



CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ

MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ

Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ . A - YER BİLİMLERİ

Serie A - Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Karasu Havzası'nın (Erzurum) Tektonomorfolojisi ve Mekanik Yorumu Tectonomorphology and Mechanistic Interpretation of the Karasu Basin (Erzurum) Ali KOÇYİĞİT, Ali ÖZTÜRK, Selim İNAN, Halil GÜRSOY	3
Muratbağı - Balabantaş (Horasan) Arasında Çobandede Fay Kuşağı'nın Jeotektonik Özellikleri ve Horasan - Narman Depremi Yüze Yırtıkları Geotectonic Characteristics of Çobandede Fault Zone Between Muratbağı And Balabantaş (Horasan) And Ground Ruptures of Horasan - Narman Earthquake Ali KOÇYİĞİT	17
Abant - Yeniçağa (Bolu) Bölgesinin Tektoniği Tectonics of The Abant - Yeniçağa (Bolu) Region Ali ÖZTÜRK, Selim İNAN, Zeki TUTKUN	35
Toroslar'da Ofiyolitik Bir Melanj Örneği; Sülek Karmaşığı An Example for the Ophiolitic Melange in Taurus The Sülek Complex Orhan ÖZÇELİK	53
Pınarbaşı ve Yahyalı (Kayseri) Civarındaki Triyas Kayalarının Stratigrafik Özellikleri Stratigraphic Features of the Triassic Rocks in the Regions of Pınarbaşı and Yahyalı (Kayseri) Fuat ÖNDER	63
Çakıroba (Yenice - Çanakkale) Granodiyoritine Bağlı Olarak Oluşan Skarnlaşmalar ve Şelit Zuhuru Formation of Skarns and Schelrite Mineralizations Related to Çakıroba Granodiorite (Yenice - Çanakkale) Mesut ANIL	75
Yahyalı (Kayseri) Yöresi Demir Yataklarının Jeolojisi Oluşumu ve Kökeni Geology and Genesis of the Iron Deposits in The Yahyalı (Kayseri) Area Erdal ŞENÖZ	85
Reşadiye (Tokat) Kuzeyindeki Eosen Yaşlı Hasanşeyh Platobazaltının Mineralojik - Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi Mineralogical - Petrographical and Geochemical Investigation of Eocene Hasanşeyh Flookbazalt in the North of Reşadiye (Tokat, TURKEY) M. Nuri TERZİOĞLU	105
Reşadiye (Tokat) Kuzeybatısındaki Hasandede Andezitinin Mineralojik - Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi Mineralogical - Petrographical and Geochemical Investigation of Hasandede Andesite in the Northwest of Reşadiye (Tokat, TURKEY) M. Nuri TERZİOĞLU	135

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ
Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ . A - YER BİLİMLERİ

Serie A - Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Karasu Havzası'nın (Erzurum) Tektonomorfolojisi ve Mekanik Yorumu Tectonomorphology and Mechanistic Interpretation of the Karasu Basin (Erzurum) Ali KOÇYİĞİT, Ali ÖZTÜRK, Selim İNAN, Halil GÜRSOY	3
Muratbağı - Balabantaş (Horasan) Arasında Çobandede Fay Kuşağı'nın Jeotektonik Özellikleri ve Horasan - Narman Depremi YüzeY Kırıkları Geotectonic Characteristics of Çobandede Fault Zone Between Muratbağı And Balabantaş (Horasan) And Ground Ruptures of Horasan - Narman Earthquake Ali KOÇYİĞİT	17
Abant - Yeniçağa (Bolu) Bölgesinin Tektoniği Tectonics of The Abant - Yeniçağa (Bolu) Region Ali ÖZTÜRK, Selim İNAN, Zeki TUTKUN	35
Toroslar'da Ofiyolitik Bir Melanj Örneği; Sülek Karmaşığı An Example for the Ophiolitic Melange in Taurus The Sülek Complex Orhan ÖZÇELİK	53
Pınarbaşı ve Yahyalı (Kayseri) Civarındaki Triyas Kayalarının Stratigrafik Özellikleri Stratigrafic Features of the Triassic Rocks in the Regions of Pınarbaşı and Yahyalı (Kayseri) Fuat ÖNDER	63
Çakıroba (Yenice - Çanakkale) Granodiyoritine Bağlı Olarak Oluşan Skarnlaşmalar ve Şelit Zuhuru Formation of Skarns and Schelite Mineralizations Related to Çakıroba Granodiorite (Yenice - Çanakkale) Mesut ANIL	75
Yahyalı (Kayseri) Yöresi Demir Yataklarının Jeolojisi Oluşumu ve Kökeni Geology and Genesis of the Iron Deposits in The Yahyalı (Kayseri) Area Erdal ŞENÖZ	85
Reşadiye (Tokat) Kuzeyindeki Eosen Yaşlı Hasanşeyh Platóbazaltının Mineralojik - Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi Mineralogical - Petrographical and Geochemical Investigation of Eocene Hasanşeyh Floodbasalt in the North of Reşadiye (Tokat, TURKEY) M. Nuri TERZİOĞLU	105
Reşadiye (Tokat) Kuzeybatısındaki Hasandede Andezitinin Mineralojik - Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi Mineralogical - Petrographical and Geochemical Investigation of Hasandede Andesite in the Northwest of Reşadiye (Tokat, TURKEY) M. Nuri TERZİOĞLU	135

Karasu Havzası'nın (Erzurum) Tektonomorfolojisi ve Mekanik Yorumu

TECTONOMORPHOLOGY AND MECHANISTIC INTERPRETATION OF THE KARASU BASIN (ERZURUM)

ALİ KOÇYİĞİT, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.

ALİ ÖZTÜRK, Cumhuriyet Üniversitesi, Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas.

SELİM İNAN, Cumhuriyet Üniversitesi, Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas.

HALİL GÜRSOY, Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas.

ÖZ : Karasu (Erzurum) Havzası ve yakın dolayının temelini Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı, göl-akarsu ortamı tortulları ile kalkalkalen-alkalen nitelikli andezitik ile bazaltik volkanitler oluşturur. Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı temelin aşınım yüzeyi üzerine, Pliyo-Kuvaterner yaşlı tortullar başlıca fay denetimli alüvyon yelpazesi, yelpaze önü ve örgülü-menderesli nehir ortamlarında gelişmiş olup, havza kenarından menkeze doğru incelen bir istif sunar. Havza temelini oluşturan kaya birimleri sıkışma-daralma, onun üzerinde gelişmiş olan Pliyo-Kuvaterner yaşlı tortullar ise sıkışma-genişleme tektoniğinin denetiminde depolanmışlardır.

Havzanın üst dolgusunu oluşturan kaya birimleri, onlar içinde gelişmiş tektonik-tektonomorfolojik yapılar ve Karasu Havzası'nın biçimi, onun bir grabenden çok, doğrultu atımlı faylanma havzası olduğunu göstermektedir. Pliyosen-Pleyistosen'den beri sıkışma genişleme tektoniği denetiminde gelişimini sürdürmekte olan Karasu Havzası, günümüzde beş ayrı fay demeti tarafından denetlenmektedir ve deprenselliği yüksek bir alandır.

ABSTRACT : The basement of the Karasu (Erzurum) Basin and its surroundings are made up lacustrine to fluvial deposits of upper Miocene to Pliocene age and calcalcali volcanics. Plio-Quaternary fluvial deposits and basaltic lava flows are unconformable on the erosional surface of the Upper Miocene to Pliocene basement. The Plio-Quaternary deposits, which were deposited in fault-controlled alluvial fan, alluvial fan front and braided to meandering river environments, show fining centerward sequence. Basement rocks under the control of compression tectonics, the rocks extension tectonics have been deposited.

The upper fillings of the basin, tectonic to tectonomorphologic features and the shape of Karasu Basin identify that it is a strikeslip faulting basin rather than a graben. The Karasu Basin, which has been developing under the control of compressional to extension tectonics since the Upper Pliocene to Pleistocene time, is controlled by five different fault sets, and it is an area of high seismicity in present.

GİRİŞ

Bindokuzyüzlü yılların ilk yarısı içinde, az sayıda araştırmacının ilgisini, özellikle petrol, kömür ve kromit gibi ekonomik değerleri büyük madenler açısından çekmiş olan Kuzeydoğu Anadolu Bölgesi, aynı yüzyılın ikinci yarısında, daha çok araştırmacının

ilgisini, özellikle jeotermal enerji ve deprensellik konularında çekmiştir. Özde ekonomik amaca yönelik ilk genel jeoloji ve gözlemsel çalışmalar arasında Rousset (1912), Lahn (1939), Ortyński (1944), Baykal (1950), Erentöz (1954), Gattinger (1956),

Gattinger ve diğerleri (1962), İlker (1966) ve Brennich (1967) sayılabilir. Aynı yüzyılın yetmişli ve seksenli yıllarında yoğunlaşmış bulunan, daha çok bölgenin stratigrafisi, tektoniği, volkanizması ve morfolojisi gibi bilimsel konulara yönelik ikinci grup çalışmalar arasında ise Pınar ve Lahn (1952), Blumenthal (1959), Sür (1964), Bingöl ve diğerleri (1969), Irrlitz (1971), İlhan (1971), Erinc (1973); Acar (1975), Arpat ve diğerleri (1977), Atalay (1978, 1982), Şengör ve Kidd (1979), Ardos (1979), Şaroğlu ve Güner (1979, 1981), Şengör (1980), Bayraktutan (1982), Sipahioğlu (1983), Barka ve diğerleri (1983), Özgül ve diğerleri (1983), Toksöz ve diğerleri (1983), Koçyiğit (1983, 1985), Koçyiğit ve Rojav (1984) ve Tokel (1984) yer alır.

Genelde, Doğu Anadolu'da akaçlama (drainage), yüzey biçimi, volkanizma ve tektonik arasında yakın bir ilintinin olduğu birçok araştırmacı tarafından belirtilmiştir (Pınar ve Lahn, 1952; Irrlitz, 1971; Erinc, 1973; Acar, 1975; Ardos, 1979; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1980; Şaroğlu ve Güner, 1981; Atalay, 1982; Bayraktutan, 1982; Koçyiğit, 1983, 1985; Koçyiğit ve Rojav, 1984; Tokel, 1984). Ancak sözkonusu ilişkinin yorumu yazarlara göre değişmektedir. Örneğin, dağlık ve yaylalık alanlar arasında dar-uzun çöküntüler biçiminde uzanan ve karasal volkano-tortul ile doldurulup alüvyonlarla örtülmüş bulunan alanlar, bazı araştırmacılara göre, kenarları basamak türü normal faylarla sınırlı grabenlerdir (Pınar ve Lahn, 1952; Erinc, 1973; Acar, 1975; Atalay, 1982; Bayraktutan, 1982; Tokel, 1984); genelde D-B uzanımı, bir ya da her iki kenarı bindirme faylarıyla sınırlı «Dağarası Havzalar'dır» (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1980; Şaroğlu ve Güner, 1981) ya da sol ve sağ yanıl doğrultu atımlı etkin faylarla denetlenmekte olan «Doğrultu Atımlı Faylanma Havzaları»dır (Koçyiğit, 1983; Koçyiğit ve Rojav, 1984).

Bu yazıda, yukarıda sözü edilen alanlardan biri olan «Karasu (Erzurum) Havzası'nın ve havzayı denetleyen fay kuşaklarının (Aşkale ve Dumluyay Fay Kuşakları) tektonomorfolojik özellikleri ve mekanik yorumu açıklanmıştır.

GENELLEŞTİRİLMİŞ BÖLGESEL TEKTONO-STRATİGRAFİ

Kuzeydoğu Anadolu Bölgesi'nde tektonik ve normal istifler aşağıdaki şekilde genelleştirilebilir :

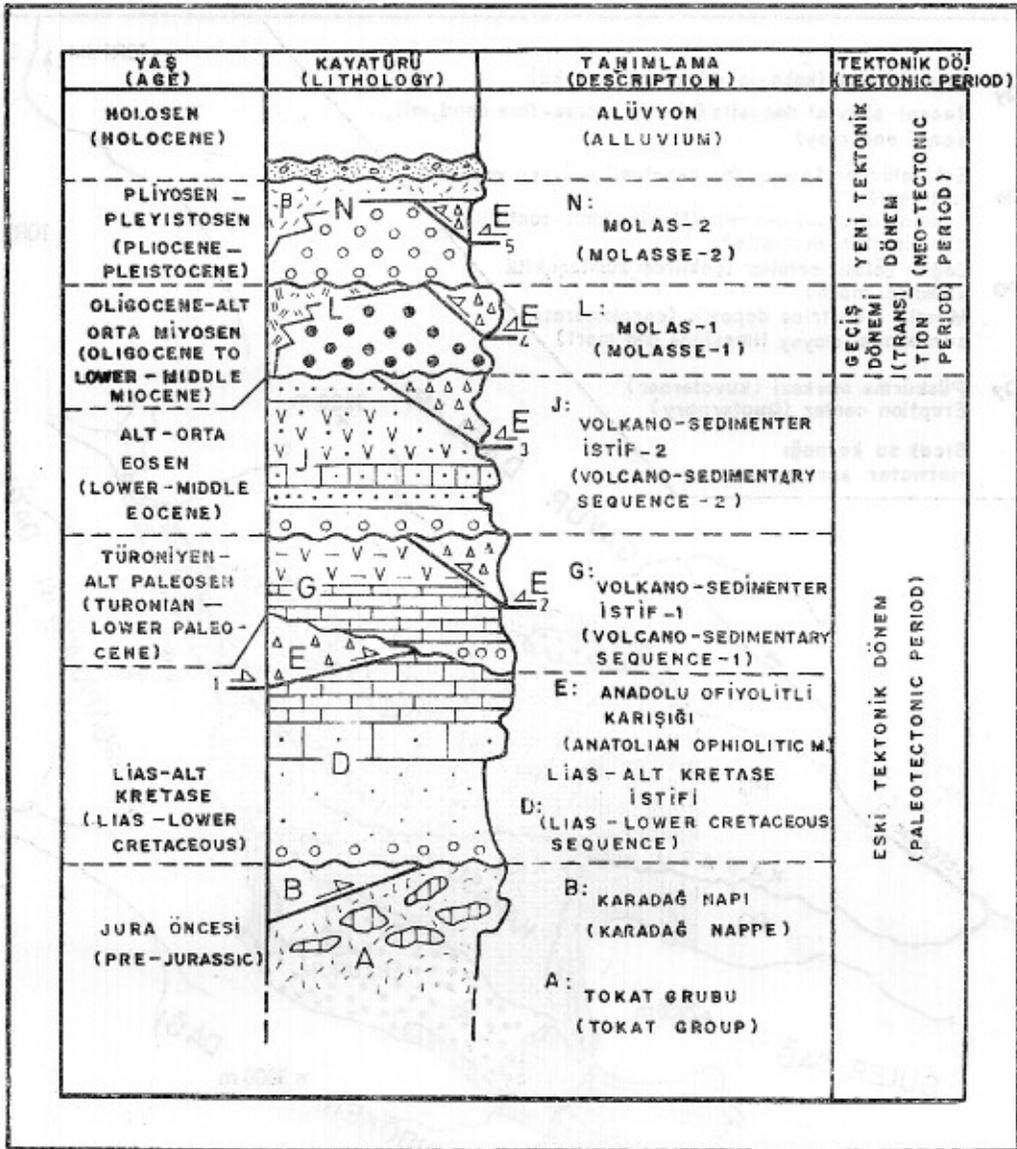
A) Tokat Grubu; B) Karadağ napı; D) Liyas-Alt Kre-

tase istifi; E) Anadolu ofiyolitli Karışığı; G) Volkano-Tortul istif-1; J) Volkano - Tortul istif-2; L) Molas-1 ve N) Molas-2 (Şekil 1).

Kuzeydoğu Anadolu Bölgesi'nde temeli iki tektonik birim oluşturur. Bunlardan ilki granit-granodiyoritli kesilmiş gnays, yeşilist, fillat, mermer ve metaofiyolit bloklarının bir karışımı olan **Metamelanj** (Tokat Grubu ya da Karakaya Formasyonu); diğeri ise Malm öncesi, olasılıkla Jura öncesi (?) yaşlı mikrorgarbo daykalarıyla kesilmiş, çoğun serpantinleşmiş peridotittir «Karadağ napı» (Koçyiğit, 1985). Sözü edilen bu tektonik birimler, birbirleriyle tektonik ilişkili olup, Jura-Alt Kretase yaşlı, düzenli bir tortul istifle açılı uyumsuz olarak örtülür (Şekil 1 : A,B). Kuzey Neotetis kolunun kıta kenarını (continental margin) temsil eden Jura-Alt Kretase yaşlı düzenli tortul istif, tabanda akarsu ortamı ürünü çakıltaşı ve bitkili kumtaşlarıyla başlayıp, üste doğru sığ denizel kumtaşı, bazik volkanit ve bol Ammonit içeren **Ammonitiko-Rosso** fasiyesi ardaşımıyla sürer. Daha üste doğru fliš fasiyesi niteliğine bürünen istif, en üstte, yer yer Malm-Valanjiniyen yaşlı, çörtlü bol **Calpionella**'lı pelajik kireçtaşlarıyla; yer yer de Berriyaziyen-Albiyen yaşlı, kalın katmanlı sığ denizel kireçtaşlarıyla temsil edilir. Bu düzenli istifin en üst dokanağı, normal sedimanter ilişkide görülmez, çünkü Neotetis ürünü ofiyolitli karışıkla «Anadolu ofiyolitli Karışığı» tektonik olarak üstlenir (Şekil 1:1). Buraya değin belirtilmiş olan değişik yaşlı tektonik istifler ve Jura-Alt Kretase istifi, Karasu Havzası'nın batı ve kuzeyinde (Erzincan-Kelkit, Bayburt, İspir, Yusufeli) yaygın olarak yüzeyler. Bu tektonik ve tektonik olmayan istifler, ayrıca, ilki Turoniyen-Alt Paleosen, diğeri ise Alt-Orta Eosen yaşlı ve transgresif nitelikli iki volkano-tortul istif tarafından da açılı uyumsuzlukla örtülür (Şekil 1 : G, J). Diğerinden daha genç olan ikinci tektonik birim «Anadolu Ofiyolit-Karışığı» tabanda Liyas-Albiyen yaşlı istifin üzerinde, tavanda ise Turoniyen-Paleosen yaşlı istifin altında yer alır (Ketin, 1983). Dolayısı ile, Anadolu Ofiyolit-Karışığı'nın il kyerleşim yaşı Turoniyen öncesi ile Albiyen sonrası bir yaş konağıdır (Koçyiğit, 1983); belki de Senomaniyen öncesidir (Akyürek ve diğerleri, 1979).

Yaklaşık Üst Eosen'den başlayarak, Doğu Anadolu Bölgesi'nin hemen hemen tüm kesimleri, aynı ya da benzer tektono-sedimanter rejiminin denetimine girmiş ve tektono-stratigrafik gelişim aşağıdaki biçimde gelişmiş olabilir.

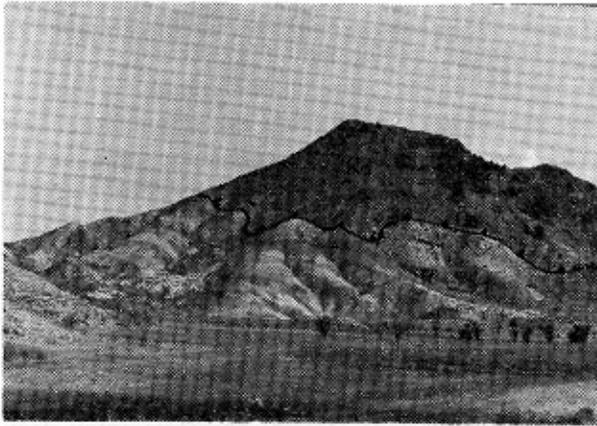
Orta Eosen sonuna değin, genelde denizel ortam olarak kalan Doğu Anadolu Bölgesi, ilkin Üst Eosen'



Şekil 1. Genelleştirilmiş bölgesel tektono-stratigrafik dikme kesit. (Koçyiğit, 1983'den değiştirilmiştir).
Figure 1. Generalized regional tectono-stratigraphic columnar section (Modified from Koçyiğit, 1983).

den başlayan ve Miyosen sonuna değin etkinlik gösteren kısa süreli deniz ilerlemeleri ve çekilmelerine sahne olmuş ve sıkışıp-kalınlaşarak yükselmiştir (Şaroğlu ve Güner, 1981). Bu dönemin özgün kayatürü olarak, birbirleriyle yanıl-düşey geçişli, sıg denizel, göl ve akarsu ortamında gelişmiş, egemen olarak kaba kırıntılı ve kalın yığışımilar «Molas-1» oluşmuştur (Şekil 1:1). Orta Miyosen sonuna doğru başlayan genel deniz çekilmesiyle, bölge tümüyle suüstü olmuş ve bölgeyi yaygın biçimde etkileyen alkali nitelikli bazaltik-andezitik volkanizma gelişmiştir (Tokel, 1980). Pliyosen-Günümüz arasında ise, karasal niteliğini tümüyle koruyan bölge, bir taraftan sıkışıp-ka-

lınlaşarak yükselimini sürdürmüş, diğer taraftan da hızla aşınmıştır. Bu sırada volkanik etkinlik yinelenmiş ve bölge yer yer kalk-alkalen nitelikli bazaltik-andezitik örtü lavlarıyla kaplanmıştır. Buna koşut olarak, dar ve uzun çöküntüler içinde de kömür ve volkanit aradüzeyleri kapsayan, yaklaşık 1000 m. kadar kalınlıklı, tümüyle karasal kaba kırıntılardan kurulu ikinci bir karasal istif «Üst Pontus Formasyonu» (Irritz, 1971) ya da «Molas-2» gelişmiştir (Şekil 1:N). Bu istif altta daha yaşlı tüm birimleri açılır uyumsuzlukla üstlerken, üste doğru, Üst pliyosen-Pleyistosen yaşlı, bölgenin en yaygın ve genç kalk-alkalen nitelikli volkanitleriyle yanıl-düşey geçişlidir. Bu istifler



Şekil 3. Alt Kretase yaşlı Anadolu Ofiyolitli Karışığı (Ka) ile Oligo-Miyosen yaşlı Ördekdüzü formasyonu (Tö) arasındaki sürüklenimden (Ös) bir görünüm (Tortum-Artvin yolu batı kenarı).

Figure 3. View of the Ördekdüzü overthrust (Ös) between Lower Cretaceous Anatolian Ophiolitic mélangé (Ka) and Oligo-Miocene Ördekdüzü formation (Tö) (West side of the Tortum to Artvin road).

ma havzasının kuzey-kuzeybatı kenarındır (Koçyiğit, 1985). Yukarıda özetlenen tektono-stratigrafik gelişim nedeniyle Üst Miyosen öncesi Eskiteknik, Üst Miyosen-pleyosen aralığı Geçiş, özellikle Üst pleyosen-Günümüz arası ise Yeniteknik Dönemler olarak adlandırılmıştır (Şekil 1).

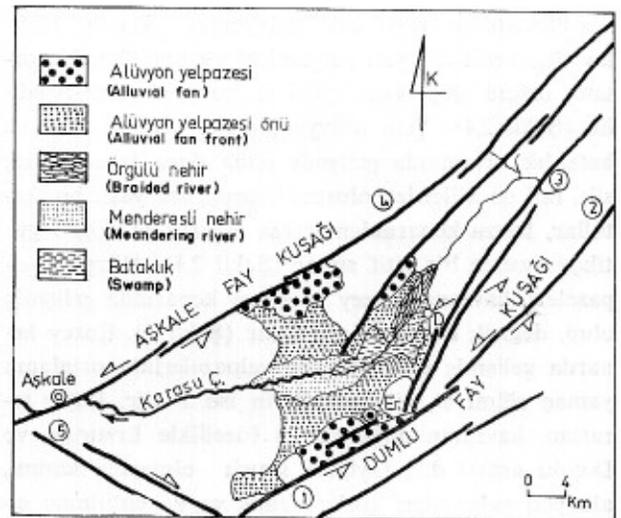
KARASU (ERZURUM) HAVZASI

Havzanın konumu ve bazı morfolojik özellikleri

Karasu Havzası, Kuzeydoğu Anadolu Bölgesi'ndeki büyük boyutlu çöküntülerden biri olup, yaklaşık 50 km uzunluğunda ve 28 km genişliğindedir. Uzun eksen KD-GB doğrultu ve orta kesmi şişkince bir merceği andıran havza, kuzey-kuzeybatıdan Gavur dağları (3200m), güneybatıdan Güler dağ (2900m), güneyden Palandöken dağı (3000m) ve doğudan da Kargapazarı dağı (3288) ile çevrilir (Şekil 2). Kargapazarı dağı dışında, havzayı çevreleyen dağlar genelde KD-GB uzanımlıdır. Havzayı doğudan sınırlayan Kargapazarı dağı KKD gidişli olup, diğer dağlara, az da olsa verrev konumundadır. Antecedent Karasu çayının yukarı çığrında kurulmuş olan havzanın, deniz düzeyinden ortalama yüksekliği 1800m dir. Havza tabanı ile çevre dağlar arasındaki yükseklik farkı

1100m ile 1480m arasında değişir. Diğer taraftan, havzanın kuzey kesminin ortalama yamaç eğimi 7°, güney kesmin 8°, doğu kesmin ise 6-7° dir.

Havzayı çevreleyen dağlardan Palandöken ile Kargapazarı, Gavur dağı ile yine Kargapazarı dağlarının birbirlerine yaklaştığı yerler (Erzurum ili yakın doğusu ve Tortum ilçesi güneybatısı), aynı zamanda, Karasu, Hasankale ve Tortum havzaları arasındaki suayırırım çizgileridir (Şekil 2). Karasu Havzası'nı besleyip boşaltan ana akarsu, Karasu çayı, havzanın kuzeydoğusundan doğup, Erzurum ili yakın kuzeyine değin KKD-GGB doğrultulu bir ryo lizedikten sonra, havzanın merkezine yakın bir yerde, doksan dereceye yakın bir dönüşle batıya doğru akmasını sürdürür.



Şekil 4. Çökeltme ortamlarının dağılımı ve ana fay takımları 1) Palandöken fay takımı; 2) Başveren fay takımı; 3) Dumlu fay takımı; 4) Serçeme fay takımı ve 5) Tabye fay takımı.

Figure 4. Distribution of the depositional environments and main fault sets. 1) Palandöken fault set; 2) Başveren fault set; 3) Dumlu fault set; 4) Serçeme fault set; and 5) Tabye fault set.

Çayın özellikle Dumlu bucağındaki kesimi örgülü nehir, merkezi ve batı kesmi ise menderesli nehir niteliğindedir (Şekil 4). Karasu çayının ana kolları, ona kuzeyden karışan Serçeme deresi ile güneyden karışan Polur deresidir. Karasu çayı ve onun değişik boyutlu yan kollarının genel akaçlama biçimi (drainage pattern) kafes türü (trellis) olup, bu durum, fay denetiminin özgün bir belirticidir (Şekil 1).

Havza tortulları ve çökeltme ortamları

Karasu Havzası temelini üst kesimleri ve onu çevreleyen dağlar, egemen olarak kalk-alkalen ve alkali nitelikli volkanitler ile oligosen, Miyosen ve Pliyosen yaşlı karasal tortullardan oluşmaktadır. Volkanitler altta traki-andezit üstte ise bazaltik lavlarla; karasal tortullar ise jips-tuz, kömür kapsamlı kil, kaba çakıltaşı-kumtaşı ve sığ denizel kireçtaşı ardışıyla temsil edilir. Temel üzerinde yer alan ve havza dolgusu olarak genelleştirilebilen daha genç tortullar ise pliyokuvarterner yaşlı, göl-akarsu ortamı ürünü kaba çakıltaşı, kumtaşı, marn, *Dreissensia*'lı killi kireçtaşları (Şekil 2 : PQ) ile yeni ve eski alüvyonlardan oluşur (Şekil 2 : Qe, Qy).

Pleyistosen yaşlı eski alüvyonlar (Atalay, 1978) fay denetimli alüvyon yelpazeleri ve örgülü nehir ortamı ürünü olup, kaba çakıl ve kumlarla temsil edilir (Şekil 2,4). Yeni alüvyonlar ise, yelpaze önü ve bataklık ortamında gelişmiş daha önce taneli kum, silt, mil ve killerden oluşur. Kuvaterner yaşlı bu tortullar, havza kenarından havza merkezine doğru gitikçe incelen bir istif sunar (Şekil 2,4). Alüvyon yelpazeleri, havzanın kuzey ve güney kenarında gelişmiş olup, değişik boyut ve sayıdadır (Şekil 5). Kuzey kenarda gelişmiş olan alüvyon yelpazelerinin ortalama yamaç eğimi 6°, güneydekilerin ise 5° dir. Diğer taraftan, havzanın doğu kenarı (özellikle Erzurum ve Dumlu arası) diri faylarla sınırlı olmasına karşın, alüvyon yelpazeleri gözlenmemiş ya da yutulmuş olmalıdır (Atalay ve Koçman 1979).

Gerek Karasu gerekse Hasankale havzalarında, dolgu tortullarının alt düzeyi, egemen olarak pliyokuvarterner yaşlı göl-kaya birimleri ile temsil edilmektedir. Havza dolgusunun üst düzeyleri ise, yaklaşık 100m kalınlığındaki akarsu ortamı tortullarından oluşmakta ve bunlar, alt düzeyin aşınım yüzeyi üzerine uyumsuz olarak oturmaktadır. Havza dolgu birimlerinin alt ve üst düzeylerinin ortamsal farklılığı ve iki düzey arasında bir aşınım yüzeyinin varlığı, Pliyosen sonu ya da Kuvaterner başında, ortam ve ortam koşullarını denetleyen tektono-sedimenter rejimdeki önemli bir değişikliği yansıtmaktadır. Bu yeni tektonik rejim değişikliği ile kurulan akarsu ağları (Karasu ve Aras nehirleri), Karasu ve Hasankale havzalarındaki göl ortamlarını karşıt yönden kaparak boşaltmış ve havza dolgusunun üst düzeyini oluşturan kaba kırıntılar, Kuvaterner boyunca değişik ortamlarda (alüvyon yelpazesi, yelpaze önü, örgülü nehir ve bataklık) yığılmıştır (Şekil 4). Diğer taraftan, yukarıda sözü edilen her iki havzanın pliyosen

sırasında birbirleriyle bağlantılı olduğu kuvvetle olasıdır ((Atalay ve Koçman, 1979). Yine aynı şekilde, günümüzde bu iki havzanın, birbirlerinden, KKD gidişli bir yükselti ya da eşikle ayrılmış bulunmasının nedeni de, Pliyosen tektono-sedimenter rejim değişikliği ile ilintili olmalıdır. Bu durumu destekleyen veriler arasında, Karasu ve Aras nehirlerinin, her iki havzasındaki göl ortamlarını karşıt yönlerde boşaltmış olması ve aynı akarsu rejimlerinin, daha gelişmiş olarak günümüzde de etkinliklerini sürdürmesi; her iki havzayı ayıran eşik KKD gidişli, önemli verev bileşeni olan diri faylarla yükseltilmiş bulunması ve yine aynı eşik üzerinde (Dumlu bucağının yakın doğusunda) Kuvaterner yaşlı püskürme merkezlerinin bulunması (Şekil 2,5) sayılabilir.

Havzayı denetleyen faylar

Karasu havzası ve yakın çevresindeki önemli tektonik ve tektonomorfolojik yapılar (faylar, alüvyon yelpazeleri, akaçlama biçimi, volkan konileri, sıcak ve soğuksu kaynakları, uzamış tepeler, çöküntü alanları vb.), gerek bölgenin 1/35 000 ölçekli hava fotoğraflarının çalışması, gerekse 1/25 000 ölçekli jeoloji harita alımı çalışmalarıyla ayrıntılı olarak ortaya konmuştur (Şekil 5). Şekilde belirgin biçimde görüldüğü gibi, Karasu Havzası güneyden yaklaşık K 55° - 60°D, doğudan K 30° - 40°D, kuzey-kuzeybatıdan K 55° - 60°D doğrultulu ve sol yanal doğrultulu fay demetleriyle; güneybatıdan ise, yine yaklaşık K 60° - 65°B gidişli, daha çok sağ yanal doğrultulu fay demetleriyle çevrelenmiş durumdadır (Şekil 5). Sözü edilen bu fay demetlerinin genel doğrultusu ile, havzayı çevreleyen önemli dağların uzanımları arasında da bir uyumluluk gözlenir (Şekil 2).

Karasu havzasını güney, doğu ve kuzey-kuzeybatıdan sınırlayan sol yanal doğrultulu fay demetleri ilkin Koçyigit ve Rojay (1984) tarafından sırayla **Aşkale** ve **Dumlu Fay Kuşakları** olarak adlandırılmıştır. Bu yeni çalışma ile, bu kuşakları oluşturan önemli fay ve tektono-morfolojik yapılar ayrıntılı olarak haritalanıp, ayrı ayrı adlandırılmıştır (Şekil 5). Önemli fayların özelliklerini anlatmadan önce, Karasu Havzası'nı sınırlayan fay demetlerinin genel gidişleri arasındaki ilişkiye kısaca değinmek yararlı olacaktır. Havza güneyindeki Palandöken dağında ve doğusundaki Kargapazarı dağında sol yanal doğrultulu üç fay demeti «Dumlu Fay Kuşağı» gelişmiştir (Şekil 4 : 1,2,3) Bu üç demetten güneyde yer alan K 55° - 60°D, doğrultulu olup her üç demet Erzurum ili yakın doğusundaki yükselti alanında (Karasu ve Hasan-

kale havzalarını ayıran eşğin güney ucunda) birbirlerine yaklaşmakta ve aralarında açısız bir ilişki oluşturmaktadır (Şekil 4,5). Benzer açısız ilişki 4 ile 3,1 ile 5 ve 4 ile 5 nolu fay demetleri arasında da vardır. Fay demetleri arasındaki bu açısız ilişki, yazının tartışma ve sonuç bölümünde ayrıntılı olarak açıklanacağı gibi, Karasu Havzası'nın oluşumundaki önemli mekanik nedenlerden biri olmalıdır. Çünkü bu açısız ilişki nedeniyle, 3 nolu fay demeti, diğerlerine oranla önemli miktarda verev bileşen kazanmıştır. Bu durumun kanıtı olarak, Karasu Havzası'nın doğu kenarını sınırlayan faylar boyunca alüvyon yelpazelerinin yutulmuş olması (Atalay, 1982) sıcak su kaynaklarının yoğunlaşması, Karasu ve Hasankale havzalarını birbirlerinden ayıran yükseltinin gelişmesi ve Kuvaterner yaşlı bazaltik püskürtmelerin yer alması gösterilebilir (Şekil 5).

Dumlu Fay Kuşağı

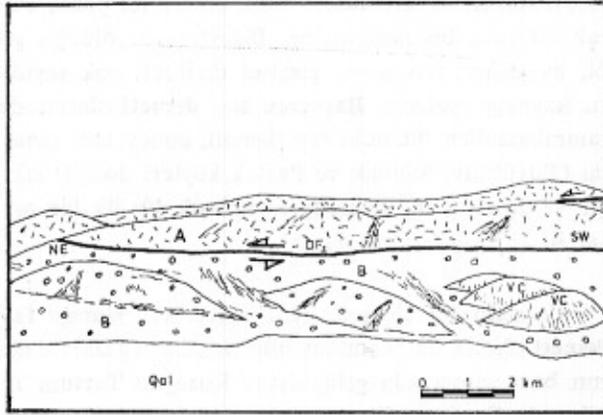
Genelde KD-GB doğrultu, egemen sol yanal doğrultu atımlı, yaklaşık 15 km genişliğinde bir fay kuşağı olup (Koçyiğit ve Rojav, 1984), birbirleriyle açısız ilişki sunan üç fay demetinden oluşur (Şekil 4 : 1,2,3.). Bir nolu fay demeti ortalama K 55° - 60°D doğrultulu olup, Karasu Havzası'nı güneyden sınırlar. Bu fay demetinin içindeki önemli faylar Egerli ve Palandöken faylarıdır (Şekil 5). Egerli-1 ve Egerli-2 fayları boyunca, büyük boyutlu, fay derinimli alüvyon yelpazeleri gelişmiştir (Şekil 5). Bu demeti oluşturan faylardan en kuzeyde yer alanı boyunca, genç alüvyon dolguları bile kesilmiştir (Atalay, 1982). Ayrıca Polur, Teke, Egerli, Karagöz, Deveuçurarı ve Fakiriçmez gibi birçok derefay denetimi altındadır. Bir nolu fay demeti, Erzurum ili doğusunda iki ve üç nolu fay demetleriyle 20° - 30° lik açılarla kesişir (Şekil 4: 5).

İki nolu fay demeti, Kargapazarı dağının doğu yamacında gelişmiş olup, ortalama doğrultu K 43°D dur. Bu demet başlıca Pertek ve Başveren faylarından oluşur (Şekil 5). Yaklaşık 5 km genişlikte olan bu fay demeti, birkaç km ile 70 - 80 km uzunluğunda ve birbirlerine koşut uzanımlı faylar kapsar. Bunlardan en iyi tektono-morfolojik görünümüne sahip olan **Pertek fayıdır**. Pertek köyü yakın güneyinden başlayıp kuzeydoğuya Narman'a doğru K 42°D doğrultusunda uzanan bu fay, pertek ve Açıkköy arasında, Pliyosen yaşlı karasal tortullar ile bazalt-andezit lavlarından oluşan volkanitlerin dokanağını belirler ve bu arada Kayınlı ve Büyük dereyi denetler. (Şekil 5). Ayrıca 1952-Hasankale depreminin episantrı da bu fay üzerindedir.

İki nolu fay demeti çok sayıda dere ve yan kollarını denetlemekte olup, onları sol yanal olarak bükmüş bulunmaktadır. Diğerlerinde olduğu gibi, bu demet içinde de çizgisel dizilmiş çok sayıda su kaynağı gözlenir. **Başveren fay demeti** olarak da tanımlanabilen iki nolu fay demeti, güney batı ucunda (Büyüküy, Sıgırmak ve Pertek köyleri dolay) sıkışır ve üç nolu fay demetiyle yaklaşık 10° lik bir açısız ilişki oluşturur (Şekil 5).

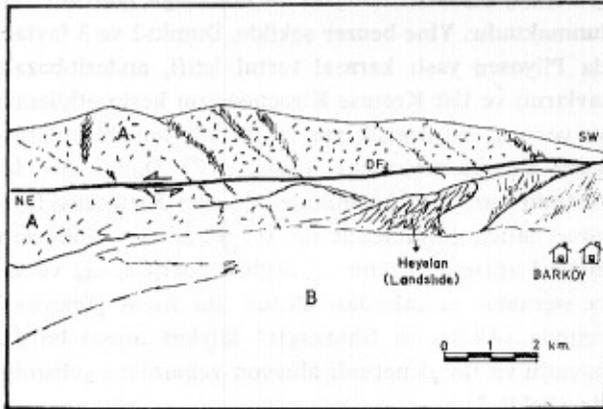
Üç nolu fay demeti, aynı zamanda, **Dumlu fay demeti** olarak da tanımlanabilir ve Kargapazarı dağının batı yamacında gelişmiştir. Kuzeyde Tortum ile güneyde Erzurum ili arasında, yaklaşık K 30°D doğrultusunda uzanır ve Karasu havzasını doğudan sınırlar (Şekil 5). Kuzeybatıdan güneydoğuya doğru başlıca **Kızılkilise, Aktaş, Dumlu ve Kargapazarı faylarından oluşan Dumlu fay demeti**, yaklaşık 8 km genişliğinde bir kuşak oluşturur. Fay demeti içinde çok sayıda uzamış tepe, çöküntü alanı-göl, çizgisel dizilim sıcak ve soğuksu kaynakları ile genç püskürme konileri gözlenir (Şekil 5 : EH, DA, VC). Fay demetini oluşturan fayların hemen hepsi çok belirgin tektono-morfolojik görünüm sunar. Bazıları, örneğin, Kızılkilise fayı gibi, dikçe eğimli (78°) fay düzlemi de sergiler (Şekil 5). Bu faylardan diğer bazıları, örneğin Kargapazarı fayları gibi, yalnızca andezit ve bazaltlar içinde gelişmiş olup, diğer bazıları da değişik yaş ve türdeki kayabirimlerini kesmiş ve karşı karşıya getirmiştir. Örneğin Dumlu-1 fayı, Pliyosen yaşlı karasal tortul, tüf ve volkanik breş ardaşımından oluşan bir istif kesmekte ve Kelevür istifi ile Dumlu arasında, bu istif alüvyon ile dokanağa getirmiş bulunmaktadır. Yine benzer şekilde, Dumlu-2 ve 3 fayları da Pliyosen yaşlı karasal tortul istif, andezit-bazalt lavlarını ve Üst Kretase Kireçtaşlarını kesip etkilemiş ve yer yer, bu değişik yaş ve türdeki kayabirimlerini karşı karşıya getirmiştir (Şekil 6, 7). Dumlu fay demetinin kuzeybatı kesiminde yer alan Kızılkilise fayı, güneybatıda Ulumescit ile kuzeydoğuda Nohurtap köyleri arasında uzanır ve değişik boyutlu, sağ ve sola sıçramış parçalardan oluşur. Bu fayın güneybatı ucunda (Akdağ ve Ulumescit köyleri arası) büyük boyutlu ve fay denetimli alüvyon yelpazeleri gelişmiştir (Şekil 5).

Özet olarak, Karasu Havzası'nın güney, doğu ve kuzeydoğu kesiminde Dumlu Fay Kuşağı birbirleriyle açısız ilişki sunan, Pliyo-Kuvaterner yaşlı karasal tortul, volkanit ve alüvyonu etkilemiş bulunan üç ayrı fay demetinden (Palandöken, Başveren ve Dumlu fay demetleri) oluşmaktadır.



Şekil 6. Andezitik-bazaltik lavaları (A) Pliyosen yaşlı karasal tortullardan (B) ayıran tektonik dokanağın (Dumlu fay-2) ve yaklaşık K-G gidişli açık tansiyon çatlaklarından çıkmış Pliyo-Kovarterner yaşlı volkan konilerinin (VC) görünümü. (Taşlıgüney ve Keçidüzü tepeleri dolayı).

Figure 6. View of tectonic boundary (Dumlu fault-2) separating the andesitic-basaltic lavas (A) from the Pliocene continental deposits (B) and N-S oriented cones (VC) of Plio-Quaternary age (near the Taşlıgüney and Keçidüzü Zülls).



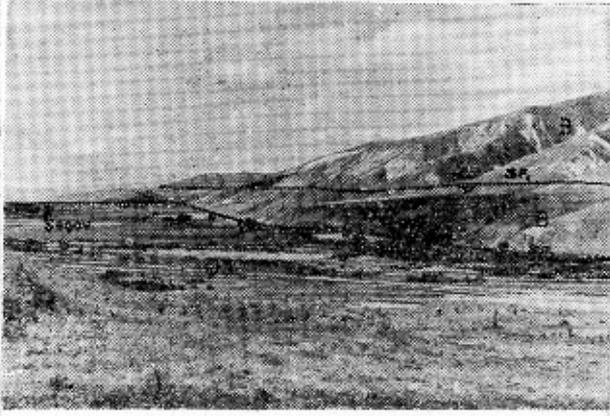
Şekil 7. Andezitik bazaltik volkanitler (A) içinde gelişmiş Dumlu-3 fayı ve fay tarafından ötelenmiş dereler (B) Pliyosen yaşlı karasal tortullar.

Figure 7. Dumlu fault-3 developed in the andesitic to basaltic volcanics (A) and offset creeks. B) Pliocene continental deposits.

Aşkale Fay Kuşağı

Genelde KD-GB doğrultulu (K 55°D), 2 - 4 km genişliğinde, sol yanal doğrultu atımlı bir fay kuşağı olup, ilkin Koçyiğit ve Rojav (1984) tarafından adlandırılmıştır. Karasu Havzası'nı batı-kuzeybatıdan sınırlayan Aşkale Fay Kuşağı, başlıca Ermecik, Simoklu ve Serçeme faylarından oluşur (Şekil 5). Ayrıca Ilıca Evreni ve Pirtın arasında da daha kısa (2-10 km uzunluklu) ve birbirine koşut uzanımlı birçok fay ve 1939 Tercan depreminin episantırı yine Aşkale Fay Kuşağı içinde yer alır. Bu kuşağın, tektono morfolojik görünümü en belirgin olan fayları Serçeme ve Ermecik faylarıdır (Şekil 5). **Serçeme fayları**, Karasu çayının en büyük kollarından biri olup Küçükağdarıç dolaylarında Karasu çayına katılan Serçeme deresini denetleyen, birbirine az çok koşut uzanımlı ve 2-20 km uzunluklu faylardan oluşmuş bir fay demetidir (fault set). Bu demet içinde büyük boyutlu olan üç tanesi Serçeme 1, 2 ve 3 fayı olarak adlandırılmıştır (Şekil 5). **Serçeme-1 fayı**, kuzeydoğu Ortuzu dere ile güneybatıda Şihveren köyü arasında, sağa ve sola sıçramalar yaparak uzanır. Aşkale güneyinde (Küçükağdarıç-Şihveren arasında), Karasu çayını sol yanal olarak 6 km kadar ötelir ve Aşkale ilçesinin hemen güneyinde (Kabandağ tepe kuzey yamacı) Miyosen yaşlı kayaları keserek dikçe fay düzlemi sunar. Ergemansur köyü dolayında, Pliyosen yaşlı karasal tortullarla alüvyonların dokanağını oluştururken, daha kuzeydoğuda (Ortuzu dere dolayı) andezit ve bazaltik volkanitleri keser. **Serçeme-2 fayı** güneybatıda Küçükağdarıç ile kuzeydoğuda Sırlı arasında uzanır. Fay oldukça belirgin bir tektomorfolojiye sahip olup, Küçükağdarıç - Zuvanç köyleri arasında Pliyosen yaşlı karasal tortullarla (tüf, kıltaşı, kumtaşı ardaşımı) alüvyonların dokanağını oluşturur (Şekil 8). Sırlı ile Zuvanç köyleri arasında ise, Sermeçe deresini denetler ve Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarını keser. Zuvanç köyünün hemen yakın kuzeydoğusunda, bu faya ait dikçe eğimli fay düzlemi gözlenir.

Serçeme faylarının güneydoğusunda yer alan ve Aşkale Fay Kuşağı'nı oluşturan önemli faylardan birisi de Ermecik fayıdır. **Ermecik fayı** güneybatıda Kabandağ tepe ile kuzeydoğuda Çardaklı köyü arasında, sağa ve sola sıçramalar yaparak uzanır. Bu fay, uzanımı boyunca çok sayıda dere ve onların yan kollarını denetlemekte olup, onları sola bükümüştür. Bunlardan bazıları Alikol dere, Pişinakar dere ve Tortum çayının bazı kollarıdır (Şekil 5). Ermecik fayının hemen güney eteğinde (Ortuzu-İğdasur köyleri dolayı) çok sayıda ve değişik boyutlu alüvyon yelpazesi de gelişmiş bulunmaktadır (Şekil 5). Ermecik fayı



Şekil 8. Serçeme faylarının (SF₁, 2) genel görünümü. B) Pliyosen yaşlı karasal tortullar; Qal) Alüvyon.

Figure 8. General view of the Serçeme faults (SF₁, 2). B) Pliocene continental deposits; Qal) Alluvium.

çok değişik yaş ve türde kayabirimini etkilemiştir. Örneğin, Kabandağ tepe dolayında Miyosen yaşlı tortulları, Ergemansur-Ermecik köyleri arasında Pliyosen yaşlı karasal tortulları, Ortuzu köyü ile Karaçağıl tepe arasında andezit ve bazaltları, Güney tepe ve Kaledibi köyü dolayında Anadolu Ofiyolitli Karışığı'nı, Pişinkar dere boyunca da Üst Jura yaşlı kireçtaşlarını kesmektedir.

Dumlu ve Aşkale Fay Kuşakları dışında, Karasu Havzası'nın özellikle güneybatısında (Aşkale'nin güney-güneydoğusu), birbirine koşut uzanımlı (ortalama K 60°B), sağ yanal doğrultu atımlı bir fay demeti daha yer alır (Şekil 4 : 5). Bu demet içinde en belirgin tektono morfolojik görünüme sahip olan faylar Evreni, Tabye, Bağirsak ve Yeniköy fayları olarak haritalanıp adlandırılmıştır (Şekil 5). Sağ yanal doğrultu atımlı bu fay demeti boyunca, birçok çöküntü alanı, göl, çizgisel dizimli soğuksu ve sıcaksu kaynağı yer alır. Örneğin, Pırtın köyü dolayındaki sıcaksu kaynağı gibi. Çok sayıda dere ve onların yan kolları da, bu sağyanal fay demetinin denetimi altındadır, örneğin Harabalar dere, Göllerin dere, Dikboğaz dere ve Kapı dere gibi (Şekil 5). **Yeniköy fayı** Pliyosen yaşlı karasal tortulları (kiltası, kumtaşı, çakıltası ardaşımı); onun hemen kuzeyinde yer alan **Bağirsak fayı** ise Yeniköyün yakın kuzeyinde yüzeyleyen Miyosen yaşlı tortulları, Bağirsak köyü dolayında da Pliyosen yaşlı karasal tortulları etkilemiştir. Tabye dağı'nın hemen kuzey yamacında gelişmiş olan **Tabye fayı** Göllerin dereyi denetlemekte olup, Pırtın köyü

dolayında bu fay boyunca sıcaksu kaynağı yer alır. Bu fay ayrıca, Tabye dağı ile Pırtın köyü arasında Anadolu Ofiyolitli Karışığı'nı, Göllerin dere boyunca da Pliyosen yaşlı karasal tortulları keser. Sağ yanal fay demetinin diğer önemli bir fayı da **Evreni fayı** olup, bu fay Evreni köyünün yakın güneydoğusunda çok belirgin bir fay düzlemi (K 72 B, 75 KD) sunar. Evreni köyünün batısında Pliyosen tortullarını kesen fay, aynı köyün güneyinde Pliyosen tortullarıyla andezit-bazalt dokanağı izler.

Karasu Havzası'nın tektonik etkinliği ve depremselliği

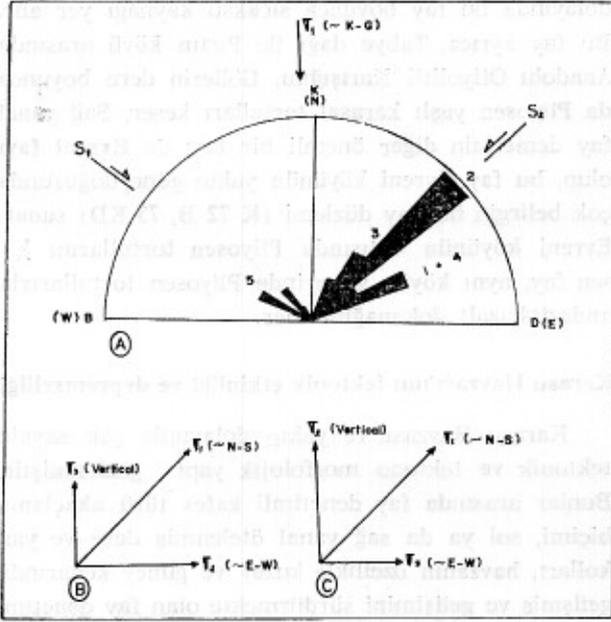
Karasu Havzası ve yakın dolayında çok sayıda tektonik ve tektono morfolojik yapı gözlenmiştir. Bunlar arasında fay denetimli kafes türü akaçlama biçimi, sol ya da sağ yanal ötelenmiş dere ve yan kolları, havzanın özellikle kuzey ve güney kenarında gelişmiş ve gelişimini sürdürmekte olan fay denetimli alüvyon yelpazeleri, asılı vadiler, çok sayıda sıcaksu kaynağı, Kuvaterner yaşlı volkanizma ürünü volkan konileri, çok sayıda uzamış tepe çöküntü-göl ve faylanmış **Dreissensia**'lı Kuvaterner depoları sayılabilir (Şekil 5). Diğer taraftan, Erzurum ili yakın dolayı çok sayıda tarihsel ve güncel yıkıcı depremlere de sahne olmuştur. Örneğin, 1040, 1045, 1268, 1458, 1482, 1584, 1659, 1766, 1804, 1840, 1850, 1852, 1859, 1861, 1866, 1868, 1886, 1887, 1901, 1906, 1912, 1924, 1928, 1937, 1939, 1941, 1943, 1947, 1948, 1950, 1952, 1964, 1983, 1984 gibi.

Yukarıda belirtilen tektonik, tektono morfolojik ve sismik veriler, bir taraftan Karasu Havzasını sınırlayan fayların varlığını, diğer taraftan da onların çoğunun etkin (diri) olduğunu ortaya koymaktadır.

Karasu Havzası'nın mekanik yorumu

Havzayı sınırlayan ve çoğunun etkin olduğu bilinen fayların doğrultuları kullanılarak hazırlanan gül diyagramıyla beş egemen fay demeti (fault sets) saptanmıştır (Şekil 9A). Bunlardan 1 ve 4 nolu fay demetlerinin ortalama doğrultusu K 65°D, 2 nolu nun K 45°D, 3 nolu nunun K 35°D ve 5 nolu nunun ise K 60°B dir (Şekil 4, 9A). Bu fay demetlerinde 1, 2 ve 3 nolu olanları sol yanal doğrultu atımlı Dumlu Fay Kuşağı'nın; 4 nolu olanı Aşkale Fay Kuşağı'nı, 5 nolu olanı da sağ yanal doğrultu atımlı Tabye fay demetini temsil etmektedir.

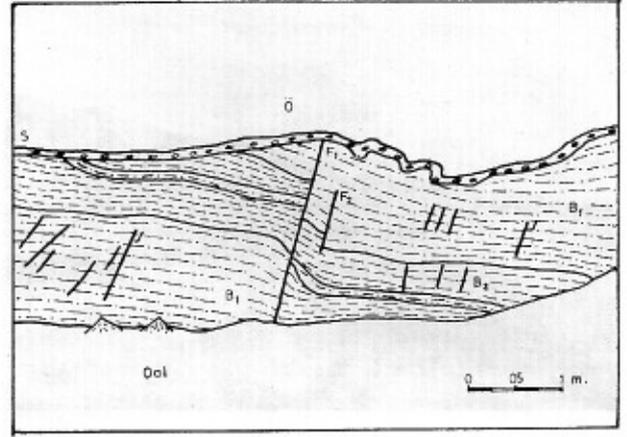
Karasu Havzası ve yakın dolayı, Pliyosen'den günümüze değin, yaklaşık K-G yönelimli bir sıkışma gerilimiyle denetlenen gelmiştir. Pliyosen yaşlı karasal tortullarda gelişmiş küçük boyutlu tektonik yapılar



Şekil 9. Fay takımlarının genel gidişlerini ve faylanma mekaniğini gösteren diyagramlar A1) Palandöken fay takımı; A2) Başveren fay takımı; A3) Dumlu fay takımı; A4) Serçeme fay takımı ve A5) Tabye fay takımı. B) Pliyosen öncesi ve sırasında ters faylanma; C) Pliyosen sonrası doğrultu atımlı faylanma.

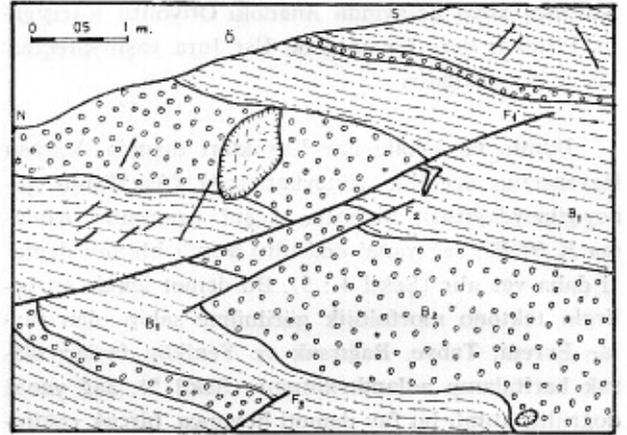
Figure 9. Diagrams illustrating the general trends of the fault sets and fault mechanisms. A1) Palandöken fault set; A2) Başveren fault set; A3) Dumlu fault set; A4) Serçeme fault set and A5) Tabye fault set. B) Thrust faulting mechanism before and during the Pliocene time; C) Strike slip faulting after the Pliocene time.

(kıvrımlar, bindirme fayları ve kesme türü çatlaklar) Pliyosen sırasındaki sıkışma geriliminin ve aynı zamanda mekanik bakımdan en küçük sıkışma gerilimi ekseninin düşey konumda bulunduğu en güzel kanıtıdır (Şekil 9B, 10, 11). Günümüzde ise Karasu Havzası, Pliyo-Kuvaterner dönemde gelişmiş ya da etkinlik kazanmış çok sayıda sol ve daha az sayıda sağ yanal doğrultu atımlı fayların denetiminde olup, havzayı etkileyen gerilim türü yine sıkışma olmasına karşın, orta sıkışma gerilimi eksenini düşey konum kazanmıştır (Şekil 9C).



Şekil 10. Pliyosen yaşlı karasal tortullar (B1, B2) içinde gelişmiş küçük boyutlu ters faylar (F1, 2) ve çatlaklar (J). (Ö) Alüvyon örtü; (Qal) Alüvyon (Kazeris köyü 700 m. güneyinde yol yarması boyunca).

Figure 10. Small-scaled thrust faults (F1, F2) and joints (J) within the Pliocene continental deposits. (Ö) Alluvial cover; (Qal) Alüvyon along the road cut 700 m. south of Kazeris village).



Şekil 11. Pliyosen yaşlı karasal tortullar (B1, B2) içinde gelişmiş küçük boyutlu ters faylar (F1, F2, F3) ve çatlaklar (J) B1) Kumtaşı; B2) Çakıltaşı; (Ö) Alüvyon örtü (Kazeris köyü 500 m. güneyinde, yol yarması boyunca).

Figure 11. Small-scaled thrust faults (F1, F2, F3) and joints (J) within the Pliocene continental deposits, (O) Alluvial cover B1) Sandstone, B2) Conglomerate. (along the road cut 500 m. south of Kazeris village).

SONUÇ VE TARTIŞMA

Faylar, ötelenmiş dereler, uzamış tepeler, çöküntü alanları, göller, çizgisel dizilimli sıcak ve soğuksu kaynakları, akaçlama biçimi, fay denetimli alüvyon yelpazeleri, faylarla kesilmiş Kuvarterner dolgular, açılma çatlaklarından yüzeylenmiş volkan konileri, uzun eksenli egemen sol yanal doğrultu atımlı fayların doğrultusuna koşut uzanmış havza, havza içinde merkeze doğru tane boyu azalan tortul istif gibi tektonik ve tektonomorfolojik yapılar. Karasu Havzası'nın bazı araştırmacılar (Pınar ve Lahn, 1952; Erinc, 1973; Acar, 1975; Atalay ve Koçman, 1979; Atalay, 1982; Bayraktutan, 1982; Tokel, 1984) tarafından öne sürüldüğü gibi graben olmayıp, bir sol yanal doğrultu atımlı faylanma havzası olduğunu desteklemektedir. (Koçyiğit ve Rojav, 1984). Karasu Havzası aynı zamanda, bütün olarak, kenarları bindirme faylarıyla sınırlı bir dağarası havzası da (Şengör and Kidd, 1979; Şengör, 1980; Şaroğlu ve Güner, 1981) değildir.

Diğer taraftan, Dumlu Fay Kuşağı'nı oluşturan fay demetleri (Şekil 4 : 1, 2, 3) arasındaki açılma fark, özellikle 3 nolu fay demetinin doğrultusu ile diğer ikisinin doğrultusu arasındaki fark, eğer devinim (hareket) yönünün değişmediği kabul edilirse, havzanın doğu kenarında, özellikle Erzurum ile Dumlu arasında yerel bir çekme gerilimine yol açabilir (Mann ve diğerleri, 1983). Bu yerel çekme gerilimi ise, Karasu Havzası'nı doğudan sınırlayan üç nolu fay demetine önemli miktarda verev atım kazandırabilir (Şekil 4 : 3). Buna benzer bir özellik, havzanın güneybatı kenarında da (Ilıca-Söğütlü arası) söz konusudur. Sözü edilen ve doğrultu atımlı faylanma mekaniğinden doğan bu yerel çekme gerilimini destekleyen veriler arasında: 1) Havzanın doğu ve güneybatı kenarındaki sıcaksu kaynakları; 2) Havzanın doğu kenarında alüvyon yelpazelerinin yutulmuş olması; 3) Yine havzanın doğu kenarında gelişmiş K-G gidişli açık tansiyon çatlaklarının sonuçlandığı volkan konileri; 4) Ilıca-Söğütlü arasında sismik verilerle saptanmış, yaklaşık K-G doğrultu gömülü bir normal fayın varlığı (Çuhadar, 1978) ve 5) Uzun eksenli KD-GB gidişli bir havzanın, **Karasu Havzası**, gelişmiş olması gösterilebilir.

Karasu Havzası, günümüzde gelişimini sürdüren bir sol yanal doğrultu atımlı faylanma havzasıdır. Havzanın mekanik gelişiminde, yerel çekme gerilimi önemli bir etken olup, bu ise havzayı güney ve doğu kenarından sınırlayan sol yanal doğrultu atımlı fay demetleri arasındaki açılma ilişkiden kaynaklanabilir (Şekil 4 : 1, 2, 3).

Diğer taraftan, tarihsel ve güncel depremlerle desteklenmiş olduğu gibi, Karasu Havzası depremselliği yüksek bir alandır. Havzanın kuzeydoğu ucu (Tortum dolayı), doğu ucu (Erzurum ili, Toparlık ve Pertek köyleri arası) ve güneybatı ucu (Palandöken dağlarının batı ucu) etkin sıkışma gerilimi altında bulunabilir. Çünkü, sözü edilen bu alanlar, fay demetlerinin birbirleriyle kesiştiği yerlerdir. Buna karşın Erzurum - Dumlu arası ve Ilıca - Söğütlü arası da büyük olasılıkla gerilim enerjisinin serbestleştiği yerlerdir. Bu nedenle, jeotermal enerji potansiyeli bu iki yörede, gelecekteki depremler ise, Tortum güneyi, Erzurum ili doğusu ve Palandöken dağının batı ucunda beklenmelidir.

CONCLUSION AND DISCUSSION

Some tectonic and tectonomorphologic features, like active strike-slip faults, offset streams, elongated hills, depressions, sag-ponds, alignments of hot and cold water springs, drainage patterns, fault-controlled alluvial fans, fault-cut Quaternary deposits, volcanic cones created by the fissure eruptions, the basin with its long axis is parallel to the general trend of the active left-lateral strike slip faults and the fining centerward sequence in the basin support the Karasu Basin is a left-lateral strike slip faults and the fining centerward sequence in the basin support the Karasu Basin is a left-lateral strike slip fault basin rather than a graben suggested by Pınar and Lahn (1952), Erinc (1973), Acar (1975), Atalay and Koçman (1979), Atalay (1982), Bayraktutan (1982), and Tokel (1984). It is not also a typical intramountain basin bounded by thrust faults suggested by Şengör and Kidd (1979), Şengör, (1980), and Şaroğlu and Güner (1981). The Karasu depression is a kind of strike-slip fault basin lasting to be developed in the present. One of the main factors in the mechanical development of this basin in the local tensional stress resulting form the angular relations among the left lateral strike-slip fault sets bounding the south and east margins of the Karasu Basin (Fig. 4 : 1, 2, 3).

On the other hand, the Karasu Basin is an area of high seismicity as proved by both historical and recent earthquakes. The northeastern margin (near Tortum town), eastern margin (the area among Erzurum City, Toparlık and Pertek villages) and the southwestern margin (Western part of Palandöken mountains) of the basin may be the local areas, where the compressive stress energy is being stored. Because, these areas are the gaps among the fault

sets. On the contrary of this, the eastern margin (the part between Erzurum and Dumlu) and southwestern margin (the part between Ilıca and Söğütlü village) of the Karasu Basin are mostly the localities where the stress energy is released from time to time. Therefore, the potential geothermal energy in these last two localities, and the future earthquakes in the first three localities may be expected.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Acar, A. 1975, *Tortum ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi üzerine bir araştırma : Atatürk Üniv. Doçentlik tezi, Erzurum.*
- Akyürek, B., Bilginer, E., Çatal, E., Değer, Z., Sosyal, Y. ve Sunu, O., 1979, *Eldivan Şabanözü (Çankırı) dolayının ofiyolit yerleşmesine ilişkin bulgular : Jeoloji Mühendisliği, 9, 5-11.*
- Ardos, M. 1979, *Türkiye Jeomorfolojisinde Neotektonik : İ. Üniv. Coğ. Enst. Yayını, No: 113.*
- Arpat, E., Şaroğlu, F. ve İz, H.B., 1977, *1976 Çaldıran depremi : Yeryuvarı ve İnsan, 2, 1, 29-41.*
- Atalay, İ. 1978, *Erzurum ovası ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi : Atatürk Üniv., Ed. Fak. Yayını, No: 81.*
- Atalay, İ. 1982, *Türkiye Jeomorfolojisine giriş : Ege Üniv. Sos. Bil. Fak. Yayınları, No. 9, 284 s.*
- Atalay, İ. ve Koçman, A. 1979, *Kuzeydoğu Anadolu'nun jeotektonik ve morfolotektonik evriminin ana çizgileri : Jeomorfoloji Derg. 8, 41-76.*
- Barka, A., Şaroğlu, F. ve Güner, Y. 1983, *Horasan-Narman depremi ve bu depremin Doğu Anadolu neotektoniğindeki yeri : Yeryuvarı ve İnsan 8, 16-20.*
- Baykal, F., 1950, *Şerafettin ve Çotela dağları dolayında jeolojik görüşler (Doğu Anadolu): İst. Üniv. Fen Fak. Mecmuası, 15-12.*
- Bayraktutan, S., 1982, *Narman (Erzurum) Havzasının Miyosen'deki Sedimentoloji evrimi: Atatürk Üniv. Fen Ed. Fak. Doktora tezi, 282 s.*
- Bingöl, E., Baydar, O., Erdoğan, B., Akyürek, B., Topçam, B., Kengil, A., Korkmazer, B., Kaynar, A. ve Selim, M. 1969, *Yusufeli-Öğdem-Madenköy-Tortum gölü ve Ersis arasında kalan bölgenin jeolojisi: M.T.A., Derleme Rap. No. 5202.*
- Brennich, G., 1967, *Erzurum vilayeti jips yatakları: M.T.A., Derleme Rap. No. 4862.*
- Çuhadar, G., 1978, *Erzurum ovası hidrojeolojik etüt raporu: Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, 55 s.*
- Erentöz, C., 1953, *Aras havzasının jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 5, 1-54.*
- Erinç, S., 1973, *Türkiye'nin şekillenmesinde neotektonoğın rolü ve Jeomorfoloji-Jeodinamik ilişkileri: Jeomorfoloji Derg., 5, 11-25.*
- Gattinger, T.G. 1956, *Trabzon, Rize, Gümüşhane, Erzurum, Artvin, Kars jeolojik Leve, ikmal ve Revizyon çalışmaları: M.T.A., Derleme Rap. No. 2380.*
- Gattinger, T.G., Erentöz, C. ve Ketin, I., 1962, *Türkiye Jeoloji Haritası, Trabzon paftası açıklaması: M.T.A. Yayını, Ankara,*
- Irrlitz, W., 1971, *Newsl. Stratigr, 1, 3, 33-36.*
- İlhan, E., 1971, *Earthquakes in Turkey In: Geology and History of Turkey (Ed. by A.B. Campbell), Tripoli, Libya.*
- İlker, S., 1966, *Erzurum Bölgesinde Erzurum İ 47-c1, İ 47-c4, İ 47-d2 ve İ 47-d3 paftalarının detay petrol etüdü hakkında rapor: M.T.A., Der. Rap. No. 4236.*
- Ketin, İ. 1983, *Türkiye Jeolojisine genel bakış: İstanbul Teknik Üniv. yayını No. 1259, 595 s.*
- Koçyiğit, A., 1983, *Doğu Anadolu Bölgesi'nin depremselliği ve gerekli çalışmalar: Yeryuvarı ve İnsan, 8, 3, 25-29.*
- Koçyiğit, A., 1985, *Çatalçam (Zevker) - Erzincan arasında Kuzey Anadolu Fay Kuşağı'nın sismo-tekttonik incelemesi: O.D.T. Üniv., Jeoloji Müh. Bölümü.*
- Koçyiğit, A. ve Rojay, B., 1984, *Doğu Anadolu Bölgesi'nin yeni tektonik çatısı ve Horasan-Narman depremi-1983; Kuzeydoğu Anadolu I. Ulusal Deprem Simpozyumu'nda: Atatürk Üniversitesi Fen Ed. Fak. 248-265.*

- Lahn, E., 1939, Karasu-Çoruh nehri arasındaki mutlakada yapılan Jeolojik araştırma: M.T.A., Der. Rap. No. 838.
- Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C. ve Burke, K., 1983, Development of pull-apart basins: *Journal of Geology*, 91, 529-554.
- Ortynski, I.I., 1944, Kars ve Erzurum vilayetlerine yapılan bir seyahat üzerine jeolojik rapor: M.T.A., Der. Rap. No. 1634.
- Özgül, N., Seymen, İ. ve Arpat, E., 1983, Horasan-Narman depreminin makrosismik ve tektonik özellikleri : *Yeryuvarı ve İnsan*, 8, 3, 21-24.
- Pınar, N. ve Lahn, E., 1952, Türkiye depremleri izahlı kataloğu: T.C. Bayındırlık Bakanlığı, Ankara.
- Roussel, J., 1912, Erzurum vilayeti linyitleri: M.T.A. Der. Rap. No. 58.
- Sipahioğlu, S., 1983, Horasan-Narman depreminden önce yörenin deprem etkinlik özellikleri hakkında yapılan bir değerlendirme: *Yeryuvarı ve İnsan*, 8, 3, 12-15.
- Sür, Ö., 1964, Pasinler ovası ve çevresinin jeomorfolojisi: Ankara Üniv. Dil ve Tarih-Coğrafya Fak. yayınları: 154, Ankara.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1979, Tutak Diri Fayı Özellikleri ve Çaldıran Fayı ile ilişkisi: *Yeryuvarı ve İnsan*, 4, 1, 11-14.
- Şarcıoğlu, F. ve Güner, Y., 1981, Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: Jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 24, 2, 39-50.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: *Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını*.
- Şengör, A.M.C. ve Kidd, W.S.F., 1979, Post collision tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet: *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Tokel, S., 1980, Orta Anadolu'da Neojen Volkanizmasının Jeokimyası: 34. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri.
- Tokel, S., 1984, Doğu Anadolu'da kabuk deformasyonu mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi: *Türkiye Jeol. Kur. Ketin Simpozyumu'nda*, 121-130.

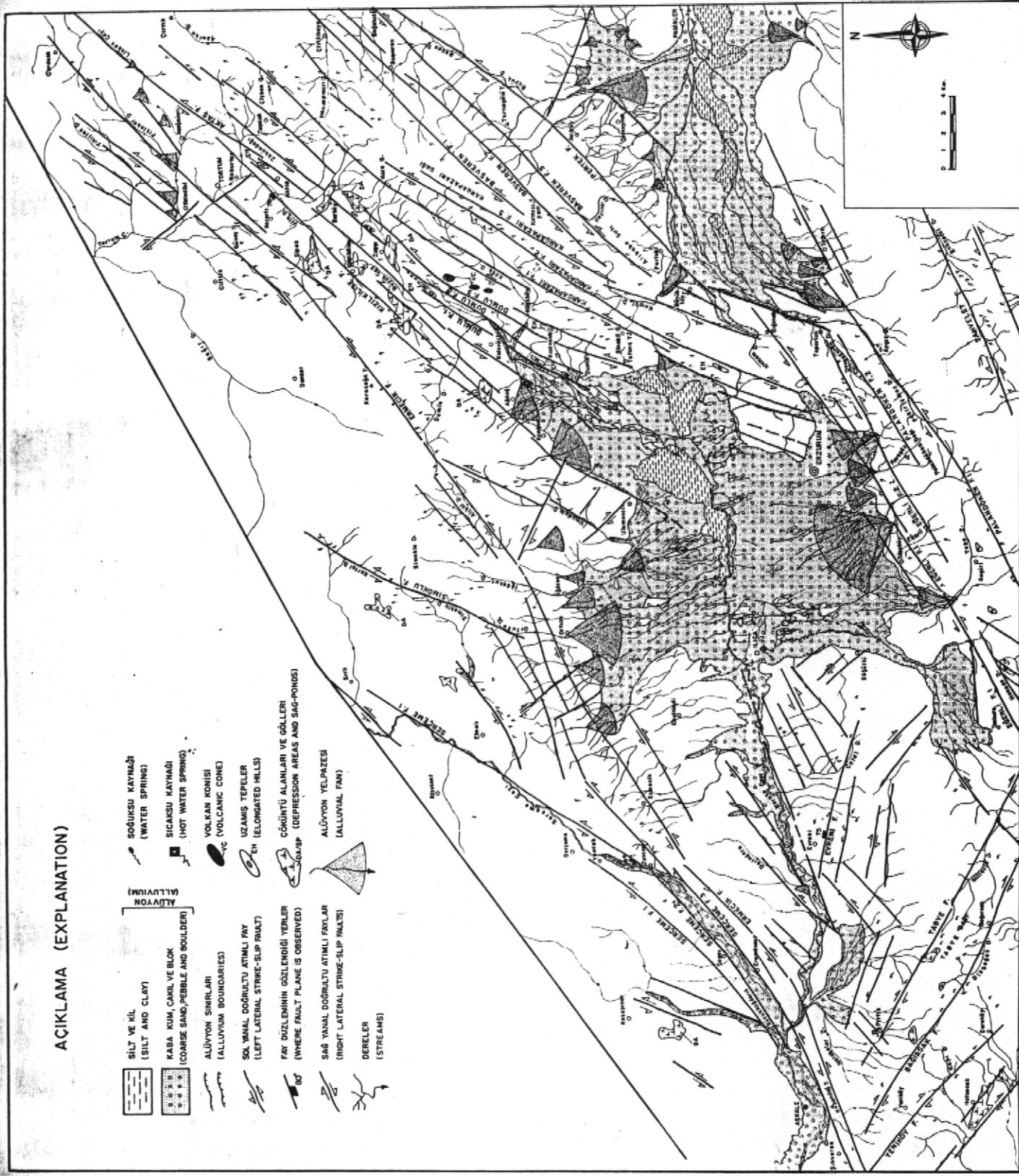


Figure - 5 Tectonic and tectonomorphologic map of the Karasu Basin and its surroundings. Şekil - 5 Karasu Havzası ve yakın dolayının tektonik ve tectonomorfolojik haritası.

Muratbağı-Balabantaş (Horasan) arasında Çobandede Fay Kuşağının Jeo-tektonik Özellikleri ve Horasan-Narman Depremi Yüzey Kırıkları

GEO-TECTONIC CHARACTERISTICS OF ÇOBANDEDE FAULT ZONE BETWEEN MURATBAĞI AND
BALABANTAŞ (HORASAN), AND GROUND RUPTURES OF HORASAN-NARMAN EARTHQUAKE

ALİ KOÇYİĞİT, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Ankara.

ÖZ : Güneybatıda Tekman, kuzeydoğuda Çıldır arasında uzanan, sol yanal doğrultu atımlı, günümüzde etkin jeo-tektonik kırık, Çobandede Fay Kuşağı olarak adlandırılmıştır. Fay kuşağı, sol ve sağ yanal nitelikli, bazıları günümüzde de etkin eşlenik fay takımlarını içermektedir. Kuşak içinde sol yanal nitelikli faylar egemendir. Çobandede köprüsü-Horasan ve Balabantaş üçgeni içinde ve Çobandede Fay Kuşağı'nın güneydoğu bloku üzerinde, fayın oluşumuyla eş yaşlı, sol yanal doğrultu atımlı küçük bir fay havzası gelişmiştir. Havzanın temeli ve kuzeybatı kenarı (fay kuşağının kuzeybatı bloku), Alt Kretase yaşlı Anadolu ofiyolitli karışığı ile Lütetiyen yaşlı Gerek formasyonundan oluşmaktadır. Fay denetimli bu karasal havzada, daha yaşlı temel üzerine, Üst Miyosen-Pliyosen aralığında Muratbağı, Çayırdüzü ve Horasan formasyonlarını temsil eden, volkanit ardaşımlı kalın karasal bir istif yığılmıştır. Tortullardaki birincil sedimanter yapılar, havzanın tektonik denetimli olduğunu belirlemektedir. Diğer taraftan, faylar ve Horasan-Narman Depremi yüzey kırıklarının geometrisi de, gerek fayların gerekse yüzey kırıklarının, yaklaşık K-G yönelimli sıkışma gerilimine bağlı olarak, değişik zamanlarda gelişmiş olduklarını, başka bir deyişle aynı kökenli olduklarını kanıtlamaktadır.

ABSTRACT : The geo-tectonic fracture zone which is left lateral in character, and extends between Tekman to southwest and Çıldır to northeast has been named as Çobandede Fault Zone. It includes both right and left latera lstrike slip conjugate faults sets, some of which are active in present. The left lateral strike slip faults included in the fault zone are predominant. A small left lateral strike slip fault basin, which is the contemporaneous with the initiation of faulting, has been developed in the triangle of Çobandede bridge-Horasan and Balabantaş village on the southeastern block of the fault zone. The basement of the basin and its northwest margin (the northwestern block of Çobandede Fault Zone) have been underlain by the Lower Cretaceous aged Anatolian ophiolitic melange and the Gerek formation of Lutetian age. In this fault-controlled basin, the old basement is overlain by a thick continental sequence alternated with the volcanics which represent Muratbağı, Çayırdüzü and Horasan formations from the bottom to top. The primary sedimentary structures indicate that the basin has been controlled by the tectonic activity during its creation. On the other hand, the definite geometric patterns of both faults and ground ruptures of Horasan-Narman Earthquake prove that faults and ground ruptures have been created by an approximately N-S oriented compressive stress in different times, other words, they were of same origin.

GİRİŞ

Gerek tarihsel depremler, gerekse güncel sismik etkinlik, Doğu Anadolu Bölgesi'nin, depremselliği yüksek bir bölge olduğunu, başka bir deyişle, bölgenin,

depremsellik simgesi olan diri fay ve fay kuşakları bakımından yoğun bulunduğunu ortaya koymuştur. Buna karşın, günümüzde bilinen ve bölgenin deprem-

selliliğinden birinci derecede sorumlu olan fay ya da fay kuşaklarının sayısı oldukça azdır. Bunun nedeni, ne yeterli sayıda uzman yokluğuyla, ne de parasal olanaksızlıklarla ilgilidir. Tek neden, deprem ile yer yapısı arasındaki dolaysız ilişkinin geniş kitlelere ve özellikle sorumlulara yeterince anlatılamamış olmasından kaynaklanmaktadır. Bu olgu ise, Türkiye genelinde olduğu gibi, Doğu Anadolu Bölgesinde de depremler önceden belirleme çalışmalarına, gerekli ve yeterli parasal desteğin sağlanamaması sonucunu doğurmuştur.

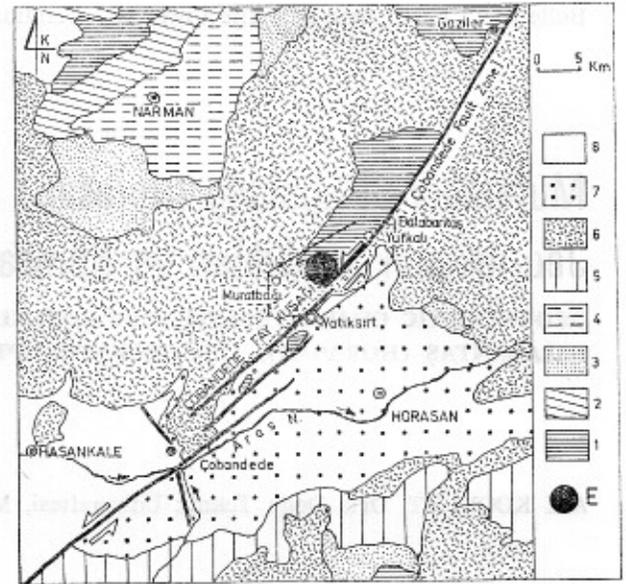
Herşeye karşın, bölgede bugüne değin, kıt olanaklarla sürdürülen yersel çalışmalarla bile, bölge depremselliğinden sorumlu bazı önemli fay ve fay kuşakları saptanabilmiştir. Bunlar arasında Kuzey Anadolu, Doğu Anadolu, Çaldıran, Balık Gölü, Tutak, Aşkale, Dumlu, Çobandede ve Karayazı fay-fay kuşakları sayılabilir (Ketin, 1968; Arpat ve Şaroğlu, 1975; Arpat ve diğerleri, 1977; Şaroğlu ve Güner, 1979; Koçyiğit, 1983b, 1984; Koçyiğit ve Rojay, 1984).

Bu yazıda, 1924 Çobandede ve 1983 Horasan-Narman deprem episantırlarının da içinde yer aldığı Çobandede Fay Kuşağı'nın, Muratbaşı-Balabantaş arasındaki kesiminin jeo-tektonik özellikleri ve Horasan-Norman Depremi'nde oluşan yüzey kırıkları ayrıntılı biçimde açıklanmaya çalışılacaktır (Şekil 1).

ÇOBANDERE FAY KUŞAĞI

Bu diri fay kuşağının adı, en iyi gözlemlendiği yere en yakın yerleşim alanı olan Çobandede bucağından alınmıştır (Şekil 1). Yaklaşık K 40-50 E doğrultulu, çok az verev bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı bir fay kuşağıdır. Güneybatıda Tekman dolayından başlayıp, Çobandede ve Gaziler'den geçerek kuzeydoğuda Çıldır'a değin uzanır. Bu uzanım içinde sürekli değil, ancak 0.5-20 km uzunluklu ve bindirimli (en-echelon) dizilimli, 4-6 km genişlikli fay demetlerinden oluşan bir geometri sunar. Bu nitelik özellikle Gaziler-Çobandede arasında oldukça belirgindir (Şekil 1 ve Şekil 2A).

Fay kuşağının oluşumunu izleyen zaman içinde kuzeybatı blok yukarı ve güneybatıya doğru devinirken, güneydoğu blok da aşağı ve kuzeydoğuya doğru devinmiştir. Bu devinim sonucu, güneydoğu blok üzerinde bir alçalım (Horasan çöküntü alanı), kuzeybatı blok üzerinde ise bir yükselim alanı gelişmiştir. Yine aynı devinime bağlı olarak, yükselim alanı boyunca, altta yer alan daha yaşlı kaya birimleri (Anadolu ofiyolitli karışığı), Çobandede Fay Kuşağı'nın



Şekil 1) Horasan ve yakın dolayının yalınlaştırılmış jeoloji haritası. 1) Anadolu ofiyolitli karışığı; 2) Üst Kretase yaşlı volkano-tortul istif; 3) Lütetiyen yaşlı filis; 4) Oligo-Miyosen yaşlı ve jipsli karasal tortullar; 5) Alt Miyosen yaşlı denizel tortullar; 6) Tersiyer-Kuvaterner yaşlı ayrılmamış volkanitler; 7) Pliyosen yaşlı karasal tortullar; 8) Alüvyon; E) Horasan-Narman depremi episantırı.

Figure 1) Simplified geological map of Horasan and adjacent area. 1) Anatolian ophiolitic melange; 2) Upper Cretaceous volcano-sedimentary sequence; 3) Lutetian flysch; 4) Oligo-Miocene continental deposits with gypsum; 5) Lower Miocene marine deposits; 6) Undifferentiated volcanics of Tertiary to Quaternary age; 7) Pliocene continental deposits; 8) Alluvium; E) Epicenter of Horasan-Narman Earthquake.

nın genel gidişine koşut yüzeylemeler vermiş, hatta yer yer daha genç birimler üzerine devrilmiştir.

