



CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ

CUMHURİYET UNIVERSITY
Bulletin of the Faculty of Engineering

Seri- A

Yerbilimleri Earth Sciences



ISSN 1016 7625

CİLT 15, SAYI 1, 1998
Volume 15, Number 1, 1998

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ
SERİ A –
YERBİLİMLERİ
Cumhuriyet University
Bulletin of the Faculty of Engineering
Serie A –
Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Sivas kuzeybatısındaki Sıcak Çermik, Sarıkaya ve Uyuz Çermik traverten yataklarının jeolojisi ve oluşumu**
Geology and genesis of the Sıcak Çermik, Sarıkaya and Uyuz Çermik travertine deposits, Northwest of Sivas, Turkey
..... **Emrah AYAZ, Ahmet GÖKÇE 1**
- Pontidlerde çarpışma sonrası volkanizmaya bir örnek : Sürmeli volkaniti (Taşova-Amasya)**
An example for post-collisional volcanism in the Pontides : The Sürmeli volcanics (Taşova-Amasya)
..... **Musa ALPASLAN, Nuri TERZİOĞLU 13**
- Sivas havzası kuzey kenarında (Sakardağ) Tersiyer yaşlı gerilme durumlarının saptanmasına fay topluluklarının kinematik analiziyle bir yaklaşım**
An approach to determination of the Tertiary stress state in the northern margin of the Sivas basin (Sakardağ) with the kinematic analysis of fault sets
..... **Süha ÖZDEN, Semir ÖVER 21**
- Niksar ovası yeraltısularının hidrojeokimyasal özellikleri**
Hydrogeochemical properties of groundwater in Niksar plain
..... **Işık YILMAZ, Ergun KARACAN 33**
- Şarkışla güneyindeki (Sivas) Oligosen yaşlı kumtaşlarının provenans özellikleri**
The provenance characteristics of Oligocene sandstones in the southern Şarkışla (Sivas)
..... **Orhan ÖZÇELİK, Nazan YALÇIN 41**
- Rock-eval piroliz analizinde ve verilerin yorumlanmasında karşılaşılan bazı problemler**
Some problems on the rock-eval pyrolysis analysis and data interpretation
..... **Nazan YALÇIN 51**
- Sivas Tersiyer havzasının Kavlak köyü-Kızılırmak nehri arasındaki kesiminin stratigrafisi ve bazı yapısal özellikleri**
Stratigraphy and some structural features of Sivas Tertiary basin between Kavlak village-Kızılırmak river
..... **Zeki ATALAY 61**
- Pazarköy (Bolu KD/KB Türkiye) yöresinin stratigrafisi**
Stratigraphy of Pazarköy (NE Bolu/NW Turkey) region
..... **T.Fikret SEZEN 75**
- Yıldızeli-Akdağmadeni arasındaki (Yavru çevresi) Eosen yaşlı volkanojenik kayalarla ilişkili kil minerallerinin mineralojisi ve jeokimyası**
Mineralogy and geochemistry of clay minerals related to volcanogenic rocks of Eocene age between Yıldızeli and Akdağmadeni (Yavru area)
..... **Büşra ÇERİKCİOĞLU, Hüseyin YALÇIN 87**
- Attepe (Mansurlu-Feke-Adana) yöresi demir yataklarının jeolojisi ve kökeni**
Geology and genesis of the iron deposits in the Attepe (Mansurlu-Feke-Adana) district
..... **Şuayip KÜPELİ 101**

CİLT: 15 SAYI: 1 ARALIK 1998
VOL: 15 NO:1 DECEMBER 1998

SIVAS KUZEYBATISINDAKİ SICAK ÇERMİK, SARIKAYA VE UYUZ ÇERMİK TRAVERTEN YATAKLARININ JEOLJİSİ VE OLUŞUMU

GEOLOGY AND GENESIS OF THE SICAK ÇERMİK, SARIKAYA AND UYUZ ÇERMİK TRAVERTINE DEPOSITS, NORTHWEST OF SIVAS, TURKEY

Emrah AYAZ M.T.A. Orta Anadolu I. Bölge Müdürlüğü, Sivas.
Ahmet GÖKÇE Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas.

ÖZ : Sivas yakınlarındaki, Sıcak Çermik, Sarıkaya ve Uyuz Çermik yatakları Türkiye'nin en önemli traverten yataklarındandır. Bu yataklar, yörede yaygın olarak gözlenen Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı İncesu Formasyonu'nun Derindere üyesi üzerinde uyumsuz olarak gözlenmektedirler.

Yataklanma şekli olarak tabakalı ve çatlak dolgusu tipi olmak üzere iki farklı tip saptanmıştır. Tabaka tipi travertenler yatay ve/veya yataya yakın konumlu, sarı-krem-kahverengi renk tonlarında, ince bantlı, bol boşluklu, kabuksu/süngerimsi yapıları oluşumları şeklindedir. Çatlak dolgusu tipi oluşumlar ise dike yakın konumlu, tabaka tipi oluşumları keser şekilde sıcak su çıkış kanalları içinde oluşmuş, bakışimli çatlak dolgusu yapısına sahip, boşluksuz, oniksimsi albatr yapıları, parlak beyaz-krem-kahverengi-kırmızı renk tonlarında bantlardan oluşmaktadır.

Her iki tip oluşumlarda da kalsit hakim mineral olup, tabakalı oluşumlarda % 5'i geçmeyecek şekilde amorf demir oksitler ve kil mineralleri bileşime katılabilmektedir. Çatlak dolgusu tipi oluşumlar ise safya yakın bileşimde kalsitten oluşmaktadır. Dokusal olarak, tabaka tipi oluşumlar genellikle mikritik, çatlak dolgusu tipi oluşumlar ise genellikle spartik özelliktedir. İnceleme alanındaki travertenlerde; CaO (% 44.57-46.33), SiO₂ (% 7.58-9.30), ΣFe₂O₃ (% 0.94-3.36), Al₂O₃ (% 1.25-1.62), travertenlerin ana bileşenleri durumunda olup, MgO, MnO ve P₂O₅ içerikleri düşüktür.

İnceleme alanındaki travertenlerin oluşumu için; meteorik kökenli suların derinlere indikçe Bayat volkanitlerinin veya diğer sıcak volkanik kütlelerin etkisiyle ısındıkları, olasılıkla bu volkanik kütlelerden CO₂'i içlerine alarak zenginleştikleri, Akdağ Metamorfileri ile İncesu formasyonu'nun dokunağı boyunca hareket ettikleri, Akdağ Metamorfileri'ne ait mermerlerin kırık ve çatlaklarından geçerken CaCO₃'ü çözerek, Ca⁺⁺ ve HCO₃⁻ iyonları zenginleştikleri, daha sonra kırık ve çatlaklar boyunca yükselerek yüzeye çıktıkları, CO₂ basıncının azalmasına bağlı olarak CaCO₃'ü çökeltirerek travertenleri oluşturdukları, çökeltmenin yüzeyde olduğu yerlerde tabakalı tip, sıcak su çıkış kanalları içinde olduğu yerlerde ise çatlak dolgusu tipi travertenlerin oluştuğu şeklinde bir oluşum mekanizması düşünülebilir.

ABSTRACT : Sıcak Çermik, Sarıkaya and Uyuz Çermik travertine deposits, around Sivas, are among the most important travertine deposits in Turkey. These deposits unconformably overly the Derindere member of Late Miocene - Early Pliocene İncesu formation.

They show two different depositional styles such as stratiform and fracture filling types. The stratiform type travertines show the characteristics of horizontally and/or semi-horizontally bedded, yellow-cream-brown in color, thinly banded, mostly porous and spongy structure. The fracture filling type travertines cut the stratiform type travertines and have nearly vertical dip, crustified and albatr structure, without pores, white - cream - brownish and reddish colored bands.

Calcite is the dominant mineral of both types of travertines, stratiform travertines may contain amorphous iron oxide and clay minerals up to 5%, while the fracture filling type travertines consist of pure calcite. Mostly, stratiform travertines show micritic, fracture filling type travertines show spartitic textures.

CaO (44.57-46.33 %) , SiO₂ (7.58-9.30 %) , ΣFe₂O₃ (0.94-3.36 %) , Al₂O₃ (1.25-1.62 %) are the main components of the investigated travertines. Their MgO, MnO ve P₂O₅ contents are low. The following genetic model may be suggested for the formation of the investigated travertine deposits; deep circulated meteoric water was heated and enriched in CO₂ by the Bayat volcanics and/or other hot volcanic masses, migrated along the contact of Akdağ Metamorphics and İncesu formation, dissolved the carbonate from the underlying Akdağ Metamorphics, rised upward along the fault zones and deposited the travertines in accordance with the lose of CO₂ , either within the channel ways (fracture filling type) or at the topographic surface (stratiform type).

GİRİŞ

Sivas'ın kuzeybatısında, Sivas ile Yıldızeli ilçesi arasında, yaygın bir şekilde traverten oluşumları gözlenmekte olup, Sıcak Çermik, Sarıkaya ve Uyuz Çermik traverten sahaları bunların en önemlilerindedir (Şekil 1). Bu oluşumlar, zaman zaman işletilerek ülke ekonomisine katkı sağlamaktadır.

İnceleme alanı ve yakın çevresinde, genel jeoloji ve sıcak sularla ilgili hidrojeolojik amaçlı çok sayıda çalışma bulunmakla birlikte, travertenlerle ilgili ilk ayrıntılı çalışma Ayaz (1998) tarafından yapılmıştır. Bu yayında, belirtilen sahalarda travertenlerin yayılımları, yan kayaçlarla ilişkileri ve yataklanma şekilleri, mineralojik ve kimyasal bileşimleri, yapısal ve dokusal özellikleri incelenmiş ve oluşumları tartışılmaya çalışılmıştır.

GENEL JEOLJİK ÖZELLİKLER

İnceleme alanı, Anatolit Tektonik Birliği'nin doğu kesiminde, Paleozoyik yaşlı Kırşehir Masifi (Akdağmadeni Metamorfileri) ile Tersiyer Yaşlı Sivas Baseni çökellerinin dokanağı yakınlarında bulunmaktadır.

İnceleme alanı içinde yüzeyleyen birimler Şekil 2'de olduğu gibi ayrılarak haritalanmışlardır. En yaşlı birim, Paleozoyik yaşlı Akdağ Metamorfileri olup, metapelitik şistler, kuvarsitler ve metakarbonatlardan oluşmaktadır. Alt-Orta Eosen yaşlı Pazarcık Volkanitleri, ilk defa Özcan ve diğ. (1980) tarafından tanımlanmış olup andezitik ve bazaltik kayaçlardan oluşmaktadır. Yine ilk defa Özcan ve diğ. (1980) tarafından tanımlanmış olan Boğazköy Formasyonu, Alt-Orta Eosen yaşlı olup, çakıtaşı, gri-sarı renkli kumtaşı, yeşil renkli marl ve sarı-kahverengi kilttaşları ile temsil edilmektedir. İnceleme alanının batı kesiminde dar bir alanda yüzeyleyen jipsler, Kurtman (1973) ve Aktimur ve diğ. (1990) tarafından yapılan adlamalara uygun olarak Hafik Formasyonu şeklinde adlanmışlardır. Orta - Üst Miyosen yaşlı bu oluşumlar Yılmaz ve diğ. (1989) ve Ergin (1992) tarafından "Saritepe Jipsleri" şeklinde isimlendirilmişlerdir. İnceleme alanı içinde en geniş yayılım gösteren birim, Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı, İncesu Formasyonu (Yılmaz, 1980) olup, altta çakıtaşı, kumtaşı ve kiltası ardalanmasından oluşan Derin-dere üyesi ile üstte kireçtaşlarından oluşan Porsuk kireçtaşı üyesi' ne ayrılmıştır. Üst Pliyosen yaşlı Bayat Volkanitleri (Ergin, 1992), siyah-kahverengi bazalt ve andezitlerden oluşmaktadır. İncelemenin asıl konusunu oluşturan travertenler ise günümüzde de gözlenen karbonatlı sıcak su çıkışlarına bağlı olarak o-

luşmuş, sarı-krem veya kahverengimsi, yer yer iyi tabakalı çökeller şeklindedir. Saha gözlemlerine göre; inceleme alanında yüzeyleyen travertenler Kuvaterner yaşlıdır. Ayrıca, akarsu vadilerinde oldukça kalın alüvyon örtüleri bulunmaktadır.

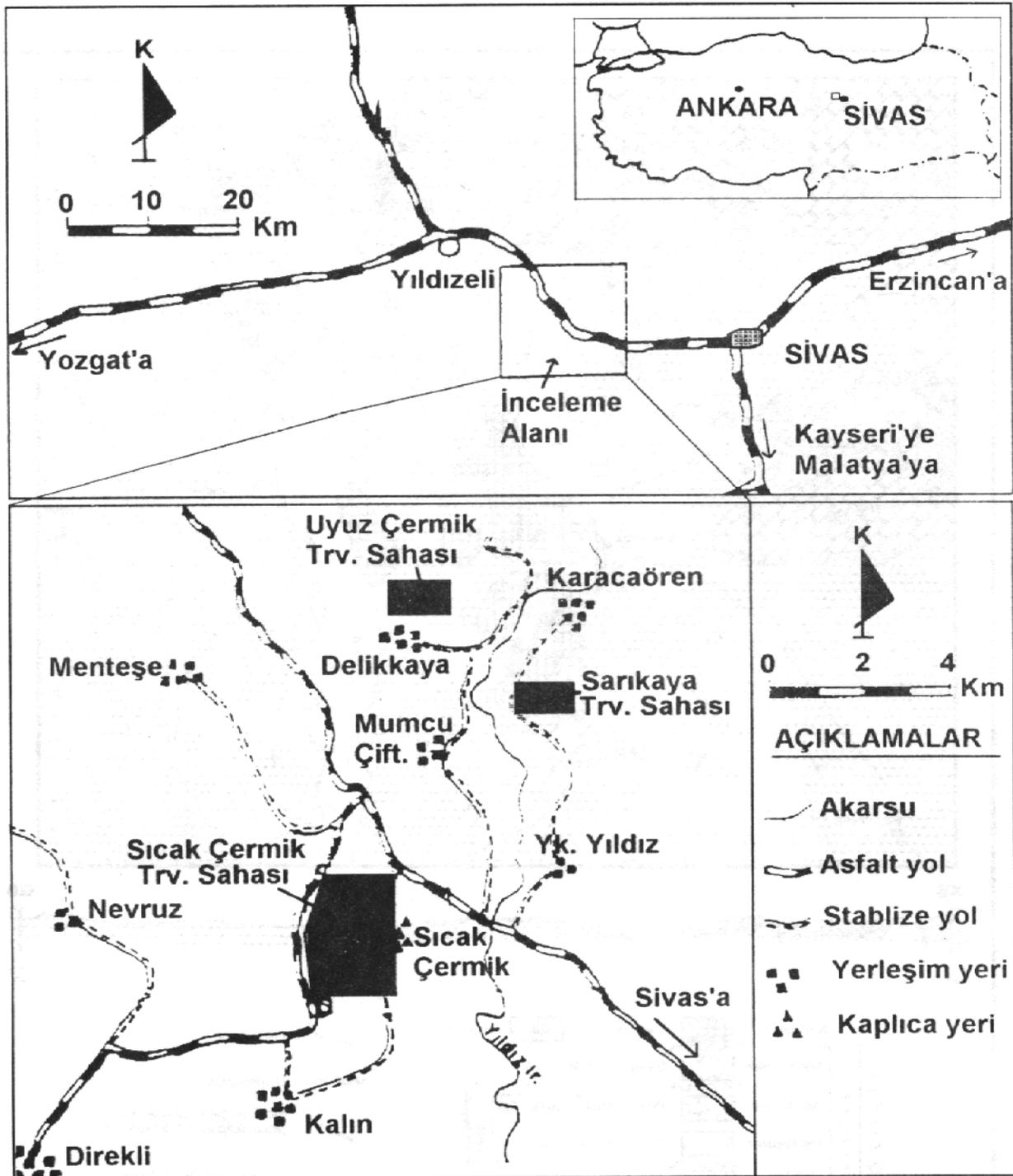
İnceleme alanı, K-G yönlü sıkışma rejiminin etkisi altında bulunan bir bölge içinde bulunmaktadır. İnan (1993) tarafından tanımlanan sol yanal doğrultu atımlı Kızılırmak Fay Zonu, inceleme alanının güneybatısından geçmektedir. İnceleme alanının büyük bir kısmı Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı İncesu formasyonu ile kaplı olup, daha yaşlı yapısal özellikler izlenmemektedir. Bu formasyonla kaplı sahalarda KD-GB, KB-GD ve K-G doğrultulu derin vadiler bulunmaktadır. K-G yönlü bir sıkışma rejimi içinde bu vadilerden KD-GB doğrultulu olanların sol yanal atımlı, KB-GD doğrultulu olanların sağ yanal atımlı doğrultu atımlı faylar, K-G doğrultulu olanlarının ise açılma çatlakları olmaları beklenir. Ancak bu vadiler içinde yapılan saha incelemeleri sırasında kırık hatları olduklarına işaret eden jeolojik veriler bulunamamıştır. Travertenler içinde saptanmış sıcak su çıkış kanalları ise K20-30°D, K20°B ve K60°B doğrultulu olup dike yakın eğimlere sahiptirler.

TRAVERTEN YATAKLARININ ÖNEMLİ ÖZELLİKLERİ

Dağılım ve Jeolojik Konumları

İnceleme alanındaki en önemli traverten yatakları Sıcak Çermik, Sarıkaya ve Uyuz Çermik mevkiilerinde bulunmaktadır (Şekil 2).

Sıcak Çermik travertenleri, Sivas-Yıldızeli karayolu üzerinde ve Sivas'a 28 km mesafede, 1/25000 ölçekli I37-a3 ve I37-d2 paftaları içinde bulunmaktadır (Şekil 2). İnceleme alanının en büyük traverten oluşumu olan bu travertenler, Karlıkaya Sırtı'ndan başlayıp, Çermik Tepe, Kandil Sırtı ve Kevenli Tepe mevkiilerine doğru yayılmaktadır. K-G uzanımı yaklaşık 5 km, D-B uzanımı 2 km (orta kesimde), ortalama kalınlığı da 30 m civarındadır. Ayrıca, Aşağı Çermik mevkiinde ikinci bir traverten oluşumu bulunmaktadır. Bunun K-G uzanımı yaklaşık 600 m, D-B uzanımı 750 m, ortalama kalınlığı da 20 m civarındadır. Bu traverten yatakları çevresinde, İncesu Formasyonu'nun Derindere üyesi' ne ait kayaç türleri, travertenler ve alüvyonlar yüzeylemektedir. Ayrıca MTA ve DSI tarafından yapılan sondajlarda, yüzeyde gözlenmeyen, Akdağ Metamorfileri' ne ait mermerler de kesilmiştir. Travertenler, İncesu formasyonu'nun Derindere üyesi üzerinde uyumsuzlukla yüzeylenir. Aşağı Çermik mevkiinde,

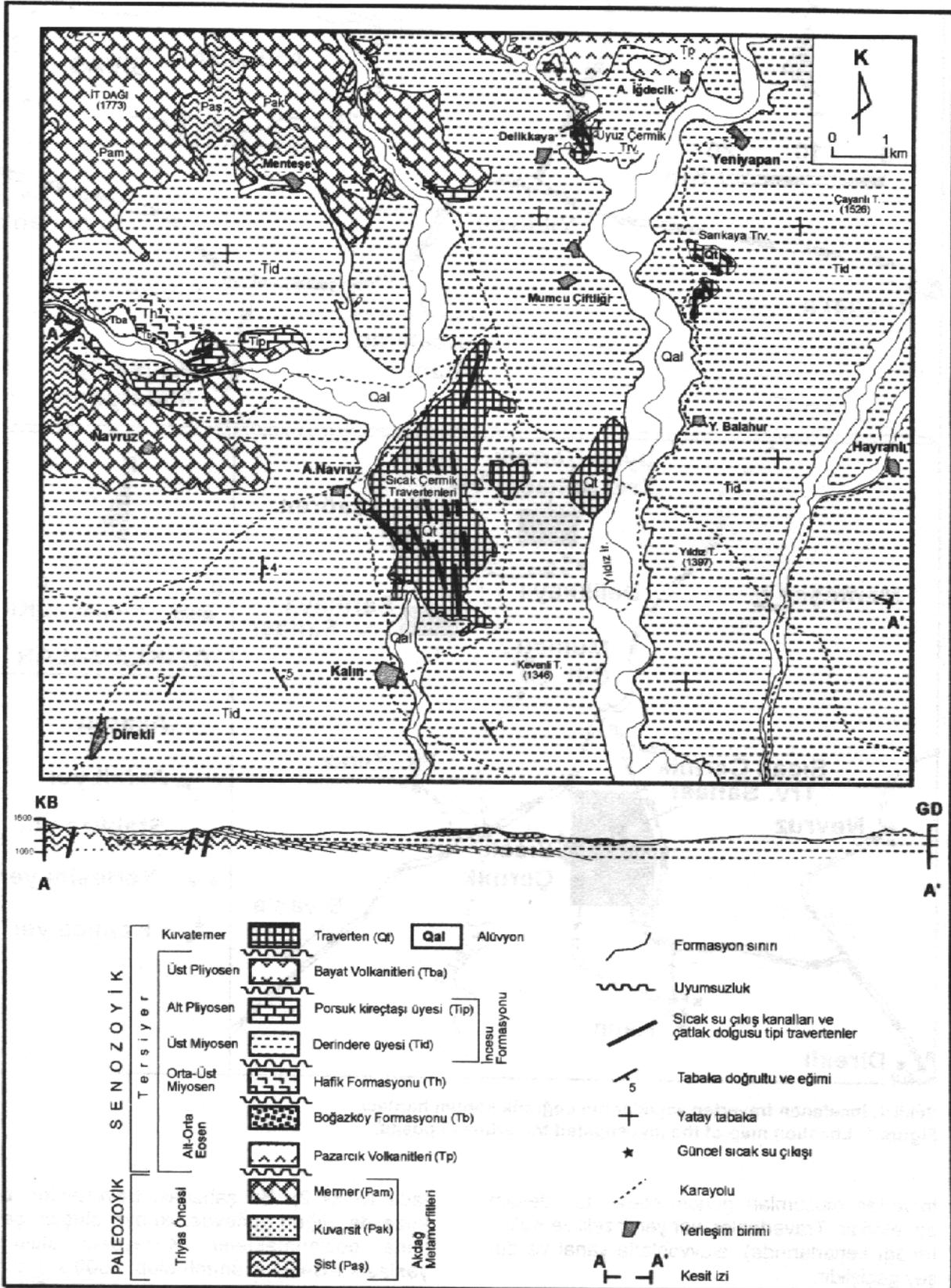


Şekil 1. İncelenen traverten yataklarının coğrafik konum haritası.
Figure 1. Location map of the investigated travertine deposits.

traverten oluşumları güncel olarak ta devam etmektedir. Travertenler, yer yer (özellikle Kalın Irmağı kenarlarında), alüvyonlarla yanıl ve düşey geçişlidir.

Sarıkaya traverten sahası, Sivas 137-b4 paftasında, Yukarı Balahur Köyü'nün kuzeyinde ve Yıldız Irmağı'nın doğu yakasında yer almak-

tadır (Şekil 2). Bu sahadaki travertenler; biri kuzeyde, diğeri güneyde, iki ayrı oluşum şeklinde gözlenmektedir. Kuzeydeki oluşum, yaklaşık KB-GD uzanımlı olup, 1000 x 400 m'lik bir alanda yayılım göstermektedir. Ortalama kalınlığı 25 m civarındadır. Ancak kenarlara doğru gidildikçe kalınlık azalmaktadır.



Şekil 2. İnceleme alanının jeolojik haritası ve traverten yataklarının yayılımı.
Figure 2. Geology map and location of the travertine deposits.

Güneydeki oluşum ise, yaklaşık KD-GB uzanımlı olup, 750 x 300 m' lik bir alan kaplamaktadır. Ortalama kalınlığı ise 20 m kadardır. Traverten oluşumları, Incesu formasyonunun Derindere üyesi üzerinde uyumsuz olarak yüzeylenmektedir.

Uyuz Çermik traverten sahası, Sivas I37-b4 paftasında ve Mumcuçiftliği köyünün yaklaşık 4 km kuzeyinde, Delikkaya Köyü'nün 450 - 500 m KD'sunda yer almaktadır (Şekil 2). Travertenler, sahanın kuzey, orta ve batı kesiminde olmak üzere üç farklı oluşum şeklinde yüzeylenmektedir. Yalnızca orta kesimdeki, geniş yayımlı ve işletilebilir özelliktedir. Diğer traverten oluşumları ise küçük boyutludurlar. Orta kesimdeki traverten oluşumu K-G uzanımlı olup, 750 x 300 m' lik bir alan kaplamaktadır. Ortalama kalınlığı 20 m kadardır. Bu sahada travertenler, Akdağ Metamorfiteri ve Incesu formasyonunun Derindere üyesi üzerinde uyumsuz olarak yüzeylenmektedir. Bu sahada traverten oluşumları güncel olarak da devam etmektedir.

Yataklanma Şekilleri ve Yapısal Özellikleri

Tüm sahalarda travertenler, yataklanma şekli ve yapısal özellikleri bakımından benzer özellikler göstermektedir. Tabaka tipi ve çatlak dolgusu tipi olmak üzere iki farklı tip yataklanma şekli gözlenmektedir (Şekil 3 ve 4). Tabaka tipi travertenler yatay ve/veya yataya yakın konumludurlar. Çatlak dolgusu tipi travertenler ise dike yakın konumlu olup, tabaka tipi travertenleri kesecek şekilde oluşmuşlardır. Tabaka tipi travertenler, sıcak suların ürünlerini yüzeyde akışları sırasında, çatlak dolgusu tipi travertenler ise sıcak suların ürünlerini çıkış kanalları içinde yükselirken çökeltmeleri sonucu oluşmuşlardır.

Tabaka tipi oluşumlar daha yaygın olup, sarı - krem - kahverengli, yer yer iyi tabakalı ve ince bantlı, yer yer ise toprağımsı yığılımlar şeklindedirler. Traverten oluşumunun yeni başladığı erken evrelerde, sıcak su çıkış kanalının iki tarafında, tabaka eğimleri fazla, semer tipi travertenler oluşmakta (Şekil 5), ilerleyen evrelerde tabaka konumlarının yataylaştığı (Şekil 6), en üst ve kenar kesimlerde ise su akışına bağlı olarak tabaka düzlemlerinin dalgali oldukları görülmektedir (Şekil 7).

Tabaka tipi travertenlerde, üstte kalınlığı 0.5 m ile 1.5 m arasında değişen, kirlili sarı - kahverengi, bol çatlaklı ve kolay dağılan bir örtü zonu bulunmakta olup, derinlere doğru sarı-krem renkli, bozunmamış ve sağlam yapılı travertenlere geçilmektedir. Üstteki örtü zonu, blok vermediği için işletilememekte, alttaki sağlam yapılı travertenler ise açılmış açık ocaklar-

da, boyutları 3 x 3 x 3 m' yi bulan bloklar çıkarılarak işletilmekte ve yüzey kaplama taşı üretiminde kullanılmaktadır.

Tabaka tipi travertenlere yakından bakıldığında, iri ve bol boşluklu, kabuksu/süngerimsi görünümlü, yer yer zayıf, yer yer ise iyi pekişmiş oldukları görülmektedir (Şekil 8). Tabaka kalınlıkları, 5-10 cm'den 40-50 cm'ye kadar, boşluk boyutları ise birkaç mm ile 5 cm arasında değişmektedir. İri boşluklar, çoğunlukla elips şeklindedir. Uyuz çermik yöresindeki tabakalı travertenlerde, aşağıda çatlak dolgusu tipi oluşumlarda anlatılacak olan albatr yapılı bantlar da gözlenmektedir.

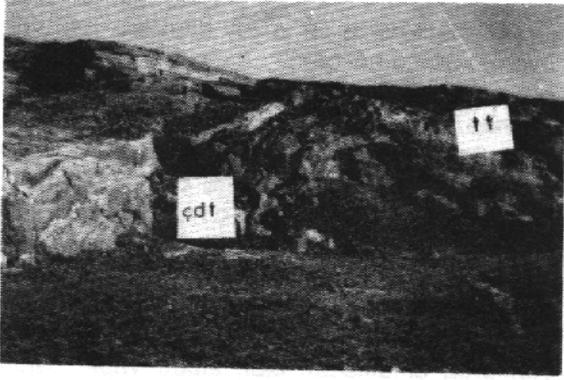
Çatlak dolgusu tipi oluşumlar ise tabaka tipi travertenleri keser şekilde ve dike yakın konumlu olarak sıcak su çıkış kanalları içinde oluşmuşlardır. Bunlar, K20-30°D, K20°B ve K60°B doğrultulu olup, dike yakın eğimlidirler. Bu tip travertenler, sarı - krem, kırmızı - kahverengi ve beyaz renkli bantların bakışlı çatlak dolgusu yapısına uygun, simetrik bir şekilde çökeldiği, makro boşluk içermeyen, onikse benzeyen, albatr yapılı oluşumlar şeklindedir (Şekil 9).

Çatlak dolgusu tipi travertenlerin gözlenen örnekleri, tabakalı travertenler içinde, onları keser şekilde gelişmiştir. Ancak daha derin seviyelerde, diğer birimler (özellikle Derindere Üyesi' ne ait kayaçlar) içinde gelişmiş olmaları da mümkündür. Çermik Tepe üzerinde ve Uyuz Çermik yöresinde, içi henüz doldurulmamış sıcak su çıkış kanalları da gözlenmektedir.

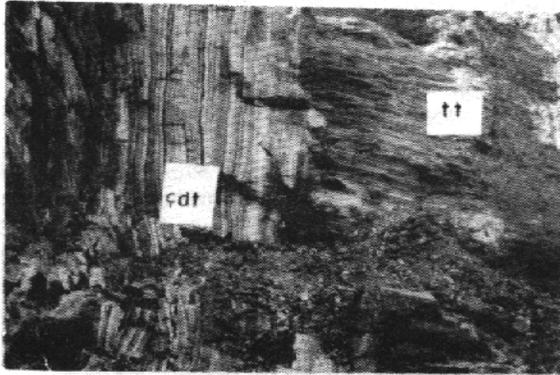
Rezerv Durumları

Bölgedeki traverten oluşumlarının rezerv durumları, yüzeyde kapladıkları alanları ve ortalama kalınlıkları dikkate alınarak hesaplanmıştır. Ortalama kalınlıkların belirlenmesinde yapılmış olası hatalar dikkate alınarak hesaplanan rezervlerin görünür+muhtemel rezerv olduğu kabul edilmiştir. Bölgedeki traverten oluşumlarının en büyüğü durumunda olan, Sıcak Çermik traverten sahasının tümü için 135 000 000 m³ görünür+muhtemel rezerv hesaplanmıştır. Ülkemiz şartlarında blok verimi % 40 kadar olup, bu sahadan yüzey kaplama taşı üretimine uygun 54 000 000 m³ kadar blok çıkarılabilecektir. Bu sahadan çıkarılabilecek blok büyüklükleri Karlı Kaya Mevkii' nde 2 x 3 x 3 m, Kandil Sırtı Mevkii' nde ise 2 x 2.5 x 3 m kadar olabilmektedir.

Sarıkaya Sahası'nda, kuzeydeki travertenlerde, 3 300 000 m³, güneydeki travertenler de ise 2 400 000 m³ olmak üzere toplam 5 700 000 m³ görünür+muhtemel rezerv hesaplanmıştır. Yüzey kaplama taşı işletmelerindeki ortalama % 40 blok verimi ile bu sahadan 2 000 000 m³ kadar blok çıkarılabilecektir. Bu sahadan çıkarılabilecek blok büyüklükleri



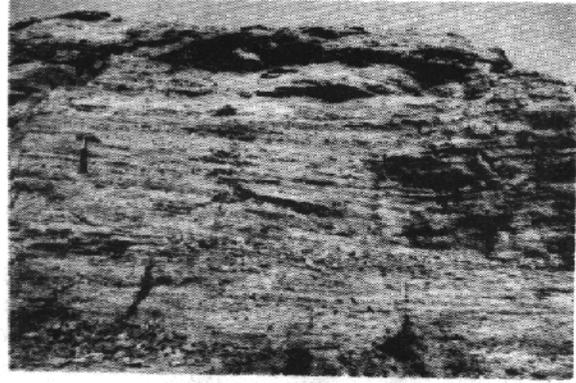
Şekil 3. Tabakalı (tt) ve çatlak dolgusu (dt) tipi travertenlerin konum ilişkisi (Kandil Sırtı ocağı).
Figure 3. Depositional relation of the stratiform (tt) and fracture filling (çdt) type travertines (Kandil Sırtı open pit area).



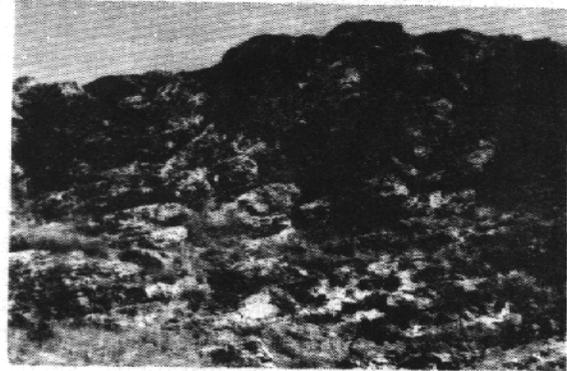
Şekil 4. Tabakalı (tt) ve çatlak dolgusu (dt) tipi travertenlerin konum ilişkisi (Karlıkaya ocağı).
Figure 4. Depositional relation of the stratiform (tt) and fracture filling (çdt) type travertines (Karlıkaya open pit area).



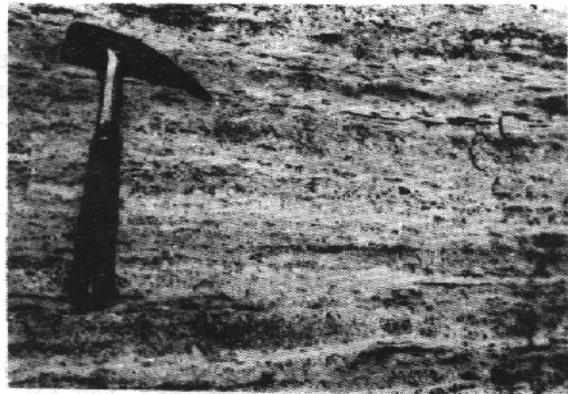
Şekil 5. Tabaka tipi travertenlerin erken evrelerinde oluşmuş semer tipi travertenler (Karlıkaya ocağı).
Figure 5. Saddle type travertines developed at the earlier stage of the stratiform type travertines (Karlıkaya open pit area).



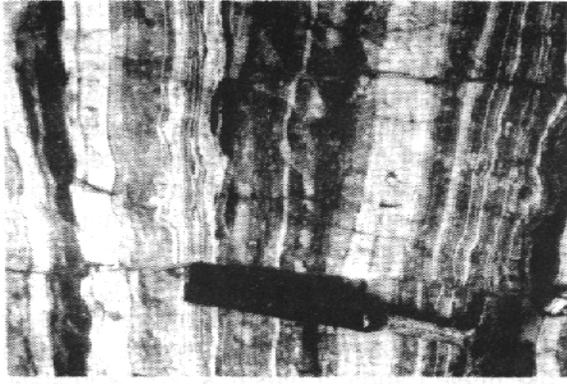
Şekil 6. Tabaka tipi travertenlerin ilerlemiş evrelerinde oluşmuş yatay tabakalı ve ince bantlı travertenler (Kandil Sırtı ocağı).
Figure 6: Thin banded and horizontally bedded travertines developed at the later stage of the stratiform travertines (Kandil Sırtı open pit area).



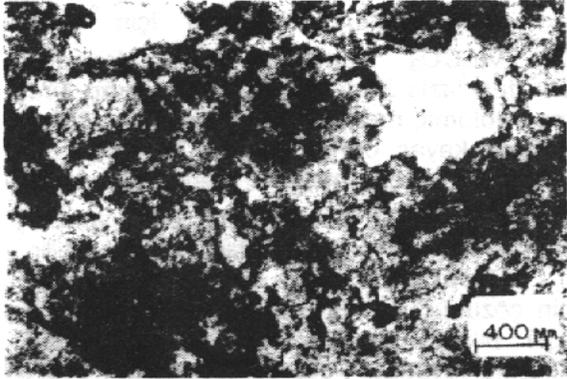
Şekil 7. Tabaka tipi travertenlerin üst ve kenar kesimlerinde gözlenen dalgalı tabakalanmalar (Sankaya ocağı).
Figure 7. Wavy bedding at the uppermost and marginal parts of the stratiform travertines (Sankaya open pit area).



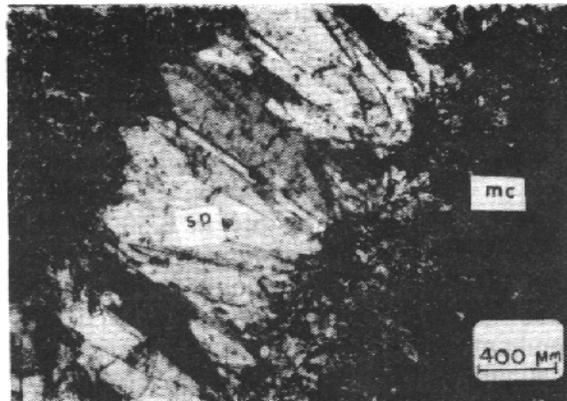
Şekil 8. Tabaka tipi travertenlerde bol boşluklu ve kabuksu/süngerimsi yapı (Kandil Sırtı'ndan çıkarılmış bir bloka yakından bakış)
Figure 8. Porouse and spongy structure within the stratiform travertines (A close view of a large block in the Kandil Sırtı open pit area).



Şekil 9. Çatlak dolgusu tipi travertenlerde gözlenen düşey bantlanmalar (bakışimli çatlak dolgusu yapısı) ve albatr yapı (Karlıkaya).
Figure 9. Vertical bands (crustified structure) and albatr structure developed within the fracture filling type travertines (Karlıkaya).



Şekil 10. Tabakalı travertenlerde mikritik doku, boşluklar ve amorf demir oksitlerce zengin kesimler (mikrofoto, tek nikol).
Figure 10. Micritic texture, pores and amorphous iron oxide minerals within the stratiform travertines (microphoto, single nicol).



Şekil 11. Çatlak dolgusu tipi travertenlerde sparitik (sp) ve mikritik (mc) (amorf demir oksitlerce zengin) bantlar (mikrofoto, tek nikol).
Figure 11. Sparitic (sp) and micritic bands within the fracture filling type travertines (microphoto, single nicol).

2 x 3 x 3 m kadar olabilmektedir.

Uyuz Çermik Sahası'nda ise, albatr yapılı travertenler için 120 000 m³ görünür+muhtemel rezerv hesaplanmış olup, % 70'lik bir verimle 84 000 m³ süs eşyası yapımında kullanılabilir traverten üretilebilecektir. Kabuksu yapılı travertenlerin görünür+muhtemel rezervi ise yaklaşık 2 600 000 m³ kadar olup, % 40 blok verimi ile 1 040 000 m³ yüzey kaplama taşı üretilebilecektir. Bu sahada kabuksu travertenlerden çıkarılabilecek blok büyüklükleri, 2 x 2 x 2.5 m'yi bulmakla birlikte, albatr travertenlerde 60 x 50 x 40 cm civarındadır.

Mineralojik Bileşim ve Dokusal Özellikleri

İnceleme alanındaki tüm sahalara ait tabakalı travertenlerden alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde, yalnızca kalsit içeren, genellikle mikritik ve yer yer ise sparitik dokulu karbonatlar oldukları gözlenmiştir. Ayrıca, XRD incelemelerinde de kalsitin ana bileşen olduğu (% 90' dan fazla), çok az miktarda kuvars (% 5' ten az) ve kil minerallerinin (% 5' ten az) bulunduğu saptanmıştır. İnce kesitlerde, mikritik kesimlerde ileri derecede limonitleşmelerin geliştiği, değişik boyutlarda boşlukların bulunduğu ve bu boşluklar içinde yer yer aragonitik dolguların geliştiği gözlenmiştir (Şekil 10).

İnceleme alanındaki tüm sahalara ait çatlak dolgusu tipi travertenlerden ve Uyuz Çermik Sahası'ndaki albatr tipi tabakalı travertenlerden alınmış örneklerin mikroskopik incelemesinde ise sparitik özellikte oldukları ve kalsitlerin oldukça düzgün şekilli ve iri kristaller halinde bulunduğu, demir içeriğinin arttığı kesimlerde ise koyu renkli ve mikritik bantların geliştiği gözlenmiştir (Şekil 11). Çatlak dolgusu tipi travertenlerden alınan örneklerin XRD difraktogramlarında, kuvars ve kil içeriklerinin yok denecek kadar düşük olduğu gözlenmiştir.

Bu incelemelerden, inceleme alanındaki traverten sahalarından alınan örneklerin benzer mineralojik bileşim ve dokusal özellikler gösterdikleri, tüm oluşumlarda kalsitin ana ve tek bileşen olduğu, tabakalı-kabuksu tip travertenlerde mikritik dokunun, çatlak dolgusu (albatr) tip travertenlerde ise sparitik dokunun hakim olduğu anlaşılmaktadır.

Kimyasal Bileşimleri

İnceleme alanındaki traverten sahalarından alınan 5'er adet örneğin bazı elementler için kimyasal analizleri, XRF yöntemiyle yapılmış olup, CaO (% 44.57-46.33), SiO₂ (% 7.58-9.30), ΣFe₂O₃ (% 0.94-3.36) ve Al₂O₃ (% 1.25-1.62), travertenlerin ana bileşenleri durumundadır. Travertenlerin, MgO,

MnO ve P₂O₅ içerikleri ise düşüktür (Çizelge 1). Travertenlerin kimyasal incelemelerinde CO₂ içeriklerinin de belirlenmesinde yarar görülmekle birlikte, bu çalışmada ateşte kayıp incelemeleri sırasında CO₂ içerikleri ayrılarak analiz yapılamamış, CaO mol sayısından yararlanılarak hesaplama yöntemi ise bazı olumsuzluklar dikkate alınarak uygulanmamıştır. Ancak inceleme alanı içindeki güncel sıcak su çıkışlarının CO₂ içerikleri çok yüksek (440 - 762 mg/lit; Kaçaroğlu ve diğ., 1994). olup, travertenlerin oluşumu sırasında da yüksek olduğu kabul edilebilir.

Çizelge 1' deki veriler dikkate alınarak, inceleme alanındaki travertenler, Antalya (İnan, 1985) ve Denizli (TMK, 1990) yöresindeki travertenlerle karşılaştırıldıklarında; CaO içeriklerinin düşük, buna karşılık SiO₂ içeriklerinin çok yüksek, ΣFe₂O₃, Al₂O₃ ve MgO içeriklerinin ise biraz yüksek olduğu belirtilebilir.

Ayrıca örneklerde kükürt içeriği, % 0.02 ile % 0.17 arasında değişmekte olup, travertenlere sarımsı renk vermede etkili olabilecek düzeyde değildir. Böylece, kabuksu travertenlerdeki sarı-krem-kahverengi renk tonlarının mineralojik incelemelerde belirtilen limonitleşmelerden ve demir içeriğindeki değişikliklerden kaynaklandığı belirtilebilir.

Oluşumu ve Kökeni

Yörede farklı amaçlarla çalışan Gökalp (1972), Aktimur ve diğ. (1990), Aral ve Söylem (1991), Ergin (1992) gibi araştırmacılar, travertenlerin oluşumlarıyla ilgili bazı görüşler ileri sürmüşlerdir.

Gökalp (1972), travertenlerin, sıcak su çıkışlarına bağlı olarak, suların doğuya ve batıya doğru yayılmaları sonucunda oluştuğunu, daha sonra travertenlerde, tektonik etkilerle yarık ve çatlakların geliştiğini belirtmektedir. Araştırmacı, travertenlerdeki yarık ve çatlaklarda bulunan çatlak dolgusu tipi oluşumları "oniks" olarak tanımlamakta ve bunların silisce zengin su çıkışları neticesinde oluşmuş olabileceğini düşünmektedir.

Aktimur ve diğ. (1990), travertenlerin Neotektonik dönemde gelişmiş doğrultu atımlı faylara bağlı olarak oluştuklarını belirtmektedirler.

Aral ve Söylem (1991), travertenlerin, derinlerden ısınarak gelen ve çeşitli mineral eriyikleri ile CaCO₃ içeren sıcak suların, tektonik kırık hatları ve çatlaklar boyunca yüzeye çıkıp, bünyelerinde taşıdıkları CaCO₃'i, kaynak ve çevresinde çökelttiklerini ifade etmektedirler.

Ergin (1992), travertenlerin, sıcak suların yüzeye çıkması ve sular içindeki iyonların çö-

kelmesiyle oluştuğunu belirtmektedir. Yarık ve çatlaklar içerisinde "oniks" diye tanımladığı oluşumların ise sıcak suların içindeki silisin çökmesiyle oluşmuş olabileceğini ifade etmektedir.

Kaçaroğlu ve diğ. (1994), yöredeki sıcak suların fizikokimyasal özelliklerini incelemişler ve izotop kimyası yöntemleri ile, suların meteorik kökenli oldukları ve yaşlarının 50 yıl civarında olduğu sonucuna varmışlardır.

Travertenler, Ca⁺⁺ ve HCO₃⁻ içeriği yüksek suların içeriklerini, kırık ve çatlaklar içinde veya yüzeye çıktıktan sonra, akarken çökeltmeleri sonucu oluşmuş, küçük kristalli, bol boşluklu ve bantlı, karbonat çökelleridir. Travertenleri oluşturan suların genellikle sıcak sular oldukları görülmekte olup, magmatik, metamorfik, formasyon suyu veya yüzeysel (meteorik, denizel) kökenli olabilmektedir.

Travertenlerin oluşumu için gerekli Ca⁺⁺ ve CO₃⁼ iyonları için, bileşimlerinde % 50 'den fazla karbonat minerali içeren kireçtaşı, dolomit, mermer gibi kayalar, en önemli kaynak kayaç durumundadır. İnceleme alanında ise, Akdağ metamorfilerine ait mermerler, bol kırıklı ve çatlaklı olup, Ca⁺⁺ ve CO₃⁼ iyonları için kaynak kayaç olarak düşünülebilir.

Sıcak sular içinde karbonat minerallerinin çözünürlüğü, taşınması ve çökmesi ile ilgili bilgiler, Holland ve Malinin (1979), Fournier (1985), Ford ve Cullingford (1976) gibi araştırmacılarca ayrıntılı bir şekilde tartışılmış olup, pH, sıcaklık, P_{CO2} ve çözünürlük diğer tuzlar en önemli etkenler olarak belirtilmektedir. Kalsit, bu tür çözümlerde ve çökellerde ana mineral olup, diğer karbonat mineralleri çok daha az miktarlarda bulunabilmektedir.

pH, asitikleştikçe çözünürlük artmakta, bazikleştikçe ise çökeltme kolaylaşmaktadır. Ancak aşırı bazik çözümlerde karbonatlı kompleks iyonların (Ca(CO₃)₂⁼ gibi) oluşumu ile çözünürlüğün tekrar arttığı ve taşınmanın kolaylaştığı görülmektedir. İnceleme alanındaki güncel olarak çıkan sıcak su kaynaklarında yapılan ölçümler, pH' ın 6.50 ile 7.52 arasında değiştiğini göstermektedir (Kaçaroğlu ve diğ., 1994). Travertenlerin oluşumu sırasında da pH' ın bu değerlere yakın olduğu sanılmaktadır. Sıcaklık, kalsitin su içindeki çözünürlüğünü olumsuz yönde etkilemekte olup, diğer faktörler sabit olduğunda sıcaklık artışına bağlı olarak çözünürlüğün azaldığı görülmektedir. Sıcak Çermik sahasında çıkan, güncel sıcak su kaynaklarında sıcaklığın 42 ile 49 °C arasında değiştiği, Soğuk Çermik kaynağında ise 28 °C kadar olduğu görülmektedir (I.Ü, 1976; Kaçaroğlu ve diğ., 1994).

Çizelge 1. İnceleme alanındaki travertenlerin kimyasal analiz sonuçları ve diğer travertenlerle karşılaştırılması (nd=belirlenemedi, A.K.=Ateşte Kayıp).

Table 1: Chemical analyses results of the investigated travertine deposits and comparison with the Antalya and Pamukkale Travertines (nd=not determined, A.K.=Loss on Ignition).

| Saha/Ocak İsmi | Örnek No | Bileşenler (%) | | | | | | | | | | | |
|----------------|----------|------------------|--------------------------------|------------------|---------------------------------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|--------|
| | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | ΣFe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | A.K. | Toplam |
| | E-1a-K | 7.82 | 1.29 | nd | 1.87 | 0.03 | 0.65 | 46.33 | nd | nd | 0.02 | 42.64 | 100.65 |
| | E-1b-K | 8.20 | 1.38 | nd | 2.24 | 0.03 | 0.64 | 45.20 | nd | nd | 0.02 | 42.53 | 100.24 |
| Karlıkaya | E-1c-K | 7.67 | 1.25 | nd | 2.27 | 0.03 | 0.66 | 45.95 | nd | nd | 0.02 | 43.12 | 99.97 |
| | E-1d-K | 7.73 | 1.27 | nd | 2.19 | 0.02 | 0.61 | 45.71 | nd | nd | 0.02 | 42.54 | 100.09 |
| | E-1e-K | 7.73 | 1.27 | nd | 2.03 | 0.03 | 0.62 | 45.80 | nd | nd | 0.02 | 42.61 | 100.11 |
| | E-2a-K | 7.72 | 1.27 | nd | 1.09 | 0.01 | 0.78 | 45.71 | nd | nd | 0.01 | 43.33 | 99.92 |
| | E-2b-K | 7.72 | 1.31 | nd | 1.18 | 0.01 | 1.00 | 45.35 | 0.02 | nd | 0.02 | 43.04 | 99.65 |
| Kandilsırtı | E-2c-K | 7.58 | 1.26 | nd | 0.95 | 0.01 | 0.93 | 45.84 | nd | nd | 0.01 | 43.43 | 100.01 |
| | E-2d-K | 7.70 | 1.29 | nd | 1.14 | 0.01 | 0.97 | 46.10 | 0.03 | nd | 0.02 | 43.24 | 100.50 |
| | E-2e-K | 8.05 | 1.33 | nd | 3.36 | 0.01 | 0.83 | 44.58 | nd | nd | 0.02 | 42.05 | 100.23 |
| | E-3a-K | 9.30 | 1.62 | nd | 0.95 | 0.02 | 0.92 | 44.93 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 42.32 | 100.17 |
| | E-3b-K | 8.83 | 1.51 | nd | 1.11 | 0.02 | 0.85 | 45.30 | 0.02 | nd | 0.03 | 42.61 | 100.28 |
| Sankaya | E-3c-K | 8.06 | 1.37 | nd | 1.08 | 0.02 | 0.77 | 46.01 | 0.01 | nd | 0.02 | 43.17 | 100.51 |
| | E-3d-K | 7.99 | 1.35 | nd | 0.94 | 0.02 | 0.75 | 45.46 | 0.01 | nd | 0.02 | 43.13 | 99.67 |
| | E-3e-K | 8.18 | 1.38 | nd | 0.97 | 0.02 | 0.73 | 45.77 | nd | nd | 0.02 | 42.98 | 100.05 |
| | E-4a-K | 7.70 | 1.29 | nd | 1.08 | nd | 1.39 | 45.34 | 0.03 | nd | 0.01 | 43.66 | 100.50 |
| | E-4b-K | 7.74 | 1.31 | nd | 1.21 | nd | 1.23 | 44.70 | 0.02 | nd | 0.02 | 43.71 | 99.94 |
| Uyuz Çermik | E-4c-K | 7.60 | 1.26 | nd | 1.05 | nd | 1.45 | 44.57 | 0.04 | nd | 0.01 | 43.61 | 99.60 |
| | E-4d-K | 7.58 | 1.26 | nd | 1.03 | nd | 1.40 | 45.51 | 0.04 | nd | 0.01 | 43.56 | 100.39 |
| | E-4e-K | 7.63 | 1.28 | nd | 0.86 | nd | 1.34 | 45.66 | 0.04 | nd | 0.01 | 43.68 | 100.50 |
| Antalya | | 0.16 | 0.48 | nd | 0.26 | nd | 0.52 | 55.12 | nd | nd | nd | nd | nd |
| Denizli | | 0.26 | nd | nd | 0.32 | nd | 0.31 | 54.55 | nd | nd | nd | nd | nd |

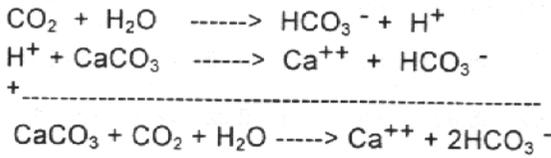
M.T.A tarafından, 700m' ye kadar yapılan sondajlarda da su sıcaklığının derinlere doğru fazla artmadığı gözlenmiştir (M.T.A. Sivas Bölge Müdürlüğü, sözlü görüşme, 1998).

Travertenlerin oluşumu sırasında da su sıcaklığının bu civarda olduğu düşünülebilir.

P_{CO2}, kalsitin çözünürlüğünde en etkili faktör durumundadır. Henry yasası gereği, CO₂' nin su içindeki çözünürlüğü ve karbonat

çözünürlüğüne etkisi 150 °C' ye kadar artmakta daha yüksek sıcaklıklarda ise azalmaktadır (Holland ve Malinin, 1979; Fournier, 1985). Ayrıca, herhangi bir sıcaklıkta, çözeltideki P_{CO_2} 1 mol/kg CO_2 eşdeğeri oluncaya kadar P_{CO_2} 'deki artış kalsitin çözünürlüğünü artırmaktadır. Bu artışın nedeni, CO_2 ' in H_2O ile reaksiyonu sonucu karbonik asit oluşması ve su içinde ayrışarak pH' ı asitleştirmesi (i. eşitliği) ve suların çözme yeteneklerini artırması şeklinde açıklanmaktadır.

(i) eşitliği:



Bu eşitliğe uygun olarak, CO_2 ' ce zengin sular, karbonat kayaları içinden geçen karbonatları çözmekte, Ca^{++} ve HCO_3^- iyonlarınca zenginleşmekte ve traverten çökeli için gerekli iyonları sağlamaktadır. CO_2 sistemden ayrıldıkça reaksiyon ters yönde gelişmekte, HCO_3^- iyonları parçalanmakta ve $CaCO_3$ çökerek travertenleri oluşturmaktadır.

İnceleme alanındaki sıcak su kaynaklarının CO_2 bakımından aşırı doygun oldukları bilinmektedir (440 - 762 mg/lit; Kaçaroğlu ve diğ., 1994). Ancak, CO_2 'nin kaynağı belli olmayıp, inceleme alanı dışındaki bazı alanlarda gözlenen CO_2 çıkışlarında, izotop kimyası incelemelerine dayanılarak, magmatik kökenli oldukları belirtilmektedir (Yılmaz, 1996; sözlü görüşme; Ayaz ve Kızılsu, 1997). Kesin olmakla birlikte, inceleme alanı içindeki sıcak sular içindeki CO_2 'in Üst Pliyosen yaşlı Bayat volkanitlerinin ve/veya derinlik - yarı derinlik türevlerinden türediği düşünülebilir. Ancak, CO_2 'nin atmosferik kökenli olabileceğini de gözardı etmemek gerekir.

Su içinde çözülür tuzlardan en yaygın bulunanı NaCl olup, NaCl konsantrasyonu, bir başka deyişle çözeltilerin tuzluluğu arttıkça, hem CO_2 'nin, hem de kalsitin su içinde çözünürlüğü artmaktadır.

Çözeltilerin, yukarıda belirtilen pH, sıcaklık, P_{CO_2} ve tuzluluk gibi özelliklerinde, çözünürlüğü azaltacak şekilde gelişecek değişiklikler sonucu, içerdikleri Ca^{++} ve CO_3^{--} iyonları $CaCO_3$ şeklinde çökelmekte ve travertenler oluşmaktadır. Bu çökeltme sırasında da en önemli faktör P_{CO_2} 'nin azalması

olup, suların yüzeye yaklaşması ve/veya yüzeyde akması sırasında, çözülür halde bulunan CO_2 ayrılarak atmosfere karışmakta ve çözünürlüğü azalan $CaCO_3$ çökerek travertenleri oluşturmaktadır.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

İnceleme alanında yüzeyleyen traverten oluşumlarının en önemlileri; Karlıkaya, Kandilsırtı, Sarıkaya ve Uyuz Çermik yörelerinde bulunmakta olup, Üst Miyosen yaşlı Derinde üyesi üzerinde uyumsuz olarak gözlenmektedir. Yataklanma şekli olarak tabakalı ve çatlak dolgusu tipi olmak üzere iki farklı tip yataklanma şekli göstermektedirler.

Tabaka tipi travertenler yatay ve/veya yataya yakın konumlu, sarı - krem - kahverengi renk tonlarında, ince bantlı, bol boşluklu, kabuksu/süngerimsi yapıları oluşumları şeklindedirler.

Çatlak dolgusu tipi oluşumlar ise dike yakın konumlu, tabaka tipi oluşumları keser şekilde sıcak su çıkış kanalları içinde oluşmuş, bakışimli çatlak dolgusu yapısına sahip, boşluk-suz, oniksimsi albatır yapıları, parlak beyaz - krem - kahverengi - kırmızı renk tonlarında bantlardan oluşmaktadır. Çatlak dolgusu tipi travertenlerde gözlenen bakışimli damar yapısı sıcak suların çıktığı çatlakların kademel bir şekilde birkaç kere açıldığına işaret etmektedir.

Her iki tip oluşumlarda da kalsit hakim mineral olup, tabakalı oluşumlarda % 5' i geçmeyecek şekilde amorf demir oksitler ve kil mineralleri bileşime katılabilmektedir. Demir oksitlerin miktarındaki değişikliğe bağlı olarak beyazdan koyu kahverengiye doğru değişen farklı renklerde bantlar ortaya çıkmaktadır.

Dokusal olarak, tabaka tipi oluşumlarının genellikle mikritik özellikte olması, karbonat çökeliiminin hızlı bir şekilde olduğunu, çatlak dolgusu tipi oluşumların sparitik özellikte olması ise kristallenmenin yavaş olduğuna işaret etmektedir.

Hidrojeolojik çalışmalarda bölgedeki sıcak su akiferinin yapısı henüz belirlenememiş olmakla birlikte, saha gözlemlerine ve Sıcak Çermik civarında MTA ve DSI tarafından yapılmış sondaj verilerine dayanılarak sıcak su akiferinin; Akdağ Metamorfittleri ile bunları örten Incesu formasyonu' nun dokanağı boyunca geliştiği düşünülebilir. Akdağ Metamorfittlerine ait mermerlerin sıcak sular için iyi bir hazne kaya oldukları ve içerdikleri Ca^{++} ve HCO_3^- iyonlarını sağladıkları, Incesu formasyonun ince taneli sedimanları ve yataya yakın tabaka düzlemleri ile geçirimsizliği çok iyi bir

bir örtü oluşturduğu, sıcak suların bu dokunağa kadar inen kırık ve çatlaklar boyunca yüzeye çıkarak travertenleri oluşturduğu belirtilebilir. Sivas - Yıldızeli Karayolu kenarındaki Akdağ Metamorfileri üzerinde oluşan güncel travertenlerin bu dokunaktan çıkan sularca çökeltilmesi, kaplıcalar için sıcak su çıkarılan sondajların bu dokunaktan su almaları ve bölgedeki sıcak su potansiyelini belirlemek amacıyla yapılan sondajlar bu dokunağa indiklerinde sıcak su ile karşılaşılması, daha derinlere gidildikçe su sıcaklığının artmaması gibi gözlemler bu görüşü desteklemektedir.

Güncel sıcak su kaynaklarından çıkan suyun meteorik kökenli olması, travertenleri oluşturan suların da aynı kökenli olabileceğini düşündürmektedir. İnceleme alanında yüzeylenen Bayat volkanitleri ısı kaynağı olarak ilk aklı gelen oluşumlardır. Ancak bu volkanitlerin travertenlerin bulunduğu yerlerin derin kesimlerinde bulduklarına ait herhangi bir veri bulunmamaktadır. Sondajlarda ölçülen su sıcaklıklarının derinlere doğru yükselmemesi, güncel ve paleo- sıcak suların başka bir yerde ısındıktan sonra, yukarıda belirtilen Akdağ metamorfileri ile İncesu Formasyonu'nun dokunağı boyunca bölgeye gelmiş olabileceğini de düşündürmektedir. Söz konusu dokunağın güneye ve güneydoğuya doğru eğimli olması olası sıcak kütlenin bu yönlerde olabileceğini olası kılmaktadır.

Sonuç olarak; inceleme alanındaki travertenlerin oluşumu için; meteorik kökenli suların derinlere indikçe Bayat volkanitlerinin ve/veya bölgenin güney veya güneydoğu kesimlerinde bulunabilecek sıcak volkanik kütlelerin etkisiyle ısındıkları, olasılıkla bu kütlelerden çıkan CO₂'i içlerine alarak zenginleştikleri, Akdağ metamorfileri ile İncesu Formasyonu'nun dokunağı boyunca hareket ettikleri, Akdağ Metamorfileri'ne ait mermerlerin kırık ve çatlaklarından geçerken CaCO₃'ü çözererek, Ca⁺⁺ ve HCO₃⁻ iyonları zenginleştikleri, daha sonra kırık ve çatlaklar boyunca yükselerek yüzeye çıktıkları, CO₂ basıncının azalmasına bağlı olarak CaCO₃'ü çökeltirek travertenleri oluşturdukları, çökeltmenin yüzeyde olduğu yerlerde tabakalı tip, sıcak su çıkış kanalları içinde olduğu yerlerde ise çatlak dolgusu tipi travertenler oluştuğu şeklinde bir oluşum mekanizması düşünülebilir.

Travertenleri oluşturan suların ve bileşimlerdeki karbonatın kökeninin belirlenebilmesi için ayrıntılı izotop jeokimyası incelemelerinin yapılması, travertenlerin işletilmesi sırasında, blok verimini artırıcı yöntemlerin geliştirilmesi, üretimin gelişmiş teknolojiyle yapılması ve

kullanım alanlarının yaygınlaştırılması, uzunlukları 800 m'ye kadar ulaşabilen, estetik görünümlü sırt tipi traverten oluşumlarının koruma altına alınarak turistik amaçla değerlendirilmesi önerilebilir.

KATKI BELİRTME

Saha çalışmaları sırasında MTA Orta Anadolu I. Bölge Müdürlüğü'nün olanaklarından, laboratuvar incelemeleri sırasında ise Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü, MTA Genel Müdürlüğü ve Karayolları Sivas Bölge Müdürlüğü laboratuvarları ile Aşkın Mermer Sanayi atölyelerinden yararlanılmıştır. Tüm bu kurum yöneticilerine ve çalışanlarına teşekkür ederiz. Makalenin yayına hazırlanması ve incelenmesi aşamasındaki katkıları için Prof. Dr. Selim İNAN (C.Ü.), Prof. Dr. Hüseyin YALÇIN (C.Ü.), Prof. Dr. Ahmet SAĞIROĞLU (F.Ü.) ve Doç. Dr. Haluk TEMİZ'e (C.Ü) teşekkürü borç biliriz.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Aktimur, H.T., Tekirli, M.E., Yurdakul, M.E., 1990. Sivas-Erzincan Tersiyer havzasının jeolojisi; MTA Dergisi, 111, 25-36.
- Aral, F., Söylem, B., 1991. Sıcak Çermik (Sivas) sıcak su kaynaklarının jeolojik ve hidrojeolojik incelenmesi. Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, Çukurva Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana, s. 23-32.
- Ayaz, M.E., 1998. Sıcak Çermik (Yıldızeli - SIVAS) yöresindeki traverten sahalarının jeolojisi ve travertenlerin endüstriyel özellikleri. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 157 s (yayınlanmamış).
- Ayaz, M. E., Kızılsu, H., 1997. Karayün - Hacıali (Sivas) yöresi karbondioksit aramaları jeoloji ve sondaj raporu; MTA Raporu (yazıda).
- Ergin, Ç., 1992. Sıcak Çermik (Sivas-Yıldızeli) yöresinin jeolojisi ve jeotermal olanakları; C.Ü. Fen Bilimleri Enst. Yük. Lis. Tezi., 71 s (yayınlanmamış).
- Ford, T. D., Cullingford, C.H.D., 1976. The science of sepeleology; Academic Pres, London, 320 p.
- Fournier, R.O., 1985. Carbonate transport and deposition in the epithermal environment. In: B.R., Berger and P.M. Bethke, 1985, Geology and Geochemistry of epithermal systems.

PONTİDLERDE ÇARPIŞMA SONRASI VOLKANİZMAYA BİR ÖRNEK : SÜRMEİ VOLKANİTİ (TAŞOVA-AMASYA)

AN EXAMPLE FOR POST-COLLISIONAL VOLCANISM IN THE PONTIDES : THE SÜRMEİ VOLCANICS (TAŞOVA-AMASYA)

Musa ALPASLAN
Nuri TERZİOĞLU

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Araştırma Grubu, Ankara

ÖZ : Kuzey Anadolu Fay Zonu içerisinde yer alan Taşova (Amasya) yöresinde Sürmeli volkaniti olarak adlandırılan Eosen yaşlı volkanik kayalar geniş alanlarda yüzeylemektedir. Eosen yaşlı Kusuri Formasyonunun üst seviyelerine doğru yaygınlaşan Sürmeli volkaniti yeşilimsi siyah ve siyah renkli, bazaltik bileşimli lav akıntıları ve bunların piroklastik eşleniklerinden oluşmaktadır. Hipokristalin porfiritik dokulu volkanikler olivin, piroksen ve plajiyoklaz fenokristalleri içermektedir.

MORB' a göre normalize edilmiş element profili, Sürmeli volkanitin büyük iyon yarıçaplı elementler (K, Rb, Ba ve Sr) açısından zenginleştiğini, kalıcılığı yüksek elementler (Ti ve Y) açısından ise tüketildiğini göstermektedir. İz element verilerine dayalı diyagramlar, Sürmeli volkanitin plaka içi karakterde olduğunu belirtmektedir.

Mineralojik-petrografik ve jeokimyasal veriler bölgesel jeolojik konumla birlikte değerlendirildiğinde; bu volkanitin evrimi için şöyle bir model ileri sürülebilir: Pontidler ve Anatolidler arasındaki kıtasal çarpışmayı izleyen evrede bölgede meydana gelen gerilmeli tektonik rejim altında zenginleşmiş manto kaynağının düşük dereceli bölümsel ergimesi sonucu alkalin özellikli magma oluşmuştur. Sürmeli volkanitini oluşturan bu magma yüzeye çıkması sırasında çarpışma zonunda yaygın olarak gözlenen okyanusal kabuğa ait kayalar ve/veya ada yayı topluluğu kayaları tarafından kirletilmeye uğramıştır.

ABSTRACT : The Sürmeli volcanics of Eocene age are outcropping in a large area around the Taşova region which is located in the North Anatolian Fault Zone. Sürmeli volcanics become dominant toward to the upper part of the Kusuri formation. These volcanics are composed of green and greenish black colored basaltic lava flows and their pyroclastic equivalents. They have the hypocristaline-porphyrific texture and include the olivine, pyroxene, and plagioclase minerals as phenocrysts.

MORB-normalized spider diagram reveals the large ion lithophile element (K, Rb, Ba, Sr) enrichments and high field strength element (Ti and Y) depletions in Sürmeli volcanics. Diagrams based on the trace element data imply that the Sürmeli volcanics have the within plate character.

When the geological setting, mineralogical-petrographical and geochemical characteristics are taken together and assessed within the regional geological context, following model may be suggested for the evolution of the volcanics: The alkaline magma was proposed as a result of the small degrees of partial melting of the enriched mantle source under the extensional regime following period of continental collision between the Anatolide and Pontide fragments. This magma was contaminated by the oceanic crustal rocks and arc volcanics within the collision zone during its ascent to the surface.

GİRİŞ

Pontid kuşağının değişik bölümlerinde yüzeyleyen ve Eosen başlangıcından itibaren gelişmiş olan magmatik kayaların jeolojisi, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri değişik araştırmacılar tarafından çalışılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda Pontidlerdeki Eosen magmatizmasının kökeni ve oluşumu ile ilgili olarak birbirinden farklı iki yaklaşım ortaya çıkmıştır. Birinci yaklaşıma göre (Peccerillo ve Taylor, 1976; Yılmaz ve diğ., 1981; Görmüş,

1982; Yılmaz ve Tüysüz, 1984), Eosen' de oluşan volkanitler, Neo-Tetisin kuzey kolunun Pontidler altına kuzeye doğru yitimi sonucu oluşmuşlardır. İkinci yaklaşıma göre ise (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992; Yılmaz ve diğ., 1993, 1994; Terzioğlu, 1984; Genç ve Yılmaz, 1994, 1997; Tüysüz ve diğ., 1995), Eosen volkanizması herhangi bir yitim olayına bağlı olmaksızın gerçekleşmiş olup çarpışma sonrası volkanizmayı temsil etmektedir.

Eosen'de meydana gelen volkanik ve plütonik kayaç toplulukları yalnızca Pontid kuşağı ile sınırlı olmayıp, Kırşehir Masifi gibi komşu tektonik birlikler içerisinde de geniş yüzlekler oluşturmaktadır (Genç ve Yılmaz, 1997). Bu nedenle, Pontidler ile diğer tektonik kuşaklar arasındaki kenet zonu, Eosen magmatik kayaçları için bir sınır oluşturmamaktadır.

Bu çalışmada, Taşova yöresinde yüzeyleyen Eosen yaşlı volkanik kayaçların jeolojik konumu, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri belirlenerek elde edilen veriler ışığında volkanik kayaçların petrojenezine yaklaşımda bulunulacaktır. Bu amaçla arazi çalışmaları sırasında derlenen kayaç örneklerinin mineralojik-petrografik özellikleri Nikon-Labophot-Pol tipi binoküler araştırma mikroskopunda çalışılmış, taze ve karakteristik kayaç örneklerinden jeokimyasal analizler için 14 adet örnek ayrılmıştır. Bu örneklerin ana ve iz element içerikleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarlarında (MİPJAL) Rigaku 3270-E (WDS) tipi ve Rh-tüplü X-ışınları floresans spektrometresinde (XRF) belirlenmiştir.

JEOLoji

Taşova yöresi Kuzey Anadolu fay zonu içerisinde yer almaktadır (Şekil 1). Bu yörede en yaşlı birim, Triyas yaşlı Karakaya Grubuna ait metapelitler, metabazitler, şistler ve kalkışitlerdir.

Karakaya Grubunun en kuzey bölümünü oluşturan bu kayaçlar Jura, Üst Kretase ve Eosen yaşlı birimlerle örtülmektedir. Karakaya Grubunun üst bölümlerinde düşük derecede metamorfizmaya uğramış kireçtaşı blokları gözlenmektedir.

Jura yaşlı birimler ikiye ayrılmaktadır: Birincisi, çalışma alanının güneydoğusunda sınırlı bir kesimde yüzeyleyen Karatepe Formasyonu olup, aglomera, piroklastik kumtaşı, tuf, dasitik ve andezitik lav akıntıları, marn ve mikritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Jura yaşlı diğer birim ise oolitlik ve resifal karakterli saf kireçtaşlarından oluşan İnaltı Formasyonudur. Bu birim, Alt Kretase yaşlı olan ve çamurtaşı, marn ve mikritik kireçtaşlarından oluşan Çağlayan Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Çağlayan Formasyonu, çalışma alanının kuzey-kuzeybatı kesiminde sınırlı bir alanda yüzeylemekte olup derin deniz fasiyesinde gelişmiştir. Alt Kretase yaşlı olan diğer bir birim ise doğu-batı doğrultulu bir mercek şeklinde uzanan Eryaba Karmaşığıdır. Birim, sedimanter melanaj karakterinde olup, matriksi Çağlayan Formas-

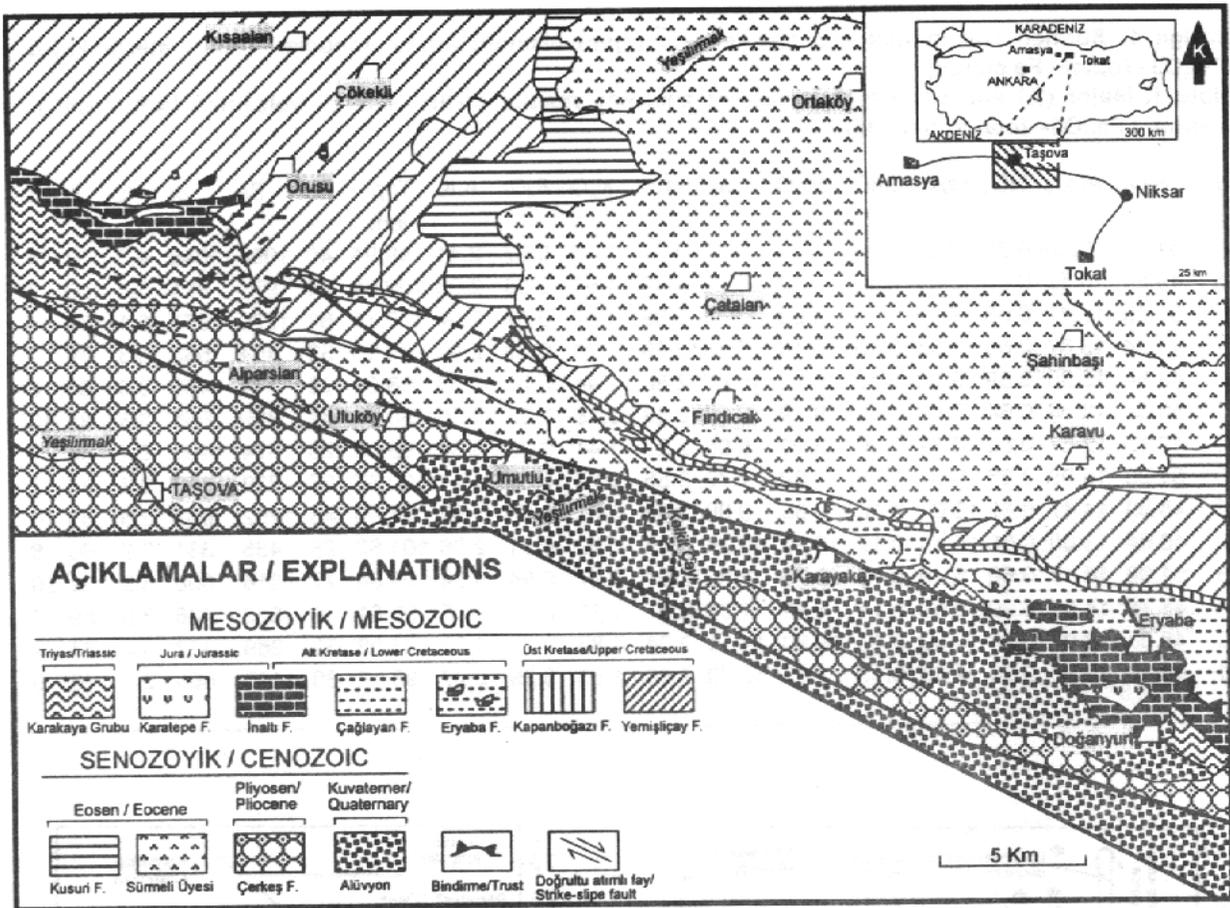
yonuna ait mikritik kireçtaşı, çamurtaşı ve marnlardır. Ayrıca, matriks içerisinde İnaltı Formasyonu ve Karakaya Grubuna ait değişik bloklar gözlenmekte ve Eosen' de gelişen sil ve dayklar tarafından kesilmektedir. Bu birim, Üst Kretase yaşlı Kapanboğazı Formasyonu ve Eosen yaşlı birimler tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.

Üst Kretase yaşlı birimler birbirleriyle dikey geçişli olan Kapanboğazı Formasyonu ve Yemişliçay Formasyonudur. Bunlardan Kapanboğazı Formasyonu kırmızı renkli mikritik kireçtaşı, çamurtaşı ve marnlardan oluşmakta ve bazı bölümlerinde tuf ve lav akıntıları izlenmektedir. Doğu-batı gidişli kılavuz seviye niteliğindeki Kapanboğazı Formasyonunun yaşı Turoniyen-Alt Kampaniyendir. Üst Kampaniyen-Alt Mastrohiyen yaşlı olan Yemişliçay Formasyonu piroklastik kumtaşı-marn ardalanmasından, bazen de olistostromal çakıltaşı ve mikritlerden oluşmaktadır. Birimin üst seviyelerine doğru killi kireçtaşı ve marn ardalanması da izlenmektedir. Ayrıca, birimde çok düşük derecede metamorfizma etkileri gözlenmektedir (Serdar ve diğ., 1981). Yemişliçay Formasyonu, Eosen yaşlı birimler ve Pliyosen yaşlı Çerkeş Formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir.

Alt-Orta Eosen yaşlı Kusuri Formasyonu kumtaşı-marn ardalanmasından oluşmakta ve çalışma alanında geniş alanlarda yüzeylenmektedir. Kusuri Formasyonu içerisinde ayrıca kömür bantları içeren kumtaşları ve olistostromal çakıltaşları da gözlenmektedir. Kusuri Formasyonu, volkanik kayaçlardan oluşan Sürmeli Üyesi ile geçişlidir. Sürmeli Üyesi, bazaltik ve andezitik lav akıntıları, piroklastik kumtaşı, tuf ve tüfiterden oluşmaktadır. Çalışma alanında bazaltik dayklar yaygın olarak gözlenmektedir. Sürmeli Üyesi, kuzeyde Kusuri Formasyonunun Üst Eosen fişine geçiş gösterirken, çalışma alanının güneyinde alüvyonlar tarafından örtülmektedir. Pliyosen yaşlı Çerkeş Formasyonu, Kuzey Anadolu Fayına bağlı depresyonlarla oluşan gölssel ortamlarda gelişmiş yarı-pekişmiş çakıltaşları ile temsil edilmektedir. Çalışma alanındaki en genç birim alüvyonlardır.

PETROGRAFI

Sürmeli Volkaniti, makroskopik olarak yeşilimsi siyah ve siyah renklidir. Genellikle porfiritik dokulu olup olivin ve piroksen fenokristalleri içermektedir. Bazı örnekler ise afanitik dokuludur. Mikroskopik olarak hipokristalin porfiritik-pilotaksitik-intersertal dokuludur. Fenokristal olarak olivin ve piroksen mineralleri izlenmektedir. Bazı kesitlerinde plajiyoklaz feno-



Şekil 1. Taşova (Amasya) yöresinin jeoloji haritası
Figure 1. Geological map of the Taşova (Amasya) region

kristalleri de gözlenmektedir. Olivinlerde genellikle serpantinleşme, bazı örneklerde ise iddingsitleşme türü bozunmalar izlenmektedir. Piroksenler, bazı kesitlerde polisentetik ikizlenme ve zonlu doku göstermektedirler. Plajiyoklazlar, genellikle labrador (An_{52-60}), bazı kesitlerinde de andezin-labrador (An_{45-56}) bileşimlidir. Hamur, plajiyoklaz ve mikrolitleri ile opak minerallerden oluşmaktadır. Ayrıca küçük olivin ve piroksen fenokristalleri ile palagonitleşmiş volkanik cam da hamur içerisinde gözlenmektedir.

JEOKİMYA

Sürmeli volkanitinden derlenen kayaç örneklerinden taze ve karakteristik olan toplam 14 adet kayaç örneği XRF yöntemiyle analiz edilmiştir (Çizelge 1). Elde edilen sonuçlar ilgili diyagramlara aktarılmış ve bu diyagramlar volkanik kayaçların jeolojik konumu, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri de dikkate alınarak yorumlanmıştır.

