

T. C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

23837

HEKİMİHAN - HASANÇELEBİ (MALATYA) DOLAYININ JEOLojİ İNCELEMESİ

DOKTORA TEZİ

(Jeoloji Mühendisliği - Genel Jeoloji Programı)

Ömer Feyzi GÜRER

I. Danışman: Prof. Dr. Mehmet AKARTUNA
II. Danışman: Doç. Dr. Simav BARGU

MAYIS 1992

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
ÖZ	I
ABSTRACT	III
GİRİŞ	V
BÖLÜM I	
- KATKI BELİRTME	1
- COĞRAFYA	3
- ÖNCEKİ İNCELEMELER	7
BÖLÜM II	
STRATİGRAFİK JEOLJİ	16
- HOCALIKOVA OFİYOLİTİ	17
- KEKLİCEK GRANİTOYİDİ	42
- KARADERE FORMASYONU	50
- HEKİMİHAN FORMASYONU	57
- Tohma kireçtaşı üyesi	67
- Dumlu çakıltası üyesi	76
- HASANÇELEBİ VOLKANİTLERİ	90
- Sivritepe trakit üyesi	97
- YÜCEŞAFK SİYENİTOYİDİ	118
- DAVULGU METAMORFİTİ	141
- HÜYÜK KİREÇTAŞI	151
- ZORBEHAN DOLOMİTİ	159
- GALA MERMERİ	169
- AKPINAR FORMASYONU	175

- Koçkırın çakıltası üyesi	175
- Çardak üyesi	178
- Ağharman jips üyesi	183
- Suyunguzu kireçtaşı üyesi	189
- LEYLEK VOLKANİTLERİ	196
- YUKARI SELİMLİ DİYORİTİ	213
- KAMATLAR FORMASYONU	217
- Akçal kireçtaşı üyesi.....	219
- BOYRALI KİREÇTAŞI	228
- KATİLLİKAYA KİREÇTAŞI	232
- YAMADAĞ VOLKANİTLERİ	238
- AĞBAYIR ÇAKILTAŞI	253
- ALÜVYON	255
- YAMAÇ MOLOZU	255
BÖLÜM III	
YAPISAL JEOLojİ	256
- Katmanlar	261
- Kıvrımlar	263
- Diskordanslar	267
- Faylar	268
BÖLÜM IV	
EKONOMİK JEOLojİ	281
BÖLÜM V	
JEOLojİK EVRİM	294
BÖLÜM VI	
SONUÇLAR	308

YARARLANILAN KAYNAKLAR313

EKLER

- * İnceleme alanınının 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası ve lejandı
- * Jeoloji haritasına ait enine kesitler ve lejandı



ÖZ

İnceleme alanı, Doğu Toros orojenik kuşağı içerisinde bulunan Malatya İli kuzeybatısındaki Hekimhan - Hasançelebi yerleşim alanları ve çevresini kapsar.

Yükseova - Baskil yayının kuzeyinde yer alan bölgede Hekimhan havzası olarak adlandırılan yay gerisi ensialik bir havza saptanmıştır. Bu havza açılma, gelişme, olgunlaşma ve kapanama olmak üzere dört farklı evreyi gösteren stratigrafik ve yapısal özellikler sunar.

Havzanın temelini Geç Kampaniyen'de İç Toros okyanusundan kuzeyden güneye aktarılan, Mesozoyik yaşlı Hocalıkova ofiyoliti oluşturur. Ofiyolitin yerleşmesi ile kabuk kalınlığı artmış, bölge yer yer kara haline gelmiş ve izleyen dönemde gerilmeli kuvvetler etkisi ile havza açılmıştır.

Geç Kampaniyen - Erken Maestrihtiyen'de akarsu, akarsu - delta, delta ve kısmen de sığ denizel ortamlarda çökelen ve kırıntılılardan oluşan Karadere formasyonu ofiyoliti uyumsuzlukla örter. Karadere formasyonu ile tabanda geçişli kırıntılı karbonat ardalanmalı Üst Kampaniyen - Üst Maestrihtiyen yaşlı Hekimhan formasyonu tektonik aktivite ile denetlenen ve gittikçe derinleşen bir ortamda transgresif çökelmiştir. Aynı dönemde gelişen alkali karakterli Hasançelebi volkanitleri Hekimhan formasyonunun orta - üst seviyeleri ile giriktir. Bunları stok ve daykalarıyla kesen yine alkali karakterli Yüceşafak siyenitoyidi kontak metamorfizma ve metasomatizmaya yol açarak Davuluğu metamorfizmasını oluşturmuştur. Volkanitler ve plüton giderek incelen ve genişleyen havzayı yansıtır. Öte yandan Orta - Geç Maestrihtiyen'de kuzeyde iç, güneyde ise dış şelf gibi farklı ortamlarda çökelen Hüyük kireçtaşı havzanın güneye doğru derinleştiğini ve olgunlaştığını ifade eder. Kuzey bölümde Geç Maestrihtiyen'de zaman zaman aktifleşen tektonizma ve volkanizmanın etkisiyle lagüner koşullarda Zorbehan dolomiti oluşmuştur. Havza Geç Maestrihtiyen'de maksimum derinliğe ve genişliğe ulaşmıştır. Bölgedeki ekonomik demir yatakları ise havzanın gelişme evresinde, Geç Maestrihtiyen'de ? oluşmuştur.

Alt Paleosen - Orta Eosen yaşlı Akpınar formasyonu havzanın kuzeyinde Hasançelebi volkanitleri üzerinde uyumsuzlukla transgresif olarak başlar. Güneyde ise Hekimhan formasyonu, Hüyük kireçtaşı ve Zorbehan dolomiti ile regresif olarak dereceli geçişlidir. Havza bu dönem başında yer yer sığlaşarak regresyona uğramış ve yer yer lagüner çanaklara dönüşmüştür. Havza bu dönem sonunda artık kapanmıştır.

Havzanın kuzey kesimlerinde Üst Eosen'e ait herhangi bir birim saptanamamıştır. Güney kesimlerde ise Yukarı Selimli diyoriti ve bununla ilişkili kalkalkalen, karasal Leylek volkanitleri gelişmiştir. Yine bu dönemde, diyoritik plüton ve Üst Kretase yaşlı Hüyük kireçtaşı kontakta Gala mermeri

oluşmuştur. Bu dönemdeki mağmatizmanın Neo Tetis'in güney kolunda süregelen kuzey yönlü yitme açısının düşmesi veya manto içinde hareket eden kalıntı bir okyanusal kabuğun kısmi ergimesi ile oluştuğu düşünülmüştür.