Dolaylı jeolojik veriler yanında, iki büyük deprem episantırının (1924 Çobandede ve 1983 Horasan-Narman depremleri) fay kuşağı içinde bulunması, yer değiştirmiş yeni yerleşim alanları ile onların eski yakınlıkları ve geçmişte olduğu gibi günümüzde de

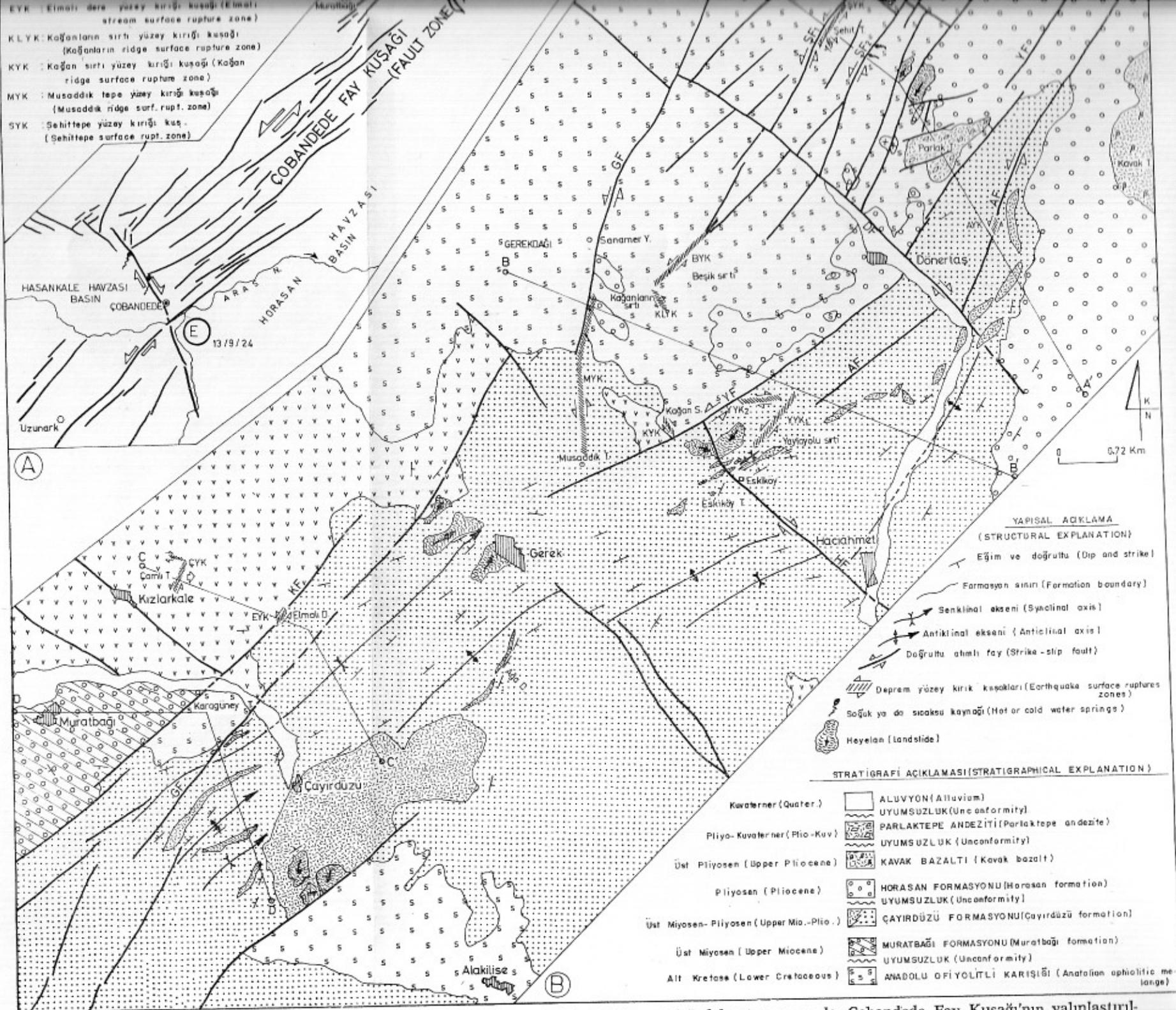


Figure 2A) Simplified fault map of Çobandede Fault zone between

Şekil - 2A) Uzunark-Balabantas arasında, Çobandede Fay Kuşağı'nın yalınlaştırılmış haritası. E) Episantr.

sürüp giden sismik etkinlik, Çobandede Fay Kuşağı'nın diri olduğunu kanıtlamaktadır. Bu kısa tanıtımdan sonra, Çobandede Fay Kuşağı'nın, Muratbağı-Balabantaş arasındaki kesiminin çeşitli jeo-tektonik özellikleri ve 30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi yüzey kırıkları aşağıda daha ayrıntılı olarak anlatılacaktır.

Çalışma alanı yakın dolayında yüzeyleyen başlıca kaya birimleri, yaşlıdan gence doğru aşağıdaki şekilde sıralanabilir: 1) Anadolu ofiyolitli karışığı; 2) Üst Kretase yaşlı volkano-tortul istif; 3) Lütesiyen yaşlı filiz; 4) Oligo-Miyosen yaşlı ve jipsli karasal tortullar; 5) Alt Miyosen yaşlı denizel tortullar; 6) Tersiyer-Kuvaterner yaşlı ayrılmamış volkanitler; 7) Pliyosen yaşlı karasal tortullar ve 8) Alüvyon (Şekil 1). Bunlardan çalışma alanı içinde yüzeyleyenler, biri **allokton** diğeri **otokton** olmak üzere önce iki gruba ayrılmış; daha sonra, otokton kayalar da kendi aralarında altı farklı kaya-stratigrafi birimine ayrılanarak ayrı ayrı haritalanmıştır (Şekil 2B). Allokton kaya birimleri, **Anadolu ofiyolitli karışığı**, otokton kaya birimleri ise yaşlıdan gence doğru **Gerek, Muratbağı, Çayırüzü, Horasan, Kavak ve Parlaktepe** formasyonlarıyla temsil edilmektedir. Bu birimlerin genel dizilimi ve aralarındaki ilişkiler genelleştirilmiş bir dikme kesit üzerinde gösterilmiştir (Şekil 3).

Allokton kaya birimleri

Çalışma alanı içinde yüzeyleyen allokton birimler, Anadolu ofiyolitli karışığı ile temsil edilir. Bilindiği gibi, batıda Karaburun yarımadasından doğuda Kars ve Doğubeyazıt'a değin tüm Batı, İç ve Kuzey Anadolu boyunca, değişik boyut ve konumlu ofiyolitli karışık yüzlekleri gözlenir. Oluşum biçimi, köken, bileşen türü, iç yapı ve ilk yerleşim yaşı gibi nitelikleri bakımından aynı olduğu varsayılan bu yüzleklere, yerel ve çok sayıda ad verilmiştir. Bu durum, bir terimler kargaşası doğurmuştur. Bu nedenle yazar, Batı, İç ve Kuzey Anadolu'da yüzeyleyen, varsayımsal olarak Kuzey Neo-tetis ürünü olan tüm ofiyolitli karışık yüzleklerini **Anadolu ofiyolitli karışığı** olarak adlandırmayı uygun bulmuştur.

Anadolu ofiyolitli karışığı Çalışma alanında yüzeyleyen en yaşlı kaya topluluğudur. Bölgesel ölçekte Çobandede Fay Kuşağı içinde ve onun kuzeybatı bloğunda, fayın genel gidişine koşut uzanımlı yüzlekler oluşturur (Şekil 1 ve Şekil 2B). En büyük yüzleği Dönertaş köyü batısındaki Gerekdağı ile Yufkalı köyü çevresinde gözlenir.

Diğerleri daha küçük boyutlu olup, Karagüney tepe ve Alakilise köyü dolayında yer alır. Anadolu ofiyolitli karışığı başlıca peridotit, serpantin, harzburjit, gabro, diyabaz, yastık lav, tüf, granit-granodiyorit, katmanlı ve kitlesel yapılı radyolarit, sığ denizel kristalize kireçtaşı, mermer, klorit-serizit şist, çeşitli olitostromal bloklar ve Malm-Valanjiniyen yaşlı çörtlü kireçtaşı gibi değişik yaş, ortam, kayatürü ve boyutları blokların, yeğince makaslanmış grovak, ofiyolitik kumtaşı, seyl ve tüfitten oluşan daha ince taneli bir hamur içindeki tektono-sedimanter karışımıdır. Yeğin tektonizma nedeniyle, ofiyolitli karışığın, fay kuşağı ve ona yakın yerlerde yüzeyleyen kesimleri ezilip parçalanmış ve yer yer breşleşmiştir. Özellikle peridotitler, hemen tümüyle, beyaz-açık gri renkli ve ince uzun kuşaklar biçiminde silisleşip karbonatlaşmış serpantin, serpantinit, hatta talka değin varan başkalaşım geçirmiştir.

Ofiyolitli karışığın ilk yerleşimi Valanjiniyen sonu Turcniyen öncesi bir yaş konağında gerçekleşmiş olmalıdır. Çünkü, Suşehri ve yakın dolayında, aynı ofiyolitli karışık Valanjiniyen yaşlı olitostromal birimler üzerinde yer almakta; Turcniyen ve daha genç birimler tarafından da uyumsuzlukla örtülmektedir. Buna karşın, yine çalışma alanı dışında birçok yerde gözlenmiş olduğu gibi, Anadolu ofiyolitli karışığı, ilk yerleşiminden sonra, daha genç birimler (Pliyosen yaşlı karasal tortullar dahil) üzerine, birkaç evrede ve tektono-sedimanter yollarla taşınmıştır.

Otokton birimler

Haritalanan alanda Çobandede Fay Kuşağı içinde yüzeyleyen otokton kaya birimlerinin büyük çoğunluğunu volkanitler ve volkano-tortul istifler oluşturur. Bunlar yaşlıdan gence doğru Gerek, Muratbağı, Horasan, Kavak ve Parlaktepe formasyonlarıdır (Şekil 3).

Gerek formasyonu Formasyonun adı, Gerek köyünden alınmış olup, burası, birimin yaygın olarak yüzeylediği yere en yakın ve en büyük yerleşim alanıdır.

Gerek formasyonu, incelenen alanda, volkanitlerin egemen olduğu Lütesiyen yaşlı volkano-tortul bir istifle temsil edilir. Ancak, bu birimin bölgesel dağılımı ve normal konumu temel alındığında, onun alttan üste doğru dört ayrı fasiyesin ardaşımından oluştuğu görülür. Bunlar, akarsu ortamında oluşmuş, çöktür bileşenli, alacalı renkli çakıltaşı; onun üzerine uyumlu olarak gelen bitki kırıntılı kumtaşları; daha üst düzeylerde yer alan sığ denizel, kumlu ve **Nummulitesli** kireçtaşları ve birimin en üst kesimini

oluşturan derin denizel ortam ürünü volkano-tortul fasiyestir. Sözü edilen tüm bu fasiyeslerin birlikte görüldüğü yer çok azdır. Genellikle, bu fasiyeslerin bir ya da birkaç tanesi birlikte gözlenebilir. (Koçyiğit, 1983a). Nitekim, yukarıda da belirtilmiş olduğu gibi, incelenen alanda, istifin en üst kesimini oluşturan volkano-tortul fasiyes yüzeylemekte olup, fasiyes içinde volkanitler egemen durumdadır.

Gerek formasyonu Muratbağı, Kızlarkale ve Gerek köyleri batısında yüzeylemekte olup, daha batıda yer alan Koyunören ve Sütpınar dolayında da yaygın olarak gözlenir (Bayraktutan, 1982).

Tabanda Anadolu ofiyolitli karışımını uyumsuz olarak örten birim, tavanda, değişik yaş ve nitelikli kaya türleriyle temsil edilen Muratbağı, Çayırüzü ve Horasan formasyonlarıyla yine açılı uyumsuzlukla örtülür. Birim, çok az oranda fliş fasiyesi, yaygın olarak da volkanitlerden oluşur. Fliş fasiyesi başlıca ince katmanlı türbiditik kumtaşı, koyu yeşil-mavi renkli şeyil-marn ve volkanik breş olistostromlarının ardaşımıyla temsil edilir. Volkanitler ise, dasit, hornblende andezit, biyotit-hornblende trakit, riyolit, latit, siyah renkli bazalt, sipilitik bazalt porfir, volkanik breşler, cam tüf ve litik tüflerden oluşmaktadır. Fliş fasiyesinin egemen olduğu yerde, örneğin, Gerek köyünün 1.5 km batısında olduğu gibi, istiflenme oldukça belirgindir. Bunun dışında, volkanitler katmanlanmasız bir yığılma görünümündedir.

Birimin fliş fasiyesi içinde yer alan ince pelajik kireçtaşı katmanlarında, türleri belirlenemeyen *Globorotalia* sp. fosillerine rastlanmıştır. Diğer taraftan, Narman yöresindeki trakitlerden alınan örneklerin radyometrik yaş belirlemeleri 46 ± 3.5 my olarak saptanmıştır (Bayraktutan, 1982). Bu durumda Gerek formasyonunun Lütesiyen yaşlı olduğu söylenebilir. Birimin toplam kalınlığı 800 m dolayındadır.

Volkanitlerin çoğu kalkalkalin nitelikli olması, fliş fasiyesinin andezitik olistostromlar içermesi, Gerek formasyonunun, bir yayönü havza ve onun yamaçlarında oluştuğunu belirler.

Muratbağı formasyonu Formasyonun adı, birimin egemen olarak yüzeylediği Muratbağı köyünden alınmış olup, birim, akarsu ortamında oluşmuş çakıltaşlarıyla temsil edilir.

Altta Anadolu ofiyolitli karışığı ve Gerek formasyonunun volkanitlerini açılı uyumsuzlukla örterken, üstte Çayırüzü formasyonuna dereceli geçiş gösterir.

Formasyon, başlıca gri-boz renkli, kalın ve dereceli-çapraz katmanlanmalı, çöktür bileşenli, oldukça

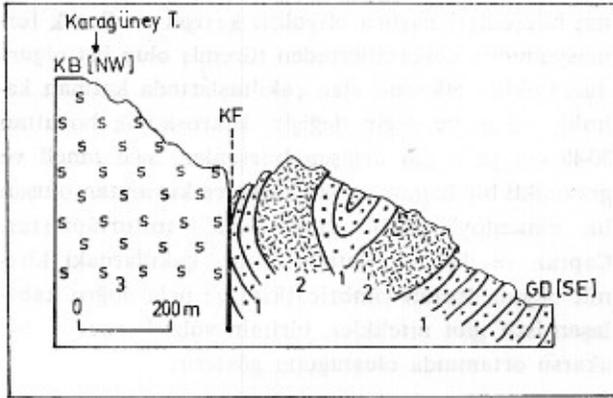
sert çakıltaşlarıyla temsil edilmektedir. Çakıltaşlarının bileşenleri başlıca ofiyolitli karışık ve Gerek formasyonunun volkanitlerinden türemiş olup üst olgundur. Çöktür bileşenli olan çakıltaşlarında katman kalınlığı 1-2 m ye değin değışir. Mikroskopik boyuttan 30-40 cm ye değin değışen bileşenler, ince taneli ve gri renkli bir hamur içinde kalsit ve kuvarstan oluşan bir çimentoyla birbirlerine sıkıca tutturulmuştur. Çapraz ve dereceli katmanlanma, çakıllardaki kiremit biçim dizilim (imbrication) ve üstte doğru kaba-laşan istif gibi nitelikler, birimin yüksek enerjili bir akarsu ortamında oluştuğunu gösterir.

Birim içinde yaş verecek herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Bununla birlikte, birimin görelî yaşı Üst Miyosen-Pliyosen olabilir. Çünkü bu birim, inceleme alanı dışında, Alt Miyosen yaşlı denizel birimler üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır. Birimin toplam kalınlığı 600 m dolayındadır.

Çayırüzü formasyonu Formasyonun adı, birimin en yaygın ve en iyi yüzeylediği yer olan Çayırüzü köyünden alınmıştır. Birim egemen olarak, karasal bir ortamda oluşmuş kalın volkano-tortul bir istif ile temsil edilir.

Çayırüzü formasyonu, Çobandede Kay Kuşağı içinde ve onun genel doğrultusuna az çok koşut uzanan yüzlekler oluşturur. Birim altta, kendisinden daha yaşlı olan Anadolu ofiyolitli karışığı ve Gerek formasyonunu açılı uyumsuzlukla örterken, Muratbağı formasyonu ile dereceli geçişlidir; üstte ise, iyice pekişmemiş ve akarsu-göl ortamlarında oluşmuş Horasan formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülür. Fay kuşağından uzaklaştıkça katmanların eğim miktarı beş on dereceye değin azalırken, fay kuşağı içinde kuzeybatıya doğru gidildikçe eğim miktarı doksan dereceye değin artar, hatta yer yer devrilmeler gözlenir, örneğin, Karagüney tepe güneydoğusunda olduğu gibi (Şekil 4).

Çayırüzü formasyonu başlıca gri-kahve renkli ve volkanik gereç bakımından zengin kumtaşı; beyaz-pembe-kahve renkli andezitik tüf; kırmızı-kahve renkli kil-marn; sarı-kahve renkli, çöktür bileşenli, üst olgun çakıltaşı-kumtaşı; yeşil-sarı-kahve renkli kil-tüf; koyu siyah renkli bazalt lavı; beyaz renkli, çapraz katmanlı, kömür kırıntıları içeren tüf; beyaz-sarı-yeşil renkli, çapraz katmanlanmalı, ince-orta-kalın katmanlı andezitik tüf ve kırmızı renkli kil-marnın yinelenmeli ardaşımından oluşan kalın karasal bir istiftir (Şekil 5). Birimin en ayırtman niteliği, gerek birimin tanınmasında, gerekse birimi kesen fayların yanal atım miktarlarının ölçülmesinde yararlanılan



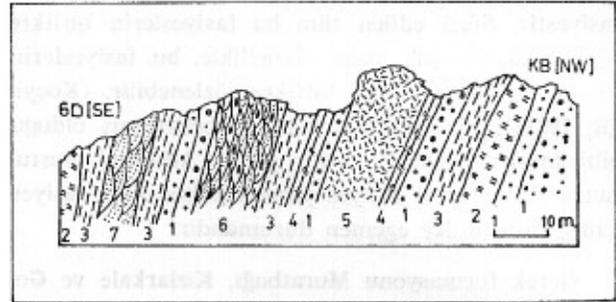
Şekil 4) Karagüney tepe doğu kesiminde, Anadolu ofiyolitli melanjı (3) ile Çayırüzü formasyonu (1, 2) arasındaki tektonik ilişki. 1) Tüf, kumtaşı ve volkanik breş ardaşımı; 2) Bazaltik lavı.

Figure 4) Tectonic relation between Anatolian ophiolitic melange (3) and Çayırüzü formation (1, 2) in the eastern part of Karagüney hill. 1) Alternation of tuff, sandstone and volcanic breccia; 2) Basaltic lava.

ve bölgesel ölçekte çizgisel bir yapı niteliği taşıyan, 5-10 m kalınlığındaki ince-uzun koyu siyah renkli bazalt lavı akıntıları ve beyaz renkli andezitik tüf düzeyleri içermesidir (Şekil 2B ve Şekil 5).

Çayırüzü formasyonu, yeşil-mavi renkli kil ve marn düzeylerinde oldukça bol **Gastropoda** ve **Ostracoda** fosilleri içermektedir. Ancak bunların tür belirlemeleri yapılamamıştır. Diğer taraftan benzer birimler, Aras nehri güneyindeki Soğuksu ve Işık köyleri arasında da yaygın olarak yüzeylenmekte olup, Rathur (1969) tarafından Üst Miyosen-Pliyosen olarak yaşlandırılmıştır. Bu nedenle, Çayırüzü formasyonunun yaşı da Üst Miyosen-Pliyosen olarak benimsenmiştir. Birimin toplam kalınlığı 1200 m dolayındadır.

Horasan formasyonu Birim ilkin Rathur Rathur (1969) tarafından Horasan formasyonu, daha sonra da Kerey ve diğerleri (1984) tarafından Aliçeyrek formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birimin Horasan yöresinde yaygın olması ve stratigrafi adlama kurallarına uygunluğu nedeniyle, yazar da ilk adlamayı benimsemiştir. Formasyon, değişik karasal ortamlarda oluşmuş, başlıca sarı renkli kumtaşı-çakıltaşı ve sevil-marn ardaşımından oluşan karasal bir istifle temsil edilir.



Şekil 5) Ağa dere dolayında, Çayırüzü formasyonu boyunca yerel enine kesit (Ayrıntı metin içinde).

Figure 5) Local cross-section through the Çayırüzü formation near Ağa stream. (The detail in text).

Horasan formasyonu, genel olarak, Çobandede Fay Kuşağı'nın güneydoğu blokunda gelişen genç bir doğrultu atımlı fay havzasında (Horasan sol yanallı doğrultu atımlı fay havzası) gelişmiş olup, altta kendisinden daha yaşlı birimleri açılı uyumsuzlukla örtürken, üstte Kuvarterner yaşlı nehir taraçaları ve diğer alüvyonlarla yine açılı uyumsuzlukla örtülür. Birim egemen olarak sarı renkli, çöktür bileşenli, bileşenleri üst olgun, bileşen boyutu mikroskopik boyuttan 10-15 cm ye erişen, büyük boyutlu mercekli ve dereceli katmanlanmalı çakıltaşı; sarı renkli, ince taneli kumtaşı; kök izli kömür mercekleri içeren sarı-yeşil renkli kil, sevil ve marn ardaşımından oluşmaktadır. Birimin ayırman niteliği, büyük boyutlu mercekli dereceli tabakalanma, kiremit biçimi çakıl dizilimi, yük yapıları gibi zengin birincil sedimanter yapılar ve kömür mercekler içermesidir. Çakıltaşları yer yer 30-80 m ye ve üste doğru kabalaşan istifler oluşturmaktadır. Formasyonu oluşturan kaya türleri az ya da yarı pekişmiş özellikleriyle de diğer formasyonlardan kolayca ayrılır.

Horasan formasyonu, özellikle ince taneli kumtaşı ve yeşil sevil marnlar içinde **Dreissensia** sp., **Gastropoda** ve **Congeria** sp. gibi zengin fosiller içermektedir. Birim gerek Rathur (1969) gerekse Kerey ve diğerleri (1984) tarafından Pliyosen olarak yaşlandırılmıştır. Yazar da aynı yaşı benimsemiştir.

Birim içinde gözlenen birincil sedimanter yapılar, birimin, fay denetimli değişik karasal ortamlarda (delta, fay eteği yelpazesi, menderesli nehir, taşkın ovası ve göl) depolanmış olduğunu göstermektedir.

Kavak bazaltı Birimin adı, Balabantaş köyünün 1.5 - 2 km güney-güneydoğusunda yer alan Kavak tepeden alınmıştır.

Kavak bazaltlı Kavak tepede, alttaki Horasan formasyonunun kumtaşı çakıltası düzeyleri üzerinde uyumlu olarak yer almakta olup, bir şapka görünümündedir (Şekil 2B). Birimin daha üstte herhangi bir kaya birimiyle ilişkisi gözlenmemektedir.

Genel olarak koyu siyah renkli, üst düzeyleri gaz boşluklu ve oldukça taze durumdadır. Mikroskopik incelemesinde akma yapısı gösteren plajiyoklas ve titanit içeren, ofitik dokulu, iri taneli olivin bazalt olduğu belirlenmiştir.

Kavak bazaltına, Pliyosen yaşlı Horasan formasyonunun en üst düzeyinde ve onunla uyumlu olarak yüzeylediği için, görelî olarak en Üst Pliyosen yaşlı verilmiştir.

Parlaktepe andeziti Birimin adı, Dönertaş köyünün 1 - 1,5 km kuzey-kuzeydoğusunda yer alan Parlaktepeden alınmıştır. Parlaktepe andeziti, Çobandede aFy Kuşağı içinde ve yaklaşık 250 - 300 metre karelik bir alanda yüzeylenmektedir. Bu yörede, Anadolu ofiyolitli karışımını kesen bir dom özelliğindedir. Başlıca pembe, gri renkli; oldukça iyi gelişmiş sütunsal eklemlidir. Çok taze durumda olan birimin mikroskop altındaki incelenmesinde plajiyoklas, hornblende ve çok az kuvars içeren hornblende andezit olduğu belirlenmiştir.

Birimin çok taze durumu, Çobandede Fay Kuşağı'nın genel doğrultusuna koşut uzanması, onun genç faylar boyunca yüzeye çıkmış, Pliyo-Kuvaterner yaşlı bir yarık püskürmesi biçiminde yorumlanmasına yol açmıştır (Şekil 2B).

TEKTONİK

Üst Kretase'den beri, yaklaşık K-G yönelimli sıkışma gerilimi etkisinde bulunan Kuzeydoğu Anadolu Bölgesi'nde çok sayıda kırık gelişmiştir. Bunlar değişik boyutlu, birbirine koşut ya da yarı koşut, çoğu günümüzde de etkinliğini sürdüren diri faylardır. Bu fayların Kuzeydoğu Anadolu Bölgesi'ndeki bölgesel dağılımı temel alındığında, tüm faylar, sol ve sağ yanal doğrultu atımlı faylardan kurulu eşlenik bir sisteme indirgenebilir. Bu eşlenik sistemin gerek KB-GD gidiş sağ yanal fay takımında ya da takımlarında, gerekse KD-GB gidişli sol yanal fay takımında ya da takımlarında, geçmiş jeolojik zamanlarda olmuş olabileceği gibi, tarihsel zamanlarda günümüzde büyük depremlere neden olmuş çok sayıda diri fay vardır. Bunlardan önemli birisi de, bu yazının konusunu oluşturan Çobandede Fay Kuşağı'dır. Bu kuşa-

ğın Muratbağı-Balabantaş arasındaki kesiminde yer alan önemli faylar ve bu faylardan birçoğunun günümüzde etkin olduğunu kanıtlayan 30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi yüzey kırıkları, sistemli ve ayrıntılı şekilde, aşağıda açıklanacaktır.

Faylar

Bunlar jeolojik zamanlarda gelişmiş, günümüzde etkinliğini sürdüren ya da sürdürmeyen çok sayıda kırığı kapsar. Başlıcaları Armutlu, Dönertaş, Gereksdağı, Hacıahmet, Karagüney, Şehittepe ve Yaylayolu faylarıdır.

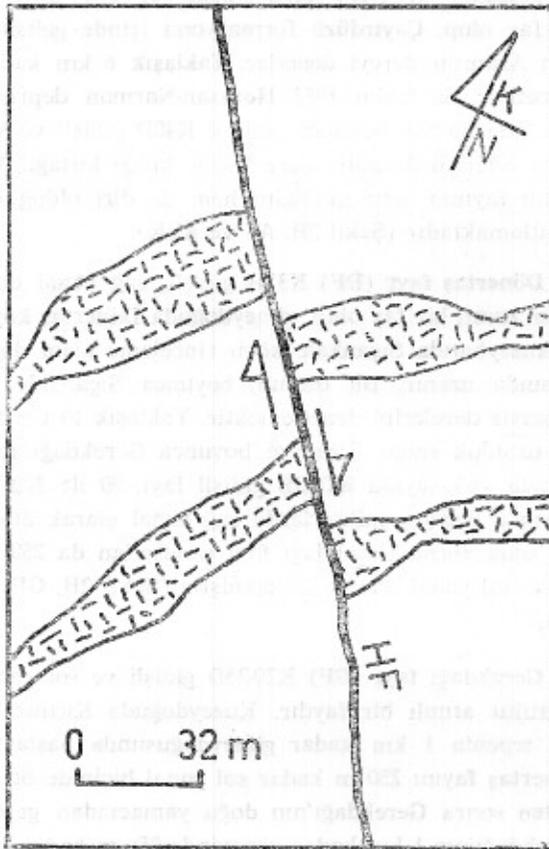
Armutlu fayı (AF) K20D gidişli, sol yanal nitelikli bir fay olup, Çayırüzü formasyonu içinde gelişmiş olan Armutlu dereyi denetler. Yaklaşık 6 km kadar izlenebilir. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi sırasında bu fay boyunca gelişen K40D gidişli ve sol yanal nitelikli Armutlu dere Yüzey kırığı kuşağı, Armutlu fayının hem niteliğini hem de diri olduğunu kanıtlamaktadır (Şekil 2B, AF ve AYK).

Dönertaş fayı (DF) K35B gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olup, güneydoğuda Dönertaş köyü ile kuzeybatıda Sıçankale köyü (inceleme alanı dışı) arasında uzanır. Bu uzanım boyunca Sıçankale ve Düzçayır derelerini denetlemektir. Yaklaşık 10 km lik bir uzunluk sunar. Uzanımı boyunca Gereksdağı fayı dışında, çok sayıda KD-GB gidişli fayı, 50 ile 300 m arasında değişen miktarlarda sağ yanal olarak ötelemiş olup ancak Gereksdağı fayı tarafından da 250 m kadar sol yanal olarak ötelenmiştir (Şekil 2B, GF ve DF).

Gereksdağı fayı (GF) K20-25D gidişli ve sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Kuzeydoğuda Kırmızıgüney tepenin 1 km kadar güneydoğusunda başlayıp, Dönertaş fayını 250 m kadar sol yanal biçimde ötele-dikten sonra Gereksdağı'nın doğu yamacından geçer. Gereksdağı'nın 1 km kadar güneyinde 750 m kadar sağ yanal sapma (right-lateral offset) gösterdikten sonra, yer yer belirsizleşerek Muratbağı köyünün güneydoğusuna değin uzanır. Uzanımı boyunca 13-14 km lik uzunluğa sahiptir. Gereksdağı'nın doğu yamacında fayın topografik görünümü oldukça belirgindir. Bu kesimde fayın güneydoğu bloku alçalmış olup, çay çizgisi boyunca yer yer, eğimlenmiş eski fay eteği yelpazeleri gelişmiştir. Diğer taraftan, fayın Karagüney tepenin doğu ucundaki kesiminde, Anadolu ofiyolitli karışığı ile daha genç bir birim olan Çayırüzü formasyonu dokanağa getirilmiş olup, yer yer yaşlı birim daha genç birim üzerine devrilmiştir (Şekil 4).

Düzçayır deresi ötelemesi, fay çizgisi boyunca çizgisel dizilmiş kaynakların yer alması, eğimlenmiş ve basamaklı yapı kazanmış fay eteği yelpazeleri gibi dolaylı veriler yanında, fayın sağ yanal sapma gösterdiği yerde, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi'nde oluşan ve yaklaşık 2 km ye erişen uzunluklu sol yanal Musaddık tepe yüzey kırığı kuşağı, bir taraftan Gerekdağı fayının niteliğini, diğer taraftan da onun günümüzde etkin olduğunu kanıtlamaktadır (Şekil 2B, GF ve MYK).

Hacıahmet fayı (HF) K45B gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Hacıahmet köyü güneyindeki Eskiköyün deresi boyunca uzanmakta olan fay,



Şekil 6) Hacıahmet fayı (HF) tarafından ötelenmiş bazalt lavı düzeyleri.

Figure 6) Basaltic lava levels displaced by Hacıahmet fault (HF).

yaklaşık 4 km uzunluğundadır. Fay, kuzeydeki kesiminde, Yaylayolu fayı tarafından kesilerek sonlandırılır. «Eskiköy harabesi» olarak bilinen yerde, Çayırüzü formasyonu içinde ayırtman düzeyler oluşturan ve çizgisel uzanım sunan bazalt lavlarını 33 m kadar sağ yanal olarak ötelemiştir (Şekil 6).

«Eskiköy Harabesi» olarak bilinen yıkıntı, Yaylayolu fayı ile Hacıahmet fayının kesişme noktasında yer almakta olup, bu yer, bugün yerdeğiştirmiş ve Hacıahmet adıyla yeniden kurulmuş olan köyün, tarihsel depremlerden arta kalan bir yıkıntısı olmalıdır. Bu veri, aynı zamanda Hacıahmet fayının diri olduğunu da kanıtlamaktadır (Şekil 2B, HF).

Karagüney fayı (KF) K50D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Başlıca Anadolu ofiyolitli karışığı, Gerek ve Çayırüzü formasyonlarını kesmekte olup, değişik yaş ve ortamlara özgü bu birimleri karşı karşıya getirmiştir. Fayın kuzeydoğu kesiminde oluşan sol yanal nitelikli Elmalı dere yüzey kırığı kuşağı, bu fayın diri olduğunu kanıtlamıştır (Şekil 2B, KF ve EYK).

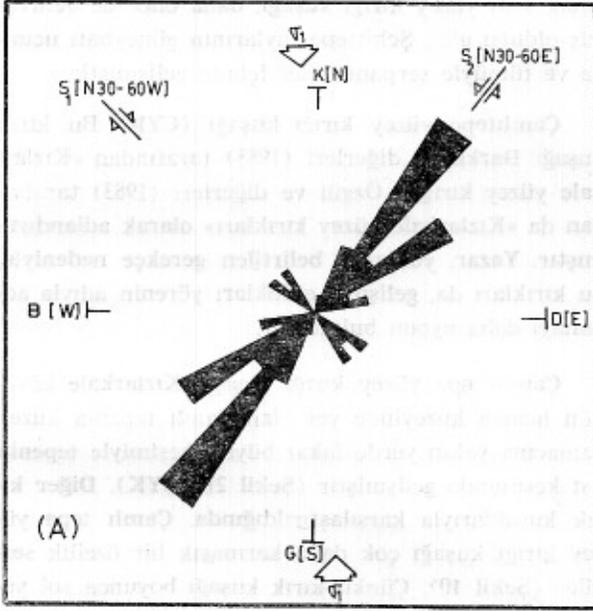
Şehittepe fayları (ŞF) Yaklaşık K30D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı faylar olup, tümüyle peridotit ve serpantinleşmiş peridotitler (Anadolu ofiyolitli karışığı) içinde gelişmiştir. Güneybatıda Dönertaş köyünün batısından başlayıp, Şehittepenin her iki, doğu ve batı yamacından geçerek Yufkalı (Çimli) köyü boyunca uzanır. Uzanımları boyunca yer yer sağa ya da sola 50-200 m lik sapmalar gösterir, bazan da kollara ayrılır (Şekil 2B).

Şehittepe fayları boyunca çok sayıda çizgisel dizilmiş kaynak yer alır. Diğer taraftan, 30 Ekim Horasan-Narman Depremi sırasında, fayların güneybatı ucunda Beşik sırtı yüzey kırığı kuşağı, kuzeydoğu kesimi içinde Şehittepe yüzey kırığı kuşağı gelişmiş olup, bunlar fayın niteliğini ve günümüzde diri olduğunu kanıtlamaktadır (Şekil 2B, ŞF, BYK, ŞYK).

Yaylayolu fayı (YF) Yaklaşık K50-60D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Güneybatıda Musaddık tepeden başlayıp, Dönertaş köyü yakın doğusundan geçerek kuzeydoğuda Balabantaş köyüne değin uzanır. Bu uzanım boyunca yaklaşık 10 km uzunlukta olup, yer yer 120 ile 250 m kadar sol yanal sapmalar gösterir (Şekil 2B).

Hacıahmet köyünün 2-2.5 km kuzeybatısında, bir taraftan Armutlu fayı sönümlenmekte, diğer taraftan da sol yanal Yaylayolu fayı ile sağ yanal Hacıahmet fayı kesişerek eşlenik bir sistem oluşturmaktadır. Nitekim, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi sırasında da aynı yörede sağ ve sol yanal nitelikli yüzey kırıkları (Musaddık tepe yüzey kırığı ve Yaylayolu yüzey kırığı kuşakları) gelişmiştir (Şekil 2B, YF, HF, MYK, YYK, KYK). Bu yüzey kırıkları, bir taraftan her üç fayın da diri olduğunu, diğer taraftan da eşlenik fay sisteminin varlığını kanıtlamaktadır.

Özet olarak incelenen alanda haritalanabilmiş tüm fayların (diri ve diri olmayan) doğrultuları kullanılarak hazırlanan gül diyagramında, fayların ortalama K30-60D gidişli sol yanal doğrultu atımlı ve K30-60B gidişli sağ yanal doğrultu atımlı bileşenler kapsadıkları; yaklaşık K-G yönelimli sıkışma gerilimi altında ve değişik yaş konaklarında gelişmiş eşlenik bir sistem oluşturdukları sonucuna varılmıştır (Şekil 7). İnceleme alanı içinde ve onun güneybatı ile kuzeydoğu uzanımı içinde Çobandede Fay Kuşağı olarak adlandırılan bu eşlenik sistem, bölgede önemli depremsellik riski taşıyan ve günümüzde etkin olan sol ve sağ yanal nitelikli faylar kapsamaktadır.



Şekil 7) Fayların egemen doğrultularını gösterir gül diyagramı. C1) En büyük sıkışma gerilimi eksenini.

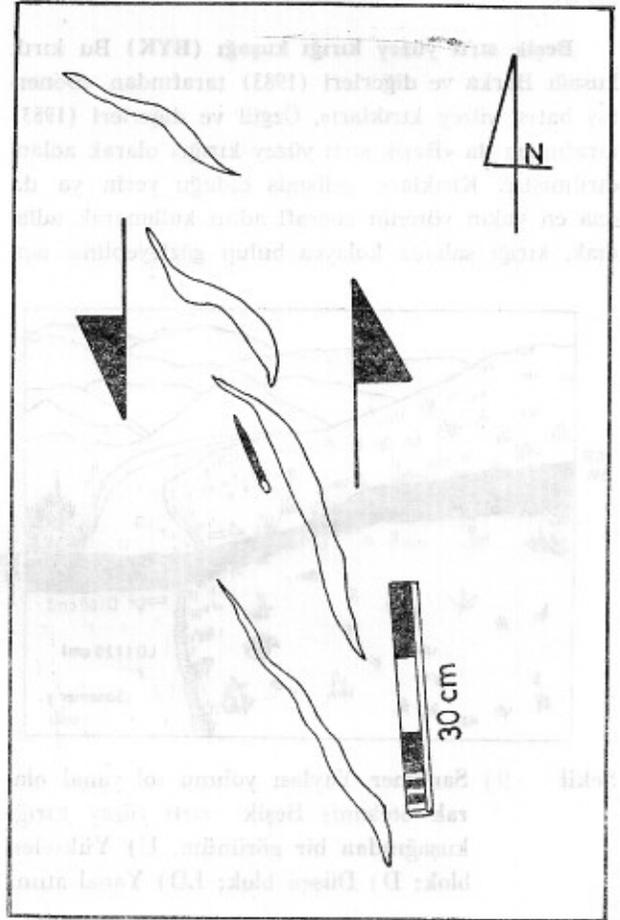
Figure 7) Rose diagram illustrating the predominant trends of faults. C1) Principal compressive stress axis.

30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi yüzey kırıkları

Horasan-Narman depremi sırasında, genişlikleri birkaç metre ile 50 m arasında, uzunlukları ise yine birkaç metre ile yaklaşık 2 km arasında, değişen çok sayıda yüzey kırığı kuşağı gelişmiştir. Bunların çoğunluğu sol yanal, az bir kısmı da sağ yanal niteliklidir. Hemen hemen tümü, Muratbağı ve Balabantaş köyleri arasında uzanan inceleme alanı içinde oluşmuştur (Şekil 2B).

Horasan-Narman Depremi yüzey kırıkları, varsa gelişmiş oldukları yerin, yoksa ona en yakın yöre nin coğrafi adı temel alınarak adlandırılmış olup, başlıcaları Armutlu dere, Aşağıbademözü, Beşiktaş sırtı, Çamlı tepe, Elmalı dere, Kağanların sırtı, Kağan sırtı, Musaddık tepe, Şehittepe ve Yaylayolu yüzey kırığı kuşaklarıdır (Şekil 2B).

Armutlu dere yüzey kırığı kuşağı (AYK) Gelişmiş olduğu yerin coğrafi adı kullanılarak adlandırılmış olan kırık kuşağı, Dönertaş köyünün 1.5 km güneydoğusundaki Armutlu dere de, Armutlu fayı boyunca gelişmiştir. Ortalama K40D doğrultulu ve sol yanal niteliklidir. 120 m uzunluğunda ve 8 m genişliğinde olan kırık kuşağı, uzunlukları 1.2 m ile 10.8 m arasında değişen ve bindirimli (en echelon) dizilim sunan açık çekme kırıklarından oluşur. Genelde kırıkların batı blokları düşmüş olup, düşey atım miktarı 15-20 cm dolayındadır. Sol yanal doğrultu atım saptanamamakla birlikte, kırıkların dizilim biçimi, sol



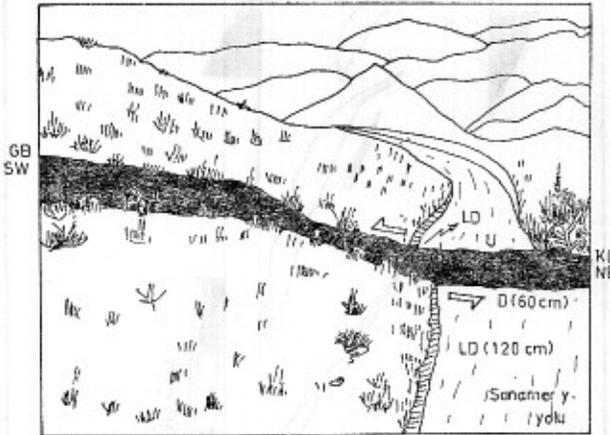
Şekil 8) Sol yanal devinimi gösteren bindirimli açık çekme çatlakları.

Figure 8) En echelon open gashes indicating a left-lateral movement.

yanal doğrultu atımlı bir devinimi belirtmektedir (Şekil 2B, AYK).

Aşağıbademözü yüzey kırığı kuşağı (ABYK) İnceleme alanı dışında fakat Horasan ilçesinin yakın kuzeyinde yer alan Aşağıbademözü ve Yukarıbademözü köylerinin batısındaki sırt boyunca gelişmiştir. Tümüyle Horasan formasyonunun az pekişmiş çakıltaşı-kumtaşı birimleri içinde oluşmuş olan kırık kuşağı, Aşağıbademözü köyünün 200-250 m batısındaki eski karayolundan başlayıp, bir sırt boyunca, 2-2.5 km kadar Yukarıbademözü köyünün 1 km batısına değin uzanır. Tüm uzanımı boyunca sürekli olmayıp, yer yer kesintilidir. Yaklaşık K-G doğrultulu, sol yanal nitelikli olan kırık kuşağının genişliği birkaç metre ile 40 m arasında değişir. Kırıklar boyunca doğu blok batı blok'a göre 10-20 cm arasında değişen miktarlarda alçalmıştır. Sol yanal doğrultu atım gözlenememiş olmakla birlikte, açık çekme kırıklarının dizilimi sol yanal bir devinimi göstermektedir (Şekil 8).

Beşik sırtı yüzey kırığı kuşağı (BYK) Bu kırık kuşağı Barka ve diğerleri (1983) tarafından «Dönertaş batısı yüzey kırıkları», Özgül ve diğerleri (1983) tarafından da «Beşik sırtı yüzey kırığı» olarak adlandırılmıştır. Kırıkları, gelişmiş olduğu yerin ya da ona en yakın yörenin coğrafi adını kullanarak adlamak, kırığı sahada kolayca bulup gözleyebilme açı-



Şekil 9) Sanamer Yaylası yolunu sol yanal olarak ötelemiş Beşik sırtı yüzey kırığı kuşağından bir görünüm. U) Yükselen blok; D) Düşen blok; LD) Yanal atım.

Figure 9) A view from the Beşik ridge surface rupture zone which displaced left laterally the Sanamer Yayla path. U) Upthrown block; D) Downthrown block; LD) Left-lateral displacement.

sından son derece yararlıdır. Bu noktayı temel alan yazar da, ikinci adlamayı kullanmayı yeğlemiştir.

Beşik sırtı yüzey kırığı kuşağı, Dönertaş köyünün yaklaşık 2.5 km kadar batısında yer alan Beşik sırtı yöresinde gelişmiştir (Şekil 2B). K45-60D doğrultulu, sol yanal doğrultu atımlı bir kırık kuşağı olup, yaklaşık 1100 m uzunluğundadır. Kırık kuşağı, Dönertaş ve Hacıahmet köylerinin sınırını oluşturan ve Sanamer yaylasına giden dağ yolunu keserek sol yanal yönde 120 cm kadar ötelemiştir (Şekil 9). Aynı yerde kırığın doğu blok'u da 50-60 cm kadar düşmüştür. 20 cm ile 100 m arasında değişen uzunluklu ve bindirimli dizimli açık çekme kırıklarından oluşan Beşik sırtı yüzey kırığı kuşağı, daha önce de belirtilmiş olduğu gibi, Şehittepe faylarının güneybatı ucunda ve tümüyle serpantinitle içinde gelişmiştir.

Çamlıtepe yüzey kırığı kuşağı (ÇYK) Bu kırık kuşağı Barka ve diğerleri (1983) tarafından «Kızlarkale yüzey kırığı», Özgül ve diğerleri (1983) tarafından da «Kızlarkale yüzey kırıkları» olarak adlandırılmıştır. Yazar, yukarıda belirtilen gerekçe nedeniyle, bu kırıkları da, gelişmiş oldukları yörenin adıyla adlamayı daha uygun bulmuştur.

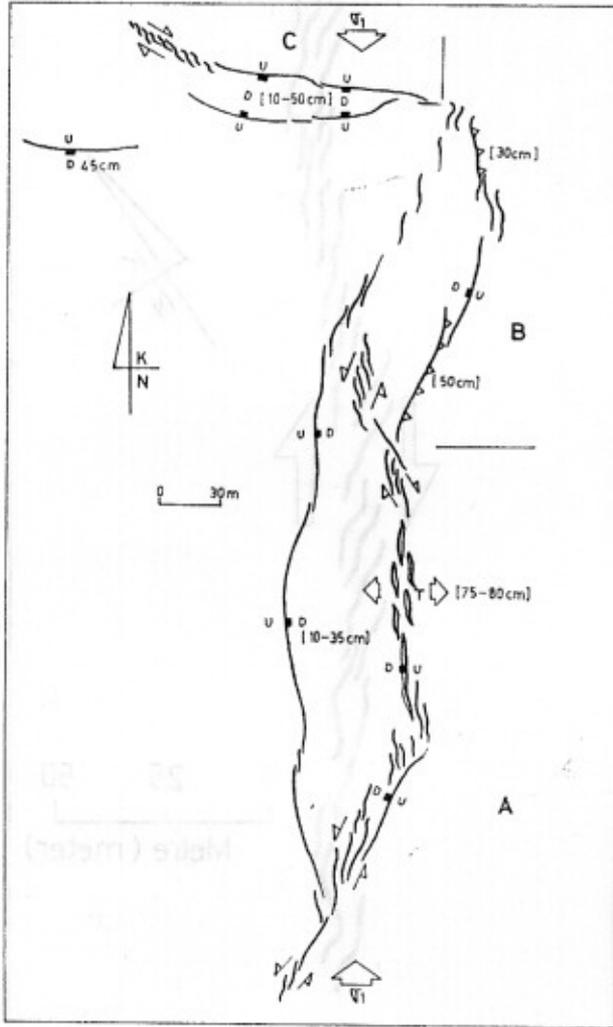
Çamlı tepe yüzey kırığı kuşağı, Kızlarkale köyünün hemen kuzeyinde yer alan Çamlı tepenin kuzey yamacına yakın yerde fakat büyük kesimiyle tepenin üst kesiminde gelişmiştir (Şekil 2B, ÇYK). Diğer kırık kuşaklarıyla karşılaştırıldığında, Çamlı tepe yüzey kırığı kuşağı çok daha karmaşık bir özellik sergiler (Şekil 10). Çünkü kırık kuşağı boyunca sol yanal, sağ yanal, açılma ve bindirme türünde değişik nitelikli yapılar gözlenmektedir (Şekil 10).

Çamlı tepenin güney-güneydoğu yamacından başlayan kırık kuşağı, hemen iki kola ayrıldıktan sonra, kuzey-kuzeybatı doğrultuda 450 m kadar izlenir. Daha sonra birleşen bu iki kol, K70-80B doğrultusuna dönerek yeniden iki kola ayrılır ve 150 m kadar izlendikten sonra gözden kaybolur. Böylece, Çamlı tepe yüzey kırığı kuşağının toplam uzunluğu 600 m dolayındadır. Bu kırık kuşağı, kırıkların doğrultu ve nitelikleri temel alınrsa üç alt bölüme ayrılabilir. Bunlar, Şekil 10 da görüldüğü gibi A, B ve C ile belirtilmiş olan alt bölümlerdir.

A-bölümünde, kırık ilkin K20-25D doğrultusunda ve sol yanal nitelikte başlayıp, daha sonra iki kola ayrılır. Her iki kol da bindirimli dizimli ve birkaç cm ile 125 m ye erişen uzunluklu açık çekme kırıklarından oluşmaktadır. Doğudaki kol daha karışık, batıdaki kol ise daha yalın ve daha uzun kırıklardan

oluşturmuştur. Doğu kolun batı blok'u, batı kolun ise doğu blok'u 10-35 cm arasında değişen miktarlarda göreceli olarak alçaldığından, kırık kuşağının A-bölümünde yaklaşık 5-50 m arasında değişen genişlikte bir graben yapısı oluşmuştur. Bu kesimde hem sağ, hem sol, hem de çekme niteliğinde kırıklar gözlenir. Bu bölümdeki en büyük açılma miktarı D-B doğrultusunda olup 75-80 cm dolayındadır (Şekil 10).

B-alt bölümünde ise, kuzeye gidildikçe her iki kol arasındaki uzaklık daralmakta ve iki kol birleş-



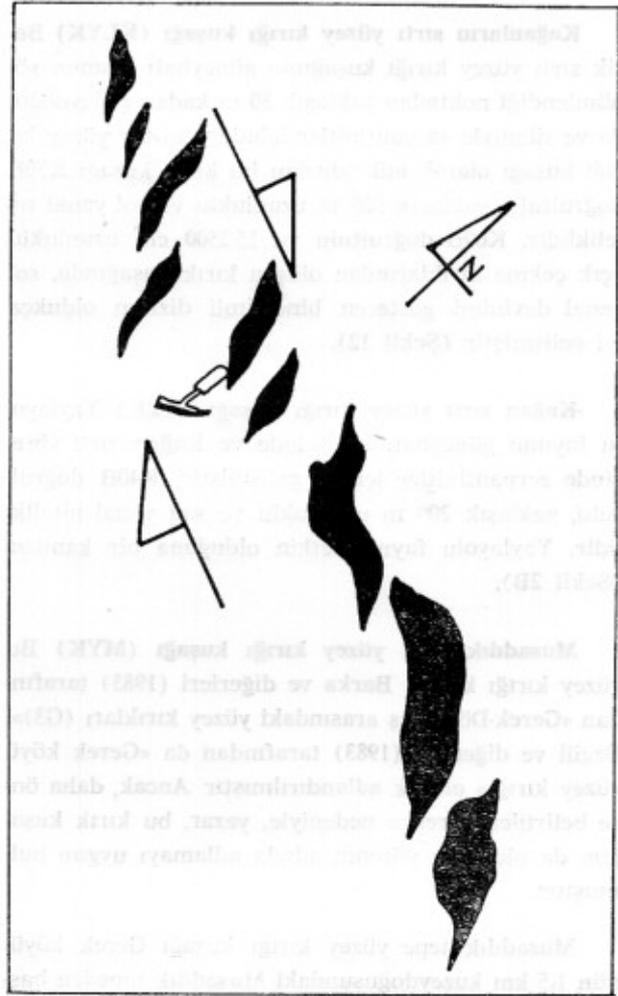
Şekil 10) Çamlı tepe yüzey kırığı kuşağının yaklaşık ölçekli harita görünümü. C1) En büyük sıkışma gerilimi eksenini; T) Açılma yönü; U) Yükselen blok; D) Düşen blok.

Figure 10) Sketch map of Çamlı hill surface rupture zone. C1) Principal compressive axis; T) Extension direction; U) Upthrown block; D) Downthrown block.

mektedir. Ancak doğudaki kolun uzantısında ve Çamlı tepenin kuzey yamacında, yamaç yukarı yönde ve bindirme türünde kırıklar gelişmiştir (Şekil 10). Bir başka deyişle, doğu ve yamaç aşağı taraftaki blok 30 cm kadar yükselerek, batı ve yamaç yukarı taraftaki blok'un üzerine büyük bir açıyla bindirmiştir (Şekil 10).

C-alt bölümünde, Çamlı tepe yüzey kırığı kuşağı K70-80B ya dönerek yeniden iki kola ayrılmakta ve aralarında 5-35 m genişlikte bir graben yapısı oluşmaktadır. Bu bölümde 150 m kadar izlenebilen kırık kuşağı, en sonunda sağ yanall devinimi belgeleyen türde bindirimli dizilim gösteren açık çekme kırıklarıyla sonlanmaktadır (Şekil 10, 11).

A ve B alt bölümlerinin ortalama doğrultusu K20D, C alt bölümününkü ise K80B olan Çamlı tepe



Şekil 11) Sağ yanall devinimi gösteren bindirimli dizilimli açık çekme kırıkları.

Figure 11) En echelon open gashes indicating right-lateral movement.

yüzey kırığı kuşağı, tümüyle, Gerek formasyonunu temsil eden volkanitler içinde gelişmiş olup, bir bütün olarak bakıldığında, belirgin bir şekilde K-G sıkışmayı ve ona koşut olarak da D-B doğrultusunda bir açılmayı belgelemektedir (Şekil 10).

Elmalı dere yüzey kırığı kuşağı (EYK) Kızılarka- le köyünün yaklaşık 2 km doğusunda ve Elmalı dere- nin sol yamacında gelişen K45D gidişli, 3-4 m genişlik- li, 150 m uzunluklu ve sol yanal nitelikli bir yüzey kırığı kuşağıdır. Karagüney fayının kuzeydoğu kesimi- nde ve fay çizgisi boyunca gelişmiş olup, Karagü- ney fayının etkin olduğuna dolaysız bir kanıttır (Şe- kil 2B). Bindirimli dizilimli ve değişik boyutlu açık çekme çatlaklarından oluşan Elmalı dere yüzey kırığı kuşağı, aynı zamanda, Çayırüzü formasyonu ile Gerek formasyonunun dokanağında gelişmiştir.

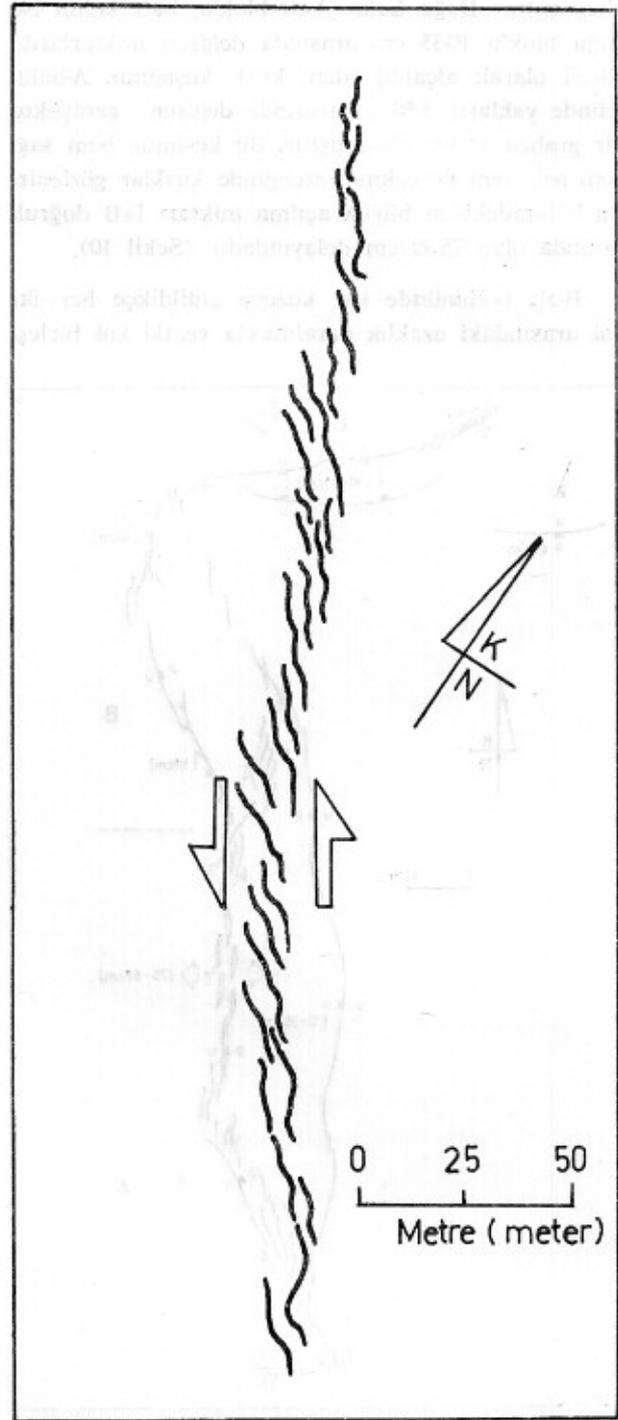
Kağanların sırtı yüzey kırığı kuşağı (KLYK) Be- şik sırtı yüzey kırığı kuşağının güneybatı ucunun sö- nümlendiği noktadan yaklaşık 30 m kadar güneydoğu- da ve tümüyle serpantinitle içinde yeni bir yüzey kırığı kuşağı olarak adlandırılan bu kırık kuşağı K30B doğrultulu yaklaşık 300 m uzunluklu ve sol yanal ni- teliklidir. K60B doğrultulu ve 15-2500 cm uzunluklu açık çekme kırıklarından oluşan kırık kuşağında, sol yanal devinimi gösteren bindirimli dizilim oldukça iyi gelişmiştir (Şekil 12).

Kağan sırtı yüzey kırığı kuşağı (KYK) Yaylayo- lu fayının güneybatı kesiminde ve Kağan sırtı yöre- sinde serpantinitle içinde gelişmiştir. K40B doğrul- tulu, yaklaşık 200 m uzunluklu ve sağ yanal nitelik- lidir. Yaylayolu fayının etkin olduğuna bir kanıttır (Şekil 2B).

Musaddık tepe yüzey kırığı kuşağı (MYK) Bu yüzey kırığı kuşağı Barka ve diğerleri (1983) tarafın- dan «Gerek-Dönertaş arasındaki yüzey kırıkları (G3)», Özgül ve diğerleri (1983) tarafından da «Gerek köyü yüzey kırığı» olarak adlandırılmıştır. Ancak, daha ön- ce belirtilen gerekçe nedeniyle, yazar, bu kırık kuşa- ğını da oluştuğu yörenin adıyla adlamayı uygun bul- muştur.

Musaddık tepe yüzey kırığı kuşağı Gerek köyü- nün 1.5 km kuzeydoğusundaki Musaddık tepeden baş- lamakta ve K-K15D arasında değişen doğrultularda Gerekeğni'nin doğu eteğine kadar yaklaşık 2 km bo- yunca izlenebilmektedir (Şekil 2B, MYK).

Horasan-Narman Depremi sırasında gelişen en uzun kırık kuşaklarından biri olmasına karşın, kırık



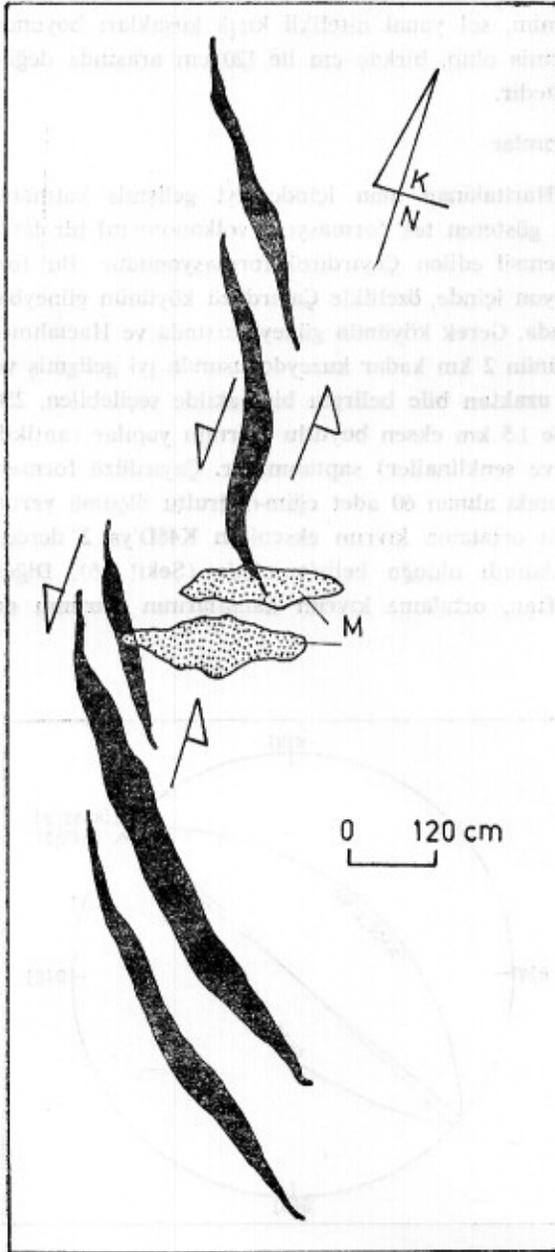
Şekil 12) Kağanların sırtı yüzey kırığı kuşağının yaklaşık ölçekli harita görünümü.

Figure 12) Sketch map of Kağanların ridge surface rupture zone.

ğın boyutu ile uyumlu miktarda sol yanal atım ölçülebilmiştir. Ölçülebilen miktar 60 cm dolayındadır. Ancak, Barka ve diğerleri (1983), bu kırık kuşağı bo-

yunca gelişmiş olan sol yanal atım miktarının 80 cm ile 1 m olduğunu belirtmektedir. Bu kırık kuşağının diğer bir özelliği de, Gerekdağı fayının sağ yanal sarma gösterdiği yerde gelişmiş olmasıdır (Şekil 2B, MYK).

Çayırüzü formasyonunu temsil eden volkano-tortul istif içinde gelişen Musaddık tepe yüzey kırığı kuşağı, birkaç m ile 20-25 m arasında değişen uzun-



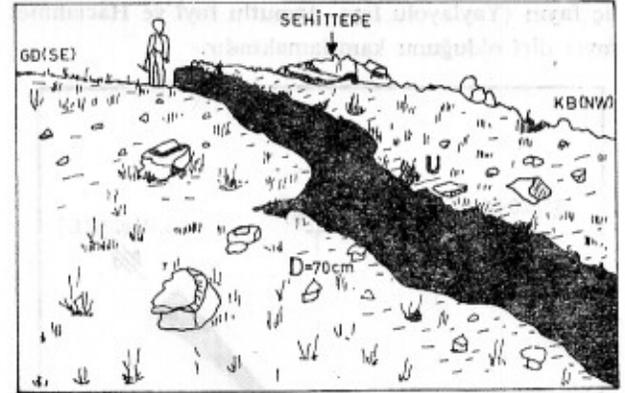
Şekil 13) Sol yanal devinimi gösteren bindirimli dizilimli açık çekme kırıkları ve basınç sırtları (M).

Figure 13) En echelon open gashes indicating left-lateral movement, and mounds (M)

luklu ve bindirimli dizilimli, K20-25B doğrultulu açık çekme kırıklarından oluşmaktadır. Bu kırık kuşağında, özellikle basınç sırtları oldukça iyi gelişmiştir (Şekil 13).

Şehittepe yüzey kırığı kuşağı (ŞYK) Bu kırık kuşağı Barka ve diğerleri (1983) tarafından «Çimli yüzey kırıkları (Ç2)» Özgül ve diğerleri tarafından da (1983) «Kızıl (Şehit) tepe yüzey kırığı» olarak adlandırılmış olup, yazar küçük bir değişiklik ile ikinci adlamayı benimsemiştir.

Şehittepe yüzey kırığı kuşağı, Yufkalı (Çimli) köyünün güneybatısındaki Şehittepenin kuzeye bakan yamacında 2660 kotunda başlayıp, tepeyi doruk çizgisi boyunca güneybatıya doğru kat etmektedir (Şekil 14). Kırık kuşağı hemen tümüyle serpantinitle içinde gelişmiş olup, değişik uzunluklu ve bindirimli dizilimli açık çekme kırıklarından oluşur. Genel olarak, kırıkların doğu bloğu görece olarak alçalmış olup, en büyük düşey atım miktarı 70 cm kadardır (Şekil 14). Yaklaşık K35D doğrultulu ve sol yanal ni-



Şekil 14) Şehittepe yüzey kırığı kuşağından bir görünüm. U) Yükselen blok; D) Düşen blok.

Figure 14) View from Şehittepe surface rupture zone. U) Upthrown block; D) Downthrown block.

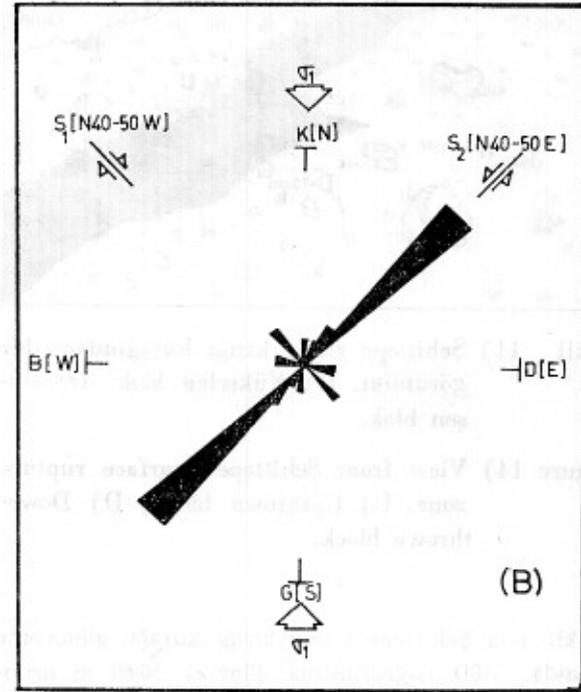
telikli olan Şehittepe yüzey kırığı kuşağı, güneybatı ucunda, G40D doğrultusuna dönerek 50-60 m uzunluklu ve sağ yanal nitelikli eşlenik bir kırık kuşağıyla sonlanır. Kırık kuşağı içinde, özellikle Şehittepenin doruk kesiminde çok iyi gelişmiş basınç sırtları gözlenir.

Kırık kuşağının hemen 30-40 m batısından hemen hemen aynı doğrultuda Şehittepe fayı geçmekte olup, fay ile yeni yüzey kırığı arasında yakın ilişki vardır.

Kırık kuşağının izlenebilen uzunluğu 600 m dolayındadır (Şekil 2B, ŞYK).

Yaylayolu yüzey kırığı kuşağı (YYK) Hacıahmet köyünün yaklaşık 2 km kuzeybatısında Yaylayolu fayı, Armutlu fayı ve Hacıahmet fayı arasında, dikdörtgen biçiminde bir alan bulunmakta olup, bu alan içinde, Hacıahmet köyünün eski yıkıntısı da yer almaktadır. Bu alan içinde biri D-B gidişli sağ yanal, diğeri ise K40D gidişli sol yanal iki yüzey kırığı kuşağı gelişmiştir (Şekil 2B, $YYK_{1,2}$). Eşlenik bir takım oluşturan bu iki kırık kuşağından sol yanal nitelikli olan yaklaşık 800 m uzunluklu olup, genel olarak kırıkların doğu blokları düşmüştür. En büyük düşey atım miktarı 70 cm ile 1 m arasında, yatay açılma miktarı ise birkaç cm ile 1 m arasında değişmektedir. Diğer taraftan, sağ yanal nitelikli kırık kuşağı da yaklaşık 500 m uzunluklu olup, kuzey blok 15-20 cm kadar düşmüştür. Her iki kırık kuşağı da Çayırüzü formasyonu içinde gelişmiştir.

Gerek Yaylayolu yüzey kırığı kuşakları, gerekse yine aynı alanda yer alan eski bir köy yıkıntısı, her üç fayın (Yaylayolu fayı, Armutlu fayı ve Hacıahmet fayı) diri olduğunu kanıtlamaktadır.

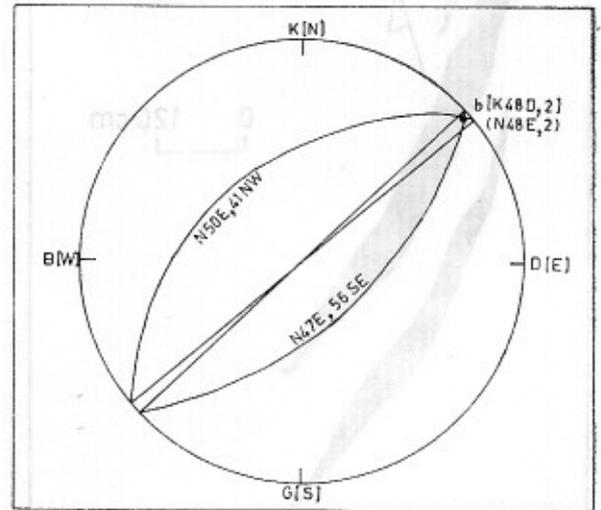


Şekil 15) Deprem yüzey kırıklarının egemen doğrultularını gösteren gül diyagramı. C1) En büyük sıkışma gerilimi eksenini gösteren stereografik izdüşüm. Figure 15) Rose diagram illustrating the predominant trends of earthquake surface ruptures. (C1) Principal compressive stress axis.

Özet olarak, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi sırasında gelişmiş olan yüzey kırıklarının, ortalama K40-50D doğrultulu sol yanal ve K40-50B doğrultulu sağ yanal nitelikli kırıklar içeren eşlenik bir sistem olduğu söylenebilir (Şekil 15). Bu eşlenik sistemde, genel olarak, sol yanal kırık kuşakları boyunca güneydoğu blok, sağ yanal kırık kuşakları boyunca da kuzey-kuzeydoğu blok görelisi olarak alçalmıştır. En büyük düşey atım 1 m, yine en büyük yatay açılma da 70 cm - 1 m arasındadır. Asıl doğrultu atımlı devinim, sol yanal nitelikli kırık kuşakları boyunca gelişmiş olup, birkaç cm ile 120 cm arasında değişmektedir.

Kıvrımlar

Haritalanan alan içinde, iyi gelişmiş katmanlı yapı gösteren tek formasyon, volkanotortul bir istif ile temsil edilen Çayırüzü formasyonudur. Bu formasyon içinde, özellikle Çayırüzü köyünün güneybatısında, Gerek köyünün güneybatısında ve Hacıahmet köyünün 2 km kadar kuzeydoğusunda iyi gelişmiş ve çok uzaktan bile belirgin bir şekilde seçilebilen, 250 m ile 1.5 km eksen boyutlu kıvrımlı yapılar (antiklinal ve senklinaller) saptanmıştır. Çayırüzü formasyonunda alınan 60 adet eğim-doğrultu ölçümü yardımıyla ortalama kıvrım ekseninin K48D'ya 2 derece ile dalımlı olduğu belirlenmiştir (Şekil 16). Diğer taraftan, ortalama kıvrım kanatlarının durumu da

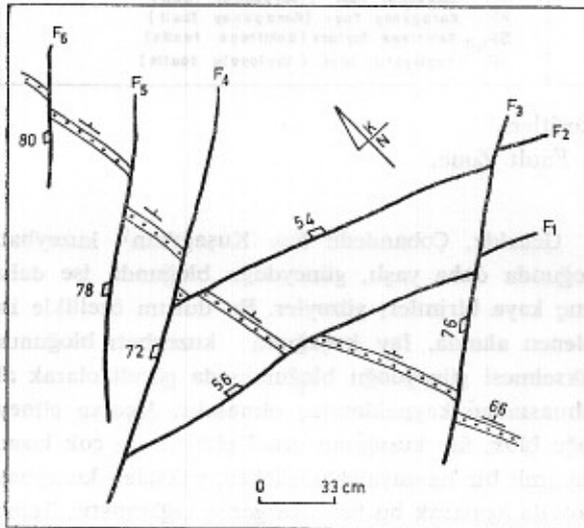


Şekil 16) Kıvrım eksenlerinin ortalama yönelimini gösteren stereografik izdüşüm. b) Ortalama kıvrım eksenini gösteren stereografik izdüşüm. Figure 16) Stereographic projection illustrating average orientation of fold axes. b) Average fold axis.

K50D, 41KB, ve K47D, 56GD dur. Bu ortalama değerden açıkça görüldüğü gibi, kıvrımın iki kanadının eğim miktarları arasında 15 derecelik bir eğim açısı farklılığı vardır. Bu ise kıvrımın bakışsız olduğunu gösterir. Saha gözlemleri ve haritalama sonucu saptanan kıvrımların güneydoğuya eğimli olan kanatları bakışsız olup, bazan bu kanadın eğim miktarı 90 dereceye değin değişmektedir (Şekil 2B). Yer yer de, örneğin Karagüney tepenin güneydoğu ucunda olduğu gibi, yine aynı kanat devrik konumdadır (Şekil 4, 18).

TEKTONİK YAPILAR ARASINDAKİ İLİŞKİLER

Çobandede Fay Kuşağı'nın, özellikle Muratbağı-Balabantaş arasındaki kesiminde, fay kuşağı içinde ve onun güneydoğu bloğunda yüzeyleyen Çayırüzü ve Horasan formasyonları önemli tektono-sedimanter yapılar sunarlar. Bunlar arasında çapraz katmanlanma, üste doğru kalınlaşıp incelen tortul düzeyler ardaşımı, küçük ölçekli büyüme fayları (Şekil 17), fay-



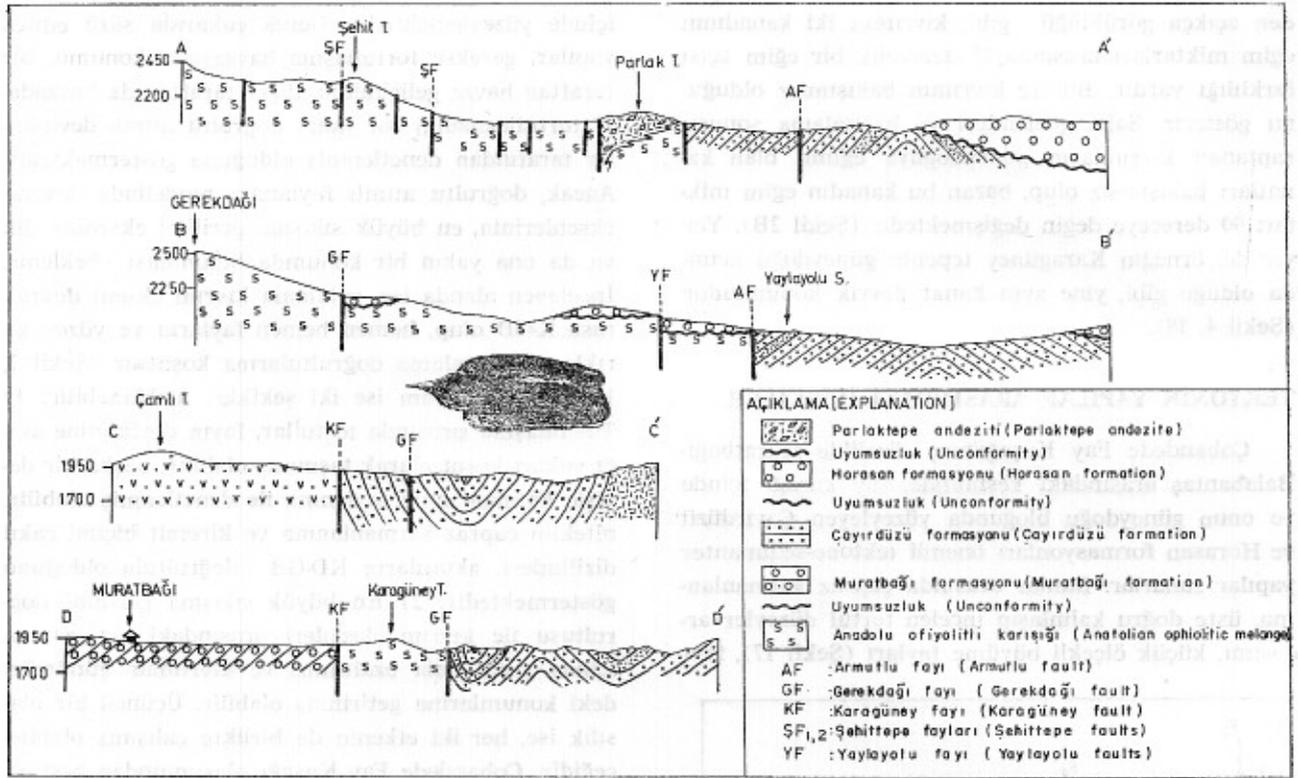
Şekil 17) Andezitik tüfler (Çayırüzü formasyonu) içinde gelişmiş büyüme fayları (F1 F6).

Figure 17) Growth faults (F1 F6) developed in andesitic tuffs (Çayırüzü formation).

lara bakan kanatları bakışsız-devrik konumlu antiklinaller ve senklinaller (Şekil 2B) ve tortullaşma ile yaşıt volkanizma sayılabilir. Diğer taraftan, Üst Miyosen (?) - Pliyosen yaşlı Çayırüzü ve Pliyosen yaşlı Horasan formasyonları, yaklaşık KD-GB eksen konumlu ve daha yaşlı birimler (Anadolu ofiyolitli karışığı, Gerek formasyonu) üzerinde gelişmiş, yaklaşık

Çobandede Fay Kuşağına koşut karasal bir havza içinde yüzeylenmektedir. Gerek yukarıda sözü edilen yapılar, gerekse tortullaşma havzasının konumu, bir taraftan havza gelişiminin, diğer taraftan da havzadaki tortullaşmanın sol yanal doğrultu atımlı devinimler tarafından denetlenmiş olduğunu göstermektedir. Ancak, doğrultu atımlı faylanma modelinde, kıvrım eksenlerinin, en büyük sıkışma gerilimi eksenine dik ya da ona yakın bir konumda bulunması beklenir. İncelenen alanda ise, ortalama kıvrım eksenine doğrultusu K48D olup, hemen hemen fayların ve yüzey kırıklarının ortalama doğrultularına koşuttur (Şekil 7, 15, 16). Bu durum ise iki şekilde açıklanabilir: 1) Tortullaşma sırasında tortullar, fayın devinimine aşağı yukarı koşut olarak taşınmış olabilir, başka bir deyişle katmanlanma faylanma ile denetlenmiş olabilir, nitekim çapraz katmanlanma ve kiremit biçimi çakıl dizilimleri, akıntıların KD-GB doğrultulu olduğunu göstermektedir; 2) En büyük sıkışma gerilimi doğrultusu ile kıvrım eksenleri arasındaki açı, zaman içinde rotasyonla azaltılmış ve kıvrımlar günümüzdeki konumlarına getirilmiş olabilir. Üçüncü bir olasılık ise, her iki etkenin de birlikte çalışmış olabileceğidir. Çobandede Fay Kuşağı oluşumundan beri etkin ise, bu olasılık daha gerçekçi bir varsayım olabilir.

Benzer şekilde, faylarla deprem yüzey kırıkları arasında da, özellikle köken ve ortam koşulları bakımından yakın bir ilişkinin bulunduğu açıktır. Bu ilişkiyi kanıtlayan gözlemler özetlenecek olursa: 1) Deprem yüzey kırıkları sol ve sağ yanal nitelikli olup, ortalama doğrultuları sırayla K40-50D ve K40-50B dir (Şekil 15). Faylar da her iki sol ve sağ yanal nitelikli olup, ortalama doğrultuları sırayla K30-60B dir (Şekil 7), 2) Deprem yüzey kırıklarının çoğunluğu sol yanal, daha az sayıdaki bir kısmı sağ yanal niteliklidir. Aynı şekilde, fayların çoğunluğu sol yanal olup, sağ yanal olanlar ikinci derecede kalır (Şekil 7); 3) Yüzey kırıklarının çoğunluğu, özellikle büyük boyutlu olanlar, fayların sönümlendiği yerde (fayların uç kesimlerinde) ya da onlara yakın kesimlerde gelişmiştir (Şekil 2B); 4) Gerek deprem yüzey kırıkları gerekse faylar, sol yanal bileşenleri egemen olan eşlenik sistemler oluşturmaktadır (Şekil 7, 15); 5) Deprem yüzey kırıklarının boyut ve geometrileriyle, faylarınki hemen hemen aynıdır. Her ikisinde de, kırıkların boyutu beklenenden küçük olup (faylarda birkaç yüz metre ile 15 km, yüzey kırıklarında ise birkaç m ile 2 km) bindirimli dizilim izlenir; 6) Faylar ve deprem yüzey kırıklarının içinde geliştikleri kaya türleri aynıdır; 7) Doğrultu atımlı faylanma modeline göre,



Şekil 18) Çobandede Fay Kuşağı boyunca jeoloji enine kesitleri.
Figure 18) Geological cross-sections through Çobandede Fault Zone.

gerek deprem yüzey kırıklarının, gerekse fayların oluşumunu sağlayan en büyük sıkışma gerilimi yaklaşık K-G yönelimlidir (Şekil 7 ve 15).

Yukarıda kısaca sözü edilen ilişkiler, geçmişte fayları oluşturmuş olan mekanizma ile, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi yüzey kırıklarının oluşturan mekanizmanın aynı olduğunu kanıtlamaktadır. Bu mekanizma ise, yaklaşık K-G yönelimli sıkışma geriliminin, kayaçların yenilme sınırını aşarak, daha yaşlı faylar ya da yeni sol ve sağ kırıklar boyunca serbestleşmesi olgusudur. Bu olgu da, Arap levhasının kuzey-kuzeydoğuya doğru deviniminden kaynaklanmaktadır.

SONUÇ

Çobandede Fay Kuşağı, yaklaşık K-G sıkışmanın sonuçladığı, sol yanal doğrultu atımlı, günümüzde etkin, bölgenin depremselliğinde önemli rol oynayan, büyük boyutlu bir jeo-tektonik yapıdır. Egemen olarak sol yanal fakat daha az sayıda da sağ yanal diri ve diri olmayan eşlenik fay takımlarından oluşur.

Geneide, Çobandede Fay Kuşağı'nın kuzeybatı bloğunda daha yaşlı, güneydoğu bloğunda ise daha genç kaya birimleri yüzeyler. Bu durum özellikle incelenen alanda, fay kuşağının kuzeybatı bloğunun yükselmesi güneydoğu bloğunun da görece olarak alçalmasından kaynaklanmış olmalıdır. Alçalan güneydoğu blok, fay kuşağının genel gidişine az çok koşut uzanımlı bir havzaya dönüşürken, yükselen kuzeybatı blok da aşınarak bu havzaya geçiş sağlamıştır. Temeli Anadolu ofiyolitli karışığı ve Gereke formasyonunun oluşturduğu doğrultu atımlı faylanma havzasında (Çobandede Fay Kuşağı'nın güneydoğu blok'u), faylanma ile denetlenen tortullaşma sırayla Muratbağı, Çayırüzü ve Horasan formasyonlarının oluşumunu sağlamıştır. Bu formasyonların gittikçe artan kalınlığı ve etkin faylanma nedeniyle, havza temelinde yer alan daha yaşlı birimler gittikçe daha derine gömülürken, aynı birimler, havzanın kuzeybatı kenarındaki (fay kuşağının kuzeybatı blok'u) yükselme ve aşınım nedeniyle yüzeye değin çıkmışlardır.

Arap Levhası'nın kuzey-kuzeydoğuya doğru deviniminden kaynaklanan yaklaşık K-G yönelimli sıkışma gerilimi, Pliosen başından günümüze değin geçen süre içinde ve değişik zamanlarda serbestleyerek Ço-

bandede Fay Kuşağı'm sonuçlamıştır. Jeolojik ve tarihsel zamanlarda olduğu gibi, en son 30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi, deprem ile birlikte gelişen yüzey kırıkları ve 18 Eylül 1984 Şenkaya Depremi de aynı sıkışma geriliminin günümüzde yarattığı olay ve yapılarıdır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975, Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 18, 91-101.
- Arpat, E., Şaroğlu, F. ve İz, H.B., 1977, Çaldıran depremi: *Yeryuvarı ve İnsan*, 2, 29-41.
- Barka, A., Şaroğlu, F. ve Güney, Y., 1983, Horasan-Narman depremi ve bu depremin Doğu Anadolu neotektoniğindeki yeri: *Yeryuvarı ve İnsan*, 8, 16-21.
- Bayraktutan, S., 1982, *Narman (Erzurum) Havzasının Miyosen'deki Sedimentoloji Evrimi: Atatürk Üniversitesi, Doktora tezi*, 282 s.
- Kerey, E., Bozkuş, C. ve Emre, T., 1984, *Erzurum, Horasan Havzasında Pliosen yaşlı gölsel kömür seviyeli Alıçeyrek formasyonunun stratigrafik, sedimentolojik ve tektonik özellikleri* :
Kuzeydoğu Anadolu I. Ulusal Deprem Simpozyumu Bildiri Özetleri, 29-30.
- Ketin, İ., 1968, *Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derg.*, 71,
- Koçyiğit, A., 1983a, *Kuzey Anadolu Fayı Kuşağı ve Erzincan Depreminde oluşmuş kırıklar: 37. Türkiye Jeol. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri*, 73-74.
- Koçyiğit, A., 1983b, *Doğu Anadolu Bölgesi'nin depremselliği ve gerekli çalışmalar: Yeryuvarı ve İnsan*, 8, 25-29.
- Koçyiğit, A., 1984, *Karayazı Fayı ve batı kesiminin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. (Baskıda)*.
- Koçyiğit, A. ve Rojay, B., 1984, *Doğu Anadolu Bölgesi'nin yeni tektonik çatısı ve Horasan-Narman depremi 1983: Kuzeydoğu Anadolu I. Ulusal Deprem Simpozyumu Bildiri Özetleri*, 31-32.
- Özgül, N., Seymen, İ. ve Arpat, E., 1983, *30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin makrosismik ve tektonik özellikleri: Yeryuvarı ve İnsan*, 8, 21-25.
- Rathur, A.Q., 1969, *Pasinler-Horasan (Erzurum) sahasına ait genel jeolojik rapor: Maden Tetkik ve Arama Genel Direktörlüğü Der. Rap. No. 52*, 66 s.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1979, *Tutak Diri Fayı özellikleri ve Çaldıran Fayı ile ilişkisi: Yeryuvarı ve İnsan*, 4, 11-14.

Abant - Yeniçağa (Bolu) Bölgesinin Tektoniği

TECTONICS OF THE ABANT - YENİÇAĞA (BOLU) REGION

ALİ ÖZTÜRK, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas.

SELİM İNAN, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas.

S. ZEKİ TUTKUN, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas.

ÖZ : Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun bir bölümünü içine alan inceleme alanı, Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin devinimlerinin etkisinde kalarak oldukça kırıklı ve kıvrımlı bir yapı kazanmıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzeyinde ve güneyinde yer alan bölgeler, Üst Miyosen başına kadar farklı tektonik rejimlerin etkisinde ve Üst Miyosen'den günümüze kadar geçen dönemde ise aynı tektonik rejimin etkisi altında kalmıştır. Bu nedenle birinci evre «Paleotektonik Dönem» ve ikinci evre de «Neotektonik Dönem» adı altında incelenmiştir.

Paleotektonik dönemde, genellikle çekme ve sıkıştırma türü tektonik evreler birbirini izlemiştir. Bölgede Liyas başında egemen olan çekme tektoniği nedeniyle başlayan riftleşme, okyanusal kabuğun oluşmasını sağlamıştır. Derinleşme Üst Kretase ortalarına kadar sürmüş ve Üst Kretase sonunda artan sıkışma tektoniği nedeniyle aradaki okyanus (Neotetis), kapanmaya başlamıştır. Sonuçta Anatolit ve Pontitler çarpışmış ve bunun sonucu olarak da ofiyolitli karışımlar oluşmuştur.

