudotopilensis</i>
							<i>Gig. trilocolinoides</i>
							<i>Gig. velascoensis</i>
							<i>Gig. primitiva</i>
							<i>Gig. inoperta</i>
							<i>Gig. soldadoensis</i>
							<i>Gig. soldadoensis soldadoensis</i>
							<i>Gig. soldadoensis angulata</i>

Şekü 5 : Adıyaman yöresi Üst Kretase-Eosen planktik foraminiferiert ve stratigrafik düzeylerL

Figure 5 t Upper Cetaceous-Eocene planktic foraminifera and their stratigraphie distribution«

Karşılaştırma ve yorum : Bolli (1966) Trinidad, Beckman ve diğ, (1967) Mısır, Ejel (1967) Suriye, Olsson (1967) New Jarsey, Premoli - Silva ve Bolli (1973) Carribean, Luterbacher (1975) İtalya'da bu 20 nu saptamışlardır, Türkiye'de Toker (1977, 1980), Gökçen (1977) tarafından yukarıda değinilen zonun varlığı belirlenmiş olup, Gökçen (1977) bu zona Orta4st Monsiyen yaşım vermiştir (Şekil 3/4 ve S),

KRETASE Cretaceous			TERSİYER (Tertiary)				SİSTEM (System)	
ÜST KRETASE Upper Cretaceous			PALEOSEN (Paleocene)				SERİ (Serie)	
Maastrichtiyen Maastrichtian			Daniyan Danian	Monsiyen Maastrichtian	Tanesiyen Thanetian	Eosen Eocene	K AT (Stage)	
Alt Lok.	Orta Mik.	Üst Up.					AS KAT (Sub stage)	
								NANNOPLANKTON ZONLARI Nannoplankton zones
								CİNS ve TÜRLER Genus and species
								<i>Glaukolithus diplogrammus</i>
								<i>Vekshinella crux</i>
								<i>Parahabdolithus embergeri</i>
								<i>Elffelithus eximus</i>
								<i>Elffelithus turrisaiffeli</i>
								<i>Chlastozygus initials</i>
								<i>Cretarhabdus conicus</i>
								<i>Cretarhabdus crenulatus</i>
								<i>Cretarhabdus decorus</i>
								<i>Predicospaera cretacea</i>
								<i>Predicospaera spinosa</i>
								<i>Cribrosphaera ehrenbergi</i>
								<i>Arkhangeliskella cymbiformis</i>
								<i>Braunsonia parca</i>
								<i>Microrhabdulus deceratus</i>
								<i>Lucinorhabdulus coyuxi</i>
								<i>Micula stowophora</i>
								<i>Uniplanarius acaelus</i>
								<i>Uniplanarius tritidus</i>
								<i>Uniplanarius gothicus</i>
								<i>Litraphidites carniolensis</i>
								<i>Markalius circumradiatus</i>
								<i>Watznaueria barnasae</i>
								<i>Cruciplacolithus fenius</i>
								<i>Neochlastozygus digitatus</i>
								<i>Zygodiscus sigmoides</i>
								<i>Markalius inversus</i>
								<i>Chlastolithus danicus</i>
								<i>Elthipolithus macellus</i>
								<i>Toweius craticulus</i>
								<i>Ericsonia supertusa</i>
								<i>Toweius aminens</i>
								<i>Fasciculithus tympaniformis</i>
								<i>Discolithus planus</i>
								<i>Discoaster multiradiatus</i>
								<i>Fasciculithus involutus</i>
								<i>Discoaster keuperi</i>
								<i>Discoaster salisburgensis</i>
								<i>Discoaster elegans</i>
								<i>Discoaster diatypus</i>
								<i>Discoaster woodringi</i>
								<i>Tribracliatulus contortus</i>
								<i>Tribracliatulus orthostylus</i>
								<i>Tribracliatulus bramiettel</i>
								<i>Micrantholithus inaequalis</i>
								<i>Micrantholithus flos</i>
								<i>Braarudosphaera bigelowi</i>
								<i>Pempha angulatum</i>

Şekil 6 : Adiyaman yöresi Üst Kretase-Eosen nannoplanktonları ve stratigrafik düzeyleri.

Figure 6 : Upper Cretaceous-Eocene nannoplanktons and their stratigraphic distribution.

Yine, çalışma bölgamızde Globorotalia angulata Zonu'nu izleyen Üst Monsiyen yaşlı Globorotalia pusilla pusilla Zonu'nun varlığını belirten pelajik tipler gözlenmemiştir.

Globorotalia pseudomenardi Zonu

Tanım : Globorotalia pseudomenardi Bolli'nin yaşam sürecidir.

Zon tanımlayıcı : Bolli, 1957,

Yaş ; Alt Tanesiyen,

Yaygın cins ve türler : Globorotalia pseudome-

ardi Bolli, Gib, chapmani Parr, Gib* velascoensis (Cushman), Gib. conicotruncata Subbotina, Gib, cf. simulating (Schwager), Globigerina triloculoides Plummer (Şekil 5).

Bu zon Taşlıyazı (Terbüzek) kesitinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum : Bolli (1966) Trinidad, El-Naggar (1966) Mısır, Beckman ve diğ. (1967) Mısır, Premoli-Silva ve Bolli (1973) Carribean, Luterbacher (1975) İtalya'da yapılan çalışmalar sonucu Globorotalia pseudomenardi Zonu'nun varlığını belirlenmiştir. Türkiye'de Toker (1977, 1980), Gökçen (1977) Haymana ve Yahşihan yörelerinde bu zonu gözlemler ve Alt Tanesiyen'i simgelediğini vurgulamışlardır (Şekil 3, 4 ve 8),

Globorotalia velascoensis Zonu

Tanım Globorotalia pseudomenardii Bolli'nin son görünümü ile Gib* velascoensis (Cushman)'in son görünümü arasındaki süreç,

Zon tanımlayıcı ; Bolli, 1957,

Yaş : Üst Tanesiyen.

Yaygın cins ve türler : Globorotalia velascoensis (Cushman), Gib* aequa Cushman-Renz, Gib, chapmani Parr, Globigerina velascoensis Cushman, Gib. soldadoensis soldadoensis Brönnimann, Gib. aff. primitiva (Finlay), Gib, linaperta Finlay (Şekil 5).

Zonun varlığı Taşlıyazı (Terbüzek), Toybelen (Tümrüz) ve ArdiçU (Kerkiş) kesitlerinde belirlenmiştir.

Karşılaştırma ve yorum : Bolli (1966) Trinidad, Beckman ve diğ. (1967) Mısır, Ejel (1967) Suriye, Olsson (1967) New Jersey, Premoli-Silva ve Bolli (1973) Carribean, Luterbacher (1975) İtalya'da bu zonu saptamışlardır. Türkiye'de Toker (1977, 1980) Haymana, Dizer-Meriç (1983) KB Anadolu'da adı geçen zonu gözlemler. Bu araştırmacılar Dizer-Meriç (1983) zonu Tanesiyen yaşlı olduğunu vurgulamışlardır (Şekil 3, 4 ve 8),

Miscellanea miscellalı Zonu

Tanım : Miscellanea -miscella (d'Archiac ve Haime)'nin yaşam sürecidir,

Zon tanımlayıcı : Meriç* yeni zon,

Yaş: Tanesiyen*

Yaygın cins ve türler : *Miscellanea mîseella* B ve A (d'ArcMac ve Haime), *M, meandrina* (Carter), *Eotalia trocMdiformis* Lamarck, *Sistanites İranîca* Rahaghi, *KatMna* sp., *Alveolina* (Glotnalveolina) sp, *Alveolina ef, triestina* Hottinger, A, cf. *globosa* Höttinger, *Nuranîlites* sp., *Ranlkothalia* sp., *Öperculina* sp., *Diseoeyelina* sp.

Miscellanea mîseella Zonu Adıyaman yöresinde oldukça geniş bir yayılım gösterir. Çalışma alanında Taşlyazı (Terbüzek), Toybelen (Tümrüz) ve Ardıçla (Kerkîş) kesitlerinde belirlenmiştir.

Karşılaştırma ve yorum : Tanesiyen yaşlı bentik foraminiferler ile ayırtlanan bu zon ilk kez belirlenmiştir (Şekil 3 ve 4),

Globorotalia subbotinae Zonu

Tanım : *Globorotalia subbotinae* Morozova ile *Gib, formosa formosa* Bolli'nin İlk çıkışları arasındaki süreç.

Zon tanımlayıcı • Bolü, 1957,

Yaş : Alt İpresiyen.

Yaygın cins ve türler : *Globorotalia subbotinae* Morozovs, *Gib, chapman!* Parr, *Gib. a#qua* Cushman* Renz, *Gib, raarpnödentata* Subbotina, *Gib. broder,* *mannl* Cushmaa-Bermudez, *Globigerina soldadoen,* *sis Sûldadoensis* Brönnimann, *Gig, linaperta* Finlay, *Gig, primltlva* (Finlay) (Şekil 5),

Globorotalia subbotinae Zonu yörede Taşlyazı (Terbüzek) ve Ardıçlı (Karkîş) kesitlerinde gözlenmiştir.

Karşılaştırma ve yorum ; Beckman ve dig. (1967) Mısır, Ejel (1967) Suriye, Olsson (1967) Naw Jersey» Luterbacher (1975) İtalya'da bu zonu Alt Eosenin başlangıcı olarak belirtmişlerdir. Yine, Bolli (1966) Trinidad'da adı geçen zonu *ZloborotaHa rex* Zonu olarak saptamıştır. *Gib, rex* Martin ve *Gib, subbotina*© Morozova birbirlerinin sinonimidir ve çalışmamızda *Gib, subbotinae* Morozova adlaması kullanılmıştır. Türkiye'de Tofcer (1977, 1980) aynı adlamayı uygulamıştır. Dizer-Meriç (1983) ise KB Anadolu'da *Globorotalia rex* Zonu deyimini kullanarak bu zonu İpresiyen yaşlı olarak belirtmişlerdir (Şekil 3, 4 ve 8),

Globorotalia formose formosa Zonu

Tanım: *Globorotalia foonosa formosa* Bolli/nm yaşam sürecidir»

Zon tanımlayıcı : Bölü 1957,

Yaş : Üst İpresiyen.

Yaygın cins ve türler : *Globorotalia pseudotopilensis* (Subbotina), *Gib, subbotinae* Morozova, *Gib* marginodentata* Subbotina, *Gib, aragonensis* Nuttall, *Gib, cf. brodermanni* Cushman-Bermudez, *Globigertina linaperta* Finlay, *Gig, soldadoensis soldadoensis* Brönnimann, *Gig, aff* soldadoensis angulosa* Bolli *Geg, cf. primitiva* (Finlay), *Gib, formosa formosa* Bolli'nin varlığı kesin olarak saptanamamış ise'de,

Gib aragonensis* Nuttall'ın ilk ortaya çıkışı adı geçen zonun yörede bulunduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 5),

Zon çalışılan alanda Taşlyazı (Terbüzek) ve Ardıçlı (Kerkîş) kesitlerinde tespit edilmiştir,

Karsuastırma ve yorum : Bolli (1966) Trinidad, Beckman ve dig. (1967) Mısır, Ejel (1967) Suriye, Prşmoli-Silva ve Bolü (1973) Carribean, Luterbacher (1975) İtalya'da bu zonun varlığını ortaya koymuşlardır. TürMyede de Toker (1977, 1980) Haymana yöresinde İpresiyen yaşlı *Globorotalia formosa formosa* lonu'nu tespit etmiştir (Şekil 3, 4 ve 8),

Globorotalia formosa forinosa Zonu'nu izlemesi gereken *Globorotalia aragonensis* Zonu ile İpresiyen* Lûtesiyen yaşlı diğer planktik foraminifer zonları araştırmanın yapıldığı alanlarda gözlenenmiştir,

Naniöplankton Zonları

Uniplanulus trifidus Eonu

Tanım : Bu zon *Uniplanulus trifidus* (Stradner)'un yaşam süreciyle sınırlıdır.

Zon tanımlayıcı : Bukry ve Bramlette, 1970.

Yaş : Üst Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen.

Yaygın cins ve türler : *Umplanarius trifidus* (Stradner), *U, gotMcus* (Deflandre), *Watznuria barnasae* (Black), *Arfchangeliskiella cymbiformis* Vekshita, *Predicosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Micula staurophora* (Gardet) (Şekil 6),

Karşılaştırma ve yorum: Bu zon ilk kez Bukry ve Bramlette (1970) tarafından tanımlandı. Roth (1973) ve Bukry (1974) de bu zonu incelemelerinde kullandılar. Türkiye'de Haymana'da (GB Ankara) bu zon Toker (1977, 1980) tarafından Üst Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen'in alt düzeylerinde tanımlandı, Varol (1983) tarafından Zonguldak yöresinde yapılan çalışmalarda ise Alt Maestrihtiyen için kullanıldı. Adıyaman yöresinde ise Alt Orta Maestrihtiyen düzeyinde tanımlanmıştır. Bu zon şimdiki dek Türkiye'de Alt Maestrihtiyen'de tanımlanmış ise'de, bu çalışmada *Globotruncana gansseri* Zonu'na ait örneklerde de saptanmıştır. *Globotruncana gansseri* Zonu Orta Maestrihtiyen'i simgelediğinden *Uniplanulus trifidus* Zonu'nun yayılımı yöre için Alt-Orta Maestrihtiyen dir (Şekil 3, 4 ve 8),

Cruciplacolithus tenuis Zonu

Tanım: *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner)'un- ilk görünümü ile *Cruciplacolithus danicus* (Brotzen)'un ilk görünümü arasındaki süreç,

Zon tanımlayıcı : Mohler ve Hay, 1967; düzeltme, Martini, 1971.

Yaş : Alt Daniyen,

Yaygın cins ve türler: *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner), *Watznuria barnasae* (Black), *Neocastrozygus digitosus* Perch - Nielsen, *Zygodiscus sigmoides* Bramlette ve Sullivan, *Markalios inversus* (Deflandre) (Şekil 6),

Karşılaştırma ve yorum: Bu zon ilk kez Fran» ra'da Mohler ve Hay (1967) tarafından tanımlandı. Martini, standard zonlamada (1971) kullandı. Türkiye'de ilk kez Haymana yöresinde Toker (1977, 1980) tarafından Alt Paleosen'de saptandı, Bu incelemede de Cruciplaeolithus temas Zonu Daniyen'de Taşlyazı (Terbüzek) ve Toybelen (Tümrüz) kesitlerinde tanımlanmıştır (Şekil 3, 4 ve 8),

CMasmolithus ânâncus Zonu

Tanım: Chiasmolithus danicus (Brotzen)'un ilk görünümü ile ElMpsöMthus raeellus (Bramlette ve Sullivan)'un ilk görünümü arasındaki süreç,

Eon tanımlayıcı: Martini, 1971.

Yaş: Üst Daniyen,

Yaygın cins ve türleri t CMasmoHthus danicus (Brotzen), Cruciplaeolithus tenuis (Stradner), Mar» karius Inversus (Deflandre), Zygodiscus sigmoides Bramlette ve Sullivan (Şekil 6).

Karşılaştırma ve yorum: Martini (1971)'nin tanımladığı bu zon, Türkiye'de Haymana yöresinde ilk kez saptanmıştır (Toker, 1977 ve 1980). Varol (1983) Zonguldak yöresinde bu zonu tanımlayamamış ve Craeiplaeolithus tenuis Zonu içine dahil etmiştir, Ancak, Fontid kuşağında yapılacak diğer çalışmalarla bu zonun varlığı veya yokluğu belirlenebileceğinden, bu aşamada kesin bir kabul söz konusu olamayacaktır, Buna karşın, Orta Anadolu ve Adıyaman yörelerinde, Üst Daniyen'de CMasmolithus danicus Zonu kesin olarak tanımlanmıştır (Şekil 3, 4 ve 8).

ElMpsöMthus maceus Zonu

Tamm: EÜipsolithus macellus (Bramlette ve Sullivan)'un ilk görünümü ile Fasciculithus tympaniformis Hay ve Mohler'in ilk görünümü arasındaki süreç.

Zon tanımlayıcı: Martini, 1971.

Yaş: Alt Monsiyen,

Yaygın cins ve türler t ElMpsöHthus macellus (Bramlette ve Sullivan), Cruciplaeolithus tenuis (Stradner), NeocMastorgus ^igitosus Berch-Nielsen, CMasmolithus danicus (Brotzen) (Şekil 6),

Karşılaştırma ve yorum: Martini (1971) tarafından tanımlanan bu zon Haymana yöresinde Alt Monsiyen katında ilk kez saptanmıştır. Varol (1983) bu zonu Zonguldak dolaylarındaki çalışmada Cruciplaeolithus tenuis Zonu olarak belirlemiştir, EÜipso* lithus macellus (Bramlette ve Sullivan) türünün tanımlanmasına karşın, bunun pratik olmadığı gerek* çesiyle kullanılmadığı vurgulanmıştır. Gerçekte bu fikre katılmak olanaksızdır. Çünkü, yapılan birçok çalışmada Berch-Nielsen (1971, 1972), Martini (1976), Romein (1977,1979), Haq (1971), Toker (1977) ve diğ. tarafından kullanıldığı göz önüne alınarak ayrıntılı incelemelerde ElMpsöMthus macellus Zonu'nun tanımı* lanması gerekmektedir,

Adıyaman yöresinde de zonu belirleyen türün ilk kez görünümüyle bu zon saptanmıştır (Şekil 3, 4 ve 8).

Fasciculithus tympaniformis Zonu

Tanım i Fasciculithus tympaniformis Hay ve Mohler'in ilk görünümü ile Heliolithus klempelli Sullivan'nın ilk görünümü arasındaki süreç,

Zon tanımlayıcı: Mohler ve Hay, 1967,

Yaş: Üst Monsiyen,

Yaygın cins ve türler; Fasciculithus tympaniformis Hay ve Mohler, Zygodiscus sigraoiegs Bramlette ve Sullivan, Toweius craticulus Hay ve Mohler, Erie» sonfa supertusa Hay ve Mohler (Şekil 6).

Karşılaştırma ve yorum: Bu zon ilk kez Mohler ve Hay (1967) tarafından tanımlanmıştır» Türkiye'de Haymana çevresinde saptanan zon Üst Monsiyen'i temsil eder, Adıyaman yöresinde az sayıda türlerle belirlenen Fasciculithus tympaniformis Zonu'nun tavanı saptanamamıştır, Planktik foraminiferlerden Globorotalia pseudomenardii Zonu'na karşı gelen örnekler nannoplankton kapsamadıklarından Heliolit» hus klempelli Zonu ve Discoaster gemmeus Zonu bölgede tanımlanamamıştır. Globorotalia velascoensis Zonu'nun üst seviyelerinde ise Discoaster multiradiatus Zonu belirlenebilmiştir. Varol (1983), Zonguldak yöresinde Fasciculithus tympaniformis Zonu'nu tanımlamıştır (Şekil 3, 4 ve 8),

Discoaster multiradiatus Zonu

Tamm: Discoaster multiradiatus Bramlette ve Riedel'un ilk görünümü ile Tribrachlatus bramlettei Brönnimann ve Stradner'in ilk görünümü arasındaki süreç.

HAYMANA (Toker, 1977)		ADİYAMAN (Merç ve diğ., 1986)	
Planktonik Foram. Zonları	Nannoplankton Zonları	Planktonik Foram. Zonları	Nannoplankton Zonları
Globorotalia formosa formosa	Martiniasterites tribracliatius Discoaster binodius	Globorotalia formosa formosa?	?
Globorotalia subbotinae	Martiniasterites contortus	Globorotalia subbotinae	Tribracliatius contortus
Globorotalia velascoensis	Discoaster multiradiatus	Globorotalia velascoensis	Discoaster multiradiatus
Globorotalia pseudomenardii	Discoaster gemmeus Heliolithus klempelli	Globorotalia pseudomenardii	?
Globorotalia pusilla pusilla Globorotalia angulata	Fasciculithus tympaniformis	Globorotalia angulata	Fasciculithus tympaniformis
Globorotalia uncinata	Elipsolithus macellus	Globorotalia uncinata?	Elipsolithus macellus
Globorotalia trinidadensis	Chiasmolithus danicus	Globorotalia trinidadensis 1	Chiasmolithus danicus
Globorotalia pseudobulloides	Cruciplaeolithus tenuis	Globorotalia pseudobulloides	Cruciplaeolithus tenuis
Globotruncana mayaroensis	Lithraphidites quadratus	Omp. macroporus Orb. medius	?
Globotruncana gansseri	Archangelskiella cymbiformis	Globotruncana gansseri	Uniplanarius trifidus
Globotruncana havanaensis	Tetralithus trifidus	Globotruncana stuartiformis	

Şekil 7 : Adıyaman yöresi planktik foraminifer ve nannoplankton zonlarının Haymana yöresi zonlarıyla karşılaştırması*

Figure 7 ? The correlation of the Adıyaman planktik foraminifera and nannoplankton zones with the Haymana Area,

KRETASE	PALEOSEN	TERSIYER	SISTEM	Sistem		Sistem	
				Üst	Alt		
Üst Kretase	Paleosen	Tersiyer	Sistem	Sistem	Sistem	Sistem	
Üst Eosen	Eosen	Tersiyer	Sistem	Sistem	Sistem	Sistem	
Orta Eosen	Eosen	Tersiyer	Sistem	Sistem	Sistem	Sistem	
Alt Eosen	Eosen	Tersiyer	Sistem	Sistem	Sistem	Sistem	
Üst Paleosen	Paleosen	Tersiyer	Sistem	Sistem	Sistem	Sistem	
Orta Paleosen	Paleosen	Tersiyer	Sistem	Sistem	Sistem	Sistem	
Alt Paleosen	Paleosen	Tersiyer	Sistem	Sistem	Sistem	Sistem	
Üst Tersiyer	Tersiyer	Tersiyer	Sistem	Sistem	Sistem	Sistem	
Orta Tersiyer	Tersiyer	Tersiyer	Sistem	Sistem	Sistem	Sistem	
Alt Tersiyer	Tersiyer	Tersiyer	Sistem	Sistem	Sistem	Sistem	
			HAYMANA	YAHŞIŞIHAN	NALLIHAN	KB ANADOLU	BU ÇALIŞMA
			Toker, 1977	Gökpen, 1977	Tansel, 1980	Dizer - Meriç	(Present study)
			1980			1983	
			Globorotalia formosa formosa			Globorotalia rex	Globorotalia formosa formosa?
			Globorotalia subbaltica				Globorotalia subbaltica
			Globorotalia velascoensis			Globorotalia velascoensis	Globorotalia velascoensis
			Globorotalia pseudomenardi	Globorotalia pseudomenardi			Globorotalia pseudomenardi
			Globorotalia pusilla pusilla	Globorotalia angulata			Globorotalia angulata
			Globorotalia angulata				Globorotalia pseudomenardi
			Globorotalia uncinata	Globorotalia trinidadensis			Globorotalia uncinata?
			Globorotalia trinidadensis			Globigerina dubjergensis	Globorotalia trinidadensis?
			Globorotalia pseudobaltica	G. pseudobaltica		Globorotalia compressa	Globorotalia pseudobaltica
			Globotruncana mayorensis	Globotruncana mayorensis		Globotruncana contusa contusa	Globotruncana contusa contusa
			Globotruncana gansseri	Globotruncana gansseri		Globotruncana gansseri	Globotruncana gansseri
			Globotruncana havanensis	G. subcircularis		Globotruncana arcuata	Globotruncana arcuata
				G. rosetta			Globotruncana stuartiformis

Şekil 8 : Türkiye planktik fformjtalfer biyozonlarının genel karşılaştırması,
Figure 8 : General correlation of planktic fformnifera biozones of Turkey.

Zoii tanımlayıcı: Bramlette ve Sullivan, 1961.

Yaş t Üst Tanesiyen.

Yaygın cins ve türler : Discoaster multiradiatus Bramlette ve Riedel, Ericsonia supertusa Hay ve Mohler, Femma angulatum Martini, Braarudosphaera bigelowi (Gran ve Braarud) (Şekil 6).

Karşılaştırma ve yorum : Bu zoh Bramlette ve Sullivan (1961) tarafından ilk kez tanımlanmıştır. Türkiye'de Haymana yöresinde Üst Tanesiyen'de zengin bir fosil topluluğu ile saptanan zon, Adıyaman yöresinde az sayıda nannoplankton çeşidi ile belirlenmiştir. Ortamın sığlaşmasının buna neden olabileceği düşünülür, Braarudosphaera ve Mierontliolitus türlerinde sayıca artış izlenmesinde sığlığı belirtmektedir (Şekil 3, 4 ve 8).

Discoaster multiradiatus Zonu ile Paleosen sona ermekte, Paleosen-Eosen sınırı Discoaster multiradiatus Eonu ile Tribrommatus contortus Zonu arasındadır.

Tribrommatus contortus Zonu

Tanım : Tribrommatus bramlettei Brönnimann ve Stradner'in ilk görünümü ile Tribrommatus contortus (Stradner)'un son görünümü arasındaki süreç.

ZÖM tanımlayıcı Hay, 1964,

Yaş : İpresiyen*

Yaygın cins ve türler: Tribrommatus contortus (Stradner), T. bramlettei (Brönnimann ve Stradner), T. orthosylus (Bramlette ve Riedel), Discoaster multiradiatus Bramlette ve Riedel, D. elegans Bramlette ve Sullivan, D. salisburgensis Stradner, D. woodruffi Bramlette ve Riedel, Fasciculithus involutus Bramlette ve Sullivan, Micranthothus inaequalis Martini, M. flos Deflandre, Wmama angulatum Martini, Braarudosphaera bigelowi (Gran ve Braarud) (Şekil 6).

Karşılaştırma ve yorum : Bu zon ilk kez Hay (1964) tarafından tanımlanmış ve Türkiye'de Haymana yöresinde (Toker, 1977) saptanmıştır. Adıyaman yöresinde İpresiyen yaşlı tortularda gözlenen bu zonda bulunan nannoplanktonlardan Braarudosphaera, Micranthothus ve Pemma türlerinin sayıca artması yöredeki sığlaşmanın İpresiyen'den itibaren daha da arttığını belirtmektedir. Adı geçen türlerin Paleosen'in başından itibaren bulunduğu, gerek Haymana yöresinde ve gerekse diğer Avrupa ülkelerinde de görülür. Ancak, Toybeten (Tümrüz) kesitinde en üst Paleosen'den itibaren izlenmesi ve Paleosen'in alt ile orta düzeylerinde bulunmaması dikkat çekicidir. Yöre ve civarında ileride yapılacak çalışmalarla Braarudosphaera, Micrantholithus ve Pemma türlerinin Alt Paleosen'de bulunup bulunmadığı saptanabilir. Şimdilik, Alt Paleosen'de tanımlanamamış olan ekolojik faktörlerden kaynaklanmış olabileceği düşünülmektedir (Şekil 3, 4 ve 8).

Ostrakodlar

İstifte yalnızca Kastei ve Germav Formasyonlarından derlenen örneklerde oldukça zengin bir ostrakod kod faunası saptanmıştır*

Kastei Formasyonu'nun Ölçülü kesitlerle incelenen en üst kesiminde Maestrihtiyen yaşlı Bairdopplata acuticauda (van Veen), B. kamaicensis Pokorny, Hermanites cf. juxta van den Bold, Trachyleberidea geiützi Reuss; Germav Formasyonunda ise Daniyen, Monsiyen, Tanesiyen ve İpresiyen katkılarını karaköterize eden ve aşağıda ayrıntıları verilen ostrakod topluluğu saptanmıştır. Bunlardan Cytherella consueta Deltel, S. gamardensis Deltel, Bairdia cymbua Deltel, B. cf. complanata Ducasse* Bairdopplata gliberti Keij, Krithe kritheformis (van Veen), K. obesa Sönmez-Gökçen istifin Daniyen yaşlı; Kritthe mantensis Meroo, K. obesa Sönmez-Gökçen, Bairdia cymbua Deltel, Cütherella consueta Deltel, C. gamardensis Deltel, Bairdopplata glitarti Keij, Paleomonstrabilia? cf. nodulota Duru ve Gökçen Monsiyen yaşlı; Krithe obesa Sönmez-Gökçen, Quadracythere persica Tambareau, Q. apostolescui Ducasse, Aegirocythere bensoni Pokorny, Actinocythereis coronata (Esker), Bairdopplata gliberti Keij, Oertliella aculeata (Bosquet), Hermanites decoratissima Tambareau, Echiocythere isabemana Oertli, Bairdia cymbua Deltel, B. tenuis Deltel Tanesiyen yaşlı ve Bairdopplata gliberti Keij, Oertliella aculeata (Bosquet), Bairdia crebra Deltel, B. elongata Lienenklaus, Agranocythere bensoni Pokorny, Cytherella münsteri (Roemer), C. gracilis Lienenklaus, C. consueta Deltel, C* cf. triestina Kollmann, Krithe rutoti Keij, Echiocythereis aragonensis Oertli'de İpresiyen yaşlı ikemlerinde bulunmuştur,

SONUÇLAR

Araştırma, Güneydoğu Anadolu'da Adıyaman yöresinde Üst Kretase (Maestrihtiyen)-Orta Eosen (Lütesiyen) zaman aralığında tortullaşmanın kesiksiz olarak devam ettiğini; yalnız istifin Adıyaman batı-

sı ile kuzeydoğusunda ortamsai açıdan farklı olduğunu ortaya koymuştur, Elde edilen sonuçlara göre kuzeydoğuda açık-derin denizel koşullara Üst Maestrihtiyen'de geçilmesine karşın, bu zamanda Adıyaman batısında sığ denizel karbonat kıyı koşulları hüküm sürmekte ve havza derinleşmesi ise Daniyen başından itibaren hızlı bir şekilde gerçekleşmektedir. Ayrıca, batıda sürekli izlenen Antak (Terbüzek) Formasyonu'nun kuzeydoğuda görülmemesi, bu kesimin genellikle bir aşınma ve süpürülme bölgesi olduğunu belirtmektedir.

İstifin biyostratigrafi incelenmesiyle de alttan üste Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius ve Miscellaneousella bentic foraminifer zonları ile Globotruncana stuartiformis, Globotruncana gassseri, Globorotalia pseudobulloides, Globorotalia trimadensis?, Globorotalia uncinata?, Globorotalia angulata, Globorotalia pseudomenardi, Globorotalia veiascoensis, Globorotalia subbotinae, Globorotalia formosa formosa? planktik foraminifer zonlarının ve bunlarla bağıntılı olarak da Uniplanarius trifidus, Cmicplacolithus tennis, Cmasmolithus danieus, Ellipsolithus maeellus, Fasciculithus tympaiiformis, Bgeaster multiradiatus, Tribachiatus contortus gibi nannoplankton zonlarının varlığı ortaya konulmaktadır,

Yine, çalışma sonucu olarak yörede saptanan planktik foraminifer ve nannoplankton biyozonlarının Haymana çevresi ile benzer özellikler taşıdığı da belirtilmiştir (Şekil 7),

KATKI BELİRTME

Amştineyardan Meriç ve Oktay, arazi çalışmaları sırasında hertürlü yardım ve kolaylığı sağlayan T.P.J.L.O, Arama Grubu Başkanlığına ve çalışmayı gerçekleştiren değerli meslekdaşlarına içtenlikle teşekkür ederler.

Yine, araştırmacılarından Meriç, Paléosen Alveolina'ları tayin eden Or, E, Sirel (M.T.A, Genel Müdür'lüğü)'ne teşekkürü bir borç bilir.

BEĞTİMİLEN BELGELER

- Beckman, J.P., ElrHeiny, I., Kernady, M., Said, R., Votti, V., 1967, Standard Planktonic Zones in Egypt : First Inter. Conf, Planktonic Microfossils. 1, 93-103.
- Bolli, M.H., 1951, The genus Globotruncana in the Trinidad, B.W.I. Jour, Palento, 25' 187499,
- Bolü, M.H., 1958, The genera Praeglobotruncana, Rotampora, Globotruncana and Abathomphalus in (the Upper Cretaceous of Trinidad : B.W.J., U.S. Nat, Mus, Bull., 215, 51-60,
- Bolli, M.H., 1966, Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based of planktonic foraminifera : Assoc« Venezuelana Geol. Minería Petrol, 9, 1, 3-32.
- Bramlett©, M.N., and Sullivan, F.R., 1961, Coccolithophorids and related nannoplankton of the

- early Tertiary in California, Micropaleontology, 7, 129474,
- Bukry, D., 1974, Phytoplankton stratigraphy of shore East Africa : D.S.D.P. Initial Repts., 25, 63S 646.
- Bukry, D, ve Bramlette, M.N., 1970, Coccolith age determinations : D.S.D.P. Initial Repts*, 3» 589-611.
- Bull, W.B., 1972, Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic records : In W.K. Hamblin and J.K. Rigby eds., Recognition of ancient Sedimentary environments : Soc. Econ, Paleont, Mineral, Spec, Publ., 16,
- Dalbiez, F., 1955, The genus globotruncana in Tunisia, Micropaleontology, 1, 161-17L
- Dizer, A, ve Meriç, E., 1983, Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen biyostratigrafisi : M.T.A. Dergisi, 95-96, 149-163,
- Douglas, R.G., 1969, Upper Cretaceous planktonic foraminifera in northern California, Part I» Systematics : Micropaleontology, 15 (2), 151-209,
- Ejel, F., 1967, Zones stratigraphiques du Paléogène et problème de la limite Eocène moyen Eocene supérieur dans la région de Damas (Syrie) : Proceed. First Intern. Conf. plancton Microfossils, 2, 175-181.
- El-Nagar, Z.R., 1966, Stratigraphy and planktonic foraminifera of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary succession in the Esna-Idfu region, Nile Valley, Egypt : British Mus. Bull Geology Suppl, 2, 1-263,
- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types : In Ham, W.E., (Ed.) Classification of limestones : A.A.P.G, Mem. 1, 62-84,
- Gökçen, N., 1977, Irmak-Hacıbah-Mahmutlar (Ankara-Yahşyan) Üst Kretase-Paleojen istifinin biyostratigrafik incelemesi : Yerbilimleri, 3, 1-2, 129444, Ankara,
- Haq, B.U., 1971, Paleogene calcareous nannoflora, pt 1, The Paleocene of West central Persia and the Upper Paleocene-Eocene of West Pakistan : Stoch, Contrib. eGol. 25, 1-56.
- Hay, W.W., 1964, Utilisation stratigraphiques des Discostratigraphiques pour la zonation du Paléocène et Eocène Inférieur Bur : Recherches Géologiques et Minières, Mém, 28, 885-889,
- Luterbacher» H., 1975, Planktonic foraminifera of the Paleocene and early Eocene, Passagno section : Schweiz, Paleont Abh., 197, 57-67,
- Martini, E., 1971, Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation : Roma, Proa, Conf, 2nd, 2,739.
- Martini, E., 1976, Cretaceous to recent calcareous nannoplankton from the central Pacific Ocean : D,SJXP. Initial Repts., 33, 384423.
- Meriç, E., 1965, Kahta-Nemrutdağı arasındaki bölgenin jeolojik ve paleontolojik etüdü : 1.Ü.F.R Mecm., B, 30, 1-2, 55407, 1-20.

- Mokier, H.P. ve Hay, W.W., 1967, Calcareous nannoplankton from Early Tertiary rocks at Pont Labau, France and Paleocene-Early Eocene correlations : J. Paleont., 41, 1505-1541,
- Oisson, R.K., 1967* Early Tertiary planktonic foraminiferal zonation of New Jersey : Proc. First, Inter. Conf* Plank. Microfossils, 2, 493-504.
- Perch-Nielsen, K., 1971, Neue coccolithen aus dem Paleozän von Dänemark, der Bucht von Biskaya und dem Eozän der Labrador-See : Bull. Geol. Soc. Denmark, 21, 51-66.
- Perch-Nielsen, K., 1972, Remarks on Late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic-In, D.S.DJP, Initial Repts., 12, 1003-1069,
- Pessagno, I. Gr., 1967, Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain : Paleontogr. Amer., 5 (37), 245-445, 48-10L
- Premoli-Silva, L ve Bolli, M*H., 1973, Late Cretaceous to Eocene planktonic foraminifera and stratigraphy of leg 15 sites in the Caribbean Sea : D.S*D.P., Initial Repts., 15, 499-547.
- Romein, Ä.J.T., 1977, Calcareous nannofossils from the Cretaceous-Tertiary boundary interval in the Barranco del Gredera (Caravaca, Proj. Murcia, SE Spain) : Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch 80, 256-279.
- Romein, AXT.» 1979, Lineages in Early Paleogene calcareous nannoplankton : Utrecht, Microp. Bull., 22, 1-231.
- Roth, P.H., 1973, Calcareous nannofossils : D.S.D.P., Initial Repts., 17, 695-707,
- Sigal, J., Raoult, J-F, Magne, J. 1967, Le Crétacé et l'Eocène a faciès Tellien dans la zone du Kef Sidi Dris : Bull. Soc. géol. de France, 7 (9), 274-282.
- Sungurlu, O., 1974, VI Bölge kuzey sahalarının jeolojisi : Türkiye İkinci Petrol Kongresi Bildirileri, 85-107, Ankara,
- Tansel, L, 1980, Nallıhan ve dolayının biyostratigrafi incelemesi : Yerbilimleri, 54, 31-47, Ankara,
- Toker, V., 1977, Haymana yöresinin (SW Ankara) planktonik foraminifer ve nannoplanktonlarla biyostratigrafik incelemesi : Doçentlik tezi, A.Ü.F.F., 155 s,
- Toker, V., 1980, Haymana yöresi (GB Ankara) Nannoplankton biyostratigrafisi : Türkiye Jeol Kur, Bült., 23, % 165478, 1-2,
- Tuna, D., 1973, VI Bölge litostratigrafi birimleri adlandırmasının açıklayıcı raporu : T.P.A.O., 1-130, Ankara.
- Van Hinte, G.E., 1965, Some foraminifera and correlation of the type Campanian : Proc. Second West African micropaléontological Collogium, 86-88, Ibadan.
- Varol, O., 1983, Late Cretaceous-Paleocene calcareous nannofossils from the Kokaksu section (Zonguldak, Northern Turkey) : N. Jb. Geol. Paläont. Abh, 3, 431-460,
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate faciès in geologic history : Springer-Verlag, 471 p., Berlin, Heidelberg, New York,

Yanım geUş tarihi **21.7.1986**
 Düzeltilmiş ymmml galış tarihi: **64.1987**
 Yapna Yeriüdiği tarih: **20.8*1987**

Salihli güneyinde üste doğru kabalaşan Neojen yaşlı alüvyonel yelpaze çekelleri ve Gediz Grabeni'nin tektonosedimanter gelişimi

Coarsening * upward alluvial fan deposits (Neogene) to the south of Salihli (west Turkey) and tectano * sedimentary development of Gediz Depression

FUZULİ YAĞMURLU, Akdeniz Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İsparta

ÖZ : Salihli güneyinde yayılım gösteren kırıntılı Neojen tortulları, birbirlerinden düşük açılı uyumsuzluk yüzeyleri ile ayrılabilen, alt ve üst kırıntılı birimler şeklinde iki farklı yontemsiz stratigrafi birimine bölünmüştür. Yöredeki kırıntılı Neojen İstifinin toplam kalınlığı 1500 metreye ulaşır, Menderes metamorfik Masifüie ait kayalar, Gediz Grabeni'nin kuzey ve güney kesimlerinde yayılım gösterir.

Yöredeki kırıntılı tortullar egemen olarak, üste doğru kabalaşan ve ardalanma gösteren devresel tortul düzeylerinden yapılıdır. Devresel düzeylerin kalınlığı 5-75 m, arasında olup, kendi içlerinde bileşim ve doku birörnekliliği gösterir. Devresel düzeylerin kalınlığı yanal yönde ve kısa uzaklıklar içinde değişir.

Alt ve üst kırıntılı birimlerin dokusal ve stratigrafi özellikleri, alüvyonal yelpaze ortamında hızla gelişen bir tortul birikimini yansıtır. Her iki birimde ölçülen tortul yapılar, egemen olarak güneyden kuzeye doğru gelişen bir beslenmenin varlığını belgeler,

Gediz çöküntüsünün güney ve kuzey bölümlerinde yeralan tortul fasiyeslerin benzer olmayışı, graben açımının başlangıçta asimetrik bir gelişme gösterdiğini yansıtır. Tektonik ortamın ve subsidansın tortulların gelişimine, dönemi boyunca asimetrik davranışı, çökme-tortullaşma ekseninin zaman içinde aktif olan güney kenara doğru kaymasını sonuçlandırmıştır. Mevsimsel koşulların yanı sıra, havza ekseninin güneydeki temele doğru yer değiştirmesi, üste doğru kabalaşan tortul düzeylerin oluşumunu kararlaştıran en önemli etkenlerden biridir.

Grabenin Neojen dolgusunu oluşturan kırıntılı tortulların depolanması ve ilgili fasiyeslerin dağılımı, büyük bölümüyle çöküntü alanını güneyden sınırlayan listrik şekilli büyüme faylarının kontrolünde gelişmiştir. Bu fayların denetiminde gelişen her çökme evresi, üste doğru kabalaşan devresel bir tortul düzeyi çökmesini sonuçlandırmıştır,

ABSTRACT : The Neogene clastic sediments occurring to south of Salihli are divided into two units which are separated by an unconformity. The sequence, in ascending order, covers lower and upper clastic units. The total thickness of the Neogene clastic sediments is about 1500 meters. The Menderes metamorphic rocks are spreading in the north and south of Gediz depression as the basement rock in the region.

The clastic sediments are made of alternating coarsening-upward cyclothem. The cyclothem vary from 5 to 75 m in thickness showing a relatively uniform grain composition and fabric features. Laterally, the thickness of cyclothem change over short distances, from south to north.

The sedimentary and stratigraphic features of the lower and upper clastic units reflect a fast development of pervasive sedimentation in the alluvial fan environment. Field measurements of internal sedimentary structures of all units indicate that the dominant transport direction is from south to north.

The different sedimentary facies at the southern and northern parts of Gediz depression suggest progression of an asymmetric basin at first stage. The asymmetric characteristics of tectonism and subsidence during the Neogene sedimentation have resulted in the shifting of subsidence axis to the active southern margin. In addition to seasonal conditions, migration of basinal axis to the southern basement is the main factor that causes formation of the coarsening-upward sequence. The clastic sediment deposition and facies distribution of Gediz depression are controlled by listric type growth faults, in the south of depression field, which dominantly east-west trending. Probably, every subsidence phase results in the coarsening-upward cyclothem and is controlled by the growth faults,

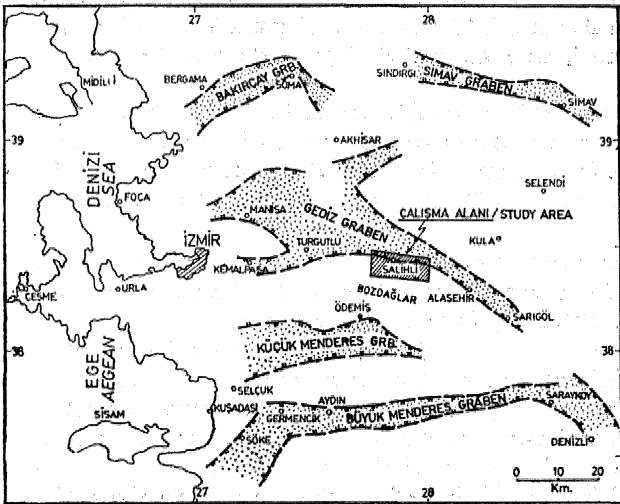
GİRİŞ

Ege Bölgesinin güncel morfolojik yapısı, genetik simetrik yapı özelliği gösteren yaklaşık doğu-batı uzanımlı graben sistemleriyle biçimlendirilmiştir. Belirtilen graben sistemleri, birbirlerine koşut olarak dizilmiş irili ufaklı çöküntü alanlarından meydana gelmiştir (ŞekH 1), Çalışmanın konusunu oluşturan Gediz grabeni, yaklaşık 200 km'ye ulaşan uzunluğu ile, Ege Graben sisteminin en önemli çöküntü alanlarından birini oluşturur.

Bu çalışma, Gediz Grabeni'nin güney bölümünde yer alan kaba kırıntılı tortulların depolanma koşullarının ortaya çıkılmasını ve buna paralel olarak grabenin tektonik evrimine bir yaklaşım yapmayı amaçlamaktadır. Bu nedenle, bölgede geniş yayılım sunan kırıntılı Neojen tortulların stratigrafisi ve sedimentoloji özellikleri, Salihli, yöresinde incelenmiş ve bunların yanal yöndeki uzanımları haritaya işlenmiştir.

Ege Bölgesindeki graben sistemleri ilginç sayılabilecek tektonik yapılar ve önemli jeotermal alanlar içerir. Bu nedenle çok sayıda araştırmacının ilgisi, yakın zamandan beri bu alanlar üzerinde yoğunlaşmıştır. Öte yandan Gediz Grabeni'ni dolduran kırıntılı tortullar yersel olarak, değişik türde ağır minerallerin yanı sıra, altın ve uranyum gibi ekonomik olabilecek kaynaklar içermektedir. Bu nedenle belirtilen kırıntılı tortullar, uzun yıllar MTA gibi uygulamalı kuruluşların ve değişik araştırmacıların (Alpan 1977, Yılmaz 1986, Çağatay ve Arda 1980) çalışmalarına konu olmuştur.

