



CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ

MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ

Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ. A - YERBİLİMLERİ

Seri, A - Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Reşadiye, Gököy ve Koyulhisar Arasındaki Tersiyer - Kuvaterner Yaşlı Volkanitlerin Genel Stratigrafik Özellikleri	
Stratigraphic Characteristics of the Volcanic Rocks of Tertiary-Quaternary Age, in the Reşadiye, Gököy and Koyulhisar Regions.	
..... Nuri TERZİOĞLU	3
Eşil (Erzincan) ile Karlıova (Bingöl) Arasındaki Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Sistematiği	
The Systematics of the North Anatolian Fault Zone Between Eşil (Erzincan) and Karlıova (Bingöl)	
..... Salih Zeki TUTKUN	15
Cebrail (Gediz - Kütahya) Antimon Yatağının Jeolojisi	
Geology of the Cebrail (Gediz - Kütahya) Antimony Deposit	
..... Ahmet GÖKÇE	27
Conflicting Chronostratigraphic Inferences on Conodont and Foraminifera occurs in the Belek Formation	
Belek Formasyonu Konodont ve Foraminiferleri Üzerinde Çelişkili Zaman - Stratigrafik Yorumlar	
..... M. Kemal CEBECİOĞLU, Murat KÖYLÜOĞLU	35
Geochemistry and Origin of the Emet Borate Deposits Western Turkey	
Emet Borat Yataklarının Kökeni ve Jeokimyası	
..... Cahit HELVACI	49

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ

MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ

Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ. A - YERBİLİMLERİ

Seri, A - Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Reşadiye, Gököy ve Koyulhisar Arasındaki Tersiyer - Kuvaterner Yaşlı Volkanitlerin Genel Stratigrafik Özellikleri

Stratigraphic Characteristics of the Volcanic Rocks of Tertiary-Quaternary Age, in the Reşadiye, Gököy and Koyulhisar Regions.

... .. Nuri TERZİOĞLU 3

Eşil (Erzincan) ile Karlıova (Bingöl) Arasındaki Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Sistematiği
The Systematics of the North Anatolian Fault Zone Between Eşil (Erzincan) and Karlıova (Bingöl)

... .. Salih Zeki TUTKUN 15

Cebrail (Gediz - Kütahya) Antimon Yatağının Jeolojisi
Geology of the Cebrail (Gediz - Kütahya) Antimony Deposit

... .. Ahmet GÖKÇE 27

Conflicting Chronostratigraphic Inferences on Conodont and Foraminifera occurs in the Belek Formation

Belek Formasyonu Konodont ve Foraminiferleri Üzerinde Çelişkili Zaman - Stratigrafik Yorumlar

... .. M. Kemal CEBECİOĞLU, Murat KÖYLÜOĞLU 35

Geochemistry and Origin of the Emet Borate Deposits Western Turkey
Emet Borat Yataklarının Kökeni ve Jeokimyası

... .. Cahit HELVACI 49

Reşadiye, Gölköy ve Koyulhisar Arasındaki Tersiyer - Kuvaterner Yaşlı Volkanitlerin Genel Stratigrafik Özellikleri

STRATIGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE VOLCANIC ROCKS OF TERTIARY-QUATERNARY AGE IN THE REŞADIYE, GÖLKÖY AND KOYULHİSAR REGIONS

Nuri TERZİOĞLU, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS.

ÖZ : Reşadiye (Tokat) - Koyulhisar (Sivas) - Aybastı - Gölköy - Mesudiye (Ordu) arasında yer alan sahada Tersiyer-Kuvaterner yaşlı birimler Bayırköy Volkanitleri, Hasanşeyh Formasyonu, Hasandede Andeziti, Kuyucak Bazaltı, Erdembaba, Canik, Cüle ve Yolüstü Volkanitleri olarak ayırtlanmıştır. Yeşilce Grubu'na ait Bayırköy Volkanitleri dışında, diğer bütün volkanitler Danişment Grubu içinde tanımlanmış ve böylece yörede, Orta-Üst Lütésiyen yaşlı Bayırköy Volkanitleri, Üst Lütésiyen-Priyaboniyen yaşlı Hasanşeyh Formasyonu, Orta Miyosen yaşlı Hasandede Andeziti, Üst Miyosen yaşlı Kuyucak Bazaltı, Pliyosen yaşlı Erdembaba ve Canik Volkanitleri ile Kuvaterner yaşlı Cüle ve Yolüstü Volkanitleri ile temsil edilen sekiz volkanik etkinlik saptanmıştır. Bunlardan Bakırköy Volkanitlerinin, adayayı (Pontid)-Kıta (Anatolid) çarpışması sonrası meydana gelen volkanizma ürünü olduğu, diğer volkanik birimlerin ise Üst Paleosen'den sonra adayayı özelliğini kaybederek kıtasal bir kabuğa dönüşen Pontid'lerde gelişen plaka içi volkanik etkinlikler olduğu kabul edilmiştir.

ABSTRACT : The units of Tertiary-Quaternary age, cropping out in the region of Reşadiye (Tokat), Koyulhisar (Sivas) and Aybastı, Gölköy and Mesudiye (Ordu), are distinguished as Bayırköy Volcanics, Hasanşeyh Formation, Hasandede Andesite, Kuyucak Basalt, Erdembaba, Canik, Cüle, Yolüstü Volcanics. All the other volcanics, except Bayırköy Volcanics of Yeşilce Group, are clarified and named within the Danişment Group. In the studied area, eight volcanics activities have been found out as Bayırköy Volcanics (Middle-Upper Lutetian), Hasanşeyh Formation (Upper Lutetian-Priaboniyen), Hasandede Andesite (Middle Miocene), Kuyucak Basalt (Upper Miocene), Erdembaba and Canik Volcanics (Pliocene), Cüle and Yolüstü Volcanics (Quaternary). Bayırköy Volcanics from those are only the product of volcanism created after the collision of island arc (Pontides) and continental plate (Anatolides). The other units of volcanic activity are accepted as within-plate volcanism in Pontides which ceased to be an island arc and were transformed into continental crust after Upper Paleocene.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Doğu Pontidlerin orta kesiminde yer alır. Orta-Üst Lütésiyen'de başlayarak yakın jeolojik geçmişe kadar devam eden volkanik etkinlikler sonucu türemiş Tersiyer-Kuvaterner volkanitleri, inceleme alanında geniş yayılım gösterir (Şekil 1).

Çalışma alanı ve yakın çevresinde ilk jeolojik çalışmalar Tchihatcheff (1869) ve Blumenthal (1945, 1950) tarafından başlatılmıştır. Daha sonraları, Altınlı (1946), Erİntöz (1950), Göksu (1960), Schultze-Westrum (1960, 1962), Atak (1960), Wedding (1963), Ağralı (1967), Kronberg (1969), Gedikoğlu (1970),

Pejatoviç 1971), Erler (1975), Kalyoncu ve diğerleri (1975), Seymen (1975), Baş (1979), Terlemez ve Yılmaz (1980) ve Terzioğlu (1983) çeşitli ölçeklerde jeolojik harita alımı, cevher yatakları prospeksiyonu, stratigrafi ve petrokimya çalışmaları yapmışlardır. Bölgenin, özellikle Tersiyer yaşlı volkanitleri yazar tarafından incelenmiştir.

Bu araştırmada volkanik kayalardan, amacımıza uygun sistematik örnekler alınmış ve bunların birlikte gözlemlendiği tip kesit yeri bulunmadığından genelleştirilmiş dikme kesiti verilmiştir. Ayrıca yazar tarafından önceki çalışmalarda kullanılan adlamlar stratigrafi sınıflama ve adlama kurallarına (Norman ve diğerleri, 1986) uygun olarak yeniden düzenlenmiştir.

Saha gözlemleri sırasında, volkanitlerin jeolojik yapılarla olan ilişkileri saptanarak haritaya işlenmiştir. Harita yapımında ve revizyonunda Gedikoğlu (1970), Seymen (1975), Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından verilmiş olan 1/25 000 ölçekli jeoloji haritalarından geniş ölçüde faydalanılmıştır. Petrografik ve jeokimyasal açıdan incelenen volkanik kayalar gruplandırılarak 1/25 000 ölçekli harita üzerine işlenmiştir. Arazi çalışmalarında herbir volkanik birimi karakterize eden kayalar belirlenerek sağlıklı petrografik ve jeokimyasal incelemelerde kullanılmak üzere toplam 600 adet taze örnek derlenmiştir.

İnceleme alanında geniş yayılım gösteren Tersiyer-Kuvaterner volkanitleri, oluşum zamanları, jeolojik ve petrografik karakterleri gözönünde bulundurularak sekiz grupta toplanmıştır. Bu gruplar, jeolojik ve petrografik karakterlerindeki farklılıklarının yanı sıra jeokimyasal özellikleri bakımından da farklılıklara sahiptir (Terzioğlu, 1984; 1985 a, b, c; 1986 a, b).

İnceleme alanında haritalama, kaya-stratigrafi kurallarına dayandırılmıştır. Birimlerin adlandırılmasında daha önceki araştırmacıların özellikle Terlemez ve Yılmaz (1980)'in verdiği adlar, önceki araştırmalara göre daha geniş alanlarda çalışılarak verilmiş ve daha iyi tip kesit yerlerinden formasyon adlamaları yapılmış olduğundan bu çalışmada benimsenmiş ve bu birimlerin bölgenin volkanolojik gelişimi ile ilgili olarak uyumlu ve/veya uyumlu olmaması durumları ele alınmıştır. Yapılan stratigrafik adlamanın, Seymen (1975) ve Terlemez ve Yılmaz (1980)'in farklı adlamalarıyla karşılaştırılmasında da yarar görülmüştür (Şekil 2).

Araştırma konusu olan volkanitlerin jeolojik konumu ve stratigrafisi bu makalenin konusunu oluşturmaktadır.

Volkanitlerin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri ise diğer makalelerin konusunu oluşturmaktadır.

İnceleme alanında çalışma, Tersiyer-Kuvaterner volkanitleri üzerine yoğunlaştırıldığından daha yaşlı birimler kısaca tanıtılacaktır.

JURA - KRETASE KAYALARI

Çalışma alanındaki Tersiyer'den daha yaşlı kayalar, genellikle eski araştırmacılara (Seymen, 1975; Terlemez ve Yılmaz, 1980) bağlı kalarak haritaya işlenmiş olup bu çalışmanın konusunu oluşturmamaktadır. Özetle, altta yer alan Zinav Kireçtaşı Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından adlanmış olup bu çalışmacılara göre Orta - Üst Jura - Alt Kretase yaşlıdır. Seymen (1975)'e göre ise bu birim Üst Jura - Üst Kretase aralığında çökelmiştir. İnceleme alanında Zinav boğazı yamaçlarında, Bereketli güneyinde ve Büşürüm güneybatısında yüzeylenmektedir (Şekil 1). Bu kireçtaşları üzerine gelen Mesudiye Formasyonunun adlaması da Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından yapılmış olup, bu formasyon aglomera, bazalt akıntıları, kireçtaşı, tüf, tüfit ve grovak'dan oluşmaktadır. Aynı araştırmacılar birimi Senomaniyen - Kampaniyen yaşında ve alttaki Zinav Kireçtaşları ile de uyumsuz olduğunu vurgulamaktadır. Seymen (1975)'e göre ise bu sınır yanal ve düşey geçilidir. İnceleme alanında birim en iyi Mesudiye dolayında, Reşadiye kuzeyinde, Zinav gölü dolayında ve Kelkit vadisi kuzey yamaçlarında gözlenmiş olup aynı araştırmacılar tarafından Tolluk Tüf - Kumtaşı ve Nebişeyh Kireçtaşı üyelerine ayrılmıştır. Bazı yerlerde ise bu üyeleri ayırtlama olanağı olmadığından Mesudiye Formasyonuna «ayırtlanamamış» terimi eklenmiştir. Bu formasyon Seymen (1975)'in Çaltepleri Grubu içindeki Gökçebel ve Kızıltepe Formasyonlarına karşılık gelmektedir. Altaki Mesudiye Formasyonu ile uyumlu fakat Zinav Kireçtaşı ile uyumsuz olarak gözlenen ve Maastrihtiyen yaşlı olan diğer bir birimde Reşadiye Formasyonu'dur. Yine Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından adlanan bu birim, Bereketli Üyesi ve İğdir Kireçtaşı olarak iki üyeye ayrılmış olup inceleme alanında Reşadiye-Bereketli arasında ve Kelkit vadisi kuzey yamacında geniş yayılım göstermektedir. Reşadiye Formasyonu Seymen (1975)'in Çaltepleri Grubu içindeki Kapaklı ve Kırandağ Formasyonlarına karşılık gelmektedir. Çalışılan sahada eski araştırmacılar tarafından Kampaniyen sonrası - Paleosen öncesi (Terlemez ve Yılmaz, 1980) ve İpresiyen ve/veya İpresiyen

öncesi (Gedikoğlu, 1970) olarak yaş verilen diğer bir birim ise siyenitlerdir. Siyenitler, inceleme alanında geniş yayımlı olarak Topçam çevresinde (Şekil 1) ve Gölköy'ün kuzeydoğusunda yüzeyler. Bu nedenle bu birime Topçam siyeniti adı verilmiştir. Bu siyenitler, Pontid kuşağında doğu-batı uzanımlı olarak bulunan plutonitlerin batıya doğru olan uzantılarını oluşturur.

TERSİYER KAYALARI

Gölköy Formasyonu

Birim Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından adlanmış olup, kireçtaşı, killi tüflü kireçtaşı, tüfit ve kumtaşı ardalanmalı olup yer yer kömür arakatıklarını içerir. Birim altta, Mesudiye ve Reşadiye Formasyonları ile uyumlu olup (Şekil 3) Topçam batısında Topçam siyenitleri ile bir uyumsuzluk gösterir. Üstte ise Eosen Yaşlı Yeşilce Grubunun Selecik Kireçtaşı Formasyonu ve Hatipli Volkanodetritikleri ile, Tersiyer (Neojen)-Kuvaterner yaşlı Danişment Grubunun Canik Volkanitleri ile de Gölköy güneydoğusu ve güneybatısında bir uyumsuzluk göstermektedir. Birim yüzeylediği yerlerde 60-100 m'ler arasında değişen bir kalınlığa sahiptir. Birimin en yaygın olduğu yer Gölköy dolayı olup, ayrıca Topçam batısında ve Gölköy - Aybastı yolu boyunca yer yer ufak mostralalar halinde yüzeylenmektedir (Şekil 1). Birimin yaşı, Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından Paleosen olarak belirlenmiştir. Bu formasyon Seymen (1975)'in Düdenyaylası Formasyonu ile aynı yaşta olup, olasılıkla onun yanal eşleniği olabilir.

Yeşilce Grubu

Selecik Formasyonu. Adlanması Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından Yeşilce Formasyonu içinde Selecik Kireçtaşı Üyesi olarak yapılan bu birim, tipik olarak detritik kireçtaşları ile temsil edilmekte olup Yeşilce Grubu içerisinde Selecik Formasyonu olarak adlanmıştır. Genelde tek düze bir fasiyes halinde gözlenmekte ise de Gölköy - Aybastı yolunda ve Bereketli güneyinde üst düzeylerinde kumtaşı ve tüf arakatıkları içermektedir. Birim, altta Mesudiye, Reşadiye ve Gölköy Formasyonları ile bir uyumsuzluk göstermektedir. Üstte ise Yeşilce Formasyonunun Hatipli Volkanodetritikleri ile uyumludur. Birim değişken kalınlıklara sahip olup Yeşilce dolayında 145 m, Gölköy - Aybastı arasında ise 40-50 m olarak gözlenir. Bu kireçtaşlarının en tipik yüzeylenmelerine Selecik mahallesi dolayında, en yaygın olarak da Yeşilce dolayı, Üçyol köyü kuzeyi ve Gölköy - Aybas-

tı yolu boyunca dik yarlar halinde rastlanılmaktadır. Ayrıca bu kireçtaşlarının, batıda özellikle Bereketli güneyinde ufak yüzeylemeler halinde korunduğunu görmek olanaklıdır. Birimin yaşı, Seymen (1975), Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından Alt Lütesiyen olarak belirlenmiştir. Selecik Formasyonunda taban konglomerası gözlenmemesine rağmen bu üye Seymen (1975)'in Çalyaylası Formasyonu ve Pelin (1977)'in Otlukbeli Tepesi Formasyonu (Alucra) ile denestirilebilir.

Hatipli Volkanodetritikleri. Bu birim ince tabakalı çamurtaşları, grovak, volkanik breş, aglomera, tüfit, yeşil renkli orta tabakalı andezitik ve dasitik lav arakatıkları ile temsil edilen bir istif şeklindedir. Bu çalışmada, bu üyenin egemen kaya türünün volkanik breş ile aglomera olduğu belirlenmiştir. Breşler vulkaniyen türdedirler (Fisher, 1960). Çakılları lapillerden blok boyuna kadar değişen andezit ve tüf olup, çimentosu sıkı ve yer yer de gevşek olan, genellikle gri ve bazan siyaha yakın mor renkli tüflerdir. Bu volkanik breş ve aglomeralar, az belirgin tabakalanmalıdır. Kimi yerde merceksi, kimi yerde de örtü biçiminde yanal yayılım göstermektedir. Bu volkanik breşlerin içerisinde yer yer gri renkli, ince-orta tabakalı, taneleri küçük ve volkanik olan kumtaşları ile, bordoya çalan renkli, ince tabakalı ve kumlu kireçtaşı arakatıkları izlenmektedir. Birim, genelde volkanik breş, aglomera ve grovak halinde tek düze gözlenmekte ise de, Reşadiye - Keçiköy yolu arasında kumtaşı, çamurtaşı ardalanmalı; daha kuzeyde ise Bozçalı ve Işıklar köyleri arasında ve özellikle Bayırköy, Mahmudiye ve Süleymaniye köyleri yöresinde andezitik ve dasitik karakterli lav arakatıkları (Bayırköy Volkanitleri) bakımından zengin olduğu gözlenmektedir. Birim, üst düzeylerinde özellikle Asarcık ve Karabayır köyleri dolaylarında Hasanşeyh platobazaltına ait lav arakatıkları içermektedir. Birim altta, Mesudiye kuzeyinde Mesudiye Formasyonu ile uyumsuz, Yeşilce Grubunun Selecik Formasyonu ile Yeşilce kuzeyinde ve Gölköy - Aybastı yolunun güneyinde uyumlu, Topçam siyenitleri ile uyumsuzluk göstermektedir. Üst sınırında ise, Eosen yaşlı Yeşilce Grubunun Hasanşeyh Formasyonu ile uyumlu, Miyosen'den Kuvaterner'e kadar devam eden karasal karakterdeki volkanik etkinliklerin ürünü olan Danişment Grubu içindeki Kuyucak Bazaltı, Erdembaba Volkanitleri ve Canik Volkanitleri ile uyumsuzdur. Birimin kalınlığı yanal olarak çok değişmekte olup örneğin Yeşilce Kuzeyinde 185 m, Hatipli kuzeyinde 160 m, Asarcık ve Karabayır yöresinde 400 m, Gölköy - Aybastı çizgisinin gü-

neyinde ise büyük kalınlıklara erişmekte olup, 700 - 800 m dolaylarındadır. Birimin en tipik yüzleklerine Hatipli mahallesinde rastlanılmakta olup, çalışma alanının kuzeyinde, özellikle Yeşilce - Gölköy - Aybastı ve Bereketli arasında kalan kısmında geniş bir yayılım göstermektedir. Birimin yaşı, Seymen (1975), Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından Alt, Orta - Üst Lütesiyen olarak saptanmıştır. Birim, Seymen (1975)'in Kabaklık Formasyonu ve Pelin (1977)'in Fındıklıbel Formasyonu ile denestirilebilir.

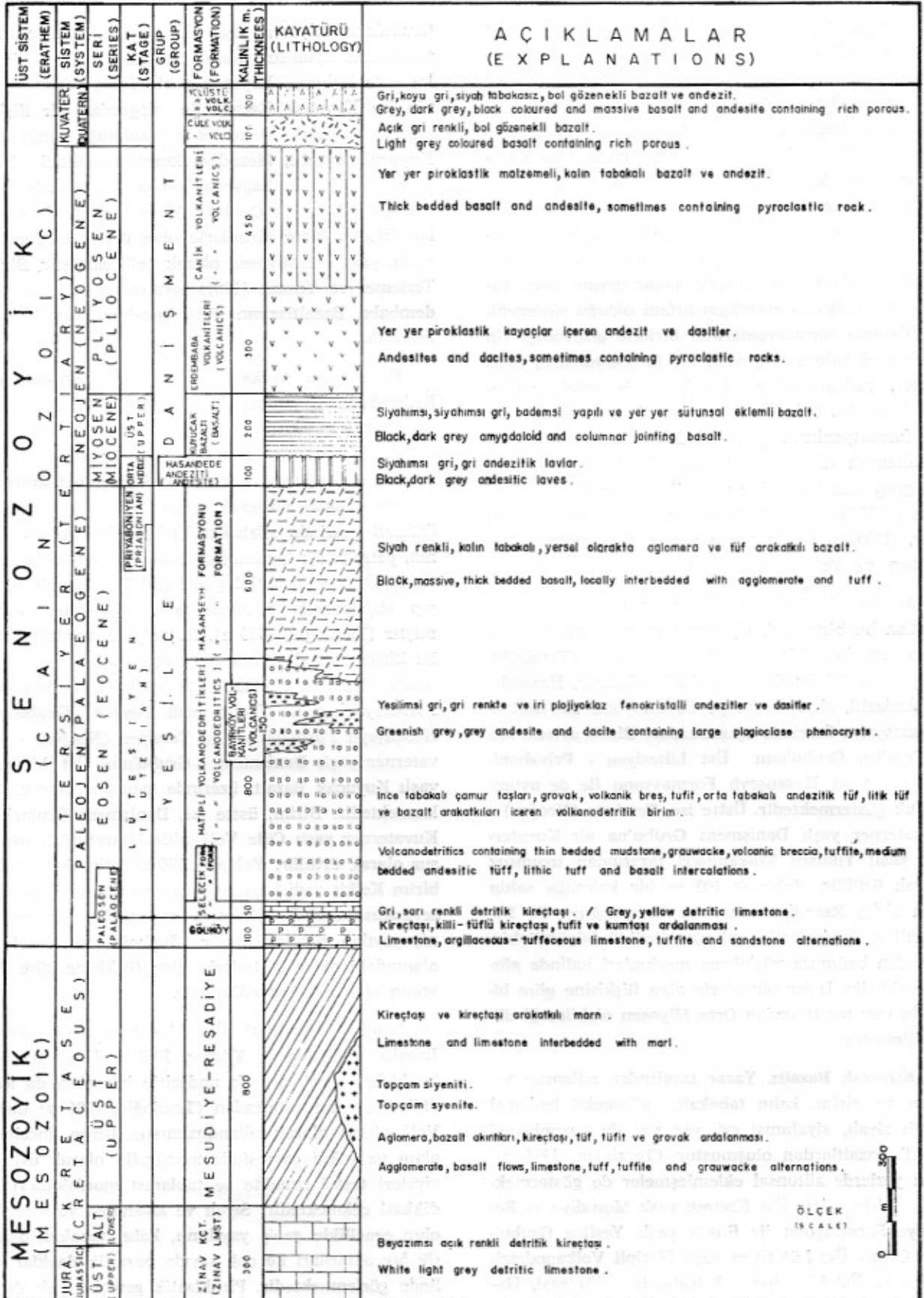
Bayırköy Volkanitleri. Bu birim, kalın andezitik ve dasitik karakterli lavlar ile andezitik karakterli piroklastik gereçlerden oluşmuştur (Terzioğlu, 1984). Kitlesel görünümlü olan andezit ve dasitler porfirik olup boyları bazan bir santimetreyi geçen feldspat fenokristalleri ile arazide kolayca tanınabilirler. Genellikle yeşilimsi gri, gri renklidirler. Piroklastik katkılar ender olup ancak bazı yerlerde küresel ayrışmalar şeklinde bozunma gösteren iri plajiyoklaz fenokristallerini içeren tüfler halindedir. Birim, Hatipli Volkanodetritikleri içinde yer almakta (Şekil 3) ve Hatipli Volkanodetritikleri ile ardalanma göstermektedir. Geniş yüzeylemeler gösteren bu üye 150 m lik bir kalınlığa sahiptir. İnceleme alanının özellikle kuzey kısmında yer alan birim, Gölköy güneybatısı ile Aybastı'nın güneydoğusu arasında ve batıda Bozçalı güneyinde az yayımlı olarak yüzeylenmektedir. Birim, içinde ardalanma gösterdiği Hatipli Volkanodetritiklerine göre Orta - Üst Lütesiyen yaşındadır. Bayırköy Volkanitleri, Pontid kuşağında geniş yayılım gösteren diğer Lütesiyen yaşlı andezitler ile denestirilebilir (Gedikoğlu, 1970; Peccerillo ve Taylor, 1976; Pelin, 1977; Tokel, 1977).

Hasanşeyh Formasyonu. Adlaması Seymen (1975) tarafından yapılan bu birimin egemen kayatürü bazalt olup yersel olarak aglomera ve tüf aratabakaları içermektedir. Bazaltlar, kalın tabakalı, iri kristalli ve siyahımsı yeşil renkli platobazaltları halindedir (Terzioğlu, 1985 a). İnceleme alanında bol miktarda dayklar halinde de gözlenmektedir. Genel olarak porfirik dokulu olan bu bazaltlar içinde ojit, olivin ve plajiyoklaz kristalleri göz ile ayırt edilebilmektedir. Piroklastik kayaçlar olarak gri, beyaz ve kırmızı renkli tüf ve aglomeralara az yayımlı olarak rastlanılmaktadır. Birim altta, Zinav Kireçtaşı, Mesudiye ve Reşadiye Formasyonları ile uyumsuzdur. Paleosen yaşlı Gölköy Formasyonu ile doğrudan bir ilişkisi yoktur. Buna karşın Yeşilce Grubunun Hatipli Volkanodetritikleri ile uyumluluk gösterir (Şekil 3). Üstte ise, Tersiyer (Neojen) - Kuvaterner yaşlı Danişment Grubunun Hasandede Andeziti,

Kuyucak Bazaltı, Erdembaba ve Canik Volkanitleri tarafından uyumsuz olarak örtülür. Yaklaşık 600 m kalınlık gösteren Hasanşeyh Formasyonu, Reşadiye'nin kuzeydoğusundaki Hasanşeyh köyü ile Bereketli batısında ve kuzeyinde, Bozçalı ve Işıklar köyleri dolayında geniş yayımlı olarak, Yeşilce güneybatısındaki Karabayır köyü dolayında ise arakatıklar şeklinde gözlenir. Birimin yaşı, aynı tipten lavlara, Orta - Üst Lütesiyen yaşlı Hatipli Volkanodetritiklerinin özellikle üst düzeyleri içinde arakatıklar şeklinde rastlanması ve yer yer bu birimin üzerinde yer almasından ötürü, Üst Lütesiyen - Priyaboniyen (?) olarak kabul edilmiştir. Birim, Pelin (1977)'in Alucra bölgesindeki Koltuk Tepe Bazaltı ile denestirilebilir. Ayrıca, Yeşilce Grubu'na ait olduğu ve egemen kayatürü olarak aglomera, tüf ve bazalt lav arakatıklarından oluştuğu belirtilen Asarcık Üyesi (Terlemez ve Yılmaz, 1980), Hasanşeyh Formasyonu'nun piroklastik gereçlerce zengin olan kısmına karşılık geldiğinden bu çalışmada Hasanşeyh Formasyonu içinde ele alınmıştır.

Danişment Grubu

Grup adını, Grubu oluşturan altı formasyondan ikisinin birlikte gözlenebildiği Reşadiye kuzeydoğusundaki Danişment köyünden almaktadır. Birim eski çalışmalarımızda Erdembaba Formasyonu (Terzioğlu, 1983, 1984, 1985 a,b,c) olarak adlanmış olup, ancak daha sonra Erdembaba adlaması formasyonu oluşturan Erdembaba Volkanitleri için kullanılmış olduğundan ve ayrıca stratigrafi adlama kurallarına (Norman ve diğerleri, 1986) uygun olmadığından Erdembaba Formasyonu adı, Danişment Grubu olarak bu yayında değiştirilmiştir. Çeşitli türde volkanik kayaçlardan oluşan formasyon Reşadiye kuzeydoğusu ile Bereketli arasında Bağdatlı, Büşürüm ve Yolüstü köyleri dolayında; Reşadiye'nin kuzeydoğusundan Koyulhisar'a kadar Kelkit vadisi kuzey yamacında; Mesudiye kuzeydoğusu, güneybatısı ve güneyinde yer alan Erik, Kuyucak, Konak, Esatlı, Çardaklı, Burnaz köyleri dolayısı ile Gölköy - Aybastı yolu güneyinde kalan kesimlerde geniş yayılım gösterir. Grubun kalınlığı yer yer 300 m ile 1000 m arasında değişir. Grubun üst sınırında, çalışılan saha içinde herhangi bir birim gözlenememiştir. Altta ise, yer yer değişik formasyonlar üstüne uyumsuzlukla geldiği saptanmış olup, örneğin Mesudiye Formasyonu üzerinde Alanyurt güneyi, Kızılcaören, Mesudiye güneyi, Esatlı doğusu ve Yolüstü kuzeyinde, Nebişeyh köyü dolayında Ağulu tepede; Reşadiye Formasyonu üzerinde, Hasandede tepe, Muratkaya kuzeyi, Çar-



Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 3. Generalized columnar section of the investigated area.

dağlı köyü, Sorkun mahallesi kuzeyi ve Bereketli ile Taşlıca köyü dolaylarında Çubuk tepe ve Taştepe'de; Gökçöy Formasyonu üzerinde Gökçöy güneyinde; Yeşilce Grubu'nun Selecik Formasyonu üzerinde, Alanyurt güneyinde; Hatipli Volkanodetritikleri üzerinde Karahasan batısı, Kuyucak, Derebaşı ve Karabayır batısında ve aynı grubun Hasanşeyh Formasyonu üzerinde, Yaprak tepe, Ağılıyan mahallesi, Konak güneyi ve Işıklar kuzeydoğusunda uyumsuz olarak yer alır. Saha gözlemlerine göre bu grubun Orta Miyosen'den Kuvaterner'e kadar devam eden karasal bir volkanik etkinliğin ürünü olduğu söylenebilir. Grubun formasyonlarının birlikte gözlemlendiği tip kesit yeri bulunmadığından bu formasyonların özellikleri, volkanizmaların karakteri, bölgedeki volkanik faaliyetin bölgesel tektonik gelişim ile ilişkisi ve bu formasyonların grup içindeki dizilimleri dikkate alınarak dikme kesiti elde edilmiştir (Şekil 3). Bu grup bazı ayrıntılar ve değişiklikler dışında Seymen (1975)'in Yolüstü Formasyonu, Terlemez ve Yılmaz (1980)'in Canik Formasyonu, Erdembaba Bazaltları ve Yolüstü Bazaltı ile denestirilebilir.

Hasandede Andeziti. Yazar tarafından adlanması yapılan bu birim gri, siyahımsı gri renkli ve kitlesel olup tek düze bir görünüme sahiptir (Terzioğlu, 1985 b) ve küçük domlar halinde gözlenir. Hasandede Andeziti, altta Reşadiye Formasyonu ile Gökçöy Formasyonu üzerinde uyumsuzdur. Birim ayrıca, altta Yeşilce Grubu'nun Üst Lütesiyen - Priyaboniyen (?) yaşlı Hasanşeyh Formasyonu ile de uyumsuzluk göstermektedir. Üstte ise, Tersiyer (Neojen) - Kuvaterner yaşlı Danişment Grubu'na ait Kuvaterner yaşlı Yolüstü Volkanitleri tarafından uyumsuz olarak örtülür. Yaklaşık 100 m bir kalınlığa sahip olan birim Reşadiye kuzeyi ve kuzeydoğusu ile Bereketli arasında kalan sahada küçükli büyüklü birbirinden bağımsız püskürme merkezleri halinde gözlenmektedir. Diğer birimlerle olan ilişkisine göre birimin yaşı tarafımızdan Orta Miyosen olabileceği düşünülmüştür.

Kuyucak Bazaltı. Yazar tarafından adlanması yapılan bu birim, kalın tabakalı, gözenekli bademsi yapılı siyah, siyahımsı gri, yer yer de pembemsi renkli bazaltlardan oluşmuştur (Terzioğlu, 1985 c) Bazı yerlerde sütünsal eklemlemeler de göstermektedir. Birim, altta Üst Kretase yaşlı Mesudiye ve Reşadiye Formasyonu ile Eosen yaşlı Yeşilce Grubu'nun Orta - Üst Lütesiyen yaşlı Hatipli Volkanodetritikleri ve Üst Lütesiyen - Priyaboniyen (?) yaşlı Hasanşeyh Formasyonu üzerinde uyumsuzdur. Üstte ise, Tersiyer (Neojen) - Kuvaterner yaşlı Danişment

Grubu'nun Pliyosen yaşlı Erdembaba Volkanitleri tarafından uyumsuz olarak örtülür (Şekil 4). Daha kuzeyde bulunan Pliyosen yaşlı Canik Volkanitlerinin ise Kuyucak Bazaltı ile doğrudan bir ilişkisi yoktur. Yaklaşık 200 m lik bir kalınlığa sahip olan Kuyucak Bazaltı, Mesudiye kuzeybatısındaki Erik, Kuyucak, Konak, Yağşıyan köyleri ile Mesudiye batısındaki Esatlı ve Çardaklı köyleri civarında yüzeylenmektedir. Diğer birimlerle olan ilişkisine göre birimin yaşı Üst Miyosen olarak belirlenmiştir. Birim, Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından belirtilen Erdembaba Bazaltlarının Teb₂ bazaltına karşılık gelmektedir.