İnceleme alanındaki en önemli yapılardan biri de Kuzey Anadolu Deprem Fayı'dır. Sağ yönlü olan fay bugüne kadar ölçülebilen toplam atımı, 85 Km. dir. Halen diri olan fay, hareketliliğini Arap plakasının Anadolu Plakasını batıya doğru itmesi sonucunda kazanmıştır.

ABSTRACT : The study area including a part of the North Anatolian Fault Zone has gained a severe fractured and folded structure due to the Caledonian, Hercynian and Alpine orogenies. The northern and southern block of the North Anatolian Fault Zones were under the influence of different tectonic regimes up to the Upper Miocene time, but those of the same tectonic regime during the time between Upper Miocene and present. So, the tectonic regime prevailed during the elapsed time up to the Upper Miocene has been named as the Paleotectonic period and the tectonic regime has been prevailing since the Upper Miocene as the Neotectonic period.

During the Paleotectonic period, generally the tensional and compressional tectonic regimes have followed each others. The tensional tectonic regime, which was predominant at the beginning of Liassic time, caused the rifting which led the formation of oceanic crust. The continued deepening of ocean has lasted to the middle of Upper Cretaceous and then its closure has been initiated due to the increasing compressional tectonic regime at the end of Upper Cretaceous. Ultimately, the Anatolit and Pontit have collided to each other, therefore the ophiolitic melange has been obducted.

One of the main structures in the study area is North Anatolian Earthquake Fault, on which the measurable right lateral displacement amount known until now, is 85 Km. The motion along the fault, which is still active, has been caused by that the Arabian Plate pushes the Anatolian Plate westward.

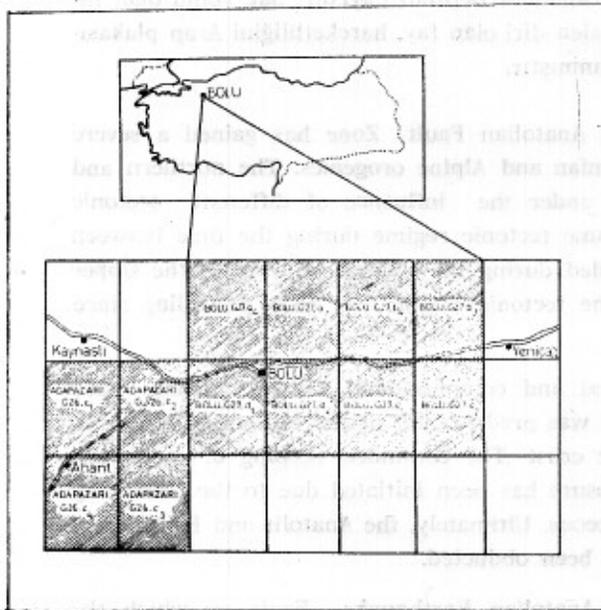
GİRİŞ

Türkiye sınırları içerisindeki uzunluğu 1150 Km, genişliği 5-10 Km. arasında değişen, genellikle doğu-batı uzanımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu, aktivitesi ve oluşumu bakımından günümüze kadar birçok araştırmacının ilgisini çekmiş ve değişik kesimlerinde çeşitli amaçlara yönelik çalışmaların yapılmasına neden olmuştur. Özellikle son yıllarda gelişen levha tektoniği kuramı nedeniyle bu çalışmalar daha da artmıştır.

Bu çalışmalar arasında, Blumenthal (1945, 1948), Abdüsselamoğlu (1959), Pavoni (1961), Canitez (1962, 1969, 1973), Engin (1966), Ketin (1969), Nawrazi (1976), Ataman ve diğerleri (1975), Tokay (1973), Seymen (1974), Öztürk (1976), Yılmaz ve diğerleri (1981), Şengör (1981), Tutkun ve İnan (1982), Koçyiğit (1983, 1984), Öztürk ve diğerleri (1984) ten söz edilebilir.

Bu çalışma, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Abant-Yeniçağa arasında kalan bölümünün tektonik özelliklerini aydınlatmayı amaçlamaktadır. Ayrıca son yıllarda güncellik kazanan «Türkiye'nin yeni tektoniği» konusunda da bölgede saptanan özellikler sergilenmektedir.

Bu amaca uygun olarak yaklaşık 1800 Km² lik bir alanı kapsayan bölgenin 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır (Şekil. 1). Haritalar üzerine yöredeki tüm eski ve dirj faylar, volkan merkezleri, sıcak



Şekil 1. Yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map.

su kaynakları ve travertenlerin konumları ayrıntılı olarak çizilmiştir. Ayrıca, katman ve eklem ölçüleriyle hazırlanan kontur diyagramlarına dayanılarak, bölgeyi etkileyen sıkışma geriliminin yönelimi saptanmıştır.

TEKTONİZMA

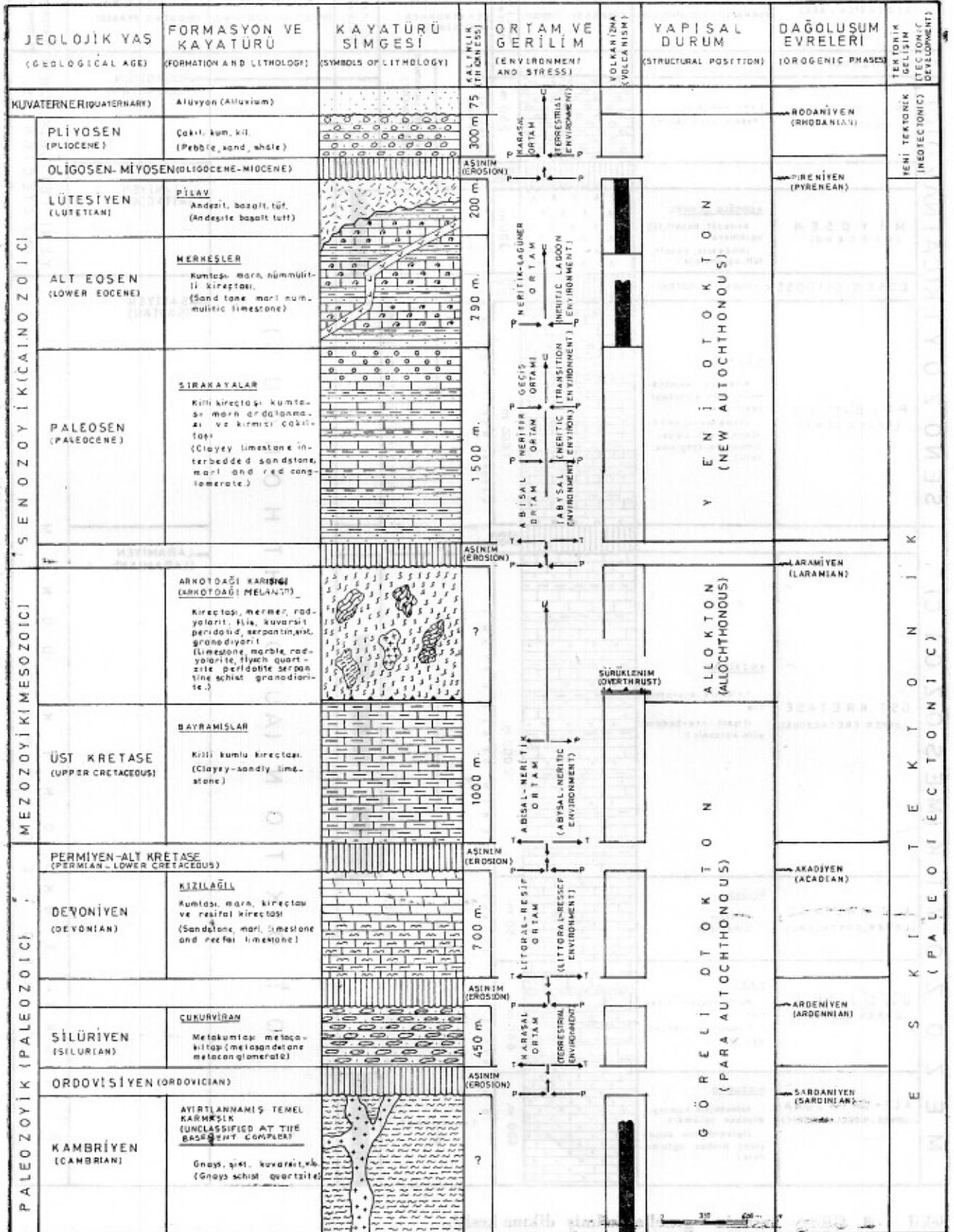
İnceleme alanı ve yakın çevresi, Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin devinimlerinin etkisi altında kalmıştır. Bu devinimler, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzeyinde ve güneyinde yer alan (Pontitler ve Anatolitler) bloklarda değişik gerilmelere ve yapısal oluşumlara neden olmuştur. Özellikle Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşumuna kadar geçen (Üst Miyosen) tektonik devrede, fayın kuzeyinde ve güneyinde yer alan bölgelerin farklı tektonik özellikte, bu devreden sonra her iki bölgenin aynı tektonik rejimin etkisinde olduğu düşünülmektedir ya da varsayılarak, ilk evre «Eski Tektonik Dönem (Paleotektonik Periyod)», ikinci evre ise «Yeni Tektonik Dönem (Neotektonik Periyod)» olarak adlandırılmıştır.

Eski Tektonik Dönem

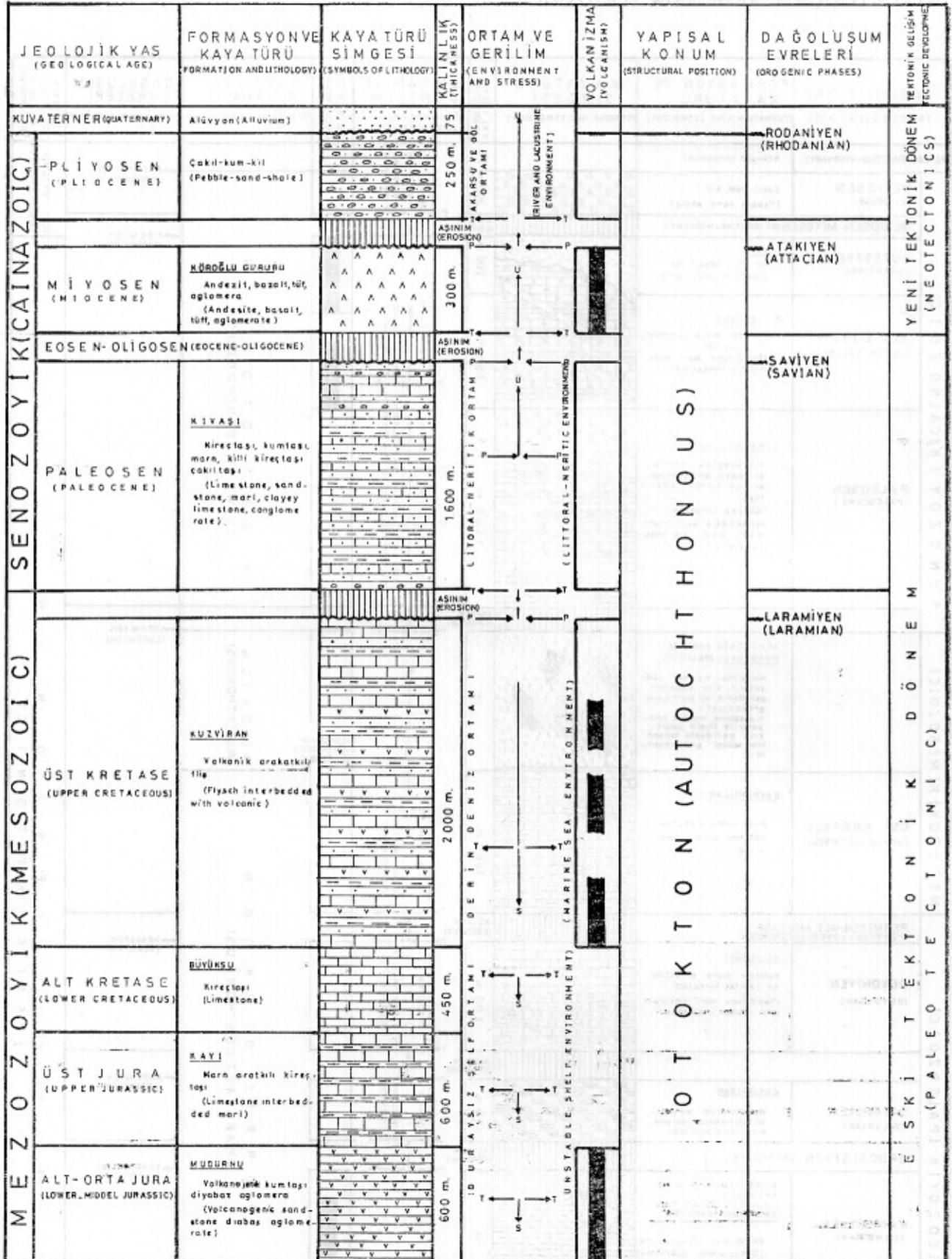
Eski dönemde etkin olan gerilmeler, yukarıda sözü edildiği üzere, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzeyinde ve güneyinde değişik yapısal oluşumlara neden olmuştur. Bu nedenle her iki bölgenin (Anatolit ve Pontit) geçirdiği tektonik devreler burada ayrı ayrı başlıklar altında anlatılacaktır.

Kuzey Kesimde Eski Tektonik Dönem : Burada temeli Kambriyen yaşlı gnays, şist, kuvarsit ve onları yer yer kesen granodiyoritler oluşturmaktadır. Bu temel üzerine Silüriyen yaşlı karasal metakumtaşları ve metaçakıtaşları gelir ve bu kaya türleri, Kambriyen ile Silüriyen arasında bir uyumsuzluğu belgeler (Sardiniyen orojenik fazı). Silüriyen boyunca karasal nitelikte olan ortam, Silüriyen sonlarında doğru çekme tektoniğinin etkisiyle alçalmış ve deniz basmasına uğrayarak (Ardeniyen orojenik fazı) kumtaşı, marn ve resifal kireçtaşlarının (Kızılağaç formasyonu) çökeldiği sığ ve sıcak bir ortama dönüşmüştür. Çekme tektoniği Devoniyen boyunca devam etmiş ve Devoniyen sonunda bölge tekrar sıkışma tektoniğinin etkisine girerek su üstü olmuştur (Akadiyen orojenik fazı) (Şekil 2).

Permiyen-Alt Kretase boyunca su üstünde kalan bölge, şiddetli ve uzun bir aşınım dönemi geçirmiştir.



Şekil 2. Kuzey kesimin genelleştirilmiş dikme kesiti.
Figure 2. The generalized columnar section of the northern block.



Şekil 3. Güney kesimin geliştirilmiş dikme kesiti.

Figure 3. The generalized columnar section of the southern block.

Üst Kretase başında bölge tekrar çekme tektoniğinin etkisinde kalarak çökmüş ve çökme Üst Kretase sonlarına kadar devam etmiştir. Bu durum, planktonik fosilli, kumlu, marnlı-kireçli, denizaltı kayma ve türbiditik akıntılarının egemen olduğu derin deniz fasiyesi (Bayramışlar formasyonu) ile kanıtlanmaktadır.

Blok faylanmanın başlangıcı olarak nitelendirilebilecek bu şiddetli çökme, bölgesel tektonizma ile yakından ilintilidir. Çünkü tüm Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca gözlenen ve Neotetis'in kapanım evresini işaret eden ofiyolitli melanjların (bu kesimde Arkotdağı Karışığı) Pontitlerin güney kenarı boyunca yerleştiği bilinmektedir (Tokay, 1973; Seymen, 1974; Yılmaz ve diğerleri, 1981; Öztürk ve diğerleri, 1984).

Üst Kretase sonunda bölge, sıkışma tektoniği ile yükselerek su üstü olmuş (Laramiyen orojenik fazı) ve kısa bir aşınım döneminden sonra yeniden çekme tektoniği ve ona bağlı olarak gelişen blok faylanmalarının etkisiyle çökmüştür. Bu ortamda da killi kireçtaşı, marn, çakıltı ve kireçtaşı ardalımları ile temsil edilen fliş özelliğindeki birimler depolanmıştır. Kısmi çökme, Paleosen ortalarına kadar devam etmiş, daha sonra sıkışma rejimiyle tekrar yükselmeye başlayarak neritik ve geçiş ortamlarının ürünleri çökelmiştir (Sırakayalar formasyonu). Eosen başında bölgede, sıkışma rejimine bağlı olarak gelişen dağarası havzalarda, neritik ortamı karakterize eden **Nümmülitli** kireçtaşı, marn ve kumtaşları depolanmıştır.

Güney Kesimde Eski Tektonik Dönem : Burada temeli, Liyas-Doger (?) yaşlı koyu yeşil renkli bazik lav akıntıları içeren, yer yer altere diyabaz daykları ile kesilmiş tortul istiflerle temsil edilen Mudurnu formasyonu (Gözübol, 1976; Yılmaz ve diğerleri, 1981; Öztürk ve diğerleri, 1984) oluşturmaktadır. Yılmaz ve diğerleri (1981), bu birimi, Neotetis'in açılım evresini gösteren bir istif olarak yorumlamaktadır. Formasyonun genellikle toleyitik kökenli volkanik kayalardan oluşması, bu yorumu desteklemektedir. Dolayısıyla, Liyas başında, kuzey kesim (Pontitler) ile güney kesim (Anatolitler) arasında bir okyanusun açılmaya başladığı söylenebilir. Okyanusun ilk ürünü olarak ta yukarıda sözü edilen birim çökelmiştir. Güney ve kuzey kesim arasında bir okyanusun varlığını, Yılmaz ve diğerleri (1981), Dokurcun (Sakarya) yöresinde yaptığı çalışmalarda, okyanusal kabuğa ait ofiyolitik kayaların düzenli istiflenmelerinden ortaya çıkarmışlardır.

Okyanusun açılmasıyla başlayan çekme tektoniği ve ona bağlı olarak gelişen blok faylanmalar ile bölge, çökmeye başlamıştır. Bu durum, şelf ortamının

ürünü olan Üst Jura yaşlı Kayı formasyonu; şelf önü tortullarından oluşan Alt Kretase yaşlı Büyüksu formasyonu ve derin deniz ortamında çökelen, bol miktarda *Globotruncana* sp. ve planktonik foraminifera içeren, volkaniklerle ardalımlı tipik fliş özelliğindeki Üst Kretase yaşlı Kuzviran formasyonunun düzenli olarak istiflenmeleriyle belgelenmektedir.

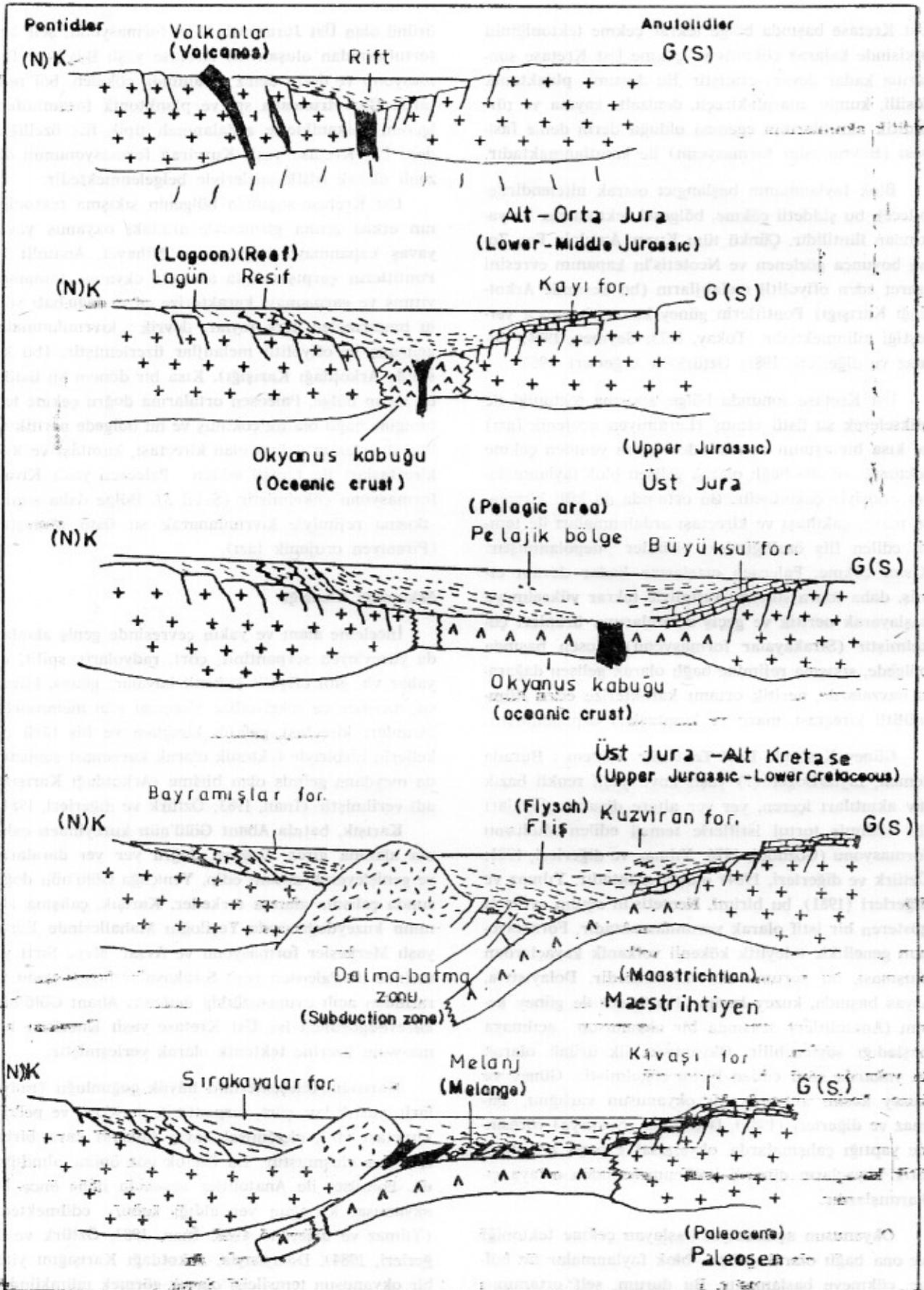
Üst Kretase sonunda bölgenin sıkışma tektoniğinin etkisi altına girmesiyle aradaki okyanus yavaş yavaş kapanmaya başlamıştır. Nihayet, Anatolit ve Pontitlerin çarpışmasıyla aradaki okyanus tamamen yitilmiş ve çarpışmayı karakterize eden doğu-batı yönlü bindirmeler, ters faylar, devrik kıvrımlanmalar gelişmiş ve ofiyolitli melanjlar üzerlemiştir. (bu kesimde Arkotdağı Karışığı). Kısa bir dönem su üstünde kalan bölge, Paleosen ortalarına doğru çekme tektoniğine bağlı olarak çökmüş ve bu bölgede neritik ve litoral ortamın ürünü olan kireçtaşı, kumtaşı ve killi kireçtaşları ile temsil edilen Paleosen yaşlı Kıvaşı formasyonu çökelmiştir (Şekil 3). Bölge daha sonra, sıkışma rejimiyle kıvrımlanarak su üstü olmuştur (Pireniyen orojenik fazı).

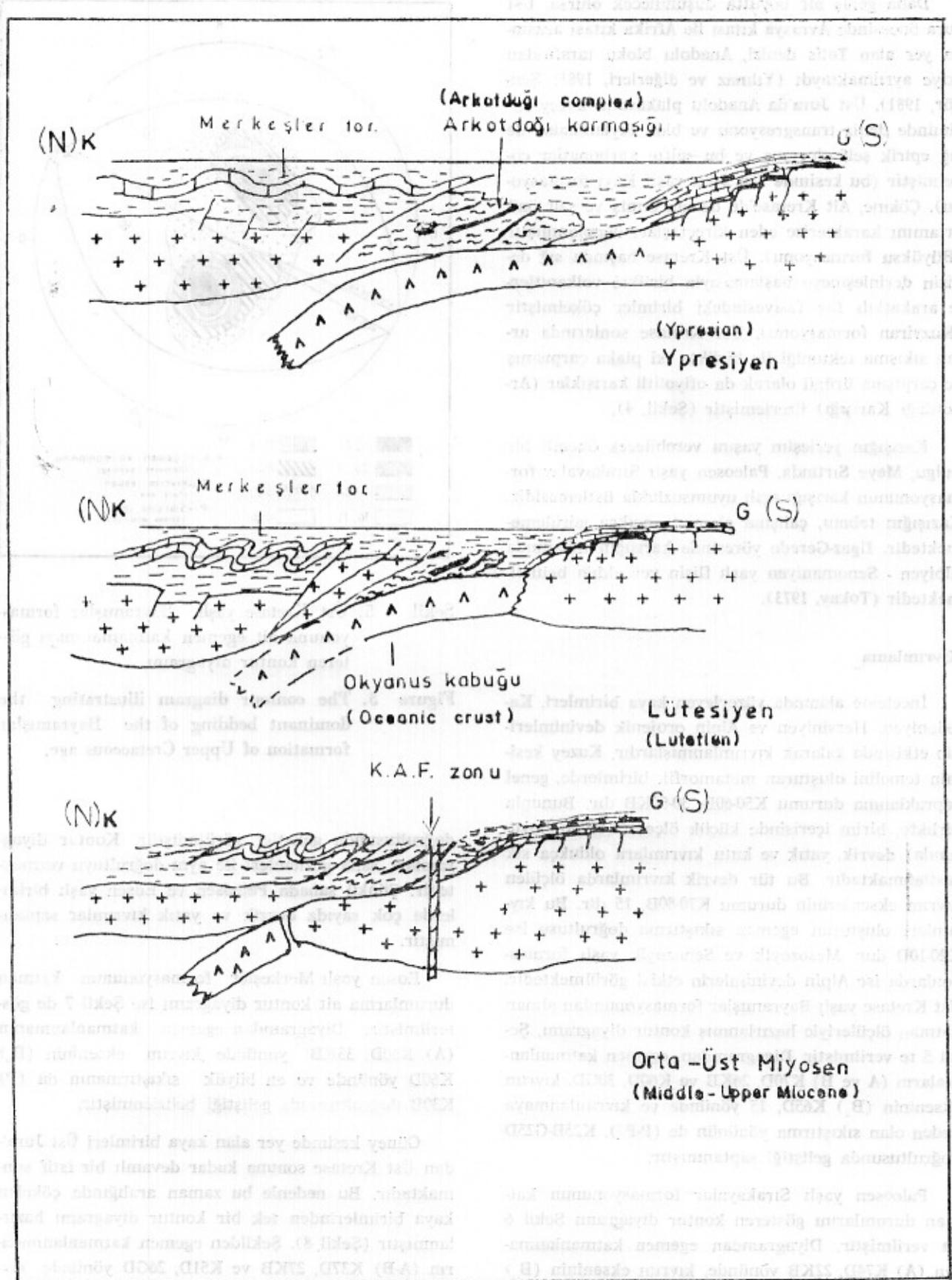
Arkotdağı Karışığı

İnceleme alanı ve yakın çevresinde geniş alanlarda yüzeyleyen serpantin, çört, radyolarit, split, diyabaz vb. gibi ofiyolit kökenli kayalar; gnays, kuvarsit, mermer ve rekristalize kireçtaşı gibi metamorfik birimler; kireçtaşı, pelajik kireçtaşı ve fliş türü çökelilerin birbiriyle tektonik olarak karışması sonucunda meydana gelmiş olan birime «Arkotdağı Karışığı» adı verilmiştir (İnan, 1983; Öztürk ve diğerleri, 1984).

Karışık, batıda Abant Gölü'nün kuzeyinden çalışma alanına girer. Doğuya doğru yer yer daralarak ve genişleyerek devam edip, Yeniçağa Gölü'nün doğusunda çalışma alanını terkeder. Karışık, çalışma alanının kuzeydoğusunda Yeşiloğlu Mahallesi Eosen yaşlı Merkeşler formasyonu ve Avşar, Meye Sırtı yöresinde de Paleosen yaşlı Sırakayalar formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üstlenir. Abant Gölü'nün kuzeydoğusunda ise Üst Kretase yaşlı Kuzviran formasyonu üzerine tektonik olarak yerleşmiştir.

Karışığın bileşenlerinin büyük çoğunluğu (radyolarit, yastık lav, çört, serpantin, peridotit ve pelajik kireçtaşı vb.), okyanusal havza kökenli kaya birimlerinden oluşmuştur. Bu özellik göz önüne alındığında, Pontitler ile Anatolitler arasında daha önce bir okyanusal kabuğun yer aldığı kabul edilmektedir (Yılmaz ve diğerleri, 1981; İnan, 1983; Öztürk ve diğerleri, 1984). Dolayısıyla, Arkotdağı Karışığını yiten bir okyanusun temsilcisi olarak görmek mümkündür.





Şekil 4. İnceleme alanının jeolojik evrimi.
 Figure 4. Geological evolution of the investigated area.

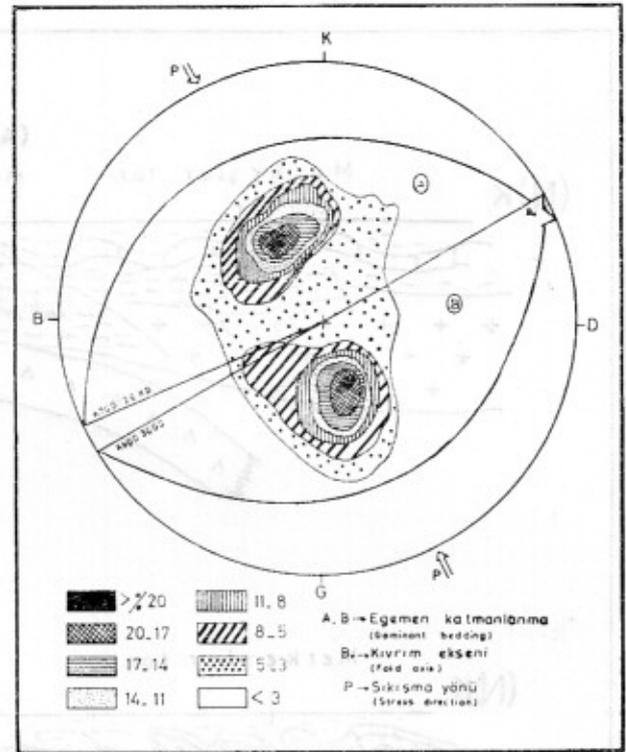
Daha geniş bir boyutta düşünülecek olursa, Üst Jura öncesinde Avrasya kıtası ile Afrika kıtası arasında yer alan Tetis denizi, Anadolu bloku tarafından ikiye ayrılmaktaydı (Yılmaz ve diğerleri, 1981; Şengör, 1981). Üst Jura'da Anadolu plakasının kuzey kesiminde deniz transgresyonu ve blok faylanmalar ile sığ epirik şelf oluşmuş ve bu şelfte karbonatlar çökelmiştir (bu kesimde Üst Jura yaşlı Kayı formasyonu). Çökme, Alt Kretase'de devam etmiş ve şelf önü ortamını karakterize eden kireçtaşları depolanmıştır (Büyüksu formasyonu). Üst Kretase başında sığ denizin derinleşmeye başlamasıyla birlikte volkanitlerle arakatlı fliş fasiyesindeki birimler çökelmiştir (Kuzviran formasyonu). Üst Kretase sonlarında artan sıkışma tektoniği ile birlikte iki plaka çarpışmış ve çarpışma ürünü olarak da ofiyolitli karışıklar (Arkotdağı Karışığı) üzerlemiştir (Şekil. 4).

Karışığın yerleşim yaşını verebilecek önemli bir bulgu, Meye Sirtında, Paleosen yaşlı Sırakayalar formasyonunun karışığı açılı uyumsuzlukla üstlemesidir. Karışığın tabanı, çalışma alanında açıkça görülememektedir. Ilgaz-Gerede yöresinde karışığın tabanında Albiyen - Senomaniyen yaşlı flişin yer aldığı belirtilmektedir (Tokay, 1973).

Kıvrımlama

İnceleme alanında yüzeyleyen kaya birimleri, Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin orojenik devinimlerinin etkisinde kalarak kıvrımlanmışlardır. Kuzey kesimin temelini oluşturan metamorfik birimlerde, genel yapraklanma durumu K50-60D, 30-50KB dir. Bununla birlikte, birim içerisinde küçük ölçekli (cm-m boyutunda) devrik, yatık ve kutu kıvrımlara oldukça sık rastlanmaktadır. Bu tür devrik kıvrımlarda ölçülen kıvrım eksenlerinin durumu K70-80B, 15 dir. Bu kıvrımları oluşturan egemen sıkıştırma doğrultusu ise K20-10D dur. Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı formasyonlarda ise Alpin devinimlerin etkisi görülmektedir. Üst Kretase yaşlı Bayramışlar formasyonundan alınan katman ölçüleriyle hazırlanmış kontur diyagramı, Şekil 5 te verilmiştir. Diyagramdan, egemen katmanlanmaların (A ve B) K70D, 26KB ve K60D, 30GD, kıvrım ekseninin (B₀) K65D, 15 yönünde ve kıvrımlanmaya neden olan sıkıştırma yönünün de (P-P'), K25B-G25D doğrultusunda geliştiği saptanmıştır.

Paleosen yaşlı Sırakayalar formasyonunun katman durumlarını gösteren kontur diyagramı Şekil 6 da verilmiştir. Diyagramdan egemen katmanlanmaların (A) K74D, 22KB yönünde, kıvrım ekseninin (B₀) K74D yönünde ve en büyük sıkışmanın da (P) K16B



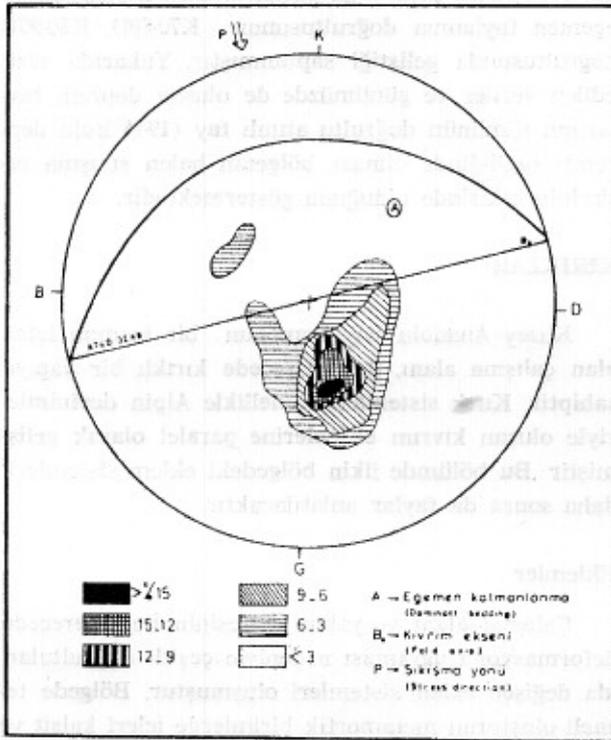
Şekil 5. Üst Kretase yaşlı Bayramışlar formasyonuna ait egemen katmanlanmayı gösteren kontur diyagramı.

Figure 5. The contour diagram illustrating the dominant bedding of the Bayramışlar formation of Upper Cretaceous age.

doğrultusunda geliştiği görülmüştür. Kontur diyagramları, saha gözlemleri ile aynı doğrultuyu vermektedir. Çünkü sahada Paleosen ve Eosen yaşlı birimlerde çok sayıda devrik ve yatık kıvrımlar saptanmıştır.

Eosen yaşlı Merkezler formasyonunun katman durumlarına ait kontur diyagramı ise Şekil 7 de gösterilmiştir. Diyagramdan egemen katmanlanmaların (A) K60D, 35KB yönünde, kıvrım ekseninin (B₀) K60D yönünde ve en büyük sıkışmanın da (P) K30B doğrultusunda geliştiği belirlenmiştir.

Güney kesimde yer alan kaya birimleri Üst Jura'dan Üst Kretase sonuna kadar devamlı bir istif sunmaktadır. Bu nedenle bu zaman aralığında çökelen kaya birimlerinden tek bir kontur diyagramı hazırlanmıştır (Şekil 8). Şekilden egemen katmanlanmaların (A-B) K37D, 27KB ve K51D, 26GD yönünde, kıvrım ekseninin (B₀) K44D, 15GB yönünde ve egemen



Şekil 6. Paleosen yaşlı Sırakayalar formasyonuna ait egemen katmanlanmayı gösteren kontur diyagramı.

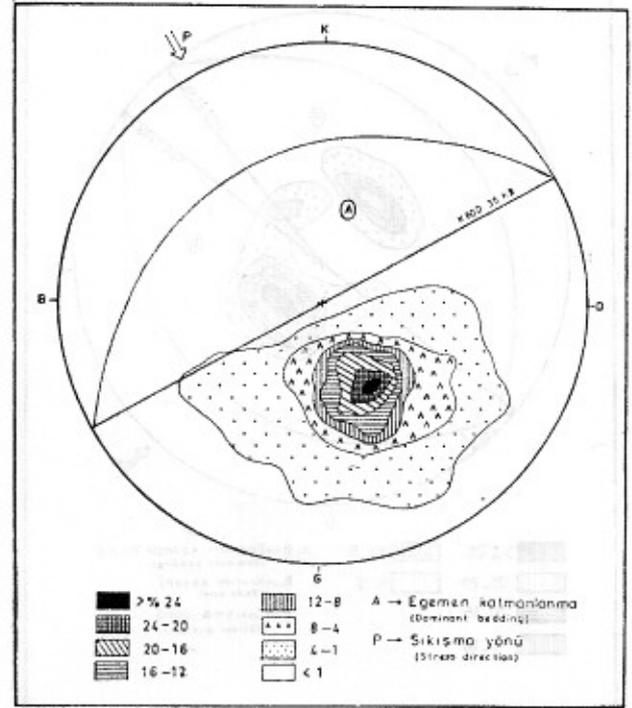
Figure 6. The contour diagram illustrating the dominant bedding of the Sırakayalar formation of Paleocene age.

sıkıştırmanın da (P-P') K46B-G46D doğrultusunda geliştiği saptanmıştır.

Paleosen yaşlı Kıvaşı formasyonunda ise egemen katmanlanmaların, saha gözlemleri ışığında K30D, 32KB ve K50D, 40GD yönünde geliştikleri belirlenmiştir. Ayrıca sahada gözlenen küçük ölçekteki kıvrım eksenlerinin doğrultusu K40-60D yönündedir. Bu kıvrımları oluşturan egemen sıkıştırma doğrultusu da K50B-G50D dur.

Yeni Tektonik Dönem

Bölgede Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun oluşumundan günümüze kadar devam etmiş olan yapı, olay ve bunlara bağlı oluşumları kapsayan dönem «Yeni Tektonik Dönem (Neotektonik)» olarak adlandırılmış ve incelenmiştir. Burdigaliyen'de Arap Plakası bir burun şeklinde kuzeye doğru ilerleyerek Anadolu plakasıyla çarpışmış ve bunu izleyen evrede, çarpışma zonunda

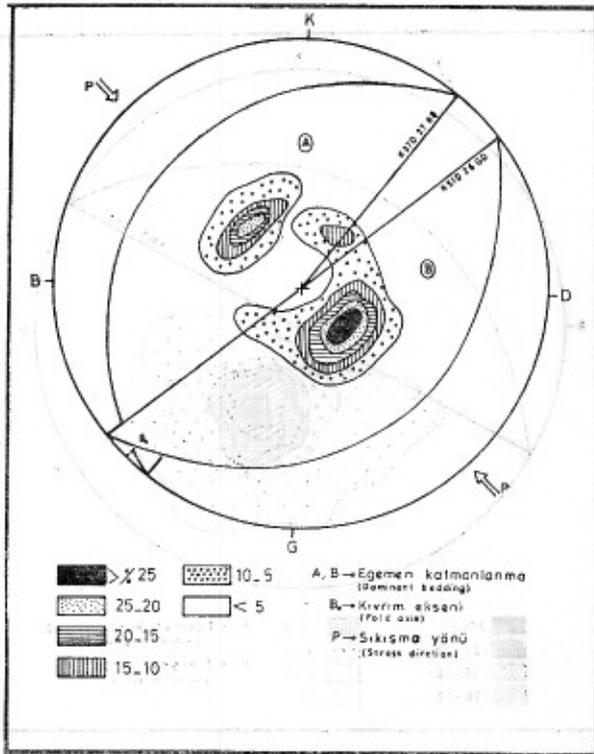


Şekil 7. Eosen yaşlı Merkezler formasyonuna ait egemen katmanlanmayı gösteren kontur diyagramı.

Figure 7. The contour diagram illustrating the dominant bedding of the Merkezler formation of Eocene age.

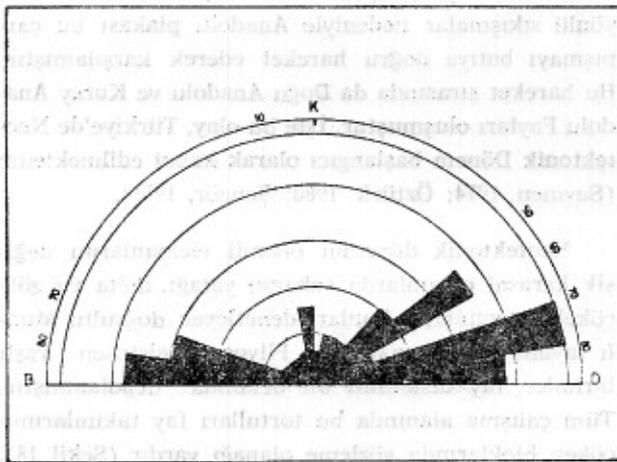
yer alan kayalar, bu çarpışmayı sıkışıp kalınlaşarak karşılamaya çalışmıştır. Fakat giderek artan K-G yönlü sıkışmalar nedeniyle Anadolu plakası bu çarpışmayı batıya doğru hareket ederek karşılamıştır. Bu hareket sırasında da Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu Fayları oluşmuştur. İşte bu olay, Türkiye'de Neotektonik Dönem başlangıcı olarak kabul edilmektedir (Seymen, 1974; Öztürk, 1980; Şengör, 1981).

Neotektonik dönemin önemli elemanlarını değişik karasal ortamlarda (akarsu yatağı, delta ve göl) çökelen tortullarla bunları denetleyen doğrultu atımlı faylar oluşturmaktadır. Pliyosen-Pleistosen yaşlı birimler, fay denetimli bir ortamda depolanmıştır. Tüm çalışma alanında bu tortulları fay takımlarının çöken bloklarında gözleme olanağı vardır (Şekil 18). Sahada travertenlerin, sıcağı kaynaklarının, maden sularının ve küçük gölcüklerin birbirini izleyen doğrultularda sıralanması, neotektonik dönemde oluşan faylanmaları karakterize etmektedir. Bu dönemde oluşmuş yüzden fazla fayın doğrultusuyla hazırlanan



Şekil 8. Güney kesimde yer alan Üst Jura'dan Üst Kretase'ye kadar yaşlı kaya birimlerine ait egemen katmanlanmayı gösteren kontur diyagramı.

Figure 8. The contour diagram illustrating the dominant bedding of Upper Jurassic to Upper Cretaceous rock units exposing in the southern block.



Şekil 9. Neotektonik dönemde oluşan faylara ait gül diyagramı.

Figure 9. The rose diagram of faults developed in the neotectonic period.

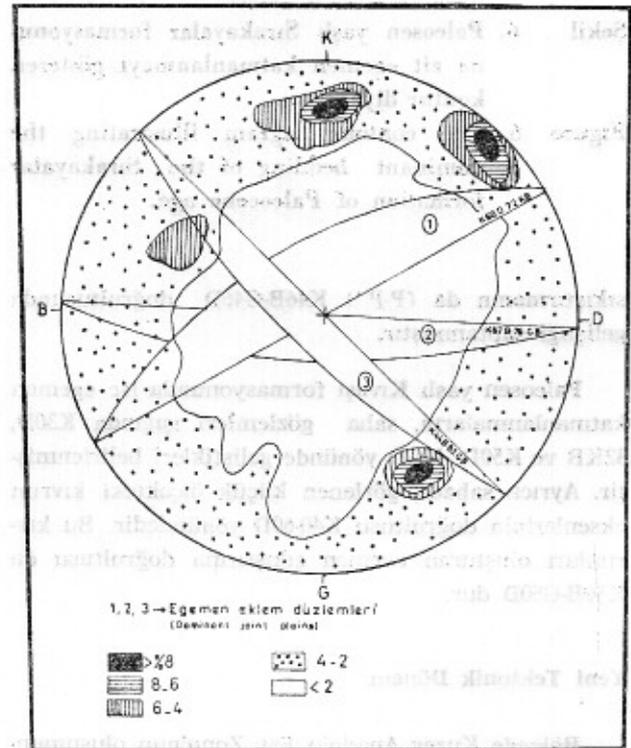
gül diyagramı, Şekil 9 da gösterilmiştir. Diyagramdan egemen faylanma doğrultusunun K70-80D, K80-90B doğrultusunda geliştiği saptanmıştır. Yukarıda sözü edilen veriler ve günümüzde de oluşan deprem faylarının tümünün doğrultu atımlı fay (1944 Bolu depremi) özelliğinde olması, bölgenin halen sıkışma rejiminin etkisinde olduğunu göstermektedir.

KIRIKLAR

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun bir kısmını içine alan çalışma alanı, ileri derecede kırıklı bir yapıya sahiptir. Kırık sistemleri, genellikle Alpin devinimleriyle oluşan kıvrım eksenlerine paralel olarak gelişmiştir. Bu bölümde ilkin bölgedeki eklem sistemleri, daha sonra da faylar anlatılacaktır.

Eklemeler

Çalışma alanı ve yakın çevresinin ileri derecede deformasyona uğraması nedeniyle çeşitli doğrultularda değişen eklem sistemleri oluşmuştur. Bölgede temeli oluşturan metamorfik birimlerde içleri kalsit ve

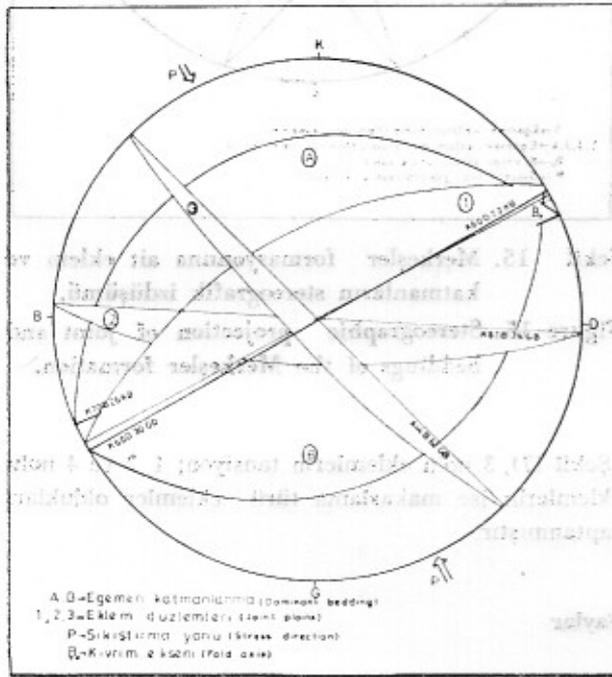


Şekil 10. Üst Kretase yaşlı Bayramışlar formasyonuna ait egemen eklem takımlarını gösteren kontur diyagramı.

Figure 10. The contour diagram illustrating the dominant joint sets of the Bayramışlar formation of Upper Cretaceous age.

kuvars damarlarıyla doldurulmuş çok sayıda tansiyon eklemeleri gelişmiştir. Bunlar, çoğunlukla küçük ölçekteki kıvrımların eksenlerine diktir. Metamorfik birimlerin yüzeylediği alanların sık orman örtüsü ile kaplı olması, bu birimlerden ölçü alınmasını engellemiştir.

Kuzey kesimde metamorfik birimleri açılı uyumsuzlukla üstleyen Üst Kretase yaşlı Bayramışlar formasyonundan alınan katman ölçüleriyle hazırlanmış kontur diyagramlarından, eklem takımlarının (1, 2, 3) K60D, 72KB; K87B, 76GB ve K44D, 83GB yönünde geliştikleri saptanmıştır (Şekil 10). Şekil 11 de aynı

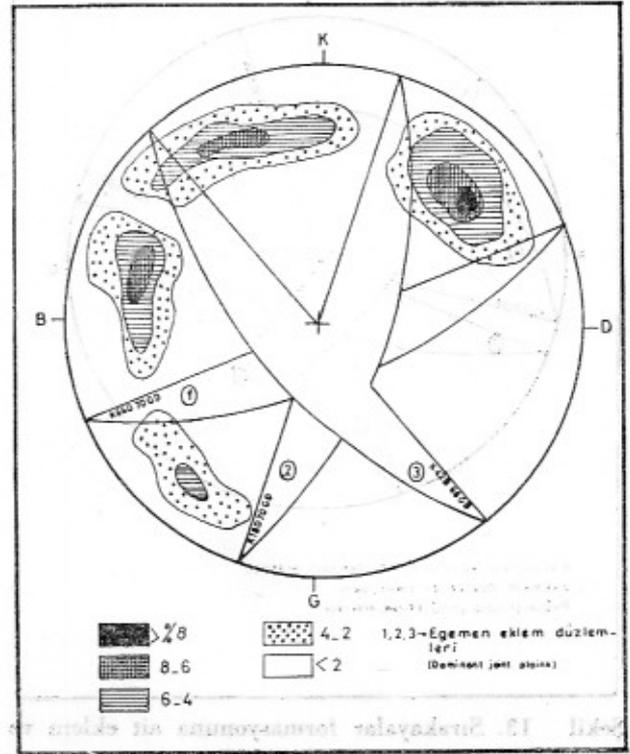


Şekil 11. Üst Kretase yaşlı Bayramışlar formasyonuna ait eklem ve katmanların stereografik izdüşümü.

Figure 11. Stereographic projection of joint and bedding of the Bayramışlar formation of Upper Cretaceous age.

formasyona ait katman durumlarıyla eklem sistemlerinin topluca stereografik izdüşümleri verilmiştir. Bu diyagrama göre, sıkışma yönüne paralel olarak gelişen eklem (3), tansiyon; sıkışma yönü ile 45-60 derece arasında açı yapan eklem (1 ve 2), makaslama veya kesme eklemeleri olarak tanımlanmıştır.

Paleosen yaşlı Sırakayalar formasyonundan alınan eklem ölçüleri kontur diyagramından, eklem takımlarının (1, 2, 3), K66D, 70GD; K18D, 70GD ve K42B, 68GB yönünde geliştiği belirlenmiştir (Şe-



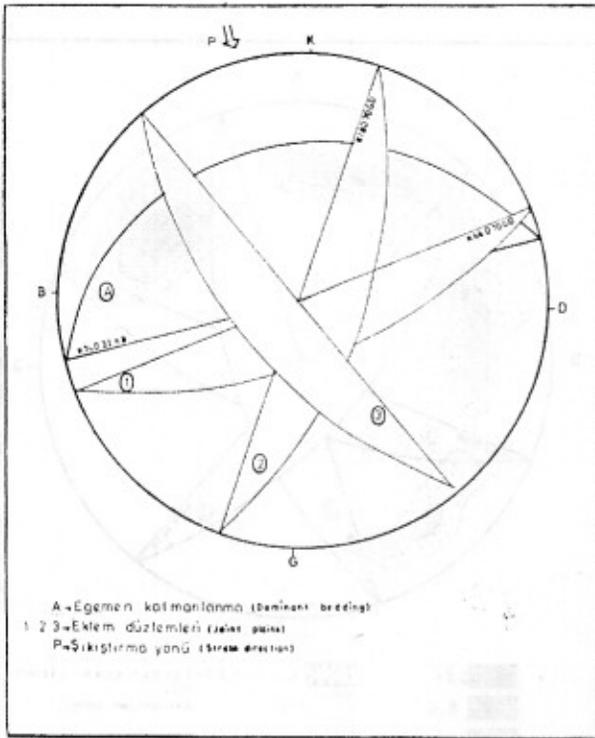
Şekil 12. Paleosen yaşlı Sırakayalar formasyonuna ait egemen eklemeleri gösteren kontur diyagramı.

Figure 12. The contour diagram illustrating the dominant joints of the Sırakayalar formation of Paleocene age.

kil 12). Şekil 13 ise aynı formasyona ait katman durumlarıyla eklem takımlarının stereografik izdüşümünü göstermektedir. Burada sıkışma yönüne vev olarak gelişen eklem (1, 2, 3), makaslama eklemeleri olarak tanımlanmıştır.

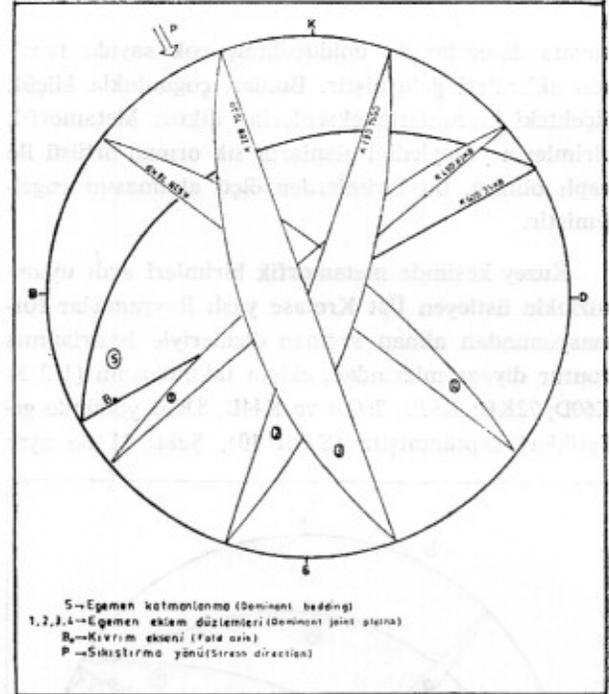
Eosen yaşlı Merkezler formasyonuna ait eklemelerin kontur diyagramında eklem takımlarının (1, 2, 3, 4) K49D, 83KB; K18D, 75GD; K20B, 70GB ve K53B, 78KD yönünde geliştiği görülmüştür (Şekil 14). Şekil 15 te görülen katman durumları ile eklem takımlarının stereografik izdüşümünden 1, 2 ve 4 nolu eklemelerin makaslama, 3 nolu eklem de tansiyon eklemi şeklinde geliştiği saptanmıştır.

Güney kesimde yer alan kaya birimlerinde gelişmiş eklemelerin kontur diyagramından eklem takımlarının (1, 2, 3, 4) K40D, 80GD; K10D, 82KB; K45B, 80GD ve K63B, 76KD yönünde olduğu belirlenmiştir (Şekil 16). Aynı birimlere ait katman durumlarıyla eklem takımlarının stereografik izdüşümüne göre



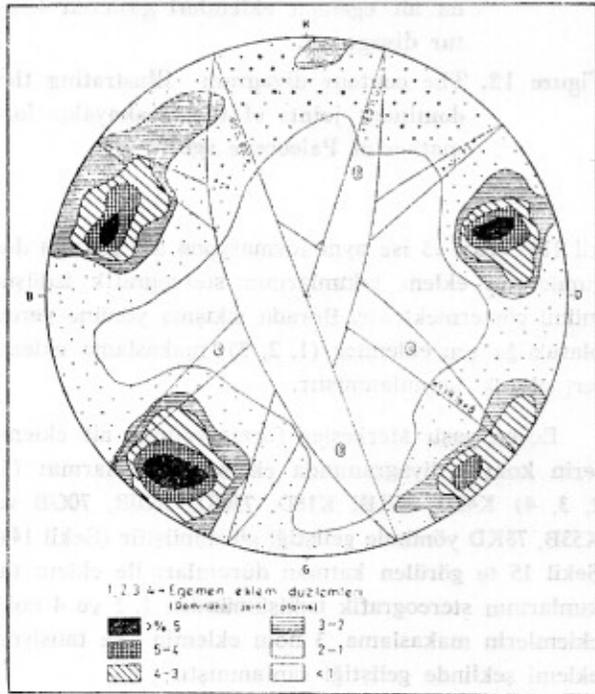
Şekil 13. Sırakayalar formasyonuna ait eklemler ve katmanların stereografik izdüşümü.

Figure 13. Stereographic projection of joint and beddings of the Sırakayalar formation.



Şekil 15. Merkezler formasyonuna ait eklemler ve katmanların stereografik izdüşümü.

Figure 15. Stereographic projection of joint and beddings of the Merkezler formation.



Şekil 14. Eosen yaşlı Merkezler formasyonuna ait egemen eklemleri gösteren kontur diyagramı.

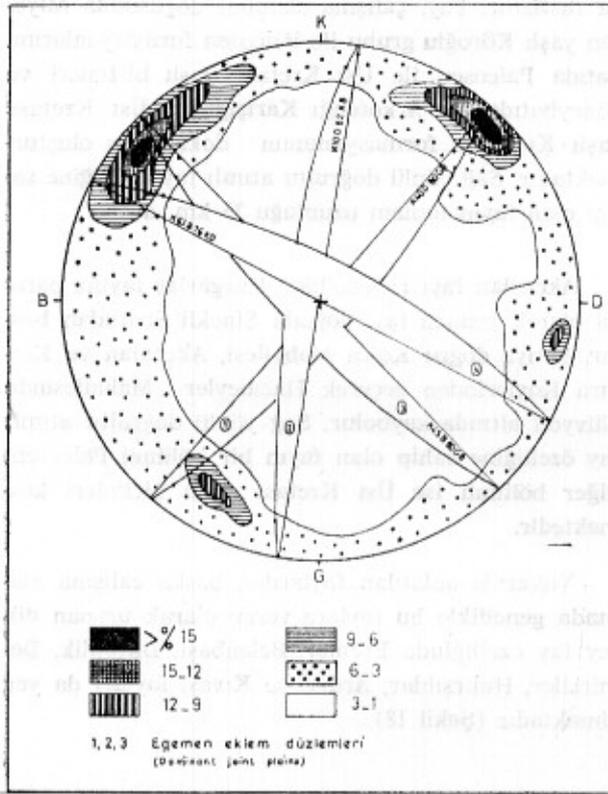
Figure 14. The contour diagram illustrating the dominant joints of the Merkezler formation of Eocene age.

(Şekil 17), 3 nolu eklemlerin tansiyon; 1, 2 ve 4 nolu eklemlerin ise makaslama türü eklemler oldukları saptanmıştır.

Faylar

Çalışma alanının büyük bir bölümü, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun içinde yer almaktadır. Bu nedenle öncelikle yöredeki eski faylar ayrıntılı olarak anlatılacak, daha sonra da ayrı bir başlık altında Kuzey Anadolu Deprem Fayı'nın genel özellikleri ve oluşum mekanizması hakkındaki görüşlere yer verilecektir. Çalışma alanında yüzeyleyen büyük ölçekteki faylar, genellikle doğu-batı uzanımlı olup bu faylar daha sonra kuzey-güney doğrultulu küçük ölçekli faylar tarafından yer yer kesilmişlerdir. Kuzeyden güneye doğru eski faylar aşağıda kısaca tanımlanmıştır.

Hacıgüzel fayı : Kuzeydoğuda Hacıgüzel Mahallesinin güneyinden başlayan fay, batıya doğru Merkezler ve Erüncük Mahallesinden geçerek Çeledoruğu Tepe güneyinde sonlanır. Yaklaşık 14 Km uzunluğundaki fayın bir bölümü Eosen yaşlı Merkezler formasyonunu, diğer bölümü de Kambriyen yaşlı birimleri kesmektedir. Çeledoruğu Tepe güneyinde ölçülen fay



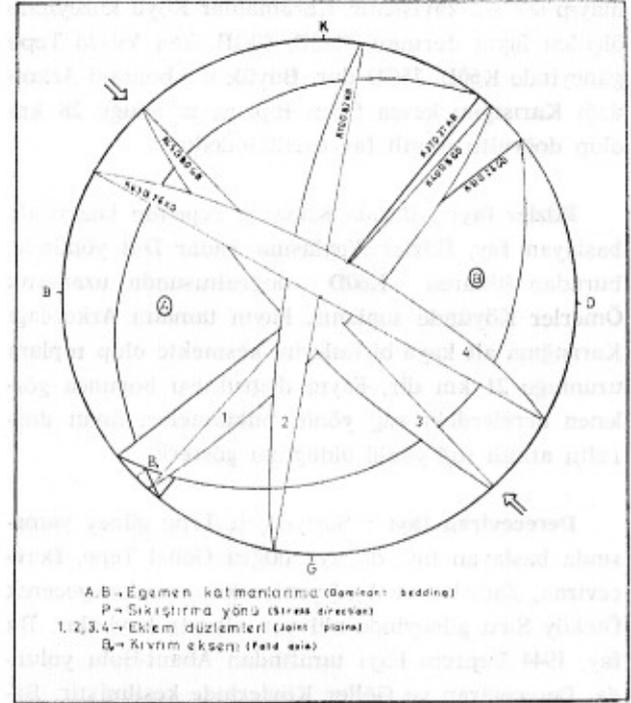
Şekil 16. Güney kesimde yer alan kaya birimlerine ait egemen eklemleri gösteren konur diyagramı.

Figure 16. The contour diagram illustrating the dominant joints of rock units exposing in the southern block.

düzleminin durumu D-B, 80G olup, güneyi kuzeye oranla aşağı düşmüştür.

Kayslerler fayı : Hacıgüzel fayının güneyinde yer alan fay, batıya doğru Kuğum ve Çiğdemlik Tepe'den geçerek Akgöynük Tepe güneyinde sonlanır. Madenlent Köyü kuzeyinde ölçülen fayın durumu K55D, 80GD olup yaklaşık 1 Km uzunluğundadır. Aynı fayın Kayslerler Köyü güneyindeki durumu ise K55B, 80GB dir. Özellikle Akgöynük Tepe ve Kayslerler Köyü yöresinde fayın doğrultusu boyunca gelişmiş breşik zonlar, uzamış küçük tepeler ve çok sayıda bir sıra halinde dizilmiş su kaynaklarına sıkça rastlanır. Bu kesimde fay, Pliyosen yaşlı gölsel birimleri denetlemektedir.

İslamlar fayı : Yukarıköy ile Seydiler Mahallesi arasında yüzeyleyen fayın büyük bölümü, Arkotdağı Karışığı içersinden geçmekte olup toplam uzunluğu 12 km dir. Fay doğrultusu boyunca gözlenen dere-



Şekil 17. Güney kesime ait eklem ve katmanların stereografik izdüşümü.

Figure 17. Stereographic projection of joint and beddings of the southern block.

lerdeki sağ yönlü bükülmelerden fayın doğrultu atımlı sağ yönlü özelliğe sahip olduğu belirlenmiştir.

Çukurviran fayı : Doğuda Kadıköy Mahallesinden başlayan fay, batıya doğru Vayslar, Küçük Tepe, Harmanbaşı ve Uzunburun Tepe'den geçerek Çukurviran Köyünde sonlanır. Vayslar Köyünde ölçülen fayın durumu K65D, 77KB olup doğrultu atımlı fay özelliğindedir. Fay metamorfik birimler ile Pliyosen yaşlı karasal tortulların dokanağını oluşturur.

Çakmaklar fayı : Doğru atımlı fay özelliğine sahip Çakmaklar fayı, doğuda Pelitözü Köyünden başlar, batıya doğru Dodurgu ve Taşlıburun Tepeden geçerek Taşlı Tepe'de sonlanır. Bolu Ovası çöküntü havzasının oluşumunu denetleyen bu fayın durumu D-B, 75G olup, genellikle Üst Kretase ve Paleosen formasyonlarını kesmektedir. Fayın uzanımı boyunca uzamış tepeler, su kaynakları ve küçük gölcüklere sıkça rastlanmaktadır.

Karamanlar fayı : Doğuda Kındıra Mahallesinden başlayan fay, batıya doğru Ulumescit, Yaka ve Karamanlar Köylerinden geçerek Çıkmalar Mahallesinde sonlanır. Fayın uzanımı, tek bir doğrultu halinde ol-

mayıp sık sık kavislenir. Karamanlar Köyü kuzeyinde ölçülen fayın durumu, K85B, 80GB iken Yüklü Tepe güneyinde K60D, 75GD dur. Büyük bir bölümü Arkotdağı Karışığını kesen fayın toplam uzunluğu 28 km olup doğrultu atımlı fay özelliğindedir.

İkizler fayı : Batıda Koparca Tepe'nin kuzeyinde başlayan fay, İkizler Yaylasına kadar D-B yönünde, buradan itibaren K60D doğrultusunda uzanarak Ömerler Köyünde sonlanır. Fayın tamamı Arkotdağı Karışığına ait kaya birimlerini kesmekte olup toplam uzunluğu 21 km dir. Fayın doğrultusu boyunca gözlenen derelerdeki sağ yönlü bükülmeler, fayın doğrultu atımlı sağ yönlü olduğunu gösterir.

Dereceviran fayı : Sarıyerçalı Tepe güney yamaşında başlayan fay, doğuya doğru Göbel Tepe, Dereceviran, Zadırlar ve Aşağıyenice Köylerinden geçerek Öteköy Sırtı güneyinde alüvyon altında kaybolur. Bu fay, 1944 Deprem Fayı tarafından Abant-Bolu yolunda, Dereceviran ve Göller Köylerinde kesilmiştir. Batıda, Arkotdağı Karışığını, doğuda Paleosen formasyonlarını kesen fay, doğrultu atımlı sağ yönlüdür.

Muslar fayı : Doğrultu atımlı fay özellikli Muslar fayı, Samatdikmeni Tepe ile Cinler mahallesi arasında uzanır. Fay düzleminin güney eteği boyunca sıralanmış çok sayıda ve büyük ölçekli heyelanlar ile uzamış tepelerden fayın tanıtman kriteri olarak yararlanılmıştır. Bu heyelanlar nedeniyle yöredeki birçok köyün yeri değiştirilmiştir. Muslar Köyü kuzeyinde ölçülen fay düzleminin durumu, K58D, 80GD olup Üst Kretase yaşlı Kuzviran formasyonunu kesmektedir.

Nallar fayı : Yeniçağa Gölünün güney eteğinden başlayan fay, batıya doğru Nallar Boğazı ve Kırha Köyünden geçerek Ecirler Köyünde sonlanır. Doğrultu atımlı fay özelliğindeki fayın toplam uzunluğu 20 km olup Paleosen ve Arkotdağı Karışığına ait birimleri kesmektedir. Fayın doğrultusu boyunca ve özellikle güney blokta gelişmiş çok sayıda heyelanlar, zaman zaman Ankara - Bolu karayolunu kapamaktadır.

Rüzgârlar fayı : Doğuda Aşağıkuldan Köyünün kuzeyinden başlayan fay, batıya doğru Kuzviran, Avşargidiriş, Baltalı ve Rüzgârlar Köylerinden geçerek Toykırık Mevkiinde son bulur. Kındıra Köyünün kuzeydoğusunda 1944 Deprem Fayı tarafından kesilen fayın doğrultusu boyunca sıralanmış çok sayıda kaynakları, küçük gölcükler ve breşik zonlara sık-

ça rastlanır. Fay, çalışma alanının doğusunda Miyosen yaşlı Köroğlu grubu ile Paleosen formasyonlarını, batıda Paleosen ile Üst Kretase yaşlı birimleri ve güneybatıda ise Arkotdağı Karışığı ile Üst Kretase yaşlı Kuzviran formasyonunun dokanağını oluşturmaktadır. Sağ yönlü doğrultu atımlı fay özelliğine sahip olan fayın toplam uzunluğu 25 km. dir.

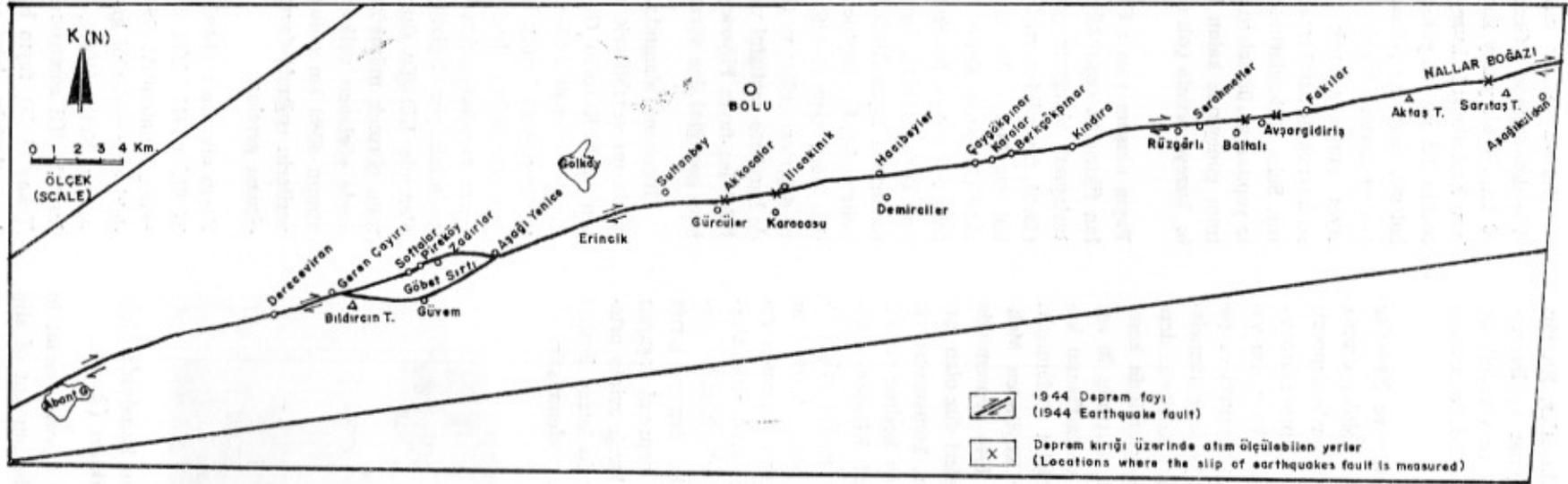
Akçaalan fayı : Genellikle Rüzgârlar fayına paralel olarak uzanan fay, doğuda Sinekli Sırtından başlar, batıya doğru Kolca Mahallesi, Akçaalan ve Kındıra Köylerinden geçerek Hacıbeyler Mahallesinde alüvyon altında kaybolur. Sağ yönlü doğrultu atımlı fay özelliğine sahip olan fayın bir bölümü Paleosen, diğer bölümü ise Üst Kretase yaşlı birimleri kesmektedir.

Yukarıda anlatılan faylardan başka çalışma alanında genellikle bu faylara vev olarak uzanan düşey fay özelliğinde Esenler, Belenbaşı, Düvenlik, Demirciler, Hıdırşihlar, Arduç ve Kıvaşı fayları da yer almaktadır (Şekil 18).

KUZEY ANADOLU DEPREM KIRIĞI

1 Şubat 1944 tarihinde meydana gelen Bolu-Gerede-Çerkeş depreminde Bolu Ovası ve Kurşunlu İlçesi arasında yer alan köy ve kasabalarda büyük ölçüde can ve mal kaybının olduğu bilinmektedir (Taşman, 1944). Ayrıca deprem, Ankara, Eskişehir, Bilecik, Kastamonu ve Çankırı yörelerini de az da olsa etkilemiştir.

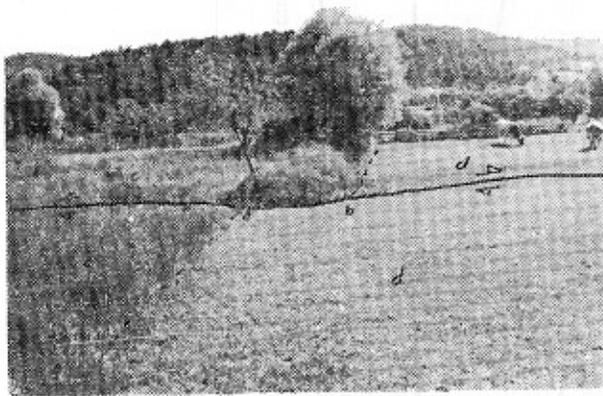
Bu depremde Bolu-Çerkeş arasında uzanan büyük ölçekli bir yüzey kırığı oluşmuştur. Deprem kırığı, inceleme alanına, doğuda Yeniçağa Gölünün güney kenarından girer. Batıya doğru sırasıyla Nallar Boğazı, Sarıtaş Tepe, Aktaş Tepe, Fakılar, Avşargidiriş, Serahmetler, Kındıra, Berkgökpınar, Karalar, Çaygökpınar, Hacıbeyler, Ilıcaklık, Akkocalar ve Erincik Köylerinden geçerek Aşağıyenice Köyünde (depremin en fazla hissedildiği yer) birbirine paralel iki kola ayrılır. Kuzeydeki kol, Tatarlar, Zadırlar, Pireköy ve Softalar Köylerinden, güneydeki kol ise Göbel Sırtı, Güvem Köyü ve Bildircin Tepe güneyinden geçerek Gereç Çayırında birleşirler. Buradan itibaren batıya doğru Dereceviran Köyü, Abant-Bolu yoluna paralel olarak devam eder ve Abant Gölü'nün kuzeyinden çalışma alanını terkeder. Kırık, inceleme alanında toplam 65 km lik bir uzanımına sahiptir. (Şekil 19).



Şekil 19. 1944 deprem kırığının uzanımı.
Figure 19. The extension of the 1944 earthquake fault.

Deprem kırığının Fakılar, Serahmetler, Rüzgârlar, Kırdıra, Berkgökpınar, Çaygökpınar ve Dereceviran Köylerinde eski fayalrı izlediği ve yöredeki diğer tektonik elemanlarla paralellik sunduğu saptanmıştır.

Bazı kesimlerde (Fakılar, Pireköy ve Zadırlar Köyleri) kırığın kuzey bloku, güney bloka oranla 1.5-2 m. yükselim kazanmıştır. Bu yörelerde depremi yaşayan kişilerle yapılan görüşmelerde deprem sırasında 1-2 m lik genişlikte bir yarığın oluştuğu ve bu yarık boyunca tarla sınırlarının, su kanallarının ve şose yolların birbirine oranla 2-3 m lik yer değiştirmelere uğradığı belirlenmiştir. Aşağıyence Köyünde depremi yaşayan Veysel Yakışır, 1944 depreminde komşusunun tarlası ile kendi tarlasının sınırında 70 cm lik bir yer değiştirmenin olduğunu ve tarlasının kuzey tarafının güneye oranla yükseldiğini söylemiştir. Bolu Ovası'nın güneyinde Gürcüler Köyünden Mehmet Kayahoğlu'nun ifadesine göre, 1944 depreminde tarlası yarılmış ve kabarmıştır. Önceleri düz olan tarla, depremden sonra eğim kazanmış, komşusuna ait tarla sınırının kuzey kesimi, güney kesime oranla 2.5 m doğuya hareket etmiştir. Baltalı Köyünden Abdullah Altınay'a göre depremden köyün tüm evleri yıkılmış ve yarığın kuzey kesimi güneye oranla 1 m yükselmiştir. Ayrıca bu şahsa ait tarla sınırında geçen su kanalında 2.5 m lik bir sağ yanal atım oluşmuştur. Bu atımı halen izlemek mümkündür (Şekil 20). Batıda Dereceviran Köyünde deprem kırığı köyü ikiye bölmüştür. Bu köyden depremi yaşayan Arif Ulaş'ın ifadesine göre deprem kırığı evinin ortasından geçmiş ve kırık boyunca evin kuzey kesimi güneye oranla doğuya doğru 1.5 m ötelenmiştir.



Şekil 20. Baltalı Köyünde, bir su kanalında ölçülen atım. ab- Atım miktarı (3 m).

Figure 20. The slip measured at a water canal in Baltalı Village. ab- The amount of slip (3 m).

Buraya kadar anlatılanlar özetlenecek olursa, 1944 depreminde Gerede-Abant arasında yaklaşık 90 km lik bir yüzey kırığı oluşmuştur. Kırık hattının bazı kesimlerinde kuzey, bazı kesimlerinde ise güney blokta 1-2 m lik yükselmeler görülmüştür. Kırık hattının üzerinde yer alan tarla sınırları, su kanalları, yol ve dereler birbirlerine oranla yer değiştirmiştir. Aynı zamanda kırık boyunca çok sayıda heyelan, su kaynakları, traverten ve küçük gölcükler oluşmuştur. Saha gözlemlerinden ve depremi yaşayan kişilerle yapılan görüşmelerden anlaşıldığına göre kırık hattının güneyinde kalan bölgelerdeki can ve mal kaybı, kuzeye oranla çok daha fazla olmuştur.

Fayın oluşum yaşı : Fayın yaşı hakkında ortaya atılan fikirlerin çeşitliliği, halen bu konunun oldukça tartışmalı olduğunu göstermektedir. Abdüsselamoğlu (1959), fayın Pliyosen'den önce hareketli olduğunu kabul etmektedir. Pavonj (1961), Tersiyer başından beri aktif olduğunu, Ketin (1969) ise fayın Pliyosen-Kuvaterner arasında hareketlilik kazandığını savunmaktadır. Tokay (1973), Gerede ile Ilgaz arasındaki çalışmalarında fayın Alt-Orta Pliyosen'de hareket ettiğini belirtmektedir. Seymen (1974) fayın Orta Miyosen'den beri; Öztürk (1980), Miyosen sonunda; Yılmaz ve diğerleri (1981) ve Şengör (1981) ise Üst Miyosen'de harekete geçtiğini vurgulamaktadır. Koçyiğit (1983, 1984) ise fayın Pliyosen ile Pleistosen arasında harekete geçtiğini öne sürmektedir.

İnceleme alanında fayın oluşum yaşı ve atım miktarını verebilecek en önemli veri, Orta-Üst Miyosen yaşlı Köroğlu Gurubu'dur. Çünkü volkanik birimlerle temsil edilen grup, Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzeyinde hemen hemen hiç görülmemektedir. Bu olgu göz önüne alındığında, Üst Miyosen veya daha sonra meydana gelen bir faylanma ile grubun kuzey kesiminin yer değiştirdiği olasıdır. Fakat inceleme alanında Köroğlu Gurubu'nun kuzey kesimde devamını görmek mümkün değildir. Ancak Gerede yöresinde gözlenen volkanik birimlerle denestirildiğinde atımın 80-90 km olduğu kuvvetle olasıdır. Bütün bu verilerin ışığında fayın yaşının Üst Miyosen sonrası olması gerekir.

Fayın oluşum mekanizması : 20 Aralık 1942 Erbaa ve 27 Ekim 1943 Lâdik deprem faylarının uzanımını saptayan Blumenthal (1943, 1947), diri fayın bu bölgelerdeki oluş nedenini kıtasal kökenli hareketlere bağlamıştır. Ketin (1969), fayın D-B yönünde etkin olan kuvvet çifti sonucunda oluştuğunu vurgulamaktadır. Tokay (1973), fayın başlangıçta K-G yönlü sıkıştırma kuvvetlerinin, daha sonra da D-B yönünde yırtılma

hareketlerine neden olan kuvvet çiftinin etkisiyle oluştuğunu vurgulamaktadır. Seymen (1974), Burdigaliyen'de Pontit-Anatolit çarpışmasını izleyen evrede, K-G yönlü teğetsel basınçların D-B gidişli bindirmeler ile eğim atımlı ters fayların oluşumuna neden olduğunu savunmaktadır. Ataman ve diğerleri (1975), Arap plakasının Anadolu plakasını kuzeye ittiğini ve bu itilme sonunda Anadolu plakasının Doğu Pontit plakası ile çarpışması sonucunda kırığın oluştuğunu belirtmektedir. Öztürk (1980), fayın doğrultu hareketini Arap Bloku'nun Anatolitleri batıya doğru itmesi ile kazanmış olabileceğini savunmaktadır. Şengör (1981), Kuzey Anadolu Fayı'nı bir transform fay olarak kabul etmekte ve onun Arap Plakası ile Anadolu Plakası'nın Burdigaliyen'de çarpışması sonucunda meydana geldiğini ileri sürmektedir.

Çalışma alanında genellikle D-B doğrultusunda uzanan ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun yaşlı kırıklarını oluşturan faylar çoğunlukla K-G yönlü sıkışma gerilimlerinin etkisiyle oluşmuştur. Bu kırıklar genellikle sağ yönlü doğrultu atımlı fay ve ters faylardan oluşmaktadır. Fay, büyük olasılıkla Burdigaliyen'de Arap Plakası ile Anadolu Plakası'nın çarpışması ve bu çarpışma sonucunda da Anatolitlerin batıya doğru hareket etmesiyle oluşmuştur.

SONUÇLAR

Bu çalışma ile aşağıdaki sonuçlara varılmıştır :

1. Çalışma alanında Sardiniyen, Ardeniyen, Akadiyen ve Laramiyen orojenik hareketlerinin varlığı ortaya konulmuştur.

2. Yöredeki tüm fayların uzanımları çizilmiş ve özellikleri anlatılmıştır.

3. Bölgedeki katmanlı kayalara ait kontur diyagramlarından yörede egemen olan sıkıştırma kuvvetlerinin K20-30B ve G20-30D yönünde geliştiği ve bu sıkışmanın Üst Kretase'den beri devam ettiği saptanmıştır.

4. Arkotdağı Karışığı'nın bir yitim kuşağını temsil ettiği ve Üst Kretase sonunda Anatolit ve Pontitlerin çarpışmasını izleyen evrede bugünkü konumlarını aldığı belirlenmiştir.

5. 1944 Bolu-Gerede depremini oluşturan aktif fayın sağ yönlü doğrultu atımlı fay özelliğinde olduğu saha gözlemleriyle (2-3 m sağ yanal atımlar) kanıtlanmıştır.

6. Kuzey Anadolu Fayı'nın Üst Miyosen'den sonra hareketlilik kazandığı kanısına varılmıştır.

7. Çalışma alanındaki eklemlerin tansiyon ve kesme eklemleri şeklinde geliştiği ortaya çıkarılmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Abdüsselamoğlu, Ş., 1959, Almacık dağı ile Mudurnu civarının jeolojisi: İst. Tek. Üniv. Fen Fak. Monografileri, Sayı 14, İstanbul.

Ataman, G., Buket, E. ve Çapan, U.Z., 1975, Kuzey Anadolu Fay Zonu bir paleo-beniof zonu olabilir mi? : M.T.A. Enst. Dergisi, No. 84, Ankara.

Billings, M.P., 1954, Structural Geology: Prentice Hall, Inc., Englewoode Cliffs.

Blumenthal, M.M., 1945, Kuzey Anadolu'nun bazı ofiyolitik mantukaları Liyas'tan evvelki devreye mi aittir? : M.T.A. Enst. Mec. 53/1, Ankara.

Blumenthal, M.M., 1948, Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki Kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi : M.T.A. Enst. Der. Seri B, No. 13, Ankara.

Canitez, N., 1962, Gravite ve sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da arz kabuğunun yapısı : İst. Tek. Üniv. Maden Fak. Mecmuası, İstanbul.

Canitez, N., 1973, Yeni kabuk hareketlerine ilişkin çalışmalar ve Kuzey Anadolu Fay problemi, Kuzey Anadolu Fayı ve deprem Simpozyumunda, S. 35-58, Ankara.

Canik, B., 1980, Bolu sıcaksu kaynaklarının hidrojeoloji incelemesi: Selçuk Üniv. Fen Fak. yayınları, No. 1, Konya.

Dimitrijevic, M.D. ve Dimitrijevic M.N., 1973, Olistostroma melang ein the Yugoslavian Dinarides and Late Mesozoic plate tectonics: Journal of Geol., 81, 3, 328-340.

Gözübol, A.M., 1978, Mudurnu-Dokurcun-Abant yöresinin jeolojisi ve Kuzey Anadolu Yarılımının yapısal özellikleri : Doktora tezi, İst. Üniv. Fen Fak. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, İstanbul.

- Ketin, İ., 1969, Kuzey Anadolu Fayı Hakkında : M.T.A. Derg. No. 72, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1983, Kuzey Anadolu Fay Kuşağı ve Erzincan Depreminde oluşmuş kırıklar : 37. Türkiye Jeol. Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özetleri, 73-74, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1984, Doğu Anadolu Bölgesinin yeni tektonik çatısı ve Horasan-Narman Depremi - 1983 : Kuzeydoğu Anadolu 1. Ulusal Deprem Simpozyumu bildiri özetleri, 31-32, Erzurum.
- Pavoni, N., 1961, Die Nordanatolische Horizontalverschiebung : Geol. Rund. Band. 51, 127-139.
- Öztürk, A., 1980, Ladik-Destek Yöresinin Teknoği: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 23, 1, 31-38, Ankara.
- Saner, S., 1980, Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle-paleocoğrafya yorumlaması : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 39-52, Ankara.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye Neotektoniğinin Esasları : Türkiye Jeol. Kur. Özel sayı, Ankara.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey, A plate tectonic approach : Tectonophysics, 75, 181-241.
- Seymen, İ., 1973, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Niksar-Reşadiye dolaylarındaki özellikleri : Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumunda, 30-31, Ankara.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektonik Özelliği : Doktora Tezi, İst. Tek. Üniv. Maden Fak. Yayını, İstanbul.
- Taşman, C., 1944, Gerede-Bolu Depremi : M.T.A. Enst. Mecmuası, No. 1/31, Ankara.
- Tokay, M., 1973, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Gerede ile Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler : Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumunda, 12-29, Ankara.
- Tutkun, S.Z. ve İnan, S., 1982, Niksar-Erbaa (Tokat) Yöresinin Jeolojisi : Karadeniz Üniv. Yerbilimleri Dergisi, Jeoloji, C. 2, S. 1-2, 51-67, Trabzon.
- Yılmaz, Y., 1981 a, Sakarya Kitastı güney kenarının tektonik evrimi : Yerbilimleri, 1, 35-52, İstanbul.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, D., Gözübol, A.M. ve Yiğitbaş, E., 1981, Abant (Bolu) - Dokurcun (Sakarya) arasındaki Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi : Yerbilimleri 1, 239-261, İstanbul.
- Yılmaz, Y., Görür, N., Şengör, A.M.C. ve Akhök, R., 1983, Pontitlerde Neotetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 26, 11-21, Ankara.