Gediz Grabeni doğu bölümünün deprenselliği ve tektonik özelliklerine dönük çalışmalar Arpa ve Bingöl (1969) tarafından yapılmıştır. Yazarlar, gra-



Şekil 1 : Batı Anadolu'da yer alan graben sistemlerinin dağılımı ve çalışma alanının yeri.
Figure 1 : Distribution of the graben systems of West Anatolia and location of the study area.

benin kuzey ve güney kenarlarının doğu-batı gidişli faylarla sınırlanmış olduklarını ve graben dolgusunun egemen olarak kaba kırıntılı ve az olarak karbonatlı tortullardan oluştuğunu belirtirler, Erol (1982), Gediz çöküntüsünün asimetrik yapıda olduğunu ve güney kenarının aktif olabileceğini vurgular. Şengö (1982), grabeni sınırlayan fayların sığ derinlikli ve listrik (kürek şekilli) özellikte olduğunu belirtir. Çağatay ve Arda (1980), Salifaa güneyinde yayılım gösteren ve egemen olarak çakıltaşından oluşan kırıntılı tortulları, renklerine göre dört ayrı düzeye ayırırlar. Karamânderesi ve Yılmaz (1982), Gediz vadisindeki grabenleşmenin Üst Miyosen'de başladığına değinirler. Yılmaz (1986), grabenin Sarıgöl yöresine karşılık gelen bölümünde, Genç Tersiyer yaşlı kırıntılı tortulların alüvyona! yelpaze ve örgülü akarsu sistemlerinin ürünü olduğunu belirtir. Yazar, yöredeki tortulları, bağlı stratigrafik ilişkilerine dayanarak, «alt ve üst flüviyal birimler» şeklinde iki ana grupta sınıflar, Köçylit (1984), Batı Anadolu'daki graben sistemlerinin Genç Miyosen'de etkin olan kuzey-güney yönlü çekme kuvvetlerinin ürünü olduğunu vurgular,

Yörede Neojen tortullarının yayılım gösterdiği alanlar, derin açılmış dereler ve dik falezlerin gözlemlendiği oldukça sarp ve genç bir topografya sunar. Hızlı bir aşınma yansıtan bu yükseltiler, olasılıkla genç fayların meydana getirdiği basamaklı morfolojik yapılarla ilgili olarak, Salihli ovasına doğru, çöneyden kuzeye dereceli olarak alçalır, Menderes Masifiti'ne ait metamorfik kayaların yayılım gösterdiği alanlar, 2500 metra yüksekliğe ulaşan doğu-batı uzanımlı Bozdağ silsilesini meydana getirmektedir.

Yöntem ve Uygulamalar

Çalışma bölgesinde yer alan kaba kırıntılı tortulların yanal ve düşey yöndeki litofasiyes özelliklerinin belirlenmesi amacıyla, stratigrafik kesit ölçümleri yapılmıştır. Kesit ölçümleri sırasında, yöredeki tortulların üste doğru kabalaşma ve ardalanma gösteren devresel tortul düzeylerinden yapıları olduğu saptanmıştır.

Bir devresel tortul sınırı olarak (cyclotem), ince taneli çakıltaşı ya da kaba kumtaşının hemen alt düzeyi alınmıştır. Bu sınırlar aynı zamanda tortullaşma ile yaşlı aşınma yüzeyleri oldukları için, kolaylıkla ayırd edilebilirler. Genellikle bloklu düzeyler üzerine düzensiz fakat keskin bir dokanakla oturan ince çakıllı ve kumlu tortullar, yersel olarak kanal dolguları şeklinde gözlenir. Böylece bir devresel tortul düzeyi genellikle, ince taneli çakıltaşı veya kaba kumtaş ile başlayıp, çok kaba çakıltaşı veya bloktaş ile son bulmaktadır. Bu nedenle devresel tortul düzeylerin alt sınırı dereceli, üst sınır ise derecelenmesizdir.

Tane büyüklüğü ölçümleri katman kalınlıktan ölçülürken yapılmıştır. Ölçüm yerinin birkaç metrelik yakın kesimindeki alanda yer alan, en büyük çakıltaşı ortalama boyutu, en fazla çakıl büyüklüğü olarak kabul edilmiştir.

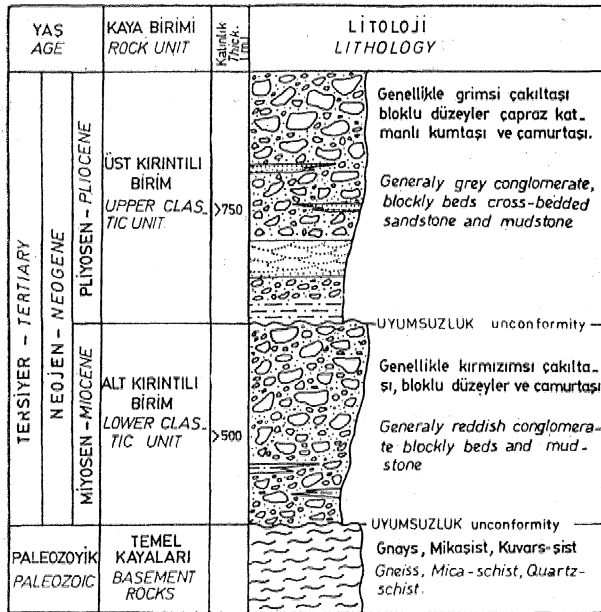
STRATİGRAFİ

Salihli güneyinde yer alan Neojen yaşlı birimler, büyük bölümüyle Menderes Masifi metamorfiklerim* den türemiş olan «kaba kırıntılı tortullardan yapıdır. Genellikle bileşimsel yönden bir örneklik gösteren bu tortullar, bağıl stratigrafi ilişkilerine ve renk ayrıcalığına dayanılarak asbirlere ayrılmıştır. Çal ışma bölgesinde 1500 metre kalınlığa ulaşan bu tortullar, alt ve üst kırıntılı birimler olmak üzere, başlıca iki ayrı yönetsiz stratigrafi birimine bölünmüştür. Alt ve üst kırıntılı birimler, birbirinden aşıl uyumsuzlukla ayrılmışlardır.

Yörede saptanan ikaya birimleri ve bunlar için uygun görülen zaman bölümleri Şekil 1'de sunulmuştur. Paleontolojik yönde bulgular saptanamadığı için, yaşlandırmalar önceki araştırmacılar doğrultusunda (Arpat ve Bingöl 1969, Yılmaz 1986) yapılmıştır. Ayırdedilen kaya birimlerinin jeolojik konumlarını ve yayılımlarını yansıtan jeoloji haritası Şekil 3'de verilmiştir.

Temel Kayaları

Bölgede Menderes Masifi metamorfiklerine ait olan temel kayaları başlıca gnays, mikaşist, mermer, granit ve kuvars-şistlerden yapıdır. Kristalin temel kayaları çalışma alanının güneyinde yayılım gösteren Bozdağ yükseltilerini oluşturur. Sözkonusu temel kayaları önceki çalışmalarda İzdar (1969), Evirgen (1979) ve Yılmaz (1986) tarafından farklı metamorfik fasiyeslere ayrılmıştır, Menderes Masifine ait metamorfik temel kayalarının bağıl stratigrafik konum



Şekil 2 : Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik istifi.

Figure 2 : Generalized stratigraphic section of the study area.

ve özellikleri, bu çalışmanın konusu dışında kaldığından, ayrıntılı olarak incelenmemiştir*

Alt Kırıntılı Birim

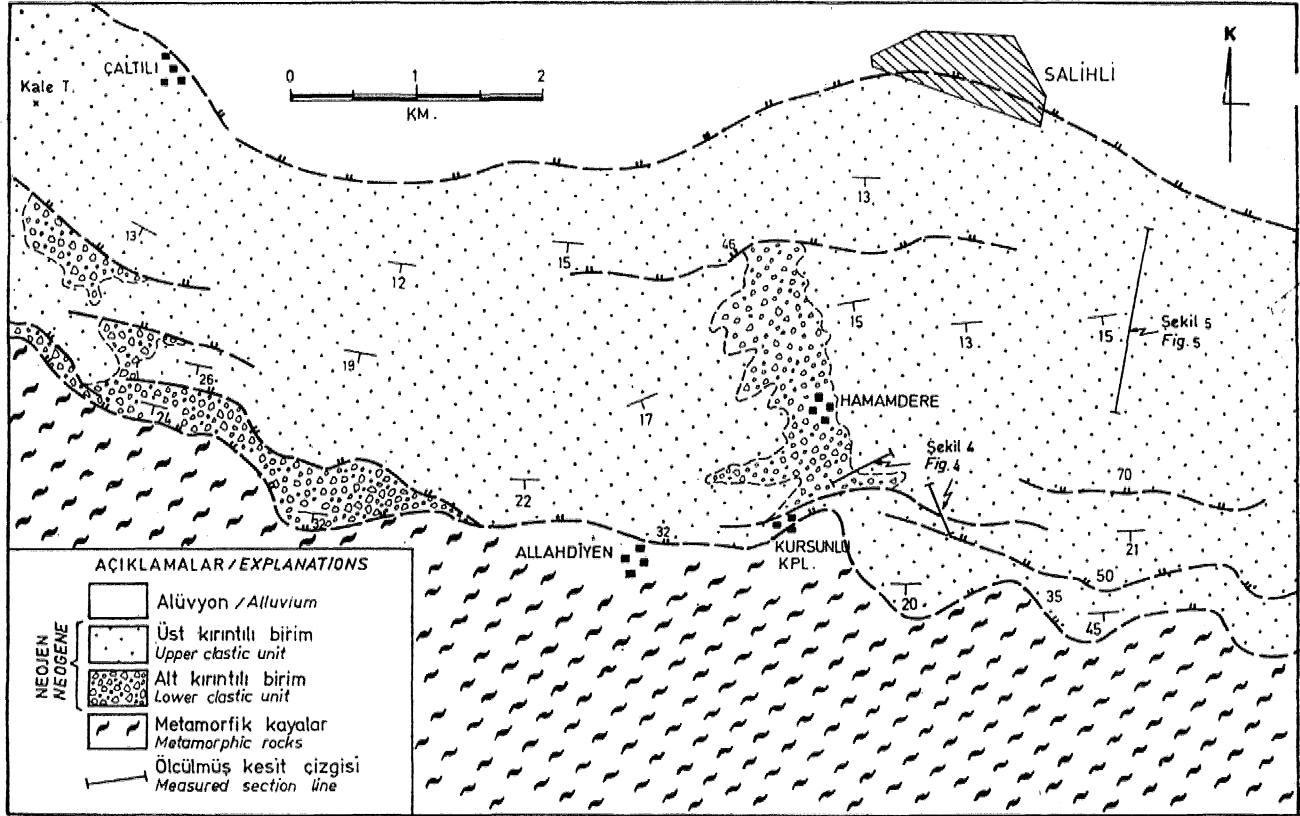
Tanın Başlıca kırmızımsı çakıltaşı, bloktaşı, az olarak kumtaşı ve çamurtaşı arakatıklarından oluşur» Çağatay ve Arda (1980), birime karşılık gelen tortulları, «şarabi renkli çakıltaşı» olarak adlandırmışlardır. Yılmaz (1986), Gediz Grabeni'nin doğu bölümünde birime karşılık gelen tortul dikeyini, «alt flüvyal birim» şeklinde ayırtlamıştır. Birime ait başlıca kesitleri Kırşuniu kaplıcaları çevresinde yer alır.

Litoloji Birimin egemen bileşeni olan çakıltaşı, genellikle koyu kırmızımsı, kötü boyanmak ve yersel orta ile çok kaim düzenli katmanlıdır. Egemen olarak metamorfik kayalardan türeme bileşenler içeren çakıltaşı, tane destekli olup, ince kum ve çamurdan oluşan aramadde kapsar. Bileşen çakıl bolluk derecesine göre kuvars-şist, fillit, mikaşist, granat şist, gnays ve damar kuvarından oluşur. Taneler çakıl ile blok arası büyüklük sınırları içinde olup, genellikle köşeli ve yarı köşeli sınırlara sahiptir. Zayıf tutturulmuş kaba kumtaşı ve çamurtaşıdan oluşan arakatıklar ve bloklu düzeyler çakıltaşı kesiti içinde yersel olarak bulunur. Üste doğru tane kaba laşması, büyük ölçekli oluksal çapraz katmanlanma ve yersel kiremit şekilli çakıl dizilimi, olağan tortul yapılarıdır.

Alt kırmızımsı birimi oluşturan çakıltaşı, genellikle benzer özellik sunan ve ardalanma gösteren devresel tortul düzeyler şeklinde bulunur. Her bir devresel tortul düzeyi 545 m. kalınlıkta olup, kendi içinde üste doğru tane kaba laşması gösterir. Devresel tortul düzeyler çoğunlukla ince-orta taneli çakıltaşı ile başlayıp, bloktaşı ile son bulmaktadır. Bu düzeylerin kalınlığı yanal yönde ve fasa uzaklıklar içinde değişim göstermektedir (Şekil 4).

Alt kırıntılı birime ait çakıltaşlarının yansıttığı bileşimsel ve ham aşamadaki dokusal özellikler, güneyden kuzeye doğru açılım gösteren yakınca ve orta alüvyona! yelpaze ortamına! ait hızlı gelişen çökeli mi öngörür, Birim içinde yer alan tortul yapılar (oluksal çapraz katmanlanma ve kiremit şekilli çakıl dizilimi), yöredeki beslenme egemen olarak güneyden kuzey doğru gelişmiş olduğunu belgeler; Buna paralel olarak, yapılan ölçümlerde K35B ve K30D doğrultularında gelişen beslenme daha az önemi olduğu belirlenmiştir. Beslenme yönlerinde ortaya çıkan farklılıklar, alüvyona! yelpaze ortamı içinde değişik yönlerde pMfen kanal sistemleri ile ilgili olmalıdır,

stratigrafi üşMieri Birimin altlayan metamorfik temel kayaları ile olan dokanağı çoğu yerde ayrıdır. Faya yakın kesimlerde, katmanlar temelinde doğru aşın epmlenmesi, sıcak ve soğuk su kaynakları ile metamorfik kayalarda gözlenen breşlenmeler ve çatafc lastit kuşakları olağandır. Ancak belirtilen fayın gü



Şekil 3 : Çalışma bölgesinin basitleştirilmiş jeolojik haritası.
Figure 3 : Simplified geological map of the study region.

neyinde, alt Kırmıtlı birime alt tortullar ince yamalar şeklinde korunmuş olup, metamorfik temel kayalarını uyumsuz olarak üstler* Birimin kalınlığı, fayın güneyinde kalan alanda aniden artarak bazı kesimlerde 700-800 metreye dek ulaşır. Bazı kesimlerde alt kırıntılı birime ait görünüleinin bulunmaması, doğu-batı yönündeki ani kalınlık değişimlerinin varlığını yansıtır.

Üst Kırıntılı Birim

Tanım Birim, genellikle grimsi ve sarımsı olabirilen çakıltaşı, bloktaşı, kumtaşı ve çamurtaşı bileşenlerinden oluşur. Çağatay ve Arda (1980), üst kırıntılı birime karşılık gelen tortulları, grimsi, sarımsı ve kırmızımsı çakıltaşı düzeyleri şeklinde ayrıntılandırmışlardır. Yılmaz (1986), Sarıgöl yöresinde birime karşılık gelen tortulları, «üst flüviyal birim» şeklinde ayırtlamıştır. Üst kırıntılı birime ait başvurma kesitleri, Kurşunlu-Bahçecik arasında ve Karağaç güneyinde yer alır.

Litoloji Çakıltaşları başlıca grimsi, yersel sarımsı-kahverengidir, Yersel düzenli katmanlı olan çakıltaşları, genellikle zayıf pekleşmiş, kötü boyanmış ve tane desteklidir. Aramada ince kum ve çamurdan yapıldır. Egemen olarak metamorfik kayalardan türemiş bileşenler içerir. Bileşen taneler bolluk derecesine göre, gnays, granit, mikaşist, kuvars şist, da-

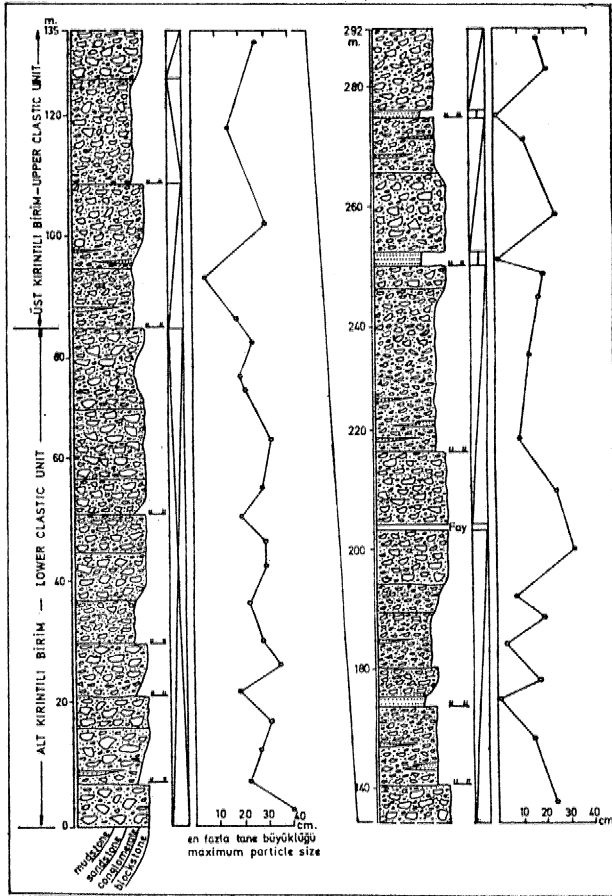
mar kuvarsi ve filitten yapıldır. Taneler genellikle köşeli ile yarı köşeli olup, ince çakıl ile blok arası büyüklük sınırları içindedir. Zayıf tutturulmuş kumtaşı ve çamurtaşı arakatkıan, çakıltaşı kesiti içinde yersel olarak bulunur. Üste doğru tane kabalaşması, büyük ölçekli çapraz katmanlanma ve yersel çakıl yönelmesi gibi tortul yapılar, çakıl taşında olağan olarak bulunur.

Kurutaşları genellikle açık grimsi, zayıf tutturulmuş, orta ile kaba taneli ve yersel çakıllıdır. Egemen olarak metamorfiklerden türemiş bileşenler içerir. Tane derecelenmesi, düzlemsel ve çapraz katmanlanma ve yersel çamurtaşı arakatkıan, kumtaşı kesiti içinde olağan tortul yapılarıdır,

Çamurtaşları çoğunlukla orta-koyu grimsi, düzensiz yanlım ve yersel kömürleşmiş bitki kalıntılıdır. Organik maddece zengin çamurtaşlardan alınan palinolojik örnekler steril çıktığı için, yaş tayini yapılamamıştır.

Birim, alt kırıntılı birime benzer olarak üste doğru kabalaşan ve ardalanma gösteren, bir örnek bileşim ve doku özelliği sunan devresel tortul düzeylerindedir (Şekil 5)* Devresel tortul düzeylerin kalınlığı, 8-75 m. arasında olup, yanal yönde ve kısa uzaklıklar içinde hızlı değişimler gösterir,

Üst kırıntılı birim içinde yeralan çakıltaşlarının katman kalınlıkları ve tane boyutları, birimin üst



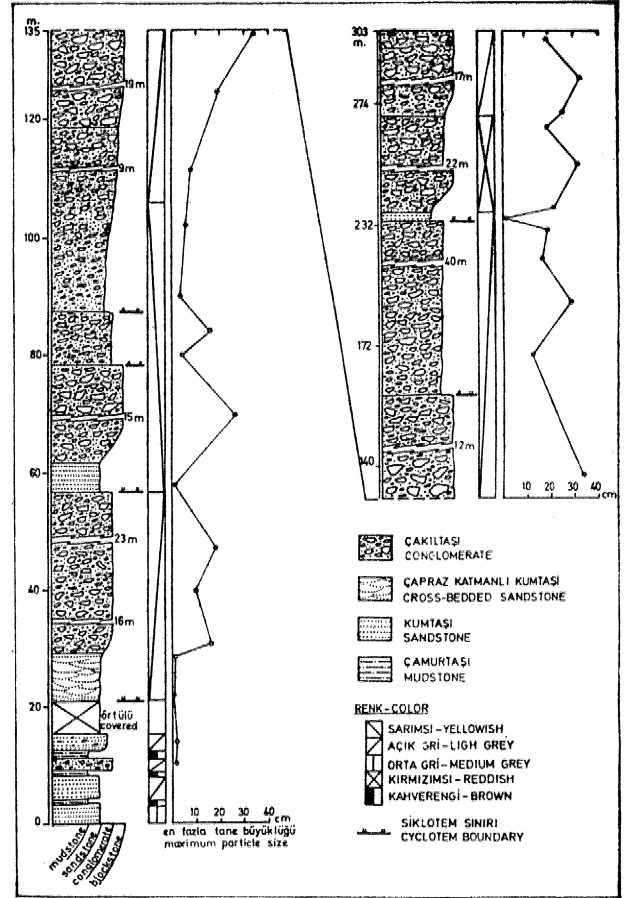
Şekil 4 : Alt ve üst kırıntılı birimlere ait ölçülmüş stratigrafi istifi. Açıklamalar Şekil 5'de verilmiştir.

Figure 4 : Measured stratigraphic sequence of the lower and upper clastic units. Explanations are given in Fig. 5.

bölmelerine doğru giderek artar. Birimin alt bölümünde yaygın olarak bulunan kumtaşı ve çamurtaşı aradüzeyleri üst bölümlerde çok az görülür. Diğer taraftan çapraz katmanlı kumtaşı ve çamurtaşı arakatkıları güneyden kuzeye doğru egemenlesin Buna bağlı olarak çakıltaşları tane boyutları da güneyden kuzeye doğru dereceli olarak azalır.

Üst kırıntılı birime ait tortul bileşenlerin yansıttığı bileşim, doku ve yanal yöndeki stratigrafi özellikleri, egemen olarak güneyden kuzeye doğru açınım gösteren, orta ve iraksak alüvyonal yelpaze ortamında gelişen bir çökelişi Öngörür, Ancak üst kırıntılı birim içinde yaygın olarak gözlenen çakıltaşı kanal dolguları ile çapraz katmanlı kumtaşı ve çamurtaşı bileşenleri kuzeye doğru artmaktadır. Bu veriler, alüvyonal yelpaze ortamının kuzeye doğru giderek örgütlü akarsu sistemine geçtiği yönünde değerlendirilebilir.

Birim içinde yeralan tortul yapılar, beslenmenin alt kırıntılı birime benzer olarak, genellikle güneyden kuzeye doğru gelişmiş okluğunu belirtir, Diğer



Şekil 5 : Üst kırıntılı birime ait ölçülmüş stratigrafi kesiti.

Figure 5 : Measured stratigraphic sequence of the upper clastic unit.

tarafından K55B ile K60B arasında dağılım gösteren farklı beslenme yönlerinin, ikinci derecede Önemli olduğu saptanmıştır» Ancak bu değerler üst kırıntılı birime ait çökeltme ortamlarında değişik yönlere gelişebilen kanal sistemlerinin varlığını göstermesi bakımından önemlidir.

Stratigrafi ilişkileri Üst kırıntılı birime «it tortullar, alt kırıntılı birimi düşük açılı bir uyumsuzlukla üstler. Dokanağa ait tipik görünüler, Kurşunlu Bahçecik yolunda ve Göbekli köyü doğusunda yer alır. Alt kırıntılı birimin gözlenemediği kesimlerde, üst kırıntılı birim ile metamorfik temel arasındaki dokanak çoğu yerde faylıdır. Bu faya yakın kesimlerde, üst kırıntılı birime ait katmanlar metamorfik temel kayalanna doğru eğimlenmiş (baok-tiitng) olarak bulunur, Fayın güneyinde kalan kesimlerde üst kırıntılı birime ait tortullar çok ince yamalar şeklinde bulunmasına karşın, fayın kuzeyindeki alanlarda 700-750 m, kalınlığa dek ulaşmaktadır.

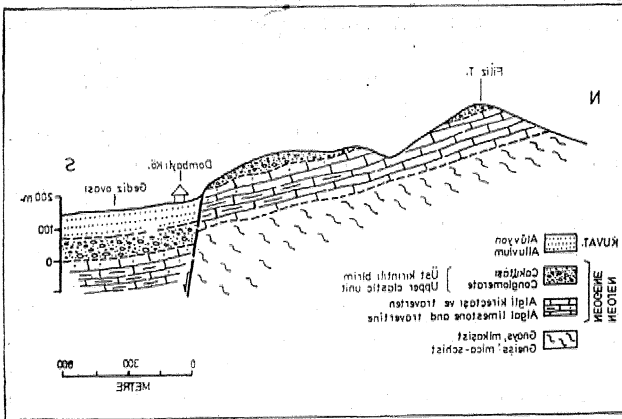
Yöredeki Neojen tortullarının yayılımını ve kalınlığını kontrol eden bu graben kenar fayı, aynı zamanda tortullaşma boyunca etkinliğini sürdürmüş bir büyüme fayı (growth fault) niteliğindedir, Sö?

konusu büyüme fayı diğer taraftan alt ve üst kırıntılı bilimler arasındaki açılma uyumsuzluğun ortaya çıkmasına da neden olmuştur. Büyük olasılıkla alt kırıntılı birimin çökmesinden sonra tortullaşmada bir kesiklik meydana gelmiş olmalıdır. Bu kesiklik, güneydeki metamorfik beslenme alanında gelişen morfolojik değişimlere bağlanabilir. Belirtilen tortul kesikliliği döneminde, büyüme fayının (= grabenin güney kenar fayı) devam eden etkinliği sonucu, alt kırıntılı birime ait tortullar faya doğru eğim kazanmışlardır. Eğimlenmiş olan alt kırıntılı birime ait düzeyler üzerine, daha sonra üst kırıntılı birime ait tortullar, açılma uyumsuzlukla çökmüştür.

Metamorfik temel kayalarını Neojen tortullarından ayıran bu faya ait gözlenebilen kayma yüzeyleri, kuzeye doğru en fazla 35 derece eğimlidir. Fayın kuzeyinde bulunan alt ve üst kırıntılı birimlere ait katmanlar, faya doğru (güneye) 45 dereceye ulaşan eğimlenmeler kazanmıştır (backtilting). Bu durum, faym yüzeyde gözlenebilen eğitiminin derinlere doğru daha da azalacağını ve listrik şekilli olabileceğini göstermektedir.

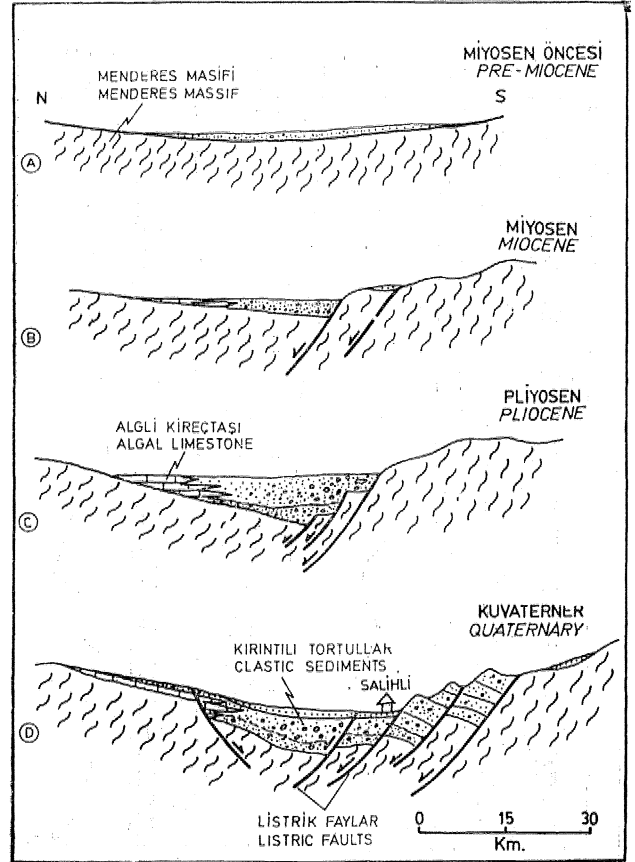
DEPOLANMAMIN ORTAMSAL ÖZELLİKLERİ

Alt ve üst kırıntılı birimler, egemen olarak kırmızımsı ile grimsi arasında değişen, ham dokusal aşamadaki çakıllardan ve bloklu düzeylerden yapıldır. Çakılların dokusal ve stratigrafik özellikleri yanısıra, çakıl ile blok arası değişen çakıl bütüşenleri, alüvyonal yelpaze ortamında gelişen çok hızlı tortul birikimini yansıtır. Çakılların egemen olarak köşeli ile yarı köşeli arası değişen metamorfik bileşenlerden yapıları oluşu, çok yakın bir beslenme alanının öngörür. Çakıllar ve kumtaşlarda yer alan tortul yapılar, güneyden kuzeye doğru gelişen bir beslenmenin varlığını belgeler,



Şekil 6 : Gediz Grabeni'nin kuzey kenarında (Adala yöresi) yer alan kaya birimleri ve bunlar arasındaki ilişkileri yansıtan jeolojik kesit.

Figure 6 : Geological cross section of the northern margin of Gediz depression (Adala region).



Şekil 7 : Gediz Grabeni'nin Miyosen öncesi den günümüze değin geçirdiği olası evrimi, Grabenin ilksel açılımı asimetrik özellik*tedir. Simetrik yapı özelliği, Pliosen'den sonra gelişmiş olmalıdır.

Figure 7 : Probable evolution of the Gediz depression from pre-miocene to recent. The Gediz depression is an asymmetric basin in first phase. The symmetric structure is developed after the Pliocene.

Birimlerin doğu-batı yönünde gösterdiği yanal ani kalınlık değişimleri, alüvyonal yelpaze ortamına ait tümsek yığılımlı bir-ikinci konilerinin varlığını destekler yönde değerlendirilebilir. Alt kırıntılı birimin egemen kırmızımsı rengi, metamorfik temel kayaları üzerinde bulunan paleotoprak örtüsünün kısa zaman aralığı içinde birikim alanına taşınmış olduğunu gösterir. Birimlerin kuzeyden güneye doğru gösterdikleri kalınlık artışları, Neojen tortullarını metamorfik temelden ayıran faym, tortullaşma boyunca aktifliğini korumuş bir büyüme fayı (growth fault) olduğunu belgeler. Bu nedenle sözkonusu büyüme fayına yakın kesimlerde, en fazla tortul kalınlığı yer alır*.

Üst kırıntılı birime ait tortulların yanal yönde gösterdiği değişimler, alüvyonal yelpaze ortamının güneyden kuzeye, örgülü akarsu sistemine doğru açılmış olabileceğini yansıtır.

Alt ve üst kırıntılı birimler, egemen olarak üste doğru kabalaşan ve ardalama gösteren bol çakıllı devresel tortul düzeylerinden oluşur. Bu devresellik, mevsimsel koşullara bağlı olduğu kadar, birbiri üzerine yığılan veya tekrarlanan alüvyona! yelpaze birimlerinin oluşumuyla açıklanabilir,

Diğer taraftan, grabenin kuzey kenarında Âdala yöresinde yapılan gözlemlerde, gösel fasiyesteki algli kireçtaşların doğrudan metamorfikler üzerine faylı olmayan bir dokanakla geldiği saptanmıştır (Şekil 6). Çalışma bölgesinde 1500 metre kalınlığa ulaşan kaba kırıntılı tortullar, bu yörede incelmış olarak bulunur» Buna göre Neojen süresi boyunca, grabenin kuzey bölümünde tatlısu karbonat fasiyesi egemen olurken, güney bölümünde kaba kırıntılı tortulların çökeline yolaçan alüvyona! yelpaze ve örgülü akarsu sistemleri egemen olmalıdır.

Gediz Grabeni'nin güney ve kuzey bölümlerinde yeralan tortul fasiyelerin benzer olmayışı, sözkonusu grabenin başlangıçtaki açınımının asimetrik özellikte olduğunu gösterir, Grabenin asimetrik özelliği, güney kenardaki tektonik etkinliğin tortullaşma boyunca aktif oluşuyla ilgilidir. Tektonik etkinliğin ya da sübidansın çökme dönemi boyunca asimetrik davranışı, çökme-tortullaşma ekseninin (diğer bir deyimle havza ekseninin), zaman içinde aktif kenara doğru kaymasını sonuçlar, Bu nedenle, yaklaşık doğu-batı uzammlı çökme-tortullaşma ekseninin, büyüme faylarına bağlı olarak güneydeki temele doğru yer değiştirmesi, üste doğru kabalaşan tortul istifin oluşumunu kararlaayan en önemli etkenlerden biridir. Diğer taraftan tortullaşma ekseninin güneye doğru yer değiştirmesine bağlı olarak listrik şekilli büyüme faylarının da etkisiyle, alüvyona! tortullar güneye doğru eğimlenmişlerdir» Bu şekilde fay sistemleri ile gelişen havza örnekleri Steel ve dağ, (1977) tarafından incelenmiştir.

Gediz Grabeni'nde saptanan tortullaşma modeli ve bunun tektoniğe bağlı evrimi, Şekil 7'de gösterilmiştir. Bu modele göre havzanın güney kenarı faylı olup, başlangıçtaki açınımı asimetrik bir graben oluşumu şeklindedir, Grabenin güneyinde 1500 metreye ulaşan çakıltaşlarının tane bileşenleri, yakın çevrede bulunan metamorfik temel kayalarından türemiştir. Paylanmaya bağlı gelişen her çökme evresi, üste doğru kabalaşan devresel bir tortul düzeyin çökmesini sonuçlamıştır. Buna karşın, kuzey bölümde egemen olarak karbonatlı tortullar gelişmiştir. Her iki tortul fasiyes arasında dokanaklar yanal yönde girik olmalıdır.

Neojen süresi boyunca asimetrik bir açınım göstermiş olan Gediz Grabeni, olasılıkla Kuvaterner'de simetrik bir yapı özelliği kazanmaya başlamıştır (Şekil 7-D). Diğer bir anlatımla, grabenin güncel simetrik yapısı, Neojen'den sonra artan çökme miktarına bağlı olarak, kuzey kenarın giderek faydalanması sonucu ortaya çıkmış olmalıdır.

SONUÇLAR

Salihli, güneyinde yeralan ve jeolojik harita verilerine göre kalınlığı 1500 metreye ulaşan Neojen yaşlı kaba kırıntılı "tortullar, bağlı stratigrafi ilişkilerine dayanılarak, alt ve üst kırıntılı birimler şeklinde iki ayrı kaya birimine bölünmüştür, Alt ve üst kırıntılı birimler arasındaki dokanaklar her yerde uyumsuzluktur, Menderes metamorfik masifine ait kayalar, Gediz-Grabeni'nin kuzey ve güney kesimlerinde yayılım gösterir.

Yöredeki kırıntılı tortullar egemen olarak, üste doğru kabalaşan ve ardalama gösteren devresel tortul düzeylerinde (eyclotem) yapılıdır, Devresel tortul düzeylerinin kalınlığı 5-75 metre arasında olup, bileşim ve doku birörnekliliği gösterir, Devresel tortul düzeylerin kalınlığı yanal yönde ve kısa uzaklıklar içinde değişim göstermektedir.

Alt ve üst kırıntılı birimlerin dokusal ve stratigrafi özellikleri, alüvyona! yelpaze ortamında hızlı gelişen bir tortullaşmayı yansıtır. Çakıltaşlarının egemen olarak hem dokusal özellikteki metamorfik bileşenlerden yapıları oluşu, çok yakın bir beslenme alanını öngörür. Her iki birimde ölçülen tortul yapılar, güneyden kuzeye doğru gelişen bir beslenmenin varlığını belgeler,

Gediz Grabeni'nin güney ve kuzey bölümlerinde yeralan tortul fasiyelerin benzer olmayışı, graben açınımının başlangıçta asimetrik bir gelişme gösterdiğini yansıtır. Tektonik etkinliğin ve sübidansın çökme dönemi boyunca asimetrik davranışı, çökme-tortullaşma ekseninin (diğer bir deyimle havza eksenini), zaman içinde aktif olan güney kenara doğru kaymasını sonuçlar, Havza ekseninin temele doğru yer değiştirmesi ve ortamın giderek sıkışması, üste doğru kabalaşan tortul istifin oluşumunu kararlaayan en önemli etkenlerden biridir»

Grabeni Neojen dolgusunu oluşturan kırıntılı ve karbonatlı tortulların çökme ile ilgili fasiyelerin dağılımı, büyük bölümüyle graben! güneyden sınırlayan listrik şekilli büyüme faylarının kontrolünde gelişmiştir. Bu fayların denetiminde gelişen her çökme evresi, üste doğru kabalaşan devresel bir tortul düzeyin çökmesini sonuçlamıştır.

Neojen süresi boyunca asimetrik bir açınım göstermiş olan Gediz çöküntüsü, tortullaşmayı izleyen dönemde, olasılıkla Kuvaterner'de simetrik bir graben Özelliği kazanmaya başlamıştır,

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alpan, T., 1977, SaMhM-Sart altm aramaları, MTA, Rap., (yayınlanmamış), Ankara,
 Arpat, E, ve Bingöl, E., 1969, Ege Bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler: MTA Derg., 73, 1-10.
 Çağatay, A, ve Arda, Ö., 1980, Altın içerikli Manisa* Salihli Şart konglomeralannın ağır mineralleri: Jeoloji Müh. BÖrg., 10, 49-65,

- Erol, O., 1982, Bati Anadolu'nun genç tektoniğinin jeomorfolojik sonuçları: Bati Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması: Türkiye Jeoloji Kur., yayını, 15-21.
- Evirgen, M., 1979, Menderes Masifi kuzey kesiminde (Ödemiş, Bayındır, Turgutlu) gelişen metamorfizma ve bazı ender parajenezler: Türkiye Jeoloji Kur., Bülteni, 224, 109415.
- İzdar, E., 1969, Mendjeres kristalin masifi kuzey kısmının jeolojik yapısı, petrografisi ve metamorfizması hakkında: Doç. tezi Ege Üniv. Yerb. Fak., Bornova-İzmir.
- Karamaneri, İ.H. ve Yılmaz, S., 1982, Gediz va* dışında genç tektonik olaylar ve buna bağlı jeotermal enerji olanakları* Türkiye Jeoloji Kurultayı, bildiri özetleri, s. 66.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişmeler: Türkiye Jeol. Kur. Bül. 27/1, 147.
- Steel, R.X., Maehle, S., Nilsen, H., Roe, J.L. and Spinnangr, A., 1977, Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway, Sedimentary response* to tectonic events: Geol. Soc. of America Bull, v, 88, p. 11244134,
- Şengör, A.M.C*, 1982, Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler: Bati Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması, Türkiye Jeol. Kur., yayını, 59-72.
- Yılmaz, H., 1986, Yeşilyurt (Alaşehir) sahasındaki uranyum belirtilerinin kökeni ve bunların depolanma sonrası aberasyonlarla tarihi: Türkiye Jeol. Kur. Bül t. 294, 43^53,
- Yayın geliş tarihi: 15.3.1986
PCyeltlmiş yazının geliş tarihi! 14.11.1986
Yayına verilmiş tarihi: 20.8.1987

Armutlu yarımadasında Kretase Paleosen ilişkisi

Cretaceous-Paleocene relation in the Armutlu Peninsula

SİMAV BARGU, İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul
MEHMET SAKINÇ, İstanbul Üniversite, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

ÖZ: Armutlu Yarımadası'nda, Karamürsel ile İznik Gölü arasında İcalan bölgede yapılan araştırmanın amacı, Kretase ile Paleosen birimleri arasındaki ilişkiyi kayaç özellikleri ve fosil topluluklarına göre saptamak ve elde edilen sonuçları bölgesel verilerle karşılaştırıp konuya açıklık getirmektir,

Merdigöz Formasyonu ile « üzerinde uyumlu olarak yer alan Dereköy Formasyonu bölgenin Fermiyer öncesi temelini oluşturan metamorfik birimlerdir.

Bu temelin üzerinde uyumsuz olarak bulunan ve litik arenit, biyomikrit, killi biyomikrit gibi kayalarından oluşan Kokarca Formasyonu Üst Kretase (Mestrişiyen) sonuna doğru derinleşen bir deniz çökeltme ürünüdür. Bu birim, üzerinde uyumlu olarak bulunan ve Alt-Üst Paleosen (Daniyen-Thanesiyen) yaşında olan kalsisiltit, biyomikrit, killi biyomikrit, kumlu biosparit ve biosparit gibi kavalardan meydana gelen Yağhane Kireçtaşı ile dereceli geçişlidir. Yağhane Kireçtaşı gittikçe siglasan bir denizde oluşmuştur.

Kokarca Formasyonu ve Yağhane Kireçtaşı, doğu-batı doğrultusunda uzanan Kızderbent Andeziti ile uyumsuz olarak örtülmüştür.

ABSTRACT: In the Armutlu Peninsula, the aim of the investigation made in the region between Karamürsel and Lake İznik, is to determine the relation between the Cretaceous and Paleocene units in terms of rock specifications and fossil groups, and to bring classification to the subject by comparing the results with regional data,

Merdigöz formation and Dereköy formation which overlies it conformably are the metamorphic units making up the basement of the Pre-Permian of the region.

Kokarca formation, which is unconformable on this basement, and is made of rocks as arenite, biomicrite and clayey biomicrite, is the sedimentary product of a sea which is getting deeper towards end of Upper Cretaceous (Maastrichtian). This unit is graded transitional with Lower-Upper Paleocene (Danian-Thanesian) aged Yağhane limestone which overlies it conformably and consists of rocks as calcisiltite, biomicrite, clayey biomicrite, sandy biosparite and biosparite. Yağhane limestone is a product of a sea which gets shallower gradually.

Kokarca formation and Yağhane limestone is covered nonconformably by Kızderbent andesite lying in east-west direction.

GİRİŞ

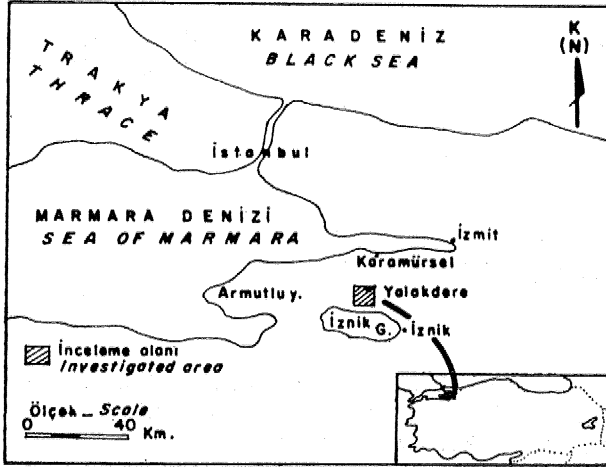
Kuzeybatı Anadolu'da, uzun yıllardan beri yapılan değişik amaçlı birçok çalışmada, Kretase ile Paleosen arasındaki ilişkiyi değişik açılardan değinerek yer yer farklı görüşler savunulmuştur.

İnceleme alanının da içinde yer aldığı Armutlu Yarımadası'nda, Paleosen ve Eosen yaşlı birimlerin beraberce Üst Kretase üzerinde uyumsuz olarak bu-

lundukları (Akartuna, 1968), bölgenin hemen güneyinde İznik dolaylarında Üst Kretase üzerinde, Alt-Orta Paleosen (Daniyen-Monsiyen) in uyumlu ve dereceli geçişli olduğu (Bargu, 1979) belirtilmiştir.

Bu çalışmada, farklı görüşleri de dikkate alarak, Karamürsel ile İznik Gölü arasında kalan bölgede (şekil 1) Kretase ile Paleosen birimleri arasındaki ilişkinin, yapılam jeoloji haritasında (şekil 2) ayrılan kayastratigrafi birimleri ile bunlardan ya-

puan Ölçülü stratigrafi kesitleri yardımıyla araştırılması amaçlanmıştır.



Şekil 1 : İnceleme alanının buldu haritası.
Figure 1 : Location map of the investigated area.

Ölçülü kesitlerde saptanan fosil toplulukları ve kayaların zaman ve alan içindeki değişimleri, batıdan doğuya ve güneyden kuzeye doğru incelenerek konuya açıklık getirilmiş ve birimlerin çökme ilişkileri açıklanmıştır.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanında, Merdigöz Formasyonu ile bu birimin üzerinde uyumlu olarak bulunan Dereköy

Formasyonu, yörenin Permokarbonifer öncesi (Akartuna, 1968) ve Permien öncesi (Bargu, 1979) temelini oluşturan metamorfik birimlerdir. Dereköy Formasyonu üzerinde, en yaşlı tortul birim olan Üst Kretas© (Mestriştiyen) yaşlı Kokarca Formasyonu uyumsuz olarak bulunur* Bunun da üzerinde Alt-Üst Paleosen yaşlı Yağhan© Kireçtaşı uyumlu ve derecöli geçişli olarak yer alır.