Erdembaba Volkanitleri. Önceki çalışmalarda Erdembaba Bazaltları (Terlemez ve Yılmaz, 1980) olarak adlanan bu birim, yazar tarafından Erdembaba Volkanitleri olarak adlanmıştır. Siyahımsı gri, beyazımsı gri, pembe ve kızılımsı kahverengi arasında değişen renkler gösteren andezitik lav akıntıları ve örtüleri şeklinde gözlenen Erdembaba Volkanitlerinin, petrografik incelemeler sonucu Terlemez ve Yılmaz (1980)'in belirttiği gibi bazaltik bileşimli olmayıp «hyalodasit» bileşimli lavlar oldukları saptanmıştır (Terzioğlu, 1986 a). Reşadiye kuzeydoğusunda bu birime ait dayklara da sıkça rastlanılmaktadır. Birim, altta Üst Kretase yaşlı Mesudiye ve Reşadiye Formasyonları ile Eosen yaşlı Yeşilce Grubu'nun Hasanşeyh Formasyonu ve Tersiyer (Neojen) - Kuvaterner yaşlı Danişment Grubu'nun Üst Miyosen yaşlı Kuyucak Bazaltı üzerinde uyumsuz olarak gözlenmektedir. Birim, üstte ise, Danişment Grubu'nun Kuvaterner yaşlı Cüle Volkanitleri tarafından uyumsuz olarak örtülür. Yaklaşık 300 m kalınlık gösteren birim Kelkit vadisi kuzey kısmında, Reşadiye'nin kuzeydoğusundan Koyulhisar'a kadar olan alanda geniş yayılım göstermektedir. Birimin yaşı, inceleme alanındaki diğer birimlerle olan ilişkisine göre Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Canik Volkanitleri. Önceki çalışmalarda Canik Bazaltı (Terlemez ve Yılmaz, 1980) olarak adlanan bu birim, bazalt dışında andezitik kayalar da içerdiğinden yazar tarafından (Terzioğlu, 1986 b) Canik Volkanitleri olarak adlandırılmıştır. Birim, inceleme alanı ve yakın çevresinde topoğrafik olarak üst seviyeleri teşkil etmekte ve tablamsı morfolojileri ile dikkati çekmektedir. Siyah ve siyahımsı yeşil renkli olup genellikle geniş yayımlı, kalın tabakalı bazaltik lav akıntıları ile çok sayıda bazaltik dayklar halinde gözlenmektedir. Piroklastik gereçler yok denecek kadar azdır. Dayklar halinde gözlenen ve makroskopik olarak bazalt görünümünde olan çok az sa-

yadaki kayaç örneğinin mikroskopik incelenmeleri, bunların andezit olarak isimlendirilmesi gereğini ortaya çıkarmıştır. Canik Volkanitleri, tabanında yer alan Üst Kretase yaşlı Mesudiye Formasyonu ile Paleosen yaşlı Gölköy Formasyonu ve Eosen yaşlı Yeşilce Grubu'nun Selecik Formasyonu, Hatipli Volkanodetritikleri ve Hasanşeyh Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Birimin, güney kesiminde yer alan Üst Miyosen yaşlı Kuyucak Bazaltı ile doğrudan bir ilişkisi gözlenememiştir. Üstte ise, dokunakta olduğu bir birim gözlenememektedir. Yaklaşık 450 m bir kalınlığa sahip olan Canik Volkanitleri, Gölköy - Aybastı hattının güneyindeki Canik dağlarında, Gölköy güneyinde, Yeşilce kuzeyindeki Orta tepe ve dolayında, Aybastı güneybatısında Perşembe yayla dolayında ve ayrıca Işıklar, Bozçalı, Hebüllü ve Kuyucak köyleri kuzeyinde geniş yayımlı olarak gözlenmektedir. İnceleme alanında diğer birimlerle olan ilişkisine göre bağlı olarak bu birimi oluşturan volkanik faaliyetin Pliyosende meydana gelmiş olması beklenir.

Cüle Volkanitleri. Adlaması yazar tarafından yapılan bu birim, şoşonitik karakterli bazaltik lavlar ile temsil edilmektedir. Böl gözenekli, açık gri renkli olup, piroklastik gereçler az yayımlıdır. İnceleme alanında domsal bir yapı gösteren Cüle Volkanitleri tek düze bir görünüme sahiptir. Birim alta, Üst Kretase yaşlı Mesudiye Formasyonu ve Tersiyer (Neojen) - Kuvaterner yaşlı Danişment Grubu'nun Pliyosen yaşlı Erdembaba Volkanitleri ile uyumsuz olup, üst sınırında ise dokunakta olduğu bir birim inceleme alanında gözlenememektedir. Birim, inceleme alanının batısında yüzeyleyen Yolüstü Volkanitleri ile eşdeğer stratigrafik konumda bulunmaktadır. Kalınlığı yer yer değişen ve 60 m ile 200 m arasında kalınlıklar gösteren birim, Mesudiye'nin güney kesiminde yer alan Çiftlikarıca ile Dayılı, Burnaz ve Cüledağ yaylasında geniş bir yayılım göstermektedir. Stratigrafik konuma göre Cüle Volkanitlerinin Kuvaterner yaşında olabileceği varsayılmıştır.

Yolüstü Volkanitleri. Yazar tarafından adlaması yapılan bu birim, gri renkli, bol gözenekli şoşonitik karakterli bazalt ve andezitik lavlarla temsil edilmektedir. Birim içinde yer yer urganlı lavlara ve dayıklara da rastlanılmaktadır. Birim alt sınırında, Üst Kretase yaşlı Mesudiye ve Reşadiye Formasyonları ile Tersiyer (Neojen) - Kuvaterner yaşlı Danişment Grubu'nun Orta Miyosen yaşlı Hasandede Andeziti ile dokunaktadır ve arada zaman boşluğu bulunmaktadır. Üst sınırında ise, dokunakta olduğu

bir birim gözlenememektedir. Yolüstü Volkanitleri, Cüle Volkanitleri ile eşdeğer bir stratigrafik konumda bulunmaktadır. Birim yaklaşık 100 m bir kalınlığa sahip olup, Yolüstü köyü dolayında ile Reşadiye'nin kuzeybatısında Bağdatlı ve Büşürüm doğusunda yerel ve az yayımlı olarak yüzeylenmektedir. İnceleme alanındaki konumları birimin Kuvaterner yaşlı olabileceğini ve yine lavların yer yer genç vadi tabanlarına da akmış olması, bu volkanizmanın Holosen'de de faaliyet göstermiş olabileceği kanısını uyandırmaktadır. Bu formasyon daha önce değinildiği gibi, önceki çalışmalardan Seymen (1975)'in Yolüstü Formasyonu'nun Yolüstü köyü dolayında yüzeylenen bir bölümüne karşılık gelmektedir.

Yukarıda tanımlamaları verilen Tersiyer (Neojen) - Kuvaterner yaşlı volkanitlerde yapılan petrografik ve jeokimyasal araştırmalar sonucunda, Alt Kretase'de oluşmaya başlayan ve Üst Kretase boyunca olgunlaşan Pontid adayı volkanizmasının final evresini belirleyen Bayırköy Volkanitleri dışında diğer volkanitlerin, Üst Paleosen'den sonra Anadolu kıtası ile Pontid adayı çarpışması sonrası adayı özelliğini kaybederek kalınlaşmaya başlayan ve dolayısı ile kıtasal bir kabuğa dönüşen Pontid'lerde (Terzioğlu, 1985 a) gelişen tipik plaka içi volkanizma ürünleri olduğu belirlenmiştir.

SONUÇLAR

Reşadiye - Aybastı - Gölköy - Mesudiye ve Koyulhisar arasında yapılan bu çalışma ile elde edilen sonuçlar şu şekilde özetlenebilir.

1. İnceleme alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası, daha önceki araştırmacılar tarafından verilmiş olan haritalardan da faydalanılarak yeniden yapılmış ve Tersiyer - Kuvaterner yaş konağında sekiz adet volkanizma evresi saptanmıştır.

2. İnceleme alanındaki volkanik etkinliklerin ürünleri sırasıyla Orta - Üst Lütesiyen yaşlı Bayırköy Volkanitleri, Üst Lütesiyen - Priyaboniyen (?) yaşlı Hasanşeyh Formasyonu, Orta Miyosen yaşlı Hasandede Andeziti, Üst Miyosen yaşlı Kuyucak Bazaltı, Pliyosen yaşlı Erdembaba ve Canik Volkanitleri ile Kuvaterner yaşlı Cüle ve Yolüstü Volkanitleri olarak belirlenmiş ve tanımlamaları yapılmıştır.

3. Tersiyer (Neojen) - Kuvaterner yaşlı birimleri oluşturan Hasandede Andeziti, Kuyucak Bazaltı, Erdembaba, Canik, Cüle ve Yolüstü Volkanitleri, Danişment Grubu olarak adlanmıştır.

4. İnceleme alanında eski araştırmacılar tarafından yapılan litostratigrafik adlamalar denştirilmiştir (Şekil 2) ve bazı değışimler önerilmiştir.

5. İnceleme alanında yayılım gösteren volkanitlerden Bayırköy Volkanitlerinin, adayı (Pontid) kıta (Anatolid) çarpışması sonrası meydana gelen volkanizma ürünü olduğu, diğer volkanik birimlerin ise Üst Paleosen'den sonra adayı özelliğini kaybederek kıtasal kabuğa dönüşen Pontid'lerde gelişen plaka içi volkanik etkinlikler olduğu saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazar, saha çalışmalarında göstermiş oldukları yardımlardan ötürü Jeo. Yük. Müh. İsmail TERLEMEZ (M.T.A.) ve Dr. Ali YILMAZ'a (M.T.A.) ve bu araştırmanın çeşitli evrelerinde tartışma ve yardımlarıyla katkıda bulunan Yrd. Doç. Dr. Fuat ÖNDER'e (C.Ü.) içtenlikle teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

Ağralı, B., 1967, Ordu ili Gököy - Aybastı arasındaki sahada yapılan 1:25 000 ölçekli löve ve bölgedeki kömür zuhurlarının incelenmesi hakkında rapor: M.T.A. Enst., Derleme Rap., 4262, Ankara, (Yayımlanmamış).

Altınlı, E., 1946, Ordu ve Giresun vilayetlerinin jeolojik inceleme: M.T.A. Enst., Derleme rap., 1629, Ankara.

Atak, H.D., 1960, Reşadiye bölgesi genel prospeksiyon çalışmaları nihai raporu: M.T.A. Enst., Ankara, (Yayımlanmamış).

Baş, H., 1979, Petrologische und geochemische untersuchungen an subrezenten volkaniten der nordanatolischen strörunszzone (Abschnitt: Erzincan - Niksar), Türkei: Diss. Üniv. Hamburg, 166 s.

Blumenthal, M.M., 1945, Die Kelkit - Dislokation und ihre tektonische rolle: M.T.A. Enst., Dergisi, 2 - 34, 372 - 386, Ankara.

Blumenthal, M.M., 1950, Beitrage zur Geologie des Landschaften am Mittleren und Unteren Yeşilirmak (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar): M.T.A. Enst., Seri D. no: 4, Ankara.

Erentöz, C., 1950, Türkiye Jeolojisi Haritası 1:100.000 ölçekli Reşadiye 44-2 paftası: M.T.A. Enst., Ankara, (Yayımlanmamış).

Erler, A., 1975, Ağızlar (Gököy - Ordu) kurşun - çinko zuhurunun jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bull., 18, 139-142.

Fisher, R.V., 1960, Classification of volcanic breccia: Geol. Soc. America Bull., 71, 973-982.

Gedikoğlu, A., 1970, Etude géologique de la region de Gököy (Province D'Ordu - Turquie): Thèse de doctorat, Grenoble, (Yayımlanmamış), 105 p.

Göksu, E., 1960, 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Samsun paftası açıklaması: M.T.A. Enst., Ankara.

Kalyoncuoğlu, A., Yaşar, M. ve Karabulut, A., 1975, Reşadiye (Tokat) bentonit sahalarında ayrıntılı çalışma raporu: M.T.A. Enst., Derleme Rap. no: 5395, Ankara, (Yayımlanmamış).

Kronberg, P., 1969, Doğu Karadeniz dağlarının (Kuzeydoğu Türkiye) tektoniği üzerine fotojeolojik veriler: M.T.A. Enst., Dergisi, 74, 57-65.

Norman, T., Toker, V., Altınler, D., Örcen, S., Demirtaşlı, E. ve Korkmaz, B., 1986, Stratigrafi sınıflama ve adlama kuralları: M.T.A. Müdürlüğü, Ankara, 28 s.

Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: Contr. Min. Petr., 58, 63-81.

Pejatoviç, S., 1971, Doğu Karadeniz - Küçük Kafkasya bölgesindeki metalojenik zonlar ve bunların metalojenik özellikleri: M.T.A. Enst., Dergisi, 77, 10-21.

Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelenmesi: K.T.Ü. Yayın no: 87, Trabzon, 1035.

- Schultze - Westrum, H.H., 1960, Giresun - Aksudere (Doğu Pontos Cevher bölgesi) hinterlandında yapılan prospeksiyon ve jeoloji harita çalışmaları hakkında rapor: M.T.A. Enst., Derleme Rap. No: 3184, Ankara.
- Schultze - Westrum, H.H., 1962, Ordu - Pirazizçambaşı hinterlandı çevresinde 1961 senesinde yapılan cevher yatakları prespeksiyonu ve jeolojik yeni löveler (1:25.000.000): M.T.A. Enst., Derleme Rap. No: 3337, Ankara (Yayımlanmamış).
- Seymen, L., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği: İTÜ Maden Fakültesi, 192 s.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : a plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tchihatcheeff, P. de., 1869, *Asie Mineure: Geologie II*. Paris.
- Terlemez, L. ve Yılmaz, A., 1980, Ünye - Ordu - Koyulhisar - Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: *Türkiye Jeol. Kur. Bull.*, 23, 179-191.
- Terzioğlu, N.N., 1983, Reşadiye - Aybastı - Gököy - Mesudiye - Koyulhisar ilçeleri arasındaki sahada yer alan Eosen volkanitlerinin Petrolojik - Petrokimyasal özelliklerinin incelenmesi. *Türkiye Bilimsel ve Araştırma Grubu, Proje No: TBAG-137, Ankara, (Yayımlanmamış)* 223 s.
- Terzioğlu, M.N., 1984, Ordu güneyindeki Eosen yaşlı Bayırköy volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi. *Cum. Üniv. Müh. Fak. Derg.*, 1, 43-59, Sivas.
- Terzioğlu, M.N., 1985 a, Reşadiye (Tokat) kuzeyindeki Eosen yaşlı Hasanşeyh platobazaltının mineralojik - petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. *Cum. Üniv. Müh. Fak. Derg.*, 2, 105-134, Sivas.
- Terzioğlu, M.N., 1985 b, Reşadiye (Tokat) kuzeybatısındaki Hasandede andezitinin mineralojik - petrografik ve jeokimyasal incelenmesi : *Cum. Üniv. Müh. Fak. Derg.*, 2, 135-149, Sivas.
- Terzioğlu, M.N., 1985 c, Mesudiye (Ordu) batısındaki üst Miyosen yaşlı Kuyucak bazaltının petrolojisi ve kökenseel yorumu: *Yerbilimleri*, 12, (Baskıda).
- Terzioğlu, M.N., 1986 a, Doğu Karadeniz bölgesinde Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitlerinin petrolojisi ve kökenseel yorumu: *Türkiye Jeol. Kur. Bull.*, 29, 119-132.
- Terzioğlu, M.N., 1986 b, Orta Karadeniz bölgesinde Pliyosen yaşlı Canik volkanitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: *Türkiye Jeol. Kur. Bull.*, 30, (Baskıda).
- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşlı kalk - alkalin andezitler ve jeotektonizma: *Türkiye Jeol. Kur. Bull.*, 20, 49-54.
- Wedding, H., 1963, Kelkit hattı jeolojisine ait düşünceler ve Kelkit - Bayburt (Gümüşhane) çevresindeki Jura stratigrafisi: *M.T.A. Enst., Dergisi*, 61, 31-66, Ankara.

Eşil (Erzincan) ile Karlıova (Bingöl) arasında Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun sistematığı

THE SYSTEMATICS OF THE NORTH ANATOLIAN FAULT ZONE BETWEEN EŞİL (ERZİNCAN) AND KARLIOVA (BİNGÖL).

Salih Zeki TUTKUN, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS.

ÖZ : Kuzey Anadolu Fayı, Kuzey Anadolu'da Karadeniz Dağları boyunca Saros Körfezinden Karlıova doğusuna kadar 1200 km uzanan, morfolojik olarak belirgin ve sismik olarak aktif, sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay zonudur.

Bu çalışmanın amacı, iki gurup şeklinde Eşil (Erzincan) ile Karlıova (Bingöl) arasında Kuzey Anadolu Fay Zonunda yer alan fayların sistematığına ışık tutmaktadır.

Kuzey Anadolu Fay Zonu'na koşut olan birinci gurup faylar, çalışma alanının batısından doğusuna doğru Horibaba Fayı, Küllü Fayı, Eşilbaba Fayı, Aşağıçirlik Fayı, Gaboran Fayı, Ayanoğlu Fayı, Karapolat Fayı, Kırktepe Fayı, Yedisu Fayı, Liçik Fayı, Kaşıkçı Fayı, Çatak Fayı, Kazan Fayı, Halittepe Fayı, Horhor Fayı, Bazotepe Fayı, Yaylaardı Fayı adları altında incelenmiştir. Bu fayların tümü doğrultu atımlı sağ yönlü niteliktedir.

Çalışma alanında Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun doğrultusu Eşil ile Elmalı arasında K70°B, Elmalı ile Kızılcubuk arasında D-B, Kızılcubuk ile Karlıova arasında ise K35°B dir.

Batıda genişliği 5-7 km olan fay zonu, doğuda kollara ayrılarak genişliği Karlıova yakınlarında 20.25 km ye varır.

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu yaklaşık K45°D doğrultusuyla enine kesen fayların başlıcaları, Mozi Fayı, Peri Fayı, Yoncalık Fayı, Baluca Fayı ve Zabık Fayıdır.

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun yaşı Üst Miyosen-Pliyosen (?) den daha gençtir.
Fay Zonundaki şehirler ve köyler büyük bir deprem ve heyelan riski altındadır.

ABSTRACT : The North Anatolian Fault, is a **morphologically distinct** and **seismically active**, right lateral strike-slip fault zone which extends for about 1200 km from the Gulf of Saros to the east of Karlıova along the Black Sea Mountains in the North Anatolia.

The aim of this study attempts to enlighten the systematics of the faults in the North Anatolian Fault Zone between Eşil (Erzincan) and Karlıova (Bingöl) in two groups.

The first group of faults parallel to the North Anatolian Fault Zone, have been studied under the names of Horibaba Fault, Küllü Fault, Eşilbaba Fault, Aşağıçirlik Fault, Gaboran Fault, Ayanoğlu

Fault, Karapolat Fault, Kırıktepe Fault, Yedisu Fault, Liçik Fault, Kaşıkçı Fault Çatak Fault, Kazan Fault, Halittepe Fault, Horhor Fault, Bazotepe Fault, Yaylaardı Fault from the west to the east of the study area. All of these faults are right lateral strike-slip in nature.

The strike of the North Anatolian Fault Zone in the study area lies N70°W in between Eşil and Elmalı, E-W in between Elmalı and Kızılçubuk and N35°W in between Kızılçubuk and Karlıova.

The fault zone that is 5-7 km in width in the west branches out in the east becoming 20-25 km wide near Karlıova.

The second group of faults crossing the North Anatolian Fault Zone diagonally are mainly Mozi Fault, Peri Fault, Yoncalık Fault, Baluca Fault and Zabık Fault, with an approximate strike of N45°E.

The age of the North Anatolian Fault is younger than Upper Miocene-Pliocene (?).

The cities and villages in the fault zone are under a great risk of both earthquake and landslide.

GİRİŞ

Türkiye'nin jeolojik-tektonik yapısı üzerinde çok önemli rol oynayan Kuzey Anadolu Fay Zonu, bu özelliğinden dolayı yıllardan beri yerli, yabancı birçok yerbilimcinin dikkatini çekmiş ve bu konuda çeşitli araştırmalar yapılmıştır.

Bu çalışmalar arasında Blumenthal (1948), Abdüsselamoğlu (1959), Pavoni (1961), Canitez (1962, 1969, 1973), Ergin (1966), Tokay (1973), Tatar (1973, 1975, 1978), Ataman ve diğerleri (1975), Öztürk (1976), Bergougnan (1976), Şengör (1980), Şengör ve Yılmaz (1981), Bektaş (1981), Yılmaz ve diğerleri (1981), Tutkun ve İnan (1982), Koyçığit (1983, 1984), Öztürk ve diğerleri (1984, 1985), Şaroğlu (1985) sayılabilir,

Bu çalışma ise, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Eşil (Erzincan) ile Karlıova (Bingöl) arasında kalan ve bugüne kadar araştırılmamış olan kesiminin faylarını ve bu faylara bağlı olarak gelişmiş morfolojik yapıları sistematik bir şekilde aydınlatmayı amaçlamaktadır Aynı sahanın tektonostratigrafisi konusunda bir çalışma halen yürütülmekte olup, ileride yayınlanması düşünülmektedir.

Bu kesimde Kuzey Anadolu Fay Zonu batıda Erzincan Sansa boğazından çıkar, çalışma alanını tamamen katederek doğuda Doğu Anadolu Fay Zonu ile Karlıova doğusunda karşılaşır.

Bu çalışma kapsamı içinde yukarıdaki amaca uygun olarak Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yaklaşık 100 km'lik bir uzanımında bir bölgenin 1/25.000 ölçekli haritası yapılmış (Şekil 1) ve haritaya çalışma alanındaki tüm faylar, sıcak, soğuk ve kaynakları, alüvyon konileri, heyelanlar, alüvyonlar ve fay-

lara bağlı olarak gelişen travertenlerle, göller işaretilenmiştir. Ancak basım sorunları nedeniyle küçültülmek zorunda kalan harita da bu yapıların bir kısmı gösterilememiştir. Haritası sunulan sahada Kuzey Anadolu Fay Zonuna bağlı olarak gelişen faylar önce arazide çizilmiş, daha sonra hava fotoğrafılarıyla denetlenmiş, en son olarak da bir kez daha tamamı arazide denetlenmiştir (Şekil 9).

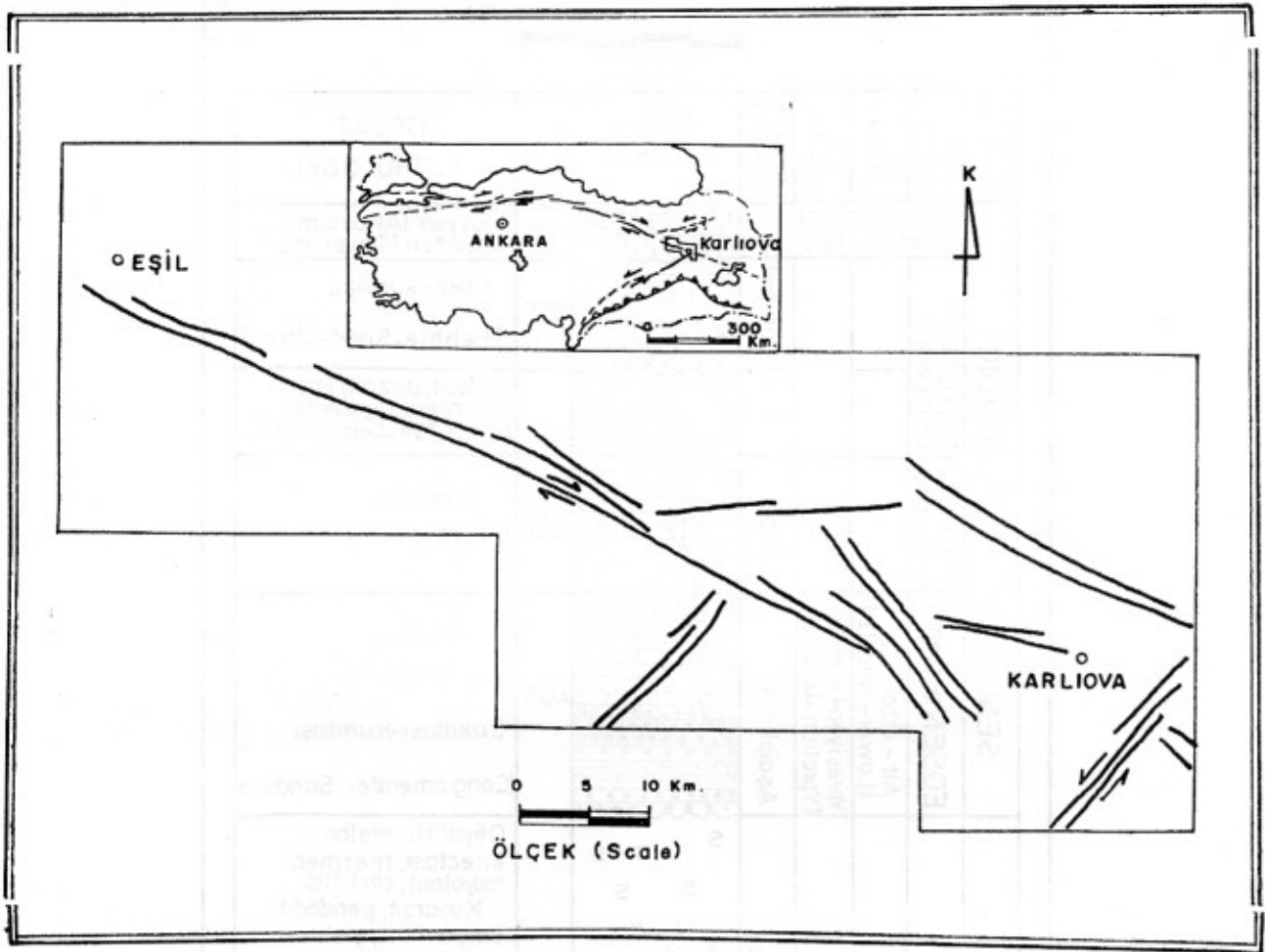
ÇALIŞMA ALANININ GENEL STRATİGRAFİSİ

Çalışma alanında geniş bir alanda Anadolu Napı (Ali Koçyiğit ile sözlü görüşme) adı verilen ofiyolitik karışık yüzeylenmektedir. Ayrıca Üst Kretase yaşlı fliş kayaları (Şeytandığı formasyonu) (1), Eo- ϵ n yaşlı çakıtaşı - kumtaşı - kıltaşı - kireçtaşlarından oluşan Aşağıkayık formasyonu (1), Miyosen yaşlı denizel kireçtaşlarından oluşan Darabi formasyonu (1), Üst Miyosen-Pliyosen? yaşlı andezit, bazalt, tüf ve aglomeralardan oluşan volkanik kayalar (Karlıova volkanitleri)), (Şaroğlu, 1985) Pliyosen yaşlı serbest çakıllardan oluşan Kümbet formasyonu (1) ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlarla travertenler yüzeylenmektedir (Şekil 2).

KUZAY ANADOLU FAY ZONU

Kuzey Anadolu Fayı denince uzunluğu yaklaşık 1200 km'yi aşan tek bir fay değil batıda Marmara denizinden başlayıp doğuda Van gölüne kadar uzanan aynı doğrultulu doğrultu atımlı sağ yönlü faylar topluluğu kastedilir (Ketin, 1976). Yaklaşık D-B doğrultulu bu faylar ve bunları verev olarak kesen

(1) Bu adlamalar, resmi olmayan adlamalardır.



Şekil 1. Kuzey Anadolu Fay Zonu içinde çalışma alanının konumu.

Figure 1. Location of the study area within the North Anatolian Fault Zone.

KD-GB doğrultulu faylar gözönüne alınarak bu zona Kuzey Anadolu Fay Zonu denilmiştir. Bu zonun genişliği yer yer 15-20 km'yi bulmaktadır (Tokay, 1973).

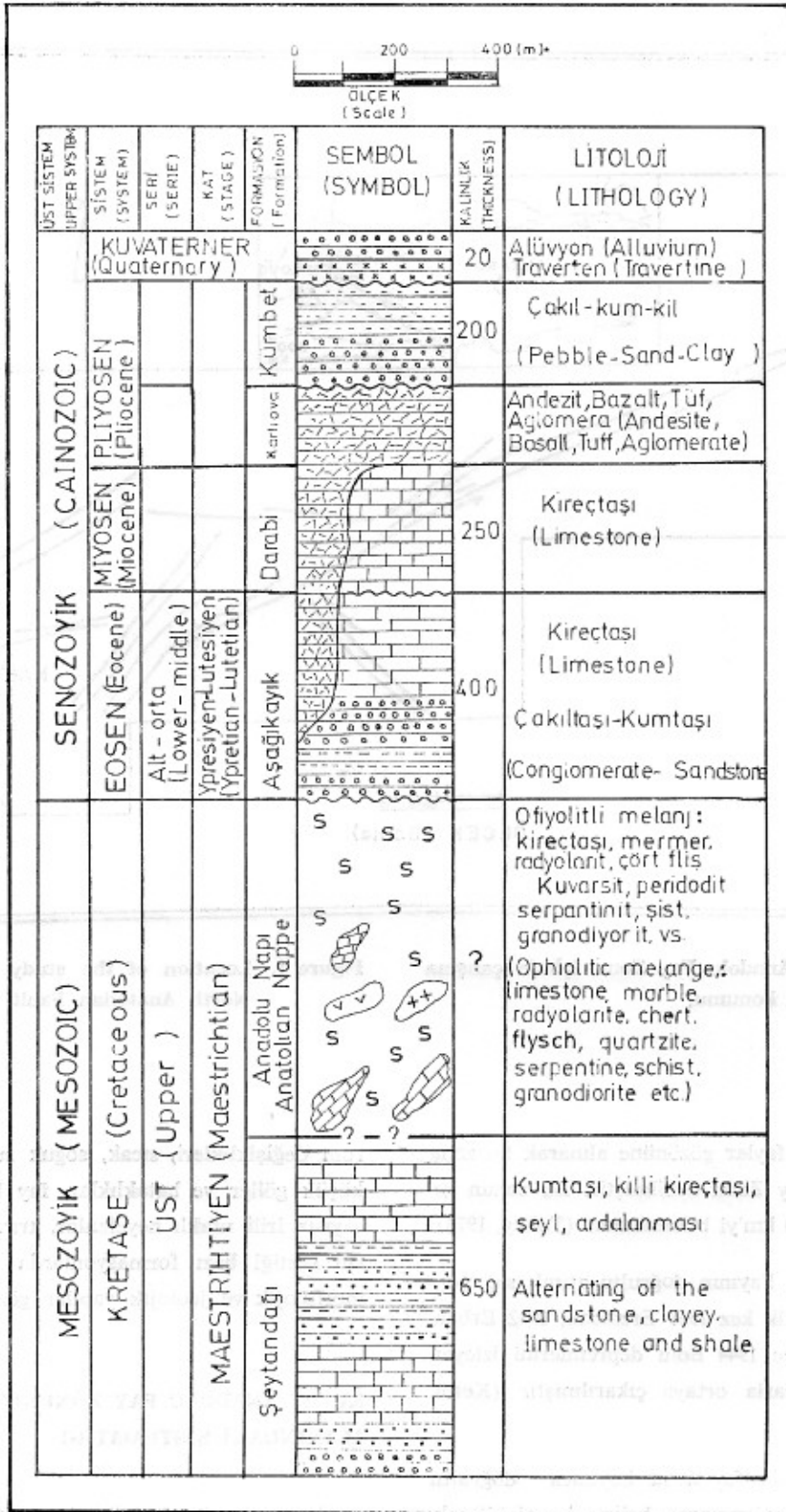
Kuzey Anadolu Fayının doğrultu atımlı sağ yönlü bir fay olduğu ilk kez 1939 Erzincan, 1942 Erbaa, 1943 Ladik-Kargı ve 1944 Bolu depremlerini izleyen yıllardaki çalışmalarla ortaya çıkarılmıştır (Ketin, 1949).

Çalışma alanında fay zonu boyunca doğrultu atımlı sağ yönlü faylanmanın belirtici olabilecek, dar, düzgün, uzun vadiler, ötelenmeye uğramış dere yatakları, uzamış tepeler, kesilen katmanlarda du-

rum değişiklikleri, sıcak, soğuk su kaynakları, bazı küçük göller ve bataklıklar, fay breşi, ezik zonlar, sayısız irili ufaklı heyelanlar, travertenler ve fayların kestiği bazı formasyonlarda ötelenmeler gibi morfolojik ve jeolojik yapılar gözlenmiştir.

KUZAY ANADOLU FAY ZONUNUN ÇALIŞMA ALANINDAKİ SİSTEMATIĞI

Yukarıda da değinildiği gibi fay zonu, çalışma alanının batısında Sansa Boğazından gelir, Yedisu (Çerme) ovasında genişleyerek aynı doğrultuda de-



Şekil 2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 2. Generalized columnar section of the study area.

vam eder. İleride sahanın güneydoğusunda çatalla-
nır. Kuzeydeki ana kol Aktaş çayını izleyerek D-B
doğrultusunda Kızılçubuk Köyüne kadar devam
eder, Kızılçubuk ile Karlıova kuzeyinde tekrar doğ-
rultu değiştirerek çalışma alanını terkeder.

Bu zon içinde ayrıca Fay zonunu verev olarak
kesen yaklaşık KD-GB doğrultulu faylar da bulunur.

Aşağıda bu fayların en büyük olanları batıdan
doğuya doğru iki büyük grup altında incelenecektir.