Toroslar'da Ofiyolitik Bir Melanj Örneği; Sülek Karmaşığı

AN EXAMPLE FOR THE OPHIOLITIC MELANGE IN TAURUS; THE SÜLEK COMPLEX

Orhan ÖZÇELİK, Cumhuriyet Üniversitesi, Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS.

ÖZ :

Orta Toroslar'da, olasılıkla KD'dan GB'ya doğru bir itilmeyle Geyikdağı otoktonu olarak adlandırılan Jura-Eosen yaşlı bir istif üzerine yerleşmiş bulunan tektonik melanj; Sülek Karmaşığı olarak adlandırılmıştır. Devoniyen'den Kretase'ye değin değişik yaş, tür ve boyutlu, farklı çökelme ve oluşum ortamlarını karakterize eden kaya türlerinin şistsel yapılı ve makaslanmış hamur içindeki tektonik karışımından oluşan bu karmaşık Lütesiyen sonrası olasılıkla Priyaboniyen'de bölgeye yerleşmiştir. Karmaşığın en genç bileşeni Maestrihtiyen'dir. Bu nedenle oluşum yaşı olarakta Maestrihtiyen sonu düşünülmektedir.

ABSTRACT :

The Sülek Complex in the Central Taurus Mountains is located on the Jurassic-Eosen sequences of Geyikdağı Unit as tectonic melange moving over from NE to SW. In the Complex, containing schist structures and sheared matrix, there are different kind of rock types showing the various environment as well as the various age from Devonian to Cretaceous. The emplacement of the Sülek Complex was occurred after Lutetian, probably during Priabonian. The youngest rock type of this complex, the possibility of Late Maestrihtian is preferred.

GİRİŞ :

Çalışma alanı, Konya ili sınırlarında bulunan Suğla Gölü güneyine düşer. Ofiyolitik melanjın bileşenlerini ayırtlamayı ve yapısal konumunu belirlemeyi amaçlayan çalışma 1/25.000 ölçekli Konya N 27 C 2, N 27 C 3 ve N 28 d 4 paftalarının yaklaşık 100 km² lik bölümünde sürdürülmüştür (Şekil 1).

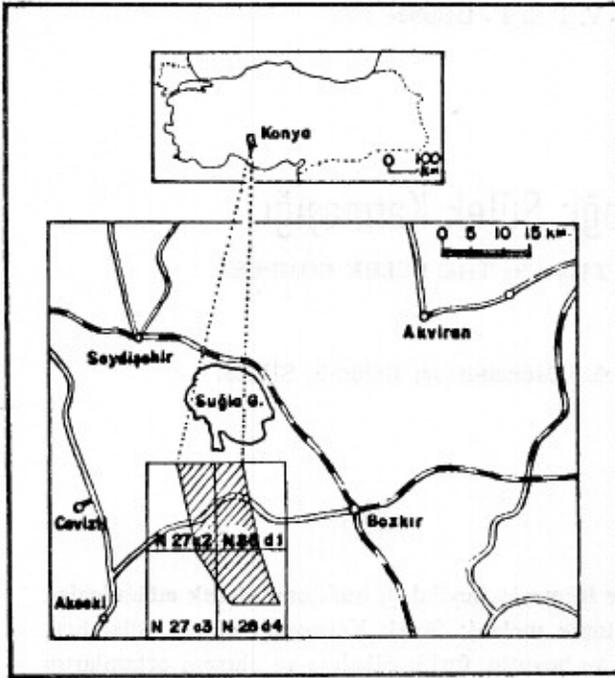
Bu yörede, Blumenthal (1941) 1/100.000 ölçekli jeoloji haritalaması yapmış, daha sonra yakın çevrede Özgül (1971-76), Monod (1977) ve Özlü (1978) detay çalışma yaparak bölgenin jeolojisine ışık tutmuşlardır.

Yazının amacı, karmaşığın bileşenleri ve yapısal konumunu ortaya çıkarmak olması nedeniyle çevre kayaçların ayrıntısına girilmemiştir. Çevre kayaçlarla ilgili iki bildiri ileride ayrı yayın olarak verilecektir.

SÜLEK KARMAŞIĞI

Devoniyen'den Maestrihtiyen'e değin değişik yaş, tür (sedimenter, ofiyolit, metamorfit) ve boyutlu (mm-km), farklı çökelme ve oluşum ortamlarını (litoral-neritik, derin deniz, hendek) karakterize eden kaya türlerinin (kumlu biyomitrik; şeker doku-kristalize biyosparit; çörtlü-plaket-pelajik mikrit, biyolit; radyolarit; *Globotruncana*'lı biyomikrit; grovak; çalkıtaşı; harzburgit; peridotit; serpantin, diyabaz, spilit), şistsel yapılı ve tektonik karışımından oluşan bu karmaşık, en iyi gözleendiği yerin adıyla Sülek karmaşığı olarak adlandırılmıştır.

Çalışma alanının batı kesiminde Sarıot yayla, Karacahisar yayla, Sarıpınar yayla, Dibektaş yayla, Sarıtaş yaylası, Kurşunlu yayla ve Karakışla yaylada sürekli yüzlekler, Arnava yayla yöresinde küçük yüzlek-



Şekil 1 : İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1 : The location map of the investigated area.

ler olmak üzere yaklaşık 100 km² lik bir alanda yüzeyler (Şekil 2). Karmaşık tabanda; Geyikdağ otoktonunun en üst birimini oluşturan fliş özellikli ve Lütesiyen yaşlı Saytaş formasyonu üzerinde tektonik olarak yer alır. Tavanda ise, yine bir tektonik hat ile Karacahisar yaylası, Sarıpınar, Dikilitaş yayla Sarıtaş yaylası, Erdoğan yaylası yöresinde tektonik olarak üstlenir. Ayrıca, yaygın olarak çalışma alanının birçok yerinde alüvyonlarla açılı uyumsuz olarak üstlenir (Şekil 3). Karmaşık hamuru başlıca; grovak, serpantinit, ofiyolit kumu, radyolarit ve planktik fosilli pelajik kireçtaşlarından oluşur.

Grovaklar, sarı-kirli sarı ve boz renkli, ince lami-nalanmalı, çoğu şistsel yapı ve kıvrımlı şekildedir. Alınan örneklerin ince kesitlerinde kayacın değişik tür ve köşeli kayaç parçalarından (diyabaz, radyolarit) ve minerallerden (kuvars, feldspat, ojit, hematit) oluştuğu ve makaslama düzlemleriyle kat edilmiş olduğu gözlenmiştir. Serpantinitler ise, kalsit ve krizotil-asbest damarlarıyla katedilmiş, yoğun şekilde makaslanmalıdır. Kayacın ince kesitinde tümüyle serpantinleşmiş olivinden oluştuğu, kısmen karbonat-

laştığı yer yer şisti yapı kazandıkları da görülmüştür.

Hamurun özgün niteliği, yer yer şistsel yapısı ve makaslanmalı oluşudur. Ayrıca gerek ofiyolitli karmaşığın blokları ile hamuru arasındaki ilişki, gerekse blokların kendi aralarındaki ilişki tektoniktir.

Bazı bileşenlerin küçük yüzlekler sunmaları nedeniyle haritalanamamış olmasına karşın, daha büyük yüzleklerindeki bileşenler büyük çoğunlukta haritalanmıştır.

Bileşenler; oluşum ortamı, sedimanter ve kaya-türü özelliklerine göre üç gruba ayrıtarak incele-necektir.

Sedimanter Bileşenler :

Kayabaşı Kireçtaşı (Trk) : Koyu gri, siyahımsı, pembe, kırmızımsı ve beyaz renkli, ince-orta ve kalın katmanlı (5 cm - 80 cm), kalsit damarlarıyla katedilmiş dolomitik, kumlu ve breşik seviyeleri ihtiva eden düzensiz eklemli kireçtaşları ile temsil edilir. Kurşunlu, Karakışla ve Arvana yaylaları arasında 3 km² lik bir alanda ofiyolitli karmaşık içinde ve daha güneyde Sarıot yayla dolaylarında birisi 400-750 m. boyutunda diğerleri daha küçük olmak üzere birçok bloklar şeklinde yer alır. Bloklar yer yer kayma izleri taşırlar.

Alınan örneklerin ince kesitlerinde kayaçların mermerleşmeye yüz tutmuş, kalın katmanlı (80-100 cm), korunmuş dokuda kırmızı algler barındıran kireçtaşları; kısmen mermerleşmiş, orta katmanlı (30-60 cm) kumlu kireçtaşı; genelde kuvars taneli, ince ve orta katmanlı (5-50 cm) kumlu kireçtaşı; ince katmanlı (5-20 cm), basınca uğramış kırmızı renkli kireçtaşı; kuvars taneli, karbonat bağlayıcı breşik kireçtaşı karakterlerini yansıttığı görülmüştür.

Kayacın fosil kapsamı itibarıyla fakir oluşu, ayrıca kısmen metamorfize olması yaş tesbitinde güçlük yaratmıştır Kayabaşı kireçtaşlarında görülen;

Trochammina sp.

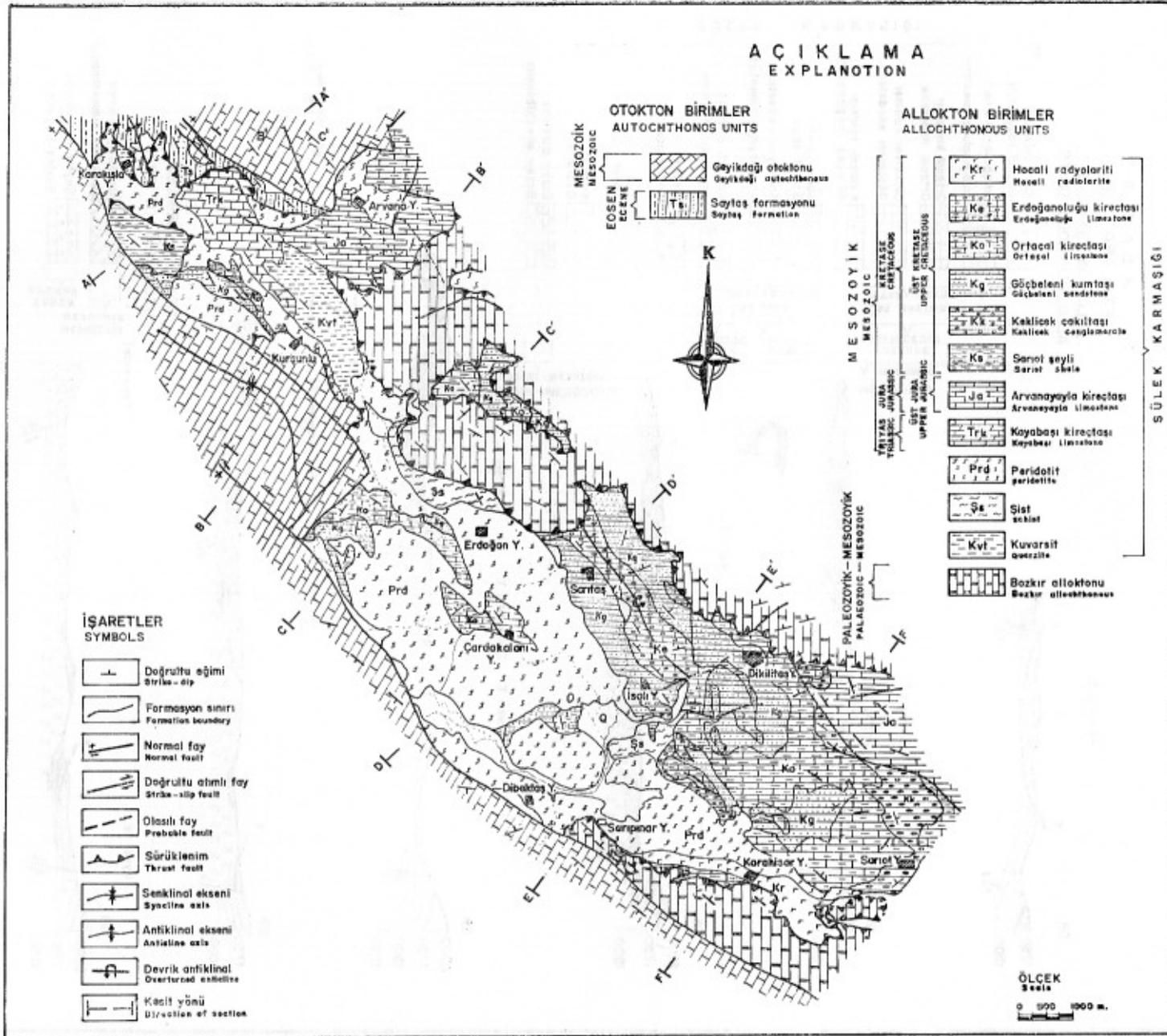
Alg

Lamellibranchia

Ostracod

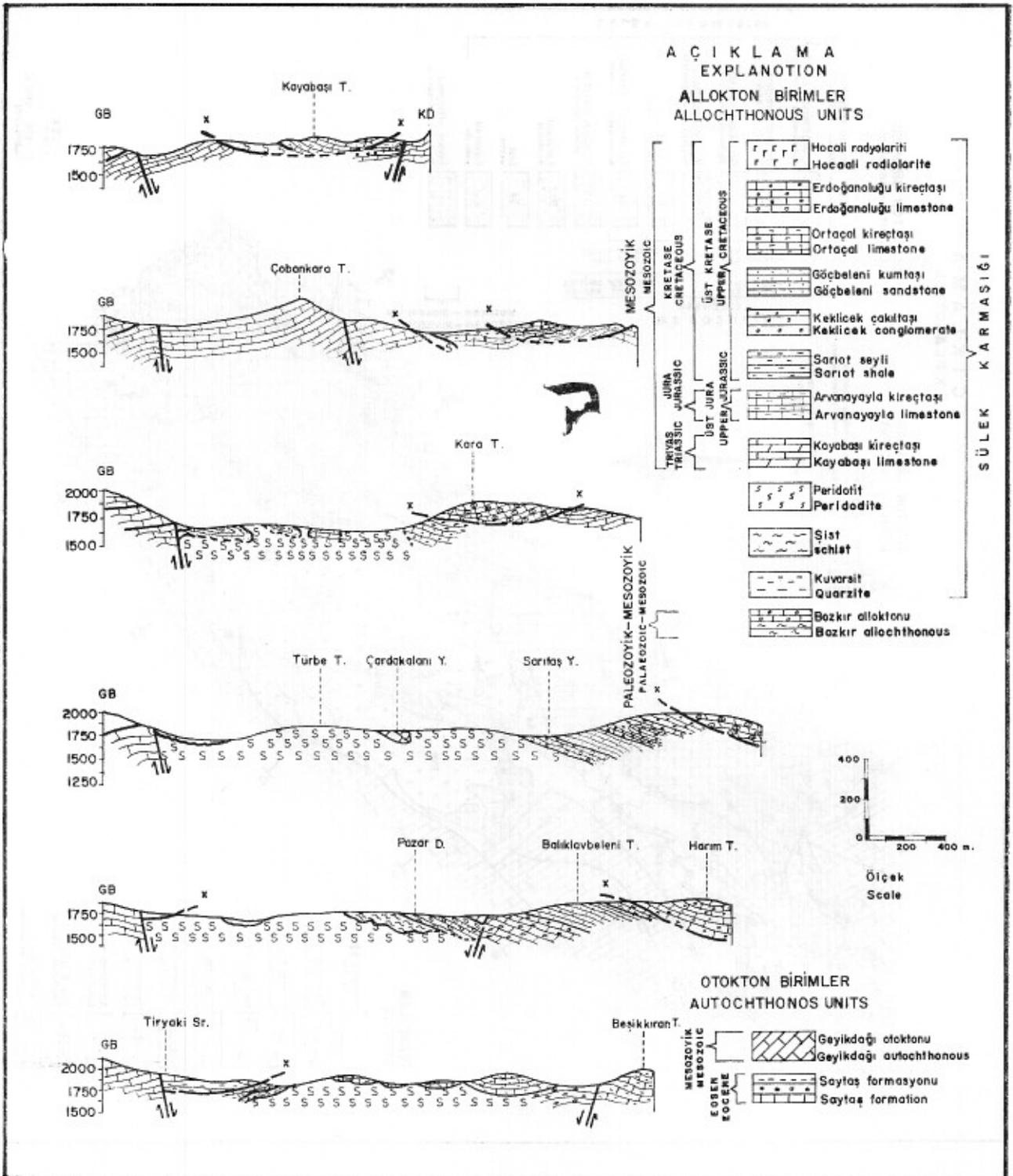
fosil kapsamı ve Torosların çeşitli kesimlerindeki Triyas birimlerinin fasiyes özelliklerinin benzerliği nedeniyle Triyas yaşı verilmiştir.

Kayabaşı kireçtaşı, fosil içeriği, yaş, oluşum ortamı ve tektonik konum bakımından, Akşehir-Yalvac dolayında «Babageçti Kireçtaşı»yla (Demirkol ve di-



Şekil 2 : İnceleme alanının jeolojî haritası.

Figure 2 : Geological map of the investigated area.



Şekil 3 : İnceleme alanının enine jeoloji kesitleri.
Figure 3 : Geological section of the investigated area.

ğerleri, 1977); Eğridir dolayında «Ağlıkaya Kireçtaşıyla» (Koçyiğit, 1980) Beyşehir-Seydişehir dolayında «Boyalı Tepe Birimi»yle (Brunn ve diğerleri, 1971) eşdeğerde olmalıdır. Beyşehir-Seydişehir dolayında Beyşehir-Hoyran Napı'nın (Gutnic ve diğerleri, 1968) allokton birliğini oluşturan «Boyalı Tepe Birimi» Üst Triyas'tan Kretase'ye değin sürekli, sığ-derin denizel ortamlı tam bir istif oluştururken, çalışma alanında ki bu istifin taban düzeyi, değişik boyutlu olistolitler halinde ofiyolitli karmaşık içinde dağılmış durumdadır.

Arvanayayla Kireçtaşı (Ja) : Açık gri renkli, katmanlanmasız oosparit; siyahımsı, koyu gri renkli orta katmanlı sparit; beyazımsı, açık gri, katmanlanmasız, yarı kristalize, şeker dokulu, yer yer çört yumruları içerin sparit olmak üzere sığ denizel ortamı karakterize eden litofasiyelerle temsil edilir. En büyük ve özgün yüzleklerini Arvana yayla ile Gölcük yayla arasında verir. İsalı yaylası güneyinde ise katmanlanmasız kesimler yüzeylenir. Ayrıca Çardakalanı yaylada 1 km² lik bir alanda aynı seviyeyi izleme olanağı vardır. Birimin oosparitik kireçtaşı düzeylerinde;

Nautiloculina sp.

Trocholina sp.

Pseudocyclamina sp.

Valulina sp.

Cayeuxia sp.

fosilleri belirlenmiştir. Bu veriler itibariyle Arvanayayla kireçtaşına Üst Jura (Malm) yaşı verilmiştir.

Arvanayayla kireçtaşı, yaş, litofasiyes ve ortam koşulları bakımından Beyşehir güneyinde «Allokton Boyalıtepe Birimi» nin orta düzeyleriyle (Brunn ve diğerleri, 1971), Eğridir dolayında «Arızlı ofiyolitli karmaşığı» nin «Suataş kireçtaşı» yla (Koçyiğit, 1980) deneştirilebilir.

Sparit çimento ve oolit allokemler, kireçtaşlarının sığ deniz koşullarında ve enerjili bir kuşakta depolandıklarını vurgular. Masif kireçtaşlarının bir bölümü saha özellikleri ile oolitik barlarını andırırlar ve sınırlı yatay yayılıma sahiptirler.

Sarıot şeyli (Ks) : Grimsi yeşil, siyah renkli, ince laminal ve şisti görünümlü, dağulan ve kırılğan karakterde şeyller ile temsil edilir. Milimetre boyutundan kilometre genişliğine değin değişen yüzlekler sunar. En büyük yüzleği Sarıot yayla ve Karacahisar yayla dolayında yer alır. Makaslanmış, çizgisel dizilimli olistolitler karmaşık için özgün bir özelliktir. Dokanakları, karmaşığın diğer bileşenleri ve hamuruyla tektonik ilişki sunar.

Alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde kayacın demirli enjeksiyonlar içerdiği, hamurun kloritleştiği görülmüştür. Hamur içerisinde kuvars, felDSPat parçaları seçilmiştir. Kıt fosil içeriğine karşın, ince bantlar halinde birim içinde yer alan kireçtaşlarında izlenen **Globotruncana** sp. ler nedeniyle Sarıot şeyline Üst Kretase yaşı verilmiştir.

Sarıot şeyli, gerek litofasiyes gerekse biyofasiyes özellikleri ile tipik bir derin deniz sedimanıdır. Demirin önemli bölümü ileri diyajenez aşamasında gelişen stilolitler (basınç erimeleri) boyunca şeyller içerisinde yerleşmiştir.

Keklicek çakıltası (Kk) : Pembe-kırmızı, bordo ve grimsi renkli, orta ve kalın katmanlı (20-120 cm), iri ve orta boylu çakılı (tane çapı 10-50 cm) katmanlanmaya paralel yönelmeli, kumtaşı ve karbonat çimentolu, demir enjeksiyonlu çakıltaları ile temsil olunur.

En geniş yüzleğini Keklicek dolayında sunar. Bunun dışında Dikilitaş yayla ve İsalı yayla yörelerinde küçük yüzleklerle izlenmiştir. Çalışma alanında yaklaşık 4 km² lik bir kesimde yüzeylenir. Göçbeleni kumtaşı ile normal, diğer bileşenlerle tektonik dokanaklıdır. Yer yer ofiyolitli karmaşık içerisinde değişik boyutlu olistolitler şeklinde bulunur.

Çakıllar, rekrystalize kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, radyolaryalı kireçtaşı ile kuvarsitlerden oluşur. Bağlayıcı, demirli karbonat ve zaman zaman kumlu bir hamurdur. Ancak çakıltalarının kıt fosil kapsamı yaş belirlemesine olanak vermemiştir. Konum ve litolojik fasiyes itibariyle birimin Üst Kretasede olduğu söylenebilir.

Birim, litofasiyes, yaş ve konum itibariyle «Beyşehir-Hoyran Napı» içerisinde «Cevizli Bademli birimleri»yle benzerlik gösterir (Monod, 1977).

Çakıltalarının özellikle bağlayıcısı içerisine aşırı miktarda katılan demir ve bunun sonucu fasiyesteki kırmızı rengin yaygınlığı karasal etkenliği vurgular. Bu nedenle Keklicek çakıltaları, karadan fazlaca etkilenen sığ bir denizde depolanmış olabilirler.

Göçbeleni Kumtaşı (Kg) : Sarı-kirli sarı-kırmızı-bordo renkli, birden fazla litolojiyi içermekle beraber egemen kumtaşı fasiyesli birimlerle temsil olunur.

Keklicek yayla, Dikilitaş yayla, İsalı yayla yörelerinde yaklaşık 11 km² lik bir alanda yüzeylenir.

Alt sınırı Keklicek çakıltası ve Erdoğanoluğu kireçtaşı ile yanal ve düşey, üst sınırı ise Ortaçal kireçtaşı ile düşey geçişlidir.

Katman kalınlığı milimetre ile 1 m arasında değişkenlik gösterir. Bileşenleri asolgun bank ya da merccekler biçiminde polijenik çakıltaşları, ince kırmızımsı marnlı şistler, beyaz-sarı-gri renkli ince katmanlı plaket biçimli kireçtaşları, gri-yeşilimsi renkli şistli kilşistlerin ardalanmasıyla karakterize edilir. Kumtaşlarından alınan örneklerin mikroskopik incelenmesinde bileşenlerin tane büyüklüğünün 0,06-0,5 mm arasında değiştiği, tanelerin % 90 oranında keskin köşeli kuvars, kalan % 10'un ise feldspat ve çok az sayıda opak mincralerle serizit şistlerden ibaret olduğu belirlenmiştir. Bağlayıcının hematit sızıntılı karbonat olması kumtaşına kırmızı rengi vermiştir. Bağlayıcı kısmen kireçlidir.

Birimin diğer bir bileşeni olan alacalı çakıltaşları baskın litoloji olan kuvars kumtaşlarından sonra ikinci çeker. Bu çakıltaşlarının bileşenleri çapları 0,5-20 cm arasında değişen, gri-kahverenkli çört, siyah renkli, kalsit damarlı kireçtaşı, gri-beyaz renkli kristalize kireçtaşı, kırmızı renkli radyolarit, diyabaz ve serpantin parçalarıdır. Bileşenler asolgun olup, kırmızı renkli hamurla çimentolanmışlardır. Merccek ve banklar biçiminde (1-5 m) ve yer yer katmanlıdır.

Birim fosil kapsamı itibariyle fakirdir. Özellikle kumtaşlarında fosil saptanamamıştır. Çakıltaşları, fosilin izlerini az da olsa taşır. Göçbeleni kumtaşı ile geçişli Ortaçal kireçtaşının Üst Kretase yaşında olması nedeniyle bu birimin de aynı yaşta olması gereklidir.

Göçbeleni kumtaşları ile ardaşıklı konglomeratik ve marnlı killi birimler ortam enerjisinin ve derinliğinin periyodik şekilde değiştiğini göstermektedir. Bu nedenle, tüm fasiyes oluşuklar için hareketli bir şelf kuşağı düşünülebilir.

Ortaçal Kireçtaşı (Ko) : Gri renkli, laminalı, çamurtaşları ile resifal kireçtaşlarından oluşan bir istifte temsil olunur.

Karacahisar yayla, Sarıot yayla, Dikilitaş yayla, Sütdöküldü ve Ortaçal tepe yörelerinde yüzeylenir. Alt sınırı, Keklicik çakıltaşı ve Göçbeleni kumtaşı ile düşey ve yanal geçişlidir. Üst sınırı ise Bozkır sürüklenimi ile tektonik dokanaktır. Bu ilişki Dikilitaş yayla kuzey ve doğusunda izlenir.

Tabandan alınan örnekler mikroskopik incelemelerde çamurtaşı karakterinde görülmüştür. Koyu gri renkteki bu kayaç ince laminalanma göstermekte olup, pelletlidir. Rengin koyulaştığı yerlerde dolomitleşme izlenmiş, açık gri renk geçişi ile dolomitleşme olayının giderek azaldığı belirlenmiştir.

Birimin daha yukarlarda tamamen resif kireçtaşı karakterindedir. Mikroskopik olarak biyosparit olduğu gözlemlenen bu kireçtaşları yanal süreklilik gösteren yayılımı yanında ofiyolitli karmaşık içerisinde yanal sürekliliği az merccekler biçiminde olistolitler olarakta bulunur.

Birimin çeşitli seviyelerden alınan örneklerde;

Orbitoides medius (d'ARCHIAC)

saptanmıştır. Bu fosil içeriği itibariyle birime Üst Kretase yaşı verilmiştir.

Ortaçal kireçtaşının fosil içeriği ve litofasiyesi onun magnezyumu bol sığ denizel bir ortamda oluştuğunu ve sedimanları içinde yer alması ise, çekim etkisi altında ortam değiştirdiğini belgelemektedir.

Ortaçal kireçtaşı özellikle sahada gözlenen morfolojik yapısı ile tipik bir resifal gelişimi vurgular. Resif gerisi ve yer yer de resif duvarında dolomitleşme yaygındır. Aşırı tuzlu suların diyagenetik etkisi ile dolomitleşen bu düzeylerin ince kesit örneklerinde kalıntı halde birincil kireçtaşı dokusu yer yer izlenmiştir. Resif önü fasiyesi yukarıda belirtilen laminalı çamurtaşları ile karakterize olur ve derin denize geçişi oluşturan bu aralıkta fazlaca blok boyutunda resifal döküntüler izlenir.

Erdoğanoluğu Kireçtaşı (Ke) : Siyah, koyu gri, sarımsı renkte, orta katmanlı (20-40 cm) mikritik kireçtaşları ile temsil edilir.

İsali yayla, Sarıtaş yayla, Erdoğanoluğu tepe yörelerinde yaklaşık 4, 5 km² lik alanda yüzeylenir. Alt sınırı; ofiyolitlerle tektonize, üst sınırı; Keklicik çakıltaşı ve Göçbeleni kumtaşı ile düşey ve yanal geçişli ve Bozkır alloktonu ile tektonik olarak üstlenmiş durumdadır.

Birim genelde eklemler, eklemler kalsit dolgulu ve kısa aralıklarla kısmen kıvrımlıdır. Yarı kristalize olması yanında birim tümüyle yatık bir kıvrımın çekirdeğini oluşturur. Fosil yok denecek kadar azdır.

Alınan örneklerde yapılan mikroskopik çalışmalar birimin, tabanda pelletli olmak üzere tamamen mikritik kireçtaşlarından oluştuğunu göstermiştir.

Fosil kapsamı yaş verecek nitelikte olmamasına karşın stratigrafik konum itibariyle olası olarak üst Kretase yaşı verilmiştir.

Mikritik doku ve pelletlerin varlığı, korunmalı denizel bir lagünde Erdoğanoluğu kireçtaşlarının biriktirildiğini gösterebilir.

Hocali radyolariti (Kr) : Ofiyolitli karmaşığın, gerek hamur bileşenini ve gerekse egemen bileşenlerinden birisini oluşturan kaya türüdür. Radyolaritler Hocaali Yaylasında görüldüğü gibi koyu kırmızı renkli, katmanlanmasız, ezilmiş, breş görünümlü, kayma izli, yer yer olistolitler biçiminde yada İsalı yayla dolaylarında olduğu gibi, gri, açık gri, kırmızı, pembe renkli ince katmanlı (2-12 cm), bazen laminalı, çört şeritleri içerikli plajik mikritlerle ardaşıklı, kalsit damarlı ve kıvrımlıdır.

Hocali radyolaritine, içerisinde ara katman olarak bulunan pelajik kireçtaşları **Globotruncana** sp. arı içerdiğinden Üst Kretase yaşı verilmiştir.

Hocali radyolariti ofiyolit oluşumu ile direkt ilişkide gelişmiş olup, derin bir denizi simgeler.

Ofiyolitler :

Peridotit : Yeşil, koyu yeşil, siyah renkli, büyük oranda serpantinleşmiş harzburgit ve lertzolitlerle temsil edilir.

Birkaç metre küp boyutunda blok büyüklüğünden kilometrelere varan uzunlukta bloklara değin değışen yüzlekler sunar. Karacahisar yayla, Sarıtaş yayla, Dibektaş yayla, Çardakalanı yayla, Erdoğan yayla, Karakışla yayla, Arnava yayla yörelerinde yüzeylenir. Birim tüm bileşenlerle tektonik dokanaklıdır. Ayrıca, Karakışla yayla ve Tınaz tepe güney eteklerinde otokton birlik üzerinde yine tektonik ilişkilidir. Dokanak boyunca breşleşmiş, kireçtaşı ise parlak cilalı yüzeyli, kayma izli, kayma-kırılma yüzeylidir. Blok ve olistolitler şeklinde kireçtaşları barındırır.

Yer yer düzensiz eklemlemlerle kesilmiştir. Eklemlemler doğrultusunda damarlar halinde krizotilasbestler gelmiştir. Yer yer de kromit cepleri içerir.

Lertzolitler; olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve kromit içerirler. Olivinler ileri derecede serpantinleşmiştir. Ortopiroksenler fazlaca altere olmuş ve genellikle eksolüsyon lamelleri gelişmiştir. Eksolüsyon lamelleri klinopiroksendir. Kromitler ise interstiyal konumlu ve iskelet biçimlidir. Kayaç tümüyle kataklastik deformasyon gösterir.

Harzburgitlerde ise; Olivinler % 90 serpantinleşmiştir. Olivinler piroksen kapsarlar. Ortopiroksenler ileri derecede altere olmuş ve eksolüsyon lamelleri gelişmiştir. Bazı örneklerde kromitler de izlenmiştir. Bunlar interstiyal olarak iskele biçimli ortopiroksenlerden gelişmiştir. Kayaç, lertzolitlerde olduğu gibi kataklastik deformasyon gösterir.

Gabro : Ofiyolitli karmaşığın sık rastlanan bileşeni olmasına karşın küçük yüzlekler nedeniyle haritalanmamıştır. Ancak Peridotitlerle birlikte hemen hemen her alanda rastlama olanağı vardır.

Kayaç makroskopik olarak koyu yeşil renkte mafik mineraller ve ayrılmış feldspatlardan oluşmuştur. Mikroskopik incelemede ise; holokristalen doku içinde ksenomorf plajioklaslar gözlenmiştir. Ayrıca serpantinleşmiş olivin ve inklüzyonlar halinde manyetitlere rastlanılmıştır. Ayrışma ürünü serpantin ve demir oksitleri dikkati çeker.

Şistler : Kalkşistler temsil olunan yerel bloklar halindedir. Haritalanabilecek büyüklükte olanları yanında küçük yüzlekler şeklinde izleme olanağı vardır.

İsalı yaylası güneyinde 1 km² lik bir alanda en geniş yüzleğini verir. Bunun dışında çalışma alanının birçok yerinde küçük yüzlekler sunar.

Şistler yer yer mermer band ve mercekleri de içerirler.

Kalkşistler, koyu yeşilimsi renkli olup, mineral bileşimlerine göre bunlar «kalsit-epidot-albit-kuvars» şistlerdir. Mikroskopta, iri mercekli kristaller halinde, kalsit taşın önemli bileşenini oluşturur. Küçük prizmatik kristaller halinde sarımsı yeşil renkli epidotlar şistoziteye paralel dizilmiş olarak gözlenir. Kayaçta epidotça ve kuvarsça zengin bileşikler ardalama yanında plajioklaslarda kalıntı zonlu yapı ve bazılarında da korunmuş idiomorfik yapı görülür, Kuvars Ksenoblastları, mermer bantları içinde yer almaktadır.

Kuvarsitler : Sülek karmaşının fazla yaygın olmamakla birlikte önemli bileşenlerindedir. Karakışla yayla, Erdoğan yayla kuzeyi, Kurşunlu yayla kuzeybatısında yaklaşık 4 km² lik bir alanda yüzeylenir. Diğer bileşenlerle tektonik ilişkilidir. Orta ve kalın (30-150 cm) olarak izlenen katmanlarda sarımsı-gri renk egemendir.

Mikroskopik incelemede genelde tane destekli olarak görülmüştür. Hamur çok azdır. Kayaçta kısmen rekristalizasyon izleri vardır.

Metaçörtler : Yerel yüzeylenmeler şeklinde izlenir. Kahverengi, sarı, grimsi renklerde olup diğer bileşenlerle birlikte mercekler şeklinde görülür. Bun-

lar, kırılma klivajları ve deforme olmuş lineasyonlar ile mesoskopik yapı kazanmışlardır. İnce kesitlerinde, ksenoblastik dokuda kuvars, serizit pulcukları, klasit kristalleri ve opak mineraller izlenmiştir.

TEKTONİK EVRİM

Sülek karmaşığının bileşenleri, aralarında tektonik dokanak ilişkisi sunmaktadır. Bu ilişki, kesme ve kırılmayı belirleyen cilalı yüzeyler, sürtünme ve ezilme breşleri, kayma izleri, değişik ortam ve yaşlı kaya türlerinin yanyana ya da üst üste gelmiş bulunması şeklinde gözlenebilir.

Gerek karmaşığın bileşenleri arasındaki tektonik dokanak ilişkisi, gerekse her bir bileşenin taşıdığı tektonik deformasyon izleri, Sülek Karmaşığının tektonik kökenli bir karışım olduğunu kanıtlar görünümdedir.

Levha tektoniği kuramı gözönüne alınırsa, Sülek karmaşığı ve onun oluşum ortamının bu kuram sürecinden geçtiği söylenebilir. Çalışma alanı ve yakın çevresinde geniş yayılım gösteren Sülek karmaşığı ve onu oluşturan bileşenlerin çoğunluğu, oluşum bakımından hiçbir zaman okyanusal havza niteliği kazanmamış olan Geyikdağı otoktonuna özellikle ortam bakımından yabancıdır. Bu nedenle Sülek karmaşığının oluşum ortamının, çalışma alanının ve belki de Toros Kuşağı dışında aranması gerekir.

Toros ve Pontidler arasında Mesozoyik'te açılmaya başlayan ve Tetis olarak adlandırılan okyanusal havzanın geliştiği bilinmektedir. Bu havzanın evrimi ile kısaca şöyle olmuştur; Olasılıkla Üst Jurasik-Alt Kretase sırasında levhaların hareket yönü terslenmiş, Olasılıkla Senoniyen'de, levhaların çarpışmasıyla ilk ofiyolit üzerlemesi olmuş ve Miyosen sonunda da Tetis okyanusu tümüyle kapanmıştır. Çalışma alanını da kapsayan Toros Kuşağı'nın da içinde bulunduğu Alp-Himalya dağılım kuşağının şekillenmesi bu levhasal yaklaşma ve kapanmaya yorulmaktadır. (Dewey ve diğerleri, 1973; Smith, 1971). Bugün «Orta Anadolu Ofiyolit Kuşağı» olarak bilinen ve İzmir-Ankara-Erzurum boyunca yüzeylenen karmaşık yukarıda sözü edilen yitmenin izi, Tetis Okyanusal kabuğunun kalıntısıdır (Brunn ve diğerleri, 1979). Ayrıca bu okyanusal kabuğun kalıntısı ofiyolitler, tümüyle allokton, glaukofanist içeren melanj özelliğinde olup, Menderes masifi kuzeyinde ona bindirmiş durumda

dır (Bingöl, 1976; Poisson, 1977). Diğer taraftan Triyas'tan Lütésiyen'e değin süreklilik gösteren ve çoğun sığ platform, zaman zaman da platform kenarı türünde gelişen kayaların oluşturduğu Toros Otokton Platformu'nun gerek litofasiyes, gerekse geometrik şekil bakımından Afrika Levhası'nın kuzey kesimine ait olduğu da belirtilmektedir. (Brunn ve diğerleri, 1971; Dewey ve diğerleri, 1973; Ricou ve diğerleri, 1975; Gutnic ve diğerleri, 1979; Marcoux, 1979). Çalışma alanı ve onun dışındaki Toros Kuşağı'nın diğer kesimlerde yüzeylenen ofiyolitli karmaşığın bileşenleri ise, çoğunlukla okyanusal havza ve platform kenarına özgü, Triyas-Maestrihtiyen yaşlı kayalardır. Bu nedenle Sülek karmaşığı, Afrika Levhası Platformu üzerine Kretase sonunda üzerlenmiş Tetis Okyanusal kabuk kalıntısı olarak düşünülebilir. Ancak Sülek karmaşığının bugünkü konuma, bir başka ifadeyle Geyikdağı otoktonu karbonat platformu ve onun en üst birimini oluşturan fliš özellikli Saytaş formasyonu üzerine gelişi ise, çok daha sonra (Priyaboniyen) olmuştur.

Toros Kuşağı'nda, allokton kaya topluluklarının tektonik hareketi ve hareket yönü hakkında bulgular eskidir. Blumenthal (1944-1963) Toroslar'ın değişik bölgelerinde yaptığı çalışmalarda büyük bir allokton kütlelerin varlığını saptayarak onu «Hadim Napı» olarak adlandırmış ve kütlelerin KD'dan GB'ya doğru 80 km kadar devinmiş olduğunu savunmuştur. Ricou ve diğerleri (1975) Likya ve Batı Toroslar'daki allokton kütleler için kuzeyde ortak bir kökenin varlığından söz etmektedirler; Monod (1977) ise, «Beşehir-Hoyran Napı»nın, bu napın güneyinde (Bademli-Seydişehir) gelişmiş GD'ya doğru devinerek yerleştiğini vurgulamıştır. Diğer taraftan Özgül (1971), Bozkır-Hadim dolayındaki allokton kütlelerin hem KD'ya hem de GB'ya hareket ettiğini gösteren verilerden bahsetmiştir.

Çalışma alanında Sarıtaş yaylada izlenebilen devrik antiklinal itkinin KD'dan geldiğine işaret eder. Egemen kuvvetin bu yönden olması, sürüklenme düzlemlerinin KD'ya eğilimli olması ve ofiyolit dışında, alanda mevcut olan ve burada incelemesini sunmadığımız çevre kayaçlardaki egemen eklemler itkinin KD'dan geldiğini kanıtlar.

Sülek karmaşığının tektonik bir hatla üzerinde yer aldığı en geç birim Lütésiyen yaşlıdır. Çalışma alanı dışında Bozkır batısında ise karmaşık üzerine uyumsuzlukla gelen birimin yaşı ise Oligosen'dir. Bu nedenle karmaşığın alana yerleşim yaşı Lütésiyen sonrası ve Oligosen öncesi olmalıdır. Bu da Priyaboniyen yaşını verir.

SONUÇLAR :

Bu çalışma ile aşağıdaki sonuçlara varılmıştır.

1. Sülek karmaşığının hareket yönü, KD'dan GB'ya doğrudur.
2. Sülek karmaşığının oluşum yaşı, içerdiği en genç bileşenlerine göre Maestrihtiyen sonudur.
3. Sülek karmaşığının bölgeye yerleşim yaşı Lüttesi- yen sonrası yani Priyaboniyendir.
4. Sülek karmaşığı sedimanter, ofiyolit ve metamorfizmlerden oluşmuş tektonik bir melanjdir.

KATKI BELİRTME :

Yazar, araştırmaya katkısı bulunan M.T.A. Enstitüsü Genel Müdürlüğü'ne ve çalışmanın yönlendirilmesi ve sonuçlandırılmasında emeği geçen sayın Prof. Dr. Fikret Kurtman'a (S. Ü.) teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Blumenthal, M., 1941, Niğde ve Adana vilayetleri dahilinde Toroslar'ın jeolojisine umumi bakış : MTA Enst. Derg., No. 6, 48, Ankara.
- Blumenthal, M., 1944, Bozkır güneyinde Toros sıradağlarının serisi ve yapısı : İst. Üniv. Fen Fak. Mec., Seri B, 9, 2, 95-125.
- Blumenthal, M., 1947, Seydişehir-Beyşehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi : MTA Enst., No. 2, 242, Ankara.
- Blumenthal, M. ve Göksu, E., 1949, Akseki civarındaki dağlarda boksit zuhurattı, bunların jeolojik durumu ve jenezi hakkında izahat: MTA Enst. Derg., Seri B, No. 14.
- Blumenthal, M., 1949, Batı Toroslarda Alanya ard ülkesinde jeolojik araştırmalar : MTA Enst. No. 5, 194.
- Blumenthal, M., 1956, Karaman-Konya havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri ve şist-Radiolarit formasyonunun stratigrafisi meselesi : MTA Enst. Derg., 48, 1-36.
- Blumenthal, M., 1963, Le Systeme structural du Taurus Sud-Anatolien, Livre a la Memore du Prof. P. Fallot da : Mem. hsser., Soc. Geol. De France, 11, 611-662.

Brinkmann, R., 1976 Türkiye jeolojisine giriş : Ege Üniv. Fen Fak. Kitapları Serisi, No. 4, İzmir.

Brunn, J.H., Dumont, J.H., De Graciansky, P. Ch., Gutnic, M., Juteau Th., Marcoux, J., Monod, O ve Poisson, A., 1971, Outline of the Geology of the Western Taurides, in «Geology and History of Turkey» : Ed. A.S. Campell, Petroleum exploration Society of Libya, Tripoli, 225-255.

Demirkol, C., 1977, Yalvaç-Akşehir dolayının jeolojisi : Doçentlik tezi, Konya Selçuk Üniv. Fen Fak. Yerb. Böl.

Dewey, J.F., 1972, Plate tectonics : Eci. Amer. pp. 56-68.

Gutnic, M., Kelter, D. ve Monod, O., 1968, Decouverte de nappes de charriage dans le nord du Taurus occidental (Turquie meridionale) : C.R. Acad. Sci., Paris, 226, 988-991.

Koçyiğit, A., 1980, Hoyran Gölü yöresinin (Afyon-İsparta) statigrafik ve tektonik özellikleri : Doçentlik Tezi. Ankara Ü. Fen Fakültesi.

Marcoux, J. ve Poisson, A., 1972, Une nouvelle unite structurale dans les nappes les nappes d'Antalya : la nappe inferieure et ses series Mesozoiques a radiolarites (Taurides occidentales, Turquie): C.R. Acad. Sci., Paris, 275, 655, 658.

Monod, O., 1977, Recherches geologiques dans le Taurus occidental and sud de Beyşehir (Turquie): These d'etat. l'Univ. de Paris Sud. Orsay, 442.

Ozçelik, O., 1984, Toroslar'da Bokır yöresinin jeolojisi, tektonik evrimi ve petrol olanakları, Doktora tezi, Selçuk Üniversitesi.

Özgül, N., 1971, Orta Toroslar'ın kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., VIV, 1, 85-101.

Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 1, 65-78.

Pınarbaşı ve Yahyalı (Kayseri) Civarındaki Triyas Kayalarının Stratigrafik Özellikleri

STRATIGRAPHIC FEATURES OF THE TRIASSIC ROCKS IN THE REGIONS OF PINARBAŞI AND YAHYALI (KAYSERİ)

FUAT ÖNDER : Cumhuriyet Üniversitesi, Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl. SİVAS.

ÖZ : Triyas yaşlı kayaların stratigrafik özelliklerini açığa çıkarmak için çeşitli örnekler Kayseri ili civarındaki Pınarbaşı ve Yahyalı yörelerinden toplanmıştır. Genellikle kireçtaşı olan örnekler foraminifer, megalodont, gastropod ve alg gibi çeşitli fosiller içerirler. İki yöreden de toplanan kireçtaşı örnekleri Zankl (1971)'in Avusturya'da «Dachstein» fasiyesi olarak tanımladığı gibi sığ su platform ortamı özelliklerini göstermektedir.

ABSTRACT : In Kayseri, the several rock sample which have been collected to clarify the study of Triassic stratigraphy have been taken from the Pınarbaşı and Yahyalı regions. Outcrops which are mostly grainy limestone, contain foraminifers, megalodonts, gastropods and algae. These limestone from the both areas suggest that this was a shallow marine platform environment, as Zankl postulated for the Dachstein facies of Austrian in 1971.

GİRİŞ

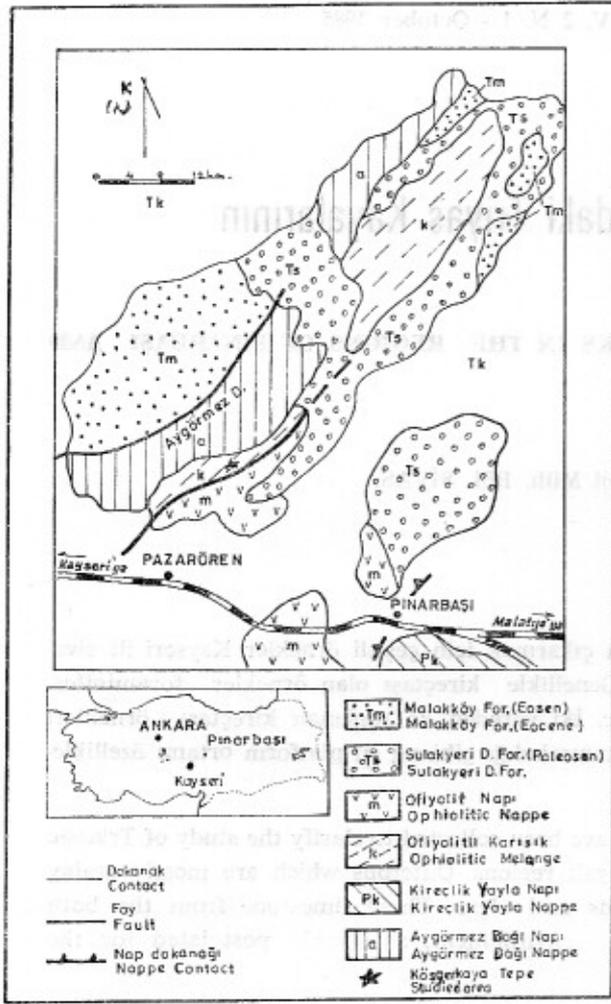
Bu çalışmada incelenen örnekler Doğu Toroslarda Kayseri'nin kuzeydoğusundaki Pınarbaşı ve güneyindeki Yahyalı ilçeleri civarında toplanmıştır. (Şekil 1 ve 2). Bu ilçeleri içine alan yörede eski çalışmacılar genellikle jeolojik harita alımını gerçekleştirmişler, fakat bazı temel jeolojik ve stratigrafik problemlere değinmemişlerdir. Son yıllarda ise Toroslarda bu bölümünde stratigrafik ve yapısal problemlere eğilen çalışmalar hızla artmıştır (Örneğin Yoldaş 1972; Özgül ve diğerleri 1973; Altınır 1984, Özer ve diğerleri 1984).

BİRİMLERİN ÖZELLİKLERİ

Köşgerkaya Tepe Kireçtaşı

Pınarbaşı civarından toplanan örnekler «Köşgerkaya Tepe Kireçtaşı» (Şekil. 1) Üyesinden alınmış olup üyenin adlanması Özer ve diğerleri (1978) tarafından MTA raporlarında yapılmış fakat yayınlanma-

mıştır. Alloktan olan bu üye Melikgazi ve Yeregeçen'in kuzeyinde yer alan Köşgerkaya Tepe'de yüzeylenir. Yöredeki tektonik etkinliklerden dolayı tabakalanma iyi izlenmeyip kireçtaşı örnekleri de bol kırıklı, çatlaklı ve kalsit dolguludur. Bu nedenle gerçek kalınlık ölçülememiş ancak kalınlığın 50-60 metre olduğu tahmin edilmiştir. Özer ve diğerleri (1984) yörede yaptıkları çalışmada farklı stratigrafik dizilim ve yapısal konum gösteren birimleri otokton birim, allokton birimler, ofiyolitli karışık, metamorfik ofiyolitli karışık ve ofiyolit napı olarak 5 guruba ayırmışlardır. Bu çalışmada örnekleme yapılan Köşgerkaya Tepe Kireçtaşı Üyesi ise tabanında yeşil-gri renkli sipilitik kayaların yer alması nedeni ile «Ofiyolitik karışık» içerisinde blok olarak nitelenmiştir. Özer ve diğerleri (1984) bu ofiyolitli karışık içerisinde yer alan tortul kayalarının Jura-Üst Kretase yaş aralığında olduğunu belirtmelerine rağmen yapılan çalışmada bu tortulların yaşlarının Orta-Üst Triyasdan başladığı tesbit edilmiştir.

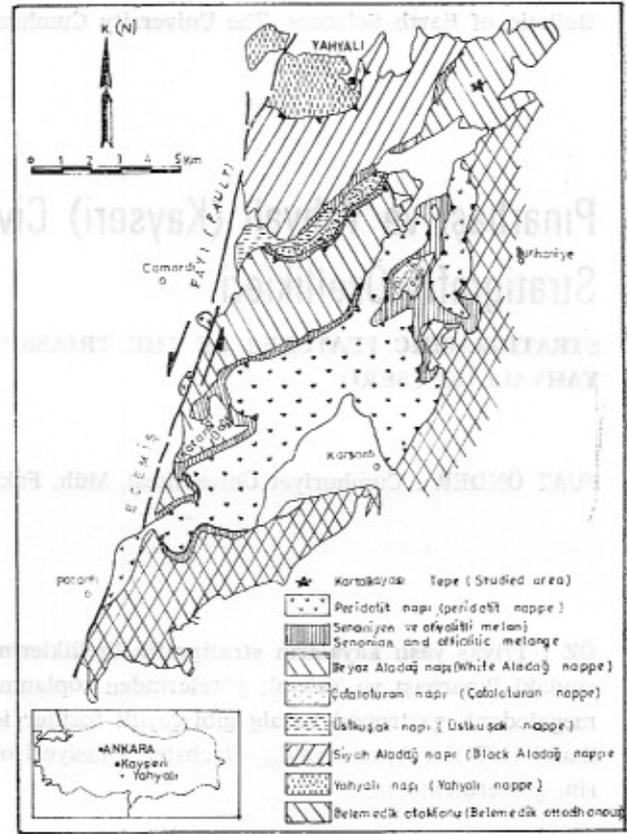


Şekil 1 : Çalışma alanını (Pınarbaşı) gösteren yapısal harita, (Özer ve diğerleri 1984).

Figure 1 : Structural map of Pınarbaşı showing the studied area (Özer ve al 1984).

Bu üyenin alt kesimlerinde toplanan örnekler gri renkli rekristalize kireçtaşları olup ince kesitlerinde orijinal tekstürleri belirgin olmamasına rağmen mikrit oldukları sanılmaktadır. Bunların üzerine mikritize olmuş, ince taneli ve foraminifer içeren mikrosparit gelmektedir. Bunlar yerel olarak oolit, bir kaç büyük intraklast ve biyoklast da içermektedirler. Ayrıca bazı ince kesitlerde onkolitik yapılar da gözlenmiştir. Bu seviyelerde yarım metre kalınlığında, bir kaç metre uzunluğunda formasyon içi kireçtaşı konglomerasında tesbit edilmiştir.

Üyenin üst kısımları ise gri, açık gri renkli biyomikrit olup altındaki tabakalar üzerinde uyumlu olarak yer alırlar. İnce kesitlerde yer yer zengin ekinit parçaları, mikritize biyoklastlar, bir kaç büyük in-



Şekil 2 : Çalışma alanını (Yahyalı) gösteren yapısal harita (Tekeli, 1980).

Figure 2 : Structural map of Yahyalı showing the studied area (Tekeli, 1980).

traklast ve altere olmuş taneler görülebilmektedir. Ayrıca arazide megalodont izleride gözlenmiştir. En üste gelen seviyeler ise açık gri ve beyaza yakın renkli foraminiferli mikrosparit olup az miktarda intraklast, gastropod parçaları ve onkolit içerirler. Taneli görünümde olan bu kireçtaşları genellikle çok ileri düzeyde rekristalize olup allokem izlerini kapsayan ikincil tekstür gösterirler. Ayrıca yer yer dolomitleşme, didolomitleşme gösteren örneklerde rastlanılmıştır. Bütün bunlara rağmen özellikle üst seviyelerden alınan örneklerde Orta-Üst Triyas yaşını veren foraminifere rastlanmıştır. (Levha 1 ve 2) : *Glomospirella friedli* Kristan-Tollmann, *Involutina communis?* (Kristan), *I. sinuosa cf. pragsoides* (Oberhauser), *I. gaschei* (Koehn-Zaninetti-Brönimann), *Involutina sp.*, *Endothranella sp.*, *Valvulinidae*.

Kartalkaya Tepe Kireçtaşı

Yahyalı civarından toplanan örnekler Kartalkaya Tepe Kireçtaşına (Şekil .2) ait olup birim Ala-

dağların Adana ve Kayseri illeri arasında yer alan kısmında yüzeylenir. Bu birim Tekeli ve diğerleri (1984) tarafından Yahyalı Grubu içinde yer alan «Beyaz Aladağ Formasyonu'na» dahil edilmiştir.

Gri, açık gri ve yer yer açık kahverengimsi gri renkli olan taneli görünümlü bu kireçtaşları orta ve kalın tabakalı olup megalodont, gastropod ve foraminifer gibi fosiller içerirler. İnce kesitlerinde çok fazla mikritize oldukları dikkat çeken örneklerin çimentosu ve allokemleri zorlukla tanınabilmektedir. Genel olarak çimento alt seviyelerde mikrit üste doğru ise sparitdir. Biyomikrosparit olarak adlanan örneklerde tanınabilen allokemler ise algal orijinli intraklastlar; gastropod, foraminifer ve alglerden oluşan biyoklastlar ve onkolitik yapılar ile tanınmayan kabuksal parçalardır. Tekeli ve diğerleri (1984) tarafından Beyaz Aladağ formasyonunun yaşı Üst Triyas-Alt Jura olarak belirtilmiş olup bizim örneklerimizde ise Üst Triyas foraminiferleri tesbit edilmiştir (Levha 3 ve 4) : *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salla), *I. sinuosa sinuosa sinuosa* (Weynschenk), *Trocholina multispira?* Oberhauser, «*Trocholina*» *procera* (Liebus), *Trochammna alpina* Kristan-Tollmann, *Trochammna* sp., *Endothyranella* sp., *Varistomatidae*, *Textularidae*.

SONUÇLAR

Tekeli (1980) Aladağların yapısal evrimi üzerine görüşlerini aktarırken 3 farklı dönemi vurgulamış ve ona göre birinci dönem Üst Triyas - Alt Kretase zaman aralığını kapsayan duraylı kıta kenarı; ikinci dönem Senoniyen'de kıta kenarının bozulması ve ilk ofiyolit yerleşmesinin oluşumu ve üçüncü dönem ise Maestrihtiyen'de oluşan kıta kenarının naplanması ve peridotit napın yerleşmesidir. Triyasın Toroslarda gözlenen çok değişik fasiyeslerini ortaya koymak amacı ile başlatılan araştırmaların (Önder 1982, 1984) bir bölümünü içeren bu çalışmada ise incelenen kireçtaşları açık denizle zaman zaman bağlantısı olan sığ deniz karbonatlarının özelliklerini taşımaktadır. Bu nedenle sığ su platform karbonatları olarak yorumlanan Avusturya'daki «Dachstein» fasiyesi (Zankl 1971) ile benzerlik göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Bu araştırmaya gerek saha çalışmaları ve gerekse daha sonraki aşamalarda her türlü yardımı esirgemiyen; gerçekçi ve yapıcı eleştirileri ile çalışmaya

yön veren MTA-Temel Araştırmalar biriminden Siyami Özer, İsmail Terlemez, Muhsin Sümengen ve Bekir Ürgün'e teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

Altuner, D. 1984, *Upper Permian foraminiferal biostratigraphy in some localities of the Taurus Belt: In Geology of the Taurus Belt. International symposium volume edited by O. Tekeli and C. Göncüoğlu (ISGT, Sept. 1983).*

Önder, F. 1982, *New micropaleontological data and stratigraphical investigation of the Triassic rocks of the Central Taurus Mountains-Turkey: Thesis, Univ. Southampton-England, 228p., 29pl., 26 fig., 8 tab.*

Önder, F. 1984, *Some concepts on the stratigraphical and environmental investigation of the Triassic rocks of Central Taurus Mountains: In Geology of the Taurus Belt. International Symposium volume edited by O. Tekeli and C. Göncüoğlu, (ISGT, Sept. 1983).*

Özer, S. Terlemez, İ. Sümengen, M. Erkan, E. 1984, *Pınarbaşı (Kayseri) çevresindeki allokon birimlerin Stratigrafisi ve yapısal durumları: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni C. 27; S. 1; 61-68*

Özgül, N. ve diğerleri, 1973, *Tuфанbeyli dolayının Kambriyen ve Tersiyer kayaları: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni C. 16; S. 1; 82-100.*

Tekeli, O. 1980, *Toroslarda Aladağların yapısal evrimi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni: C. 23, S. 1; 11-14.*

Tekeli, O., Aksoy, A. Ürgün, B.M., Işık, A. 1984, *Geology of the Aladağ Mountains. In Geology of the Taurus Belt. International Symposium volume edited by O. Tekeli and C. Göncüoğlu (ISGT, Sept. 1983).*

Yoldaş, R. 1972, *Sarız (Kayseri) dolayının jeolojisi ve petrol olanakları (Elbistan L36-b2 ve L37-al paftaları): MTA rap. no: 4729 Ankara. Yayınlanmamış.*

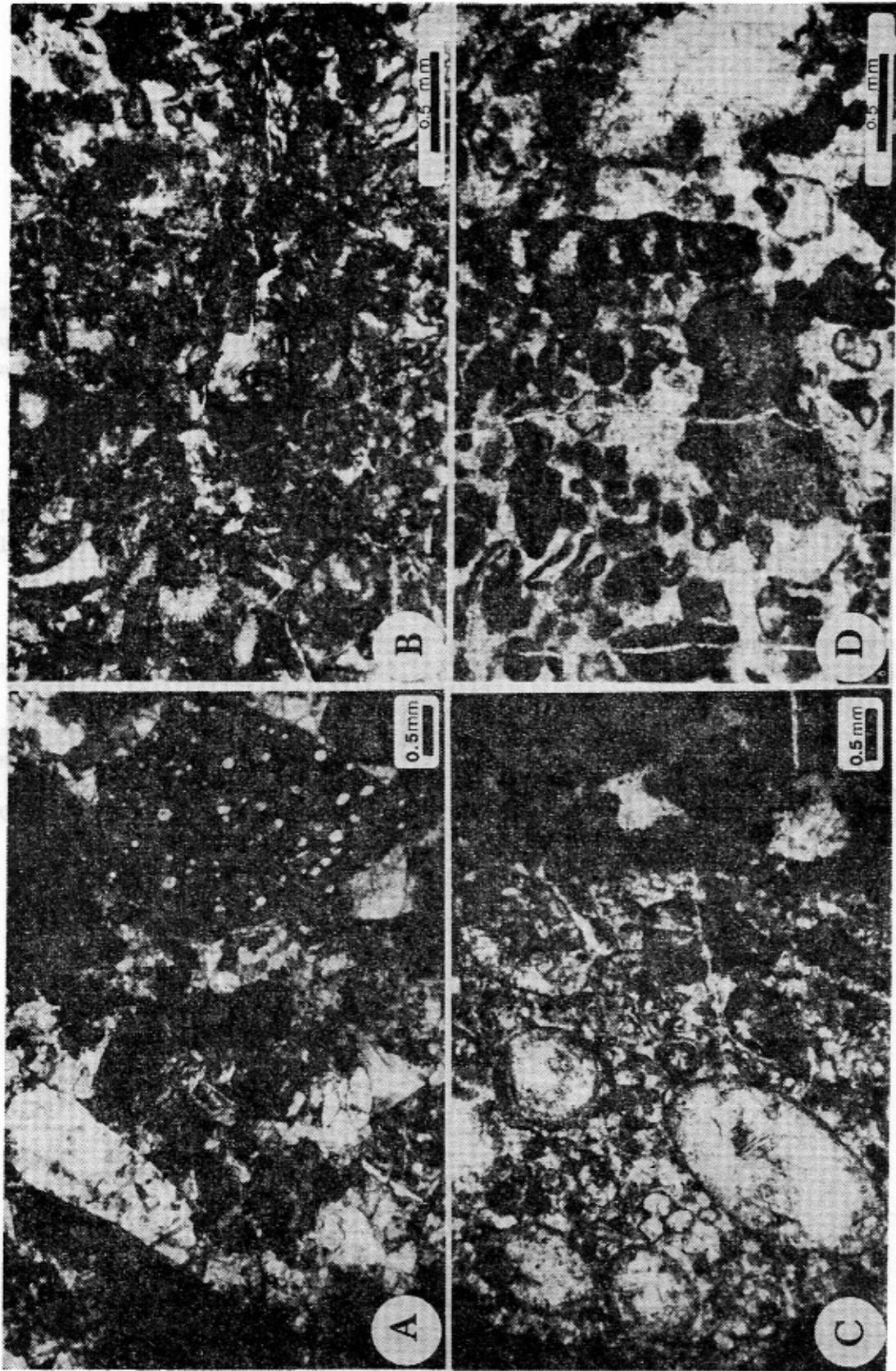
Zankl, H. 1971, *Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps: Int. Sed. Congress Guidebook VIII: 147-179.*

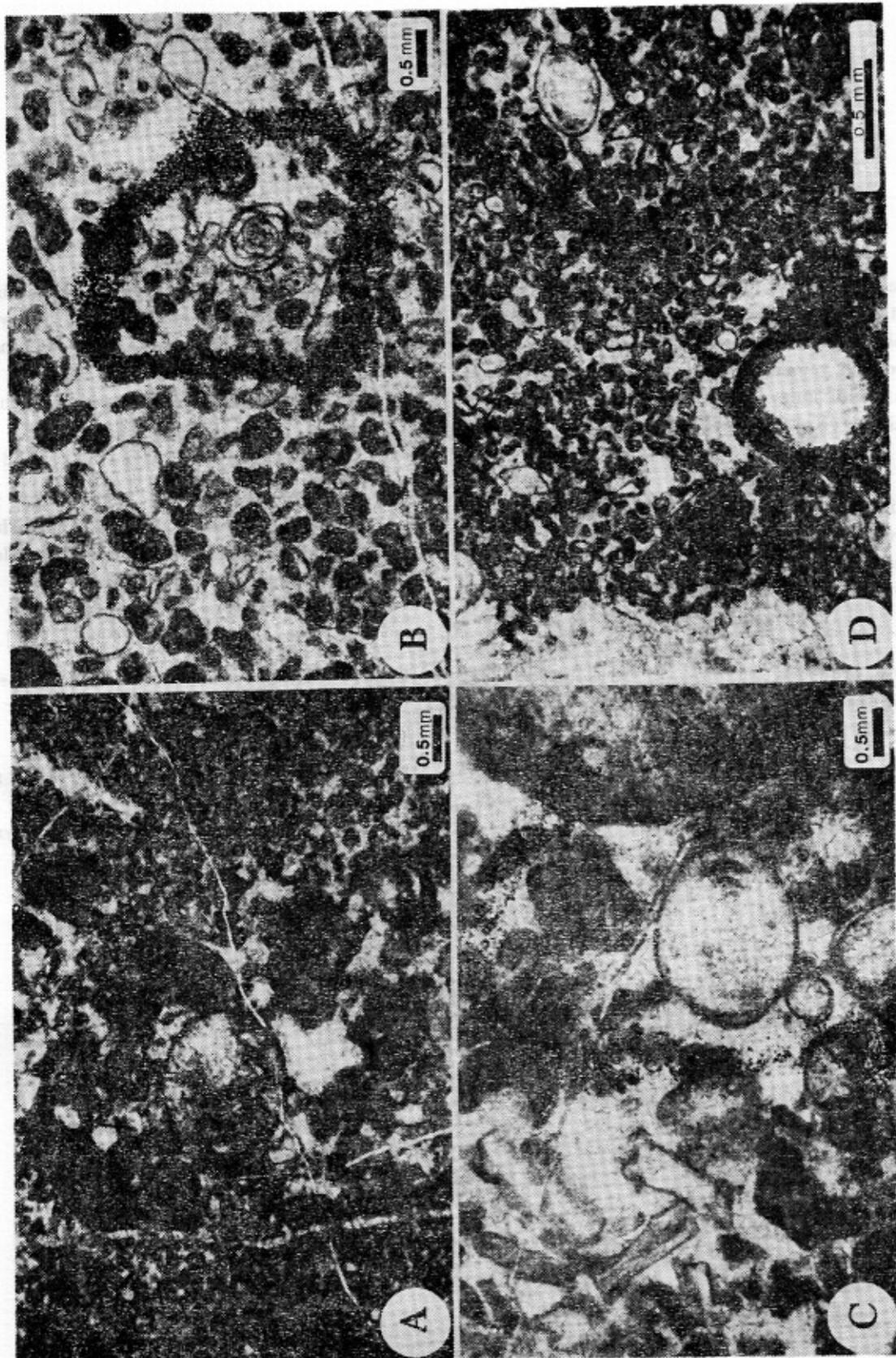
LEVHA 1

PLATE 1

- A — Köşgerkaya Tepe Üyesinde (Pınarbaşı) gözlelenen formasyon içi kireçtaşı konglomerasını gösteren mikrofotograf. Fotoğrafta sağ köşede yer alan geniş-köşeli kırmızı kireçtaşı parçasının beyaz ve yuvarlak organik parçalar içerdiği görülmekte (Kayseri, TPK77-113).
- B — Mikrosparit içinde ekinit parçalarını gösteren mikrofotograf (Kayseri, TPK-77-116)
- C — Büyük intraklast (5 mm.den büyük) ve foraminifer içeren taneli görünümlü kireçtaşından çekilmiş mikrofotograf. Foraminiferlerin [*Involutina sinuosa* cf. *pragsoides* (Oberhauser)] iç yapıları rekristalizasyon nedeni ile yok olmuş. Sağda görülen iri intraklast parçası içinde ise didolamitleşmeyi gösteren romboidal kristaller vardır (Kayseri, TPK-77-127).
- D — Kötü boylanmış, foraminiferli mikrospariti gösteren bir mikrofotograf. *Endothyranella* sp. ve alg parçaları gözlenmekte (Kayseri, TPK-77-128).

- A — Photomicrograph of intraformational limestone conglomerate in the Köşgerkaya Tepe Member (Pınarbaşı). Note the large, subangular, red limestone clast containing small, white circular organic bodies on the right edge of the photomicrograph (Kayseri, TPK-77-113).
- B — Photomicrograph of biotomicrospar showing echinoids debris in microspar (Kayseri, TPK-77-116).
- C — Photomicrograph of poorly sorted grainy limestone showing large intraclasts (bigger than 5 mm) and foraminifers: *Involutina sinuosa* cf. *pragsoides* (Oberhauser) with internal structures destroyed by recrystallization (ellipsoidal or circular shapes in the left half of the plate). Note the large intraclast on the right containing rhomboidal crystals which indicate dedolomitization (Kayseri, TPK-77-127).
- D — Photomicrograph of poorly sorted foraminiferal microsparite showing *Endothyranella* sp. and algal lumps (Kayseri, TPK-77-128).



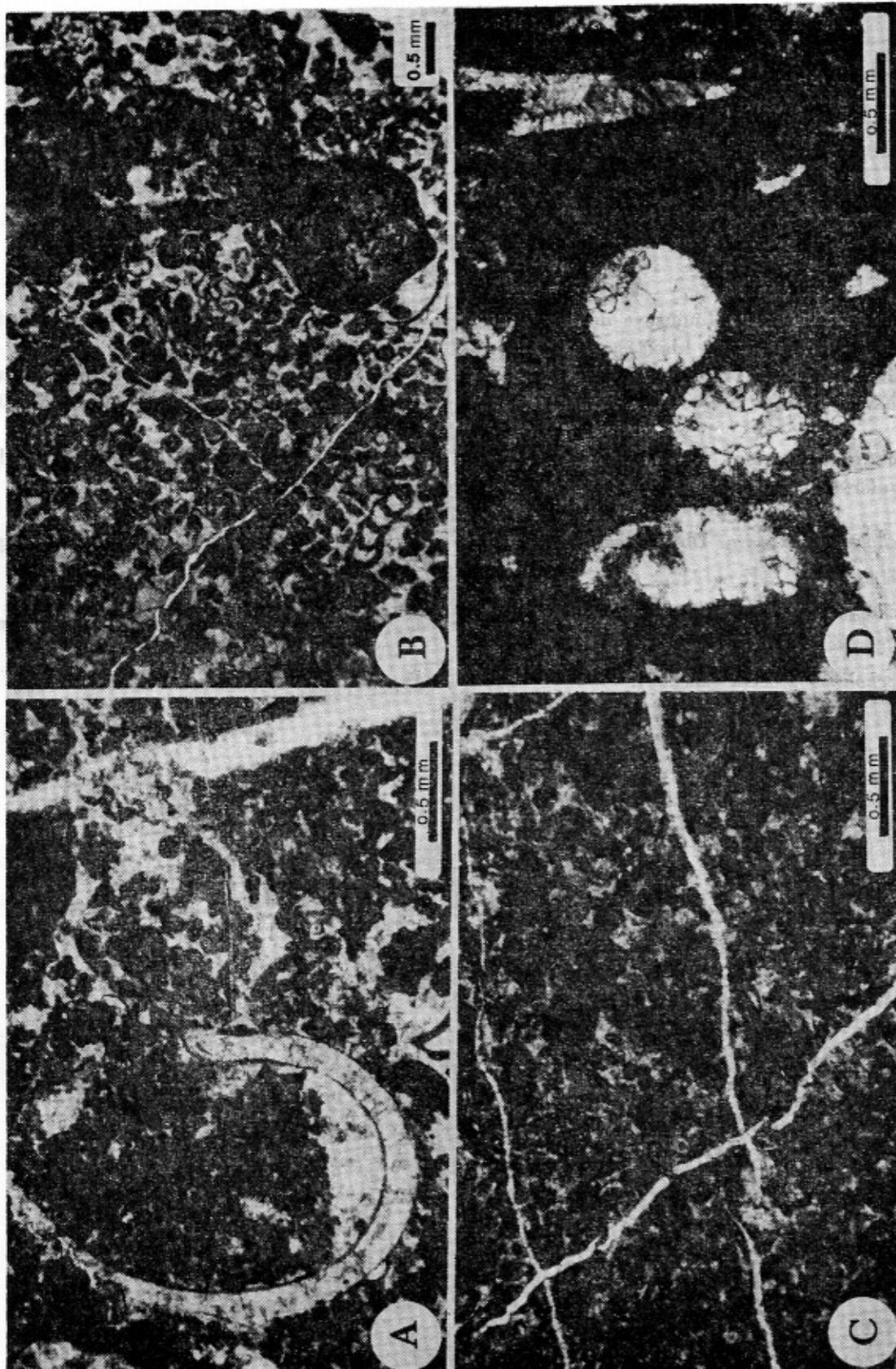


LEVHA 3

PLATE 3

- A — Yahyalı'dan alınmış ve kötü boylanmış, mikritize olmuş intraklastik mikrospariti gösteren mikrofotograf. Ortadaki kavisli kavkı parçası jeopetal yapısını gösteriyor. Buna göre tabakanın üstü anlaşılabilir ki resim ters yerleştirilmiştir. (Kayseri, TYKK-77-588).
- B — Mikritize olmuş intraklastik kireçtaşını gösteren bu mikrofotografda algal yapılarla bazı foraminiferler görülüyor (*Endothyranella* sp. *Trochammina* sp., (Kayseri, TYKK-77-589).
- C — Aynı örnekten çekilmiş ve Varistomatid foraminiferler görülen bir başka mikrofotograf.
- D — Foraminiferleri gösteren [*Involutina sinuosa sinuosa* (Weyschenk)] mikritize bir kireçtaşı mikrofotografı (Kayseri, TYKK-77-594).

- A — Photomicrograph of poorly sorted intraclastic microsparite from Yahyalı showing large curved shell fragment which contains internal sediments forming a good geopetal structure. It indicates that the photomicrograph is upside down. The thin section shows pervasive micritization (Kayseri, TYKK-77-588).
- B — Photomicrograph of pervasively micritized intraclastic limestone showing algal lumps and foraminifers, the latter located by black rings. *Endothyranella* sp. (lower left corner), *Trochammina* sp. (top right, inside the algal intraclast) [Kayseri, TYKK-77-589].
- C — Photomicrograph of above sample showing a Varistomatid foraminifer, near the centre of the plate (Kayseri, TYKK-77-589).
- D — Photomicrograph of intensely micritized limestone (TYKK-77-594) showing foraminifers: *Involutina sinuosa sinuosa* (Weyschenk).



LEVHA 4

A. B. C ve D Yahyalıdan alınmış ve ileri düzeyde rekristalize olmuş bir kireçtaşındaki foraminiferleri gösteren mikrofotograflar (Kayseri, TYKK-77-600) :

A : *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj), *Textularids*.

B : *Trocholina multispira?* Oberhauser, *Textularids*.

C : *Trochammina alpine* Kristan-Tollman.

D : «*Trocholina*» *procera* (Liebus).

PLATE 4

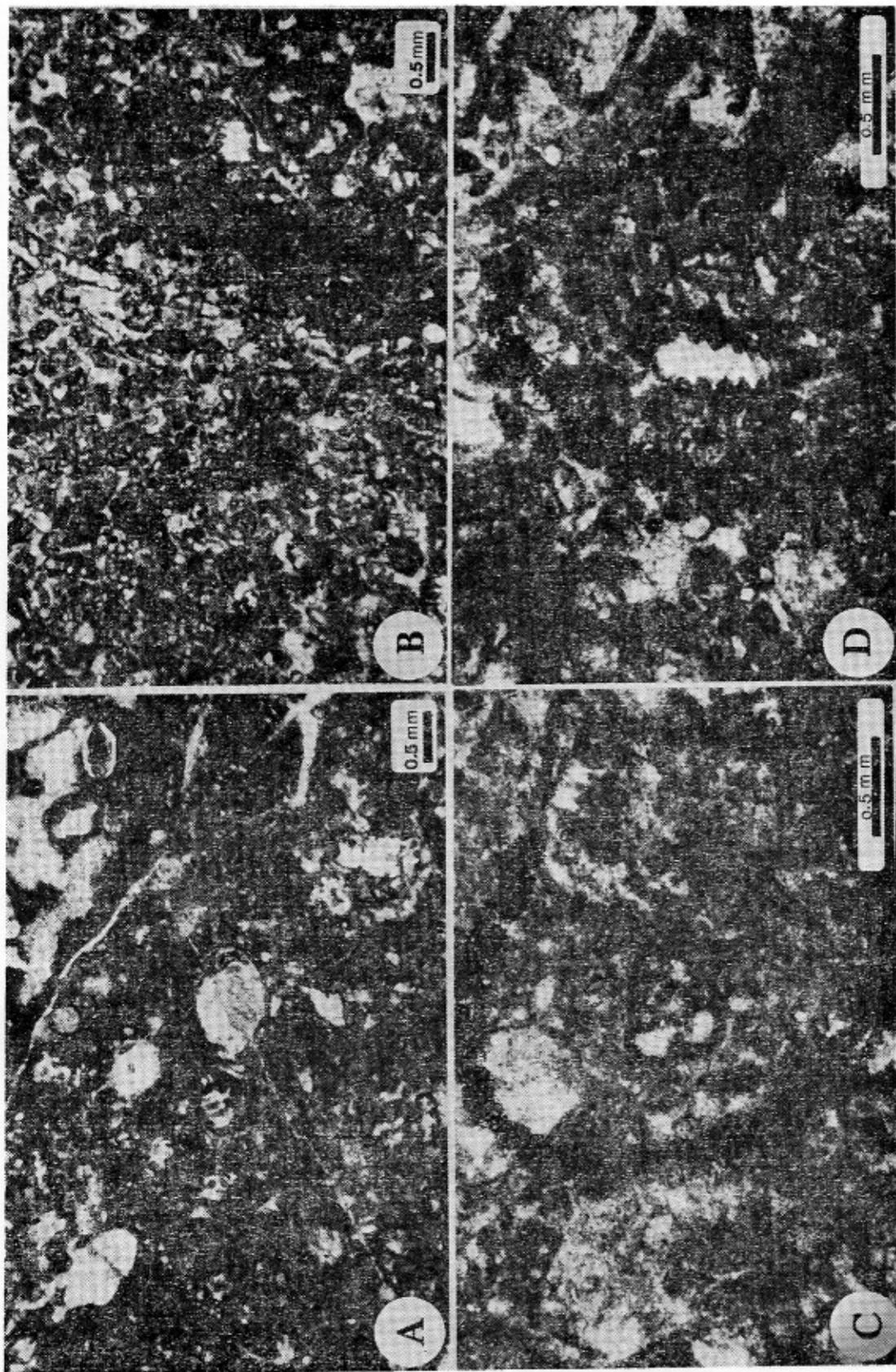
A, B, C and D - Photomicrographs of extensively recrystallized limestone from Yahyalı, showing several foraminifers located by black rings (Kayseri, TYKK-77-600).

A : *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj) and *Textularids*.

B : *Trocholina multispira?* Oberhauser (right) and *Textularids*.

C : *Trochammina alpine* Kristan-Tollmann.

D : «*Trocholina*» *procera* (Liebus).



Çakıroba (Yenice-Çanakkale) Granodiyoritine Bağlı Olarak Oluşan Skarnlaşmalar ve Şelit Zuhuru

FORMATION OF SKARNS AND SCHELITE MINERALIZATIONS RELATED TO ÇAKIROBA GRANODIORITE (YENICE-ÇANAKKALE)

Mesut ANIL, Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, ADANA.

ÖZ : Çanakkale ili Yenice ilçesinin kuzeybatısında yer alan Çakıroba granodiyoritik sokulumun karbonatça zengin sedimanter kayalarla olan kontağında skarn türünde şelit, manyetit ve kalkopirit cevherleşmesi izlenmektedir. Bu sokulumun bölgeye yerleşmesi sırasında oluşan kırık ve çatlaklı zonlarda magmatik kökenli çözeltilerin dolaşması skarnlaşmağa neden olmuştur. Bu çözeltiler Fe, Al, Si, W ve Cu gibi elementlerce zengin olduklarından, içinde dolaştıkları sedimanter kayacın bazı elementlerini metazomatik yönden etkilemişler ve özellikle karbonatlar üzerinde madde alışverişine olanak tanımışlardır.

Granodiyoritin merkez ve dokanak zonlarından alınan örneklerin petrografik ve jeokimyasal karşılaştırılmalarında, kontağa yakın örneklerin nötr bileşime yaklaştığı izlenmiştir. Çakıroba'da şeritsel ve masif türde skarn görülmesi, silisin bu oluşum sırasında zayıf bir kimyasal etkinliğe sahip olduğunu göstermektedir. Burada izlenen parajenez: Granat + piroksen + epidot + amfibol + manyetit + kalkopirit + pirit + sfalerit + şelit + kuvars + kalsit ± klorit şeklindedir.

İlk defa bu araştırmayla tesbit edilen 250 metrelik kontağa rağmen henüz kesin rezerv tesbitine olanak tanıyan veriler yoktur. Ancak cevherleşmenin ortalama WO_3 tenörü % 0,31 olup, düşük tenörlü bir şelit cevherleşmesi söz konusudur.

ABSTRACT : A scheelite, magnetite, and chalcopyrite mineralization of skarn type is traced at the contact of sedimentary carbonate rich rocks which northwest of Çanakkale province and Yenice town. Circulation of fluids of magmatic origin in the fractured and broken zones during the emplacement of this intrusion into the region, caused skarnization.

These fluids were rich in elements like Fe, Al, Si, W and Cu, and affected some elements of the sedimentary rocks metasomatically and made possible substance exchange especially within carbonates.

The petrographical and geochemical comparison of the samples taken from the central and contact zones of the granodiorite, indicated that the samples near the contact zone are closer to the neutral composition.

Presence of ribbon and massive type skarns at Çakıroba, reveals that silicium had a weak chemical effect during the mineralization. The paragenesis observed at Çakıroba consists of garnet + pyroxene + epidote + amphibole + magnetite + chalcopyrite + pyrite + sphalerite + scheelite + quartz + calcite ± chlorite.

In spite of the 250 contact zone found during this research there is not enough data enabling a sound determination of reserve potential. However, the mineralization has an average WO_3 of % 0,31 and the existence of a low grade mineralization is a high probability.

GİRİŞ :

Amaç ve Kapsam

Çakıroba şelit zuhuru üzerine yapılan maden jeolojisine yönelik çalışmada daha önce yalnızca isim olarak bilinen bu cevherleşmenin ekonomik niteliğini belirlemek amaçlanmıştır. Ayrıca bu sokulumun kantağında şelitten başka cevherleşme varlığı aranmış, bu amaçla yapılan arazi gözlemleri ve laboratuvar araştırmalarında manyetit, kalkopirit, sfalerit, pirit ve yer yer galen gibi cevher minerallerine de rastlanmıştır. Ancak bu cevherleşmeler bu aşamada ekonomik olmaktan uzaktır.

Çakıroba köy merkezinden hemen başlayarak kuzeybatı yönünde Tütündere sel yatağı boyunca uzanan şelit zuhuru kuvars lambası kullanılarak gece prospeksiyonuyla tesbit edilmiştir. Ancak yoğun bir bitki örtüsü nedeniyle dokanağın tüm çevresi aynı metotla incelenmemiş, bu kesimlerde makroskopik gözlemler yapılmıştır.

Önceki Çalışmalar

Yörede yalnızca şelit prospeksiyonuna dönük eski bir çalışma mevcut değildir. Kaaden (1957) M.T.A. Enstitüsü adına yaptığı genel amaçlı çalışmada Çakıroba Tütündere sel yatağında granat felsleri içinde ümit verici şelit tenörü olabileceğini raporunda belirtmiştir. M.T.A. Enstitüsü adına maden jeolojisi amaçlı çalışmada Alandere ve Çakıroba, Namazgah yörelerinde yüzeylenen granodiyorit sokulumlarının kenar zonlarında oluşan şelit zuhurlarından bahsedilmiştir (Yenigün, 1978). Arşivlenmiş rapor niteliğinde olan bu çalışmalardan başka Çakıroba şelit zuhuru üzerinde detaylı bir çalışma olmayıp, bu makale zühur üzerindeki ilk yayın olmaktadır.

JEOLOJİ

Çakıroba çevresinde (Şekil 1) yüzeylenen en yaşlı kayalar Paleozoyik'e ait serisitli, kloritli ve kumlu şistler olup, bunlar içinde uyumsuz metamorfik kireçtaşları bulunmaktadır (Yenigün, 1978, Anıl, 1979). Mesozoyik yaşlı ince kırıntılı seri Paleozoyik üzerinde uyumsuz olup, Alpin orojenezi sırasında bu kayalar hafifçe metamorfizma geçirmiştir (Bingöl ve diğerleri, 1973). Gerek Paleozoyik ve gerekse Mesozoyik yaşlı kayalar granodiyoritik sokulumlarla kesilmiş olup, cevherleşmenin doğusunda ise Miyosen yaşlı volkanizma ürünlerinden andezitler yüzeylenirler. Bu volkanik kayaların ayrıntıları Anıl (1984)'de bulunabilir. Burada yalnızca granodiyorit bileşimli sokulum

yapmış kayalar ile, kontakt metamorfizma ürünü skarnların özellikleri üzerinde durulacaktır.