Merdigöz Formasyonu (Pzm)

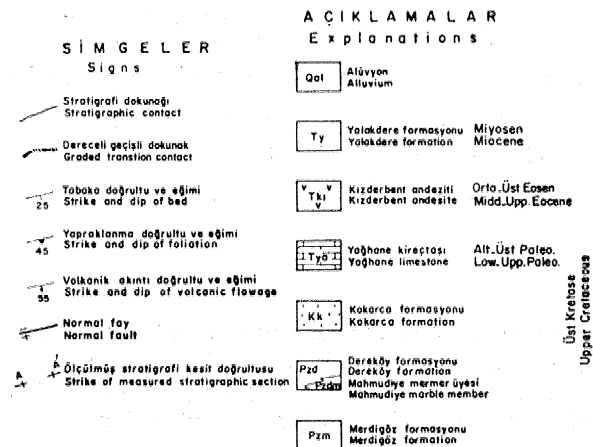
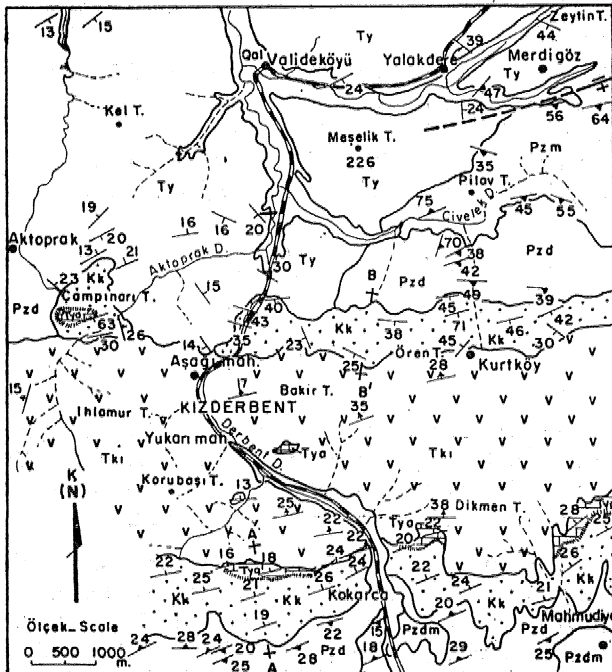
Bölgenin kuzeydoğusunda Merdigöz Köyü dolayında tipik olarak görüldüğünden, Merdigöz formasyonu olarak adlandırılan (Bargu ve Sakmç, 1984) birim, gnays-sik granit, milonitik gnays, blastomilonit gibi kataklastik kayalar ile amfibolit ve amfibol şistlerden oluşmuştur.

Dereköy Formasyonu (Pzd)

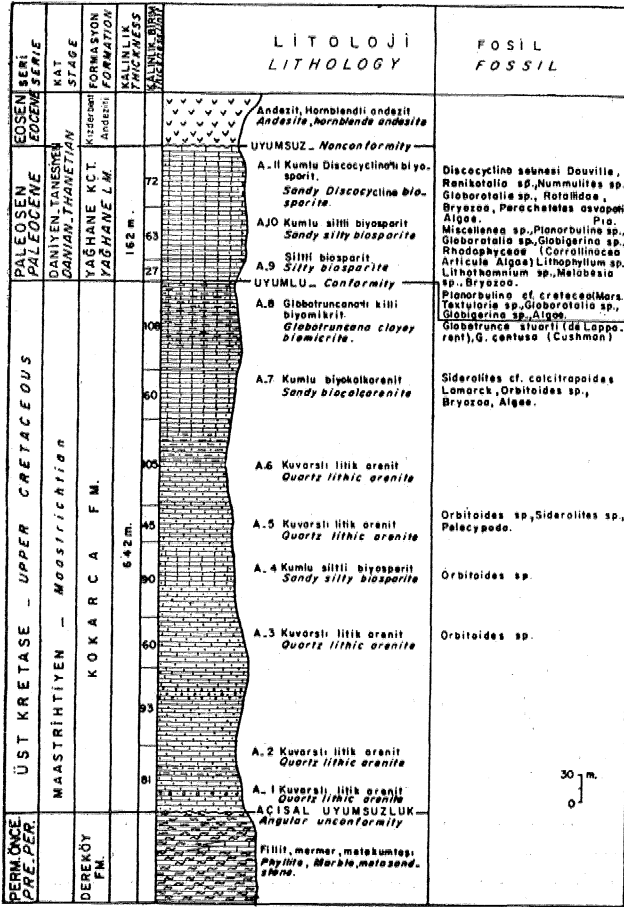
izmit İlçe merkezi kuzeydoğusunda yüzeyleyen Dereköy metamorfikleri (Bargu, 1979) indeleme alanının kuzeydoğusunda, batısında ve güneyinde aynı özelliklerde izlenir, Merdigöz Formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunan bu birim, fillit, metakumtaşı, kuvars şist, mermer ve arakatki halindeki metabazit gibi kayalardan meydana gelmiştir,

Mahmutüye Mermer Üyesi (Pzdm) Mahmutiye ve Kokarca Köyleri dolayında tipik olarak görülür, Mahmutiye Mermer Üyesi (Bargu ve Sakmç, 1984) Dereköy Formasyonu içinde genelde mercek şeklindedir. Gri, gri-beyaz görünüm sunan mermerler, eklemlili ve kırıklı bir yapıya sahiptir.

İncelenen alanında, metamorfik kayalardan oluşan bu iki birim üzerinde Üst Kretase (Mestriştiyen) yaşlı Kokarca Formasyonu ve daha genç tortullar uyumsuz olarak bulunurlar. Bu nedenle bu birimleri topluca, bölgenin Üst Kretase Öncesi temeli olarak değerlendirmek mümkündür. Ancak, ha-



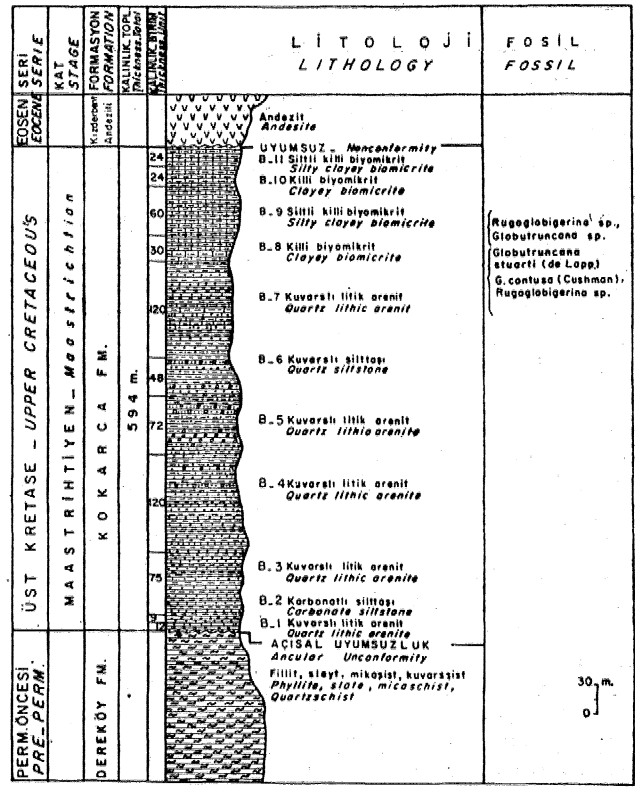
Şekil 2 : İnceleme alanının jeoloji haritası.
Figure 2 : Geologic map of the investigated area.



Şekil 3 : Kocarca Formasyonu ve Yağhane Kireçtaşı'nın Kışla Tepe'de ölçülmüş stratigrafi kesiti (Haritadaki A-A'kesiti).
Figure 3 : Measured stratigraphical section of Kocarca formation and Yağhane limestone at Kışla Tepe (A-A' section line on the map).

ritamın dışında kalan ve yörenin doğu-güneydoğusunda yeralan aynı özellikteki metamorfik kayaların Parinökarbonifer Öncesine ait olduğu (Akartmm, 1968) ve İznik Gölü güneyinde DerekÖy Metamorfitle-ri olarak adlandırılan birimin yaşının da Permiyen Öncesi (Bargu, 1979) olabileceği belirtilmiştir. Bu görüşlere göre, metamorfik kayalardan oluşan Mer« digöz ve DerekÖy Formasyonlarının, bölgenin Permiyen öncesi temeline ait olduğu düşünülmektedir. Kocarca Formasyonu (Ek)

Kocarca Köyü dolayında ve Kurtköy'ün kuzeyinde, doğubatı doğrultusunda uzanarak yüzçylenmiştir. Kocarca Formasyonu'nun (Bargu ve Salıncı, 1984) alt ve üst birimlerle olan ilişkisinin en iyi görüldüğü Kışla Tepe'de ve Kızderbent Köyü kuzeyinde yapılan ölçülmüş stratigrafi kesitlerinde, Kışla Tepe'de (şekil 3) : Kuvarslı litik arenit, litik arenit, kumlu siltli biyosparit, kumlu biyokalkarenit, Globotruncana kili biyomikrit, Kızderbent kuzeyinde (şekil 4): Litik arenit, karbonatlı silttaş, kuvarslı litik are-



Şekil 4 : Kocarca Formasyonu'nun Kızderbent'te ölçülmüş stratigrafi kesiti (Haritadaki B-B'kesiti).
Figure 4 : Measured stratigraphical section of Kocarca formation and Kızderbert (B-B' section line on the map)

nit, Mili biyomikrit ve siltli Mili biyomikrit gibi kayalar saptanmıştır. Bu iki kesitteki arenit seviyelerinde fosilleşmiş organizma kalıntıları azdır. Ancak, arenitlerin karbonatça zengin düzeylerinde, Orbitoides apkulatus Schlumberger ve Siderolitea sp, bulunmaktadır. Ayrıca, diğer seviyelerde görülen Siderolites cf. calcitropoides Lamarck, Orbitoides apiculatus Schlumberger, Globotruncana Stuarti (Cushman) gibi fosillere göre yaşı Mestrişiyen olarak belirlenen (Bargu ve Sakmç, 1984) birimin toplam kalınlığı- Kışla Tepe'de 642 m, Kızderbent Köyünde 594 m. dir,

Dereköy-Formasyonu ile uyumsuz olan bu birimin üzerinde Alt-Üst Paleosen yaşlı Yağhane Kireç* taşı uyumlu ve dereceli geçişli olarak yer alır. Doğubatı doğrultusunda uzanan Orta-Üst Eosen (Akar-tuna, 1968; Bargu, 1979) yaşlı Kızderbent Andeziti (Bargu ve Sakmç, 1984), gene aynı doğrultuda uzanan Kocarca Formasyonunu ve Yağhane Kireçtaşı 'm uyumsuz olarak yer yw örtmüştür. Ayrıca, Miyosen yaşlı Yalakedere Formasyonu (Bargu ve Sakmç, 1984) ve Kuvaterner yaşlı oluşuklar bu birimin üzerinde uyumsuz olarak bulunan genç tortullardır«

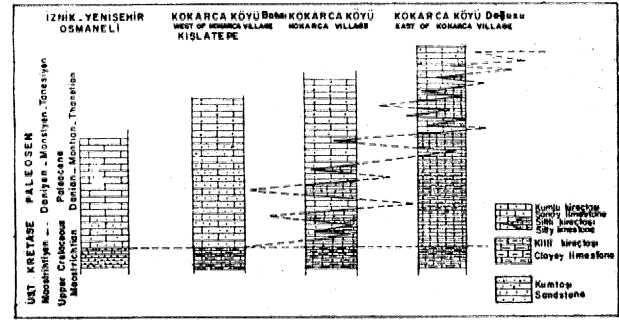
Yağhane Kireçtaşı (Tya)

İnceleme alanının orta ve güney kesimlerinde, Özellikle Çampınar Tepe'de, Kışla Tepe'de ve Dikmen Tepe'nin güneybatısında yüzeyleyen bu birim, İznik Gölü güneyindeki Alt-Örta Paleosen yaşlı kireçtaşı için adlandırılmıştır (Bargu, 1979). Kışla Tepe'de yapılan Ölçülü stratigrafi kesitinde (Şekil 3), Mestriş* üyen yaşlı Kokarca Formasyonu üzerinde uyumlu ve dereceli geçişli olarak; siltli biyosparit, kumlu sütlü biyosparit ve kumlu Biseoeyelma'lı biyosparit'ten oluşan istifte : *Discocyclina scunesi* (Douville), *Nummulltes sp.*, *Miscel&mea sp.*, *Ranikotalia sp.*, *PlanörbuMna cf. cretacea* (Marsson), *Planorbulina sp.*, *Globorotalia sp.*, *Globigerina sp.*, *Rotaliidae*, *Parachet©tes asvapatü Pia*, *CoralHnacea algae* ve *bryozoa* gibi fosiller saptanmıştır. Ayrıca, yörenin doğusunda, Kokarca formasyonu ile Yağhane Kireçtaşı'ndan alttan yukarıya doğru sistematik olarak derlenen kayaç örneklerinde, Üst Kretase'nin üst seviyeleri (Mestriştiyen) pelajik fasiyesli Globotruncana'n killi biyomikrit ile başlamakta ve dereceli olarak, pelajik fasiyesli Globigerina'lı ve bol sünger spikülü içeren kalsilitit ile sünger spiküllü, kumlu, killi biyomikrit'e geçmektedir. Bu seviyenin üzerinde Globigerina ve Globorotalia içeren killi biyomikrit, Globigerinalı, siltli, killi biyomikrit ve pelajik - bentonik fasiyesli siltli biyosparit seviyeleri yer almakta ve üst seviyeler bentonik fasiyesli, siltli kumlu biyosparit, Distichoplax'lı kumlu biyosparit ile son bulmaktadır. Bu istifte, Globotruncana'larm yok olmasından sonra ortaya çıkan Globigerina ve Globorotalia'larm bulunduğu seviyelerle Paleosen'in (Danyiyen) başladığı (Dizer ve Meriç, 1983) düşünülmektedir.

Birimden doğu-batı doğrultusunda yapılan karşılaştırma çizelgesinde (Şekil 5) belirtildiği gibi, Paleosen esasında gelişmiş iki farklı fasiyesin birbirleriyle olan ilişkisi yanıl geçiş nedeniyle oldukça karmaşıktır. Kışla Tepe ölçülü stratigrafi kesiti (A-A) ile Kızderbent ölçülü stratigrafi kesitinin (B-B') karşılaştırılmasından da anlaşılacağı gibi, güneyden kuzeye doğru derinleşen havzanın çökme ilişkileri (Şekil 6) görülmektedir. Üst Kretase'nin sonlarına doğru güneydeki karanın yükselmesiyle regresyon kuzeye doğru gerilemiş ve böylece, daha güneyde bulunan sahil çizgisi kuzeye doğru kaymıştır. Bu süre içinde daha kuzeyde oldukça derin denizel bir rejim egemen olmuştur (Şekil 7). Paleosen'de kuzeye doğru ilerlemiş sahilin önünde, suyun temiz ve ortamın elverişli olduğu yerlerde resifai kireçtaşı (Saner, 1980) ve kumlu kireçtaşı oluşmuştur (Şekil 8),

KRETASE - PALEÖSEN İLİŞKİSİNİN BÖLGESEL BURUMU

Bu bölümde, birçok araştırmacı tarafından yapılan değişik amaçlı çalışmalarda görüşlerden yararlanarak, Kretase-Paleosen arasındaki ilişkinin bölgesel değerlendirilmesi yapılmış (Şekil 9) ve bu ilişkinin değişik yörelerde gösterdiği özellikler tartışılarak konuya açıklık getirilmeye çalışılmıştır.



ŞeMİ 5 -, Kretase-Paleosen ilişkisiyle, Paleosen'deki litofasiyesi gösterir dikme kesitlerin karşılaştırma çizelgesi.

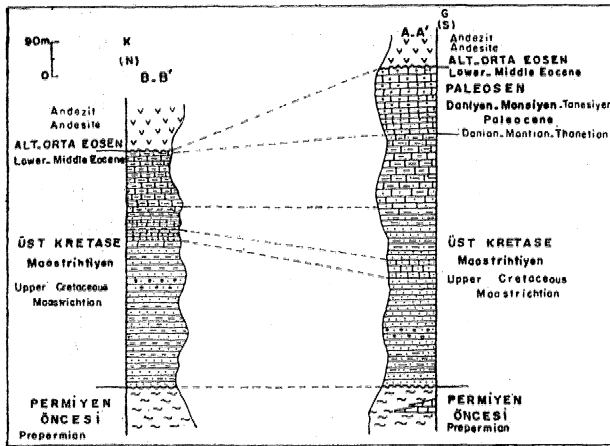
Figure 5 t Correlation chart of the columnar sections showing the relationship between the Cretaceous-Paleocene and Hthcfacies of Paleocene.

inceleme bölgesinde uyumlu ve dereceli geçişli olduğu açıklanan Kremse-Paleosen ilişkisi, Gemlik, İznik ve Sakarya, Bilecik, Bolu, Nallıhan, Haymana, Bartın-Kokaksu-Filyon Çayı, Eflâm-Ulus ve Adapa* zan-Zonguldak yörelerindeki Kretase-Paleosen ilişkileriyle, bazı yerel farklılıklar dışında benzerdir,

Mikrofauna kapsayan Paleosen yaşlı birim İMB İznik ve Yenifihür arasında görülmüştür (Stephinsky, 1941), Sakarya havzasında ve Sivrihisar'da Paleosen faunası kapsayan fış yer almaktadır (Stephinsky, 1942). Fakat bu yörelerde Paleosen'in diğer serileri ile olan ilişkisi açıklanmamıştır, Bursa ve Gemlik arasındaki yörede Üst Kretase üzerinde transgressif nitelikli ve Paleosen yaşlı taban çakıltısı, bunun da üzerinde tpsiyen yaşlı oluşuklar yer almaktadır (Erk, 1942), Gemlik-Bandırma arasında Üst Kretase fliši üzerinde görünür bir uyumsuzluk olmaksızın Paleosen yaşlı fliš bulunmaktadır (Altınlı, 1943). Mudurnu ve Göynük yöresinde Mestriştiyen fosilli Paleosen-Priyaboniyen ile uyumsuzdur (Abdüsselâmoğlu, 1959), tm&ei&me alanının da içinde yer aldığı tüm Armutlu Yanması'nda, Üst Kretase'nin üzerinde Paleosen-Eosen birimleri uyumsuzlukla yer alır (Akartuna, 1968). Yenişehir havzasında Senoniyen olarak büyük fışın yaşı Paleosen'e kadar çıkmaktadır (Altınlı, 1965). Bu yörenin doğusunda ise, Paşalarboğazı-Gölpazan sahasında, Monsiyen fosilleri kapsayan Selvipmar Kireçtaşı ile Mestriştiyen yaşlı Gölpazarı Grubu arasındaki ilişki belirgin değildir (Eroskay, 1965), Bilecik ve dolayında, Üst Kretase yaşlı Vezirhan Formasyonu üzerinde Paleosen yaşlı herhangi bir oluşuğun bulunmadığı (Altınlı ve Saner, 1971) açıklanmasına karşın, Vezirhan Formasyonunun üst seviyelerinde yer alan mikritik Kireçtaşılarında saptanan Globiferina ve sünger spiküllerinin varlığı, bu seviyelerin Paleosen'in alt seviyelerine karşılık olabileceğini düşündürmektedir, Paşalarboğazı-Gölpazarı yöresinde Mestriştiyen ile Monsiyen arasındaki sınırın parakonkordanslı (Altınlı ve Yetiş, 1972),

paralel diskordanşlı (Altınlı, 1975a), dereceli geçişli ve uyumlu olduğu (Altınlı, 1975b) açıklanmıştır. Orta Sakarya'nın ÜzümlüTuzaklı bölgesinde, Üst Kretase yaşlı Üzümlü Formasyonu üzerinde paralel ve açılal diskordanşlı olarak Paleosen yaşlı Kmlçay Formasyonu yer alır (Demirkol, 1977). Yine Orta Sakarya bölgesinde Üst Kretase'nin üst seviyelerindeki Kampaniyen yaşlı GÖlpazarı Grubu'na ait oluşuklar dereceli geçişli olarak Paleosen yaşlı Kmlçay Formasyonu'na geçerler (Yılmaz, 1981), Abant (Bolu)-Dokureun (Sakarya) arasında Kuzey Anadolu Fay zonunun güneyinde* Kampaniyen yaşlı Gölpaazarı Grubu'nun üzerinde Paleosen yaşlı Selvipınar Kireçtaşı açılal diskordanşlıdır (Yılmaz ve diğerleri, 1981), Mudurnu* Dokureun-Abant yöresinde, Kuzey Anadolu Fayı'nın güneyindeki blokta, Üst Kretase yaşlı Dereköy Grubunun üzerinde Paleosen yaşlı Selvipınar Kireçtaşı dereceli geçişte yer alır (Gözübol, 1980), Bolu kuzeyinde, Mestriştiyen yaşlı Gücükler Kireçtaşı üzerinde uyumsuz olarak yer alan Meşeli Üyesi, Mestriştiyen Alt Paleosen*© ait fosil toplulukları sunar (Kaya ve Dizer, 1984), iznik-Yenişehir-Osmaneli yöresinde Mestriştiyen'in Alt-Örta Paleosen yaşlı Yağhane kireçtaşı ile uyumlu ve dereceli geçişli olduğu litojik ve paleontolojik verilere göre saptanmıştır. Ayrıca, MiMolidae ve bryozoa kapsayan tabakaların Alt Paleosen (Daniyen) karşılık olabileceği belirtilmiştir (Bargu, 1979), Nallıhan-Bozkaya bölgesinde Mestriştiyen yaşlı çökellerin üzerinde Paleosen'e ait olduğu düşünülen kırmızı renkli kumtaşlanmn yer aldığı be» UıUlmuştır (Toker, 1973).

Haymana havzasında, Tanesiyen ile Monsiyen-Spansiyen mikro faunası saptanmıştır (Dizer, 1968), Haymana'nın güneyinde, orta seviyeleri Mestrişti-

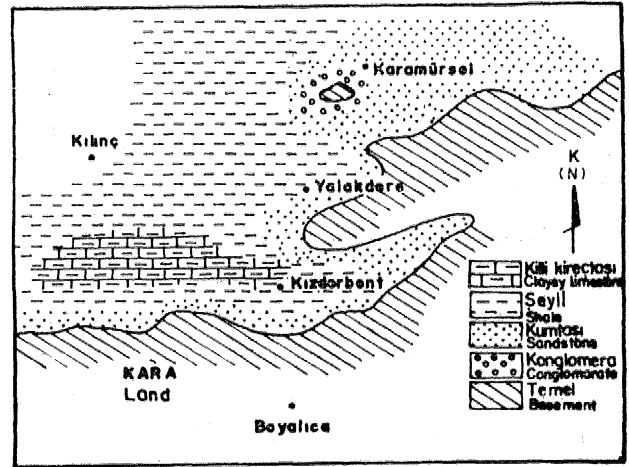


Şekil 6 : Kokarca Formasyonu'nun Kışla Tepesi (A-A') ile Kızderbent (B-B') bölgelerinde ölçülmüş stratigrafik kesitlerinin karşılaştırma çizelgesi

Figure 6 : Correlation chart of the measured stratigraphical sections of the Kokarca formation in Kışla Tepe (A-A') and Kızderbent (B-B') regions.

yen, üst kısımları bazı Rotaloid formlar içeren Alt Paleosen (Daniyen) ve bunun da üzerinde uyumlu olarak Mönseyen bulunur (Gökçen, 1976). Yine bu havzada; temelin üzerinde uyumsuz olarak bulunan Çaldağ Kireçtaşı'nın alt seviyelerinde Lafitteina bibensis Marie kapsayan Mönseyen, üst seviyelerinde Kol karina aks a ray i Sirel içeren Tanesiyen saptanmıştır (Meriç ve Görür, 1980). Mudurnu*Göynük havzasında, Üst Kretase sonlarında oluşan Taraklı Formasyonu üzerinde uyumlu olarak Paleosen yaşlı refifal Selvipınar Kireçtaşı bulunmaktadır (Saner, 1980).

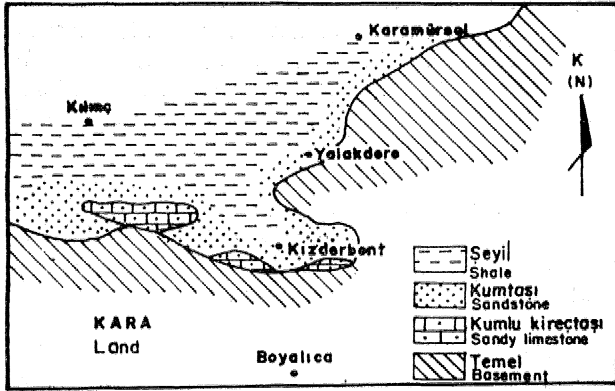
Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzeyinde yer alan bölgede yapılan çalışmalarda aşağıdaki görüşlere yer verilmiştir»



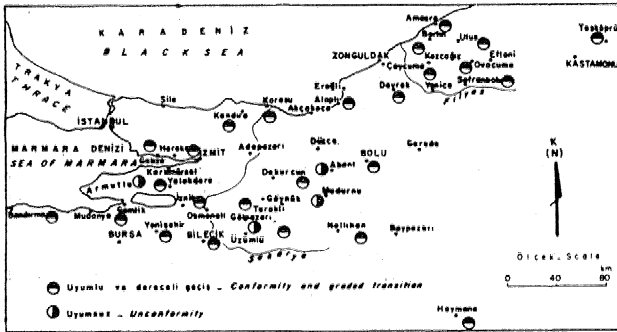
Şekil 7 : Üst Kretase sonu litofacies haritası.
Figure 7 : Lithofacies map of the Late Upper Cretaceous.

Adapazan-Kandira bölgesinde, Üst Kretase üzerinde düşey yönde dereceli geçişli olarak Paleosen yaşlı oluşukların yer aldığı belirtilmiştir (Baykal, 1943). Sakarya (Çamdağ)'da Üst Kretase, Paleosen-Eosen flüsi ile uyumludur (Kipman, 1974). Bolu yöresinde, Üst Kretase flüsinin üzerindeki kireçtaşlarının Paleosen yaşlı olabileceği ileri sürülmüştür (Blumenthal, 1948). Gebze dolayında (Erguvanlı, 1949) ve İzmit-Hereke civarında (Altınlı, 1968) Üst Kretase (Mestriştiyen) üzerinde Paleosen (Daniyen) dereceli geçişli ve uyumlu olarak yer alır.

Filyos Çayı'nın batısında kireçtaşı-marn ardalardan oluşan Mestriştiyen tabakaları üzerinde uyumlu olarak, Daniyen'e? ait kırıntılılar bulunur (Altınlı, 1951). Karadeniz Ereğlisi-Alaplı-Kızıltepe-Alacağzı yörelerinde Mestriştiyen yaşlı Alaplı tabakaları üzerinde Daniyen'in uyumlu olduğu belirtilmiştir (Tokay, 1952). Filyos Çayı-Amasra-Bartın-Kozcağz-Çaycuma dolayında, bol fosilli Mestriştiyen'in üst seviyelerinde Globotruncana'sız, Globigerina ve Globorotatoria seviyelerinin devamında Daniyen ve Ipsesiyen tabakaları saptanmıştır (Tokay, 1954),



Şekil 8 * Üst Paleosen sonu litofasiyes haritası.
Figure 8 : Lithofacies map of the late Upper Paleocene,



Şekil 9 : Kretase-Paleosen ilişkisinin bölgesel durumu.

Figure 9 « The regional position of the Cretaceous-Paleocene relation»

Eflâni-Ulus arasında, fosilli Senoniyen kireçtaşlarının en üst seviyeleri üdö Monsiyenli belirten Laffitteina bibensis Marie ve Eotalina cay-öxi Cayeux gibi fosiller bulunmuştur (Baykal, 1954). Bu bölgenin güneybatısındaki Ovacuma yöresinde, Mestriştiyen'e ait kireçtaşlarının üst seviyelerinde Laffitteina bibensis Marie'in bulunduğu açıklanmış ve bu serinin uyumsuzluk olmaksızın Eosen birimleri ile dereceli geçişli olduğu saptanmıştır (Ketin, 1955). Çaycuma-Devrek-Yenice-Kozcağz bölgesinde, Mestriştiyen, Mestriştiyen-Daniyen ve Daniyen-Paleosen tabakaları birbirleriyle düşey yönde geçişlidir (Akartuna, 1962), Bartın-Kökaksu yöresinde Mestriştiyen, Alt Paleosen (Daniyen) ve Orta-Üst Paleosen birbirleriyle uyumludur ve Bartın-Kozcağz, Devrek-Tefen yörelerindeki duruma benzemektedir (Dizer, 1971). Safranbolu havzasında, Kampaniyen-Mestriştiyen yaşlı Mırcık Formasyonu üzerinde uyumlu olarak Paleosen-Orta Eosen yaşlı Safranbolu Kireçtaşı bulunur (Saner ve diğerleri 1980).

Kuzeybatı Anadolu'da, Bartın-Kökaksu-Devrek-Alaplı ve Akçakoca dolaylarında Kretase ve Paleosen'in Pelâjik; Göynümdüzce (Akçaoören) de Kretase'nin

peilâjik, Paleosen'in bentonik; Bursa-Bilecik; Kastamonu-Taşköprü ve Haymana'da, Kretase ve Paleosen'in bentonik organizmalarla temsil edildiği açıklanmış ve ayrıca, Kretase ile Paleosen'in pelâjik organizmalı olduğu yerlerde Daniyen'in varlığı belirtilmiştir (Dizer ve Meriç, 1983).

Bölgesel verilerin değerlendirilmesi sonucunda Kretase ile Paleosen'in genelde birbirleriyle dereceli geçişli ve uyumlu olduğu anlaşılmakta ve bunların aynı çökeltme ortamının bir ürünü olduğu düşüncesi kuvvet kazanmış bulunmaktadır.

SONUÇLAR

Kaya stratigrafi birimleri esas alınarak incelenmesi yapılan bölgede fosilleriyle tanımlanan Üst Kretase (Mestriştiyen) yaşlı Kokarca Formasyonu ile Alt-Üst Paleosen yaşlı Yağhane Kireçtaşı'nın birbirleriyle dereceli geçişli ve uyumlu olduğu sonucuna varılmış ve bu ilişkinin yakın çevre ile benzerlik gösterdiği yapılan bölgesel karşılaştırmadan anlaşılmıştır.

KATKI BELİRTME

TÜBİTAK tarafından desteklenen projenin bir kısmını oluşturan bu araştırma için, TÜBİTAK'a teşekkürlerimizi sunarız,

BEGİNİLEM BELGELER

- Abdüsselâmoğlu, M.Ş., 1959, Almacık Dağı ile Muduru ve Göynük civarının jeolojisi : 1st. Üniv, Fen Fak. Monografileri, 14, 40-56.
- Akartuna, M., 1962, Çaycuma-Devrek-Yenice-Kozcağz bölgesinin jeolojisi : 1st. Üniv, Fen Fak, Monografileri, 17, 28-37.
- Akartuna, M., 1968, Armutlu Yarımadası'nın jeolojisi : 1st. Üniv, Fen Fak, Monografileri, 20, 42-58.
- Altınlı, İ.E., 1943, Bandırma-Gemlik arasındaki kıyı sıradığının incelenmesi : 1st. Üniv, Fen Fakı Monografileri, 6, 99-107.
- Altınlı, İ.E., 1951, Filyos Çayı batı kenarının jeolojisi : 1st. Üniv. Fen Fak. Mec, Seri B, 16, 159-174.
- Altınlı, İ.E., 1965, Yenişehir havzasının jeolojik ve hidrojeolojik incelemesi : 1st. Üniv. Fen Fak, Mec, Seri B, 30, 40-42.
- Altınlı, İ.E., 1968, İzmit-Hereke Kumcadağ alanının jeoloji incelemesi : Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 71, 1046.
- Altınlı, İ.E., 1975a, Orta Sakarya'nın jeolojisi : Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, Maden Tetkik Arama Enst. yayınları, 11-25.
- Altınlı, İ.E., 1975b, Sakarya Nehri'nin orta kesimindeki Kılıçay Grubunun çökeltme ortamları sorunu : 1st. Üniv, Fen Fak. Mec, Seri B, 39, 229-236.
- Altınlı, İ.E., ve Saner. "S., 1971, Bilecik yakın dolayının jeoloji incelemesi : 1st. Üniv. Fen Fak Mec. Seri B, 36, 949.

- Altınlı, LE, ve Yetiş, C., 1972, Bayırköy-Osmaneli alanının jeoloji incelemesi : 1st, Üniv. Fen Fak* Mec. Seri B, 37, 544,
- Bargu, S., 1979, İznik-Yenişehir (Bursa) - Osmaneli (Bilecik) yöresinin jeolojisi : 1st, Üniv. Fen Fak. Genel jeoloji kürsüsü, doktora tezi, 209s.
- Bargu, S. ve Sakınç, M., 1984, Armutlu Yarımada s'nda Karamürsel ile İznik Gölü arasındaki kesimin doğal agrega potansiyelinin araştırılması ve değerlendirilmesi : TÜBİTAK, TBAG-587, rapor, 206 s.
- Baykal, F., 1943, Adapazarı-Kandıra bölgesinde jeoloji etüdü : 1st* Üniv. Fen Fak, Mec. Seri B, 8, 256-263,
- Baykal, F., 1954, Eflâni-Ulus arasındaki Kretase-Tersiyer arazisi ve ekzotik bloklar (Kuzeybatı Anadolu) : 1st, Üniv* Fen Fak. Mec, Seri B, 19, 193499,
- Blumenthal, M., 1948, Bolu civarı ile aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki Kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi ; Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 13, 26-39.
- Demirkol, €,., 1977, Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeolojisi : TJK Bült, 20, 946,
- Dizer, A., 1968, Etude micropaléontologique de nummulitique de Haymana Turquie : Revue de Micropaléontologie, 11, 1347«
- Dizer, A., 1971, La limite Crétacé-Tertiaire dans le bassin NW de la Turquie : Revue de Micropaléontologie, 14, 4347,
- Dizer, A. ve Meriç, E., 1983, Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen bryostratigrafisi : Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 955/96, 150463.
- Erguvanlı, K., 1949, Hereke pudungleri ile Gebze taşlarının inşaat bakımından etüdü ve civarlarının jeolojisi : 1st. Teknik Üniv, İnşaat Fak., Doktora tezi, 89 s.
- Erk, S., 1942, Bursa ve Gemlik arasındaki mıntıkanın jeolojik etüdü : Maden Tetkik Arama Enst, Dergisi, Seri B, 9, 87471.
- Eroskay, O., 1965, Paşalar Boğazı-Gölpazarı sahasının jeolojisi : 1st, Üniv, Fen Fak, Mec, Seri B., 30, 148454.
- Gökçen, S.L., 1976, Haymana güneyinin sedimantolojik incelemesi (SW Ankara) : Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Enst., Doçentlik tezi, 192 s.
- Gözübol, A.M., 1980, Geological investigation of the Mudurnu-Dokurcun-Abant area (Bolu province) and the structural behavior of the North Anatolian Transform Fault : 1st, Üniv, Fen Fak, Mec, Seri B, 45, 18-22,
- Kaya, (X ve Dizer, A., 1984, Bolu kuzeyi Üst Kretase ve Paleojen kayalarının stratigrafisi ve yapısı : Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 97/98, 57-77,
- Ketin, L, 1955, Zonguldak doğusunda Ovacuraa bölgesinin jeolojisi hakkında : 1st. Üniv, Fen Fak. Mec., Seri B, 20, 147453.
- Kipman, E., 1974, Sakarya Çamdağ (Kestanepmar* Yassıgeçit köyleri arası) deniz çökeltisi demir cevherinin jeolojisi : 1st, Üniv, Fen Fak* Monografileri, 25, 2541,
- Meriç, E, ve Görür, N., 1980, Haymana-Polatlı havzasındaki Çaldağ Kireçtaşının yaş konağı : Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 93/94, 137-141.
- Saner, S., 1980, Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması : TJK Bült., 23, 39*52,
- Saner, S., Taner, I, Aksoy, Z., Siyako, M. ve Burkan, K.A., 1980, Safranbolu havzasının jeolojik yapısı ve Tersiyer paleocoğrafyası : Türkiye Beşinci Petrol Kongresi, 111422,
- Stchepinsky, V., 1941, Bursa vilayeti maden zenginlikleri hakkında : Maden Tetkik Arama Enst., rapor no : 5080, 6 s,
- Stchepinsky, V., 1942, Bursa İle Tercan arasındaki bölgenin mukayeseli stratigrafisi : Maden Tetkik Arama Enst. Mecmuası, 2/27, 290-306.
- Tokay, M., 1952, Karadeniz Ereğlisi-Alaplı-Kmltepe-Alacağzı bölgesi jeolojisi : Maden Tetkik Arama Enst, Dergisi, 42/43, 45-60,
- Tokay, M., 1954, Filyos çayı ağızı-Amasra-Bartın-Közcayz-Çayeuma bölgesinin jeolojisi : Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 46/47, 6569,
- Toker, V., 1973, Nallıhan-Bozkaya bölgesinde Üst Jura-Paleojen stratigrafisi : TÜBİTAK IV. Bilim Kongresi, Yerbilimleri Seksiyonu, Tebliğler, 1-7.
- Yılmaz, Y. Tüysüz, O., Gözübol, A.M. ve Yiğitbaş, E., 1980, Abant (Bolu)-Dokurcun (Sakarya) arasında Kuzey Anadolu Fay zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi : İstanbul Yerbilimleri, 2, 239=261.
- Yılmaz, Y., 1981, Sakarya kıtasının güney kenarının tektonik evrimi : İstanbul Yerbilimleri, 1, 33-52.
- Yayma geMş iarİM: 1U.1986
Düzeltilmiş yazmın geliş tarihi: 7,44987
Yayma verilmiş tarfhı 20A.1987

Jeotermal rezervuarı farla ilgili bir matematiksel model

A mathematical model for geothermal reservoirs

NURKAN KARAHANOĞLU, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ : Bu yazıda, sıcak-su tipi jeotermal rezervuarların matematiksel modellenmesi açıklanmakta ve bir model önerilmektedir. Önerilen matematiksel model, üretim yapılan jeotermal sahada oluşabilecek ısı, basınç ve tasman değişikliğini saptayabilmektedir. Bu modelde jeotermal rezervuarda gözlenen sıvı akışı, ısı iletimi ve gerilim dengesi, plastik olarak varsayılan gerilim-deformasyon ilişkisi kullanılarak diferansiyel denklemlerle ifade edilmiştir.

ABSTRACT • Mathematical modelling of hot-water type geothermal reservoirs has been described and a model is proposed in this paper. The proposed mathematical model simulates the changes in pressure, temperature and subsidence in a producing geothermal reservoir. In this model the mechanism of fluid flow and heat transfer and the equilibrium of stresses are combined through a plastic stress-strain relationship and expressed by differential equations.

GÖRÜŞ

1970'ü yıllarda gözlenen petrol tarizi, çoğu ülkeyi ve özellikle petrol ithal eden ülkeleri, enerji ihtiyacını fosil yakıtlar yerine ikincil kaynaklara yönelmeye zorlamıştır. Bu nedenle tüm dünyada, jeotermal enerji birdenbire büyük önem kazanmıştır. Bugün bilindiği üzere birçok ülkede jeotermal enerji ikincil enerji kaynağı olarak kullanılmaktadır. Bu ülkelere örnek olarak; Yeni Zelanda, İtalya, İzlanda, Sovyetler Birliği ve Japonya gösterilebilir.

Jeotermal rezervuarların (genelde tüm rezervuarların) üretim, rezervuarda zamanla gözlenen basınç ve ısı düşümlerine neden olmaktadır. Yapılan sıcak su ve/veya buhar üretimi rezervuarda ısı ve basınç değişimi yaratmakta bu ise rezervuar ortamındaki gerilim-birim deformasyon eşitliğini bozmaktadır. Aynı şekilde rezervuardan yapılan üretim ısı ve sıvı akımı mekanizmalarını da etkilemektedir. Böylece gözenekli ortamda üretim esnasında oluşan gerilim-birim deformasyon, ısı ve sıvı akımı mekanizmaları aynı anda birbirleri ile ve esas olarak üretim ile etkilenmektedir. Bu nedenle böyle bir sistemi modelleyecek, adı geçen parametre (ısı, basınç, birim-deformasyon) değişikliğini saptayabilecek bir model jeotermal saha için en uygun üretim politikasını çıkartabilecek ve böylece jeotermal rezervuarın ömrünü uzatabilecektir.

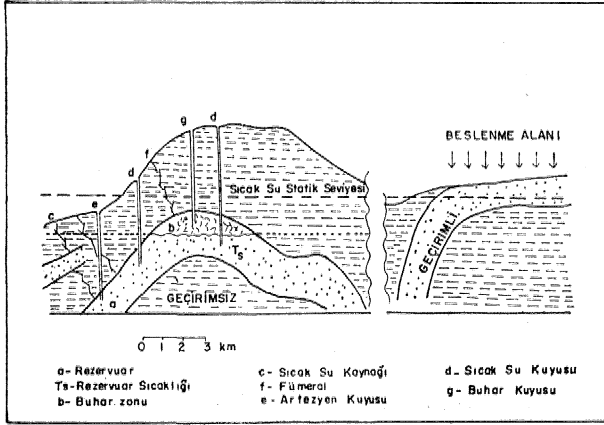
JEOTERMAL ENERJİ

Jeotermal enerji isminden de anlaşıldığı üzere dünyanın iç enerjisi ya da ısı enerjisi olarak tanımlanır.

Yer kabuğunun üst kısımlarında depolanan bu enerji değişik şekillerde oluşabilmektedir. Oluşum değişikliği göz önüne alındığında üç değişik jeotermal enerji kaynağı tanımlanabilir (Faust ve Mercer, 1979). Hidrotermal olarak bilinen birinci sistem, yeryüzeye yakın magmatik kütlelerin ısıttığı akışkanların gözenekli ortamda birikmesi sonucu oluşan Sıcak su veya Buhar tipli jeotermal rezervuarları içermektedir. Kızgın-Kuru-Kaya sistemi ise çok düşük geçirgenliğe sahip kayaların, hidrotermal sistemlerde olduğu gibi magmatik ısı kaynağı ile ısıtılmaları sonucu oluşmaktadır. Yüksek Basıncılı Sistemler olarak bilinen jeotermal sahalar ise jeosenklineal çökellerde kapanan suyun çok yüksek ısı ve basınca maruz kalması ile oluşur.

Hidrotermal rezervuarların yapısını ortaya koymak amacı ile çok sayıda fiziksel model geliştirilmiştir (Tezcan, 1971; White ve diğerleri, 1971; White, 1973). Tüm bu modellerin ortak yanı hepsinin ısı kaynağı, gözenekli rezervuar kayaç, geçirimsiz örtü kayası ve döngü sistemi içermeleridir. Bu modellere örnek olarak Şekil 1'deki sistem verilebilir. Şekilde görüldüğü gibi, teorik kökenli su derin seviyelere süzülerek ısınmakta ve daha sonra uygun bir gözenekli ortamda birikerek hidrotermal sistem oluşturmaktadır.

Gerek jeolojik yapısı ve gerekse plaka tektoniğinde yerini göz önüne alındığında, Türkiye'nin yeterli düzeyde jeotermal enerji potansiyeline sahip olduğu bilinmektedir (Erentöz, 1971; Kurtman ve Şamilgil, 1975; Şimşek, 1982; Şimşek ve Eroskay,



Şekil 1. Bir Jeotermal Saha Modeli (Tezcan, 1971'den)
Figure 1 : A Geothermal Field Model (Tezcan, 1971)

1983), Elektrik enerjisi açısından az da olsa katkısı olacağı bilinen jeotermal enerjinin en uygun koşullarda üretilmesi gerekmektedir. Bu amaca yönelik olarak geliştirilen sayısal modellerin ne denli yararlı olacağı son derecede açıktır.

Bu yazıda jeotermal rezervuarların matematiksel modellenmesi genel olarak açıklanmakta ve bir model önerilmektedir. Önerilen model, üretim yapılan jeotermal sahada oluşabilecek ısı, basınç ve tasman değişikliklerini saptayabilmektedir,

MATEMATİKSEL MODEL

ÖzelHMe enerji krizinden sonra bilim adamları jeotermal rezervuarların modellenmesi konusunda çok sayıda çalışma yapmışlar ve çeşitli modeller (sayısal, matematiksel) geliştirmişlerdir. Ancak bu modellerin bir kısmı rezervuarda oluşabilecek olan çökmeyi göz önüne almamakta ve sadece basınç ve ısı dağılımlarını saptamaktadır.

