

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Ağustos, 1975
August

Cilt 18
vol.

Sayı 2
no:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Çankırı - Çorum - Yozgat bölgesinde Alt Tersiyer yaşta sedimentlerde paleo-akıntılar ve denizaltı heyelanları
Paleo-currents and submarine mass-movements in the Lower Tertiary sediments of Çankırı - Çorum - Yozgat basin
Teoman Norman 103
- Menderes masifinde alkali feldspatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması
The structural state of K-feldspars and their application as petrogenetic indicators in Menderes massif
O. Özcan Dora 111
- Antimonit minerallerinde bükülme ve ikizlenme
Kinking and twinning in stibnite
Saldıray İleri 127
- Keban madeni dolayında jeokimyasal sızıntı anomalileri
Geochemical leakage anomalies in the vicinity of Keban mine
Mümin Köksay 131
- Ağızlar (Gölköy - Ordu) kurşun - çinko zuhurunun jeolojisi
Geology of Ağızlar (Gölköy - Ordu) lead-zinc occurrence
Ayhan Erler 139
- Mortaş boksit yatağının kökeninin araştırılmasında trend yüzeyi yönteminin uygulanması
Trend surface analysis and origin of Mortaş bauxite deposit
Ender Atabey ve İsmail Özkaya 143
- Toroslarda bulunan bazı *Involutina* türleri hakkında çalışma
*Study on *Involutina* species occurred in Taurus Mountains*
Zeki Dağar 151
- Baraj gölü yüklemelerinin artezyen akiferine etkileri
Effects of reservoir loading on an artesian aquifer
Vedat Doçuran 157
- Description of two new Gastropod species and one sub-species from the lacustrine sediments of Neogene age Afyon, Turkey
Afyon bölgesi gölsel Neojen'inde bulunmuş yeni iki Gastropod türü ve bir alt türün tanımı
Aynur İnal 161
- Sulu bor mineral yataklarının oluşumu modeli
A model for the formation of hydrated borate mineral deposits
Kemal İnan 165
- Eğirdir gölü güneyinin temel jeolojik etüdü
Basic geological study of southern lake of Eğirdir
Jean F. Dumont ve Erdal Kerey 169
- Palu (KD Elazığ) denizel Oligosen'in stratigrafisi ve mikropaleontolojisi
The stratigraphy and the micropaleontology of the marine Oligocene of Palu (NE of Elazığ)
Ercüment Sirel, Salt Metin ve Biler Sözeri 175
- Polatlı (GB Ankara) güneyinin stratigrafisi
Stratigraphy of the south of Polatlı (SW Ankara)
Ercüment Sirel 181
- Miscellanea meandrina (Carter)'in Türkiye'de zuhuru ve yaşı
The occurrence and the age of Miscellanea meandrina (Carter) in Turkey
Ercüment Sirel ve Özcan Aksoy 193
- 'Yerinde' makaslamaya uğramış süreksiz kayaç kütlelerinde ilerleyici ve gerileyici yenilme
Progressive and retrogressive failure in discontinuous rock masses subjected to 'In-Situ' shear
K. Erçin Kasapoğlu 195

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Nebil ORKAN Yayın Sekreteri *Secretary of Publications*
Atilla ORAL Teknik Yönetmen *Technical Editor*

Yayın Kurulu *(Editorial Board)*

Esen ARPAT — Erçin KASAPOĞLU — İsmail ÖZKAYA — Ayhan ERLER
Okun TEKELİ — Ercüment SİREL — Erdoğan ORAY

Bülten'in bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde Cemal ÖZTEMUR ve Dr. Günhan PAŞAMEHMETOĞLU'nun da katkıları olmuştur.

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Türkiye Jeoloji Kurumu yayımıdır, senede iki defa yayımlanır. Bülten'de yerbilimlerinin lütun dallarıyla ilgili özgün çalışmalara ve eleştirili derlemelere yer verilir. Bülten'de yer alacak tüm yazıların nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni Yayın Kurallarına uyması gerekir. Bülten'de yayımlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, Şubat sayısı için 15 Kasım'dan önce gönderilmelidir.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

30. Dönem (1975 - 1976)

Yönetim Kurulu *(Executive Board)*

Sezer ÖZİL
Nejdet ÖZGÜL
Aydoğan BORAY
Birdihan GÜNDOĞDU
Ussal ÇAPAN
Nebil ORKAN
Mustafa YAŞAR

Başkan *(President)*
İkinci Başkan *(Vice President)*
Genel Yazman *(Secretary)*
Sayman *(Treasurer)*
Kitaplık Üyesi *(Librarian)*
Yayın Sekreteri *(Secretary of Publications)*
Sosyal İşler Sekreteri *(Secretary of Social affairs)*

Yazışma adresi:

Türkiye Jeoloji Kurumu PK 444 Etiler, ANKARA

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Ağustos, 1975 Cilt 18 Sayı 2
August vol. no:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Çankırı - Çorum - Yozgat bölgesinde Alt Tersiyer yaşta sedimentlerde paleo-akıntılar ve denizaltı heyelanları
Paleo-currents and submarine mass-movements in the Lower Tertiary sediments of Çankırı - Çorum - Yozgat basin. Teoman Norman 103
- Menderes masifinde alkali feldspatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması
The structural state of K-feldspars and their application as petrogenetic indicators in Menderes massif O. Özcan Dora 111
- Antimonit minerallerinde bükülme ve ikizlenme
Kinking and twinning in stibnite Saldıray İleri 127
- Keban madeni dolayında jeokimyasal sızıntı anomalileri
Geochemical leakage anomalies in the vicinity of Keban mine. Mümin Köksoy 131
- Ağızlar (Gölköy-Ordu) kurşun-çinko zuhurunun jeolojisi
Geology of Ağızlar (Gölköy - Ordu) lead-zinc occurrence Ayhan Erler 139
- Mortaş boksit yatağının kökeninin araştırılmasında trend yüzeyi yönteminin uygulanması
Trend surface analysis and origin of Mortaş bauxite deposit. Ender Atabey ve İsmail Özkaya 143
- Toroslarda bulunan bazı Involutina türleri hakkında çalışma
Study on Involutina species occurred in Taurus Mountains Zeki Dağar 151
- Baraj gölü yüklemelerinin artezyen akiferine etkileri
Effects of reservoir loading on an artesian aquifer Vedat Doyuran 157
- Description of two new Gastropod species and one sub-species from the lacustrine sediments of Neogene age Afyon, Turkey
Afyon bölgesi gölsel NeojenHnde bulunmuş yeni iki Gastropod türü ve bir alt türün tanımı. Aynur İnal 161
- Sulu bor mineral yataklarının oluşum modeli
A model for the formation of hydrated borate mineral deposits Kemal İnan 165
- Eğridir gölü güneyinin temel jeolojik etüdü
Basic geological study of southern lake of Eğridir Jean F. Bumont ve Erdal Kerey 169
- Palu (KD Elazığ) denizel Oligosen'in stratigrafisi ve mikropaleontolojisi
The stratigraphy and the micropaleontology of the marine Oligocene of Palu (NE of Elazığ). Ercüment Sirel, Sait Metin ve Biler Sözeri 175
- Polatlı (GB Ankara) güneyinin stratigrafisi
Stratigraphy of the south of Polatlı (SW Ankara) Ercüment Sirel 181
- Miscellanea meandrına (Carter)'in Türkiye'de zuhuru ve yaşı
The occurrence and the age of Miscellanea meandrına (Carter) in Turkey. Ercüment Sirel ve Özcan Aksoy 193
- 'Yerinde' makaslamaya uğramış süreksiz kayaç kütlelerinde ilerleyici ve gerileyici yenilme
Progressive and retrogressive failure in discontinuous rock masses subjected to 'In - Situ/ shear. K. Ercin Kasapoğlu 195

Çankırı - Çorum - Yozgat bölgesinde Alt Tersiyer yaşta sedimenüerde Paleo-akıntılar ve denizaltı heyelanları

Pmîeü-€urrenis and mâmmrine mMs^mcmements in the Lower Tertiary sediments of Canlan - Çorum - Yozgat basin

TEOMAN' NORMAN' *Jeolojî MühmdisMğî BSHnü, Orta Buğu Telmih Ünimersitesi,. Ankara*

0Z: Ankara'nın doğusunda, Çantan, Çorum ve Yozgat illeri arasında, kalan, bölgede görülen Alt Tersiyer yaşta sediment - ferde geşitli denizaltı, heyelanları ile paleo-akıntı yönleri gösteren sediment yapılarının yönleri ölçülmüştür.. Sahada gö-filmtig olan çeşitli denizaltı .Iwyelanlarında» kayma, akma. ve .akıntı .kökenlerine; bağlı olarak 'bir sınıflama denemesine jgirigUmig olup, örnekler .verilmiştir. Bu biçimde bir- yaklaşımın,, çökeltme zamanındaki sedimentasyon ve tektomîzma ko-şullanm açıklanmasmda yararlı olacağı sanılmaktadır, ölçülen paleo-akıntı yönleri değerlendirilmiş ve bir ön çalışma olarak yorumlanmıştır. Çalışmaların bu aşamasında varılan sonuçlara göre, Alt Tersiyer döneminde bu bölgenin oldukça • karmaşık bir yapısı vardır., Kuzey kısmında bulunan Çankırı, havzasının tabanı BKD - DGB doğrultulu. olan ve sedbnen-Hasyon sırasında hareket eden faylarla bölünmüştür.. Havza,, batıda KKD - GGB ^doğrultulu, doğuda ise BKB- - BGB doğ-Jpñtulu birer boğazla kam,şu havzalara bapı bulunmaktadır. Gerek, havzanın, 'kendisi, gerekse boğazlar, tektonik bakımdan Ş. zaman çok .aktif olan bu bölgede sık. sık oluşan çeşitli denizaltı heyelanları, ve. türbit akıntılarla, gelen, malzeme tarafın-İan doldurulmuştur.

ABSTRACT: Various paleo-current and submarine mass-movement directions have been measured in the Lower Tertiary sediments of the region between Çankırı, Çorum and Yozgat, all situated to the east of Ankara. An attempt has been made to classify the observed submarine mass-movements on the basis of their slide, flow or current origin. The author believes that such an approach will be useful in the interpretation of the sedimentation and tectonic activity during the formation of such mass-movements. Measured paleo-current directions have been used for the preliminary interpretation of the paleo-geography of this region.

At this stage of the investigations, it appears that this region has basically a complex structural frame. The basement of Çankırı basin, situated in the northern part of this region, has been fractured by ENE - WSW oriented faults which were active during Lower Tertiary sedimentation. This basin was connected to neighbouring basins by narrow channels, NNE - SSW oriented in the west, and WNW - ESE oriented in the east. The basin as well as these channels have been filled by various submarine mass-movement and paleo-current material, formed during frequent tectonic activities.

GİRİŞ

Ankara'nın doğusunda, Çankırı, Çorum, Yozgat ve Kırıkkale ile sınırları kabaca belirlenebilecek olan sahada (Şekil 1), çeşitli zamanlarda yapılan jeolojik çalışmaların bir senteze doğru ilerlemelerini sağlamak amacıyla, genellikle Alt Tersiyer yaşlı formasyonlarda yazar tarafından gözlenen denizaltı heyelanları ile paleo-akıntı cins ve yönleri bu yazıda derlenmeye çalışılmıştır.

Sahanın Coğrafya ve Jeoloji Konumu

Kızılırmak nehrinin çizdiği büyük yayın kuzey yarısının bulunduğu bu sahanın suları, adı geçen akarsu ile buna bağlı Deliceirmak, Terme Çayı (Acıçay) ve Lapa Çayı gibi birçok kollar tarafından boşaltılır. Çorum, Boğazkale, Sorgun arasında kalan üçgen sahanın suları ise ayrı bir akçılama sistemine bağlı olup Yegilirmak'a dökülür. Söz konusu Alt Tersiyer sedimentleri, çoğunlukla Kızılırmak'ın akçılama sahası içinde yer almış bulunmaktadır (1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sinop ve Kayseri paftaları).

Çalışılan sediment mostraları batıda ofiolitli melanj ile sınırlanmıştır (Şekil 1). Kabaca KKD yönünde Çankırı'ya kadar uzanan bu sınır, Yapraklı'ya doğru doğruya dönmekte, İskilip dolayında güneye, daha sonra güneydoğuya doğru uzanarak Uğurlu Dağ - Boğazkale arasında, batı sınırına kabaca paralel olan bir doğu sınırı oluşturmaktadır. Son noktadan itibaren sınır genellikle DGD doğrultusunda uzanarak, burada Yozgat Alt Tersiyer sedimentasyon havzasının kuzey kısmını meydana getirmektedir.

Ofiolitli melanj, genellikle serpan-tin, gabro, diabloz, spilitik yastık lav,

aglomera, tüf, çeşitli Jura ve Kretase yaşlı kalkerler, radyolaryalı çörtler, grovak ve kuvars kumtaşı blokları içeren karmaşık yapılu litoloji birimlerinden oluşmuştur (Bailey ve McCallien, 1953; Erol, 1954; Ketin, 1962, 1963). Sahanın kuzey taraflarında Alt Tersiyer sedimentlerin melanj üzerine transgresif olarak geldiği görülmekte, buna karşılık batı taraflarda melanjdan sedimentlere bir geçiş olduğu ileri sürülmektedir (Norman, 1972). Doğu taraflardaki karmaşık durum bu konuda şimdilik bir yargıya olanak vermemektedir.

Sahanın güney sınırı ise, genellikle "Kırşehir masifi" adıyla bilinen, gerçekte heterojen yapılu, çoğunluğu metamorfik ve magmatik kayalardan oluşmuş ve üzerinde transgresif Paleojen, Neojen ve Kuvaterner sedimentleri taşıyan bir kütlede oluşmuştur (Ketin, 1963). Metamorfik şist ve mermerler ile onlardan genç olan gabro, dolerit ve diablozların granit magmatitler tarafından kesildikleri birçok araştırmacılar tarafından saptanmıştır (Buchardt, 1958). Bu çalışma sırasında da Delice güneyinde Karpuz köyü batısında dere içinde bulunan bir taşocağında, ayrıca Çiçekdağ kuzeyinde ve Yozgat güneyinde (Kayseri yoluna çıkışta) gabro ve doleritlerin granitler tarafından kesildiği açıkça görülmüştür.

Güneyde Çiçekdağ kütlesi olarak sahanın sınırını meydana getiren masif, batıda bir yarı gömülü sırt halinde kuzeye, Sulakyurt'a doğru uzanır. Doğuda ise DKD yönünde Yozgat'a doğru giderek ofiolitli melanj kütleline yaklaşır.

Ofiolitli melanj ile Kırşehir masifi arasında kalan kısımlar kabaca (Z) şeklinde bir şekil almıştır. Batıda KKD - GGB uzanımında dar bir "Yahşihan baseni", doğuda BKB - DGD uzanımında

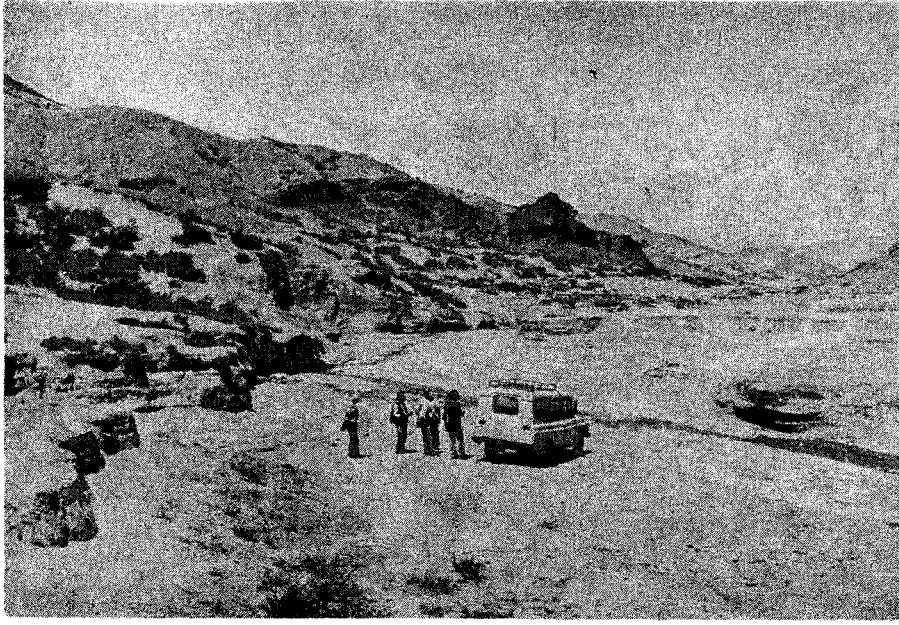
bir "Sorgun baseni", orta kısımda ise, kuzeyden güneye, "Çankırı baseni", "Sungurlu baseni" ve "Deliceirmak baseni" olarak adlandırılacak beş kısımdan meydana gelen bir sedimentasyon havzası bulunmaktadır, içinden Kızılırmak nehrinin geçtiği Çankırı baseni muhtemelen en derin (kalın) tortullaşma alanı olup, güneydekiler Kırşehir masifinin uzantısı üzerinde yer almıştır. Sungurlu baseni ile Deliceirmak baseni birbirinden bir fay (Kırıkkale - Alaca fayı) ile ayrılmış bulunmaktadır (Norman, 1974).

Alt Tersiyer İstifi

Çeşitli basenlerden oluşmuş bulunan bu sahanın Alt Tersiyer yaşta formasyonları çok değişik fasiyesleri içermekte olup, burada sadece ana hatları ile ortaya konmaya çalışılacaktır.

En yaşlı sedimentler genellikle ofiolitli melanj ile sınırdaş olarak görülmekte ve yer yer Kretase'ye (Üst Campaniyen) kadar inmektedir. Bu en yaşlı sedimentlerin ofiolitli melanj ile uyumlu (konkordan) olan görünüşleri (ör. Bala-Yahşihan) karşılık, daha üst stratigrafi birimlerinin yer yer uyumsuzluk (dtekordans) gösterdikleri ve hattâ transgresif oldukları da bir gerçektir (ör. Bayat KB'sı). Birçok yerlerde faylanmalardan dolayı gerçek ilişkinin yorumu güç bir hale gelmiştir.

Ofiolitli melanj ile sınırdaş olan en yaşlı sedimentler, (Maestrihtiyen - Paleosen - tpreziyen) çoğunlukla volkanik malzemeli türbiditler ile denizaltı heyelanlarından ibarettir. Orta Eosen (LÜtesiyen) genellikle kum ve çakıl akmaları ile ender türbiditlerden oluşmuş, yer yer kireçtaşı içeren formasyonlarla temsil edilmiştir. Üst Eosen ve Alt Oligosen ise, neritik ve littoral deniz çökel-



Çekil 2: Kayma heyelanı ile oluşmuş bir olistolit. Nispeten koyu renkli olan Maestrihtiyen yaşta tabakalı kireçtaşı merceği, Alt Eosen yaşta fliš türü sedimentler isinde bulunmaktadır. Kitle muhtemelen doğudan kayarak gelmiştir. Belice doğusu, Ortakışla güneyi; batıya bakış.

Figure 1: An olistolith (dark) formed by sliding away from its parent rock, possibly situated further east. The olistolith block consists of dark red colored thinly bedded fossiliferous limestone of Maestrichtian age. It is located now in flysch type sediments of Old Eocene age. (Location: East of Delice, south of Ortakışla village, looking west).

leri (kumtağı, kumlu kireçtaşı, jips, konglomera) hattâ yer yer karasal çökeller (göl ve akarsu kökenli kırmızı kumtaşları ve konglomeralar ile bitümlü killeri) tarafından oluşturulmaktadır. Bu suretle, ofiolitli melanijla sınırdas olan istifin, bütünüyle sığlaşan bir seri olduğu anlaşılmaktadır.

Kırşehir masifi ile (özellikle granitlerle) sınırdas olan kısımlarda ise, Alt Eosen yaşlı kumlu kireçtaşlarından oluşmuş bir transgresif seri bulunduğu görülmektedir (Ketin, 1963). Ancak transgresyonun daha önceki zamanlarında da (ör. Üst Paleosen'de) sığ kıyılarda kireçtaşı oluşumu bulunduğu, şimdi derin sedimentler arasına kaymış olarak bulunan Paleosen yaşlı bloklardan anlaşılmaktadır. Yer yer oldukça gelişmiş görülen Orta Eosen (Lütesiyen) yaşlı kireçtaşlarının üzerine, Üst Eosen - Alt Oligosen yaşlı ve yukarıda belirtilmiş olan, neritik, littoral ve karasal kökenli regresif kırmızı seri gelmektedir. Bu suretle Orta Eosen (Lütesiyen) zamanında Kırşehir masifi üzerine deniz transgresyonunun en yaygın durumunu almış bulunduğu ortaya çıkmaktadır. Bu tip istif en fazla Sungurlu ve Delice-

irmak basenlerinde gelişmiş görünmektedir.

Litoloji özellikleri genellikle açıklanan bu iki cins Alt Tersiyer istifinin, çökeltme havzaları ortalarına doğru birbirlerine yanal geçişli oldukları, ara kısmı çoğunlukla siyah killi formasyonların doldurduğu (ör. Bulamkdere formasyonu) anlaşılmaktadır (Norman, 1972). Belirtilmesi gereken bir diğer husus da, Çankırı baseni doğusunda ve yine Deliceirmak baseni doğusunda Orta ve Üst Eosen'de (ve muhtemelen Alt Oligosen'de) andezit volkanizmasının çok hakim olması, bu yaştaki çökellerle kalın arakatlılar oluşturmasıdır. Tüf ve aglomeralarla lavların, çoğu zaman denizaltında, sedimentlerle karışık olarak yerleşmiş oldukları görülmektedir.

Yukarıda açıklanan istifler genellikle kıvrılmış, yükselmiş ve kısmen aşınmış olup, üzerlerine uyumsuz olarak (discordant) yatay veya yataya yakın konumlarda Üst Tersiyer (Üst Oligosen - Miyosen - Pliyosen) ve Kuvaterner yaşta karasal formasyonlar gelmektedir.

DENİZALTI HEYELANLARI

Saha içersinde Alt Tersiyer yaşta sedimentlerle arakatlı olarak ve genellikle malzemesi de onlardan oluşmuş çeşitli türde denizaltı heyelanları gözlenebilmektedir. Bunların, oluşum sırasındaki hareket şekilleri temel alınarak, üç grup altında ele alınmaları mümkün görülmektedir: 1 — Kayma heyelanları, 2 — Akma heyelanları, 3 — Akıntı heyelanları (Türbit akıntıları).

Kayma Heyelanları

Genellikle olistolit adı verilen bu kütleler, kaygan bir zemin üzerinde hareket ederek ve bu sırada az sayıda parçalara bölünerek daha genç olan sedimentlerin araşıma yerleşmiş kayaçlardır. Örnek: Delice doğusunda, Kırıkka-le . Alaca fayının güneydoğusunda (Ortakışla'nın güneyinde), Eosen yaşta ince kumtaşları ve marnlar içerisinde yerleşmiş ve ara.tabakalı durumda kırmızı renkli bir kumlu kireçtaşı kütlesi, Maestrihtiyen yaşta olup, muhtemelen doğudan kütle halinde kayarak gelmiştir (şekil 2). Yöredeki diğer paleo-akıntı yönleri sedimentasyon sırasında faya doğru bir yamaç eğimi bulunduğuna işaret ettiklerine göre, bu kütlelerin de güneydoğudan veya doğudan gelmiş olması mümkündür.

Başka bir tür kayma heyelanı da tabakaların yan-plastik durumda kısa bir mesafeye kayarak bir takım bükümler oluşturmasıdır, örnek: Kırıkka-le'nin kuzeybatısında, Kızılırmak kenarında demiryolu yarmalarında görülen tabaka içi kaymaları bu türden olup (şekil 3), burada tabakaların devrik bulunmasından dolayı heyelanların erozyonla ortaya çıkmış tabam görülebilmektedir. Asimetrik çıkıntılarının ve eksen uzanımlarının yataya döndürülmesi sonucunda, buradaki heyelanların güneybatıdan kuzeybatıya doğru hareket etmiş oldukları anlaşılmaktadır (Norman, 1972).

Akma Heyelanları

Heyelan kütesini oluşturan elemanların birbiriyle değme durumda olmak koşuluyla hep beraber yamaç aşağı hareket etmeleri ile oluşan bu kütle akması (mass-flow) heyelanları genellikle aynı yaştaki sedimentlerle arakatlı birimleri meydana getirirler, trili-ufaklı parçalanmış kayaları bünyesinde toplayanlara olistostrom, yuvarlanmış çakıl



Şekil 3: Yarı plastik tabaka kayması. Devrik tabakaların erozyonla aşınmış olan tabanlarında kaymadan ötürü oluşan bükümler üs boyutlu olarak görülmektedir. Kayma yönü resimde üstten alta doğru (güneydoğudan kuzeybatıya) yönelmiştir. Kırıkkale kuzeybatısı, Kızılırmak ile demiryolu arasında yarma.

Figure 3: Semi-plastic layer slide. Folds developed during sliding are seen from below on this overturned sequence, where erosion has removed away the basal material. Direction of slide movement was from SE to NW originally, after correction for tilt (location: NW of Kırıkkale, between Kızılırmak river and railway).

ve/veya kohezyonsuz kumlardan oluşanlara tane akması sedimenti (grain-flow sediment) adı verilir. Örnek: Sulakyurt batısındaki Kuru köyünün 2 km güneybatısında, Alt Eosen yaşlı kumtaşı-kil ardalanmasından oluşan formasyonların içinde bol miktarda tane akması (çakıl akması veya kum akması) aedimenti yer almaktadır (şekil 4 ve 5). Daha önceki karasal ortamlarda oluşmuş bulunan yuvarlak çakıllar ve kumlar, derin deniz ortamına gelip yerleşmiş bulunmaktadır. Hareketin yönünü çoğu zaman saptamak güç ise de, bazı elverişli koşullarda bu mümkün olabilmektedir. Örneğin şekil 5'te görülen tane akması sedimenti bir kütle halinde hareket ederek, daha önce çökelmiş hattâ kısmen sertleşmiş bulunan birçok tabakayı oymuş, bükmüş ve kırmış, üzerlerinden aşarak bir kısım par-

çalan bünyesinde götürmüş bir durumda bulunmaktadır. Heyelanın üst kısmı, etkilenmemiş tabana paralel olduğu gibi, daha sonra gelen üstteki tabakalar da yine bu yüzeye paraleldir. Bu da, heyelanın sedimentasyon ile çağdaş olduğunu ve daha sonraki sedimentler tarafından örtüldüğünü açıkça belirtmektedir. Heyelanın, daha önce oluşmuş tabakaları bükme şekliinden, hareket yönünü saptanmıştır. Bu sonuca göre, tabakalar yataya çevrildikten sonra, heyelanın yaklaşık olarak güneydoğudan kuzeybatıya doğru hareket etmiş bulunduğu ortaya çıkmaktadır.

Akıntı Heyelanları

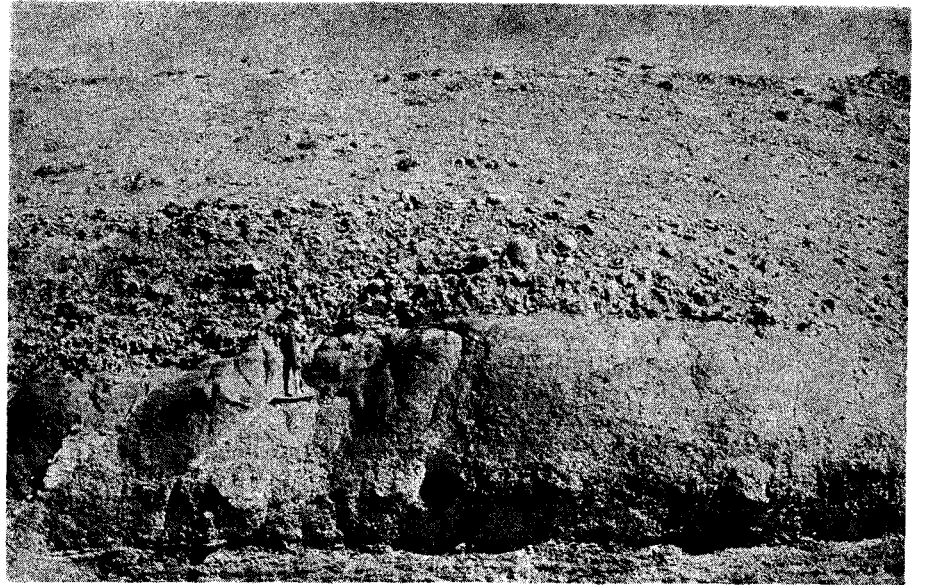
Heyelan kütlelerine ait ufalanmış tanelerin birbirlerinden tamamen ayrılması ve arayı dolduran suyun fiziksel özelliklerine bağlı olarak, suyla beraber akması, bir heyelan akıntısı oluşturmaktadır. Bu durumda türbülans gösteren akıntılar "türbit akıntılar" adını almakta ve bunların çöktüğü sedimentlere de "türbidit" denilmektedir (şekil 4). Türbiditlerin dereceli tabakalanma özellikleri ile akıntı yönlerini gösteren sediment yapıları, daha önce yayınlanmış birçok eserlerde belirtilmiş bulunmakta-

dır (Kuenen, 1953; Bouma ve Brouwer, 1964; Norman, 1963, 1973).

Türbit akıntılarının çeşitli denizaltı heyelanları yelpazesinin bir ucunu oluşturmaları bu mekanizmanın doğal bir sonucu olup, hemen her çeşit ve büyüklükteki denizaltı heyelanının arkasından gelişen bir türbit akıntı beklenmelidir (Kuenen ve Carozzi, 1953; Kuenen, 1956). Türbit akıntılarla klasik denizaltı heyelanları arasında sıkı bir ilişki kurulması, tektonik ortamın hareketliliğini daha iyi yansıtmakta ve sedimentasyon olaylarının birbirine bağlılıklarını daha iyi açıklamaktadır. Başka bir deyişle, türbit akıntılarının oluşumu kendi başına gelişen bir tür mekanizma olmayıp, çeşitli denizaltı heyelan malzemesini de oluşturan hareketli bir tektoniğin ürünlerinden sadece bir tanesidir.

AKINTI VE EĞİM YÖNLERİ

Saha içersinde gözlenmiş ve ölçülmüş olan paleo-akıntı yönleri (türbit akıntılar ve sığ akıntılar) ile denizaltı heyelanlarının hareket yönleri çizelge l'de toplanmış ve şekil l'de gösterilmiştir, ölçülerin alınmasında yönler ± 5 derece hata ile ölçülmüş olup, yön hesaplamada sadece tabaka doğrultusu etra-



Şekil 4: Akma heyelanı ve akıntı heyelanı. Çekicinin bulunduğu tabaka bir türbidit olup, üzerine akma heyelanı ile oluşmuş yuvarlak çakıllı bir sakıl akması tabakası yerleşmiştir. Sulakyurt batısı, Kuru köyü 2 km güneybatısı.

Figure 4: Flow and current origin mass-movements. The layer where the hammer rests is a turbidite (a current-origin mass-movement), which is overlain by a grain flow (a flow-origin mass-movement), consisting of well rounded pebbles (Location: West of Sulakyurt, 2 km SW of Kuru köyü).



Sekil 5: Düşey tabakalarda görülen bir akma heyelanı. Taban solda, tavan sağdadır. Ülkandan gelen akma heyelanı, daha önce oluşmuş türbidit tabakalarını bükmüş ve aşdırmıştır. Heyelan, büktüğü tabakaların meydana getirdiği tümseği aşarak (sağda) aşağıya doğru yoluna devam etmiştir. Sulakyurt batısı, Kuru köyü % km güneybatısı.

Figure 5: A flow-origin mass-movement, observed in essentially vertically situated layers. Top is on the right and bottom on the left. Direction of movement is from the Upper part of the outcrop towards the lower part. Note that the flow (grainflow) has bent, (fractured and broken up various türbidit© and non-türbidite layers formed earlier. It has overridden the mound (on the right) formed by the bent older layers, and continued on its way (Location: West of Sulakyurt, 2 km SW of Kuru village).

fmda döndürme işlemi yapılmış, kıvrım eksenini dalım düzeltmesi dikkate alınmamıştır (Norman, 1960, 1963). Yapılan çalışmanın geniş bir sahaya yayılmış bulunması ve aslında bir tek mostrada bile akıntı yönleri arasında büyük değişikliklerin gözlenmiş bulunması (Norman, 1973, s. 56), daha ayrıntılı hesaplarla düzeltmelerin yapılmasını bu aşamada yapay ve gereksiz kılmıştır.

Ölçümlerin Yorumlanması

Ölçülmüş bulunan akıntı ve heyelan hareket yönlerinin dağılımı, sahanın oldukça karmaşık bir paleoöğrafya yapısının olduğunu belirtmektedir. Doğudan batıya doğru gözlemleri şöyle sıralamak mümkündür:

Yozgat Kuzeyi. Kuzeyde ofiolitli melanj ile güneyde Kırşehir masifi intruzifleri arasında sıkışmış olan bu bölgede, yüksek eğimler gösteren Eosen yaşta kumtaşı-şeyl ardalanmalı formasyonlar vardır. Derbent güneyinde kıvrımlar daha az bir sıkışmaya, buna karşılık doğuya doğru, Sorgun kuzeyinde

ise ,daha kuvvetli bir sıkışmaya işaret etmektedir. Bu nedenle, batı tarafından alınmış olan ölçümler daha güvenilir sayılabilir.

Akıntı yönleri, genellikle BGB - DKD doğrultulu uzun bir basenin varlığını göstermektedir. Türbidit akıntılarının eksen boyunca zaman zaman birbirine karşıt yönlerde akabilmesi olağandır (Kuenen, 1956). Paleosen - Eosen devirleri boyunca, Kırşehir masifi kütesinin güneyindeki yükselimi ile ofiolitli melanj kütesinin kuzeydeki yükselimi arasında, genişliği şimdikiinden fazla olan, BGB - DKD doğrultulu uzun bir çökme havzasının bulunduğu anlaşılmaktadır.

Yerköy Cıvarı. Bol nümülitli, derceli tabakalı, kumtaşı-şeyl ardalanmalı Eosen yaşta tabakalar dikleşmiş veya dike yakın bir konumda bulunmaktadır.

Yerköy'ün KB yanma rastlayan ölçümler, BGB - DKD doğrultulu bir çökme basenini belirtmektedir. GGD'dan KKB'ya doğru hareket etmiş olduğu görülen denizaltı heyelanları da güneyde-

ki Kırşehir masifi kütesinin bu devirde bir yükselti meydana getirmiş olduğuna işaret etmektedir.

Yerköy'ün güneyinde, akıntıların güneydeki küteden kuzeydeki basene doğru, muhtemelen masif kütesi üzerine açılmış kanyonlar (veya kırık zonları) boyunca, yerleşmiş olduğu düşünülmektedir. Burada da doğrultu genellikle KB . GD'dur.

Delice Doğusu. Eosen yaşta formasyonların kumtaşı-şeyl ardalanmalı, litolojisinden, yukarıya doğru, konglomera-kırmızı kumtaşı ve şeyi litolojisine geçiş bölgesi diyebileceğimiz bu bölgede, iki ayrı akıntı yönü hakim görülmüştür.

Daha yaşlı olan formasyonlardan alınan ölçülerin genellikle kuzeye doğru olması, buna karşılık daha genç formasyonlarda akıntıların kuzeyden gelmesi, Kırıkkale - Alaca fay hattının bu devirde etkisini göstermeğe başlaması ve GD blokunun kısmen yükselmiş bulunması ile açıklanabilir. Bu husus adı geçen fayın sadece Neojen sonrasına ait olmayıp, daha eski zamanlarda oluşmuş temel çatlak sistemlerinden biri olduğu ve zaman zaman canlılık kazanmış bulunduğu görüşünü desteklemektedir.

Sungurlu. Eosen formasyonları bu bölgede dağınık mostralar halinde görülmektedir. Genellikle eğimler 50 derece dolayında olup batıya veya doğuya doğrudur.

Kırıkkale - Alaca fay yükseltisi ile, Sungurlu'nun kuzeyinden geçen KD - GB doğrultulu bir yükselti arasında muhtemelen yer almış bir alçaltı, her iki yandan beslenmiş görünmektedir.

Sungurlu'nun kuzeybatısına rastlayan bölge ise, Tjğurludağ ile birleşen KD - GB doğrultulu uzun bir basen oluşturmaktadır. Bu basenin, güneydoğudan, doğudan ve kuzeydoğudan beslendiği görülmekte, uzun eksenin genel dalımının güneybatıya doğru olduğu ortaya çıkmaktadır. Çorum - İskilip arasında alınan ölçüler de bu sonucu desteklemektedir.

Uğnrludağ. Yoncalı formasyonu olarak adlandırılan kumtaşı-şeyl ardalanması içerisinde taban yapıları olarak Qok çeşitli izler gözlenmiştir. Tabakaların eğimleri 60-90 derece arasında değişmekte ve batıya doğrudur.

Akıntı yönleri KD - GB konumlu bir sedimentasyon havzasının varlığını belirtmektedir.

Çizelge I: Saha isinde Alt Tersiyer yasta formasyonlarda gözlenmiş ve ölçülmüş olan paleo-akıntı ve denizaltı heyelanları hareket yönleri ile buldukları yerler ve formasyonlar.

Table I: Type, movement direction and location of paleo-currents and submarine mass-movements of Old Tertiary age, observed in the study area.

Cinsi	Hareket Yönü (Yataya döndürülmüş)		Bölgesi	Y e r i
	Geliş	Gidiş		
OY	030	210	Yozgat K'i	Devent G'i
OY	100	280	"	"
OY	285	105	"	"
OY	260	080	"	Çalatlı civarı
OY, OL	310	130	"	"
OY, OL	270	090	"	"
OY	310	130	"	Sorgun 5 km K'i
ERK	035	215	"	"
OY	140	320	Yerköy G'i	Hacıoğlu GB'sı
OY	160	340	"	"
OY	300	120	Yerköy KB'sı	Karacaahmetli
OY	290	110	"	"
OY	280	100	"	"
OY, OL	130	310	"	"
DAH	GGB	KKD	"	"
OY	170	350	Delice D'su	Baraklı köyü
OY, SAP	205	025	"	"
OY, OL, SR	190	010	"	Kuzeyyurt G'si
AKMA	235	055	"	"
OY, OL, SAP	285	105	"	Salmanlı KB'sı
ÇAPRAZ	000	180	"	"
ÇAPRAZ	350	170	"	"
OY	145	325	Sungurlu GD'su	Küçük Bolatlı D'su
OY	215	035	"	Küçük Bolatlı G'i
OY, SAP	315	135	"	Sungurlu G girişi
OY, AL	315	135	"	Boğazkale yol sapağı
OY	110	290	Sungurlu KB'sı	Karaçay 2 km D'su
OY	030	210	"	"
ÇAPRAZ	090	270	"	Yürtüklü 6 km B'sı
ÇAPRAZ	240	060	"	Şirinköy
OY, SAP	160	340	"	Sarıcalar G'i
OY, SR	015	195	"	"
OY	085	265	"	Sarıcalar D'su
OY	010	190	"	"
OY	010	190	"	Sarıcalar B'sı
OY	030	210	"	"
OY	060	240	"	"
OY	060	240	"	Çayan G'i
OY	050	230	Uğurludağ	Uğurludağ D'su
OY, OL	070	250	"	Uğurludağ G'i
OY, SR	120	300	"	"
OY, SAP	145	325	"	"
OY, OL	030	210	İskilip	Çorum yolu
OY, OL	070	250	"	"
OY	030	210	"	İskilip G'i
OY, SAP	035	215	Bayat	3 km KB'sı
OY, SAP	130	310	"	"
OY	340	160	"	1 km B'sı
OY	345	165	"	5 km BGB'sı
OY	320	140	"	"
OY, SAP	070	250	"	10 km KB'sı
OY	090	270	"	"
OY, OL	045	225	"	12 km KB'sı
OY	120	300	"	Taşlık Mah.
DAH	KD	GB	"	"
ÇAPRAZ	K	G	"	Karakaya
ÇAPRAZ	K	G	"	Kalınpelit 2 km G'i
OY	170	350	Sulakyurt B'sı	Koru 2 km GB'sı
DAH	140	320	"	"
ERK	D	B	"	"
OY	150	330	"	Akkuzulu DKD'su
OY	140	320	"	Çayoba 1 km D'su
OY	190	010	"	"
OY	270	090	"	Malboğazı D'su

Notlar: 1 — Kırkkale'nin batısında kalan bölgede yapılan ölçümler daha önceki bir yayında belirtilmiştir (Norman, 1973).

2 — OY: Oyu izi, OL: Oluk izi, SAP: Saplanma izi, SR: Sığrama izi, ERK: Erozyon kanalı, AL: Alev yapısı, ÇAPRAZ: Çapraz tabakalanma, DAH: Denizaltı heyelanları, AKMA: Akma yapısı (Frondescent mark)

Notes: 1 — Measurements taken in the region to the west of Kırkkale were given in a previous publication (Norman, 1973)

2 — OY: Flute cast, OL: Groove cast, SAP: Prod mark, SR: Bounce mark, ERK: Erosion channel, AL: Flame structure, ÇAPRAZ: Crossbedding, DAH: Submarine landslides, AKMA: Frondescent mark.

Bayat. Doğalda bol volkanik malzeme Eosen yaşta formasyonlar kuzeybatıya doğru gittikçe daha terijen özellikler kazanmaktadır. Bu bölgede yapı karmaşık olduğu için genel bir eğimden söz etmek güçtür.

Tektonik bakımdan oldukça karmaşık olan bu bölgede, çeşitli denizaltı basenlerinin sıkıştırılarak yan yana, hattâ üst üste bindirilmiş oldukları görülmektedir. Bu bakımdan, akıntı yönlerini yorumlayabilmek için daha çok sayıda gözlem yapılması gerekmektedir. Ancak, genel olarak KB-GD doğrultulu bir basenin daha çok kuzeydoğudan beslenmiş olması ve ekseni boyunca zaman zaman karşıt yönlerde tünbit akıntılarının akması bulunması mümkündür. Kuzeydoğudan gelen denizaltı heyelanları da bu görüşü desteklemektedir.

Bayat kuzeybatısında bulunan çapraz tabakalı (kömürlü) delta kökenli formasyonlar da, basen yamacının bu yönde yükseldiğine işaret etmektedir.

Sulakyurt Batısı. Sulakyurt ile Tilki köyü - Malboğazi arasında yer alan bu bölgede Alt Eosen yaşta formasyonlar dikleşmiş olarak yüzeye çıkmış bulunmaktadır. Genel eğim doğuya doğrudur; ancak, batıda Tilki köyü dolayında tabaka doğrultularında birçok dalgalanmalar vardır. Bu bakımdan Kızılırmak'ın doğu tarafında yapılan ölçümler daha sağlıklı sonuçlar vermektedir.

Akıntı yönleri bu bölgede K - G doğrultulu bir basen bulunduğunu ve basenin doğuda yer almış bulunan granit - gabro - diabloz kütlelerinin yapmış olduğu yükseltiden beslendiğini göstermektedir. Bu husus ölçülmüş erozyon kanalları ve tane akması (grain flow) yönleri ile de desteklenmektedir.

Batıda Malboğazi - Tilki köyü dolayında, Maestrihtiyen yaşta resifal kırçtaşları üzerine gelen konglomeralarda ölçülen doğuya doğru yönelik akıntı yönünün de batıdaki ofiolitli melanaj yükselimine işaret ettiği açıktır.

Akıntı yönlerinin gidişinden, buradaki basen ekseninin genel olarak kuzeye dalımlı olduğu anlaşılmaktadır.

Kırıkkale Batısı. Bu bölge daha önce ayrıntılı bir şekilde incelenmiş ve sonuçlar yayınlanmıştır (Norman, 1972, 1973).

Güneydoğudaki Kırşehir masifinin uzantısı olan yükselti ile, kuzeybatıda-

ki ofiolitli melanaj yükseltisi arasında kalan KKD - GGB konumlu bir basende, Maestrihtiyen, Paleosen ve Eosen dönemleri boyunca hızlı bir sediment çökmesi yer almıştır. Bu basen daha ziyade güneydoğudan beslenmiş (çeşitli denizaltı heyelanları ve türbit akıntılar), akıntılar eksen boyunca zaman zaman karşıt yönlerde akmıştır.

GENEL YORUMLAR

Alt Tersiyerde Sedimentasyon Basenleri

Paleosen-Eosen yaşta formasyonların çökmesi sırasında Kırşehir masifi kütlesi ile ofiolitli melanaj kütlelerinin aşağı yukarı bugünkü karşılıklı durumlarına sahip oldukları, ancak muhtemelen aralarındaki mesafelerin Alt Tersiyer devirlerinde çok daha Sazla bulunduğu anlaşılmaktadır. Ayrıca Sulakyurt civarında tabanda bir yükselme ile, Kırıkkale - Alaca fayı güneydoğusunda da yer alan ikinci bir yükselme, Çankırı - Çorum - Yozgat sahasını basenlere bölen önemli unsurlar olmaktadır. Doğudan batıya doğru bu basenler aşağıdaki şekilde sıralanmaktadır:

Sorgun Baseni. Kuzeyde ofiolitli melanaj kütlesi ile güneyde Kırşehir masifi arasında sıkışmış dar ve uzun bir basendir. Akıntı yönleri eksenin yanlarından beslendiğini ve akıntılarının eksen boyunca BKB - DGD doğrultusunda zaman zaman her iki yöne de akabildiğini göstermektedir. Basen tabanının topografyası genel yapısıyla yataya yakın konumlu olmalıdır.

Deliceirmak Baseni. Kuzeybatıda Kırıkkale - Alaca fayı, güneyde Çiçekdağ masifi, doğuda Kırşehir masifinin bir çıkıntısı ve kuzeyde ise ofiolitli melanaj ile sınırlıdır. Taban BKB - DGD doğrultulu oluklar ve sırtlardan oluşmuştur. Basenin en derin yerinin Yozgat batısında olması beklenebilir.

Sungurlu Baseni. Batıda Sulakyurt yükseltisi, doğuda ofiolitli melanaj, güneyde Kırıkkale - Alaca fayı ile sınırlı olup, kuzeyde Kızılırmak baseni ile bağlantılıdır. Taban muhtemelen, KD - GB doğrultulu en az iki oluk ve aradaki bir sırttan oluşmuştur.

Çankırı Baseni. Batıda, kuzeyde ve doğuda ofiolitli melanaj ile, güneyde ise Sulakyurt granit-gabro-diabloz yükseltisi ile çevrilidir. Tabanda karmaşık yapılı olup, genellikle Kızılırmak boyunca çökmüş olduğu söylenebilir. Akıntı yön-

leri KB - GD doğrultusu veriyorsa da (Bayat bölgesi), bu yönlerin basenin ortaları için de geçerli olduğunu söylemek güçtür.

Yahşımın Baseni. Kuzeybatıda ofiolitli melanaj, güneydoğuda Kırıkkale ve Sulakyurt masifleri arasında sıkışmış dar bir şerit halindedir. Kuzeyden Kızılırmak baseni, güneyden ise Tuz gölü baseni ile bağlantılıdır. Şimdi çok sıkışmış olan taban topografyası, muhtemelen KKD - GGB doğrultusunda uzanan oluklar ve sırtlar halinde idi.

Alt Tersiyerdeki Jeolojik Gelişme

Çankırı - Çorum - Yozgat arasındaki sahanın Alt Tersiyer dönemlerinde çok aktif bir tektonizmaya uğradığı ve bunun etkisiyle, faylarla ve kıvrım eksenleriyle bölünmüş pek çok sedimentasyon basenlerinin oluştuğu anlaşılmaktadır. Yamaçların gittikçe dikleştiği, fayların hareket ettiği, basen tabanlarında kıvrımların oluştuğu, denizaltı heyelanlarının ve türbiditlerin bolluğu tarafından kanıtlanmaktadır. Bu tektonik aktivite, çökelmiş olan sedimentlerin ve oluşmuş heyelanların daha sonra yeniden hareket etmelerine neden olmuştur. Böyle sedimentasyon koşulları altında, uzak mesafelere uzanan yaygın sediment örtüleri yerine, kısa boyutlu sediment mercikleri oluşmuştur. Eosen sonlarına doğru artık basenlerin sedimentlerle dolarak sığlaştığı, lagüner ve karasal formasyonların meydana gelmesi olmasından anlaşılmaktadır. Volkanizmanın da bu dönemlerde özellikle sahanın doğusunda etkin olduğu görülmektedir.

SONUÇ

Alt Tersiyer yaşta paleo-akıntıların ve denizaltı heyelanlarının incelenmesi sonucunda, bu jeolojik zaman döneminde bölgenin birbiriyle irtibatlı çeşitli basenlere bölünmüş olduğu ve bunlarda ayrı ayrı sedimentasyon olaylarının yer aldığı ortaya çıkmaktadır. Bu yapıların varlığı da, ilgili dönem içerisinde tektonik olayların arka arkaya yer aldıklarının birer belirtisidir.

Sonuç olarak denilebilir ki, bugün sahada görülen Alt Tersiyer sonrası tektonizma, ana yapıyı en az Kretase sonlarında kurmuş olup, Paleosen ve Eosen devirleri boyunca bu yapıyı gittikçe geliştirmiştir. Başka bir deyişle, Oligosen ortalarında yer aldığı sanılan Alpin pa-

roksizması, gerçekte, bölgede daha önceleri başlamış olan devamlı bir tektonizmanın, sediment ve heyelanlarla dolmuş olan basenleri, sonunda su üzerine çıkararak erozyona uğratmasının bir sonucu olmalıdır.

KATKI BELİRTME

Saha çalışmalarının yürütülebilmesi için her türlü yardımı esirgemeyen M. T.A. Enstitüsü Genel Direktörü Doç. Dr. Sadrettin Alpan'a, Petrol Şubesi Müdürü Doç. Dr. Fikret Kurtalan'a ve yardımcı Dr. Mehmet Akkuş'a teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca, saha çalışmalarını sırasında muhtelif zamanlarda bana refakat eden ve mahallî bilgileri ile katkıda bulunan Petrol Şubesi elemanların, dan Şevki Birgili, Nairn özbudak, Dr. Güner Ünalın, Rifat Yoldaş, Hazım Yılmaz, Aydın Sümer, Tuna Tekeli, Ahmet Akpınar, Mesut Atalay, Osman Nuri Ergun ve diğer "Çankırı Grubu" eleman-

larının arkadaşlıklarını da minnetle anırım.

Yayıma verildiği tarih: Şubat 1975

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bailey, B.B. ve McCallien, "W.J., 1953, Serpentine lavas, the Ankara Melange and the Anatolian Thrust: Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 62, 408-442.
- Bouma, R.H. ve Brouwer, A., 1964, Turbidites: Elsevier, Amsterdam, 254 s.
- Buchardt, W.S., 1958, Orta Anadolu'da 1:100.000 ölçekli jeolojik harita çalışmaları hakkında rapor. (Çeviren: Z. Bengi): MTA Derleme Raporu, No: 2675.
- Erol, O., 1954, Ankara civarının jeolojisi hakkında rapor; MTA Enstitüsü Raporu, No: 2491.
- Ketin, I., 1962, Türkiye jeoloji haritası (1:500.000), Sinop izahnamesi: MTA Yayınlarından, Ankara.
- Ketin, I., 1963, Türkiye jeoloji haritası (1:500.000), Kayseri izahnamesi: MTA Yayınlarından, Ankara.

- Kuenen, P.H., 1953, Significant features of graded bedding: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. 37, 1044-1066.
- Kuenen, P.H. ve Carozzi, A., 1953, Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins in the Alps: Jour. Geol. 61, 363-373.
- Kuenen, P.H., 1956, The difference between sliding and turbidity flow: Deep-Sea Research, 3, 134-139.
- Norman, T., 1960, Azimuth of primary linear structures in folded strata: Geol. Mag., 97, No: 4, 338-343.
- Norman, T., 1963, İngiltere'nin Goller Bölgesinde Ludlovian yaşlı paleo-akıntıların yönleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 8, 86-91.
- Norman, T., 1972, Ankara Yahgihan bölgesinde Üst Kretase - Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 15, 180-276.
- Norman, T., 1973, Ankara Yahgihan Bölgesinde Üst Kretase - Alt Tersiyer sedimentasyonu: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 16, 41-66.
- Norman, T., 1975, Kuzey Kızılırmak Havzasının ERTS-A uydusu tarafından çekilmiş görüntülerinde bazı yeni tektonik gözlemler ve bunların yorumlanması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 47-52.

Menderes masifinde alkali feldspatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması

The structural state of K-feldspars and their application as petrogenetic indicators in Menderes massif

O. ÖZCAN DORA *Fen fakültesi Jeoloji Bölümü, Ege Üniversitesi, İzmir*

ÖZ: Menderes Masifi çekirdek gnayslarının gözüktüğü üç ana bölgeden (güneyden kuzeye doğru; Çine ve Ödemiş Masifleri, Gördes Masifi ve Eğrigöz Masifi) alınan, feldspatlı örneklerde röntgen, elektronmikrosond ve mikroskop yöntemleriyle incelemeler yapılmıştır. Röntgen incelemelerinde 50'den fazla K-feldspatlı hücre parametreleri hesaplanmış ve bunlardaki t_j , t_o , t_m , $t'O$, t_m değerleri (Al atomunun dört tip tetraederdeki dağılım olasılığı) saptanmıştır. K-feldspatların ve bunların içindeki pertitik albitik albit lamellerinin; ayrıca, K-feldspatlarla beraber bulunan plajyoklasların elektronmikrosond ile kimyasal bileşimleri ölçülmüştür.

Hesaplanan birim hücre boyutları, bölgesel küçük farklılıklara rağmen K-feldspatların yapı açısından genel olarak orta mikroklin durumunda bulduklarını göstermektedir. Ayrıca, röntgen filmlerinden monoklin olarak okunan bazı K-feldspatların röntgen yöntemleriyle bile çözülemeyecek kadar küçük triklin alanlardan oluşmuş bulunmaları gerekmektedir. t_{jO} , t_m , t_{so} ve t_{jm} değerleri de incelenen örneklerin orta mikroklin durumunda bulduklarını kanıtlamaktadır.

K-feldspatlarla beraber bulunan plajyoklasların An yüzdesinin 8 ile 25 arasında değiştiği saptanmıştır. Bu değişiklik, sedimenter kökenli Menderes Masifi kayaçlarında birincil olarak farklı oranlarda yer alabilen Ca ileri ileri gelmektedir. Gerek plajyoklaslardaki %17'yi aşan An kapsamı, gerekse feldspat ve kuvarsda gözlenen poligonlaşma dokuları, bu kayaçların orta dereceli metamorfik evrenin üstünde ($\sim 540^\circ\text{C}$) oluştuğunu kanıtlar.

Sonuçları, Menderes Masifinin petrojenetik evrimi yönünden şöyle derlemek olanaklıdır: Menderes Masifinin bugün gözlü gnayslara dönüşmüş kayalarının birincil klastik serilerinde yer alan monoklinik K-feldspatlar, yükselen sıcaklıkla önce triklinleşmiş ve sonra oligoklas oluşumu sınırında (550°C) monoklinikmetrik kazanmışlardır. Sillimanitin güneyden kuzeye kadar uzanan bütün serilerde bulunması, metamorfizma derecesinin migmatitleşme başlangıcı sıcaklıklarına (680°C) kadar yükseldiğini göstermektedir. Ancak, gözlü gnaysların K-feldspatlarında bugün saptadığımız triklinik metrik, 450°C dolayında bir oluşumu kanıtlamakta olup, genel bir retriklinleşme ürünüdür. Bu da göstermektedir ki, genç alpidik fazlar Menderes Masifinde ancak retrograd metamorfik etkiler yapmıştır. Çine çevresindeki gözlü gnayslarda saptanan 66±4 milyon yıllık muskovit yaşları, genç alpidik fazla uyuşma halindedir. Menderes Masifinde progresif metamorfizmaya neden olan ana metamorfik evrelerin, sözü edilen alpidik evreden daha yaşlı olduğu ortaya çıkmaktadır.

ABSTRACT: The exposed core gneisses of the Menderes Massif had been sampled from three regions (from South to North, Çine and Ödemiş Massifs, Gördes Massif and Eğrigöz Massif). These samples had been investigated by the X-Ray, electronmicroprobe and microscopic methods. The cell parameters of K-feldspars and their t_{jO} , t_m , t_{so} , t_{jm} values (the scattering probability of Al atoms in the four kinds of tetrahedrons) had been calculated from more than 50 samples by the X-Ray Method. Chemical composition of K-feldspars and their perthitic albite flakes and also coexistent plagioclases with K-feldspars had been determined by electronmicroprobe.

From the point of structural view the calculated unit cell parameters, with small regional variations display the K-feldspars to be in intermediate microcline state. Beside that, the K-feldspars, derived as microcline from X-Ray films must have been framed by very tiny triclinic domains which could hardly be recognized by X-ray procedures. Also the t_{jO} , t_{jm} , t_{so} and t_{jm} values indicate that the studied crystals are in intermediate microcline state.

The An percent of coexistent plagioclases with K-feldspars shows a variation from 8 to 25. This variation is due to Ca occurrences of different values within the derived metamorphic rocks from sedimentary rocks. Over 17 % An values of plagioclase and observed polygonization texture of feldspar and quartz indicate that these rocks formed above the medium grade metamorphic phase ($\sim 540^\circ\text{C}$).

The results can be outlined under the scope of the petrogenetic evolution of Menderes Massif as follows: Monoclinic K-feldspar occurrences in primary sedimentary units which had later become Augen Gneisses of Menderes Massif, first transformed to triclinic forms by the rising temperature, and then retransformed to monoclinic forms at the oligoclase formation boundary (550°C).

Occurrence of sillimanite in the whole series from South to North indicates that the metamorphism reached to the beginning temperatures of migmatization (680°C). But, triclinic metric, which is a general retriklinization product in K-feldspar occurrences in Augen Gneiss, conforms that the formation temperature is around 450°C . This evidence indicates that young alpidic phases made only retrograde metamorphic effects on Menderes Massif. The 66±4 million years radiometric age of muscovites from Augen Gneisses near Çine shows an agreement with the age of the young alpidic phase. As a result, main metamorphic phases which caused to progressive metamorphism in Menderes Massif are older than that alpidic phase.

GİRİŞ

Feldspatların eski metamorfik masiflerin petrojenetik yorumlarında kullanılması, Barth (1956) tarafından ortaya atılan iki feldspat termometresiy-le başlar. Barth (1956) gnayslar ve granitler üzerine yaptığı çalışmalara dayanarak, beraber bulunan K-feldspat ve plajyoklas içindeki albit yüzdelерinin mol oranının, basınca bağlı olmaksızın,

$+50^\circ\text{C}$ bir duyarlılıkta sıcaklıkla doğru yönlü bağıntı gösterdiği savını ileri sürmüştür. Ancak Winkler (1961), yaptığı deneysel çalışmalarda, Barth'ın (1956) ileri sürdüğü gibi doğrusal bir bağıntının bulunmadığını gerçeğinin etkisinin az olduğunu, bunun yanında kayaların kimyasal bileşimlerinin çok önemli rolü bulunduğunu saptamıştır. iki feldspat termometresinden kesin sonuç alınamayınca, incelemeler özellikle

K-feldspatların yapısal durumlarının saptanması ve yapısal durumdaki değişimlerin kaya oluşumlarında ve metamorfik olaylarda indikatör olarak kullanılması yönüne kaydırılmıştır. Dietrich (1961) ve Marmo ve diğerleri (1963) nin İskandinav yarımadası Balkanlarında yaptıkları çalışmalar bu yöndeki girişimlerin ilk öncüleri olarak adlandırılabilir. Dietrich (1961) 500'ü aşan K-feldspatta yaptığı

triklinit ölçümleri sonucu, orta triklinik gösteren K-feldspatların bağıl olarak az gözlendiklerini, istatistiksel değerlendirmede, maksimumların en düzenli (Al-Si düzenlenmesi) veya en düzensiz bölgelerde toplandığını saptamıştır. Ortoklasların triklinitesi (A) 0.25 e kadar yükselmekte, mikroklinitlerin triklinitesi ise 0.10 a kadar inmektedir. Bu görünüm Laves (1961) tarafından şöyle açıklanır: "Yapı yönünden Ortoklas durumundaki K-feldspatların triklinik alanları birbiriyle kesin sınırlı olmayabilirler ve bu durumda kristale egemen olan kaba strüktür sağlı bir süre için Al-Si düzenlenmesini engelleyebilir; yani bu düzenlenme $A = 0.2$ çevresinde duraklayabilir. Bundan sonra denge durumunun ulaşılmasıyla kaba strüktür bağı kaybolur ve düzenlenme engeli ortadan kalkar. Denge koşulları yüksek bir düzen (yüksek triklinite) gerektiriyorsa, orta düzenler hızla geçilir ve bundan dolayı da orta yapı K-feldspatlar doğada daha ender bulunurlar."

Finlandiya'daki Prekambriyen yaşlı granit, granodiyorit ve kuvarsdioritlerden alınan 140 K-feldspat örneğini inceleyen Marmo ve diğerleri (1963) feldspatların monoklin ve triklinik gözüktükleri veya tümünün mikrokline dönüştükleri, ancak çok küçük alanların x-ışınlarıyla bile çözülmediği seçeneklerini ortaya sürmekle yetinmişler, bunlardan birisi için karar verememişlerdir.

Batı Anadolu'nun jeoteknik yapısında çok önemli rolü bulunan Menderes Masifinde feldspatlar yönünden bir araştırma yapmak çok elverişlidir. Bir kez, yaş çok eski olduğu (Kambriyen veya Prekambriyen) sanılan bu masiften alınacak feldspat sonuçlarını dünyadaki diğer eski masiflerde bulunan sonuçlarla kıyaslama olanağı doğacaktır. Diğer taraftan henüz tam yöntem halinde geliştirilmemiş olan bu metodun burada kesin sonuçlara götürmesi sağlıklı bir modelin doğmasına yol açacaktır. Ayrıca, masifin petrolojik problemlerinin çözümünde bazı katkılarda bulunma olasılığı vardır.

Jeolojik Yerleşim

1:500.000'lik Türkiye Jeoloji Haritasına baktığımızda, kristalin kayalardan oluşmuş yumurta biçimli Menderes Masifinin batı Anadolu'da güneyde Muğ-

la'dan kuzeyde Kütahya'ya kadar KKD doğrultusunda uzandığı saptanır. Bu masifi Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz nehirleri yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan grabenler boyunca kesmektedirler.

Masifin KB kanadını ofiolitik kayalardan oluşan İzmir - Ankara Zonu (Brinkmann 1966) sınırlar. Güneyde ise Toros dağ silsilesi içinde saydığımız bir diğer ofiyolitik kuşakla çevrilmiştir. Serilerde KD ve KB doğrultuları egemendir. Başarır (1975)'in sözlü açıklamasına göre KB doğrultusu yaşlı olmaktadır.

Menderes Masifi hakkındaki ilk detaylı petrografik çalışma Schuiling (1958, 1962)'e aittir. Schuiling'e göre, Kambriyen ve Prekambriyen yaşlı tortullar varistik ve daha eski evrelerde metamorfizmaya uğramışlardır. Buna karşılık Brinkmann (1967, 1971)'a göre, Lias'a kadarki seriler metamorfizma geçirmişlerdir. Gözlü gnayslar için Graciansky (1966) orto, İzdar (1971) orto ve para. Başarır (1970) ve Ayan (1973) para köken kabul ederler. Yazar da eski çalışmalarında (1969, 1972, 1973) bunların para kökenli olduklarından söz etmiştir. Scotford (1969) ise Ödemiş'in doğusundaki gözlü gnaysların, yeşil şist aşamasındaki metamorfizmanın K'ca zengin eriyiklerce omatılmasından türediklerini ileri sürer.

Şekil 1'deki Menderes masifinin metamorfik üniteleri haritasını inceleyerek, gözlü ve migmatitik - granitik gnaysları kapsayan çekirdeklerin Büyük Menderes grabeninin güneyinde, Küçük Menderes grabeninde, Gediz grabeninin kuzeyinde ve Simav-grabeninde yer aldıkları saptanır. Bu kayalar başlıca, çoğu mikroklinleşmiş K-feldspat porfiroblastları, hamurda küçük K-feldspatlar, albit ve oligoklas (An_{1B-a4}), kuvars, biyotit ve muskovit kapsarlar. Sözü edilen ana mineraller yanında granat, epidot, sfen, turmalin, apatit ve zirkon gibi yan mineraller de bulunur. Bu kayalarda makroskopik olarak gözle çarpan en önemli nitelik, çizgisel uzamış elipsoid gözlerin bulunmasıdır. 4-5 cm büyüklüğe ulaşabilen bu gözler K-feldspat porfiroblastlarından, plajiyoklaslardan ve kuvars mozaiginden oluşurlar. Anılan seri içinde kayaların oluşumuna ait ısı ve basıncı koşullarını gösterecek indeks minerallerin bulun-

mayışı, metamorfizma derecesinin saptanmasında güçlükler yaratmaktadır. Bundan dolayıdır ki, son yıllarda, bu serileri oluşturan ana mineral K-feldspat kristalinin yapısal durumu üzerinde kristalografik ve minerolojik çalışmalar yoğunlaşmıştır.

Uygulanan Yöntem

K-feldspatların yapısal durumlarını saptayabilmek için, güneyden kuzeye doğru Çine - Ödemiş masiflerinden üç Gördes Masifinden üç ve Eğrigöz Masifinden bir olmak üzere, Menderes Masifinin yüksek dereceli metamorfik çekirdeklerinden jeolojik kesitler yapılmış ve bu kesitler boyunca K-feldspat kapsayan örnekler toplanmıştır, iri feldspat porfiroblastları kapsayan bu örnekler önce öğütülmüş, koyu ve açık renkli mineraller ağır sıvılarla (bromofom) birbirinden ayrılmıştır. Açık renkli mineraller topluluğu kuvars, K-feldspat ve plajiyoklas konsantrasyonudur. Daha sonra, bromofomdan, N-N dimetilformamit ile seyreltilerek elde edilen çeşitli yoğunluktaki ağır sıvı takımıyla, sırasıyla kuvars, plajiyoklas ve K-feldspat birbirinden ayrılmıştır. Eğer porfiroblastlarda mikroskopla homojen büyümüş K-feldspatlar saptanabiliyorsa, daha başka bir yöntem uygulanmıştır, önce porfiroblastlar ana elipsoid düzlemleri boyunca kesilmiş ve bir parçasından ince kesit yapılmıştır. Arda kalan diğer parçasından ise ultrasondu sondaj aygıtı ile 2-3 mm çaplı K-feldspat karotları çıkarılmıştır. Genellikle bir tek kristalden oluşan bu karotlar, ya öğütülüp optik yünden homojen ince taneler (125-250/.) polarizan binoküler altında ayıklanmış veya ender hallerde, doğrudan doğruya röntgene verilmiştir. Röntgende önce Guinler - jagodzinski kamerasıyla filmler çekilmiş ve bu filmler koinidenz cetveliyle birleştirilmiş bir Zoom binoküler yardımı ile okunmuştur. Bu aygıt film çizgilerini $r_p 0.02$ mm duyarlılıkla okuma olasılığı sağlar. Böylece 2 e parlama açılan $\pm 0.01^\circ$ duyarlılıkla elde edilir, ölçülen çizgiler, örnek içine %5-10 arasında katılan Si'un (99, 999 %; $a_s = 5,4305 \text{ \AA}$) standart çizgileriyle JAGOKOR (Korll, 1967) programına göre düzeltilmiştir. Düzeltilen 2e değerlerinden En Küçük Kareler yönteminin uygulandığı "LCLSQ" (Burnham, 1963) programı-

(1) Ortoklas submikroskopik triklinik alanlar kapsar ve gerek optik gerekse röntgenografik olarak monoklinik metrik gösterir (Laves, 1960). Tazımızda da bu tanım esas alınmıştır.

Çizelge 1: İncelenen K-feldspatların kristalografik değerleri ve beraber bulunan plajyoklaslarla birlikte kimyasal bileşimleri.

Table 1: Studied crystallographic data of K-feldspars and the chemical compositions of co-existent plagioclases and K-feldspars.

Örnekler	Kayaç	a ₁ , Å a*	b ₁ , Å b*	c ₁ , Å c*	α ₁ , ° α	β ₁ , ° β	γ ₁ , ° γ	V ₁ , Å ³	t ₁ , °	t ₁ , m	t ₂ ° = t ₂ m	K-feldspat (mol) (veri kantitatif)	Plajyoklas (mol) (veri kantitatif)
ÇİNE MASİFİ													
(Çine Aydın)													
129	Gözlü gnays	8.566 (1) 0.12988(1)	12.987(1) 0.07698(0)	7.205(0) 0.15442(1)	90.0 90.0	116.0 (1) 63.99(1)	90.0 90.0	720.4(1)	0.410	0.410	0.050	Or _{90.5} Ab ₉ An _{0.5}	Ab _{66.5} An ₂₈ Or _{1.5}
130	gnays	8.581(1) 0.12956(2)	12.983 (1) 0.07707(0)	7.207 (1) 0.15478(2)	90.0 90.0	115.83(1) 64.06(1)	90.0 90.0	722.1(2)	0.417	0.417	0.051	Or ₈₅ Ab ₁₀ An ₂	Ab _{68.5} An ₂₀ Or _{1.5}
132	Gözlü gnays	8.577(1) 0.13002(1)	12.986 (1) 0.07699(0)	7.198 (1) 0.15465 (1)	90.17(1) 90.07(2)	116.00 (1) 63.99(1)	89.47(1) 90.50(1)	719.1(2)	0.496	0.758	0.119	Or ₉₀ Ab _{11.5} An _{0.5}	Ab _{73.5} An ₂₄ Or _{2.5}
133	Gözlü gnays	8.577 (1) 0.12975(2)	12.982 (1) 0.07202(0)	7.203 (1) 0.15445(2)	90.0 90.0	116.00 (1) 63.99 (1)	90.0 90.0	720.8(2)	0.408	0.408	0.091	Or ₈₈ Ab ₁₁ An ₁	Ab ₈₂ An ₁₇ Or ₁
134	gnays	8.579 (2) 0.12972(2)	12.990 (1) 0.07698(1)	7.211 (1) 0.15433(2)	90.0 90.0	116.04 (1) 63.96 (1)	90.0 90.0	722.2(3)	0.422	0.422	0.078	Or ₈₇ Ab ₁₀ An ₁	Ab _{82.5} An ₁₆ Or _{1.5}
136	gnays	8.565 (2) 0.12992(1)	12.995 (2) 0.07694(1)	7.207 (1) 0.15440(2)	90.19(1) 90.02(1)	116.03 (1) 63.97(1)	89.49(1) 90.46(1)	720.9(4)	0.509	0.291	0.100	Or _{90.5} Ab ₉ An _{0.5}	Ab ₇₇ An ₂₁ Or ₂
137	Gözlü gnays	8.565 (2) 0.12987(2)	12.998 (2) 0.07693(1)	7.200 (1) 0.15447(2)	90.25(1) 89.99(1)	115.97 (1) 63.03(1)	89.44(1) 90.0	720.6(3)	0.495	0.254	0.125	Or ₉₁ Ab _{9.5} An _{0.5}	Ab _{81.5} An ₁₇ Or _{1.5}
138	Gözlü gnays	8.579 (2) 0.12968(3)	12.976 (1) 0.07706(0)	7.201 (1) 0.15432(2)	90.0 90.0	116.02 (1) 63.99(1)	90.0 90.0	720.5(4)	0.405	0.405	0.094	Or _{89.5} Ab ₁₀ An _{0.5}	Ab ₈₄ An _{14.5} Or _{2.5}
139	Granitik gnays	8.563(1) 0.12997 (1)	12.991 (1) 0.07697(0)	7.209 (1) 0.15431 (1)	90.14(1) 90.06(1)	115.99 (1) 64.01 (1)	89.49(1) 90.49(1)	720.9 (1)	0.524	0.365	0.085	Or _{91.5} Ab ₈ An _{0.5}	Ab _{85.5} An ₁₃ Or _{1.5}
(Yenişehir-Madran T.)													
148	Gözlü gnays	8.581(1) 0.12975(2)	12.991(2) 0.07697(1)	7.212 (1) 0.15436(2)	90.03(1) 90.15(1)	116.08(1) 63.91(1)	89.54(1) 90.49(1)	722.1(3)	0.545	0.345	0.055	-	-
153	Gözlü gnays	8.561 (1) 0.12998(1)	12.993 (1) 0.07696(0)	7.209 (1) 0.15435(1)	90.14(1) 90.05(1)	116.02(1) 63.97(1)	89.56(1) 90.42(1)	720.6(2)	0.506	0.315	0.089	Or _{92.5} Ab _{7.5} An ₀	Ab ₉₃ An _{6.5} Or _{0.5}
156	Sigmatik	8.575 (2) 0.12973(2)	12.973(2) 0.07707(1)	7.203(1) 0.15443 (1)	90.0 90.0	115.99 (1) 64.00 (1)	90.0 90.0	720.3(4)	0.417	0.417	0.083	Or _{92.3} Ab _{7.5} An _{0.2}	Ab ₈₅ An ₂₄ Or ₁
(Kırcaklı-Karacalı dağ)													
160	Granitik gnays	8.575 (1) 0.12974(1)	12.975 (1) 0.07707(1)	7.207 (1) 0.15438(2)	90.0 90.0	115.99 (1) 64.00 (1)	90.0 90.0	720.7(3)	0.425	0.425	0.075	-	-
163	gnays	8.572 (1) 0.12978 (1)	12.972 (3) 0.07709(2)	7.211 (1) 0.15427(2)	90.00(2) 90.20(2)	115.99 (1) 64.00 (1)	89.57(2) 90.48(2)	720.8(3)	0.540	0.352	0.055	Or _{92.1} Ab _{7.5} An _{0.4}	Ab _{86.5} An ₂₂ Or _{1.5}
164	Granitik gnays	8.570 (1) 0.12980 (1)	12.974 (2) 0.07707(1)	7.209 (1) 0.15429(2)	90.08(1) 90.16(1)	115.98 (1) 64.02 (1)	89.47(1) 90.54(1)	720.6(3)	0.547	0.325	0.064	Or _{93.2} Ab _{7.1} An _{0.4}	Ab _{85.7} An _{14.9} Or _{1.3}
KP AZ (ÖZLİK) MASİFİ													
175	Gözlü gnays	8.569 (1) 0.12961(2)	12.999 (1) 0.07698(1)	7.204 (1) 0.15442(2)	90.09(1) 90.15(2)	115.98 (1) 64.01(1)	89.48(1) 90.52(1)	711.4(2)	0.500	0.274	0.112	-	-
177	Gözlü gnays	8.583(3) 0.12966(3)	12.974(3) 0.07707(2)	7.214(3) 0.15426(4)	90.0 90.0	116.04(2) 63.96(2)	90.0 90.0	721.9(5)	0.450	0.450	0.049	-	Ab ₇₃₅ An ₂₅ Or _{1.5}
GÖRDES MASİFİ													
(Hanya-Klavuzlar)													
008	gnays	8.576(1) 0.12974 (2)	12.992 (1) 0.07696(1)	7.210 (1) 0.15433(2)	90.0 90.0	116.02(1) 63.97 (1)	90.0 90.0	722.0(3)	0.417	0.417	0.083	Or _{87.8} Ab _{11.6} An _{0.5}	Ab _{81.5} An _{16.5} Or _{1.3}
(Gördes-Erflu)													
0-1	Sigmatik	8.574 (2) 0.12974(3)	12.982 (3) 0.07703(2)	7.214 (3) 0.15421(4)	90.0 90.0	115.98(2) 64.02(2)	90.0 90.0	721.5(5)	0.442	0.442	0.058	Or _{91.5} Ab _{8.5} An ₀	Ab ₉₉ An _{0.5} Or _{0.5}
0-3	Sigmatik	8.581 (2) 0.12969(2)	12.993 (1) 0.07696 (2)	7.206 (1) 0.15442(2)	90.16(1) 90.09(1)	116.02 (1) 63.97(1)	89.41(1) 90.09(1)	721.9(3)	0.527	0.275	0.098	-	-
104	gnays	8.571 (1) 0.12982 (1)	12.992 (1) 0.07696(0)	7.207 (1) 0.15438(1)	90.12 (1) 90.11 (1)	116.01 (1) 63.99(1)	89.48(1) 90.51(1)	721.3(2)	0.519	0.293	0.094	Or _{91.5} Ab ₈ An _{0.5}	Ab ₉₁ An ₈ Or ₁
105	gnays	8.579 (1) 0.12969 (0)	12.996 (1) 0.07694(0)	7.209 (1) 0.15433(1)	90.0 90.0	116.01 (0) 63.98 (0)	90.0 90.0	722.5(1)	0.410	0.410	0.090	Or ₈₈ Ab _{11.5} An _{0.5}	Ab _{77.5} An _{20.5} Or ₂
107	Gözlü gnays	8.575 (1) 0.12973 (2)	12.985 (3) 0.07694 (1)	7.213 (1) 0.15474(2)	90.0 90.0	115.99 (1) 64.00 (1)	90.0 90.0	722.5(3)	0.425	0.425	0.075	-	-
108	Gözlü gnays	8.574 (1) 0.12975 (2)	12.970 (1) 0.07709(0)	7.209 (1) 0.15417 (2)	90.0 90.0	115.99 (1) 64.00 (1)	90.0 90.0	720.6(3)	0.440	0.440	0.060	Or ₉₁ Ab ₉ An ₀	-
109	Gözlü gnays	8.571 (1) 0.12981 (1)	12.988 (1) 0.07699 (0)	7.204 (1) 0.15443 (1)	90.13(1) 90.10(1)	116.00 (1) 63.99 (1)	89.48(1) 90.50(1)	720.8(2)	0.511	0.289	0.100	Or ₈₈ Ab _{10.5} An _{0.5}	Ab ₈₄ An ₁₄ Or ₂
110	Gözlü gnays	8.566 (1) 0.12985 (1)	12.993 (1) 0.07696(1)	7.203 (1) 0.15444(1)	90.17(1) 90.04(1)	115.99 (1) 64.00 (1)	89.51 (1) 90.45 (1)	720.6(2)	0.506	0.275	0.109	Or _{87.5} Ab ₁₂ An _{0.5}	Ab _{82.5} An _{15.5} Or ₂
(Gökayrın-Çemiküprü)													
118	Partli gnays	8.573 (1) 0.12978(1)	12.983 (1) 0.07701(1)	7.205 (1) 0.15444	90.0 90.0	116.02 (1) 63.98 (1)	90.0 90.0	721.3(1)	0.401	0.401	0.094	Or ₉₁ Ab ₉ An ₀	Ab ₇₃ An ₂₆ Or ₁
	Gözlü gnays	8.571 (1) 0.12982(1)	12.981 (2) 0.07703 (1)	7.213 (1) 0.15427(1)	90.15 (1) 90.07(1)	116.01 (1) 63.98(1)	89.49(1) 90.48(1)	721.2(2)	0.549	0.332	0.059	Or _{92.2} Ab _{6.7} An _{0.3}	-

124	Özgül #mays	8.563 (1)	12.991 (2)	7.212 (1)	90.0	116.06 (1)	90.0	722.5(3)	0.425	0.425	0.075	-	Or ₈₂ Ab ₁₈ Ah ₀ Ab ₆₇ An ₃₂ Or ₁
125	Özgül #mays	0.12368 (1)	0.07697 (1)	0.15434 (2)	90.0	63.93 (1)	90.0	721.5(3)	0.435	0.435	0.065	-	Or ₈₁ Ab ₁₉ Ah ₀ Ab _{71.5} An ₂₇ Or _{1.5}
EĞRİGÖZ MASİİ													
24	Özgül #mays	0.12971 (1)	0.07704 (2)	0.15433 (2)	90.0	63.96 (1)	90.0	721.5(3)	0.435	0.435	0.065	-	Or ₈₄ Ab _{15.5} An _{0.5}
32	Özgül #mays	0.12973 (1)	0.07699 (1)	0.15432 (3)	90.0	64.00 (1)	90.0	721.2(3)	0.432	0.432	0.068	-	Or ₈₀ Ab ₂₀ An ₀
36	Pegmatoid	0.568 (1)	12.987 (1)	7.212 (1)	90.0	116.02 (1)	90.0	720.6(2)	0.392	0.392	0.107	-	Or _{85.1} Ab _{14.7} An _{0.2} Ab _{81.2} An _{15.5} Or _{3.2}
44	Granit	0.12987 (1)	0.07700 (1)	0.15428 (3)	90.0	63.97 (1)	90.0	721.7 (6)	0.450	0.450	0.050	-	-
61	Sistli #mays	0.12993 (1)	0.07695 (6)	0.15498 (1)	90.0	116.12 (1)	90.0	718.9 (1)	0.367	0.367	0.132	-	-
69	Pegmatoid	0.12974 (1)	0.07692 (1)	0.15443 (2)	90.0	63.87 (1)	90.0	721.5 (3)	0.450	0.450	0.087	-	-
71	Pegmatoid	0.12998 (1)	0.07696 (0)	0.15460 (1)	90.0	64.01 (1)	90.0	719.3(3)	0.453	0.453	0.128	-	-
98	Özgül #mays	0.13006 (1)	0.07694 (0)	0.15468 (0)	90.0	63.96 (1)	90.0	718.9 (1)	0.367	0.367	0.132	-	-
99	Özgül #mays	0.12983 (2)	0.07696 (1)	0.15435 (2)	90.0	63.97 (1)	90.0	721.5 (2)	0.508	0.508	0.087	-	-
100	Özgül #mays	0.12983 (1)	0.07695 (0)	0.15440 (1)	90.0	63.98 (1)	90.0	721.4 (2)	0.493	0.493	0.100	-	-
180	Pegmatoid	0.12972 (2)	0.07706 (1)	0.15424 (5)	90.0	63.97 (2)	90.0	721.7 (6)	0.450	0.450	0.050	-	-
		0.12974 (1)	0.07698 (0)	0.15469 (1)	90.0	63.96 (1)	90.0	718.9 (1)	0.373	0.373	0.126	-	-

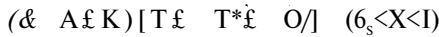
la geçici hücre parametreleri hesaplanmıştır. Bulunan hücre parametrelerinden "PUDI" (Biedl, 1967) programı yardımıyla pudra diyagramları hesaplanmış ve örneğin tüm çizgileri indisenmiştir. Sonra da hücre parametresi ve pudra diyagramları hesaplanması işlemleri 3-4 kez tekrarlanarak, hücre parametrelerinin inceltmesi sağlanmıştır. Bulunan değerlerde standart sapma en çok 0.001 Å° dür. Bu duyarlılığın altındaki değerler, feldspatlara ait diyagramlarda pek kullanışlı olmadığından, dik-kate alınmamıştır (Çizelge 1).

Kimyasal analizler ise ARL Röntgen-Mikrosond aygıtı ile yapılmıştır. Parlatılmış ince kesitlerde yapılan ölçülerde kalınlıkları ancak 15-20 µ bula pertit lamellerinin analizi sağlanabilmiştir. Genel taramalarda yalnız semi kantitatif analiz değeri veren grafik kaydıyla yetinilmiş, özel örneklerin EMPADR (Toronto, 1969) programıyla kesin kimyasal oksit değerleri hesaplanmıştır (Çizelge 2).

2V açıları ise konoskopik yöntemle çalışan Zeiss universal tabla ile ölçülmüştür. Bu metodla 20-30µ çapındaki bir bölgenin çabuk ve sağlıklı olarak 2V açısını ölçmek olanaklıdır. Genellikle, röntgen yöntemleriyle birim hücre parametreleri hesaplanan kristalin arda kalan parçasında 2V açısı ölçülmeğe çalışılmıştır. Böylece bazen bir ince kesit Örneğinin taneleri arasında saptanabilen 10° - 20°'lik sapmalara yakalanmaktan kurtulunmuştur. Gene de bir tanenin çeşitli bölgelerinde 2V açısı 3° ile 6° arasında değişmektedir. Her tane için en az beş 2V açı ölçüsü alınarak aritmetik ortalamalar bulunmuştur.

FELDSPAT KRİSTALLERİNİN YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Feldspatlar, genel formülleri



olan, aynı kafes yapısını gösteren iskelet silikatlarıdır. Simetrisi monoklin (2/m) veya triklinikdir (1). Kafeste, A+1 yerine Na, K, Rb, TL, NH₄; A+E yerine Ca+ivSr+2, Ba+2, Pb+s, Mn+2; T+³ yerine, Al, B, Ga, Fe; T+* yerine ise Si ve Ge yerleşebilmektedir (Bruno ve Penninghaus, 1974). Taylor (1933, 1962)'a göre feldspat kafesi [(T+s, T+4)OJ tetraederlerinin meydana getirdikleri geniş örgülü bir iskelettir. Bu iskeletin geniş örgüleri arasında A+1 ve A+2 katyonları yer almaktadır.

Şekil 2'de feldspat kafesinin (001) düzlemine izdüşümü görülmektedir. Burada yalnız tetraeder merkezleri alınmış ve şematikliği sağlamak yönünden aradaki 0 elementleri gösterilmemiştir. T-O-T açıları 180°den farklı olduğundan gerçekte T noktalarını birleştiren doğruların kırık gösterilmesi gerekir. İdealleştirilmiş şekilde bu da gösterilmemiştir. T_a köşelerinde bunlara birleşen komşu tetraederlerin çizilen t abakanın altında veya üstünde kaldığı oklarla işaret edilmiştir. Büyük katyonlar için ne kadar büyük boşluklar kaldığı çok belirgin görülmektedir.

Taylor (1933), sanidinin C merkezli elementer hücresinde (dört K Al Si₄ O₆) molekülünün bulunduğunu saptamıştır. Buna göre elementer hücrede 4Al -12Si = 16 T atomu bulunmaktadır. Monoklinik simetride (C2/m) bu 16T iyonu için 8 er değerli ve aralarında eşdeğer iki nokta gurubu (0,0, 0; 1/2, 1/2, 0; International Tables for X-Ray Crystallography, 5.95, 2 nci basım) yer alır. T₁ ve T₂ olarak rumuzladığımız (Megaw 1956 rumuzlaması) bu nokta guruplarında Al un tetralderlerde yer alma olasılığını t_j ve Ç₂ ile gösterelim. Monoklinik simetride T_a ve T_b noktalarının her biri aynı olasılıkla Al atomu tarafından kullanılabilir. t_j=t<> olabilir, ancak zorunlu değildir. Sonuçta, T₁ ve T₂ nokta guruplarından en az birinde rastgele, düzensiz 4 Al atomunun yer alması gerektiği açıktır.

Eğer triklinik simetriye (C₁) geçecek olursak, yani α ve γ açıları 90°den farklı oldukları zaman, 8 değerli iki nokta grubu 4'er değerli dört nokta gurubuna ayrılır. Bu kez dört nokta gurubunda Al un yerleşebilme olasılığım α^o, t₁m ve t₂o, t₂m olarak gösterelim (t_jO, α^om, %α.....v.b. Al atomlarının T^o), T^αm), T₂ (o).....v.b noktalarına yerleşebilme olasılığım gösterir. O ve m harfleri, simetri düzleminin eklenmesiyle birbiriyle örtü durumuna gelebilecek iki noktayı belirlemektedir). Çizelge 3'de görüldüğü gibi α^o=α¹¹¹ ve t₂o=t₂m veya t_jO^αt_jm ve t₂o^ft₂m durumları saptanabilmektedir. Diğer taraftan triklinik feldspatlarda tüm Al un T_x (o), T_i (m) veya T₂(o), T₂(m) pozisyonlarından birinde toplanması olanaklıdır. O takdirde ideal Al-Si düzeni ulaşılmış demektir. Yani 4 değerli bir nokta grubu tüm Al tarafından işgal edilmekte ve bu Al atomu da komşu diğer Al atomları tarafından çevrilmektedir.

Çizelge 3'deki 1 ve 4 üncü durumun

Çizelge 2: Menderes masifindeki tipik K-feldspat ve plajoklasların kantitatif analiz değerleri.

