



CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ

MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ

Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ. A - YERBİLİMLERİ

Seri, A - Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Erzurum - Tortum Arasında Dumlu Fay Kuşağının Sistematik ve Yapısal Özellikleri The Systematics and Structural Characteristic of the Dumlu Fault Belts Between Erzurum and Tortum	Selim İNAN	3
Tecer Kireçtaşı Formasyonunun Stratigrafik Tanımlaması Stratigraphic Definition of Tecer Limestone Formation	Selim İNAN - Nurdan İNAN	13
Bentik Foraminiferlerle Tecer Kireçtaşı Formasyonunun Kronostratigrafik İncelemesi Chronostratigraphic Investigation of Tecer Limestone Formation According to the Bentic Foraminiferous	Nurdan İNAN	23
Yeşilyurt (Alaşehir) Sahasındaki Kumtaşı ve Konglomeraların Petrolojisi ve Diyajenezi Petrology and Diagenesis of Sandstones and Conglomerates in Yeşilyurt (Alaşehir) area	Hüseyin YILMAZ, Cahit HELVACI	29
Kızıldağ (Zara - Sivas) Krom Yataklarının Jeolojisi, Kromitlerin Ana Bileşen Kimyası ve Kökeni Geology, Genesis and Main Component Chemistry of Chromite of the Kızıldağ (Zara - Sivas) Chromium Deposits	Osman KOPTAGEL, Ahmet GÖKÇE	43
Orta Anadolu'da Nevşehir - Niğde - Konya Dolaylarındaki Volkanik Kökenli Gaz Çıkışları Volcanic Gaz Emissions in the region of Nevşehir - Niğde - Konya, in Central Anatolia	Tuncay ERCAN, Celal KÖSE, Adem AKBAŞLI, Talat YILDIRIM	57
Muratdağı Bölgesi (Gediz - Kütahya) Antimon Cevherleşmelerinin Jeolojisi Geology of the Antimony Mineralizations in the Muratdağı (Gediz - Kütahya) Region	Ahmet GÖKÇE	65
Haymana Havzasında (Orta Anadolu) Laffitteina Bibensis Zonu'nun Stratigrafik Yayılımı Stratigraphical Distribution of Laffitteina Bibensis Zone in the Haymana basin (Central Anatolia)	Engin MERİÇ, İzver TANSEL	87

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ

MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ

Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ. A - YERBİLİMLERİ

Seri, A - Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Erzurum - Tortum Arasında Dumlu Fay Kuşağının Sistematik ve Yapısal Özellikleri The Systematics and Structural Characteristic of the Dumlu Fault Belts Between Erzurum and Tortum Selim İNAN	3
Tecer Kireçtaşı Formasyonunun Stratigrafik Tanımlaması Stratigraphic Definition of Tecer Limestone Formation Selim İNAN - Nurdan İNAN	13
Bentik Foraminiferlerle Tecer Kireçtaşı Formasyonunun Kronostratigrafik İncelemesi Chronostratigraphic Investigation of Tecer Limestone Formation According to the Bentic Foraminiferous Nurdan İNAN	23
Yeşilyurt (Alaşehir) Sahasındaki Kumtaşı ve Konglomeraların Petrolojisi ve Diyajenezi Petrology and Diagenesis of Sandstones and Conglomerates in Yeşilyurt (Alaşehir) area Hüseyin YILMAZ, Cahit HELVACI	29
Kızıldağ (Zara - Sivas) Krom Yataklarının Jeolojisi, Kromitlerin Ana Bileşen Kimyası ve Kökeni Geology, Genesis and Main Component Chemistry of Chromite of the Kızıldağ (Zara - Sivas) Chromium Deposits Osman KOPTAGEL, Ahmet GÖKÇE	43
Orta Anadolu'da Nevşehir - Niğde - Konya Dolaylarındaki Volkanik Kökenli Gaz Çıktıları Volcanic Gaz Emissions in the region of Nevşehir - Niğde - Konya, in Central Anatolia Tunçay ERCAN, Celal KÖSE, Adem AKBAŞLI, Talat YILDIRIM	57
Muratdağı Bölgesi (Gediz - Kütahya) Antimon Cevherleşmelerinin Jeolojisi Geology of the Antimony Mineralizations in the Muratdağı (Gediz - Kütahya) Region Ahmet GÖKÇE	65
Haymana Havzasında (Orta Anadolu) Laffitteina Bibensis Zonu'nun Stratigrafik Yayılımı Stratigraphical Distribution of Laffitteina Bibensis Zone in the Haymana basin (Central Anatolia) Engin MERİÇ, İzver TANSEL	87

Erzurum-Tortum Arasında Dumlu Fay Kuşağının Sistemik ve Yapısal Özellikleri

THE SYSTEMATICS AND STRUCTURAL CHARACTERISTICS OF THE DURLU FAULT BELTS BETWEEN ERZURUM AND TORTUM.

Selim İNAN, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS.

ÖZ : Erzurum-Tortum arasında KD doğrultusunda uzanan inceleme alanının temelini Üst Kretase öncesi yaşta ofiyolitli karışıklar oluşturur. Bu temel üzerinde Orta Miyosen yaşlı kireçtaşları ile Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı kalkalkalen-alkalen nitelikli volkanikler yer alır. Pliyosen yaşlı, karasal ortamda depolanmış oluşuklar ise diğer birimleri açılı uyumsuzlukla örter.

İlkin Koçyiğit ve Rojav (1984) tarafından adlandırılan Dumlu fay kuşağı, inceleme alanında birbirleriyle çeşitli açılarda kesişen 3 ayrı fay demetinden oluşmaktadır. Bunlar sırasıyla K50-60D doğrultulu Palandöken; K40-45D doğrultulu Başveren ve K25-30D doğrultulu Dumlu fay demetleridir. Çoğu aktif olan fayların tümü sol yanıl doğrultu atımlı olup, Pliyosen ve sonrasında gelişmişlerdir.

ABSTRACT : The basement of the investigated area which lies NE strike between Erzurum and Tortum, are made up ophiolitic melange before UpperCretaceous. This basement is unconformably overlain by the Middle Miocene limestone and UpperMiocene-Pliocene alcalen-calcalcalen volcanics. At the top, Pliocene sediments which were deposited in the continental environment shows unconformity with the other units.

Dumlu fault belt, which is called by Koçyiğit and Rojav (1984) are composed of three different fault sets cutting each other with the different angles in the investigated area. They are as follows: N50-60E strike Palandöken; N40-45E strike Başveren and N25-30E strike Dumlu fault sets. All of these faults are active left strike slip occurring in the Pliocene age and afterwards.

GİRİŞ

Erzurum-Dumlu-Tortum arasında KD doğrultusunda uzanan inceleme alanı 1/25000 ölçekli yaklaşık 12 adet paftaya yayılmaktadır (Şekil 1).

Çalışma alanında ve yakın yöresinde başlangıçta ekonomik amaçlı çalışmalara yönelik olmasına karşın, yörenin I. derecede deprem riski altında olması nedeniyle tektonik ve jeolojik çalışmalara ağırlık verilmiştir. Ekonomik amaçlı çalışmalar arasında Roussel (1912), Lahn (1939), Gattinger (1956), Arpat (1965), Tütüncü (1965), Tokel (1965); jeomorfolojik çalışmalar arasında Sür (1964), İlhan (1971),

Erinç (1973), Acar (1975), Atalay (1978, 1980)'ın, tektonik amaçlı çalışmalarda ise Şengör ve Kidd (1979), Şaroğlu ve Güner (1979, 1981), Şengör (1980), Sipahioğlu (1983), Barka ve diğ. (1983), Özgül ve diğ. (1983), Koçyiğit (1983, 1985), Koçyiğit ve Rojav (1984) ve Tokel (1984)'in çalışmaları sayılabilir.

Bu çalışmada ise, Erzurum-Tortum arasında yaklaşık 45 km. uzunluğa ve 15 km'lik bir genişliğe sahip olan Dumlu Fay Kuşağı ile onu oluşturan fay demetlerinin ayrı ayrı sistemik ve yapısal özellikleri ilk kez incelenmiştir.

BÖLGENİN STRATİGRAFİSİ

Bölgenin temelinde başlıca, harzburjit, serpantin, kristalize kireçtaşı, dunit ve yastık lavlarla temsil edilen alloktan kökenli, «Kuzey Anadolu Ofiyolitik Karışığı»nın (Tatar, 1983; Koçyigit, 1983), kuzeydoğuya doğru uzantısını oluşturan Ekrek ofiyolitik karışığı (Öztürk ve diğerleri, 1987) yer alır. Karışık çalışma alanının KD'sunda ve dışında Alt Kretase yaşlı Yesirçölü formasyonu üzerinde tektonik olarak yerleşmekte, üzerinde ise Üst Kretase yaşlı Elmalı formasyonu uyumsuzdur (Öztürk ve diğerleri, 1987). İnceleme alanı içerisinde, Palandöken dağlarının güney etekleri boyunca uzanan karışık, bu kesimde Üst Miyosen-Oligosen yaşlı Kargapazarı volkanitleri tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 2-3).

Otokton birimlerinin temelini, Alt-Orta Miyosen yaşlı Kemer kaya formasyonunun Aşkale üyesi oluşturur (Öztürk ve diğ. 1987). Üye genelde kirli sarı-bej renkli kalın katmanlı, bol makro ve mikro fosilli killi kireçtaşları ile temsil edilmektedir.

Birimin üzerinde, çalışma alanının 4/3'ünü işgal eden siyah-kırmızı-kahverenkli bazalt, andezit, tüf ve aglomeralarla temsil edilen ve Öztürk ve diğ. (1987)'nin Kargapazarı volkanitleri olarak adlandırdığı volkanitler yer alır.

İlk kez Arpat (1965) tarafından, daha sonra Öztürk ve diğ. (1987)'nin iki üyeye ayırarak incelendiği Üst Pliyosen yaşlı Gelinkaya formasyonu yukarıdaki birimler üzerine açık uyumsuzlukla üstler. Birim tabanında, koyu gri-siyahımsı gri renkli, yaklaşık 400 m kalınlığa sahip, katmanlı aglomera ve tüflerle temsil edilen Moğoçor üyesi yer alır. Üstte ise yer yer tüf ve bazalt arakatlı, açık gri-beyaz-koyu gri renkli, marn-kumtaşı-çakıtaşı ve Driessensial kireçtaşlarından oluşan, yer yer çapraz katmanlı karasal ortam ürünü Daphan üyesi ile dereceli geçişlidir.

Pliyo-Kuvaterner yaşlı Çobandede bazaltları ise yukarıdaki birimler üzerinde uyumsuzdur. İnceleme alanının en genç çökellerini Kuvaterner yaşlı Alüvyon konileri ile eski ve yeni alüvyonlar oluşturmaktadır (Şekil 2-3).

DURLU FAY KUŞAĞI

Erzurum GD'su ile Tortum arasında uzanan yaklaşık 15 km. genişliğe sahip Durlu fay kuşağı ilk kez Koçyigit ve Rojav (1984) daha sonra Koçyigit ve diğ. (1985) tarafından incelenmiş ve KD-GB doğrultulu sol yanal doğrultu atımlı fay özelliği gösterdiği saptan-

mıştır. Bu çalışmada ise fay kuşağının sistematigi ve tektonik özellikleri ayrıntılı olarak anlatılacaktır.

Durlu fay kuşağı birbirleriyle açısız ilişkili 3 ayrı fay demetinden oluşmuştur (Şekil 4). Bunlar sırasıyla, Palandöken, Başveren ve Durlu fay demetleridir (Şekil 4-1,2,3). Fay demetleri de kendi aralarında bir çok fayın birleşmesiyle oluşmakta olup, fayların özellikleri aşağıda verilmiştir.

Palandöken fay demeti

Yaklaşık K50-60D doğrultulu 10 km. genişliğe sahip bir zon boyunca uzanan fay demeti, başlıca Egerli, Palandöken ve Şahvelet faylarını içermektedir.

Egerli fayları : Bir nolu fay demeti içinde kalan Egerli fayları K55-60D doğrultusunda uzanmakta ve Egerli 1 ve 2 adı verilen birbirine koştur iki faydan oluşmaktadır.

Egerli 1 fayı, güneybatıda Tanbura köyü güneyinden başlamakta KD doğrultusunda, Küçükburgaz T., Egerli Dere, Hodaklar ve Kapçıcukur T. kuzeyinden geçerek Devebayır T. KD'sunda Kargapazarı 3 fayı ile 35°'lik bir açı ile kesişmektedir (Şekil 3). Fay önünde çok sayıda ve büyük ölçekli fay denetimli alüvyon yelpazeleri gelişmiştir. Fay, Tanbura ile Hodaklar T. arasında Kargapazarı volkanitlerini daha sonra Pliyosen yaşlı Gelinkaya formasyonunu keser.

Egerli 2 fayı, batıda Yağmuncuk Dereden başlar, KD'ya doğru Kabak T., Egerli D., Sultan Seki T. ve Mamıklar T. kuzeyinden geçerek Toparlık köyünde sonlanır. Fay Yağmuncuk Dere ile Mamıklar T. arasında Kargapazarı volkanitlerini, Toparlık köyü yakın çevresinde ise Gelinkaya formasyonunu kesmektedir. Özellikle Yağmuncuk, Haneke, Teke ve Egerli derelerini denetleyen fay boyunca çok sayıda uzamış tepe ve bir dizi sıralanmış su kaynakları gözlenmektedir (Şekil 3). Fayın kesmiş olduğu derelerde sol yönlü bükülmeler fayın sol yanal doğrultu atımlı özelliğinde olduğunu belgelemektedir.

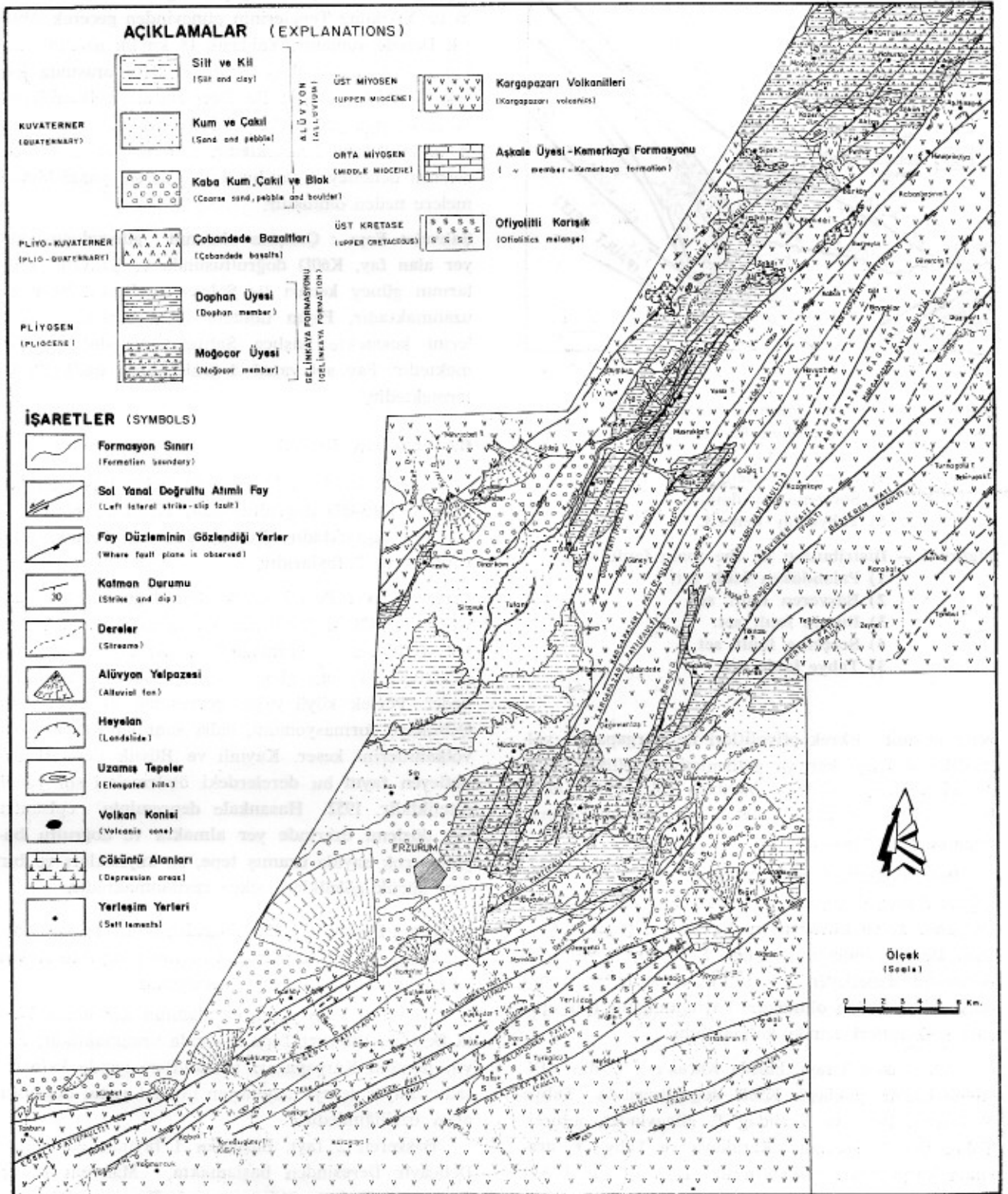
Palandöken Fayları : Egerli faylarına koştur ve Palandöken Dağlarının kuzey ve güney kenarlarını sınırlayan faylar Palandöken fayları olarak adlandırılmıştır. Palandöken 1,2,3 ve 4 olmak üzere 4 ana faydan oluşmakta ve yaklaşık 6 km genişlikte 25 km uzunlukta bir zon halinde uzanmaktadır.

Palandöken 1 fayı, batıda Karakaya T.'nin yaklaşık 1,5 km kuzeyinden başlamakta, Büyükejder T., Fakirimez ve Yıkılğan derelerinden geçerek Gerdekkaya köyünde sonlanır (Şekil 3). Başlıca Fakirimez ve Yıkılğan derelerinin denetleyen fay, aynı de-

ÜST SİSTEM (ERATHEM)	SİSTEM (SYSTEM)	SERİ (SERIES)	KAT (STAGE)	FORMASYON (FORMATION)	ÜYE (MEMBER)	KALINLIK m. (THICKNESS)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	KAYA TÜRÜ (LITHOLOGIC DESCRIPTION)	FOSİL İÇERİĞİ
SENZOYİK (SENOZOIC)	KRETASE (CRETACEOUS)	ÜST (UPPER)	KUVATERNER (QUATERNARY)	PLİYOSEN (PLIOCENE)	MOĞOÇOR D A P H A N	100		Silt ve kil. (Silt and clay) Kaba kum, çakıl ve blok (Coarse sand, pebble and boulder)	
						200		Siyah - koyu gri renkli bazalt. (Black-dark gray colored basalt)	
						1250		Beyaz-gri, Yeşil-gri renkli çapraz katmanlı, kumtaşı-çakıtaşı -marl-killi kireçtaşı ardalanması. (White - gray, green - gray colored, cross bedding, alternating sandstone - conglomerate - marl - clayey limestone)	Dreissensia aff diluvii ABICH Dreissensia sp. Gongenna sp.
						400		Koyu gri-beyaz renkli aglomera-tüf-kil ardalanması. (Dark gray - white colored alternating agglomerate - tuffit - clay)	
						2000 <		Siyah - kahverenkli - kırmızı renkli, bazalt, andezit aglomera. (Black - brown - red colored, basalt, andesite, agglomerate)	
						250		Sarı-bej renkli - fosilli kireçtaşı (Yellow - beige colored limestone with fossils)	Ostrea lamellase BROCCI Miogypsina cf irregularis MICHELO Amphistegina lessoneri D'ORB.
1000 <							Ofiyolitik karışık; serpantin, proksenit, diabloz yastık lav vb. (Melange; serpentinite, proksenite, diabase, pillow lava)		

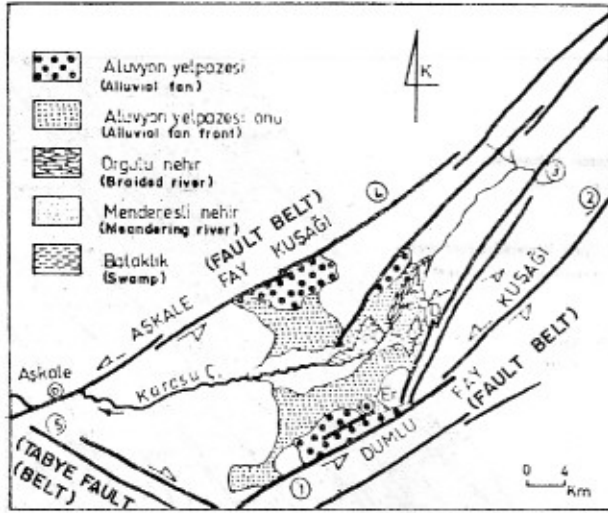
Şekil 2 — İnceleme alanının genelleştirilmiş dik-me kesiti.

Figure 2 — Generalized columnar section of the investigated area.



Şekil 3 — İnceleme alanının jeolojik haritası.

Figure 3 — Geological map of the investigated area.



Şekil 4 — Ana fay takımlarının dağılımı.

- 1) Palandöken fay demeti.
- 2) Başveren fay demeti.
- 3) Dümlü fay demeti.
- 4) Serçeme fay demeti.
- 5) Tabye fay demeti.

Figure 4 — Distribution of the main fault sets.

- 1) Palandöken fault set.
- 2) Başveren fault set.
- 3) Dümlü fault set.
- 4) Serçeme fault set.
- 5) Tabye fault set.

reler boyunca Ekrek ofiyolitleri ile Kargapazarı volkanitlerini karşı karşıya getirmiştir. Özellikle yukarıdaki adı geçen dereler boyunca çok sayıda aktif heyelanların yer alması, fayın hareketliliğini koruduğunu göstermektedir.

Batıda Kırmızı güney T. den başlayan Palandöken 2 fayı, doğuya doğru Teke Dere, Egerli Dere, Gezgenç T. ve Deveuçuran deresinden geçerek Çaykara Dereye sonlanır. Başlıca Deveuçuran ve Teke derelerini denetleyen fay, bu derecelerde sol yanal ötelemelere neden olmuştur. Fayın tamamı Kargapazarı volkanitleri içinde kalmaktadır.

Palandöken 3 fayı, batıda Karakaya T. nin KD'sunda başlar, yaklaşık K58D doğrultusunda Tabye T. kuzeyi, Bora ve Yerlidağ T. güneyinden geçerek Toklu Dereye sonlanır. Karakaya ve Tabye T. arasında Kargapazarı volkanitlerini, Tabye T. ile Toklu Dere arasında Ekrek ofiyolitli karışımını kesen fay, başlıca Toklu deresini denetler. Fay boyunca sıralanan çok sayıda heyelanlar bir sıra dizilmiş su kaynakları ve küçük gölcüklerden fayın çiziminde faydalanılmıştır.

Palandöken 4 fayı ise batıda Birdal Derenin kuzeydoğusunda başlar, doğuya doğru Türkgücü, Hallo ve Yıkıkdağ Tepelerinin güneyinden geçerek Ahırçık Dereye sonlanır. Yaklaşık 18 km'lik uzanımına sahip olan fay, Birdal ve Karanlık Dere arasında Ekrek ofiyolitli karışımı ile Kargapazarı volkanitlerini karşı karşıya getirmekte, daha sonradan Kargapazarı volkanitlerini kesmektedir. Karanlık ve Toklu derelerini denetleyen fay bu derelerde sol yanal bükülmelere neden olmuştur.

Şahvelet Fayı : Çalışma alanının güneydoğusunda yer alan fay, K60D doğrultusunda ve Şahvelet Dağlarının güney kenarı ile Şahvelet Deresi boyunca uzanmaktadır. Fayın tamamı Kargapazarı volkanitlerini kesmekte başlıca Şahvelet deresini denetlemektedir. Fay sol yanal doğrultu atım özelliği göstermektedir.

Başveren Fay Demeti

2 nolu fay demetine karşılık gelen Başveren fay demeti, K40-45D doğrultusunda, birbirine paralel 3 faydan oluşmaktadır. Bunlar sırasıyla Pertek, Başveren 1 ve 2 faylarıdır.

Pertek Fayı : Pertek köyü güneydoğusundan başlayan fay, K42D doğrultusunda uzanarak sırasıyla Pertek, Tellibaba T., Karakale T. ve Acıköy'den geçerek Bekiruçak T. nin güneyinden çalışma alanını terkeder. Pertek köyü yakın çevresinde Pliyosen yaşlı Gelinkaya formasyonunu, daha sonrada Kargapazarı volkanitlerini keser. Kayınlı ve Büyük dereleri denetleyen fayın bu derelerdeki ötelemeleri sol yanal niteliklidir. 1952 Hasankale depreminin episantrı fay düzlemi üzerinde yer almakta ve doğrultu boyunca çok sayıda uzamış tepe, su kaynakları ve bir sıra küçük gölcüklere sıkça rastlanmaktadır.

Başveren Fayları : K45D doğrultusunda uzanan Başveren fayı birbirine paralel ve 3 km genişlikte 17 km uzunlukta 2 ana faydan oluşmaktadır.

Başveren 1 fayı, çalışma alanının KD'sunda Yayla Dere ile Düzyurt Tepe arasında uzanmaktadır. Fayın tamamı Kargapazarı volkanitleri içinde kalmaktadır. Yayla dereyi denetleyen fay sol yanal doğrultu atım özelliğindedir.

Başveren 2 fayı, Başveren 1 fayının güneyinde Deliçayır Deresinden başlamakta, Mahoğlu D. ve Turnagözü T. kuzeyinden geçerek Başveren köyünde sonlanır. Kargapazarı volkanitlerini kesen fay, başlıca Mahoğlu ve Deliçayır Derelerini denetlemekte ve bu derelerde sol yanal bükülmelere neden olmaktadır.

Dumlu Fay Demeti

Erzurum ile Tortum arasında yaklaşık K30D doğrultusunda ve Karasu havzasını doğudan sınırlayan Dumlu fay demeti içinde başlıca Kargapazarı, Dumlu, Aktaş ve Kızılkilise fayları yer almaktadır. Fay demeti 10 km genişlikte ve 30-40 km arasında bir alana yayılmaktadır.

Kargapazarı Fayları : İnceleme alanında K33D doğrultusunda uzanan Kargapazarı fayları birbirine az çok paralel 4 ana faydan oluşmakta ve Kargapazarı dağlarının her iki yamacını sınırlamaktadır (Şekil 3).

Kargapazarı Dağlarının batı sınırını oluşturan Kargapazarı 1 fayı, Erzurum'un doğusunda Vank Dereden başlar. K28D doğrultusunda uzanarak Kösemehmet, Çağla ve Havuzbaşı Tepelerinin kuzeyinden geçerek, Kabanbaşı T.nin doğusundan çalışma alanını terkeder. Başlıca Vank deresini denetleyen fay, bu dere boyunca Gelinkaya formasyonunu daha sonrada Kargapazarı volkanitlerini kesmektedir.

Kargapazarı 1 fayının hemen doğusunda ve ona koşut olan Kargapazarı 2 fayı, Müdürge Derenin güneyinden başlar KD'ya doğru Değirmentaş T., Çobandede T., Çingeneler Dere, Çağla ve Havuzbaşı Tepelerinin doğusundan geçerek Göl Tepede sonlanır. Fay Müdürge Dere ile Değirmentaş T. arasında Gelinkaya formasyonu ile Kargapazarı volkanitlerinin dokanaklarını kesmekte ve buralarda sol yanal ötelemelere neden olmaktadır. Bu kesimden itibaren Kargapazarı volkanitlerini kesen fay başlıca Müdürge ve Çingeneler Derelerini denetler.

Kargapazarı 3 fayı, Deveboynu deresinden başlamakta KD'ya doğru Kandil D., Ayı Dere ve Kargapazarı Dağlarının batısından geçerek Bayraklar Tepede sonlanır. Deveboynu ile Ayı dereleri boyunca Gelinkaya formasyonunu, daha sonrada Karpazarı volkanitlerini kesen fay boyunca çok sayıda uzamış tepe ve su kaynakları yer alır. Başlıca Deveboynu, Kandil ve Ayı Derelerini denetleyen fay, bu derelerde sol yanal nitelikli ötelemelere neden olmuştur.

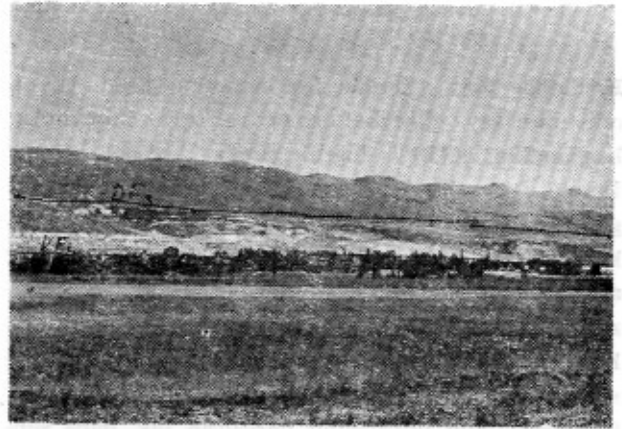
Kargapazarı 4 fayı ise, Kargapazarı Dağlarının doğu yamacını sınırlamakta ve Kazankaya ile Güvercin T. arasında yaklaşık 15 km. lik bir uzanım sunar. Kargapazarı volkanitlerini kesen fay başlıca Düzyurdu deresini denetlemektedir.

Dumlu Fayları : 3 nolu fay demeti içinde yer alan Dumlu fayları, yaklaşık K30D doğrultusunda 2.5 km genişlikte ve birbirine koşut 3 ana fay halinde Tortum ile Dumlu arasında uzanırlar (Şekil 3).

Dumlu 1 fayı, Dumlu'nun batısından başlar, KD'ya doğru Tafta, Kelevürt ve Büyükdere boyunca uzanarak, Zaggı köyü güneyinde sonlanır. Fay, Dumlu ile Tafta köyleri arasında allivyonlar ile Gelinkaya formasyonunun dokanağını oluşturmakta, daha sonrada Gelinkaya formasyonunu kesmektedir. Özellikle Büyükdere boyunca kesmiş olduğu Gelinkaya formasyonuna ait karasal çökelleri dikleştirmiştir.

Dumlu 1 fayına koşut Dumlu 2 fayı, Dumlu köyü ile Büyükçay doğusu arasında uzanmaktadır. Fayın tamamı Gelinkaya formasyonuna ait birimleri kesmektedir. Fay boyunca özellikle Büyükçay dereinin doğusunda çok sayıda uzamış tepe, çöküntü alanı çizgisel dizilmiş sıcak ve soğuk su kaynakları ile genç püskürme konileri gözlenmektedir. Özellikle Musruklar T.nin 2.5 km batısında, ötelemiş olduğu küçük bir dereye 200 m. lik sol yanal atım ölçülmüştür.

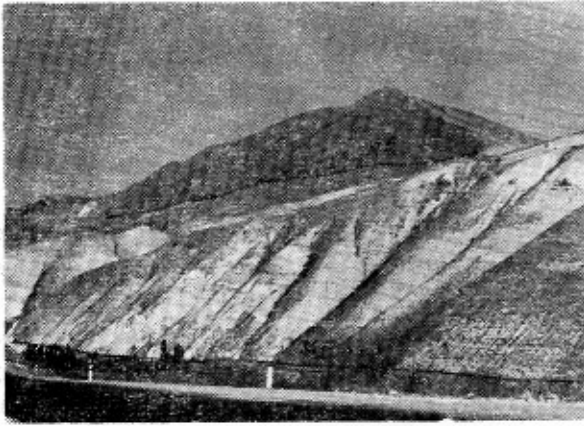
Dumlu 3 fayı ise, Mevzi Tepenin kuzeyinden başlamakta, K32D doğrultusunda uzanarak, Musruklar ve Yassı Tepenin batısından, Kayadibi T. ve Başköy'den geçerek Karhan Dere boyunca çalışma alanını terkeder. Özellikle Kayadibi T. ve Başköy arasında fay, sağa sola sıçramalar yaparak uzanır. Mevzi Tepe ile Zaggı Köyü arasında Gelinkaya formasyonu ile Kargapazarı volkanitlerinin dokanağını oluşturan fay, bu kesimden itibaren Kargapazarı volkanitlerini kesmektedir (Şekil 5).



Şekil 5 — Dumlu 1 ve 2 (DF1 ve DF3) faylarının genel görünüşü.

Figure 5 — General view of the Dumlu 1 and 3 (DF1 and DF3) faults.

Aktaş Fayı : Dumlu ve Kargapazarı fayları gibi 3 nolu fay demeti içinde kalan Aktaş fayı, Zagğı Köyü batısından başlamakta K33D doğrultusunda sırasıyla Pethor T., Aktaş ve Zökün T. nin batısından geçerek, Ağasor Köyü kuzeyinden çalışma alanını terkeder. Zagğı köyü yakın yöresinde Gelinkaya formasyonu ile Kargapazarı volkanitlerinin tektonik dokanağını oluşturan fay, bu kesimden itibaren Gelinkaya formasyonuna ait birimleri keser. Zökün Dağının batısında yüzeyleyen fay düzleminin durumu K32D, 80KB'dır. Ayrıca fay düzlemi üzerinde ölçülen slikinsaydılar fayın doğrultusuna paralel olup, fay kertiklerinden sol yanal doğrultu atım özelliği ortaya çıkarılmıştır (Şekil 6).



Şekil 6 — Kızılkilise (KF) ve Aktaş (AF) faylarının genel görünümü.

Figure 6 — General view of the Kızılkilise (KF) and Aktaş (AF) faults.

Kızılkilise Fayı : Dumlu fay demetinin batı ucunu oluşturan fay, güneybatıda Arzutu köyü kuzeyinden başlamakta, K45D doğrultusunda, Ağdağ kuzeyi, Dumlu Dere, Kızılkilise ve Aktaş köyü batısından geçerek Nihak çayı kuzeyinden çalışma alanını terkeder. Fayın batı ucunda (Ağdağ-Ulumescit köyleri arası) büyük boyutlu ve fay denetimli alüvyon yelpazeleri gelişmiştir. Ulumescit-Dumlu Dere arasında Kargapazarı volkanitlerini, Dumlu Dere ile Kızılkilise arasında Kargapazarı volkanitleri ile Gelinkaya formasyonunun dokanağını oluşturan fay, daha sonra Gelinkaya formasyonunu kesmektedir. Fay kesmiş olduğu birimleri dikleştirilmekte ve yer yer küçük ölçekli atımlara neden olmaktadır. Dumlu ve Nihak derelerini denetleyen fayın, Zökün T. batı kenarında ölçülen durumu K33D, 78KB' olup, sol yanal doğrultu atım özelliğindedir.

SONUÇLAR

Dumlu fay kuşağı, birbirleriyle çeşitli doğrultularda kesişen 3 ayrı fay demeti içerisinde yer alan toplam ondokuz adet fayı kapsamaktadır. Fay kuşağını oluşturan fayların tümü sol yanal doğrultu atımlı niteliklidir. Özellikle fayların Pliyo-kuvaterner yaşlı alüvyon depolarını kesmiş olması yaşlarının Pliyo-kuvaterner'e kadar çıktığına işaret etmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazar, bu çalışmanın mali desteğini sağlayan Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Genel Müdürlüğü yetkilileri ile değerli görüş ve önerilerinden dolayı sayın Prof. Dr. Ali Öztürk ve Doç. Dr. Ali Koçyiğit'e teşekkürü bir borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Acar, A., 1975, *Tortum ve Çevresinin jeolojisi ve Jeomorfolojisi üzerinde bir araştırma: Atatürk Üniv. Fen Fak. Yay., No. 317, 2-34, Erzurum.*
- Arpat, E., 1965, *Ilıca-Aşkale (Erzurum ili) arasındaki sahanın ve kuzeyinin genel jeolojisi-petrol imkânları: M.T.A. Rap. No: 4040, yayınlanmamış, Ankara.*
- Atalay, İ., 1978, *Erzurum ovası ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi: Atatürk Üniv. Ed. Fak. Yayını, No: 81, Erzurum.*
- Atalay, İ., Koçman, A., 1979, *Kuzeydoğu Anadolu'nun Jeotektonik ve Morfotektonik Evriminin Ana Çizgileri: Jeomorfoloji Derg. 8, 41-76, Ankara.*
- Barka, A., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1983, *Horasan-Narman depremi ve bu depremin Doğu Anadolu neotektoniğindeki yeri: Yeryuvarı ve İnsan, 8, 16-20, Ankara.*
- Erinç, S., 1973, *Türkiye'nin şekillenmesinde neotektoniğin rolü ve jeomorfoloji-jeodinamik ilişkileri: Jeomorfoloji Derg., 5, 11-25, Ankara.*
- Gattinger, T.G., 1956, *Trabzon, Rize, Gümüşhane, Erzurum, Artvin, Kars Jeolojik löve, ikmal ve revizyon çalışmaları: M.T.A. Derleme Rap. No: 2380, Ankara.*

- Koçyiğit, A., 1983, *Doğu Anadolu Bölgesinin depremselliği ve gerekli çalışmalar: Yeryuvarı ve İnsan*, 8,3, 25-29, Ankara.
- Koçyiğit, A. ve Rojav, B., 1984, *Doğu Anadolu Bölgesinin yeni tektonik çatısı ve Horasan-Narman depremi, 1983: Kuzeydoğu Anadolu I. Ulusal Deprem Simpozyumu'nda, Atatürk Üniv. Fen Ed. Fak.* 248-265, Erzurum.
- Koçyiğit, A., 1985, *Çatalçam (Zevker) - Erzincan arasında Kuzey Anadolu Fay Kuşağı'nın sismo-tektonik incelemesi: ODTÜ Jeoloji Müh-Bölümü, yayınlanmamış, Ankara.*
- Lahn, E., 1939, *Karasu-Çoruh nehri arasındaki mıntıkada yapılan jeolojik araştırma: M.T.A. Derleme Rapor No: 838, yayınlanmamış, Ankara.*
- Özgül, N., Seymen, İ. ve Arpat, E., 1983, *Horasan-Narman depreminin makrosismik ve tektonik özellikleri. Yeryuvarı ve İnsan*, 8, 3.
- Öztürk, A., İnan, S. ve Gürsoy, H., 1987, *Erzurum-Aşkale-Tortum yöresinin jeolojisi ve neotektonik özellikleri: Bayındırlık ve İşkan Bakanlığı, Deprem Araştırma Genel Müdürlüğü, Rapor No: 2 Ankara.*
- Roussel, J., 1912, *Erzurum vilayeti linyitleri: M.T.A. Derleme Rap. No: 58, Ankara.*
- Sipahioğlu, S., 1983, *Horasan-Narman depreminin önce yöresinin deprem etkinlik özellikleri hakkında yapılan bir değerlendirme: Yeryuvarı ve İnsan*, 8,3, 12-15, Ankara.
- Sür, Ö., 1964, *Pasinler ovası ve çevresinin jeomorfolojisi: Ankara Üniv. Dil ve Tarih Coğrafya Fak. yayınları, 154, Ankara.*
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1979, *Tutak Diri Fayı Özellikleri ve Çaldırın Fayı ile İlişkisi: Yeryuvarı ve İnsan*, 4,1,11-14, Ankara.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1981, *Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler; Jeomorfoloji, Tektonik, Volkanizma ilişkileri: Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 24,2,39-50, Ankara.*
- Şengör, A.M.C. ve Kidd, W.S.F., 1979, *Post collision tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet: Tectonophysics*, 55,361-376.
- Tokel, S., 1984, *Doğu Anadolu'da kabuk deformasyonu mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi: Türkiye Jeol. Kur. Ketin Simpozyumu'nda 121-130, Ankara.*

Tecer Kireçtaşı Formasyonunun Stratigrafik Tanımlaması

STRATIGRAPHIC DEFINITION OF TECER LIMESTONE FORMATION

Selim İNAN, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS.

Nurdan İNAN, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeolojisi Mühendisliği Bölümü, SİVAS.

ÖZ : Sivas ilinin güneydoğusunda yüzeyleyen Tecer Kireçtaşı Formasyonu, açık griden siyaha kadar değişen renklerde, masif, yer yer kalın katmanlı ve sert kireçtaşından oluşmuş olup, killi, kumlu, breşik, kavkı kırıklı ve dolomitik kireçtaşı seviyelerinde rastlanır. Tecer kireçtaşında egemen aramade mikrit çamurudur. Mikroskop incelemeleri sonucunda 10 farklı mikrofasiyes ayırdedilmiştir. Çok zengin mikrofaunaya sahip olan kireçtaşı, Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen yaş aralığında ve resifal-sığ ortamda depolanmıştır. Formasyon, kuzeyde Lütisiyen yaşlı Bozbel ve Oligosen yaşlı Selimiye formasyonları üzerine bindirmiştir.

ABSTRACT : Tecer Limestone Formation which is widely seen around southern Sivas country has a color from light gray to black and has a massive, hard and sometimes thick layered lithology and sometimes it contains clayey, sandy, brecciated, with test parts and dolomitic limestone interlayers. Matrix is usually occupied by micritic mud. It is grouped into 10 different microfacies according to the microscopic study. This Tecer limestone which has a rich microfauna was deposited in a reefal-shallow marine depositional environment, during a period of time between Upper Maestrichtian-Tha-netian. This formation overthrusts the Bozbel formation of Lutetian age and the Selimiye formation of Oligocene age.

GİRİŞ

Çalışma alanı Sivas ilinin güneydoğusunda, Ulaş ilçesi sınırları içerisinde olup, 1/25 000 ölçekli Sivas-J38-a1, Sivas-J38-a2 ve Sivas-j38-b1 paftalarında yayılmıştır (Şekil 1).

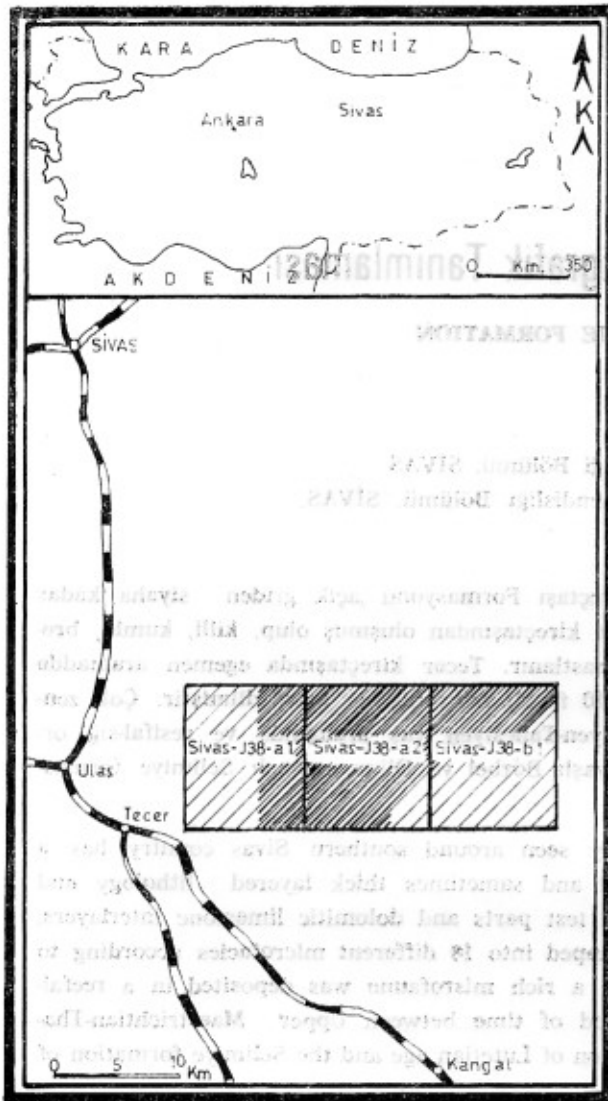
Bölge, değişik amaçlı birçok jeolojik çalışmanın konusu olmuştur. Bunlardan, Blumenthal (1937), Stchepinsky (1939), Yalçınlar (1955), Kurtman (1963, 1973), Sirel (1981) bölgenin stratigrafik jeolojisini, Arpat (1964), İlker ve Özyeğin (1971), Meşhur ve Aziz (1980) bölgenin petrol potansiyelini, Artan ve Sestini (1971), Gürsoy (1986) ise bölgenin tektonik özelliklerini incelemişlerdir.

Tamamen kireçtaşından oluşan Tecer Dağı, bölge jeolojisinde önemli yer tutar. Ancak, konumu, fosil kapsamı, yaşı ve yapısı hakkında birbirinden çok

farklı görüşler ileri sürülmekle beraber, bugüne kadar detaylı bir çalışma konusu olmamıştır. Bu çalışmayla, Tecer kireçtaşının, Türkiye Stratigrafi Komitesinin belirlediği (1986) standartlara bağlı olarak, bir litostratigrafi birimi olarak tanımlanması amaçlanmıştır. Bu amaca yönelik olarak, inceleme alanının 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış, 10 hat boyunca seri örneklemeler yapılarak elde edilen saha bulguları laboratuvar çalışmaları ile güçlendirilerek, Tecer kireçtaşının litostratigrafik özellikleri ortaya çıkarılmıştır.

STRATİGRAFİ

Yörede allohton ve otokton olmak üzere iki kaya birimi topluluğu ayrırtlanmıştır. İnceleme alanının otokton birimlerini, kumtaşı-silttaşı-şeyl ardalanmasıy-



Şekil 1 : Bulduru haritası.

Figure 1 : Location map.

la temsil olunan Lütesiyen yaşlı Bozbel formasyonu (Kurtman, 1973), çakıltası-kumtaşı-miltaşı litolojilerinden oluşan ve jips mercekleri içeren Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu (Kurtman, 1973), Karacaören formasyonunun (Kurtman, 1973) çakıltası-kumtaşı-kil-taşı litolojilerinden oluşan Alt Miyosen yaşlı Kızılka-ya Tepe üyesi (Gürsoy, 1986), Pliyosen yaşlı travertenler ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlar oluşturmaktadır.

İnceleme alanının allokton birimlerini ise Güneş ofiyoliti ve Tecer kireçtaşı oluşturur. Radyolarit, serpantin, amfibolit, dunit ve harzburgitlerle temsil olunan Güneş ofiyoliti, alanın temelini oluşturur.

Bu çalışma ile yaşlı Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen olarak tesbit edilen Tecer kireçtaşının, kuzeyde Lütesiyen

yaşlı Bozbel ve Oligosen yaşlı Selimiye formasyonlarının üzerinde tektonik olarak yer alması, Tecer kireçtaşının allokton bir birim olduğunu gösterir (Şekil 2).

TECER KİREÇTAŞI FORMASYONU

a) **Birimin Adı** : Tecer kireçtaşı, ilk kez Blumenthal (1937) tarafından «Tecer Dağı Kalkeri» olarak adlandırılmış ve incelenmiştir. Kurtman (1963)ında, «Tecer Kalkeri» adıyla incelediği birim, bu çalışmada «Tecer kireçtaşı formasyonu» olarak adlandırılmış, böylece birimin litostratigrafik mertebesinde belirtilerek, adlandırmanın kurallara (1986) uygunluğu sağlanmıştır.

b) **Tip Yeri** : Birim, coğrafi adını almış olduğu, Sivas ilinin 40 Km güneydoğusunda yer alan Ulaş ilçesinin doğusundaki Tecer Dağının tamamında yüzeylenmektedir. 1/25 000 ölçekli Sivas-J38-a1, Sivas-J38-a, Sivas-J38-b1 paftalarının kapsamında olan birim, batıda Tecer köyü, kuzeyde Demircilik, Oyacak, Çenillipınar ve Ezentere köyleri, güneyde ise Şenyurt ve Kayapınar köyleri ile sınırlanmıştır.