PETROGRAFI

Çakıroba Granodiyoriti

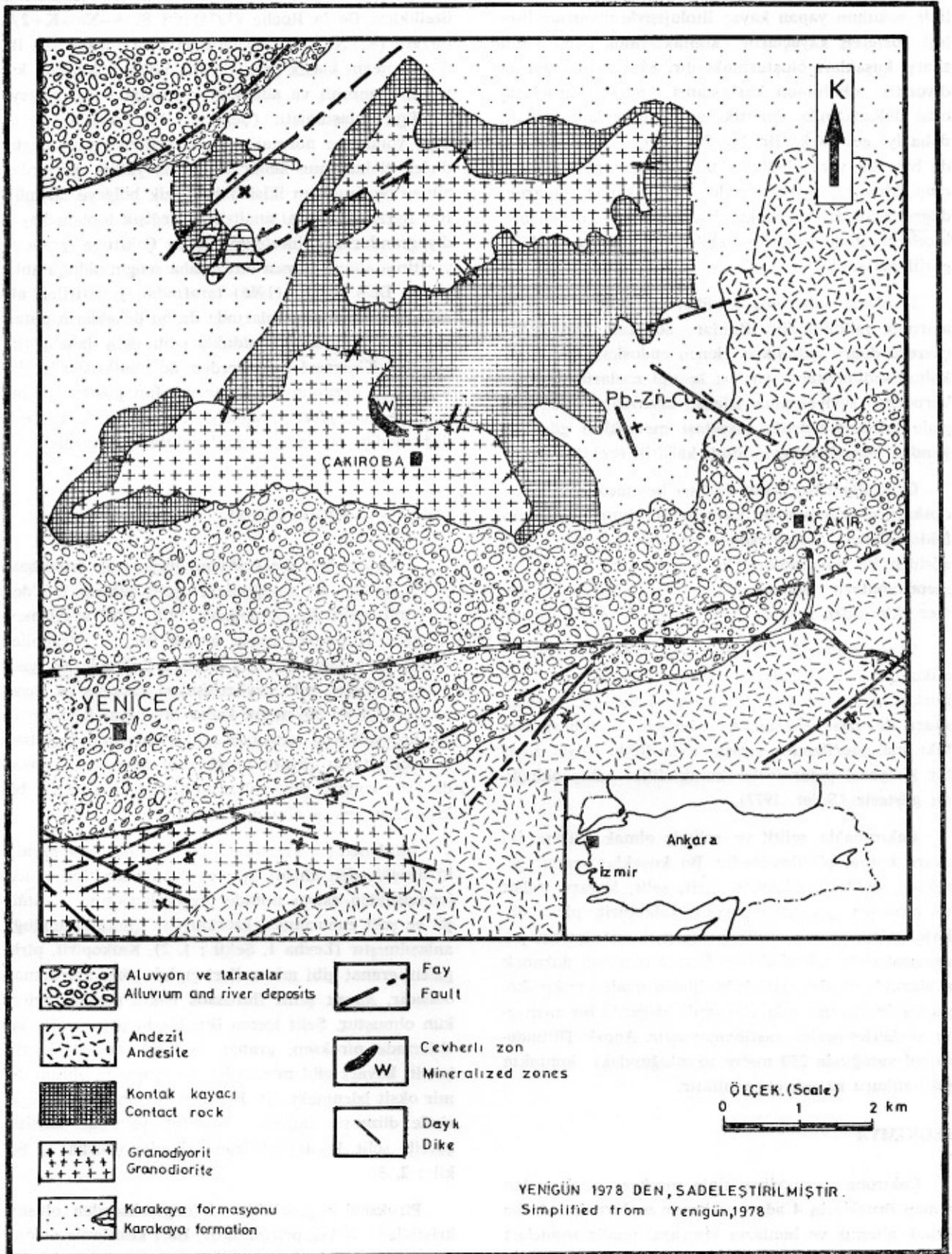
Çakıroba ve kuzeyinde iki sokulum halinde gözlenen bu stoklar özellikle Mesozoyik yaşlı kırıntılı kayalarla olan kontaklarında arenitleşmişlerdir. Gerek arazi gözlemleri ve gerekse el örneklerinden hazırlanan ince kesitlerin mikroskop incelemelerinden söz konusu granodiyoritin iç tektonik yönünden fakir olup, genç bir granitik magmaya bağlı oldukları anlaşılmıştır (Chroy ile sözlü görüşme, 1983). Kayacı oluşturan minerallerin çoğu çıplak gözle de seçilmektedir. Bunlar kuvars, feldspat, plajiolklas, biyotit, piroksen ve hornblenddir. Tüm taneli bir doku gösteren kayaçta çatlaklı kısımların bir kısmında milonitleşme izlenmektedir.

Mikroskop altında ise, kuvars kristallerinin boyutu birkaç mikrondan 3,5 mm'ye kadar değişir. Kayacın toplam hacminin % 10'u kadarı kuarstan oluşur. Alkalî feldspatlar plajiolklaslardan daha az olup, diğer minerallere ait katı kapanımlar da içerirler. Prizmatik kristaller halinde izlenen plajiolklaslar oligoklas ve albit bileşiminde olup, serisitleşme emareleri gösterirlerse de çoğu kez taze özelliklerini korumaktadırlar. Biyotit oldukça fazladır. Hornblende az miktarda rastlanır. İkincil minerallerden sfen feldspat ve plajiolklas kristallerinin etrafında gelişmiştir. Pirit ve ferromagnezyumlu minerallerin ayrışmasından oluşan demir oksit opak mineraller halinde izlenmektedir.

Bu granodiyoritik ana pülutona bağlı apofizler şeklinde gelişmiş, kalınlıkları birkaç santimetreden, birkaç on santimetreye kadar değişen ve gerek mineralojisi ve gerekse tane boyutları ana pülutondan az çok farklı dayklar gözlenmektedir. Bu daykların bazıları pembe renkli ortoklaz, kuvars ve az miktarda koyu renkli mineraller içerirler. Çakıroba yöresinde gözlenen bu daykların ana kütlein katılaşmasından sonra genç magmatik evrede oluştuğu kuvvetli olasıdır. Ayrıca özellikle inceleme alanının kuzeyinde izlenen dayklarda manyetit, kalkopirit, pirit gibi cevher minerallerine de rastlanılmıştır.

Skarn Oluşukları

Skarn oluşukları iki granodiyoritik sokulumun çevresini saran bir kuşak şeklindedir. Bilindiği gibi



Şekil 1 — Çakıroba selit cevherlerinin jeoloji ve buldurular haritası.
Figure 1 — Geological and location map of the Çakıroba scheelit deposit.

skarnlaşma litolojiye bağlı olarak gelişmekte ve özellikle sokulum yapan kayaç litolojisiyle uyumsuz litoloji gösteren kayaçların kontaklarında daha kalın skarn kuşakları oluşturmaktadır. Skarnlaşma granodiyoritik sokulumun karbonatça zengin kayaçlarla olan dokanağında, detritik seriyle olan kantağında daha iyi gelişmektedir. Bu durum Çakıroba yöresinde bir çok yerde belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Bu durum Çakıroba yöresinde bir çok yerde belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Bu durum Çakıroba yöresinde bir çok yerde belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Bu durum Çakıroba yöresinde bir çok yerde belirgin bir şekilde gözlenmektedir.

İnceleme sahasında görülen skarnları iki gruba ayırmak mümkündür. Bunlar sokulum merkezden çevreye doğru gidildikçe izlenen endoskarnlar ile sokulum sedimanter kayaçları kestiği zonların özellikle karbonatlı seviyelerinde izlenen ekzoskarnlardır. Bölgede yalnızca kalsitik kireçtaşı mercekleri görüldüğünden ekzoskarnlarının tümü kalsitik özelliktedir.

Granodiyoritin kenar zonları boyunca gelişen endoskarnlar sonunda bu kayacın bileşiminde bulunan feldspatların serisitleşmesi ve sosüritleşmesi sıkça görülen bir ayrışmadır. Bu değişimler açıkça Ca'un metazomatozu sonucu oluşmuştur. Yani kireçtaşı merceklerinden pülütin içine doğru Ca göç etmiştir.

Ekzoskarnlar ise iki türdür. Masif ve şeritsel dokulu kalsit skarnların izlendiği bölgede şelit zuhurları daha çok masif skarnlar içindedir. Şeritsel skarn ile masif skarnın aynı bölgede izlenmesi kontakt metamorfizması sırasında özellikle silisin zayıf bir kimyasal potansiyele (hareketlilik) sahip olduğunu gösterir (Soler, 1977).

Çakıroba'da şelitli ve şelitsiz olmak üzere iki skarn kuşağı görülmektedir. Bu kuşaklar granat, piroksen, epidot, kalkopirit, pirit, şelit, kuvars, kalsit ve piroksen, granat, manyetit, kalkopirit, pirit, sfalerit, galen, epidot, amfibol, klorit, kalsit, kuvars parajenezleriyle belirgindirler. Örtülü olmayan dokanak zonlarında yapılan parlak kesitlerin maden mikroskopunda incelenmesinde ekonomik değerde bir manyetit cevherleşmesine rastlanmamıştır. Ancak Tütünder sel yatağında 250 metre uzunluğundaki kontakta şelit zuhuru az çok ekonomiktir.

JEOKİMYA

Çakıroba granodiyoritinin merkez zonlarından alınan örneklerin 4 adet ve kenar zonlarından da üç örnek alınmış ve bunların kimyasal analiz sonuçları Çize'ge I'de verilmiştir.

Kimyasal analizlerden hareketle bu sokulumun özellikleri De la Roche (1976)'nin $Si/3 - Na + K + 2/3 Ca = f(K + Na + Ca)$ diyagramlarında incelenirse ilk dört örneğin klasik granodiyorit bölgesinden çok kuvarslı monzonit ve adamellit arasındaki bir bölgeye düştüğü anlaşılmıştır (Şekil 2). Bu noktalar potasyum yönünden normal granodiyoritten daha zengindirler. Sokulumun kenar zonlarına yakın yerlerden alınan üç örnekte ikisi daha bazik bölgeye düşmüştür. Ayrıca kimyasal analizlerin değişik toplam kayaç diyagramlarında incelenmesinden Çakıroba granodiyoritinin alüminyumca biraz daha zengin olduğu anlaşılmış De la Roche (1966) tarafından geliştirilen alümino-silikat diyagramlarında da bu örneklerin potasyum yönünden zengin oldukları bir defa daha görülmüştür. Kimyasal analizlerden de anlaşılacağı gibi K_2O/MgO oranının sabit bir dağılım gösterdiği, bunun ise ortoz/ferro-magnezyumlu minerallerin pek değişmediği şeklinde yorumlanabilmesi olasıdır.

ŞELİT CEVHERLEŞMESİ

Çakıroba köy merkezinden başlayarak kuzeybatıda Tütünder sel yatağındaki şelit zuhuru 1958'den beri bilinmektedir (Aydoğanlı, 1978). 1982 arazi mevsiminde Tütünder başta olmak üzere izlenebilen kontaklar boyunca kuvars lambası kullanılarak (gece prospeksiyonu) şelit cevherleşmesi aranmış ve ancak bu dere içinde 250 metre kadar bir zuhur izlenmiştir. Bu prospeksiyon sırasında şelit tanelerinin yansıttığı renklerle talon (ayar) renklerinin karşılaştırılmasından söz konusu şelit zuhurunun molibden içeriği bakımından zengin olmadığı anlaşılmıştır.

İncelenen bu kontak boyunca alınan çok sayıda örneklerden alınan ince ve parlak kesitlerin incelenmesinden skarn tipinde bir cevherleşme görüldüğü ve şelit zuhurunun ekzoskarnlar içinde bulunduğu anlaşılmıştır (Levha 1, Şekil : 1, 2). Kalkopirit, pirit, galen, granat gibi mineralleri çıplak gözle ayırtlamak olasıdır. Ancak şeliti flürösans ışıkta görmek mümkün olmuştur. Şelit içeren örneklerin petrografik kesitlerinde piroksen, granat, amfibol, epidot, klorit, kalsit, kuvars gibi mineraller ile sonradan oluşan demir oksit izlenmektedir. Bir ince kesitin ancak 5-6 yerinde düzensiz dağılım gösteren ve etrafı kalsitle çevrili şelit kristalleri izlenmektedir (Levha 1, Şekil : 2, 3).

Piroksenler genellikle klinopiroksenden oluşur, kristaller çok kez prizmatiktir. Bazı kesitlerde ortopiroksene de rastlanmıştır. Garantlar fazla miktarda

	●	●	●	●	Δ	Δ	Δ
SiO ₂	63.31	63.83	64.45	64.60	70.40	56.78	57.70
AlO ₃	15.88	15.25	15.17	15.60	15.01	16.98	16.81
Fe ₂ O ₃	1.90	4.31	4.01	3.04	2.24	6.98	6.05
MnO	0.08	0.08	0.06	0.07	0.07	0.10	0.10
MgO	2.28	1.92	1.67	1.70	0.99	2.91	3.01
CaO	5.65	4.30	3.74	4.31	4.50	9.60	10.60
Na ₂ O	3.41	3.64	3.34	3.20	2.82	2.81	2.73
K ₂ O	4.74	4.08	4.01	3.98	2.56	1.93	1.90
TiO ₂	0.66	0.56	0.55	0.60	0.60	0.01	0.03
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.13	0.12	0.14	0.28	0.27
A.K.							
	0.61	0.60	0.46	0.58	1.21	0.69	1.31
L.O.I							
Toplam	98.87	98.73	97.59	98.16	100.54	99.07	100.51

A.K. : Ateşte kayıp
L.O.I. : Loss on ignition

● : Granodiyorit/Granodiorite
Δ : Kontakt zonundan alınan granodiyorit
Δ : Granodiorite in the contact zone

Çizelge 1 : Çakıroba granodiyoriti merkez ve kenar zonlarından alınan örneklerin kimyasal analizleri.

Table 1 : Whole rock analyses of Çakıroba granodiorite and contact zone.

No	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	W ppm	Mo ppm	Fe ₂ O ₃ %
S C 1	78	16	45	800	143	18.33
S C 2	4400	29	56	2700	355	16.89
S C 3	2200	56	39	1970	290	15.96
S C 4	789	42	37	2050	275	17.90
S C 5	3850	21	59	3010	381	19.11
S C 6	4020	83	113	2111	400	18.41
S C 7	3802	41	65	2875	318	14.56
S C 8	4002	37	83	3618	215	21.01
S C 9	3900	48	111	3011	317	20.14
S C 10	4600	57	69	2986	205	19.56
Ortalama	3158	43	67	2615	289	18.18
Average						

Çizelge 2 : Çakıroba şelit cevherleşmesi örneklerinin Cu, Pb, Zn, W, Mo ve Fe analizleri.

Table 2 : Analysis of the Cu, Pb, Zn, W, Mo ve Fe in the samples of Çakıroba scelite.

ayrıştığı için bileşimleri tayin edilememiştir. Işımsal dokulu amfibol özellikle masif türdeki örneklerde yaygındır. Masif skarnlarda sentetik ikizli kalsit kristalleri oldukça iri bir dağılım gösterriler. Epidotlardan pistaşit ve zoizit izlenir. Kuvars ikincil özellikle olup, genellikle seyreklerdir.

Şelit (CaWO_4) jeokimyasal olarak genellikle Mo ile bağımlı olduğu için, Çakıroba şelit zuhurundaki şelit kristalleri içinde powelit (CaMoO_4) aranmıştır. Optik olarak izlenmesi oldukça güç olan bu mineral; gerek kimya laboratuvarında analizler ve HCl asitle yapılan test veya şelit kristallerini doğrudan mikroskop (mikroprop) üzerinde inceleyerek, saptanmaya çalışılmıştır. Bilindiği gibi CaMoO_4 içindeki % 28 CaO ve % 72 MoO arası % 10 oranında WO_3 ile yer değiştirebilmektedir (Bernard, 1976). Yapılan incelemeler sonunda Çakıroba şelit kristalleri içinde % 3-5 arasında değişen bir powelit varlığı tesbit edilmiştir.

Tenör

Çakıroba şelit cevherleşmesinin ortalama tenörünü saptamak amacıyla alınan örneklerden ancak 10 adeti analiz yaptırılabilmiştir. Bu örneklerle ait analiz sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir.

Yapılan az sayıda örnek analizlerinin ortalama 2615 ppm W içermesi, Çakıroba'da söz konusu zuhurun ancak % 0.31 WO_3 'lük standart volframit içerdiğini göstermektedir.

Çakıroba granodiyoritinin sedimanter kayalarla olan kantağında şelit zuhurlarından başka, yine kontakt türünde cevherleşmeler de vardır. Özellikle sokulumların kuzey kenar kuşakları boyunca alınan örneklerin laboratuvar incelemelerinde manyetit, kalkopirit pirit ve nadiren sfalerit gibi cevher mineralleri izlenmiştir. Özellikle amfibolitler kalkopirit ve pirit yönünden zengindir. Bu tür örneklerden elde edilen parlatılmış kesitlerin maden mikroskopunda incelenmelerinde iri taneler halinde ve kayaç içine enjekte olmuş kalkopirit mineralleri görülür (Levha 1, Şekil, 5, 6). Yine aynı kuşaktan alınan bazı örneklerde de manyetit ve onu ornatmış hematit izlenmiştir (Levha 1, Şekil, 7, 8).

Cevherleşmenin Kökeni

Jura başlarından beri bölgeye yerleştiği bilinen (Kaaen, 1959, Korjinsky, 1971; Atılgan (1977) granodiyorit bileşimli sokulumlar, içinde yer yer karbonat seviyeleri bulunan (kireçtaşı merccekleri) sedimanter kökenli kayalarla olan dokanaklarında yeni kırık zonları oluşturmuştur. Petrografik incelemelerinde

genç bir granitik magmaya bağlı olduğu anlaşılan bu sokulumla ortama gelen çözeltiler yerleşme sırasında daha önce oluşmuş kırık ve çatlak zonlarında dolaşırken aynı anda da yer yer skarnlaşmağa neden olmuşlardır. Sokulum yapan kayaktan itibaren sıcak ortamdaki soğuk ortama doğru silisle birlikte hareketlenen Al, Fe, W, Cu, Zn ve yer yer Pb gibi elementlerce zengin içerikli çözeltiler, özellikle kireçtaşı merccekleri üzerinde metazomatik etki yapmışlardır. İncelenen örnekler içinde kalsiyum, magnezyum ve demir silikat topluluklarının bol miktarda görülmesi skarn terminolojisinde madde alışverişinin en büyük kanıtıdır (Kolzhinsky, 1948a, 1948b, 1959, 1965, 1968). Çakıroba şelit cevherleşmesinden alınan skarn örneklerinden yapılan parlak kesitlerin maden mikroskopunda detaylı incelemeleriyle kalkopirit, pirit, sfalerit ve bazen galen gibi sülfürlü minerallerin önce kristalleştiği, bu minerallerin gangını oluşturan kuvars ve kalsitin dolgu özelliğinde olduğu anlaşılmıştır. İzlenen tüm şelit kristallerin etrafında çok belirgin sentetik ikizli kalsit kristallerinin izlenmesi, bu mineralin kalsitten hemen önce kristalleştiği olasılığını güçlendirmektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Yenice (Çakıroba)'da görülen skarn oluşukları bölgede görülen granodiyorit sokulumlarıyla yakından ilgilidir. Ancak skarnlaşma tek bir evrede olmamış, sokulum katılaştıktan sonra da metazomatik etkiler etkinliğini sürdürmüştür. Zira aynı granodiyoritik ana kitleye bağlı, tane boyutu ve mineralojisi az çok farklı daykların hem ana kayacı hem de yankacı kesmesi bu durumu kanıtlar. Skarnlaşmanın en etkin olduğu kuşaklar kireçtaşı merccekleri dokanaklarında olmuş, arkoz, kumtaşı ve siltaşı gibi kırıntılı kayaların kontaklarında etki çok zayıf görülürken, şistlerle olan dokanaklarda ise daha çok şeritsel skarnlar gelişmiştir.

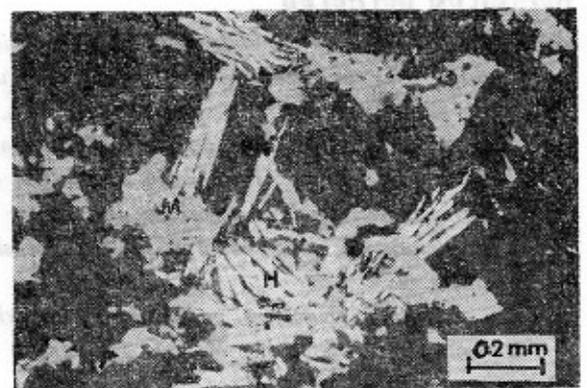
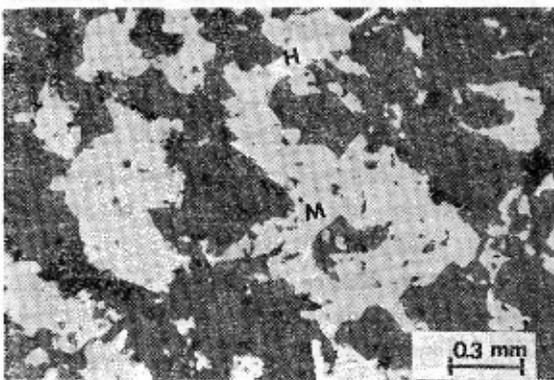
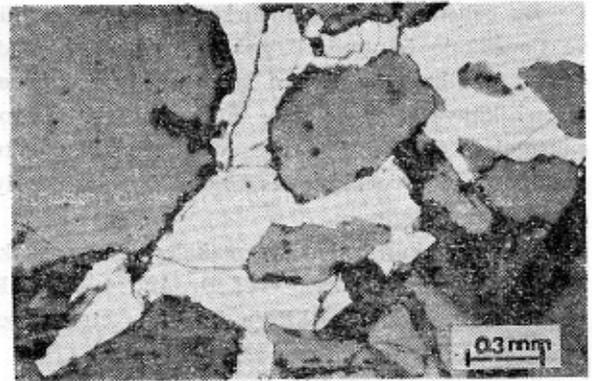
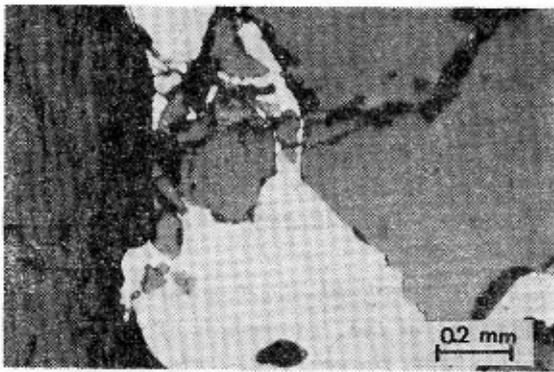
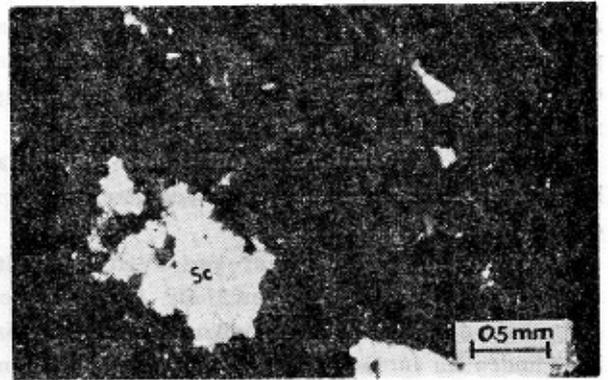
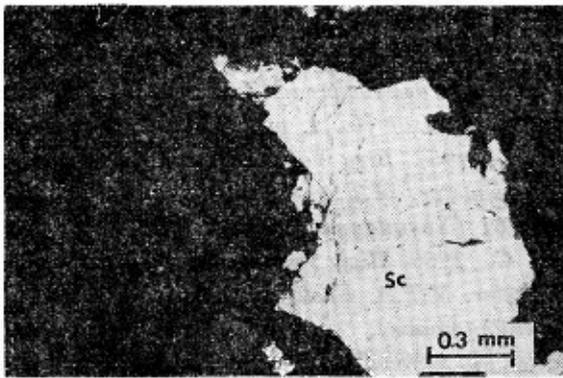
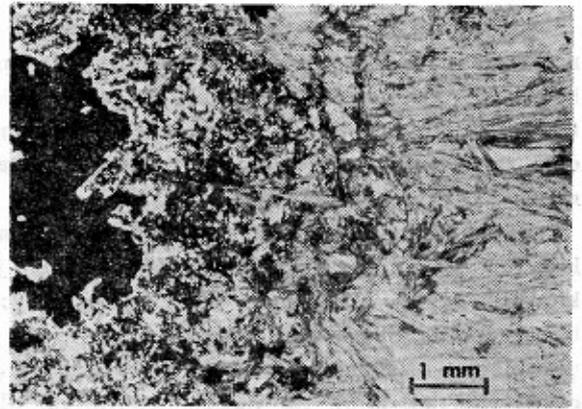
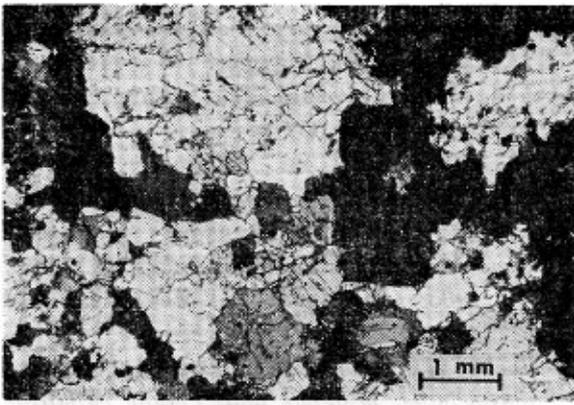
Granodiyoritik sokulumların yerleşmesi sırasında yan kayalar ısıtılarak daha sonra oluşacak skarnlaşma için gerekli fiziksel ve fiziko-kimyasal koşullar uygun hale getirilmiştir. Bu yüzden skarnlaşmanın granodiyorit yerleşmesini takip ederek gelişmiş olması olasıdır. Parajenezde granat-piroksen topluluğunun izlenmesi ısıtma sıcaklığının 500 C° civarında olduğunu göstermekte, epidot-amfibol topluluğu ise 500 C° den daha düşük bir sıcaklığı işaret etmektedir. Skarnlaşmanın son safhasında görülen epidot-klorit topluluğu ise sıcaklığı 380 C°'ye kadar düşüğünü göstermektedir.

LEVHA I

- Şekil 1 : Masif skarn. Piroksen (Cpx ve Opx), epidot, kalsit, kuvars, klorit ve opak minerallerden kalkopirit (Polarize Işık).
- Şekil 2 : Amfibolitleşme. Nadir görülen kuvars kristallerini kapayan aktinot iğneleri (sağ tarafta) ve kalkopirit (sol tarafta) görülüyor (Polarize Işık).
- Şekil 4 : Şelit, kalsit ve kuvars kristalleri görülüyor (Polarize Işık).
- Şekil 5/6 : Kalkopirit ve pirit kristalleri. Gang kalsit ve kuvarstan oluşur (Yansıyan Işık).
- Şekil 7/8 : Çakıroba Granodiyoritinin kantağında görülen diğer cevherleşmelerden manyetit-hematit ve kalkopirit mineralleşmesi. Kalkopirit taneleri içinde manyetit inklüzyonları ve sonradan gelişen ışımsal hematit kristalleri görülüyor. Gang, kuvars, kalsit ve aktinot iğnelerinden oluşur (Yansıyan Işık).

PLATE I

- Figure 1 : Massive skarn. Proxene (Cpx-Opx), epidote, calcite, quartz, chlorite, chalcopryrite. P.L.
- Figure 2 : Amphibolite. Fibrous actinolite with quartz grains on the right side, chalcopryrite on the left side. P.L.
- Figure 3 : P.L. Scheelite with quartz inclusions surrounded by calcite.
- Figure 4 : P. L. Scheelite, calcite and quartz.
- Figure 5/6 : R.L. Growing of chalcopryrite in fractures. Gangue is constituted by calcite and quartz.
- Figure 7/8 : Magnetite and hematite developed at the Çakıroba granodiorite contact. Fibrous hematite remplass magnetite. Gangue is constituted by calcite, quartz and fibrous actinolite. R.L.



Kalkopirit, manyetit, şelit, pirit gibi cevher minerallerinin yanısıra görülen piroksen, granat, amfibol, epidot gibi mineraller, kırıklarda dolaşan çözeltilerin Si, Al, Fe, W, Cu, gibi elementlerce zengin olup, özellikle kireçtaşı mercikleri üzerinde metazomatik etki yaptığını kanıtlar.

Bilindiği gibi şelit skarn türündeki cevherleşmelerin en tipik minerallerindendir. Zira tungsten jeokimyasal açıdan kalsiyuma yakın bağımlılığı olan bir elementtir. Skarnlaşma koşullarında ortamda demir mevcut olsa dahi ilk oluşan şelit minerali olacaktır (Berrad, 1976). Bu yüzden demirin var olduğu Çakıroba'da yalnızca şelitin görülmesi doğaldır.

Çözeltilerin dolaşımı sonucu oluşan masif ve şeritsel skarnların birlikte görülmesi, silisin kimyasal potansiyelinin bu cevherleşme sırasında aktif olmadığını göstermektedir. Nitekim bölgede taktit oluşmamıştır.

Kimyasal analizlerden de anlaşılacağı gibi, Çakıroba şelit cevherleşmesi bu aşamada ekonomik açıdan pek önemli değildir.

Skarnlaşma sıcaklıklarının kesin olarak tespiti için termo-optik çalışmalar gereklidir. Ayrıca Yenice çevresinde daha bir çok granodiyorit sokulumu gözlemlendiğinden bu intrüzyonların kontaklarında da aynı tür cevherleşme bulunabilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma gerçekleştirilirken M.T.A. Enstitüsü ve Çanakkale Seramik Fabrikaları A.Ş.'den maddi destek görülmüştür. Ayrıca tüm laboratuvar incelemeleri, kimyasal analizler ve mikrosond (Mikroprop) çalışmaları C.R.P.G. (Centre de Recherches Petrographiques et Géochimiques/France)'ın olanaklarıyla gerçekleştirilmiştir.

Yazar bu kuruluşlara ve makaleyi okuyarak kritikleri esirgemeyen hocası Prof. Dr. Andre BERNARD ile Doç. Dr. Ayhan ERLER'e teşekkür etmeği borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Anil, M., 1979, *Etude géologique et metallogénique du secteur septentrional de Yenice (Presqu'île de Biga-Turquie)*. Thèse, Nancy, 137 p.
- Anil, M., 1984, *Yenice (Arapuçandere-Kurttaş-Sofular ve Kalkım Handeresi) Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin köken sorunu ve tersiyer volkanizmasıyla ilişkileri*. Jeoloji Mühendisliği, 20, s. 17-31.
- Atılgan, I., 1977, *Kurttaş ve Yenice kuzeyinin jeolojik incelemesi*. M.T.A. Enstitüsü, Rapor, (yayınlanmamış).

- Aydoğanlı, E., 1978. *Türkiye Volfram Envanteri*, M.T.A. Enstitüsü Yayınları No : 170, 40 s.
- Bernard, A., 1976. *Recyclage Metallogénie*, Ecole de Géologie, Nancy, 351 p.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B. 1973 *Geology of the Biga peninsula and some characteristics of the Karakaya formation : Congress of Earth Sciences, Ankara, p. 71-78.*
- Chroy, B., 1983. (Sözlü görüşme) *Maitre Assistant à l'Ecole de Géologie Nancy-France.*
- De la Roche, H., 1966. *Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches*. C.R. Acad. Sci. (Paris) t. 262, Serie D. 1665-1668.
- De La Roche, H., 1976. *Sur la contribution des données chimiques à une systématique générale des roches ignées*: Sci. de la Terre, Nancy, t. 11 No. 1, p. 17-35.
- Kaaden, G., 1957. *Biga Yarımadası üzerine jeolojik çalışmalar*, M.T.A. Enstitüsü, Rapor No. 2661 (Yayınlanmamış).
- Kaaden, G., 1959. *Biga Yarımadası üzerine incelemeler*, M.T.A. Enstitüsü, Rapor, 48 s. (Yayınlanmamış).
- Korjinsky, S., 1971. *Biga Yarımadasındaki asit plütonlar üzerine jeolojik incelemeler*. M.T.A. Enstitüsü, Rapor; in Atılgan, I., 1977).
- Korzhinsky, D., 1948 a, *Differential mobility of composants an metasomatic zoning in metamorphism: 18 th Intern. Geol. Congress, Great-Britain, Reports, part. 65-80.*
- Korzhinsky, D., 1948 b, *Phase rule and geochemical mobility of elements. 18 th Intern. Geol. Congress. Great Britain. Reports part III, 50-57.*
- Korzhinsky, D., 1959. *Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals : Conculants Bureau, New-York, 142 p.*
- Korzhinsky, D., 1965. *The theory of systems with perfectly mobile components and processes of mineral formation: Amer. J. Sci., 263, 193-205.*
- Korzhinsky, D., 1968. *The theory of metasomatic zoning : Mineral. Deposita, 3, 222-231.*
- Soler, P., 1977, *Petrographie, Thermo-Chimie et Metallogénie du gisement de scéelite de Saleau: Thèse, Paris, 159 p.*
- Yenigün, K., 1978. *Yenice ve civarının maden yatakları bakımından incelenmesi : Maden Tetkik Arama Enst., Ankara, 43 s. (Yayınlanmamış).*

Yahyalı (Kayseri) Yöresi Demir Yataklarının Jeolojisi, oluşumu ve Kökeni

GEOLOGY AND GENESIS OF THE IRON DEPOSITS IN THE YAHYALI (KAYSERİ) AREA.

Erdal ŞENÖZ, (1950 - 1983)

ÖZ : Yahyalı çevresinde Permo-Triyas yaşlı kireçtaşlarından ve Üst Kretase yerleşim yaşlı ofiyolitlerden oluşmuş bir naplı yapı gözlenir. Bu naplı yapı yer yer Paleosen-Eosen arası yaşlı granodiyorit-diyorit bileşimli magmatik kayalar tarafından kesilmekte, yer yer ise Oligosen ve daha genç yaşlı sedimanter ve volkano-sedimanter kayalar ile örtülmektedir. Magmatik kayalar çevresinde albit-epidot hornfels ve ender olarak hornblend hornfels fasiyesinde kontak metamorfizma etkileri ve skarn zonları görülmektedir.

Yataklanma şekilleri, cevher-yankayaç ilişkileri vemineralojik-kimyasal incelemeler yatakların iki farklı şekilde oluştuklarını göstermektedir.

Skarn zonları ile ilişkisi olmayan ve demir cevher minerali olarak yalnızca limonit ve ileri derecede oksitlenmiş piritler içeren Dereköy-Karataşlık yatağının, piritce zengin seviyeler içeren taban şistlerinden serbestleşen piritlerin ve demir iyonlarının bozunmabölgesinde ve/veya çok yakınlarında tekrar çökmesi sonucu oluşmuş olabilecekleri, skarn zonlarındaki yatakların ise daha önce yukardaki tipte oluşmuş yatakların sıcaklık etkisinde kalarak limonitlerin manyetitelere dönüşmesi şeklinde oluştukları sonucuna varılmıştır.

ABSTRACT : Surrounding the Yahyalı area a nappe which contains Permo-Triassic limestone and Upper Cretaceous ophiolites has been observed. From time to time this nappe has been cut by magmatic rocks (granodiorite-diorite) of Paleocene-Eocene and has been covered by Oligocene or younger sediments and volcano-sediments. Magmatic rocks shows albite-epidote hornfels and rarely hornblende facies of contact metamorphism and skarn zones.

According to relation between ore and neighbouring rocks as well as mineralogic-chemical analysis there are two type of ore-beds.

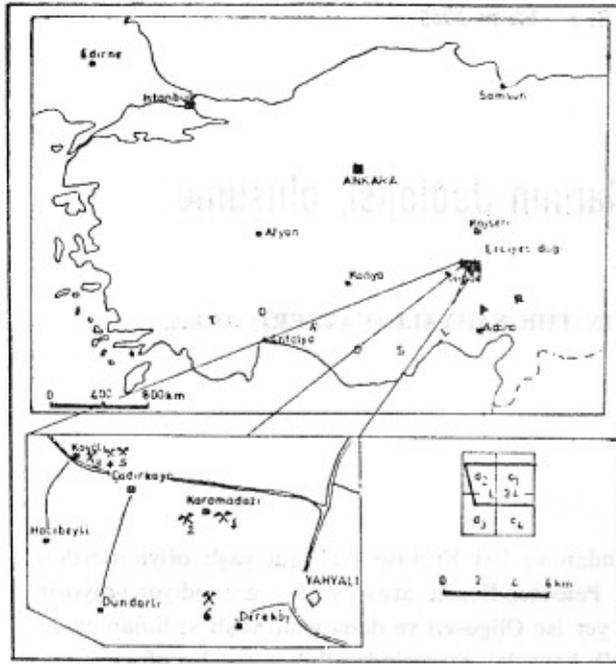
Dereköy-Karataşlık ore bed which has no connection with skarn zones and contains only limonite-highly oxidized pyrite, is emplaced on the dissolution area and/or nearby of pyrite and iron ions coming out from the bottom schists. The other ore beds occurred as mentioned above and than limonite change which are in skarn zones, at the beginning, are to magnetite by heat.

GİRİŞ

İç Anadolu'nun güneydoğu kesimi ile Akdeniz bölgesinin kuzey doğusunda yayılım gösteren ve metalik maden yatakları bakımından Türkiye'nin en verimli bölgelerinden birisi olan Doğu Toroslar kuşağının

Yahyalı kesiminde bulunan demir yatakları (Şekil 1) bu yayının konusu olmuştur.

Bölgenin jeolojik özellikleri 1860'lı yıllardan itibaren çok sayıda araştırmacı tarafından incelenmiştir



Şekil 1 : Bulduru haritası (1. Karamadazı Yatağı, 2. Karaburun Yatağı, 3. Kovalı Yatağı, 4. Sayburnu Yatağı, 5. Nevruz Tepe-Kurbağa Pınarı Yatağı, 6. Dereköy-Karataşlık Yatağı).

Figure 1 : Location map (1. Karamadazı Deposit, 2. Karaburun Deposit, 3. Kovalı Deposit, 4. Sayburnu Deposit, 5. Nevruz Tepe-Kurbağa Pınarı Deposit, 6. Dereköy-Karataşlık Deposit).

(Tchihatcheff, 1867-1869; Schaffer, 1981; Frech, 1914; Chaput, 1931-1936; Blumenthal, 1941-1944-1952; Ünsalaner, 1945; Lahn, 1945; Metz, 1956; Abdülselemoğlu, 1958-1959; Wippert, 1962; Ketin, 1963-1966; Pasaquare, 1968; Özgül ve diğ., 1973; Özgül, 1976; Aksay, 1980; Tekeli, 1980; Tekeli ve Erler, 1980; Işık 1981). Ayrıca; Önay, 1952; Brennich, 1956-1959; Açar, 1962; Vache, 1964; İmreh, 1965; Vohryzka, 1966; Metag ve Stolberg, 1971; Şenöz, 1976; Henden, 1975-1977-1978; Oygür, 1977-1978; Oygür ve diğ., 1978; Henden ve Önder, 1980; ve Afşar, 1981 bölgede maden jeolojisi amaçlı incelemeler yapmışlardır .

STRATİGRAFİ VE JEOLJİK EVRİM

İnceleme alanının 1/25.000 ölçek düzeyinde haritalanabilir jeolojik özellikleri ve genelleştirilmiş stratigrafik dizilimi Ek 1'de görülmektedir.

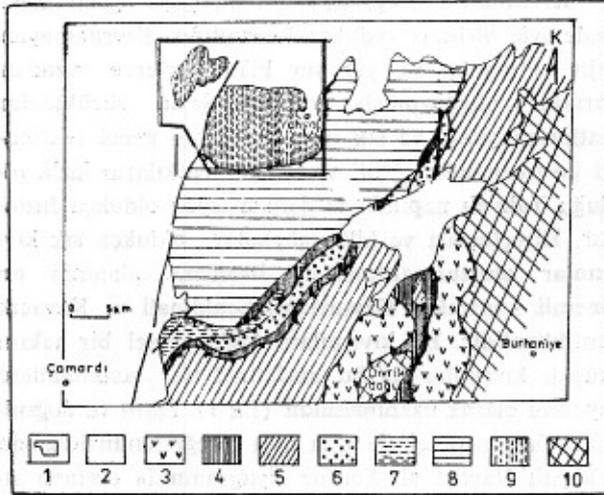
Paleozoyik-Mezozoyik

Bölgede Üst Devoniyen'den Senoniyen'e kadar devamlı bir karbonat çökelişi gözlenmektedir. Senoniyen'den itibaren bu karbonat çökelişi durmuş ve oluşan karbonat platformu parçalanarak bugün bu konuda çalışan yerbilimcilerin büyük bir çoğunluğunun kabul ettiği naplı yapı meydana gelmiştir (Blumenthal, 1952; Tekeli, 1980; Ricou, 1980 gibi). Üst üste gelmiş ve naplı yapı içinde alttan üste doğru, YAHYALI (Tekeli, 1980), SİYAH ALADAĞ (Blumenthal, 1952), MİNARETEPELER (Tekeli, 1980 - Üst Kuşak), ÇATALOTURAN (Blumenthal, 1952), BEYAZ ALADAĞ (Blumenthal, 1952) ve OFİYOLİT (Tekeli, 1980) napları ayrılmıştır.

Ofiyolit napı bölgede alloktondur. Ofiyolit napının altındaki birimler ise bölgenin otoktonunu oluşturan Mansurlu-Tufanbeyli ve güneydoğusunda (Belemedik) yayılım gösteren istiflere benzediklerinden paraotoktondurlar (Özgül ve diğ., 1973; Ricou ve diğ., 1975; Özgül, 1976; Tekeli, 1980).

Bölgenin bu naplı yapısı Şekil 2'de görülmektedir. Paraotokton naplar genellikle aynı zaman birimi içinde oluşmuş, (Devoniyen-Senoniyen fakat farklı fasiyes ve mikrofasiyes özellikleri gösteren karbonatlı kayaç türlerinden oluşmuşlardır. Devoniyende sınırlı bir platform özelliğinde kayaç türleri çökelmiş olup, Karboniferde çökelmiş kayaç türleri ortamın derinleştiğini göstermektedir. Alt Permiyende çökelen onkoidal kireçtaşları, kalın tabakalı kuvarsit bantları ve diyajenetik demir içeren fosilli seviyeler ortamın sığlaştığını göstermektedir. Orta-Üst Permiyende ise deniz yeniden derinleşmiş ve Alt Permiyen kaya birimleri üzerine platform kireçtaşları çökelmiştir. Alt Triyasta deniz seviyesi oldukça düşmüş olup stramatolitik kireçtaşları, çamuştaşları, boksitli seviyeler ve kuvars kumlu kireçtaşları çökelmiştir. Bu çökellerin kenar kuşaklarında gözlenen konglomeralar deniz seviyesine bağlı olarak gelgit üstü seviyelerini belirlemektedir. Ayrıca bu seviyelerde sinjenetik demir cevherleşmeleri gözlenmektedir. Orta Triyasta başlayan deniz seviyesinin yükselmesi Alt Kretaseye kadar devam etmiştir. Jura yaşlı oluşukların bazı yerlerde Triyas üzerinde uyumlu olarak bulunduğu bazı yerlerde ise doğrudan Permiyen üzerine transgresif olarak geldiği saptanmıştır.

Üst Paleozoyik'te sığ denizel koşulların Mesozoyik'te ise şelf koşullarının hakim olduğu platform Senoniyen'de ters faylanmaya uğramıştır. Bu arada üzerleyen ofiyolit dizilimi ile kıta arasında ve kıta şelfi üzerinde bulunan havzalarda ofiyolit malzemeli türbidit, olistostrom ve melanj karakterli kayalar



Şekil 2 : Bölgede napların konumu (Tekeli, 1980'den; 1. İnceleme alanı, 2. Post-tektonik Çökeller, 3. Peridotit Napı, 6. Çataloturan Napı, 7. Üst Kuşak (Minare Tepeler) Napı, 8. Siyah Aladağ Napı, 9. Yahyalı Napı, 10. Belemelik Otoktonu).

Figure 2 : Position of nappes in the region (After, Tekeli, 1980; 1. Investigated Area, 2. Posttectonic Sediments, 3. Peridotite Nappe, 4. Senonian and Ophiolitic Melange, 5. White Aladağ Nappe, 6. Çataloturan Nappe, 7. Üst Kuşak (Minare Tepeler) Nappe, 8. Black Aladağ Nappe, 9. Yahyalı Nappe, 10. Belemelik Autochthonous).

çökelmiştir. Napların oluşumu Maestrihtiyende gelişmesini tamamlamıştır. Yahyalı napı içinde yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş kayaç türleri de görülmektedir.

Senozoyik

Bölgede Paleosen ve Eosen, asitik karakterli magmatik (derinlik, yarı derinlik ve yüzeysel) kayaçlar ile temsil edilmektedir. Biyotitli kalkalkali granit, granodiyorit, kuvarsdiyorit ve diyorit ile bu derinlik kayalarına ait granit aplit, diyorit porfir, dasit porfir, andezit porfir, kuvarslı porfir, porfir, dasit, riyodasit, riyolit ve andezit gibi subvolkanik ve volkanik ürünleri gözlenmektedir. Sayburnu ve Karamada köylerinin doğusunda çok yersel olarak gözlenen bazik magmatizma diyabaz dayklarıyla temsil edilmekte olup, sokulumları asit kayalarından görel olarak daha öncedir (Ketin, 1961).

Asit magmatik kayaçlar Kırşehir masifinin güneydoğu ucu olarak düşünülmektedir (Oygür, 1978; Çalapkulu, 1980; Göncüoğlu, 1981). Magmatik kayaçların yaşı ise Paleosen-Eosen aralığındadır (Ayan, 1963; Erkan, 1975; Oygür, 1978; Göncüoğlu, 1981; Seymen, 1981). Paleosen-Eosen aralığında yerleşen bu asit magmatizmanın Maestrihtiyen'de başlayan yanıl hareketlerin sonucu olduğu düşünülmektedir (Blumenthal, 1941-1952; Brunn ve diğ., 1971; Özgül, 1976; Arpat ve Şaroğlu, 1975; Tekeli, 1980). Yakın geçmişe kadar hareketliliğine devam eden Ecemiş fay zonunun tektonik yönden etkisi büyüktür. İnceleme alanında olası batolitin çekirdeğini Kuşkayası yöresindeki kalkalkali granitler oluşturmakta olup, batıya doğru asitlik artmaktadır. Batolitin kenar zonları gnaysik bir yapı göstermektedir. Bu gnaysik yapı granitin yerleşmesinden sonra tektonik olarak yükselmesi ve yan kayaçları zorlaması ile oluşan basınç sonucunda gelişmiş olmalıdır. Granitler yan kayaçlar ile keskin dokunaklı olup som bir görünüme sahiptir. Çevre kayaçlarda albit-epidot hornfels ve hornblend hornfels fasiyesi koşullarını yansıtan (Winkler, 1967) bir metamorfizma kuşağı gelişmiştir. Kuşkayası ve çevresinde granitlerin içerisinde bol miktarda ve birbirlerine paralel, kalınlıkları 0.15-1 m. arasında değişen lamporfirik, aplitik dayk sistemleri ve yan kayaç ksenolitleri gözlenmektedir. Bütün bu verilere dayanılarak granitlerin Ecemiş fay zonunun doğusunda epizonal, batısında ise mezozonal karakterde, post tektonik granitler oldukları söylenebilir. Bu tür granitlerin oluşum sıcaklıklarının 625-700°C, üzerlerindeki kaya örtüsü basıncının 0.5-4 Kb. kadar olduğu ve yan kayacın sıcaklığının ise 150°C olduğu bilinmektedir.

Oligosen; konglomera, kumtaşı, volkanik elemanlı kumtaşı ve grovaklar ile temsil edilmekte olup inceleme alanının batı-kuzeybatı kesiminde yaygındır.

Miyosen; inceleme alanının kuzeyinde ve güneyinde geniş yüzeylemeler vermekte ve 3 farklı karakterde kayaç türlerinden oluşmaktadır. Bunlar;

a. Molas karakterinde iri kireçtaşı çakıllarından oluşmuş karbonat ve demir oksit çimentolu, yaklaşık 400 m. kalınlıkta, konglomera, 10-20 m. kalınlıkta kumtaşı-marn ve killi kireçtaşlarından oluşmuş Miyosen,

b. Kuzeybatıda Tepe köy, Hacıbeyli ve Kovalı köylerinde gözlenen yaklaşık 150 m. kalınlıkta magmatik kayaçlardan türemiş çakıllar içeren konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşmuş Miyosen,

c. Erciyes'in ilk püskürme ürünlerinin sığ gölle çökmesi ile oluşmuş yaklaşık 50 m. kalınlık gösteren tüfitlerden oluşmuş Miyosen çökelleri ayrılabilir. Tüm bölgede bu çökellerin üzerinde Üst Miyasende başlayıp Kuvaterner'e kadar devam eden Erciyes volkanizmasının ürünleri görülmektedir (Batum, 1978; Oygür, 1978).

Pliyosen; Üst Miyosen'den başlayan ve Kuvaterner'e kadar devam eden kalkalkalen karakterde Erciyes volkanitleri ile temsil edilmektedir (Ayrancı, 1969; Batum, 1978). Yaklaşık 500 m. kalınlık gösteren volkanitler alttan üste doğru Sarıca aglomerası, Haydarkaya bazaltı ve süngerimsi tüflerden oluşmuştur (Pasaquare, 1968).

Kuvaterner; alüvyon, yamaç döküntüsü, bireşik kireçtaşı ve teraslarla temsil edilmektedir.

TEKTONİK

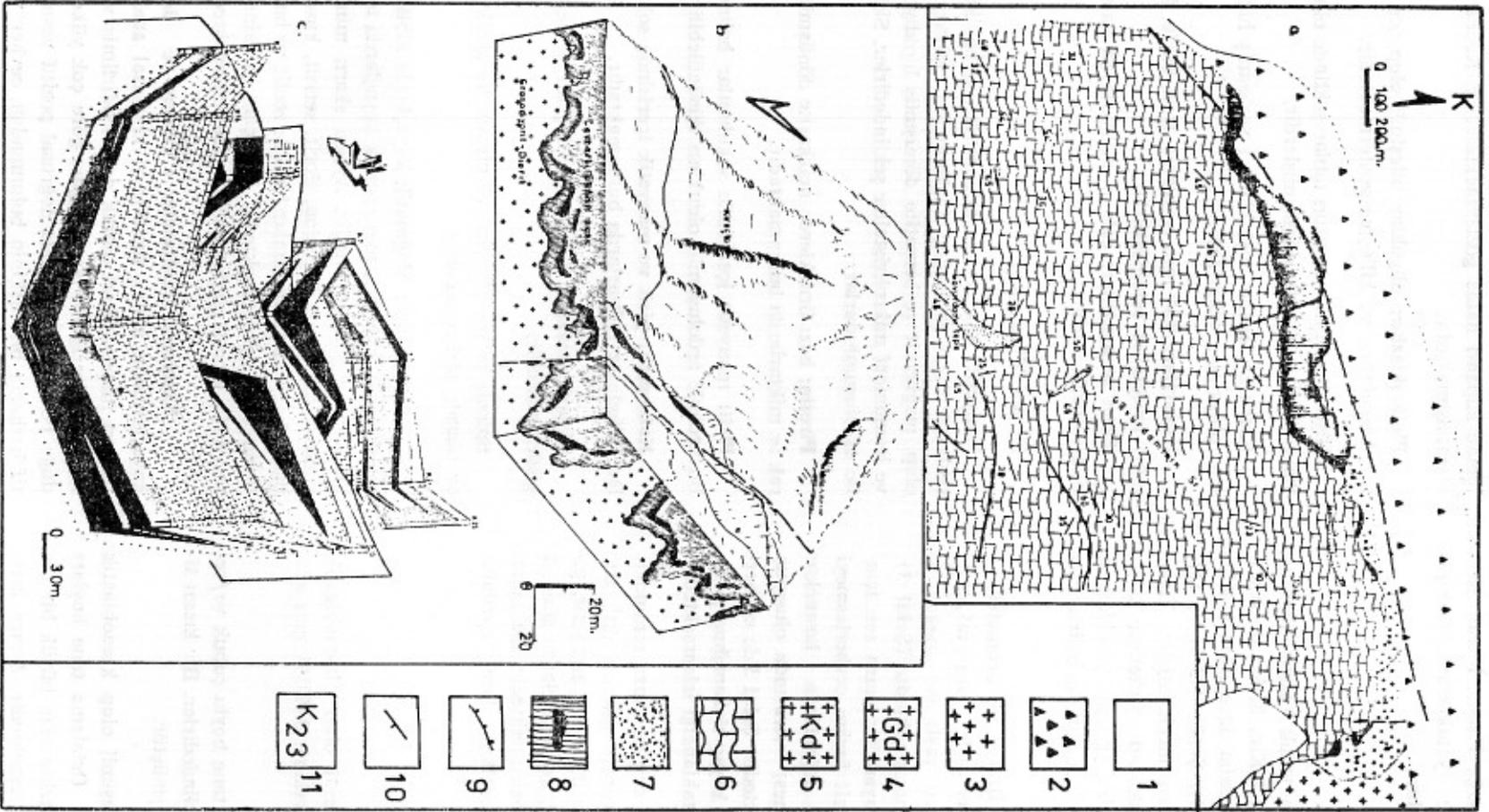
Faylar : Bölgenin en önemli kırık hattını Ecemiş fayı oluşturur. Ecemiş fayı KD-GB yönünde uzanan, yer bilimcilerin çok eskilerden beri dikkatini çeken bir zondur. Bu fay zonunun önemini ilk olarak Frech (1914) vurgulamış ve Tekir Grabeni olarak adlandırmıştır. Blumenthal (1941, 1952) bu fayın daha çok morfolojik özelliklerini dikkate alarak Ecemiş Koridoru adını vermiştir. Daha sonra Metz (1956), Ecemiş Koridorunun doğrultu atımlı bir fay olduğunu belirtmiş ve 4 km. lik bir atımın varlığından söz etmiştir. Son yıllarda yapılan çalışmalar, Ecemiş Fayı olarak adlandırılan bu zonun Torosları yapısal ve morfolojik olarak KD-GB yönünde kesen, etkinliğini yakın zamana kadar sürdüren sol yönlü, doğrultu atımlı bir fay olarak yorumlanmasını sağlamışlardır (Arpat ve Şaroğlu, 1975; Tekeli, 1980). Ecemiş Fay zonunu oluşturan ana faya paralel ve diyagonal olan antitetik ve sintetik faylara bölgenin önemli kırık zonlarını oluşturmaktadır. Ecemiş Fayının doğusuna doğru en önemli KD-GB yönlü kırık hatları Karnıyırık Fayı, Karamadazı Fayı, Ayraklı Fayı, Yahyalı Fayı, Özbek Fayı ve Taşhan Fayı (İmreh, 1965) dir. Bu fayları 30°-45° lik açılarla kesen faylanmalar Ecemiş Fay Zonunun antitetik türdeki kırıklarını oluşturmaktadır. Asidik magmatizmaya yakın olan tabakalarda ise tanjansiyel kırıklar oluşmuştur. Ek 1'de granit intrüzyonu çevresinde gözlenen değişik yönlü kırıklar, domlaşmaya bağlı olarak oluşan küçük faylardır. Ayrıca bölgede Torosların oluşumunu sağlayan nap tektoniği Ek 1'de sürüklenim hatları şeklinde gösterilmiştir.

Kıvrımlar : Bölgenin naplı bir yapı göstermesi nedeniyle birimler oldukça kıvrımlıdır. Kıvrılamayan rijit katmanlar ise yer yer kilometrelerce uzanan kırıklar oluşturmuşlardır. Kıvrımların sürüklenim hatlarına yakın ve sık oluşu bölgenin genel tektoniği ile uyumludur. Killi ve marnlı katkılarının fazla olduğu Yahyalı napında iç deformasyon oldukça fazladır. Kireçtaşları ve killi tabakalar oldukça sık kıvrımlar oluşturmaktadırlar. İnceleme alanının en önemli kıvrımları Gavurdamı Senklinali ve Kavacık Antiklinalidir. Bu kıvrımlara bağlı yersel bir takım küçük kıvrımlar da bu antiklinal ve senklinallere uyumlu olarak uzanmaktadır (Ek 1). Eğim ve doğrultular hep nap içinde ayrı ayrı değerlendirildiğinde Yahyalı Napına ait kontur diyagramında egemen sıkıştırma doğrultusunun K 54 B - G 54 D ve kıvrım ekseninin K 36 D doğrultulu 18° G'ye dalımlı olduğu, Siyah Aladağ Napında ise egemen sıkıştırma doğrultusunun K 10 D, dalımının ise 4° G olduğu görülmektedir.

Bölgesel Tektonik : Torosların gelişiminde önemli etkisi olan Anadolu ve Arap-Afrika plakalarının çarpışması ve okyanusal kabuğun yitirilmesi Senoniyende başlamıştır (Ricou, 1980; Tekeli, 1980). Senoniyende başlayan ve bölgede naplı yapının oluşmasına neden olan tektonizma Orta ve Batı Toroslarda yatay taşınmalarla devam etmiş (Brunn ve diğ., 1971; Özgül, 1976), Aladağlar ve yakın çevresinin yapısal biçimlenmesinde Ecemiş Fayı boyunca gelişen tektonik hareketler etkili olmuştur (Tekeli, 1980). Olayların devamında Üst Miyosende okyanusal kabuk tamamen yitirilmiş ve kıta-kıta çarpışması sonucu kalkalkalen karakterde, kıta kenarı ve/veya ada yayı volkanizması olarak düşünülen Erciyes Volkanizması Kuvaternere kadar devam etmiştir (Batum, 1975; 1978). Paleosen-Eosen aralığında geç tektonik granitler oluşmuştur. Bu granitler kendilerinden yaşlı olan birimler içine domlar şeklinde sokulmuşlar ve sokulum sırasında bölgedeki tanjansiyel kırıkları oluşturmuşlardır.

MADEN YATAKLARI

İnceleme alanı içinde ve yakın çevresinde çok sayıda demir, kurşun ve çinko yatakları bulunmaktadır. Bölgedeki kurşun ve çinko yatakları 3 594 500 ton (tüvenan) ile Türkiye kurşun+çinko rezervinin % 4'ünü, demir yatakları ise 11 642 656 ton ile Türkiye demir rezervinin % 1,5'ini oluşturmaktadır. Bölgedeki bu potansiyeli değerlendirmek amacıyla Kurşun - Çinko ve Demir-Çelik tesisleri kurulmuştur.



Şekil 3 . Karamadazi Demir Yatağının jeoloji haritası (a), blok (b) ve panel (c) diyagramları (1. Alüvyon, 2. Döküntü, 3. Granit, 4. Granodiyorit, 5. Kuvarsdiyorit, 6. Kireçtaşı, 7. Kuvarsit, 8. Skarn ve Cevher, 9. Fay, 10. Doğrultu ve eğim, 11. Sondaj No.).

Figure 3 : Geology map (a), block (b) and pannel diagram of Karamadazi Iron Deposit (1. Alluvium, 2. Talus, 3. Granite, 4. Quartzdiorite, 5. Limestone, 6. Quartzite, 7. Skarn and ore, 8. Fault, 9. Strike and dip, 10. Dirilling number, 11. Dirilling number).

Bu yayında bölgedeki Karamada, Karaburun, Sayburnu, Nevruz Tepe-Kurbağa Pınarı, Kavallı Köy ve Dereköy-Karataşlık demir yataklarının jeolojik özellikleri incelenmeye çalışılmıştır.

Karamada Demir Yatağı

Coğrafik Konum : Bu yatak Yahyalı ilçesine bağlı Karamada Köyünün 1.5 Km. kadar doğusunda bulunmaktadır. Bu yatak daha önce Açar (1962), Aytuğ (1964), Jacobson (1968), Şenöz (1976) ve Oygür ve diğ. (1978) tarafından incelenmiştir. Yasal olarak Özkoyuncu Madencilik Ltd. Şirketinin işletme ruhsatı içinde bulunan bu yatağın yataklanma şekli ve rezervi sondajlı araştırmalar ile belirlenmeye çalışılmıştır.

Cevher - Yankayaç İlişkisi ve Geometrisi : Bu demir yatağı Permo-Triyas yaşlı, marın arakatlı kireçtaşları ile Paleosen-Eosen yaşlı asit magmatik kayaların dokunağında bulunmaktadır (Şekil 3). Cevherleşme fazla geniş olmayan bir skarn zon içindedir. Ecemiş Fay Zonuna ait faylar cevherleşmeyi ve çevre kayalarını KD-GB doğrultuda kesmekte olup ayrıca mağma yükselmesi sırasında oluşmuş blok düşmeleri de gözlenmektedir. Şekil 3'de cevherleşmenin kireçtaşı-magmatik kayaç dokanağına paralel cevher cepleri şeklinde yatakladığı izlenmektedir.

Mineral İçeriği : Cevherden ve skarn zonundan alınan örneklerde epidot, diyopsit, granat, aktinolit, plajiyoklaz, biyotit, titan, apatit, klorit, manyetit, pirit, kalkopirit, spinel, az miktarlarda sfalerit ve kuvars gibi mineraller gözlenmektedir. Bu mineraller skarn ve cevher mineralleri olarak ayrılırlar.

Skarn Mineralleri :

Epidotlar; pistazit bileşimli olup ksenoblastik şekillidirler. Tane boyları ortalama 0.49-0.91 mm arasında değişmektedir.

Diyopsitler; 0.25-0.32 mm tane boylu çubuk ve/veya tabla şekilli kristaller şeklindedirler. Bir kısmı tirmolit ve aktinolitlere dönüşmüştür.

Granatlar; grossular bileşimli olup ksenoblastik ve granoblastik şekillidirler. Ortalama tane boyları 0.21-2.45 mm arasında değişmekte olup büyük bir çoğunluğu karbonatlaşma göstermektedir. Ayrıca kristallerde gözlenen çatlaklar serisit, kuvars, kalsedon ve epidot ile doldurulmuştur.

Aktinolitler; çubuklar şeklinde olup granatların içinde kapantı halde gözlenmektedirler. Kısmen karbonatlaşmışlardır.

Plajiyoklazlar; oligoklaz bileşimli olup serisitleşme, kloritleşme ve killeşme göstermektedir.

Biyotitler; geniş ve uzun tablalar şeklinde olup yer yer flogopit ve klorite dönüşmüşlerdir.

Kloritler; erime boşluklarına yerleşmiş hidrotermal oluşumlar şeklindedirler.

Kuvarlar; 0.34 mm ortalama tane boylu, ksenomorf kristaller şeklindedirler.

Titan ve apatitler; çok az miktarlarda parajenez katılmaktadırlar.

Cevher Mineralleri :

Manyetit; ana cevher mineralidir. Genellikle kataklastik doku ve basınç ikizlenmeleri göstermekte olup, maghemit ve hematite dönüşmüş hipidiyomorf ve ksenomorf mikrokristaller şeklindedirler. Skarnlar ile eş oluşumludurlar.

Pirotin; bazı örneklerde markasite dönüşmüş olarak az miktarlarda bulunmaktadır.

Pirit; manyetit içerisinde sokulumlar halindedir. Bu nedenle ardoluşumlu oldukları düşünülebilir.

Kalkopirit; pirit ve manyetik içerisinde sokulumlar halinde az miktarlarda bulunmaktadır.

Sfalerit; kalkopirit içerisinde kapantılar şeklinde gözlenmektedir.

Spinel; kalkopirit, pirit ve pirotin ile birlikte çok az olarak gözlenmektedir.

Alterasyon : Magmatik kayalarda albitleşme, serisitleşme, killeşme, metamorfik kayalarda ise turalinleşme gözlenmektedir. Ayrıca skarn minerallerinin çatlaklarında kalsedon, florit, serisit, kuvars ve bazen ksenomorf oluşumlar halinde zeolit ve bol miktarda kalsit gözlenmektedir. Kayaçlar içerisinde yer yer pirit, klorit, epidot birliği gözlenebilmektedir.

Kimyasal İncelemeler : Cevher ve derinlik kayalarından alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçları matematiksel olarak değerlendirilmiş ve cevherin Ca içeriğinin Na içeriğine göre çok yüksek olduğu Fe ve SiO₂ arasında doğrusal pozitif veya negatif herhangi bir ilişkinin bulunmadığı, cevher ve yan kayaların çinko ve bakır içeriklerinin birbirine yakın olduğu saptanmıştır.

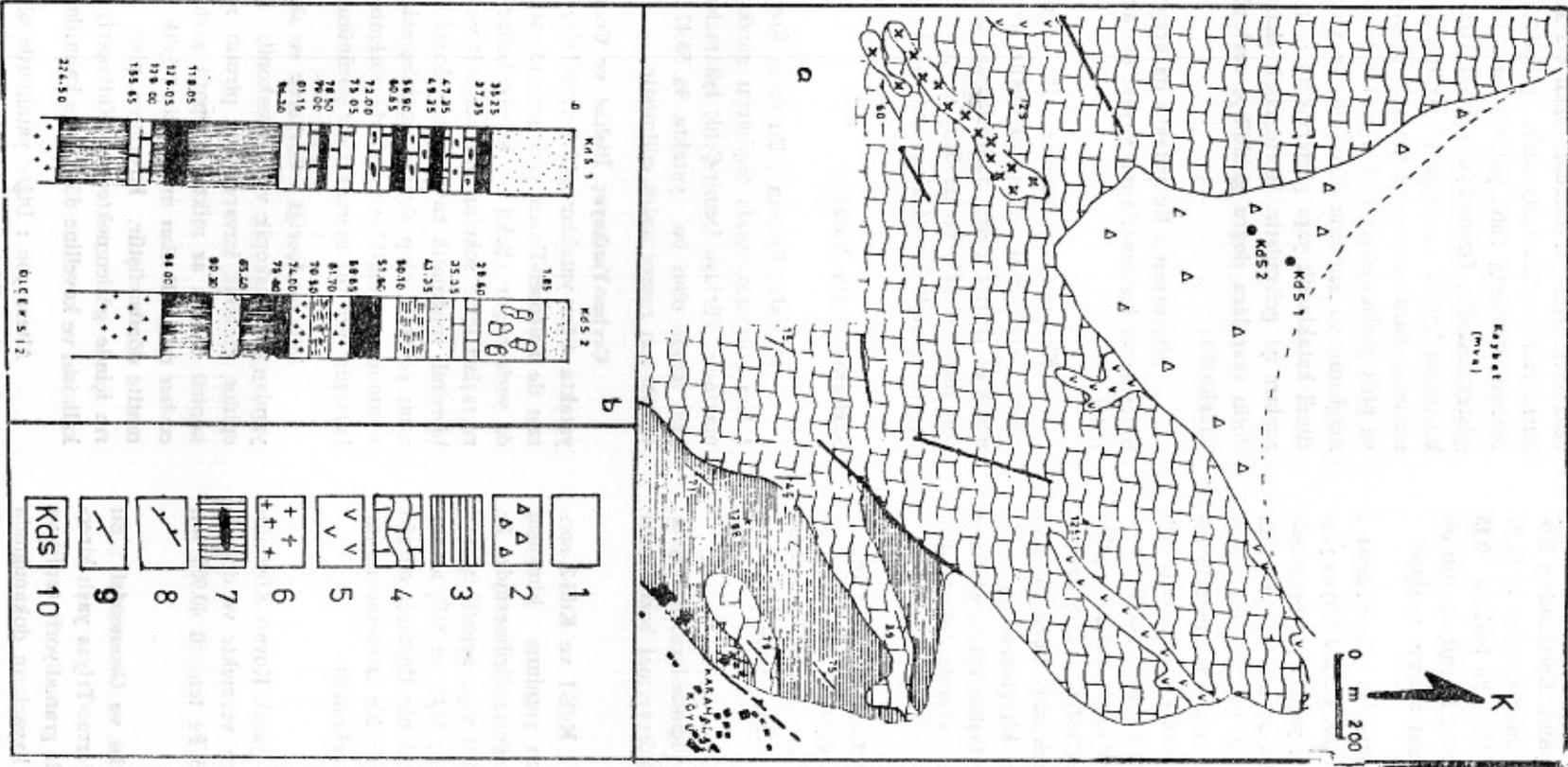


Figure 4 : Geology map (a) and dirilling logs (b) of Karaburun Iron Deposit (1. Alluvium, 2. Talus, 3. Schist, 4. Limestone, 5. Dasite, 6. Granodiorite porphyrite 7. Skarn and ore, 8. Fault, 9. Strike and dip, 10. Location of Dirilling).

Şekil 4 : Karaburun Demir Yatağının jeoloji haritası (a) ve sondaj logları (b) (1. Alüvyon, 2. Döküntü, 3. Şişt 4. Kireçtaşı, 5. Dasit, 6. Granodiyorit porfir, 7. Skarn ve cevher, 8. Fay, 9. Doğrultu ve eğim, 10. Sondaj yeri).

Karaburun Demir Yatağı

Coğrafik Konum : Bu yatak Karamadazı Köyünün 600 m. kadar batısında bulunmaktadır. % 11.91 Fe tenörlü 3.5 milyon ton, % 31.64 Fe tenörlü 0.45 milyon ton, % 54.90 Fe tenörlü 0.35 milyon ton olmak üzere toplam 4.3 milyon ton rezerve sahiptir.

Cevher - Yankayaç İlişkisi ve Geometrisi : Bu yatakta Karamadazı yatağı gibi Permo-Triyas yaşlı kireçtaşları ile Palosen-Eosen yaşlı diyorit-granodiyorit bileşimli asit magmatik kayaların dokanağında bulunmaktadır (Şekil 4). Jeolojik haritada cevherleşme izlenememekle birlikte, jeofizik incelemelerin sonuçlarından yararlanılarak yapılmış sondajların loglarında kireçtaşları ile diyorit ve granodiyoritler arasında 23-120 m. kalınlıklarda bir skarn zonuunun geliştiği ve bu skarn zonu ile kireçtaşları içinde demirli seviyelerin bulunduğu görülmektedir. Cevherli seviyeler kireçtaşı tabakalarına ve kireçtaşı-granodiyorit dokunaklarına paraleldir. Kireçtaşları içinde gözlenen cevherli seviyeler eksoskarnlar olarak değerlendirilebilir.

Mineral İçeriği : Cevherden ve skarn zonuundan alınan örneklerde epidot, diyopsit, manyetit, pirotin, spekülarit gibi mineraller bulunmaktadır. Bu minerallerin özellikleri Karamadazı yatağındakilere benzemektedir.

Alterasyon : Yan kayaç içinde karbonatlaşma, silisleşme ve albitleşme gibi hidrotermal bozunmalar göze çarpmaktadır.

Kimyasal İncelemeler : KdS-1 ve KdS-2 sondajlarından alınan örneklerden yapılmış kimyasal analizlerin matematiksel değerlendirilmesinde; Fe ile SiO₂ ve Al₂O₃ arasında pozitif veya negatif işaretli doğrusal bir ilişki bulunmadığı, Al₂O₃ ve SiO₂ arasında ise pozitif işaretli doğrusal bir ilişkinin olduğu saptanmıştır. Ayrıca analizlerde Na izlenememiş ancak K'nın yüksekliği dikkatli çekmiştir.

Kovalı Köyü Demir Yatağı

Coğrafik Konum : Bu yatak Kovalı Köyünün yerleşim alanı içinde mostra vermekte ve doğuya doğru uzanmaktadır. % 54,33 Fe tenörlü 40.000 ton görünür rezervi vardır.

Cevher-Yankayaç İlişkisi ve Geometrisi : Bu yatakta diğer iki yatak gibi Permo-Triyas yaşlı kireçtaşları ile Paleosen-Eosen yaşlı granodiyorit (aplit ve porfir) bileşimli magmatik kayaların dokanağında gelişen skarn zonlarında bulunmaktadır. Cevher düzensiz şekilli kütleler ve cepler halindedir (Şekil 5).

Mineral İçeriği : Skarn zonunda yapılan incelemeler diğer yataklardan farklı olarak bu yatakta hornblend-hornfels fasiyesinin geliştiğini ve kontak metamorfizmanın daha yüksek sıcaklıkta olduğunu göstermektedir. Granodiyoritlerden uzaklaştıkça albit-epidot hornfels fasiyesine geçilmektedir. Cevher minerali olarak manyetit, hematit, pirotin, kalkopirit ve pirit gözlenmektedir. Manyetitin büyük çoğunluğu maghemit ve hematite dönüşmüştür. Cevherleşmenin tümü kataklastik yapı göstermekte olup, oksidasyon zonları iyi gelişmiştir. Hornblendli skarnlardan epidotlu skarnlara doğru gidildikçe cevherleşme genişlemektedir.

Alterasyon : Bu yatakta da grayzenleşme, albitleşme ve karbonatlaşma yaygın olarak gözlenmektedir.

Kimyasal İncelemeler : Bu yataktan alınan cevher örneklerinin kimyasal analiz sonuçları matematiksel olarak değerlendirildiğinde diğer yataklardan farklı olarak Fe ile SiO₂ arasında doğrusal ve negatif işaretli bir ilişkinin bulunduğu gözlenmiştir.

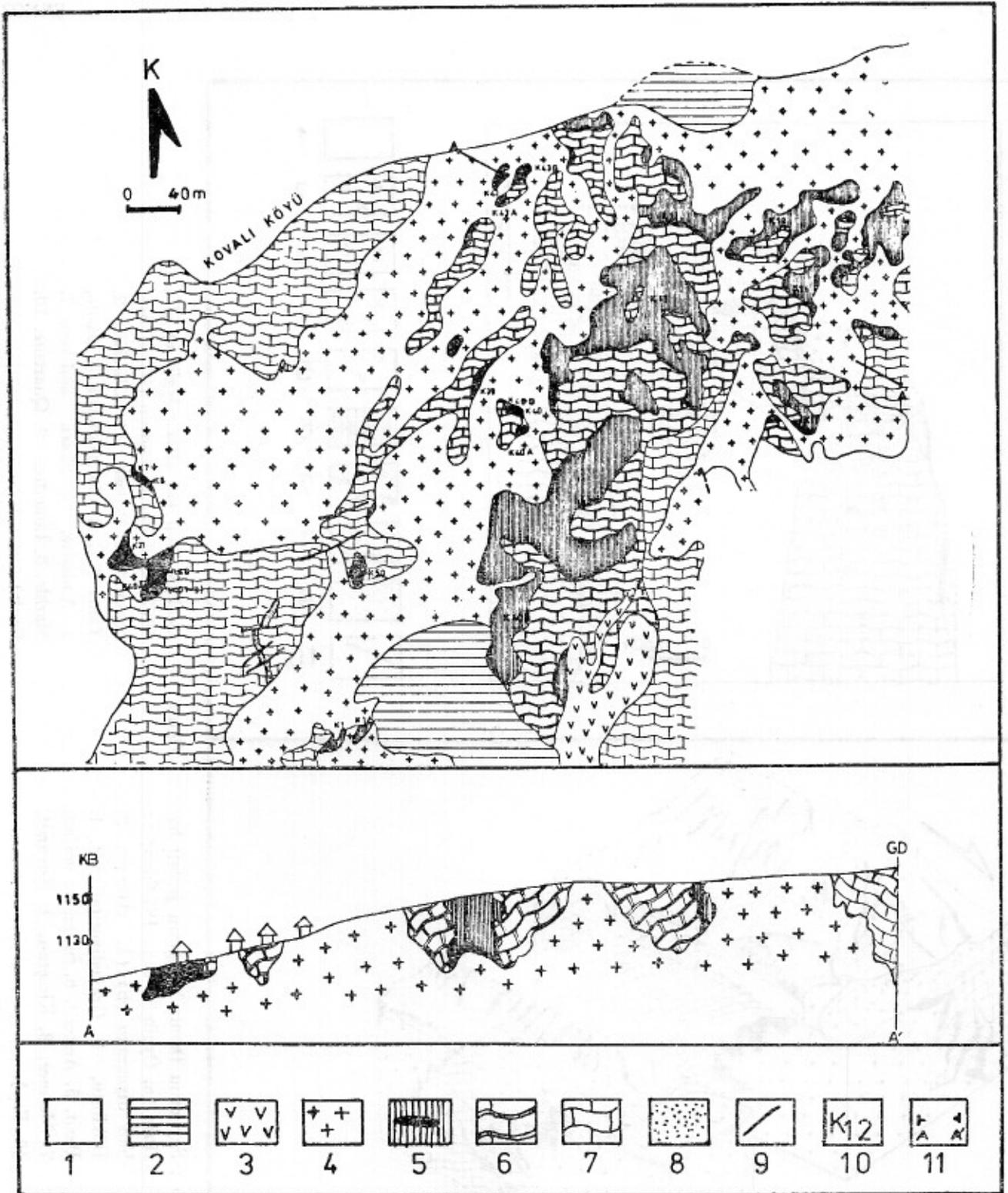
Sayburnu Demir Yatağı

Coğrafik Konum : Bu yatak Kovalı Köyünün 2 Km kuzeydoğusunda Sayburnu mevkinde bulunmaktadır. Türkiye Demir-Çelik İşletmeleri ruhsat sahası içinde olan bu yatakta % 56.47 Fe tenörlü 400.000 ton rezerv tesbit edilmiştir.

Cevher-Yankayaç İlişkisi ve Geometrisi : Bu yatakta diğer yataklar gibi Permo-Triyas yaşlı kireçtaşı ile Paleosen-Eosen yaşlı granodiyorit dokanağında yerleşmiştir (Şekil 6). Küçük kollar şeklinde kireçtaşları içine sokulan granodiyorit ve dasit-andezit bileşimli magmatik kayaların dokanaklarında skarn zonu gelişmiş olup demir zenginleşmeleri bu skarn zonuunun magmatikler tarafında gözlenmektedir. Cevherleşme yer yer merceksi bir görünüme sahiptir.

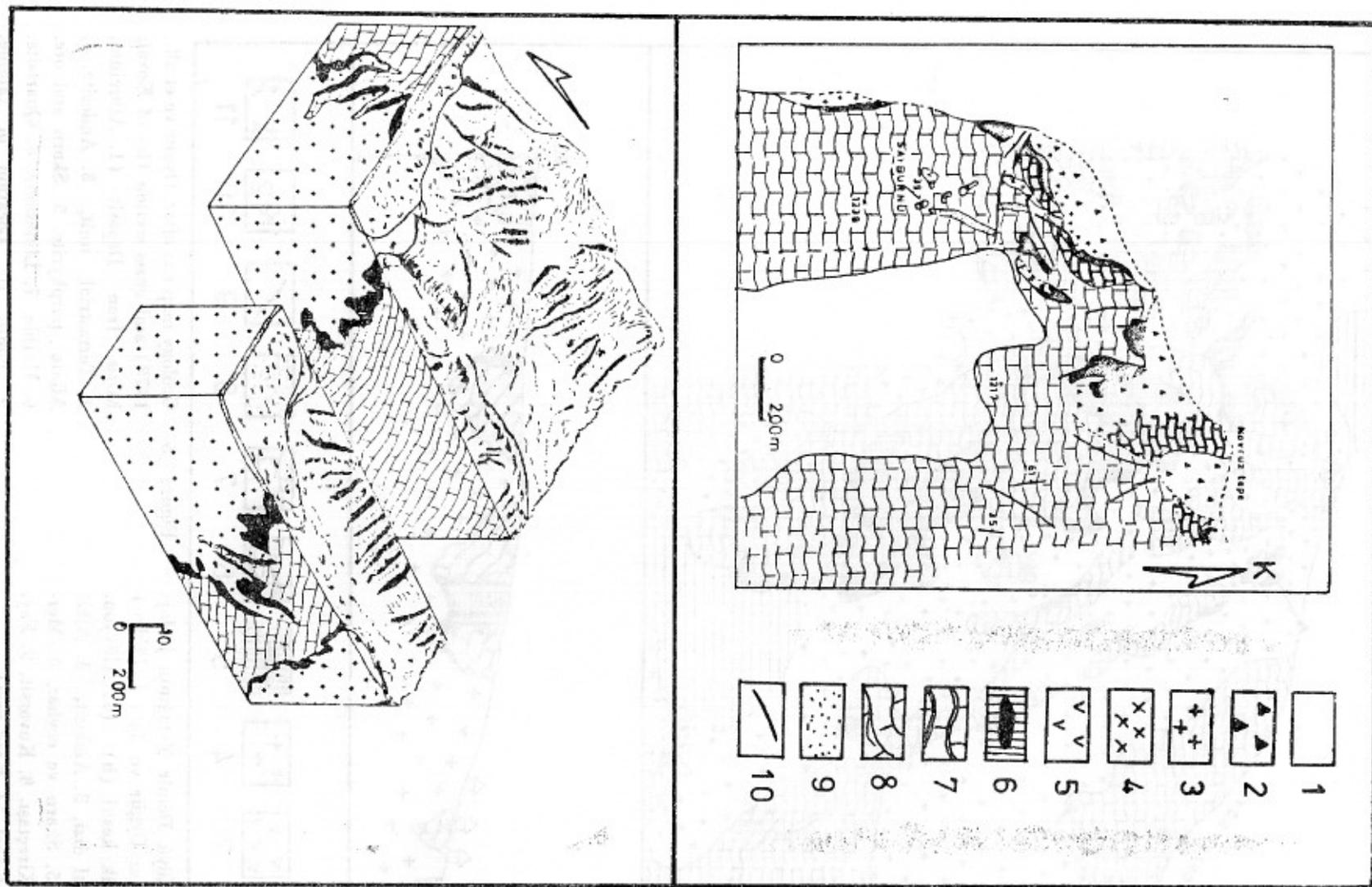
Mineral İçeriği : Cevherde ve skarn zonunda yapılan makroskopik ve mikroskopik incelemelerde epidot, tremolit, kuvars, pirit, pirotin, manyetit, kalkopirit ve çok az miktarda apatit gözlenmiştir. Ana cevher minerali olan manyetitin büyük bir kısmı hematite dönüşmüştür. Pirotinler pirit ve kuvarsların içinde gözlenmektedir. Kalkopiritler, genellikle kalkosin ve kovelline dönüşmüş kalıntılar şeklindedir.

Alterasyon : Diğer yataklarda olduğu gibi bu yatakta da albitleşme, kloritleşme, serisitleşme ve turmalinleşme yaygındır.



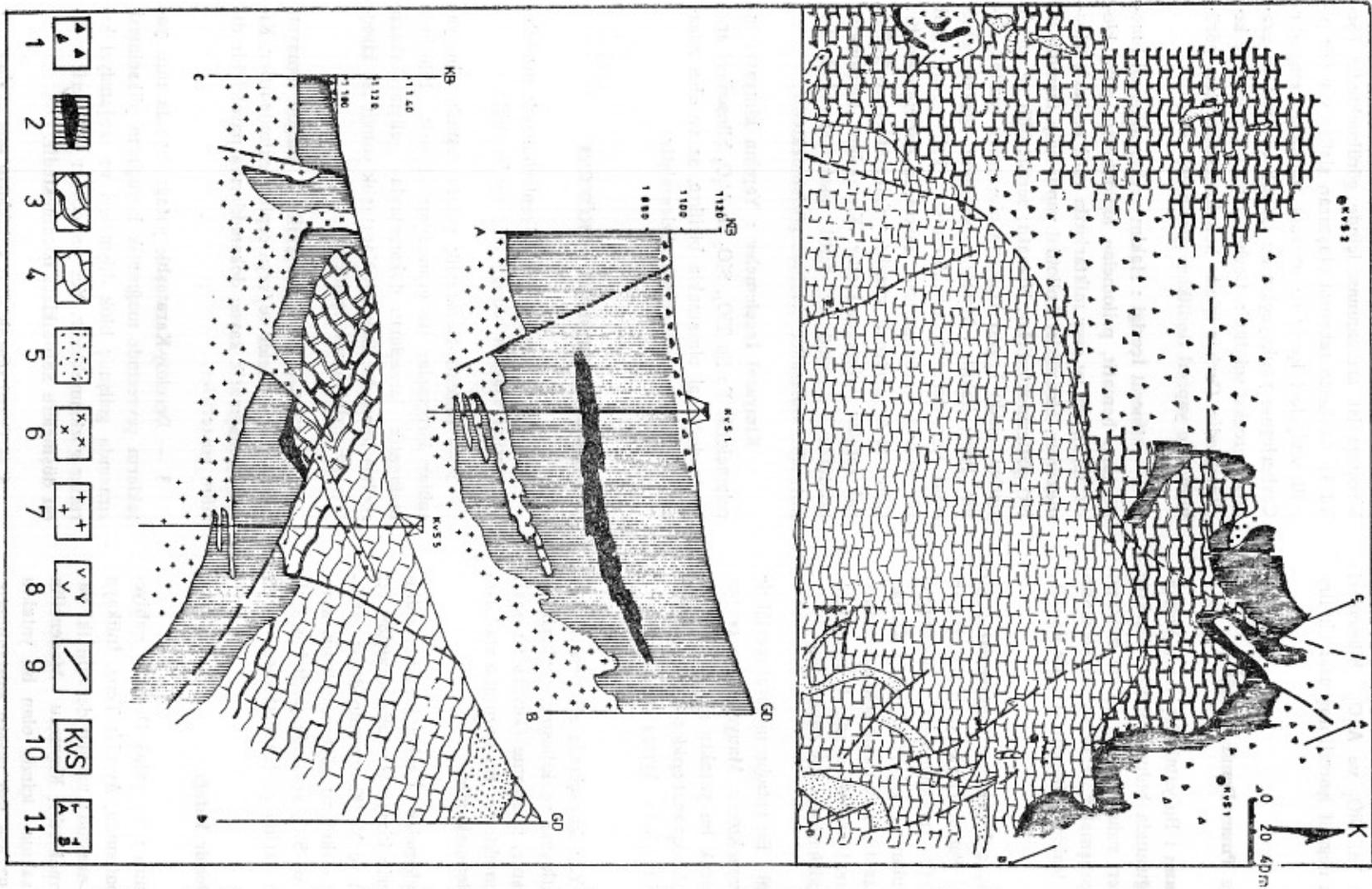
Şekil 5 : Kovalı Köyü Demir Yatağının jeoloji haritası (a; Oygür ve diğ., 1978'den) ve jeolojik kesiti (b) (1. Alüvyon, 2. Karasal dizi, 3. Andezit, 4. Albit porfirite, 5. Skarn ve cevher, 6. Mermer, 7. Kireçtaşı, 8. Kuvarsit, 9. Fay, 10. Örnek yeri, 11. Kesit yeri).