Table 2: The quantitative analysis data of the typical K-feldspars and plagioclases from Menderes massif.

	139	153		164	177	10		110	119	98			
	K-fsp.	K-fsp.	plj.	K-fsp.	plj.	K-fsp.	K-fsp.	K-fsp.	plj.	K-fsp.	plj.		
K ₂ O	15.39	16.24	0.09	15.94	0.24	14.56	15.88	0.34	16.01	0.36	16.50	15.12	0.58
CaO	0.18	0.05	1.75	0.03	2.77	0.10	0.02	2.54	0.02	3.17	0.07	0.07	3.27
Na ₂ O	1.21	0.94	10.63	0.75	10.15	1.53	1.39	10.07	0.94	10.06	1.04	1.73	9.45
SiO ₂	66.98	67.21	68.77	66.14	66.91	65.97	64.83	67.16	65.54	64.99	65.53	66.80	63.09 (?)
Al ₂ O ₃	18.49	17.33	19.60	17.29	19.71	15.44	16.24	20.11	18.56	20.97	17.91	17.17	20.52
Fe ₂ O ₃	0.03	-	-	0.09	0.09	-	-	-	0.09	0.21	-	0.09	0.09
TiO ₂	0.07	-	-	0.06	-	0.07	-	-	0.05	-	0.06	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0.57	-	-	0.44	-	0.74	0.22	-	0.41	-	0.55	0.46	-
PbO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Toplam	102.92	101.77	100.84	100.73	99.87	98.32	98.59	100.22	101.65	99.76	101.66	101.39	97.0(?)
24 Oksijen bazına göre iyonların sayısı													
K	2.645	2.818	0.015	2.804	0.041	2.598	2.861	0.058	2.798	0.060	2.892	2.637	0.101
Ca	0.026	0.008	0.245	0.004	0.392	0.015	0.004	0.359	0.002	0.451	0.010	0.005	0.478
Na	0.317	0.248	2.681	0.200	2.601	0.419	0.379	2.566	0.250	2.593	0.278	0.457	2.504
Si	9.021	9.146	8.949	9.117	8.838	9.289	9.155	8.828	8.969	8.637	9.006	9.132	8.624
Al	2.936	2.779	3.007	2.809	3.068	2.562	2.703	3.116	2.996	3.284	2.902	2.766	3.307
Fe	0.003	-	-	0.010	0.010	-	-	-	0.011	0.023	-	0.010	0.011
Ti	0.007	-	-	-	-	0.008	-	-	0.015	-	0.006	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	0.010	-	-	0.024	-	0.041	0.012	-	0.022	-	0.030	0.025	-
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	87.5	91.6	0.5	92.5	1.3	84.5	87.8	1.9	91.1	1.9	90.3	84.4	3.2
Ab	10.5	8.1	91.1	6.6	85.7	13.6	11.6	36.0	8.1	83.5	8.6	14.6	81.2
Ar	0.9	0.3	8.3	0.1	12.9	0.5	0.1	12.0	0.1	14.5	0.3	0.2	15.5
Sr(?)	1.0	-	-	0.8	-	1.3	0.4	-	0.7	-	0.6	0.8	-

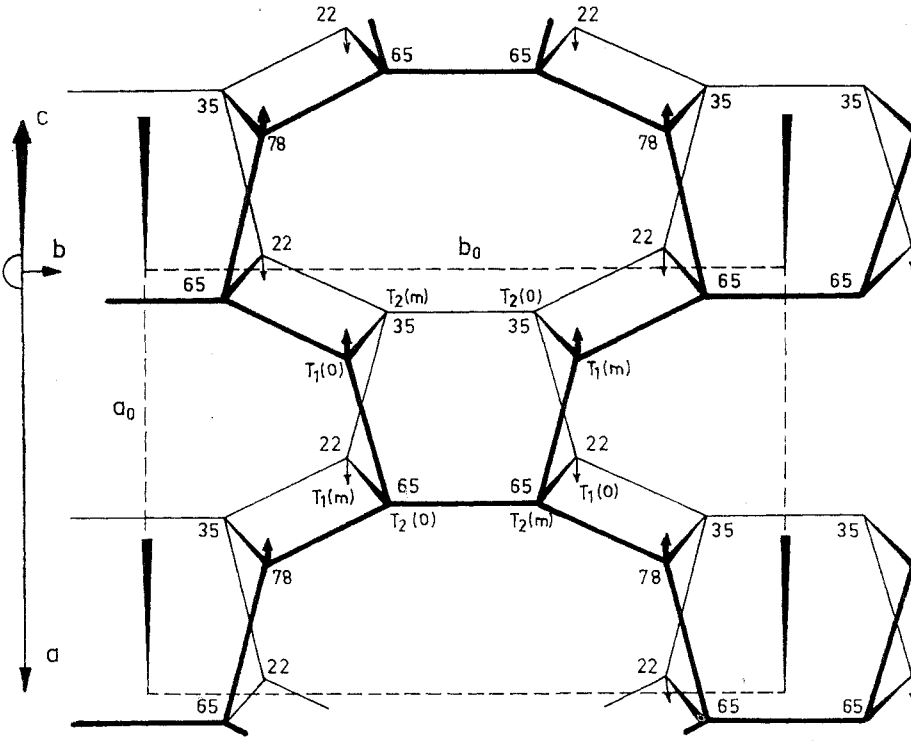
(1) Analizler ARL Mikrosond aygıtı ile yapılmıştır.

(2) Selsian.

Çizelge 3: K-feldspat elementer hücresinde eşdeğer noktadaki Al-Si dağılımı olasılığı.

Table 3: Al-Si distribution probability on the equivalent points of the elementary cells of K-feldspars.

I. Monoklin : İki 3 değerli nokta grubu:				
Koşullar	T ₂		T ₁	
1. t ₁ =t ₂ =0,25	6 Si+2 Al		6 Si+2 Al	
2. t ₁ ≠t ₂	(6+n) Si+(2-n) Al		(6-n) Si + (2+n) Al; 0,0,0	
3. t ₁ =0,5=t ₂ =0	8 Si		4 Si + 4 Al	
II. Triklin : Dört 4 değerli nokta grubu :				
Koşullar	T ₂ (0)	T ₂ (m)	T ₁ (m)	T ₁ (0)
4. t ₁ =t ₁ =t ₂ =t ₂ =0,25	3 Si + 1 Al	3 Si+1 Al	3 Si+1 Al	3 Si + 1 Al
5. t ₁ ≠t ₁ ≠t ₂ ≠t ₂	4(Al,Si)	4 (Al,Si)	4 (Al,Si)	4 (Al,Si)
6. t ₁ ≠t ₁ ≠t ₂ ≠t ₂	4Si	4 (Al,Si)	4 (Al,Si)	4 (Al,Si)
7. t ₁ ≠t ₁ ≠t ₂ ≠t ₂	4Si	4Si	4 (Al,Si)	4 (Al,Si)
8. t ₁ =0=1, t ₁ ≠t ₁ ≠t ₂ =0	4Si	4Si	4Si	4Al



Sekil 2: Feldspat kafesinin idealleştirilmiş c^* boyunda (001) düzlemine izdüşümü. (001) düzlem pekatinden komşu eşdeğer düzlemler arasındaki bir tabaka gösterilmektedir. T_1 pozisyonundaki atomun alt ve üstündeki diğer komşu tetraederlerle bağlantısı belli edilmiştir. Sayılar, T pozisyonlarının $d(001) = 6, 4 \text{ \AA}$ fin yüzde değerleri olarak yüksekliklerini göstermektedir (Laves, 1960'dan).

Figure 2: The idealized projection of the feldspar crystal structure down the c^* axis onto (001) plane. The projection is an interlayer plane equivalent neighbouring (001) planes. Connection of the T_1 atoms with the upper and lower neighbour tetrahedrons is signified. Numbers show the percentage of the $d(001) = 6, 4 \text{ \AA}$ height. (After Laves, 1960).

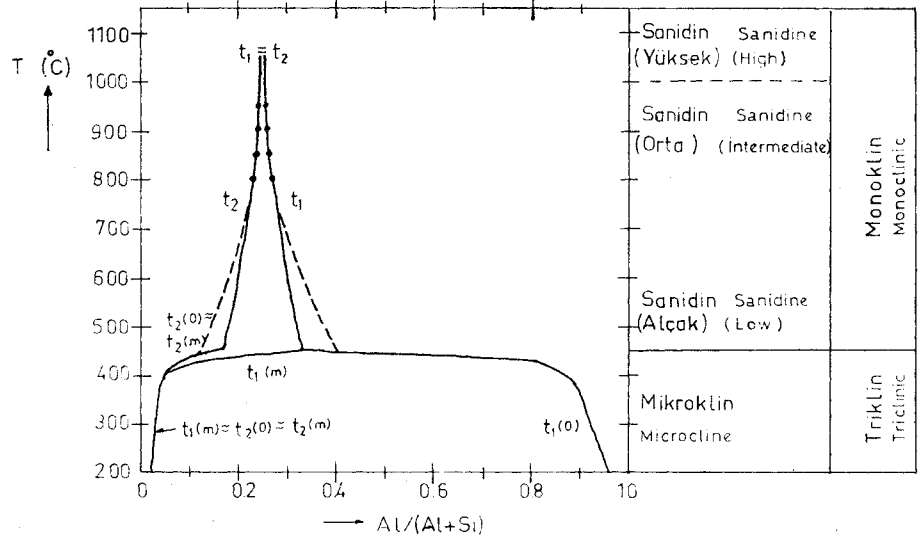
duraylı koşullarda ulaşılması olanaksızdır. Çünkü T_1 ve T_2 nokta grupları simetri yönünden eşdeğer noktalar olmadıklarından, Al atomu tarafından kullanılma olasılığı ancak yaklaşık eşittir. Bu yaklaşık olasılık $T^{\circ}(O)$, $T^{\circ}(m)$, $T_1(o)$,... v.b. noktalar için de aynı geçerliliktedir.

Diğer taraftan 3 üncü durumun da doğada tam örneğini bulmak olanaksızdır. Çünkü 2 inci durumdaki monoklin bir K-feldspat, $t_1=0$ olmadan, 5 inci durumdaki triklin mikrokline dönüşecektir. 8 inci durumun ise çok düşük sıcaklıklarda (mutlak sıfır noktası) oluşabileceği Laves (1960) tarafından ileri sürülmüştür. Gerçekten doğada Al yerleşim olasılıkları bu değerleri veren tam triklin mikrokline rastlamak olanaksızdır. Şekil 3'de K-feldspatlardaki Al, Si dağılımını ve simetri dönüşümünü şematik olarak gösteren diyagram verilmiştir (Kroll, 1971). Aşırı uzun reaksiyon sürelerinden dolayı triklin K-feldspatını (mikroklin) sentez olanağı bulunmadığından, dönüşüm eğrisine ait sıcaklık

noktası doğa gözlemlerinden faydalanılarak çizilmiştir. Özellikle Völz (1969) tarafından Iskoçya'nın "Highland" serilerinde yapılan gözlemler bu diyagramın hazırlanmasında önemli rol oynamıştır.

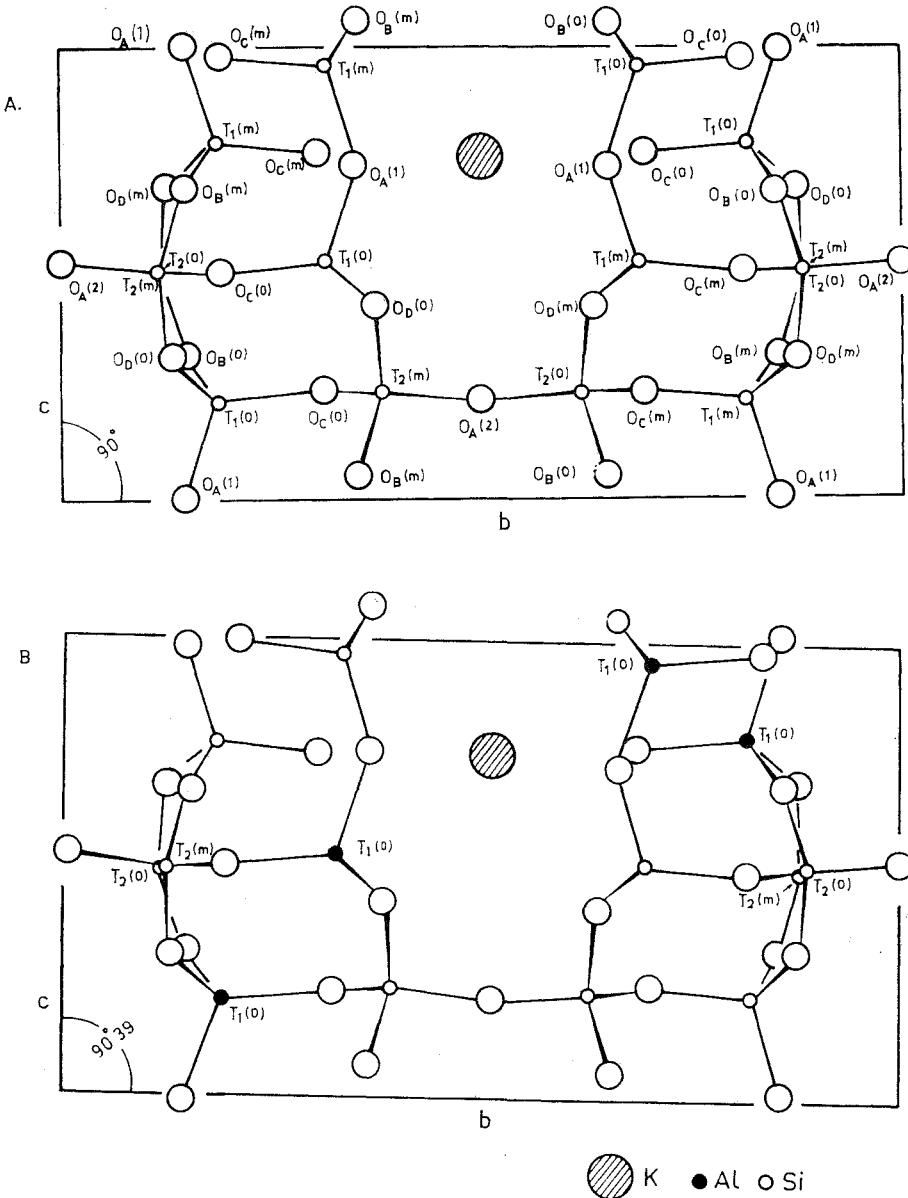
Şekil 4'de de bu düzlemine izdüşürülmüş K-feldspat kafesini incelediğimizde b boyunca $O_A(2) - T_2(o) - O_B(o) - T^{\circ}(o) - O_0(o) - T_2(m) - O_A(2) - T_{te}(o) - O_c(m) - T_1(m) - O_B(m) - T_2(m) - O_A(2)$ atom aralıklarının sıralandığı, c boyunca $O_A(1) - T_1(o) - O_B(c) - T_2(o) - O_D(m) - T_1(m) - O_A(1)$ (O atomları Megaw (1956)'ya göre simgelenmiştir) atom aralıklarının yer aldığı saptırız. Görüleceği gibi b de bir $T^{\circ}(o)$ ve $T^{\circ}(m)$, iki $1/2(o)$ ve $T_2(m)$ aralıkları c de ise bir $T_1(o)$ ve $T_1(m)$, gene bir $T_2(o)$ veya $T_B(m)$ aralıkları gözlenir. Bugüne kadar yapılan stürktür analizlerinde $T_B(o)$ ve $T_2(m)$ pozisyonlarına yerleşebilen Al miktarı eşit bulunduğundan, bunların hangisi alınsa da sonuçta değişiklik olmayacaktır.

Diğer taraftan K-feldspatlardaki T-O uzaklığı [AlO] tetraederlerinde 1.757 \AA , [SiO₄] tetraederlerinde 1.605 \AA olarak ölçülmüş bulunduğundan, Al'un $T^{\circ}(o)$ pozisyonlarında toplanmasıyla birlikte (düzenlenme) monoklinik kafesin b parametresi 0.076 \AA kadar küçülecek, buna karşılık c parametresi 0.038 \AA kadar büyüyecektir (Stewart ve Ribbe, 1969). Demek ki Al-Si atomlarındaki düzenlenme, yani kafesteki si-



Şekil 3: Sıcaklıkla denge halinde bulunan K-feldspat çeşitlerinde Al, Si dağılımının değişimi. Siyah noktalar denge koşullarında yapılabilen sentez ürünlerine aittir (Kroll 1971'den kısmen değiştirilerek).

Figure 3: Variation of the Al, Si distribution of K-feldspar modifications, which are in equilibrium with temperature. The filled dots belong to synthetic products in equilibrium conditions (partly modified after Kroll, 1971).



Sekil 4: Sanidin (A) ve maksimum mikroklinin (B) b ve c düzlemine indirilmiş kristal kafesi. B'deki dolu noktaları Al atomunun yerini gösterir. Semboller her iki şekilde aynıdır (Stewart ve Bobbe 1969'dan kısmen değiştirilerek).

Figure 4: Projected crystal structure on the b and c plane of the Sanidine (A) and maximum microcline (B). Filled dots on B show the position of Al atoms. Symbols are the same in both figures (partly modified after Stewart and Bibbe, 1969).

metri dönüşümü, kafes boyutlarında ölçülebilir bir değişikliğin meydana gelmesine neden olmaktadır. Hatta bu değişiklik, [110] ve [11b] doğrultulan dik kate alındığında daha da büyüktür (Kroll, 1971 ve 1973).

Şekil 5'de idealleştirilmiş feldspat kafesinde [AlOJ tetraederlerinin en çok düzenlenmiş durumdaki (mikroklin) dizilimleri görülmektedir.

MENDERES MASIFİNE AİT GÖZLEMLER

Menderes Masifinin çeşitli jeolojik kesitlerden alınan K-feldspatlara ait birim hücre reğeri b-y diyagramına taşınmıştır (şekil 6). Diyagrama taşınan örnekler, ancak b-c diyagramına göre (şekil 7) normal kabul edilen, yani hesaplanan a parametresi ile, b-c diyagramından okunan a değeri arasında en çok

0,05 Å'lık bir fark olanlardır. Diyagramdan okunan ve hesaplanan a değerleri arasında 0,05'den daha büyük farklılık gösteren örnekler Stewart ve Wright (1974)'a göre anormal (strained) sayılırlar ve genellikle değerlendirmelerde dikkate alınmazlar. Biz de bu değeri homojen kristal için sınır değeri olarak kabul ettik. K-feldspatlardaki anormal a değerlerinin nedeni, yönlü kuvvetlerin kristaldeki pertit lamellerin ayrılma ve kristalin simetri dönüşüm kinetiğini etkilemeleri ve böylece kristalin homojenliğini yitirmesindedir. Şöyle ki, bu kristaller termodinamik yönden dengede değildir.

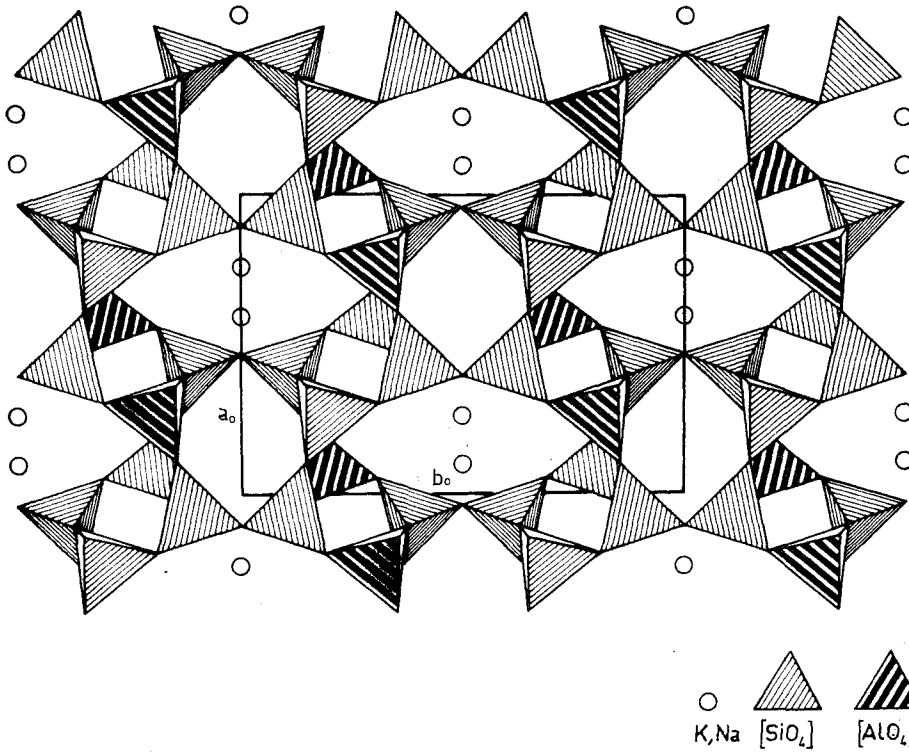
b-y diyagramlarında ilk göze çarpan özellik, triklinik üyelerin bütün bölgelerde hemen hemen aynı noktaya kümelendiklerinin görülmesidir. Monoklinik üyeler ise triklinik üyelerle yaklaşık eşit b değerleri vermektedirler. Doğal K-feldspatların dik üçgenin kenatları boyunca bir yol izleyerek triklinite kazandıkları bilinmektedir (Kroll, 1973). Diğer taraftan bir yöreden alınan örneklerin en triklin üyesi ile, en monoklinik üyesini birleştiren doğru, sentezle saptanan yüksek sanidin-maksimum mikroklin doğrusuna yaklaşık paraleldir. Menderes Masifi örneklerinden elde edilen değerler ise,

- Üçgenin içine düşmektedir;
- Triklin ve monoklinik nokta maksimumlarını birleştiren doğru, hemen hemen üçgenin dikey kenarına paraleldir. saptanan bu veriler şu sonuçları ortaya çıkarır:

- 1) Triklinik ve monoklinik örneklerin b değerleri yaklaşık birbirine eşit tir.
- 2) Triklinite orta değerlere bile ulaşmamaktadır.
- 3) Monoklinik metrik gösteren örnekler büyük olasılıkla çok küçük triklin alanlardan meydana gelen K-feldspatlardır. Triklin ve monoklinik üyeler grubunu birleştiren doğrunun dikeye yakın oluşu bu sonucu kuvvetlendirmektedir.

- 4) Triklinite başlangıçım simgeleyen bir Al-Si düzenlenmesi tüm örneklerde birden gelişmiştir.

b-c diyagramına taşınmış analbit-yüksek sanidin ve alçak albit-maksimum mikroklin doğrultularının yaklaşık birbirine paralel olduğu ve bunların

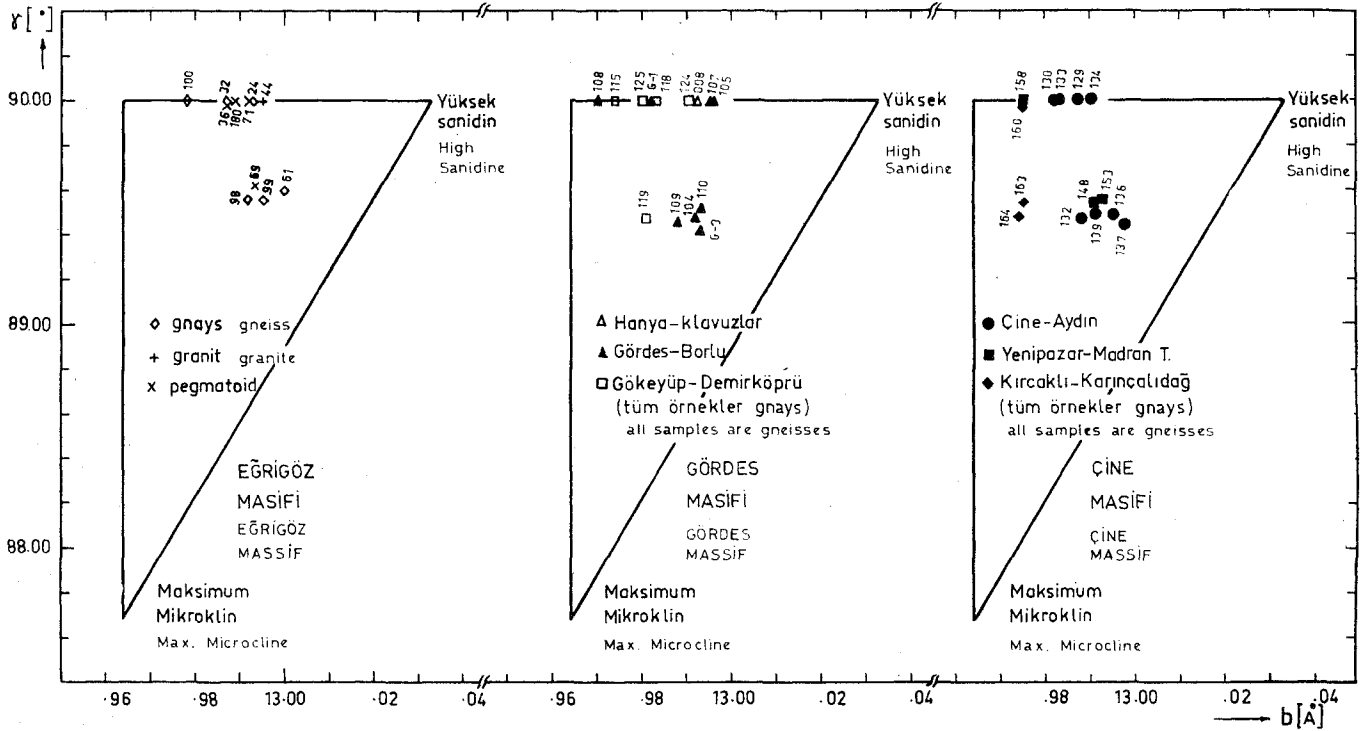


Şekil 5: İdealleştirilmiş monoklin c-merkezli feldspat kafesinde tetraederlerin (001) yüzüne izdüşümü. Maksimum Al-Si düzenlenmesi (mikroklın).

Figure 5: The projection of tetrahedrons onto (001) plane of monoclinic c-centered idealized framework. Maximum Al-Si ordering (microcline).

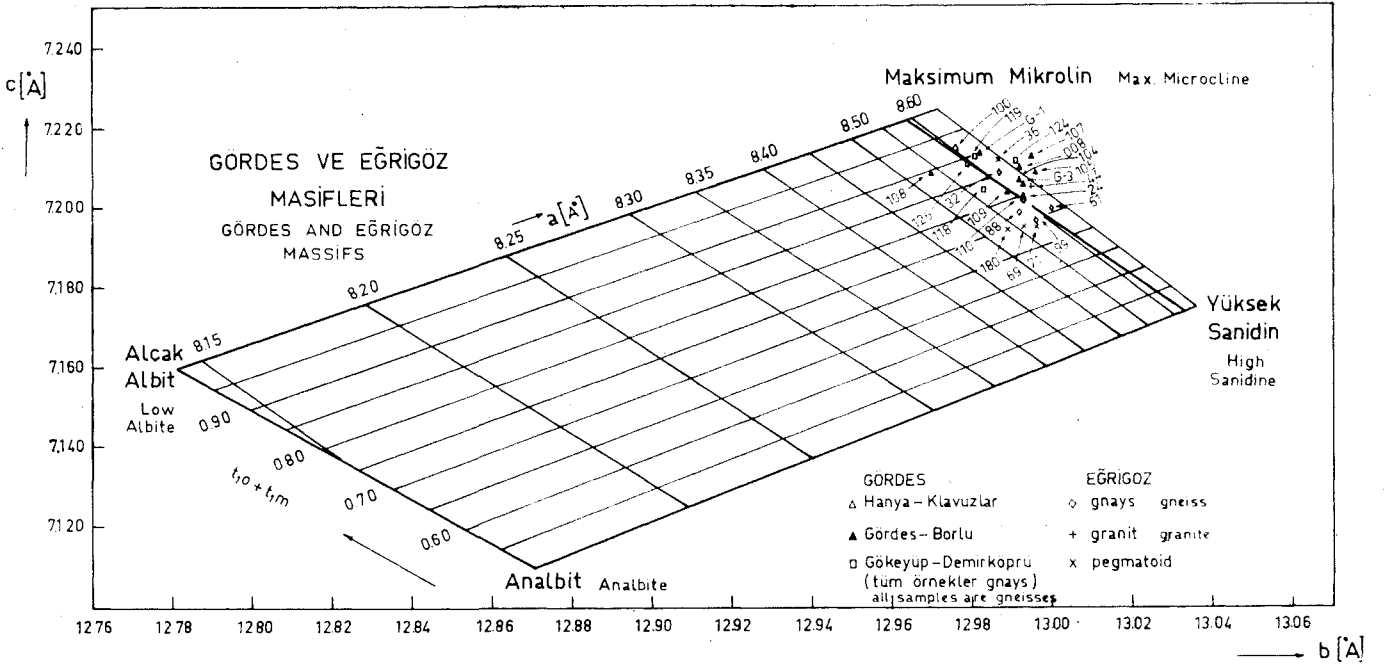
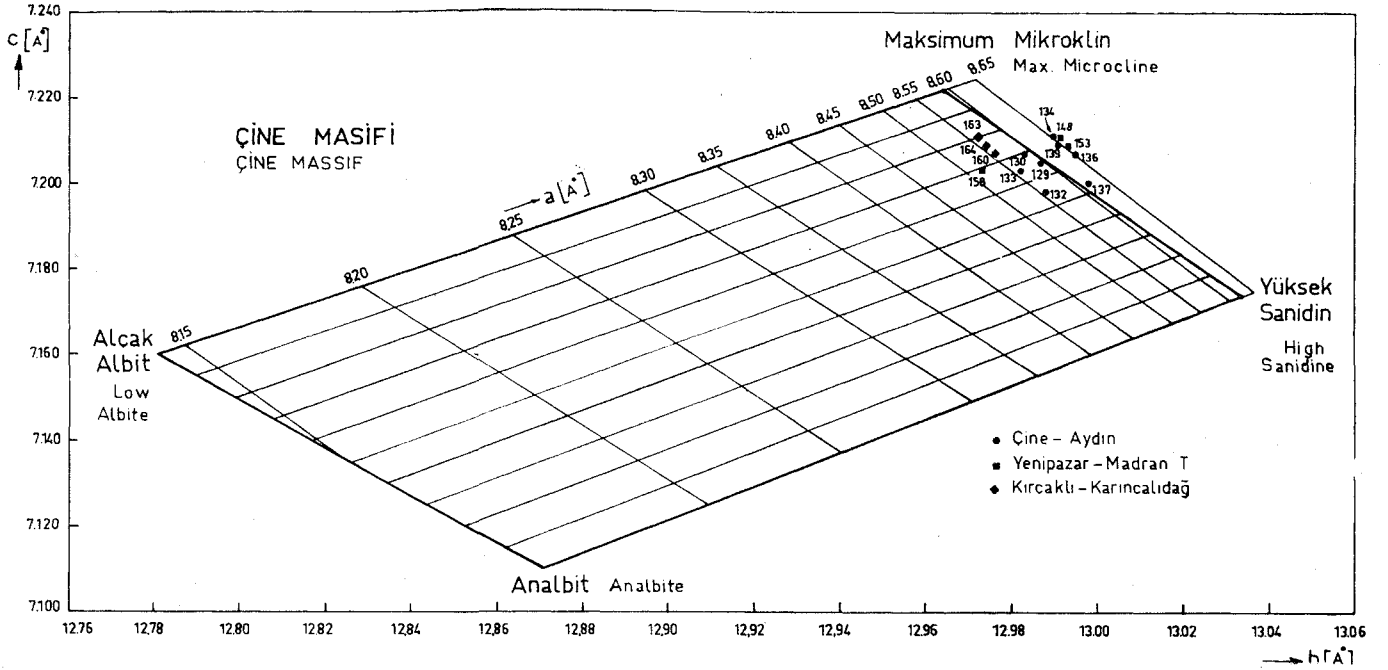
arasını on eşit atalıklara bölen doğruların t_{jO} - t_{jm} Al yerleşme olasılığını ölçtüğü Kroll (1973) tarafından, o güne kadar yapılmış strüktür analiz değerlerine dayanılarak irdelenmiştir. Gene aynı dört kristalin * _ y* diyagramında meydana getirdiği paralelkenar yardımıyla t_{jO} - t_{jm} farkını ölçmek olanaklıdır (şekil 8).

Anılan bu iki diyagramdan faydalanarak, röntgende triklin olarak saptanan K-feldspatları t_{jO} , t_{jm} , t_{2o} ve t_{2m} Al yerleşme olasılıkları hesaplanmıştır. Ayrıca monoklin üyelerde $t_{1o}=t_{1m}$ ve $t_{2o}=t_{2m}$ eşitlikleri bulunduğundan, bunlara ait Al yerleşme olasılıkları yalnız b-c diyagramından hesaplanabilmektedir. Bu değerler t_{jO} , t_{jm} ve $t_{2o}+t_{2m}$ değerlerinin köşelerini oluşturduğu bir üçgen diyagramına taşındığında çok ilginç bir durumla karşılaşmaktadır (şekil 9). Triklinik üyeler gene bir bölgede kümelenmektedirler ve 0,1 kadar bir t_{jO} fazlalığı ile monoklinik bölgenin önünde bir cephe oluşturmaktadırlar, iki bölgenin yaklaşık aynı t_{1o} - t_{1m} değerli çizgide ($\wedge 0,20$), çok küçük bir t_{2o} aralığı ile kargı kargıya durmaları, triklinik örneklerin bir doğru boyunca monoklinik örneklerin ağırlık noktasından t_{jO} köşesi doğru sıralanmalarını, ileri bir trikliniklegmenin gelişmediğini, ancak



Şekil 6: Elementer hücre parametreleri hesaplanan Menderes Masifi-K-feldspatlarına ait b - γ diyagramları.

Figure 6: Calculated elementary cell parameters on the b - γ diagrams of K-feldspars from Menderes-Massif.



Şekil 7 a) Çine Masifinden, b) Gördes ve Eğriğöz Masiflerinden alınan K-feldspatlara ait b-c diyagramları.

Figure 7: b and c diagrams of K-feldspars from a) Çine Massif, b) Gördes and Eğriğöz Massifs.

bütün örneklerin (monoklin gözüklenler dahil) bir triklinleşme başlangıcında bulduklarını kanıtlamaktadır.

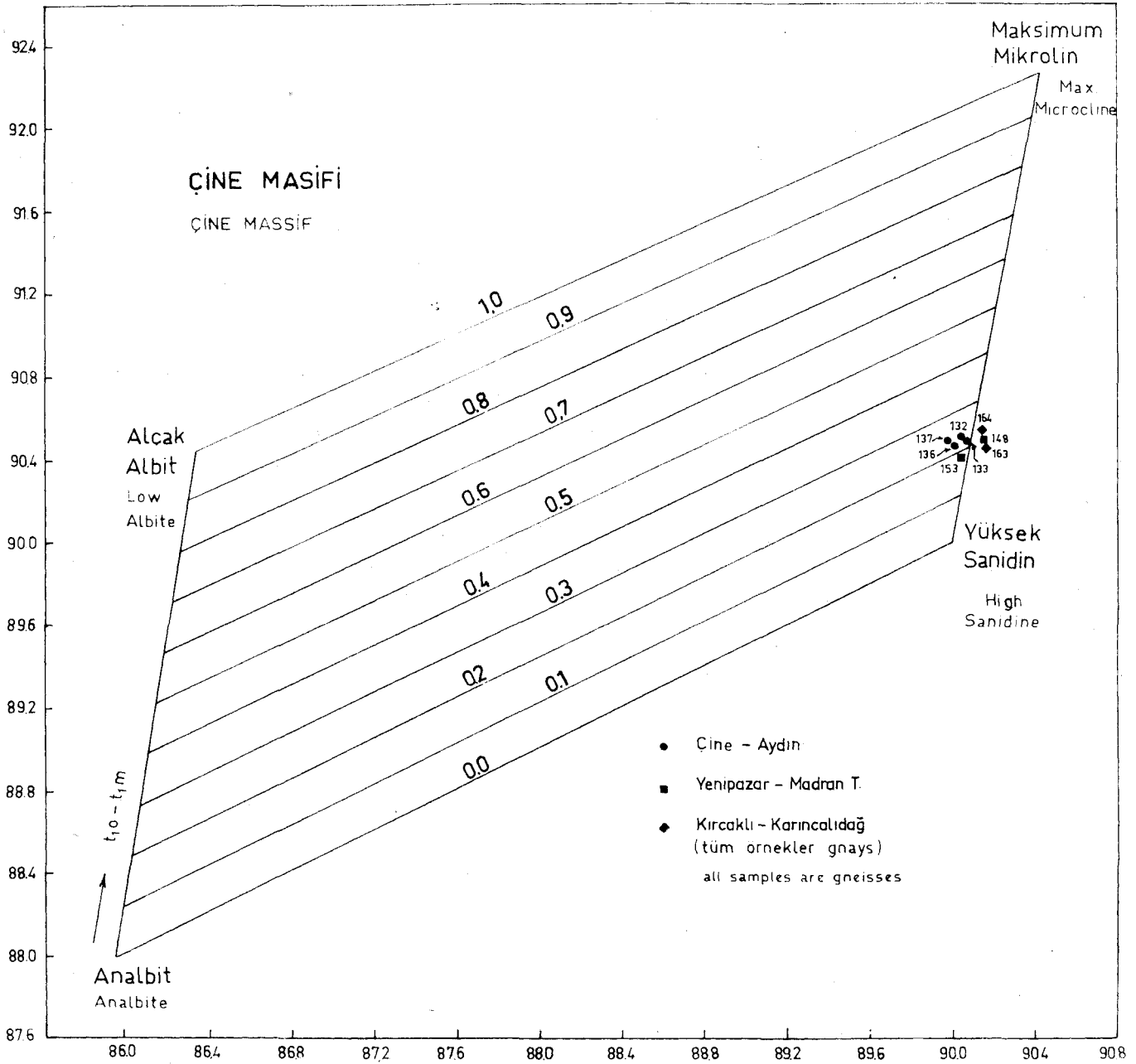
Smith ve Mac Kenzie (1961) tarafından ortaya atılan düzenlenme derecesine ait yaptığımız hesaplar da yukarıdaki bulgumuzu kuvvetlendirmekte-

dir. $\hat{=}^{\wedge}0$, t_{1n} , t_{2o} , t_{2m} alınarak,

$$s_n = \left(\sum_{i=1}^4 S_i \cdot 0,25 - t_i \right) / 1,5 \text{ formülüne göre}$$

re bir K-feldspattaki Al-Si düzeni yüzde olarak hesaplanabilir. Yukarıdaki formülü uygulayarak Çine-Aydın Jeolojik kesitine ait örneklerin düzenlenmesi he-

saplanmıştır (Dora ve Başarır, 1975). Dört monoklin örnek $S_n = 0,43$, dört triklin örnek $S_n = 0,38$ ortalama değer vermektedirler. Çok ilginç sonuç şudur ki, röntgenografik monoklin olarak saptanan örneklerin Al-Si düzeni triklin örneklerden daha yüksektir. Bu da tüm örneklerin Al-Si düzeni yönünden biri-



(Açıklaması sayfa 122'dedir.)

(a)

birine çok yakın olduklarını, bir kısmında triklinite saptanabildiğine göre, monoklin-triklin dönüşüm bölgesinde bu olduklarını göstermektedir.

Gene Çine-Aydın kesitine ait triklin örneklerin $\hat{=}12,5 (d_{131} - d_{131}^-)$ formülüne göre bu kez triklinite değerleri hesaplanmıştır (Dora ve Başarı, 1975). Triklinite değerlerinin 0,24'e kadar düşebildiklerinin saptanması çok ilginçtir. Bu, bir yandan örneklerin monoklinik metriğe çok yakın olduklarını (maksimum mikrolin triklinite derecesi 1,0'dır). Diğer yandan triklinite dereceleri

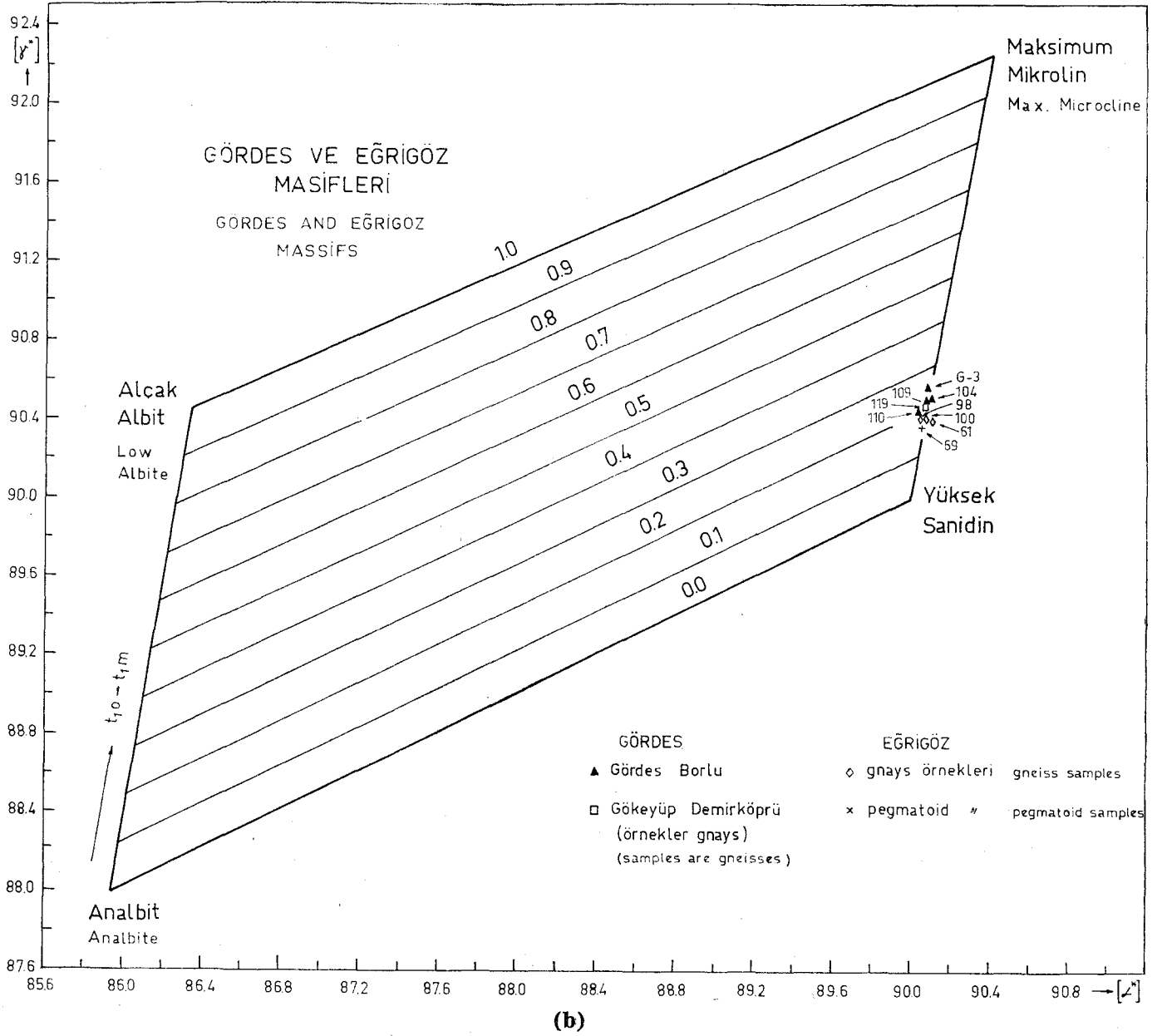
böyle küçük örnekleri nde röntgenografik olarak saptanabileceğini gösterir. Nitekim Stewart ve Wright (1974)'da da anılan derecede küçük triklinite dereceleri gösterebilen doğal örnekler fig. 3, s. 22'de yer verilmiştir.

Mikroskop altında oluşum tiplerine ait çeşitli verileri içeren K-feldspat ve plajyoklasları saptamak olanaklıdır.

Plajyoklaslar %24'e kadar An kapsayabilmektedirler. An yüzdeleri %10'a kadar inebilmekle birlikte genel değer %17 dolayındadır (çizelge 1). Bu da Winkler (1970) de alçak-orta dereceli

metamorfizmanın sınırını oluşturmaktadır. Oligoklaslaşma sınırına ulaşmış olan bu plajyoklaslar rekristalize olmuşlar ve kendilerini sınırlayan komşu kuvars ile birlikte poligonlu tekstürler oluşturmuşlardır. Voli (1969)'un tskoçya'daki "Highland" serilerinde yaptığı araştırmalara göre oligoklas kuvars poligonlaşması en az 500°C'lik bir sıcaklık gerektirmektedir (levha I, şekil 1).

Artan metamorfizma ile eski satranç tahtası albitler, ki bunlar Bozdağ'da İzdar (1971) tarafından gözlenmiştir, oligoklasa dönüşmekte ve ortamdaki Ca



Şekil 8: a) Çine Masifinden, b) Gördes ve Eğrigöz Masiflerinden alınan K-feldspatlara ait α^* - γ^* diyagramları.

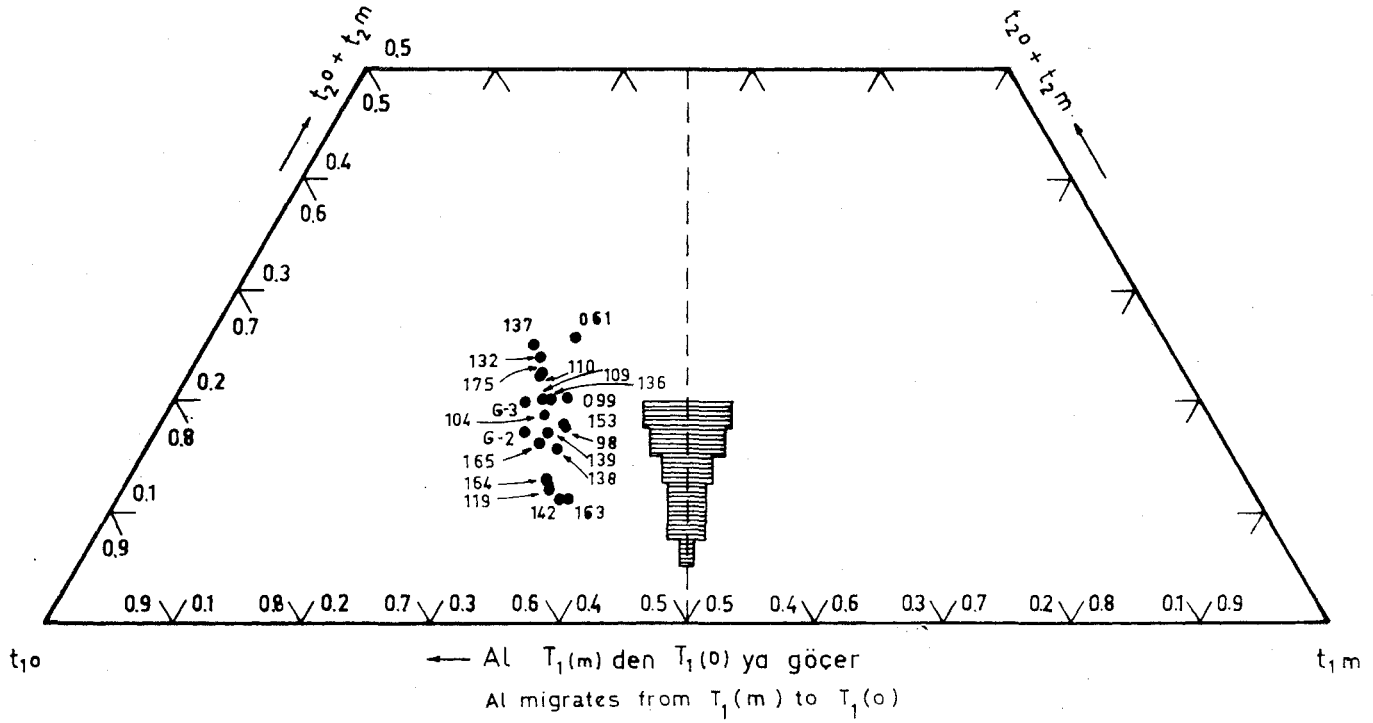
Figure 8: γ^* - α^* diagrams of K-feldspars from a) Çine Massif, b) Gördes and Eğrigöz Massifs.

iyonlarının konsantrasyonuna göre An kapsamı kazanmaktadır. Satranç tahtası albitlerin ise, düşük dereceli metamorfizmada genellikle eski klastik sediman serilerinin (grovaklar) içerelği kafesli triklinik K-feldspatlardan K-Na yer değişimi ile oluştuğu kabul edilmektedir. Bu oluşum strüktür yönünden de kolayca anlaşılabilir; çünkü tarafımızdan da kontrol edildiği gibi, alkali feldspatlar da yapılan alkali iyonları değiştirme çalışmaları göstermiştir ki .değişme yapısal yönden Al-Si düzenlenmesini hiç etkilemeden gerçekleşmektedir, Artan me-

tamorfizma ile oligoklasa dönüşen plaj-yoklas, daha sonra ikinci bir (Na, Ca)-K iyon yer değişimi ile monoklinik K-feldspata dönüşmektedir. Ancak, oligoklas kristalinden eski periklin doğrultularını izleyen artık ince şeritler kalmıştır ve aynı anda yanma-sönme gösterirler (levha I, şekil 2). Bu da oligoklas şeritlerinin eski büyük tek bir kristalin kalıntıları olduğunu kanıtlar. Burada klasik anlamdaki bir metasomatik ornatmadan öteye .katyonların yer değiş-tirmesi söz konusudur. Katyonları taşıyan eriyiklerin anateksise ulaşan meta-

morfik bölgelerden göç etmesi kuvvetle muhtemeldir. K-feldspatın şu andaki yapısal durumu ise triklinik ve kafesli mikrocline dönüşmüştür. O halde bu K-feldspatlarda daha sonraki etkenlerle bir nomoklin→triklin dönüşümü meydana gelmiştir.

Diğer bir tip K-feldspat ise gene kafesli triklinik yapıya sahip olup, iki kuşağa ait mekik pertitler kapsamaktadır (levha I, şekil 3). Bunlar, albit veya oligoklastan oluştuğunu gösteren hiç bir iz taşımazlar. Porfiroblastların topluluklar halinde büyümesi ve yüksek derece-



Şekil 9: Homojen kabul edilen tüm K-feldspatların $t_{20}-t_{1m}$ ve $t_{20}+t_{1m}$ değerlerinin taşındığı üçgen diyagram.

Figure 9: Values of homogenous assumed K-feldspars on the triangular diagram, which is based on t_{10} and $t_{20}+t_{1m}$.

li metamorfittlerden bildiğimiz K-Seldspatın muskovit-j-kuvars reaksiyonundan oluştuğunu kanıtlayan mineral topluluklarına rastlanmaması, bu kristallerin artan metamorfizma ile birincil sedimanlardaki K-feldspattan türediğini kanıtlar. Şöyle ki, yükselen sıcaklıkla klastik sedimanlardaki monoklinik K-feldspat önce triklinleşmiş, daha artan sıcaklıkla monokünleşmiş ve sonra da ancak monoklin \rightarrow triklin dönüşüm sınırına ulaşan ikinci bir ısınma ile retriklinleşmeye uğramıştır. Bütün kristallerin aynı orantıyla kafesli mikroklin ikizini göstermeleri, monoklin \rightarrow triklin dönüşümü sonucu bugünkü yapılarını kazandıklarını kanıtlar. Birinci kuşağa ait pertitler ilk triklinleşmede, yaklaşık bunlara dik yüzeylerde gelişen ikinci kuşak pertitleri ise daha sonraki sıcaklık etkeniyle ortaya çıkan retriklinleşmede oluşmuşlardır. Birinci pertitler donuklaştıkları ve kesin kristal sınırlarını kaybettikleri halde, ikinci kuşağa ait pertitler daha saydam ve belirgin sınırlıdır.

Üçüncü tip K-feldspat çok belirgin saptanan bir rekristalleşme ürünüdür. Çok kaba bir kafeslenme yapısı gösterir (levha I, şekil 4). Murçisonit dilinimlerinde (801) çok ince film pertitleri

kapsar. Kuvarsla olan sınır ilişkileri poligonlaşma evresi geçirdiğini kanıtlar.

Gnayslardan alınan K-feldspatlarda %1 ile %12 arasında değişen değerlerde albit saptanmıştır. Anortit yüzdeleri ise hiçbir zaman %1'i geçmez. Buna karşılık, granit ve pegmatoid örneklerine ait K-feldspatlarda albit içeriği %20'yi bulmakta, anortit %0 ile 0,5 arasında kalmaktadır. Granitlerden alınan monoklinik K-feldspatların genellikle mikroklin olanı veya dönüşüm sınırında bulunan gnays K-feldspatlarına göre daha yüksek oranda albit kapsamaması, Or-Ab faz diyagramına ve bu diyagramın ayrılma alanına (Kroll, 1973) göre doğaldır. Ancak triklin pegmatoid örneklerinin (örnek no. 69) %20'ye kadar albit kapsamaları, K-feldspatlarda monoklin \rightarrow triklin dönüşüm eğrisinin 450°C ile 500°C arasında, basınca ve sistemdeki $\text{Al}/(\text{K}+\text{Na})$ oranına göre değişebildiğini göstermektedir (bkz. tartışma).

Petrolojik verilerden şöyle bir sonuca varmak olanaklıdır: Menderes Masifinin gözlü gnayslarına ait K-ve (Na, Ca)-feldspatlarının büyük çoğunluğu birincil klastik sedimanlardaki (grovak) feldspatların bugünkü metamorfizma ürünleridir. Bazı yörelerdeki K-feldspat porfiroblastları ise, çok yüksek derece-

li metamorfik bölgelerden (migmatitler) metamorfik reaksiyonlarla zenginleşerek göç eden aktif K^{+1} ve Na^{+1} iyonlarının sebep olduğu kristal kafesindeki iyon yer değişimleri sonucu meydana gelmiştir. Çoğu hallerde ilksel kristalin artıkları kristalografik doğrultulara göre yönelmiş yama ve lekeler halinde korunmuştur. Söz konusu bu iyon değişiminin klasik anlamdaki bir ornatma olayı ile karıştırılmaması gerekir. Hele tüm gözlü gnayslardaki K-feldspat oluşumunu, Scatford (1969)'un ileri sürdüğü gibi, yeşil şistlerdeki albitlerin alttan gelen K-ca zengin çözeltilerle, yeşil şist fasiyesi koşullarında metazomatik ornatılmasına bağlamanın doğa gözlemlerine uymadığı kanısındayız. Ayrıca, şekil I'de gösterilen büyük K-feldspatlı gözlü gnays ve migmatit bölgelerinin yeşil şistlerden oluşumu için gerekli K-lu çözeltilerin derinlerde kaynağını aramak büyük spekülasyonlar ve zorlamalar gerektirmektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇ

Şekil I'de Gediz Grabeninin güneyinde ve kuzeyinde iki orta ve yüksek dereceli (Almandin-Amfibolit fasiyesi) metamorfik bölge ayrılmıştır. Bu bölgeler içinde oldukça büyük gözlü gnays

alanları yer alır. Gözlü gnayslar karakteristik indeks mineraller kapsamadıklarından bunların metamorfizma derecelerini saptamak oldukça güç problemler doğurmaktadır. Haritadaki Alman-Din-Amfibolit fasiyesi sınırının çizilmesinde Menderes Masifinin güneyinden kuzeyine kadar çeşitli yörelerde saptanmış staurolit, dişten, sillimanit ve kordiyerit gibi indeks minerallerden faydalanılmıştır. Gözlü gnaysların oluşum koşullarına ait verileri ise feldspatların yapısal durumlarından ve kimyasal bileşimlerinden faydalanarak ortaya çıkarılabilir. Bu çalışmada, yukarıda da işaret ettiğimiz gibi, b-y diyagramına taşınan gözlü gnayslardan alınmış bütün K-feldspat örnekleri yaklaşık aynı bölgelerde gruplaşmaktadır (Şekil 6). Bu gruplaşma noktası orta mikroklin ile yüksek sanidin arasında bir yere düşer = 12,5 ($d_{131} - d_{13}!$) formülüne göre hesapladığımız triklinite değerleri 0,20 ile 0,30 arasında değişmektedir. Ancak burada dikkati çeken önemli bir husus, monoklin ve triklin örneklerin yaklaşık aynı b boyutu kapsamalarıdır. Diğer taraftan,

Yukarıda da işaret ettiğimiz gibi, b-y diyagramına taşınan gözlü gnayslardan alınmış bütün K-feldspat örnekleri yaklaşık aynı bölgelerde gruplaşmaktadır (Şekil 6). Bu gruplaşma noktası orta mikroklin ile yüksek sanidin arasında bir yere düşer = 12,5 ($d_{131} - d_{13}!$) formülüne göre hesapladığımız triklinite değerleri 0,20 ile 0,30 arasında değişmektedir. Ancak burada dikkati çeken önemli bir husus, monoklin ve triklin örneklerin yaklaşık aynı b boyutu kapsamalarıdır. Diğer taraftan,

$$S_n = x \cdot |0,25 - t_i| \cdot |1,5| \text{ formülüne göre } i=1$$

Çine Masifine ait örneklerden hesaplanan Al-Si düzenlenme derecesi, monoklinik örnekler için $S_n = 0,43$, triklinik örnekler için $S_n = 0,38$ ortalama değerler vermiştir. Bu verilerden anlaşıldığına göre, gözlü gnayslardaki K-feldspatların şu andaki yapısal durumları monoklin-triklin dönüşüm sınırındadır. Bunu özellikle, röntgenografik monoklin olarak saptanan örneklerin de, triklin örneklerle aynı b hücre parametresi değerlerini vermeleri ve Al-Si düzeni yönünden de (S_n) aynı değerlere ulaşmaları kanıtlamaktadır.

Al un $t_1(o)$, $t_1(m)$, $t_2(o)$ ve $t_2(m)$ tetraederlerindeki yerleşme olasılığını hesaplayarak hazırladığımız t_1^o , t_1^m ve $t_2^o + t_2^m$ üçgen diyagramında da aynı sonuçla karşılaştığımız görülmüştür. Triklinik bölge, eş $t_2^o - f$ t_2^m doğrusu üzerinde 0,1 t_1^o değeri kadar t_1^o yönüne kaymış olarak monoklinik bölgenin önünde cephe meydana getirir (şekil 9). O halde dönüşüm, monoklinik bölgeden t_1^o köşesine uzanan doğru boyunca devam etmemekte, triklinitesi ancak röntgenografik yöntemlerle ayırtlanabilmiş örneklerde kalmaktadır. Bu da örnekle-

rin monoklin triklin dönüşüm sınırında bulduklarını kanıtlayan kuvvetli bir delildir.

Şimdi K-feldspatlardaki monoklin-triklin dönüşüm sıcaklığı üzerine yapılmış çalışmalara göz atmak yerinde olur. Laboratuvar deneyleri göstermektedir ki bu dönüşüm 450° ile 525 °C arasında gerçekleşmektedir (Mac Kenzie 1954, Goldsmith ve Laves 1954, Kroll 1971). Acaba sıcaklıktan başka bu dönüşümü etkileyen diğer etkenler nelerdir? Önce de işaret ettiğimiz gibi basıncın çok büyük etkisi bulunmamaktadır. Gerek deneysel çalışmalar gerekse doğal gözlemler (Tomisaka, 1962; Voli, 1969) 10°/1000 bar oranında bir artmayı göstermektedir. Basıncın yanında kayacın tüm kimyasal bileşiminin ve eriyikte Al/(K-J-Na) oranının etkisi önemlidir (Guidotti ve diğerleri, 1973). Bundan dolayıdır ki, çalışmamızda aynı bileşimdeki kayalardan alınan örnekler birbiriyle karşılaştırılmıştır. Al fazlalığı ise sillimanit veya distenin mineral topluluklarında yer almasıyla belli olur ve düzenlenmeye karşı bir etken olarak görülür.

Bu gerçeklerin ışığında diyagramlarda işaretlenen K-feldspat monoklin-triklin dönüşümü için 500°C'lik bir sıcaklığı kabul etmek zorunluluğu doğmaktadır. Bu sıcaklık, dönüşüm esnasında bölgede egemen olan 2 ile 5 kilo bara kadar değişen basınçlara göre $\approx 20^\circ$ değişmektedir. İskoçya "Highland" da da aynı dönüşüm sıcaklık değerleri bulunmuştur (Voli 1969). Evvelce (201) düzlemine ait 2e röntgen değerlerinden kaynaklardaki diyagramlar yardımıyla okuduğumuz %20 Ab muhtevası (Dora 1972, 1973), şimdi yaptığımız mikrosonda analizlerine göre gnayslarda %10Zn2 olarak saptandığından, bu orandaki albitin, sözü edilen basınçlarda değişim sıcaklığına önemli bir etkisi olmayacaktır.

Diğer taraftan petrolojik veriler de önce monoklin duruma ulaşan K-feldspatların sonradan triklinleşmelerinin söz konusu olduğunu göstermiştir. Ancak bu monoklinik K-feldspatların kökenleri farklı olabilmektedir (Yükselen metamorfizma derecesiyle klastik K-feldspatların monoklin sınırına ulaşmaları, albitten iyon değişmesi ile, rekristalleşme ürünleri, vb). K-feldspatlarla birlikte gözlenen plajiyoklasların An yüzdeleri ($An = \%17$) ve poligonlaşma dokularına esas olan gözlü gnaysların en az 550° lik bir sıcaklıkta

meydana gelmeleri gerektiğini kanıtlar. Ayrıca bu kayaların dişten ve sillimanit kapsayan serilerle birlikte (Çine Masifli) veya bu serilerin altında (Kiraz, Gördes ve Eğrigöz Masifleri) bulunmaları en yüksek metamorfik dereceye yaklaşan bir sıcaklığa kadar, muskovitin tüm kaybolmaması nedeniyle 650° C ye kadar, ısınmış bulduklarını gösterir. 650°C'ye kadar ısınmalarına rağmen, K-feldspatlarda saptadığımız monoklin-triklin dönüşümü ise, retrograd bir metamorfizma ile açıklamak, gerek petrolojik, gerekse kristalografik verilere en uygundur. İncelemenin ana ağırlığını oluşturan kristalografik veriler bunu ister istemez zorlamaktadır. Çünkü bulunan sonuç:

a) Her bölgede aynıdır,

b) Sanidinden maksimum mikrokline doğru sıralanan bir dönüşüm değil, yalnızca dönüşüm noktası yakınında bir alçak sanidin (eski terimle ortoklas) \rightarrow mikroklin sıçraması söz konusudur. Bu da gösteriyor ki, dönüşüm Prekambriyen veya Kambriyen yaşlı K-feldspatlarda zamanla meydana gelen Al-Si düzenlenmesinin sonucu olmayıp, bütün masifi kısa bir süre etkisinde bırakan bir faktöre bağlanmaktadır. Genç retrograd bir metamorfizmanın böyle bir sonucu doğurabileceği ortadadır.

Bu sonuçlardan giderek, elimizde bulunan kristalografik ve petrolojik verilerle Menderes Masifi için şu evrim şemasını ortaya koymamız olanaklıdır:

1) Menderes Masifinde saptanabilen eski metamorfizma (Çine Masifinden alınan örneklerde Jaeger, C, Bern, 1974 tarafından saptanmıştır) 490°-90 milyon yıl yaşlıdır (Rb/Sr tüm kaya yaşı). Bu metamorfizma ile çekirdeği oluşturan gnays ve bunların çevresindeki staurolit-disten şistlerin meydana geldiği kuvvetle olasıdır (Sardik evresi).

2) Bundan sonra 268 (Durand, 1962), 200 ve 160 (öztunalı, 1973) milyon yıl gibi yaşlar hesaplanmıştır. Bu evreler Varistikten başlayarak Liasa kadar ulaman devreyi kapsar ve çekirdekdeki eski metamorfitlerin gözlü gnayslara, migmatitlere ve kuzeyde anatektik granitlere dönüşmesine neden olmuştur. Eski metamorfitleri örten şistler ise bu sırada yeşil şist fasiyesinde bir metamorfizma geçirmişlerdir.

3) Yaş hesaplamalarında 69 (Bürküt, 1966) ve 66 (Çine Masifi örnekle-

rinde Jaeger. C, Bern, 1974 tarafından saptanan Muskovit yaşı) milyon yıllar şeklinde belirlenen alpin olaylarla da, anatektik granitlerin bugünkü yerlerine yerleştikleri ve sözünü ettiğimiz retrograt metamorfizmanın meydana geldiği ortaya çıkmaktadır.

Tayıma verildiği tarih: Nisan, 1975

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ayan, M., 1973, Gördes migmatitleri: M.T.A. Dergisi No. 81, 132-155.
- Barth, T.F.W., 1956, Studies on gneiss and granite. I. Relation between temperature and the composition of the feldspars: *Strifter Norske Viden skaps-Akad. Oslo I. Mat. - Naturv. Kl. No. 1*, 3-16.
- Başarır, E., 1970, Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi: *Scien. Eep. of Fac. of scien. Ege Univ. No. 102*, İzmir, 1-44.
- Biedl, A., 1967, Programm zur Berechnung des Pulverdiagramms aus Gitterkonstanten: *Inst. f. nün., Ruhr-Univ. Bochum (Yayınlanmamış)*.
- Brinkmann, E., 1966, Geotektonische Gliederung von Westanatolien: *N. Jb. Geol. Pal. Mh. 603-618*, 6 Abb.
- Brinkmann, R., 1967, Die Südflanke des Menderes - Massivs bei Milas, Bodrum und Ören: *Scien Rep. of Fac. of Scien., Ege Univ., no. 43*, İzmir, 1-12.
- Brinkmann, R., 1971, Das kristaline Grundgebirge von Anatolien. : *Geol. Rundschau, Bd. 60*, 886-899.
- Bruno, E. ve Penthinghaus, H., 1974, Substitution of cations in natural and synthetic feldspars: Mackenzie, W.S. ve Zussman, J., "Research on Feldspars" da: *Proc. Nato. Advanced Studies Institute on Feldspars. Manchester; Manchester University Press*, 574-609.
- Burnham, C.W., 1963, IBM Computer Program for least-squares refinement of crystallographic Lattice constants: *Geophys. lab. Carnegie Inst. Washington IXC. Yearbook 61*, 132.
- Bürküt, Y., 1966, Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların mukayeseli genetik etüdü: *İ.T.Ü. Maden Fak. Tayım*, 1-272.
- Dietrich, R.V., 1961, Comments on the "Two-feldspar geothermometer" and K-feldspar obliquity: *Cursillos Y Conferencias, Fasc. VIII, Instituto "Lucas Mallada" C.S.I.C. (Espana)*, 15-20.
- Dora, O.Ö., 1969, Karakoca granit masifinde petrolojik ve metalojenik etüdü: *MTA Dergisi, No. 73*, 10-26.
- Dora, O.Ö., 1972, Ortoklas Mikroklin Transformation in migmatiten des Eğrigöz - Massivs: *Türkiye Jeol. Kur. Bült., XV-2*, 131-152.
- Dora, O.Ö., 1973, Eğrigöz masifinde K-feldspat triklinitesi ile metamorfizma derecesinin saptanması: *Scien. Rep. of the Fac. of Selen.,; Ege Univ., No. 148*, 1-23.
- Dora, O.Ö. ve Başarır, E., 1975, Menderes masifinin Aydın-Yatağan kesiti koyunda feldspatların strüktürel durumuyla jeoloji verilerinin korelasyonu: *MTA Dergisi (hazırlanmakta)*.
- Durand, G.L.A., 1962, Dikmen (Muğla) de bulunan pechblende zuhuru yaşının ölçülmesi: *MTA Dergisi, 58*, 144-145.
- Empadr, 1969, Program for the calculation of microprobe analysis: *Deprt. of Geology, Univ. of Toronto, Toronto (yayınlanmamış)*.
- Goldsmith, R.J. ve Laves, F., 1954, The microcline-sanidine stability relations: *Geochim et Cosmochim Acta, 5*, 1-19.
- Graciansky, P. de., 1966, La Massif cristallin du Menderes (Taurus occidental Asie Mineure) un exemple possible de vieux socle granitique remobilise: *Revue de Gëographie Physique et de Gfologie Dynamique, Vol. VIII, fasc. 4*, 289-306.
- Guidotti, C.V., Herd, H.H., ve Tuttle, C.L., 1973, Composition and structural state of K-feldspars from K-feldspar-j sillimanite grade rocks in notwestern Maine: *Amer. Mineral., 58*, 705-716.
- International Tables for X-Ray Crystallography, 1965, Vol. I. Symmetry Groups: *The Kynoch Press, Birmingham*.
- izââr, E., 1971, Introduction to geology and metamorphism of the Menderes massif of western Turkey: *Geology and History of Turkey, Ed Angue S. Cambell. Pet. Expl. Soc. of Libya, 495-500*.
- Kroll, H., 1967, Die Korrektion der Pulverinterferenzen mit Hilfe der Siliziumlinien mit einem Programm zur Dehnungs-/ Schrumpfungskorrektur von Röntgenfilmen C'JAGOKOR): *Min. Institut, Univ. Münster (Yayınlanmamış)*.
- Kroll, H., 1971, Feldspäte im System K Al-Si₃O₈ - Na AlSi₃O₈ - Ca Al₂Si₂O₈ : Al, Si-Verteilungen und Gitterparameter, Phasen-Transformationen und Chemismus: *Dissertation, Min. Institut, Univ. Münster (Yayınlanmamış)*.
- Kroll, H., 1973, Estimation of the Al, Si distribution of feldspars from the Lattice translations Tr 110 and Tr İK) I. Alkali feldspars *Contr. Mineral, and Petrol., 39*, 141-156.
- Laves, F., 1960, Al/Si-Verteilungen, Ühasen-Transformationen und Namen der Alkali-feldspäte: *Zeit. Kristali., 113*, 265-296.
- Laves, F., 1961, Discussionscontribution to the paper by R.V. Dietrich, Comments on the "two-feldspar geothermometer" and K-feldspar obliquity: *Cursillos Y Conferencias, Fasc. VIII, Inst. "Lucas Mallada", Espana*, 15-20.
- Mac Kenzie, W.S., 1954, The orthoclase-microcline inversion: *Miner. Mag., 30*, 354-366.
- Marmo, V., Hytönen, K. ve Vormaa, A., 1963, On the Occurrence of potash feldspars of inferior triclinicity within the Frecambrian rocks in Finland: *Compt. Rend. Soc. Géol. Finlande, 35*, 51-78.
- Megaw, H.D., 1956, Notation for feldspar structures: *Acta Crystallogr, 9*, 56-59.
- Öztunalı, Ö., 1973, Uludağ (Kuzeybatı Anadolu) ve Eğrigöz (Batı Anadolu) masiflerinin petrolojileri ve jeokronoloileri: *İÜ. Fen Fakültesi Monog., Tabii İlimler Kıs., 23*, 1-115.
- Schuiling, R.D., 1958, Menderes masifine ait bir gözlü gnays üzerinde zirkon etüdü: *MTA Dergisi, No. 51*, 38-42.
- Schuiling, R.D., 1962, Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes migmatitik kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: *MTA Dergisi, No. 58*, 71-85.
- Scotford, M.D., 1969, Metasomatic augen gneiss in greenschist Facies, western Turkey: *Geol. Soc. of America Bull., 80*, 1079-1094.
- Smith, J.V. ve Mac Kenzie, "W.S., 1961, Atomic, Chemical, and physical factors that control the stability of alkali feldspars: *Cursillos Y Conferencias, Fasc. VII, Instituto "Lucas Mallada". C.S.I.C, Espana*, 39-52.
- Stewart, D.B. ve Ribbe, P.H., 1969, Structural explanation for variations in cell parameters of alkali-feldspars with Al/Si ordering: *Amer. J. Scien., 267*, 444-462.
- Stewart, D.B. ve Wright, T.L., 1974, Al/Si order and symmetry of natural potassic feldspars, and the relationship of strained cell parameter to bulk composition: contribution at solidsolutionsmeeting, Orleon, 502-540.
- Taylor, "W.H., 1933, The structure of sanidine and other feldspars: *Z. Kristallogr., A 85*, 425-442.
- Taylor, W.H., 1962, The structures of principal feldspars. *Norsk. Geol. Tidsskr. 42 (2)*, 1-24.
- Tomisaka, T., 1962, On order-disorder transformation and stability range of microcline under high water vapour pressure: *Mineralogical Journal, 3*, 5-3, 261-281.
- Voli, G., 1969, Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional-und Kontaktmetamorphose: *Habilitationschrift, Inst. Mineralogie, Technische Universität, Berlin*, 1-206.
- Winkler, G.F.H., 1961, On Coexisting feldspars and their temperature of crystallization: *Cursillos Y conferencias, Fasc. VIII, Inst. "Lucas Mallada", C. S. I. C, Espana*, 9-13.
- Winkler, G.F.H., 1970, Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage and of a classification based on isograds in common rocks: *N. Jahrbuch f. mineralogie, Monatshefte*, 189-248.

LEVHA I

- Şekil 1: Plajyoklas ve kuvarşın oluşturduğu poligonlu doku. 242 X, N₋, Çine Masifi.
- Şekil 2: (Na, Ca)-K iyon yer değişimiyle oluşan bir K-feldspat porfiroblastı. Oligoklas kristalinden arda kalan eski periklin doğrultusuna paralel tüm gilirenler aynı yanma-sönme gösterirler. Bu da K-feldspata dönüyen kristalin eski büyük bir oligoklas olduğunu kanıtlar. K-feldspat daha sonraki etkenlerle kafesli raikroline dönügmüştür. 85 X, N₋, Çine Masifi.
- Şekil 3: K-feldspat iki kugakh mekik pertit kapsar. Yaklaşık birbirine dik düzlemlerde ayrılan pertitlerden, geng olanlar (mikro-fotofrafta NE doğrultusu) saydam ve belirgin sınırlıdır. 85 X, N₋, Çine Masifi.
- Şekil 4: Rekristallegme ürünü K-feldspatlar. Çok kaba bir kafeslenme yapısı ve poligonlaşma gözlenir. 85 X, N₋, Çine Masifi.

PLATE 1

- Figure 1: Polygonised texture of plagioclase and quartz. 242 X. N₋, Çine-Massif.
- Figure 2: A K-feldspar porphyroblast, which is formed by (Na-Ca)-K ionexchange. All the Schlierens, which are the rest of oligoclase crystal and lien parallel to old pericline-direction, show same extinction. This confirms that the crystal which is transformed to K-feldspar was formerly a big single oligoclase crystal. 85 X, N₋, Çine-Massif.
- Figure 3: K-feldspar contains spindle perthite of two generations. The spindle perthites are approximately perpendicular to each other. Those of the younger generation (NE direction in microphotograph) are transparent and display sharp boundaries. 85 X, N₋, Çine-Massif.
- Figure 4: K-feldspars formed by recrystallization. A rough lattice structure and polygonization can be observed easily. 85 X, N₋, Çine-Massif.

v



8



154



2

1



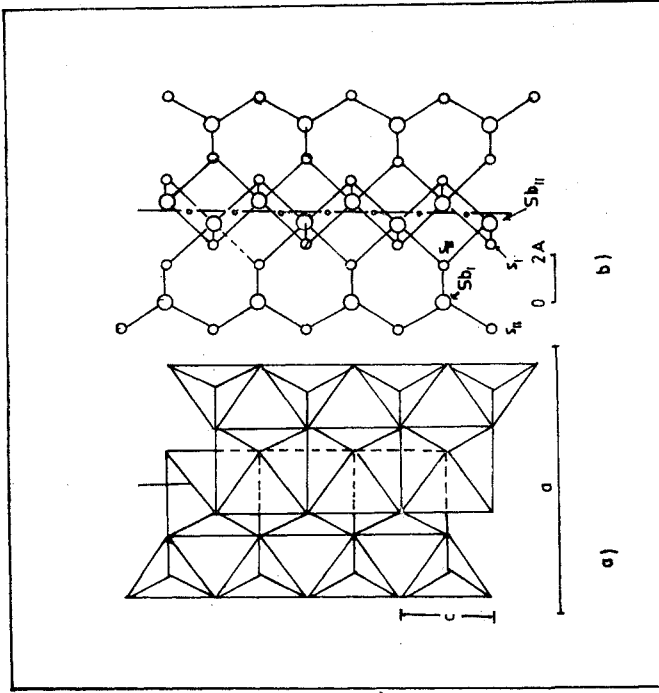
Antimonit minerallerinde bükülme ve ikizlenme

Kinking and twinning in stibnite

SALDIRAY İLERİ *Yer Bilimleri Bölümü, Hacettepe Üniversitesi, Ankara*

ÖZ: Deneysel ve doğal deformasyona uğramış antimonit minerallerinin X-ışınları ve mikroskop incelemelerinden gidilerek, antimonit minerallerinde oluşan bükülme bantlarının (kink-bands) işlevi açıklanabilir. Doğal olarak deformasyona uğramış antimonit mineralleri çoğu kez iç değişim (annealing) geçirirler. Bunun sonucu, ikizlenmeler, küçük açılı komşu taneler ve duraysız ikincil taneler gelişebilir. Mikroskop altında incelenen bu özellikler, deformasyona uğramış antimonit minerallerinin jeolojik geçmişi ile ilgili bilgiler verebilirler.

ABSTRACT: The mechanism of kink-bands, developed in experimentally and naturally deformed stibnite, could be explained by studying them under the microscope and obtaining their X-ray pole figures. Naturally deformed stibnite is usually subjected annealing. Thus, twins, grains with low angle boundaries and elongated subgrains may be developed. When these features studied under microscope, some information is obtained about the deformation history of deformed stibnite.



Şekil 2: Sb ve S atomlarının (010) düzlemine izdüşümü; (a) atomların oluşturduğu zincirin görünümü, (b) aynı zincirdeki (atomların kimyasal bağlanım şekli (Scavnicar, 1960 tan).

Figure 2: Projection of Sb and S atoms on (010) plane: (a) joining of coordination polyhedra, (b) chemical bonding of atoms (after Scavnicar, 1960).

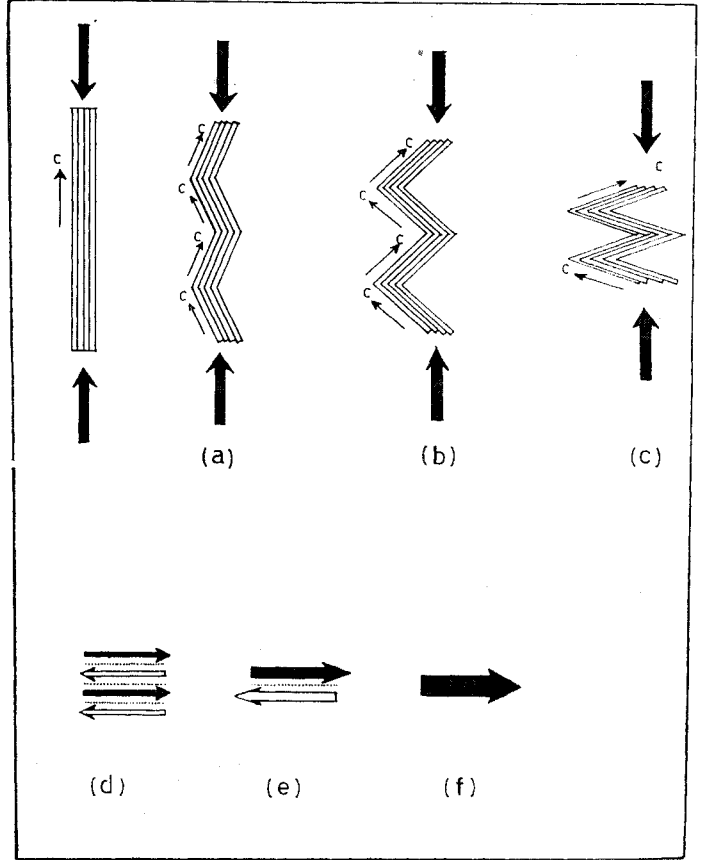
siz bir konum almış olabilirler. Sonuç olarak bükülme bantlarının yerinde iç değişim sonucu düzensiz ikizcil taneler görülür (levha II, Şekil 2).

b) iki komşu bandın deüormasyonla birbirlerinin aynadaki yansımış şeklini alması, diğer bir deyişle, bir simetri durumunun ortaya çıkması beklenebilir. Bu eksiksiz bir karşı-faz durumudur; ve deformasyondan sonra en az duraylı kalabilme özelliğine sahiptir. Bu özellikteki tanelerin iç değişim sonucu birleşimleri dört yeni sınır durumu ortaya çıkarır:

- 1 — Yeni karşı faz sınırı
- 2 — Kusursuz uyuşum
- 3 — İkiz sınırı
- i — Küçük açılı tane sınırı

Birleşim, yeterli itici güç verildiğinde, bütün karşı faz sınırlarının ortadan kalkmasına kadar sürer (şekil 3 d, e, f).

Eğer sözü edilen tane sınırı iç değişim süreci sırasında ikiz düzlemlerinden biri ile, (310) veya (130), çakışır, ikizlenmenin az enerji gereksinimi nedeniyle duraylı olması beklenebilir (levha n, şekil 3). Küçük açılı tane sınırları gelişecek olursa bunlarda aynı nedenlerle duraylı olacaktır (levha n, şekil 4). Böylece bütün bu süreçler sonucu uzun eksenleri aynı yönde dizilmiş taneler veya /aynı yöne paralel ikizler ortaya çıkacaktır.



Şekil 3: Antimonit mineralinde bükülme evreleri. Oklar c-eksenlerinin yönünü, noktalı çizgiler karşı-faz sınırlarını belirler.

Figure 3: Stages of kinking in stibnite. Arrows indicate direction of c-axes. Dashed lines correspond to the anti-phase boundaries.

SONTIÇ

Deformasyon ve iç değişim geçirmiş antimonitte gözlenen bükülme bantları, ikizlenmeler ve küçük açı ile birbirlerine komşu taneler değişik görünümündedirler. Fakat ayrıntılara dikkat edilmediğinde karıştırılabilirler. Yukarıda da tartışıldığı gibi, bu özelliklerin oluşum süreçleri farklıdır. Bu farklılık iç yapıda da görülür. Son evreye ulaşmış bükülme bantlarında, ikizlerde ve küçük açı ile komşu olmuş tanelerde, antimonit kristallerinin c-eksenleri, tanelerin uzun eksenlerine paralel bir yönelim almışlardır. Bu yönelim, daha geniş boyutlu yapılar göz önüne alınır, deformasyon ortamındaki en az gerilim yönüne, (deformasyona uğramış kütlelerin en fazla uzanım yönüne), paraleldir. Böyle bir ortamda antimonitten oluşmuş bir kütle, çoğunlukla bağıl olarak yan kayaktan daha sünümlü olduğundan, uzun eksenleri en az gerilim yönüne paralel mercerler oluşturabilir. Bu özellikler göz önüne alınır, deformasyona uğramış antimonit yataklarında, antimonitten oluşmuş mercerlerin uzanımları, alınan yönlenmiş örneklerdeki antimonitlerin c-eksenlerinin çalışılması ile saptanabilir.

Tayına verildiği tarih: Nisan 1975

(1) Taneler arasındaki sınır açısı, iki komşu tane arasındaki uyumsuzluk açısıdır. İki komşu taneyi aynı yönelime getirmek için tanelerden birinin döndürülmesi gereken açı.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Graff, J.L., ve Skinner, B.J., 1970, Strength and deformation of pyrite and pyrrhotite: Econ. Geol., 65, 206-215.
- Hoffmann, W., 1933, Die structur der minerale der Antimonitgruppe: Z. Kristallogy, 86, 225-245.
- İleri, S., 1973, Genesis and fabric study of stibnite ores at the Murchison Range, S.A.: Ph. D. thesis, Columbia university, New York.

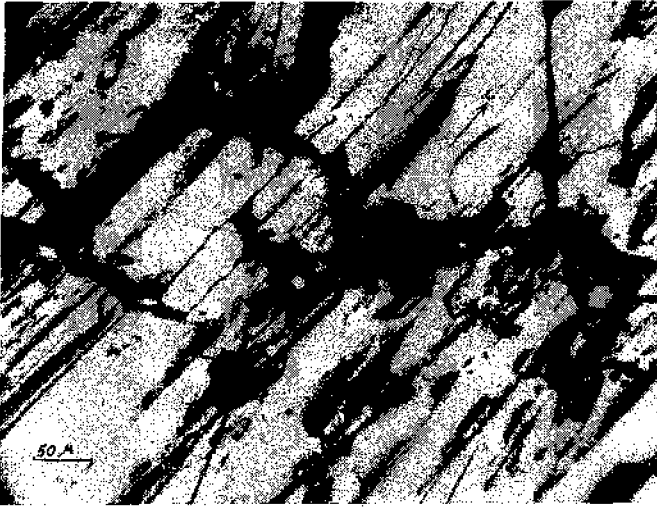
- Scavnicar, S., 1960, The crystal structure of stibnite, a redetermination of atomic positions: Z. Kristallogy, 114, 85-97.
- Schull, H.W., 1971, X-ray pole figures of pyrrhotite: Ph. D. thesis, Columbia University, New York.
- Stanton, R.L., 1972, Ore Petrology: Mc Graw-Hill, New York, 668 s.
- Wang, S., 1973, Sphalerite pole figure analysis and microscopic textures, Matagami Lake Mine, Quebec: Ph. D. thesis, Columbia University, New York.

LEVHA I

- Şekil 1: Deformasyondan önce antimonit mineralleri. Tane uzanımları c-eksenine paraleldir.
- Şekil 2: Deformasyondan sonra antimonit mineralleri. Bükülme bantları c-eksenine dik olarak gelişmiştir, şekil 3 (a) da işlev açıklanmıştır.
- Şekil 3: Doğal olarak deforme olmuş antimonitte bükülme bantları. Deneysel olarak deforme olmuş antimonitte gelişen bükülme bantları ile benzerlik açıktır.
- Şekil 4: Doğal olarak deforme olmuş, antimonit. Bükülme bantları tane sınırlarına erişmiş, bantlar arasındaki sınır daha belirgin bir durum almış.
- Şekil 5: Tanelerin büyüme süreci. Açık renkli antimonit koyu renkli antimonitin yenmesi ile büyüyor. Açık renkli mineral içindeki koyu renkli antimonit minerallerinin oluşturduğu zincir, büyük bir olasılıkla, daha önceki bükülme bantlarının kalıntılarıdır.

PLATE I

- Figure 1: Stibnite before deformation. Grain elongation is parallel to the c-axis.
- Figure 2: Stibnite after deformation. Kink-bands developed perpendicular to the c-axis. Mechanism is explained in Figure 3 (a).
- Figure 3: Kink-bands in naturally deformed stibnite. Similarity to the experimentally deformed stibnite is clear.
- Figure 4: Naturally deformed stibnite. Kink-bands reached to the grain boundaries and the contacts between them became sharper.
- Figure 5: Grain growth is in progress. Light colored stibnite is growing with the expense of dark colored one. The chains of dark colored stibnite grains in the light colored grain are probably the relicts of former kink-bands.