Oligosen - Erken Miyosen'de, karasal ve kısmen de denizel havzalarda, kırıntılı ve karbonat ardalanmalı Kamatlar formasyonu çökelmiştir. Kendinden önceki tüm birimleri uyumsuzlukla örten formasyon molas karakterindedir. Bu dönem çökelleri bölgenin Oligosen'de K - G yönlü sıkışmalar nedeniyle yeniden yükseldiğini gösterir. Erken Miyosen'de sıg şelfte çökelen resifal Boyralı kireçtaşı bölgenin güneyinde Akpınar formasyonunu, Orta Miyosen'de çökelen Katillikaya kireçtaşı bölgenin kuzeyinde Kamatlar formasyonunu açısız uyumsuzlukla örtmüştür. Bu çökeller ise havzanın kapanmasından sonra denizel koşulların bölgede kısa sürelerle yer yer etkinliğini sürdürdüğünü yansıtır.

Geç Miyosen - Pliyosen aralığında bölgeye yayılan Yamadağ volkanitleri, tüf, aglomera, olivin bazalt ve piroksen andezit ile temsil edilir. Volkanitler Güney Doğu Anadolu'da gerçekleşen kıta - kıta çarpışması sonrasında oldukça kalınlaşan kıtasal kabuğun ve Üst mantonun kısmi ergimesi ile oluşmuştur. Pliyosen'de, Ağbayır çakıltası ve Kuvaterner'de alüvyon ile yamaç molozu karasal ortamlarda çökelmiştir.

Bölgedeki en önemli yapısal unsur, Oligosen ? yaşlı sol yanal atımlı Ciritbelen - Otmangölü (COF) fayıdır. 25 km uzunluğundaki bu fay yaklaşık doğu - batı doğrultuludur.

ABSTRACT

Investigated area comprises Hekimhan - Hasançelebi settlements and nearby region at northwest of Malatya City that is situated in the Tauride orogenic belt.

In the region located at the north of Yüksekova - Baskil arc, a back arc basin was determined which is called as Hekimhan basin. The basin displays stratigraphic and structural features that are representative for four different stages as opening, development, maturity and closing.

Mesozoic aged Hocalıkova ophiolite which was related to the inner Tauride Ocean and was transported from the north to the south in the Late Campanian forms the basement of the basin. As the ophiolite had been emplaced, the crust thickness was increased, the region partly became a land and subsequently basin was opened under the influence of tensional forces during the Late Campanian - Early Maastrichtian. Karadere formation composed of clastics which were deposited in fluviodeltaic and partly shallow marine environments, unconformably overlies the ophiolite. The upper Campanian - Upper Maastrichtian aged Hekimhan formation that is made up of the clastic - carbonate alternation and transitional with the Karadere formation at the base was transgressively deposited in a progressively deepened environment controlled by tectonism. Hasançelebi volcanites of alkaline characters that developed at the same period, is intertongued with the middle - upper levels of Hekimhan formation. Yücesafak syenitoid that has alkaline property also, was intruded in the volcanites as stocks and dykes, thus causing the formation of Davulgu metamorphites by contact metamorphism and metasomatism of the volcanites and the pluton indicates a gradual thinning and widening of basin. On the other hand during Middle - Late Maastrichtian Hüyük limestone which was deposited in different environments as inner shelf at the north and outer shelf at the south suggest the deepening of basin toward the south. At the northern part in the Late Maastrichtian Zorbehan dolomite occurred in lagoonal environment under the influence of tectonism and volcanism that was activated time to time. The basin reached its maximum depth and width in the Late Maastrichtian. Ore deposits in the region was formed at the development stage in the Late Maastrichtian ?.

Lower Paleocene - Middle Eocene aged Akpınar formation unconformably starts with a transgression on Hasançelebi volcanites at the north. Whereas at the south, Akpınar formation has a regressive gradual transition with Hekimhan formation, Hüyük limestone and Zorbehan dolomite. At the beginning of this period the basin became shallow at some parts due to regression and transformed lagoonal throughs.

There is no unit determined belonging to the Upper Eocene at the north of the basin while at the southern parts Yukarı Selimli

diorite and related kalc - alkaline terrestrial Leylek volcanites was developed. In this period Gala marbel was formed at the contact between dioritic pluton and Hüyük limestone. The magmatism in this period is considered to be related to the decrease in northwardly directed subduction angle of the crust at the southern branch of Neo - Tethys or partial melting of the remnant of an oceanic crust wandering in the mantle.

During Oligocene - Early Miocene the deposition of Kamatlar formation consisting of clastic - carbonate alternations in terrestrial and partly marine environments took place. The formation that unconformably overlaid the pre existing units is in molas character. The sediments of this period indicate that the environment was re-elevated by the N-S directional compressive forces in the Oligocene. The reefal Boyralı limestone that was deposited in shallow shelf environment in the Early Miocene at the south unconformably overlaid Katillikaya limestone that was deposited in the Middle Miocene at the north unconformably overlaid Akpınar formation and Kamatlar formation respectively. The deposits represent that the effect of the marine conditions was continued in the region at short intervals after the basin was closed.

Yamadağ volcanites that spreaded over the region during Late Miocene - Pliocene period were composed of tuff, agglomerate, olivine basalt and pyroxene andesite. Volcanites were formed by the partial melting of upper mantle and of thickened crust after the continent - continent collision that had taken place at southeast Anatolia. In the Pliocene Ağbayır conglomerate and in the Quaternary, alluvium and talus were deposited in the terrastrial environments.

The most important structural feature in the region is the Oligocene ? aged left lateral Ciritbelen - Otmangözü (COF) fault. This fault has a 25 km length and a strike of east - west.

GİRİŞ

İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Anabilim Dalı Genel Jeoloji Programında doktora tezi olarak hazırlanan bu çalışma, Malatya İli kuzeybatısında Hekimhan - Hasançelebi yörelerinde, Malatya K39 b1, b2, b3, b4 paftalarını içeren yaklaşık 600 km² lik bir alanın jeolojisini kapsar. Bu araştırma sahanın temelindeki ofiyolit ve üzerindeki çökel - volkanik örtü kayalarının, stratigrafik dizilimi ve yapısal özellikleri ortaya konularak inceleme alanı ve bu alanın içinde yer aldığı Doğu Toros orojenik kuşağının jeolojik evriminin anlaşılmasına ve bu arada bölgede mevcut olan demir cevherlerinin oluşumlarının ışık tutmayı amaçlamıştır.