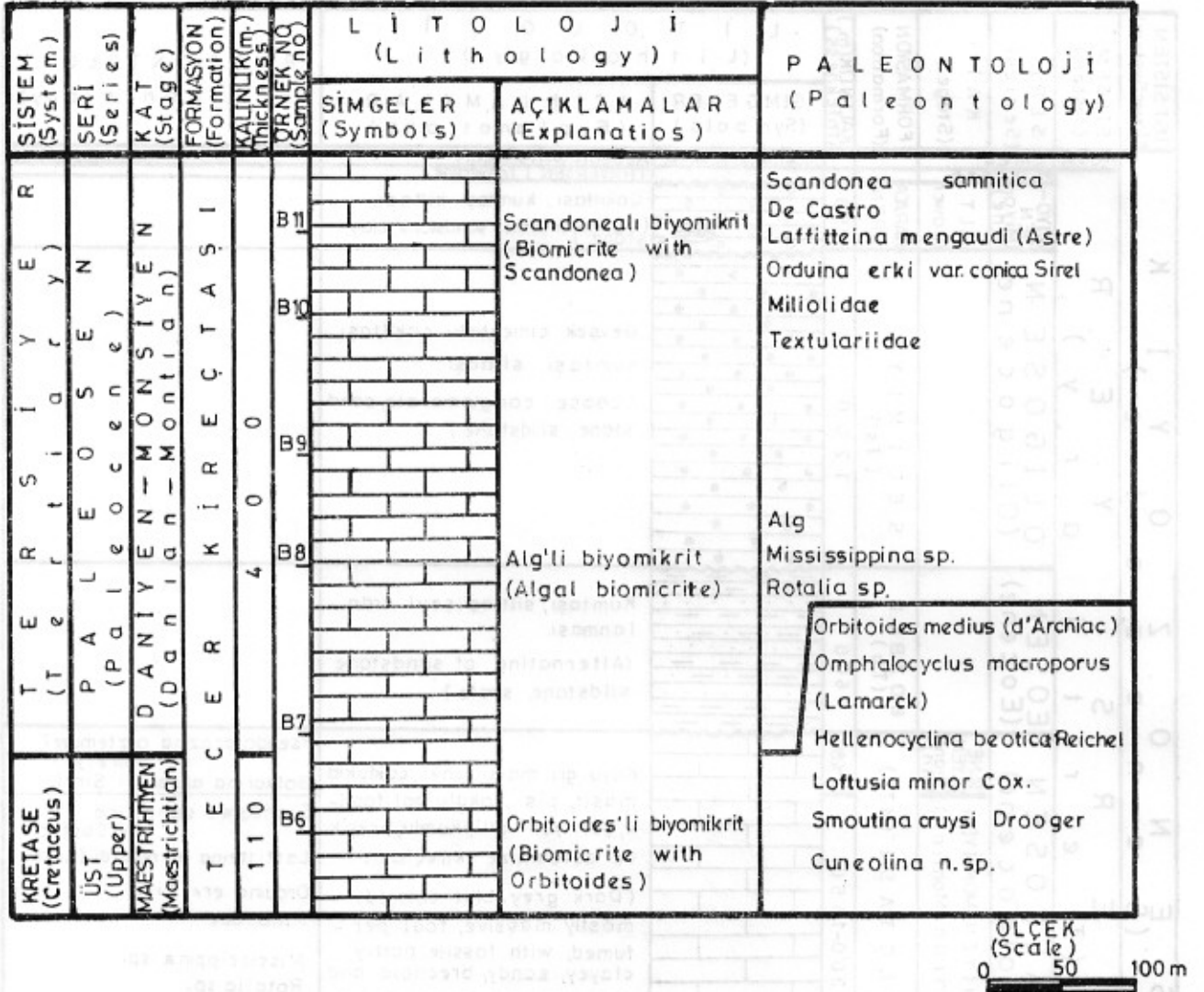
c) **Tip Kesit** : Faylı ve kıvrımlı yapısı nedeniyle, birimi temsil eden tam bir stratigrafik istif gözlenmemiştir. Birimin Üst Maestrihtiyen-Daniyen-Monsiyen geçişini veren en iyi kesit Bentbaşı mevkiinde yüzeylenmektedir (Şekil 3). Bu kesitin, 1/25 000 ölçekli Sivas-J38-a2 paftasında başlangıç koordinatı $39^{\circ}27'26''$ enlem ve $37^{\circ}08'25''$ boylamında, bitiş koordinatı $39^{\circ}26'58''$ enlem ve $37^{\circ}08'40''$ boylamındadır. Kesit güzergahı K45°B doğrultusunda 800 m devam eder. Birimin Daniyen-Monsiyen-Tanesiyen geçişini veren en iyi kesit Kabak Tepe'de yüzeylenmektedir (Şekil 4). Kesit yeri, 1/25 000 ölçekli Sivas-J38-a2 paftasında yer alır. Başlangıç koordinatı, $39^{\circ}28'26''$ enlem ve $37^{\circ}10'02''$ boylamında, bitiş koordinatı $39^{\circ}27'02''$ enlem ve $37^{\circ}10'07''$ boylamındadır.

d) **Yardımcı Kesitler** : Formasyonun, Daniyen-Monsiyen-Tanesiyen geçişlerini Kale Tepe ve Bataklı Mevkiinin güneyinde görmek mümkündür. Kale Tepe kesiti (Şekil 5), 1/25 000 ölçekli Sivas-J38-a2 paftasında başlangıç koordinatı $39^{\circ}28'02''$ enlem ve $37^{\circ}10'18''$ boylamında, bitiş koordinatı $39^{\circ}27'06''$ enlem ve $37^{\circ}10'28''$ boylamındadır. Bataklı kesitinin (Şekil 6) 1/25 000 ölçekli Sivas-J38-a2 paftasındaki başlangıç koordinatı $39^{\circ}27'42''$ enlem ve $37^{\circ}14'29''$ boylamındadır. Ayrıca, formasyonun Daniyen-Monsiyen geçişini Ezentere'nin güneyinde de iyi gözlenir. Ezentere kesitinin (Şekil 7) 1/25 000 ölçekli Sivas-38-b1 paftasındaki başlangıç koordinatı $39^{\circ}29'18''$ enlem ve $37^{\circ}16'42''$

ÜST SİSTEM (Upper System)	SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	KALINLIK (m) (Thickness)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)															
						SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)																
M E S O Z O Y İ K (Mesozoic)	S E N O Z O Y İ C İ (Tertiary)	T E R S İ Y E R (Tertiary)	M İ Y O - S E N M İ Y O S E N (Miocene)	K A R A Ç A İ Ö R E N (Karaçayören)	250		ALUYON (Alluvium) TRAVERTİN (Travertine) Cakıltısı, kumtaşı, killi taşı, (Conglomerate, sandstone, claystone)																
									E O S E N (Eocene)	S E L İ M İ Y E (Tas)	1200		Gevşek çimentolu cakıltısı, kumtaşı, silttaşı (Loose conglomerate, sandstone, siltstone)										
														P A L E O S E N (Paleocene)	B O Z B E L (Tb)	600		Kumtaşı, silttaşı, şeyl ardalanması. (Alternating of sandstone siltstone, shale)					
																			D A N İ Y E N - M O N S İ Y E N (Danian-Montian)	T E C E R K İ R E Ç T A Ş I (KTT)	300-1550		Koyu gri mavi renkli, çoklukla masif, pis kokulu, bol fosilli, yer yer killi, kumlu, breşik ve dolomitize kireçtaşı. (Dark grey-blue colored, mostly massive, fossiliferous, partly clayey, sandy, brecciated and dolomitized limestone)
ÜST KRETASE (Upper Cretaceous)	G Ü N E Ş O F İ Y O L İ T İ (Gof) (Güneş mélange)	110-866		Kireçtaşı, radyolarit, lertzolit, harzburgit, amfibolit ve serpantinlerden oluşan ofiyolit (Melange=Limestone, radiolarite harzburgite, amphibolite and serpentinite)																			

Şekil 2 : Tecer Dağı yöresinin genelleştirilmiş dikme kesiti,

Figure 2 : Generalized columnar section of the Tecer Dağı area.



Şekil 3 : Bentbaşı dikme kesiti.

Figure 3 : Columnar section of Bentbaşı.

boyunda, bitiş koordinatı 39°28' 26" enlem ve 37°16' 22" boylamındadır. Kesit güzergâhı K10°D doğrultusunda 1250 m devam eder.

e) **Litoloji** : Egemen litoloji kireçtaşıdır. Rengi, aşınmış yüzeylerde mavimsi, taze kırılmış yüzeylerde koyu gridir. Ayrıca, açık griden siyaha kadar değişen renklerde de kireçtaşları mevcuttur. Oldukça sert ve genellikle masifdir

Yer yer kalın (50-70 cm) tabakalanma sunarlar. Tabaka durumları genellikle KD-GB doğrultulu, 30-50° güneydoğuya eğilimlidir. Yüzeyleri erime boşluklu, çatlaklı ve yarıklı, çatlaklar kısmen kalsit dolguludur. Kokulu ve bol mikrofosillidirler. Yer yer killi-kumlu, dolomitik, mercanlı, kavkı kırıklı ve breşik kireçta-

şı seviyelerine rastlanır. Formasyonu oluşturan kireçtaşları, mikroskopik incelemelere göre 10 mikrofasiyese ayrılmıştır.

1 — Orbitoides'li biyomikritler, bol olarak orbitoides ve diğer foraminiferleri bulundurulur.

2 — Scandonea'lı biyomikritler, bol olarak scandonea, seyrek olarak diğer foraminiferleri bulundurulur.

3 — Alg'li biyomikritler, bol olarak alg, bryozoa, seyrek olarak ince kavkı kırıkları ve foraminifer bulundurulur.

4 — Gastropoda'lı biyomikritler, bol olarak gastropod ve diğer mollusk kavkı kırıkları, çok seyrek olarak foraminifer bulundurulur.

SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	KALINLIK(m.) (Thickness)	ÖRNEK NO (Sample no)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)	
						SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)		
T E R S İ Y E R (Tertiary)	P A L E O S E N (Paleocene)	D A N İ Y E N - M O N S İ Y E N (Danian - Montian)	T E C E R K İ R E Ç T A Ş I	3	K14				
					K15				
					K16				
					K17				
					K18				
					K19				
					K20				
					K21				
					K22				
					K23				
					K24				
					K25				
					K26				
					K27				
	K28								
	K29								
	K30								
	K31								
	K32								
	K33								
	K34								
	K35								

ÖLÇEK
(Scale)
0 50 100
m

Şekil 4 : Kabak Tepe dikme kesiti.

Figure 4 : Columnar section of Kabak Tepe.

5 — Miliolidae'li biyomikritler, bol olarak miliolidae bulundurulur.

6 — Miliolidae'li biyosparitler, bol olarak miliolidae bulundurulur.

7 — Foraminifer'li mikritler, seyrek olarak miliolidae ve diğer foraminiferleri bulundurulur.

8 — Pseudolacazina'lı biyomikritler, bol olarak pseudolacazina bulundurulur.

9 — Dolomitler, tamamen yada kısmen dolomitleşmiş kireçtaşı seviyelerine karşılık gelir. Çok seyrek olarak alg ve foraminifer bulunduran seviyeleri vardır.

10 — Mikrobreşik biyomikritler, bol mikrokırık ve mikrofayların gözlemlendiği, Tecer kireçtaşlarına özgü

foraminiferleri bulunduran mikrobreşlerin yanısıra, Lütesiyen yaşlı ve ezik formu foraminiferleri bulunduran mikrobreşlere sahip, tektonik etkilenmenin çok açık olarak gözlemlendiği biyomikritlerdir.

f) **Kalınlık** : Tecer kireçtaşında, alttan üste doğru, aynı tabaka serileri değişik kalınlıklarda tekrarlanır. Bu tekrarlanmalar, Tecer kireçtaşının güneyden-kuzeyden devrik izoklinal kıvrımlanmalar sunmasının bir sonucudur. Olayısı ilede Tecer kireçtaşının tabanından tavanına doğru ölçülen toplam kalınlık değerleri çok fazladır (759-2860 m). Bu nedenle, stratigrafik olarak normal konumda olan yerler seçilerek tip ve yardımcı kesitler ölçülmüştür. Bunlara göre Tecer kireçtaşının toplam kalınlığı 310-970 m'dir.

SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	KALINLIK(m) (Thickness)	ÖRNEK NO (Sample no)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
						SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)	
T E R R E S T R İ Y A E R R Y) P (P a l e o s e n e) D A N İ Y E N - M O N T İ A N (D a n i a n - M o n t i a n) T E C E R K İ R E Ç T A Ş I				3 7 5	KI 15	[Brick pattern]	Alg'lı biyomikrit (Algal biomicrite)	Pseudolacazina oezlemveri (Sirel) Rotalia trochidiformis Lamarck
					KI 16		Gastropoda'lı biyo- mikrit (Biomicrite with Gastropoda)	
					KI 17		Alg'lı biyomikrit (Algal biomicrite)	
					KI 18		Gastropoda'lı biyo- mikrit (Biomicrite with Gastropoda)	
					KI 19		Alg'lı biyomikrit (Algal biomicrite)	
					KI 20		Pseudolacazina'lı biyo- mikrit (Biomicrite with Pseudolacazina)	
					KI 21		Miliolidae'li biyosparit (Biosparite with Miliolidae)	
					KI 22		Miliolidae'li biyosparit (Biosparite with Miliolidae)	
					KI 23		Pseudolacazina'lı biyomikrit (Biomicrite with Pseudolacazina)	
					KI 24		Pseudolacazina'lı biyomikrit (Biomicrite with Pseudolacazina)	
								Alg, Mercan (Coral) Gastropoda kavkı kırıkları (Pieces of Gastropoda) Mississippina sp. Rotalia sp.

ÖLÇEK
(Scale)
0 50 100 m

Şekil 5 : Kale Tepe dikme kesiti.

Figure 5 : Columnar section of Kale Tepe.

SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	KALINLIK(m) (Thickness)	ÖRNEK NO (Sample no)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
						SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)	
TECER SİYER (Tecer Siary)	PALEOSENE (Paleocene)	DANIYEN-MONSIYEN (Danian-Montian)	TECER KIREÇTAŞI	0	Bt5	Pseudolacazina'lı biyomikrit (Biomicrite with Pseudolacazina)	Pseudolacazina ooztemueri (Sirel)	
				5	Bt4			Foraminiferli mikrit (Biomicrite with foraminifera)
				0	Bt3	Alg'lı biyomikrit (Algal biomicrite)	Alg, Bryozoa Miliolidae	
				1	Bt2			
					Bt1			

ÖLÇEK
(Scale)
0 25 50m

Şekil 6 : Bataklı dikme kesiti.

Figure 6 : Columnar section of Bataklı.

g) **Alt ve Üst Sınırlar** : Tecer kireçtaşının alt sınırı, Doğu Tecerlerin kuzey ve doğusunda Güneş ofiyoliti (Bayhan, 1980) ile uyumsuzdur. Bu durum, Orta Tecerlerde de (Vayvay Tepe doğusu ve Derdiyar mevki kuzeyinde) görülür. İnceleme alanının kuzeyinde Tecer kireçtaşının altında, Lütesiyen yaşlı Bozbel ve Oligosen yaşlı Selimiye formasyonları bulunur. Tecer kireçtaşı bu formasyonlar üzerine bindirmiştir. Buna göre, Tecer kireçtaşı alloktan konumludur. Tecer kireçtaşının üst sınırı, Alt Miyosen yaşlı Kızılkaya Tepe üyesi ile açılı uyumsuzdur. Tecer kireçtaşı, faylanmalara karşılık gelen dik basamaklarla Kızılkaya Tepe üyesinin altına dalar. Kuzeybatıda, Demircilik köyü güneyinde ise, Pliyosen yaşlı travertenler, Tecer kireçtaşı üzerinde açılı uyumsuz olarak bulunmaktadır (Şekil 8).

h) **Yanal Sınırlar** : Birimin geçirdiği tektonik etkinlikler, yanal devamlılığının izlenmesini imkânsız kılar.

1) **Fosil Topluluğu** : Tecer Dağından toplanan seri ve nokta örneklerde, aşağıdaki fosil toplulukları saptanmıştır.

- 1 — *Orbitoides medius* (d'Archiac)
Omphalocyclus macroporus (Lamarck)
Hellenocyclus beotica Reichel
Siderolites calcitrapoides Lamarck
Pseudomphalocyclus blumenthali Meriç
Loftusia minor Cox
Smoutina cruyssi Drooger
Sirtina orbitoidiformis Brönnimann
Cuneolina n.sp.
Laffitteina sp.
Sulcoperculina sp.
Textulariidae
- 2 — *Mississippina* sp.
Rotalia sp.
Planorbuiina sp.
Miliolidae

SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	KALINLIK(m) (Thickness)	ÖRNEK NO (Sample No.)	LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
						SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMALAR (Explanations)	
TERTİYER (Tertiary)	PALEOSEN (Paleocene)	DANIYEN-MONSIYEN (Danian-Montian)	TECER KIREÇTAŞI	785	E10		Scandonea'lı biomicrit (Biomicrite with Scandonea)	
					E9			
					E8			
					E7		Gastropod'lı biomicrit (Biomicrite with Gastropoda)	Scandonea samnitica De Castro
					E6			Laffittina mengaudi (Astre)
					E5			Orduina erki Sirel
					E4			Orduina erki var. conica Sirel
					E3		Scandonea'lı biomicrit (Biomicrite with Scandonea)	Alg, Bryozoa
					E2			
					E1		Alg'li biomicrit (Algal biomicrite)	Alg, Bryozoa Miliolidae, Textulariidae

ÖLÇEK
(Scale)
0 50 100
m

Şekil 7 : Ezentere dikme kesiti.

Figure 7 : Columnar section of Ezentere.

Textulariidae

Alg

Bryozoa

- 3 — Scandonea samnitica De Castro
Laffittina mengaudi (Astre)
Orduina erki Sirel
Orduina erki var. conica Sirel
Miliolidae
- 4 — a) Pseudolacazina oeztemueri (Sirel)
Idalina aff. sinjarica Grimsdale
Bolkarina aksaraylı Sirel
b) Daviesina danieli Smout
Discocyclus seunesi Douville
Planorbula cretae (Marsson)
Rotalia trochidiformis Lamarck
c) Cuvillierina sireli n.sp.
Miscellanea sp.
Keramosphaera sp.

Ranicothalia sp.

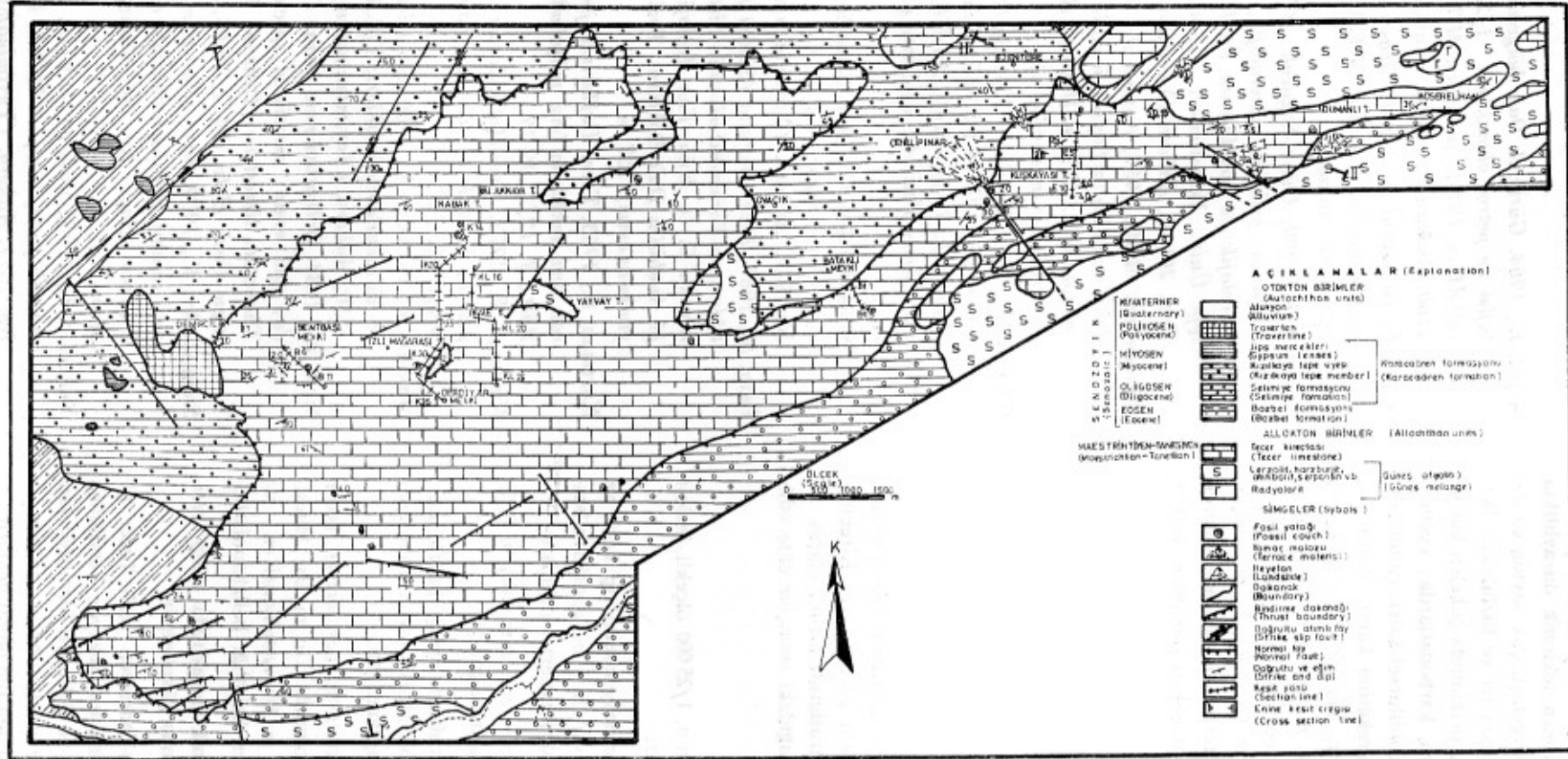
Peneroplidae

j) Yaş : Yukarıda verilen fosil topluluklarına göre, Tecer kireçtaşı Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen yaş aralığında çökelmiştir (1 — Üst Maestrihtiyen, 2 - 3 — Daniyen-Monsiyen, 4 — Tanesiyen).

k) Korelasyon : Tecer kireçtaşı, mikrofauna ve mikrolitolojik olarak, Tecer Dağının kuzeydoğusundaki Gürlevlik Dağının kireçtaşları (Arpat, 1964; Sirel, 1981) ile korele edilebilir.

l) Yüzey Şekli : Tecer kireçtaşı, BGB-DKD doğrultusunda uzanan ve KD'ya doğru gittikçe daralan Tecer Dağ silsilesinin tümünde yüzeyler. Aşınmaya dayanıklı bu litolojik özellik nedeniyle Tecer Dağ silsilesi çok sarp topografya sunar.

m) Ortamsal Yorum : Tecer kireçtaşında, Üst Kretase-Paleosen geçişinin litolojik olarak belirlenemeyişi, litolojinin aynen devamı ve karbonat kayala-



Şekil 8 : Tecer Dağı (Sivas) yöresinin jeolojî haritası.

Figure 8 : Geological map of the Tecer Dağı (Sivas) area.

rının büyük kalmınlara ulaşabilmiş olması, çökeltme ortamının bu devreler boyunca tektonik duraylılıkta olduğunu gösterir. Tecer kireçtaşı, çok sayıda ve değişik canlıların yaşamına uygun ısı ve tuzlulukta, berak, bol oksijenli sığ deniz ortamında çökelen karbonatlardan oluşmuştur. Keza, karbonatlarda egemen aramaddeyi oluşturan mikrobillüresel kalsit çamurunda, çökel ortamının, suyun hareketine karşı korunmuş sığ deniz olduğunu gösterir. Yer yer görülen sporit çimento ise ortamın zaman zaman zayıf akıntılar etkinliğinde hareketlendiğini gösterir. Kireçtaşları içindeki mikrofauna toplulukları ve algler, Tecer kireçtaşının, Üst Maestrihtiyende resifal, Paleosende giderek sığlaşan bir denizel ortamın çökeli olduğunu göstermektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmayla, Türkiye Stratigrafi Komitesinin belirlediği (1986) standartlara göre, «Tecer Kireçtaşı Formasyonu»nun, bir litostratigrafi birimi olarak tanımlanması yapılmış ve aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

- 1 — Tecer Dağı yöresinin, 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır.
- 2 — Tecer kireçtaşı formasyonunun tip kesit ve yardımcı kesitleri yapılmış, bu kesitlerin başlangıç ve bitiş koordinatları verilmiştir.
- 3 — Mikroskopik incelemeler sonucunda, 10 farklı mikrofasiyes tesbit edilmiştir.
- 4 — Formasyonun mikrofauna içeriği belirlenmiş, bunlara göre Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen yaşında olduğu saptanmıştır.
- 5 — Yapılan ölçülü stratigrafi kesitleriyle, Tecer kireçtaşı formasyonunda 110 m Üst Maestrihtiyen, 150-785 m Daniyen-Monsiyen ve 50-460 m Tanesiyen kalınlığı belirlenmiştir.
- 6 — Formasyon, tektonik duraylılığa sahip, resifal-sığ deniz ortamında çökelmiştir.
- 7 — Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen yaşlı Tecer kireçtaşı formasyonunun, kuzeyde kendinden daha genç Bozbel ve Selimiye formasyonları üzerinde bindirme ile bulunuşu, formasyonun allohton konumunda olduğunu gösterir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arpat, E., 1964, Gürlevik Dağı bölgesinin genel jeolojisi ve petrol olanakları. 1/25 000 ölçekli İ39-d1 ve İ39-d4 paftaları: M.T.A. Rap. No. 4180, Ankara (Yayımlanmamış).
- Artan, Ü. ve Sestini, G., 1971, Sivas - Zara - Beyyınarı bölgesinin jeolojisi: M.T.A. Enst. Derg., 76, 80-97, Ankara.
- Bayhan, H., 1980, Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin jeolojik, mineralojik, petrografik-petrolojik ve metalojenik incelemesi: Hacettepe Üniv., Yerbilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 206 s., Ankara (Yayımlanmamış).
- Blumenthal, M.M., 1937, Kangal ile Divrik arasındaki muntikanın başlıca jeolojik hatları (Sivas vilayeti): M.T.A. Derleme Rap. No. 568, Ankara (Yayımlanmamış).
- Gürsoy, H., 1986, Örenlice - Eskiköy (Sivas) yöresinin stratigrafik ve tektonik özellikleri: C. Ü. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi, 48 s., Sivas (Yayımlanmamış).
- İlker., S. ve Özyeğin, G., 1971, Sivas havzası hakkında jeolojik rapor: T.P.A.O., Derleme Rap. No. 537, Ankara. (Yayımlanmamış).
- İnan, N., 1987, Tecer Dağının (Sivas) Jeolojik Özellikleri ve Foraminiferlerinin Sistematik İncelemesi: C. Ü. Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Tezi, Sivas, (Yayımlanmamış) 127. s.
- Kurtman, F., 1963, Tecer Dağlarının jeolojisi ve alacalı seri hakkında bazı müşahadeler: T.J.K. Bült., 8, 12/2, 19-26.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı: M.T.A. Derg., 80, 132.
- Meşhur, M. ve Aziz, A., 1980, Sivas baseni jeolojisi ve hidrokarbon olanakları: T.P.A.O. Rap. No. 1530, Ankara, (Yayımlanmamış).
- Sirel, E., 1981, Bolkarina new genus (foraminiferida) and some associated species from the Thanetian limestone (Central Turkey): *Eglogae Geol. Helv.*, 74/1, 75-95, Basle.
- Stechepinsky, V., 1939, Sivas vilayeti merkezi kısmının umumi jeolojisi hakkında rapor: M.T.A. Derleme, Rap. No. 868, Ankara, (Yayımlanmamış).
- Yalçınlar, İ., 1955, Sivas 61/1, 61/2, 61/4 paftalarına ait jeolojik rapor: M.T.A. Derleme, Rap. No. 2577, Ankara, (Yayımlanmamış).

Bentik Foraminiferlerle Tecer Kireçtaşı Formasyonunun Kronostratigrafik İncelemesi

CHRONOSTRATIGRAPHIC INVESTIGATION OF TECER LIMESTONE FORMATION ACCORDING TO THE BENTIC FORAMINIFEROUS

Nurdan İNAN, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS.

ÖZ : Tecer Dağının (Sivas) tamamında yüzeyleyen Tecer kireçtaşı formasyonu bitevi bir litoloji görünümündedir. Formasyon, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Pseudomphalocyclus blumenthali* Meriç, *Hellenocyclus beotica* Reichel, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Loftusia minor* Cox, *Smoutina cruysi* Drooger, *Sirtina orbitoidiformis* Brönnimann, *Cuneolina* n.sp., *Mississippina* sp., *Planorbulina* sp., *Rotalia* sp., *Scandonea samnitica* De Castro, *Laffitteina menguadi* (Astre), *Orduina erki* Sirel, *Orduina erki* var. *conica* Sirel, *Pseudolacazina ceztemueri* (Sirel), *Bolkarina aksarayi* Sirel, *Idalina* aff. *sinjarica* Grimsdale, *Daviesina danieli* Smout, *Discocyclusina seunesi* Douville, *Planorbulina cretae* (Marsson), *Rotalia trochidiformis* Lamarck, *Cuvillierina sireli* n.sp. *Miscellanea* sp., *Keramosphaera* sp., *Ranicothalia* sp. bentik foraminiferlerini kapsar. Formasyonun kronostratigrafik birimlerinin tesbitinde bu zengin mikrofaunadan faydalanılır. Bunlara göre, Tecer kireçtaşı formasyonunun kronostratigrafik birimleri Üst Maestrihtiyen, Daniyen-Monsiyen, Tanesiyen katlarıdır.

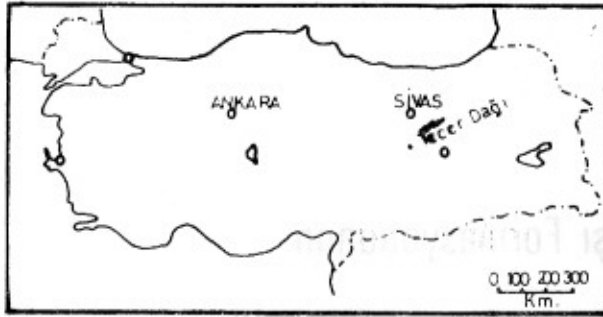
ABSTRACT : Tecer Limestone formation which covers all over the Tecer Mountain (SE Sivas) shows a monotonous lithology. This formation contain bentic foraminiferous like *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Pseudomphalocyclus blumenthali* Meriç, *Hellenocyclus beotica* Reichel, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Loftusia minor* Cox, *Smoutina cruysi* Drooger, *Sirtina orbitoidiformis* Brönnimann, *Cuneolina* n.sp., *Mississippina* sp., *Planorbulina* sp., *Rotalia* sp., *Scandonea samnitica* De Castro, *Laffitteina menguadi* (Astre), *Orduina erki* Sirel, *Orduina erki* var. *conica* Sirel, *Pseudolacazina ceztemueri* Sirel, *Bolkarina aksarayi* Sirel, *Idalina* aff. *sinjarica* Grimsdale, *Daviesina danieli* Smout, *Discocyclusina seunesi* Douville, *Planorbulina cretae* (Marsson), *Rotalia trochidiformis* Lamarck, *Cuvillierina sireli* n.sp., *Miscellanea* sp., *Keramosphaera* sp., *Ranicothalia* sp. and these microfauna was used to determine chronostratigraphic unities of this formation. According to this determination, Upper Maestrichtian, Danian-Montian and Thanetian are the chronostratigraphic units of this formation.

GİRİŞ

Çalışılan saha, Sivas iline bağlı Ulaş ilçesinin doğusunda 1/25 000 ölçekli Sivas-J38-a1, a2, b1 paftaları içinde yer alan Tecer Dağıdır (Şekil 1).

Bölgenin genel jeolojisi Blumenthal (1937), Stchepinsky (1939) ve Kurtman (1963, 1973) tarafından incelenmiştir.

Bu çalışma ile, Tecer kireçtaşının kronostratigrafik birimlerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla, mikrofosil kapsamlarının izlenmesiyle, Tecer kireçtaşının 1/25 000 ölçekli genel kronostratigrafik haritası yapılmış, saptanan kronostratigrafik birimlerin Türkiye'nin diğer yöreleri ve Avrupa ülkelerindeki birimlerle karşılaştırması yapılmıştır.



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

KRONOSTRATİGRAFI

Tecer kireçtaşı, yer yer killi, kumlu, breşik, kavkı kırıklı ve dolomitik kireçtaşı seviyeleri bulunduran bitevi bir litoloji görünümündedir. Dolayısı ile kronostratigrafinin kurulmasında litoloji ayırtman bir özellik değildir. Kronostratigrafik birimlerin tesbiti, tabakaların izlenmesi ve korelasyonun da, Tecer kireçtaşının zengin mikrofauna içeriğinden faydalanılmıştır (Şekil 2). Saptanan birimler, Türkiye ve Avrupa'daki (Akdeniz kuşağı) aynı birimlerle karşılaştırılmıştır (Şekil 3).

Üst Maestrihtiyen : Tecer kireçtaşının biyomikrit örneklerinde, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) *Pseudomphalocyclus blumenthali* Meriç, *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Loftusia minor* Cox, *Smoutina cruysi* Drooger, *Sirtina orbitoidiformis* Brönnimann *Cuneolina* n.sp. foraminiferleri bulunmaktadır.

Bu iri bentik foraminiferler, Anadolu'da coğrafik olarak geniş bir yayılıma sahip olarak - Van (Özalp), Siirt (Şırnak, Kozlu, Malabadi, Raman, Şirvan), Bitlis (Mutki, Adilcevaz), Mardin (Germav, Mazıdağı, Gercüş), Diyarbakır (Ergani), Elazığ (Harput, Maden), Malatya (Darende, Hekimhan), Maraş (Pazarcık, Elbistan), Hatay (Kırskhan), Adana (Osmaniye, Kadirli), Niğde (Ulukışla), Konya (Hadim, Akşehir), Antalya (Elmalı, Korkuteli, Kaş, Manavgat, Akseki), Burdur (Merkez), Isparta (Uluborlu), Denizli (Homa), Kütahya (Tavşanlı), İzmir (Bornova, Torbalı, Kemalpaşa), Erzurum (Aşkale), Artvin (Göktaş), Tunceli (Pülümür) Ordu (Fatsa), Sivas (Gürün, Köyulhisar, Kangal, Şarkışla), Tokat (Reşadiye, Niksar), Sinop (Boyabat), Kastamonu (Taşköprü, Devrekani, Daday, Cide, Eğdir), Zonguldak (Ereğli, Çaycuma, Yenice), Bilecik (Söğüt, Gölpazarı, Osmaneli), Bursa (Gemlik), İzmit (Gölcük, Karamürsel), İstanbul (Şile) - Üst Maestrihtiyen yaşlı ve sığ deniz fasiyesinde gelişmiş istiflerde bol olarak bulu-

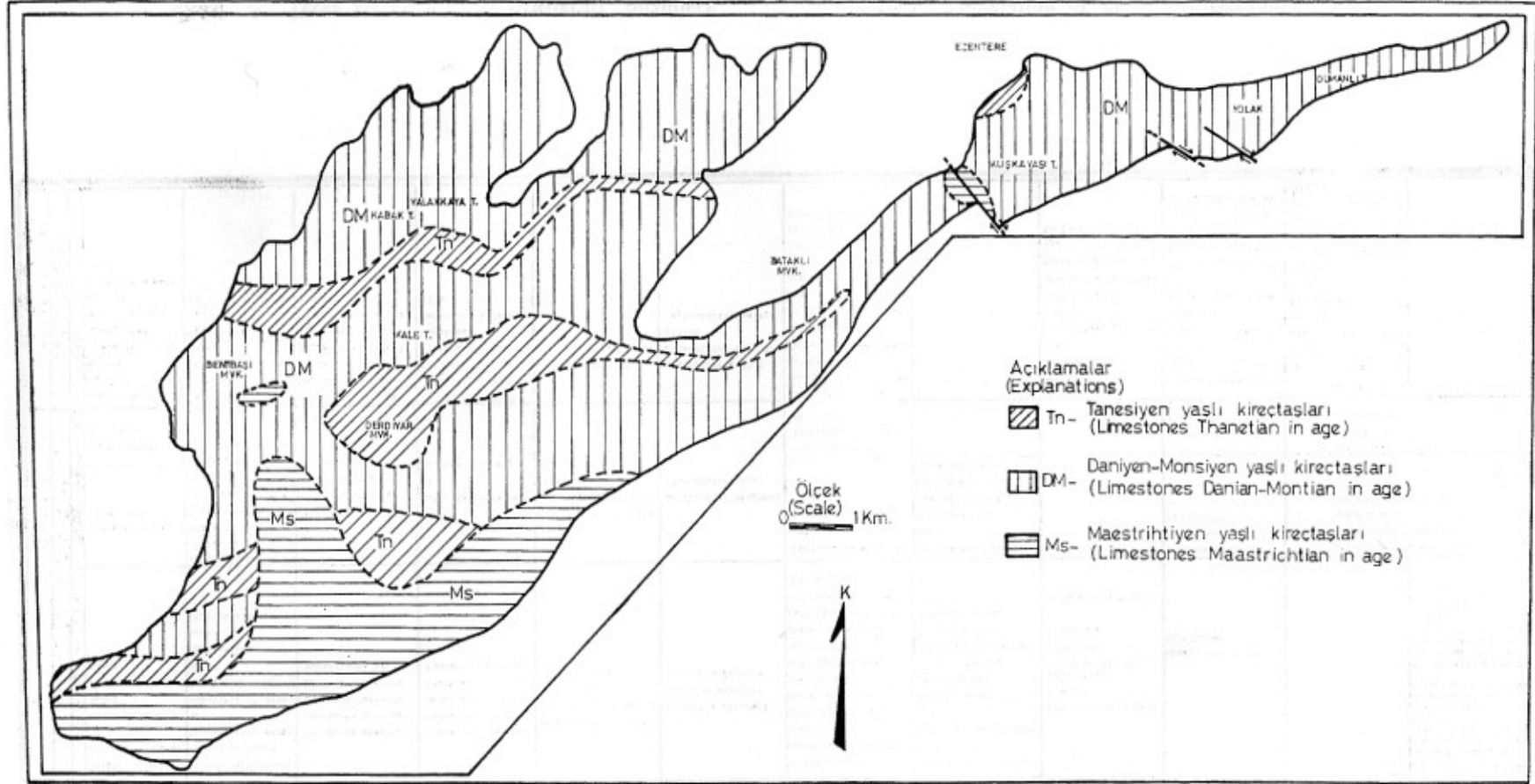
nurlar (Meriç, 1984). Ayrıca, Ereğli - Bolkardağ bölgesi ve Tuz gölü havzasında yapılan çalışmalarda da *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) ve *Hellenocyclina beotica* Reichel Üst Maestrihtiyen yaşındadır (Sirel, 1981). Haymana - Polatlı havzasında da, bu foraminiferlerle birlikte bulunan *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Pseudomphalocyclus blumenthali* Meriç fosil topluluğuna sahip Beyobası formasyonunun yaşı Üst Maestrihtiyen olarak gösterilmiştir (Sirel ve diğ. 1986). Kırıkale bölgesinde, Bölükdağ formasyonunda da *Orbitoides medius* (d'Archiac) ve *Siderolites calcitrapoides* Lamarck Üst Maestrihtiyen yaşındadırlar (Norman, 1972), *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) Adıyaman - Kahta ve Siirt'de de Üst Maestrihtiyen yaşında gösterilmiştir (Meriç, 1967). *Pseudomphalocyclus blumenthali* Meriç, tip yeri olan Pozantı - Maden köyünde Üst Maestrihtiyen yaşında gösterilmiştir (Meriç, 1980). Keza, *Loftusia türlerinin*, Türkiye'deki yaş konakları Üst Maestrihtiyendir (Meriç, 1965).

Orbitoides medius (d'Archiac), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck ve *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) Fransa'da Pirene baseninde, Aquitania'da, kuzey Afrika ülkelerinde ve Yunanistan Suriye, Irak'ta da Üst Maestrihtiyen yaşındadırlar (Neumann, 1958; Villatte, 1962; Tambareau, 1972). *Hellenocyclina beotica* Reichel, Fransa-Aquitania, İsviçre ve Yunanistan'da da Üst Maestrihtiyen yaşındadır (Neumann, 1958). *Sirtina orbitoidiformis* Brönnimann İran ve Libya'da Üst Maestrihtiyen yaşındadır (Brönnimann v.d., 1962) *Smoutina cruysi* Drooger ise, tip yeri olan Fransız Guyanası'nda Paleosen yaşlı olarak belirtilmiştir (Drooger, 1960). Bu çalışmada ise Üst Maestrihtiyeni simgeleyen foraminiferlerle beraberdir.

Diğer çalışmalardanda görüldüğü gibi, Tecer kireçtaşında bulunan bu foraminiferler, Üst Maestrihtiyen katı için karakteristik fosillerdir. Dolayısıyla, Tecer kireçtaşı formasyonunun bu foraminiferleri bulunduran seviyeleri Üst Maestrihtiyen katını simgeler.

Daniyen-Monsiyen: Tecer kireçtaşının, Alg'li, Miliolidae'li biyomikrit ve mikrit örneklerinde, *Mississippina* sp., *Rotalia* sp., *Planorbulina* sp. Miliolidae, *Textulariidae* foraminiferleri ve bol alg, bryozoa bulunmaktadır.

Daniyen katının, Kretase devrine mi, yoksa Paleosen devrine mi ait olduğu konusundaki tartışmalar uzun süre gündemde kalmış, yakın bir süre önce Paleosen devresinin başlangıcı olarak kabul edilmiştir. Ancak, Daniyen'in varlığının planktonik foraminiferlerle belirlenmiş olması, bu katı simgeleyen bentik foraminiferler bakımından yeni bir soruyu gündeme getirmiştir.



Şekil 2 : Tecer kireçtaşının (Tecer Dağı-Sivas) genel kronostratigrafi haritası.

Figure 2 : General chronostratigraphic map of Tecer limestone (Tecer Dağı-Sivas).

SİSTEMLERİN İSİMLERİ (SYSTEMS NAMES)	FRANSA (FRANCE)		YUGOSLAVYA (YUGOSLAVIA)		ERZLİ - BÖLKAĞAÇ		TUZ İÇİCÜ MARIŞI		ABANT - NOLU, VEHÇAÇ		KIRIKKALE		HAFMANA - POLATLI HAYZASI				TECER OĞAĞI	
	İSİM (NAME)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)	YERİ (LOCALITY)
İdalina sinjarica	Alveolina sinjarica	Alveolina sinjarica																
Operculina heberti	Operculina heberti	Operculina heberti																
Planorbulina antika	Planorbulina antika	Planorbulina antika																
Chama octocoryna	Chama octocoryna	Chama octocoryna																
Orbitoides medius	Orbitoides medius	Orbitoides medius																
Siderolites calcitrapoides	Siderolites calcitrapoides	Siderolites calcitrapoides																
Hellenocyclina beutlic	Hellenocyclina beutlic	Hellenocyclina beutlic																
Laffitteina mengoudi	Laffitteina mengoudi	Laffitteina mengoudi																

Şekil 3 : Tecer kireçtaşı kronostratigrafi birimlerinin, diğer ülke ve yörelerdeki konostratigrafi birimleriyle karşılaştırılması.

Figure 3 : Correlation of chronostratigraphic units of Tecer limestone with surrounding areas as well as europe.

Sirel (1975), Haymana-Polatlı bölgesinde, Kartal formasyonunun üst seviyelerinde bulunan biyomikritlerde *Rotalia trochidiformis* (ilkel tipler), *Mississippina binkhorsti*, *Discorbis* sp. ve alglerden *Distichoplax biserialis* tesbit etmiş ve bu seviyeleri Alt Paleosen yaşında göstermiştir. Sirel ve diğerleri (1986), Haymana-Polatlı bölgesindeki Çaldağ formasyonunun, Çaldağ ve Erif kesitlerinde Üst Maestrihtiyen yaşlı Beyobası formasyonunun üzerinde yer alan *Planorbulina* sp., *Mississippina* sp., *Ataxophragmiidae* ve *Miliolidae* içerikli alg'li kireçtaşlarına Daniyen yaşını vermiştir.

Yugoslavya'da, Karlovac şehri batısında masif kireçtaşlarında (Gusic, 1973) ve Medvednica'nın kuzeybatısında kireçtaşlarıyla aralı marllarda, *Broechella belgica*, *Parachaetetes asvapatii*, *Distichoplax biserialis* ve çok sayıda rotaloid form içeren seviyelerin (Gusic ve Babic, 1973) Daniyen yaşında olduğu düşünülmüştür.

Tecer kireçtaşında, Monsiyen yaşlı katmanların altında yer alan ve karakteristik fosil bulundurmayan, bol alg'li bu seviyeler Daniyen katını gösterir.

Tecer kireçtaşının biyomikrit örneklerinde, *Scandonea samnitica* De Castro, *Laffitteina mengaudi* (Astre), *Orduina erki* Sirel, *Orduina erki* var. *conica* Sirel foraminiferleri bulunmaktadır.

Scandonea cinsi, ilk kez İtalya'da, De Castro tarafından bulunmuş (1971) ve *Miliolidae* familyasının yeni bir cinsi olarak tanımlanmıştır. *Scandonea samnitica* De Castro türünün, İtalya'daki yaş konağı Turoniyen-Senoniyen olarak belirtilmiştir (De Castro, 1971). Ülkemizde de, İzmir (Özer ve İrtəm, 1982) ve Torosların bazı kesimlerinde (Meriç, 1984) bu yaşta olmakla birlikte, çalışılan sahada kesinlikle, Üst Maestrihtiyen yaşlı seviyelerde bulunmaz. Haymana'nın kuzeybatısındaki Çaldağ kireçtaşının farklı stratigrafik düzeylerinde bu türün yaş konağının Monsiyen ve Tanesiyen'e kadar çıktığı kanıtlanmıştır (Meriç, 1984; Sirel ve diğerleri, 1986). Sirel ve diğerleri (1986), Haymana-Polatlı bölgesinde, Çaldağ formasyonunda, *Laffitteina mengaudi* (Astre) ve *Orduina* aff. *erki conica* Sirel'in yaşını Monsiyen olarak göstermişlerdir. Kırıkkale bölgesinde ve Tuz gölü havzasında ise *Laffitteina mengaudi* (Astre), *Planorbulina* sp. ve *Rotaliidae*'lerle birlikte Alt Paleosen yaşında gösterilmişlerdir (Sirel, 1981). Bolu bölgesinde, *Laffitteina mengaudi* (Astre), *Mississippina* sp. Alt Paleosen yaşında gösterilmişlerdir (Öztürk ve diğerleri, 1984).

Tecer kireçtaşı formasyonunun bu seviyeleri, kapsadığı foraminiferlere ve alt-üst ilişkilerine göre Monsiyen katını gösterir.

Tanesiyen : Tecer kireçtaşının biyomikrit örneklerinde, *Pseudolacazina oetzemueri* (Sirel), *Bolkarina aksarayi* Sirel, *Idalina* aff. *sinjarica* Grimsdale, *Orduina erki* Sirel, *Daviesina danieli* Smout *Discocyclina seunesi* Douville, *Planorbulina cretae* (Marsen), *Rotalia trochidiformis* Lamarck, *Cuvillierina sireli* n. sp., *Miscellanea* sp., *Keramosphaera* sp., *Ra-*

ncothalia sp., Peneroplidae foraminiferleri bulunmaktadır.