1



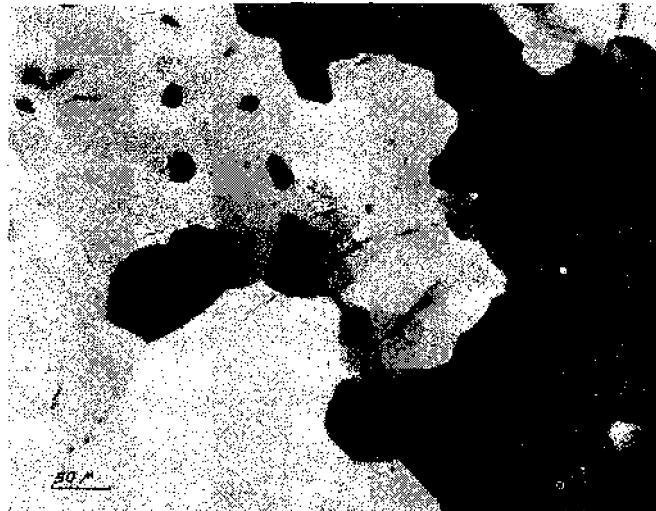
2



3



4



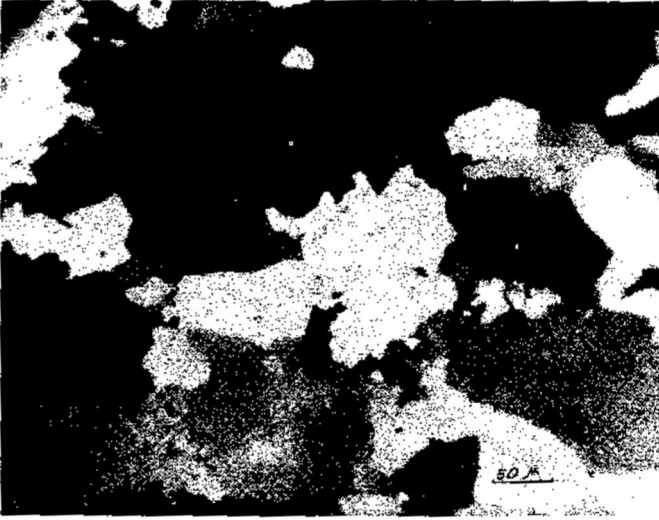
5

LEVHA H

- gekil 1: İkincil yeniden kristallenme süreci. Karmaşık tane sınırları duraylı sınır koşullarına henüz erişilmediğini belirler.
- Şekil 2: Daha önceki bükülme bantları içinde düzensiz gelişen ikincil taneler.
- Şekil 3: Isı ile ic değişim hemen hemen tamamlanmış. Çoğu tanelerin ticlü birlegim noktalarında acılar 120°'ye yaklaşmış. Yalnız bir antimonit tanesi (açık renkli) büyümeye devam ediyor. Bütün bükülme bantları kaybolmuş, yalnız duraylı olan ikizler görülüyor.
- gekil 4: Küçük açılı tane sınırları düzensiz oluşları ve komşu tanelerin anizotropilerindeki farklılık ile ayırtedilebilirler ki bu ikizlenmelerdekilerden çok değişiktir, Şekil 3'deki ikizlerle karşılaştırıldığında bu özellikler açıkça görülebilir.

PLATE II

- Figure 1: Secondary recrystallization is in progress. Complicated grain boundaries indicate that stable grain boundary conditions are not reached yet.
- Figure 2: Development of randomly oriented subgrains within the former kink-bands.
- Figure 3; Annealing is almost completed. Most grains joined at 120° triple junctions. Only one grain (lightest reflection) is still in progress of growing. All kink-bands were annihilated but twins; are stable.
- Figure 4: Low angle grain boundaries are recognized with uneven contacts and slight differences of anisotropy in adjacent grains which were distinctly different than the twins. Compare these with figure 3.



1



2



3



4

Keban madeni dolayında Jeokimyasal sızıntı anomalileri

Geochemical leakage anomalies in the vicinity of Keban mine

MÜMİN KÖKSOY *Yerbilimleri Bölümü, Hacettepe Üniversitesi, Ankara*

ÖZ: Keban Pb-Zn yatağı yan kayacında cevherleşmeyle ilgili görünen Pb, Zn, Cu, Ag ve Hg elementlerinin birincil ve ikincil dağılımları incelenmiştir.

Elementlerin "Süzülme" (filtration) ve "yayınma" (diffusion) yolları ile yantaş iğine doğru taşınmaları, tavan kayacının çok az geçirirli bir şist ve taban kayacının kimyasal olarak reaktif bir kireçtaşı oluşları nedeniyle çok sınırlanmıştır. Bunun sonucu olarak cevherleşme çevresinde geniş "yantaş haleleri" oluşmamıştır. Diğer yandan hidrotermal sıvıların kireçtaşı-serisitli şist dokanağı ile önemli tektonik düzlemler boyunca "akma"ları (flow nedeniyle cevherleşme zonundan 200 m yukardaki yüzeye kadar uzanabilen "Sızıntı Anomalileri" olmuşlardır.

Böyle geniş sızıntı anomalileri yardımı ile kamşu sahalarda, mostra vermemiş, derinde gömülü olabilen cevher yataklarının jeokimyasal yöntemlerle saptanabileceği kanısına varılmıştır. Bu amaçla, ana yatağın kuzeyindeki Kebandere civarında yapılmış olan bir uygulamada birincil ve ikincil kuvvetli Cu ve Pb-Zn-Ag anomalileri elde edilmiştir.

Ekonomik kavramda gömülü bir cevherleşme ile ilgili olabileceği düşüncesiyle, bu sızıntı anomalilerinin üzerinde önemle durulması gereği önerilmiştir.

ABSTRACT: Primary and secondary dispersion patterns of Pb, Zn, Cu, Ag, and Hg in the wallrocks of the Keban Pb-Zn mine have been studied. It was found that the wallrock anomalies developed adjacent to the ore deposit are narrow. This was mainly due to the poor permeability of the wallrocks and also to the presence of chemically active limestone at the footwall which was replaced by the ore. On the other hand, however, it was determined that the residual hydrothermal ore solutions carrying these elements have migrated upward from the deposit, following permeable channels along both the massive limestone and the sericite-schist contact and along the major fractured zones in the vicinity of the deposit. The flow of these solutions have resulted in the formation of leakage anomalies at the surface 200 m above the ore deposit.

It was concluded that the extensive leakage anomalies, which may be present in the surrounding area, can be utilised in searching similar blind ore deposits. In fact, strong primary and secondary Cu and Pb - Zn - Ag anomalies are detected around Kebandere area at the North of the known deposit. It is strongly recommended that these leakage anomalies should be tested for the presence of a possible blind ore deposit.

GİRİŞ

Keban Pb - Zn madeni, Elâzığ' il merkezinin 45 km batısında yer alan Keban ilçesinin 1 km güneyinde, Fırat nehrinin kenarında çok engebeli bir sahada bulunmaktadır (şekil 1). İşletmenin devam edebilmesi için yeni rezervlerin bulunması gereksinimi ile zaman zaman Jeolojik, jeofizik, galeri ve sondaj metodları ile arama işlemlerine ağırlık verilmiştir (Tolun, 1950, 1953; Geoffroy, 1960; Ytingül, 1954; Nemioğlu, 1955; Ergin, 1963; Ziserman, 1969; Bolgün, 1971). Böylece saha hakkında oldukça ayrıntılı jeolojik ve jeofizik veriler elde edilmiştir. Daha sonra Köksoy (1972), önceki verilerden de yararlanarak Keban'daki Pb - Zn yatağı yan kayacında cevherleşme ile ilgili görünen Pb, Zn, Cu, Ag ve Hg elementlerinin birincil ve ikincil dağılımlarını inceleyerek yan kayadaki jeokimyasal anomalilerin varlığını ve oluşum yollarını saptamağa çalışmıştır.

Bu yapıtta, önce Keban sahasının jeolojisi kısaca tanıttıktan ve buradaki jeokimyasal anomalilerin oluşumu, nitelikleri ve bu tip yatakların aranmasındaki önemi özetlendikten sonra, jeokimyasal prospeksiyonun Kebandere civarındaki bir uygulanişı ayrıntılı olarak anlatılmaya çalışılmıştır.

SAHANIN GENEL JEOLJİSİ

Keban sahası, KKD - GGB yönünden uzanan yaklaşık 3 km genişliğinde ve 7 km uzunluğunda, yalm bir senklinal görünümündedir. Sahadaki metasedimanter kayalar 3 stratigrafik birime ayrılmaktadır. Bunlar, yaşlıdan gence doğru, eski kireçtaşları, masif kireçtaşları ve serisitli şistlerdir (şekil 2). Serisitli şist türdeş bir litolojiye sahip değüdir. içerisinde serisitli şist tabakalarından başka kiltası, kireçli konglomeratik kumtaşı ve kumlu kireçtaşı tabakaları içermektedir. Tabanında birkaç metre kalınlığında az gr.aftılı bir fillit düzeyi vardır.

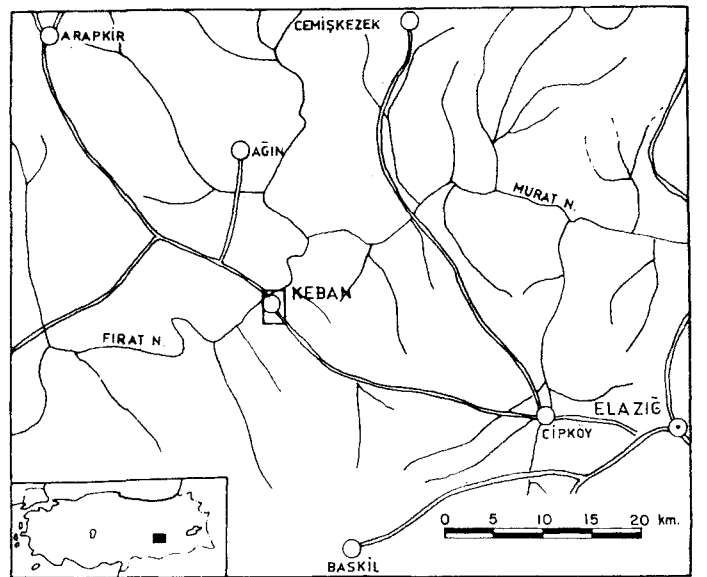
Sahanın kuzey kesiminde, özellikle Keban şehri çevresinde siyenit kütleleri bulunmaktadır. Bu kütlelerin yakınlarında skarn mineralleri, saçılımlı pirit-kalkopirit ve yer yer filorit ve şelit mineralleri görülmektedir. Bu büyük kütlelerin arasında ve özellikle sahanın batısında bütün metasedimanter birimleri kesen ince ve uzun siyenit porfir daykları vardır. Ancak, Siftil tepedeki büyük siyenit kütlesi ile bunun çevresini yarım ay şeklinde çevreleyen ince uzun kütlelerin birer sil olmaları daha çok olasıdır.

Sahadaki en önemli faylar KKD-GGB ve KB-GD yönlüdürler. Bu faylar iki ana kıvrım eksenlerine ve uzun siyenit dayklarına paralel olduklarından, siyenit sokulumundan önce ve olasılıkla bu kıvrılma olayları sırasında oluşmuşlardır. Siyenit sokulumları yukarıya doğru ilerlerken bu zayıf tettonik düzlemleri izlemişlerdir.

Saha işletilmekte olan Pb-Zn yatağı (Ana Yatak), yüzeyden 100-300 m derinlikte masif kireçtaşı-serisitli şist dokanağının siyenit sokulumu tarafından kesildiği yerde yan - metasomatik yarı , çatlak dolgusu şeklinde, hidrotermal veya remobilize hidrotermal olarak oluşmuştur (şekil 2).

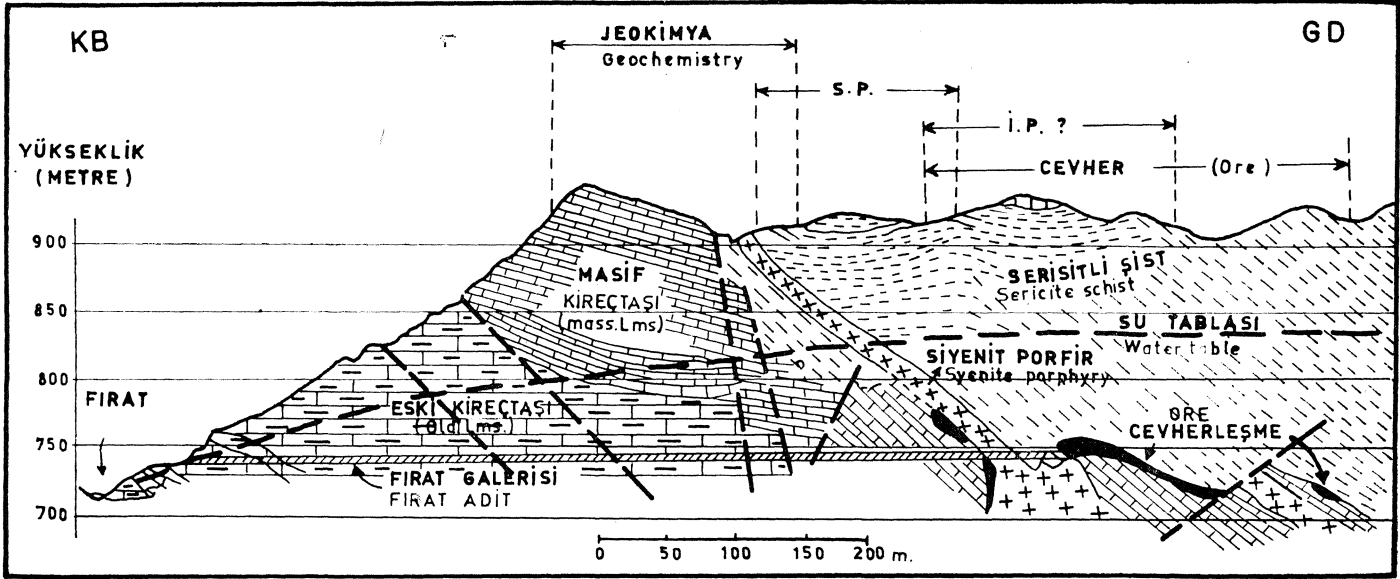
ANA YATAK ÇEVRESİNDEKİ JEOKİMYASAL ANOMALİLER

Ana yatak çevresi, yeraltı ve yerüstü jeolojisi iyi bilindiği, burada pekçok jeofizik etüd ve sondajlı arama yapılmış olduğu için cevherleşmeyle ilgili elementlerin dağılım yollarını, biçimlerini ve jeokimyasal yöntemlerin uygulama olanak-



Şekil 1: Keban madeni bulduru haritası.

Figure 1: Location map of Keban mine.



Şekil 2: Keban ana yatağının jeolojik kesiti, jeokimyasal ve jeofizik anomaliler.

Figure 2: Geological section showing locations of geochemical and geophysical anomalies with respect to the main ore deposit at Keban.

lanı araştırmak için bir model çalışma yeri olarak ele alınmıştır.

Araştırmalar, galeriden ve yüzeyden sistematik olarak alınmış kayalık ve toprak örneklerinin Pb, Zn, Cu, Ag ve Hg elementleri için analiz edilmeleriyle yapılmış ve şu sonuçlara ulaşılmıştır.

1) Hidrotermal sıvılar içinde cevher elementlerinin yantaşlar içine taşınmalarında, hidrotermal sıvının masif kireçtaşı - serisitli şist dokanağı ile önemli tektonik düzlemler boyunca "akmaları" (=flow) büyük rol oynamıştır. Elementlerin "süzülme" (=filtration) ve "yayınma" (=diffusion) yolları ile taşınmaları, tavan kayacının çok az geçirirli bir şist ve taban kayacının kimyasal olarak reaktif bir kireçtaşı oluşları nedeniyle çok sınırlanmışlardır. Bunun sonucu olarak cevherleşme dolayında geniş "yantaş haneleri" oluşmamış, fakat tektonik düzlemler boyunca cevherleşme zonu yüzeye kadar uzanabilen "sızıntı anomalileri" (leakage anomalies) oluşmuşlardır (Köksoy, 1972).

2) Ana yatakla ilgili görünen jeokimyasal sızıntı anomalisi cevherleşmenin 300-400 m batısında bulunmaktadır (Şekil 2). Ana yatak civarındaki jeofizik selt potansiyel (S. P.) anomalileri de ana yatağın batısına kaymış görünmektedir. S. P. anomalisi, kireçtaşı şist dokanağının su tablası tarafından kesildiği yerin üzerinde bulunmaktadır. Her iki anomali tipinin bu durumları, anomalilerin oluşmalarına yol açan kireçtaşı - şist dokanağının doğuya doğru eğimli olduğundan ileri gelmektedir, Şekil 2'de görüldüğü gibi, KB'dan GD'ya doğru anomaliler arasında jeokimya, S. P., I. P. (induced polarisation) ve cevherleşme şeklinde bir sıralanma bulunmaktadır. Aynı sıralanma doğudaki Zeytinadağ bölgesindeki cevherleşme sahasında da görülmektedir (Köksoy, 1975).

3) Böylece jeokimyasal sızıntı anomalileri yardımı ile çevre sahalarda, mostra vermemiş ve yüzeyden 200 m ye ka-

dar derinde gömülü olabilen cevher yataklarının jeokimyasal yöntemlerle saptanabileceği kanısına ulaşılmıştır. Bu amaçla, yapılmış olan Kebandere çevresindeki jeokimyasal araştırmalar ve elde edilen sonuçlar aşağıdaki bölümde ayrıntılı olarak sunulmuştur.

KEBANDERE ÇEVRESİNDEKİ SIZINTI ANOMALİLERİ

Bu saha, ana yatak ile doğudaki Zeytinadağ cevherleşme sahasının kuzeyindeki çok siyenit sokulumlu sahadır (Şekil 3). Geoffroy (1960)'in etkisi altında kalan Etibank, yer yer skarn mineralleri içeren bu sahanın cevherleşme sırasında çok yüksek bir sıcaklığa sahip olduğunu ileri sürerek burada önemli bir sülfür cevherleşmesinin bulunamayacağına inanmış, ve bu nedenle bu geniş sahada uzun süre ciddi bir arama çalışmasında bulunmamıştır. Yine aynı düşünce ile Siftil tepeden geçen D-B yönlü çizginin kuzeyinde elektromanyetik ve gravite etüdü yapılmamış; yalnız S. P. etüdü bu çizginin biraz kuzeyine doğru sürdürülmüştür. Oysa böyle bölgelerdeki skarnlaşma olayı cevherleşmeye hazırlık aşaması ve skarnlaşmanın da cevher oluşumunu kontrol eden önemli «aktörlerden biri olarak kabul edilir. Sahada yapılmış olan ön jeokimyasal araştırmalar da sahanın cevherleşme bakımından oldukça ümitli olabileceğini göstermektedirler. Bu nedenle yaklaşık 1 km² lik bir alanı kapsayan bu saha önce toprak örnekleriyle, sonra kayalık örnekleriyle ayrıntılı bir jeokimyasal incelemeye konu edilmiştir.

Topraktaki Anomaliler

Sahanın jeolojisi ve topografyası yer yer değişiklikler gösterdiğinden, bütün saha için tek bir örnek alım ağma bağlı olarak örnek alınması uygun görülmemiş olup, bir kaç örnek alım ağı oluşturulmuştur. Toprak örnek yerlerinin saptanmasında pusula ve şerit metre kullanılmıştır. Kayalık mostralarının ve çok az olan eski çalışmaların üzerlerine dü-

şen noktalardan örnek alınmamıştır. Toprakta örnek alınmaması 5 - 10 cm olup - 80 meşlik kısmı ditizon metodu ile kolorimetrik olarak Pb ve Zn için analiz edilmiştir. Toprak örneklerinin toplam sayısı 935 dir.

Örneklerin % 37'si 200 ppm Pb'den küçük, % 27'si 200-500 ppm Pb, % 16'sı 500-1000 ppm Pb ve % 20'si de 1000 ppm Pb'den büyük sonuçlar vermişlerdir. Bölgesel eşik değer olarak saptanan 200 ppm Pb'den büyük olan değerlerin çokluğu, bu sahanın cevherleşme bakımından çok ümitli olduğunu belirtmektedir. Bu saha için 500 ppm Pb "Yersel eşik değer" olarak kabul edilmiştir. Bu eşik değer ile 1000 ppm Pb arasındaki değerler "mümkün anomali", 1000 ppm Pb'den büyük olan değerler ise "muhtemel anomali" olarak saptanmışlardır.

Sahadaki örneklerin %60'ı 250 ppm Zn'den küçük, %30'u 250 - 500 ppm Zn ve <% 10'u 500 ppm Zn'den büyük sonuçlar vermişlerdir. Bu saha için 250 ppm Zn "yersel eşik değer"; bu eşik değer ile 500 ppm Zn arasındaki değerler "mümkün anomali"; 500 ppm Zn'den büyük olanlar da "muhtemel anomali" olarak kabul edilmişlerdir. Sahadaki muhtemel Pb ve Zn anomalilerinin yerleri şekil 3'de görülmektedir.

Oldukça şiddetli olan ve geniş sahalara yayılan muhtemel Pb ve Zn anomalilerini; (a) doğuda ve batıda kireçtaşı-şist dokanıklarna yakın olanlar ve (b) ortadaki anomaliler

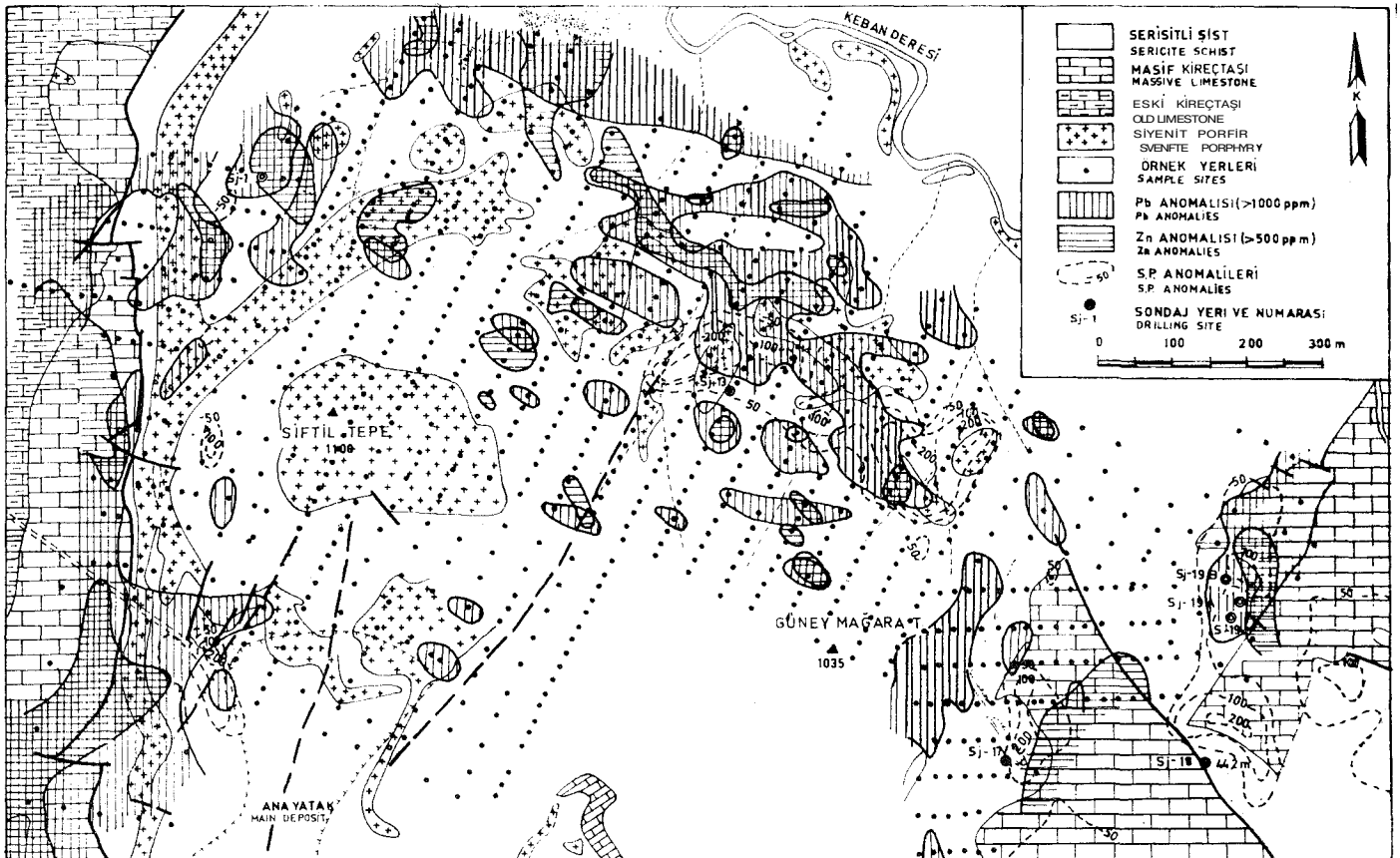
olmak üzere iki gruba ayırmak olanaklıdır. Kireçtaşı - şist doknağma paralel olan doğu ve batıdaki anomaliler genel olarak K-G yönünde, ortadaki anomaliler ise KB - GD yönünde uzanımlar göstermektedirler.

Genel olarak Pb ve Zn anomalileri, dağılım yerleri ve biçimleri bakımından birbirlerine çok benzemektedirler.

Yalnız mümkün Zn anomalileri, mümkün Pb anomalilerinden daha geniş bir sahaya yayılmışlardır. Ancak Zn anomalilerinin şiddeti (kontrast) Pb anomalilerinkine kadar büyük değildir.

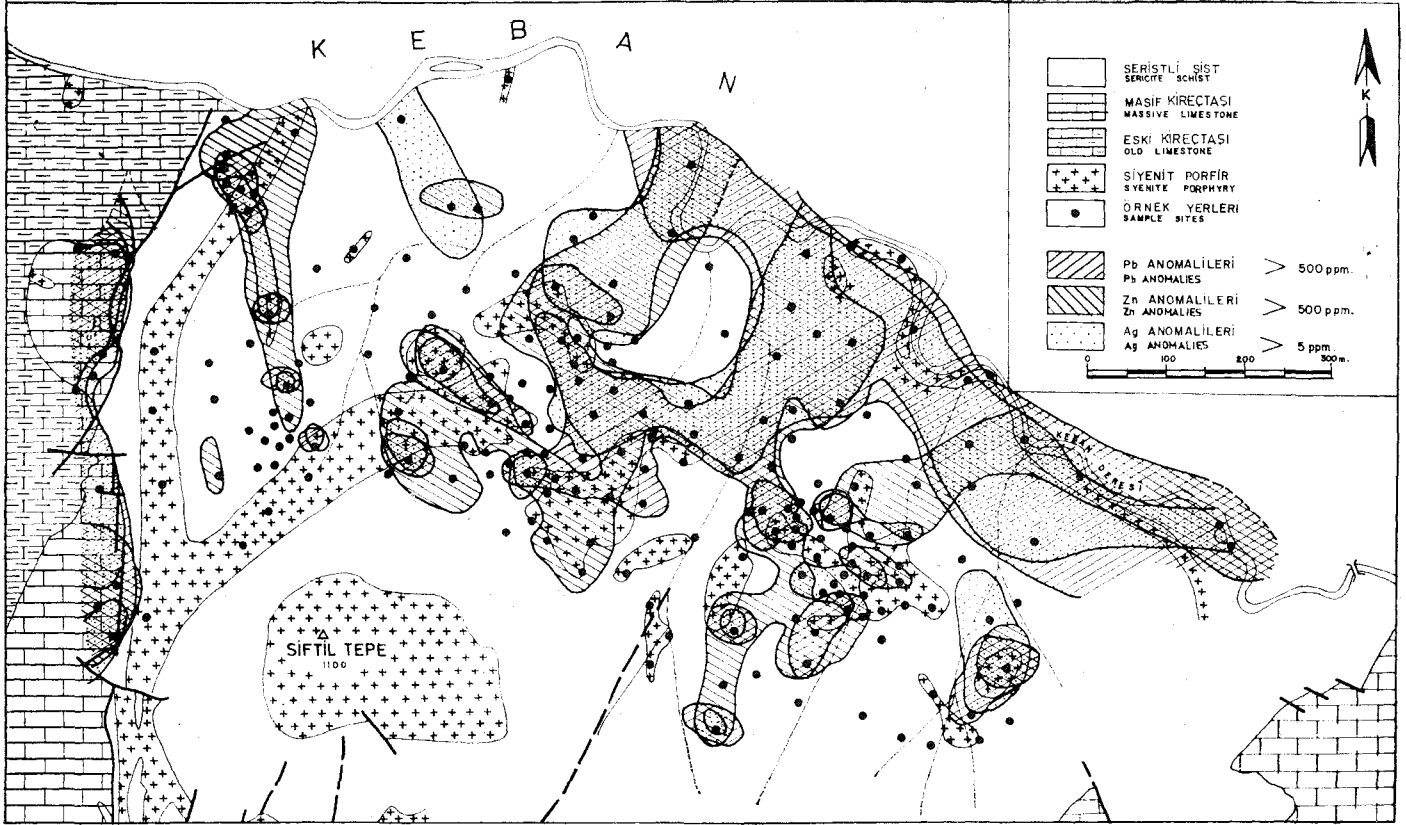
Jeokimyasal anomalilerinin doğuda ve batıda kireçtaşı-şist dokanağı boyunca ve ortada KB - GD yönünde uzanımlar göstermeleri rastlantı sonucu değildir. Sahada KB - GD yönlü önemli çatlak ve fay sistemleri bulunduğundan, bu çatlak ve fay zonları boyunca yükselen hidrotermal sıvı artıklarının, aynı yönde jeokimyasal anomaliler oluşturmuş olmaları olağan bir sonuçtur. Ayrıca kireçtaşı - şist dokanağı ve buna paralel diğer tektonik düzlemler de aynı şekilde hidrotermal sıvı artıklarının akmasına elverişli yerlerdir.

Doğudaki anomaliler, küçük çaptaki cevherleşmelerden ve bunlar üzerinde yapılmış kazıların sahayı kirletmesinden oluşmuşlardır. Fakat batıdaki ve ortadaki anomalilerin çevresinde önemli bir kirlenme yoktur. Ayrıca batıdaki anomalilerin bulunduğu yerler, jeolojik olarak, bilinen cevherleşme



Çekil 3: Jeofizik (S. P.) ve topraktaki jeokimyasal anomaliler.

Figure 3: Geophysical (S. P.) and geochemical soil anomalies.



Sekil 4 Kayaçlardaki Pb, Zn ve Ag anomalileri.

Figure 4: Pb, Zn, and Ag anomalies in rocks.

sahasına çok benzemektedirler. Dolayısıyla, yalnız sahanın ortasındaki ve batısındaki jeokimyasal anomaliler cevherleşme yönünden üzerinde durulmaya değer görülmektedir.

Bu sahadaki, S. P. anomalileri ile jeokimyasal anomaliler arasında da az çok bir bağıntı vardır. Fakat bu S. P. anomalileri üzerinde gereği kadar durulmamıştır. Sahanın ortasında ve batısındaki S. P. anomalileri yakınında Sj - 1 ve Sj - 13 nolu sondajlar yapılmış olmasına karşın, bu sondajlar cevherleşme için uygun düzey olan kireçtaşı - gıst dokanağına kadar iletilmemişlerdir. Sahanın doğusundaki Sj - 17, 18, 19, 19 - A ve 19 - B nolu sondajlar ise daha çok gravite ve elektromanyetik anomaliler üzerinde yapılmışlardır. Bu sondajlar, kireçtaşı - şist dokanağına kadar inmelerine karşın önemli sayılacak herhangi bir cevherleşme kesmemişlerdir. Dolayısıyla gravite ve elektromanyetik anomalilerin hiç birisi cevherleşmeyle ilgili görülmemiştir.

Kayaçtaki Anomaliler

Sahada toprak örnekleriyle saptanmış olan önemli jeokimyasal anomalileri gerçeklemek, bunları oluşturan birincil anomalilerin yerlerini sağlıklı olarak saptamak ve cevherleşmeyle ilgili elementlerin sahadaki Jeokimyasal dağılımlarını jeolojinin ışığı altında tartışmak amacıyla, sahanın kayaç örnekleriyle yeniden jeokimyasal incelemesi yapılmıştır. Jeokimyasal anomalilerin, önemli çatlaklar boyunca oluşmuş birer sızıntı anomalisi olabileceği düşünülerek örnek-

ler özellikle çatlaklı, toresli ve bozunmuş zonlardan alınmışlardır. Kayaç örnek yerlerinin saptanmasında teodolit kullanılmıştır. Böylece toplanan örneklerin sayısı 200 adettir. Her numune atomik absorpsiyon metodu ile Pb, Zn, Cu, Ag için ve Le Mair cihazı ile Hg için analiz edilmişlerdir. Bu arada, sahanın jeolojisi hakkında da önemli gözlemlerde bulunulmuş ve siyentit sokulumlarının yerleri daha iyi bir şekilde saptanmıştır.

Değerlerin olasılık grafik kağıtları üzerinde gösterdikleri kesiklikleri ve harita üzerindeki dağılımları göz önüne alınarak Pb ve Zn için 500 ppm, Cu için 1000 ppm, Ag için 5 ppm ve Hg için 225 ppm muhtemel anomalilerin alt sınırı olarak kabul edilmişlerdir. Pb, Zn ve Ag muhtemel anomalilerinin yerleri şekil 4'de gösterilmiştir. Bu şekilde görüleceği üzere bu 3 elemente ait anomaliler birbirleri üzerine oldukça iyi bir şekilde çakışmış durumdadırlar.

O kadar iyi olmamakla beraber, Hg anomalilerinin dağılım yer ve biçimleri de bu 3 elementinkilere benzemektedir. Ancak haritanın görünümünü karıştırmamak amacı ile Hg anomalileri şekil 4'te gösterilmemiştir. Fakat Cu'a ait muhtemel anomalilerin bulunduğu yerler diğer elementlerinden oldukça farklıdır. Bu hususu daha iyi belirtmek için çakışık Pb, Zn ve Ag anomalileri ile Cu anomalileri şekil 5'de birlikte gösterilmiştir.

Her elemente ilişkin tüm değerlerin birbirleriyle olan istatistiksel bağıntıları (korelasyonu) bilgi sayarla hesapla-

arak çizelge l'de sunulmuştur. Bu bağıntılar için hesaplanmış olan % 95 güvenilebilirlikteki standart hata ± 0.14 'dür. Bu tabloda da görüleceği üzere Pb, Zn, Ag ve Hg arasında pozitif bağıntılar vardır, özellikle Pb - Zn arasındaki çok güçlüdür. Fakat Cu ile diğer elementler arasında hiç bir bağıntı yoktur.

Genel olarak bakıldığı zaman, bütün anomalilerin bazı yönlerde belirli bir uzanım gösterdikleri görülür. Batıdaki kireçtaşı - şist dokanağına yakın olan anomaliler K-G yönünde, diğer yerlerdeki anomaliler ise sahada önemli çatlak yönleri olan KB - GD ve KD - GB yönlerinde uzanmaktadır. Pb, Zn ve Ag'nin KD - GB yönündeki uzanımları oldukça güçlü olmasına karşın, Cu bu yönde belirli uzanım göstermemektedir.

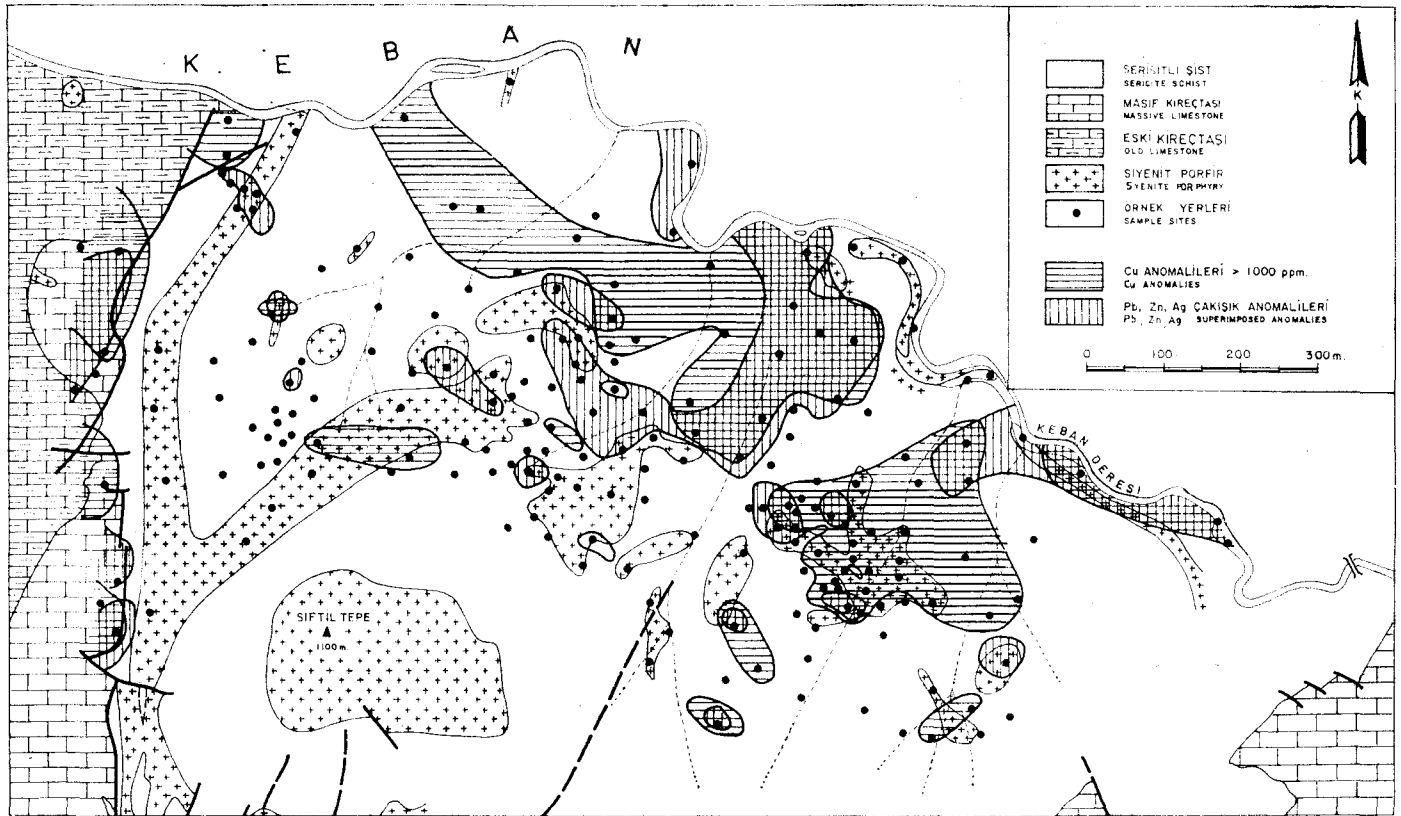
Verilerin Yorumu ve Tartışılması

1) Toprak örneği yerlerinin saptanması kay aç örneklerinki kadar sağlıklı yapılmadığından ve bu engebeli sahada toprak mekanik taşınmayla biraz yer değiştirmiş olacağından, toprak anomalilerinin yer ve biçimleri ile kayaç anomalilerinin yer ve biçimleri arasında tam bir çakışma beklenebilir. Buna karşın, her iki anomali tipinin (kayaç ve toprak) yer ve dağılım biçimleri arasında oldukça iyi bir benzerlik vardır (şekil 3 ve 4). Bu özellik, topraktaki ikincil

anomalilerin kayaçlara birincil anomalilerden ileri geldiği sonucunu kanıtlamaktadır.

2) Bütün elementlere ait anomalilerin tektonik bakımdan zayıf yerlerde oluşmaları, anomali oluşumunun çatlaklar ve dokanaklar boyunca akma mekanizmasıyla yükselen hidrotermal sıvı artıklarından ileri geldiği sonucunu destekleyici niteliktedir.

3) Pb, Zn, Ag ve Hg arasında pozitif bağıntıların varlığı, bu elementlerin ortak bir kaynaktan taşınmış olduklarını belirtmektedir. Diğer yandan, Cu ile diğer elementler arasında belirli bir bağıntının var olmayışı ise Cu'nun başka bir kaynaktan taşınmış olduğuna işaret etmektedir. Yani bu sahadaki anomaliler (ve bunlarla ilgili olası cevherleşmeler) en azından iki ayrı evrede oluşmuşlardır. Bunlardan biri; Cu'ca fakir fakat, Pb, Zn ve Ag'ce zengin çözümleri içeren hidrotermal sıvılarla ilgili olup Pb, Zn, Ag (ve muhtemel Hg) anomalilerinin oluşumuna neden olmuşlardır. Cu minerallerince çok fakir olan ana yatak da olasılıkla bu aşamada oluşmuştur. Başka bir evrede; Cu'ca zengin fakat Pb, Zn, Ag (ve olasılıkla Hg)'ca oldukça fakir olan hidrotermal sıvılar ise Cu anomalilerini (ve olası Cu yataklarını) oluşturmuşlardır. Cu anomalisinin KB uzanımı üzerinde gerek Keban şehri altında ve gerekse Naili Ziyaret tepenin batısında Pb, Zn ve Ag'ce fakir, fakat Cu ve Piritçe zengin cevherleşmelerin bulunması da bu görüşü desteklemektedir.



Sekil 5: Kayaçlardaki Cu ve çakışık Pb - Zn - Ag anomalileri.

Figure 5: Cu and superimposed Pb - Zn - Ag anomalies in rocks.

Çizelge 1: Kayaç örneklerindeki Pb, Zn, Cu, Ag ve Hg miktarları arasındaki istatistiksel bağıntılar (%güvenilebilirlikte standart hata = ± 0.14 ; örnek sayısı = 200)

Table : Statistical relationship between Pb, Zn, Cu, Ag and Hg contents of the rock samples (standard error for a reliability coefficient of 95 % = ± 0.14 ; number of samples = 200)

	Pb	Zn	Ag	Hg
Cu	-0.02	-0.02	0.08	-0.01
Hg	0.21	0.21	0.36	
Ag	0.33	0.23		
Zn	0.71			

4) Bölgedeki KB - GD yönlü çatlak ve fay sistemleri, KD - GB yönündekilerden daha eskidir. Cu dışında diğer elementlere ilişkin anomaliler her iki yönde de oluşmuş olmalarına karşın, Cu anomalileri yalnız KB - GD yönünde bir uzanım göstermektedir. Bu özellik, Cu ile ilgili anomalilerin (ve cevherleşmelerin) diğer elementlerle ilgili anomalilerden (ve cevherleşmelerden) daha önce oluştuklarını göstermektedir.

SONUÇLAR

Bu araştırmada elde edilen başlıca bilimsel ve ekonomik sonuçlar şu şekilde özetlenebilirler:

1 — Hidrotermal sıvılar içindeki cevher elementlerinin yantaş içine taşınmalarında bu sıvıların önemli çatlaklar ve masif kireçtaşı serisit dokanağı boyunca akmaları (flow) çok büyük bir rol oynamıştır. Bunun sonucu olarak cevherleşme çevresinde geniş "yantaş haleleri" yerine bazı dokanaklar ve tektonik düzlemler boyunca cevherleşme zonundan yüzeye kadar uzanabilen "Sızıntı anomalileri" oluşmuştur.

2 — incelenen elementlerin dağılımları ve bunlara ilişkin değerlerin birbirleri arasındaki istatistiksel bağıntılar, sahadaki cevherleşme ve jeokimyasal anomalilerin en azından iki hidrotermal evrede meydana gelmiş olduklarını belirtmektedirler. Her iki evrede de o anda sahada bulunan tektonik bakımdan zayıf düzlemler cevherleşmeyi ve anomali oluşumunu denetleyen en önemli etkenler olmuşlardır.

3 — Cevherleşmiş bölgelerde, cevher elementlerinin dağılımları çok belirgin birincil ve ikincil jeokimyasal anomaliler gösterdiklerinden, bu özellikten iyi bir maden arama tekniği olarak yararlanmak mümkündür. Fakat, jeokimyasal

anomaliler her yerde cevherleşmenin tam üzerinde bulunmamaktadır. Dolayısıyla, jeokimyasal anomaliler çevresinde sondaj, galeri gibi pahalı fiziksel arama yöntemlerine girişilmeden önce yüzeydeki jeokimyasal anomaliler ile derindeki cevher yatağı arasındaki geometrik bağıntının ortaya çıkarılması gerekir. Bunun için jeolojik, tektonik ve jeofizik verilerden yararlanılmalıdır.

4 — Cevherleşmeyle ilgili elementlerin Kebandere çevresindeki dağılımları önemli jeokimyasal anomaliler göstermektedirler. Bu anomalilerin bir kısmının derinlerde ekonomik bir cevherleşmeyi belirtmesi kuvvetle olanaklıdır. Bu olanağın ayrıntılı olarak araştırılması önerilir.

Yayıma verildiği tarih: Nisan 1975

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bolgün, M., 1971, Keban, Kudikan ve Zeytin Dağı. 1970 AFMAG ve I. P. etüdü raporü: Btbank arşiv No: 331, (yayımlanmamış).
- Ergin, K., 1963, Etibank - Keban Kurgun ve çinko madeni jeofizik etüdü hakkında mücmel rapor: Etibank arşiv no: 58, (yayımlanmamış).
- Geoffroy, J., 1960, Keban kurgun ve çinko madeni: MTA Derleme no: 3096, (yayımlanmamış).
- Köksoy, M., 1972, Keban madeni civarında cevherleşmeyle ilgili elementlerin dağılımları: MTA Derleme No:..., (yayımlanmamış).
- Köksoy, M., 1975, Keban madeni civarında elde edilen jeolojik, jeofizik ve jeogimik verilerin karşılaştırılmaları: Jeofizik, Türkiye Jeofizikçiler derneği yayın no : 6, 34 - 46.
- Nemlioğlu, C., 1955, Keban simli kurgun ve çinko madeni P. S. etüdü raporü: Etibank arşiv no: 392. (yayımlanmamış).

- Tolun, N., 1950, Keban bölgesi jeolojisine dair notlar: MTA Derleme No: 1857., (yayınlanmamış).
- Tolun, N., 1953, Fırat - Derebaca (Keban simli kurşun madeni) galeri ve diğer yeraltı aramaları hakkında rapor». MTA. Derleme no: 2131, (yayınlanmamış).
- Yüngül, S., 1954, Keban simli kurgun ve çinko madeni jeofizik etüdü: Etibank argiv no: 357, (yayınlanmamış).
- Ziserman, A., 1969, Geological and mining study of Keban madeni: Etibank Genel Müdürlüğü için özel rapor, (Yayınlanmamış),

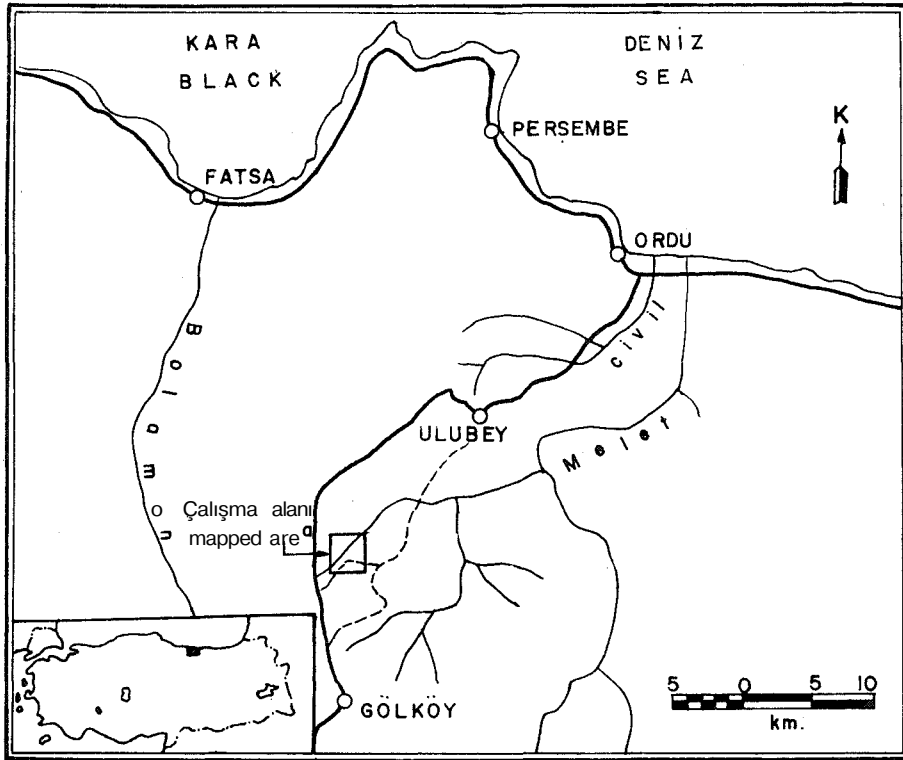
Ağızlar (Gölköy-Ordu) kurşun-çinko zuhurunun jeolojisi

Geology of Ağızlar (Gölköy-Ordu) lead-zinc occurrence

AYHAN ERLER *Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Ankara*

ÖZ: Ordu ili Gölköy ilçesi Ağızlar köyündeki kurşun-çinko zuhuru değişmiş biyotit andeziti kesen damarlar halindedir. Bölgenin jeolojik incelenmesi sonucunda yaşlan Üst Kretase'den Tersiyer'e kadar değişen beş kayaç birimi ayrılmıştır. Bunlar, yaşlıdan gence doğru, piroksen andezit, biyotit andezit, kireçtaşı, andezit ve bazaltik dayklardır. Bölgenin karakteristik yapısal elemanları normal atımlı faylardır. Ağızlar kurşun-çinko zuhurundaki önemli cevher mineralleri sfalerit ve galen, gang mineralleri kuvars ve pirittir. Bölgedeki damarlar içlerindeki minerallere göre pirit damarları ve piritli kurşun-çinko damarları olarak ikiye ayrılmıştır. Üç adet pirit damarı ve yedi adet piritli kurşun-çinko damarı bulunmuştur. Damarların çevresindeki yan kayaçlar değişen etkenlikte 400 m'ye kadar genişleyen zonlar halinde değişmeye uğramışlardır. Değişme zonları, içte serisitlenme, dışta killeşme, ve en dışta, yerel olarak propilitleşmedir.

ABSTRACT: The lead-zinc occurrence in Ağızlar village of Gölköy township of Ordu province is a group of veins that cut through altered biotite andesite. Five rock units whose ages ranging from Upper Cretaceous to Tertiary were differentiated by geologic investigation of the area. These are, from oldest to youngest, pyroxene andesite, biotite andesite, limestone, andesite, and basaltic dikes. Characteristic structural elements of the area are normal faults. Important ore minerals in the Ağızlar lead-zinc occurrence are sphalerite and galena; gangue minerals are quartz and pyrite. According to their mineral content, two types of veins are distinguished in the area: pyrite veins and pyritic lead-zinc veins. Three pyrite veins and seven pyritic lead-zinc veins are found in the area. Wall rocks surrounding the veins were altered in varying intensity in zones as wide as 400 m. Alteration zones are sericitization as the veinward zone, argillization as the outer zone, and locally, propylitization as the outermost zone.



Şekil 1: Ağızlar kurşun-sinko zuhurunun buldum haritası

Figure 1: Index map of the Ağızlar lead-zinc occurrence

GİRİŞ

Ağızlar kurşun-çinko zuhuru, Ordu ili Gök köy ilçesine bağlı Ağızlar köyündedir. Ağızlar köyü, Ordu il merkezinin 60 km güneybatısında, Gök köy ilçe merkezinin 10 km kuzeyindedir. Bulduru haritası (şekil 1) çalışma alanının coğrafik konumunu ve sınırlarını göstermektedir.

Çalışma alanı 1:25,000 ölçekli Giresun G 39-a₃ paftasının güneybatı kesimindedir. önce 30 km²'lik bir alanın 1:25,000 ölçekte jeolojik haritası yapılmış, sonra cevherleşme alanının 1:10,000 ölçekte jeolojik haritası yapılmıştır. Bu yazıda yalnızca cevherleşme alanının jeolojisinden ve cevherleşmeden söz edilecektir.

Jeolojik haritalama, bölgenin topografik ve bitki örtüsünden dolayı, itinerer yöntemi ile yapılmış, iki gözlem arasındaki uzaklığın 100 m'den fazla olmasına dikkat edilmiştir. Jeolojik haritalamadan sonra kayaç numunelerinin ince kesitleri ve cevherli numunelerin parlak kesitleri mikroskop altında ince-

lenmiştir. Çalışmalar 1968 yılı Temmuz ayında başlamış, 1970 yılı Nisan ayında tamamlanmıştır.

BÖLGESEL JEOLJİK KONUM

Çalışma alanı kuzey-doğu Anadolu'da Pontidler tektonik kuşağının doğu bölümünde yer alır. Pontidler tektonik kuşağının doğu bölümünün karakteristik özelliği Mesozoik ve Senozoik'te tortul ve püskürük kayaçların arakatlı oluşmasıdır; bu oluşum yaklaşık olarak Üst Kretase'den Üst Eosen'e kadar sürmüştür, Üst Eosen'de bileşimleri granitten diyorite kadar değişen intrüzif kütleler bu tortul ve püskürük kayaçlar karmaşığı içine sokulmuşlardır (Schultze-Westrum, 1959).

Doğu Pontidler, Karpatlardan Kafkaslara uzanan bir metallojenik kuşağın içerisindedir; bu kuşağın belirgin özelliği dasitik-andezitik püskürüklerle ve silisik intrüziflerle ilgili pirit-bakır-kurşun-çinko yataklarıdır (Petrascheck, 1955; Ramoviç, 1966).

KAYAÇ BİRİMLERİ

Çalışma alanında püskürük kayaçlar üstün durumdadır. Bölgede ayrılan ve haritaya işlenen beş kayaç birimi, yaşlıdan gence doğru, şunlardır: piroksen andezit, biyotit andezit, kireçtaşı, andezit, ve bazaltik dayklar. Birimlerin yaşları Üst Kretase'den Tersiyer'e kadar değişmektedir. Piroksen andezit ve biyotit andezit Senoniyen yaşlı olarak kabul edilmiştir. Kireçtaşı ve andezit Maestrihtiyen yaşlıdır. Bazaltik dayklar Eosen-sonrası yaşlı olarak kabul edilmiştir (şekil 2). Birimlere verilen yaşlar bölgesel korelasyona dayanmaktadır. (Bora, E., Erler, A., ve İldız, T., 1970).

Piroksen andezit yeşilimsi gri ile gri-siyah, porfiritik dokulu bir kayadır. Ojit ve plajyoklas fenokristleri, plajyoklas mikrolitleri ve piroksenlerden oluşmuş mikrokristalin bir hamur içerisindedir. Kayaç yerel olarak vesiküler yapı gösterir, boşlukların bazıları kalsedon, kalsit, klorit, ve zeolitle dolmuştur.

Biyotit andezit gri, porfiritik dokulu bir kayadır. Plajyoklas, biyotit, hornblend, ve az miktarda kuvars fenokristleri, plajyoklas mikrolitlerinden oluşmuş mikrokristalin bir hamur içerisindedir. Cevherli damarların çevresinde biyotit andezit hidrotermal eriyiklerin etkisi ile değişmeye uğramıştır.

Kireçtaşı genellikle sarı-kahverengi ile gri renkte, kirstalin, masif bir kayadır. Kireçtaşı birimi içinde yersel olarak kumlu fosilli kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve kalker hamurlu konglomera katmanları da izlenmiştir. Birimde tanımlanan fosiller, birimin Maestrihtiyen yaşlı olduğunu göstermiştir (Bora, E., Erler, A., ve İldız, I., 1970).

Andezit koyu gri-siyah porfiritik dokulu bir kayadır. Sekiz mm'ye kadar boyda plajyoklas megafisnokristleri ve ojit fenokristleri, plajyoklas mikrolitlerinden oluşmuş bir hamur içerisindedir.

Bazaltik dayk kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu, doğrultu boyunca yaklaşık olarak 150 m uzunlukta ve 2.5 m kalınlıktadır. Dayk kayacı koyu yeşilimsi gri renkli olup, çok ince plajyoklas ve ojit fenokristleri plajyoklas mikrolitlerinden oluşmuş bir hamur içerisindedir.

YAPISAL JEOLJİ

Ağızlar bölgesinin belirgin yapısal elemanları faylardır. Doğrultularına gö-

re, faylar üç grupta toplanabilir. Çokluk sırasına göre bunlar ENE-WSW, NW-SB, ve N-S'dir. Bütün faylar normal atımlı olup, fay düzlemleri oldukça diktir.

Kuzeybatı ve kuzeydoğu doğrultulu cevherli damarlar ve kuzeybatı doğrultulu bazaltik dayk, büyük bir olasılıkla bir eklem sistemi ve eklem sistemlerine bağlı olarak oluşmuşlardır. Fakat toprak ve bitki örtüsü eklemelerin gözlemini olanaksız kılmıştır.

CEVHER YATAKLARI

Ağızlar bölgesinin kurşun-çinko-pirit damarları Yüce Tepe - Batak Deresi - Maden Deresi arasında yaklaşık olarak 1 km²'lik bir alanda toplanmışlardır. Damarlar çatlak dolguları olup, yapı, mineraloji ve doku bakımından mezotermal zonun (Lindgren sınıflaması) özelliklerini gösterirler. Cevher ve gang mineralleri fay veya eklemelerin boşluklarını doldurmuştur. Damarların doğrultusu fazla bir değişme göstermez, fakat toprak ve bitki örtüsü damarların izlenmesini zorlaştırır.

Ağızlar bölgesindeki damarlar 1923 ten önce işletilmiştir. Eski çalışmaların kalıntıları iki dik kuyu, bir eğimli kuyu, döküntü yeri, ve cüruflardır; bunların hepsi Maden Tepe üzerindedir. Kuyulardaki ahşap destekler çökmüş durumdadır. Döküntü yerinde değişmiş yan kayaçlar, kuvars, ametist, galen parçacıkları, sekonder mineraller olarak ta malakit, azurit, serüzit ve "limonit" görülmüştür.

Cürufur Maden Tepe'nin güney yamaçındadır. Kimyasal analizlerle cürufun bileşiminde %4.65 Pb, %10.45 Zn, ve %6.80 Cu bulunmuştur. 1946 yılında, bölge Server Atabek tarafından görülmüş, ekonomik değeri olmayan sınıfına konduğundan üzerinde herhangi bir çalışma yapılmamıştır (Atabek, 1946). 1967 yılında bölgede bir madenci tarafından yarmalar, arama galerileri, ve bir arama kuyusu açılmıştır. Fakat 3 km güneyde Damarlı-Şihman bölgesinde zengin cevherin bulunması üzerine Ağızlar'daki çalışmalar durmuştur. 1968 - 1969 senelerinde bölge, M.T.A.'nın Karadeniz Arama Projesi kapsamında, yazar tarafından incelenmiştir.

Bölgedeki damarlar içerdikleri minerallere göre iki sınıfa ayrılmıştır: pirit damarları ve piritli kurşun-çinko damarları. Pirit damarlarında, metalik mi-

neral olarak sadece pirit vardır. Piritli kurşun-çinko damarlarında, metalik mineraller arasında pirit üstün durumdadır.

Pirit damarları pirit, kriptokristalin kuvars, ve kil minerallerinden oluşur. Bölgede üç tane pirit damarı bulunmuştur, bunlar Batak Deresindeki PA ve PB damarları, ve Yüce Tepe kuzey yamaçındaki PC damarıdır. Pirit damarlarının doğrultuları kuzeybatı ile batı-kuzeybatı, eğimleri güneybatı ile güneygüneybatıdır. Damarların kalınlıkları ve kimyasal analiz sonuçları çizelgede l'de gösterilmiştir.

Çizelge 1: Pirit Damarlarının Kalınlıkları ve Kimyasal Analiz Sonuçları.

Table 1: The thickness of pyrite veins and the results of chemical analyses.

Damar	Kalınlık (cm)	Cu%	Pb%	Zn%
PA	75	—	—	—
PB	3	0.01	0.04	0.07
PC	25	Eser	—	—

Piritli kurşun-çinko damarlarında bol miktarda pirit, sfalerit, galen, az kalkopirit ve önemsiz miktarda tetrahedrit vardır. Kriptokristalin kuvars en bol gang mineralidir. Breşleşmiş değişmiş yan kayaç da gang materyeli olarak bulunur. Cevher mineralleri birbirine bağlanan ince damarcıklar halinde, kriptokristalin kuvars, breşleşmiş yan kayaç ve kil minerallerinden oluşmuş zonlar içindedir. Bölgede yedi tane piritli kurşun-çinko damarı bulunmuştur, bunlar Yüce Tepe doğu yamaçındaki A, B, C, D ve E damarları ve Maden Deresindeki AA ve F damarlarıdır. Damarların doğrultuları E damarı dışında batı-kuzeydoğu, eğimleri güney-güneybatı veya kuzey-kuzeydoğudur. E damarının doğrultusu kuzeydoğu, eğimi güneydoğudur. Damarların kalınlıkları ve kimyasal analiz sonuçlarının ortalamaları çizelge 2'de gösterilmiştir.

MİNERALOGİ

Ağızlar bölgesindeki damarlarda bulunan cevher mineralleri sfalerit, galen, kalkopirit ve tetrahedrit; gang mineralleri ise pirit, kuvars "limonit", barlt ve manganokalsittir.

Çizelge 2: Piritli kurgun-çinko damarlarının kalınlıkları ve kimyasal analiz sonuçları.

Table 2: The thickness of pyritic lead-zinc veins and the results of chemical analyses.

Damar	Kalınlık (cm)	Cu%	Pb%	Zn%
A	90	0.24	4.16	7.40
B	20	0.31	2.84	7.74
C	15	0.60	7.26	16.80
D	20	0.30	6.96	9.27
E	15	0.10	2.20	3.50
AA	85	1.04	8.72	15.64
F	3	0.91	7.85	20.90

Sfalerit, damarlardald en bol cevher mineralidir; rengi kahverengi ile sarı arasındadır; galen, pirit ve kalkopiritle ortak büyüme gösterir. Kalkopirit tanecikleri sfalerit içinde dağıntık olarak ta bulunur. Sfalerit kristallerinin semikantitatif spektrografik analiziyle %1.5 Fe, %0.5 Cd, %0.05-0.5 Cu, %0.05-0.1 Sb, Hg, Ag, ve eser miktarlarda As, Mn, Sn, Ge, Ga, in ve Bi bulunmuştur. Demir miktarının yüksek olmayışı en bol iz elementin kadmiyum oluşu, cevherleşmenin mezotermal olduğunu göstermektedir.

Galen çoğunlukla sfaleritle beraber bulunur. Galen içinde az miktarda tetrahedrit tanecikleri vardır. Galen kristallerinin semikantitatif spektrografik analiziyle %0.05 Te, %0.05-0.1 Ag, %0.05-0.1 Zn, Cu, ve eser miktarlarda Ni, Sb, Cd, Bi, ve Au bulunmuştur.

Kalkopirit bütün damarlarda görülmüştür fakat hiçbir zaman önemli miktarda değildir; sfalerit içinde tanecikler halinde, ince damarcıklar veya ince kristaller olarak bulunur.

Tetrahedrit, galen içinde tanecikler olarak bulunur, varlığı mikroskopla saptanmıştır.

Pirit bölgedeki damarlarda ince kristaller ve ince tanelerden oluşmuş kümeler halinde bulunur. Değişmiş yan kayaçta da dağıntık tanecikler olarak pirit bulunur.

Kuvars üç ayrı şekilde izlenmiştir. Gri, kriptokristalin kuvars en bol olan gang mineralidir. İnce taneli kuvars kristalleri azdır. Yerel olarak ametist görülmüştür.

Limonit adı altında toplanan demir oksitler ve hidroksil köklü demir oksitler, damarların ve yan kayaçların bozuşmuş kısımlarında bol olarak bulunur.

Limonit aramada cevherleşmeye yol gösterir, fakal geniş demir şapkalar oluşmamıştır.

Barit ve manganokalsit yerel olarak az miktarlarda sfalerit ve galenle beraber olarak izlenmiştir.

YAK KAYAÇ DEĞİŞMELERİ

Damarların çevresindeki değişmiş yan kayaçlar cevher zuhurunun incelenmesi kapsamında ayrıntılı olarak ele alındı. Yan kayaçlar değişen etkenlikte 400 m'ye kadar genişleyen zonlar halinde değişmeye uğramışlardır. Damarlardan uzaklaştıkça değişme etkenliği azalır. Değişme zonlu bir yapı gösterir. Değişme zonları içte serisitleşme, dışta killeşme ve dışta, yerel olarak, propilitleşmedir.

Propilitleşme yerel olarak izlendiğinden ve ince zonlar halinde olduğundan haritaya işlenmemiştir. Propilitleşmiş biyotit andezitte, plajyoklaslar kısmen kil minerallerine ve kriptokristalin kuvarsa dönüşmüştür. Biyotitler ya tümüyle klorite dönüşmüş, ya da kısmen yıkanmıştır. Epidot az miktarda izlenmiştir.

Killeşme yaklaşık olarak 1 km²'lik bir alanda ve serisitleşmeyi çevreleyen bir zon olarak izlenmiştir. Killeşmiş biyotit andezitte kil mineralleri ve serisit kısmen veya tümüyle plajyoklasın yerini alırlar. Kil mineralleri serisitten daha fazladır. Kahverengi biyotit değişme etkenliği arttıkça yıkanır, yani rengini kaybeder. Biyotitler kısmen, yerel olarak tümüyle yıkanmışlardır. Ayrıca serisit ve klorit kısmen biyotitin yerini alırlar. Hamurdaki kriptokristalin kuvarsa çoğalır. Killeşme zonunda püskürük kayacın dokusu bir ölçüye kadar korunur. Opak mineraller magnetit ve pirittir. Killeşmiş kayaç limonit lekeli gri hamur içersinde beyaz plajyoklas psödomorflan gösterir.

Serisitleşme zonu damarlardan 20 - 30 m uzaklıkta başlar, fakat bazı da-

marlarda serisitleşme sadece yan kayaçta görülür. Serisitleşmiş biyotit andezit, serisit, kriptokristalin ve kristalin kuvars ve piritten oluşur. Plajyoklaslar tümüyle kil minerallerine ve serisite dönüşmüşlerdir. Serisit kil minerallerinden daha fazladır, ve yerel olarak kil minerallerinin yerini alır. Biyotit hemen hemen tümüyle serisite dönüşmüştür. Kuvars ince taneli kristalin ve kriptokristalin olarak bulunur. Pirit tanecekleri kayaç içersinde dağıtılmışlardır. Yerel olarak sfalerit ve galen serisitleşmiş kayaç içersinde görülmüştür. Serisitleşmiş kayaç limonit lekeli, beyaz ile açık gri renklidir. İnce kesitler incelenmeden killeşmiş kayacı serisitleşmiş kayaçtan ayırmak zordur. Fakat gerek killeşmiş kayaç, gerek serisitleşmiş kayaç, değişmemiş biyotit andezitten kolaylıkla ayırılır, ve yan kayaç değişmesi bölgede cevhere yol gösterici olarak kullanılabilir.

izlenen değişme zonları ve zonların sıralanması epijenetik damar tipi cevherleşmelerin karakteristik özelliğidir. İzlenen mineraller değişme zonlarında su, kükürt, ve silikan eklendiğini; demir, magnezyum, kalsiyum ve sodyum taşındığını göstermektedir (Meyer, C, ve Hemley, G.J., 1967).

SONUÇLAR

Ağızlar kurşun-çinko zuhuru hidrotermal değişmeye uğramış biyotit andeziti kesen damarlar halindedir. Damarlardaki önemli cevher mineralleri sfalerit ve galen, gang mineralleri kuvars ve pirittir. Biyotit andezit damarlara yaklaşıldıkça sırayla propilitleşme, killeşme, ve serisitleşme gösterir. Aramalarda yan kayaç değişmeleri cevhere yol gösterici olarak kullanılabilir.

Oluşum açısından, damarlar ve yan kayaç değişmeleri mezotermal zonun özelliklerini gösterirler. Hidrotermal eriyiklerin kaynağı kesinlikle bilinmemektedir; fakat cevherleşme büyük bir olasılıkla Üst Kretase ve Tersiyer bo-

yunca süren magmatik olaylarla ilgilidir.

Ekonomik açıdan, zuhurun rezervini saptamak için yeterli veriler elde edilememiştir. Cevherli zonların inceliği ve yan kayaçların zayıflığı işletme için önemli sorunlardır. Ayrıca cevher minerallerinin cevherli zonlarda ince damarcıklar olarak bulunması, zenginleştirmeyi zorunlu kılmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu yazı O.D.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yapılan Master tezi çalışmalarından yararlanılarak hazırlanmıştır. Yazar, araştırmalar sırasında kendisine büyük yardımları olan Prof. Dr. M.P. Nackowskiye ve Prof. Dr. M.N. Tokay'a teşekkürü borç bilir. Galen ve sfalerit kristallerinin spektrografik analizleri Prof. Dr. J. H. Bernard tarafından O.D.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yapılmıştır.

Yayıma verildiği tarih: Nisan, 1975

DEĞİNİLEN BELGELER

- Atabek, S., 1946, Ağızlar köyü bakır madeni prospeksiyon raporu: M.T.A. Derleme, Prospeksiyon Raporu No. P. 2405, yayınlanmamış.
- Bora, E., Erler, A., ve İldız, T., 1970, Giresun G39-a2 ve G39-a3 paftalarının jeolojik etüd ve maden prospeksiyonu raporu: M.T.A. Derleme, Rapor No. 4438, yayınlanmamış.
- Meyer, C, ve Hemley, J.J., 1967, Wall rock alteration; Barnes, H.L., ed., "Geochemistry of hydrothermal ore deposits" de: Holt, Rinehart, and "Winston, New York, 166-235.
- Petrasccheck, "W.E., 1955, Anadolu ve güneydoğu Avrupası metal provensleri arasındaki münasebet: M.T.A. Dergisi, 46-47, 46-57.
- Ramovic, M., 1966, Metalojeni ve petrolojide jeolojik zaman faktörünün önemi: M.T.A. Dergisi, 67. 25-37.
- Schultze-Westrum, H.H., 1959, Giresun vilâyeti Espiye sahasının jeolojik ve yatak bilimi bakımından etüdü (G41-a2 ve a3): M.T.A. Derleme, rapor No. 3090, yayınlanmamış.

Mortaş boksit yatağının kökeninin araştırılmasında trend yüzeyi yönteminin uygulanması

Trend surface analysis and origin of Mortaş haucoite deposit

ENBER AŞEFİBET *Metalürjisi Bölümü, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Ankara*

İSMAİL ÖKKAYA *İkinci Mühürümü, (buVa ibhgpi Üalhuik ÜMmsit&â, Ant/ktnu*

ÖZ: SibatEig; ((Bkttı Dona» dfeğlktm)) Itoltaib yaltağından toptoiBimı öinBlÜktıSilB İkonnyasal analiz sonuçlarının trend yüzeyi yöntemi ile incelenmesi, KB-GD yönlüb ir eksenin varlığına işaret etmektedir. M_2O_3 , TiO_2 bu eksene doğru artmakta, Fe_2O_3 ve Na bu eksene doğru azalmaktadır. SWX diğsr elementlerden bağımsız görünmekte ve merkezden her yönde azalmaktadır. Kontur haritaları, yatağın içinde anamoli merkezleri göstermektedir. Al_2O_3 ve TiO_2 bu dairesel anamolilerin merkezine doğru azalmakta B^CŞ ve "ateşte kayıp" merkeze doğru artmaktadır.

Mortaş boksitlerinin kökeni tartışmalıdır, kökenin magmatik veya sedimanter olduğuna ilişkin görüşler vardır. Gözlemlerimiz, Mortaş boksitlerinin kireçtaşlarının bozuşmasından meydana geldiğine işaret sayılabilir. KB-GD doğrultusu kireçtaşları içersinde karstik bir çukurluğun uzun eksen yönü olabilir. Yüksek topografyada oluşan boksit bu çukurluğa dolmuştur. Kontur haritalarında görülen anamoliler çukur içersinde kalmış kireçtaşı blokları olabilir. Fe_2O_3 in Al_2O_3 ve TiO_2 ile tam ters bir davranış göstermesi ve SiO_2 nin bu elementlerden bağımsızlığı ise ikincil bir yıkanma ile açıklanabilir.

ABSTRACT: Trend surface analysis of the chemical data on Mortaş bauxite deposit indicates existence of a common NW-SE axis. Al_2O_3 and TiO_2 percentage decreases, P_2O_5 and Na percentage increases towards this axis. SiO_2 behaves differently and decreases radially away from the center of the deposit. Contour maps of the chemical data indicate existence of a few circular anomalous areas. Al_2O_3 and TiO_2 percent decreases and Fe_2O_3 increases towards such anomalous points.

Origin of Mortaş bauxite deposit is controversial, magmatic as well as sedimentary origin has been postulated. Our observations suggest that Mortaş bauxites may have formed as a weathering product of limestones. The common NW-SE direction may correspond to the long axis of a karstic depression. Anomalous points may correspond to limestone blocks included in bauxite within such depression. The negative correlation between Fe_2O_3 and Al_2O_3 as well as TiO_2 , and the independent behavior of SiO_2 may be explained by secondary leaching.

GİRİŞ

Batı Toros dağları boksit zuhurlarının kökeni hakkında halen iki varsayım bulunmaktadır. Bunlardan birinci varsayımın savunucuları Blumenthal ve Göksu (1949) ve Göksu (1953) boksitin bölgede bulunan kireçtaşı ve dolomit kökenli olduğu kanısındadırlar. İkinci varsayımın savunucusu Wipern (1959) boksitlerin kökeni olarak Akseki yakınlarındaki Yarpuzayla'da bulunan Üst Kretase'den yaşlı diyabaz olarak tanımlanan bozuşmuş bir kayacı ve yine aynı yaşta feldspat ve plajyoklaslarca zengin yeşil kayaçları göstermektedir.

Bölgedeki boksitin kökeni ile ilgili varsayımlara bir katkıda bulunabilmek amacıyla yazarlar öncelikle Seydişehir yöresindeki zuhurlarda araştırmaya başlamışlar ve çalışmalarını tüm batı Toros Dağlarını kapsamına alacak şekilde genişletmeyi planlamışlardır. Çalışmalar hâlen devam etmekte olup ilk so-

nuçlara Seydişehir yöresindeki Mortaş boksit yatağında ulaşılmıştır. Bu yayın, bu sahada elde edilen sonuçların kısa bir sunuluşudur.

Mortaş boksit yatağı Seydişehir ilçesinin 15 km güneyinde bulunan Keçili köyünün 4 km güneydoğusundadır (şekil 1). Mortaş boksitleri, Alt ve Üst Kretase yaşlı kireçtaşları arasındaki uyumsuzluk (unconformity) düzlemi üzerinde düzensiz mercekşekillerde bulunmaktadır. İşletilen yatak bu mercекlerden en büyüğü olup kalınlığı 40 metreye ulaşmaktadır. Çalışmaya esas olan örnekler şekil 2'de belirlenen yerlerden alınmıştır. Örnekler üzerinde X-ışınları difraktometresi, diferansiyel termal analiz cihazı, enfraruj absorpsiyon spektrofotometresi, petrografik mikroskop ve cevher mikroskobu ile mineraloji ve doku çalışmaları yapılmıştır.

Bu yayına kimyasal analiz sonuçla-

rı esas alınmıştır. Kimyasal analizler O.D.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında boksit analizi için geliştirilen ve hâlen üzerinde çalışılan bir yöntem ile çözültüye alınan örneklerde atomik absorpsiyon ve spektrofotometre cihazları ile Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 , Na, Li, Ni ve klasik yöntem yardımı ile "ateşte kayıp" miktarları için yapılmıştır.

Kimyasal verilerden yararlanılarak analizi yapılan her element için önce kontur haritaları daha sonra da ikinci dereceden trend yüzeyi haritaları bilgisayar yardımı ile çizilmiştir.

KONTUR HARİTALARININ ÇİZİMİ VE TREND YÜZEYLERİ

Kontur Haritalarının Çizimi

Bilgisayarla kontur haritası hazırlanmasında daha önce Davis (1973) tarafından verilen yöntem kullanılmış, bu metod aşağıda anlatılmıştır. Çizilecek haritanın ölçeği, alınan değişkenin her gözlem noktasındaki değeri, gözlem noktalarının koordinatlarıyla birlikte bilgisayara verilmektedir. Baskı makinasının haritanın verilen ölçeğine göre enine ve boyuna kaç harf basacağı hesaplanmakta ve basılacak her harfin yeri bir grit noktası olarak alınmaktadır. Değişkenin grit noktasındaki değeri aşağıdaki formüle göre hesaplanmaktadır.

$$\hat{Y}_i = \left(\sum_{k=1}^n Y_k / a_{ik} \right) / \left(\sum_{k=1}^n 1 / a_{ik} \right)$$

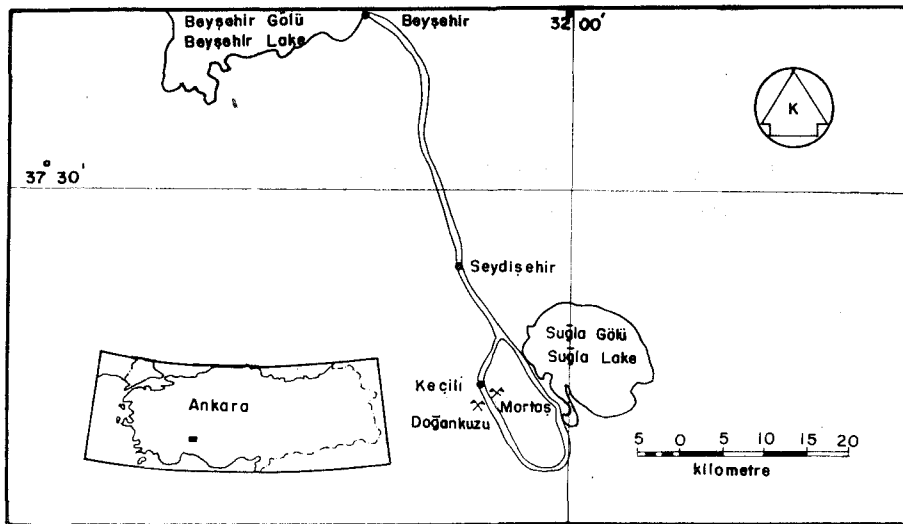
burada

\hat{Y}_i i inci grit noktasında hesap edilen değer

Y_k k inci gözlem noktasında değer

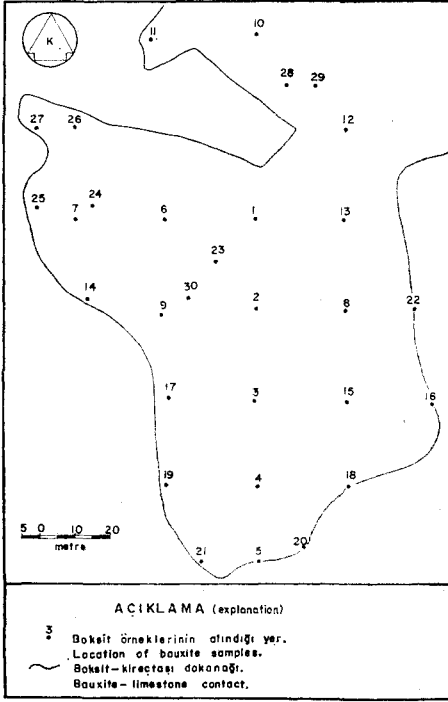
a_{ik} i inci ve k inci gözlem noktaları arasındaki uzaklık

n i inci grit noktasına en yakın n sayıda gözlem noktası (bu çalışmada n=6 olarak alınmıştır)



Şekil 1: Bulduru haritası.

Figure 1: Location map.



Şekil 2: Örneklenme yeri haritası.

Figure 2: Sample location map.

i inci grit ve k inci gözlem noktaları arasındaki uzaklık şu formüle göre hesaplanmıştır.

$$a_{ik} = \sqrt{(X_{qi} - X_{ok})^2 + (Z_{qi} - Z_{ok})^2}$$

burada

X_{qi} i inci grit noktasının doğu koordinatı

X_{ok} k inci gözlem noktasının doğu koordinatı

Z_{qi} i inci grit noktasının kuzey koordinatı

Z_{ok} k inci gözlem noktasının kuzey koordinatı

Değişkenin bütün grit noktalarındaki değeri hesaplandıktan sonra, en düşük ve en yüksek değer arasındaki fark m (bu çalışmada m=9 olarak alınmıştır) eşit parçaya bölünmekte ve her kısma bir harf saptanmaktadır. Gritler teker teker alınarak değişkenin değerinin bulunduğu aralığa karşılık gelen harf o grit noktasının yerine basılmaktadır. Böylece değişkenin 2m konturdan oluşan haritası elde edilmiş olur.

Trend Yüzeyleri

Bir bölgede koordinatları X_j ve Z_i olarak belirlenen n sayıda gözlem noktasında bir değişkenin (bir elementin yüzdesi, bir tabakanın yüksekliği v.b.) değerleri Y_j olarak saptanmış olsun. Yapılan ölçmelerdeki değişme genellikle iki kısımdan (component) oluşur. Birinci kısım yaygın bölgesel azalma ve çoğalmalar (regional trend), ikinci kısım da yerel gelişigüzel (random) oynamalar (fluctuation) dan oluşur. Bir istatistik yöntem olan trend yüzeyleri analizinin amacı geniş kapsamlı bölgesel değişimleri, küçük çaplı yerel sapmalardan ayırmak; hem genel değişimin yön ve davranışını, hem de yerel anomalileri ortaya çıkarmaktadır.

Bu amacı gerçekleştirmek için bölgesel değişmelerin $\hat{Y} = p(x, z)$ şeklinde m inci dereceden bir polinomial yüzeyle temsil edilebileceği kabul edilir. x ve z gözlem noktalarının koordinatlarıdır. Gözlemlere en iyi uyan polinomial yüzeyi bulmak için gözlem noktalarında değişkenin asıl değeri ile (Y_i) polinomial yüzeyden elde edilen hesaplanmış değer (\hat{Y}_i) arasındaki farkların karelerinin toplamını en aza indirecek katsayılar şu şekilde hesaplanır: i inci gözlem noktasında değişkenin değeri Y_i , uydurulan yüzeye göre hesaplanan değeri \hat{Y}_i olsun; aradaki farkın karelerinin bütün gözlem noktaları için toplamı

$$Q = \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2$$

olur. Bu fonksiyonun değerini en az yapan, b_0, \dots, b_k katsayılarının sayısal değerini bulmak için gradyanı

$$(\vec{\nabla} Q = (\frac{\partial Q}{\partial b_0}, \frac{\partial Q}{\partial b_1}, \dots, \frac{\partial Q}{\partial b_n}))$$

alınarak sıfıra eşitlenir. Vektöryel bir değer olan gradyanın sıfır olması için bütün kısımların (component) sıfır olması gerektiğinden fonksiyonun b_0, b_1, \dots, b_n göre parçasal türevleri alınarak sıfıra eşitlenmesi gerekir. Böylece m inci dereceden bir yüzey için $(m+1)(m+2)/2$ sayıda $(m+1)(m+2)/2$ bilinmeyenli denklem elde edilir. Bu denklemlerin çözümü Q fonksiyonunu en aza getiren b_0, \dots, b_n katsayılarının sayısal değerini verir.

Bir değişkeni en iyi temsil eden polinomial yüzey bulunduğundan sonra bu yüzeyin değişkeni ne derece temsil edebildiğini göstermek amacıyla çoğul kar-

şılaştırma (correlation) katsayısı denilen katsayı şu şekilde hesaplanır:

$$R = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}}$$

burada

Y_i değişkenin i inci grit noktasındaki değeri

\hat{Y}_i değişkenin i inci grit noktasında hesaplanan değeri

\bar{Y} değişkenin n sayıda gözlem için ortalama değeridir

bu katsayı -1 ile +1 arasında değişir. 1 e yakın değerler yüksek, 0 a yakın değerler düşük karşılaştırma gösterir.

MORTAŞ YATAĞINA TREND YÜZEYİ ANALİZİ YÖNTEMİNİN UYGULANMASI

Bu çalışmada, Mortaş boksitlerinden koordinatları şekil 2'de gösterilen örneklerde yapılan analizlerin sonuçları değişken olarak alınmış ve ikinci dereceden $Y = b_0 + b_1X + b_2X^2 + b_3Z + b_4XZ$ şeklinde bir polinomial yüzey bu değerlere uydurulmuştur. Katsayıları hesaplanan yüzeylerin kontur haritaları da yukarıda sözü edilen yöntemle bilgisayara çizdirilmiştir. Her trend yüzeyi için ayrıca çoğul karşılaştırma katsayısı bulunmuştur.

Gözlemler

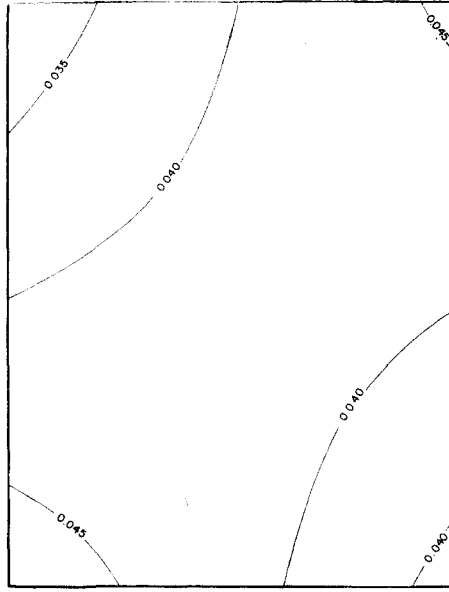
Bilgisayar yardımı ile çizilen trend yüzeyi haritalarının incelenmesi, Al_2O_3 (şekil 3), TiO_2 (şekil 4), Fe_2O_3 (şekil 5), "ateşte kayıp" (şekil 6), Ni (şekil 7), Na (şekil 8) ve Li (şekil 9) trend yüzeyi haritalarında KB doğrultulu bir yönelimin bulunduğunu göstermektedir. Al_2O_3 , TiO_2 , Ni ve Li trend yüzeyi haritaları ilk yönleme dik olan ikinci bir yönelim daha bulunduğunu göstermektedir. Diğer taraftan SiO_2 (şekil 10) trend yüzeyi haritası diğerlerinden tümüyle değişik bir görünüm içindedir. Al_2O_3 trend yüzeyi haritası KD ve GB yönlerinde Al_2O_3 yüzdesinin azaldığını buna karşılık boksit yatağının ortasında, KB ve GD doğrultularında arttığını göstermektedir. TiO_2 trend yüzeyi haritası, Al_2O_3 trend yüzeyi haritası ile aynı özellikleri göstermektedir. Bunlara karşılık Fe_2O_3 trend yüzeyi haritası Fe_2O_3 yüzdesinin boksit yatağının orta-

Bu kuram ele alındığında, KB-GD yönündeki zenginleşme ile KD ve GB yönlerindeki fakirleşme şu şekilde açıklanabilir. Çukurluğun çevresindeki yüksek topografyada boksit, kireçtaşının erimesinden sonra kalıcı maddelerin bozuşması sonucu oluşmakta, olgunluğa erişen boksit şiddetli yağmurların meydana getirdiği sellerle topoğrafik eğim yönünde taşınmakta ve çevredeki çukurlukları doldurmaktadır. Yüksek topografyada meydana gelen boksitleme aynı zamanda çukurluklarda da oluşmakta fakat boksitleme hızları tümüyle değişik olmaktadır. Çukurluklar genellikle kırık sistemleriyle ilgili olduğu için akaçlama ya çok fazla olmakta veya taşman ve çukurlukta meydana gelen bozuşma ürünleri çatlakları tıkamakta böylece akaçlama hiç olmamaktadır. Her iki durumda da boksitleme için gerekli ortam sağlanamamakta, boksitleme de ya çok yavaş olmakta veya hiç olmamaktadır. Bununla birlikte tüm çukurluklarda tam bir boksitleme olayının görülemeyeceği söylenebilir.

Örneğimizdeki çukurlukta, boksitleme çevresindeki yüksek topografyadakinden daha yavaş oluşmaktadır. Bununla ilgili veriler izleyen paragraflarda anlatılacaktır. Sel sularının getirdiği olgun boksit KD ve GB yönlerinden çukurluğa ulaşmakta ve çukurluğun KB-GD eksenini boyunca toplanmaktadır. Yağışlı mevsim sonunda boksitleme olayı tekrar başlamakta, çukurluğun çevresinde yüksek topografyada oluşan boksitten ayrı ve daha yavaş bir hızla olgunlaşmamış boksit meydana gelmektedir.