Sürmeli volkanitine ait kayaç örnekleri K_2O-SiO_2 adlandırma diyagramında (LeMaitre, 1989) bazalt ve bazaltik andezit alanında yer

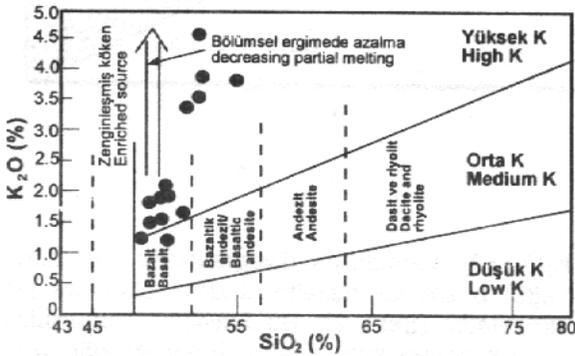
K_2O-SiO_2 adlandırma diyagramında (LeMaitre, 1989) bazalt ve bazaltik andezit alanında yer almaktadır (Şekil 2). Bu kayaçlar, çoğunlukla yüksek potasyumlu alanda izlenmektedir. Ana elementlerin yanı sıra iz elementlerin de dikkate alındığı SiO_2-Zr/TiO_2 adlandırma diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) ise biri hariç diğer örnekler subalkalen bazalt ve alkali bazalt alanına düşmektedir (Şekil 3). Toplam alkali-silis diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) ise bazı örnekler subalkalen alana düşmekle birlikte, çoğunlukla alkalen alanda yer almaktadırlar (Şekil 4).

Değişik jeotektonik ortamdaki bazaltların ve ortalama kıtasal kabuğun iz element içeriklerinin Pearce (1983)'e göre normalize edilmiş kayaç/MORB diyagramında Sürmeli volkanitinin büyük iyon yarıçaplı elementler (LILE) açısından zenginleştiği izlenmektedir (Şekil 5). Ayrıca, Sürmeli volkanitinin Sr, K, Rb ve Ba içeriği açısından ortalama kıtasal kabuk değerlerine yakın değerlere sahip olduğu da görülmektedir. Bu durum, Sürmeli volkanitini oluşturan magmanın yüzeye çıkarken kıtasal kabuk tarafından

Çizelge 1. Sürmeli volkanitinin ana (%) ve eser (ppm) element analiz sonuçları (A.K : ateşte kayıp; $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ =Toplam Fe olarak)

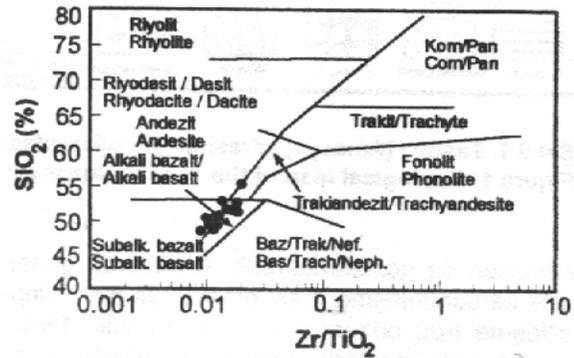
Table 1. Major (%) and trace (ppm) element analyses results of the Sürmeli volcanics (A.K: loss on ignition, $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ = total iron oxide)

| Ör. No. | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | A.K. | Toplam | Rb | Ba | Sr | Nb | Zr | Y |
|---------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|----|------|------|-----|-----|----|
| 4 | 51.15 | 18.26 | 0.78 | 8.04 | 0.18 | 4.03 | 7.12 | 3.85 | 3.45 | 0.67 | 2.41 | 99.94 | 40 | 1094 | 1048 | 4.5 | 137 | 14 |
| 15 | 49.84 | 16.12 | 0.66 | 8.88 | 0.16 | 4.52 | 10.22 | 4.49 | 1.61 | 0.58 | 2.93 | 100.01 | 24 | 971 | 811 | 3.5 | 100 | 7 |
| 17 | 51.19 | 17.47 | 0.68 | 7.79 | 0.17 | 4.83 | 7.54 | 2.89 | 4.47 | 0.54 | 2.54 | 100.11 | 61 | 1270 | 977 | 5.1 | 122 | 14 |
| 37 | 47.34 | 13.87 | 0.68 | 9.95 | 0.15 | 10.10 | 9.48 | 2.69 | 1.78 | 0.23 | 2.99 | 99.26 | 32 | 464 | 585 | 3.3 | 79 | 9 |
| 48 | 48.54 | 13.30 | 0.59 | 9.79 | 0.17 | 10.20 | 10.47 | 2.86 | 1.44 | 0.27 | 1.03 | 98.64 | 23 | 344 | 450 | 3.0 | 65 | 6 |
| 52 | 50.31 | 13.04 | 0.64 | 9.47 | 0.14 | 9.29 | 8.56 | 2.58 | 3.28 | 0.38 | 1.50 | 99.11 | 48 | 829 | 655 | 3.8 | 89 | 10 |
| 39 | 47.15 | 12.57 | 0.60 | 10.31 | 0.20 | 12.00 | 9.06 | 2.23 | 1.41 | 0.23 | 3.34 | 99.05 | 26 | 674 | 496 | 2.4 | 65 | 7 |
| 20 | 51.28 | 16.95 | 0.66 | 9.01 | 0.18 | 3.69 | 7.77 | 3.56 | 3.77 | 0.39 | 3.41 | 100.67 | 57 | 729 | 616 | 3.2 | 88 | 13 |
| 23 | 48.83 | 14.47 | 0.72 | 10.61 | 0.18 | 6.88 | 9.99 | 3.39 | 2.05 | 0.26 | 1.52 | 98.90 | 48 | 1262 | 662 | 2.6 | 80 | 10 |
| 29 | 48.84 | 13.00 | 0.68 | 10.40 | 0.17 | 10.20 | 10.24 | 3.65 | 1.22 | 0.31 | 2.96 | 101.62 | 28 | 465 | 331 | 2.7 | 60 | 8 |
| 38 | 51.98 | 16.17 | 0.69 | 6.40 | 0.12 | 3.73 | 8.09 | 3.01 | 3.57 | 0.54 | 4.54 | 98.84 | 72 | 816 | 608 | 6.2 | 131 | 20 |
| 44 | 48.78 | 14.52 | 0.70 | 9.98 | 0.14 | 7.38 | 11.38 | 2.67 | 1.15 | 0.26 | 1.85 | 98.81 | 19 | 523 | 426 | 2.5 | 69 | 7 |
| 16 | 48.53 | 12.08 | 0.56 | 10.09 | 0.17 | 10.90 | 11.11 | 2.04 | 1.83 | 0.25 | 1.32 | 98.92 | 32 | 369 | 482 | 3.2 | 64 | 7 |
| 21 | 48.20 | 13.93 | 0.66 | 9.83 | 0.17 | 7.33 | 10.70 | 2.89 | 1.85 | 0.29 | 2.27 | 98.12 | 39 | 1160 | 665 | 2.1 | 79 | 9 |



Şekil 2. Sürmeli volkaniti kayaç örneklerinin K₂O-SiO₂ adlandırma diyagramındaki konumları (LeMaitre, 1989)

Figure 2. The positions of the Sürmeli volcanics on the K₂O-SiO₂ nomenclature diagram (LeMaitre, 1989).



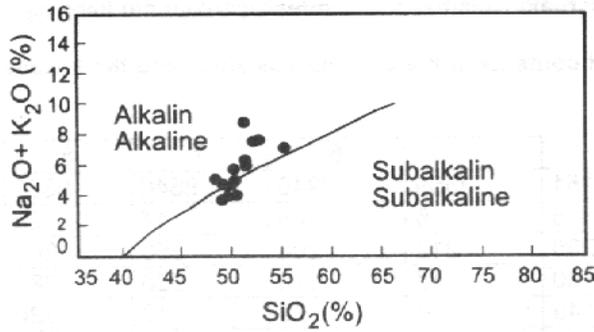
Şekil 3. Sürmeli volkaniti kayaç örneklerinin SiO₂-Zr/TiO₂ adlandırma diyagramındaki konumları (Winchester ve Floyd, 1977)

Figure 3. The positions of the Sürmeli volcanics on the SiO₂-Zr/TiO₂ nomenclature diagram (Winchester and Floyd, 1977).

kirletildiğini belirtmektedir. Diğer yandan, büyük iyon yarıçaplı elementlerde gözlemlenen bu zenginleşmeler, özellikle de Ba ve Sr elementlerinde gözlenen yüksek değerler, bu elementlerin yüksek sıcaklıkta kristalleşen feldispatların bünyesine girmeleriyle de uyumluluk sergilemektedir (Vernon, 1986; Wilson, 1989). Sürmeli volkanitindeki plajiyoklaz fenokristallerinin bileşimlerinin genellikle labrador olduğu düşünülürse, Ba ve bununla uyumlu davranış gösteren Rb, Sr ve K zenginleşmeleri açıklanabilmekte-

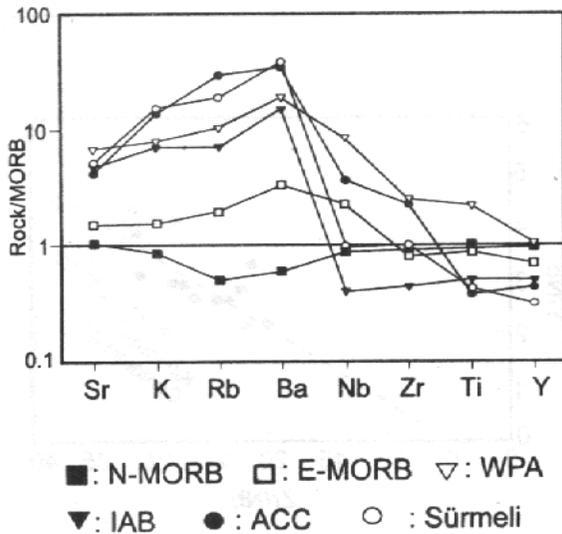
dir. Kalıclığı yüksek elementlerden (HFSE) Nb ve Zr içeriği N-tipi MORB' a benzerlik gösterirken, Ti ve Y içeriği açısından ise ada yayı bazaltı ve ortalama kıtasal kabuk değerlerine yaklaşmaktadır. Bu elementlerde gözlenen tüketimler Pearce (1982, 1983) ve Hawkesworth ve diğ. (1977) tarafından yitimin sonucu olarak da yorumlanmaktadır.

Kayaç/MORB diyagramında gözlenen bu özellikler, Sürmeli volkaniti kayaç örneklerinin iz element içeriklerinin bazı jeotektonik ortam



Şekil 4. Sürmeli volkaniti kayaç örneklerinin toplam alkali-silis diyagramındaki konumları (Irvine ve Baragar, 1971)

Figure 4. The positions of the Sürmeli volcanics on the total alkali-silica diagram (Irvine and Baragar, 1971)



Şekil 5. Sürmeli volkaniti ve farklı jeotektonik ortamlara ait bazaltların kayaç/MORB diyagramı (Veriler: N-tipi MORB, E-tipi MORB, IAB ve WPA Sun (1980)' den; ACC (Ortalama Kıtasal Kabuk), Weaver ve Tarney (1984)' den; normalize değerler Pearce (1983)' den).

Figure 5. Rock/MORB spider diagram of the Sürmeli volcanics and the basalts from various geotectonic environments (Data sources: N-MORB, E-MORB, IAB and WPA from Sun (1980); ACC (Average Continental Crust) from Weaver and Tarney, (1984); normalizing values from Pearce (1983)).

lardaki bazaltların iz element içerikleriyle karşılaştırıldığı Çizelge 2' de de gözlenmektedir. Sürmeli volkanitindeki K, Rb, Ba ve Sr içeriklerinin diğer jeotektonik ortamlardaki bazaltlardan

daha yüksek değerlerde olduğu izlenirken, yalnızca Sr içeriği plaka içi alkalin karakterli bazaltlara yakın değer sunmaktadır.

Jeolojik konum dikkate alındığında, Sürmeli volkanitini oluşturan magma, çarpışmadan sonra gelişen gerilmeli bir tektonik rejim altında gelişmiş olmalıdır. Bu özellik, Sürmeli volkanitinin plaka içi bir volkanizma ürünü olduğunu da göstermektedir. Plaka içi volkanizmasının kalıcılığı yüksek elementlerden Nb, Zr, Ti ve Y içerikleri Sürmeli volkanitinininkine göre oldukça yüksektir. Bu durum, Sürmeli volkanitini oluşturan magmanın bu elementlerce fakir olan kayaçlar tarafından (olasılıkla ada yayı topluluğu ve/veya ofiyolitik malzeme) kirletilmiş olabileceğini düşündürmektedir. Bu elementlerden gidilerek hazırlanan diyagramlarda da bu durum gözlenmektedir (Şekil 6 ve 7). Nb-Zr diyagramında Sürmeli volkaniti, N-MORB çizgisine ($Zr/Nb=30$) yakın olarak konumlanmaktadır (Şekil 6). Y/Nb-Zr/Nb diyagramında gözlenen yönelim ise Sürmeli volkanitini oluşturan magmanın bu elementlerce fakir kayaçlar tarafından kirletildiğini göstermektedir (Şekil 7).

İz element verilerine dayalı olarak hazırlanan jeotektonik ortam ayırtman diyagramlarından $Nb^2-Zr/4-Y$ diyagramında (Meschede, 1986) Sürmeli volkaniti kayaç örnekleri genellikle plaka içi ve volkanik yay bazaltı alanları içerisine düşmektedir (Şekil 8a). $Ti/100-Zr-Y^3$ diyagramında (Pearce ve Cann, 1973) ise plaka içi ve kalkalkalen bazalt alanlarında yer almaktadır (Şekil 8b).

Yukarıdaki veriler Sürmeli volkanitini oluşturan magmanın, üst mantonun düşük dereceli bölümsel ergimeye uğraması sonucu oluşan alkalin karakterli bir magma olduğu ve bu magmanın yüzeye çıkışı sırasında ofiyolitik kayaçlar ve/veya ada yayı topluluğu tarafından kirletilmeye uğratıldığı şeklinde yorumlanabilir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada elde edilen veriler ışığında aşağıdaki sonuçlara ulaşılabilmektedir: Pontid tektonik kuşağındaki Eosen yaşlı volkanizma, zamansal açıdan herhangi bir yitim olayı ile ilişkili değildir. Bu sonuç bazı araştırmacılar tarafından da vurgulanmaktadır (Terzioğlu, 1984; Genç ve Yılmaz, 1997; Dellaloğlu ve diğ., 1992). Jeolojik veri, yitim olayının kıtasal çarpışmanın meydana geldiği Geç Mesozoyik sırasında sona erdiğini göstermektedir (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992; Tüysüz ve diğ., 1995; Yılmaz ve diğ., 1993, 1994). Kıtasal çarpışmayı izleyen evrede, bölge, doğu-batı gidişli bindirmelerle belirginleşen önemli ölçüde kabuksal kısalma ve kalınlaşmaya uğramıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

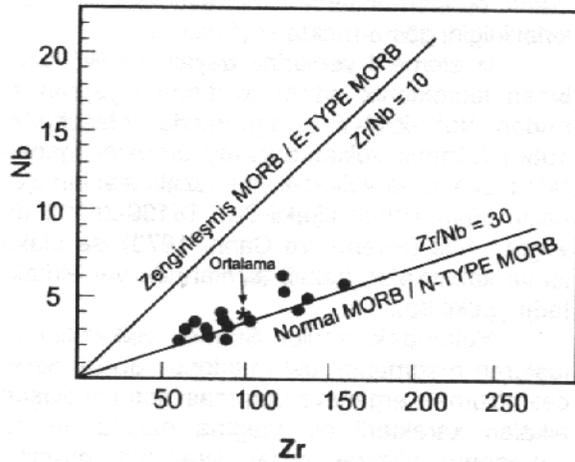
Çizelge 2. Sürmeli Volkaniti ve bazı jeotektonik ortamlardaki bazaltların iz element içeriklerinin karşılaştırılması

Table 2. Comparative table of the some minor element contents of the Sürmeli Volcanics and the basalts from various some geotectonic environments.

| Element | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---------|-------|------|------|-------|------|------|------|-------|
| K | 19491 | 1060 | 1920 | 4151 | 3569 | 3240 | 8640 | 9600 |
| Rb | 39 | 1.0 | 3.9 | 7.5 | 6 | 4.6 | 14 | 22 |
| Sr | 629 | 124 | 180 | 290 | 212 | 200 | 550 | 800 |
| Ba | 783 | 12 | 68 | 100 | 77 | 110 | 300 | 380 |
| Zr | 87 | 85 | 75 | 149 | 130 | 22 | 40 | 220 |
| Nb | 3.4 | 3.1 | 8.1 | 13 | 8 | 0.7 | 1.4 | 53 |
| Y | 10 | 29 | 22 | 26 | 30 | 12 | 15 | 30 |
| Ti | 3981 | 9300 | 8060 | 13369 | 8753 | 3000 | 4650 | 20000 |

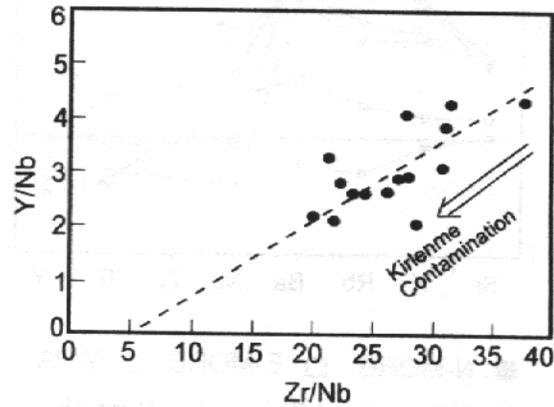
1: Sürmeli volkaniti (ortalama değerler); 2: N-tipi MORB (Sun, 1980); 3: E-tipi MORB (Sun, 1980). 4: Plaka içi toleyitik (Pearce, 1982); 5: yay ardı toleyitik Hawkesworth ve diğ., 1977); 6: ada yayı toleyitik bazaltı (Sun, 1980); 7: ada yayı kalk-alkalen (Sun, 1980); 8: plaka içi alkalen (Sun, 1980).

1: Sürmeli volcanics; 2: N-type MORB (Sun, 1980); 3: E-type MORB (Sun, 1980); 4: within-plate tholeiitic (Pearce, 1982); 5: Back-arc tholeiitic (Hawkesworth et al., 1977); 6: Island arc tholeiitic (Sun, 1980); 7: Island arc calcalkaline (Sun, 1980); 8: within-plate alkaline (Sun, 1980).



Şekil 6. Sürmeli volkaniti kayaç örneklerinin Zr-Nb diyagramı (Sun, 1980)

Figure 6. Zr-Nb diagram of the Sürmeli volcanics (Sun, 1980)

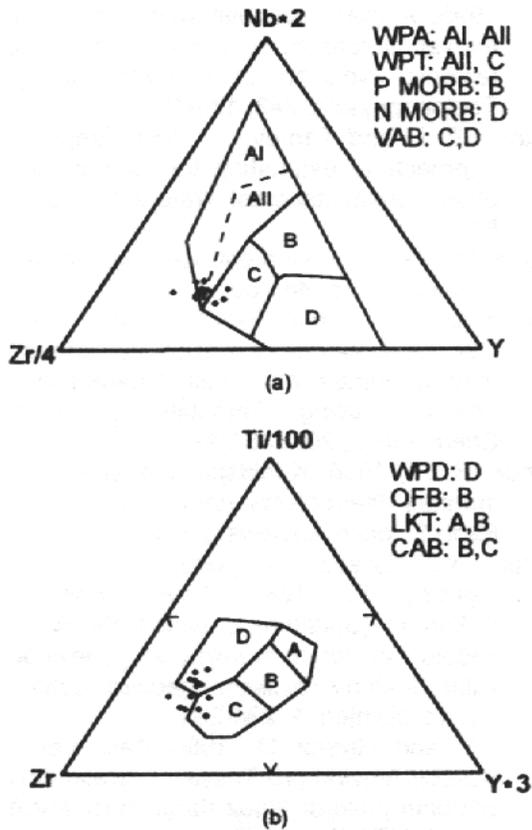


Şekil 7. Sürmeli volkaniti kayaç örneklerinin Y/Nb-Zr/Nb diyagramı (Wilson, 1989' dan).

Figure 7. Y/Nb-Zr/Nb diagram of the Sürmeli volcanics (from Wilson, 1989).

Bu veriler, Eosen volkanizması'nın başlangıcı sırasında, bölgede genişlemeli bir tektonik rejim ve bununla ilişkili havza gelişmelerinin olduğunu vurgulamaktadır (Yılmaz ve diğ., 1993, 1994; Dellaloğlu ve diğ., 1992; Tüysüz ve diğ., 1995). Diğer yandan, bu bölgedeki Eosen volkanikleri büyük iyon yarıçaplı elementler açısından (K, Rb, Sr, Ba) zenginleşme göstermektedirler. Bu zenginleşmeler, olası olarak yitim süreçleri sırasında köken bölgenin bu elementlerce zenginleştiğini belirtebilmektedir (Pearce ve diğ., 1990; McCulloch ve Gamble, 1991). Bu nedenle, bölgede daha önceden gerçekleşen yitim o-

layının Sürmeli volkanitinin oluşumundan önce köken bölgenin zenginleşmesinde önemli bir rol oynadığı düşünülebilir. Bir diğer olası açıklama ise kirlenme süreçleridir. Kalıcılığı yüksek elementlerde (Nb, Zr, Ti, Y) gözlenen tüketime için de yine kirlenme süreçlerinin etkili olduğu düşünülmektedir. Sürmeli volkaniti ve bazı jeotektonik ortamların kayaç/MORB diyagramındaki profilleri dikkate alındığında, üst manto peridotitinin düşük dereceli bölümsel ergimeye uğramasıyla oluşan alkalin karakterli magmanın yüzeye çıkışı sırasında kalıcılığı yüksek elementlerce fakir olan ofiyolitik kayaçlar ve/veya ada



Şekil 8. Sürmeli volkaniti kayaç örneklerinin a: Nb*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986) ve b: Ti/100-Zr-Y*3 (Pearce ve Cann, 1973) jeotektonik ayırtman diyagramındaki konumları.

Figure 8. The positions of the Sürmeli volcanics on the a: Nb*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986) and b: Ti/100-Zr-Y*3 (Pearce and Cann, 1973) geotectonic discrimination diagrams.

yayı toplulukları tarafından kirletildiği söylene-bilmektedir.

Sürmeli volkanitinin jeolojik konumu, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal karakteristikleri bölgesel jeolojik çatı ile birlikte düşünüldüğünde Sürmeli volkanitinin evrimi için şöyle bir model ileri sürülebilmektedir: Sürmeli volkanitini oluşturan magma, Neo-Tetisin kuzey kolunun kapanmasını izleyen evrede oluşan Pontid ve Anatolid arsındaki kıtasal çarpışmadan hemen sonra gelişen genişlemeli tektonik rejim altında üst manto peridotitinin düşük dereceli bölümsel ergimesi sonucu oluşan alkalen karakterli bir magmadan kaynaklanmıştır. Magma yüzeye çıkışı sırasında, Anatolidler ve Pontidler arasında bir kuşak halinde uzanan ofiyolitik kayalardan ve/veya ada yayı topluluğu kayaları tarafından kirletilmeye uğramıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, çalışmanın değişik evrelerindeki katkılarından dolayı Prof.Dr.Hüseyin YALÇIN (C.Ü.), Prof.Dr. Durmuş BOZTUĞ (C.Ü.), Metin YAZMAN (TPAO), C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü MİPJAL çalışanlarına, ha-kem olarak yapıcı eleştirileri için Doç.Dr.Nilgün GÜLEÇ (O.D.T.Ü.) ve Doç.Dr.Abidin TEMEL'e (H.Ü.) teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Delloğlu, A. A., Trüysüz, O. ve Kaya, H. İ., 1992, Kalecik (Ankara)-Yapraklı-İskilip (Çorum) ve Devrez çayı arasındaki alanın jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO Arşivi, Rapor no: 3194, 241s.
- Genç, Ş. C. and Yılmaz, Y., 1994, Post-collisional magmatism in Armutlu Peninsula, NW Anatolia. Int. Volcanological Congress (IAVCEI), METU, Ankara, Abstracts, 7
- Genç, Ş. C. and Yılmaz, Y., 1997, An example of Post-collisional Magmatism in Northwestern Anatolia: The Kızderbent volcanics (Armutlu Peninsula, Turkey), Tr. Journal of Earth Science, 6, 33-42
- Görmüş, S., 1982, Yiğilca (Bolu KB) yöresinin tektoniği ve jeolojik evrimi. Yerbilimleri (HÜ), 9, 133-140
- Hawkesworth, C. J., O'Nions, R. K., Pankhurst, R. J., Hamilton, P. J. and Evensen, N. M., 1977, A geochemical study of island arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. Earth. Plant. Sci.Lett., 36, 253-62
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common rocks. Can. J. Earth. Sci., 8, 523-548
- Le Maitre, R. W., 1989, A classification of Igneous rocks and Glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- McCulloch, M. T. and Gamble, J. A., 1991, Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. Earth and Planetary Sci. Letters, 102, 358-374
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol., 56, 207-218
- Pearce, J. A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Andesites: Orogenic andesites and related rocks, R.S.Thorpe (ed.), 525-48.

- Pearce, J. A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. and Norry, M.J. (eds), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwiche, pp. 230-249
- Pearce, J. A. and Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet Sci. Lett.*, 19, 290-300
- Pearce, J. A., Bender, J. F., de Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J. G., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Journ. of Geotherm. Res.*, 44, 189-229
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81
- Serdar, H. S., Yazman, M., Kazdal, R. A., Namoğlu, Ç., 1981, Samsun-Ladik-Niksar-Termal (Kuzey Anadolu Fay Zonu Kuzey alanının) jeolojik etüdü ve petrol olanakları. TPAO Arşivi, Rapor no: 1659
- Sun, S. S., 1980, Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs, *Phil. Trans. R.Soc.London*, A297, 409-45
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241
- Terzioğlu, N., 1984, Ordu güneyindeki Eosen yaşlı Bayırköy volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi, C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri- A Yerbilimleri, 1, 43-60
- Tüysüz, O. ve Dellaloğlu, A. A., 1992, Çankırı havzasının tektonik birlikleri ve havzanın tektonik evrimi, Türkiye 9. Petrol Kongresi Bildirileri, pp. 333-349
- Tüysüz, O., Dellaloğlu, A. and Terzioğlu, N., 1995, A magmatic belt within the Neotethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey, *Tectonophysics*, 243, 173-191
- Weaver, B. L. and Tarney, J., 1984, Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-57
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis*, Unwyn Hyman, London 465 pp.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, 325-343
- Vernon, R. H., 1986, K-feldspar megacrysts in granites-Phenocrysts, not porphyroblasts, *Earth Science Reviews*, 23, 1-43
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A. M., Yiğitbaş, E., 1981, Abant (Bolu) - Dokurcun (Sakarya) arasında Kuzey Anadolu Fay zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi, *İ.Ü. Yerbilimleri*, 1, 234-261
- Yılmaz, Y. and Tüysüz, O., 1984, Kastamonu-Boyabat-Vezirköprü-Tosya arasındaki bölgenin jeolojisi (Ilgaz-Kargı masiflerinin etüdü). MTA Rap., 275 pp.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Yıldırım, M., Genç, Ş. C., Elmas, A., Gürer, Ö. F., Terzioğlu, N., Çalışkan, B. A., 1993, Tokat masifi ve yakın çevresinin jeolojisi, Unpublished TPAO Rap. No. 3390, 429 pp.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş. C., Gürer, Ö. F., Terzioğlu, N., Çalışkan, B. A., 1994, Tokat Masifi doğusunun jeolojisi ve evrimi. Unpublished TPAO Rap. Rap. No. 3498, 61 pp.

SİVAS HAVZASI KUZEY KENARINDA (SAKARDAĞ) TERSİYER YAŞLI GERİLME DURUMLARININ SAPTANMASINA FAY TOPLULUKLARININ KİNEMATİK ANALİZİYLE BİR YAKLAŞIM

AN APPROACH TO DETERMINATION OF THE TERTIARY STRESS STATE IN THE NORTHERN MARGIN OF THE SİVAS BASIN (SAKARDAĞ) WITH THE KINEMATIC ANALYSIS OF FAULT SETS

Süha ÖZDEN
Semir ÖVER

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas

ÖZ : Çalışma sahası, Sivas havzası kuzey kenarında ve Neotetis okyanusunun kuzey kolunun geç Kretase'de kapanmasıyla birlikte şekillenen İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonu üzerinde yer almaktadır. Bu kenet zonu boyunca Sivas havzası kuzey kenarında geniş yüzeylemeler sunan ofiyolitli melanj ve kıtasal metamorfik kayalar temeli temsil etmektedirler. Bu temel birimler üzerine uyumsuzlukla Tersiyer yaşlı örtü birimleri gelmektedir. Yaklaşık K-G yönlü yakınsama sürecinde temel ve örtü birimleri birlikte deforme olmuşlardır. Ofiyolit üzerlemeleri, metamorfilerin yükselimi ve intrüziflerin bölgeye yerleşimi, bu gelişimin sonucunda ortaya çıkan önemli olaylardır. Çalışma alanının kuzey kesimlerinde belirlenen ve geç Kretase'den günümüze kadar kuzeyden güneye doğru gelişen bindirme tektoniği, ofiyolitli melanj ve örtü kayalarının oluşturduğu bir havza içerisinde kalmaktadır. İnceleme alanının güneyini oluşturan metamorfikler ve üzerindeki örtü birimlerinin birlikte ortaya koydukları deformasyonlar ise özellikle Pliyosen ya da sonrası bir dönemde güneyden kuzeye doğru gelişen bindirme tektoniği ile temsil edilmektedir.

Bu çalışmada, Sivas havzası kuzey kenarında (Sakardağ) yer alan erken-orta Eosen ve geç Mi-yosen-Pliyosen yaşlı örtü birimleri içerisinde yüzeyleyen fay toplulukları ölçülmüş ve kenet kuşağının bu bölge ile sınırlı olan kesiminin Eosen ve sonrası gerilme durumlarına, Carey (1979)'in sayısal kinematik analiz yöntemiyle bir yaklaşımda bulunulmuştur. Bu değerlendirmelerin sonucunda, bölgede; erken-orta Eosen yaşlı birimlerde, geç Eosen öncesi bir tektonik faz (P_1) belirlenirken, erken-orta Eosen ve geç Mi-yosen-Pliyosen yaşlı birimlerde ise, geç Eosen ve sonrası dönemi temsil eden ikinci bir tektonik faz (P_2) saptanmıştır. İlk tektonik faz (P_1), KKD-GGB doğrultulu açılma rejimi altında gelişmiştir. Bu faz olasılıkla Paleosen'de başlayıp, geç Eosen öncesine (erken-orta Eosen'de) kadar devam eden bir tektonik faz olup, bölgede gelişen kıta-kıta çarpışmasını ya da çarpışma sonrasını oluşturan ana tektonik rejimde yerel bir duraksama ya da genişleme dönemi olarak düşünülmektedir. İkinci tektonik faz (P_2) ise, KKB-GGD doğrultulu sıkışma rejimini vermektedir. Bu tektonik faz, geç Eosen ya da sonrası dönemde gelişen sıkışma tektoniğini yansıtmakta olup, günümüze kadar devam etmektedir.

ABSTRACT : Study area is located along the northern margin of the Sivas basin and on the İzmir-Ankara-Erzincan suture zone formed by the closure of the northern branch of the Neotethys in the Late Cretaceous. The continental metamorphics and the ophiolitic mélangé are constituted the bottom of the study area in the northern margin of the Sivas basin along to this suture zone. The Tertiary aged units are covered to this basement units with unconformity. Approximately a N-S directed convergence, this basement and cover units have been deformed with together in the region. In addition to this succession, ophiolith obduction, uplifting of the metamorphics and intruding of the plutonic rocks are important events as a result of this development. The thrust tectonics, developed from north to south and determined in the northern part of the study area, are taking place in a basin formed by the ophiolitic mélangé and cover units since Late Cretaceous. Whereas the southern part of the study area is formed by the deformation of the metamorphics and its cover rocks. These deformations are represented by thrust tectonics during Pliocene or post Pliocene time interval, from south to north.

In this study, fault sets are measured in the pre-middle Eocene and late Miocene-Pliocene aged cover units in northern part of the Sivas basin (Sakardağ) and has been approached by using Carey's

(1979) numerical kinematic analysis method for the Eocene and post Eocene aged tectonic regimes in this region of the suture zone. Thus, two tectonic phases have been defined as : pre late Eocene phase (P_1) in the pre-middle Eocene unit and late Eocene-post late Eocene phase (P_2) in the pre-middle Eocene and late Miocene-Pliocene units with the kinematic analysis. The first tectonic phase (P_1) was developed under the NNE-SSW trending extensional regime. This tectonic phase (P_1) is started in Paleocene and continued through pre-late Eocene (in the pre-middle Eocene) has been thought be local step period in main continental collision or post collisional tectonic regime. Whereas, the second tectonic phase (P_2) is giving the compressional tectonic regime in the late Eocene or post late Eocene time to present day with the NNW-SSE trending.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Anatolid tektonik biriminin (Ketin, 1966) doğusunda, Sivas ilinin 40-60 km kuzeyinde yer almaktadır. Bu bölge, Sivas Tersiyer havzası kuzey kenarını oluşturmakta ve İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı üzerinde şekillenmiş olan Kuzey Anadolu bindirme kuşağının (Yılmaz ve Özer, 1984), Sakardağ ile Dumanlıdağ arasında kalan kesimi ve onun güneyini kapsamaktadır (Şekil 1). Bu yöre ve yakın dolayında; ülkemizin jeolojik evriminin levha tektoniği kuramı içerisinde değerlendirilmesini konu alan geniş kapsamlı sentez çalışmalarının (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Robertson ve Dixon, 1984; Ricou ve diğ., 1986; Poisson 1986) yanı sıra, çalışma alanı ve yakın civarının jeolojik evrimini irdeleyen yöresel çalışmalar da (Tatar, 1982; Yılmaz, 1980; Özcan ve diğ., 1980, Tekeli, 1981; Tüysüz 1990; Koçyiğit 1991; Cater ve diğ., 1991; Norman, 1993; Poisson ve diğ., 1996) yapılmıştır.

Paleozoyik (?) yaşlı metamorfitle, Neotetis okyanusuna ait geç Kretase yaşlı ofiyolitli melanaj ile onun örtüsü konumunda olan Tersiyer yaşlı sedimanter birimler, bu kuşağı oluşturan başlıca birimlerdir. Geç Kretase'den günümüze kadar gelişen karmaşık deformasyonlar, bölgede oluşan istifin tektonik denetimli gelişmesine neden olmuştur (Yılmaz ve Özer, 1984; Norman, 1993, Özden, 1998). Bu yönüyle kuşağın jeodinamik gelişimi göz önüne alındığında inceleme alanını şekillendirilen birimler, tektonostratigrafik bir istif olarak değerlendirilmiştir (Özden, 1998).

Yörede 1/25000 ölçekli ayrıntılı temel jeoloji harita alımı ve stratigrafik çalışmalar gerçekleştirilmiştir (Özden ve diğ., 1998). Bu çerçevede; bölgede gelişen tektonik rejimin gerilme durumlarını belirlemek için, ilk kez Tersiyer yaşlı örtü birimleri içerisinde gelişen fay toplulukları ölçülmüştür (Çizelge 1). Ölçülen bu fay toplulukları üzerinde hareketin yönünü gösteren verilerin korunmuş olması ve birbirleri arasında zamansal ilişkilerin bulunması, bölgesel tektonik rejimin türü ve gerilme durumu hakkında bize bilgi vermektedir. Bu veriler, Carey (1979)'in sayısal kinematik analiz yöntemiyle değerlendiril-

miştir. Bu değerlendirmelerin sonucunda; Neotetis'in kuzey kolunun kapanmasını izleyen evrede ortaya çıkan Tersiyer yaşlı tektonik rejimin ana karakteri ve bazı tektonik fazlar ilk kez ortaya çıkarılmıştır.

Diri ve sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu fay zonu (KAFZ) çalışma sahasının 30-40 km kuzeyinden geçmektedir. KAFZ'nun Pliyosen ve sonrası gelişimi ile özellikle bu fay zonu nun orta kesiminde Tersiyer yaşlı diğer gerilme rejimlerinin ortaya çıkarıldığı kinematik çalışmalar (Hancock ve Barka, 1981; Över, 1996) dikkati çekmektedir. KAFZ ile ilintili jeodinamik olayların sonuçları ile çalışma sahasında gelişen tektonik rejimlerin durumları ve aralarındaki göreceli ilişkileri dikkate alınıp, bölgesel ölçekte bir karşılaştırma da yapılmıştır.

ÇALIŞMA SAHASININ JEOLJİSİ

Anadolu'nun geç Paleozoyik'ten günümüze kadar olan jeolojik evrimi sırasında gelişmiş, farklı jeolojik zamanlara ait kenet kuşaklarının varlığı bilinmektedir. Bu kenet kuşaklarından birisi, Anadolu'yu batıdan doğuya doğru kat eden İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağıdır (Brinkman, 1966; Koçyiğit, 1991). Çalışma sahası içerisinde geçen bu kenet kuşağının evrimi, Avrasya ve Arap levhalarının K-G yönlü gelişen yakınsama sürecinde Pontidler ile Anatolid/Torid platformu arasındaki son okyanus olan Neotetis'in kuzey kolunun kapanması (geç Kretase-erken Tersiyer'de; Şengör ve Yılmaz (1981) ve geç Paleosen-geç Eosen'de; Koçyiğit (1990)) ile ilişkilidir.

Pontid ve Anatolid/Torid kıtasal blokları arasında dilimlenen Neotetis okyanusunun ofiyolitleri, gelişen ofiyolitli melanaj prizması ve onları örten Tersiyer istifi ile birlikte deforme olarak, Sivas kuzeyinde D-B doğrultulu olarak uzanan Kuzey Anadolu bindirme zonunu (KABZ; Yılmaz ve Özer, 1984) oluşturmaktadır. Orta Anadolu bindirmesi olarak da bilinen (Tatar, 1982) KABZ, tüm Kuzey ve Orta Anadolu'yu kat eden Neotetis okyanusunun kuzey koluna ait ofiyolitik birimlerin, bu kolun kapanması ve yerleşimi sırasında onları güneyden sınırlayan ve kuzeye dalımlı bir üzerleme zonu (obduction

Şekil 1. Çalışma sahasının jeolojisi haritası ve A-B doğrultusu boyunca alınan jeolojik enine kesiti (Özden, 1998'den basitleştirilmiştir; 1:Paleozoik yaşlı Akdağmadeni ve Permian yaşlı Tokat Dumanlı metamorfizmi; 2:Alt Kretase yaşlı Yatmaca kireçtaşları; 3:Senomaniyen öncesi yaşlı Tekeli'deki melanjli Gökçebel serpantin üyesi; 4:Kurtlapa diyabaz üyesi; 5:Senomaniyen-Kampaniyen yaşlı Mermer formasyonu Esenlik volkanosedimanter üyesi, 6:Adatepe ve Harmanyeri kireçtaşı üyeleri; 7:Paleosen yaşlı Karacaayır siyeniti; 8:Erken-orta Eosen yaşlı Doğanşar ve Tokuş formasyonları; 9:Oligosen yaşlı Hafik formasyonu; 10:Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Kargın formasyonu; 11:Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı İncesu formasyonu; 12:Orta Miyosen yaşlı Eviya tepe bazaltları; 13:Travertenler; 14:Yamaç molozu; 15:Kuvaterner Alüvyon; 16:Fay topluluklarının belirlendiği istasyonlar).

Figure 1. The geologic map of the study area and the geologic cross-section along the A-B direction (simplified from Özden 1998; 1:Paleozoic aged Akdağmadeni and Permian aged Tokat Dumanlı metamorphics; 2:Lower Cretaceous Yatmaca limestones; 3:pre-Cenomanian aged Tekeli'deki mélange Gökçebel serpentinite member; 4:Kurtlapa diabases; 5:Cenomanian-Campanian aged Mermer formation Esenlik volcanosedimentary member; 6:Adatepe and Harmanyeri limestone members; 7:Paleocene aged Karacaayır syenite; 8:pre-middle Eocene aged Doğanşar and Tokuş formations; 9:Oligocene aged Hafik formation; 10:Late Miocene-Pliocene aged Kargın formation; 11:Late Miocene-Pliocene aged İncesu formation; 12:Middle Miocene aged Eviya Hill basalts; 13:Travertines; 14:Debris flow; 15:Quaternary Alluvium; 16:Sites of the fault sets measured in the study area.



Çizelge 1. Çalışma sahası içerisinde fay-atım verilerinin ölçüldüğü istasyonlar (I : İstasyon).

Table 1. The sites of fault slip data measured in the studied area (I : Site).

| I | ENLEM | BOYLAM | FOR. YAŞI |
|----|-------------|-------------|--------------|
| 1 | 39° 57' 05" | 37° 00' 10" | e.-o. Eosen |
| 2 | 39° 57' 01" | 37° 00' 22" | e.-o. Eosen |
| 3 | 39° 58' 20" | 37° 14' 19" | e.-o. Eosen |
| 4 | 39° 55' 26" | 37° 05' 00" | e.-o. Eosen |
| 5 | 39° 54' 20" | 37° 02' 53" | e.-o. Eosen |
| 6 | 39° 55' 30" | 37° 04' 50" | e.-o. Eosen |
| 7 | 39° 59' 25" | 37° 14' 28" | e.-o. Eosen |
| 8 | 40° 03' 24" | 37° 09' 28" | g. Miyo-Pli. |
| 9 | 40° 02' 54" | 37° 06' 38" | g. Miyo-Pli. |
| 10 | 40° 03' 09" | 37° 07' 42" | g. Miyo-Pli. |
| 11 | 39° 51' 35" | 37° 08' 08" | g. Miyo-Pli. |

zone) boyunca şekillenmiştir. Geç Kretase'den günümüze kadar, tekrarlanan bindirme hareketleri (örneğin, ofiyolitlerin kuzeyden güneye doğru, geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Kargın formasyonu üzerine bindirmeleri; Özden (1998)) ile Anatolid/Torid platformunun bir parçası olan Kırşehir bloğu/masifi (bölgesel olarak Akdağmadeni metamorfite) üzerine kuzeyden güneye doğru taşınmıştır. Çalışma sahası ve yakın civarını içerisine alan kesimde bu kuşağın sınırları, Yozgat kuzeyi ile Erzincan arasında, yaklaşık D-B uzanımlı bir koridor boyunca; güneyde Akdağmadeni metamorfite, kuzeyde ise Tokat metamorfiteyle sınırlı olup, arada kalan Tekelidağı melanjı (Yılmaz ve Özer, 1984; Özden, 1998, Özden ve diğ., 1998) ile onu örten Tersiyer yaşlı istiften oluşmaktadır.

Çalışma sahası ile sınırlandırılan kesim Sivas kuzeyinde kalmakta ve yukarıda açıklanmaya çalışılan jeotektonik ortam içerisinde kritik bir alanı oluşturmaktadır. Bu bölge ile sınırlı olan kesimde temeli, yaklaşık KKD-GGB uzanımlı orta Anadolu kristalin masiflerinden Kırşehir bloğuna ait (Erkan, 1980) olan Paleozoyik yaşlı ve kıtasal kökenli Akdağmadeni metamorfite oluşturmaktadır (Yılmaz, 1983; Yılmaz ve Özer, 1984). Birim, çok evreli bir metamorfik karmaşık görünümündedir. Sivas kuzeyinde, şist, kuvarsit ve mermerlerle temsil edilmekte ve Paleosen'e kadar çıkan bir yükselim (uplifting) periyodu (sığ kabuksal düzeylere yükselimi) sunmaktadır. Karacayır civarında olasılıkla geç Kretase sonrası-erken Eosen öncesi bir dönemde (Paleosen) yerleşen (Boztuğ ve diğ., 1996; Özden, 1998) alkali bir plüton tarafından kesilmektedir. Çalışma alanı içerisinde metamorfite kuzey kenarından sınırlayan ofiyolitik birimler, bölgesel ölçekte Tekelidağı melanjı olarak adlandırılmıştır (Yılmaz, 1980) ve

bileşenleri, ultramafik-mafik kayalar (serpantinit, peridotit, yer yer gabroyik bileşimli) ve bunlarla birlikte sunan diyabaz ve daykaları (İşler, 1982; Özden ve Alpaslan, 1996, Özden, 1998), volkanosedimanter istif ve kalın pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu ofiyolitik melanjın yaşınının, en üst seviyelerinde bulunan kireçtaşları içerisinde yer alan fosil topluluklarının Senomaniyen-Kampaniyen yaşlı (Özden, 1998; Özden ve diğ., 1998) olması nedeniyle, en azından Senomaniyen öncesi olduğu düşünülmektedir (Özden, 1998). Erken Paleosen yaşlı kırıntılılar melanjı kuzeyden tektonik dokanakla üzerlemektedir (Özden, 1998). Akdağmadeni metamorfite, onu kesen Karacayır siyeniti ve ofiyolitik melanj, erken-orta Eosen yaşlı ve sığ denizden yer yer karasala kadar değişik fasiyelerde çakıtaşı, kumtaşı, kireçtaşı, marn ve silttaşıyla karakteristik olan Tokuş ve Doğanşar formasyonları (Yılmaz, 1983; Özden, 1998) tarafından bölgesel ölçekte açısız bir uyumsuzlukla örtülmektedir. Eosen denizi, transgresif bir istifle temsil edilmekte olup, bu kuşak boyunca doğuda Hafik kuzeyinden başlayıp, batıya doğru Sivas kuzeyi ile Sivas-Tokat arasındaki bölgede temel birimlerini örtmektedir (Şekil 1).

Çalışma alanı güneyinde ve Sivas havzası kuzey kenarı boyunca, Akdağmadeni metamorfite ve erken-orta Eosen yaşlı Tokuş formasyonu üzerine, jips ve kırıntılılardan oluşan Oligosen yaşlı Hafik formasyonu gelmektedir. Çalışma sahasının kuzey ve güney kesimlerinde yer alan geç Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal birimlerden (genellikle akarsu fasiyesinde) oluşan Kargın ve İncesu formasyonları (Yılmaz ve Özer, 1984; Özden, 1998), kendinden yaşlı diğer tüm birimlerin üzerine uyumsuz olarak gelmektedirler. Bölgedeki en genç birimler ise, güncel olarak devam etmekte olan traverten oluşumları, alüvyon ve yamaç molozlarıdır (Şekil 1).

Çalışma sahasında yer alan tüm jeolojik birimler, üç ana bindirme fayı ile birbirlerinden ayrılan dört tektonik ünite/dilim içerisinde kuzeyden güneye doğru taşınarak bugünkü konumlarına erişmişlerdir (Özden, 1998). Birimler arasındaki dokanaklar çoğunlukla tektonik olup, tektonik üniteleri taşıyan yaklaşık D-B doğrultulu ana bindirme faylarına paralel ikincil bindirmeler de izlenmektedir. Bu tektonik rejimleri ortaya çıkarmak amacıyla, gerçekleştirilen jeolojik harita alımı çalışmaları ve makro tektonik verilerin belirlenmesinin yanı sıra, çalışma sahasıyla sınırlı olan kesimde yüzeyleyen ve üzerinde kayma verilerini korumuş olan fay toplulukları da irdelenerek, çeşitli diyagramlarda incelenmiştir.

FAY TOPLULUKLARININ KİNEMATİK ANALİZİ

Tektonik deformasyonun geliştiği bir çok bölgede, bu deformasyonun ürünü olan kırık sistemleri de iyi gelişmiş olarak gözlenebilmektedir. Bununla birlikte kaya türü ve yüzey-leme koşulları uygun olduğu takdirde, hareketin özelliğini taşıyan veriler fay düzlemi üzerinde korunabilmektedir. Bu tür verilerin saha içerisinde bir çok farklı alanlarda ölçülmesiyle, hem fay sistemlerinin geometrisi ortaya konmakta, hem de geniş bir alanda tektonik rejimin ana karakterleri belirlenebilmektedir. Bu veriler, ayrıca üst kırılmalı kabukta tektonik fazlar sırasındaki gerilme durumu ile yapısal deformasyonun ilişkisini de ortaya koyabilmektedir (Carey-Guailhardis ve Mercier, 1987).

Farklı tektonik fazların ayırt edilmesinde, kırıkların geometrik ilişkileri (ara kesitler) ile aynı fay düzlemi üzerinde gelişen ve birbirini üzerleyen kayma çizgilerinin kullanılması olanaklıdır (Vergely ve diğ., 1987; Carey-Guailhardis ve Mercier, 1987).

Üzerinde hareket yönünü gösteren fay toplulukları bir çok farklı yöntemle değerlendirilebilir. Bu tür fay toplulukları, grafik yöntemlerden Arthaud (1969) yöntemi, deprem odak çözümlerinde kullanılan ve sismik faylara Pegoraro (1972), Angelier ve Mechler (1977) tarafından uygulanan standart diedron yöntemi (diédres droit) ve Carey (1979) ile aynı temel kuralları içeren Angelier (1984), Armijo ve Citeras (1979) tarafından uygulanan sayısal analiz yöntemi gibi farklı yöntemlerle değerlendirilebilmektedir.

Wallace (1958), Bott (1959) ve Price (1966)'in mekanik yaklaşımlarının kullanılmasıyla bir çok araştırmacı tarafından (Carey ve Brunier, 1974; Carey, 1979; Etchecopar, 1981) kırılmış kaya kütlelerindeki fayların kinematiklerinin yorumlanması için bilgisayar destekli kantitatif yöntemler hazırlanmıştır. Bu yöntemler için bazı temel ön koşullar şöyle sıralanabilir :

- 1) Kaya kütlesi içerisindeki bir tektonik faz, tek bir homojen stres tensörü ile karakterize edilmektedir.
- 2) Bu tektonik faz için malzemenin izotropik ve homojen olduğunu, her fay düzlemi üzerinde gelişen atımın, [kayma (s_i) çizgisi] bu fay düzlemi üzerinde etkin çözümlenmiş makaslama gerilmesinin (τ_i) doğrultusunda ve yönünde olduğu kabul edilir.
- 3) Faylarla ayrılmış bloklar arasında sürekli deformasyon olmadığı, deformasyon sırasında fay düzlemi rotasyonlarının olmadığı ve kayma çizikleri üzerindeki atımın bağımsız ve fay genişliğinden küçük olduğu kabul edilmektedir. Böylece kaya kütlelerinin deformasyonu,

faylar boyunca rijid blokların göreceli yer değiştirmesiyle meydana gelmektedir. Makaslama tensöründeki fark, blokların hareketine neden olan çözümlenmiş gerilme tensöründen sorumludur (Temiz, 1994; Över, 1996).

Yukarıdaki koşullar sağlandığında bir tektonik faz ile ilişkili gerilme tensörü, bu fazın sonucunda ortaya çıkan bağımsız kayma çizgilerinden elde edilebilir (Carey ve Brunier, 1974; Angelier ve Mechler, 1977). Her bir ölçülmüş kayma çizgisi (I) için, bir fay düzlemine uygulanan gerilme (σ_i), $\sigma_i = \sigma n_i + \tau_i$ olarak belirlenir. Yukarıda belirtilen varsayım, ön görülen atım vektörü (τ_i) ile gözlenen atım vektörü (s_i) arasındaki açının 0'a yaklaştığını gösterir. (τ_i) bileşenleri, dört parametrenin fonksiyonudur. Bunlar bir coğrafik referans noktasına göre üç ana gerilme doğrultusu, σ_1 , σ_2 ve σ_3 sırasıyla; sıkışma, ortaç ve genişleme gerilmeleridir. Aşağıdaki bağlamda, ana gerilmeler arasındaki R oranı verilmektedir (Carey, 1979; Carey-Guailhardis ve Mercier, 1987) :

$$[R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)]$$

R değeri 1 ($\sigma_2 = \sigma_3$) ile 0 ($\sigma_1 = \sigma_2$) arasında değişir. Dört değer (τ_i , s_i) $\rightarrow 0$ ile uyumlu olmalıdır. Aşağıdaki fonksiyonda (τ , s) arasındaki açı minimize edilerek gerilme tensörü elde edilir:

$$[F = - \sum k_i \cos^2(\tau_i, s_i)]$$

Eğer; (τ_i , s_i) < 90 ise $k_i = 1$, (τ_i , s_i) ≥ 90 ise $k_i = -1$ dir. Pratikte, indirgenme matematiksel olarak, (τ_i , s_i) açısı 20'den küçük olduğunda iyi sonuç vermektedir (Carey, 1979). Çünkü histogram üzerindeki dağılım daha yakın bir aralıkta ve benzer faylar için bu sonucu verebilir. Pratikte, (τ_i , s_i) açılarının %80'i 20 'den küçük olması durumunda da sonuç güvenilir olarak kabul edilir. Açı arttıkça, çözümün doğruluğu ve ikinci minimum daha da uzaklaşmaktadır. Birden fazla tektonik faza karşılık gelen verilerin ayrılmasında daha karmaşık hesaplamalar kullanılır (Carey, 1979; Etchecopar, 1981; Armijo ve diğ., 1982). Bu metod, seçilmiş sismik fay düzlemlerinin odak mekanizması çözümlerine de uygulanabilir.

İnceleme alanı içerisinde belirlenen ve üzerinde hareketin durumunu yansıtan fay toplulukları sayesinde; bölgesel tektonik deformasyonun karakterleri, yukarıda açıklanan yaklaşım içerisinde ve Carey (1979)'in sayısal kinematik analiz yöntemi ile bazı tektonik fazlara ayırtılabildiği görülmüştür.

Yukarıda ifade edilen yöntemi uygulamak konusunda çalışma sahası içerisinde belirlenen toplam 11 istasyondan alınan fay düzlemlerine ait veriler, istasyonlar ayrı ayrı değerlendirildiğinde lokal ve bölgesel tektonik rejimin gelişimi açısından net bir sonuç vermemektedir. Çünkü

bu istasyonlarda veriler derlenirken herhangi bir elemeye gidilmeden, üzerinde kayma çiziği olan her fay ölçülmeye çalışılmıştır (Şekil 1, Çizelge 1). Bu durumda, eğer fay düzlemleri ve kayma çizikleri arasında her fay topluluğu için kronolojiyi ortaya koyan veriler taşıyorlarsa, aynı formasyon yaşına sahip olan ve aynı karakterli faylar birleştirilerek değerlendirilebilir. Çünkü aynı formasyon yaşına sahip birimler içerisindeki aynı karakterli faylar, aynı tektonik rejim içerisinde gelişmiş olabilirler (Carey, 1979; Över, 1996).

Bu tektonik rejimleri ve aralarındaki zamansal ilişkiyi tam olarak ortaya koymak için, erken-orta Eosen yaşlı birimlerdeki normal, ters ve doğrultu atımlı faylar ile geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimler içerisindeki normal, ters ve doğrultu atımlı faylar birleştirilmiş ve her biri ayrı olarak yeniden değerlendirilmiştir (Şekil 2, Çizelge 2).

Bu anlamda burada 6 adet birleştirilmiş istasyon ("CA" olarak simgelenmiştir) yer almaktadır. Bu birleştirilmiş istasyonlardan 3 tanesi (1&3&5&6&7 (CA1); 1&2&3&4&7 (CA2); 1&2&3&4&7 (CA3)) erken-orta Eosen yaşlı birimlerden, diğer 3 tanesi (8 (CA4); 8&9 (CA5); 9&10&11 (CA6)) ise geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimlerden derlenmiştir. Birleştirilmiş bu istasyon verilerinin Carey (1979)'in sayısal kinematik analiz yöntemiyle değerlendirilmeleri sonucunda bölgede şu tektonik fazlar ayırtlanmıştır (Şekil 2, Çizelge 2).

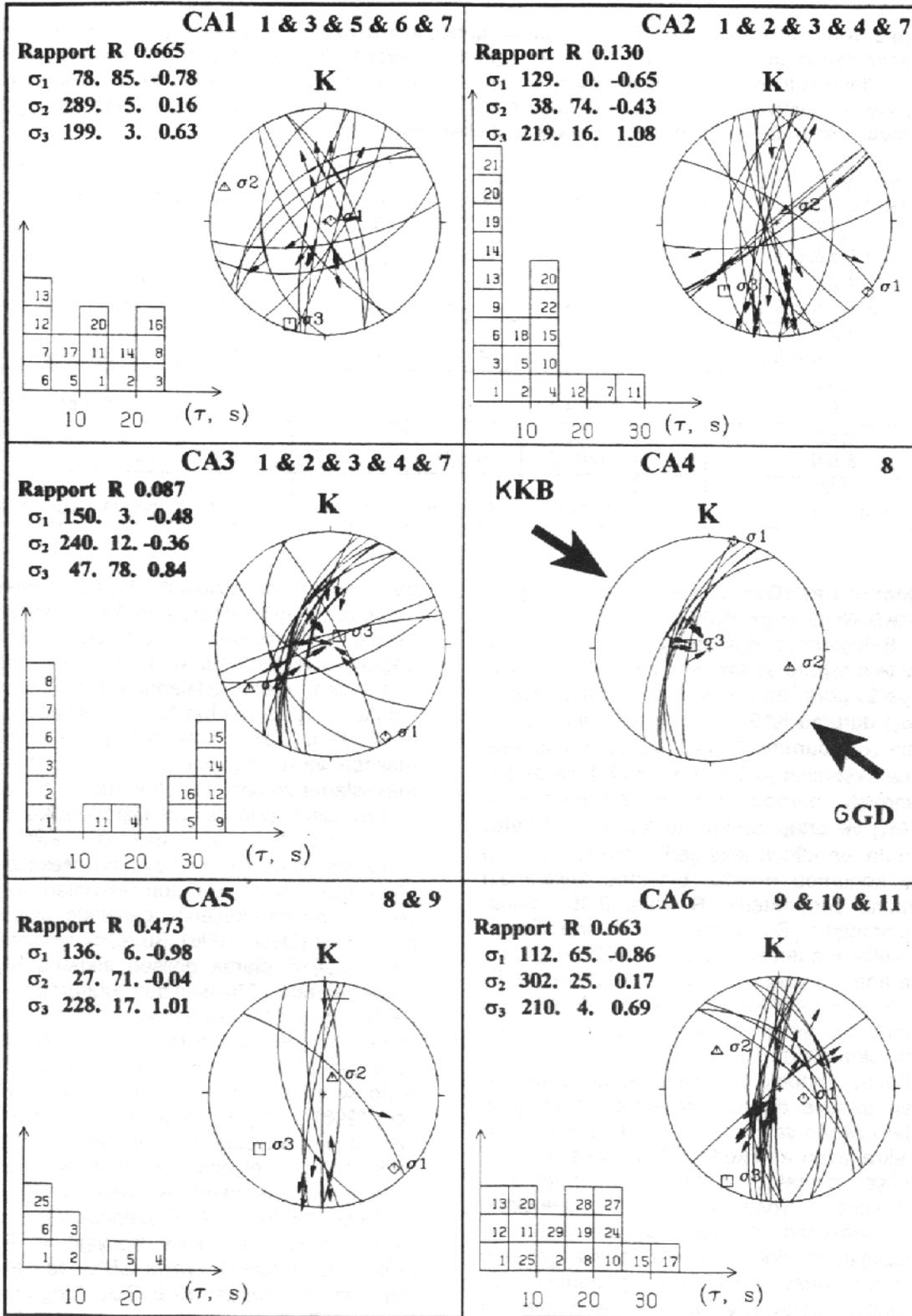
I. Tektonik Faz (Geç Eosen öncesi gelişen KKD-GGB doğrultulu açılma rejimi (P₁))

Birleştirilmiş istasyonlar 1, 3, 5, 6 ve 7'deki normal karakterli fay-atım verilerinin (Şekil 2, Çizelge 2) Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemiyle değerlendirilmesiyle elde edilen sonuca göre; en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu K78D, ortaç asal gerilme ekseninin (σ_2) durumu K289D ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu K199D olarak hesaplanmıştır (Asal gerilme eksenlerinin durumları Azimuthal olarak ifade edilmiştir). Burada en büyük asal gerilme eksenini (σ_1) düşey konumda, en küçük asal gerilme eksenini (σ_3) ve ortaç gerilme eksenini (σ_2) nin yatay konumda olduğu görülmektedir. R oranı 0,665 olarak hesaplanmıştır. Bu veriler, formasyon yaşı erken-orta Eosen yaşlı olan istiflerden derlenen ve yaklaşık olarak K199D doğrultusunda gelişen açılma rejiminin ürünü normal faylanmaları yansıtmaktadır (Şekil 2, 3, 4, Çizelge 2).

Birleştirilmiş istasyonlar 1, 2, 3, 4 ve 7'deki doğrultu atım karakterli fay-atım verilerinin (Şekil 2, Çizelge 2) değerlendirilmesinin sonucuna göre; en büyük asal gerilme ekseninin

(σ_1) durumu K129D, ortaç asal gerilme ekseninin (σ_2) durumu K38D ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu K219D olarak hesaplanmıştır. Burada en büyük asal gerilme eksenini (σ_1) ve en küçük asal gerilme eksenini (σ_3) yatay konumda, ortaç gerilme ekseninin (σ_2) ise düşey konumda olduğu doğrultu atımlı faylanma durumunu vermektedir. R oranı 0,130 olarak hesaplanmıştır. Bu veriler, formasyon yaşı erken-orta Eosen olan istiflerden derlenen ve K219D doğrultusunda en küçük asal gerilme yönü ile karakterize olan doğrultu atımlı rejimi vermektedir. Doğrultu atımlı olan bu faylar, ilk tektonik faz ile uyumludur (Şekil 2, 3, 4, Çizelge 2).

Birinci tektonik faz, olasılıkla Paleosen'de başlayıp, geç Eosen'e kadar devam eden KKD-GGB doğrultulu bu açılma fazının, erken-orta Eosen yaşlı birimler içerisinde gelişen kırılma deformasyon fazının başlangıcına karşılık geldiği düşünülebilir. Bu faz, Akdağmadeni metamorfizmasının kataklastik metamorfizmasının ürünü olan sünümlü deformasyon sürecinin (Özden, 1998 'de D₁ fazı olarak belirlenmiş olan) devamında, ortaya çıkan sünümlü-kırılma (Özden, 1998 'de D₂ fazı olarak belirlenmiş olan) deformasyonla da korele edilebilir (Özden, 1998). Tokuş formasyonu içerisinde gelişen normal faylanmalar (açılma rejimi) olarak karşımıza çıkan bu faz (P₁), Tersiyer yaşlı KKB-GGD doğrultulu etkin sıkıştırma rejiminin (P₂) başlangıç aşamasına kadar devam etmektedir. Bu tektonik faz (P₁), bölgede gelişen kıta-kıta çarpışma sürecinin sonrasında gelişen, Akdağmadeni metamorfizmasının yükselmesi ve Karacayır siyenitinin bölgeye yerleşimi sırasında ortaya çıkan bir açılma-gerilme rejimi olarak değerlendirilmiştir. Yerel bir açılma fazı olup, olasılıkla önceki sıkıştırma rejiminin (kıta-kıta çarpışması) duraksamaya uğradığı bir dönem olarak, Paleosen'de (?) başlayıp, geç Eosen öncesine kadar devam ederek, Tokuş formasyonunu yoğun bir şekilde etkilemiştir. Erken-orta Eosen yaşlı birimler içerisinde gelişen doğrultu atımlı faylanmaların, normal fayların oluşumundan sonra geliştiklerini ise, aynı fay düzlemi üzerinde gözlenen zamansal ilişkilerinden (Şekil 3) anlaşılmaktadır. İstasyon 1'de; K12D, 72B durumlu fay düzlemi üzerinde iki farklı kayma çiziği ölçülmüştür. Birinci kayma çiziği, 72G yan yatıma sahip bir normal fay, ikinci kayma çiziği 26G yan yatıma sahip olan sol yanal doğrultu atımlı bir fay tarafından üzerlenmiştir (Şekil 3). Sonuç olarak, her iki fay grubu da KKD-GGB doğrultulu ve sınırlı bir açılma rejimi (ilk tektonik faz) içerisinde gelişmiştir.



Şekil 2. Birleştirilmiş istasyonlardaki (CA) verilerin, Carey (1979)'in bilgisayar destekli sayısal analiz yöntemi yardımıyla Wulff ağı alt yarım küresi üzerindeki toplu değerlendirme sonuçları ve (τ, s) diyagramındaki dağılımları.

Figure 2. The evaluation results of combined data (CA) from different sites on the Wulff lower hemisphere using the Carey (1979)'s inversion method. The histogram gives the distribution of deviation angles between τ and s .

Çizelge 2. Kinematik analiz sonuçları : Ölçü sayısı (N), ana gerilme (σ_1 σ_2 σ_3 : sırasıyla sıkışma, ortaç ve açılma) yönleri ve gerilme oranı (R). (CA : Aynı yaş ve karakterli olan fayların birleştirildiği istasyonlar).

Table 2. The results of kinematic analysis : the number measured slip vectors (N), the principal stress (σ_1 σ_2 σ_3 are respectively compressional, intermediate and extensional) directions, stress ratio (R). (CA: combined sites to the faults of the same age and character).

| BİRLEŞTİRİLMİŞ İSTASYONLAR (CA) | N | σ_1 (Az/Dip) | σ_2 (Az/Dip) | σ_3 (Az/Dip) | R oranı | FORMASYON YAŞI |
|---------------------------------|----|---------------------|---------------------|---------------------|---------|------------------------|
| CA1 1 & 3 & 5 & 6 & 7 | 14 | 78 / 85 | 289 / 5 | 199 / 3 | 0.665 | erken-orta Eosen |
| CA2 1 & 2 & 3 & 4 & 7 | 19 | 129 / 0 | 38 / 74 | 219 / 16 | 0.130 | erken-orta Eosen |
| CA3 1 & 2 & 3 & 4 & 7 | 14 | 150 / 3 | 240 / 12 | 47 / 78 | 0.087 | erken-orta Eosen |
| CA4 8 | 6 | KKB-GGD | - | - | - | geç Miyosen - Pliyosen |
| CA5 8 & 9 | 7 | 136 / 6 | 27 / 71 | 228 / 17 | 0.473 | geç Miyosen - Pliyosen |
| CA6 9 & 10 & 11 | 16 | 112 / 65 | 302 / 25 | 210 / 4 | 0.663 | geç Miyosen - Pliyosen |

II. Tektonik Faz (Geç Eosen ve sonrası gelişen KKB-GGD doğrultulu sıkışma rejimi (P_2))

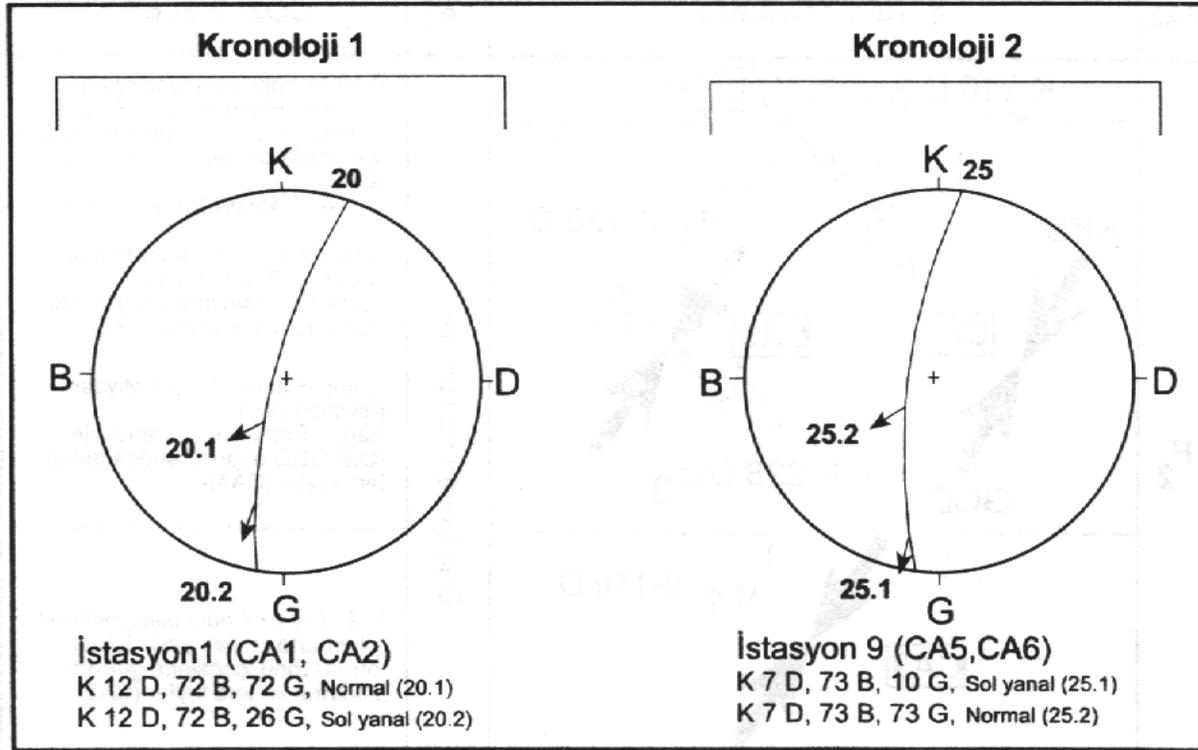
Birleştirilmiş istasyonlar 1, 2, 3, 4 ve 7'deki ters faylara ait fay-atım verilerine (Şekil 2, Çizelge 2) göre; en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu K150D, ortaç asal gerilme ekseninin (σ_2) durumu K240D ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu K47D olarak hesaplanmıştır. Burada en büyük asal gerilme eksenini (σ_1) ve ortaç gerilme ekseninin (σ_2) yatay konumda, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) düşey konumda olduğu, bindirme faylanması durumunu vermektedir. R oranı 0,087 olarak hesaplanmıştır. Bu veriler, erken-orta Eosen yaşlı istiflerden derlenmiş olup, K150D doğrultusunda ana sıkışma yönünü vermekte ve geç Eosen ile sonrası KKB-GGD doğrultulu sıkışma rejimini oluşturan ikinci tektonik faz olarak karşımıza çıkmaktadır (Şekil 2, 3, 4, Çizelge 2). Bu faz, Kuzey Anadolu bindirme fay zonunun kuzeyden güneye doğru erken-orta Eosen yaşlı birimler üzerine ve olasılıkla geç Eosen ve sonrası tekrarlayan hareketlerle bindirmesi sırasında gelişen bir tektonik fazı düşündürmektedir. Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimler içerisinde (8 no'lu istasyondan) ölçülen fay-atım verilerinin yetersizliğinden dolayı sayısal analiz yöntemi uygulanamamıştır. Ancak arazi gözlemlerinden elde edilen kısıtlı sayıdaki kayma çizgilerinin değerlendirilmesi sonucunda, KKB-GGD doğrultulu bir sıkışma yönünün varlığı olasılı olarak saptanmıştır (Şekil 2, 3, 4, Çizelge 2). Bu veriler ikinci tektonik fazla uyumludur ve bu faz içerisinde değerlendirilmektedir.

KKB-GGD doğrultulu bir sıkışma rejimi (P_2 fazı), Kuzey Anadolu bindirme fay zonunun

gelişiminden ve Miyosen sonrası hareketlerle kuzeyden güneye doğru imbrike bir sistem içerisinde gelişiminden sorumludur. KKB-GGD doğrultulu tektonik faz (P_2), aynı zamanda, Akdağmadeni metamorfiterinde KKB-GGD doğrultulu sıkışma tektoniği ile gelişen (Özden, 1998 'de D_3 fazı olarak belirlenmiş olan) mikroskobik ve mezoskopik yapılarla da (foliasyon, makaslama zonları, kink kıvrımlar v.b.) paralellik sunması nedeniyle karşılaştırılabilir.

Tersiyer yaşlı sıkışma rejimi (P_2), KAFZ'nun orta kesimi boyunca Mesozoyik'ten günümüze kadar olan formasyonları etkileyen ve tüm fay hareketlerini içerisinde bulunduran bir rejimdir (Över, 1996). Bu rejim, ilk olarak KKB-GD yönelimli olarak gelişen sıkışma rejimiyle başlamaktadır. Miyosen'den günümüze kadar KAFZ'nun orta kesiminde gelişen deformasyonlar, erken-orta Miyosen'de Arap ve Avrupa plakaları arasındaki çarpışmayla, global tektonik rejim açısından da deneştirilebilir (Över, 1996). Çalışma sahasında, erken-orta Eosen ve geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimlerden derlenen ve II. tektonik fazı oluşturan KKB-GGD yönlü sıkışma rejiminin; Andrieux ve diğ. (1995) ve Över (1996)'in KAFZ üzerinde elde ettikleri veriler, bunun yanı sıra, Koçyiğit ve Beyhan (1998) tarafından Düzyayla GB'sında belirlenen Pliyosen ve sonrası KKB-GGD doğrultulu sıkışma doğrultusu ile de uyum sağladığı görülmektedir.

Birleştirilmiş istasyonlar 8 ve 9'daki doğrultu atımlı fay-atım verilerinin (Şekil 2, Çizelge 2) değerlendirilmesinin sonucuna göre; en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu K136D, ortaç asal gerilme ekseninin (σ_2) durumu K27D



Şekil 3. Aynı fay düzlemi üzerinde ölçülen ve farklı tektonik fazlara (P_1 ve P_2) ait kayma vektörleri arasındaki kronolojik ilişkiler.

Figure 3. Chronology between the two families of slip direction measured on same fault planes corresponding to different tectonic phases (P_1 and P_2) respectively.

ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu K228D olarak hesaplanmıştır. Burada en büyük asal gerilme eksenini (σ_1) ve en küçük asal gerilme eksenini (σ_3) yatay konumda, orta gerilme eksenini (σ_2) düşey konumdadır. Bu veriler, doğrultu atımlı faylanma durumunu yansıtmaktadır. R oranı 0,473 olarak hesaplanmıştır. Formasyon yaşı geç Miyosen-Pliyosen olan istiflerden derlenen bu veriler, K136D ana gerilme doğrultusunda gelişen doğrultu atımlı faylanma durumunu vermekte ve KKB-GGD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişen II. tektonik fazla uyumludur (Şekil 2, 3, 4, Çizelge 2). Sivas havzası içerisinde ve aynı zamanda bu havzanın doğu ucunda (Hafik doğusu ve Kemah civarında), Geç Miyosen ve sonrası sıkışma rejimi ve bindirme tektoniğinin hakim olduğu Temiz (1996) ile Guezou ve diğ. (1996) tarafından belirtilirken, yazarlar bu tektonik rejimin KKB-GDD doğrultusunda geliştiğini kinematik verilerle ortaya koymuşlardır.

Birleştirilmiş istasyonlar 9, 10 ve 11 de, geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimler (Şekil 2, Çizelge 2) içerisinde ölçülen normal karakterli fay-atım verilerinin değerlendirilmesi sonucun-

da; en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu K112D, orta gerilme ekseninin (σ_2) durumu K302D ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu K210D olarak hesaplanmıştır. Burada en büyük asal gerilme eksenini (σ_1) düşey konumda, en küçük asal gerilme eksenini (σ_3) ve orta gerilme eksenini (σ_2) yatay konumda olduğu normal faylanma durumunu vermektedir. R oranı 0,663 olarak hesaplanmıştır. Birleştirilmiş bu istasyon verilerinin, yaklaşık KKB-GGB doğrultulu genişleme yönünde olduğu görülmektedir. Yaklaşık KKB-GGD doğrultulu olan bu normal karakterli fayların, ikinci tektonik fazın gelişimi içerisinde ve doğrultu atımlı faylanmanın oluşumunu takip eden evrede geliştikleri düşünülmektedir. Bu nedenle aynı tektonik rejim içerisinde geliştikleri düşünülmektedir. Bu gelişim süreci, Şekil 3'deki zamansal ilişkiden de anlaşılmaktadır. İstasyon 9'da; K7D, 73B durumlu fay düzlemi üzerinde iki farklı kayma çiziği ölçülmüştür. İlki, 10G yan yatıma sahip sol yanal doğrultu atımlı faydır ve ikinci olarak 73G yan yatıma sahip bir normal fay tarafından üzerlenmiştir. Belirtilen bu normal faylar, KKB - GGD doğrultulu sıkışmaya bağlı olarak gelişen

| FAZ | STRES YÖNLERİ | YAŞ | GÖZLEMLER |
|----------------|---------------|----------------------|---|
| P ₂ | | Geç Eosen ve sonrası | 9,10,11 nolu istasyonlarda geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Kargin formasyonu ve İncesu formasyonu içerisinde gelişen normal faylar (CA6) |
| | | | <p>----- Kronoloji 2 -----</p> <p>8 ve 9 nolu istasyonlarda geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Kargin formasyonu içerisinde gelişen doğrultu atımlı faylar (CA5)</p> <p>8 nolu istasyonda geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Kargin formasyonu içerisinde KKB-GGD doğrultusunda gelişen ters faylar (CA4)</p> |
| P ₁ | | Geç Eosen Öncesi | <p>1, 2, 3, 4 ve 7 nolu istasyonlarda erken-orta Eosen yaşlı Tokuş formasyonu içerisinde gelişen doğrultu atımlı faylar (CA2)</p> <p>----- Kronoloji 1 -----</p> <p>1, 3, 5, 6 ve 7 nolu istasyonlarda erken-orta Eosen yaşlı Tokuş formasyonu içerisinde gelişen normal faylar (CA1)</p> |

Şekil 4. Bu çalışmada elde edilen Tersiyer yaşlı gerilme durumlarının toplu olarak gösterimi.
Figure 4. Synthetic table of the Tertiary stress states deduced from this study.

doğrultu atımlı faylanmanın bir sonucu olabilir. Çünkü bu fayların doğrultusu sıkışma doğrultusuna paraleldir.

SONUÇLAR

Sivas havzası kuzey kenarında yer alan Sakardağ ve yakın dolayını kapsayan bölgede gelişen tektonik deformasyonun karakteri ve yönleri Carey (1979)'in sayısal kinematik analiz yöntemi kullanılarak ilk kez saptanmıştır. Ortaya çıkarılan veriler, bu bölgede çalışmalar yapan araştırmacıların verileriyle bazı farklılıklar içermekle birlikte genel olarak uyum sağlamaktadır. Çoğu araştırmacılar, bu bölgede özellikle geç Kretase'den günümüze değin, yaklaşık K-G

doğrultulu bir sıkışma rejiminin hakim olduğunu ve gelişen yapıların bu etkin sıkışma rejimine bağlı olarak geliştiğini vurgulamaktadırlar. Bu çalışmada, bölgede yüzeyleyen Tersiyer yaşlı birimler içerisindeki fay toplulukları değerlendirilmiş, geç Eosen öncesi ile geç Eosen ve sonrası olmak üzere iki tektonik fazın varlığı ortaya konmuştur. Erken-orta Eosen yaşlı birimlerde, geç Eosen öncesi (I. tektonik faz) KKB-GGD doğrultulu genişlemeyi gösteren tektonik faz ilk defa bu çalışma da belirlenmiştir. Bu fazın yerel bir tektonik rejim ve/veya önceki tektonik rejimde bir duraksama dönemi olduğu düşünülmektedir. Erken-orta Eosen ve geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimlerde belirlenen geç Eosen

ve sonrası KKB-GGD doğrultulu gelişen sıkışma rejimi (II. tektonik faz), inceleme alanı ve yakın civarı için daha önceki çalışmalarda da (Yılmaz, 1980, Tatar, 1982, Yılmaz ve Özer, 1984, Norman, 1993, Koçyiğit ve Beyhan, 1998) vurgulanırken, bu çalışmada bu sıkışma rejimine ait kinematik veriler, diğer bölgesel jeolojik olaylarla da karşılaştırılarak desteklenmiştir (Özden, 1998).