Kuzeydoğu Yugoslavya'da ve Kuzey İspanya'da *Pseudolacazina* türleri, *Alveolina elongata* d'Orbigny biyozonunda Orta Eosen'de gösterilmiştir (Caus, 1979). Ülkemizde ise, Ereğli-Bolkardağı, Tuz gölü havzası, Kırıkkale ve Sivas bölgesinde yapılan çalışmalarda (Sirel, 1981), *Pseudolacazina oetzemueri* (Sirel), *Bolkarina aksarayi* Sirel, *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Keramosphaera* sp. Tanesiyen yaşında tesbit edilmişlerdir. Keza, Haymana-Polatlı bölgesinde Kaya-başı ve Çaldağ kesitlerinde de *Pseudolacazina oetzemueri* (Sirel)'in yaş Tanesiyen olarak belirlenmiştir (Sirel ve diğerleri, 1986). *Idalina sinjarica* Grimsdale, tip yeri olan kuzeydoğu Irak'da Paleosen, kuzeydoğu Yugoslavya'da *Alveolina (Glomalveolina) primaeva* Reichel ile birlikte Orta Paleosen'de, *Alveolina (Alveolina) pasticillata* Schwager ile Üst İllerdiyen'de ve Fransa'da Pirenelerin birçok lokalitelerinde Paleosen yaşındadır (Drobne, 1974). *Orduina erki* Sirel, tip yeri olan Ordu-Gölköy'de Paleosen yaşında gösterilmiştir (Sirel, 1969). Çalışma alanında *Bolkarina aksarayi* Sirel ile birlikte bol olarak bulunur. Sirel (1975) tarafından, Haymana-Polatlı bölgesinde yapılan çalışmada Kırıkkavak formasyonunda, *Discocyclina seunesi* Douville, *Rotalia trochidiformis* Lamarck ve *Operculina* sp.'nin yaş Tanesiyen olarak belirtilmiştir. *Discocyclina seunesi* Douville, İtalya ve İspanya'da Paleosen'ın üst seviyelerinde (Villatte, 1962-1968), Fransa'da küçük Pirenelerde Alt Tanesiyen yaşında (Tambareau, 1972) tesbit edilmiştir. *Rotalia trochidiformis* Lamarck ise Avrupa'da Orta Eosen, Irak ve Suriye'de Paleosen-Orta Eosen ve Katar'da Alt Eosen yaşında gösterilmiştir (Smout, 1954). Çalışılan sahada, *Daviesina danieli* Smout'la birlikte, ayrıca *Pseudolacazina oetzemueri* (Sirel) ile birlikte bol olarak bulunur. *Daviesina danieli* Smout'da, tip yeri olan Katar'da Paleosen (Smout, 1954) yaşlı olarak gösterilmiştir. Caus, Hottinger ve Tambareau (1972)'da bu türü Paleosen yaşında göstermişlerdir.

Ülkemizde, Avrupa ve diğer Akdeniz ülkelerinde yapılan çalışmalarda görüldüğü gibi, Tecer kireçtaşının bu seviyeleri kapsadığı foraminiferlere göre, Tanesiyen katını karakterize eder.

SONUÇLAR

- 1 — Tecer kireçtaşının kronostratigrafi birimlerinin Üst Maestrihtiyen, Daniyen-Monsiyen, Tanesiyen, katları olduğu belirlenmiştir.
- 2 — Tecer kireçtaşının 1/25 000 ölçekli genel kronostratigrafi haritası yapılmıştır.
- 3 — Tecer kireçtaşı kronostratigrafi birimleri, Türkiye ve Avrupa ülkelerindeki kronostratigrafi birimleriyle paleontolojik olarak karşılaştırılmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada değerli yardım ve önerileriyle beni yönlendiren Dr. Ercüment Sirel'e çok teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Blumenthal, M.M., 1937, Kangal ile Divrik arasındaki muntıkanın başlıca jeolojik hatları (Sivas vilayeti) : M.T.A. Derleme Rap. No. 568, Ankara.
- Brönnimann, P. and Wirtz, A., 1962, New Maastrichtian Rotaliids from Iran and Libya : Ecl. Geol. Helv., p. 519-528.
- Castro, P. De, 1971, Osservazioni su Raadshoovenia col nuovo genere Scandonea (Foraminiferida, Miliolacea): Istituto di Paleontologia Della Università di Napoli. Pubblicazione No. 42, 1-78.
- Caus, E., 1979, Fabularia rosselli n.sp. et Pseudolacuzina n.gen. foraminifères de Eocene moyen du nord est de l'Espagne: Geobios, No. 12, fasc. 1, p. 29-45, Lyon.
- Caus, E., Hottinger, L., Tambareau, Y., 1980, Püissements du «septal Flap» et système de canaux chez Daviesina foraminifère Paleocenes: Ecl. Geol. Helv., 73/3, p. 1045-1069, Bale.
- Drobne, K., 1974, Les grandes Miliolides des couches Paleocenes de la Yougoslavie du nord-ouest (Idalina, Lacuzina, Fabularia, Periloculina): Razprave 4,17/3, p. 129-184.
- Dooger, C.W., 1960, Some early Rotaliid foraminifera, 11. K. Nederl Akad. Wetensch, Proc., ser. B, vol. 63, No. 3, p. 307, Amsterdam.
- Gusic, I., 1973, O plaeogenskim mikrofosilimau klastičnim naslagama kod Karlovca, - Geol. vjesnik, 25, 51-56, Zagreb.
- Gusic, I., Babic, L., 1973, Paleogenski vapnenci na Medvednici, Geol. vjesnik, 25, 287-292, Zagreb.
- Kurtman, F., 1963, Tecer Dağlarının jeolojisi ve alacalı seri hakkında bazı müşahadeler: T.J.K. Bült., 8/1, 19-26, Ankara.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı: M.T.A. Derg., 80, 1-32, Ankara.
- Meriç, E., 1965, Sur deux nouvelles espèces de Loftusia et un nouveau genre Asterosomalina: Revue de Micropaleontologie, vol. 8, Paris.
- Meriç, E., 1967, An aspect of Omphalocyclus macroporus (Lamarck) : Micropaleontology, 13/3, p. 369-380.
- Meriç, E. ve Görür, N., 1980, Haymana - Polatlı havzasındaki Çaldağ kireçtaşının yaş konluğu : M.T.A. Ens. Derg. 93/94, 137 - 141.
- Meriç, E., 1980, Pseudomphalocyclus blumenthali a new genus and species from the Upper Maestrichtian of Southern Turkey : Micropaleontology, 26, 86-88.
- Meriç, E., 1984, Scandonea De Castro (1971)'nın Paleosen'deki varlığı hakkında : T.J.K. Bült., 27/1, 41-44, Ankara.
- Neumann, M., 1958, Revision des Orbitoidides du Cretace et de Eocene en Aquitaine occidentale: Mem. Soc. Geol. France, No. 83, Paris.
- Norman, T., 1972, Ankara Yahşihan bölgesinde Üst Kretase - Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi : T.J.K. Bült., 15/2, 180-276.
- Özer, S. ve İrtəm, O., 1982, Işıklar - Altındağ (Bornova-İzmir) alanı Üst Kretase kireçtaşlarının jeolojik konumu ve stratigrafisi ve fasiyes özellikleri: T.J.K. Bült., 25/1, 41-48.
- Öztürk, A., İnan, İ. ve Tutkun, Z., 1984, Abant - Yeniçağ (Bolu) yöresinin stratigrafisi : C.Ü. Müh. Fak. Derg., A, 1/1, Sivas.
- Sirel, E., 1969, Rotaliidae familyasına ait yeni bir cins Orduina n.gen. ve türü hakkında: M.T.A. Ens. Derg., 73, 160-162.
- Sirel, E., 1975, Polatlı (GB Ankara) güneyinin stratigrafisi: T.J.K. Bült., 18/2, 181-192, Ankara.
- Sirel, E., 1981, Bolklarına new genus (Foraminiferida) and some associated species from the Thanetian limestone (Central Turkey) : Ecl. Geol. Helv., 74/1, 75-95.
- Sirel, E., Dağ, Z. and Sözeri, B., 1986, Some biostratigraphic and paleogeographic observations on the Cretaceous/Tertiary boundary in the Haymana-Polatlı region (Central Turkey) : Global Bio-Events Lecture notes in earth sciens, p. 385-396, Springer-Verlag.
- Smout, A., 1954, Tertiary foraminifera of Qatar Peninsula: London printed by order of the trustees of the British Museum.
- Stchepinsky, V., 1939, Sivas vilayeti merkezi kısmının umumi jeolojisi hakkında rapor: M.T.A. Derleme, Rap. No. 868, Ankara.
- Tambareau, Y., 1972, Thanetien superieur et Illerdiyen inferieur des petites Pyrenees du plantaurel et des Chainoss audois : Trav. Labor. Geologie-Petrol, Univ. Paul. Sabatier. 1/2, p. 377, Toulouse.
- Villatte, J., 1962, Etude stratigraphique et paleontologie du Montien des petites Pyrenees et du Plantaurel: C.N.R.S., p. 331, Toulouse.
- Villatte, J., 1968, Decouverte d'une espece du genre Nummulitoides Abrard 1955 dans la zone a Operculina heberti-Discocyclina seunesi du Thanetien des petites Pyrenees: C.R.S. Soc. Geol. Fr., p. 299.

Yeşilyurt (Alaşehir) Sahasındaki Kumtaşı ve Konglomeraların Petrolojisi ve Diyanezi

PETROLOGY AND DIAGENESIS OF SANDSTONES AND CONGLOMERATES IN YEŞİLYURT (ALASEHİR) AREA.

Hüseyin YILMAZ; Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova, İZMİR.

Cahit HELVACI; Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Bornova, İZMİR.

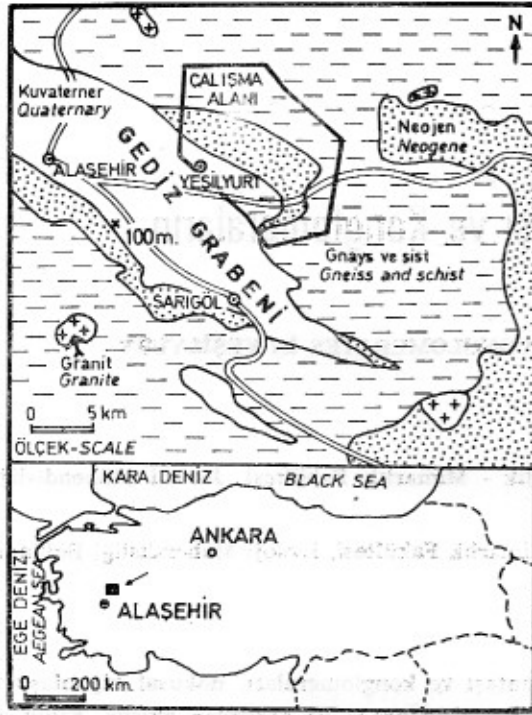
ÖZ : Yeşilyurt çalışma alanındaki Neojen yaşlı fluviyal kumtaşı ve konglomeraları, dokusal olgunlaşmamış ve komşu metamorfik karmaşadan türemiş, baskın olarak litik arkoz ve arkozdan oluşur. Kumtaşı ve konglomeralar yarı kurak iklim koşullarında alüvyonel yelpaze-örgülü nehir ortamında birikmiştir. Tortul-metamorfik temel dokanağı boyunca ortaya çıkan kalıntı (residual) yığılımlar masif, çok kalın katmanlı olup kötü boylanmış. Yeşilyurt fluviyal kumtaşları karmaşık bir diyajenez sunar. Petrojenetik çalışmalar kumtaşı gözeneklerinin çevresini sıvayan veya bunların içeri dolduran kil minerallerinin çoğunun otijenetik olduğunu göstermiştir. Diyajenetik minerallerin oluşum sırası şöyledir: pirit (I), siderit (I), illit-klorit-smektit, kaolinit, pirit (II), siderit (II), veya ankerit, dolomit, hematit veya limonit ve kalsit. Çimento minerallerinin oluşum sırası zamanla gömülme derinliğine bağlı formasyon suyu kimyasındaki değişimlerin bir sonucu olarak yorumlanmıştır. Demir sülfid ve karbonatların oluşumunu denetleyen fizikokimyasal parametreler gözenek suyunun düşük Eh ve nötralden hafif halkaliye kadar değişen pH sıdır.

ABSTRACT : Fluvial sandstones and conglomerates of Neogene age in the Yeşilyurt area range texturally from immature to very immature and sandstones are primarily lithic arkose derived from the adjacent metamorphic complex. Sandstones and conglomerates were deposited in an alluvial fan-braided river environment under semiarid conditions. Possible residual deposits occurring near basement outcrops are massively to very thickly bedded and poorly sorted. Yeşilyurt fluvial sandstones exhibit a complex diagenetic history. Pore-filling and lining clays are in many cases authigenetic as shown by petrographic studies. Diagenetic minerals were precipitated sequentially in the following order: pyrite (I), siderite (I), illitechlorite-smectite, kaolinite, pyrite (II), siderite (II) or ankerite, dolomite, hematite or limonite and calcite. The sequence of cement is interpreted to be the result of variation in the chemistry of formation waters related to the changes in depth of burial with time. Physico-chemical parameters controlling the formation of iron sulfides and carbonates have been low Eh and neutral to slightly alkaline pH of porewaters.

GİRİŞ

Yeşilyurt sahasında (Alaşehir-Manisa) Neojen yaşlı fluviyal kumtaşı ve konglomeraların sedimantolojisi ve petrolojik çalışması yürütülmüştür. Bu çalışmanın amacı diyajenezi denetleyen diyajenetik iz ve parametrelerin araştırılmasıdır.

Fluviyal tortullar Gediz grabeni boyunca görünüm verirler (Şekil 1). Bunlar alüvyonel yelpaze tortullarını yansıtan bloklu ve çakıllı konglomeralar, kumtaşları, siltaşları ve çamurtaşlarından oluşur. Bunlar Paleozoyik yaşlı Menderes metamorfik masifin-



Şekil 1 : Yeşilyurt (Alaşehir) çalışma alanı ve yerbulduru haritası.

Figure 2 : Index map showing the study area, Yeşilyurt, Alaşehir.

den akan eski nehirler ile çökeltme havzasına taşınmıştır.

İnceleme alanındaki tortullar üzerine yalnızca birkaç çalışma yapılmıştır. Aydınöz (1976) konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşının temel metamorfik üstüne uyumsuz geldiğini belirtmiştir. Polen çalışmaları bu tortulların Orta Miyosen yaşlı olduğunu göstermiştir (Ercan ve diğerleri, 1983).

Stratigrafi

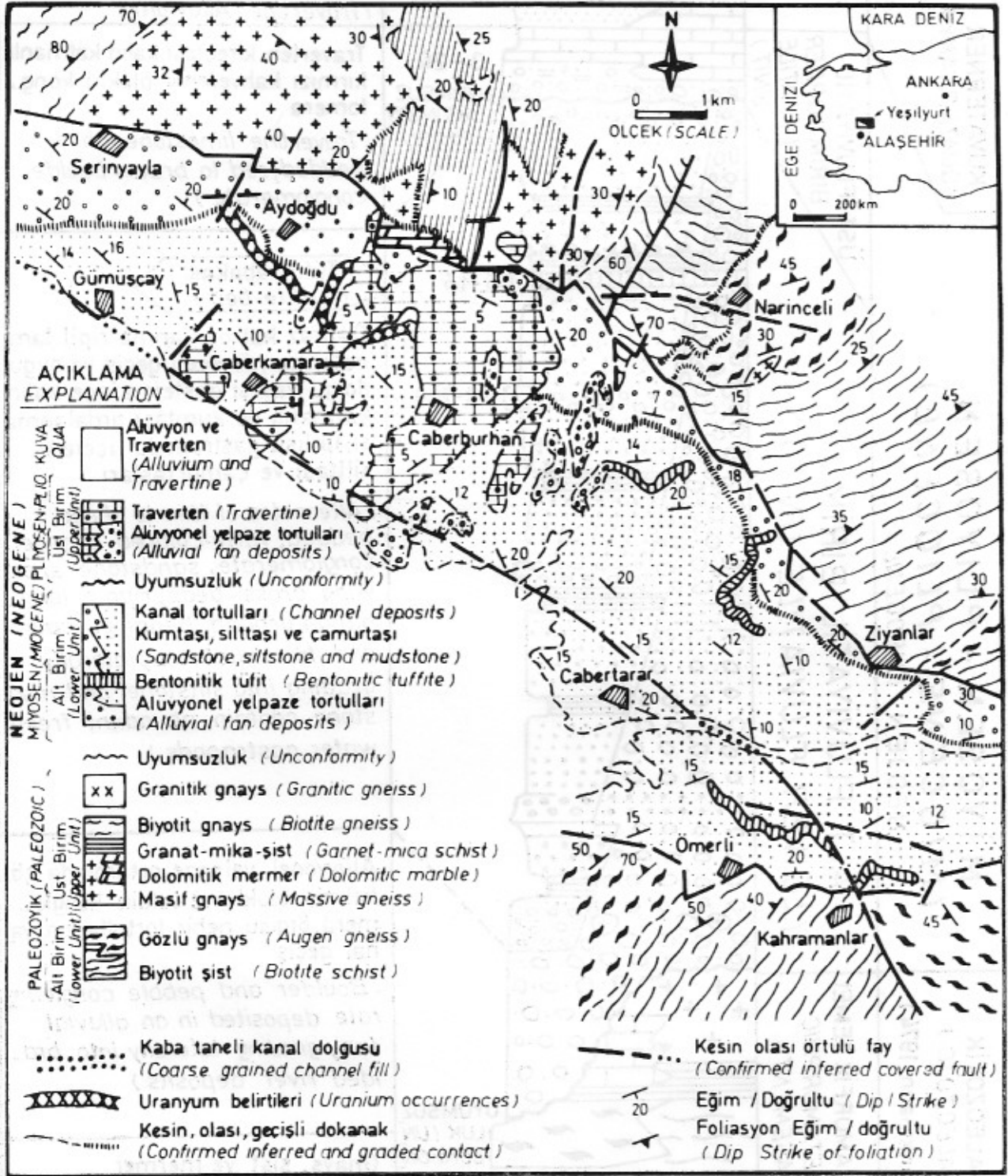
Gediz grabenindeki Neojen tortul kayaları (Şekil 2 ve 3) alt flüviyal birim ve üst flüviyal birim olarak ikiye ayrılmıştır. Metamorfik temel üstüne gelen alt flüviyal birim çoğunlukla masiv veya çok kalın katmanlı bloklu konglomera ve seyrek olarak da kumtaşı ve silttaşından oluşur. Alüvyonel yelpaze tortullarının toplam kalınlığı 240 metreye ulaşır. Daha önce oluşmuş konglomeralar içinde oyu kanalları ayırt edilmiştir. Yelpaze tortullarının tane boyu çoğunlukla 15-30 cm ve seyrek olarak da 100 cm ye ulaşır. Metamorfik temele yakın bazı yerlerde

bloku konglomera tabakalanma göstermez ve masivdir. Gnays parçalarının birçoğunun iyi yuvarlanmış olmasına karşın bunun uzun mesafeli bir taşınma belirtisi olduğu söylenemez. Daha çok soğan kabuğu ayrışmasının bir sonucudur.

Konglomeralar köşeli ve yarı köşeli, çoğunlukla granitik, gözlü gnays, masiv gnays, mika sist ve seyrek olarak da kuvarsit ve mermer blok ve çakıllardan oluşur. Kaba taneli kum ve kalsit blok ve çakıllar arasındaki aramadedir. Kalsit çimento bolluğu metamorfik temelden uzaklaştıkça azalma gösterir. Ortaç, pekleşmiş veya hiç pekleşmemiş bloklu ve çakıllı konglomera beyazlaşmış, soluk yeşil, kahverengi ve kırmızı renklerde görülür. Kötü-çok kötü boylanmış ve dokusal olarak olgun değildir.

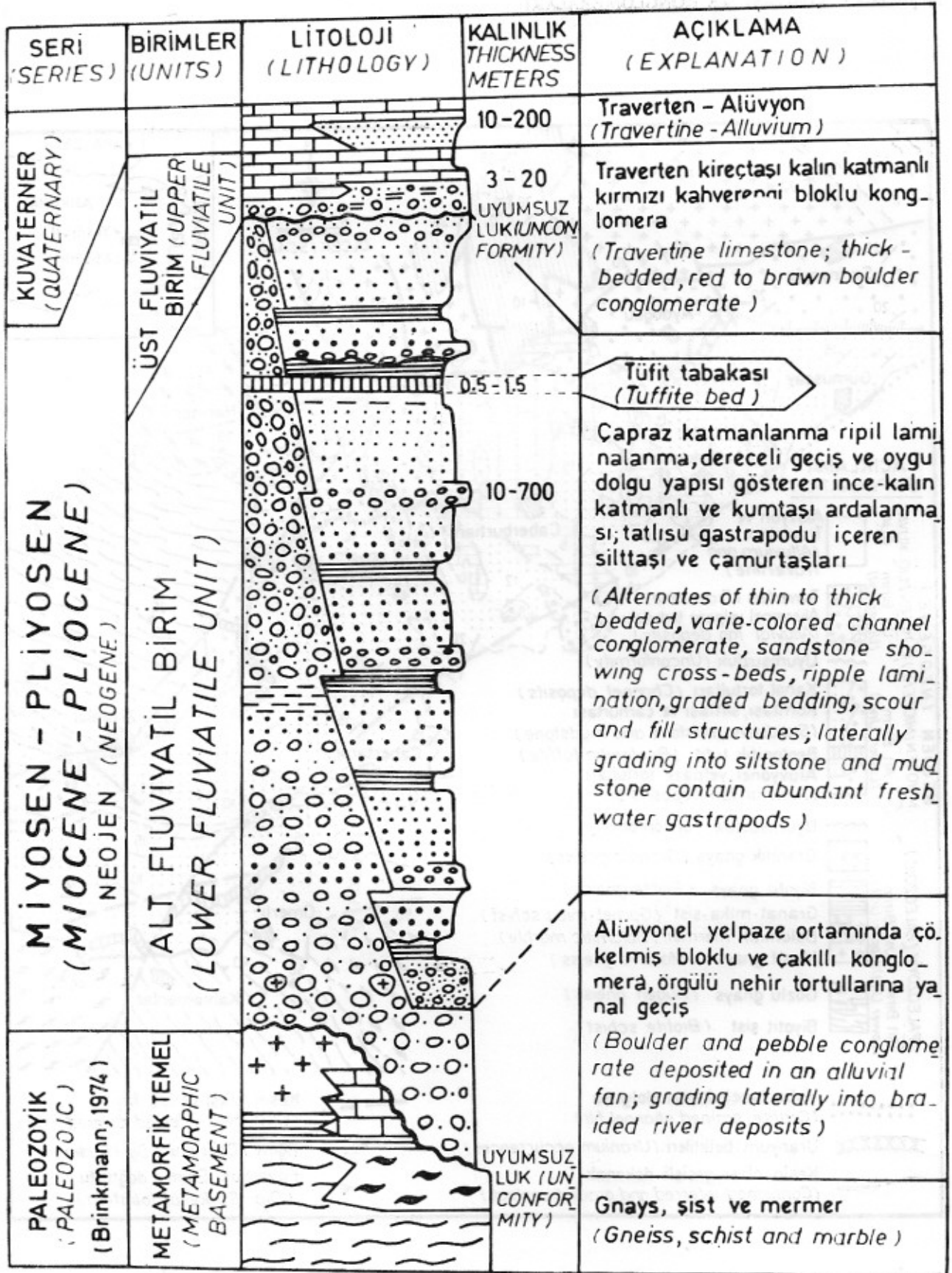
Ortalama kırıntı boyu havza kenarından uzaklaştıkça azalır (Şekil 3) ve kumtaşı - silttaşı oranlarında da dereceli bir artış görülür. Kaba taneli tortullar yanal yönde süreklilik sunmayan ve belirgin bir taban aşınması gösteren kanal birikimleri olarak gelişmiştir. Bu tür birikimler çoğunlukla 5 metreden daha kalın olup genişliği 20 ile 200 m arasında değişir. Bazı durumlarda kanal tortullarının kalınlığı 20 metreye ulaşabilir. Bunlar kanal tabanı oluşukları (channel lag) ile başlayan ve yukarı doğru büyük-orta ölçekte çapraz katmanlanma, kırışık ve tırmanır marklar ile devam eden ve yatay veya buruşuk (konvolut) laminalanma ile son bulan devirsellik sunar. Çamurlu tabakalar çoğu kez oyu veya aşınma izleri sunar. Çamurlu tortulların en üst düzeyi buruşuk tabakalanma sunar. Bazı durumlarda en üst tabaka bitki büyümesi nedeniyle bozulma gösterir. Ancak çoğu dikey kesitlerde laminalı kumtaşı ve silttaşı gözlenmez, çünkü sellenme sonucu ince taneli malzeme ortamdan uzaklaşmıştır. Böylece tüm bir devirsellik yine çoğu kez ince taneli üst bölüm malzemesi eksik dikey kesitler gözlenmiştir. Kömürleşmiş bitki artıkları kanal kumtaşı ve konglomeralar içinde olağandır.

Alt flüviyal birimin ince taneli malzemesini oluşturan kanal kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı çoğunlukla mor, kahverengi, soluk yeşil ve gri veya seyrek olarak da kırmızı-koyu kahverengidir. Mor ve koyu gri renkteki silttaşı ve çamurtaşı çalışma alanının doğu bölümünde oldukça yaygın olup bol saçılmış organik malzeme ve jips içerir. Bu tortul kayalar çoğunlukla ince laminalı ve ortaç-zayıf pekleşmiştir. Kum taneleri bazen kil ve silt aramadesi içinde dağılmıştır. Bu tortullar çamur akması şeklinde birikmiştir. İnce taneli malzeme kanal kumtaşı ve konglomera ile giriftir.



Şekil 2 : Yeşilyurt (Alaşehir) alanının jeolojisi.

Figure 2 : Geology of Yeşilyurt (Alaşehir) area.



Şekil 3 : Yeşilyurt sahasındaki tortul ve metamor-
fik kayaların genelleştirilmiş stratigrafisi.

Figure 3 : General stratigraphic column of the se-
dimentary and metamorphic rocks in the
Yeşilyurt area.

Bunlar ince laminalı kumtaşları içinde tırmanır kırışık ve yatay laminalanma, çamurtaşı içinde ince laminlanma ve buruşuk tabakalanma ve yersel olarak da alev yapısı ve kuruma çatlakları gösterir.

Kalınlığı 0.5-1.5 m arasında değişen beyaz renkli bentonitik tüfit tabakası alt fluviyal birimin üst bölümünde belirir. Bu tabaka yanal süreksizlik ve yersel olarak da silisleşme sunar (Şekil 2 ve 3).

Sedimenter yapılar, paleoakıntı ve doku analizlerine dayanarak, alt fluviyal birimin kuzeybatı güdüşli örgülü nehir sistemiyle depolandığı düşünülmüştür. Bu nehir sistemi çalışma alanının kuzey bölümündeki metamorfik yükselteleri aşındırıp havzaya taşıyan güneybatı akışlı mevsimsel (ephemeral) derelerden büyük oranda etkilenmiştir (Şekil 2). Metamorfik kayalara yakın yerlerde tortul depolanması alüvyonel yelpazelerde oluşmuştur. Kuruma çatlakları ve bol jips oluşukları iklimin yarı kurak geçtiğini önerir. Haritada ayırtılmamış olası kalıntı (residual) yığılımları gnays görünümlerine yakın yerlerde gelişmiştir. Bunlar masiv katmanlı ve çok kötü boylanmış olup gnaysların yerinde bozuşması sonucu oluşmuşlardır. Yersel belli belirsiz yatay tabakalanma ve bazı orta ölçekli çapraz katmanlanmanın varlığı bir ıktarda olsa tortul taşınmasının belirtisidir.

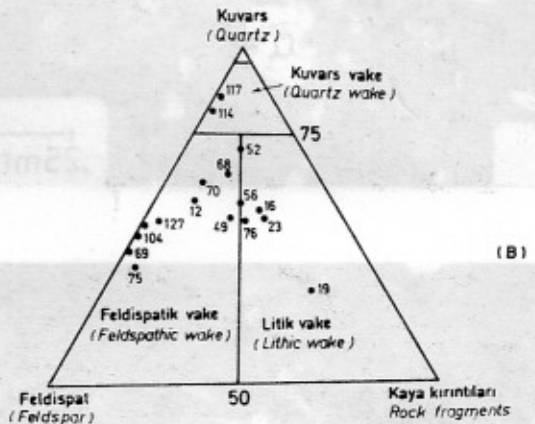
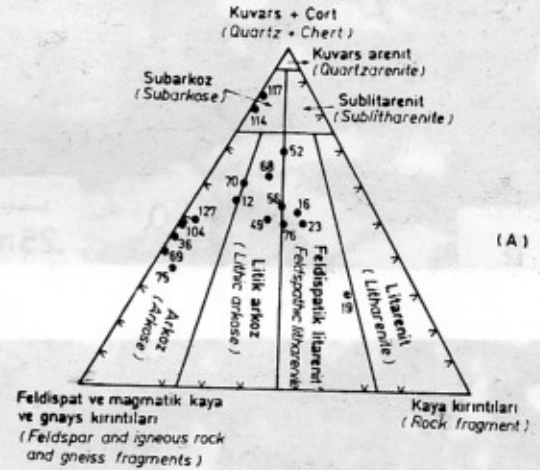
Üst fluviyal birim mikali kum, silt ve karbonat aramaddeli pekleşmemiş kırmızı kahverengi, köşeli-yarıköşeli bloklu ve çakıllı konglomeralardan oluşur (Şekil 2 ve 3). Karbonat aramaddesi metamorfik masife doğru artar. Blok ve çakıl bileşenleri artan bolluk sırasına göre gnays, şist, metakuvarsi ve mermerdir. Birim orta gelişmiş tabakalanma gösterir. Blok ve çakıl katmanları birkaç yerde kumlu, siltli ve çamurlu katmanlarla araldanma sunar. Kırıntı tane boyu çoğunlukla 10-15 cm ve seyrek olarak da 100 cm ye ulaşır.

Traverten kireçtaşı havza kıyası boyunca yayılım sunar (Şekil 3 ve 4). Havza içine doğru çakıltaşı ve kumtaşına dereceli geçiş gösterir. Metamorfik masif ile Neojen tortul kayaları arasındaki graben fayı boyunca karbonatca zengin birçok su kaynakları günümüzde de traverten oluşturmaktadırlar.

Ortalama kalınlığı 3 ile 5 m arasında değişen ve maksimum kalınlığı 20 m ye ulaşan üst fluviyal birim alt fluviyal birim üstüne açılı uyumsuzlukla gelir. Bloktaşı ve çakıltaşlarının sedimentolojik özelliği üst fluviyal birimin alüvyonel yelpaze ortamında biriktiğini gösterir. Birim içindeki gnays ve şist bileşenlerinin bolluğu metamorfik bir kaynağı önerir.

Genel Petrografi

Bireysel kanal kumtaşları orta ile kötü boylanma göstermesine karşın, Neojen fluviyal tortulları çoğunlukla kötü-çok kötü boylanmalıdır. Sellenme düzlüğü tortulları çoğunlukla orta boylanmalıdır. Kırıntılar köşeli veya yarı köşelidir. Değimsiz taneler kalsit, dolomit, demir karbonat, demir oksit ve kil minerallerini içeren gözenek dolgusu ile çevrilmiştir. Her örnekten iki ince kesit hazırlanmış ve bunlardan biri Alizarin Red S ile boyanmıştır. Her örneğin modal analizi için 500 sayım yapılmıştır. Modal analizlerin sonuçları Çizelge 1 de verilmiştir. Folk'un (1974) sınıflaması kullanılarak kumtaşlarının baskın olarak arkoz ve litik arkoz ve az oranda da feldispatik litarenit ve subarkoz bileşimleri ayırt



Şekil 4 : Alt fluviyal birim içindeki kumtaşlarının mineralojik bileşimine göre: A) Folk (1974) ve B) Dott (1964) sınıflaması.

Figure 4 : Mineral composition of framework grains and sandstone classification in the lower fluviatile unit according to Folk (1974), A and Dott (1964), B.

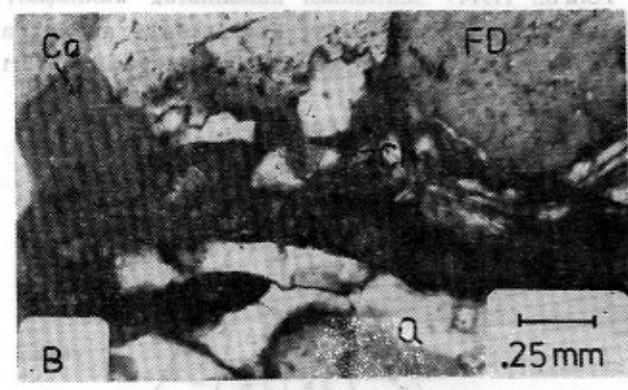
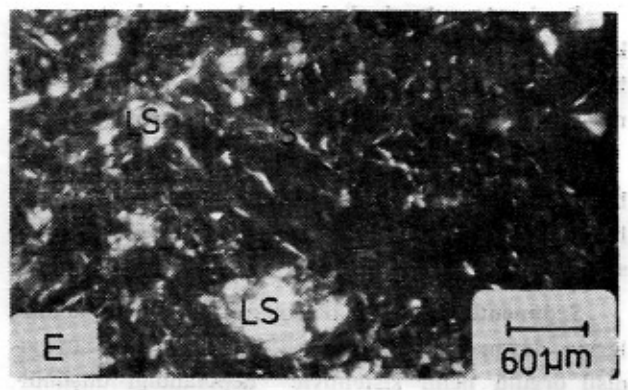
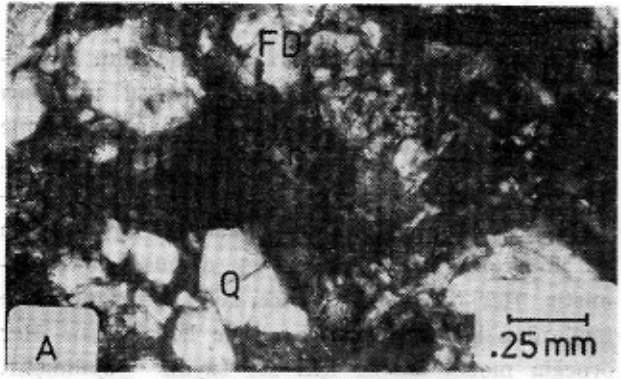


Fig. 1. Histological sections of the...
A and B (1991), B.

Fig. 2. Histological sections of the...
C and D (1991), D.

Şekil 5 : A) Kırıntılı Kuvars (Q) ve feldispatı (F) ornatılan klorit çimento; çapraz nikoller. B) Boşluk dolgusu şeklinde oluşmuş otijenetik klorit (Ch), klorit ile feldispat (FD) kenetlenmesi nispeten iyi çimentolanmış kayacı oluşturur, kloritin kalsit (Ca) tarafından ornlanması oldukça yaygındır, Q : metamorfik kökenli özbiçimsiz kuvars; çapraz nikoller. C) Kuvarın (Q) illit (I) tarafından ornlanması, büyük bir kuvars tanesinin kalıntısı koyu çizgi ile çevrilmiştir (ok işareti); çapraz nikoller. D) simektite (S) veya seyrek olarak karışık tabakalı simektite bozmuş illit (I) çimentosu; çapraz nikoller. E) Tüfit malzemesinin simektite (S) dönüşümü, daha sonra yeniden kristallenerek büyük simektit (LS) tanelerini oluşturmuştur; çapraz nikoller. F) Tüfit tabakası içindeki boşlukları dolduran kaolinit; çapraz nikoller. G) Alt fluvial birim içindeki gözenekleri dolduran verküler biçimindeki otijenetik kaolinit; çapraz nikoller. H) Kumtaşı gözeneklerinde oluşan küresel siderit (sd) yeniden kristallenmeyle oluşmuş küçük romboedrik siderit (RSd); çapraz nikoller.

Figure 5 : A) Chlorite cement (Ch) replacing detrital quartz (Q) and feldspar (FD); crossed nicols. B) Authigenic chlorite (Ch) formed as cavity fillings (arrow), interlocking of feldspar with chlorite develops relatively well-cemented rock, replacement of chlorite by calcite (Ca) is quite common; Q: anhedral quartz of metamorphic origin; crossed nicols. C) Replacement of quartz (Q) by illite (I), relict of a large quartz grain is delineated by a black line (arrow), crossed nicols. D) Illite cement (I) degraded to smectite (S) or rarely to mixed-layer smectite; crossed nicols. E) Degradation of tuffite material to smectite (S) which, later, recrystallized to large smectite minerals (LS); crossed nicols. F) Kaolinite (K) filling cavities in tuffite bed; crossed nicols. G) Authigenic kaolinites (K) in vermicular forms filling pore spaces within the lower fluvial unit; crossed nicols. H) Spherical siderite grain (Sd) forming in pore spaces of sandstones, partial replacement of (RSd) crystals; crossed nicols.

edilmiştir (Şekil 4A). Dott'un (1964) sınıflamasına göre kumtaşları çoğunlukla feldispatik vaka, az oranda da litik vaka ve kuvars vaka bileşimindedir (Şekil 4B).

Kırıntı Mineralojisi

Dalgah sönme gösteren polikristalin kuvars çoğu örneklerin en baskın minerallerinden biri olup kayacın mineralojik bileşiminin % 12 ile % 47 sini oluşturur (Çizelge 1). Monokristalin kuvars taneleri oldukça seyrek ve doğru sönümlüdür. Çoğu kuvars taneleri ağır mineral katı kapanımı içermez. Kırıntılı feldispat kuvarstan sonra gelen ikinci önemli mineral olup kayacın % 5 ile % 34 kadarını oluşturur. Köşeli veya yarı köşeli biçimde belirir. Potasyum feldispat plajiyoklasa göre daha sık gözlenir. Feldispatların çoğu dalgah sönme gösterir. K-feldispat ve albit pertit tanelerine sık raslanır. En olağan feldispat mineralleri mikroklin ve sodyum plajiyoklastır. Feldispatlar içinde rutil, mika, zirkon ve opak mineral katı kapanımlarına sık raslanır.

Metamorfik kaya kırıntıları şist, metakuvarsit, gnays ve granitik gnays olup kumtaşı bileşimine olan katkısı % 22 ye ulaşır. İnce taneli kumtaşları (Çizelge 1 de AF-36, S-69, AF-104, AF-114, AF-117)

kaya kırıntısı içermezler. Kaya kırıntılarının tane boyu 1 mm ile 4 mm arasında değişir ve ortalama boyu 2 mm dir. Yarı köşeli kırıntılı dolomit, kumtaşları içinde çok az oranda bulunur. Kumtaşı bileşiminde az oranda muskovit ve biyotit vardır. Bozuşmaya karşı olan dayanıklılığı nedeniyle muskovit biyotite kıyasla daha boldur. Çoğu ince kesitlerde belirlenen ağır mineraller artan bolluk sırasına göre zirkon, disten (kiyanit), amfibol (tremolit/aktinolit), manyetit, apatit, rutil, turmalin, spekülarit ve granattır (almandin).

Diyajenetik Mineraloji

İncelenen kesitlerin tümünde kimyasal diyajenez ile ilgili veriler vardır. Kimyasal diyajenez silikat minerallerinin çözünmesi ve bundan sonuçlanan çört, karbonat ve kil çimentosu kuvars, feldispat ve kaya kırıntılarının kil minerallerince kısmen ornlanması, gözeneklerin kaolinit ile sıvanması veya doldurulması, illitin simektite veya simektitin kaolinite dönüşümünü içine alır. Çoğu örneklerde kuvars ve feldispat mikritik kalsit zarfı ile çevrilmiştir. Kalsit ve dolomit ile çimentolandığında kuvars ve feldispat taneleri aşınmış ve koyulaşmıştır. Çört çoğunlukla boşluk dolgusu olarak belirir. Silis çözünmesi ile ilgili veriler gözlenmesine karşın çört, kumtaşları içinde az oranda bulunur.

Çizelge 1 — Alt fluvial birimden alınan kumtaşı örneklerinin modalanaliz sonuçları.

Table 1 — Summary of modal measurements of sandstone samples from lower fluvial unit.

Örnek No (Sample No)	Kuvars (Quartz) Q	Feldispat (Feldspar) F	Mika (Mica) M	Ara Madde	
				Kaya Kırıntısı Rock Fragments R	(Matrix) Azalan oranda (in decreasing order)
AF- 6	20	8	2	10	60 Kl, Kal, Dol, Hem
S -12	26	17	1	5	52 Kal, Kl
S -19	12	8	16	22	42 Kl
AF-23	29	12	3	15	41 Kl, Kal
AF-36	25	30	3	—	52 Kal, Sid
AF-49	30	20	4	11	3 Kal
S -52	47	10	5	10	30 Kal, Kl, Hem
S -56	32	15	3	13	37 Kl, Kal, Hem
S -68	33	14	8	10	30 Kl
S -69	20	30	13	—	37 Kl, Hem
S -70	30	15	5	5	35 Kl, Hem
S -75	19	34	6	3	38 Kal, Kl
AF-76	30	17	5	15	33 Kl, Kal, Sid
AF-104	26	28	6	—	40 Kal, Cl
AF-114	43	10	5	—	32 Kal, Hem
AF-117	34	5	1	—	60 Kal, Dol, Sid
AF-127	32	32	4	1	33 Kl, Kal, Dol, Sid

Kl : Kil (Clay)

Kal : Kalsit (Calcite)

Dol : Dolomit (Dolomite)

Hem : Hematit (Hematite)

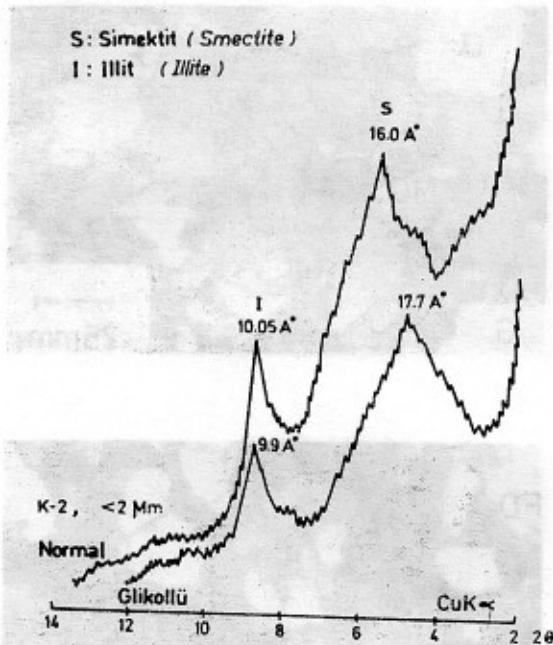
Sid : Siderit-Ankerit (Siderite-Ankerite)

Kumtaşlarının 2 mikrondan daha küçük tane boyu fraksiyonlarının x-ışın difraktometresi ile belirlenen kil mineralleri illit, simektit ve kaolinitir. Ancak x-ışın difraktometresi ile saptanamayan otijenetik klorit mikroskop ile tanınmıştır. Kırıntılı kil mineralleri feldispat ve kuvars ile zayıf kil bağları oluştururlar. İnce kesitlerde az oranda bulunan klorit feldispat, kuvars ve biyotitin (Şekil 5A) ornatılması veya kumtaşlarının gözenek dolgusu şeklinde belirir (Şekil 5B). Obitjenetik kloritin bir bölümü kalsit ve dolomit çimento tarafından kısmen ornatılmıştır. Klorit kökensele olarak otijenektiktir, çünkü tane-tane deyimli dokanak gözlenmez. İnce taneli fraksiyon içindeki miktarları sırasıyla % 20-60 ve % 8-65 arasında değişen illit ve simektit tüm istif içinde görülmüştür. İllit kökensele olarak çoğunlukla kırıntılı olmasına karşın kumtaşları içindeki kuvars ve feldispatın illit tarafından ornatılması olağan bir görünümüdür (Şekil 5C). Bazı kumtaşı örneklerinde

illit kalsit tarafından kısmen ornatılmıştır. İllit-simektit birlikteliği (Şekil 6) illitin simektite dönüşümü kumtaşları içinde gözlenen olağan bir durumdur. Bazı kumtaşı örneklerinde simektit bazal pikleri (001) 15.5° ve 16.7° da gözükür (Şekil 7A). Glikol muamelesinden sonra her iki 15.5° ve 16.7° pikleri 17.7° a kayar. 150°C de bir saat ısıtıldıktan sonra 17.7° pikinin 14.4° a kaydığı görülmüştür (Şekil 7B). Çoğu yerde tuffit tabakasının kil fraksiyonu yalnızca simektitten oluşur (Şekil 7B, 5E). Ancak bu tuffit tabakası bol organik malzeme veya kömür damarlarının olduğu yerlerde (Kahramanlar kuzeyi) kil fraksiyonunun % 40 ına kadar ulaşan gözenek dolgusu şeklinde kaolinit içerebilir. Kaolinit, fluvial kumtaşları içinde olağan otijenetik bir mineraldir. Çoğunlukla vermikuler biçimdedir (Şekil 5G). Kaolinit ve diğer kil mineralleri arasında doğrudan bir ilişki gözlenmez. Mikroskopik incelemeler ve x-ışın difraktogramlarından kaolinitin il-

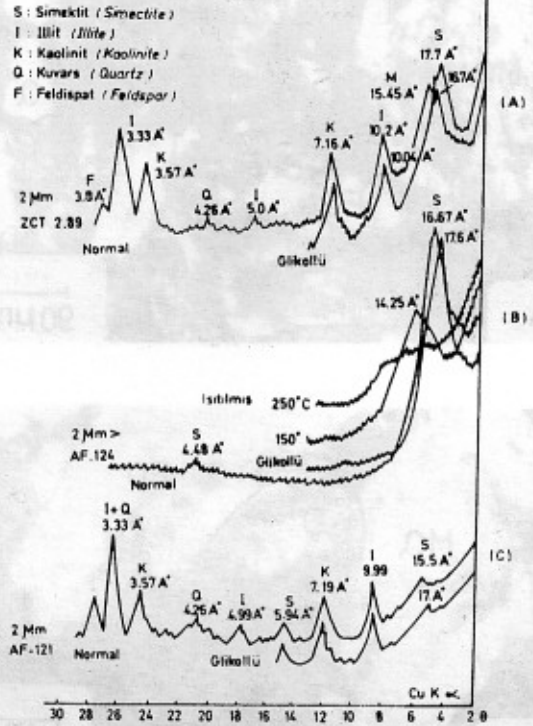
lit ve simektit ile birlikte bulunmadığı ve toplam kil fraksiyonunun % 10-30 u kadar olduğu saptanmıştır.

Demir karbonat çimentosu, çok küçük siderit kristallerinin mozayik biçimde yığılmasından oluşmuş küresel veya uzamış çubuklar şeklindeki şiderit yumruları (Şekil 5H) ve bireysel siderit romboedrelerinden (Şekil 8A) oluşur. Heriki mineral romboedrelerinin tane boyu 0.1-0.3 mm arasında değişirken polikristalin tanelerindeki 0.1-0.8 mm arasında değişir. Siderit ve ankerit çoğunlukla kalsit çimentosu veya tersi durumda kil aramaddesi içinde bulunur. Ankeritin oksitlenmiş kumtaşları içinde sideritten daha bol bulunmasına karşın indirgenmiş kumtaşları içinde sideritin ankerite kıyasla daha bol bulunduğu saptanmıştır. Kırıntılı dolomitin ankerit tarafından ornatılması (Şekil 8B) seyrek olarak gözlenir. İndirgenmiş veya yarı indirgenmiş kumtaşlarının siderit ve ankerit oranı % 0.1 ile % 6.6 arasında değişir ve ortalama % 1.25 değer sunar (Çizelge 2). 60 ile 90 metreler arasında sideritçe zengin bir düzey saptanmıştır. Yüzeylemiş kumtaşları hiç pirit içermez. Gri renkli indirgenmiş kumtaşlarından alınan sondaj kırıntı örnekleri % 0.12-2.14 pirit içerir ve % 0.4 ortalama değer verir. Pirit çimento kumtaşı gözeneklerini dolduran mikrokristalin mince-



Şekil 6 : Kumtaşının kil aramaddesi içindeki illit-simektit biraradalığı.

Figure 6 : Illite-smectite association in a clay matrix of sandstone.



Şekil 7 : Simektit bazal pikinde (001) çatallaşma görülen (a) kil fraksiyonunun x-ışın difraksiyonu, tuffit tabakası içindeki simektitin (b) simektit-kaolinit karışımına (c) dönüşümü, «c» içindeki illit muhtemelen kırıntı kökenlidir.