1. Kuzey Anadolu Fay Zonuna Koşut Faylar

Horibaba Fayı : Çalışma alanının kuzeydoğusun-
da Küllü Tepeden başlayarak doğuya doğru K68°B
doğrultulu olarak Orman Tepe ve Horibaba Tepe
güneyinden geçerek Korsolar Köyünde son bulur.
Fay zonu boyunca doğrultu atımı gösterebilecek bir
veriye rastlanmamıştır. Fay güneye 70°-80° ile eğim-
lidir. Fayın çalışma alanı içindeki uzanımı 7 km'dir.

Küllü Fayı : Bu fay doğuda Elmalıkomunda baş-
lar, Elmalı Dereyi denetleyerek K78°D doğrultusun-
da Küllü Köyü güneyine kadar devam eder. Burada
doğrultu değiştiren fay, K55°D doğrultusuyla Küllü
Deresi güneyinde Kuştepe kuzeyinden Yayla Tepeye
kadar devam eder. Fay bütün uzanımı boyunca ku-
zeye 70°-80° eğimlidir. Çalışma alanındaki uzanımı
8 km'dir.

Eşilbaba Fayı : Bu fay Gaboran Köyünün 750 m
kuzeyinde Kuştepe güneyinden başlar. Dedvan Tepe
ve Gümüşlü Tepe güneyinden geçerek son bulur. Fa-
yın çalışma alanındaki doğrultusu batı kesimde
K70°D, doğuya doğru yaklaşık D-B'dir. Güneye 75°
ile eğimli olan bu fay bazı kesimlerde dereleri bir-
kaç on metre sağ yönlü olarak ötelemiştir. Çalışma
alanındaki uzanımı 10 km'dir.

Aşağıçirlik Fayı : Çalışma alanının kuzeybatısın-
da Yeniköy güneyinden başlayan fay K35°B doğrul-
tusuyla 2 km devam ettikten sonra K70°B doğrultu-
suyla yön değiştirerek Aşağıçirlik mahallesinde son
bulur. Fayın çalışma alanındaki eğimi 70°-75° güne-
ye olup, uzanımı 10.5 km'dir.

Gaboran Fayı : Çalışma alanının doğusunda San-
sa Boğazi güneyinden başlayan fay, K68°B doğrultu-
su ile güneydoğuya uzanır. Gaboran Köyü, kuzeyin-
den geçerek, Bağır Dere, Fem Köyü, Fem Çayı bo-
yunca devam eder. Yedisu ovasının güneyinde Miko
Mezrası, Arnesköşmürü, Güzgülü, Zırzanos, Şenköy,
Dinarbey, Paltöken ve Barkaç Tepe güneyinden ge-
çerek Mamemeysi Tepede son bulur. Fayın çalışma
alanı içinde eğimi 75°-80° kuzeye olup, 70 km uzanım
gösterir.

Fay zonunun uzanımı boyunca büyük dereleri
denetlemesi tavan blokta çok sayıda uzamış tepeler,
küçük göller ve bataklıklar, su kaynakları, çok sayı-
daki heyelanlar ve kestiği küçük derelerdeki sağ
yönlü ötelemeler fayın belirtici olarak görülmekte-
dir. Bu fay çalışma alanında Kuzey Anadolu Fay Zo-
nunun en büyük güney kolunu oluşturmaktadır.

Korsolar Köyünden Zeynel Şimşek (1929)'un ifa-
mesine göre; 1939 depreminde hasarın ve ölü sayı-
nın az olduğu, 1966 depreminde ise Şampaşa, Kara-
derbent, Kabayel (Femköy), Derindere ve Karagöl
köylerinin tamamen yıkıldığı 100 civarında ölü oldu-
ğu, yaklaşık K-G doğrultulu 5-10 cm aralığa sahip
çatlakların gözlemlendiği belirtilmiştir.

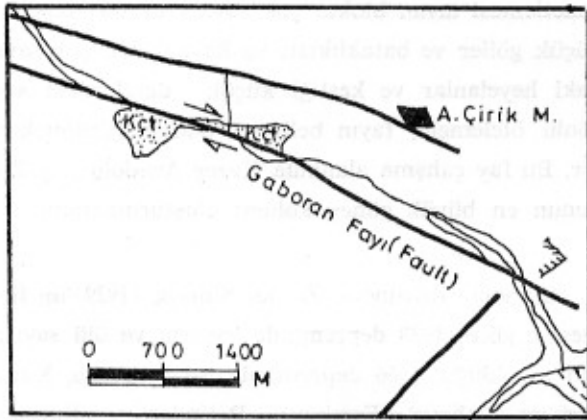
Gaboran köyünden Ali Sönmez (1948) ve Nusret
Korkmaz (1929) tarafından 1939 depremi sırasında
Bağır Derenin güney kenarında kayma olmadığı, ku-
zeyde dereye paralel yarıklar olduğu, yarıkların ge-
nişliğinin 5-50 cm. arasında değiştiği, güney blokun
kuzey bloka oranla 10 cm - 1 m kadar aşağı düştüğü
belirtilmiştir.

Yukarıdaki bilgiler göz önüne alındığında 1939,
1959, 1966 depremlerinde aktif hareketin eski fayları
izlediği sonucuna varılabilir. Günümüzde de bu fay
üzerinde bulunan bütün köylerin yerleştikleri yerler
ve yapı tarzı gözönüne alındığında her an deprem
tehditi altında buldukları ve sürekli heyelan teh-
likesi ile karşı karşıya oldukları gözlenmiştir.

Gaboran Fayı'nın çalışma alanının güneydoğu-
sunda Üst Miyosen - Pliyosen (?) yaşlı Karlıova vol-

kanitlerini kesiyor olması, yaşının en azından Üst Miyosen - Pliyosen (?)'den daha genç olduğunu göstermektedir.

Gaboran Köyü'nün 6 km doğusunda, fayın Miyosen yaşlı kireçtaşlarından oluşan Darabi formasyonunu keserek 500-600 m. lik sağ yönlü atım oluşturduğu gözlenmiştir (Şekil 3 ve 4).



Şekil 3. Aşağıçirik güneyinde Gaboran fayının haritası (Kçt): Miyosen kireçtaşı.

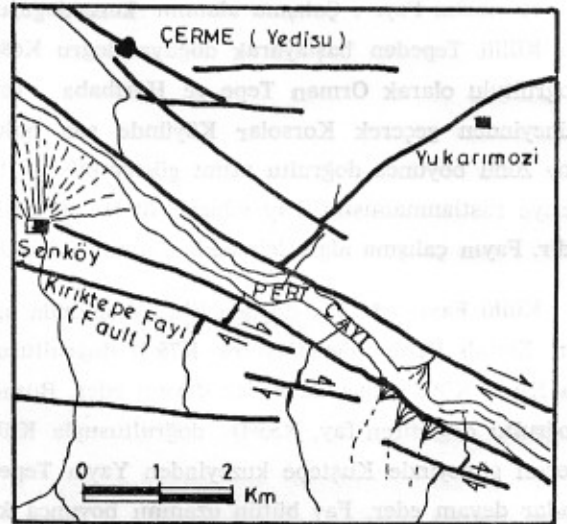
Figure 3. The map of Gaboran Fault in south of Aşağıçirik. (Kçt): Miocene limestone.

Ayanoğlu Fayı : Çalışma alanında Karamusan Mahallesinden başlayan fay, Gelinpertek kuzeyi, Göl Mah. ve Ayanoğlu Köyünden geçerek K60°B doğrultusuyla Eskibalta, Karapolat Köylerinde Yedisu Ovasının kuzey sınırını oluşturur ve Melikan güneyinde alüvyona girer. Çalışma alanındaki uzanımı 15 km olan fayın eğimi 70.75° güneydir. Bu fayın özellikle Göl Mah. ve Ayanoğlu kesimlerinde güney bloku tamamen heyelanlıdır. Fay Zonu boyunca küçük göller, uzamış tepeler ve küçük derelerde sağ yönlü ötelenmeler saptanmıştır.

Karapolat Fayı : Batıda Kireçdere ve Bardakçı Mahallelerinden geçen fay 5 km lik uzanımdan son-

ra Yedisu Ovasına girer. Peri Çayı'nın kuzeyini denetleyerek K60°B doğrultusunda Elmalı'dan geçerek Dinarbey Köyü kuzeyinde son bulur. Çalışma alanındaki eğimi 70°-75° G olup, toplam uzanımı 25 km dir.

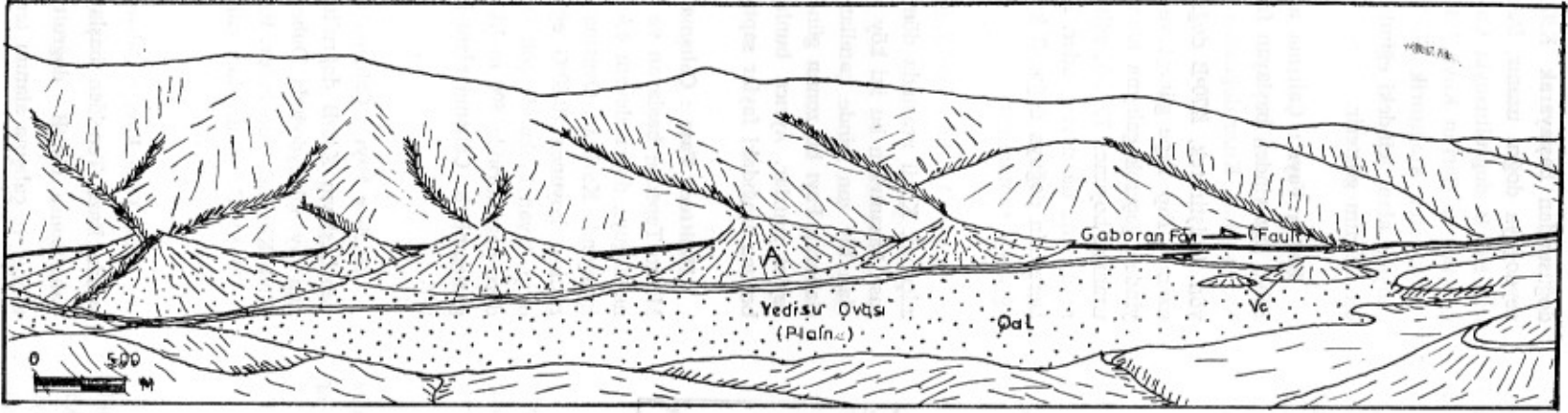
Kırktepe Fayı : Çalışma alanının ortalarında Güzgülü Köyü'nün güneyinden başlayan fay, K70°B doğrultusunda Zirzanos Köyü, Kırık Tepe ve Şenköy güneyinden geçerek güneydoğuya doğru uzanır. Çalışma alanında 8 km lik uzanımı olan fay, güneye 75° eğimli olup kestiği derelerde 350-400 m lik sağ yönlü ötelenmeler meydana getirmiştir (Şekil 5).



Şekil 5. Şenköy güneyinde Kırktepe Fayı boyunca derelerde gözlenen sağ yanal ötelenmeler.

Figure 5. Right lateral offsets observed across the rivers along Kırktepe Fault in south of Şenköy.

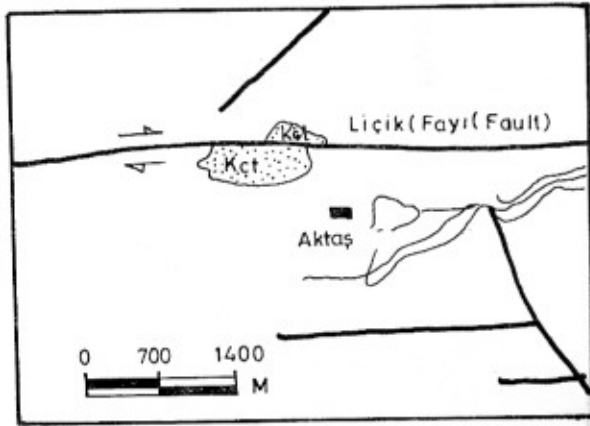
Yedisu Fayı : Çalışma alanının ortalarında Eskibalta Köyününün 1 km kuzeyinden başlayan fay, Melikan Köyünden geçerek Yedisu Ovası'nın kuzeyini sınırlar ve Yedisu Bucağının 2 km doğusunda iki kola ayrılarak Aşağımozi Mahallesinde son bulur. Fay, K45°D doğrultulu ve 70-80°G eğimlidir. Çalışma alanında 15 km uzanım gösterir.



Şekil 4. Yedisu Ovasının güneyini sınırlayan Gaboran Fayının görüntüşi.
(A): Alüvyon konileri.
(Vc): Volkan konileri.
(Qal): Alluvium.

Figure 4. View of Gaboran Fault bounding the south of Yedisu Plain.
(A): Alluvium fans.
(Vc): Volcanic cones.
(wal): Alluvium.

Lıçık Fayı : Çalışma alanının batısından itibaren K60°B doğrultusunda uzanan faylar, Elmalı Köyünden itibaren dönüş yaparak D-B doğrultusunda uzanır. Bu fay Elmalı'dan başlar, Düz Tepe kuzeyinden geçerek doğuya doğru sürer. 10 km lik bir uzanımından sonra atlamalı olarak Lıçık Çayını denetler ve Kızılçubuk Köyünün 500 m güneybatısında son bulur. Fayın uzanımı boyunca eğimi batıda 70.80°G, doğuda ise diktir. Düz Tepede fayın Miyosen yaşlı Darabi formasyonunu keserek 350-400 m lik bir sağ yönlü öteleme meydana getirdiği saptanmıştır (Şekil 6). Fayın çalışma alanındaki uzanımı 20 km dir.



Şekil 6. Aktaş Köyü kuzeyinde Düztepede Lıçık Fayı boyunca kireçtaşlarının sağ yanal ötelenmesi.

(Kct): Miyosen Kireçtaşı

Figure 6. Right lateral offset of limestones along Lıçık Fault in Düz Tepe north of Aktaş village.

(Kct): Miocene limestone.

Kaşıkcı Fayı : Bu fay, Şehit Tepe güneyinde K80°B doğrultusu ile doğuya doğru uzanır. Ortaköy kuzeyinde dönerek D-B doğrultusuyla Kaşıkcı Köyüne kadar devam eder. Fay, Kaşıkcı Köyünün kuzeydoğusunda dönerek K70°D doğrultusunda kuzeydoğuya yönelir. Eğimi 75° G olup, uzanımı 25 km dir.

Çatak Fayı : Fay, Şorik Tepenin yaklaşık 1 km doğusundan başlayarak K30°B doğrultusu ile güneydoğuya doğru uzanır. Daha sonra yön değiştirerek K65°B doğrultusuyla Çatak deresinin kuzeyini denetler ve Gerran Köyü 1 km güneyinde Çatak Çayını keserek Aşağışorik Köyüne kadar uzanır. Fayın çalışma alanı içindeki eğimi 75-80°G olup 13 km lik bir uzanım gösterir.

Kazan Fayı : Çalışma alanı içinde Kızılçubuk Köyü kuzeyinden başlayan fay, K55°B doğrultusu ile Kazan Mah. Kuzeydoğusuna kadar uzanır. Burada yön değiştirerek, K70°B doğrultusu ile güneydoğuya uzanıp, Tap Tepe güneyi ve Selimçayırı Tepe kuzeyinden geçerek çalışma alanını terkeder. 20 km lik uzanımı boyunca 70-80°K eğimli olan fay çalışma alanı dışında da devam eder. Fay boyunca Kasaphane Deresinin doğuya doğru 2 km sağ yönlü ötelenmeye uğradığı saptanmıştır.

Kuzey Anadolu Fay Zonu, Elmalı Köyü ile Kızılçubuk Köyü arasında dönüş yaparak D-B doğrultusu kazanırken bu iki köy arasında genişliği 25 km olan bir zon içinde çatallanır. Yukarıda anlatılan Gaboran Fayı bu zonu güneyini, Çatak Fayı ise kuzeyini sınırlar. Ayrıca bunların dışında zon içinde başlıca aşağıdaki faylar saptanmıştır.

Halittepe Fayı : Çalışma alanı güneydoğusunda Memo Tepeden başlayan ve K50°B doğrultusuyla güneydoğuya doğru devam eden fay, Çirik Köyü 1 km kuzeyinde Karlıova Ovasına girer. Fayın bütün doğrultusu boyunca 70.80°G eğimli olduğu saptanmış olup, tavan blokunda çok sayıda uzamış tepeler ve dere yataklarında 500 m lik sağ yönlü ötelenmeler gözlenmiştir. Çalışma alanı içindeki uzanımı 15 km dir.

Horhor Fayı : Çalışma alanında Horhor Köyünden başlayıp K45°B doğrultusuyla güneydoğuya uzanan fay, güneydoğuda Dubeyi Deresini denetleyerek Çirik Köyünde son bulur. Fay bütün uzanımı boyunca 70°.80° G eğimli olup, çalışma alanı içinde 17 km uzanım gösterir.

Bazo Tepe Fayı : Çalışma alanının güneydoğusunda Bazo Tepe'den başlayan fay, önceleri K70°B daha sonra K40°B doğrultulu olarak güneydoğuya uzanır ve çalışma alanını terkeder. Fay, 70° G eğimli olup, uzanımı boyunca Geliyataro Dereyi denetler. Çalışma alanı içindeki toplam uzanımı 17 km dir.

Yaylaardı Fayı : Çalışma alanının güneydoğusunda Yaylaardı Tepeden başlayıp güneydoğuya doğru K40°B doğrultusu ile uzanan fay, 70°-80° G eğimli olup, çalışma alanında 13 km uzanarak devam eder. Fayın tavan blokunda çok sayıda uzamış tepeler gözlenmiştir.

Halit Tepe Fayı, Horhor Fayı, Bazo Tepe Fayı, Yaylaardı Fayı ve Gaboran Fayının güneydoğu ucu Üst Miyosen-Pliyosen (?) yaşlı Karlıova volkanitlerini kestiği ve uzanımları boyunca bu volkanitlerde kıvrılma, ezilme gibi deformasyon yapıları gözlemlendiği için yaşlarının Üst Miyosen-Pliyosen (?) den genç olması gerekir.

2. Kuzey Anadolu Fay Zonunu Enine Kesin İkincil Faylar

Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde önceden yapılmış çalışmalar; Abdüsselamoğlu (1959), Tokay (1973), Öztürk (1976), Tatar (1978), Yılmaz ve diğerleri (1981), Tutkun ve İnan 1982) Öztürk ve diğerleri (1984, 1985) da Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu K45°D doğrultusuyla enine kesen faylardan söz edilmektedir.

Çalışma alanında aynı doğrultuda ve özellikle çok sayıda fay saptanmış olup bu faylardan başlıcaları Mozi Fayı, Peri Fayı, Yoncalık Fayı, Baluca Fayı ve Zabık Fayı olarak adlandırılmış ve incelenmiştir (Şekil 9).

Morfolojik özellikler ve arazi gözlemleri, bu faylardan çoğunun düşey veya düşeye yakın olduğunu ve çoğunda düşey atımın bulunduğunu göstermektedir.

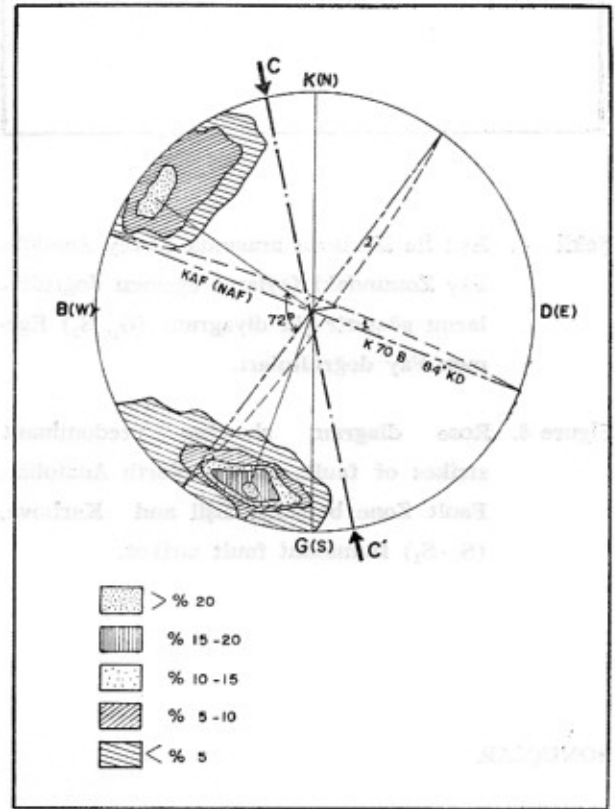
Bu fayların Anadolu Plakasının batıya hareketi sırasında fay zonunun kuzeyinde ve güneyinde etkin olan açılma rejimi nedeniyle geliştikleri düşünülmektedir.

KUZAY ANADOLU FAY ZONU ÜZERİNDE FAY DÜZLEMLERİ ÇÖZÜMÜ

Çalışma alanında Kuzey Anadolu Fay Zonu'na koşut olan birincil faylar ve bu zonu enine kesen ikincil faylardan alınan 200 adet fay düzlemi ölçüm-

lerine göre çizilen kontur diyagramı, Şekil 7 de, gül diyagramı ise Şekil 8 de gösterilmiştir.

Bu diyagramlara göre Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca egemen fay düzlemlerinin K60-80°B ve K30-40°D doğrultulu, egemen sıkıştırmanın ise K13°B - G13°D yönlü olduğu saptanmıştır.



Şekil 7. Eşil ile Karlıova arasında Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun egemen fay düzlemleri ve sıkıştırma yönünü gösterir kontur diyagramı.

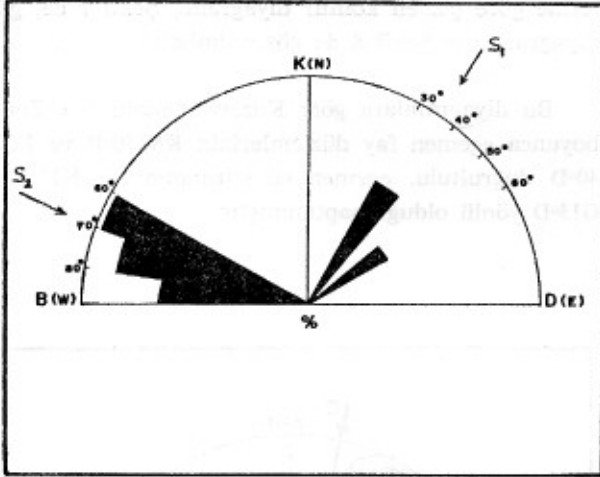
(1, 2): Egemen fay düzlemleri.

(C-C'): Egemen sıkıştırma yönü.

Figure 7. Contour diagram showing predominant fault planes and dominant stress direction of the North Anatolian Fault Zone between Eşil and Karlıova.

(1, 2): Predominant fault planes.

(C-C'): Dominant stress direction.



Şekil 8. Eşil ile Karlıova arasında Kuzey Anadolu Fay Zonundaki fayların egemen doğrultularını gösterir gül diyagramı. (S_1 , S_2) Ege-men Fay doğrultuları.

Figure 8. Rose diagram showing predominant strikes of faults in the North Anatolian Fault Zone between Eşil and Karlıova. (S_1 - S_2) Dominant fault strikes.

SONUÇLAR

1. Eşil (Erzincan) ile Karlıova (Bingöl) arasında Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu oluşturan fayların tümü ortaya çıkarılmıştır.

2. Çalışma alanında Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Eşil ile Elmalı Köyü arasında $K70^\circ B$, Elmalı ile Kızılcubuk Köyü arasında D-B, Kızılcubuk ile Karlıova arasında ise $K35^\circ B$ doğrultusunda devam ettiği saptanmıştır.

3. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu oluşturan fayların genellikle dike yakın oldukları ve yer yer uzamları boyunca eğim yönlerinin değiştiği belirlenmiştir.

4. Doğu Anadolu Fayı ile karşılaşma yerine yakın olduğu bölgede, Kuzey Anadolu Fayı'nın yaklaşık 20 km lik bir zon içinde çatallandığı ve genişlediği gözlenmiştir.

5. Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yer alan bölgedeki yerleşme merkezlerinin geçmişte ve günümüzde büyük bir deprem riski altında oldukları ve heyelan tehlikesinin varlığı ortaya konmuştur.

6. Arazi bulgularına dayanılarak Kuzey Anadolu Fayı'nın yaşının en azından Üst Miyosen - Pliyosen (?) sonrası olması gerektiği sonucuna varılmıştır.

7. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu oluşturan fayların egemen düzlemlerinin $K60-80^\circ B$ ve $K30-40^\circ D$ doğrultulu olduğu ve bölgedeki asıl sıkıştırma kuvvetinin ise $K13^\circ B-G13^\circ D$ yönlü olduğu saptanmıştır.

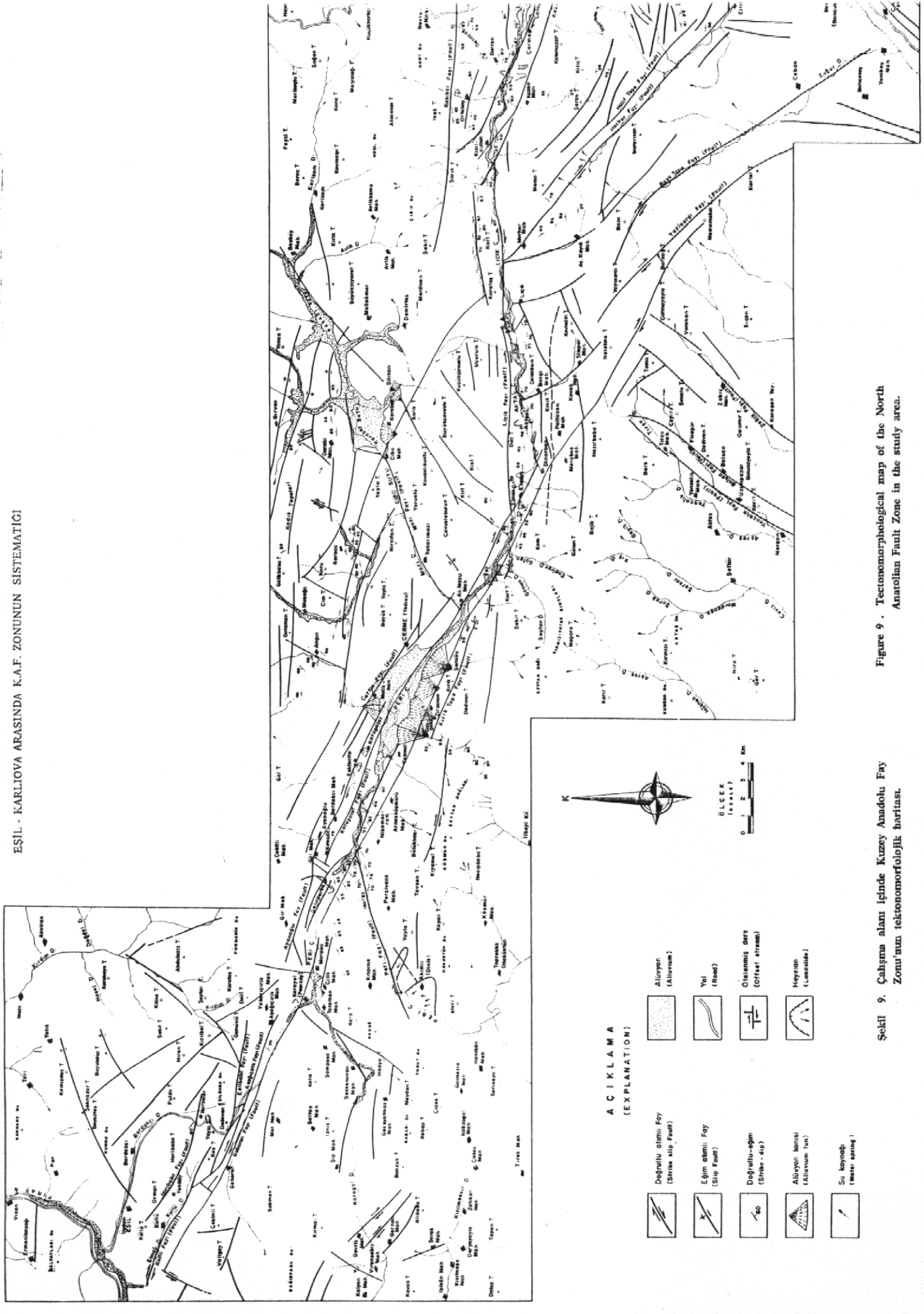
8. Çalışma alanında Kuzey Anadolu Fayı'nın tek bir fay olmayıp genişliği yer yer 20-25 km ye varan bir fay zonu şeklinde geliştiği bir kez daha vurgulanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazar bu çalışmanın maddi desteğini sağlayan Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu'na, bilimsel katkı ve yardımlarından dolayı Prof. Dr. Ali Öztürk'e, Doç. Dr. Ali Koçyiğit'e, Yrd. Doç. Dr. Orhan Özçelik'e, Yrd. Doç. Dr. Selim İnan'a, Arş. Gör. Bora Rojay'a ve Jeo. Müh. Orhan Tatar'a, ayrıca yörede arazi çalışmaları sırasında her türlü yardımı esirgemeyen Karlıova Jandarma Bölük Komutanlığı ve Yedisu Jandarma Takım Komutanlığı yetkililerine sonsuz teşekkür eder.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1959, Almacık dağı ile Mudurnu ve Göynük civarının jeolojisi: *Fen Fak. Monogr.*, 14, İstanbul.
- Ataman, G., Buket, E. ve Çapan, U.Z., 1975, Kuzey Anadolu Fay Zonu bir Paleo-Benioff zonu olabilir mi?, *Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Derg.*, 84, 112-119, Ankara.
- Bektaş, O., 1981, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzinan Tanyeri bucağı yöresindeki jeolojik özellikleri ve yerel oiyolit sorunları: *Doktora tezi*, 193 s., K.T.Ü. Trabzon.
- Bergougnan, H., 1976, Structure de la chaîne pontique dans le Haut-Kelkit (Nord-Est de l'Anatolie), *Bull. Soc. Geol. France*, (7) XVIII, 675-686.
- Blumenthal, M., 1948, Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki Kuzey Anadolu Silsilelerinin jeolojisi, *Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Yay.*, Seri B., No. 13, Ankara, 265 s.
- Canitez, N., 1962, Gravite ve sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da arz kabuğunun yapısı: *İ.T.Ü. Maden Fak. Yayınları*, İstanbul.
- Canitez, N., 1969, Türkiye ve civarında deprem odak hareketleri ve gerilme dağılımları. *İ.T.Ü. Maden Fak. Yayınları*, İstanbul.
- Canitez, N., 1973, Yeni kabuk hareketlerine ilişkin çalışmalar ve Kuzey Anadolu Fay problemi: *Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu*, M.T.A., 35-58, Ankara.
- Ergin, K., 1966, Türkiye ve civarının episantr haritası hakkında: *T.J.K. Büll.* X/1-2, 122-125, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1983, Doğu Anadolu Bölgesinin depremselliği ve gerekli çalışmalar: *Yeryuvarı ve İnsan (Kasım)*, Cilt 8, S. 3, s. 25-29.
- Öztürk, A., 1976, Ladik-Destek arasının stratigrafisi: *Türkiye Jeol. Kur. Bül.* 22, 1, 27-35.
- Öztürk, A., İnan, S. ve Tutkun, S.Z., 1984, Abant-Yeniçağa (Bolu) yöresinin stratigrafisi: *Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, C. 1, S. 1, s. 1-18.
- Öztürk, A., İnan, S. ve Tutkun, S.Z., 1985, Abant-Yeniçağa (Bolu) Bölgesinin Tektoniği: *C.Ü. Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Derg.*, C. 2, S. 1.
- Pavoni, N., 1961, Die Nordanatolische Horizontalverschiebung. *Geol. Rundsch.* 51: 122-139.
- Şaroğlu, F., 1985, Doğu Anadolu'nun Neotektonik Dönemde Jeolojik ve Yapısal Evrimi: *Doktora tezi*, İstanbul Üniv. Fen Bil. Enst.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: *Türkiye Jeol. Kur. Yay.*, Ankara, 40 s.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: *Tectonophysics*, V. 75, p. 181-241.
- Tatar, Y., 1973, Refahiye'nin güneydoğusunda Connur Köyü yöresi ofiyolitleri: *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi*, 435-445, M.T.A., Ankara.
- Tatar, Y., 1975, Tectonic structures along the North Anatolian Fault Zone, northeast of Refahiye (Erzinan): *Tectonophysics*, 29, 401-409.
- Tatar, Y., 1978, Ofiyolitli Çamlıbel dolaylarında jeolojik ve petrografik araştırmalar: *İst. Teknik Üniv. Maden Fak.*, Doçentlik tezi, yayınlanmamış.
- Tokay, M., 1973, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede ile Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: *Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu*, M.T.A., 12-29.
- Tutkun, S.Z. ve İnan, S., 1982, Niksar-Erbaa (Tokat) yöresinin jeolojisi: *Karadeniz Üniversitesi Yerbilimleri Derg.*, C. 2, S. 1-2, s. 51-68.
- Yılmaz, A., 1981, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı: *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 24/1, 31-36.



AÇIKLAMA
(EXPLANATION)

- | | | | |
|--|---|--|----------------------------------|
| | Değirli altını Fay
(Strike slip Fault) | | Alüvyon
(Alluvium) |
| | Eğim çabukluğu Fay
(Slip Fault) | | Yol
(Road) |
| | Doğrultu-eğim
(Strike-slip) | | Örsenmiş dere
(Girder stream) |
| | Alüvyon banisi
(Alluvium fan) | | Heyvan
(Landslide) |
| | Su kaynağı
(Hot spring) | | |

Şekil 9. Çalışma alanı içinde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tectonomorfolojik haritası.

Figure 9. Tectonomorphological map of the North Anatolian Fault Zone in the study area.