İnceleme alanında 1987 yazında başlayan harita alımı, 1989 yazını da kapsayan 3 arazi sezonunda tamamlanmıştır. Haritalamada 1/25 000 ölçekli temel topoğrafya haritası ve 1/60 000 ölçekli hava fotoğrafları kullanılmıştır. Jeolojik harita alımında kaya stratigrafi birimleri temel olarak alınmıştır. Harita alanı içerisinde ve yakın dolayından 850'ye yakın kaya örneği derlenmiş, olup bunlardan sedimenter olanların petrografik tayinleri yazar tarafından, magmatik ve metamorfik olanların petrografik tayinleri ile bazı sedimenter kayalarda saptanmış olan fosillerin tayinleri ilgili uzmanlarca yapılmıştır.

İnceleme boyunca ayrıntılı saha gözlemleri yapılmış ve derlenen kaya örnekleri polarizan mikroskopta incelenmiştir. Derlenen veriler yöre alanlardaki gözlemlerle denştirilmiştir. Çalışma esnasında, kireçtaşları Folk (1959, 1962), dolomit ve

dolomitli kireçtaşları Pettijohn (1949), Gregg ve Duncan (1984) çakıllıtaşları Pettijohn (1975), kumtaşları Dott (1964) ve Pettijohn vd. (1973), ince taneli kayalar Barth vd. (1939), Piroklastitler Pettijohn (1975), mağmatik kayalar modal olarak Streickesen (1973)', metamorfikler Winkler (1975)'e göre sınıflandırılarak adlanmıştır.

Volkanitlerin jeokimyasal analizleri İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya laboratuvarlarında, siyenitoidlerden bir bölümünün jeokimyasal analizleri Durham Üniversitesi jeokimya laboratuvarında yapılmıştır. Volkanik kayaların analizlerinde, atomik absorpsiyon yöntemi ile MgO, CaO, MnO, volumetrik yöntem ile Al₂O₃, Fe₂O₃, flame fotometre ile Na₂O, K₂O, gravimetrik yöntem ile SiO₂, X-Ray floresens spektrometre (XRF) yöntemiyle TiO₂, Y, Sr, Zr numuneyi 1000 C kızdırma ile de H₂O saptanmıştır.

Rapor yazımı stratigrafik ilişkilere, petrografik ve jeokimyasal analiz sonuçlarına dayandırılmış ve altı bölüm halinde düzenlenmiştir.

BÖLÜM I

KATKI BELİRTME

Bu çalışmayı öneren, yöneten ve her aşamasında değerli bilimsel katkı ve eleştirileri ile beni yönlendiren Prof. Dr. Mehmet Akartuna'ya içtenlikle teşekkür ederim.

Sayın hocamız Prof.Dr. Mehmet Akartuna'nın emekli olmasından dolayı, çalışmanın yürütücülüğünü kabul eden, doktora tezimi titizlikle okuyarak yapıcı eleştirileri ile katkıda bulunan ve sonuçlanmasını sağlayan, Doç.Dr. Simav Bargu'ya teşekkür ederim.

Çalışmayı olanakları ile destekleyip yürütülmesini sağlayan TPAO Arama Grup Başkanlığı'na teşekkür ederim.

Çalışma esnasında görüş ve deneyimlerinden yararlandığım Prof.Dr. Yücel Yılmaz, Doç.Dr. Doğan Perinçek ve karşılıklı tartışmalarda eleştirileriyle katkıda bulunan Doç.Dr. Şener Üşümezsoy'a, volkanik kayaç örneklerinin kimyasal analizlerinin i.Ü. Müh. Fak. jeokimya laboratuvarında yapılmasını sağlayan Prof.Dr. Osman Yılmaz'a, siyenitik kayaçların kimyasal analizlerini Durham Üniversitesi jeoloji laboratuvarlarında yapılmasını sağlayan Jeo.Yük.Müh. Mehmet Keskin'e, mağmatik ve metamorfik kayaların petrografik analizlerini yapan Yrd.Doç.Dr. Ayhan Erdağ, Yrd.Doç.Dr. Erdinç Yiğitbaş ve Dr. Hasan Emre'ye, paleontolojik analizleri yapan Doç.Dr. İzver Tansel ve TPAO paleontologlarından Özden Kavacık'a, ve her konuda karşılıklı yardımlaştığım Jeo.Yük.Müh.'leri Ali Elmas, A. Seydi Gültekin ve Dr. Hüseyin Öztürk've Jeo.Müh. Nuran Sarıca'ya, raporun ekler bölümündeki şekillerin çizimlerini itina ile yapan teknik

ressamlar, Cazibe Hoşgören, Ferihan Aksöz ve Reyhan Yiğitbaş'a teşekkür ederim.

Çalışmanın arazi evresinde barınma olanaklarından yararlandığım TDÇİ Hekimhan Müessese Müdürlüğü'ne ve TDÇİ Hasaңcelebi Konukevi Çalışanlarına teşekkür ederim.

Rapor içindeki tablo ve bazı şekilleri bilgisayarda düzenleyen ve çalışmam süresince sabır ve özveri gösteren eşim Aysan Gürer'e ve yine şekillerin bir kısmını bilgisayarda düzenleyen Mustafa Baykal'a teşekkür ederim.



COĞRAFYA

İnceleme alanı Malatya ili, Hekimhan ilçesi ve Hasaelebi Nahiyesi çevresini kapsar. Başlıca yerleşim merkezleri Hekimhan ilçesi, Hasaelebi Kasabası, Basak, Deveci, Dumlu, Güzelyurt, Yukarı Selimli, Sincanlıboğazı, Sarıkız, Yeşilkale, Ciritbelen Köyleri dir.

Orografya: İnceleme alanı genellikle düşük engebelidir. En düşük yükselimin bulunduğu Ulu Dere ile 8 km batısında bulunan Leylek Dağı arasındaki yükselti farkı 800 m'yi bulmaktadır. Doruklar hemen hemen yaklaşık doğu - batı gidişlidir. Bölge morfolojisi yapı ve litolojinin birlikte etkisinin sonucunda Şekillenmiştir. Yüksek dağ sıraları genellikle karbonatlı ve volkanik birimlerin, nispeten daha alçak alanlar ise kırıntılı okellerin yüzeylendiği kesimlere karşılık gelir. Başlıca yükseltiler Leylek Dağı (2052 m), Zorbehan Dağı (2004 m), Karakuz Dağı (1984 m), Hatunkaya Tepe (1808 m), Kara Dağ (1662 m), Mağarakayası Tepe (1523 m), Ziyaretalı Tepe (192 m), Karasivri Tepe (1742 m), Hüyük Tepe (1665 m), Kayabaşı Tepe (1355 m).