Figure 7 : Diffraction patterns of a clay fraction (a) showing bifurcation of a basal (001) smectite peak, the tuffite bed displaying a transformation of smectite (b) to smectite kaolinite mixture (c). Illite in c is possibly a detrital origin.

ral yığılımları olarak belirir (Şekil 8C). En büyük tane boyu 0.15 mm den daha küçüktür. Bazı durumlarda indirgenmiş kumtaşları içinde kubik pirit kristalleri bulunabilir. Oksitlenmiş kumtaşları içindeki piritin dış şekli korunarak hematit tarafından ornatılmıştır. Pirit ve siderit bollukları arasında hiç bir ilişki görülmez. Dolomit çimento, kalsit aramaddesi içinde çoğunlukla eşaneli hipidiotopik-idiotropik olarak belirgin özbiçimli veya yarıözbiçimli spar kristaller olarak belirir (Şekil 8D). Dolomit ve kalsit arasındaki dokanaklar düzdür. Bazı dolomit kristalleri zonal yapı gösterir. (Şekil 8E). Kristal boyları 0.1 ile 0.3 mm arasında değişir. Dolomit, kuvars tanelerinin bir bölümünü ornatılabilir (Şekil 8F). Kumtaşı ve konglomeraların en önemli aramad-

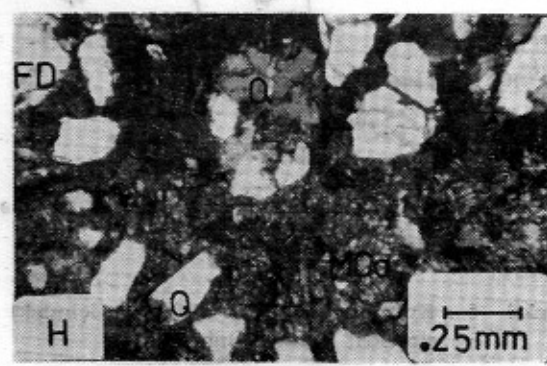
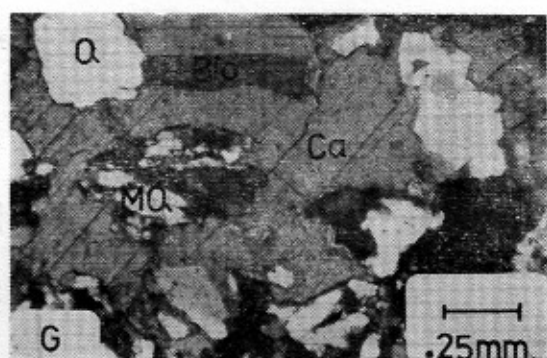
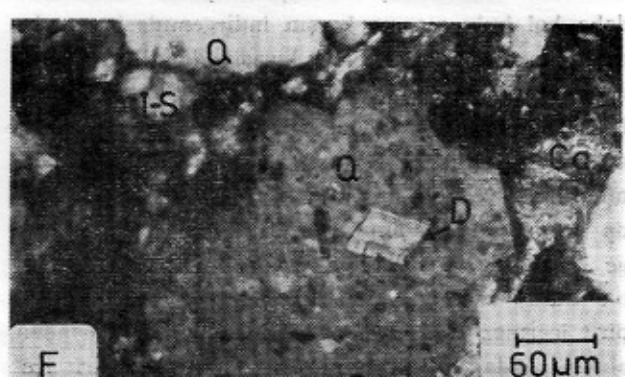
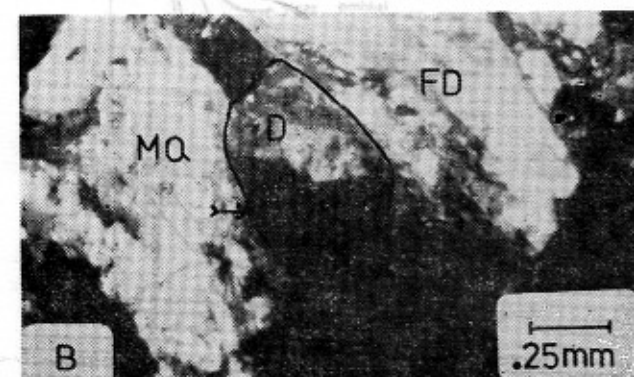
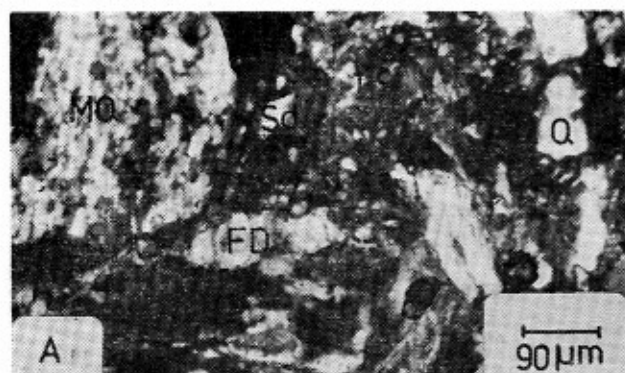


Figure 8 : Litho-microscopic association in a clay matrix of sandstone.

Şekil 8 : A) İllit-smektit aramadde içindeki siderit romblarının (Sd) çoğu kimyasal aşındırıcı çözeltiler etkisiyle özbiçimli şekillerini yitirmiştir, MQ: metakuvarsit, Q: kuvars, FD: feldispat; çapraz nikoller. B) Kırıntılı dolomitin (D) siderit (Sd, ok işaretli) tarafından ornatılması, MQ: metakuvarsit, FD: feldispat; haç nikoller. C) Kumtaşı içindeki pirit (Py) çimento, küçük siyah veya gri bölgeler kırıntılı silikat mineralleridir; parlak kesit, D) Kalsit çimento (Ca) içinde yüzen özbiçimli dolomit (D) kristalleri, Q: kuvars; haç nikoller. E) Kalsit çimento içinde demirce zengin (gri) ve demirce fakir (beyaz) zonlar içeren zonlu dolomit (D) minerali, kuvarsın (Q) dolomit tarafından (ok işaretli) ornatılması olağan bir görünümdür. F) Kuvarsın (Q) dolomit romblarınca (D) ornatılması, I-S: illit-smektit, Ca: kalsit; haç nikoller. G) Kalsit çimento içinde yüzer görünümdeki kırıntılı kuvars (Q), metakuvarsit (MQ) ve biyotit (Bio) mineralleri, poikilotopik doku; çapraz nikoller. H) Kuvars tanelerini (ok işaretli) ornatmış mikritik kalsit çimento; çapraz nikoller.

Figure 8 : A) Occurrence of siderite rhombs (Sd) in an illite-smectite matrix, most of the siderite rhombs lost their euhedral shape by corrosive solutions, MQ: metaquartzite, Q: quartz, FD: feldspar, crossed nicols. B) Replacement of detrital dolomite (D) by siderite (arrow) Sd, MQ: Metaquartzite, FD: feldspar; crossed nicols. C) Pyrite cement (Py) in sandstones, Pyrite aggregates containing small black or grey spots are detrital grains; polished section, D) Euhedral dolomite (D) crystals floating in calcite cement (Ca), Q: quartz; crossed nicols. E) Zoned dolomite (D) mineral with alternating iron-rich (grey) and poor (white) zones in a calcite cement, replacement of quartz (Q) by dolomite (arrow) is a common feature. F) Replacement of quartz (Q) by dolomite rhomb (D), I-S: illite-smectite, Ca: calcite; crossed nicols. G) Calcite (Ca) cement with floating detrital grains of quartz (Q), metaquartzite (MQ) and biotite (Bio), poikilotopic fabric; crossed nicols. H) Micritic calcite cement partially replacing quartz grains (arrows); crossed nicols.

desi kalsit, çoğunlukla sparit olarak belirir. Ancak bazı örneklerde mikritik kalsit de bulunur (Şekil 8H). Kristal dokanıkları dalgalı veya düz olabilir. Yersel olarak kalsit çimento yeknesak dağılım sunar. Ancak çoğu durumlarda yamalar şeklinde yığılmıştır. Kristallerin ortalama tane boyu 0.1 mm ile 1 mm arasında değişir (Orta-çok kaba taneli; Folk, 1962). Büyük kristaller polisentetik ikizlenme sunar. Birçok kırıntılı taneyi içine alan tek kalsit kristali olduğandır. Kalsit çimento bazı biyotit ve muskovit tanelerini bunların dilinimleri, kuvars ve feldispat tanelerini de kenarları boyunca ornatır.

Bazı ince kesitlerde gözlenen siderit-dolomit-kalsit ilişkisi şu şekildedir :

- Öz biçimli ankerit ve siderit rombları karbonat yığılımlarının merkezinde belirir,
- Özbiçimli dolomit rombları siderit veya ankeritle dokanaktadır ve
- siderit- ankerit ve dolomit kristalleri özbiçimsiz kalsit kristallerinin kenar zonunda belirir.

Amfiboller metamorfik kayalar içinde değişik oranlarda bulunmasına karşın, fluviyal kumtaşları içinde birkaç amfibol kırıntısı bulunabilmektedir. Man-

yetit ve spekularit olduğandır. Ancak manyetit çoğunlukla hematite dönüşmüştür. Manyetit ve spekularit daha az bulunan kırıntılı biyotit değişik şiddette bozuşma gösterir ve çoğu durumlarda dilinimler boyunca demir oksit yığılımları içerir.

Petrojenez ve Yorumlar

Karasal tortul birimleri çoğunlukla kaba taneli ve kötü boylanmalıdır. İnce taneli sellenme düzlüğü tortulları ortaç iyi boylanmalıdır. Kumtaşlarının ince kesit ve x-ışın difraksiyonu ile incelenmesi diyajenetik tepkimelerin fluviyal tortulların ilksel özelliklerini değiştirdiğini ortaya koymuştur.

Kumtaşları içinde gözlenen sayısız diyajenetik değişimler bunların pekleşmesi sırasında gözenek suyu kimyasında belirgin farklılaşmaların olduğunu belirtir. Şekil 9 da anaçizgileri ile gösterilen parajenetik sıranın özeti verilmiştir.

Tortul birikiminin hemen ardından, çok küçük kristallerden oluşan küresel siderit (I) yumruları ve mikrokristalli pirit yığılımlarının oluşumu ile yansıtılan ilk evre diyajenez daha gömülmenin hemen başlangıcında yer alır. Bol miktardaki erken diyajenetik siderit oluşukları sığ derinlikteki hızla

Çizelge 2 — Fluvial tortular içinde pirit ve siderit bolluğu.

Table 2 — Abundance of pyrite and siderite in fluvial sediments

Örnek No (Sample No)	Pirit (Pyrite)	x	Yarı oksitlenmiş ve oksitlenmemiş kumtaşlarında, % de ağırlık (weight % in semi-oxidized and unoxidized zones)	
			Siderit (Siderite)	x
CBI- 59	0.15		0.14	
- 89	0.44		1.25	
-104	0.08		—	
-134	0.46		—	
-179	0.42		0.04	
-209	0.29		0.01	
-224	0.22		0.05	
ZCT2- 89	0.03		1.00	
-149	0.05		—	
-169	2.14		—	
-219	0.02	0.40	—	1.25
-229	0.05		0.02	
-249	0.45		0.03	
-289	0.12		0.05	
ST5- 80	0.30		3.70	
-120	0.71		0.40	
-160	0.26		0.26	
-180	0.28		—	
ST8- 66	0.30		1.80	
-138	—		3.60	
-224	2.24		0.40	
-244	0.46		4.27	
-261	1.37		6.64	
-269	0.02		2.66	

x : Ortalama değer (average value)

CBI : Sondaj no - örnek derinliği (bore hole no - depth where sample is taken)

tortul yığılmasını belirtir (Gautier, 1982). Bu sırada amfibol, biyotit ve manyetitın kısmi bozunması sonucu siderit ve pirit oluşumu için gerekli Fe^{+2} sağlanmıştır. Pirit ve sideritin oluşumu sırasındaki jeokimyasal koşulların pH'sı 6 ile 9 ve Eh'sı da -0.2 ile 0.4 v aralığında bulunuyordu (Garrels ve Christ, 1965; S. 224).

Daha derin gömülme sırasında tortullar içindeki meteorik su akımlarının azalması sonucu feldispatlar seçimli olarak yerinde (in situ) çözünmüş ve otijenetik illit ve simektiti oluşturmuştur. Bu yolla tüft tabakası kısmen simektitce zenginleşmiş veya bütünüyle simektite dönüşmüştür. Feldispat, mika ve kuvars taneleri ve kırıntılı killerin çözünmesi sonucu gözenek suyundaki K, Al, Fe ve Si zengin-

leşmesi hafif alkali koşullarda kumtaşı gözeneklerinde otojenetik illit ve simektit oluşumuna yol açmıştır. pH ve Mg artışı bazı feldispat tanelerinin klorite dönüşmesini veya kloritin gözenek dolgusu şeklinde yeniden oluşumunu sağlamıştır (Şekil 5B). Kaolinit oluşumu $Katyon / H^+$ oranı düşük ve silice fakir çözeltiler gerektirir (Brookins, 1975). Ancak kaolinit oluşumundan önce Al ve Si'un bir kaynaktan çözünmüş ve çökeltme zonuna taşınmış olması gerekir. Kimyasal olarak nispeten hareketsiz ve amfoterik doğası nedeniyle, Al'un tepkimesiz olduğu varsayılmıştır. Bunun inorganik ortamlarda çözünmesi, taşınması ve alüminyumlu mineralleri oluşturma mekanizması henüz iyi anlaşılmış değildir. Ancak humik ve fulvik asitler gibi organik asit çözeltileri tepkimeye katıldığında Al kolayca çözü-

MINERALLER (MINERALS)	MİYOSEN (MIOCENE)			PLİYOSEN (PLIOCENE)
	KIRINTILI SEDİMANTASYON (DETRITAL SEDIMENTATION)	ERKEN DİYAJENEZ (EARLY DIAGENESIS)	GEÇ DİYAJENEZ (LATE DIAGENESIS)	
Kuvars (Quartz)				
Mafik Mineraller (Mafic Minerals)				
Mikroklin (Microcline)				
Plajiyoklas (Plagioclase)				
Manyetit (Magnetite)				
Hematit (Hematite)				
Pirit (Pyrite) I, II		I	II	
Siderit (Siderite) I, II		I	I	
Klorit (Chlorite)				
Simektit (Smectite)				
Illit (Illite)				
Kaolin (Kaolinite)				
Organik madde (Carbonaceous matter)				
Uranyum (Uranium)				
Dolomit (Dolomite)				
Kalsit (Calcite)				

Şekil 9 : Fluvial kumtaşları içindeki minerallerin parajenetik ilişkileri.

Figure 9 : Paragenetic sequence of minerals in fluvial sandstones.

nür ve Al-organik karmaşalarını oluşturur. Bu karmaşalar organik lijanların oksidasyonu sonucu bozulmasına veya (OH)⁻, (PO₄)⁻³ veya (SiO₄)⁻⁴ gibi güçlü çöktürücü anyonlara raslayınca değin duraylı kalırlar (Eberl, 1970; Linares ve Hueitas, 1971). Böylece yukarıda sözü edilen yolla ortama gelen silis ve alüminyum kaolinit olarak çökelmiştir. Çalışma alanının en doğu ucunda kömür tabakaları ile arakatmanlı olan tufit içindeki kaolinit bolluğu, organik asit çözeltileriyle simektitten K, Mg ve Fe gibi katyonların yıkanıp ortamdaki uzaklaştırılmasının bir sonucu olduğu düşünülmektedir. Böylece fluvial kumtaşları içindeki kaolinit dağılımı yersel organik malzeme dağılımıyla denetlenmiştir.

Neojen tortul kayalarının yükselmesiyle, kumtaşı ve konglomeralar oksitli yeraltı sularının etkisinde kalmışlardır. Erken gömülme sırasında oluşan siderit (I) ve pirit (I) yeniden oksitlenerek oksijenli sulu ortamda limonit veya hematiti oluşturmuş-

tur. İki değerli demir içeren minerallerin çözünmesinden oluşan çözülebilir demir kumtaşlarının indirgen bölümlerine taşınmıştır. Buradaki oksijen yokluğu kubik biçimde pirit kristallerinin oluşumunu sağlamıştır (Granger ve Warren, 1969). Tortul kayaç gözeneklerinin düşük oranda sülfat ve yüksek oranda da karbonat içerdiği yerlerde siderit rombları oluşmuştur.

Miyosen tortul kayalarının iyice yükselmesinden sonra graben kıyısı büyüme fayı boyunca yükselen karbonatça zengin çözeltiler alt fluvial birim içine yayılmış ve üst fluvial birim ile de yanal yönde geçişli traverten kireçtaşlarını oluşturmuştur. Alt fluvial birim içindeki dolomit rombları epigenetik kökenlidir. Dolomit siderite komşudur ve bazı durumlarda sideritin magnezyumca zengin çözeltilerle kısmen ornatılması sonucu oluşmuştur. Temel dolomitik mermerlerden taşınan magnezyumca zengin kırıntılıların kısmen çözünmesi sonucu çözelti için-

deki magnezyum sağlanmıştır. Ancak dolomitik çimentonun çoğu gözenekler içinde ilksel kristalleşme sonucu oluşmuştur.

Sonuçlar

Çalışma alanında kumtaşı ve konglomeralardan oluşan Neojen tortulları alüvyonel yelpaze ve örgülü nehir sistemlerinden etkilenmiş flüviyal ortamlarda çökelmiştir. Dalgalı sönme gösteren kuvars ve feldispat, kyanit, tremolit/aktinolit ve almandinden oluşan kırıntılı mineraller metamorfik bir kaynağın belirtisidir. Erken diyajenez evresinde mikrokristalli demir karbonat ve sulfid yığılımları oluşurken, geç diyajenetik evrede siderit-ankerit rombları ve kubik pirit kristalleri oluşmuştur. Geç silikat diyajenezi klorit, illit, simektit ve kaolinit oluşumu ile sonuçlanmıştır. Bu mineral topluluğu yaygın kalsit çimentolanmasından önce pH değerinin 9 dan 5'e kadar düştüğünü gösterir. Çözünmüş organik asitlerin kil minerallerinin tabaka arası boşluklarına yerleşmesi bu diyajenez evresinde olmuştur.

Kalsit ve dolomit kristalleşmesi de geç diyajenez evresinde olmuştur. Kalsit çimento ksenotopik dokudadır ve tanelerarası boşlukları iyice kapatmıştır. Kil aramaddesi ve kumtaşı tanelerinin kalsit tarafından tahribi geç diyajenez evresinin sonuna doğru olmuştur.

Katkı Belirtme

Araştırmacılar bu çalışmayı destekleyen TÜBİTAK'a (Kontrat No: TBAG-469) teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

Aydınöz, F., 1976, *Alaşehir - Yeşilyurt uranyum konsantrasyonlarının oluşumu ve çevresi jeolojisi: MTA. Raporları 477.*

Brookins, D.G., 1975, *Uranium deposits of Grants, New Mexico Mineral Belt: USA Energy Research and Development, Grant Juntion, Contract No. AT (05-1)-1636-1, 153S.*

Dott, R.H., 1964, *Wacke, greywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification: Jour. Sed. Petrology, 34, 625-632.*

Eberl, D.D., 1970, *Low temperature synthesis of kalonite from amorphous material at neutral pH (abs): 19th Annual Clay Min. Conference, Florida, USA.*

Ercan, T., Türkecan, D. ve Günay, E., 1983, *Kula-Selendi (Manisa) dolaylarının jeolojisi: TMMOB Derg., 17, 3-19.*

Folk, R.L., 1962, *Spectral subdivision between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature: Jour. Geol., 62, 344-359.*

Folk, R.L., 1974, *Petrology of sedimentary rocks: University of Texas, Austin, Hemphill Pub. Co., 198S.*

Garrels, R.M. and Christ, C.L., 1965, *Solutions, Minerals and Equilibria: Freeman Cooperand Co., San Francisco, California, USA.*

Gautier, D.L. 1982, *Siderite concentrations: indicators of early diagenesis in the Gammon shale (Cretaceous: Jour. Sed. Petrology, 52, 859-871).*

Granger, H.C. and Warren, C.C., 1961, *Unstable sulphur compounds and the minerals in organic acids: simulated first stage weathering of fresh mineral surfaces, Ame. Mineralogist, 55, 2076-2094.*

Linares, J. and Huertas, F., 1971, *Kaolinite synthesis at room temperatures: Science, 171, 896-897.*

Kızıldağ (Zara-Sivas) Krom Yataklarının Jeolojisi, Kromitlerin Ana Bileşen Kimyası ve Kökeni

GEOLOGY, GENESIS AND MAIN COMPONENT CHEMISTRY OF CHROMITE OF THE KIZILDAĞ (ZARA - SİVAS) CHROMIUM DEPOSITS

Osman KOPTAGEL, Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS.

Ahmet GÖKÇE, Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

ÖZ : Kızıldağ krom yatakları, inceleme alanında Üst Kretase yerleşim yaşlı Tekelidağı Karışığının, Büyük Kızıldağ Ultramafiti içinde yer almaktadırlar. Yankayaç, serpantinleşmiş harzburjit ve/veya serpantinitten ibaret olup, krom zenginleşmeleri yankayaç içinde saçınımlar, ince bantlar ve mercek şekilli kütleler şeklinde izlenmiştir. Cevher minerali olarak yalnızca kromit gözlenmiştir. Kromitler genellikle kataklastik olup yer yer çek-ayır (pull-apart) dokusu gözlenmektedir. Cevher örneklerinden ayrılmış kromitlerin ana bileşen analizleri, yöredeki yatakların kromitleri arasında herhangi bir farklılığın bulunmadığını ve Cr içeriği yüksek alpin tip kromitlere benzediklerini göstermektedir.

Bu bulgular ve literatür bilgileri, yöredeki kromitlerin lertzolit bileşimli bir manto malzemesinin kısmi ergimesi sırasında kromun spineller içinde ikincil olarak zenginleşmesi ve kromitlerin harzburjitik bir yankayaç içinde birikmeleri şeklinde oluşmuş olabileceklerini göstermektedir.

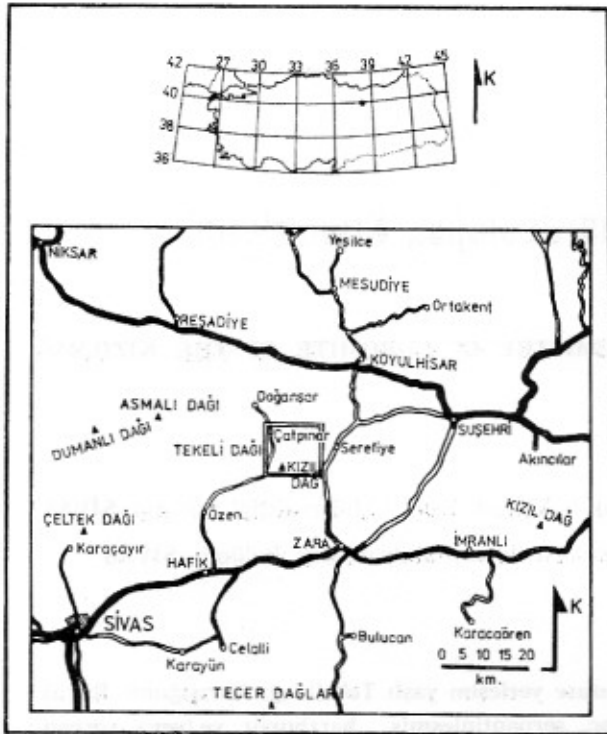
ABSTRACT : Kızıldağ chromite deposits are seen in the Upper Cretaceous setting aged Büyük Kızıldağ Ultramafitite of the Tekelidağı Melange. The closest host rock of the mineralizations composed of serpentinized harzburgite and/or serpentinite. The depositional types of mineralizations are the dissemination in the host rock, and the thin bands or the lens chaped ore pockeds which are parallel to the bank structure of the host rock. Chromite is the only ore forming mineral. The chromite crystals are mostly cataclastic and they sometimes show pull-apart texture. The main component contain of the chromites shows that there is no chemical difference between chromite crystals of different type of mineralisation and of the mineralization of the different places across the area. In addition, chromium contain of the chromite crystals is very high and similar to the alpine type chromites.

This observations and literature knowledge may show that the chromite mineralisation of the area were formed by the proseses of secondary enrichment of Cr in the spinels, during the partial melting of a lertzolitic mantle materials and accumulation of the residual harzburgitic host rock.

GİRİŞ

Sivas yakınlarında işletilen en büyük yataklardan birisi olan Kızıldağ Krom Yatakları, Zara ilçesinin kuzeyinde ve 1/25.000 ölçekli GİRESUN H39-d1, H39-d2, H39-d3 ve H39-d4 paftalarının birleşim yerinde bulunmaktadırlar (Şekil 1).

Sınırları Şekil 1 ve Şekil 2'de görülen yaklaşık 143 km²lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak yöredeki kayaç türleri, yapısal özellikler ve krom yataklarının dağılımları saptanmaya, ayrıca krom yataklarının yaygın olduğu yerlerde, detaylı çalışmalar yapılarak cevherleşmelerin yatak-



Şekil 1 : İnceleme alanının yerbulduru haritası.

Figure 1 : The location map of the investigated area.

lanma şekilleri ve cevher-yankayaç ilişkileri belirlenmeye çalışılmıştır.

Saha çalışmaları sırasında alınan kayaç ve cevher örnekleri, alttan ve üstten aydınlatılmalı optik mikroskopi yöntemi ile incelenmiş, 16 adet cevher örneğinden zenginleştirilmiş kromitlerin Cr_2O_3 , Al_2O_3 , FeO (toplam) ve MgO analizleri yapılmış, kromitlerin kimyasal bileşimleri çeşitli diyagramlarda yorumlanmış ve bu özellikler dünyadaki bazı yataklarla karşılaştırılarak, yöredeki krom yataklarının oluşum ve kökenleri belirlenmeye çalışılmıştır.

İnceleme alanındaki krom yatakları ile ilgili ilk ve tek jeolojik incelemenin Kruparız (1961) tarafından yapıldığı belirtilmektedir (MTA, 1966'dan). Bu araştırmacıya göre, serpantinler içinde genişliği 0,1-0,2 m olan birkaç küçük kromit damarcığı mevcuttur. Kızıldağ Krom Yatakları, halen BİLFER Madencilik A.Ş. tarafından işletilmektedir.

BÖLGESEL JEOLJİ

Bölgede, D-B doğrultuda uzanan, Terlemez ve Yılmaz (1975) tarafından Tekelidağı Karışığı olarak adlandırılan ofiyolitik karışık yer almaktadır (Yılmaz, 1980). İnceleme alanındaki krom yatakları da bu

karışık içindedirler. Bu karışığın yerleşim yaşı Özcan ve diğerlerine (1980) göre Maestrihtiyen, Terlemez ve Yılmaz (1980)'a göre Eosen öncesi, Tatar (1981)'a göre Üst Kretase-Pliyosen aralığı, Yılmaz (1981)'a göre Senomaniyen-Alt Senoniyen olup, Yılmaz (1984)'a göre yay ardı havzaların ürünüdür. Tatar (1982), bu ofiyolitleri Erzincan-Yozgat arası boyutta, D-B doğrultulu «Orta Anadolu Ofiyolit Bırdırması» olarak tanımlamıştır.

Bu karışığın kuzey ve güney kenarları boyunca yüzeylenen Paleozoyik yaşlı metamorfittler Yılmaz (1984) tarafından Tokat Grubu olarak adlandırılmıştır. Aynı araştırmacı yöredeki Üst Kretase yaşlı filişleri Yeşilirmak Grubu olarak adlandırmış ve daha genç çökeller ile granitik ve gabroyik bileşimli sokulumları da incelemiştir. Doğanşar Formasyonu olarak adlandırılan Eosen yaşlı birimler inceleme alanı içinde de yüzylemektedir.

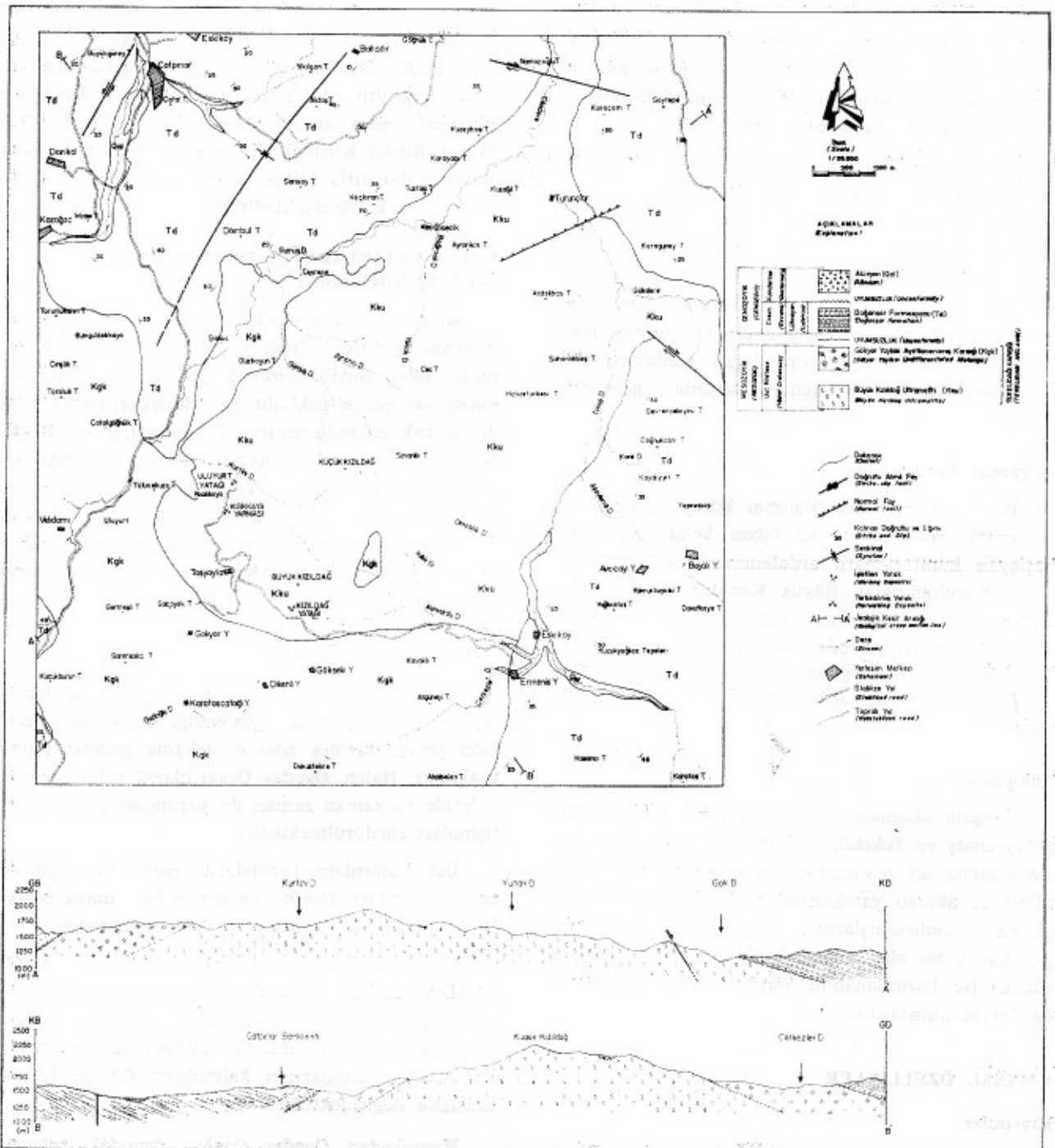
LİTOLOJİK BİRİMLER

Saha çalışmaları sırasında inceleme alanında iki tür litolojik birim gözlenmiştir. Bunlar, ofiyolitik seri (Tekelidağı Karışığı) ve ofiyolitik serinin üzerine uyumsuzlukla gelen, Lütesiye yaşlı çökellerdir (Doğanşar Formasyonu). Bu birimler ilk kez Terlemez ve Yılmaz (1975) tarafından adlandırılmışlardır (Yılmaz, 1980).

Tekelidağı Karışığı

İnceleme alanının güney kesiminin tamamını, batı kesiminin de yarıya yakın bir kısmını kaplayan Tekelidağı Karışığı, kuzeyde dar bir boğaz oluşturarak inceleme alanını terketmektedir. Ofiyolitik serilerin jeolojik harita yapımında bir bütün olarak ele alınması alışkanlığı, incelemenin amacı doğrultusunda (krom yataklarının belirli kayaç topluluklarında izlenmesi nedeniyle) uygulanmamış, karışığın adlanması Yılmaz (1980)'dan alınmış olup inceleme alanı içindeki kayaç türleri gözönünde bulundurularak, Tekelidağı Karışığı, Büyük Kızıldağ Ultramafiti ve Gökyar Yaylası Ayırtlanamamış Karışığı olarak iyi ayrı alt birim halinde incelenmiştir.

Büyük Kızıldağ Ultramafiti : İnceleme alanının orta kesiminde geniş bir yayılım göstermekte ve kuzeye doğru Namazoğlu Tepe'nin doğusunda incelenerek, inceleme alanının dışına doğru uzanmaktadır. Topografik olarak hemen hemen en yüksek kesimleri oluşturan bu birim, tipik kırmızı rengi ve hakim kayaç türü olan serpantinler ile karakteristiktir. Büyük Kızıldağ Ultramafiti serpantinleri, yanısıra, serpantinleşmiş harzburjitlerden, lertzolitlerden, gab-



Şekil 2 : Kızıldağ (Zara-Sivas) krom yatakları çevresinin jeoloji haritası ve kesitleri.

Figure 2 : Geology map and cross sections of the surrounding area of the Kızıldağ (Zara-Sivas) chromite deposits.

royik kümülatlardan, piroksenitlerden, ofiyolitik serilerin metamorfik üyelerinden olan amfibolit şistlerden, para ve orto amfibolitlerden oluşmaktadır. Ayrıca, krom cevherleşmelerini bir kılıf şeklinde saran, hemen hemen tamamıyla serpantinleşmiş dünitli zonların da bulunduğu gözlenmiştir.

Gökyar Yaylası Ayırtlanamamış Karışığı : Tekelidağı Karışığı'nın güneyinde ve batı kesiminde yer alan bu birim Büyük Kızıldağ Ultramafiti üzerinde tektonik dokanaklı olarak yer almaktadır. Bazı yerlerde metamorfitlerden, bazı yerlerde ise serpantinlerden türemiş bir hamur içinde gelişigüzel dağılmış kireçtaşı, mermer, konglomera ve kumtaşı blokları içeren karışıktaki, kuzeye doğru gidildikçe kötü boylanmış kumtaşları egemen duruma geçmektedirler.

Doğanşar Formasyonu

Bu birim, inceleme alanının kuzey ve doğu kesimlerinde gözlenmekte ve taban konglomerası ile başlayan kumtaşı-marn ardalanmasından oluşmaktadır. Konglomeralar, Büyük Kızıldağ Ultramafitine ait serpantin çakıllarını yoğun olarak içermektedirler. Lütésiyan yaşında olan Doğanşar Formasyonu, Tekelidağı Karışığı'nın örtü kayacı niteliğinde olup, onun üzerinde açılı uyumsuzlukla yer almaktadır.

Alüvyonlar

Çalışma alanında, bileşenleri hemen hemen hiç pekişmemiş ve Tekelidağı Karışığı ile Doğanşar Formasyonu'na ait malzemelerden oluşmuş, toprak örtüleri ve akarsu yataklarındaki birikintiler alüvyon olarak adlandırılmışlardır. Dipsizdüden Mevkiinde çok küçük bir alanda gözlenen güncel traverten oluşukları ise haritalanabilir büyüklükte olmadıklarından ayrılmamışlardır.

YAPISAL ÖZELLİKLER

Kıvrımlar

İnceleme alanı içinde 1/25.000 ölçek düzeyinde, haritalanabilir boyutta tek kıvrım, Doğanşar Formasyonu'nda gözlenen Çatpınar Senklinali'dir. Ayrıca Tekelidağı Karışığı'na ait Büyük Kızıldağ Ultramafitinde de küçük boyutlu kıvrımlanmalara rastlanabilmektedir.

Faylar

1/25.000 ölçek düzeyinde haritalanabilecek boyutta faylanmalar genellikle inceleme alanının kuzey

kesiminde gözlenmektedirler. Bunlar, Çatpınar Köyü'nün batısında sol yanal doğrultu atımlı fay, Namazoğlu Tepe'nin güney eteklerinde sağ yanal doğrultu atımlı fay, Karagüney Tepe'nin güneyinde sağ yanal doğrultu atımlı fay ve Turunçlar mevkiinin güneyinde eğim atımlı normal fay şeklindedirler. Ayrıca, Büyük Kızıldağ Ultramafiti içinde haritalanamayacak boyutla küçük ölçekli faylanmalar oldukça sık olarak izlenmektedirler.

KROM YATAKLARININ DAĞILIMI VE İSİMLENDİRİLMESİ

Krom yatakları inceleme alanı içinde üç yerde gözlenmektedirler (Şekil 2). Bunlardan halâ işletilmekte olanı Büyük Kızıldağ (2277 m)'in 400-500 m güneyinde yer almaktadır ve «Büyük Kızıldağ Yatağı» olarak adlandırılmıştır. İkinci yatak ise Küçük Kızıldağ (2279 m)'in yaklaşık 2 km batısında yer almaktadır ve «Uluyurt Yatağı» şeklinde adlandırılmıştır. Üçüncü yatak ise Kısıkkaya'nın yaklaşık 300-400 m güneydoğusunda küçük bir krom cevherleşmesi şeklindedir ve «Kısıkkaya Yarması» olarak adlandırılmıştır.

Büyük Kızıldağ Yatağı

Yankayaç olarak serpantin ve/veya serpantinleşmiş harzburjitlerin gözlendiği bu yatakta, dört adet yarma ve beş adet de işletme galerisi bulunmaktadır. Halen, Ogeday Ocağı olarak bilinen en alt galeride ve zaman zaman da yarmalarda üretim çalışmalarını sürdürülmektedir.

Üst kotlardaki yarmalarda masif ve saçınımlı cevher bantları, Ogeday Ocağında ise masif cevher kütleleri şeklinde cevherleşme gözlenmektedir.

Bantlı cevherleşmelerin genel konumu K40°D, 60°GD ve K65°D, 40°GD değerleri arasında değişmektedir. Cevher bantları genellikle birbirine paralel olup, yankayaçın banklama düzlemleri ile uyumludur. Cevher bantlarının kalınlıkları 0,5 ile 1,5 cm arasında değişmektedir.

Hernekadar, Ogeday Ocağı dışındaki galeriler göçmüş olduklarından doğrudan gözlem yapılamamış ise de eski imalat plan ve krokilerindeki cevherleşme konumuna ilişkin bilgilere yarmalarda gözlenen cevher bantlarının konum özellikleri eklendiğinde, cevher bantlarının aşağılara doğru inildikçe kalınlaşıp birleşerek kütle tipi (masif) cevhere dönüştükleri anlaşılmaktadır.

Kütle tipi cevher Ogeday Ocağında en dar yeri 8 m en geniş yeri ise 40 m olan ve üçüncü boyutu

henüz bilinmeyen, oldukça büyük bir mercek şeklindedir.

Bu yatakta, Ogeday Ocağında cevher-yankayaç ilişkisi oldukça kesin sınırlıdır. Cevherleşmenin dış zonlarında dünitik kılıf pek izlenmemektedir.

Bu gözlemlerden yararlanılarak, Büyük Kızıldağ Yatağındaki krom cevherleşmesinin, genel olarak, yankayaçın banklaşma düzlemi ile uyumlu olduğu ve yarmalardaki cevherleşmeler ile galerilerdeki cevherleşmelerin aynı kütlede değişik kesimleri olduğu söylenebilir.

Uluyurt Yatağı

15-20 yıl öncesine kadar üretim yapılan Uluyurt Yatağı daha sonra terk edilmiş olup, bakımsız kalan galeriler göçmüşlerdir. Bu nedenle, bu yatakta yeraltı gözlemleri yapılamamış, cevherleşmeye ilişkin bilgiler yüzey mostralardan ve eski imalatlara ait kesit ve krokilerden derlenmiştir.

Büyük Kızıldağ Yatağında olduğu gibi burada da hakim yankayaç serpantinitle olup, yer yer serpantilemiş harzburjitler de gözlenmiştir. Yankayaçlardaki banklanmanın konumu değişken olmakla birlikte ortalama $K50^{\circ}D$, $50^{\circ}-55^{\circ}KB$ şeklindedir.

Cevherleşme, yankayaçın banklaşma düzlemlerine paralel bantlar şeklindedir. Bantların kalınlığı 0,5 ile 2 cm arasında değişmektedir. Cevher bantları içinde kromitler yer yer masif, yer yer ise saçınımlar şeklindedir.

Bu yatakta cevherleşme, özellikleri açısından, Büyük Kızıldağ Yatağındaki yarmalara benzer özellikler göstermektedir.

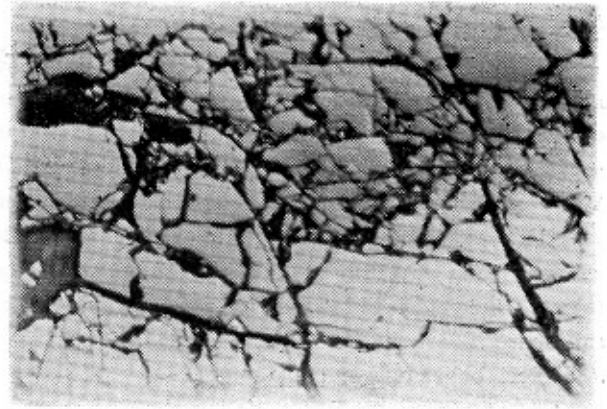
Kısıkkaya Yarması

Yankayaç olarak sadece serpantinitle gözlenildiği bu yarmada cevherleşme ince bantlar şeklindedir. $K20^{\circ}-30^{\circ}B$, $30^{\circ}KD$ konumlu olan cevherleşme, işletmecilik açısından önemli bulunmadığı için arama kazısı genişletilmemiştir.

CEVHER MİNERALOGİSİ

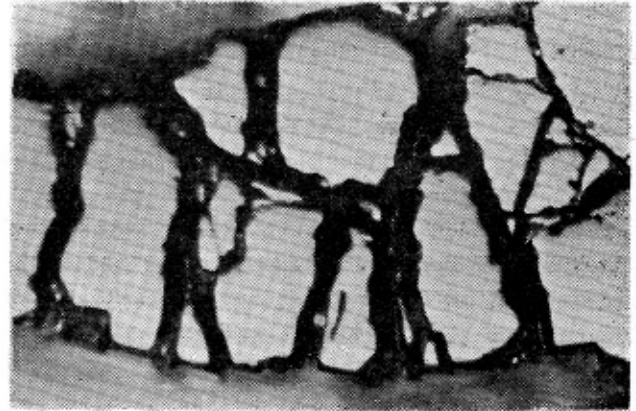
İnceleme alanındaki cevherleşmelerden seçilen örneklerden hazırlanan parlatmalar üstten aydınlatmalı, incekesitler ise alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop yöntemleri ile incelenmişlerdir.

İncelenen tüm örneklerde cevher minerali olarak yalnızca kromit gözlenmiştir. Tanesel yapının izlendiği kromitlerde kataklastik doku oldukça yaygındır (Şekil 3). Ayrıca yer yer çek-ayır (pull-apart) dokusu da gözlenmektedir (Şekil 4).



Şekil 3 : Kromitlerde gözlenen kataklastik doku. Çekim: Parlatma, tek nikol, yağlı ortam. Büyütme: 80X

Figure 3 : Cataclastic texture in chromites. Photo: Polished surface, single nicol, crossed oil. Magnification: 80X



Şekil 4 : Bir kromit kristalinde gözlenen çek-ayır dokusu. Çekim: Parlatma, tek nikol, yağlı ortam. Büyütme: 80X

Figure 4 : Pull-apart texture in a chromite crystal. Photo: Polished surface, single nicol, crossed oil. Magnification: 80X

Parlatma yapılan örneklerden hazırlanan incekesitlerde krom cevherleşmelerinin gang minerali olarak serpantin grubu mineraller gözlenmiştir. Bazen bu gang mineralleri kromitler içinde kapanımlar şeklinde de izlenmektedir.

KROMİTLERİN ANA BİLEŞEN KİMYASI

Büyük Kızıldağ Yatağı, Uluyurt Yatağı ve Kısıkkaya Yarmasının çeşitli yerlerinden alınan 16 adet cevher örneğinden kromit kristalleri ayrıldıktan sonra ana bileşen (Cr_2O_3 , Al_2O_3 , FeO (toplam) ve MgO) analizleri yapılmış ve analiz sonuçlarından yararlanılarak yöredeki yatakların kendi içlerinde ve aralarında farklılık olup olmadığı, yöredeki yatakların kökenleri bilinen diğer yataklar ile kimyasal benzerlikleri incelenmeye, oluşum koşulları ve kökenleri belirlenmeye çalışılmıştır.

Kromitlerin ana bileşen içerikleri Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünde PERKIN - ELMER 370 tipi Atomik Absorbsiyon Spektrofotometresi ve BAUSCH AND LOMB SPECTRONIC 88 marka Spektrofotometre kullanılarak analiz edilmiştir.

Analitik işlemler sırasında toplam % FeO analiz edilmiş olup, % (Fe^{2+}) O ve % $(Fe^{3+})_2O_3$ değerleri kromitin stokiometrisinden hareketle matematiksel olarak hesaplanmıştır. Kromitlerin oksit yüzdeleri Çizelge 1'de, iyon yüzdeleri ile birim hücredeki katyon sayıları Çizelge 2'de görülmektedir.

Çizelge 1 ve 2'de verilen analiz sonuçları Sokolov (1948; Smirnov, 1976'dan)'un Al_2O_3 , Cr_2O_3 ve Fe_2O_3 üçgen diyagramında değerlendirildiğinde, yöredeki kromitlerin «Kromit» köşesinde yer aldıkları, FeO ve MgO içeriklerine göre ise «Magnoferrokrom-Spinel» olarak adlandırılabilirler gözlenmektedir (Şekil 5). Pavlov (1961; Smirnov, 1976'dan)'un Kromitlerde gözlenen katyon sayılarına göre düzenlediği üçgen diyagramında ise yöredeki kromitlerden 5 tanesinin (Büyük Kızıldağ Yatağına ait 2'si bantlı, 3'ü masif örnek) «Alüminokromit», diğerlerinin ise «Kromit» bölgesinde yer aldıkları, ayrıca Mg^{++} ve Fe^{++} içeriklerine göre tüm örneklerin «Magnezyumlu» olarak nitelenebilecekleri gözlenmektedir (Şekil 6). Her iki diyagramda da, yöredeki yatakların kendi içlerinde ve birbirleri arasında belirgin bir farklılığın bulunmadığı gözlenmektedir.

Yöredeki kromitlerin %Cr/%Fe oranları Çizelge 3'de olduğu gibi hesaplanmış olup, bu oranlar 2,70 ile 3,83 arasında değişmektedir. Stratiform tip kromitlerde bu oran 0,75-1,75, alpin tip kromitlerde ise 1,5-4,5 arasında değişen değerlerdedir. Buna göre inceleme alanındaki kromitlerin %Cr/%Fe oranları alpin tip ile uyum içerisindedir.

Yöredeki kromitlerin % Cr_2O_3 değerleri stratiform oluşuklara göre oldukça yüksek olup, alpin

tip oluşumların yüksek % Cr_2O_3 bölgesinde yer almaktadırlar (Şekil 7).

İnceleme alanındaki kromitlerin Duke (1983)'nin Cr^{3+} , Al^{3+} ve Fe^{3+} diyagramındaki konumları, Fe^{3+} içeriklerinin çok düşük olduğunu ve alpin tipi olarak Torodos ve Oman ofiyolitleri içindeki kromitlere benzediklerini göstermektedir (Şekil 8).