Tasman değişimiMiğni amaçlamayan modeller, gözenekli ortamdaki kütle* momentum ve enerji eşitlikleri ile tanımlanabilen enerji ve sıvı akışı iletişim ilişkileri kullanılarak oluşturulmaktadır. Bu şekilde hazırlanan modeller arasında Mercer ve diğ* (1974) ileri sürdüğü model iki fazlı bir hidrotermal rezervuarda basınç ve entalpi dağılımını kontrol eden diferansiyel denklemlerden oluşmaktadır. Mercer, Pinder ve Donaldson (1975) tek fazlı bir benzeşim modelini Yeni Zelanda'daki Wairakei Jeotermal Sahasına uygulamışlar ve rezervuardan buhar üretilene kadar son derecede başarılı bir uygulama elde etmişlerdir. Ancak modelleri ortam İM fazlı olunca (buhar üretilmeye başlayınca) ilk dönemdeki başarılı bir uygulamayı yitirmiştir. Ne var ki bu çalışma en azından jeotermal sahalarda Galerkin Sonlu Elemanlar yönteminin kullanılabilmesini ilk olarak ispatlamıştır. Daha sonra Faust ve Mercer (1975) bu problemi (faz değişikliği) ortadan kaldıran bir model geliştirmişlerdir. Yine buna benzer teorik bir çalışma ve onun laboratuvar modele uyarlanması Garg ve diğ, (1975) tarafından

gerçekleştirilmiştir. Aynı şekilde Lasseter ve diğ, (1975)'nin ileri sürdüğü model ısı ve kütle iletişim denklemlerini kullanmakta ve çözüm ise akışkan özgül ağırlığı ve iç enerji dağılımı için bulunmaktadır. Toronyi ve Farouq Ali (1977) iki boyutlu, iki fazlı bir model geliştirmişler ve bu model çalışmasında değişik porozite değerlerinin, geçirgenlik katsayısının, basıncının ve sıvı fazı oranının üretime etkisini araştırmışlardır. Sonuçta oluşturulan model sonlu farklar yöntemi ile çözümlenerek, sıvı fazı oranı ve basınç dağılımı için çözüm elde edilmiştir. Thomas ve Pierson (1978) tarafından geliştirilen model jeotermal rezervuarları üç boyutlu olarak modelleyebilmekte ve ayrıca sıvı fazı rezervuarın neresinde ve ne durumda (sıvı/buhar) olursa olsun benzeşimi gerçekleştirebilmektedir. Faust ve Mercer (1979) ise üç boyutta hazırladıkları diferansiyel denklemleri z boyutunda ortalama olarak iki boyuta indirgemişler ve böylece oluşan modelin çözümünü basınç ve entalpi için gerçekleştirmişlerdir.

Yukarıda özetlenen çalışmalar yanında rezervuarlarda gözlenen çökmeyi modelleyen çalışmalar da bulunmaktadır. Bunlardan Verruijt (1969)'in araştırması yeraltısı akiferlerinde elastik depolamayı gerçekleştiren esas denklemleri özetlemektedir. Depolama denklemleri birim gerilim ve birim deformasyon cinsinden ve elastik denge denklemleri kullanılarak açıklanmıştır. Farouq Ali (1975) aynı yöntemi kullanarak petrol rezervuarında üretim sonucu meydana gelen çökmeyi modellemiştir. İki boyutlu, iki fazlı (petrol, gaz) ortam için geliştirilen bu model süreklilik analizi ve denge denklemleri kullanılarak birim deformasyon ve boşluk basıncı için çözülmüştür. Bratsaert ve Çorapçioğlu (1976) ise visko-elastik bir ortamda yeraltısı akımını modellemiştir. Çorapçioğlu (1976) yaptığı çalışmada sızımli bir yeraltısı akiferinde gözlenen çökme mekanizmasını araştırmış ve visko-elastik gerilim-birim deformasyon ilişkisi kullanarak bu olayı çözümlenmiştir. Narasimhan ve Witherspoon (1977) geliştirdikleri teorik çalışmada değişik doyumda bozulabilir bir gözenekli ortam için yeraltısı akımını modellemiştir. Bu model, boşluk basıncı ile etkili gerilimin doyumluluk cinsinden ifadesini gerektirmektedir. Jeotermal rezervuarlarda gözenekli ortam ile sıvı ve ısı akışkanlığını tam olarak iletişim durumunda Brownell, Jr, ve diğ, (1977)'nin ileri sürdüğü çalışma göz önüne almaktadır. Bu modelde momentum ve enerji iletişimi ve diğer taraftan porozite ile geçirimliliğin akışkan ve kayaç gerilimlerine bağımlı olarak alınması ayrıntılı şekilde verilmiştir.

Diğer taraftan Lewis ve Karahanoğlu (1981) ve Karahanoğlu (1983), jeotermal rezervuarda üretime karşı gözlenen sıcaklık, basınç ve tasman değişimlerini sıvı ve enerji iletişimi ile çökme mekanizmalarını birbirleri ile tam girişimli olarak alan bir model geliştirmişlerdir. Bu modelde gerilim-birim deformasyon ilişkisi elasto-plastik olarak varsayılmıştır. Ayrıca model Kızıldere Jeotermal Sahasında bir

kuyuya uygulanmış ve deneme üretimi değerleri için yapılan benzeşim çalışması çok başarılı sonuç vermiştir (Karahanoğlu, N., ve diğerleri, 1984).

Tüm bu çalışmalar göz önüne alınarak gözenekli ortamda ısı ve sıvı akımını ve bunlara ek olarak rezervuar çökmesini de inceleyen, tek fazlı (sıcak su) jeotermal rezervuarlarının benzeşiminde kullanılacak bir model önerilmiştir. Rezervuarda üretim esnasında gözlenen çökme mekanizması, alışlagelmiş elastik ilişki yerine plastik gerilim-birim deformasyon ilişkisi kullanılarak modellenmektedir. Böylece oluşturulan matematiksel model, birbirleri ile tam girişimli olan sıvı akımı ve enerji iletimini ile plastik gerilim-birim deformasyon denklemlerini içermektedir.

Sıvı Akış Denklemi

Gözenekli ortamda sıvı ve katı fazlar için denge denklemleri,

$$-\frac{3W}{at} \frac{1}{p_w} - \frac{8(C_j)pw}{\partial t} = \dots \dots \dots (i)$$

ve

$$-\frac{v \cdot \{p \cdot d - cb\}}{3t} \frac{au}{3t} > = \frac{9\{d^{TM}Ct\}ps}{3t} \dots \dots \dots (2)$$

şeklinde yazılmaktadır. Bu denklemlerde (J) poroziteyi, p ve p sıvı ve katı faz yoğunluğunu, W ve J ise sıvı ve katı fazların ilk durumlarına göre deplasmanlarını göstermektedir, (2) nolu denklemde katı faz için birim tanecik yoğunluğu sabit olarak varsayıldığında,

$$v \cdot \frac{3U}{3t} \frac{3(t)}{at} = \dots \dots \dots (j)$$

denklemi elde edilmektedir. Diğer taraftan rezervuarda gözlenebilen çökme mekanizması da araştırmacılarından Darcy kanununun sıvı hareketi dikkate alınarak aşağıdaki şekilde yazılması gerekmektedir :

$$\frac{3W}{at} - \frac{9U}{at} = - \frac{k}{pw \cdot g} \cdot v_p \dots \dots \dots (4)$$

Bu denklemde k hidrolik iletkenliği, g yerçekimi ivmesini ve P ise rezervuar basıncını göstermektedir,

(1), (3) ve (4) nolu denklemler kullanılarak ve terimi aşağıdaki eşitlik ile sıvının sıkıştı olabilmeye katsayısı olan β ile

$$\frac{8P}{\partial t} = j8pw \frac{3P}{\partial t} \dots \dots \dots (5)$$

ifade edildiğinde, sıvı akış denkleminin en son şekli (Çorapçıoğlu ve Karahanoğlu, 1980)

$$\frac{3\epsilon}{at} + \beta \left(\frac{3p}{at} - v \left\{ \frac{k}{pwg} \cdot VP \right\} \right) = \dots \dots \dots (k)$$

elde edilir. Bu denklem oluşturulurken katı faz deformasyonu toplam birim-deformasyon (ε = "s7M) cınMnden alınmıştır.

Enerji Denklemi;

Birim hacim için enerji denge denklemi

$$V (X \cdot VT) - V \left\{ (pc)_w \frac{3W}{at} \cdot T \right\} = \frac{9}{at} \left\{ (pc)^* T \right\} \dots \dots \dots (7)$$

şeklinde verilmektedir (Combarrous ve Borles, 1975). Burada

$$(pe)^* = (pc)_t (1 - C_b) + (pc)_w (f) \dots \dots \dots (8)$$

eşitliği kullanılmıştır. Bu iki denklemde görülen x terimi ısı iletkenliğini, (pc)_w sıvı ve katı fazların ısı kapasitelerini ve T ise ortam sıcaklığını göstermektedir. Yukarıda verilen (7) nolu enerji denge denklemi Darcy Kanunu kullanılarak

$$V(x \cdot VT) - V f(pc)_w \left\{ - \frac{k}{pwg} \cdot Vp + \frac{9}{at} (1) \right\} = \frac{a}{8t} \left\{ (pc)^* \cdot T \right\} \dots \dots \dots (9)$$

şeklinde yazılabilir. Bu denklem gözenekli ortamda ısı dağılımını açıklamaktadır.

Gerilim-Birim Deformasyon Denklemleri

Plastik özellik içeren maddeler için gerilim-birim deformasyon ilişkisi Mendelson (1968) tarafından Akış Kanunu olarak bilinen

$$dG^p = x_p \cdot \frac{af}{da} \cdot \dots \dots \dots (io)$$

eşitliği ile tanımlanmıştır. Burada X_p orantı sabiti dε/p ise plastik birim-deformasyon değişimini ifade etmektedir, f ise malzemenin yenilme (yield) fonksiyonunu göstermekte diğer bir deyişle plastik deformasyonun başlama ortamını tanımlamaktadır,

Çorapçıoğlu ve Uz (1978) yaptıkları araştırmada gözenekli ortamların yenilme fonksiyonlarını incelemişler ve diğer çalışmalarla karşılaştırarak bu fonksiyonun

$$Y^2 = A J_1 - B J^{\wedge} \dots \dots \dots (11)$$

şeklinde ifade edilebileceğini ileri sürmüşlerdir. Bu eşitlikte y bir eksenli sıkıştırma deneyindeki gerilimi, J_x ve J[^] ise gerilimin birinci invariantı ile gerilim sapmasının ikinci invariantını, A ve B ise poroziteye bağlı katsayıları göstermektedir. Böylece yutandaki eşitlikle ifade edilen yenilme fonksiyonu (10) nolu denklem kullanılarak âg için bir ilişki bulunabilir. Bu yönde yapılacak bir araştırmada, ısının yenilme fonksiyonuna etkisi araştırılarak ısı değişkeni de bir etmen olarak denklem sistemine alınabilir,

SONUÇLAR

Sıvı akışı ve enerji iletim denklemleri (6 ve 9 nolu denklemler), gerilim-birim deformasyon ilişkileri (10 nolu denklem) kullanıldığında, jeotermal rezervuarlarda basınç, sıcaklık ve tasman değişikliklerini modelleyebilen bir matematiksel model oluşturulmaktadır. Rezervuar basıncı, rezervuar sıcaklığı ve tasman cinsinden ifade edilen bu modelin uygun sınır ve başlangıç koşulları ile sayısal çözümü, re-

zervuar içerisinde uzaklık boyutu ve zaman boyutunda adı geçen bir değişkenin dağılımı verecektir. Böylece değişik üretim koşulları karşısında jeotermal sistemin ne şekilde davranacağı saptanabilecektir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Browadl, Jr., D. H., Garg, S.X., ve Pritchett, J.W., 1977, Governing equations for geothermal reservoirs: *Water Resour. Res.*, 13, 6, 929-934.
- Brutsaert, W., ve Çorapçioğlu, M.Y., 1976, Pumping of aquifers with visco-elastic properties: *J. Hydr. Div., ASCE*, HY 11, 16634675.
- Combarous, M.A., ve Bories, S.A., 1975, Hydrothermal convection in saturated porous media: *Adv. in Hydroscience*, ed. Van Te Chow, Academic Press, 10, 231-307.
- Çorapçioğlu, M.Y., 1976, Mathematical modelling of leaky aquifers with rheological properties: *Proc. of Anaheim Symp.*, Dec 1976, 191-200.
- Çorapçioğlu, M.Y., ve Karahanoğlu, M., 1980, Simulation of geothermal production: in T. Nejat Veziroğlu, ed. *Alternative Energy Sources II*, New York, Hemisphere Publ. Co., 19854918.
- Çorapçioğlu, M.Y., ve Üz, T., 1978, Constitutive equations for plastic deformation of porous materials: *Powder Technology*, 21, 269-274.
- Erentöz, C., 1971, Jeotermal enerji araştırmaları üzerine bazı düşünceler: *Türkiye Jeotermal Enerji Simp.*, Ankara, 13-20.
- Faust, R.C., ve Mercer, J.W., 1975, Mathematical modelling of Geothermal systems: *Proc. 2nd UN Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, California, 3, 16334642.
- Faust, R.C./ve Mercer, J.W., 1979, Geothermal reservoir simulation I, Mathematical models for liquid and vapor-dominated hydrothermal systems: *Water Resour. Res.*, 15, 1, 23-30.
- Finol, A., ve Farouq Ali, S.M., 1975, Numerical simulation of oil production with simultaneous ground subsidence: *SPEJ*, (Oct 1975), 411-424.
- Garg, S.K., ve Pritchett, J.W., ve Brownell, Jr., D.H., 1975, Transport of mass and energy in porous media: *Proc 2nd UN Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, 3, 16514656.
- Karahanoğlu, N., 1983, Finite element simulation of hot-water type geothermal reservoirs: *Doktora Tezi*, ODTÜ, Ankara, 127s (yayımlanmamış).
- Karahanoğlu, N., Doyuran, V., ve Akkaş, N., 1984, Finite element simulation of hot-water type geothermal reservoirs: *J. of Geol. and Geothermal Res.*, 23, 357-382.
- Kurtman, F., ve Şamilgil, E., 1975, Geothermal energy possibilities, their exploration and evaluation in Turkey: *Proc. 2nd UN Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, California, 3, 447-457.
- Lasseter, T.J., Witherspoon, P.A. ve Lippmann, M.X., 1975, The numerical simulation of heat and mass transfer in multidimensional two phase geothermal reservoirs: *Proc. 2nd UN Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, 3, 17154725.
- Lewis, R.W., ve Karahanoğlu, N., 1981, Simulation of subsidence in geothermal reservoirs: in Lewis, R.W., Morgan, K., ve Schrefler, B.A., ed., *Numerical Methods in Thermal Problems*, Proc. 2nd Int. Conf. in Venice: Swansea, Pineridge Press, II, 326-335.
- Mendelson, A., 1968, *Plasticity: Theory and Application*, McMillan Co., New York.
- Mercer, J.W., Faust, R.A., ve Finner, G.F., 1974, Geothermal reservoir simulation: *Proc. Conf. on Research for the Development of Geothermal Energy Resources*, Pasadena, California, 256467.
- Mercer, J.W., Finner, G.F., ve Donaldson, I.G., 1975, A Galerkin finite element analysis of the hydrothermal system at Wairakei, New Zealand: *J. Geoph. Res.*, 80, 17, 26084621.
- Narasimhan, T.N., ve Witherspoon, P.A., 1977, Numerical model for saturated-unsaturated flow in deformable porous media: *J. Geoph. Res.*, 82, 3, 657-664.
- Şimşek, Ş., 1982, Geology, geochemistry and geothermal model of the Kizildere field: *Proc. I, Turkish-Italian Seminar on Geothermal Energy*, Ankara, 2, 1-25.
- Şimşek, Ş., ve Eroskay, O., 1983, DenMi-Kizildere alanının jeotermal enerji potansiyeli: *Mühendislik Jeolojisi Türk Milli Komitesi Bülteni*, 5, 944.
- Tezcan, K., 1971, Sarayköy-Kızıldere jeotermik enerji sahasında kuru buhar üretim imkanı: *Türkiye Jeotermal Enerji Simp.*, Ankara, 89400.
- Toronyi, R.M., ve Farouq Ali, S.M., 1977, Two-phase two-dimensional simulation of a geothermal reservoir: *SPEJ*, -(June 1977), 171483.
- Thomas, K.L., ve Pierson, R.G., 1978, Three-dimensional geothermal reservoir simulation: *SPEJ*, (April 1978), 151461.
- Verruijt, A., 1969, *Elastic storage of aquifers: to Flow Through Porous Media*: ed., De Wiest, J.M., Academic Press, New York, 331-376.
- White, D.E., 1973, *Characteristics of geothermal resources: Geothermal Energy, Resources, Production, Stimulation*: ed., Kruger, P., and Otte, C., Stanford University Press, Stanford, California, 69-94.
- White, D.E., Muffler, L.P.J., ve Traesdel, A.H., 1971, Vapor dominated hydrothermal systems compared with hotwater systems: *Econ. Geol.*, 66, 75-97.

Yazınm geUş tarihi: 11.1986

Düzeltilmiş yasmn geUf tarihi: 26.10.1986

Yayına verilmiş tarihi: 20.1987

Kuzeybatı Anadolu yığışım orojeni : Paleotetis'in batı kenet kuşağı

The NW Anatolian Accretionary orogeny; Western termination of Paleo Tethyan suture belt,

ŞENER ÜŞÜMEZSOY, İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

ÖZ : Kuzeybatı Anadolu orojeni kuşağı geç Triyas öncesi yaşlı yığışım orojeni kuşağını temsil eder. Bu kuşak derince aşınmış olup ada yayı yitim zonu kompleksi ve ofiyolit dilimleri geç Triyas sonrası çökel örtüsü altında yüzeylanmış, metamorfik temel kayaçları olarak korunmuştur.

Handeresi (Edremit) ve Karasu vadisi (Bilecik) başlıca granodiyorit ve yeşil kaya=yeşil şist komplekslerini içerir ki, bunlar Paleotetisin kuzeye dalımı ile kapanımı sırasında oluşmuşlardır. Granodiyorit ve yeşil kaya-yeşil şist kompleksi geç Triyas öncesi yay-hendek sistemi temsil eder. Bu derince aşınmış yay kompleksi (granodiyorit) ve yitim zonu kompleksi ve okyanusal kabuk dilimleri (yeşil kaya-yeşil şist kompleksi) birbiri üzerine kuzeye doğru bir dubleks thrust sistemi olarak bindirmiştir, Granodiyorit ve yeşil kaya-yeşil şist kompleksi bindirme kuşakları geç Triyasic yaşlı post orojenik kırıntılı çökellerle örtülmüştür.

Bu yorum bizi Paleotetis kenedinin batı ucunun kuzeybatı Anadolu yığışım kuşağında yer aldığı düşüncesine götürür,

ABSTRACT : Northwestern Anatolian orogen belt represent the accretionary belt of • pre-late • Triassic age, are deeply eroded so that the island arc, the subduction complex and the ophiolite sheets are now only preserved beneath the post Late Triassic cover as metamorphic basement rocks,

The Handeresi (Edremit) and Karasu (Bilecik) consist mainly of granodiorite and green schist-green stone complex which were generated as a consequence of closure of Paleo Tethyan by the northward dipping subduction beneath the Pontian block. Granodiorite and green schist-green stone complex represents arc-trench systems of pre Late Triassic age, This deeply eroded arc complex (granodiorite) and subduction complex, oceanic crust slices (green schist-green stone complex) overthrusts to the each others as duplex thrust system. Post orogenic elastic deposits of Late Triassic age overlay on the thrust belts of granodiorite and green schist-green stone complex.

This interpretation leads us to consider that western termination of the Paleo Tethyan suture located in the north west Anatolian accretionary belt.

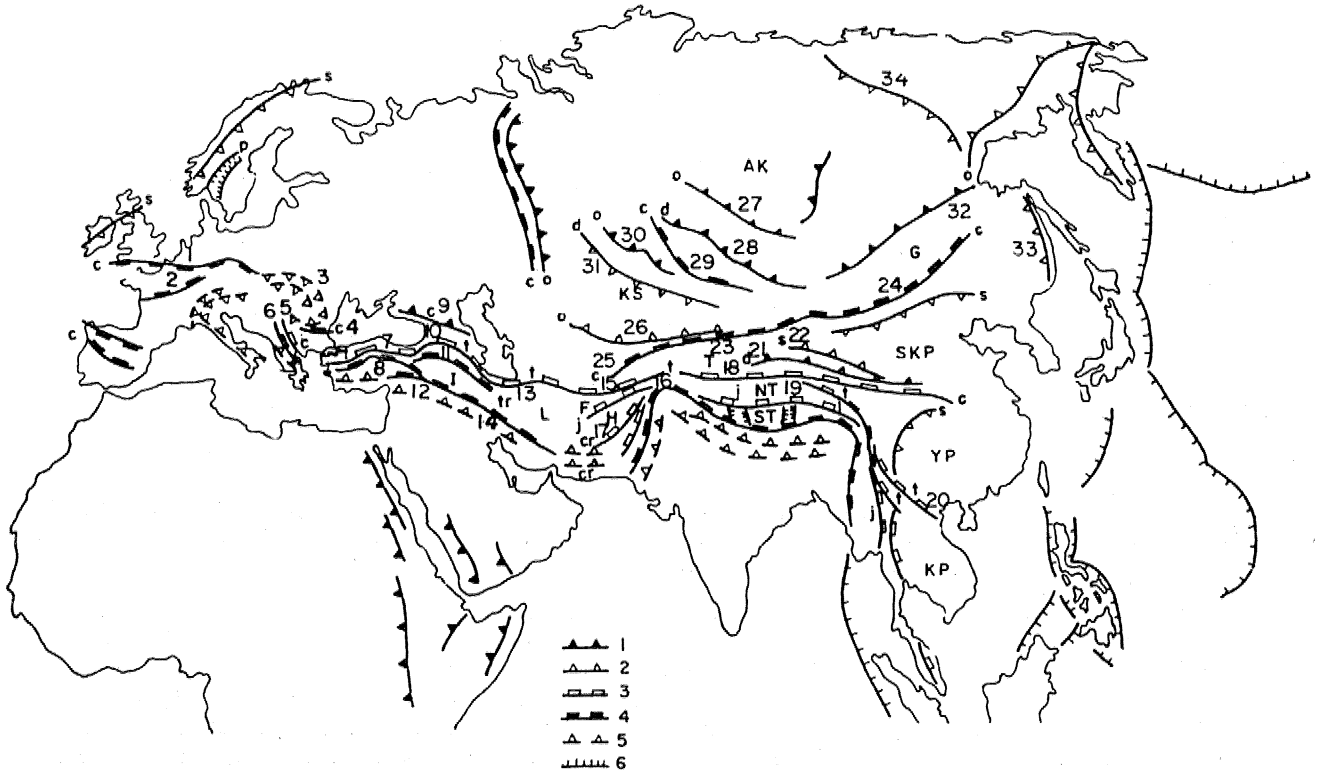
GİRİŞ

Bu yazıda Kuzeybatı Anadolu Geç Hersoniyen Erken Kimeriyen yığışım orojeni kuşaklarının evrimleri ışığında Paleotetis'in batı Kenet kuşağının konumu ele alınacaktır. Paleotetis'in Pontidler'in güneyinde yer aldığı belgeleyen en önemli veriler güney Pontid orojen kuşağında Liyas öncesi granodiyorit, yeşil kaya kuşaklarının yığışımıdır. Güney Pontid orojen kuşağının batı kesiminde, Üşümezsoy (1983) tarafından Armutlu Kapıdağ yay kuşağı, Bandırma Mudanya Biga Kuşağı ayrırtedilmiştir.

Kuzeybatı Anadolu yığışım orojeni kuşağında Bilecik Karasu vadisi ve Edremit Han deresi vadisinin jeolojileri, kuzeybatı Anadolu yığışım orojen ku-

şağında Paleotetis problemine yaklaşılabilecek, kritik veriler olarak ele alınmıştır,

Paleotetis'in kuzeye doğru Lavrazya'nın altına dalarak kapanımı sürecinde İran, Lut, Farah, Kuzey Tibet, Hindicinin blokları Gondwana Land'den riftleşerek ayrılmış ve kuzeye çekilerek Lavrazya'ya Triyasik Mashat Herat-Hindikuş-Kunlun-Redriver Kenedi boyunca kaynamıştır (Stocklin, 1977; Tapponnier vd., 1981; Mitchell, 1981), Triyasik Indosinian yığışımı sonrası Lavrazya güneyinde gelişen yeni yitim sürecinde ise, Helmand, Güney Tibet, Malaya blokları da Gondwana-Land riftleşerek ayrılmış, kuzeye çekilerek Geç Jura-Erken Kretase'de Lavrazya'ya yığışmıştır (Tapponnier vd., 1981; Mitchell, 1981), (Şekil 1)



ŞeMi 1 : Aip-Himalayan orojen kuşakları I. Ada ya^ yi yığışım orojeni» İL Kördüler tipi orojen İİL Kıtasal block yığışım orojeni IV. Ki* tasal çarpışma kuşakları* Kısaltmalar..

Yaşlar : E Kambriyen, O, Ordovislyen, D. Devoniyen, C. Karbonifer, T» Triyas, J. Ju* ra, Cr. Kretase, Tr, Tersiyer,

Bloklar ı A, Anadolu, P. Pontid, I, İnan, L. Lut, F, Faralı, H. Helmand, NT. Kuzey Tiböt, ST, Güney Tibet, M. Malaya, G* GoMan, KP» Khoat Platform, Y, Yangtze Platform, SKP. Smokorean Platform, T, Tarım Platform, K.S, Kazak Kalkanı, Ak, Angora Kroton

Orogen Kuşaklar

1. Saxo-Thuringian Kıtasal Yığışım Kuşağı (Karbonifer),
2. Güney Armorikan Yığışım Çarpışma Kuşağı (Karbonifer), Karpas Bindirme Kuşağı
4. Staraplanitia Kıtasal Yığışım Kuşağı (Karbonifer)
5. Serbo Macedoniyen Kıtasal Yığışım Kuşağı (Karbonifer),
6. Yardım Kıtasal Çarpışma Yığışım Kuşağı (Geç Kretase) Güney Pontid Kıtasal Yığışım Kuşağı (Erken Triyas).
8. İzmir^Ankara-Erzincan Kıtasal Çarpışma Kuşağı (Paleosen),
9. Büyük Kafkas Ada Yayı Yığışım Kuşağı (Karbonifer)

Figure 1 : Eurasian orogen belts I) Island arc accretionary orogen belts, II) Cordüleran orogen belts, III) Continental accretionary orogen belts, IV) Continental collision orogen belts, E, Cambrian, Ö, Ordovician, D. Devonian» C* Carboniferous, T. Triassic, J. Jurassic, Cr. Cretaceous, Tr. Tertiary, A, Anatolian block, P. Pontian Block, L. Iran block, L, Lut block, F, Forah block, H. Helmond block, HT. Northern Tibet block, ST, Southern Tibet block» ML Malaya block, KP, Khroat Plato, YP, Yangtze platform, SKP. Sino-Korean platform, T. Tarım platform, K.S, Kazak Kalkanı, Ak, Angora Kraton,

- 1) Saxo-Thuringian continental accretionary belt (Carboniferous)
- 2) Southern Armorican continental accretionary belt (Carboniferous)*
- 3) Carpathian thrust belt.
- 4) Stara Planina continental accretionary belt (Carboniferous).
- 5) Ssrbo Macedonian continental acerectionary belt (Carboniferous),
- 6) Yardar Continental Collision belt (Late Cretaceous).
- 7) Southern Fonttan continental accretionary belt (early Triassic),
- 8) İzmir - Ankara » ErMncan Conuinentaı collision belt Paleocene);
- 9) Great Caucasian island arc accretionary belt (Carboniferous).

- 10, Artvîn-Karabakh, Kördüler Kuşağı (KarboMffer-Triyas).
- 11* Sevan-Akera-Karadağ Kıtasal Çarpışma Kuşağı (Geç Kretase).
12. Bitlis-Guleman Kıtasal Çarpışma Kuşağı (Geç Kretase),
- 13* Talesh-Massliat Kıtasal Yiğışim Kuşağı (Triyas).
14. Zagros Kıtasal Çarpışma Kuşağı (Tersiyer)*
15. Herat Kıtasal Yiğışim Kuşağı (Triyas).
16. Panjoa Kıtasal Yiğışim Kuşağı (Geç Jura).
17. Kabul Kıtasal Yiğışim Kuşağı (Geç Kretase)*
18. Kunlun Kıtasal Yiğışim Kuşağı (Triyas)*
- 19* MeneMng Tangla Kıtasal Yiğışim Kuşağı (Geç Jura),
20. Kızıl Mehîr Kıtasal Yiğışim Kuşağı
- 21, Güney Qinling Ada Yayı Yiğışim Kuşağı (Devoniyen)»
22. Kuzey QMing Kördüler Kuşağı (Silüriyen),
- 23, Tarim^TumÊn Kıtasal Çarpışma Kuşağı (Karbonifer).
24. Junggar-Haggen Kıtasal Çarpışma Kuşağı (Karbonifer).
- 25* Gissar Kıtasal Yiğışim Çarpışma Kuşağı (Karbonifer),
26. KargK Ada Yayı Yiğışim Kuşağı (Ordovislyen),
27. Sayan-Tuva Ada Yayı Yiğışim Kuşağı (KambiriyeÂ-Ordovislyen).
28. Rudny-Altay Ada Yap Yiğışim Kuşağı (DeYonlyett).
- 29* Irtish-Eaysan Kıtasal Çarpışma Kuşağı (Karbonifer).
- 3L Cengiz-Tarbagatar Ada Yap Yiğışim Kuşağı (Kambiriyen-Ordovislyen),
- 3L Dzungaria-Balkash Kördüler Kuşağı (Devoniyen).
- 32, Amour-okhotsk Kıtasal Yiğışim Kuşağı (Ordovislyen).
- 33, Shikhote Alin Kördüler Kuşağı (Kretase)*
- 34, Verkyonyansk Kördüler Kuşağı (Kretase),
- 10) Artvîn-Karabakh CordiUeran belt (Carboniferous-Triassic),
- 11) Sevan - Akera - Quaradagh continental collision belt (Late Cretaceous)
- 12) Bitlis-Guleman Continental Collision belt (late Cretaceous).
- 13) Talesh-Massliat Continental accretionary belt (Triassic)*
- 14) Zagros continental collision belt (Tertiary),
- 15) Herat Continental accretionary belt (Triassic).
- 16) Panjoa continental accretionary belt (latest Jurassic),
- 17) Kabul continental accretionary belt (late Cretaceous).
- 18) Kun lun continental collision belt (Triassic).
- 19) Ntaiching Tangla continental accretionary belt (late Jurassic),
- 20) Red Revir Continental accretionary belt (Triassic),
- 21) South Qinling Island arc accretionary belt (devonian),
- 22) Morth Qinling cordilleran belt (Silurian).
- 23) Tarun-Tumen continental collision belt (Carboniferous)»
- 24) Junggari-Hegger Continental Collision belt (Carboniferous),
- 25) Gissar Continental Collision belt (Carboniferous).
- 26) Kırgız Island arc accretion belt (ordovician),
- 27) Sayan-Tuva island arc accretion belt (Cambrian-ordovician),
- 28) Rudny-Aitai Island arc accretion belt (Devonian).
- 29) Irtish-Zaysan Continental Collision belt (Carboniferous),
- 30) Cengte-Tarbagatai Island arc accretion belt (Cambrian-Ordovician),
- 31) Dzungaria-Balkash CordiUerai belt (Devonian)*
- 32) Amour-Okhotsk Continental accretion belt Ordovician),
- 33) Shikhote Alin CordiUeran belt (Cretaceous),
- 34) Verkyonyansk CordiUeran belt (Cretaceous),

Paleotetis'in Mashat-Ialsh Kened kuşağının (Barberian ve King, 1981), batı uzanımı tartışmalıdır. Bu tartışma Paleotetis'in Rodop-Pontid-Transkafkas kuşağının kuzeyinde mi, yoksa güneyinde mi yer aldığı, bir başka deyişle, Rodop-Pontid Transkafkas bloğu Lavrazya'ya mı ait olduğu sorusunu içerir, Dewey ve diğ. (1973) Paleotetis'in Rodop Pontid-Transkafkas bloğunun kuzeyinde yer aldığını, Geç Triasik - Tersiyer sırasında kuzeye Kafkas kuşağı altına Geç

Jurassik-Tersiyer sırasında güneye Pontidlerin altına dalarak kapandığını ileri sürmüş ve Kaimdental Paleotetis'in kalıntısı olarak yorumlamıştır, Hsu ve diğ. (1978) Dobraea-Kmm-Kafkas Kımeriyen orojen kuşağının Paleotetis'in batı kenedini oluşturduğunu ileri sürmüştür.

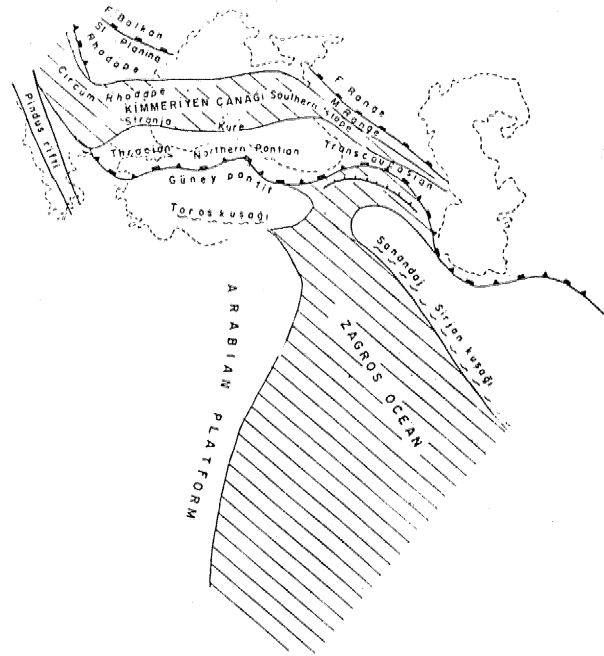
Şengör ve Yılmaz (1981) Üst Jurassik Güney Rodop orojen kuşağının Paleotetis kenedinin batı ummrami oluşturduğunu varsayarak, Paleotetis'in

Rodop-Pontid-Transkafkas bloğunun kuzeyinde yer aldığı ve Geç Permiyen - Geç Jurassik'te güneye Pontidler altma dalarak kapandığını ileri sürmüştür. Yazarlara göre, Paleotetis'in güneye dalarak kapanımı sırasında Türkiye (Kimmeriyen kıtası) ile Gondwana Land riftleşerek ayrılmış ve kuzeye çekilmiş ve Neotetis'in güney kolu açılmıştır. Kuzeye ilerleyen Türkiye içinde «Karakaya Kenar Çanağı» Triyas'ta açılmış ve kapanmış; iç Pontid, İzmir-Ankara ve iç Toros «okyanusları» Liyas'ta yay ardı çanağı olarak açılmaya başlamış ve Orta Jura'da okyanuslaşmıştır*

Şengör ve diğ* (1985) Güney Rodop orojeni kuşağının Paleotetis'in batı kenedi olduğu varsayımını terk ederek Paleotetis'in batı kenedinin Intra-sialik bir zon olarak bilinen Kriastide ve iç Serbo Makedonian zonu içinde yer aldığı ileri sürmüştür, Güney Rodop orojeni kuşağının iç Pontid kuşağına uzandığını varsaymıştır. Diğer taraftan Dixon ve Dimitriadis (1985) iç Serbo Makedoniyen zonu içinde Geç Jura'da yanallı faylanma ile açılmış bir çanağın Erken Kretase'de kapanımı ile geliştiğini isotopik veriler ile ortaya koymuş ve Şengör ve diğ (1985) nin Erken Jura yaşlı Paleotetis kenedi kuşağının iç Serbo Makedoniyen zonunda yer aldığı görüşünü spekülatif olarak nitelemişlerdir, Oysaki Şengör ve diğ (1985) Paleotetis'in kenedi kuşağının Güney Rodop orojeni kuşağında yer aldığı ileri sürdükleri görüşlerini Dimitriadis'in verilerinden hareket ederek terkettilerini ve Paleotetis'in kayıp kenedi kuşağının iç Serbo Makedoniyen zonunda yer aldığı ileri sürmüşlerdir. Paleotetis'in güneye Pontidler altma dalarak kapanımı sırasında kuzeye ilerleyen Türkiye içinde iç Pontid, İzmir-Ankara-İç Toros okyanuslarının yay ardı çanakları olarak açılmaya başlamasının, önceki görüşlerinden farklı olarak, Geç Jura'da değil de Geç Triyas'ta olduğunu ileri sürmüşlerdir, Oysa Şengör ve Hsu'nün. (1986) rekonstrüksiyonlarında İzmir-Ankara ve İç Toros okyanuslarının Jura'da okyanuslaştığı, buna karşın İç Pontid okyanusunun açılmadığı görülmektedir, Bir başka deyişle iç Pontid okyanusu dışlanmıştır.

Keza bu rekonstrüksiyonlarında Paleotetis'in güneye dalarak kapanımı sırasında Türkiye'nin Geç Permiyen-Jurassik aralığında -15 enleminden 30 enlemine yer değiştirdiği, bir başka deyişle yılda 15 cm/İlk bir hızla kuzeye ilerlediği görülür. Yazar Paleotetis'in güneye dalarak kapanımı sırasında yılda 13 cm/İlk hızla kuzeye ilerleyen Türkiye içinde Karakaya kenar çanağının açılmasının, İç Pontid, İzmir, Ankara, İç Toros okyanuslarının yay ardı çanakları olarak açılmaya başlaması ve okyanuslaşmasının plaka kinematiki ile çeliştiği görüşündedir, Yılda 15 cm* Mzla kuzeye ilerleyen Türkiye altma güneye dalan Paleotetis'in Şili tipinde yitimi ve Uye'da w'Kanomari'ye (1979) göre, Şili tipi yitimde ilerleyen plaka içinde kompresyonel bir rejim egemen olacağı için marjinal basen açılmayacaktır.

Keza, paleomanyetik veriler Pontidler'in Triyas'ta Laurazya'da yer aldığı kanıtlanmaktadır (Safibü-



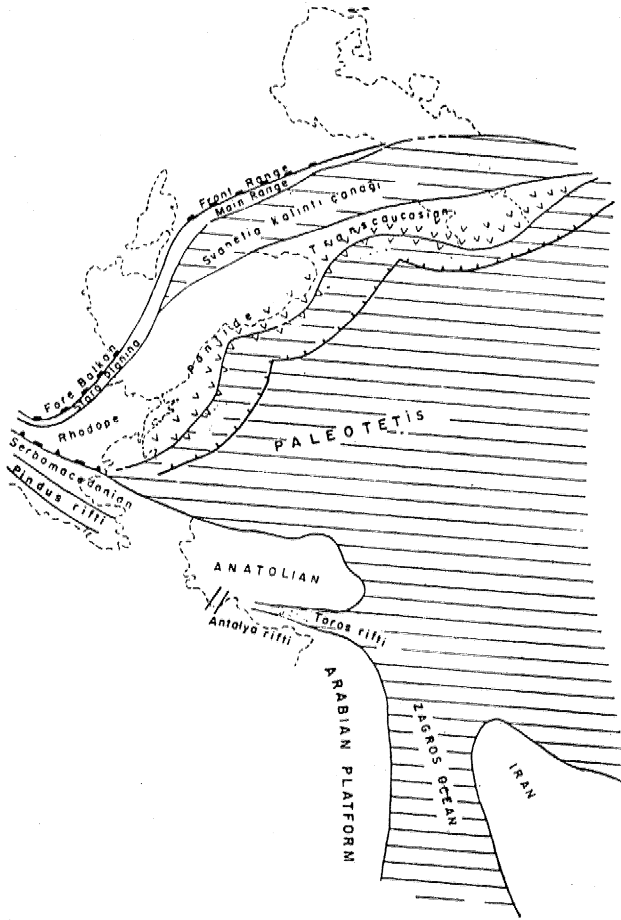
Şekil 2 : Doğu Akdeniz Çevresinin Permiyen'deki Düzenlenimi.

Figure 2 : Permian reconstruction of the Eastern Mediterranean region.

ve diğ., 1987), Bu olguda Paleotetis'in Pontidler'in kuzeyinde yer aldığı ve güneye daralarak kapanımı sürecinde Pontidler'in Gondwana Land'ten koparak kuzeye hareket ettiği ve Neotetis'in kuzey kolunun marjinal basen olarak açıldığı ileri sürülen görüşün geçersizliğini ancak ortaya koymaktadır. Pontidler'in Triyas'ta Lavrazya'da yer alması Paleotetis'in Pontidler'in güneyinde yer aldığı görüşünü desteklemektedir,

Paleotetis'in Pontidler'in kuzeyinde yer aldığı görüşünden kaynaklanan, Paleotetis'in güneye Pontidler'in altma dalarak kapanımı modeli, içerdiği jeodinamik çelişki yanında geometrik tutarsızlıkları da söz konusudur. Rodop kuşağı kuzeyinde yer aldığı ve Rodop kuşağı altına güneye doğru dalarak kapandığı ileri sürülen Paleotetis'in batı kenedi kuşağının Rodop kuşağı güneyinde «Güney Rodop-Istranca» veya «Kriastide-Serbo Makedoniyen-Istranca» kuşaklarında yer aldığı ileri sürmeleri (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1985) bu modelin içerdiği geometrik bir çelişkidir. Oysa Istranca Kimmeriyen orojeni kuşağı Geç Triyas-Erken Jura'da açılan çanağın Geç Jura'da kapanımı ile gelişmiştir (Üşümezsoy, 1982),

Adamlı ve diğ. (1977) Kafkas Kimmeriyen orojeni kuşağının Büyük Kafkas kenar çanağının Orta Jura'da kapanımı ile geliştiğini ve Paleotetis'in Pontid-Transkafkas kuşağının güneyinde yer aldığı ileri sürerek, Hsu ve diğ. (1978), ve Şengör ve diğ.'nin (1985) Kafkas Kimmeriyen kuşağının Paleotetis tonet kuşağı oluşturduğu varsayımlarını dışlamışlardır,



Şekil 3 : Boğu Akdeniz Çevresinin Geç Triyas-Orta Jüra'daki Düzenletimi!

Figure 3 Late Triassic to Mid Jurassic reconstruction of the Eastern Mediterranean region.

Üşümezsoy (1984) Paleotetis'in Pontidler'in güneyinde yer aldığını Karbonifer-Triyasik sırasında kuzeye dalarak kapandığını ve Paleotetis kenedinin Güney Pontid orojen kuşağında yeraldığını ileri sürmüştür. Yazar Paleotetis'in kapanımı sonrası Atlantik açılımı ile ilişkili olarak Triyas'ta açılmaya başlıyan Rodop çevresi, İstranca Büyük Kafkas çanağının Geç Jura'daki kapanımı sonucu Rodop çevresi, İstranca, Küre, Kırım, Kafkas Kimmeriyen orojen kuşağının geliştiğini savunmuştur, (Şekil 2,3)

Bingöl (1983) Karakaya Formasyonu'nun Pontidler'in güneyinde Bevomiyen'de açılan okyanusun Karbonifer Triyas sırasında kuzeye dalarak kapanımı ile oluştuğunu savunmuş, Triyas'ta açılan ve kapanan intrasialik (Bingöl, 1976) modelini eleştirmiştir. Oysa güneye dalımlı Paleotetis modelinde intrasialik Karakaya modeli Şengör ve Yılmaz (1981) ve Şengör ve diğerinin (1985) en önemli savı (verisi) olarak savunulmaktadır,

Dewey tarafından ileri sürülen ve Şengör tarafından benimsenen Paleotetis'in kuzeye Kafkas kuşağı altına, güneye Pontid kuşağı altına dalarak ka-

panımı modelinin tobul edilebilirliği yürülmüştür, K#za IGCP Project No 5 çerçevesinde Hersinyen orojenezî sonrası Akdeniz çevresinin kıtasal r^onstrüksiyonunda (Vai, 1979) Paleotetis'iü Rodop-Pontid Transkafkas kuşağı güneyinde yeraldığı görülür. Keza Doğu Akdeniz'in Jeolojik Evrimi, Sempozyumunun Editörleri Robertson ve Dixon (1985) bu sempozyumu değerlendirdikleri yazılarında güneye dalımlı Paleotetis modelini eleştirmiş ve olanaksızlığı vurgularak Paleotetis'in Pontidler'in güneyinde yer aldığını kabul etmiştir,

KB ANADOLU YIĞIŞIM OROJENİ

Karasu Vadisinin Jeolojisi

Karasu vadisi güneyden kıyeye doğru Karasu Yeşilkaya yeşil şist kuşağı, Bilecik Granodiyorit kuşağı ve Permokarbonifer Mreçtaşı blokları içeren split grovak kuşaklarına ayrılır. Yeşilkaya yeşil şist kuşağı kuzeye granodiyorit kuşağı üzerine bindirmektedir. Granodiyorit kuşağı ise split-grovak kuşağına doğru devriktir (Şekil 5),

Karasu vadisi yeşilkaya yeşil şist kuşağı meta-ultrabazik-metabazik-kayalar, meta pelit ve mermerlerden oluşur. Metaultrabazik kayalar ileri derecede serpantinleşmiştir. Başlıca antigorit, antigorit-tremolit şist, tremolit talk şist ve klorit (klinoklor) şiste dönüşmüşlerdir, Karbonatlaşma, lisvenitleşme ve garniyerli oluşumları yaygındır? Metabazik kayalar başlıca albit porfiroblastlı yeşil şistlerden oluşur. Albit, epidot, klorit, aktinolit ve muskovit, yeşil şistlerin başlıca minerallerini oluşturur. Metabazik bazı örneklerde ince taneli plajyoklas ve hornblendlerden yapılmış amfibolite dönüşüm tanınır. Metabazik kayalar bazı düzeylerde stüpnomelan içerikli metaçörtler ile ardışıklıdır. Yeşil şist mineral topluluğunun oluşturduğu bantlar arasında kalsit bantları yer alır. Karbonat katkısının artarak egemleşmesi sonucu mermer mercikleri oluşur.