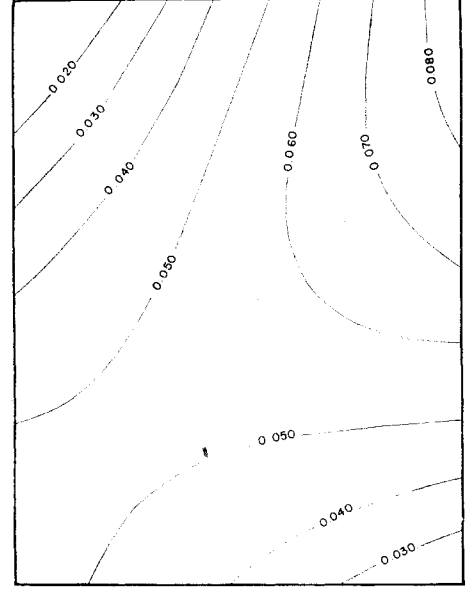
Trend yüzeyi haritalarında KB-GD eksenini boyunca görülen yüksek değerler olgun boksitin eksen boyunca toplandığını, KD ve GB yönlerine doğru görülen düşük değerler olgunlaşmamış boksite veya kireçtaşı erimesinden arta kalan kalıcı maddelere doğru bir geçişin varlığını kanıtlamaktadırlar.

SiO_2 trend yüzeyi haritasının gösterdiği dağılım, SiO_2 nin birincil bir etkenden çok ikincil bir etken tarafından kontrol edildiği görüşünü vermektedir ki, bu da ikincil bir SiO_2 yıkanması olarak kabul edilebilir. Boksitleme sırasında bir çok kez SiO_2 yıkanması zaten olmuştur. Bu ikincil SiO_2 yıkanmasının çukurluk tümüyle boksitle dolduktan ve örtü kayacının (kireçtaşının) çökmesinden sonra olduğu olasılığı fazladır. Al_2O_3 , TiO_2 ve Fe^{+2} in erirliklerinin



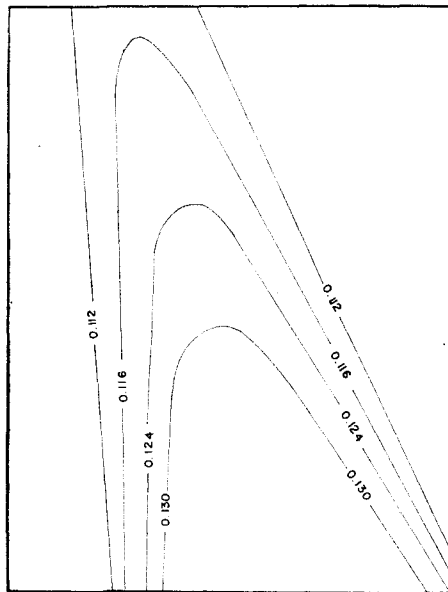
Sekil 7: Ni ikinci dereceden trend yüzeyi haritası, çoğul karşılaştırma katsayısı 0,27

Figure 7: Second order trend surface map of Ni, multiple correlation coefficient 0.27



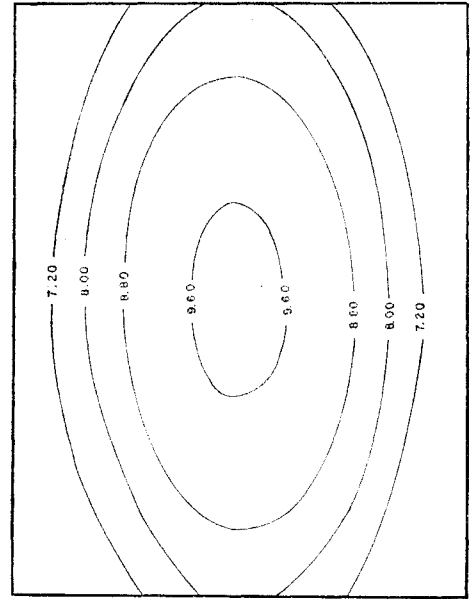
Sekil 9: Li ikinci dereceden trend yüzeyi haritası, çoğul karşılaştırma katsayısı 0,48

Figure 9: Second order trend surface map of Li, multiple correlation coefficient 0.48



Sekil 8: Na ikinci dereceden trend yüzeyi haritası, çoğul karşılaştırma katsayısı 0,63

Figure 8: Second order trend surface map of Na, multiple correlation coefficient 0.63

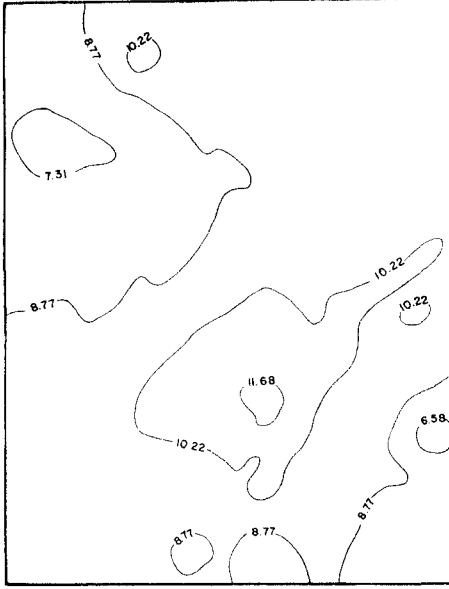


Sekil 10: SiO_2 ikinci dereceden trend yüzeyi haritası, çoğul karşılaştırma katsayısı 0,53

Figure 10: Second order trend surface map of SiO_2 , multiple correlation coefficient 0.53

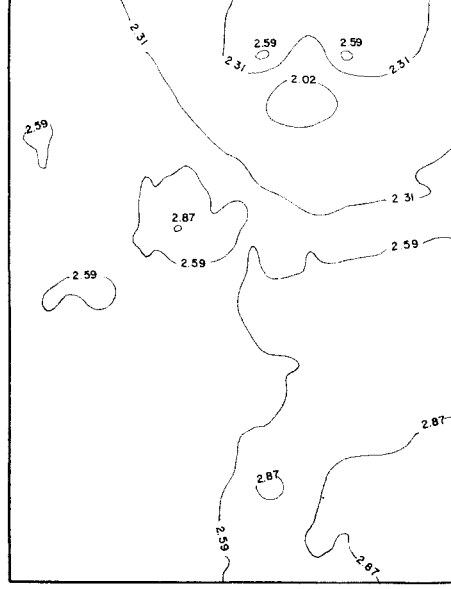
çok az olduğu ve SiO_2 nin merkezden yatağın kenarlarına doğru giderek yavaşca azaldığı göz önüne alınırsa, çukurluk içindeki boksitin kendisini çevre,

leyen ve kapatan kireçtaşı ile yaptığı dokanakta, kireçtaşının etkisiyle doğan bazik bir ortamda bazik çözeltilerin giderek yavaşca boksiti etkileyebildikle-



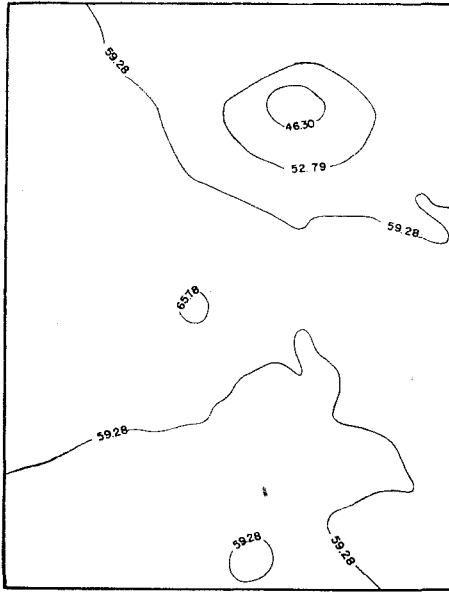
Sekil 11: SiO₂ kontur haritası.

Figure 11: Contour map of SiO₂.



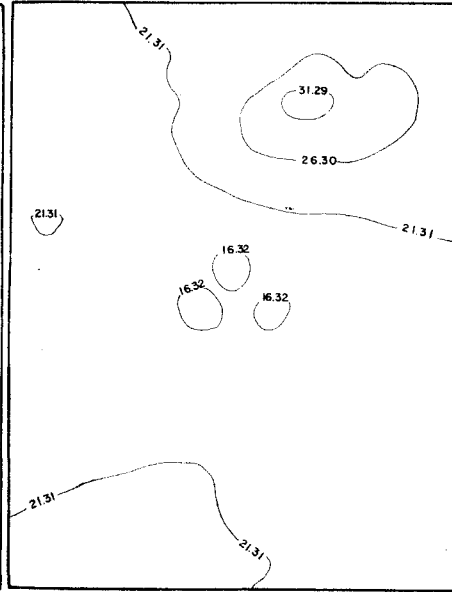
Sekil 13: TiO₂ kontur haritası.

Figure 13: Contour map of TiO₂.



Sekil 12: Al₂O₃ kontur haritası.

Figure 12: Contour map of Al₂O₃.



Sekil 14: Fe₂O₃ kontur haritası.

Figure 14: Contour map of Fe₂O₃.

ri ve kenarlarda çok fakat merkezde az SiO₂ eritebildikleri düşünülebilir. Bu işlemler ancak boksitin üstü örtüldükten ve boksit tekrar su düzeyi üstüne çıktıktan sonra olabilir, ikincil SiO₂ yıkanmasının su altında olabileceği düşünülebilir de, trend yüzeyi haritası bu düşünceyi olanak dışı bırakmaktadır. Çün-

kü o zaman merkezden kenarlara doğru giderek bir azalmadan sa tekdüze ve tek yönlü bir azalma görülecekti.

örneğimizde diğer bir ikincil olay ise Fe₂O₃ yıkanması ile ortaya çıkmaktadır. Fe₂O₃ miktarı KB-GD eksenı boyunca GD'ya doğru azalmakta KD ve GB'ya doğru çoğalmaktadır. Eksen bo-

yunca Fe₂O₃ miktarındaki azalma anlamlı olup ikincil Fe₂O₃ yıkanması kanısını kuvvetlendirmektedir.

Al, Ti, Fe kardeş elementler olarak nitelenmekte, iyonik yarıçaplarının birbirine çok yakın olması ve benzer elektronik yapı göstermeleri bunların doğada beraberce ve aynı koşullar altında toplanmalarına ve zenginleşmelerine olanak sağlamaktadır. Ancak örneğimizde bu kardeş elementlerden Fe değerlerini terketmiş görünmektedir. Al₂O₃ ve TiO₂ zenginleşirken Fe₂O₃ in azalması çukurluğun boksitle dolmasından sonra asit bir ortamda Fe₂O₃ in yıkanması ile olası görülmektedir. Bu yıkanma sırasında Al₂O₃ genellikle böhmite ve kil mineralleri, TiO₂ ise anataz şeklinde olduğundan asit bir ortamdan etkilenmeyecek veya çok az etkilenecek ancak böhmite, hidroböhmite, hematite, hematojel, hidrohematit ve siderojel geğinde olan Fe₂O₃ etkilenecek ve çukurlukta Fe₂O₃ miktarında fakirleşme olacaktır.

Bozuşma sırasında Na ve Li ilk yıkanacak elementler (Goldschmidt, 1937) olmasına karşın Mortaş boksitlerinde olağanın dışında bir değer göstermektedirler. Trend yüzeyi haritaları incelendiğinde Fe₂O₃ ile Na trend yüzeyi haritalarında karşıt yönlü bir benzerliğin bulunduğu gözlenir. Bu ise ikincil Fe₂O₃ yıkanmasına etkin ortamın Na ca zengin olduğunun bir kanıtıdır. Fe₂O₃ trend yüzeyi haritası KB-GD eksenı boyunca GD'ya doğru bir dalma işaret etmektedir. Bu eğimli yüzeyin bölgenin sular altında kalmasından hemen önce meydana gelmiş olmasını düşünmek yanlış olmayacaktır. İkincil Fe₂O₃ yıkanması ise bu eğimli yüzeyin tuzlu (Na ca zengin) suların bölgeyi kaplaması sırasında geliştiğini düşündürmektedir.

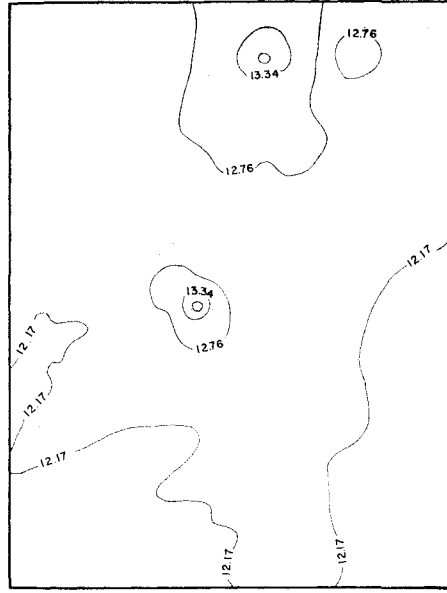
Lâ boksitleşme sırasında yüksek topografyadan yersel su akıntıları yardımıyla toplanmış ve daha sonra sel sularının getirdiği olgun boksitlerle karışmış, bir kısmı kil mineralleri tarafından adsorbe edilmiş, bir kısmı da eriliğinin yüksek olması nedeniyle çözeltide kalmış ve KB-GD eksenı boyunca yıkanmıştır. Diğer bir olasılıkla Li, yüksek topografyada boksitleşme anında yetişen bitkilerin köklerinde toplanmıştır, (Rankama, 1963). Boksitleşme sırasında bitkilerin çürüyerek olgun boksite karışmış, ya da sel sularının etkisiyle çukurlukta toplanmış ve orada çürüyerek boksit içindeki lityum miktarı-

m meydana getirmiş, olabileceği düşü-
nülebilir. Li trend yüzeyi haritasının di-
ğerleriyle KB-GD eksenini ve KB ve GD
yönelimlerinden başka bir uyum göster-
memesi yukarıda sözü edilen her iki
olanağında teker teker veya beraberce
olabileceği kanısını yaratmaktadır.

Ni trend yüzeyi haritası, diğer trend
yüzeyi haritalarında gözlenen KB-GD,
KD-GB yönelimlerinden başka özel bir
konum göstermektedir. Bu da Ni in ola-
ğan olarak Al, Ti ve Fe ile birlikte zen-
ginleştiğini, bu elementlerle birlikte çu-
kurluğa taşındığını ve ikincil Fe_2O_3 yı-
kanmasından etkilenmediğini söyleme-
mize olanak hazırlamaktadır.

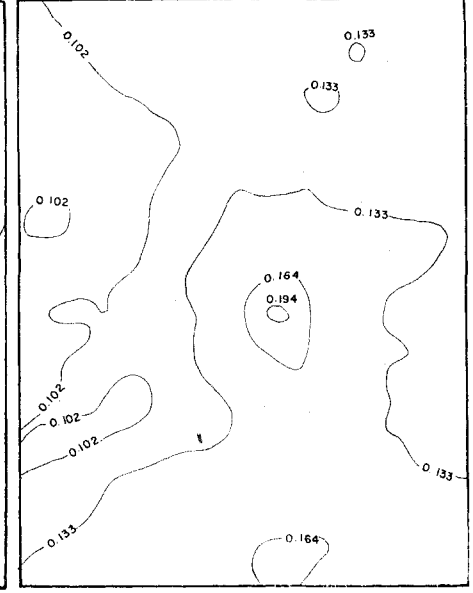
"Ateşte kayıp" trend yüzeyi harita-
sı ise, Al_2O_3 , TiO_2 ve kısmen Fe_2O_3 ile
gerek pozitif gerek negatif bir bağımlı-
lık göstermesi gerekirken tümüyle ay-
rı bir görünüm içindedir ki, bu da bize
boksitin çukurluk içinde toplanıp bok-
sitleşmenin tamamlanması, su altında
kalması ve tekrar su düzeyi üzerine çık-
tıktan sonra meydana gelen yersel bok-
sitleşmesi sonunda yataktaki mine-
rallerde dehidrasyon veya rehidrasyon
olaylarının meydana geldiğini önerme-
mize olanak sağlamaktadır.

Kontur haritalarında varlığı saptan-
an birinci anomalide Al_2O_3 miktarı bir
merkezden çevreye doğru çoğalmakta,
 TiO_2 miktarı aynı merkezden çevreye
doğru Al_2O_3 ile aynı oranda çoğalmak-
ta fakat Fe_2O_3 yine aynı merkezde en
yüksek değere ulaşmakta, merkezden
çevreye doğru giderek Al_2O_3 ve TiO_2
miktarlarına ters orantılı olarak azal-
maktadır. "Ateşte kayıp" miktarı ise,
trend yüzeyi haritasının incelenmesinde
anlatılan nedenler yüzünden kuzeye
doğru kaymış fakat genel özelliklerini
korumuştur. "Ateşte kayıp" da Fe_2O_3
gibi merkezde en yüksek değer ve çu-
kurluğa doğru giderek bir azalma göster-
mektedir. Bu anomalide ve analiz sonuç-
larının değişimi, trend yüzeylerinin in-
celenmesinde sözü edilen çukurluğun
içinin boş olmadığı fakat peri bacaları
nı andıran çıkıntılarının bulunduğu
kanısını vermektedir. Karstik arazide,
örneğimizdeki çukurluk oluşurken, bazı
bölümler bileşim değişikliği nedeniyle
veya kırık ve çatlaklardan uzak oluşla-
rına göre çevredeki erimeye karşı koy-
muş ve çukurluk içinde çıkıntılar mey-
dana getirmiştir. Çukurluk çevresinde-
ki yüksek topografyada boksitleşme de-
vam ederken, örneğimizdeki çukurlukta
da boksitleşme olayları çevreye nazaran
daha yavaş bir hızla meydana gelmiş



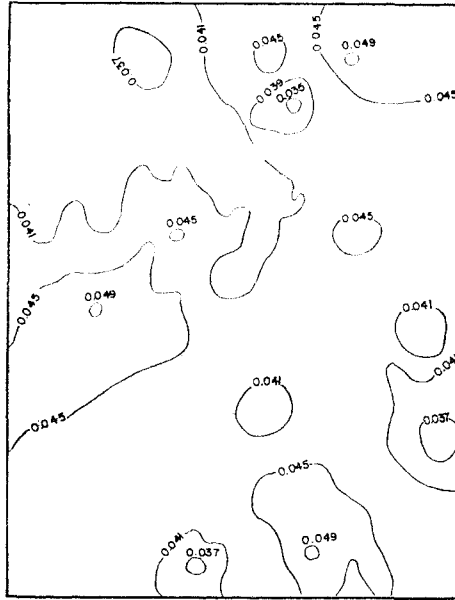
Şekil 15: "Ateşte kayıp" kontur haritası.

Figure 15: Contour map of loss on ignition.



Şekil 17: Na kontur haritası.

Figure 17: Contour map of Na.



Kontur haritalarında görülen diğer anomali ise Al_2O_3 , TiO_2 ve "ateşte kayıp" ile aynı oranlı bir zenginliği göstermekte, merkezde en yüksek değere ulaşmakta, merkezden çevreye doğru giderek azalmaktadır. Bu anomaliye paralel olarak KB-GD eksenini boyunca toplanan ikincil dereceden anomaliler eksen boyunca toplanan olgun boksitin en güzel kanıtlarıdır. Kontur haritalarında görülen diğer küçük anomaliler, sel sularının taşıdığı küçük kireçtaşı parçalarının çukurluk içinde boksitleşmeler şeklinde yorumlanabilir.

Sonuç olarak, Mortag boksitlerinin kireçtaşının bozuşmasından oluştuğu

varsayımından hareket edildiğinde, trend yüzeylerinin davranışım ve kontur haritalarında görülen anomalileri açıklamak olanağı vardır.

Yayıma verildiği tarih: Nisan 1975

DEĞİNİLEN BELGELER

Blumenthal, M. ve Göksu, E., 1949, Akseki civarındaki dağlarda boksit zuhuratı, bunların jeolojik durumu ve jenezinde izahat (Die Bauxit-Vorkommen der Berge um Akseki Erörterungen über ihre geologische Position, Ausmasse und

Genese): MTA yayınları, Ankara, Seri B, no 14, 59 s.

Davis, J. C., 1973, Statistics, and data analysis in geology: John Wiley and Sons Inc., New York, 550 s.

Goldschmidt, V. M., 1937, Principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks: Jour. Chem. Soc. (London), 655-673.

Göksu, E., 1953, Akseki boksit yataklarının jeoloji jenez ve maden bakımından etüdü: Türkiye Jeol. Kur. Bült. IV, 2, 79-140.

Rankama, K., 1963, Progress in isotope geology: Interscience Publishers, London, 705 s.

Wippert, J., 1959, Akseki boksitleri (Die Bauxit von Akseki): MTA, yayımlanmamış rapor no: 3076.

Toroslarda bulunan bazı Involutina türleri hakkında çalışma

Study on Involutina species in the Taurus Mountains

ZEKİ ÜSTÜNER, M. W. F. T. ÜSTÜNER, İ. T. ÜSTÜNER ve A. T. ÜSTÜNER, Ankara

ÖZ: Türkiye'de (Toroslarda) çeşitli yaşlarda ve yerlerde bulunan Involutina türlerinin tanımı ve beraber bulunduğu diğer Foraminiferler ile birlikdeki Stratigrafik seviyeleri verilmiştir.

a) Üst Ladinien: *Involutina gaschei praegaschei* Zaninetti, burada *Involutina eomesozoica* (Oberhauser), *Involutina sinuosa paragsoides* (Oberhauser) ve *Endothyra* sp., *Trocholina* sp. ile beraber bulunur.

b) Kariyen: *Involutina sinuosa paragsoides* (Oberhauser) burada, *Involutina eomesozoica* (Oberhauser), *Endothyra* sp., *Trocholina* sp., *Endothyranella* sp. ile beraber bulunur.

c) Noriyen: Yazıda verilen bütün *Involutina* türleri, *Trocholina p'ermoscooides* Oberhauser ve *Miliolipora* sp. ile beraber bulunur.

d) Resiyen: Noriyen'de mevcut *Involutina*'lar ve beraberinde bulunan Foraminiferler burada *Triasina* sp. ile beraber bulunurlar. Burayı *Triasina* biyozonu gibi düşünmekteyiz.

e) İyias: Burada pilyeli *Involutina*'lar görülür. *Involutina liassica* (Jones).

ABSTRACT: The descriptions of *Involutina* species are given and their stratigraphical levels are discussed. *Involuting* species is found in Turkey (Taurus) in various ages, places and association as follows.

- Upper Ladinian: *Involutina gaschei praegaschei* Zaninetti with association of *Involutina eomesozoica* (Oberhauser), *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), *Endothyra* sp., *Trocholina* sp..
- Carnian: *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), *Involutina eomesozoica* (Oberhauser), with association of *Endothyra* sp., *Trocholina* sp. and *Endothyranella* sp.
- Nonian: All the *Involutina* species (present in our text) with association of *Trocholina permodiscoides* Oberhauser and *Miliolipora* sp..
- Rhetian: Norian association of *Involutina* and their associates are present with *Triasina* sp.. We thought it as *Triasina* biozone.
- Liassic: Appearance of piliate *Involutina* species. *Involutina Hassica* (Jones).

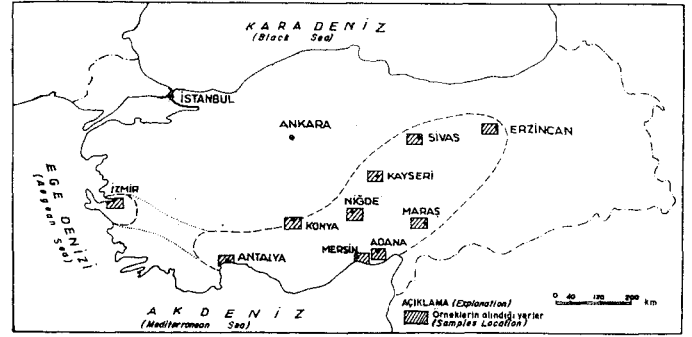
GİRİŞ

Enstitümüz çalışma bölgelerinden toplanarak incelenmiş bulunan örnekler, gendş bir şekilde İzmir Karaburun bölgesinden bütün Toros dağları boyunca Antalya-Mersin-Adana üzerinden kuzeye doğru Niğde-Maraş ve Sivas-Erzincan bölgelerini içine alır. İzmir-Antalya arasındaki sahada ileri metamorfizma nedeni ile, foraminiferler tanınamaz durumda bulunmaktadır (şekil 1). Toplanan örneklerin incelenmeleri sonucunda görülen Üst Triyas-Alt Liyas yaşlı *Involutina*'lar büyük stratigrafik önemi olan foraminiferlerdir. Memleketimizde gerek bu bölge ve gerekse bu foraminiferler hakkında yok denecek kadar az sayıda belge bulunması, (Oberhauser, 1956), (Graciansky, ve Lys, 1968), (Bronnimann, Poisson, ve Zaninetti, 1970), yazarı bunların tanıtılması zorunluluğunda bıraktı. Bu foraminiferler yalnızca Triyas-Alt Liyas içinde dağılım göstermekte ve *Involuti/nidae* familyası içinde bulunmaktadır.

incelenen örneklerin hepsi sert kireçtaşları olduklarından, incelenmeleri yalnızca ince kesitlerden yapılmıştır. Renkleri gri-bej, siyahımsı renklerde olup zaman zaman kil oranı fazlalaşan kırmızı-sarımsı renklerde görülmektedir. Hepsinin fazlaca kristalize olması foraminifer incelemelerini bir hayli zorlaştırmaktadır, örneklerin nokta örnek olması nedeni ile Triyas'ın Jeolojisi hakkında fazla birşey söyleyememekteyiz, bunu daha ileri tarihlere bırakarak burada yalnızca foraminifer tanımlarını vermekle yetineceğiz.

İncelenen kireçtaşları içinde tanımları verilmiş foraminiferler, Literatürdeki (Zaninetti, 1969) yaşları ile şimdiye kadar yapmış olduğumuz çalışmalar neticesi varılan sonuçların birleştirilmesi ve yakın benzerlikte olan komşu ülkelerdeki çalışmaların sonuçları ile karşılaştırılması neticesi yaşlandırılmıştır (Bronnimann, Zaninetti, Bozorgma, Dashti, Mastaghian, 1972), (Zaninetti, Bronnimann, Bozorgma, ve Huber, 1972), (Zaninetti, Bronnimann, 1974), (Bronnimann, Cadet ve Zaninetti, 1973). Bu bakımdan foraminifer tanımlarına geçmeden önce düşüncelerimizin neticesi olan (şekil 2)'de belirtilen fosil seviyeleri üzerinde durmakta yarar görmekteyiz. *Involutina lam* aşağıdan yukarıya doğru şu şekilde dizilebilir.

a) *Involutina lam* başlama seviyesi olan Üst Ladinien, *Involutina gaschei praegaschei* Zaninetti ile başlar, buna çok



Şekil 1: Yer bulduru haritası.

Figure 1: Location map.

zaman *Involutina eomesozoica* (Oberhauser) eşlik eder. Bunlara ender olarak *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), *Involutina lam* dışında ise *Endothyra*, sp. ve *Trocholina* sp. (Konik Formlar) eşlik eder. *Trocholina*'li örnekler İzmir ve Hatay bölgelerinde görülebilir.

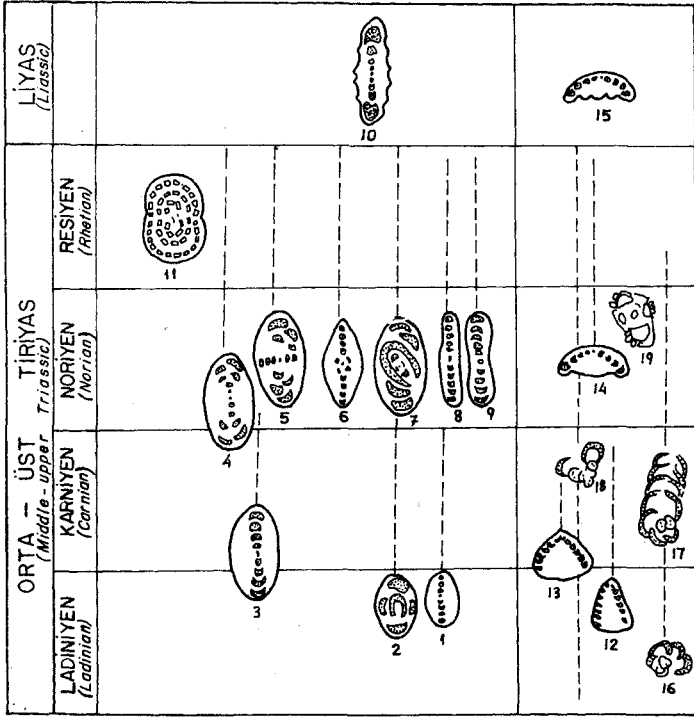
b) Kamiyen'i ifade eden bu kısımda daha ziyade *Involutina sinuosa pragsoides*, *Involutina eomesozoica*, *Endothyra* sp. görülür. *Trocholina lax* yine nadir ve konik formlardır. Burada *Endothyranella* sp. ile *Involutina sinuosa sinuosa* da görülebilir.

c) Noriyen de ise *Involutina lam* bol olarak bütün türlerinin görülebildiği ve bunlarla birlikte *Trocholina permodiscoides* Oberhauser iyi gelişmiş olarak görülür. *Miliolipora/aa* burada görülmeye başlar.

d) Resiyen'de aynı topluluğu iyi gelişmiş ve bol olarak *Triasina* ile beraber görürüz. Bu kısma *Triasina* zonu diyebiliriz.

e) Liyas'a ait olan bu kısma *Involutina lax* pilyeli olarak geçerler, bunlardan en fazla *Involutina liassica* (Jones) görülür.

Açıklamaya çalıştığımız bütün bu seviyelerde *Trocholamina* sp. ile *Lag'enidae* familyasına ait bazı formları gör-



Sekil 2: *Involutina* ve beraberinde bulunan Fosillerin kronostratigrafik yayılımını gösteren şema.

Figure 2: Schema showing chronostratigraphic distribution of *Involutina* and their associates.

1. *Involutina eomesozoica* (Oberhauser); 2. *Involutina gaschei praegaschei* Zaninetti; 3. *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser); 4. *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynsehenk); 5. *Involutina sinuosa ob'erhauseri* (Salaj); 6. *Involutina communis* (Kristan); 7. *Involutina gaschei* (Zaninetti-Bronnimann); 8. *Involutina tenuis* (Kristan); 9. *Involutina impressa* (Kristan - Tollmann); 10. *Involutina Hassica* (Jones); 11. *Triasina hant-Tceni* Majzon; 12. *Trocholina procera* (Liebus); 13. *Trocholina multispira* Oberhauser; 14. *Trocholina permodiscoides* Oberhauser; 15. *Trocholina*, sp.; 16. *Endothyra* «p.»; 17. *Endothyranella* sp.; 18. *Trochammina* sp.; 19. *Miliolipora* sp.

mek mümkündür. Kesin olmamakla beraber gözlemlerimize göre vermiş olduğumuz (şekil 2)'deki tablonun çok az değişiklik gösterebileceğini tahmin etmekteyiz.

SİSTEMATİK ÇAMŞMA

Takım. : Foraminiferida
 Alt Takım : Rotaliina Delage ve Hérouard, 1896
 Familya : Involutinidae Butschli, 1880
 Cins : *Involutina* Terquem, 1862

Involutina gaschei praegaschei Zaninetti, 1969
 (levha I, şekil 7)

1969 *Involutina gaschei praegaschei* Zaninetti, Zaninetti 1-155

Tanımlama

Kabuk küresel ve merceğimsi şekilde, düzensiz cidarlıdır. Sarılma yumak şeklinde ve kavriyan sarılmalı, yaklaşık 4-5 turludur. Merkezi kısım görülmemektedir. Kabuk bir ilk loca ve bölmesiz ikinci locadan ibarettir. Sarılma düzensiz ve kabuk daima rekrystalizedir. Ağız açıklığı basit ve sondh. olarak düşünülmektedir.

Ölçüler. Çap 335 Mikron.

Yaşı

Ladiniyen-Karniyen.

Bulunduğu Yer

Konya-Bozkır. Aynı zamanda Konya-Ereğli ve Maraş-Göksun'da da görülmüştür. Beraberinde *Involutina eomesozoica* (Oberhauser) ve *Trocholina* sp. bulunur.

Involutina gaschei (Zaninetti ve Bronnimann), 1968
 (levha I, şekil 8-9).

1968 *Angulodiscus ? gaschei* Koehn-Zaninetti ve Bronnimann, Koehn-Zaninetti ve Bronnimann 1-74.

1969 *Involutina gaschei* (Zaninetti ve Bronnimann), Zaninetti 1-155.

1970 *Involutina gaschei* (Zaninetti ve Bronnimann), Bronnimann-Poisson ve Zaninetti 1-26.

Tanımlama

Başlangıçtaki yumak şeklinde sarılmayı, düzgün sarılmalı üç tur takip eder. Orta kısım daima şişirilmiş kavriyan bir sarılma vardır. Tüp şeklindeki localar iç kısımda düzensiz şekilde sarılır ve son devrede düzgündür. İkinci loca ışınlan gelişme sonunda yassılaştırmıştır. Kabuk rekrystalize durumdadır.

Ölçüler. Uzunluk 790-820, Genişlik 519-549 Mikrondur.

Yaşı

Üst Triyas.

Bulunduğu Yer

Konya-Ereğli. Beraberinde *Involutina sinuosa sinuosa*, *Ophthalmidium* sp. ve *Lagenidae* vardır.

Involutina eomesozoica (Oberhauser), 1957
 (levha I, şekil 3)

1957 *Trocholina (Paratrocholina) eomesozoica* Oberhauser. Oberhauser 6-7.

1969 *Involutina eomesozoica* (Oberhauser), Zaninetti 1-155.

TIRIÜDLIILJIGJISK

Kabuk mercek şeklinde çevresi yuvarlak, düzgün, ve kavriyan sarımalı olup 7 turludur. Aksial kesitler elips şeklindedir., Boru. şeklindeki ikinci loca. ışınlarının görüntüsü, yarı daireseldir., Ağz açıklığı basit ve ikinci, loca, sonundadır. Diğer türlerden, küçük, hacmi, ile kolayca ayrılır.

Ölçüler.. Çap 900 Mikrondur.

Yımsı

Ladiitien-Karndyen.

Bulunduğu Yer

Konya-Bogkır. Beraberinde *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser)* *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj), *Involutina sinuosm sinuosa* CWeynschenk), *Involutina impressa* (Kristan ve Toümann), *Glomospira* sp., *Endothyra* sp.» *Endothyranella* sp., *Lagenidae* bulunmaktadır.

Involutina impressa (Kntetan ve Tallmann), 1964
(levha I» geldi 1-2)

1964 *Angulodiscus impressus* Kristaa-Toltaian, Kristan ve Tollmann 140.s...

1969 *Involutina impressa* (Krtstan-ToUmann), Zaninetti 1-155.

1970 *Involutina impressa* (Kristan-Tollmann), Bronnimann-PodssouZaninetti 25 s.

Tanımlama

Kabuk İM taraflı iç bükey bir disk, şeklindedir., Aksial, kesitin, orta kısmında kuvvetli Mr basılma şekli ile karakterize olup elips şeklindedir. Sarılma, düzgün veya yersel olarak çaprazlanır. Sarılma kavriyan ve 7 turludur. *Involutina impressa* bütün diğer türlerden iki taraflı konkav şekli ile ayrılır,

ölçümler. Uzunluk 480-670, Genişlik 120-180' ICikrondur.

Yaşı

Kamiyen-Noriyen,,,

Bulunduğu Yer

Konya-Bozkır. Beraberinde *Invoitimu eome&ozoica*, *Glomospira* sp., *Lagenidae* bulunur.

InvoIuHna 'smuosa sinuosa (Weynaehenk), 1956
{levha n, şeiüdl 6)

1958 *Anüotortus sinuosus* Weynschenk, Weynsheak 28.,

1969 *Involytina sinnma sinuosa* (Weynschenk), Zaninetti 1-155.

1970 *Invoütina sinuosa sinmasa* (Weynschenk), Bronnimann-Poisson-Zainetti' 23.

Tanımlama

Kabuk, merceğimside küresel'e doğrudur. Aksial, kesitler elips şeklindedir. Cidarı, yuvarlanmış, sarılma düzeni düzgün veya, biraz çaprazlanmıştır. Son. turlarda ışınlar çok uzamıştır. ***Involutina sinuosa sinuosa büyük hacimde olup, aksial kesiti ile karakteristiktir. Ağz açıklığı basit ve sondadır.***

ölgi&ler. Uzunluk 1400, genişlik 1115 mikrondur.,

Yaşı

Üst Triyas.

Bulunduğu Yer.

Konya-Ereğli, Bozkır, Sivas-Zara. Beraberinde *Involutina sinuosa pragsoides*, *Involutina 'sinuosa oberkauseri*, *Trocho-Una permodiscoides*, *MUiolipora* sp., *Etidothyra* 'Sp., *Troctom-mima* sp. ile bulunur'.

***Involutina sinuosa pragsokfes* (Oberhauser), 1964**
(levha H, şeMİ 1-2)

1964 *Permodiscus pragsoides* Oberhauser, Oberhauser 200.

1969 *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), Zaninetti 1-155.

1973 ***Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), Bronnimann-Cadet-Zaninetti 315.**

Tanımlama.

Kabuk merceğ-imsiden küresele doğrudur. Sarılma düzeni düzgün kavriyan ve 9-10 turludur., *Involutina sinuosa pragsoides'in* kabuğu yaklaşık olarak, yuvarlak bir ilk loca ile, bölmesi tüp şeklinde ikinci locadan oluşmuştur: Tüp şeklindeki, loca, ışınları küçük ve Mferef inişidir.

Ölçüler. Uzunluk; 1650, genişlik 915 mikrondur.,

Yap,

LadiMyen-Mo'rfyen.

Bulunduğa Yer

Konya-Bozkır, Kayseri-Yahyalı, Beraberinde *Involutina sinuosa sinuosa*, *InvoluUna eomesojoico» *Involutina pra&ga» chei*, *Trocholina permoâi&coid&s*, *Endothyra* sp., *MUiolipora* sp., *Duo&tominid,ae* ile bulunur..*

***Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj), 1987**
(levha II» şekil 7; levha III, şekil 2)

1967 *Rakusia oberkauseri* Salaj, Salaj-Biely-Bistricky 129.

1989 *Invoütina sinuosa oberhauseri* (Salaj), Zaninetti 1-155.

Tanımlama

Kabuk meroegînaâden küresele doğrudur., Sarılma ea son turlarda çapraz şekilde, ve tamamen kavriyandır. Yaklaşık 8-9

turludur. Bazen son sarılma karışıktır. Merkezi kısım ise tamamen kristalizedir. İlk loca kristalizasyon sebebi ile görülmeyi, ikinci loca ışınları ise küçük ve sona doğru uzamıştır. Ağız açıklığı gözlenememekle beraber basit ve sondadır.

Ölçüler. Uzunluk 1680, genişlik 1375 mikrondur.

Yaşı

Üst Triyas.

Bulunduğu Yer

Konya-Bozkır. Beraberinde *Involutina sinuosa sinuosa*, *Trocholina permodiscoides*, *Endothyra* sp., *Trochammina* sp., *MiHolipora* sp. ve muhtemelen *Triasina hantheni* Majzon ile bulunur.

Yayuma verildiği tarih: Nisan, 1975

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bronnimann, P., Poisson, A. ve Zaninetti, L. 1970. I/unite du Domuz Dağ (Taurus lycien-Turquie), Microfacies et Foraminifère? du Trias et du Lias: Ital. Paleont. 76. 1, 1-36.
- Bronnimann, P., Zaninetti, L., Bozorgnia, F., Dasht*, G. R., Mas-taghian, A. 1972. Lithostratigrafi and foraminifera of the upper Triassic Naiband Formation Iran: Revue de Micropaléontologie 5, 7-16.

- Bronnimann, P., Cadet, J.P. ve Zaninetti, L. 1973. Surla presence d'Involutina sinuosa pragsoides (Oberhauser) dans L'Anisien supérieur probable de Bosnie-Herzégovina meridionale (Yugoslavie): Riv. Ital. Paleont. 79.3, 301-336.
- Graciansky, M.M. ve Lys, M. 1968. Presence d'une microfaune d'âge Ladinien probable dans Tune des unite's allochtones du Taurus occidentale (Turquie): C.R. Acad. Sc. Paris. T. 267.
- Koehn-Zaninetti ve Bronnimann, P. 1968. Une Foraminifère de la Dolomie principale des Alpes Calcaires septentrionale (Autriche): C.R. Stances SPHN Genève, NS 2, 74.
- Kristan-Tollmann. 1964. Beiträge zur Mikrofauna des Rhat: Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud, Wien 14.140.
- Oberhauser, V.R. 1956. Neue mesozoische Foraminiferen aus der Türkei: Klebesberg-Festschrift der Geologischen Gesellschaft in Wien. 48. 193-200.
- Oberhauser, V.R. 1957. Ein Vorkommen von Trocholina und Paratrocholina in der ostalpinen Trias: Jb. Geol. B.A. Wien. 100.
- Oberhauser, V.R. 1964. Zur Kenntnis der Foraminiferengattungen Permodiscus, Trocholina und Triasina in der alpinen Trias und ihre Einordnung zu den Archaeidisciden: Verh. Geol. B.A., Wien. 200.
- Salaj, X., Biely, A. ve Bistricky, J. 1967. Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten: Geol. Prace, Bratislava, 42.
- Weynschenk, R. 1956. Aulotortus, a new genus of foraminifera from the Jurassic of Tyrol, Austria: Contr. Cush. Found. Foram. Res., Newyork, 7.26.
- Zaninetti, L.K. 1969. Les Foraminifères du Trias de la Région de Falmtal (Haute-Autriche): Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Sonderband, Wien. 14.
- Zaninetti, L., Bronnimann, P., Bozorgnia, F. ve Huber, H. 1972. Etude lithologique de la formation d'Elika dans la coupe d'Aruh, Alborz central, Iran septentrional: Archives des sciences. Société de physique et d'histoire naturelle de Genève. 25. 215-249.
- Zaninetti, L. ve Bronnimann, P. 1974. Etude micropaléontologique comparée des Involutinidae des formation triasique d'Elika, d'Espahk et de Naiband, Iran: Eel. Geol. Helv., 67.2,403-418.

LEVHA 1

- Şekil 1: *Involutina impressa* (Kristan ve Tollmann), eksene yakın kesit, x 155.
- Şekil 2: *Involutina impressa* (Kristan ve Tollmann), eksene yakın kesit, x 150.
- Şekil 3: *Involutina comesozoica* (Oberhauser), aksel kesit, *Endothyra* sp. ile beraber, X 40.
- Şekil 4: *Endothyranella* sp., sarılmış kısım için ekvatoryal kesit, x 50.
- Şekil 5: *TrochoUna permodiscoides* Oberhauser, ilk loca'ya yakın kesit, x 50.
- Şekil 6: *Trocholina permodiscoides* Oberhauser, yüzeysel kesit, x 50.
- Şekil 7: *Involutina gaschei jraegaschel* Zaninetti, yüzeyden geçmiş kesit, x 60,
- Şekil 8: *Involutina gaschei* (Zaninetti ve Bronnimann), aon turları gösteren aksel kesit, x 50.
- Şekil 9: *Involutina gaschei* (Zaninetti ve Bronnimann) son turları belirgin **kristalize** olmuş sub aksia) kesit, x 60.

6

PLATE I

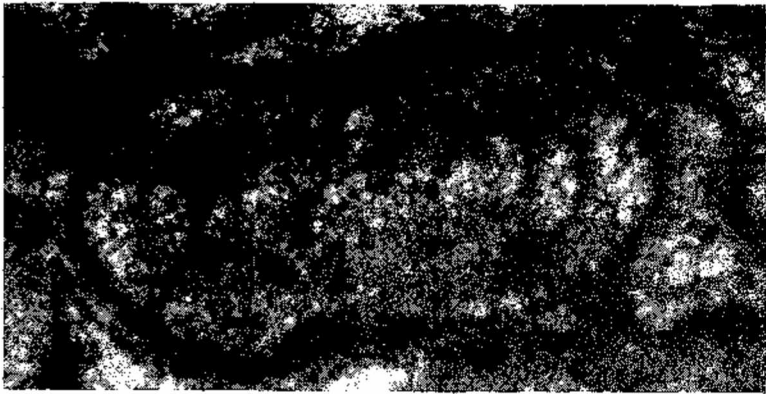
- Figure 1: *Involutina impressa* (Kristan-Tollmann), subaxial section, x 155.
- Figure 2: *Involutina impressa* (Kristan-Tollmann), subaxial section, x 150.
- Figure 3: *Involutina comesozoica* (Oberhauser), axial section with *Endothyra* sp., x 40.
- Figure 4: *Endothyranella* sp., equatorial section for coiled part, x 50.
- Figure 5: *Trocholina permodiscoides* Oberhauser, section through near the proloculus, x 50.
- Figure 6: *Trocholina permodiscoides* Oberhauser, tangential section, x 50.
- Figure 7: *Involutina gaschei praegaschei* Zaninetti, tangential section, x 60.
- Figure 8: *Involutina gaschei* (Zaninetti-Bronnimann), axial section, showing last 2-3 whorls, x 50.
- Figure 9: *Involutina gaschei* (Zaninetti-Bronnimann) recrystallised, x 60. Sub axial section.

LEVHA H

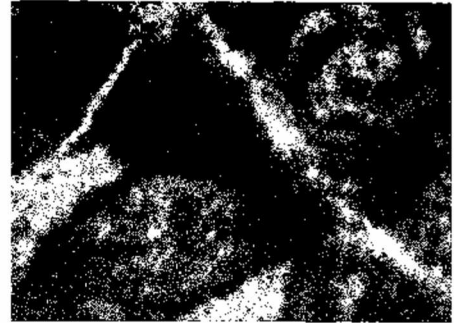
- Şekil 1: *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), eksene yakın geçmiş kesit, x 45.
- Şekil 2: *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), eksene yakın kesit, x 60.
- Şekil 3: *Involutina liassica* (Jones), dik locaya yakın, eğik kesit, x 60.
- Şekil 4: *Involutina liassica* (Jones), ilk locadan geçen aksel kesit, x 60.
- Şekil 5: *Endothyra* sp., eksene dik kesit, x 40.
- Şekil 6: *Involutina sinuosa sinuosa* (Weyschenk), çapraz sarılma gösteren yüzeysel kesit, x 60.
- Şekil 7: *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj) çapraz sarılma gösteren ilk loca'ya yakın kesit, x <30.

PLATE II

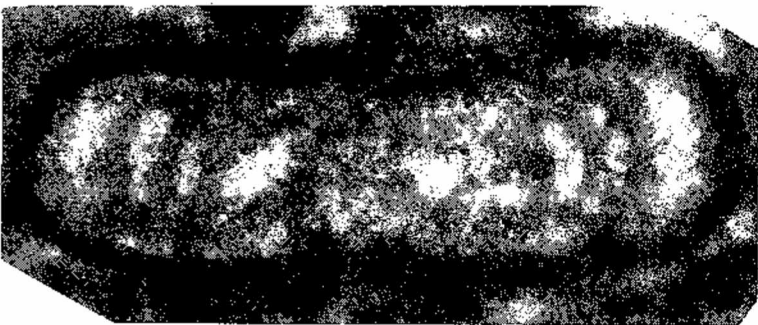
- Figure 1: *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), subaxial section, x 45.
- Figure 2: *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), subaxial section, x 60.
- Figure 3: *Involutina liassica* (Jones), oblique section through near the proloculus, x 60.
- Figure 4: *Involutina liassica* (Jones), axial section through the proloculus, x 60.
- Figure 5: *Endothyra* sp., equatorial section, x 40.
- Figure 6: *Involutina sinuosa sinuosa* (Weyschenk), tangential section showing crossed coiling, x 60.
- Figure 7: *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj) section through near the proloculus showing crossed coiling, x 60.



1



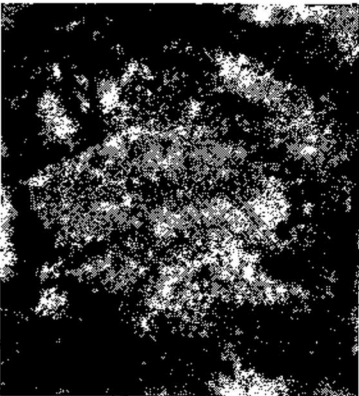
3



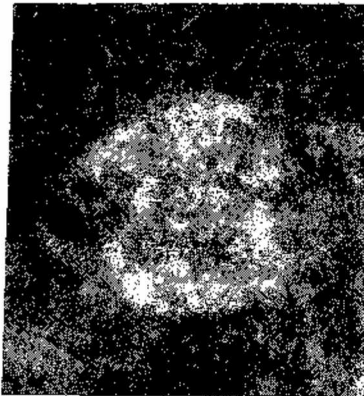
2



4



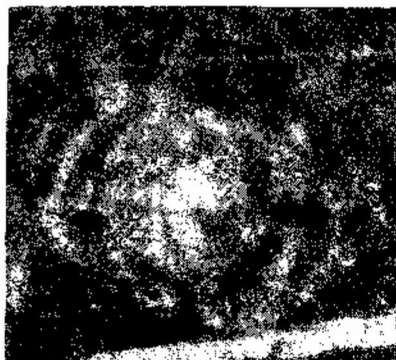
5



6



7



8



9

LEVHA H

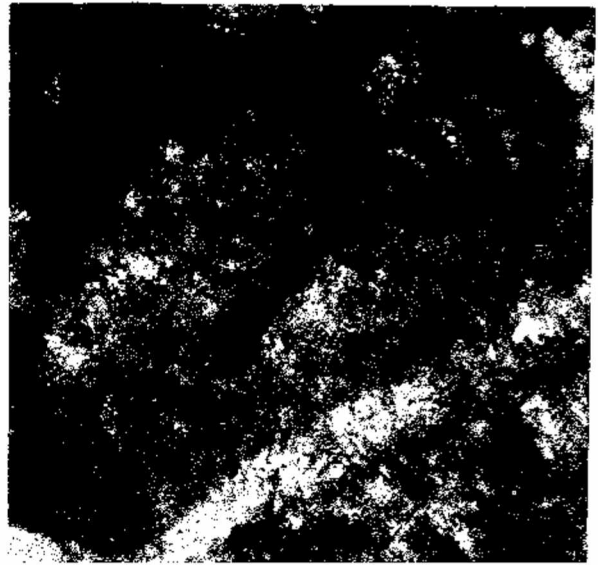
- Şekil 1: *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), eksene yakın geçmiş kesit, x 45.
- Şekil 2: *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), eksene yakın kesit, x 60.
- Şekil 3: *Involutina liassica* (Jones), dik locaya yakın, eğik kesit, x 60.
- Şekil 4: *Involutina liassica* (Jones), ilk locadan geçen aksel kesit, x 60.
- Şekli 5: *Endothyra* sp., eksene dik kesit, x 40.
- Şekil 6: *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), çapraz sarılma gösteren yüzeysel kesit, x 60.
- Şekil 7: *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj) çapraz sarılma gösteren ilk loca'ya yakın kesit, x «80.

PLATE II

- Figure 1: *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), subaxial section, x 45.
- Figure 2: *Involutina sinuosa pragsoides* (Oberhauser), subaxial section, x 60.
- Figure 3: *Involutina liassica* (Jones), oblique section through near the proloculus, X 60.
- Figure 4: *Involutina liassica* (Jones), axial section through the proloculus, x 60.
- Figure 5: *Endothyra* sp., equatorial section, x 40.
- Figure 6: *Involutina sinuosa sinuosa* (Weynschenk), tangential section showing crossed coiling, x 60.
- Figure 7: *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj) section through near the proloculus showing crossed coiling, x 60.



1



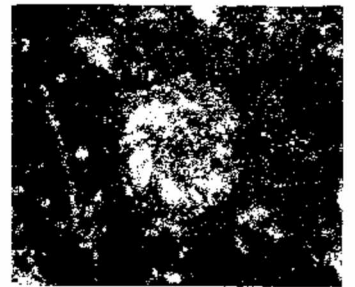
2



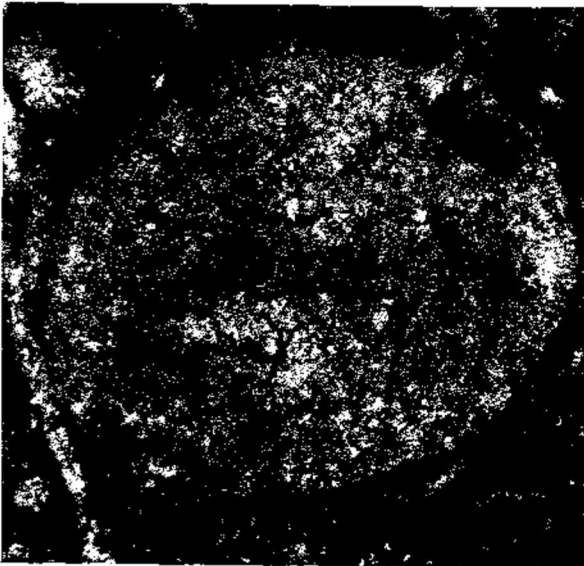
3



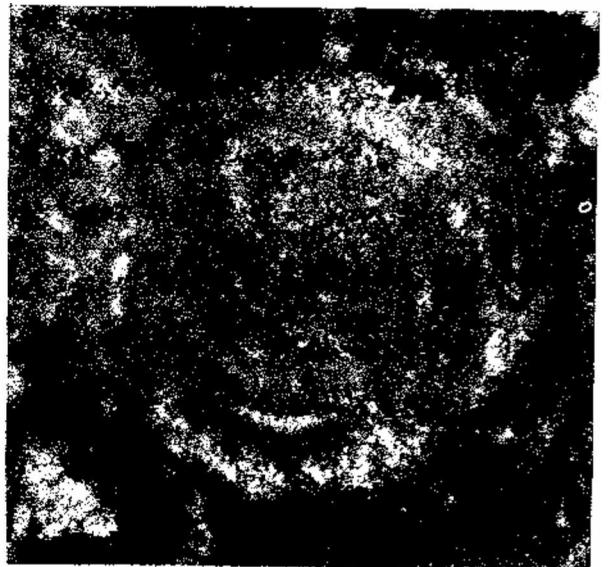
4



5



6



7

LEVHA m

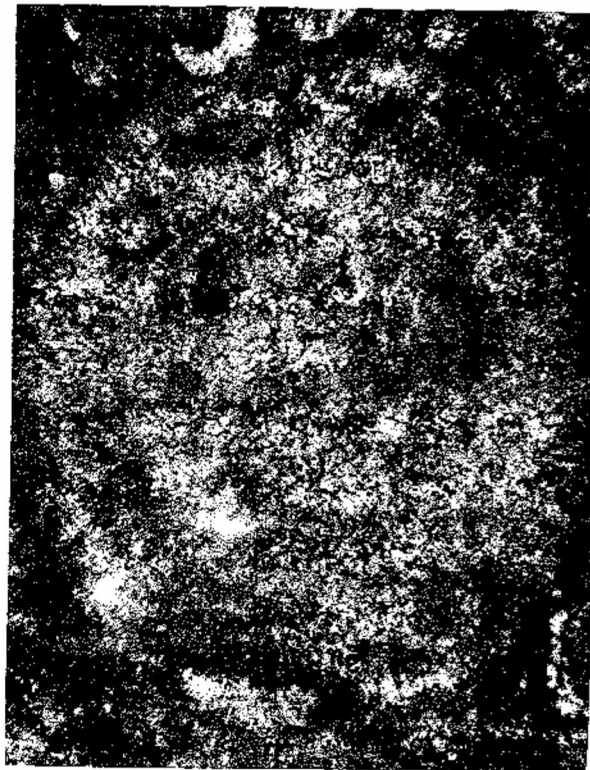
- Şekil 1: *Müiolipora* sp., aub ekvatoryal kesit, x 180.
- Şekil 2: *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj), çapraz sarılma gösteren teğetsel kesit, x 60.
- Şekil 3: *Müiolipora*, sp., biraz eğik aksenal kesit, x 100.
- Şekil 4: *Triasina hantkeni* (Majzon), eksene yakın kesit, x 40.
- Şekil 5: *Triasina hantiçeni* (Majzon), eksene yakın kesit, x 45.

PLATE IH

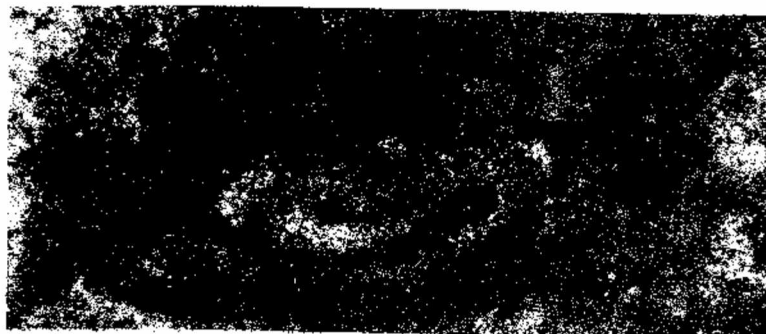
- Figure I: *Miliolipora* sp., subequatorial section, x 180.
- Figure 2: *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj), tangential section showing crossed coiling, x 60.
- Figure 3: *Miliolipora* sp., slightly oblique axial section, x 100.
- Figure 4: *Triasina hantkeni* (Majzon), sub axial section, x 40.
- Figure 5: *Triasina hantkeni* (Majzon), sub axial section» x 45.



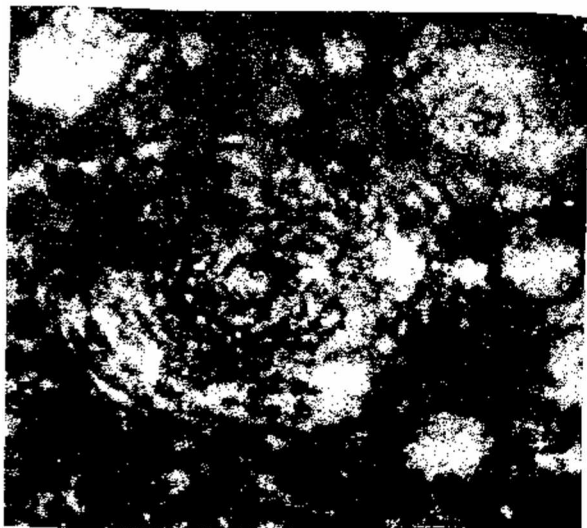
1



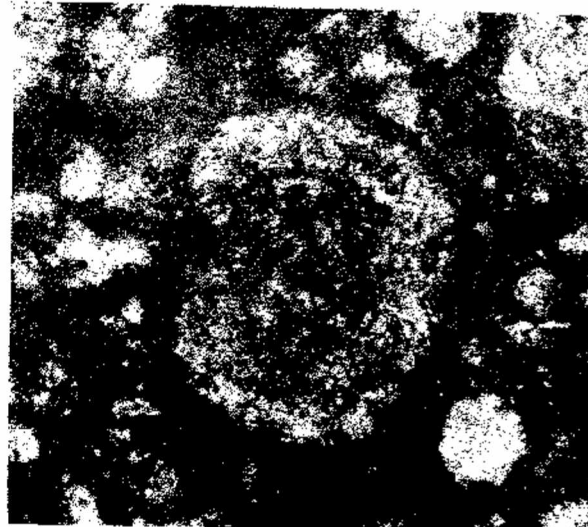
2



3



4



5

Baraj gölü yüklemelerinin artezyen akiferine etkileri

Effects of reservoir loading on an artesian aquifer

VEDAT DOYURAN *Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Ankara*

ÖZ: Artezyen akiferleri kısa süreli yükleme ve boşaltmalara elastik tepki gösterirler. Uzun süreli yükleme ve akiferden sürekli boşalım koşullarının akifer elastisitesindeki etkilerini incelemek amacı ile bir çalışma yapılmıştır. Bu amaçla, A.B.D. Utah eyaletindeki Pineview baraj gölü altında yer alan artezyen akiferi seçilmiştir. Bu çalışmada baraj gölü ile gözlem kuyularına ait uzun süreli su düzeyi ölçümleri karşılaştırılarak değerlendirilmiştir. Sonuç olarak, artezyen akiferinin elastisitesinde uzun süreli yükleme ve sürekli boşalım koşulları altında bir azalma ve buna bağımlı olarak akifer yapısında kalıcı deformasyon görülmüştür. Bu deformasyon, akifer veriminde azalmaya yol sağlamaktadır.

ABSTRACT: The artesian aquifers show elastic response to alternate loading and unloading of short duration. A study has been carried out in order to investigate the effects of loading of long duration and continuous discharge from the aquifer on the elasticity of the aquifer. The artesian aquifer, underlain by Pineview reservoir, in the State of Utah (U.S.A.), has been selected for this purpose. In this study, the long term reservoir level measurements and the water level measurements taken from the observation wells were compared and evaluated. As a conclusion, under the conditions of loading of long duration and continuous discharge, a slight reduction in the aquifer elasticity and thus a permanent deformation in the skeleton of the aquifer has been observed. This deformation causes a reduction in the yield of the aquifer.

GİRİŞ

Artezyen akiferlerinin elastik özelliğe sahip oldukları öteden beri bilinmektedir (Ferris ve diğerleri, 1962; Meinzer, 1928). Özellikle sahil şeritlerinde yer alan akiferlerin gel-git olayları ile ilişkileri çoğu kez araştırmacılara konu teşkil etmiştir (George ve Romberg, 1951). Ancak bugüne değin yapılan araştırmaların çoğunda akiferlere etkiyen dış yüklerin kısa süreli yükleme-boşaltma türünden olduğu görülmektedir. Genellikle bu tür yüklemeler, akifer yapısında kalıcı deformasyon oluşturmazlar. Ancak, süreli olarak yüklenen akiferlerin yapısında kalıcı deformasyonlar oluşabilir.

Bu yazıda, artezyen akiferi üzerinde yer alan bir baraj gölünün akiferine olan etkileri incelenecektir. Araştırma sahası A.B.D. Utah eyaletinin kuzeyindeki Ogden Ovasında yer almaktadır (şekil 1). Pineview Baraj gölü ve gözlem kuyularına ait uzun süreli veriler dayanılarak yükleme-akifer ilişkileri

saptanmıştır. Araştırmanın yapıldığı süre içinde baraj gölünün boşaltılması ve tekrar su toplamaya başlaması, çok yararlı gözlemlerin yapılmasına olanak sağlamıştır.

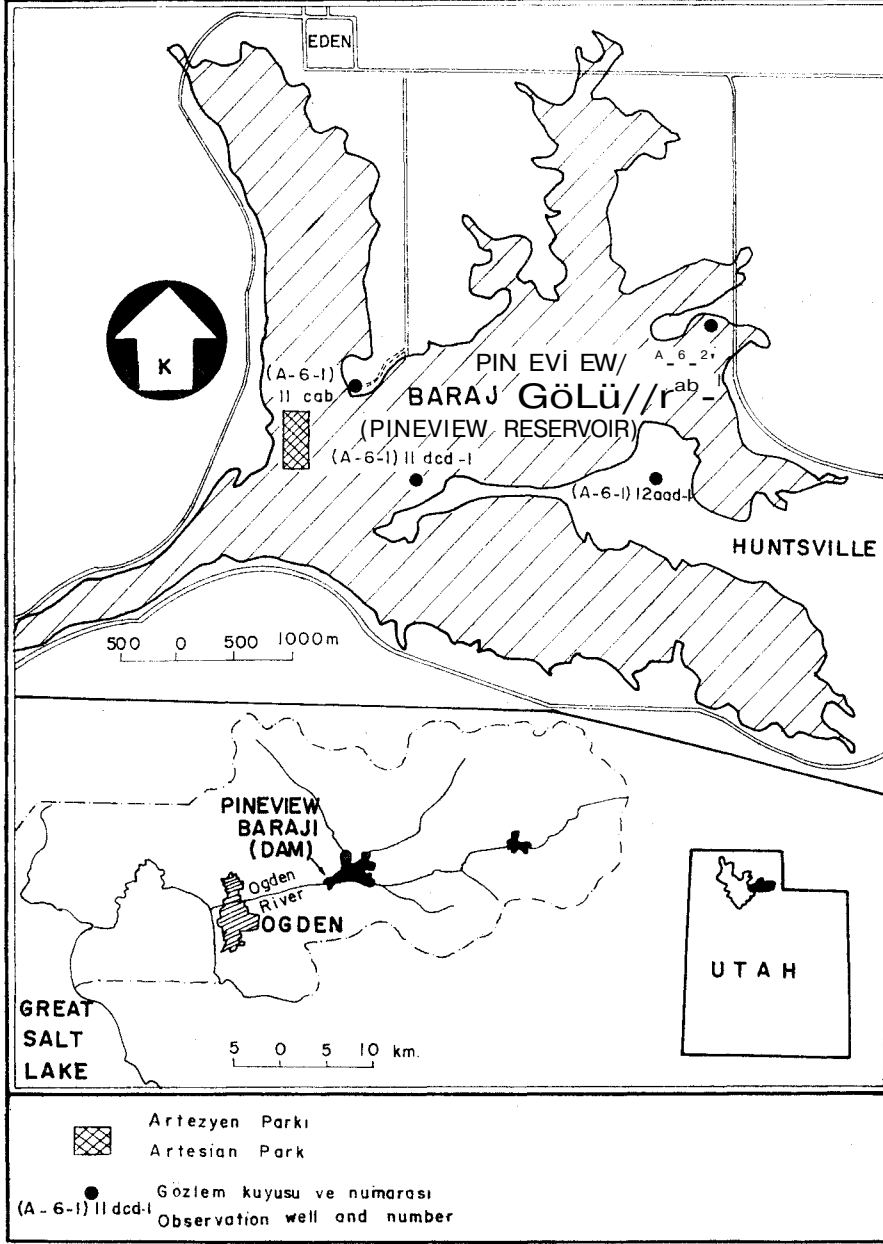
YÖNTEM

Baraj göllerinde günlük su düzeyi değişimleri ihmal edilebilir derecede azdır. Bu nedenle, uzun süreli gözlemlere gerek duyulmakta ve bu süreler içindeki önemli değişimlerin kaydı gerekmektedir. Gözlem kuyularına ait verilerin de buna göre düzenlenmesi gerekir. Aylık ortalama su düzeyi değişimlerini gösteren hidrograflar bu amaç için yeterli görülmüştür.

Akiferin elastik özelliğini en iyi şekilde izleyebilmek için şu koşullar sağlanmalıdır: akifer fazlaca kil katmanları içermemeli, gözlem kuyuları aynı akiferde son bulmalı, gözlem kuyuları baraj gölü etki sahasında yer almalı, baraj gölü ile akifer arasında hidrolik bir bağlantı bulunmamalı ve

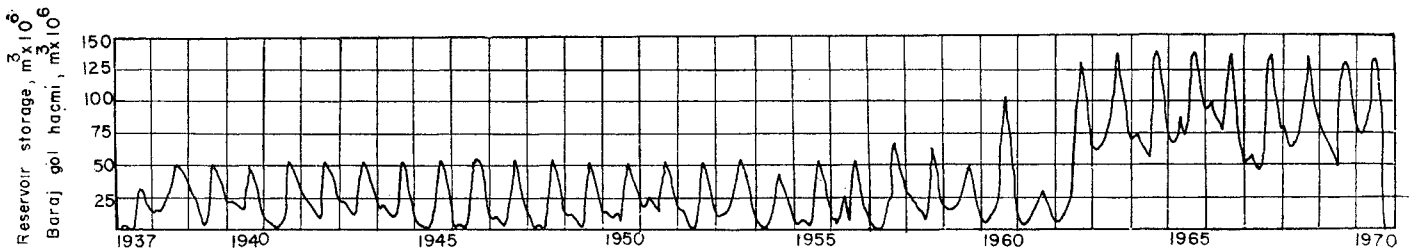
akiferden bir miktar boşalım sağlanmalıdır. Yapılan jeolojik araştırmalardan artezyen akiferinin genellikle homojen olduğu anlaşılmıştır. Baraj gölü ve artezyen akiferi yaklaşık 25 m kalınlıkta bir kil tabakası ile ayrılmakta ve böylece hidrolik bağlantı olasılığı ortadan kalkmaktadır (Doyuran, 1972). Gözlem kuyuları ise şekil 1'de görüldüğü gibi baraj gölü etki sahasında seçilmiştir. Baraj gölü yüklemesi sonucu akiferde teşekkül eden yeni boşluk suyu basıncı ancak bir miktar boşalımın sağlanması ile giderilebilecek ve akiferde hacımsal küçülme oluşacaktır. Akiferden boşalım ise baraj inşasından evvel açılan 46 kuyudan gerçekleşmektedir. Bu kuyular "Artezyen Parkı" olarak adlandırılan sahada yer almaktadır (bak şekil 1).

Araştırma yönteminin esasını, uzun süreli baraj gölü ve gözlem kuyuları su düzeyi ölçmelerinin kıyaslanması teşkil etmektedir. Ayrıca, Ekim 1970'de boşaltılan baraj gölünün 1971 yılı başlarında tekrar su toplamaya sırasında gözlem



Şekil 1: Buldum haritası.

Figure 1: Location map.



Şekil 2: Pineview Barajı göl hacmi aylık değişimleri.

Figure 2: Monthly storage of Pineview Reservoir.

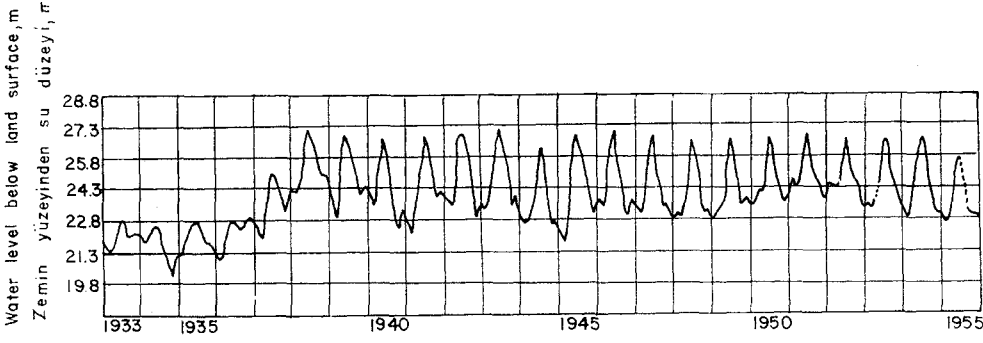
kuyusundan elde edilen su düzeyi ölçmeleri değerlendirilmiştir.

BARAJ GÖLÜ VE GÖZLEM KUYULARI DÜZEY DEĞİŞİMLERİ

1936 yılında inşası tamamlanan Pineview Barajının göl seviyeleri sürekli olarak hergün sabah 8:00'de ölçülmektedir. Bu seviyelere tekabül eden göl hacmi anahtar eğrilerinden hesaplanmaktadır (U.S.G.S., 1965-69). Aylık ortalama göl hacmi esas alınarak hazırlanan hidrografi şekil 2'de gösterilmiştir.

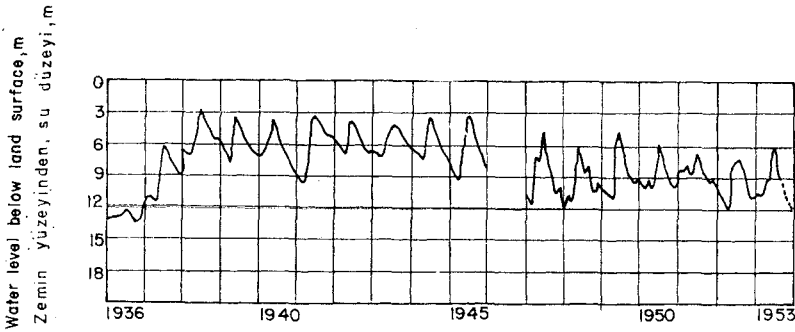
1937-56 yılları arasında maksimum göl hacmi, yaklaşık $55 \times 10^6 m^3$ dolayında iken; 1957 yılı başlarında, baraj, yüksekliğini artırmak amacı ile ilk kez boşaltılmıştır. Baraj, 1957 yılı ortalarından itibaren tekrar su toplamaya başlamış; ancak, maksimum göl hacmi olan $135 \times 10^6 m^3$ e 1962 yılında erişebilmiştir. 1970 yılında ise yeni açılan artezyen kuyularını baraj gövdesinden geçen toplama borusuna birleştirmek amacı ile ikinci kez boşaltılmıştır.

Baraj göl hacmindeki değişmelerin akifer ile ilişkisini kurabilmek amacı ile dört adet gözlem kuyusu seçilmiştir (bak şekil 1). Bu kuyuların üçüne ait aylık ortalama su düzeyi değişimlerini gösteren hidrograflar şekil 3, 4 ve 5'de gösterilmiştir. Bu hidrograflardan görüleceği gibi, baraj göl hacmi ile gözlem kuyuları su düzeyi değişimleri arasında belirli bir ilişki vardır. (A-6-1) 12 aad-1 ve (A-6-1) 11 dcd-1 nolu kuyularda 1937 yılından itibaren su düzeyleri belirli bir yükselme göstermekte ve diğer yıllara ait değişmelerin göl hacmi ile son derece uyumlu olduğu görülmektedir. 1957 yılı başlarında baraj gölünün boşaltılması sonucu, (A-6-1) 11 cab-1 nolu kuyudaki su düzeyinde akifere etkileyen dış yüklemdeki azalmaya uyumlu olarak bir düşme görülmektedir.



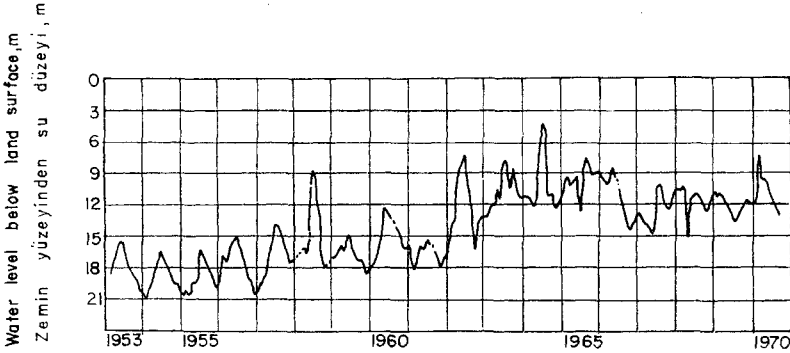
Şekil 3: (A-6-1) 12 aad-1 nolu gözlem kuyusu hidrografisi.

Figure 3: Hydrograph of the observation well, (A-6-1) 12 aad-1.



Şekil 4: (A-6-1) 11 ded-1 nolu gözlem kuyusu hidrografisi.

Figure 4: Hydrograph of the observation well, (A-6-1) 11 ded-1.



Şekil 5: (A-6-1) 11 cab-1 nolu gözlem kuyusu hidrografisi.

Figure 5: Hydrograph of the observation well, (A-6-1) 11 cab-1.

YÜKLEME-AKİFER İLİŞKİLERİ

Pineview Baraj gölünün oluşumundan önce artezyen akiferi, sadece örtü tabakasının ağırlığına eşit bir yükün etkisi altında kalmaktaydı. Kasım 1936 yılında artezyen akiferinde yeni bir evre başlamıştır. Baraj gölünün su toplama başlaması ile birlikte var olan

denge bozulmuş ve akifer yeni yüklerin etkisi altına girmiştir.

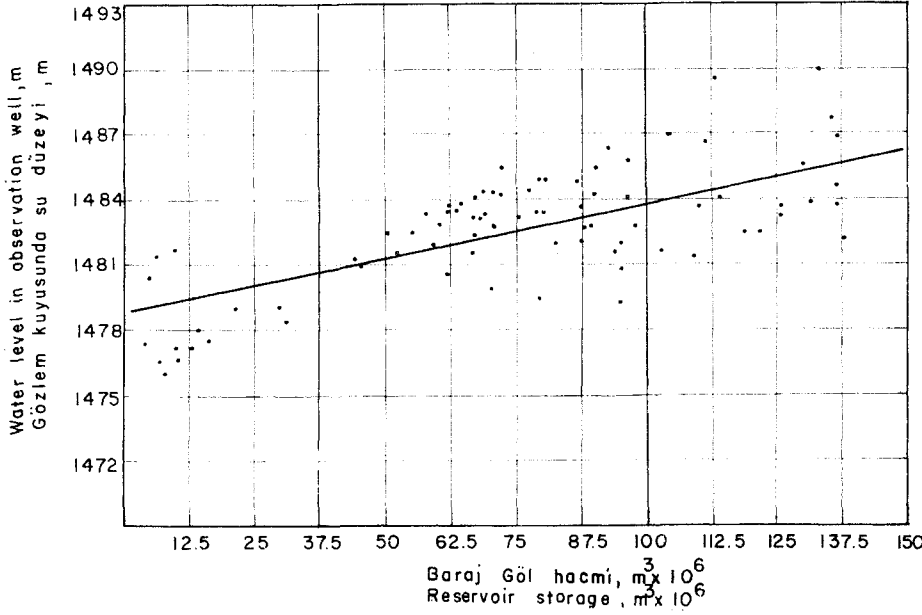
Baraj gölünün yaratmış olduğu hidrostatik basıncın bir kısmı akiferi teşkil eden sedimentler tarafından; diğer kısmı ise gözeneklerde yer alan yeraltı suyu tarafından karşılanmaktadır. Akiferi oluşturan çakıl ve kum

taneleri bu yükleme etkisi ile sıkışarak boşluk suyu basıncında bir miktar artışa yol açmıştır. Akiferden boşalmı olanağı sağlandığından, sıkışma modülü son derece az olan su, tane boşluklarından sıyrılarak kuyu içinde yükselmeye başlamıştır. Bu şekilde kısmen boşluk suyu basıncında azalma olacağından taneler sıkışmış ve akiferin gözenekliliği bir miktar azalmıştır. Gözenekliliğin azalması aslında hacimsel daralmanın en belirgin sonucudur.

1957 yılında baraj gölünün boşaltılması ile artezyen akiferi üstündeki hidrostatik basınç kalkmıştır. Böylece ilk yükleme sırasında boşlukları terk eden yeraltı suyu tekrar eski boşluklara dönmüş ve boşluk suyu basıncında bir artışa neden olmuştur. Yeniden teşkil olunan boşluk suyu basıncı kum tanelerini eski yerlerine doğru iterek akifer gözenekliliğinde bir artış meydana getirmiştir. Bu ise, hacimsel genişlemeyi belirtmektedir. Hacimsel genişleme, gözlem kuyularında su düzeyi düşmeleri ile izlenebilmektedir. Ancak, uzun süre ilâve yük altında kalan akiferde, bu yükün boşaltılması ile akiferin ilk gözenekliliğine erişebilmesi beklenemez. Çünkü, bu süre zarfında, akiferden sürekli boşalmı oluşu ve yükleme sırasında akiferi oluşturan tanelerin yeni bir yönlene tabi oluşu, az da olsa kalıcı bir deformasyona yol açabilir.

1962 yılından itibaren yeni kapasitesine erişen baraj gölü, akifer üzerine daha fazla yük ilâve ettiğinden, (A-6-1) 11 cab-1 nolu kuyuda, bu yıldan itibaren, su düzeyinde yükselme olduğu görülmektedir.

Baraj göl hacmi ile gözlem kuyularındaki su düzeyi ilişkileri arasında bir ilişki kurabilmek amacı ile şekil 6'daki grafik hazırlanmıştır. Burada kullanılan veriler, 1960-69 yıllarına ait olup;



Şekil 6: (A-6-1) 11 bab-1 nolu kuyudaki su düzeyleri ile baraj göl hacmi ilişkisi.

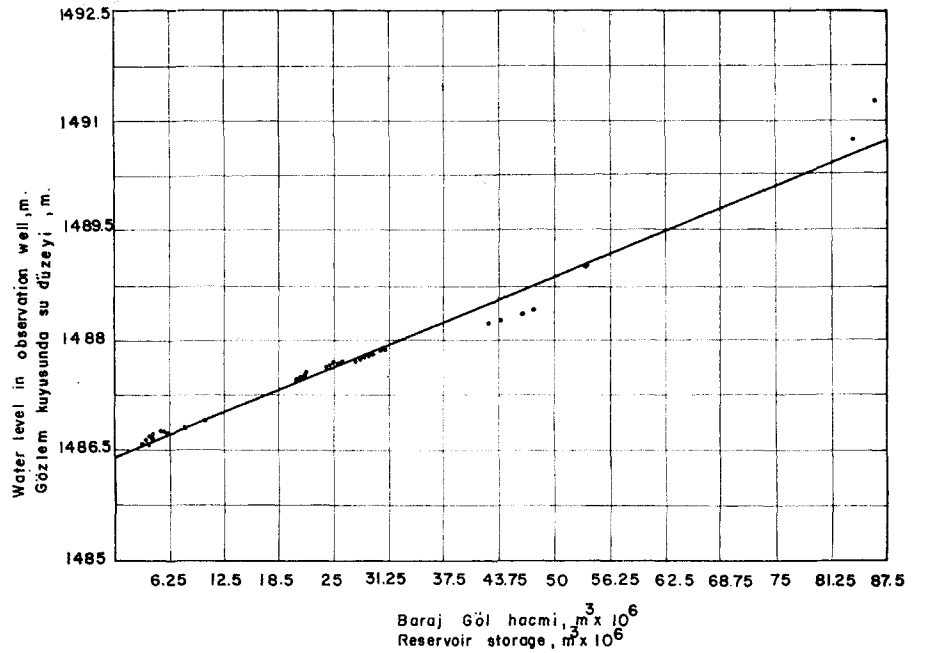
Figure 6: Relation of water level in the well (A-6-1) 11 bab-1 to storage in reservoir.

bu süre içinde artezyen kuyularından boşalım genellikle aynı düzeydedir. Daha gerçekçi bir ilişki kurmak amacıyla, aynı günde alınan ölçmeler kullanılmıştır. Şekil 6'da görülebileceği gibi, göl hacmi ile kuyudaki su düzeyi değişimleri arasında doğrusal bir ilişki vardır. En küçük kareler yöntemi ile saptanan bu ilişki, $Y = 1479 + 0,048 (10^{-4}) X$ şeklinde ifade edilmektedir. Burada, bağımlı değişken (Y) gözlem kuyusundaki su düzeyini; bağımsız değişken (X) ise baraj göl hacmini belirlemektedir. Göl haciminde yaklaşık 48.000 m³ lük bir değişmeye karşılık, gözlem kuyusunda 1 m'lik bir değişme oluşmaktadır.

Kasım 1970'de, baraj gölünün ikinci kez boşaltılması ile, evvelce su altında kalan (A-6-2) 18 bab-1 nolu gözlem kuyusuna, kaydedici su düzeyi ölçme cihazı yerleştirilmiştir. Barajın tekrar su topladığı andan itibaren yeraltı suyu (Jüzey değişimleri kaydedilmiştir. Bu değişimlere karşılık olan göl hacmi verileri elde edilmiştir. Şekil 7'de görülebileceği gibi göl hacmi ile yeraltı suyu seviye değişimleri arasındaki ilişki $Y = 1486,35 + 0,044 (10^{-4}) X$ ile ifade edilmektedir. Bu ilişkiler, her iki gözlem kuyusunun, göl hacmi değişmelerine benzer tepki gösterdiklerini ortaya koymaktadır.

SONUÇIAJB

1) Artezyen akiferine uygulanan yükler, akiferde bir hacımsal küçülme meydana getirmektedir. Bunun sonucu olarak akifer gözenekliliğinde ve geçirirliğinde bir miktar azalma beklenebilir



Şekil 7: (A-6-2) 18 bab-1 nolu kuyudaki su düzeyleri ile baraj göl hacmi ilişkisi.

Figure 7: Relation of water level in the well (A-6-2) 18 bab-1 to storage in reservoir.

2) Örtü tabakası, akif eri oluşturan sedimentlerden daha fazla sıkışacağından; geçirirliği büyük ölçüde azalır ve akiferden yukarıya doğru sızma olmadığı olmaz.

3) Akif eri etkileyen yükün azalmasına bağlı olarak, hacımsal genişleme başlar.

4) Gözlem kuyularında görülen su düzeyi yükselmeleri, yüklem sonucu akiferde teşekkül eden basınç artmasının doğurduğu bir sonuçtur.

5) Baraj gölünün meydana getirdiği yüklem, düzgün olmayıp; su kütlesinin derinliğine bağlı olarak değişmektedir. Bu nedenle, akiferin bazı kısımları daha fazla sıkışmaya uğrar.

Yayıma verildiği tarih: Nisan, 1975

DEĞİNİLEN BELGELİK

Doyuran, V., 1972, Geology and ground-water resources of Ogden Valley, Utah: Yayımlanmamış doktora tezi, Utah Üniversitesi, A.B.D.

Ferrir, J. G., Knowles, D.B., Brown, R. H., ve Stallman, R. W., 1962, Theory of aquifer tests: U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1536-E, 69-174.

George, W. O., ve Romberg, F. E., 1951, Tide-producing forces and artesian pressures: Trans. Amer. Geophysical Union, 28, 108-124.

Meinzer, O. E., 1928, Compressibility and elasticity of artesian aquifers: Econ. Geol., 23, 263-291.

U.S. Geological Survey, 1965-69, Water resources data for Utah, Part 1, Surface water records: Salt Lake City, Utah.

Description of two new Gastropod species and one sub-species from the lacustrine sediments of Neogene age Afyon, Turkey

Afyon'daki Neojen yaşlı lacustrine sedimanlardan iki yeni gastropod türünün ve bir alt türünün tanımlanması

AYNUR İNANCI - M. M. D. T. İ. K. K. V. W. M. T. S. M. S. M. Musu, Ankara

ABSTRACT: Systematic descriptions of two newly discovered *Pyrgula* and *Corymbina* fossil species from Afyon-Gürleyik area are given.

Samples of *Pyrgula* species are collected from the Lower Pliocene and *Corymbina* species from overlying beds. *Pyrgula* species are different from the species collected from Paratethys and West Anatolian region (Denizli). Therefore two new species: *Pyrgula hoyrani* n.sp., *Pyrgula costata* n.sp. are proposed. All of the specimens of our *Corymbina rhodensis* Bukowski show sinistral features; a new sub-species, *Corymbina rhodensis senestris* n.ssp. is proposed.

ÖZ: Bu yazımızın konusu olan fosiller Afyon-Gürleyik (Hoyratı gölü kuzeyi) deki Neojen yaşlı sedimanlardan toplanmıştır.

Numunelerden *Pyrgula* cinsine ait olanlar Pliyosen'in alt seviyesinden» *Corymbina*'lar ise bunların üzerindeki tabakalardan gelmektedir. *Pyrgula*'lar gerek Paratetise ve gerekse Batı Anadolu'ya (Denizli) ait türlerden ayrıcalıklar göstermektedir, *Pyrgula hoyrani* n.sp., *Pyrgula costata* n.sp. türlerinin doğuşu bu nedene dayanmaktadır. *Corymbina lax* ise hemen tümüyle senestr özellik göstermesi nedeniyle *Corymbina rhodensis* Bukowski'ye bağlı yeni bir alt tür yapılmıştır.

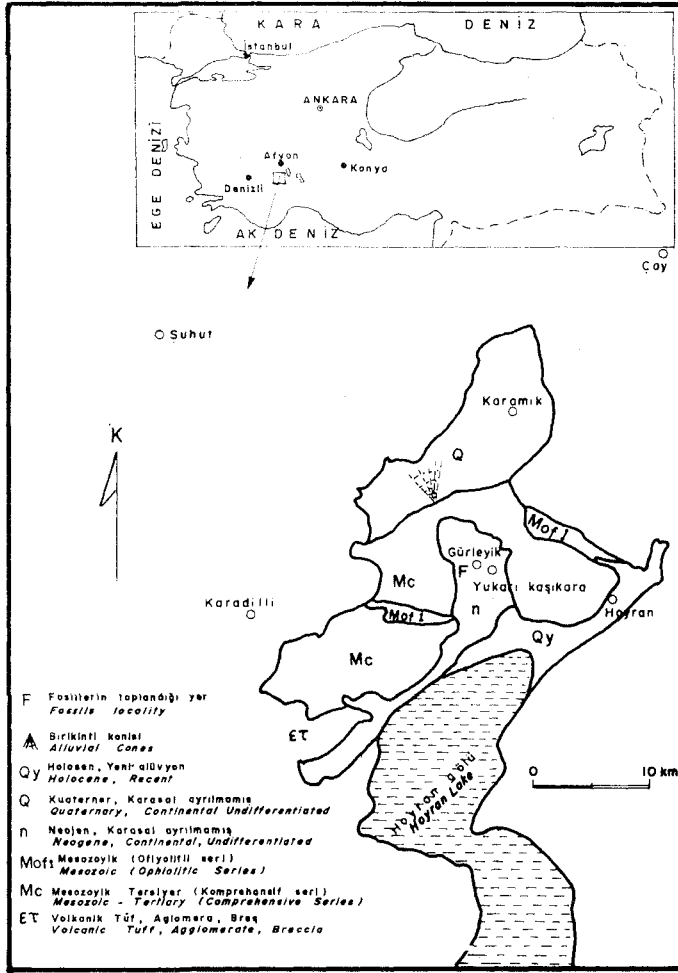


Figure 1: Location and geological map.