Yöredeki kromitlerin $[(Cr^{3+})/(Cr^{3+} + Al^{3+})] - [(Fe^{2+})/(Fe^{2+} + Mg^{2+})]$ oran diyagramında, harzburjitik yankayaçlı kromitlerin dağılım alanında yer aldıkları ve $[(Cr^{3+})/(Cr^{3+} + Al^{3+})]$ değerlerinin oldukça yüksek olduğu gözlenmektedir (Şekil 9).

YÖREDEKİ KROM YATAKLARININ OLUŞUMU VE KÖKENİ

Gözlemler ve Bulgular

— Yöredeki krom cevherleşmeleri serpantinleşmiş harzburjittler içinde ince bantlar, saçılımlar ve mercekli kütleler şeklinde yataklanmışlardır. Cevher bant ve mercekleri yankayaçın banklaşma düzlemleri ile uyumludurlar. Bazı cevher bantlarının kenar kısımlarında dünitik bileşimli ince bir kılıf gözlenmektedir.

— Cevher minerali olarak yalnızca kromit gözlenmiştir. Kromitler 1 mm'den küçük boyutlu kristaller şeklinde olup taneseli görünümündedirler. Kromit kristalleri tektonik etkilerle ileri derecede parçalanmış olup, kataklastik doku yaygın olarak, çekayır (pull-apart) dokusu ise yer yer gözlenmektedir.

— Yöredeki yatakların kromitlerinin ana bileşen, anyon ve katyon içeriklerinin çeşitli diyagramlardaki konumları;

a. Yöredeki yatakların kromitleri arasında kimyasal açıdan belirgin bir farklılık bulunmadığını,

b. Kromitlerin Cr içeriklerinin zengin olduğunu ve «kromit» veya ender olarak «alüminokromit» olarak adlandırılabilir özellikte olduklarını,

c. Mg^{2+} ve Fe^{2+} içerikleri bakımından «magnezyumlu» ve/veya «magnoferrokrom-spinel» şeklinde olduklarını göstermektedir.

— Yöredeki yatakların kromitlerinin %Cr/%Fe oranları 2,70-3,83 arasında olup, stratiform (0,75 - 1,75 arası) ve alpin (1,5-4,5 arası) tip yataklara ait olanlar ile karşılaştırıldığında alpin tip oluşumlar ile uyumlu olduğu görülmektedir.

— Kromitlerin Cr_2O_3 içeriği oldukça yüksek olup alpin tip oluşumların yüksek Cr_2O_3 bölgesinde yer almaktadırlar.

SIRA NO (Order number)	ÖRNEK NO (Sample number)	% Cr ₂ O ₃	% Al ₂ O ₃	% MgO	% FeO (Top.) (Tot.)	% FeO	% Fe ₂ O ₃
1	SKK-34	58,85	13,20	11,39	17,47	17,30	0,48
2	SKK-35	59,72	12,60	12,80	14,24	14,24	0,00
3	SKK-37	60,22	12,07	13,44	14,73	13,88	0,93
4	SKK-44a	56,94	12,11	12,05	17,43	15,12	2,54
5	SKK-44b	60,22	12,07	13,12	13,84	13,67	0,18
6	SKK-45	57,62	13,56	12,28	16,57	15,45	1,22
7	SKK-49	56,21	13,48	13,08	15,65	13,66	2,18
8	SKK-53	56,95	12,30	13,27	15,55	13,10	2,69
9	SKK-64	56,94	12,62	13,17	15,30	13,27	2,22
10	SKK-68	59,57	11,97	12,79	14,06	13,86	0,21
11	SKK-71	58,89	11,84	12,05	16,30	14,87	1,56
12	SKK-72c	60,95	12,39	12,41	15,18	15,18	0,00
13	SKK-83c(a)	60,88	11,53	12,06	16,21	15,68	0,58
14	SKK-84c(a)	57,81	11,93	12,48	15,80	14,24	1,71
15	SKK-136c(b)	59,86	10,73	10,50	19,49	17,92	1,72
16	SKK-136d	59,13	11,50	17,75	17,75	15,61	2,34

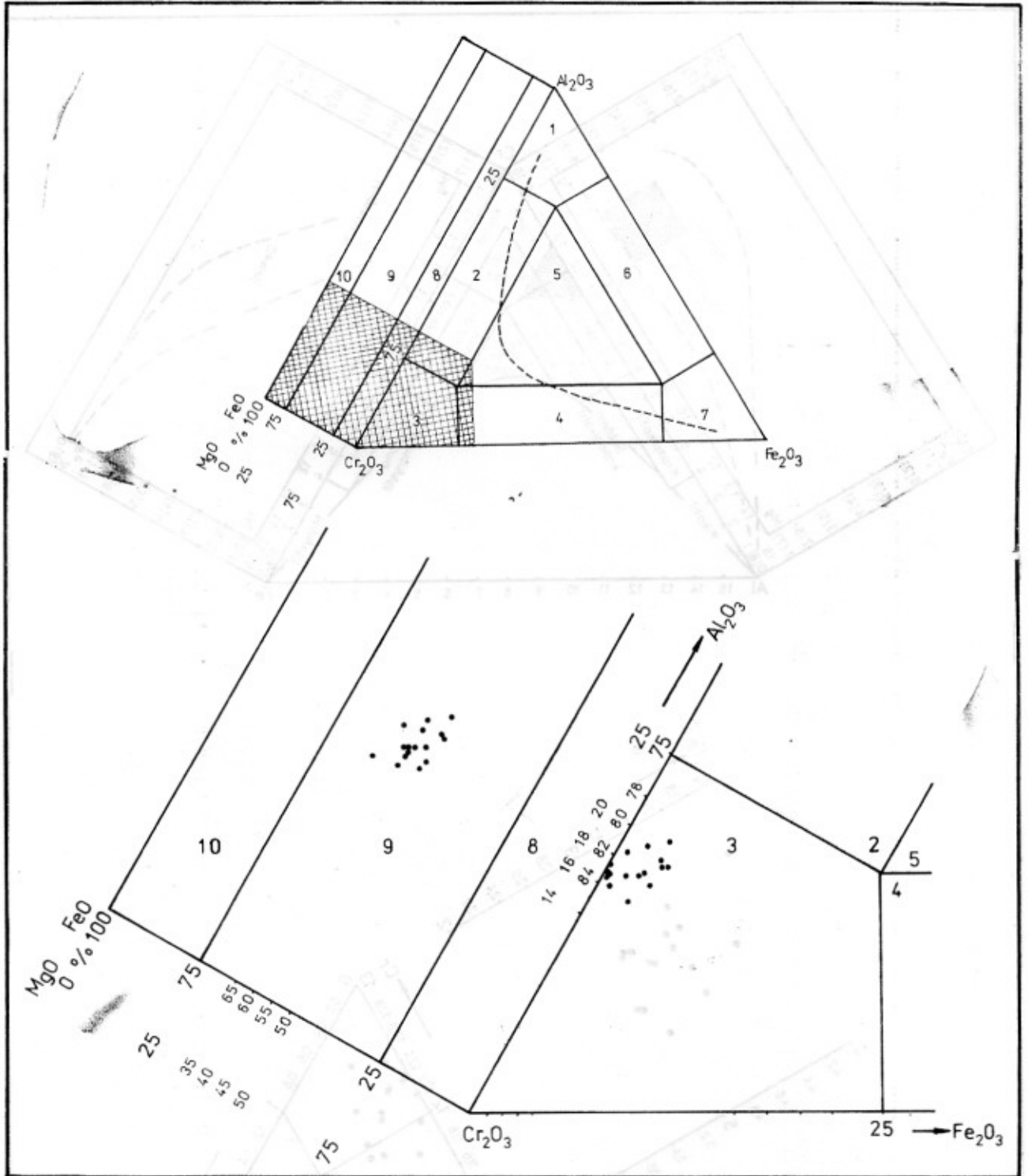
Çizelge 1 : İnceleme alanındaki kromitlerin ana bileşen içerikleri.

Table 1 : Main component content of chromites collecting from the investigated area

SIRA NO (Order number)	ÖRNEK NO (Sample number)	ANYON ve KATYON % AĞIRLIKLARI (% weights of anions and cations)						KATYON SAYILARI (Cation numbers)				
		% Cr	% Al	% Mg	% Fe ²⁺	% Fe ³⁺	% O	Cr ⁺⁺⁺	Al ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺
1	SKK-34	40,26	6,98	6,86	13,23	0,37	32,30	11,92	3,97	0,09	4,35	3,64
2	SKK-35	40,86	6,66	7,71	11,06	0,00	33,71	12,17	3,82	0,00	4,92	3,08
3	SKK-37	41,20	6,38	8,10	10,78	0,72	32,82	12,18	3,62	0,19	5,06	3,93
4	SKK-44a	38,95	6,40	7,26	11,75	1,97	33,67	11,73	3,71	0,55	4,68	3,31
5	SKK-44b	41,20	6,38	7,91	10,62	0,13	33,76	12,29	3,66	0,04	5,04	2,95
6	SKK-45	39,42	7,17	7,40	12,00	0,94	33,07	11,67	4,08	0,24	4,68	3,31
7	SKK-49	38,45	7,13	7,88	10,61	1,69	34,24	11,44	4,08	0,47	5,04	2,95
8	SKK-53	38,96	6,51	8,00	10,18	2,09	34,26	11,66	3,75	0,58	5,14	2,85
9	SKK-64	38,95	6,67	7,94	10,31	1,72	34,41	11,68	3,84	0,47	5,11	2,88
10	SKK-68	40,75	6,33	7,71	10,77	0,16	34,28	12,28	3,67	0,03	4,97	3,02
11	SKK-71	39,60	6,26	7,26	11,55	1,21	34,12	12,00	3,65	0,34	4,72	3,27
12	SKK-72c	41,70	6,55	7,48	11,79	0,00	32,48	12,28	3,72	0,00	4,73	3,26
13	SKK-83c(a)	41,65	6,10	7,27	12,18	0,45	32,35	12,37	3,49	0,12	4,62	3,37
14	SKK-84c(a)	39,55	6,31	7,52	11,06	1,32	34,24	11,96	3,66	0,36	4,87	3,12
15	SKK-136c(b)	40,95	6,67	6,33	13,92	1,33	31,80	12,34	3,28	0,36	4,08	3,92
16	SKK-136d	40,45	6,08	7,27	12,13	1,81	32,26	12,01	3,48	0,50	4,63	3,36

Çizelge 2 : İnceleme alanındaki kromitlerin 100'e bağlanmış anyon ve katyon % ağırlıkları ile birim hücredeki katyon sayıları.

Table 2 : % weight of anions and cations on 100 % basis and cation numbers in a unit cell of chromites collecting from the investigated area.

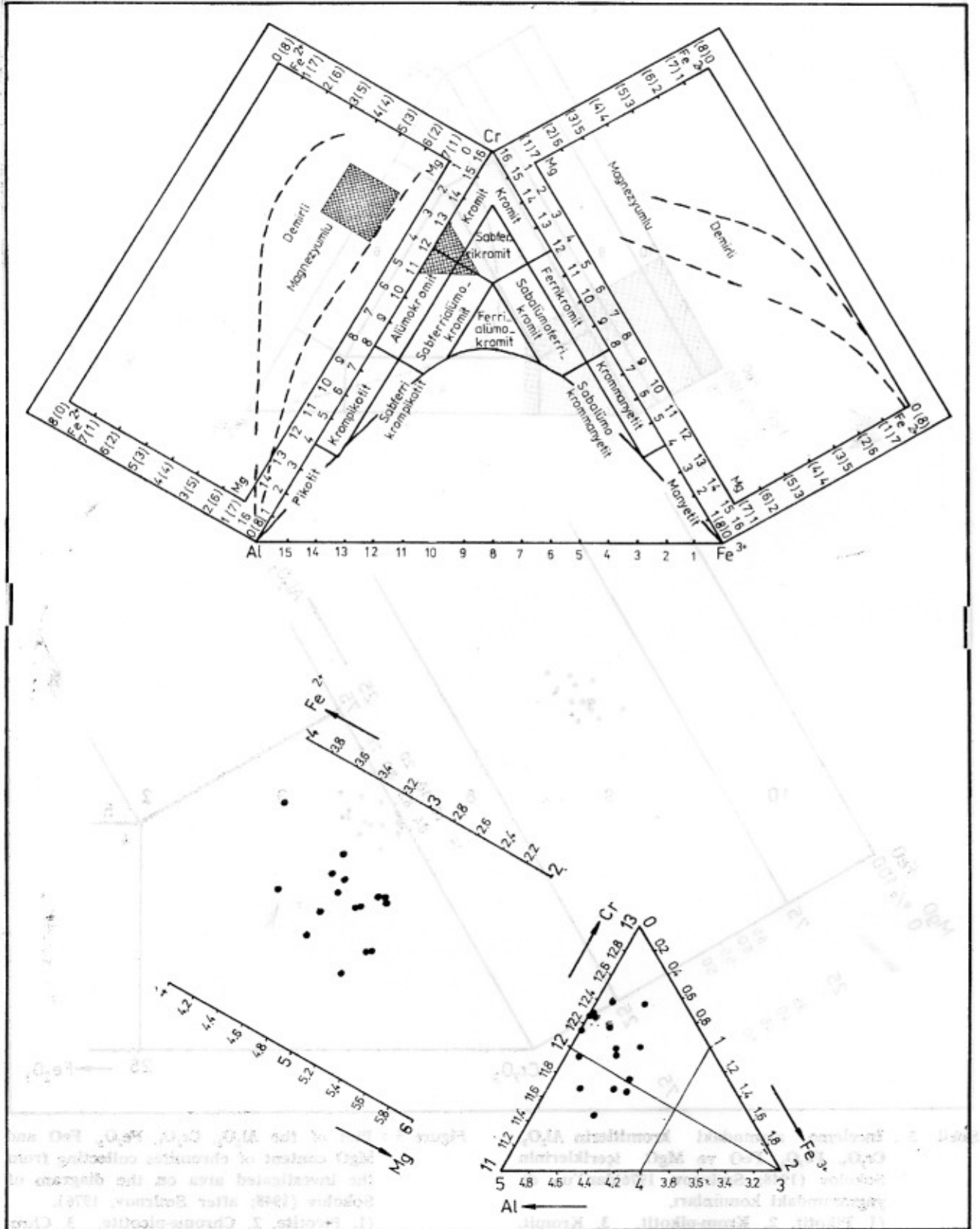


Şekil 5 : İnceleme alanındaki kromitlerin Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO ve MgO içeriklerinin Sokolov (1948; Smirnov, 1976'dan)'un diyagramındaki konumları.

(1. Pikotit, 2. Krom-pikotit, 3. Kromit, 4. Ferro-kromit, 5. Ferrokrom-pikotit, 6. ve 7. sınırlı izomorf sahası, 8. Magnokrom spineller, 9. Magnoferrokrom spineller, 10. Ferrokrom spineller)

Figure 5 : Plot of the Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO and MgO content of chromites collecting from the investigated area on the diagram of Sokolov (1948; after Smirnov, 1976).

(1. Picotite, 2. Chrome-picotite, 3. Chromite, 4. Ferrochromite, 5. Ferrochrome-picotite, 6. and 7. fields of limiting isomorphism, 8. Magnochrome-spinellids, 9. Magnoferrochrome-spinellids, 10. Ferrochrome-spinellids)



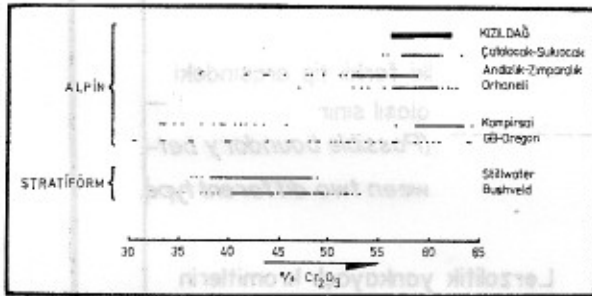
Şekil 6 : İnceleme alanındaki kromitlerin Cr^{3+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} ve Fe^{2+} içeriklerinin Pavlov (1961; Smirnov, 1976'dan)'un diagramındaki yeri.

Figure 6 : Plot of the Cr^{3+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} and Fe^{2+} content of chromites collecting from the investigated area on the diagram of Pavlov (1961; after Smirnov, 1976).

SIRA NO (Order number)	ÖRNEK NO (Sample number)	% Cr	% Fe	% Cr / % Fe
1	SKK-34	40,26	13,57	2,97
2	SKK-35	40,86	11,06	3,69
3	SKK-37	41,20	11,44	3,60
4	SKK-44a	38,95	13,54	2,88
5	SKK-44b	41,20	10,75	3,83
6	SKK-45	39,42	12,87	3,06
7	SKK-49	38,45	12,16	3,16
8	SKK-53	38,96	12,08	3,23
9	SKK-64	38,95	11,89	3,28
10	SKK-68	40,75	10,92	3,73
11	SKK-71	39,60	12,66	3,13
12	SKK-72c	41,70	11,79	3,54
13	SKK-83c(a)	41,65	12,60	3,31
14	SKK-84c(a)	39,55	12,28	3,22
15	SKK-136c(b)	40,95	15,14	2,70
16	SKK-136d	40,45	13,79	2,93

Çizelge 3 : İnceleme alanındaki kromitlerin %Cr/ %Fe oranı değerleri.

Table : 3 %Cr/%Fe value of chromites collecting from the investigated area.

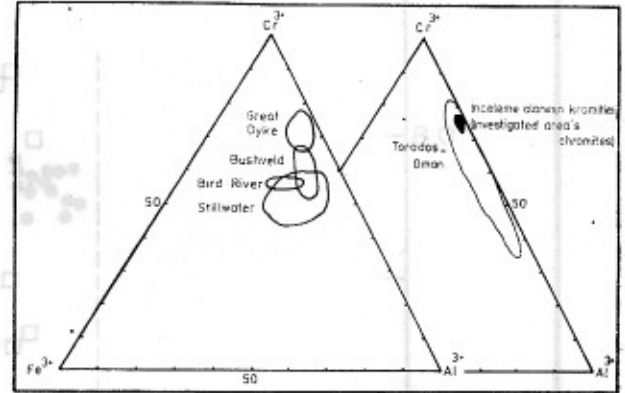


Şekil 7 : İnceleme alanındaki kromitlerde Cr_2O_3 'ün değişimi ve bazı önemli kromitlerle karşılaştırılması (Diğer yataklara ait veriler Paktunç, 1978'den alınmıştır).

Figure 7 : The Cr_2O_3 variation diagram of the chromites in the investigated area and comparison with those of some important chromites (Values of the other ore bodies are after Paktunç, 1978).

— Yöredeki yatakların kromitlerinin Cr^{3+} , Al^{3+} ve Fe^{3+} üçgen diyagramındaki konumları, Fe^{3+} içeriklerinin çok düşük olduğunu ve ofiyolitik kayalar içindeki alpin tip oluşumların bölgesine düşüklerini göstermektedir.

— İnceleme alanındaki kromitlerin $[(Cr^{3+})/(Cr^{3+}+Al^{3+})] - [Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})]$ diyagramındaki konumları, harzburjitik yankayaçlı kromitlerin dağılım bölgesine düşmekte olup, $[(Cr^{3+})/(Cr^{3+}+Al^{3+})]$ oranı oldukça yüksektir.



Şekil 8 : Bazı stratiform tip ve alpin tip kromitlerde Cr^{3+} , Fe^{3+} ve Al^{3+} dağılımları (Duke, 1983'den) ile inceleme alanındaki kromitlerin alpin tip içindeki konumu.

Figure 8 : Distribution of Cr^{3+} , Fe^{3+} and Al^{3+} in some alpine and stratiform type chromites (after Duke, 1983) and the position of the investigated area's chromites in the alpine type.

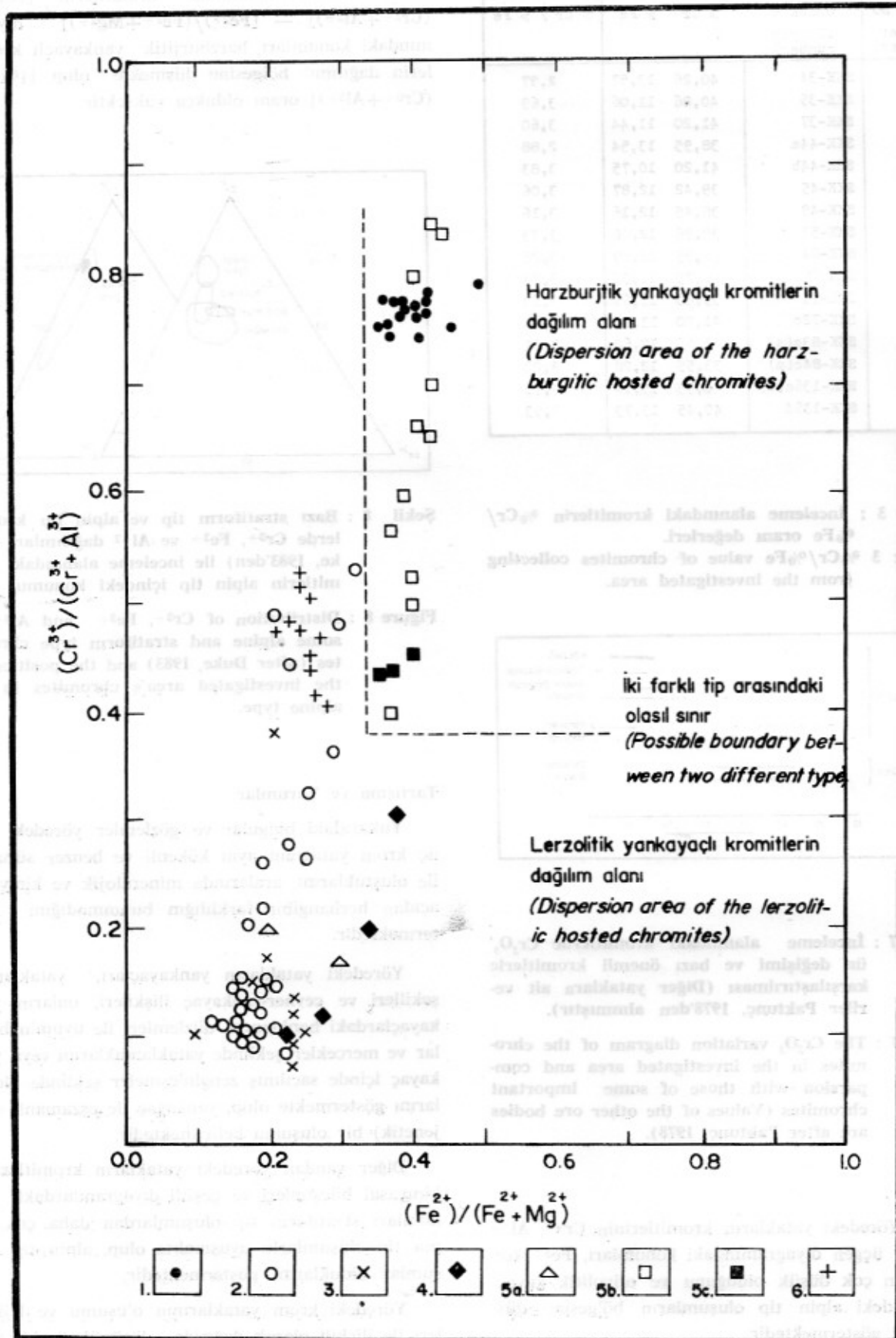
Tartışma ve Yorumlar

Yukarıdaki bulgular ve gözlemler yöredeki her üç krom yatağının aynı kökenli ve benzer süreçler ile oluştuğunu, aralarında mineralojik ve kimyasal açıdan herhangi bir farklılığın bulunmadığını göstermektedir.

Yöredeki yatakların yankayaçları, yataklanma şekilleri ve cevher-yankayaç ilişkileri, onların yankayaçlardaki banklanma düzlemleri ile uyumlu bantlar ve mercerler şeklinde yataklanmış veya yankayaç içinde saçılmış zenginleşmeler şeklinde olduklarını göstermekte olup, yankayaç ile eşzamanlı (sijenetik) bir oluşumu belirtmektedir.

Diğer yandan yöredeki yatakların kromitlerinin kimyasal bileşimleri ve çeşitli diyagramlardaki konumları stratiform tip oluşumlardan daha çok, alpin tip oluşumlarla uyumda olup, alpin tip oluşumlar olduklarını göstermektedir.

Yöredeki krom yataklarının oluşumu ve kökenleri ile ilişkili olarak doğrudan düşünülmüş bir yak-



Şekil 9 : İnceleme alanındaki kromitlerin $Cr^{3+}/Cr^{3+} + Al^{3+}$ ve $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg^{2+}$ oranlarının diğer kromitlerle karşılaştırılması (Diğer yataklara ait veriler Paktunç ve Baysal, 1981'den alınmıştır).

1. Kızıldağ kromitleri, 2. Ultramafik ksenolitlerdeki kromitler (Basu ve McGregor, 1975) 3. Lorzolitik nodüllerdeki krom spineller (Littlejohn ve Greenwood, 1974), 4. Lorzolitlerdeki spineller (Ernst ve Piccardo, 1979), 5a. Bay of Islands-Lorzolitlerdeki krom spineller, 5b. Bay of Islands-Harzburgitlerdeki krom spineller, 5c. Bay of Islands-Dünitlerdeki krom spineller (Malps ve Strong, 1975), 6. Sangun-Yamaguchi kromitleri (Arai, 1980)

Figure 9 : Comparison of investigated area's chromites and the other chromites in the ratio of $Cr^{3+}/Cr^{3+} + Al^{3+}$ and $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg^{2+}$ (Values of the other ore bodies are after Paktunç and Baysal, 1981).

1. Kızıldağ chromites, 2. Chromites in ultramafic xenolites (Basu and McGregor, 1975), 3. Chrome spinellids in lertzolitic nodules (Littlejohn and Greenwood, 1974), 4. Spinellids in lertzolites (Ernst and Piccardo, 1979), 5a. Bay of Islands-Chrome spinellids in lertzolites, 5b. Bay of Islands-Chrome spinellids in harzburgites, 5c. Bay of Islands-Chrome spinellids in dunites (Malps and Strong, 1975), 6. Sangun-Yamaguchi chromites (Arai, 1980).

laşım bulunmamaktadır. Dolayısıyla, bu çalışma bu konuda ilk yaklaşımları ortaya koymaktadır.

Yukarıdaki bulgular ve genel yaklaşımlardan sonra yöredeki yatakların oluşumu ve kökenleri alpin tip krom yataklarının oluşum ve kökenleri de gözönünde bulundurularak aşağıdaki şekilde tartışılabilir.

Genel olarak ilksel manto peridotitinin lertzolitik mineralojik bileşimi ve düşük $Cr^{3+}/Cr^{3+} + Al^{3+}$ oranı ile klinopiroksen içeriği çok az harzburgitik yankayaçlı ve yüksek $Cr^{3+}/Cr^{3+} + Al^{3+}$ içerikli alpin tip krom yatakları karşılaştırıldığında, bu oluşumların ilksel oluşumlar olamayacakları, lertzolitik bileşimli manto malzemesinin kısmi ergimesi sonucu bu yatakların oluştuğu düşünülmektedir (Paktunç ve Baysal, 1981). Bu modele göre, olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve spinel içeren lertzolitik bileşimli manto peridotitinin kısmi ergimesi sonucunda klinopiroksenlerin öncelikle eridikleri, geride olivin, ortopiroksen ve spinel içeren harzburgitik bir katı artığın kaldığı, ayrıca klinopiroksenlerden açığa çıkan Cr^{3+} iyonlarının yüksek ortahedral kafes enerjilerinden dolayı spinellerin ortahedral boşluklarına Al^{3+} iyonu ile yer değiştirerek girdikleri ve spinellerin kromca zenginleştiği, dolayısıyla kromitlerin oluştuğu belirtilmektedir.

Yöredeki krom yataklarından uzak yerlerde lertzolitik bileşimli, yataklara yakın yerlerde ise harz-

burgitik bileşimli kayaçların hakim olması, hatta yatakların çok yakınında yer yer dünitik bileşimli zonların bulunması bu modeli desteklemektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, saha çalışmaları sırasında gösterdikleri yardımlar nedeni ile BİLFER Madencilik A.Ş. yetkililerine ve çalışanlarına, incelemelerin çeşitli aşamalarındaki yardımları için Yrd. Doç. Dr. Selim İNAN'a (C.Ü.) ve Yrd. Doç. Dr. Nuri TERZİOĞLU'na, kimyasal analizlerin yapılması sırasında gösterdikleri yakın ilgi için Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığına ve teknisyenlerine, yazım ve çizim aşamalarındaki katkıları için Araş. Gör. Fuat CEYHAN (C.Ü.), Araş. Gör. Ahmet EFE (C.Ü.) ve Araş. Gör. Musa ALPASLAN'a (C.Ü.) teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Duke, J.M., 1983. *Ore Deposits Models 7. Magmatic Segregation Deposits of Chromite. Geoscience Canada, Volume: 10, Number: 1, p. 15-23.*
- M.T.A., 1966. *Türkiye Krom Yatakları, yay. No: 132, Ankara.*

- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, ., 1980. Kuzey Anadolu Fayı ile Kırşehir Masifi Arasının Temel Jeolojisi. M.T.A. Rap. No: 6722 (Yayınlanmamış), 136 s.
- Paktunç, D., 1978. Fethiye Göcek Yöresi Çatalocak-Sulucak Krom Cevherleşmesinin Minerolojisi ve Jeokimyası. H.Ü. Yük. Müh. Tezi, 55 s., Ankara.
- Paktunç, D. ve Baysal, O., 1981. Çatalocak-Sulucak Kromitlerinin Minerolojisi. Yerbilimleri, H.Ü. yay., s: 3, s. 31-40.
- Smirnov, V.I., 1976. Geology of Mineral Deposits. Mir Publishers, Moscow, 1 st published, 520, p.
- Tatar, Y., 1981. Çamlıbel Geçidi (Yıldızeli) Yöresindeki Ofiyolitik Seride Metamorfizma. K.T.Ü., Yerbilimleri Dergisi, Jeoloji, c: 1, s: 1, s. 45-64.
- Tatar, Y., 1982. Yıldızeli (Sivas) Kuzeyinde Çamlıbel Dağlarının Tektonik Yapısı. K.T.Ü. Yerbilimleri Dergisi, Jeoloji, c: 2, s: 1-2, s. 1-20.
- Terlemez, İ. ve Yılmaz, A., 1980. Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye Arasında Kalan Yörenin Stratigrafisi (1). T.J.K. Bülteni, c: 23, s. 179-191.
- Yılmaz, A., 1980. Tokat ile Sivas Arasındaki Bölgede Ofiyolitlerin Kökeni, İç Yapısı ve Diğer Birimlerle İlişkisi. A.Ü.F.F. Jeoloji Bölümü, Doktora Tezi, 136 s.
- Yılmaz, A., 1984. Tokat (Dumanlıdağı) ile Sivas (Çeltekdağı) Dolaylarının Temel Jeoloji Özellikleri ve Ofiyolitik Karışığın Konumu. M.T.A. Dergisi, No: 99/100, s. 1-8.

Orta Anadolu'da Nevşehir - Niğde - Konya Dolaylarındaki Volkanik Kökenli Gaz Çıkışları

«VOLCANIC GAS EMISSIONS IN THE REGION OF NEVŞEHİR - NİĞDE - KONYA, IN CENTRAL ANATOLIA»

Tuncay ERCAN, MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdları Dairesi, ANKARA.

Celal KÖSE, MTA Genel Müdürlüğü Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesi, ANKARA.

Adem AKBAŞLI, MTA Genel Müdürlüğü Orta Anadolu Bölge Müdürlüğü, KONYA.

Talat YILDIRIM, MTA Genel Müdürlüğü Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesi, ANKARA.

ÖZ : Orta Anadolu'da, Nevşehir - Niğde - Konya bölgesinde yer alan ve Hasandağ, Melendiz dağı, Göllüdağ ve Erciyes gibi sönmüş volkanlar sisteminin bulunduğu sahada 15 ayrı lokasyondan çıkan volkanik kökenli doğal gazlardan çeşitli örnekler alınarak bileşimleri incelenmiştir. Gazların büyük bir kısmı karbondioksit (CO_2) ve subuharı (H_2O) olup, ender olarak ta Metan (CH_4), azot (N_2), oksijen (O_2), argon (Ar), etan (C_2H_6) ve hidrojen sülfür (H_2S) bileşimindedirler. İnceleme alanında gerçekleştirilen bu gaz ölçümleri, önümüzdeki yıllarda periyodik olarak devam ettirildiğinde, bölgenin jeotermal enerji potansiyeline ve geleceğe yönelik volkanik aktiviteye ilişkin ayrıntılı veriler elde edilecektir.

ABSTRACT : In Central Anatolia, in the region of Niğde-Nevşehir-Konya, where certain volcanic emanations such as Hasandağ, Melendizdağ, Göllüdağ mountains and Erciyes of a ceased volcanic system take place, a number of volcanic gas samples from fifteen different sites have been collected and analyzed. The components of gas samples are principally CO_2 and hot steam, and rarely CH_4 , N_2 , O_2 , Ar, C_2H_6 and H_2S in minute quantities. Extension of investigations related to volcanic gas emanations to the following years would provide us with additional informations about the future volcanic activities, and about the geothermal energy potential of the investigated area.

GİRİŞ

Yeryüzünde yer alan yanardağların gerek aktif, gerekse sakin evrelerinde bunların kraterlerinden ve bu kraterlerin çevrelerindeki fumarollerden çeşitli bileşimde magmatik kökenli gazların çıktıkları ve bölgedeki jeotermal enerji potansiyeline ilişkin veriler elde edilmesinde yararlı oldukları, son yıllarda yapılan çalışmalarla giderek belirginleşmektedir. Yanardağlardan çıkan gazların başında subuharı (H_2O) ve karbondioksit (CO_2) gelmekte olup, bunlar çıkan tüm gazların yaklaşık % 90 dan fazlasını oluşturmaktadırlar. Diğer belli başlı gazlar ise, hid-

rojen sülfür (H_2S), hidrojen (H_2), klor asidi gazı (HCl), karbon monoksit (CO), klor (Cl), fluor (F), fluorlu hidrojen (HF), silisyum florit (SiF_4), azot (N_2), argon (Ar), kükürt dioksit (SO_2), kükürt trioksit (SO_3), kükürt (S_2), metan (CH_4), amonyak (NH_3) ve çok az da etan (C_2H_6), etilen (C_2H_4), asetilen (C_2H_2), metil klorit (CH_3Cl), karbonil sülfid (COS) v.b. dirler (Ercan, 1986 A ve B).

Yanardağlardan çıkan belli başlı gazlar, çıkış sıcaklıklarına (baca ağız sıcaklıkları) göre Çizelge I şu şekilde gruplandırılmaktadır (Iwasaki ve diğerleri, 1963) :

Çizelge I — Volkanik gazların çıkış sıcaklıklarına göre gruplandırılması.

Table 1 — Classification of volcanic gases based on the orifice temperature.

SICAKLIKLAR	KİMYASAL BİLEŞİMLER (Subuharı hariç)
I — 1200 ~ 800°C	Hcl, SO ₂ , CO ₂ , H ₂ » H ₂ S, N ₂
II — 800 ~ 100°C	A : Hcl, SO ₂ , H ₂ S, CO ₂ » N ₂ , H ₂ B : SO ₂ , H ₂ S, CO ₂ N ₂ > Hcl, H ₂
III — 100 ~ 60°C	H ₂ S, CO ₂ > N ₂ > SO ₂ » H ₂
IV — <60°C	CO ₂ > N ₂ > H ₂ S

Genellikle 100°C nin üzerindeki sıcaklıklarda su-buharı kapsamı % 90 dan fazladır. Yanardağların kül, piroklastik maddeler ve lav püskürmeleri şeklindeki asıl etkinlik dönemleri bittikten sonra, daha çok uzun bir süre devam eden bu gaz ve subuharı çıkışları ve sıcak su kaynama olayları üzerinde yapılan çalışmalarla, «Ekshalasyon» adı verilen bu olaylar, gazların sıcaklık derecelerine göre ve kimyasal bileşimleri göz önüne alınarak şu şekilde adlandırılabilirler (Ketin, 1977) :

Genellikle 800-200°C arasındaki sıcaklıklarda gaz çıkışı olan evreye «Fümerolik evre» denir. Gazların sıcaklıkları 200-100°C arasında ise «Solfatar evre» adı verilir. Sıcaklık 100°C nin altına düştüğünde «Mofet» denilen ve bol karbondioksit çıkışı olan evre etkin olmaktadır.

Sönmüş yanardağların kraterlerinden, ya da kraterlerin çevrelerindeki fümerollerden çıkan volkanik kökenli gazların bir bölgede ani olarak artmaları, orada volkanik aktivitenin şiddetleneceğini ve olası bir patlamanın yaklaştığını haber vermektedir. Volkanik gazların radyoaktivitelerinin azalması da bir başka patlama kanıtıdır. Ayrıca çıkan gazların bileşimlerinin değişmeleri de volkanik etkinliğin artacağını belirtir. Örneğin, belirli bir fümerolden çıkan gazlarda CO₂ kapsamının azalması, buna karşın, H₂S gazının artması, yaklaşmakta olan patlamanın habercisidirler.

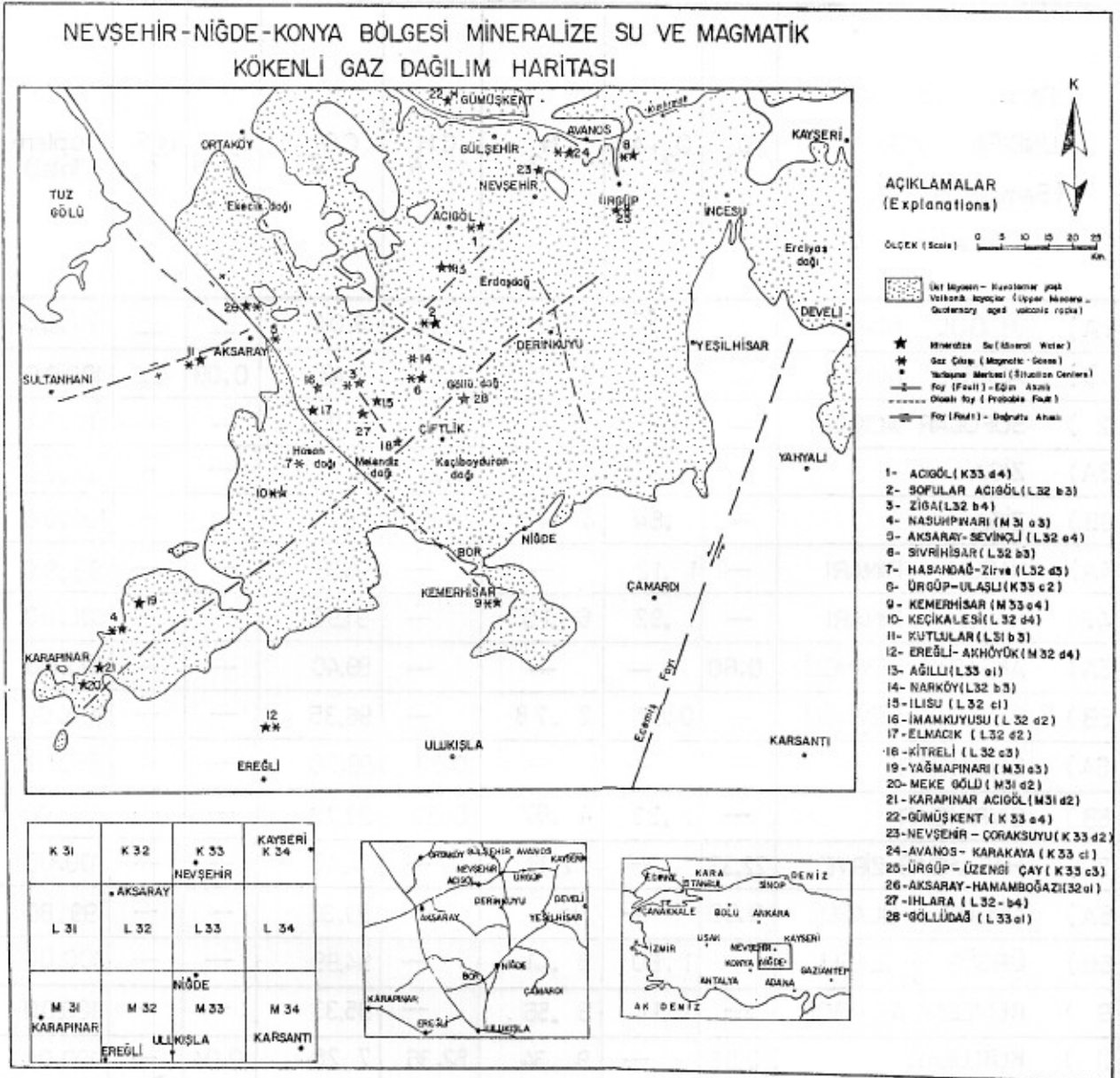
Öte yandan, Anadolu'da milyonlarca yıl öncesinden başlayarak, tarihsel zamanlara değin çeşitli evrelerle volkanik püskürmelerin etkin olduğu ve günümüzde sönmüş olan Erciyes, Hasandağı, Nemrut, Süphan, Tendürek, Büyük ve Küçük Ağrı dağları gibi yanardağların kraterlerinden ve çevrelerindeki fümerollerden halen gaz ve subuharı çıkışlarının da (Ercan, 1986-C) varlıkları göz önüne alındığında; yurdumuzdaki sönmüş yanardağlardan çıkan gaz-

larda aletsel çalışma yapmanın gereği de ortaya çıkmaktadır. Bu nedenle, hem ülkemizin jeotermal enerji potansiyeli belirlemede yardımcı olmak, hem de Kuvaterner'de etkin olmuş ve sönmüş yanardağların geleceğe yönelik aktivitelerine ilişkin veriler elde edebilmek amacıyla, volkanik kökenli doğal gazlarda aletsel çalışmalar yapılmaya başlanmış ve elde edilen ilk veriler bu makalede sunulmuştur.

ORTA ANADOLU'DAKİ VOLKANİK KÖKENLİ DOĞAL GAZLARDA YAPILAN ÇALIŞMALAR

Orta Anadolu'da uzun zamandan beri kendiliğinden çıkan doğal gazların, özellikle karbondioksit çıkışlarının varlığı bilinmektedir. Örneğin Kleinsorge (1939), Orta Anadolu'da ilk kez doğal karbondioksit araştırmaları yapmış, Calvi (1939) doğal karbondioksit tesislerinin kurulmalarına ilişkin jeolojik ve fizibilite etüdlerini gerçekleştirmiştir. Gedik ve Yılmaz (1985) Türkiye doğal gazlarını magmatik, radyoaktif ve biyokimyasal kökenli olmak üzere 3 ana gruba ayırmışlar, İç Anadolu'daki jeotermal sahalarda CO₂, H₂S, CO, N₂, S₂ gazları ve subuharı çıkışları olduğunu ve yüksek sıcaklıktaki bu gazların magma odalarından geldiklerini belirtmişlerdir. Yılmaz (1986), ülkemizde çok geniş yayılımı ve rezervi bulunan doğal karbondioksitin sondajlı çalışmalarla üretime açılacağını ve Orta Anadolu'nun büyük bir potansiyele sahip olduğunu öne sürmüştür.

İnceleme alanı İç Anadolu'da, Nevşehir, Niğde ve Konya il hudutları içinde, Hasandağ, Göllüdağ, Melendiz dağı ve Erciyes gibi sönmüş genç volkanlar sistemini kapsamakta olup, yaklaşık 25.000 km² büyüklükteki (Şekil 1), Orta Anadolu'da MTA Genel Müdürlüğü tarafından yürütülen Jeotermal Enerji Etüd Projesi kapsamında, inceleme alanında 28 değişik mevkiide magmatik kökenli gaz, sıcak su ve



Şekil 1 — Nevşehir - Niğde - Konya bölgesi mineralize su ve magmatik kökenli gaz dağılım haritası.

Figure 1 — Distribution of mineralized water and magmatic gas locations around the Nevşehir - Niğde - Konya region.

mineralize su çıkışı saptanmış, bunlardan 15 lokasyondan 23 adet gaz örneği alınmış ve TPAO laboratuvarlarında analizleri yaptırılarak yoruma gidilmiştir. Ayrıca, «Drager» gaz dedektörü ile arazide yerinde kaba gaz analizleri yapılmış ve bileşenlerin niteliği saptanmıştır. Aynı mevkilerden alınan mineralize su örneklerinde yapılan çalışmalar bir başka makede sunulacaklardır. Magmatik kökenli doğal gaz örneklerinin alındıkları yerler Şekil 1 de, laboratuvar gaz analiz sonuçları ise Çizelge 2 de sunulmuşlardır.

Gaz örnekleri alınırken 0,5 ve 1,5 litrelik PVC su şişeleri kullanılmıştır. Bu tür şişeler arazi koşullarında kırılmaya karşı daha emniyetlidirler. Gaz örnekleri ya sıcak su ve mineralize su kaynakları için su ile birlikte çıkan gaz kabarcıklarından, ya da kaynak olmıyan yerlerdeki kuru gaz çıkışlarından alınmışlardır. Su kaynaklarından örnek alınlarında örnek şişeleri önce kaynak suyu ile iyice doldurulmuş ve sonra kaynak içine daldırılıp, baş aşağı çevrilerek gaz kabarcıklarının şişeyi iyice doldurmasını sağlanmıştır. Daha sonra hava ile temas ettirme-

ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER (Sample no and location)	O ₂	O ₂ +Ar	N ₂	CH ₄	CO ₂	C ₂ H ₆	H ₂ S	Toplam (Total)
1A) ACIGÖL MAARI	—	—	97.20	2,74	0.04	—	—	99,98
1B) ACIGÖL MAARI	—	—	94,90	2.64	2.43	0,03	—	100,00
2) SOFULAR ACIGÖL	—	iz	—	0.04	99,90	—	—	99,94
3A) ZİGA	—	1,99	6,03	0.21	91,77	—	—	100,00
3B) ZİGA	—	1,84	4,42	—	93,74	—	—	100,00
4A) NASUH PINARI	—	1,12	—	—	98,78	—	—	99,90
4B) NASUH PINARI	—	1,92	6,10	—	91,98	—	—	100,00
5A) AKSARAY-SEVİNÇLİ	0.60	—	—	—	99,40	—	—	100,00
5B) AKSARAY-SEVİNÇLİ	—	0.87	2,78	—	96,35	—	—	100,00
6A) SİVRİHİSAR	—	—	—	0.28	99,70	—	—	99,98
6B) SİVRİHİSAR	—	1,33	4,67	0.30	93,70	—	—	100,00
7) HASANDAĞ-ZİRVE	22.33	—	77,19	—	0,48	—	—	100,00
8A) ÜRGÜP - ULAŞLI	0.50	—	iz	—	99,30	—	—	99,80
8B) ÜRGÜP - ULAŞLI	—	1,60	3,41	—	94,99	—	—	100,00
9) KEMERHİSAR - BOR	—	1,11	3,56	—	95,33	—	—	100,00
11) KUTLULAR	0.98	—	9,34	82.36	7,28	0,04	—	100,00
12A) EREĞLİ-AKHÖYÜK	—	—	0,90	—	98,86	—	0,24	100,00
12B) EREĞLİ-AKHÖYÜK	0.70	—	—	—	99,00	—	0,34	100,04
22A) GÜMÜŞKENT	—	0,70	1,73	0.08	97,49	—	—	100,00
22B) GÜMÜŞKENT	—	0,88	1,38	—	97,74	—	—	100,00
24) AVANOS - KARAKAYA	—	1,10	1,88	—	97,02	—	—	100,00
25) ÜRGÜP-ÜZENGİÇAY	—	0,78	2,51	0.03	96,68	—	—	100,00
26) AKSARAY-H.BOĞAZI	—	2,48	8,26	0.57	88,69	—	—	100,00

ÇİZELGE : 2

Çizelge 2 — Nevşehir - Niğde - Konya bölgesi magmatik kökenli gaz analiz sonuçları.