Yeşil şistler bir tarafta mermer merciklerine geçerken diğer tarafta fillitlere geçilidir, Metagrovak veya metapelit kökenli fillitler başlıca granat porfiroblastları içeren klorit ve kuvars mineral parajenezini gösterir. Genelde granat porfiroblastları tümüyle kloritlemiştir,

Granodiyorit kuşağı, kuzeyden split grovak kuşağı, güneyden yeşil kaya yeşil şist kuşağı ile sınırlıdır, ileri derecede kataklastik deformasyonun geliştiği granodiyorit kuşağında protomilonit, milonit ve ultramilonit geçişleri gösteren çok sayıda makaslama kuşakları gözlenir, Granodiyorit kuşağı, granodiyorit ve K-feldspatça zengin granodiyorit granit geçişleri gösteren kalk alkalin I tip çok fazlı plutonlardan oluşmuş batolitik bir kompleksir. Çoğulu ve diğerinin (1965) granodiyoritik asıl fazdan yaptıkları izotopik yaş tayininde 290 miiym/yıl olarak bulunmuştur,

Split-grovak kuşağı Permokarbonifer blokları içeren metasplit ve grovaklardan oluşur, Grovaklar kalk alkalin volkanik kırıntıları içerir. Yeniden kristallenme ve killi şist klivajı, grovakları metagrovak



Şekil 4 : KB. Anadolu Yığışımı Orojeni Kuşakları I. Karasu Vadisi II. Handeresi Vadisi.
Figure 4 : NW Anatolian Accretionary Orogen Belts I. Karasu Valley II. Handeresi Valley.

ve fillitlere dönüştürmüştür. Split-klorit zonunda metamorfizma matrikst[©] epidot-klorit oluşumlarına yol açmıştır. Permo-Karbonifer blokları çeşitli boyutlardadır. Geniş alan kaplayan kireçtaşı blokları bazı kesimlerde grovaklar üzerine bindirmiş veya grovaklar üzerine uyumlu olarak çökelmiş görünümündedir.

Yapısal Konum

Yeşil kaya-yeşil şist kuşağında çört-yeşil şist aralanmalı-kesimlerde 3 deformasyon fazı tanımlanabilir. Birinci fazda penetratif şistozite oluşturan izoklinal kıvrımlanma, ikinci fazda çört katmanlarında iyi tanınan şevron tip kıvrımlar ve üçüncü fazda ise şevron tip kıvrım eksenlerinin kıvrımlanması simgeseldir. Keza kalkıştı, yeşil şist veya fillitlerde de üç fazlı deformasyon tanımlanabilir.

Yeşil kaya-yeşil şist kuşağı kuzeye granodiyorit kuşağı üzerine bindirmiştir* Bindirme düzleminde geniş bir kuşak boyunca ezilmelerin olduğu görülür. Bindirme dike yakın bir açıda gelişmiş ters faylanma sonucudur. Granodiyorit kuşağı da kuzeye spilit-grovak kuşağı üzerine devriktir. Yeşil kaya-yeşil şist kuşağının granodiyorit kuşağı üzerine bindir-

mesi sürecinde gerek bindirme kuşağında gerekse yeşilkaya yeşilşist ve granodiyorit kuşağında bindirme kuşağında bindirme kuşağına paralel gelişen bindirme geniş makaslama zonları ve katakiastik kuşaklar gelişmiştir. Sarıcakaya deresi boyunca yeşilkaya-yeşil şist kuşağının granodiyorit üzerine bindirdiği esas katakiastik kuşak Liyas konglomeraları ve Üst Jura kireçtaşları ile uyumsuz olarak örtülmüştür. Liyas konglomeraları ultramilonitik katakiastik çakıl ve bloklardan oluşmuştur. Bir başka deyişle, yeşil kaya-yeşil şist kuşağı granodiyorit kuşağı üzerine Liyas öncesi bindirmiştir,

Karasu Vadisi yığışım kuşağı, yay ve yay ardı toplulukları Liyas yaşlı karasal kıvrıntılılar (Bakırköy Fm), Üst Jura yaşlı sığ denizel platform karbonatları (Bilecik kot) ve Alt -Kretase yaşlı kıta yokuşu karbonatları (Soğukcam Fm) tarafından örtülmüştür (Altınlı 1973).

Handeresi Vadisi Jeolojisi

Handeresi yeşil şist-fillit kuşağı mermer ve meta peridotit blokları içeren metaspüt metapelit ve metagrovak topluluğundan oluşur, Handeresi yeşil şist fillit kuşağı üzerinde ileri derecede katakiastik Kavsaralı granodiyoritik napları yer alır (Ştkil 6),

Handeresi yeşil şist-fillit kuşağında split ve spilitik tüfler, klorit zonunda metamorfizmaya uğrayarak albit, epidot, klorit parajenezi içeren metasplitleri; grovak ve pelitik kayaçlara dönüşmüştür, Handeresi yeşil şist-fillit kuşağında mermer ve peridotit blokları yaygındır. Metaperidotit blokları serpantinleşmiş dunit ve hazburgjitlerden oluşmuştur* Bimüt ve ve harzburgitlerin serpantinleşme sürecinde tremolit ve krizotil yaygın olarak görülen metamorfik mineralerdir. Buna karşın olivin ve klinopiroksenler korunmuştur.

Handeresi yeşil şist-fillit kuşağı üzerinde yer alan granodiyorit napları iteri derecede milonitteleşmiştir. Kataklasizmanın egemen, yeniden kristalizasyonun ise zayıf olduğu milonitleşmede granodiyorit yaygın olarak ultramilonitlere dönüşmüştür. Kataklasizasyonun göreceli zayıf olduğu kesimlerde ilksel kayaç hornblend'biyotit granodiyoritir.

Granodiyoritik naplarda kataklasizma öncesi kayaç hipidiomorfik granodiyorittir, fakat profirik fay siyesler de yaygındır,

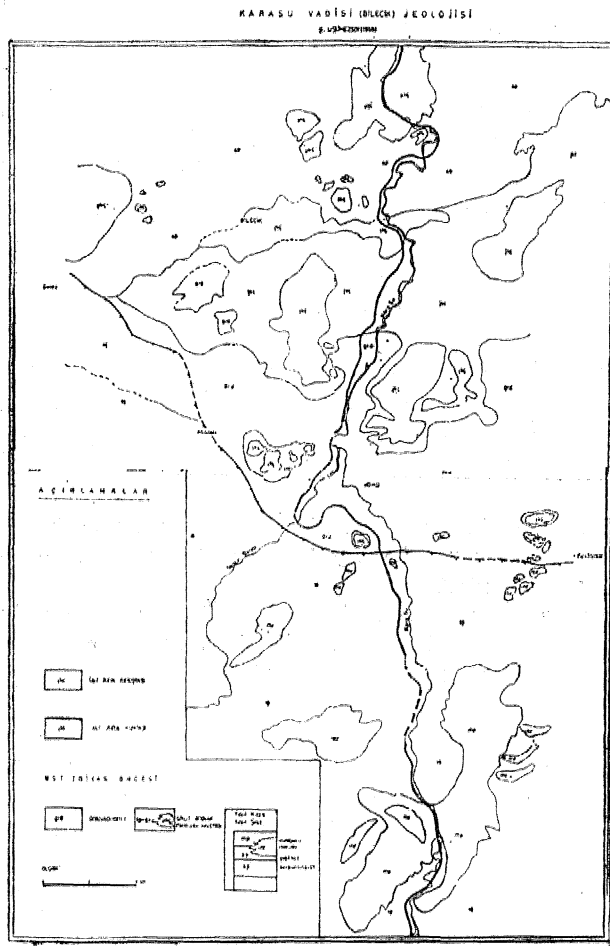
Handeresi yeşil şist-fillit kuşağı ve granodiyorit napları Geç Triyas yaşlı kıvrıntılı çökeller tarafından örtülmüştür.

Geç Triyasik yaşlı kumtaşları gerek Handeresi yeşil şist-fmmt kuşağı, gerekse Kavsaralı katakiastik plutonunun çakıllarını içeren taban konglomerasıyla başlar, Handeresi yeşil şist-fillit kuşağı sahanın GB'da Üst Jura yaşlı kireçtaşları tarafından örtülür.

Eybek sokulumu Handeresi, yeşil şist-fillit kuşağı, Kavsaralı katakiastik plutonunu ve Triyasik kıvrıntılıları post tektonik olarak keser ve geniş bir kontak metamorfizma zonu ile çevrelenir.

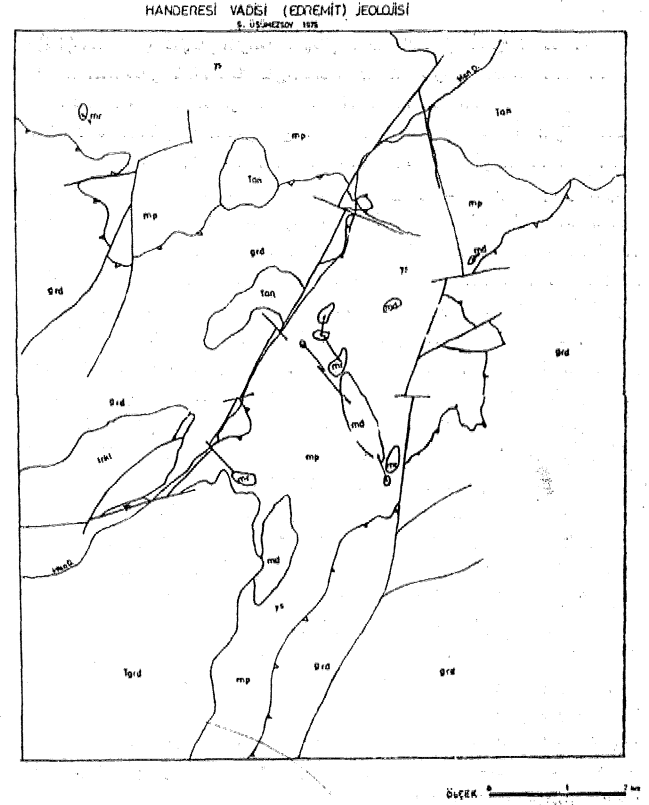
FARTIŞMA

Yılmaz (1981) Karasu yeşil kaya-yeşil şist kuşağını Geç Mesozoik'te gelişmiş okyanusa! kabuk ka^ yaçlan olarak yorumlamış, Bilecik granodiyorit kuşağını Sakarya kıtası olarak isimlendirmiş ve Erken Paleozoik yaşlı granitik kıtasal kabuk olarak kabul etmiştir. Yazar «Sakarya kıtasının» «Söğüt metabaziti» üzerine Geç Kretase'de bindirdiğini ve katak'a* sızmanan Geç Kretas© sonrası geliştiğini ileri sürmüştür. Oysa, yeşil kaya-yeşil şist kuşağının granodiyorit kuşağı, Sanca Kaya deresei ve Dedekaya tepesinde Liyas konglomeraları ve jurassik kireçtaşları ile örtülmüştür.



Şekil 5 : Karasu Vadisinin (Bilecik) Jeolojik Haritası.
Figure 5 : Geological map of Karasu Valley (Bilecik).

Yılmaz (1981) «Karasu Metamorfiti» içinde yer alan Paleozoik yaşlı mermerleri tektonik bloklar olarak yorumlamış, mermer kütlelerin yitim zonunda metabazik kayalar içine tektonik olarak kamalandığı ileri sürmüştür. Fakat Karasu Metamorfiklerinde yer alan mermer kütleleri mercek şeklinde olup filit ve meta bazitler ile dereceli geçişli ve birincil kontak ilişlidir,



Şekil 6 : Handeresi Vadisinin (Edremit) Jeolojik Haritası.
Figure 6 : Geological map of Handeresi Valley (Edremit).

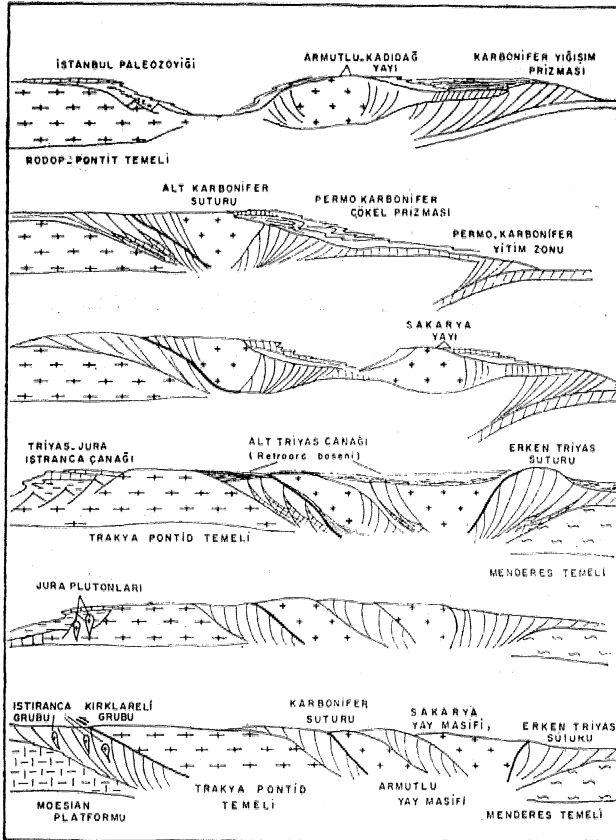
Diğer taraftan, Yılmaz (1981) tarafından ileri sürüldüğü gibi Karasu Metamorfiti'nin Geç Kretase'de Sakarya kıtası ve Mesozoik Atlantik tip kıta kenarı çökel prizması üzerine yerleştiğini gösteren herhangi bir veri yoktur, Tam tersi Karasu yeşil kaya-yeşil şist kuşağı yalnız granodiyorit kuşağı üzerine bindirmekte fakat hiç bir yerde Mesozoik çökel istifini üzerine bindirmiş şekilde görülmemektedir.

Yılmaz (1981) split grovak kuşağının Sakarya kıtası granitik temeli içinde açılan çanak içinde geliştiğini ileri sürmektedir. Fakat splitik kayaların granodiyoritleri kestiği hiçbir yerde gözlenmemektedir. Handeresi yeşil şist-fillit kuşağı içinde kamaşmış metaperidotitlerin varlığı metaspilit ve inetrovoklamet okyanusal kabuk üzerinde geliştiğine işaret eder.

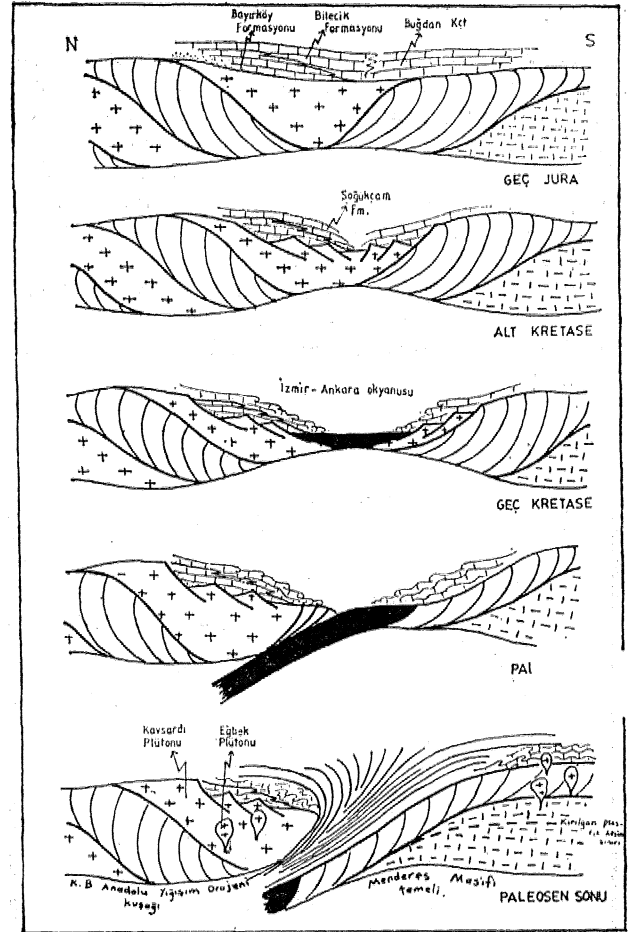
EVRİM

Yılmaz (1981) Karasu yeşil kaya-yeşil şist kuşağını Neotetis'in okyanusal kabuğu olarak yorumlamış ve Geç Kretase'de Neotetis'in kapanımı sürecinde «Sakarya Kıtası» ismini verdiği granodiyoritik kuşağını tizerlediğini ileri sürmüştür. Fakat Karasu yeşil kaya yeşil şist kuşağı Myas öncesi üzerlemiş Paleo«tetis offiolitidk. Diğer taraftan. Erken Paleozoyik yaşlı gramtik kıtasal kabuk olarak varsaydığı «Sakarya kıtası»m içeren kuşak olarak isimlendirdiği kuşak, Üşüræzsoy (1983) Yılmaz'm «Erken Pateozoyik Sakarya ykıtası»nı da içeren kuşağın, Paleotetis'in kapanımı sürecinde, Karbonifer'de gelişen Armutlu Kapıdağ Magmatik Yayının, Gemlik Mudanya Yitim Kompleksinin ve Permo-Triyas'ık Sakarya Magmatik Yay ve Yitim Komplekslerinin Pontidlere yığışımı sonucu geliştiğini ileri sürmüştür*

Bu perspektif içinde olaya bakıldığında Paleotetis'in Karbonifer'de kuzey kuzeye doğru Pontid kuşağı altına dalarak kapanımı sürecinde Armutlu Kapıdağ Ada Yayı Kuşağı ve Gemlik Mudanya Yitim Zonu Kompleksleri gelişmiştir. Karbonifer yay-hendek sistemi, Geç Karbonifer öncesi Pontid temeline yığışarak İstanbul Paleozoyiği'ne kaynaşmıştır. Geç Karbonifer yığışımı sonrası Armutlu Kapıdağ Yayı ve Gemlik-Mudanya Yitim Kompleksi üzerinde güne* ye bakan Permo-Karbonifer karbonat bankı (Bargu/1982) gelişir (Şdcü 7).



Şekil 7 : K.B. Anadolu Yığışım Orojeni Kuşaklarının
Figure 7 : Evolution of the NW Anatolian Accretionary Orogen Belts.

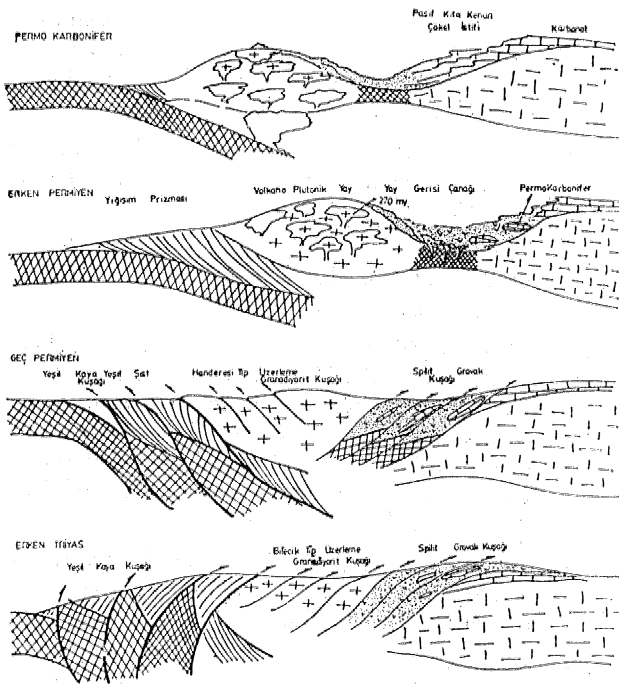


Şekil 8 : Karasu Vadisi Liyas öncesi magmatik yay, yay ardı ve yitim zonu topluluklarının evrimi.

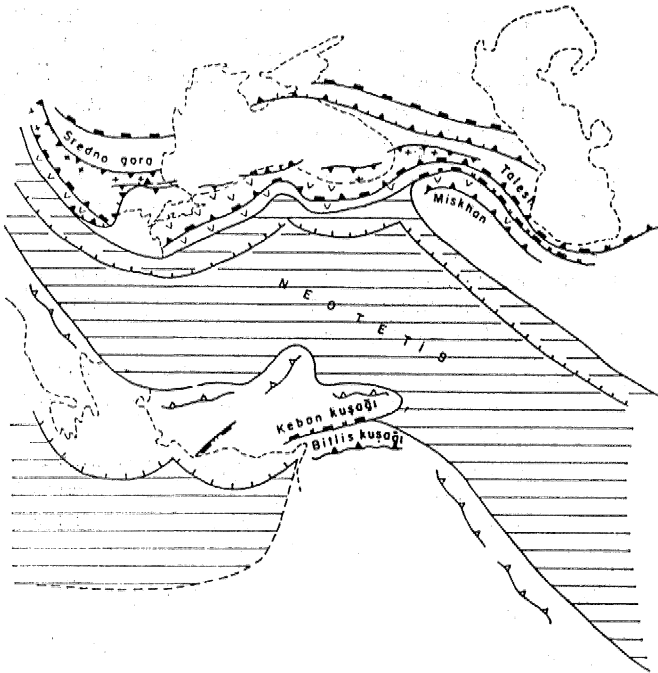
Figure 8 : Evolution of the Pre Liassic magmatic arc, bacle arc and subduction zone assemblage of Karasu Valley.

Paleotetis'in geç Karbonifer'de kuzeye dalarak yitmeye başlaması sonrası Sakarya (290/m.y.r/Çoğulu ve dig. 1985), Uludağ (240 m.y. / : öztünah/1973) plutonik yay kuşağı gelişmeye başlar, Yay kuşağının gerisinde görülen gerilme etkileri sonucu Permolcarbonifer karbonat bankı parçalanır; spilitik volkanizmanın ve volkanik yaydan türeyen grovak çökelmelerinin yer aldığı yay-gerişi çanağa taşınır.

Handeresi yeşil şist-spilit kuşağı ve Karasu vadisi grovak-spilit kuşağı yay gerisi çanakta gelişmiştir. Permo-Karbonifer karbonat blokları, kıta karbonat bankının parçalanması sonucu yay-gerisi çanağına çekim kaymaları ile taşınmıştır. Bu çanak, yay-gerisinde kapanılma sürecinde okyanusal kabuk spilit grovak topluluğu içine kamalanmıştır, Handeresi yeşil şist-fillit kuşağında yer alan metaperidotit blokları yay gerisi okyanusa! kabuğunun kamalanarak metagrovak ve spilitler içine sokulmasından türemiş düzensiz parçalandır.



Şekil 9 : İzmir-Ankara Zonunun Jeolojik Evrimi.
Figure 9 : Geological Evolution of the İzmir-Ankara Zone



Şekil 10 : Doğu Akdeniz Çevresinin Paleosen'deki Düzenlenimi
Figure 10 : Paleocene reconstruction of the Eastern Mediterranean region.

Sakarya granodiyorit kuşağı ve Handeresi Kavsaralı granodiyorit napları, magmatik yayın plutonik çekirdeğini temsil eder. Keza, gerek yay-gerisi spilit grovak kuşağında, gerekse yay-önü ve yığışım komp-

leksinde gelişen metagrovak ve metapelitler magmatik yayın volkanik çatısının aşınması ile türemişlerdir, Volcano-plutonik yayın volkanik çatısı ileri derecede aşınmasına karşın volkanik ve porfirik fasiyesler gerek Bilecik granodiyorit kuşağında gerekse Handeresi kuşağında yaygındır (Şekil 8).

Yay önünde geniş bir yığışım prizması gelişmiştir. Paleotetis okyanusu! kabuğunun giderek ısınması ve pozitif yüzme özelliği kazanması nedeniyle yitim yavaşlar ve durur, Yitim kuşağında 3540 km. derinliğe varan kesimde ısınmış okyanusu! kabuk dilimlerinde amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya varılmıştır, Keza bu derinliğe ineri yığışım prizması çekellerinde granat zonunda metamorfizma gelişmiştir,

Yitimin yavaşlaması sonrası gelişen yükselimi sürecinde sıcak yay kabuğu yay-gerisi spilit-grovak kuşağı üzerine devrilmiştir, Yay-gerisi çanağın kapanımı sürecinde killi şist klivajı ve klorit zonunda metamorfizma gelişmiştir, Yay önü kuşağında yığışım kompleksi yükselerek granodiyoritik yay kuşağı üzerine bindirmiştir. Yükselim sürecinde yitim zonu, 40 km, kadar derinlikteki kayaçların yay kuşağı üzerine bindirdiği yeşil kaya-yeşil şist kuşağı içinde C tip eklojitlerin varlığı ile kanıtlanmaktadır, Amfibolit zonuna değin metamorflaşmış kayalar üzerinde, yükselim sonrasındaki sürtünme ısı nedeniyle klorit zonunda bir metamorfik faz gelişmiştir. Yitim kompleksinin yükselim ve granodiyoritik yay kuşağı üzerine bindirme sürecinde yoğun bir kataklasizma gelişmiştir. Keza yükselimi takip eden evrede Menderes Masifi ile kuzeybatı Anadolu kuşağının çarpışması sürecinde Paleotetis okyanusal kabuğu ve Menderes Masifi pasif kıta kenarı çökel prizması Menderes Masifi üzerine bindirmiştir* Bu ilişki Simav dağında Konak (1982) tarafından tanımlanmıştır.

Paleotetis'in Geç Triyas'ta kesin kapanımı sonrası kuzeybatı Anadolu Yığışım Kuşağı ve Menderes Masifi kuzey kesiminde karasal ve sığ denizel rejim Erken Kretase'ye değin devam eder. Kretase'de açılmaya başlayan İzmir-Ankara zonu Geç Kretase Öncesi okyanuslaşır (Akdeniz, 1986), İzmir-Ankara okyanusu, Geç Kretase'de ve Paleosen'de Kuzeybatı Anadolu Yığışım Orojeni Kuşağı altına dalarak kapanır (Şekil 9 ve 10). Bu süreçte KB Anadolu-Yığışım Orojeni Kuşağı ve Mesozoyik çökel örtüsü içine Paleosen yaşlı kıta kenarı yayı plutonları sokulur.

Bu olgu sonucu KB Anadolu Yığışım Orojeni Kuşağında Paleotetis yay plutonları ile Neotetis yay plutonları iç içe yer alır (Üşümezsoy, 1983) (Şekil 4), Triyas öncesi Yaşlı Kavsarlı plutonu ile Paleosen yaşlı Eybek plutonunun uzamsal beraberliği bu olguya tipik örnektir (Şekil 6),

SOMUÇ

Paleotetis Pontid bloğunun güneyinde yer almıştır. Paleotetis'in dalarak kapanımı sırasında, Armutlu-Kapıdağ Karbonifer yay kuşağı, Gemlik Mudanya Karbonifer yitim kompleksi, Permokarbonifer yaşlı Sakarya magmatik yayı yay ardı ve yitim kompleksi

Potitidlere yığılmıştır. Kuzeybatı Anadolu yığılım orojeni kuşağı Menderes Masifi ile Erken Triyas'ta çarpışmıştır. Paleotetisin Mashat-Talesli Erken Triyas'ık Kened kuşağının batı devamı Güney Pontid Orojen kuşağında yer alır.

DEĞİNİLEN BELGELER "

- Adamlı, S.A., Buadze V.I.- and Shavishvili I.D. 1977, The great Caucasus in the Phanerozoic A Geodynamic model. In S, Jankovk (ed) Me= tallojeny and Plate Tectonic in the NE Mediterranean Belgrad, 215, 229,
- Akdeniz, H., 1986 Akhisar-GÖlmağra-Görses^Sırdırı arasının Jeolojisi 224 p. Doktora tezi, Yayınlanmamış İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü,
- Altınlı, E., 1973 Orta Sakarya Jeolojisi : Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğler, Ankara 15949L
- Bargu, S., 1982, The geology İznik, Yenişehir (Bursa) Osmaneli (Bilecik) area, İstanbul Yerbilimleri î: 191-234*.
- Berberian, M., ve King GJCP. 1981, Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran, aCn Jour of earth SCI, 18:210465.
- Bingöl, E., 1976, Evolution geotectonique de l'Anatolie de l'ouest Bull Soc, Geol Fr., 7, 18 : 235-254,
- Bingöl, E., 1983, Probable geotectonic evolution of Turkey between Precambrian and Jurassic, 37th Scientific and technical congress of the Geol Soc, of Turkey, Abstract, 36-38.
- Çoğulu, H.E*, Delaloye, M. and Chessex, R., 1965, Sur l'age de de quelaues roches plutoniques a cides dans la repon d'Eskisehi^Turquie Arch. Sc. 18:692-699, Ceneve,
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., III Ryan, V.B.F., and Bonnin J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine System, Geol Soc, Am, Bull. 84:3137-3180.
- Dixon, -J.E.* and Dimitriadis S., 1985, Meteororphosed ophiotic rocks from the serbo-Macedonian Massif, near Lake Volvi, Northeast Greece, In : The geological evolution of Eastern, Mediterranean (Edited by Dixon J.E. and Robertson AJLF.) Spec, Publs. geol soc, 603 618,
- Hsu, K.J., Nachev, I.K., -Vuchev. V.T. 1978, Geologic evolution of Bulgaria in the light of plate tectonic, Tectonophysics, 40:245-265,
- Konak, H., 1982, Simav dolayının Jeolojisi ve Meta* morf Kayaçlarının Evrimi, İstanbul Yerbilimleri, 3:313-337,
- Mitchell, AJH.G., 1981, Phanerozoic plate boundaries in mainland SE Asia the Himalayas an Tibet, J, Geol Soc. London, 138:109422,
- Örtunalı, Ö., 1973, Uludağ <KB Anadolu) ve EgriÖz (Batı Anadolu) Masiflerinin petroloji ve jeokronolojileri, 1st, Ün, Fen aFk. Mon, 23,
- Sarıbudak, MVSanver M., Ponat, E., 1387, Preliminary Paleomagnetic resblts of Lower Triassic, Cretaceous and Eocene rocks of western Pontides, In Geotravers Project TÜBİTAK.
- Stocklin, J., 1977, Structural correlation of the Alpine range between Iran And Central Asia Mem,, Soc, Geol. Fr> 8 : 333-353,
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : A plate tectonic approach, Te& tonophyscis, 75 :181-241,
- Şengör, A.M.C, Yılmaz, Y., and Sungurlu Ö., 1985» Tectonics of the Mediterranean Cimmerides : Nature and evolution of western termination of Paleotethys, In : Dixon, 5.E., and Robert* son A.H.F. (ed) The Geological ©volution of the Eastern Mediterranean» Geol Soc, of London, Special Publication, 117-152,
- Şengör, AJMLC, and Hsu, K.J., 1986, The Cimerides of Eastern Asia : History of the eastern end of Pateo Tethys. Mem., Soc geol Fr.
- Tapponnier, P., Mattuer, M., Proust, F., and Cassaigne* au, C, 1981, Mesozoic ophiolites and large scale tectonic movements in Afghanistan, Earth and Planetary Science Letters, 52 : 355-371.
- Robertson, A.H.F. ve Dixon J.E. 1985, Introduction ge> ological evolution of the Eastern Mediterranean, In Dixon J.E, and Robertson A.H.F. (eds) The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Special Publication of Geological Society of London, 1-75,
- Uyeda S., and Kanomati, .H.," 1979, Back^arc opening and the mode of subduction, J, Geophys. Res, 84: 10494061.
- Üşümezsoy, Ş., 1982, Igneous and metamorphic geology and mineralization of Istranca region. Is> tanbul Yerbilimleri, 3 : 277-294.
- Üşümezsoy, Ş., 1984, (incelenmekte) Orogenic evolution of the Circuin Black Sea sture belts Tectonics,
- Vai, G.B. 1979, Tracing the Hercynian structural zones across Neo Europe, a model for correlation purposes within : In Sass. F.P, (ed) IGCP, No : 5, Newsletter, 2, 104-108.
- Yılmaz, Y., 1981, Sakarya Kıtası güney kenarının evrimi, İstanbul Yerbilimleri, 1 : 33-52,
- Üşümezsoy, 1984, Karadeniz çevres[eKned kuşakları, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 5. 141-142,
- Üşümezsoy, Ş., 1983, Geological evolution of the Han^ deresi (Edremit) region and geotectonic setting of NW Anatolia, In 37, Sei. and Tech. Cong, of eGol. Soc, of Turkey, Abstracs, 87-90,

Yazının geliş tarihi: 10.S.1986
Düzeltilmiş yazmm geliş tarihi, 224.1987
Yayma verildiği tarih: 20.8.1987

Doğal Ametistin kirlilik içeriği ve renklenmesi

Impurity content and coloring of natural amethyst.

REZAN BİRİSOY, Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, tenir.

ÖZ : Doğal ametist ve renksiz kuvarsların absorpsiyon spektralleri analiz edilmiş ve bunlar kuvarsların yapısında yer alan demir, manganez ve antimony gibi kimyasal kirliliklere göre kıyaslanmıştır. Bu elementlerin ve doğal radyoaktivitenin 5500 Å absorpsiyon bandının ve doğal ametist kuvarsların renklenmesinde önemli rolü olduğu gözlenmiştir.

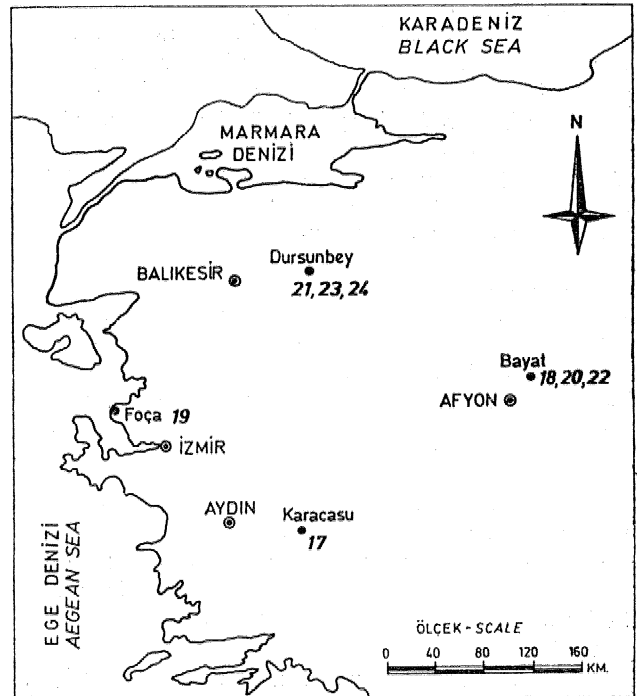
ABSTRACT : The absorption spectra of natural amethyst and colorless quartz were analyzed and compared relative to the presence of chemical impurities such as iron, manganese and antimony located within the structure of quartz. It was observed that these elements and natural radioactivity play an important role in the generation of the 5500 Å absorption band and the violet coloration of natural amethystine quartz.

GİRİŞ

Ametist kuvarstaki mor renge, genellikle demir kirliliği ile ilgili renk merkezlerinin neden olduğu belirtmiştir/Cohen (1956), 3400, 5400 ve 9500 Å dalga boylarındaki absorpsiyon bandlarının, kuvarsların yapısında bulunan, ne oldukları bilinmeyen kimyasal kirliliklerden kaynaklandığı sonucuna varmıştır.

Lehmann ve Moore (1966), elektron veya boşluk kapanımı ile Fe^{+3} iyonun ornatmalı ve atomlar arasında yer alan Fe^{+3} çiftiyle birlikte oluşturduğu yeni EPR spektrası olan S_2 'nin, yapay ametist kuvarstaki renkle çok yakından ilişkili olduğunu bulmuştur. Bu S_2 merkezi, daha önce komşu atomlar arası boşlukta yer alan alkali metal iyonu ile yük dengelemesi yapan ornatmalı Fe^{+3} iyonundan kaynaklandığı bilinen S_1 merkezinin dönüşümünden elde edilebilir. Buna karşın, doğal ametistler içerisinde bulunan S_1 merkezi S_2 merkezine dönüşmemektedir. Buradan, doğal ametistlerdeki merkezlerin farklı miktarlarda veya tipteki yük dengeleyicileri ile ve/veya ek elektron veya boşluk kapamılarından kaynaklanabileceğine işaret edilmiştir. Herşeye rağmen demir, doğal ve yapay ametist kuvarstaki karakteristik optik bandlarla ilişkili olan anahtar kirlilik olarak önerilmiştir Sehlesinger ve Cohen (1966),

S_2^{+4} atomunun yerini alan Fe^{+3} iyonu ile atomlar arası boşlukta bulunan Fe^{+2} iyonlarından oluşan bir model ametist merkezleri için uygun bir model olarak önerilmiştir (Lehmann, 1971; Lehmann ve Bamberger, 1973). Buna karşın Cohen ve Hassan (1974), $8, +$ iyonunun yerini alan Fe^{+3} iyonu ile atomlar arası boşlukta bulunan Fe^{4+3} iyonunun, iyonize radyasyon uygulamasından sonra ametist rengin oluşumu ile ilgili olduğunu -kanıtlamıştır*



ŞeMİ 1 : Doğal tovarsların yer buldurueu haritası
Figure 1 : Location map of natural quartzes

Bu çalışmalar demirin, ametistteki'mör renge olan katkıların göstermesine karşın, diğer elementlerin, manganez ve antimony gibi, katkıları hakkında Mç bir araştırmadan söz edilmemiştir. Bu araştırma demir ile birlikte manganez ve antimonyun doğal ametist kuvarsların mor rengine olan katkısını göstermektedir,

DENEYSEL YÖNTEMLER

Bu çalışmada kullanılan ametist ve renksiz kuvarlar Batı Anadolu'dan değişik yatak ve yerlerden derlenmiştir (Şekil 1). Örnekler optik absorpsiyon spektralarının ölçülebilmesi için C- eksenine dik 24 mm. kalınlığında levhalar halinde kesilerek her iki yüzeyi de parlatılmıştır. Ölçümler PYE Ünıcam SPI 800 ultraviole/visible, spektrofotometresi ile 3300-7000 Å° dalga boyu aralığında yapılmıştır,

Li, Na, Mg, Al, K, Ti, Mn, Fe ve Sb analizleri Atomik Absorpsiyon spektrofotometresi ile yapılmıştır. Th ve U analizleri ise Delayed-Neutron tekniği kullanılarak elde edilmiştir. Çalışmanın başlangıcında antimonun varlığı X-ışın fluoresens spektrometresiyte saptanmıştır. Her bir absorpsiyon bandının renk merkezi konsantrasyonu ile her bir elementin konsantrasyonları grafiksel olarak kıyaslanarak, ametistteki mor renge element kirliliğinin katkıları ortaya konmuştur,

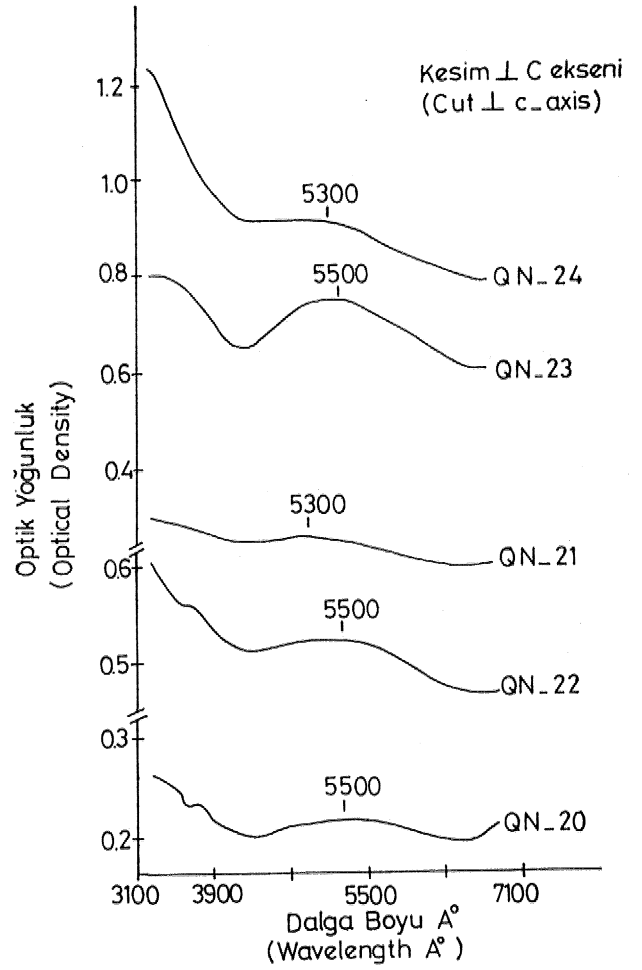
BULGULAR ve TARTIŞMA

Kimyasal analizlerin sonuçları Çizelgemde verilmiştir. Renksiz kuvar örnekleri (Q-N-17, Q-N-18 ve Q-N-19), lityum, manganez ve antimon içermemekte cürler. Ayrıca renkli olanlara göre daha az demir içermektedirler (Q-N-20 ile Q-N-24 arasındakiler). Antimon, lityum, manganez ve demirin dışındaki elementler hem renksiz, hemde mor renkli olan örneklerde eş miktarda dağılmış gibi gözükmektedir. Manganez, demir ve antimonun yalnızca mor renkteki örneklerde bulunması ve konsantre olması nedeniyle, bu elementlerin doğal ametist kuvarstaki mor renge neden olduğu düşünülebilir.

Ametist kuvarların absorpsiyon spektraları Şekil 2'de verilmiştir, Şekil 2'de görüleceği gibi, görünür bölgede yalnızca 5500 Å° absorpsiyon bandı bulunmaktadır. Bu band, ametistteki mor renge neden olmaktadır, 5500 Å° absorpsiyon bandına ek olarak diğer bir absorpsiyon bandının kenar kısmı mor-ötesi bölgede yer almaktadır.

Yukarıda işaret edildiği gibi, kirlilikler mor rengi kontrol eden etmenler olarak gözükmektedir. Ayrıca renklenme görünür bölgedeki absorpsiyon bandları ile tanımlandığından, her bir örnekteki kirliliklerin bu absorpsiyon bandını tanımlaması gerekir. Buradan kirlilik ile absorpsiyon bandı arasında herhangi bir ilişki söz konusu ise, bunu saptamak için; element-kirliliklerinin konsantrasyonları ile absorpsiyon bandlarının renk merkezi konsantrasyonlarının analiz edilmesi gerekir. Ancak o zaman, eğer varsa, aranın kirlilik renk merkezi ilişkisi ortaya konabilir. Bunun için de renk merkezi konsantrasyonları her bir absorpsiyon bandı için Smakula-Dexter eşitliği (Dexter, 1956) kullanılarak hesaplanmıştır.

$$n_c f = 0,87 \times 10^{17} \frac{n}{(n^2 + 2)^2} \cdot O_{\max} \cdot W^{\#}$$



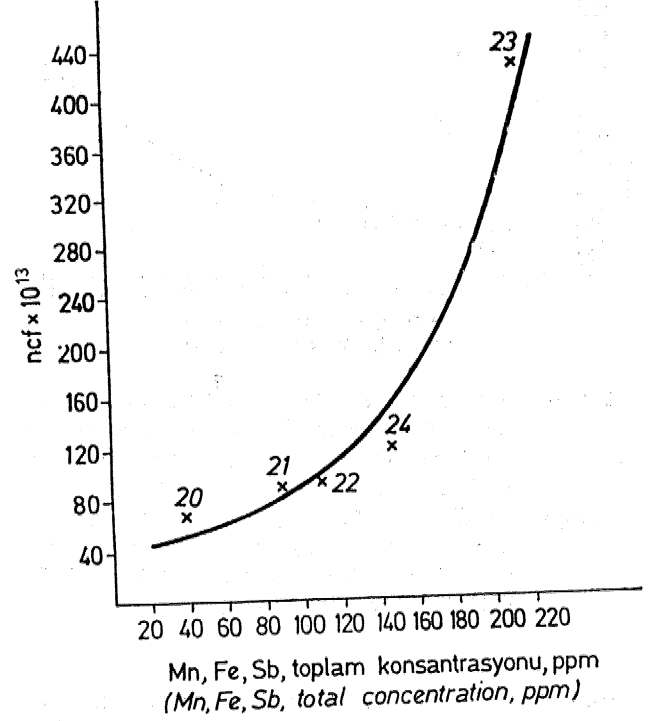
Şekil 2 : Doğal ametist kuvarların optik absorpsiyon spektraları

Figure 2 : Optical absorption spectra of natural amethyst quartz.