Hidrografya : İnceleme alanındaki en önemli akarsu, adı kuzeyden güneye değişen Ulu Dere dir. İnceleme alanı kuzeyinde Ulu Dere, ortasında Kuruçay, güneyinde Kesikköprü ayı adını alan akarsuyun başlangıç ve bitiş bölümleri inceleme alanı dışında kalmaktadır. Bunlardan başka amurlu, Güvenç, Devret, Karamahmudun, Kara, Fındıklı, Karataş, Kınık ve Corcut Dere sayılabilir.

Ulu Dere ve onu besleyen Üyük, Kavak, Kara, Karamahmudun Dere ve diğer tali derelerde dentritik tipte bir akaçlama ağı görülür. Kuzey - Güney yönünde kısa genli menderesler yaparak akan dere, esas itibarıyla örgülü tipte bir akarsudur ve inceleme alanının kuzey bölümündeki volkanik yükseltileri aşındırıp havzaya taşıyan değişken akışlı mevsimsel derelerden büyük oranda etkilenir. Bölge içindeki uzunluğu yaklaşık 35 km kadardır ve harita alanını bir uçtan diğer uca yaklaşık kuzey - güney kateder. Bu görünümüyle bölgedeki morfolojik gidişlere aykırıdır.

İklim : Bölgede karasal iklim egemendir yazları sıcak ve kurak, kışları soğuk ve kar yağışlıdır. Sonbaharın ikinci yarısı ve ilkbaharın ilk yarısı yağmurludur.

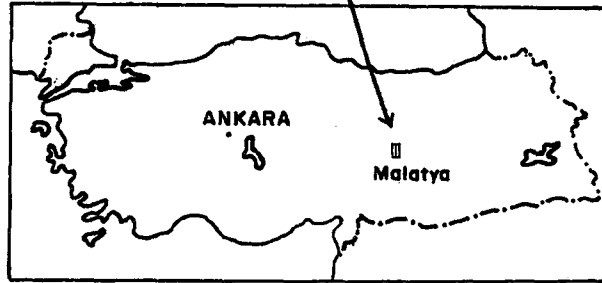
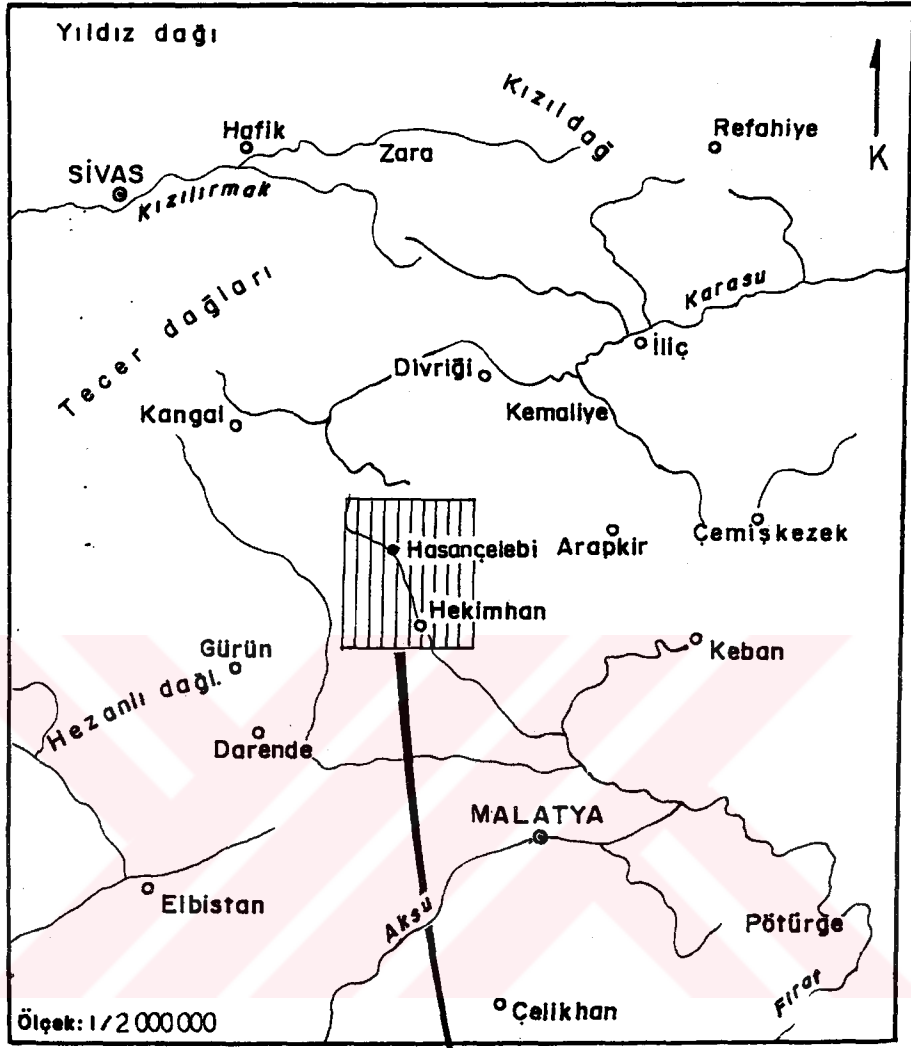
Tarım ve Bitki Örtüsü : Bölgede Üst Kratase yaşlı killi birimler üzerinde, dar bir alanda tarım yapılmaktadır. En önemli ürünler kayısı ve nohuttur. Yerel olarak kısa boylu ağaç toplulukları görülmektedir.

Hayvancılık : Modern olmayan tarım ve hayvancılık halkın geçimini sağlar.

Ulaşım : Hekimhan, Malatya - Sivas karayolu üzerindedir. Sivas 165 km Malatya 78 km uzaklıktadır. Hekimhan'da yükleme boşaltma yapabilen TCDD istasyonu vardır. Hekimhan, demiryolu ile Çetinkaya üzerinden Sivas - Samsun ve Erzurum, Malatya üzerinden Elazığ, Diyarbakır ve İskenderun bağlantılıdır. Demiryolu ile İskenderun 418 km, Samsun 580 km ve Karabük 1060 km' dir.

Köyleri ilçeye bağlayan yollar çok ilkel olup ancak yazın ulaşım sağlanabilmektedir. Bunların en önemlileri Hekimhan - Deveci ve Hekimhan - Karakuz maden ocağı yollarıdır.





ŞEKİL 1: inceleme alanının yer bulduru haritası

ÖNCEKİ İNCELEMELER

Bu bölümde, inceleme alanı ve yakın çevresinde daha önce yapılmış olan çalışmalar sunulmuştur. Anlatımda inceleme alanında ayırtılan birimler hakkındaki görüşlere yer verilmiştir.