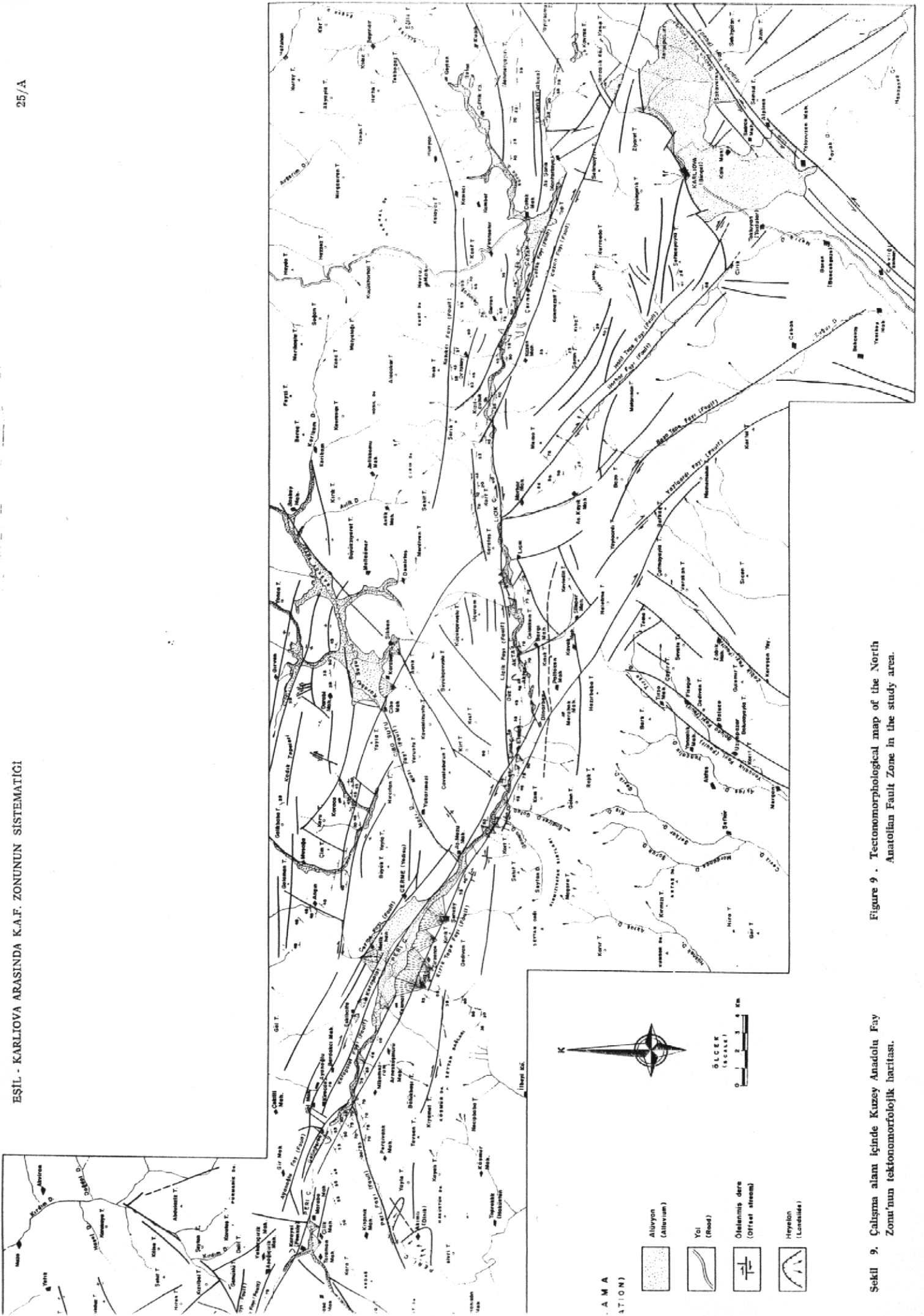


Figure 9 . Tectonomorphological map of the North Anatolian Fault Zone in the study area.

Şekil 9. Çalışma alanı içinde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tectonomorfolojik haritası.

Cebrail (Gediz - Kütahya) Antimon Yatağının Jeolojisi

GEOLOGY OF THE CEBRAİL (GEDİZ - KÜTAHYA) ANTIMONY DEPOSIT

Ahmet GÖKÇE, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS.

ÖZ : Cebrail Köyü yakınlarında bulunan antimoncevherleşmeleri yöredeki mermerlerin önlerinde ve tabanında gelişmiş ve şistler üzerinde uyumsuz örtüler şeklinde bulunan mermer çakılı yığılımları içinde «tabakamsı/stratabound tip», ve silisli travertenler ile mermerlerin kırık ve çatlakları içinde «çatlak dolusu tipi» gözlenmektedir. Genellikle kısmen ve/veya tamamen oksitlenmiş antimonitler ana cevher minerali olup, kermesit ve eser miktarlarda pirit, markasit, ve enarjit gözlenmektedir. Cevherleşmelerin yöredeki faylardan birisi (F-2) boyunca yüzeye yakın seviyelere kadar yükselen ve/veya çıkan sıcak suların olasılıkla şistler içinden çözdükleri antimonu çıkış noktalarından yamaç aşağı akarken, soğuk ve oksijene doygun yüzey suları ile karşılaştıkları yukarıda isimleri zikredilen yerlerde çöktürmeleri sonucu oluştuğu düşünülebilir.

ABSTRACT : Antimony deposits of the investigated area are seen as stratabound type in the accumulations of marble pebbles, which are accumulated in front of the marble blocks and/or underneath them, and discordant on the schist, and seen as fracture fill type in the joints and fractures of silicified marbles and travertine with silica. Stibnites, which are partly or completely oxidised, are the main ore minerals. Kermesite, pyrite, marcasite, and enargite are rarely seen. It may be thought that the mineralisations are deposited by the hot water solutions which came out or rose up to a few metres to the surface along one of the fault zones (F-2) and precipitated their antimony contents (which had been possibly solved from the basement schist) where they met the cold and oxidized meteoric water, during flowing and/or leaking in the places as mention above.

GİRİŞ

Cebrail antimon yatağı Kütahya iline bağlı Gediz ilçesi çevresinde bulunan 10'a yakın antimon yatağından birisi olup, Cebrail köyünün hemen güneyinde, 1/25000 ölçekli J₂₃-d₃ paftası içinde bulunmaktadır (Şekil 1).

Yatağın yakın çevresinde 1/5000 ölçekli, galeri içlerinde ise 1/200 ölçekli jeolojik harita ve gözlemler yapılarak ve toplanan kayaç ve cevher örnekleri laboratuvar yöntemleri ile incelenerek, yatağın yataklanma şekli, yayılımı, cevher - yankayaç ilişkisi,

mineral içeriği, oluşumu ve kökeni belirlenmeye çalışılmıştır.

Muratdağı Melanji olarak bilinen (Bingöl, 1977), metadetritik ve ultramafik kayaçlar ile çeşitli yaşlarda ve özelliklerde kireçtaşı ve mermerlerden oluşmuş karışık bölgenin en yaşlı kayaç grubunu oluşturmaktadır. Bu kayaç türleri, inceleme alanının güneyinde, Bingöl (1977) tarafından «Kıranlarla Formasyonu», Baş (1983, 1986) tarafından ise «Tunçbilek Formasyonu» olarak adlandırılmış, kömürlü seviyeler de içeren taneli sedimanter kayaçlar ile, incele-



Şekil 1. Coğrafik Konum Haritası.

Figure 1. Geographic location map.

me alanının kuzeyinde ise Baş (1983, 1986) tarafından «Çokköy Formasyonu» olarak adlandırılan, Pliosen yaşlı, tüf ve kireçtaşı arakatıkları içeren marn ve kilttaşları ile örtülmektedir. Ayrıca bölge tektonik açıdan oldukça hareketli bir bölge olup; D-B, K20B ve K45B doğrultulu kırık hatları oldukça belirgindir.

İnceleme alanı ile doğrudan ilişkili maden jeolojisi amaçlı çalışmalar hemen hemen yok gibidir. Atabek (1948), yöredeki antimon cevherleşmesinin K65B doğrultulu bir fay boyunca geliştiğini ve rezervi az, hidrotermal bir oluşum olduğunu belirtmektedir. 1970'li yıllarda yörede Etibank tarafından jeolojik ve jeofizik çalışmalar yapılmış ise de çalışmalara ait raporlar bulunamamıştır. İnceleme alanı içindeki antimon yatağı 1983 yılından bu yana MET-SAN A.Ş. (Gediz) tarafından işletilmektedir.

LİTOSTRATİGRAFİK BİRİMLER

İnceleme alanında 1/5000 ölçek düzeyinde tanımlanan litolojik birimlerin dağılımları ve olası stratigrafik dizilimleri Ek.1'de olduğu gibi belirlenmiştir.

Şistler

Yörede en altta bulunan ve en yaşlı olarak gözlenen litolojik birimlerdir. Genel olarak «Stavrolitli klorit-muskovit-kuvars şist olarak adlanabilecek bu birim içinde yer yer kuvars-kalkışit seviyeleri de gözlenmektedir. Genellikle gevşek dokulu, şistozite düzlemleri iyi gelişmiş, boz-gri renkli kayalardır. Fay zonlarının ve özellikle cevherleşmelerin yakınılarında ileri derecede bozdukları ve sarı-kahverengi renkli, toprağimsi görünümlü ve tamamen kalsitten ibaret bir bozunma ürününe dönüştükleri gözlenmektedir. Bu bozunma ürünleri içinde yer yer hap solmuş antimonit kristalleri de gözlenmektedir. Bingöl (1977), bu kayaların Üst Kretasede bölgeye yerleşmiş Muratdağı Karışığının büyük boyutlu blokları olduklarını belirtmektedir.

Mermerler

Topoğrafik olarak yüksek yerlerde, şistler üzerinde gelişen güzel dağılmış allokton bloklar şeklinde gözlenmektedirler. Genellikle ince bantlı, iyi kristallenmiş, sert, tıktız ve grimsi beyaz renkli kayalardır. Bileşimlerinde kalsit tek bileşen olarak gözlenmiştir. Yüzey ve/veya yeraltı suları ile işlenmiş kesimlerinde bantlı yapı kaybolmuş olup, kayaç gözenekli ve silisleşmiş bir yapı kazanmıştır. Yer yer bu blokların tabanında olasılıkla sürüklenme sırasında oluşmuş biresik zonlar ve aşağıda özellikleri tartışılacak olan mermer çakılı yığışmaları gözlenmektedir. Bu kayalar da Muratdağı Karışığının bileşenleri olarak düşünülmektedir (Bingöl, 1977).

Karşaka Tepe Çökelleri

İnceleme alanının kuzey kesiminde gözlenen ve daha kuzeye gidildikçe genişleyerek yayılan beyaz-kirli beyaz renkli çökellerdir. Genellikle ince ve tabakalı yataya yakın konumlu, marn-kiltaş aralanması ile kireçtaşı ve tüf arakatıklarından oluşmuşlardır. Baş (1983, 1986) bu birimi «Çokköy Formasyonu» olarak adlandırmıştır.

Mermer Çakılı Yığışmaları

Bu tür yığışmalar inceleme alanı içindeki mermer bloklarının önlerinde ve altlarında görülmektedirler. 5-20 cm büyüklükte ve köşeli mermer çakıllarının gelişigüzel bir şekilde bir araya yığılması ile oluşmuşlardır. Yer yer çok belirsiz de olsa tabakalanma gözlenmekte olup, taneler arası çimentolanma çok az ve/veya hemen hemen hiç yoktur gibidir.

Genel görünüşleri ile vadi içlerini ve/veya biraz daha büyükçe mermer blokları arasını doldurmuş yamaç döküntülerini andıran bu yığılımlar, aşınmış mermer bloklarından geriye kalmış ve yıkanmış taban birleşleri de olabilirler. Ancak bu yığılımlar F1 ve F2 fayları arasında yoğunlaşmakta olup, bu iki fay arasında kalan mermer bloklarının ileri derecede parçalanması ve küçük taneli ürünlerinin yıkanması, iri taneli çakılların ise oldukları yerde birikmeleri sonucu oluştuğu da düşünülebilir.

Bu çakıl yığılımlarının üst kısımlarında ve/veya yamaç eğimine göre ön kısımlarında altta kırmızı-kahverengi renkli, üstte ise sarı-kirli beyaz renkli, kum silt boyunda ve yuvarlaklaşmış karbonat tanelerinden (kalsit kümelerinden) oluşmuş, toprağımsı görünümlü yığılımlar da bulunmaktadır. Bu yığılımların az da olsa gözlenen tabakalanmaları yamaç eğimine paralel konumludur.

Bu birimin çakılları arasındaki boşluklarda ve çakıllı seviyeler ile toprağımsı üst seviyelerin arasındaki dokunak boyunca antimon cevherleşmesi gözlenmektedir.

Şistlerin mermerlere göre daha hızlı aşınmaları sonucu mermerler önünde dike yakın eğimli yüzeyler (yar-falez) gelişmiş ve mermerlerin üzerinden, çatlaklarından ve/veya şistler ile olan alt dokunakları boyunca akan ve/veya sızan sular bu yüzeyler boyunca silisli travertenleri çökeltmişlerdir. Bu traverten çökelleri mermerlerin ön yüzeyleri boyunca, onlara göre daha sert ve sarı kahverengi renkli sıvımlar şeklinde ve/veya onların kırık ve çatlakları içinde asendent (yukarıdan aşağıya doğru) dolgular şeklinde gelişmişlerdir. Özellikle silisçe zengin kesimlerinde antimon cevherleşmeleri gözlenmektedir.

Kolüvyonlar

Silisli travertenlerin önünde gelişen az eğimli yerlerde özellikle travertenlerden ve mermerlerden türmüş, 2 m'ye varan büyüklüklerde, herhangi bir boyanma ve tabakalanma göstermeyen yamaç döküntüleridir.

Alüvyonlar

CebraİL köyü içinden akan ve yaz aylarında kurulan ana dere ve yan kolları boyunca gelişmiş güncel birikintilerdir. Yöredeki kayaların bileşimine uygun ve genellikle kum, ince çakıl boyu malzeme oluşmuşlardır.

YAPISAL ÖZELLİKLER

Şistozite ve tabakalanma düzlemlerinin konumları

Bölgedeki metamorfitle ve mermerler, eksenel inceleme alanının 3 Km kadar güneyinden geçen D-B doğrultulu bir antiklinalin kuzey kanadında bulunmaktadır. Şistozite düzlemleri doğrultuları bakımından D.B'ye yakın (K70B-K70D) çok az değişen değerlere sahipken, eğim yönleri ve değerleri çok sık değişmektedir. Yer yer küçük boyutlu kıvrımlar ve fay zonlarına yakın yerlerde ezilmeler gözlenmektedir.

Mermerlerin tabakalanma ve bantlanma düzlemleri ise K10-20D/10-15°KB değerli konumlara sahiptirler. Pliyosen yaşlı Çokköy çökelleri genellikle yataya yakın tabakalı olup, yer yer 15-20°'lik eğimler gözlenebilmektedir.

Faylar

İnceleme alanı içinde birbirine paralel ve yaklaşık K45B doğrultulu 70.80°K eğimli 4 adet (F1-F4) eğim atımlı fay belirlenmiştir. Fayların atım miktarları saptanamamış olmakla birlikte, önlerinde topografik olarak 15-20 m'lik düşmeler gözlenebilmektedir. Faylar boyunca 10-15 m genişlikte bresleşmiş zonlar gözlenmektedir. Özellikle F2 fayı boyunca yer yer aşırı derecede silisleşmiş ve sarı-kahverengi renkli, sıcak su çıkış konilerini andıran travertenimsi oluşumlar bulunmaktadır. Bu yerler cevherleşmeleri getiren sıcak su kaynaklarının olası çıkış yerleri olarak düşünülmüştür. İnceleme alanının güneyinde, bu faylara paralel bazı fayların Miyosen yaşlı birimleri kestikleri gözlenmektedir. Bu nedenle bu fayların Miyosenden daha genç, hatta yörenin güncel olarak ta tektonik açıdan aktif bir bölge içinde bulunduğu göz önünde bulundurulur ise güncel'e çok yakın bir zaman da oluştuğu düşünülebilir.

CEVHERİN YATAKANMA ŞEKLİ VE CEVHER YANKAYAÇ İLİŞKİLERİ

İnceleme alanı içindeki cevherleşmeler mermer çakıllı yığılımları, silisli travertenler ve karbonatlaşmış şistler ile ilişkili gözükmekte olup ilk iki tür oluşum işletilebilecek derecede zenginleşmiş gözükmektedir.

Mermer Çakıllı Yığılımları İçindeki Cevherleşmeler

Bu litolojik birim tanımlanırken de değinildiği gibi çakıllar arası boşluklarda, çakılların üzerinde kum-silt bulunan kumsilt boyu malzeme içinde ve bu iki litolojinin, her zaman belirgin olmayan sınırı (do-

kunağı) boyunca antimon cevherleşmeleri gözlenmektedir. (Şekil 2). Bu tür yığılımlar ve antimon cevherleşmeleri başlıca iki bölgede (Sivriyayla T. ve Gökçeyüz T.'lerin kuzey yamaçlarında) kümelenmiştir (Şekil 2).

Çakıllar arası boşluklarda gözlenen cevherleşmelerde antimonit kristallerinin ışınsal bir şekilde kümelenmiş ve ileri derecede oksitlendikleri gözlenmektedir. Dağılımları oldukça gelişmiş olup, herhangi bir devamlılık ve düzenlilik gözlenmemektedir. Kum-silt boyu malzeme içinde olan antimonit kümecikleri de benzer özellikler göstermektedirler. Bu iki tür malzemenin dokunağı boyunca gözlenen cevherleşme çok az da olsa gözlenen tabakalanma düzlemlerine paralel olarak yataklanmış cevher cep-leri ve ince bantlar şeklinde olup, genel olarak doğrultu boyunca 100-150 m, eğim yönünde ise 45-50 m kadar bir devamlılık gözlenmektedir. Cevherleşme, topağimsı görünümlü olup, dış kısımları oksitlenmiş antimonitlerden oluşmuştur. Yer yer serbest kükürtün hakim olduğu ve içinde oldukça büyük ve öz şekilli antimonit kristallerinin geliştiği kümelenmeler, bazı yerlerde ise kırmızı renkli kermesit sıvamaları görülmektedir.

Cevherleşme zonu 1400-1370 m kotları arasında 50-70 cm kalınlıkta iken, 1370 m kotundan aşağılara inildikçe (G-13 ve G-A arasında; Şekil 2 ve Ek-1) incelmekte, tabanda şistlerin görülmesi ile tamamen kaybolmaktadır. Cevherleşmenin genel konumu ve iç yapısı, cevherin yukarıdan aşağıya doğru akan çözeltilerle getirildiğini göstermektedir. Çözeltilerin içerdikleri antimonu çökeltilmeleri sonucu aşağılara indikçe antimon içeriklerinin azaldığı ve cevherleşmede bir incelmeye ve fakirleşmeye gözlemlendiği söylenebilir. Ayrıca G-6 ve G-14'ten F-2 fayına doğru çıkıldıkça (Ek-1) kumlu-siltli malzeme azalmakta ve silisleşmiş mermer breşleri içinde yıldızlar şeklinde kümelenmiş antimonitlerden oluşmuş bir cevherleşme görülmektedir. Bu yerler cevherleşmeyi getiren suların olası çıkış yerleri olarak düşünülmüştür. F-2 fayının alt kotlarda cevherli olup olmadığı bilinmemekte olup, bu güne kadar herhangi bir arama yapılmamıştır. Genel olarak bu cevherleşmenin cevher çakılı yığılımları içinde çakılı ve kumlu-siltli malzemelerin dokunağı boyunca gelişmiş ve onların çok az da olsa gözlenen tabakalanma düzlemlerine paralel olarak gelişmiş tabakamsı/stratabound tipi bir cevherleşme oldukları söylenebilir.

Silisli Travertenler İçinde ve Mermerlerin Kırık-Çatlakları İçinde Gözlenen Cevherleşmeler

Daha önce de değinildiği gibi silisli travertenler mermerlerin önünde sıvamalar ve onların kırık ve çatlakları içinde dolgular şeklinde bulunmaktadır. Bunların içinde miktar olarak az olsa bile ışınsal şekilde kümelenmiş antimonit kristalleri gözlenmektedir. Etibank ocağı ve Çambitentaş olarak bilinen yerlerde işletilebilecek kadar zenginleşmiş kesimleri gözlenmekte ise de genellikle fakirdirler. Bir cevherli çatlak içinde aşağıya doğru inildikçe, çatlakın şekline bağlı olarak cevherleşme 'V' şeklinde incelenerek kaybolmaktadır. Çatlakları dolduran cevherli ve silisli çözeltilerin yukarıdan aşağıya doğru gelerek çatlakları doldurdukları belirgin bir şekilde izlenebilmektedir. Bu cevherleşmeler çatlak dolgusu tipi cevherleşmeler olarak tanımlanabilirler. Bu cevherleşmeler damar tipi cevherleşme olarak adlandırmak için çok fakir ve devamsız olup, işletilebilirlikleri çok azdır.

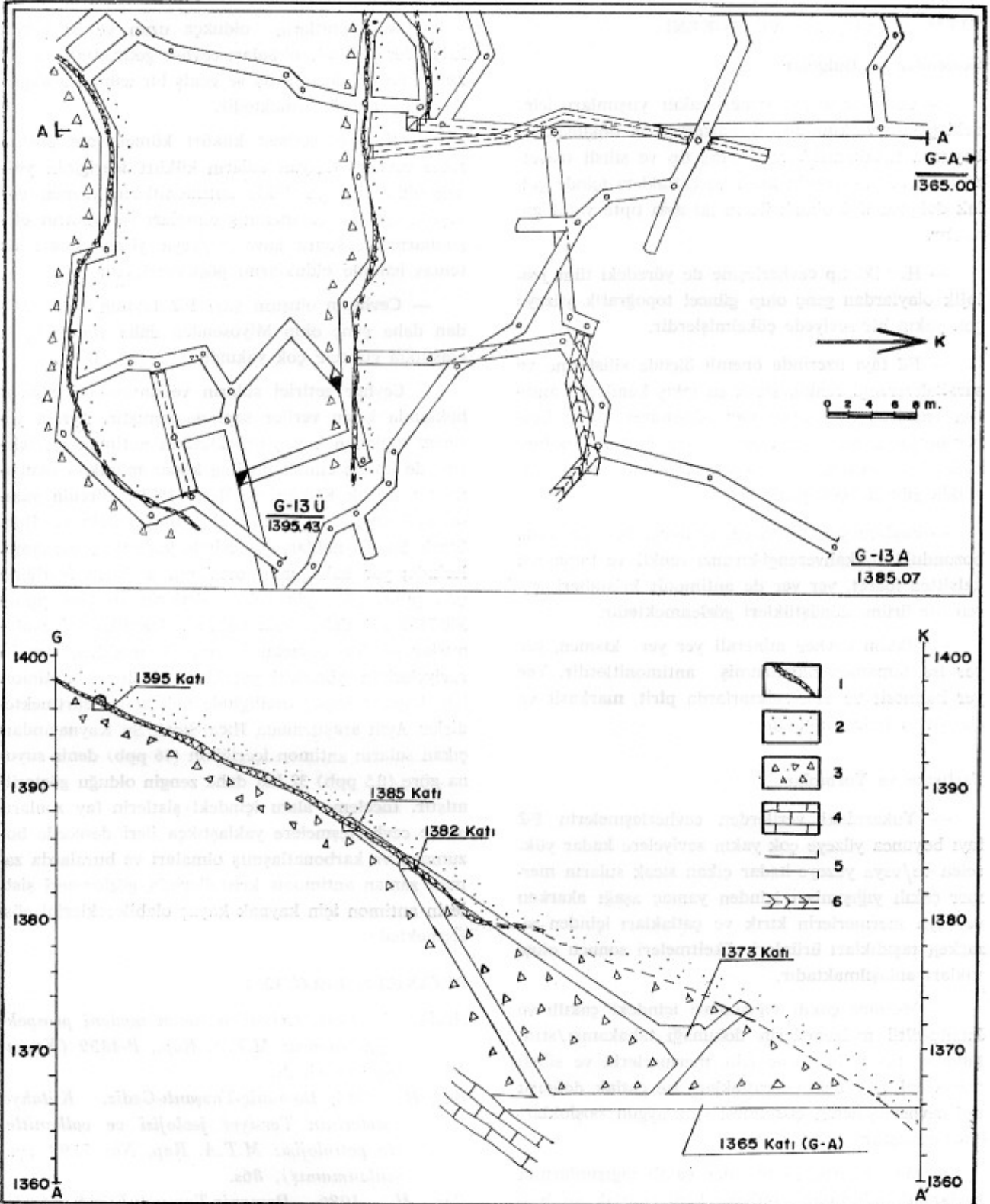
CEVHERİN MİNERALojİK ÖZELLİKLERİ

Makroskopik gözlemler ve mikroskopik incelemeler sırasında ana cevher mineralinin yer yer kısmen, yer yer ise tamamen oksitlenmiş antimonitler olduğu gözlenmiştir. Yer yer kermesit ve serbest kükürt kümelenmeleri gözlenmekte olup, mikroskopik incelemeler sırasında eser miktarlarda pirit, markasit, enarjit gibi mineraller de saptanmıştır. Kalsit ve kuvars ise saptanabilen gang mineralleridir.

Antimonitler genellikle ışınsal kümelenmiş, uzun çubuksu kristaller şeklindedirler. Elementer kükürtün bulunduğu yerlerde, onun içinde hapsolmuş antimonit kristalleri oldukça büyük ve öz şekillidirler. Kermesitler mermer çakılları üzerinde kırmızı renkli sıvamalar şeklindedirler.

Kuvarslar genellikle küçük kristaller şeklindedirler. Büyük çatlaklar içinde, yer yer dış yapısında kristalleşmiş büyük kuvars kristalleri de gözlenmektedir.

Kalsitler genellikle yöredeki mermerlerden, mermer çakıllarından türemiş taneler içinde, ender olarak ta ikincil çatlak dolguları şeklindedirler. Birinci tip kalsitler kenarları kırılmış ve yuvarlaklaşmış kümeler şeklinde, ikinci tip kalsitler ise genellikle öz şekilli kristaller şeklindedirler. Şistlerin karbonatlaşma ürünleri içinden alınan örneklerde antimonitlerin tamamen kalsitten oluşmuş bir matriks içinde buldukları görülmektedir.



Şekil 2. CebraİL antimon yatağı, Sivriyayla ocakları G-A ve G.13 katlarının jeolojisi harita ve kesiti. (1 — Cevherleşme, 2 — Kum-silt boyu karbonat malzeme, 3 — Mermer çakılı yığılması, 4 — Mermer, 5 — Galeri girişi, 6 — Eğimli galeri).

Figure 2. Geology map and cross section of the G-A and G.13 levels, in the Sivriyayla Mines of CebraİL antimony deposit (1 — Mineralisation, 2 — Sandy and siltous carbonate material, 3 — Accumulation of marble pebble, 4 — Marble, 5 — Portal of adit, 6 — Inclined adit).

YATAĞIN OLUŞUMU VE KÖKENİ

Gözlemler ve Bulgular

— Cevherleşme; mermer çakılı yığımları içindeki çakıllı ve kumlu-siltli malzemelerin dokunakları boyunca tabakamsı/stratabound tip ve silisli travertenler ile mermerlerin kırık ve çatlakları içinde çatlak dolgusu tipi olmak üzere iki ayrı tipte yataklanmıştır.

— Her iki tip cevherleşme de yöredeki tüm jeolojik olaylardan genç olup güncel topoğrafik yüzeye çok yakın bir seviyede çökelmişlerdir.

— F-2 fayı üzerinde önemli ölçüde silisleşme ve sarı-kahverengi renkli, sıcak su çıkış konilerini andıran travertenimsi oluşumlar gözlenmektedir. Cevher oluşumu bu faydan daha aşağı kotlarda bulunmaktadır. Fayların yaşı Miyosenden daha genç, olasılıkla güncele çok yakındır.

— Faylara yakın yerlerde şistlerin ileri derecede bozdukları, kahverengi-kırmızı renkli ve tamamen kalsitten ibaret, yer yer de antimonit kristalleri içeren bir ürüne dönüştükleri gözlenmektedir.

— Hakim cevher minerali yer yer kısmen, yer yer ise tamamen oksitlenmiş antimonitlerdir. Yer yer kermesit ve eser miktarlarda pirit, markasit ve enarjit te bulunmaktadır.

Tartışma ve Yorumlar

— Yukarıdaki verilerden cevherleşmelerin F-2 fayı boyunca yüzeye çok yakın seviyelere kadar yükselen ve/veya yüzeye kadar çıkan sıcak suların mermer çakılı yığımları içinden yamaç aşağı akarken ve/veya mermerlerin kırık ve çatlakları içinden sızarken taşıdıkları ürünleri çökeltilmeleri sonucu oluştuğu anlaşılmaktadır.

— Mermer çakılı yığımları içindeki çakıllı ve kumlu-siltli malzemelerin dokunağı tabakamsı/stratabound tip cevherleşme için, mermerlerin ve silisli travertenlerin kırık ve çatlakları ise çatlak dolgusu tipi cevherleşmenin çökmesi için uygun boşlukları oluşturmuştur.

— Mermerlerin ve mermer çakılı yığımlarının karbonatlı bileşimleri, onların kırık, çatlak ve boşlukları içindeki soğuk, oksijen ve karbonat içeriği yüksek yüzey suları cevher getirici sıcak suların içerdikleri antimonu çökeltilmeleri için uygun fizikokimyasal koşulları hazırlamışlar ve cevherleşmenin özellikle bu kayaçlar içinde çökmesine neden olmuşlardır.

— Antimonitlerin oldukça uzun ve öz şekilli kristaller şeklinde olmaları cevher getiriminin ve çökkeliminin oldukça yavaş ve geniş bir zaman aralığında olduğunu göstermektedir.

— Yer yer serbest kükürt kümelerinin gözlenmesi cevheri taşıyan suların kükürt içeriğinin yüksek olduğunu, genellikle antimonitlerin kısmen ve/veya tamamen oksitlenmiş olmaları ise onların oluşumlarından sonra hava ve/veya yüzey suları ile temas halinde olduklarını göstermektedir.

— Cevherin oluşum yaşı F.2 fayının oluşumundan daha genç olup Miyosenden daha genç, büyük olasılıkla güncele çok yakındır.

— Cevher getirici suların ve antimonun kökeni hakkında kesin veriler saptanamamıştır. Ayrıca yöreden toplanan kayaç örneklerinin antimon içeriklerini de analiz etmek bugüne kadar mümkün olamamıştır. Ancak Köksoy ve İleri (1977), yörenin yakınında bulunan Alanyalılar Antimon Yatağı ve Ilıca Sıcak Su Kaynakları çevresinde yaptıkları incelemelerinde; yer kabuğunun ortalama antimon içeriğine (0,2 ppm) göre yöredeki şistlerin (60-1484 ppm) 300-7420 kat daha fazla antimon içerdiklerini saptamışlar ve bu kayaçların organik maddece zengin seviyelerinin yöredeki yatakları oluşturan antimon için kaynak kayaç özelliğinde olduğunu belirttiktedirler. Aynı araştırmada Ilıca Sıcak Su Kaynağından çıkan suların antimon içeriğinin (16 ppb) deniz suyunun (0,5 ppb) 32 kat daha zengin olduğu gösterilmiştir. İnceleme alanı içindeki şistlerin fay zonlarına ve cevherleşmelere yaklaştıkça ileri derecede bozunmuş ve karbonatlaşmış olmaları ve buralarda zaman zaman antimonit kristallerinin gözlenmesi şistlerin antimon için kaynak kayaç olabileceklerini göstermektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Atabek, S., 1948, *Cebrail antimon madeni prospeksiyon raporu: M.T.A. Rap., P-4459 (Yayınlanmamış)*, 2s.
- Baş, H., 1983, *Domanıç-Tavşanlı-Gediz, Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi: M.T.A. Rap. No: 7293 (yayınlanmamış)*, 86s.
- Baş, H., 1986, *Domanıç-Tavşanlı-Kütahya-Gediz Yöresinin Tersiyer Jeolojisi: Jeoloji Mühendisliği, Sayı 27, s. 1119.*
- Köksoy, M. ve İleri, S., 1977, *Gediz-Simav-Ilıca sıcak su çökeltileri ile çevredeki antimon yatakları arasındaki jenetik ilişkiler: T.B.T.A.K. Proje No: TBAG-199, 54s.*

Conflicting Chronostratigraphic Inferences on Conodont and Foraminifera occurs in the Belek Formation

BELEK FORMASYONU KONODONT VE FORAMİNİFERLERİ ÜZERİNDE ÇELİŞKİLİ ZAMAN - STRATİGRAFİK YORUMLAR

Kemal CEBECİOĞLU, T.P.A.O. Araştırma Merkezi, ANKARA.

Murat KÖYLÜOĞLU, T.P.A.O. Araştırma Merkezi, ANKARA.

ABSTRACT : Three section taken from the Belek Formation, the Lower Carboniferous, Southeastern Turkey, have yielded conodont and foraminiferal taxa. The occurrences of the taxa are given for the first time and are considered to have chronostratigraphic value in the region.

ÖZ : Güneydoğu Anadolu'daki Alt Karbonifer yaşlı Belek Formasyonundan alınan üç stratigrafik kesitte konodont ve foraminiferler bulunmuştur. Bu fosillerin stratigrafik uzanımları verilmiş ve zaman-stratigrafik önemleri tartışılmıştır.