Sekil 1: Yer buldu ve bölge jeoloji haritası.

INTRODUCTION

Two new species of *Pyrgula* and sub-species of *Corymbina* have been discovered in the specimens collected from Gürleyik (SE Afyon) by Aydoğan Akbulut. The brackish facies and uppermost part of Early Pliocene are indicated by *Pyrgula* species. The *Oorymbina* species indicate the lacustrine facies and the lowermost part of Late Pliocene age.

According to 1/500 000 scaled geological map of Turkey the specimens were collected from the Neogene areas (figure 1).

SYSTEMATIC STUDY

Class	: Gastropoda Cuvier, 1797
Subclass	: Prosobranchia Milne Edwards, 1848
Order	: Mesogastropoda Thiele, 1929
Superfamily	: Rissoacea Adams and Adams, 1854
Family	: Truncatellidae
Subfamily	: Pyrgulinae
Genera	: <i>Pyrgula</i> Christofori and Jan, 1832

Pyrgula hoyrani n.sp. (plate I, figure 1-2)

Derivatio-nominis

It is derived from the name of the Hoy ran, a lake from Afyon region.

Diagnose

Test small, high conical, spirally coiled; 7 whorls with protoconch, smooth first whorls; later whorls with rounded keel and thin lines of growth. Aperture is oval.

Description

Test is small, the shape is high cone and the height of the last whorl is smaller than the 1/2 of the height of the test. The number of the whorls (including protoconch) is seven. Protoconch and the two first whorls are smooth on the surface; in the third whorl appear thin lines of growth and in the fourth whorl there is rounded keel at the lower part of the suture line. The number of the keel is only one at every whorl but two at the last whorl. Aperture is oval. It is rounded at the lower part and angulated at the upper part. It is turned-down and stuck on the last whorl at the columellar edge. It is more distinctly curved outwards at upper part where it is angulated.

Measurements of holotype: Height 6,45 mm, width 3,10 mm, angle of apex 38°.

Average measurements: Height 6,11 mm, width 2,94 mm.

Comparisons and Remarks

This species is compared with the *Pyrgula* species of Classic Central European Neogene (Wenz, 1942) (Jekelius, 1932 and 1944) and Denizli basins of West Anatolian (Taner, 1974). There is not resemblance of *P. hoyrani* with the *Pyrgula* species of these basins.

Locality

Afyon-Gürleyik village.

Stratigraphical level

Upper levels of the Lower Pliocene.

Pyrgula castata n.sp. (plate I, figure 3-4)

Diagnose

Test small with eight whorls including protoconch first whorl with smooth surface. Following whorls keeled and ribbed. Aperture rounded at the lower part and angulated at the upper part.

Description

Test is small and high conical, the height of the last whorl is 1/3 of the height of the test. 8 whorls are counted,

including protoconch. The surface of protoconch and of the first whorls are smooth. Test has thin lines of growth on the following whorls. From the fourth whorl, up to the last, appear under the suture line a keel noticeable ribs. These ribs start from the keel, cross the whorl and end at the end of the each whorl. The number of the ribs on one whorl is about 14-16. Aperture is rounded at the lower part and angulated at the upper part. It is turned-down and stuck on the last whorl at the columellar edge.

Measurements of holotype: Height 5,25 mm, width 2,10 mm, angle of apex 38°.

Average measurements: Height 5,75 mm, width 2,22 mm.

Comparisons and Remarks

It is distinguished from *P. hoyrani* n.sp. by having more ribbed whorls, less noticeable keel and pseudonodose shape of the keel at the beginning of it. We cannot find similar forms when it is compared with *Pyrgula* species collected from European and West Anatolian basins (Denizli).

Locality

Afyon-Gürleyik village.

Stratigraphical level

Upper levels of Lower Pliocene.

- Class : Gastropoda Cuvier, 1797
- Subclass : Euthyneura Spengel, 1881
- Order : Basommatophora Keferstein, 1864
- Superfamily : Lymnaeacea
- Family : Lymnaeidae
- Subfamily : Lymnaeinae
- Genera : *Corymbina* Bukowski, 1892

Corymbina rhodensis senestris n.ssp.

(plate I, figure 5-8)

Diagnose

Medium test, with rather thick shell, short spire; four whorls including protoconch, separated last whorl from the spire. First whorls with smooth surface, the rest with ribs parallel to each other (transversal folds), sinistral aperture, with columellar edge compressed and thickened.

Description

Medium size test has thick shell. The number of the whorls including protoconch is four. Test has a short spire.

Surface of the first whorls are smooth. Thin growth lines are seen on the following whorls. On the surface starting from the third whorl up to the last, there are parallel ribs. These ribs starting from suture lines, continue regularly towards the front forming a convex arch. The space between the ribs are equal. The last (the fourth) whorl is separated

from the spire. The suture line can be seen up to the aperture. Aperture is sinistral, round and slightly compressed from both sides. Outer lip (labrum) is elongated as a shovel to the opposite side of the columellar edge. In some samples this labrum is slightly curved outwards. The inner part of the aperture is thickened and the ribs become thinner to form a wrinkled pattern.

Measurements of holotype: Height 17,35 mm, width 10,35 mm.

Measurements of paratype: Height 12,30 mm, width 7,40 mm.

Coinparisons and Remarks

It resembles to *Corymbina rhodensis* Bukowski but it differs from it by having more shorter spire, to have the last whorl more far away from the columellar axis and to be sinistral rather than dextral as *Corymbina rhodensis* Bukowski (Bukowski, 1893).

Xiocality

Afyon-Gürleyik village.

Stratigraphical level

Lower levels of Upper Pliocene.

CONCLUSIONS

The systematic and palaeogeographic study of these fossils give the following results:

1) The abundance of *Pyrgula* species shows the characteristics of the facies of Ponti-Caspic, specially Dasic basins of the Paratethys. This proves that the southern border of Paratethys can be drawn further southwards from the presently accepted border.

2) Two new species of *Pyrgula* and one new sub-species of *Corymbina* are established.

Yayma verildiği tarih: Nisan, 1975

REFERENCES

Bukowski, G., 1893, Die Levantinische Molluskenfauna Der Insel Rhodus: Wien, 31-38.
 Jekelius, E., 1932, Die Molluskenfauna Der Dazischen Stufe Des Beckens Von Brasov: Mem. Inst. Geol. Românei; Bucureşti, 81-88.
 Jakelius, E., 1944, Sarmat und pont von Soceni (Banat): Mem. Inst. Geol. Românei: Bucureşti, 112-164.
 Taner, G., 1974, Denizli bölgesi Neojen'inin paleontolojik ve stratigrafik etüdü: Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, Ankara, 83, 145-176.
 Wenz, W., 1942, Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl - Gebiete: Senckenbergiana Wissen. Mitteil. Sencken. Naturf. Gesell. 24: Frankfurt a.M., 3-26, 49-51.

PLATE I

Pyrgula koyrani n.sp.

- Figure 1: Holotype (Aİ. 1), Apertural view, $\times 8$
 Figure 2: Holotype (Aİ. 1), Abapertural view, $\times 8$

Pyrgula costata n.sp.

- Figure 3: Holotype (Aİ. 2), Apertural view, $\times 8$
 Figure 4: Holotype (Aİ. 2), Abapertural view, $\times 8$

Corymbina rhodensis senestris n.sp.

- Figure 5: Holotype (Aİ. 3), Apertural view, $\times 3$
 Figure 6: Holotype (Aİ. 3), Abapertural view, $\times 3$
 Figure 7: Paratype (Aİ. 4), Apertural view, $\times 3,5$
 Figure 8: Paratype (Aİ. 4), Abapertural view, $\times 3,5$

LEVHA I

Pyrgula koyrani n.sp.

- Şekil 1: Holotip (Aİ. 1), Önden görünüşü, $\times 8$
 Şekil 2: Holotip (Aİ. 1), Arkadan görünüşü, $\times 8$

Pyrgula costata n.sp.

- Şekil 3: Holotip (Aİ. 2), Önden görünüşü, $\times 8$
 Şekil 4: Holotip (Aİ. 2), Arkadan görünüşü, $\times 8$

Corymbina rhodensis senestris n.sp.

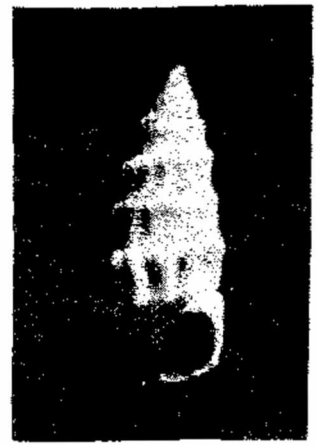
- Şekil 5: Holotip (Aİ. 3), Önden görünüşü, $\times 3$
 Şekil 6: Holotip (Aİ. 3), Arkadan görünüşü, $\times 3$
 Şekil 7: Paratip (Aİ. 4), Önden görünüşü, $\times 3,5$
 Şekil 8: Paratip (Aİ. 4), Arkadan görünüşü, $\times 3,5$



1



2



3



5



6



4



7



8

Sulu bor mineral yataklarının oluşum modeli

A model for the formation of hydrated borate mineral deposits

KEMAL İNAN *Maden Fakültesi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul*

ÖZ: Ekonomik değerli borat yataklarının büyük bir çoğunluğu belli bir derişikliğe erişmiş göl eriyiklerinden çökeltmelerle gelişirler. Bu çökeltmelerde etkin olabilecek unsurların başında boratları verecek sıvıların bileşim, pH ve sıcaklıkları gelir.

Deneysel çalışmalar ve saha gözlemleri Türkiye borat yataklarının iki ana grupta toplanabileceğini göstermiştir. Bunlar $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ sisteminde Ca, Na-Ca ve Na boratları beraber verebilen, tam çökeltme gösteren yataklar (Kırka tipi), ve Na-Borat bulundurmeyen yataklardır (bilinen diğer yataklar).

Tam bir seri çökeltmesi veren borat yatakları, yeterli bor derişikliği yanında, sıvıların $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ oranı 1'e yakın ve daha yüksek olan göllerden oluşurlar. Bu tip yataklarda Ca, Na-Ca ve Na-Borat düşey ardalânmasında Na-Borat mineralleri havzanın derin bölgelerine egemen olurken, kenar fasiyelerde yerlerini Na-Ca ve Ca-boratlara bırakırlar.

ABSTRACT: Economically important borate deposits were formed as chemical precipitates in lacustrine environments. Factors controlling the formation of these deposits are mainly the composition, pH and the temperature of mother liquors.

Experimental studies and field observations show that Turkish borate deposits can conveniently be divided into two groups; a-those which have shown a complete sequence of precipitation in a $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ system (Kırka type), and b-all other known deposits that do not contain Na borate.

Deposits of group (a) were most likely formed from a solution having $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ ratio close to unity and above, provided that the solution contains the necessary B concentration. The result of precipitation from such a solution would give a vertical sequence of Ca, Na-Ca and Na borate layers which indicates gradual increase in concentration within the lake system. The lateral variation in such a deposit is that Na-borates are dominant at the central and deepest parts of the deposit. These Na-borate layers are progressively transformed into Na-Ca and Ca-borates towards the edge of the basin.

GİRİŞ

Ekonomik değerde sulu borat yataklarının belli B_2O_3 , Na_2O , ve MgO derişikliğine erişmiş doğal eriyiklerden çökelmeler yolu ile geliştikleri tüm araştırmacılarca kabul edilmektedir (Poshag, 1921; Borchert ve Muir, 1964; Özpeker, 1968; İnan, 1972; Baysal, 1973). Borat yataklarının oluştuğu yörelerin çoğunlukla volkanik bölgeler içinde bulunmaları ve volkanik ürünlerin bu yataklar içinde sık gözlenmesi, bu yatakların volkanik buğu (ekshalatif) kökenli tortul oluşuklar olduğu kanisim desteklemektedir. Denizel kökenli tuz yatakları içinde de yer yer izlenebilen ve yatak yapıcı olmaktan çok eser halinde olan boratları hariç tutarsak, borat yataklarının özellikle karasal bölgelerin göl fasiyeslerinde geliştikleri görülür. Bu yataklar ya tek tek göllerde veya birbirine bağlı göller zinciri içinde oluşmuşlardır.

Borat yataklarının oluşturacak maddelerin kökenleri ve bu maddelerin çökeltme alanlarına taşınma biçimi bu yazının kapsamı dışında kalacağı için üzerinde durulmayacaktır. Bu yazıda daha çok çökeltme alanına taşınmış maddelerin borat yatağı oluşturmalarını sağlayan kimyasal olaylar irdelenecek ve deneysel buluşların Türkiye bor yataklarına uygulanabilirliği tartışılacaktır.

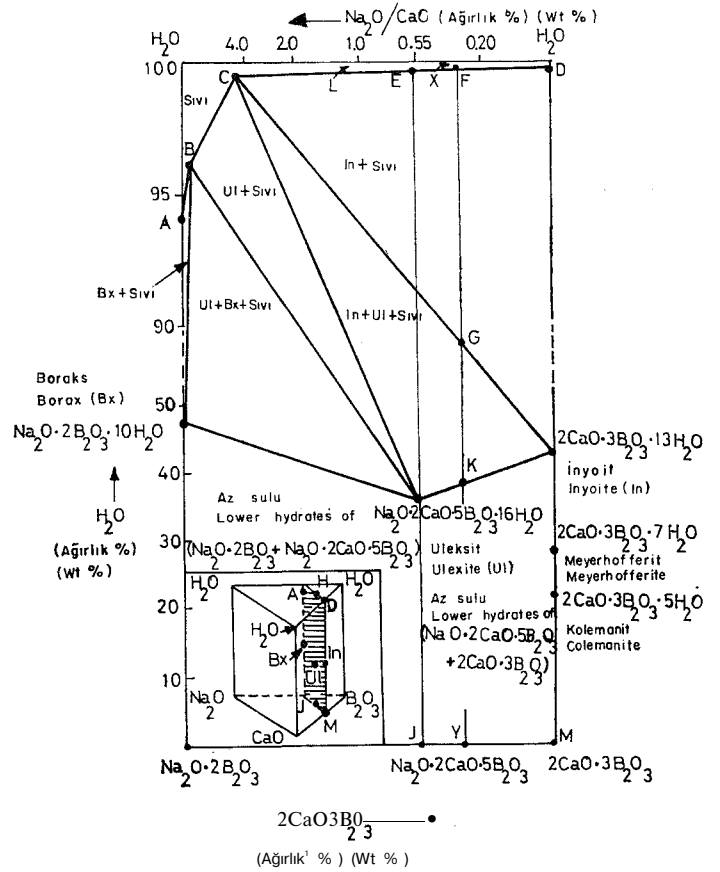
ÇÖKELME KOŞULLARI

Göl fasiyeslerinde çökelmeleri denetleyen etmenler genel anlamda kimyasal çökelmeyi denetleyenlerin aynıdır. Bunların başında sıvıların bileşimi, pH ve sıcaklık gelir. Doğada, bunlara ilâve olarak, organik maddelerin varlığı ve diğer jeolojik etkenlerde havzadan havzaya değışebilen oranlarda çökeltme işlemi üzerinde etkin olurlar.

Yukarda sayılan denetleyici unsurların eşliğinde çökelmenin izliyeceği yolu önceden saptayabilmek için göl içi sıvıların başlangıç bileşimini bilmek gereklidir. Denizel kökenli tuz yataklarının oluşturan minerallerin çökeltme sırası, başlangıçtaki sıvı bileşimi bilindiğinden, rahatlıkla saptanabilmektedir. Denizel kökenli tuzların çökeltme sırası Usiglio'nun klâsik deneysel çalışmalarından beri bilinmektedir (Krauskopf 1967). Bu araştırmacının çalışmaları ve ondan sonra yapılan sayısız çalışmalarla deniz suyunun buharlaşmaya bırakılması ile önce karbonat sonra sülfat ve sonunda da klorürlerin çökeleceği görülmüştür. Gözlenen çökeltme sırası çökelten minerallerin çözünürlük sırasını yansıtabilmektedir.

Başlangıç bileşimini kesinlikle bilemediğimiz borat yataklarını veren eriyiklerden minerallerin nasıl bir sıra izliyerek çökeceklerini saptamak güçtür. Bu zorluklara rağmen Türkiye borat yataklarında Ca, Na-Ca ve Na-Borat tipi minerallerin egemen oluşu, boratların yataklanmasında, bor derişikliği yanında eriyiklerdeki Na_2O/CaO oranının önemli olduğunu göstermektedir. Yapılan deneysel çalışmalardan bu oranın Ca-boratlar için %5, Na-Ca boratlar için %5-95 ve Na-boratların oluşması içinde eriyiğin Na_2O/CaO oranının %95'ten yüksek değere sahip olması gerektiği saptanmıştır (İnan ve diğerleri, 1973).

Yapılan bu çalışmalardan, ve borat göllerinde başlangıçta az derişik eriyiklerin kabul edilirse, borat çökelmelerinin Ca-,boratlarla başlayacağı bunu Na-Ca boratlarının izliyeceği ve çok derişik eriyiklerden (yüksek Na_2O/CaO oranı) Na-boratların gelişeceği anlaşılır. Çökelmede var olması beklenen bu sıranın denizel kökenli tuzların oluşum sırasına



Şekil 1: $Na_2O \cdot B_2O_3 - 2CaO \cdot 3B_2O_3 - H_2O$ sisteminin yaklaşık 40°C'deki faz diyagramı (İnan, Dunham, ve Esson, 1973'ten alınmıştır).

Figure 1: Phase diagram of the system $Na_2O \cdot B_2O_3 - 2CaO \cdot 3B_2O_3 - H_2O$ at approximately 40°C (From İnan, Dunham and Esson, 1973).

benzemesi, doğal olduğu kadar aynı yasaların her iki çökeltme işlemi de geçerli olduğunu göstermesi açısından da ilginçtir. Çökeltme işlemi ve bu arada yer alan olayları daha iyi açıklamak için yukarda verilen deneysel çalışmalardan (İnan ve diğerleri, 1973) ve kaynaklardan yararlanılarak (Yarzhemskii, 1968; Bowser, 1964) çizilen bir diyagram aşağıda verilmektedir (şekil 1).

Şekil 1, $Na_2O \cdot 2R_2O_3 - 2CaO \cdot 3B_2O_3 - H_2O$ sisteminin yaklaşık 40°C'de faz diyagramını vermektedir. Koyu çizgiler fazların duraylılık alanlarını vermekte, diyagramın sol alt köşesi ise bu diyagramın $Na_2O - CaO - B_2O_3 - H_2O$ sistemi içindeki yerini göstermektedir. Yarı kantitatif özellikteki bu diyagramın bünyesinde taşıdığı bazı sınırlamalara rağmen çeşitli bileşime sahip eriyiklerden bor minerallerinin (Ca, Na-Ca ve Na-borat minerallerinin) çökeltmesinde izleyecekleri olayları belirlemesi bakımından incelenmesi yararlıdır. Dikkat edilirse verilen mineraller kendi gruplarının en yüksek su moleküllü üyeleri olmaktadır.

Türkiye borat yataklarında egemen minerallerin çökelmelerinin daha iyi kavranması için bu diyagramdan birkaç örnek vererek açıklayalım. Borat çökelmemiş X bileşimine sahip bir göl suyunu buharlaşmaya bırakalım. Buharlaşmanın devamında X noktasındaki (şekil 1) bir eriyik P noktasına inecek ve burada ilk buharlaşma ürünü olan boratı ve

recektir. Bileşim Ca-borat (Inyoit) sınırı içinde olması nedeniyle ilk çökecek mineral inyoit olacaktır. Bu noktadan itibaren sıvının bileşimi FEC üzerinden Cye doğru kayacak, toplam bileşim ise F'den G'ye ve oradan K noktasına gidecektir. Burada C bileşimindeki sıvı fazı katı olan inyoit ile reaksiyona girerek onu Na-Ca borat olan uleksite çevirir. Sıvı bu noktadan ileriye geçemez ve sıvı buharlaşması bitene kadar toplam bileşim K noktasında olacaktır. Çökeltme sonucunda gelişen minerallerin oranı da miktarlar yasası yardımı ile YM/JM ve YJ/JM (uleksitin inyoite oranı) olacaktır.

Eğer EC üzerinde herhangi bir noktadaki bir sıvıdan buharlaştırma yaparsak ilk ürün inyoit olacak ve buharlaşmanın ilerlemesi ile C noktasına varan sıvı ile inyoit reaksiyona girecektir. Bu reaksiyon tamamlana dek yani inyoitin uleksite dönüşmesi bitene kadar sıvı C noktasından ileriye geçmez. Reaksiyonun tamamlanması ile sıvı CB üzerinden B'ye doğru gidecek, önce uleksit, sonra Na-borat olan boraks çökelecektir.

BC üzerinden bir noktada buharlaşma olursa, önce uleksit çökecek ve buna sonradan boraks çökmesi katılacaktır. Sonuçta uleksit+boraks katı fazları gözlenecektir.

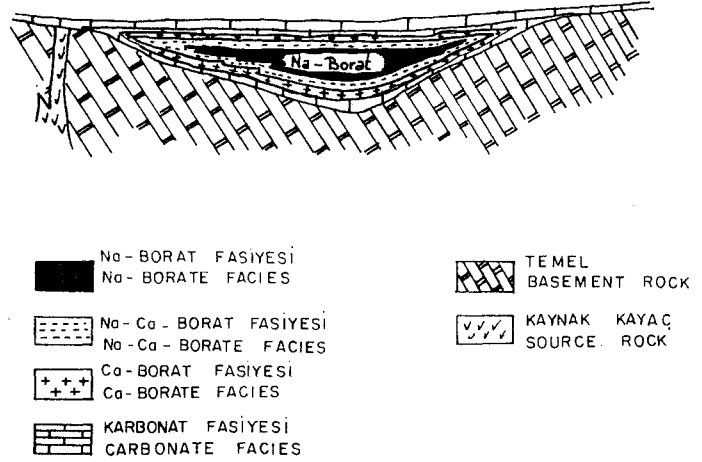
Şimdiye kadar anlatılan olaylar dizisi tam bir denge (equilibrium) kristallenmesinde görülebilecek olaylardır. Doğada ise her zaman olayların dengeye ulaşacağı beklenemez. Çünkü çökelen mineraller değişen bileşimdeki sıvılarla ilişkilerini koruyamazlar. Çok sık olarak, özellikle borat göllerinde kırıntılı maddeler, kil v.b. ile örtülerek değişimlere karşı korunabilirler. Boraks yataklarında Ca-boratlar varlıklarını, büyük bir olasılıkla, bu örtülme olayına borçludurlar.

Borat göllerinde sıvıların az derişik bir bileşimden buharlaşma sonucu derişikliklerinin artması ile gelişen minerallerin düşey sıralanmasında önce çok az çözünen karbonatlar çökecek bunu sırasıyla Ca, Na-Ca ve Na-boratlar izliyecektir. Daha sonra, derişikliğin değişik dış etkenlerle düşmesi halinde ne gibi olayların gelişeceğini şekil 1'den çıkarmak olanaklıdır. Sıvıların seyrelme hızlarına bağlı olarak en son çökelmiş borat mineralinden daha az çözünebilir minerallerin çökeceği açıktır. Eğer çok hızlı bir seyrelme olayı olursa (sellenme), o zaman sıvının bileşimi tamamen sistem dışına çıkacağı için o anda dokunduğu minerali çözerek yerine örneğin karbonatları çöktürebilir.

Borat yataklarını alttan ve üstten çevreleyen karbonatların bu göl sularında düşük N^a_2O/CaO oranını yansıttığı kabul edilirse, o zaman sıvı bileşiminin başlangıçta oldukça seyreltik olması ve giderek artan buharlaşma yolu ile derişikliğin yükselmesi ve sonunda da göl sularının yeniden seyrelmesi olayı ile karşı karşıya gelmiş oluruz.

İşte bu iki ana seyrelme olayı arasında sırasıyla Ca, Na-Ca ve Na-borat düşey sıralanması verebilen tam bir çökeltme olur. Borat göllerinin bunu verebilmesi içinde sıvıların içindeki Na_2O/CaO oranı 1 ve daha yüksek değerlere ulaşması gereklidir. Boraks görülmeyen yataklar ise eksik çökelmeli yataklar olarak ayrı bir gurup altında toplanabilir. Bu yataklarda Na_2O/CaO oranının her zaman düşük kaldığı ileri sürülebilir.

Bu görüşten hareket ederek sunulan modele tüm borat yataklarının tam olarak ve bütün ayrıntıları ile uyması beklenemez. Zira doğada yer alan çökelmeler tek bir evre ile sı-



Şekil 2: Kırka tipi yataktan geçen ideal bir kesit (İnan, Dunham ve Esson, 1973'ten alınmıştır.)

Figure 2: Idealized cross section of Kırka-type deposit (From İnan, Dunham and Esson, 1973).

mırlanamaz. Seyrelme ve derişikleşme olayları birbirini sık sık izliyebilir. Ayrıca borat yataklarını oluşturan minerallerin değişimlere yatkın oluşları da ilk çökeltme ürünlerinin olduğu gibi korunmalarını zorlaştırır. Tüm bu etkenlere karşın bir yatakta egemen mineral katlarının genel dizilişinin modele uygunluk gösterdiği Kırka yatağı bir örnek olarak verilebilir.

Kırka Yatağı

Bu yatak tabanda Ca-borat (kolemanit) üste doğru Na-Ca borat (uleksit) ve bunun üstünde de yatağın en kalın katı olan Na-borat (boraks) düşey sıralanması göstermektedir. Boraks katı içinde zaman zaman uleksit katlarının varlığı gözlenmiştir. Yatak en üstte uleksit+kolemanit veya uleksit -furnakovit katı ile son bulur. Mg-borat olan kurnakovitlerin ($Mg_3B_2O_7 \cdot 10H^2O$) fiziksel görünüşleri ve kil seviyelerine bağlı oluşları, bunların ikincil (sekonder) olduklarını düşündürmüştür. En üstte kireçtaşları yer alır. Bu örnek tam çökeltme gösteren yatak için ve sunulan modele uyan iyi bir örnektir. Çalışmalar özellikle Türkiye borat yataklarını kapsadığı için de tam çökeltme veren yatak tipi için Kırka tipi yatak demek olanaklıdır.

Sunulan modeli kullanarak ve Kırka yatağını gözönünde tutarak tam bir çökeltme veren bir borat yatağının ideal kesiti şekil 2'de verilmektedir.

Şekil 2'de görüldüğü üzere yatak içinde katlar bakışık bir görünümündedir. Kırka yatağında ise bu bakışım zaman zaman ara katlar ve ikincil değişimlerle bozulmuş olmakla beraber ana katları ile bu ideal kesite uymaktadır. Şekil 2'de düşey sıralanmanın yanında yanıl geçişlere dikkat edilmelidir. Na-boratların havza merkezinde egemen olurken kenarlara doğru Na-Ca borat ve Ca-boratlara yerini bırakması yatağın değerlendirilmesi yönünden çok önemlidir. Bu yanıl değişim havza ortalarındaki derişik çözeltilerin kenarlara doğru özellikle sellenmelerle seyreltiğini belirlemektedir. Bu yanıl geçiş Kırka yatağında kendini göstermektedir. Yatağın orta kısmı (en derin yeri) kabul edilen Sankaya dolayında

boraks egemen ve kaim bir kat halinde iken kuzey ve güneye doğru bu katın yerini uleksit almaktadır.

Boraks bulunmayan diğer borat yatakları ise $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ oranının 1'i geçmediği göl sınırlarından gelişmişlerdir, örneğin Emet borat yataklarında, yatağın hemen hemen tümü Ca-boratlardan oluşmasına karşın, Na-Ca borat (uleksit)lar tabanda ve tavanda ince bir kat halinde gözlenmiştir.

SONUÇLAR

- 1 — Na-borat verecek olan doğal eriyiğin bileşiminin kesin biçimde uleksit bileşim noktasını aşması gereklidir. Bu sıvının $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ oranının 1'e yakın ve daha yüksek olması beklenir.
- 2 — Borat göllerinde çökelmeler $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ sisteminde Ca, Na-Ca ve Na-borat sırasını izler.
- 3 — Ca, Ca-Na ve Na-borat tipi yataklar gelişmesinde $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ oranı temeldir. Bunların $\text{Na}_2\text{O}/\text{B}_2\text{O}_3$ oranı ile açıklanması yeterli değildir.
- 4 — Borat yatağında Na-boratlarda (boraks) havzanın derin bölgelerinde egemen olurken kenarlarda ve sığ

alanlarda Na-Ca ve Ca-boratlarda daha fazla önem kazanırlar.

Yayıma verildiği tarih: Nisan, 1975

DEĞİNİLEN BELGELER

- Baysal, O., 1973, Sarıkaya (Kırka) borat yataklarının oluşumu: S. Türkiye Madencilik BU. ve Tek. Kongr., 255-277.
- Borchert, H., ve Muir, O.R., 1964, Salt deposits: The origin, Metamorphism and Deformation of Evaporites: D. Van Nostr., London, 190 s.
- Bowser, S.C., 1964, Geochemistry and petrology of sodium borate in nonmarine evaporite environments: Ph. D. Thesis, Univ. Calif, at Los Angeles, 110 s.
- Foshag, W., 1921, The origin of colemanite deposits: Econ. Geol., 16, 166-214.
- İnan, K., 1972, New borate district, Eskişehir-Kırka province, Turkey: Inst. Mining and Met., 81, B163-165.
- İnan, K., Dunham, A.C., ve Esson, X., 1973, The mineralogy, geochemistry and origin of the Kırka borate deposit. Eskişehir province, Turkey: Inst. Mining and Met., 82, B114-123.
- Krauskopf, B.K., 1967, Introduction to geochemistry: McGraw-Hill, New York, 331 s.
- Özpeker, İ., 1968, Biati Anadolu borat yataklarının mukayeseli jenetik etüdü: Doktora tezi, İst. Tek. Univ., 110 s.
- Yarzhemskii, Y. Y., 1968, Possibility of sedimentation of borate from eutonic brine in salinogenic basins of marine type Int. Geol. Rev., 10 (2), 1096-1102.

Eğridir gölü güneyinin temel jeolojik etüdü¹

Basic geological study of southern lake of Eğridir

JEAN P. DUMONT *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*
ERDAL KEREY *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*

ÖZ: Çalışılan alan Antalya körfezinin kuzeyinde, Eğridir gölünün güneydoğusundadır.

Çalışma orta ve batı Toroslar arasında yer alan bölgenin temel jeolojik özelliklerini ortaya çıkarmak, orta ve batı Torosların ilişkisini araştırmak amacıyla taşır. Bölgedeki kaya birimleri stratigrafik ve tektonik özellikleri açısından birbirleriyle ayrıcalık gösteren ayrı "Birlik"ler oluşturmaktadır. Bu birlikler geçici olarak Karacahisar Birliği, Ofiyolitli Birlik ve Dulup Birliği diye adlandırılmıştır.

Ayrıtlanan bu birlikleri Miyosen'e ait çökeller transgresü olarak örter.

Ayrıtlanan birlikler tektonik ve stratigrafik özellikleri açısından batı Toroslarla benzer özellikler gösterirler (Antalya napları). Orta Toroslardan tektonik sital yönünden ayrıcalık gösterirler.

ABSTRACT: The area studied lies to the north of gulf of Antalya and to the SE of Lake Eğridir.

The aim of the study is to find out the basic geological problems of the area lying between central and western Taurus Mountains and the relation between middle and western Taurus Mountains.

In the research area, the rocks are grouped as 'Units' which are different from each other in stratigraphic and tectonic characters. These units are termed as Karacahisar unity, Opplitic Unity and Dulup Unity. All these units are transgressively overlain by deposits of Miocene age.

These units show similarities with the units found in the western Taurus Mountains by their tectonic and stratigraphic characters (Antalya nappes). They differ in tectonic style from central Taurus Mountains.

(1) Türkiye Jeoloji Kurumu tarafından 1975 yılında düzenlenmiş olan 29. Bilimsel ve Teknik kongresinde sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

GİRİŞ

Son yıllarda batı ve orta Toroslarda ayrıntılı jeoloji çalışmaları yapılmış (Brunn ve diğerleri, 1972) ve Toroslarm bu kesimine ilişkin önemli veriler toplanmıştır. Ancak batı ve orta Toroslar arasında sağlıklı bir karşılaştırmanın yapılabilmesi için çalışmaların nisbeten az olduğu Göller bölgesi güneyinde kalan sahanın temel jeolojik özelliklerinin incelenmesi gereği duyulmuştur. Bu amaçla M.T.A. Enstitüsü Jeoloji Şubesi tarafından Eğridir gölü güneydoğusunu kapsayan bölgeyi (şekil 1) konu alan bir proje uygulanmıştır.

Bu incelemede çevrenin stratigrafi istifinin, yapısının öğrenilmesi amacı ile 1/25.000 ölçekli jeoloji haritaları yapılırken 1/35.000 ölçekli hava fotoğraflarından da yararlanılmıştır.

Çalışılan bölgede değişik havzalarda oluşmuş kayaları kapsayan ayrı birlikler saptanmış olup, bunlar sırasıyla Karacahisar Birliği, Ofiyolitli Birlik ve Dulup Birliği'dir.

KARACAHİSAB BİRLİĞİ

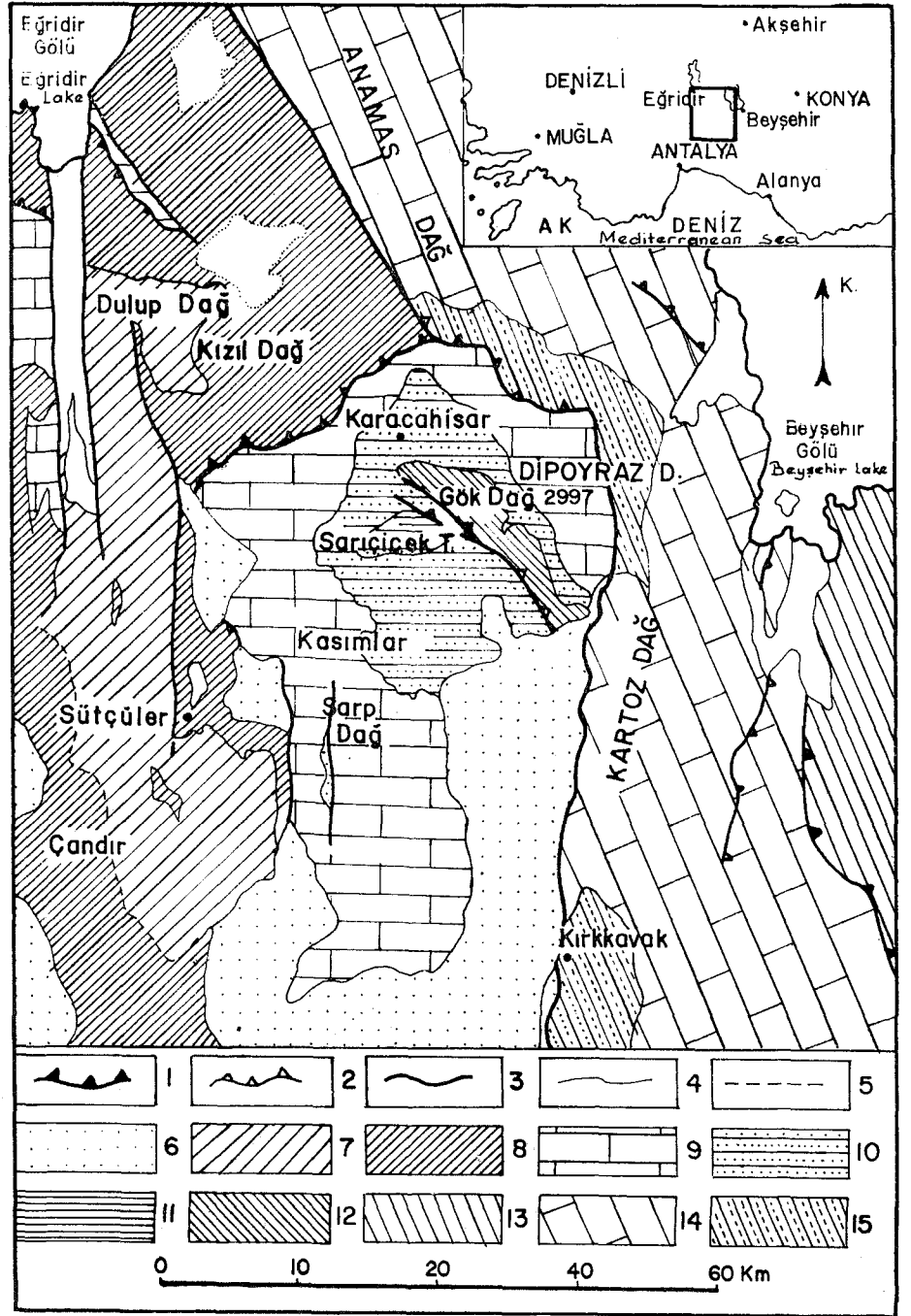
Beyşehir gölünün batısında Ananias dağları ile Kartoz dağlarının meydana getirdiği dirsek içinde kalan Karacahisar bölgesi (şekil 1) yapı olarak geniş kubbe şeklindedir. Bu yapı simetrik olmayıp doğu sınırında birden kesilmekte tektonik ekeylarla bölünmektedir. Batısı ise daha yalın ve geniş yayılım sunar.

Temel

Karacahisar birliği içinde iki değişik tipte paleozoyik temel görülmektedir. Bunlardan birisi güneybatıda diğeri ise kuzeydoğuda olup bu iki temeli Triyas tektonik bir hatla birbirinden ayırır (şekil 1).

Güneybatıdaki Temel. *Sarıçiçek Şistleri*. Epimetamorfik şistlerle temsil edilmiştir. Bu şistler bazen pelitik bantlı, bazen kumlu olup kalınlığı yaklaşık 2000 m kadardır. Olasılıkla Kambriyen yaştadır.

Kocaosmwn Gurubu. Değişik ve karışık fasiyeler göstermektedir. Aşağıdan yukarıya doğru; Renkli kuvarsit, siyah dolomit, şist, siyah kireçtaşı, diyabaz, yumrulu kireçtaşı ve siyah dolomittir. Yumrulu kireçtaşı içerisinde Or-



Şekil 1: Eğridir gölü güneydoğusunun 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası.

Açıklama: 1 — Allohton birliklere ait dokanak, 2 — Ters fay, 3 — Fay, 4 — Dokanak, 5 — Olasılı dokanak, 6 — Miyosen, 7 — Bulup birliği, 8 — Ofiyolitik birlik, 9 — Alakilise kireçtaşı, 10 — Kasımlar formasyonu, 11 — Sarıçiçek şisti ve Kocaosman grubu, 12 — Bozburun şisti ve Gökdağ grubu, 13 — Beyşehir - Hoyran allohton birliği, 14 — Anamas - Akseki birliği, 15 — Kırkkavak formasyonu.

Figure I: Geological map of the area to the SE of lake Eğridir on 1/500,000 scale.

Explanation: 1 — Contact of allochthonous units, 2 — Thrust fault, 3 — Fault, 4 — Contact, 5 — Inferred contact, 6 — Miocene, 7 — Dulup unit, 8 — Ophiolitic unit, 9 — Alakilise limestone, 10 — Kasımlar formation, 11 — Sarıçiçek schist and Kocaosman group, 12 — Bozburun schist and Gökdağ group, 13 — Beyşehir - Hoyran allochthonous unit, 14 — Anamas - Akseki unit, 15 — Kırkkavak formation.

ta Kambriyen trilobitleri bulunmuştur (Dumont, 1972). Sanççek şistleri üzerine normal olarak oturan bu grubun kalınlığı 300-400 m kadardır.

Kuzeydoğudaki Temel. *Bozburun Şiştli*, Ep&metamorfik şistlerle temsil edilmiş olup, bazen pelitik bantlı, bazen kumludur. En özgün özelliği içinde diya-baz dayk ve sillerine çok sık rastlanmasıdır. Bu birimin yaşını belirtebilecek fosil bulunamamıştır. Yaklaşık kalınlığı 2000 m kadardır.

Gökdağ Gurubu. Bu gurup içinde 3 formasyon ayırtlanmış olup aşağıdan yukarıya doğru;

1) Orbucak detritiği. Transgresif ve uyumsuz olarak Bozburun şistleri üzerine, konglomera ve kumlu şistli birimlerle gelir. Esas fasiyesi kumlu olup, üste doğru kumlu kireçtaşına geçer. Olasılıkla Devoniyen yaştadır.

2) Gökdağ kireçtaşı. Koyu gri ve ya siyah, tabakalı alt kısımları bazen dolomitlidir. Oolitik veya pelletoid fasiyesde, bazen krinoid parçalıdır. Kalınlığı yaklaşık 150 m kadardır. Mikrofaunaya göre yaş orta Vizeyen'dir (Dumont ve Lys, 1973).

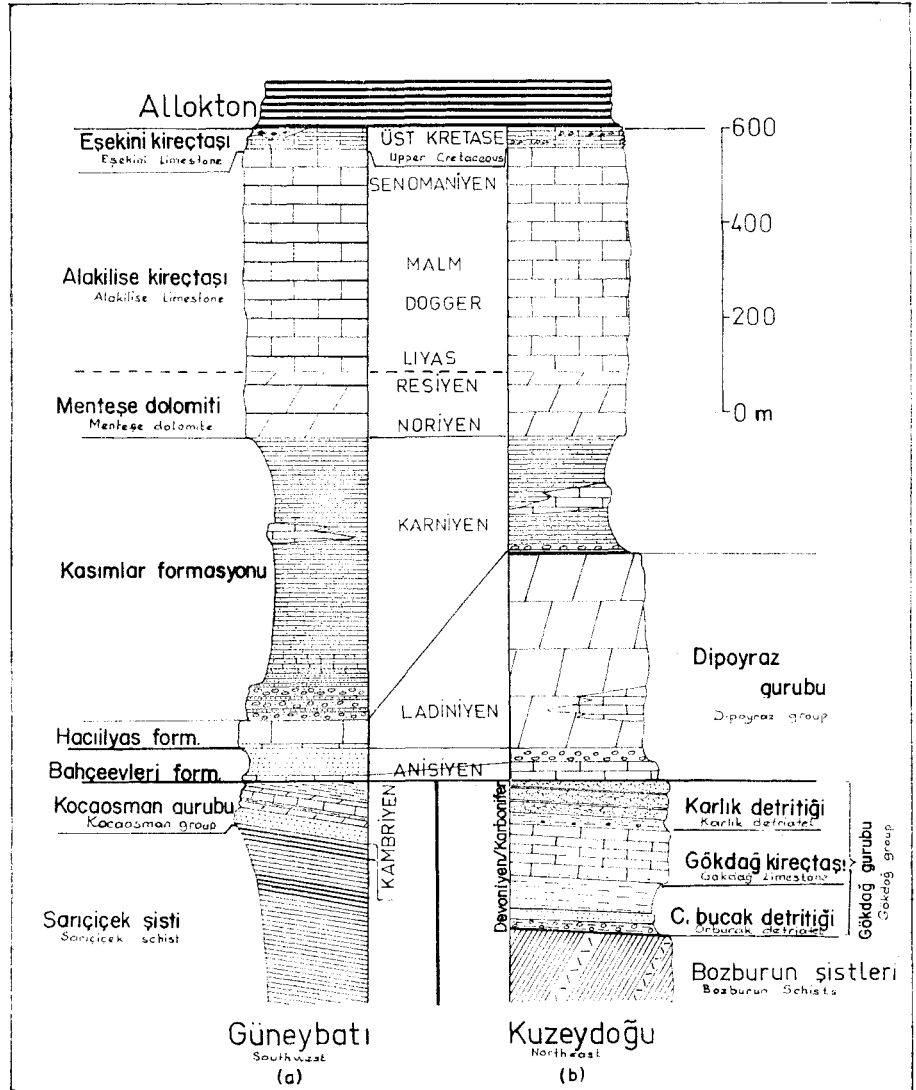
3) Karlık Detritiği. Paleozoyik serinin en üst kısmını oluşturur. Ana fasiyesini şistler meydana getirmekle beraber içersinde yer yer Gökdağ kireçtaşı düzeylerine ait parçalar yer almaktadır. Genellikle kırmızı renkli kalın tabakalı kuvarsitler arasında, ince tabakalı şistler bulunur. Mikrofaunaya göre yaş Başkiriye'dir.

Triyas Transgresyonu

Değişik özellikteki Paleozoyik temellerin üzerine aynı özellikteki Mesozoyik serileri transgresif olarak örter (şekil 2). Mesozoyik'le Paleozoyik arasında hafif bir uyumsuzlukta görülmektedir. Tipik olarak Karacahisar batısında yüzeylenmekte olup, aşağıdan yukarıya doğru;

Bahçeevleri Formasyonu. Sanççek şistleri üzerinde yer alır. Alttaki 10 m kalınlığındaki mikritik kireçtaşlı düzeyin üzerine takriben 100 m kalınlığında kum ve kumlu şeyilli düzeyler gelmektedir. Alttaki düzeyde mikrofauna zengin olmamakla birlikte Anisiyen yaşta olması olasılık dahilindedir.

Haeiilyas Formasyonu. Bahçeevleri formasyonu üzerine tedrici geçişli ola-



Şekil 2: Karacahisar birliğindeki birimlerin karşılaştırmalı dikme kesitleri (a - Dumont 1973, b - Dumont ve Lys 1973).

Figü-e 2: Correlation of columnar sections of Karacahisar unit.

rak gelmektedir. Takriben 150 m kalınlığındaki masif kireçtaşı, breşoid ve organojen fasiyestedir. Doğuda bu formasyonun kalınlığı artmakta (700 m) ve dolomitti fasiyes göstermektedir (Dipoyraz Dağ) (Dumont ve Monod, başkida). Bu kireçtaşının alt düzeylerinde Ladinien mikrofaunası saptanmıştır.

Kasımlar Formasyonu. Kasımlar dolayında tipik olarak görülebilir. Bu formasyon marn ve kahverenkli şeyi kapsar. Oldukça kalındır. Bazen Ladinien yaştaki kireçtaşı üzerine doğrudan doğruya gelmekte, bazen aralarında konglomeratik bir düzeyde bulunmaktadır (Köseköy konglomeraları). En önemli sedimantolojik özelliği, içersinde

siyah resifal kireçtaşı mercerklerine rastlanmasıdır. Kalınlığı değişmekle beraber ortalama 1500 m dir. Alt düzeylerinde Ammonitlerle özgünleşen Üst Ladinien, *Heterostrodium*'lu üst düzeylerinde ise, Karnien saptanmıştır.

Komprehensif Seri

Kasımlar formasyonu üzerine geçişli olarak gelen karbonatlı birimi eski araştırmacılar Komprehensif seri olarak göstermişlerdir (şekil 2). Yapılan çalışmaya göre 3 formasyon ayırtlanmış olup, aşağıdan yukarıya doğru;

Menteşe Dolomiti. Kasımlar formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmek-

tedir. Esas fasiyesi kristalize ve masif dolomit olup üst kısmında *Megalodon*'lu kireçtaşı bulunmaktadır. Kalınlık 180 m dir. *Megalodon*'taxa, göre yaş Noriyen-Resiyen'dir.

Alakilise Kireçtaşı. Mesozoyik kireçtaşları içerisinde en önemlisidir. İçerisindeki stratigrafik düzeyleri ayırtlamak zordur. Kabaca alt ve üst kısımlar stratigrafik olarak ayrılabilir. Alt kısmındaki masif ve açık renkli kireçtaşı, pelletoid fasiyeste olup, yaşı Juradır. Üst kısmında ise iyi tabakalı gri veya koyu gri renkli Rudist'li fasiyese göre bu birimin yaşı Senomaniyendir. Ortalama kalınlık 400 m dir.

Eşekini Kireçtaşı. Mesozoik'in en üst birimidir, ince tabakalı pembe, kırmızı bazen gri, mikritik veya kalsilitit fasiyestedir. En üst düzeylerini genellikle detritikler oluşturmakla beraber, bazen kireçtaşının üst düzeylerine yakın kısımlarda da merccekler şeklinde bulunabilirler. Genel olarak bu formasyonun kalınlığı 30 m olup çok süreklidir. İnce mikritik fasiyesler içindeki *Globotruncana*'lara göre yaşı Kampaniyen-Maestrihtiyendir.

AULOKTON BİRLİKLER

Ofiyolitli Birlik

Eşekini kireçtaşları ve detritikler üzerine gelen allokton birlik içinde, değişik fasiyeslerle birlikte (Halobia'lı kireçtaşı, kumtaşı, radyolarit, masif kireçtaşı) geniş bir alan kaplayan Kızıldağ peridotitleri görülmektedir. Karacahisar kuzeybatısı ile Eğridir gölü (şekil 1) arasında yüzeylenen karmaşık yapıdaki birlik içindeki birimleri detaylı olarak ayırtlama olanağı bulunamamıştır. Bu birlik içindeki birimlerin başlıcalarını kısaca gözden geçirelim;

Ofiyolitler. inceleme alanında yerli magma kayaları saptanamamıştır. Ofiyolitler en geniş yüzeylenmesini Kızıldağ'da verir. Bu bölgede çalışan Juteau (1970) Kızıldağın hemen hemen tamamının serpantinleşmiş peridotit (Harzburgit) kapsadığını söylemiş ve buraya Kızıldağ Masifi adlamasını uygun görmüştür. İncelenen alanda ofiyolitli zonlar ultrabazik (serpantin, gabro, diyabaz) kayalarla temsil edilir. Ofiyolitlerin sedimanter kayalarla olan dokanakları tektonik olup, normal ilişkisi gözlenmemiştir.

Halobia'lı Kireçtaşı. Belli başlı yüzeylenmeleri dağınık olup, Eğridir-Sütçüler karayolu boyunca tipik olarak gözlenebilir. Yeşilimsi gri renkte, marn ara tabakalı bazen sileksli, sert, fosilli, ince-yer yer orta tabakalıdır. Mikrof auna göre Karniyen-Noriyen yaşmdadır.

Kırmızı Kireçtaşı. Tipik olarak Sütçüler kazası kuzey çıkışında yol yapmasında yüzeylenir. Pembemsi kırmızımsı renkte, sert, makrofosilli orta ve kalın tabakalıdır. Tabanında yastık lavlar yer alır. Üst sınırı anormal bir kontakla biter. Kırmızı kireçtaşları Halls-tadt fasiyesinde olup içerisindeki Ammonitlere göre Üst Karniyen-Alt Noriyen yaşındadır.

Bitkili Kumtaşı. Sütçüler kuzeyinde tipik olarak yüzeylenir. Yeşilimsi boz renkte olup, içinde kalker, Jasp, kuvarsit ve kil kırıntıları kapsayan mikrokonglomeratik düzeylerde bulunabilir. Değişik yerlerde yüzeylenmesi ve tektonik nedeni ile diğerleri gibi bu biriminde tam bir kesitini yapmak olanaksızdır. Kumtaşının özelliklerinden birisi de bitki kırıntıları içerisidir. Tabakalarına yüzeylerinde solucan izlerine benzer izler vardır. İçerisinde mikro ve makrofaunaya rastlanamamıştır.

Radyolarit. Donuk veya parlak görünüşleri, gri, kırmızı, hatta yeşil renkleri ile göze çarparlar. Radyolaritler bazen ofiyolitlerle ardalanmalıdır. Blumenthal (1947) bu formasyon için "Şisto Radyolaritik Formasyon (F.S.R.)", Colin (1962) ise "Homfels fasiyesi" adını kullanmıştır.

Masif Kireçtaşı. İnceleme alanında mostraları çok dağınık olup, genellikle şekersi beyaz, kristalize, çok sert, ender olarak yeniden kristalleşme izleri ile karstik görünüşleri vardır. Erime boşlukları kırık ve çatlaklar boyuncadır. Çok sert olduklarından sivri kayalar halinde topografyada yüzeylenirler. Bu blokların yaşları Üst Triyas ile Senomaniyen arasında değişir.

Dnlup Birliği

Eğridir gölünün güneydoğusunda yüzeylenen birlik (şekil 1) bazı yerlerde Üst Kretase detritikleri üzerinde, kimi yerlerde ofiyolitli birlik üzerinde anormal olarak oturur. Başlıca dolomit ve kireçtaşı ile temsil edilmiştir (şekil 3).

Kovada Dolomiti. Üst Jura yaştaki kireçtaşı altında yaklaşık 200 m kalın-

lıkta bir dolomitik birim mevcut olup içinde fosil saptanamamıştır. Yalnız Üst Jura kireçtaşı altında olması yaşının Üst Jura veya biraz daha yaşlı olabileceğini düşündürmektedir.

Dolomit, altta ince taneli, daha üstte sakaroid dokuda olup beyaz renk etkindir. Kum haline gelir alterasyonlu, taze yüzeyi beyaz, ayrılmış yüzeyi grimsi beyaz, aşınma yüzeyi pürüklü, bazen iri kristalli, kırıldığında kokulu, fosilsizdir. Bu birim üstteki kireçtaşı ile dereceli geçişlidir.

Dolup Kireçtaşı. İnceleme alanında görülen en geniş birimdir. Dolup dağı ve güneyi hemen bu birimle yüzeylenmiştir. Seyrek olarak araya giren dolomitik kesimler gözlemlenmezse, birim litolojik olarak tüm kireçtaşından oluşmuş oldukça monoton bir istiflenme sunar. Dolomitlerin üzerine konkordan olarak gelir. Bazı yerlerde de doğrudan doğruya ofiyolitli birlik üzerine anormal olarak gelir.

Kireçtaşı, beyazımsı bej hatta krem, çatlaklı yer yer pelletik dokuda, kalsit damarlı, sıkı tutturulmuş kireç çimento-lu, sert, fosilli, orta yer yer kaim tabakalıdır. Alttan üste doğru kireçtaşı içerisindeki fasiyesler dolomitik, oolitik resifal ve alglidir. Mikro faunaya göre yaş Üst Jura-Alt Kretasedir.

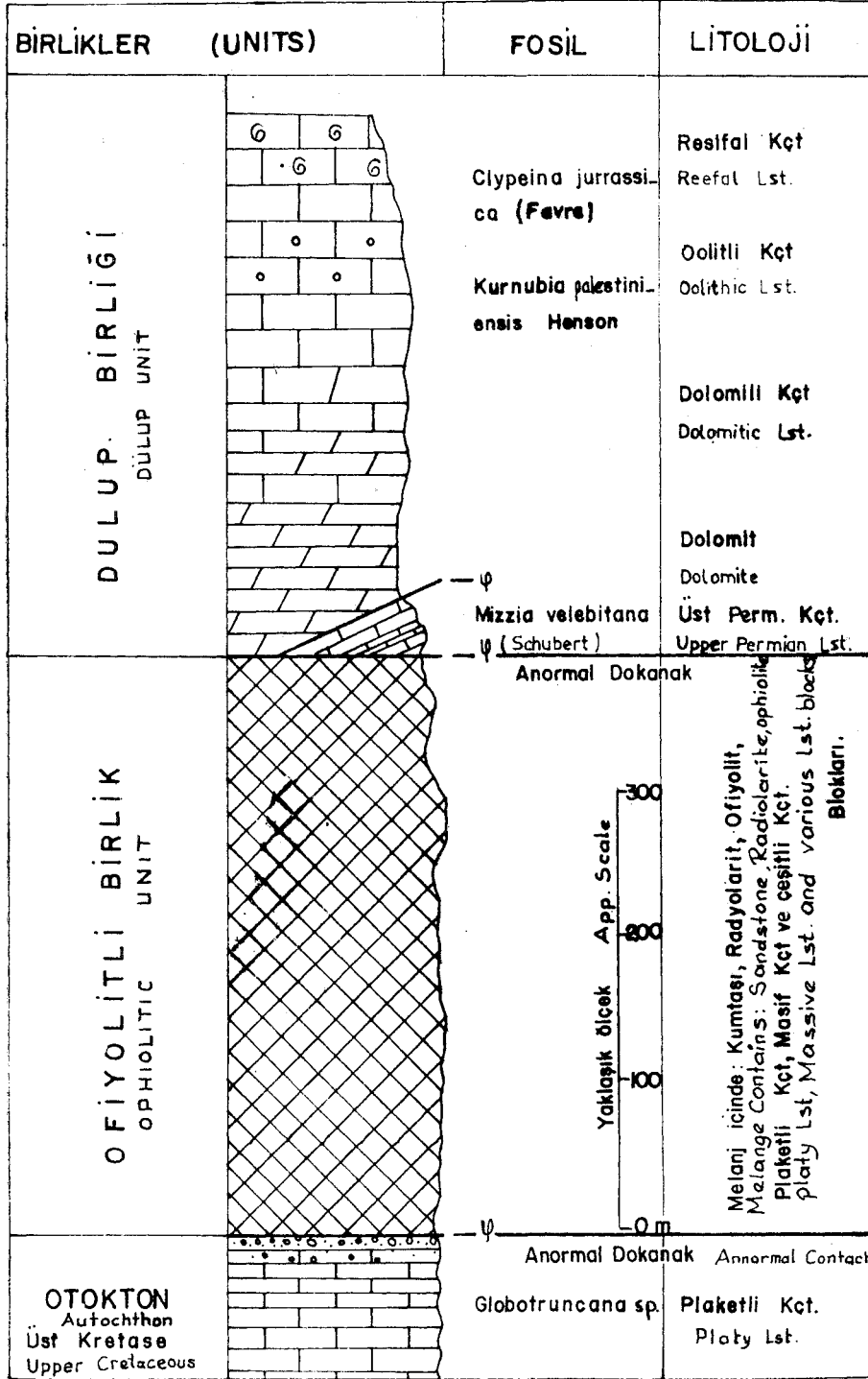
Dnlup Birliği Tabanındaki Ekaylar. 1) Kovada gölü güneyinde Yeniköy mahallesi doğusunda, Kovada dolomitleri altında yüzeylenen Permiyen çakılları ile Üst Permiyen ve Triyas yaştaki kireçtaşları saptanmıştır.

2) Kovada gölü güneyinde Zinar boğazında faylı dokanağa bağlı olarak yüzeylenen kumlu marn birimin Karbonifer-Permiyen yaştaki Sitiyen fasiyesine benzer özellikte olduğu saptanmış, ancak Karbonifer yaştaki fosiller Alaçesme güneyinde (Zinar boğazının 2 km doğusunda) saptanmıştır.

POST TEKTONİK FORMASYON

Miyosen

Çalışma alandaki Miyosen'e ait birimleri temel kısımları oluşturan otokton (Sarpdağ) ve allokton (Sütçüler dolayında) birlikler üzerini transgresif olarak örter. Başlıca çakıllık, mercanlı kireçtaşı ve marn kapsamlı olup, marnlar içerisinde bol miktarda Miyosen makrofaunası saptanmıştır.



Şekil 3: Allohton birliklerin genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 3: Generalized columnar section of allochthonous units.

SONUÇLAR

Diğer Birliklerle İlişkiler

Batı ve güneybatıda, çalışılan alandaki birliklere benzer birlikleri gö-

rebilmemiz için Beydağlarına kadar uzanmamız gerekir. Beydağlarının kuzeydoğusunda otokton birlikler Senomaniyen'e kadar neritik, Maestrihtiyen ise pelajik ve iyi tabakalı olup, yer yer Pa-

leosen'e geçişlidir. (Lefevre, 1967). Bu yönle Paleosen hariç, Kancahisar Birliğindeki otoktonla (Lefevre 1967, Poisson 1974) benzer özelliktedirler. Yine Antalya'nın güneybatısındaki allohton birliklerle benzer özellik gösterirler (Lefevre ve Marcoux 1970).

Doğu ve kuzeydoğudaki Anamas-Akseki (Geyik dağ) birliği otokton özellikte olup, Karacahisar otokton birliğine stratigrafik olarak benzer yönler gösterebildiği gibi ayrıcalıklarda gösterir. Eas ayrıcalık yapısal yöndendir.

Stratigrafik Olarak Benzerlik ve Ayrıcalıklar

Karacahisar birliğindeki Kasımlar formasyonu ile Mesozoyik karbonatları Anamas-Akseki birliğindeki Triyas şeyleri ile Mesozoyik karbonatlarına benzerdirler. Ayrıcalıklar ise; Anamas-Akseki birliğinde otokton birimler Eosen'le, Karacahisar Birliğinde ise Üst Kretece ile son bulmaktadır.

Yapısal Ayrıcalık

Anamas-Akseki birliğinde Eosen sonrası ekayh yapılar gözlemlendiği halde Karacahisar birliğinde gözlenmemektedir.

Yayıma verildiği tarih: Nisan, 1975

DEĞİNİLEN BELGELER

Elumenthal, M., 1963, Le système structural du système Sud-Anatolien: in Livre à la mémoire du Professeur P. Falot, M^m. hs-sâr. Soc. GSol. France, 11, 611-662.

Brunn, J. H. ve diğerleri, 1971, Outline of the geology of the western Taurides in "Geology and History of Turkey": Guidebook for the 13th field session of PESL, Tripoli, A.S. Campbell Ed., 225-255.

Dumont, J. F., 1972, Découverte d'un horizon du Cambrien k Trilobites, dans l'autochtone du Taurus de Pisidie, region d'Eğridir, Turquie: C.R. Acad. Sci. Paris, t. 274, 2435-2438.

Dumont, J. F. - Lys, M., 1973, Description de la série Carbonifère du Gök Dağ (Visâen-Bagkiren) située dans l'autochtone du Taurus de Pisidie (Göller Bölgesi), Turquie: 50. Yıl Yer Bilimleri Kongresi, Ankara, (Baskıda)

Dumont, J. F. ve Kerey, E., 1975, Kırkkavak fayı; Batı Toroslar ile Köprüçay beseni sınırında kuzey-güney doğrultu atımlı fay: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 18, 59-62.

- Dumont, J. F. ve Monod, O., La série triasique du Dipoyraz Dağ, Taurus occidental, Turquie: M.T.A. Enstitüsü Dergisi, Ankara (Baskıda).
- Juteau, Th., 1970, Pâtrogénèse des ophiolites des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie), leur liaison avec une phase d'expansion océanique au Trias supérieur: Sciences de la terre Nancy. 15, (3), 265-288.
- Lefevre, R. ve Marcoux, J., 1970, Schema structural et esquisse stratigraphique des nappes d'Antalya dans leur segment Sud-occidentale I (Taurus lycien, Turquie): C. R. Acad. Sci. Paris, 271, 888-891.
- Lefevre, R., 1967, Un nouvel élément de la géologie du Taurus lycien: les nappes d'Antalya (Turquie): C. R. Acad. Sci. Paris, 265, 1365-1368.
- Poisson, A. 1974, Presence de Jurassique et de Crétacé inférieur à faciès de type plateforme dans l'autochtone lycien près d'Antalya, massif des Bey Dağları s. 1. (Turquie): C. R. Acad. Sci. Paris, 278, 835-838.

Palu (KD Elazığ) denizel Oligosen'in stratigrafisi ve mikropaleontolojisi

The stratigraphy and the micropaleontology of the marine Oligocene of Palu (NE of Elazığ)

ERCÜMENT SİREL *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*
SAIT METİN *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*
BİLER SÖZERİ *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*

ÖZ: Bu çalışma Palu (KD Elazığ) bölgesinde ilk olarak saptanan denizel Oligosen'in stratigrafisini ve karakteristik foraminiferlerinin sistematik incelemelerini kapsamaktadır.

Palu bölgesinde, Üst Kretase, Oligosen, Alt Miyosen ve Pliyosen yaşında kaya birimleri yüzeylenmektedir. Üst Kretase, diyorit masifinin üzerine gelen tortul kaya, silit, serpantin, albit diyabaz gibi kaya birimlerinden oluşmuştur. Ofiyolitik seri üzerine uyumsuz olarak Oligosen yaşındaki Gevla Çayı Formasyonu gelir. Formasyon, çakıltı, kumtaşı, marn ve Nummulitli kireçtaşı ardalanmasından oluşmuştur. Gevla Çayı Formasyonu üzerine süpheli uyumsuz olarak Alt Miyosen yaşlı, algli ve mercanlı kireçtaşlarından oluşmuş Okçular Formasyonu gelir. Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı bazalt akıntıları yer yer yaşlı kaya birimlerini örter.

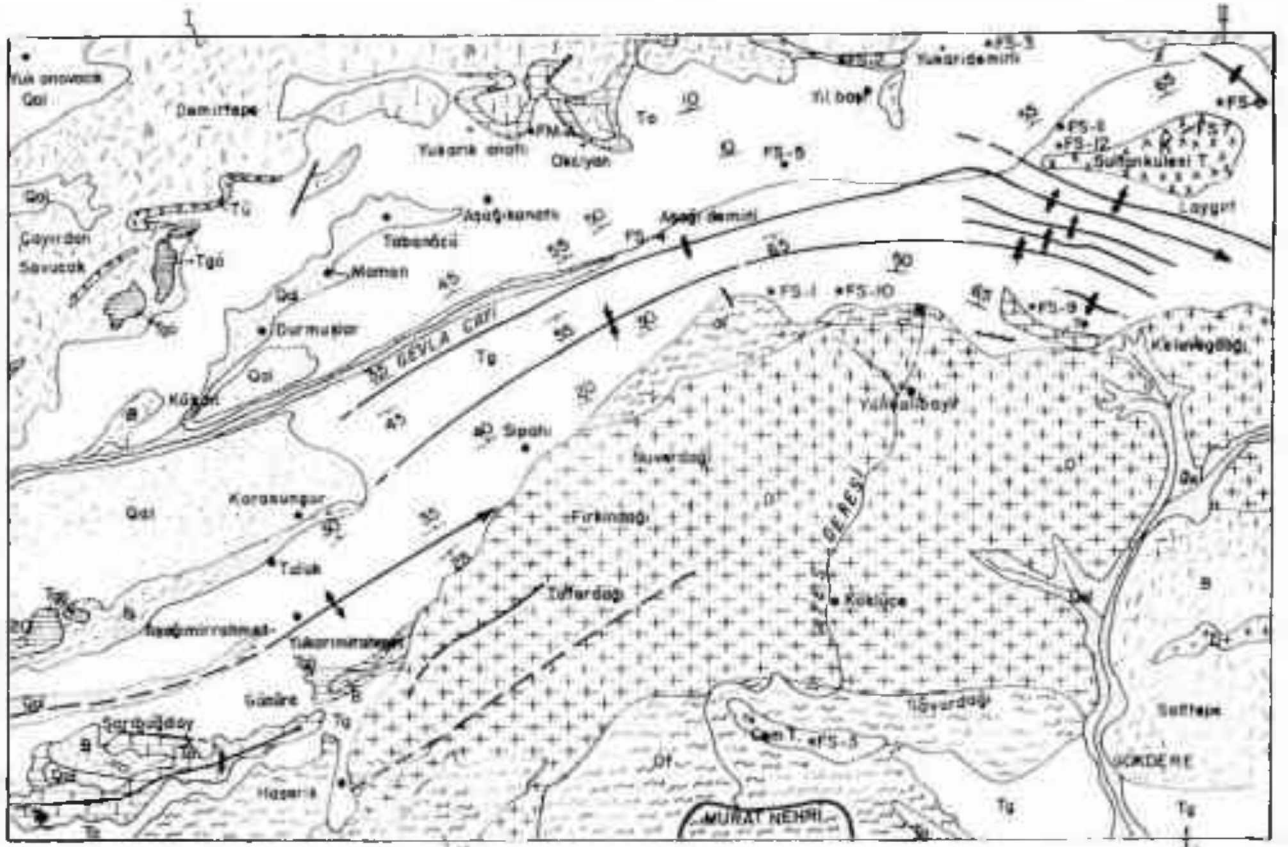
Gevla Çayı Formasyonunu oluşturan kireçtaşları içindeki *Nummulites fichteli* Michelotti, *Lepidocyclina (Eulepidina) favosa* Cushman, *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* (Michelotti) ve *Halkyardia maxima* Cimmerman üzerinde sistematik çalışma yapılmış ve bunlar ile bulunan diğer foraminiferlerin resimleri verilmiştir.

ABSTRACT: This study concerns the recently discovered marine Oligocene series in Palu (NE of Elazığ) region emphasizing its stratigraphy and systematic study of its characteristic foraminifera.

The rock units of Upper Cretaceous, Oligocene, Lower Miocene and Pliocene ages crop out in Palu region (NE of Elazığ). Upper Cretaceous sequence is composed of diorite, sedimentary rocks, siltite, serpentinite and albite - diabase units.

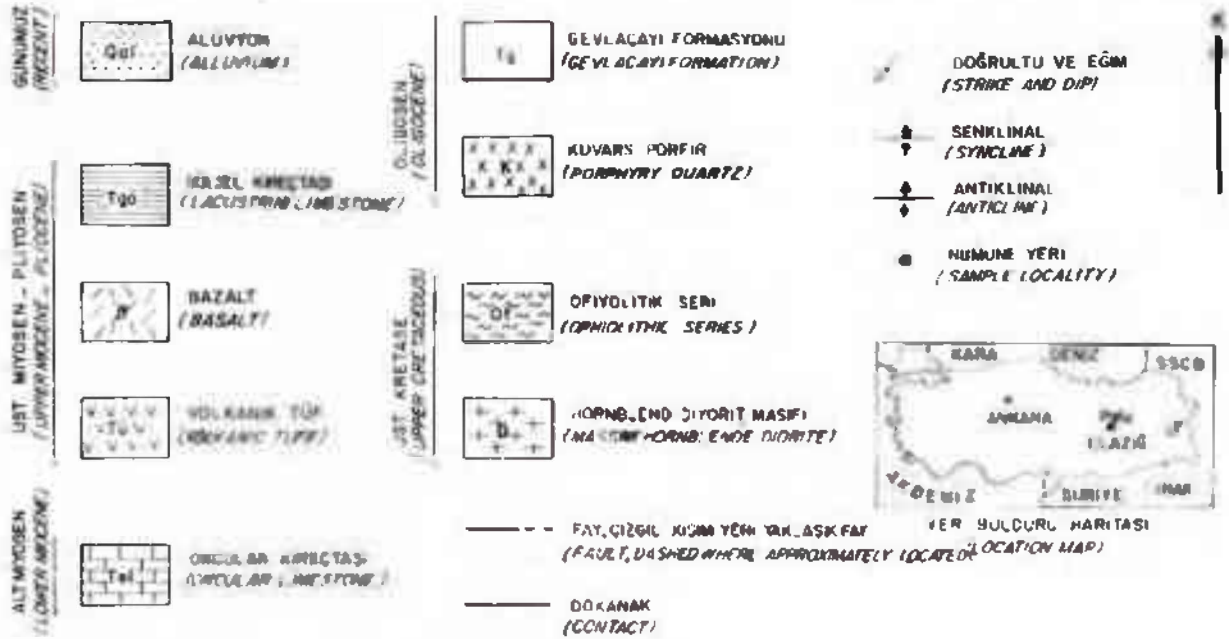
The ophiolitic sequence is unconformably overlain by the Gevla Çayı Formation of Oligocene age. Gevla Çayı Formation is composed of alternating conglomerate, sandstone, marl and Nummulitic limestone beds. This formation is unconformably (?) overlain by Okçular Formation of Lower Miocene age which is composed of algal and coral limestone.

Systematic studies of *Nummulites fichteli*, *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* Michelotti, *Lepidocyclina (Eulepidina) favosa* Cushman and *Halkyardia maxima* Cimmerman, which are found in Gevla Çayı Formation, are given.



ACIKLAMALAR
(EXPLANATION)

0 1 2 3 4 5 Km



Şekil 1: Palu (NE Elazığ) dolayınca jeolojî haritası, doğu Türkiye.

Figure 1: Geological map of Palu (NE Elazığ) area Eastern Turkey.

İRİŞ

Çalışılan saha, Elazığ iline bağlı İli ilçesinin 20 km kuzeydoğusunda bulunmaktadır. Oldukça engebeli ve rp olan sahada yükseklik 1000 - 2400 arasında değişmektedir. Çalışılan sahanın güneydoğu yönünde yamaç eğitimi 40 - 45 derece olan diyorit masifi oluşturduğu keskin sirtlar ve tepeler bulunmaktadır, batı tarafı daha az engebelidir.

Bölgenin genel jeolojisi daha önce (Ketin, 1946, 1947), (Baykal, 1948) ve (Tolun, 1955) tarafından yapılmıştır.

Bu çalışma, bölgede ilk defa saptanan denizel Oligosen'in stratigrafisini ve Foraminifer topluluğunu tanıtmamaktadır. Bölgenin stratigrafisi Sait Metin, paleontolojisi Ercüment Sirel ve Biler Sözeri tarafından ayrılmıştır.

STRATİGRAFI

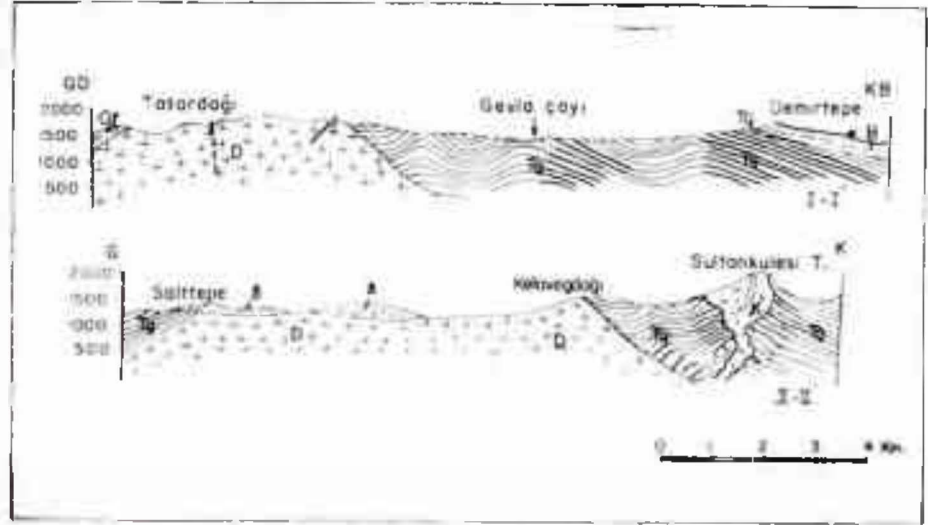
Oliyolitik Seri

Çalışılan sahanın güncünde görülen (şekil 1) ve diyorit masifi üzerinde yer alan bu seri, tortul kaya, spilit, serpantin, albit diyabaz gibi çeşitli tür ayarlardan oluşmuştur. Çalışılan sahanın dışında geniş yayılma sahiptir. İçerdiği fosillere göre (Ketin, 1946) bu karışık serinin yaşı Üst Kretase olarak saptanmıştır.

Gevla Çayı Formasyonu

Formasyonun tanımı Metin (1969) tarafından verilmiştir. Formasyonun adı, en iyi yüzeylendiği Gevla çayı yamaçlarından alınmıştır. Gevla çayı höyüncü, Kemtepe ve Gavur Dağı güneyinde izlenmektedir (şekil 1). Formasyonda, kaya türlerinin özelliklerini en iyi belirleyen yer olan Gevla çayı yamaçlarında, alttan üste doğru şu kaya birimleri bulunmaktadır. Boz renkli çakıltısı; çok kökenli, çapları 1 - 15 cm'ye kadar değişen metamorfik, diyorit, serpantin, radyolarit, gubro, kuvars çakıllarını içermektedir. Kumtaşı: alttaki çakıltısı ile aynı kökenli olup üste doğru düşey gradier olarak kumlu kireçtaşı tabakalarına geçerler. Üst seviyelerde algli ve kılıklı kireçtaşı tabakaları yaygın olarak bulunur.

Formasyonun alt sınırı Ofiyolitik seri ile uyumsuz, üst sınırında Okçular



Şekil 2: Tatardağ - Demirtepe ve Salttepe - Sultanhüseyin T. arasındaki kesitler (Açıklama için şekil 1'e bakınız).

Figure 2: Profiles between Tatardağ - Demirtepe and Salttepe - Sultanhüseyin T. (see figure 1, for explanations)

kireçtaşları ile varsayımlı uyumsuzdur (şekil 2, 3).

Fosil Topluluğu. Formasyonu oluşturan kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve algli kireçtaşları içerisinde; *Nummulites fichteli* Michelotti; *Nummulites intermedius* d'Archinc; *Nummulites vaseux* de la Harpe; *Lepidocyclus (Kulpidina) dilatata* (Michelotti); *Lepidocyclus (Eulepidina) favosa* Cushman; *Lepidocyclus (Nephrolepidina) sp.*; *Halkyardia maxima* Cushman; *Operculina sp.*; *Heterostegina sp.*; *Rotalia sp.*; *Alveolina sp.* (veya n. sp.); *Rhynchidium sp.*; *Sphaerogypsina sp.*; *Victoriellidae*; *Milfordia*; *Alg* ve *Bryozoa* görülmüştür.

Yaşı. Formasyonun yaşı daha önce (Ercan ve diğerleri, 1969) tarafından Üst fliş, Lütesiyen olarak, (Tolun, 1955) tarafından Üst Eosen olarak gösterilmiştir. Ancak Formasyon, yukarıdaki fosiller ile kesinlikle Orta - Üst Oligosen'dir.

Okçular Kireçtaşı

Birimin adı, çalışma alanında Okçular köyünden alınmıştır (Metin, 1969). Okçular kireçtaşı, Okçular köyü, yukarı Kanatlı ve Sarbuğday köyleri civarında yüzeylenir (şekil 1). Litoloji, beyaz renkli, kaba ve orta tabakalanmalıdır. Kalınlığı 150 m'dir. Alt sınırı, Gevla Çayı Formasyonu ile varsayımlı uyumsuz, üst sınırı bazalt örtüleri ile uyumsuzdur (şekil 3).

Fosil Topluluğu. Okçular Formasyonunun alt seviyelerinde: *Archaeos kükensis* Henson; *Lepidocyclus (Nephrolepidina) sp.*; *Lepidocyclus (Kulpidina) sp.*; *Heterostegina sp.*; *Operculina sp.*

Üst seviyelerde: *Miogyssina irregularis* (Michelotti); *Operculina sp.* görülmüştür.

Yaşı. Formasyon, yukarıdaki foraminiferler ile Alt Miyosen (Akitaniyen-Burdigaliyen) yaşındadır.

Karadağ Bazaltları

Adını çalışma sahasının doğu - kuzeydoğusunda yer alan Karadağ'dan almıştır, (Metin, 1969). Bu dağın batı tarafında, tabandan tepeye doğru tabaka yapısı ve bir istif gösteren bazalt akıntıları izlenebilir. Kalınlığı 600 m kadardır. Bazaltlar, çalışma sahasının kuzeyinde geniş yayılım gösterir. Keratofir ve olivinit bazaltlardan oluşur. Keratofirler, fenokristalli sunidinerli ile hemen göze çarparlar ve olivinit bazaltlarının altında 20 - 30 m kalınlık gösterirler. Sunidin kristalleri arasındaki matris genellikle akıntı yapısı gösteren, mikro oluşturmalar halinde alkali feldispat, egrin ojit, az miktarda hornblend bulunur.

Olivinit bazaltların en iyi kesil verdiği yer Karadağın batı yamaçlarıdır. Renk kahverengi, kırmızımsı siyah olup

KRONOSTRATİGRAFI (Chronostratigraphy)				LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
AG SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMA (Explanation)	
Neogen (Neogene)	MIĞIŞLI (Miyacı)	ALT (Lower)	150 m		Alüvyon (Alluvium)	
					Sarı kireçtaşı (Limestone)	
					Olivin, Opit, Bazalt (Olivine, Opal, basalt)	
					Ağır kireçtaşı (Heavy limestone)	Waggonia sp., Discus erubescens, Lepidocyclina (Lepidocyclina) sp., Ammonites sp.
					Kül kireçtaşı (Argillaceous limestone)	Lepidocyclina (Lepidocyclina) sp., Opaculus sp., Helicotoma sp.
					Ağır kireçtaşı (Heavy limestone)	Nummulites turanica, Helicotoma sp., Discus sp., Lepidocyclina sp., Helicotoma sp., Helicotoma sp., Vittalinella
					Kuvars porfir (Quartz porphyry)	
					Nummulitli kumlu kireçtaşı (Sandy limestone with Nummulites)	Nummulites turanica, Helicotoma sp., Discus sp., Lepidocyclina sp., Helicotoma sp., Helicotoma sp.
					Ofiyet serisi (Opaline series)	
					Spit, diyoriz, Radyolarid (Spit, diorite, radiolarite)	
					Diyarit (Diorite)	

Şekil 3 : Genelleştirilmiş dikme kesit.

Figure 3: Generalized columnar section.

aglomera ve kül tabakaları ile olivini bazalt ardalanması görülür.

Bu bazaltların üzerine Savucak köyü yakınında görsel karakterli, konkresyonlu kireçtaşları gelmektedir. Bu görsel kireçtaşları yukarı Mirahmet köyü yakınlarında bazaltlar ile girik bir durum gösterirler.

SİSTEMATİK ÇALIŞMA

Takım : FORAMİNİFERİDA
 Familya: NUMMULİTİDAE Carpenter 1859
 Cins : NUMMULİTES Lamarck 1851

Nummulites fichteli Michelotti 1841
 (levha I, şekil 1 - 9; levha II, şekil 4; levha III, şekil 1 - 5b; levha V, şekil 3 - 4; levha VI, şekil 7 - 8)

1841 *Nummulites fichteli* Michelotti, Michelotti, s. 296, şekil 7a - b.

1934 *Nummulites fichteli* Michelotti, Silvestri, s. 7 - 30.

1935 *Nummulites fichteli* Michelotti, Cizancourt, s. 737 - 758, levha 45, şekil 6, 7.

1941 *Nummulites fichteli* Michelotti, Marchesini, e Facca, s. 39 - 65, levha 7, şekil 10 a, b, 13 a, b;

levha 8, şekil 16 - 18, 21 - 25, 27 - 30; levha 9, şekil 1 - 20; levha 10, şekil 1 - 14.

1960 *Nummulites fichteli* Michelotti Cole, s. 1 - 7, levha 3, şekil 9 - 18

Tanımlama

Dış Karakterler. Mercekli şekilli kenarları keskinimsi (subacute). Ağzı şebekesi genellikle kenarlarda ve kenarlara yakın kısımlarda dikdörtgenimsi merkeze doğru poligonal "retiküle" şekillidirler, granül yoktur. Ancak retiküle şeklindeki ağ şebekesi üzerinde granül benzeren bazı kalınlaşmaları vardır. Bazı numunelerde dış yüzden türlü türlü sayılabilmektedir. Çap (4.75 - 5 mm), kalınlık (1.6 - 2 mm) olarak ölçülmüştür.

İç Karakterler. Ekvatoryal kesitli ilk loca orta boyda, küresel - oval şekilli, küresel olanların ortalama çapı 290 mikron, oval olanların çapı 302x300 mikrondur. 4.75 mm lik bir ekvatoryal çapta 8 tur, 5 mm lik bir ekvatoryal çapta 9 tur sayılmıştır. Tur aralığı sığ tura doğru dereceli olarak artar. Ekvatoryal kesitinden yapılan ölçüler ve sayımlar aşağıda gösterilmiştir.

Tur sayısı	Tur aralığı (Tur yüksekliği) mikron	Lam spiral kalınlığı mikron	Her turun 1/4 deki septa sayısı adet
1 inci	125	70	2-3
2 inci	185	70	4
3 üncü	135	73	5
4 üncü	135	95	5
5 inci	140	95	6
6 inci	196	90	5-6
7 inci	198	95	6
8 inci	—	—	5-6

Septalar düz, çok hafif arke ve sığ rılma yönüne doğru 68 - 90 derece eğilimli, locaların genişlikleri ilk iki turda yüksekliklerine eşit sonraki turlarda yüksekliğin üç katına eşit olur.

Stratigrafik Seviye

Oligosen.

Bulunduğu Yer

Elazığ, Palu'nun 20 km kuzeydoğusunda bulunan Gevle Çayı Formasyonu.

Nummulites vascus Joly ve Leynaud 1848

(Levha II, şekil 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8)

1848 *Nummulites vascus* n. sp. Joly ve Leymerie, s. 148 - 218, levha I, şekil 16 - 17.

1883 *Nummulites boucheri*, de la Harpe, de la Harpe s. 137 - 156, levha I, şekil 2a, 5a, 6a, 8 - 10.

1937 *Nummulites boucheri*, de la Harpe, Silvestri, s. 45 - 264, levha V şekil 1, 6; levha II, şekil 1, 2; levha XII, şekil 1, 5; levha XV, şekil 5, 6.

1952 *Nummulites vascus* Joly ve Leymerie, Grimsdale, s. 224, levha III

1961 *Nummulites vascus* Joly ve Leymerie, Montanari, s. 570 - 579, levha I, şekil 1, 2a - 2c.

1962 *Nummulites vascus* Joly ve Leymerie, Eames, ve diğerleri, levha I, şekil A, B.

Tanımlama

Dış Karakterler. Şekli şişkin merkeksi, kenarları hafifçe keskin, ağ şebekesiz ışınal, granül yoktur. Çap 3, 4-3.7 mm arasında değişir, kalınlık 1 - 1,2 mm dir.

İç Karakterler. İlk loca kilresel, orta büyüklükte olup çapı 257 - 356 mikron arasında değişir. Spir gevşek sarılmış aralığı giderek artar. Ekvatoryal kesitinden yapılan ölçüler ve sayımlar aşağıda gösterilmiştir.

Tur	Tur aralığı (Tur yüksekliği)	Lam spiral kalınlığı	Her turun 1/4 deki septa sayısı
	mikron	mikron	adet
İnci	230	66	3-4
İnci	311	80	5
İncü	340	120	6-7
İncü	465	158	7-8
İnci	510	ölçülememiştir	8-10

Spir oldukça kalındır. Bölmeler çok aralıklı ve bir önceki tura değdikleri yerde kalırlar; locaların yükseklikleri daima genişliklerinden büyüktür. Son turda yükseklik genişliğin iki katına erişir.

Stratigrafik Seviye

Oligosen

Bulunduğu Yer

Elazığ, Palu'nun 20 km kuzeydoğusunda bulunan Gevla Çayı Formasyonu.

Halkyardia mazima Cimerman 1969 (Levha VI, şekil 1, 2)

1969 *Halkyardia mazima* Cimerman, Cimerman s. 269 - 300

Tanımlama

Tane fosil olarak elde edilemediğinden tanımlama yalnız kesitlerden yapılmıştır. Kavkı çok ince delikli hiyalin kalkerdir. Kabuğun çok ince delikli olması tüm yüzeyinin bu deliklerle kaplı olmasını gerektirmektedir. Sirt kısmı çok, karın kısmı düze yakın dışbükeydir. Karın tarafında merkezde, delikli bir karın dolgusu ve bunun etrafında ışınal olarak düzenlenmiş tüp şeklinde localar görülmektedir. Karın dolgusu, ekstenel kesitte, ikizkenar üçgen şeklindedir. Karın dolgusunun tepesindeki açı 78 derecedir. Çapı 1,14 mm, ve yüksekliği 0,4 mm'dir. İlk loca çapı 86,4 mikrondur. İlk locayı çevreleyen tübüler loca sayısı 12 dir.

Stratigrafik Seviye

Orta Oligosen

Bulunduğu Yer

Elazığ, Palu'nun 20 km kuzeydoğusunda bulunan Gevla Çayı Formasyonu.