BLUMENTHAL (1938), " Şarki Toros Mıntıkasında Hekimhan - Hasaңcelebi - Kangaı İrtifasında Jeolojik Araştırmalar " isimli raporunda bölgenin stratigrafisini genel olarak çıkarmıştır. Hekimhan ve dolayındaki ofiyolitli seri ile bunları transgresif olarak örten Üst Kretase çökellerini gözlemiştir. Hekimhan kuzeyindeki Zorbehan Dağı ve Kuruçay'ın batısındaki Erdihan Dağı'nın Üst seviyelerinde Paleosen yaşlı dolomitik kireçtaşlarının yeraldığını, jipslerin Paleosen yaşında olduğunu, Üst Kretase ve Paleosen'in ise geçişli bulunduğunu söylemiştir. Deveciköy demir yatağının ise hidrotermal - pnömatolitik olduğunu belirtmiştir. Tarafımızdan yapılan çalışmada yazarın, Paleosen yaşını verdiği dolomitlerden Üst Maestrihtiyen' den daha genç bir yaş elde edilememiştir.

KOVENKO (1940), "Hasaңcelebi mıntıkası demir yatakları" adlı çalışmasında, bölgedeki çökel birimlerin hiç olmazsa bir kısmının temellerinin serpantinitlerle katolunmuş ojitli bir gabro masifi olduğunu savunmuştur. Yazara göre, serpantinler içerisinde ve üstünde beyaz ve kahve renkli kalker kütleleri bulunmaktadır. Bu kütleler sahada saptanabilen en eski çökellerin kalıntılarıdır. Bu kalkerler olasılıkla " Eski Divriği Kalkeri " olarak tanınan, Alt Kretase veya daha eski bir devire ait varsayılan kalkerle aynı yaştadır. Üst Kretase, ojitli gabro unsurlarını ve nadiren

eski kalker parçalarını içeren bir taban konglomerasıyla başlar. Taban konglomeraları, yeşil ve kırmızı renkli andezit ve bazalt lavlarıyla birlikte bulunan bu tüfoid serisi arasına nadiren rudistli kalker yatakları girmektedir. Tüfoidleri örten çökel kayalar daha derin deniz fasiyesine girmektedir. Bunlar kırmızı ve boz renkli greler ve aynı renkte şistlerden ibarettir. Bu yatakların üzerinde marnlı greler içerisinde Inoceramus regularis fosili bulunmuştur ve nihayet bütün bu tabakalar içlerinde Maestrihtiyen'e ait Siderolites'ler bulunan şistlerle örtülüdür. Demir yatağının bulunduğu kesimde Eosen geniş sahalar işgal etmez. Oligosen, Hasançelebi'nin kuzeyinde pek çoktur. Bu devre ait çökel tabakalar kırmızı renkli gre ve marnlardan oluşmuştur. Bunların üzerinde de pembe renkli volkanik tüfler mevcuttur. Yazar Deveciköy demir yatağındaki cevherleşmenin, gabro ve siyenitlerle rudistli kalkerlerin dokanağında oluştuğunu, yatağın bir demir şapka olduğunu belirtmiş ve Primer cevherden söz etmemiştir. Yazarın, serpantinitler içinde ve üstünde varlığını tanıttığı kalker kütleleri, ultrabazitlerin listfenitleşmiş bölümleri olmalıdır.

STCHEPINSKY (1944), " Malatya Bölgesinin Jeolojisi ve Mineral Varlıkları" adlı çalışmasında Hekimhan yöresinde özellikle Rudistli kireçtaşlarının yaşı konusuna değinmiştir. Söz konusu kireçtaşlarının, ya Maestrihtyen'e ya da hem Kampaniyen, hem de Maestrihtiyen'e ait olabileceğini belirtmiştir.

ZIMMER (1952), Eski gabro ve serpantinitik çekirdek üzerine Üst Kretase yaşlı, gri renkli marn, rudistli kalker, tüf ve andezitik lav akıntılarından oluşan birimlerin yer aldığını

TCDD istasyonu dolayında porfirik siyenit olduğunu işaret etmiştir. Yazar, doğu - batı yönlü büyük tektonik hatlar boyunca kayaçların ezildiğini söylemiştir. Cevherleşmenin nedeni olarak pnömatolitik ve hidrotermal ajanlar dolayısıyla metasomatoz olayını göstermiştir.

GATTINGER (1957), Hekimhan'daki resiflerin Üst Kretase filişi arasında olduğunu ve ofiyolitinin filişin tabanında bulunduğunu belirtmiştir. Çakıltası - kumtaşı - marn ile temsil edilen filiş bir kısım yeşil kaya ile ekaylanmış ve karışmıştır. Eosen altta düzensiz tabakalı kireçtaşı, Üstte transgresif aşmalı filiş halindedir. Andezit, Eosen sonrasındır ve Oligosen'de de devam eder. Bazalt ise Miyosen sonrasındır ve Pliyosen'e kadardır. Siyenit köken bakımından cevher oluşması ile ilgili olmalıdır. Yazarın çalışmalarındaki bulgular ile tarafımızdan derlenen bulgular hemen hemen benzerdir, ancak ofiyolitik kayalarla Üst Kretase birimleri arasında herhangi bir ekaylanma gözlenememiştir.

YILMAZ (1960), Deveci ve Karakuz yöresinde demir arama çalışmalarında bulunmuştur. Raporunda Deveciköy cevherleşmesinin hidrotermal - metasomatik olduğunu belirtmiştir. Yazar, üçgen yöntemiyle yaptığı rezerv hesabında okside cevher için yaklaşık 8.000 000 ton, siderit için yaklaşık 3.000 000 ton (görünür + muhtemel) bir rezerv vermiştir.

İZDAR (1961), inceleme alanının kuzeybatısının maden prospeksiyon incelemesini ve jeoloji haritasını yapmıştır. Yazar tarafından önerilen, siderit cevherine yönelik sondajlar 1961 yılında gerçekleştirilerek toplam 1362.25 m uzunluğunda 9 sondaj

yapılmıştır. Yazar, bölgede peridotit ve serpantinit masifi üzerine transgresif olarak gelen Üst Kretase serisinde, submarin volkanizmasının etkin olduğunu, bunun Kuluncak bölgesinde daha etkin bir rol oynamış olduğunu belirtir. Yine bu bölge için cevherleşmelerin kontakt - pnömatolitik yatak olarak kabul edilemeyeceğini, buna karşın iki fazda yorumlanarak pnömatolitik - metasomatik yatak tipi olarak kabul edilebileceğini söyler. Mağmatik faaliyetin ise Paleojen de olduğunu belirtir. Yazar ayrıca, Üst Kretase kalker ve marnları ile Eosen içlerine kadar devam eden kalker birimlerinin bulunduğunu, Üst Kretase - Paleosen - Eosen'in geçişli olduğunu belirtmektedir. Tarafımızdan yapılan çalışmada, mağmatik faaliyetin Paleojen de değilde Üst Kretase' de başladığı saptanmıştır.