INTRODUCTION

The three sections studied, Rejgardağ, Samurdağ and Belek, are located in the northern part of the Arabian platform (Figure 1). The platform is bounded at the north by the Taurus-Zagros Orogenic Belt and contains thick Paleozoic, Mesozoic and Tertiary autochthonous units.

This paper aims to demonstrate the conodonts and foraminifers of the Belek Formation and to emphasize the chronostratigraphic conflicts between them. The conodont study was carried out for the first time in the region as a trial for the search of conodonts. The samples processed for conodonts and foraminifers are by no means significant in size, and each weighs approximately 60 grams. Therefore, the scarcity of specimens of conodonts is not related to the faunal content of the formation.

Carbonate samples were etched with 10 % formic acid and dried residues were sorted for conodont specimens. Thinsectioning was done in the usual method for foraminifers.

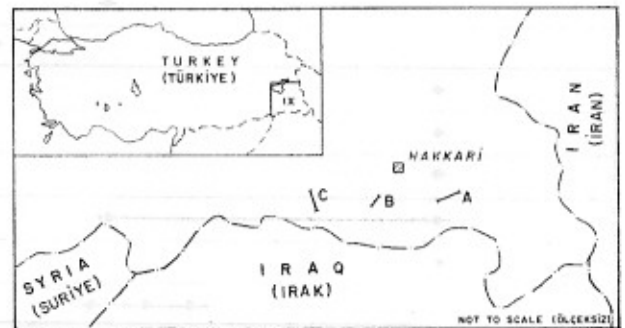


Figure 1 : Location map of the measured sections. A is Rejgardağ Section, B is Samurdağ Section and C is Belek Section.

Şekil 1 : Ölçülü kesitlerin bulduru haritası. A - Rejgardağ Kesiti, B - Samurdağ Kesiti, C - Belek Kesiti.

LOWER CARBONIFEROUS (Alt Karbonifer)				PERMIAN	SERIES (Seri)	
KÖPRÜLÜ	B E L E K			HAZRO	FORMATION (Formasyon)	
					LITHOLOGY (Litoloji)	
					SAMPLE NUMBER (Numune No.)	
					Earlandia elegans	FORAMINIFERAL & ALGAL TAXA (FORAMINIFER VE ALG)
					Earlandia sp.	
					Tetrataxis sp.	
					Diplosphaerina sp.	
					Radiosphaera sp.	
					Endothyra sp.	
					Parathurammina suleimanovi	
					Endothyra cf. bowmani	
					Eotuberitina sp.	
					Calcisphaera sp.	
					Lapparentidiscus sp.	
					Forschia sp.	
					Omphalotis sp.	
					Brunsia sp.	
					Elenia ? sp.	
					Aoujgalia sp.	
					Kamanea sp.	CONODONT TAXA (KONODONT)
					Apatognathus sp.	
					Neoprioniodus sp.	
					Ozarkodina sp.	
					Hindeodella sp.	
					Neoprioniodus scitulus	
					Gnathodus girtyi	
T _n 1-2		T _n -3		V ₁	FORAMINIFERA (Foraminifer)	CHRONOSTRATIGRAPHIC INTERPRETATION BASED ON (Kronostratigrafik Yorum)
VISEAN - L. NAMURIAN					CONODONTA (Konodont)	

Figure 2 : Local occurrences of conodont, foraminiferal and algal taxa at the Rejgardağ Section.

Şekil 2 : Rejgardağ Kesitindeki yersel konodont, foraminife ve alg uzanımları.

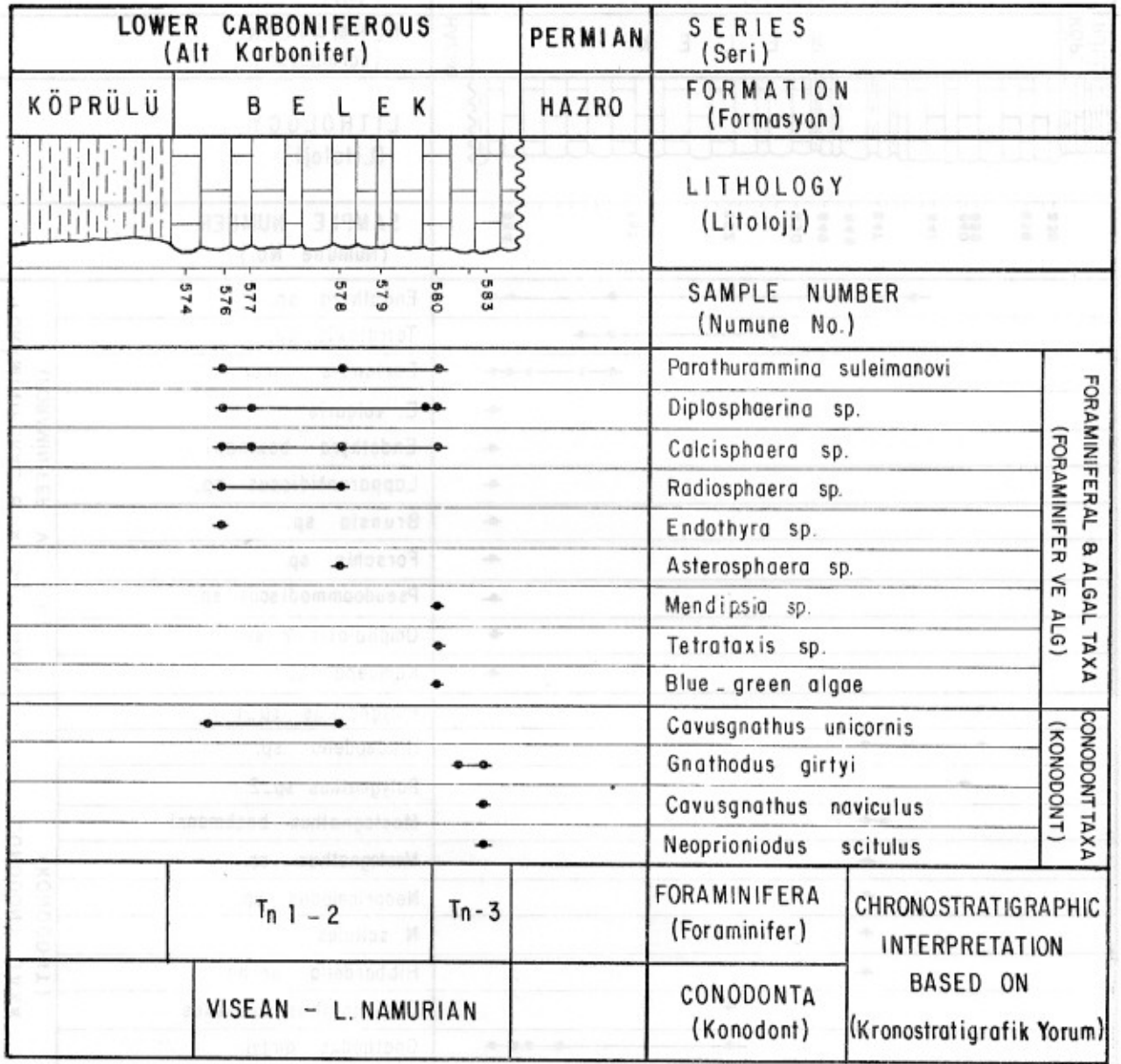


Figure 3 : Local occurrences of conodont, foraminiferal and algal taxa at the Samurdağ Section.

Şekil 3 : Samurdağ Kesitindeki yerel konodont, foraminifer ve alg uzanımları.

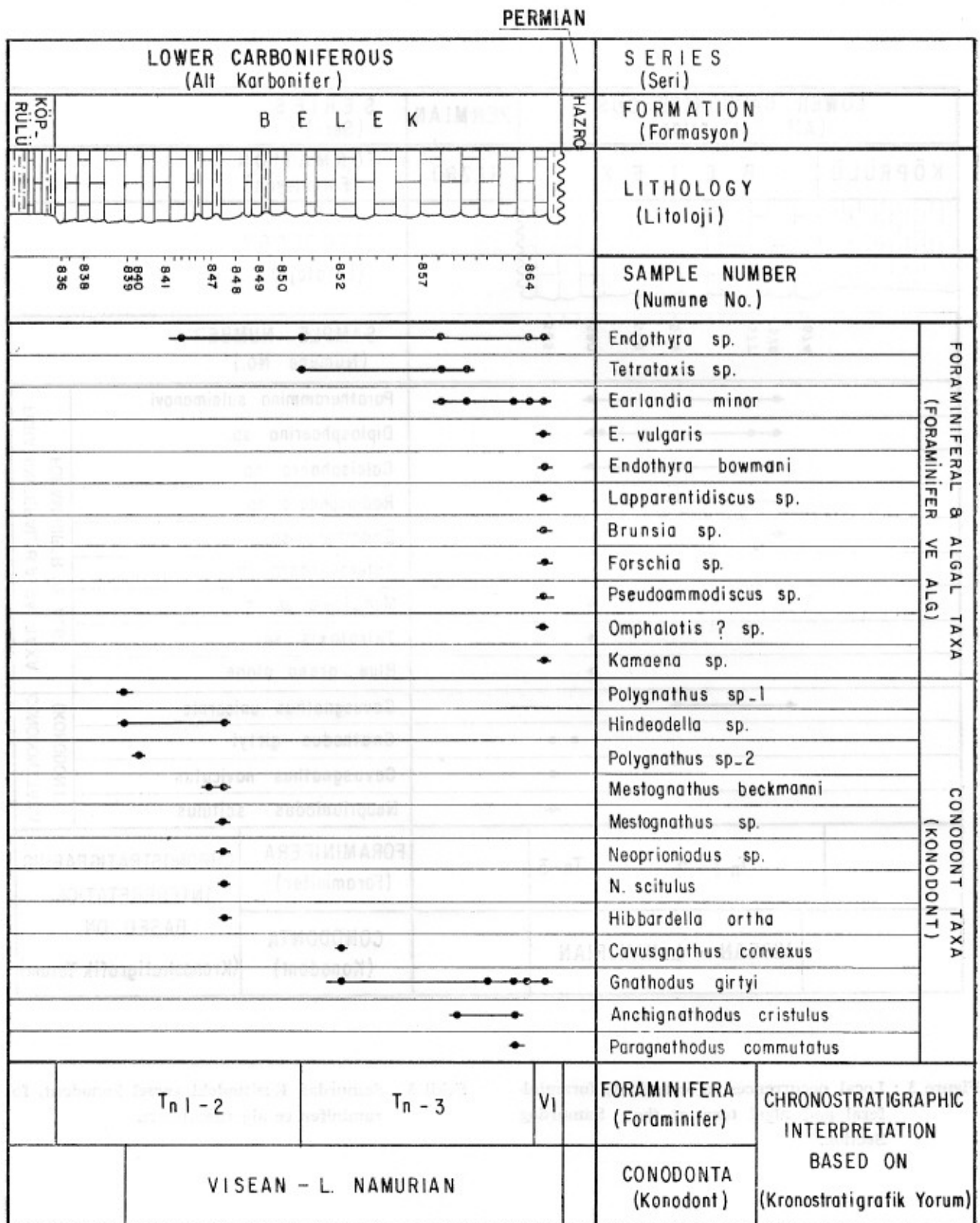


Figure 4 : Local occurrences of conodont, foraminifera and algal taxa at the Belek Section.

Şekil 4 : Belek Kesitindeki yerel konodont, foraminifer ve alg uzanımları.

STRATIGRAPHY

Of the autochthonous units of the regions, the Paleozoic ones consist primarily of clastics and contain disconformities in the Ordovician, Middle Devonian and Upper Carboniferous - Lower Permian (Köylüoğlu, 1986). These units outcrop in the core of two anticlines, the Büyük Zap Anticline and the Çukurca Anticline. The Lower Carboniferous carbonates which contain very rich fossil assemblages of foraminifers, conodonts, algae, ostracods, brachiopods and echinoids also outcrop on the northern flank of the Büyük Zap Anticline and on both sides of the Çukurca Anticline.

The Belek Formation, the subject of this paper, was first mapped as a Carboniferous - Permian rock unit by Altınlı (1953), and was later found to be Carboniferous in age by Türkünel (1953) through the study of brachiopods. Its definition as the Belek Formation was given by Perinçek (1980).

The Belek Formation is underlain by and laterally transitional to the Köprülü Formation which consists of 200 meters of dark brown-black siltstone with spiriferid brachiopods and bryozoans in limestone intercalations. The Devonian - Carboniferous boundary was assumed to be in these dark siltstones (Janvier et al, 1984 and Sinanoğlu, 1977).

The total thickness of the Belek Formation is approximately 75 to 100 meters and, in general, consists of the levels with biomicrites and packed biomicrites containing occasional occurrences of pellets. It has very abundant macro- and microfossil remains. The formation was suggested to have been deposited in a lagoon as a biostrome (Köylüoğlu and Erten, 1985).

The Belek Formation is disconformably overlain by the Hazro Formation, a member of the Tanin Group. The Hazro Formation contains quartz arenites and is probably Murghabian in age (Köylüoğlu and Altıner, 1986).

FORAMINIFERAL BIOSTRATIGRAPHY

The local occurrences of the foraminiferal and algal taxa found in the Belek Formation are given in Figures 2, 3 and 4. Through the use of these observations, 3 foraminiferal zones have been established for the Hakkari region (Figure 5). The correlation of these zones with those of Bozorgnia (1973), Altıner (1981) and Işık (1981) of the adjacent areas is difficult, most probably because of the

FORMATION (Formasyon)	CHRONO- STRATIGRAPHY		FORAMINIFERAL ZONATION (Foraminifer Zonasıyonu)
	SERIES (Seri)	STAGE (Kat)	
BELEK LOWER CARBONIFEROUS	TOURNAYELLIAN	V ₁	Lapparentidiscus Forschia
		Te ₃	Earlandia elegans Tetrataxis's first appearance
		Te ₁₋₂	Parathurammina suleimanovi Endothyra

Figure 5 : Foraminiferal zonation established in this study and its chronostratigraphic interpretation.

Şekil 5 : Bu çalışmada tanımlanan foraminifer zonları ve zaman-stratigrafik yorumu.

Upper Devonian - Lower Carboniferous transgressions which are assumed to have affected the occurrences of foraminiferal taxa by introducing terrigenous material.

Zone 1

Recognized in the lowermost part of the Belek Formation, this concurrent range zone is defined at the base by the first occurrence of *Parathurammina suleimanovi* and at the top by the first occurrence of *Tetrataxis*. The zone also contains *Radiosphaera* sp., *Calcisphaera* sp., *Diplosphaera* sp., *Asterosphaera* sp. (Plate 1), and the shell fragments of *Bryozoa*, *Brachiopoda*, *Crinoidea* and *Ostracoda*.

The assumed equivalent zone in Belgium and Northern France are based upon the species of *Chernyshinella* and *Tournayella* (Conil et al, 1976), and in the Iranian Alborz Mountains based upon *Earlandia minor* (Bozorgnia, 1973). Işık's (1981) epibole zone of *Archaeosphaera minima* in the Nohutluk Formation in the vicinity of Aladağ can be interpreted to be the equivalent of this zone. Altıner (1981) found *Earlandia elegans* and *Girvanella* sp. in similar levels of the Eksimenlik Formation. Obviously, the tournayellid and quasi-endothyrid fauna, upon which the zonal subdivisions are based in Western Europe and Russia, have not been found in the Belek Formation.

Zone 2

The base of this zone is recognized by the first occurrences of the species of *Tetrataxis*. The zone is also characterized by *Earlandia elegans*, *E. minor*, *Endothyra bowmani*, *Diplosphaerina* sp., *Radiosphaera* sp., *Calcisphaera* sp., *Elenia?* sp. and shell fragments of *Pelecypoda*, *Crinoidea*, *Bryozoa* and *Ostracoda*.

Zone 2 can be correlated with the *Tetrataxis* Zone of Conil et al (1976) and with the *Palaeospiroplectammina diversa* Zone of Bozorgnia (1976). It has been interpreted to be in Tn_3 in this study.

Zone 3

This range zone is characterized by the occurrences of *Lapparentidiscus* sp. and *Forschia* sp. (Plate 1, Figures 12 and 13). The other taxa are *Earlandia minor*, *E. vulgaris*, *Endothyra bowmani*, *Lapparentidiscus* sp., *Brunsia* sp., *Pseudoammodiscus* sp., *Omphalotis* sp., *Tetrataxis* sp., *Diplosphaerina* sp., *Eotuberitina* sp., *Kamaena* sp., and the shell fragments of *Echinoidea*, *Crinoidea*, *Bryozoa* and *Ostracoda*.

In the Rejgardağ and Samurdağ sections within the uppermost part of the Belek Formation, this zone corresponds to the great abundance and diversity of foraminiferal taxa. It has been interpreted, in this study, that a major migration in the Tethys in the Lower Visean was the main cause of this epibole. This zone is not recognizable in the Belek Section most probably because of erosion. The most commonly known characteristic for the recognition of the base of the Visean *Archaeodiscus* has not been found in the Belek Formation.

This zone is assumed to be in $V1_a$ or earlier than $V1_b$ chronostratigraphically. It can be correlated with Zone 3 established in the Azizliye Gediği Formation in Pınarbaşı (Altınar, 1981).

FORAMINIFERAL SYSTEMATICS

Unfortunately identification and description of foraminiferal taxa at the species level has not been possible extensively. The systematic subdivision is by a neck. Wall is microgranular. Aperture is simple and located at the end of the second chamber, considered in accordance with Loeblich and Tappan (1973).

Earlandia PLUMMER, 1955

Earlandia elegans (RAUSER-CHERNOUSSOVA and RETLINGER, 1937)

(Plate 1, Figure 1)

Description: Test is tubular in form and made up of two chambers. Proloculus is spherical and with no subdivision. It is separated from the second by a neck. Wall is microgranular. Aperture is simple and located at the end of the second chamber.

Dimensions:

Length: 934 - 1000 μ

Internal diameter: 46 - 52 μ

Thickness of proloculus: 69 μ

Stratigraphic occurrence: Tournasian (Iran), Iournasian - Visean (Belgium), Visean - Serpukhovian (Eastern Taurids), Tournasian (Tn_3) (Hakkari).

Earlandia minor (RAUSER-CHERNOUSSOVA, 1948)

(Plate 1, Figure 2)

Description: Test has two chambers. The neck between the two chambers is conspicuous. First chamber is spherical in outline and the second is straight. Wall is microgranular, undulated slightly and very thick. Dimensions are the averages of *E. vulgaris* and *E. elegans*.

Dimensions:

Length: 1099 - 1400 μ

Internal diameter: 155 - 173 μ

Wall thickness: 46 - 50 μ

Proloculus diameter: 104 - 200 μ

Stratigraphic occurrence: Visean (Russia and France), Tournasian - Visean (Iran and Belgium), Visean - Serpukhovian (Eastern Taurids), Tournasian - Visean (Hakkari).

Endothyra PHILLIPS, 1864

Endothyra bowmani PHILLIPS, 1864

(Plate 1, Figure 14)

Description: It is the smallest form of *Endothyra*. In equatorial section planispirally coiled. Chambers are rectangular in shape. Thickening formed by endoskeletal secretion is inconspicuous. Septa are thick and their inclinations in the last whorl. Wall is dark colored and microgranular. Aperture is terminal and simple.

Dimensions:

Whorl number: $2\frac{1}{2}$

Diameter: 280 - 340 μ

Observed chamber number: 14 - 17

Chamber number in last whorl: 7 - 8

Stratigraphic Occurrence: V_{1b} - Moscovian (Eastern Taurids), Tournasian (Tn_3) - Viséan (Hak-kari).

CONODONT TAXONOMY

In this study the reconstruction of conodont elements has not been possible due to the scarcity of samples. Therefore, the conodont taxa are given and discussed under the form species concept. Repetitious descriptions and synonymy are avoided and only remarkable points are discussed.

Apatognathus sp.
(Plate 2, Figure 20)

The specimens found are strongly curved and denticles on either process are pointed inward unlike those of *A. porcatus* (Hinde). Fragmentation contributes to the impossibility of species assignment of forms.

Cavusgnathus convexus REXROAD
(Plate 2, Figure 7)

Single specimen found is very similar to the holotype of Rexroad (1957). It is easily recognized through the arch-shaped profile of the blade. However, it has a wider basal opening laterally.

Cavusgnathus naviculus HINDE
(Plate 2, Figures 11 - 13)

Specimen is quite small, but well-preserved for specific assignment. It is distinguished easily by the ascending and abruptly terminating blade.

Cavusgnathus univornis YOUNGQUIST and MILLER
(Plate 2, Figures 8 - 10)

The most easily recognized, this species is characterized by its prominent single cusp on the blade.

Paragnathodus commutatus BRANSON and MEHL
(Plate 2, Figure 18)

Specimens of this taxon are juvenile and quite scarce. Assignment can be made on the basis of the unornamented platform. Illustrated form is obviously not effective in demonstrating morphology due to imperfect preservation.

Gnathodus girtyi HASS
(Plate 2, Figures 14 - 17)

This species is the most abundant in the three sections studied. Subspecies assignments are not given here. However illustrated forms are referable to *G. girtyi simplex* of Dunn (1965).

Hibbardella ortha REXROAD
(Plate 2, Figures 26)

Rexroad's (1958) holotype seems to have a wider angle between the processes. Nevertheless this symmetrical vicarious element is assignable to this form species.

Hindeodella sp.
(Plate 2, Figure 23)

Fragmentation makes species assignment difficult. Form is similar to *H. ibergensis* of Bischoff (1957).

Mestognathus beckmanni BISCHOFF
(Plate 2, Figures 1 - 3)

Specimens have been assigned to this species on the basis of a small basal opening, inward curvature of the blade and a cusp.

Mestognathus sp.
(Plate 2, Figures 4 - 6)

This single form differs from *M. beckmanni* of Bischoff by the lack of curvature in the blade which also extends more anteriorly. Small basal opening is the basis for generic assignment.

Neoprioniodus scitulus BRANSON and MEHL
(Plate 2, Figure 24)

This form is also assignable to *N. erectus* of Rexroad (1957) which has been considered to be a variant of this peaked element in this paper.

Neoprioniodus sp.
(Plate 2, Figure 27)

This small form differs from *N. scitulus* of Branson and Mehl by anteriorly oriented denticles and posteriorly extended flange of basal opening.

Ozarkodina sp.
(Plate 2, Figure 25)

The form is juvenile and fragmentary which makes the specific assignment difficult.

Polygnathus sp. 1
(Plate 2, Figure 21)

Small basal opening and leaf-like upper view are the basis of generic assignment of this broken specimen.

Polygnathus sp. 2
(Plate 2, Figure 22)

This form differs from *Polygnathus* sp. 1 by narrowing of platform anteriorly to form a rostrum. The basis of generic assignment is the same as above.

Anchignathodus cristulus YOUNGQUIST
and MILLER
(Plate 2, Figure 19)

It is characterized by the first anterior denticle which is the largest and by a very large basal opening.

CONODONT BIOSTRATIGRAPHY AND CHRONOSTRATIGRAPHIC INFERENCES

In this study a detailed biostratigraphic zonation has not been considered due to the scarcity of specimens. The correlation of the occurrences of conodont taxa given in Figures 2, 3 and 4, with the zonations of similar faunas from Europe and North America, will suffice for the purpose of this paper.

Significant studies of European Carboniferous conodont sequences have been given by Bischoff (1957), Voges (1959), Meischner (1970), Gedik (1974) (Germany), Manzoni (1966) (Italy), Rhodes et al (1969), Butler (1973) Higgins (1975), Higgins and Varker (1982) (Great Britain), Higgins and Bouckaert (1968), Conil et al (1973), Groessens et al (1977) (Belgium), Marks and Wensink (1970) (Spain) and Alridge et al (1968) (Ireland).

Similarly the Mississippian conodont biostratigraphy in North America has been formed by the studies of Hass (1953) Rexroad (1957, 1958 and 1981), Rexroad and Collinson (1961), Rexroad and Burton (1961), Rexroad and Furnish (1964), Rexroad and Nicoil (1965), Dunn (1965 and 1970), Collinson et al (1971), Tynan (1980) (USA), Globensky (1967) and on Bitter and Plint-Gerberl (1982) (Canada).

The conodont fauna found in the lower part of the Belek Formation is of *cavusgnathid-mestognathid*

type. Butler (1973) and Conil et al (1973) placed the Tournasian-Visean boundary at the base of the *Mestognathus beckmanni* zone. Additionally, the zonations based upon the species of *Cavusgnathus* include North American studies such as Collinson et al (1962), Globensky (1967), Tynan (1980) and von Bitter and Plint-Gerberl (1982). In these studies as well as in a more synthesized paper by Collinson et al (1971) the earliest forms of *Cavusgnathus* were shown to be no older than the St. Louis Formation in the type of the Mississippian section in the U.S. Accordingly, it may be concluded that the lower part of the Belek Formation, which contains the species of *Cavusgnathus* and *Mestognathus*, is not older than the Visean.

In the upper part of the formation two conodont taxa, *Gnathodus girtyi* and *Cavusgnathus naviculus*, have chronostratigraphic significance. *G. girtyi* was first described in North America (Hass, 1953) and also was reported in the Lower Carboniferous of northwestern Germany (Bischoff, 1957), in Austria (Flügel and Ziegler, 1957) and in the upper Visean of France and Belgium (Sere and Lys, 1960). The subspecies divisions of the species and their occurrences were given by Rhodes et al (1969), Globensky (1967), Dunn (1965) and more collectively by Tynan (1980). According to these authors, this species is restricted to the Upper Visean - Lower Namurian. Furthermore, *Cavusgnathus naviculus* has been interpreted by Tynan (1980) to be the index fossil of the Lower Namurian. Therefore, the uppermost part of the Belek Formation can be interpreted to be in the Lower Namurian.

CONCLUSIONS

The two biostratigraphic criteria based upon *Frominifera* and *Conodonta* yield conflicting chronostratigraphic interpretations. The result obtained from foraminifers are in agreement with those of Janvier, Lethiers, Monod and Balkas (1984) who based their interpretations on vertebrate and ostracod taxa. Confronted with the Tournasian ($T_{n1,2}$ - T_{n3}) and Visean (V_1) assignment of the above authors, the conodont study gives a Visean - Lower Namurian age to the Belek Formation.

Further study and more extensive sampling of the above faunas are essential to the understanding of the chronostratigraphic relationships of the Lower Carboniferous formations in the region.

The conodont specimens found at every level of the Belek Formation have been examined for Conodont Alteration Index (CAI), the fundamentals and application models of which were established by Epstein, Epstein and Harris (1977). According to the determinations, the color index of 5 and higher has been found and suggests that the formation is overly mature at the sites studied.

REFERENCES

- Aldridge, R. J., Austin, R. L. and Husri, S., 1968, *Viséan conodonts from North Wales and Ireland: Nature, Lond.*, 219, 5151, 255-258.
- Altner, D., 1981, *Recherches stratigraphiques et micropaleontologiques dans le Taurus Oriental au NW de Pınarbaşı (Turquie): Université de Genève, Section des Sciences de la terre, unpublished Ph. D. dissertation, no. 2005, 450 p.*
- Altun, E., 1953, *Geological report on southern Hakkari: Turkish Petroleum Corp. Rep. 97, (unpublished), Ankara.*
- Bischoff, G., 1957, *Die Conodonten-stratigraphie des rhenohertzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der Wocklumeria-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze: Hess. Landesamt. Bodenforschung Abh.*, 19: 1-64.
- Bozorgnia, F., 1973, *Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz Mountains, Iran: National Iranian Oil Comp. Geol. Lab. Pub. 4, 185 p.*
- Butler, M., 1973, *Lower Carboniferous conodont faunas from the eastern Mendips, England: Palaeontology*, 16, 455-517.
- Collinson, C., Rexroad, C. B. and Thompson, T. L., 1971, *Conodont zonation of the North American Mississippian, p. 353-394. In W. C. Sweet and S. M. Bergstrom (eds.), Symposium on Conodont Biostratigraphy: Geol. Soc. Am. Mem. 127.*
- Conil, R., Groessens, E. and Lys, M., 1973, *Etude micropaleontologique de la tranchee d'Yves-Gomezec: Bull. Soc. belge Géol.* 82, 201-239, Bruxelles.
- Conil, R., Groessens, E. and Pirlet, M., 1977, *Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique: Ann. Soc. géol. Nord.*, 96, 363-371.
- Dunn, D. L., 1965, *Late Mississippian conodonts from the Bird Spring Formation in Nevada: Jour. Paleontology*, 39, 1145-1150.
- Dunn, D. L., 1970, *Middle Carboniferous conodonts from western United States and phylogeny of the platform group: Jour. Paleontology*, 44, 61-64.
- Flügel, von H. and Ziegler, W., 1957, *Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit conodonten: «Naturwissenschaft. ver. f. Steiermark, Mittel, Bd.» 25-60.*
- Gedik, İ., 1974, *Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen: Abh. Geol. Bundes-Anst.*, 31, Vienna.
- Globensky, Y., 1967, *Middle and Upper Mississippian conodonts from the Windsor Group of the Atlantic Provinces of Canada: Jour. Paleontology*, 41, 432-448.
- Groessens, E., Conil, R. and Lees, A., 1977, *Problemes relatif à la limite du Tournaisien et du Viséen en Belgique: Bull. Soc. belge Géol.*, 82, 17-50, Brussels (date of imprint, 1973).
- Hass, W. H., 1953, *Conodonts of the Barnett Formation of Texas: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 286, 1-47, Washington, D.C.*
- Higgins, A. C., 1975, *Conodont zonation of the late Viséanearly Westphalian strata of the south and central Pennines of northern England: Bull. Geol. Surv. Great Britain*, 53, 1-90, London.
- Higgins, A. C. and Bouckaert, J., 1968, *Conodont stratigraphy and paleontology of the Namurian of Belgium: Mem. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 10, 1-64.
- Higgins, A. C. and Varker, W. J., 1982, *Lower Carboniferous conodont faunas from Ravens-tonedale, Cumbria: Paleontology*, 25, 145-166.
- Işık, A., 1981, *Foraminiferal biostratigraphy of the Nohutluk tepe Lower Carboniferous sequence,*

PLATE I

(SD : Samurdağı Section, B: Belek Section, RD: Rejgardağ Section).

- Figure 1 : *Earlandia elegans* (RAUSER-CHERNOUSSOVA and RETLINGER) X145, SD494, Tournasian (Tn_3).
- Figure 2 : *Earlandia minor* (RAUSER-CHERNOUSSOVA), X45, SD501, Visean (V_1).
- Figure 3 : *Earlandia vulgaris* (RAUSER-CHERNOUSSOVA and RETLINGER), X70, RD865, Visean (V_1).
- Figure 4 : *Parathurammia suleimanovi* LIPINA, X175, B576, Tournasian ($Tn_{1,2}$).
- Figure 5 : *Calcisphaera* sp., X175, B577, Tournasian.
- Figure 6 : *Radiosphaera* sp., X175, SD493, Tournasian.
- Figure 7 : *Diplosphaerina* sp., X175, SD486, Tournasian.
- Figure 8 : *Mendipsia* sp., X175, B580, Tournasian.
- Figure 9 : *Pachysphaerina* sp., X175, SD491, Tournasian.
- Figure 10 : *Tetrataxis* sp., X170, SD495, Tournasian (Tn_3).
- Figure 11 : *Forschia* sp., X100, SD865, Visean (V_1).
- Figure 12 : *Brunsia* sp., X175, SD501, Visean (V_1).
- Figure 13 : *Lapparentidiscus* sp., X175, SD501, Visean (V_1).
- Figure 14 : *Endothyra bowmani* (PHILLIPS), X130, SD501, Visean (V_1).

LEVHA I

(SD: Samurdağı Kesiti, B: Belek Kesiti, RD: Rejgardağı Kesiti).

- Şekil 1 : *Earlandia elegans* (RAUSER-CHERNOUSSOVA ve RETLINGER), X145, SD494, Turnaziyen (Tn_3).
- Şekil 2 : *Earlandia minor* (RAUSER-CHERNOUSSOVA), X45, SD501, Viziyen (V_1).
- Şekil 3 : *Earlandia vulgaris* (RAUSER-CHERNOUSSOVA ve RETLINGER), X70, RD865, Viziyen (V_1).
- Şekil 4 : *Parathurammia suleimanovi* LIPINA, X175, B576, Turnaziyen ($Tn_{1,2}$).
- Şekil 5 : *Calcisphaera* sp., X175, B577, Turnaziyen.
- Şekil 6 : *Radiosphaera* sp., X175, SD493, Turnaziyen.
- Şekil 7 : *Diplosphaerina* sp., X175, SD486, Turnaziyen.
- Şekil 8 : *Mendipsia* sp., X175, B580, Turnaziyen.
- Şekil 9 : *Pachysphaerina* sp., X175, SD 491, Turnaziyen.
- Şekil 10 : *Tetrataxis* sp., X175, SD495, Turnaziyen.
- Şekil 11 : *Forschia* sp., X100, SD865, Viziyen (V_1).
- Şekil 12 : *Brunsia* sp., X175, SD501, Viziyen (V_1).
- Şekil 13 : *Lapparentidiscus* sp., X175, SD501, Viziyen (V_1).
- Şekil 14 : *Endothyra bowmani* (PHILLIPS), X130, SD501, Viziyen (V_1).