Fay topluluklarının kinematik analizi yoluyla yapılan çalışmalar, her ne kadar daha genç birimler ve daha fazla verinin değerlendirildiği (Över, 1996) çalışmalar olsalar bile, bu türden sahalarda da, eğer jeolojik temel iyi biçimde kurulabilmiş ise, tektonik rejim ve/veya rejimlerin belirlenmesi için uygulanabilmektedir. Bu bakımdan elde edilen bu sonuçlar, en azından Sivas havzası kuzey kenarında, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının Sakardağ kesiminde Tersiyer yaşlı gerilme durumları için bir yaklaşım olup, bu bölge ve yakın dolayında yapılacak araştırmacılara da ışık tutacağı kanısındayız.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Andireux, J., Över, S., Poisson, A., ve Bellier, O., 1995, The North Anatolian Fault zone : distributed Neogene deformation in its northward convex part. *Tectonophysics*, 243, 135-154.
- Angelier, J., 1984, Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. geophys. Res.*, 89, 5835-5848.
- Angelier, J. ve Mechler, P., 1977, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, 19, 1309-1318.
- Armijo, R., Carey, E. ve Citernas, A., 1982, The inverse problem in microtectonics and separation of tectonic phase. *Tectonophysics*, 82, 145-160.
- Armijo, R. ve Citernas, A., 1979, Un problème inverse en microtectonique cassante. *Cr. Acad. Sci. Sér. D* 287, 595-598.
- Arthaud, F., 1969, Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Géol. Soc. France*, 11, 729-737.
- Brinkman, R., 1966, Geotektonische Gliederung von Westanatolien : Neues Jahrb. *Geol. Palaontol., Monatsh.*, 10, 603-618.
- Bott, M. H. P., 1959, The mechanism of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- Boztuğ, D., Yılmaz, S. ve Alpaslan, M., 1996, The Karacayır syenite, North of Sivas : An A-type, peraluminous and post-collisional alkaline pluton, central Anatolia, Turkey. *C.Ü. Müh. Fak. Derg. Seri-A Yerbilimleri*, 13, 141-153.
- Carey, E., 1979, Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Géol. Dynam. Géog. Phys.*, 21, 57-66.
- Carey, E. ve Brunier, B., 1974, Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population des failles. *Cr. Acad. Sci., Paris*, 279D, 891-894.
- Carey-Gailhardis, E. ve Mercier, J. L., 1987, A numerical method for determining the state stress using focal mechanisms of earthquake populations. *Earth Planet Sci. Lett.* 82, 165-179.
- Cater, J. M. L., Hanna, S. S., Ries, A. C., ve Turner, P., 1991, Tertiary evolution of the Sivas basin, Central Anatolia, *Tectonophysics*, 195, 29-46.
- Etchecopar, A., 1981, An inverse problem in microtectonics for determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.* 3, 51-65.
- Erkan, Y., 1980, Orta Anadolu masifinin Kuzeydoğusunda (Akdağmadeni-Yozgat) etkili olan bölgesel metamorfizmanın incelenmesi. *MTA Raporu No* : 6722.
- Guezou, J.C., Temiz, H., Poisson, A. ve Gürsoy, H., 1996, Tectonics of the Sivas basin : The Neogene record of the Anatolia accretion along the Inner Tauric suture. *International Geology Review*, 38, 901-925.
- Hancock, P. L. ve Barka, A. A., 1981, Opposed shear senses inferred from Neotectonic mesofracture systems in the North Anatolian Fault Zone. *J. Struct. Geol.*, 3, 383-392.
- İşler, F., 1982, Kurtlupa-Çaltılı civarının jeolojik, petrografik ve petrokimyasal incelemesi. *KTÜ Yerbilimleri*, 9, 1-17.
- Ketin, 1966, Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). *Mineral Research and Expl. Ins. of Turkey, Bull.* 66, 23-34.
- Koçyiğit, A., 1991, Üç kenet kuşağının Erzincan batısındaki (KD Türkiye) yapısal ilişkileri : Karakaya, İç Toros ve Erzincan kenetleri. *VIII. Petrol Kong.*, 152-160., Ankara.
- Koçyiğit, A. ve Beyhan, A., 1998, A new intra continental transcurrent structure : the Central Anatolian Fault Zone, Turkey., *Tectonophysics*, 284, 317-336.
- Norman, T., 1993, Remobilization of two melanges in Central Anatolia. *Geol. Jour.*, 28, 267-275.
- Över, S., 1996, Analyse tectonique et états de contrainte Cénozoïque dans la zone centrale de la faille Nord Anatolienne (Turquie). PhD Thesis, Orsay, France, 4137, 293 s.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, E., Keskin, A., Özer, S., Sümengen, M., ve Tekeli, O., 1980, Kuzey Anadolu fayı-Kırşehir masifi

- arasının temel jeolojisi. MTA Rapor no : 6722, Ankara.
- Özden, S., ve Alpaslan, M., 1996, Kurtlapa-Çeltek (Sivas Kuzeyi) arasında ofiyolitli karışık içerisinde yer alan farklı diyabazların birlikteliği. Süleyman Demirel Üni., IX. Müh. Semp., 153-161, Isparta.
- Özden, S., 1998, Sivas havzası kuzeyinde İzmir-Ankara kenet kuşağının tektono-stratigrafisi ve deformasyon biçimi (Sivas-KD Anadolu). Doktora Tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Ens., Sivas 228 s.
- Özden, S., Poisson, A., Öztürk, A., Bellier, J.P., Blondeau, A., ve Wernli, R., 1998, Tectonostratigraphic relationships of the North Anatolian thrust zone (NATZ), and the Kırşehir massif to the north of Sivas (Turkey). Comptes Rendus de L'académie des Sciences; Earth and Planetary Sciences, 327, 705-711.
- Pegoraro, O., 1972, Application de la micro-tectonique a une étude de néotectonique sur le golfe maliaque (Géce centrale) : Thèse de 3 cycle, Montpellier.
- Poisson, A., 1986, The Anatolian micro-continent in the Eastern Mediterranean context. The Neotethyan oceanic troughs. Science de la Terre, Mem. 47, 311-328.
- Poisson, A., Guezou, J.C., Temiz, H., Gürsoy, H., Inan, S., Öztürk, A., Kavak, K. ve Özden, S., 1996, Tectonic setting and evolution of the Sivas basin, Central Anatolia, Turkey. International Geol. Review, 38, 838-853.
- Price, N. J., 1966, Fault and Joint development in brittle and semi-brittle rock, Pergamon, Newyork, 176 p.
- Ricou, L.E., Dercourt, J., Geyssant, C., Grandjacquet, C., Lepvrier ve Biju-Duval, B., 1986, Geological constraints on the Alpine geodynamic history of the Mediterranean Tethys. Tectonophysics., 123, 83-122.
- Robertson, A.H.F. ve Dixon, J.E., 1984, The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Blackwell, 1-74.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., 1984, Türkiye'nin tektonik tarihinin yapısal sınıflaması. Ketin Simpozyumu, TJK, 37-62, Ankara.
- Tatar, Y., 1982, Yıldızeli (Sivas) Kuzeyindeki Çamlıbel dağlarının tektonik yapısı. K.Ü. Yer Bilimleri Dergisi, 2, 1-2, 1-20.
- Tekeli, O., 1981, Subduction complex of pre-Jurassic age, Northern Anatolia, Turkey. Geol., 9, 68-72.
- Temiz, H., 1994, Fay topluluklarının analiz yöntemleri. C.Ü. Fen Bilimleri Enst. Jeoloji Müh. Anabilim dalı, Doktora semineri, 27 s., Sivas.
- Temiz, H., 1996, Tectonostratigraphy and thrust tectonics of the central and eastern part of the Sivas Tertiary basin, Turkey. Int. Geology Review, 38, 957-971.
- Tüysüz, O., 1990, Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage : The Kargı massif, Northern Turkey : Tectonics, 9, 141-160.
- Vergely, P., Sassi, W. ve Carey-Gailhardis, E., 1987, Analyse graphique des failles a l'aide de focalisations de stries. Bull. Soc. Géol., 2, 395-402.
- Wallace, R. E., 1958, Geometry of shearing stress and relation to faulting. J. Geol. 59, 118.
- Yılmaz, A., 1980, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni, iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi. A.Ü.F.F. Doktora Tezi, 136 s., Ankara.
- Yılmaz, A., 1983, Tokat (Dumanlıdağ) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu. MTA Bült., 99-100, 1-19.
- Yılmaz, A. ve Özer, S., 1984, Kuzey Anadolu Bindirme kuşağının Akdağmadeni (Yozgat) ile Karaçayır (Sivas) arasındaki bölümünün temel jeoloji incelemesi ve Tersiyer havzasının yapısal evrimi. Ketin Simpozyumu, TJK, 163-174.

NIKSAR OVASI YERALTISULARININ HİDROJEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

HYDROGEOCHEMICAL PROPERTIES OF GROUNDWATER IN NIKSAR PLAIN

Işık YILMAZ
Ergun KARACAN

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

ÖZ : Bu çalışmada Niksar ovasının değişik yerlerinden farklı zamanlarda alınan yeraltı suyu örneklerinin inorganik kimyasal analiz sonuçları Piper, Gibbs ve Schoeller diyagramları üzerinde değerlendirilerek, örneklerin ait oldukları su sınıfları ve temas halinde oldukları litolojik bileşimler tanımlanmıştır. Bu değerlendirmelere göre; bölgede Ca ve Na+K lu suların hakim olduğu ve suların genelde $(Ca^{++}+Mg^{++}) > (Na^{+}+K^{+})$ ve $(HCO_3^{-}) > (SO_4^{-}+Cl^{-})$ iyon dizilimi ile ifade edilebilen karışık sular olduğu belirtilebilir. Örneklerin anyon ve katyon trendlerinden elde edilen sonuçlara göre, bu kimyasal bileşimlerin kil, kireçtaşı ve bentonitik piroklastik kayalardan beslenmeyi yansıttığı ortaya çıkmıştır. Ayrıca suların çalışma alanı içerisinde baz değişimine uğradıkları da ortaya konulmuştur. Çalışma alanına ait yeraltısuları genelde sulama suyu sınıfı olarak C3S1 olup, yüksek tuzluluk ve düşük alkalinite tehlikesi yansıtmaktadır.

ABSTRACT : In this study, results of chemical analyses of groundwater samples collected from different locations of the Niksar plain at different times were evaluated with the respect to hydrogeochemical view. The relation between rock type and groundwater composition is displayed in different diagrams such as Piper, Gibbs and Schoeller. The groundwaters from Niksar plain are of mixed type waters according to their ion distribution $(Ca+Mg) > (Na+K)$ and $(HCO_3) > (SO_4+Cl)$. The cation and anion trends of the samples obtained from the diagrams show that groundwaters interacted with clay, limestone and bentonitic pyroclastic rocks. Furthermore, the waters belong to the C3S1 class of irrigation water, so high salinity and low alkalinity problems are expected.

GİRİŞ

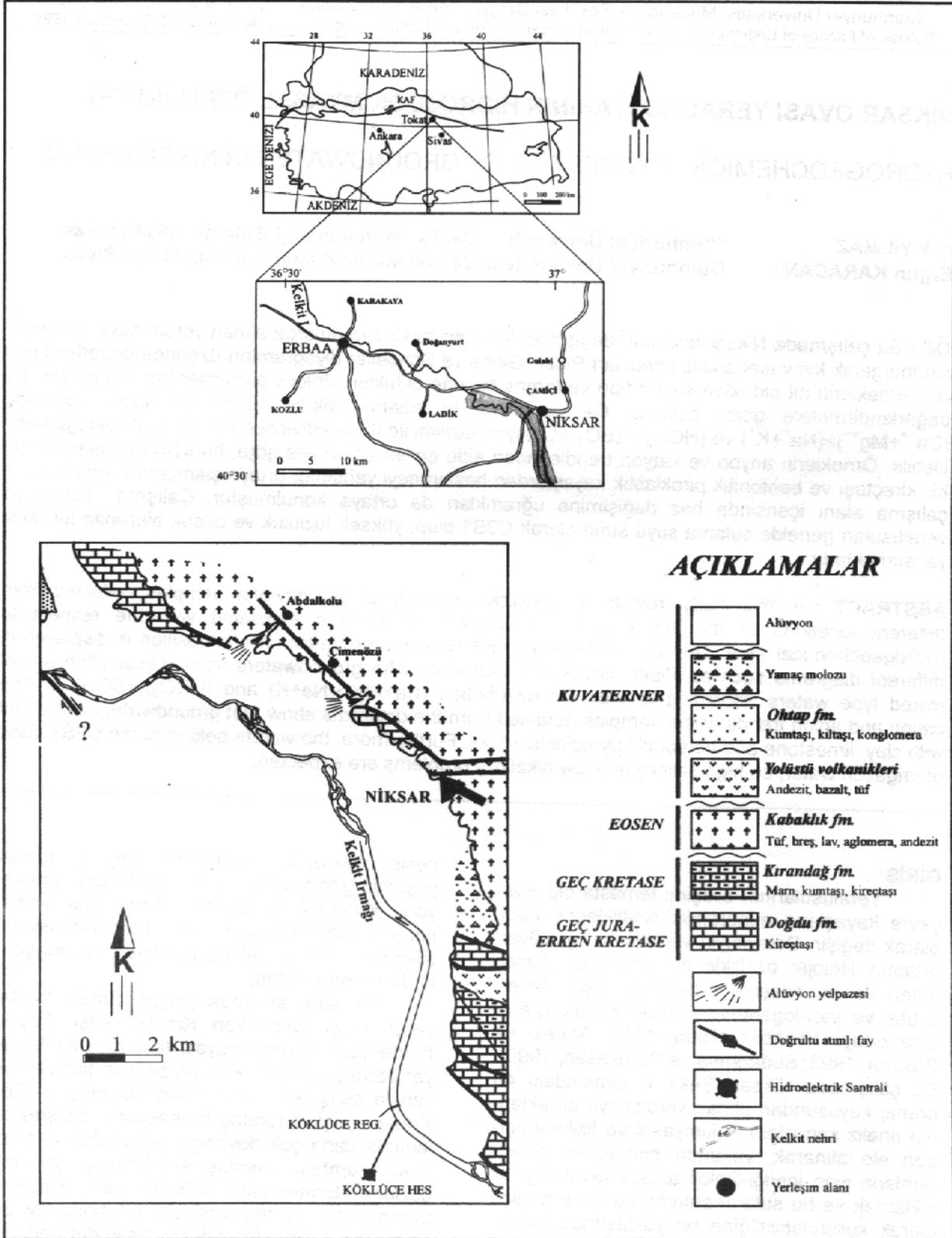
Yeraltısularının bileşimi temasta oldukları çevre kayaların mineralojik özelliklerine bağlı olarak değişir. Dolayısıyla yeraltısuları geldikleri ortamın litolojik özelliklerini yansıtır. Kayaç türleri ile su bileşimi arasındaki ilişki, Piper, Gibbs ve yarı-logaritmik (Schoeller) diyagramlarla ortaya konabilir (Todd, 1980; Appelo ve Postma, 1993; Sudarsana ve Parakasah, 1990). Bu çalışmada Niksar (Şekil 1) ovasındaki 40 drenaj kuyusundan alınan yeraltısuyu örneklerinin analiz sonuçlarının kimyasal ve fiziksel açıdan ele alınarak, yukarıda bahsedilen diyagramlarla iyon içeriği-litoloji arasındaki ilişkiyi açıklamak ve bu suların sulama ve içme amaçlı olarak kullanılabilirliğine bir yaklaşımda bulunmak amaçlanmıştır.

JEOLOJİ

Çalışma alanı içerisinde yaşları Geç Jura-Erken Kretase' den Kuvaterner' e kadar değişen

çeşitli birimler bulunmaktadır (Şekil 1). Bunlar yaşlıdan gence doğru sırası ile; Doğu formasyonu, Kırandağ formasyonu, Eosen yaşlı volkanik seri, Genç volkanik seri, Ohtap formasyonu (Seymen, 1975), yamaç molozları ve alüvyonlardır (Yılmaz, 1998).

Çalışma alanında yaygın olarak mostra veren Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Doğu formasyonu sarımsı beyaz, tektonik etki ile yer yer ezilmiş, eklemlili, kısmen belirgin tabakalı bir yapıya sahip kireçtaşlarından oluşmuştur. Geç Kretase yaşlı Kırandağ formasyonu, çalışma alanında daha çok beyaz-gri, ince tabakalı olup, marn, kumtaşı, kireçtaşı araldanması şeklinde gözlenir. Eosen yaşlı volkanik seri (Kabaklık formasyonu), gri renkli gevşek tuf, breş, lav, tane boyları 1 mm' den 4-5 cm' ye kadar değişen koyu renkli andezit parçaları içeren aglomeralardan oluşur. Çalışma alanında, Niksar' ın yakın kuzeyinde gözlenen Pleistosen yaşlı genç volkanik seri (Yolüstü Volkanikleri), andezit, bazalt ve tuf araldanmasından oluşmaktadır.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru ve jeoloji haritası.
 Figure 1. Location and geological map of the study area.

Yapılan jeokimyasal analizlere göre, kayalar kalkalkalin, yüksek potasyumlu kalkalkalin ve alkalin karakterdedirler (Tatar, 1993). Kuvaterner (Pleistosen) yaşlı Ohtap formasyonu, kötü derecelenme gösteren, büyük ölçekli çapraz tabakalanmaların görüldüğü, kumtaşı, kiltası ve çakıltası aralanmasından oluşur.

Alüvyonlar çalışma alanında en geniş yayılıma sahip olup, Kelkit vadisi boyunca taşkın alanı içerisinde genellikle çakıllı, kumlu ve siltli kil, taşkın alanı dışındaki ovalarda ise çakıllı kil-den oluşmaktadır. Alüvyonlar, yöredeki çeşitli birimlerden türemiş değişik tane boyutunda malzemeler içermekte olup, yanal ve düşey devamlılık bulunmamaktadır. Çalışma alanındaki birkaç lokasyonda kama ve mercerler gözlenmiştir.

Çalışma alanında yer alan alüvyonun kalınlığı, D.S.İ. tarafından daha önce yapılan sondajlarla ve jeofizik araştırmalarla yer yer 300 m civarında ölçülmüş, bazı lokasyonlarda ise alüvyonun tabanına ulaşılamamıştır. Çalışma alanında, Kelkit vadisi yamaçlarında 5-6 m kalınlığa erişebilen bloklu ve parçalı, siltli kil özelliğindeki yamaç molozları da yer almaktadır (Yılmaz, 1999).

HİDROJEOLOJİ ve İKLİM

Çalışma alanındaki en önemli akarsu, güneydoğudan kuzeybatıya doğru akan Kelkit Irmağıdır. Kelkit Irmağının ortalama debisi 80 m³/sn civarındadır (DSİ, 1990). Kelkit Irmağına ulaşan sulu ve kuru bir çok dere de bulunmaktadır.

Yeraltısuyu beslenmesi, çalışma alanına düşen yağıştan süzülme ve drenaj sahasındaki yağıştan akışa geçen suyun ovalarda süzülmesi suretiyle, boşalım ise, Kelkit Irmağına akış, buharlaşma ve terleme, kaynaklar vasıtasıyla olmaktadır (DSİ, 1990). Yeraltısuyu seviyeleri DSİ' nin 1990 yılında yaptıkları sondajlara göre, Niksar ovasında 1.0 m' den 7 m' ye kadar değişim göstermekte olup, ortalama 4 m' dir.

Yıllık ortalama yağış 480 mm ve yıllık ortalama sıcaklık 12 °C civarındadır. Niksar ovasında, Mart yılın en yağışlı, Ağustos ise en az yağışlı aylarıdır (DSİ, 1990).

Çalışma alanı ve civarında buharlaşma değerleri oldukça yüksektir. Çalışma alanı içerisinde buharlaşma ölçümleri yapan bir istasyon bulunmaması nedeni ile en yakın istasyon olan Almus D.S.İ. yağış ve buharlaşma istasyonunun elde ettiği değerler kullanılmıştır. 1961-1986 tarihleri arasında yapılan ölçümlere göre yıllık buharlaşma; en düşük 204.4 mm, en yüksek 1373.5 mm olmak üzere, ortalama 1133.1 mm

dir. Söz konusu buharlaşma değerleri, A sınıfı buharlaşma tavaları kullanılarak elde edilmiştir.

DSİ' nin yaptığı ve çalışma alanı içerisinde yer alan 30 adet sondajlardan elde edilen verilere göre, kum ve çakıllı seviyelerin su taşıyan formasyonları teşkil ettiği görülmüştür.

HİDROJEOKİMYA

Çalışma alanındaki yeraltısularının hidrojeokimyasal özelliklerini belirleyebilmek amacıyla, Niksar ovasındaki 40 adet drenaj kuyusundan (Şekil 2) yeraltısuyu örnekleri alınmıştır. Bu örneklerle ait katyonlar, anyonlar, pH, sodyum adsorpsiyon oranı (SAR), %Na ve elektriksel iletkenlik (EC) değerleri Çizelge 1' de, istatistiksel değerlendirme sonuçları ise Çizelge 2' de verilmiştir.

Kimyasal analizlerden aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir:

a. Sular genelde bazik karakterdedir. Ova için ortalama 7.64 pH değeri elde edilmiştir.

b. Çalışma alanındaki yeraltısularının elektriksel iletkenlik değeri 453 ile 2654 μ S/cm arasında değişmekte olup, ortalama 1124.05 μ S/cm' dir. Buna göre sular genelde "orta derecede tuzlu" olarak değerlendirilmiştir.

c. Su örneklerinin çoğunda kalsiyum ve bikarbonat iyonları hakimdir.

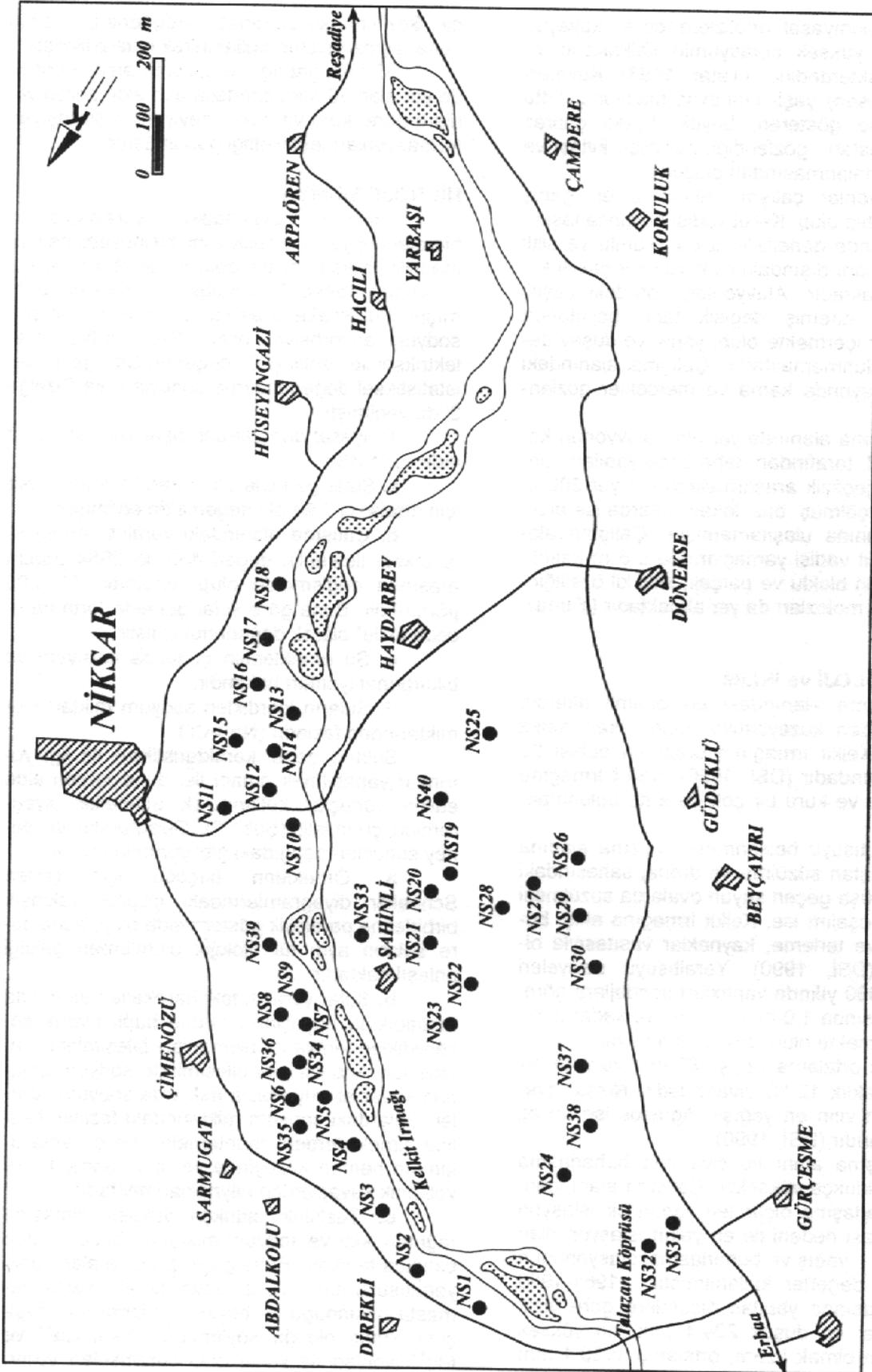
d. Suların içerdikleri sodyum miktarı klor miktarından fazladır ($\text{Na}^+ > \text{Cl}^-$).

Suların genel karakteristikleri ile ilgi yorumlar yapabilmek amacı ile, deneylerden elde edilen sonuçlar kullanılarak Schoeller diyagramları çizilmiştir (Şekil 3). Diyagramlar ve deney sonuçları aşağıdaki gibi yorumlanmıştır.

a. Örneklerin birçoğu için çizilen Schoeller diyagramlarındaki çizgiler yaklaşık birbirlerine paralellik göstermekte olup, buna göre suların aynı tür litolojik birimlerden geldiği anlaşılmaktadır.

b. Sular yeraltındaki hareketleri sırasında rastladıkları kayaların türüne bağlı olarak çözebildikleri kimyasal elemanları bileşimlerine alabilirler. Andezit gibi bileşiminde sodyum bulunan kayalar suya fazla miktarda sodyum verirler. Sulardaki sodyum miktarındaki fazlalık başlıca simektitlerden, muhtemelen de çalışma alanının hemen kuzeyinde yer alan andezit türü volkanik kayalardan kaynaklanmaktadır.

c. Tuzluluk oldukça yüksek olmasına rağmen, klor ve sodyum miktarları birbirlerinden oldukça farklıdır. Buna göre; çalışma alanındaki yeraltısularının kilerle uzun süreli olarak temasta bulunduğu ve böylece sularda baz değişimi olmuş olduğu söylenebilir. Yani Ca^{++} ve Mg^{++} iyonları ile yüklü olan yeraltısuları yolları üzerinde rastladıkları kilerle temas edince, kille-



Şekil 2. Çalışma alanının dokümantasyon haritası.
Figure 2. Documentation map of the study area.

Çizelge 1. Yeraltisularının kimyasal özellikleri.
Table 1. Chemical properties of groundwater.

| ÖRNEK NO. | pH | EC (µS/cm) | KATYONLAR (meq/l) | | | | ANYONLAR (meq/l) | | | | % Na | SAR | SULAMA SUYU SINIFI | |
|-----------|-----|------------|-------------------|----------------|------------------|------------------|------------------|------------------------------|-------------------------------|-----------------|------|------|--------------------|------------------------------|
| | | | Na ⁺ | K ⁺ | Ca ⁺⁺ | Mg ⁺⁺ | Toplam | CO ₃ ⁻ | HCO ₃ ⁻ | Cl ⁻ | | | | SO ₄ ⁻ |
| NS1 | 7.9 | 807 | 1.35 | 0.00 | 4.35 | 3.10 | 8.80 | 0.00 | 7.20 | 0.42 | 1.18 | 15.3 | 0.7 | C3S1 |
| NS2 | 7.8 | 1150 | 5.74 | 0.03 | 2.25 | 4.45 | 12.47 | 0.00 | 11.45 | 0.70 | 0.32 | 46.0 | 3.0 | C3S1 |
| NS3 | 7.6 | 876 | 2.78 | 0.04 | 3.70 | 2.80 | 9.32 | 0.00 | 8.95 | 0.38 | - | 30.0 | 1.5 | C3S1 |
| NS4 | 7.9 | 979 | 3.13 | 0.04 | 4.55 | 2.40 | 10.12 | 0.00 | 6.75 | 0.48 | 2.89 | 31.0 | 1.5 | C3S1 |
| NS5 | 8.0 | 795 | 3.04 | 0.03 | 2.40 | 3.15 | 8.62 | 0.00 | 7.65 | 0.36 | 0.61 | 35.0 | 1.8 | C3S1 |
| NS6 | 8.4 | 1223 | 10.61 | 0.03 | 0.65 | 1.60 | 12.89 | 0.00 | 12.50 | 0.60 | - | 82.0 | 10.6 | C3S2 |
| NS7 | 7.7 | 1070 | 6.78 | 0.00 | 2.20 | 2.35 | 11.33 | 0.00 | 9.70 | 0.65 | 0.98 | 60.0 | 4.5 | C3S1 |
| NS8 | 8.2 | 650 | 4.78 | 0.00 | 1.15 | 2.25 | 8.18 | 0.00 | 7.85 | 0.58 | - | 58.0 | 3.7 | C2S1 |
| NS9 | 7.6 | 979 | 3.96 | 0.00 | 3.55 | 3.70 | 11.21 | 0.00 | 8.75 | 0.62 | 1.84 | 35.3 | 2.0 | C3S1 |
| NS10 | 7.8 | 948 | 1.35 | 0.01 | 3.90 | 5.40 | 10.66 | 0.00 | 7.50 | 0.58 | 2.58 | 13.0 | 0.6 | C3S1 |
| NS11 | 6.9 | 1382 | 1.52 | 0.04 | 9.65 | 4.70 | 15.91 | 0.00 | 14.30 | 0.65 | 0.96 | 9.5 | 0.6 | C3S1 |
| NS12 | 7.4 | 900 | 0.83 | 0.03 | 6.10 | 3.15 | 10.11 | 0.00 | 9.60 | 0.50 | 0.01 | 8.0 | 0.4 | C3S1 |
| NS13 | 7.0 | 1015 | 1.35 | 0.03 | 6.35 | 4.00 | 11.73 | 0.00 | 8.50 | 0.70 | 2.53 | 11.5 | 0.6 | C3S1 |
| NS14 | 7.2 | 1590 | 6.00 | 0.03 | 4.60 | 7.35 | 17.98 | 0.00 | 11.80 | 1.25 | 4.93 | 33.0 | 2.5 | C3S1 |
| NS15 | 7.4 | 661 | 0.65 | 0.05 | 4.40 | 2.20 | 7.30 | 0.00 | 6.10 | 0.40 | 0.80 | 9.0 | 0.4 | C2S1 |
| NS16 | 8.3 | 1382 | 4.35 | 0.01 | 5.65 | 6.45 | 16.46 | 0.00 | 14.55 | 0.80 | 1.11 | 26.4 | 1.8 | C3S1 |
| NS17 | 8.4 | 709 | 1.26 | 0.02 | 3.80 | 2.90 | 7.98 | 0.00 | 5.50 | 0.40 | 2.08 | 15.8 | 0.7 | C2S1 |
| NS18 | 8.0 | 453 | 0.26 | 0.01 | 3.35 | 1.25 | 4.87 | 0.00 | 3.70 | 0.32 | 0.85 | 5.3 | 0.2 | C2S1 |
| NS19 | 7.0 | 734 | 0.78 | 0.02 | 4.00 | 3.35 | 8.15 | 0.00 | 7.20 | 0.46 | 0.49 | 9.5 | 0.4 | C2S1 |
| NS20 | 7.1 | 2361 | 7.83 | 0.03 | 5.65 | 12.25 | 26.76 | 0.00 | 19.80 | 2.05 | 3.91 | 30.0 | 2.6 | C4S1 |
| NS21 | 6.9 | 1143 | 4.43 | 0.03 | 0.00 | 12.25 | 16.71 | 0.00 | 13.35 | 0.80 | 2.56 | 26.5 | 1.8 | C3S1 |
| NS22 | 7.8 | 942 | 1.57 | 0.03 | 3.00 | 6.50 | 11.10 | 0.00 | 10.65 | 0.42 | 0.03 | 14.0 | 0.7 | C3S1 |
| NS23 | 7.2 | 697 | 0.70 | 0.03 | 3.85 | 3.35 | 7.93 | 0.00 | 6.35 | 0.40 | 1.18 | 8.8 | 0.4 | C2S1 |
| NS24 | 7.9 | 2544 | 11.13 | 0.03 | 0.80 | 17.10 | 29.06 | 0.00 | 22.70 | 1.20 | 5.16 | 38.0 | 3.7 | C4S1 |
| NS25 | 7.3 | 930 | 2.00 | 0.03 | 4.05 | 4.45 | 10.53 | 0.00 | 8.55 | 0.48 | 1.50 | 19.0 | 1.0 | C3S1 |
| NS26 | 7.9 | 807 | 0.96 | 0.03 | 3.55 | 4.55 | 9.09 | 0.00 | 7.80 | 0.40 | 0.89 | 10.6 | 0.5 | C3S1 |
| NS27 | 7.4 | 1749 | 2.91 | 0.03 | 3.00 | 16.10 | 22.04 | 0.00 | 20.05 | 0.75 | 1.24 | 13.0 | 1.0 | C3S1 |
| NS28 | 7.3 | 1847 | 4.43 | 0.03 | 7.10 | 10.50 | 22.06 | 0.00 | 15.90 | 1.30 | 4.86 | 20.0 | 1.5 | C3S1 |
| NS29 | 7.3 | 1003 | 1.43 | 0.02 | 4.25 | 6.00 | 11.70 | 0.00 | 10.10 | 0.50 | 1.10 | 12.0 | 2.2 | C3S1 |
| NS30 | 7.2 | 1064 | 1.35 | 0.04 | 5.00 | 5.35 | 11.74 | 0.00 | 11.05 | 0.84 | - | 11.5 | 0.6 | C3S1 |
| NS31 | 8.4 | 1027 | 6.96 | 0.00 | 1.35 | 2.70 | 11.01 | 0.70 | 8.80 | 0.40 | 1.11 | 63.0 | 5.0 | C3S1 |
| NS32 | 8.2 | 900 | 3.22 | 0.03 | 2.90 | 4.25 | 10.40 | 0.50 | 9.10 | 0.46 | 0.34 | 31.0 | 1.7 | C3S1 |
| NS33 | 7.6 | 1920 | 8.70 | 0.03 | 3.55 | 11.25 | 23.53 | 0.00 | 16.50 | 1.50 | 5.53 | 37.0 | 3.2 | C3S1 |
| NS34 | 7.8 | 1101 | 7.13 | 0.05 | 2.70 | 1.65 | 11.53 | 0.00 | 9.0 | 0.64 | 1.89 | 62.0 | 5.0 | C3S1 |
| NS35 | 7.6 | 893 | 2.48 | 0.00 | 4.15 | 3.15 | 9.78 | 0.00 | 9.05 | 0.38 | 0.35 | 25.0 | 1.3 | C3S1 |
| NS36 | 7.4 | 795 | 3.04 | 0.00 | 3.90 | 1.60 | 8.54 | 0.00 | 6.70 | 0.56 | 1.28 | 35.5 | 1.8 | C3S1 |
| NS37 | 8.0 | 2654 | 10.43 | 0.05 | 3.95 | 13.20 | 27.63 | 0.00 | 12.90 | 11.00 | 3.73 | 38.0 | 3.6 | C4S1 |
| NS38 | 8.0 | 612 | 0.87 | 0.03 | 2.65 | 2.70 | 6.25 | 0.00 | 5.40 | 0.78 | 0.07 | 14.0 | 0.5 | C2S1 |
| NS39 | 7.4 | 912 | 2.78 | 0.00 | 3.90 | 3.45 | 10.13 | 0.00 | 9.60 | 0.44 | 0.09 | 27.4 | 1.5 | C3S1 |
| NS40 | 7.2 | 758 | 0.70 | 0.03 | 4.15 | 3.50 | 8.38 | 0.00 | 8.05 | 0.38 | 0.00 | 8.3 | 0.4 | C3S1 |

rin yaprakları arasındaki sodyum iyonları ile kalsiyum iyonları yer değiştirmişlerdir. Yılmaz (1998)' a göre, Nıksar ovasındaki toprakların kation değişim kapasiteleri oldukça yüksek olup, sularda baz değişimini kolaylaştırabilecek özelliktedirler.

Piper diyagramı, kationların ve anyonların bağıl bileşimlerini tanımlayan iki üçgen diyagram ve anyonların, kationların bileşimlerini birleştiren bir paralel kenar diyagramdan meydana gelmektedir. Ovaya ait yeraltısularının Piper diyagramındaki dağılımı Şekil 4' de verilmektedir. Bu diyagramdan da görüleceği gibi, sular kationlarına göre; kalsiyum ve magnezyumca zengin karışık sulardır. Anyonlarına göre ise; karbonat oranları yüksek sulardır. Örnekler Piper' in paralel kenar diyagramında ise ağırlıkla $(Ca^{++}+Mg^{++}) > (Na^{+}+K^{+})$, $(HCO_3^{-}) > (SO_4^{--}+Cl^{-})$ dizilimi ile karakterize edilebilen $(Ca^{++}+Mg^{++})$ ve karbonatlı sulardır. Söz konusu bu karbonat ise, yine çalışma alanında yaygın olarak gözlenen kireçtaşlarından kaynaklanmaktadır.

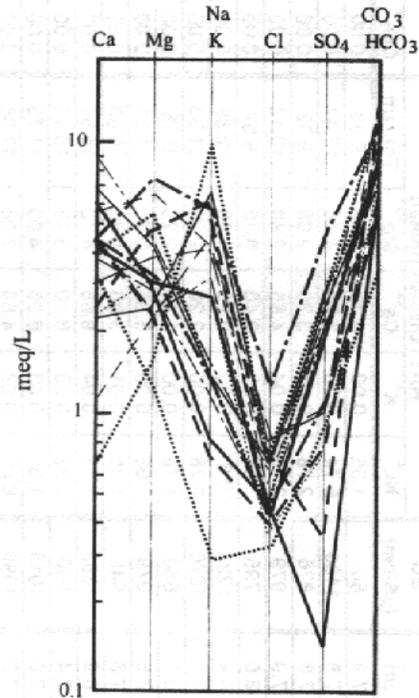
Gibbs dünyanın değişik yerlerinden olarak incelediği değişik bileşimli suların, $Na/(Na+Ca)$ -TDS (toplam çözünmüş katı madde miktarı) diyagramında geri dönüşümlü bir özellik sergilediğini ve sulardaki iyon zenginleşmesinin yağış, kayaç ve buharlaşma-kristalizasyonun baskın olduğu üç ortam ve mekanizma tarafından belirleneceğini ifade etmiştir (Örgün ve Uğur, 1996). Gibbs tarafından geliştirilen bu diyagram üzerinde yeraltısuyu örneklerinin kayaç bölgesinde yoğunlaştığı görülmüştür (Şekil 5). Yani Nıksar ovasının yeraltısularındaki iyon zenginleşmesinin kaynağı çevre kayaçlardan beslenimdir. Sulardaki karbonat ve kalsiyum yoğunluğunun çalışma alanı ve civarındaki kireçtaşlarından, magnezyumun kireçtaşlarından ve volkaniklerden, $(Na+K)$ zenginleşmesinin ise bölgede yaygın olarak yüzeylenen bentonitik piroklastik kayaçlardan kaynaklandığı düşünülmektedir. Gümüser ve Yalçın (1998) yaptıkları çalışmalarında, söz konusu volkanojenik kayaçlarda oldukça yüksek Na_2O+K_2O (yaklaşık % 5-14) içeriği belirlemişlerdir.

Nıksar ovası yeraltısularının A.B.D. Salinity Laboratuvarı' nın önerdiği sulama suyu sınıflama diyagramındaki dağılımı Şekil 6' de görülmektedir. Suların elektriksel iletkenlik (EC) ve sodyum adsorpsiyon oranına (SAR) bağlı olarak yapılan bu sınıflamaya göre; yeraltısuları sulama suyu sınıfı olarak genelde C3S1 olup, "yüksek tuzluluk tehlikesi" ortaya koymaktadır. Alkalinite tehlikesi ise söz konusu değildir. Scofield ve Wilcox sınıflamalarına (Erguvanlı ve Yüzer, 1987) göre de, çalışma alanı yeraltısuları sulama suyu olarak "kullanılabilir sular" olarak değerlendirilmişlerdir.

Çizelge 2. Yeraltısuları kimyasal özelliklerinin istatistiksel değerlendirilmesi.

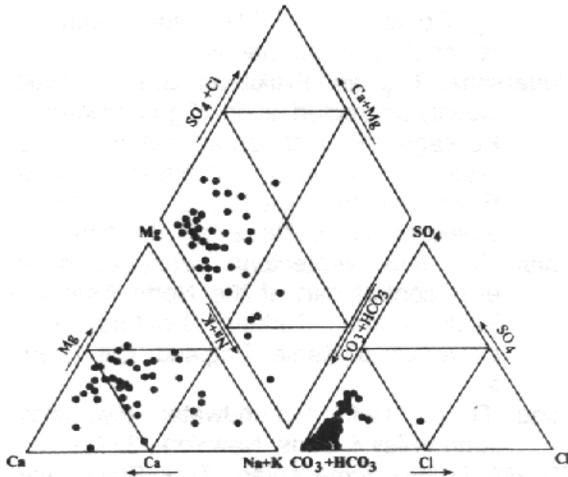
Table 2. Statistical evaluation of hydrochemical data.

| Özellik | NİKSAR OVASI | | | |
|---------------------|--------------|--------|-------|-------|
| | En az | En çok | X | Sx |
| Ph | 6.9 | 8.4 | 7.6 | 0.4 |
| EC ($\mu S/cm$) | 453 | 2654 | 1124 | 511 |
| Na^{+} (meq/l) | 0.26 | 11.13 | 3.64 | 2.98 |
| K^{+} (meq/l) | 0.00 | 0.05 | 0.02 | 0.02 |
| Ca^{++} (meq/l) | 0.00 | 9.65 | 3.75 | 1.77 |
| Mg^{++} (meq/l) | 1.25 | 17.10 | 5.31 | 4.01 |
| CO_3^{--} (meq/l) | 0.00 | 0.70 | 0.03 | 0.13 |
| HCO_3^{-} (meq/l) | 3.70 | 22.70 | 10.27 | 4.15 |
| Cl^{-} (meq/l) | 0.36 | 2.05 | 0.91 | 1.65 |
| SO_4^{--} (meq/l) | 0.00 | 5.53 | 1.52 | 1.56 |
| % Na | 5.3 | 82.0 | 26.95 | 18.11 |
| SAR | 0.2 | 10.6 | 1.94 | 1.91 |

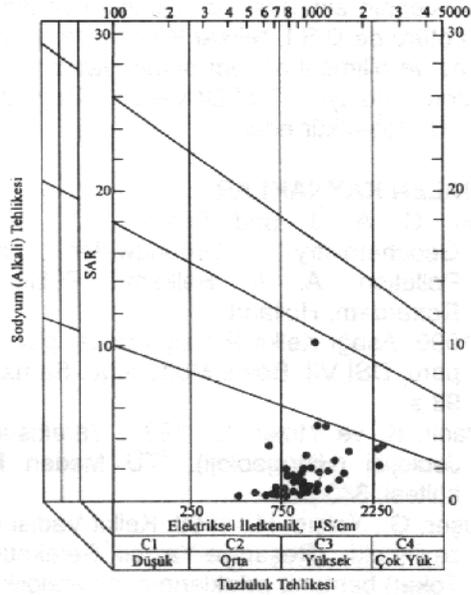


Şekil 3. Nıksar ovası yeraltısularının Schoeller diyagramındaki yeri.

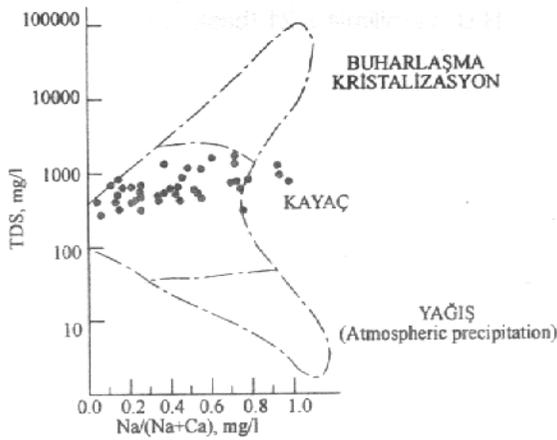
Figure 3. Distribution of groundwater on Schoeller diagram.



Şekil 4. Niksar ovası yeraltısularının Piper diyagramındaki dağılımı.
Figure 4. Distribution of groundwater on Piper diagram.



Şekil 6. Niksar ovası yeraltısularının tarımsal amaçlı sınıflaması.
Figure 6. Agricultural quality of the groundwater.



Şekil 5. Niksar ovası yeraltısularının Gibbs diyagramındaki dağılımı.
Figure 5. Distribution of groundwater on Gibbs diagram.

Çalışma alanındaki yeraltısularının, Türk İçmesuyu kataloğunda (TS 266, 1984) açıklandığı gibi Ca ve Mg içerikleri kullanılarak sertlik dereceleri hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlara göre; sular genelde sertlik dereceleri 40 Fr° civarında olmak üzere "sert sular" sınıfında yer almaktadır. Suların tümü renksiz, kokusuz ve berraktır.

SONUÇLAR

Bu çalışmadan elde edilen sonuçlara göre:

1. Çalışma alanına ait yeraltısuları, karbonatça (HCO_3) zengin ve $(\text{Ca}+\text{Mg}) > (\text{Na}+\text{K})$ iyon dizilimi ile ifade edilebilen karışık sulardır.
2. Yeraltısularının, killere uzun süreli olarak temasta bulunduğu ve buna bağlı olarak sulara baz değişiminin olduğu söylenebilir. Bu olay da suların Na' ca zenginleşmesine neden olmuştur.
3. Yeraltısularındaki iyon zenginleşmesinin kaynağı, çevre kayalardan beslenimdir. Bu birimler kireçtaşları ve volkanik kayalardır.
4. Sulardaki yüksek karbonat ve kalsiyumun çalışma alanındaki kireçtaşlarından, magnezyumun kireçtaşları ve volkaniklerden, Na+K' un ise volkanik kayalardan kaynaklandığı düşünülebilir.
5. Sular genelde C3S1 sulama suyu sınıfında yer almakta olup, tuzluluk tehlikesi söz konusudur.
6. Yeraltısuları, içme suyu olarak "sert su" sınıfında sular olarak değerlendirilmiştir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmaya temel teşkil eden su analizlerinin yapılması konusunda göster-

dikleri tüm yardım ve ilgilerinden dolayı, D.S.İ. VII. Bölge Müdürlüğü (Samsun) çalışanlarına, su örneklerinin alınması konusundaki yardımlarından ötürü de D.S.İ. Niksar Kısım Amirliği personeline ve bilimsel hakem olarak yapıcı eleştirilerinden dolayı Prof.Dr.Vedat Doyuran'a (O.D.T.Ü.) teşekkür eder.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Appelo, C. A. J. and Postma, D., 1993. Geochemistry, Groundwater and Pollution, A. A. Balkema Publisher, Rotterdam, Holland.
- DSİ, 1990. Aşağı Kelkit Projesi master plan raporu. DSİ VII. Bölge Müdürlüğü, Samsun, 93 s.
- Erguvanlı, K. ve Yüzer, E., 1987. Yeraltıları Jeolojisi (Hidrojeoloji). İTÜ Maden Fakültesi, 340 p.
- Gümüşer, G., Yalçın, H., 1998. Kelkit Vadisi kuzeyindeki (Reşadiye-Yazıcık-Bereketli / Tokat) bentonit yataklarının mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. H.Ü. Yerbilimleri, 20, 91-110.
- Örgün, Y. ve Uğur, Z., 1996. İstanbul sularının hidrojeokimyası. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, Sayı. 11, s. 102-108.
- Seymen, İ., 1975. Kelkit vadisi kesimindeki Kuzey Anadolu Fay Zonu' nun tektonik özelliği. Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul, (yayınlanmamış).
- Sudarsana, R. Ç. and Prakasah, G. P. V., 1990. Quality characterization of groundwater in Kolisagar Project area Mahabubnagar District, Andahar Pradesh, India. Environmental Geology and Water Sciences, Vol. 6, No. 2, pp. 121-128.
- Tatar, O., 1993. Neotectonic structures in the east central part of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. Doktora Tezi, University of Keele, England, Cilt 1, 303 s.
- Todd, D. K., 1980. Groundwater, Hydrology. John Wiley & Sons, NewYork, 329 p.
- TS 266 (1984). İçme suları. Türk Standartları Enstitüsü, UDK 663.6:543, Nisan 1986, Birinci baskı.
- Yılmaz, İ., 1998. Köklüce regülatörü-Erbee HES iletim hattı güzergahındaki alüvyal zeminlerin şişme ve oturma sorunlarının jeo-mühendislik değerlendirmesi. Doktora Tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 102 s.
- Yılmaz, İ., 1999. Niksar havzası alüvyal zeminlerinin konsolidasyon ve şişme özellikleri. H.Ü. Yerbilimleri, 21 (baskıda).

ŞARKIŞLA GÜNEYİNDEKİ (SİVAS) OLİGOSEN YAŞLI KUMTAŞLARININ PROVENANS ÖZELLİKLERİ

THE PROVENANCE CHARACTERISTICS OF OLIGOCENE SANDSTONES IN THE SOUTHERN ŞARKIŞLA (SİVAS)

Orhan ÖZÇELİK Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Nazan YALÇIN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

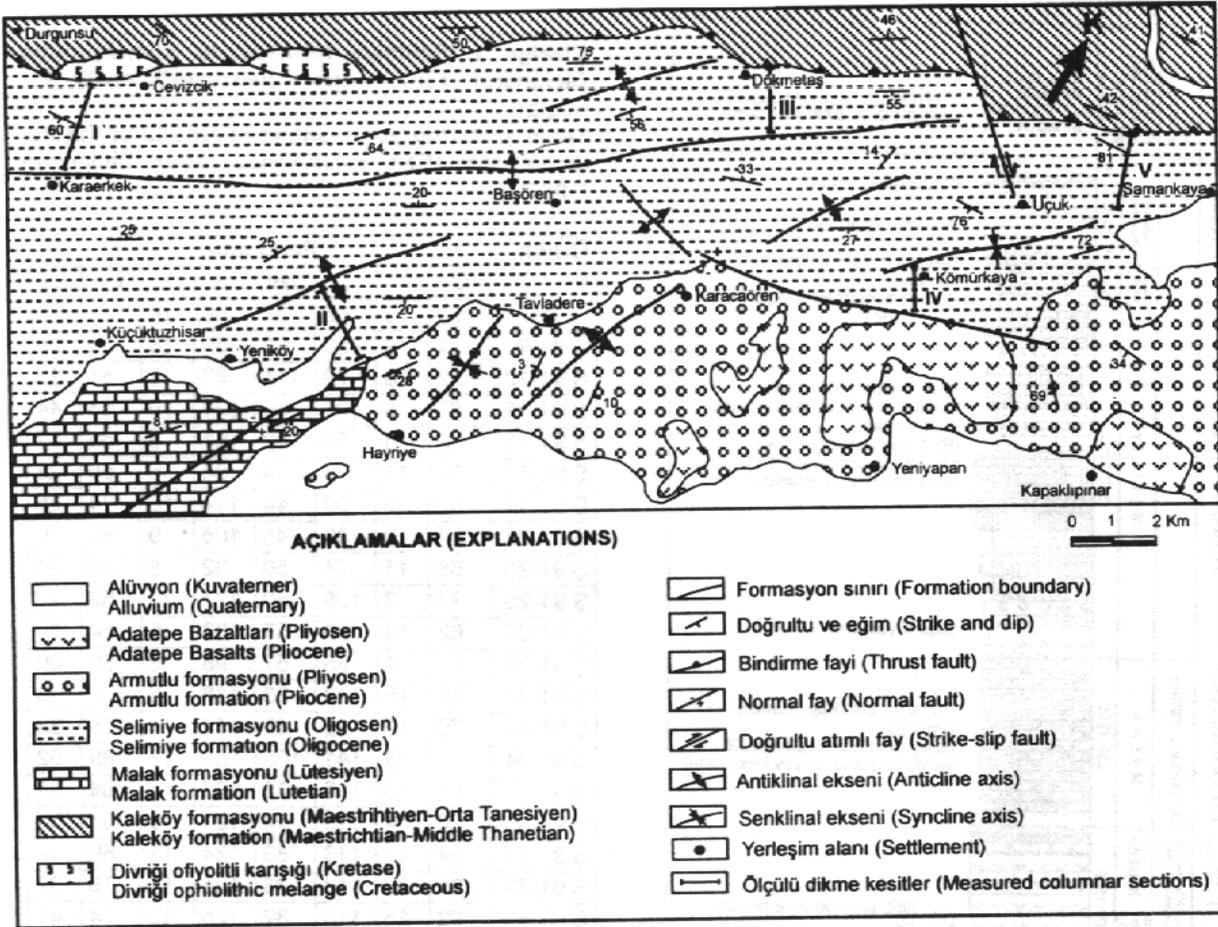
ÖZ : Gemerek-Şarkışla (Sivas) arasında Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu jips, çakıltası, kumtaşı, marn ve kireçtaşından oluşur. Formasyonun egemen bileşimi olan kumtaşları üzerinde hafif, ağır ve kil minerali analizleri yapılarak provenans özellikleri incelenmiştir. Kumtaşlarında smektit, illit, klorit, serpantin, paligorskit ve karışık tabakalı smektit-klorit türü kil mineralleriyle klorit, piroksen, biyotit, muskovit, amfibol ve demir oksitçe zengin opak ağır mineraller belirlenmiştir. Değişik araştırmacıların üçgen sınıflandırma diyagramına göre kumtaşları sırasıyla grovak, kayaç parçalı kumtaşı ve litarenit olarak tanımlanmıştır. Klastik petrofasiyes sınıflandırmasında ise rösiklik kaynak ve karışık kaynak alanları ile yay orojen kaynak alanlarının varlığı görülmüştür. Geçiş provenansları ise rösiklik orojen ve rösiklik geçiş alanlarıdır.

ABSTRACT : The Selimiye formation of Oligocene age is composed of gypsum, conglomerate, sandstone, marl and limestones between Gemerek-Şarkışla (Sivas) region. The provenance characteristics of the sandstones, are dominant components of this formation, have been investigated by using their light, heavy and clay mineral analysis. Smectite, illite, chlorite, serpentine, palygorskite and mixed-layered smectite-chlorite type of clay minerals and pyroxcene, biotite, muscovite, amphibole, and heavy-opac minerals rich in iron oxide have been determined in the sandstones. These rocks were defined as greywacke, lithic arenite and litharenite perspectively according to triangle classification diagrams of some investigators. In the clastic petrofacies classifications recycled and mixed provenance and arc orogene sources have been observed. Transitional provenances are recycled and recycled transitional orogens.

GİRİŞ

Sivas iline bağlı Gemerek ilçesinin doğusunda ve Şarkışla ilçesinin güneyinde yer alan inceleme alanı Sivas Tersiyer Havzası'nın batı kesiminde yer alır. Sivas Havzası, Orta Anadolu'nun kuzeydoğusunda yer almaktadır (Şekil 1 ve 2). Çoğunlukla Tersiyer yaşlı çökel ve volkanotortullarla kaplı olan bu havza, yaklaşık olarak güneybatıda Kayseri kuzeyinden, doğuda Erzincan'a, kuzeyde Hafik-Zara-İmranlı'dan, güneyde Kangal-Divriği hattına kadar ulaşır. Havza Üst Kretase'de yay-hendek ilişkili ve tektonik kontrollü bir ortam halinde İç Toros Okyanusu'nun kuzey kenarındaki Kırşehir Bloku'nun (Görür, 1984) güney kenarı üzerinde ensialik bir karakterde açılmaya başlamış (Gökten 1983, 1986), daha sonra da Kırşehir Bloku üzerinde süren gelişmelerle karasal, sığ

denizel ve derin deniz karakterli çok sayıda alt havza halinde varlığını sürdürmüştür. Havzanın kuzey kenarı, Paleosen başında genişleme rejimi sintektonik çökelleri ile temsil edilirken (Gökten ve Kelling, 1991) güneyi ise özellikle Alt Miyosen'den sonra sıkışmalı tektonik gelişmelere uğramıştır. Paleosen ve Lütesiyen sonlarında havzanın batı ve güneybatı kısımları daha derin, kuzeybatı bölümü daha sığdır (Gökçen, 1981; Gökten, 1983, 1986). Oligosen geniş şekilde lagüner ve karasal fasiyeslerle (Gökten, 1983) ve fırtına dalga çökelleriyle (Gökçen ve Kelling, 1985) karakterize edilirken, havzanın orta bölümlerinde Miyosen'de akarsu koşulları büyük ölçüde baskındır. Bu zamanda kuzey ve güneyde sığ denizel girişimler görülürken, volkanik etkinlik yanında akarsu ve göl çökelleri de gelişmiştir (Gökten, 1993).



Şekil 2. İnceleme alanı basitleştirilmiş jeoloji haritası (Gökten, 1983' den değiştirilerek).
Figure 2. Simplified geological map of the investigated area (Modified from Gökten, 1983).

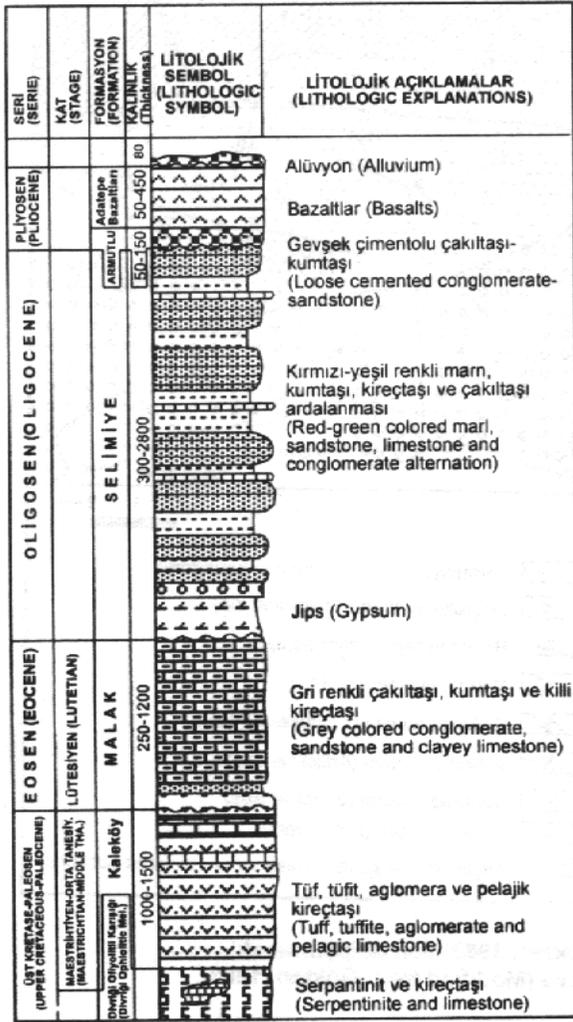
kalınlığı Samankaya'da 285 m, Kömürkaya'da 433 m, Dökmetaş'da 323 m, Küçüktuzhisar'da 612 m ve Durgunsu ölçülü dikme kesitinde ise 349 m olarak ölçülmüştür (Şekil 4). İnceleme alanı ve yakın çevresinde kalınlık 2800 m'ye kadar ulaşmaktadır. Görsel ve buharlaşmanın fazla olduğu evaporitik bir ortamda çökelen formasyonda fosil bulgusuna rastlanılmamıştır. Ancak, Sümengen ve diğ., (1987) bölgede saptanan fosiller yardımıyla birime Üst Oligosen, İmranlı yöresinde ise Altunsoy (1993) tarafından aynı formasyona Alt Oligosen yaşı verilmiştir. Birimin, alanımızda yapılan daha önceki çalışmalar, formasyonun alt ve üst ilişkileri ile bölgesel deneştirme gözetilerek Oligosen yaşında olduğu sonucuna varılmıştır (Gökten, 1983).

SEDİMANTER PETROGRAFI

İnceleme alanının çok büyük bir bölümünü oluşturan Oligosen yaşlı Selimiye formasyonuna ait kırıntılı istiflerden alınan örneklerde kum boyu fraksiyonların bileşimlerini belirlemek amacıyla petrografik çalışmalar yapılmıştır. Bu

analizler için alanda yapılan ölçülü stratigrafik kesitlerden 114 kumtaşı örneği alınmıştır. Bunların ince kesitleri yapılarak ön petrografik çalışmalardan sonra benzer özellik gösterenler ayıklanmış ve sonuçta amaca uygun 42 örnek incelenmek üzere ayrılmıştır. Kumtaşları; hafif fraksiyon, ağır fraksiyon ve kil fraksiyonu analizleri olmak üzere üç ayrı şekilde incelenmiştir. Bunun için her örneğin katman düzlemine dik hazırlanmış ince kesitleri, ağır mineral lamları ve kil boyutundaki fraksiyonların kil içerikleri ayrı ayrı yöntemler ile çözümlenmiştir. Bu mineralojik ve petrografik çalışmanın amacı Oligosen istifinin klastik petrofasiyes özelliklerini ve provenanslarını saptamaktır.

Hafif fraksiyon minerallerinin belirlenmesinde ince kesitlerdeki kuvars, feldispat, kayaç parçaları isimlendirilmiş ve otomatik nokta sayıcı cihazı kullanılarak volumetrik yöntemle nokta sayımı yapılmıştır. İncelemede monokristalin ve polikristalin kuvarslar, potasik ve sodik feldispatlar, magmatik, metamorfik, sedimanter ve ofiyolitik kayaç parçalarına ilişkin nokta sayımı yapılarak Çizelge 1'de sunulmuştur.



Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.
Figure 3. Generalized stratigraphic section of the investigated area.

Kuvarslar

İnce kesitlerde % 42'ye varan oranda görülebilen kuvarslar tek mineral halinde iki türe ayrılmıştır. Bunlar; normal optik sönme gösteren monokristalin taneler ve kuvvetli dalgalı sönme gösteren polikristalin tanelerdir. Monokristalin kuvarslarda genellikle kesin kristal kenarına rastlanırken, polikristalinlerde ise girintiler ile basınçla çözülme sınırları görülür. Monokristalin kuvars oranı % 19-42 arasında diğerleri ise % 3-17 arasında değişir. Taneler ince-orta kum boyutunda, yarı yuvarlak-yuvarlak ve büyük bölümü düz sönmelidir. İkizlenmiş plajiyoklaz kristallerinin

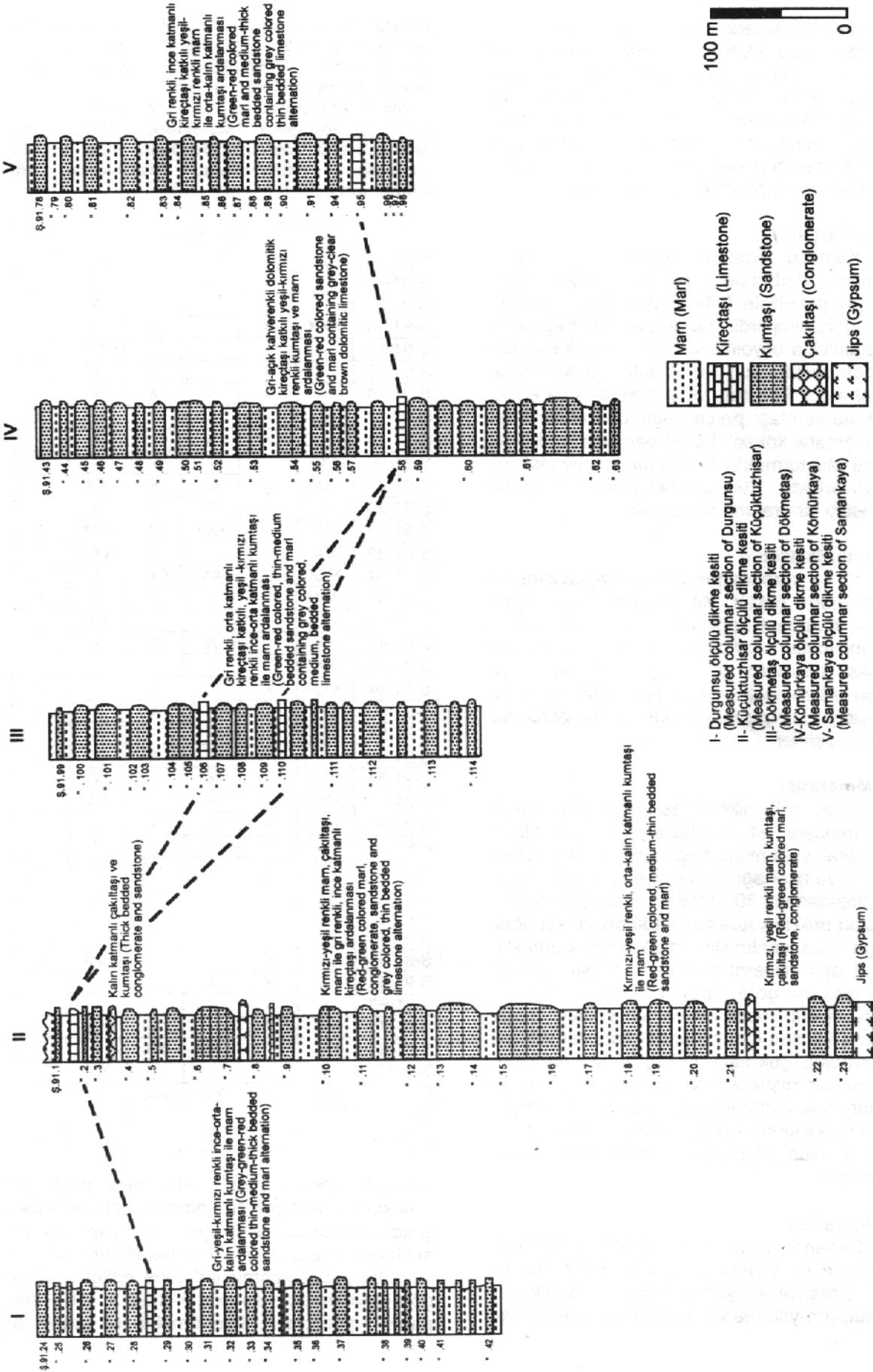
Feldispatlar

Feldispatlar, incelenmiş örneklerde ortoklaz ve plajiyoklaz türlerinden oluşmaktadır. İkizlenmiş

Çizelge 1. Selimiye formasyonu kumtaşlarının Dickinson (1982)' a göre petrofabrik analiz sonuçları.

Table 1. Petrographic analyses results of the Selimiye formation sandstones, after Dickinson (1982).

| Örnek no | Parametre | | | | | | | |
|----------|-----------|----|-----|-----|-----|----|-----|----|
| | Q | F | L | Qm | Lt | Qp | Lv | Ls |
| Ş 91-7 | 51 | 12 | 66 | 37 | 80 | 14 | 43 | 23 |
| Ş 91-9 | 81 | 9 | 50 | 65 | 66 | 16 | 20 | 30 |
| Ş 91-10 | 122 | 29 | 79 | 114 | 87 | 8 | 56 | 23 |
| Ş 91-11 | 85 | 19 | 109 | 66 | 128 | 19 | 65 | 44 |
| Ş 91-16 | 29 | 5 | 55 | 23 | 61 | 6 | 54 | 1 |
| Ş 91-17 | 50 | 11 | 78 | 44 | 84 | 6 | 55 | 23 |
| Ş 91-19 | 59 | 5 | 99 | 44 | 114 | 15 | 74 | 25 |
| Ş 91-22 | 54 | 12 | 96 | 45 | 105 | 9 | 60 | 36 |
| Ş 91-25 | 58 | 11 | 74 | 50 | 82 | 8 | 50 | 24 |
| Ş 91-26 | 72 | 3 | 105 | 50 | 127 | 22 | 62 | 43 |
| Ş 91-27 | 62 | 18 | 97 | 57 | 102 | 5 | 64 | 33 |
| Ş 91-29 | 60 | 4 | 95 | 57 | 98 | 3 | 59 | 36 |
| Ş 91-30 | 89 | 16 | 112 | 83 | 118 | 6 | 76 | 36 |
| Ş 91-32 | 70 | 17 | 113 | 66 | 117 | 4 | 75 | 38 |
| Ş 91-34 | 120 | 15 | 141 | 108 | 153 | 12 | 89 | 52 |
| Ş 91-35 | 91 | 13 | 115 | 73 | 133 | 18 | 84 | 31 |
| Ş 91-36 | 20 | 4 | 115 | 14 | 121 | 6 | 84 | 31 |
| Ş 91-37 | 94 | 17 | 113 | 83 | 124 | 11 | 69 | 44 |
| Ş 91-39 | 89 | 29 | 113 | 78 | 124 | 11 | 76 | 37 |
| Ş 91-40 | 92 | 15 | 115 | 82 | 125 | 10 | 74 | 41 |
| Ş 91-41 | 85 | 32 | 105 | 75 | 115 | 10 | 70 | 35 |
| Ş 91-44 | 53 | 19 | 136 | 40 | 149 | 13 | 92 | 44 |
| Ş 91-50 | 70 | 16 | 91 | 65 | 96 | 5 | 58 | 33 |
| Ş 91-51 | 108 | 30 | 151 | 83 | 176 | 25 | 100 | 51 |
| Ş 91-53 | 71 | 11 | 105 | 58 | 118 | 13 | 59 | 46 |
| Ş 91-55 | 58 | 17 | 95 | 48 | 105 | 10 | 63 | 32 |
| Ş 91-56 | 63 | 10 | 98 | 45 | 116 | 18 | 66 | 32 |
| Ş 91-57 | 72 | 16 | 111 | 54 | 129 | 18 | 68 | 43 |
| Ş 91-59 | 92 | 10 | 94 | 82 | 104 | 10 | 58 | 36 |
| Ş 91-60 | 95 | 17 | 127 | 81 | 138 | 11 | 86 | 43 |
| Ş 91-61 | 78 | 6 | 90 | 69 | 99 | 9 | 54 | 36 |
| Ş 91-62 | 97 | 11 | 92 | 86 | 103 | 11 | 54 | 38 |
| Ş 91-64 | 90 | 20 | 121 | 70 | 141 | 20 | 79 | 42 |
| Ş 91-66 | 76 | 16 | 84 | 58 | 102 | 18 | 65 | 29 |
| Ş 91-67 | 68 | 23 | 119 | 53 | 137 | 18 | 82 | 37 |
| Ş 91-68 | 77 | 13 | 99 | 64 | 112 | 13 | 72 | 27 |
| Ş 91-69 | 70 | 20 | 149 | 50 | 169 | 20 | 86 | 53 |
| Ş 91-78 | 87 | 25 | 122 | 60 | 139 | 17 | 84 | 38 |
| Ş 91-82 | 97 | 15 | 104 | 80 | 121 | 17 | 63 | 41 |
| Ş 91-83 | 72 | 20 | 87 | 62 | 97 | 10 | 58 | 29 |
| Ş 91-93 | 104 | 11 | 131 | 86 | 149 | 18 | 81 | 50 |
| Ş 91-102 | 125 | 33 | 129 | 112 | 142 | 13 | 94 | 35 |
| Ş 91-104 | 123 | 18 | 124 | 106 | 141 | 17 | 85 | 39 |
| Ş 91-108 | 121 | 25 | 144 | 103 | 162 | 18 | 101 | 43 |
| Ş 91-113 | 95 | 19 | 73 | 80 | 88 | 15 | 46 | 27 |
| Ş 91-114 | 79 | 32 | 93 | 59 | 113 | 20 | 64 | 29 |



Şekil 4. İnceleme alanı ölçülü dikme kesitleri litolojik korelasyonu.
Figure 4. Correlation of investigated area measured columnar sections.

plajiyoklaz kristallerinin yanısıra, ortoklazlar iri tane boyulu olup, karlsbad ikizlenmesi ve çok az olarak da zonlu yapı gösterirler. Potasik feldispat oranı daha çok görülmekte olup plajiyoklas tanelerinin bozunmamış olanları daha fazladır. Feldispatların kayaç içindeki oranları % 1.6-13.4 arasında değişmektedir. Nadir olarak mikroklin ve mikropertite de rastlanmıştır.

Kayaç Parçaları

Kumtaşı örnekleri içerisinde yer alan magmatik, metamorfik ve sedimanter kayaç parçaları genellikle 0.4-0.9 mm tane büyüklüğünde görülmüşlerdir. Bu gruplardan magmatikler çoğunlukla ofiyolitik ve volkanik kökenli parçalardan oluşmuştur. Sedimanter kayaç parçaları daha çok kireçtaşı ve silttaşından ve ender olarak da kumtaşı parçacıklarından oluşmaktadır. Magmatik kökenli kayaç parçaları en büyük bölümü oluşturmakta olup, taneler yuvarlak ve yarı yuvarlıktır. Kumtaşı bileşiminin % 35-68 arasındaki bir oranına sahiptirler.

Bağlayıcı Malzeme

Kil ve karbonattan oluşan bağlayıcıda kil olanları daha çoktur. Kil bağlayıcılı kumtaşları gevşek, karbonat bağlayıcılı olanlarda ise sıkı doku mevcuttur. Ayrıca bazı örneklerde de demir oksit bağlayıcı görülmüştür. Yüksek oksidasyon ortamındaki çökelmeye işaret eden bu bağlayıcıya sahip örnekler kırmızımsı-bordo ve kahverengidirler.

Ağır Mineraller

Ölçülü stratigrafik dikme kesitlerden elde edilen tüm örnekler için kumtaşlarında, bromoform kullanılarak yoğunluğa bağlı ağır mineral ayrımı yapılmış ve özel ağır mineral ince kesitleri üzerinde hazırlanmış 39 örneğin her birinde taneler polarizan mikroskopta tayin edilmiş ve sonuçlar Çizelge 2'de verilmiştir. İncelenmiş kumtaşlarında 6 ağır mineral türü saptanmıştır. Bunlar bolluk sırasına göre; opak mineraller, klorit, piroksen, biyotit, muskovit ve amfiboldür. Demir oksitler Oligosen kumtaşlarının karakteristik mineralleri olup, çok nadir birkaç hornblend mineraline rastlanmıştır. Ancak, çizelgede yer verilecek durumda olmadığından göz ardı edilmiştir. Ağır minerallerin kayaç içindeki oranları oldukça az olup, otijenik ağır minerallere rastlanılmamıştır.

Kil Mineralleri

Derlenen örneklerin 5 adetinde XRD analizleri ile kil mineralleri belirlenmiştir. Bu örnekler sırasıyla; kimyasal çözme, santrifüjleme-dekantasyon-yıkama ve sedimantasyon-sifonla-

ma-santrifüjleme işlemlerinden geçirilmiştir. Kil örneklerinin her birinden normal, fırınlı ve etilen glikollü olmak üzere 3 adet çekim yapılmış, pik şiddetleri baz alınarak kil minerallerinin yarı nicel yüzdeleri bulunmuştur. Elde edilen verilere göre dört örnekte smektit + klorit + illit + serpantin + paligorskit, diğer örnekte ise karışık ta-

ma-santrifüjleme işlemlerinden geçirilmiştir. Kil örneklerinin her birinden normal, fırınlı ve etilen glikollü olmak üzere 3 adet çekim yapılmış, pik şiddetleri baz alınarak kil minerallerinin yarı nicel yüzdeleri bulunmuştur. Elde edilen verilere göre dört örnekte smektit + klorit + illit + serpantin + paligorskit, diğer örnekte ise karışık ta-

Çizelge 2. Selimiye formasyonu kumtaşlarındaki ağır mineral dağılımı (X: Az, XX: Orta, XXX: Yaygın, Op:Opak, Mu:Muskovit, Bi:Biyotit, Px:Piroksen, Kl:Klorit, Af:Amfibol).

Table 2. Distribution of the heavy minerals in the Selimiye formation sandstones (X:Few, XX:Medium, XXX:Common, Op:Opac, Mu:Muscovite, Bi:Biotite, Px:Pyroxene, Kl:Chlorite, Af:Amphibole).

| Örnek no | Ağır Mineraller | | | | | |
|----------|-----------------|----|-----|-----|-----|----|
| | Op | Mu | Bi | Px | Kl | Af |
| Ş-91-7 | X | XX | X | XX | X | - |
| Ş-91-9 | - | X | - | - | X | - |
| Ş-91-10 | XXX | X | - | X | - | - |
| Ş-91-11 | - | - | - | - | XX | - |
| Ş-91-16 | - | - | - | - | X | - |
| Ş-91-19 | - | - | - | X | X | - |
| Ş-91-22 | X | - | - | X | - | X |
| Ş-91-25 | XXX | X | - | - | X | - |
| Ş-91-26 | XXX | - | - | - | - | - |
| Ş-91-27 | XX | X | XX | X | XX | - |
| Ş-91-29 | X | - | X | X | X | - |
| Ş-91-30 | XX | - | XXX | X | XXX | - |
| Ş-91-32 | XX | - | X | X | XXX | - |
| Ş-91-34 | XXX | - | XX | XXX | X | - |
| Ş-91-37 | XX | - | - | X | X | X |
| Ş-91-39 | XXX | - | - | - | XX | - |
| Ş-91-40 | XX | - | X | X | X | - |
| Ş-91-41 | XX | - | - | - | - | - |
| Ş-91-44 | XXX | X | - | X | - | - |
| Ş-91-50 | XXX | - | X | X | X | - |
| Ş-91-51 | XXX | - | - | - | X | - |
| Ş-91-53 | - | - | - | X | - | - |
| Ş-91-55 | XXX | - | X | - | X | - |
| Ş-91-56 | XXX | - | X | - | XX | - |
| Ş-91-57 | XXX | - | - | X | - | - |
| Ş-91-59 | X | - | - | - | X | - |
| Ş-91-60 | XXX | - | - | XX | X | X |
| Ş-91-61 | XX | X | - | X | - | - |
| Ş-91-64 | X | - | - | - | - | - |
| Ş-91-66 | - | - | X | - | - | - |
| Ş-91-67 | X | X | - | - | XXX | - |
| Ş-91-68 | - | X | X | XX | X | - |
| Ş-91-69 | X | - | - | - | X | - |
| Ş-91-78 | - | X | - | - | XX | - |
| Ş-91-83 | - | - | - | XX | - | - |
| Ş-91-102 | X | - | - | - | XX | - |
| Ş-91-104 | XX | - | XX | XX | X | - |
| Ş-91-108 | - | - | - | - | X | - |
| Ş-91-114 | XX | - | - | - | - | - |

ma-santrifüjleme işlemlerinden geçirilmiştir. Kil örneklerinin her birinden normal, fırınlı ve etilen glikollü olmak üzere 3 adet çekim yapılmış, pik şiddetleri baz alınarak kil minerallerinin yarı nicel yüzdeleri bulunmuştur. Elde edilen verilere göre dört örnekte smektit + klorit + illit + serpantin + paligorskit, diğer örnekte ise karışık ta-

bakalı smektit-klorit + illit + klorit birliklikleri saptanmıştır. Örnek sayısının yeterli olmamasına karşın, serpantin ve paligorskit, formasyonun hemen hemen tüm düzeylerinin ofiyolitik kayaçların egemen olduğu bir provenanstan beslendiğine işaret etmektedir (Yalçın ve Bozkaya, 1995). Ayrıca karışık tabakalı smektit-kloritler de birimin kısmen volkaniklerden malzeme aldığı göstermektedir (Yalçın, 1997).

PETROGRAFİK SINIFLAMA

Sivas Tersiyer Havzası'nın güneybatı kenedinde Şarkışla güneyi ve Gemerek doğusu yörelerinde yüzlek veren Oligosen yaşlı kumtaşlarından seçilmiş örneklerin saptanmış hafif mineral dağılımı Çizelge 1'de verilmiştir. Bu değerler Van Anel (1958), Travis (1970), Folk ve diğ., (1970)'nin kumtaşı sınıflandırma üçgen diyagramına uygulanmıştır. Bu uygulamayla kumtaşları petrografik açıdan sınıflandırılarak Van Anel (1958)'e göre grovak, Travis (1970)'e göre kayaç parçalı kumtaşı, Folk ve diğ., (1970)'ne göre de litarenit adları verilmiştir (Şekil 5).