AYAN (1961), Hekimhan - Ebreme Köyü bölgesinin jeolojisi ve petrol imkanlarını araştıran çalışmasında, bölgenin genel jeolojisine değinmiştir. Yazara göre, en altta Üst Jura - Alt Kretase yaşlı bej renkli kristalen kireçtaşları komprehansif serisi, bunun üzerinde açısal diskordansla Eosen transgresif serisi bulunmaktadır. Yipreziyen kireçtaşları, Lütesiyen şeyl - killi kireçtaşı ardalanması, Priaboniyen şeyl ve kireçtaşı çökelleri ile temsil olunmuştur. Eosen transgresif serisi üzerinde Üst Oligosen - Alt Miyosen yaşlı kumlu - killi kireçtaşı istifli açısal diskordansla yer almaktadır. Bu istifte konkordan durumda kumlu kireçtaşı - şeyl - kireçtaşı sıralı Burdigaliyen birimi örtmektedir.

JACOBSON, vd. (1969), serpantinitleri Kretase'den genç

kabul etmişler ve Üst Kretase ile Paleosen'in geçişli olduğunu belirtmişlerdir. Siyenitlerin çıkışını Laramiyen orojenik fazına bağlamışlardır. Volkan - sedimanter serinin bazaltlarının metasomatozunu, metamorfizmasını ve altere olmasını bu harekete bağlamışlardır. Yazarların serpantinitle Kretase'den daha genç görmeleri dışında, diğer gözlem ve görüşleriyle uyum içindeyiz.

AKKUŞ (1971), Darende - Balaban yöresinde yaptığı çalışmada, Mesozoyik; Jura - Alt Kretase yaşlı Geniz kalkeri, Üst Kretase yaşlı altta biyoherm özellikle transgresif Tohma resifleri, üstte de konglomera kumtaşı - marn nöbetleşmeli Ulupınar formasyonundan oluşmuştur. Üst Kretase istifli Geniz kalkeri üzerine diskordanstır. Tersiyer, Lütesiyen yaşlı Korgan Tepe konglomeraları ve üzerinde kumtaşı - marn - kireçtaşı ardalanmasından oluşan Yenice formasyonu, üstte de kireçtaşı, marn ardalanmalı Asar Tepe formasyonu ile bu istifin üzerinde konkordan durumda Bartoniyen yaşlı jips ara katkılı kumtaşı - siltaşı - marn ardalanmalı Darende ve Balaban formasyonları, en üstte de Asartepe formasyonu üzerine açısız diskordansla gelen Burdigaliyen yaşlı, tabanı marn - marnlı kalker, üst düzeylerinde ise tebeşirli kalkerden oluşan Tahtalı Tepe formasyonu şeklindeki istifle temsil olunmuştur. Yazar, ofiyolitik seri ile Karakaya volkanitleri ve Kepez Dağı bazaltları mağmatik faaliyetlerin ürünü olarak ayırtlamıştır.

YOLDAŞ (1972), " Malatya Kuzeyinin Jeolojisi ve Petrol İmkanları" adlı çalışmasında, bölgenin istiflenmesinde Paleozoyik - Mesozoyik - Senozoyik yaşlı çökellerle, mağma kayaları ve volkanik kayaların bulunduğunu belirtmiştir. Yazara göre; Paleozoyik

kireçtaşı ve metamorfik şistlerden oluşmuştur. Mesozoyik Üst Jura - Alt Kretase'nin komprehansif seri niteliğindeki kireçtaşları ve bunların üzerinde diskordan olarak yer alan Maestrihtiyen'in konglomera - kumtaşı - şeyl - killi kireçtaşı serisi ve bu seri içinde arakatkılı, merccek şeklinde resifal kireçtaşlarından oluşmuştur. Eosen (Yipreziyen, Lütesiyen), Oligosen, Miyosen (Akitaniyen, Burdigaliyen) yaşlı çökellerle temsil olunmuştur. Bölgede Yipreziyen konglomera, kumtaşı, kiltası ve jips araldanması ile Lütesiyen'in altta konglomera, üstte kumtaşı, şeyl, konglomera, killi kireçtaşı, kireçtaşı istiflenmeli birimleriyle ayrıtlanmıştır. Oligosen konglomera - kumtaşı - şeyl araldanmasından oluşup, jips arakatkıları içerir. Akitaniyen, Lütesiyen yaşlı birimler üzerinde diskordan olarak yer alan taban konglomeraları ile başlayan kireçtaşları ve Burdigaliyen, Akitaniyen yaşlı kireçtaşları üzerinde diskordan durumda taban konglomeraları ile başlayan kireçtaşı, şeyl, killi kireçtaşı istiflenmesinden oluşmuştur. En üstte de açısız diskordan olarak, altta konglomera, kumtaşı, şeyl, üstte tüfit, gölsey kireçtaşı ve bazaltdan oluşun, Üst Miyosen istifi bulunur. Ayrıca mağma kayaları olarak serpantinit, volkanik kayalardan trakiandezit, Haydaroğlu bazaltları, andezit ve Gökdağı bazaltı ayrılmıştır.

ÇOBAN (1973), Hekimhan dolayının jeoloji incelemesini yapmıştır. Yazara göre, bölgede en yaşlı birim, Üst Jura - Alt Kretase yaşlı serpantinleşmiş ultrabazik kayalar olup, bunların üzerine Üst Kretase taban konglomerası diskordan olarak oturur. Bu birim bazik volkanik seri ile yanıl geçişlidir. Bu

birimleri trakit keser. Konglomera üzerine konkordan olarak yine Üst Kretase yaşlı şeyl - kumtaşı ardalanması ve kireçtaşı gelir. Yazar, Paleosen - Alt Eosen yaşlı jipsli seriyi Üst Kretase yaşlı birimler üzerinde diskordan olarak gözlemiştir. Tarafımızdan yapılan gözlemlere göre jips Paleosen yaşındadır ve alt dokanağı diskordan değil, geçişli ve konkardandır.