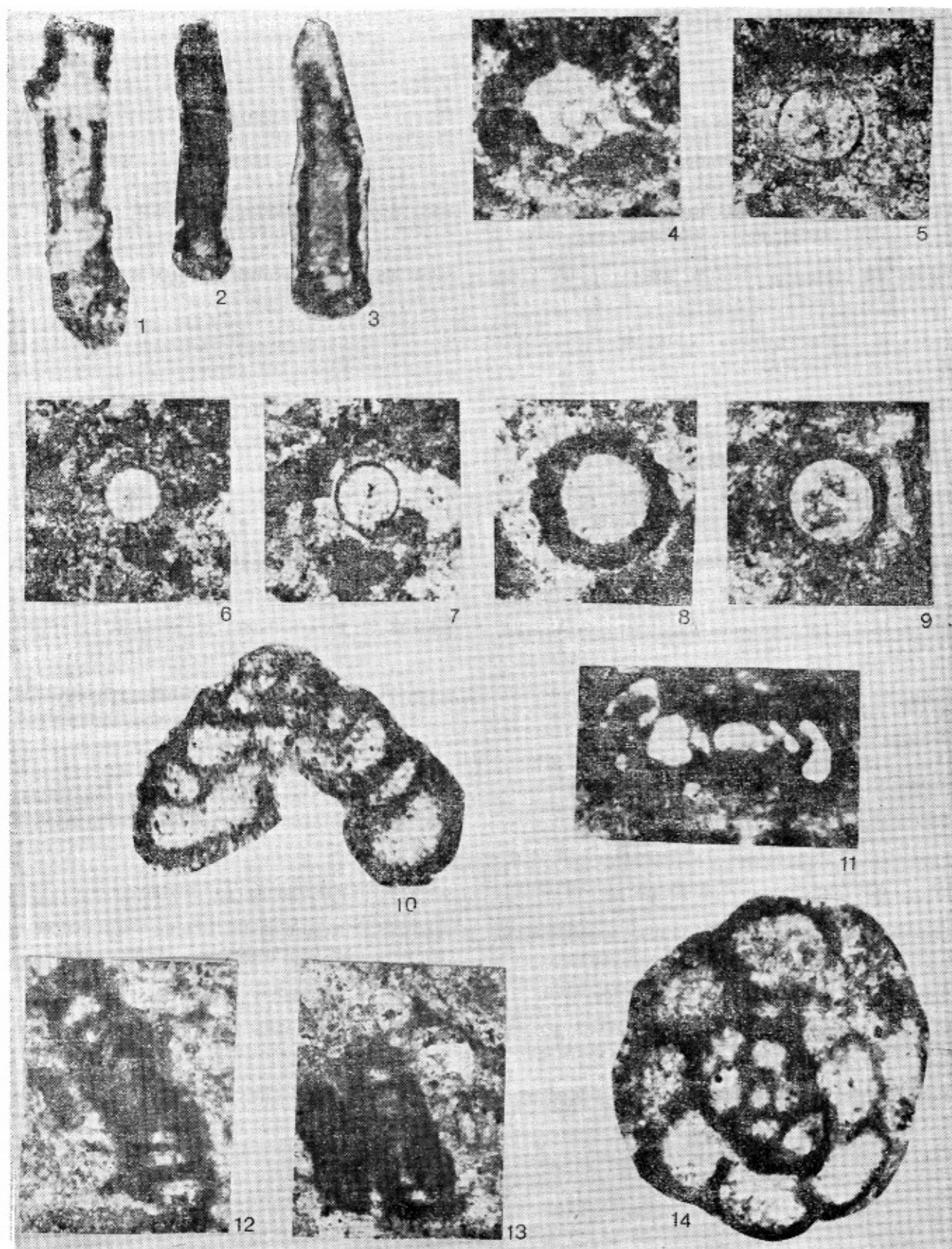


PLATE II

Magnification

- Figure 1-3 : *Mestognathus beckmanni* BISCHOFF, RD848, upper, side and lower views.
- Figure 4-6 : *Mestognathus* sp., RD848, upper, side and lower views.
- Figure 7 : *Cavusgnathus convexus* REXROAD, RD852, upper view.
- Figure 8-10 : *Cavusgnathus unicornis* YOUNGQUIST and MILLER, B575, upper, sublateral and side views.
- Figure 11-13 : *Cavusgnathus naviculus* (HINDE), B583, upper, side and lower views.
- Figure 14-17 : *Gnathodus girtyi* HASS, SD496, all upper views.
- Figure 18 : *Paragnathodus commutatus* BRANSON and MEHL, RD863, upper view.
- Figure 19 : *Anchignathodus cristulus* YOUNGQUIST and MILLER, RD863, side view.
- Figure 20 : *Apatognathus* sp., SD491, front view.
- Figure 21 : *Polygnathus* sp. 1, RD840, upper view.
- Figure 22 : *Polygnathus* sp. 2, RD839, upper view.
- Figure 23 : *Hindeodella* sp., RD839, side view.
- Figure 24 : *Neoprioniodus scitulus* (BRANSON and MEHL), RD848 side view.
- Figure 25 : *Ozarkodina* sp., SD491, side view.
- Figure 26 : *Hibbardella ortha* REXROAD, RD848, front view.
- Figure 27 : *Neoprioniodus* sp., RD848, side view.

LEVHA II

Büyütme

- Şekil 1-3 : *Mestognathus beckmanni* BISCHOFF, RD848, üst, yan ve alt görünüş.
- Şekil 4-6 : *Mestognathus* sp., RD848, üst, yan ve alt görünüş.
- Şekil 7 : *Cavusgnathus convexus* REXROAD, RD852, üst görünüş.
- Şekil 8-10 : *Cavusgnathus unicornis* YOUNGQUIST ve MILLER, B575, üst, yarıyan ve yan görünüş.
- Şekil 11-13 : *Cavusgnathus naviculus* (HINDE), B583, üst, yan ve alt görünüş.
- Şekil 14-17 : *Gnathodus girtyi* HASS, SD496, üst görünüşler.
- Şekil 18 : *Paragnathodus commutatus* BRANSON ve MEHL, RD863, üst görünüş.
- Şekil 19 : *Anchignathodus cristulus* YOUNGQUIST ve MILLER, RD863, yan görünüş.
- Şekil 20 : *Apatognathus* sp., SD491, ön görünüş.
- Şekil 21 : *Polygnathus* sp. 1, RD840, üst görünüş.
- Şekil 22 : *Polygnathus* sp. 2, RD839, üst görünüş.
- Şekil 23 : *Hindeodella* sp., RD839, yan görünüş.
- Şekil 24 : *Neoprioniodus scitulus* (BRANSON ve MEHL), RD848, yan görünüş.
- Şekil 25 : *Ozarkodina* sp., SD491, yan görünüş.
- Şekil 26 : *Hibbardella ortha* REXROAD, RD840, ön görünüş.
- Şekil 27 : *Neoprioniodus* sp., RD848, yan görünüş.

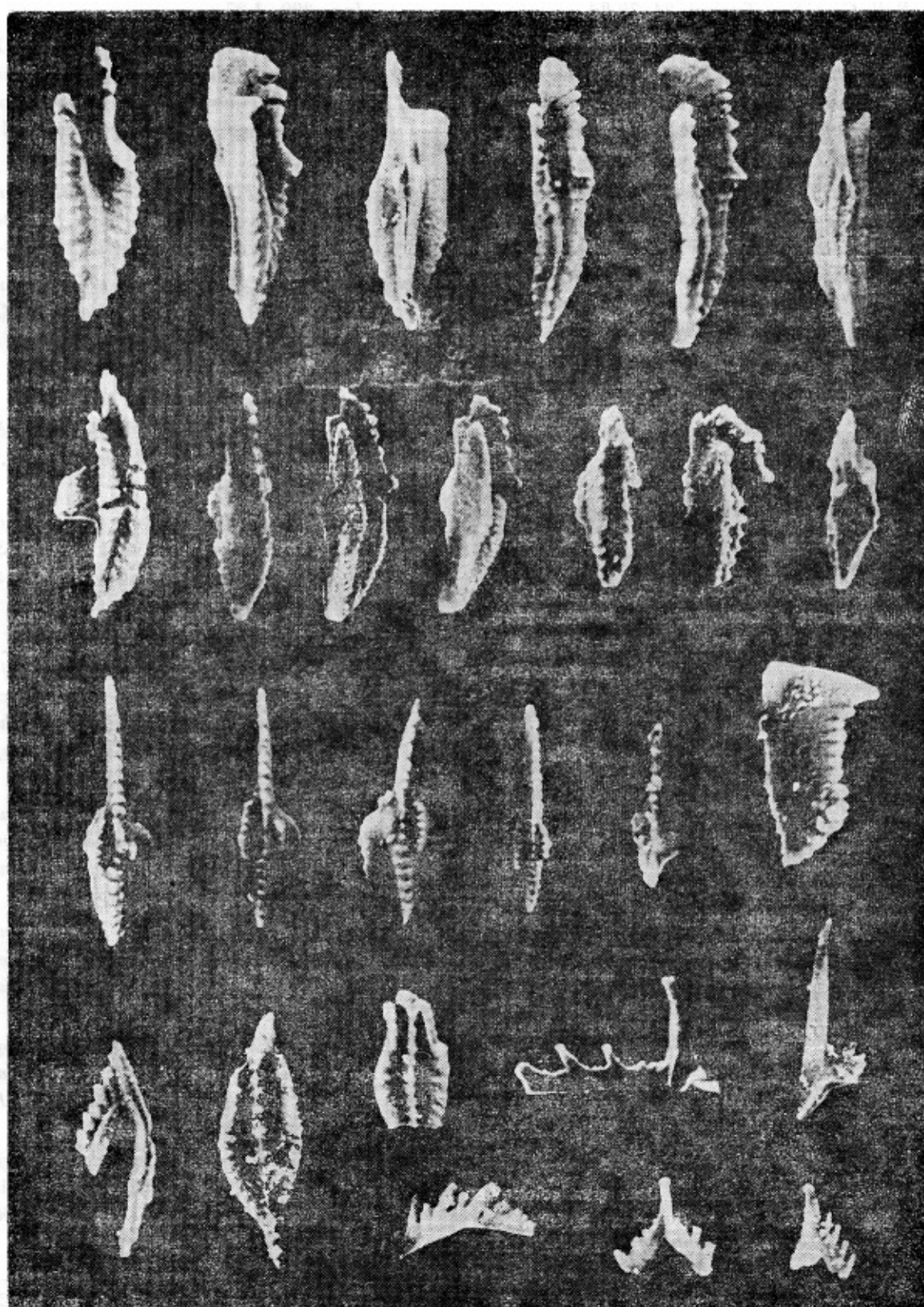


Fig. 1. 1-25. Brachiopods from the Belek Formation. 1-10, *Leptocoeloceras* sp. 11-15, *Leptocoeloceras* sp. 16-20, *Leptocoeloceras* sp. 21-25, *Leptocoeloceras* sp.

- Aladağ Reg.on, eastern Taurus Mountains: *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 24, 79-84.
- Janvier, Ph., Lethiers, F., Monod, O. and Balkaş, Ö., 1984, Discovery of a Vertebrate fauna at the Devonian-Carboniferous boundary in SE Turkey (Hakkari Province): *Jour. Petroleum Geology*, 7, 147-168.
- Köylüoğlu, M., 1986, Chronostratigraphy, microfacies, and microfossils of the autochthonous units of SE Anatolia: T.P.A.O. Araştırma Merkezi, Eğitim Yayınları, 9, Ankara.
- Köylüoğlu, M. and Altuner, D., 1986, Foraminifères et biostratigraphie dans le Permien supérieur de la région de Hakkari (sud-est Turquie): *Rev. Paleobiologie, Geneve* (in press).
- Köylüoğlu, M. and Erten, T., 1985, Üst Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı Köprülü ve Belek Formasyonlarının mikropaleontoloji ve petrografi verileri ile değerlendirilmesi ve petrol olanaqlarının tartışılması: T.P.A.O. Araştırma Merkezi, Arşiv Raporu, 711, Ankara.
- Loeblich, A. R., Jr. and Tappan, H., 1964, Sarcodina chiefly «Thecamoebians» and Foraminifera: Lawrence, Kansas, Kansas Univ. Press and Geol. Soc. Am., Treatise on invertebrate paleontology, R. C. Moore (ed.), pt. C, Protista 2, 1, 2, 900 p.
- Manzoni, M., 1966, Conodonti Neodevonica ed Eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche): *Ann. Museo. Geol. Bologna*, 33, 461-488, Bologna.
- Marks, P. and Wensink, H., 1970, Conodonts and the age of the «Griotte» Limestone Formation in the upper Aragon Valley (Huesca, Spain): I. Koninkl. Nederl. Akad. van Wetenschapen, Ser. B, 3, 238-261.
- Meischner, K. D., 1970, Conodonten-chronologie des deutschen Karbons: C. R. 6e Congr. Int. Strat. Carb. Sheffield 1967, 3, 1169-1180.
- Perinçek, D., 1980, 10. Bölge Hakkari Yüksekova-Çukurca-Beytüşebab Uludere Pervari dolayının İcologisi: T.P.A.O. Rap. no. 1481, Ankara.
- Rexroad, C. B., 1957, Conodonts from the Chester series in the type area of southwestern Illinois: *Illinois Geol. Survey Report Inv.* 199, 1-43.
- Rexroad, C. B., 1958, Conodonts from the Glen Dean Formation (Chester) of the Illinois Basin: *Illinois State Geol. Survey Report Inv.* 209, 1-27.
- Rexroad, C. B., 1981, Conodonts from the Vienna Limestone Member of the Branchville Formation (Chesterian) in southern Indiana: *Illinois State Geol. Survey Occasional Paper* 34, 1-36.
- Rexroad, C. B. and Burton, R.C., 1961, Conodonts from the Kinkaid Formation (Chester) in Illinois: *Jour. Paleontology*, 35, 1143-1158.
- Rexroad, C. B. and Collinson, C., 1961, Preliminary range chart of conodonts from the Chester Series (Mississippian) in the Illinois Basin: *Illinois Geol. Survey Circ.* 319, 1-11.
- Rexroad, C. B. and Furnish, W. M., 1964, Conodonts from the Pella Formation (Mississippian) of south-central Iowa: *Jour. Paleontology*, 38, 667-676.
- Rexroad, C. B. and Nicoll, R. S., 1965, Conodonts from the Menard Formation (Chester Series) of the Illinois Basin: *Indiana Geol. Survey Bull.*, 35, 1-28.
- Rhodes, F. H. T., Austin, R. L. and Druce, E. C., 1969, British Avonian (Carboniferous) conodont faunas, and their value in local and intercontinental correlation: *British Mus. (Nat. History) Bull., Geology*, supp. 5, 1-313.
- Serre, B. and Lys, M., 1960, Repartition de quelques conodonts dans le Devonien et le Carbonifere Inferieur de France et de Belgique: *Internat. Geol. Cong.*, 21st Sess., Report, pt. 6, 35-40.
- Sinanoglu, E., 1977, Hakkari civarı, Samurdağı kesitinde yapılan palinolojik incelemeler ile ilgili not: T.P.A.O. Araştırma Merkezi Arşivi Raporu no. 168, Ankara.
- Tynan, M. C., 1980, Conodont biostratigraphy of the Mississippian Chainman Formation, western Millard County, Utah: *Jour. Paleontology*, 54, 1282-1309.
- Voges, A., 1959, Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) des Sauerlandes: *Paläont. Zeitschr.*, 33, 266-314.
- von Bitter, P. H. and Plint-Geberl, H. A., 1982, Conodont biostratigraphy of the Cordroy Group (Lower Carboniferous), southwestern Newfoundland, Canada: *Canadian Jour. Earth Sci.*, 19, 193-221.

Geochemistry and Origin Of The Emet Borate Deposits, Western Turkey

EMET BORAT YATAKLARININ KÖKENİ VE JEOKİMYASI

Cahit HELVACI, Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İZMİR.

ABSTRACT : The Emet borate deposits are considered to have formed in the muds of separate or interconnected playa lakes, in areas of volcanic and seismic activity, fed partly by thermal springs and partly by streams, under arid or semi-arid climatic conditions. The borate minerals formed in two geochemically distinct sedimentary basins and are interbedded with limestone, marls, volcanic tuffs and clays.

The mineralogy and geochemistry of the deposits is unique among other Turkish borate deposits. Colemanite predominates and occurs in many different forms. Other borates include meyerhofferite, ulexite, probertite, tunellite, teruggite, cahnite, hydroboracite and veatchite-A. Calcite, dolomite, gypsum, celestite, native sulphur, realgar and orpiment are the principal associated minerals. The Emet deposits are characterized by abundant Ca and B (colemanite), very low Na, poor Cl and relatively high Mg, Sr, As and S concentrations compared with other borate deposits. Geochemical investigations suggest that the most likely sources of B, As and S were from the Tertiary volcanic rocks and associated thermal springs.

The early colemanite, meyerhofferite, ulexite and teruggite nodules were probably formed directly from interstitial brines penecontemporaneously within the unconsolidated sediments below the sediment/water interface, and continued to grow as the sediments were compacted. Tunellite appears to have formed during diagenesis with enrichment of strontium in some places. Later generations of colemanite occur in vugs, veins and as fibrous margins to colemanite nodules. Diagenetic changes include the partial replacement of colemanite by veatchite-A, cahnite, hydroboracite and calcite.

ÖZ : Emet borat yatakları, kurak veya yarı kurak iklim koşullarında, kısmen sıcak su kaynakları kısmen de yüzey sularıyla beslenen, volkanik ve sismik bakımdan aktif bir sahada gelişmiş ayrık veya birbirleriyle bağlantılı olabilen playa göllerindeki çamurların içinde oluşmuşlardır. Bor mineralleri jeokimyasal bakımdan iki farklı havzada çökelmiştir; kireçtaşı, marn, volkanik tüf ve killere arakatlıdır.

Yatakların mineralojisi ve jeokimyası, Türkiye'deki diğer borat yataklarınıninkinden belirgin şekilde ayrılmıştır. Kolemanit değişik şekillerde egemen bileşen olarak yer alır. Diğer boratlar meyerhofferit, üleksit, probertit, tünelit, terujit, kahnit, hidroborasit ve viçit-A'yı kapsar. Kalsit, dolomit, jips, sölestin, elementer kükürt, realgar ve orpiment borat olmayan ana minerallerdir. Diğer borat yataklarıyla karşılaştırıldığında, Emet borat yatakları yüksek Ca ve B (kolemanit), çok az Na, Cl bakımından fakir ve bağıl olarak yüksek Mg, Sr, As ve S konsantrasyonları ile belirlenirler. Jeokimyasal araştırmalar, B, As ve S için olası kaynakların Tersiyer volkanik kayaları ve onlarla ilişkili sıcak suların olduğunu ortaya koyar.

İlk kolemanit, meyerhofferit, üleksit ve terujit pekleşmemiş tortulların içinde, tortullaşmayla yaşıt Yumrular, tortulların pekleşmesine paralel olarak rasında bazı kesimlerde stronsiyum zenginleşmesi şunları, boşluklarda, damarlarda ve kolemanit yumğer diyajenetik değışmeler viçit-A, kahnit, hidrobo tin yerini almalarını içerir.

yumruları, olasılıkla tortul/su arayüzeyinin altında, olarak doğrudan doğruya çözeltilerden oluşmuştur. büyümelerini sürdürmüşlerdir. Tünelit, diyajenez sısonucu oluşmuştur. Kolemanitin daha sonraki olu rularının kenarlarında lifimsi şekilde gözlenir. Di rasit ve kalsit minerallerinin yersel olarak kolemani

Introduction

The Emet borate deposits are located in the middle of the known borate deposits of Western Anatolia. The Emet district includes Palaeozoic metamorphic rocks intruded by granite, and overlying Tertiary sediments containing borate deposits, and associated volcanic rocks (Gawlik, 1956; Özpeker, 1969; Helvacı and Firman, 1976; Helvacı, 1977, 1984 and 1986).

Field and stratigraphical evidence suggest that the Emet borate deposits were formed in two separate sedimentary basins, northern and southern, possibly part of a chain of inter-connected lacustrine playa lakes, elongated in a northsouth direction and limited on the east and west by the basement metamorphic complex. The borates are interbedded with limestones, marls, tuffs, tuffites and clays, which appear to have been driven mostly from a volcanic terrain (Helvacı and Firman, 1976; Helvacı, 1977). The sediments in both basins are similar but are very much thicker in the northern basin, Espey-Killik area (Fig 1). Although the interbedded sediments are indistinguishable, the borates show mineralogical (Helvacı and Firman, 1976) and geochemical features in the two basins which are sufficiently different to suggest that the chemical compositions of ground and surface waters in the two basins differed, at least from time to time.

Thermal springs, which at present deposit travertine and sulphur, are believed to have played a important role during the deposition of borates. They were related to the extensive volcanic activity during the existence of the borate playa lakes at Emet. The initial brines from which the borates crystallized are deduced to have been high in sulphite and sulphate, low in chloride, and hence it is assumed that the initial brines were fed at all times by abundant calcium and boron with minor amounts of arsenic, strontium and sulphur (Helvacı, 1977 and 1984).

The mineralogy and geochemistry of the Emet deposits make them unique among the Turkish borate deposits, which chiefly contain colemanite and minor ulexite and hydroboracite. In addition, meyerhofferite, veatchite-A, tunellite, teruggite and cahnite occur sporadically. Occurrences of rare borate minerals in the Emet borate deposits, veatchite-A, tunellite, teruggite and cahnite, were discussed by Helvacı (1984). Calcite, gypsum, celestite, native sulphur, realgar and orpiment are the principal non-borates. Montmorillonite, illite and chlorite are the only clay mineral groups identified; montmorillonite is the dominant mineral in all the samples studied.

This paper presents major and trace-element analyses of the colemanites and other borates, and attempts to define both the relationships between these colemanites and associated minerals, and the origin and diagenesis of the borates.

Analytical Methods

All samples were bulk mine samples collected from open pits in the Hisarcık and Dereköy region, in the underground workings of the Espey and Killik mines, and several other sections along the borate zone. Borate minerals were determined by direct-recording X-ray diffractometer analyses, using standard powder and oriented-sample techniques.

B, Ca, Mg, Na and Sr were determined by the atomic absorption. The other major and trace elements were determined by X-Ray Fluorescence analyses of pressed-powder pellets described by Leake et al (1969). All samples were run in duplicate.

USGS reference samples DTS-1, BCR-1, PCC-1, GSP-1, G-2 and AGV-1, and departmental standards (Gypsum-1002 and Colemanite-1013) were used as the standards for calibration. Details of analytical methods and precisions were presented elsewhere (Leake et al., 1969; Harvey et al., 1973; Aljubouri, 1972; Helvacı, 1977).

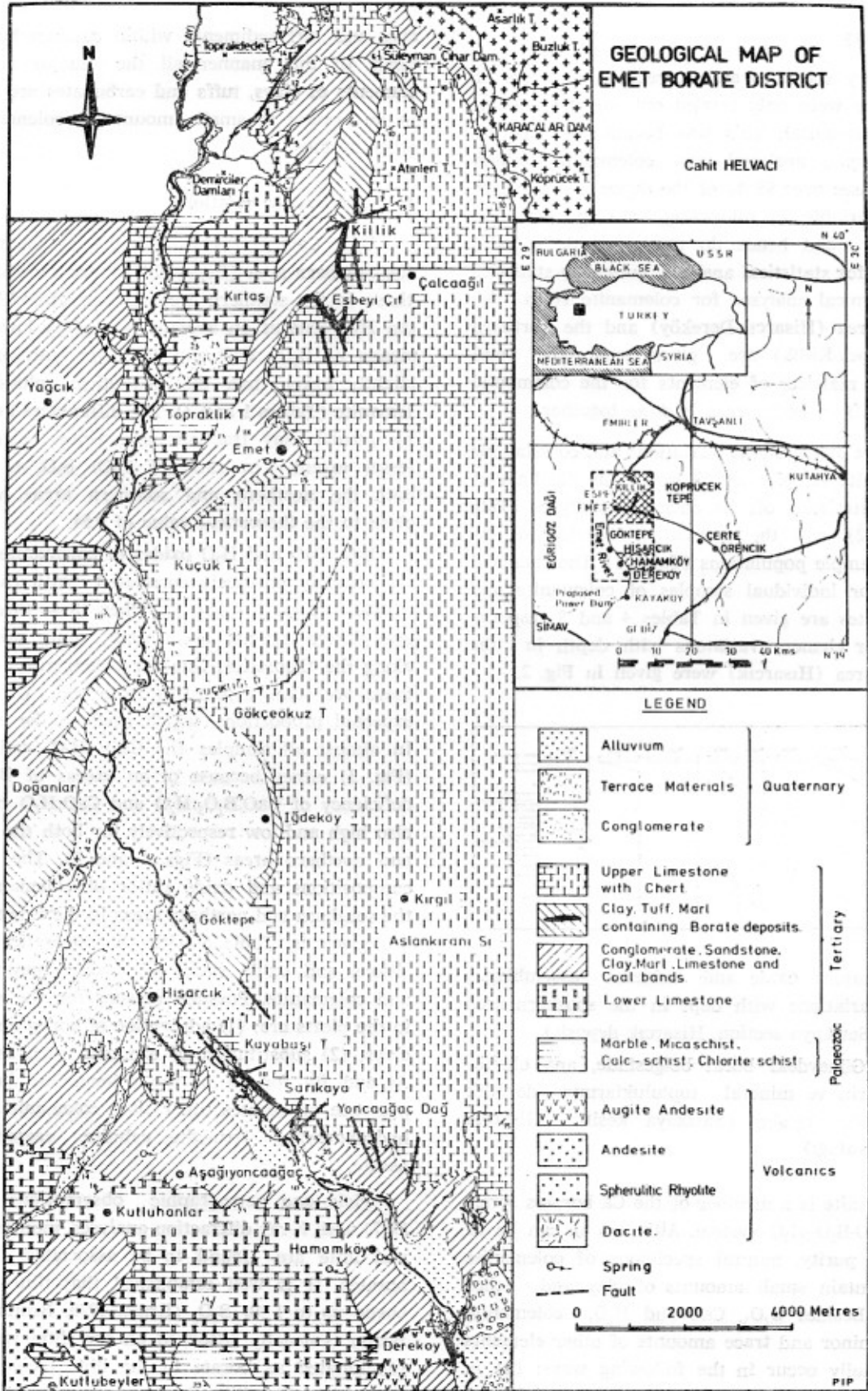


Fig. 1. Locality and geological map of the Emet borate deposits.

Şekil 1. Emet borat yataklarının bulduru ve jeoloji haritası.

Chemistry

Summary statistics and correlation matrices of the analyses were only carried out for the calcium borate (colemanite). This was because over 60 % of the samples analysed were colemanite which also comprises over 95 % of the deposits. The other minerals variable in mineralogy are sporadic in occurrence, and hence do not provide a valid population for statistical analysis. Summary statistics of the chemical analyses for colemanite from the southern area (Hisarcık-Dereköy) and the northern area (Espey-Killik) are given separately, and correlation matrices of elements for the colemanite population from both areas is done together.

Element distributions, variations and correlations of colemanite samples are discussed in the light of summary statistics of the chemical analyses (Table 1 and 2), and the correlation matrices of colemanite sample populations (Table 3). The chemical analyses for individual samples of colemanite and other borates are given in Tables 4 and 5 respectively. Major element variations with depth in the southern area (Hisarcık) were given in Fig. 2.

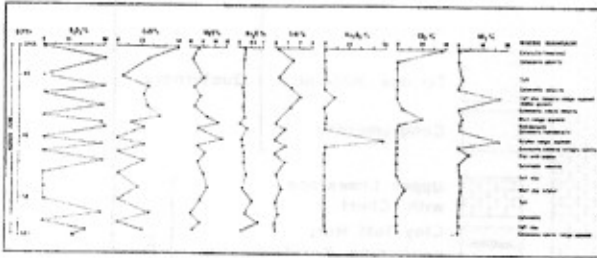


Fig. 2. Major oxide and mineral assemblages variations with depth in the southern area (Sarıkaya section, Hisarcık deposit).

Şekil 2. Güneydeki borat bölgesinde, ana oksitlerin ve mineral topluluklarının derinlik ile değişimi (Sarıkaya kesiti, Hisarcık yatağı).

Colemanite is a member of the Ca borates series in the $\text{CaO-B}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ system. Although it can be of very high purity, natural specimens of colemanite always contain small amounts of clay and other minerals. Besides B_2O_3 , CaO and H_2O , colemanite contains minor and trace amounts of other elements which usually occur in the following ways: (1) in isomorphous substitution for Ca, (2) precipitation with calcium borate (colemanite) as evaporite minerals, and (3) from contaminations and fractions of

clay and tuff sediments within calcium borate deposit. In this manner all the major and trace elements of clays, tuffs and carbonates are expected to be present in small amounts in colemanite and other borates.

Inter-element correlations

B_2O_3 , CaO and H_2O contents of colemanite in the northern area (Espey-Killik) are very similar to those in the southern area (Hisarcık-Dereköy), but the H_2O content on average is slightly lower. The means of B_2O_3 , CaO and H_2O for both areas are slightly lower than the theoretical values for colemanite (Tables 1 and 2). The differences are caused by greater clay fractions and trace elements to lesser extent. The ratio of $\text{CaO}:\text{B}_2\text{O}_3$ is 0.51 for both the northern and southern areas, which is close to the theoretical value of 0.54.

B_2O_3 , CaO and H_2O oxides of colemanite samples are strongly positively correlated with each other (Table 3; Figs. 3, 4 and 5). When these three oxides are plotted against each other, some sample fall along the theoretical line for colemanite, although there are some departures from the theoretically expected proportions, which needs to be explained. In almost all samples the $\text{CaO}:\text{B}_2\text{O}_3$ ratio is low (Fig. 3) either because of an excess of B_2O_3 or a deficiency of $\text{CaO}:\text{B}_2\text{O}_3:\text{H}_2\text{O}$ and $\text{CaO}:\text{H}_2\text{O}$ ratios are also high and low respectively for both the southern and northern areas (Figs. 4 and 5). The average compositions and oxide ratios of colemanite from the southern and northern areas in the Emet deposits are given in Table 6 with the theoretical compositions and oxide ratios of inyoite, meyerhofferite and colemanite. Possible reasons for the scattering in the plots are: (1) adsorption of boron on included clays, (2) substitution of elements such as Mg, Sr, As and Ba for Ca in the colemanite lattice, (3) presence of borates other than colemanite, such as hydroboracite, teruggite, cahnite, veatchite-A, tunellite.

Field and petrographic observations (Helvacı, 1977) with X-ray diffraction analyses, montmorillonite and illite are found to be associated with the borates. It is well established that illite adsorbs boron up to 1 % B_2O_3 (Ernst, 1970; Braitsch, 1971). Boron is usually adsorbed on the illite rather than precipitated as borate in the illite facies. In the Emet deposits, illite is less common than montmorillonite and therefore the adsorption of boron is limited. However, the clay mineral content of

these colemanite samples, estimated from the Al figures, has a maximum of about 2.7 % clay in the Hisarcık-Dereköy area, and 9.3 % clay in the Espeykillik area. Thus, even if all the included clays were illite, only up to 0.087 % B_2O_3 at Hisarcık and 0.30 % B_2O_3 in the northern area could conceivably be adsorbed in clay minerals. These small amounts do not account for the excess of B_2O_3 over that required to form colemanite shown by Fig. 3. Therefore it is considered that adsorption of B by illite is an insignificant factor in explaining the scatter in the correlation diagrams.

Substitution of Mg, Sr, Ba and As elements for Ca in the colemanite lattice could cause the low CaO: B_2O_3 ratio in the B_2O_3 versus CaO diagram (Fig. 3). Although Mg, Sr, and As are present in the

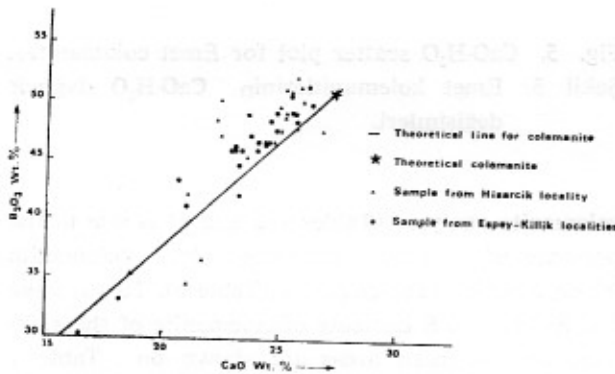


Fig. 3. B_2O_3 -CaO variation for Emet colemanites.
Şekil 3. Emet kolemanitlerinin B_2O_3 -CO değişimleri.

colemanite analyses, B_2O_3 , CaO and H_2O are negatively correlated with these and show only a weak correlation with Ba in the colemanite correlation matrices (Table 3). Means of 1.45 % MgO, 1.44 % SrO above and 1.85 % MgO, 1.28 % SrO below the theoretical line for colemanite have been observed on the B_2O_3 and H_2O diagram (Fig. 4). When CaO+MgO+SrO mol. proportions are plotted versus B_2O_3 mol. proportion (Fig. 6), most of the points move to the right hand side of the theoretical line for colemanite. This implies that there is sufficient Mg and Sr in the samples to fully explain the low CaO: B_2O_3 ratios (Fig. 3) by postulating replacement of Ca^{++} by Sr^{++} and Mg^{++} in the colemanite lattice. However, if this was the complete explanation, the $B_2O_3:H_2O$ ratios should be constant after allowing for the H_2O in the small amounts of clay

minerals present. The wide scatter of $B_2O_3:H_2O$ plots (Fig. 4) strongly suggests that borates other than colemanite occur in the samples analysed. Meyerhofferite, hydroboracite, ulexite, teruggite, cannite, veatchite-A and tunellite associated with colemanite could easily alter the CaO: B_2O_3 , $B_2O_3:H_2O$ and CaO: H_2O ratios and would cause scattering in the correlation diagrams (Figs. 3, 4 and 5).