Figure 5 : Geology map (a; after, Oygür ve et al., 1978) and cross section (b) of Kovalı Köyü Iron Deposit (1. Alluvium, 2. Terrastral unit, 3. Andesite, 4. Albite porphyrite, 5. Skarn and ore, 6. Marble, 7. Limestone, 8. Quartsite, 9. Fault, 10. Location of sample, 11. Cross section line).



Şekil 6 : Sayburnu Demir Yatağının jeoloji haritası (a; Oygür ve diğ., 1978'den) ve blok diyagramı (b) (1. Alüvyon, 2. Döküntü, 3. Granodiyorit-diyorit, 4. Dasit, 5. Andezit, 6. Skarn ve cevher, 7. Mermer, 8. Kireçtaşı, 9. Kuvarsit, 10. Fay).

Figure 6 : Geology map (a; after, Oygür et al., 1978) and block diagram (b) of Sayburnu Iron Deposit (1. Alluvium, 2. Talus, 3. Granodiorite-diorite, 4. Dosit, 5. Andesite, 6. Skarn and ore, 7. Marble, 8. Limestone, 9. Quartsite, 10. Fault).



Şekil 7 : Nevruz Tepe-Kurbağa Pınarı Demir Yatağının Jeoloji Haritası (a) ve kesitleri (b, c) (Oygür ve diğ., 1978'den; 1. Döküntü, 2. Skarn ve cevher, 3. Mermer, 4. Kireçtaşı, 5. Kuvarsit, 6. Dasit, 7. Granodiyorit-diyorit, 8. Andezit, 9. Fay, 10. Sondaj yeri, 11. Kesit yeri).

Figure 7 : Geology map (a) and cross sections (b, c) of Nevruz Tepe-Kurbağa Pınarı Iron deposit (After, Oygür et al., 1978; 1. Talus, 2. Skarn and ore, 3. Marble 4. Limestone, 5. Quartsite, 6. Dasite, 7. Granodiorite-diorite, 8. Andesite, 9. Fault, 10. Location of drilling, 11. Cross section line).

Kimyasal İncelemeler : Bu yataklardan alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçlarının matematiksel değerlendirilmesinde Fe, SiO₂ ve Al₂O₃ bileşenleri arasında pozitif veya negatif işaretli doğrusal bir ilişki saptanamamıştır.

Nevruz Tepe-Kurbağa Pınarı Demir Yatağı

Coğrafik Konum : Bu yatak Sayburnu Yatağı'nın 700 m kadar doğusunda bulunmaktadır. Türkiye Demir-Çelik İşletmeleri ruhsat sahası içinde bulunan bu yatakta sondajlı çalışmalar ile % 49 - 52 Fe tenörlü 865 000 ton rezerv tesbit edilmiştir (Oygür ve diğ., 1978).

Cevher-Yankayaç İlişkisi ve Geometrisi : Bu yatakta diğerleri gibi Permo-Triyas yaşlı kireçtaşları ile Paleosen-Eosen yaşlı granodiyoritlerin dokanağında, skarnlar içinde bulunmaktadır (Şekil 7-8). Cevher skarn zonu içinde uzamış mercekler şeklinde yataklanmıştır. Ayrıca granodiyoritler içinde de ince bantlar şeklinde cevher gözlenmektedir (Şekil 8).

Mineral İçeriği : Bu yatağın mineral içeriği de diğer yataklara benzemektedir. Manyetit ana cevher mineralidir. İlave olarak bu yatakta skapolit bulunmakta ve «diyopsit-hidrogranat-epidot-skapolit fels» parajenezi belirgin olmaktadır. Ayrıca şist dokusu da gözlenmektedir.

Aterasyon : Yan kayaçlarda albitleşme, turmalinleşme, karbonatlaşma ve killeşme, cevherli kesimlerde ise serisitleşme, silisleşme (kuvars ve opal) ve zeolitleşme gözlenmektedir. Bu bozunma zonlarında yer yer florit gözlenmektedir.

Kimyasal İncelemeler : Cevher kesilen sondajlardan alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçları bu yatakta Na içeriğinin ve Na/K oranının diğer yataklara göre çok yüksek olduğunu göstermektedir. Ayrıca bu yatakta Al₂O₃ ve SiO₂ arasında pozitif işaretli doğrusal bir ilişkinin varlığı gözlenmektedir.

Dereköy-Karataşlık Demir Yatağı

Coğrafik Konum : Bu yatak Dereköy nahiyesinin 2-3 Km kuzeybatısında, Ayraklı Tepe, İnlıkaya Tepe ve Küme Tepe arasında uzanan derenin iki yamacında mostra vermektedir. Koyuncu Madencilik Ltd. Şirketi ruhsat sahası içinde olan bu yatakta % 52,86 Fe tenörlü 927 656 ton rezerv saptanmıştır. Arsen içeriği çok yüksektir.

Cevher-Yankayaç İlişkisi ve Geometrisi : Bu yatak diğerlerinden farklı olarak Permo-Triyas yaşlı kireçtaşı-şist ardalanması içinde görülmektedir (Şekil 9). Cevherin tabanını oluşturan şistler yer yer piritli seviyeleri içerir ve organik maddece zengindir. Cevherleşme yankayaçlar ile az çok uyumlu ve uzamış merceksi şekillidir. Cevher daha geç faylar ile kesilmektedir. Cevher içinde konglomera-kumtaşı görünümünde yapısal özellikler gözlenmektedir.

Mineral İçeriği : Hakim cevher minerali limonit olup hematit, psilomelan lepidokrosit, pirit, klorit, muskovit ve eser miktarlarda rutil ve barit izlenmektedir. Limonitler kolloidal yapıya sahip olup taşınma izleri göstermektedirler. Hematit; serisit fillit ve serisit şistler içinde kripto kristalin oluşumlar şeklindedirler. Pirit; kalıntı kristaller şeklinde gözlenmekte olup, ileri derecede oksitlenmiştir. Psilomelan; killi bir litoloji içerisinde eser miktarda gözlenmektedir. Götüt ve lepidokrosit ritmik ardalanmalar ve kolloidal yapılar göstermektedir. Kuvarlar ksenomorf kristaller şeklindedirler. Rutil; şistler içerisinde kalıntı ağır mineraller şeklinde gözlenmektedir.

Kimyasal İncelemeler : Yapılan kimyasal incelemelerde Fe ile TiO₂, SiO₂ ve Al₂O₃ bileşenleri arasında doğrusal olmamakla birlikte, az da olsa negatif bir ilişkinin bulunduğu gözlenmiştir.

YATAKLARIN OLUŞUMU ve KÖKENİ

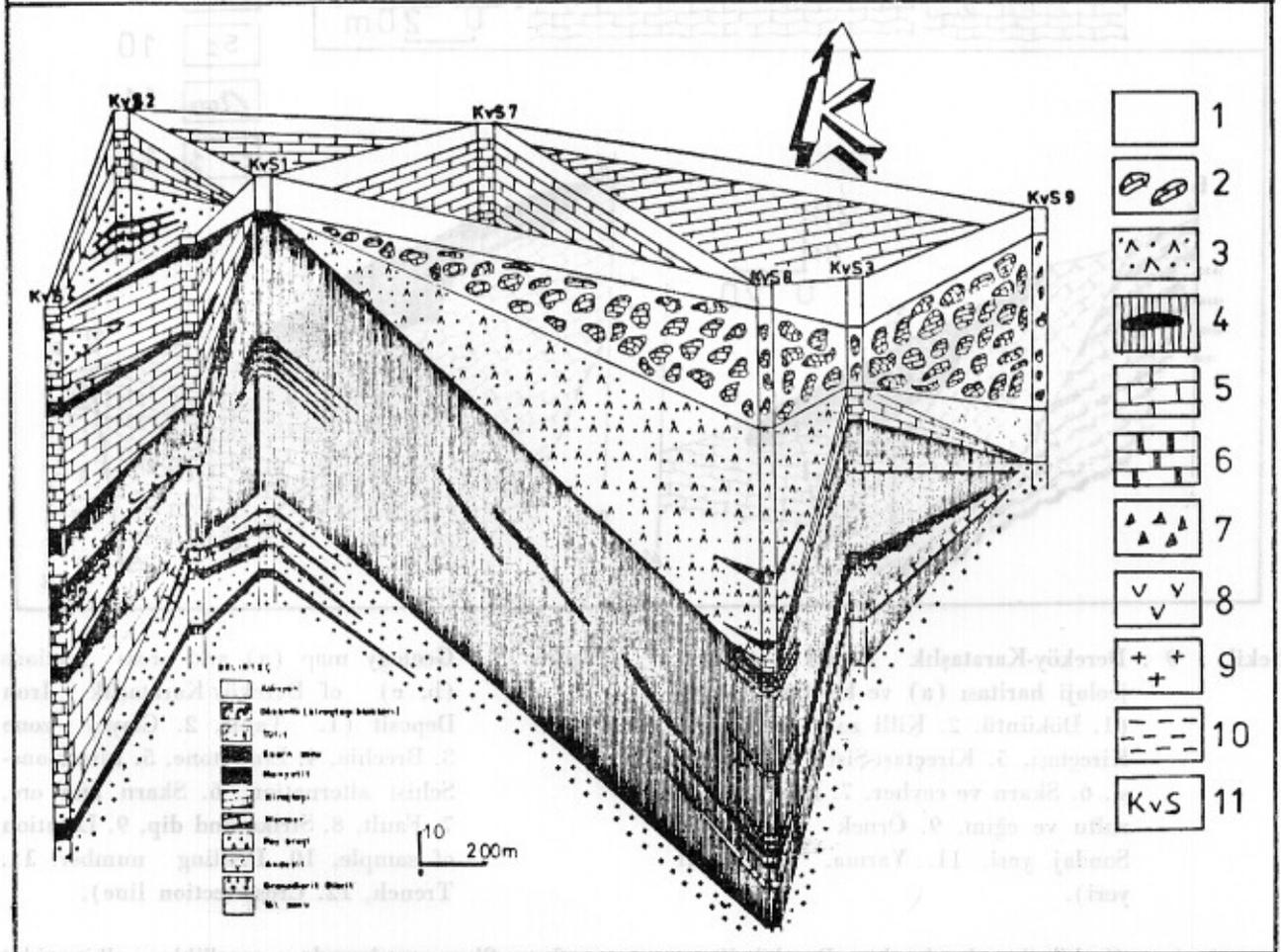
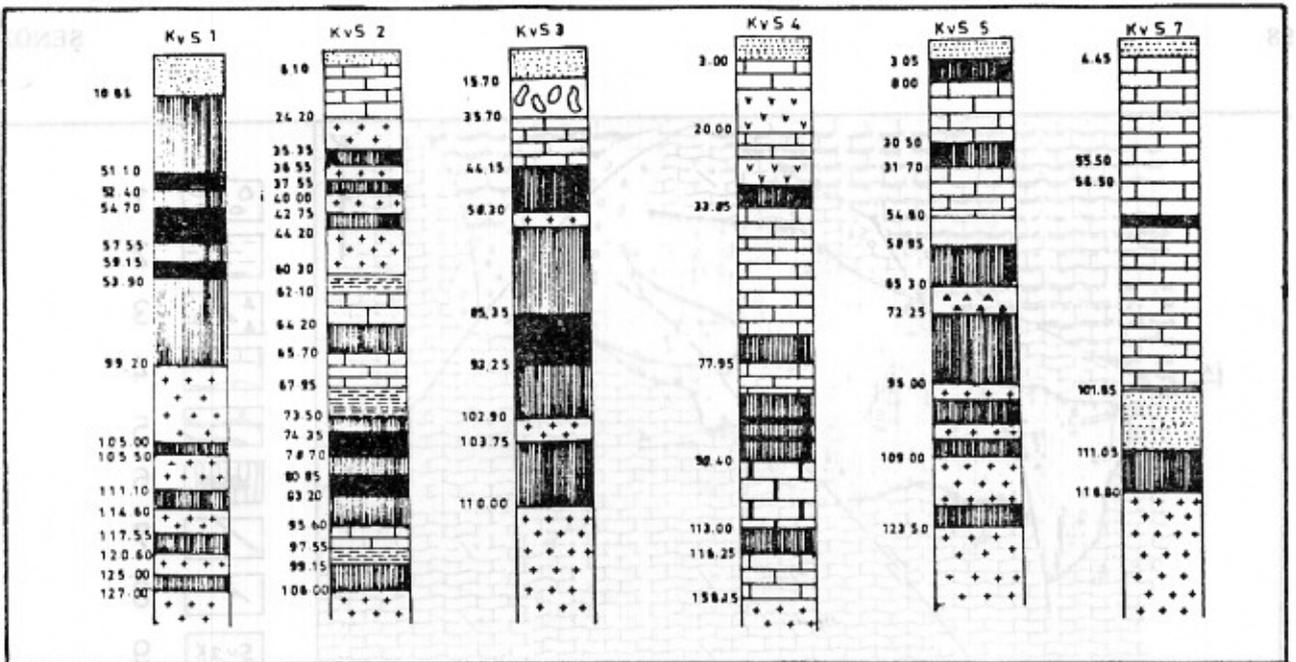
Yatakların oluşumu ve kökenlerine ışık tutabilecek veriler aşağıda olduğu gibi sıralanabilir.

1 — Dereköy-Karataşlık yatağı dışında tüm yataklar kireçtaşlar ile granodiyorit-diyorit bileşimli mağmatik kayaçların dokanağında gelişmiş skarn zonları içindedir. Dereköy-Karataşlık yatağı ise kireçtaşı-şist ardalanması içindedir.

2 — Cevher yatakları şekilleri düzgün olmayan merceğimsi kütleler ve/veya cepler şeklindedirler. Kireçtaşı-mağmatik kayaç dokanaklarına paralel bir dizilim gösterirler.

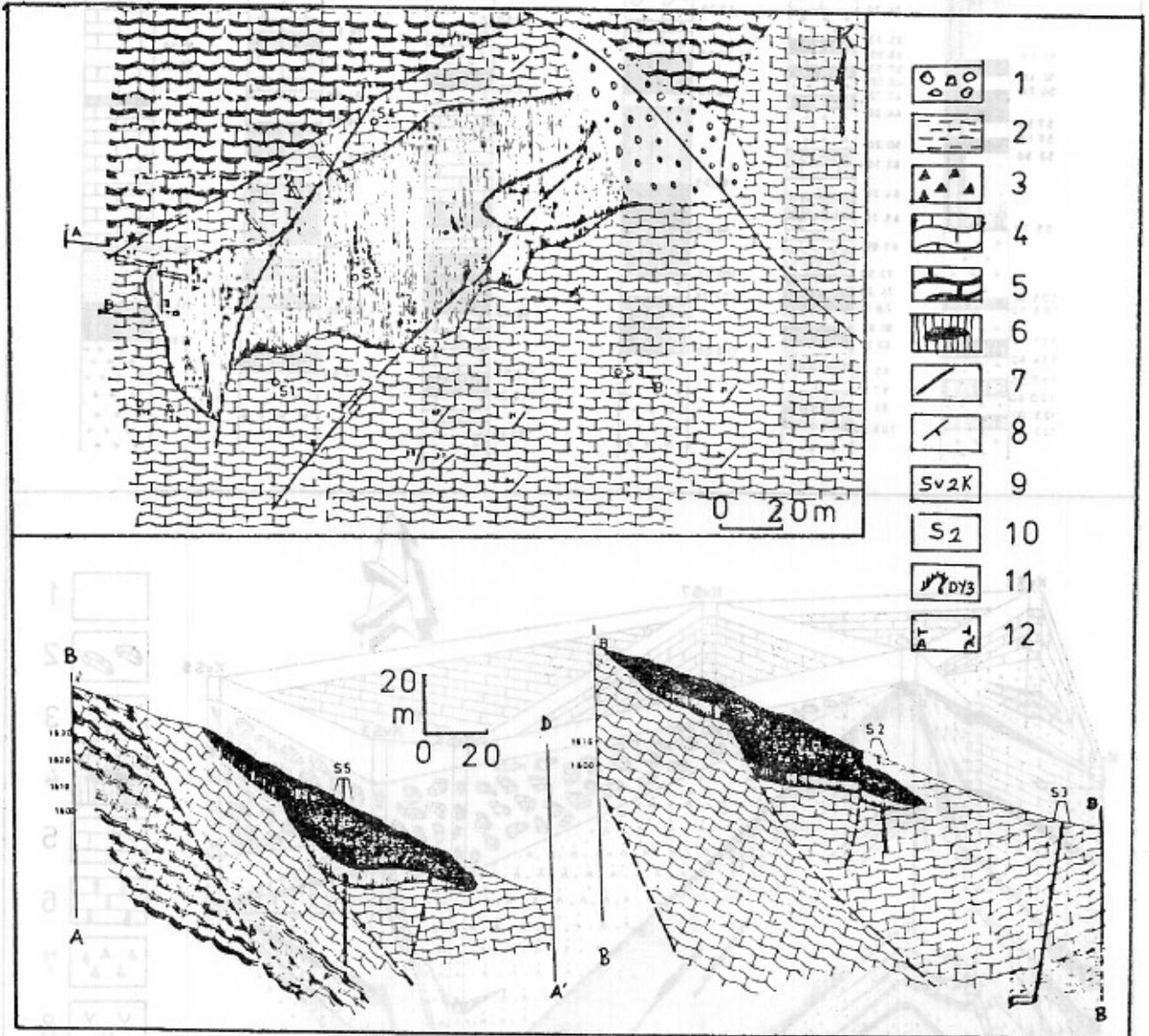
3 — Dereköy-Karataşlık yatağı dışında tüm yatakların çevresinde mağmatik kayaçların yükselmesi sırasında gelişmiş blok düşmeleri ve tanjansiyel kırıklar gözlenmektedir. Yer yer cevher kütlelerinin de bu düşmelere katıldıkları izlenmektedir.

4 — Genel olarak tüm yatakların ana cevher minerali manyetittir. Sayburnu yatağında manyetit



Şekil 8 : Nevruz Tepe-Kurbağa Pınarı Demir Yatağının sondaj logları (a) ve panel diyagramı (b) (1. Alüvyon, 2. Döküntü, 3. Tüf, 4. Skarn ve Cevher, 5. Kireçtaşı, 6. Mermer, 7. Fay bireşi, 8. Andezit, 9. Granodiyorit-diyorit, 10. Killi zon, 11. Sondaj No:).

Figure 8 : Drilling logs (a) and Pannel diagram (b) of Nevruz Tepe-Kurbağa Pınarı Iron Deposit (1. Alluvium, 2. Talus, 3. Tuff, 4. Skarn and ore, 5. Limestone, 6. Marble, 7. Fault brechia, 8. Andezite, 9. Granodiorite-diyorit, 10. Clayey zone, 11. Drilling number).



Şekil 9 : Dereköy-Karataşlık Demir Yatağının jeoloji haritası (a) ve kesitleri (b, c) (1. Döküntü, 2. Killi zon, 3. Breş, 4. Kireçtaşı, 5. Kireçtaşı-Şist ardalanması, 6. Skarn ve cevher, 7. Fay, 8. Doğrultu ve eğim, 9. Örnek yerleri, 10. Sondaj yeri, 11. Yarma, 12. Kesit yeri).

Figure 9 : Geology map (a) and cross sections (b, c) of Dereköy-Karataşlık Iron Deposit (1. Talus, 2. Clayey zone, 3. Breccia, 4. Limestone, 5. Limestone-Schist alternation, 6. Skarn and ore, 7. Fault, 8. Strike and dip, 9. Location of sample, 10. Drilling number, 11. Trench, 12. Cross section line).

yanında hematit bileşime katılmakta, Dereköy-Karataşlık yatağında ise yalnızca limonit ve ileri derecede oksitlenmiş piritler görülmektedir. Tüm yataklarda eser miktarlarda pirit, pirotin, kalkopirit, sfalerit gibi minerallerde gözlenebilmektedir. Ancak bu mineraller manyetitelere göre ard oluşumlu gözükmedirler.

5 — Skarn zonlarında genellikle albit-epidot hornfels fasiyesine özgü mineraller gözlenmekte olup, yalnızca Kovalı Köy Demir Yatağı çevresinde magmatik kütleyle yakın yerlerde hornblend hornfels fasiyesinin geliştiği ve magmatik kütlede uzaklaştıkça albit-epidot hornfels fasiyesi koşullarına geçildiği gözlenmektedir.

6 — Yataklardan ve çevre kayalarından alınan örneklerde yapılmış kimyasal analiz sonuçlarından yatakların genellikle Ca içeriklerinin yüksek; Na ve K içerikleri ile Na/K oranının düşük ($Na < K$) olduğu; Fe, SiO_2 ve Al_2O_3 içerikleri arasında pozitif veya negatif işaretli herhangi bir doğrusal ilişkinin bulunmadığı ancak belirsiz de olsa Fe ile SiO_2 arasında birlikte artan, Fe ile Al_2O_3 arasında ise ters yönlü bir dağılım bulunduğu saptanmıştır.

Yukarıdaki veriler bölgedeki demir yataklarının oluşum ve kökenleri bakımından skarn zonları ile ilişkili olanlar ve olmayanlar şeklinde iki grupta incelenebileceklerini göstermektedir.

1. Skarn zonları ile ilişkisi olmayan Dereköy-Karataşlık Demir Yatağının oluşumu :

Demir cevher minerali olarak yalnızca limonit ve ileri derecede oksitlenmiş piritler içeren bu yatak tamamen sedimanter kökenli kireçtaşı ve şistler içinde olup çevrede herhangi bir magmatik kayaç ve/veya skarn oluşumu gözlenmemektedir. Cevher tabanında bulunan şistlerin içinde piritçe ve organik maddece zengin seviyeler bulunmaktadır. Cevher kütlesi yan kayaçlar ile uyumlu gözükmeyle birlikte devamlı bir tabakalanma ve şistozite düzlemleri görülmekte, kütle tipi bir cevher yığılması gözlenmektedir. Bu yatak yan kayaçlar ile eş zamanlı oluşmuş (sinjetik) olabileceği gibi şistlerin piritçe zengin seviyelerinin bozunması ve serbestleşen pirit ile demir iyonlarının bozunma ortamında veya çok yakınında tekrar birikmesi sonucu oluşmuş olabilirler.

Ortam analizleri Orta Permiyen'de denizin sığlaştığını ve lagüner havzaların oluştuğunu ve birinci olasılığın mümkün olduğunu göstermesine karşın, cevherleşmelerin yan kayaçlar ile tam uyumlu olmaması ve şistlerin oluşumu sırasında ortamın limonit oluşumu için uygun olmaması (şistler içinde pirit ve organik maddece zengin seviyelerin bulunması ortamın indirgen olduğunu göstermekte, limonit ise oksidan ortamlarda oluşmaktadır) bu olasılığı zayıflatmaktadır.

Cevher içinde bozunmuş piritlerin bulunması, taneli yapı ve doku izlerinin gözlenmesi ikinci oluşum mekanizmasını daha uygun kılmaktadır. Yani tabandaki şistler içinde bulunan piritli seviyelerin bozunması ile serbestleşen piritler ve çözünen demir iyonları bozunma ortamında veya çok yakınında tekrar çökerek ve/veya birikerek bu demir yatağını oluşturmuşlardır.

2. Skarn zonları ile ilişkili demir yataklarının oluşumu :

Bölgenin stratigrafik dizilimi içinde skarn zonlarının ve demir yataklarının konumu Şekil 10'da gösterilmeye çalışılmıştır. Bu şekilden görüldüğü gibi demir yatakları Permo-Triyas yaşlı kireçtaşları ile Paleosen-Eosen yaşlı granodiyorit-diyorit bileşimli derinlik kayalar ve lamprofirik-aplitik ürünlerinin dokanaklarında gelişmiş skarn zonları içinde bulunmaktadır.

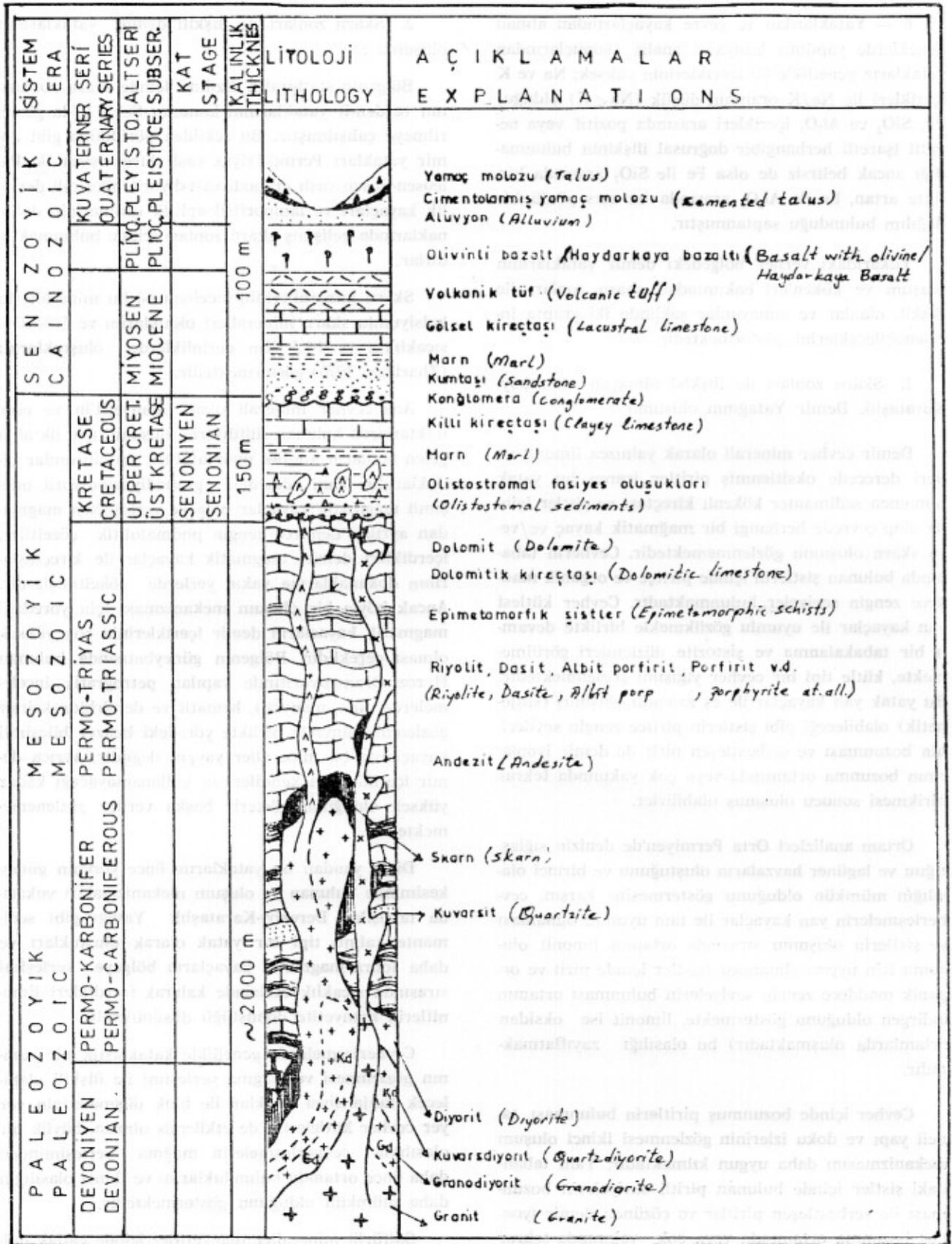
Skarn minerallerinin incelenmesi bu minerallerin kalsiyumlu skarn mineralleri olduklarını ve 500-550°C sıcaklıkta ve 1-1,5 Km derinliklerde oluştuklarını (Zharikov, 1970) göstermektedir.

Ana cevher minerali olan manyetit'in ve eser miktarlarda bulunan sülfürlerin oluşumu için ilk akla gelen bunların kontak pnömatolitik tip oluşumlar olduklarıdır. Yani bölgedeki granodiyorit-diyorit bileşimli magmatik kayalar bölgeye yerleşirken magmadan ayrılan demirce zengin pnömatolitik çözeltiler, içerdikleri demiri magmatik kayalar ile kireçtaşlarının dokanaklarına yakın yerlerde çökeltilmişlerdir. Ancak böyle bir oluşum mekanizması için yöredeki magmatik kayaların demir içeriklerinin çok yüksek olması gereklidir. Bölgenin güneybatısında bulunan Horoz Granodiyoritinde yapılan petrografik incelemelerde pirit, manyetit, hematit ve demirhidroksitler gözlenmiş olmakla birlikte yöredeki benzer bileşimli kayalarda bu mineraller yaygın değildir. Ayrıca demir içeriklerinin kendilerinin kullanamayacağı kadar yüksek olduğunu gösterir başka veriler gözlenmemektedir.

Diğer yandan bu yatakların, önce yörenin güney kesiminde bulunan ve oluşum mekanizmaları yukarıda tartışılan Dereköy-Karataşlık Yatağı gibi sedimanter-kalıntı tipi bir yatak olarak oluştukları ve daha sonra magmatik kayaların bölgeye yerleşimi sırasında sıcaklık etkisinde kalarak içerdikleri limonitlerin manyetite dönüştüğü düşünülebilir.

Cevherleşmelerde genellikle kataklastik bir yapının gözlenmesi ve magma yerleşimi ile ilişkili olabilecek tanjansiyel kırıklar ile blok düşmelerinin yer yer cevher kütlelerini de etkilemiş olması, büyük bir olasılıkla cevherleşmelerin magma yerleşiminden daha önce ortamda bulduklarını ve ikinci olasılığın daha mümkün olduğunu göstermektedir.

Sülfürlü mineraller manyetitler içinde çatlak dolguları (sokulumlar) şeklinde olduklarından manyetitlerden daha sonra oluşmuşlardır.



Şekil 10 : İnceleme alanının dikme kesiti içinde demir yataklarının konumu.

Figure 10 : Position of the Iron Deposits in the stratigraphical section of the study area.

NOT

Bu makale, Fırat Nehri üzerinde yapılacak olan bir demiryolu köprüsünün zemin sondajı sırasında, 1983 yılında kaybettiğimiz, Jeoloji Yüksek Mühendisi Erdal Şenöz'ün (1950-1983), tamamlayıp sınavına giremediği doktora tezinin bir bölümünü kapsamaktadır.

Makaleyi büyük titizlikle yayına hazırlayan Yrd. Doç. Dr. Ahmet Gökçe'ye (C. Ü.), merhumun ailesi ve arkadaşları adına sonsuz teşekkürler ederiz.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1958, Yukarı Seyhan bölgesinde Doğu Torosların jeolojik etüdü : M.T.A. Rap. (yayınlanmamış), No: 2688, 38 s.
- Abdüsselamoğlu, Ş., 1959, Yukarı Seyhan Bölgesinde Doğu Torosların Jeolojik Etüdü : M.T.A. Rap. (Yayınlanmamış), No: 2668.
- Abdüsselamoğlu, Ş., 1962, Kayseri-Adana arasındaki Doğu Toroslar Bölgesinin jeolojisi hakkında rapor : M.T.A. Rap. (yayınlanmamış), No: 3264.
- Ağar, Ü. ve Kitay, R., 1962, Kayseri ili Yahyalı İlçesi Karamada Köyü, Özkoyuncu manyetit zuhuru civarının jeolojisi ve rezervi : M.T.A. Rap. (yayınlanmamış), No: 2886.
- Aksoy, A., 1980, Toroslar'da fasiyes yönünden farklı bir Alt Karbonifer istifi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23/1, 193-199.
- Arpat, E., ve Saroğlu, F., 1975, Türkiye'de bazı genç tektonik olaylar : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18/1, 91-101.
- Ayan, M., 1963, Contribution a l'etude petrographique et geologique de la region situtuee au Nord-Est de Kaman : M.T.A. yayınları, No. 115, 332 s.
- Ayrancı, B., 1969, Zur Petrologie und Geologie des Erciyes - Vulkangebietes bei Kayseri in Zentralanatolien/Türkei: Ph. D. Thesis (unpub.), 1965, Würzburg.
- Aytuğ, G., 1964, Kayseri-Yahyalı Demir Etüdü : M.T.A. Maden etüd Dairesi Rap. (yayınlanmamış), No. 503.
- Batum, İ., 1975, Petrographische und Geochemische Untersuchungen Göllüdağ und Acıgöl (Zentralanatolien/TURKEI) : Ph. D. Thesis (Unpub.), 101 S., Freiburg.
- Batum, İ., 1978, Nevşehir Güneybatısındaki Göllüdağ ve Acıgöl yöresi volkanitlerinin jeoloji ve petrografisi : Yerbilimleri (H. Ü. yay.), 4/1, 2, 50-69.
- Blumenthal, M., M., 1941, Niğde ve Adana vilayetleri dahilinde Torosların jeolojisine umumi bakış : M.T.A. yay., No: 1, 48 s.
- Blumenthal, M., M., 1944, Kayseri - Malatya arasındaki Toros'un Permokarboniferi : M.T.A. Dergisi, 1/31, 105-133.
- Blumenthal, M., M., 1952, Toroslarda Yüksek Aladağ silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve tektoniği hakkında yeni etüdler : M.T.A. yay. No: 6, 136 s.
- Brennich, G., 1956, Kayseri vilayeti demir zuhurları : M.T.A. Rap. (yayınlanmamış), No : 2487.
- Brennich, G., 1959, Kayseri vilayetinde Karamada ile Yahyalı arasında kalan muntakanın jeolojisi : M.T.A. Rap. (yayınlanmamış), No: 2758.
- Brunn, H.J., Dumant, F.J., Graciansky Ch. P., Gutuic, M., Juteau Th., Harroux, J., Monod, O., and Poisson, A., 1971, Outline Taurides; In Gampbell, S.A., (edit), Geology and History of Turkey; Tripoli-Libya, 225-255.
- Chaput, E., 1931, Esquisse de l'evolution tectonique de la Turquie: İstanbul Darülfünun Mecm. (Ketin, 1963'ten).
- Chaput, E., 1936, Voyages d'etudes geologiques: etc. Paris (Ketin, 1963'ten).
- Çalapkulu, F., 1980, Horoz granodiyoritinin jeolojik incelenmesi : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 23/1, 59-68.
- Erkan, Y., 1975, Orta Anadolu Masifi'nin güneybatısında (Kırşehir Bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizmanın petrolojik incelenmesi : H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, Doçentlik Tezi (yayınlanmamış), 147 s.
- Frech, F., 1914, Der Vulkanismus Kleinasiens und sein Verhzelnis zu Peterm. Mitt., Gotha. (Ketin, 1963'ten).
- Göncüoğlu, M.C., 1981, Niğde Masifinde Viridin-Gnaysın kökeni : Türkiye Jeol. Kur. Bülteni, 24/1, 45-51.

- Gündeş, Y., 1978, Yahyalı-Kayseri Kovalı sahası demir aramaları jeofizik indüklenmiş polarizasyon etüdü: M.T.A. Rap. (Yayınlanmamış), No: 6275.
- Henden, İ., 1974, Karaköy-Mansurlu demir zuhurları genel prospeksiyonu: M.T.A. Maden Etüd Dairesi Rap. (yayınlanmamış), No: M-238.
- Henden, İ., 1975, Kayseri-Niğde-Adana il sınırları içinde yapılan prospeksiyon çalışmaları ve Aşılık madeni raporu : M.T.A. Maden Etüd Dairesi Rap. (yayınlanmamış), No : M-239.
- Henden, İ. ve diğ., 1978, Adana-Kayseri-Mansurlu-Karaköy (Attepe-Elmadağbeli kızılmevkii, Menteshdere, Uyuz pınarı) demir madenleri jeoloji ve rezerv raporu : M.T.A. Rap. (yayınlanmamış), No : 6394.
- Henden, İ. ve Önder, E., 1980, Attepe (Mansurlu) demir madeninin jeolojisi: T.J.K. Bülteni, 23/2, 153-164.
- Işık, A., 1981, Nohutlu Tepe Alt Karbonifer istifinin foraminifer biyostratigrafisi (Aladağ Bölgesi, Doğu Toroslar) : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24/2, 79-84.
- İmreh, L., 1965, Zamantı metal cevherleşmesi bölgesinin kurşun-çinko mineralizasyonları : M.T.A. Derg., 65, 85-108.
- Jacobson, H.S. ve diğ., 1968, Karamada demir madeninin jeolojisi Kayseri (Türkiye): M.T.A. Rap. (yayınlanmamış), No: 4542.
- Ketin, İ., 1963, 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası ve izahnamesi, (Kayseri Paftası) : M.T.A. yay., 82 s.
- Ketin, İ., 1966, Anadolunun tektonik birlikleri : M.T.A. Dergisi, 66, 20-34.
- Lahn, E., 1945, Anadolu'da Neojen ve Dördüncü zaman volkanizması : Türkiye Coğrafya Dergisi, III., 7-8.
- Metağ ve Stolberg, 1971, Zamantı kurşun-çinko projesi nihai raporu, maden sahalarının jeolojisi ve paleontoloji ekleri: D.P.T. Müsteşarlığı, Rap., (yayınlanmamış), C. IV, 191 s.
- Metz, K., 1956, Beitrage zur Geologie des kilikischen Taurus im Gebiete des Aladağ: Wien, Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Abt., c. I, 148 s.
- Oygür, V., Yurt, M.Z., Yurt, F. ve Sarı, İ., 1978, Kayseri, Yahyalı-Karamada ve Kovalı yöresi demir madenleri jeoloji raporu: M.T.A. Rap. (yayınlanmamış), No : 1626, 159 s.
- Önay, T.S., 1952, Kayseri ili Develi ilçesi, Yahyalı bucağında Mustafa Koyuncu'ya ait manyetit madeni hakkında maden jeoloji raporu : M.T.A. Rap. (yayınlanmamış), No. 1984.
- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri: Türk. Jeol. Kur., Bült., 19/1, 65/78.
- Özgül, N., Metin, S., Erdoğan, B., Göger, E., Bingöl, İ. ve Baydar, O., 1973, Tufanbeyli dolayının (Doğu Toroslar-Adana) Kambriyen-Tersiyer kayaları: Türk. Jeol. Kur. Bült., 16/1, 82-100.
- Pasaquare, G., 1968, Geology of Cenozoic Volcanic area: Linnei-Memorie Sc. fisiche, S. VIII. Vd IX., Sez. 11, 3.
- Ricou, L.E., 1971, Le croissant ophiolitique periarabe, une ceinture de nappes mises en place au Cretace superieur : Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 13 (4), 327-349.
- Ricou, L.E., Argyriadis, L., and Marcoux, İ., 1975, L'axe calcaire du Taurus; un alignement de fenetres arzboafiricaines sous les nappes radiolaritiques, ophilitiques et metamorphiques: Bull. Soc. Geol. Fr., (7), 17, 1024-1044.
- Schaffer, F., 1901, Zur Geoteknik des südöstlichen Anatoliens Peterm. Mitt. 47., (Ketin, 1963'ten).
- Şenöz, E., 1976, Mansurlu (Adana-Kayseri) Demir Yatakları Ekonomik jeolojisi: A.Ü. Yüksek Lisans tezi (yayınlanmamış), 37 s. Ankara.
- Seymen, İ., 1981, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir ma. ifinin stratigrafisi ve metamorfizması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24/2, 7-14.
- Tchihatcheff, P., 1867, Asie Mineure: Geologie, Vol. I, Paris.
- Tchihatcheff, P., 1869, Asie mineure: Geologie, 1, 3, 552 p. Paris.
- Tekeli, O., Toroslarda Aladağlar'ın yapısal evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 23/1, 11-14.

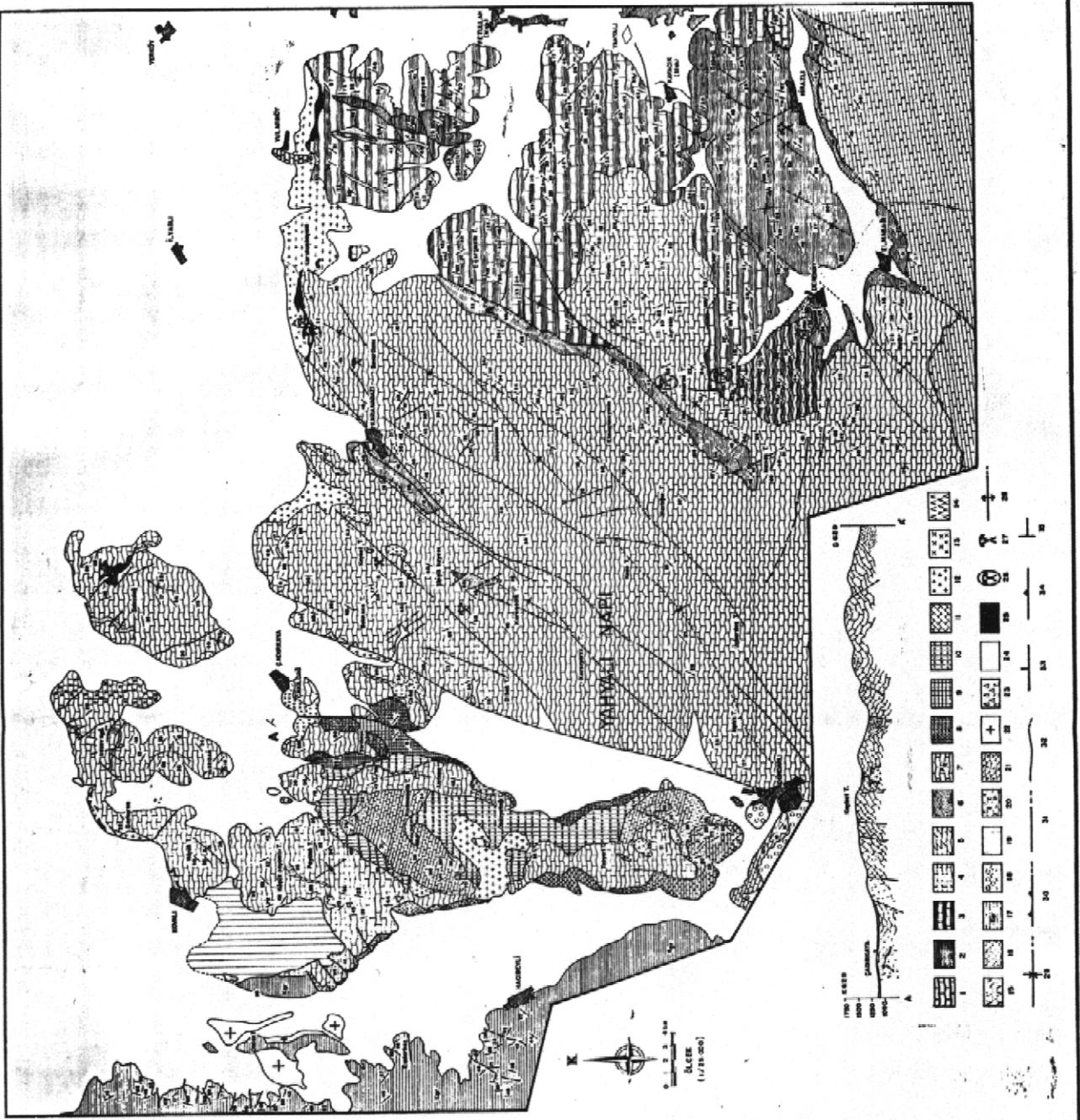
- Tekeli, O., Aksay, A., Evren-Ertan, İ., Işık, A. ve Ürgün, B.M., 1981, *Toros ofiyolit projeleri, Aladağ Projesi: M.T.A. Rap. (yayınlanmamış)*, No. 6976, 132 s.
- Ünsalaner, C., 1945, *Alaylıdağ ve Beydağ sıradağları arasındaki bölgenin Üst Devon Faunası: M.T.A. Dergisi*, 34, 401-406.
- Vache, R., 1963, *Antitoroslar'daki Bağırdağ kurşun-çinko yatakları (Kayseri ili): M.T.A. Dergisi*, 62, 87-98.
- Vohryzka, K., 1966, *Yahyalı (Kayseri) ve Zamantı nehri arasındaki bölgenin jeolojisi ve metalojenezi: M.T.A. Dergisi*, 67, 97-104.
- Winkler, H.G.F., 1974, *Petrogenesis of metamorphic Rocks: Springer Verlag, New York*. 320 s.
- Wippern, J., 1962, *Toros boksitleri ve bunların tektonik durumu: M.T.A. Dergisi*, 58.
- Zharikov, V.A., 1970, *Skarn part I, II, and III: Internat. Geology Rev.*, 12, 541-559, 619-647, 760-775.

EK 1 :

İnceleme alanının jeolojisi haritası: 1. Koyu gri renkli kristalin kireçtaşı, 2. Kıvarsersiz-klorit şist, 3. Kireçtaşı-şist arıcılanması, 4. Kristalize kireçtaşı, 5. Dolomitik kireçtaşı, 6. Şist, 7. Dolomit, 8. Volkanik elementli konglomera, 9. Kumtaşı, 10. Volkanotortul, 11. Kilili kireçtaşı, 12. Granit (± adbit porfiriti), 13. Granodiyorit, 14. Rhyolit-Rhyodacite, 15. Dazit-andezit, 16. Konglomerağrovak, 17. Volkanik elementli kumtaşı, 18. Kireçtaşı elementli konglomera, 19. Tufl arakatlı göl-sel kireçtaşı, 20. Haydarıkaya bazaltı, 21. Bireşik kireçtaşı, 22. Teras, 23. Yamaç molozu, 24. Alüvyon, 25. Cevher, 26. Ekonomik cevherleşme, 27. Ekonomik olmayan cevherleşme, 28. Anritiknal eksen, 29. Senkinal eksen, 30. Blindirme, 31. Fay, 32. Dokanak, 33. Tabaka doğrultu ve eğimi, 34. Şistozite doğrultu ve eğimi, 35. Kesit yeri.

APPENDIX 1 :

Geology map of the investigated area; 1. Dark gray colored, recrystallized limestone, 2. Quartz-serizite-clorite schist, 3. Limestone, 4. Schist, 5. Dolomite, 6. Conglomerate composed of volcanic elements, 7. Sandstone, 8. Volcanosedimentite, 9. Clayey limestone, 10. Granite (± albite porphyrite), 11. Granodiorite, 12. Rhyolite-Rhyodacite, 13. Dacite-andesite, 14. Conglomerate-agsrovak, 15. Sandstone composed of volcanic elements, 16. Limestone conglomerate, 17. Limestone interbedded with tuff, 18. Haydarıkaya basalt, 19. Breccia Limestone, 20. Terrace, 21. Talus, 22. Alluvium, 23. Ore, 24. Economic mineralisation, 25. Uneconomic mineralisation, 26. Anticline axis, 27. Syncline axis, 28. Thrust fault, 29. Fault, 30. Contact, 31. Strike and dip of bedding, 32. Strike and dip of schistosity, 33. Cross section line.



Reşadiye (Tokat) Kuzeyindeki Eosen Yaşlı Hasanşeyh Platobazaltının Mineralojik – Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi

MINERALOGICAL - PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF EOCENE HASANŞEYH FLOODBASALT IN THE NORTH OF REŞADİYE (TOKAT, TURKEY).

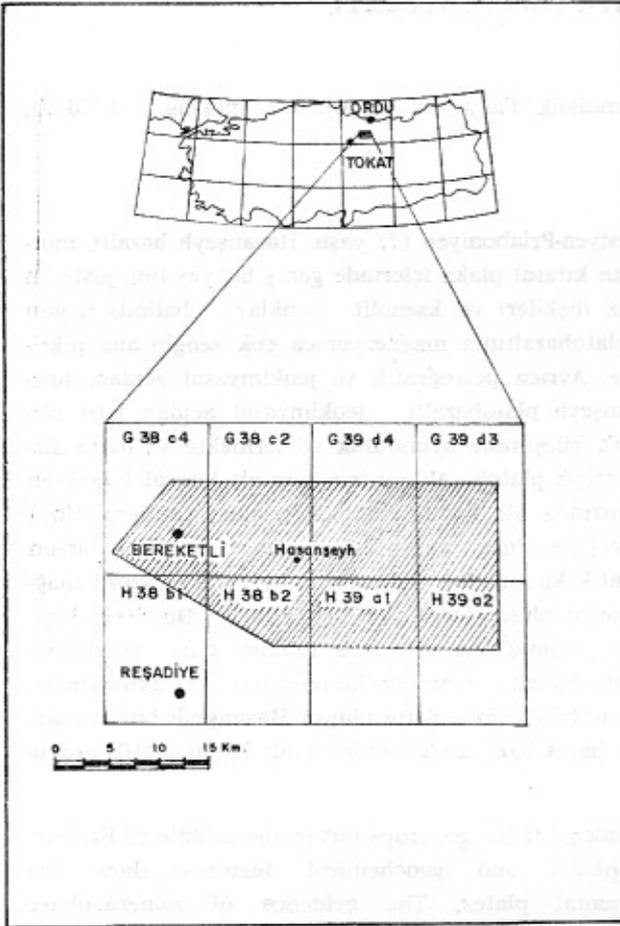
M. NURİ TERZİOĞLU, Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS.

ÖZ : Doğu Pontidlerin orta kesiminde yeralan Üst Lütisiyen-Priaboniyen (?) yaşlı, Hasanşeyh bazaltı, morfolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal açıdan kıtasal plaka içlerinde geniş bir yayılım gösteren platobazaltlara bir benzerlik göstermektedir. Mineral-faz ilişkileri ve ksenolit (anklav) halinde uygun manto materyalinin yokluğu gibi kanıtlar Hasanşeyh platobazaltının magnezyumca çok zengin ana pikritik mağmadan türemiş olabileceğini düşündürmektedir. Ayrıca petrografik ve jeokimyasal açıdan, toleyitik karakterli bazalt olarak niteleyebileceğimiz Hasanşeyh platobazaltı, jeokimyasal açıdan bazı elementlerce hem kalkalkalen kayaç hemde kıtasal kabuk bileşimine uyumluluk göstermekte ve hatta sialik kökenli gibi davranmaktadır. Bu özellikler, Hasanşeyh platobazalt mağmasının alt kıtasal kabuktan kaynaklanabileceğini ve alt kıtasal kabuk-üst manto sınırında alt kabuk tabakalanması (underplating) mekanizması olarak bilinen ve mantonun kısmi ergimesi ile oluşan ana pikritik magmanın alt kabuğun tabanına bir dizi siller şeklinde girerek altta ultramafik kümülatlar, üstte ise gabroyik karakterli mağma olmak üzere iki ana kısım halinde ayrılaşması sonucu oluşabileceğini belirtmektedir. Bu derin kıtasal sil kompleksi içinde üstte gelişen magmatik ürünler yoğunlukları yeterince azaldığı için yeryüzüne yükselerek yüzey lavlarını oluşturmakta ve geride kalıntı halinde gabroyik kümülatları bırakmaktadır. Alt kabuk tabakalanması sonucu derin kıtasal sil kompleksi içinde üstte oluşan Hasanşeyh bazalt mağması alt kabuk tarafından kısmen de olsa kirletilmişve hatta bazı iz elementlerce alt kabuk-mafik granülit fasiyesi bileşimine uygun hale gelmiştir.

ABSTRACT : Hasanşeyh basalt, Upper Lutetien-Priabonien (?) in age, crops out in the middle of Eastern Pontides. The morphological, mineralogical, petrographical and geochemical features show the similarities to floodbasalts observed within the continental plates. The evidence of mineral-phase relationships and the absence of mantle material in the form of xenoliths suggest that Hasanşeyh floodbasalt might has been originated from a more magnesian parental picritic magma. Hasanşeyh floodbasalt may be described as tholeiitic basalt on petrographical and geochemical grounds. Geochemically, with respect to some elements, it is in accordance with the composition of both calcalcaline rocks and continental crust, and moreover it behaves as if it has a sialic origin. All of these aspects lead to a conclusion that the magma of Hasanşeyh floodbasalt might has been derived from the lower continental crust by a mechanism known as underplating, which takes place at the lower continental crust-upper mantle boundary. In this process, parental picritic magma, generating from the partial melting of the mantle, intruded the base of the crust as a series of sills which differentiated into upper gabbroic magma and lower ultramafic portions. Density decrease of the magmatic products, developed on the upper side within this deep crustal sill complex, caused them to rise up to the earth surface, generating surface lavas and leaving behind gabbroic cumulates. As a result of underplating, Hasanşeyh floodbasalt, formed on the upper side within deep crustal sill complex, was at least partly contaminated by the lower crust, and even it has gained a composition appropriate for the lower crust-mafic granülit facies with respect to some of the trace elements.

GİRİŞ

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Hasanşeyh platobazaltı, Doğu Pontidlerin orta kesiminde Reşadiye (Tokat) kuzeyinde G 38-c₃, G 38-c₄, G 39-d₃, G 39-d₄, H 38-b₁, H 38-b₂, H 39-a₁, H 39-a₂ paftaları içerisinde yer almaktadır (Şekil 1).



Şekil 1 : İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1 : Location map of the investigated area.

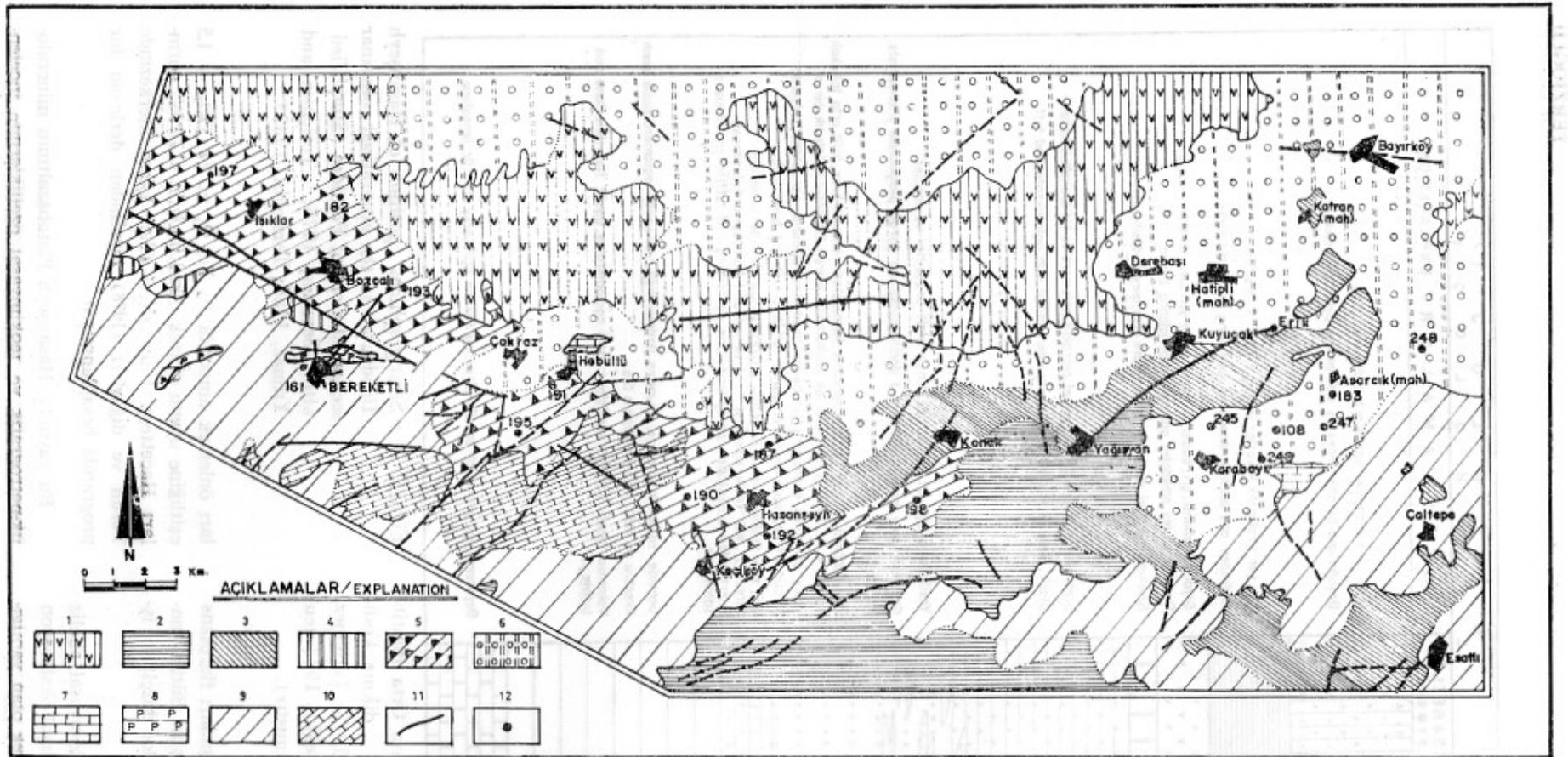
Çalışma alanı ve yakın çevresi için ilk jeolojik çalışmalar Tchihatcheff (1869) ve Blumenthal (1945) tarafından başlatılmıştır. Daha sonraları bölgede Erentöz (1950), Atak (1960), Göksu (1960), Schultze-Westrum (1960, 1962), Wedding (1963), Ağralı (1967), Krongberg (1969), Gedikoğlu (1970), Erler (1975), Kalyoncuoğlu ve diğ., (1975), Seymen (1975), Baş (1979), Terlemez ve Yılmaz (1980) çeşitli ölçekte jeolojik harita alımı, cevher yatakları prospeksiyonu, stratigrafi ve petrokimya çalışmaları yapmışlardır.

Bölgenin, özellikle Tersiyer yaşlı volkanitler ile kaplı kısmı yazar tarafından (Terzioğlu, 1983) incelenmiştir (Şekil 2).

Hasanşeyh platobazaltı, Lütesiyen yaşlı Yeşilce Formasyonunun (Terlemez ve Yılmaz, 1980) bir üyesi olup tabanında yer alan Üst Jura - Alt Kretase yaşlı Zinav Kireçtaşı (Seymen, 1975, Terlemez ve Yılmaz, 1980) ile Üst Kretase yaşlı Mesudiye ve Reşadiye Formasyonları (Terlemez ve Yılmaz, 1980) üzerinde uyumsuzdur (Şekil 3). Paleosen Yaşlı Gököy Formasyonu ile doğrudan bir ilişkisi yoktur. Buna karşın, Yeşilce Formasyonunun Orta - Üst Lütesiyen yaşlı Hatipli volkanodetritik üyesi (Terlemez ve Yılmaz, 1980) ile uyumluluk gösterir. Üstte ise Miyosenden Kuvarternere kadar devam eden karasal karakterdeki volkanik etkinliklerle temsil edilen Orta Miyosen yaşlı Hasandede andeziti, Üst Miyosen yaşlı Kuyucak bazaltı, Pliyosen yaşlı Erdembaba ve Canik volkanitleri şeklinde üyelere ayrılarak incelenen Erdembaba Formasyonu (Terzioğlu, 1983) tarafından uyumsuz olarak örtülür. Yaklaşık 600 m kalınlık gösteren Hasanşeyh platobazaltı Reşadiye'nin kuzeydoğusundaki Hasanşeyh köyü ile Bereketli batısında ve kuzeyinde, Bozçalı ve Işıklar köyleri civarında yayılım göstermektedir. Ayrıca Karabayır köyü civarında Hatipli volkanodetritik üyesi için de arakatlı olarak gözlenmektedir. Bu birim Seymen (1975)'in Hasanşeyh Formasyonu ve Pelin (1977)'nin Alucra bölgesindeki Koltuk Tepe bazaltı ile denetirilebilir. Birimin yaşı aynı tipten lavların Orta ve Üst Lütesiyen yaşlı Hatipli volkanodetritik üyesinin özellikle üst düzeyleri içinde arakatlılar halinde gözlenmesi ve ayrıca bu birimin üzerinde yer almasından ötürü Üst Lütesiyen-Priaboniyen (?) olarak saptanmıştır.

Saha çalışmaları sırasında bu birimden petrografik ve jeokimyasal incelemeler için bozunmamış taze örnekler alınmıştır.

Petrografik incelemeler sonucu, jeokimyasal incelemeler için seçilen örnekler öğütülüp, homojenleştirildikten sonra 105 °C de kurutularak analize hazırlanmıştır. Jeokimyasal çalışmalar için alınan örnek yerleri Şekil 2'de görülmektedir. Örneklerin kimyasal analizleri, Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Merkez Kimya Laboratuvarında yapılmış olup, SiO₂, TiO₂ ve P₂O₅ analizlerinde kolorimetrik spektrofotometre, Al₂O₃, MgO, CaO, Fe₂O₃, T, Na₂O, K₂O ve MnO analizlerinde atomik absorpsiyon spektrofotometre yöntemi kullanılmıştır. FeO analizleri volumetri yöntemi ile yapılmıştır. Rb, Sr, Zr, Y ve Nb



Şekil 2 : İnceleme alanının jeoloji haritası (Seymen, 1975; Terlemez ve Yılmaz 1980; Terzioğlu, 1983'ten basitleştirilerek hazırlanmıştır).

1 — Canik volkanitleri; 2— Erdem baba volkanitleri; 3 — Kuyucak bazaltı; 4 — Hasandede andeziti; 5 — Hasanşeyh platobazaltı; 6 — Hatipli volkanodetritikleri; 7 — Selecik kireçtaşı; 8 — Gölköy formasyonu; 9 — Mesudiye - Reşadiye formasyonu; 10 — Zinav kireçtaşı; 11 — Fay; 12 — Kimyasal analiz için örnek alınan yerler.

Figure 2 : Geological map of the investigated area (Simplified after Seymen, 1975; Terlemez and Yılmaz, 1980; Terzioğlu, 1983).

1 — Canik volcanics; 2 — Erdembaba volcanics; 3 — Kuyucak basalt; 4 — Hasandede andesite; 5 — Hasanşeyh flood basalt; 6 — Hatipli volcanodetritics; 7 — Selecik limestone; 8 — Gölköy formation; 9 — Mesudiye - Reşadiye formation; 10 — Zinav limestone; 11 — Fault; 12 — Sample locations for chemical analyses.

- mesi sonucu elde edilen bulgulardan giderek,
- Pontidlerin jeolojik yapısı ile volkanizmanın bağdaşlılığının aranması,
 - Yeryüzünün çeşitli yerlerinde bulunan benzer volkanitlerin jeokimyasal özellikleri ile karşılaştırarak, Hasanşeyh platobazaltının ait olduğu volkanik seri tipi ve bölgenin jeolojisi içindeki konumunun tanımlanması,
 - ve sonuçta, ortaya çıkabilecek oluşum ve yerleşim biçimine yaklaşım veya katkının belirlenmesi amaçlanmıştır.

HASANŞEYH PLATOBAZALTININ PETROGRAFİSİ

Birimin egemen kaya türü bazalt olup, yerel olarak aglomera ve tüf ara tabakaları içermektedir. Bazaltlar kalın tabakalı, iri kristalli ve siyahımsı yeşil renklidirler. Sahada bol miktarda dayklar halinde de gözlenebilmektedir. Genel olarak porfirik dokuda olan bazaltlar içinde ojit, olivin ve plajiyoklaz kristalleri göz ile de ayırt edilebilmektedir. Arazi çalışmalarında makroskopik olarak şu tipler ayırtlanmıştır :

- Küçük fenokristalli bazaltlar : Arazide en çok rastlanılan ve diğer bazalt tiplerine göre egemen durumda olan bazaltlardır. Küçük fenokristal halinde piroksen ve plajiyoklaz kristalleri gözle ayırt edilebilmektedir.
- İri ojit fenokristalli bazaltlar: Ojitler öz şekilli prizmalar halinde gözlenirler. Bir santimetre ve daha fazla büyüklüğe sahiptirler.
- Ojit ve Olivin fenokristalli bazaltlar: Ojit ve Olivinler gözle görülebilirler. Ojitler bir santimetre ve daha fazla büyüklüğe sahiptirler .Olivinler ise küçük fenokristaller halindedirler.

Piroklastik kayaçlar olarak, sahada gri, beyaz ve kırmızı renkli tüf ve aglomeralara az yayımlı olarak rastlanılmaktadır. Tüfler litik tüf karakterinde olup, gri, kırmızımsı beyaz renktedirler. Genellikle aglomeralarla birlikte görülürler ve birim içinde az yer işgal ederler. Aglomeralar ise, tüflü bir hamur ve birkaç santimetre çapında köşeli volkanik parçalardan oluşmuş, koyu gri ve kırmızı renklerde gevşek yapıli piroklastiklerdir.

Birimden alınan kayaç örneklerinin mikroskopik incelenmeleri sonucu, bunların intergranüler porfirik yapıda ve intersertal yapıda oldukları saptanmıştır. Kayaçlarda kristaller, iri fenokristaller, küçük fenokristaller ve mikrolitler halinde olmak üzere iki yada

üç fazlı mineral oluşumu halinde gözlenirler. Plajiyoklaz, piroksen ve olivin fenokristalleri hamur içinde dağılmış yada glomerofirik yapı gösterecek şekilde düzenlenmişlerdir. Hamur maddesi, küçük olivin fenokristalleri, plajiyoklaz, piroksen ve opak mineral mikrolitleri ile az bir miktarda volkanik camdan oluşmuştur. Bu minerallerin önemli özellikleri aşağıda belirtildiği gibidir.

Plajiyoklaz: Fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler halinde olup iki yada üç fazlı mineral oluşumu halinde görülürler. Plajiyoklaz kristalleri 0,1-3,0 mm büyüklüğünde olup, kayaç içindeki fenokristallerin büyük bir kısmını oluştururlar. Plajiyoklazlar öz şekilli, yarı özşekilli olup genellikle albit, albit-karlsbad ve seyrek olarakta periklin ikizlenmeleri gösterir. Bazı plajiyoklaz fenokristallerinde zonlu yapı gözlenmektedir. Zonlanma bazen kesikli olup önemsizdir. Albit-Karlsbad karmaşık ikizlerinde ölçülen sönme açılarına göre, fenokristallerin bileşimi bitovnit (An: 75-78) - labrador (An: 57-67) arasında değişir. Zonlu yapı gösterenlerde çekirdek kenarlara oranla anortitçe daha zengindir. Küçük fenokristaller ise, albit kanununa göre olan ikizlerde ölçülen sönme açılarına göre labrador (An: 52-65) bileşimindedir. Ölçüm yapılabilen mikrolitlerin bileşimi ise labrador (An:55) ile andezin (An: 46) arasındadır. Özellikle mikrolitlerde ve bazı küçük fenokristallerde dalgalı sönme gözlenmektedir. İri ve küçük fenokristaller ince kesitlerde ayrı ayrı gözlenebildiği gibi glomerofirik yığılımlar halinde de gözlenirler. Yığılımlar içinde kristaller kendi aralarında düzenli yarı özşekilli değerler yaparak yarı paralelmsi bir yönelim gösterecek şekilde guruplanmışlardır. İnce kesitlerde bazı fenokristallerin, sınırları boyunca mağmatik korozyona uğradıkları ve hatta parçalandıkları gözlenmektedir. Plajiyoklazlar ayrıca tektonik olaylar sonucunda oluştuğu sanılan deformasyonlar göstermekte olup bu durum kristalleri boydan boya kesen fakat hamur maddesine uzanmayan çatlaklardan ve aynı zamanda büyük kristallerin dalgalı sönme göstermesinden anlaşılmaktadır. Bütün plajiyoklaz yığılımları aynı bileşime sahiptir. Fakat bunların korozyon ve parçalanmaları yığılımdan yığılıma değişimler göstermektedir. Hamur içinde aynı zamanda büyük plajiyoklazların parçalanmasıyla oluşan küçük plajiyoklaz parçaları gözlenmektedir. Plajiyoklaz fenokristalleri, içlerinde inklüzyon olarak olivin, piroksen, opak mineral ve volkanik cam içerirler.

Piroksen: 0,2 - 10 mm büyüklüğünde fenokristaller ve mikrolitler halindedirler. Olivince zengin lavlarda genellikle küçük fenokristal ve mikrolitler ha-

linde iki aşamalı fazlar şeklinde, olivince fakir lavlarda ise fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler halinde üç aşamalı fazlar şeklinde gözlenirler. Piroksenler genellikle öz şekilli, yarı özşekilli olup, renksiz nadir olarak hafif yeşilimsi ve/veya pembemsi bir pleokroyizma gösterirler. Piroksenler çoğunlukla ojit ($Ng \wedge c : 43^\circ - 45^\circ$), titanhojit ($Ng \wedge c : 36^\circ - 38^\circ$ bileşimli olup az miktarda da pijonit ($Ng \wedge c : 22^\circ - 32^\circ$)'e rastlanılmaktadır.

Pijonitler, mağmanın olivinlerle yaptığı reaksiyon sonucu oluşmuş olup genellikle olivinlere bağlanmış ve/veya değişime uğramış olivinleri saran küçük kristaller halindedirler.

Olivince fakir lavlarda plajiyoklazdan sonra kakyacın en önemli bileşeni, basit ikizlenmeler gösteren iri veya küçük kristaller halindeki ojitlerdir.

Ojit fenokristalleri, merkezi kısımlarında mağmatik korrozyona uğrayarak delik deşik edilmiş durumdadırlar ve içlerinde manyetit, olivin, plajiyoklaz mikrolitleri ve volkanik cam inklüzyonları gözlenir. Ojitler genellikle zonlu bir yapıya sahiptirler. Zonlu yapıya sahip olan ojitler, iç kısımlarında inklüzyon halinde plajiyoklaz mikroliti, serpantinleşmiş olivin ve manyetit içerirken kenar zonları hiçbir mağmatik korrozyona maruz kalmamıştır. Kenar zonları yüksek bir rölyefe (optif engebe) sahip olup hiçbir inklüzyon içermezler.

Küçük fenokristaller halindeki ojit kristalleri ya kendi aralarında ya da genellikle plajiyoklaz fenokristalleri ile glomerofirik yığışmalar oluştururlar. Bu yığışım içindeki kristallerin birbirleriyle olan öz şekilli kontakları kümülat orijini düşündürmektedir. Bundan başka hamur ile kontakta olan bazı ojit kristalleri parçalanma gösterirler.

Olivin: 0.1 - 3.5 mm büyüklüğünde fenokristal ve küçük fenokristaller halinde olup, genellikle psödomorf kristaller şeklinde görülür. Hiçbir zaman plajiyoklaz ve piroksen kristallerinin yapmış oldukları glomerofirik yığışmalara katılmazlar. Olivinler bütün örneklerde kısmen serpantinleşmişlerdir. Küçük olivin fenokristallerinden bazıları mağma tarafından resorbe edilmiş ve pijonit dönüşmüştür. Olivinler içinde manyetit inklüzyonları da gözlenmektedir.

Biyotit: Çok az miktarda bulunmakta olup, küçük levhamsı kristaller halinde piroksen ve olivinlere bağlanmışlardır. Ayrıca piroksenler içinde de inklüzyonlar şeklinde gözlenmektedir.

Opak Mineraller: Genellikle manyetit halinde bütün ince kesitlerde saptanmıştır. Öz şekilli ve yarı

özşekilli kristaller şeklinde, bağımsız olarak ve/veya piroksen ve plajiyoklaz fenokristalleri içinde inklüzyon halinde gözlenmektedir.

Apatit: Az bir miktarda olup, bazı ince kesitlerde gözlenebilmektedir.

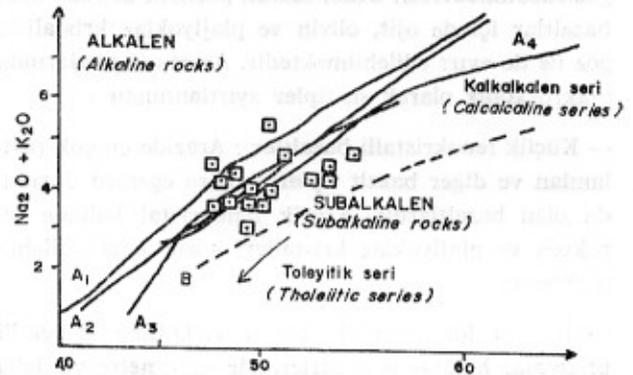
HASANŞEYH PLATOBAZALTININ JEOKİMYASI

Hasanşeyh bazaltının çeşitli yerlerinden alınan 16 örneğin majör ve iz element içerikleri ayrı ayrı incelenerek diyagramlar ve yorumlamalar majör ve iz element dağılımları şeklinde sunulmuştur. Örnek yerleri Şekil 2'de görülmektedir.

Majör Element Dağılımı

Hasanşeyh bazaltına ait örneklerin majör element kimyasal analiz sonuçları ve C.I.P.W. normları Tablo I'de verilmiştir.

Örnekler, % 48.01 - 54.89 arasında değişen ölçüde SiO_2 içerirler, Al_2O_3 miktarı % 12.76 - 18.54 arasında



Şekil 4 : Alkali ($Na_2O + K_2O$)— SiO_2 diyagramı.

A₁ çizgisi : Irvine ve Baragar'a (1971) göre sınır.

A₂ çizgisi : MacDonald ve Katsura'ya (1964) göre sınır.

A₃ çizgisi : Hyndman'a (1972) göre sınır.

A₄ çizgisi : Kuno'ya (1968) göre sınır.

B çizgisi : Kuno'ya (1968) göre sınır.

Figure 4 : Alkali-Silica Diagram.

A₁ line : Dividing line after Irvine and Baragar (1971).

A₂ line : Dividing line after MacDonald and Katsura (1964).

A₃ line : Dividing line after Hyndman (1972).

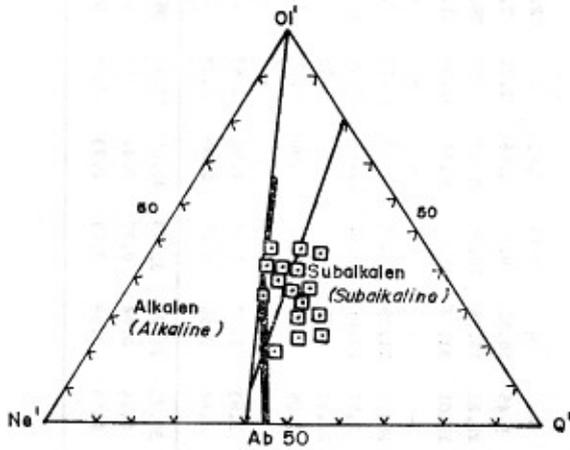
A₄ line : Dividing line after Kuno (1968).

B line : Dividing line after Kuno (1968).

Tablo I: Hasangeyh platobazaltının majör element kimyasal analiz sonuçları ve hesaplanmış bazı norm değerleri.

Table I: Chemical analysis of the major elements of Hasangeyh floodbasalt and some calculated norm values.

KAYAÇ GRUBU (Rock Group) :	HASANŞEYH PLATO BAZALTLARI (HASANŞEYH FLOOD BASALTS)															
ÖRNEK NO (SAMPLE NO)	108	161	182	183	187	190	191	192	193	195	197	198	245	246	247	248
MAJÖR ELEMENTLER (MAJOR ELEMENTS)																
SiO ₂	49.73	48.17	54.89	48.01	51.36	48.55	50.61	53.64	50.36	50.03	49.77	48.73	52.70	53.59	49.61	48.02
Al ₂ O ₃	13.59	13.85	14.01	16.75	13.47	15.80	16.72	15.94	15.94	15.91	12.76	16.31	17.96	18.54	16.50	18.20
Fe ₂ O ₃	2.65	2.47	2.42	2.80	2.43	2.49	2.45	1.45	2.47	2.41	2.46	2.42	2.43	1.32	1.90	2.44
FeO	9.08	8.81	7.20	8.20	8.00	7.17	6.76	4.97	7.91	7.22	8.65	7.96	6.51	8.70	8.34	8.46
K ₂ O	0.16	0.21	0.16	0.19	0.16	0.15	0.13	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.18	0.24	0.21	0.19
MgO	6.87	7.25	6.48	5.52	7.29	7.30	4.44	6.59	7.27	8.13	8.14	7.09	4.05	3.63	7.34	4.10
CaO	11.96	10.57	7.39	11.26	9.54	10.05	7.86	10.05	10.02	9.64	11.24	9.32	9.65	7.05	10.26	8.41
Na ₂ O	2.18	2.17	2.96	2.33	2.96	2.70	3.12	2.59	2.48	2.18	2.50	1.88	2.43	3.44	2.33	3.18
K ₂ O	0.77	2.00	1.39	0.76	1.87	1.89	2.35	1.73	1.41	1.24	1.59	1.76	0.65	1.46	1.29	1.28
TiO ₂	1.15	0.97	0.92	1.30	0.93	0.99	0.95	0.95	0.97	0.91	0.96	0.92	0.93	1.04	0.88	0.94
P ₂ O ₅	0.15	0.29	0.31	0.20	0.32	1.27	0.47	0.28	0.23	0.28	0.27	0.24	0.28	0.34	0.12	0.14
H ₂ O	1.25	2.85	1.26	1.82	0.83	1.88	2.53	1.07	0.41	2.53	0.90	2.06	1.12	1.48	1.35	3.72
TOPLAM (TOTAL)	99.54	99.59	99.36	99.14	99.16	100.24	98.39	98.42	99.64	100.65	99.41	98.85	98.99	100.83	100.13	99.08
C.I.P.W. NOEMLERİ (C.I.P.W. NORMS)																
q	0.44	-	4.57	-	-	-	0.93	2.97	-	0.14	-	-	5.11	2.63	-	2.87
or	4.57	11.87	11.18	4.53	11.14	11.25	18.74	10.28	8.38	7.32	9.45	10.52	9.75	8.56	1.71	7.21
ab	18.52	18.44	25.07	19.89	25.26	23.02	20.21	22.04	21.10	18.42	21.23	16.09	20.56	28.87	19.69	26.91
an	25.13	22.24	19.38	33.29	18.10	25.61	26.28	26.92	28.36	29.92	19.01	31.23	33.23	30.58	36.39	31.78
na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
di	27.44	23.34	12.46	17.36	22.43	13.21	8.40	17.22	17.46	8.97	28.76	11.39	10.56	1.60	11.18	7.74
hy	16.16	2.92	20.10	13.97	8.74	6.41	16.32	14.91	12.90	26.85	2.51	20.06	13.61	21.67	23.75	15.27
ol	-	12.25	-	1.59	7.41	11.13	-	-	5.87	-	12.03	2.75	-	-	1.25	-
mt	3.86	3.60	3.51	4.10	3.55	3.64	3.61	2.12	3.60	3.49	3.59	3.55	3.52	1.90	2.75	1.40
hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
il	2.19	1.85	1.75	2.49	1.78	1.90	1.83	1.82	1.85	1.73	1.83	1.77	1.77	1.96	1.67	1.79
ap	0.36	0.69	0.73	0.48	0.76	3.03	1.13	0.67	0.07	0.66	0.64	0.58	0.66	0.80	0.28	-
D.I.	23.13	30.30	40.83	24.42	36.40	34.28	39.88	35.29	29.48	25.88	30.73	26.21	35.43	40.05	21.40	36.99
K ₂ O/Na ₂ O	0.35	0.92	0.42	0.33	0.63	0.70	0.75	0.67	0.57	0.57	0.64	0.94	0.27	0.42	0.55	0.40
Fe/(Fe+Mg)	0.63	0.61	0.60	0.67	0.59	0.57	0.67	0.49	0.59	0.55	0.58	0.59	0.69	0.73	0.58	0.73



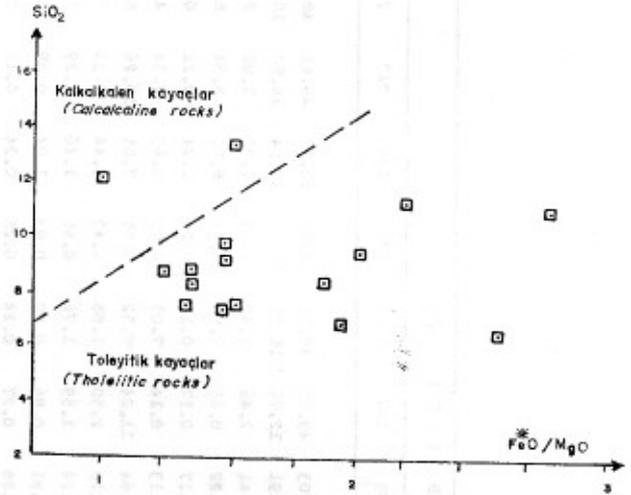
Şekil 5 : Ol'—Ne'—Q' üçgen diyagramı.
Kalın çizgi : Irvine ve Baragar'a (1971) göre alkalen kayalarla subalkalen kayaların sınırı.

Figure 5 : Ol'—Ne'—Q' Triangle diagram.
Heavy solid line : Dividing line for alkaline and subalkaline rocks (Irvine and Baragar, 1971).

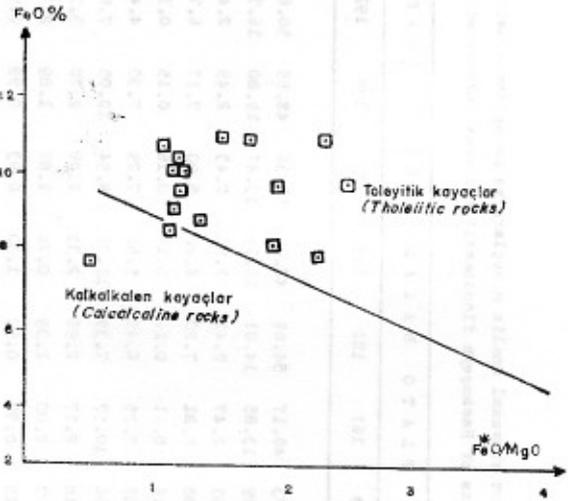
dır. Fe_2O_3 miktarı % 1.32 - 2.80, hesaplanan FeO miktarları ise % 4.97 - 9.08 arasında değişmektedir. MgO % 4.05 - 8.14 ve CaO % 7.05 - 11.24 arasında değişik değerler gösterirler. Na_2O % 1.88 - 3.44 ve K_2O % 0.65 - 2.35 arasında değişir. TiO_2 % 0.88 - 1.15 ve P_2O_5 % 0.12 - 1.27 arasında değerler verir. MnO değerleri düşük olup % 0.13 - 0.24 arasındadır. Hasanşeyh bazaltının majör element ortalaması Tablo II'de benzer kayaların ortalamaları ile karşılaştırmalı olarak verilmiştir.

$Na_2O + K_2O / SiO_2$ (Şekil 4) ve «Ol'-Ne'-Q'» diyagramlarında (Şekil 5) örneklerin subalkalen kayalar kesiminde yer aldıkları gözlenmektedir. Subalkalen karakteri belirlenen bu örnekler Miyashiro (1975)'nin SiO_2 - FeO^*/MgO ve FeO - FeO^*/MgO diyagramlarında (Şekil 6A-6B) toleyitik alanda, Irvine ve Baragar (1971)'in Al_2O_3 -NPC diyagramında (Şekil 7) ise kalkalkalen alanda bulunan birkaç örnek dışında genellikle toleyitik alanda yer almaktadırlar.

A.F.M. üçgen diyagramında (Şekil 8) ise örnekler, toleyitik kayalar ile kalkalkalen kayaları ayıran çizginin her iki tarafında yer almaktadır. Bu verilerin ışığında Hasanşeyh bazaltı, kalkalkalen eğilimli toleyitik karakterli bazalt olarak tanımlanabilir.



Şekil 6A : Hasanşeyh platobazaltının FeO^*/MgO — SiO_2 değişim diyagramı.
Figure 6A : FeO^*/MgO — SiO_2 variation diagram of Hasanşeyh floodbasalt.



Şekil 6B : Hasanşeyh platobazaltının FeO^*/MgO — FeO değişim diyagramı.
Figure 6B : FeO^*/MgO — FeO variation diagram of Hasanşeyh floodbasalt.

Irvine ve Bragar (1971)'in «An-Or-Ab'» üçgen diyagramı da (Şekil 9) ayrıca Hasanşeyh bazaltının potassik karakterli olduğunu vurgulamaktadır.

Genelde Al_2O_3 majör bileşenince zengin olmayan örnekler, Middlemost (1975)'in « Al_2O_3 -A.I.» diyagramında (Şekil 10) platobazaltları (Flood basalts) alanında yer almaktadır.

Tablo II : Hasanşeyh platobazaltının majör element ortalama yüzdeleri ile diğer benzer volkanitlerin ortalama yüzdelerinin karşılaştırılmaları.
 Table II : Comparison list of the major element percentages of Hasanşeyh floodbasalt with the percentages of the other similar volcanics of the different areas.