KURTMAN (1978), Gürün yöresinde yaptığı çalışmada temel olarak Permo - Karbonifer yaşlı kireçtaşlarının oluşturduğu Üçkoyak formasyonu üzerine Jura - Kretase yaşlı üst düzeyleri dolomitize olmuş kireçtaşlarından oluşan Horasançal formasyonunun geldiğini söylemiştir. Bu formasyon üzerinde Maestirihtiyen'in şeyl - marn ardalanmalı kumlu kireçtaşlarından oluşan Dügünyurdu formasyonu bulunmaktadır. Üst Kretase yaşlı breşik kireçtaşlarıyla temsil edilen Konakpınar formasyonu, Dügünyurdu formasyonu ile geçişlidir. Tersiyer çökelleri Yukarısarısazcağız formasyonunu kireçtaşları ve onun üzerinde konkordan Üst Lütésiyen - Priaboniyen yaşlı kumtaşı - şeyl - kireçtaşı - marn ardalanmalı Aşşağısarısazcağız formasyonu ile temsil edilir. Neojen Gürün formasyonu olarak adlanan göl sel kireçtaşı, şeyl, marn ve yer yer tuf katmanlarından oluşan istif ile temsil edilir. Mağmatik kayalar Neojen yaşlı andezit ve bazaltlardır.

ÖZER ve KUŞÇU (1983), Yazarlar, Karakuz demir yatağı çevresinde yaptıkları çalışmalarda, yatağın güneyinde skapolitize bazik kayaların, kuzeyinde ise trakitlerin görüldüğünü ve bunların birbirleriyle tektonik ilişkili olduğunu belirtmişlerdir.

Bazik kayaçlar, siyenit intrüzyonu sonucunda altere ve mineralize olmuşlardır. Trakit kısmen silifisiye, kısmen ya da tamamen demir oksitler tarafından ramplase edilmiştir. Yazarlar ayrıca, inceleme alanında önemli bir tektonik hattın doğu - batı yönünde uzandığını, buna bağlı olarak kuzey - güney yönünde ikincil fayların geliştiğini ve birbirlerine dik bu kırık sisteminin mineralizasyonu kontrol ettiğini savunmuşlardır.

ÖRÇEN (1984), Medik - Ebreme dolayında yaptığı çalışmada, Üst Jura - Alt Kretase yaşındaki ve başlıca mikritik yer yer dolomitik kireçtaşlarından oluşan Horasançal formasyonunun açık şelfte çökeldiğini belirtmiştir. Paleosen yaşlı Medik formasyonu, çamurtaşı arakatmanlı çakıltaşlarından oluşur ve Horasançal formasyonunu diskordan olarak örter, Medik formasyonu üzerine diskordans olarak gelen Orta - Üst Eosen yaşlı Tohma formasyonu; çakıltaşı - kumtaşı - kumlu kireçtaşı - kireçtaşı - marn ardalanmasından oluşur. Bu çökeller, lagün, kumsal, sığ ve açık şelf ortamlarında çökelmiştir. Tohma formasyonu Akitaniyen yaşlı Çavuş formasyonu tarafından diskordan olarak örtülür. Bu formasyon sığ şelf kırıntılı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Asurçay formasyonu Çavuş formasyonunun üzerine diskordan olarak gelir. Bu formasyon sığ ve açık şelf kökenli kırıntılı kireçtaşı ve marnlar ve resifal kireçtaşlarından oluşan bir istifle karakterize edilmiştir. Pliyo - Kuvaterner yaşlı Mısırdere formasyonu, çakıltaşı, kumtaşı ve siltaşlarından meydana gelmiştir.

İZDAR ve ÜNLÜ (1985), " Hekimhan - Hasançelebi - Kuluncak Bölgesinin Jeolojisi " adlı çalışmalarında, bölgedeki litolojileri üç gruba ayırmışlardır. Alt seri, dolomitleşmiş

kristalize kireçtaşları ve yarı mermerler ile serpantinitle ilgili olan pembe kireçtaşları ve radyolaritlerden oluşmaktadır. Orta seri, Üst Kretase transgresyonu ile başlayan ve Eosen'e geçen çeşitli litolojik birimleri içerir. Üst seri ise, Tersiyer yaşlı çeşitli alacalı detritikler, marn ve kireçtaşları ile genç Tersiyer evaporitlerinden oluşmaktadır.

BOZTUĞ ve YILMAZ 1992, Hasaelebi y6resindeki volkanitleri Bahedam volkanitleri adını vererek volkanitlerin subalkalin - toleyitik karakterli yay volkanizması 6r6n6 olduğunu belirtmişlerdir. Bahedamı volkanitlerine sokulum yapan pl6tonu ise Hasaelebi granitoyidi olarak adlamışlar ve bu pl6tonun alkalilerce aşırı doygun, kafemik, felsik I tipi çarpışma ile ilgili tektonejenin 6r6n6 olduğunu s6ylemişlerdir. Pl6tonun sokulumu ile çevresinde gelişen zonuda Konukdere Metasomatiti adıyla adlamışlardır. Tarafımızdan yapılan çalışmada yukarıda s6z6 geçen volkanitlerin alkali karakterli yay gerisi bir açılmanın 6r6n6 olduğu, pl6tonun ise granitoyid değilde siyenitoyid olduğu ve A tipi granitoyidlere uygunluk g6sterdiği saptanmıştır.

BÖLÜM II

STRATİGRAFİK JEOLJİ

İnceleme alanında, Üst Jura'dan günümüze dek hemen her döneme ait çökel birimler yanında, mağmatik ve metamorfik birimler yüzeyleir (Şekil 2,3). Kaya stratigrafi ayırtlarına göre çalışılan birimler, elden geldiğince zaman stratigrafik sırayla tanıtılacaktır. Birimlerin ayırtlanması ve anlatımı için Uluslararası Stratigrafi Kılavuzu (IUGS, 1976) önerilerinden yararlanılmış ve alt başlıklar kullanılarak şu sıra izlenmiştir.

Tanım ve Ad

Tip Kesit Yeri

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Dokanak İlişkileri

Kalınlık ve Yayılım

Fosil Kapsamı ve Yaş

Jeokimya

Ortam

Deneştirme

Tartışma

Böylece tanıtımda birimler arasında homojenliğin sağlanması ve okuyucunun aradığını kolaylıkla bulabilmesi amaçlanmıştır.

Harita alanında yüzeylenen birimler yukarıda belirtilen düzende, sırası ile ayrı ayrı tanıtılacaktır.