Table 2 — Results of chemical analyses of magmatic gases escaping around the Nevşehir - Niğde - Konya region.

den örnek şişelerinin kapakları yerleştirilmiş ve hava sızdırmaz bir şekilde mum ile mühürlenmiştir. Kuru gaz çıkışlarının olduğu yerlerde ise örnek alımlarında, ucuna kauçuk bir huni kullanılmıştır. Huni ağzı, gaz çıkışı olan nokta üzerine kapatılmış ve kauçuk borunun ucu da örnek şişesi içine salınarak şişenin gaz ile dolması sağlanmıştır. Kuru gaz çıkışlarından örnekler daha güç alınmakta olup, fazla sağlıklı değildir. Zira, her defasında atmosferden bir miktar hava karışmaktadır. Ancak, atmosferden karışan oksijen ve azot gazları sabit bir oranda ($O_2/N_2=21/78$) olduğundan, analiz sonuçlarında bir dereceye kadar düzeltme yapmak mümkün olmaktadır.

İnceleme alanında 15 değişik lokasyondan alınan 23 örnekte yapılan kimyasal analiz çalışmaları ile, bunların oksijen (O_2), azot (N_2), Metan (CH_4), karbondioksit (CO_2), etan (C_2H_6) ve H_2S bileşimleri % olarak saptanmıştır. Bazı örneklerde argon (Ar) gazı da gözlenmiş, ancak argon gazı tek başına ölçülememiş ve oksijen ile birlikte olan toplam bileşimi bulunmuştur. Bazı lokasyonlardan, bu doğal gazlarla birlikte subuharı (H_2O) çıkışları da saptanmış, ancak değişken olduğundan % olarak ölçülememiştir.

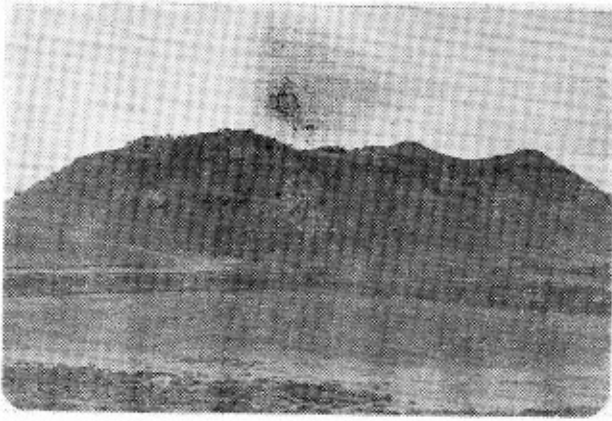
İnceleme alanında, bu doğal gaz çıkışlarının esas kaynağı olan Senozoyik volkanizması yaklaşık 14 milyon yıl önce etkinliğe başlamış ve tarihsel zamanlara değin devam etmiştir (Ercan, 1986-D). Büyük ve Küçük Hasan dağları, Melendiz dağı, Keçi-boyduran dağı, Göllüdağ, Erdaşdağ ve Erciyes dağı gibi, yükseklikleri 3300 m. ye erişen, düzgün koni ve kraterleri bulunan sönmüş yanardağların yer aldığı inceleme alanındaki en eski Senozoyik volkanizması, lavlarında K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş belirlemelerine göre Orta Miyosen'de başlamıştır ($13,7 \pm 0,3$ ve $12,4 \pm 0,6$ milyon yıl, Besang ve diğerleri, 1977). Su volkanik etkinliğin tarihsel zamanlara değin süregeldiğini, tarihçi ve gezgin Strabon'un yaklaşık M.Ö. 40 yılında bu bölgede yaptığı gezi sırasında Erciyes yanardağının ateş ve dumanlar çıkardığını gördüğünü yazmasından (Yalçınlar, 1969) anlamaktayız. Bölge, gerek asitik, gerekse ortaç ve bazik çeşitli volkanik ürünlerle kaplıdır. Bu alandaki volkanik kraterlerden ve maarlardan bazıları günümüzde su ile dolu olup, küçük göller meydana gelmişlerdir. 1 numaralı lokasyondan alınan iki örnek, (IA ve IB) Acıgöl maarı içindeki kurumuş bir göl yatağından, 2 numaralı lokasyondan alınan örnek ise Sofular Acıgöl'den (kaldera içindeki göl) alınmıştır. 7 numaralı lokasyon ise, Büyük Hasan-

dağ krateridir. Diğer örnekler, gerek bu sönmüş yanardağ sistemi içindeki çeşitli fümerollerden kuru olarak, gerekse sıcak su ve mineralize su kaynakları içinden ayırtılarak alınmışlardır.

SONUÇLAR

İnceleme alanındaki 15 değişik mevkiden alınan gaz örneklerinin kimyasal analiz sonuçlarına göz atıldığında (Çizelge 2) I numaralı lokasyon olan Acıgöl maarı içinden alınan örneklerle, II numaralı lokasyon olan Kutlulardan alınan örneğin analiz sonuçlarının, diğer 13 lokasyondan alınan örneklerden farklı oldukları görülmektedir. Nevşehir GB'sındaki Acıgöl maarı içinden alınan iki örneğin (IA ve IB) bileşimlerinin büyük bir kısmının azot (N_2) ve metan (CH_4) dan oluştuğu çok az da karbondioksit (CO_2) ve etan (C_2H_6) bulunduğu görülmektedir. Ayrıca Drager dedektörü ile arazide örnek alımı sırasında çok az da karbonmonoksit (CO) saptanmıştır. Acıgöl maarı içinde, bu maarın oluşumundan daha sonra meydana gelen göl, kısa bir süre önce köylüler tarafından kurutulmuştur. Göl mevcutken, içinde kesin kalınlığı bilinmeyen bir turba birikimi oluşmuş ve göl kurutulduktan sonra bu turba yüzeyi üzerinde büyük ve derin (birkaç metre) hegzagonal kuruma çatlakları meydana gelmiştir. Birkaç ayrı yerden yeryüzüne sızan ve yaklaşık $60^\circ C$ sıcaklıkta olan subuharı ve yukarıda bileşimi belirtilen gazlar, olasılıkla volkanik kökenli olmayıp, çatlaklar boyunca derinlere doğru inen oksijenin yardımı ile kurumuş turbanın kendiliğinden yanması ve bitkisel artıkların bozunması sonucu meydana gelmiş olabilirler. Belki de bu turbayı tutuşturan ve yaklaşık % 95 i azot (N_2) olan gazları meydana getiren mekanizma zayıf bir olasılıkla, yeraltındaki magma odasından gelen volkanik kökenli subuharıdır. Ancak, henüz sorun çözülemediği olup, ileride yapılması programlanan sondajlarla daha derinden gaz örnekleri almak suretiyle konuya daha fazla açıklık getirilecektir.

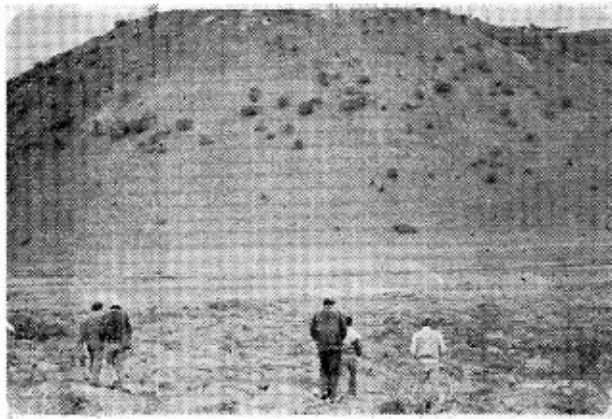
II numaralı lokasyon olan, Aksaray batısındaki Kutlular'dan ovadaki alüvyon üzerinde açılan bir artezyenden alınan gaz örneği de farklı olup, bileşiminin % 82,36 sıvı metan (CH_4) gazı oluşturmaktadır. Ayrıca, % 9,34 azot (N_2), % 0,04 etan (C_2H_6), % 7,28 karbondioksit (CO_2) ve % 0,98 oksijen (O_2) saptanmıştır. Böylece, bu mevkideki gaz çıkışının da Acıgöl'deki gibi (Acıgöl maarı) volkanik kökenli olmayıp, biyokimyasal kökenli olduğu ve daha önce mevcut olan bir bataklıkta meydana geldiği ortaya çıkmaktadır. 7 numaralı lokasyon olan ve Hasan-



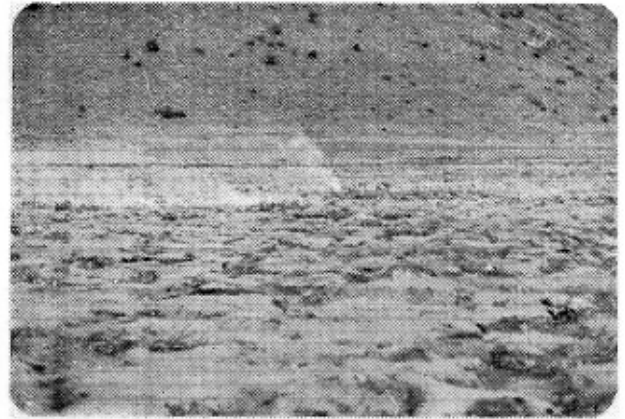
(1)



(3)



(2)



(4)

LEVHA I (Plate I)

1 — Acıgöl maarı ve Güneydoğu tepe domu (Acıgöl maar and Güneydağı tepe dome).

2 - 3 - 4 — Acıgöl maarı içindeki gaz çıkışlarından görüntüler (Gas eruptions in the Acıgöl maar).

dağın kraterinden alınan örnekte ise büyük miktarda oksijen (% 22,33 O₂) ve azot (% 77,19 N₂) bulunmakta olup, bu değerler, örneğin alınması sırasında büyük çapta hava karıştığını ve bu kraterden salt yaklaşık 50°C sıcaklıkta subuharı (H₂O) ve az miktarda da karbondioksit (% 0,48 CO₂) çıktığını göstermektedir. Diğer 12 lokasyondan alınan 19 örnek ise tamamen volkanik kökenli gazlardan meydana gelmiş olup, bu gazların büyük bir kısmı karbondioksittir. 12 numaralı lokasyon olan Ereğli-Akhüyük kaplıcasından alınan örneklerde yapılan analizlerde H₂S gazı da saptanmış olup (% 0,24 ve % 0,34 H₂S) ayrıca diğer kaplıcalardan örnekler alınırken arazide, Dräger aygıtı yardımı ile de H₂S gazlarının mevcudiyeti kanıtlanmıştır. Dünyadaki sönmüş yanardağlardan çıkan gazlarda, özellikle CO₂ ve H₂S kapsamlarının periyodik olarak değişimleri, geleceğe yönelik volkanik aktiviteye ilişkin bazı veriler sunmaktadırlar. Bu nedenle, inceleme alanındaki tüm lokasyonlarda periyodik olarak yılda en az bir kez gaz ölçümleri yapılmalı ve Iwasaki ve diğerleri (1963) nin volkanik gaz kimyasal bileşimine bağlı olarak yaptıkları sınıflamaya göre (Çizelge I) düşük sıcaklık evresine (III ve IV) ait olduğu belirlenen ve Mofet evre özellikleri taşıyan Orta Anadolu jeotermal alanındaki mevcut jeotermal potansiyel daha sağlıklı değerlendirilmelidir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, çalışmalarını sırasında yardımcı olan MTA Genel Müdürlüğü Enerji Hammadde Etüd ve Arama Dairesinden Doç. Dr. Güner Ünalın, Vedat Yüksel, Dr. Şakir Şimşek ve MTA Konya Bölge Md. Dr. Ziya Gözler'e, gazların kimyasal analizlerini yapan TPAO'dan Necdet Erulaş'a teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Besang, C., Eckhardt, F.J., Harre, W., Kreuzer, H. ve Müller, P., 1977, Radiometrische Altersbestimmungen an Neogenen eruptivgesteinen der Türkei: Geol. Jb., B, 3-36.
- Calvi, S. 1939, Türkiye'de hamızı karbon endüstrisi kuruluması hakkında proje : MTA Rap. No: 920 (Yayımlanmamış)
- Ercan, T., 1986 - A, Yanardağlardan çıkan gazların özellikleri, Anadolu'daki dağılımları ve tehlikeli etkileri: Yeryüvarı ve İnsan (Baskıda).

- Ercan, T., 1986 - B, Yanardağlardan çıkan gazlar ve Kamerundaki felaket : Tübitak Bilim ve Teknik Derg., 229, 10-11.
- Ercan, T., 1986 - C, Anadolu'nun sönmüş volkanları yeniden püskürecekler mi? : Tübitak Bilim ve Teknik Derg., 22, 17-19.
- Ercan, T., 1986 - D, Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması : MTA Derg. (Baskıda).
- Cedik, A. ve Yılmaz, H., 1985, Türkiye doğal gazları : Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 64.
- Iwasaki, L., Ozawa, T., Yoshida, M., Katsura, T., Iwasaki, B. ve Kamada, M., 1963, Nature of volcanic gases and volcanic eruption : Bull. Volcan, 26, 73-81.
- Ketin, İ., 1977, Genel Jeoloji, Cilt I. : İTÜ Yayını, 597 s.
- Kleinsorge, H., 1939, Konya, Niğde ve İsparta vilayetleri dahilinde bazı asit karbonik, mermir, traverten ve kükürt madenleri hakkında rapor : MTA Rap. No: 870 (Yayımlanmamış).
- Yalçınlar, İ., 1969, Strüktürel Morfoloji : İstanbul Üniv. Yayını, No: 878, 943 s.
- Yılmaz, H., 1986, Doğal karbondioksitin enerji tasarrufundaki katkısı : Türkiye 4. Enerji Kongresi Teknik Oturum Tebliğler Kitabı, I, 191-206.

Muratdağı Bölgesi (Gediz - Kütahya) Antimon Cevherleşmelerinin Jeolojisi

GEOLOGY OF THE ANTIMONY MINERALIZATION IN THE MURATDAĞI (Gediz - KÜTAHYA) REGION

Ahmet GÖKÇE, Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fak., Jeoloji Müh. Bölümü, SİVAS.

ÖZ : Muratdağı bölgesi Türkiye'nin önemli antimon bölgelerinden birisi olup, içinde 10'a yakın antimon cevherleşmesi gözlenmektedir.

Bölgede en yaşlı birim Orta-Üst Jura yaşlı metamorfitle dolomitik kireçtaşlarından oluşan «Aşağıbelova Formasyonu»dur. Bu birim Üst Kretase yerleşim yaşlı, mafik-ultramafik ve metadetritik kayalar ile kireçtaşı ve mermerlerden oluşmuş Muratdağı Karışığı tarafından tektonik olarak örtülmektedir. Paleosen yaşlı «Baklan Graniti» bu birimleri kesmekte, Miyosen yaşlı konglomera, kumtaşı, silttaşı ve marnlarla temsil edilen «Gökler Çökelleri» ile riyolit ve riyolitik tüflerden oluşan «Karacahisar Volkanitleri» bu birimleri uyumsuz olarak örtmektedirler. Bölgenin Miyosen sonrasındaki morfolojik-tektonik gelişimi K20°D doğrultulu sol yanal atımlı faylarla kesilmiş KB-GD doğrultulu çekim fayları tarafından kontrol edilmekte olup, bu faylar arasında kalan çöküntü havzalarında Pliyosen yaşlı marn, kilttaşı, kumtaşı, tüf araldanması ve kireçtaşı arakatıklarından oluşmuş «Karşakatepe Çökelleri» ve Kuvaterner yaşlı «Göçüktepe Çökelleri» ve güncel «Alüvyonlar» çökelmişlerdir.

Bölgedeki cevherleşmeler eğim atımlı fayların topoğrafik olarak alçak taraflarında, karbonatlı kayaların (mermer, mermer çakılı yığılımları ve marn gibi) bulunduğu yerlerde gözlenmektedirler. Hakim cevher minerali antimonit ve antimon okerolup kermesit yer yer gözlenen antimon mineralidir. Yöredeki cevherleşmelerin güncele çok yakın bir zamanda, fay düzlemleri boyunca çıkan hidrotermal suların taşıdıkları antimonu karbonatlı kayaların sağladığı uygun fizikokimyasal koşulların etkisiyle, özellikle bu kayaların buldukları yerlerde çökeltiltikleri düşünülebilir.

ABSTRACT : The Muratdağı region is one of the important antimony provinces of Turkey, and it contains about ten antimony mineralizations.

In the studied area, the oldest unit is the Middle-Upper Jurassic Aşağıbelova Formation characterized by metamorphic rocks, and by dolomitic limestone. This unit is tectonically overlaid by the Upper Cretaceous Muratdağı Melange consisting of mafic-ultramafic rocks, metadetrital rocks and different type of limestone with marble.

These units are cut by Paleocene Baklan Granite, and are unconformable covered by Miocene Gökler Sediments consisting of conglomerate, sandstone, siltstone and marl, and by Miocene Karacahisar Volcanics (rhyolite and rhyolitic tuff.)

After Miocene those units as mentioned above are cut by the normal faults which are lying NW-SE directions, and by the strike slip faults cutting these normal faults in the direction of N20°E.

In the sedimentary basins which are controlled by these faults, Pliocene Karşakatepe Sediments (marl, claystone, sandstone and limestone), Quaternary Göçüktepe Sediments and Recent alluviums are deposited.

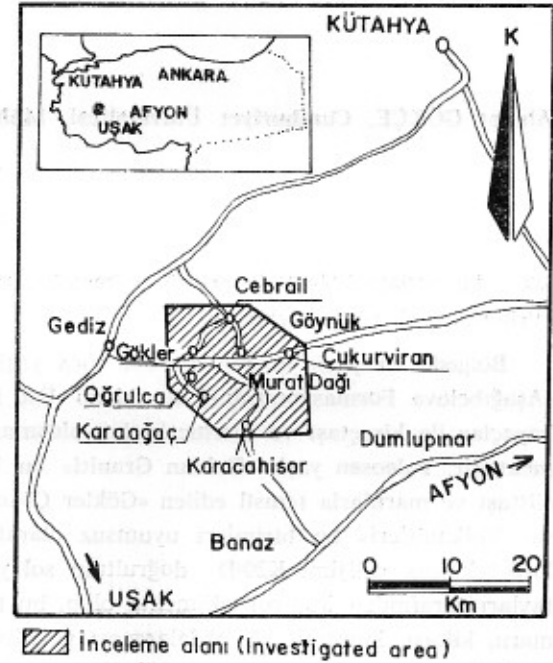
The antimony mineralization in the area is observed along the faults zones where the calcereous rock (marble, accumulation of marble pebble and marl) are located. The main ore minerals are stibnit and antimon ocker. Kermesite is rarely seen. It is thought that the antimony mineralization in the area where formed by the precipitation of antimony carried in the hydrothermal waters which come out along the fault zones, especially where the calcereous rocks located which supply the physicochemical environment for occurrence.

GİRİŞ

İnceleme alanı Batı Anadolu Bölgesinde, Kütahya iline bağlı Gediz ilçesinin doğusunda, Muratdağı bölgesinde bulunmakta ve 1/25000 ölçekli J23-d3, J23-d4, K23-a1, K23-a2 paftalarının sınırları içerisinde kalmaktadır (Şekil 1).

Bu çalışmada yörede bulunan antimon yataklarının yataklanma şekilleri, cevher-yankayaç ilişkileri, mineral içerikleri, mikroyapı-doku özellikleri ve yöredeki kayaç türlerinin antimon içerikleri toplu olarak incelenmiştir. Gözlemler ve elde edilen bulgular antimon yataklarının oluşumu, kökeni, jeolojik konumu ve dağılımları yönünden değerlendirilmiştir.

Bölgede ilk jeolojik çalışmaların Hamilton ve Strickland (1856), Tchilhacheff (1867) ve Philipsson (1914) tarafından yapıldığı bilinmektedir (Tokay ve Bayramgil, 1947). Bölgede maden jeolojisi amaçlı ilk çalışmalar ise Atabek (1939, 1948a, 1948b ve 1948c) tarafından yapılmıştır. Tokay ve Bayramgil (1947) Gediz-Uşak arasındaki sahada bulunan metamorfitleri, Zeschke (1954) Simav çevresinin tektoniğini, Kalafatçoğlu (1961) Gediz ile Uşak arasında kalan bölgenin jeolojisini, Akkuş (1962) Kütahya-Gediz arasındaki bölgenin jeolojisini incelemişlerdir. Daha sonraki yıllarda Yıldız (1964), Höll (1964), Akuziki (1966-1967), Yümlü (1968), Aral (1970-1971), Mariko (1970 a, b, c, d ve 1971), bölgedeki antimon yatakları ile bölgenin yakın güneyindeki civa yatakları konu alan maden jeolojisi amaçlı incelemeler yapmışlardır. Çalgın (1968) inceleme alanının kuzeydoğu bölümünde genel jeolojik amaçlı incelemeler yapmış, Grabert (1971) 28 Mart 1970 tarihli Gediz Depremi'nin nedenlerini tektonik açıdan incelemiştir. Köksoy ve İleri (1976) bölgedeki sıcaksu kaynakları ile antimon yataklarının kökensel ilişkilerini araştırmışlardır. Aynı yıllarda Bingöl (1977) Muratdağı



Şekil 1 : İnceleme alanının coğrafik konum haritası.

Figure 1 : Geographic position map of the investigated area.

yöresinin stratigrafisini, anakayaç birimlerinin petrografik özelliklerini ve jeokronolojisini, Abdüsselamoğlu (1977) Gediz ve yakın çevresinin jeolojisini, Tokay ve Doğan (1979a ve 1979b) ise aynı yörenin tektonik ve jeomühendislik özelliklerini incelemişlerdir. Bölgedeki Tersiyer yaşlı çökeller ve volkanitler ise çeşitli tarihlerde Gökmen (1970), Gün (1975), Ercan ve diğ. (1978), Ercan ve diğ. (1979), Gün ve diğ. (1979), Leflef (1980) ve Baş (1983, 1986) tarafından incelenmişlerdir. Gökçe (1986), önce Cebirail Antimon Cevherleşmesini incelemiş daha sonra da bölgedeki diğer cevherleşmeleri inceleyerek bu yayını hazırlamıştır.

LİTOLOJİK BİRİMLER

İnceleme alanı içinde Jura'dan Pliyosen'e kadar değişik yaşlarda ve değişik kayatürü özelliğinde litolojik birimler bulunmaktadır. Bunların yöredeki dağılımları ve olasılı stratigrafik dizilimleri Ek 1'de olduğu gibi belirlenmiş olup çeşitli jeolojik özellikleri aşağıda yaşlıdan genç'e doğru özet olarak anlatılmıştır.

Aşağıbelova Formasyonu

Metasilttaşı-metakumtaşı özelliğindeki matadetritikler ile dolamitik kireçtaşlarından oluşan bu formasyon Bingöl (1977) tarafından tanımlanmış ve Yargediktepe metamorfik üyesi ile Çiçeklikaya Dolamitik Kireçtaşı üyelerine ayrılmıştır.

Yargediktepe Metamorfik Üyesi : İnceleme alanının orta kesiminde, Karaağlı Sırtı çevresinde oldukça geniş bir alanda, ayrıca inceleme alanının güney kesiminde Karacahisar Köyünün doğusunda küçük bir alanda gözlenmektedir (Ek 1). Metasilttaşı-metakumtaşı özelliğindeki bu metamorfikler sahada kirlili sarı, kahverengi renkli, orta-iyi derecede gelişmiş şistozite düzlemlili ve yer yer korunmuş tabakalı bir görünüme sahiptirler. Azmak Dere içinde metasilttaşı-metakumtaşı aralanması belirgin bir şekilde izlenmektedir. Bu metamorfiklerden alınan örneklerden yapılmış incekesitlerde kuvars ve serisit anabileşenler olup, albit, klorit, epidot ve kalsit gibi mineraller az miktarlarda (yer yer % 10 kadar) gözlenmektedir. Bu mineral içeriğine göre bu üyenin Winkler (1976) tarafından tanımlanan «çok düşük dereceli/very low grade» metamorfizma koşullarında (kısmen düşük dereceli/low grade) metamorfizma geçirdikleri söylenebilir. Karaağlı Sırtı çevresinde Muratdağı Karışığına ait kayaç türleri ile tektonik dokanaklı olarak örtülen bu üyenin Çiçeklikaya Dolamitik Kireçtaşı Üyesi ile yanall geçişli olduğu belirtilmektedir (Bingöl, 1977).

Bingöl (1977), Aşağıbelova Formasyonunun bu iki üyesini birlikte değerlendirerek, Orta-Üst Jura'da çökelen kayaçların Üst Jura-Alt Kretase'de kıvrımlandığını düşünmektedir. Aynı araştırmacı Yargediktepe Üyesinde Rb/Sr yöntemiyle yaptığı yaş tayininde saptadığı 126.5 ± 11 M.Y.'lık Üst Jura-En Alt Kretase'ye karşılık gelen yaşın bu formasyonun kıvrımlanma ve metamorfizma yaşı olduğunu düşünmektedir. Araştırmacının yaşla ilgili bulguları bu araştırmada aynen benimsenmiştir.

Çiçeklikaya Dolamitik Kireçtaşı Üyesi : Grimsimavimsi renkli araseviyeler içeren bu kireçtaşları inceleme alanının güney kesiminde, Karacahisar Kö-

yünün kuzeyinde dar bir alanda gözlenmektedir (Ek 1). Bingöl (1977), bu üye içinde saptadığı fosillere göre Orta-Üst Jura yaşını belirlemiştir.

Muratdağı Karışığı

Mafik-Ultramafik, metadetritik ve çeşitli özelliklerde kireçtaşı ve mermerden oluşan bu karışık inceleme alanının hakim birimidir. Bu birimin adlanması ve bazı jeolojik özellikleri Bingöl'den (1977) alınmış olup, yukarıda tanımlanan 3 farklı bileşeni ayrılarak haritalanmaya çalışılmıştır (Ek 1). Aşağı Pelova Formasyonu üzerinde tektonik dokanaklı olarak gözlenen bu birim kendisinden daha genç olan Baklan Graniti ve Karacahisar Volkanitlerinin riyolitleri tarafından kesilmekte, Gökler Çökelleri, Karşakatepe Çökelleri, Göçüktepe Çökelleri ve Karacahisar Volkanitlerinin riyolitik tüfleri tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Mafik ve Ultramafik Kayaçlar : İnceleme alanının özellikle orta kesimlerinde, Muratdağı Deresinin iki yamacı boyunca ve Muratdağının batı yamacında yaygın olarak gözlenmektedirler (Ek 1). Genellikle serpantinleşmiş, yer yer ise ezilmiş, gabro ve lertzolit bileşimli mafik ve ultramafik kayaçlardan oluşan bu alt birim içinde daha değişik bileşimlerde sipilit, bazik tüf ve harzburjit olarak adlanabilecek kayaçlar da gözlenmektedir. Mikroskop ve X-ışınları difraktometresi incelemelerinde de serpantinleşmenin hakim olduğu izlenmiş olup, ultramafitlerde olivin, ortopiroksen (ojit, diyallag), gabrolarda ise plajiyoklazlar anabileşen olarak gözlenmiştir. Bu minerallerin bağıll bolluklarına göre örneklerde lertzolit, harzburjit ve gabro gibi kayaç türlerinin adlamaları yapılmıştır. Bazı örneklerde az miktarlarda granat ve hornblend, Çukurören Köyünün güneyinden alınan bazı örneklerde ise serpantin grubu minerallerin yanısıra klorit, epidot, glokofan ve kordiyerit gibi mineraller izlenmiştir. Bazı örnekler ise metabazik tüf (?) olarak adlanabilecek özellikte olup, kuvars, klorit, serisit, kalsit, albit ve manyetit gibi mineraller ile serisitleşmiş mineraller gözlenmiştir. Ayrıca yer yer kataklastik dokuda kayaçlarda bulunmaktadır. Bu özellikler bölgedeki mafik ve ultramafik kayaçların metamorfizma geçirmiş olabileceğini düşündürmektedir. Ancak bu bulgular Muratdağı Karışığının Yargediktepe Üyesi üzerine sürüklendiği bindirme zonuna yakın yerlerde gözlenmiş olduğundan bu tektonik harekete bağıll gelişmeler olarak da değerlendirilebilirler.

Metadetritik Kayaçlar : Genellikle gri-siyah renkli, karbonatça zengin seviyelerde ise yeşilimsi renkli kayaçlardır. İnceleme alanında oldukça geniş

bir yayılım göstermektedirler. Saha incelemeleri sırasında mafik ve ultramafik kayaların üzerinde gözlenmiş olan bu kayaların bazı yerlerde ofiyolitlerin altında ve içinde de gözlemlenmeleri belirtilmektedir (Bingöl, 1977). Şistozite düzlemleri çok iyi gelişmiş olup, yer yer mikrokıvrımlar ve dalgalanmalar gözlenmektedir. Yapılan mikroskopik ve X-ışınları difraktometresi incelemelerinde anabileşen olarak kuvars ve muskovit (yer yer serisitik büyüklükte) bulunmakta, ikinci derecede bileşen olarak klorit ve stavrolit, çok az miktarda biyotit bileşime katılmaktadır. Yer yer kuvars-kalkışist olarak adlanabilecek derecede karbonatça zengin ara seviyeler (0,20 - 1,00 m kalınlıkta) gözlenmektedir. Bingöl (1977) bu birim içinde «muskovitli-kloritli şist, biyotitli-kloritli şist, amfibolli şist, granatlı şist, kuvarsit ve mermer» gibi alt birimler tanımlamış, fakat ayrı ayrı haritalanamamıştır. Mineral içeriklerine göre bu kayaların Winkler (1976) tarafından «Orta Dereceli/Medium Grade» metamorfizmasının düşük sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirdikleri söylenebilir. Bingöl (1977), bu metamorfitlerden aldığı örneklerde Rb/Sr yöntemiyle saptadığı $70,4 \pm 3$ M.Y.lık Mestrihtiyen'e karşılık gelen yaşın bu kayaların bölgeye yerleştikten sonra melanj içinde geçirdiği son tektonik olayların yaşı olduğunu düşünmektedir. Aynı araştırmacı bu kayaların bölgeye yerleşmeden daha önce başka bir yerde metamorfizma geçirdiğini ve volkanik kayalardan türemiş kırıntılı malzemeden oluşmuş taneli sedimanter kayaların metamorfizması sonucu oluştuklarını düşünmektedir. Bu metamorfitler ile Yargediktepe Üyesinin metamorfitlerini saha çalışmaları sırasında ayırmak oldukça zor olmaktadır. Bu metamorfitler içinde bulunan kırmızımsı kahverengi renkli stavrolit kümecikleri iki tür metamorfitlerin ayrılmasında kriter olarak kullanılmıştır. Bu metamorfitler Yargediktepe Metamorfitinden daha ileri derecede metamorfizma geçirmiş olup, bu iki metamorfit farklı yerlerde ve koşullarda metamorfizma geçirmiş olmalıdırlar.

Kireçtaşı ve Mermerler : Genellikle karışığın diğer bileşenleri üzerinde, farklı büyüklüklerde ve şapka şekilli örtüler şeklinde ender olarak içlerinde bloklar şeklinde bulunurlar. Tabanlarında yer yer gözlenen breşleşmeler bunların tektonik olarak sürüklenmiş ve/veya taşınmış (allokton) bloklar olduklarını düşündürmektedir. Saha ve laboratuvar incelemelerinde yer yer mermer, yer yer ise kristalize kireçtaşı adlamaları yapılmıştır. Bu kayalar genellikle çok tıkkız, ince bantlı ve/veya tabakalı,

yer yer gri renkli ara bantlar içeren, iyi derecede kristallenmiş kayalardır. Bazı yerlerde bu kayaların yüzey ve yeraltı sularınca işlendikleri, çözünerek ikincil gözeneklilik ve yer yer kahverengimsi bir renk kazandıkları gözlenmektedir. İncelemeler sırasında bu kayalar içinde fosil bulunamamıştır. Ancak bazılarında Senomaniyen yaşı veren fosillerin bulunduğu belirtilmektedir (Bingöl, 1977).

Baklan Graniti

İnceleme alanının güneydoğu kesiminde, Baklan Tepe çevresinde yüzeyleyen (Ek 1) bu birimin adlaması Bingöl'den (1977) alınmıştır. Kristal büyüklüğü ve koyu renkli minerallerin bolluğu bakımından oldukça sık değişiklikler gözlenmektedir. Makroskopik ve mikroskopik özelliklerine göre «biyotit-hornblend granit» olarak adlanabilecek bu birimden alınan bazı örnekler granodiyoritik bir bileşim de göstermektedir.

Bingöl (1977), bu granitler içinde Muratdağı Karışığı içinde bulunan metamorfitlerden büyük parçalar bulunduğunu, çevresindeki kayalarda kontak metamorfizma gözlendiğini, ayrıca yaşının Üst Kre-tase'den genç, olasılıkla Paleosen olduğunu belirtmektedir. Aynı araştırmacı, tüm kayaç olarak Rb/Sr yöntemiyle yaptığı radyometrik yaş tayininden 52 ± 7 M.Y. yaş bulmuş olup, bu yaş Paleosen-Eosen arasına karşılık gelmektedir.

Gökler Çökelleri

Altta bordo renkli, kaba taneli konglomeralardan, üst seviyelere doğru ise kumtaşı, silttaşı, marn ve ince taneli konglomera seviyelerinden oluşan bu birim inceleme alanının özellikle batı kesiminde, Gökler Köyü çevresinde az miktarda da inceleme alanının doğu ve güney kesimlerinde gözlenmektedir (Ek 1). Gökler Köyü yakınlarında birimin kalınlığı 500 m'yi geçmektedir.

Bu birimin konglomeratik alt seviyeleri Bingöl (1977), tarafından Paleojen yaşlı Belova Formasyonu içinde, üst seviyeleri ise Orta Miyosen yaşlı Kıranlarla Formasyonu olarak adlanmıştır. Baş (1983 ve 1986) ise bu birimi Tunçbilek Formasyonu içinde Demirbilek Üyesi olarak tanımlamış ve Üst Miyosen yaşını vermiştir.

Bu birim içinde Gökler Köyü çevresinde işletilmekte olan kömür yatakları bulunmaktadır. Bingöl (1977), bu birimin inceleme alanının güney kesiminde Karacahisar Volkanitlerinin riyolitik tüfleri ile yanall ve düşey geçişli olduğunu belirtmektedir.

Karacahisar Volkanitleri

Bu birim inceleme alanının güney ve güneydoğu bölümünde geniş alanlar kaplamaktadır (Ek 1). İleri derecede kaolenleşmiş riyolit ve riyodasitler ile riyolitik tüflerden oluşmaktadır. Bingöl (1977), bu birimi aynı şekilde adlanmış olup, Orta Miyosen (16,9 - 20,9 M.Y.) yaşlı olduğunu belirtmektedir.

Karşakatepe Çökelleri

İnceleme alanının kuzeydoğu kesiminde, Cebrail Köyü çevresinde ve inceleme alanının batı kesiminde, Efek Tepe çevresinde gözlenmektedir (Ek 1). Kirli beyaz - boz renkli marn, kıltaşı, kumtaşı, tuf ve yer yer ince tabakalı kireçtaşı ara seviyelerinden oluşmaktadır. Baş (1983 ve 1986), bu birimi Alt-Orta Pliyosen yaşlı Çökköy Formasyonu olarak adlandırmıştır.

Göçüktepe Çökelleri

Bu birim iri çakıllı, az pekişmiş konglomeralardan oluşmuş olup, inceleme alanının kuzey kesiminde, Cebrail Köyünün batısında yüzlenmektedir (Ek 1). Çok az da olsa tabakalanma gözlenmektedir. Baş (1983 ve 1986), bu birimi Kocayataktepe Formasyonu olarak adlandırmıştır.

Alüvyonlar

Akarsu vadilerinde birikmiş, kaba taneli, pekişmemiş, yöredeki her türden kayaca ait kırıntılar içeren güncel birikintilerdir. Genellikle ince ve dar yığılımlar şeklindedirler.

YAPISAL ÖZELLİKLER

Şistozite ve Tabakalanma Düzlemlerinin Konumları

İnceleme alanının hakim birimi olan Muratdağı Karışığının bileşenlerinin dokanak ilişkileri ve meta-detritik kayaların şistozite düzlemleri yaklaşık olarak D-B doğrultulu ve genellikle kuzeye eğimlidirler. Yargediktepe Metamorfiteğinde ölçülen bazı değerler ise D-B/30-50 G konumudurlar. Mermerlerin ve kristalize kireçtaşlarının tabakalanma ve/veya bantlanma düzlemleri oldukça değişik konumlar göstermektedirler.

Miyosen yaşlı Gökler Çökellerinde ölçülen tabaka düzlemlerine ait değerler yaklaşık olarak D-B eksen doğrultulu ve senkinal türü kıvrımların bulunabileceğini göstermektedir.

Pliyosen yaşlı Karşakatepe çökelleri genellikle yataya yakın tabakalı olup yer yer (5-20°) lik tabaka eğimleri ölçülebilmektedir. Bu ölçümlerin doğrultu-

ları da diğer birimlerde olduğu gibi D-B dir. Göçüktepe Çökellerinin tabakalanma düzlemleri ise yataya yakın konumudurlar.

Faylar

Bindirme Fayı : Muratdağı Karışığı ile Aşağı Belova Formasyonu arasındaki bindirme zonu inceleme alanının güney kesiminde Muratdağı çevresinde gözlenmektedir. Üstte bulunan Muratdağı karışığının aşınmış olduğu yerlerde alttaki Aşağı Belova Formasyonuna ait birimler açığa çıkmışlardır. Bu bindirme zonu yer yer 50 m'ye varan genişlikte ezik bir zon şeklinde olup, eğim yönü kuzeye ve güneye olmak üzere değişmektedir. Bu bindirme Muratdağı Karışığının bölgeye tektonik olarak yerleşmesi sırasında ve büyük olasılıkla Üst Kretase-Paleosen arası bir zamanda oluşmuştur (Bingöl, 1977).

Normal Faylar : KB-GD doğrultulu ve birbirine paralel faylar olup eğim yönleri KD-GB'ye olmak üzere değişmektedir. Fayların eğim açıları 60-65° arasındadır. Bu fayların eğim yönleri, atımları ve topoğrafyada oluşturdukları basamaklar bölgede bir horst-graben sisteminin geliştiğini göstermektedir. Genel görünümü ile Muratdağı Deresi graben'c, iki tarafındaki yükseklikler ise horstlara karşılık gelmektedir. Bu faylanmanın etkisiyle özellikle Miyosen yaşlı Gökler Çökellerine ait kayalar oldukça farklı topoğrafik seviyelerde basamaklar şeklinde kalmışlardır.

Doğrultu Atımlı Faylar : Eğim atımlı faylanmanın ileri evrelerinde yaklaşık K-G doğrultulu yırtılmalar sonucu oluşmuşlardır. Bu faylar eğim atımlı fayları yerel olarak sol yönde ötelemektedirler ve sol yanallı doğrultu atımlı faylardır.

Normal ve doğrultu atımlı faylar Miyosen ve daha yaşlı birimleri kestiklerinden ve Pliyosen yaşlı birimler tarafından örtüldüklerinden ve/veya Pliyosen yaşlı birimlere çökelme havzaları hazırladıklarından Miyosen-Pliyosen arası bir zamanda oluşmuşlardır.

ANTİMON CEVHERLEŞMELERİNİN YATAKLANMA ŞEKİLLERİ VE CEVHER YANKAYAÇ İLİŞKİLERİ

Dügelikdolayitepe Cevherleşmesi

Dügelikdolayitepe'nin batısında Kesmeli Pınarı yakınında bulunmaktadır (Ek 1). Yerel jeolojik özellikler ve cevherleşmenin konumu Şekil 2'de gösterilmeye çalışılmıştır.

Yörede Muratdağı Karışığının metadetritik kayalar ve mermerleri ile Gökler Çökellerinin üst seviyelerine karşılık gelen marnlar yüzeylemektedir. K55B/55-60GB konumlu kırık hatları yörede gözlenen topoğrafik basamakları oluşturmuşlardır.

Cevherleşme metadetritiklerle marnları karşı karşıya getiren faylardan birinin önünde, marnlar içinde bulunmaktadır. Cevherleşme yakınında marnlar bir miktar silisleşmiş ve karbonatlı mineralleri yeniden kristallenmiştir. Alınan cevher örneklerinde oksitli antimonitler ve/veya doğrudan oluşmuş antimonoksitler gözlenmiştir. Cevherleşme yüzeyde çok az olup, faylar ve marnlar ile metadetritik kayaların dokanağında açılacak yarmalarda devamlılıkları araştırılabilir.

Cebrail Cevherleşmesi

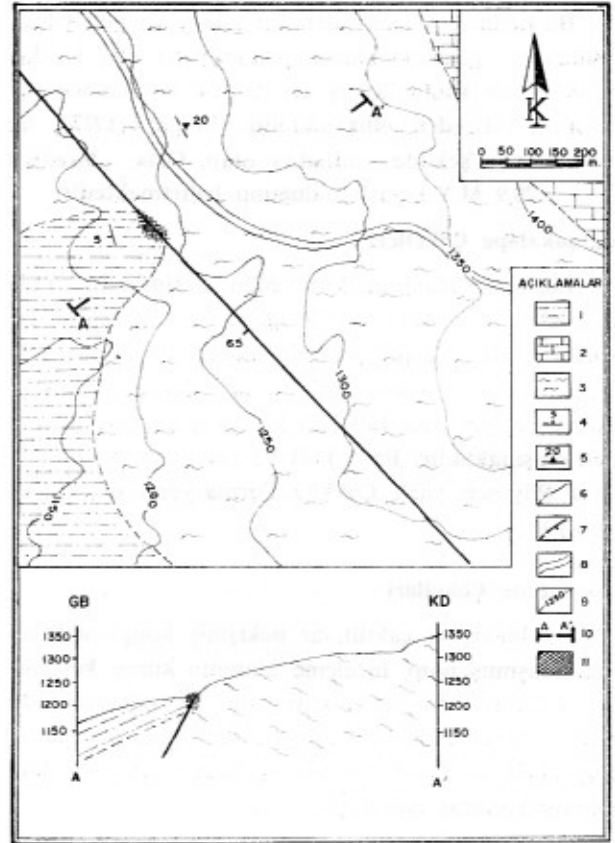
Bu yatak Cebrail Köyünün yakın güneyinde Sivriyayla ve Gökçeyüz Tepelerin kuzey yamaçlarında bulunmaktadır (Ek 1). Yerel jeolojik özellikler ve cevherleşmenin konumu Şekil 3'te görülmektedir.

Yörede Muratdağı Karışığının metadetritik kayaları ve mermerleri ile mermerlerin önlerinde ve/veya tabanlarında gözlenen mermer breşi yığılımları, travertenler ve kolüvyonlar yüzeylemektedir. Ayrıca yörede K55B/60-65KD konumlu kırık hatları (Şekil 3', F₁-F₆) gözlenmekte olup, fayların yakınları ileri derecede breşleşmiştir.

Yöredeki antimon yatakları mermer breşi yığılımları ve travertenler ile ilişkili gözükmektedir. Bu yığılımlar içerisinde çakıllı ve kumlu-siltli kesimlerin dokanağı boyunca ve çakıllar arası boşluklarda tabakamsı tip, travertenlerin ve kireçtaşlarının kırık ve çatlakları içinde ise çatlak dolgusu tipi cevher birikimleri gözlenmektedir (Gökçe, 1986).

Halen işletilmekte olan cevherleşmeyi getiren sıcak suların F₂ fayı üzerinde bulunan silisleşmiş konilerden çıktıkları ve yamaç aşağı (yüzeyde ve/veya mermer çakıllı yığılımları içinde) akarken yukarıda belirtilen yerlerde ürünlerini çöktükleri düşünülmektedir (Gökçe, 1986). Yöredeki fayların derin kısımlarında cevherleşmenin bulunup bulunmadığı henüz araştırılmamış olup, buralarda da cevherleşme gelişmiş olabilir.

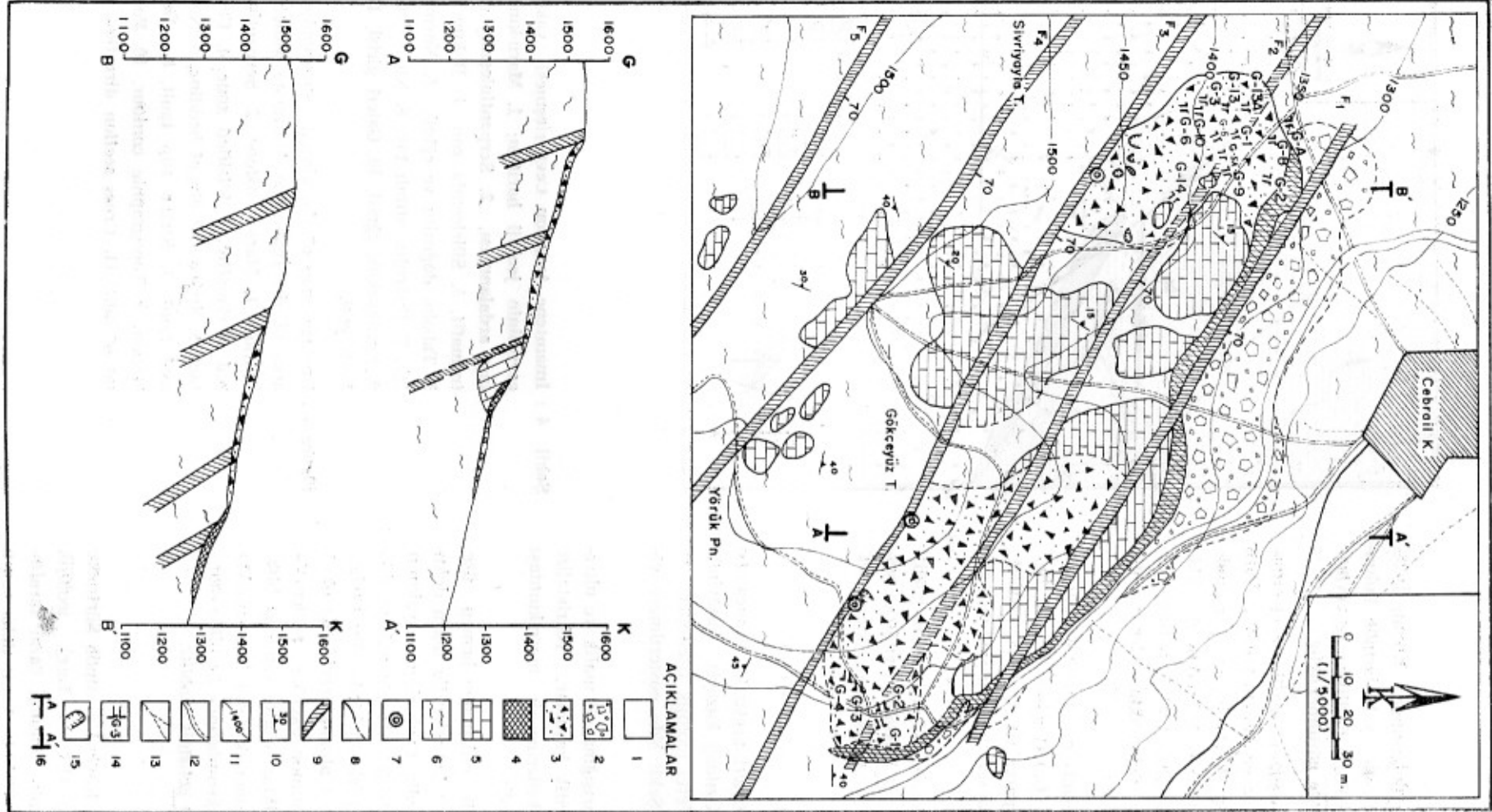
Alınan cevher örneklerinde cevher minerali olarak antimonit, antimon oker, kermesit ve serbest kürt, eser miktarda ise pirit, markasit ve enarjit göz-



Şekil 2 : Dügelikdolaytepe Antimon Cevherleşmesi yakın çevresinin jeoloji haritası; 1. Kilitaş-marn ardalanması, 2. Kristalize kireçtaşı, 3. Şist, 4. Tabaka doğrultu ve eğimi, 5. Şistozite doğrultu ve eğimi, 6. Dokunak, 7. Fay, 8. Yol, 9. Eşyükseklik eğrisi, 10. Kesit yeri, 11. Cevherleşme.