KLASTİK PETROFASİYESLER

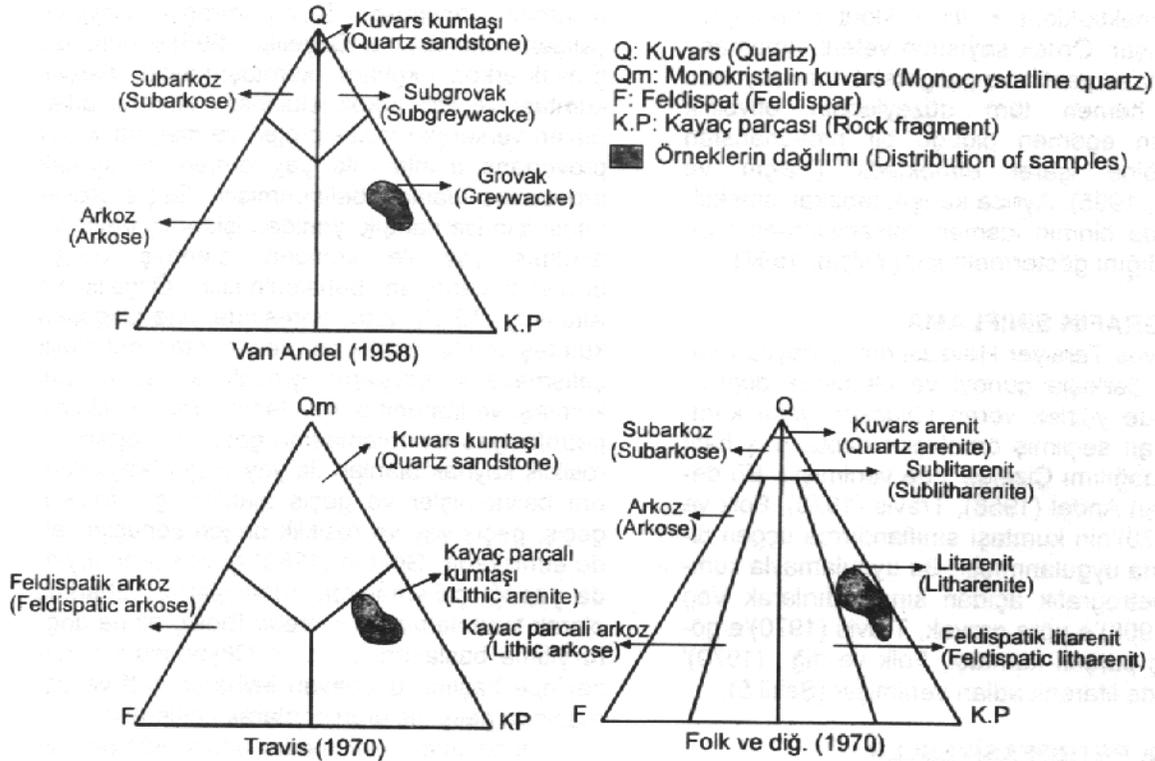
Incelemesi yapılan kumtaşı ince kesitleri üzerinde tane tiplerinin özellikleri ve sınıflandırmaları dikkate alınarak volumetrik nokta sayımı yapılmış ve klastik petrofasiyes özellikleri belirlenmiştir. Bu belirlemede Dickinson ve Suczec (1979) ile Dickinson (1982)'in standart üçgen diyagramları kullanılmıştır. Bunlardan QFL diyagramında rösiklik orojen provenansları ile karışık provenans alanları, QmFLt diyagramında rösiklik provenans alanları, QpLvLs diyagramında da yay orojen provenans alanları bulunmuştur (Şekil 6). Geçiş provenanslarını bulabilmek için de Dickinson ve diğ., (1983)'nin standart üçgen diyagramları kullanılmıştır. Buna göre noktaların QtFL diyagramında rösiklik orojen alanına, QmFLt diyagramında da rösiklik geçiş alanına düştüğü görülmüştür (Şekil 7).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Sivas Tersiyer Havzası'na ait Oligosen yaşlı çökeller, havzanın büyük bir bölümünde yüzlek vermekte ve önemli bir kısmını kumtaşları oluşturmaktadır. Bu özelliğine dayalı olarak havzanın bazı yerlerinde anılan kumtaşları sedimantolojik, tektonosedimanter ve klastik petrofasiyes çalışmalarıyla bazı araştırmacılar tarafından değerlendirilmeye alınmıştır. Havzanın doğusunda çalışan Gökçen (1981)'e göre detritik malzeme metamorfik, ofiyolitik ve asit magmatik kayaçlardan oluşmuş değişik kökenli kaynaklardan türemiş ve grovak-litik kumtaşı ile arkoz-feldispatik kumtaşı ve kuvarslı kumtaşı

adlanması yapılmıştır. Divriği-İmranlı yöresinde çalışan Altunsoy ve Özçelik (1995)'e göre ise grovak-arkoz, kuvarslı kumtaşı-kayaç parçalı kumtaşı ve litik arkoz-feldispatik litarenit adlamaları verilerek rösiklik orojen ve magmatik yay provenans alanları ile yay orojen ve karışık provenans alanları belirlenmiştir. Geçiş provenansı için ise karışık, yeniden işlenmiş geçiş ve ayrılmış yay ile yeniden işlenmiş orojen provenanslarından bahsedilmiştir. Özçelik ve Altunsoy (1992), Zara yöresinde yine Oligosen kumtaşlarında yaptıkları sedimantolojik çalışmada kumtaşlarını grovak, kayaç parçalı kumtaşı ve litarenit olarak tanımlamışlar, klastik petrofasiyes tanımlamasına göre ise karışık ve rösiklik kaynak alanları ile yay orojen kaynaklarını belirlemişler ve geçiş alanları için rösiklik geçiş, geçiş yay ve rösiklik orojen sonuçları elde etmişlerdir. Gökten (1983) Şarkışla güneyinde yaptığı çalışmalarda kumtaşlarını subarkoz olarak tanımlamış ve Kırşehir Blok'u altına doğru yitime başlayan İç Toros Okyanusu'nun kuzeyinde başlıca üzerleyen levhanın şelf ve yamacında gelişmiş ürünler olarak nitelemiştir.

Inceleme alanı modal analiz yöntemi ile petrografik sınıflama, tektonosedimanter sınıflama ve kaynak provenans nitelikleri itibarıyla incelenerek havzanın diğer yörelerinden elde edilen sonuçlarla birlikte yorumlanmaya çalışılmıştır. Petrografik sınıflamada Van Anel (1958)'e göre grovak, Travis (1970)'e göre kayaç parçalı kumtaşı ve Folk ve diğ., (1970)'ne göre de litarenit (Şekil 5) tanımlamaları yapılmıştır. Porozite-gömülme derinliği ilişkisi litik, feldispatik ve kuvarslı kumtaşlarında oldukça farklıdır (Dickinson, 1985). Çalışılan alanda da belirlenen litarenitler gömülme derinliğinin ve nispeten de porozitenin düşük olduğu bölümleri ifade etmektedir. Buna karşın feldispatik ve kuvarslı kumtaşlarında gömülme daha fazla ve porozite oranları da logaritmik olarak büyüktür. Havzanın doğu ve orta kısımlarında feldispatik ve kuvarslı kumtaşlarının varlığı, derinlik-porozite ilişkisi ışığında petrofasiyes gelişimi açısından değerlendirildiğinde; gömülmenin batı kenedinde daha az ve doğu kenedine doğru ise artarak devam ettiği sonucu çıkarılabilir. Bu durum farklı kökenlere sahip detritiklerin birlikte yorumlanabilmesini sağlayabilmektedir. Ayrıca, birbirini izleyen zamana bağlı petrofasiyes tek bir kıtasal provenansın gelişimini yansıtabilir. Bunu da basen içindeki diyajenetik prosesdeki farklılıklara bağlanabilir. Örneğin, aynı bölgedeki petrofasiyesler içerisindeki stratigrafik değişiklikler petrofasiyes gelişimine bir belirteç olabileceği gibi, tektonik aktivite ve diyajenez koşulların birlikte gelişimini de düşündürülebilir.



Şekil 5. İnceleme alanı kumtaşlarının petrografik sınıflandırması.
 Figure 5. Petrographical classification of investigated area sandstones.

Tektonosedimanter sınıflamada, havza-nın genelinde rösilik, yay orjen ve karışık provenans türleri çalışma alanı da dahil olmak üzere görülmektedir (Şekil 6). Geçiş provenansları açısından ise karışık, rösilik ve ayrılmış yay alanları görülmektedir. Nokta sayımı değerlendirmelerinde Qm/Qp oranının ortalama 5.15 ve Qp/Ls oranının ortalama 0.36 gibi yüksek değerlerde olması rösilik orjenin bir kanıtı olarak ortaya çıkmaktadır. Alandaki kaynak orjenin ağırlıklı olarak rösilik orjen olması incelenen kumtaşlarının okyanusal dalma-batma kompleks provenansı ve kıtasal bindirme kuşağı provenansı şeklinde alt gruplarda düşünülebileceğini gösterdiği gibi, magmatik yay provenansı içerisinde ada yayı ve kıtasal yay tektonik pozisyonunu vurgulayabilmektedir. Şekil 8'de QmFLt diyagramı; rösilik orjen kumu verisini, QtFL diyagramı da kıtasal bindirme kuşağı provenansını göstermektedir. Bu durum okyanusal yitim bölgesi verisi olarak gösterilebilir.

Rösilik orjenin, katmanlı kayalarda deformasyon, yükselim ve erozyona bağlı olaylar ile tektonik etkilenmeler sonucu dalma-batma komplekslerinde, yay gerisi bindirme kuşaklarında ve sütür zonlarında oluşabildikleri görülmüştür (Potter, 1978). İnceleme alanındaki litik kumtaşı fasiyesi için orjen kenarından tü-

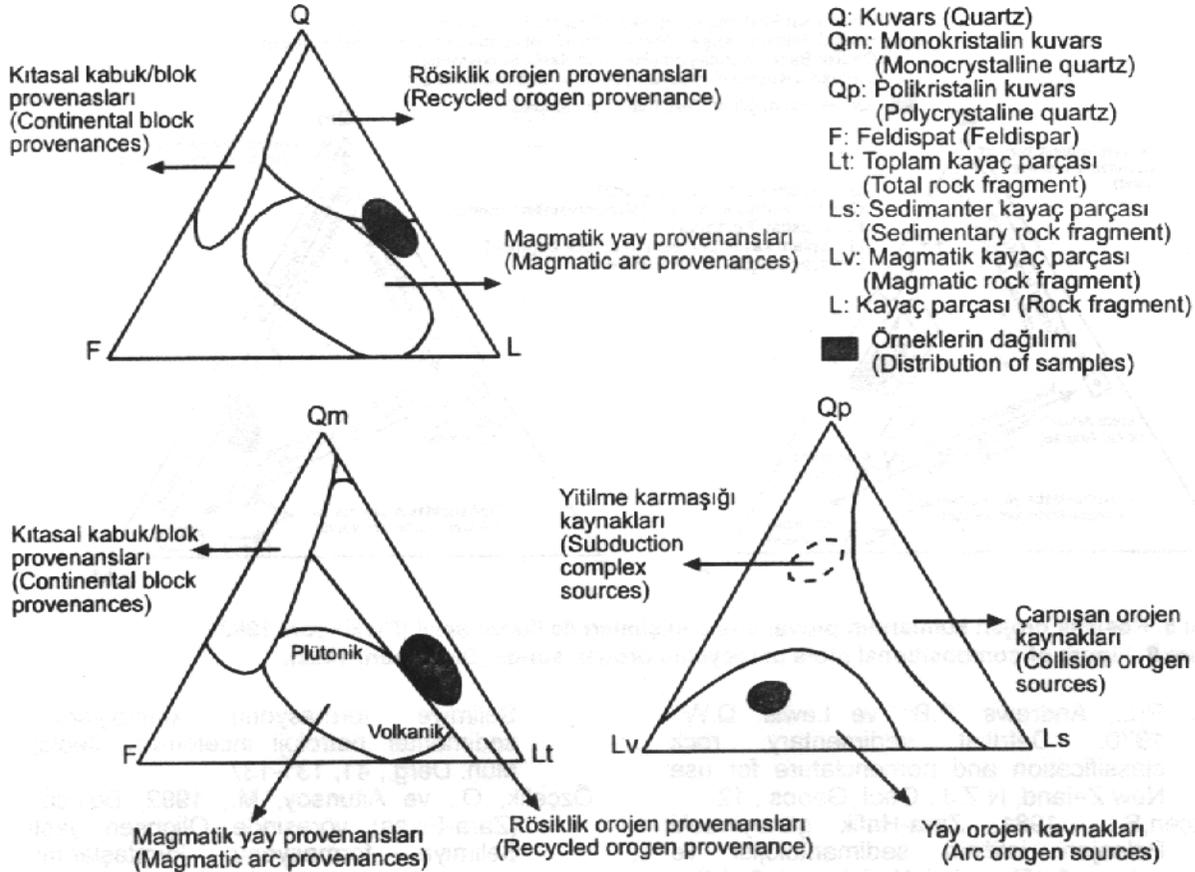
rediği ve yeniden işlendiği yorumunu yapabilmek olasıdır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, katkıları nedeniyle C.Ü. Araştırma Fonu'na, Prof.Dr.Hüseyin YALÇIN (C.Ü.) ve Yrd.Doç.Dr. Mehmet ALTUNSOY'a (C.Ü.) içtenlikle teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

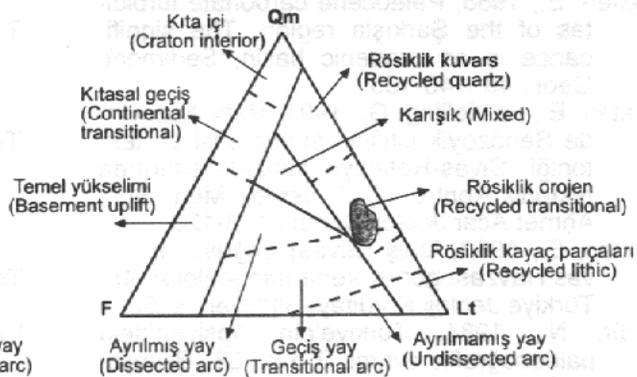
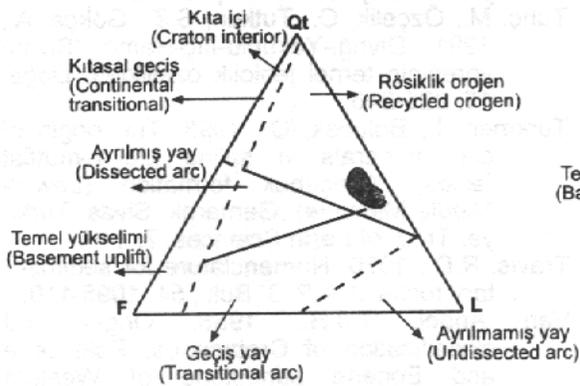
- Altunsoy, M., 1993, Karacaören (İmranlı)-Diktaş (Divriği) yöresi Tersiyer yaşlı çökellerin sedimanter petroloji, petrol ana kaya ve organik fasiyes özellikleri, C.Ü. Fen Bilimleri Enst. Doktora tezi, 278 s. (Yayımlanmamış).
- Altunsoy, M., ve Özçelik, O., 1995, Karacaören (İmranlı)-Diktaş (Divriği) yöresi Tersiyer çökellerinin sedimanter petrolojisi, S.D.Ü. Müh.-Mim.Fak.Derg., 8, 61-76.
- Dickinson, W.R., ve Succec, C.A., 1979, Plate tectonics and sandstone composition, A.A.P.G. Bull., 63, 2164-2182.
- Dickinson, W. R., 1982, Composition of sandstones in circum pasific subduction complexes and fore-arc basins, A.A.P.G. Bull., 66, 121-137.
- Dickinson, W. R., L.S. Beard, G.R. Brakenridge, J. L. Erjavec, R.C. Ferguson, K.F. Inman, R. A. Knepp, F. A. Lindberg and P. T.



Şekil 6. İnceleme alanındaki kumtaşlarının tectonosedimanter sınıflaması (Dickinson ve Suczec, 1979).
Figure 6: Tectonosedimentary classification of investigated area, after Dickinson and Suczec (1979).

Qt: Toplam kuvars (Total quartz)
Qm: Monokristalin kuvars (Monocrystalline quartz)
F: Feldispat (Feldspar)
Lt: Toplam kayaç parçası (Total rock fragment)
L: Kayaç parçası (Rock fragment)

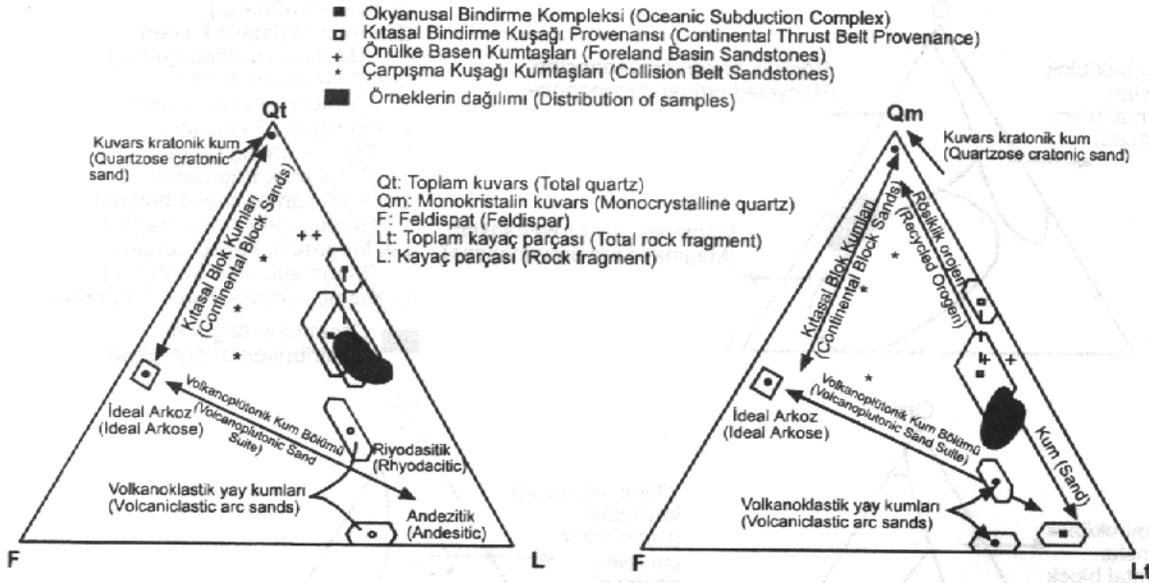
■ Örneklerin dağılımı (Distribution of samples)



Şekil 7. İnceleme alanındaki kumtaşlarının Dickinson ve diğ., (1983)' ne göre geçiş provenansları.
Figure 7. Transitional provenance of investigated area sandstones, after Dickinson et al., (1983).

Ryberg, 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, Geol. Soc. American Bull., 94, 222-235.

Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstone. In: Provenance of arenites (Edited by G.G.Zuffa), p. 333-361., NATO ASI series C, v. 148, Reidel Dordrecht.



Şekil 8. Rösiklik orojen kumlarının provenans değişimleri ile ilişkili şekil (Dickinson, 1982).
Figure 8. Figure of compositional plots of recycled orogen sands (Dickinson, 1982).

- Folk, R.L., Andrews, P.B., ve Lewis, D.W., 1970, Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use New Zeland, N.Z.J., Geol. Geops., 12.
- Gökçen, S.L., 1981, Zara-Hafik güneyindeki Paleojen istifinin sedimantolojisi ve paleocoğrafik evrimi, *Yerbilimleri*, 8, 1-25.
- Gökçen, S.L., ve Kelling, G., 1985, Oligocene deposit of the Zara-Hafik region (Sivas-Central Turkey): Evolution from storm-influenced shelf to evaporitic basin, *Geologische Rundschau* 74/1, 139-153.
- Gökten, E., 1983, Şarkışla (Sivas) güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik Evrimi, *T.J.K. Bülteni*, c.26, 167-176.
- Gökten, E., 1986, Paleocene carbonate turbidites of the Şarkışla region; The significance in an orogenic basin, *Sediment. Geol.*, 49, 143-165.
- Gökten, E., ve Kelling, G., 1991, Hafik kuzeyinde Senozoyik istifinin stratigrafisi ve tektoniği: Sivas-Refahiye havzası sınırında tektonik kontrol, *Ç.Ü. Jeoloji Müh. Böl., Ahmet Acar Jeoloji Semp.*, 113-123.
- Gökten, E., 1993, Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas Havzası güney kenarının jeolojisi: 45. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildirileri, s. 68.
- Görür, N., 1984, Türkiye'nin Apsiyen'deki paleocoğrafik evrimi, *T.J.K. 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özleri*, 12-14.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı, *MTA Derg.*, 56, 26-30.
- Özçelik, O., 1991, Celalli ve Karayün (Sivas) yöresinde Hafik formasyonu kumtaşlarının provenansları, *Geosound*, 19, 129-140.
- Özçelik, O., ve Altunsoy, M., 1991, Bolucan (Zara-Sivas) yöresinde Oligosen yaşlı

- Selimiye formasyonu kumtaşlarının sedimenter petroloji incelemesi, *Jeoloji Müh. Derg.*, 41, 131-137.
- Özçelik, O., ve Altunsoy, M., 1992, Bolucan (Zara-Sivas) yöresinde Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu kumtaşlarının sedimenter petroloji incelemesi, *Jeoloji Mühendisliği*, 41, 131-137.
- Potter, P.E., 1978, Petrology and chemistry of modern big river sands, *Jour. Geology*, 86, 423-449.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Bilgiç, T., Gürbüz, M., Ünay, E., Ozaner, S. ve Tüfekçi, K., 1987, Şarkışla-Gemerek dolaylı Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimantolojisi ve jeomorfolojisi, *MTA Rap. No: 2119*.
- Tunç, M., Özçelik, O., Tutkun, S.Z., Gökçe, A., 1991, Divriği-Yakuplu-Ilıç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeolojik özellikleri, *Doğa*, 15, 225-245.
- Türkmen, İ., Bölücek, C., 1998, The origin of clay minerals in salina playa-mutflat facies, Yeniçubuk formation (Lower-Middle Miocene), Gemerek, Sivas, Türkiye, *Tr. J. of Earth Sciences*, 7, 1-10.
- Travis, R.D., 1970, Nomenclature for sedimentary rocks. *A.A.P.G. Bull.*, 54, 1095-1107.
- Van Andel, T.J.H., 1958, Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstone of Western Venezuela: *A.A.P.G. Bull.* 42, 734-763.
- Yalçın, H., 1997, Eosen yaşlı denizaltı volkanizması ile ilişkili İç Kuzey Anadolu zeolit oluşumları, *C.Ü. Müh.Fak. Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 14, 43-56.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995, Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey), *Clays Clay Min.*, 43, 705-717.

ROCK-EVAL PİROLİZ ANALİZİNDE VE VERİLERİN YORUMLANMASINDA KARŞILAŞILAN BAZI PROBLEMLER

SOME PROBLEMS ON THE ROCK-EVAL PYROLYSIS ANALYSIS AND DATA INTERPRETATION

Nazan YALÇIN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

ÖZ : Petrol jeolojisi çalışmalarında çeşitli jeokimyasal ve petrografik analiz teknikleri bulunmakta olup, petrol kaynak kayasının ısıl olgunluk ve petrol oluşturma potansiyelinin belirlenmesinde hızlı bir yöntem olan Rock-Eval pirolizi kullanılmaktadır. Bu yöntem ile başlangıçta organik madde miktarı ve tipi belirlenerek kaynak kaya yorumu yapılabilmektedir. Ancak her analizde olduğu gibi bu analiz sırasında da sonuca olumsuz etkisi olabilecek bazı noktalar bulunabilir. Karşılaşılan problemler; veri bolluğu, organik maddenin türü, olgunlaşmamış sedimentler, kömürlü ve ayrılmış örnekler, sondaj katkı maddeleri, bitüm ve göç etmiş petrol, mineral matriks etkisi, S3 (Rock-Eval pirolizi sırasında 400 °C nin altında oluşan CO₂) ve Tmax (hidrokarbon oluşumunun maksimum olduğu evredeki sıcaklık, °C) ile ilgili problemler, organik madde miktarı, örnek miktarı ve sülfür varlığı ile ilişkilidir.

ABSTRACT : There are several geochemical and petrographic analysis techniques in terms of petroleum geological exploration. Rock-Eval pyrolysis is used to rapidly evaluate the thermal maturation and petroleum generative potential of petroleum source rock. Firstly, quantity and type of organic matter are determined to obtain the information about source rock by Rock-Eval analysis. Some errors will may occur at the result of the tests due to the following factors. These factors are large amounts of data, very immature samples, variation in types of organic matter, coaly and altered samples, contamination by well additives, migrated oil and bitumen, problems associated with Tmax (temperature (°C) at the phase where the hydrocarbon generation is maximum) and S3 (generated CO₂ at temperature lower than 400 °C during Rock-Eval pyrolysis) effect of mineral matrix, organic-lean samples, sample weight and sulphur.

GİRİŞ

Petrol araştırmalarında karşılaşılan önemli problemlerden biri, olası kaynak kayanın hidrokarbon oluşturma potansiyelinin belirlenmesidir. Tüm kayaç örneğinin Rock-Eval piroliz (REP) analizi sonucunda, organik madde miktarı (TOC : Toplam Organik Karbon), tipi ve ısıl olgunluk değeri ile bu temel soruna yanıt verebilecek Hidrojen İndeksi (HI), Oksijen İndeksi (OI), Üretim İndeksi (PI) ve Potansiyel Verim (PY) gibi parametreler saptanabilmektedir.

REP sisteminde, örneğin; 550 °C ye kadar ısıtılmasını sağlayan bir fırın ve piroliz sırasında açığa çıkan gazları ölçen bir düzenek bulunmaktadır. Bu düzenek, piroliz ürünlerini bir tarafta Alev İyonizasyon Dedektörüne (FID), diğer tarafta da belirli bir ısı aralığında CO₂'in kapanmasını sağlayan tutucuya yönlendirmektedir. Bu dedektör, kayaç içindeki serbest hidrokarbonları ve kerojenin ısıl parçalanması

ile oluşan hidrokarbon bileşiklerinin belirlenmesini sağlamaktadır. Fırın içinde örnek seviyesine yerleştirilen platin bir sonda piroliz sırasındaki sıcaklıkları ölçmektedir.

Analizi yapılacak olan öğütülmüş 100 mg tüm kayaç örneği tavan ve tabanı geçirimli çelik bir hücre içine konularak, helyum atmosferinde 300 °C de 3-4 dakika işleme tabi tutulur. Sıcaklık dakikada 25 °C artırılarak 550 °C ye kadar piroliz işlemi yapılır. Bu işlem sırasında öncelikle 300 °C ye kadar çıkan serbest hidrokarbonlar (S1), 300 °C den sonra kerojenin ısıl parçalanması ile oluşan hidrokarbonlar (S2), 400 °C nin altında oluşan CO₂ (S3) ve hidrokarbon oluşumunun maksimum olduğu evredeki sıcaklık (Tmax, °C) belirlenmektedir. Bu değerler pirogramlarla ifade edilmektedir. Hidrojen İndeksi (HI: S2/TOC, mg HC/g Corg), Oksijen İndeksi (OI: S3/TOC, mg CO₂/g Corg), Üretim

İndeksi (PI : $S1/S1+S2$, ppm veya kg/ton) ve Potansiyel Verim (PY: $S1+S2$) değerleri de bu verilerden sağlanan diğer parametrelerdir.

Bu değerlerin elde edilmesi sırasında analiz veya örnek hazırlama işlemlerinde yapılan çeşitli hatalar ya da örnekler için bazı özellikler analiz sonuçlarını etkileyebilmekte ve yanlış ya da eksik yorumlara neden olabilmektedir. REP sırasında karşılaşılan bu problemlere aşağıda sırasıyla değinilecek ve çözümü için gerekli olan bilgilere yer verilecektir. Bu problemlerin en önemlileri şunlardır:

VERİ BOLLUĞU

Kuyulardan elde edilen örneklerde REP analizinin yapılmasıyla en güvenilir jeokimyasal yorumlar yapılabilmektedir. REP verileri ve buradan sağlanacak diğer bilgiler bilgisayar yardımıyla jeokimyasal log şeklinde düzenlenerek, yorumlamaya uygun hale getirilir (Espitalié ve diğ., 1984). Jeokimyasal loglarla kuyu veri değerlerindeki artışlar ve beklenmeyen anormal sonuçlar izlenerek, güvenilirliğinden emin olmayan veriler pirogramlarla kontrol edilir. Örnek alım aralığı oldukça önemli olup, verilerin daha güvenli olabilmesi için örneklerin sık aralıklarla alınması gerekmektedir. Bu nedenle yorumlamanın güvenilirliği açısından kuyulardaki her bir örnek için 9-18 m aralık uygun görülmektedir (Peters, 1986).

OLGUNLAŞMAMIŞ ÇÖKELLER

Olgunlaşmamış çökellerin pirogramları tipik olarak güçlükle ayırt edilebilen S1 ve S2 pikleri verirler. Bu nedenle S1 ve PI sonuçlarında beklenmeyen değerler görülebilir.

HI ve atomik H/C oranı; ya da OI ve atomik O/C oranı (Orr, 1983) arasındaki korelasyonlar, bazı nedenlerden dolayı olgunlaşmamış çökeller için güvenilir sonuçlar oluşturmaz. Bunlardan birincisi; HI ve OI değerleri REP analizinde tüm kayaç örneğinin analiz edilmesi ile elde edilirken, atomik H/C veya O/C değerlerini veren elementel analiz için kayaçtan çeşitli işlemlerle ayrılarak yoğunlaştırılan kerojenin kullanılmasıdır. Elementel analiz sırasında, organik madde, kerojenin hazırlanma işlemleri sırasında ayrılmış olabilir (Durand ve Nicaise, 1980). Piroliz analizi, elementel analize göre daha güvenilir gibi görünse de piroliz işleminde de kayacı oluşturan bazı mineraller analiz sonuçlarını etkileyebilir. REP, olgunlaşmamış çökellerin önemli piroliz ürünleri olan su ve hidrojeni ölçmemektedir. Sonuçta farklı türdeki organik maddelerin piroliz sonuçları da birbirinden farklı olabilmektedir.

ORGANİK MADDE TÜRÜ

Kayaçlar içinde bulunan organik maddeler genellikle tek bir tür olmayıp çeşitlilik sunmaktadır. Bu nedenle de HI-OI diyagramlarında birçok örnek belirli bir kerojen tipini ifade eden çizgilerde değilde farklı tip kerojen çizgileri arasında yer alabilmektedir. REP verilerinden biri olan S2 değeri ile toplam organik karbon (TOC) değeri arasında belirgin bir ilişki bulunmaktadır. Yüksek toplam organik karbon değerine sahip örnekler genellikle büyük S2 değeri göstermektedirler. Ancak örnekler arasında kerojen türlerinin farklı olması nedeniyle bir örnek çok yüksek TOC değerine sahip olsa da küçük bir S2 piki oluşturabilir. Buna örnek olarak Çizelge 1'de Montana'daki bir kuyudan elde edilen piroliz sonuçları verilebilir. Çizelgede görüldüğü gibi 594 m ile 602 m'den alınan iki örneğin TOC değerleri yaklaşık eşit olmasına rağmen S2 değerleri birbirinden oldukça farklıdır. Bu örneklerin HI ve OI değerleri incelendiğinde, 594 m'deki örneğin petrol oluşturma özelliği olan II. Tip organik madde içerdiği, 602 m'dekininki ise gaz oluşturmaya eğilimli III. Tip organik madde içerdiği belirlenmiştir.

Piroliz verileri ile daha güvenilir bir yorumlama yapabilmek için bu değerlerin atomik H/C oranlarıyla denetlenmesi gerekmektedir. Ayrıca maseral bileşimi ile piroliz sonuçları arasında da korelasyon bulunabilir. Daha önce bahsedilen Montana'daki kuyu örneklerinin mikroskobik çalışmaları ile 594 m'deki örneğin atomik H/C oranının 1.15 olduğunu ve % 90 oranında amorf organik madde içerdiği belirlenmiştir. 602 m'den alınan örneğin ise atomik H/C oranının 0.75 olduğu, % 85 oranında ilksel özelliği bozulmamış organik madde ile % 10 oranında kalıntı organik madde içerdiği saptanmıştır. Ayrıca organik madde tanımlamaları Karbon Monoksit (CO) pirogramları ile de desteklenebilir (Daly ve Peters, 1982).

Maseral bileşimlerinin tanımlanmasındaki petrografik yöntemler de kusursuz değildir. Organik madde türlerinden "amorf" organik madde, HI-OI ve H/C-O/C diyagramlarında, genellikle petrol oluşturmaya eğilimli I. Tip ve II. Tip kerojenlere karşılık gelmektedir. Ancak, bütün amorf organik maddeler iyi derecede petrol oluşturma potansiyeline sahip değildir (Tissot ve Welte, 1984). Özellikle petrol oluşturma eğilimindeki amorf organik madde tanımlanmasında Ultraviyole Floresans Mikroskobu kullanılmaktadır. Bu tür çalışmalar sonucunda elde edilen amorf organik madde yüzdelere göre yararlanılarak HI-OI diyagramlarında konturlama yapılabilmektedir. Buna örnek olarak, Kuzey Denizi'nde, Kimmerisiyen-Voljiyen yaş aralığından

Çizelge 1. Montana'daki bir kuyudan seçilen karot örnekleri için toplam organik karbon (TOC) ve REP sonuçları (Peters, 1986).
Table 1. Total Organic Carbon (TOC) and REP results for selected core samples from a well in Montana (Peters, 1986).

| Derinlik | LİTOLOJİ | TOC (%) | S1 | S2 | S3 | Tmax (°C) | PI | HI | OI |
|----------|-------------------------------------|---------|------|-------|------|-----------|------|-----|-----|
| 594 | Koyu gri, laminalı kalkerli şeyl | 3.54 | 1.77 | 23.81 | 1.21 | 422 | 0.07 | 673 | 34 |
| 602 | Koyu gri, masif, kalkerli şeyl | 3.56 | 0.28 | 2.96 | 1.21 | 427 | 0.09 | 83 | 34 |
| 612 | Gri, masif şeyl | 1.04 | 0.04 | 0 | 0.55 | - | 0 | 0 | 53 |
| 631 | Siyah, kırılğan, kalkerli şeyl | 2.43 | 0.09 | 0.56 | 0.62 | 432 | 0.14 | 23 | 26 |
| 632 | Gri renkli, kalkerli şeyl | 0.38 | 0.05 | 0.25 | 0.51 | 432 | 0.17 | 66 | 134 |
| 637 | Kahverengi silttaşı (Petrol lekeli) | 0.61 | 3.61 | 4.08 | 0.12 | 415 | 0.47 | 669 | 20 |
| 654 | Gri, masif şeyl | 0.52 | 0.04 | 0.14 | 0.45 | 422 | 0.22 | 27 | 87 |

alınan bir çok örneğe ait amorf organik madde yüzde değerlerinin kullanıldığı Şekil 1'deki kontur diyagram verilebilir.

Daha önce belirtildiği gibi, amorf organik maddelerin tamamı petrol oluşturmaya özelliğine sahip değildir. Şekil 1'deki örneklerin büyük bir kısmı düşük HI (<150 mg HC/ g Corg) değeri göstermekte ve bu örnekler gaz oluşturma özelliğine sahip III. Tip organik maddeyi temsil etmektedir.

KÖMÜRLÜ ÖRNEKLER

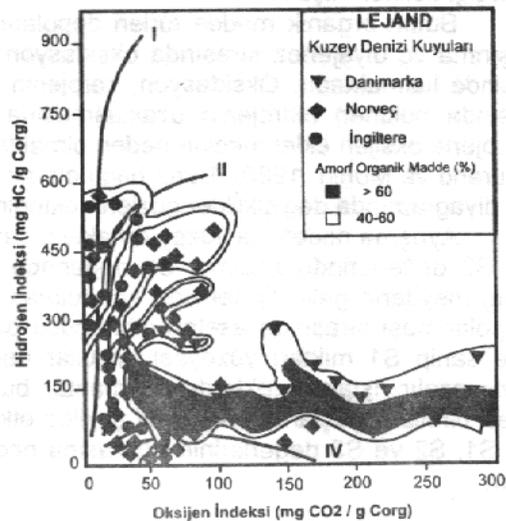
Bilindiği üzere kömürler bitkisel kökenlidir. Ancak kömürlü örnekler REP yöntemi ile analiz edildiklerinde sonuçlar beklenildiği gibi HI-OI diyagramında III. Tip kerojen aralığında yer almaz. Bu nedenle organik madde türlerinin belirlenmesinde HI-OI diyagramı tek başına yeterli değildir. Kömür maseralleri belirgin olduğunda, organik madde türü atomik H/C-O/C diyagramı ve organik petrografi ile kolaylıkla tanımlanabilmektedir. Elementel analiz ve mikroskopik çalışmalar sonucunda III. Tip organik madde oluştuğu belirlenen bazı kömürlerin HI-OI diyagramlarında II. Tip ve III. Tip kerojen aralıkları arasında yer alması elementel analiz ve REP analizi arasındaki farktan veya büyük liptinit yüzdesi nedeni ile oluşan yüksek HI değerlerinden kaynaklanabilmektedir (Şekil 2). Piroliz sırasında HI tüm kayaç kullanılarak tanımlanmaktadır ve bu ürünler yalnızca 300-500 °C arasındaki sonuçlardır. Alev iyonizasyon Dedektörü, yalnızca karbon kütlesi ve karbon-hidrojen bağına göstermektedir ve HI değeri önemli piroliz ürünlerinden olan su ve hidrojen miktarını içermemektedir. Buna karşın bu iki piroliz ürünü H/C için ölçülmektedir.

Vitrinit yansıması değeri (Ro) % 0.6 dan küçük olan düşük olgunluktaki kömürler piroliz sırasında büyük miktarda CO₂ ve atomik O/C oranı ile genellikle uyumlu olan OI değerleri verirler. Buna karşın, olgunlaşması daha yüksek olan kömürler, atomik O/C oranlarına göre

beklenen değerlerden daha düşük OI değerleri gösterirler. Bunun nedeni olgunlaşmış kömürlerde (Ro=% 0.6 değerinden büyük), fazla miktardaki pirolitik oksijen, REP ile analiz edilemeden CO şeklinde serbestleşmektedir. Bu, Teichmüller ve Durand (1983) tarafından belirlenen O/C atomik oranı ve piroliz sonucu elde edilen CO₂ arasındaki doğrusal olmayan ilişkiyi açıklayabilir.

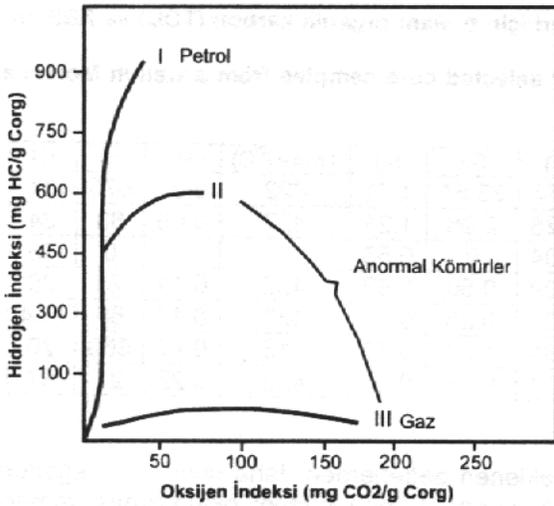
AYRISMIŞ ÖRNEKLER

REP sırasında, yüzeysel koşullar nedeniyle oksitlenmiş, yüksek olgunlukta veya IV. Tip kerojenler genellikle yüksek Tmax değeri ya da yetersiz S2 piki gösterirler. IV. Tip kerojenler, maseral bileşimi ve vitrinit yansıması özellikleri ile mikroskopta kolaylıkla tanınabilir. Bu tip kerojenler, yüzeysel ortam koşullarında oksijen-



Şekil 1. HI-OI diyagramı üzerinde amorf organik madde yüzdelilerinin konturlarla gösterilmesi (Peters, 1986).

Figure 1. HI vs OI plot showing contours of percent amorphous organic matter (Peters, 1986).



Şekil 2. Kömür bileşenlerinin HI-OI diyagramı ile gösterilmesi (Peters, 1986).
Figure 2. HI vs. OI plot showing range of coal compositions (Peters, 1986).

ce zengin sular tarafından kolaylıkla oksitlenebilen siltaşı ve kumtaşları içinde oldukça yaygındır. Bu duruma örnek olarak Montana'daki bir kuyudan alınan 612 m'deki örnek (Çizelge 1) gösterilebilir. Bu örnek kalıntı organik madde bakımından zengin, olgunlaşmamış bir kayadır ve TOC değeri % 1.04 olmasına rağmen piroliz piki göstermemektedir. Yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen veriler, bunun kalıntı organik madde olduğunu ortaya koyarken, organik petrografi ile örneğin % 60'ın üzerinde inertinit içerdiği belirlenmiştir.

Bütün organik madde türleri depolanma, taşınma ve diyajenez sırasında oksidasyon etkisinde kalmaktadır. Oksidasyon, kerojenin yapısında bulunan hidrojenin uzaklaşmasına ve kerojene oksijen eklenmesine neden olmaktadır (Durand ve Monin, 1980). Buna bağlı olarak HI-OI diyagramında değişiklikler gözlenmektedir.

Ayrışma nedeniyle yüzey örneklerinde S1 ve S2 değerlerinde azalma, S3 değerinde ise artış meydana gelir. Örneklerin kurutulması ve depolanması sırasında aseton gibi uçucu özelliğe sahip S1 miktarı yüzeysel koşullar nedeniyle azalır. Islak örneklerde de mantar büyümesi piroliz sonuçlarını önemli bir şekilde etkiler ve S1, S2 ve S3 değerlerinin artmasına neden olur.

SONDAJ KATKI MADDELERİ

Sondaj çalışmaları sırasında petrol ve su bazlı çamur katkı maddeleri ile yağlayıcı maddelerin kullanımı, kayaçtaki yerli organik mad-

denin REP analizleri ile elde edilen S1, S2, S3 ve Tmax değerlerine etki etmektedir.

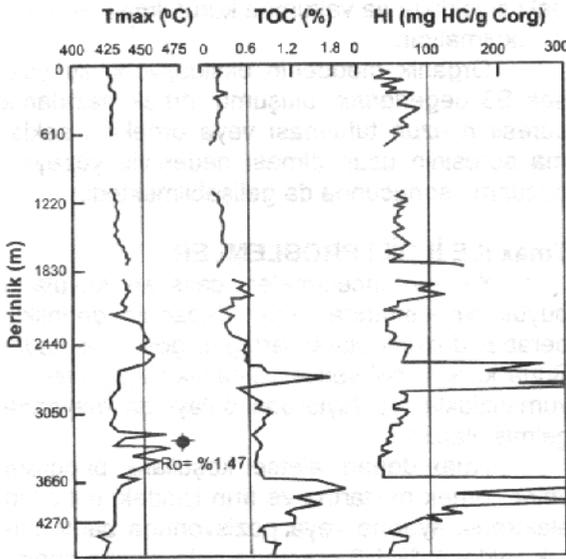
Bu kirlenmeler genellikle Tmax değerini düşürücü bir etki yaratmaktadır. Buna benzer problemler, petrol göçü veya büyük miktardaki bitümden dolayı da gelişebilmektedir (Clementz, 1979). Doğal ve göç etmiş kirlenmeleri birbirinden ayırmak da bu tür çalışmalar sırasında oldukça önemlidir. Kuyu operatörü, çalışmalar sırasında katkı maddelerinin hangi derinliklerde kullanıldığını belirleyebilir. Bunun yanı sıra, Gaz Kromatografisi ve diğer analizler problemin çözümünde yardımcı olabilir.

Piroliz sonuçlarına, odunsu organik maddeler, polietilen, yağ damlaları ve gilsonitler gibi çeşitli kirleticiler, Tmax değerlerini yükseltici veya düşürücü etkiler yapmaktadır. Bununla beraber bütün organik kirleticiler, HI değerini artırıcı bir özelliğe sahiptir. Piroliz verileri kullanarak güvenilir bir yorumlama yapabilmek için örnek hazırlama sırasında çok dikkatli olunmalıdır. Binoküler mikroskop kullanılarak, ya da suda çözünebilen kirleticiler analizden önce yıkılarak örnekten ayrılması sağlanmalıdır.

Şekil 3, Cathedral River kuyusu (Alaska) için hazırlanmış, çeşitli kirlenme etkileri görülen jeokimyasal bir logdur. Görüldüğü gibi derinlikle birlikte Tmax değerindeki dereceli artış 2590'm de aniden sona ermektedir. Tmax değerindeki ani azalışa paralel olarak aynı derinliklerde TOC ve HI değerinde ani bir artış meydana gelmektedir. Piroliz sonuçlarının üzerindeki bu değişikliklerin yağ damlalarına benzer sentetik bir polimerin katılımı sonucunda geliştiği belirlenmiştir. Log üzerinde, yaklaşık 3350 m de Tmax, vitrinit yansımaları ölçümlerine göre beklenen değerlere (Ro=%1.47) geri dönmektedir. Buna karşın, yaklaşık 3660'm de TOC ve HI değerlerinin ikisi birden artarken, Tmax değeri tekrar keskin bir biçimde azalır. Buna neden olan sebep ise, sondaj çalışmaları sırasındaki ikinci bir polimer enjeksiyonudur (Peters, 1986).

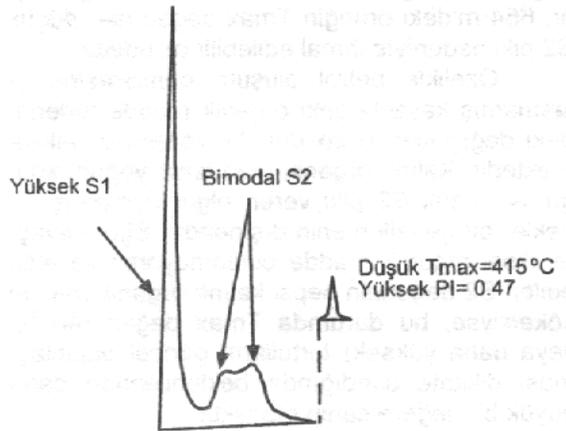
BİTÜM VE GÖÇ ETMİŞ PETROL

Yerli bitüm ve göç etmiş petrol, Tmax ve S2 değerlerini etkilemektedir (Clementz, 1979). Petrol bazlı çamur katılımı veya petrol göçü ile kirlenmiş kayaçların piroliz sonuçları, üretim indeksi (PI) 0.2 ve S1/TOC değeri 0.3 den büyük olan olgunlaşmamış kayaçların (Tmax değeri 435 °C den düşük) piroliz sonuçlarına benzerdir. Ancak bu problem, bitüm veya kerojen-petrol oranı düşük olduğunda çok önemli değildir. Ağır petrol ve petrol bazlı katkılardan dolayı kirlenmiş olduğundan şüphelenilen örnekler, analizden önce organik çözücü ile çalkalanarak, kirlenici maddelerden temizlenir.



Şekil 3. Kuyu katkı maddeleri sonucunda kirlenmiş bir kuyunun jeokimyasal logu (Cathedral river kuyusu, Alaska) (Peters,1986).

Figure 3. Abbreviated geochemical log for ditch cuttings from Cathedral River well, Alaska (Peters,1986).



Şekil 4. Petrol göçü ile kirlenmiş bir silttaşı pirogramı (Peters, 1986).

Figure 4. Pyrogram of siltstone contaminated by migrated oil (Peters,1986).

Ancak, bu işlem sırasında kayaç içindeki serbest hidrokarbonlar (S1) çözücü ile tepkimeye girerek tamamen yok olur veya çok az miktarda kalır.

Doğal kirlenmelerin en çok görüldüğü yerler, petrol göçünün olduğu iri taneli ve organik maddece fakir, kırıklı kayaçlardır. Eğer incelenen örneklerde kirlenme olduğu belirlenmemişse, bu kayaçlar yüksek HI değerlerine göre olduğundan daha verimli bir kaynak kaya

olarak değerlendirilebilir. Bu tip kirlenmeler pirogramlarla da belirlenebilmektedir. Çizelge 1'deki 637 m'deki silttaşı kirlenmiş bir örnektir ve pirogramı Şekil 4'de görülmektedir. Kirlenmiş kayaçların piroliz sonuçlarında genellikle 2 mg HC/ g kaya 'dan büyük S1 piki, yüksek PI ve bimodal S2 piki görülmektedir. Özellikle bimodal S2 pikinin oluşumu kayaçtaki kirlenmeyi gösteren en önemli veridir. Eğer, 637 m'deki (Çizelge 1) bu petrol lekeli silttaşıdaki kirlenmeler önceden tanımlanamamışsa, yüksek HI değeri (669 mg HC/g Corg) bu kayacın petrol oluşturan bir petrol kaynak kayası olarak yorumlanmasına neden olacaktır.

MİNERAL MATRİKS ETKİSİ

TOC değeri % 5 den düşük olan kilce zengin kayaçlarda HI değeri, mineral matriksdeki pirolitik organik bileşenlerin adsorpsiyonundan dolayı azalma, Tmax değeri ise artma eğilimi gösterir. Matriksteki adsorpsiyon genellikle illit, montmorillonit, kalsit, kaolinit sırasına göre azalır (Espitalié ve diğ., 1980). Bazı araştırmacılar mineraller ve kerojenlerin sentetik karışımlarında, pirolizatın (S2) % 85'den fazlasının illit matriks tarafından tutulmuş olabileceğini belirtmişlerdir (Dembicki ve diğ., 1983). Elde edilen bazı veriler yardımıyla, şişme özelliğine sahip üç tabakalı killerin, saklanan piroliz ürünleri içinde çok aktif olduğu ve bu tip killerin, düşük moleküler ağırlıklı bazı bileşenlerin dönüşümünde katalizör olarak etkin rol oynayabileceği belirlenmiştir (Davis ve Stanley, 1982). III. Tip kerojen, I. ve II. Tip kerojene göre daha az pirolizat oluşturması nedeniyle bu tür problemlere daha açıktır. Bu nedenle, özellikle kayaç içindeki organik madde ve kil oranı düşük ise tüm kayaç piroliz sonuçları ile aynı kayacın kerojeninden elde edilen elementel analiz sonuçlarının korelasyonu doğru sonuçlar vermeyebilir. Tüm kayaç içindeki killerin kısmi adsorpsiyonu, piroliz ürünlerinin (S1, S2, S3 ve Tmax) oluşumunu geciktirmekte, bunun sonucunda da yüksek Tmax değeri meydana gelmektedir. Mineral matriks tarafından adsorplanmış piroliz verilerinin bazıları, kolaylıkla uçucu olmayan kalıntı organik maddeye dönüşmekte, böylece HI ve S2 değerleri azalmakta, bu değerler kilsiz kerojenin pirolizine benzemektedir.

S1 ve S2 pik boyutları, organik madde ve mineral matriks tipine, ayrıca matriks-organik madde oranına bağlıdır. Bu nedenle, analizler sırasında tüm kayaç ve kerojen örnekleri tartılarak, analiz edilen her bir örnekte karbon miktarının yaklaşık olarak eşit miktarda olmasına dikkat edilmektedir.

Isparta güneyinde Miyosen yaşlı çökel-lerde yapılan organik fasiyes çalışmalarında incelenen örneklerin bazılarında görülen düşük HI değerlerinin düşük TOC ve matriks etkisi ile geliştiği belirlenmiş, ancak, Tmax değerlerinin petrol oluşum zonundaki ısıyı vermesi, kirlenme etkisinin düşük olmadığını bu birimler için göstermiştir (Altunsoy, 1998). Suğla Gölü (Konya) güneyindeki Paleozoyik yaşlı birimlerinde yapılan çalışmalarda gri, koyu gri ve siyah renkli, bol miktarda kavkı parçaları içeren Karbonifer ve Permiyen yaşlı tortul kayalarda düşük TOC ve HI ile yüksek OI değerleri elde edilmiş, ancak, burada incelenen birimlerde düşük sülfür değerlerinin de bulunması, düşük TOC miktarını açıklamadığından, bu durum mineral matriks etkisine bağlanmıştır (Özçelik ve diğ., 1998).

S3 İLE İLGİLİ PROBLEMLER

Kirlenmeler, katı solüsyonlar (Katz, 1983) ve organik asitlerin pirolitik ürünleri, maksimum kapanlanma sıcaklığı 390 °C nin altında karbonat bileşiminden CO₂ oluşumunu sağlamaktadır. TOC değeri % 0.5'den küçük örneklerde oluşan bu inorganik CO₂ beklenmeyen OI değerinin oluşumuna neden olmaktadır. S3 değerinde gelişebilecek bu tip hataları ortadan kaldırmak amacıyla, incelenen örnekler analizden önce 2NHCl ile asitlenmektedir. Asitlemeler sırasında, S1 değerinin mümkün olduğunca az zarar görmesi için, sıcaklığın düşük olmasına dikkat edilmelidir. OI problemlerini çözmede kullanılan bir diğer yöntem, farklı olgunlaşma aralıklarını gösteren HI-OI diyagramlarına göre daha kullanışlı olan HI-Tmax diyagramlarıdır (Espitalié ve diğ., 1984).

TOC değeri % 0.5 den küçük olan örneklerde meydana gelen anormal OI değerleri, adsorplanmış CO₂ veya oksijenden dolayı gelişmiş olabilir. Piroliz sonucunda elde edilen S3 değeri, piroliz düzeneğindeki eritme ve doldurma kaplarında bulunan örneklerde oksijen ve CO₂ adsorplanması nedeniyle, asitleme oranı ve zamanına duyarlıdır. Eğer asitleme eksikse, adsorbe O₂ ile organik maddenin kısmi yanmasından oluşan CO₂ S3 değerine etki edebilir.

S3 değeri, özellikle aletsel problemlere çok duyarlıdır. CO₂ kapanının iyi korunamaması, kapanda kirlenmenin birikmesine neden olur ve kirlenme nedeniyle örneklere eklenen çeşitli gazlar S3 değerinin hatalı olmasına yol açar. CO₂ kapanındaki moleküler tutucunun bu nedenle düzenli olarak değiştirilmesi gerekmektedir. Hatalı değerler, aletlere hava sızıntısının olması veya kirli krozelardan dolayı da gelişmektedir. Analizden önce, kullanılan bütün krozeler aseton ile yıkanmalı, 110 °C nin altın-

daki sıcaklıklarda vakumda kurutulmalı ve maşa ile tutulmalıdır.

Organik maddenin oksidasyonu ile yüksek S3 değerlerinin oluşumu, örnek hazırlama süresinin uzun tutulması veya örnekleri saklama süresinin uzun olması nedeniyle yüzeysel bozunma sonucunda da gelişebilmektedir.

Tmax İLE İLGİLİ PROBLEMLER

Yapılan incelemeler, çalışılan kuyuların büyük bir kısmında Tmax değerinin derinlikle beraber düzenli olarak arttığını göstermektedir. Buna karşın, bahsedilen sıcaklık değişimleri uyumsuzluklar ve faylardan dolayı da meydana gelmiş olabilir.

Tmax değeri, aletsel koşullara, pirogram tipine, örnek miktarına ve fırın içindeki ısıtıcının elektronik ayarına veya pozisyonuna bağlı olarak yaklaşık % 1-3 oranında hata payına sahiptir. S2 değeri % 0.2 mg HC/ g'dan daha düşük olan örnekler için bu kural genelde geçerli değildir ve ihmal edilebilir ölçüdedir.

Çizelge 1'de görülen, genel Tmax artış doğrultusu baz alındığında, 637 ve 654 m'deki örneklerin Tmax değerleri anormal sonuçlar oluşturmaktadır. 637 m'deki örneğin düşük Tmax değeri petrol göçü sonucunda meydana gelmiştir. 654 m'deki örneğin Tmax değeri ise düşük S2 piki nedeniyle ihmal edilebilir ölçüdedir.

Özellikle petrol oluşum penceresine ulaşmamış kayalardaki organik madde türlerindeki değişimler Tmax-derinlik yönelimini etkilemektedir. Kalıntı organik maddenin yoğun olduğu ve düşük S2 piki veren olgunlaşmamış örnekler bu genellemenin dışındadır. Eğer kayaçta ilksel organik madde bulunmuyorsa ve elde edilen S2 değerinin hepsi kalıntı organik madde kökenliyse, bu durumda Tmax değeri (40 °C veya daha yüksek) tortulların güncel olgunlaşması dikkate alındığında beklenilenden daha büyük bir değere sahip olacaktır.

Genellikle, büyük miktarda kalıntı organik madde içeren ve olgunlaşmamış (Ro değeri 0.6 dan küçük olan) örneklerin Tmax değerlerinde yaklaşık 10 °C nin üzerinde bir değişiklik oluşabilir. Eğer, kerojen tek bir maserelden oluşuyorsa Tmax' daki değişiklik 20 °C civarına kadar ulaşabilir.

Petrol kaynak kayalarının organik madde türlerinin aynı olmaması nedeniyle, petrol oluşum zonu eşik değerlerine ait Tmax değerleri de farklıdır. Kaynak kayaların çoğu, petrol oluşum zonuna yaklaşık olarak 435 °C de girmektedir. Petrol oluşum zonu başlangıç değerinin, diğer kerojen tiplerine göre I.Tip kerojende daha yüksek olduğu belirtilmektedir (Tissot ve diğ., 1978). Bunun nedeni ise, I.Tip kerojenin ısısal

parçalanmaya uygun heteroatomik bantlarının nadir olması ve çapraz-uzun güçlü alifatik zincirlerden dolayı daha uzun süre direnç gösterebilmesidir. Ağır petroler, REP sırasında, S1 den daha çok S2 piki vermekte, bunun yanısıra bimodal S2 piki ve düşük Tmax değeri oluşturmaktadır (Clementz ve diğ., 1979).

Bahsedilen bu sonuçlar, katı bitüm (gilsonit gibi) veya rezinit gibi maserallerin etkileri sonucunda da gelişmiş olabilir. Bunlar, içinde buldukları kayaçlar içinde Tmax değerlerini yükseltme eğiliminde olmalarından dolayı rezinitlerden farklıdır. Rezinit, liptinit grubundan, fosil ağaç rezini içeren bir maseraldır ve genellikle olgunlaşmamış (R₀ değeri % 0.6 dan düşük ve Tmax değeri 400-420 °C arasında), karasal kökenli örneklerde bulunmaktadır. Kayaç içinde önemli miktardaki birincil (yerli) yada ikincil (taşınmış) rezinit Tmax değerini düşürür. Bu redüksiyonun oluşumu rezinitten elde edilen S2 değeri kerojenden elde edilen değerden küçük olduğunda gerçekleşir. Çözülebilir rezinit için doğru Tmax değeri örneğin piroliz öncesinde çözücü ile reaksiyona sokulması ile elde edilebilir. Buna rağmen birçok pirobitüm ve bazı rezinitler organik çözücülerde çözünmemektedirler.

Karbonatça zengin kayaçlardan kilce zengin olanlara geçişlerde Tmax değeri ani artış gösterebilir. Bu artış 10°C'a kadar ulaşabilir.

ORGANİK MADDE AZLIĞI

REP piroliz işlemi sırasında, TOC değeri % 5 den az olan kayaçların mineral matriks etkisi ile piroliz ürünlerinin bir kısmı adsorbe edilmektedir. Piroliz ürünlerinin adsorbsiyonu sonucunda, S2 ve H1 değerleri azalırken, Tmax ve OI değerleri artmaktadır.

Özellikle TOC miktarı düşük olduğunda, küçük S2 veya S3 pikleri nedeniyle H1 ve OI değerleri çok doğru sonuçlar vermeyebilir. Çünkü S2/TOC ve S3/TOC değerleri kullanılamayacak ölçüde küçük rakamlar oluşturmaktadır.

Suğla Gölü güneyindeki Paleozoyik yaşlı birimlerde yapılan çalışmalar sonucunda organik madde miktarının son derece düşük oluşu ve kalıntı türdekilerin bol miktarda yer alması, REP pirolizlerinde H1 değerinin hiç bulunmamasına ya da çok düşük sonuçlar vermesine neden olmuştur (Özçelik ve diğ., 1998).

ÖRNEK MİKTARI

REP analizleri ile elde edilen S1, S2, S3, ve Tmax gibi parametreler, analiz sırasında kullanılan örnek miktarından etkilenmektedir. Bu nedenle analiz yapılacak örneklerin hepsinin yaklaşık aynı ağırlıkta (100 mg) olmasına

dikkat edilmektedir. Örnek miktarı belli bir eşik değerinin altında olduğunda, S1, S2, S3 değerlerinde azalma ve Tmax değerinde de artış meydana gelmektedir. Şekil 5 de buna ilişkin bir örnek verilmiştir (Peters, 1986).

Analizde kullanılacak örnek miktarı, aletin çeşitli özellikleri dikkate alınarak belirlenmektedir. Bu nedenle örnek miktarları, kullanılan değişik piroliz aletleri arasında farklı olabilir. Bu eşik değer genellikle 75 mg'dan azdır. 100 mg'dan daha az bazı küçük örnekler için Tmax değeri 10 °C kadar bir artış verebilir. Bu etkiler, piroliz ürünlerinin krozenin açıkta kalan kesimlerinde biriken kalıntı karbon tarafından adsorbe edilmesi nedeniyle, çalışmalar sırasında çok karışılan bir problem olmaktadır.

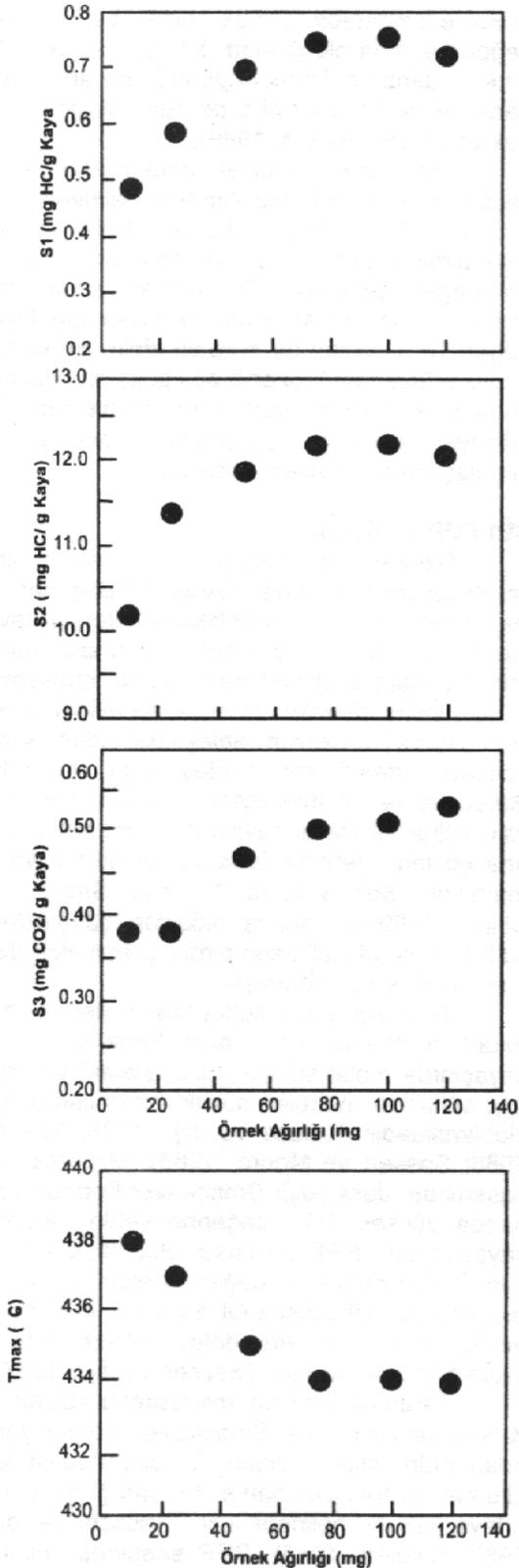
SÜLFÜR VARLIĞI

Özellikle bazı karbonat kayaçlarının pirolizi sonucunda anormal yüksek OI değerleri elde edilebilmektedir. Genellikle incelenen kayaçın TOC değeri % 0.5 den küçük olduğunda mineral matriks etkileri daha büyük problemler oluşturabilmektedirler. Matriks etkilerinin piroliz sonuçlarına etkilerinin anlaşılmasından sonra özellikle önemli kayaç oluşturu mineraler (karbonat ve kil mineralleri) incelenmiştir. Ancak, sülfür ve metal sülfürlerin piroliz çalışmalarına etkileri üzerinde fazla bir araştırma yapılmamıştır. Son yıllarda özellikle Sassen ve Chinn (1989)'in yapmış oldukları çalışmalarla sülfür ve metal sülfürlerin piroliz çalışmaları üzerindeki etkileri gözlenmiştir.

Termokimyasal sülfat tepkimeleri ve hidrokarbon oksidasyonu, bazı karbonat hazne kayaçlarda metal sülfürler (pirit, sfalerit ve galenit), sülfür ve hidrojen sülfürün birikimine neden olabilmektedir (Krause ve diğ., 1988; Sassen, 1988; Sassen ve Moore, 1988). Mississippi tuz baseninde, Jura yaşlı Smackover Formasyonu'nda yüksek TOC değerine sahip karbonat kayaçlarının REP ile ısıl olgunlaşma ile uyumlu olan düşük H1 değerleri elde edilmiş ve oluşan anormal yüksek OI değerlerinin tamamının karbonat matriksten dolayı gelişebilecek etkilere bağlanamamıştır (Sassen ve diğ., 1987).

Taramalı elektron mikroskobu (SEM) ve X-ışını analizleri ile Smackover Formasyonu'ndan elde edilen yüksek OI değerlerinin katı bitümle beraber bulunan sülfür varlığı nedeniyle ortaya çıktığı belirlenmiştir (Sassen ve diğ., 1987; Sassen, 1988). REP sırasında sülfürün etkilerinin belirlenebilmesi amacıyla aşağıda anlatıldığı gibi deneysel bir çalışma yapılmaktadır;

TOC içeriği düşük, öğütülmüş hidrojen zengin şeyl örnekleri ağırlık yüzdesi % 25 ola-



Şekil 5. Değişik örnek miktarlarının piroliz sonuçlarına etkisi (Peters, 1986).
Figure 5. Effects of various sample weight at the pyrolysis results (Peters, 1986).

cak şekilde silisyumdioksit (kuvars), kalsiyum karbonat (kalsit), kalsiyum sülfat (anhidrit) ve çinko sülfid (sfalerit) ile karıştırılır ve % 25.7 ağırlığa kadar sülfür ilave edilerek, elde edilen bu karışımın 100 gramından REP işlemi yapılır. Piroliz sonucunda verilerde gözlenen bazı büyük değişimler, piroliz sırasında mineral matriks etkisine işaret eder.

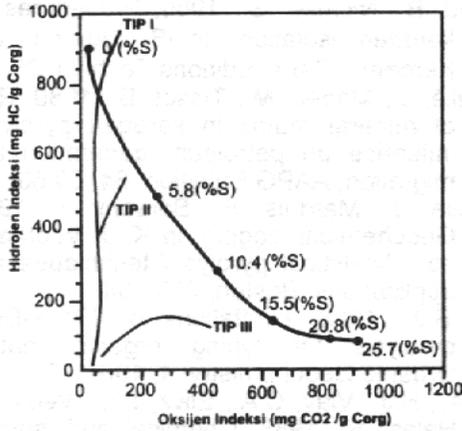
Sülfür varlığı ile örneklerin S1 ve S2 değerleri azalırken, S3 değeri artmaktadır. Buna bağlı olarak da HI ve OI değerleri de değişmektedir. Karışıma % 5.8 sülfür eklenimi ile HI değeri azalmakta, OI değeri ise artmaktadır (Şekil 6). Ancak burada gelişen artış ve azalmalarda kerojen tipi de etkin rol oynayabilir. Sülfür etkisi nedeniyle, HI ve OI değerlerinde meydana gelen değişimler sonucunda kerojen tiplerinin tanımlanmasında hatalı sonuçlar elde edilebilmektedir. % 25.7 lik sülfür eklenimi ile HI değeri normal değerine göre 50 kat azalırken OI değeri aynı oranda artmaktadır. Sülfür etkisi ile oluşan hatalı HI ve OI değerleri petrol oluşum eğilimindeki I. Tip kerojenin gaz oluşturma özelliğine sahip III. Tip kerojen olarak yorumlanmasına neden olabilmektedir.

Ayrıca, sülfür eklenimi sonucunda kayacın ısıl olgunluk indekslerinde de değişimler olmaktadır. Sülfür ile karıştırılmış örneğin REP sonucunda, Tmax değeri azalmakta PI değeri artmaktadır. Pirolizi sırasında sülfür miktarında olağanüstü bir artışla karşılaşıldığında organik çözücüler kullanılarak bunlar örnekten uzaklaştırılır. Bu işlem, S1 değerinin azalmasına veya bu değerlerin yok olmasına neden olacaktır. Fakat S2 değerine göre yapılan kaynak kaya kerojen türü ve olgunluk yorumları bu işlem sonucunda daha güvenilir olabilmektedir. Sülfüre oranla, kalsiyum sülfat ve çinko sülfid, kerojen pirolizlerinin sonucunu daha az etkilidir (Sassen ve Chinn, 1989).

SONUÇLAR

Petrol jeolojisi çalışmalarında hızlı bir yöntem olan REP verilerinden yararlanarak yapılan yorumların güvenilirliği için verilerin oldukça fazla olması ve sık aralıklarla alınması gerekmektedir. Olgunlaşmamış çökellerin piroliz analizinde, bunların önemli piroliz ürünlerinden olan su ve hidrojenin ölçülmemesi, diğer taraftan elementel analizin bu verileri sağlaması nedeniyle bu iki analiz sonuçları arasında farklılıklar oluşmaktadır. Olgunlaşmamış çökellerin pirogramları tipik olarak güçlükle ayırt edilebilen S1 ve S2 pikleri verirler. Bu nedenle S1 ve PI sonuçlarında beklenmeyen değerler görülebilir.

Farklı tiplerdeki organik maddeler de piroliz sonuçlarını etkiler ve yüksek TOC değerine



Şekil 6. CaCO₃ ve S ile karıştırılmış şeyllerinin HI-OI grafiği (Sassen ve Chinn, 1989).
Figure 6. HI vs. OI plot for shale mixtures with CaCO₃ and S (Sassen ve Chinn, 1989).

sahip örnekler petrografik analizler ile kontrol edilmediklerinde bazı hatalara yol açabilirler.

Düşük olgunluktaki kömürler (Ro değeri % 0.6 dan küçük) piroliz sırasında büyük miktarda CO₂ ve atomik O/C oranı ile genellikle uyumlu olan OI değerleri verirler. Buna karşın, olgunlaşması daha yüksek olan kömürler, atomik O/C oranlarına göre beklenen değerlerden daha düşük OI değerleri gösterirler. Bunun nedeni olgunlaşmış kömürlerde (Ro=%0.6 değerinden büyük), fazla miktardaki pirolitik oksijen, REP ile analiz edilemeden CO şeklinde serbestleşmektedir. Yüzeysel koşullarda ayrışmaya uğrayan örneklerin piroliz sonuçlarından S1 ve S2 değerlerinde azalma, S3 değerinde ise artış gözlenir.

Sondaj çalışmaları sırasında da petrol ve su bazlı çamur katkı maddeleri ile yağlayıcı maddeler özellikle Tmax değerini düşürücü etki yapar. Buna karşın odunsu organik maddeler, gilsonit, polietilen, yağ damlaları gibi çeşitli kirlenmelerin Tmax değeri üzerindeki etkileri değişiktir. Bununla beraber tüm organik kirlenmeler HI değerini artırıcı özelliktedir. Bu nedenle analizden önce bunların örnekten uzaklaştırılması gerekmektedir.

Yerli bitüm ve göç etmiş petrol, kerojenin piroliz sonuçlarından olan, Tmax ve S2 değerlerini etkilemektedir. Petrol bazlı çamur katılımı veya petrol göçü ile kirlenmiş kayaçların piroliz sonuçları, PI; 0.2 ve S1/TOC değeri 0.3'den büyük olan olgunlaşmamış kayaçların (Tmax değeri 435 °C den düşük) piroliz sonuçlarına benzemektedir. Ancak bu problem, bitüm veya kerojen-petrol oranı düşük olduğunda çok önemli değildir. Ağır petrol ve petrol bazlı katılardan dolayı kirlenmiş olduğundan şüphelenilen ör-

nekler, analizden önce organik çözücü ile çalkalanarak, kirlenici maddelerden temizlenir. Ancak, bu işlem sırasında kayaç içindeki serbest hidrokarbonlar (S1 piki) çözücü ile tepkimeye girerek tamamen yok olabilir veya çok az miktarda kalabilir.

TOC değeri % 5 den düşük olan killi kayaçlarda HI değeri, matriksdeki pirolitik organik bileşenlerin adsorpsiyonundan dolayı azalma, Tmax değeri ise artma eğilimi gösterir. S1 ve S2 pik boyutları, organik madde ve mineral matriks tipine, ayrıca matriks-organik madde oranına bağlı olması nedeniyle, analizler sırasında tüm kayaç ve kerojen örnekleri tartılarak, analiz edilen her bir örnekte karbon miktarının yaklaşık olarak eşit miktarda olmasına dikkat edilmelidir. Suğla Gölü güneyinde düşük TOC ve HI ile yüksek OI değerleri elde edilmiş, ancak, burada incelenen birimlerde düşük sülfür değerlerinin de bulunması, düşük TOC miktarını açıklamadığından, bu durum mineral matriks etkisine bağlanmıştır (Özçelik ve diğ., 1998).

S3 değeri, özellikle aletsel problemlere çok duyarlıdır. CO₂ kapanının iyi korunmaması, kapanda kirlenmenin birikmesine neden olur ve kirlenme nedeniyle örneklere eklenen çeşitli gazlar S3 değerinin hatalı olmasına yol açar. CO₂ kapanındaki moleküler tutucunun bu nedenle düzenli olarak değiştirilmesi gerekmektedir. Hatalı değerler, aletlere hava sızıntısının olması veya kirli krozelerden dolayı da gelişebilmektedir. Analizden önce, kullanılan bütün krozeler aseton ile yıkanmalı, 110 °C nin altındaki sıcaklıklarda vakumda kurutulmalı ve maşa ile tutulmalıdır. Organik maddenin oksidasyonu ile yüksek S3 değerlerinin oluşumu, örnek hazırlama süresinin uzun tutulması veya örnekleri saklama süresinin fazla olması nedeniyle yüzeysel bozunma sonucunda da gelişmektedir.

Tmax değeri, aletsel koşullara, pirogram tipine, örnek miktarına ve fırın içindeki ısıtıcının elektronik ayarına veya pozisyonuna bağlı olarak yaklaşık %1-3 oranında hata payına sahiptir. S2 değeri % 0.2 mg HC/ g'dan daha düşük olan örnekler için bu kural genelde geçerli değildir ve ihmal edilebilir ölçüdedir.

REP işlemi sırasında, TOC değeri % 5 den az olan kayaçların matriks etkisi ile piroliz ürünlerinin bir kısmı adsorbé edilmektedir. Piroliz ürünlerinin adsorbsiyonu sonucunda, S2 ve HI değerleri azalırken, Tmax ve OI değerleri artmaktadır.

Suğla Gölü güneyinde yapılan çalışmalarda organik madde miktarının son derece düşük oluşu ve kalıntı türdekilerin bol miktarda yer alması, REP'de HI değerinin hiç bulunmamasına ya da çok düşük sonuçlar vermesine neden

olmuştur (Özçelik ve diğ., 1998). Isparta güneyinde yapılan çalışmalarda da bu tip problemlerle karşılaşmış ve incelenen örneklerin bazılarında görülen düşük HI değerlerinin düşük TOC ve matris etkisi ile geliştiği belirlenmiş, ancak, Tmax değerlerinin petrol oluşum zonu-daki ısıyı vermesi, kirlenme etkisinin düşük olmadığını bu birimler için göstermiştir (Altunsoy, 1998).

REP analizleri ile elde edilen S1, S2, S3, ve Tmax gibi parametreler, analiz sırasında kullanılan örnek miktarından etkilenmektedir. Bu nedenle, analiz yapılacak örneklerin hepsinin yaklaşık aynı ağırlıkta (100 mg) olmasına dikkat edilmektedir.

Termokimyasal sülfat tepkimeleri ve hidrokarbon oksidasyonu, bazı karbonat hazne kayalarda metal sülfidler (pirit, sfalerit ve galenit), sülfür, hidrojen sülfid birikimine neden olabilmektedir. Pirolizden elde edilen yüksek OI değerlerinin katı bitümlerle beraber bulunan sülfür nedeniyle ortaya çıktığı belirlenmiştir. Sülfür ile örneklerin S1 ve S2 değerleri azalırken, S3 değeri artmaktadır. Buna bağlı olarak da HI azalmakta ve OI değerleri de artabilmektedir.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Altunsoy, M., 1998, Isparta güneyi Miyosen çökellerinin organik fasiyes özellikleri, C.Ü. Araştırma Fonu Rap., 53 s.
- Clementz, D.M., 1979, Effect of oil and bitumen saturation on source rock pyrolysis, AAPG Bull., 63, 2227-2232.
- Clementz, D.M., Demaison, G.J., Daly, A.R., 1979, Well site geochemistry by programmed pyrolysis, Proceedings of the 11th Annual offshore Technology Conference, v. 1, p. 465-470.
- Daly, A.R., Peters, K.E., 1982, Continuous detection of pyrolytic carbon monoxide a rapid method for determining sedimentary organic facies, AAPG Bull., 66, 2672-2681.
- Davis, J.B., Stanley, J.B., 1982, Catalytic effect of smectite clays in hydrocarbon generation revealed by pyrolysis-gas chromatography, Journal of Analytical and Applied Pyrolysis, 4, 227-240.
- Dembicki, H., Jr., Horsfield, B. Ho, T.T.Y., 1983, Source rock evaluation by pyrolysis-gas chromatography, AAPG, 67, 1094-1103.
- Durand, B., Monin, J.C., 1980, Elemental analysis of kerogens (C, H, O, N, S, Fe), in B. Durand ed., Kerogen: Paris, Editions Technip, p. 113-142.
- Durand, B., Nicaise, G., 1980, Procedures for kerogen isolation, in B. Durand, ed., Kerogen, Paris, Editions Technip, 35-53.
- Espitalié, J., Madec, M., Tissot, B., 1980, Role of mineral matrix in kerogen pyrolysis: influence on petroleum generation and migration, AAPG Bulletin, 64, 59-66.
- Espitalié, J., Marquis, F., Barsony, I., 1984, Geochemical logging, in K. J. Voorhees, ed., Analytical pyrolysis techniques and applications, Boston, 276-304.
- Katz, B.J., 1983, Limitations of "Rock-Eval" pyrolysis for typing organic matter, Organic Geochemistry, 4, 195-199.
- Krause, H.J., Viav, C.A., Elivk, L.S., Veda, A., Halas, S., 1988, Chemical and isotopic evidence of thermochemical sulfide reduction by light hydrocarbon gases in deep carbonate reservoirs, Nature, 333, 415-419.
- Orr, W.L., 1983, Comments on pyrolytic hydrocarbon yields in source rock evaluation, in M. Bjoroy et al., eds., Advances in organic geochemistry 1981: New York, Wiley, p.775-782.
- Özçelik, O., Altunsoy, M., Yalçın, N., 1998, Suğla Gölü (Konya) güneyindeki Paleozoyik yaşlı birimlerin organik fasiyes özellikleri, C.Ü. Araştırma Fonu Rap., 89 s.
- Peters, K.E., 1986, Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis, AAPG Bull, 70, 318-329.
- Sassen, R., Moore, C.H., Nuun, J.A., Meendsen, F.C., Heydari, E., 1987, Geochemical studies of crude oil generation, migration, and destruction in the Mississippi Basin Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. 37, 217-224.
- Sassen, R., 1988, Geochemical and isotopic studies of crude oil destruction, bitumen precipitation, and sulfate reduction in the deep Smackover Formation, Org. Geochem., 12, 351-361.
- Sassen, R., Moore, C.H., 1988, Framework of hydrocarbon generation and destruction in eastern Smackover trend. AAPG Bull., 72, 649-663.
- Sassen, R., Chinn, E. W., 1989, Effects of elemental sulfur during programmed pyrolysis of kerogen. Org. Geochem., 14, 475-477.
- Teichmüller, M., Durand, B., 1983, Effect of hydrocarbon volatility and adsorption on source rock pyrolysis: Journal of Geochemical 18, 75-85.
- Tissot, B.P., Deroo, G., Hood, A., 1978, Geochemical study of the Uinta basin: formation of petroleum from the Green River Formation. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 1469-1486.
- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984, Petroleum formation and occurrence. Springer Verlag, Berlin, 699 p.