ÖRNEK NO : (SAMPLE NO)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	50.50	51.61	51.80	52.70	50.00	53.19	51.59	53.16	51.38	51.50	50.51	51.50	51.50	52.87	50.47	47.22	51.09
Al ₂ O ₃	15.77	15.34	14.80	15.40	14.82	11.68	12.83	14.93	13.05	13.14	12.65	14.93	13.75	14.78	15.00	16.16	15.80
Fe ₂ O ₃	2.32	2.45	3.92	1.38	5.64	5.00	5.58	3.71	3.00	5.14	3.12	3.41	9.74*	1.67	4.39	2.55	11.20*
FeO	7.75	9.47	7.26	9.35	8.07	6.31	8.55	8.76	8.95	8.19	11.23	9.77		7.85	7.94	9.54	
MnO	0.18	0.16	0.17	0.22	0.15	0.16	0.17	0.16	0.16	0.18	0.23	0.09		0.16	0.22	0.20	0.22
MgO	6.35	5.56	7.10	6.60	4.65	7.68	4.98	4.12	6.78	5.45	5.45	4.54	7.71	8.30	5.54	8.46	6.80
CaO	9.58	10.29	10.57	9.96	9.55	8.95	8.83	6.96	9.03	9.32	10.57	9.51	10.37	10.63	9.59	11.02	9.30
Na ₂ O	2.62	2.96	2.40	2.22	2.73	2.19	2.48	3.05	2.51	2.42	2.43	3.24	2.08	1.61	3.03	2.44	3.30
K ₂ O	1.56	0.36	0.74	0.87	1.00	1.63	1.21	2.49	1.52	1.06	0.61	1.02	0.52	0.61	0.76	0.17	0.50
TiO ₂	0.98	1.65	1.11	1.16	2.94	2.83	3.22	2.04	3.18	3.18	2.85	1.77	1.22	0.16	1.72	1.66	2.30
P ₂ O ₅	0.33	0.14	0.13	0.16	0.43	0.39	0.55	0.60	0.43	0.42	0.35	0.22		0.06	0.26	0.20	0.39
H ₂ O	1.70																
* FeO ^t																	

- | | |
|--|--|
| <p>1-16* Hasanşeyh plato bazalt ortalaması</p> <p>2-7* Swaziland bazalt ortalaması, Karroo güney provansı, Güney Afrika (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967)</p> <p>3-21* Lesotho-Basutoland bazalt ortalaması, Karroo güney provansı, Güney Afrika. (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967)</p> <p>4-44* Karroo dolerit ortalaması, Karroo güney provansı, Güney Afrika (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967)</p> <p>5-17* Tuli bazalt ortalaması, Karroo kuzey provansı, Rodezya, Güney Afrika. (Vail, Hornung ve Cox, 1969)</p> <p>6-6* Featherstone bazalt ortalaması, Karroo kuzey provansı, Rodezya, Güney Afrika. (Vail, Hornung ve Cox, 1969)</p> <p>7-2* Wankie bazalt ortalaması, Karroo kuzey provansı, Rodezya, Güney Afrika. (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967)</p> <p>8-4* Nuanetsi bazalt ortalaması, MgO NS, Karroo kuzey provansı, Rodezya, Güney Afrika. (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967)</p> <p>9-5* Nuanetsi bazalt ortalaması, MgO NS-6, Karroo kuzey provansı, Rodezya, Güney Afrika. (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967)</p> <p>10-8* Nyamandhlova bazalt ortalaması, Karroo kuzey provansı, Rodezya, Güney Afrika. (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967)</p> <p>11-8* Dekkan alt plato bazalt ortalaması, Bombay sahası, Hindistan (Sukheswala ve Foidervaart, 1958)</p> <p>12-21* Dekkan üst plato bazalt ortalaması, Bombay sahası, Hindistan (Sukheswala ve Foidervaart, 1958)</p> <p>13-64* Fas bazalt ortalaması (Bertrand ve Priton, 1975)</p> <p>14-Jura Ferrar dolerit, Antarktika (Gunn, 1962, 1966)</p> <p>15-5* Picture Gorge bazalt ortalaması, Oregon, Merkezi Washington, U.S.A. (Mc Dougal, 1974)</p> <p>16-9* Snake River bazalt ortalaması, Idaho, U.S.A. (Leeman, yayımlanmamış)</p> <p>17-6* Yellowstone bazalt ortalaması, Kuzeybatı Amerika (Hamilton, 1963)</p> | <p>1-Average for Hasanşeyh flood basalt (intext)</p> <p>2-Average for 7 Swaziland basalt, Southern province of Karroo, Southern Africa (Cox, MacDonald and Hornung, 1967)</p> <p>3-Average for 21 Lesotho-Basutoland basalt, Southern province of Karroo, Southern Africa. (Cox, MacDonald and Hornung, 1967)</p> <p>4-Average for 44 dolerite, Southern province of Karroo, Southern Africa (Cox, MacDonald and Hornung, 1967)</p> <p>5-Average for 17 Tuli basalt, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa. (Vail, Hornung and Cox, 1969)</p> <p>6-Average for 6 Featherstone basalt, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa. (Vail, Hornung and Cox, 1969)</p> <p>7-Average for 2 Wankie basalt, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa. (Cox, MacDonald and Hornung, 1967)</p> <p>8-Average for 4 Nuanetsi basalt, MgO NS, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa. (Cox, MacDonald and Hornung, 1967)</p> <p>9-Average for 5 Nuanetsi basalt, MgO NS-6, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa. (Cox, MacDonald and Hornung, 1967)</p> <p>10-Average for 8 Nyamandhlova basalt, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa. (Cox, MacDonald and Hornung, 1967)</p> <p>11-Average for 8 basalt of Lower Deccan traps, Bombay area, India (Sukheswala and Foidervaart, 1958)</p> <p>12-Average for 21 basalt of Upper Deccan traps, Bombay area, India (Sukheswala and Foidervaart, 1958)</p> <p>13-Average for 64 basalt of Morocco (Bertrand and Priton, 1975)</p> <p>14-Jura Ferrar dolerite, Antarctica (Gunn, 1962, 1966)</p> <p>15-Average for 5 Picture Gorge basalt, Oregon, Central Washington, U.S.A. (Mc Dougal, 1974)</p> <p>16-Average for 9 Snake River basalt, Idaho, U.S.A. (Leeman, unpublished data)</p> <p>17-Average for 6 Yellowstone basalt, Northwest America (Hamilton, 1963)</p> |
|--|--|

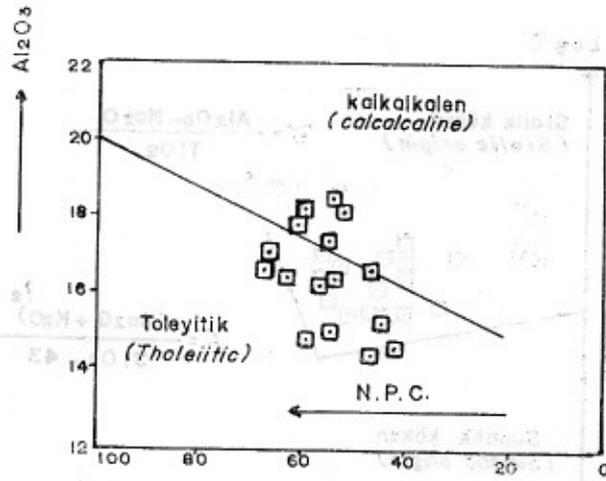
Table II: nin devamı(II)

Table II: (Continued)(II)

ÖRNEK NO : (SAMPLER NO)	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	46.12	46.12	46.97	47.99	53.93	46.95	49.30	49.4	51.50	48.28	53.76	59.12	54.00	50.93	49.10 (45.26 - 51.24)
Al ₂ O ₃	14.56	13.94	15.00	15.28	13.87	13.10	13.90	18.30	16.30	15.43	14.12	13.04	19.00	16.29	16.30 (14.40 - 17.89)
Fe ₂ O ₃	12.35	1.95	1.71	1.70	3.31	1.02									
FeO		10.46	9.94	9.10	9.98	10.07				2.80	2.64	2.12	3.00	3.66	10.10 (9.62 - 12.93)
MnO	0.20	0.18	0.37	0.17	0.20	0.15	0.28		0.17	0.17	0.20	0.23		0.17	
MgO	7.73	11.98	10.52	7.30	3.99	14.55	4.00	9.20	5.90	8.42	4.54	4.39	4.10	9.36	9.90 (7.02 - 10.26)
CaO	10.52	9.35	10.70	12.07	7.28	10.16	7.70	10.42	9.80	10.22	8.13	8.12	9.50	9.50	9.70 (8.23 - 11.55)
Na ₂ O	2.22	3.11	2.18	2.91	3.15	1.73	3.60	2.70	2.50	2.27	2.98	2.70	3.40	2.89	3.10 (1.65 - 4.99)
K ₂ O	0.52	0.57	0.63	0.53	1.61	0.08	2.00	0.50	0.86	0.64	1.30	1.27	0.60	1.07	1.10 (0.40 - 2.08)
TiO ₂	0.90	1.31	1.53	1.57	2.20	2.02	2.90	0.90	1.20	1.73	1.80	3.21	0.9	1.05	0.90 (0.35 - 1.64)
P ₂ O ₅		0.93	0.12	0.16	0.37	0.21	1.91		0.21	0.23	0.31	0.53		0.21	
H ₂ O		1.89	1.01	1.73	1.10		0.45		0.31	0.93	0.21	1.38		0.81	
* FeO ^t															

- 18-14* Diabaz ortalaması,Kuzey Amerika Doğuası(Neigand ve Ragland,1970)
 19-Olivin bazalt,Skype,Hebridean provansı,Kuzeybatı İngiltere(Tilley ve Muir,1962)
 20-Diabase,Skype kuzeyi,Hebridean provansı,Kuzeybatı İngiltere(Tilley ve Muir,1962)
 21-Olivin bazalt,Fingall Cave,Staffai,İngiltere(Tilley ve Muir,1962)
 22-6* Grande Ronde bazalt ortalaması,Washington,U.S.A.(Mc Dougal,1976)
 23-Sentetik olivin toleyitik bazalt(Green ve Ringwood,1969)
 24-11* Moon kraterinin bazalt ortalaması,Snake River plain,Kuzey Amerika batısı(Leeann,1976)
 25-6* Modoc bazalt ortalaması,Medicine Lake Highland,Kaliforniya,Amerika(Powers,1932)
 26-Kitasaal toleyitlerin ortalaması(Manson,1967)
 27-Kitasaal olivin toleyitlerin ortalaması(Manson,1967)
 28-4* Alt Yakına bazalt ortalaması,Kolonbiya nehri grubu,Merkezi Washington,U.S.A.(Mc Dougal,1976)
 29-5* Orta Yakına bazalt ortalaması,Kolonbiya Nehri Grubu,Merkezi Washington,U.S.A.(Mc Dougal,1976)
 30-Alt Kitasaal Kabuğun ortalama bileşimi(Taylor ve Mc Lennan,1979)
 31-Kalkalkalen bazalt(Jakes ve White,1971)
 32-6* Lesotho granülit xenolitinin ortalama bileşimi ve bileşimsel aralığı,Lesotho,Güney Afrika(Roger,1977)

- 18-Average for 14 Diabase,East of North America(Neigand and Ragland,1970)
 19-Olivine basalt,Skype,Hebridean province,NW England(Tilley and Muir,1962)
 20-Diabase,North Skype,Hebridean province,NW England(Tilley and Muir,1962)
 21-Olivine basalt,Fingall Cave,Staffai,England(Tilley and Muir,1962)
 22-Average for 6 Grande Ronde basalt,Washington,U.S.A.(Mc Dougal,1976)
 23-Synthetic olivine tholeiitic basalt(Green and Ringwood,1969)
 24-Average for 11 basalt,from Craters of the Moon,Snake River Plain,West of North America(Leeann,1976)
 25-Average for 6 Modoc basalt,Medicine Lake Highland,California,America(Powers,1932)
 26-Average of continental tholeiites(Manson,1967)
 27-Average of continental olivine tholeiites(Manson,1967)
 28-Average for 4 Lower Yakima basalt,Columbia River Group,U.S.A.(Mc Dougal,1976)
 29-Average for 5 Middle Yakima basalt,Columbia River Group,U.S.A.(Mc Dougal,1976)
 30-Average of the lower continental crust(Taylor and Mc Lennan,1979)
 31-Calcalcaline basalt(Jakes and White,1971)
 32-Average and ranges(in brackets) for 6 Lesotho granulite xenoliths,Lesotho,Southern Africa(Roger,1977)



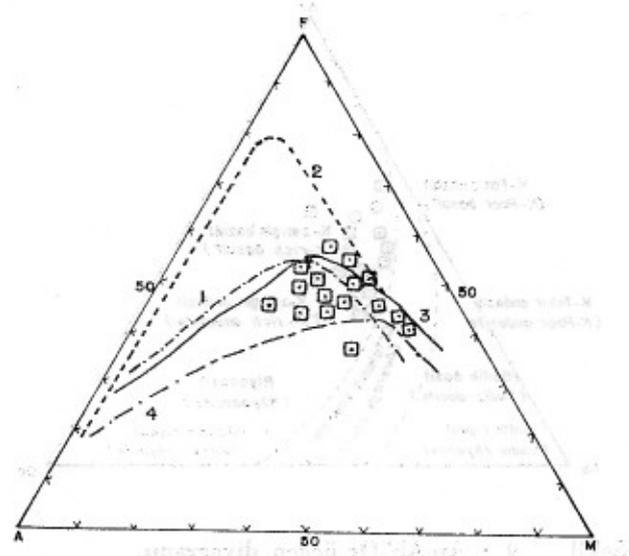
Şekil 7 : Kalkalkalen ve Toleyitik kayaların ayırılması (Irvine ve Baragar, 1971).

Figure 7 : Dividing of calcalcaline and tholeiitic rocks (Irvine and Baragar, 1971).

Hasanşeyh platobazaltı, normatif kimyasal bileşimine göre Yoder ve Tilley (1962)'in tanımladığı normatif olivinli ve normatif kuvarşlı toleyitik bazaltlar olarak ayrımlanabilirler. Hasanşeyh platobazaltı majör element içerikleri bakımından yer kabuğunda gözlenmekte olan kıtasal toleyitik bazaltlarla karşılaştırıldığında (Tablo II) K_2O ve TiO_2 değerleri dışında kıtasal toleyitik bazaltlarla uyum sağladıkları söylenebilir. Genelde yüksek TiO_2 ve düşük K_2O içerikleri ile bilinen kıtasal toleyitik bazaltlara göre Hasanşeyh platobazaltı, düşük TiO_2 ve yüksek K_2O değerleri içermektedir.

Yersel magmanın kökenini araştırmak için Gottini (1968)'in geliştirdiği $\tau = Al_2O_3 - Na_2O / TiO_2$ eşitliğinin değerinin sialik kökenli volkanitlerde > 10 , simatik kökenlilerde ise < 9 olduğu belirtilmektedir. Hasanşeyh bazaltına ait örneklerde τ değeri 10'dan büyük olduğundan Hasanşeyh bazaltı sialik kökenli gibi gözlenmektedir. Bu durum Hasanşeyh bazalt magmasının, resorpsiyonla yükselmiş, kıta kabuğu (özellikle alt kıtasal kabuk) ürünü olabileceğini düşündürmektedir. Aynı durum Gottini (1968)'in $\log \tau - \log \delta$ diyagramında da (Şekil 11) gözlenmekte olup Hasanşeyh bazalt magması üzerinde sialik kabuğun jeokimyasal etkisini belirtmektedir.

Pearce (1976), farklı tektonik bölgelerden topladığı bazalt bileşimindeki volkanitlerin istatistiksel olarak majör element dağılımını incelemiş ve hesap-



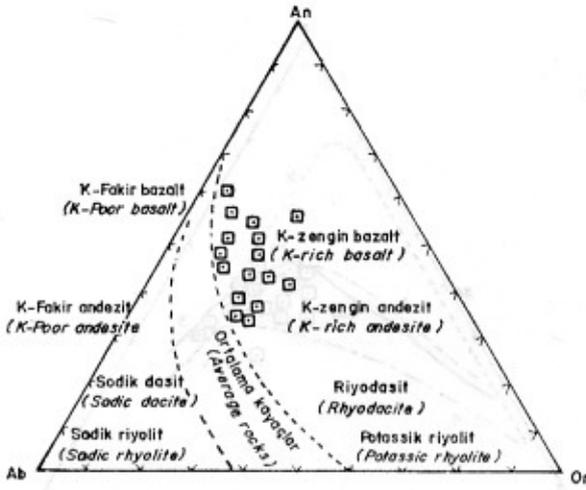
Şekil 8 : A (Na_2O+K_2O) — F ($FeO+Fe_2O_3$) — M (MgO) diyagramı.

Çizgi 1 : Toleyitik (üst taraf) ve kalkalkalen (alt taraf) kayaların arasındaki sınır (Irvine ve Barager, 1971).
Çizgi 2 : «Skaergaard» intrüzyonu yönelimi (Wager, 1960).
Çizgi 3 : «Hawai» alkalen serisi yönelimi (MacDonald ve Katsura, 1964).
Çizgi 4 : «Cascade» Kalkalkalen serisi yönelimi (Turner ve Verhoogen, 1960).

Figure 8 : A.F.M. (Alkalis-total iron-magnesium) diagram.

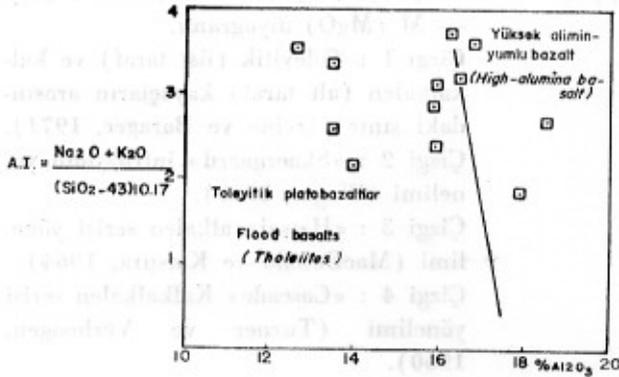
Line 1 : Dividing line for tholeiitic (over side) and calcalcaline (under side) rocks (Irvine and Baragar, 1971).
Line 2 : Skaergaard liquid trend (Wagner, 1960).
Line 3 : Hawaiian Alcalie trend (MacDonald and Katsura, 1974).
Line 4 : Cascade series trend (calcalcaline) (Turner and Verhoogen, 1960).

ladığı F_1 - F_2 fonksiyonları ile oluşan diyagram (Şekil 12) üzerinde farklı tektonik rejim alanları ayırmıştır. Hasanşeyh platobazaltına ait örnekler majör element ayırtman fonksiyonları diyagramında gösterildiğinde örneklerin genel olarak plaka içi bazalt alanı ile kalkalkalen bazalt alanı arasında yer aldıkları, bir-



Şekil 9 : An-Ab-Or üçgen diyagramı.

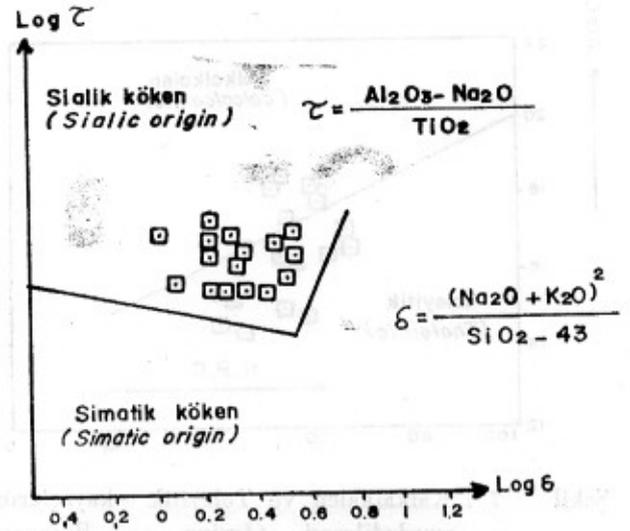
Figure 9 : An-Ab-Or triangle diagram.



Şekil 10 : Toleyitik platobazaltlar ve yüksek alüminyumlu bazalt alanlarını gösteren Al_2O_3 —A.I. indeksi diyagramında Hasansheyh bazaltının dağılımı (A.I.=3; Al_2O_3 % 16.56) ve (A.I.=1; Al_2O_3 % 17.30).

Figure 10 : Distribution of Hasansheyh floodbasalt in alumina versus alkali-index (A.I.) diagram, showing the fields occupied by the flood-basalt (tholeiites) and high alumina basalt. The boundary line passes through (A.I.=3; 16.56 % Al_2O_3 and (A.I.=1; 17.30 % Al_2O_3).

kaç örneğin ise şoşonitik alanda buldukları görülmektedir. Bu diyagramda, Hasansheyh platobazalt örnekleri gerçek kalkalkalen kayalarda olduğu gibi genelde 0.4'den yüksek F_1 değerine sahip değildirler. Hasansheyh platobazaltını temsil eden örneklerin plaka içi alanla kalkalkalen alan arasında bulunmaları, Hasansheyh platobazaltının bir olasılıkla kıtasal kabu-



Şekil 11 : Volkanitlerde $\log \tau$ nun $\log \delta$ 'ya göre değişimi.

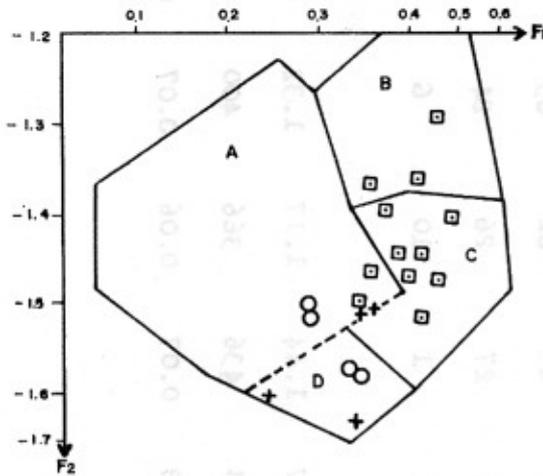
Figure 11 : Variation of $\log \tau$ with $\log \delta$ in the volcanics.

ğun etkisi altında kaldığını, kabuk bulaşması sonucu silisyumca zenginleştiğini (normatif kuvarslı toleyitler) ve dolayısıyla F_1 fonksiyonu değerinin plaka içi alan değerine göre yükseldiğini belirtmektedir. Daha önce de potassik karakteri vurgulanan bu bazalta ait birkaç örneğin yüksek K_2O değerleri, F_2 fonksiyonunun değerinin düşmesine sebep olmakta ve bazı örneklerin şoşonitik alanda yer almasına ve şoşonitik kayalar gibi gözükmelerine sebep olmaktadır. Şoşonitik alanda yer alan bu bazaltlar aslında şoşonitik karakterli olmayıp bazı elementlerin (Örneğin K_2O ve Na_2O) şoşonitik serilerin elementleri ile oransal çakışmalarının bir sonucudur.

Majör oksitlerin diferansiyasyon indeksi (D.I.) fonksiyonundaki değişimleri incelendiğinde (Şekil 13), diferansiyasyon indeksi arttıkça majör elementlerde SiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 yüzdelerinin artmakta olduğu buna karşın FeO , MgO ve CaO yüzdelerinin ise azaldığı görülmektedir. Fe_2O_3 ve TiO_2 yüzdelerinde tekdüze bir yönelim görülmekte, Al_2O_3 yüzdesinde ise belli bir yönelim gözlenmemektedir.

İz Element Dağılımı

Hasansheyh platobazaltına ait örneklerin iz element içerikleri Tablo III'de verilmiştir. Ayrıca ortalama iz element içerikleri, değişik araştırmacılar tarafından incelenen bazı provenşlerdeki benzer kıtasal



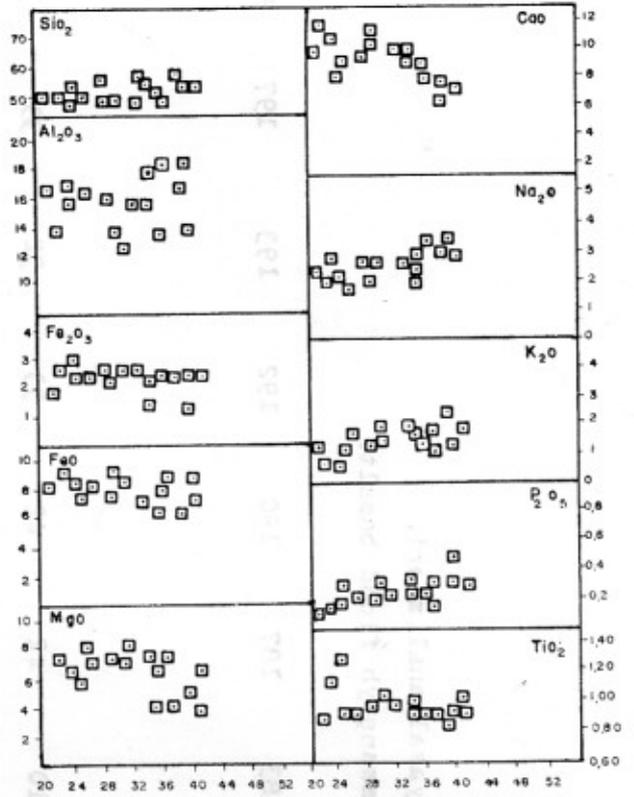
Şekil 12 : F_1 - F_2 diyagramında (Pearce, 1976) Hasanşeyh platobazaltının dağılımı.
 O. Erzurum-Kars yöresi Neojen bazaltları (Tokel, 1979).
 +. Van Bölgesi Neojen bazaltları (Innocenti ve diğ., 1976).
 A. Plaka içi bazaltları.
 B. Şoşonitler.
 C. Kalkalkali bazaltları.
 D. Okyanus tabanı bazaltlar.

Figure 12 : Distribution of Hasanşeyh floodbasalt in diagram F_1 - F_2 (After Pearce, 1976).
 O. Neogene basalts of Erzurum-Kars Tokel, 1979).
 +. Neogene basalts of North of lake Van (Innocenti et. al., 1976).
 A. Within plate basalts.
 B. Shoshonites.
 C. Calc-alkalic basalts.
 D. Ocean Floor basalts.

toleyitik bazaltların ortalama iz element içerikleri ile Tablo IV'de karşılaştırılmıştır.

Rubidyum, Hasanşeyh platobazaltında ortalama 32 ppm ile kalkalkalen bazalt ortalamasının (10 ppm) çok üstünde olup, kıtasal plakalarda gözlenen kıtasal toleyitik bazaltlar ile uyum halindedir. Rubidyum, diferansiyasyon indeksine göre geniş bir dağılım (Şekil 14), potasyum ile düzenli ve artan bir ilişki sunmaktadır (Şekil 15A).

Hasanşeyh platobazaltının K/Rb oran değeri, 416 ortalama ile kalkalkalen bazalt ortalamasının (340)



Şekil 13 : Hasanşeyh platobazaltının major element oksitlerini D.I. değerlerine göre değişim diyagramları.

Figure 13 : Variation diagrams of the major elements of Hasanşeyh floodbasalt according to D.I. values.

üstünde olup, kıtasal provenşlerde gözlenen toleyitik bazaltların bir kısmı (Tablo IV; analiz 4, 16, 17) ve özellikle Lesotho granolit ksenoliti ortalaması (486, Tablo IV; analiz 31) ile uyum halindedir. K/Rb oran değeri, diferansiyasyon indeksi (Şekil 15B) ve rubidyum ile istatistiksel olarak (Şekil 15C) geniş bir dağılım gösterirken, potasyum ile artan bir ilişki sunmaktadır (Şekil 15D). K/Rb oran değerinin, diferansiyasyon indeksi ve rubidyum ile olan düzensiz ilişkisi, Jakes ve White (1971)'e göre bir kirlenmeye işaret etmektedir. Ayrıca verilen bir Rb değerinde K/Rb oran değerinin değişimler göstermesi de Hasanşeyh platobazaltının potasyumca zenginleştiğini vurgulamaktadır.

Stronsiyum, Hasanşeyh platobazaltında ortalama 478 ppm ile değişik araştırmacılar tarafından verilen kalkalkalen bazalt ortalama değerlerinin (328 ppm ve 375 ppm Tablo IV; analiz 29, 30) üstünde olup, alt

Tablo III: Hasangeyh platobazaltının iz element kimyasal analizleri.

Table III: Chemical analysis of the trace elements of Hasangeyh flood basalt.

ÖRNEK NO : (SAMPLE NO)	109	161	182	183	187	190	192	193	197	245
İZ ELEMENTLER (TRACE ELEMENTS) (ppm)										
Rb	20	37	40	10	42	42	33	32	33	33
Sr	386	626	491	432	501	503	459	522	482	375
Zr	67	81	88	64	100	98	83	82	63	103
Y	20		30	23	28	28	27	26	24	26
Nb			5		2	4	1	10	6	9
K	0.64	1.66	1.15	0.63	1.55	1.57	1.44	1.17	1.32	0.54
K/Rb	320	499	288	630	369	374	436	366	400	164
Rb/Sr	0.03	0.06	0.08	0.02	0.08	0.08	0.07	0.06	0.07	0.09

Tablo : IV. Hasançeyh platobazaltının iz element kapsamı yönünden diğer benzer volkanitler ile karşılaştırılması.

Table : IV. Comparison list of the trace element of Hasançeyh floodbasalt with the other similar volcanics of the different areas.

ÖRNEK NO : (SAMPLE NO)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Rb	32	50	50	17	50	8 - 42	35 - 75	20 - 30	21	33	48	46	43 - 55		32	32
Sr	478	264	190	168	207	140 - 170	180 - 1000	100 - 270	641	571	758	590	593	706	726	850
Zr	84	70	85	88	81	80 - 140	350 - 500	10 - 70	311	352	428	408	198	196	314	297
Y	23		23		22								43		39	
Nb	4	18	11 - 16		11 - 18				27				54		47	
Kb/Rb	416			425					395	266	282	218			299	412
Rb/Sr	0.07			0.10					0.03	0.06	0.06	0.08			0.06	0.04

- 1- "10" Hasançeyh plato bazalt ortalaması.
- 2- "7" Swaziland bazalt ortalaması, Karroo güney provansı, Güney Afrika (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967).
- 3- "21" Lesotho-Masutoland bazalt ortalaması, Karroo güney provansı, Güney Afrika (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967).
- 4- "44" Karroo dolerit ortalaması, Karroo güney provansı, Güney Afrika (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967).
- 5- "72" Bazalt ortalaması, Karroo güney provansı, Güney Afrika (Cox, MacDonald ve Hornung, 1966).
- 6- "25" Drakensberg bazalt ortalaması, Lesotho Güney Afrika (Cox ve Hornung, 1967).
- 7- Nuanetsi bazalt, Karroo kuzey provansı, Rodesiya Güney Afrika (Cox ve diğerleri, 1965).
- 8- "6" Gabro konileri ortalaması, Nuanetsi kuzeyi, Güney Afrika (Cox ve diğerleri, 1965).
- 9- "12" Tuli bazalt ortalaması, MgO % 10, Karroo kuzey provansı, Rodesiya, Güney Afrika (Vail, Hornung ve Cox, 1969).
- 10- "8" Nyamandlola bazalt ortalaması, Karroo kuzey provansı, Rodesiya, Güney Afrika (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967).
- 11- "6" Featherstone bazalt ortalaması, Karroo kuzey provansı, Rodesiya, Güney Afrika (Vail, Hornung ve Cox, 1969).
- 12- "2" Wankie bazalt ortalaması, Karroo kuzey provansı, Rodesiya, Güney Afrika (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967).
- 13- "4" Nuanetsi bazalt ortalaması, MgO % 5, kuzey provansı Rodesiya, Güney Afrika (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967).
- 14- "5" Nuanetsi bazalt ortalaması, MgO % 5-8, Karroo kuzey provansı Rodesiya, Güney Afrika (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967).
- 15- "29" bazalt ortalaması, Karroo kuzeyi, Güney Afrika (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967).
- 16- "12" Lirburgit analizi ortalaması, Nuanetsi, Karroo kuzey provansı, Güney Afrika (Cox, MacDonald ve Hornung, 1967).

- 1- Average for 10 Hasançeyh flood basalt (intexL).
- 2- Average for 7 Swaziland basalt, Southern province of Karroo, Southern Africa (Cox, MacDonald and Hornung, 1967).
- 3- Average for 21 Lesotho-Masutoland basalts, Southern province of Karroo, Southern Africa (Cox, MacDonald and Hornung, 1967).
- 4- Average for 44 dolerite, Southern province of Karroo, Southern Africa (Cox MacDonald and Hornung, 1967).
- 5- Average for 72 basalt, Southern province of Karroo, Southern Africa (Cox and Hornung, 1966).
- 6- Average for 25 Drakensberg basalt, Lesotho, Southern Africa (Cox and Hornung, 1966).
- 7- Nuanetsi basalt, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa (Cox et al, 1965).
- 8- Average for 6 Gabro conifer, Northern Nuanetsi, Southern Africa (Cox et al., 1965).
- 9- Average for 12 Tuli basalt MgO % 10, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa (Vail, Hornung and Cox, 1969).
- 10- Average for 8 Nyamandlola basalt, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa (Cox, MacDonald and Hornung, 1967).
- 11- Average for 6 Featherstone basalt, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa (Vail, Hornung and Cox, 1969).
- 12- Average for 2 wankie basalt, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa (Cox, MacDonald and Hornung, 1967).
- 13- Average for 4 Nuanetsi basalt, MgO % 5, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa (Cox, MacDonald and Hornung, 1967).
- 14- Average for 5 Nuanetsi basalt, MgO % 5-8, Northern province of Karroo, Rhodesia, Southern Africa (Cox, MacDonald and Hornung, 1967).
- 15- Average for 29 basalt, North Karroo, Southern Africa (Cox, MacDonald and Hornung, 1967).
- 16- Average for 12 Lirburgite, Nuanetsi, Northern province of Karroo, Southern Africa (Cox, MacDonald and Hornung, 1967).

Tablo IV:'nin devamı (II)

Table IV:(Continued) (II)

ÖRNEK NO : (SAMPLE NO)	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Rb	13	33	17	18-30	46	18	33	33	33	50		20	10		18,8(8-31)
Sr	241	121	152	142-188	293	300	400	290	271	430	460	425	328	275	780(195-1051)
Zr	160	94	74		120	85	100	190	230	220	215	30	100	106	34.5(13 -103)
Y	50					32	32	45	63	27	29	20	20	23	11.0(4 - 27)
Nb												20	4	2.3	5.3(2 - 13)
K/Rb	485	153	254		361			293	332	500		249	340		486(237-747)
Rb/Sr	0.05	0.27	0.11		0.16	0.06	0.08	0.03	0.12	0.12		0.05	0.03		0.02(0.01-0.07)

17- "5" Picture George bazalt ortalaması, Oregon, Merkezi Washington, U.S.A. (Mc Dougall, 1976).

18- Jura Ferrar dolerit, Antartika (Gunn, 1962-1966).

19- Diyabaz ortalaması, Kuzey Amerika Doçusu (Weigand and Ragland, 1970).

20- Fas bazalt ortalaması (Bertrand ve Prioton, 1975).

21- Moon kraterinin bazalt ortalaması, Snake River ovası, batı Amerika (Lennan, 1976).

22- Normatif olivinli toleyitik bazalt (Prinz, 1967).

23- Normatif kuvaralı toleyitik bazalt (Prinz, 1967).

24- "4" Alt Yakima bazalt ortalaması, Kolombiya Nehri grubu, Merkezi Washington, U.S.A. (Mc Dougall, 1976).

25- "5" Orta Yakima bazalt ortalaması, Kolombiya Nehri grubu, Merkezi Washington, U.S.A. (Mc Dougall, 1976).

26- Sıcak nokta toleyitleri (Gast, 1968; Schilling ve diğerleri, 1969).

27- Kıtasal bazalt ortalaması (Pearce ve Cann, 1973).

28- Alt kıtasal kabuk ortalaması (Taylor ve Mc Lennan, 1977).

29- Kalkalkalen bazalt (Jakes and White, 1972).

30- Kalkalkalen bazalt (Pearce ve Cann, 1973).

31- "6" Lesotho granülit xenoliti ortalaması ve bileşimsel aralığı, Güney Afrika (Roger, 1977).

17- Average for 5 Picture Gorge basalt, Oregon, Central Washington, U.S.A. (Mc Dougall, 1976).

18- Jura Ferrar dolerite, Antarctica (Gunn, 1962-1966).

19- Average of diabase, East of North America (Weigand and Ragland, 1970).

20- Average of Morocco basalt (Bertrand and Prioton, 1975).

21- Average of Basalts from Craters of the Moon, Snake River plain, Western U.S.A. (Lennan, 1976).

22- Normative olivine tholeiite basalt (Prinz, 1967).

23- Normative quartz tholeiite basalt (Prinz, 1967).

24- Average for 4 lower Yakima basalt, Columbia River Group, U.S.A. (Mc Dougall, 1976).

25- Average for 5 middle Yakima basalt, Columbia River Group, U.S.A. (Mc Dougall, 1976).

26- Hot spots tholeiites (Gast, 1968; Schilling et al, 1969).

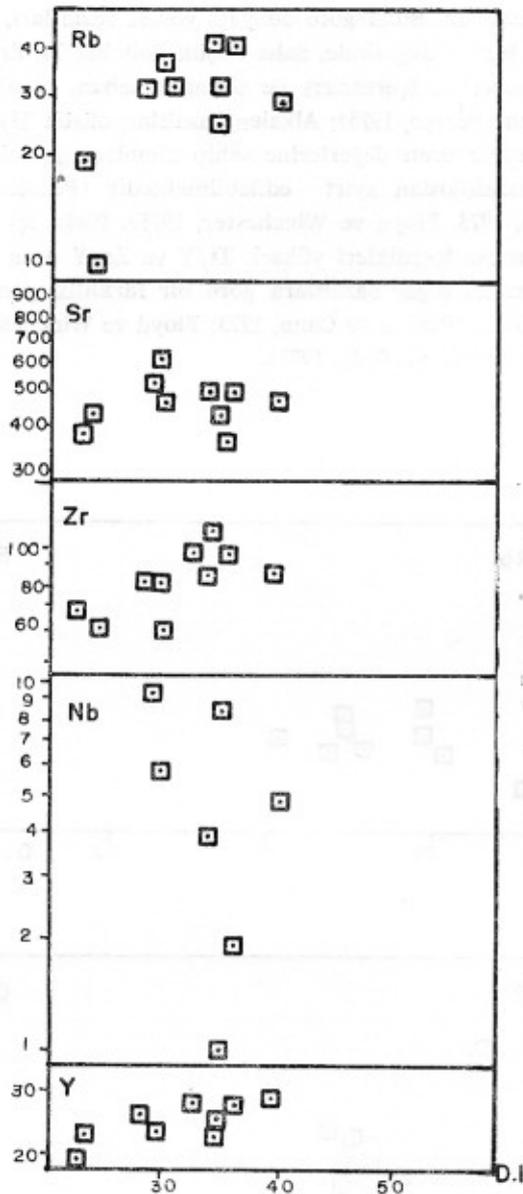
27- Average of continental basalt (Pearce and Cann, 1973).

28- Average of the lower continental crust (Taylor and Mc Lennan, 1977).

29- Calcalkaline basalt (Jakes and White, 1972).

30- Calcalkaline basalt (Pearce and Cann, 1973).

31- Average and ranges (in brackets) for 6 Lesotho granulite xenoliths, Southern Africa (Roger, 1977).



Şekil 14 : Hasanşeyh platobazaltının iz elementlerinin D.I. değerlerine göre değişim diyagramı.

Figure 14 : Variation diagram of trace elements of Hasanşeyh floodbasalt according to D.I. values.

kıtasa kabuk ortalaması (425 ppm) ve Pearce ve Cann (1973) tarafından verilen kıtasal plaka içi bazalt ortalaması (460 ppm) değerleri ile uyum halindedir (Tablo IV; analiz 27).

Stronsiyum, diferansiyasyon indeksi (Şekil 14) ve rubidyum (Şekil 15E) ile istatistiksel olarak geniş

bir dağılım sunmaktadır. Bu özellik aynı zamanda bir kirlenmeye işaret etmektedir.

Hasanşeyh platobazaltında Rb/Sr oran değeri ortalama 0.07 olup bu değer kalkalkalen bazalt için verilen (0.05) değerinin üstündedir. Bu oran değeri birçok kıtasal toleyitik bazalt oran değeri (Tablo IV; analiz 10, 11, 12, 15, 22, 23) ile uyum halindedir.

Zirkon içeriği, 84 ppm ortalama ile değişik araştırmacılar tarafından verilen kalkalkalen bazalt ortalama değerlerine (106 ppm ve 100 ppm, Tablo IV; analiz 29, 30) ve aynı zamanda kıtasal toleyitik bazaltlardan Kolombiya Nehri Provinsi sahası dışındaki diğer kıtasal toleyitik bazaltlara (Tablo, IV, V) bir benzerlik göstermektedir. Zirkon, artan D.I. değerleri ile artan bir ilişki sunmaktadır (Şekil 14).

Niyobyum içeriği, 4 ppm ortalama ile kalkalkalen bazalt ortalamasına göre (2.5 ppm, Tablo IV; analiz 30) yüksek, çok değişken değerler gösteren (11-54 ppm) kıtasal toleyitik bazaltlara göre düşük değerde olup özellikle alt kıtasal kabuk (4 ppm) ve mafik granolit ksenolitleri ortalaması (5.3 ppm) ile tam bir uyum halindedir.

Yitriyum içeriği, 23 ppm ortalama ile çok yüksek değerler gösteren Parana Provinsi ve Kolombiya Nehri Provinsi dışında (Tablo V) genelde kıtasal toleyitlerle bir benzerlik halindedir. Ayrıca kalkalkalen bazalt (23 ppm) ve alt kıtasal kabuk ortalama değerleri ile de (20 ppm) uyumludur (Tablo IV, analiz 28, 30).

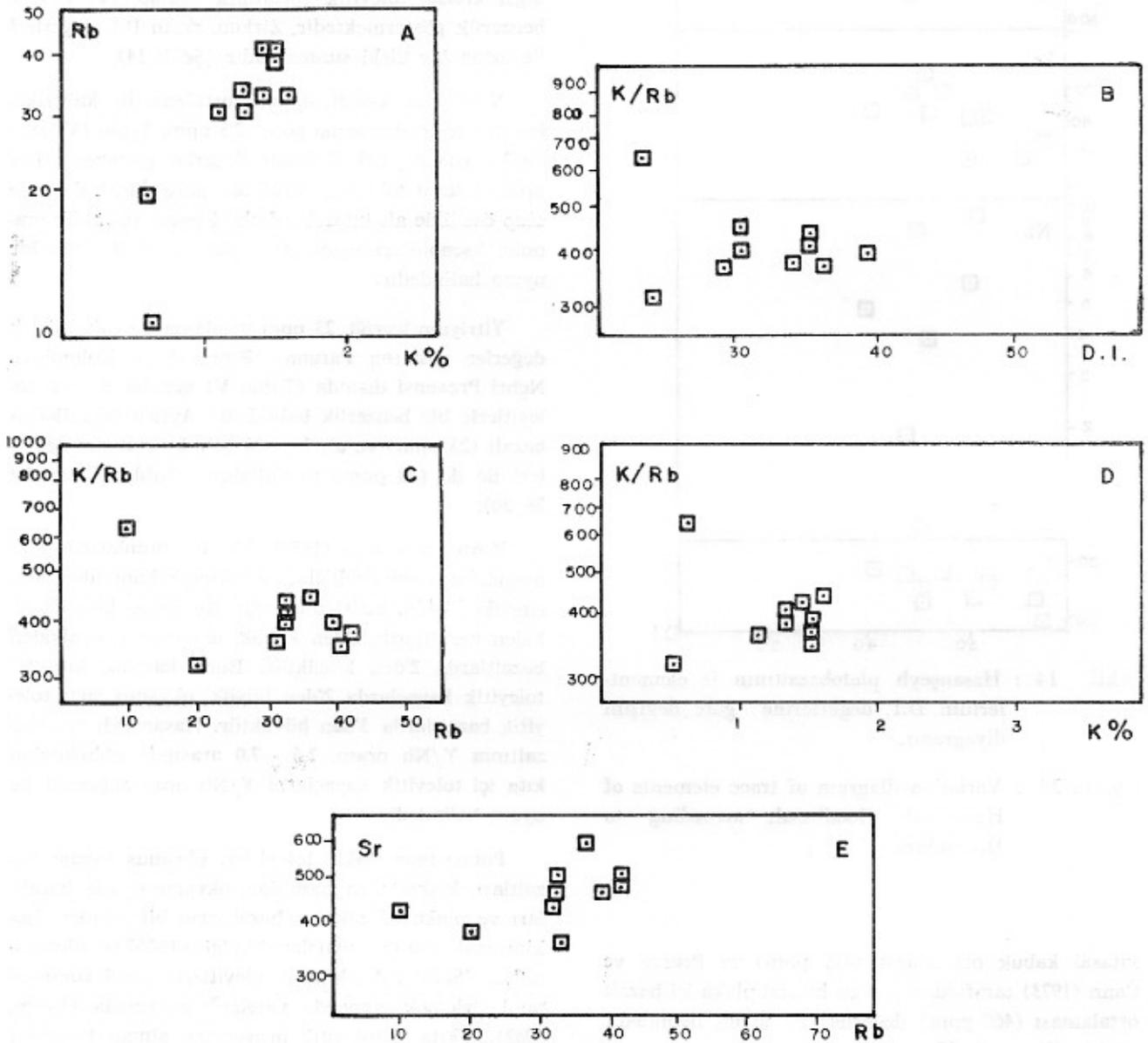
Pearce ve Cann (1973), Y/Nb oranlarına göre magmaların soy özelliğini ve tektonik konumları arasındaki ilişkiyi belirlemişlerdir. Bu değer kıta içi alkali bazaltlarda 1'den küçük, okyanus sırtı alkali bazaltlarda 2'den küçüktür. Buna karşılık kıta içi toleyitik kayalarda 2'den büyük, okyanus sırtı toleyitik bazaltlarda 3'den büyüktür. Hasanşeyh platobazaltının Y/Nb oranı, 2.6 - 7.0 arasında olduğundan kıta içi toleyitik kayaların Y/Nb oran değerleri ile uyum halindedir.

Potasyumca fakir toleyitler, okyanus tabanı bazaltları, kalkalkalen bazaltlar, okyanusal ada bazaltları ve plaka içi alkali bazaltların birbirinden jeokimyasal olarak ayırtılabildiği «Ti-Y-Zr» diyagramında (Şekil 16A), kıtasal toleyitlerin genel konumunu belirlemek amacıyla yapılan çalışmada (Holm, 1982), 7 kıtasal toleyitik provensten alınan 16 yersel örneğin (Tablo V) plaka içi bazalt sahasında yer almayıp, bu örneklerin yaklaşık % 50 sinin okyanus tabanı bazalt sahasında geri kalanının ise kalkalkalen

bazalt sahasında yer aldıkları belirlenmiştir. Hasanşeyh platobazaltının bu diyagram üzerindeki konumu (Şekil 16B), diğer kıtasal toleyitlerle olan benzerliğini incelemektedir.

Hernekadar, tanımlanması iyi yapılmış birkaç kural dışı durum varsa da (İzlanda, Afar ve İngiltere Tersiyer Provensininin bir kısmı gibi) yeryüzündeki bazaltların büyük bir kısmı buldukları farklı jeotektonik yerleşim sahalarına göre, Ti, Zr, Y ve Nb içerikleri bakımından sistematik olarak farklılıklar gös-

termektedir. Buna göre adayayı yöresi bazaltları, verilen bir Cr değerinde, daha düşük bollukta Ti, Zr ve Nb değerleri içermeleri ile okyanus tabanı bazaltlarından (Pearce, 1975); Alkali bazaltlar, düşük Ti/Nb ve Zr/Nb oran değerlerine sahip olmaları ile toleyitik bazaltlardan ayırt edilebilmektedir (Pearce ve Cann, 1973, Floyd ve Winchester, 1975). Plaka içi bazaltlar ise içerdikleri yüksek Ti/Y ve Zr/Y oran değerleri ile diğer bazaltlara göre bir farklılık göstermektedir (Pearce ve Cann, 1973; Floyd ve Winchester, 1975; Pearce ve Gale, 1977).



Şekil 15 : Hasanşeyh platobazaltının iz elementlerinin değişim diyagramı.

Figure 15 : Variation diagram of trace elements of Hasanşeyh floodbasalt.

Tablo V: 213 analiz içeren ve 7 provence ait olan 16 kıtasal toleyitik bazaltın, Hasanşeyh platobazaltı ile karşılaştırılmaları. Bütün analizler (o/o 20)CaO+MgO/o 12) bileşimsel aralığındadır.

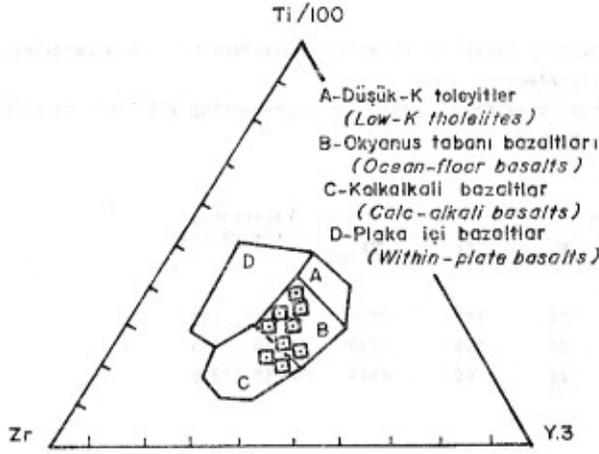
Table V: Comparison of sixteen continental tholeiitic basalts localities from 7 provinces representing 213 analyses with Hasanşeyh flood basalt. All analyses are in the range (o/o 20)CaO+MgO/o 12).

Provensler (Provinces)	Analiz Sayıları No of analyses	Referanslar (References)			
		Y	Zr	Ti ppm	
<input checked="" type="checkbox"/> KD Amerika Provansı (NE American Province)					
Watchung akıntısı (Watchung flows)	21	36	102	7210	Puffer, 1980
York Haven akıntısı (York Haven flows)	30	20	115	6540	Smith, 1975
Rosville akıntısı (Rosville flows)	20	20	66	4440	Smith, 1975
<input checked="" type="checkbox"/> Karroo Provansı (Karoo Province)					
Tandiyesberg sillii (Tandiyesberg sill)	37	22	90	5460	Richardson, 1979
Hangnest sillii (Hangnest sill)	9	26	150	6600	Le Roex, 1978
Blaauwkrans sillii (Blaauwkrans sill)	9	22	76	5220	Le Roex, 1978
<input checked="" type="checkbox"/> Antartika Provansı (Antarctic Province)					
Ferrar doleritleri (Ferrar dolerites)	4	25	66	3840	Kyle, 1980
<input checked="" type="checkbox"/> Parana Provansı (Parana Province)					
Parana havzası (Parana basin)	10	62	215	18500	Ruegg, 1970
<input checked="" type="checkbox"/> Dekkan Provansı (Deccan Province)					
Bholwada bölümü (Bholwada section)	4	26	123	5970	Sukhwala, 1958 Vallance, 1974
<input checked="" type="checkbox"/> Kolumbia Nehri Provansı (Columbia River Province)					
Picture George birimi (Picture George unit)	5	50	160	10320	Mc Dougal, 1976
Alt Yakıma birimi (Lower Yakıma unit)	4	45	190	10800	Mc Dougal, 1976
Orta Yakıma birimi (Middle Yakıma unit)	5	63	210	19260	Mc Dougal, 1976
Grand Ronde Sekansı (Grande Ronde Sequence)	6	48	200	13200	Mc Dougal, 1976
<input checked="" type="checkbox"/> KD Grönland Provansı (NE Greenland Province)					
Alt birim (Basal unit)	5	17	76	4900	Personel veri (Personal data)
Afrik birim (Aphyric unit)	15	21	89	5580	Personel veri (Personal data)
Porfirik birim (Porphyric unit)	29	25	63	6420	Personel veri (Personal data)
<input type="checkbox"/> Karadeniz Plakası (Black Sea Plate)					
Hasanşeyh platobazaltı (Hasanşeyh flood basalt)	10	23	84	6084	in text

Yayınlanmamış veriler (Unpublished data), Feiko Kølsbæk ve Hans Jepsen, Geological Survey of Greenland, Copenhagen, Danmerk.

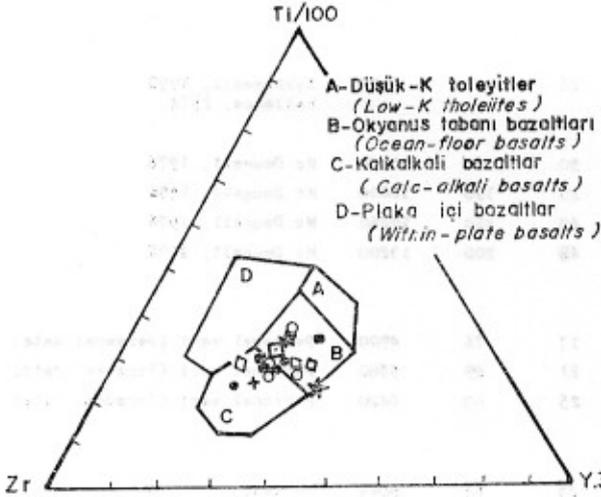
Hasanşeyh platobazaltının Ti/Y ve Zr/Y oran değerleri (Tablo VI) ile, plaka içi bazaltlarından ziyade hem kalkalkalen bazaltlara hemde okyanus ortası bazaltlarına uyum gösterdikleri ve dolayısı ile

kıtasa toleyitlerin genel davranış biçimine sahip oldukları belirtilebilir. Bu özellik ayrıca Zr/Y-Zr (Pearce ve Norry, 1979) diyagramında da (Şekil 17) yinelenmekte olup Hasanşeyh platobazaltı, adayayı



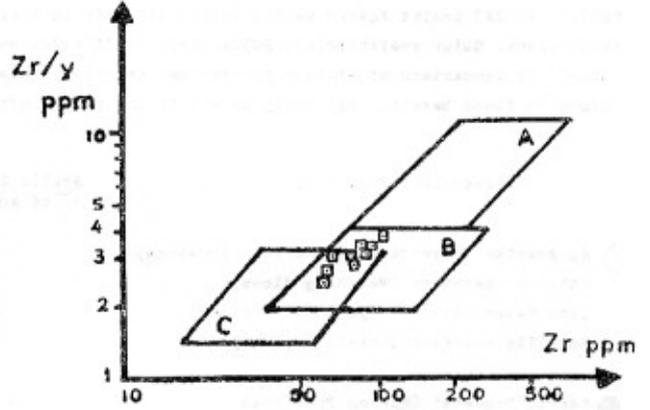
Şekil 16A : Ti-Zr-Y üçgen diyagramında (Pearce ve Cann, 1973) Hasanşeyh platobazaltının dağılımı.

Figure 16A : Distribution of Hasanşeyh floodbasalt in Ti-Zr-Y triangle diagram (Pearce and Cann, 1973).



Şekil 16B : Ti-Zr-Y üçgen diyagramında (Pearce ve Cann, 1973) Hasanşeyh platobazaltı ile 7 provançe ait 16 kıtasal toleyitinin dağılımı. Sembol ve referanslar için Tablo V'e bakınız.

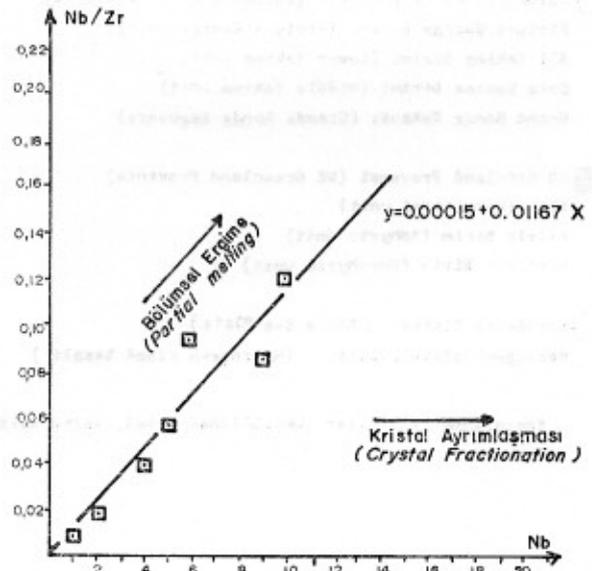
Figure 16B : Distribution of Hasanşeyh floodbasalt and 16 continental tholeiitic basalts from 7 provinces in Ti-Zr-Y triangle diagram (Pearce and Cann, 1973). For symbols and references see Table V.



Şekil 17 : Zr/Y - Zr diyagramında Hasanşeyh platobazaltının konumu.

Figure 17 : Tectonic setting of Hasanşeyh floodbasalt in diagram of Zr/Y - Zr.

- A — Plaka içi bazaltlar. (Within-Plate basalts)
- B — Ada yayı bazaltları. (Island arc basalt)
- C — Okyanus ortası sırtı bazaltları. (Mid-ocean ridge basalts).



Şekil 18 : Hasanşeyh platobazaltında Nb/Zr oran değerlerinin Nb'ye göre değişimi.

Figure 18 : Variation diagram of Nb/Zr according to Nb value in Hasanşeyh floodbasalt.

kalkalkalen bazalt alanı ile okyanus tabanı bazalt alanı içinde yer almaktadırlar.

Uyumsuz elementler (Green ve Ringwood, 1967; Treuil, 1973) gibi kabul edilen Nb ve Zr elementlerinin $\frac{Ch+}{Ch-} = F(Ch+)$ eşitliğindeki davranışları incelendiğinde (Şekil 18), Hasanşeyh platobazaltından alınan örneklerin Nb/Zr oran değerlerinin birbirine yakın değerlerde olmayıp daha çok değişken değerler sundukları ve bunun sonucunda kısmi ergime yönüne paralel olan ve düşey eksenini kesen bir doğru ile temsil edildikleri gözlenmektedir (Allégre ve diğ., 1973; Treuil, 1973; Joron ve diğ., 1976). Nb ve Zr elementlerinin bu davranış biçimi, Hasanşeyh platobazaltını oluşturan ana magmanın üst mantonun bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu vurgulamaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇLARI

Üst Lütesiyen - Priaboniyen (?) evresinde geniş yayımlı olarak yüzeye çıkan Hasanşeyh platobazaltı, büyük hacimlerde tek düze bir görünüm sunmaktadır.

Petrografik açıdan toleyitik karakterli bazalt olarak niteleyebileceğimiz Hasanşeyh bazaltı, jeokimyasal açıdan da kıtasal plaka içinde gözlenen toleyitik bazaltlara bir benzerlik göstermekte ve aynı zamanda «sialik» kökenli gibi davranmaktadır.

Kıtasal kabuğun jeokimyasal özellikleri ile kalkalkalen karakterli kayaçları bünyesinde barındıran adayalarının kimyasal özelliklerinin benzer olması, Hasanşeyh platobazaltının bazı iz elementlerce (Ti, Zr, Y) hem kalkalkalen kayaçlara hemde alt kıtasal kabuğun bileşimine benzerlik göstermesi ve aynı zamanda sialik kökenli gibi davranması, Hasanşeyh platobazaltının alt kıtasal kabuktan kaynaklanabileceğini düşündürmektedir. Bilindiği gibi alt kıtasal kabuk, üst kabuğu oluşturan granodiyoritik kayaçlardan daha bazik yani nötr bileşimde olup, susuz koşullarda bulunmakta ve granülit fasiyesinin bütün fiziksel ve kimyasal özellikleriyle tam bir uyum göstermektedir. Bu özellikler, Hasanşeyh bazaltının alt kıtasal kabuk ile üst manto sınırında, alt kabuk tabakalanması (underplating) mekanizması sonucu oluşabileceğini belirtmektedir. Bu mekanizma sırasında, Hasanşeyh platobazaltını veren magma, alt kabuk tarafından kısmen de olsa kirletilmiş (K/Rb-D.I. ve K/Rb-Rb ilişkisi) ve hatta bazı iz elementlerce (Sr, Nb, Y) alt kabuk-mafik granülit fasiyesinin bileşimine uygun hale gelmiştir.

Kıtasal plaka içlerinde yer alan toleyitik karakterli platobazaltları, genelde büyük hacimlerde tek düze bir görünüme sahip olup Mesozoik ve Tersiyer provenislerinde (Kolombiya nehri, Kuzey Atlantik, Dekkan, Parana, Karroo, Antarktika ve Sibirya platformu) gözlenmekte ve kendilerini oluşturan magmaların bileşimi ve özellikleri hakkında önemli veriler sunmaktadırlar.

Yeryüzünde gözlenen kıtasal platobazaltları primer ya da primer yakını magmadan ve/veya magnez-yumac çok zengin ana magmalardan (Pikritik) türemişlerdir. Hasanşeyh bazaltı içinde gözlenen faz ilişkileri (Ol-Cpx; Ol-Cpx-Plj) ve kayaçlarda ksenolit (anklav) halinde uygun manto materyalinin yokluğu gibi deliller ikinci ihtimalin yani pikritik magmanın daha olası olacağı görüşünü belirtmektedir. Platobazaltlarında gözlenen olivin, klinopiroksen ve plajiyoklazların kristalizasyonu pek çok elementin dağılımını sınırlamaktadır. Bu sınırlama ile platobazaltları, geniş yayımlı olarak büyük hacimlerde tek düze gözlenmektedirler. Buna rağmen bazaltlarda görülen değişimlerin çoğunun kabuk derinliklerinde etkili olan çok değişken basınçlı ayırılma sonucunda oluştuğu da bilinmektedir.

Bu verilerin ışığı altında toleyitik karakterli Hasanşeyh platobazaltının oluşum mekanizması için, üst mantonun bölümsel ergimesi ile oluşmuş pikritik karakterli ana bir magmanın alt kabuk-üst manto sınırında Alt kabuk tabakalanması mekanizmasına uygun olarak ayırılma modeli düşünülebilir. Pirolitik mantonun 20 Kb ve 60 km de % 20-30 miktarında kısmi ergimesi ile oluşan ana pikritik magma kabuk incilmesi gösteren özel durumlarda yüzeye kadar ulaşabilir. Buna karşın kabuk incelmesinin olmadığı durumlarda (ki bu durum daha çok rastlanılan bir durumdur) bu pikritik magma, kıtasal kabuğa göre daha yoğun olduğundan kıtasal kabuğun tabanına bir dizi siller halinde enjekte olur. Enjekte olan bu pikritik siller, altta ultramafik kümülatlar, üstte ise gabroyik karakterli magma (Şekil 19), olmak üzere iki ana kısım halinde ayırılırlar. Kıtasal bazaltik magmaların alçak basınç ayırılmasının çoğu da bu derin kabuksal sil kompleksi içinde oluşmaktadır. Bu sil kompleksi içinde oluşan gabroyik magma yoğunluğu yeterince azaldığı için yukarı doğru yükselerek daha da ayırılır ve geride kalıntı (restit) halinde gabroyik kümülatları bırakır. Gabroyik kümülatlar faz ilişkilerine göre yaklaşık olarak kabuk manto sınırına denk gelen 40 km den fazla olmayan derinliklerde oluşmak zorundadır. Yukarıda belirtilen oluşum mekanizması sonucunda tüketilmiş kümülatlar (Harz-

Tablo VI: Hasangeyh platobazaltının Ti/Y ve Zr/Y oran değerlerinin, farklı jeotektonik konumlarda bulunan bazaltlarla karşılaştırılmaları.
Table VI: Comparison of Ti/Y and Zr/Y ration of Hasangeyh floodbasalt with the basalts of the diverse tectonic setting

Bazaltların jeotektonik konumları (Geotectonic setting of basalts)	Analiz Sayıları (No of analyses)			Referanslar (References)
		Zr/Y	Ti/Y (ppm)	
Plaka içi bazaltlar (Within-plate basalts)				
- Okyanusal ada bazaltları (Ocean island basalts)	78	7.4	522	Pearce ve Cann (1973) Pearce and Cann(1973)
- Kıtasal bazaltlar (Continental basalts)	35	7.4	560	" " " "
Kalkalkalen bazalt ortalaması (Average of Calc-alkali basalt)	60	4.60	235	" " " "
Potasyuma fakir toleyitlerin ortalaması (Average of Low-K tholeiites)	46	2.74	271	" " " "
Okyanus tabanı bazalt ortalaması (Average of ocean-floor basalt)	72	3.07	278	" " " "
Kıtasal toleyitik bazalt ortalaması (Tablo V) (Average of continental tholeiitic basalt) (Table V)	16	3.89	251	Helm (1982) "
Hasangeyh platobazalt ortalaması (Average of Hasangeyh flood basalt)	10	3.20	235	in text

burjiti) sil'e benzer kütleler halinde kabuğun tabanında yada ona yakın bir yerde yerleşmektedirler. Bu kökensel yaklaşımda, sil modeli daha uygundur. Çünkü sil kompleksleri herhangi bir hacim problemi olmadan çok miktarda malzemeyi içlerinde barındırabilmektedirler. Sil modeli magmanın daha tekdüze ısı ve basınç şartlarında yerleşmesi açısından daha da avantajlıdır. Zira sillerin ısı-basınç koşulları benzer büyüklükteki «Dayk benzeri» kütlelere göre daha az değişmektedir. Çünkü bir derin kabuk sil'i büyük miktarlarda magmanın nisbeten sınırlı basınç aralığında ayrılaşması için ideal bir ortamı oluşturmaktadır. Sillerin yerleşmesini kontrol eden etkenler şimdiye kadar iyi anlaşılammıştır. Sillerin yerleşimine uygun şartlar, tektonik sıkışma rejimi (Roberts, 1970); düşük yoğunluktaki yan kayaçlar (Bradley, 1965), muhtemelen yatay tabakalanma ve yapraklanma gibi yapısal etkenler tarafından yaratılabilmektedir. Bu son iki etkenden hangisinin daha önemli olduğunu kestirmek zordur. Zira yer kabuğunda gözlenen sillerin çoğu hem yatay tabakalar, hemde düşük yoğunluktaki sedimanlar içine yerleşmişlerdir. Olasılıkla her iki etkenin birleşimi, ideal bir sil ortamını oluşturmaktadır.

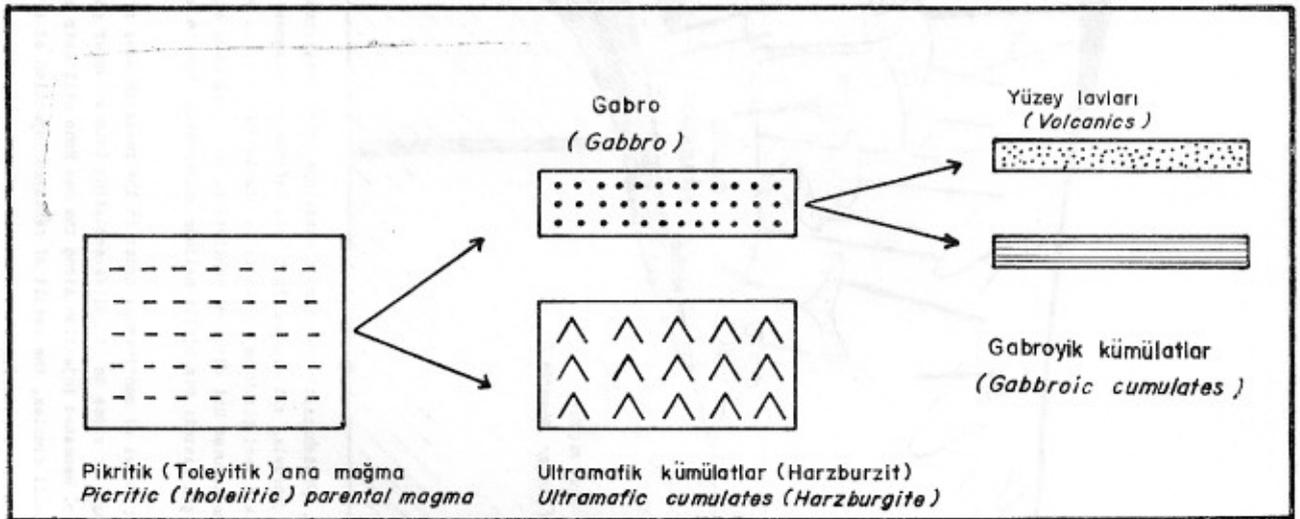
Bilindiği gibi Karadeniz plakası (Mc Kenzie, 1972; Alptekin, 1973; Dewey ve diğ., 1973) ile bu kıtanın güneyinde yer alan okyanusal kabuk kuzeydeki kıta kenarı boyunca bir yitim zonu oluşturarak Üst Kretase-Paleosen süresince kuzey-güney yönlü bir sıkış-

ma tektoniği ile kapanmıştır. Üst Kretase yaşlı adayıyı güneyden sınırlayan Kuzey Anadolu Ofiyolit karmaşığı da yiten bir okyanus kabuğunu simgelemektedir. Okyanusal kabuğun kapanması sonucu, Üst Paleosen'den sonra kıta (Anatolid)-adayayı (Karadeniz plakası) çakışması gerçekleşmiş ve sözkonusu olan kuzey-güney yönlü tektonik sıkışma rejimi Karadeniz plakasını Üst Miyosene kadar etkilemiştir (Mc Kenzie, 1970, 1972; Şengör, 1979, 1980; Tokay, 1973). Bu kuzey güney yönlü sıkışma tektoniği sillerin yerleşmesine en uygun şartları hazırlamış olmalıdır.

Hasanşeyh platobazaltı için şekillendirilmiş modelde de görüldüğü gibi (Şekil 20), alt kıtasal kabuk-üst manto modelleri ile çeşitli yazarlarca ileri sürülen okyanusal kabuk-üst manto modelleri arasında bir benzerlik varmış gibi gözükmekte ise de, Hasanşeyh platobazaltı için benimsenen model, okyanusal kabuk-üst manto modeline göre bir farklılık göstermektedir. Buna göre benimsenen modelde;

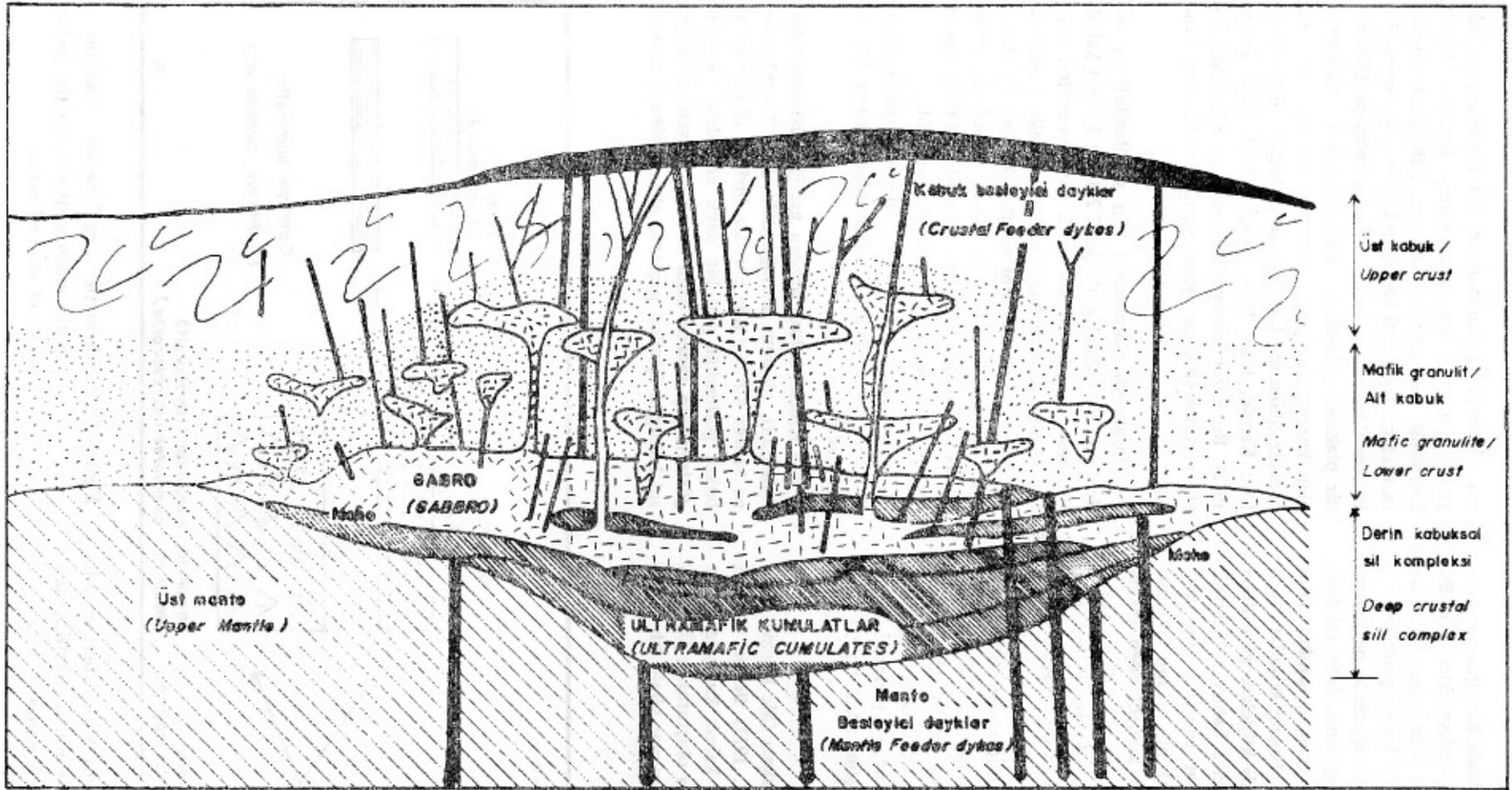
— Kıtasal kabuk, yüzey lavlarını alttan yığılmış, birikmiş ultramafik kümülatlardan ayırıcı bir konumdadır.

— Kıtasal kabuk içinden geçtiği düşünülen dayk sistemleri, okyanus kabuğundaki dayk komplekslerine benzer bir biçimde olmakla birlikte okyanusal kabukta gözlemlendiği gibi bir dayk kompleks yayılımı göstermeyip sadece daha önceden mevcut olan kıtasal kabuğun içinden geçerek, altta birikmiş olan ul-



Şekil 19 : Çalışma alanı için benimsenen modele uygun olarak düşünülen pikritik magmanın ayrılaşma şeması.

Figure 19 : Schematic fractionation diagram of picritic magma fitted into the general model of studied area.



Şekil 20: Platobazalt volkanizması etkisinde kalan araştırma sahası için kıtasal kabuk modeli. Kabuk-manto sınırına veya bu sınırın yakınına tek bir itme ile yerleşen pikritik magmanın üst gabroytik, alt ultramafik tabaka halinde ayrışması sonucu oluşan derin kabuksal sil kompleksi,ematik olarak sol tarafta, tek bir birlik halinde gözlenmekte ve sınırları belli keskin yeni bir Moho süreksizliği oluşturmaktadır. Bu yeni Moho boyunca tekrarlanan sil enjeksiyonları, gabro ilavesi ile kabuğu beslerken, ultramafik kümülâtların ilavesi ile de üst mantolden üst düzeyini yenilerler. Derin kabuksal sil kompleksi, sağ tarafta ise, birbirine benzeyen fakat tam aynı olmayan seviyelerde tekrarlanan pikritik sil enjeksiyonları sonucu çok kısımlı bir birlik halinde gözlenmekte, keskin ara yüzüylü bir Moho'dan ziyade dağınık belirsiz bir Moho oluşturmaktadır.

Figure 20: Model of continental crust in the research area affected by flood volcanism. The deep crustal sill complex generated by a single pulse of picritic magma along the crust-mantle boundary or close to it (differentiating into an upper gabbroic portion and a lower ultramafic layer) is show diagrammatically as a single unit (left) generating a new seismic sharp Moho. Repeated injection along the new Moho will keep adding gabbro to the crust while generating a new top to the upper mantle by the addition of ultramafic cumulates. The deep crustal sill complex, the result of repeated injection at a variety of similar but not identical levels, is show diagrammatically as a multiple (right) generating a diffuse Moho, rather than a sharp interface.

tramafik kümülatlarla yüzey lavlarını birleştirici özellikte olan bir dayk sistemi halindedirler.

Elder (1979 a. b)'e göre bir daykın yukarı doğru ilerleyebilmesi için akışkan basıncının, dayk kolunun üst kısımlarında litostatik basıncı belirli bir miktar aşması gerekir. Yani akışkan basıncının, kayaçların kohesif kuvvetinden büyük ve/veya ona eşit olması gerekir. Pikritik mağma durumunda ise, bu mağma düşük yoğunluktaki kabuğu delme durumunda olduğundan alt kabuğu sürekli delme işlevinde bulunur. Bu nedenle bu mağmanın akışkan basıncı kabuk içindeki bütün seviyelerde yan kayacın kohesif kuvvetinden fazla olmak zorundadır. Ancak bu şekilde hidrolik parçalanma gerçekleşir ve bu arada da yapısal özellikler uygunsu peridotitin kısmi ergimesi ile oluşan pikritik manto gerecinin siller halinde astenosferik alt kabuk içine yerleşmesi mümkün olur. Bu sokulum aynı zamanda yarı akışkan ve kısmi ergimiş bir ortamın içine doğru olduğundan (astenosferik alt kabuk) hem yerleşen gerecin hemde yerli kayanın kısmen karışmasına yol açar. Bir sil artık oluştuktan sonra üst mantodan gelen ana pikritik mağma, dayktan ziyade sil'i besler. Bu şartlar, yataya yakın yapraklanmanın geniş yayılım gösterme olasılığından dolayı derin kıtasal kabuk seviyelerinde mümkün olabilmektedir. Zira yoğunluk faktörü alt kıtasal kabuk seviyelerinde istenilene uygun olup, bu seviyelerde litostatik basınç ile mağma kolunun içindeki basınç maksimumdur (Elder, 1979a). Bu nedenle alt kabuksal seviyeler, yan duvar kayaçlarının hidrolik parçalanması için en uygun seviyelerdir. O halde pikritik sillerin ideal konumu, kabuk-manto sınırında ve/veya ona yakın bir yerdedir. Bu şekilde yerleşmiş pikritik bir mağma üst gabroyik ve alt ultramafik katman halinde ayrımlaşacak ve böylece iki kısım arasında yeni bir sismik Moho süreksizliği oluşacaktır. Bu yeni Moho süreksizliği boyunca oluşan Alt kabuk tabakalanması mekanizması ile tekrarlanan sil enjeksiyonları sonucu, yeni ultramafik kümülatların ilavesi ile üst mantonun üstünde yeni bir tüke-tilmiş manto oluşurken kabuğa da gabro ilave edilmeye devam edecektir. Bu durumda, birbirine benzeyen fakat tam aynı olmayan seviyelerde enjeksiyonlar olursa keskin ara yüzeyli bir Moho'dan ziyade dağınık ve belirsiz bir Moho oluşacaktır. Böyle bir zonda neyin manto, neyin kabuk olduğunun tanınmasında imkânsız olacaktır. Şunu belirtelimki, petrolojik olarak plajiyoklaz'ların kayaçlarda bulunuşu kıtasal kabuğu tanımlamaktadır. Derin kabuk sillerinin daha önceden katılmış kayaçlarla birlikte gabroyik mineralojide bulunabilmesi için bunların yeterince

yüksek sıcaklıkta yerleştiği kabul edilir. Bununla beraber geçen zamanla birlikte başlangıçtaki birliğin mafik granullt fasiyes mineralojisine dönüşmesi ve bir granat - piroksen - plajiyoklaz içeren birlik haline gelmesi de muhtemeldir. Bu modele göre, yüzeyde bazaltik lavlar halinde görülen Hasanşeyh platobazaltının kendi manto kaynağı ile ilişkisi tamamen kesilmiş olup, yüzeyde gözlenen bazaltik lavlar artık alt kabuk-üst manto sınırındaki yaygın sil komplekslerinden beslenirler.

Bu şartlar altında üst manto kökenli ksenolit (anklav) lerin Hasanşeyh platobazaltı içinde bulunmaması şaşırtıcı değildir.

Hasanşeyh platobazaltının, genelde yüksek TiO_2 ve düşük K_2O değerleri içeren diğer kıtasal toleyitik bazaltlara (Tablo II) göre düşük TiO_2 ve yüksek K_2O değerleri içermesi, alt kabuk tabakalanması sırasında üstte oluşan gabroyik (toleyitik) karakterli mağmanın alt kabuk-mafik granullt kayaçları ile kirlenmesi ve bunun sonucunda da gerek alt kabuk-mafik granullt bileşimine, gerekse bunlarla benzer bileşimde olabilen kalkalkalen bazalt bileşimine uyum sağlamasından ileri gelmektedir.

Çalışma alanında pikritik ana mağmanın gözlenmemesi, kıtasal kabuğun incelleme yerine, kalınlaşmış olması ihtimalini düşündürmektedir. Bununla beraber, çalışma alanının batısında yer alan Taşova bölgesi ve çevresi Eosen yaşlı bazaltları da, Baş (1979) tarafından verilmiş olan iki bazalt örneğinden HB 442 nolu örneğin, % 14.54 gibi büyük bir MgO değeri içerdiği ve pikritik kayaçların genel kimyasal bileşimlerine bir uyum sağladığı gözlenmektedir (Tablo VII). Karadeniz plakası için pikrit ve/veya pikrit benzeri gibi kabul edilebilecek olan bu örnek Karadeniz plakasının bazı kesimlerinde küçük ölçeklerde olsa dahi, kıtasal kabuğun incelmeye olabileceğini ve bunun sonucunda da pikritik karakterli ana mağmanın ve/veya onun az ayrımlaşmış kısımlarının yüzeye çıkmış olabileceğine işaret etmektedir.

Yörede yapılan bu çalışma ile elde edilen sonuçlar şu şekilde özetlenebilir :

1 — Doğu Pontidlerin orta kesiminde yayılım gösteren Hasanşeyh platobazaltının Üst Lütesiyen-Priaboniyen (?) yaşta olduğu saptanmıştır.

2 — Hasanşeyh platobazaltının gerek morfolojik ve gerekse mineralojik, petrografik ve jeokimyasal açıdan platobazaltlarının genel özelliklerine bir benzerlik sunduğu gözlenmiştir.

Tablo VII : Taşova pikritik bazaltının diğer benzer pikritik bazaltlarla karşılaştırılması.

Table VII : Comparison list of the Taşova picritic basalt with the other similar picritic basalts.

ÖRNEK NO :

(SAMPLE NO)	1	2	3	4
SiO ₂	46,62	48.14	47.12	40.02
Al ₂ O ₃	10.72	10.46	9.10	8.32
Fe ₂ O ₃	4.59	1.91	3.31	1.51
FeO	5.55	9.20	6.79	11.14
MnO	0.19	-	0.09	0.95
MgO	14.54	18.00	21.30	27.63
CaO	11.11	8.22	8.19	4.04
Na ₂ O	2.07	1.68	1.61	0.65
K ₂ O	1.07	0.75	0.85	0.32
TiO ₂	0.58	1.49	0.43	0.59
P ₂ O ₅	2.66	0.15	0.15	-
FeO/MgO	0.66	0.61	0.46	0.45

-
- 1- Pikritik bazalt, Taşova bölgesi, Türkiye (Baş, 1979)
Picritic basalt, Taşova province, Turkey (Baş, 1979)
 - 2- Pikritik bazalt, Karroo bölgesi, Güney Afrika (Cox, 1980)
Picritic basalt, Karroo province, Southern Africa (Cox, 1980)
 - 3- Pikritik bazalt, New Georgia, U.S.A. (Brown ve Schairer, 1968)
Picritic basalt, New Georgia, U.S.A. (Brown and Schairer, 1968)
 - 4- Pikritin kimyasal bileşimi (Rösler ve Lange, 1972)
Picritic composition of picrite (Rösler and Lange, 1972)

3 -- Üst Paleosen'den sonra kıta (Anatolid) - ada yayı (Pontid) çakışması sonrası, Doğu Pontid'lerin kıtasal bir kabuğa dönüştüğü ve Hasanşeyh platobazaltının da bu kıtasal plaka içinde kuzey-güney yönlü tektonik sıkışma rejimi altında alt kabuk tabakalanması (underplating) sonucu oluştuğu belirlenmiştir.

4 — Bu konuda yapılacak yeni çalışmalar, bölgede kabuğun farklı kalınlıklarda olduğu yerleri ve buralardaki magmatik ürünleri ortaya çıkaracak ve sonuçta, Karadeniz plakasında kabuk incelmesinin olabileceği bazı özel yerlerde pikritik karakterli magmanın ve/veya onun az ayrılmış ürünlerinin belirlenmesine; buna karşın kabuk incelmesinin olmadığı durumlarda, pikritik magmanın yeryüzüne ulaşmış, ayrılmış ve hatta kıtasal kabuk tarafından kirlenmiş, kalkalkalen eğilimli toleyitik karakterli ürünlerinin saptanmasına yardımcı olacaktır. İnceleme alanı için düşünülen alt kabuk tabakalanması modeli, ileride yapılacak çalışmalarla daha da geliştirilerek, Karadeniz plakasının jeotektonik ve volkanolojik evrimine bir katkıda bulunacaktır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma TÜBİTAK'ın desteği ile yürütülmüştür. Araştırma boyunca sağladığı olanaklardan ötürü yazar TÜBİTAK'a teşekkür eder. Bu araştırmanın çeşitli aşamalarında göstermiş oldukları yardımlardan ötürü Doç. Dr. Osman YILMAZ'a, kimyasal analizlerin gerçekleştirilmesinde laboratuvar imkanlarından faydalanmamı sağlayan Doç. Dr. Yılmaz SAVAŞÇIN'a, değerli görüşlerinden yararlandığım Doç. Dr. İhsan SEYMEN'e ve Yard. Doç. Dr. Halil BAŞ'a, arazi çalışmaları esnasında yardımlarını esirgemiyen Jeo. Yük. Müh. İsmail TERLEMEZ (M.T.A.) ve Dr. Ali YILMAZ'a (M.T.A.) ve ayrıca C.I.P.W. normlarının hesaplanmasında yardımcı olan Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezi elemanlarına yazar içtenlikle teşekkürlerini sunar

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ağralı, B., 1967, Ordu ili Gököy-Aybastı arasındaki sahada yapılan 1:25.000 ölçekli löve ve bölgedeki kömür zuhurlarının incelenmesi hakkında rapor: M.T.A. Enst., Derleme Rap., 4262, Ankara, (yayınlanmamış).
- Allégre, C.J., Montigny, R., and Bottinga, Y., 1973, Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de

genése: *Bulls. Soc. géol. Fr.*, XV, 5-6, 461-477.