Figure 2 : Geology map of the closed surrounding area of the Dügelikdolaytepe Antimony Mineralization; 1. Claystone-marl alternation, 2. Crystallized limestone, 3. Schist, 4. Strike and dip of bedding, 5. Strike and dip of schistosity, 6. Contact, 7. Fault, 8. Road, 9. Topographic contour, 10. Cross section direction, 11. Mineralization.

lenmiştir. Gang minerali olarak ta kalsit ve kuvars bulunmaktadır. Antimonitler ve antimon oker'ler genellikle iğsals kümelmiş, uzun çubuksu kristaller şeklindedirler. Kermesitler ise mermer çakılları üzerinde kırmızı renkli sıvamalar şeklinde gözlenmektedirler.



Şekil 3 : Cebraill Antimon Cevherleşmesi yakın çevresinin jeoloji haritası (Gökçe'den, 1986 bazı değişikliklerle); 1. Alüvyon, 2. Yamaç döküntüleri/kolüvyon, 3. Mermer çakıllı yığılımlar (cevherin yankayacı), 4. Silisli traverten (yer yer cevherli), 5. Mermer, 6. Şist, 7. Olasılı sıcaksu çıkış yerleri, 8. Dokunak, 9. Breşik fay zonları (F_1 - F_2), 10. Şistozite doğrultu ve eğimi, 11. Eşyükseklik eğrisi, 12. Stabilize yol, 13. Kuru dere, 14. Galeri girişi ve numarası, 15. Yarınca, 16. Kesit yeri.

Figure 3 : Geology map of the closed surrounding area of the Cebraill Antimony Mineralisation (after; Gökçe 1986, with some modification); 1. Alluvium, 2. Colluvium, 3. Accumulation of marble pebble, 4. Travertine with silica, 5. Marble, 6. Schist, 7. Possible places of mineral bearing water spring, 8. Contact, 9. Brechiated fault zones (F_1 - F_2), 10. Strike and dip of schistosity, 11. Topographic contour, 12. Stabilized road, 13. Dry stream, 14. Portal of adit and number, 15. Quarry, 16. Cross section direction.

İmamtepe Cevherleşmesi

Gökler Köyünün güneydoğusunda, Kömür İşletmeleri A.Ş.'nin Deliktaş Ocağı yakınlarında bulunmaktadır (Ek 1). Yerel jeolojik özellikler ve cevherleşmenin konumu Şekil 4'de görülmektedir.

Yörede Muratdağı Karışığının mafik ve ultramafik kayaları ile Gökler Formasyonunun kumtaşı-marn ardanması bulunmaktadır. Cevherleşme yakınında bu iki kayacın dokanağı 10-15 m kalınlıkta genellikle silisleşmiş bir zon şeklinde olup, şekilde görülen faylar boyunca sızan sular bu dokunaktan yüzeye çıkarırken bu zonu oluşturmuşlardır.

Cevherleşme bu silisleşmiş zon içinde açılmış bir galeri içinde gözlenmiştir. Galeri içinde her iki birime ait bresleşmiş kayaç parçaları silisli bir matriks ile çimentolanmış, oldukça sert bir zon şeklinde gözlenmektedirler.

Galeri içinde cevherleşme oldukça fakir gözükmekte olup, birkaç antimonit kristalinin yıldızlar şeklinde biraraya gelmesiyle oluşmuş kümecikler şeklindedir.

Karacatepe Cevherleşmesi

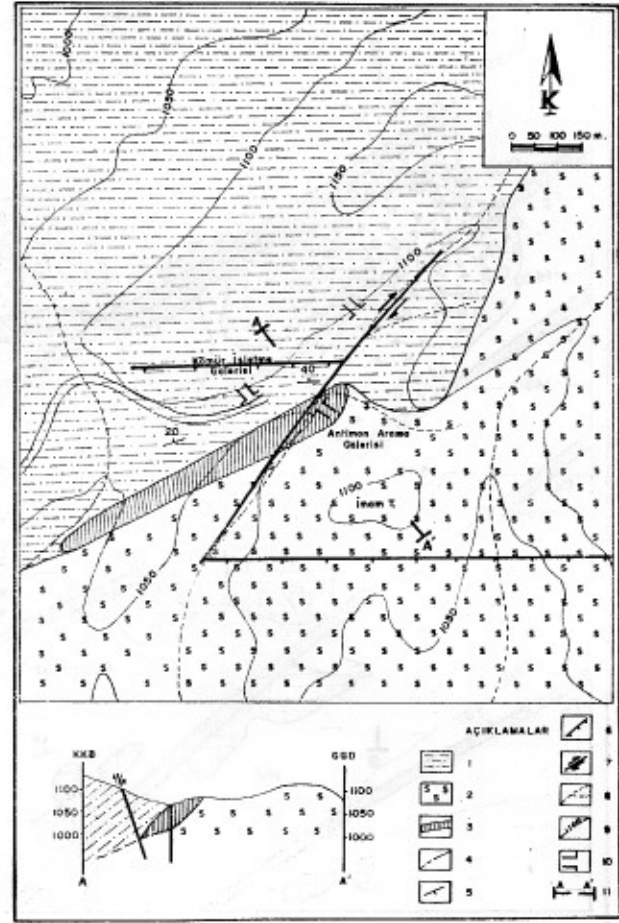
Gökler ve Göynük Köyleri arasında, Karacatepe (Karaahmetçalı Tepe) (Kızıldağ kuzeyi) kuzeyinde bulunmaktadır (Ek 1). Yerel jeolojik özellikler ve cevherleşmenin konumu Şekil 5'de gösterilmeye çalışılmıştır.

Yörede Muratdağı Karışığına ait mafik ve ultramafik kayalar, metadetritik kayalar, rekristalize kireçtaşları ve Gökler Çökellerine ait marn-kumtaşı ardanması yüzeylenmektedir.

Cevherleşme bu dörtlü dokanağın hemen üzerinde özellikle metadetritik kayalar ile marn dokanağı boyunca gözlenmektedir. Cevherleşme yakınında marnlarda ve metadetritiklerde bir miktar silisleşme ve karbonatlaşma gözlenmektedir. Bu cevherleşmenin çeşitli yerlerinden alınan örneklerde oksitlenmiş antimonitler ve antimon oker'ler gözlenmiştir. Cevherleşmede bir miktar üretim yapıldığı bilinmekte ise de fazla bir ekonomik değer taşımamaktadır. Ancak fayların derin kısımlarında özellikle marnlı seviyelerde cevherleşme gelişmiş olabilir.

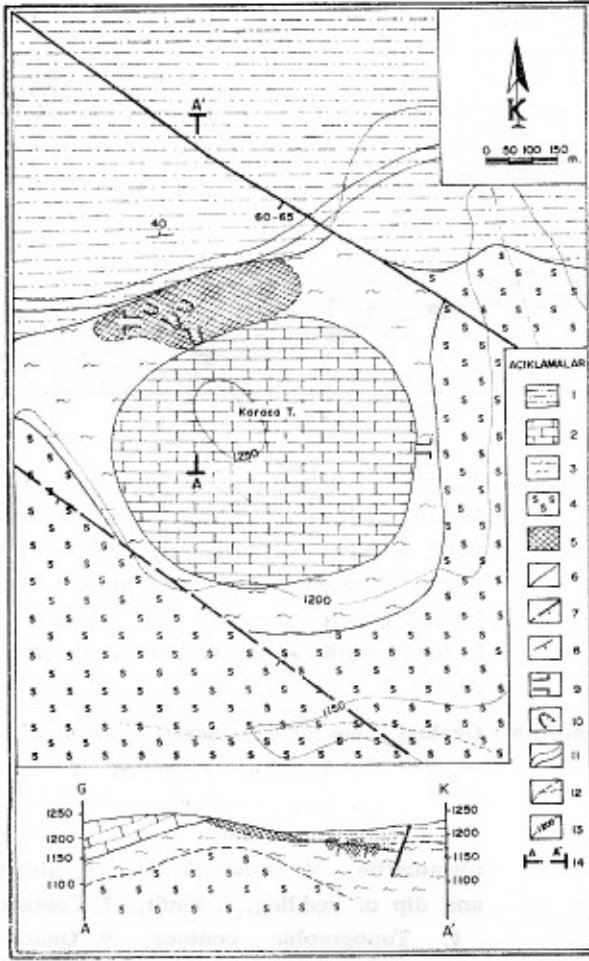
Sürtmece Cevherleşmesi

Göynük ve Çukurören Köyleri arasında Sürtmece Mevkisinde bulunmaktadır (Ek 1). Yerel jeolojik özellikler ve cevherleşmenin konumu yazar tarafından haritalanmış olmakla birlikte, yazar daha sonra



Şekil 4 : İmamtepe Antimon Cevherleşmesi yakın çevresinin jeoloji haritası; 1. Marn-kumtaşı ardanması, 2. Serpantinleşmiş ultramafit, 3. Silisleşmiş zon, 4. Dokunak, 5. Tabaka doğrultu ve eğimi, 6. Normal fay, 7. Doğrultu atımlı fay, 8. Kuru dere, 9. Eşyükseklik eğrisi, 10. Galeri girişi, 11. kesit yeri.

Figure 4 : Geology map of the closed surrounding area of the İmamtepe Antimony Mineralization; 1. Marl-sandstone, 2. Serpentinized ultramafite, 3. Silicified zone, 4. Contact, 5. Strike and dip of bedding, 6. Normal fault, 7. Strike slip fault, 8. Dry stream, 9. Topographic contour, 10. Portal of adit, 11. Cross section direction.



Şekil 5 : Karacatepe (Karacaahmetçalı Tepe) Antimon Cevherleşmesi yakın çevresinin jeoloji haritası; 1. Marn-kumtaşı ardalanması, 2. Mermer, 3. Şist, 4. Mafik ve Ultramafik kayalar, 5. Cevher içeren silisli traverten çökeltileri, 6. Dokunak, 7. Fay, 8. Tabaka doğrultu ve eğimi, 9. Galeri girişi, 10. Yarma, 11. Stabilize yol, 12. Kuru dere, 13. Eşyükseklik eğrisi, 14. Kesit yeri.

Figure 5 : Geology map of the closed surrounding area of the Karacatepe (Karacaahmetçalı Tepe) Antimony Mineralization; 1. Marl-sandstone alternation, 2. Marble, 3. Schist, 4. Mafic and Ultramafic rocks, 5. Mineral contain travertine with silica, 6. Contact, 7. Fault, 8. Strike and dip of bedding, 9. Portal of adit, 10. Quarry, 11. Stabilized road, 12. Dry stream, 13. Topographic contour, 14. Cross section direction.

Çoban Madencilik A.Ş. için Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YU-VAM) tarafından yapılan bir projede görev aldığından cevherleşme ile ilgili çalışmanın bu yayında yer almasına yukarıda belirtilen kurumlarca izin verilmiştir. Ancak yayının bütünlüğü açısından yatakta gözlenen bazı özellikler aşağıda olduğu gibi özetlenmiştir.

Yataklar çevresinde Muratdağı Karışığının metadetritik kayaları, bu karışığın kireçtaşı ve mermerlerinden türemiş mermer breşleri ve Gökler Formasyonunun taban konglomeraları yüzeylenmektedir. Metadetritik kayalar ileri derecede bozunmuş stavrolit-klorit-serisit-kuvars şist ve kuvars-kalkışist özelliğindedirler. Ayrıca bu kayalarda karstlaşma benzeri ikincil gözeneklilik gelişmiş olup, bu yerlerde ileri derecede silisli ve karbonatlı bir dolgu gelişmiştir. Bu kayaların şistozite düzlemleri genellikle korunmuş olup, D-B/40°K konumdadırlar. Mermer breşleri, silisleşmiş ve karbonatlaşmış şistler üzerinde 5-20 m. kalınlıkta uyumsuz bir örtü şeklinde gözlenmekte olup, düzensiz dağılmış, herhangi bir tabakalanma ve/veya boylanma göstermeyen, yönenin kuzeyindeki Çalova Tepe de gözlenen mermerlerden türemiş, 0,5 mm - 20 cm. büyüklükte bloklardan oluşmuş bir kayaç türüdür. Gökler Formasyonunun taban konglomeraları bu iki kayaç türü üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır. Alt kısımları oldukça kaba taneli (20 cm'den daha büyük bloklar), Üst kısımları ise daha ince taneli malzemeden oluşmuştur. İçlerinde şist, mermer, yeşil kayaç, radyolarit gibi kayaçlardan türemiş çakıllar vardır. Çimentolanma genellikle zayıf olup, gevşek bir görünüm izlenmektedir.

Ek 1'den görüldüğü gibi bu cevherleşmenin yakınında K55-60B/55-60 GB konumlu 2 adet eğim atımlı ve bunları kesen K20D doğrultulu sol yanal doğrultu atımlı bir adet fay bulunmaktadır. Ayrıca Şekil 6'dan görüldüğü gibi doğrultuları eğim atımlı faylara paralel ancak 4 tanesi onlara ters yönde 1 tanesi ise aynı yönde eğimli küçük faylar gelişmiştir. Bu faylar Ek 1'deki fayların artçı ürünleridir.

Yöredeki cevherleşme belirgin bir şekilde yukarıda tanımlanan fay zonları ile bunlara paralel olarak gelişmiş küçük faylar ve mermer breşi-şist dokunağına bağlı olarak gelişmiş gözükmemektedir. Faylar boyunca ve şistlerin şistozite düzlemlerine paralel olarak gelişmiş ikincil gözenekli zonlar cevher yerleşimi için uygun boşlukları oluşturmuştur. Bu zonlar boyunca cevherleşme kalınlık ve zenginlik bakımından her yerde homojen olmayıp, oldukça sık değişimler

Alınan cevher örneklerinden antimonit ve yer yer oksitlenmiş antimonitler hakim cevher minerali olarak, ayrıca eser miktarlarda kermesit, pirit, markasit, rutil ve arsenopirit gözlenmiştir. Gang minerali olarak iri kristaller halinde kuvars ve ikincil dolgular şeklinde kalsit bulunmaktadır.

Uğurluca Köyünün 1 km. kadar doğusunda Azmak Dere'nin güney yamacında bulunmaktadır (Ek 1). Yerel jeolojik özellikler ve cevherleşmenin konumu Şekil 6'da gösterilmeye çalışılmıştır.

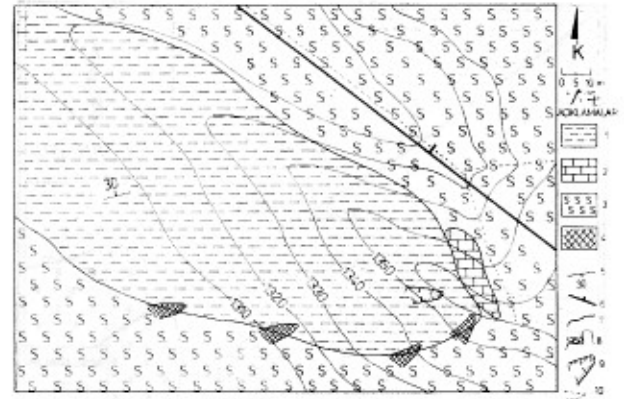
Uğurluca Cevherleşmesi

Uğurluca Köyünün 1 km. kadar doğusunda Azmak Dere'nin güney yamacında bulunmaktadır (Ek 1). Yerel jeolojik özellikler ve cevherleşmenin konumu Şekil 6'da gösterilmeye çalışılmıştır.

Bu cevherleşmenin çevresinde Muratdağı Karışığına ait mafik ve ultramafik kayalar, metadetritik kayalar ve rekristalize kireçtaşı blokları bulunmaktadır. Ayrıca bu kayalar K45B/55-60°KD ve K60B/60GB konumlu faylar ile kesilmektedir.

Cevherleşmenin yakınlarında yukarıda tanımlanan kayalar sarı-kahverengi renkli, silisli traverten olarak adlandırılabilir, 5-10 m. kalınlıkta bir örtü ile kaplanmışlardır. Bu örtünün yukarıda belirtilen K60B/60GB konumlu fay boyunca çıkan sıcak suların taşıdıkları ürünleri çökeltmeleri sonucu oluştuğu düşünülebilir. Bu örtü fayın yakınında kalmı, dar ve bol silisli, topoğrafik olarak aşağılara inildikçe ise ince ve az silisli bir özellik göstermektedir.

Yöredeki antimon cevherleşmeleri doğrudan bu silisli travertenler ile ilişkili gözükmekte olup, açılan yarmalarda düzensiz dağılmış cevher kümecikleri şeklinde oldukları gözlenmektedir. Alınan cevher örneklerinde ileri derecede oksitlenmiş antimonit kristalleri gözlenmektedir.



Şekil 6 : Uğurluca antimon yatağı yakın çevresinin jeoloji haritası; 1. Kilitaş-marn ardalanması, 2. Kristalize kireçtaşı, 3. Serpantinleşmiş ultramafit, 4. Cevherleşme, 5. Tabaka doğrultu ve eğimi, 6. Fay, 7. Dokunak, 8. Eşyükseklik eğrisi, 9. Yarma, 10. Kuru dere.

Figure 6 : Geology map of the closed surrounding area of the Uğurluca Antimony Mineralization; 1. Claystone-marl alternation, 2. Crystalized limestone, 3. Serpentinized ultramafite, 4. Mineralization, 5. Strike and dip of bedding, 6. Fault, 7. Contact, 8. Topographic contour, 9. Quarry, 10. Dry stream.

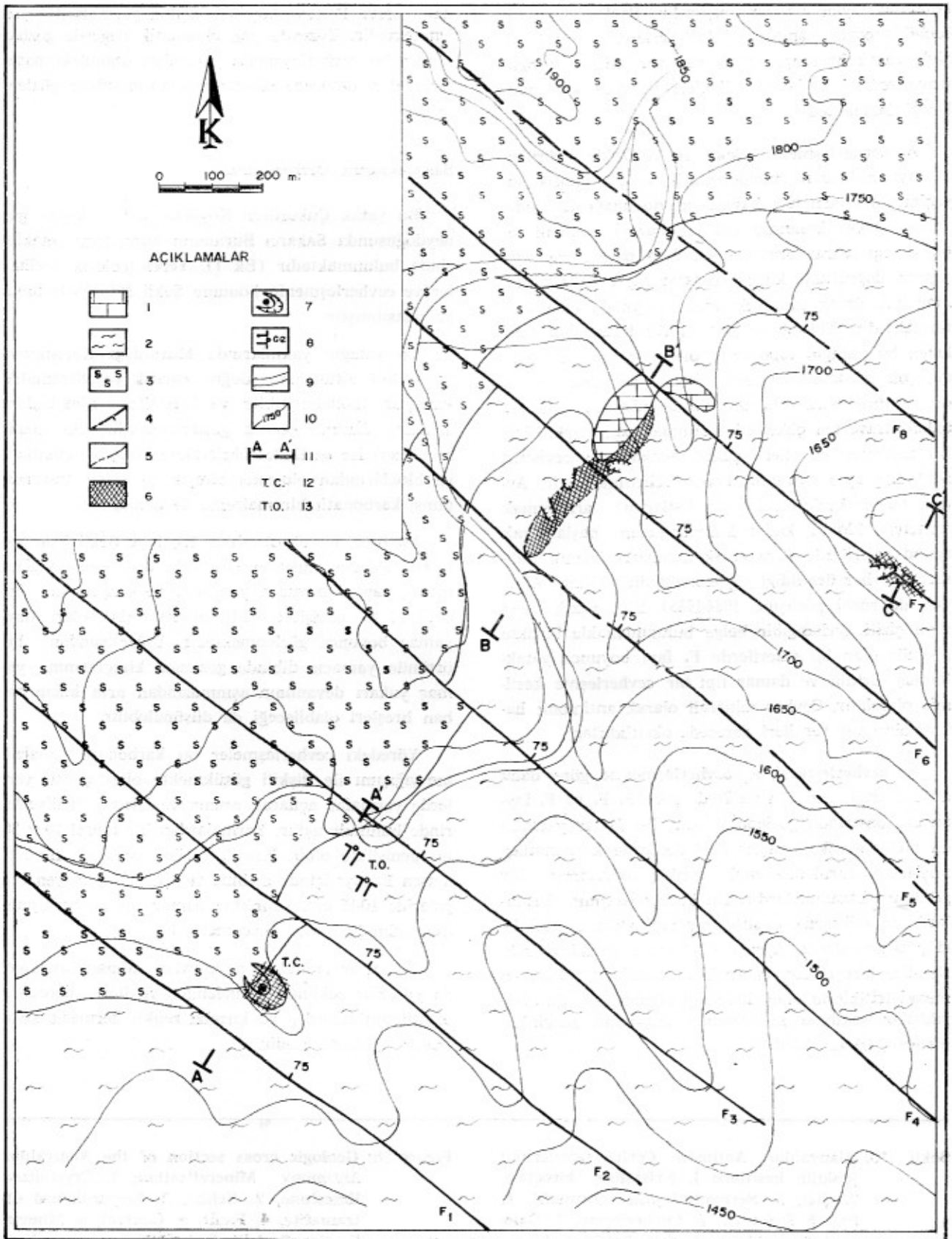
Alanyahılar Cevherleşmeleri (A₁, A₂, A₃)

Bu cevherleşmeler inceleme alanının orta kesiminde, Soğanlı ağılı mevkisinde bulunmaktadır (Ek 1). Yerel jeolojik özellikler Şekil 7a ve 7b'de gösterilmeye çalışılmıştır.

Yargediktepe metamorfizmaları ile Muratdağı Karışığının mafik ve ultramafik kayaları, üstte ise yine aynı karışığın metadetritik ve karbonatlı bile-

Şekil 7a: Alanyahılar Antimon Cevherleşmeleri yakın çevresinin jeoloji haritası; 1. Kristalize kireçtaşı, 2. Şist, 3. Serpantinleşmiş ultramafit, 4. Fay, 5. Dokunak, 6. Cevherleşme, 7. Açık işletme sınırı, 8. Galeri girişi, 9. Maden yolu, 10. Eşyükseklik eğrisi, 11. Kesit yeri, 12. Tabakalı cevher, 13. Transtürk galerileri.

Figure 7a: Geology map of the closed surrounding area of the Alanyahılar Antimony Mineralizations; 1. Crystalized limestone, 2. Schist, 3. Serpentinized ultramafite, 4. Fault, 5. Contact, 6. Mineralization, 7. Open pit mine, 8. Portal of adit, 9. Mine road, 10. Topographic contour, 11. Cross section direction, 12. Stratiform mineralization, 13. Transtürk adits.



şenleri gözlenmektedir. Bu kayalar (K50B/75KD) konumlu faylar ile kesilmişlerdir. Faylar boyunca, özellikle cevherleşmelere yakın yerlerde önemli ölçüde sarı-kahverengi renkli yer yer silisli zengin travertenimsi karbonat çökelleri ve/veya karbonatlar gözlenmektedir.

A₁ cevherleşmesi, Şekil 7a ve 7b'de görülen F₁ fayının hemen önünde, mafik ve ultramafik kayalarla metadetritik kayaların dokunağı üzerinde, yataya yakın konumlu çok az kuzeye eğimli tabakalı tip (Stratiform) ve bu faya paralel ve/veya çapraz doğrultulu küçük kırıklar/faylar içinde damar tipi olmak üzere iki ayrı tip yataklanma göstermektedir. Köksoy ve İleri (1977) tarafından incelenen bu yatağın topoğrafik olarak en üst kesiminde, çok silisli bir traverten konisi ve bunun önünde, işletme sırasında önemli ölçüde kazılmış tabakalı traverten çökelleri bulunmaktadır (Şekil 7a). Bu traverten çökelleri içinde tabakalı tip cevherin işletildiği aynı araştırmacılarca belirtilmektedir. Ayrıca bu cevherleşmenin alt katlarını araştırmak amacıyla, 200 m. kadar kuzeydoğudan başlatılarak açılan galerilerde (Transtürk Ocakları) önemli miktarda cevher üretildiği söylenmektedir (Yılmaz Alan-yalı ile sözlü görüşme, 1984-1985). Elde yazılı ve/veya çizili herhangi bir belge bulunmamakla birlikte göçmüş olan bu galerilerde F₂ fayı boyunca yataklanmış, örtülü ve damar tipi bir cevherleşme kesilmiş olmalıdır. Cevher minerali olarak antimonit hakim olup yer yer ileri derecede oksitlidirler.

A₂ cevherleşmesi, A₁ cevherleşmesine göre daha alt kotlarda, Şekil 7a ve 7b'de görülen F₃ ve F₆ faylarının önlerinde gözlenmektedir. Bu faylar yakınında metadetritik kayalar ileri derecede karbonatlaşmışlar ve sarı-kahverengi renkli, toprağımsı bir görünüm kazanmışlardır. Bu karbonatlaşmış kısımlarda az miktarda, oksitlenmiş antimonit kümecikleri gözlenmektedir. Ayrıca F₆ fayının önündeki rekristalize kireçtaşlarının kırık ve çatlakları içinde ve metadetritiklerle olan dokunağı boyunca az da olsa, yıldızlar şeklinde kümelenmiş antimonit zenginleşmeleri gözlenmektedir.

A₃ cevherleşmesi, A₂ cevherleşmesinin doğusundaki sırta, F₇ fayı boyunca açılan yarmalarda gözlenmektedir. Yüzeide pek ekonomik değerde gözükmeyen bu cevherleşmenin yarmaları önündeki pasarlarda ileri derecede oksitlenmiş antimonitler gözlenmiştir.

Sakarcıburnu Cevherleşmesi

Bu yatak Çukurören Köyünün 2 km. kadar güneydoğusunda Sakarcı Burnunun kuzeydoğu eteklerinde bulunmaktadır (Ek 1). Yerel jeolojik özellikler ve cevherleşmenin konumu Şekil 8'de gösterilmeye çalışılmıştır.

Bu yatağın yakınlarında Muratdağı Karışığının bileşenleri alttan-üstte doğru «mafik ve ultramafik kayalar, metadetritikler ve kristalize kireçtaşları şeklinde dizilmiş olarak gözlenmektedir. Bu dizilimin üzeri ise özellikle rekristalize kireçtaşı çakılları ve bloklarından oluşmuş biresik ve silisli travertenimsi karbonatlı bir malzeme ile örtülüdür.

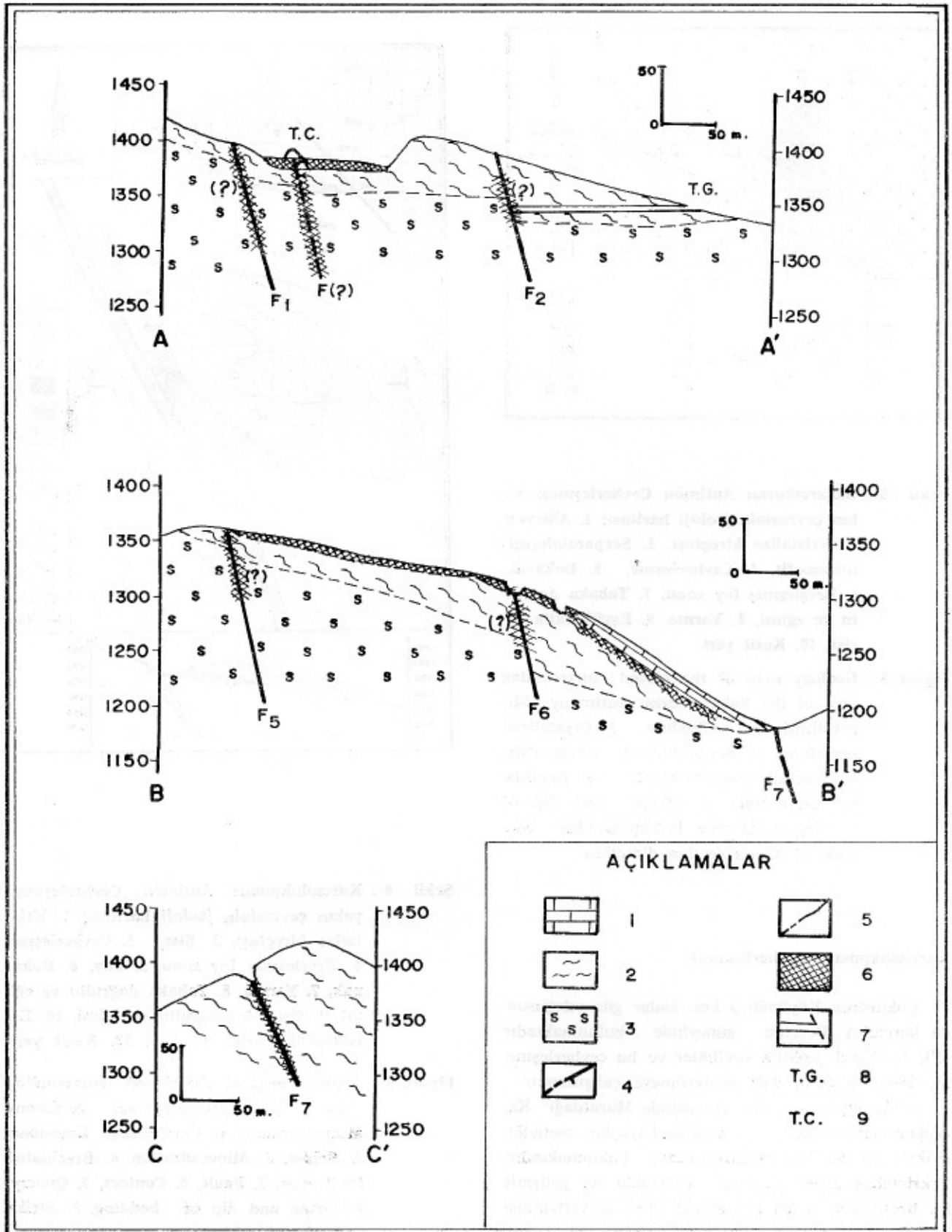
Bu örtü, büyük olasılıkla Ek 1 ve Şekil 8'de görülen fayların oluşumu sırasında breşleşen malzemenin yamaç boyunca yığılması ile oluşmuştur. Bu örtü 50 m. genişlikte, 2-10 m. kalınlıkta olup tüm yamaç boyunca gözlenmektedir. Diğer yandan bu örtünün yamacın dibinde gözlenen kireçtaşının yamaç yukarı devamının aşınmasından arta kalan taban breşleri olabileceği de düşünülebilir.

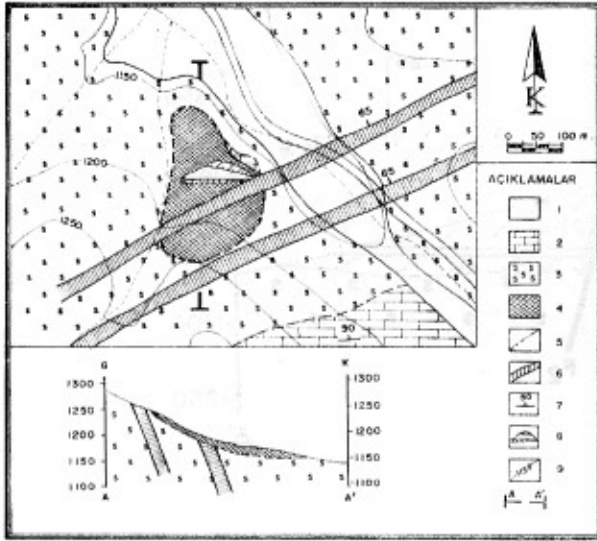
Yöredeki cevherleşmeler bu karbonatlı malzeme yığılması ile ilişkili gözükmekte olup, çeşitli yerlerde yarmalar açılarak arama ve işletme faaliyetlerinde bulunulmuştur. Yarmalardan bir tanesi 20 x 50 m. genişlikte olup, önemli ölçüde cevher alındığı ayrıca F₂ fayı içinde açılmış ve içine girilemeyen bir galeride 10-15 cm. kalınlıkta damar tipi cevherleşmenin bulunduğu da söylenmektedir.

Yamaçlar önündeki pasarlardan alınan örneklerde yıldızlar şeklinde kümelenmiş ve ileri derecede oksitli antimonitler ve kırmızı renkli kermesit sıvımaları gözlenmektedir.

Şekil 7b: Alanyalılar Antimon Cevherleşmelerinin jeolojik kesitleri; 1. Kristalize kireçtaşı, 2. Şist, 3. Serpantinleşmiş ultramafit, 4. Fay, 5. Dokanak, 6. Cevherleşme, 7. Galerri, 8. Transtürk galerileri, 9. Tabakalı cevher.

Figure 7b: Geologic cross section of the Alanyalılar Antimony Mineralization; 1. Crystallized limestone, 2. Schist, 3. Serpentinized ultramafite, 4. Fault, 5. Contact, 6. Mineralization, 7. Adit, 8. Stratiform mineralization, 9. Transtürk adits.





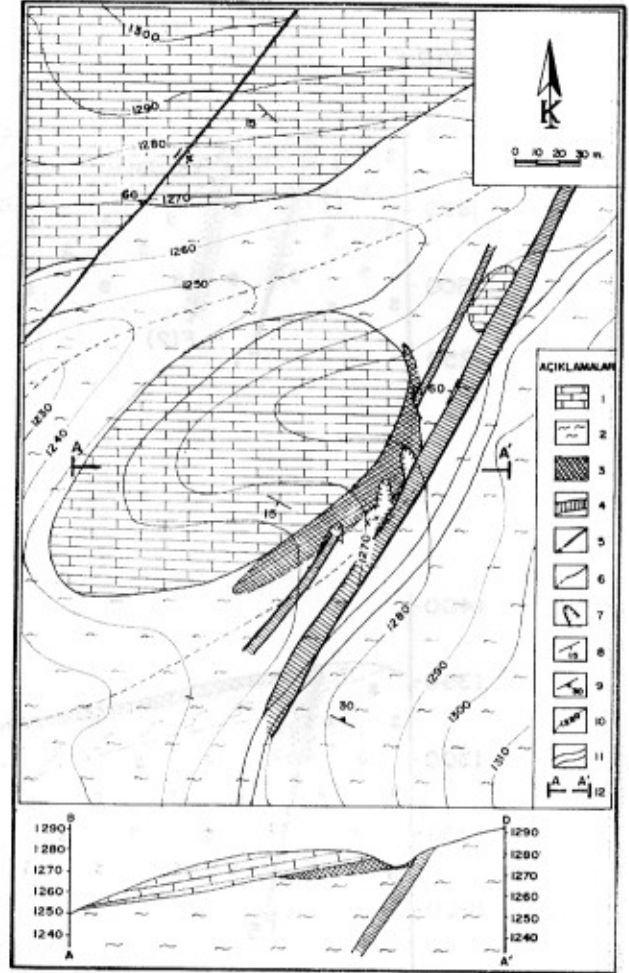
Şekil 8 : Sakarcıburnu Antimon Cevherleşmesi yakın çevresinin jeoloji haritası; 1. Alüvyon, 2. Kristalize kireçtaşı, 3. Serpantinleşmiş ultramafit, 4. Cevherleşme, 5. Dokanak, 6. Breşleşmiş fay zonu, 7. Tabaka doğrultu ve eğimi, 8. Yarma, 9. Eşyükseklik eğrisi, 10. Kesit yeri.

Figure 8 : Geology map of the closed surrounding area of the Sakarcıburnu Antimony Mineralization; 1. Alluvium, 2. Crystallized limestone, 3. Serpentinized ultramafite, 4. Mineralization, 5. Contact, 6. Brecciated fault zone, 7. Strike and dip of bedding, 8. Quarry, 9. Topographic contour, 10. Cross section direction.

Karcıolukpınarı Cevherleşmesi

Çukürören Köyünün 3 km. kadar güneydoğusunda karcıoluk Derenin güneyinde bulunmaktadır (Ek 1). Yerel jeolojik özellikler ve bu cevherleşmenin konumu Şekil 9'da gösterilmeye çalışılmıştır.

Cevherleşmenin yakın çevresinde Muratdağı Karışığına ait mafik ve ultramafik kayalar, metadetritikler ve rekristalize kireçtaşları bulunmaktadır. Rekristalize kireçtaşlarının altlarında iyi gelişmiş bir breşik zon ve bu zon içinde silisli travertenimsi karbonatlı çökeller gözlenmektedir. Yöredekı cevherleşme, rekristalize kireçtaşlarının tabanında yukarıda tanımlanan breşik ve silisli karbonatlı çökeller



Şekil 9 : Karcıolukpınarı Antimon Cevherleşmesi yakın çevresinin jeoloji haritası; 1. Kristalize kireçtaşı, 2. Şist, 3. Cevherleşme, 4. Breşleşmiş fay zonu, 5. Fay, 6. Dokanak, 7. Yarma, 8. Tabaka doğrultu ve eğimi, 9. Şistozite doğrultu ve eğimi, 10. Eşyükseklik eğrisi, 11. Yol, 12. Kesit yeri.

Figure 9 : Geology map of the closed surrounding area of the Karcıolukpınarı Antimony Mineralization; 1. Crystallized limestone, 2. Schist, 3. Mineralization, 4. Brecciated fault zone, 5. Fault, 6. Contact, 7. Quarry, 8. Strike and dip of bedding, 9. Strike and dip of schistosity, 10. Topographic contour, 11. Road, 12. Cross section direction.

ile ilişkili gözükmektedir. Bu zon üzerinde açılmış yarmaların pasalarında yıldızlar şeklinde kümelenmiş ve/veya breşler üzerine sıvanmış olarak fleri derecede oksitli antimonitler gözlenmektedir. Ayrıca Şekil 10'da görülen fayın X işareti bulunan yerinde yerel olarak zenginleşmiş masif antimonit cepleri ve/veya bantları gözlenmektedir.

CEVHER MİNERALOGİSİ

Yukarıda yataklanma şekilleri ve cevher-yankayaç ilişkileri anlatılan cevherleşmelerin saha incelemeleri sırasında mineral içeriğinin ve mikro yapı-doku özelliklerini belirlemek amacıyla cevher örnekleri alınmış, bunlardan bir kısmının parlatma blokları ve incekesitleri hazırlanarak mikroskopik yöntemlerle incelenmeye çalışılmıştır.

El örneklerinde ve parlatma bloklarında hakim cevher minerali olarak antimonit (genellikle oksitli), antimon oker (isimlendirilememiş tüm antimon oksitler) bulunmaktadır. Ayrıca bazı cevherleşmelerde kermesit te önemli miktarda gözlenmiştir. Bu minerallerin yanısıra eser miktarlarda bertiyerit, enarjit-luzinit (?), kovellin, kalkosin, pirit, markasit, arsenopirit, sinnober (?) gibi mineraller de izlenmiştir.

Gang minerali olarak kuvars ve kalsit ana bileşendir. Özellikle karbonatlı yankayaçlardan türemiş kırıntılarının bol olduğu örneklerde kalsitler ikincil çatlak dolguları şeklinde bollaşmaktadır. Bazı cevherleşmelerde gözlenen kırmızı renkli, toprağımsı dolguların limonitik bir matriks ile yankayaç kırıntılarında oluştuğu ve anatas kristalleri içerdiği gözlenmiştir.

Antimonitler oldukça öz şekilli, çubuksu kristaller şeklinde olup, genellikle oksitlidirler. Ayrıca ısınal dizilmiş kristal kümecikleri yaygın olarak gözlenmektedir. Bazı oksitli antimonitlerde oksitli kesimler sülfürlü kesimlerin ya uçlarında ek büyüme veya ardaşıklı oluşumlar şeklinde gözlenmektedir. Ardaşıklı oluşumlu kristallerin oksitli ve sülfürlü kesimleri tepe kesitlerinde iç içe gelmiş kare şekilli zonlu yapılar, boyuna kesitlerinde ise birbirine paralel bantlar şeklinde gözlenmekte olup daha önce oluşmuş antimonitlerin oksitlenme ürünlerinden daha çok ortamdaki kükürt ve oksijenin bağıllı bolluğuna bağlı olarak ardaşıklı ilksel oluşumlar olabileceğini düşündürmektedir.

Antimon oksit minerallerinin mineral adlamaları mikroskop ve XRD yöntemleriyle yapılamamış olup, sarı-kahverengi renkli tüm antimon oksit oluşumları antimon oker olarak tanımlanmışlardır.

Bunlar da antimonitler gibi uzun çubuksu kristaller şeklindedirler. Yer yer toprağımsı yığılımlar şeklinde de gözlenmektedirler.

Kermesitler breşik yankayaç kırıntıları üzerinde toprağımsı görünümlü, kırmızı renkli sıvamlar şeklinde gözlenmekte olup, yapım sırasında su içinde çözündükleri için parlatma bloklarında izlenmemişlerdir. Bertiyerit, enarjit-luzinit (?), kovellin, kalkosin, pirit, markasit, arsenopirit, sinnober (?) gibi mineraller ise eser miktarda küçük kristaller şeklinde gözlenmektedir.

LİTOLOJİK BİRİMLERİN ANTİMON İÇERİĞİ

Yörede tanımlanan litolojik birimlerden seçilen bazı kayaç örneklerinin antimon içerikleri analiz edilmiş olup çizelge 1'de görülen değerler elde edilmiştir.

Çizelge 1'den de görüldüğü gibi yöredeki litolojik birimlerin Sb içerikleri fazla yüksek değillerdir. Köksoy ve İeri (1977) daha yüksek değerler bulmuşlarsa da, örnekleri Alanyahılar-A₁ cevherleşmesine yakın alınmış ve zenginleştirilmiş örnekler olabilir.

Örnek sayısı az ve değerler birbirine yakın olmakla birlikte Yargedik Tepe (Metamorfik) Üyesi ve Karşaka Tepe çökellerine ait değerlerin diğerlerine göre yüksek olduğu söylenebilir.

BÖLGEDEKİ ANTİMON CEVHERLEŞMELERİNİN OLUŞUMU VE KÖKENİ

Önceki Araştırmaların Görüş ve Düşünceleri

Bölgede Maden Jeolojisi amaçlı ilk çalışmaları yapan Atabek (1939, 1948a, 1948b ve 1948c) yöredeki cevherleşmelerin hidrotermal damarlar şeklinde olduğunu belirtmiştir. Yıldız (1964), antimon yataklarının, tektonik hareketlerin etkisi ile birleşik bir durum almış zonlar içinde silis ile birlikte ince damarlar şeklinde olduklarını belirtmektedir. Yümlü (1968), bölgedeki antimon yataklarının genel olarak yankayaçları uyumsuz olarak kesen kuvvetli silisifiye (boynuz taşı) zonlar içinde kırık ve çatlak dolguları ve/veya küçük adacıklar şeklinde oldukları görüşündedir. Mariko (1970), bölgedeki antimon yataklarının KB, BKB-GD, DGD doğrultulu faylar boyunca ve silisifiye kayaçlar içinde gözlemlendiklerini belirtmektedir. Aral (1970) ise Sürtmece ve Sakarcı Burnu antimon cevherleşmelerinde yaptıkları incelemelerde cevherleşmelerin herhangi bir kayaç türünü tercih etmediğini, ana kayacın cevherleşmeden

Çizelge 1 : İnceleme alanındaki kayaç türlerinin antimon içeriği.

Table 1 : Antimony content of the rock types in the investigated area.

Litolojik Birim ve Yaşı (Lithologic Units and age)	Kayaç Türü (Rock type)	Örnek No: (Sample No:)	Sb İçeriği (Sb content) (ppm)	Ortalama (average) (ppm)
Karşaktepe Çökel-leri (Pliyosen)	Tüflü kireçtaşı	41	6	6
Karacahisar Volka-nitleri (Miyosen)	Riyolit	44	< 4	≤ 4
	Riyolit tüf	140	< 4	
	Riyolit	150	< 4	
Baklan Graniti (Paleosen)	Granit	142	< 4	< 4
	Granit	42	< 4	
	Granit	162	4	
Muratdağı Karışığı (Üst Kretase yerleşim yaşı)	Şist	10	6	(cevherleşmeye yakın yerde)
	"	11	< 4	
	"	32	< 4	
	"	106	< 4	
	"	110	< 4	
	"	112	< 4	
	Serpantin	24	4	
	"	39	< 4	
	Meteradiolarit (?)	107	< 4	
	Metasipilit (?)	151	< 4	
Metapiroksenit (?)		< 4		
Serpantin (?)	153	< 4		
Yarğediktepe Meta-morfiti (Jura)	Metasilttaşı	111	8	8

önce silisleştiğini ve sonra kristalen kuvars ile kaplandığını, yapısal kontrolün cevherleşme için daha önemli olduğunu ve cevherleşmelerin üç farklı yataklanma şekli (i. Kırık, çatlak ve eklemelerde dağılık halde mercerler ve cepler şeklinde; ii. Çatlak, kırık ve eklemeler içinde devamsız damarlar halinde; iii. Tektonik birleş içinde dağılık cepler halinde yataklanmış antimon oksitleri şeklinde) gösterdiklerini, cevher minerali olarak antimonit ve antimonitlerin oksitlenmesi ile oluşmuş servanit, senarmonit, kermesit, antimon V oksit, valantinit (?) gibi mineraller ile eser miktarlarda pirit, markasit, arsenopirit ve çinkoblend'in bulunduğunu, cevherleşmelerin fay zonları boyunca yükselmiş hidrotermal sulara bağlı olduğunu ve bölgenin güneyindeki Pliyosen yaşlı dasit, andezit ve riyolitler ile ilişkili termal kaynaklarla ilişkili olabileceklerini, bölgenin güneyindeki Paleosen ve Kuvaterner yaşlı bazaltların antimon cevherleşmeleri ile ilişkilerinin bulun-

madığını, cevherleşmenin olasılıkla Pliyosen yaşlı olabileceğini belirtmektedir.

Köksoy ve İleri (1976) ile İleri ve Köksoy (1977) tarafından yapılan incelemelerde bölgedeki antimon yataklarının organik maddece zengin metamorfik kayalar içindeki antimonun sıcak sular tarafından çözülmesi ve kırık ve çatlaklar boyunca yüzeye doğru taşınarak yeniden çöktürülmesi şeklinde oluştuğu belirtilmektedir.

Gözlemler ve Bulgular

— Bölgedeki tüm antimon cevherleşmeleri Ek 1 de görülen kırık hatlarının topoğrafik olarak alçak taraflarında (önünde) ve kayaç türü olarak mermer, mermer çakılı yığılması (mermer breşi) ve marın gibi karbonatlı kayaların bulunduğu yerlerde, bu kayaların gözenekleri ile kırık ve çatlakları içinde ve/veya komşu kayalarla olan dokanaklarında bulunmaktadır.

— Yataklanma şekli olarak; Alanyalılar-A₁ cevherleşmesi tabakalı (stratiform) tip; Cebrail (çoğunlukla), Karacatepe, Sakarcıburnu ve Karacıolukpınarı cevherleşmeleri mermer çakılı yığışmaları içinde, mermerlerin tabanında ve/veya diğer kayalarla olan dokanaklarında, Uğurluca ve kısmen de Karacatepe cevherleşmeleri ise marnların tabanında yataklanmış tabakamsı (stratabound) tip; Sürtmece, Alanyalılar-A₂, A₃ ve kısmen de Cebrail cevherleşmeleri ise damar tipi yataklanma şekli göstermektedirler.

— Cevherleşmeler genellikle güncel topoğrafik yüzeye çok yakın bir seviyede yataklanmış yüzeysel oluşumlar şeklinde olup, yalnızca damar tipi yataklanma gösterenlerde derine inen zenginleşmeler beklenbilir.