Lepidocyclina (Eulepidina) favosa Cushman 1919

(Levha VI, şekil 3)

1919 *Lepidocyclina favosa* Cushman, Cushman, s. 66, levha III, şekil 1b, 2; levha XV, şekil 4.

Tanımlama

Kabuk orta boyolu olup çapı 6,2 mm dir. Merkezde 3 mm çapında ve kalınlığı 2,2 mm olan bir şişkinlik vardır. Bu şişkinliği çevreleyen yaka kısmı 1,5 mm genişliğinde olup iç kısımda kalınlığı 0,75 mm çevrede 0,25 mm olmaktadır. Bu yaka dalgalanma göstermektedir. Merkezde bulunan şişkinlik üzerindeki poligonel süsler kavkı çıkıntısından oluşmuştur. Ekvatoryal kesitte ölçülen protokonk için çap 1,43x1,28 mm, deutero-konk için çap 0,78x0,80 mm bulunmuştur.

Stratigrafik Seviye

Oligosen.

Bulunduğu Yer

Elazığ, Palu'nun 20 km kuzeydoğusunda Gevla Çayı Formasyonu.

Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata (Michelotti) 1861

(levha II, şekil 9; levha IV, şekil 1,6)

1861 *Orbitoides dilatata* Michelotti, Michelotti, s. 17, levha I, şekil 1,2.

1910 *Lepidocyclina dilatata* (Michelotti), Silvestri, s. 139-156, levha I, şekil 9a - c, text şekil xxv.

1924 *Eulepidina dilatata* (Michelotti), Douvillé, s. 48, levha II, şekil 3.

1925 *Eulepidina dilatata* (Michelotti), Douvillé, s. 51 - 123, levha IV, şekil 1.

Tanımlama

Kavkı disk şeklinde ve küçük olup çapı 5-5,6 mm, kalınlığı 1,5 - 1,8 mm arasında değişmektedir. Kavkı yüzeyi, kenara kadar poligonel şekilli granüldür. Kenarları dalgalıdır. İlk loca, Protokonk ve Deutero-konk olmak üzere iki locadan oluşmuştur. Protokonk 1,5x1,2 mm ile 0,35x0,25 mm arasında; Deutero-konk ise 0,80x0,70 mm ile 0,24x0,25 mm arasında değişmektedir. Ortalama olarak Protokonk 0,71x0,86 mm ve Deutero-konk ise 0,43x0,44 mm'dir. Protokonk kabuk kalınlığı 32 mikron ile 310 mikron arasında, Deutero-konk kabuk kalınlığı ise 10 mikron ile 64 mikron arasında değişmektedir. Ekvatoryal localar poligonel (çoğunlukla altıgen) şeklindedir.

Stratigrafik Seviye

Oligosen.

Bulunduğu Yer

Elazığ, Palu'nun 20 km kuzeydoğusunda bulunan Gevla Çayı Formasyonu.

SONUÇLAR

Bölgenin stratigrafisi çıkarılmış, daha önce Lütésiyan ve Üst Eosen olarak bilinen Gevla Çayı Formasyonu'nun yaşının Oligosen olduğu saptanmış, Oligosen'de bulunan ve Formasyona yaş verilmesini sağlayan Foraminiferlerin sistematik incelemeleri yapılmıştır.

Yayınla verildiği tarih: Nisan, 1975

DEĞİNİLEN BELGELER

- Baykal, F., 1948, Şerafettin ve Çotela dağlarında jeolojik görüşler: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, derleme no. 2212, (Yayımlanmamış).
- Cimmerman, F., 1969, *Halkyardia maxima* n. sp. (Middle Oligocene) and *Halkyardia minima* (Liebus) (Middle Eocene): Polsk. Tow. Geol. Rocznik (Soc. Geol. Pologne Ann.) Poland, Krakow, 59, 1-3, 269 - 300.
- Cizancourt, M. de, 1935, Matériaux pour la stratigraphie du Nummulitique dans le désert de Syrie: Bull. Soc. Geol. de France, Paris, 4, 8-9, 737-758.
- Cole, W. S., 1960, Upper Eocene and Oligocene larger Foraminifera from Viti Levu, Fiji: U. S. Geol. Survey, Prof. paper, Washington, D. C., 374 - A, 1-7.
- Cushman, J. A., 1919, Fossil foraminifera from the west Indies: Carnegie Inst. Washington D. C., 291, 23-71.
- Douvillé, H., 1924, Révision des Lépidocyclines; Première partie: Soc. Géol. France, Mem. n. s., Paris 1, 2, 1-49.
- Douvillé, H., 1925, Révision des Lépidocyclines; Deuxième et Troisième partie: Soc. Géol. France. Mem. n. s., Paris 2, 2, 51-123.
- Eames, F. E., Banner, F. T., Blow, W. H. ve Clarke, W. J., 1962, Fundamentals of mid - Tertiary stratigraphical correlation - Part 1: Cambridge, England; University Press, 1 - 59.
- Ellis, B. F. ve Messina, A. R., 1940, Catalogue of foraminifera: Amer. Muse. Nat. Hist, New York.
- Ellis, B. F. ve Messina, A. R., 1966, Catalogue of index foraminifera: Amer. Muse. Nat. Hist., New York, 1, 2.
- Ercan, T., Pehlivanoglu, H., Soykal, T., 1969, Elazığ, Diyarbakır (Maden, Ergani, Güleman) bölgesinin jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, derleme no. 5038 (yayımlanmamış).
- Grimsdale, T. F., 1952, Cretaceous and Tertiary foraminifera from the Middle East: Bull. Muse (Nat. Hist.) Geol., London, 1, 8, 221 - 248.
- Harpe, P. de la, 1883, Etudes des Nummulites de la Suisse et révision des espèces Eocène des genres Nummulites et Assilina; troisième et dernière partie: Soc. Pal. Suisse, Mém., Basel, 10, 4, 141 - 180.
- Joly, N. ve Leymerie, A., 1848, Mémoire sur les Nummulites considérées zoologiquement et géologiquement: Acad. Roy. Sci. In Scr. Belles - Lettres, Toulouse, France, 4, 3, 149 - 218.
- Ketin, İ., 1946, Elazığ - Palu ve Pertek Bölgesinin jeolojik etüdüne ait rapor: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, no. 1708, (yayımlanmamış).
- Ketin, İ., 1947, Ergani - Eğin bölgesinin (pafta 80/4 ve 81/3) jeolojik etüdü hakkında mecmua: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, no. 2015, (yayımlanmamış).
- Marchesini, E. ve Facca, G. C., 1941, Sulla variabilità di Nummulites fichteli Michelotti: Paleontogr. Italica, Pisa, 40, 30-65.
- Metin, S., 1969, Elazığ, K44 - a3 ve a4 paleotalarının jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, derleme no. 5000 (yayımlanmamış).
- Michelotti, G., 1841, Saggio storico del Italo-podoli caratteristico dei terreni Sopracesatani: Soc. Ital. Sci. Mem., Modena, 30, 296 s.
- Michelotti, G., 1861, Etudes sur le Miocène inférieur de l'Italie septentrionale: Naturk. Verh., Haarlem, 2, 15, 1 - 183.
- Montanari, L., 1961, Das Nummulitikum von Sciacca (Sizilien): Ecl. Geol. Helv., Basel, 54, 2, 570 - 579.
- Silvestri, A., 1910, Lepidocycline Sannoisiana di Antonimina in Calabria: Acad. Pont. Romana, Mem., Rome, 28, 103 - 163.
- Silvestri, A., 1934, Su di alcuni Foraminiferi Terziarii della Sirtica: R. Acad. Ital. Rome, 3, 7 - 30.
- Silvestri, A., 1937, Foraminiferi dell'Oligocene e del Miocene della Somalia: Paleontogr. Italica, Siena, 32, 2, 46 - 264.
- Tolun, N., 1955, Elazığ, Keban, Çemişkezek ve Pertek bölgesinin jeolojik etüdü: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, derleme no. 2227, (yayımlanmamış).

LEVHA I

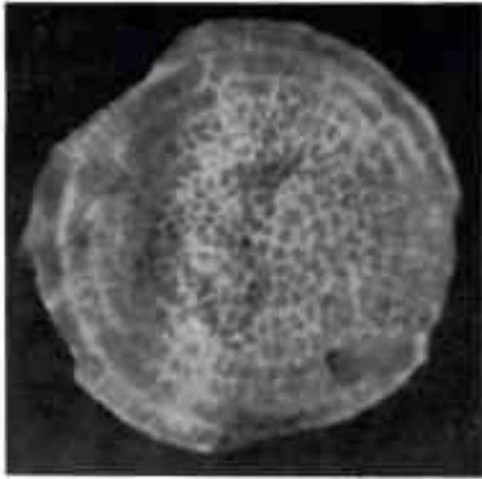
Nummulites fichteli Michelotti

- Şekil 1: Dış görünüş, $\times 11$.
- Şekil 2: Dış görünüş, $\times 10$.
- Şekil 3: Dış görünüş, $\times 11$.
- Şekil 4: Dış görünüş, $\times 12$.
- Şekil 5: Dış görünüş, $\times 11$.
- Şekil 6: Dış görünüş, $\times 7$.
- Şekil 7: Ekvanel kesit, $\times 26$.
- Şekil 8-9: Ekvatoryal kesitler, $\times 15$.

PLATE I

Nummulites fichteli Michelotti

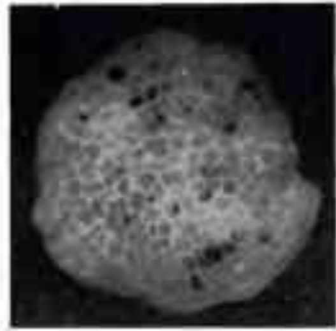
- Figure 1: External view, $\times 11$.
- Figure 2: External view, $\times 10$.
- Figure 3: External view, $\times 11$.
- Figure 4: External view, $\times 12$.
- Figure 5: External view, $\times 11$.
- Figure 6: External view, $\times 7$.
- Figure 7: Axial section, $\times 26$.
- Figure 8-9: Equatorial sections, $\times 15$.



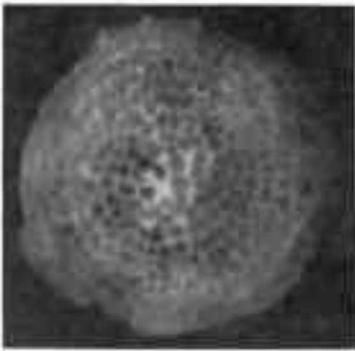
1



2



3



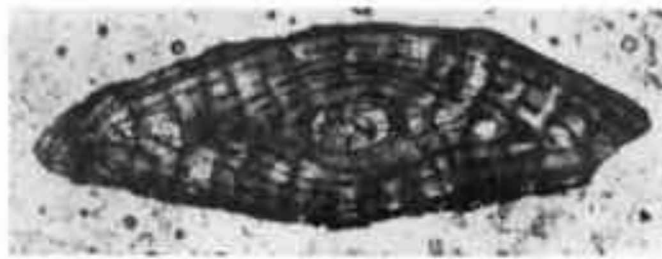
4



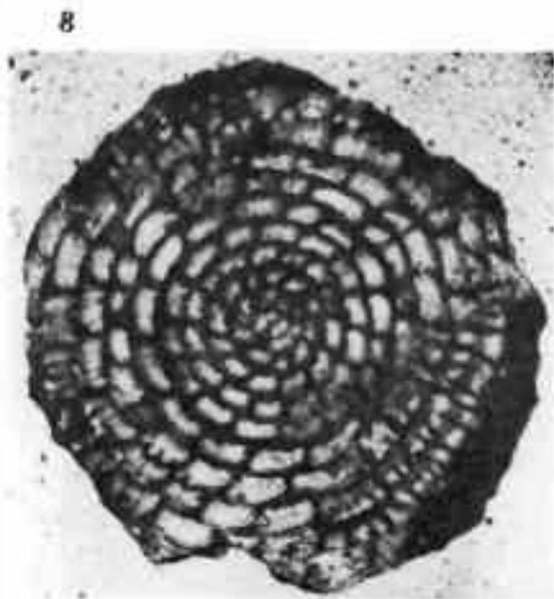
5



6



7



8



9

LEVHA II

- Şekil 1-3: *Nummulites vascus* Joly ve Leymerie, Ekvatoryal kesitler, Şek. 1 x18, Şek. 2 x20, Şek. 3 x21.
- Şekil 4: *Nummulites fichteli* Michelotti, Dış görünüş, x 10.
- Şekil 5-8: *Nummulites vascus* Joly ve Leymerie, Dış görünüş, şek. 5 x8, şek. 6 x9, şek. 7 x8, şek. 8 x14.
- Şekil 9: *Lepidocyclina (Eulcidina) dilatata* (Michelotti), Dış görünüş, x 11.
- Şekil 10: *Lepidocyclina* sp., Dış görünüş, x 11.

PLATE II

- Figure 1-3: *Nummulites vascus* Joly and Leymerie, Equatorial sections, fig. 1 x18, fig. 2 x20, fig. 3 x21.
- Figure 4: *Nummulites fichteli* Michelotti, External view, x10.
- Figure 5-8: *Nummulites vascus* Joly and Leymerie, External view, fig. 5 x8, fig. 6 x9, fig. 7 x8, fig. 8 x14.
- Figure 9: *Lepidocyclina (Eulcidina) dilatata* (Michelotti), External view, x11.
- Şekil 10: *Lepidocyclina* sp., Dış görünüş, x 11.



1



2



4

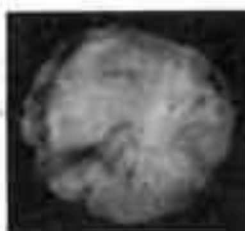
5



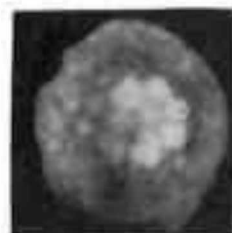
3



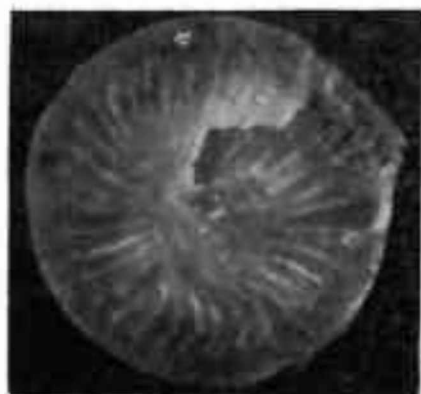
6



7



10



8



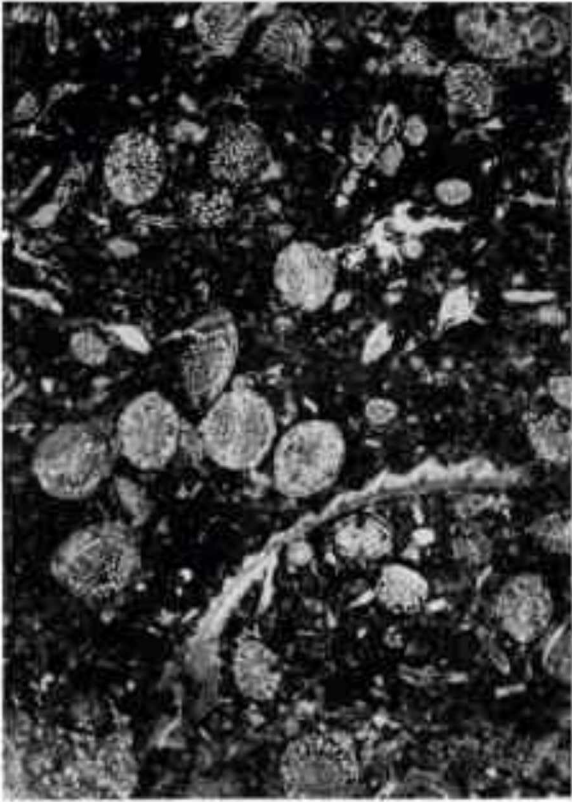
9

LEVHA III

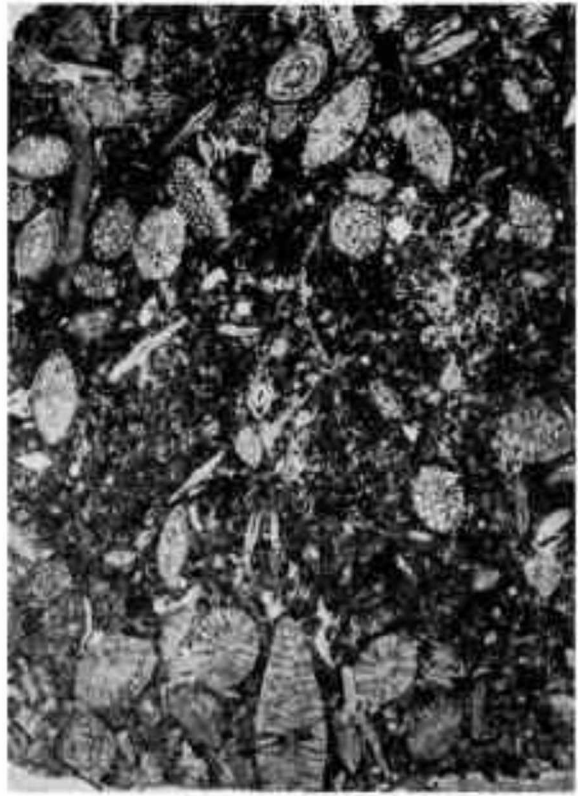
- Şekil 1: *Nummulites fichteli* Michelotti, *Nummulites vascus* Joly ve Leymerie'li Oligosen kireçtaşı, Subekvatorial, aksenal ve teğetsel kesitler, $\times 2$.
- Şekil 2: *Nummulites fichteli* Michelotti, *Nummulites vascus* Joly ve Leymerie, *Nummulites intermedius* d'Archiac'lı Oligosen kireçtaşı, Aksenal ve teğetsel kesitler, $\times 4$.
- Şekil 3: *Nummulites intermedius* d'Archiac, aksenal kesit, $\times 10$.
- Şekil 4: *Nummulites fichteli* Michelotti, aksenal kesit, $\times 6$.
- Şekil 5: *Nummulites fichteli* Michelotti, aksenal ve yüzeye yakın geçmiş teğetsel kesitler, $\times 10$.
- Şekil 6: *Lepidocyclina*'lı ve *Nummulites*'li Oligosen kireçtaşı, $\times 3$.

PLATE III

- Figure 1: Oligocene limestone containing *Nummulites fichteli* Michelotti and *Nummulites vascus* Joly and Leymerie, Subequatorial and axial, tangential sections, $\times 2$.
- Figure 2: Oligocene limestone containing *Nummulites fichteli* Michelotti *Nummulites vascus* Joly and Leymerie, *Nummulites intermedius* d'Archiac, axial and tangential sections, $\times 4$.
- Figure 3: *Nummulites intermedius* d'Archiac, axial section, $\times 10$.
- Figure 4: *Nummulites fichteli* Michelotti, axial section, $\times 6$.
- Figure 5: *Nummulites fichteli* Michelotti, axial and tangential sections near surface, $\times 10$.
- Figure 6: Oligocene limestone containing *Lepidocyclina* and *Nummulites*, $\times 3$.



1



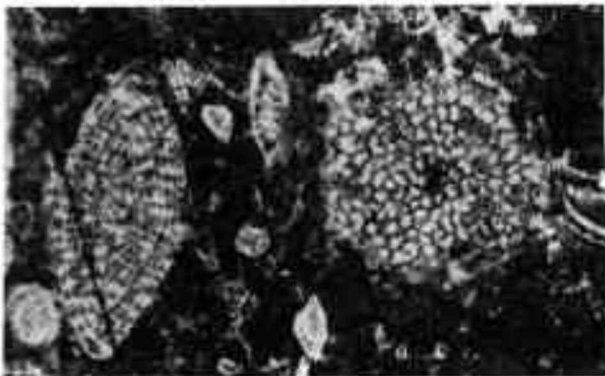
2



3



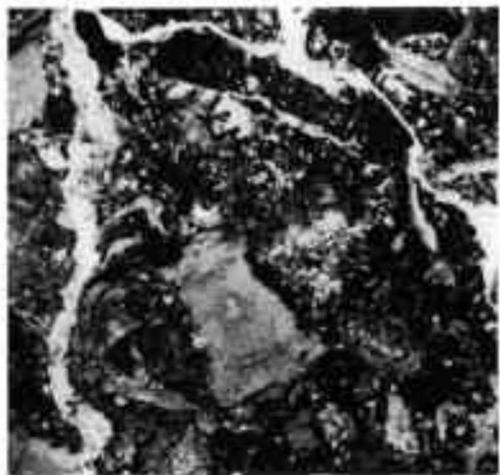
4



a

5

b



6

LEVHA IV

Şekil 1,6: *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* Michelotti, Ekvatoryal kesitler, şek. 1 x 11, şek. 6 x 15.

Şekil 2,3: *Lepidocyclina (Eulepidina) cf javana* Cushman, Ekvatoryal kesitler, şek. 2 x 12, şek. 3 x 14.

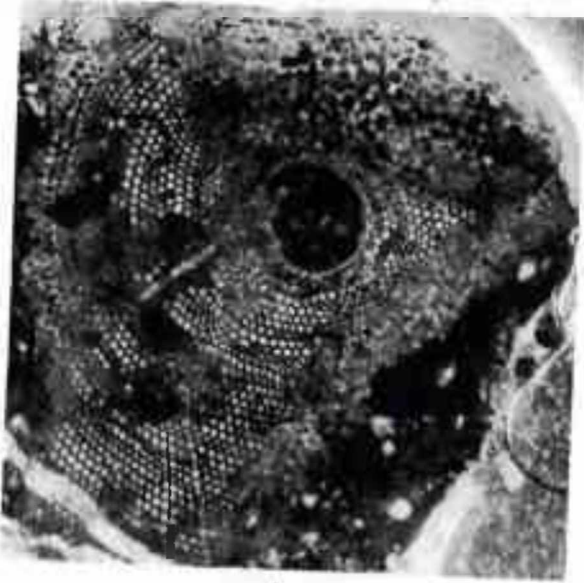
Şekil 4,5: *Lepidocyclina (Nephrolepidina) sp.*, Ekvatoryal ve Eksenel kesitler, şek. 4 x 28, şek. 5 x 29.

PLATE IV

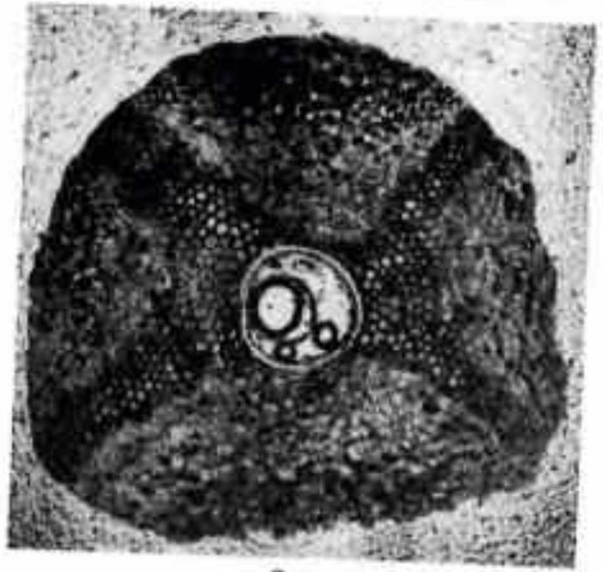
Figure 1,6: *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* Michelotti, Equatorial sections fig. 1 x 11, fig. 6 x 15.

Figure 2,3: *Lepidocyclina (Eulepidina) cf javana* Cushman, Equatorial sections, fig. 2 x 12, fig. 3 x 14.

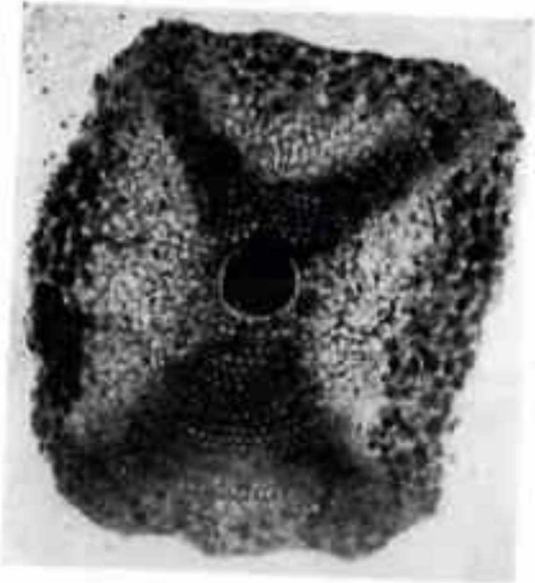
Figure 4,5: *Lepidocyclina (Nephrolepidina) sp.*, Equatorial and axial sections, fig. 4 x 28, fig. 5 x 29.



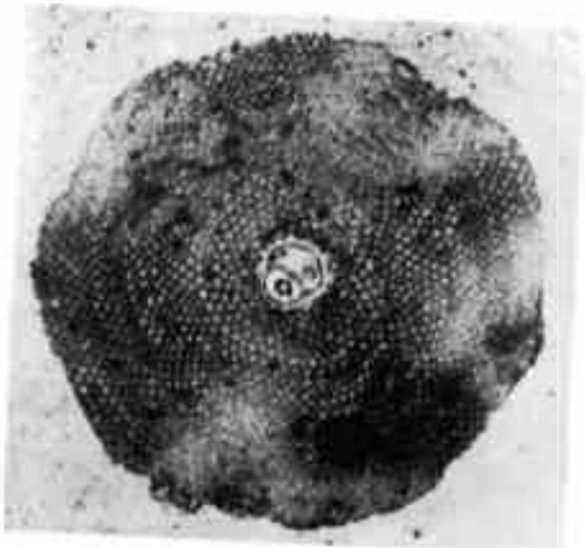
1



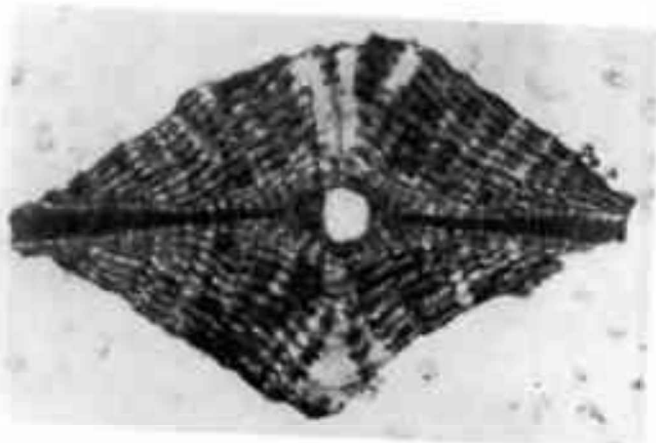
2



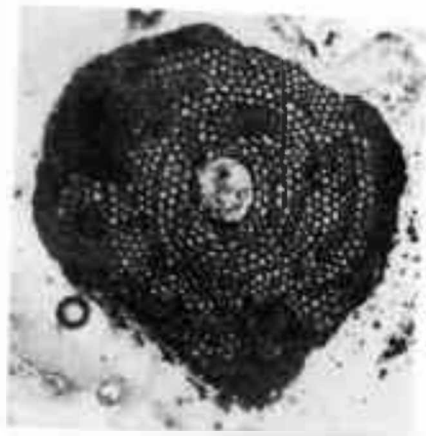
3



4



5



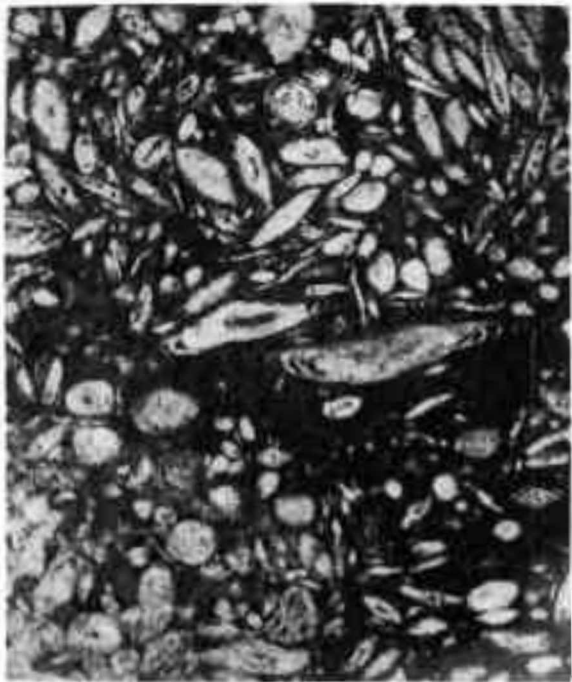
6

LEVHA V

- Şekil 1: *Miogyopsis*, *Lepidocyclina* ve *Heterostegina*'lı Miyosen kireçtaşı (Okçular kireçtaşının üst seviyesi), x 6.
- Şekil 2: *Archaisa*'lı ve *Mercan*'lı Miyosen kireçtaşı (Okçular kireçtaşının alt seviyesi), x 6
- Şekil 3: *Nannulites fichteli* Michel.'li Oligosen kireçtaş,eksenel, subekvatoryal ve teğetsel kesitler, x4.
- Şekil 4: *N. fichteli* Michel ve *N. intermedia* d'Arch.'lu Oligosen kireçtaşı, eksenel, teğetsel ve subekvatoryal kesitler x3.

PLATE: V

- Figure 1: Miocene limestone containing *Miogyopsis*, *Lepidocyclina* and *Heterostegina* (Upper level of Okçular limestone), x6.
- Figure 2: Miocene limestone containing *Archaisa* and *Coral* (Lower level of Okçular limestone), x6.
- Figure 3: Oligocene limestone containing *N. fichteli* Michel., axial, subequatorial and tangential sections, x4.
- Figure 4: Oligocene limestone containing *N. fichteli* Michel. and *N. intermedia* d'Arch., axial, subequatorial and tangential sections, x3.



4



3



2



1

LEVA
PLAN A

LEVHA VI

- Şekil 1,2: *Halkyardia mazima* Cluerman, Ekseni keşitler, şek 1 x61, şek 2 x40.
- Şekil 3 : *Lepidocyclina (Eulepidina) favosa* Cushman, dış görünüş, x11.
- Şekil 4 : *Lepidocyclina (Eulepidina) sp.*, Ekvatoryal keşit, x14
- Şekil 5 : *Amphistegina sp.*, Ekseni keşit, x70.
- Şekil 6a : *Heterostegina sp.*, dış görünüş, x11.
- Şekil 6b : *Operculina sp.*, dış görünüş, x11.
- Şekil 7B: *Nummulites fichteli* Michelotti, Ekseni ve Ekvatoryal keşitler, (rekristalize), şek 7 x14, şek 8 x14.

PLATE VI

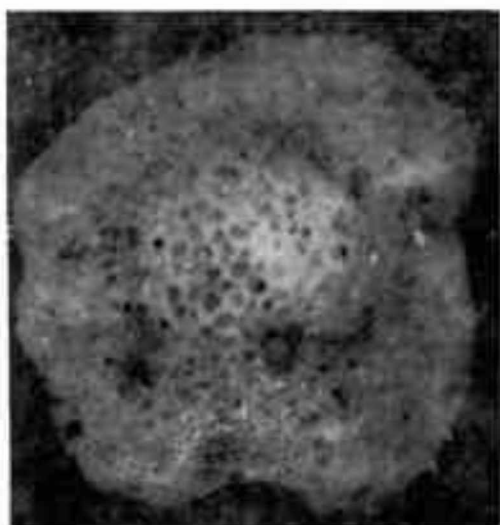
- Figure 1,2: *Halkyardia mazima* Cluerman, Axial sections, fig. 1 x61, fig. 2 x40
- Figure 3 : *Lepidocyclina (Eulepidina) favosa* Cushman, External, view, x11.
- Figure 4 : *Lepidocyclina (Eulepidina) sp.*, Equatorial section, x14.
- Figure 5 : *Amphistegina sp.*, Axial section, x70
- Figure 6a : *Heterostegina sp.*, External view, x11.
- Figure 6b : *Operculina sp.*, External view, x11.
- Figure 7B: *Nummulites fichteli* Michelotti, Axial and Equatorial sections (recrystallized), fig. 7 x14, fig. 8 x14.



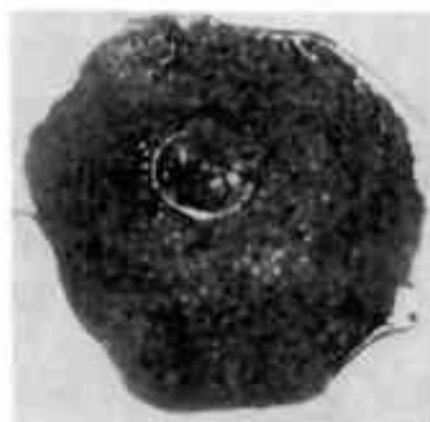
1



2



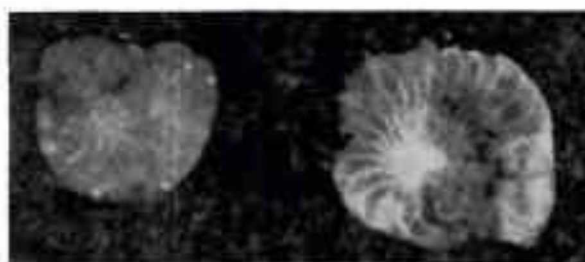
3



4



5



a

6

b



7



8

Polatlı (GB Ankara) güneyinin stratigrafisi

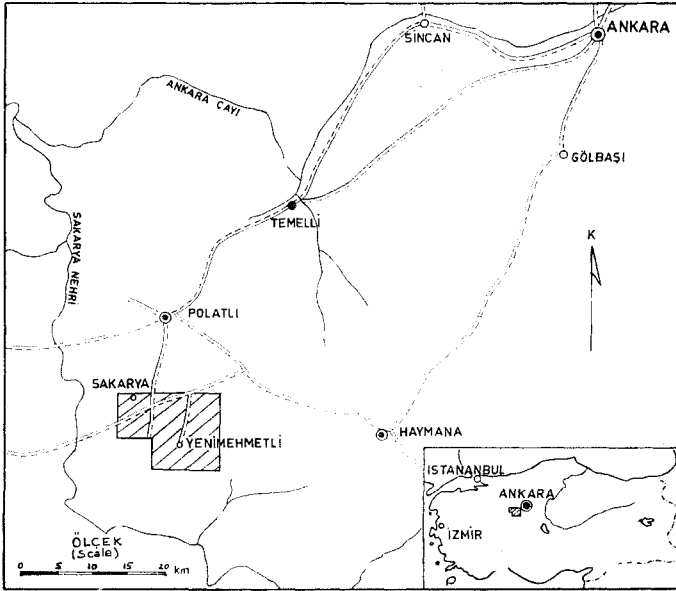
Stratigraphy of the south of Polatlı (SW Ankara)

ERCÜMENT SİRELİ Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Polatlı'nın 10 km güneyinde, Üst Jura, Paleosen Eosen ve Neojen yaşında kaya birimleri yüzey temektedir. Çaldağ formasyonu kireçtaşlarından oluşmuştur, yaşı, *Protopenoroplis striata* Weynsehek, *Labyrinthina* sp. ve *Clypeina jurassica* Favre ile kesinlikle Üst Jura'dır. Çaldağ formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Alt Paleosen (Monsiyen) yaşlı Kartal formasyonu, kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı, göl kireçtaşı ve çok ince linyit seviyelerini bulunduran delta ortamına ait çökellerden oluşmuştur. Üst seviyelerindeki denizel kireçtaşlarında, *Rotalia trochiformis* Lamarck, *Mississippina binkhorsii* (Reus) ve *Dictyoplax biserialis* (Dietrich) fosilleri vardır. Kartal formasyonu üzerine varsayımlı uyumsuz olarak gelen Kırkkavak formasyonu, alt seviyeleri kumtaşı, kireçtaşı ve marnlardan oluşmuş, yaşı, *Alveolina (Glomalveolina) primae-*

va Relichel ve Renz, *Discocyclus seunesi* Douvillei foraminiferleri ile Tanesiyen'dir. Formasyonun üst seviyeleri kumlu ve Mili kireçtaşı, marnlardan oluşmuş, *Nummulites solitarius* de la Harpe, *N. easüis* Douvillei, *Alveolites cucimiformis* Hottinger ve *A. ellipsoidalis* Schwager Ue alt, *RanikothaUa couisensis* (d'Archiac) ile orta ve *Ranikothalia nuttalli* (Davies) ve diğer Soraminiferler ile Üst İlerdiyen yaşındadır. Kırkkavak formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Eskipolatlı formasyonu, çakıltası, kumlu kireçtaşı, killi kireçtaşı, kumtaşı ve marnlı seviyelerden oluşmuştur. Alt seviyeleri *Nummulites planulatus* (Lamarck) ve *Alveolina oblonga* (d'Orbigny) foraminiferleri ile Alt Küziyen, üst seviyeleri ise *Alveolina canavarii* Checchia ve Rispoli, *A. lehneri* ile Orta Küziyen yaşındadır. Bu çalışma ile 6 yeni *Alveolina* türü saptanmıştır.

ABSTRACT: Rock units of Upper Jurassic, Paleocene, Eocene and Neogene age crop out 10 km south of Polatlı. Limestones of Çaldağ Formation are definitely of Upper Jurassic age with *Protopenoroplis striata* Weynschek, *Labyrinthina* sp. and *Olypeina jurassica* Favre. Kartal Formation of Lower Paleocene (Montian) age overlies uncomformably Çaldağ Formation. It is composed of conglomerate, lacustrine limestone, sandstone and lignite of laminations, which are deposited in delta environment. The marine limestone of the Upper part of Kartal Formation contains *Rotalia trochidiformis* Lamarck, *Mississippina binkhorsti* (Reuss) and *Distichoplax biserialis* (Dietrich). Kırkkavak Formation overlies uncomformably (?) the Kartal Formation. It is composed of sandstone, limestone and marls of Middle Paleocene (Thanetian) age with *Alveolina (G-lomalveolina) primaeva* Reichel and Renz and *Discocyclus seunesi* Douville at bottom. The upper part and the top of Kırkkavak Formation is composed of sandy and clayey limestone, marls of Lower Ilerdian age with *Nummulites solitarius* de la Harpe, *N. eodlis* Douville, *Alveolites cucimiformis* Hottinger and *A. ellipsoidalis* Schwager; Middle Ilerdian with *RanikothaUa couisensis* (d'Archiac) and Upper Ilerdian with *Ranikothalia nuttalli* (Davies) and the other foraminifers. Eskipolatlı formation overlies uncomformably the Kırkkavak Formation and is composed of conglomerate, sandy and clayey limestone, sandstone and marls. The lowest levels of Eskipolatlı Formation is of Lower Cuisian age with *Nummulites planulatus* (Lamarck) and *Alveolina oblonga* (d'Orbigny). The upper levels of this formation is of Middle Cuisian age with *Alveolina canavarii* Checchia ve Rispoli, *A. lehneri* Hottinger and the other foraminifers. Six new species of *Alveolina* are also established.



Sekil 1: Yer bul duru haritası

Figure 1: Location map

GİRİŞ

Çalışılan saha iç Anadolu bölgesinde, Ankara ilinin güneybatısında, Polatlı ilçesinin güneyinde 1/25 000 ölçekli J 28 — a2 ve J 28 — al paftalarını kapsamaktadır (şekil 1).

Bölgedeki jeolojik çalışmalar (Wednrat, 1953), (Erol, 1955) ile Gulf ve Mobil şirketleri tarafından 1958 — 61 yıllarında yapılmıştır.

Bu çalışmanın amacı biyostratigrafik zon oluşturabilecek nitelikteki foraminiferlerin sistematik incelemelerini yaparak sahanın Paleosen — Eosen biyozonlarını saptamak ve litostratigrafik verilerin ışığı altında bölgenin genel stratigrafisini açığa kavuşturaktır. Bu çalışmaların sonucunda J 28 — al paftasının tamamının, J 28 — a2 paftasının bir kısmının ayrıntılı jeoloji haritası hazırlanmıştır (Şekil 2).

STRATİGRAFİ

Bölgenin genel stratigrafisi, litostatigrafisi, biyostratigrafisi ve kronostratigrafisi bölümlerini kapsayan bir bütün olarak incelenmiştir.

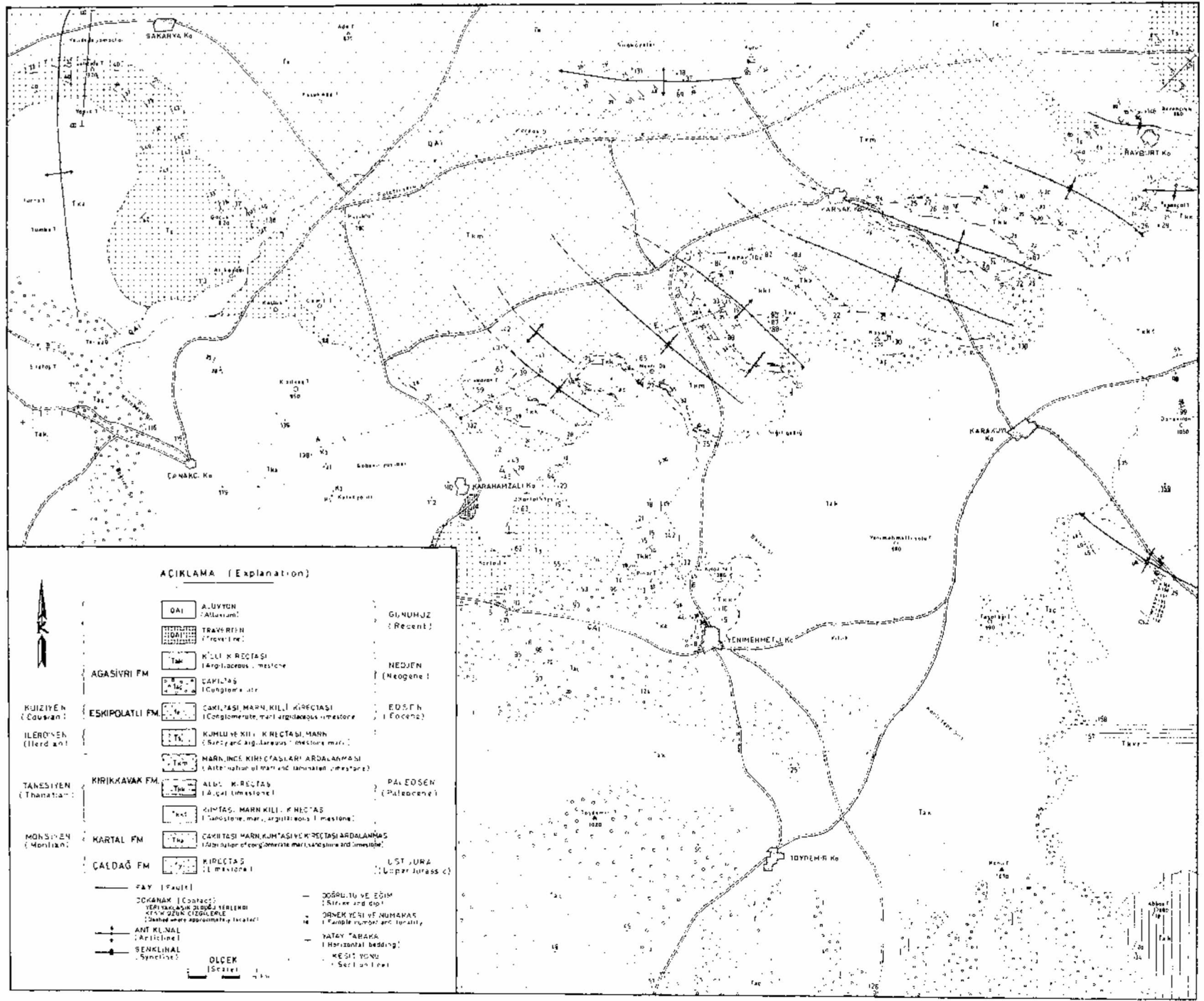
İtostatigrafisi

Litostatigrafisi birimleri, yaşlıdan gence doğru bir sıra gözetilerek verilmiştir.

Çaldağ Formasyonu.

1) *Tanımlı*. Formasyonun tanımı Schmidt (1960) tarafından yapılmıştır.

2) *Dağılımı*. Haymana'nın 1,5 km doğusunda Çaldağ tepelerinde, Haymana güneyinde Temirözü köyü yöresinde, Karlıkdağı ve Bahçecik antiklinallerinin çekirdeklerinde, çalışma sahasında, Karahamzah köyünün güneydoğu ve doğu kısımlarında dağılım göstermektedir.



Sekil 2: Polatlı (GB Ankara) güneyinin Jeolojî haritası, Orta Türkiye
 Figure 2: Geological map of southern Polatlı (SW Ankara), central Turkey

5) *Alt ve Üst Sınırlar*. Çaldağ formasyonunun alt sınırı Temdrözü formasyonu ile uyumsuzdur, (?). Çalışma bölgesinde alt sınırı belli değildir, üst sınırı Çaldağ'ın güneyinde Ağa-sivri, doğusunda Kartal formasyonları ile uyumsuzdur.

4) *Katmlık*. Masif yapıda olan kireçtaşlarının kalınlığı ölçülememiştir.

5) *Litoloji*. Formasyon bej, beyaz, açık kahve ve pembemsi renklerde, çok sert, kama kırıklı ve masif görünümlü kireçtaşlarından oluşmuştur. Çeşitli yerlerden toplanan örneklerin mikroskopik incelemelerinden şu çeşit kireçtaşlarının varlığı alaptanmıştır.

- a) Oosparit, bu örnekler içinde çok az foraminifer vardır.
- b) Biyosparit, bol olarak alg, foraminifer gibi elemanlar hakimdir.
- c) Pseudoolitik kireçtaşı, ender olarak foraminifer bulundurlar.

6) *Fosil Topluluğu*. Formasyonu oluşturan kireçtaşları tabakasız oldukları için fosil topluluklarının alt ve üst durumlarını saptamak olanağı bulunamadı. Zengin fosil yatakları Çaldağ'ın güneyinde ve Karahamzalı köyünün batısındadır. Buralardan toplanan biyosparit ve oosparit örneklerinde:

Foraminiferler : *Trocholina alpina* (Leupold)
Protopenoroplis striata Weynschek
Pseudocyclammina sp.
Labyrinthina sp.
Nautiloculina sp.
Teoetularia sp.
öribrostomoidesf
Barkeridae (*Barkerina* ?)

Algler : *Clypeina jurassica* Favre

bol olarak bulunmaktadır.

7; *Yaş*. *Trocholina alpina* (Leu.) Üst Jura - Alt Kretase'de, *Protopenoroplis striata* Weyn., *Labyrinthina* sp. ve *Clypeina jurassica* Fav. topluluğu ise kesinlikle Üst Jura'da bulunmaktadır. Bu durumda formasyonun yaşı Üst Jura olarak saptanmıştır.

8) *Karşılaştırma*. İnceleme alanındaki bu masif görünümlü kireçtaşları mikrofona ve mikrolitolojik olarak Haymana'nın kuzeydoğusundaki kireçtaşları, ve güneyindeki Karlıkdağı, Bahçecik antiklinallerinin çekirdeklerinde bulunan kireçtaşları ile karşılaştırılabilir.

9) *Ortamsal Yorum*. Oosparitlerin bol olarak bulunuşu ortamın oldukça hareketli olduğunu göstermektedir. Bu kireçtaşları içindeki mikrofona topluluğu ve algler ise ortamın neritik olduğunu kanıtlamaktadır.

Kartal Formasyonu.

1) *Tanım*, Formasyonun tanımı Rigo de Righi ve Cortesini (1960) tarafından yapılmıştır.

5) *Dağılımı*. Haymana'nın batısında Kayabaşı köyü yöresinde, Haymana'nın güneyinde Yeniceoba köyünün kuzey kısımlarında, Polatlı'nın doğusunda Kuşçu köyü yöresinde görülmektedir. Çalışılan sahada Karahamzalı köyünün batısından Kırkkavak tepesine doğru uzanmaktadır. Ayrıca Ka-

paklı ve Sarıhalil antiklinallerinin çekirdeklerinde ve Sakarya köyünün güneyindeki Sakarya antiklinalinde yüzeylenmektedir.

5) *Alt ve Üst Sınırlar*. Formasyonun alt sınırı Kayabaşı köyü civarında Mestrihtiyen kireçtaşları ile kesin olarak belli değildir. Çalışma sahasında Çaldağ formasyonu ile aşıl uyumsuzdur. Üst sınır, Kırkkavak formasyonu ile şüpheli uyumsuzdur.

4) *Kalınlık*. Sakarya antiklinalinde 90 m, Kapaklı antiklinalinde 40 - 50 m, Sarıhalil antiklinalinde 60 m ve Kırkkavak kesitinde 400 m olarak ölçülmüştür.

5) *Litoloji*. Üstün renk kırmızıdır, bazı seviyeler mor ve koyu kahve renklidir. Genellikle çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve killi kireçtaşı araldanması görülür. Formasyon içinde ender olarak 1-2 cm yi geçmeyen linyitli seviyelerde vardır. Formasyonu oluşturan litolojik birimlerin mikroskopik inceleme, lerinde alttan üste doğru şu kaya birimlerine raslanır.

a — Kırmızı renkli çakıltaşı, çakıllan 3 — 20 cm arasında değişir, çok sayıda Üst Jura yaşında kireçtaşı çakılları vardır, çimenito ince taneli kumtaşıdır.

b — Biyomikritler ve mikritler, ostrocodlu, sayıları çok az biyomikritlerin dışında genellikle mikritler fazladır.

c — Kırmızı renkli çakıltaşı, önceki çakıltaşına benzer.

d — Kumlu biyomikrit, çok sayıda foraminifer, alg ve bryozoa parçalarını bulundurur ve koyu kahve renklidir.

e — Kırmızı renkli çakıltaşı, aynı özelliktedir.

f — Kumlu biyomikrit ve kireçli kumtaşı araldanması.

6) *Fosil Topluluğu*. Formasyonun alt seviyelerinde bulunan biyomikritler içinde ostrocod ve charalar vardır. Üst seviyelere doğru, kalınlığı 1-2 m yi geçmeyen denizel kumlu biyomikritler içinde;

Foraminiferler : *Botalia trochidiformis* (Lamarck)
Mississippina binkhorsti (Reuss)
Discorbis sp.
Valvulammina sp.
Miliolidae

Algler : *Distichoplax biserialis* (Dietrich)

7) *Yaş*. İlkel *Rotalia trochidiformis*, *Mississippina binkhorsti* ve *Distichoplax biserialis*'lerin varlığı ile formasyonun yaşını, üstteki Kırkkavak formasyonunun yaşında göz önünde bulundurarak Alt Paleosen (Monsiyen) olarak saptadık.

8) *Karşılaştırma*. Çalışma sahasındaki Kartal formasyonu, Haymana kuzeybatısındaki Kayabaşı köyü civarında, loftusialı ve orbitoidli Mestrihtiyen kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelen kırmızı seriler, Haymana güneyindeki Yeniceoba köyünün kuzey kısımlarındaki orbitoid ve loftusialı kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelen kırmızı renkli seviyeler ve Kuşçu, Macun köyleri civarındaki kırmızıtrak çökeller ile karşılaştırılabilir. Haymana'nın batısında Erif köyünde orbitoid ve siderolitesli Mestrihtiyen yaşlı kumlu kireçtaşları ve kumtaşları üzerine uyumlu olarak gelen *Laffiteina bibensis* Marie'li algli kireçtaşları Haymana yöresinde oldukça yaygın bir sahada yüzeylenmektedir. En yaygın olduğu Haymana güneybatısındaki büyük Çaldağ antiklinalinin kuzeybatı yamacında rengi bir anda değişir ve Kartal formas-

yonunun kırmızı rengine benzer bir durum alır. Bu algli kireçtağları Haymana bölgesindeki stratigrafik durumları ve içlerinde bulundukları foraminifer topluluklarına göre kırmızı renkli Kartal formasyonu ile aynı zamanda oluşmuş çökeltilerdir. Fakat Haymana ve Polatlı bölgesinde çok yaygın olarak bulunan ikinci bir algli kireçtaşı seviyesi vardır, bu algli kireçtaşlarını bir evvelki algli kireçtaşları ile karıştırmamak gerekir. Çünkü bu algli kireçtaşları bulundukları foraminifer ve alg toplulukları ile kesin olarak Tanesiyen'in üst seviyelerini belirtmektedirler ve bir önceki Monsiyen yaşlı algli kireçtaşları ile kesin olarak ayrılmaktadır.

9) *Ortamsal Yorum.* Formasyonu oluşturan çökellerin kaba kırıntılardan olması, aynı karakterli konglomera seviyelerinin sık sık tekrarlanması, demir oksitlenme fazlalığı, linyit bulunduran tabakaların varlığı, biyomikritler içerisindeki chara ve ostrocodların bulunması ve üst kısımlarında çok ince denizel foraminiferli biyomikritlerin varlığı çökeltme havzasının karasal bir ortam ile denizel ortamın geçiş şekli olan delta ortamında bulunduğumuzu belirtmektedir. Çalışılan sahadaki Alt Paleosen'in bu ortamsal karakteri, Tremp (İspanya) ve Coustoug (Fransa) bölgeleri ile yakın benzerlik gösterir (Hottinger, 1960). Denizel olmayan bu seviyeler için 1968 de Paris'te yapılan Eosen kollokyumunda Grummen adında yeni bir kat adı ileri sürülmüştür (Kromm, 1968). Toroslarda, Beyşehir (Süleymaniye köyü) civarında yapılan çalışmalarda Paleosen içinde bulunan bol discorbisli seviyeler için Liburnen (acı su fasiyesi) sözcüğü kullanılmıştır (Butterlin, ve Monod, 1968). Bu bol discorbisli seviyeler çalışılan sahadaki Pal eosin'in (Monsiyen) bol discorbisli seviyelerine foraminifer topluluğu bakımından çok benzemektedir. Kartal formasyonu'nun üstüne gelen Kırkkavak formasyonu'nun alt seviyeleri içinde bulunan Tanesiyen yaşındaki ostracodların belirttiklerine göre ortam hala somart karakterlidir ve bol olarak bulunan bazı ostracodların türlerine görede transgresif bir erevi belirtmektedirler.

Kırkkavak Formasyonu.

1) *Tanım.* Formasyonun tanımı Rigo de Righi ve Corsetini (1960) tarafından yapılmıştır.

2) *Dağılımı.* Haymana ile Polatlı arasında Dervişbeli, Çaldağ, Selalmaz, Haymana ve Kartal kesitlerinde, çalışılan sahadaki Karahamzalı köyünün doğusunda Kırkkavak tepesinde, Kapaklı, Sarıhalil ve Sakarya antiklinallerinde görülmektedir.

3) *Alt ve Üst Sınırları.* Formasyonun alt sınırı Kartal formasyonu ile şüpheli uyumsuz, üst sınırı Eskipolatlı formasyonu ile uyumsuzdur.

4) *Kalınlık.* Formasyonun kalınlığı Kırkkavak kesitinde 500 m, Sarıhalil kesitinde 460 m, Kapaklı kesitinde 180 m, Bayburt kesitinde 80 m ve Sakarya kesitinde 70 m olarak ölçülmüştür.

5) *Litoloji.* Formasyon alttan üste doğru açık kahverenkli kumlu kireçtaşları, bej renkli marn ve killi kireçtaşları, açık kahverenkli mercanlı kireçtaşları, bej - açık kahverenkli algli kireçtaşları, açık yeşil mavimtrak marnlar ve gri bej renkli kumlu ve killi kireçtaşlarından oluşmuşlardır. Formasyonu oluşturan kaya birimlerinin mikroskobik incelemelerinde alttan üste doğru şu birimler görülmektedir.

a — Kumlu biyomikritler, bol olarak foraminifer ve ostracodlar vardır.

SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	KALINLIK (Thickness)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)	
					SİMGELER (Symbols)	ACIKLAMA (Explanation)		
P. A. L. E. O. S. E. N. (Paleocene)	M. O. S. I. Y. E. N. (Monsien)	K. A. R. T. A. L. (Kartal)	K. A. R. T. A. L. (Kartal)	500 m	Marn ve biyomikrit ardalanması (Alternation of marl and biomicrite)	Marn ve biyomikrit ardalanması (Alternation of marl and biomicrite)	Operculina ve Discocyclina kırıkları (Pieces of Operculina and Discocyclina)	
							Alglı biyosparit (Algal biosparite)	Discocyclina cf. seunesi, Lacozina sp., Kathina subsphaerica, Rotalia trachidiformis, Alveolina (Glomalveolina) pilula, (Algae) Distichoplax bicerialis, Lithophyllum sp., Archeolithothamnium sp., Lithothamnium sp.
							Mercanlı biyomikrit (Corall biomicrite)	Mercan (Coral), Cyclotopsis, sp. Actinacis sp., Thamnastrea sp., Goniopora sp., Discocyclina seunesi, Operculina sp.
P. A. L. E. O. S. E. N. (Paleocene)	M. O. S. I. Y. E. N. (Monsien)	K. A. R. T. A. L. (Kartal)	K. A. R. T. A. L. (Kartal)	400 m	Morumsu kumtaşı mikrit ardalanması (Alternation of purplish Sandstone and micrite)	Morumsu kumtaşı mikrit ardalanması (Alternation of purplish Sandstone and micrite)	Chara Ostracoda	
							Discorbisli biyomikrit (Biomicrite with Discorbis)	Rotalia trachidiformis, Discorbis sp., Mississippina sp., Valutammina sp.
							Kırmızı renkli mikrit, Çakıltı, marn ve kumtaşı ardalanması (Alternation of redmicrite, G conglomerate, marl, and Sandstone)	(Algae) Distichoplax biserialis
P. A. L. E. O. S. E. N. (Paleocene)	M. O. S. I. Y. E. N. (Monsien)	K. A. R. T. A. L. (Kartal)	K. A. R. T. A. L. (Kartal)	400 m	Kırmızı renkli mikrit, Çakıltı, marn ve kumtaşı ardalanması (Alternation of redmicrite, G conglomerate, marl, and Sandstone)	Kırmızı renkli mikrit, Çakıltı, marn ve kumtaşı ardalanması (Alternation of redmicrite, G conglomerate, marl, and Sandstone)	Chara, Ostracoda	
							Trachelina alpina, Protopenaropsis striata, labyrinthina sp., Clypeina Jurassica	

Şekil 3: Kırkkavak dikme kesiti

Figure 3: Columnar section of Kırkkavak

b — Bej renkli kireçli kumtaşları, genellikle kuvars ve kireçtaşı kumlarını bulundururlar.

c — Alveolina (Glomalveolina) lı biyomikritler, bol olarak alveolin ve ostracod bulundururlar.

d — Mercanlı biyomikritler, bol olarak mercan, alg ve bryozoa bulundururlar.

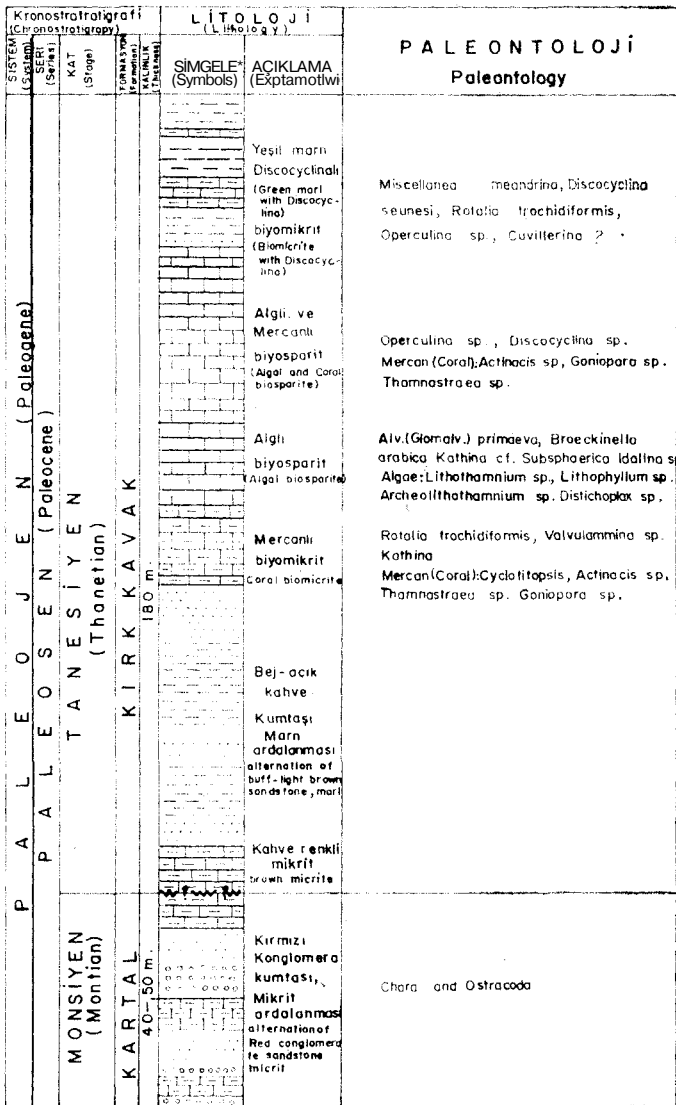
e — Algli biyosparit, çoğunlukla alg nadir olarak foraminifer bulundururlar.

f — Açık yeşil - mavimta-ak renkli marnlar, aralarında nadir olarak çok ince biyomikrit seviyeleri vardır.

g — Nummulitli kumlu biyomikritler, bol olarak foraminifer, renkli kayaç ve kireçtaşı kumları bulundururlar.

h — Alveolinli biyomikritler.

6) *Fosil Topluluğu.* Çalışılan sahadaki yapılan ölçülü kesitler için toplanan örneklerde aşağıda fosil toplulukları saptanmıştır.



Şekil 4: Kapaklı dikme kesiti

Figure 4: Columnar section of Kapaklı

Kirkkavak kesitinde (AA') (alttan üste doğru alınan örnekler (şekil 3)).

Örnek

Foraminiferler : *Rotalia trochidiformis* (Lam.)
Valvutammina sp.
Ormotolites sp.
Mississippia sp.
Discorbidae

Örnek

Foraminiferler : *Operculina cf. heberti* Munier ve Chalmas
Banikothalia f
Triloculina sp.

Quinqueloculina sp.
Textularia sp.

Örnek

Foraminiferler : *AtveoUna (Glomalveolina) primaeva* Reic.
ve Renz
Alveolina (Glomalveolina) pilula Hott.
Miliolidae

Ostracodlar : (Dr. Nuran Gökçen tarafından belgelenmiştir).

Gyther'ella gracilis üenenklaus
Bairdoppilata. gliberti Keij
Bairdia keyi Van Hüte
Bairdia tenuis Deltel
Krithe rutoti Keij
Quadracythere apostolescui Ducasse
Neocypridels grandinatus Tamba.
Neocyprideis apostolescui Kiej
Xestoleberis convexa Deltej
XestoZefeeris muelleriana Lienenklaus
Uroloberis globosa Ducasse

Mercanlar: (Sevim Tuzcu tarafından belgelenmiştir).

Cyclotitopsis sp.
Actinacis sp.
Thamnastraea sp.
Astrocoenia sp.
Coniopora sp.
Pattalophyllia sp.

Örnek

Foraminiferler : *Discocyclina seunesi* Dauvillei
Operculina cf. heberti Mun. ve Chal.
Rotalia sp.

Örnek No : 56, 57, 58, 59, 60

Foraminiferler : *Discocyclina seunesi* Douv.

Atveolina (Glomalveolina) primaeva Reic.
ve Renz
Kathina subsphaerica Sirel
Rotalia trochidiformis Lam.
Gypsina sp.
Planorbulma sp.
Miliolidae

Algler:

Distichoplax biserialis (Dietrich)
Lithothamnium sp.
Lithophyllum sp.
Archeolithothamnium sp.

Kapaklı kesitinde (EE') alttan üste doğru örnekler (şekil 4).

Örnek

Foraminiferler : *Rotalia trochidiformis* (Lam.)
Valvulammina sp.
Kathina?

Kronostratigrafi (Chronostratigraphy)		LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	SİMGELER (Symbols)	
NEOJEN (Neogene)			50 m. Ağaçlırlı Kireçtaşları (Limestones) Çakıltaşı (Conglomerate)	Ostrocoada ve Gastropoda parçaları (Pieces of Ostracoda and Gastropoda) Çakılda (in pebbles): Üst Jura, Paleosen, İlerdiyen Foraminiferler Foraminifera of Upper Jurassic, Paleocene İlerdiyen
			Yeşil marn (Green marl) Mikrit (Micrite) Yeşil marn (Green marl) Mikrit (Micrite) Yeşil marn (Green marl) Kahve renkli siltli biyomikrit (Brown silty biomicrite) Lacazinalı biyomikrit (Biomicrite with Lacazina) Siltli biyomikrit (Silty biomicrite) Lacazinalı biyomikrit (Biomicrite with Lacazina) Kahve renkli kumlu biyomikrit (Brown sandy biomicrite) Kırmızı kum- taşı, çakıltaşı mikrit (Red sandstone, conglomerate, and micrite)	Nadir olarak Foraminifer parçaları (with rare foraminifera pieces) Lacazina blumenthali (A, B), Triloculina, Quinqueloculina sp. (Algae: Oculites sp., Neomeris sp. Briardina sp. Ufak tayin edilemeyen Foraminiferler (Indeterminable small foraminifera) Lacazina blumenthali (B), Triloculina sp., Quinqueloculina Rotalia sp., Discorbis? (Algae: Oculites sp., Briardina sp. Neomeris sp., Lithothamnium sp.) Ostracoda, Chara
PALEOJEN (Paleogene)		450—470 m. KIRK KAVAK		
PALEOSEN (Paleocene)		TANESİYEN (Thanetian)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		

Şekil 5: Sarıhalil dikme kesiti

Figure 5: Columnar section of Sarıhalil

örnek

Foraminiferler: *Alveolina* >(*Glomalveolina*) *primaeva* Reic.
Alveolina (*Glomalveolina*) *pilula* Hott.
Broeckinella arabica, Henson
Kathina cf. subsphaerica Sirel
Idalina sp.

Algler: *Distichoplax biserialis* (Diet.)
Lithophytum sp.
Archeolithothamnium sp.

Örnek

Foraminiferler: *Discocyclina seunesi* Douv.
Operculina sp.

Kronostratigrafi (Chronostratigraphy)		LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	SİMGELER (Symbols)	
NEOJEN (Neogene)			100 m. Yeşil marn, bey renkli mikrit ara tabakalı (Alternation of green marl and buff micrite)	<i>Alveolina oblonga</i> , <i>Alveolina</i> <i>haymanaensis</i> <i>Nummulites planulus</i> , <i>Orbitolites cf.</i> <i>complanatus</i>
			70 m. Nummulitli ve Alveolinalı biyomikrit (Biomicrite with Nummulites and Alveolina) Nummulitli biyomikrit (Biomicrite with Nummulites)	<i>Ranikothalia nuffalli</i> <i>A. polatensis</i> , <i>A. ileraensis</i> , <i>A. subpyrenaica</i> <i>P. coussensis</i> , <i>Orbitolites</i> (<i>Operforbitolites</i>) <i>A. sakaryaensis</i> n. sp., <i>N. atolicus</i> , <i>N. murchisoni</i> <i>A. jeupoldi</i> , <i>A. globosa</i> , <i>A. pastickata</i> , <i>A. elliesoidalis</i> , <i>A. cuamiformis</i> , <i>A. avellanae</i> , <i>A. minervensis</i> , <i>A. aragonensis</i> , <i>A. aff. ciataloi</i> , <i>N. exilis</i> , <i>N. solitarius</i> , <i>A. sp.</i> , <i>Orbitolites</i> sp.
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Montian)		KARTAL		
PALEOSEN (Paleocene)		KIRK KAVAK		
PALEOJEN (Paleogene)		E O S E N (Eocene)		
PALEOSEN (Paleocene)		İL ER D İ Y E N (Ilerdiyen)		
MONSİYEN (Mont				

Algler : *Ovulites* sp.
Biriardvna sp.
Neomeris sp.
Lithophyllum sp.
ArcheoHthothamnium sp.

Yenimehmetli köyünden alınan örneklerde:

Örnek no: 9, 10.

Foramdniferler : *Alveolina (Glomalveolina) primaeva* Reichel
ve Renz
Alveolina (Glomalveolina) sp.
Broeckmella arabica Henson
Discocyclina sp.
Gypsina sp.

Algler : *Ovulites* sp.
Biriardina sp.
Neomeris sp.
Lithophyllum sp. (parçalar halinde)

Bayburt köyünde Topakçal tepeden alınan örneklerde:

Örnek no: 29.

Foraminiferler : *Kathina subsphaerica* Sirel
Daviesina sp.
Miscellanea sp.
Discocyclina sp.

Algler : *Distichopla biserialis* (Diet.)
Lithothamnium sp.
Lithophyllum sp.

Kırkkavak formasyonunun üst seviyeleri, Sakarya antiklinasında ve Bayburt köyünün 600m kuzeyinde iyi izlenebilmekte ve İlerdiyen katının stratotipinde bulunan foraminifer topluluğunu kapsamaktadır.

Sakarya kesitinde (BB') alttan üste doğru alınan örnekler (şekil 6).

Örnek

Foramdniferler : *Nummulites solitarius* de La Harpe
Nummulites exilis Douvillei
Alveolina cucimiformis Hottinger
Opertorbitolites sp.
Ranikothalia sp.
Rotalia trochidiformis (Lam.)

Örnek

Foraminiferler: *Alveolina globosa* (Leymerie)
A. heupoldi Hottinger
A. aff. avellana Hott.
A. pastidllata Schwager
A. araffonensis Hott.
A. minervensis Hott.
A. cucimiformis Hott.
A. aff. dafaloi Checchia ve Rispoli

A. ellipsoidatts Schwager
Alveolina sp. (veya n. sp.)
Alveolina sp. (veya n. sp.)

Örnek

Foraminiferler : *Ranikothalia couisensis* (d' Archiac)
Ranikothalia sp.
Nummulites atacicus Leymerie
Nummulites murchisoni (Rutimeyer)
Nummulites sp.
Alveolina cf. cucimiformis Hott.
A. decipiens Schwager
A. sakaryaensis n. sp.
A. cf. ilerdensis Hott.
A. cf. subpyrenaica Leym.
A. sp.
Opertorbitolites sp.
Rotalia trochidiformis (Lam.)
Gypsina sp.
Müiolidae

Örnek

Foraminiferler : *Ranikothalia nuttalli* (Davies)
R. cf. couisensis (d' Arch.)
R. sp.
NummüHtes atacicus Leym.
N. sp.
Alveolina polathensis n. sp.
A. Uerdensis Hott.
A. rotu/ndata Hott.
A. subpyrenaica Leym.

Bayburt kesitinde (CC) alttan üste doğru alınan örnekler (şekil 7).

Örnek

Foraminiferler : *Alveolina triestina* Hott.
A. cf. aragonensis Hott.
A. sp.
Nummulites cf. atacicus Leym.
Opertorbitolites sp.
Assilina ?
Gypsina sp.
TrUoculina sp.

7) Yaş. Formasyonun alt seviyeleri, A. (*Glomalveolina*) *primaeva* Reic., *Broeckv'n'ella arabica* Henson, *Discocyclina seunesi* Douv. ve diğer foraminiferlerin varlığı ile Orta Paleosen (Tanesiyen), üst seviyeleri ise, *Alveolina cucimiformis* Hott., A. *Pasticillata* Schw., *Nummulites solitarius* de La Harpe, *N. exilis* Douv., *Ranikothalia couisensis* (d'Arch.) ve diğerleri ile (şekil 5, 6, 7) Üst Paleosen (İlerdiyen) olarak saptanmıştır.

8) *Karşılaştırma*. Kırkkavak formasyonunun alt seviyeleri, Haymana bölgesindeki Kadıköy formasyonu (Yüksel, 1970) ile, üst seviyeleri ise yine Haymana bölgesindeki Gedik formasyonu (Yüksel, 1970) ile karşılaştırılabilir.

9) *Ortamsal Yorum*. Kırkkavak formasyonunun alt seviyelerinde bol olarak bulunan A. (*Glomalveolina*) lar ve bazı

KRONOSTRATİGRAFİ (Chronostratigraphy)		LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)	
SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	SİMGELER (Symbol)	ACIKLAMA (Explanation)	PALEONTOLOJİ (Paleontology)
PALEOSEN (Paleocene)	İLERDİYEN (Ilerdian)	ALT (Lower)	KIRKAVAK	Bej, yeşil marn, mikrit kumtaşı ardalanması (Alternation of buff, green, marl, micrite and Sandstone)	Alveolinalı kumlu biyomikrit (Sandy biomicrite with Alveolina)
PALEOSEN (Paleocene)	KÜZÜYEN (Cuisian)	ALT-ORTA (Lower-Middle)	ESKİPOLATLI	Yeşil Mikrit ara tabakalı marn Marl, interbedded with green micrite	Discocyclina sp. Operculina sp.
PALEOSEN (Paleocene)	KÜZÜYEN (Cuisian)	ALT-ORTA (Lower-Middle)	ESKİPOLATLI	Kumtaşı (Sandstone)	Alveolina cf. haymanaensis n. sp.
PALEOSEN (Paleocene)	KÜZÜYEN (Cuisian)	ALT-ORTA (Lower-Middle)	ESKİPOLATLI	Yeşilimsi marn, kumtaşı çakıltısı (Greenish marl Sandstone and conglomerate)	A. Lehneri, A. rugosa, A. rutimeyeri
PALEOSEN (Paleocene)	KÜZÜYEN (Cuisian)	ALT-ORTA (Lower-Middle)	ESKİPOLATLI	Çakıltısı (Conglomerate)	A. aff. oblonga, A. canavarii, A. sp.
PALEOSEN (Paleocene)	KÜZÜYEN (Cuisian)	ALT-ORTA (Lower-Middle)	ESKİPOLATLI	Çakıltısı (Conglomerate)	A. bayburtensis n. sp. Nummulites atacicus
PALEOSEN (Paleocene)	KÜZÜYEN (Cuisian)	ALT-ORTA (Lower-Middle)	ESKİPOLATLI	Çakıltısı (Conglomerate)	Assilina sp. Orbitolites sp.
PALEOSEN (Paleocene)	KÜZÜYEN (Cuisian)	ALT-ORTA (Lower-Middle)	ESKİPOLATLI	Çakıltısı (Conglomerate)	A. triestina; A. sp. Mitiolidae

Şekil 7: Bayburt dikme kesiti

Figure 7: Columnar section of Bayburt

ostracod cinsleri (*Bairdia*, *Chtherella*, *Krithe*) transgressif bir evre belirtmektedir. Baa ostracod cinslerinin (*Neocypride*) bol olarak bulunuşu mesholin - polihalidn tuzluluk tenörü ile somatr bir ortam yanında litoral - denizel bir ortamın varlığını kanıtlamaktadır. Bu seviyelerde bol olarak bulunan bazı alg cinsleri (*Ovulltes*, *Neomeris*, *Biriardina*) derinliği 20 m yi geçmeyen bol ışıklı ortamlarda yaşadığına göre ortamın litoral - denizel olması fikri daha da kuvvetlenmektedir. Bu seviyelerin hemen üzerine gelen bol discocyclina ve operculinalı biyomikritler ve bunların hemen üzerindeki algli biyosparitler içinde bulunan ve derinliği 60 m yi geçmeyen ışıklı ortamlarda yaşayan alg cinslerinin (*Lithothamnium*, *Archehthothamnium*, *Lithophylfum*, *Lithoporella*) varlığı derinliği 60 m civarında neritik bir ortamın varlığını kanıtlamaktadır.

Eskipolath Formasyonu.

1) *Tanım*. Formasyonun tanımı Rigo de Righi ve Cortesini (1960) tarafından yapılmıştır.

2) *Dağılımı*. Çalışılan sahada, kuzeyde Eskipolatlı antiklinalinin güneyinde Sırakayalarda, Bayburt köyünün 500 m kuzeyinde ve Sakarya köyünde ve civarında izlenmektedir.

3) *Alt ve Üst Sınırları*. Formasyonun alt sınırın Kırkavak formasyonu ile uyumsuz, üst sınırı çalışılan bölgede görülmemektedir. Ancak çalışılan sahanın doğusunda Ağasivrl formasyonu ile uyumsuzdur.

4) *Kalınlık*. Formasyonun kalınlığı, Sakarya kesitinde 100 m, Bayburt kesitinde 120 m olarak ölçülmüştür.

5) *Litoloji*. Formasyon alttan üste doğru koyu gri renkli çakıltısı, bej, gri ve yeşilimtrak marn, kumlu ve killi kireçtaşları ve bej renkli marnlardan oluşmuştur. Formasyonu oluşturan kaya birimlerinin mikroskobik incelemelerinde alttan üste doğru şu birimler görülmektedir.

a — Gri renkli çakıltısı, çakılları 1 — 10 cm yi bulmaktadır, genellikle radiolarit, koyu ve yeşil renkli taş, Üst Jura kireçtaşı ve algli Tanesiyen kireçtaşlarının çakıllarını bulundurmaktadır.

b — Bej ve gri renkli marnlar, aralarında çok ince mikritler bulunmaktadır, bu marnlar ve mikritler fosilsizdir.

c — Alveolinalı killi ve kumlu biyomikritler bu kireçtaşları içinde çok bol foraminifera, gastropoda, bryozoa, lamelli-branhiata ve braohiopadlar vardır.

d — Gri yeşilimtrak marnlar, aralarında bej renkli mikritler vardır bunlar içinde fosil enderdir.

6) *Fosil Topluluğu*. Çalışılan sahada yapılan ölçülü kesitlerde aşağıdaki fosiller saptanmıştır.

Sakarya kesitinde (BB') alttan üste doğru alman örnekler (şekil 6).

örnek

Foraminiferler : *Alveolina ablonga* (d' Orbigny)
A. haymanaensis n. sp.
A. aff. canavarü Checc. ve Resp.
Nummulites planulatus (Lamarck)
N. atacicus Leym.
Orbitolites sp. (büyük boylu)
Rotalia sp.

Bayburt kesitinde (CC') alttan üste doğru toplanan örnekler (şekil 7).

örnek

Foraminiferler: *Alveolina bayburtensis* n. sp.
A. lehneri Hott.
A. rugosa Hott.
A. rutimeyeri Hott.
A. canavarü Checc. ve Resp.
A. sp.
Nummulites atacicus Leym. (büyük boylu)

Assilina leymerie d'Arch.
Orbitolites sp.
Discocyclina sp.
Gypsina sp.
MUiolidae

1) Yaş. Formasyonun yaşı, *Nummulites planulatus* (ham.), *Alveolina obtonga* (d'Orb.) *A. canavarii* Checc. ve Risp. ve diğer foraminiferlerin (şekil 5, 6) varlığı ile Küviziye olarak saptanmıştır.

8) Karşılaştırma. Ekipolatlı formasyonu, Haymana bölgesindeki Karahoca (Yüksel, 1970), Yahşihan bölgesindeki Mahmutlar ve Bulanıkdere (Norman, 1972) formasyonları ile karşılaştırılabilir.

9) Ortamsal Yorum. Sakarya ve Bayburt köyleri civarında bol olarak bulunan *Alveolina* ve *Nummulites* cinsleri ile ortamın neritik bir fasiyeste olduğunu belirtmektedir.

Ağasivri Formasyonu.

1) Tanım. Formasyonun tanımı Rigo de Righi ve Cortesini (1960) tarafından yapılmıştır.

2) Dağılımı, çalışılan sahada oldukça yaygındır, güney kısmında iyi olarak izlenir.

3) Alt ve Üst Sınırları. Çalışılan sahada alt sınırı Kırkavak ve Kartal formasyonları ile ve biraz doğuya doğru Esmolatlı formasyonu ile uyumsuzdur. Üst sınırı ise görülmemektedir.

İt) Kalınlık. Formasyonun ortalama kalınlığı 50 - 60 m kadardır.

5) Litoloji. Alttan üste doğru,

a — Sarımsak renkli çakıltaşı, çoğunlukla Üst Jura, Orta Paleosen ve Üst Paleosen kireçtaşlarının çakıl'armı bulundurmaktadır. Çakılların çapı 20 cm ye kadar erişir, çakılları bağlayan madde killi bir kireçtaşıdır.

b — Gastropodlu biyomikrit.

Fosil topluluğu : *Gastropoda*
Ostracoda

6) Yaş. Formasyonun çeşitli yerlerinden alınan örneklerindeki Gastropod ve Ostracodların tayinleri yapılmadığı için formasyon litolojik özelliklerine dayanılarak Neojen olarak yaşlandırıldı.

7) Ortamsal Yorum. Gastropodların fena korunmuş olmalarından dolayı cins ve tür tayinleri yapılamadı. Paleontolog. A. tnal'a göre bunlar göllerde yaşamış Gastropod cinsleridir. Bu durumda formasyonun çökeldiği ortam limnik karakterlidir.

Biostratigrafi

Bu bölümde karakteristik fosiller, biyozonlar ve bu biyozonların ve karakteristik fosillerin diğer ülkeler ile olan kronostratigrafik ilişkilerinden bahsedilecektir (şekil 8, 9, 10)).

Üst Jura. Çalıdağ formasyonunun fosilli yerlerinden alınan biyosparit örneklerinde karakteristik fosil olarak, *Trocholina alpina*, *Pirotop'enoroplis striata*, *Labyrinthina* sp. ve

algerden *Clypeina jurassica* bulunmaktadır. *Trocholina alpina*, Alt Kretase'de de yaşamış olmasına rağmen, *Protopenoroplis striata* ve *Labyrinthina* ile *Clypeina jurassica* Üst Jura için karakteristik fosillerdir bu bakımdan formasyonun yaşı kesinlikle Üst Jura'dır.

Paleosen.

Alt Paleosen (Monsiyen). Kartal formasyonunu, yeterli kadar fosil bulunmadığı için biostratigrafik yönden inceleme olasılığını bulamadık. Ancak formasyonun üst seviyelerinde bulunan karakteristik fosilleri incelemekle yetineceğiz. Formasyonun üst seviyelerindeki birkaç fosilli tabakaların dışında hemen bütün tabakalar karasal - denizel geçiş ortamında (delta) oluşmuştur. Bu tabakalar içlerinde buldukları Chara, Ostracoda toplulukları ve oluşma ortamlarının ve İdojok karakterlerinin benzerliği ile, Campo (İspanya), Tremp (İspanya), Coustouge (Fransa) bölgelerinin Alt Paleosen'i ile

Kronostratigrafi (Chronostratigraphy)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
	SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMA (Explanation)	
NEOJEN (NEOGEN)	KAT (Stage)		
EÖSEN (Eocene)	KÜZÜYEN (Cuisian)	ESKİ POLATLI (Eski Polatlı)	mikrit, çakıltaşı (Micrite, conglomerate)
			Çakıltaşı, kumtaşı, biyomikrit Marn ardalanması (Alternation of conglomerate, sandstone, mudstone)
EÖSEN (Eocene)	İLERİYEN (Ileriyen)	ESKİ POLATLI (Eski Polatlı)	killi biyomikrit (Argillaceous biomicrite)
			Ranikothalia nuffalli, A. ildensis Ranikothalia couisensis, A. decipiens A. ellipsoidalis, A. cucumiformis, A. leupoldi N. solitarius, N. exilis
EÖSEN (Eocene)	TANESİYEN (Thanetian)	KIRKAVAK (Kırkavak)	Algli biyosparit (Algal bio- sparite)
			Miscellanea cf. meandrina, Daviesina sp. Discocyclina cf. seunesi, lacazina sp. Kathina subsphaerica, Rotalia trochidiformis, Alv. (Glomalv.) sp. Algae: Distichoplax biserialis, Lithothamnium sp. Archeolithothamnium sp., lithophyllum sp.
EÖSEN (Eocene)	KIRKAVAK (Kırkavak)		Discocyclinalı biyomikrit (Biomicrite with Discocyclina Alv. (Glomalv.) biyomikrit (Biomicrite with Alv. (Glomalv.))
			Discocyclina seunesi, Operculina sp. Algae: Ovulites sp. Neomeris sp. Biriardina sp. Alveolina (Glomalveolina) Primaeva, Alv. (Glomalv.) ptula Lacazina blumenthali (A, B)
PALSİYEN (Pliocene)	KARTAL (Kartal)		Kırmızı konglomera kumtaşı, marn, mikrit ardalanması (Alternation of red conglom- erate, sandstone, mud and micrite)
			Chara, Ostracoda Rotalia trochidiformis, Discorbis sp. Mississippiina sp. Valvulamina
PALSİYEN (Pliocene)	KARTAL (Kartal)		Chara, Ostracoda
			Chara, Ostracoda
PALSİYEN (Pliocene)	KARTAL (Kartal)		Kireçtaşı (Limestone)
			Trocholina alpina, Protopenoroplis striata Clypeina jurassica, Labyrinthina sp.

Şekil 8: Polatlı güneyinin genelştirilmiş dikme kesiti

Figure 8: Generalized columnar section of south of Polatlı

KRONOSTRATİGRAFİ (Chronostratigraphy)		LİTOSTRATİGRAFİ (Lithostratigraphy)	Z O N L A R (Zonations)	PALEONTOLOJİ (Paleontology)
NEOJEN (Neogene)		Agosıvrı fm.		Gastropoda, Ostracoda
	E O S E N (Eocene)	Eskipolatlı fm.	Alveolina lehneri, A. canavarii	A. bayburtensis n. sp., A. rugosa. Assilina leymerie, N. atacicus. A. haymanaensis n. sp. A. rotundata.
			Nummulites planulatus, A. oblonga	
	P A L E O S E N (Paleocene)	Kırkavak fm.	Ronikothalia nuttalli	A. polatliensis n. sp., A. ilerdensis A. sakaryaensis n. sp., A. decipiens A. subpyrenaica, N. atacicus.
R. Cousensis A. ellipsoidalis, A. cucimiformis N. exilis, N. solitarius			A. leupoldi, A. minervensis, A. avellana, A. aragonensis, A. globosa, A. pasticillata, Opertorbitolites.	
T E R S İ Y E R (Tertiary)	P A L E O S E N (Paleocene)	Kartal fm.	D. seunesi Alveolina (Glomalveolina) primaeva - Alv. (Glom.) pilula	Lacazina blumenthali, Rotalia trochidiformis Kathina subsphaerica
				Rotalia trochidiformis, Mississippina binkhorsti, Discorbis sp. Distichoplax biserialis, chara
JURA (Jurassic)	ÜST (Upper)	Çaldağ fm.		Trocholina alpina, Protopenneroplis Striata, labyrinthina sp. Clypeina jurassica

Şekil 9: Polatlı bölgesinin Paleosen-Eosen biyozonları ve karakteristik mikrofosilleri.

Figure 9: Biozonation and characteristic microfossils of Paleocene-Eocene of Polatlı area

kolayca karşılaştırılabilir. Deniştirmeyen bu seviyeler için Garumniyen katı kullanılmıştır (Hottinger 1960), (Hottinger ve Schaub, 1960). Formasyonun üst seviyelerinde bulunan biyomikritler içinde *Rotalia trochidiformis* (ilkel tipler), *Mississippina binkhorsti*, *IHscorbis* (bol) ve alglerden *Distichoplax biserialis* bulunmaktadır. (Bol) Ddscorbis'li bu seviyeler, Torasların acı su (Diburniye) fasiyesindeki *Discorbis*'H seviyelere benzemektedir (Burterlin ve Monod, 1969). Kartal formasyonunun üst seviyelerinde bulunan *Mississippina binkhorsti*, Danimarka'da Alt Paleosen'de bulunmaktadır bu durumda formasyon üzerine gelen *Alv. (Glomalveolina) primaeva* ve *Discocyclina seunesi*'li tamamen ayrı ortamda oluşmuş Tanesiye yaşındaki Kırkavak formasyonundan kesinlikle ayrılır. *Distichoplax biserialis* Paleosen'den yaşlı tabakalar içinde bulunmadığına göre Kartal formasyonu kesinlikle Alt Paleosen yaşındadır.