The possibility that the more hydrous forms of Ca-borate (i.e. inyoite and meyerhofferite) occur has been considered. CaO: B_2O_3 ratios in the inyoite-

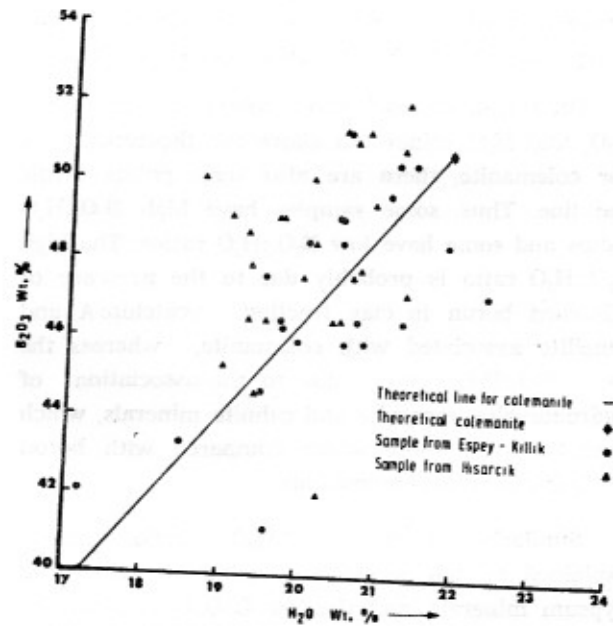


Fig. 4. B_2O_3 - H_2O scatter plot for Emet colemanites.
Şekil 4. Emet kolemanitlerinin B_2O_3 - H_2O dağılımı değişimleri.

meyerhofferite-colemanite series are the same (9.54), but the $B_2O_3:H_2O$ and CaO: H_2O ratios differ. Departures from the theoretical ratios for colemanite might be explained by postulating small amounts of included inyoite and/or meyerhofferite. Fig. 4 shows that 16 of the 59 colemanite samples have excess water over that required in colemanite. Of these, 5 lie so close to the theoretical $B_2O_3:H_2O$ ratio that the discrepancy is most probably due to clay minerals. Of the remaining 11, none show decreases in both the $B_2O_3:H_2O$ ratio and the CaO: H_2O ratio consistent with inyoite and/or meyerhofferite contaminants, and a decrease in CaO as well as an addition of water is implied.

Therefore it is concluded that the scattering in the correlation diagrams is not due to the presence of more hydrous forms of Ca-borates. Although the negligible amount of meyerhofferite was identified, no inyoite was detected in the Emet borate deposits.

On Fig. 3 most of the points plotted for the B_2O_3 and CaO values of the colemanite analyses appear to fall slightly above the theoretical line for colemanite and the CaO: B_2O_3 ratio is low. This can be explained by the presence of hydroboracite, ulexite and teruggite minerals, which are commonly associated with colemanite in the deposits and have less CaO and high B_2O_3 in their compositions. Association of these minerals with colemanite can easily alter the CaO: B_2O_3 ratio in favour of B_2O_3 .

On Fig. 4, although most points plotted for the B_2O_3 and H_2O values fall above the theoretical line for colemanite, there are also some points below the line. Thus, some samples have high $B_2O_3:H_2O$ ratios and some have low $B_2O_3:H_2O$ ratios. The high $B_2O_3:H_2O$ ratio is probably due to the presence of adsorbed boron in clay fraction, veatchite-A and tunellite associated with colemanite, whereas the low $B_2O_3:H_2O$ ratio is due to the association of hydroboracite, teruggite and cahnite minerals, which have relatively more water compared with boron in their chemical compositions.

Similarly the high CaO: H_2O ratios can be explained by the presence of cahnite, calcite and gypsum minerals, and the low CaO: H_2O ratios by the presence of other borates such as hydroboracite, ulexite, teruggite and tunellite minerals, which are characterised by high water and low calcium contents in their compositions (Fig. 5).

In conclusion, scattering of the B_2O_3 , CaO and H_2O plots in the diagrams is mainly due to the presence of other borate minerals associated with the colemanite and not to the other possible causes mentioned above.

Mg, Na, Sr, As and S elements are presented both in the evaporite phase and the clay fractions. They are strongly correlated with each other, but negatively correlated with the oxides of colemanite and weakly with the clay fraction elements. Mineralogical observations and correlation matrices show that some of these elements are not detrital, but chemically precipitated, such as secondary borates, sulphates, sulphides and native elements. The high concentration of these elements in the

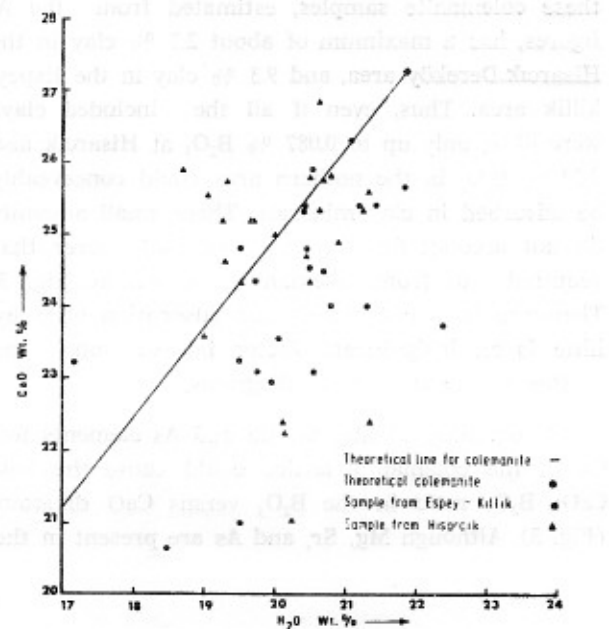


Fig. 5. CaO- H_2O scatter plot for Emet colemanites.
Şekil 5. Emet kolemanitlerinin CaO- H_2O dağılımı ve değişimleri.

colemanite analyses (Tables 1, 2 and 4) is due to the presence of minerals associated with colemanite which contain these elements (Table 5). The average Mg, Sr, As and S contents of colemanite of the southern and northern areas are shown on Table 1 and 2 respectively. The correlations between these elements and boron are also shown on Figs 7 to 11.

A considerable proportion of Si, Al, Ti, Fe, K, Mn, and P elements represent clay and tuff impurities within the calcium borate deposits (Tables 1, 2 and 4). These elements are strongly positively correlated with each other, whereas they are negatively correlated with the major oxides of colemanite (B_2O_3 , CaO and H_2O), indicating that these elements are present in the clay fractions (montmorillonite and illite) of colemanite samples (Table 3).

The average contents of Cl, Cu and Ce elements in colemanite analyses (in ppm) are extremely low and very close to their detection limits. Their concentrations in the colemanite samples from the southern and northern area are given in Tables 1 and 2, and these elements are evenly distributed throughout the Emet colemanite deposits (Tables 4 and 5). These trace elements are strongly correlated with the oxides of clay fractions of colemanite, whereas they are negatively correlated with the

major oxides of colemanite, indicating that these elements are mainly concentrated and adsorbed on the clay fraction minerals (Table 3).

The average contents of Br and Ba elements for the colemanite analyses are very low and below their detection limits (Table 1 and 2). In the correlation matrices of colemanite analyses (Table 3), these elements are positively correlated with the oxides of B_2O_3 , CaO and H_2O , whereas they show negative correlation with the oxides of clay fractions of colemanite, suggesting that the negligible amount of Ba is in isomorphous substitution or probably is replacing Ca in the evaporite fraction.

Interpretation of chemistry

The Emet borate deposits are characterized by high Ca—borate (colemanite), very low Na and relatively high Mg, Sr, As and S concentrations compared with the other borate deposits (Helvacı and Firman, 1976; Helvacı, 1977). Also the chemical analyses of the colemanite and other borate samples from the southern and northern areas indicate that there are several differences between the two areas as well as different mineral assemblages (Helvacı, 1977 and 1984). Those samples from the southern area have on average more Mg, Sr and As, whereas the content of H_2O and K is higher in the northern area (Tables 1 and 2; Fig. 6).

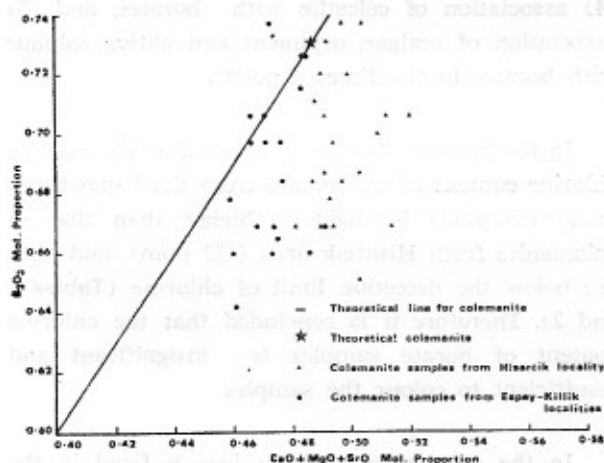


Fig. 6. B_2O_3 mol. proportion versus $CaO+MgO+SrO$ mol. proportion plot for Emet colemanite samples.

Şekil 6. Emet kolemanit örneklerinin B_2O_3 mol oranlarının $CaO+MgO+SrO$ toplam mol oranlarına karşı değişimleri.

B_2O_3 , CaO, H_2O , MgO, SrO, SiO_2 and Al_2O_3 make up the bulk of the analysed samples (95 % and above). B_2O_3 , CaO and H_2O are mainly restricted to the borate minerals, mainly colemanite. Si, Al, Ti, Mg, K, Mn and P are represented in the clay fractions of the samples. Mg, Na, Sr, As and S are represented both in the evaporite and in the clay fractions, but mainly in the latter. During diagenesis, some of these elements are transferred to the borate structure by base exchange, resulting in the formation of some diagenetic borate and non-borate minerals such as hydroboracite, veatchite-A, tunellite and cannite (Helvacı, 1984).

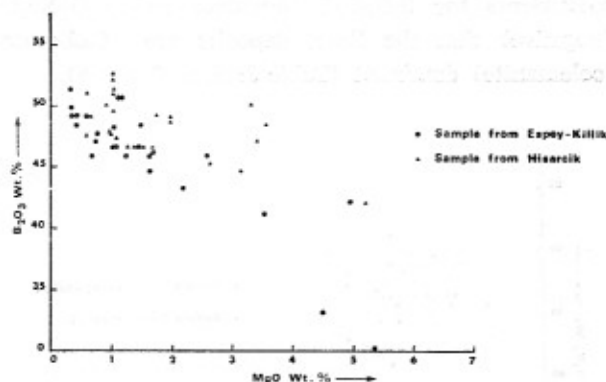


Fig. 7. B_2O_3 versus MgO correlation diagram in Emet colemanites.

Şekil 7. Emet kolemanitlerinin B_2O_3 ile MgO korelasyon diyagramı.

Most of the trace elements in the colemanite samples are in the clay mineral fractions. These trace elements are either adsorbed on the clay minerals or within their crystal lattices in the clay fractions of the colemanite. Small amounts of Br, and Ba are included in the evaporite minerals and Ba is probably in isomorphous substitution for Ca. All the trace elements show a strong positive correlation with SiO_2 and Al_2O_3 , indicating their presence in the clay fractions rather than in the colemanites. Elements grouping in one portion of the samples, in detrital or evaporite minerals, show positive correlation amongst themselves (Table 3).

Borate minerals are characterised by relatively high concentrations of As, Sr and S (Tables 1, 2, 4 and 5). These elements were chemically precipitated from brines, mainly as sulphides and sulphates, which may have been partly derived from thermal

springs located adjacent to the borate deposits (Helvacı, 1977, 1984 and 1986).

There are strong positive correlations between the pairs of major oxides B_2O_3 -CaO, B_2O_3 -H₂O, CaO-H₂O and negative correlations between pairs B_2O_3 -Na₂O, B_2O_3 -MgO, B_2O_3 -SrO, CaO-Na₂O, CaO-MgO, CaO-SrO (Table 3). No other elements were found to show a strong positive correlation with B_2O_3 and CaO. This proves that B_2O_3 and CaO were represented in borate minerals and the unusually high concentrations of B and Ca in the brines which gave rise to the colemanite precipitation in the deposits. It can be concluded from the correlation coefficients for B_2O_3 -CaO (positive) and B_2O_3 -Na₂O (negative) that the Emet deposits are Ca-borate (colemanite) dominant (Table 3; Figs. 3 and 8).

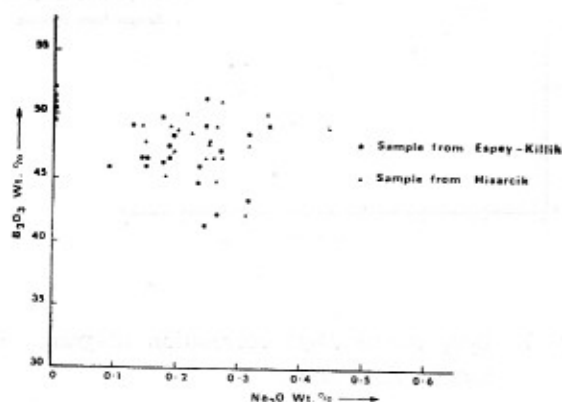


Fig. 8. B_2O_3 versus Na_2O correlation diagram in Emet colemanite samples.

Şekil 8. Emet kolemanit örneklerinin B_2O_3 ile Na_2O korelasyon diyagramı.

There is much geological and mineralogical evidence to show that secondary alterations played an important role in the modification of chemical variation within the deposits (Helvacı and Firman, 1976; Helvacı, 1977). Hydroboracite, veatchite-A and cahnite developed from colemanite are good example of this process (Helvacı, 1984). Boron is enriched relative to calcium due to partial replacement of colemanite by other borates during the diagenesis (Helvacı, 1984).

Colour variations in colemanite and other borates

Although most of the borates are either white or colourless, they often appear blue, orange and

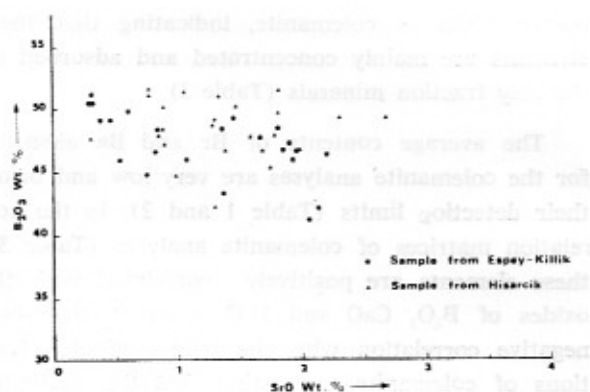


Fig. 9. B_2O_3 versus SrO correlation diagram in Emet colemanites.

Şekil 9. Emet kolemanitlerinin B_2O_3 ile SrO korelasyon diyagramı.

yellow colours in the Emet borate deposits. These observed colours in borate minerals cannot always be attributed to the presence of impurities, such as clay or iron oxide, since these components are present in very small amounts to account for the observed colours. Amongst the possible reasons for the colouring in the borates are: (1) presence of Cl in borates, (2) presence of excess iron oxide in borates, (3) presence of clay impurities in borates, (4) association of celestite with borates, and (5) association of realgar, orpiment and native sulphur with borates in the Emet deposits.

In the present study, it is found that the average chlorine content of colemanite from the Espey-Killik area (165 ppm) is slightly higher than that of colemanite from Hisarcik area (132 ppm), and both are below the detection limit of chlorine (Tables 1 and 2). Therefore it is concluded that the chlorine content of borate samples is insignificant and insufficient to colour the samples.

In the colemanite analyses iron is fixed in the clay minerals because of its strong correlation with the major constituents of the clay fraction (Table 3). The clay and tuff fractions associated with borates are mainly green or grey in colour. This implies that the concentration of iron is not sufficient to colour the borates. Thus the observed colours of borates are mainly blue and orange-yellow but not brown.

Although the borate minerals are usually pure and have very few impurities, they often contain clay fractions and residual minerals. The clay minerals content of the colemanite samples have been calculated as a maximum of about 2.7 % clay in the Hisarcik area and 9.3 % clay in the Espey-Kilik area. This suggests that the clay impurities could change the colour of borates to green or grey, although pure borates can tolerate relatively large amounts of green clay before beginning to change to a green colour.

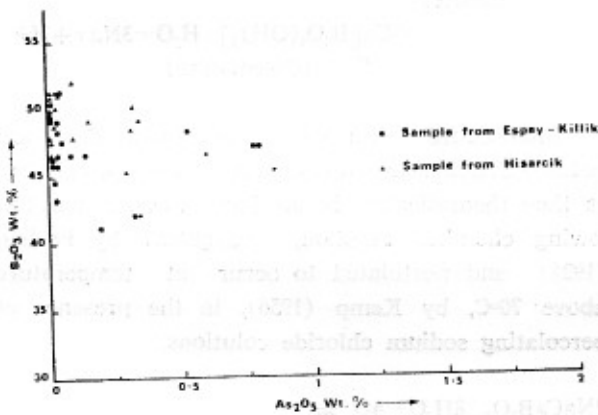


Fig. 10. B_2O_3 versus As_2O_5 correlation diagram for Emet colemanite samples.

Şekil 10. Emet kolemanit örneklerinin B_2O_3 ile As_2O_5 korelasyon diyagramı.

The association of celestite, As-sulphides and native sulphur with borates has been studied in detail in order to find out how they effect the colouring of the borates. The average content of Sr, As and S of colemanite samples from the southern and northern area given in Tables 1 and 2. When the individual coloured colemanites are examined, it is observed that those blue coloured colemanite samples such as 8 in Table 4 contain more than the average of SrO and SO_3 concentrations (Table 4), and those of orange-yellow coloured samples such as 2 in Table 4 have higher As and Sr concentrations compared with the average values (Tables 1, 2 and 4).

It has been proved by X-ray diffraction analyses that often colemanite and other borates contain certain amounts of celestite, realgar, orpiment and native sulphur. Sample number 8 in Table 4, which is blue colemanite, is mixed with solid inclusions of celestite which occurs usually blue in colour; its association with borates can play an important role in effecting the colour of borates. Some samples

such as 2 in Table 4, which is orange-yellow coloured colemanite, is associated with solid inclusions of realgar and orpiment. Realgar and orpiment are also observed in the colemanite crystals as widespread spots by the microscope studies (Helvacı, 1984).

It has been concluded that the association of iron oxide, clay, sulphate and sulphide minerals effect or change the colour of colemanite and associated borates, especially high concentrations of celestite, realgar, orpiment and native sulphur. The blue colour of colemanite and other borates is a result of solid inclusions of celestite; the orange-yellow colour is due to solid inclusions of realgar, orpiment and native sulphur.

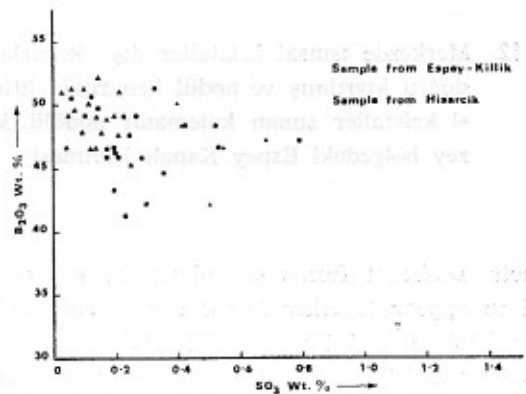


Fig. 11. B_2O_3 versus SO_3 correlation diagram for Emet colemanite samples.

Şekil 11. Emet kolemanit örneklerinin B_2O_3 ile SO_3 korelasyon diyagramı.

Origin and Diagenesis of the Deposits

Mineral phases formed penecontemporaneously with the clastic sediments

Colemanite occurs in many different forms such as nodular, massive, disseminated crystals, fibrous layers, thin layers and vugh fillings (Helvacı and Firman, 1976; Helvacı, 1977). Nodular forms (Fig. 12) massive granular and disseminated crystals in clay matrix (Fig. 13) have been considered as early formed colemanite (Helvacı and Firman, 1976). Vugh fillings, fibrous (Figs. 12 and 14), and thin layers of colemanite are believed to be late diagenesis

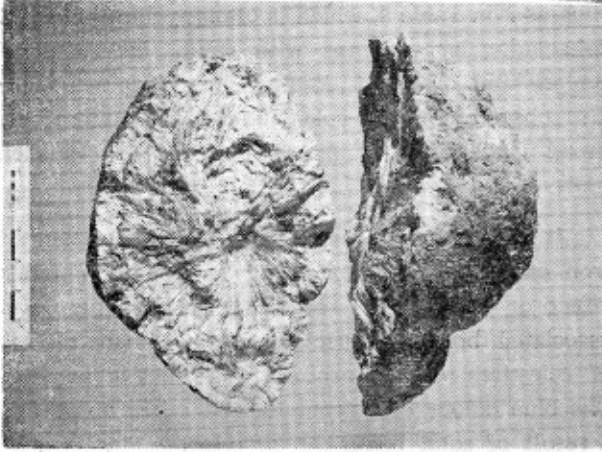


Fig. 12. Colemanite nodule showing radiating crystals, which are curved towards the edge, and fibrous crystals at the edge of the nodule, Espey underground mine, northern area.

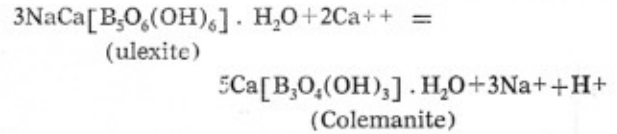
Şekil 12. Merkezde ışınal kristaller dış kenarlara doğru kıvrılmış ve nodül kenarında lifimsi kristaller sunan kolemanit nodülü, kuzey bölgedeki Espey Kapalı İşletmesi.

products. Different forms of colemanite are often found to appear together in the same colemanite nodule (Helvacı and Firman, 1976; Helvacı 1984).

Helvacı and Firman (1976) argued that this early formed colemanite was deposited penecontemporaneously with the unconsolidated sediments. It is likely that it was formed **within** the clays and tuffs below the sediment/water interface and probably continued to grow as the sediments were compacted (Fig. 13). Whether early formed colemanite was formed by the breakdown of ulexite suggested by Foshag (1921), Noble (1926), and Özpeker (1969); or by the dehydration of inyoite or meyerhofferite proposed by Rogers (1919), Hanshaw (1963), Christ et al. (1967), Christ (1972), and Inan (1973); or by direct precipitation from solution as concluded by Nikolaev and Chelishcheva (1940), Kurnakova and Nikolaev (1948), Bowser and Dickson (1963), and Bowser (1965), is problematical.

The genesis of colemanite by the breakdown of ulexite was suggested by Foshag (1921) for deposits in California, but does not appear to be applicable to the Emet Valley colemanite for the following reasons: ulexite is rare even in the northern area (Espey-Killik); nowhere is colemanite found intergrown with or apparently replacing ulexite; nowhere

have cores of colemanite been found in indurated masses of «cotton ball» ulexite as at Kramer, California (Bowser, 1965; Bowser and Dickson, 1966); colemanite and ulexite always occur as separate nodules; interbedded clays at Emet are notably deficient in Na⁺ (Helvacı, 1984) and not enriched as they theoretically should have been if the following chemical reaction, suggested by Özpeker (1969), took place by base exchange between ulexite and the clays



Interbedded sediments and borates at Emet are notably deficient in both Na and Cl, and not enriched as they theoretically should have been if the following chemical reaction, suggested by Foshag (1921) and postulated to occur at temperature above 70°C, by Kemp (1956), in the presence of percolating sodium chloride solutions.

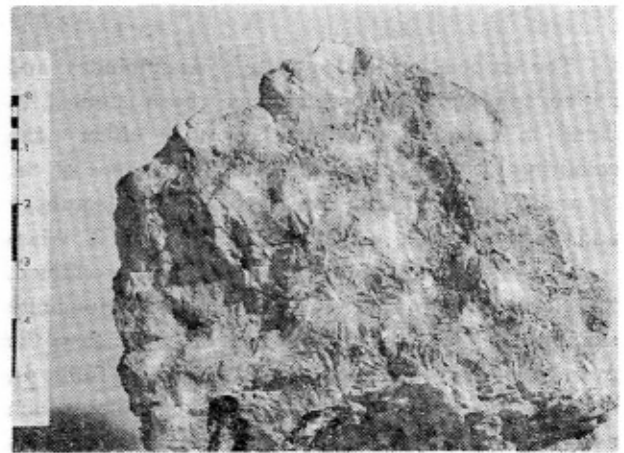
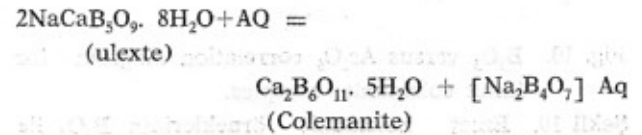


Fig. 13. Radiating group of colemanite crystals in clay, a common occurrence of colemanite throughout the deposits, Dereköy deposit, southern area.

Şekil 13. Kil içinde kolemanit kristallerinin ışınal grupları, yatakların her tarafında sıkça bulunan şekli, Güney bölgesindeki Dereköy yatağı.

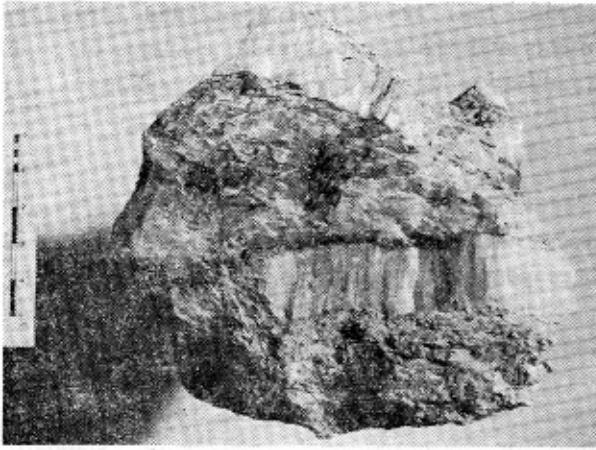


Fig. 14. Massive colemanite surrounded by the layer of fibrous colemanite, montmorillonitic clay associated with colemanite, Espey underground mine, northern area.

Şekil 14. Lifimsi kolemanit seviyeleriyle sarılmış masiv kolemanit, montmorillonitik kil kolemanite eşlik eder, Kuzey bölgedeki Espey Kapalı İşletmesi.

Suggestions that alteration of ulexite leads to the formation of the mineral pair colemanite and borax is inapplicable to the Emet area, where neither borax or any other Na-bearing mineral other than negligible ulexite occurs.

Alternative suggestions concerning the genesis of colemanite are equally difficult to substantiate. Metasomatic replacement of limestone (Gale, 1913) is improbable since the colemanite beds do not pass laterally into limestone nodules and no partially altered limestones have been found (Helvacı, 1977).

Petrographic evidence from Death Valley, California (Rogers, 1919), suggest that the higher hydrate inyoite ($\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_5] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) was the first formed Ca borate mineral, which on burial and diagenesis was dehydrated to the denser meyerhofferite or more commonly to colemanite. The presence of drusy cavities (Fig. 15), often containing water, and of rare septarian cracks, filled with a clear colemanite (Helvacı and Firman, 1976; Fig. 16), suggest that reduction in volume has occurred in some colemanite nodules. However, no inyoite has been found in the Emet district and no pseudomorphs of colemanite after inyoite have been recorded (Gawlik, 1956; Özpeker, 1969; Helvacı, 1974, 1977;

Helvacı and Firman, 1976); shrinkage cracks and drusy cavities need not be due to dehydration of inyoite. Also Bowser and Dickson (1966) concluded that the colemanite in those nodules from the Kramer deposit, which are similar to those from Emet, apparently grew from solution in unconsolidated sediments and need not have formed by alteration of pre-existing ulexite or dehydration of inyoite. Whether inyoite was ever formed at Emet remains an open question.

Experimental study

Inyoite is the only Ca borate mineral found in modern deposits (Muessig, 1966) and experimental work by Inan, Dunham and Esson (1973) showed that pressure is required to form colemanite. At 1 atmosphere and below 38°C in their experiments, inyoite was the stable Ca borate mineral in contact with calcium borate solutions and above 38°C it transformed to meyerhofferite and not to colemanite. At 500 atmospheres and 38°C inyoite was replaced by colemanite + H_2O . Although they did not establish the threshold conditions for this reaction, their work implies that colemanite will not form at the pressures found in shallow lakes or unconsolidated playa lake muds. Thus many

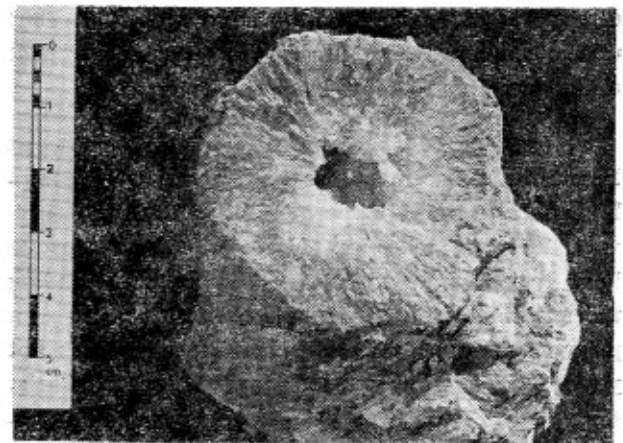


Fig. 15. Colemanite nodule containing vugh in the centre, Espey underground mine, northern area.

Şekil 15. Merkezinde boşluk içeren kolemanit nodülü, kuzey bölgedeki Espey Kapalı İşletmesi.

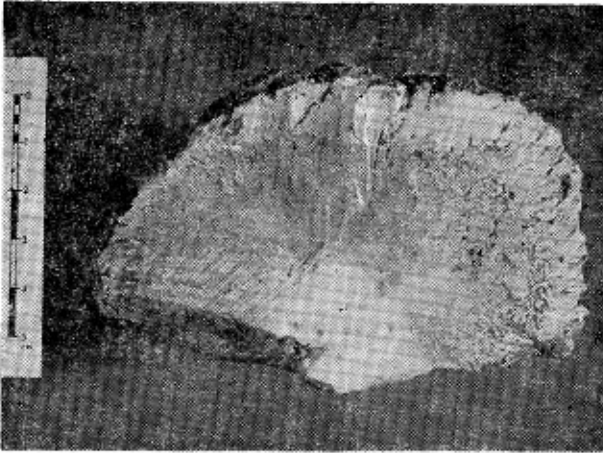


Fig. 16. Colemanite nodule containing vugh in the centre, filled with a core of granular colemanite, Espey underground mine, northern area.

Şekil 16. İri özbiçimli kolemanit ile doldurulmuş kolemanit nodülünün merkezindeki boşluk, Kuzey Bölgedeki Espey Kapalı İşletmesi.

strands of evidence from field-work, petrology and experiments indicate that colemanite forms by diagenetic replacement of inyoite on burial, or directly from calcium borate solutions above 38°C under comparatively high pressures during post depositional mineralisation (Inan, et al., 1973).

If inyoite has been replaced by colemanite at Emet, the replacement has been remarkably complete, since in spite of the most diligent search (Helvacı, 1977) no relics or pseudomorphs of inyoite have been found. Could it be that notwithstanding the experimental evidence colemanite did form as a primary mineral in physico-chemical conditions not yet defined or experimentally investigated? As Christ (1972) stated, the hydrated calcium borates form a more complex series than do the sodium borates, and experimental physical-chemical data should prove correspondingly more revealing for an understanding of the behaviour of hydrated minerals in general. Such an experimental study would be difficult. Unlike the sodium borates, the calcium borates are relatively insoluble in water, and for this and possibly other reasons, the crystalline solids and aqueous solution are not readily brought into equilibrium. The Emet borate zones are cha-

racterised by relatively high arsenic and strontium contents and the effect of these elements on the crystallisation of the Ca borates is unknown. Similarly the effects of low partial pressures of H_2O have yet to be investigated.

In the present study preliminary experiments have shown that colemanite and calcite form when the evaporation products of 1:1 and 1:2 mixtures of colemanite and calcite dissolved in HCl are exposed to the atmosphere for several months (at least 5 or 6 months) (Fig. 17, d and e). On Fig. 17 a, b, c, d and e show respectively X-ray diffraction results for the evaporation products of standard boric acid, 1:1/2 colemanite and calcite mixture, 1:1 ulexite and calcite, 1:1 colemanite and calcite, and 1:2 colemanite and calcite mixtures. This reaction takes place at atmospheric pressures, laboratory temperatures (ca. 30°C) and pH about 8 to 9, suggesting that the deep burial and high pressures may not be necessary for the solution and reprecipitation of colemanite in natural conditions. Similar experiments with ulexite and calcite results in calcite reprecipitation, probably due to deficiency of Ca^{++} in the solutions (Fig. 17, c).

In the borate zone, rhythmic deposition of colemanite, clay, tuff and limestone beds (Helvacı, 1977) indicates that when the brines were oversaturated with B and Ca, colemanite was deposited and during the period when B concentration decreased calcite was precipitated. Clays and tuffs were continuously deposited. In the thin section, clay and tuff inclusions in the early formed colemanite have been commonly observed (Figs. 13, 16 and 18) and it is difficult to believe that these textures would have been preserved had the colemanite replaced inyoite or ulexite.