SİVAS TERSİYER HAVZASININ KAVLAK KÖYÜ - KIZILIRMAK NEHRİ ARASINDAKİ KESİMİNİN STRATİGRAFİSİ VE BAZI YAPISAL ÖZELLİKLERİ

STRATIGRAPHY AND SOME STRUCTURAL FEATURES OF SİVAS TERTIARY BASIN BETWEEN KAVLAK VILLAGE AND KIZILIRMAK RIVER

Zeki ATALAY

MTA Bölge Müdürlüğü, Sivas

ÖZ : Sivas'ın batı ve güneybatısında yer alan çalışma alanında temeli sığ denizde çökelmiş, kilitaşı, silttaşı, kumtaşı ardalanmasından oluşmuş Orta-Üst Eosen yaşlı Bozbel Formasyonu-Şahantepe üyesi oluşturmaktadır. Kısmen lagünde, kısmen de playa göl ortamında çökelmiş kumtaşı, silttaşı arakatkıları içeren jips, çamurtaşı ardalanmalı Küçüktuzhisar formasyonu Oligosen yaşlıdır. Akarsu, göl ve yelpaze ortamlarında çökelmiş kanallı, çapraz tabakalı çakıtaşı, kumtaşı, silttaşı, kilitaşı ardalanması ile kötü boylanmalı çamurtaşı, çakıtaşı ardalanmasından oluşmuş Oligosen yaşlı diğer birim ise Akören formasyonudur. Alt Miyosen yaşlı ve sığ deniz ortamında çökelmiş Çallı Formasyonu kanallı, dereceli kilitaşı, silttaşı, marn, kumtaşından oluşmuştur. Bunların üzerine Alt-Orta Miyosen yaşlı birimler gelmektedir. Çapraz tabakalı çakıtaşı, kumtaşı, silttaşı, kilitaşı ardalanmasından oluşan ve killi kireçtaşı arakatkıları bulunduran, akarsu ortamında çökelmiş litolojiler Bozkayalar formasyonunu temsil etmektedir. Yeniçubuk formasyonu göl ortamında çökelmiş, tatlısu gastropod fosilleri içeren kilitaşı, marn, killi kireçtaşı ve volkanit arakatkılar içeren kayalardan oluşmaktadır. Tatlıcak formasyonu kötü boylanmalı çakıtaşı, çamurtaşı ile kanallı, dereceli, çapraz tabakalı kumtaşı, silttaşı, kilitaşı, jips ardalanması içeren, yelpaze, akarsu ve playa göl ortamında çökelmiştir. Savcun formasyonu göl ve akarsu ortamında çökelmiş killi, kumlu, gastropod ve ostrokod fosilli kireçtaşı, kanallı, dereceli, çapraz tabakalı kumtaşları içermektedir. Egemen kaya türü jips olan, yer yer kırmızı renkli kumtaşı, silttaşı, kilitaşı ardalanması içeren, playa göl ortamında çökelmiş birim Sarıtepe jipsleridir. Kilitaşı, jips, silttaşı ardalanması, çok kötü boylanmalı, iç yapı içermiyen çakıtaşı, çamurtaşı ile derecelenmeli, sinüs kanallı çakıtaşılarından oluşan ve playa göl, yelpaze ile akarsu ortamında çökelmiş birim Hocabey formasyonu ile temsil edilmektedir. İstif, akarsu ve alt ortamlarında çökelmiş kanallı, dereceli, çapraz tabakalı çakıtaşı, silttaşı, kilitaşı ardalanmasından oluşmuş Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı İncesu Formasyonu-Derindere Çakıtaşı Üyesi ile son bulmaktadır.

Eosen, Oligosen ile Alt-Orta Miyosen aralığında oluşmuş tüm formasyonlar birbirleriyle yanal ve düşey geçişli ya da uyumludurlar. Alt-Orta Miyosen yaşlı formasyonlar Eosen, Oligosen yaşlı formasyonlar üzerine açısız uyumsuzdurlar. Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Derindere Çakıtaşı Üyesi kendinden yaşlı tüm formasyonlar üzerinde açısız uyumsuzdur.

Çalışma alanında ayrılanmış formasyonların içerdikleri tüm yapısal şekiller neotektonik dönemde oluşmuştur.

ABSTRACT : The study area is located in west and southwest of the Sivas. Middle-Upper Eocene aged Bozbel formation-Şahantepe member, containing claystone, siltstone, and sandstone alternations deposited shallow marine environment, constitute the bottom of study area. Oligocene aged Küçüktuzhisar formation is deposited in partly playa-lacustrine and lagoon environments, and characterized by gypsum-mudstone alternations with sandstone and siltstone interlayer. The another Oligocene unit in study area is the Akören formation, containing alternations of conglomerate-sandstone-siltstone-claystone and mudstone-conglomerate in channel and cross-bed structure with bad sorted, is deposited in fluvial, lacustrine, and fan environments. The Çallı formation of Lower Miocene age is composed of graded and channeled claystone, siltstone, marl, and sandstone, and deposited in shallow marine environment. All above units has overlain by Lower-Middle Miocene units. The Bozkayalar formation is represented by cross-bedded conglomerate, sandstone, siltstone, and claystone alternations with clayey-limestone interlayer, and is deposited in fluvial environment. The Yeniçubuk formation is deposited in lacustrine environment, and characterized by fresh water

gastropod-bearing claystone, marl, clayey limestone and volcanic interlayer. The Tatlıcak formation is deposited in fan, fluvial and playa-lacustrine environments, and composed of bad sorted conglomerate, mudstone, and alternations of channeled, graded and cross-bedded sandstone, siltstone, claystone, and gypsum. The Savcun formation, deposited in fluvial and lacustrine environments, is dominated by clayey-sandy fossiliferous, including gastropod and ostracoda, limestone, channeled, graded and cross-bedded sandstone. The Saritepe gypsum characterizes playa-lacustrine environment, and is dominated by gypsum and partly red colored sandstone, siltstone, and claystone alternation. However, the Hocabey formation represents fan and fluvial environments, and is characterized by claystone, gypsum, siltstone alternation, and bad-sorted conglomerate, mudstone with graded and sinus channeled conglomerate. Upper-Lower Pliocene aged Derindere Conglomerate member of the Incesu formation ends the stratigraphic sequence. This conglomerate unit is deposited in fluvial and lower environments, and composed of channeled, graded, and cross-bedded conglomerate, siltstone, and claystone alternation.

Eocene, Oligocene, Lower-Upper Miocene aged formations in the study area have lateral and horizontal intercalation each other. Lower-Middle Miocene aged formations unconformably overlay the Eocene and Oligocene aged formations. Upper Miocene-Lower Pliocene aged Derindere conglomerate member unconformably overlies all of the above units.

Distinguished structural features in the study area are formed during the neotectonic period.

GİRİŞ

Çalışma alanı Sivas'ın batı ve güneybatısında yer alır (Şekil 1). Yaklaşık 1200 km² lik bir alana yayılmış olup, 1/25 000 ölçekli Sivas I37 C₁, C₂, C₃, C₄ paftalarını kapsar.

Önceki yıllarda çalışma alanı ve dolaylarında bir çok araştırmacı değişik amaçlı çalışmalar yapmışlardır. Bu araştırmacıların Sivas Tersiyer havzasının jeolojisi ile ilgili ortak ve farklı görüşleri özetlenirse; bazı araştırmacılar Tersiyeri Eosen ile başlatırken bir kısmı da Paleosen ile başlatmıştır (Ezgi, 1945; Okay, 1952; Yücel 1955; Arpat 1964; Artan ve Sestini, 1971; Saltık ve Saka, 1971; Soytürk ve Birgül, 1972; Tütüncü, 1975). Araştırmacıların çoğunluğu Eosen'in kendinden önceki birimler üzerine aşısız uyumsuz olduğu görüşünde birleşmişlerdir. Diğer yandan Eosen, Oligosen ilişkisinin geçişli olduğu savunulurken (Lebküchner, 1957; Norman, 1964), bazı araştırmacılar ise bu ilişkinin aşısız uyumsuz olduğunu iddia etmişlerdir (Stephinsky, 1939). Aktimur ve diğ. (1988), Tersiyer havzasının çok hareketli olduğunu, kuzeyden-güneye doğru ilerlemekte olan bir ofiyolit napının önündeki çukurlukta en Üst Kretase-Paleosen, Eosen, yaşta kayaların çökeldiğini bu çökellemeyle birlikte ortama çeşitli olistolitlerin geldiğini, bu durumun Miyosen'e kadar devam ettiğini savunmuşlardır.

Sivas Tersiyer havzasında yer alan Tersiyer kayaçlarında stratigrafik çalışmalar eksik ya da yetersiz olup, bu çalışmaların sonuç ve yorumlarının birbirinden oldukça kopuk, birbirini tamamlayıcı özellikte olmadıkları görülmüştür. Bu çalışmalar da sırasıyla şunlardır : Kurtman (1973), Luttig ve Steffens (1976), Meşhur ve Aziz (1980), Yılmaz (1984), Gökten (1983 ve 1984), Gürsoy (1986), Sümengen ve diğ.

(1987), Ceyhan (1987), Gökçe ve Ceyhan (1988), Aktimur ve diğ. (1990), Cater ve diğ. (1991), Kavak (1992 ve 1998), İnan ve diğ. (1993), Altınsoy (1993), Çubuk ve diğ. (1994).

Bu çalışma sırasında ise Tersiyer kayalarında ayrıntılı stratigrafi yapılmaya çalışılmıştır. Bu nedenle kaya türü ilişkilerinin en iyi izlendiği yerlerden ölçülü stratigrafi kesitleri alınmış ve ayrıntılı sedimantoloji çalışmaları yapılmıştır. Ayrıca aynı kesiti oluşturan kayaları yaşlandırma için kullanılmak üzere sistematik olarak makro-mikro fosiller ile uygun yerlerden palinoloji örnekleri derlenmiştir.

STRATİGRAFİ

Çalışma alanında Eosen yaşlı Bozbel Formasyon-Sahantepe üyesi; Oligosen yaşlı Küçükützhisar ve Akören formasyonları; Alt Orta Miyosen yaşlı Çallı, Bozkayalar, Yeniçubuk, Tatlıcak, Savcun, Saritepe jipsleri, Hocabey; Üst Miyosen yaşlı Incesu Formasyonu-Derindere Çakıltası üyesi ayrıntılandırılmıştır. Eosen ve Oligosen yaşlı formasyonlar birbirleriyle yanal ve düşey geçişlidirler. Alt-Orta Miyosen yaşlı formasyonlar Eosen ve Oligosen yaşlı formasyonlar üzerine aşısız uyumsuzdurlar. Kendi aralarında ise yanal ve düşey geçişlidirler. Üst Miyosen yaşlı Derindere Çakıltası üyesi ise kendisinden yaşlı tüm birimleri uyumsuzlukla örter (Şekil 2)

Bozbel Formasyonu - Sahantepe Üyesi

Birim ilk defa Kurtman (1973) tarafından adlandırılmıştır. Formasyon, Sivas Tersiyer Havzasının değişik yörelerinde, değişik litolojik özellikler gösterir. Yazar, birim içinde üye düzeyinde Bozbel tüfitleri ile Karababa tüfitlerini ayırtlamış ve tanımlamıştır. Bu tüfitler çalışma alanı-

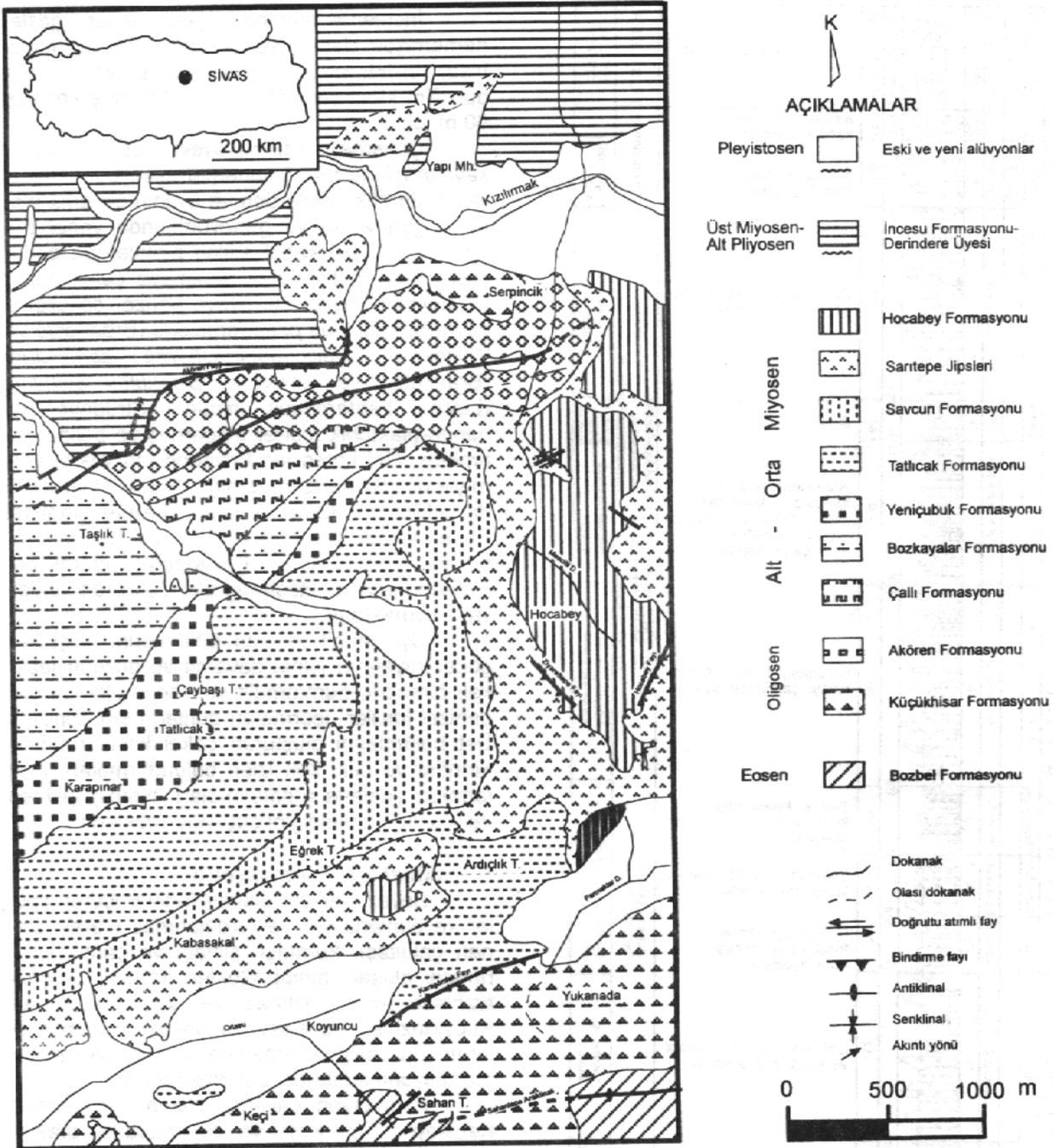
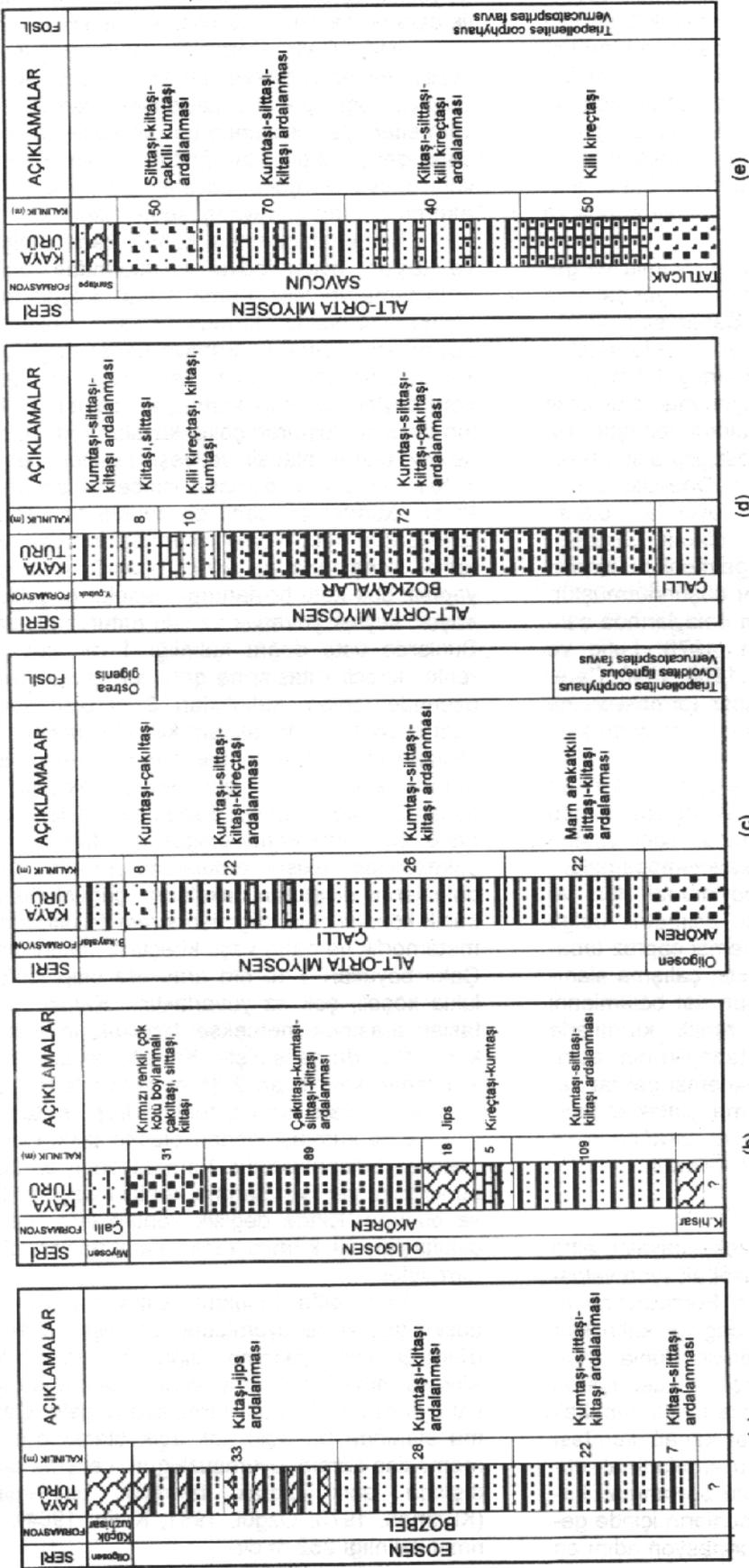


Figure 1. Geological map of the study area
Şekil 1. Çalışma alanının jeolojik haritası

nın dışında yüzlekler vermektedir. Yer yer de olistostrom ve olistolitler kapsar (Artan ve Sestini 1971; Tütüncü, 1975; Aktimur ve diğ., 1988). Çalışma alanında birim ağırlıklı olarak kumtaşı, kiltası, silttaşı araldanmasından oluşmuştur. Yaygın olarak bitki kırıntısı ve üst kısımlarında jips ara katkıları içeren bu birim, Bozbel Formasyonu kapsamı içinde Sahantepe üyesi olarak adlandırılmış ve tanımlanmıştır.

Üye, inceleme alanının güneybatısında Kavlak Köyü ve Keçiköy, güneydoğusunda ise Yukarıadaköy dolayında yüzlekler verir. Üye için en iyi tip kesit yeri Kavlak Köyü-Sivritepe ile Sahantepe arasıdır (Şekil 3a).

Birim tabanda gri, yeşil renkli kiltası ve silttaşları ile başlar, üste doğru sarı, kirlili sarı renkli ince-iri taneli, ince-kalın tabakalı kumtaşları ile araldanır. Bu araldanmalı seviye üstte



(a)

(b)

(c)

(d)

(e)

Şekil 3. Bazı formasyonların ölçülmüş tip kesitleri, a) Şahantepe üyesi, b) Akören, c) Çallı, d) Bozkayalar, e) Savcun.
Figure 3. Measured stratigraphic columnar sections of the formations, a) Şahantepe member, b) Akören, c) Çallı, d) Bozkayalar, e) Savcun

kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı ardalınlı düzeyler içerir. Birimin tabanını gri renkli kilttaşı, silttaşı ve bunlar ile ardalınlı jipsler ile tane boyu irileşmesi ve incelmeye gösteren kumtaşları oluşturur. Üste doğru ise formasyonun tabanını oluşturan çökel kayalar yanal ve düşey geçişli olarak tabakalı jips ve çamurtaşı ardalınlına geçerler. Jipslerin tabaka kalınlıkları 1-3 m arasında değişir. Tabakalı jipsler laminalı silttaşı ve kilttaşı arakatlari da içerirler.

Altta, Sahantepe üyesi ile uyumlu ve geçişlidir. Bu dokanağın en iyi izlendiği yer çalışma alanının güneyindeki Kavlak-Sahantepe dolaydır. Üstüne ise uyumlu olarak Akören formasyonu gelir. Çalışma alanındaki kalınlığı 90 m dir.

Küçüktuzhisar formasyonunu oluşturan çökel kayalar içinde fosil bulunmamıştır. Bu nedenle formasyonun yaşı litostratigrafik ilişkilere göre verilmeye çalışılmıştır. Orta-Üst Eosen yaşlı Şahantepe üyesini uyumlu olarak üzerlemesi, üstüne uyumlu olarak Oligosen yaşlı Akören formasyonunun gelmesi, bu birimin yaşının da Oligosen olacağını düşündürmüştür. Ayrıca çalışma alanının yakın dolaylarında çalışan araştırmacılar (Kurtman, 1973; Lutig ve Stefens, 1976; Aktimur ve diğ. 1988, 1990; Cater ve diğ. 1991) de Küçüktuzhisar formasyonuna benzer birimler içinde Oligosen yaşı vermişlerdir.

Çalışma alanının güneyinde formasyonun tabanını oluşturan kilttaşı ve silttaşlarının ince paralel laminalanma, bitki kırıntısı, canlı yaşam izleri ile jips kristalleri ve tabakaları kapsamaları, kumtaşlarının yapısız, kötü boylanmalı, ters ve normal derecelenmeli olması, asimetric dalga rıppılları ile küçük ölçekli teknesmi çapraz tabakalar içermesi, bunların lagünde; çalışma alanının kuzeyinde ise formasyonun üst bölümlerini oluşturan jipslerin, kırmızı renkli kırıntılarla ardalınlı, kumtaşlarının tabanlarının aşınmalı olması, düzlemsel ve teknesmi çapraz tabakaları ile kilttaşlarının kuruma çatlaklar içermesi, bunlarda geçici akarsular tarafından oluşturulan playa gölünde çökelmişlerdir.

Akören Formasyonu

Formasyonu oluşturan çökel kayalar, altta menderesli akarsu, üstte karasal alüvyon yelpazesi ortamında çökelmişlerdir. Formasyonu oluşturan egemen kaya türü değişik kalınlıklar gösteren taşkın ovası çökelleridir. Bunlar mor, kiremit kırmızısı, sarımsı, yeşil renkler içeren kilttaşı, silttaşı, marn ve çok ince taneli, tabakalı kumtaşlarıdır. Bu çökel kayalar kanallı kumtaşı ve çakıltaşları ile ardalınlı. Bu ardalınlı düzeylerin en üstünü ise çok kötü boylanmalı kırmızı sarı renkli çamurtaşı ve bunların içinde gelişmiş çakıltaşları oluşturur. Formasyon adını en

iyi yüzlek verdiği Akören Köyü'nden almış olup, ilk defa bu çalışma sırasında kullanılmıştır.

İstif, Çallı Dersinin yakın doğusunda yüzeylemeler vermeye başlar, doğu ve kuzeydoğuya doğru geniş yüzeylemeler vermeye devam eder. Çallı Köyünün batı ve kuzeybatısında daha genç çökeller tarafından örtülür. Formasyonu oluşturan çökel kayalar için tip kesit yeri Akören'in 1 km güneydoğusudur (Şekil 3b).

Birimin tabanında kumlu kanal dolgusu ve taşkın ovası çökel kayalarından oluşan ardalınlı yer alır. Kumlu kanal dolgularını oluşturan kumtaşları kırmızı, kirli sarı renkli, tane boyları ise inceden - kabaya kadar değişir. Bu kumlu kanal çökellerin en üstünü çok ince taneli kötü boylanmalı siltli kumtaşları oluşturur. Taşkın ovasını oluşturan çökel kayalar kırmızı, sarı, seyrek olarak alacalı ve yeşil renkler içerirler. Kilttaşı, silttaşı ve bunların içinde gelişmiş ince taneli kumtaşlarından oluşmuşlardır. Bunlar üste doğru küçük çakıllı kumtaşlarına ve yeşil renkli kilttaşlarına geçerler. Çakıllı kumtaşları yapısız çok kötü boylanmalı, taneler çoğunlukla köşeli, seyrek yuvarlak ve sıkı tutturulmuşlardır. Bunlarda üste doğru kalınlığı 1 m olan yeşil renkli, kireçli kilttaşlarına geçerler. Bu seviyenin üzerinde toplam kalınlıkları 5 m olan yaygın gastropod fosili, tabakasız killi kireçtaşları, kalınlıkları yaklaşık 4 m olan kirli sarı renkli, ince tabakalı kirli jipsler ve açık beyaz renkli, killi, tabakasız jipsler bulunur. Tabakasız jipslerin üzerinde ise çakıllı kanal dolgusu ve taşkın ovası çökellerinden oluşan ardalınlı yer alır. Kanal dolgularını oluşturan çakılların çoğunluğu volkanik kökenli olup, diğerleri sırası ile ultramafik, metamorfik ve daha yaşlı kireçtaşı kökenlidirler. Çakıl boyutları 1-10 cm arasında olup, çoğunlukla köşeli, çok az yuvarlaktır. Kanallı çakıltaşları arasında mercekse tabakalı, ince taneli kumtaşları da gelişmiştir. Kanallı çakıltaşları ile ardalınlı kalınlıkları 2-15 m arasında değişen altta siyah, üste kırmızı renkli kilttaşı, silttaşı ve ince taneli kumtaşlarından oluşan taşkın ovası çökelleri bulunmaktadır. Formasyonun en üstünü kırmızı, yer yer sarımsı renkli kilttaşı, silttaşı ve bunların içinde değişik konumlarda izlenen çakıltaşları ile kırmızı renkli çamurtaşları oluşturmuştur.

Birim, altta Küçüktuzhisar formasyonu ile düşey geçişli ve uyumludur. Bu ilişkinin en iyi izlendiği yer, çalışma alanının kuzeyindeki Akkaya mevkiidir. Formasyonun üstüne ise aşınmış uyumsuzlukla Çallı formasyonu gelir. Çalışma alanında bu ilişki çok açık olarak gözlenmemesine karşın, uyumsuzluğun çalışma alanı dışında açık olarak izlendiği belirtilmiştir (Kurtman, 1973; Özgül, 1981; Ketin, 1984). Birimin kalınlığı 252 m dir.

Çallı formasyonunu oluşturan kaya türlerinden, özellikle taşkın ovasının kilaşları içindeki gastropodlarla yaş verilememiştir. Ostrokod ve palinoloji için derlenen örneklerde de fosil belirlenememiştir. Birimin altta Oligosen yaşlı Küçüktuzhisar formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alması, üstüne ise Alt-Orta Miyosen yaşlı Çallı formasyonunun açısız uyumsuzlukla gelmesi nedeniyle, yaşının Oligosen olabileceği düşünülmüştür.

Birimin alt bölümlerini oluşturan kanallı kumtaşlarının üstte doğru tane küçülmesi, merkeksel geometri olmaları, çapraz tabaka bulundurmaları, siltaşı ve kilaşları ile ardalanmalı izlenmeleri, kilaşlarının kalışı yumruları ile yer yer killi kireçtaşları içermeleri, yer yer de jips arakatıkları bulundurmaları, bunların akarsu ve alt ortamları ile playa göl ortamında; üst bölümlerini oluşturan alacalı, şarabi renkli, çok kötü boylanmalı çakıltaşı ve çamurtaşı ardalanmasının hiçbir iç yapı içermemesi, bunlarında karasal alüvyon yelpaze ortamında çökeldiğini gösterir.

Çallı Formasyonu

Çalışma alanının kuzeybatısında yüzlek veren formasyon, çoğunlukla yeşil-sarı-gri renkli marn, kilaşı ve kumtaşları ile temsil edilmekte ve Miyosen yaşlı birimlerin tabanını oluşturmaktadır. Formasyonun adı ilk defa bu çalışma sırasında yaygın olarak yüzeylediği Çallı Köyünden alınarak verilmiştir.

Birim çalışma alanının kuzeybatısındaki Çallı Köyünün 200 m güneydoğusundaki Gediktepe ile yaklaşık 1-5 km kuzeydoğusundaki Başpınar mevki arasında küçük ve dar bir alanda yüzeylenir. Formasyon için tip kesit yeri, Gediktepe yöresidir (Şekil 3c).

Formasyon alttan üstte doğru yeşil-sarımsı gri marn, kilaşı ve kumtaşlarından oluşmuştur. Marn ve kilaşları çoğunlukla tabakasız olup, bunlar yaygın olarak *lamellibranch* fosilleri ve çok iyi gelişmiş jips gülleri kapsarlar. Kumtaşları kırılgan sarı renkli ve bol *ostrea* kabuk ve kırıntılarını içerir.

Formasyon altta Akören formasyonunun en üstünü oluşturan alüvyon yelpazesinin kırıntılı kayaları üzerine uyumsuz olarak gelir. Bu ilişkinin en iyi izlendiği yer Gediktepe ve dolaydır. Üstüne ise uyumlu olarak Bozkayalar formasyonu gelir. Formasyonun tip kesit yerindeki ölçülmüş kalınlığı 78 m dir.

Birimin kaya türleri bol fosilli olup, özellikle makro fosil örneklerinden *ostrea* fosilleri ile spor ve pollen örnekleri derlenmiş ve tanımlanmaları yapılmıştır. Makro fosillerden *Ostrea gigensis* Schlotheim; sporlardan, *Triatropollenites corpyhaus* Pontonie; *Inoperturopollenites*

magnus Pontonie ve Ven; *Ovoidites ligneolus* Pontonie; *Monocolpopollenites trachycarpoides* Nakoman; *Verrucatosporites fauss* Pontonie; *Ephedripites* sp; *Periporollenites* sp; *Monoporopollenites* sp; *Pityosporites* spp. tanımlanmış ve Alt Miyosen yaşı önerilmiştir. Çalışma alanında ve yakın dolaylarında önceki yıllarda çalışma yapmış araştırmacılardan Kurtman (1973) ve Aktimur ve diğ. (1988 ve 1990) benzer çökellere Akitaniyen-Burdigaliyen yaşını vermişler olup, bu çalışmada formasyon için verilen yaşı doğrulanmaktadır.

Formasyon tabanında yer alan yeşil renkli marnların ince paralel laminalı, yoğun canlı yaşam izli ve biyoturbasyonlu olması, bitki kırıntısı içermesi, lagün göllerine özgü maktira fosilleri içermeleri, bu çökellerin lagünde; yaygın *ostrea* ve *lamellibranch* fosilleri içeren kilaşı ve kumtaşlarının ise sığ denizde çökeldiğini ortaya koymaktadır.

Birim, Kurtman'ın (1973) Sivas Tersiyer havzasının doğusunda tanımladığı Alt Miyosen yaşlı Karacaören Formasyonu ve Özgül'ün (1981) Erzincan dolaylarında tanımladığı Kemah Formasyonu ile deneştirilebilir.

Bozkayalar Formasyonu

Birim değişik kalınlıktaki kanal dolgusu ve bunların arasında gelişmiş taşkın ovası çökellerini temsil eden kırmızı renkli çakıltaşı ve bunlarla ardalanmalı kırmızı yeşil renkli kumtaşı, siltaşı ve killi kireçtaşlarından oluşmuştur. Birimde büyük ölçekli çapraz tabakalanma yaygındır. Birim en iyi şekilde Bozkayalarbayırı dolayında izlendiği için, bu çalışmada Bozkayalar formasyonu olarak adlandırılmış ve tanımlanmıştır.

Birim kuzeydoğuda Başpınar Gediği ve Acıgöl yörelerinde yüzeyler ve çalışma alanının batısına doğru bir şerit biçiminde uzanır. Çallı deresinin hemen yakın dolaylarında ve Herekli dolaylarında geniş yüzlekler verir. Formasyon için tip kesit yerleri Bozkayalar mevkiinin yaklaşık 750 m güneybatısı ile Acıgöl mevkiidir.

İstifi oluşturan kaya türlerinin rengi kırmızı-sarımsı yeşil arasında değişir. Çoğunlukla kanal dolgusu çökelleri kırmızı renkli olup, kumtaşı ve çakıltaşılarından oluşmuştur. Kumtaşı kırıntılarının tane boyları kaba kumdan -ince kum boyuna kadar değişmekte olup, boylanmaları iyidir. Kumtaşı ve çakıltaşı kireç çimentolu olup, yer yer sıkı ve yer yer de gevşek tutturulmuşlardır. Kanal dolgusu çökelleri içinde yaygın olarak büyük ölçekli teknesi ve düzlemsel çapraz tabakalanmalar gelişmiştir. Taşkın ovası çökelleri kırmızı, sarımsı, yeşil, siyahımsı kilaşı, siltaşı çok ince taneli kumtaşı ve killi, kumlu, yumrulu, yer yer tabakalı kireçtaşlarından oluşmuştur.

Birim, altında yer alan Çallı Formasyonu üzerinde uyumludur. Bu ilişkinin en iyi gözlemlendiği yer, eski Sivas-Kayseri yoluna bağlanan Çallı Köyü yolu boyundaki yarmalardır. Formasyonun üst dokanağı ise, üstüne gelen Yeniçubuk Formasyonu ile yanıl ve düşey geçişlidir. Bu ilişkinin en iyi izlendiği yer ise Çallı Köyü Bozkayalar mevkiidir. Formasyonun tip kesit yerindeki ölçülmüş kalınlığı 90 m dir (Şekil 3d).

Birimi oluşturan kanal dolguları içinde son derece aşınmış ve parçalanmış büyük omurgalı hayvanlara ait kemik ve diş fosil parçaları ile silisleşmiş ağaç parçaları bulunur. Ayrıca taşkın ovasını oluşturan kireçtaşları içinde tatlı su gastropodları saptanmış olmakla birlikte, formasyonun yaşı litostratigrafik ilişkilerden ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Formasyon tabanında yer alan Alt Miyosen yaşlı Çallı formasyonu üzerinde uyumludur. Üstüne ise Alt-Orta Miyosen yaşlı Yeniçubuk formasyonu uyumlu olarak gelir. Yukarıda açıklanan litostratigrafik ilişkilere göre formasyonun yaşı da en azından Alt-Orta Miyosen olmalıdır.

Birimi oluşturan kumtaşı ve çakıltaşlarının tabanlarının aşınmalı, üstte doğru tane boyu küçülmesi göstermesi, merceksel geometri olmaları, büyük ölçekli düzlemsel ve tekneimsi çapraz tabakalar içermeleri, bitki kırıntısı, karbonat yumruları, killi kireçtaşları kapsayan silttaşı ve kıltaşları ile ardalanmalı olarak izlenmeleri, birimi oluşturan çökel kayaların akarsu ve alt ortamlarında çökeldiğini göstermektedir.

Yeniçubuk Formasyonu

Formasyonun tabanında yeşil, açık kırmızı, üstte doğru tamamen yeşil renkli silttaşı, kıltaşı, marn ve çok ince taneli kumtaşları bulunur. Bunlar üstte doğru ince tabakalı killi kireçtaşı, ince tabakalı ve masif jipslere geçer ve içinde lav arakatları yer alır. Birim, Sümengen ve diğ. (1987) tarafından Yeniçubuk formasyonu olarak adlandırılmış, bu çalışmada da aynı adlandırma kullanılmıştır.

Çallı deresinin kuzeydoğusuna doğru dar bir şerit boyunca uzanan ve Acıgöl mevkiinde genç alüvyonlar tarafından örtülen formasyon, Çallı deresinin güneybatısına doğru genişleyerek Karapınar Köyü dolaylarında geniş yüzlekler verir. Çalışma alanı dışında ise batı ve batıya doğru yüzlekler vererek devam eder.

Birim için en iyi tip kesit yeri Kaştepe ve Saylarkeh Tepesi arasındadır. Ayrıca, birimin üst düzeylerini oluşturan tabakalı ve masif jipsler için tip kesit yeri ise Karapınar Köyü dolayındadır.

Birimin tabanını kırmızı, yeşil, gri, sarımsı arasında değişen renkler içeren kıltaşı, silttaşı, ince kumtaşı ardalanması oluşturur. Kıltaşları çok ince kabuklu tatlı su gastropod fosilleri içe-

rir. Kumtaşları çok ince taneli olup, kalınlıkları 3-15 cm arasında değişir. Kumtaşlarının alt dokanağı keskin, üst düzeyleri geçişlidir. Boylanma çok iyi gelişmiştir. Bu ardalanmalı çökeller üstte doğru toplam kalınlığı 15 m olan çok ince tabakalı killi kireçtaşlarına geçerler. Kireçtaşları yeşil renkli kıltaşları ile ardalanır. Bunlarda üstte doğru dereceli olarak, ince tabakalı, ince taneli, killi beyaz renkli jipslere, bu jipsler de kalın tabakalı ve masif jipslere geçerler. Masif jipslerin üstüne uyumlu olarak bazalt lavları gelir. Bazalt lavları yeşil kıltaşlarına, bunlar ise ince tabakalı ve masif jipslere geçer. Daha üstte ise laminalı killi kireçtaşlarıyla ardalanmış yeşil kıltaşları yer alır. Formasyonun en üstünde beyaz, yer yer gri, ya da alacalı renkler içeren jipsler yer alır. Bu jipsler masif, yer yer yumrulu ve orta-ince katmanlıdır. Jipslerin arasında yer yer kum ve kil düzeyleri gelişmiştir.

Yeniçubuk formasyonu, altında yer alan Bozkayalar formasyonu üzerine uyumlu gelir. Formasyonun üstünde ise Tatlıcak formasyonu uyumludur. Yeniçubuk formasyonu her iki formasyon ile de yanıl ve düşey geçişlidir. Birimin çalışma alanında ölçülmüş kalınlığı 105 m dir.

Formasyon gastropod fosilleri içermekle birlikte, bunlar yaş vermede yetersizdir. Bu nedenle formasyonun yaşı litostratigrafik ilişkilere göre ve çalışma alanının dışında formasyon için önceki yıllarda belirlenen yaşlar da dikkate alınarak verilmeye çalışılmıştır. Çalışma alanında formasyonun tabanında Alt-Orta Miyosen yaşta Bozkayalar formasyonu yer almakta olup, düşey geçişlidir. Formasyonun üstüne ise Alt-Orta Miyosen yaşlı Tatlıcak formasyonu uyumlu olarak gelir. Bu nedenle birimin yaşının en azından Alt-Orta Miyosen olacağı belirtilebilir.

Çalışma alanının batı ve güneybatısında ki Gemerek-Yeniçubuk dolaylarında formasyon yanıl devamı olan çökel kayalar içinde Sümengen ve diğ; (1987) tarafından mikro memeli faunası bulunmuştur. Bunlar *Democricetodon cf. minor* Lartet; *Cricetodon alveriensis* Holmeijer ve de Bruijn; *Sayms cf. minor* de Bruijn, Hussain ve Leinders; *Eumyarion cf. bifidus* Fahlbush olarak tanımlanmış ve Alt-Orta Miyosen yaşı verilmiştir. Önceki yıllarda önerilen yaş, bu çalışma sırasında formasyon için verilen yaş desteklemektedir.

Formasyonun ince kabuklu tatlısu gastropod fosilleri bulduran killi, ince paralel laminalı kireçtaşları ile jips ardalanmasından oluşması, göl ortamında çökeldiğini gösterir.

Tatlıcak Formasyonu

Birim, kırmızı renkli çakıltaşı-kumtaşı ardalanması ile başlar ve gri-alacalı renkli kumtaşlarına, sonra da gri, sarımsı renkli kıltaşı, silt-

taşı ve çamurtaşlarına geçer. Alt düzeylerinde jips arakatlari da içerir. Genelde karasal yelpaze ve menderesli akarsu çökellerinden oluşur. Birim en iyi şekilde Tatlıcak Köyü yakınlarında yüzeylediği için Yılmaz ve diğ. (1989) tarafından Tatlıcak formasyonu olarak adlandırılmış olup, bu çalışmada da aynı adlama benimsenmiştir.

Formasyon çalışma alanının batısındaki Tatlıcak Köyü dolaylarında çok yaygın olarak izlenir. Çalışma alanının doğu ve güneydoğusunda ise Tatlıcak ile Himmetfakılı köyleri arasında üstüne gelen Savcun formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmüştür. Tatlıcak formasyonunu örten kayaların sonraki dönemlerde aşınmaları sonucu, birim bunların altında küçük yüzlekler biçiminde izlenir. Formasyonu için tip yeri kesit iki kesimde verilmiştir. Bunlar, birimin alt yüzeylerinin gözlemlendiği Acıpınartepe dolayı ile üst bölümlerinin en iyi gözlemlendiği Kürtderesi'dir.

İstifin tabanında kırmızı çakıltaşı ve kumtaşı araldanması yer alır. Çakıltaşları, kırmızı renkli silttaşı, kumtaşı ve kumlu çökeller içinde değişik konumlarda izlenir. Matriksi oluşturan killi, siltli düzeyler çok kötü boylanmalı olup, içlerinde yer yer jips düzeyleri kapsarlar. Çakıllı düzeyler hamur içinde merccekler şeklinde yer alır. Genel olarak çakılların % 95'i volkanik kökenli olup, seyrek olarak kireçtaşı çakılları da içerir. Çakıllar genellikle köşeli, çok az yuvarlak olup, tane boyları 1-50 cm arasında değişir. Tane ve matriks destekli çakıllar kötü boylanmalı ve yanal olarak merccekseldirler. Bu çökeller yanal ve düşey olarak kalınlıkları 2-4 m arasında değişen gri renkli kumlu kanal dolguları ile kırmızı, yeşil renkli değişik kalınlıktaki (2-5 m) silttaşı araldanmasına geçer. Bunlar da toplam kalınlığı 4 m olan ince tabakalı jips, kırmızı yeşil renkli kilttaşı araldanmasına geçer. Bu araldanmalı seviyenin üzerinde kalın tabakalı masif jipsler ile yaklaşık kalınlığı 5 m olan kırmızı çamurtaşı ve siltli, çok ince taneli kumtaşı araldanmasına geçilir. Formasyonun en üstünü ise kalınlıkları 1-3 m arasında değişen, tane boyları kaba kum boyundan ince kum boyu arasında değişen, gri kumtaşları ile araldanan kırmızı yeşil renkli silttaşı ve kilttaşları oluşturur.

Tatlıcak formasyonu altta Yeniçubuk, üstte Savcun formasyonu ile uyumludur. Alt ve üst dokanakların en iyi izlendiği yerler sırasıyla Çaypınar'ın kuzeyi ve Eğrektepe'nin batı etekleridir. Birimin ölçülmüş kalınlığı 300 m dir.

Savcun Köyü-Kürtderesi boyunda formasyonun en üst bölümlerini oluşturan menderesli akarsunun taşkın ovası çökelleri içerisinde gelişmiş kömürlü düzeylerden derlenen palinoloji örneklerinin incelenmesi sonucu *Inaperturopollenites hiatus* Pflug ve Thomson; *Inaperturopollenites ammoensis* Murr ve Pflug;

Polyestibulopollenites venus Potenie; *Leotriletes adriensis* Potenie ve Gell; *Cingulatisporites* sp.; *Pityosporites* spp. fosilleri saptanmış ve formasyon için Alt-Orta Miyosen yaşı verilmiştir.

Birimin alt bölümlerindeki şarabi, kırmızı renkli, araldanmalı çamurtaşı ve çakıltaşlarının çok kötü boylanmalı, iç yapı göstermememesi ve yaygın kalışı içermesi, bunların karasal alüvyon yelpaze ortamında çökeldiğine işaret etmektedir. Birimin üstünde yer alan kumtaşlarının tabanlarında gecikme çökellerinin bulunması, mercceksel geometrili olmaları, tabanlarının aşınmalı olması, çapraz tabakalar içermeleri ve üste doğru tane boyu küçülmesi göstermeleri ve kilttaşı, silttaşı, jips litolojileri ile araldanması, bunların akarsu ve alt ortamları ile playa göl ortamında çökeldiklerini düşündürmektedir.

Savcun Formasyonu

Tabanda sarımsı yeşil, yer yer morumsu kilttaşı, silttaşı ve killi kireçtaşı ve ince taneli kumtaşı araldanması ile başlayan formasyon, üste doğru tane boyu büyümesi gösteren koyu yeşil renkli, gastropod fosilli kumtaşı, kilttaşı, silttaşı araldanmasına geçer. Daha üstte kanallı çakıllı kumtaşları yer alır. Göl ve akarsu ortamında gelişmiş olan birime Savcun Köyü dolaylarında en iyi yüzlekler verdiği için, ilk defa tarafımızdan Savcun formasyonu adı verilmiştir.

Formasyon en yaygın yüzleklerini Savcun Köyü dolayında verir ve köyün güneybatısına ve kuzeyine doğru incelererek devam eder. Formasyon güneybatıda, Kabasakal Köyü dolayında iyice incilir ve Sarıtepe jipsleri tarafından uyumlu olarak örtülür. Kuzeyde Himmetfakılı Köyünün hemen kuzeybatısındaki Kısacıkırtı bitiminde daralır ve Sarıtepe jipsleri tarafından sınırlanır.

Birim, çalışma alanının kuzeyinde Himmetfakılı Köyü-Kısacıkırtı dolayında yaklaşık kalınlığı 15 m olan, ara düzeylerinde ince kömür damarları kapsayan, sarımsı renkli marn, kilttaşı, killi kireçtaşı ve çok ince taneli kumtaşları ile başlar. İnceleme alanının güneybatısındaki Çaypınar güneyinde ise yaklaşık kalınlığı 20 cm-1 m arasında değişen kumtaşları ile başlar. Bu kumtaşları üzerine Himmetfakılı-Kısacıkırtı izlenen birimler gelir. Bu birim içinde yer alan killi kireçtaşlarının tabaka kalınlıkları 5-10 cm olup, yaygın tatlı su gastropod fosilleri içerir. Bu çökellerin üstüne ise üste doğru tane boyu ve tabaka kalınlıkları artan çökeller gelir. Bu seviye tabanda kumtaşı oranı düşük olan koyu yeşil renkli gastropod fosilli kilttaşı, silttaşı ile başlar, üste doğru kum/şeyl oranı artar. Birim üste doğru tabaka kalınlıkları 10 cm olan kumtaşı, silttaşı, kilttaşı araldanmasına geçer, sonra yeşil, kırmızı, açık yeşil veya kül, gri renkli kumtaşları

ile çakıllı kumlu kanal dolguları ile devam eder. Formasyonun en üstünü ise yeşil, kırmızı renkli kilttaşları ile ardalanmış ve ara düzeylerinde çakıllı kumtaşları kapsayan jipsler oluşturur.

Formasyon, altta Tatlıcak formasyonunu oluşturan değişik kaya türleri, üstte ise Sarıtepe jipsleri ile uyumlu ve geçişlidir. Formasyonun ölçülmüş kalınlığı 210 m dir (Şekil 3e)

Savcun formasyonunun gösel ve akarsu kökenli kaya türleri değişik fosiller kapsar. Çoğunlukla gösel kilttaşı ve killi kireçtaşları, özellikle sarı renkli marnlı düzeyler bolca tatlısu gastropod fosilleri içerir. Ayrıca çakıllı, kumlu kanal dolguları içinde büyük omurgalı hayvanlara ait çok aşınmış, fosil kalıntılara rastlanılmıştır. Derlenen örneklerin yaş vermede yetersiz olduğu belirtilmiştir. Gösel çökellerden, özellikle Savcun Köyünün 1 km güneydoğusundaki Çardaklısırtından derlenen tatlısu ortamı ostrokodlarından *Codonalongitesta kristil*; *Limnocythere* sp. ayırtlanmıştır. Formasyonun tabanını oluşturan kömür arakatıkları içeren gösel çökellerin yüzeylediği Himmetfakılı - Kısacıksırtı ile Savcun Köyü-Eğrektepe dolayında derlenen palinoloji örneklerinin incelenmesinde *Brachysporites thraceous* Ediger; *Leiotrilates adriensis* Potonie ve Gell; *Monocolpopollenites trachcaoides* Nakoman; *Ovoidites ligneolus* Potonie; *Inaperturopollenites ammaensis* Mur ve Pflug; *Monoporolopollenites* sp.; *Periporollenites* sp.; *Pityosprites* spp.; *Inpurturopollenites* spp.; *Tricolpopollenites* spp. fosilleri tanımlanarak Alt-Orta Miyosen yaşı önerilmiştir. Çalışma alanının yakın dolaylarındaki çalışmalarda (Aktimur ve diğ., 1988; Yılmaz ve diğ., 1989; Cater ve diğ., 1991) da benzer çökelere Alt-Orta Miyosen yaşı verilmiştir. Formasyon için önerilen yaşlar litostratigrafik ilişkileri de doğrular niteliktedir.

Formasyon tabanını oluşturan killi kireçtaşlarının yaygın tatlısu gastropodları ile kömür arakatıkları bulundurması, bunların göl ortamında, üstüne gelen kumlu, çakıllı kanal dolgularının üste doğru tane boyu küçülmesi, çapraz tabakalar ile gecikme çökelere içermeleri, bunların da akarsu ortamında oluştuğunu gösterir.

Sarıtepe Jipsleri

Savcun formasyonu üzerinde uyumlu olan birim çoğunlukla jipslerden oluşmuştur. Savcun Köyünün 800 m güneydoğusundaki Sarıtepe dolaylarında en iyi yüzlekler verdiği için ilk defa Yılmaz ve diğ. (1989) tarafından Sarıtepe jipsleri olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da aynı adlama kullanılmıştır.

Birimin yaygın olarak yüzlek verdiği yer Sarıtepenin kuzey ve kuzeydoğusudur. Bu jipsli seri Kızılırmak'ın kuzeyinde küçük yüzlekler şeklinde izlenir ve genellikle İncesu Formasyonu

çökelere tarafından uyumsuz olarak örtülürler. Sarıtepe'nin güneybatısına doğru geniş bir şerit biçiminde uzanır. Birim için kesit yeri, Savcun'un 800 m güneydoğusundaki Sarıtepe'dir.

Formasyonu ağırlıklı olarak beyaz ve alacalı renkli jipsler oluşturur. Çoğunlukla tabakasız, yer yer de orta ve ince tabakalıdır. Jipsler ara düzeylerinde ya da yanal uzantılarında, yer yer kırmızı renkli çamurtaşı, silttaşı ve kireçtaşı aralanımını kapsarlar. İstif, altta Savcun, üstte Hocabey formasyonu ile uyumlu ve geçişlidir. Tip kesit yerinde ölçülmüş kalınlığı 60 m dir.

Birimi oluşturan çökel kayalar fosil içermediğinden, formasyonun yaşı litostratigrafik ilişkilerle göre verilmiştir. Altta Alt-Orta Miyosen yaşlı Savcun formasyonu üzerine uyumlu olması, üstüne ise uyumlu olarak Alt-Orta Miyosen yaşlı Hocabey formasyonunun gelmesi nedeniyle formasyonun yaşı da Alt-Orta Miyosen'dir.

İstifi oluşturan masif ve tabakalı jipslerin ara düzeylerinde mercekse geometri kumtaşı, kilttaşı, silttaşı ardalanması bulunması, jips kristallerinin terijen kökenli malzeme ile sarılması, istifi oluşturan çökelere mevsimlik akarsuların oluşturduğu playa göl ortamında çökel-diklerini belirtir.

Hocabey Formasyonu

Sarıtepe jipsleri üzerinde uyumlu olarak yer alan ve çoğunlukla kilttaşı, silttaşı, çamurtaşı ve yer yer de kumtaşı kapsayan bir ardalanmadan oluşan kaya türü topluluğu, Alt-Orta Miyosen yaşlı istifin en üst düzeyini temsil etmektedir. Birim Hocabey dolaylarında en iyi yüzlemler verdiğinden, ilk defa Yılmaz ve diğ. (1989) tarafından adlandırılmıştır.

Formasyon çalışma alanının güneyinde Dedeli Köyünün 250 m kuzeyinde küçük yüzlekler şeklinde izlenir. Birim çalışma alanının kuzeyine doğru özellikle Hocabey, Çerçideresi köyleri ve Kızılırmak yakınlarında daha geniş yüzlekler verir. Formasyonu oluşturan çökelere Kızılırmak vadisindeki Şimkürek Köyünün 200 m güneyinde eski alüvyonlar tarafından sınırlanır. Çalışma alanının güneybatısında Sağobruk-tepe dolaylarında bir senklinele çanağında küçük bir yüzlek biçiminde izlenir. Formasyon için üç ayrı tip kesit yeri verilmiştir. Formasyonun tabanını oluşturan çökelere en iyi izlendiği yer Dedeli Köyünün 1 km kuzeyindeki Bahçecik Köyü ile Ebugenbeği Sırtı arasındadır. Formasyonun ortasını oluşturan çökelere için tip kesit yeri Hocabey Köyü-Mescitli deresi boyudur. En üstünü oluşturan çökelere için ise tip kesit yeri Hocabey Köyünün 500 m güneybatısı Şaşaktepe ile Ziyarettepe arasındadır.

Birimin rengi bordo-kırmızı ya da alacalıdır. Çakıllı kumtaşı, kilttaşı, silttaşı ve ç-

murtaşlarının değişik oranlarda aralanmasından oluşmuştur. Formasyonun tabanında yaklaşık kalınlığı 50 m olan yeşil, kırmızı renkli kilitaşı, silttaşı ve ince tabakalı, ince taneli kumtaşı aralanması yer alır. Bu aralanmalı düzeyler üste doğru kötü boylanmış, kırmızı renkli kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı aralanmasına ve tabaka kalınlıkları 40-60 cm arasında değişen kumtaşlarına geçer. Bu seviyenin üstünde ise ara düzeylerinde değişik kalınlıkta jips tabakaları içeren yeşil, gri, kül ve kırmızı, alacalı renkli silttaşı, kumtaşı, kilitaşı aralanması yer alır. Birim kırmızı renkli siltli kilitaşı, yeşil kilitaşı, silttaşı ve ince taneli, ince tabakalı kumtaşı aralanması ile devam eder. Formasyonun en üstünü kırmızı renkli kötü boylanmalı silttaşı kilitaşları ile bunların arasında gelişmiş çakıltaşları oluşturur.

Hocabey formasyonu altta Saritepe jipsleri üzerine uyumlu ve geçişlidir. Üstüne ise Şimkerek-Çaputuyalan Sırtı ve Bayrampurutepe arasında Kuvaterner yaşlı seki çökelleri; Kızılırmak'ın kuzeyinde ise Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Derindere Çakıltaşı Üyesinin akarsu çökelleri açısız uyumsuzlukla örter. Formasyonun ölçülmüş kalınlığı 285 m dir.

Hocabey Köyünün 1-5 km güneybatısındaki Moğolsuyu mevkiinden derlenen palinoloji örneklerinin incelemesi sırasında *Inapeteturapollenites ammaensis* Murr ve Pflug; *Monocolpopollenites trachcarpoides* Nakoman; *Leiotrilates adriensis* Potonie ve Gell *Verrucatosporites favus* Potonie ve Pflug; *Triatriopollentites coryphaeus* Potonie; *Peripporollenites* sp. fosilleri tanımlanmış ve Alt-Orta Miyosen yaşı önerilmiştir.

Formasyonun tabanını oluşturan kırmızı renkli kilitaşı, silttaşı aralanmasının jips arakatkıları kapsaması, kilitaşlarının kuruma çatlakları içermesi, bunların playa gölünde çökeldiklerini ortaya koymaktadır. Birimin üst kesimindeki şarabi renkli, çok kötü boylanmalı, iç yapı içermeyen çakıltaşı ve çamurtaşlarının karasal alüvyon yelpazesi ortamında, bunların üzerinde gelişmiş sinüslü derecelenmeli kanal dolgularının ise akarsu ortamında çökeldikleri belirtilebilir.

İncesu Formasyonu-Derindere Çakıltaşı Üyesi

Özellikle Kızılırmak'ın kuzeyinde akarsu kökenli kırıntılı kayalardan oluşan birim, en yaygın olarak İncesu deresi boyunca izlendiğinden, ilk defa Yılmaz (1980) tarafından adlandırılmıştır. Bu çalışmada Derindere Çakıltaşı Üyesi ve Porsuk Kireçtaşı Üyesi olmak üzere iki üye ayırtlanmıştır. Birimin alt düzeylerine karşılık gelen ve yaygın olarak gözlenen kanallı çakıltaşları için Derindere Çakıltaşı Üyesi adlanması kullanılmıştır. Bu üye boz ve kırmızı renkli, a-

şınmalı tabana sahip çakıltaşı-kumtaşı-silttaşı-kilitaşı aralanmasından oluşmuştur.

İstif çalışma alanının kuzeyinde D-B doğrultusunda, özellikle Kızılırmak boyunda devamlı ve geniş yüzlekler sunar. Üye çalışma alanı dışında da çok yaygın yüzlekler verir. Çalışma alanının batıya olan devamlılığında büyük kalınlıklar oluşturur. Çalışma alanında üye için tip kesit yeri Kızılırmak boyundaki yüzleklerdir.

Birim, boz, gri, kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı, kilitaşı, silttaşı aralanmasından oluşmuştur. Üyeyi oluşturan çökel kayalar yer yer çeşitli kalınlıkta katmanlıdır. Çakıllar metamorfik, ofiyolit, Üst Kretase ve Eosen yaşlı kireçtaşlarından türemişlerdir. Çakıl boyları 5-20 cm arasında değişmekte olup, çoğunlukla köşeli, yarı yuvarlak, çoğunlukla kötü boylanmalı, kil ve kum matrisli ve yer yer tane destekli sıkı kireç çimentoludur. Çakıltaşları ile aralanan silttaşı ve kilitaşları ile ince taneli kumtaşları gri, yeşil, kırmızı ve sarımsı renklidir. Bu seviye içinde tabakalı kumtaşları ile çakıllı düzeyler gelişmiştir.

Üye Alt-Orta Miyosen yaşta çökeller üzerinde, çalışma alanı dışında ise daha yaşlı birimler üzerinde açısız uyumsuzdur. Üyenin üstüne ise açısız uyumsuzlukla Kuvaterner yaşlı Kızılırmak'ın sekileri ile genç alüvyonlar gelir. Üyenin tip kesit yerindeki kalınlığı 105 m dir.

Üyenin batı ve güneybatıya yanal devamı ve benzeri olarak düşünülen Gemerek dolaylarındaki yüzleklerde Sümengen ve diğ. (1987) tarafından mikro ve makro memeli fosiller bulunmuştur: Kalecik'de *Prognomoys* sp.; *Byzantinia* sp.; *Kowalskia* sp.; Burhan Köyünde *Occitanomys sondaari* Vande Weerd; *Myomimus* sp.; küçük memeli fosilleri; Dendil Köyünde *Hipparion matthewi* Abel; *Hipparion mediterraneum* Hansel; gibi büyük memeli fosiller; İğdeli Köyünde ise; *Occitanomys* sp.; *Castilomys* sp.; *Anademas* sp. fosillerini tanımlamışlar ve Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşını önermişlerdir. Bu yaş, Alt-Orta Miyosen birimleri üzerine açısız uyumsuzlukla gelmesi nedeniyle litostratigrafik ilişkilere göre düşünülen yaşı desteklemektedir.

Üyeyi oluşturan çakıltaşlarının tabanlarının aşınmalı, merceksel geometri, büyük ölçekli düzlemsel ve teknemsi çapraz tabakalı olması, üste doğru tane boyu küçülmesi göstermesi, tırmanan rıppil laminasyonlar kapsaması, üste doğru yaygın kalışı yumruları, bitki izi ve canlı yaşam izi içeren kilitaşı ve silttaşları ile aralanması, üyenin akarsu ve alt ortamlarında çökeldiklerini düşündürmektedir.

Sivas, Şarkışla ve Gemerek dolaylarında benzer çökeller Gökten (1983) Tavladere Çakıltaşı Üyesi; Sümegen ve diğ. (1987) Eğerci formasyonu; Aktimur ve diğ. (1988) Kangal Formasyonu olarak adlanmış ve tanımlamıştır.

Alüvyonlar

Kızılırmak boyunca izlenen birimler birimler eski ve yeni alüvyonlar olarak ayırtlanmıştır. Boz renkli orta iyi yuvarlanmış çakıllardan oluşan çakıltaşları kötü-orta boylanmalı, yer yer gevşek ve sıkı kireç çimentoludur. Yaygın derecelenmeli, çapraz tabakalanmalı ve tabanları erozyonludur. Bunlar olasılıkla Kızılırmak'ın eski sekileri olup, yaşı Pleyistosen olabilir. Kızılırmak'ın bugünkü yatağında yer alan çakıllar, kumlar ve siltler, D-B yönünde geniş yüzlekler verir. Çallı Deresi boyunca da genç alüvyon çökelleri gelişmiştir.

TEKTONİK

Sivas Havzası'nın batı ve güneybatısında yer alan çalışma alanındaki denizel ve karasal kırıntılı kayalar yoğun biçimde kıvrılmış ve faylanmışlardır. Bunların sebebi ise çalışma alanının Serravaliyen-Tortoniyen yaş aralığında GB-KB doğrultulu sıkışmasıdır. Tortoniyon sonlarında ya da Pliyosen başlarında sıkışma daha çok artmıştır (Yılmaz, 1989). Bu artmayla birlikte çalışma alanındaki birimlerde sağ ve sol yanal atımlı faylar gelişmiştir. Bu doğrultu atımlı faylar çalışma alanının bugünkü morfolojisinin temelini hazırlamışlardır.

Ayrıca, Oligosen ve Alt-Orta Miyosen yaşlı kırıntılılar ile arkatıklı ya da ardalanmalı jipslerin su alıp şişmeleri sonucu tuz domları oluşmuştur. Bunun sonucunda içinde geliştikleri birimlerin ilksel durumlarını bozmuşlardır. Tuz domları daha çok Küçüktuzhisar, Akören, Tatlıcak ve Hocabey formasyonları içinde gelişmişlerdir. Bu formasyonlarda devrik ve dikleşmiş tabakaların yanında, çok küçük boyutlu kıvrımların geliştikleri gözlenmiştir. Tuz domlarına bağlı olarak gelişmiş yapıların genel tektonik yapıları dik olarak kestikleri de görülmüştür.

Kıvrımlar

Şahantepe Antiklinali : Kavlak Köyünün 600 m, Şahantepe'nin 50 m güneyinde yüzeyleyen Eosen yaşlı çökel kayalar içinde gelişmiş olup, KD-GB gidişlidir.

Çallı Antiklinali : Çalışma alanında gözlenen en büyük kıvrımdır. Çalışma alanının kuzeydoğusunda, Şimkürek Köyünün 400 m güneyinde Sarıtepe jipsleri ile Hocabey formasyonları içinde başlar, Oligosen yaşlı Küçüktuzhisar ve Akören formasyonları içinde devam eder ve Çallı'nın güneybatısında Çallı deresi alüvyonları içinde kaybolur. Genel olarak KD-GB gidişlidir. Yaklaşık 8 km olan antiklinalin çekirdeğinde Küçüktuzhisar formasyonu yer alır.

Çalışma alanında yukarıda tanımlanan kıvrımların dışında aynı birimler içinde birçok

küçük boyutlu antiklinal ve senklinaller de gelişmişlerdir. Bunlar çalışma alanının güneyinden kuzeyine doğru tanımlanacak olursa; Sarıtepe jipsleri ile Tatlıcak formasyonlarında gelişmiş KD-GB gidişli antiklinal ve senklinallerdir.

Faylar

Çalışma alanında yüzlek veren formasyonlar içinde KD-GB ve KB-GD gidişli küçük ve büyük boyutlu, doğrultu, ters ve bindirme fayları gelişmiştir. Bu fayların hiçbirisi bölgesel büyüklük göstermezler. Bunlardan büyük boyutlu ve önemli olanlar adlanmış ve tanımlanmışlardır.

Akören Fayı : Ters bir fay olup, Derindere Çakıltaşı Üyesi ile Akören ve Küçüktuzhisar formasyonlarının sınırları boyunca gelişmiştir. Fayın izlenebilen boyu 4 km dir. 20 km boyunca Küçüktuzhisar ve Akören formasyonları kuzeybatı yönünde yükselmiştir. Akören Köyü dolaylarında fayın eğim açısı 35° den büyük olmasına karşın, köyün batısına doğru eğim açısı azalmaktadır.

Hocabey Fayı : Hocabey'in yaklaşık 2 km güneydoğusunda yer alır. Ters bir fay olup, Sarıtepe jipsleri ile Hocabey formasyonu sınırında oluşmuştur. Fayın izlenebilen boyu yaklaşık 3 km dir. Fay boyunca Sarıtepe jipsleri yükselmiştir. Fayın eğim açısı 35°-60° arasındadır.

Ziyaret Tepe Fayı : Ters bir fay olup, en iyi izlendiği Ziyaret Tepe'nin 50 m doğusudur. Bu fay Hocabey fayının hemen hemen karşısında yer alır. Yukarıda tanımlanan formasyonların sınırında gelişmiştir. Fay boyunca Sarıtepe jipsleri yükselmiştir. Fayın eğim açısı 35°-60° arasında değişmektedir.

Karagömlek Fayı : Karagömlek ile Koyuncu Köyleri arasında yüzeyleyen Küçüktuzhisar ve Tatlıcak formasyonu arasında izlenir ve ters faydır. Fay boyunca Tatlıcak formasyonu alçalmış, Küçüktuzhisar formasyonu yükselmiştir. Boyu 4 km ve eğim açısı 35° den büyüktür.

Çallı Bindirme Fayı : Çalışma alanındaki tek bindirme fayı olup, Çallı Köyü'nün yaklaşık 1 km kuzeyinde izlenir. Yollugüney Tepe ile Kızıldağ Dere'nin 50 m kuzeybatı arasında uzanan fayın boyu 3 km dir. Akören formasyonu, Derindere çakıltaşı üyesi üzerine bindirmiştir. Bindirmenin yönü GD-KB ve bindirme açısı 0°-35° dir. Çökellerin durumundan dolayı itilme miktarları belli değildir.

Çallı Deresi Fayı : Birbirine çok yakın ve koşut, ayrıca özelliklerin de aynı olması nedeniyle iki fay tek bir isim altında tanımlanmıştır. Derindere Çakıltaşı Üyesi ile Çallı Deresi alüvyonları içinde izlenen yaklaşık uzunlukları 3 km olan fayların, her iki yöndeki devamlılıkları izlenmemektedir. Bunlar KD-GB gidişli sol yanal doğrultu atımlı faydır.

Çalışma alanında yüzlek veren formasyonlarda Neotektonik dönemde gelişen yapılar ve özellikleri değerlendirildiğinde, çalışma alanı GD-KB doğrultulu bir sıkışmanın etkisi altında kalmıştır. Bunun sonucunda KD-GB gidişli kıvrımlar gelişmiştir. Ayrıca K 70° D gidişli sol yanal, K40°B gidişli sağ yanal doğrultu atımlı faylar da oluşmuştur.

SONUÇLAR

Sivas'ın batı ve güneybatısında yapılan bu çalışma ile aşağıdaki sonuçlara varılmıştır :

Çalışma bölgesinin 1/100 000 ölçekli jeoloji haritası ile genelleştirilmiş stratigrafi kesiti hazırlanmıştır.

Çalışma alanında yüzeyleyen birimlerde on bir formasyon ile iki üye ayırtlanmış ve tanımlanmıştır. Ayırtlanan bu formasyon ve üyelerden Sahantepe üyesinin Orta-Üst Eosen; Küçükützhisar, Akören formasyonlarının Oligosen; Çallı, Bozkayalar, Yeniçubuk, Tatlıcak, Savcun, Sarıtepe jipsleri ile Hocabey formasyonlarının Alt-Orta Miyosen, İncesu formasyonu-Derindere Çakıltası Üyesinin ise Üst Miyosen-Pliyosen yaşta olduğu belirlenmiştir.

Eosen sonunda karasallaşmaya başlayan inceleme alanında, bu karasallaşma Oligosen sonuna kadar sürmüştür. Bu dönemde gelişen formasyonların birbirleri ile geçişli ya da uyumlu oldukları gözlenmiştir. Oligosen sonu Miyosen başında çok sınırlı da olsa inceleme bölgesinde denizel rejimin tekrar egemen olduğu belirlenmiştir. Bu denizin de, çalışma bölgesinden çekilmesine koşut olarak, aynı dönemin sonuna kadar karasal rejim etkin olmuştur. Alt-Orta Miyosen sonuna kadar oluşmuş karasal birimlerin, birbirleri ile geçişli ve uyumlu oldukları saptanmıştır. Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı karasal kıvrımların daha yaşlı tüm birimlerin üzerine aşılmal uyumsuz olduğu görülmüştür.

İlk defa bu çalışmada ayırtlanan birimlerin bir bölümünün yanal devamlarının çalışma alanı ile sınırlı oldukları saptanmıştır. Havzanın diğer kesimlerinde bu birimlere ve benzerlerine rastlanmadığından, önceki araştırmacılar tarafından havza için önerilen stratigrafinin eksiklikler taşıdığı belirlenmiş ve bu inceleme ile eksiklikler kısmen de olsa giderilmeye çalışılmıştır.

Çalışma bölgesinde yüzeyleyen Tersiyer yaşlı kayalarda çoğunlukla KD-GB gidişli birçok antiklinal ve senklinalin varlığı ortaya çıkarılmıştır. Aynı birimler içinde birçok irili ufaklı KD gidişli sol, KB gidişli sağ yanal atımlı doğrultu fayları ile ters ve bindirme faylarının olduğu belirlenmiştir. Bunların çoğunluğunun Alt-Orta Miyosen sonunda şekillenmeye başladığı düşünülmüştür. Çalışma bölgesinde izlenen tüm tektonik yapıların neotektonik dönemde bölgenin GD-KB doğ-

rultulu sıkışmasına bağlı olarak geliştiği saptanmıştır. Üst Miyosen sonunda Pliyosen başında bu sıkışmanın daha da artmasıyla doğrultu atımlı fayların geliştiği ortaya konmuştur. Çalışma alanında egemen olan tektonik yapılarla tersleşen tektonik yapıların da varlığı belirlenmiştir. Bu yapıların tuz domları ile yerel kuvvet tersleşmelerinden ileri geldiği açıklanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazar, bu makalenin oluşumunda katkılanı olan proje yöneticisi Prof.Dr. Ali Yılmaz'a, Jeo.Yük.Müh. Muhsin Sümengen'e, İsmail Terlemez'e ve yazılmasına yardımcı olan Ahmet Uzun'a teşekkür eder.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Aktimur, T., Atalay, Z., Tekirli, E., Yurdakul, E., 1988. Munzur Dağları ile Çavuşdağı arasının jeolojisi. MTA Rap. No. 8320 (yayımlanmamış).
- Aktimur, T.H., Tekirli, E., Yurdakul, M.E., 1990. Sivas-Erzincan Tersiyer havzasının jeolojisi. MTA Dergisi, 111, 25-27.
- Altunsoy, M., 1993. Karacaören (İmranlı)-Diktaş (Divriği) yöresi Tersiyer çökellerinin sedimenter petroloji, petrol anakayası ve organik fasiyes özelliklerinin incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi (yayımlanmamış).
- Arpat, E. 1964. Gürlevik Dağı bölgesinin ve kuzeyinin genel jeolojisi ve petrol imkanları. MTA Rap. no. 4180 (yayımlanmamış).
- Artan, Ü., Sestini, G., 1971. Sivas-Zara-Beypınarı Bölgesinin Jeolojisi. MTA Dergisi, 76, 80-89.
- Cater, J.M.L. Hanna, S.S., Ries, A.C., Turner, P., 1991. Tertiary evolution of the Sivas Basin, Central Turkey. Tectonophysics, 195, 29-46.
- Ceyhan, F., 1987. Sivas güneydoğusundaki tuz ve jips yataklarının jeolojisi, oluşum kökeni ve ekonomik özellikleri. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans Tezi, 107 s (yayımlanmamış).
- Çubuk, Y., Kaya, T., Kayakıran, S., Ocakoğlu, F., Karakullukcu, T., Kurt, İ., Koşun, E., Cadoğlu, F., Ozansoy, C., 1994. Sivas-Tersiyer havzasının doğusu'nun jeolojisi ve sölestin yatakları, MTA Rap. no. 9700.
- Ezgü, N., 1945. Sivas vilayeti jeolojik istikşaf raporu. MTA Rap. no. 1609 (yayımlanmamış).
- Gökçe, A., Ceyhan, C., 1988. Sivas güneydoğusundaki Miyosen yaşlı jipsli çökellerin stratigrafisi, yapısal özellikleri ve oluşumu. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fa-

- kültesi Dergisi Seri A Yerbilimleri 5, 11-17.
- Gökten, E., 1983. Şarkışla (Sivas) Güney, güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 167-176.
- Gökten, E., 1984. Şarkışla yöresinin tektoniği. Jeoloji Müendisliği Dergisi, 20, 3-9.
- Gürsoy, H., 1986. Örenlice-Eskiköy (Sivas) Yöresinin stratigrafik ve tektonik özellikleri: Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans Tezi, (yayımlanmamış).
- Inan, S., Öztürk, A., Gürsoy, H., 1993. Ulaş-Sincan (Sivas) yöresinin stratigrafisi. Doğa Dergisi 1, 1-15.
- Kavak, K.Ş., 1992. Ağcakışla (Sivas GB'sı) yöresinin jeolojik özellikleri. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 81 s (yayımlanmamış).
- Ketin, İ., 1984. Türkiye Jeolojisi. İ.T.Ü. Müh. Fak. İstanbul.
- Kurtman, F., 1973. Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin Jeolojik ve tektonik yapısı. MTA Dergisi, 80, 1-32.
- Lebküchner, R.F., 1957. Kayseri ve Avanos-Ürgüp havalesi ile Boğazlayan havalesinin Uzunyayla'ya kadar olan kısmının jeolojisi hakkında rapor. MTA Rap. no. 2656 (yayımlanmamış).
- Luttig, G., Steffens, P., 1976. Explanatory notes paleographic atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 64.
- Meşhur, M., Aziz, A., 1980. Sivas baseni jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPAO Rap. no.1530 (yayımlanmamış).
- Norman, T., 1964. Celâlli (Hafik) bölgesi genel jeolojisi. MTA Rap. no. 4114 (yayımlanmamış).
- Okay, A.C., 1952. Sivas 62/1 paftası Lövesi Raporu. MTA Rap. no. 1995 (yayımlanmamış).
- Özgül, N., 1981. Munzur dağlarının jeolojisi. MTA Rap. no. 6495 (yayımlanmamış).
- Saltık, O., Saka, K., 1971. Şarkışla-Ağcakışla civarının jeolojisi incelemesi. TPAO Rap. no. 528 (yayımlanmamış).
- Soytürk, N., Birgül, A., 1972. Şarkışla-Kaynar-Kaleköy arasının jeolojik incelemesi. TPAO Rap. no. 703 (yayımlanmamış).
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Bilgiç, T., Gürbüz, M., Ünay, E., Ozaner, S., Tüfekçi, K., 1987. Şarkışla-Gemerek dolay Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve jeomorfolojisi. MTA Rap. no. 8118 (yayımlanmamış).
- Stchepinsky, V., 1939. Sivas vilayeti merkezi kısmının umumi jeolojisi hakkında rapor. MTA Rap.no.868 (yayımlanmamış).
- Tütüncü, K., 1975. Erzincan-Sivas arasındaki Tersiyer havzasının tektonik ve sedimentolojik özellikleri. TJK Bilimsel Kurultayı Bildiri Özetleri, Ankara, s. 29.
- Yılmaz, A., 1984. Tokat (Dumanlıdağ) ile Sivas (Çeltek dağı) dolaylarının temel jeolojisi özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu. MTA Dergisi, 99-100, 1-18.
- Yılmaz, A., Sümengen, M., Terlemez, İ., Bilgiç, T., 1989. Şarkışla-Ulaş (Sivas) arasının jeolojisi. MTA Rap. no. 9090 (yayımlanmamış).
- Yücel, T., 1955. Kangal-Gemerek arası jeolojisi hakkında rapor. MTA Rap. no. 2336 (yayımlanmamış).

PAZARKÖY (BOLU KD / KB TÜRKİYE) YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ

STRATIGRAPHY OF PAZARKÖY (NE BOLU / NW TURKEY) REGION

T. Fikret SEZEN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ: Çalışılan alan, Pazarköy (Bolu KD) yöresini kapsamakta ve 1/25 000 ölçekli Bolu-G28-a2 paftası ile sınırlandırılmış bulunmaktadır. Bu çalışmada, inceleme alanının stratigrafik birimleri sunulmaktadır. Bu çalışma ile yörede yer alan istif sekiz litostratigrafik birime ayrılmış ve her birime ait kayaçların özellikleri araştırılmıştır. Bu stratigrafik birimler: Ağalar kataklazitleri (Devoniyen Öncesi); Çapak formasyonu (Alt-Orta Devoniyen); Ören melanjı (Üst Kretase); Çırdak formasyonu (Üst Kretase-Paleosen); Sazlar formasyonu (İpresiyen-Lütesiyen); Çukurca formasyonu (Üst Lütesiyen); Mengen formasyonu (Oligosen-Neojen) ve Kuvaterner çökelleri'dir. Genellikle kataklastik özellik gösteren metamorfik ve granitik kayaçlardan oluşan Ağalar kuzey kataklazitleri üzerinde; diskordan konumda Çapak formasyonu dolomitik kireçtaşları yer almaktadır. Bu birim yine bir diskordansla Ören melanjı tarafından üzerlenmektedir. Üst Kretase-Paleosen yaşlı olan ve kireçtaşı, silttaşı, marn ve kumtaşlarından oluşan Çırdak formasyonu da diskordan konumda yer almaktadır. Kireçtaşı ve marnlardan oluşan Sazlar formasyonu, Çırdak formasyonu üzerinde transgresif olarak bulunmaktadır. Sazlar formasyonu üzerinde yer alan ve kireçtaşı, marn, kiltası ve çört ardalanmalı Çukurca formasyonu ise Sazlar formasyonu ile konkordan konumdadır. Kumtaşı, konglomera, killi kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşan ve genellikle yatay konumda bulunan Mengen formasyonu, daha eski birimleri diskordans ile örtmektedir. Kuvaterner yaşlı çökeller, dere yataklarındaki alüvyon ve yer yer gözlenen travertenlerden oluşmaktadır.

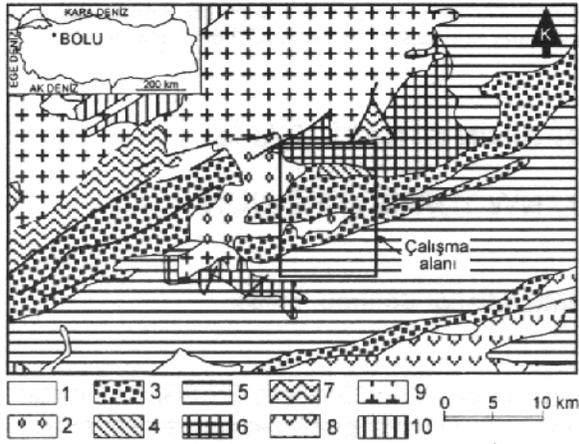
ABSTRACT: The investigated area is located around Pazarköy region, NE of Bolu and is covered by G28-a2 sheet of 1/25 000 scale map. In this paper the stratigraphic units of area is presented in detail. In the study, stratigraphy of the area is grouped into the eight lithostratigraphic units and properties of the rocks of these units has been studied. These lithostratigraphic units from older to younger are as follows: Ağalar cataclasites (Pre-Devonian); Çapak formation (Early-Middle Devonian); Ören melange (Late Cretaceous); Çırdak formation (Late Cretaceous-Paleocene); Sazlar formation (Ypresian-Lutetian); Çukurca formation (Late Lutetian); Mengen formation (Oligocene-Neogene) and Quaternary deposits. Dolomitic limestones of Çapak formation overlay unconformably Ağalar formation which consists of metamorphic and granitic rocks generally showing cataclastic textures. Çapak formation is overlain unconformably by Ören melange. The next formation is Çırdak formation of Upper Cretaceous-Paleocene in which limestone-siltstone, marls and sandstone alternations cover the older series with an unconformity. Sazlar formation consisting of limestone and marls is transgressive over Çırdak formation. Çukurca formation which contains limestone, marl, claystone and chert alternations, overlays conformably Sazlar formation. Sandstone, conglomerate, argillaceous sandstone and mudstones of Mengen formation are almost horizontal and transgressively overlays the previous older units. Quaternary deposits are river-bed sediments and travertines seen in some places.