Orta Paleosen (Tanesiye). Çalışılan sahada Tanesiye en iyi Kırkavak kesintinde (şekil 2) incelenmiştir. Formasyonun tabanında *Alveolina (Glomalveolina) primaeva - Alv. (Glomalv.) pilula* bolluk zonu vardır. *Alv. (Glomalv.) primaeva* (Hottinger, 1960), (Villatte, 1962, 1968) (Schaub, 1966) ve (Tambareau, 1972) tarafından Tanesiye katı için zon fosili olarak alınmışlardır. (Drobne ve Pavlovec, 1969) ve (Drobne, 1974) *Alv. (Glomalv. primaeva*'nın yaşını Orta Paleosen olarak göstermişlerdir. *Alv. (Glomalv.) primaeva* formasyonun tabanında bol olarak bulunur, yanında daha az *Alv. (Glomalv.) pilula*'lar vardır. Bu fosiller Tanesiye'nin

üstündeki tabakalarda az sayıda ve *Broeckinella arabica* Henson ile birlikte bulunurlar. Aynı biyofasiyesin varlığı Yugoslavya (Drobne ve Hottinger, 1971) ve küçük pirenelerde (Hottinger, 1960) saptanmıştır. *Alv. (Glomalv.) primaeva - Alv. (Glomalv.) pilula* zonu 20 m üzerinde, *Discocyclina seunesi* Douv. bolluk zonu vardır. *Discocyclina seunesi*, Rusya İtalya ve İspanya Paleosen'inin üst seviyelerinde bulunmaktadır (Villatte, 1962 - 1968 ve Tambareau, 1972). *Discocyclina seunesi* zonu, *Alv. (Glomalv.) primaeva* ve *Broeckinella arabica* topluluğunun altında göstermişlerdir. Kırkavak formasyonunda bu durum çok iyi görülür (şekil 2) ancak bu kesitte *Discocyclina seunesi* zonu altında *Broeckinella arabica* ve *Alv. (Glomalv.) primaeva* zonu vardır, *Alv. (Glomalv.) primaeva* ve *Broeckinella arabica* topluluğu *Discocyclina seunesi* zonu üzerinde yer almaktadır. Fransa'da yapılan bir çalışmada, *Discocyclina seunesi*, ufak *Nummulites*'ler ve *Operculina heberti* ile birlikte Paleosen'de gösterilmiştir (Neumann, 1958). Toroslar da (Beyşehir) yapılan bir çalışmada *Discocyclina seunesi*'nin Alt İlerdiyen'de bulunduğu belirtilmiştir (Butterlin ve Monod, 1969). Çalışılan sahada, *Discocyclina seunesi*, bolluk zonu üstüne gelen algli biyosparitlerde ender olarak vardır, ancak İlerdiyen'de saptanmamıştır. Algli biyosparitlerde bulunan *Kathina supshaerica* Sirel tip yeri Kars'ta, *Lacazina blumenthali* Sigal ve Reichel, *Saudia labyrinthica* Grimsdale, *Miscellanea miscella* (d' Archiac ve Haime), *Fabularia alpina* Sirel. *Alv. (Glomalv.) minutata* Reichel ve Renz, *Alveolina globula*

Hottinger ve *A. aramaea* Hatt. ile birlikte Üst Paleosen'de bulunmaktadır, (Sirel, 1972). Bu algli kireçtaşları içinde nadir olarak bulunan *Alv. (Glomalv.) primaeva* dikka-te alınırsa, *Kathina subsphaerica*'nın Orta Paleosen'de de varlığı kesinleşir. Sarıhalil kesitinde (şekil 4), Aft Paleosen ya-sındaki Kartal formasyonu üzerine gelen biyomikritler içinde *Lacazina blumenthali* vardır. Bu foraminifer tip yeri Toros-larda Orta Paleosen - Alt İlerdiyen olarak gösterilmiştir (Reiohel, Sigal ve Monod, 1969). Bu durumda *hocasina blu-menthali* çalışılan sahada Tanesiyen yaşındadır.

Üst Paleosen (İlerdiyen). Çalışılan sahada en İyi Sakar ya kesitinde (Şekil 5) izlenmektedir. Kartal formasyonu üze-rine gelen Tortullar içinde çok bol olarak bulunan foramini-ferlerden bilhassa *Alveolina* türlerinin oluşturdukları biyozon-lar, İspanya, Fransa, İsviçre, İtalya, Yugoslavya ve Mısır da yapılan İlerdiyen'e ait çalışmalar ile bir çok kısmı kolaylıkla karşılaştırılabilir. Ancak çalışılan sahada farklı olarak doğu Tetis formlarında bol olarak bulunuşu dikkati çekmekte-dir, İlerdiyen'in tabanında *Nummulites sottarius* - *Nrnmmul-tes exilis* bolluk zonu ile birlikte ender olarak *Alveolina cucimiformis*'ler bulunmaktadır. *Nummulites solitarius*, Orta, İs-viçre Şiliriyen filisinde İlerdiyen'in tabanında gösterilmiştir (Schaub, 1951). Mısır ve Anadolu'da yapılan çalışmalarda *Nummulites exilis* ve *Nummulites solitarius* Alt - Orta iler-di-yen olarak kabul edilmiştir (Schaub, 1960). Alt İlerdiyen'de ikinci zon *Alveolina ellipsoidalis* - *Alveolina cucimiformis* zonudur. İlerddyen'in stratotipinde Tremp (İspanya), Campo (İspanya), Pabas (Pireneler), Coustouge (Fransa), Slovenya (Yugoslavya) ve Haymana (Türkiye) de yapılan çalışmalarda, *Alveolina cucimiformis* ve *Alveolina ellipsoidalis* Alt İlerdi-yen'in zon fosilleri olarak gösterilmiştir (şekil 9). *Alveolina ellipsoidalis* ve *Alveolina cucimiformis* yanında bol olarak bulunan küresel Alveolinlerden (*Alveolina aramaea*, *A. leu-poldi*, *A. pasticillata*, *A. aragonensis*, *A. globosa*, *A. miner-vensis*, *A. n. sp.* ve *A. n. sp.*) türleri Alt İlerdiyen için ka-rakteristiktir ve bu fosiller, İlerdiyen'in Orta ve üst seviyele-rinde bulunmazlar. *Alveolina ellipsoidalis* ve *Alveolina cucimiformis* ve küresel Alveolinli seviyenin üzerine *Ranikot-halia couisensis* (d' Archiac) menzil zonu gelmektedir. Bu fos-il tip yerinden toplanmış incelenmiş ve Orta ilerdiyen olarak yaşlandırılmıştır (Schaub, 1966). *Ranikothalia couisensis* ile birlikte bol olarak, *Alveolina decipiens*, *Alveolina subpyrena-ica*, *Alveolina sakaryaensis* n. sp. ve ender olarak *Nummulites murchisoni* gibi foraminiferler bulunmaktadır. *Alveolina desi-piens* Mısır ve İtalya'da Orta İlerdiyen olarak (Hottinger, 1960), Yugoslavya'da *Alveolina maussoufensis* zonunda yine Orta İlerdiyen olarak gösterilmişlerdir (Drobne, 1968). *Alve-olina subpyrenaica*'da Yugoslavya'da yapılan çalışmalarda Or-ta İlerdiyen olarak kabul edilmiştir (Drobne, 1968). Bu seviye-de bulunan *Nummulites murchisoni* bu güne kadar yapılan ça-lışmalarda İspanya, İtalya, Almanya, Fransa, Cezayir, İsviçre, Bulgaristan, Rusya ve Türkiye'de İpreziyen (Alt Eosen) olarak yaşlandırılmıştır. Sakarya kesitinde İlerdiyen'in üst seviyelerine yakın olarak bulunuşu ve ender olması doğuşunun bu sevi-yede olduğunu göstermektedir. Bu seviyenin üzerine Doğu Te-tis'in tipik foraminiferlerinden olan *Ranikothalia nuttalli* (Da-vies) çalışılan sahada İlerdiyen'in Üst seviyelerinde bol olarak bulunmaktadır. Tip yerinde (Hindistan) Alt İpreziyen yaşm-daki kayalarda bulunduğu belirtilmektedir. (Davies, 1927).

Türkiye'de (Kastomonu) yapılan çalışmada İpreziyen yaşın-da bulunduğu gösterilmiştir (Dacı - Dizer, 1953). Irak'ta yapı-lan çalışmalarda *Ranikothalia nuttalli*'nin, *Saudia labyrinthica* Grimsdale, *Ranikothalia sindensis* (Davies), *Miscellanea mis-cella* ve *Sakesaria cotteri* Davies ile birlikte Üst Paleosen'de hatta Alt Eosen'in Alt seviyelerinde de bulunduğu belirtilmek-tedir (Grimsdale, 1952). Çalışılan sahada *Ranikothalia nut-talli* zonunu, yanında bulunan Alveolin türleri (*Alveolina subpyrenaica*, *A. ilderensis*, *A. polathensis* n. sp.) ile birlikte *Nummulites planulatus* - *Alveolina oblonga* zonunun altında bulunmasından dolayı İlerdiyen'in en üst seviyesi olarak ka-bul ettik.

Eosen. Çalışılan sahada Eosen'in yalnız Küziyen katı yüzeylenmektedir.

Alt Eosen (Küziyen). İpresiyen'in tabanının stratotipin-de denizel olmayışı, Sparnasiyen'in lagüner oluşu nedeni ile Eosen'in tabanını Küziyen olarak kabul ettik.

Sakarya kesitinde Üst İlerdiyen yaşındaki *Ranikothalia nuttalli* zonunun hemen üzerine gelen Eskipolatlı formasyo-nun tabanındaki *Nummulites planulatus* - *Alveolina oblonga* zonu Orta İsviçre'de (Schaub, 1951) Campo bölgesinde (Hottinger, Schaub, 1960) Küziyen'in başlangıcı ola-rak kabul edilmektedir. Paderno (İtalya) bölgesinde de Küzi-yen *Nummulites planulatus*'lu seviyeler ile başlamaktadır. *Nummulites planulatus*; İspanya, Cezayir, Fransa,, İtalya, Bulgaristan, Rusya, Türkiye ve Hindistan'da yapılmış stratig-rafik ve sistematik çalışmalarda Alt Eosen'in karakteristik foraminiferi olarak gösterilmiştir. Bu zon fosilleri yanında *Alveolina haymanaensis* n. sp. bulunuşuda ilgi çekicidir.

Bayburt kesitinde (şekil 6), *Alveolina triestina* Hott.'lı İlerdiyen üzerine gelen Alveolinli biyomikritler içinde uzamış fuziform AlveoMnalar *Alveolina lehneri*, *Alveolina rugosa* ve *Alveolina rutimeyeri* ile birlikte oval silindirik kutupları kül Alveoiinalardan *Alveolina canavarii*, *Alveolina rotundata* ve *Alveolina bayburtensis* n. sp. ler vardır. *Alveolina canavarii* Haymana'da (Türkiye) Alt Küziyen'de, büyük boylu olan-larında Orta Küziyen'de bulunduğu belirtilmektedir. (Hot-tinger, 1960). *Alveolina lehneri* ise tip yerinde (Haymana) Or-ta Küziyen'i karakterize etmektedir. *Alveolina rugosa*'nm ise Küziyen'de yaşadığı, *Alveolina rutimeyeri*'nin İtalya'da Alp lerde ve Aquitaine havzasında Alt-Orta Küziyen yaşında olduğu belirtilmektedir (Hottinger, 1960). Bu durumda *Al-veolina canavarii* - *Alveolina lehneri* zonunun Kuviziyen'in orta seviyelerinde bulunduğu saptanmaktadır. Bu uzamış fü-ziform Alveolinlar ve *Alveolina bayburtensis* n. sp. Orta-Üst İlerdiyen'in üzerine gelen *Nummulites planulatus* ve bol Ave-olinalı tabakalar içinde bulunmayışı adı geçen fosilli seviye-nin Orta Küziyen yaşında olduğunu desteklemektedir.

Neojen. Ağasivri formasyonunda biyostratigrafik çalış-ma için yeterli foraminifer yoktur.

SONUÇLAR

Yapılan bu çalışma ile aşağıdaki sonuçlar elde edilmiş-tir.

1) Çaldağ formasyonunun yaşının kesinlikle Üst Jura olduğu saptanmıştır.

(1) *Alveolina haymanaensis* n. sp., *A. polatlıhensis* n. sp., *A. sakaryaensis* n. sp. ve *A. bayburtensis* n. sp. türleri ve bazı karakterle-rinden dolayı *Ranikothalia couisensis* (d'Archiac) olarak değiştirilen *Nummulites couisensis* d' Archiac Jeoloji Kurumu 1976, 19/1 sayılı Bülteninde yayımlanacaktır.

2) Kartal formasyonunun Alt Paleosen (Monstyen), Kırkkavak formasyonunun Orta Paleosen (Tanesiyen) - Üst Paleosen (tlerdiyen) yaşlarında olduğu saptanmıştır.

3) Paleosen ve Eosen'de 5 bolluk, 3 Menzil zonu ayrılmıştır.

4) 6 tane yeni Alveolina türü bulunmuştur (Bu fosillerin tanımları Türkiye Jeoloji kurumunun 1976, 19/1 sayısında verilecektir).

KATKI BELİRTME

Bu çalışma esnasında kıymetli fikirlerinden yararlandığım Sayın Doç. Dr. A. Suat Erk'e, sayın Prof. Dr. M. N. Tokay'a, yardım ve anlayışlarını esirgemeyen Genel Direktörümüz Sayın Doç. Dr. Sadrettin Alpan'a teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca çalışma anında çeşitli yardımlarını gördüğüm servis arkadaşlarıma şükranlarımı sunarım.

Yayıma verildiği tarih: Nisan 2975

DEĞİNİLEN BELGELER

- Burtterlin, J. ve Monod, O., 1969, Biostratigraphie (Paléocène a Eocene moyen) d'une coupe dans le Taurus de Beyşehir (Turquie), etude des "Nummulites cordelees" et revision de ce groupe: Ecl. Geol. Helv., 62, 2, 583 - 604.
- Davies, L. M., 1927, The Ranikot bends of Thai., Quart. Journ. Geol. Soc., 83, 260 - 290.
- Dacı, Dizer, A., 1953, Kastomonu Nümülitiginin paleontolojik etüdü: Ist. Üniv. Fen Fak. Mec. B, 18, 3 - 4, 207 - 299.
- Drobne, K., 1968, NouveUes observations au su sujet des couches de Trstelj en Slovente: Bull. Sci. Yougosl., Zagreb, Sec A, 13, 370.
- Drobne, K., 1974, Des grande Miliolides des couches PalSocenes de la Yugoslavte du Nord - Ouest: Razprave, Ljubljana, 3, 17, 60s.
- Drobne, K. ve Hottinger, L., 1971, Broeckinella und Saudia (Foraminiferida) aus dem nordwetlichen Teil Jugoslawiens, ihre Morphologie und ihre stratigraphische Verbreitung: Eazprave, Ljubljana, 4, 14, 215 - 237.

- Drobne, K. ve Pavloveo, D., 1969, Les faciâs PalSocenes en Slovinie: III. Simpozij dinarske asocijacije, Zagreb, 27 - 33.
- Erol, O., 1955, Ankara civarının jeolojisi hakkında rapor, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, no. 2491.
- Grimdale, T. F., 1962, Cretaceous and Tertiary Foraminifera from the Middle East: Bull. Muse. Nat. Hist. Geol. London, 1, 8, 221-248.
- Hottinger, L., 1960, Recherches sur les Alveolines du Paléocène et de l'Eocene: Mem. Suisse de Paleont., Basel, 75 - 76, 236 s.
- Hottinger, L. ve Schaub, H., 1960, Zur Stufeneinteilung des Paleocæns und des Eocaena. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien: Ecl. Geol. Helv. 53, 463 - 480.
- Kromm, F., 1968, Répertition des faciès et position stratigraphique des formations Ilerdiennes en Gatalogne orientale; In Colloque sur L'Eoc'ne, B. R. G. M., Paris 209 - 218.
- Neumann, M., 1958, Revision des Orbitoidides du CrStacâ et de Eocene en Aquitaine occidentale: Mem. Soc. Geol. De France, Paris, No. 83.
- Norman, T., 1972, Stratigraphy of Upper Cretaceous - Lower Tertiary strata of Yahgihan area, east of Ankara: Bull. of the Geol. Soc. of Turkey, Ankara, 15, 2, 180 - 277.
- Reichel, M., Sigal, J. ve Monod, O., 1969, Description d'une Laeazine nouvelle (Foraminifères Miliolidâs) dans le PalÇocène du Taurus de Beygehir (Turquie): Rev. Espan, Micropaleontlogia, Madrid, 1, 3, 317 - 326.
- Rigo de Righi, M. ve Cortesini, A., 1960, Regional sutudies, central Anatolia Basin, Progress Report. 1 - Stratigraphy 2 - Structure: Petrol Dairesi T. A., Turkish Gulf oil Com. 11/11 - 12i (Yayımlanmamıştır).
- Schaub, H., 1951, Stratigraphie und Paleontologie des ScMieren flysches mit besonderer Breucksinchtigung der Paleocaenen und Untereocaenen Nummuliten und Assilinen: Mem. Suisses Paleont. No. 68.
- Schaub, H., 1966, Über die grossforaminiferen im Untereocaenen von Campo: Ecl. Gec-l. Helv., 59, 355 - 381.
- Schmidt, G. C., 1960, Geological evaluation of the licences: District II, Petrol Dairesi, Ankara, 360 - 363 ve 365 - 367. (Yayımlanmamıştır).
- Sirel, E., 1972, Systematic study of new species of the genera Fabularia and Kathina from Paleocene: Bull. of the Geol. Soc. Turkey, Ankara, 25, 2, 277 - 294.
- Tambareau, Y., 1972, Thané'tien supSrieur et Ilerdien Inférieur des Petites Pyrénées, du Plantaurel et des Chainons audois: Trav. Labor. GSologie - Petrol, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 1/2, 377 s.
- Villatte, J., 1962, Etude stratigraphique et paleontologique du Montieen des Petites Pyreneës et du Plantaurel: C. N. R. S., Toulouse, 331 s.
- Villatte, J., 1968, Découverte d'une espêce du genre Nummulitoides Abrard 1955 dans la zone à Operculina heberti - Discocyclina seunesi du Thané'tien des Petites - PyrSne'ës.; C. R. Somm. Soc. Geol. Fr. 9. 299 - 300.
- Weingrat, W., 1953, Ankara civarının jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü raporu, Ankara, No. 2248 (Yayımlanmamış).
- Yüksel, S., 1970, Etude geologique de la Region D. Haymana (Turquie Centrale): Thâse, Faculte des Sciences de L' Université de Nancy, France, 177 s.

Miscellanea meandrina (Carter)'in Türkiye'de zuhuru ve yaşı

The occurrence and the age of *Miscellanea meandrina* (Carter) in Turkey

ERCÜMENT SİREL Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZCAN AKSOY Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Türkiye'de çeşitli yaşlarda ve yerlerde bulunan *Miscellanea meandrina* (Carter) türünün tanımı ve beraber bulunduğu diğer foraminiferler ile birlikteki stratigrafik seviyeleri verilmiştir.

Miscellanea meandrina (Carter) türü Gököy (GB Ordu) bölgesinde *Orduina erki* Sirel, *Orduina erki conica* Sirel, *Laffitteina* sp., *Keramosphaera* sp. ve *Lockhartia?* ile birlikte Alt Paleosen (Monsiyen)'de Van bölgesinde, *Alveolina (Glomalveolina) primaeva* Reichel ve Renz, *Dictyoconus* sp., *Lituonella* sp. ve *Lockhartia* sp. ile birlikte Orta Paleosen (Tanesiyan)'de, Polatlı (GB Ankara) bölgesinde, *Alveolina (Glomalveolina) primaeva* Reichel ve Renz, *DiscocycUna seunesi* Douville ve *Operculina* sp. ile Orta Paleosen (Tanesiyan)'de ve Diyardin (GD Ağrı) bölgesinde, *Sakesaria cotteri* Davies, *Ranikothalia* sp. ile birlikte Üst Paleosen (İlerdiyen)'de bulunmaktadır.

ABSTRACT: The description of *Miscellanea meandrina* (Carter) is given and its stratigraphical level is discussed. *Miscellanea meandrina* is found in Turkey in various ages, places and association as follows:

1) In Lower Paleocene (Montian), associated with *Orduina erki* Sirel, *Orduina erki conica* Sirel, *Laffitteina* sp., *Keramosphaera* sp. and *Lockhartia?* at Gököy (SW Ordu).

2) In Middle Paleocene (Thanetian), associated with *Alveolina (Glomalveolina) primaeva* Reichel and Renz, *Dictyoconus* sp., *Lituonella* sp. and *Lockhartia* sp. around Van.

3) In Paleocene (Thanetian), associated with *Alveolina (Glomalveolina) primaeva* Reichel and Renz, *DiscocycUna seunesi* Douville, *Operculina* sp., near Polatlı (SW Ankara).

4) In Upper Paleocene (Ilerdian), associated with *Sakesaria cotteri* Davies and *Ranikothalia* sp., near Diyardin (SE Ağrı).

GİRİŞ

Carter tarafından *Alveolina meandrina* olarak tanımlanan (Carter, 1861), daha sonra *Miscellanea meandrina* (Carter) olarak yeniden isimlendirilen (Nagappa, 1951), *Miscellanea meandrina* (Carter) türü foraminifera takımı içinde çok ender olarak bulunan bir *Miscellanea* türüdür.

Çalışmanın amacı, Diyardin (GD Ağrı) Yıldırım yaylasından tane olarak toplanan bu türün Türkiye'deki varlığını göstermek ve çok ender olarak bulunduğu diğer yerlerdeki yaşını belirtmektir (şekil 1).

SİSTEMATİK ÇAMŞMA

Takım FORAMINIPERIDA
Familiya MISCELLANEIDAE Sigal 1952
Cins MISCELLANEA Pfender 1934

Miscellanea meandrina (Carter) 1861
(levha I., şekil 1-6; levha n., şekil 1-4)

1861 a. *Alveolina meandrina* n.sp., Carter, p. 251, 381, pi. 17, fig. 4a-f.

1861 b. *Alveolina meandrina* Carter, Carter, p. 372.

1876. *A. meandrina* Carter, Carter, p. 192-193, pi. 13.

1951. *Miscellanea meandrina* (Carter), Nagappa, p. 43.

1954. *M. meandrina* (Carter), Smouth, p. 75, pi. 10, fig. 1-4, pi. n, fig. 12.



Şekil 1: Yer buldu haritası.

Figure I: Location map.

Tanımlama

Mikrosferik Şekil. Kutuplardan hafifçe basılmış ovalden subsiferiğe değişen şekiller gösterir. Yüzü iyi temizlendiği zaman ağ şebekesi ve granüller görülebilir.

Çeşitli fertlerden yapılan ölçüler (mm olarak):

Eksenel çap	Ekvatoryal çap (kalınlık)	Çap/Kalınlık
6.2	6	1.03
5.6	4.3	1.30
6.1	4.6	1.30
5.8	4.3	1.39

En büyük eksenel çap 6.9 mm, ekvatoryal çap (kalınlık) 6 mm, en küçük eksenel çap 5.6 mm, ekvatoryal çap (kaim.lık) 4.3 mm olarak ölçülmüştür, 6.9 mm'lik bir çapta 21-22, 6.2 mm'lik bir çapta 15-16 tur sayılmıştır.

İç Karakterler. İlk loca çok ufaktır, ölçü yapılamamıştır. Kabuk çok delikli hiyalin kalkerdir, spirin çok kaim olmasına karşılık spir aralıkları çok dardır bu yüzden çok sıkı bir sarılma görülür. Ekvatoryal kesitte sarılma tamamen düzensizdir. Bazen bu düzensizlik o kadar fazlalır ki turlar birbirine karışmış olarak görülür. Septalar ilk turlarda yarım ay şeklinde daha sonra gelen turlarda dike yakın şekiller gösterirler, localar oldukça büyüktür ilk turlarda genişlikleri yüksekliklerinden küçük, son turlarda genişlikleri yüksekliklerinden daha büyüktür.

Makrosferik Şekil. Şişkin merceksi şekilli, üst süsleri mikrosferik şeklin süslerine benzer.

Çeşitli fertlerden yapılan ölçüler (mm olarak):

Eksenel çap	Kalınlık	Çap/Kalınlık
2.4	1.6	1.5
2.2	1.5	1.45
2.03	1.4	1.45
1.8	1.7	1.05
1.6	1.5	1.0G

İç Karakterler. İlk loca bazen tek bazende çifttir, tek olanlar küresel olup ortalama çapları 340 mikrondur. Çift olanlar oval ve uzamış oval şekillidir, çapları 244x293 mikron, ergin fertlerde 4-5 tur vardır, Lam spiral oldukça kalındır, spir aralığı mikrosferik şekle göre daha geniştir, spir aralığı bütün turlarda aynı genişliktedir. Septalar çok incedir, localar genellikle aynı şekillidir ve yükseklikleri genişliklerinden fazladır.

Berber Bulunduğu Fosiller ve Yaşı

SaÜesaria cotteri Davies, *Ranikothalia* sp. ile birlikte Üst Paleosen (İlerdiyen)'de bulunmaktadır.

Yeri

Diyadin (GD Ağrı) Yıldırım yayla.

Bulunduğu Diğer Yerler, Berberindeki Foraminiferler ve Yaşı

- 1) Gököy (GB Ordu)
Orduina erki Sirel.
Orduina conica erki Sirel.
Laffitteina sp.
Keramosphaera sp.
Lockhartia ?

Alt Paleosen (Monsiyen), (Sirel, 1969).

- 2) Van bölgesinde
Alveolina (Glomalveolina) primaeva Reichel-Renz
Dictyoconus sp.
Latuonella sp.
Lockhartiu sp.

Orta Paleosen (Tanesiyen)

- 3) Polatlı (GB Ankara)
Alveolina (Glomalveolina) primaeva Reichel - Renz
Discocyclina seunesi Douville.
Operculina sp.

Orta Paleosen (Tanesiyen).

Yayına verildiği tarih: Nisan, 1975

DEĞİNİLEN BELGELER

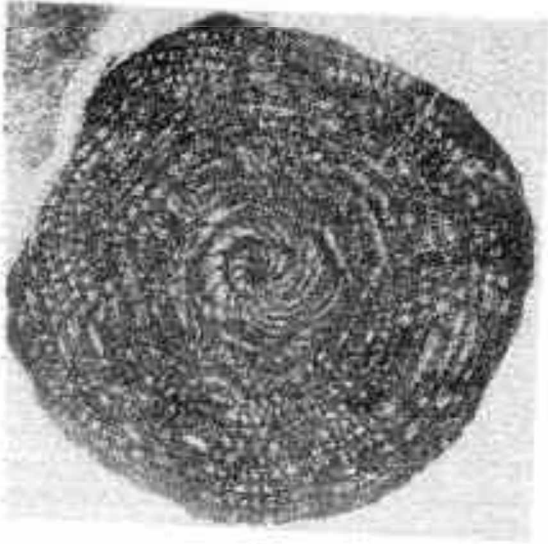
- Carter, H.J., 1861, Further observations on the structure of Foraminifera and on the larger fossilized forms of sind, etc., including a new genus and species: Ann. Mag. Nat. Hist., London, 3, 8, 246-251, 309-333, 366-382, 446-470.
- Carter, H.J., 1876, On the Polytrema (Foraminifera), especially with reference to their Mythical Hybrid Nature: Ann. Mag. Nat. Hist., London, 4, 17, 185-214.
- Nagappa, T.I., 1951, The stratigraphical value of *Miscellanea* and *Pelatispira* in India, Pakistan and Burma: Proc. Indin Acad. Sci., Bangalore, 33, 41-48.
- Sirel, E., 1969, On the discovery of *Onduina* N. Gen., A New Genus of the Family *Rotaliidae*: Bull. of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Ankara, 73, 160-162.
- Smouth, A.H., 1954, Lower Tertiary Foraminifera of the Qatar Peninsula: British Museum (Natural History), London, 90 s.

LEVHA I*Miscellanea meandrina* (Carter)

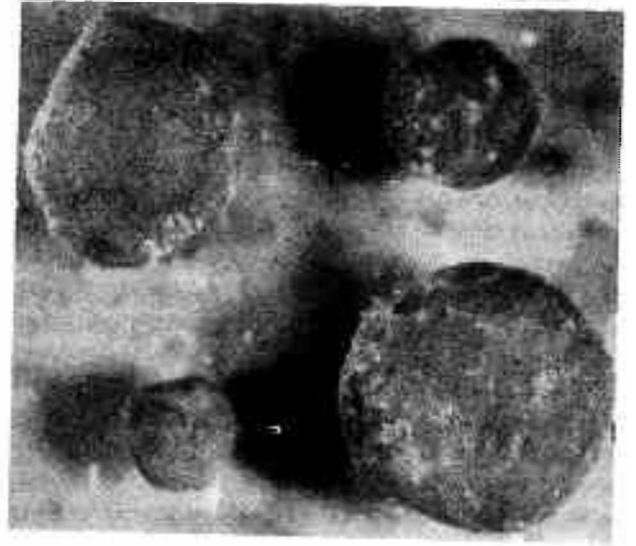
- Şekil 1: Ekvatoryal kesit, mikrosferik şekil, X11.5.
Şekil 2: Mikrosferik ve makrosferik şekillerin dıştan görünüşleri, X6.
Şekil 3: Eksenel kesit, mikrosferik şekil, X10.
Şekil 4: Makrosferik şeklin ekvatoryal ve mikrosferik şeklin eksenel kesitleri, XT.
Şekil 5: Ekvatoryal kesit, mikrosferik şekil, X12.
Şekil 6: Makrosferik şeklin ekvatoryal, tegetsel ve mikrosferik şeklin ekvatoryal, eksenel kesitleri, X5.5.

PLATE I*Miscellanea meandrina* (Carter)

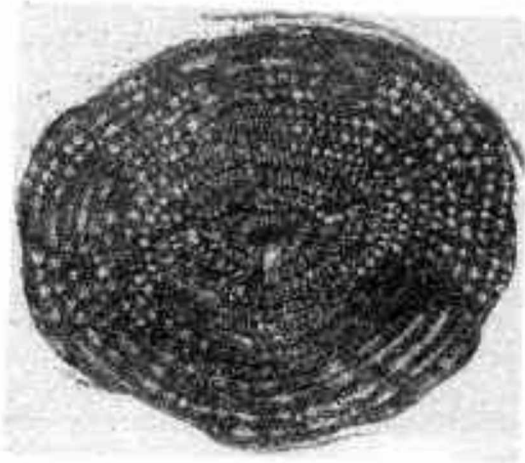
- Figure 1: Equatorial section, microspheric form, X11.5.
Figure 2: External views of microspheric and macrospheric forms, X6.
Figure 3: Axial section, microspheric form, X10.
Figure 4: Equatorial sections of macrospheric form and axial sections of microspheric form, XT.
Figure 5: Equatorial section, microspheric form, X12.
Figure 6: Equatorial, tangential sections of macrospheric form and axial, equatorial sections of microspheric form, X5.5.



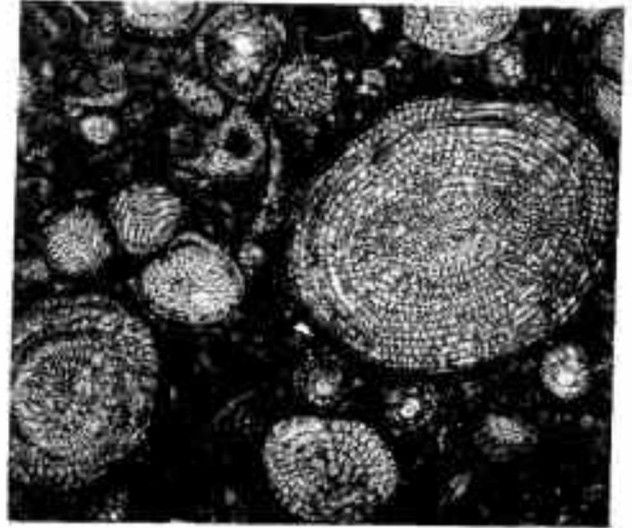
1



2



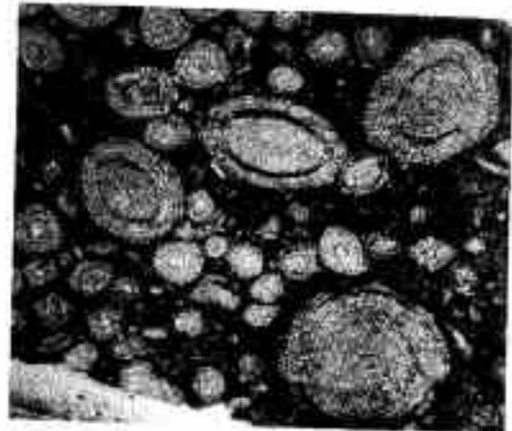
3



4



5



6

UBVHA n

Miscellanea meandrina (Carter)

- Şekil 1: Makrosferik şeklin, ekvatoryal, teğetsel kesitleri, X15.
- Şekil 2: Makrosferik şeklin, ekvatoryal, subekvatoryal ve teğetsel kesitleri, XH.5.
- Şekil 3: Makrosferite şeklin, ekvatoryal ve aksel kesitleri, XH.5.
- Şekil 4: Makrosferik ve mikrosferik şekillerin aksel kesitleri, X7.

PLATE II

Miscellanea meandrina (Carter)

- Figure 1: Equatorial and tangential sections of macrospheric form, X15.
- Figure 2: Equatorial, subequatorial and tangential sections of macrospheric form, XH.5.
- Figure 3: Equatorial and axial sections of macrospheric form, XH.5.
- Figure 4: Axial sections of macrospheric and microspheric forms, X7.



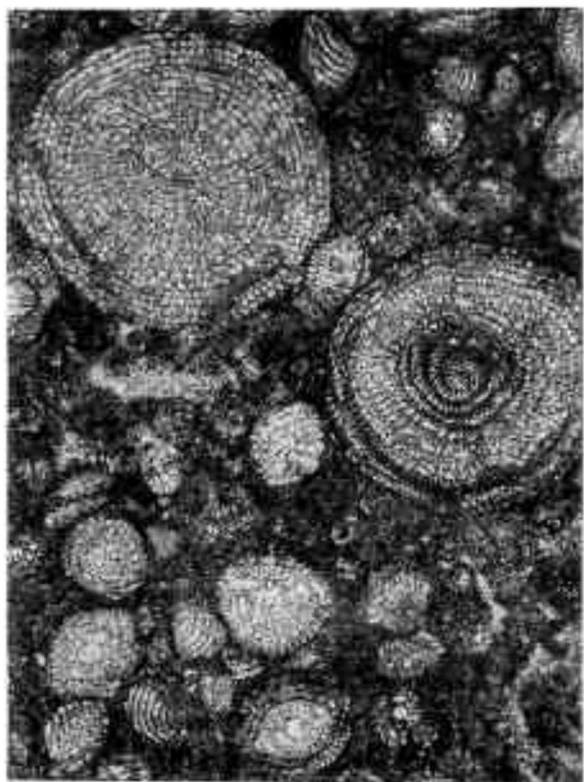
1



2



3



4

'Yerinde' makaslamaya uğramış süreksiz kayaç kütlelerinde ilerleyici ve gerileyici yenilme⁽¹⁾

Progressive and retrogressive failure in discontinuous rock masses subjected to 'In - Situ' shear ⁽¹⁾

K. ERÇİN KASAPOĞLU *Yerbilimleri Bölümü, Hacettepe Üniversitesi, Ankara*

ÖZ: Bu çalışmanın temel amacı, gerek laboratuvarında gerek 'yerinde' makaslama deneylerinde, makaslama deformasyonu ve makaslama yenilmesinin mekanizmasının anlaşılabilmesi için gerekli bazı verileri elde etmek; ve bu konudaki güçlüklerle, özellikle davranışları doğrusal olmayan izotropik ve anizotropik jeolojik malzemelerde, sınır koşullarının bir fonksiyonu olarak gelişen ilerleyici ve gerileyici yenilmeye ışık tutmak olmuştur.

Soruna, teorik ve deneysel olmak üzere iki ayrı yönden yaklaşılmıştır. Teorik yaklaşımda, belirli süreksizlik düzlemleri içeren bir 'yerinde' makaslama bloku için bir matematiksel (analtik) bilgisayar modeli geliştirilmiş; bu model üzerinde, sonlu-elemanlar yöntemi ile, süreksizlik düzlemlerinin ve değişik sınır koşullarının makaslama blokunun deformasyonu ve yenilme mekanizması üzerindeki etkileri saptanmıştır. Deneysel yaklaşımda ise, teorik çözümlerden elde edilen sonuçların güvenilirliklerini ve uygulanabilirliklerini gerçeklemek amacı ile, laboratuvarında benzer koşullar altında, kayaç örnekleri üzerinde, doğrudan makaslama deneyleri yapılmıştır.

Elde edilen sonuçlara göre, değişik sınır koşullarının seçimi, makaslama blokunun yenilme mekanizmasını önemli ölçüde etkilemektedir. Belirli sınır koşulları altında, makaslama bloku içinde oluşan 'çekici zonlar' mekanik açıdan büyük önem taşımaktadır. Bu çekici zonlarda 'ayrılma' şeklinde oluşan yerel yenilmeler, ilerleyici yenilmeyi oluşturmaktadır.

(1) Bu yazının kısa bir şekli 'Proc. of 3rd. Congress of ISRM, 1974'de İngilizce olarak yayımlanmıştır.

A short version of this paper has been published in 'Proc. of 3 rd Congress of ISRM, 1974' in english.

Belirli sınır koşulları altında, makaslama blokunun son yenilmesi ise, birden fazla kırılma şeklinin bir sonucudur. Doğrusal yenilme zarfları, tek bir (makaslama) yenilmesi şeklinin işareti olarak yorumlanabilirler. Parabolik yenilme zarfları ise, birden fazla yenilme şekline işaret ederler.

Jeolojik malzemeler üzerinde yapılacak 'yerinde' makaslama deneylerinin sonuçları, daha değişik bir terminoloji ile; bir veya birkaç asal gerilimin 'çekilme' şeklinde olduğu homojen olmayan bir gerilim alanı, yaygın bir gerilim reoriyasyonu, ve birden fazla çatlak ilerlemesi gibi değişebilen birleşik gerilim hallerinin bir sonucu olarak değerlendirilmeli ve yorumlanmalıdır.

'Yerinde' makaslama deneylerindeki makaslama deformasyonu ve yenilme mekanizmasının, sonlu-elemanlar yöntemi ile yapılacak teorik çözümlenmeleri ile bazı deneysel sonuçları öngörebilme olanağı vardır.

ABSTRACT: The purposes of this work have been to obtain some general information on the actual mechanism of deformation and failure in both laboratory and 'in-situ' shear test; and to shed light upon the development of progressive and retrogressive failure under various test conditions.

The study includes extensive laboratory testing and a theoretical approach to progressive deformation. In the latter approach, a computer model of a shear block with certain discontinuities was developed. The method of calculation utilizes finite-element technique for the determination of the state of strain and stress in elastic and/or elastoplastic structures, for an assessment of the mechanical influence of a given discontinuity within the elastic structure, for a systematic evaluation of the effects of type of loading conditions on shear deformation and failure characteristics of the block and to examine the actual mechanism of shear deformation and failure in a test block under direct shear loading. The theoretical program was accompanied by mechanical laboratory tests designed to test the reliability and applicability of conclusions suggested by the theoretical studies.

It has been concluded that choice of boundary conditions exerts an important control on failure mechanism. The tensile zones, which always develop within the test block, are of mechanical importance. Local failure which occurs in these tensile zones, in the 'separation' mode, under certain boundary conditions, leads to progressive failure. Straight-line failure envelopes can be interpreted as representation of a single (shear) failure mode. Parabolic failure envelopes are suggestive of multiple modes of failure.

'In-situ' shear tests on geological materials should be interpreted in more sophisticated terms; i. e., as a consequence of variable combined stress state, involving inhomogeneous stress field; extensive stress reorientation, and multiple crack propagation.

The theoretical approach to the mechanism of deformation and failure characteristics of 'in-situ' shear tests, utilizing finite-element method, appears to be a valid approach for prediction of certain experimental results.

GİRİŞ

Laboratuvarda ve 'yerinde' saha koşulları altında yapılan doğrudan makaslama deneyleri, toprak ve kayaların dayanım parametrelerinin saptanmasında geniş ölçüde yararlı olmaları nedeniyle, hem jeoloji hem mühendislik yönünden büyük önem taşırlar.

Yaygın bir şekilde kullanılmakta olmalarına karşın, bu deneylerdeki deformasyonun fiziki yönü gereğince anlaşıl-mamıştır. Bu nedenle, makaslama deneylerinden elde edilen verilerin değerlendirilmelerinde ve yorumlanmalarında önemli yanlışlıklar yapmak olanaklıdır. Bu çalışmanın temel amacı, gerek laboratuvarda gerek 'yerinde' makaslama deneylerindeki makaslama deformasyonu ve yenilme mekanizmasının anlaşılabilmesi için gerekli bazı genel bilgileri saptamak; ve bu konudaki güçlükler, özellikle davranışları doğrusal olmayan izotropik ve anizotropik je-

olojik malzemelerde, sınır koşullarının bir fonksiyonu olarak gelişen ilerleyici ve gerileyici yenilmeye ışık tutmak olmuştur.

Tüm gerilimlerin sıkıştırmacı gerilim şeklinde ve tüm süreksizlikler üzerindeki dikey gerilimlerin büyük olduğu hal-lerde, kayaç sistemini elastik bir ortam olarak ele almak gerçekçi bir yöneliş olabilir. Ancak, blok tabanında oluşumu olasılı çekiçli gerilimlerin, 'yerinde' makaslama deneylerindeki deformasyon ve yenilme mekanizmasının anlaşılması yönünden çok önemli olduğu öngörülmüş-tür.

Kayaç kütlesi içindeki herhangi bir yerdeğişim, kayaç bloklarının bağıl konumlarını değiştirebileceğinden, bloklar üzerinde yüksek yerel gerilimlere ve sonuç olarak da ayrı ayrı yerel yenilmelere neden olabilir. Bu yenilmeler, çekilme veya makaslama yenilmeleri şeklinde oluşabilirler; ve kayaç sistemi içindeki gerilimler, bu yerel yenilmelerden

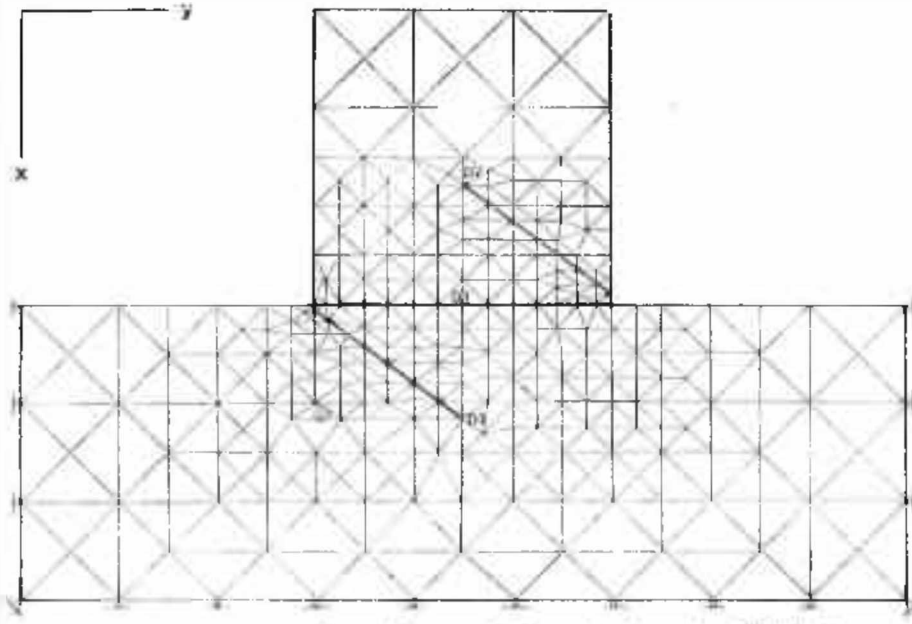
sonra kendi kendilerini yeniden yönlendirebilirler.

Birçok kayaç ve toprak malzemelerde, ilerleyici yenilme pek çok rastlanan bir yenilme türüdür. Bu tür yenilmenin mekanizmasının saptanması, yol köprü, tünel, baraj inşaatları, yer sarsıntıları ve yer kaymaları gibi çeşitli mühendislik jeolojisi çalışmalarında büyük önem taşır. Ancak, bu tür yenilmenin hangi koşullar altında oluştuğu henüz yeterince bilinmemektedir.

TEORİK ÇÖZÜMLEME

Çözümleme Tekniği

Tipik bir 'yerinde' makaslama blokunun uygun ölçekli bir bilgisayar modeli hazırlanmış; bu model üzerinde, düzlem birimdeformasyon koşulları varsayılarak, sonlu - elemanlar yöntemi ile, değişik sınır koşulları altında, gerilim ve

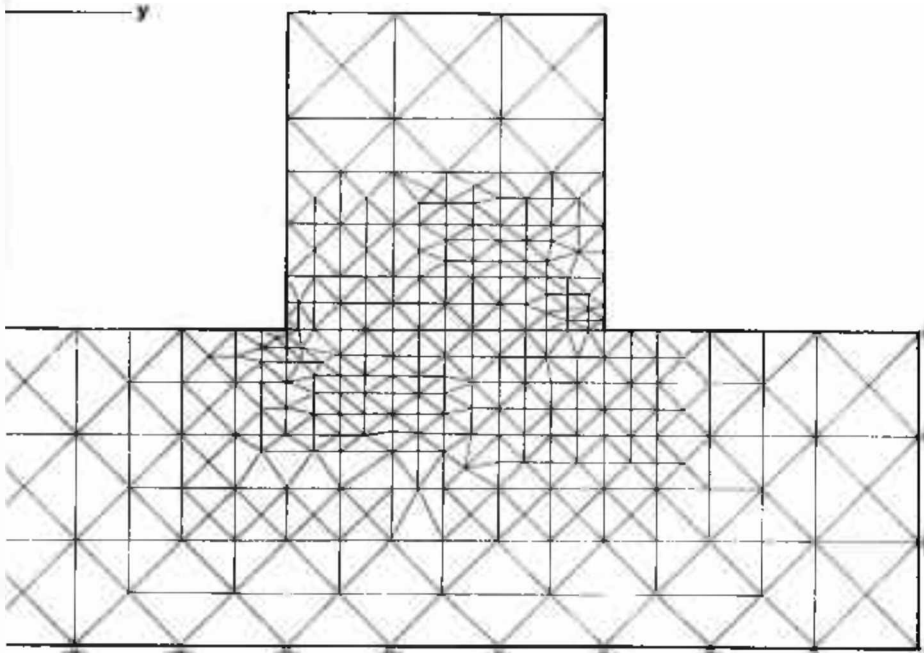


Şekil 1: M1 'yerinde' makaslama bloku modelinin sonlu elemanlara bölünmesi.

Figure 1: Finite element idealization of 'in-situ' shear block model M1.

birimdeformasyon çözümlenmeleri yapılmıştır. Burada kullanılan, ve daha önce Wang ve Volght (1969) tarafından tanımlanan sonlu - elemanlar yöntemi (SEY), makaslama bloku modelinin, belirli sayıda iki boyutlu üçgen eleman-

lara bölünmüştür. Modelde içerilen süreksizlik düzlemleri üzerinde 'Çift köşe noktaları' kullanılmıştır. İlerleyici bir yenilmenin, olası makaslama zonu (Makaslama bloku tabanındaki süreksizlik düzlemi) içinde oluşabileceği dü-



Şekil 2: M2 'yerinde' makaslama bloku modelinin sonlu elemanlara bölünmesi.

Figure 2: Finite element idealization of 'in-situ' shear block model M2.

şünülmüştür; ve Coulomb - Navier'in 'çekiçi kesim'li yenilme teorisi uygulanmıştır.

Elastik - elastoplastik çözümlenmeler için, Dahl (1969) un sonlu - elemanlar programı bazı değişiklikler yapılarak kullanılmıştır. Model malzemesinin elastik ve mükemmel plastik olduğu varsayılmıştır; çözümlenmeler elastik - elastoplastik sayılına göre yapılmıştır.

Plastik çözümlenmelerde, model üzerine uygulanan yüklemelerde, plastisite teorisinin 'aralıklı artan yük uygulama' yöntemi benimsenmiştir (Dahl, 1969; Dahl and Volght, 1969; Volght and Dahl, 1970). Aralıklı uygulanan her yük, birbirinden bağımsız olup; herhangi bir aralıkta oluşan toplam gerilim ve birimdeformasyon, söz konusu aralıkta elde edilen toplam gerilim ve birimdeformasyon, söz konusu aralıkta oluşan gerilim ve birimdeformasyon değerlerine eklenerek hesaplanmıştır.

Model ve Özellikleri

Sonlu - elemanlar yönteminin uygulandığı teorik çözümlenmeler için, şekil 1 ve şekil 2'de M1 ve M2 olarak tanımlanan iki ayrı bilgisayar modeli geliştirilmiştir. Bunlardan

M1: D1, D2 ve D3 ile gösterilen üç ayrı süreksizlik düzlemi içermektedir. D1, blok tabanında varsayılan hipotetik makaslama düzlemine; D2 ve D3 ise olası çekilme çatlaklarına karşılıktır. Bu çalışmanın büyük bir bölümünü kapsayan elastik çözümlenmelerde bu model kullanılmıştır.

M2: Elastik - elastoplastik çözümlenmelerde kullanılan bu modelin, M1 modelinden tek ayrılığı; herhangi bir süreksizlik düzlemi içermemiş olmasıdır.

Gerçek koşullara en iyi yaklaşımı sağlayabilmek amacı ile, her iki model de iki - boyutlu olarak düşünülmüştür.

Teorik çözümlenmeler tek bir kayma tipi (Berea Kumtağı) üzerinde yapılmıştır. Bunun nedeni, bu kayacın mekanik özelliklerinin teorik çözümlenmelerdeki varsayımlara daha uygun olması, ve mekanik davranışını etkileyen fiziksel özelliklerinin, daha önceki çalışmalardan bilinmiyor olmasıdır (çizelge 1).

Çizelge 1: Berea Kumtaşının fiziksel özelliklerinin ortalama değerleri (Khair, 1971 den)

Table 1: Nominal values of the physical properties Berea Sandstone (After Khair, 1971)

Fiziksel Özellik:	Değer:
Serbest Sıkışma Dayanımı	9.000 psi
Serbest Çekilme Dayanımı	300 psi
Serbest Makaslama Dayanımı	1.400 psi
Elastisite Modülü (sıkışma halinde)	1.15×10^{10} psi
Elastisite Modülü (çekilme halinde)	0.58×10^{10} psi
Poisson Oranı (sıkışma halinde)	0.2
Poisson Oranı (Çekilme halinde)	0.1
Bağımsız Makaslama Modülü	0.46×10^{10} psi

Model malzemesinin fiziksel özellikleri, elastik, homojen ve izotropik ortam için,

$$E = 1.1 \times 10^{10} \text{ psi.}$$

$$\nu = 0.2$$

anizotropik ortam için ise,

$$E_x = 1.1 \times 10^{10} \text{ psi. } E_y = 0.6 \times 10^{10} \text{ psi.}$$

$$\nu_x = 0.2 \quad \nu_y = 0.13$$

$$G = 0.46 \times 10^{10} \text{ psi.}$$

olarak alınmıştır.

Sınır Koşulları

Makaslama bloku modeli üzerine şekil 3'de gösterilen sekiz ayrı sınır koşulu uygulanmış; bu koşullar altındaki deformasyon ve yenilme mekanizması saptanmıştır. Bunlar:

L1: Blok tabanına paralel, düzgün dağıtılmış yatay yük.

L2: Blok tabanına paralel, düzgün dağıtılmış yatay yük ve blok tabanına dik, düzgün dağıtılmış düşey yük.

L3: Makaslama blokunun sol kenarının blok tabanına paralel düzgün yerdeğişimi.

L4: Makaslama blokunun sol kenarının blok tabanına paralel düzgün yerdeğişimi ve blok tabanına dik, düzgün dağıtılmış düşey yük.

L5: Makaslama blokunun sol kenarının tabandan itibaren üçte birine yoğunlaştırılmış ve blok tabanına paralel düzgün dağıtılmış yük.

L6: Makaslama blokunun sol kenarının tabandan itibaren üçte

birine yoğunlaştırılmış, blok tabanına paralel düzgün dağıtılmış yük ve blok tabanına dik, düzgün dağıtılmış düşey yük.

L7: Makaslama bloku tabanı ile 20° lik açı yapan, düzgün dağıtılmış eğik yük.

L8: Makaslama bloku tabanı ile 20° lik açı yapan, düzgün dağıtılmış eğik yük ve blok tabanına dik, düzgün dağıtılmış düşey yük.

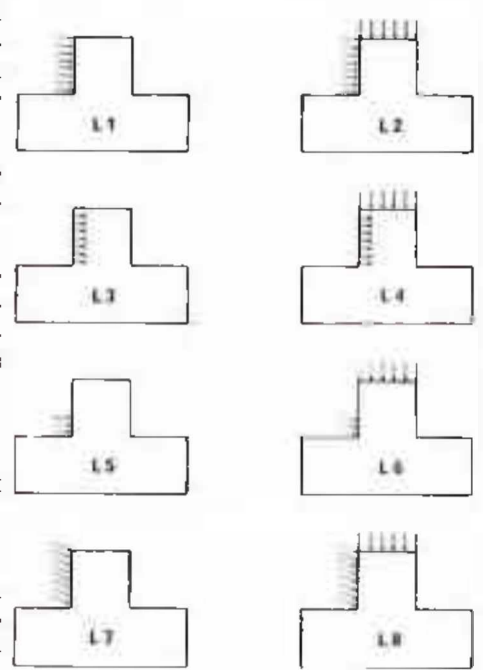
ELASTİK SÜREKLİLİK ÇÖZÜMLERİ

Asal Gerilim Dağılımı

Teorik modelde içerilen her üçgen elemanın merkezinde oluşan en büyük ve en küçük asal gerilimlerin yön ve değerleri analitik olarak saptanmış; elde edilen sonuçlar, (CalComp) bilgisayar yardımı ile grafiksel olarak sunulmuştur. Değişik sınır koşulları için elde edilen tipik izotropik çözümleme sonuçları şekil 4'de gösterilmiştir. Kayaç kütleli içinde heterojen bir şekilde dağılmış olan en büyük ve en küçük asal gerilimlerin yön ve değerleri, blok tabanındaki hipotetik makaslama düzlemi boyunca önemli değişimler göstermiş ve köşe noktalarında önemli gerilim birikimleri oluşturmuşlardır. L1, L2, L3 ve L5 sınır koşulları altındaki modellerde gelişen çekici asal gerilim zonu, özellikle L3 ve L5 sınır koşulları altında daha az gelişmiştir. Asal gerilimlerin yönü, sınır koşullarına bağımlı olarak önemli değişimler göstermiştir. Özellikle, makaslama bloku tabanına dik olarak uygulanan düşey yük, blok tabanında, çekici asal gerilimlerin gelişimini önemli ölçüde önlemiştir.

Birimdeformasyon ve Gerilimlerin Blok Tabanında Dağılımı

Tüm sınır koşulları altında, birimdeformasyonlar ve gerilimler, blok tabanı boyunca düzgün olmayan bir dağılım göstermişlerdir. Blok tabanına dik herhangi bir düşey yükün uygulanmadığı L1, L3, L5, L7 sınır koşulları altında blok tabanının sol tarafındaki birimdeformasyonlar ve gerilimler, genel olarak (+) değerli, yani 'çekici' özelliktedirler. Blok tabanındaki birimdeformasyon ve gerilim dağılımları, sırasıyla şekil 5 ve şekil 6'da gösterilmiştir. Salt



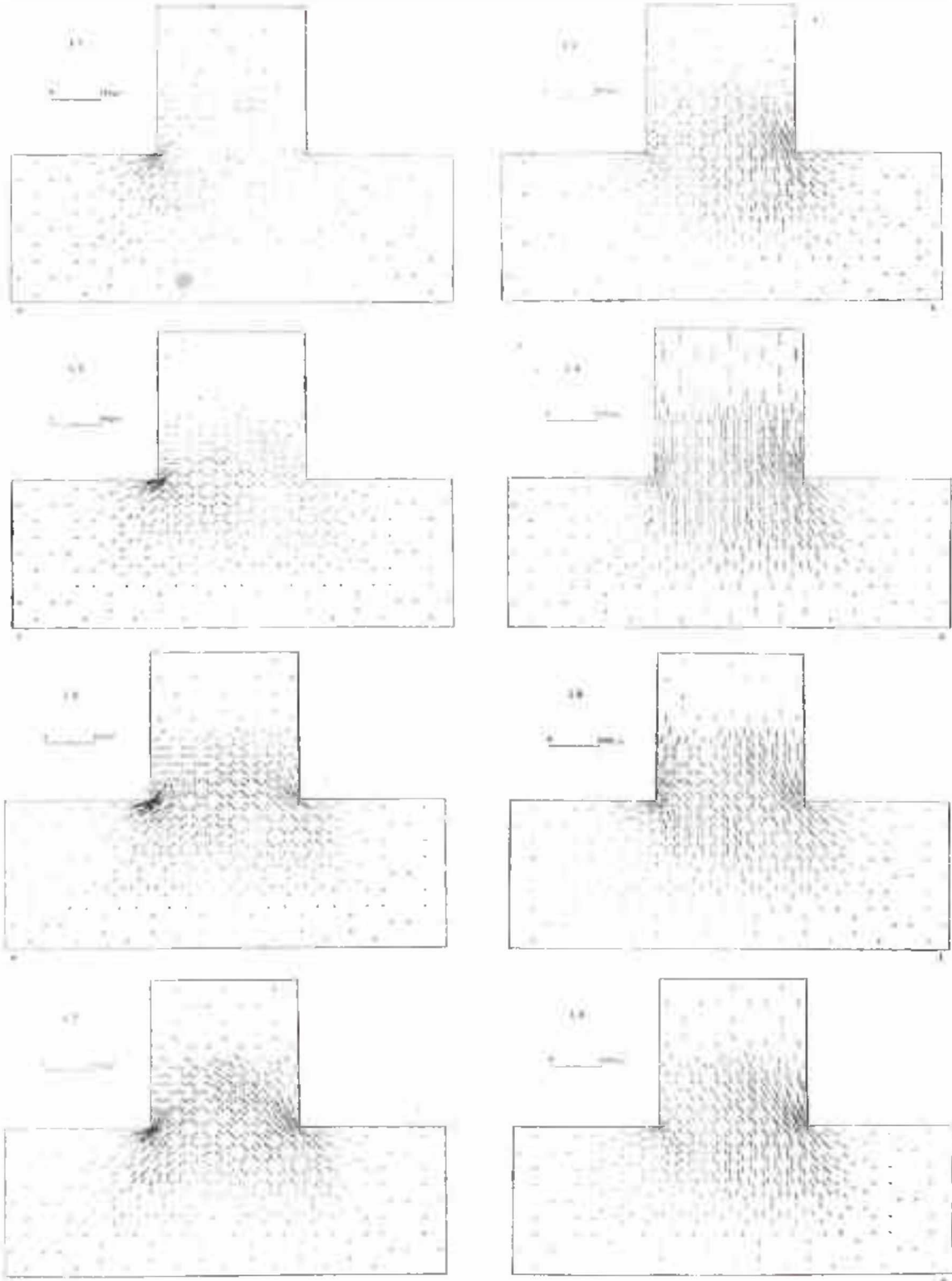
Şekil 3: Sınır koşulları.

Figure 3: Boundary conditions.

L4 ve L6 sınır koşulları altında, blok tabanında oluşan tüm birimdeformasyon ve gerilimler, sıkıştırıcı özelliktedirler. Bu iki sınır koşulu altında, blok tabanında, çekici özellikte birimdeformasyon veya gerilim oluşmamıştır. Bu, gerçekten, önemli bir noktadır. Çünkü, salt bu koşullar altında, blok tabanındaki yenilme, tümüyle makaslama yenilmesi niteliğindedir. Şekil 7'de, L4 sınır koşulu altında, D3 süreksizliği boyunca, yenilmeden hemen önceki birimdeformasyon ve gerilim dağılımı görülmektedir. Blok tabanının sol köşesindeki yüksek çekici gerilim birikimi nedeniyle, makaslama blokunun ilk yenilmesi, D3 süreksizliğinin serbest ucunda, çekilme şeklinde oluşur.

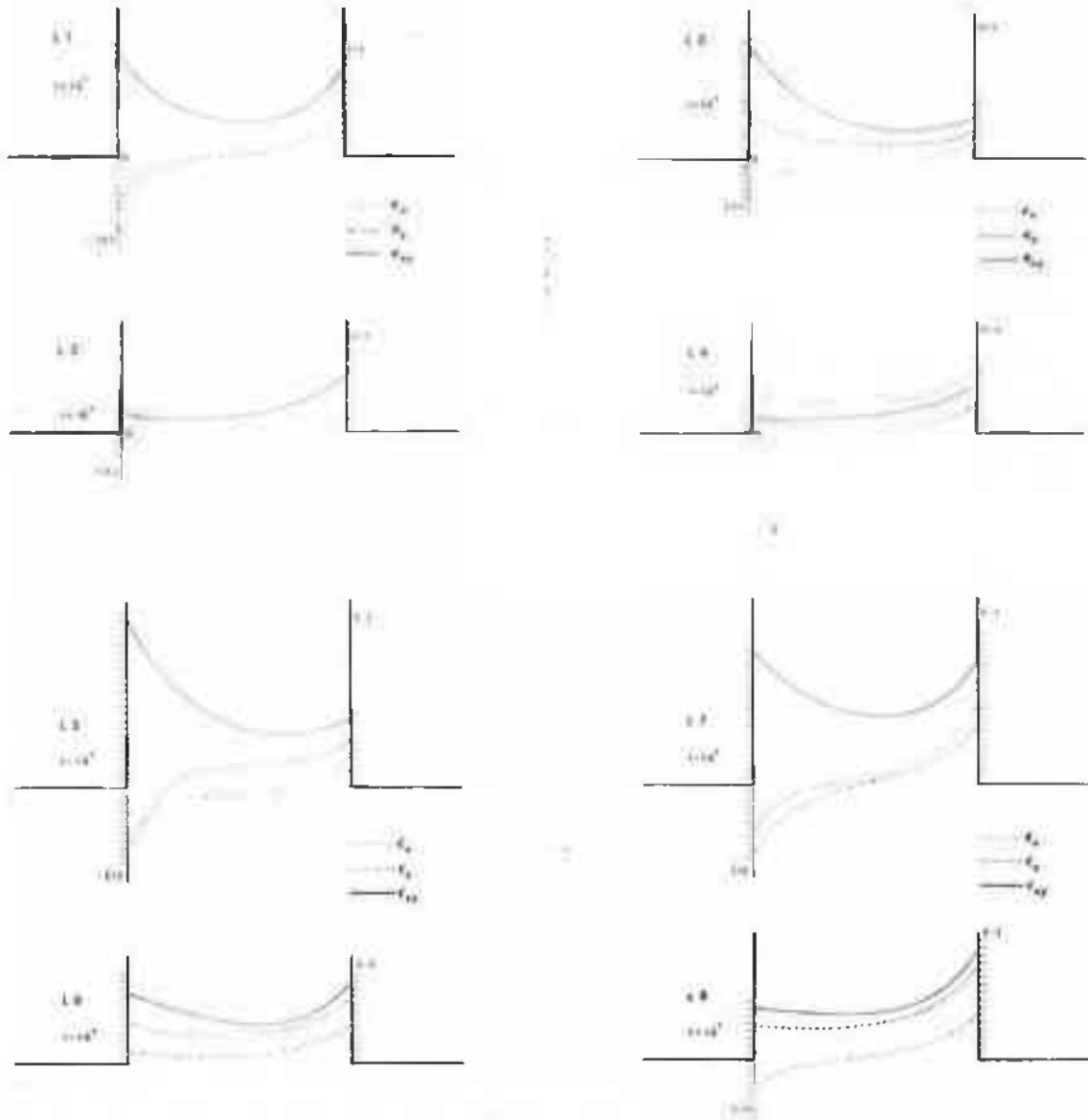
Çekici Zonun Dikey Kuvvete Bağımlılığı

Şekil 8, makaslama blokuna uygulanan düşey kuvvetin yatay kuvvete oranının değişik değerlerine karşın blok tabanında oluşan çekici zonun ilerleyici gelişimini göstermektedir. Uygulanan düşey kuvvetin yatay kuvvete oranı (R) küçüldükçe, çekici zonun yayıldığı alan büyümektedir. $R = \infty$ (veya $F_y = 0$) için, blok tabanında oluşan tüm gerilimler, sıkıştırıcı gerilimlerdir. Diğer bir deyişle, çekici zon oluşmamaktadır. Buna karşın, $R = 0$ (veya $F_x = 0$) için, çekici zon alan en büyüktür.



Şekil 4: M1 makaslama bloku içinde, yenilmeden hemen önceki asal gerilim dağılımları.

Figure 4: Principal stress distributions in the shear block model M1 at incipient yield.



Şekil 5: Yenilmeden hemen önce, makaslama bloku tabanındaki birimdeformasyonların dağılımı.

Figure 5: Distribution of strains, at the base of the shear block at incipient yield.

En Büyük Makaslama Gerilimi Eğrileri

Değişik sınır koşulları altında, makaslama blokonun tabanında oluşan en büyük makaslama gerilimi eğrileri şekil 9'da gösterilmiştir. En büyük makaslama gerilmeleri, her zaman makaslama bloku taban düzlemi içinde değil, fakat çoğunlukla makaslama bloku tabanının köşe noktalarında birirmektedir. Daha önce Ruiz ve diğerleri (1988) tarafından da belirtilmiş olan bu gerçek, bazı deneylerde, makaslama yenilmesinin blok tabanı dışında oluşumunun nedeni-

ni açıklayıcı niteliktedir (Evdokimov and Sapegin, 1970). En büyük makaslama gerilimi eğrilerinin, makaslama bloku tabanının özellikle sağ köşesinde birikimi, makaslama blokonun dönüsel deformasyonunun, yenilme mekanizması üzerindeki etkisinin bir belirticidir. L3 ve L4 sınır koşulları altında, bu etkinin en küçük olduğu görülmektedir.

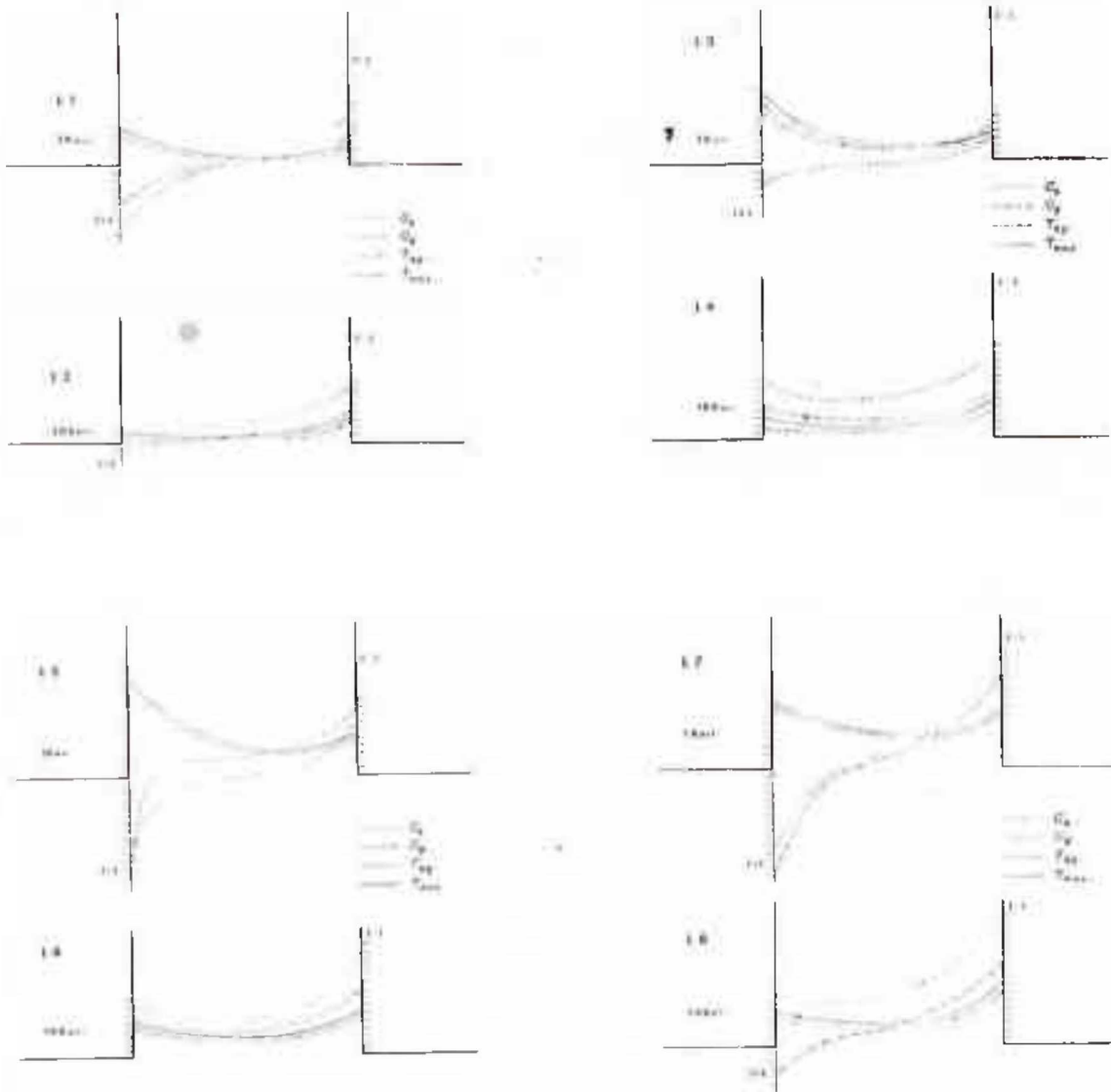
Yerdeğişim Alanı ve Blok Deformasyonu

Değişik sınır koşulları altında, makaslama bloku içindeki üçgen elemanla-

rın köşe noktalarında oluşan toplam yerdeğiştirmeler, bilgisayarda (CalComp) yardımı ile çizilerek şekil 10'da sunulmuştur. Şekil 11 ise, makaslama blokonun bu toplam yerdeğiştirmelerden sonraki deformasyonunu göstermektedir. Bu sonuçlar, deformasyon şeklinin uygulanan sınır koşullarına bağlı olduğunu kanıtlayıcı niteliktedirler.

SÜREKSİZLİK ÇÖZÜMLERİ

Bir önceki bölümde, makaslama blokuna uygulanan sınır koşullarının ye-



Şekil 6: Yenilmeye hemen önce, makaslama bloku tabanındaki gerilmelerin dağılımı.

Figure 6: Distribution of stresses at the base of the shear block at incipient yield.

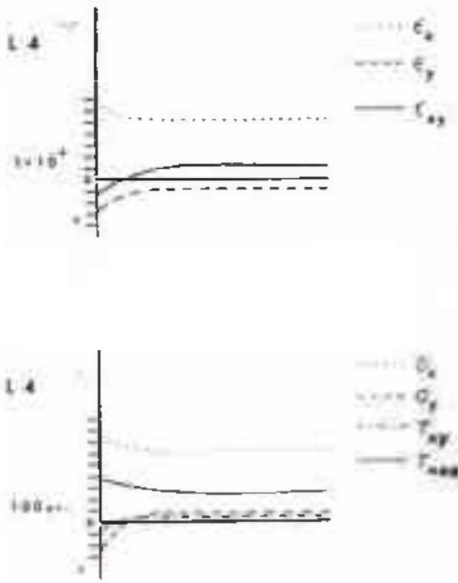
nilmeden hemen önceki kritik değerleri için elde edilen sonuçlar sunulmuştur. Makaslama blokuna uygulanan sınır yüklerinin, bu kritik değerleri aşmaları halinde, modelde içerilen süreksizlik düzlemlerinden (D1, D2, D3) biri üzerinde, 'kayma' veya 'ayrılma' şeklinde, en azından yerel olan, yenilmeler oluşur.

Deformasyon Şekli

Teorik çözümleme sonuçları, deformasyon şeklinin sınır koşullarına ba-

ğımlı olduğunu açık bir şekilde ortaya koymuş olması bakımından ilginçtirler. L4 sınır koşulu dışında, diğer tüm sınır koşulları altında, makaslama blokunun ilk yenilmesi D1 süreksizliği üzerinde sol uçtaki ilk noktada, bloku tabandan ayrılması (çekilme yenilmesi) şeklinde olmaktadır. Uygulanan makaslama yükünün sürekli olarak artırılması halinde, bloku ilk yenilmesi ile oluşan çekilme çatlakları, blok tabanı (D1 süreksizliği) boyunca sağa doğru ilerlemekte; bloku son yenilmesi ise D1 süreksizliği boyunca, makaslama blokunun

tabandan tamamen ayrılması olmaktadır. L4 sınır koşulu altında ise, makaslama blokunun ilk yenilmesi, bu defa D3 süreksizliğinin üst uç kısmında, yine 'ayrılma' (çekilme yenilmesi) şeklinde oluşmakta; ve meydana gelen çekilme çatlakları D3 boyunca ilerlemektedir. Makaslama blokunun D3 süreksizliği boyunca tamamen ayrılmış hali ve o andaki dış deformasyonu şekil 12'de gösterilmiştir. Yenilmenin 'ilk evresi' olarak tanımlanan bu durumdan sonra, uygulanan makaslama yükünün sürekli olarak artırılması halinde, yenilmenin



Şekil 7: Yenilmeden hemen önce, D3 süreksizliği boyunca, birimdeformasyon ve gerilimlerin dağılımı.

Figure 7: Distribution of strains and stresses along discontinuity D3 at incipient yield.

'ikinci evre' si, blok tabanı boyunca, D1 süreksizliğinin sol ucunda, 'kayma' (makaslama yenilmesi) şeklinde oluşmakta ve sağ uca doğru ilerlemektedir. Bu şekilde oluşan makaslama çat-

lağı, D1 uzunluğunun henüz altıdabiri kadar ilerlemişken; yenilmenin üçüncü evresi makaslama blokunun sağ alt köşesinde, D1 üzerinde ve yine bir 'kayma' (makaslama yenilmesi) şeklinde oluşmaktadır. Sağ köşeden geriye (sola) doğru ilerleyen bu makaslama çatlağı, blok tabanının orta kısmında, sol köşeden sağa doğru ilerlemekte olan 'ikinci evre' çatlağı ile birleşerek, deney blokunun tüm yenilmesini oluşturmaktadır. (şekil 13).

Yenilme Mekanizması

Gerilim analizlerinden elde edilen sonuçlara göre, çoğunlukla, çekilme gerilimi birikimi makaslama blokunun sol alt köşesinde oluşmaktadır (Şekil 14). Yenilmenin 'ilk evre'si sırasında D3 boyunca oluşan çekilme çatlağının açılması, makaslama blokunun sol alt köşesinde birikmiş olan çekilme gerilimlerinin boşalmasına neden olmaktadır. Bunun sonucu olarak da, blok içinde yeniden bir gerilim dağılımı oluşmakta (şekil 15) ve bu da, D1 süreksizliği boyunca, yenilmenin 'ikinci' ve 'üçüncü' evreleri sırasında oluşan 'kayma' şeklindeki yenilmelere neden olmaktadır. İkinci evre sırasında, makaslama blokunun sol alt köşesinde oluşan makaslama çatlağının D1 boyunca ilerlemesinin geçici olarak durması veya yavaşlaması; ve karşıt köşede, yenilmenin 'üçüncü evre'sinin 'kayma' (makaslama)

yenilmesi şeklinde oluşması da yine birinci ve ikinci evreler sonunda, her defasında yeniden oluşan gerilim dağılımının, makaslama blokunun sağ alt köşesinde neden olduğu büyük makaslama gerilimi birikiminin bir sonucu olarak yorumlanabilir.

Tepe ve Artık Dayanım, ve İlerleyici Yenilme

Teorik modeller üzerinde iki dizi bilgisayar deneyleri yapılmıştır. Birinci dizide, D1 süreksizliği üzerindeki noktalara CF, SS, ve TS dayanım parametrelerinin deneysel olarak saptanmış değişmez tepe değerleri verilmiş (çizelge 2) ve makaslama blokuna ardışık

Çizelge 2: D1, D2, D3 süreksizlikleri boyunca varsayılan CF, SS ve TS temel değerleri

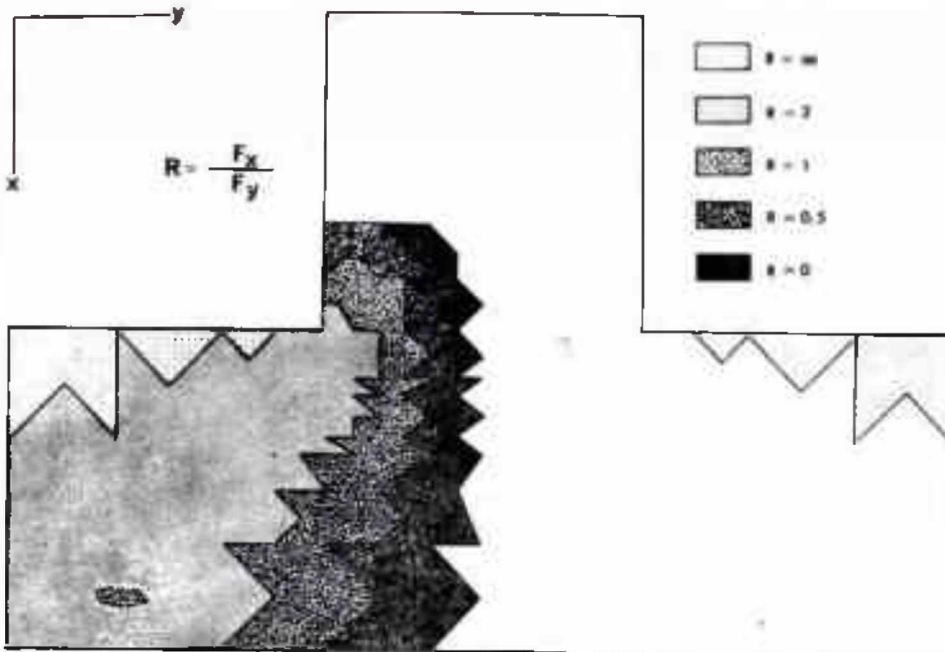
Table 2: Fundamental values of CF, SS and TS assumed along the discontinuities D1, D2, D3.

Süreksizlik	CF	SS	TS
D1	0.85 ^a	1200 ^b psi	300 psi
D2	0.97 ^b	1800 psi	450 psi
D3	1.30 ^b	2400 ^b psi	600 psi

^a Deneysel olarak, kutmanlaşmaya paralel yönde saptanan değerler.

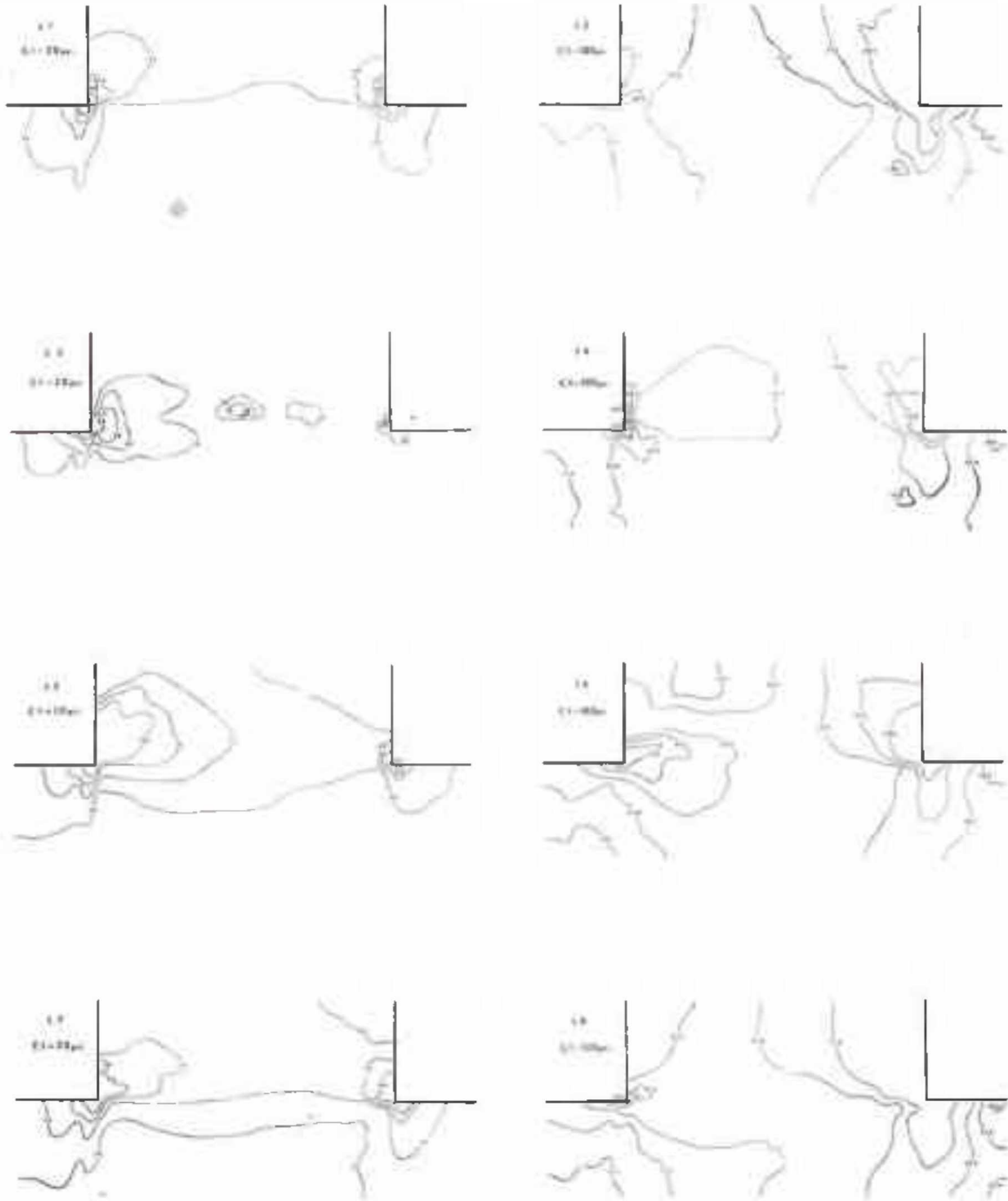
^b Deneysel olarak, kutmanlaşmaya dik yönde saptanan değerler.

aralıklarla kenar yerdeğişimleri uygulanmıştır. D1 üzerindeki her ardışık noktada 'kayma' şeklinde (makaslama yenilmesi) oluşturulan kenar yerdeğişimi değeri saptanmıştır. İkinci dizide ise, D1 üzerindeki herhangi bir noktadaki en küçük yatay yerdeğişim değeri, o noktada makaslama yenilmesi oluşturacak belirli kritik bir değere ($U_y = 1.0 \times 10^{-4}$ in.) ulaştığında; o nokta için başlangıçta tanımlanmış olan dayanım parametrelerinin değişmez tepe değerleri yerine 'artık' değerleri verilmiş, yenilmenin henüz oluşmadığı diğer noktalarda ise, başlangıçta tanımlanan değerler olduğu gibi korunmuştur. Her ardışık noktada makaslama yenilmesi oluşturmak için gerekli olan kenar yerdeğişim değeri saptanmıştır. Bu deney dizisinde elde edilen sonuçlar da yine şekil 16'da özetlenmiştir. Bu iki dizi bilgisayar deneylerinden elde edilen sonuçlara göre öngörülen makaslama dayanımı yenilme zarfları, SS ve CF ni temel değerlerine göre çizilen 'doğal' tepe ve artık dayanım yenilme zarfları ile birlikte şekil 17'de gösterilmiştir.



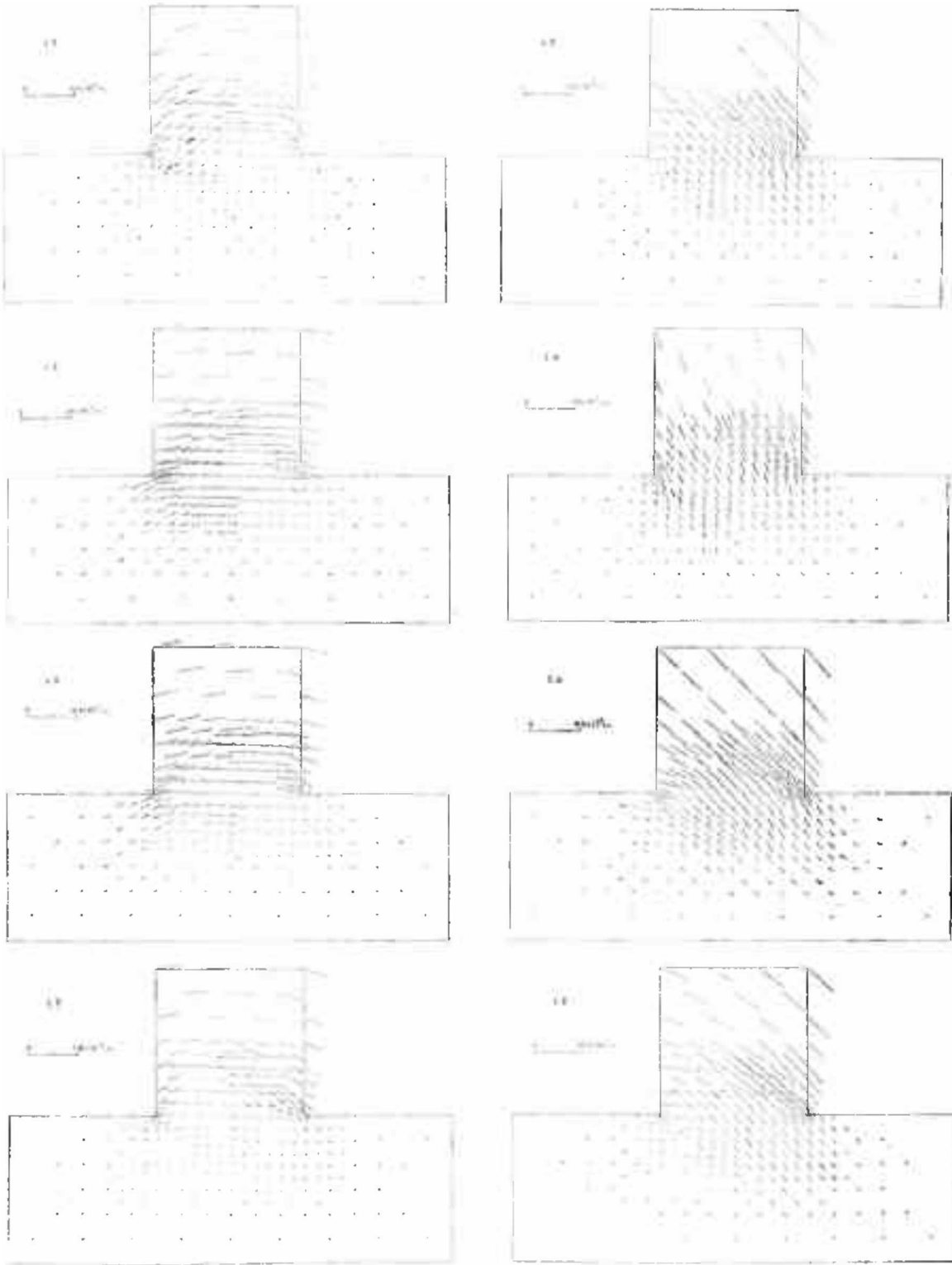
Şekil 8: Çekici zonun, makaslama bloku içindeki gelişimi.

Figure 8: Development of tensile zone in the shear block.