During the deposition, like colemanite, meyerhofferite, ulexite and teruggite nodules appear to have developed penecontemporaneously within and not on the sediments. Their sporadic occurrence indicates that the precipitation of these minerals was limited to certain parts of the deposits, possibly due to localised thermal springs. Realgar and small amounts of celestite were also precipitated with the sediments. The fine-grained realgar crystals enclosed in early formed massive colemanite and sediments demonstrate that some of the realgar was formed at an early stage (Helvacı, 1984). Small amounts of celestite were also formed penecontemporaneously within the sediments and borates

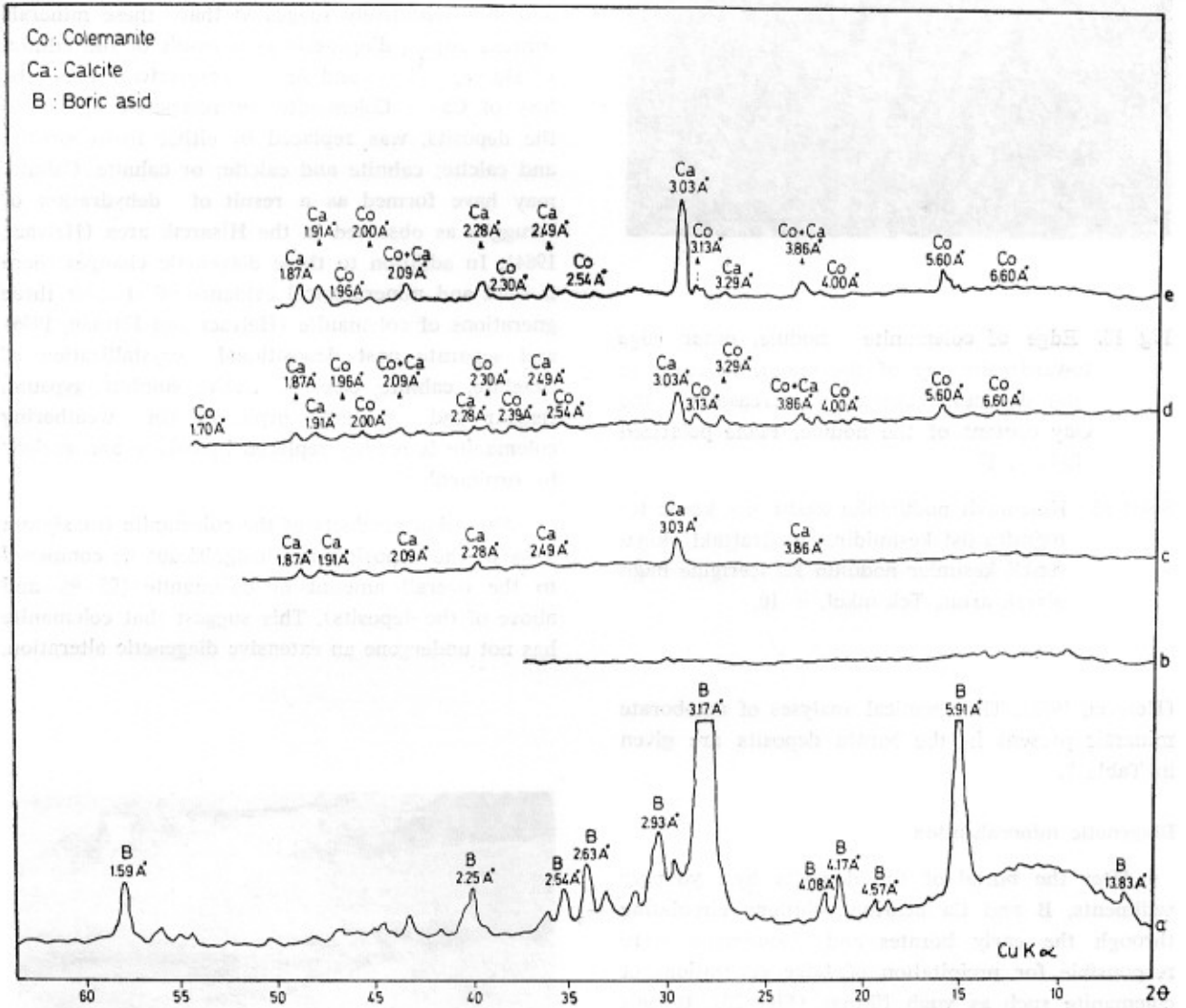


Fig. 17. X-ray diffraction results showing evaporation products of: a) boric acid, b) 1:1/2 colemanite and calcite mixture, c) 1:1 ulexite and calcite mixture, d) 1:1 colemanite and calcite mixture, e) 1:2 colemanite and calcite mixture.

Şekil 17. Buharlaştırma (evaporasyon) ürünlerini gösteren X-ray difraksiyon sonuçları: a) boric asid, b) 1:1/2 kolemanit ve kalsit karışımı, c) 1:1 üleksit ve kalsit karışımı, d) 1:1 kolemanit ve kalsit karışımı, e) 1:2 kolemanit ve kalsit karışımı.

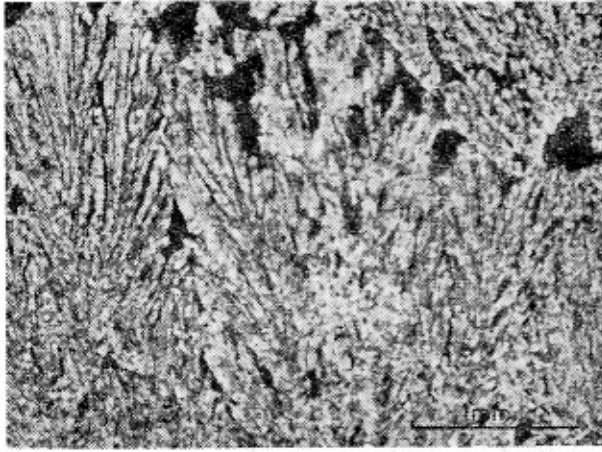


Fig. 18. Edge of colemanite nodule, outer edge towards the top of the photo. Increase in the darkness caused by increase in the clay content of the nodule. Plane polarized light, X10.

Şekil 18. Kolemanit nodülünün kesiti, dış kenar fotoğrafın üst kesimidir. Fotoğraftaki koyu renkli kesimler nodülün kil içeriğine bağlı olarak artar. Tek nikol, + 10.

(Helvacı, 1977). The chemical analyses of non-borate minerals present in the borate deposits are given in Table 7.

Diagenetic mineralization

After the burial of the deposits by younger sediments, B and Ca bearing solutions circulating through the early borates and sediments were responsible for precipitation of later generations of colemanite such as vugh fillings (Fig. 20), fibrous (Figs. 12 and 14) and thin layers (Fig. 14) of colemanite. Vugh fillings and coarsely crystalline euhedral colemanite crystals are very common and occur usually in the vughs of colemanite nodules (Figs. 15, 16 and 20). Very thin layers of colemanite occur sporadically throughout the deposits.

The Emet deposits in general do not show much post-depositional deformation and most of the original stratification is preserved (Helvacı and Firman, 1976). During the diagenesis of the deposits common alteration products of colemanite are hydroboracite and calcite, and rarely veatchite-A and cahnite (Helvacı, 1984). These have been clarified by the field

observations, X-ray examinations, staining technique, microscope studies and chemical analyses (Helvacı, 1984).

All the evidence indicates that hydroboracite, veatchite-A and cahnite often replaced colemanite and it is tentatively suggested that these minerals formed during diagenesis as a result of the addition of Mg^{++} , Sr^{++} and As^{5+} , respectively and the loss of Ca^{++} . Colemanite, in restricted parts of the deposits, was replaced by either hydroboracite and calcite; cahnite and calcite; or cahnite. Cahnite may have formed as a result of dehydration of teruggite as observed in the Hisarcık area (Helvacı, 1984). In addition to these diagenetic changes there is field and mineralogical evidence of at least three generations of colemanite (Helvacı and Firman, 1976) and separate post depositional crystallization of tunellite, cahnite, celestite, native sulphur, gypsum, realgar and probably orpiment. On weathering colemanite is readily replaced by calcite and realgar by orpiment.

Alteration products of the colemanite (maximum 4 % of the deposits) are insignificant as compared to the overall amount of colemanite (95 % and above of the deposits). This suggest that colemanite has not undergone an extensive diagenetic alteration.

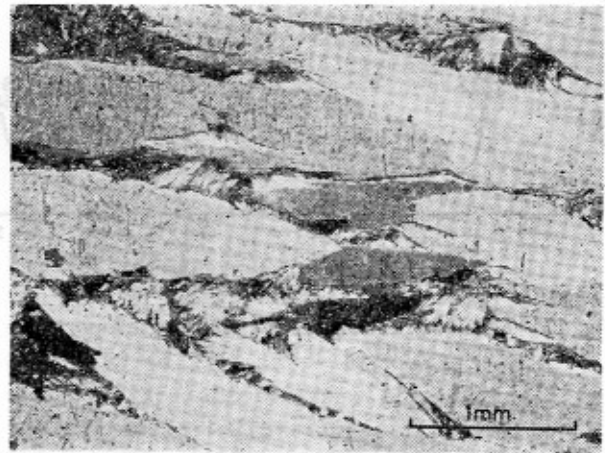


Fig. 19. Prismatic colemanite crystals, and fibrous crystals growing at their edges. Crossed nicols, X10.

Şekil 19. Prizmatik kolemanit kristalleri ve onların kenarlarında büyüyen lifimsi kristaller. Çapraz nikol, + 10.

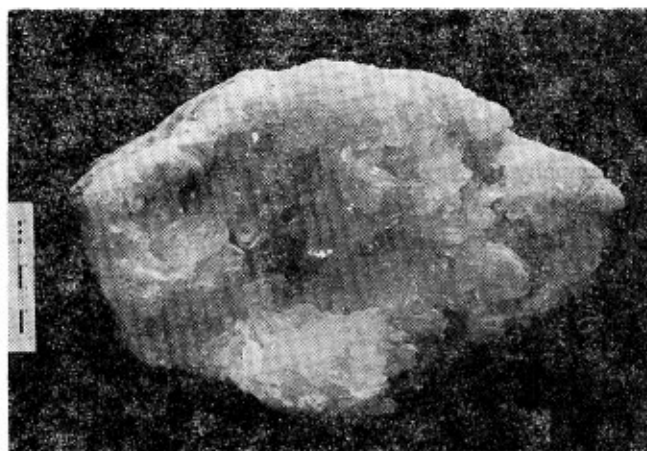


Fig. 20. Euhedral colemanite crystals in the vugh of colemanite nodule, Espey underground mine, northern area.

Şekil 20. Kolemanit nodülünün boşluğundaki özbiçimli kolemanit kristalleri, kuzey bölgedeki Espey Kapalı İşletmesi.

Conclusions

From the foregoing discussion it is concluded that the Emet borates were formed in playa lakes, in seismically active areas, fed partly by thermal springs and partly by streams draining the catchment areas. The bulk of the interbedded clastic sediments appear to be derived from volcanic terrain but Tertiary limestone might also have been exposed and erosion of these may have contributed Ca^{++} and Sr^{++} to the lake waters. Alternatively Ca^{++} and Sr^{++} may have leached from the underlying limestones and basement rocks by the thermal spring waters.

Since Ca borate makes up over 95 % of the deposits it is reasonable to assume that the original brines were enriched in Ca^{++} and boron. Arsenic sulphides, strontium sulphate and small amounts of native sulphur, although present in minor quantities, are as widely distributed as the Ca borate and hence

it may be assumed that the initial brines at all times contained an abundance of calcium and boron with minor amounts of arsenic and sulphur. Strontium and sodium may also have been present in the initial brines or alternatively may have been added to the mineralising solutions periodically. Geochemical investigations suggest that the most likely sources of B, As and S were from the weathering products of Tertiary volcanic rocks transported into the borate basins by streams; or from volcanic ash deposited directly into the borate basins; or from thermal springs (Helvacı, 1984). The chemical analyses of the thermal springs from the Emet district, which at present deposit travertine and sulphur, were given by Helvacı (1986).

All early precipitated minerals seem to have formed **within** the clastic sediments. Probably the brines were never sufficiently concentrated to allow borate precipitation until the lakes partially or wholly dried up. Brines were evidently rich in Ca^{++} in both northern and southern basins and Ca borates are present at every horizon throughout the sequence. Co-precipitation of ulexite an later diagenetic formation of tunellite occurs only rarely in the northern basin and not at all in the southern area. Field and textural evidence clearly indicates the sequence Ca borate \rightarrow Ca-Na borate \rightarrow Sr borate. Arsenic bearing borates and Sr borates do not occur together in the Emet deposits although arsenic sulphides do occur at the same horizon with Sr borates and sulphate.

Field and petrological evidence discussed Helvacı and Firman (1976) demonstrates that Ca borates, ulexite, and teruggite crystallized within the sediments and did not precipitate from open water. Both lateral and vertical changes from calcite-marls to colemanite bearing clays have been observed and a gross zoning both laterally and vertically from calcite to colemanite and back to calcite seems to be general in both areas. In the southern area the sporadic occurrence of gypsum suggests that where sulphates are present the sequence is calcite-gypsum-colemanite.

In the northern basin the early colemanite phase and ulexite crystallise before tunellite, implying that Sr borates will not crystallise from solution until Ca borates and Na-Ca borates have been precipitated. The retention of Sr^{++} in the interstratal

brines may account for both the diagenetic replacement of colemanite by veatchite-A in the northern basin and the late post-depositional crystallisation of celestite in both the northern and southern basins.

The origin of the Emet deposits may therefore be tentatively summarised as follows:

1) Establishment of playa lakes in seismically active areas fed by thermal springs and surface streams.

2) In these lakes clay and volcanic ash were deposited and Ca borate nodules developed within the unconsolidated sediments during periods of evaporation. In the northern basin ulexite was also periodically formed and teruggite was precipitated occasionally in the southern basin. Small amounts of sulphur, celestite and realgar were also formed within the sediments penecontemporaneously with the borates.

3) After burial the Ca borate nodules, most probably colemanite, continued to grow. Inyoite, if formed, dehydrated to colemanite and colemanite was precipitated in vughs together with realgar and more rarely celestine and cahnite.

4) Chemical reaction between Mg-rich clays and colemanite leading to the formation of hydroboracite.

5) Reaction between Sr-rich interstratal brines and colemanite leading to its partial replacement by Veatchite-A.

6) Tunellite appears to have formed during late diagenesis with enrichment of Sr in some parts of the northern area.

7) Cahnite have formed from replacement of colemanite in the northern area, and the dehydration of teruggite in the southern area.

8) Solution and reprecipitation of colemanite in veins and around colemanite nodules, as fibrous and thin layers.

9) Uplift and erosion leading to the weathering of colemanite and its replacement by calcite in surface outcrops and adjacent to faults.

Notwithstanding the mineralogical and geochemical complexities enumerated in this study, however, the Emet borates are high-grade colemanite deposits, and should supply a substantial quantity of the world's needs for many years.

Acknowledgement

Dr. R.J. Firman of the University of Nottingham is thanked for helpful comments and encouragement. Field work was supported by the Etibank State Company in Ankara and the local mineral production division in Emet, and I thank the management and technical staff for their assistance.

REFERENCES

- Aljubouri, Z., 1972, *Geochemistry, origin and diagenesis of some Triassic gypsum deposits and associated sediments in the East Midlands: Ph. D. thesis, University of Nottingham, England.*
- Bowser, C.J., 1965, *Geochemistry and petrology of the sodium borates in the non-marine evaporite environment: Ph. D. thesis, University of California, Los Angeles, 282 p.*
- Bowser, C.J., and Dickson, F.W., 1963, *Mechanism of borax deposition and the chemical composition of Plicone lake waters at Kramer, California: (abs.), Geol. Soc. America, Ann. meetings, New York.*
- 1966, *Chemical zonation of the borates of Kramer, California: Second Symp. on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio, V. 1, p. 122-132.*
- Braitsch, O., 1971, *Salt deposits; their origin and composition: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 297 p.*
- Christ, C.L., 1972, *Some contributions of crystal chemistry to geochemistry: Journal of Geological Education, Special issue, V. XX, No. 5, p. 235-245.*
- Christ, C.L., Tuesdell, A.H., and Erd, C.R., 1967, *Borate mineral assemblages in the system Na₂O-CaO-MgO-B₂O₃-H₂O: Geochim Cosmochim. Acta, V. 31, p. 313-337.*
- Ernst, W., 1970, *Geochemical facies analysis: Elsevier Publishing Company, Amsterdam.*
- Foshag, W.F., 1921, *The origin of the colemanite deposits of California: Econ. Geol., V. 16, p. 199-214.*

- Gale, H.S. 1913, *The origin of colemanite deposits*: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 85-A.
- Gawlik, J., 1956, *Borate deposits of the Emet Neogene basin*: M.T.A. Report No. 2479, Ankara (Turkish and German text).
- Hanshaw, B.B., 1963 *Preliminary relations in the system $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7\text{-Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11}\text{-H}_2\text{O}$* : U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 475-B, p. 24-27.
- Harvey, P.K., Taylor, D.M., Hendry, R.D., and Bancroft, F., 1973, *An accurate fusion method for the analysis of rocks and chemically related materials by X-ray fluorescence spectrometry*: X-Ray Spectrometry, V. 2, p. 33-44.
- Helvacı, C., 1974, *Contribution to discussion of a paper by Ian, K., Dunham, A.C., and Esson, J.*: Trans. Inst. Min. Metall. (Section B. Appl. earth sci.), V. 83 B, p. 36.
- 1977, *Geology, mineralogy and geochemistry of the borate deposits and associated rocks at the Emet Valley, Turkey*: Ph. D. thesis, University of Nottingham, England, 338 p.
- 1984, *Occurrence of rare borate minerals: veatchite-A, tunellite, teruggite and cahnite in the Emet borate deposits, Turkey*: Mineral. Deposita, v. 19, p. 217-226.
- 1986, *Stratigraphic and structural evolution of the Emet borate deposits, Western Anatolia*: Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Araştırma Raporları, No: MM/JEO-86 AR 008, 28 p.
- Helvacı, C., and Firman, R.J., 1976, *Geological setting and mineralogy of Emet borate deposits, Turkey*: Trans. Inst. Mining Metall. (Section B. Appl. earth sci.) v. 85.B, p. B 142-152.
- Inan, K., 1973, *The mineralogy and geochemistry of the Kırka borate deposit, Turkey*: Ph. D. thesis, University of Manchester, 147 p.
- Inan, K., Dunham, A.C., and Esson, J., 1973, *The mineralogy, geochemistry and origin of the Kırka borate deposit, Eskişehir province, Turkey*: Trans. Inst. Min. Metall. (Section B. Appl. earth sci.), v. 82, p. B 114-123.
- Kemp, P.H., 1956, *The chemistry of borates; Part-I: Borax Consolidated Limited, London SW1, 90 p.*
- Kurnakova, A.G., and Nikolaev, A.V., 1948, *The solubility isotherm of the system $\text{Na}_2\text{O-CaO-B}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ at 25°C*: Akad. Nauk. U.S.S.R., Izv. Otd. Khim. Nauk. v. 1, p. 377-382.
- Leake, B.E., Hendry, G.L., Kemp, A., Plant, A.G., Harrey, P.K., Wilson, J.R., Coats J.S., Aucott, J.W. Lünel, T., and Howarth, R.J., 1969/1970, *The chemical analysis of rock powders by automatic X-ray fluorescence*: Chem. Geol., v. 5, p. 7-86.
- Muessig, S., 1966, *Recent South American borate deposits*: In Second Symp. on salt (Cleveland, Ohio: Northern Ohio Geological Society), v. 1, p. 151-159.
- Nikolaev, A.V., and Chelischeva, A.G., 1940 *The 25°C isotherm of the system: $\text{CaO} + \text{B}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$ and $\text{MgO} + \text{B}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$* : Comp. Rend. Acad. Sci. U.S.S.R., v. 28, p. 127-130.
- Noble, L.F., 1926, *Note on a colemanite deposit near Shoshone, California, with a sketch of the geology of a part of Amorgosa valley*: U.S. Geol. Survey Bull., v. 785, p. 63-73.
- Özpeker, I., 1969, *Western Anatolian borate deposits and their genetic studies*: Ph. D. thesis (Turkish text), Technical University of Istanbul, Turkey, 116 p.
- Rogers, A.F., 1919, *Colemanite pseudomorphous after inyoite from Death Valley, California*: Amer. Mineral., v. 4, p. 135-139.

Table 1. Summary statistics for colemanite from the southern area, Hisarcık-Dereköy deposits (n=20).

Çizelge 1. Güney bölgedeki Hisarcık-Dereköy yataklarından derlenen 20 kolemanit örneğinin istatistikleri.

Oxide %	Mean	St.Dev.	Maximum	Minimum	Range
B ₂ O ₃	47.63	2.08	51.05	42.12	8.93
CaO	24.19	2.04	26.88	18.20	8.68
MgO	1.92	1.24	5.21	0.57	4.64
Na ₂ O	0.24	0.05	0.35	0.14	0.21
SrO	1.51	0.81	3.99	0.32	3.67
As ₂ O ₅	0.21	0.31	1.28	0.01	1.27
SiO ₂	2.63	2.02	8.09	0.48	7.61
K ₂ O	0.06	0.10	0.37	0.00	0.37
H ₂ O ⁺	19.91	0.70	21.35	18.72	2.63
SO ₃	0.30	0.26	1.13	0.05	1.08
ppm					
Al	973	811	2863	133	2730
Fe	767	514	2318	0 ^x	2318
Mn	22	16	56	3 ^x	53
P	119	171	801	14 ^x	787
Cl	132 ^x	30	225	92 ^x	133
Cu	27 ^x	12	61	6 ^x	55
Br	0 ^x	1	3 ^x	0 ^x	3
Ba	27 ^x	38	149 ^x	0 ^x	149
Ce	214 ^x	225	966	60 ^x	906

x Indicates values below the detection limits as ppm; Al: 82, Fe: 29, Mn: 16, P: 75, Cl: 186, Cu: 53, Br: 9, Ba: 296, Ce: 247.

Table 2. Summary statistics for colemanite from the northern area, Espey and Killik deposits (n=24).

Çizelge 2. Kuzey bölgedeki Espey ve Killik yataklarından derlenen 24 kolemanit örneğinin istatistikleri.

Oxide %	Mean	St.Dev.	Maximum	Minimum	Range
B ₂ O ₃	47.39	2.75	52.07	41.22	10.85
CaO	24.20	1.44	26.32	20.65	5.67
MgO	1.33	1.10	4.94.	0.32	4.62
Na ₂ O	0.19	0.10	0.35	0.00	0.35
SrO	1.22	0.67	2.22	0.31	1.91
As ₂ O ₅	0.11	0.19	0.80	0.00	0.80
SiO ₂	2.29	2.33	8.33	0.04	8.29
K ₂ O	0.32	0.38	1.29	0.00	1.29
H ₂ O*	20.35	1.08	22.41	17.20	5.21
SO ₃	0.36	0.49	2.51	0.06	2.45
ppm					
Al	2439	2794	9881	0 ^x	9881
Fe	1987	1980	9044	60	8984
Mn	37	40	153	0 ^x	153
P	125	107	441	27 ^x	414
Cl	165 ^x	176	987	64 ^x	914
Cu	22 ^x	17	59	0 ^x	59
Br	1 ^x	1	2 ^x	0 ^x	2
Ba	104 ^x	107	336	0 ^x	336
Ce	132 ^x	120	557	55 ^x	502

x Indicates as in Table 1.

Table 3. Interelement correlation matrix for 59 colemanite samples from Emet borate deposits.

Çizelge 3. Emet borat yataklarından derlenen 59 kolemanit örneği için yapılan elementler arası korelasyon matrisi.

	B ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	SrO	As ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	K ₂ O	H ₂ O	SO ₃	Al	Fe	Mn	P	Cl	Cu	Br	Ba	
CaO	.865																			
MgO	-.783	-.681																		
Na ₂ O	-.397	-.409	.158																	
SrO	-.587	-.532	.433 ⁺	.419 ⁺																
As ₂ O ₅	-.250	-.272	.227	.390	.351															
SiO ₂	-.865	-.932	.691 ^x	.335	.415 ⁺	.148														
TiO ₂	-.763	-.873	.543 ^x	.289	.320	.122	.939 ^x													
K ₂ O	-.780 ^x	-.874	.546 ^x	.285	.330	.096	.953 ^x	.982 ^x												
H ₂ O	.622 ^x	.550	-.688	-.353	-.331	.033	-.587	-.586	-.598											
SO ₃	.022	.007	-.178	.401 ⁺	.287	.200	-.158	-.145	-.171	.095										
Al	-.779	-.889	.532 ^x	.333	.351	.108	.948 ^x	.990 ^x	.992 ^x	-.603	-.146									
Fe	-.421	-.498	.122	.510 ⁺	.400 ⁺	.072	.416 ⁺	.490 ⁺	.459 ⁺	-.303	.756 ^x	.487 ⁺								
Mn	-.803	-.871	.707 ^x	.372	.421 ⁺	.248	.864 ^x	.891 [±]	.870 ^x	-.684	-.095	.881 ^x	.445 ⁺							
P	-.545	-.565	.403 ⁺	.131	.213	.002	.665 ^x	.626 ^x	.682 ^x	-.350	-.136	.630 ^x	.235	.550 ^x						
Cl	-.132	-.008	-.042	.081	.212	-.038	.060	.097	.097	-.262	-.051	.100	.040	-.006	.004					
Cu	-.758	-.800	.534 ⁺	.609 ^x	.836 ^x	.378	.650 ^x	.616 ^x	.624 ^x	-.545	.271	.654 ^x	.585 ^x	.677 ^x	.425 ⁺	.192				
Br	.249	.163	-.260	-.118	.200	-.375	-.299	-.338	-.343	.238	.331	-.320	.155	-.392	-.435	-.136	-.054			
Ba	.399	.184	-.127	-.683	-.170	-.460	-.258	-.218	-.251	.231	-.273	-.243	-.312	-.364	-.253	.037	-.320	.422 ⁺		
Ce	-.222	-.244	.213	.323	.323	.993 ^x	.126	.118	.080	.060	.193	.097	.064	.242	.015	-.042	.345	-.393	-.415	

+ Significant at 95 %

x Significant at 99 %

Table 4. Chemical analyses of colemanite samples from the Emet borate deposits.

Çizelge 4. Emet borat yataklarından derlenen kolemanit örneklerinin kimyasal analizleri.

Oxide%	Colemanite					Colemanite from northern area					
	1013	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
B ₂ O ₃	51.56	49.14	44.67	50.16	51.05	50.99	47.60	51.31	48.50	52.07	50.52
CaO	25.73	25.20	18.20	22.40	25.35	25.37	24.81	25.93	24.57	25.54	25.42
MgO	1.02	0.64	3.12	3.29	0.57	1.10	0.75	0.32	0.40	1.04	1.15
Na ₂ O	0.00	0.26	0.26	0.35	0.27	0.00	0.19	0.25	0.32	0.00	0.00
SrO	0.97	1.35	1.00	0.88	0.78	1.34	1.69	0.31	1.82	0.97	0.33
As ₂ O ₅	0.01	0.16	1.49	0.32	0.04	0.00	0.06	0.04	0.04	0.00	0.02
SiO ₂	0.04	0.65	4.55	1.33	0.48	0.06	1.70	0.09	0.26	0.04	0.11
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁺	20.69	20.44	19.42	20.13	20.68	21.29	19.53	20.54	20.51	20.73	21.44
CO ₂	0.00	1.55	6.00	0.00	0.00	0.00	3.08	0.00	0.00	0.00	0.00
SO ₃	0.06	0.20	1.13	0.40	0.22	0.03	0.25	0.33	2.51	0.06	0.13
Total	100.06	99.59	99.85	99.26	99.44	100.18	99.98	99.12	98.93	100.45	99.12
ppm											
Al	64	338	610	453	133	0 ^x	2348	120	338	0 ^x	21 ^x
Fe	74	608	0 ^x	315	301	63	1830	1025	9044	60	250
Mn	26	3 ^x	49	44	7 ^x	4 ^x	16 ^x	33	10 ^x	2 ^x	5 ^x
P	43 ^x	60 ^x	801	29 ^x	89	38 ^x	93	62 ^x	27 ^x	57 ^x	59 ^x
Cl	151 ^x	151 ^x	108 ^x	156 ^x	107 ^x	76 ^x	978	104 ^x	122 ^x	77 ^x	64 ^x
Cu	0 ^x	36 ^x	35 ^x	15 ^x	10 ^x	0 ^x	30 ^x	6 ^x	35 ^x	0 ^x	0 ^x
Br	1 ^x	0 ^x	0 ^x	0 ^x	0 ^x	1 ^x	0 ^x	0 ^x	2 ^x	1 ^x	1 ^x
Ba	363	0 ^x	0 ^x	0 ^x	32 ^x	444	176 ^x	39 ^x	71 ^x	336	308
Ce	94 ^x	167 ^x	966	259	86 ^x	0 ^x	103 ^x	81 ^x	85 ^x	69 ^x	101 ^x

x Indicates as in Table 1

Table 5. Chemical analyses of meyerhofferite, ulexite and hydroboracite from the Emet borate deposits.

Çizelge 5. Emet borat yataklarından derlenen meyerkofferit, üleksit ve hidroborasitin kimyasal analizleri.

Oxide %	Meyerhofferite			Ulexite			Hydroboracite		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
B ₂ O ₃	45.69	45.95	44.03	42.61	43.65	42.12	50.16	50.09	49.52
CaO	24.96	23.24	23.35	16.66	13.52	13.66	13.88	12.66	13.44
MgO	0.77	0.95	2.50	0.85	0.90	0.85	11.25	10.63	10.64
Na ₂ O	0.16	0.22	0.26	7.94	7.67	7.57	0.21	0.00	0.00
SrO	0.03	0.25	0.51	0.33	0.26	0.11	0.01	0.01	0.01
As ₂ O ₅	0.22	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.09
SiO ₂	1.06	1.63	1.88	0.31	1.75	0.31	0.67	0.03	0.06
TiO ₂	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.10	0.28	0.36	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00
H ₂ O ⁺	26.39	25.58	26.08	33.67	31.62	35.34	23.89	25.54	25.66
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.42	0.25
SO ₃	0.53	0.20	0.07	0.32	0.48	0.14	0.29	0.07	0.13
Total	99.91	98.33	99.07	99.74	100.25	100.14	99.91	100.46	99.80
ppm.									
Al	651	1214	1447	256	1894	256	485	2 ^x	14 ^x
Fe	399	1101	1046	316	2307	316	435	77	100
Mn	22	23	29	7 ^x	41	7 ^x	95	41	31
P	88	43 ^x	68 ^x	10 ^x	47 ^x	10 ^x	22 ^x	30 ^x	6 ^x
Cl	151 ^x	163 ^x	72 ^x	174 ^x	161 ^x	91 ^x	160 ^x	68 ^x	68 ^x
Cu	0 ^x	1 ^x	0 ^x	1 ^x	1 ^x	0 ^x	0 ^x	0 ^x	0 ^x
Br	0 ^x	2 ^x	0 ^x	0 ^x	1 ^x	0 ^x	0 ^x	0 ^x	0 ^x
Ba	0 ^x	90 ^x	338	190 ^x	139 ^x	361	126 ^x	306	58 ^x
Ce	212 ^x	49 ^x	103 ^x	30 ^x	45 ^x	44 ^x	39 ^x	32 ^x	351

x Indicates as in Table 1

Table 6. Theoretical compositions and oxide ratios of Ca borate series compared with typical compositions and oxide ratios of Emet colemanites.

Çizelge 6. Emet kolemanitlerinin tipik bileşim ve oksit oranlarının Ca-borat serisinin teorik bileşim ve oksit oranlarıyla karşılaştırılması.

	Inyoite	Meyerhofferite	Colemanite	<u>Colemanite</u> (Southern area)	<u>Colemanite</u> (Northern area)
B_2O_3	37.62	46.72	50.81	47.63	47.39
CaO	20.20	25.08	27.28	24.19	24.20
H_2O	42.18	28.20	21.91	19.19	20.35
CaO: B_2O_3 ratio	0.54	0.54	0.54	0.51	0.51
$B_2O_3:H_2O$ ratio	0.89	1.66	2.32	2.39	2.33
CaO: H_2O "	0.48	0.89	1.25	1.22	1.19

Table 7. Chemical analyses of non-borate minerals from the Emet borate deposits.
 Çizelge 7. Emet borat yataklarındaki borat olmayan minerallerin analizleri.

Oxide %	Realgar		Celestite		Gypsum			Calcite	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
B ₂ O ₃	0.15	4.47	0.08	1.28	1.28	0.16	0.08	1.28	0.00
CaO	0.08	0.37	0.14	31.50	31.50	31.53	52.92	50.54	52.92
MgO	2.00	0.44	0.48	0.43	0.40	0.76	0.63	1.77	2.58
Na ₂ O	0.00	0.16	0.03	0.25	0.26	0.08	0.19	0.20	0.00
SrO	0.00	52.92	55.48	0.11	0.03	0.03	1.10	1.44	1.96
As ₂ O ₅	69.16	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.15	0.27	0.01
SiO ₂	0.00	0.06	0.00	0.67	0.53	0.24	0.39	2.15	0.04
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.21	0.00
H ₂ O ⁺	0.06	0.24	0.43	19.68	18.17	19.69	0.42	0.68	0.39
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	41.58	39.71	41.95
SO ₃	28.18	40.87	42.84	44.96	46.62	45.63	0.17	0.20	0.16
Total	99.63	99.54	99.49	98.89	98.80	98.12	97.65	98.46	100.01
ppm									
Al	312	180	74 ^x	878	705	269	514	2197	0 ^x
Fe	0 ^x	454	49	704	1119	216	419	888	116
Mn	116	12 ^x	2 ^x	19	0 ^x	9 ^x	12 ^x	62	13 ^x
P	9 ^x	23 ^x	10 ^x	201	15 ^x	20 ^x	139	142	129
Cl	654	69 ^x	42 ^x	46 ^x	47 ^x	45 ^x	130 ^x	112 ^x	77 ^x
Cu	173	499	0 ^x	16	16	10	27	30	0 ^x
Br	0 ^x	18	11	1 ^x	2 ^x	1 ^x	0 ^x	0 ^x	2 ^x
Ba	0 ^x	870	1039	68 ^x	108 ^x	442	89 ^x	0 ^x	335
Ce	0 ^x	133 ^x	161 ^x	30 ^x	32 ^x	38 ^x	191 ^x	244 ^x	93 ^x

x Indicates as in Table 3.