GİRİŞ

Çalışılan alan, engebeli bir topoğrafyaya sahip 1/25 000 ölçekli Bolu-G28-a2 paftasını kapsamaktadır (Şekil 1). Çalışma alanındaki en büyük akarsu Büyükçay'dır. D-B doğrultulu bu akarsuya, KB-GD ve KD-GB doğrultulu yan dereler bağlanmaktadır. Ayrıca, çalışma alanını da içerisine alan bölge, oldukça yoğun bir orman örtüsü ile kaplıdır. Kuzey Anadolu Fayı'nın ku-

zey kesiminde bulunan inceleme alanı, ekonomik özellikler taşıması ve önemli bir deprem kuşağı üzerinde bulunması nedeni ile araştırmacıların ilgisini çeken bir bölgede bulunmaktadır. Bu çalışma ile bölgede yer alan kayaç topluluklarının litostratigrafik birimlerine ayrılması amaçlanmıştır.

Bölgedeki kayaç topluluklarını ayrıntılı olarak inceleyen büyük ölçekli bir çalışma bu-



Şekil 1. Bölgesel jeoloji ve bulduru haritası. 1:500000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından basitleştirilmiştir. 1: Kuvaterner, 2: Neojen, 3: Eosen, 4: Üst Kretase/Paleosen, 5: Üst Kretase, 6: Silüriyen/Devonyen, 7: Metamorfik seri, 8: Tüf, 9: Granitik kayalar, 10: Bazik intrüzifler.

Figure 1. Regional geology and location map. Simlified from geological map of Turkey, 1:500000 scale. 1: Quaternary, 2: Neogene, 3: Eocene, 4: Upper Cretaceous/Paleocene, 5: Upper Cretaceous, 6: Silurian/Devonian, 7: Metamorphic series, 8: Tuff, 9: Granitic rocks, 10: Basic intrusives.

lanmamaktadır. Ancak, bölgede az sayıda genel jeoloji-tektonik ve ekonomik amaçlı jeolojik çalışmalar yapılmıştır. Bu araştırmacılar, bölgedeki kayaları değişik nitelikte yorumlamışlar ve farklı yaşlar vermişlerdir. Blumenthal (1948), Bolu civarı ile ilgili çalışmasında dolomit ve kireçtaşlarından oluşan litolojilerin Devonyen yaşlı; Bolu masifinin de Paleozoyik yaşlı olduğunu belirtmekte ve yöredeki sokulum kayalarının yerleşim yaşının da Paleozoyik olduğunu ileri sürmektedir. İncelenen alanın yakın güney ve güneydoğusunda; Gere-de-İlgaz arasındaki geniş kuşak içinde çalışmış olan Tokay (1973), bölgenin ayrıntılı jeolojik haritasını yapmıştır. Bu çalışmalardan başka, ilgili alanın çevresinde Arni (1938); Blumenthal (1941); Tokay (1954-1955); Ketin (1955, 1959, 1966); Uysal (1959); Saner (1978, 1980); Canik (1980); Görmüş (1980); Cerit (1983, 1984), Sezen (1983) ve Yalçın ve diğ. (1987) tarafından jeolojik amaçlı araştırmalar da yapılmıştır.

STRATİGRAFI

İnceleme alanında belirlenen sekiz litostratigrafi birimi şu şekilde sıralanabilir: Ağalar kataklazitleri (Paleozoyik/Devonyen Öncesi), Çapak formasyonu (Alt-Orta Devonyen), Ören melanji (Üst Kretase), Çırdak formasyonu (Üst Kretase-Paleosen), Sazlar formasyonu (İpresi-

yen-Lütesiyen), Çukurca formasyonu (Lütesiyen), Mengen formasyonu (Oligosen-Neojen) ve Kuvaterner çökelleri (Kuvaterner) (Şekil 2 ve 3).

Ağalar Kataklazitleri

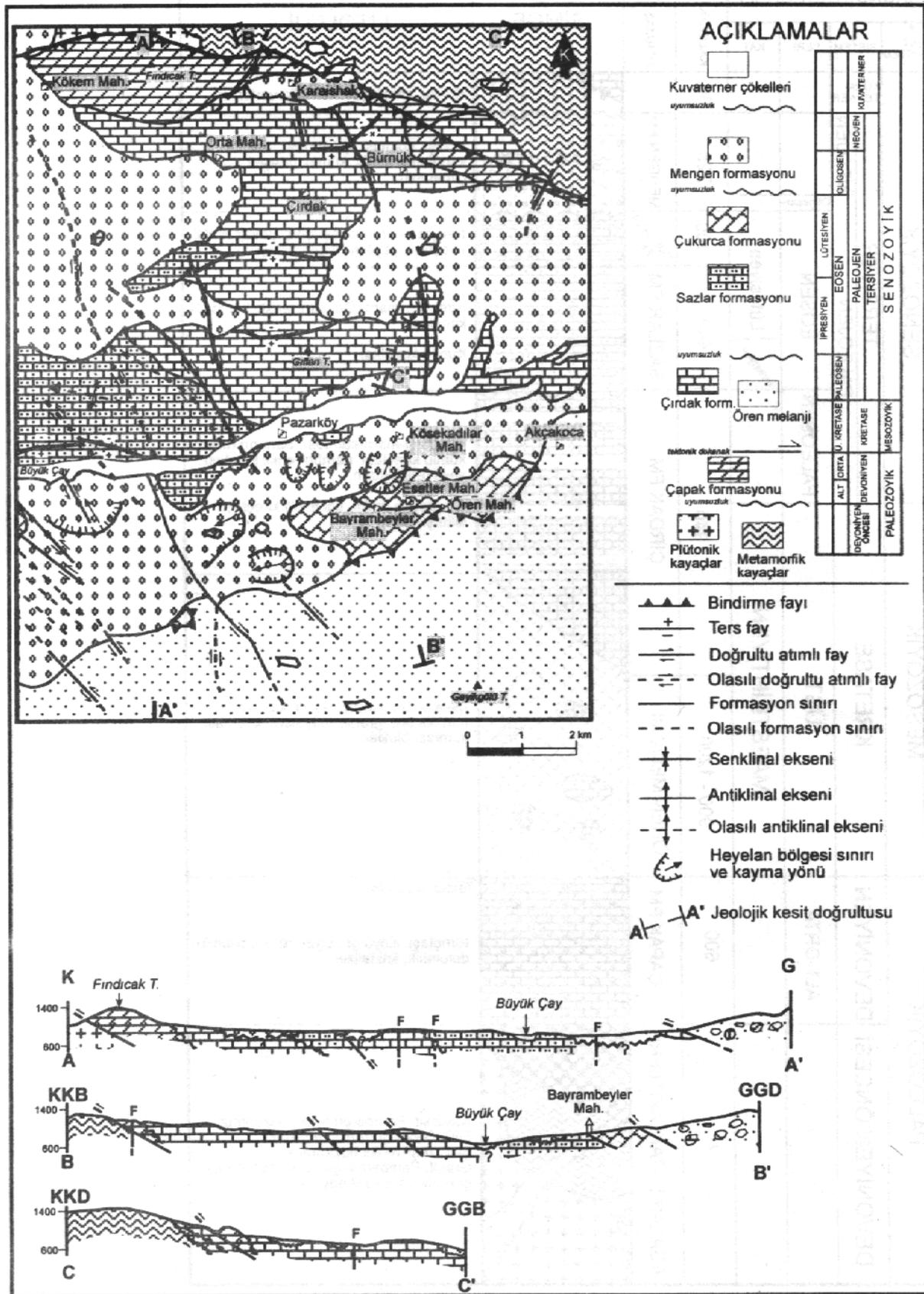
Ağalar Kataklazitleri, çalışma alanının kuzey kenarı boyunca yer almaktadırlar. Bu kesim, çalışma alanının en eski kayaç topluluklarını içermektedir. Bu birimde genel olarak magmatik ve metamorfik kayaların varlığı söz konusudur (Şekil. 2). Yoğun tektonik etkilere bağlı olarak, bu kesimdeki kayalarda yaygın ve etkin kataklazitik durum gözlenmektedir. Bu özellikleri nedeni ile kayaların petrografik tanımlamaları yanısıra kataklazitik kayalar olarak da sınıflandırılmaları yapılmıştır (Cerit ve diğ., 1987).

Bu kayalar, inceleme alanının batısında çalışan Cerit (1983 ve 1984) tarafından "Ağalar kataklazitleri" olarak tanımlanmış olup, güney ve kuzey kataklazitleri olarak iki gruba ayrılmıştır. İnceleme alanında sadece "Kuzey kataklazitleri" yer almaktadır. Ağalar kataklazitleri, esas olarak kataklazitik durumdaki granitik kayalar ile kuvarsit, klorit şist ve fillitlerden oluşmaktadır. Bu kayalara yer yer mermerler de iştirak etmektedir. Kataklazitik kayaç tanımlamalarında, kayacın dokusal özellikleri, mineral parajenezine oranla daha önemli olmakta ve bu dokuya neden olan tektonik kuvvetlerle ilgili yorumlara da gidilebilmektedir (Higgins, 1971).

Kuzey kataklazitlerine ait magmatik kayaların, alkalifeldispat granit bileşiminde oldukları saptanmıştır. Bunlar, yaygın olarak Kuzey kataklazitlerinin batı kesiminde bulunmaktadır. Kuvarsit, fillit ve klorit şist türü metamorfik kayalar ise daha yaygın olarak yer almaktadırlar. Kuzey kataklazitleri içerisinde yer yer 4-5 m. kalınlıkta granitik bileşimli granofir ve dolerit dayklarının varlığı gözlenmiştir. Bu dayklar, Karışak köyü kuzeyinde ve Fındıcak tepe civarında konumlanmaktadır. Kuzey kataklazitleri içerisinde ender olarak metakumtaşı yüzlekleri de bulunmaktadır. Bunlar birim içerisinde, bloklar halinde yer almaktadırlar.

İnceleme alanının kuzey kesimini kaplayan kataklazitler, daha genç birimlerin üzerlemesi nedeni ile tektonik dokunaklıdır. Genellikle bu dokunakta, kataklazitler ile Çapak formasyonu kayaları tektonik ilişkilidir. Doğu kesimde, birimin Çırdak formasyonu tarafından diskordansla üzerlendiği belirlenmiştir.

Yaş, karşılaştırma ve yorum: Kataklazitler, yaş tayini için gerekli paleontolojik bulguları içermemekteler. Bu nedenle birimin yaşı, yakın çevrede yapılmış olan çalışmalarda eşdeğerleri ile denştirilerek ve stratigrafik konumu göz önünde tutularak belirlenmeye çalışılmıştır.



Şekil 2. Pazarköy (Bolu KD) yöresi jeoloji haritası ve jeolojik kesitleri.
 Figure 2. Geological map and cross sections of Pazarköy (Bolu NE) region.

| KRONOSTRATİGRAFİ | | | | KALINLIK (m) | FORMASYON | SİMGE | LİTOLOJİ | |
|------------------|------------|-----------|---------------|--------------|-----------------------|---|--|--|
| ÜST SİSTEM | SİSTEM | SERİ | KAT | | | | | |
| SENOZOYİK | KUVATERNER | NEOJEN | | 30 | MENGEN FM | | Kumlu, çakıllı çökeller - Travertenler | |
| | | | | 225 | | | | |
| | | | | 100 | | | | |
| | TERSIYER | PALEOJEN | EOSEN | Lütésiyen | 440 | SAZLAR FM | | Kireçtaşı-marn-kiltaşı-çört: Beyaz renkli kireçtaşı, yeşil-gri marn, kiltası |
| | | | | | 440 | | | |
| | PALEOJEN | EOSEN | Lütésiyen | 440 | SAZLAR FM | | Kireçtaşı-marn: Gri, sarı renkli, bol fosilli kireçtaşı. | |
| | | | | | | | | 440 |
| | PALEOJEN | EOSEN | Lütésiyen | 440 | SAZLAR FM | | Kumlu kireçtaşı | |
| | | | | | | | | 440 |
| | PALEOJEN | EOSEN | Lütésiyen | 440 | SAZLAR FM | | Kireçtaşı-marn-kumtaşı: Sarı, gri renkli, kumlu kireçtaşı, pembe renkli kumtaşı, yeşil renkli marn. | |
| 440 | | | | | | | | |
| PALEOJEN | EOSEN | Lütésiyen | 440 | SAZLAR FM | | Gri, beyaz renkli, bol fosilli kireçtaşı-silttaşı-marn. | | |
| | | | | | | | 440 | |
| MESOZOYİK | KRETASE | ÜST | MAESTRİHTİYEN | 940 | ÇIRDAK FM | | Melanj: Gri, kırmızı renkli, killi-kumlu matris fillit, granit, radyolarit, kireçtaşı, kumtaşı blokları. | |
| | | | | 940 | | | | |
| MESOZOYİK | KRETASE | ÜST | MAESTRİHTİYEN | 900 - 1200 | ÖREN MELANJİ | | Melanj: Gri, kırmızı renkli, killi-kumlu matris fillit, granit, radyolarit, kireçtaşı, kumtaşı blokları. | |
| | | | | 900 - 1200 | | | | |
| PALEOZOYİK | DEVONİYEN | ALT-ORTA | | 600 | ÇAPAK FM | | Tektonik dakanak | |
| | | | | 600 | | | | |
| PALEOZOYİK | DEVONİYEN | ALT-ORTA | | 600 | ÇAPAK FM | | Kireçtaşı: Koyu gri, siyah renkli, bitümlü, dolomitik, kristalize. | |
| | | | | 600 | | | | |
| PALEOZOYİK | DEVONİYEN | ALT-ORTA | | ? | AĞALAR KATAKLAZİTLERİ | | Kuvarsit: Pembe-gri renkli bozunmuş. Fillit: Siyah-gri renkli, bol kırıklı. Şist: Yeşil renkli bozunmuş. Granit: Pembemsi-gri renkli bozunmuş, granofir ve dolarit daykları. | |
| | | | | ? | | | | |

Şekil 3. Pazarköy (Bolu KD) yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ölçeksiz).

Figure 3. Generalized stratigraphical section of Pazarköy (Bolu NE) region (not to a scale).

Blumenthal (1948), Bolu masifinin doğu uzantısı olarak değerlendirdiği bu birimin ve içerisinde sokulmuş bulunan granitik kayaların Paleozoyik yaşlı olduklarını belirtmiştir. Altınlı (1973), Orta Sakarya bölgesinde yaptığı çalışmada "ayrılanmamış temel karmaşığı" olarak tanımladığı eşdeğer birime, Permiyen öncesi yaşını vermiştir. Uysal (1959), inceleme alanının yakın batısında yaptığı çalışmada fillit, kalkışist, kuvarsit ve kuvarsdiyorit bileşimli intrüsif kayaları, Paleozoyik yaşlı taban kayaları olarak tanımlamıştır. Canik (1980), Bolu kuzeyindeki temel kayaları, Prekambriyen olarak belirtmiştir.

Çalışılan alanda elde edilen bulgular, kataklazitlerde kloritist, fillit, kuvarsitlerden oluşan istifin yer almasından sonra granit sokulumunun ve en son olarak dolerit ve granofir dayklarının yerleştiklerini göstermektedir. İncelenen alanda, kataklazitlerin üzerinde uyumsuzlukla Çapak formasyonu kayalarının gözlenmesi nedeniyle, Ağalar kataklazitlerinin Devoniyen öncesi (Paleozoyik) yaşlı olabilecekleri kabul edilmiştir.

Çapak Formasyonu

Bu birimin kayaları, çalışma alanının kuzey kesiminde, Ağalar kataklazitleri ile tektonik bir dokunak oluşturmakta ve birime ait yüzlekler, D-B doğrultusunda uzanmaktadır.

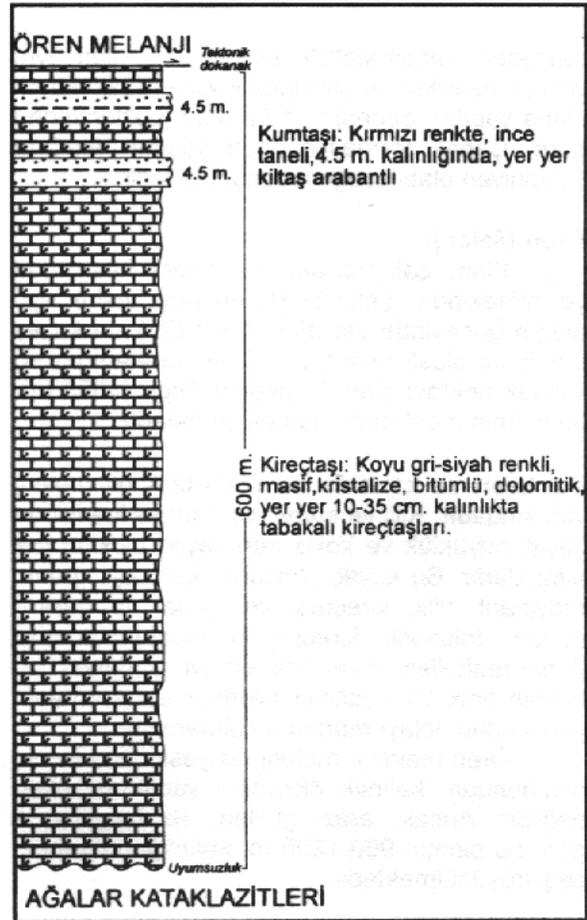
Tip kesit ve kalınlık: Birim, en belirgin şekilde Kökem mahallesi kuzey ve kuzeydoğusundaki Fındıcak Tepe'de gözlenmektedir (Şekil 4). Bu kesimdeki birimin kayaları, tekdüze bir tabaka konumuna sahip olmayan, farklı tektonik kuvvetlerin etkisi ile değişik konumlu çıkımlar oluşturmaktadır. Fındıcak Tepe'de bu birime ait toplam kalınlık, 600 m dir.

Litoloji, alt/üst dokunaklar ve yanal değişim:

Birim siyah renkli, bitümlü, breşik, bol çatlaklı, dolomitik kristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birimin üst seviyelerinde, kırmızı renkli, killi kumtaşı seviyeleri yer almaktadır.

Bu birimin kayaları, Ağalar kataklazitlerinin üzerine güneyden kuzeye doğru gelişen bir bindirme fayı ile yerleşmişlerdir. Çapak formasyonu üzerine uyumsuzlukla Ören melanjı gelmektedir. Çapak formasyonu ayrıca, yer yer Mengen formasyonuna ait genç oluşuklarla açısız uyumsuz konumda örtülmektedir. Çapak formasyonu kayaları, tekdüze bir özellikte olup, yanal değişim göstermemektedir.

Yaş, karşılaştırma ve yorum: Birim, Paleozoyik yaşlı Ağalar kataklazitlerinin üzerinde bindirme fayı ile yer almaktadır. Ayrıca, birimi uyumsuzlukla Çırdak formasyonu ve Mengen formasyonu genç oluşukları üzerlemektedir.



Şekil 4. Çapak formasyonundan alınan ölçülü stratigrafik dikme kesit (ölçeksiz).
Figure 4. Measured stratigraphic section of the Çapak formation (not to a scale).

Bu birimi oluşturan kayalar, çalışma alanının yakın çevresinde yapılmış olan araştırmalarda tanımlanmış bir kısım kayalarla, stratigrafik konumları ve litolojik benzerlikleri bakımından karşılaştırılabilmektedir. Örneğin; Tokay (1952), Ereğli civarındaki siyah renkli kireçtaşlarına Alt Devoniyen yaşını vermektedir. Tokay (1955), Amasra-Bartın-Çaycuma çevresinde yaptığı çalışmalarda, mikroorganizma bakımından steril, siyah renkli, kristalize dolomitik kireçtaşlarının da içerisinde bulunduğu kireç taşı topluluğunu Orta Devoniyen olarak belirlemiştir. Blumenthal (1941), Pazarköy civarını da içerisine alan çalışmasında dolomitik siyah, koyu mavi renkli kireçtaşlarının Triyas yaşlı olabileceklerini ifade etmektedir. Erentöz (1966), Kocaeli'den Bartın'a kadar Devoniyen'in yaygın olduğunu ve koyu renkli kristalize dolomitik kalkerlerin de Orta Devoniyen yaşlı olduklarını belirtmektedir. Görmüş (1980), Yiğilca yöresindeki çalışmalarında, Kocadere ve Hacıyardere formasyonları olarak isimlendirdiği kireç taşı topluluklarına Alt ve Orta Devoniyen yaşlarını vermektedir. Yakın

çevredeki çalışmalarda tanımlanmış olan aynı litolojik özellikte ve stratigrafik konumdaki kayalarla yapılan deneştirme ile arazi gözlemlerine göre, Çapak formasyonunun yaşının Alt-Orta Devoniyen olabileceği düşünülmektedir.

Ören Melanjı

Birim, çalışma alanının güney kesiminde yer almaktadır (Şekil 2). Bu en sarp kesim, ilgili alanın güneyinde yer alan Arkot Dağ'ın kuzey eteklerini oluşturmaktadır. Çalışma alanının en yüksek noktası olan Geyikgölü Tepe (1559 m), bu birimin mostralardan oluşmaktadır.

Tip kesit ve kalınlık: Bu birim tipik bir melanj yapısındadır. Killi ve kumlu bir matris içerisinde çeşitli büyüklük ve kökenden kayaç blokları yer almaktadır. Bu kayaç bloklarını kumtaşı, granit, radyolarit, fillit, kireçtaşı ve Çapak formasyonunun dolomitik kireçtaşları oluşturmaktadır. Ören mahallesi civarında en iyi gözlenen bu birimin tipik bir kesitinin belirlenmesi karmaşık yapısından dolayı mümkün olamamıştır.

Ören melanjı, melanj fasiyesinde gelişmiş olduğundan, kalınlık ölçümleri yapılması olası değildir. Ancak, arazi gözlem ve bulgularına göre bu birimin 900-1200 m. kalınlığa erişebileceği düşünülmektedir.

Litoloji, alt/üst dokunaklar ve yanal değişim: Ören melanjı, kırmızımsı gri renkte killi kumlu bir matris ve bunun içerisinde değişik yaş ve kökenden bloklardan oluşmaktadır. Bu bloklar arasında granit, değişik türden kireçtaşı, konglomera, kumtaşı, fillit ve radyolaritler en belirgin blokları oluşturmaktadır.

Yaygın olan kumtaşı blokları, kırmızı renkli, ince taneli, yer yer kil arabantları içeren, bozunmuş ve kataklastik durumdaki kayalardır. Blok büyüklükleri, 1-40 m arasında değişmektedir. Bu kumtaşları, subgrovak ve kısmen subarkoz türündendir. Çalışılan alanın güneybatısında egemen olan bu kumtaşı bloklarının miktarı güneydoğuya doğru azalmaktadır.

Bu birimin batı kesiminde koyu kırmızı, siyah renkli fillit blokları gözlenmektedir. Küçük bloklar halinde bulunan fillitler, bol çatlak içermekte ve ezik durumda bulunmaktadırlar. Granit blokları daha çok Akçakoca köyü civarında yaygındır. Granitler, melanj içerisinde sık rastlanan blok türüdür; çoğunlukla bozunmuş ve boyutları 2-30 m. büyüklüğündedir. Bazı lokalitelerde fillitik kayalar tarafından cep şeklinde kuşatılmış halde bulunmaktadırlar. Konglomera blokları, 3-4 m. boyutundadır; genel olarak karbonat çimento ile sert tutturulmuş metamorfik kayaç parçalarından oluşmaktadır. Çalışma alanının güney sınırına yakın kesim-

lerde, yeşil renkli, dereceli tabakalanma gösteren küçük kumtaşı blokları yer almaktadır. Subgrovak türündeki bu kumtaşları ayrıca, Akçakoca köyü civarındaki granit bloklarının çevresinde de küçük bloklar halinde bulunurlar.

Bu birimin doğu kesimine doğru, Jura yaşlı, kısmen dolomitik kristalize kireçtaşı bloklarının miktarı artmaktadır. Bu bloklar, 1-100 m büyüklüğündedir; yaygın olarak Geyikgölü Tepe ve civarında mostra oluştururlar. Aynı kireçtaşı blokları, çalışılan alanın güneydoğu kesiminde breşik bir durum gösterirler. Akçakoca köyü güneyinde, bu birim içerisinde 3-5 m. büyüklüğündeki radyolarit bloklarının bulunduğu gözlenmiştir. Kırmızı renkli, yer yer silis dolgulu çatlaklı radyolaritler, kıvrımlanmış düzensiz tabakalanmalı bloklar şeklindedirler.

Alt sınırı inceleme alanında gözlenmeyen Ören melanjının üst sınırı genel olarak uyumsuz konumdaki Mengen formasyonu ile belirlenmiştir. Ören melanjı, Ören ve Esetler mahalleleri civarında Sazlar ve Çukurca formasyonları ile tektonik dokunaklıdır.

Birimin içerisindeki blok çeşitlerinin dağılımları, çokluk bakımından doğudan batıya değişmektedir. Batı kesimde genellikle kumtaşı blokları, doğu kesimde ise kireçtaşı blokları daha yaygın olarak görülmektedir.

Yaş, karşılaştırma ve yorum: Birimin içerisinde yer alan çeşitli blokların ve özellikle matris durumundaki kayaların fosil toplulukları ve yaşları aşağıdaki gibi saptanmıştır: Matrisi oluşturan killi örneklerde, *Abathomphalus mayoroensis* BOLLI, *Globotruncana* sp., *Rugoglobigerina* sp. fosil topluluğu tespit edilmiş ve Üst Mestrihtiyen yaşı belirlenmiştir. Kumtaşı-marn bloklarının, marnlı düzeylerinden alınan örneklerde; *Globotruncana contusa* (CUSHMAN), *Heterohelix* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Globotruncana* sp. fosil grubu belirlenmiş olup, yaşı Mestrihtiyen'dir. Masif, oldukça sert, beyaz renkli kireçtaşı bloklarında ise *Clypeina jurrasica*, *Trocholina* sp., *Alveosepta* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Haurenia* sp., *Cliperna* sp., *Naitiloculina* sp., *Miliolidae* fosil topluluğu belirlenmiş ve bu kireçtaşı bloklarının yaşlarının Jura olduğu saptanmıştır. Ören melanjında yer alan diğer sedimanter kökenli bloklarda yaş belirleebilecek fosil verilerine rastlanmamıştır. Paleontolojik bulgulara göre, Ören melanjının Üst Kretase'de olduğu, Kretase sonundaki tektonik hareketlerle melanj olarak bölgede yerleştiği düşünülmektedir.

Tokay (1973), inceleme alanının güneyinde yaptığı çalışmalarda, yaklaşık aynı litoloji topluluğunu içeren bir birimi Arkotdağ formasyonu olarak tanımlamıştır. Bu birimin,

Türoniyen ile Orta Kampaniyen arasında oluştuğunu belirten yazar, oluşum yaşının üst sınırının Paleosen olabileceğine değinmektedir. Saner (1980), Yeniçağa yakınlarında Üst Kretase blokları içeren fakat ofiyolitik gereç bulunmayan bir birimi Üst Kretase karmaşığı olarak nitelendirmiştir. Tekeli (1981), çalışma alanındaki Ören melanjını da içerisine alan "Kuzey Anadolu Melanji"ndan söz etmekte ve bunun Liyas öncesinde (Karbonifer/Triyas) oluştuğunu belirtmektedir.

İnceleme alanından elde edilen bulgu ve gözlemler, Ören melanjının tipik bir tektonik melanj yapısında olduğunu göstermiştir. Birimin matrisi, makaslama izleri taşımakta olup, çok kırıklı ve ezik bloklar içermektedir. Tektonik etkilerin fazlalığı, büyük bir makaslama etkisinin varlığını ortaya koymaktadır. Bir çok araştırmacı (Silver ve Beutner, 1980; Batman, 1978; Çapan, 1977; Gökçen, 1981) melanjın oluşumunda çeşitli etkenlerin (sedimanter, tektonik, v.s.) birlikte rol oynadıklarını (katkılarının derecesi değişik olmakla birlikte) kabul etmektedirler.

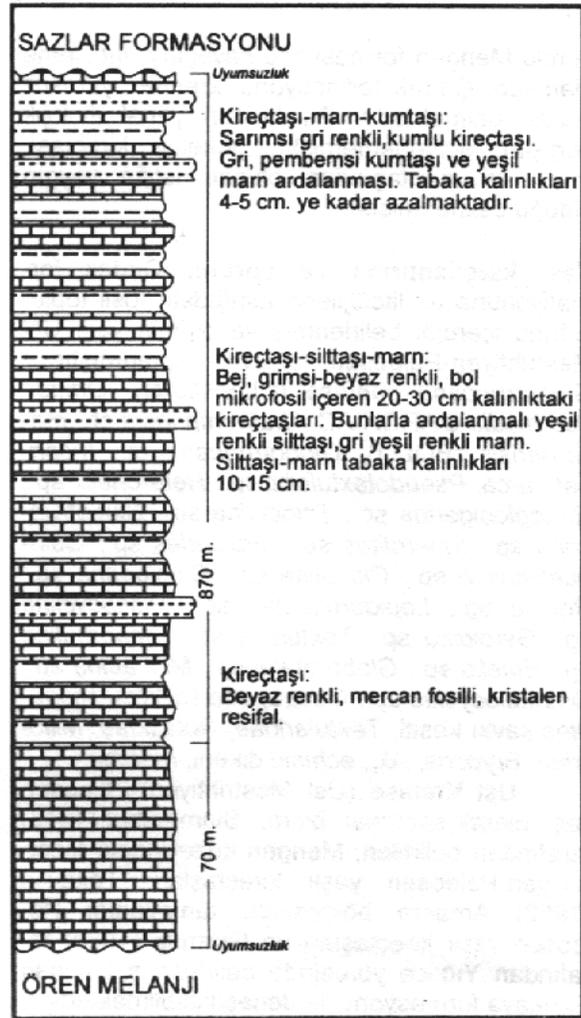
Bazı litolojik farklılıklar olmakla birlikte, inceleme alanında belirlemiş olduğumuz melanj fasiyesindeki Ören melanjının, Tokay'ın (1973) Arkotdağ yöresinde tanımlamış olduğu melanjın, bu kesimde devam eden bir bölümü olduğunu düşünmekteyiz.

Çırdak Formasyonu

Çırdak formasyonu kayaçları, çalışma alanının kuzey yarısında, D-B doğrultusunda uzanan bir kuşak halinde yer almaktadır. Bu kuşak, Fındıctepe güneyinde, Orta mahalle ve Gökmenoğlu mahallesinden başlayıp, Bürnük köyü ve Pamucak Tepe kuzeyine kadar uzanmaktadır. Rüknettin köyü kuzeyindeki Açık Tepe, Pazarköy kuzeyindeki Gıflan Tepe ve Harmancık Tepe'de yine D-B doğrultusunda yer almaktadırlar.

Genellikle alçak bir topoğrafyada yer alan birimin oluşturduğu sırtlar, Sazlar formasyonu ve daha yaşlı formasyonlarla yaptıkları sınırların dışında; yaklaşık yatay konumlu Mengen formasyonu genç çökellerinin içerisinde mostralar halinde yer almaktadırlar.

Tip kesit ve kalınlık: Birim en iyi şekilde Çırdak köyü civarında gözlenmektedir (Şekil 5). Birime ait ölçülü dikme kesit, altta 70 m kalınlıktaki resifal kireçtaşları ile başlamaktadır. Üst seviyelere doğru kireçtaşları arasına 20-30 cm kalınlıkta silttaşı ve marn aratabakaları katılmaktadır. İstif daha üst seviyelerde, kireçtaşı-marn-kumtaşı ardalanması ile sonlanmaktadır. Birimin görünür kalınlığının, ölçülü kesitlerde 200-950 m arasında değiştiği saptanmıştır.



Şekil 5. Çırdak formasyonundan alınan ölçülü stratigrafik dikme kesit (ölçeksiz).

Figure 5. Measured stratigraphic section of the Çırdak formation (not to a scale).

Litoloji, alt/üst dokunaklar ve yanal değişim:

Bürnük köyü kuzeyinde dar bir kuşak halinde ve batıda Gökmenoğlu mahallesinin kuzeyinde, birimin alt seviyelerine ait resifal kireçtaşları yer almaktadır. İstifte, daha üst seviyelere doğru tabaka kalınlıkları 20-30 cm olan kireçtaşları ve 10-15 cm. olan silttaşı, marn ardalanması yer almaktadır. Kireçtaşları bol mikrofosil içermektedirler. Pazarköy kuzeyindeki Gıflan Tepe güney eteklerinde, kumlu kireçtaşı, marn, kumtaşı seviyelerine geçilmektedir. Birimin bu seviyelerindeki litolojilerin tabaka kalınlıkları 4-5 cm'ye kadar incelmektedir.

Birim, inceleme alanının kuzey kesiminde Çapak formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır. Üzerinde ise Sazlar formasyonu kayaçları uyumsuz olarak yerleşmişlerdir. Ancak, çalışma alanında her iki birimin dokunakları genellikle faylıdır (Şekil 2.). Yaklaşık yatay ko-

numlu Mengen formasyonu kayaçları, inceleme alanında, Çırdak formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Bu birimin yanal litolojik değişimi gözlenememiştir; genelde kireçtaşı, marn ve kumtaşından oluşan istifin yaygın olduğu belirlenmiştir.

Yaş, karşılaştırma ve yorum: Çırdak formasyonuna ait litolojilerin aşağıdaki fosil topluluğunu içerdiği belirlenmiş ve birimin yaşı Üst Mestrihtiyen-Paleosen olarak saptanmıştır : *Globotruncana contusa* (CUSHMAN), *Orbitoides media* d'ARCHIAC *Abathomphalus* cf., *mayaroensis* (BOLLI), *Globotruncana* cf., *tricarinata* arca, *Pseudotextularia* sp., *Heterohelix* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Triloculina* sp., *Globotruncana* sp., *Siderolites* sp., *Orbitoides* sp., *Quinqueloculina* sp., *Clavulina* sp., *Globigerina* sp., *Rotalia* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Discocyclina* sp., *Gyroidina* sp., *Textularia* sp., *Planorbulina* sp., *Ethelia* sp., *Globorotalia* sp., *Mini acina* sp., *Omphalocyclus* sp., *Gastropoda* (mikro), *Hippurites* kavkı kesiti, *Textularidae*, *Rotaliidae*, *Miliolidae*, *Bryozoa*, *Alg*, *echinid* dikenli, *mercan*.

Üst Kretase (Üst Mestrihtiyen)-Paleosen yaşlı olarak saptanan birim, Blumenthal (1948) tarafından belirtilen, Mengen kuzeyindeki Mestrihtiyen-Paleosen yaşlı kireçtaşları; Tokay'ın (1952) Amasra bölgesinde tanımladığı Paleosen yaşlı kireçtaşları ve Görmüş (1980) tarafından Yığılca yöresinde belirlenmiş bulunan Sarıkaya formasyonu ile denetlenmektedir.

Birim, Üst Mestrihtiyen yaşlı Ören melanjı ile kısmen eşzamanlıdır. Bu durum, Kretase sonu hareketler ile kapanmış bulunan bir Mestrihtiyen denizinin, bir kısım malzemesinin melanj olarak yerleştiğini, kalıntı denizde ise sedimentasyonun Paleosen'de de kesintisiz devam ettiğini göstermektedir. Çırdak formasyonu istifi her yerde düzenli bir şekilde izlenememekte ve çoğu kez karmaşık bir durumda bulunmaktadır. Bu karmaşık durum, arazide devrik tabakalar, kıvrımlar ve faylardan da gözlenebildiği gibi bölgedeki son aktivite sonucunda geliştiği kabul edilebilir bir olasılık olarak görülmektedir.

Birimdeki örneklerin bir kısmı, Üst Mestrihtiyen; bir kısmı da Paleosen yaşını veren sığ denizel karakterli fosiller içermektedir. Ayrıca, birimin alt seviyelerinde sığ denizel karakterli resifal kireçtaşları bulunmaktadır. Elde edilen bulgular, bölgenin Devoniyen'den Üst Kretase'ye kadar kara halinde bulunduğunu; Üst Kretase'de ortamın transgresyon ile denizel özellik kazandığını göstermektedir. Üst Kretase sonlarına doğru, giderek derin deniz özelliği alan bölge, Paleosen başından itibaren yeniden sığlaşmaya başlamakta ve Eosen başında tekrar kara haline geçtiği anlaşılmaktadır.

Sazlar Formasyonu

Bu birim, çalışılan alanın batısında, Sazlar köyü civarında en iyi şekilde gözlenmektedir. Birimin kayaçları, çalışma alanının batı ve orta kesiminde yer almakta; genel olarak alçak bir topoğrafya oluşturmaktadır (Şekil 2).

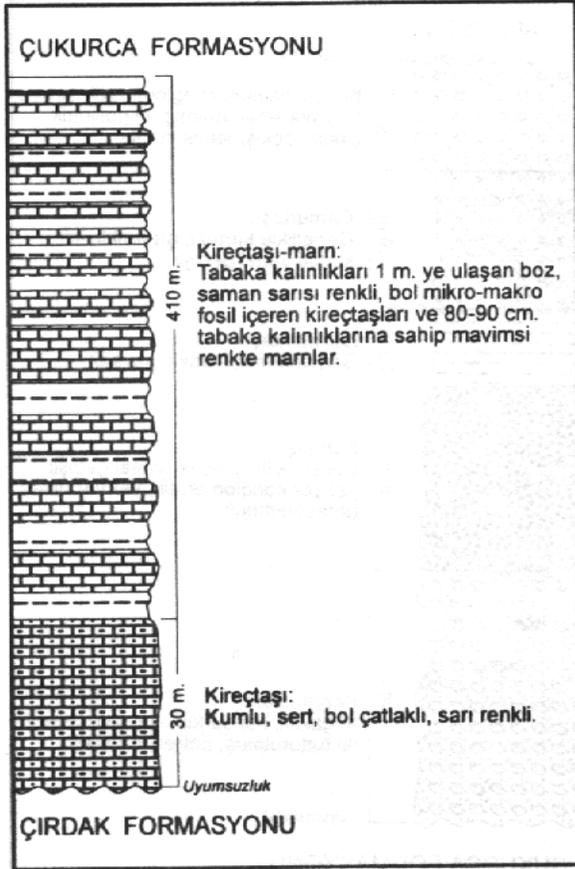
Tip kesit ve kalınlık: İnceleme alanında, Sazlar formasyonunun tip kesit ölçümü için elverişli mostra, Kuzmeşe civarında bulunmaktadır. Buradaki ölçülü dikme kesitte istif, Çırdak formasyonu üzerinde belirgin bir açısız uyumsuzlukla yer almakta; sert, kumlu kireçtaşları ile başlamaktadır (Şekil 6). Kalınlığı 30 m olan bu kireçtaşı seviyesi, üste doğru kalın tabakalı kireçtaşı ve marn aralanmasına geçmektedir. Bu seviyeleri oluşturan bol fosilli kireçtaşlarının tabaka kalınlıkları, 1 m'ye ulaşmaktadır. Kireçtaşları ile aralanma oluşturan marnların tabaka kalınlıkları da 80-90 cm'dir. Bu seviyelerin toplam kalınlığı 410 m olarak ölçülmüştür.

Litoloji, alt/üst dokunaklar ve yanal değişim:

Bu birime ait kayaçlar, kumlu kireçtaşları ile başlamakta, üste doğru kalın tabakalı kireçtaşların aralanmasına geçilmektedir. Daha üst seviyelere doğru tabaka kalınlıkları azalmakta; birimin en üst kesimi, tabaka kalınlıkları 15-20 cm olan kireçtaşı ve marnlardan oluşmaktadır.

Birim, litostratigrafik istifte altta yer alan Çırdak formasyonu kayaçları ile çoğu kez tektonik dokunaklıdır. Ancak, Sazlar formasyonu ile Çırdak formasyonu arasında birincil dokunakların varlığı da yer yer belirgin olarak gözlenmektedir. Bu dokunaklar, Pazarköy bucak merkezinin kuzeybatı kesiminde ve Eğinme Tepe doğusundaki kesimde belirgin açısız uyumsuzlukla gözlenmektedir. Birimin üst sınırı çoğu kez Mengen formasyonu ile belirlenmiştir. Bu iki birim arasında belirgin bir açısız uyumsuzluk, hemen her kesimde gözlenebilmektedir. Birim, Esetler mahallesi civarında uyumlu olarak Çukurca formasyonu tarafından üstlenmektedir. Ören mahallesi kuzey kesiminde ise Ören melanjı, bindirme fayı ile Sazlar ve Çukurca formasyonları üzerine itilmiş durumdadır. Çalışma alanında, Sazlar formasyonu kayaçları yanal değişim göstermemektedir.

Yaş, karşılaştırma ve yorum : Bu birim kayaçlarından elde edilen fosil topluluğu aşağıdaki gibidir : *Assilina exponens* SOWERBY, *Nummulites* cf. *perforatus* MONFORT, *Nummulites* sp., *Miliola* sp., *Globigerina* sp., *Discocyclina* sp., *Globorotalia* sp., *Operculina* sp., *Alveolina* sp., *Miliolidae*, *Textularidae*, *Rotaliidae*, *Alg*. Bu fosil topluluğuna göre birimin yaşı, Üst İpresiyen-Alt Lütisyen olarak verilmiştir.



Şekil 6. Sazlar formasyonundan alınan ölçülü stratigrafik dikme kesit (ölçeksiz).
Figure 6. Measured stratigraphic section of the Sazlar formation (not to a scale).

Sazlar formasyonu, Uysal (1959) tarafından, incelenen alanın batısında tanımlanmış Alt Lütesiyen yaşlı kireçtaşı-marn ardalanmalı birim; Blumenthal (1941) tarafından Mengen havzasında belirlenen "nümmilitik oluşuklar"; Tokay (1954-1955) tarafından Amasra-Bartın dolaylarında belirlenen Lütesiyen yaşlı kireçtaşı, kumtaşı ve şistler; Saner'in (1978) Orta Sakarya'da Ciciler formasyonu olarak isimlendirdiği Alt Eosen-Orta Eosen yaşlı kumtaşı-şeyl ardalanması ve Cerit'in (1984) tanımladığı konglomeraller ile başlayan, üste doğru kumlu kireçtaşları ile devam eden litolojiler ile karşılaştırılabilir.

Birimin masif, kalın kireçtaşı seviyeleri ile fosil içeriği, paleoortamın sığ denizel olduğunu göstermektedir.

Çukurca Formasyonu

Birimin adı çalışma alanının batısında yer alan Çukurca Köyü'nden alınmış ve Cerit (1983) tarafından önerilmiştir. Çalışma alanının güney kesiminde yer alan birim, nispeten alçak bir topoğrafya oluşturmaktadır.

Tip kesit ve kalınlık: Birim, çalışma alanında en iyi şekilde Bayrambeyler mahallesi civarında gözlenmektedir. Burada yapılan ölçülü stratigrafik dikme kesitte, birime ait kayalar, kireçtaşları ile ardalanmış marn, kiltası ve çört katmanlarından oluşmaktadır (Şekil 7). Ölçülen tip kesit kalınlığı 100 m dir. Ancak, birimin kalınlığı inceleme alanında 60-200 m arasında değişmektedir.

Litoloji, alt/üst dokunaklar ve yanal değişim:

Bu birimi oluşturan kayalar, tabaka kalınlıkları 5-10 cm. den lamina boyutuna kadar değişen kireçtaşlarından oluşmaktadır. Çört yumru ve bantları, kireçtaşı tabakaları arasında seyrek olarak yer alırken; 5 cm.den lamina boyutuna kadar değişen kalınlıklarda marn ve kiltaları ise sık ardalanmalı olarak bulunmaktadır.

Birim, Sazlar formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer almaktadırlar. Ayrıca, istifin alt kesiminde yer alan Ören melanjı, bir bindirme fayı ile Çukurca formasyonu üzerine tektonik dokunak ile gelmektedir (Şekil 2). Çukurca formasyonu, Mengen formasyonu tarafından aşılmalı uyumsuzlukla üzerlenmiştir.

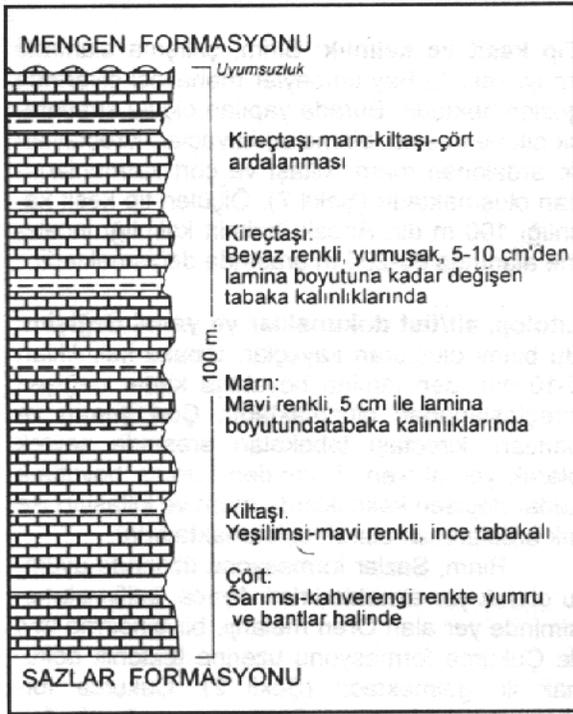
Yaş, karşılaştırma ve yorum:

Çalışma alanında, Çukurca formasyonundan alınan örneklerde, aşağıdaki fosil topluluğu belirlenmiştir: *Nummulites cf. millicaput* BOUBEE, *Orbitolites* sp., *Ampistegina* sp., *Chapmanina* sp., *Textularia* sp. Bu fosil topluluğuna ve litostratigrafik istifteki konumuna göre birimin yaşı, Lütesiyen olarak saptanmıştır. Canik (1980), Bolu çevresinde, nümmilit içerikli kireçtaşı, marn, kiltası ve çamurtaşı ardalanmalı olarak tanımladığı birime Orta Eosen yaşını vermektedir. Uysal (1959), çalışma alanının batısında yaptığı çalışmada marn, bitümlü kalker ve kiltası olarak tanımladığı kayaç topluluğunu, Lütesiyen yaşlı olarak belirtmiştir. Ayrıca, inceleme alanının batısında, birimin eşdeğer litoloji topluluğuna Cerit (1984) tarafından Orta Eosen yaşı verilmiştir.

Çalışma alanındaki Çukurca formasyonu kayalarının litolojik özellikleri ve saptanan fosil topluluğu, paleoortamın sığ denizel olduğunu göstermektedir.

Mengen Formasyonu

Bu birim, çalışma alanının orta kesiminde bulunan Çirdak ve Sazlar formasyonlarını çevrelemektedir. Mengen formasyonunun yer aldığı kesimdeki topoğrafya, çalışma alanının güney ve kuzey kesimlerine göre daha az engebelidir. Birim, gevşek bağlanmış sedimanlardan oluştuğundan, etkin erozyona bağlı olarak drenaj ağı çok belirgin şekilde gelişmiştir. Adı, inceleme alanının batısında, eşdeğer litolojilerde çalışan Cerit (1983) tarafından önerilmiştir.



Şekil 7. Çukurca formasyonundan alınan ölçülü stratigrafik dikme kesit (ölçeksiz).
Figure 7. Measured stratigraphic section of the Çukurca formation (not to a scale).

Tip kesit ve kalınlık: Birime ait tip kesit, inceleme alanındaki Kösekadılar mahallesi doğu çıkışında ölçülen dikme kesit ile temsil edilmektedir. (Şekil 8). İstif, 90 m kalınlığındaki iri çakıllı bir konglomera düzeyi ile başlamakta; bunu, yer yer yanal geçişler gösteren 75 m kalınlığındaki çakıllı, killi kumtaşı düzeyi izlemektedir. Kesit daha üstte 25 m kalınlığındaki kumlu, killi, gevşek bağlanmış bir seviye ile devam etmektedir. Kesitin daha üst kesimlerinde kırmızı ve gri renkli 30 m kalınlığındaki çamurtaşlarına geçilmekte ve 5 m kalınlığındaki konglomeratik gevşek bir seviye ile istif sona ermektedir. Birimin tip kesitte 225 m olarak belirlenmiş kalınlığı, inceleme alanı içerisinde 150-250 m arasında değişmektedir.

Litoloji, alt/üst dokunaklar ve yanal değişim:

Birimin tabanında yer alan konglomera düzeyi genellikle iri bloklu olup, çapları 20-30 cm arasında değişmektedir. Polijenik konglomera elemanları, gevşek bir killi-kumlu matris ile bağlanmıştır. Konglomera düzeyi içerisinde yer yer kum ve çakıl mercekleri ve bantları yer almaktadır. Özellikle bu seviyelerdeki yanal geçişlerin varlığı dikkati çekmektedir. Konglomera düzeyinin üzerinde kumtaşı seviyesi bulunmaktadır. Çakıllı-killi ve genel olarak gevşek kumlu malzemenin oluştuğu bu seviye içerisindeki bileşen-



Şekil 8. Mengen formasyonundan alınan ölçülü stratigrafik dikme kesit (ölçeksiz).
Figure 8. Measured stratigraphic section of the Mengen formation (not to a scale).

ler arasında yanal geçişler de gözlenmektedir. Kumlu seviye içerisinde yer yer düşey yönde taneler arası bir derecelenme de gözlenmektedir.

Daha üstte doğru gri, kırmızı renklerde, gevşek killi-kumlu seviyelere geçilmektedir. Bu seviye, üstte yer alan killi-kumlu-çamurtaşı katmanları ile yanal geçişlidir. Birim, iyi yuvarlaklaşmamış, pekişmemiş kumlu konglomera seviyesi ile sona ermektedir. Ancak, erozyon ile bu konglomeralar yer yer aşınmış ve gri, kırmızı renkli killi-kumlu-çamurtaşı seviyeleri yüzeylenmiştir. Killi-kumlu düzeyin içerisinde, Türkmenler mahallesi doğusunda, ekonomik değeri olmayan kömür oluşukları yer almaktadır. Bu görsel oluşukların üzerine de Karaishak köyü güneyinde gevşek, iyi yuvarlaklaşmamış konglomeratik düzeylerin yer aldığı gözlenmiştir.

Pazarköyün güneyinde iri çakıl ve bloklu konglomeralar; kuzeyinde ise ince taneli gevşek gri, kırmızı renkli killi-kumlu-çakıllı seviyeler bulunmaktadır. Diğer bir ifade ile, yanal yönde çökeltilerin tane boyunda küçülme gözlenmektedir.

Mengen formasyonu kayaçları, genelde yatay konumlu olmakla birlikte, faylanma ve heyelanlara bağlı olarak yer yer 20-25°'ye varan tabaka eğimleri ölçülmüştür. Birim, Çukurca formasyonu üzerinde açısız uyumsuzlukla yer almaktadır. Birime ait mostralara, incelenen alandaki tüm birimler ile dokunaklıdır. Dere yatakları ve vadilerde, birim üzerine alüvyonal oluşuklar uyumsuzlukla yerleşmişlerdir.

Yaş, karşılaştırma ve yorum: Birime ait örneklerden az sayıda tane fosil elde edilmiştir. Bunlar: *Planorbis*, *Candona* sp., *Chara* 'dir. Buna göre, birime Neojen yaşı verilmiş ve ortamın tatlısu niteliği taşıdığı belirlenmiştir.

Yılmaz ve diğ. (1980), Bolu-Akyazı arasında Lütésiyen yaşlı litolojiler üzerinde açısız uyumsuzlukla bulunan, lagüner ortamda gelişmiş Neojen oluşukların; Uysal (1959), Bolu-Merkeşler civarında, Lütésiyen üzerinde konglomeraların bulunduğunu belirtmektedir. Blumenthal (1948), Mengen bölgesinde, eski oluşukların kıvrımlanmasına katılmayan, çimentolanmış çakıllı Neojen'i belirtmiştir. Canik (1980), Bolu kuzeyinde, Eosen üzerinde uyumsuzlukla Neojen yaşlı çakıl-kum-çamurtaşı ve kilden oluşan pekişmemiş malzemenin bulunduğunu belirtmektedir.

Çalışma alanındaki gözlemler, paleontolojik bulgular ve önceki çalışmalar ışığında birimin Neojen yaşlı olabileceği düşünülmüş; ancak, Oligosen-Neojen yaşlı olabileceği kabul edilmiştir (O. Cerit sözlü görüşme).

Birimin litolojik özellikleri ve fosil içeriği, sulu karasal (tatlı su) ortamda oluştuğunu göstermektedir. Paleoortamın Neojen'de sığlaşıp, giderek karasal ortama geçtiği anlaşılmaktadır.

Kuvaterner Çökelleri

Genellikle dere yataklarında ve vadilerde yer alan alüvyiyal çökellerden ve travertenlerden oluşmaktadır. Bu sedimanlar, polijenik çakıl yığınlarından ve yaygın olmayan killi-kumlu çökellerden meydana gelirler; en yaygın olarak Büyükçay vadisinde bulunurlar. Çoğunlukla Mengen formasyonu kayaçlarından kaynaklanan bu birime ait malzemenin tane boyları, 30 cm'ye kadar varmaktadır. Çalışma alanının güney ve kuzeyinde; 1250 m yükseklikte, Ören formasyonu ile Ağalar kataklazitleri üzerinde bol gözenekli, kirli gri yumuşak traverten oluşukları yer almakta olup, mostra kalınlıkları 30m'dir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Jeolojik haritası yapılan inceleme alanında, sekiz birim ayrılmış; bunlar litolojik, paleontolojik ve stratigrafik açıdan bölgedeki diğer çalışmaların sonuçları ile denetlenmiştir.

Temel birimi oluşturan Bolu masifinin büyük ölçüde kataklastik etki altında kalmış metamorfik kayaçları üzerine, uyumsuzlukla Çapak formasyonu dolomitik kristalize kireçtaşları gelmektedir. Bu uyumsuzluk, bölgede Kaledoniyen orojenezinin etkilerini göstermektedir. Bitüm içrikli Çapak formasyonunun litolojik özellikleri, bu birimin sığ denizel ortamda oluştuğunu düşündürmektedir. Ayrıca bu uyumsuzluk, Çapak formasyonu kayaçlarının, Bolu masifinin kenar bölgelerinde yer alan sığ denizel ortamda oluşuklarını işaret etmektedir. Çalışma alanında, Devoniyen yaşlı Çapak formasyonu üzerine, Üst Kretase yaşlı Ören melanji gelmektedir. Devoniyen-Üst Kretase zaman aralığında, sedimentasyonda bir duraklama olduğu anlaşılmaktadır. Ören melanji içerisinde yer alan kireçtaşı bloklarının bir kısmına, Jura yaşı verilmişse de yerli ve düzenli bir Jura sedimentasyonu, çalışma alanında yer almamaktadır. Ayrıca, ilgili alanda Üst Kretase-Paleosen yaşlı Çırdak formasyonu da yer almakta ve bu birim, Üst Kretase yaşlı Ören melanjından oluşum ve yerleşim bakımından farklı bir durum göstermekte; düzenli ardalanmalı kireçtaşı, marn, kumtaşı seviyelerinden oluşmaktadır. Ören melanji, bölgenin güney kesiminde yerleştiği sırada, Çırdak formasyonu transgresif olarak gelişmeye başlamıştır. Çırdak formasyonunun alt seviyelerini kuzeyde resifal kireçtaşları oluşturmaktadır. Bu birim, bölgenin güneyine doğru gençleşerek pelajik kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, kumtaşı ve marn ardalanmasına geçmekte; bu da ortamın güneye doğru derinleşerek geliştiğini göstermektedir.

Üst Kretase'den itibaren yeniden derinleşen bölge, Paleosen sonunda tekrar kara haline geçmiş; bu durum İpresiyen sonuna kadar sürmüştü ve bu dönemde yeni bir transgresyon ile bölge derinleşmeye başlamıştır. Bunun sonucunda, bölgede sığ denizel karakterde Sazlar formasyonu çökelmiş; bu birimin üzerine de uyumlu konumda Çukurca formasyonu yerleşmiştir. İncelenen alanın batısında kalan kesimde, Çukurca formasyonunun üst seviyelerindeki konglomeraların varlığı, ortamın yine regresyon ile sığlaşmaya başladığını göstermektedir. Orta Eosen sonunda bölge, tamamen kara haline geçmiştir; bu durum, çalışma alanında Üst Eosen sedimentasyonunun gözlenemeyişi ile de desteklenmektedir. En erken, Pireniyen evresinin etkin olduğu bu dönemde, sıkışma hareketlerine bağlı olarak küçük ölçekli kıvrımlanmalar ile bindirme ve ters faylar oluşmuştur. Sıkışma hareketlerinin ileri evresinde, bölge makaslama etkileri altında kalmış; bindirme, ters ve doğrultu atımlı faylar ile kesilmiştir. Bu evrede, Ören melanji kuzey yönünde Sazlar ve Çukurca formasyonlarının üzerine itilmiştir.

Mengen formasyonu çökelleri, sıkışma sonucu yükselen bölgede, görsel bir ortamda oluşmuşlardır. Bu ortamın güney bölümü, kuzeyine göre daha dardır. İnceleme alanının güney kesiminde, çökellerin konglomera ile başlayıp üst seviyelere doğru, kuzeyinde yer alan çökellere eşdeğer sedimanlara geçmesinden ve güney kesimde kalınlığının çok daha fazla olmasından anlaşılmaktadır. Birime ait çökellerin konumu yatayıdır. Ancak, doğrultu atımlı faylara yakın yerlerde ve heyelan alanlarında 20-25°'ye varan eğimler gözlenmiştir. Bu da güncel tektonik aktivitenin, doğrultu atımlı faylar boyunca gelişmiş olduğunu göstermektedir.

İncelenen alanda, olasılı da olsa aktif düzey hareketler gözlenmemiştir. Genelde akarsu yatakları içerisinde sınırlanmış ve yer yer de travertenler ile temsil edilen Kuvaterner oluşuklarında, bu tür etkilerin izlerine rastlanmamıştır.

KATKI BELİRTME

Yazar, bu çalışma sırasında her türlü yardımı esirgemeyen, rahmetli Prof.Dr. Baysal Batman'a; paleontolojik verileri değerlendiren Prof.Dr. Nuran Gökçen, Dr. Gülden Gitmez, Doç.Dr. Sefer Örcen ve Erdal Tari'ya; Oktay Ergunay'ın şahsında, "Depremlerin Önceden Bilinmesi ve Hasar Belirlenmesi Projesi-Neotektonik Çalışmaları" kapsamında bu çalışmaya maddi destek sağlayan, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığına; çizimlerdeki yardımları için Dr.Nazmi OTLU'ya teşekkürü bir borç bilir.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Altınlı, İ.E., 1973. Orta Sakarya Jeolojisi. Cumhuriyetin 50.Yılı Yerbilimleri Kong., 159-191.
- Arni, P., 1938. Doğu Anadolu ve mücavir mıntıklarının tektonik ana hatları. M.T.A. Yayınları, Seri B, 4.
- Batman, B., 1978. Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melanjin incelenmesi I: Stratigrafi birimleri. Yerbilimleri, 4, 95-124.
- Blumenthal, M., 1941. Eskipazar transversal dağları jeolojisi ve maden suyu menbaları (Çankırı vilayeti). M.T.A. 3/24, 320-352.
- Blumenthal, M., 1948. Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki Kuzey Anadolu Silsilelerinin jeolojisi. M.T.A. Yayınları, seri B, 13, 265 s.
- Canik, B., 1980. Bolu sıcaksu kaynaklarının hidrojeoloji incelemesi. Doçentlik Tezi, Selçuk Üni. Fen. Fak. Yayınları, 1, 73 s.
- Cerit, O., 1983. Mengen (Bolu NE) yöresinin jeolojik incelenmesi. Yük. Müh. Tezi, Hacettepe Üni., 160 s (yayımlanmamış).
- Cerit, O., 1984. Mengen (Bolu kuzeydoğusu) yöresinin jeolojik incelenmesi I: Litostratigrafi birimleri. Yerbilimleri, 11, 75-89.

- Cerit, O., Sezen, T.F., Batman, B., 1987. Mengen-Pazarköy (Bolu NE) Yöresi Katakazitleri. Yerbilimleri, 14, 245-252.
- Çapan, U.Z., 1977. Ofiyolit olgusu. T.J.K. Yerbilimleri Konferans Dizisi, 16 s.
- Erentöz, C., 1966. Türkiye stratigrafisinde yeni bilgiler. M.T.A. Derg., 66, 1-19.
- Gökçen, S.L., Özkaya, İ., 1981. Olistostrom ve türbidit fasiyeslerinin diskriminant analizi ile ayırımı. Yerbilimleri, 8, 53-60.
- Görmüş, S., 1980. Yığılca (Bolu NW) yöresinin jeolojik incelenmesi. Doktora Tezi, Hacettepe Üni., 210 s (yayımlanmamış).
- Higgins, M.N., 1971. Cataclastic rocks. Geological Survey Prof. Paper: 687, 97p.
- Ketin, İ., 1955. Akçakoca-Düzce bölgesinin jeolojik lövesi hakkında memuar. M.T.A. Rap., no. 2277 (yayımlanmamış).
- Ketin, İ., 1959. Türkiyenin orojenik gelişmesi. M.T.A. Derg., 53, 78-86.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. M.T.A. Derg., 66, 20-34.
- Saner, S., 1978. Orta Sakarya'daki Üst Kretase-Paleosen-Eosen çökeltme ilişkileri ve Anadolu'da Petrol aramalarındaki önemi. Türkiye 4. Petrol Kong. Bildirileri, 95-114.
- Saner, S., 1980. Batı Pontidler'in ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kavramı ile açıklanması, Kuzeybatı Türkiye. M.T.A. Derg., 93-94, 1-19.
- Sezen, T.F., 1983. Pazarköy (Bolu NE) yöresinin jeolojik incelenmesi. Yük. Müh. Tezi, Hacettepe Üni., 141 s (yayımlanmamış).
- Silver, E.A. ve Beutner, E.C., 1980. Melanges. Geology, 8, 32-34.
- Tekeli, O., 1981. Subduction complex of pre-Jurassic age, Northern Anatolia, Turkey. Geology, 9, 68-72.
- Tokay, M., 1952. Karadeniz Ereğlisi-Alaplı-Kızıltepe-Alacağız bölgesi jeolojisi. M.T.A. Derg., 42-43, 35-78.
- Tokay, M., 1954-1955. Filyos Çayı ağızı-Amasra-Bartın-Kozcağız-Çaycuma bölgesinin jeolojisi. M.T.A. Derg., 46-47, 58-73.
- Tokay, M., 1973. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Gereği ile İlgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler. Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simp. Tebliği, 12-29.
- Uysal, H., 1959. Bolu-Merkeşler bölgesinin jeolojisi ve linyit imkanları. M.T.A. Derg., 52, 107-115.
- Yalçın, H., Cerit, O., Sezen, T.F., Batman, B., 1987. Mengen-Pazarköy yöresinin kil mineralojisi (Bolu KD). III. Ulusal Kil Semp., ODTÜ, Bildiriler Kitabı (Eds. A. Türkmenoğlu ve O.Akıman), 83-98.

YILDIZELİ-AKDAĞMADENİ ARASINDAKİ (YAVU ÇEVRESİ) EOSEN YAŞLI VOLKANOJENİK KAYAÇLARLA İLİŞKİLİ KİL MİNERALLERİNİN MİNERALOGİSİ VE JEOKİMYASI

MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF CLAY MINERALS RELATED TO VOLCANOGENIC ROCKS OF EOCENE AGE BETWEEN YILDIZELİ AND AKDAĞMADENİ (YAVU AREA)

Büşra ÇERİKCİOĞLU
Hüseyin YALÇIN

Erciyes Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Yozgat
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

ÖZ : Yavu çevresindeki Eosen yaşlı dizilim, epiklastik, karbonat, piroklastik ve volkanik kayalardan oluşmaktadır. Piroklastik kayalarda hem pirojenik (plajiyoklaz, sanidin, hornblend, biyotit, kuvars), hem de diyajenetik mineraller (zeolit, kil, kalsit) bulunmaktadır. Smektitler tüflerde trioktahedral (Fe-saponit), tüfite ise dioktahedral bileşimdedir. Volkanik kayalar volkanojenik minerallerin (feldispat, kuvars) dışında, kalsit, kil (trioktahedral ve di-trioktahedral smektit, klorit, karışık tabakalılar C-S, C-V ve I-S, illit) ve zeolit gibi post-volkanik mineraller içermektedir. Ayrıca, volkaniklerin hidrotermal bozuluşu ile matris ve/veya fenokristallerde dolomit, kalsit, jarosit, jips, götit, tridimit ve kil mineralleri (esas olarak kaolinit, kısmen smektit, illit, I-S ve paligorskit) oluşmuştur. Benzer görünümlü epiklastik, piroklastik ve bozuluşmuş volkanik kayalar özellikle kil mineral türleri (kaolinit, smektit ve C-S) ve bollukları kullanılarak birbirinden ayırt edilebilmektedir.

ABSTRACT : The Eocene sequence consists of epiclastic, carbonate, pyroclastic and volcanic rocks in Yavu area. Both pyrogenic (plagioclase, sanidine, hornblende, biotite, quartz) and diagenetic (zeolite, clay, calcite) minerals are present in the pyroclastic rocks. Clay minerals have trioctahedral structure (Fe-saponite) in the tuff, but dioctahedral in the tuffite. Volcanic rocks contain minerals as the post-volcanic minerals such as calcite, clay (trioctahedral and di-trioctahedral smectites, chlorite, mixed-layers C-S, C-V and I-S, and illite) and zeolite in addition to volcanogenic minerals (feldspar, pyroxene, hornblende, biotite quartz). On the other hand, dolomite, calcite, jarosite, gypsum, goethite, tridymite and clay minerals (mainly kaolinite, partly smectite, illite, I-S and palygorskite) are formed in the matrix and/or phenocrysts by the hydrothermal alteration of volcanics. Epiclastic, pyroclastic and altered volcanic rocks with the same appearance could be distinguished by using the abundances and types of clay minerals such as kaolinite, smectite and C-S.

GİRİŞ

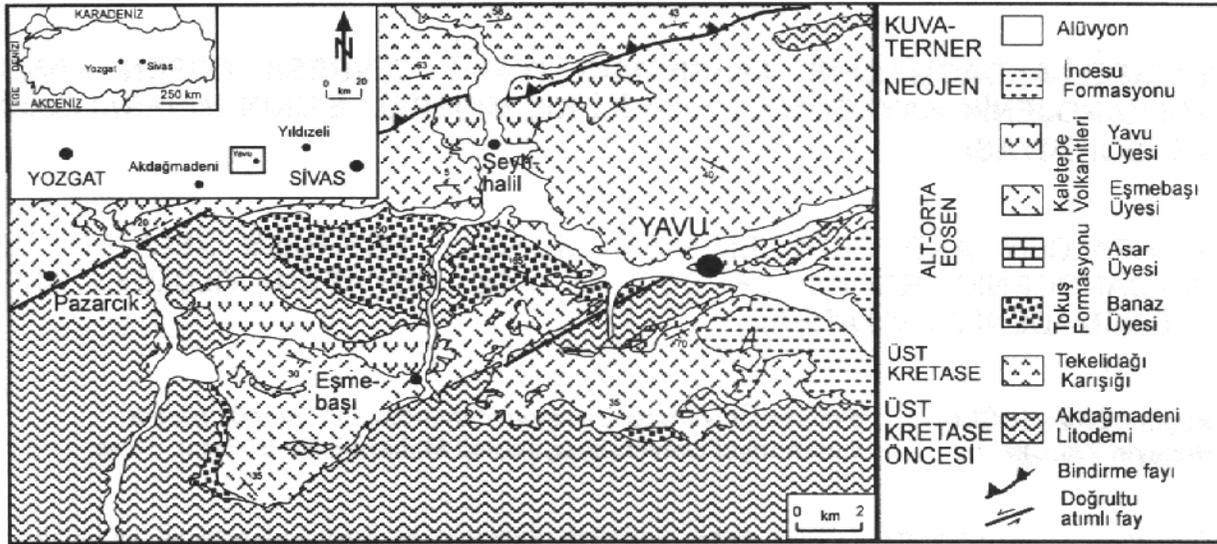
Çalışma sahası 1:25 000 ölçekli Sivas I-36 a3 ve a4 paftalarının tamamını, d1 ve d2 paftalarının ise kuzey kesimini kapsamakta olup (409 km²), Sivas ve Yozgat ili sınırları içerisinde bulunmaktadır (Şekil 1). İnceleme alanı bölgesel jeolojik konum olarak, ilk kez Tatar (1977) tarafından tanımlanan Üst Kretase yaşlı ofiyolitli karışık ve örtü kayalarından oluşan tektonik dilimlerin güneye doğru yerleşmesine karşılık gelen Orta Anadolu Bindirme Kuşağı üzerinde yer almaktadır (Koçbulut, 1998; Mesci, 1998).

Bu çalışmada; Yıldızeli-Akdağmadeni arasında yer alan ve ilk kez Ketin (1955) tarafın-

dan tipik bir denizaltı volkanizması olduğu belirtilen volkanik-volkanosedimanter ürünlerle ilişkili kil minerallerinin mineralojik ve jeokimyasal karakteristikleri araştırılmıştır. Sonuçta kil minerallerinin kökeni ve oluşumlarının ortaya konulmasının yanısıra, benzer görünümlü volkanojenik kayalar ayırt edilerek bölgenin volkanolojik tarihçesine katkı sağlanması amaçlanmıştır.

STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti Şekil 2' de gösterilmiş olup, Eosen yaşlı birimlerin temelinde yer alan en yaşlı birim Kretase öncesi bir yaşa sahip



Şekil 1. Yavu çevresinin yerbulduru ve jeoloji haritası (Yılmaz ve diğ., 1995'den değiştirilerek).

Figure 1. Location and geological maps of the Yavu area (revised from Yılmaz et al., 1995).

| YAŞ | BİRİM | KALINLIK (m) | LİTOLOJİK SİMGE | AÇIKLAMALAR |
|--------------------|---------------------|--------------|-----------------|--|
| KUVATERNER | ? | ? | | Alüvyon Uyumsuzluk |
| NEOJEN | İNCESU | 200 | | Gösel kireçtaşı Silttaşı-kilttaşı Konglomera Uyumsuzluk |
| ALT-ORTA EOSEN | YAVU | ? | | Yer yer prizmatik sütun yapılı volkanik kayalar (bazalt, bazaltik andezit, andezit) Volkanik breş ve aglomera |
| | KALETEPE | ? | | |
| | EŞMEBAŞI | 200 | | Beyaz-yeşil renkli zeolitli camsı tuf ve tüflü kumtaşı |
| ÜST KRETASE | TOKUŞ | 150/50 | | Fosilli kireçtaşı Konglomera-kumtaşı |
| | ASAR | ? | | Uyumsuzluk |
| ÜST KRETASE ÖNCESİ | TEKELİDAĞI KARIŞIĞI | 1000 | | Marn ve analsimli tüflü kumtaşı arakatlı kireçtaşı Bazalt ve gabro |
| | AKDAĞMADENİ | ? | | Tektonik doku Mermer, kuvarsit, mika-kuvarsit |

Şekil 2. Yavu çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

Figure 2. Generalized stratigraphical columnar section of the Yavu area.

(Yılmaz ve diğ., 1995), başlıca gnays, şist, kuvarsit ve mermerlerden oluşan Akdağmadeni Litodemi'dir (Özcan ve diğ., 1980).

Eosen yaşlı birimlerin üzerinde nap konumundaki Tekelidağı Karışığı'nın (Yılmaz, 1983) egemen litolojilerini tipik bir ofiyolit dizilimini gösteren magmatik (serpantinleşmiş ultramafikler, gabro ve bazalt) ve karbonat kayaları (marn ve tüflü kumtaşı arakatlı yer yer silisli ve kıvrımlı pelajik kireçtaşı) oluşturmaktadır. İnceleme alanının dışında kuzeye doğru gidildikçe serpantinitle de ortaya çıkmaktadır (Koçbulut, 1998).

Eosen yaşlı Tokuş Formasyonu'nun ağırlıklı olarak çakıltaşından oluşan alt kesimi Susuzdağ Üyesi, kumtaşlarından oluşan kesimi Banaz Üyesi ve Nummulites'li kireçtaşından oluşan bölümü ise Asar Üyesi olarak üç alt birime ayrılmıştır (Yılmaz, 1983). Ancak bu çalışmada Susuzdağ Üyesi yayılımının azlığı nedeniyle ile Banaz Üyesi içinde değerlendirilmiştir. Kırmızı-bordo renkli silt-kum boyundaki bir matriksle bağlanmış konglomera ve breşlerin bileşenlerini 2 mm'den 20-30 cm'ye kadar değişen boyutlardaki metamorfik kayaç parçaları (kuvarsit, şist ve mermer) oluşturmaktadır.

Banaz Üyesi tabakalı, farklı renklerde (sarı, siyahımsı yeşil ve bordo), yer yer gevşek çimentolu, bol muskovitli orta-ince taneli kumtaşlarından oluşmaktadır. Kumtaşları içerisinde ender de olsa siyah-bordo renkli kireçtaşı ve sarı renkli dolomit bantlarına da rastlanılmaktadır. Banaz Üyesi üzerindeki Asar Üyesi ile Kaletepe Volkanitleri Eşmebaşı üyesinde Alt-Orta Eosen'i veren fosillerin saptanması, Tokuş Formasyonu'nun yaşının Eosen'in tabanına

kadar indirilmesi gerektiğini ortaya koymaktadır (Çerikcioğlu, 1997). Asar Üyesi bol Nummulites fosilleri içeren, genellikle sarı renkli, yer yer killi olan kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Kaletepe Volkanitleri kesiksiz tipik bir volkaniklastik-volkanik dizilimi temsil etmektedir. Birimin piroklastik ürünleri Eşmebaşı üyesi, volkanik breş-aglomera ve lav ürünleri ise Yavu üyesi biçiminde iki alt üyeye ayrılmıştır (Çerikcioğlu, 1997). Eşmebaşı üyesinin egemen litolojisini beyazımsı-grimsi ve açık yeşilimsi tüf ve yeşil-kahverengi-koyu grimsi tüflü kumtaşları oluşturmaktadır. Çoğunlukla konkoyidal kırılmalı, küresel bozunma gösteren ve çok sert olan piroklastik kayalarda kimyasal kökenli bileşenlerin dışında epiklastik malzeme bulunmamaktadır. İnceleme alanının güneyinde genellikle açık renkli, oldukça hafif, ince-orta tabakalanmalı ve yer yer de laminalı, ince taneli tüf ve tüfitler; kuzeyinde ise koyu renkli, iri taneli tüfler bulunmaktadır. Birimin alt kesiminde tüfitlerle arakatlı (5-10 cm) tüfler, üst kesiminde ise tüflerle tüflü kumtaşları egemendir. Yanal yönde önemli bir litolojik değişim gözlenmemekle birlikte, havzanın kuzey kesimindekilerde tane boyu ve volkanik kayaç parçalarının miktarı kısmen artmaktadır. Banaz Üyesi üzerine uyumlu olarak gelen Eşmebaşı üyesinin alt kesimleri Asar Üyesi ile yanall geçişlidir. Birimin üst kesimi ise Yavu üyesinin volkanik breş ve aglomeralları ile tedrici geçişlidir.

Yavu üyesinin lav ürünlerini bazalt, bazaltik andezit ve andezitler, parçalı ürünlerini ise aynı bileşimli breş ve aglomeralları temsil etmektedir. Volkaniklerin taban seviyelerindeki volkanik breşlerin ve aglomeralların ana bileşenlerini 1-50 cm boyutlarında, siyah, yeşilimsi ve pembemsi renklere kadar değişen volkanik kayaç parçaları oluşturmaktadır. Bu ana bileşenler genellikle yeşil (zeolitleşmeden dolayı), gevşek yapılı, kül-lapilli tane boyundaki volkanolojik malzeme ile birbirine bağlanmıştır. Volkanik breş ve aglomerallar, alt kesimlerinde Eşmebaşı üyesi tüfleri ile ardalanmalıdır. İnceleme alanının güneyindeki volkanikler taze olduklarından genellikle siyah, bozunmuş olanlar ise yeşil renkli olup, çoğunlukla amigdaloyidal yapı göstermektedir. Küresel ve oval amigdallerde kalsit, silis ve zeolit dolguları yaygındır. Volkaniklerde akma ve hegzagonal sütun yapılarına, ayrıca inceleme alanının batısında yastık yapılarına da yer yer rastlanılmaktadır (Mesci, 1998).

Özellikle Yavu yöresindeki volkanikler ve kısmen de piroklastikler yaygın hidrotermal bozuşma göstermektedir. Bunlar kahverengi (limonitli) volkanojenik kayaçlar çoğunlukla yumuşak ve ilksel yapısını yer yer kaybetmiş olup, bozunmamış volkaniklerle yanall geçişlidir.

Yavu çevresinde yüzeyleyen en genç birimi akarsu ve gösel oluşuklar ile temsil edilen Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı İncesu Formasyonu (Yılmaz, 1983) oluşturmaktadır.

MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanında yer alan birimlerden çoğunluğu ölçülü kesitlerden olmak üzere toplam 276 örnek alınmıştır. Örneklerin incekesitleri (138 adet), X-ışınları çalışmaları (tüm-kayaç 230, kil fraksiyonu 99, kil minerallerinin politipi ve 060 ölçümü için 35 adet) ve kimyasal analizleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarı'nda (MİPJAL), taramalı elektron mikroskop incelemeleri (4 adet) Nevada Üniversitesi Mackay School of Mines ve Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Maden Analiz ve Teknoloji Dairesi'nde gerçekleştirilmiştir.

X-ışınları çözümlenmelerinden (Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları Difraktometre) elde edilen toz difraktogramlarında saptanan minerallerin yarı nicel yüzdeleri mordenit hariç (Çerikcioğlu, 1997) diğerleri için Gündoğdu (1982) tarafından belirlenen şiddet faktörleri kullanılarak hesaplanmıştır. Kil içeren sedimenter ve altere volkanik kayalarda kil ayırma işleminde normal sedimantasyon yöntemi kullanılmış, elde edilen kayıtlardan kil minerallerinin (001) bazal yansımalarına göre şiddet faktörleri (Moore ve Reynolds, 1997) kullanılarak yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır. Smektitlerin oktaedrik bileşimlerinin belirlenmesi amacıyla $d_{(060)}$ yansıması yardımıyla b_0 -parametresi hesaplanmıştır (Caillere ve Hénin, 1963; Grim, 1968; Weaver ve Pollard, 1973; Brown ve Brindley, 1980).

Kil minerallerinin yüksek sıcaklık çözümlenmeleri (11 adet) C.Ü. Kimya Mühendisliği Bölümü'nde Shimadzu marka DT-TG-50 model birleşik termal analizörde nitrojen atmosferinde 1000 °C'ye kadar ısıtılarak gerçekleştirilmiştir.

Kil minerallerinin ana ve iz element çözümlenmeleri (Rigaku marka 3270 model X-ışınları floresans spektrometresi) USGS (Flanagan, 1976), CRPG, GIT-IWG ve ANRT (Govindaraju, 1989) kayaç standartları eşliğinde yapılmış olup, doğruluk ana elementlerde % ± 2 , eser/iz elementlerde % ± 5 mertebesindedir.