Burada, n_c = cm^3 deki renk merkezi sayısı, f = osülator kuvveti n = absorpsiyon bandının o dalga boyundaki kırılma indisi, a_m = absorpsiyon maksimumundaki optik absorpsiyon katsayısı ve W_{ev} = absorpsiyon bandının eV değerinden yarı genişliğidir, Osülator kuvveti (f) her dalga boyunda sabit olduğundan ve kuvar içinde bu değer literatürde bulunmadığından, n_c değeri renk merkezi konsantrasyonu olarak kabul edilmiştir. Renk merkezi konsantrasyonu ($n_c f$) her bir örnekteki 5500 Å° absorpsiyon bandı için hesaplanmıştır. 5500 Å° absorpsiyon bandının renk merkezi konsantrasyonu ile lityum, sodyum, magnezyum, alüminyum, potasyum ve titanyum konsantrasyonları arasında çizilen grafikte hiç bir ilişki gözlenememiştir. Buna karşın, manganez, demir ve antimon konsantrasyonları ile 5500 Å° absorpsiyon bandının renk merkezi konsantrasyonu ile çizilen aynı türden grafiklerde artan bir fonksiyon ilişkisi bulunmuştur. Diğer bir deyişle, bu üç elementin konsantrasyonları arttıkça 5500 Å° absorpsiyon bandının renk merkezleri konsantrasyonları da artmaktadır.

(Şekil 3 ve Şoku 4). Buradan doğal ametist kuvarstaki 5500 Å absorpsiyon bandının demir, antimon ve manganer Mrlikler tarafından kontrol edildiği ortaya çıkar.

Daha ÖnceM çalışmalarda, Fe³⁺ mor rengin nedeni olarak belirtilmiştir (Lehmann ve Moore, 1966; Schlesinger ve Cohen, 1966; Cohen ve Hassan, 1974). Buna ek olarak Lehmann ve Bambauer (1973) mor rengin ancak, Fe³⁺ iyonunun tetraedrik simetrisi olan atomlar arası boşlukta yer aldıkları zaman oluşabileceğine işaret etmişlerdir* Demir miktarı ile ametisteki mor rengin şiddeti arasında tam olmayan ilişki demirin kafes yapısında farklı yerlerde bulunduğu dayandırılmıştır. Yani, yapıdaki demir her zaman uygun kafes yerinde, uygun yük dengeleyicisi ile birlikte bulunmaktadır (Lehmann ve Bambauer 1973). Bu da yapıda demir olsa bile renk merkezi oluşturacak kafes yarinde olmadıkça mor rengin oluşmayacağı anlamına gelmektedir. Ayrıca Fe³⁺ den başka hata oluşturacak başka yük dengeleyicilerinin de söz konusu olabileceği de belirtilmiştir (Lehmann, 1975), Sb⁵⁺ ve Mn³⁺ iyonlar atomik çap ve yükleri bakımından kuvarsin yapısında hem Si⁴⁺ yerine, hem de atomlar arası boşluğa yerleşebilecek özellikleri taşımaktadır (Müller ve Roy, 1974). 5500 Å absorpsiyon bandının renk merkezi konsantrasyonu manganer ve antimon konsantrasyonları ile arttığına göre ametisteki mor renklenmenin yalnızca demir kirliliğine bağlanamayacağı ortaya çıkmaktadır. Manganer ve antimon da demire paralel olarak bu renge, diğer bir deyişle 5500 Å absorpsiyon bandına katkıda bulunmaktadır. Bu elementlerin miktarları ve oranları da ametist kuvarsin alındığı yere göre değişebilir. Bu elementlerden birisi, kafeste uygun yere oturarak diğerine baskın olabilir ve mor rengin şid-



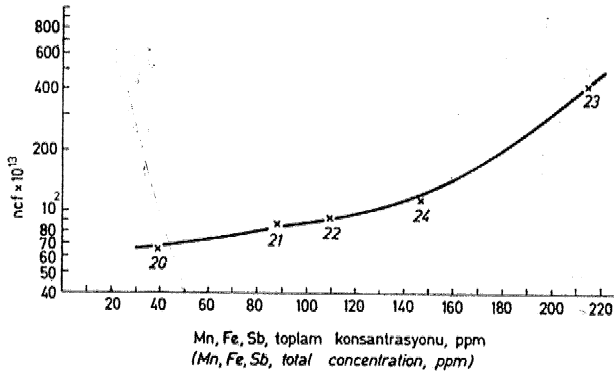
Şekil 3 : Manganer, demir ve antimonun toplam konsantrasyonları ile 5500 Å absorpsiyon bandının renk merkezi konsantrasyonu (n.c.f) arasındaki grafik.

Figure 3 : Plot of total manganese, iron and antimony concentration versus the color center concentration (n.c.f) of the 5500 Å absorption band.

Örnek No (Sample No)	Li	Na	Mg	Al	K	Tl	Mn	Fe	Sb	Th	U	Renk ^x
Q-N-17	-	12.8	4.6	50.6	8.8	1.7	-	15.2	-	1.2	0.15	Renksiz
Q-N-18	-	10.6	7.8	69.4	7.5	1.8	-	4.6	-	1.1	0.15	Renksiz
Q-N-19	-	26.5	2.3	686.6	33.8	-	-	11.5	-	1.5	0.19	Renksiz
Q-N-20	-	18.8	0.9	88.1	15.0	1.8	3.7	22.2	13.2	1.2	0.14	Çok açık orkide (10ea)
Q-N-21	-	15.0	1.0	31.0	12.5	1.2	4.2	33.0	51.4	1.6	0.16	Mor (Ilec)
Q-N-22	10.6	10.6	1.0	125.5	8.8	2.1	5.3	14.4	89.8	1.7	0.20	Koyu orkide (10ge)
Q-N-23	9.3	26.6	1.7	275.0	47.0	2.4	11.3	50.7	153.4	1.3	0.15	Viyolet (12pe)
Q-N-24	18.3	35.1	-	424.5	33.8	8.7	8.6	23.4	115.7	2.0	0.24	Açık leylak (1lea)

(* Renk simgeleri Color Harmony Manual kullanılarak yapılmıştır (Taylor et. al., 1948).

ÇİZELGE 1. Doğal ametist ve renksiz kuvarstaki natural amethyst and colorless quartz (in ppm).
TABLE 1. Analyses of the chemical impurities in kimyasal kirliliklerin analizleri (ppm. olarak).



Şekil 4 : Manganez, demir ve antimonun toplam konsantrasyonları ile 5500 Å absorpsiyon bandının renk merkezi konsantrasyonu ($n_c f$) arasındaki yarı logaritmik grafik.

Figure 4 : Semilogarithmic plot of total manganese, iron and antimony concentration versus the color center concentration ($n_c f$) of the 5500 Å absorption band.

detiiii kontrol edebilir: Mn^{+3} hem fiziksel hem de elektronik konfigurasyon özellikleri bakımından Fe^{+3} çok benzediğinden bu banda olan katkısı kesindir. Ancak Sb^{+3} için Elektron Paramanyetik Rezonans (EPR) ölçümleri yapmak gerekir*

Aynı örnekler üzerinde yapılan thermo-Lümine* sans ölçümleri Q-N20 dışında bütün mor renkli ku* varsları dış kökenli bir doğal radyasyonla doygun olduklarını göstermiştir, Q-N47 ile Q-N20 arasında* ki diğer Örneklerde ise doğal eşdeğer radyasyon 3-10 dakika- arasında değişmektedir. Yapay olarak kirlilik katkısı ve radyasyonla mor renk elde edilmesine karşın (Cohen ve Hassan, 1974; Nassau ve Prescott, 1977) ametist kuvarsların doğal radyasyonla ilişkili olduklarından daha önce hiç söz edilmemiştir, Buradan bütün mor renkli kuvarsların doğal radyasyon aldıkları gözlenmiştir ve radyasyonun da mor renkle ilişkili olduğu anlaşılmıştır.

SOMÜÇLAR

Doğal ametist kuvarstaki 5500 Å absorpsiyon bandının renk merkezi konsantrasyonu, demir, manganez ve antimon elementlerinin konsantrasyonları ile ilişkili olup ayrıca renk merkezi oluşumunda doğal radyasyonun da katkısı vardır. Bu kimyasal maddelerden her biri doğal ametistin mor renginin şiddetine belirli Ölçüde katkıda bulunurlar.

KATKI BELİRTME

Yazar bu araştırmayı TBAG468 noJu proje ile destekleyen Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumuna, uranyum ve thoryum analizlerinde yardım eden Dr. D.M. Me Known ve Dr. RJB, Vaugh (U.S.G.S, Denver, Colorado)'a termo-Lüminesans Ölçümlerindeki yardımından dolayı Doç, Dr* Yeter Ögelman'a en içten teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Cohen, AJ., 1956, Colour centers in a-quartz called amethyst* American Mineralogist, 41, 874*891,
- Cohen, AJ, and Hassan, F., 1974, Ferrous and ferric ions in synthetic a-Quartz and natural amethyst, American Mineralogist. 59, 719-728.
- Dexter, PJL, 1956 Absorption of light by atoms in solids. Physical Reviews, 101, 48-55,
- Lehmann, G., 1971, The structure of yellow colour centers in quartz, Physica Status Solidi (b), 48, K65-K67.
- Lehmann, G., 1975, On the color centers of Iran in amethyst And synthetic quartz, A discussion. American Mineralogist, 60, 735-737»
- Lehmann, G., and Bambauer, H-U., 1973. Quartz crystals and their colors* Angew Chem. International Edition, 12, 283-291.
- Lehmann, G., and Moore, W.J., 1966, Optical and pramagnetic properties of iron in quartz. The journal of Chemical physics, 44, 1741-1747.
- Müller, O, and Roy. R., 1974, Crystal chemistry of non-metallic materials, 4, the major ternary structural families springer Verlag, 486 sayfa.
- Nassau, K, and Prescott B.E., 1977. Smoky, blue, greenish yellow, and other irradiation-related colors in quartz. Mineralogical Magazine, 41, 301-412,
- Schlesinger, M* ve Cohen, AJ., 1966» Postulated structures causing the optical Colour center bands in amethhyst quartz. The Journal of chemical physics, 44, 3146-3148.
- Taylor, D.H., Knoche L, and Granville W.C. 1948, Color Harmony Manual Descriptive color names dictionary, Wilhelm Ostwald System, Container Corporation of America Chicago. 1st edition.

Yaanm geliş tarihi: 10,12,1984

Büzeltlmjs yaamn geliş tarihi: 6,6*1985

Yapna verildip tarih: 20J4987

Tavşanlı Domaniç (Kütahya) volkanitlerinin özel sikleri ve Batı Anadolu Senozoyik volkanizmasındaki önemi

Characteristics of the Tavşanlı-Bomame (Kütahya) volcanics and their significance in Western Anatolian Cenozoic volcanism

HALİL BAŞ, Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü» Konya

OZ: Tavşanlı-Domaniç volkanizması Orta-üst Miyosen'de dasit-riyolit şeklinde başlar; Pliyosen bunlarla ardalanmalı olarak andezit ve bazaltik andezitleri türetir. Kayaçların tümü subalkali niteliklidir. Volkanizma çöküntü havzası niteliğindeki görsel ortamda gelişmiştir/

Grabenlerle ilgili Batı Anadolu volkanitleri esas olarak manto ve kabuk kökenli olarak iki grupta toplanır. İncelenen volkanitler kabuk kökenli gruba girerler.

Kıta kabuğundan eriyik oluşmasının, grabenler altına yerleşen konveksiyon akımlarıyla ilgili olduğu düşünülmektedir. Konveksiyon akımları kıta kabuğundaki mevcut izotermi yükselterek eriyik oluşturmaktadır.

ABSTRACT; The Tavşanlı-Domaniç volcanism started in the Middle-Late Miocene as the dacite-rhyolite type. In the Pliocene these rocks are alternated with lavas of the andesite and basaltic andesite type. All the rocks are of sub-alkaline character; The volcanism developed in a subsided basin lake environment.

Graben related young volcanism of Western Anatolia essentially belong to two groups, mantle originated and crustal originated. The volcanism here studied belong to the group of crustal origin.

It is considered likely that convection currents beneath the grabens have an effect on the formation of liquid from the continental crust. Convection currents lead to liquid formation by increasing isotherms present in the continental crust.

GİRİŞ

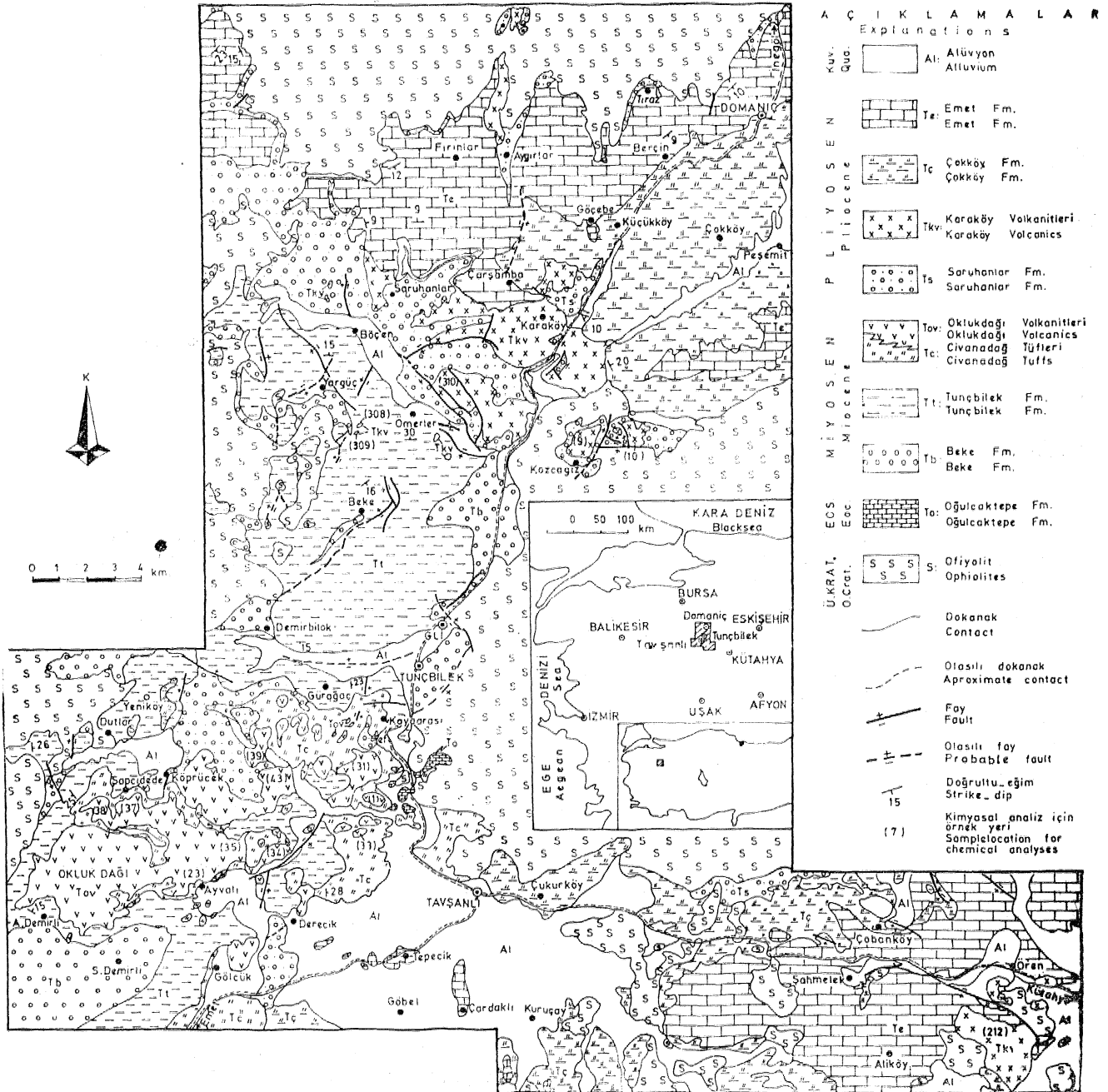
Tavşanlı-Domaniç (Kütahya) ilçeleri sınır içinde yer alan Neojen- yah volkanik kayaçlar Batı Anadolu'da geniş bir yayılıra gösteren Senozoyik yaşlı volkanitlerin bir bölümünü oluşturmaktadır.

İnceleme alanında ve çevresinde Özellikle kömür arama ve işletme amaçlı pek çok çalışma yapılmıştır, Maucher (1936), Pekmezçiler (1953), Von der Breuer. (1955), Lebküchner (1957, 1959) Seyitömer kömür sahasının jeolojik etüdünü, Nebert (1960, 1962) Tunçbilek, Alabarda, Harmancık dolaylarının araştırılmaları yapılmıştır. Kaya (1972), Okay (1981) Tavşanlı yöresinin ofiyolitlerini; Akdeniz ve Konak (1979) a, 1979 b) çalışma alanının batı ve güneyinde yer alan sahalarda, Akat ve diğ. (1978), Konak (1982) çalışma alanı batısının genel jeolojisini incelemiştir. Bu çalışmanın ana konusu olan volkanitlerin bir bölümü ilk kez Nebert (1960) tarafından ele alınmış,

kayaçlar tuf, andezit, bazalt olarak adlandırılmış ve Neojen yaşlı oldukları belirtilmiştir. Çalışma alanı ile doğu ve güney kesimlerinin Tersiyer jeolojisi Baş (1983, 1986) tarafından ayrıntılı olarak aydınlatılmış ve volkanitlerin özellikleri ortaya konmuştur.

Batı Anadolu'nun diğer kesimlerdeki volkanikler çok sayıda araştırmacıya konu oluşturmuş ve bunların grabenleşmeye bağlı levha içi volkanitleri olduğu görüşü benimsenmiştir.

Çalışmanın yürütülmesinde sahanın çeşitli kesimlerinden derlenen yaklaşık 60 örneğin mikroskopik incelemesi ve bunlardan 18 tanesinin ana element kimyasal analizi yapılmıştır. Kimyasal analizleri MTA laboratuvarlarında gerçekleştirilmiş, CIPW normları Hamburg Üniversitesinde hesaplanmıştır. CIPW normlarının hesabında $Fe^{2+} : FeO = 0,15$ sabiti kullanılmıştır. Diyagramların çiziminde susuz % $IGOe$ tamamlanmış değerler alınmıştır.



Şekil 1 : Tavşanlı-Domaniç yöresinin jeoloji haritası.

Figure 1 : Geological map of the Tavşanlı-Domaniç area.

Bu çalışmayla inceleme alanının 1/25000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış, volkanitlerin stratigrafik konumları belirlenmiş, petrografik ve jeokimyasal özellikleri ortaya konmuştur. Ayrıca gerek çalışma alanında ve gerekse Batı Anadolu'daki graben havzalarına bağlı genç volkanitlerin kökensel yorumlamaları yapılmaya çalışılmıştır.

STRATİGRAFİ

Çalışma alanının temelini Menderes Masifine ait gnays, sist ile Menderes Masifinin örtüsü olan şeyi»

kireçtaşı, pelitik sedimanlar; daha genç yaşlı ofiyolitik ve granitik kayalar ile çalışma alanında ilk kez varlığı Baş (1983) tarafından gözlenen Eosen yaşlı kireçtaşları oluşturur (Şekil 1, 2).

Volkanitlerin, içinde yer aldığı Neojen yaşlı birimleri Beke Formasyonu olarak adlandırılan Orta-Üst Miyosen yaşlı, başlıca şarabi renkli, orta kaim tabakalı, çoğunluğu kaba kırıntılıların oluşturduğu akarsu fasiyesi ile başlar, Birim, üste doğru tane boyu incelenerek, çoğunluğu gri, yeşilimsi, sarımsı marn ve killerin oluşturduğu gölsel ortamda çöke-

miş Tunçbilek Formasyonuna geçer. Tunçbilek, Seyfötmer ve Alabarda linyit yatakları Tunçbilek Formasyonu içinde yer almışlardır. Formasyonun üst seviyeleri yer yer akarsu çökelleri ve gölsel kireç taşları ile örtülüdür, Beke ve Tunçbilek Formasyonlarında polen, yaprak ve ostrakot fosilleri incelenmiş, Orta-Üst Miyosen yaşı elde edilmiştir,

Volkanizma yörede, Tunçbilek Formasyonunun oluşumunu izleyen dönemde başlamıştır, ilk volkanik ürünler olan tüller, çalışma alanının güney ve batısında araştırma yapan Akdeniz ve Konak (1979 a) tarafından «Civandağ Tüfleri» olarak adlanmıştır. Civandağ Tüfleri çalışma alanındaki Önemli yüzlek-lertoi Olukdağı çevresinde, Tavşanlı Kuzey ve Batısında, Tavşanlı-Harmançık yolu çevresinde verir. Sarımsı, pembe, gri, beyaz renkli olabilen tüfler yer yer Neojen öncesi birimlere ait çakıllar ile kendisiyle yanal ve düşey geçiş gösteren riyolitik-dasitik lav parçaları içerir, Ayvalı köyü batısında olduğu gibi kimi yerde kil ve kimi yerde de kireçtaşı ve konglomera ara düzeyleri gözlenir. Civandağ Tüfleri çoğunlukla masif bir yığılma şeklindedir. Ancak sahanın kimi kesiminde tabakalı bir yapı sunar.

Tane boyu külden bloğa kadar değişmektedir, Gölcük Köyü doğusunda olduğu gibi, taban kesimlerinde yer yer sünger taşları etkin olmaktadır. Tavşanlı-Harmançık yolu üzerinde, Ayvalı köyü doğusunda ve Derecik köyü kuzey doğusunda tüfler aglomeralann bağlayıcı maddesini oluşturmaktadır.

Tüllerin çökelişi iki yolla oluşmuştur : Bunlardan ilki» patlamalı gerecin doğrudan su içine yığılması M bunlar masif veya çok kalın tabakalı tülleri oluşturmaktadır, diğeri karada çökelmiş veya su yüzeyine çıkmış tüflerin akar sular etkisiyle, yer yer de diğer kırıntılarla birlikte göl ortamına taşınıp çökmesi (resedlmanter tuf, tüfit) şeklindedir.

Civandağ Tüfleri düşey olarak, Oklukdağı Volkanitleri olarak adlanan dasitik-riyolitik lavlara geçmektedir. Bu lavlar çalışma alanında Özellikle Oklukdağı çevresinde yoğunlaşmaktadır (Şekil 1), Saha görünüşleri çoğunlukla dom ve daha az olarak da dayklar şeklindedir. Kubbe akıntıları önemsiz yer tutar. Çıkış merkezlerinin dağılımları kabaca KD-GB yönünde bir hat oluşturmaktadır*

Miyosen'de Tunçbilek çevresinde yoğunlaşan gölsel ortam PliyosenMe özellikle kuzeye, Domaniç çevresine kayar ve burada kalın bir çökel istifi oluşur. Miyosen birimleri ile Pliyosen birimleri arasında çalışma alan sınırları içinde belirgin bir uyumsuzluk gözlenememiştir* Ancak, çalışma alan güney ve batı kesimlerinde inceleme yapan Akdeniz ve Konak (1979 a), Akat ve diğerleri (1978) bir uyumsuzluğun varlığını saptamışlardır.

Pliyosen yaşlı birimler Saruhanlar Formasyonu, Karaköy Volkanitleri, Çökköy ve Emet Formasyonları olarak ayrılmıştır,

Saruhanlar Formasyonu akarsu ve göl ortamlarını yansıtan konglomera, kumtaşı, tuf, tüfit ve kireçtaşlarından oluşmaktadır.

YAS		LITOLOJİ	
Age	Formation	Lithology	
Kuv. Çağ	Emet Fm.	50	Alüvyon Alluvium
PLİYOSEN	Emet Fm.	200	Kireçtaşı Limestone
	Çökköy Fm.	200	Marn - kil - kumtaşı Marl - clay - sandstone
	Karaköy vol.	100	Bazalt - andezit Basalt - andesite
	Saruhanlar Fm.	300	Konglomera - kumtaşı - kireçtaşı Conglomerate - sandstone - limestone
ORTA-ÜST MİYOSEN	Civandağ tuf Oklukdağı vol.	200	Dasit - riyodasit - riyolit Dacite - rhyodacite - rhyolite Tuf Tuff
	Tunçbilek Fm.	275	Marn - kil - kumtaşı - kömür Marl - clay - sandstone - coal
	Beke Fm.	150	Konglomera - kumtaşı Conglomerate - sandstone
Eosen	Oğulcağı tepesi fm	60	Kireçtaşı Limestone
	Temel kayalar Basement rocks		Granit - afiyolitik ve metamorfik kayalar Granit - ophiolitic and metamorphic rocks

Şekil 2 : Tavşanlı-Domaniç yöresinin genelleştirilmiş kesiti.

Figure 2 : Generalized columnar section of the Tavşanlı-Domaniç area.

Mikroskopik incelemelere göre bazaltik-andezitik bileşim veren Karaköy Volkanitleri Tunçbilek-Domaniç arasında ve Tavşanlı doğusunda yayılım gösterir (ŞeMl 1), Volkanizmanın en yoğun olduğu yer Karaköy, Çarşamba ve Güney Köyü çevresidir, Ömerler-Yörgüç köyleri arasında tüflerine rastlanmaktadır,

Volkanizmaya ait lavlar çoğu yerde gölsel çökeller arasında akıntılar şeklinde bulunur. Diğer bir görünüş şekli ise dayklar oluşturur, Yastık yapıları Tunçbilek-Domaniç yolu üzerinde ve daha tipik olarak birimin doğudaki uzantısında (Kütahya-Porsuk Baraj yolu üzerinde) gözlenir, Ömerler doğusunda, Kayaarası Köyü güneyinde Miyosen serilerini; Karaköy kuzey ve kuzeybatısında Saruhanlar Formasyonunu kesmiş ve pışme zonlarını oluşturmuştur.

Çökköy Formasyonu marn, kil, killi kireçtaşı, kumtaşı, konglomera ve tüflerin aralanmalarından oluşmaktadır. Açık yeşil rengiyle diğer birimlerden kolaylıkla ayrılmaktadır, Tüfler bu formasyon içinde Saruhanlar Formasyonuna göre bir azalma göstermektedir.

Çökköy formasyonu ile yanal ve düşey geçiş gösteren Emet Formasyonu (Formasyon adı, Akdeniz

ve Konak'tan (1979) alınmış tır) Neojen gölünün en genç istifini oluşturur* Birim esas olarak killi kireçtaşlarından oluşmakta ve yer yer kii-marn düzeyleri içermektedir, Post volkanik silis gelimi kimi yerde etkili olmuş ve kireçtaşlarını silisleştirmiştir,

Kuvaterner kayaçlarını, Kuvatemer başlarında yoğun sellenmelerle gelişmiş kâba kırıntılılar ile daha genç alüvyonlar oluşturmaktadır,

PETROGRAFI

Orta-Üst Miyosen/de başlayan volkanik etkinliğin ilk ürünleri olan Civanadağ Tüfleri doğrudan sulu ortama çökelmiş veya karada çökerek akarsularla göl ortamına taşınmıştır. Tüflerde tipik ignimbiritik doku gelişmemiştir. Tüflerin fenokristallerini genelde biyotit, hornblend, plajiyoklas, ortoklas ve kuvars oluşturmaktadır. Ortoklas ve/veya kuvars kimi örneklerde görülmemektedir. Fenokristalce çok /engin tüfler olduğu gibi çok az fonokristal içeren tüfler de vardır. Hamur fazını camın yarışıra plajiyoklas mikrolitleri, biyotit ve hornblend kristalcikleri ve bazen kil oluşturmaktadır. Kaolinleşme, karbonatlaşma ve kloritleşme yer yer etkin olmaktadır. Biyotit ve hornblend kristalleri çoğu zaman opak mineraller lehine bozuşmuşlardır, Plajiyoklaslarda kaolinleşmenin dışında kloritleşme de etkin olabilmektedir.

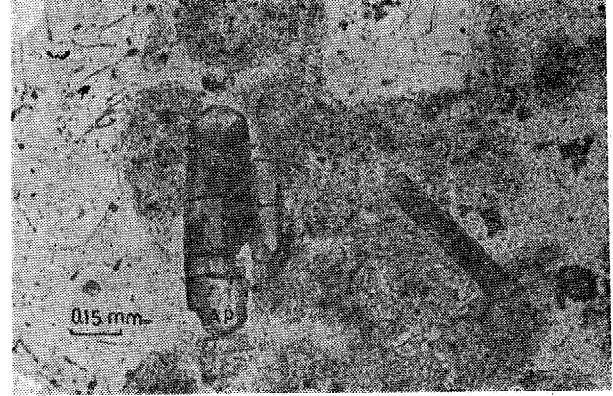
Çokköy ve Saruhanlar Formasyonları içindeki Lüfler Civanadağ Formasyonu içindeki tüflere oranla genelde daha ince taneli, daha az tutturulmuş ve diğer kırıntılılarla daha az karışıktır, Farklı yaşlardaki bu tüfler benzer petrografik bileşim sunarlar.

Fazla oranda yabancı malzeme içermeleri ve bozuşmanın ileri derecede olması nedeniyle tüflerden kimyasal analiz yapılmamıştır.

Olukdağı VoUcanitleri ana mafik mineralini biyotit oluşturur. İkinci yaygın mafik mineral hornblendir, Klino ve orto-piroksen pek çok örnekte gözlenmektedir, Açık renkli fenokristalleri plajiyoklas, kuvars ile çoğu örnekte ortoklas oluşturmaktadır. Ak-sesuar mineral olarak yer yer apatit (Şekil 3) ve zirkon gözlenir. Hamur bileşimini en çok cam oluşturmaktadır. Volkanik camın, kimi örnekte devitrifikasyona uğradığı ve bazen sferolitik dokunun geliştiği gözlenmektedir (Şekil 4). Plajiyoklas, bazen az oranda biyotit ve hornblend kristalcikleri ile opak mineraller hamur içinde dağılmış durumdadır. Hamur dokusu çoğunlukla vitrofirik, bazen de hiyalopilitiktir.

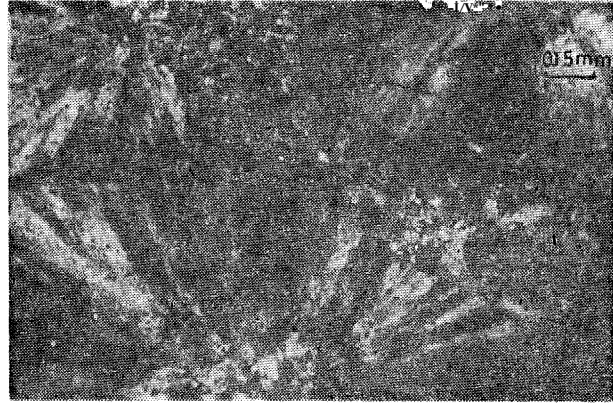
Feldispat ve piroksenlerde genelde hiç bir bozuşma gözlenmezken biyotit ve hornblendlerde yer yer opaklaşma başlamıştır. Kimi örnekte kloritleşme ve karbonatlaşma etkin olabilmektedir. Çoğu kuvars kristalleri magma tik aşınmaya uğramıştır (Şekil 5), Kalkalkali kay açlarda kuvars kristallerinin aşınması magmanın buhar başmandaki değişmelerle ilgilidir (Ewart, 1965). Green ve Ringwood (1968)'un deneysel çalışmalarını bu olayın yük basıncındaki değişmelerle de ortaya çıktığını göstermektedir.

Mineralilerin oluşum sıraları da magmada basınç, sıcaklık ve/ya kimyasal bileşim açısından bazı değişikliklerin okluğunu göstermektedir. Plajiyoklaslar biyotitten önce veya sonra kristalleşebilmiştir. Kimi



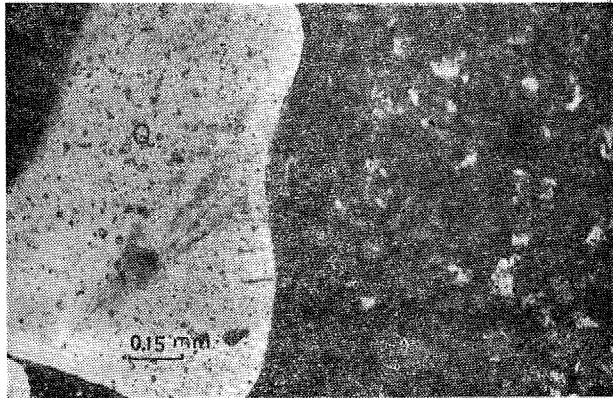
Şekil 3 : Dasitler içinde apatit kristalleri, tek nikel. Ap : apatit.

Figure 3 : Apatites in dacite, one nicol. Ap : apatite,



Şekil 4 : Dasitlerde volkanik camın devitrifikasyonu, + .nikel.

Figure 4 : Devitrification of volcanic glass, in dacite, -f nicols*



Şekil 5 i Dasitler içinde aşınmış kuvars kristali, -f idkol, Q t kuvars,

Figure 5 : Corroded quartz in dacite, + nleoli, Q : quartz.

Nr	%SiO ₂	Fenokristal fazı (Phenocrysts)										Hamur fazı (Matrix)				Doku (Textur)	
		Ol	Opx	CPx	Hbl	Bi	Pl	Or	Q	Op	Ak	Op	Fx	Hbl	Bi		Pl
OKLUK DAĞI																	
3	64,88				az	x	xx	az		x	Zirkon			x		xxx	Vitrofirik, rekristalize
1	65,31				x	xx	xxx			x			x	x	x	xxx	Hyalopolitik
33	66,18				x	x	xx	x		az						xxx	Vitrofirik
23	66,27				x	x	xx	x		x		x				xxx	Vitrofirik
31	67,33				az	xx	xx		x	az						xxx	Vitrofirik
43	68,09					xx	xx	az		x						xxx	Vitrofirik
34	68,41						xx				Zirkon					xxx	Vitrofirik, rekristalize
37	68,72					x	xx	az		az						xxx	Vitrofirik
35	70,14				x	x	xx									xxx	Vitrofirik
38	75,69				x	x	xx									xxx	Vitrofirik
KARAKÖY																	
308	55,37				az		xx					x		x	xx		Hyalopolitik
48	56,51				x		xx					x		x	xx		Hyalopolitik
10	58,30	x	x		x		xx				x	az		xx	x		Hyalopolitik
9	59,01		az				xx				x	az		xx	x		Hyalopolitik
21	59,03				x		xx			x				xx	x		Hyalopolitik
212	60,51		az		x		xx			x				x	x		Hyalopolitik, fluıdal
310	60,59				az		xx		(x)					x	x		Hyalopolitik
309	68,23				bozuşmuş tüf (altered tüf)												

Çizelge 1 : Analizi yapılan örneklerin petrografik bileşim ve hamur dokuları. Ol : olivin, OPx : ortopiroksen, CPx : klinopiroksan, Hbl : hornblend, Bi : biyotit, Pl : plajiyoklas, Or : ortoklas, Q : kuvars, Op : opak mineral, Ak : aksesuar mineral, px : Piroksen, cam : volkanik cam.

hornblend kristallerinde biyotit kapanımlarına sahiptir (ŞeMİ 6).

Çizelge Vde Mmyasal analizi yapılan Örneklerin petrografik bileşim ve özellikleri verilmiştir. Çizelge'deki «x» işareti sayısı ilgili bileşenin yaklaşık miktarını vermektedir.

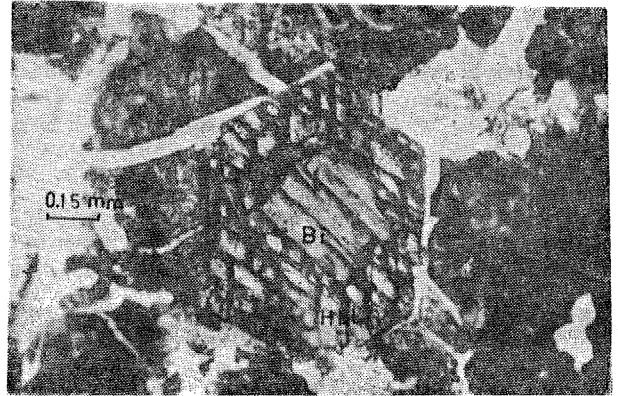
Bazaltik-andezitik bileşim gösteren Karaköy Volkanitleri akıntı ve dayklaréan oluşmaktadır. Volkanizmanın tüfleri dar alanlarda yayılım gösterir,

Karaköy Volkanitlerinin mafik bileşenlerini klinopiroksen, ortopiroksen ve kimi örnekte olivin oluşturmaktadır. Plajiyoklas tek basma açık renkli mineral fazını oluşturur. Kuvarsa ise boşluk dolgusu minerali olarak rastlanabilmektedir. Volkanizmanın tüflerinde tüm mafik mineraller ile çoğu plajiyoklaslar bozuşmuş durumdadır. Bozuşma ürünlerinin geometrik şekillerinden bozuşan mafik minerallerin hornblend olduğu anlaşılmaktadır,

Kayaçların hamur fazını volkanik camın yanı sıra plajiyoklas mikrolitleri, kısmen de piroksen ve opak mineraller oluşturmaktadır. Hamur dokusu vitrofirik, hiyalopolitik, hiyalopolitik-fluıdal ve pilotakslıktır.

Table 1 : Petrographical compositions *matrix* textures of the analysed samples, Ol : olivine, HPx : orthopyroxene, CPs : clinopyroxene, Hbl : hornblende, Bi : biotite, Pl : plagioclase. Or : orthoclase, Q : quartz, Op : opaque mineral, Ak : accessory mineral, P : Pyroxene, cam : volcanic glass, vitrofirik : vitrophytic, MyoCH politik : hyalopolitic, rekristalize : recrystallised.

Bozuşmadan pek etkilenmeyen lav örneklerinde sadece olivinler kısmen veya tamamen iddingsite dönüşmüştür. Kimyasal analizi yapılan örneklerin petrografik bileşimleri aşağıdaki gibidir.



Şekil 6 : Dasitlerde hornblend içinde biyotit kapanımı, tek nikol. Hbl : hornblend Bi : biyotit,

Figure 6 : Biotite inclusion in hornblende of dacite, one nicol. Hbl : hornblende. Bi : biotite.

Çizelge 4'te incelenen volkanitlerin ortalama kimyasal bileşimleri ada yayı bazalt, andezit; alt kıtasal kabuk, üst kıtasal kabuk ve granit ortalamaları ile karşılaştırılmıştır, Karaköy örnekleri ortalama değerlerinin Pasifik tipi andezit değerleriyle genelde bir uyumluluğu gözlenmektedir, Karaköy Volkanitlerinin, Pasifik tipi yayların tersine kıtasal kabuk üzerinde geliştiği ve bölgenin jeolojik tarihçesinde ada yayı gelişimini sağlayacak tektonizmanın varlığının görülmediği göz önüne alınırsa bunların kökenini alt kabuk veya mantoda aramak gerekmektedir, Alt kabuk ortalama bileşimini SiO_2 yüzdesine göre bazaltik andezit olarak kabul edersek Karaköy kayaların alt kabuğun ergimesiyle veya üst mantonun bölümsel ergimesiyle oluşabileceği anlaşılmaktadır* Alt kabuğun heterojen bileşime sahip olabileceğini, yer yer bazik, ultrabazik sokulumlar bulundurabileceğini gözden uzak tutmamak gerekir, Bu tür sokulumlar-

dan da bölümsel ergime oranına bağlı olarak Karaköy lavları gibi ortaç-bazik eriyikler türeyebilir,

Oklukdağı volkanitlerinin petrografik ve kimyasal bileşimleri ile diyagramlardaki dağılımları Karaköy volkanitlerinden tamamen farklı olduklarını göstermektedir. Bunların ortalama kimyasal bileşim değerleri üst kıta kabuğu ile karşılaştırılabilir durumdadır (Çizelge 4), Üst kıta kabuğundan türeyen eriyikler yer yer önemli oranda kristalleşme yoluyla farklılaşmaya uğramış olabilir. Nitekim 38 nolu örnekte (Çizelge 2) diğer örneklerle göre ferromagnezyum elementlerinde bir fakirleşme, SiO_2 ve K_2O de bir zenginleşme söz konusudur*

Batı Anadolu'nun diğer kesimlerindeki Neojen yaşlı kalkalkali kayalardan yapılan Sr izotop tayinleri tüm bu volkanitlerde kıtasal kabuğun etkin rol oynadığını vurgulamaktadır (Borsi ve diğerleri, 1972; Innocent ve diğerleri, 1977; Ercan ve diğerleri, 1985).

Örnek Nr. Sample Nr.	3	1	33	31	23	43	37	34	35	38
SiO_2	61,50	62,00	62,35	63,50	64,00	64,60	65,50	65,90	67,15	75,00
Al_2O_3	15,50	17,00	16,00	16,50	16,40	13,90	14,15	14,50	14,80	12,75
Fe_2O_3	3,04	4,39	2,46	3,60	4,93	3,72	4,66	3,90	2,55	1,81
FeO	1,76	0,06	0,04	0,90	0,07	0,08	0,07	0,30	0,65	0,04
MnO	0,07	0,08	0,11	0,11	0,11	0,07	0,07	0,04	0,06	0,05
MgO	2,00	1,00	2,50	1,10	1,10	1,50	1,50	2,10	1,60	0,10
CaO	3,75	4,50	4,20	3,50	4,90	4,60	4,20	3,40	2,60	1,10
Na_2O	3,30	3,00	3,00	2,80	3,20	3,20	3,40	3,00	3,00	3,00
K_2O	3,50	2,20	3,10	3,00	2,60	2,90	1,50	3,00	3,10	4,30
TiO_2	0,50	0,50	0,50	0,50	0,55	0,50	0,60	0,50	0,40	1,11
P_2O_5	0,18	0,20	0,22	0,20	0,25	0,20	0,17	0,17	0,10	0,03
SO_3	0,08	0,05	0,03	0,05	0,05	0,10	0,03	0,05	0,03	0,03
H_2O	0,56	1,92	2,69	2,13	0,96	1,07	3,43	1,02	1,84	0,74
CO_2	0,05	0,23	0,18	0,27	0,18	0,73	0,18	0,05	0,27	0,18
Top.	95,79	97,14	97,28	97,16	98,30	97,17	99,43	97,83	98,15	100,24
Tot.										
CIPW - norm										
Q	16,67	24,69	21,37	28,46	12,33	24,86	28,55	25,96	30,38	39,14
Or	21,81	13,65	19,44	18,73	11,70	17,91	9,28	18,35	19,09	25,59
Ab	29,45	26,66	26,91	25,05	28,26	28,35	30,12	26,32	26,40	25,56
An	18,04	20,58	19,42	15,15	21,89	15,69	19,48	16,02	11,02	4,17
Di	—	—	—	—	—	1,66	—	—	—	—
Hy	11,55	8,85	9,35	6,03	17,71	7,66	9,58	10,37	8,10	0,95
Mt	0,93	0,90	0,46	0,84	1,33	0,68	0,86	0,74	0,59	0,32
İl	1,01	1,01	1,01	1,01	1,29	0,99	1,20	0,99	0,80	2,13
Ap	0,45	0,50	0,55	0,50	0,45	0,50	0,43	0,43	0,24	0,07
Cc	0,11	0,55	0,43	0,66	3,80	1,73	0,43	0,11	0,64	0,41
C	0,01	2,64	1,07	3,60	1,25	—	0,14	0,69	0,75	1,66

Çizelge 2 : Oklukdağı volkanitlerinin kimyasal bileşim ve CIPW normları.

Table 2 : Chemical composition of the Oklukdağı volcanics and CIPW-norms.