— Cevherleşmeler yakınında metadetritik kayalar ileri derecede bozunmuşlar, hemen hemen yalnızca karbonat içeren ve toprağımsı görünümde bir ürüne dönüşmüşlerdir. Yer yer bu ürün içinde hapsolmuş antimonit kristalleri gözlenmektedir. Cevherleşmeler yakınındaki karbonatlı kayalar ise ileri derecede silisleşmişler, yer yer yeniden kristalleşmişler (ikincil kalsit kristalleri), yer yer ise limonitleşmişlerdir. Bazı yerlerde ise ana kayacın üzerinde sarı-kahverengi renkli, başlıca karbonatlı tanelerden oluşmuş toprağımsı birikintiler ve silika-karbonatlı travertenimsi çökeller gözlenmektedir. Silika-karbonatlı çökeller taban kayacı üzerinde sert bir kabuk oluşturmaktadırlar. Sürtmece cevherleşmesinde silisleşme ve silika-karbonatlı çökeller oluşmadan önce stavrolitli şistler içinde; faylar ve şistozite düzlemleri boyunca önemli ölçüde çözünme ve boşluk oluşumu gelişmiş, daha sonra bu boşluklar kısmen silis ve cevherle doldurulmuştur.

— Hakim cevher mineralleri antimonit ve antimon oker olup, bazı cevherleşmelerde kermesit te gözlenmektedir. Bazı oksitli antimonit kristallerinde sülfürlü ve oksitli kesimlerin iç içe zonlu bir yapı gösterdikleri izlenmektedir. Ayrıca eser miktarlarda bertiyerit, enarjit-luzinit, kovellin, kalkosin, pirit, markasit, arsenopirit gibi mineraller de izlenmektedir. Yer yer oldukça kalın serbest kükürt zenginleşmeleri de gözlenmektedir.

— Antimonit kristalleri oldukça özşekilli olup, ışınal dizilmiş çubuklar, şeklindedirler. Deformasyon geçirmiş kristallere özgü bükülme bantları gözlenmemektedir.

— Cevherli çözeltilerin çıkış kanalları olarak düşünülebilecek faylar Miyosen-Pliyosen arası bir

zamanda gelişmişlerdir ve yer yer cevherli çözeltiler Miyosen yaşlı birimleri de etkilemişlerdir. Ayrıca Pliyosen yaşlı Karşakitepe Çökellerinden alınan bir adet örneğin Sb içeriği yüksek olup, bu çökellerin de cevherli çözeltilerce zenginleştirildiği ve/veya bu çökellerin biriktiği ortama çökeltme ile eş zamanlı Sb getirimi olduğu düşünülebilir. Diğer yandan yöredeki güncel sıcak su kaynakları çevresindeki travertenimsi çökellerde de Sb içeriğinin yüksek olduğu bilinmektedir (Köksoy ve İleri, 1977).

Tartışma ve Jenez

Yukarıdaki gözlem ve bulgular jenez açısından değerlendirildiğinde aşağıdaki yorumlar ve yaklaşımlar yapılabilir.

— Bölgedeki tüm antimon cevherleşmeleri, bölgedeki kırık hatları boyunca yükselen hidrotermal çözeltilerin, taşıdıkları antimonu kırık hatlarının topoğrafik olarak alçak tarafında, genellikle karbonatlı kayaların (mermer, mermer çakılı yığışımı ve marn gibi) buldukları yerlerde, onların içindeki kırık ve çatlaklar boşluklar ve diğer kayalarla olan dokunakları boyunca çökeltmeleri sonucu oluşmuşlardır. Bu genellemede ayrıcalıklı olarak hidrotermal çözeltiler ürünlerini Alanyalılar A₁ cevherleşmesinde ofiyolit-şist dokanağı üzerinde gelişmiş önu kapalı yerel bir sulu ortama, Sürtmece cevherleşmesinde ise stavrolitli şistler içindeki kırık hatları ve şistozite düzlemlerine paralel gelişmiş karstlaşma benzeri boşlukları içinde de çökeltmişlerdir.

— Yatakların çoğunda gözlenen sıcak su çıkış konilerini ve çevresindeki silikakarbonatlı çökellerin izlenmesi ve genel olarak cevherli yerlerin güncel topoğrafyaya çok yakın olması hidrotermal çözeltilerin güncel topoğrafik yüzeye çok yakın seviyelere kadar yükseldiğini ve ürünlerini çok yüzeysel olarak çökelttiklerini göstermektedir. Hatta bu çözeltilerin kırık ve çatlaklar boyunca yukarı çıkarken değil, yukarıda tanımlanan akıma müsait zonlarda topoğrafik olarak yukarıdan-aşağıya akarken ürünlerini çökelttikleri söylenebilir.

— Cevherli çözeltilerin çıkış kanallarını oluşturan kırık hatlarının Miyosen-Pliyosen arası yaşlı olmaları ve cevherli çözeltilerin Miyosen yaşlı birimleri de etkilemiş olması cevherleşmelerini yalnızca Miyosen'den genç olduğunu gösterebiliyorsa da, sahadaki genel görünüm, cevherleşmelerin güncel çok yakın bir zamanda oluştuğunu düşündürmektedir.

ği biraz yüksek olan Yargedik Tepe Metamorfitleri içinden çözmüş olabilecekleri düşünülebilir. Ayrıca hidrotermal çözeltiler yöredeki tüm magmatik ve volkanik faaliyetlerden genç olup herhangi birisi ile ilişkili değildir. Yörede halen faaliyette olan sıcak su kaynaklarının gözlenmesi, gömülü sıcak kütlelerin bulunduğunu göstermekte olup gerek bu güncel sıcak suların, gerekse antimon yataklarını oluşturan hidrotermal çözeltilerin, sıcak kütlelerin yakınlarına kadar inmiş ve ısınarak geri dönmüş yüzey kökenli sular olmaları mümkündür.

— Karbonatlı kayaçların kırık ve çatlakları ile boşlukları içinde bulunan soğuk, oksijen ve karbon-dioksit içeriği yüksek sular ve karbonatlı kayaçların asitik karakterdeki suların pH'sını nötrleştirici özellikleri, cevher çökelimi için uygun fizikokimyasal

koşulları sağlamışlar ve cevherleşmelerin özellikle karbonatlı kayaçlar çevresinde yataklanmalarına neden olmuşlardır.

KATKI BELİRTME

Araştırmanın her aşamasında Prof. Dr. Mümin KÖKSOY (H.Ü.), saha incelemeleri sırasında METSAN A.Ş. ve ÇOBAN MADENCİLİK A.Ş., büro ve laboratuvar incelemeleri sırasında Yrd. Doç. Dr. Selim İNAN (C.Ü.), Dr. Ahmet ÇAĞATAY (M.T.A.), Dr. Ömer AKINCI (M.T.A.), Arş. Gör., Osman KOPTAĞEL (C.Ü.), Arş. Gör. Ahmet EFE (C.Ü.), Arş. Gör. Fuat CEYHAN (C.Ü.), Teknisyen Veli KAYA (C.Ü.) ve Ersal PAK (C.Ü.) değerli katkılarda bulunmuşlardır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Abdüsselamoğlu, M.Ş., 1977, *Gediz ve yakın çevresinin jeolojisi ve yapısal özelliği: Hacettepe Yerbilimleri*, 3/1-2, 1-6.

Akizuki, H., 1966, *Baltalı civa madeni hakkında rapor: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 3861, yayınlanmamış.*

Akizuki, H., 1967, *Çiçeklikayası Tepe, Asarkayası Tepe, Karacahisar ve Kestanelik civa madenleri hakkında rapor: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 3843, yayınlanmamış.*

Akkuş, F.M., 1962, *Kütahya-Gediz arasındaki bölgenin jeolojisi ve serpantin ile kalkerin yaşı hakkında not: Maden Tetkik Arama Dergisi*, 58, 21-30.

Alkan, V., 1967, *Kütahya vilayeti, Gediz kazası, Karaağaç köyü civarında Bay Ali Haydar*

Nakipoğlu'nun civa sahasına ait prospeksiyon raporudur: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 3809, yayınlanmamış.

Aral, H., 1970, *Göynük-Çukurören bölgesinin jeolojisi ve antimon yatakları: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 4334, yayınlanmamış.*

Aral, H., 1971, *Alabayır Tepe gerstorfit ve anaberjit mineralleri hakkında: Maden Tetkik Arama Dergisi*, 77, 30-37.

Atabek, S., 1939, *Oysu demir ve antimon yatakları hakkında rapor: Maden Tetkik Arama, Rapor No: E. 990, yayınlanmamış.*

Atabek, S., 1948a, *Yülük antimon madeni prospeksiyon raporu: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 3701, yayınlanmamış.*

- Atabek, S., 1948b, Kolonkaya antimon madeni prospeksiyon raporu: Maden Tetkik Arama, Rapor No: P. 3715, yayınlanmamış.
- Atabek, S., 1948c, Cebrail antimon madeni prospeksiyon raporu: Maden Tetkik Arama, Rapor No: P. 4459, yayınlanmamış.
- Baş, H., 1983, Domaniç-Tavşanlı-Gediz-Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 7293, yayınlanmamış.
- Baş, H., 1986, Domaniç-Tavşanlı-Kütahya-Gediz yöresinin Tersiyer jeolojisi: Jeoloji Müh. Derg., 27, 11-19.
- Bingöl, E., 1977, Muratdağı jeolojisi ve ana kayalar birimlerinin petrolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 20/2, 13-67.
- Çalgın, R., 1968, 1/25.000 ölçekli Kütahya J23-d3 paftasının jeolojik etüdü: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 6853, yayınlanmamış.
- Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkuçan, A. ve Günay, E., 1978, Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21/2, 97-106.
- Ercan, T., Dinçel, A. ve Günay, E., 1979, Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege Bölgesindeki yeri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22/2, 185-198.
- Gökçe, A., 1986, Cebrail (Gediz-Kütahya) antimon yatağının jeolojisi: Cumhuriyet Üniv. Müh. Fak. Derg., 3/1, 27-35.
- Gökmen, V., 1970, Gümeleköy (Gediz-Kütahya) civarındaki Neojen sahasına ait rapor: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 6183, yayınlanmamış.
- Grabert, H., 1971, 28 Mart 1970 tarihinde Batı Anadolu'da meydana gelen depremin nedenini teşkil eden iki önemli arıza elemanının kesişmesi: Maden Tetkik Arama Dergisi, 77, 22-29.
- Gün, H., 1975, Gediz ilçesi (Kütahya ili) Neojen havzası ve güneyinin jeolojisi: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 6276, yayınlanmamış.
- Gün, H., Akdeniz, N. ve Günay, E., 1979, Gediz ve Emet güneyi Neojen havzalarının jeolojisi ve yaş sorunları: Jeoloji Müh. Derg., 8, 3-14.
- Höll, K., 1964, Cebrail, Göynük, Çukurviran, Oğrulca ve Karaağaç antimon zuhurları ile Eğlence, Eskiköy, Baltak, Karaağaç ve Muratdağındaki civa zuhurları: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 3756, yayınlanmamış (E. İzdar'ın çevirisi).
- İleri, S. ve Köksoy, M., 1977, Türkiye antimon yatakları oluşum ilkeleri: Hacettepe Yerbilimleri, 3/1-2, 95-114.
- Kalaşatçıoğlu, A., 1961, Gediz-Uşak arası bölgenin jeolojik raporu: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 2818, yayınlanmamış.
- Köksoy, M. ve İleri, S., 1977, Gediz-Simav-Ilıca sıcaksu çökelleri ile çevredeki antimon yatakları arasındaki genetik ilişkiler: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Temel Bilimler Araştırma Gurubu, Proje No: TBAG-199, yayınlanmamış.
- Lefleç, D., 1980, Muratdağı güneyi Neojen havzasının çökel ortamları ve paleocoğrafik evrimi (Uşak-Batı Anadolu), «Ortam modellerinin karşılaştırmalı analizi»: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 6812, yayınlanmamış.
- Mariko, T., 1970a, Muratdağı bölgesindeki Banaz, Uşak civa cevheri yatakları ve jeolojisi: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 1049, yayınlanmamış.
- Mariko, T., 1970b, Muratdağı bölgesindeki Banaz, Uşak, civa cevheri yatakları ve jeolojisi II:

- Maden Tetkik Arama, Rapor No: 4572, yayınlanmamış.*
- Mariko, T., 1970c, Karacahisar civa madeni hakkında rapor (Tozlugedik Tepe Madeni): Maden Tetkik Arama, Rapor No: 4574/II, yayınlanmamış.*
- Mariko, T., 1970d, Karacahisar civa madeni raporu: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 4574/III, yayınlanmamış.*
- Mariko, T., 1971, Karacahisar-Tozlakgediği civa madeni hakkında nihai rapor: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 4574-I yayınlanmamış.*
- Tokay, M. ve Bayramgil, O., 1947, Uşak kuzeyinde bir kristalin şist kütlesi hakkında: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 1/1, 134-149.*
- Tokay, M. ve Doyuran, V., 1979a, Gediz ve dolayının sismo-tektmik özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22/2, 209-210.*
- Tokay, M. ve Doyuran, V., 1979b, Eski Gediz kentinde mikro-bölgelendirme çalışmaları: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22/2, 211-214.*
- Yıldız, M., 1964, Gediz kazası-Çukurören köyü Yakup Serdar'a ait antimon sahasının ilk prospeksiyonu: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 3778, yayınlanmamış.*
- Yümlü, K., 1968, Muratdağı ve civarındaki civa ve antimon zuhurlarının genel prospeksiyonu: Maden Tetkik Arama, Rapor No: 908, yayınlanmamış.*
- Zeschke, G., 1954, Simav grabeni ve taşları: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 5/1-2, 179-189.*

Haymana Havzasında (Orta Anadolu) Laffitteina Bibensis Zonu'nun Stratigrafik Yayılımı

STRATIGRAPHICAL DISTRIBUTION OF *Laffitteina bibensis* Zone IN THE HAYMANA BASIN (CENTRAL ANATOLIA)

Engin MERİÇ, İ.T.Ü., Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Maçka, İSTANBUL.

İzver TANSEL, İ.Ü., Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beyazıt, İSTANBUL.

ÖZ : Avrupa ve özellikle Türkiye'de yapılan çeşitli araştırmalarda *Laffitteina bibensis* Marie'in yaş konağı Monsiyen olarak kabul edilmektedir.

Haymana Havzasında Çaldağ Formasyonu ile yanal geçişli olan ve kalsitürbidit arakatlı şeyllerden oluşan Yeşilyurt Formasyonu içindeki kırıntılı kireçtaşı arakatlarında *Laffitteina bibensis* Marie'e çok sık rastlanılır.

Şeyllerden sistematik olarak derlenen örneklerden elde edilen verilere göre Yeşilyurt Formasyonu'nun alt kesiminde *Globorotalia pseudobulloides* ve *Globorotalia trinidadensis* planktik foraminifer bulunmaktadır. Bu nedenle *Laffitteina bibensis* Marie'in yaş konağının Daniyene indiği kesinlik kazanmaktadır.

ABSTRACT : The age-span of *Laffitteina bibensis* Marie is accepted as Montian by various studies in Europe and specially in Anatolia.

In the Haymana Basin, *Laffitteina bibensis* Marie, is very frequently observed in the calciturbidites of the Yeşilyurt Formation made up of shale-calciturbidite alternations and is interfingering with the Çaldağ Formation.

The systematic samples, collected from the shales of the lower part of the Yeşilyurt Formation where the limestone intercalations contain *Laffitteina bibensis* Marie in considerable amount, indicated the presence of *Globorotalia pseudobulloides* and *Globorotalia trinidadensis* planktic zones of Danian age. Therefore, it is clear that the age-span of *Laffitteina bibensis* Marie goes down into the Danian.

GİRİŞ

İlk olarak Marie (1945) tarafından adlandırılan bu cinsin Monsiyeni simgelediği belirlenmiş olup, muhtelif araştırmacılar tarafından değişik türleri saptanmış ve bunların farklı stratigrafik konumlarda olduğu ileri sürülmüştür.

Bu konuda, Blanc (1975)'in çalışmasında ayrıntılı bilgi verilmekte ise de, araştırmacının ileri sürdüğü adlama ve *Laffitteina bibensis* Marie'in stratigrafik konumu tartışılabilir bir durum ortaya koymaktadır.

Drooger (1952), Cezayir'de yaptığı çalışmalarda *Laffitteina bibensis* Marie ve *L. conica* Drooger'nın Daniyen-Monsiyen yaşlı olduğunu belirtmiş ise de, aynı örneklerde *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck)'un varlığına da değinmiştir.

Dizer (1957), Kuzeybatı Anadolu'da gözlenen *Laffitteina* of. *bibensis* Marie ile *L. boluensis* Dizer'in Monsiyen yaşlı olduğunu belirtmiştir.

Farinacci (1965), Marsica (İtalya-merkezi ve güney Apeninler)'da Maestrihtiyen yaşlı katmanlarda bulunan *Laffitteina marsicana* Farinacci'nın yeni bir tür olduğunu açıklamıştır.

Fleury (1970), Yunanistan'da yine Maestrihtiyeni simgeleyen *Laffitteina marsicana* Farinacci'nın varlığını ortaya koymuştur.

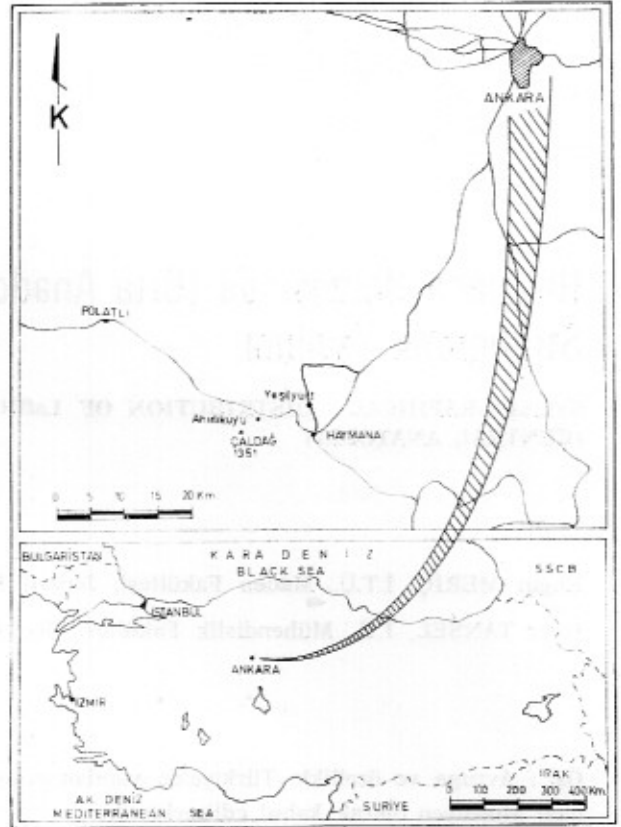
Berggren (1974), Mali'deki çalışmalarında *Laffitteina bibensis* Marie'in P₁ planktik foraminifer zonu ile eşdeğer yaşta olduğunu vurgulamıştır.

Blanc ve Collins (1975), Gers (GB Fransa) yöresindeki çalışmalarında Avrup'a'da *Laffitteina mengaudi* (Astre) ve *L. marsicana* Farinacci'nın Maestrihtiyen, *L. bibensis* Marie'in ise Monsiyen; Afrika'da *L. bibensis* Marie ve *L. conica* Drooger'nın Daniyen, *L. monodi* Marie'nin Monsiyen; Batı Asya'da da *L. bibensis* Marie, *L. boluensis* Dizer ve *L. monodi* Marie'nin yine Monsiyeni simgelediğini ileri sürmüşlerdir.

Blanc (1975), *Laffitteina* cinsi üzerinde yürüttüğü ayrıntılı çalışmasında, değinilen tüm *Laffitteina* türlerini *L. mengaudi* (Astre) adı altında toplamış ve bu organizmanın Maestrihtiyen yaşlı olduğunu ileri sürmüştür. Araştırmacı yine, *Laffitteina bibensis* Marie, *L. marsicana* Farinacci ve *L. mengaudi* (Astre) arasında hiçbir boyutsal, yapısal ve stratigrafik fark olmadığına değinerek bunların *L. mengaudi* (Astre) adı altında birleştirilmesi gerektiğini ve *L. conica* Drooger ile *L. boluensis* Dizer'in *L. mengaudi* (Astre)'nin genç fertleri olduğunu, keza yalnızca Maestrihtiyende gözlemlendiğini ileri sürmekte, *Laffitteina* cinsinin Monsiyen'de var olduğuna dair kesin bir bilginin bulunmadığını da vurgulamaktadır.

Rahaghi (1976), kuzeydoğu İrlandaki çalışmaları sırasında yörede Paleosen yaşlı olduğunu belirttiği *Laffitteina bibensis* Marie, *L. compressa* Rahaghi, *L. khcrassanica* Rahaghi, *L. le calvezae* Rahaghi türlerinin varlığını ortaya koymuştur.

Beckmann ve diğ. (1982), İtalya'da, Bergamo (Milano) yöresinde *Laffitteina bibensis* Marie'nin Monsiyeni simgelediğine değinerek, planktik forami-



Şekil 1 : Bulduru haritası.

Figure 1 : Location map.

niferlerden *Goloborotalia pusilla pusilla* Zonu ile eşdeğer yaşlı olduğunu açıklamıştır.

Rahaghi (1983), yine İranda geliştirdiği bir diğer çalışmasında *Laffitteina le calvezae* Rahaghi, *L. compressa* Rahaghi ve *L. melona* Rahaghi türlerinin Üst Paleosen'de gözlemlendiğinden bahsetmektedir.

STRATİGRAFİK KONUM VE TOPLULUK

Laffitteina bibensis Marie, gerek Haymana Havzasında ve gerekse Kuzey Anadolu'daki Paleosen (Monsiyen) yaşlı katmanlarda çok sık olarak rastlanılan bentik bir foraminiferdir (Baykal, 1954; Abdüsselamoğlu, 1959; Eroskay, 1965; Dizer, 1968; Dizer ve Meriç, 1972 ve 1981; Seymen, 1975; Ünalın ve diğ., 1976; Meriç ve Görür, 1980; Meriç, 1984).

Haymana kuzeybatısında (Şekil 1), Ahırkuyu köyü güneydoğusunda Beyobası ve Çaldağ formas-

UST SİSTEM ERATHEM	SİSTEM SYSTEM	SERİ SERIE	KAT STAGE	FORMASYON FORMATION	KALINLIK THICKNESS (m)	ÖRNEK NO. SAMPLE NO.	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR - EXPLANATIONS	
								LİTOLOJİ LITHOLOGY	PALEONTOLOJİ PALEONTOLOGY
				SENZOYİK - CAINOZOİK					
				TERSİYER - TERTİARY					
				PALEOSEN - PALEOCENE					
				DANIYEN-MONSIYEN - DANIAN-MONTIAN					
				BEYOBASI					
				MEZOZOYİK MESOZOIC					
				KRETASE CRETACEOUS					
				ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS					
				MAESTRİTİYEN MAASTRICHTIAN					
				AK 20					Laffitteina bibensis -Miliolidae -Retaliidae -Ethelia alba Algler
				AK 19					- Laffitteina bibensis - Triloculina sp. - Miliolidae - Parachaetetes ovata. - Ethelia alba Algler
				AK 18					
				AK 17					
				AK 16					Laffitteina bibensis - Triloculina sp. - Miliolidae
				AK 15					Biyopelmikrit ve biyopel. sporit <i>Biopelmicrite and bio- pelospirite</i>
				AK 14					- Laffitteina bibensis - Triloculina sp. - Miliolidae - Retaliidae - Ethelia alba Algler
				AK 13					
				AK 12					- Laffitteina bibensis - Triloculina sp. - Quinqueloculina sp.
				AK 11					- Triloculina sp. - Scandanea sp.
				AK 10					- Laffitteina bibensis - Triloculina sp. - Mississippina sp. - Textulariidae - Ataxophragmiidae - Miliolidae - Algler
				AK 9					
				AK 8					- Triloculina sp. - Textulariidae - Miliolidae - Algler
				AK 7					- Scandanea sp. - Triloculina sp.
				AK 6					- Quinqueloculina sp. - Textulariidae - Miliolidae - Retaliidae - Algler
				AK 5					
				AK 4					Karbonat cimentolu kum. taşı <i>Carbonate cemented sandstone</i>
				AK 3					
				AK 2					
				AK 1					Biyosporit <i>Biosporite</i>
									20 15 10 5 0
									- Omph. macroporus - nesi, beatica - O. cf. apiculatus - O. cf. haymandensis - O. medius - Siderolites sp.

Şekil 2 : Ahrlıkuyu güneyinde (KB Haymana) izlenen Üst Kretase-Paleosen yaşlı tortul istifin ölçülmüş stratigrafi kesiti.

Figure 2 : Measured stratigraphical section of the Upper Cretaceous-Paleocene aged sedimentary sequence observed at the South of Ahrlıkuyu (NW Haymana).

yonlarında ölçülen stratigrafi kesitinde (pafta Ankara J 28 b₂, başlangıç K: 65800, D: 49750; bitiş K: 66350, D: 49300) (Şekil 2), tabanda yeralan kumtaşı, çakıltası, çakıllıkireçtaşı ve kumlu-killi kireçtaşından oluşan Beyobası Formasyonu'na ait kumtaşı ve kireçtaşı katmanlarında *Orbitoides medius* (d'Archiac, O. of. *apiculatus* Schlumberger, O. cf. *haymanaensis* Meriç, *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Siderolites* sp., *Textulariidae*, *Miliolidae*, *Rotaliidae*, algler, bryozoerler, rudist kavkı parçaları gözlenmiş olup (Ak 1-5), daha öncede değinildiği gibi (Ünalın ve diğ., 1976) birimin yaşı Üst Maestrihtiyendir.

Bunu izleyen, bej renkli, belirgin tabakalı, biyoklastik kireçtaşlarından oluşan Çaldağ Formasyonu'nun taban seviyelerinde *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Textulariidae*, *Ataxophragmiidae*, *Miliolidae*, *Rotaliidae*, algler, bryozoerler saptanmıştır (Ak 6-9). Daha üst seviyelerde ise *Laffitteina bibensis* Marie, *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Mississippina* sp., *Textulariidae*, *Ataxophragmiidae*, *Miliolidae*, *Rotaliidae*, *Ethelia alba* (Pfender), *Parachaetetes asvapatii* Pia, algler, mercan kesitleri gözlenmiştir (Ak 10-20).

Bu durumda, klasik bilgilere göre *Laffitteina bibensis* Marie içeren katmanlar Monsiyen olarak yaşlandırılırsa, istifte Daniyen'in varlığını belirten bir bulgu olmadığından, Maestrihtiyen-Monsiyen arasında bir uyumsuzluk olması gerekmektedir.

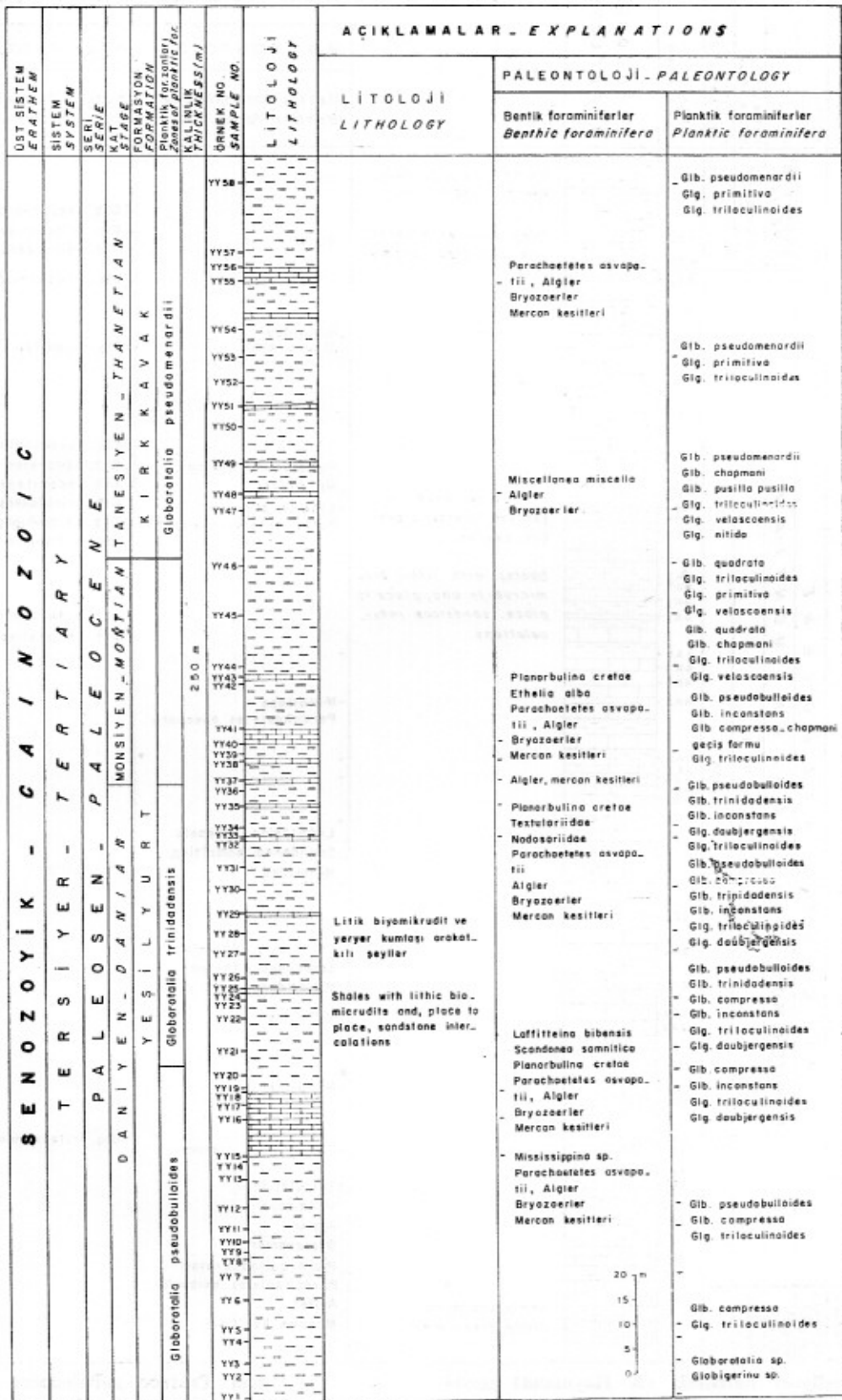
Buna karşın, Yeşilyurt köyü batısında ölçülen ikinci ölçülmüş stratigrafi kesitinde ise (pafta Ankara J 28 b₂, başlangıç K: 69350, D: 55200; bitiş K: 69900, D: 53100) (Şekil 3), Çaldağ Formasyonu ile yanal geçiş gösteren, arada türbiditik kireçtaşı bantları içeren, koyu gri renkli şeyllerden oluşmuş açık denizel Yeşilyurt Formasyonu'nun taban seviyelerinde (YY 1-20) *Globorotalia pseudobulloides* Zonu'nu simgeleyen *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer), *Glb. compressa* (Plummer), *Glb. inconstans* (Subbotina), *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Glg. daubjergensis* Brönnimann, *Glomospira* sp., *Dorothia* sp., *Tritaxia* sp., *Arenobulimina* sp., *Vaginulina* sp., *Ellipsoglandulina* sp., *Robulus* sp., *Lenticulina* sp., *Pseudonodosaria* sp., *Gavellinella* sp., *Nonionella* sp., *Textulariidae*, *Verneuillinae*, *Lituolidae*, *Ataxophragmiidae*, *Nodosariidae*, *Anomaliniidae* ile şeyller içindeki kireçtaşı bantlarında (YY 15-18) *Laffitteina bibensis* Marie, *Scandonea samnitica* de Castro, *Mississippina binkhorsti* (Reuss), *Planorbulina cretae* Marsson, *Triloculina* sp., *Textulariidae*,

Nodosariidae, *Miliolidae*, *Anomaliniidae*, *Parachaetetes asvapatii* Pia, algler, bryozoerler, mercan kesitleri, ekinid diken kesitleri, mollusk kavkı kesitleri saptanmıştır.

Daha üst seviyelerde (YY 21-36) *Globorotalia trinidadensis* Zonu'nu belirleyen *Globorotalia trinidadensis* Bolli, *Glb. compressa* (Plummer), *Glb. inconstans* (Subbotina), *Glb. pseudobulloides* (Plummer), *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Glg. daubjergensis* Brönnimann, *Clavulinoides* sp., *Tritaxia* sp., *Spiroplectammia* sp., *Dorothia* sp., *Pseudoglandulina* sp., *Siphogenerina* sp., *Dentalina colei* Cushman-Dusenbury, *Marginulina* sp., *Lenticulina* cf. *klagshammensis* (Brotzen), *L. cf. velascoensis* White, *Robulus* sp., *Nonionella* sp., *Nuttallides* sp., *Gyrodina* sp., *Gavellinella* cf. *danica* (Brotzen), *Lagena* cf. *sulcatus* Walker-Jacob, *Cibicides* sp., *Anomaloides* cf. *acuta* (Plummer), *Cibicoides* sp., *Textulariidae*, *Verneuillinae*, *Nodosariidae*, *Anomaliniidae* gibi foraminiferler ve bu birim arasındaki kireçtaşı bantlarında da (YY 33) *Planorbulina cretae* Marsson, *Textulariidae*, *Parachaetetes asvapatii* Pia, algler, bryozoerler, mercan kesitleri, mollusk kavkı kesitleri gözlenmiştir.

Kesitin daha üst kesimlerinde (YY 37-45) Monsiyen'i simgeleyen planktik biyozonlar (P₂ ve P₃) saptanamamıştır. Fakat, gözlenen *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer), *Glb. inconstans* (Subbotina), *Glb. cf. chapmani* Parr, *Glb. quadrata* White, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Glg. cf. velascoensis* Cushman, *Glg. primitiva* (Finlay), *Ammodiscus* sp., *Neoflabellina* sp., *Lenticulina* sp., *Dorothia* sp., *Nodosaria* sp., *Nuttallides* sp., *Cheilostomelloides* sp., *Spiroplectammia* sp., *Lagena* sp., *Robulus* sp., *Dentalina* sp., *Anomalina* sp., *Gavellinella* sp., *Verneuillina* sp., *Textulariidae*, *Verneuillinae*, *Miliolidae*, *Anomaliniidae* ile bunlarla arakatkılı kireçtaşı bantlarındaki *Planorbulina cretae* Marsson, *Textulariidae*, *Rotaliidae*, *Ethelia alba* (Pfender), *Parachaetetes asvapatii* Pia, algler, bryozoerler, mercan kesitleri, ekinid diken kesitleri, mollusk kavkı kesitleri Monsiyenin varlığını ortaya koymaktadır.

En üstte ise (YY 46-58), Alt Tanesiyen yaşını veren *Globorotalia pseudomenardii* Zonu'na ait (P₄) *Globorotalia pseudomenardii* Bolli, *Glb. chapmani* Parr, *Glb. pusilla pusilla* Bolli, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Glg. velascoensis* Cushman, *Glg. nitida* Martin, *Glg. primitiva* (Finlay), *Ammodiscus* sp., *Dorothia* sp., *Marssonella* sp., *Marginulina* sp., *Robulus* sp., *Lenticulina* sp., *Gavellinella* sp., *Noni-*



Şekil 3 : Yeşilyurt batısında (K Haymana) gözlenen Paleosen yaşlı tortul istifin ölçülmüş stratigrafi kesiti.

Figure 3 : Measured stratigraphical section of the Paleocene aged sedimentary sequence observed at the West of Yeşilyurt (N Haymana).

onella sp., Gyroidina sp., Pullenia sp., Nuttallides sp., Verneuillinae, Anomalinae, Nodosariidae, Polymorphinidae, Rotaliidae ve yine bunlarla alakalı kireçtaşı bantlarında *Miscellanea miscella* (d'Archiac-Haime), Textulariidae, Nodosariidae, Rotaliidae, *Parachaetetes asvapatii* Pia, algler, bryozoerler, mercan kesitleri ve ekinid diken kesitleri saptanmıştır.

Yeşilyurt köyü batısında ölçülen bir diğer kesitin (ölçülmüş stratigrafi kesiti Ünalın ve diğ. tarafından hazırlanmış olup, kesitin bir bölümü tarafımızdan kullanılmıştır. Bu kesite ait örnekler M.T.A. Direktörlüğü arşivinden alınmıştır) (pafta Ankara J 28 b₂, başlangıç K: 68450, D: 53650; bitiş K: 68685, D: 53450) (Şekil 4), alt kesimdeki (2Aa-2Ak) kireçtaşları içinde *Planorbulina cretae* Marson, Textulariidae, Miliolidae, Anomalinae, Globigerinidae, *Parachaetetes asvapatii* Pia, algler, bryozoerler, mercan kesitleri, şeyller içinde de *Dorothia* sp., *Lenticulina* sp., *Robulus* sp., *Nuttallides* sp., *Globorotalites* sp., *Eponides* sp., *Nonionella* sp., *Gavellinella* cf. *danica* (Brotzen), *Anomalinoidea* cf. *welleri* (Plummer), *Nodosaria* sp., *Cibicoides* cf. *dayi* (White), *C.* cf. *alleni* (Plummer), *Pseudoglandulina* sp., *Globigerina triloculinoides* Plummer gözlenmiştir.

Kesin yaş vermeyen foraminiferleri içeren bu bölümü kireçtaşları (3Aa-3Ai) izlemektedir. Bunların içinde *Laffitteina bibensis* Marie, *Scandonea samnitica* de Castro, Textulariidae, Miliolidae, *Ethelia alba* (Pfender), *Parachaetetes asvapatii* Pia, algler, bryozoerler, mercan kesitleri, mollusk kavkı kesitleri bulunmuştur. Daha üstte kireçtaşı bantları ve şeyller ardışıklı olarak devam ederler (4Aa-4At). Bu bölümdeki kireçtaşı bantlarında *Planorbulina cretae* Marsson, *Anomalina* sp., Textulariidae, Miliolidae, Globigerinidae, *Ethelia alba* (Pfender), *Parachaetetes asvapatii* Pia, algler, bryozoerler, mercan kesitleri, mollusk kavkı kesitleri bulunmuş olup, aradaki şeyller içinde de *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer), *Glb. inconstans* (Subbotina), *Glb. trinidadensis* Bolli, *Glb. compressa* (Plummer), *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Glg.* cf. *daubjergensis* Brönnimann, *Dorothia* sp., *Gavellinella* sp., *Lenticulina* cf. *turbinata* (Plummer), *L.* cf. *degolyeri* (Plummer), *Anomalinoidea* sp., *Bulimina* cf. *quadrata* Plummer, *Nuttallides* sp., *Eponides* sp., *Chelostomelloides* sp., *Nonionella* cf. *insecta* (Schwager), *Gyroidinoidea* cf. *globosus* (Hagenow), *Marginulina* sp., *Anomalina* sp., *Cibicoides* sp., *Nodosaria* cf.

latejugata (Gümbel), *Eggerella* sp. saptanmıştır. Kesin olmamakla beraber bu topluluk Daniyeni simgelemektedir. Çünkü, *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer)'in bazı kesimlerde çok bol olarak bulunması, değinilen bölümün *Globorotalia pseudobulloides* ve *Globorotalia trinidadensis* zonlarına (P₁) ait olduğunu vurgulamaktadır. Aynı özellikteki 4Au ve 4Ay örnekleri'de *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Glg. primitiva* (Finlay), *Bulimina* sp., *Arenobulimina* sp., *Marginulina* sp., *Dorothia* cf. *oxycona* (Reuss), *D.* cf. *conula* (Reuss), *Gyroidina* sp., *Cibicoides* sp., *Anomalina* sp. içermekte olup, bunlar kuşuklu olarak Monsiyen yaşlıdır.

En üstte bulunan 4Ba örneği *Globorotalia pseudomenardii* Zonu'nu (P₄) simgeleyen *Globorotalia pseudomenardii* Bolli, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Glg. velascoensis* Cushman, *Cibicoides* sp., *Gavellinella* sp., *Anomalinoidea* sp. ve bunun en üstündeki kireçtaşı bantı da (4Bb) Textulariidae, algler, mercan kesitleri, gastropod kavkı kesitleri içermektedir.

TARTIŞMA

İlk olarak Marie (1945) tarafından Monsiyen, Astre (1923) ve Farinacci (1965) tarafından da Maestrihtiyen olarak yaşlandırılan *Laffitteina* cinsinin Avrupa ve Türkiye'de, Daniyen yaşlı sığ denizel katmanlardaki varlığı kesin olarak belirtilmemiştir.

Planktik ve bentik foraminifer topluluklarını içeren tortulların ardışıklı olarak gözleendiği Haymana (Güneybatı Ankara) kuzeybatısında, *Laffitteina bibensis* Marie içeren kireçtaşı katmanlarının P₁ zonunu simgeleyen *Globorotalia pseudobulloides* ve *Globorotalia trinidadensis* zonlarına ait (Berggren, 1974; Kleboth, 1982; Mancini, 1984) planktik foraminiferler ile taban ve tavan seviyelerinde ilişkili olması, bu bentik foraminiferin Daniyen'deki varlığını kesin olarak açıklamaktadır. Yine, *Laffitteina bibensis* Marie'in *Globorotalia pusilla pusilla* Zonu'na (P₃) ait planktik foraminiferler ile ardışıklı bir şekilde gözlenmesi (Beckman ve diğ., 1982), bu foraminiferin stratigrafik konumunun Monsiyen'e kadar ulaştığını da ortaya koymaktadır.

Blanc (1975)'in daha öncede değinildiği üzere tüm *Laffitteina* türlerini *L. mengaudi* (Astre) adı altında toplaması ve bu türün yalnız Maestrihtiyene özgün bir foraminifer olduğu, *Laffitteina* cinsinin Monsiyen'deki varlığını kanıtlayan kesin bir bulgu yoktur fikri, bu çalışmada elde edilen verilere ta-

mamen ters düşmektedir. Yine, yukarıda değinilen tüm *Laffitteina* türlerinin birbirleri ile sinonim olup olmadığı konusu ancak, farklı yörelerdeki ayrıntılı çalışmalar sonunda belirlenebilir.

Fakat, en mühimi, *Laffitteina* cinsinin yalnızca Üst Kretase (Maestrihtiyen)yi karakterize etmeyen, aynı zamanda Paleosen (Daniyen-Monsiyen) için de karakteristik olan bir bentik foraminifer olduğu kesin olarak tarafımızdan nedenleri ile ortaya konulmaktadır.

SONUÇLAR

Yeşilyurt köyü batısından derlenen iki ölçülmüş stratigrafik kesitinde de *Laffitteina bibensis* Marie'in, *Globorotalia pseudobulloides* ve *Globorotalia trinidadensis* zonlarını simgeleyen planktik foraminiferler ile ardışıklı olarak gözlenmesi; *Globorotalia pseudobulloides* ve *Globorotalia trinidadensis* zonlarının P₁ zonunu oluşturmaları, değinilen bentik foraminiferin yaşını Daniyen'e indirmekte ve bu stratigrafik konum, Haymana yöresinde yapılan çalışma ile kesinlik kazanmaktadır.

KATKI BELİRTME

Yazarlardan Meriç, arazi çalışmaları sırasında her türlü imkân ve kolaylığı sağlayan T.P.A.O. Arama Grubu Başkanlığı'na, değerli bilgilerinden yararlandığı A. Aziz Dellaloğlu (T.P.A.O. Arama Grubu) ile arşiv örneklerinin bir kısmını vererek araştırmanın gelişmesini sağlayan Doç. Dr. Güner Ünalın (M.T.A.)'a teşekkürü bir borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Abdüsselamoğlu, Ş., 1959, Almacıkdağı ile Mudurnu ve Göynük civarının jeolojisi: İst. Üniv. Fen. Fak. Monografileri, 14, 1-94, 1-10.

Astre, G., 1923, Etude paléontologique des Nummulites du Crétacé Supérieur du Cézan-Lavardnes (Gers): Bull. Soc. Géol. France (4), 23, 360-368, 12.

Baykal, F., 1954, Les terrains crétacés-tertiaires et les blocs exotiques entre Eflani et Ulus (Anatolie NE): Rev. Fac. Sci. Univ. d'Istanbul, B, 19 (3), 191-201.

Beckmann, J. - P., Bolli, H. M., Kleboth, P., Decima, F. P., 1982, Micropaleontology and bi-

ostratigraphy of the Campanian to Paleocene of the Monte Giglio, Bergamo Province, Italy: Memorie di Scienze Geologiche, 35, 911-172, Padova.

Berggren, W. A., 1974, Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy, biogeography and paleoecology of Libya and Mali: Micropaleontology, 20 (4), 449-465.

Blanc, P. - L. ve Collin, J. - P., 1975, Etude micropaléontologique et paléocéologique du Maestrihtiyen de Cézan - Lavardnes (Gers, S. O. France) : Palaeontographica, A. Bd. 148, 4-6, 109-131, 23-26, Stuttgart.

Blanc, P. - L., 1975, Contribution a l'étude du genre *Laffitteina*, Elphidiidae du Crétacé terminal: Revue de Micropal., 18 (2), 61-68, 1-2.

Dizer, A., 1957, Observations on a fauna of foraminifera from Montian beds in Turkey: Journal of the Paleontological Society of India, Lucknow D. N. Wadia Jubilee number.

Dizer, A., 1968, Etude micropaléontologique du Nummulitique de Haymana (Turquie): Rev. de Micropal., 11 (1), 13-21, 1-2.

Dizer, A. ve Meriç, E., 1972, Kuzeybatı Anadolu'da Kretase-Eosen sınırının mikroorganizmalar ile tespiti: T.B.T.A.K. tarafından desteklenen 33 no'lu proje.

Dizer, A. ve Meriç, E., 1981, Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen biyostratigrafisi: M.T.A. Enstitüsü Dergisi, 95-96, 149-163.

Drooger, C. W., 1952, Foraminifera from Cretaceous-Tertiary-Transitional Strata of the Hodna Mountains, Algeria: Cont. Cush. Fond., 3(2), 89-102.

Eroskay, S. O., 1965, Geology of the Paşalar George-Gölpazarı Area: Rev. Fac. Sci. Univ. d'Istanbul, B 30, 3-4, 135-175, 1-9.

Farinacci, A., 1965, *Laffitteina marsicana*, nuova specie di Rotalidae nel calcare Maastrichtiano A «*Rhaphydionina liburnica*» di. M.

- Turchio (Marsica): Riv. Ital. Paleont., 71 (4), 1251-1262, 115-117.
- Fleury, J. - J., 1970, Le Sénonien et l'Eocène a microorganismes benthoniques du Klohova (Zone du Gavrovo, Akarnanie, Grèce Continental) : Rev. de Micropal., 13 (1), 30-44.
- Kleboth, P., 1982, Stratigraphie und sedimentologie der hoheren Oberkreide und des Alttertiars der Brianza (Provinz) Como, Italien): Memorie di Scienze geologiche, 35, 213-292, 1-5, Padova.
- Mancini, E. A., 1984, Biostratigraphy of Paleocene strata in southwestern Alabama: Alabama: Micropaleontology, 30 (3), 268-291, 1-6.
- Marie, P., 1945, Sur Laffitteina bibensis et Laffitteina monodi nouveau genre et nouvelles espèces de Foraminifères du Montien : Bull. Soc. Géol. France, (5), 15, 419-434, 5.
- Meriç, E., 1984, Scandonea de Castro (1971)'nin Paleosendeki varlığı hakkında: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 27 (1), 41-44, 1-2.
- Meriç, E. ve Görür, N., 1980, Haymana-Polatlı Havzasındaki Çaldağ kireçtaşının yaş konağı: M.T.A. Enstitüsü Dergisi, 93-94, 137-141.
- Rahaghi, A., 1976, Contribution à l'étude de quelques grands foraminifères de l'Iran: Parts 1-3, Société National Iranienne des Pétroles. Laboratoire de Micropaléontologie. No: 6, 1-79, 1-4, 1-2, 1-4, Tehran.
- Rahaghi, A., 1983, Stratigraphy and faunal assemblage of Paleocene-Lower Eocene in Iran: Ministry of Oil, National Iranian Oil Companies, Geological Laboratories, No: 10, 1-73, 1-49, Tehran.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği : Tez, İ.T.Ü., Maden Fakültesi, 1-192.
- Ünalın, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Güneç, O., Seyirt, Z. ve Hüseyin, S., 1976, Haymana-Polatlı yöresinin (GB Ankara) Üst Kretase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19 (2), 159-176.