PETROGRAFI

Optik mikroskop incelemeleri

Tokuş Formasyonu Banaz Üyesi'ne ait epiklastiklerin bileşenlerini bolluk sırasına göre kuvars, feldispat, kayaç parçacıkları, muskovit, biyotit, hornblend, ojit ve az miktardaki opak minerallerin oluşturduğu epiklastik kayaçların

bağlayıcı malzemesi kil matriks ile kalsitik ve dolomitik çimentodur. Örneklerden sadece birinde dolomit tek başına bağlayıcı malzemeyi oluştururken, diğer örneklerde kalsit çimento egemendir. Gnays, kuvarsit ve mika-şist gibi yaygın olarak görülen metamorfik kayaç parçacıklarının yanı sıra, ender olarak kireçtaşı parçacıklarına da rastlanılmaktadır. Bu epiklastik kayaçlar genellikle subgrovak, kısmen de subarkoz ve grovak (Van Andel, 1958) veya litik grovak veya litarenit ve bazıları da feldispatik litarenit (Folk, 1968) olarak adlandırılmıştır. Karbonat kayaçlarında ortokemi kalsit ve/veya dolomit, klastik mineralleri kuvars, feldispat ve kil oluşturmaktadır. Bunlardan kireçtaşları spartit ve litomikrit, dolomit ise dolospartit olarak tanımlanmıştır (Folk, 1968).

Tokuş Formasyonu Asar üyesi karbonat kayaçları bolluk sırasına göre kalsit, mikritik intraklastlar, fosil, metamorfik kayaç parçacıkları, mika (biyotit ve muskovit), kuvars, feldispat ve ender olarak da hornblend içeren karbonat kayaçları spartitik ortokem içerir. Karbonat kayaçları Folk'a (1968) göre genellikle intrabiyo-spartit ve litobiyospartit, bazı örneklerde litointra-biyospartit biçiminde adlandırılmıştır.

Kaletepe Volkanitleri Eşmebaşı üyesi piroklastik kayaçları vitroklastik dokulu olup, bolluk sırasına göre volkanik cam ve pomza; volkanojenik kökenli plajiyoklaz, ojit ve/veya egirinojit, hornblend, biyotit, kuvars ve sanidin; kimyasal kökenli kalsit, fosiller, epiklastik bileşen olarak ise eser miktarda muskovit ve volkanik kayaç parçacıkları içermektedir. Volkanik cam ve lifsi gözenekli pomzalarda çoğunlukla killeşme ve kloritleşme, bazı örneklerde de silisleşme; plajiyoklazlarda killeşme ve karbonatlaşma; hornblendlerde kenarlardan itibaren opasitleşme gelişmiştir. Ayrıca, ince ve iri piroklastik bileşenlerin dizilimi ile ortaya çıkan mikrolaminasyonlar da gözlenmiştir. Piroklastik kayaçlar çoğunlukla camsı kül tuf, kısmen de litik kül tuf ve tüflü kumtaşı biçiminde tanımlanmıştır (Schmid, 1981). Camsı kül tüflerin bağlayıcı malzemesindeki killeşmeler daha ziyade siyahımsı iken, tüflü kumtaşlarında ve çoğunlukla litik kül tüflerinde kahverengimsi yeşil olup, yaklaşık 0.1-0.5 mm uzunluğa sahip lifsi kloritleşmeler (XRD sonuçlarına göre C-S) gelişmiştir (Şekil 3a). Bu kayaçların gözeneklerindeki C-S'ler ise daha iri liflerden oluşmaktadır (Şekil 3b).

Kaletepe Volkanitleri Yavu üyesine ait volkanik lav ve bunların parçalı ürünlerinde glomeroporfiritik, trakitik-pilotaksitik ve amigdalooidal doku gözlenmektedir. Bunların bağlayıcı malzemesini genellikle volkanik cam ve plajiyoklaz mikrolitleri, kısmen de piroksen ve opak

mineraller oluşturmaktadır. Belirlenen fenokristaller plajiyoklaz, olivin, ojit, egirinojit, enstatit, hornblend, biyotit ve Fe-oksitlerdir. Streckeisen'a (1978) göre bazalt, bazaltik andezit ve andezit olarak adlandırılan volkanik kayaçlarda genellikle 1-2 mm çapındaki küresel ve oval amigdallerde yaygın natrolit, analsim ve kalsit bulunmaktadır.

Özellikle hidrotermal bozuşmaya uğramış volkaniklerde bozunmalar ve yeni mineral oluşumları oldukça tipiktir. Bunlar volkanik camda killeşme, kloritleşme, karbonatlaşma, silisleşme ve Fe-oksidasyonu, olivinlerde serpantinleşme, plajiyoklazlarda serisitleşme, karbonatlaşma ve kloritleşme, piroksenlerde karbonatlaşma, hornblendlerde opaklaşma ve karbonatlaşma, biyotitlerde ise opaklaşmadır. Ayrıca gözenek ve çatlaklarda kalsite de rastlanılmaktadır. Yeni mineral oluşumlarına, bağlayıcı malzemedeki yeşil renkli killeşmeler ve Fe-oksidasyonunun eşlik ettiği, özşekilli ve zonlu dokulu dolomitler (0.2-0.5 mm) verilebilir (Şekil 3c). Ayrıca yeşil renkli killeşmiş bağlayıcı malzemedeki zonlu dokulu ve özşekilli, iri taneli kalsitler (yaklaşık 1 mm) de belirgindir (Şekil 3d). Bu mikrofotografda kalsit içindeki ritmik koyu zonlar Fe-oksidasyonunu (XRD verilerine göre götüt) temsil etmektedir.

Taramalı elektron mikroskobu incelemeleri

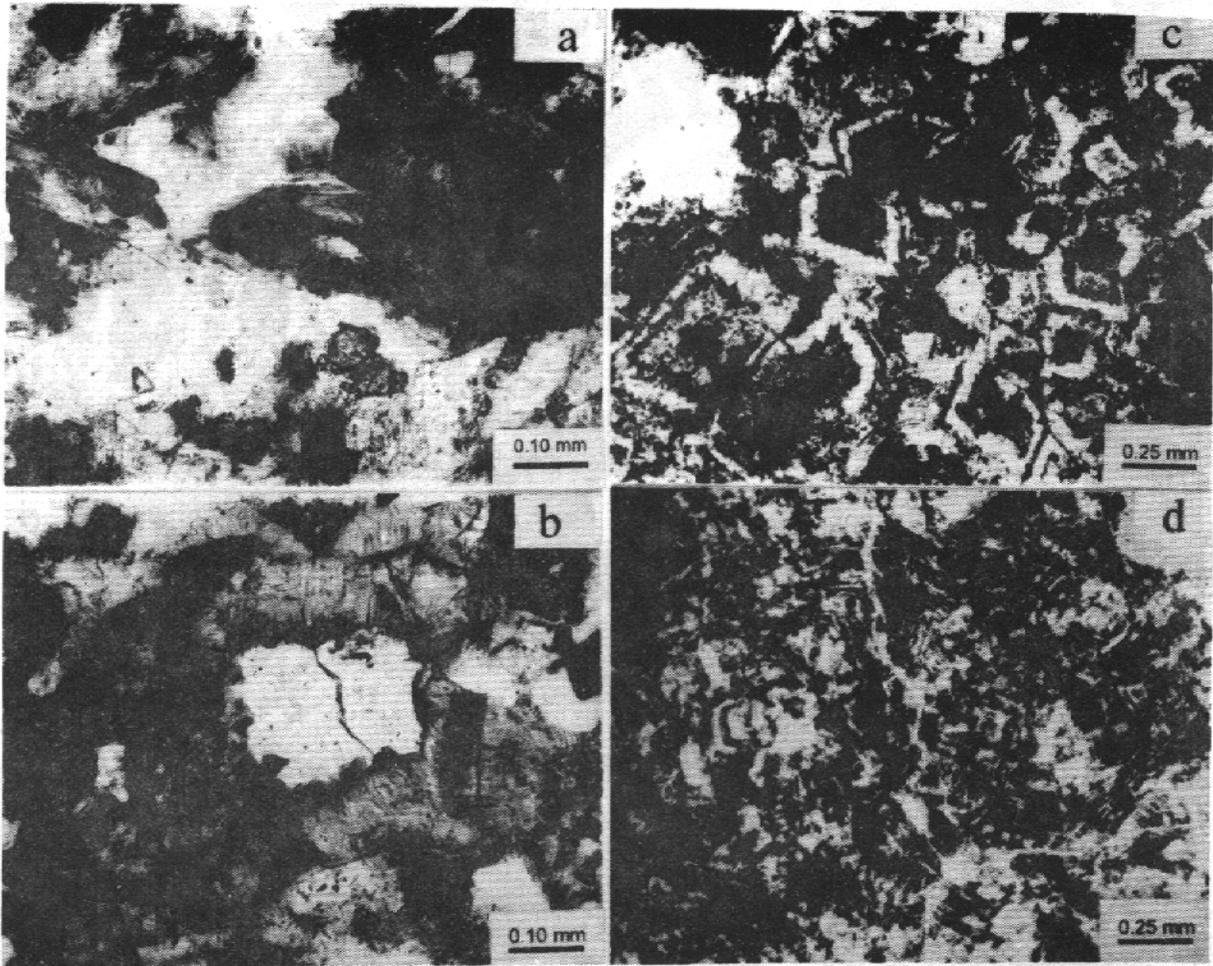
Kaletepe Volkanitleri Eşmebaşı üyesine ait analsim (% 90) + kil (% 10) mineralleri içeren camsı kül tuf örneğinin mikrofotografında (Şekil 4a) küresel bozunmalar ve bunların çevresinde ince levhamsı smektitler görülmektedir. 20-25 µm çapındaki kürelerde de killeşmeler gelişmiştir. Ayrıntılı görünümde (Şekil 4b), matriksdeki smektit yaprakları kıvrılmış/bükülmüş ve yer yer de birbirlerini keser durumdadır.

Kaletepe Volkanitleri Yavu üyesini temsil eden hidrotermal olarak bozuşmuş volkanik kayaç örneğinde (kalsit % 5, kuvars / tridimit % 25, kil % 70 ve götüt) mikrogözeneklerdeki psödoheksagonal kaolinit levhaları / kitapçıkları ve I-S filamentleri görülmektedir (Şekil 4c). Her bir kaolinit levhası 3-4 µm çapında ve 0.1-0.2 µm kalınlığındadır (Şekil 4d). Levhaların oluşturduğu paketler gevşek dokulu olup, hidrotermal köken için tipiktir (Keller, 1976 ve 1978; Gençoğlu ve diğ., 1989; Yalçın, 1991). Ayrıca, kaolinit levhaları bir yönde (mikrofotografın sol tarafı) ve bir merkezden itibaren radyal olarak (mikrofotografın sağ tarafı) dizilmektedir.

MİNERALOJİ

X-ışınları incelemeleri

Tokuş Formasyonu Banaz Üyesi'nde kuvars tüm örneklerde bulunmasına karşın, en



Şekil 3. İnce-kesit fotoğrafları, a) litik kül tûfün matriksinde gelişmiş lifsi S-C; b) litik kül tûfün gözeneginde kalsiti çevreleyen lifsi S-C ve opak mineraller (BÇ-70, çift nikol=çn); c) hidrotermal olarak bozmuş volkanik kayaçın matriksinde özşekilli ve zonlu dokulu dolomitler (BÇ-200, tek nikol=tn); d) özşekilli, zonlu dokulu iri taneli kalsitler (BÇ-194, tn).

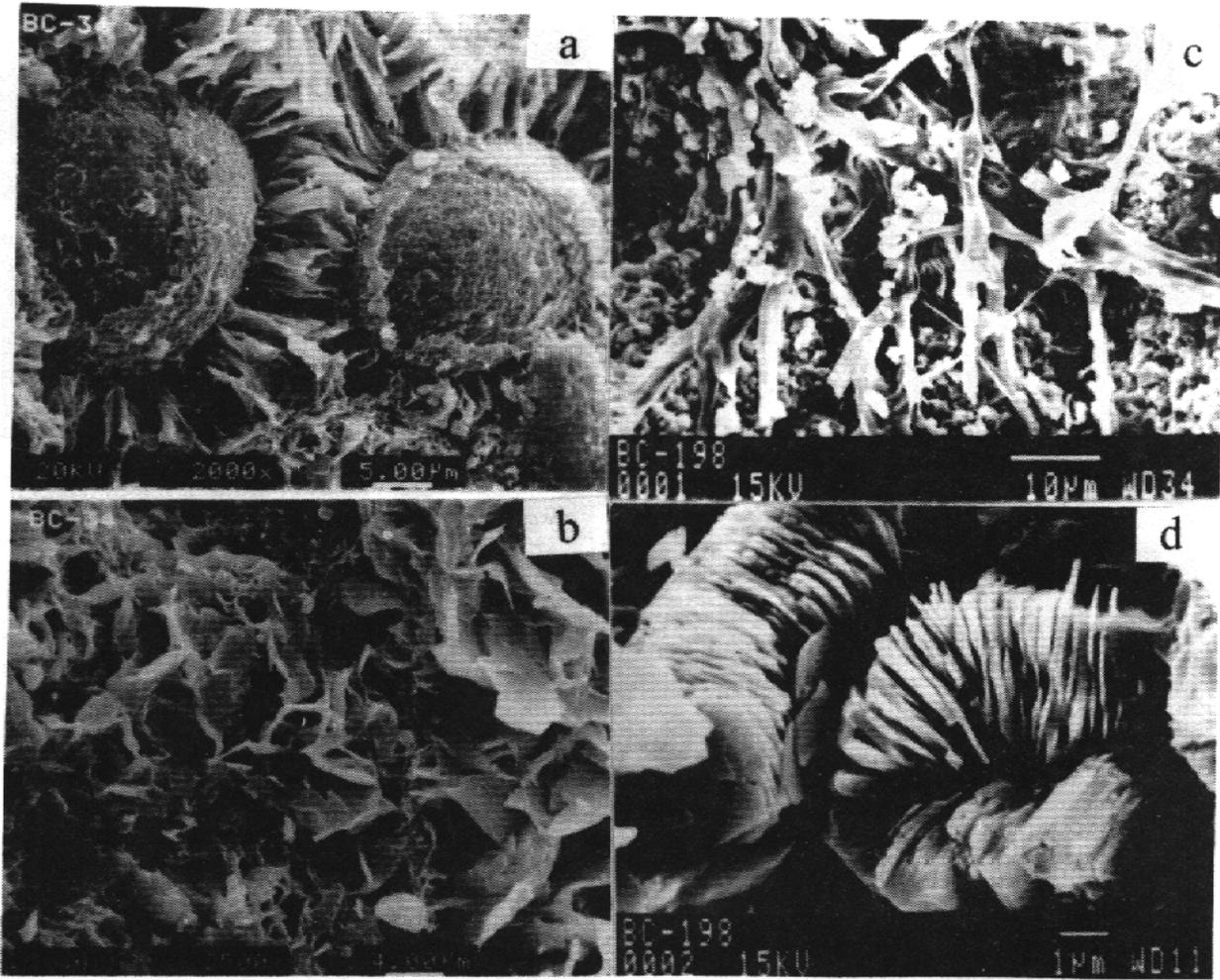
Figure 3. Thin-section photomicrographs, a) fibrous C-S developed within the matrix of the lithic ash tuff (BÇ-70, crossed nicol=cn); b) calcite surrounded with fibrous C-S and opaque minerals within the pore of the lithic ash tuff (BÇ-70, cn); c) euhedral and zoned dolomites within the matrix of hydrothermally altered volcanic rock (BÇ-200, single nicol=sn); d) euhedral, zoned and coarse-grained calcites (BÇ-194, sn).

bol bulunan mineral fillosilikatlardır. Feldispat ve dolomit ise düşük yüzdeler ile temsil edilmektedir. Birime ait değişik örneklerde farklı parajenezler ortaya çıkmaktadır. Illit örneklerin çoğunda bulunan bir mineraldir. Kaolinit grubu mineralleri en yüksek genel ortalamaya sahip olup, kaolinit polimorfu ile temsil edilmektedir. Örneklerden sadece birinde C-S, bir diğerinde de C-V karışık tabakalı saptanmıştır (Şekil 5a). Smektitler sadece kumtaşlarında gözlenmekte olup, dioktahedral bileşimdedir.

Tokuş Formasyonu Asar Üyesi'nde egemen mineral kalsittir. Kuvars, feldispat, kil ve mika mineralleri de bazı örneklerde önemli olmaktadır. Örneklerin tamamında kalsite az

miktarda da olsa kuvars eşlik ederken, bazı örneklerde mika mineralleri, birkaçında da feldispat bu parajeneze katılmaktadır. Birimin kil fraksiyonunu kayaçtan kayaca değişen bolluklardaki smektit, kaolinit, illit ve eser miktarda C-S oluşturmaktadır (Şekil 5b). Bir örnekte eser miktarda klorit, bir diğerinde de C-S karışık tabakalı saptanmıştır.

Kaletepe Volkanitleri Eşmebaşı üyesini oluşturan tûf ve tûfitlerde kalsit, kuvars, plajiyoklaz, sanidin, kil ve biyotitin yanı sıra, yaygın zeolit mineralleri (klinoptilolit/höylendit, morde nit, analsim) saptanmıştır (Yalçın, 1997). Bazı örneklerde hornblend ve piroksene de rastlanılmıştır. Birimdeki en yaygın parajenezler, tûfler-



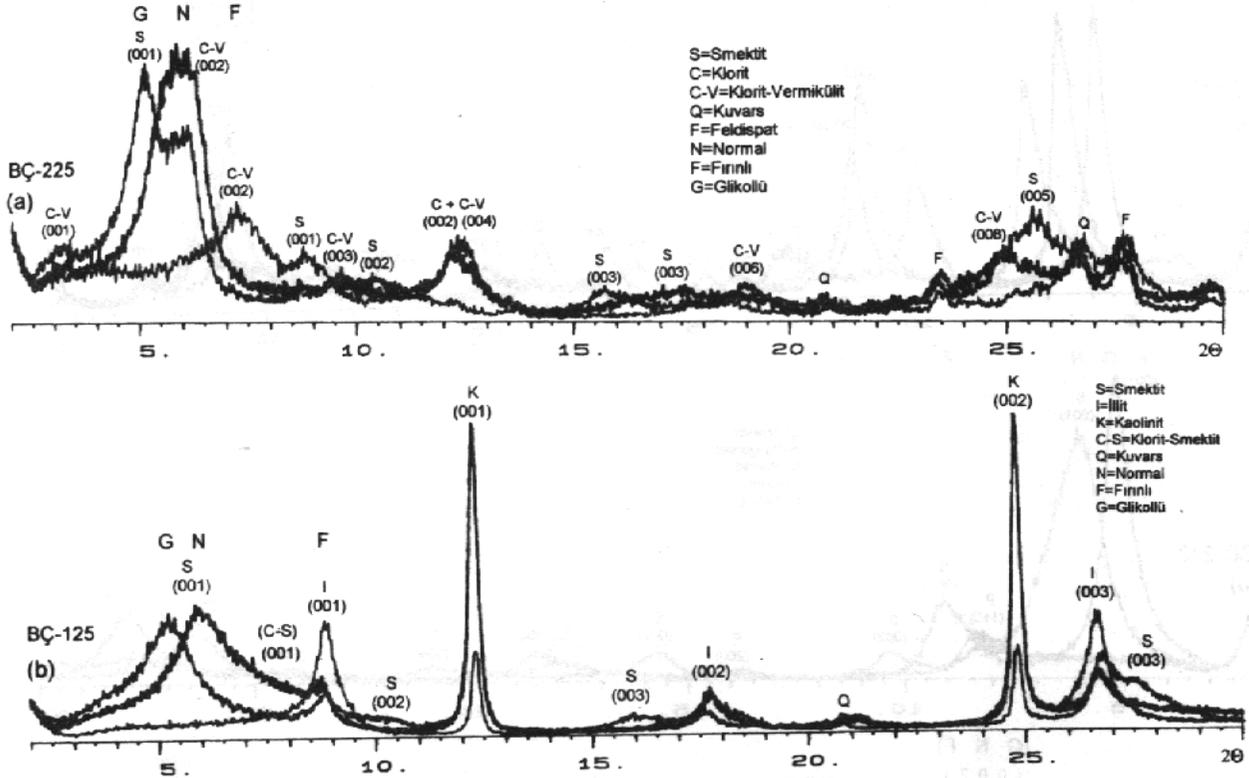
Şekil 4. Taramalı elektron mikroskop fotoğrafları, a) Camsı kül tüfte smektit yaprakçıkları ve küresel bozunmalar; b) kısmen ağısı morfolojiye sahip bükülmüş smektit yaprakçıkları; c) illit-smektit filamentleri ve kaolinit levhaları; d) gözenekteki psödoheksagonal kaolinit paketleri.

Figure 4. Scanning electron photomicrographs, a) Spherical alterations surrounded by smectite flakes in the vitric ash tuff; b) crenulated smectite flakes with partly webby morphology; c) filamentous illite-smectite and kaolinite sheets; d) pseudo-hexagonal kaolinite booklets within the pore.

de höylandit+mordenit+kil mineralleri ve anal-sim+kil mineralleri; tüfitlerde kalsit+kil'dir. Birimin egemen kil mineralini smektit oluşturmaktadır. Smektitler düzenli bir yapıya/integral seriyeye (Hoffman ve Hower, 1979) ait oldukları gibi, % 5-10 illit tabakası da içermektedir (Reynolds, 1980). Smektitler, tüfitlerde trioktahedral (1.533-1.539, ortalama 1.537); tüfitlerde ise dioktahedral (1.501-1.505, ortalama 1.503) bileşimdedir. Smektitlere az miktarda illit, klorit ve C-S'de eşlik etmektedir. Sadece iki örnekte ise smektit, I-S ile birlikte bulunmaktadır. C-S, bazen tek başına kil fraksiyonunu oluşturduğu gibi, genellikle klorit ve/veya illit ile birlikte gözlenmektedir. C-S'nin difraktogramında (Şekil 6a) (001) yansıması fırınlı çekimde gözlenmekte, ayrıca glikollü çekimlerindeki d(009) yansıması, 3.45 Å'a

karşılık gelmekte olup, tipik korensit olarak tanımlanmıştır (Reynolds, 1980).

Kaletepe Volkanitleri Yavu üyesine ait volkanik kayalar volkanojenik minerallerin (feldispat, kuvars) dışında bolluk sırasına göre kalsit, kil, zeolit (analsim ve natrolit) türü post-volkanik bozuşma (volkanik cam ve minerallerin deniz suyu ile etkileşimi: Keith ve Stamples, 1985; Robert ve Goffé, 1993) mineralleri içermektedir (Yalçın, 1997). En yaygın parajenez, kil mineralleri+analsim+feldispat oluşturmaktadır. Kil mineralleri tüm örneklerde en yaygın ve bol bulunan minerallerdir. Feldispat ve kalsit, örneklerin çoğunda gözlenmesine karşın, kalsitin miktarı az, feldispatın genel ortalamaya katkısı ise analsim kadardır. Kuvars örneklerin yaklaşık yarısında, fakat eser miktarda bulunmaktadır.

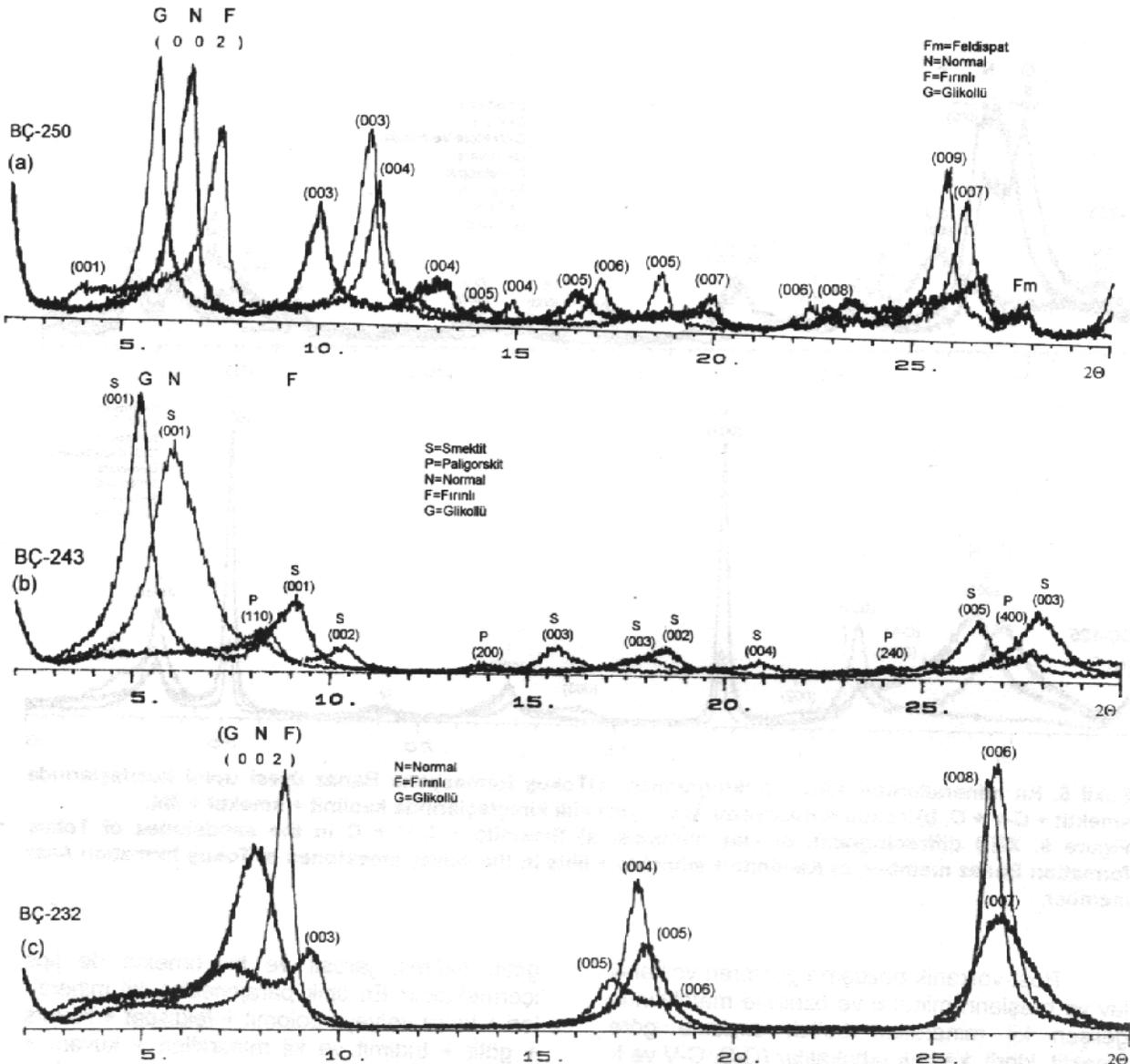


Şekil 5. Kil minerallerinin XRD difraktogramları, a) Tokuş formasyonu Banaz üyesi üyesi kumtaşlarında smektit + C-V + C, b) Tokuş formasyonu Asar üyesi killi kireçtaşlarında kaolinit + smektit + illit.
Figure 5. XRD diffractograms of clay minerals, a) Smectite + C-V + C in the sandstones of Tokuş formation Banaz member, b) Kaolinite + smectite + illite in the clayey limestones of Tokuş formation Asar member.

Post-volkanik bozuşma gösteren volkanik lav ve breşlerin mineral ve özellikle matriksinde gelişen kil mineralleri bolluk sırasına göre smektit, klorit, karışık tabakalılar (C-S, C-V ve I-S) ve illittir. Smektitler kil fraksiyonunu tek başına oluşturabildikleri gibi, bu minerale bazı örneklerde karışık tabakalı kil mineralleri de eşlik etmektedir. C-S'ler birinci diziyeye ait piklerinin gözlenmesi nedeniyle korensit olarak değerlendirilmiştir. Smektitler üç örnekte trioktahedral bileşimdedir. İkisinde ise iki d(060) yansıması (ortalama 1.506 ve 1.537) saptanmıştır. Bu veriler aynı numunede mekanik karışım halinde olan iki farklı smektit bulunduğunu gösterebilir. Benzer durumlar değişik jeolojik ortamlarda çalışan başka araştırmacılar (Despaires, 1977; Trauth, 1977; Bayhan, 1981; Gündoğdu, 1982) tarafından da saptanmıştır.

Hidrotermal bozuşma gösteren volkanikler, dokusal farklılıklarının yanısıra, XRD de belirlenen mineraller bakımından da bozunmamış ve post-volkanik bozuşma gösteren örneklerden kolayca ayırt edilebilmektedir. Altere hidrotermal volkanikler bolluk sırasına göre kil mineralleri, kuvars, feldispat, kalsit, dolomit,

götüt, tridimit, jarosit ve bir örnekte de jips içermektedir. En tipik parajenezler, kil mineralleri + kalsit ve/veya dolomit + feldispat + kuvars + götüt + tridimit ve kil mineralleri + kuvars + (bazen feldispat) + jarosit + (bazen jips)'dir. Hidrotermal altere volkaniklerde bozuşma ürünü kil minerallerini bolluk sırasına göre kaolinit, smektit, dioktahedral I-S, illit ve bir örnekte paligorskit temsil etmektedir (Şekil 6b). En yaygın kil parajenezleri kaolinit + I-S + illit olup, buna bazı örneklerde smektit de katılmaktadır. Bailey (1988) tarafından önerilen tipik piklere göre, kaolinit grubunun kaolinit politipinden oluştuğu belirlenmiştir. I-S karışık tabakalı kil mineralleri saf fraksiyon halinde de bulunabilmektedir (Şekil 6c). Pek belirgin olmamakla birlikte (kristalinite düşük), birinci diziyeye ait piklerinin gözlenmesi bu mineralin düzenli bir yapıyı temsil ettiğini göstermektedir. I-S'in glikollü çekimlerdeki (002) ve (003) yansımaları sırasıyla 9.57 ve 5.21 Å olarak ölçülmüştür. Reynolds (1980) tarafından önerilen yöntemeye göre, bu değerler I-S'in yaklaşık % 80 illit tabakası içerdiğini göstermektedir.

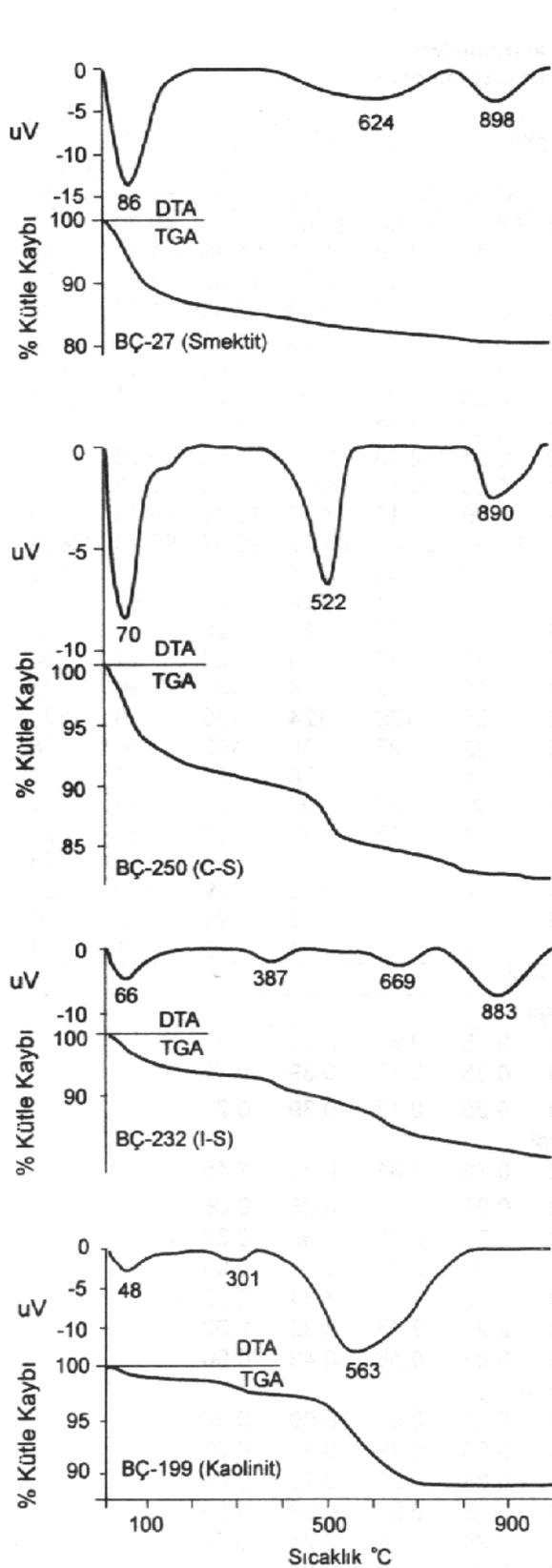


Şekil 6. Kil minerallerinin XRD difraktogramları, a) Kaletpe Volkanitleri Eşmebaşı üyesi litik kül tüflerinde karışık tabakalı C-S, b) Kaletpe Volkanitleri Yavu üyesi hidrotermal altere volkanitlerde smektit + paligorskit, c) Kaletpe Volkanitleri Yavu üyesi hidrotermal altere volkanitlerde karışık tabakalı I-S. Figure 6. XRD diffractograms of clay minerals, a) Mixed-layered C-S in the lithic ash tuffs of Kaletpe volcanics Eşmebaşı member, b) a) Smectite + palygorskite in the hydrothermally altered volcanics of Kaletpe volcanics Yavu member, c) Mixed-layered I-S in the hydrothermally altered volcanics of Kaletpe volcanics Yavu member.

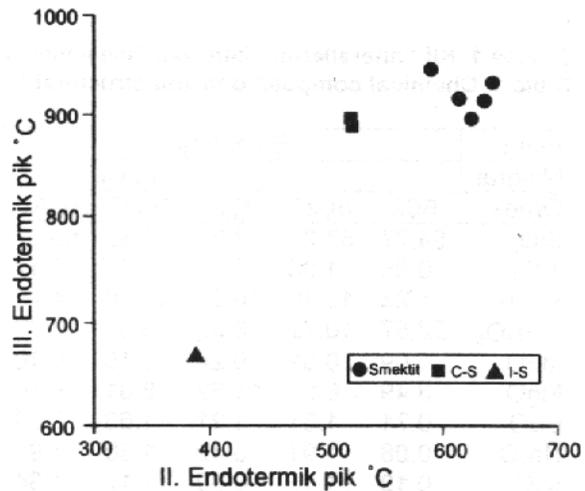
DTA-TGA incelemeleri

Bu yöntem, genellikle kimyasal analizi yapılan kil minerallerinde uygulanmış ve tipik termogramlar Şekil 7'de verilmiştir. I-S hariç, diğer kil mineralleri, üç endotermik pike sahiptir (Grim ve Kulbicki, 1961; Grim, 1968; Trauth, 1977; Paterson ve Swaffield, 1987) Endotermik piklerden birincisi adsorbe suyun, ikincisi yapraklar arasındaki suyun ve üçüncüsü oktaedrik hidroksil biçimindeki suyunun atılmasına karşılık gelmektedir. Bunlar TGA eğrilerinde kütle

kayı biçiminde ortaya çıkmaktadır. C-S'de II.endotermik pik saf smektitlere göre daha keskin ve şiddetlidir. Bu TGA eğrisinde de belirgindir. I-S'de ise II.endotermik pikin smektit ve III.endotermik pikin illit bileşenine, IV.endotermik pikin ise oktaedrik su moleküllerinin kaybolmasına ait olduğu sanılmaktadır. Ayrıca, en büyük şiddet farkının IV.endotermik pikte gerçekleştiği görülmektedir. Kaolinlerde en şiddetli yapısal değişiklik III. Endotermik pikte ortaya çıkmakta-



Şekil 7. Kil minerallerinin DTA-TGA termogramları.
Figure 7. DTA-TGA thermograms of clay minerals.



Şekil 8. Kil minerallerinde II. ve III. endotermik pik sıcaklıkları arasındaki ilişkiler.
Figure 8. Relationships between II. and III. endothermic peak temperatures in the clay minerals.

dır. Bu pik oldukça yaygın olup, geniş bir sıcaklık aralığını kapsamaktadır.

Smektit ve karışık tabakalılarına ait II. ve III. endotermik piklerin sıcaklık değerleri arasındaki ilişkiler Şekil 8'de verilmiş ve bunların sıcaklık davranışları ile de birbirinden ayırt edilebileceği ortaya konulmuştur. Ayrıca, smektitli karışık tabakalıda klorit bileşeni III. endotermik pik sıcaklığını artırmakta, buna karşın illit bileşenini azaltmaktadır. Smektitlerde ikinci ve üçüncü endotermik sıcaklık değerleri arasındaki ilişkiler incelendiğinde, bir örnek hariç (BÇ-202) genellikle pozitif bir ilişkinin olduğu belirtilebilir. Diğer bir ifadeyle, ikinci pikin sıcaklık değeri arttıkça, üçüncü pikinki de artmaktadır.

JEOKİMYA

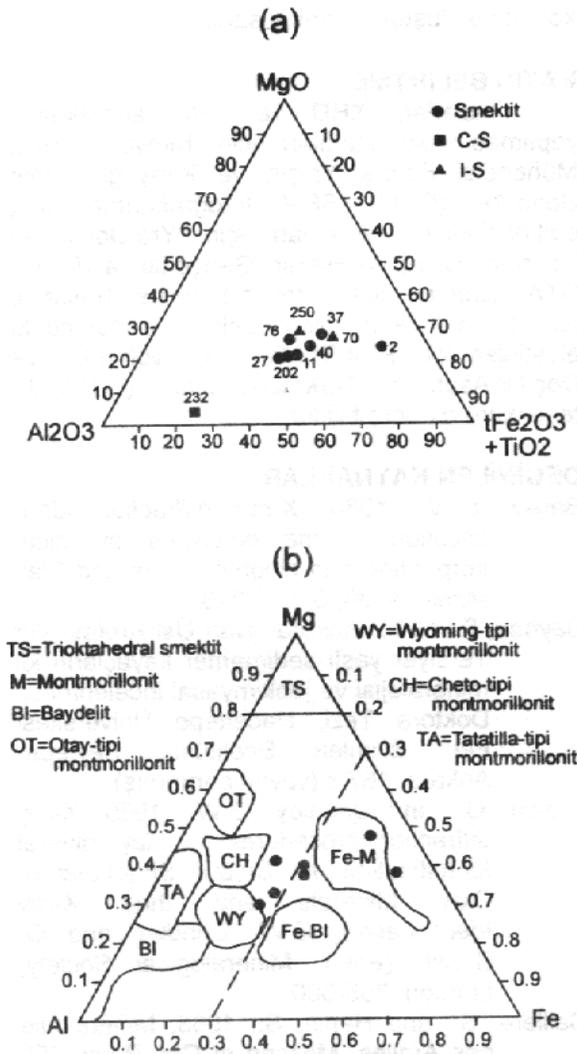
Kaletepe Volkanitleri'ne ait kil mineralleri üzerinde yapılan ana ve iz element çözümlenmeleri ile yapısal formülleri Çizelge 1'de verilmiştir. Yapısal formül hesaplamalarında smektit ve I-S için 11, C-S'ler için 12.5 oksijen atomu esas alınmıştır (Weaver and Pollard, 1973). Hidrotermal kökenli kaolinitlerin yapısal formülü kil fraksiyonunun götüt içermesi nedeniyle hesaplanmamıştır.

Smektit ve karışık tabakalı kil minerallerinde genellikle oktaedrik levhada yer alan elementler üçgen diyagramda görülmektedir (Şekil 9a). Kil mineralleri üçgenin alt-orta kesimde yer almakta olup, Al_2O_3 ve daha ziyade Fe_2O_3 bakımından daha zengindir. Tri- ve di-tri-oktahedral smektitlerin birbirlerine yakın dizilmeleri, di-trioktahedral smektitlerde dioktahedral

Çizelge 1. Kil minerallerinin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri.
Table 1. Chemical compositions and structural formulas of clay minerals.

| Birim Mineral | Eşmebaşı | | | | | Yavu | | Eşmebaşı | | Yavu | | |
|---------------------------------|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|-------|-------|----------|-------|
| | Smektit | | | | | | | C-S | | I-S | Kaolinit | |
| Örnek | BÇ2 | BÇ27 | BÇ37 | BÇ40 | BÇ202 | BÇ11 | BÇ76 | BÇ70 | BÇ250 | BÇ232 | BÇ198 | BÇ199 |
| SiO ₂ | 54.77 | 57.27 | 47.66 | 55.32 | 50.07 | 57.88 | 55.21 | 47.88 | 45.06 | 45.53 | 40.79 | 40.07 |
| TiO ₂ | 0.85 | 1.08 | 1.22 | 1.27 | 1.17 | 1.15 | 1.42 | 2.70 | 1.07 | 1.16 | 1.63 | 1.86 |
| Al ₂ O ₃ | 5.23 | 13.10 | 10.31 | 10.88 | 14.49 | 11.54 | 12.49 | 9.87 | 13.52 | 26.58 | 34.20 | 33.70 |
| ΣFe ₂ O ₃ | 22.57 | 10.72 | 18.52 | 13.51 | 13.82 | 12.23 | 10.86 | 15.55 | 15.30 | 7.39 | 5.87 | 11.08 |
| MnO | 0.09 | 0.09 | 0.24 | 0.16 | 0.10 | 0.12 | 0.02 | 0.20 | 0.20 | 0.01 | 0.03 | 0.02 |
| MgO | 8.49 | 6.01 | 11.62 | 8.01 | 8.10 | 6.78 | 8.82 | 10.39 | 12.08 | 1.49 | 0.62 | 0.61 |
| CaO | 0.71 | 1.51 | 1.21 | 1.63 | 2.03 | 0.55 | 0.88 | 2.23 | 1.91 | 0.22 | 0.36 | 0.30 |
| Na ₂ O | 0.08 | 1.91 | 0.42 | 1.50 | 1.91 | 0.28 | 0.33 | 0.37 | 2.26 | 0.26 | 0.03 | 0.02 |
| K ₂ O | 0.19 | 1.15 | 0.59 | 1.17 | 1.34 | 1.08 | 0.94 | 2.03 | 0.81 | 6.55 | 0.73 | 0.79 |
| P ₂ O ₅ | 1.03 | 0.04 | 0.20 | 0.04 | 0.37 | 0.17 | 0.08 | 0.10 | 0.04 | 0.29 | 0.08 | 0.15 |
| LOI | 5.76 | 6.64 | 7.06 | 6.40 | 6.50 | 7.83 | 8.36 | 8.15 | 7.57 | 10.19 | 15.44 | 11.10 |
| Toplam | 99.77 | 99.52 | 99.05 | 99.89 | 99.90 | 99.61 | 99.41 | 99.47 | 99.82 | 99.67 | 99.78 | 99.70 |
| Cr | 26 | 50 | 81 | 123 | 23 | 47 | 242 | 88 | 223 | 61 | 215 | 527 |
| Ni | 4 | 39 | 80 | 117 | 1 | 1 | 177 | 1 | 102 | 27 | 92 | 857 |
| Co | 22 | 38 | 65 | 48 | 49 | 43 | 38 | 52 | 54 | 26 | 20 | 39 |
| Cu | 44 | 53 | 43 | 135 | 78 | 57 | 39 | 29 | 25 | 20 | 44 | 34 |
| Pb | 15 | 14 | 27 | 16 | 16 | 12 | 11 | 12 | 6 | 186 | 36 | 143 |
| Zn | 201 | 153 | 142 | 139 | 137 | 104 | 109 | 126 | 124 | 108 | 116 | 127 |
| Rb | 56 | 35 | 33 | 42 | 32 | 45 | 32 | 27 | 30 | 163 | 36 | 38 |
| Ba | 21 | 75 | 1 | 49 | 114 | 68 | 1 | 1 | 78 | 91 | 1 | 1 |
| Sr | 22 | 148 | 30 | 44 | 175 | 86 | 105 | 97 | 102 | 177 | 259 | 807 |
| Ga | 15 | 18 | 32 | 27 | 29 | 30 | 14 | 25 | 20 | 27 | 31 | 25 |
| Nb | 5 | 10 | 7 | 9 | 9 | 10 | 9 | 6 | 8 | 8 | 8 | 14 |
| Zr | 65 | 139 | 73 | 115 | 141 | 144 | 78 | 73 | 130 | 138 | 110 | 161 |
| Y | 3 | 10 | 6 | 11 | 11 | 9 | 3 | 6 | 8 | 21 | 5 | 6 |
| Th | 2 | 3 | 2 | 1 | 2 | 3 | 2 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 |
| Yapısal Formül | | | | | | | | | | | | |
| Tetrahedral | | | | | | | | | | | | |
| Si | 3.78 | 3.83 | 3.36 | 0.73 | 3.44 | 3.90 | 3.75 | 3.87 | 3.61 | 3.23 | | |
| Al ^{IV} | 0.22 | 0.17 | 0.64 | 0.27 | 0.56 | 0.10 | 0.25 | 0.13 | 0.39 | 0.77 | | |
| TC | 0.22 | 0.17 | 0.64 | 0.27 | 0.56 | 0.10 | 0.25 | 0.13 | 0.39 | 0.77 | | |
| Oktahedral | | | | | | | | | | | | |
| Al ^{VI} | 0.21 | 0.86 | 0.22 | 0.60 | 0.63 | 0.82 | 0.75 | 0.81 | 0.89 | 1.45 | | |
| Ti | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.16 | 0.06 | 0.06 | | |
| Fe | 1.17 | 0.54 | 0.98 | 0.69 | 0.71 | 0.62 | 0.56 | 0.95 | 0.92 | 0.39 | | |
| Mn | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | | |
| Mg | 0.84 | 0.60 | 1.07 | 0.81 | 0.83 | 0.68 | 0.89 | 1.25 | 1.44 | 0.12 | | |
| TOC | 2.27 | 2.06 | 2.34 | 2.17 | 2.24 | 2.19 | 2.27 | 3.18 | 3.32 | 2.02 | | |
| OC | 0.00 | 0.38 | 0.00 | 0.25 | 0.06 | 0.06 | 0.01 | 0.56 | 0.43 | 0.00 | | |
| Tabakalararası | | | | | | | | | | | | |
| Mg | 0.03 | 0.00 | 0.15 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | | |
| Ca | 0.05 | 0.11 | 0.09 | 0.12 | 0.15 | 0.04 | 0.06 | 0.19 | 0.16 | 0.02 | | |
| Na | 0.01 | 0.25 | 0.06 | 0.20 | 0.25 | 0.04 | 0.04 | 0.06 | 0.35 | 0.04 | | |
| K | 0.02 | 0.10 | 0.05 | 0.10 | 0.12 | 0.09 | 0.08 | 0.21 | 0.08 | 0.59 | | |
| ILC | 0.19 | 0.57 | 0.59 | 0.54 | 0.67 | 0.21 | 0.24 | 0.65 | 0.75 | 0.75 | | |
| TLC | 0.22 | 0.55 | 0.64 | 0.52 | 0.62 | 0.16 | 0.26 | 0.69 | 0.82 | 0.77 | | |

ΣFe₂O₃=Toplam Fe, LOI=Ateşte Kayıp (1000 °C), TC=Tetrahedral Yük, TOC=Toplam Oktahedral Katyon, OC= Oktahedral Yük, ILC=Tabakalararası Yük, TLC=Toplam Tabaka Yükü,



Şekil 9. a) Kil minerallerinde bazı ana oksitlerin MgO-Al₂O₃-(tFe₂O₃+TiO₂) diyagramında dağılımları; b) smektitlerde ana oktahedral katyonların Mg-Al-Fe diyagramında dağılımları.

Figure 9. a) The distributions of some major oxides in the MgO-Al₂O₃-(tFe₂O₃+TiO₂) diagram in the clay minerals; b) the distributions of the major octahedral cations in the Mg-Al-Fe diagram in the smectites.

tabakanın daha az ve/veya trioktahedral smektitlerde de XRD ile saptanamayacak miktarda dioktahedral tabakanın bulunmasından kaynaklanabilir.

Smektitlerin oktahedral Ti ve Mg, ayrıca yapraklararasıdaki Na ve Ca değerleri literatürde (Wever and Pollard, 1973, Güven, 1988) belirtilen değerler ile genellikle uyumlu değildir. Smektitlerin CaO/Na₂O oranı bir örnek hariç daima, Ca/Na atomik oranı ise genellikle 1'den

büyükür. Smektitlerin oktahedral bileşimi çeşitli araştırmacıların (Güven, 1988) dioktahedral alüminyumlu smektitler için tanımladıkları alanlar eklenerek Mg-Al-Fe üçgen diyagramında gösterilmiştir (Şekil 9b). Fe-montmorillonit alanına düşen bir örnek (BÇ-37) hariç, diğerlerinin üçgenin kısmen ortasında tanımlanmamış alan içinde kaldığı, hepsinin de ideal trioktahedral smektit alanından uzakta olduğu görülmüştür. Bu durum, smektitlerin hem di, hem de trioktahedral, ayrıca smektitlerde K₂O miktarının % 1'in üstüne kadar çıkması, XRD verileri ile de belirlendiği üzere, bu minerallerin yaklaşık % 5-10 illit tabakası içermesinin bir sonucudur.

Smektitlerde tetrahedral ve oktahedral yük sırasıyla 0.21-0.86 ve 0.00-0.38 arasında değişmektedir. Bir örnek hariç (BÇ-27), tetrahedral süstitüsyonun oktahedral süstitüsyondan fazla olduğu, diğer bir ifade ile tetrahedral/oktahedral yük oranının (x_t/x_o) 1'den büyük olduğu görülmüştür. Smektitlerde ikisinin (BÇ-11 ve BÇ-76) di-trioktahedral, diğerleri trioktahedral ve toplam oktahedral katyon miktarının 2'den büyük (2.06-2.34) olması, bunların baydelitten ziyade Fe-saponit olarak adlandırılmasını zorunlu kılmaktadır (Güven, 1988; Yalçın, 1991; Gümüşer ve Yalçın, 1998; Yalçın ve Karlı, 1998). Di-trioktahedral smektitler ise saponit-baydelit geçişini temsil eder gözükmektedir.

Değişik birimlere ait smektitlerdeki eser elementlerden gerek geçiş metallerinin (Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn) düşüklüğü (Yalçın ve Bozkaya, 1995a ve 1995b), gerekse Rb, Ba, Sr, Ga gibi düşük değerlikli elementler (LFSE) ile yüksek değerlikli elementlerden (HFSE) Nb, Zr, Y ve Th'un miktarları volkanojenik bir malzemeye işaret etmekte (Gündoğdu, 1982; Yalçın ve diğ., 1989) ve temel kayalardan klastik bileşenlerin smektitlerin oluşumuna katkıda bulunmadıklarını ortaya koymaktadır. Ayrıca, iz element konsantrasyonları smektitik kil fraksiyonunda iki örnek (BÇ-40 ve BÇ-76) hariç, genellikle ağır mineral fazlarının bulunmadığını da kanıtlamaktadır. I-S ve kaolinitte ise Cr, Ni, Pb ve Sr gibi bazı elementlerde zenginleşmeler belirgindir. Bu durum hidrotermal akışkanların eklenmesinin yanı sıra, özellikle kaolinitce zengin kil fraksiyonunun saf olmamasından da kaynaklanmaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışmadan elde edilen mineralojik-petrografik ve jeokimyasal veriler ile aşağıdaki sonuçlara ulaşılmış ve tartışılmıştır.

Banaz Üyesi epiklastik kayalalarında volkanojenik malzemenin bulunmaması, bu üyenin Eosen'in en yaşlı birim olduğuna işaret eden bir

göstergedir. Kireçtaşlarının (Asar Üyesi) kil bo-
yu malzemesinde saptanan zeolit türü kli-
noptilolit/höylendit mineralleri, Yavu çevresinde-
ki Eosen volkanizmasının bu birimin üst kesimi-
nin sedimantasyonundan itibaren başladığını
göstermektedir.

Banaz Üyesi'ni, özellikle de Susuzdağ
Üyesi'ni oluşturan iri taneli epiklastik malzeme
yüksek enerji ile kısa mesafede taşınarak
havzanın kenar kesimlerinde çökelmiş ve otije-
nik kaolinitler oluşmuştur. İç-kuzey Anadolu'da
Eosen yaşlı havzalardaki epiklastik kayalarda
kaolinitin bolluğu tipiktir (Karlı, 1996). Piro-
klastiklerdeki zeolit mineralleri gibi, smektitler de
volkanik camın hidrolizi sonucu açığa çıkan
katyonlardan itibaren diyajenetik süreçlerle
oluşmuştur (Gündoğdu ve diğ., 1996). Buna
karşın, karışık tabakalı C-S ve kloritlerin oluşu-
munda köken malzemedeki volkanik camın yanı
sıra, koyu renkli minerallerin bozuşması da etkili
olmuştur (Yalçın, 1991).

Yavu kuzeyindeki volkanik kayalarda dar
bir şerit halinde yaklaşık D-B veya KD-GB
uzanımlı kırık zonları ile ilişkili hidrotermal
çözeltiler önemli bozuşmalara neden olmuşlar-
dır. Bu kırık hatlarından çıkan sıcak sular ile
volkanojenik bileşenlerin kimyasal etkileşiminin
sonucu olarak ornatma ve neoformasyon kö-
kenli dolomit, kalsit, götüt, tridimit, jarosit, jips, kil
mineralleri (kaolinit, I-S, smektit ve paligorskit)
gelişmiştir. İnceleme alanındaki ortaç bileşimli
volkaniklerin (Çerikcioğlu, 1997) bozuşmasın-
dan açığa çıkan katyonlardan Mg, dolomit ve
paligorskitin; Fe, götüt ve jarositin; Ca, kalsit,
dolomit ve jipsin; Al, kil minerallerinin, artan silis
de tridimitin oluşumunda kullanılmıştır. S ise
hidrotermal akışkanlarla sisteme katılarak jar-
osit ve jipsin bileşimine katkıda bulunmuştur.

Daha fazla veriye ihtiyaç duyulmakla
birlikte, I-S ve S-C gibi karışık tabakalıları oluş-
turan smektitik, illitik ve/veya kloritik bileşenlerin
varlığı, XRD çalışmalarının yetersiz veya yapıla-
madığı durumlarda bunların termal davranış-
larından itibaren tanımlanabileceği düşünül-
mektedir.

Benzer görünümlü Eosen birimleri, geçir-
dikleri volkanolojik ve sedimenter süreçlerin bir
sonucu olarak, özellikle içerdikleri kil mineral
türleri bakımından birbirinden ayırt edilebilmek-
tedir. Kil mineralleri örneğin, ince taneli
epiklastiklerde (Banaz Üyesi) kaolinit, ince taneli
tüf ve tüfitlerde (Eşmebaşı üyesi) smektitler, litik
(volkanik kayaç parçacıklı) kül tüflerinde ve
post-volkanik bozuşma gösteren volkaniklerde
S-C'ler, hidrotermal bozuşma gösteren volka-
niklerde ise kaolinit ve kısmen paligorskit daha
bol bulunmaktadır. Diğer bir ifade ile kil
mineralleri epiklastiklerde diyajenetik ve klastik,

tüflerde diyajenetik, volkaniklerde ise post-
volkanik ve hidrotermal olmak üzere iki farklı
köken ve oluşum biçimine sahiptir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, XRD ve XRF analizlerinin
yapılmasındaki katkıları için Kimya Yüksek
Mühendisi Fatma Yalçın ve Kimyager Ümit
Şengül'e (C.Ü.), SEM fotoğraflarının elde
edilmesindeki yardımları için Yrd.Doç.Dr.Ali
Uçurum (C.Ü.) ve Hakan Gençoğlu'na (MTA),
DTA işlemleri için Prof.Dr.Satılmış Basan'a,
(C.Ü.) makalenin son şeklini almasındaki
eleştirileri için Prof.Dr.Mefail Yeniyol (I.Ü.) ve
Doç.Dr.Asuman Türkmenoğlu'na (O.D.T.Ü.)
teşekkürü bir borç bilirler.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction iden-
tification of the polytypes of mica,
serpentine and chlorite. *Clays and Clay
Minerals*, 36, 3, 193-213.
- Bayhan, E., 1981. Ankara civarı Üst Kretase-Alt
Tersiyer yaşlı sedimenter kayaların kil
mineralojisi ve jeokimyasal incelenmesi.
Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe-
Ankara, 167 s (yayımlanmamış).
- Brown, G., and Brindley, G.W., 1980. X-ray
diffraction procedures for clay mineral
Identification. In: *Crystal Structures of
Clay Minerals and their X-ray
Identification*, G.W. Brindley and G.
Brown (eds.), Mineralogical Society,
London, 305-360.
- Caillere, S., and Hénin, S., 1963. *Minéralogie
des Argiles*. Masson et Cie, Paris, 355
pp.
- Çerikcioğlu, B., 1997. Yıldızeli-Akdağmadeni a-
rasındaki (Yavu çevresi) volkanik ve
volkanosedimenter kayaların mineralo-
jik-petrografik ve jeokimyasal incelen-
mesi. Yüksek Mühendislik Tezi, Cum-
huriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Ensti-
tüsü, Sivas, 121 s (yayımlanmamış).
- Despairies, A., 1977. *Etude sédimentologique
de formation à caractère flysch et
molasse (Macédoine et Epire-Grece)*.
Thèse, Orsay, 2, 295 pp (unpublished).
- Flanagan, F.J., 1976. Descriptions and analyses
of eight new USGS rock standarts. In:
Twenty-eight papers present analytical
data on new and previously described
whole rock standards: United States
Geology Survey, Professional Paper,
F.J.Flanagan (ed.), 840, 171-172.

- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's, Austin-Texas, 170 pp.
- Gençoğlu, H., Bayhan, H. ve Yalçın, H., 1989. Bilecik-Söğüt yöresi kaolin yataklarının mineralojisi ve kökeni. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas, 20-23 Eylül, Bildiriler Kitabı, D.Boztuğ ve H.Yalçın (ed.), 97-112.
- Govindaraju, K., 1989. 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandarts. Geostandarts Newsletter, 13, 1-113.
- Grim, R. E., 1968. Clay Mineralogy. McGraw Hill, New York, 596 pp.
- Grim, R. E., and Kulbicki, G., 1961. Montmorillonites: High temperature reactions and classifications. American Mineralogist, 46, 1329-1369.
- Gümüşer, G., Yalçın, H., 1998. Kelkit Vadisi kuzeyindeki (Reşadiye-Yazıcık-Bereketli /Tokat) bentonit yataklarının mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. H.Ü. Yerbilimleri, 20, 91-110.
- Gündoğdu, N., 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara, 386 s (yayımlanmamış).
- Gündoğdu, M.N., Yalçın, H., Temel, A., and Clauer, N., 1996. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of zeolite deposits associated with borates in the Bigadiç, Emet and Kırka Neogene lacustrine basins, Western Turkey. Mineralium Deposita, 31, 492-513.
- Güven, N., 1988. Smectites. In: Hydrous Phyllosilicates (Exclusives of Micas). S. W. Bailey (ed.), Mineralogical Society of America, Washington, Reviews in Mineralogy 19, 497-560.
- Hoffman, J., and Hower, J., 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers : application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In: Aspects of Diagenesis, P.A. Scholle and P.R. Schluger (eds), Society of Economic Paleontologists Mineralogists Special Publication 26, 55-79.
- Karslı, Ş., 1996. Dodurga (Çorum) yöresi kömürlü Miyosen çökellerinin kil mineralojisi. Yüksek Mühendislik Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 81 s (yayımlanmamış).
- Keith, T. E., Staples, L.W., 1985. Zeolites in Eocene Basaltic pillow lavas of the Siletz River volcanics, Central Coast Range, Oregon. Clays and Clay Minerals, 33, 135-144.
- Ketin, I., 1955. Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu Masifi'nin tektonik durumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 1, 1-40.
- Keller, W.D., 1976. Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin-I. Clays and Clay Minerals, 24, 107-113.
- Keller, W.D., 1978. Classification of kaolins exemplified by their textures in scan electron micrographs. Clays and Clay Minerals, 26, 1-20.
- Koçbulut, F., 1998. Orta Anadolu Bindirme Kuşağının Alicik-Kızıllı (Akdağmadeni-Yıldızeli) yöresindeki jeolojik özellikleri. Yüksek Mühendislik Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 94 s (yayımlanmamış).
- Mesci, B.L., 1998. Orta Anadolu Bindirme Kuşağının Çobansaray-Karakaya (Yıldızeli KB) arasındaki kesiminin jeolojik özellikleri. Yüksek Mühendislik Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 85 s (yayımlanmamış).
- Moore, D.M., and Reynolds, R.C.JR., 1997. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University, 378 pp.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980. Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Masifi arasının temel jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Derleme Raporu, No.6722, Ankara (yayımlanmamış).
- Paterson, E., and Swaffield, R., 1987. Thermal Analysis. In : A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy. M.J.Wilson (ed.), Blackie, Glasgow & London, 99-132.
- Reynolds, R.C., 1980. Interstratified clay minerals. In: Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 249-303.
- Robert, C., Goffé, B., 1993. Zeolitization of basalts in subaqueous freshwater settings: Field observations and experimental study. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 3597-3612.
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the

- Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9, 41-43.
- Streckeisen, A., 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Stuttgart, Abhandlungen*, 31, 1-14.
- Tatar, Y., 1977. Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafisi ve petrografisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 88, 56-72.
- Trauth, N., 1977. Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. *Sciences Géologiques*, 49, 195 pp.
- Van Andel, T.J., H., 1958. Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 42, 734-763.
- Weaver, C.E., and Pollard, L.D., 1973. *The Chemistry of Clay Minerals*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 15, 213 pp.
- Yalçın, H., 1991. Clay mineralogy and geochemistry of Sivas (Hafik district) evaporite basin, Eastern Interior Anatolia. 7th Euroclay Conference, Dresden, 26-30 August, Proceedings, V.3, 1185-1190.
- Yalçın, H., 1997. Eosen yaşlı denizaltı volkanizması ile ilişkili İç Kuzey Anadolu zeolit oluşumları. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri-A Yerbilimleri*, 14, 43-56.
- Yalçın, H., and Bozkaya, Ö., 1995^a. Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). *Clays and Clay Minerals*, 43, 705-717.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1995^b. Kangal-Çetinkaya alt baseni (Sivas baseni) gölssel paligorskiteilerinin mineralojisi ve jeokimyası. VII. Ulusal Kil Sempozyumu, 27-30 Eylül, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Bildiriler Kitabı, M.Şener, F.Öner ve E.Koşun (ed.), 105-116.
- Yalçın, H., Karlı, Ş., 1998. Dodurga (Çorum) kömür havzasında karbonat ve smektit minerallerinin kökeni ve diyajenetik evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 41, 95-108.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N. ve Liewig, N., 1989. Kırka gölssel Neojen baseninin kil mineralojisi : Smektit ve karbonat mineralleri arasındaki ilişkiler. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, 20-23 Eylül, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas, Bildiriler Kitabı, D.Boztaş ve H.Yalçın (ed.), 41-60.
- Yılmaz, A., 1983. Tokat (Dumanlıdağ) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 99-100, 1-18.
- Yılmaz, A., Uysal, Ş., Bedi, Y., Yusufoglu, H., Havzoğlu, T., Ağan, A., Göç, D. ve Aydın, N., 1995. Akdağ Masifi ve dolayının jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 117, 125-138.

ATTEPE (MANSURLU-FEKE-ADANA) YÖRESİ DEMİR YATAKLARININ JEOLJİSİ VE KÖKENİ

GEOLOGY AND GENESIS OF THE IRON DEPOSITS IN THE ATTEPE (MANSURLU-FEKE-ADANA) DISTRICT

Şuayip KÜPELİ

Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya

ÖZ : İnceleme alanında İnfakambriyen, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı metasedimanter-sedimanter kayalar ile Maestrihtiyen'de bölgeye yerleşen ofiyolitik kayalar ve bunları transgresif olarak örten Tersiyer yaşlı sedimanter birimler yüzeylemektedir.

Yörede üç ayrı cevher tipi belirlenmiştir. I- Sedimanter pirit ve hematit oluşukları, II- Hidrotermal siderit ve hematit oluşukları, III- Karstik demir cevherleri.

Sedimanter piritler, İnfakambriyen yaşlı serinin en alt kesimindeki bitümlü şeyl ve fillitler içerisinde; sedimanter hematitler ise aynı serinin en üst kesimindeki metakuvarsitler içerisinde laminalı, bantlı ve tabakalı yapılar oluşturacak şekilde çökelmişlerdir. Miyosen yaşlı birimler dışında, yörede yüzeylenen tüm birimler içerisinde görülebilen hidrotermal cevherler, tamamen tektonik kontrollü damar, mercek ve düzensiz sınırlı kütleler şeklindedirler. Başlıca cevher minerallerini pirit, tetraedrit, kalkopirit ve markazit gibi sülfürlü mineralleri içeren siderit, ankerit, hematit ve manyetitler; gang minerallerini ise kalsit, kuvars, barit ve dolomitler oluşturur. Muhtemelen İnfakambriyen yaşlı demir formasyonları, hidrotermal cevherlerin oluşumunda ana mineral rolü üstlenmişlerdir. Sözkonusu cevherlerin oluşum yaşı Paleosen-Alt Eosen'dir. Bölgede epirogenik hareketlerle birlikte Tersiyer başlarından itibaren gelişen karstik süreçler sonucunda siderit ve ankeritlerden oluşan II. Tip karbonatlı cevherler çok evreli iç karstlaşmalara uğrayarak III. Tip karstik cevherlere dönüşmüşlerdir.

ABSTRACT : In the study area, Infra-Cambrian, Paleozoic and Mesozoic aged metasedimentary-sedimentary rocks; ophiolitic rocks, which emplaced in the region during Maastrichtian and Tertiary aged sedimentary rocks which overlie as transgressif the older units are exposed.

In the investigation area, three types of mineralizations were determined: I- Sedimentary pyrite and hematite occurrences, II- Hydrothermal siderite and hematite formations, III- Karstic iron ores.

Sedimentary pyrites are included in bituminous shales and phyllites at the lowest part of the Infra-Cambrian aged sequences; sedimentary hematites are also included in metaquartzites at the top of the same sequences.

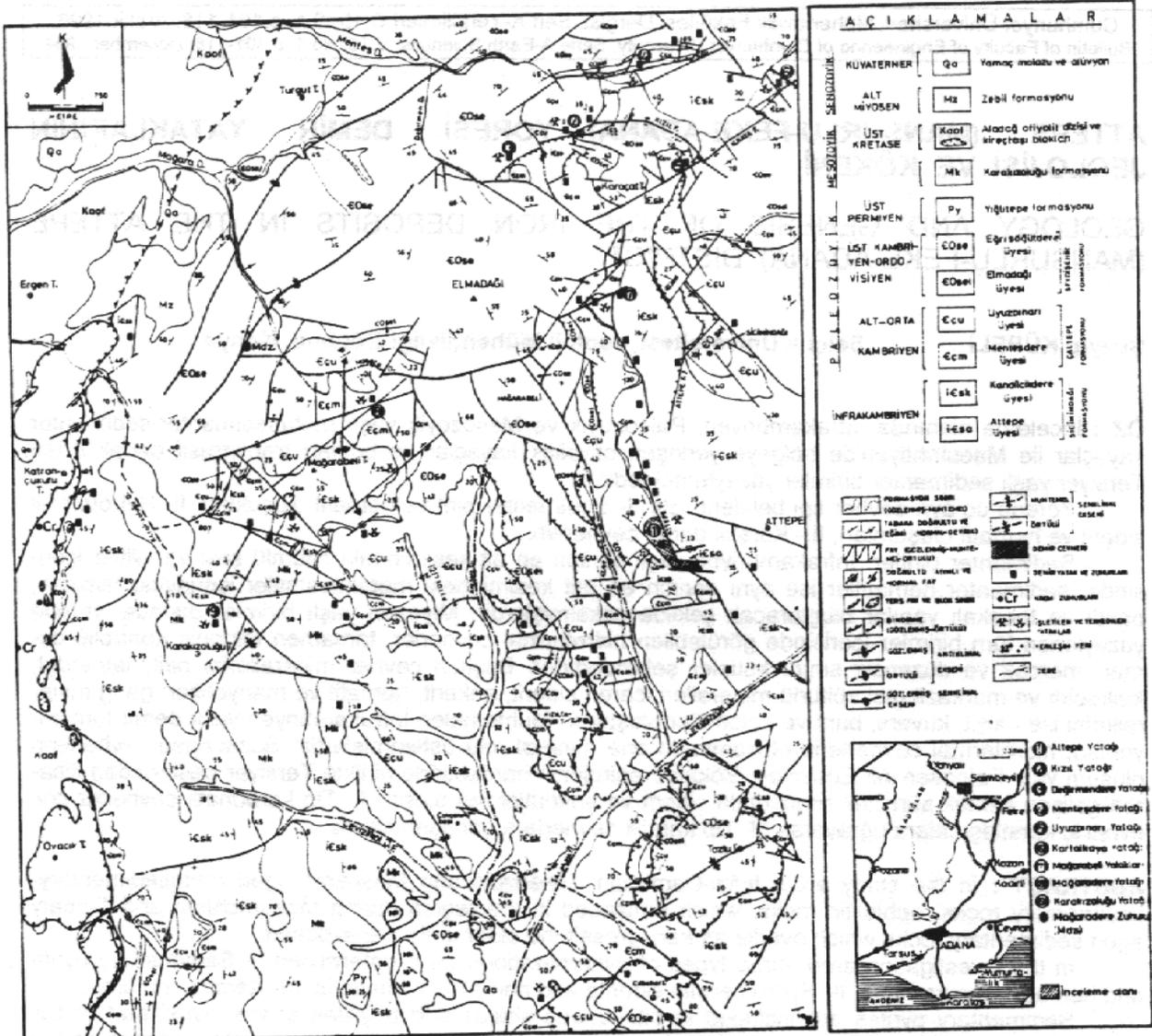
Hydrothermal ores, which can be found in almost all units other than Miocene aged over, are in the form of tectonically controlled veins, lenses and irregularly shaped masses. Principally ore minerals are composed of siderite, ankerite, hematite and magnetite including sulphurminerals such as pyrite, tetraedrite, chalcopyrite and marcasite; gangue minerals are composed of calcite, quartz, barite and dolomite. Probably Infra-Cambrian aged sedimentary iron formations played the role of primary minerals during hydrothermal ores development. These type hydrothermal ores are of Paleocene-Lower Eocene aged.

Emergence of the region started at the beginning of Tertiary, due to epirogenic movements. In connection with these movements type II carbonate ores consisting of siderites and ankerites undergone polyphase endo-karstifications and altered into secondary ironoxyhydroxides.

GİRİŞ

Doğu Toroslar'ın batısında, Mansurlu (Feke-Adana) kasabasının ~13 km kuzeybatısında yer alan inceleme alanı, Divriği (Sivas)-Hekimhan, Devci (Malatya) bölgesinden sonra Türkiye'nin işletilebilir nitelikteki ikinci büyük demir provensini oluşturur. Yörede Attepe, Kızıl,

Değirmendere, Mağaradere, Mağarabeli, Karakızoluğu, Kartalkaya, Menteş, Uyuzpınarı ve Mağarabelitepe gibi bir çok demir yatak ve zuhuru bulunmaktadır (Şekil 1). Bu makalede sözkonusu yatakların jeolojik, mineralojik, petrografik ve jenetik özellikleri incelenecektir.



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve jeoloji haritası.
Figure 1. Location and geologic map of the study area.

Bölgede jeolojik amaçlı önemli çalışmalar, Blumenthal (1944), Abdüsselamoğlu (1958), Demirtaşlı (1967), Özgül vd., (1972, 1973), Tekeli (1980), Tekeli ve Erler (1980), Metin (1984), Tutkun (1984), Ayhan (1988), Tekeli vd., (1988), Bozkaya (1995), Bozkaya ve Yalçın (1995) tarafından yapılmıştır.

Yöredeki demir yataklarına yönelik çalışmalar ise Lucius (1927), Blumenthal (1939), Arıkan (1968), Henden ve Önder (1980), Küpeli (1986), Ünlü ve Stendal (1986), Şahin ve Bakırdağ (1986), Öncel (1989) ve Küpeli (1991) tarafından yürütülmüştür.

Bu çalışmada yapılan incelemeler sonucunda yöredeki birimler ilk olarak formasyon ve üye mertebesinde ayrılarak yöreye ilişkin stratigrafik çatı ortaya konulmuş; ayrıca demir

cevherlerinin üç ayrı tipte yatakladığı ve bunların köken açısından birbirleriyle ilişkili olduğu belirlenmiştir. Mevcut mostralarıyla ekonomik olmayan I. Tip cevherler sedimanter oluşumlu pirit ve hematitlerdir. Bunların II. Tip hidrotermal cevherlerin oluşumunda önemli rol oynadığı düşünülmektedir. Bölgede ekonomik boyutlara ulaşan esas cevherler ise, hidrotermal nitelikteki siderit ve hematitler ile yüzeysel ayrışma, özellikle de karstik süreçler sonucunda bunlardan türemiş olan III. Tip demiroksihidroksit yığışım-larıdır. I. Tip cevherler ilk olarak Küpeli (1986), III. Tip cevherler ise Küpeli (1991) tarafından tanımlanmıştır. Diğer araştırmacıların bu oluşuklara değinmedikleri görülür. II. Tip cevherlerin oluşumu konusunda yazarların çoğu hidrotermal görüşü benimsemiştir. İlk olarak Lucius

(1927) tarafından ortaya atılan, Ünlü ve Stendal (1986) hariç diğer yazarlar tarafından da benimsenen bu görüş, Henden ve Önder (1980) tarafından "Attepe Demir Yatağının Jeolojisi" konulu bir yayında ele alınmıştır. Söz konusu çalışmada Attepe demir yatağı ve yakın çevresinin jeolojik haritası, jeolojik kesitleri ve sondajlı aramalara dayalı rezerv hesaplamaları sunulmaktadır. Hidrotermal görüşe karşın, Ünlü ve Stendal (1986) tarafından sedimanter oluşum modeli savunulmuştur. Bu modelde Attepe demir yatağının Paleozoyik yaşlı birimler içerisinde kimyasal sedimantasyon süreçleriyle çökeldiği kabul edilmektedir.

GENEL JEOLJİK ÖZELLİKLER

Çalışma alanında, Geyikdağı Birliği'ne (Özgül, 1976) ait Infrakambriyen, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı otokton-paraotokton (?) meta-sedimanter birimler ile Bozkır Birliği'ne ait Üst Kretase yaşlı allokton ofiyolitik kayalar ve bunları transgresif olarak örten Miyosen yaşlı sedimanter birimler yüzulemektedir (Şekil 1).

Infrakambriyen yaşlı Sicimindağı formasyonu, bitümlü şeyl ve fillitler ile bitüm içermeyen fillit-şist, metakumtaşı ve metakuvarsitlerden; Alt-Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu (Dean ve Monod, 1970), metakarbonatlardan; Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonu (Dean ve Monod, 1970) ise kalkışist, yumrulu kireçtaşı, şist, fillit ve metakumtaşlarından oluşmaktadır. Bu birimler birbirleriyle uyumlu olup, yer yer yanal ve düşey yönlerde tedrici geçiş gösterirler. Üst Permiyen yaşlı metakarbonatlardan oluşan Yığlıtepe formasyonu (Demirtaşlı, 1967) ise, bunları açılı uyumsuzla örtmektedir.

Infrakambriyen ve Paleozoyik yaşlı birimler üzerine metakonglomera, şist, fillit, kalkışist ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan Mesozoyik yaşlı Karakızoluğu formasyonu açılı bir uyumsuzlukla gelmektedir.

Yukarıdaki araştırmaların litolojik tanımlamalarının tersine, özellikle Paleozoyik yaşlı birimlerin çok düşük dereceli metamorfik-diyajenetik kayalardan oluştuğu, Ordovizyen'in üst kesimlerinden itibaren diyajenetik kayalara geçildiği belirtilmektedir (Bozkaya ve Yalçın, 1995).

Maestrihtiyen'de bölgeye yerleşen Bozkır birliğine ait Aladağ ofiyolit dizisi ise (Tekeli, 1980; Tekeli ve Erler, 1980), Miyosen öncesi bütün birimler üzerine bindirmiştir. Konglomera-mam aralanmasından oluşan Miyosen yaşlı Zebil formasyonu (Ulakoğlu, 1984), daha yaşlı birimleri transgresif olarak örter.

İstifin en üst kesiminde de Kuvaterner yaşlı alüvyon ve yamaç molozları yer almaktadır.

MADEN JEOLJİSİ

Cevher Tipleri ve Yataklanma Şekilleri

İnceleme alanı, kapsadığı demir yataklarıyla madencilik açısından Türkiye'nin en önemli provenislerinden birisidir. Yörede ;

- I. Sedimanter pirit ve hematit oluşukları,
- II. Hidrotermal siderit ve hematit oluşukları ile,
- III. Karstik demir cevherleri yer almaktadır.

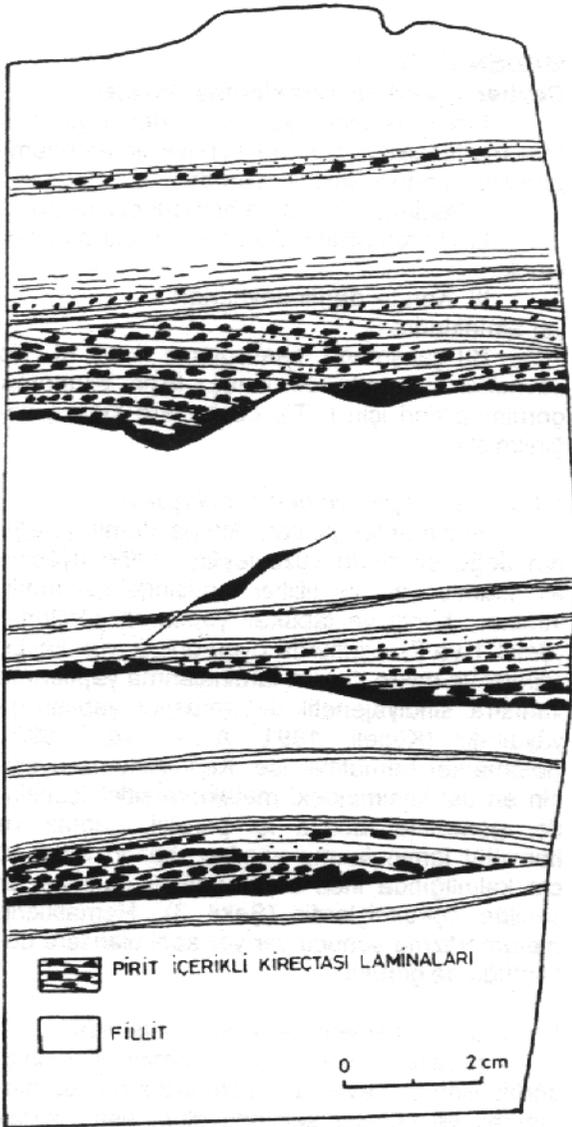
Bu çalışmada, esas olarak II. ve III. Tip cevherler üzerinde durulmuş, fazla ekonomik görülmedikleri için I. Tip cevherlere kısaca değinilmiştir.

I. Sedimanter pirit ve hematit oluşukları

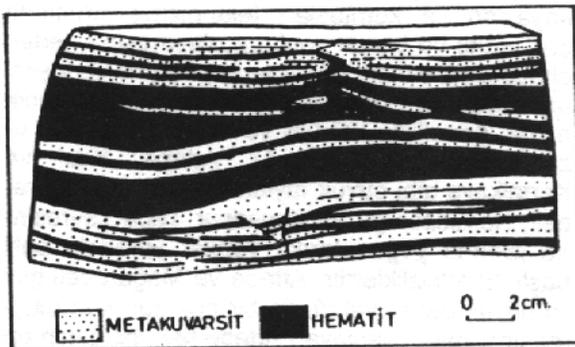
Sedimanter piritler, Attepe demir yatağının doğu sınırında yüzuleyen Attepe üyesine ait bitümlü şeyl ve fillitler içerisinde saçınımlı, laminalı, bantlı ve tabakalı yapılarda görülürler (Şekil 1 ve 2). Piritlerde oygu-dolgu, yük kalıbı, paralel ve mikro çapraz laminalanma yapılarının yanısıra, sindiyajenetik deformasyon yapıları da yaygındır (Küpeli, 1991; Ayhan vd., 1992). Sedimanter hematitler ise, Kandilcikdere üyesinin en üst kesimindeki metakuvarsitler içerisinde, genellikle tabaka içi paralel, çapraz ve konvülüt laminalanma yapıları, bazen de 5-10 cm kalınlığında ince bantlı yapılar oluşturacak şekilde çökemişlerdir (Şekil 3). Hematitlerin metamorfizma sonucu yer yer spekülartlere dönüştüğü de görülür.