Örnek Nr. Sample Nr.	48	308	310	10	21	9	212	309
SiO ₂	53,50	53,85	54,85	55,45	55,60	56,00	58,45	64,50
Al ₂ O ₃	16,20	17,15	14,30	16,50	16,20	16,75	15,10	15,25
Fe ₂ O ₃	3,60	4,90	2,30	5,36	4,95	5,36	5,90	5,94
FeO	3,80	4,20	3,40	1,64	2,20	1,34	1,50	0,06
MnO	0,17	0,16	0,14	0,13	0,15	0,10	0,13	0,07
MgO	4,50	3,00	3,60	3,50	3,20	2,30	3,80	0,10
CaO	7,40	7,35	6,40	6,40	6,50	6,50	6,50	3,05
Na ₂ O	3,40	4,30	2,80	3,50	3,20	3,70	2,75	2,60
K ₂ O	1,40	1,20	1,90	1,90	1,90	2,00	2,10	2,50
TiO ₂	0,75	1,40	0,92	1,05	0,65	1,05	0,80	0,85
P ₂ O ₅	0,37	0,26	0,20	0,25	0,18	0,35	0,18	0,20
SO ₃	0,05	0,03	0,02	0,03	0,10	0,03	0,05	0,03
H ₂ O	0,87	0,46	1,07	1,50	0,94	1,24	1,22	6,94
CO ₂	2,25	0,27	5,50	0,15	1,60	0,33	0,27	1,08
Top.	98,23	98,51	97,39	97,03	97,28	97,05	98,71	102,25
Tot.								
CIPW - norm								
Q	8,96	2,65	21,82	7,94	12,33	9,33	13,87	35,12
Or	8,51	7,27	11,70	11,76	11,70	12,41	12,82	15,42
Ab	29,70	37,32	24,71	31,06	28,26	32,92	24,03	23,02
An	20,75	24,57	13,56	24,91	21,89	24,34	23,38	7,31
Di	—	7,79	—	5,62	—	4,11	5,70	—
Hy	21,28	14,74	9,83	15,25	17,71	11,93	16,19	7,32
Mt	1,39	1,70	1,09	1,31	1,33	1,25	1,35	1,09
İlm	1,46	2,74	1,82	2,09	1,29	2,09	1,58	1,69
Ap	0,90	0,64	0,50	0,62	0,45	0,88	0,45	0,50
Cc	5,28	0,64	12,01	0,36	3,80	0,80	0,64	2,57
C	1,77	—	2,98	—	1,25	—	—	5,97

Çizelge 3 : Karaköy volkanitlerinin kimyasal bileşim ve CIPW normları.
Table 3 : Chemical composition of the Karaköy and CIPW-norms.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,9	60,1	54,10	54,0	66,0	64,04	71,2
Al ₂ O ₃	15,7	17,2	16,02	19,0	16,0	15,41	14,7
FeO'	10,7	6,1	6,49	9,0	4,5	3,69	3,2
MgO	8,7	3,5	3,41	4,1	2,3	1,38	0,6
CaO	10,8	7,1	6,72	9,5	3,5	3,34	2,0
Na ₂ O	2,3	3,4	3,37	3,4	3,8	3,12	3,5
K ₂ O	0,7	1,3	1,77	0,6	3,3	2,75	4,2
TiO ₂	1,8	0,7	0,94	0,9	0,6	0,55	0,5

Çizelge 4 : Oklukdağı (6), Karaköy (3) volkanitlerinin ortalama kimyasal bileşimi ve bunların ada yayı bazalt (1), andezit (2) ile alt kıta kabuğu (4), üst kıta kabuğu (5) ve granit (7) ortalamaları ile karşılaştırılması.

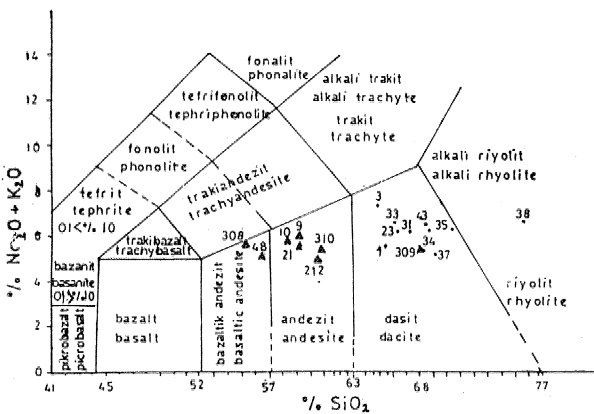
1,2,7 : Taylor ve White (1966); 4,5 : Taylor ve Maclennan (1979).

Table 4 : Means of the Oklukdağı (6) and Karaköy (3) volcanics and their comparison with the island-arc basalt (1), andesite (2), lower-crust (3) and granit (7). 1,2,7 : after Taylor ve White (1966); 4,5 : Taylor ve Maclennan (1979).

TARTIŞMA

Üst Kreteş'den tarih öncesi devirlere kadar etkili olan volkanizma Batı Anadolu'da geniş alanlar kaplamaktadır. Bunlardan Kuzeybatı Anadolu'daki Üst Krataş-Miyosen volkanizması (Boccaletti ve diğeri, 1974; Ercan ve diğeri, 1985) ile Pliyosen ve sonrasında etkili olan Ege adaları ve Yunanistan'daki volkanizma (Fytikas ve diğeri 1976; Ercan, 1982) ayrı tutulursa Batı Anadolu'nun pek çok kesiminde kıta içi volkanizmanın varlığı gözlenmektedir. Tavşanlı-Domaniç volkanitleri bu grup içinde yer almaktadır.

Batı Anadolu'daki Neojen-Kuvaterner volkanizması çok sayıda araştırmacı tarafından çeşitli yöntemlerle incelenmiş ve kökenlerine ait görüşmeler ortaya konmuştur, Borsi ve diğeri (1972) İzmir güneyindeki alkali asidik kayalardan çok yüksek Sr izotop oranları elde etmişler ve kabuksal malzemenin anateksisini vurgulamışlardır. Aynı yazarlar Urla çevresindeki alkali nitelikli bazik-ortaç lavların esas olarak mantodan türediklerini belirtmişlerdir, Innocenti ve Mazzuoli (1972), Innocenti ve diğeri (1977), Savaşın (1982) İzmir çevresindeki Miyosen volkanitlerinin kabuk ve manto ilişkileriyle oluştuklarını vurgulamışlardır. Bodrum çevresinde Pe ve Gredhill (1975) tarafından Sr izotop oranına dayanılarak kabuksal malzemenin etkisine işaret edilmiştir, Ercan ve diğeri (1979) Uşak volkanitlerini incelemişler ve yörede Orta Miyosen-Pliyosen aralığında kalkalkali, asidik-ortaç bileşimli volkanitlerin yayıldığını belirtmişlerdir. Afyon yöresinde kalkalkali asidik-ortaç kayaların yanısıra alkali, bazik kayaların da varlığı belirtilmektedir (Keller ve Villan, 1972), Çalışma alanı güneyinde kalan Simav çevresi genç volkanitlerinin Jeokimyasal İncelemesi Ercan ve diğeri (1982) tarafından yapılmış, volkanitlerde gençleşmeye paralel olarak bir birleşme ve alkalileşmenin varlığı saptanmıştır. Denizli doğusunda Ercan ve diğeri (1983) tarafından kalkalkali ve şoşonitik lavların varlığı belirtilmektedir.



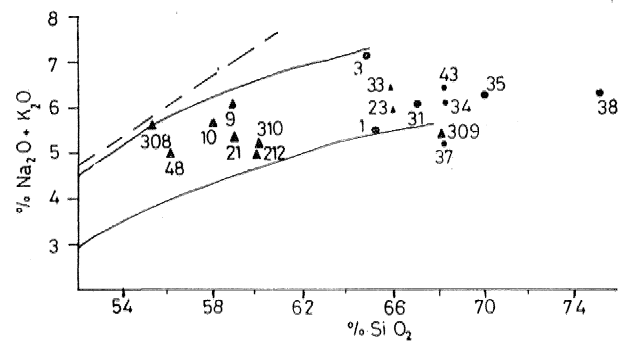
Şekil 9 : ALK/SiO₂ diyagramı (Zanettin, 1984).
Figure 9 : ALK/SiO₂ diagram (Zanettin, 1984).

Savaşın (1978, 1981, 1982) Batı Anadolu'da bir volkanizma ve plutonizma beraberliğinden söz eder ve bu kayalar arasında dereceli geçişlerin olduğunu belirtir. Ayrıca yazar, volkanizmada gençleşmeyle birlikte dereceli ve ardalanmalı bir birleşmenin belirginliğini vurgular.

Batı Anadolu'daki en genç magmatitlere, ilk kez Washington (1894) tarafından ele alınan ve Ercan (1982) tarafından ayrıntılı incelemesi yapılan Kula volkanitleri örnek verilebilir. Kuvaterner yaşlı bu volkanitlerin alkali olivin bazalt türünde oldukları ve yer yer sulu mineraller (hornblend) içerdikleri Ercan (1982) tarafından belirtilmektedir,

Orta Miyosen'de Batı Anadolu'da, nedeni çeşitli yazarlarca (Bingöl, 1976; Dewey ve Şengör, 1979; Koçyiğit, 1984) tartışılmış graben havzaları oluşmaya başlamıştır. Batı Anadolu'daki Neojen ve Kuvaterner yaşlı magmatitlerin coğrafik dağılımları bu graben havzalarıyla ilişkiindedir. Başlangıçta asidik, daha sonra ortaç ve bunların ardalanması şeklinde olan volkanizma giderek bazikleşmekte, en son olarak da Kula tipi alkali volkanitlere dönüşmektedir, Kimyasal analiz sonuçları asidik-ortaç kayaların kıta kabuğu kökenini veya mantodan türeyen eriyiklerin kıta kabuğundan etkilendiğini, Kula tipi alkali bazik lavların doğrudan manto kökenli olduklarını göstermektedir.

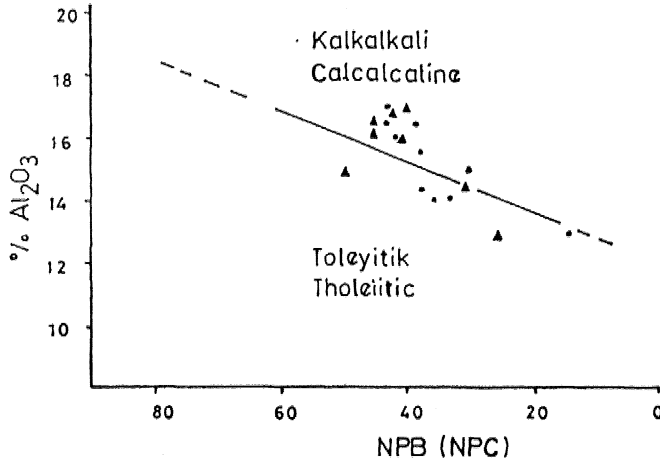
Son zamanlardaki tartışmalar kıta kabuğu veya mantodan eriyiklerin nasıl türediği konusunda yoğunlaşmıştır. Kaya (1981) ultramafik ve kristalin Menderes Masifinin alta dalması ve bölümsel - ergimasi sonucu Batı Anadolu magma tilerinin oluşabileceği görüşünü ileri sürmüştür. Savaşın (1982) bu görüşü benimsemeyerek böyle bir dalma sonucu kristalin Menderes Masifinin kısa sürede eriyerek tüke-



Şekil 10 : ALK/SiO₂ diyagramı. Çizgiler toleyitik (alt), kalkalkali (orta) alkali (üst) alanları ayırmaktadır (Kuno, 1966). Kesikli çizgi subalkali (alt), alkali (üst) alanları ayırmaktadır (Irvine ve Baragar, 1971).

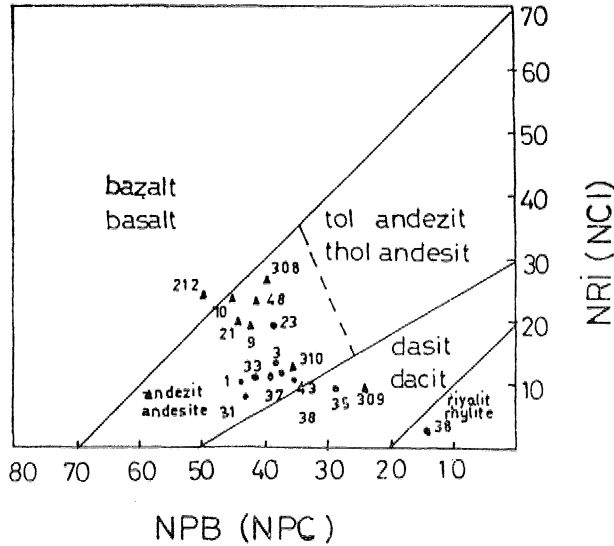
Figure 10 : ALK/SiO₂ diagram. The lines classify the tholeiitic (lower) calc-alkaline (middle) and alkaline (upper) series (Kuno, 1966). The dashed line classifies the subalkaline (lower) and alkaline (upper) series (Irvine and Baragar, 1971).

neceği tezini savunmuştur. Yılmaz ve Şengör (1982) Ege Bölgesinde, K-G yönlü sıkışmalar sonucu 50-60 km kalınlığa erişen kıta kabuğunun, Tortoniyen'de ortaya çıkan gerilme tectomüyle 30 km.'ye kadar incelendiğini, sıkışma tektoniğiyim kahnlaşan kabuktan ortaya çıkan eriyiklerin, genişleme sonucu türeyen manto kökenli alkali eriyiklerle karışarak kalkalkali volkanizmayı verdiği görüşündedirler. Bu araştırmacılar ayrıca oluşan bu eriyiklerin çıkararak tükendiği ve o zamandan bu yana da normal rift tipi alkali



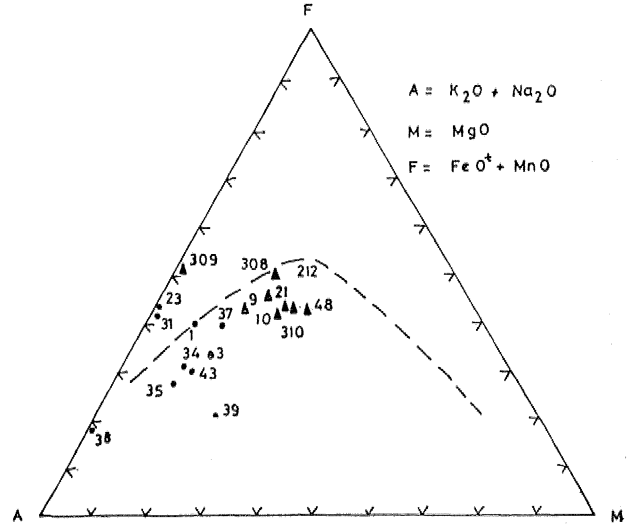
Şekil 11 : Al_2O_3 /normatif plajiyoklas bileşimi (NPB) diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).

Figure 11 : Al_2O_3 /normative plagioclase composition (NPC) diagram (Irvine and Baragar, 1971).



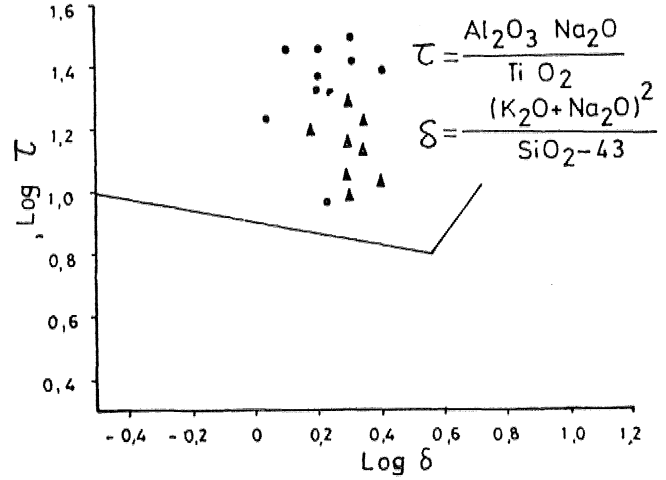
Şekil 12 : Normatif renk indeksi (NRI)/normatif plajiyoklas bileşimi (NPB) diyagramı (Irvine ve Barager, 1971).

Figure 12 : Normative color index (NCI)/normative plagioclase composition (NPC) diagram (Irvine and Baragar, 1971).



Şekil 13 : AFM diyagramı. Kesikli çizgi toleyitik (üst) ve kalkalkali (alt) alanları ayırmaktadır. (Irvine ve Baragar, 1971).

Figure 13 : AFM diagram. The dashed line classifies the tholeiitic (upper) and calc-alkaline fields (Irvine and Baragar, 1971).



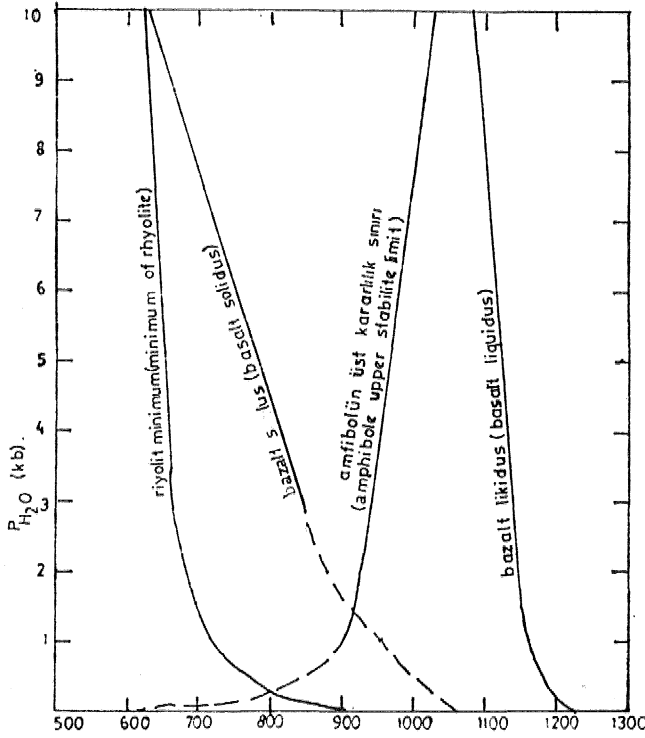
Şekil 14 : $\log \tau / \log \delta$ diyagramı.

Figure 14 : $\log \tau / \log \delta$ diagram.

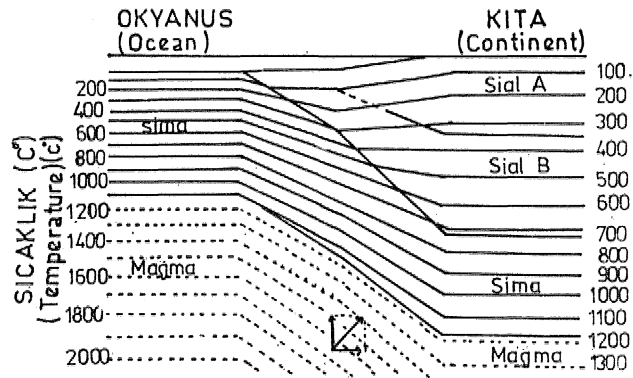
magmatizmanın hüküm sürdüğü kamsıdadırlar. Savaşçın ve diğerlerine (1979) göre manto kökenli bazik magmanın sorguç yoluyla yükselmesi, yükselen bu magmanın kıtasal kabukta ergimelere neden olması ve eriyen malzemeye yer yer karışması asidik ve bazik ürünlerin biraradalığı açıklayabiliriz.

Mantodan türeyen ve kabuk içine sokulan eriyiklerin, kabukta meydana getirdiği eriyiklerle karışması inceleme alanındaki Öklukdağı volkanitlerinin ve Pliyosen yaşlı tüflerin kökenini açıklamada yetersiz kalmaktadır. Zira adı geçen bu volkanitler oldukça asidik bileşimlidir ve Özellikle Öklukdağı volkanizmasının etkinlik döneminde hiçbir bazik ve

ya ortaç kayaca rastlanmamıştır. Yılmaz ve Şengöri (1982)'nin kabullendiği, kıta kabuğunun alt kesimlerinde ortaya çıkan eriyiklerin mantodan türeyen eriyiklerle karışması da ancak bazaltik bileşime yakın eriyikle ortaya çıkarılabilir. Ayrıca, bu tür karışımların homojen bir duruma gelmesi pek kolay olmaktadır. Fyfe (1978) yoğun şekilde bir magma karışımının ancak kabuğun en alt kesimlerinde mümkün olabileceğini belirtir, Rittmann (1981) ise büyük çaplı melez (hibrid) magmaların varlığı görüşüne



Şekil 15 : Riyolit ve bazaltın ergime eğrisi ile amfibolün kararlılık eğrisi (Yoder, 1970).
Figure 15 : The melting curves of rhyolite and basalt and stability curve of the amphibole (Yoder, 1970).



Şekil 16 : Yer içindeki izotermilerin genel dağılımı (Rittmann, 1981).
Figure 16 : The general distribution of isotherms in the Earth (Rittmann, 1981).

tamamen karşı çıkmaktadır. Yazar ayrıca difüzyon yoluyla da dikkate değer melez magma oluşamayacağını belirtmektedir.

Çalışma alanında Pliyosen başında çok asidik ürünlerle aralanmış olarak birdenbire bazaltik andezitler kendini göstermektedir. Böyle tamamen bimodal bileşimli kayaçların biraradalığı da kontaminasyon olasılığın azaltmaktadır. Kristalizasyon yoluyla farklılaşma sürecinin de büyük kütleler şeklinde asidik ürünler üretemeyeceği bilinmektedir,

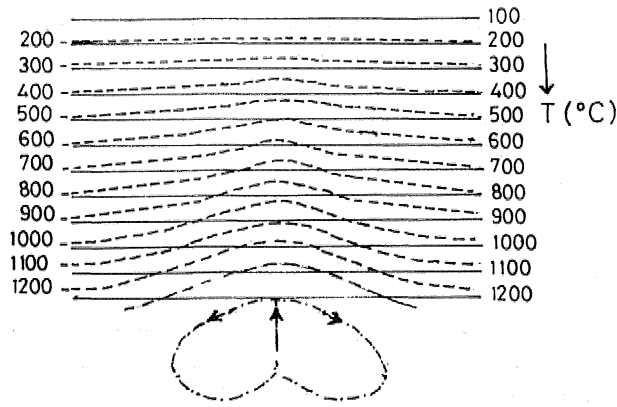
Çalışma alanı ve Ege Bölgesinin diğer kesimlerindeki kıta içi volkanitlerin oluşumunu sağlayan jeolojik ve fizikokimyasal koşulların açıklanmasında akla gelebilecek yollar şunlardır :

1 — Genleşme tektoniğine bağlı olarak basınç (yük basıncı) azalması (Kula ve Denizli tipi) manto kökenli kayaçların türetmiştir» Kula kayaçlarında hornblend, Denizli kayaçlarında biyotit gibi sulu minerallerin fenokristal fazında bulunması mantoda yeterli oranda su buharı basıncına işaret etmektedir, Amfibollerin bazaltik eriyiklerle dengede bulunması 1,5 kb'a kadar su buharı basıncının varlığını göstermektedir Yoder (1970) (Şekil 15). Bilindiği üzere uçucu fazların mantoya ilavesi bölümsel ergimeyi kolaylaştıran faktörlerden biridir. Bu uçucu fazın da aşağıda açıklanacağı gibi mantoya, konveksiyon akımlar yardımıyla kabuktan taşındığı düşünülmektedir.

2 — Mantoda türeyen eriyiklerin çok sınırlı hacimlerde kalmak koşuluyla kabuktan oluşan eriyiklerle karışması veya kabuk malzemesi asimile etmesi Savaşçın'ın (1978) belirttiği bazı melez magmaların oluşumunu sağlamış olabilir. Bu tür melez magmalar belki de bir karışımdan ziyade bazı elementlerin (Sr gibi) kabuktan difüzyon yoluyla magma içine göç etmesiyle ortaya çıkmaktadır. Çok asidik volkanitlerin ise bu tür melezleşmelerle bir ilişkisi yoktur,

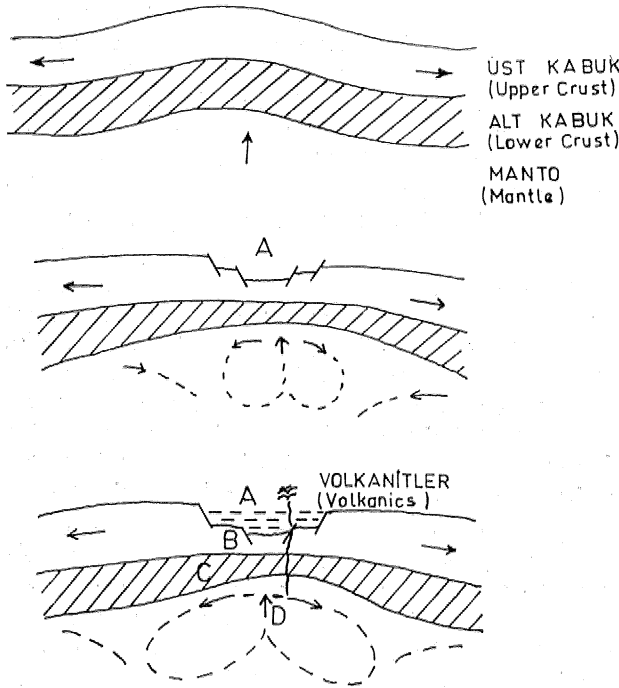
3 — Kıta kabuğunun ergimesi ve mantoya uçucu bileşenlerin katışmasının konveksiyon akımlarıyla ilgili olduğu düşünülmektedir, Grabenler altında ortaya çıkan konveksiyon akımları mantonun derin kesimlerinden yukarıya doğru ısı transfer etmektedir. Bu yüksek ısı üst mantodaki bölümsel ergimeyi kolaylaştırdığı gibi kabuktaki mevcut izotermi (Şekil 16) de yükseltmektedir (Şekil 17). Bu akımların, aynı zamanda kabukla teması sonucu kabuktan mantoya uçucu bileşen taşıdığı düşünülmektedir, Green ve Ringwood (1968), Ringwood (1975) Konveksiyon atalarının olduğu yerlerde mantoya uçucu bileşenlerin karışabileceğini belirtmişlerdir,

Rittmann (1981) grabenleşmenin konveksiyon akımlarını yarattığını, akımların kuvvetinin grabenin büyüklüğü ile arttığını belirtir. Yazar ayrıca grabenler altında ısı izotermilerinin yüksekliğini vurgular, Foster (1975) kıtasal rift bölgelerindeki kıta kabuğunda gözlenen yüksek ısı akımlarının mantodan kaynaklandığını belirtir, Sowkins ve diğerleri (1974) Afrika rift sisteminin devamı olan Kızıldeniz açılımı zommdaM yüksek ısı akışına işaret eder, Tezcan (1979) Batı Anadolu'da yapılan ısı haritasında gra-



Şekil 17 : İzotermilerin konveksiyon akımlarıyla yükselişi.

Figure 17 : Rise of the isotherms by the convection currents.



Şekil 18 : Genişleme tektoniğine bağlı olarak mantolo ve kabuk yükselimi ile grabenleşme ve volkanizma ilişkisi. A : graben, B : üst kabukta ergime, C : alt kabukta ergime, D : mantolarda ergime.

Figure 18 : The relation between the rise of mantle and crust, the formation of graben and magmatism as a result of tensional tectonics. A : graben, B : melting of upper crust, C : melting of lower crust, D : melting of mantle.

benler boyunca yüksek ısı anomalisinin varlığını ortaya koymuştur* Bu grabenlerde jeotermik gradyanın yüksek olduğu daha Önceleri Bingöl (1976) tarafından da vurgulanmıştır. Konveksiyon akımlarının

etki alanı üst mantonun bir bölümü içinde kalabileceği gibi dış çekirdeğe kadar da uzanabilir, (Foster, 1975; Smith, 1977),

Şekil 17 ve 18 de şema-tize edilmeye çalışıldığı gibi konveksiyon akımlarına bağlı olarak yükselen izoterm, bileşime de bağlı olarak kıta kabuğunun çeşitli kesimlerinde ergimelere yol açabilir. Üst kıta kabuğunun bileşimini granit (riyolit) bileşimine yakın kabul edersek yeterli su buharı basıncında bunun ergimesi 640°C ye kadar düşmektedir (Şekil 15). Alt kabuğun bileşimi kesin olarak bilinmemektedir* Taylor ve MacLennan (1979) alt kabuk için ortalama % 54 SiO₂ vermişlerdir. Ringwood (1975), Green ve Ringwood (1968) alt kabuğun amfibolit bileşimine yakın olduğunu, bunun 10 kb, İlk basınç altında (30-40 km) sulu şartlarda eriyebileceğini belirtir ve böyle bir ergimenin başlangıçta riolyolitik, sonra andezitik ve bazaltik ürünler vereceğini savunurlar, Böyle dereceli geçişler Örneğin Simav volkanitlerinde gözlenmektedir (Ercan ve diğerleri, 1984 b) çalışma alanındaki Oklukdağı ve Karaköy volkanitleri gibi iki bimodal grubun farklı derinliklerden, Oklukdağı volkanitlerinin üst kabuktan, Karaköy volkanitlerinin alt kabuktan türedikleri akla daha yakındır.

Konveksiyon akımları gerek geometrik şekil, gerekse derinlik açısından bir homojenlik gösteremez, Eğer bir homojenlik düşünülseydi bütün grabenlerin aynı şiddette magmatik etkinlik göstermesi beklenirdi. Bu etkinlik farkı kısmen de kabuğun bileşimsel yapısının bölge farklılığından kaynaklanabilir.

Ege Bölgesi volkanitlerinde gençleşmeyle birlikte genelde bir bazikleşmenin gözlenmesi Üst kıta kabuğunun zaman açısından daha çabuk ergimesi, alt kabuktan oluşan eriyiklerin Önce asidik eriyikler vermesi ve mantodan yeterli hacimli eriyik türemesinin çok daha uzun zaman alması şeklinde açıklanabilir,

SONUÇLAR:

1 — İnceleme alanında volkanizmanın Orta-Üst Miyosende başladığı ve Pliyosen sonuna kadar etkili olduğu saptanmıştır.

2 — Miyosen volkanitleri dasit-riyolit bileşimlidir, Andezit-bazaltik andezit bileşimi! Pliyosen volkanitleri asidik tüflerle araldanmıştır. Tüm kayalar subalkali özellik gösterir,

3 — Völcantlerin coğrafik dağılımı çöküntü havzalarıyla sınırlıdır,

4 — Miyosen yaşlı dasit-riyolitlerinin kimyasal bileşimi üst kıta kabuğuna, Pliyosen andezitlerinininki alt kıta kabuğuna uymaktadır,

5 — Batı Anadolu'da kabuk ergimesini sağlayan ısı kaynağının grabenler altına yerleşen konveksiyon akımları olduğu görüşü benimsenmiştir,

KATKI BELİETME

Saha çalışmalarında her türlü olanağı sağlayan M.T.A. Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdları Dairesi yetkililerine ve kimyasal analizleri yapan Laboratuvar-

İar Dairesi elemanlarına, çizimleri yapan S, Ü, Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Bölümü Araştırma Görevlisi Sedat Temur'a teşekkürü borç bilirim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akat, U., Çağlayan, A. ve Ivak, M., 1978, Dursunbey-Orhaneli-Susurluk-Kepsut arasındaki bölgenin jeolojisi : MTA Rapor No ; 6618 (Yayınlanmamış).
- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979 a, Simav-Emet-Dur..sunbey-Demirci yörelerinin Jeolojisi : MTA Rapor No : 6547 (Yayınlanmamış),
- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979 b, Menderes Masifi'nin Simav dolaylarındaki kaya birikimleri ve metabazik metatramafik kayaların köşümü : Türkiye Jeo. Kur, Bült., 22/2, 175484,
- Baş, H., 1979, Petrologisch und geochemische Untersuchungen an subrezenten Vulkaniten der nordanatolischen Störungszone (Abschnitt, Erzincan-Niksar), Türkei: Doktora tezi, Hamburg Üniversitesi, 116 s, (Yayınlanmamış).
- Baş, H., 1983, DomamçırTavşanlı-Gediz-Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi t MTA Rapor No : 7293 (Yayınlanmamış)*
- Baş, H., 1986, Domaniç-Tavşanlı-Gediz-Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi : Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 27, 11-18,
- Bingöl, E., 1976, Batı Anadolu'nun Jeotektonik evrimi : MTA Dergisi, B6, 14-34,
- Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A., 1974, Hypothesis on the plate tectonic evolution of the Carpatho-Balkan arcs : Earth, Planet, Sei, Lett, 23, 193498,
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti F. ve Mazzuoli, R., 1972 : Geochronology and-petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea : Bull Volcano!, 36/3, 473496.
- Dewey, J.F., ve Şengör, A.M.C, 1979, Aegean and surrounding regions; Complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone : Geol. Soc. Amer. Bull., 90, 84-92,
- Ercan, T., Dinçel, A. ve Günay, E., 1979, Uşak volkanitlerinin petrolojisi va plaka tektoniği açısından Ege Bölgesi'ndeki yeri : Türkiye Jeol Kur, Bült., 22/2, 185498.
- Ercan, T., 1982, Kula yöresinin jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi : istanbul Yer Bilimleri Dergisi/ 3, 77424,
- Ercan, T., Günay, E., Baş, H., 1983, Denizli volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından bölgesel yorumu : Türkiye Jeol. Kur, Bült, 26/2, 153460.
- Ercan, T. ve Günay, E., 1984 a, Kuzeybatı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Oligo-Miyosen yaşlı volkanizmasının gözden geçirilişi : Türkiye Jeol. Kurultayı Bülteni (baskıda),
- Ercan, T., Günay, E. ve Savaşın Y., 1984 b, Simav ve çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlanması : MTA Dergisi, 97/98, 86401.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan A, Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M. ve Can, B., 1985, Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu : Türkiye Jeol. Kur, Bült., 28/2, 121436,
- Eward, A., 1965 Mineralogy and petrology of the Whakamaru ignimbrite in the Maraeti area of the Taupo volcanic zone, New Zealand J. Geol. Geophys., 8, 611-677,
- Fyfe, W.S., 1978, The evolution of the earth's crust : Modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics : Chem. Geol, 23, 89414,
- Foster, R., J., 1975, Physical Geology: Charles E, Merrill Publishing Company, Columbus, Ohio, 421 s.
- Fytikas, M., Guiliani, O., Innocenti, F., Marineili, G. ve Mazzuoli, R., 1976, Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea : Tectonophysics., 31, 2944,
- Green, T.H. ve Ringwood, A.E., 1968, Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite : Contr Mineral and Petrol, 18, 105462.
- Gottini, V.G., 1968, The T102 frequency in volcanic rocks: Geol. -Rensch., 57> 930-935.
- Innocenti, F. ve Mazzuoli, R., 1972, Petrology of the Izmir-Karaburun volcanic area : Bull, Volcano!, 36/1, 83403.
- Innocenti L. F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. ve Poli, G., 1977, REE Distribution in Tertiary and Quaternary volcanic rocks from Central and Western Anatolia / 6, Ege Ülkeleri Kolokiyumu Tebliğler kitabı, İzmir (Baskıda),
- Irvine, T.N., Baragar, W, A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks : Canadian Journ, Earth Sei., 8, 523-548,
- Kaya, O., 1972, Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri : Türkiye Jeol/Kur. Bült., 1, 26-108.
- Kaya, O., 1981, Batı Anadolu altabindirmesi; Utramafik birim ve Menderes Masifi'nin jeolojik köşümü : Doğa Bilim Dergisi, 5, Atatürk Özel sayısı, 15*36*
- Keller, J. ve Villan, R., 1972, Ryolitic ignimbrite in the region of Afyon (Central Anatolia) : Bull, Volcano., 36, 342-358.
- Köçyiğit, R., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 271/1, 146,

- Konak, N., 1982, Simav dolayının jeolojisi ve meta» morf Savaşların evrimi : istanbul Yer Bilinileri Derg.,1-2, 313-337,
- Kuno, H., 1966/ lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs : Bull-Volcanol., 29, 195422.
- Lebkühner, R.F., 1957, Linyit bulunması muhtemel Ayvalı (Kütahya) sahasında yapılan jeolojik ve madencilikle ilgili etüdlerin neticesi hakkında rapor : MTA Rapor No : 2984 (Yayınlanmamış).
- Lebkühner, R.F., 1959, Seyitömer-Kütahya Neojen sahasında jeoloji ve linyit yatakları ile ilgili olarak yapılan etüdlere hakkında rapor : MTA Rapor No: 2985 (Yayınlanmamış).
- Maucher, A., 1936, Seyitömer linyit havzasının petrografik rapora : MTA Rapor No2; 108 (Yayınlanmamış).
- Nebert, K., 1959, Anadolu'da sima magmatizmasına ait silis teşekkülleri : MTA Dergisi 53, 1-30.
- Nebert, K., 1960, Tavşanlı batı ve kuzeyindeki linyit ihtiva eden Neojen sahasının mukayeseli stragtigrafisi ve tektoniği : MTA Dergisi, 54, 7-35.*
- Nebert, K., 1962, Serpantin kitleleri arasında sıkışmış bir Neojen blokuna misal olmak üzere Alabarda (Tavşanlı) linyit bölgesi : MTA Dergisi, 58,-31-37.
- Okay, A. 1981, Kuzeybatı Anadolu'da» ofiolitlerin jeolojisi ve mavişist metamorfizması (Tavşanlı-Kütahya) : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24/1, 85-
- Pe, G.G. ve Gledhiü, A., 1975, Strontium isotope ratios in" volcanic "rocks, from the south eastern part of the Hellenic area : Lithos, 8, 209-214.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R., 1975, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontide Chain, Northern Turkey : Bull, Volcanol, 39/4, 557=569,
- Pecerillo, A. ve Taylan. S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey : Contr, Mineral Petrol., 68, 63-81,
- Pekmezçiler, S., 1953, Seyitömer linyit havzası hakkında rapor : MTA Rapor No, 2025 (Yayınlanmamış).
- Ringwood, A.E., 1975, Composition and petrology of the Earth's mantle : MacGraw-Hill, I no., New York, 6181.
- Rittann., A. 1981, Vulkane und ihre Taetigkeiıt, 3, Aufl.: Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 399 s,
- Savaşçın, MX, 1978, Foça-tJrla Neojen volkanitlerinin mineralojik, Jeokimyasal incelenmesi ve yorumu : Doçentlik tezi, Ege Üniversitesi 65 s (Yayınlanmamış),
- Savaşçın, M.Y., Birsoy, R. ve Dora, O.Ö., 1979, Batı Anadolu'daki genç magmatik evrime yeni yaklaşımlar : Türkiye Jeol, Kurultayı Bildiri Özetleri, s. 57,
- Savaşçın, MX, 1981, Late Tertiary extentional tectonics and alkali basaltic magmatism in West-Anatolian coast : International symposium on the Hellenic arc and trench (H.EAT) özetler 90-91.
- Savaşçın, M.Y., 1982, Batı Anadolu Neojen magmatizmasmm yapısal ve petrografik öğeleri : «Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve magmatizması» da : Türkiye Jeoloji Kurumu yayım, 22-38,
- Swkins, F.V., Shase, G.G., ve Rapp R., 1974, The evolving earth : Mac Million Publishing Co, Inc., New York, 477 s.
- Smith, H.J., 1977, The return of Whole-Mantle convection : Nature, 268, 687-688,
- Streckeisen, A., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks ; N, Jb. Mineral Abh.,107, 144-240.
- Takran, JM, 1972 Geologie, Petographie und Geochemie der Magmatite süilich von Ardestan (Zentral Iran) : Doktora tezi Hamburg Üniversitesi, 176 s, (Yayınlanmamış).
- Taylor, S.it ve White, A.J.R., 1966, Trace element abundances in andésites : Bull Volcano., 29, 172494.
- Taylor, S.R. ve MacLennan, SIVL, 1979, Discussion on chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust : Geol, Soc, London, 136, 497-500.
- Tezcan, A.K, 1979, Geothermal studies, their present status and conrrribution to heat flow contouring in Turkey : Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Von der Breuer, G., 1955, Seyitömer 10, sondajının damar profilinin mikropalontolojik tetkiki ; MTA Rapor No : 2339 (Yayınlanmamış),
- Yılmaz, Y. ve Şengör, A.M.C., 1982, Egedeki kabuk evrimi ve neo-magmatizmanın kökeni : Türkiye Jeol, Kur, Bildiri Özetleri, 64-65,
- Washington, H.8., 1894, On the basalts of Kula : Amer. Jour. Sei, 48, 144423,
- Yoder, H.S., 1970, Experimental petrology contemporaneous rhyolite and basalt : Annual Report of Direktor Geophysical Laboratory Canegie Institution, 141-145,
- Zanettin, B., 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks: Episode, 7/4, 19-20.

Yazmm geliş tarihiMî 1L2.1986
Düzeltilmiş yazmm geliş tarihi: 6.İİ.BM
Yayma veriliş tarihi: 20.8,İf87

Tartışma — Yanıt

Discussion - Reply

Aladağlar'da palaokarstlaşmaya bağlı Pb-Zn mineralizasyonu*

Paleotorst related Zn -Pb mineralization of Aladağ mountains

TAARTIŞMA (Discussion)

AHMET AYHAN, Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya

Makaleye konu olan, bölge Zamanlı kurşun-çinko kuşağının batı bölümünde yer almaktadır. Bu bölgedeki tüm yatak ve zuhurlar Ayhan (1983) çalışması ile ele alınmış ve yatakların bölgesel konumu, yantaş ilişkileri, birincil ve ikinci cevherleşme evreleri ile kökeni açıklanmış, yatakların ikincil cevherleşmesinde etkin olan karstlaşma evrelerinin olasılıkla yaşları İrdelenmiştir, Aladağlar Bölgesinin sadece Tekneli, Göktepe ve Delikkaya yataklarını kapsayan bölümünü inceleyen Çevrim ve diğerleri (1986) 'nın çalışması ise nisbeten dar bir alanda, bizzat yataklarda ve bunların çok yakın çevrelerinde gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmanın sınırlı bir bölgede yürütülmesi ve bölgesel ölçekteki kökensel irdelenmelerin dikkate alınmaması nedeniyle, keken konusunda önemli yanlışlara düşülmüştür.

Çevrim ve diğerleri (1986)'nın çalışmalarında Aladağlarda incelenen Zn-Pb mineralizasyonunun herhangi bir mağmatik olaya bağımlılık göstermediği ve cevherlerin Permiyen ile Jura yaşlı kireçtaşlarında bulunduğu belirtilmektedir. Buna karşılık Ayhan (1933 v© 1934)'a göre Aladağların Yahyalı ve Demirkazık arasında kalan bölümünde yüzeyleyen çok sayıda Pb-Zn zuhuru; Yahyalı Napmda Siluriyen'den Triyas'a, Siyah Aladağ Napmda Üst Devoniyen'den Jura'ya kadar tüm birimlerde ve Minaretepeler Napmda Triyas dönemine ait farklı birimlerde oluşmuştur. Bu durum, tartışma konusu olan makalede cevherleşme ile yantaş ilişkilerinin yeterince incelenmediğini, Ayhan (1983 ve 1984)'in çalışmalarında belirtilen ayrıntıların ve kökensel görüşlerin dikkate alınmamış olduğunu göstermektedir. Mineralizasyonun herhangi bir mağmatik olaya bağımlı olmadığı veya bölgedeki mineralizasyon türleri içinde «Birincil hidrotermal mineralizasyon» yöredeki Pb-Zn yatakları için bir model olamayacağı görüşü ise en önemli tartışma konularından biridir. Bu görüşe göre Yahyalı ilçesi batısında Karamadan köyü civarında yüzeyleyen granodiyoritik intrüzyonların, skarn tipi

manyetit yataklarının oluşumunu sağladığı ve hemen bu yatakların yakınında bulunan bakırca zengin Key* bettepe ve Şıpsıktepe Pb-Zn zuhurlarını» aynı intrüzyona bağlı olarak oluştuğu vurgulanmıştır. Yahyalı Napmda oluşan mineralizasyona ait parajenezlerin Siyah Aladağ Napmda izlenen cevher parajenezlerine göre bazı farklılıklar gösterdiği belirtilerek «birincil hidrotermal» oluşum teorisinin bemsinmediğine işaret edilmektedir, Aladağlar bölgesinin en kuzey ucunda Yahyalı napı altında doğu batı yönlü bir kuşak şeklinde yüzeyleyen Yahyalı Granitoidleri aynı bölgenin daha güneyinde yer alan napların içine doğru da sokulum yapmış olabilirler (Ayhan, 1984). Söz konusu granitoidlerin yerleşim yaşı Paleosen-Alt Eosen olarak belirlenmiştir. Aladağlarda üst üste gelen ve farklı çökelme ortamlarını yansıtan kayaçları içeren bu naplar bölgenin orta ve güney bölümünde çok kalın bir istiflenme göstermektedirler. Bu nedenle belirtilen kesimde asidik intrüzyonun yüzeylemelerine rastlanmaz. Tüm saha gözlemleri birbirinden yaklaşık 15-20 km, uzaklıkta yer alan Şıpsıktepe ve Keybettepe bölgesi Pb-Zn zuhurları ile Aladağ-Delikkaya ve Tekneli Pb-Zn yataklarının aynı intrüzyondan kaynaklandığı görüşünü desteklemektedir,

Aynı yörenin kuzeyinde bulunan yataklara ait cevher parajenezlerinin yüksek ısıya, güneyinde bulunanların ise daha düşük ısıya işaret etmeleri her ikisinin farklı kökenlere sahip oldukları anlamına gelmez. Bölgenin yapısal konumu ve granitoid ilişkileri nedeniyle intrüzyona yakın cevherleşmelerle, ondan biraz daha uzakta bulunan cevherleşmeler arasında parajenez açısından bazı farklılıkların beklenmesi doğal bir durumdur.

Makalenin giriş bölümünde «cevherleşmelerin belirli bir yapısal ve itostratigrafik bağımlılık göstermediği» belirtilirken, köken bölümünde ise «genellikle KD-GB yönlü faylara bağlı» bir cevherleşmeden bahsedilmektedir, ikinci görüşe göre belli bir yapısal bağımlılık söz konusudur. Makalede bu iki görüşten hangisinin geçerli olabileceği hususu net bir şekilde ortaya konulmamıştır.