- Alptekin, Ö., 1973, *Focal mechanisms of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications: PhD thesis, Socorro, New Mexico.*
- Atak, H.D., 1960, *Reşadiye Bölgesi Genel Prospeksiyon Çalışmaları nihai raporu: M.T.A. Enst., Ankara, (yayınlanmamış).*
- Baş, H., 1979, *Petrologische und geochemische Untersuchungen an subrezenten Vulkaniten der nordanatolischen Strömungszone (Abschnitt: Erzincan-Niksar), Türkei: Diss. Univ. Hamburg, 116 s.*
- Bertrand, H., and Prioton, J.M., 1975, *Le magmatisme triasico-liasique du Maroc et de la côte orientale de l'Amérique du Nord: 3 Réunion ann. Sci. Terre, 37, Montpellier.*
- Blumenthal, M.M., 1945, *Die Kelkit-Dislokation und ihre tektonische Rolle: M.T.A. Enst. Dergisi, 2-34, 372-386, Ankara.*
- Bradley, J., 1965, *The intrusion of major dolerite sills: Trans. R. Soc. New Zealand., 3, 27-55.*
- Brown, G.M., and Schairre, 1968, *Melting relations of some calc-alkaline volcanic rocks: Yb. Carnegie Instn. Wash., 66, 460-467.*
- Cox, K.G., Johnson, R.L., Stillmann, C.J., Vail, J.R., and Wood, R.N., 1965, *The geology of the Nuanetsi igneous provinces: Phil. Trans. Royal. Soc. Lond., 257, 71-218.*
- Cox, K.G., and Hornung, G., 1966, *The petrology of the Karoo basalts of Basutoland: Mineral., 51, 1414-1432.*
- Cox, K.G., Mac Donald, R., and Hornung, G., 1967, *Geochemical and petrographic provinces in the Karoo basalts of southern Africa: Amer. Mineral., 52, 451-474.*
- Cox, G., 1980, *A model for flood basalt volcanism: J. Petrol., 21, 629-650.*
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F and Bonnin, J., 1973, *Plate tectonics and the evolution of the Alpin system: Geol. Soc. America Bull., 84, 3137-3180.*
- Elder, J.W., 1979 a, *Magma traps. Part I, Theory: In Rybach, L., and Stegena, L., (edit), 1979 Geothermics and geothermal energy: Con-*

- tribution to current research in geophysics, 7, 3-14.
- Elder, J.W., 1979 b, Magma traps II, Application: *Ibid.*, 7, 15-33.
- Erentöz, C., 1950, Türkiye Jeoloji Haritası 1:100.000 ölçekli Reşadiye 44-2 paftası: M.T.A. Enst., Ankara, (Yayınlanmamış).
- Erler, A., 1975, Ağzlar (Gölköy-Ordu) Kurşun-Çinko zuhurunun jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bull., 18, 139-142.
- Floyd, P.A., and Winchester, J.A. 1975, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements: *Earth Planet Sci. Lett.*, 27, 211.
- Gedikoğlu, A., 1970, Etude géologique de la région de Gölköy (Province D' Ordu-Turque): Thèse de doctorat, Grenoble (Yayınlanmamış).
- Gottini, V., 1968, The TiO_2 frequency in volcanic rocks: *Geol. Rundsch.*, 57, 920-935.
- Göksu, E., 1960, 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Samsun paftası açıklaması: M.T.A. Enst., Ankara.
- Green, D.H., and Ringwood, A.E., 1967, The genesis of basaltic magmas: *Contr. Min. Petr.*, 15, 103-190.
- Green, D.H., and Ringwood, A.E., 1969, the origin of basalt magma: In Hart, J., (edit.), 1969. *The Earth's crust and Upper Mantle : Pembroke*, 489-495.
- Gunn, B.M., 1962, Differentiation in Ferrar Dolerites, Antarctica: *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, 5, 820-863.
- Gunn, B.M., 1966, Modal and element variation in Antarctic tholeiites: *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 30, 881-920.
- Hamilton, W., 1963, Petrology of rhyolite and basalt, northwestern Yellowstone plateau: U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 475 - c, 71-81.
- Holm, P.E., 1982, Non-Recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram : *Contr. Min. Petr.*, 79, 308-310.
- Hyndman, D.W., 1972, Petrology of igneous and metamorphic rocks: Mc Graw Hill, Edit, New York. 530 p.
- Innocenti, R., Mazzuoli, R., Pasquara, G., Radicati, F., Brozolo, F., and Villari, L., 1976, Evolved lavas from the Snake River plain: interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey): *Jour. Volc. Geoth. Res.*, 1, 103-112.
- Irvine, T.N., Barager W., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journ. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Jakes, P., and White, A.J.R., 1971, Composition of island arcs continental growth: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 224-230.
- Jaron, J.J., Bougault, H., Treuil, M., and Allégre C.J., 1976, Etude géochimique des roches magmatiques de la zone FAMOUS et de l'archipel des Açores: *Bull. Soc. Géol. France.*, t. XVIII, no: 4, 811-818.
- Kalyoncuoğlu, A., Yaşar, M. ve Karabulut, A., 1975, Reşadiye (Tokat) bentonit sahalarında ayrıntılı çalışma raporu: M.T.A. Enst., Derleme Rap. no: 5395, Ankara, (Yayınlanmamış).
- Kronberg, P., 1969, Doğu Karadeniz dağlarının (Kuzeydoğu Türkiye) Tektoniği üzerine fotojeolojik veriler: M.T.A. Enst. Dergisi, 74, 57-65, Ankara.
- Kuno, H., 1968, Differentiation of basalt magmas : In Hess, H.H., and Poldervaart, A. (edit), 1968, *Basalts, 2 (Interscience, New York)*, 623-688.
- Kyle, P.R., 1980, Development of heterogeneities in the subcontinental mantle; Evidence from the Ferrar Group, Antarctica: *Contr. Min. Petr.*, 73, 39-104.
- Macdonald, G.A., and Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian Lavas: *J. Petrology*, 5, 82-133.
- Leeman, P.W., Vitaliano, J.C., and Prinz, M., 1976, Evolution of the volcanism in the area of Crater of the Moon National Monument Idaho: *Contr. Min. Petr.*, 56, 35-60.
- Le Roex, A.P., Reid, D.L., 1978, Geochemistry of Karroo dolerite sills: *Contr. Min. Petr.*, 66, 361-366.

- Manson, V., 1967, *Geochemistry of basaltic rocks: Major elements*: in Hess, H.H., and Poldervaart, A. (edit.), 1967, *Basalts*, 1 (Interscience, New York), 215-269.
- Mc Dougal, I., 1976, *Geochemistry and origin of basalt of the Columbia River Group, Oregon and Washington*: *Geol. Soc. America Bull.*, 87, 777-792.
- Mc Kenzie, D.P., 1970, *Plate tectonics of the Mediterranean region*: *Nature.*, 226, 239-249.
- Mc Kenzie, D.P., 1972, *Active tectonics of Mediterranean region*: *Geophys.*, 30, 2, 109-189.
- Middlemost, A.K.E., 1975, *The basalts clan*: *Earth Science Reviews*, 11, 337-364.
- Miyashiro, A., 1975, *Volcanic rock series and tectonic setting*. In Donath, F. A., Stehli, F. G., (edit.), 1975: *Annual review of earth and planetary*, 3, 251-269.
- 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, L.A., 1975, *Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus*. *Tectonophysics*, 25, 41-67.
- Pearce, J.A., 1976, *Statistical analysis of major element pattern in basalts*: *J. Petrology.*, 17, 15-43.
- Pearce, J.A., and Gale, G.H., 1977, *Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks*: *Geol. Soc. London Publ.*, 7, 14-24.
- Pearce, J.A., and Norry, M.J., 1979, *Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations volcanic rocks*: *Contr. Min. Petr.*, 69, 33-47.
- Pelin, S., 1977, *Alucra (Giresun) Güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelenmesi*: K.T.Ü. Yayın No: 87, Trabzon, 1035.
- Powers, H.A., 1932, *The lavas of the Modoc Lava-Bed Quadrangle, California*: *Amer. Mineral.*, 17, 253-294.
- Prinz, M., 1967, *Geochemistry of basaltic rocks; Trace elements*: In Hess, H.H., and Poldervaart, A. (edit.), 1967, *Basalts*, 1 (Interscience, New York), 271-323.
- Puffer, J.H., Lechler, P., 1980, *Geochemical cross section through the Watchung basalt of New Jersey*: *Geol. Soc. America Bull.*, 91, 7-10.
- Richardson, S.H., 1979, *Chemical variation induced by flow differentiation in an extensive Karroo dolerite sheet, southern Namibia*: *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 43, 1433-1441.
- Roberts, J.L., 1970, *The intrusion of magma into brittle rocks*. In Newall, G. and Rast N. (edit.), 1970, *Mechanisms of igneous intrusion*: *Geol. J. special Issue.*, 2, 287-338.
- Roger, N. W., 1977, *Granulite xenoliths from Lesotho kimberlites and the lower continental crust*: *Nature.*, 270, 681-4.
- Rösler, H.J., and Lange, H., 1972, *Geochemical tables*: Elsevier Publishing Company Amsterdam, 468 p.
- Ruegg, N.R., Dutra, C.V., 1970, *Variation in the content of some trace elements in basaltic rocks from the Parana basin*: *Anais do XXIV Congr Bras Geol, Soc. Bras Geol.*, 219-226.
- Schultze-Westrum, H.H., 1960, *Giresun-Aksudere (Doğu pontos) Cevher bölgesi hinterlandında yapılan prospeksiyon ve jeoloji harita çalışmaları hakkında rapor*: M.T.A. Enst., *Derleme Rap. No: 3184*. Ankara.
- Schultze-Westrum, H.H., 1962, *Ordu-Pirazizçambaşı hinterlandı çevresinde 1961 senesinde yapılan cevher yatakları prospeksiyonu ve jeolojik yeni löveler (1:25.000)*: M.T.A. Enst., *Derleme Rap. No: 3337*, Ankara, (Yayınlanmış).
- Seymen, I., 1975, *Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği* : İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul, 192 s.
- Smith, R.C.II., Rose, A.W., Lanning, R.M., 1975, *Geology and geochemistry of Triassic diabase in Pennsylvania*: *Geol. Soc. America Bull.*, 86: 943-955.
- Sukheswala, R.N., and Poldervaart, A., 1958, *Deccan Basalts of the Bombay area, India*: *Geol. Soc. America Bull.*, 69, 1475-1494.

- Şengör, C., 1979, *The North Anatolian transform. Fault; its age, offset and tectonic significance: Jour. Geol. Soc. London*, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., 1980, *Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: Türkiye Jeol. Kur. Konf. Ser., No: 2, 40 s.*
- Taylor, S.R., and Mc Lennan S.M., 1979, *In discussion on «Chemistry» thermal gradients and evolution of the lower continental crust' by Tarney, J., and Windley, B.F.J: Geol. Soc. London., 497-500.*
- Tchihatcheff, P. de., 1869, *Asie Mineure; Geologie II. Paris.*
- Terlemmez, I. ve Yılmaz, A., 1980, *Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bull., 23 (2): 179-191.*
- Terzioğlu, M.N., 1983, *Reşadiye-Aybastı-Gölköy-Mesudiye-Koyulhisar ilçeleri arasındaki sahada yer alan Eosen volkanitlerinin petrolojik-Petrokimyasal özelliklerinin incelenmesi : Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Temel Bilimler Araştırma Grubu, Proje No: TBAG-137, (Yayımlanmamış).*
- Tilley, C.E., and Muir, I.O., 1962, *The Hebridean Plateau Magma type: Trans. Edinburg Geol. Soc., 19, 208-215.*
- Tokay, M., 1973, *Kuzey Anadolu Fay zonunun Gereke ve Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler. Kuzey Anadolu fayı ve Deprem kuşağı simpozyumu: M.T.A. Yay., 12-29, Ankara.*
- Tokel, S., 1979, *Erzurum-Kars yöresinde Neojen çöküntüyle ilgili Volkanizmanın incelenmesi: K.T.Ü. Doçentlik tezi, Trabzon, 107, (Yayımlanmamış).*
- Torun, A.F., Yılmaz, O. ve Batum, İ., 1978, *Petrokimyasal işlem programı : Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezi, Ankara.*
- Treuil, M., and Varet, J., 1973, *Critères Volcanologiques, petrologiques, et géochimiques de la genése et de la différenciation des magmas basaltiques. exemple de l'Afar: Bull. Soc. Géol. Fr., XV, 5, 6, 506-540.*
- Turner, F.J., and Verhoogen, J., 1960, *Igneous and metamorphic Petrology. 2 nd editions, Mc. Graw-Hill, New York, 694 p.*
- Vail, J.R., Hornung, G., and Cox, K.G., 1969, *Karoo basalts of the Tuli Syncline, Rhodesia: Bull. volcanol., 33, 398-418.*
- Vallance, T.G., 1974, *Spilitic degradation of a tholeiitic basalt: J. Petrology., 15, 79-96.*
- Wager, L. R., 1960, *The major element variation of the Layered series of the Skaergaard intrusion: J. Petrology., 1, 364-398.*
- Wedding, H., 1963, *Kelkit hattı jeolojisine ait düşünceler ve Kelkit-Bayburt (Gümüşhane) çevresindeki Jura Stratigrafisi: M.T.A. Enst. Dergisi, 61, 31-66. Ankara.*
- Weigand, P.W., and Ragland, P.C., 1970, *Geochemistry of Mesozoic dolerites dykes from eastern North America: Contr. Min. Petr., 39, 195-214.*
- Yoder, H.S., and Tilley, C.E., 1962, *Origin of basaltic magmas :an experimental study of natural and synthetic rocks systems: J. Petrology., 3, 342-532.*

Reşadiye (Tokat) Kuzeybatısındaki Hasandede Andezitinin Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi

MINERALOGICAL-PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF HASANDEDE ANDESITE IN THE NORTHWEST OF REŞADIYE (TOKAT, TURKEY).

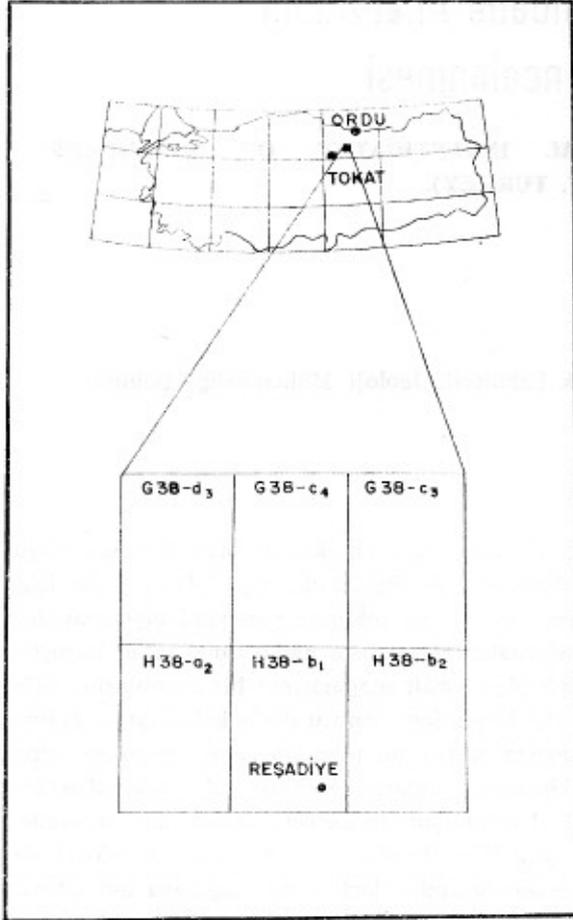
M. NURİ TERZİOĞLU, Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü
SİVAS.

ÖZ : Doğu Pontidlerin orta kesiminde yer alan kalkalkalen volkanik seri karakterli, Orta Miyosen yaşlı Hasandede andeziti, volkanolojik gelişimi açısından bir yitim zonu ile ilişkili olmayıp, kıtasal plaka içlerinde yayılım gösteren «kıta içi andezitlere» petrografik, jeokimyasal ve tektonik yerleşimi açısından bir benzerlik göstermektedir. Petrografik ve Jeokimyasal çalışmalar Hasandede andezitinin yakın kuzeyinde yayılım gösteren kalkalkalen eğilimli toleyitik Hasanşeyh platobazalt magmasının bir ayrımlaşma ürünü olduğunu vurgulamaktadır. Alt kabuk tabakalanması (Underplating) sonucu derin kabuksal sil kompleksi içinde gelişen ve Hasanşeyh platobazaltının ana magmasını oluşturan toleyitik gabro magması, içine yerleştiği alt kabuk-mafik granulit kayalar tarafından kirlenerek onlara jeokimyasal bakımdan bir uyum sağlamış ve bunun sonucunda kalkalkalen bir eğilim kazanmıştır. İz element çalışmaları, Hasandede andezitinin Pasifik çevresi andezitlerinden daha çok, granitlere benzer olan element içerikleri ile farklılıklar gösterdiğini ve bu farklılığında ayrımlaşma sürecinde andezitleri veren magmaya üst kıtasal kabuktan malzeme karışmış olmasından ileri geldiğini belirtmektedir. Üst kıtasal kabuğun etkisi altında gelişen kirlenme sonucu Hasandede andezitleri, kalkalkalen karakterli bir volkanik seri gibi gözlenmektedir.

ABSTRACT : The Hasandede andesite of Middle Miocene age, lies in the central part of the Eastern Pontides, and has characteristics of a calcalcaline volcanic series. By using criteria of petrography, geochemistry, and tectonic setting it displays similarities to «intracontinental andesites» observed within continental plates, it is not related to a subduction zone by its volcanologic development. Petrographical and geochemical investigations strongly indicate that the Hasandede andesite is a differentiation product of the Hasanşeyh floodbasalt magma of tholeiitic character with calcalcaline tendencies and Hasanşeyh floodbasalt crops out to the north of the Hasandede andesite. The tholeiitic gabbro magma, which developed within deep crustal sill complex due to underplating, and formed the parent magma of the Hasanşeyh floodbasalt, was contaminated by the lower crust-mafic granulitic rocks in which it was emplaced and as a result it gained a calcalcaline tendency. Trace element studies indicate that the Hasandede andesite has element contents similar to granites and different from Circum-Pacific andesites, and this difference is due to addition of upper crustal material during differentiation process to the magma which gave rise to andesites. By contamination from upper continental crust, the Hasandede andesites are observed as a volcanic series of calcalcaline character.

GİRİŞ

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Hasandede andeziti, Doğu Pontidlerin orta kesiminde, Reşadiye (Tokat) kuzeybatısında Tokat G 38-c₃, c₄, d₃, H 38-a₂, b₁, b₂ paftaları içerisinde yer almaktadır (Şekil 1).



Şekil 1 : İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1 : Location map of the investigated area.

Çalışma alanı ve yakın çevresi için ilk jeolojik çalışmalar Tchihatcheff (1869) ve Blumenthal (1945, 1950) tarafından başlatılmıştır. Daha sonraları bölgede Erentöz (1950), Göksu (1960), Wedding (1963), Ağralı (1967), Kalyoncuoğlu ve diğ., (1975), Seymen (1975), Baş (1979), Terlemez ve Yılmaz (1980), Terzioğlu (1983) çeşitli ölçekte jeolojik harita alımı, çevher yatakları prospeksiyonu, stratigrafi ve petrokimya çalışmaları yapmışlardır.

Yörede ilk petrokimyasal çalışma Baş (1979) tarafından yapılmıştır. (Baş (1979), Reşadiye-Niksar volkanitlerinin bazı kısımlarında alkali veya şoşonitik,

entermediyer kısımlarında kalkalkalen hatta kısmen toleyitik karakterde olduklarını vurgulamaktadır. Araştırmacı, çalışmasında Reşadiye-Niksar volkanizmasının bazaltik bir ana magmanın kristal ayrışma yolu ile meydana geldiğini gösteren belirtilerin eksikliğini vurgulamaktadır. Üst manto malzemesinin ve belki de alt kabuk malzemesinin kısmi ergimesi ile meydana gelen magmanın, daha sonra magma ocaklarında ve/veya yüzeyle çıkarken yan kayaları assimile etmesini bu volkanitlerin kökeni hakkında bir görüş olabileceğini belirtmektedir.

Terzioğlu (1983), çalışma alanında geniş yayılım gösteren volkanik kayaları (Şekil 2) stratigrafik açıdan Orta Miyosen yaşlı Hasandede andeziti ve Kuvarterner yaşlı Yolüstü volkanitleri olarak iki birim halinde ayırtlamış ve bu volkanitlerin petrojenezine bir yaklaşımda bulunmuştur.

Hasandede andeziti, Neojen-Kuvarterner yaş konağında bulunan Erdembaba Formasyonunun (Terzioğlu, 1983) bir üyesi olup (Şekil 3) tabanında yer alan ve Seymen (1975) tarafından adlanmaları ve tanımlanmaları yapılan Alt-Orta Jura yaşlı Karatepe, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Hankırıtepesi, Üst Kretase yaşlı Gökçebel, Kızıltepe, Kapaklı ve Kırandağ Formasyonları üzerinde uyumsuzdur. Paleosen yaşlı Düdenyaylası ile doğrudan bir ilişkisi yoktur. Birim ayrıca altta, Orta-Üst Lutesiyen yaşlı Kabaklık ve Üst Lutesiyen-Priaboniyen (?) yaşlı Hasanşeyh platobazaltı ile de bir uyumsuzluk göstermektedir. Üstte ise, Erdembaba Formasyonuna ait Kuvarterner yaşlı Yolüstü volkanitleri tarafından uyumsuz olarak örtülür. Yüzeyletiği yerlerde yaklaşık 100 m. bir kalınlığa sahiptir. Reşadiye ve Niksar arasında yayılım gösteren ve büyük bir kısmı çalışma alanı içinde yer alan Hasandede andeziti, küçüklü büyüklü ve birbirinden bağımsız püskürme merkezleri şeklinde gözlenmektedir. Diğer birimlerle olan ilişkisine göre, birimin yaşı Orta Miyosen olarak belirlenmiştir.

Saha çalışmaları sırasında bu birimden petrografik ve jeokimyasal incelemeler için bozunmamış taze örnekler alınmıştır.

Petrografik incelemeler sonucu, jeokimyasal incelemeler için seçilen örnekler öğütülüp, homojenleştirildikten sonra 105 ° de kurutulularak analize hazırlanmıştır. Jeokimyasal çalışmalar için alınan örnek yerleri Şekil 2'de görülmektedir. Örneklerin kimyasal analizleri, Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Merkez Kimya Laboratuvarında yapılmış olup, SiO₂, TiO₂ ve P₂O₅ analizlerinde kolorimetrik spektrofotometre, Al₂O₃, MgO, CaO, F₂O₃T, Na₂O,

ÜST SİSTEM ERATHEM	SİSTEM / SYSTEM	SERİ / SERIES	KAT / STAGE	FORMASYON / FORMATION	ÜYE / MEMBER	KALINLIK / THICKNESS	L I T H O L O J İ / L I T H O L O G Y	
							İŞARETLER / SYMBOLS	AÇIKLAMALAR / EXPLANATIONS
M E S S O Z O Y İ C S E N O Z O Y İ C K / Y İ C K / Y İ C	J U R A S S I C ÜST JURA / UPPER JURASSIC	ALT ORTA JURA / LOWER-MIDDLE JURASSIC	K R E T A S E / CRETACEOUS	ERDEMBABA	HATİPLİ	100		Klastik sedimanlar / Clastic sediments
					YOLUSTÜ	100		Gözenekli, siyahimsı gri bazalt ve bazaltik andezit. Black and dark grey basalt and basaltic andesite with porous.
					ERDEMBABA	300		Yer yer piroklastik kayalar içeren andezit ve dasitler. Andesites and dacites, sometimes containing pyroclastic.
					HASANDEDE	100		Siyahimsı gri andezitik lavlar/Dark grey andesitic lavas.
					HASANŞEYH	600		Siyah renkli, kalın tabakalı, yerel olarak ta aglomera ve tuf arakatlı bazalt. Basalt, black, massive, thick bedded, locally interbedded with agglomerate and tuff.
					KABAKLIK	80		Linyit ara tabakalı piroklastikler/Pyroclastics with lignite
					ÇALYAYLAŞI			Detritik kireçtaşı/ Detritic limestone
					DUDENYAYLAŞI	100		Kireçtaşı, kumtaşı, kil, çakıltı/ Limestone, sandstone, clay conglomerate.
					SARIKAYALAR			Detritik kireçtaşı/ Detritic limestone.
					M E S S O Z O Y İ C K / Y İ C K / Y İ C	K R E T A S E / CRETACEOUS	ALT ORTA JURA / LOWER-MIDDLE JURASSIC	K R E T A S E / CRETACEOUS
			Pelajik marl, volkanik çakıltı, piroklastik kumtaşı, detritik kireçtaşı. Volcanic conglomerate interbedding with lavas, pyroclastic sandstone, detritic limestone.					
			Kireçtaşı, marn ve bazik lavlar/Limestone, marl and basic lavas.					
			Çamurtaşı, marn, piroklastik kumtaşı, çakıltı, türbiditik kireçtaşı. Mudstone, marl, pyroclastic sandstone, conglomerate, turbiditic limestone.					
			Detritik kireçtaşı /Detritic limestone.					
			Volkanik aratabakalı klastik tortullar. Clastic sediments interbedded with volcanics.					

Şekil 3 : İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti (Seymen, 1975; Terzioğlu, 1983'ten basitleştirilerek hazırlanmıştır).

Figure 3 : Generalized columnar section of the investigated are (Simplified after Seymen, 1975; Terzioğlu, 1983).

K₂O ve MnO analizlerinde atomik absorpsiyon spektrofotometre yöntemi kullanılmıştır. FeO analizleri volumetri yöntemi ile yapılmıştır. Rb, Sr, Zr, Y ve Nb iz elementlerin analizlerinde ise X-ışınları floresans spektrofotometre yöntemleri kullanılmıştır. Bütün analizler iki kez tekrarlanmış ve matriks düzeltme işlemleri de yapılmıştır. Bu çalışmanın kapsamı içinde, Baş (1979) tarafından yöre için verilen kimyasal analiz sonuçları da araştırma sahasında yayılım gösteren volkanitlerin belirlenen stratigrafik konumlarına göre (Terzioğlu, 1983) yeniden değerlendirilmiştir.

Bu makalede, inceleme konusu volkanitlerin jeokimyasal karakterleri, elde olunan kimyasal analizler ve onlardan yararlanılarak hesaplanan «norm»lar yardımıyla belirlenmiş ve bunlar benzer diğer kayaların jeokimyasal karakterleriyle karşılaştırılarak Hasandede andezitinin kökensel yorumuna gidilmeye çalışılmıştır.

C.I.P.W. normları hesaplanırken, Tablo 1'de verilen analiz sonuçlarındaki % Fe₂O₃ değerleri, ikincil oksidasyon sonucu normatif bileşimde gelişebilecek olan yanılırları önlemek amacıyla Irvine ve Baragar (1971)'ın geliştirdikleri % Fe₂O₃ = % TiO₂ + 1,5 eşitliğine uygun olarak düzeltilmiştir. C.I.P.W. normları Hacettepe Üniversitesi, Bilgi İşlem Merkezinde Torun ve diğ. (1978) tarafından derlenen bir programla hesaplanmıştır.

HASANDEDE ANDEZİTİNİN PETROGRAFİSİ

Makroskopik olarak gri, siyahımsı gri renkli ve masif yapılı olup tek düze bir görünüme sahiptir.

Birimden alınan kayaç örneklerinin mikroskopik incelenmesinde genel olarak hemikristalen porfirik yapının yaygın olduğu bazı örneklerin ise pilotaktik yapı gösterdikleri görülmüştür. Piroksen ve seyrek olarak plajiyoklaz kristalleri küçük fenokristaller halinde olup hamur içinde dağılmış ya da glomerofirik yapı gösterecek şekilde düzenlenmişlerdir. Hamur maddesi, plajiyoklaz ve opak mineral mikrolitleri ile az bir miktarda volkanik camdan oluşmuştur. Kayaçları oluşturan bileşenler ayrı ayrı ele alınıp incelendiğinde şu özellikler gözlenmiştir;

Plajiyoklaz: Genellikle mikrolitler halinde olup, nadiren de öz şekilli veya yarı öz şekilli küçük fenokristal halindedirler. Plajiyoklazlar genellikle dalgalı sönme göstermektedirler. Küçük fenokristaller magmanın korrozif etkilerini taşır. Plajiyoklazlar, Albit, Karlsbad-Albit karmaşık ikizlerine sahiptirler. Bazen normal zonlu yapı gösterirler. Bunların merkez ki-

simleri serisitleşmiş ve opak mineral bulutları ile örtülmüş iken kenar kısımları hiçbir bozunma göstermemektedir. Albit kanununa göre olan ikizlerde ölçüm yapılabilen plajiyoklazların bileşimi andezin (An: 40-45)-labrador (An: 53) arasındadır. Plajiyoklazlar, klinopiroksenler ile glomerofirik yığışmalar yapmaktadırlar.

Ortopiroksen: Yarı öz şekilli, çoğunlukla uzunca kristaller halinde gözlenen pleokroyik hiperstendirler. Az bir miktarda olup, bazı ince kesitlerde saptanmıştır. Seyrek olarak da ojitlerin merkezlerinde gözlenmektedir.

Klinopiroksen : Öz şekilli ve yarı öz şekilli küçük fenokristaller halindedirler. Genellikle renksiz olup nadir olarak da hafif yeşilimsi bir pleokroyizmaya sahiptirler. Ojit fenokristallerinde sık sık zonlu yapıya rastlanır. Seyrekte olsa bazı kristallerde kum saati yapısı da gözlenmiştir. Ojit fenokristallerinin bazılarında ikizlenmeler görülür. Klinopiroksenlerin sönme açıları $Ng \wedge c : 45^\circ - 47^\circ$ olup, ojitlerdir. Bazılarının merkezi kısımları magmatik korozyona uğramış olup parçalanmış durumdadırlar. Ojit kristallerinin merkez kısımları genellikle boşluklu olup, plajiyoklaz mikrolitleri, manyetit ve volkanit cam inklüzyonları içerirler. Ojitler bazen ışınal agregatlar halindedir. Küçük fenokristaller halinde ya kendi aralarında birleşerek ya da içlerine plajiyoklazları da alarak Hasanşeyh bazaltında olduğu gibi glomerofirik yığışmalar oluştururlar. Yığışmalar içindeki kristaller birbirleri ile öz şekilli kontaklar yaparlar. Ojitlerin içinde az miktarda olmak üzere plajiyoklazlara da inklüzyonlar halinde rastlanmaktadır.

Manyetitler bol, apatitler ise çok azdır. Manyetitler, küçük kristaller halinde piroksen ve plajiyoklazlar içinde opak mineral bulutları halinde gözlenirler. Apatitler ise bazı ince kesitlerde gözlenebilmektedirler.

HASANDEDE ANDEZİTİNİN JEOKİMYASI

Hasandede andezitinin çeşitli yerlerinden alınan 20 örneğin majör ve iz element içerikleri ayrı ayrı incelenerek, diyagramlar ve yorumlamalar majör ve iz element dağılımları şeklinde sunulmuştur. Örnek yerleri Şekil 2'de görülmektedir.

Majör Element Dağılımı

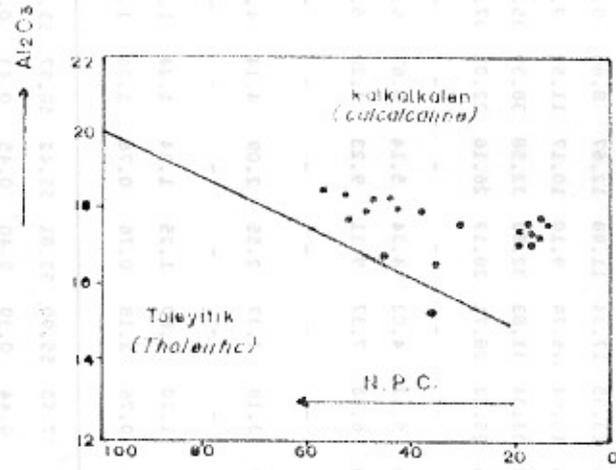
Hasandede andezitine ait örneklerin majör element kimyasal analiz sonuçları ve C.I.P.W. normları Tablo 1'de verilmiştir. Örnekler % 58.03 - 63.15 ara-

Tablo I : Hasandede andezitinin majör element kimyasal analiz sonuçları ve hesaplanmış bazı norm değerleri.
 Table I : Chemical analysis of the majör elements of Hasandede andesite and some calculated norm values.

KAYAÇ GRUBU (Rock Group) : H A S A N D E D E A N D E Z İ T İ (H A S A N D E D E A N D E S İ T S)																				
ÖRNEK NO (SAMPLE NO) :																				
	1	1A	3	5	7	8A	9	10	11	14	15	16	17	24	26	33	36	36A	37	91
MAJÖR ELEMENTLER (MAJÖR ELEMENTS)																				
SiO ₂	59.34	58.05	60.45	58.03	61.50	63.15	59.79	59.93	60.73	62.02	59.51	60.07	58.51	56.95	58.58	60.06	62.03	58.81	59.22	62.18
Al ₂ O ₃	18.39	18.50	17.34	17.09	13.95	18.33	17.52	17.18	17.60	17.86	18.25	17.58	17.50	18.33	18.11	18.45	17.91	16.07	18.50	16.21
Fe ₂ O ₃	1.39	1.95	2.16	2.50	2.29	2.02	1.53	1.80	2.14	1.64	1.75	1.42	2.14	2.19	2.20	2.08	2.02	1.95	2.19	2.15
FeO	3.12	2.88	2.71	3.12	2.87	1.84	3.13	2.91	2.55	2.44	3.00	3.31	2.91	3.17	3.07	2.48	2.07	4.38	2.55	2.10
MnO	0.09	0.08	0.08	0.10	0.09	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.09	0.09	0.10	0.10	0.07	0.04	0.15	0.08	0.07
MgO	3.09	3.67	3.02	3.23	3.52	1.93	2.99	2.93	2.94	2.79	3.21	3.05	2.90	3.07	2.68	3.53	2.71	2.73	3.24	2.62
CaO	6.90	8.13	6.97	7.25	8.21	6.09	7.08	6.89	6.83	7.07	7.14	6.89	7.30	7.57	6.64	7.61	6.75	7.03	7.46	6.84
Na ₂ O	4.12	3.59	3.96	4.20	3.53	3.61	3.80	3.44	3.92	3.74	3.85	3.81	4.51	4.16	4.34	2.96	3.11	3.18	3.85	4.21
K ₂ O	1.60	0.87	1.39	1.82	1.53	1.58	1.78	2.04	1.74	1.14	1.53	1.70	1.93	1.61	1.97	0.98	1.17	2.25	1.17	1.58
TiO ₂	0.67	0.56	0.66	1.00	0.79	0.52	0.61	0.65	0.63	0.57	0.65	0.60	0.64	0.69	0.70	0.58	0.52	0.45	0.69	0.65
P ₂ O ₅	0.38	0.22	0.38	0.61	0.82	0.19	0.33	0.30	0.32	0.21	0.32	0.32	0.52	0.46	0.47	0.19	0.17	0.26	0.25	0.27
H ₂ O	1.32	0.30	0.66	1.23	0.64	0.64	1.40	1.84	0.50	0.66	0.43	1.04	1.04	1.55	0.98	0.42	0.67	2.08	0.62	0.94
TOPLAM	99.71	99.71	99.78	100.15	99.24	99.97	100.05	99.99	99.98	100.21	99.72	99.88	99.99	99.85	99.84	98.90	99.17	99.34	99.82	99.82
C.I.P.W. NORMATLARI (C.I.P.W. NORMS)																				
q	9.75	14.41	15.21	9.44	16.81	20.27	12.57	12.65	13.55	17.34	11.88	12.67	8.86	8.11	9.65	17.76	21.20	12.83	12.95	-
or	9.63	5.14	8.27	10.93	9.11	9.34	10.64	10.64	10.64	6.74	9.10	10.17	11.52	9.69	11.76	5.83	6.97	13.33	6.98	9.34
ab	15.46	30.16	34.02	16.05	30.10	30.56	32.49	32.49	33.34	31.83	32.83	32.58	38.59	35.79	37.15	25.19	26.54	26.98	32.83	35.62
an	26.83	31.89	25.57	22.76	17.84	28.98	25.80	25.75	25.22	28.71	28.19	26.16	22.01	37.03	24.41	34.36	31.72	22.99	29.99	20.67
na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
di	4.39	6.32	5.26	7.62	16.81	-	5.25	5.25	5.17	4.02	4.34	5.14	8.67	6.39	4.50	1.89	0.74	0.46	4.45	10.33
hy	9.00	8.61	5.16	5.26	3.09	5.79	8.60	8.59	6.83	7.37	9.11	9.23	3.28	6.45	6.01	9.97	7.81	8.62	7.40	1.74
ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
mt	2.73	2.84	2.74	4.47	3.35	2.93	2.28	2.25	3.18	2.39	2.55	2.09	4.14	4.00	4.03	0.03	2.95	2.84	3.49	2.63
fm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
il	1.29	1.25	1.24	1.44	1.51	0.99	1.24	1.24	1.20	1.80	1.25	1.24	1.24	1.33	1.35	1.11	0.99	0.86	1.33	1.23
ap	0.92	0.52	0.90	1.47	0.74	0.45	0.78	0.78	0.76	2.18	0.76	0.76	1.26	1.11	1.24	0.45	0.41	0.62	0.78	0.88
D.T.	54.84	50.01	57.50	56.42	56.01	60.17	55.70	55.73	57.53	55.90	53.81	55.42	56.97	53.66	58.56	48.78	54.72	53.14	52.80	60.91
K ₂ O/Na ₂ O	0.39	0.24	0.35	0.43	0.43	0.44	0.47	0.59	0.44	0.30	0.40	0.45	0.43	0.39	0.45	0.33	0.38	0.71	0.30	0.38
Fe/(Fe+Mg)	0.62	0.57	0.62	0.64	0.59	0.67	0.61	0.62	0.61	0.59	0.60	0.65	0.64	0.64	0.66	0.56	0.60	0.70	0.59	0.62

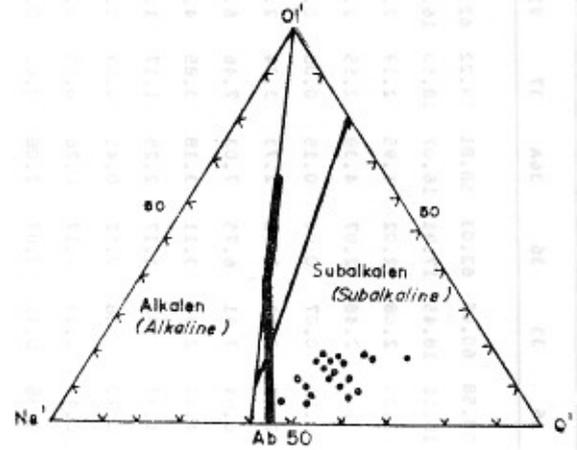
sında değişen ölçüde SiO_2 içerirler. Al_2O_3 miktarları % 13.95 - 18.50 arasındadır. Fe_2O_3 miktarı % 1.42 - 2.85 ve hesaplanan FeO miktarları ise 1.40 - 4.38 arasında değişimler göstermektedir. MgO % 1.93 - 3.67 ve CaO % 6.09 - 8.21 arasında değişik değerler gösterirler. Na_2O % 3.11 - 4.51 ve K_2O % 0.87 - 2.25 arasında değişir. TiO_2 % 0.45 - 1.00 ve P_2O_5 % 0.17 - 0.61 arasında değerler verir. MnO değerleri ise % 0.04-0.15 arasındadır.

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ diyagramında (Şekil 4) Hasandede andezitine ait örneklerin subalkalen karakterli lavlar oldukları görülmektedir. Lavların «Ol'-Ne'-Q'» diyagramında da (Şekil 5) subalkalen nitelikte oldukları yinelenmektedir.



Şekil 4 : Alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - SiO_2 diyagramı.
 A₁ çizgisi : Irvine ve Baragar'a (1971) göre sınır.
 A₂ çizgisi : MacDonald ve Katsura'ya (1964) göre sınır.
 A₃ çizgisi : Hyndman'a (1972) göre sınır.
 A₄ çizgisi : Kuno'ya (1968) göre sınır.
 B çizgisi : Kuno'ya (1968) göre sınır.

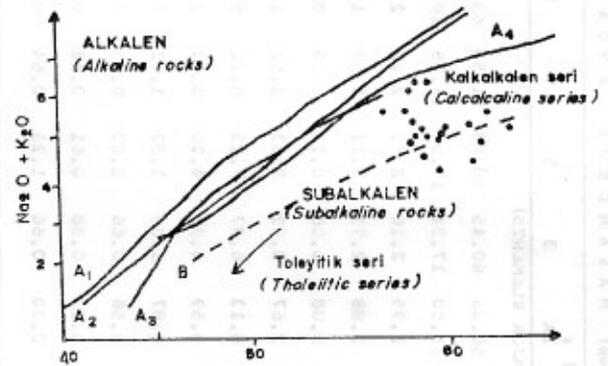
Figure 4 : Alkali - Silica Diagram.
 A₁ line : Dividing line after Irvine and Baragar (1971).
 A₂ line : Dividing line after MacDonald and Katsura (1964).
 A₃ line : Dividing line after Hyndman (1972).
 A₄ line : Dividing line after Kuno (1968).
 B line : Dividing line after Kuno (1968).



Şekil 5 : Ol'-Ne'-Q' üçgen diyagramı.
 Kalın çizgi : Irvine ve Baragar'a (1971) göre alkalen kayalarla subalkalen kayaların sınırı.

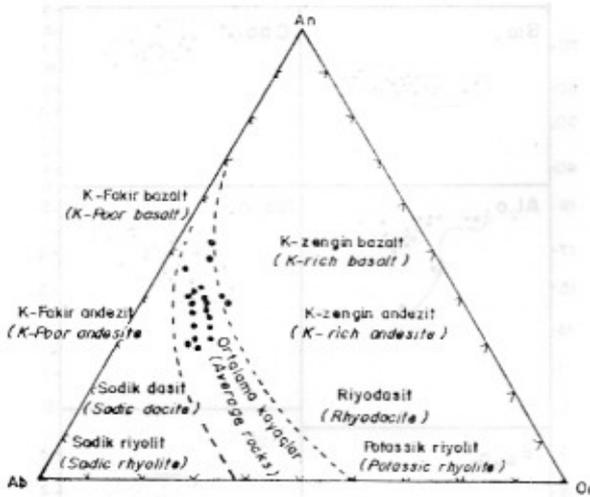
Figure 5 : Ol'-Ne'-Q' Triangle diagram.
 Heavy solid line : Dividing line for alkaline and subalkaline rocks (Irvine and Baragar, 1971).

Subalkalen oldukları belirlenen lavların Al_2O_3 - NPC diyagramında (Şekil 6) kalkalkalen karakterde oldukları kanıtlanmıştır. Ayrıca örneklerin Irvine ve Baragar (1971)'in «An-Ab-Or» üçgen diyagramında (Şekil 7) «Ortalama Kayaç» alanında yer aldıkları görülmektedir.



Şekil 6 : Irvine ve Baragar'a (1971) göre kalkalkalen ve toleyitik kayaların ayırtılmeleri.

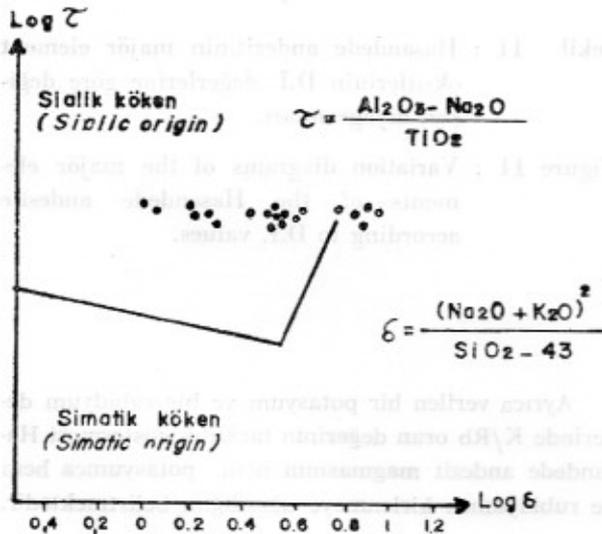
Figure 6 : Dividing of calcalcaline and tholeiitic rocks after Irvine and Baragar (1971).



Şekil 7 : An-Ab'-Or üçgen diyagramı.
Figure 7 : An-Ab'-Or triangle diagram.

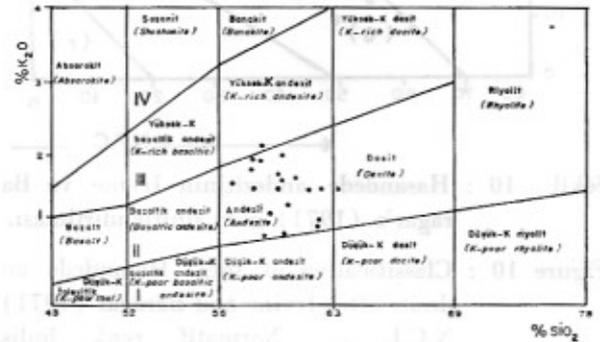
Yersel magmanın kökenini araştırmak için Gotini (1968)'in geliştirdiği $\tau = \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Na}_2\text{O} / \text{TiO}_2$ değeri ortalama 26 olup bu özellik, Hasandede andezitinin sialik kökenli olduğunu belirtir. Log τ ve log δ diyagramı da (Şekil 8) bu özelliği yinelemektedir.

Örneklerin, Peccerillo ve Taylor (1976)'nın $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Şekil 9); Irvine ve Baragar (1971)'ın N.P.C. (Normatif plajiyoklaz bileşimi) - N.C.I. (normatif renk göstergesi) içeriklerine (Şekil 10) göre yapılan sınıflamalarında andezitik bileşimde lavlar oldukları saptanmıştır. Örneklerin $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranları, 0,24-0,59 arasında değişmektedir.



Şekil 8 : Volkanitlerde log τ nun log δ 'ya göre değişimi.
Figure 8 : Variation of log τ with log δ in the volcanics.

Hasandede andezitinden alınan örneklerde oksitlerin diferansiyasyon indeksine göre değişimleri incelendiğinde (Şekil 11) diferansiyasyon indeksi arttıkça SiO_2 , Na_2O , K_2O ve P_2O_5 yüzdeleri arttıkları buna karşın FeO , MgO , CaO da bir azalma olduğu gözlenmektedir. Al_2O_3 , Fe_2O_3 ve TiO_2 yüzdelerde ise belli bir yönelim gözlenmemektedir. Hasandede andezitine ait örneklerin diferansiyasyon indeksi 50.01 - 60.91 arasında değişimler göstermekte olup, Thornton ve Tuttle (1960)'ın andezitik lavlar için öngördüğü diferansiyasyon indeksine (50-65) de bir uyum sağlamaktadır.



Şekil 9 : Peccerillo ve Taylor'ın (1976) $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramında Hasandede andezitinin sınıflandırılması.

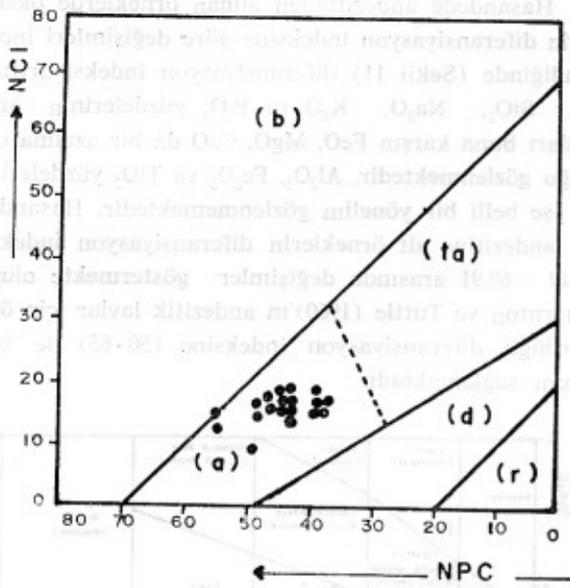
- I — Toleyitik seri
- II — Kalkalkalen seri
- III — Yüksek-K kalkalkalen seri
- IV — Şoşonotik seri

Figure 9 : Classification of the Haandede andesite in $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diagram of Peccerillo and Taylor (1976).

- I — Tholeiitic series
- I — Calcalcaline series
- III — K-rich calcalcalic series
- IV — Shoshonitic series

İz Element Dağılımı

Hasandede andezitine ait örneklerin iz element içerikleri Tablo II'de verilmiştir. Ayrıca ortalama iz element içerikleri, değişik araştırmacılar tarafından verilen diğer benzer volkanik kayaların ortalama iz element içerikleri ile ortalama kabuk, üst kabuk, granit, alt kabuk ve alt kıtasal kabuğun mineralojik bileşimi olarak kabul edilen granülit ortalama iz element kapsamları ile karşılaştırılmıştır (Tablo III). Buna göre;



Şekil 10 : Hasandede andezitinin Irvine ve Baragar'a (1971) göre sınıflandırılması.

Figure 10 : Classification of the Hasandede andesite after Irvine and Baragar (1971). N.C.I. — Normatif renk indisi (=N.C.I. — Normative color index). N.P.C. — Normatif plajiyoklaz bileşimi (=N.P.C. — Normative plagioclase composition).

b = bazalt / basalt

a = andezit / andesite

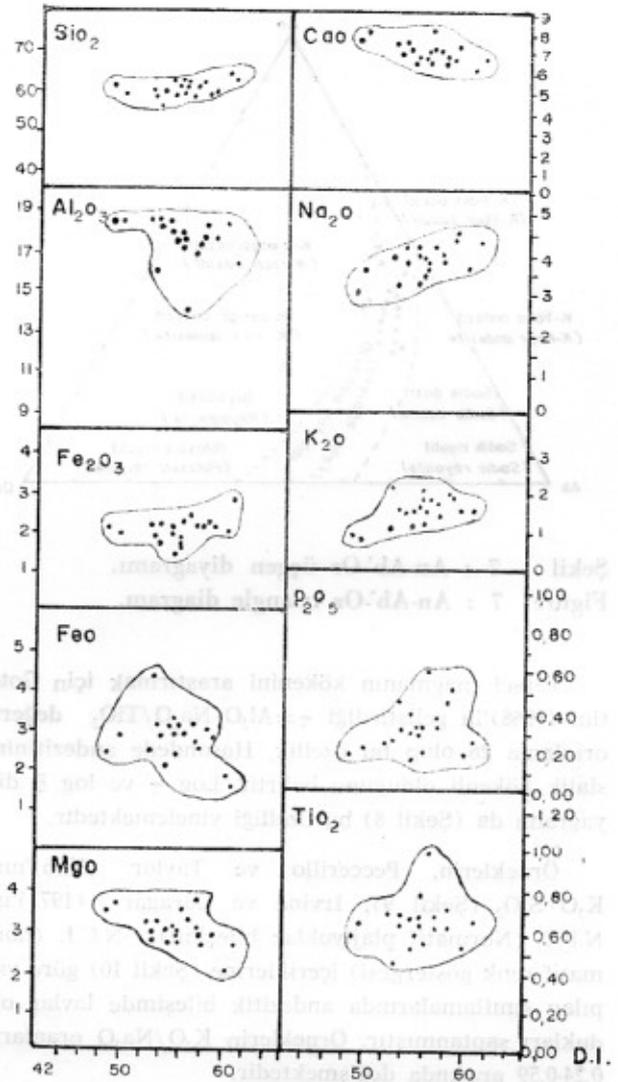
ta = toleyitik andezit / tholeiitic andesite

d = dasit / dacite

r = riylit / rhyolite

Rubidyum, Hasandede andezitinde ortalama 35 ppm ile adayayı andezitine (31 ppm) bir uyum göstermektedir. Rubidyum ile D.I. arasında belirli bir ilişki görülmemektedir (Şekil 12 A). Buna karşın rubidyum ile potasyum arasında (Şekil 12 B) istatistiksel olarak düzenli ve artan bir ilişki vardır.

K/Rb oran değeri, 387 ortalama ile adayayı andezitine (430) bir benzerlik göstermektedir. K/Rb oran değeri ile diferansiyasyon indeksi (Şekil 12 C), rubidyum (Şekil 12 D) ve de potasyum (Şekil 12 E) arasında belirli bir ilişki görülmemekte, oldukça geniş bir dağılım dikkati çekmektedir. K/Rb oran değeri ile diferansiyasyon indeksi ve rubidyum arasındaki bu durum bir kirlenmeye işaret eder özelliktedir (Jakes ve White, 1971).



Şekil 11 : Hasandede andezitinin majör element oksitlerinin D.I. değerlerine göre değişim diyagramları.

Figure 11 : Variation diagrams of the major elements of the Hasandede andesite according to D.I. values.

Ayrıca verilen bir potasyum ve bir rubidyum değerinde K/Rb oran değerinin farklılık göstermesi Hasandede andezit magmasının hem potasyumca hem de rubidyumca kirlenmeye uğradığını belirtmektedir.

Stronsiyum, Hasandede andezitinde ortalama 651 ppm ile (Tablo III) adayayı andeziti (385 ppm), kıtasal kabuk (375 ppm) ve granit (285 ppm) ortalamalarına göre çok yüksektir.

Tablo II: Hasandede andezitinin iz element kimyasal analizleri

Table II: Chemical analysis of the trace elements of Hasandede andesite.

ÖRNEK NO (SAMPLE NO)	1	1A	3	5	7	9	10	11	14	15	16	17	24	26	36A	37	39
İZ ELEMENTLER (TRACE ELEMENTS) (ppm)																	
Rb	31	22	30	33	38	43	47	46	28	37	44	39	31	43	40	27	23
Sr	644	497	685	921	538	596	579	600	449	636	608	816	739	724	627	539	873
Zr	174	124	139	170	138	153	154	149	125	151	158	180	188	191	101	174	132
Y	13	16	16	16	19	16	15	18	11	18	11	9	13	16	29	7	17
Nb	29	10	15	25	15	18	13	12	15	19	18	28	32	30	26	13	22
K	1,35	0,72	1,16	1,54	1,27	1,49	1,49	1,49	0,95	1,25	1,43	1,62	1,34	1,63	1,87	0,07	1,31
K/Rb	436	328	387	466	334	348	318	325	341	339	325	415	431	380	468	360	570
Rb/Sr	0,05	0,04	0,04	0,04	0,07	0,07	0,08	0,08	0,06	0,06	0,07	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,23

Tablo III : Hasandede andezitinin iz element kapsamı yönünden diğer benzer kayaçlarla karşılaştırılmaları.

Table III : Comparison list of the trace elements of Hasandede andesite with the other similar volcanics of the different areas.

ÖRNEK NO (SAMPLE NO)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Rb	35	31	88	18.8 (8-31)	20	44	108	110	145	85	50	110
Sr	651	385	620	780 (195-1050)	425	460	125	440	285	375	400	350
Zr	153	110	170	34.5 (13-103)	30	100	160	140	180	145	100	240
Y	14	21	20	11.0 (4-27)	20	20	25	35	40	33	22	27
Nb	20	4.3	11	5.3 (2-13)	4	6		20	20	20	11	25
K/Rb	387	430	297	486 (237-747)	249	386	250	230	250	240	249	249
Rb/Sr	0.05	0.08	0.14	0.02(0.01-0.07)	0.05	0.10	0.86	0.25	0.51	0.23	0.13	0.31

1- "17" Hasandede andezit ortalaması

2- Andezit ortalaması (Taylor, 1969)

3- Yüksek K-andezit ortalaması (Taylor, 1969)

4- Lesotho granülit ksenoliti ortalaması ve bileşimsel aralığı (Roger, 1977)

5- Alt kıtasal kabuk ortalaması (Taylor ve Mc Lennan, 1979)

6- Dazit ortalaması (Taylor, 1969)

7- Riyolit ortalaması (Taylor, 1969)

8- Granodiyorit ortalaması (Taylor ve White, 1966)

9- Granit ortalaması (Taylor ve White, 1966)

10- Ortalama kabuk bileşimi (Taylor ve White, 1966)

11- Kıtasal kabuğun kaba bileşimi (Taylor ve Mc Lennan, 1979)

12- Üst kıtasal kabuk ortalaması (Taylor ve Mc Lennan, 1979)

1- Average of 17 Hasandede andesite

2- Average of andesite (Taylor, 1969)

3- Average of High-K andesite (Taylor, 1969)

4- Average and ranges (inbrackets) for Lesotho granülite xenoliths (Roger, 1977)

5- Average of the lower continental crust (Taylor and Mc Lennan)

6- Average of dacites (Taylor, 1969)

7- Average of rhyolite (Taylor, 1969)

8- Average of granodiorite (Taylor and White, 1969)

9- Average of granite (Taylor and White, 1969)

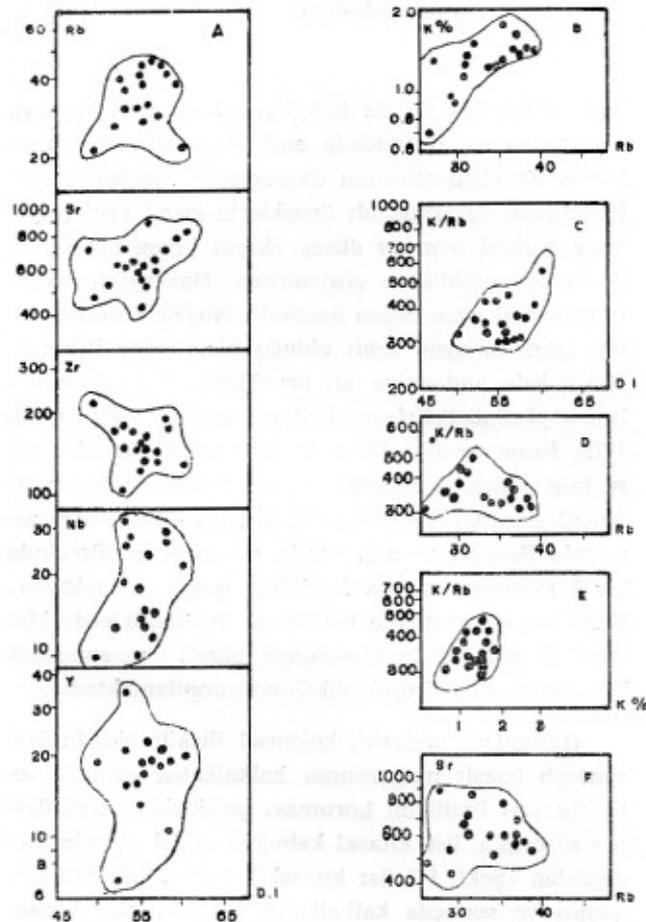
10- Average composition of continental crust (Taylor and White, 1969)

11- Average composition of the bulk continental crust (Taylor and Mc Lennan, 1979)

12- Average composition of the upper continental crust (Taylor and Mc Lennan, 1979)

Batum (1978), Keller ve diğ., (1977) tarafından incelenen Göllüdağ (Nevşehir) ve Konya andezit serileri de aynı şekilde yüksek Sr değerleri (782-743 ppm) içermektedir. Hasandede andezitinin stronsiyum içeriği Sieger ve diğ., (1969)'ce verilen Kuzey Şili andezit değerine (800 ppm) yaklaşık olduğu gibi aynı zamanda mafik granülit ksenolitleri (780 ppm) değerine de (Tablo III; analiz 4) benzerlik göstermektedir.

Stronsiyum, diferansiyasyon indeksi (Şekil 12 A) ile düzenli ve artan bir ilişki; rubidyum ile (Şekil 12 F) geniş bir dağılım sunmaktadır. Stronsiyum ile rubidyum arasında gözlenen geniş dağılım durumu da bir kirlenmeye işaret eder özelliktedir. Ayrıca stronsiyum ile CaO arasında da geniş bir dağılım mevcuttur. Örneklerin, Rb/Sr oran değeri ortalama 0.05 olup, alt kabuk değeri (0.05) ile uyum halindedir. Bu uyumluluk Hasandede andezitinin alt kabuk (0.05) ile ilişkili olduğunu belirtmektedir.



Şekil 12 : Hasandede andezitinin iz elementlerinin değişim diyagramları.

Figure 12 : Variation diagrams of trace elements of Hasandede andesite.

Zirkon içeriği, ortalama 153 ppm ile adayı andeziti ortalama değerinin (110 ppm) üstünde olup, ortalama kabuk değeri (145 ppm) ile riyolit ortalama (160 ppm) değerine uyum sağlamakta ve Hasandede andezit magması üzerinde kıtasal kabuk ile granit etkisini göstermektedir. Zirkon ile diferansiyasyon indeksi arasında (Şekil 12 A), hatta Zr ile Ti arasında dağınık bir dağılım gözlenmektedir.

Niyobyum içeriği, ortalama 20 ppm ile adayı andezit ortalamasının (4.3 ppm) üstünde olup, Hasandede andeziti üzerinde kabuk (20 ppm), granit (20 ppm) ve granodiyorit (20 ppm) etkisini vurgulamaktadır. Niyobyum diferansiyasyon indeksi ile dağınık bir dağılım sunmaktadır.

Yttriyum içeriği, ortalama 14 ppm ile adayı andezit ortalaması (21 ppm) ve kabuk, kabuk türevi kayaların ortalamalarının (Tablo III; analiz 8, 9, 10, 11, 12) altında kalmakta ve granülit ksenolitleri ortalama (11 ppm) değerine uyum sağlamaktadır. Bilindiği gibi yüksek katyon değerli bu element, magmatik eriyiklerde kristalleşmenin ilerlemesi ile bir zenginleşme göstermektedir. Ringwood (1967)'a göre, bu element aynı zamanda magmatik kristalleşmenin erken evrelerinde Ca'yumun yerini alabilmektedir.

HASANDEDE ANDEZİTİNİN PETROJENEZİ

Petrografik ve jeokimyasal incelemeler sonucu, kalkalkalen volkanik seriye ait olduğu belirtilen Orta Miyosen yaşlı Hasandede andezitinin tektonik yerleşimi bir yitme zonu varlığı ile ilişkili gözükmemektedir. Zira Üst Paleosenden sonra, kıta (Anatolide) - adayı (Pontid) çakışması sonrası adayı özelliğini kaybederek kıtasal bir kabuğa dönüşen Doğu Pontidlerde Orta Miyosende artık bir yitme zonu varlığı kabul edilemez. Bu açıdan Hasandede andeziti, kıtasal plaka içlerinde gözlenen andezitik kayalar gibi dikkate alınabilir. Kıtasal plaka içlerinde gözlenen subalkalen karakterli andezitler, ya sıkışma rejimi altında kalınlaşan kıtasal kabuğun alt kısımlarının kısmi ergimeye uğraması sonucu Tibet-tipi kalkalkalen karakterli andezitler; yada yakın çevrelerinde bulunan toleyitik karakterli platobazaltlarının kristal ayrışma ürünleri olarak ve/veya bu ayrışma ürünlerinin kıtasal kabuk etkisi altında kalarak kirlenmesi sonucu «kalkalkalen benzeri» orta ç kayaçlar şeklinde gelişmektedir.

Hasandede andezitine ait örneklerde, Hasanşeyh bazaltında gözlemlendiği gibi özellikle küçük plajiyoklaz ve ojit fenokristallerinin olduğu glomerofirik yığışimli dokular ile magmatik korozyon sonucu merkez

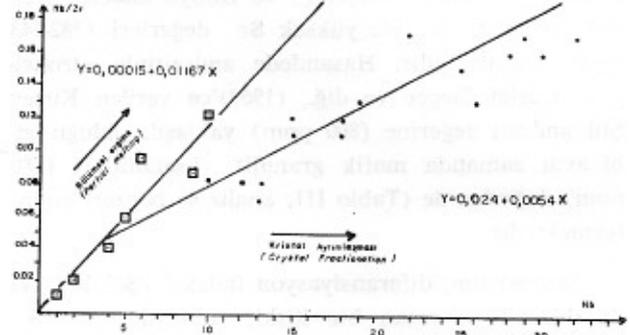
kısımları parçalanmış bazı ojit fenokristallerinin gözlenmesi Hasandede andezitinin, yakın kuzeyinde yayılım gösteren Hasanşeyh platobazaltı (Terzioğlu, 1985) ile mineralojik ve petrografik açıdan kökensel ilişkili olduğunu ve Hasanşeyh bazalt magmasının magmatik bir devamını oluşturduğunu belirtmektedir.

Hasandede andezitinin kuzeyinde yer alan Üst Lütesiyen - Priaboniyen (?) yaşlı Hasanşeyh platobazaltı, üst mantonun kısmi ergimesi sonucu oluşan ana pikritik magmanın, tektonik sıkışma rejimi altında, alt kabuk-manto sınırına derin kabuksal sil kompleksi halinde yerleşmesi ve alt kabuk tabakalanması (Underplating) mekanizmasına uyumlu olarak altta ultramafik kümülatlar, üstte ise toleyitik gabro magması olarak iki kısım halinde ayrılaşması sonucu oluşmuştur (Terzioğlu, 1985). Üstte oluşan toleyitik karakterli gabroyik magma içine yerleştiği granülit bileşiminde olan alt kıtasal kabuk tarafından kirlenmiş ve bazı iz elementlerce, alt kabuk-mafik granülit bileşimine ve hatta bunlarla benzer bileşimde olabilen kalkalkalen bazalt bileşimine uyumlu hale gelmiştir (Terzioğlu, 1985). Alt kıtasal kabuktan kirlenme sonucu, Hasanşeyh bazalt magması, kalkalkalen eğilim kazanarak kalkalkalen eğilimli toleyitik seri ve/veya kalkalkalen benzeri volkanik seri özelliği kazanmıştır.

Hasandede andeziti jeokimyasal özellikleri ile genelde kıtasal kabuğa bir uyum göstermektedir. Benzer değerlerde olan Sr, Y iz element içerikleri ve düşük Rb/Sr ve yüksek K/Rb olan değerleri ile alt kıtasal kabuk ve onun mineralojik bileşimi olarak kabul edilen granülitlere bir uyum gösterirken, diğer iz elementlerce (Nb ve Zr) üst kıtasal kabuk kimyasına bir benzerlik sunmaktadır. Bu jeokimyasal veriler, Hasandede andezit magmasının bir yandan alt kıtasal kabuk ile ilişkili olduğunu belirttiği gibi, diğer yandan alt kabuk tabakalanması sonucu oluşan ve alt kıtasal kabuktan kaynaklanmış gibi bir görünüm sunan Hasanşeyh bazalt magması (gabro) ile de kökensel bir ilişkide olduğunu vurgulamaktadır.

Petrolojik veriler, Hasandede andezitinin genelde nötr bileşimde ve susuz koşullarda bulunan granülit bileşiminde olan alt kıtasal kabuğun kısmi ergimesi sonucu oluşmayıp, Hasanşeyh bazalt magmasının bir ayrılaşma ürünü olduğunu belirtmektedir. Bu durum uyumsuz elementler (Green ve Ringwood, 1967; Treuil, 1973) olarak kabul edilen Nb ve Zr iz element-

lerinin $\frac{Ch+}{Ch-} = F(Ch+)$ eşitliğindeki davranış-

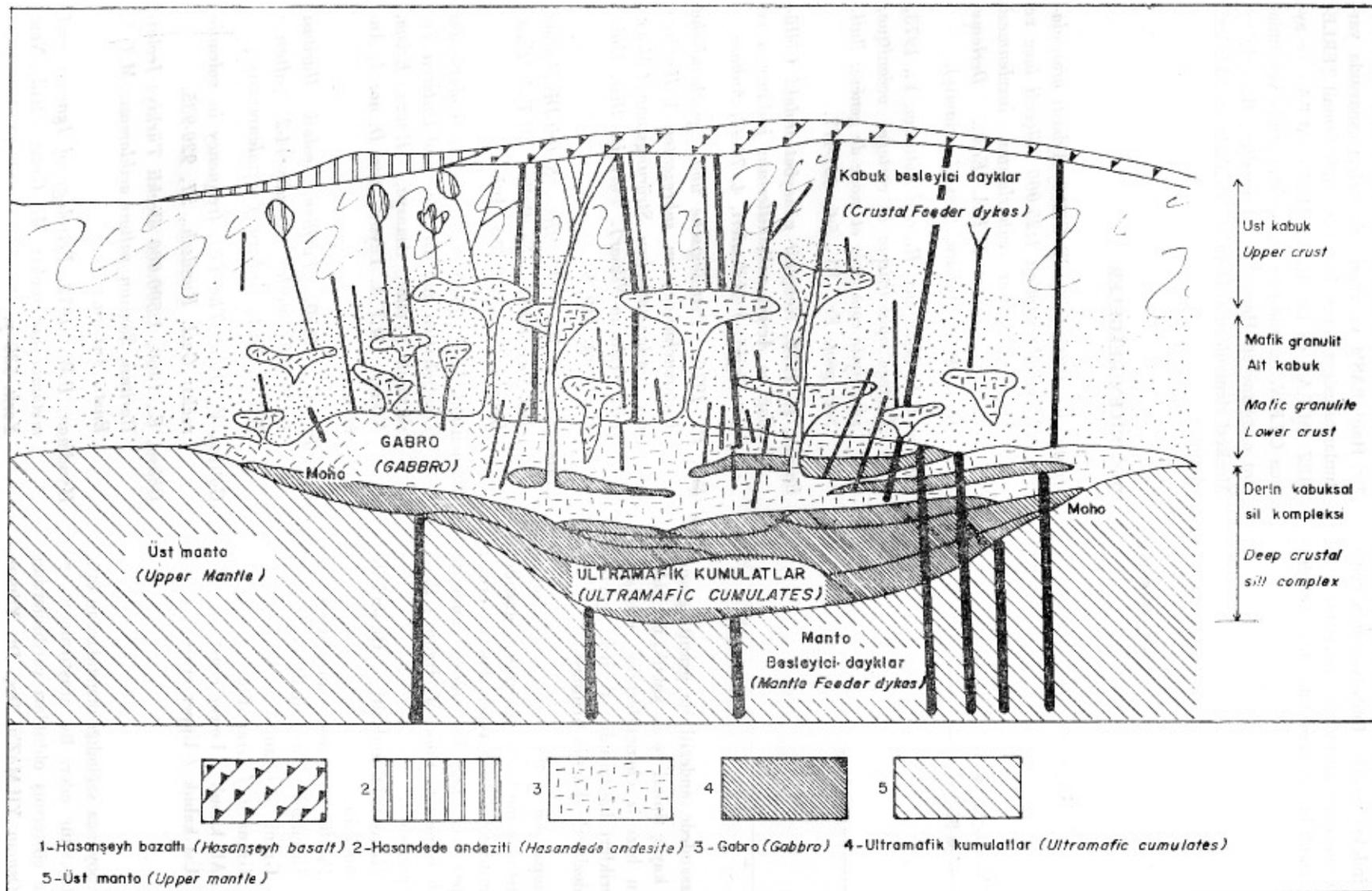


Şekil 13 : Hasandede andezitinde Nb/Zr oran değerinin Nb'ye göre değişimi (■ : Hasanşeyh bazaltı; ● : Hasandede andeziti).

Figure 13 : Variation diagram of Nb/Zr of Hasandede basalt according to Nb value. (■ : Hasanşeyh basalt; ● : Hasandede andezite).

ları (Şekil 13) ile de kanıtlanmaktadır. Hasanşeyh platobazalt ve Hasandede andezitine ait örneklerde Nb ve Zr elementlerinin davranışları incelendiğinde, Hasanşeyh bazaltına ait örneklerin kısmi ergime yönüne paralel olan ve düşey eksenini kesen bir doğru ile temsil edildikleri gözlenirken, Hasanşeyh bazaltının temsil eden doğru üzerinde, Nb/Zr oran değerinin takriben aynı, sabit olduğu bir yerden itibaren, Hasandede andezitine ait örneklerin, kristal ayrışma yönünü belirleyen (Allegre ve diğ., 1973; Treuil, 1973; Joron ve diğ., 1976) X (Nb) yatak eksenine göre tam olmamakla beraber paralelmiş bir doğru ile temsil edildikleri gözlenmektedir. Bu durum aynı zamanda Hasandede andezitinin ayrılaşma sürecinde bir kirlenmeye maruz kaldığına işaret etmektedir. Uyumsuz elementlerce belirlenen bu özelliklerde Hasandede andezitinin Hasanşeyh bazalt magmasının bir ayrılaşma ürünü olduğunu vurgulamaktadır.

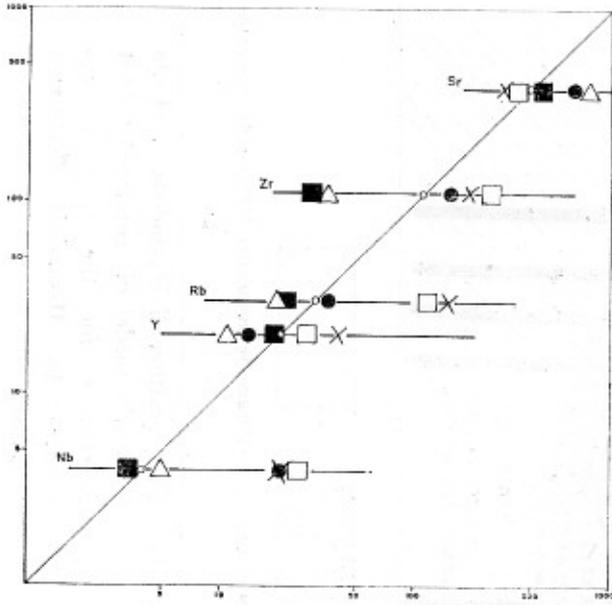
Hasandede andeziti, kökensel ilişkili olduğu Hasanşeyh bazalt magmasının kalkalkalen eğilimli toleyitik seri özelliğini koruması gerekirken, ayrılaşma sürecinde üst kıtasal kabuğun etkisi altında kaldığından (Şekil 14) üst kıtasal kabuk tarafından kirlenmiş ve sonuçta kalkalkalen bir karakter kazanmıştır. Hasandede andeziti Pasifik çevresi andezitlerinden (Taylor, 1966) daha çok, granütlere benzer olan iz element içerikleriyle farklılıklar göstermektedir (Şekil 15). Bu durum andezitleri veren magmanın oluşumuna «sialik» kabuk malzemesinin karışmış ol-



Şekil 14 : Hasanşeyh platobazalt volkanizması tarafından etkilenen araştırma sahası için benimsenen kıtasal kabuk modeli içinde Hasandede andezitinin konumu.

Figure 14 : The position of Hasandede andesite inside the model of continental crust appropriate for the research area affected by Hasandede floodbasalt volcanism.

duğunu vurgulamaktadır. Zaten K/Rb oran değerinin diferansiyasyon indeksi ve Rb fonksiyonunda geniş bir dağılım göstermesi de Hasandede andezitini oluşturan magmanın sialik kabuk tarafından kirletildiğini göstermektedir.



Şekil 15 : Hasandede andeziti ile granit, granülit kayaç tipleri ve alt kabuk, üst kabuğun bazı iz elementlerinin ortalama içerikleri bakımından Pasifik çevresi andezitlerle karşılaştırılması.

Figure 15 : Comparison of the average concentrations of some trace elements of granite, granülit rocks types, lower crust, upper crust and Hasandede andesite with respect to those of circum - Pacific andesites.

- Hasandede andeziti /Hasandede andesite
- Pasifik çevresi andezitleri / Circum-Pacific andesites
- X Granit / Granite
- △ Granülit / Granulite
- Alt kabuk / Lower crust
- Üst kabuk / Upper crust

TEŞEKKÜR :

Yazar, araştırma boyunca sağladığı olanaklardan ötürü TÜBİTAK'a teşekkür eder. Bu araştırmanın çeşitli aşamalarında göstermiş oldukları yardımlardan ötürü Doç. Dr. Osman YILMAZ'a; Doç. Dr. Yılmaz

SAVAŞÇIN'a, Doç. Dr. İhsan SEYMEN'e, Yrd. Doç. Dr. Halil BAŞ'a ve arazi çalışmaları esnasında yardımlarını esirgemeyen Jeo. Yük. Müh. İsmail TERLEMEZ (M.T.A.) ve Dr. Ali YILMAZ'a (M.T.A.) ve ayrıca C.I.P.W. normlarının hesaplanmasında yardımlarını esirgemeyen Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezi elemanlarına da yazar içtenlikle teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

Ağralı, B., 1967, Ordu ili Gökçöy-Aybastı arasındaki sahada yapılan 1:25.000 ölçekli löve ve bölgedeki kömür zuhurlarının incelenmesi hakkında rapor: M.T.A. Enst., Derleme Rap., 4262, Ankara, (yayınlanmamış).

Allègre, C.J., Montigny, R., and Bottinga, Y., 1973, Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de genèse: Bull. Soc. geol. Fr., XV, 5-6, 461-477.

Batum, İ., 1978, Nevşehir güneybatısındaki Göllüdağ ve Acıgöl volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi: Yerbilimleri, 4, 70-94, Ankara.

Baş, H., 1979, Petrologische und geochemische Untersuchungen an subrezenten Volkaniten der nordanatolischen Strömungszone (Abschnitt: Erzincan-Niksar). Türkei: Diss. Univ. Hamburg, 116 s.

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

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

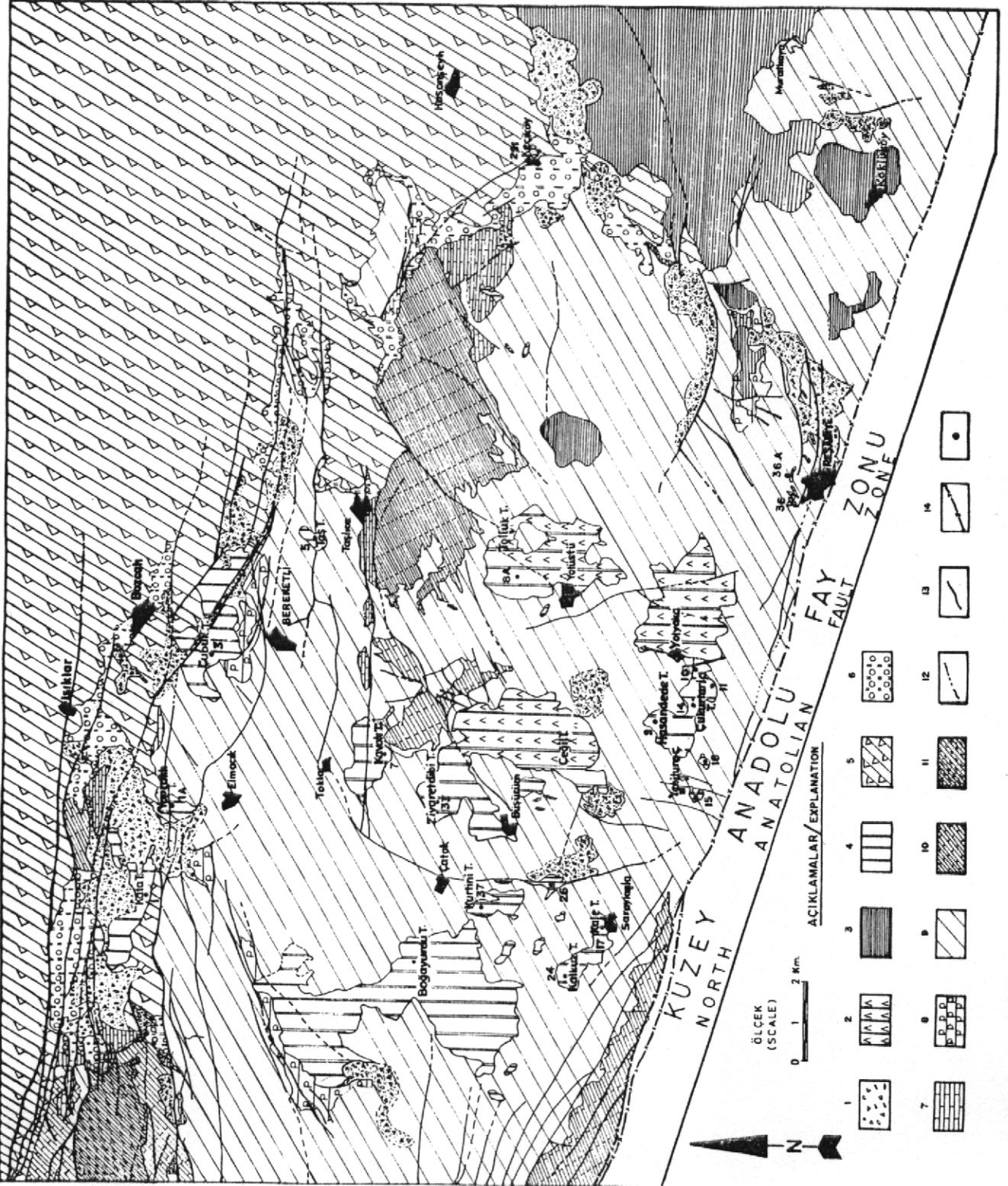
Erentöz, C., 1950, Türkiye Jeoloji Haritası 1:100.000 ölçekli Reşadiye44-2 paftası: M.T.A. Enst., Ankara, (yayınlanmamış).

Gottini, V., 1968, The TiO₂ frequency in volcanic rocks: Geol. Rundsch., 57, 920-935.

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

Hyndman, D.W., 1972, Petrology of Igneous and metamorphic rocks: Mc Graw Hill, New York. 530 p.

- Irvine, T.N., Barager, W., 1971, *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journ. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Jakes, P., and White, A.J.R., 1971, *Composition of island arcs continental growth: Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 224-230.
- Joron, J.L., Bougault, H., Treuil, M., and Allégre C.J., 1976, *Etude géochimique des roches magmatiques de la zone FAMOUS et de l'archipel des Açores: Bull. Soc. Géol. France.*, t. XVIII, no. 4, 811-818.
- Kalyoncuoğlu, A., Yaşar, M. ve Karabulut, A., 1975, *Reşadiye (Tokat) bentonit sahalarında ayrıntılı çalışma raporu: M.T.A. Enst., Derleme Rap. no: 5395, Ankara, (Yayınlanmamış).*
- Keller, J., Jung, D., Burckardt, K., Wolff, F., 1977, *Geologie und Petrologie des neogenen Kalkalkali-Vulkanismus von Konya (Erenler Dağ-Alacadağ Massiv, Zentral-Anatolien): Geologisches Jahrbuch*, 25, 37-117.
- Kuno, H., 1968, *Differantion of basalt magma. In Hess, H.H. and Poldervaart, A. (edit.), 1968. Basalts, 2 (Interscience, New York), 623-688.*
- MacDonald, G.A., and Katsura, T., 1964, *Chemical composition of Hawaiian Lavas: J. Petrology* 5, 82-133.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976., *Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: Contr. Min. Petr.*, 58, 63-81.
- Roger, N.W., 1977, *Granulite xenoliths from Lesotho kimberlites and the lower continental crust: Nature.*, 270, 681-4.
- Seymen, I., 1975, *Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği : İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul, 192 s.*
- Siegers, A., Pichler, H., Zeil, W., 1969, *Trace element abundances in the «Andesite» formation of Northern Chile: Geochim. Cosmochim. Acta.*, 33, 882-887.
- Taylor, S.R., White, A.J.R., 1966, *Trace element abundances in Andesites. Bull. volcanol.*, 29, 172-194.
- Taylor, S.R., 1969, *Trace element chemistry of Andesites and associated calc-alkaline rocks. Proceedings of the Andesite Conference: Oregon Dept. Geol. Mineral. Ind. Bull.*, 65, 43-63.
- Taylor, S.R., and Mc Lennan S.M., 1979, *In discussion on «Chemistry» thermal gradients and evolution of the lower continental crust' by Tarney, J., and Windley, B.F.J: Geol. Soc. London*, 497-500.
- Tchihatcheff, P. de., 1869, *Asie Mineure; Geologie II. Paris.*
- Terlemez, İ. ve Yılmaz, A., 1980, *Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yöre nin stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bull.* 23 (2): 179-191.
- Terzioğlu, M. N., 1983, *Reşadiye-Aybastı-Gölköy-Mesudiye-Koyulhisar ilçeleri arasındaki sahada yer alan Eosen volkanitlerinin petrolojik-Petrokimyasal özelliklerinin incelenmesi : Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Temel Bilimler Araştırma Grubu, Proje No: TBAG-137, (yayınlanmamış).*
- Terzioğlu, M.N., 1985, *Reşadiye (Tokat) kuzeyindeki Eosen yaşlı Hasanşeyh platobazaltının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: Cum. Üniv. Müh. Fak. Dergs., Seri A - Yerbilimleri, Sivas, (in press).*
- Torun, A.F., Yılmaz, O. ve Batur, İ., 1978, *Petrokimyasal işlem programı: Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezi, Ankara.*
- Treuil, M., and Varet, J. 1973, *Critères Volcanologiques, pétrologiques, et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques. exemple de l'Afar: Bull. Soc. Géol. Fr.*, XV, 5, 6, 506-540.
- Wedding, H., 1963, *Kelkit hattı jeolojisine ait düşünceler ve Kelkit-Bayburt (Gümüşhane) çevresindeki Jura Stratigrafisi: M.T.A. Enst., Dergisi*, 61, 31-66, Ankara.



Şekil 2 : İnceleme alanının jeolojî haritası (Seymen, 1975; Terzioğlu, 1983'ten basitleştirilerek hazırlanmıştır).
 1 — Hatıplı alluvium, 2 — Yolüstü volkanitleri, 3 — Erdembaba volkaniti, 4 — Hasandede andezit, 5 — Hasanşeyh bazalt, 6 — Kabaklık Formasyonu, 7 — Galyaylası kireçtaşı, 8 — Dünden yaylası formasyonu, 9 — Üst Kreteas volkanitleri (krtv) ve fi. (krtf) fasiyesi, 10 — Hankırı tepesi kireçtaşı, 11 — Karatepe formasyonu, 12 — Conak, 13 — Fay, 14 — Dokanak, 15 — Kimyasal analiz için örnek alınan yerler.

Figure 2 : Geological map the investigated area (Simplified after Seymen, 1975; Terzioğlu, 1983).

Şekil 2

İnceleme alanının jeolojî haritası