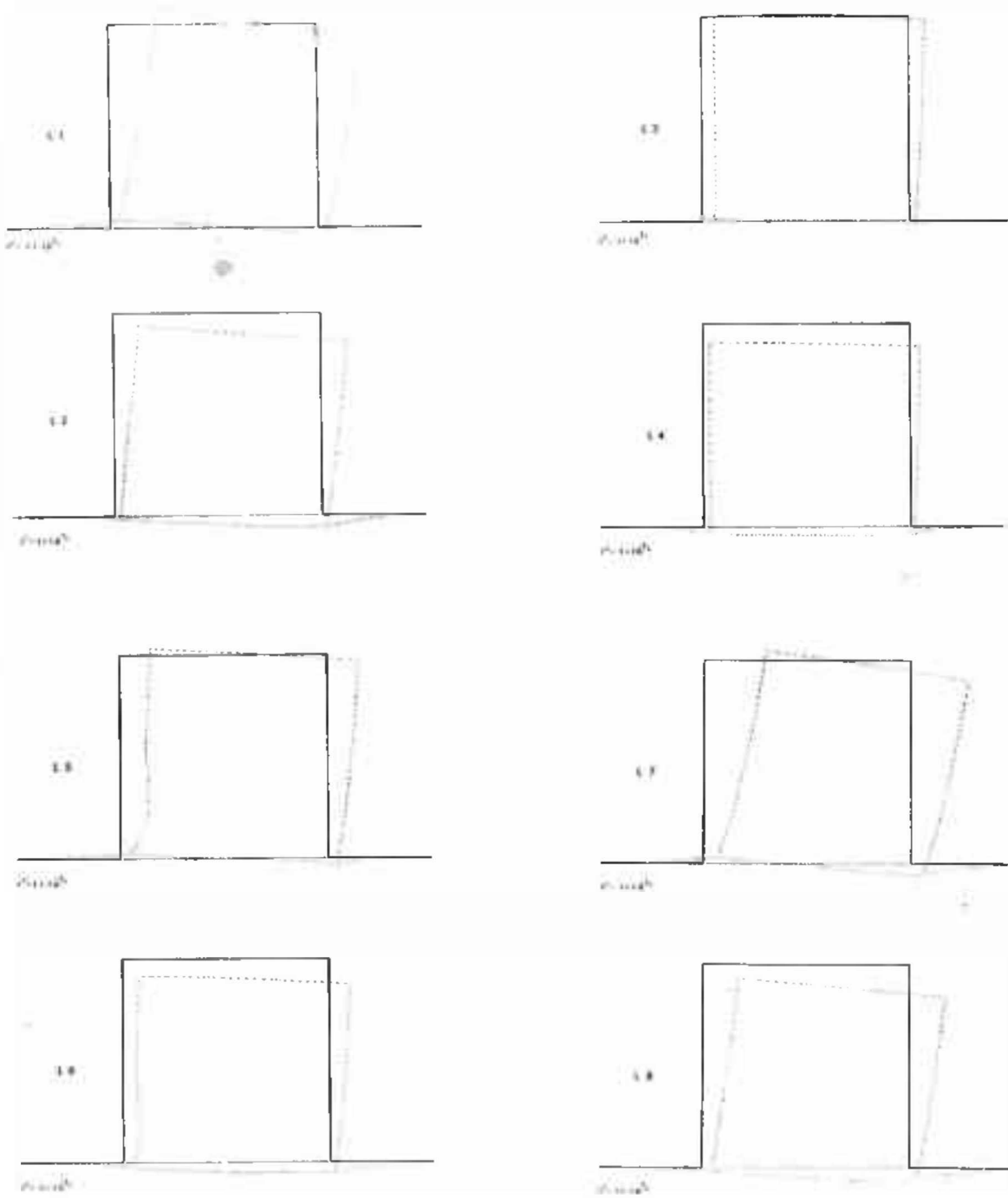
Şekil 8: Nakaslama bloku tabanı çevresindeki enbüyük nakaslama gerilimi eğrileri.

Figure 8: Contours of maximum shear stress in the neighborhood of the base of the shear block.



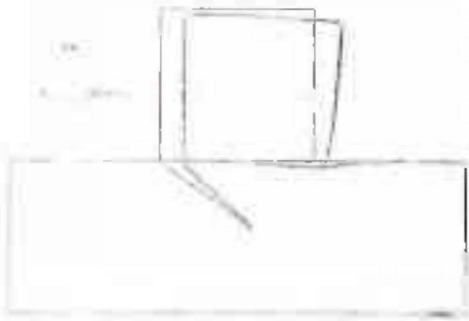
Şekil 10: Yemilmeden hemen önce, mukavilama bloku içindeki yerdeğişim alanı.

Figure 10: Displacement field in the shear block at incipient yield.



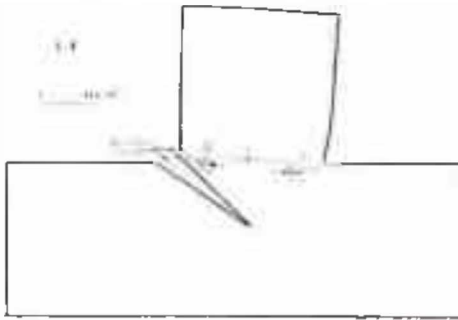
Sekil 11: Yenilmeden hemen önce, makaslama blokundaki dış deformasyon

Figure 11: External distortion of the shear block at incipient yield.



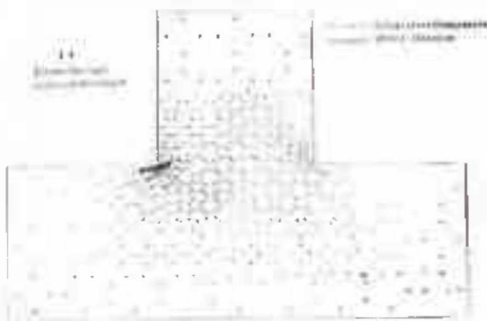
Şekil 12: Makaslama bloğunun D3 süreksizliği boyunca tamamen ayrılmış hali; ve o andaki dış deformasyonu.

Figure 12: Complete opening of D3 and external distortion of the shear block.



Şekil 13: Makaslama bloku yenilmesinin üç ardışık evresi (Oklar, kırık ilerleme yönünü göstermektedir; 1, 'ileri yenilme' yi; G, 'geri yenilme' yi belirtmektedir. C, ileri ve geri yenilme kırıklarının birleştiği noktadır. 1, 2, 3 sırasıyla, yenilmenin birinci, ikinci ve üçüncü evrelerini belirtmektedir).

Figure 13: Three consecutive stages of the shear block failure (Arrows, refer to direction of fracture propagation; 1, implies 'progressive failure'; G, implies 'retrogressive failure'; C, is the point where progressive and retrogressive failure surfaces meet; 1, 2, 3 refer to the first, second and third stages of failure, respectively).



Şekil 14: Yenilmeden hemen önce, makaslama bloku içindeki asal gerilmelerin dağılımı.

Figure 14: Distribution of the principal stresses in the shear block at the incipient yield.

Bu sonuçlar, SS ve CF'nin temel değerleri ile SS' ve CF'nin öngörülen değerleri arasındaki ayrıcalığı; ve TS^R, SS^R ve CF^R'nin artık değerlerinin kayacın makaslama dayanımı üzerindeki etkisini açık bir şekilde göstermeleri yönünden ilginçtirler.

ELASTİK — ELASTOPLASTİK ÇÖZÜMLER

Elastik - elastoplastik çözümler, M2 modeli (Bak şekil 2) üzerinde ve

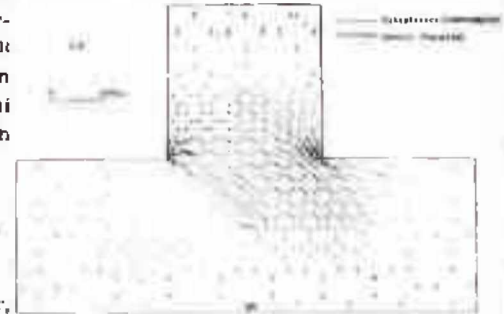
Çizelge 3: Elastik - Elastoplastik çözümler için kullanılan elastik ve dayanım özellikleri.

Table 3: The elastic and strength properties used for elastic - elastoplastic solutions.

Elastik Özellikler:	Elastik Özellikler:	
	İzotropik Hül	Anizotropik Hül
E_1	1.1×10^6 psi	1.1×10^6 psi
E_2	1.1×10^6 psi	0.58×10^6 psi
1	0.2	0.2
2	0.2	0.1
G	0.46×10^6 psi	0.46×10^6 psi

Dayanım Özellikleri

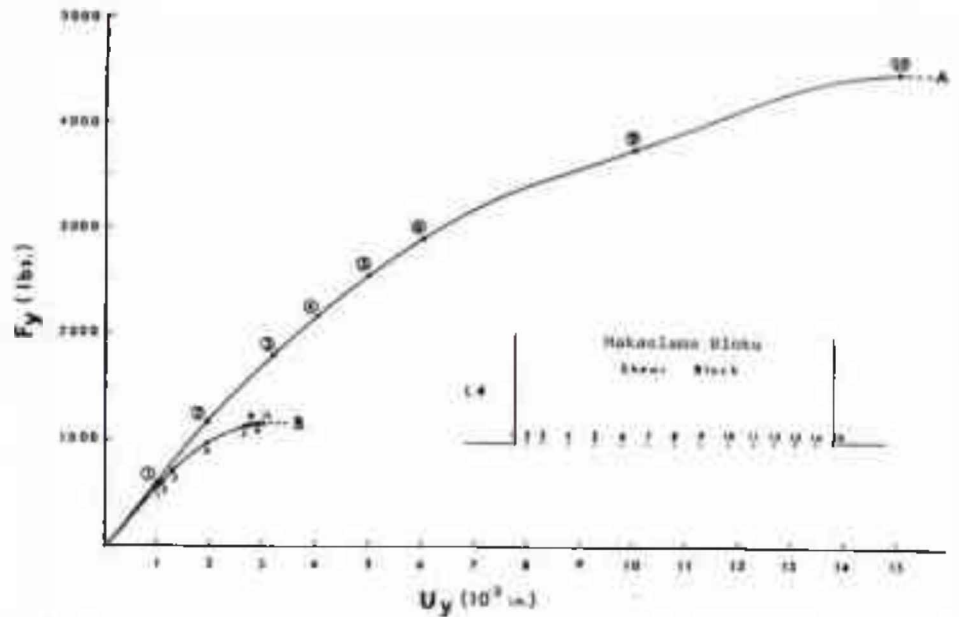
CS	9 000 psi	10 000 psi
CS	9 000 psi	7 000 psi
TS	300 psi	500 psi
TS	300 psi	200 psi
SS	1 400 psi	1 400 psi



Şekil 15: D3 süreksizliğinin tümüyle açılmasından sonra, makaslama bloku içinde yeniden oluşan asal gerilim dağılımı.

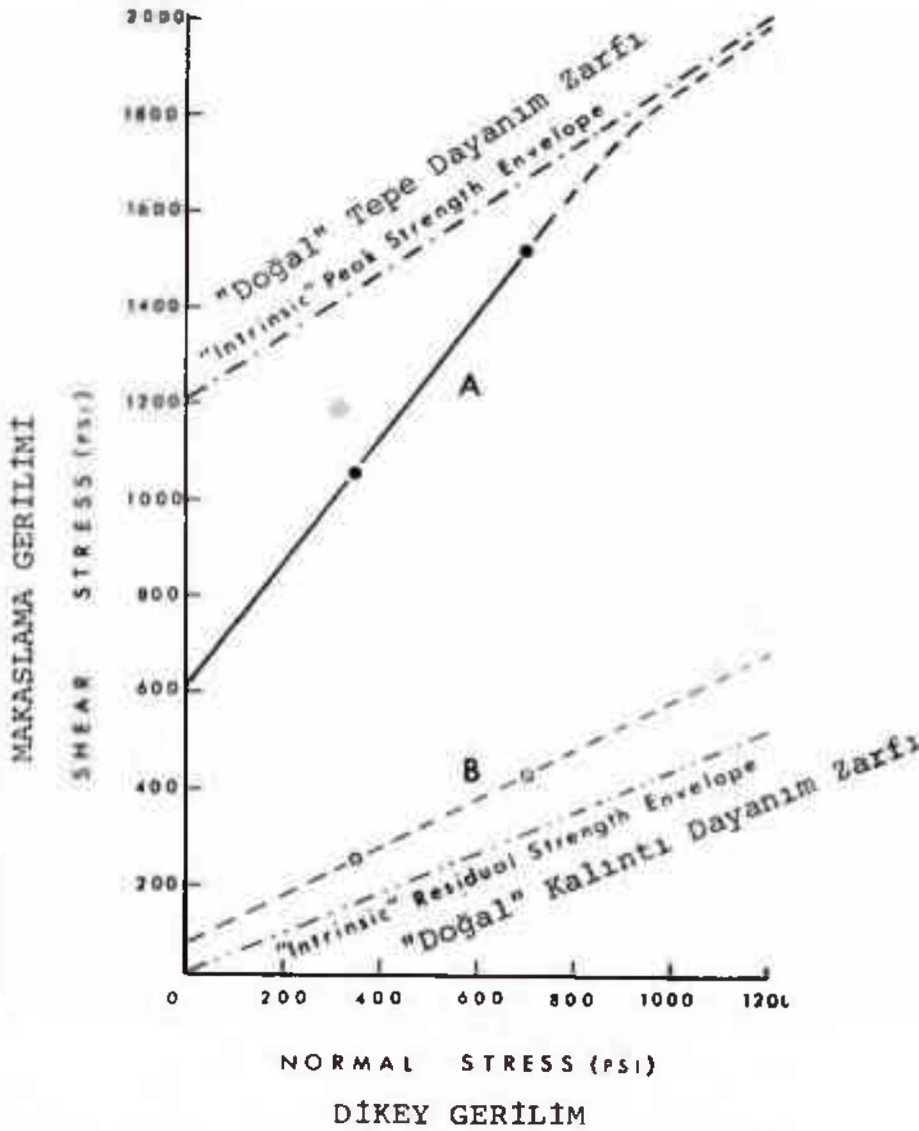
Figure 15: Principal stress distribution in the shear block after complete opening of D3.

salt L2, L3 ve L4 sınır koşulları altında yapılmıştır. Doğrusal (Coulomb) ve eğrisel (Torre) yenilme ölçütleri varsayılarak; deney bloğunun plastik halindeki en büyük ve en küçük asal gerilmelerin blok içindeki dağılımı, bu dağılıma karşılık oluşan plastik yerdeğişim alanları, ve ilerleyici yenilme zonları saptanmıştır. Elastik - elastoplastik çözümlerde kullanılan elastik özellikler ve dayanım özellikleri çizelge 3'de verilmiştir.



Şekil 16: İlerleyici yenilmedeki kuvvet-yerdeğişim ilişkileri. (A; Birinci dizi, B; ikinci dizi bilgisayar deneyleri).

Figure 16: Force-displacement relationships for progressive failure: (A: first series, B: second series of computer experiments).



Sekil 17: 'Doğal' ve 'İntrinsic' makaslama dayanımı yenilme zarfları.
Figure 17 'Predicted' and 'Intrinsic' shear strength failure envelopes.

Asal Gerilmelerin Dağılımı

Deney blokunun plastik halinde, blok içindeki asal gerilmelerin, çekici veya sıkıştırıcı özellikte olmalarının özellikle, uygulanan sınır koşullarına bağımlı oldukları saptanmıştır. Elde edilen sonuçlar, izotropik ve doğrusal çözümlerle sonuçları ile karşılaştırıldıklarında, anizotropinin ve kullanılan yenilme fonksiyonunun eğriliğinin, asal gerilmelerin yön ve özellikleri üzerinde önemli bir etkisi olmadığı görülmüştür. Makaslama blokunun plastik halinde, blok içindeki asal gerilmelerin dağılımı şekil 18'de gösterilmiştir. Çekici özellikteki asal gerilmelerin yer ve yönleri, makaslama blokunun ilk yenilme şekli

üzerinde daha önce yapılan tartışmayı destekleyici niteliktedir.

Yerdeğişim Alanları

Benzer sınır koşulları için, ne kullanılan yenilme fonksiyonunun eğriliğinin, ne de varsayılan anizotropinin, blok içindeki yerdeğişimlerin özellikleri üzerinde önemli bir etkisi görülmemiştir. Sınır koşulları arasındaki ayrıcalık, özellikle yerdeğişim vektörlerinin eğimlerinde belirliktir (şekil 19).

Plastik Zonların Gelişimi

Makaslama bloku modeli içinde oluşan plastik üçgen elemanlar zonunun yer-

ri, büyük ölçüde, çekici gerilmelerin gelişimi ile ilgili gözükmetedir. Büyük sıkıştırıcı gerilmelerin olduğu bölgelerde, plastik elemanlar zonu çok az gelişmiştir. Plastik elemanlar zonunun başlangıç noktası ve ilerleme yönü, çekici yenilmenin başlangıç noktası ve ilerleme yönü ile ilginç bir uyum göstermektedir. Makaslama blokuna uygulanan kenar yerdeğişimleri arttırıldığında, plastik zon da makaslama bloku tabanı boyunca ilerlemektedir (şekil 20). L4 sınır koşulu altında, makaslama blokunun üst kenarı boyunca gelişen plastik zon, o bölgede gelişen çekici gerilmelerin bir sonucu olarak yorumlanabilir. Söz konusu çekici gerilmeler, makaslama blokunun, kenar yerdeğişimlerinin uygulandığı, sol kenarına dik olarak gelişmektedirler. Oysa böyle bir durum, fiziksel olarak olanaksızdır; ve gerçek deney koşulları altında, blok içinde bu tür bir yenilme olasılığı çok zayıftır.

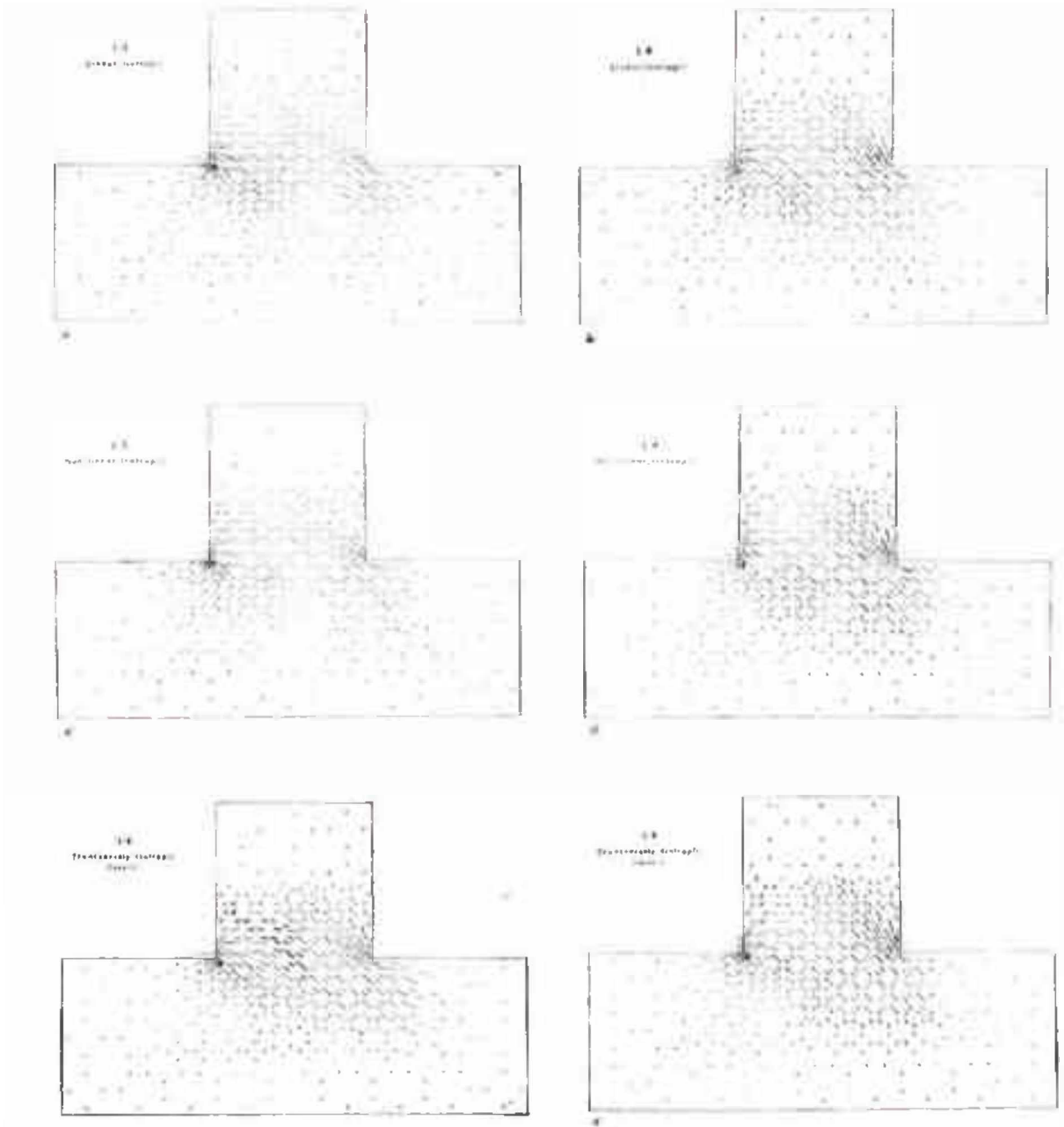
DENEYSEL ÇÖZÜMLEME

Deney Örnekleri

Deneyel çözümlerlerde de, teorik çözümlerle örtüşen açıklanan nedenden ötürü, yine tek bir kayaç tipi (Berea kumtaşı) kullanılmıştır. Toplam 135 kumtaşı örneği üzerinde doğrudan makaslama deneyleri yapılmıştır. Deney örneklerinin hepsi, birbirine paralel katmanlaşma düzlemleri içermiştir. Bu katmanlaşma düzlemlerinin, kayaç blokunun deformasyon ve yenilme mekanizması üzerindeki etkilerinin saptanabilmesi amacıyla; kayaç örneklerinin bazılarını, katmanlaşma düzlemleri makaslama bloku tabanına paralel; diğerleri ise, blok tabanına dik olacak şekilde hazırlanmıştır (levha I, şekil 1 a, b). Tüm kayaç örnekleri, denemeden önce otuz gün süre ile, oda sıcaklığında, kuruma ya bırakılmışlardır. Kayaç örneklerinin fiziksel özellikleri çizelge 2'de özetlenmiştir.

Deney Aleti

Deneyel çözümlerlerde, Birleşik Devletler Maden Bürosu, Pittsburgh Madencilik ve Emniyet Araştırma Merkezi, Malzeme Laboratuvarı (U.S. Bureau of Mines, Pittsburgh Mining and Safety Research Center, Materials Laboratory) nda bulunan, ve levha I, şekil 2'de fotoğrafı görülen, büyük ölçekli doğrudan makaslama makinası kullanılmıştır. Bu



Şekil 18: Makaslama blokunun plastik halindeki asal gerilim dağılımı.

Figure 18: Distribution of principal stresses in the plastic stage of the shear block.

makinenin makaslama kutusu, bu araştırmada kullanılan kayaç örneklerinin geometrisi ve boyutlarına uyacak şekilde değiştirilmiştir. Söz konusu değişiklik için gerekli olan parçalar, Pennsylvania State Üniversitesi, Yer ve Mineral Bilimleri Koleji, Makina Atölyesi (Pennsylvania State University, College of Earth and Mineral Sciences, Machine Shop) nde yapılmıştır (levha I, şekil 3 a, b).

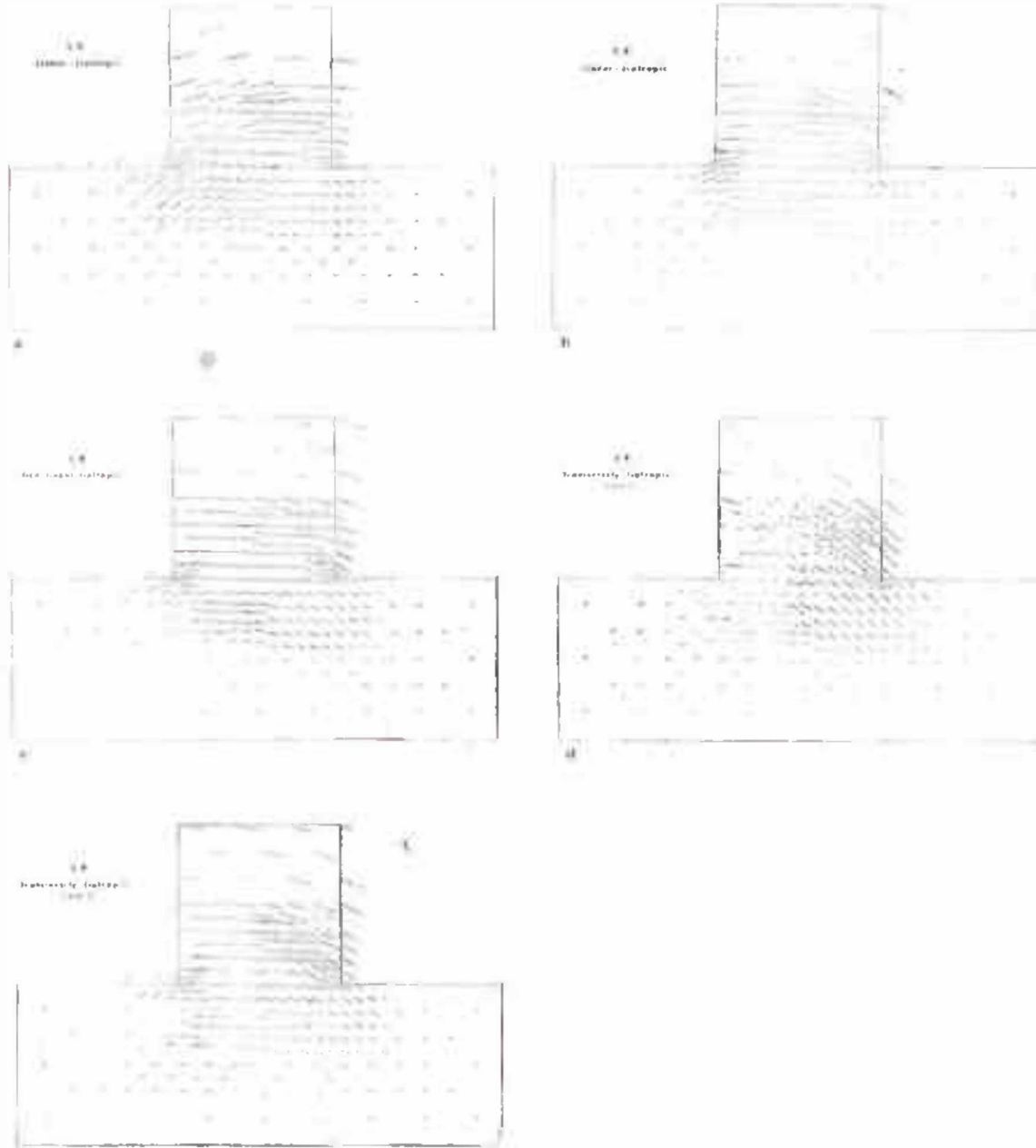
Değişiklik yapılan makaslama kutusunun bir yanının orta bölümünde, deneyler sırasında, kayaç blokunda oluşan deformasyon ve yenilmeyi doğrudan izleyebilmek ve fotoğraf çekebilmek amacıyla ile, 2in.x 3in. boyutlarında bir pencere açılmış; bu pencerenin alt ve üst yarısına 1in kalınlığında plexiglass yerleştirilmiştir.

Bu araştırmada öngörülen değişik yük uygulama şekilleri için gerekli olan

diğer ek parçalar (levha II, şekil 1) ise, yazar tarafından dizayn edilmiştir ve kullanılmıştır (Kasapoğlu, 1973).

Yükleme Şekilleri

Teorik çözümlerlerdeki bilgisayar modeline uygulanan sınır koşullarını paralel olarak, deneysel çözümlerlerde kullanılan kayaç örnekleri üzerine levha II, şekil 2 a, b ve levha II, şekil 3



Şekil 18: Makaslama kutusu içindeki plastik yerdeğişim alanı.

Figure 18: Plastic displacement field in the shear block.

a, b'de gösterilen yükleme şekilleri uygulanmıştır.

DENEY SÜRECİ

Makaslama Dayanımı Deneyleri

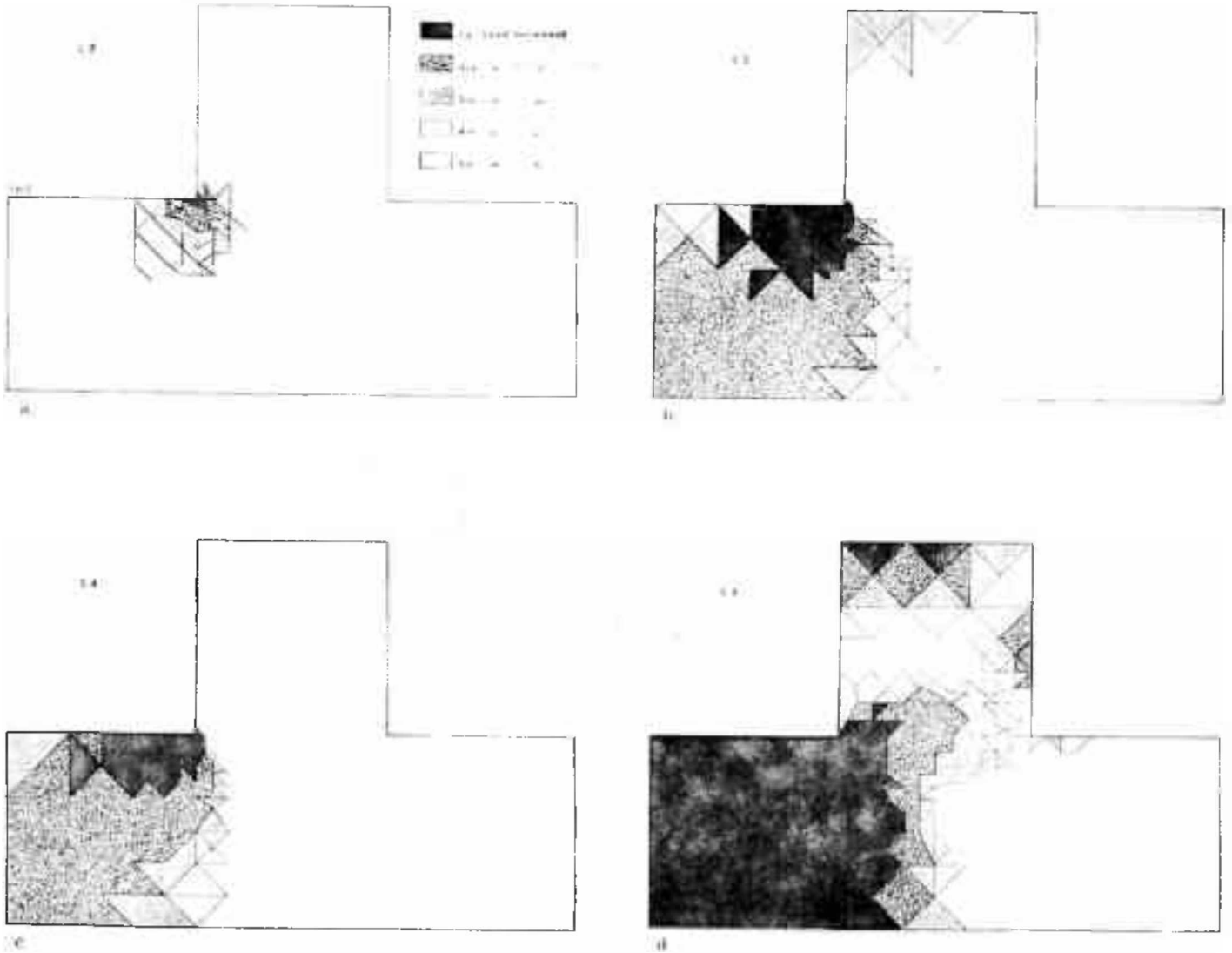
Bu çalışmada öngörülen bir dizi doğru-
dan makaslama deneyinde kayaç örnek-
ler üzerine değişik dikey yükler (N) uy-
gulanmış; her dikey yük altında, kayaç

blokunda yenilmeyi oluşturan en büyük
makaslama kuvveti (T), ve uygulanan
makaslama kuvvet yönünde oluşan ya-
tay yerdeğişimler (U_y) saptanmıştır.

Değişmez dikey yük altında, ma-
kaslama-kutusu ile yükleme halinde el-
de edilen tipik bir makaslama kuvveti-
yatay yerdeğişim eğrisi, levha II, şekil
3 a, b'de gösterilmiştir. Bu kuvvet-yer-
değişim eğrisinin tepe değeri (T_p), ka-
yacın en büyük makaslama direncini

belirler (tepe makaslama dayanımı, τ_p).
Blok içindeki yerdeğişimler sürekli ola-
rak arttığında, makaslama dayanımı
azalır ve 'kalıntı makaslama direnci'
olarak tanımlanan, hemen hemen yatay
asimtotik bir değere ulaşır. Bu 'kalıntı'
değer, gerçekte, kayaç içinde oluşan en
büyük yerdeğişim değerine bağlıdır.

Aynı deney dizisi, değişik dikey
yükler altında tekrarlandığında, elde
edilen sonuçlar, 'ortalama makaslama



Sekil 20: Değişik sınır koşulları altında, makaslama bloku içindeki plastik yenilme zonlarının ilerleyişi.

Figure 20: Progression of plastic yield zones in the shear block for various boundary conditions.

gerilim-ortalama dikey gerilim' doğru- su üzerinde gösterilmiştir. Değişik dikey yükler altındaki, iki makaslama direnci değeri (tepe ve kalıntı dayanımlar) şekil 21'de gösterilmiştir.

Kayma Direnci Deneyleri

Doğal kırılma yüzeyleri, testere ile kesilmiş yüzeyler, ve parlatılmış yüzeyler üzerinde olmak üzere üç tür kayma direnci deneyi yapılmıştır.

Doğal kırılma yüzeyleri üzerindeki kayma direnci deneyleri, gerçekte, makaslama dayanımı deneylerinin devamıdır. Kayacın yenilmesinden sonra da, yatay yük uygulanmasına devam edil-

miş; ve kayacın, son derece pürüzlü ve engebeli olan doğal kırılma yüzeyi boyunca gösterdiği kayma direnci ölçülmüştür.

İkinci tür kayma direnci deneylerinde, makaslama bloku, tabanından elmas bıçaklı testere ile kesilmiş, ve üst blok alt blok üzerinde, bu kesilme yüzeyi boyunca kaydırılmıştır (levha III, şekil 1 a, b).

Üçüncü tür deneylerde ise, testere ile kesilmiş yüzeyler, karborundum taşı ve emery tozu ile düzlenmiş ve parlatılmıştır (levha III, şekil 2 a, b).

Bu hazırlanmış yüzeyler üzerinde yapılan kayma direnci deneylerinden el-

de edilen veriler, kayacın temel sürtünme özelliklerini; ve sürtünme yüzeylerindeki pürüzlülüğün, kayma direncine olan etkisini açıklayıcı niteliktedirler.

Kayma direnci deneyleri, makaslama dayanımı deneylerinde kullanılan alet ile yapılmıştır.

Kayma yüzeylerinin alanı, 3 in. x 1 in. = 3 in. ² olup; her deney, kayma düzlemi boyunca en az 1 in. ilk bir yatay yerdeğişim oluncaya dek sürdürülmüştür. Kayma direnci deneyleri, değişik dikey yükler altında tekrarlanmış; uygulanan her dikey yüke karşılık, kaymayı oluşturan yatay makaslama gerilimi değeri saptanmıştır.



Şekil 21: Makaslama dayanımı zarfları.

Figure 21: Shear strength envelopes.

Makaslama Kuvveti - Yerdeğişim İlişkisi

Makaslama-kutusu ile yükleme koşulu altında deneneni iki tür kayaç blokuna ilişkin, tipik bir makaslama kuvveti-yerdeğişim eğrisi, şekil 22'de gösterilmiştir.

Yatay-tabakalı örneklerde, son yenilme, yaklaşık olarak 0.09 - 0.15 in. lik bir yatay yerdeğişim sonunda oluşmaktadır. Düşey-tabakalı bloklarda ise, son yenilmenin oluşması için, genellikle, daha fazla bir yerdeğişim (0.20 in.) gerekmektedir. Diğer bir deyişle, son yenilmenin oluşması için gerekli yatay yerdeğişim değeri, yatay ve düşey-katmanlı kayaç blokları için aynı değildir.

Makaslama kuvveti ile ortalama düşey yerdeğişim arasındaki ilişki de yine şekil 22'de gösterilmiştir. Düşey yerdeğişimler, blok üst yüzeyinin salt orta noktasında ölçüldüğünden, makaslama blokundaki 'dönme' şekil 22'deki egride yansımamıştır. Ancak, makaslama yüklemesi sırasında deney blokundaki genel yükselme, şekil 22'de açıkça görülebilmektedir.

Deney sonuçlarına göre, değişik yükleme şekilleri ve uygulanan değişik

dikey yük değerleri, makaslama kuvveti-yerdeğişim ilişkisini, her iki tür kayaç blokunda da, etkilememiştir. Son yenilmeyi oluşturan ortalama yatay yerdeğişim değeri, her iki tür kayaç bloku için de hemen hemen aynıdır (şekil 23).

Bu durum, yerdeğişim ölçütünden, laboratuvar veya 'yerinde' makaslama bloku yenilme koşullarını saptamakta, geçerli bir ölçüt olabilme olasılığını ortaya koymaktadır.

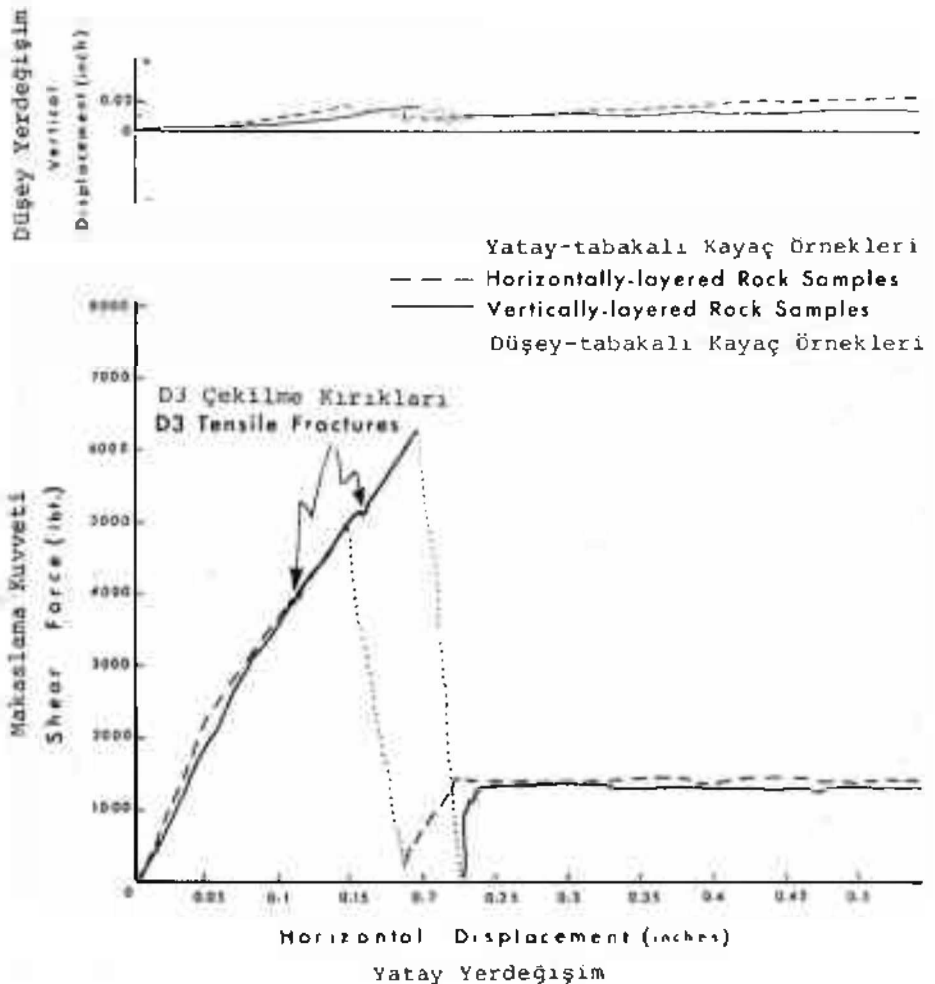
Teorik model çözümlerinde, D3 süreksizliği boyunca olduğu öngörülen ilk çekiç kırılmanın, doğrudan makaslama deneylerinde, makaslama-kutusu ile yükleme koşulu ve tüm dikey yükler altında, her iki tür kayaç blokunda ay-

nen oluşması ilginçtir. Son makaslama yenilmesinden hemen önce, D3 süreksizliği boyunca oluşan çekiç kırılmalar, şekil 22'deki kuvvet-yerdeğişim eğrisi üzerinde, uygulanan makaslama kuvvetindeki değışmeler (zig-zag'lar) şeklindeki kendini belli etmektedir.

Yenilme Zarfları

Değişik sınır koşulları altında elde edilen makaslama kesimi(1) değerlerinin güvenilirliğini araştırmak amacı ile yapılan doğrudan makaslama deneylerinin sonuçları şekil 24 ve 25'de özetlenmiştir.

Teorik olarak, bir kayaçın makaslama kesimi değerinin, o kayaçın sıfır



Şekil 22: Tipik makaslama kuvveti-yerdeğişim eğrileri.

Figure 22: Typical shear force-displacement curves.

(1) Bir kayaçın dayanım zarfını belirlemek için, iç sürtünme açısının yanısıra kullanılan diğer bir parametre de, kayaçın 'doğal makaslama dayanımı' veya 'kohezyon'udur. Bu, basit anlamı ile, dayanım zarfının makaslama dayanımı eksenini kestiği noktanın, orijin noktasına olan uzaklığıdır. Burada, 'makaslama kesimi' terimi bu anlamda kullanılmıştır.

düsey yük altındaki makaslama dayanımına eşit olması gerekir. Oysa, 'Berea' kumtaşı örnekleri üzerinde, sıfır düsey yük altında yapılan doğrudan makaslama deneylerinden elde edilen makaslama dayanımı değerlerinin; aynı kayacın, daha büyük düsey yükler altındaki makaslama dayanımlarının, doğrusal extrapolasyonu ile elde edilen makaslama kesimi değerlerinden çok daha küçük oldukları görülmüştür.

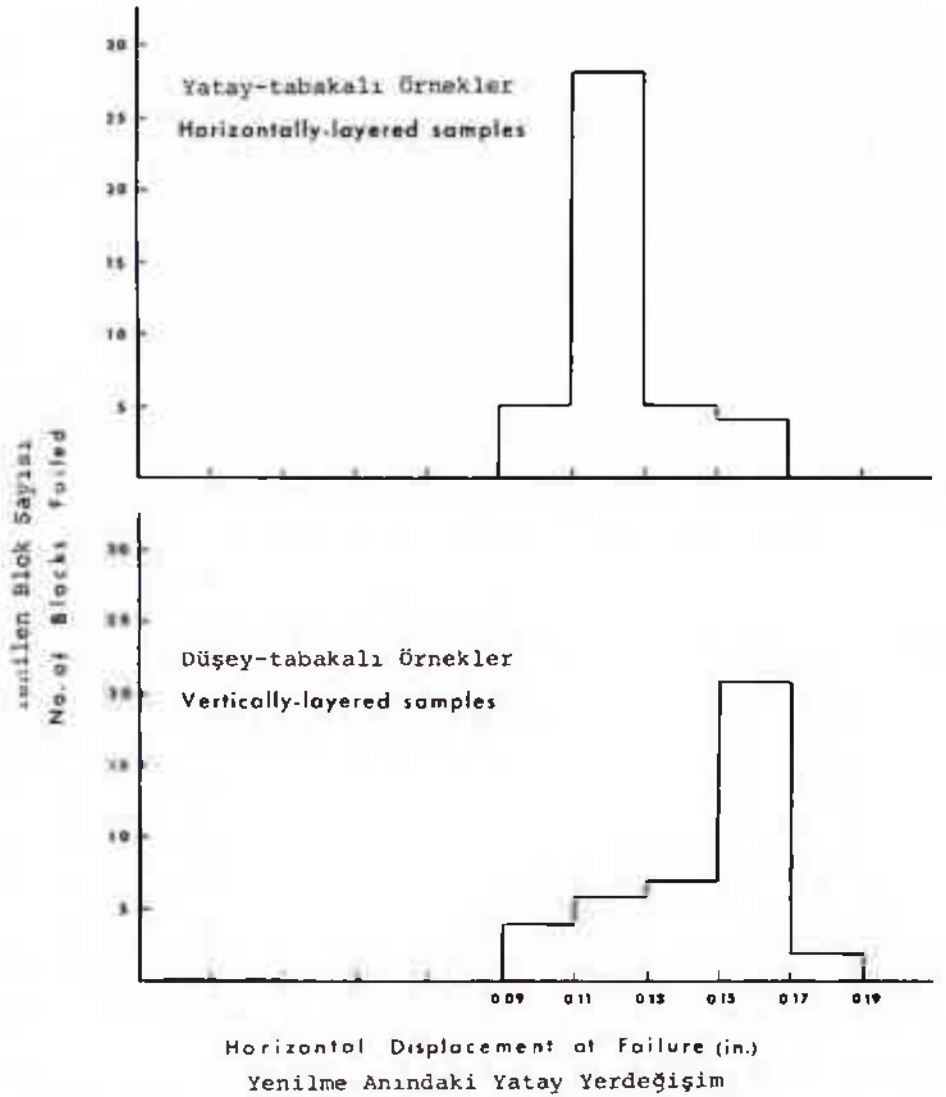
Yüksek düsey gerilimler için özellikle daha uygun gözükken 'doğrusal' yenilme zarfları, tek bir makaslama yenilme şeklinin işareti olarak yorumlanabilirler. Düşük düsey gerilimler için daha uygun olan 'parabolik' yenilme zarfları ise, birden fazla yenilme şekline işaret ederler.

Doğrusal yenilme zarflarının makaslama kesimleri ile parabolik yenilme zarflarının makaslama kesimleri arasındaki ayrıcalık, sözkonusu kayacın makaslama ve çekilme dayanımları arasındaki ayrıcalık kadar önemlidir.

Doğrusal yenilme zarfları, uygulayıcı mühendislere, sözkonusu kayacın, sıfır düsey yük altında, yeterli makaslama dayanımına sahip olduğu izlenimini verebilir; ve uygulayıcının amacı açısından, bu değer yeterli olabilir. Gerçekte, çekici kırılmalar önlenerek, kayacın salt makaslama yenilmesi oluşturulduğunda, elde edilen değer, doğru bir değerdir. Ancak, gerçek yenilme mekanizmasının anlaşılabilmesi yönünden, birden fazla yenilme şeklini yansıtan 'parabolik' (eğri) yenilme zarfları daha uygun gözükmektedir.

İç sürtünme açısı (ϕ) ve makaslama kesimi (C) nin ortalama değerleri ile, sıfır düsey yük altında ölçülen makaslama dayanımı (C') değeri, 'en küçük kareler' yöntemi ile hesaplanmış; ve her iki tip kayacın örneği için elde edilen yenilme zarfları şekil 26'da gösterilmiştir. Sözkonusu yenilme zarfları ile ϕ , C, C' değerleri karşılaştırıldığında görülen ayrıcalık, 'Berea' kumtaşının dayanım anizotropisini yansıtmaktadır. Düsey-katmanlı örnekler için elde edilen C ve C' değerleri, yatay-katmanlı örnekler için elde edilen aynı değerlerden daha büyüktürler. Düsey-katmanlı örnekler için elde edilen iç sürtünme açısı değeri ise, yatay-katmanlı örnek değerinden çok az büyüktür (Bak Çizelge 4).

Şekil 24 ve 25'de sunulan deneysel verilere göre, uygulanan yüklemeye koşulları ile bu koşullar altında elde edilen



Şekil 23: Son yenilme anındaki ortalama yerdeğişim ile yenilen blok sayısı arasındaki ilişki.

Figure 23: Relationship between average horizontal displacement at ultimate failure and the number of blocks failed.

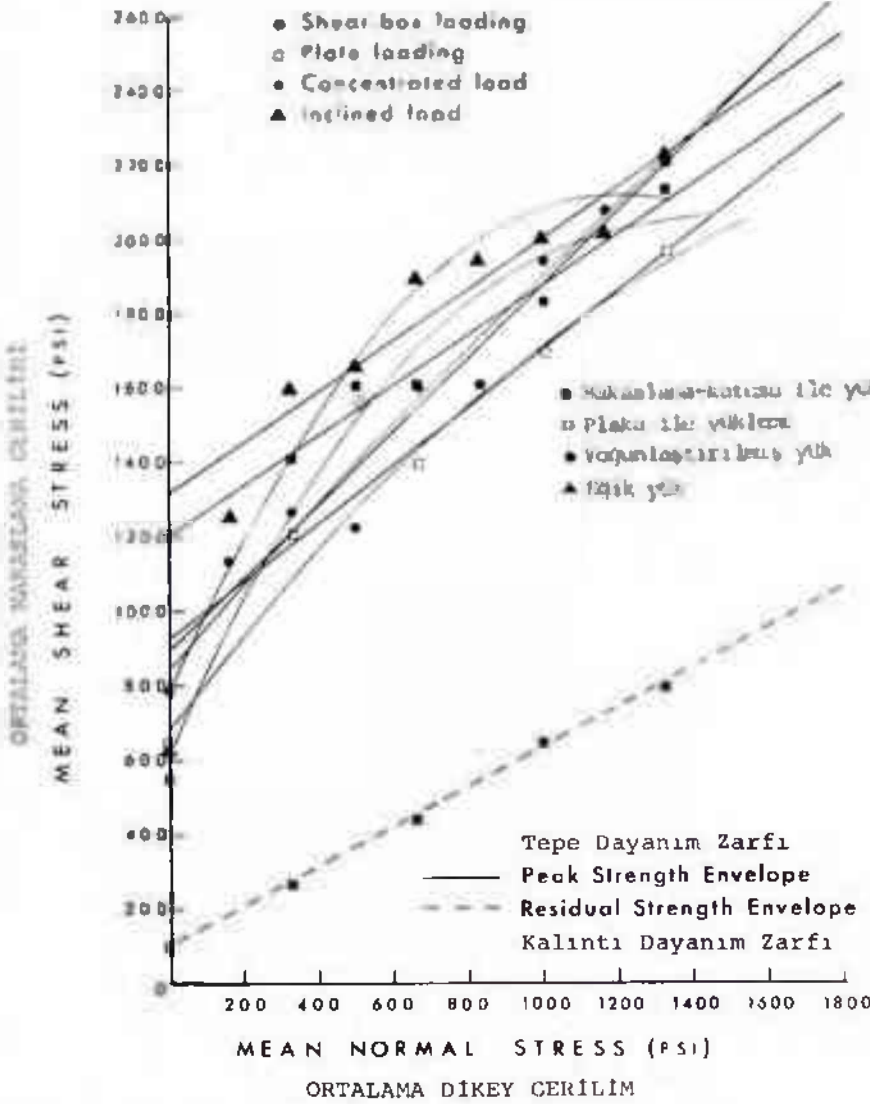
makaslama kesimi değerleri arasında belirli bir ilişki vardır. Makaslama-kutusu ile yüklemeye elde edilen değerler, diğer yüklemeye koşulları altında elde edilen değerlerden daha büyüktürler. Eğik yüklemeye koşulu, genellikle, yatay-katmanlı örneklerde en büyük; düsey-katmanlı örneklerde ise, en küçük makaslama kesimi değerini vermektedir.

Kahntı Makaslama Dayanımı

Kahntı makaslama dayanımı, büyük yerdeğişimlerden ve yenilmeden sonra, kayacın içinde kalan makaslama direncidir. Bir kayacın kahntı makaslama da-

yanımını ve kahntı yenilme zarfını elde etmek için, kayacın örneğinin nasıl hazırlanması gerektiği sorunu, henüz çözülmemiş bir sorundur. Bazı araştırmacılar, kahntı yenilme zarfını, makaslama dayanımı hemen hemen değişmez bir değere ulaşıncaya dek sürdürülen doğrudan-makaslama deneylerinden elde etmektedirler (Henkel et al, 1964). Diğer bazı araştırmacılar ise, testere ile kesilmiş pürüzlü yüzeyler veya parlatılmış yüzeyler kullanmaktadırlar (Skempton, 1964).

Burada sunulan araştırmada, kahntı makaslama dayanımlarının elde edilmesinde, yukarıda belirtilen üç ayrı yön-



Şekil 34: Yatay-katmanlı Berea kumtaşı örnekleri için yenilme zarfları.

Figure 34: Failure envelopes for the horizontally-layered Berea sandstone samples.

Çizelge 4: Deneysel çözümlenme dayanım sonuçlarının özeti.

Table 4: Summary of the strength results of experimental analysis.

Tip	Yatay Katmanlı Kayaç Blokları		Düsey-Katmanlı Kayaç Blokları	
	C	φ	C	φ
Tepe Kalıntı	1086 psi	37° 5'	1325 psi	38° 5'
Testere-Kesiml	100 psi	28°	160 psi	29°
Pariatılmış	10 psi	23°	15 psi	27°
	50a psi	21°	50 psi	22°

(a) "En küçük kareler" yöntemi ile saptanmıştır.

termin her biri, ayrı ayrı kullanılmış; ve sonuçlar şekil 24 ve 25'de özetlenmiştir.

Tepe makaslama dayanımı zarfının makaslama kesimine karşın, kalıntı dayanım zarfının makaslama kesimi, sıfır düsey yük altında elde edilen kahçı makaslama dayanımı değerleri ile uyumludur. Bu, yenilme şeklinin, tümüyle makaslama yenilmesi şeklinde olduğuna işaret eder. Bu nedenle, kalıntı makaslama kesimi değerleri, bir kayacın kalıntı makaslama dayanımını saptamakta, daha güvenilir değerler olarak kabul edilebilir.

Kayma Direnci

Testere ile kesilmiş, ve parlatılmış yüzeyler üzerinde yapılan kayma direnci deneylerinden elde edilen sonuçlar, doğal kırılma yüzeyleri üzerinde elde edilen sonuçlar ile birlikte şekil 27'de gösterilmiştir.

Yatay-katmanlı örnekler için, kalıntı sürtünme açısı, beklendiği gibi, testere-kesimi ve parlatılmış yüzeyler üzerinde elde edilen kayma sürtünme açısından daha büyük çıkmıştır. Parlatılmış yüzeyler üzerinde elde edilen kayma sürtünme açısı ise, testere-kesimi yüzeyler üzerinde elde edilen aynı değerden çok az küçüktür. Düsey-katmanlı örnekler için de benzer ilişkiler elde edilmiştir. Ancak, testere-kesimi yüzeyler için elde edilen kayma sürtünme açısı, parlatılmış yüzeyler için elde edilen değerden çok daha büyüktür. Sürtünme açısı değerlerinde görülen tüm bu değişimler, doğrudan doğruya, kayma yüzeylerinin özellikleri ile ilgilidirler. Genel olarak, özellikle büyük düsey yükler altında, doğal kırılma yüzeyleri, hazırlanmış yüzeylere oranla daha pürüzlüdürler. Doğal kırılma yüzeylerinin pürüzlülük derecesi, yenilme şekline göre değişmekle beraber; yatay-katmanlı kayaç örneklerinde yenilme, çoğunlukla katmanlaşma yüzeyleri boyunca olduğundan, yatay-katmanlı örneklerde elde edilen doğal kırılma yüzeyleri, düsey-katmanlı örneklerden elde edilen yüzeylere oranla daha az pürüzlüdürler (levha IV, şekil 1, 2).

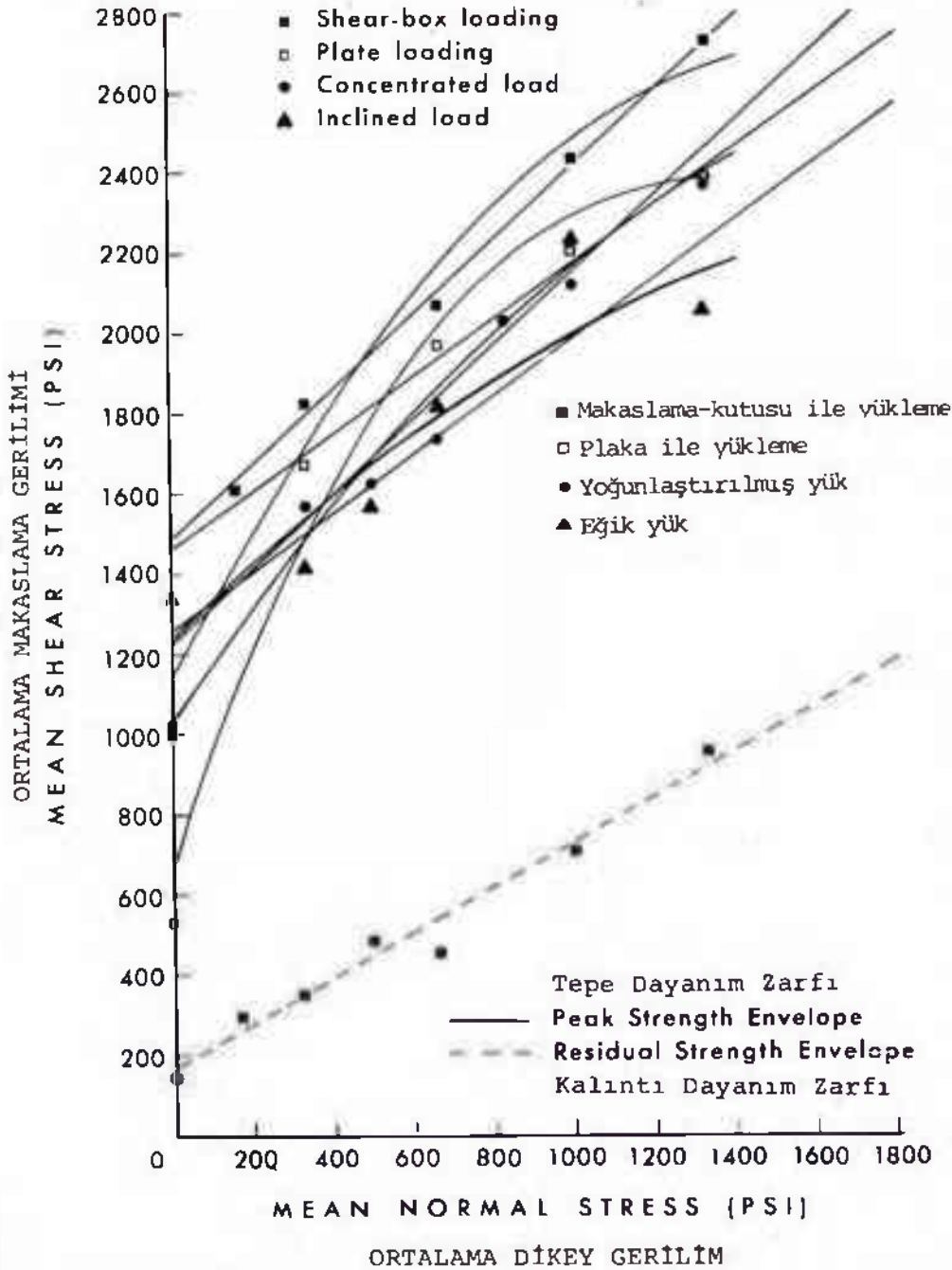
YENİLME ŞEKİLLERİ

'Berea' kumtaşı örnekleri üzerinde yapılan doğrudan-makaslama deneyleri sırasında, kayaç örneği içinde, üç yenilme evresi gözlenmiştir. Bunlar:

1. Çekici kırık
2. İlerleyici makaslama kırığı
3. Gerileyici makaslama kırığı

Salt makaslama-kutusu ile yüklenme koşulu altında ve örnek üzerine düsey yük uygulandığı halde oluşan çekici kırık, hemen daima, makaslama bloku tabanının sol köşesinden başlayıp, teorik modeldeki D3 süreksizliği boyunca, blok tabanına verev olarak ilerlemektedir. Bu çekici kırığın, blok tabanı ile yaptığı açı 30° ile 40° arasında değişmekle beraber, çoğunlukla 36° civarındadır.

İlerleyici ve gerileyici makaslama kırıkları ise, uygulanan makaslama kuv-



Şekil 25: Düşey-katmanlı Berea kumtaşı örnekleri için yenilme zarfları.

Figure 25: Failure envelopes for the vertically-layered Berea sandstone samples.

vetine paralel olarak ve makaslama bloku tabanı boyunca oluşmuşlardır.

Doğrudan-makaslama deneylerinde, gerek 'çekici', gerek 'makaslama' şeklindeki değişik yenilme şekillerinin oluşumu, daha önce bazı araştırmacılar tarafından da açıklanmıştır (Rosenblad, 1970; Lajtai, 1968). Ancak, bu her iki araştırmacı da, yazılarında, sözkonusu

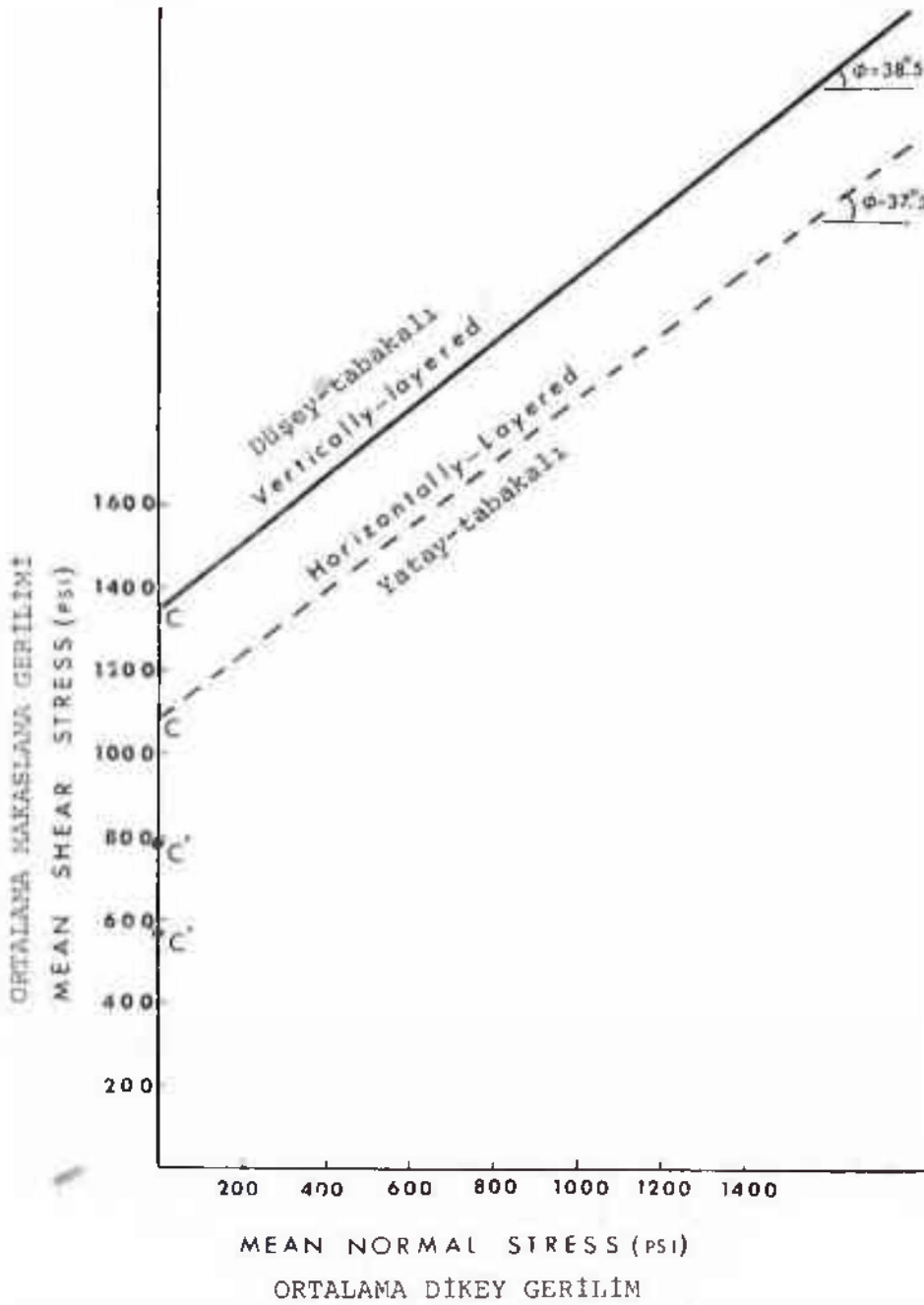
yenilmeleri oluşturan kırılmaların ne zaman ve nasıl oluştuğunu belirtmemektedirler. Çünkü, bu araştırmacılar, yenilme sırasında oluşan bu kırılmaları, deney sırasında gözleyememişlerdir. Rosenblad (1970) a göre, değişik yenilme şekillerinin hepsi aynı anda oluşmaktadır. Lajtai (1968) e göre ise, makaslama kırılmaları, çekilme kırılmalarından

sonra oluşmaktadır. Ancak, Lajtai (1968) nin yazısında, bu sonucu kanıtlayıcı herhangi bir veri yoktur.

Burada sunulan çalışmada ise, sözkonusu değişik yenilme şekilleri, deneyler sırasında, yüksek-hızlı sinematografi ile izlenebilmiştir. Bu amaç için, hızı saniyede 8 poz'dan 64 poz'a kadar değişebilen, Bolex H-16 film kamerası kullanılmıştır. Deneyler sırasında, hızlı çekim yapılmış; böylece, kaynaç örneği içinde, son yenilmeye hemen önce oluşan kırılmaların herbiri, perdede yavaş çekim olarak izlenebilmiştir.

Deneylerin çoğunda, dılma ilk oluşan kırılma, blok tabanına verev oluşan D3 çekilme kırığıdır. Bu kırığın, D3 boyunca ilerlemesi, blok üzerine uygulanan düşey yükün bir fonksiyonu olarak gelişmektedir. Düşük düşey yükler altında, verev çekilme kırığı, çoğunlukla, blok tabanına kadar ilerliyerek, örneği iki ayrı parçaya bölmektedir. Bazı hallerde ise, sözkonusu çekilme kırığı, ilerleyiş sırasında, zayıf tabakalanma düzlemlerinden birine rastlandığında, yön değiştirmekte ve bu düzlem boyunca sağa doğru, blok kenarına kadar ilerlemektedir. Yüksek düşey gerilmeler altında ise, sözkonusu verev çekilme kırığının ilerlemesi, alt bloğun ortalarında bir yerde, yavaşlamakta ve durmaktadır.

Yenilmenin ikinci evresi, genel olarak, makaslama bloku tabanında, makaslama kuvveti yönünde, daha büyük yerdeğişimlere gereksinime göstermektedir. İkinci evredeki makaslama kırığı, ilk çekilme kırığından sonra blok içinde yeniden oluşan gerilim alanının bir sonucu olarak meydana gelmektedir. Bu makaslama kırığı da, makaslama bloku tabanının sol kenarından başlamakta ve blok tabanı boyunca, uygulanan makaslama kuvveti yönünde, sağa doğru ilerlemektedir. Yenilmenin bu ikinci evresi 'ilerleyici makaslama kırığı' olarak tanımlanır. Bu ilerleyici makaslama kırığı, makaslama blokunun sağ kenarına erişmeden önce; üçüncü bir yenilme şekli, makaslama bloku tabanının sağ köşesinde başlamakta, ve yine makaslama bloku tabanı boyunca, fakt bu defa ters yönde, sol doğru ilerlemektedir. Yenilmenin son evresini oluşturan bu üçüncü yenilme şekli ise 'gerileyici makaslama kırığı' olarak tanımlanır. Makaslama blokunun son yenilmesi, bu gerileyici makaslama kırığı ile, ikinci evredeki ilerleyici makaslama kırığının birbiri ile birleştiği anda oluşur.



Şekil 26: Yatay - ve dikey-katmanlı Berea kumtaşı örnekleri için ortalama yenilme zarfları.

Figure 26: Average failure envelopes for the horizontally- and vertically-layered samples of Berea sandstone.

Şekil 28, makaslama-kutusu ile yükleme koşulu altında ve örnek üzerine düşey yük uygulandığı halde dene- nen yatay-tabakalı örneklerde oluşan, ve yukarıda tanımlanan üç yenilme evresinin fotoğraflarını göstermektedir. Benzer koşullar altında, aynı yenilme şekilleri, düşey-tabakalı kayaç örneklerinde de aynen gözlenmiştir.

Yukarıda tanımlanan birden fazla yenilme şekli, salt makaslama-kutusu ile yükleme koşulu altında geçerli gözükmemektedir. Diğer yükleme koşulları altında ise, makaslama blokunun yenilmesi, hemen dalma makaslama bloku tabanında oluşur.

Yenilmenin ikinci evresinde, makaslama bloku tabanı boyunca oluşan kırılmanın, 'çekici' kırılma mı? yoksa 'makaslama' kırılması mı? olduğu, yüksek hızla çekilen filimlerde de açıkça ayırt edilememekle beraber; hızlı çekimli filimler, yavaş olarak perdeye yansıtıldıklarında, makaslama blokunun sol alt köşesinde izlenen 'ani yükselme', kırılmanın ikinci evresinin, başlangıçta 'çekici' kırılma şeklinde olması olasılığına işaret eder.

rılmanın, 'çekici' kırılma mı? yoksa 'makaslama' kırılması mı? olduğu, yüksek hızla çekilen filimlerde de açıkça ayırt edilememekle beraber; hızlı çekimli filimler, yavaş olarak perdeye yansıtıldıklarında, makaslama blokunun sol alt köşesinde izlenen 'ani yükselme', kırılmanın ikinci evresinin, başlangıçta 'çekici' kırılma şeklinde olması olasılığına işaret eder.

SONUÇLAR

Bu çalışmadan, aşağıdaki genel sonuçlar elde edilmiştir:

1. Sınır koşullarının seçimi, deformasyon ve yenilme mekanizmasını geniş ölçüde etkilemektedir.

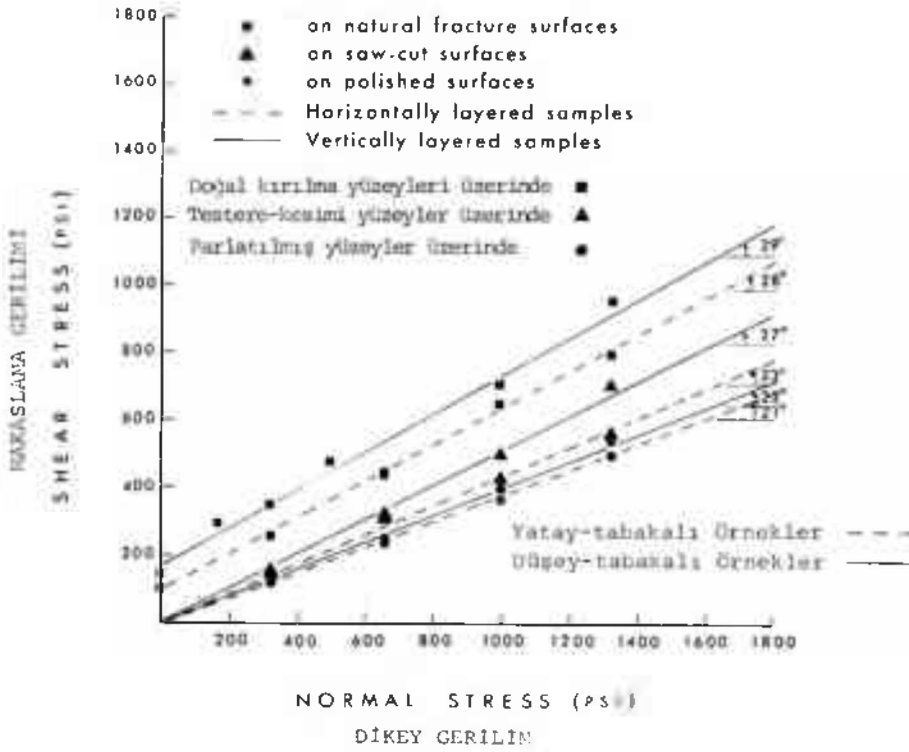
2. Deney bloku üzerine uygulanan makaslama kuvvetine karşılık blok içinde oluşan 'çekici zonlar' mekanik açıdan büyük önem taşımaktadırlar. Yerel yenilmeler, bu çekici zonlar içinde oluşmakta, ve ilerleyici yenilmeye neden olmaktadır.

3. L4 sınır koşulu altında, deney blokunun son yenilmesi, birden fazla kırılma şeklinin bir sonucu olarak oluşmakta; ve bu kırılmalar, hemen dalma aşağıdaki sırayı izlemektedirler:

- i) Çekilme yenilmesi (ayrılma)
- ii) İlerleyici makaslama yenilmesi (kayma)
- iii) Gerileyici makaslama yenilmesi (kayma)

4. 'Yerinde' makaslama blokunun, gerek mekanik davranışı gerek dayanımı, salt bazı temel makaslama dayanımı parametreleri ile açıklanamaz. Kayaçların, çok düşük olduğu bilinen çekilme dayanımının, çekici gerilmelere karşı direnci çok az olan süreksizlik düzlemlerinin, ve bunların kuvvet-yerdeğişim ilişkileri üzerindeki önemli etkilerinin de hesaba katılması zorunludur.

5. Coulomb-Navier yenilme ölçütünün kullanıldığı teorik çözümlerlerden elde edilen sonuçların, deneysel sonuçlarla dikkate değer bir uyum göstermiş olması, bu ölçütün, büyük çekici gerilmelerin oluşumunu önlemek koşulu ile 'yerinde' makaslama blokunun yenilme koşullarının saptanmasında ve açıklanmasında kullanılabileceğine işaret etmektedir.



Şekil 27: Kayma direnci deneyleri sonuçları.

Figure 27: Results of sliding resistance tests.

6. Makaslama bloğunun düşey sol kenarının, blok tabanına paralel olarak, düzgün yerdeğişimi şeklinde uygulanan sınır koşulları (L3 ve L4), teorik deneylerde, en kararlı sonuçları vermiştir. Bu nedenle, bu iki sınır koşulu, gerek laboratuvar gerek 'yerinde' makaslama deneylerinde, standart makaslama kuvveti uygulama şekli olarak önerilebilir.

7. Süreksiz modeller üzerinde yapılan elastik çözümler, yerel yenilmelerin ve yenilme mekanizmasının ilerleyici özelliğinin öngörülebilmesini olanaklı kılmaktadır. Diğer taraftan, yüksek gerilim birikimi noktalarını çevre-

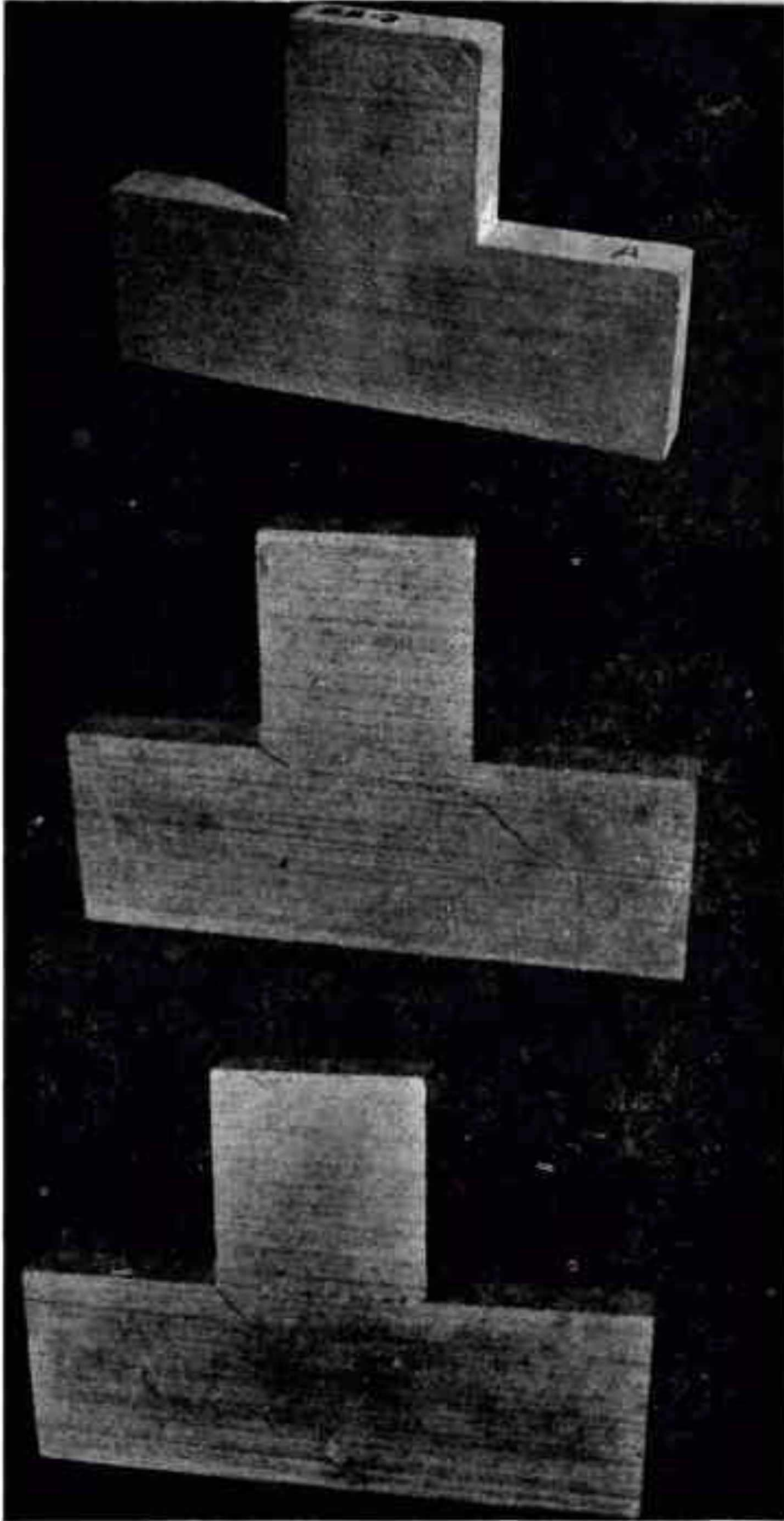
sinde oluşan yenilme zonlarının gelişiminin saptanmasında, elastik-elastoplastik çözümler, daha uygun gözükmektedir.

8. 'Yerinde' makaslama bloğunun deformasyon ve yenilme mekanizmasına, 'sonlu-elemanlar yöntemi' ile yapılan teorik yaklaşım, makaslama bloğunun deformasyon şeklinin, ilk yenilmenin yerinin, ve çatlak ilerleme yönünün saptanması gibi bazı deneysel sonuçların öngörülebilmesine olanak sağlamaktadır.

Yayıma verildiği tarih: Mayıs, 1975

DEĞİNİLEN BELGELER:

- Dahl, H.D., 1969, A finite element model for anisotropic yielding in gravity loaded rock; Ph. D. Thesis, The Pennsylvania State University, 155 s.
- Dahl, H.D. ve Voight, B., 1968, Isotropic and anisotropic plastic yield associated with cylindrical underground excavations; Proc. Int. Symp. on Large Permanent Underground Openings, Oslo, Norway, 105-110.
- Evdokimov, P.D. ve Sapegin, D.D., 1970, A large scale field shear test on rock; Proc. 2nd Conf. Int. Soc. Rock Mech., Belgrade, Yugoslavia, 2, paper 3-17, 5 s.
- Henkel, D.J., Kull, J.L., Lloyd, D.G. ve Skempton, A.W., 1964, Stability of the foundation of Monar Dam; Int. Congr. Large Dams, 8th, Edinburgh.
- Kasapoğlu, K.E., 1973, Progressive failure in discontinuous rock masses subjected to shear deformation; Ph. D. Thesis, Pennsylvania State University, 165 s.
- Khair, A.W., 1971, A study of the mechanical properties of Berea sandstone for use in the A.G.A. large model studies; The Pennsylvania State University, Internal Report RMLIR/71-20.
- Lajtai, E.Z., 1968, Shear strength of weakness planes in rock; Int. Symp. on Rock Mech., Madrid, 499-515.
- Rosenblad, J.L., 1970, Failure modes of models of jointed rock masses; Proc. 2nd Conf. Int. Soc. Rock Mech., Belgrade, Yugoslavia, paper 3-11.
- Ruiz, M.D., Camargo, F.P. ve Nieble, C.M., 1968, Some considerations regarding the shear strength of rock masses; Int. Symp. on Rock Mech., Madrid, 159-161.
- Skempton, A.W., 1964, Long-term stability of clay slopes; Geotechnique, 4, 2, 75-102.
- Voight, B. ve Dahl, H.D., 1970, Numerical continuum approaches to analysis of nonlinear rock deformation; Can. Jour. Earth Sci., 7, 1, 814-830.
- Wang, Y.J. ve Voight, B., 1969, A discrete element stress analysis model for discontinuous materials; Proc. Int. Symp. on Large Permanent Underground Openings, Oslo, Norway, 11-115.



Şekil 28: Yenilmenin üç evresini gösteren deney örnekleri.
Figure 28: Test specimens displaying the three stages of failure.

LEVHA I

Şekil 1: Tipik kaya örnekleri: (a) yatay-katmanlı, (b) dikey-katmanlı.

Şekil 2: Doğrudan-ınakaslama makinasının genel görünümü.

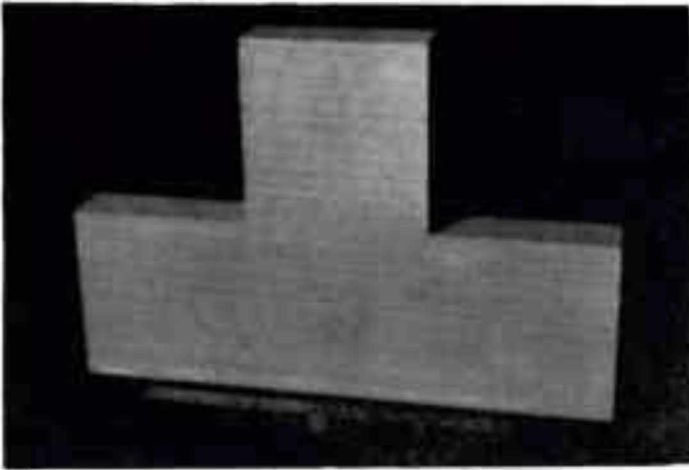
Şekil 3: Makaslama kutusundaki değişiklik için kullanılan parçalar.

PLATE I

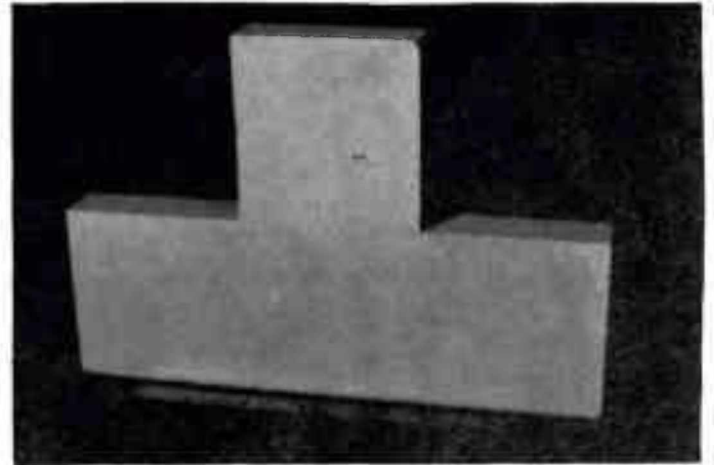
Figure 1: Typical rock samples: (a) horizontally-layered, (b) vertically-layered.

Figure 2: The overall view of the direct-shear machine

Figure 3: Parts used for modification of the shear box.

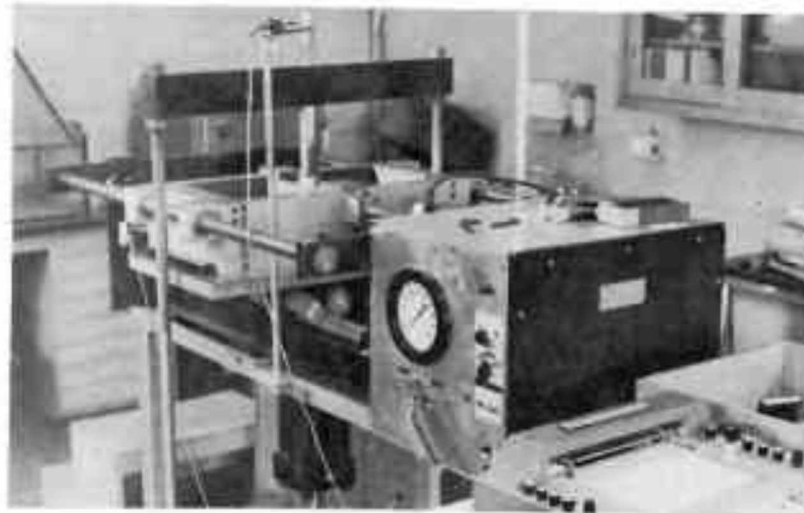


a

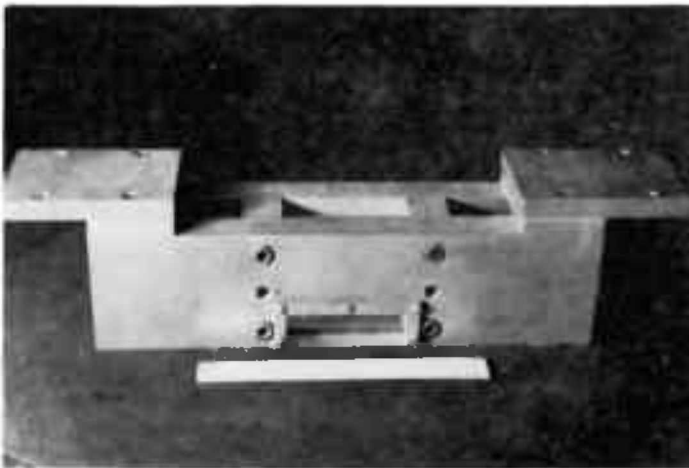


b

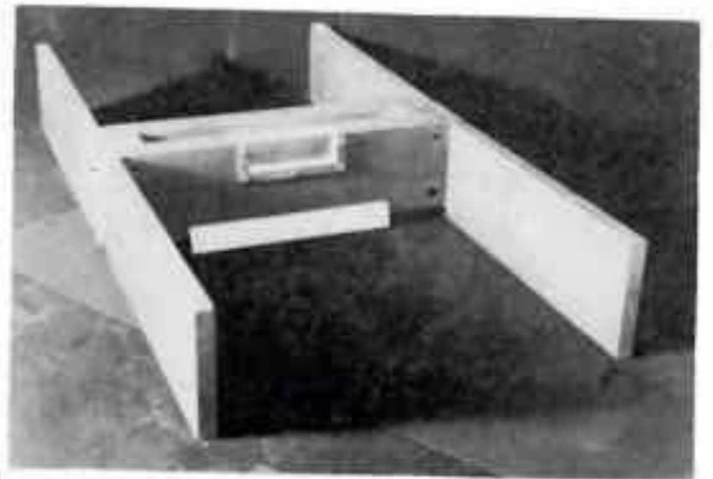
1



2



a



b

3

LEVHA II

Sekil 1: Yükleme parçaları.

Sekil 2: Örnek yükleme şekilleri: (a) makaslama-kutusu ile yükleme koşulu; (b) plaka ile yükleme koşulu.

Sekil 3: Örnek yükleme şekilleri: (a) yoğunlaştırılmış yük koşulu; (b) eğik yük koşulu.

PLATE II

Figure 1: The loading parts.

Figure 2: Sample loading configurations: (a) shear-box loading condition; (b) plate loading condition.

Figure 3: Sample loading configurations: (a) concentrated load condition; (b) inclined load condition.