(*) Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 29/1, 27-42, 1986,

«Zamantı bölgesindeki Zn-Pb mmeralizasyonu tipleri» başlığı altında verilen bölümde bölgede bir mineralizasyon olayının değil, en az üç ayrı oluşumun çok sayıdaki cevherleşmeye köken olabileceği vurgulanmış ve bunların; 1) Tabakaya bağlı, 2) Birincil hidrotermal, 3) Paleokarstlaşmaya bağlı mneralizasyonlar oldukları belirtilmiştir. Bölgede ilk seçenikle ilgili* yani tabakaya bağlı (Stratabound) hiç* bir cevherleşmeye rastlanmaz. Cevherlerin Alt Permiyen'de bulunduğu savunulan bu görüşü destekleyen hiç bir veri yoktur. Yöredeki Alt Permiyen yaşlı kayalar Ayhan ve Lengeranlı (1986) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş ve bunlar «Sarıoluk Formasyonu» olarak adlanmıştır. Toroslarda ayırtman bir düzey niteliği taşıyan Sarıoluk Formasyonu Aladağlar bölgesinde iki ayrı kuşak şeklinde yüzeylenmektedir, tik kuşak GÖktepe zuhurları kuzeyinde başlar ve daha sonra kuzeye doğru Köşkdere üzerinden Yahyalı ilçesi güneyine kadar yaklaşık 20 km* kadar izlenebilmektedir, ikinci kuşak ise bu kuşağın batısından itibaren kuzeye doğru yaklaşık 8 km'lik bir uzanımına sahiptir. Her iki kuşak Köşkdere civarında gözlenen 5 m, uzunluğundaki bir mostra dışında tamamen cevhersizdir. Oysa çoğu stratiform cevherler kilometrelerce izlenebilen yanal bir devamlılık gösterirler, Bu veriler, Aladağlarda Alt Permiyen istifine bağlı sürekli bir cevherleşmenin varolmadığını göstermektedir. Aynı makalede inceleme alanının kuşuğu 250 km, kadar batısında yeralan Hadim-Kızılgeriş yatağının Alt Permiyen yaşlı kayalarda bulunduğu belirtilerek Aladağlardaki bazı cevherleşme belirtilerleriyle denestirilmiştir, Toroslann jeolojik ve tektonik evrimi ile Ayhan (1984) makalesinde işlenen birçok kurşun-çinko yatağının kökeni dikkate alınırsa Orta Toroslar 6 farklı oluşum ortamını karakterize eden 6 ayrı Pb-Zn yatak grubuna ayrılmaktadır. Böyle bir durumda birbirlerinden yüzlerce kilometre uzaklıklarda bulunan cevherleşme alanları arasında oluşum mekanizmaları bakımından bir benzerlik aramanın köken konusunu çözmeyeceği açıktır. Kaldı ki bizzat yazar tarafından incelenen Kızılgeriş yatağı stratiform karekterde olmayıp, tümüyle kırık tektoniği ile kontrol edilen bir cevherleşmedir, Öte yandan Kmlgeriş yatağının güneydoğusunda yeralan, Ermenek-Göktepe bölgesinde yaygın Alt Permiyen kuşakları izlenmektedir. Aynı bölgenin uzantısı niteliğinde olan Ermenek-Göktepe Pb-Zn yatakları ise Üst Permiyen, Triyaş ve Jura yaşlı birimlerde bulunmakta olup, stratiform bir karekter taşımazlar (Kuşçu, 1983; Ayhan, 1984).

Yazarlar, TekneH bölgesindeki cevherleşmelerin Alt Permiyen istifinin Üst seviyelerini oluşturan tabakalı Mreçtaşlan içinde birbirine paralel üç ayrı fay zonunda oluştuğunu belirtmişlerdir. Oysa bu yataklarda ayrıntılı jeolojik incelemeler yapan Ayhan (1986) çalışması ile belirtilen her üç cevherli fay zonuunun tümüyle Üst Permiyen yaşlı kayalar içinde bulunduğu ortaya koyulmuştur, Aladağlar yöresinin tektonostratigrafik özelliklerini inceleyen Ayhan ve Lengeranlı (1986) da aynı gözlemleri doğrulamakta*

dır.

Tartışılan makalenin cevherler bölümünde «Masif-Sülfid cevherli karst dolguları» şeklinde bir cevher tipi ayırtedilmiştir. Bu cümle aslında «Sülfidli cevher mineralleri içeren, masif karekterli karst dolguları» şeklinde ifade edilmesi gerekirdi, Aksi takdirde yazarların kullandıkları tarzda masif sülfid kavramının ifade edilmesi halinde köken bakımından bunlardan tümüyle farklı olan Kıbrıs ve Kuruko tipi piritli bakır yataklarını karakterize eden masif sülfid cevherleri tanımlanmış olunacaktır.

Cevherleşmenin mineralojisi bölümünde «Rekrizasyon sonucu yer yer oksitli cevherleri kesen galenit damarcıkları meydana gelmiştir» denilmektedir. Burada çelişkili bir durum söz konusudur. Oksidasyon zonunda bulunan tüm ikincil mineraller zaten oksidasyon şartlarında sülfidli minerallerden oluşmuşlardır. Bu nedenle oksitli cevherlerin galenit damarcıkları ile kesilmiş olması olanak dışıdır.

Ayrıca oksitli minerallerin bulunduğu kesimde rekristalizasyon sürecinin gelişmesi Pb ve Zn sülfidlerin fizikokimyasal oluşum şartlarına ve genel rekristalizasyon kavramına aykırıdır» Oksidasyon zonunda sülfidlerin ortaya çıkması ancak bakteriyel işlemlerin de etkisi ile indirgen şartların varlığı halinde mümkündür. Öte yandan 33011 bölümünde «karbonatlı cevher blokları masif homojen limonite dönüşür» denilmektedir. Karbonatlı cevher bloklarında başlıca limonit, smitsonit ve seruzit gibi bileşenler bulunmaktadır. Bu durumda limonitli kurşun-çinko karbonatların tümüyle demirli bir bileşime sahip olan limonite dönüşmesi teorik olarak olanaksızdır.

Karstik yataklarda mekanik taşınma ürünleri arasında tamamen limonitleşmiş fosill kırıntılara rastlandığı ve limonitleşmeye rağmen gözle görülebilen alg yapılarının bulunduğu vurgulanmaktadır, Aladağlarda bir çok yatakta mekanik taşınma ürünleri çok yaygındır. Ancak cevherli kesimlerde Tuğrul yatağı dışında alg yapılarına benzer oluşuklara rastlanmamaktadır. Kaldı M alg yapıları fosil olarak tanıtılan bir çok yapı tipik karstik oluşuklardır. Bunlar mikroskopta yer yer gözenekli ve pizolitik özellikler göstermektedirler. Bunların Alt Permiyen yaşlı Gırvanella tipi alglerle ilişkili olmaları şüphelidir,

Makalede, esas karst dolma sürecinin Eosen'de gerçekleştiği kabul edilmektedir. Eğer Ayhan (1983) çalışması incelenirse esas karstlaşmanın sadece Eosenle sınırlanmadığı karstlaşma dönemlerinin etkin bir biçimde bir çok defa tekrarlandığı ve bu süreçlerin günümüze kadar da etkinliklerini sürdürdükleri anlaşılır.

Tartışma konusu olan makalenin başlığında kullanılan «Paleokarst» kavramı ile metinde işlenen karst tipi tümüyle farklıdır. Bölgedeki karst oluşukları paleokarstlaşma ürünlerinden çok, iç karst (endokarst) oluşukları ve karst cebi dolguları şeklindedir, Tabiatla bir çok örtülü karst (covered karst) tipi mevcuttur. Bunlardan biri de gömülü karst (bur*

ted karst)'tır. Bu tür bir karstlaşma geçiren kayalar daha sonra oldukça kaim genç bir kayaç istifi ile örtülürler* Gömülü karst türüne aynı zamanda «fossil Jearst» veya «Paleokarst» da denmektedir* (Jennings, 1972; Quinlan, 1972).

Langny ve Ron vier (1976) 'a göre başlıca iki farklı paleokarst tipi vardır; (1) Kıvrımlı bir temel üzerm* de paleokarstik şartlar altında karstlaşma ortaya çıkmakta ve bu karstik temel üzerine uyumsuz bir şekilde transgresif nitelikli bir sediman Örtüsü gelmektedir. 2) Periyodik yükselme hareketleriyle ilgili olarak kesintiye uğrayan epikontinental örtü serilerinde paleokarst oluşmaktadır. Bunlarda karstik kayalar ile üzerine gelen transgresif Örtüler arasında açışız bir uyumsuzluk görülmektedir (Boni, 1979).

Aladağ yöresi karstlarının yukarıda ayrıntıan ile tanımlanan paleokarst kavramını karakteriz© eden özelliklere sahip olmadıkları ve bu nedenle makalede paleokarst kavramının yanlış kullanıldığı sonucuna varılmaktadır,

Köken bölümünde «Aladağlar bölgesindeki Zn-Pb cevherleşmelerinin karşılaşmaya uğrayan kireçtaşların stratigrafik ve tektonik olarak üzerleyen kayaç serilerinden (ofiyolitli karmaşık) veya bunların içerdiği ilksel cevherleşmelerden taşınmayla oluştuğu kabul edilmekte ve cevherleşmenin dış kökenli olaylarla yeniden taşınma ve depolanmanın sonucunda ortaya çıktığı ve tüm karst dolgusunun alloktan olduğu» ifade edilmektedir. Ofiyolitli kavalardan oldukça uzak bir mesafede yer alan Tekneli bölgesi yataklarında cevherlerin hidrotermal süreçlerle damar şeklinde oluştukları daha sonra bu yolla oluşan sülfidli cevherlerin hem oldukları yerde taşınmadan karstlaştıkları, hem de belirli mesafeler boyunca mekanik ve kimyasal taşındıkları belirlenmiştir (Ayhan, 1986). Tekneli yataklarının karst dolguları bu özellikleriyle tümüyle otokton niteliktedir. Yörede yalnızca Tuğrul yatağı ofiyolitli kırntılan içerir, Tuğrul yatağının yer aldığı kireçtaşlarının üzerine gelen Basyayla ofiyolitli karmaşığına ait kırıntılı bileşenlerin bu yatakta yaygın bir şekilde bulunması dikkate alınarak yöredeki tüm yatlara ait karst dolgularının alloktan nitelikli olduğunu savunmak kökensel yorumu yanlış bir yöne sürüklemiştir. Kaldı ki Tuğrul yatağını oluşturan cevher damarının 50 m. kadar yakınında ofiyolitli kayaç yığılemleri vardır. Bu kayalar, bölgenin naplı yapı kazanmasından sonra gerek karstik çözeltilerle gerekse Tersiyer'de Aladağlar da etkinliğini sürdüren buzul hareketlerinin mekanik aşındırma işlevleri sonucu ya bizzat ocağa veya ocak yakınlarına kırıntılar halinde taşınmıştır.

Basyayla ofiyolitli karmaşığı içinde yer alan çok az sayıdaki asi dik intrüzyonun Önemli oranlarda Zn ve Pb içerdikleri belirtilmektedir (Çevrim, 1984). Bunun için Tuğrul ve Delikkaya yataklarına hemen hemen bitişik sayılabilecek bir konumda bulunan ofiyoitli karmaşığa ait asidik kayalardan örnek

alınarak, analizleri yapılmıştır, ölçülen nisbeten yüksek element içeriklerine dayanılarak cevherleşme ile bu kayalar arasında bir bağlantı kurulmak istenmektedir. Ancak böyle bir sonuca ulaşabilmek için Aladağlarda yüzeyleyen iki ana ofiyolitli karmaşık kuşağını jeokimyasal açıdan ayrıntılı olarak incelemek gerekir. Öte yandan yukarıda da değinildiği gibi ofiyolitli karmaşık hem buzul hareketlerinden etkilenmiş, hem de ileri derecede yüzey ayrışmasına uğramıştır. Bu arada Pb-Zn yataklarına çok yakın bir vadi kesiminde yüzeyleyen ofiyolitli kayalar ikincil yayılımlar yoluyla ileri derecede kirlenmiş (kontaminasyon) olabilirler,

Ofiyolitli karmaşık içinde asidik olarak nitelenebilecek hiç bir mağmaA kayaç gözlenememiştir, ancak diyorit bileşimli bazı bloklar vardır (Halil Baş, sözlü görüşme), Ayrıca ofiyolitli karmaşığı ayrıntılı olarak inceleyen Tekeli (1981) ile Tekeli ve diğerleri (1984) çalışmalarında ekzotik bloklar halinde çok nadir granodiyorit bloklarına rastlanabildiği belirtilmektedir. Tüm bu gözlem ve verilerin ışığı altında yöredeki cevherleşmenin kaynağını ofiyolitli karmaşığa aramak olanak dışıdır, Böyle bir varsayım kabul edilse bile Aladağlar bölgesine ait kireçtaşlı napları güneyden ve doğudan çepeçevre kuşatan ofiyoitli karmaşık kuşaklarının (Pozantı kuzeydoğusu) bitişiklerinde ve yakm çevrelerinde de cevherleşmelerin ortaya çıkması gerekirdi. Oysa anılan kesimlerde şimdiye kadar herhangi bir cevherleşmeye rastlanmamıştır.

Yörede iki tür galenit oluşumu ayrıtedilir. Bunlardan ilki «birincil hidrotermal» kökenlidir, İkinci tür galenit oluşumu ise karstik ortamın indirgen, durgun (stagnant) zonunda ortaya çıkmıştır, Çevrim ve diğerleri (1986) yatlardan aldıkları galenit Örneklerinin jeokimyasal Özelliklerini incelemişler ve bunlarda bazı izotop Ölçümleri yapmışlardır. Fakat bu ölçümlerin hangi tür gâtaite örneklerinde yapılmış olduğu belirtilmemiştir. Bu nedenle, galenit ve öteki sülfidlerle ilgili analiz sonuçlarına dayalı olarak cevherlerin kayalardan mobilizasyon yoluyla oluştuğu tezinin Aladağ yöresi yataklarına uygulanabilirliği zayıf bir olasılıktır,

DEĞİNİLEN BELGELEE

- Ayhan, A., 1983, Aladağ (Yahyalı-Çamardı) yöresi, karbonatlı çinko-kurşun yatakları: Türkiye Jeol Kur. Bült., 26, 2, 10741&
- Ayhan, A., 1984, Genetic Comparison of lead-zinc deposits of Central Taurus: Tekeli, O., ve Gönçüoğlu, M.G., ed's, geology of the Taurus belt'de, 33S-342.
- Ayhan, A., 1986, Tekneli (Çaraardı-Niğde) kurfun-çm* ko yatakları ve bleischweif oluşumu ile bazı jeokimyasal incelemeler: S.Ü, Mühendislik - Mimarlık Fakültesi Dergisi, Sayı 1, (Basımda).
- Ayhan, A., ve Lengeranlı, Y., 1986, Yahyalı-Demirkazık (Aladağlar Yöresi) arasının tektonostratigrafik Özellikleri: TMMOB Jeoloji Müh, Odası Derg., Sayı 27, (Basımda).

- Boni, M., 1979, Zur Palaeogeographie, Mineralogie und Lagerstättenkunde der Paleokarst-Erz in Süd-West Sardinien (Inlesiente-Suİcis): Doktora tezi, Heidelberg, 260 S.
- Çevrim, M., 1984, Die Zink-Blei-Vererzungen des Aladağ-Gebietes/Türkei mit Betrachtungen zur Faleokarst-entwicklung: Doktora Tezi, Aachen, 184 S.
- Çevrim, M., Eefäl, W, ve Friedrich, G*, 1986, Aladağlarda paleokarstlaşmaya bağlı Zn-Pb miners lizasyonu; Türkiye Jeol Kur. Bült, 29, İ, 2742.
- Jennings, J.N., 1972, Karst: An introduction to systematic geomorphology; vol. 7, The MJ.T. Press., Cambridge, Massachusetts and London, 241 S.
- Kuşçu, M», 1983, Göktepe-Ermenek (KONYA) yöresinin jeolojisi ve Fe-Zn yatakları : Doktora tezi, Selçuk Üniversitesi, 181 S., yayınlanmamış.
- Langny, Ph. ve Rouvier, H., 1976, Les gisements Pb*Zn en roches carbonatées sans inconformité: gisements dans des paléokarst, Mem. h. S. Géol France, 7, 57-69,
- Qmnlan, J*F», 1972, Karst related mineral deposits and possible criteria for the recognition of paleokarst: A review of preservable characteristics of Holocene and older karst terranes, 24 th IGC, Sect, 6, Montreal, 156468,
- Tekeli, O., 1981, Toroslarda, Aladağ offiyolitli melanjimin özellikleri: Türkiye Jeol Kur. Bült., 24/1, 5743,
- Tekeli, O., Aksay, A., Ürgün, B.M., ve Işık, A., 1984, Geology of the Aladağ Mountains: Tekeli, Ö, ve Göncüoğlu, M.C., eds., geology of the taurus belt'de Ankara, 143-158.

YANIT (Reply)

MUSTAFA ÇEVİRİM, Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre, RWTH Aachen-F. Almanya,

WOLFRAM ECHLE, Institut für JWOeralögle und Lagerstättenlehre, RWTH Aachen - F, Almanya.

Tartışma konusu yayınımıza (Çevrim ve diğerleri, 1986), Ayhan'ın (1987) yorum ve eleştirilerine yanıtımızda, verilen ölçüleri aşmamak ve tartışılan makalemizin içeriğine bağlı kalabilmek için, eleştiri konusunu hususlar kısmen değişik sırada ele alınıp, yayınının anakonusuyla doğrudan ilgisi olmayan yorumlar gözönünde bulundurulmamıştır,

İlk Önce, Ayhan tarafından, bölgesel ölçekteki köntensel irdelemeler için yetersiz görülen, çalışma sahamız ve araştırmalarımızın kapsamı ile ilgili birkaç hususu belirtmekte yarar görüyoruz,

Aladağlarda, Delikkaya-Tekneli-Sucati arasındaki çalışma sahamız, Siyah Aladağ napmm Önemli bütün kayaç serilerini Zn-Pb cevherleşmelerinin stratigrafisi ve litolojisi değişik kireçtaşlarındaki tüm yerleşim şekillerini ve bu arada Zamantı 'maden yö-

resinin en büyük iki maden yatağını (Delikkaya, Tekneli) içerir*

Bu sateda, 1979-1984 yılları arasında tarafımızca (Çevrim, 1984; Echte ve Çevrim, 1985) şu araştırmalar yapılmıştır :

- Cevherleşmelerin yapısı, parajonezi, petrografisi ve jeokimyası,
- Jura, kireçtaşı istifinin petrografisi ve jeokimyası,
- Sülfid minerallerinde eser element ve izotop ölçümleri (S, Pb),
- Fosil ve genç toprak oluşumlarının jeokimyası ve mineralojisi,
- Paleokarstlaşmanın gelişimine ilişkin irdelemeler,
- Karst bölgelerinde dönüşüm olayları ve hidrojeokimyasal etkinlikler.

inceleme sonuçlarının değerlendirilmesinde ve bölgesel irdelemeler de, Zamantı yöresinde son otuz yıldan beri yapılan birçok çalışmanın verileri -Jenezle ilgili yorumları farklı da olsa- kaynak olarak kullanılmıştır. Fakat anlaşılana, o zaman tarafımızca bilinmediğinden, bazı çalışmalar (Ayhan, 1983; Ayhan, 1984) makalemizde gözönünde bulundurulmamıştır,

Ayhan (1983) çalışmasında, «Zamantı yöresindeki tüm yatak ve zuhurlarda...» cevherleşmeyle, yantaşla, karstlaşmayla ve kökenle ilgili her sorunun açıklanmış olduğunu öğrenmek, geniş ilgimizi çekti. Fakat bu çalışmanın, bizim dayandığımız literatürün kapsamını geçmediğini ve tartışma yazısında da, yeni veriler yerine, genellikle «tüm saha gözlemleri gösterir ki...» şeklinde, bilimsel içeriği az ifadelerle yetmildiğini görünce önceki ilgimiz önemini yitirdi.

Tartışma yazısından, Ayhan'ın, Yahyalı batısındaki birincil hidro termal Cu-Zn-Pb mineralizasyonu konusunda bizimle aynı görüşü paylaştığı anlaşılıyor. Fakat, bu mineralizasyon ile Zamantı yöresinin kuzey ve güney kesimlerindeki Zn-Pb mineralizasyonu arasındaki belirgin farklılıkları gösteren verilerimizi, kendi «saha gözlemlerine» göre, ikincil olarak değerlendiren Ayhan, eskiden bori bilinen bir hipoteze dayanarak, tüm diğer cevherleşmelerinde de, varlığı belirsiz, derin ve olası granodiyoritik türde bir intrüzyona bağlamak istemektedir. Buna kanıt olarak kullanılan ifade şekline yukarıda değindik,

Ne varki, köken sorununa ilişkin bu tür hipotezler, en geç, madencilik çalışmaları «kök» zonlarına İndikten sonra, tekrar gözden geçirilmek zorundadırlar. Çalışma sahamızdaki Zn-Pb cevherleşmelerinde, maden üretiminin kısmen açık işletme şeklinde çok ilerlemiş bu safhasında yaptığımız incelemeler, buradaki mineralizasyonun birincil hidrotermal özellikler taşımadığını vurgular :

— • Magmatik olaylara ilişkin bir belirti saptanamamıştır,

— Kireçtaşı serflerinin, kısırtaş ve cevherlerin mineralojik ve jeo-kimyasal bileşimi hidrotermal etkinlikler göstermez,

— «Kök» zonları, karst ortamının yukarı seviyelerinden kimyasal veya mekanik yolla taşman çokal* ler tarafından doldurulur,

— Cevherlerin yerleşme ve diğer dış kökenli malzeme ile birlikte depolanma şekilleri, desandan özellikler gösterir ve paleokarst ortam şartlarını yansıtır,

— Yukarda belirtilen hidrotermal cevherleşmeler d-eikinden çok farklı sülfid parajönezi ve sülfid minerallerinin eser element içeriği, isotop ölçümleriyle de desteklenen mobilizasyon özellikleri gösterir,

İki mineralizasyon arasındaki belirgin farklılıklar, olası bir intrüzyondan değişik uzaklıklarla, ya da zonlanma ile açıklanamaz. Öyle olsa, geçiş tipin» de cevherleşmeler nerede? Ayhan (1983) çalışmasını» da işaret edilen, demirce zengin zuhurların oluşumu, oksidasyon zonundaki ayrışım, dönüşüm ve taşınma olayları ile ilgilidir.

Eleştiri konusu olan, karbonatlı cevher bloklarının masif limonite dönüşümü bu olaylara Örnek alınabilir. Makalemizde, bir cevher tipi olarak ayırdedilen, desandan ornatım yoluyla oluşan karbonatlı cevher blokları, genelde değişik demir içerikli Zn-karbonatları (smitsonit-monhaymit) ve limonit bileşimi gösterirler; kurşun oranları ancak % 0,1 dolayındadır. Oluşumları gibi, bu cevherlerin sonradan ayrışımı ve limonite dönüşüm süreçleri de, Pb, Zn ve Fe in oksidasyon zonundaki çok farklı jeokimyasal özelliklerinden kaynaklanır (Smirnov, 1954).

Örneğin, piritin ayrışması sırasında oluşan Fe (3)-sülfat ve sülfirik asit, veya daha ileri ayrışım safhalarında egemen, $O_2CO_2-SiO_2$ içerikli sular, bir yandan çinkonun (çoğunluk sülfat olarak) taşınmasına, diğer yandan bu cevherlerin giderek limonitleşmesine neden olurlar. Taşman çinko, ornatım veya çökeltme yoluyla («gökçinko») uygun ortam şartlarında tutulamazsa, bütün çinko yatağı limonite dönüşebilir*

Oksidli cevherleri kesen galenit damarları ile ilgili olarak, gerek sürekli dolaşım zonunda değişen ortam şartlarına ve gerekse sülfid minerallerinin, kısmen anaerob ve indirgen ortam koşullarında, taşlaşım sonrası (spätdiagenetisch) süreçte remobilizasyonuna (Amstutz ve diğerleri, 1964; El Aref ve Amstutz, 1983) işaret etmek isteriz. Diğer yandan, oksidasyon zonunda da galenit, serüzit içinde saçınımlar şeklinde («siyah cevher»), ya da ikisinin ardalandığı jel yapılarında oluşabilir; gerekli kükürt, diğer sülfid minerallerinin veya anglezitin ajanşımından sağlanabilir.

Özellikle genç okuyucularımızı gözeterek, masif sülfid cevherli karst dolgularına ilişkin eleştiriye de değinmek isteriz. Bu tanım, köken sorunundan bağımsız, çeşitli maden yataklarında rastlanan, çoğunluk sülfid minerallerini içeren, belirgin yapısal özellik göstermeyen zengin cevherler için kullanılır.

Tartışma yazısında, «cevherleşmelerin yapısal tektonikle ilişkisi hususunda makalemizde yer alan iki değişik belirleme, gelişigüzel yan yana getirilerek, çelişkili bir duruma işaret edilmektedir. Zaman-ti yöresinde, tarafımızdan incelenen Zn-Pb mineralizasyon tipi, bu bölgede önemli yatay ve düşey atıma sahip fay zonlarına bağlı değildir, Ancak, değişik maden bölgelerinde cevherleşmenin önemi, karstlaşmayla ve buna önşart olan, litolojik yapı ve kırık tektoniğinin (frakturasyon) şiddetiyle ilişkilidir,

Paleokarst kavramıyla ilgili olarak gelişimi olasılıkla Kretase'de başlayan ve esas dolma süreci Eosen'e rastlayan bir karstlaşmayı, Ayhan'ın nasıl adlandırmayı önerdiğini merak ediyoruz, Örneğin, Kuzey Afrika'da ve Sardinya'da, aynı jeolojik evrelere ilişkin benzer olaylar için bu kavram yanlış görülmüyor.

Genelde karst sınıflamaları üzerine, Ayhan tarafından yapılan, eksik ve kısmen yanlış açıklamalara bu makale çerçevesinde değinmek mümkün değil. Fakat, tartışma yazısında yer alan Quilan'ın (1972) tanımını tamamlamakta yarar var: «Buried karst is also known as paleokarst, but tills latter term is also used to refer both to a modern karst that developed chiefly during a significantly older, different climate -more properly known as a relict karst- and to an ancient interstratal karst that is essentially inactive».

Makalemizde tanımlanan! mekanik taşınma ürünü kırıntılı çekelleri, Ayhan'ın -Tuğrul ocağı dışından neden saptayamadığını bilmiyoruz* Biz, cevherli karst dolgularının bu önemli bileşenlerini -Kuzey Zaman-ti yöresinde Denizovası ve Ağcaşar da dahil- çalışma sahasının bütün cevherleşmelerinde, çok farklı üretim seviyelerinde, gözle, mikroskopla, röntgenografik yöntemlerle ve kimyasal olarak inceledik. Aynı şekilde tanımladığımız, limonitleşmiş alg yapılı fo* sil kırıntılılarına ilişkin, tartışma yazısındaki yorumları yersiz buluyoruz, Bu veriler, Paleozoyik jeolojisinde uzman meslek arkadaşlarımız tarafından (Kasıg, 1982) sağlamaştırılmıştır,

Ayhan, eser element ve İso-top ölçümleri için sülfid minerallerinden örnek seçimine de şüpheye bakıyor; bunu Özellikle, istatistik yönden daha emniyetli galenit örnekleri hususunda belirtmesini anlamak zor. Çevrim (1984, 3* 145-147) çalışmasında bu Örnekler tanımlanmıştır, Örneğin Delikkaya'dan alınan, olasılıkla ikincil olduğu belirtilen bir numune (B-6), değerlendirme dışı bırakılırsa, zaten çok düşük eser element içeriği, önemli hiçbir değişiklik göstermez; ama ortalama $8 S^{34}$ değeri, artı yönde yükselir ve bu, birincil hidrotermal köken olasılığıyla daha da çelişir,

Ayhan tarafından oflyollu karmaşık üzerine yapılan geniş açıklamalarla, bizim köken sorunu konusundaki önerimiz arasında doğrudan bir ilişki görmiyoruz, Tartışma yazısında, makalemizden yapılan kireçtaşlarını stratigrafik veya tektonik olarak

üzerleyen kayaç serilerinden veya bunların içerdiği ilksel cevherleşmelerden» şeklinde olması gerekli alm-
t i v a / - ^ t ırnak içinde— AYHAN tarafından (ofiyolitli karmaşık) yorumu eklenmiştir* Oysa, cevherli kireç-
taşı serilerinin, nap ve kırık tektoniğinden sonra, ofiyolitli karmaşıktan başka, daha birçok kayaç se-
risi tarafından (Siyah Aladağ napının Paleozoyik se-
rileri de dahil— üzerlenmiş ve paleorolyefe uygun aşınmış olması mümkün. Biz, daha ileri giderek, bun-
ların ilksel cevherleşmeler de içerebileceğini önerdik. Bu tür ilksel cevherleşmelere bir örnek olarak, Alt
Permîyen'de bazı mostralari belirlenen, olasılıkla ta-
bakaya bağlı mineralizasyonu gösterdik. Kurşun ve çinko için diğer bir kaynak olarak da, ofiyolitli kar-
maşık ve diğer kayaç serilerindeki ayrışım olayları sırasında birçok kat artan Pb ve Zn oranlarına ma-
kalemizde işaret edildi.

Alt Permîyen'deM cevherli mostralari üçüncü bir mineralizasyon tipi olarak ayrılmasına, ne bun-
ların ekonomik değerden yoksun oluşu, ne de Ayhan tarafından tümüyle belirlenemeyişi engel sayılabilir.

İnceleme konumuz dışında kaldığından, bu mine«
ralizasyonun tanımında ve bölgesel irdelenmesinde, Özgül (1976) Orta Toroslardaki çalışmalarından yararlanılmıştır. Bu tür bölgesel irdemelere, aradaki 250 km lik uzaklık nedeniyle karşı çıkan Ayhan'a bu iki bölgenin 250 milyon yıldan fazla ortak jeolojik geçişini hatırlatmak isteriz,

TefnelMeM cevherleşmenin stratlgraök konumu-
na ilişkin bilgi için Ayhan'a teşekkür ederiz; bizim verilerimiz, Metag ve Stolberg için hazırlanan, 254 sayılı M.TA. raporuna dayanıyordu. Bu saptamalar, bizim verilerimizde ve karst kökeni konusunda bir değişiklik gerektirmez,

DEÖİMİLEN BELGELER

- Alp, C> 1980, M.TA, Enstitüsü raporu (yayınlanma-
mış)
- Amstutz, G.C., Ramdohr, P., El Baz, F. ve Park,
W.C., 1964, Diagenetic behaviour of sulfides,
— in: AMSTUTZ, G.C. : Sedimentology and
ore genesis. : Development in Sedimentology
2. —Elsevier, Amsterdam, 65-90,
- Ayhan, A., 1983, Aladağ (Yahyalı-Çamardı) yöresi karbonatlı, çinko-kurşun yatakları : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 2, 107416.
- Ayhan, A., 1984, Genetic comparison of lead-zinc deposits of Central Taurus : TEKELİ, O, ve GÖNCÜÖÖLU, M.C. : Geology of the Taumst belt, 335-342,
- Ayhan, A., 1987, Tartışma (Aladağlarda paleokarst* laşmaya bağlı Zn-Pb mineralizasyonu), bu sa*
yıda.
- Çevrim, M., 1984, Die Zink-Blei-Vererzungen • des Aladağ-Gebietes/Türkei mit Betrachtungen zur Paläokarstentwicklung : Doktora tezi, Aachen Teknik Üniversitesi, 184 S.
- Çevrim, M., ECHLE, W., Friedrich, G., 1986, Ala*
dağlarda paleokarstlaşmaya bağlı Zn-Pb mi-
neralizasyonu : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 29,
1, 2742.
- Echle, W. ve Çevrim, M., 1985, Umwandlungsvor*
gंगा und hydrogeochemische Prozesse im Karstbereich : Bericht an die Deutsche For*
schungsgemeinschaft, 51 S; (yayınlanmamış),
- El Aref, M.M. ve Amstutz, G.C., 1983, Lead-zinc deposits along Red Sea coast of Egypt-New observations and genetic models on the oe*
currences of Um Gheig, Wizr, Essel and Zug el Bohar : Monograph Series on Mineral De-
posits, 21, 103 S.
- Kasig, W., 1982, sözlü açıklamalar (RWTH Aachen, Jeoloji Enstitüsü),
- Özgül, N., 1976, Toroslarm bazı temel özellikleri ; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 1, 65-78.
- Quinlan, J.F., 1972, Karst-related mineral deposits and possible criteria for the recognition of paieokarst : A rewiw of presenvable characteristics of Holocene and older karst terra*
nes : - 24. th. Int. Geol. Cong., Montreal, Sect 6, 156468.
- Smirnov, S.S., 1954, Die Oxidationszone sulfidischer Lagerstätten : Akademie Verlag, Berlin, 312 S

Tartışma — Yanıt

Discussion - Reply

Antalya Neojen havzasının stratigrafisi

Thm Stratigraphy of the Antalya Neogene basin

TARTIŞMA (Discussion)

VEDİA TOKER, Ankara Üniversitesi» Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

Antalya Neojen havzasının stratigrafisi konulu makalede (Akay ve diğ. 1985) Nannoplanktonlarla ilgili kısım kanımca hatalı yapılmıştır.

Nannoplankton zonları Martini (1971), Bukry (1981), Ellis (1982), Toker (1984) tarafından tanımlanlara göre çok farklı şekilde kullanılmıştır.

Şekil 2 de NN 3 zonu merine uyumlu olarak NN 5 gelmektedir. NN 4 zonu olmadan uyumlu geçiş nasıl rözkonusu olur. NN 3 zonu, Tiiquetrorhabdulus carinatus türünün son görünümü ile başlar, Sphenolithus belemnos türünün bitişiyle son bulur, Kızıldağ - Karabekir stratigrafisi kesitinde ise Sphenolithus belemnos NN 5 - NN 6 ve NN 7 (?) zonlarında da devam ediyor. Bu durumda bu zonlarda NN 3 olmalıydı. Eğer NN 3 zonu tavana kadar devam ediyorsa kesitin tümü Burdigaliyen yaşlı olmalıydı. NN 5 zonu Burdigaliyen-Langhiyen sınırında yer alır. NN 5 ile Langhiyen katı başlamaz. Dolayısı ile Langhiyen sınırı doğru geçirilmemiştir. NN 5 zonu Sphenolithus heteromorphus türünün son görünümü ile bitmeliyken NN 6 ve NN (?) 7 de nasıl devam ediyor, Bu durumda Serravaliyen katı olarak gösterilen kısım Langhiyen yaşlı olmalıydı,

Aşağıgökdere dikme kesitinde ise NN 10 zonu Discoaster quinqueramus türünün ilk görünümü ile bitmeliydi, NN 10 (?) olamaz. Bu seviyeler direkt olarak NN 11 zonedir.

Gençler stratigrafisi kesitinde ise, NN 5 zonu Sphenolithus heteromorphus'un görünümü ile bitmeliydi, halbuki NN 6 ve NN 7 de devam ediyor. NN 6 ve NN 7 zonları halâ NN 5 zonedir ve Üst Burdigaliyen-Alt Langhiyen katları arasında yer almalıydı, Serravaliyen-Tortoniyen katlarını da içine alan yanlış bir kronostratigrafik sonuç sunulmaktadır, NN 6 zonu Sphenolithus heteromorphus'un son görünümünden itibaren başlamalı ve Discoaster kuglerinin ilk görünümüne dek sürmeliydi, Discoaster kugleri türü ta-

nımlanamadığına göre ve Sphenolithus heteromorphus devam ettiğinden NN 6 zonu kullanılamaz. NN 7 zonu Discoaster kuglerinin ilk görünümü ile başlamalıyken bu tür tanımlanmadan nasıl NN 7 zonu konmuş,

Antalya havzasında Üst Miyosen ve Pliyosen çökellerinin birleştirilmiş stratigrafisi kesitinde NN 11 zonu Discoaster quinqueramus türünün yaşam süreci ile sınırlıdır.

Bu zonun üst sınırı bu türün son görüldüğü An 81,56 örnek numarasından itibaren çizilmesi gereken Alt Pliyosen'in alt seviyelerine kadar devam ettirilerek yanlışlık yapılmıştır. Bu zon üst Miyosenin üst seviyelerinde bitmeli idi. Bu zonun izlenmesi gereken NN 12 - NN 13 - NN 14 zonları olmadan nasıl NN 15 zonu uyumlu olarak konulmuştur. NN 15 zonu Retículoenestra pseudumbilica'nın son görünümü ile biter, Ve bu zon adını bu türden alır. Kolonda ise NN 11 zonu orta seviyelerinde bitmiş, bu durumda NN 15 i nasıl kullanabilirsiniz, NN 16 zonu Discoaster surculus'un son görünümü ile biter, NN 16 olarak verilen zon bu durumda yine yanlış kullanılmıştır,

OEÖTİMİLEM BELGELER

- Akay, E., Uysal, S., Poisson, A., Cravatte, J., Müller, K., 1985, Antalya Neojen havzasının stratigrafisi T.J.K. Bült, 28/2, 105419, 1985,
- Bukry, D., 1981, Pacific coast coccolith stratigraphy between point conception and Cabo conien* tes : Leg 63 : D.S.D.P. 63 (1), 445-471.
- Ellis, C.H., 1982, Deep Sea Drilling Project Leg 60 : D.S.D.P., 60,
- Martini, E., 1971, Standart Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation, Proc. IL Planktonic Conf., Roma, 739-803.
- Toker, V., 1984, Nannoplankton'larla Korkuteli yöresi (KB, Antalya) Miyosen biyostratigrafisi : TÜBİTAK, T.B.A.G. - 499 nolu Proje, (yayınlanmamış).

(*) TürMye Jeol. Kur. Bült., 28/2, 105-119, 1985,

YANIT (Reply)

ERGÜN AKA Y, MTA Genel Müdürlük, Ankara

«Antalya Neojen havzasının stratigrafisi» yayuum stratigrafik kesitlerinde, spesiyeslere kadar uzanan kesik kesik dikey ince çizgiler, spesiyeslerin hangi örneklerde bulunduğu kolayca anlaşılabilmesi için kullanılmıştır. Yoksa, stratigrafik kesitlerdeki spesiyeslerin, kesik kesik ince çizgiler boyunca varolması gerektiği anlamında kullanılmamıştır. Ayrıca örnek numaralarının karşı hizasındaki kaim kısa çizgi, yalnızca bu noktada spesiyesin varlığını belirtmek, Stratifrafik kesitlerde, örneklerdeki spesiyeslerin varlığı bu kurallar içerisinde değerlendirildiğinde metindeki birçok eleştirel cümlelerin tartışılmasına gerek kalmamaktadır*

Şekil 2'de anılan NN5, stratigrafik ölçüler içeriğinde Langiyen'e dahildir. NN5 ile NN3 arasında NN4'ün bulunmayışı, uyumsuzluktan çok arada bulunan çakıltaşı düzeyinden olmalıdır. Şekil 2'ni diğer eksinlerine yukarıdaki paragraf cevap olmuştur,

«Aşağı GÖkdere dikme kesiti»nin tabanında NN 10'nun varlığını dışlayamayız.

«Gençler stratigrafik kesitinde 81.9.103 numaralı örnekten sonra NN 7'nin varlığını dışlayamayız. Bu stratigrafik kesit ile ilgili diğer eleştirilere birinci paragraf cevap oluşturur,

«Antalya havzasında Üst Miyosen ve Pliyosen çökellerinin birleştirilmiş stratigrafik kesiti»ndeM NN 16 zonunun bütün belirteçleri bulunamamıştır. Ancak 82,8.28 numaralı örnekteki *Cyclococcolitius macintymi*, *Gephyrocapsa* sp., *Discoaster surculus* ve *Pseudoeulalia lacimosa*'nın varlığı NN 16'yı gösterir, Kesitin bu kısmı, en azından Üst Pliyosenedir (NN 16-NN 18). An 81 58 ve 82,8.25 numaralı örnekler arasında bulunan yaklaşık 100 m kalınlığındaki bu kesimde örnekleme yoktur. Şu halde bu aralıkta NN 12, NN 13 ve NN 14'in varlığını dışlayamayız. NN 15 zonu yayının metninde belirtildiği gibi Varol (1982) saptanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGE

Varol, O., 1982, Calcareous nannofossils from the Antalya Basin, Turkey : N, Jb. Geol. Paleont, Mh, 244-256.

Türkiy© Jeoloji Bülteni'nde Yayımlanması İstenen Yazılarda Aranılan Nitelikler

Bülten'de yayımlanması istenen yazılar aşağıdaki niteliklerden en az birini taşımalıdır :

- 1) Jeolojiye yeni bir katkısı bulunan bir araştırma
- 2) Jeoloji alanında bilimsel ve teknik yöntemlerle yapılmış, özgün sonuçları olan bir çalışma
- 3) Jeolojinin herhangi bir konusunda daha önce yapılmış çalışmaları eleştireci bir yaklaşımla tartışen ve o konuda yeni bir görüş ortaya koyan bir eleştirili derleme -(critical review)

Bülten'de yayımlanabilmesi için yazıların daha önce Türkçe olarak yayımlanmamış olması gerekir. Daha önce yabancı dilde yayımlanmış olan yazılar Türkiye'yi doğrudan doğruya ilgilendirdikleri ve/veya Türkçe konuşan geniş bir araştırmacı kitlesini yakından ilgilendirdikleri durumlarda Türkçe olarak Bülten'de yayımlanabilirler. Bu durumda yazının kapsamı bu ilgiler ile sınırlandırılmalıdır,

Bülten'de Türkçe ve İngilizce yayım dili olarak kullanılmaktadır, Bülten'de yer alacak ve her yazının hem Türkçe hem de İngilizce özetleri bulunmalıdır. Yazının başlığı ve resimlemelerin gerek şekil içi gerekse şekil altı açıklamaları da Türkçe ve İngilizce olarak iki dilde hazırlanmış olmalıdır. Yazıların başlık, öz ve resimleme açıklamaları dışında kalan bölümlerinde kullanılan olağan dil Türkçe'dir, Türkiye dışında geniş bir araştırmacı kitlesini ilgilendiren yazıların İngilizce yazılmış özetleri ve Özetleri çalışmanın ana unsurlarını aktarmak için yeterli olmadığı durumlarda yazı Bülten'de İngilizce olarak yayımlanabilir. Yazıların İngilizce olarak yayımlanması ancak bu koşullarda kabul edilir. Bu durumda yazının kapsamı ve hacminin Türkiye dışındaki araştırmacıları ilgilendirdiği kadarıyla sınırlandırılması gerekir, Bülten'de İngilizce olarak yer alacak her yazının Türkçe özünden başka bir de Türkçe özet'i bulunmalıdır, Türkçe yayımlanan yazıların İngilizce özünden başka bir de İngilizce özet'ini yayımlamak olasıdır* Bu yola yazının İngilizce özünün yabancı bilim çevresine aktarılmasında yarar olan unsurları aktarmaya yeterli olmadığı durumlarda gidilmeli ve özet'in kapsamı bu amacın gerekleri ile sınırlandırılmalıdır, Daha önce yabancı dilde yayımlanmış olan yazılarda İngilizce özet verilemez.

1976 yılında yeniden düzenlenerek dağıtılmış olan «Türkiy© Jeoloji Bülteni Yayım Kuralları» yürürlükte dir. Bu yayın TJK Derneği adresinden sağlanabilir.

Türkiy© Jeoloji Bülteni'nde Yayımlanması İstenen Yazılarda Sekli Bakımından Aranılan Nitelikler:

- Yazının tümü çift aralıklı yazılmış ve otuz daktilo sayfasını geçmemelidir,
- Yazı ve ekleri bir asıl, iki kopya olmak üzere üç takım olarak yollanmalıdır*
- * Yazı içindeki başlık düzeni ve değinilen belgeler Türkiye Jeoloji Bülteni Yayım Amaç ve İlkeleri v© Yayım Kuralları (Şubat 1976)'na uygun olmalıdır,
- Türkçe ve İngilizce öz yazılmalıdır,
- Şekil, Levha, Çizelge altı açıklamaları Türkçe ve İngilizce yazılarak ayrı bir liste halinde metne eklenmelidir.
- Şekil, Levha, Çizelge altı açıklamaları Türkçe ve İngilizceleri yazılmalıdır»
- Şekil, Levha, Çizelgeler birbirlerinden ayrı olarak numaralanmalıdır,
- Fotoğraflar aydınlık olmalı ve parlak kâğıda basılmalıdır,
- Bütün çizimlerde çizgisel Ölçek kullanılmalıdır^
- Levha sayısı 3'ten çok olmamalıdır.
- Küçültüldüğünde katlanacak şekil sayısı 2 yi aşamaz. Bunlar iki bülten sayfasını aşmayacak şekilde küçültülebilmelidir.
- Küçültmeden sonraki en büyük şekil boyutları aşağıdaki gibi olacaktır, Şekil içi yazılarda ve şursajda bu boyutların dikkate alınması gerekir,

Çift Sayfa : Yan 23x30
Tek Sayfa : 17x23
Yarım Sayfa : Yan 12x17

Dile 17x40
Pik 8x23