II. Hidrotermal siderit ve hematit oluşukları

Miyosen öncesi tüm birimler içerisinde görülebilen bu cevherler, düzensiz sınırlı damar, mercak ve kütleler şeklinde olup, esas olarak Çaltepe formasyonuna ait karbonatlar içerisinde yer alırlar. Seydişehir formasyonuna ait kalkışist ve yumrulu kireçtaşları ile Karakızoluğu formasyonuna ait metakonglomeralar ise, cevher yerleşimi açısından ikinci derecede önemli diğer litolojileri oluşturmaktadırlar. Yöredeki karbonat kayaları ve kumtaşları tektonizma sırasında çok kırıklı ve breşik zonların oluşmasına neden olmuştur. Cevherli çözeltilerin göçü ve yerleşimi açısından son derece önemli olan bu tektonik hatlar, genellikle KD-GB ve KB-GD yönünde uzanmaktadırlar (Şekil 1). Attepe, Kızıl ve Kartalkaya gibi büyük fayların yanısıra, Mağarabeli, Karakızoluğu ve Kızıltapır Tepe çevresinde izlenen yoğun kırıklı yapılar yöredeki belli başlı süreksizliklerdir. Attepe ve Mağarabeli gibi iki büyük demir yatağı ile bir çok zuhurun oluşmasına imkan sağlayan Attepe fayı, bölgenin en önemli cevher taşıyıcı kanallarından biridir. Yukarıda anılan diğer faylar üzerinde de Kızıl, Değirmendere ve Kartalkaya gibi, ikinci derecede önemli diğer yataklar ortaya çıkmıştır (Şekil 1). Bunların dışında bölgede belirlenen öteki



Şekil 2. Pirit içeren kireçtaşı laminaları ile bitümlü fillit seviyelerinin ardalanması
Figure 2. Alternation of pyrite bearing limestone laminae and bituminous phyllite levels.



Şekil 3. Laminalı, bantlı hematitler ile metakuvarsit seviyelerinin ardalanması.
Figure 3. Alternation of laminated, banded hematite and metaquartzite levels.

yatak ve zuhurların da, tektonik hatlar boyunca sıralandıkları görülür. Dolayısıyla Mansurlu yöresindeki II. Tip cevherlerin tamamen tektonik kontrollü olduğu anlaşılmaktadır. Ayrıca yöredeki önemli cevherlerin karbonat kayalarla pelitik kayaların tektonik dokanalarında yer aldığı görülür. Cevher yerleşimi sırasında özellikle pelitik kayalar geçirimsizlikleri nedeniyle cevherli çözellilerin tutulmasını sağlarken, karbonat kayalar büyük ölçüde ornatılmıştır. Pelitik veya kırıntılı kayalar içerisine yerleşen cevherlerde ise, ornatma olaylarının tesiri pek görülmemekte; bunun yerine dolgu ve saçılım biçimindeki cevher yerleşimleri izlenmektedir. Glipos Dere'nin batısında, Mağarabeli Tepe civarında ve Katrançukuru ofiyolit bindirmesi boyunca uygun tektonik yapıların bulunmaması nedeniyle, karbonat kayalar içerisinde bile büyük boyutlu yataklar oluşmamış sadece küçük çaplı bazı zuhurlar ve ankeritik zonlar ortaya çıkmıştır. Bu veriler önemli yataklanmalar için kolayca ornatılabilen karbonat kayaların yanısıra, cevherli çözellilerin hareket edebileceği tektonik hatların ve çözellilerin hareketini sınırlandıran geçirimsiz zonların da gerekliliğini ortaya koymaktadır. Attepe, Kızıl, Mağaradere, Kartalkaya ve Karakızoluğu gibi nispeten büyük demir yataklarının oluşumu bu şartların belirli ölçülerde sağlanmış olmasına bağlıdır.

Mansurlu yöresinde, yankayaç bileşimine göre II. Tip cevher yerleşim biçimi ve bileşenleri de değişmektedir. Pelitik ve kırıntılı kayaların karbonatlardan yoksun kesimlerinde, Schneiderhöhn (1941) tarafından "Tip Harz" olarak belirlenen hidrotermal karakterli ince hematit damarları ve breşik cevher kütleleri oluşurken, karbonat veya karbonatlı kayalar içerisinde de "Erzberg" tipi olarak tanımlanan hidrotermal-metazomatik karakterli siderit damar, mercer ve kütleleri ile bunların etrafında görülen hidrotermal alterasyon ürünü ankeritik zonlar ortaya çıkmıştır. Walther ve Zitzman'a (1977) göre, hidrotermal damarlar, hidrotermal-metazomatik oluşumlarda cevher taşıyıcı kanal dolgularıdır. Mansurlu yöresinde de hidrotermal ve hidrotermal-metazomatik karakterli cevherleri bu ilişki içerisinde görmek mümkündür.

Hidrotermal cevherlerin Maestrihtiyen yerleşim yaşına sahip ofiyolitik kayalarda da bulunması, Miyosen yaşlı konglomeralar içerisinde cevher çakıllarına rastlanması, buna karşın aynı birimler içerisindeki Lütésiyen yaşlı karbonat çakıllarında hiç cevher izine rastlanılamaması, cevherleşmenin Paleosen-Alt Eosen zaman sürecinde oluştuğunu göstermektedir.

III. Karstik demir cevherleri

İnceleme alanındaki "Erzberg" tipi siderit ve ankerit oluşumları ile "Harz" tipi hematitler cevherleşme sonrasında etkili olan yüzeyel ay-

rişma, özellikle de karstlaşma süreçleriyle birlikte hemen hemen bütünüyle ikincil demiroksi-hidroksit yığılımlarına dönüşerek, "Bilbao" tipi olarak bilinen cevherleri oluşturmuşlardır. Dolayısıyla bölgede bulunan demir yatak ve zuhurlarında, hem "Erzberg" tipi ayrışmamış siderit ve ankeritler, hem de bunların süperjen alterasyon ürünü "Bilbao" tipi toprağımsı, kabuğumsu, kovuklu, böbreğımsi, konsantrik bantlı sarkıt ve dikit şekilli karstik cevherler yer almaktadır. Ancak, bunlardan daha etkin olanı "Bilbao" tipidir. Bu nedenle yöredeki bir çok demir yatak ve zuhurunda siderit mostraları yok denecek kadar azdır.

İnceleme alanında Miyosen yaşlı çökeller dışında Tersiyer'e ait başka birimler bulunmamaktadır. Yapılan incelemelere göre Miyosen yaşlı çökeller, Adana havzası ile ilgili denizel ortamların kollar şeklinde kuzeye doğru uzanan transgresyon ürünleridir (İlhan, 1976). Saha gözlemlerine göre Attepe yöresinde yer alan demir yataklarındaki birincil siderit, ankerit ve hematit oluşum yaşının Paleosen-Alt Eosen olarak kabul edilmesi nedeniyle bu cevherlerin Orta Eosen'den itibaren endokarstik süreçlerle ikincil cevherlere dönüşmeye başladığı kabul edilebilir.

Mansurlu yöresinde tipik karstlaşma ürünleri özellikle Kızıl, Attepe, Mağarabelitepe, Mentеш yatakları ile Uyuzpınarı yatağında görülmektedir.

Attepe demir yatağında esas birincil cevher mineralini oluşturan sideritlerin tamamına yakın bir bölümü ikincil cevherlere dönüşürken, yatağın doğu bölümünde kalınlığı 10 m'den daha fazla olan bir siderit damarı ayrışmadan korunabilmiştir. Bu durum, karstik suların süzülmesi ve dolaşımı ile ilgilidir. Zira, sideritler hem suların hareketine uygun olmayan geçirimsiz pelitik kayaların içerisinde bulunmaları sebebiyle yeterince ayrışma süreçlerinden etkilenmemişler, hem de cevher kütlelerinin en üst kotu ile tabandaki siderit kütleleri arasındaki mesafenin ~100 m olması nedeniyle karstik suların yeterince tabana kadar ulaşmamış bulunması, sözkonusu cevher kütlelerinin korunmasını sağlamıştır. Oysa, Mansurlu yöresindeki diğer demir yataklarına göz atılacak olursa, bunların vadilerin yamaçlarında veya bitişik kesimlerinde ve tepelerde buldukları görülür. Bu durum, topoğrafik açıdan karstik suların dolaşımına en uygun konumu yansıtmaktadır. Bu sebeple sözkonusu yataklardaki hemen hemen bütün siderit kütleleri karstlaşmıştır. Bununla birlikte ikincil cevherler içerisinde limonite dönüşmüş siderit bloklarıyla (5-30 cm), yer yer yatak tabanı ve yan kesimlerinde düzensiz geometriye sahip karstik taban topoğrafyası oluşturan birincil cevher adacıklarına rastlanılabilmektedir. Bunun en tipik örnekleri Kızıl yatağında görülür. Mikro ölçekte ise hemen hemen bütün yataklardan alınan ör-

neklerde siderit reliktleri gözlenmekte olup, ikincil cevherlere dönüşüm sürecinin kristal sınırları ve dilinimleri boyunca etkili olduğu görülmektedir.

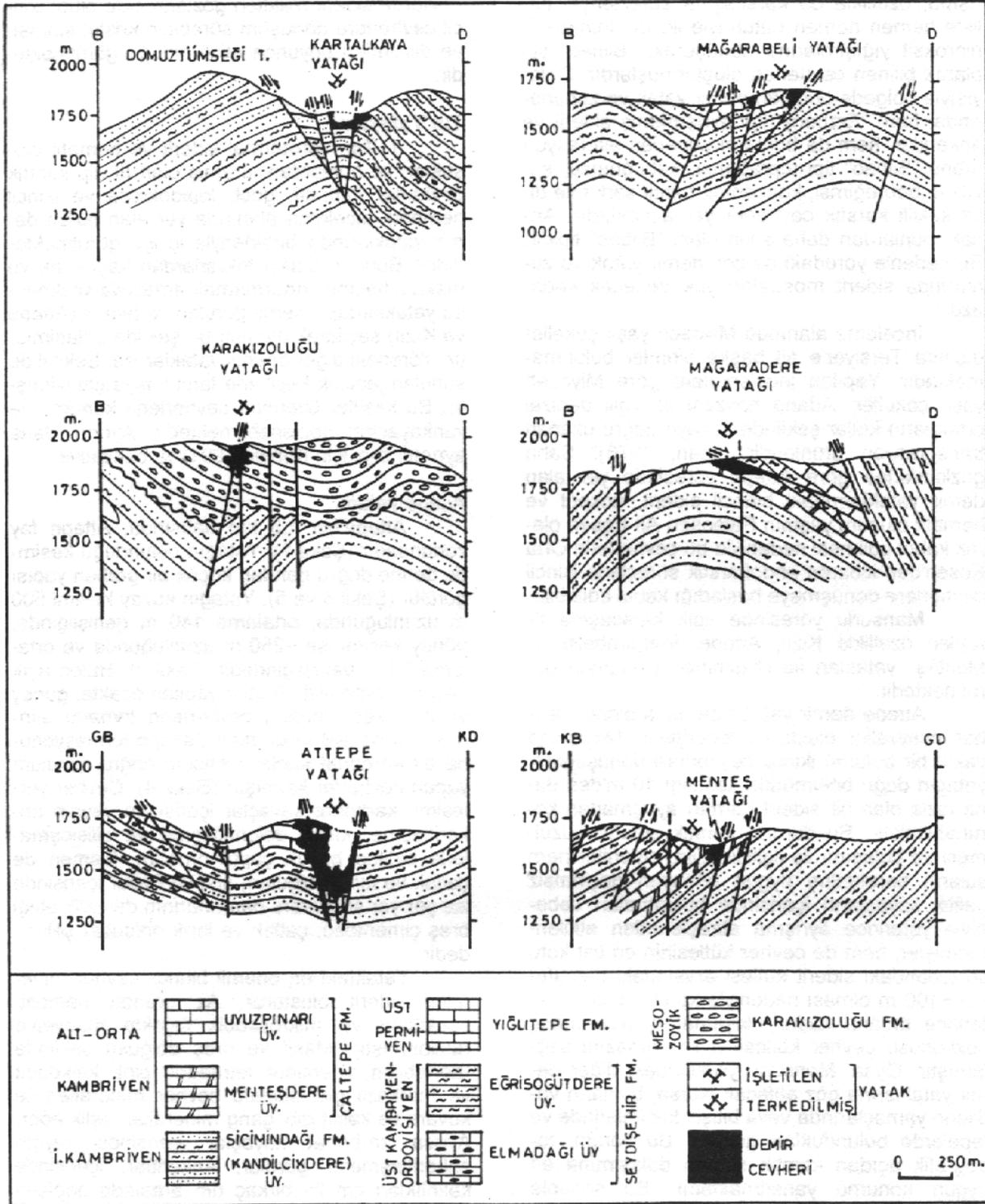
Tip Yataklar

II. Tip hidrotermal siderit ve hematit oluşukları ile bunlardan türemiş olan III. tip karstik cevherler (limonit, götit, lepidokrosit ve ikincil hematit), inceleme alanında yer alan bütün demir yataklarında birbirleriyle iç içe görülmektedirler. Bundan dolayı tekrarlardan kaçınmak ve makale hacmini arttırmamak amacıyla sözkonusu yataklardan önemli görülen iki tanesi (Attepe ve Kızıl) seçilerek ayrıntılı bir şekilde anlatılmıştır. Yöredeki diğer önemli yataklar ise, Şekil 4'de sunulan jeolojik kesitlerle tanıtmaya çalışılmıştır. Bu kesitler üzerinde cevherlerin konumu ve yankayaçları gözlenebilmektedir. Ayrıca, daha ayrıntılı bilgi için Küpeli (1991) ye bakılabilir.

Attepe yatağı

Attepe'nin 1.5 km batısında, Attepe fay zonundadır (Şekil 1). Yatağın bulunduğu kesimde derine doğru daralan küçük bir graben yapısı görülür (Şekil 4 ve 5). Yatağın kuzey kesimi 500 m uzunluğunda, ortalama 140 m genişliğinde; güney kesimi ise ~250 m uzunluğunda ve ortalama 75 m genişliğindedir (Şekil 1). Halen açık işletme yöntemiyle üretim yapılan ocakta, güney ve orta kesimlerdeki cevherlerin tamamı alınmış, geriye KB kesimdeki Çaltepe formasyonuna ait karbonat kaçlar içerisine doğru sokulum yapan cevherler kalmıştır (Şekil 4). Cevher yerleşimi, karbonat kayaçlar içerisinde yaygın ankeritleşme, kısmi dolomitleşme ve silisleşmelerle birlikte büyük çapta ornatım, kısmen de çatlak ve kırık dolguları; şist ve fillitler içerisinde ise yer yer sütkuvars damarlarının da eşlik ettiği breş çimentosu, çatlak ve kırık dolguları şeklindedir.

Yataktaki en önemli birincil cevher mineralini siderit oluşturur. Az oranda hematit, spekülarit ve mikroskobik ölçekte manyetite rastlanmıştır. Masif ve breş dolgusu şeklinde izlenebilen sideritlere tetradrit, pirit, kalkopirit ve markazit gibi sülfürlü cevher mineralleri ile kuvars ve kalsit gibi gang mineralleri eşlik eder. Ayrıca karbonat kayaçlar içerisinde yaygın ankeritleşmeler görülür. Ankeritler, içerisinde kalınlıkları cm ile birkaç dm arasında değişen düzensiz sınırlı siderit ve hematit damarlarına sık sık rastlanılmaktadır. Yatağın doğu sınırında kalınlığı 10 m'den daha fazla olan bir siderit damarı günümüze kadar korunabilmiş en önemli siderit mostrasıdır. Breşik dolgusu şeklindeki sideritler, sedimanter kökenli pirit içeren bitümlü şeyl ve fillit breşlerini kapsar. Daha çok yatağın güney kesiminde izlenen spekülarit şeklindeki birincil hematitler ise, şist ve fillitler

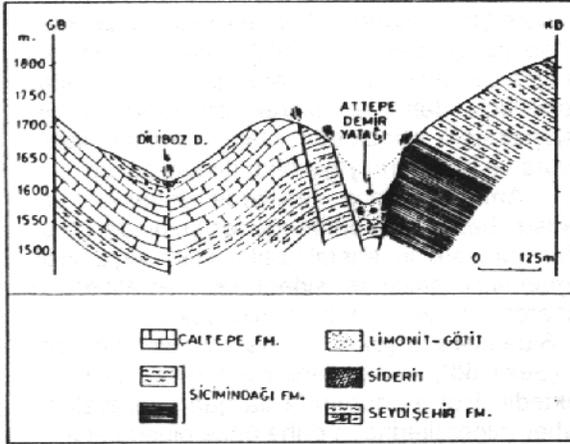


Şekil 4. İnceleme alanındaki bazı demir yataklarına ait jeolojik kesitler.
Figure 4. Geologic cross-sections of the some iron deposits in the study area.

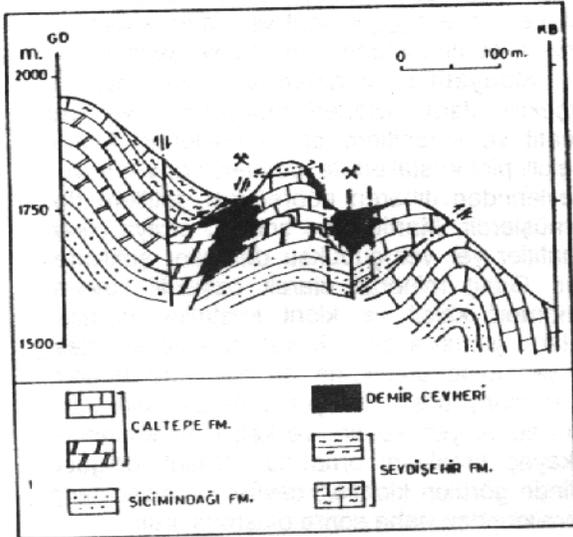
içerisinde, çatlak ve kırık dolguları şeklinde olup sütkuvars damarlarıyla birliktedirler.

Birincil cevher yerleşiminden sonra yataкта yoğun karstlaşma ve yüzeysel ayrışma

olayları etkili olmuştur. Dolayısıyla hakim cevher bileşenlerini birçok karstik boşluğu da içeren kırmızımsı pas renkli yumuşak toprağımsı limontiler ile siyah veya koyu kahve renkli, sert,



Şekil 5. Attepe demir yatağının jeolojik kesiti.
Figure 5. Geologic cross-section of the Attepe iron deposit.



Şekil 6. Kızıl demir yatağının jeolojik kesiti.
Figure 6. Geologic cross-section of the Kızıl iron deposit.

kovuklu, kabuğumsu böbreğimsi, sarkıt ve dikit yapılı götit ve ikincil hematitler oluşturmaktadır. İşletme sırasında ortaya çıkan karstik boşlukların çapı desimetre ile onlarca metre arasında değişmektedir. Bu boşluklar içerisinde çoğunlukla toprağimsi limonitler ve tipik kolloform yapılı götitlerle ikincil hematitler birlikte çökelmişlerdir.

Kızıl yatağı

Karaçat Tepe'nin 700 m KB'sında, 1831 rakımlı tepede yer alır. Attepe'den sonra yörenin ikinci büyük demir yatağıdır (Şekil 1). Kızıl fayı yatağın bulunduğu kesimde Çaltepe metakarbo-

natları ile Seydişehir metapelitiklerini yanyana getirmiştir (Şekil 1 ve 6). Birincil ve ikincil cevherler, Kızıl fayı boyunca ~450 m uzunluğunda ortalama 100 m genişliğinde KD-GB uzanımlı bir cevherli zon oluşturmuşlardır. Bu zon içerisinde yapısal ve litolojik faktörlerin yanısıra, karstik süreçlerin de kontrolünde ortaya çıkmış olan üç ocak bulunmaktadır.

I. Ocak : Burada yapılan açık işletme faaliyetleri sonrasında ekonomik nitelikteki cevherlerin birbirleriyle irtibatlı üç ayrı karstik boşluk içerisinde depolandığı görülmüştür.

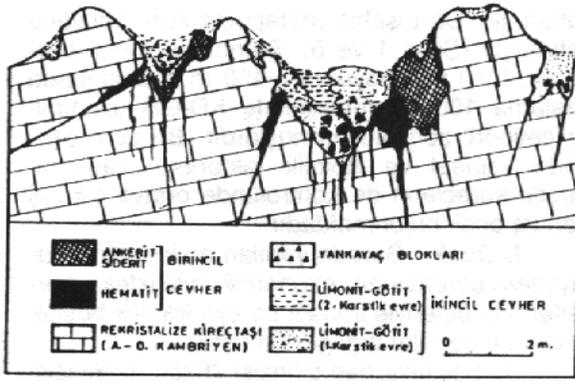
Bu boşluklardan birincisi 70x50 m, ikincisi 40x15 m boyutunda elipsoidal kesitler vermektedir. Derinlikleri özellikle güney kesimde daha fazla olup, 25-30 m'yi bulur. Uzun eksenini K75°D yönlü olan üçüncü karstik boşluk ise yaklaşık 100 m uzunluğunda, 70-80 m genişliğindedir.

GB'dan itibaren ilk iki karstik boşluğun tabanında K70°B yönlü bir hematit damarı yer almaktadır. Yankayaçlarda yapılan gözlemlere göre üst kesimdeki siderit ve ankeritlerin tamamen karstılaştığı anlaşılmaktadır. Söz konusu hematit damarı ~ 50 m uzunluğunda, 15 m genişliğindedir. Kuvars ve barit gibi gang mineralleri içeren masif yapılı hematitler, yer yer toprağimsi limonit ve kolloform yapılı götitlere dönüşmüşlerdir.

II. Ocak : Kızıl fay hattındadır. Buradaki cevher, K32°D doğrultusunda uzanan, ~ 75 m uzunluğunda, ortalama 15-20 m genişliğinde bir hematit damarından ibarettir. Breşik yapılı cevher içinde yer yer şist ve filit blokları görülür. Damar doğrultusunda açılan 50-60 m uzunluğunda ve 20-30 m genişliğindeki bir yarma ile cevherin önemli bir bölümü alınmıştır. Karstik etkilerin pek fazla görülmediği bu ocakta, yüzeysel ayrışma süreçlerine bağlı olarak birincil cevherlerin bir bölümü limonit, götit ve ikincil hematitlere dönüşmüştür.

III. Ocak : Çaltepe formasyonunun rekrystalize kireçli dolomitleri içerisindedir. I. Ocakta olduğu gibi bu ocakta da karstik faaliyetlerin etkisi açıkça görülür. İşletme sonrasında 20-30 m çaplarında yaklaşık dairesel kesitler veren birbirleriyle bağlantılı iki karstik boşluk ortaya çıkmıştır. Oldukça düzensiz bir taban topografyasına sahip olan söz konusu boşluklar, ortalama 10-15 m derinliğindedir. Taban kesimlerindeki küçük karstik cepler içerisinde III. Tip cevher ve yankayaç parçacıklarının oluşturduğu kil-blok boyutundaki karstik sedimanları yer yer derecelenme ve tabakamsı yapılar gösterecek şekilde depolanmışlardır (Şekil 7).

Tali faylar ve eklem sistemleriyle kontrol edilen birçok karstik boşluğun yer aldığı bu yatakta, karstlaşma olayları Attepe ve diğer bazı demir yataklarından daha da etkili olmuştur. Bu sebeple yataktaki hakim cevher bileşenlerini ikincil nitelikteki kırmızımsı pas renkli toprağimsi



Şekil 7. Kızıl yatağında yankayaç, II. ve III. Tip cevher bileşenleri arasındaki ilişki (Ayhan ve Küpeli, 1991'den alınmıştır).

Figure 7. Geologic section showing the relationship among host rock, II. and III. Type ore components in the Kızıl iron deposit (from Ayhan and Küpeli, 1991).

limonitler ile siyah veya kahve renkli götüt ve ikincil hematitler oluşur.

Mineralojik ve Petrografik Özellikler

Bu bölümde optik mikroskop ve taramalı elektron mikroskop yöntemleriyle II. ve III. Tip cevherleri karakterize eden ince kesit ve parlatmalarda yapılmış olan incelemelerin sonuçları tartışılmaktadır.

II. Tip Cevher Bileşenleri (Birincil Mineraller)

Cevher minerali olarak; karbonatlı minerallerden siderit ve ankeritler, oksitli minerallerden hematit ve çok az oranda manyetitler, sülfürlü minerallerden ise tetraedrit, pirit, kalkopirit ve markazitler gözlenmiştir. Bu minerallerin önemli özellikleri aşağıda özetlenecektir.

Siderit : Masif yapıları ve breş dolgusu şeklinde olmak üzere iki tip siderit belirlenmiştir. Masif yapıları sideritler, geniş bir tane boyu dağılımı göstermelerine karşın iri ve küçük taneli olmak üzere iki tipe ayrılabilir. İri kristalli sideritlerde ortalama kristal boyu 1-1.5 mm civarındadır. Yer yer 3-4 mm'ye kadar ulaşır. Bu sideritler genellikle özşekilli ve yarı özşekilli olup, iki yönde gelişmiş tipik dilinimlere sahiptirler (Şekil 8a, b ve c).

Küçük kristalli sideritler, iri kristalli sideritlerin mikroçatlaqları boyunca yer alır. Tane boyu dağılımı daha düzenli olup, yarıözşekillidirler. Dilinimlenme ve basınç izlerinin pek görülmediği bu tip sideritlerde ortalama kristal boyu 0.2 mm civarındadır.

Breş dolgusu şeklindeki sideritlerde, 1-2 mm boyutunda yankayaç breşleri görülür (Şekil 8b). Bitümlü karbonatlı kuvars fillitlerin oluşturduğu yankayaç breşlerini kısmen ornatır

sideritler, çok ince taneli, siyah renkli kömürüm-sü materyal ile sarımsı kahve renkli küçük kristal toplulukları şeklinde grafitleri kapsamaktadır. Bu tip sideritlere yaygın olarak pirit ve tetraedrit (Şekil 8c), daha az olarak da kalkopirit ve markazit eşlik etmektedir. Gang minerali olarak kuvars ve kalsitlerin yaygınlığı dikkati çeker.

Ankerit : İnce kesitlerde genellikle özşekilsiz, bazen de romboederler şeklinde görülürler. Sık sık iri kristal toplulukları veya ince damarcıklar şeklinde siderit ve hematitler ile bunlardan türeyen demiroksidhidroksitleri içerirler. Sideritlere özşekilli kuvars kristalleri ve piritler (Şekil 8d), hematitlere ise baritler eşlik etmektedir. Her iki durumda da gang mineralleri, cevher minerallerinden daha önce oluşmuştur.

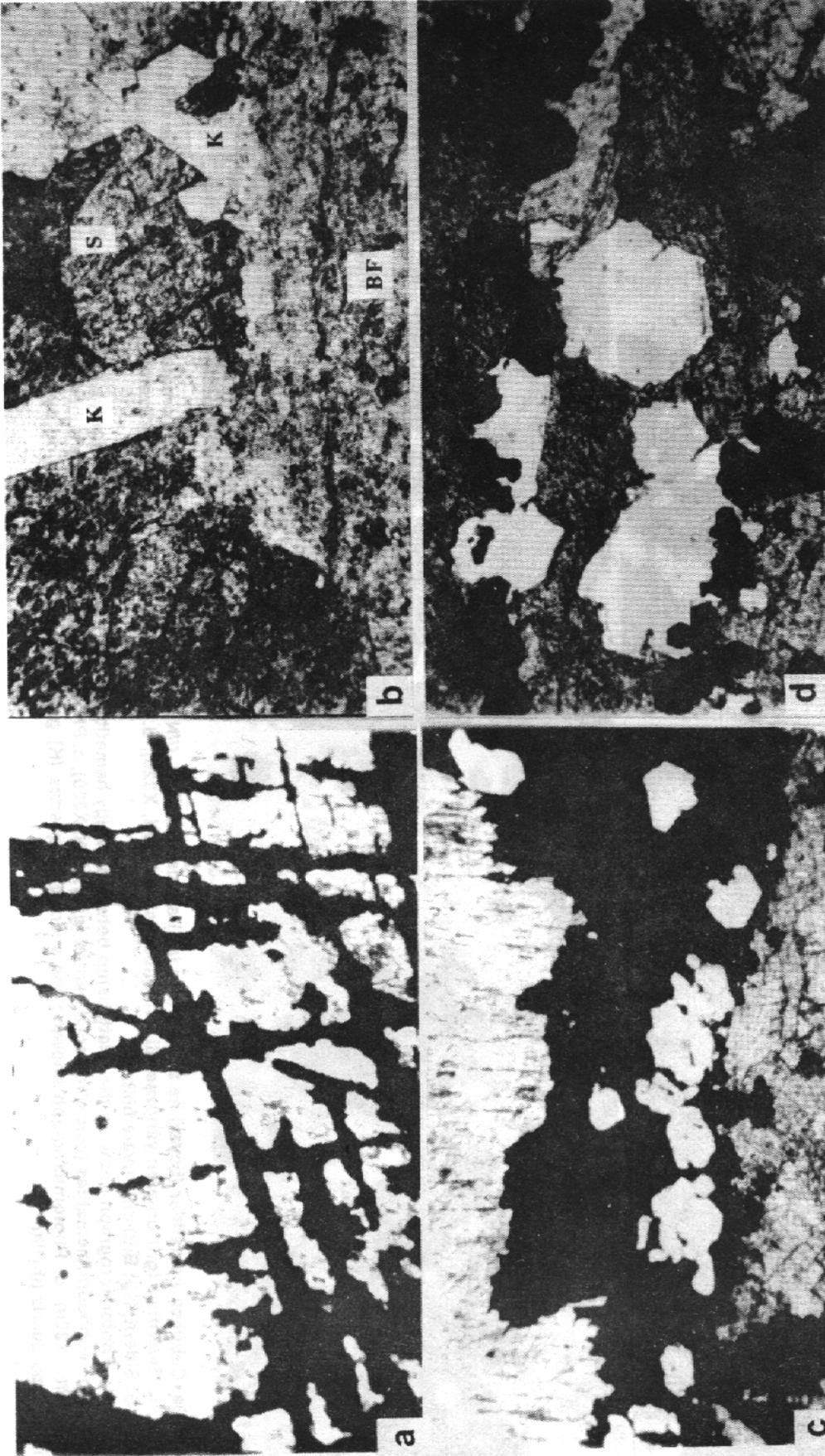
Hematit : Genellikle masif yapıları, özşekilsiz olarak izlenen hematitler, yer yer ince-uzun çubuksu kristaller şeklindeki spekülarit özelliğindedir (Şekil 9a). Yaygın olarak baritleri, daha az olarak da sideritleri çatlak, dilinim ve kristal sınırları boyunca ornatırlar. Bu nedenle hematitler içerisinde sık sık barit ve siderit kapanımlarına rastlanılmaktadır (Şekil 9b ve Şekil 9c).

Manyetit : Tamamen özşekilsiz veya yarıözşekilli olarak izlenen manyetitler, yer yer hematit ve limonitlere dönüşmüşlerdir. Bazen özşekilli pirit kristalleri de içerirler. Yer yer kovuk yüzeylerinden itibaren böbreğimsi götitlere dönüşmüşlerdir. Martitleşme sonucu ortaya çıkan hematitler yer yer çubuksu demetler şeklindedirler. Gang minerali olarak özşekilli kuvars, ksenomorf kalsit ve klorit kristalleri görülür. Bunların yanısıra sık sık şist, fillit ve kireçtaşı gibi yankayaç breşlerine de rastlanılmaktadır. Piritler manyetitleri, manyetitlerde eşoluşum dokuları sergileyen kuvars ve kalsit mineralleriyle yankayaç breşlerini ornatırlar. Çatlak dolgusu şeklinde görülen kloritler, cevher ve diğer gang minerallerinden daha sonra oluşmuşlardır.

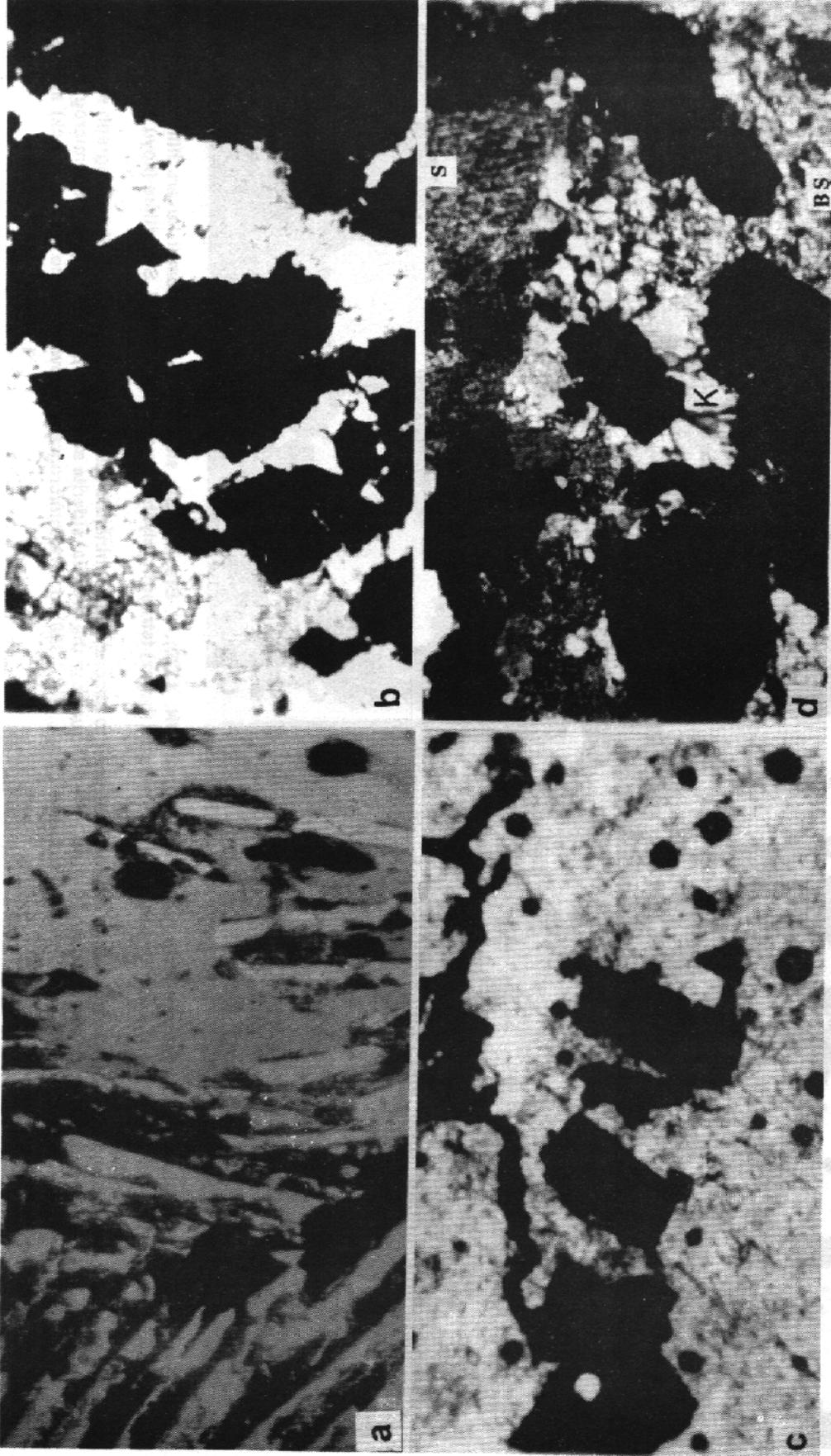
Tetraedrit : Yaygın olarak sideritlerin, daha az olarak da hematitlerin içerisinde görülür. Çatlak ve kristal sınırları boyunca bu mineralleri ornatmışlardır (Şekil 8c ve d). Birçok yerde kuvars ve piritlerle birlikte izlenen tetraedritler, oldukça düzensiz sınırlara sahip adacıklar veya ince damarlar şeklindedir. Hem piritler hem de kuvarslar tetraedritlerden önce ve sonra olmak üzere iki ayrı fazda gelişmişlerdir.

Pirit : Özellikle Attepe demir yatağında izlenen siderit kütlelerinin içerisinde yer alan piritler, üç ayrı oluşum evresine sahiptir.

a) Birinci evre piritleri : Breşik yapıları sideritlerde görülen yankayaça ait bitümlü şeyl ve fillit breşleri içerisindeki Infrakambriyen yaşlı sedimanter piritlerdir. Bunlar 1, 1.5 mm boyutunda iri özşekilli, yoğun kataklastik kırılımlı kristal toplulukları yada masif pirit laminalarının çok evreli deformasyonlarla parçalanması sonu-

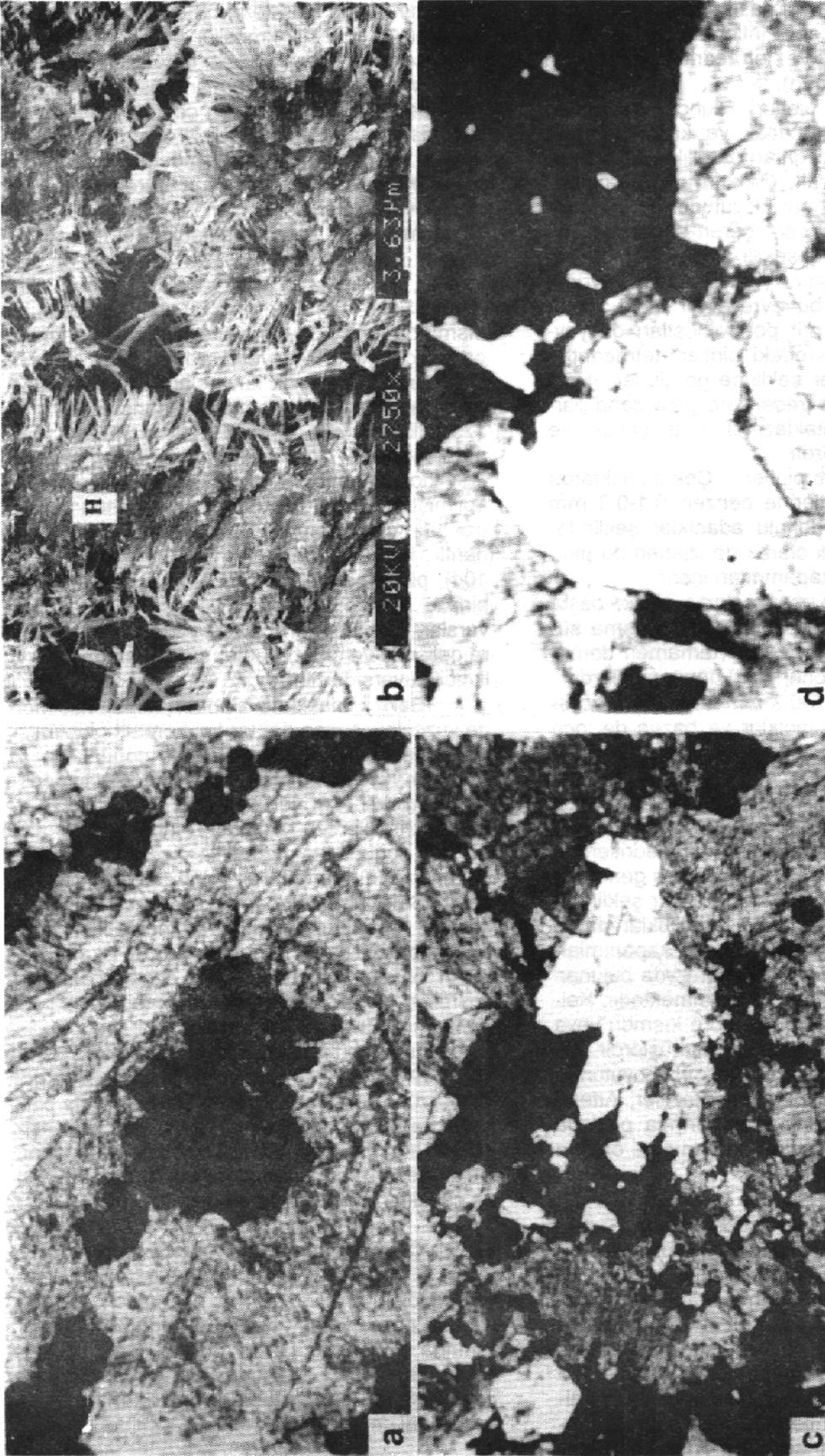


Şekil 8a. Sideritlerin (gri) ikincil cevher minerallerine (siyah) dönüşümü, (//N, X320), b. Breşik yapılı sideritlerde (S), bitümlü kuvars fillit breşi (BF) ve özşekilli kuvars (K) büyümeleri, (//N, X320), c. Sideritleri (gri) ornatılan kuvarslı (beyaz) tetraedrit (siyah) damarı, (//N, X320), d. Sideritlere (koyu gri) eşlik eden pirit (siyah) ve kuvarslar (beyaz), (//N, X320).
 Figure 8a. Photomicrograph showing the transformation of siderites (gray) to secondary ore minerals (black), (//N, X320), b. Photomicrograph showing the relationship between bituminous quartz phyllite breccia (BF) and euhedral quartz in the brecciated siderite sample (S), (//N, X320), c. Photomicrographic view of the quartz (white) bearing tetraedrites (black) replaced siderites (gray), (//N, X320), d. Photomicrograph showing of the pyrites (black) and quartz (white) in the siderites (dark gray), (//N, X320).



Şekil 9a. Çubuksu hematitler (beyaz) ile tetraedritler (gri) arasındaki ilişki, (//N, X320, yağda), b. Baritleri (gri) ornatmış yarıözşekilli hematitler (siyah), (//N, X320), c. Sideritleri (gri) ornatmış yarıözşekilli hematitler (siyah), (//N, X320), d. Birinci evre piritleri (siyah) ve üzerinde büyüyen ikincil kuvarzlar (K), (//N, X320). S: Siderit; BŞ: Bitümlü kuvarz fillit.

Figure 9a. Photomicrograph showing the relationship between twigg hematites (white) and tetraedrites (gray), (//N, X320, in oil), b. Photomicrographic view of the subhedral hematites (black) replaced barites (gray), (//N, X320), c. Photomicrographic view of the subhedral hematites (black) replaced siderites (gray), (//N, X320), d. Photomicrograph showing the secondary quartzes (K) growing up on the first period pyrites (black), (//N, X320). S: Siderite; BŞ: Bituminous quartz phyllite.



Şekil 10a. Sideritler (gr) içerisindeki özşekilli ikinci evre piritleri (siyah), (//N, X320), b. Hematitlerden (H) ışınal yapılı götüt kristallerinin oluşumu, (SEM'de), c. Birinci evre kuvarsları (beyaz) ile siderit (gr) ve tetraedritler (siyah) arasındaki ilişki, (//N, X320), d. Hematitler (siyah) tarafından ornatılan özşekilli kuvars (beyaz) ve baritlerin (gr) ilişkisi (//N, X320).
 Figure 10a. Photomicrograph showing the euhedral second period pyrites (black) in the siderites (gray), (//N, X320), b. SEM photomicrograph of the radial shaped goethite crystals derived from hematites (H), c. Photomicrograph showing the relationship among first period quartzs (white), siderites (gray) and tetraedrites (black), (//N, X320), d. Photomicrograph showing the relationship between euhedral quartz (white) and subhedral barites (gray) replaced by hematites (black) (//N, X320).

cunda ortaya çıkan kataklastik kırılımlı pirit toplulukları şeklindedirler. Piritlerin ara boşlukları ve çatlakları siderit ve tetraedritler tarafından dolgulanmıştır (Şekil 9d).

b) İkinci evre piritleri : İkinci evre piritleri genellikle sideritlerin çatlak ve kristal sınırları boyunca yerleşerek onları özellikle dilinimleri boyunca ornatmışlardır. Ornatım dokulu pirit adacıkları yer yer 3 mm boyutundadır. Sık sık küçük siderit kapanımları içeren sözkonusu piritler aslında birçok özşekilli piritin birarada büyümesiyle oluşmuştur (Şekil 10a). Ayrıca, sideritler içerisinde bu evreye ait 0.8-1.5 mm boyutunda özşekilli pirit porfiroblastları da yaygındır. Bazen bu evredeki piritler, tetraedritler içerisinde kapanımlar şeklinde görülürler. İkinci evre piritleri, birinci evredekilere göre daha parlak sarı renkli, az kataklastik ve az çatlaklı ve daha az bozunmuşlardır.

c) Üçüncü evre piritleri : Çok az miktarda olup, ikinci evre piritlerine benzer. 0.1-0.3 mm boyutunda ornatım dokulu adacıklar şeklindedirler. Bazen özşekilli olarak da izlenen bu piritler sık sık tetraedrit kapanımları içerir.

Yoğun kataklastik geçirmiş piritler başta olmak üzere, bazı piritler yüzeysel ayrışma süreçleriyle birlikte kısmen veya tamamen demir-oksihidroksitlere (limonit, götüt) dönüşmüşlerdir.

Kalkopirit : 0.5-0.7 mm boyutunda özşekilsiz ve iç yapısız adacıklar ve bazen de ince damarcıklar şeklindedirler. İki evrede oluşmuşlardır. Tetraedritlerden önce oluşan kalkopiritler, sideritlerin çatlak ve kristal sınırları boyunca yerleşmiş küçük öbekler oluşturur. Bunlar yer yer siderit kapanımları içerirler. Tetraedritlerden sonra yerleşen ikinci evre kalkopiritleri genellikle tetraedritleri kateden ince damarcıklar şeklindedirler. Bazen düzensiz sınırlı topluluklar da oluştururlar. Seyrek olarak tetraedrit kapanımları içerirler. Birçok yerde piritlerle birarada bulunan bu tip kalkopiritler, piritleri de katetmektedir. Kalkopiritler ayrışma derecesine göre kısmen veya tamamen malakit ve azurite dönüşmüşlerdir.

Markazit : Ortalama 0.8 mm boyutunda ve çoğunlukla özşekilli olan markazitler, Attepe üyesi içerisindeki siderit damarlarında piritlerle birlikte yer yer sideritleri ornatmış ve onların romboedrik formunu almıştır.

II. Tip Cevherlerdeki Gang Mineralleri

Kalsit ve dolomit : Yarı özşekilli veya özşekilsiz, ornatım dokulu kristal veya kristal toplulukları şeklindedirler. Cevher mineralleri tarafından ornatılan yankayaca ait birincil kalsit ve dolomitlerden başka, cevher içerisindeki çatlaklar boyunca izlenen genç ikincil kalsitler de yaygındır. Mineralizasyon sırasında oluşan kalsitler, ankerit ve sideritlerden daha sonra, manyetit ve hematitlerden ise daha önce kristallen-

mişlerdir. Genç kalsitlerin bir kısmı, 2-3 mm boyutunda iri özşekilli kristaller şeklindedir. Ankeritler içerisinde yer alan bazı cevher damarcıklarının etrafında zonlu yapılar gösteren dolomit romboedreleri, muhtemelen cevher yerleşimi sırasında oluşan dolomitlerdir. Fakat bunların büyük bir kısmı ankerite dönüşmüştür.

Kuvars : İki ayrı oluşum evresi vardır. Birinci evredeki, sideritler tarafından kısmen ornatılmakta ve katedilmektedir. Bol çatlaklı ve dalgalı sönme gösteren yarı özşekilli bu kuvarslar, kuvarsça zengin yankayaçlardan alınmıştır (Şekil 10c). Zamanla bu tip kuvarsların bir kısmında ikincil büyümelerle kısmi zonlanmalar ortaya çıkmıştır. Manyetit ve hematitler içerisinde de aynı evreye ait kuvarslar yaygındır. İkinci evre kuvarsları sideritlerin içerisinde yer alan iri özşekilli veya yarı özşekilli bu kuvarsların araları parajenezdeki diğer cevher mineralleri tarafından dolgulanmış, yer yer ornatılmış ve katedilmiştir (Şekil 8d). Kısmen dalgalı sönme ve çok az çatlaklıdır. Bu evredeki kuvarslara baritli hematit damarlarında baritlerle (Şekil 10d), piritli manyetit damarlarında ise kalsitlerle birlikte rastlanılmaktadır. Üçüncü evredeki kuvarslar, muhtemelen cevher yerleşiminden sonra gelişmiş ve onları başta katetmiş genç ikincil kuvars damarlarıdır.

Barit : İnceleme alanının kuzey kesiminde yüzeyleyen ince damar tipi hematit oluşumlarında yer yer görülen baritler çoğunlukla iri özşekilli veya yarıözşekilli kristaller şeklindedirler (Şekil 11). Yer yer uzunluğu 12-13 cm'ye ulaşan kristallerine rastlanılır. İnce kesitlerinde baritler çoğunlukla hematitler içerisinde yüzen düzensiz sınırlı adacıklar veya damarlar şeklindedir (Şekil 9b). Ayrıca, birçok iri özşekilli barit kristali, kenarlarından itibaren hematitler tarafından büyük çapta ornatılarak tipik iskelet dokuları oluşturulmuştur. Bazen özşekilli hematit kristalleri içerisinde barit kapanımları da bulunmaktadır. Kuvarslarla yanyana görülen baritler eş oluşum dokuları sergilerler (Şekil 10d).

Klorit : Piritli manyetit damarlarında görülmüştür. Parajenezde yer alan manyetit, pirit, kalsit ve kuvars gibi birincil mineralleri düzensiz sınırlı ince damarcıklar şeklinde katederler. Bazende sözkonusu mineralleri kristal sınırları ve çatlakları boyunca ornatırlar.

III. Tip Cevher Bileşenleri (İkincil Mineraller)

II. Tip cevher minerallerine göre çok daha yaygın olan III. Tip cevher mineralleri, yörede yer alan demir yatak ve zuhurlarında % 80-90 oranında bulunurlar. Esas olarak demiroksihidroksit yığılımları şeklinde izlenen sözkonusu cevherler, az oranda hidrate bakır karbonat minerallerini de kapsamaktadırlar.



Şekil 11. Kartalkaya demir yatağında, hematitler (siyah) içerisinde yer alan iri özşekilli barit (beyaz) kristallerinin yakın görünümü.

Figure 11. Close-up view the coarse euhedral barite crystals (white) in the hematites (black), at the Kartalkaya iron deposit

Götit, lepidokrosit ve limonit : Parlak kesitlerinde tane boyu ve porozite özelliklerine göre değişen renk ve refleksiyon özellikleri sunmaktadırlar. İnce taneli, yoğun poroziteli, kahverengimsi gri renkli limonitik bölümler, oldukça düşük bir refleksiyona sahiptir. Buna karşılık götüt ve lepidokrositlerin değişik oranlarda bulunduğu kaba taneli bölümlerde daha yüksek bir refleksiyon gözlenir. Götütler gri, lepidokrositler ise parlak beyaz renklidir.

Büyük oranda siderit, hematit ve ankeritlerin ayrışma ürünü olan sözkonusu demir-oksihidroksit modifikasyonları, hemen her yerde birbirleriyle çok düzensiz sınır ilişkileri sergilemektedirler. Bunların bir kısmı ışınal yapıları kristaller şeklinde olmakla birlikte genellikle özşekilsizdirler. Hematitlerdeki kovuk yüzeylerine dik olarak büyüyen götüt kristalleri oldukça tipiktir (Şekil 10b).

İkincil hematit : Birincil hematitlere göre daha yaygın olan ikincil hematitler, genellikle sideritlerin ayrışma ürünleridir. Ayrışmanın başlangıcında oluşan hematitler siderit psödomorfları yada sideritlerin dilinimleri boyunca izlenen ağsal damarcıklar şeklindedir (Şekil 8a). Sözkonusu damarcıklar arasında dıştan içe doğru ornatılan baklava dilimi veya iskelet dokulu siderit reliktleri görülür. Ayrışmanın ileri a-

şamasında sideritlere ait kristal ve dilinim izleri tamamen silinmiş geriye yer yer izlenebilen kısmen limonitik siderit adacıkları kalmıştır. Hematitler içerisinde çok az oranda manyetit reliktlerine de rastlanılmaktadır. Bu da ikincil hematitlerin bir kısmının martitleşme sonucu manyetitlerden türediğini göstermektedir.

Malakit ve azuritler : Genellikle kalkopiritler, bazen de tetraedritlerden türeyen malakit ve azuritler, sözkonusu mineralleri dıştan içe doğru değişen oranlarda ornatmışlardır.

III. Tip Cevherlerdeki Gang Mineralleri

III. Tip cevherlerde başlıca gang minerallerini kalsit, aragonit ve kuvarslar oluşturur. Kalsit ve aragonitler, karstik boşluklar içerisinde sarkit, dikit ve boşluk yüzeylerinden itibaren büyüyen iri (3-10 cm) özşekilli kristal toplulukları şeklindedirler. Aragonitlerde ışınal yapıları kristal büyümeleri çok tipiktir. Kalsitlerin yer yer götütlerle birlikte kovuk yüzeylerine paralel bir şekilde ritmik olarak çökeldiği görülür. Ayrıca sözkonusu gang minerallerinin bazen III. Tip cevher breşlerinin arasını bir çimento şeklinde dolguladığı da görülmektedir. İnce kesitlerinde aragonitler birbirlerine paralel veya ışınal olarak dizilmiş ince uzun kristaller şeklindedirler. Demir içeriğine bağlı olarak aragonitlerde boşluk yüzeylerine paralel bir şekilde gelişmiş olan konsantrik yapıları götüt laminaları ortaya çıkmıştır. Kuvarslar ise genellikle çatlak ve kırık dolguları, daha az olarak da boşluk yüzeylerinde büyümüş yarı özşekilli iri (2-4 cm) kristal toplulukları şeklindedirler.

Süksesyon

Bu bölümde II. Tip hidrotermal demir cevherlerini oluşturan karbonatlı ve oksitli cevher fazlarına ait birincil ve ikincil minerallerin oluşum sıraları sunulacaktır. Yatak ve zuhurlardaki mineral parajenezleri yankayaçlarla ilişkili olup, karbonatça zengin kesimlerde baskın olarak "Karbonatlı Cevher Fazı" karbonatlardan yoksun metakırıntılılar içerisinde ise "Oksitli Cevher Fazı" gelişmiştir.

I. Karbonatlı cevher fazı : Karbonat kayaçlarla ilişkili demir yatak ve zuhurlarının en önemli birincil cevher minerallerini oluşturan siderit ve ankeritler bu fazın ürünleri olup, en tipik mostralara Attepe demir yatağında rastlanılmaktadır. Bu yatakta karbonatlı cevher fazıyla ilgili birincil ve ikincil mineral parajenezleri ve bunların oluşum sırası şöyledir :

| | |
|---------------------|--------------------|
| Birincil mineraller | İkincil mineraller |
| Kuvars 1 | Hematit |
| Siderit 1 | Götüt |
| Siderit 2 | Lepidokrosit |
| Ankerit | Limonit |

| | |
|-----------------|----------|
| Dolomit (az) | Malakit |
| Kalsit | Azurit |
| Kuvars 2 | Kuvars |
| Hematit | Kalsit |
| Pirit 1 | Aragonit |
| Kalkopirit (az) | |
| Tetraedrit | |
| Pirit 2 | |
| Kalkopirit 2 | |
| Markazit (az) | |

II. Oksitli cevher fazı : Oksitli demir minerallerinin hakim olduğu bu fazda üç ana mineral topluluğu ortaya çıkmıştır. Bunlar kuvarslı hematitler; baritli hematitler veya hematitli baritler ve piritli manyetitlerdir. Piritli manyetitlere inceleme alanının sadece birkaç yerinde rastlanılmıştır. Daha yaygın olan oksitli cevher türünü kuvarslı ve/veya baritli hematitler oluşturmaktadır.

a) Kuvarslı hematitler : Çoğunlukla ince damar ve düzensiz geometriye breşik cevher kütlelerini oluşturan ve yer yer spekülareleşmiş kuvarslı hematitler, inceleme alanının hemen her yerinde yaygın bir şekilde yer almaktadırlar. Esas olarak, Sicimindağı formasyonuna ait metakumtaşı, kuvars şist ve fillitler içerisinde görülen bu tip cevherler, bazen siderit damarlarıyla birlikte Çaltepe formasyonuna ait ankeritik zonlar içerisinde de izlenmektedirler. Kuvarslı hematitlerle ilişkili süksesyon şöyledir :

| | |
|---------------------|--------------------|
| Birincil mineraller | İkincil mineraller |
| Kuvars | Lepidokrosit |
| Barit (az) | Götit |
| Hematit | Limonit |
| Pirit | Malakit |
| Kalkopirit | Azurit |
| Tetraedrit (az) | |

b) Baritli hematitler veya hematitli baritler : Genellikle damar, bazen de düzensiz geometriye masif cevher kütlelerini oluşturan bu fazın ürünleri, inceleme alanının kuzey kesiminde yeralan yatak ve zuhurlarda yer yer görülür. Bazen dayk görünümlü sert çıkıntılar oluşturan baritli hematitlerin en tipik mostraları, Mağaradere zuhuru ile Değirmendere, Uyuzpınarı, Kartalkaya ve Mağarabeli demir yataklarında izlenir (Şekil 1 ve 4). Yankayaçlarını genellikle Seydişehir formasyonuna ait metapelitik kayalar ile Sicimindağı formasyonuna ait metakumtaşları oluşturmaktadır. Bunlarla ilgili mineral parajenezi ve süksesyon aşağıda sunulmuştur :

| | |
|---------------------|--------------------|
| Birincil mineraller | İkincil mineraller |
| Barit | Lepidokrosit |
| Kuvars (az) | Götit |
| Hematit | Limonit |
| Pirit | |

c) Piritli manyetitler : İnce damarlar ve küçük merceğimsi kütleler şeklinde izlenen piritli manyetitler, inceleme alanının doğu kesiminde, Sicimindağı formasyonuna ait şist-fillit ve metakumtaşları içerisinde yer almaktadırlar. Piritli manyetitlerin en önemli mostraları inceleme alanının dışında, fakat yakın doğusunda kalan Çondu Köyü'nün güneybatısı ile Oruçlu Köyü'nün güneydoğu kesimindedir. Bunlarla ilişkili mineral topluluğunun oluşum sırası aşağıda sunulmuştur :

| | |
|---------------------|--------------------|
| Birincil mineraller | İkincil mineraller |
| Kuvars | Hematit |
| Kalsit | Götit |
| Manyetit | Limonit |
| Pirit | |
| Klorit | |

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Yankayaçlarla sürekli ardalanan, yanal ve düşey yönlü fasiyes değişimleri gösteren İfrakambriyen yaşlı pirit ve hematit konsantrasyonlarının (I. Tip cevherler) paralel, çapraz ve konvülüt laminalanma, bantlanma ve tabakalanma yapıları ile oygu-dolgu, yük kalıbı ve öteki jeopedal yapı örneklerini göstermeleri dikkate alınarak sedimanter prosesler sonucunda çökeldikleri belirlenmiştir. Jeokimyasal veriler de bu görüşü desteklemektedir (Küpeli, 1991; Ayhan, vd., 1992). İlik olarak Küpeli (1986) tarafından tanımlanan bu oluşuklar, önceki çalışmalarda yer almamaktadır.

Miyosen yaşlı birimler dışında bölgede yüzeylenen ofiyolitik kayalar dahil diğer tüm birimleri kesen tektonik hatlar boyunca yerleşmiş olan II. Tip cevherler, bazen stokvörk yapıları damar, mercek ve düzensiz sınırlı kütleler şeklinde olup pirit, tetraedrit, kalkopirit ve markazit gibi sülfürlü mineralleri içeren kalsit, kuvars ve dolomitli siderit ve ankeritler ile kuvarslı ve/veya baritli hematit ve piritli manyetitlerden oluşmaktadır.

II. Tip cevherlerin oluşumu konusunda araştırmacılar iki model üzerinde durmuşlardır. Bunlardan birincisi Lucius (1927) tarafından ortaya atılan ve diğer araştırmacılar tarafından da büyük ölçüde kabullenilen hidrotermal metasomatik görüştür. Diğer ise Ünlü ve Stendal (1986) tarafından savunulan sedimanter oluşum modelidir. Tarafımızdan yapılan incelemelere göre cevher geometrisi ve parajenezi, cevherin tektonik kontrollü olması, karbonat kayalar içerisindeki cevher kütlelerinin etrafında hidrotermal alterasyon ürününü ankeritik zonların ve yaygın ornatma dokularının görülmesi hipojen-epijenetik karakterli bir oluşumu yansıtmaktadır. Yazar hidrotermal görüşü benimsemekle birlikte, cevher yerleşimi konusunda sadece hidrotermal metasomatik bir süreçten bahsetmenin

doğru olmayacağı kanaatindedir. Zira, bölgede karbonatlardan yoksun metakumtaşı, şist, fillit ve şeyller içerisinde "Harz Tipi" hidrotermal cevherler; karbonatlar içerisinde de "Erzberg Tipi" hidrotermal metasomatik oluşumlar yer almaktadır. Bu cevherler birbirleriyle tedrici geçişli olup, ekonomik nitelikteki yatak oluşumları daha çok hidrotermal metasomatik tipteki cevher yerleşimleriyle ilişkilidir. Sedimanter görüğe göre ise Attepe demir yatağı Paleozoyik yaşlı birimler içerisinde sinjenetik süreçlerle oluşmuştur.

Bu çalışmada yapılan incelemeler sonucunda siderit damarları içerisinde önemli ölçüde tetraedrit damarcıkları ve toplulukları görülmüştür. Bilindiği gibi fahlerz grubu tetraedrit ve tennantit mineralleri, orta veya düşük ısıli hidrotermal oluşumlarda bakır, kurşun, çinko ve çümüş mineralleriyle birlikte bulunurlar. İy bir jeolojik termometre olan bu minerallerde azalan sıcaklıkla birlikte Hg ve Ag içerikleri artmaktadır (Mondadori, 1990). İncelenen tetraedritlerde 2500 ppm'e varan Hg içeriği (Küpeli, 1991), düşük bir sıcaklığa işaret etmektedir. Fahlerzlere eşlik eden markazitler, piritler gibi hemen hemen her ortamda oluşabilirler. Ancak ısının 350 °C'yi geçmesi halinde duraylılıklarını kaybederek piritte dönüşürler (Ramdohr, 1980). Dolayısıyla örneklerimiz içerisinde markazit minerallerine rastlanılmış olması da sıcaklığın düşük olduğuna işaret edebilir.

Attepe yöresinde gang minerali olarak izlenen kalsit, barit, kuvars ve dolomitler hidrotermal cevher damarlarında izlenen tipik gang mineralleridir. Özellikle barit, hidrotermal metasomatik siderit yataklarında yaygın olup, orta ve düşük ısıli oluşumları karakterize eder (Mondadori, 1990).

Bölgede yapılan incelemeler sırasında cevherleşmeye kaynak oluşturabilecek herhangi bir magmatik faaliyetin izlerine rastlanılmamıştır. Attepe demir yatağının doğu kesiminde İnfakambriyen yaşlı birimler içerisinde yer alan muhtemelen Alt Paleozoyik yaşlı metabazit daykları, hem yerleşim yaşları, hem de bazik kökenli olmaları nedeniyle jeokimyasal yönden cevherleşmeyi oluşturabilecek bir kaynak durumunda değildirler. Zira, bazik bir kökene işaret edebilecek olan Cr, Co ve Ni gibi iz element içeriklerinin sideritler içerisinde çok düşük (eser; < 2 ppm; 0.30 ppm) olduğu görülür (Küpeli, 1991). Aynı şekilde inceleme alanının batısında mostra veren alloktan konumlu ofiyolitler içerisindeki di-yabaz ve dolerit daykları da toleyitik karakterli olup, okyanusal bir havzada ofiyolitik dizinin gelişimi sırasında sokulum yapmışlardır (Tekeli ve Erler, 1980). Dolayısıyla cevherleşmeden daha yaşlıdır. Buna karşılık inceleme alanının 80 km kuzey kesiminde yer alan Erciyes volkanizması, Geç Miyosen'den Kuvaterner'e

kadar etkisini sürdürmüş olup, cevherleşmeden daha genç oluşumlardır (Baş, 1986). Bunların dışında inceleme alanına en yakın magmatik faaliyetler, 40 km KB'da Yahyalı, 90 km GB'da ise Horoz granotoyitleridir. Ayhan'a (1983) göre, sözkonusu granitik sokulumlarla doğrudan ilişkili olarak ortaya çıkan, Paleosen-Alt Eosen yaşlı Aladağ yöresi Pb-Zn yatakları ile Bolkardağı Pb-Zn yatakları eş zamanlı oluşumlardır. Mansurlu yöresi demir yataklarıyla ilgili incelemeler göz önüne alındığında, yüksek ısıli bir oluşumdan daha çok, düşük ısıli hidrotermal oluşumları yansıtan verilerin ağırlıkta olduğu dikkati çekmektedir. Bölgedeki cevherleşme yaşı ile Yahyalı ve Horoz granotoyitlerinin sokulum yaşlarının birbirlerine paralellik göstermesi, aynı dönemde Attepe (Mansurlu-Feke) yöresinde de benzer nitelikteki bir magmatik sokulumunda derinde etkili olabileceği ihtimalini ortaya çıkarmaktadır. Fakat, bu magmatik aktivitenin cevherleşmeyi doğrudan etkileyecek konumda olmadığı tahmin edilmektedir. Zira, granitik sokulumlarla yakından ilişkili Aladağ, Bolkardağı ve Horoz yöresi (Temur, 1986) cevherleşmelerinde Pb-Zn yatakları oluşurken, magmatik aktiviteden uzak olduğu tahmin edilen Attepe yöresinde ise siderit yatakları ortaya çıkmıştır. Diğer taraftan Attepe yöresinin ana cevher minerallerini oluşturan siderit ve ankeritlere, plütona daha yakın olan Pb-Zn yataklarında sadece gang minerali olarak rastlanılmaktadır. Buna karşılık, Attepe yöresi demir yataklarında Pb-Zn minerallerine rastlanılmamış, jeokimyasal analizlerde de çok düşük (3-5 ppm) oranda Pb-Zn ölçülebilmıştır (Küpeli, 1991). Botke'ye (1981) göre siderit, hidrotermal safhanın orta ısıli evresinde oluşmuş Pb-Zn, Cu, Ag yataklarında oldukça yaygın bir gang minerali olmasına rağmen, cevherli çözeltilerin soğuması sonucu bu metallerin giderek azalması veya gelen çözeltilerin bu metaller bakımından fakir olması halinde siderit hakim duruma geçerek önemli demir yataklarını oluşturabilmektedir. Bu bilgilerin ışığı altında Attepe yöresi cevherlerinin oluşumunda komşu bölgelerdeki plütomatik faaliyetlere benzer olarak derinlerdeki granitik bir sokulumun özellikle ısı kaynağı şeklinde (dolaylı yönden), çok zayıf bir ihtimalle de hidroterm kaynağı şeklinde (doğrudan) etkili olabileceği kabul edilmektedir. Buna göre, Attepe (Mansurlu-Feke) yöresi demir yataklarının oluşumunu sağlayan cevherli çözeltiler, muhtemelen Paleosen-Alt Eosen zaman sürecinde bölgenin derinliklerinde etkili olan granitik bir sokulumun da tesiriyle, lokal olarak yükseldiği tahmin edilen jeotermik gradyana bağlı olarak ısınmış, sığ ve derin dolaşımli yeraltı suları ve gözenek suları ile muhtemelen magmatik suları bünyesinde bulunduran çözelti karışımlarının bölgede bir kısmı yüzeyleyen İnfakambriyen

yaşlı sedimanter pirit ve hematit oluşukları ile reaksiyona girmesi sonucunda, Fe ve diğer katyonlarca zenginleşmesiyle oluşmuşlardır. Jeokimyasal analizler sonucu elde edilen iz element içeriklerinin, gerçek plütonik hidrotermal çözeltilerle ilişkili olarak gelişen yataklara göre daha düşük olması da bu görüşü desteklemektedir (Küpeli, 1991). Isı kaynağı konusundaki bir diğer alternatif ise, Maestrihtiyen süresince kalın okyanusal ve kıtasal kabuk dilimlerinin bölgeye yerleşerek istif kalınlaşmasına sebep olmasıdır. Dolayısıyla bu dönemde gerçekleşen gömülme sonucunda da derindeki ısı artışı ve sıcak çözeltilerin oluşumu sağlanmış olabilir. Ancak, gerçek plütonik hidrotermal çözeltilerle, diğer çözeltilerin veya çözeltili karışımlarının oluşturduğu cevherleşmeleri birbirinden ayırt etmek son derece güçtür. Bu konuda ayrıca izotop çalışmalarının da yapılması gerekmektedir.

Yukarıda açıklanan mekanizmalarla ortaya çıkabilecek olan hidrotermal çözeltiler, FeHCO_3 ve klorit kompleksleri şeklinde çözeltiye aldıkları demirleri, azalan hidrostatik basınç, belirli litostatik, kısmi gaz ve osmotik basınçlar, çözeltilerin yoğunluk farkları ve soğuma gibi etkenlerin kontrolünde (Barnes, 1979), tektonik hatlar boyunca yukarıya doğru taşıdıkları kabul edilmektedir. Bu taşınma sırasında; ısı ve basıncın düşmesi, metal konsantrasyonunun artması, yüzeye yakın kesimlerde çözeltilerin soğuk sular ile karışması ve en önemlisi de karbonat kayaçlarla reaksiyona girilerek pH'nin yükselmesi gibi sebeplerle demirlerin çökeltilmesi sonucunda tektonik kontrollü hidrotermal ve hidrotermal metasomatik karakterli II. Tip cevherler oluşmuştur. Yapılan jeolojik incelemelere göre, bu çözeltilerin oluşturduğu II. Tipi karakterize eden birincil cevherlerin oluşum yaşı, Paleosen-Alt Eosen'dir.

Derinde gömülü bir plütonun olabileceği ilk olarak Lucius (1927) tarafından ortaya atılmıştır. Daha sonra bu görüş Henden ve Önder (1980) tarafından uydu görüntülerinde domsal yapıların varlığına dikkat çekilerek tekrarlanmıştır. Ancak, heriki çalışmada da sözkonusu magmatik kayaçların niteliği (asidik veya bazik), oluşum evresi, bölgedeki diğer plütonik faaliyetler ve buna bağlı cevherleşmelerle olan ilişkisi hakkında hiçbir bilgi verilmemiştir. Yazarın bu konuları açıklayan görüşleri yukarıda sunulmuştur.

Metal gelim kaynağı (köken) konusunda Lucius (1927) tarafından derindeki plütondan kaynaklanan gerçek hidrotermal çözeltiler gösterilirken, Henden ve Önder (1980) tarafından Prekambriyen'de çökeltmiş olduğu varsayılan sedimanter demirlerin karbonat fasiyesleri, yazar tarafından İfrakambriyen yaşlı birimler içerisinde yer alan ve bir kısmı bölgede yüzeyleşmiş

olan sedimanter pirit ve hematit oluşukları, sedimanter görüşü savunan Ünlü ve Stendal (1986) tarafından ise inceleme alanının batı kesiminde yüzeyleyen ofiyolitik kayaçlar gösterilmektedir.

Bölgede etkili olan epirojenik hareketlerle birlikte Tersiyer başlarından itibaren karasallaşma hareketleri başlamıştır. Buna paralel olarak ortaya çıkan karstik oluşumlar, Mansurlu yöresinde de tıpkı Aladağlar'da olduğu gibi çok fazlı olarak gerçekleşmiştir (Ayhan, 1983). Birincil karstlaşma fazından itibaren etkili olan müteakip karstik süreçler sırasında ilk fazın ürünü olan ikincil cevherler; hem yatay, hem de düşey yönde mekanik olarak taşınarak yatağın kendi içinde karst sedimantasyonunun gelişmesini sağlamıştır. Çok fazlı karstlaşmada, mineralizasyon sonrası tektonik hareketler en önemli rolü oynamıştır. Karst sedimanları ya koloidal olarak, ya da kum-blok boyutlu kırıntılı malzeme şeklinde taşınmıştır. Genellikle, yatakların taban kesimlerinde yer alan ve derinlere doğru daralan düzensiz taban topoğrafyasına sahip tipik karst ceplerinde çökeltmişlerdir. Koloidal olarak taşınan kil-silt boyutlu ikincil cevherlerin tamamı demiroksihidroksitler şeklinde olup, bunlar içerisinde az oranda birincil cevher parçacıkları da bulunmaktadır. Buna karşılık kaba cevher malzemelerinin oluşturduğu ve yer yer derecelenme, bantlanma ve tabakalanma yapıları gösteren karst sedimanları içerisinde sık sık birincil cevherlere ait hematit, ankerit ve değişen oranlarda limonitleşmiş siderit çakıl ve bloklarına rastlamak mümkündür. Yöredeki birçok yatak içinde bol miktarda cevher çakıllarının varlığı, Attepe, Menteş ve Kızıl yataklarında yaygın bir şekilde görüldüğü gibi özellikle limonite dönüşmüş kesimlerde çok sayıda boşluğun bulunması ve bu boşlukların göttilerle sıvanması, göttilerin böbreğimsi, sarkıt ve dikit benzeri şekillere sahip olması, sözkonusu karstlaşmanın en belirgin delilleri arasındadır.

III. Tip cevherlerin oluşumunda karstlaşmanın en önemli faktör olduğu; karstlaşmayla birlikte II. Tip hidrotermal cevherlere ait geometrik şekillerin, yapısal ve dokusal özelliklerin önemli ölçüde silindiği ilk olarak Küpeli (1991) tarafından ortaya konulmuştur. Bu önemli prosese diğer araştırmacılar tarafından hiç değinilmediği görülmektedir.

KAYNAKLAR

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1958. Yukarı Seyhan bölgesinde Doğu Toroslar'ın jeolojik etüdü. Maden Tetkik ve Arama, Rap. No. 2668, Ankara, 38 s. (yayımlanmamış).
- Arıkan, Y., 1968. Mansurlu demir zuhurları (Feke-Yahyalı: Adana-Kayseri). Maden Tet-

- kik ve Arama Rap. No. 410, Ankara, (yayımlanmamış).
- Ayhan, A., 1983. Aladağ yöresi karbonatlı Pb-Zn yataklarının kökeni. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, 103-116.
- Ayhan, A., 1988. 1:100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Kozan-J 21 paftası. Maden Tetkik ve Arama yayını, 12 s.
- Ayhan, A., Küpeli Ş., 1991. Batı Zamantı (Aladağlar) kurşun-çinko yatakları ile Mansurlu (Feke-Adana) demir yataklarının karstlaşmaları: Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, Adana, s. 43-54.
- Ayhan, A., Küpeli, Ş., Amstutz, G.C., 1992. Attepe (Feke-Adana) demir yatağının bitişiğindeki pirit oluşumları: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 111, 85-94.
- Barnes, H.L., 1979. Solubilities of ore minerals; geochemistry of hydrothermal ore deposits. John Willey and Sons, New York, p. 404-406.
- Baş, H., 1986. Erciyes Dağı volkanitlerinin özellikleri: Selçuk Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, 1, 29-45.
- Blumenthal, M.M., 1939. Karakızoluğu Tepesi'ndeki (Faraş mıntıkası) cevher zuhurati. Maden Tetkik ve Arama, Rap. No. 1064, Ankara, 7 s. (yayımlanmamış).
- Blumenthal, M.M., 1944. Kayseri-Malatya arasındaki Toros'un Permo-Karboniferi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 31, 105-133.
- Botke, H., 1981. Lagerstättenkunde des Eisens: Glückauf Verl. Essen, 195 s.
- Bozkaya, Ö., 1995. Doğu Toroslardaki (Sarız-Tufanbeyli-Saimbeyli yöreleri) sedimanter ve çok düşük dereceli metasedimanter kayaların mineralojisi ve jeokimyası. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 334 s (yayımlanmamış).
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1995. Doğu Toros Otoktonu ve örtü kaya birimlerinin litoloji ve mineralojisi (Sarız-Tufanbeyli-Saimbeyli yöresi). Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A- Yerbilimleri, 12, 1-37.
- Dean, W.T., Monod, O., 1970. The Lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey: I. Stratigraphy Bull. British Museum (National History) Geology, 19, 8, 411-426.
- Demirtaşlı, E., 1967. Pınarbaşı-Sarız-Mağara civarının jeoloji raporu. Maden Tetkik ve Arama, Rap. No. 1935, Ankara, 129 s. (yayımlanmamış).
- Henden, I., Önder, E., 1980. Attepe (Mansurlu) demir madeninin jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 153-163.
- İlhan, E., 1976. Türkiye jeolojisi. Orta Doğu Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi yayını, No. 51, 239 s.
- Küpeli, Ş., 1986. Attepe (Mansurlu-Feke) yöresinin demir yatakları. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Konya, 111 s. (yayımlanmamış).
- Küpeli, Ş., 1991. Attepe (Mansurlu-Feke) yöresi demir yataklarının jeolojik petrografik ve genetik incelemesi. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Konya, 227 s. (yayımlanmamış).
- Lucius, M., 1927. Antitros silsilesinde, Zamantı suyu ile Göksu arasında Faraşa demir madeni zuhurunda yapılan jeolojik taharriyat hakkında rapor. Maden Tetkik ve Arama, Rap. No. 421, Ankara, 84 s., (yayımlanmamış).
- Metin, S., 1984. Doğu Toroslar'da Derebaşı (Develi), Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) köyleri arasının jeolojisi. İstanbul Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Yerbilimleri Dergisi, 4, 45-66.
- Mondadori, A., 1990. The Macdonald encyclopedia of rocks and minerals. Macdonald and Co (Publishers) Ltd., Spain, 607 s.
- Öncel, S., 1989. Sazak-Karaköy-Delialıuşağı (Yahyalı-Kayseri) köyleri arasının jeolojisi ve maden yatakları. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Konya, 89 s. (yayımlanmamış).
- Özgül, N., Metin, S., Dean, W.T., 1972. Doğu Toroslar'da Tufanbeyli ilçesi (Adana) dolayının Alt Paleozoyik stratigrafisi ve faunası. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 79, 9-17.
- Özgül, N., Metin, S., Göğer, E., Bingöl, I., Baydar, O., Erdoğan, B., 1973. Tufanbeyli dolayının Kambriyen-Tersiyer kayaları: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 20, 82-100.
- Özgül, N., 1976. Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.
- Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, Oxford, 1200 s.
- Şahin, M., Bakırdağ, L., 1986. Adana-Feke-Mansurlu Mağarabeli demir madeni, Kayseri Yahyalı, Delialıuşağı, Karakızoluğu, Ayıdeliği ve batısı demir yataklarının jeolojisi ve rezerv raporu. Maden Tetkik ve Arama, Rap. No. 7942, Ankara, (yayımlanmamış).
- Schneiderhöhn, H., 1941. Lehrbuch der Erzlagstättenkunde. 1. Band. Die

- Lagerstätten der magmatischen Abfolge, 585 s.
- Tekeli, O., 1980. Toroslar'da Aladağlar'ın yapısal evrimi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 11-14.
- Tekeli, O., Erler, A., 1980. Aladağ ofiyolit dizisindeki diyabaz dayklarının kökeni. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 15-20.
- Tekeli, O., Aksoy, A., Ürgün, B.M., 1988. 1:100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Kozan-J 20 paftası. Maden Tetkik ve Arama Yayını, 17 s.
- Temur, S., 1986. Horzum (Kozan-Adana) yöresi piritli çinko kurşun yataklarının jeolojik, petrografik ve jenetik incelemesi. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Konya, 252 s.
- Tutkun, Z., 1984. Saimbeyli (Adana) yöresinin stratigrafisi. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri-A Yerbilimleri, 1, 31-41.
- Ulakoğlu, S., 1984. Aladağlarda Yahyalı (Kayseri) bölgesinin jeolojisi. İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Yerbilimleri Dergisi, 4, 1-2, 1-44.
- Ünlü, T., Stendal, H., 1986. Divriği bölgesi demir yataklarının element korelasyonu ve jeokimyası (Orta Anadolu-Türkiye). Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 28, 5-19.
- Walther, H.W., Zitzmann, A., 1977. The iron ore deposits of Europe and adjacent areas. Schweizerbarth V., Hannover, 2, 300 s.