HOCALIKOVA OFİYOLİTİ (Mh)

Tanım ve Ad

inceleme alanının görünür tabanını oluşturan ve kendinden daha genç tüm litolojilere temel görevini üstlenen kayalar topluluğudur. Hocalıkova ofiyoliti 1. Ofiyolit konferansında (Conference Participants, 1972) iç düzeni olan bir ofiyolit topluluğu için tariflenen kayaları içeren, ancak eksik bir dizi halindedir. Ofiyolit başlıca ultramafik kümülat, masif gabro, bazik volkanit ve pelajik çökeller ile temsil edilir. Dizinin eksik oluşu, olasılıkla ofiyolit bölgeye yerleşimi sırasındaki veya sonrasındaki yapısal düzenleme sonucunda kazanılmış olmalıdır. Birim tipik yüzeylemelerini Sarıkız Köyü'nün 1.5 km güneydoğusundaki Hocalıkova Tepe'de verdiği için Hocalıkova ofiyoliti adıyla anılmıştır.

Tip Kesit Yeri

Ofiyoliti oluşturan tüm kayaların tek kesit çizgisi boyunca sıralandığı bir mevki saptanamadığından tip kesit yeri verilememiştir. Keklice Tepe ofiyolit için yardımcı kesit yeridir.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Ofiyolit, geliştirdiği yayvan düzensiz topoğrafya özellikleri ve yeşilimsi mavimsi renkleri ile çevre kayalardan kolaylıkla ayırt edilir. Ultramafik ve mafik kayalarda serpantinleşme ve listfenitleşme yaygındır. Bu ikincil

dönüşümlerin oldukça ileri olduğu düzeylerde serpantin ve listfenitler gelişmiştir. Ofiyolit istifinde, listfenitler bazik volkanitler ve pelajik çökellerin yüzeylendiği alanlar ultramafik ve mafik kayalardan ayrılanmışlardır. Ofiyoliti oluşturan kayalar aşağıda sırasıyla tanıtılacaktır.

ULTRAMAFİK KAYALAR: Ultramafik kayalar tümüyle kümülatik kayalarla temsil edilir ve Hocalıkova ofiyolitinin görünür en tabanında yer alırlar. Sahada renkleri, katmanlı yapıları, ana mineralleri ve dokuları ile ofiyolitinin diğer litolojilerinden ayrıtedilirler. İnceleme alanında başlıca Eskikent, Keklice ve İğnekaya Tepe'lerin de yüzeylenirler.

Ultramafitler, ayrışmış yüzeylerde kırmızı - kahverengi renkli ayrışmamış yüzeylerde ise yeşil ve mavimsi yeşildir. Ayrışmamış yüzeylerde olivin ve piroksen kristalleri gözle seçilebilmektedir. Olivin ve piroksen minerallerinin belirli düzeylerde toplanmaları ile bileşim farkından mağmatik katmanlanma sık gözlenir. Ultramafit kümülat kayaları ana minerallerini olivin ve ortopiroksenin oluşturduğu dunit, harzburgit ve piroksenit ile temsil edilir.

Dunit, seyrek olarak ofiyolit içerisinde, yapıya uyumlu katman ya da düzensiz biçimli mercerler şeklinde bulunur. Bir çok kesimde serpantinleşmiştir. Hekimhan güneybatısındaki Keklice Tepe'den derlenen dunit örneğinde şu özellikler belirlenmiştir. Kaya hipidiomorfik granüler dokuludur. Olivin yer yer krizotilleşmiş, tek nikelde renkli, lifsi görünüşlü ve düzensiz sınırlı taneler halinde kayanın % 90 dan fazlasını oluşturur.

Toplam % 10'u geçmeyen oranda piroksen, spinel, manyetit ve kromit içerir.

Harzburgit, yeşil renkleri, eştaneli dokuları ve çok sert olmalarıyla tipiktir. Eskikent Köyü'nün güneybatısından derlenen Harzburgit örneğinin, porfiroklastik dokulu olduğu, % 60 olivin, % 30 ortopiroksen ve az miktarda kromitten oluştuğu gözlenmiştir. Kayada yaygın serpantinleşme ve çok bol karbonatlaşma gelişmiştir.

Piroksenit, genellikle koyu yeşil - siyah renkli ve metal parıltılıdır. Keklice Tepe batısından derlenen piroksenit örneğinde, birincil mineral piroksen diyallag, ikincil mineral serpantin olarak saptanmıştır. Piroksen diyallag, % 90 oranında bulunur, tek nikolde grimsi beyaz - açık yeşil renkli ve (100) yüzeyine göre paralel dilinimlidirler. Serpantin ise piroksenlerin çatlakları boyunca ağsal gelişmiştir.

Ofiyolit topluluğu ultrabazik ve bazik kayalarının büyük çoğunluğu serpantinleşerek serpantinite dönüşmüşlerdir. Arazide koyu yeşil, siyahımsı renkler ve yağımsı parıltı sergiler.

Kirizli Köyü'nün kuzeybatısındaki Ataçoğlu evsünü mevkiinden derlenen serpantin örneğinde şu özellikler saptanmıştır. Kayanın birincil dokusu az çok korunmuştur. Olivin ve piroksen türü iri koyu, renkli mineraller çatlakları ve kenarları boyunca ileri derecede serpantin minerallerine dönüşmüşlerdir. Bu minerallerin iç kesimlerine doğru serpantinleşme nispeten daha az olmakla birlikte ileri derecede alterasyona uğramışlardır. Minerallerin optik özellikleri tayin edilememektedir. Plajiolik olmaları muhtemel bazı mineraller

serizitleşmiştir. Köken kaya gabro türündedir.

Listfenit, özellikle ofiyolitın ultramafik kayalarının çevre birimlerle tektonik olduğu düzeylerde sık gözlenir (Foto 1). Yer yer de topoğrafik olarak üst kotlarda lateritik bir şapka gibi dururlar. Ofiyolitın diğer kayalarıyla dokanakları tedricidir. Kahverengi - kırmızı renkleriyle ofiyolitın diğer birimlerinden kolayca ayrıt edilir. El örneğinde, yüzeyleri cürufumsu, yumrumsu, pizolitiktir ve yer yer sedef parıltısı gösterirler. Ayrıca siyah lekeler şeklinde manyetit, boşluklarda böbreğimsi kalsedon ve kuvars kristalleri gözle tanınabilir. En geniş yüzeylenmelerini Ciritbelen - Otmangölü ve Sarıkaya - Nergizlikaya Fayları boyunca verirler.



FOTO 1 : Kale Tepe'de Hocalıkova ofiyolitine ait serpantinit (s) ve listfenit (1) den bir görünüm.

İnceleme alanında yüzeylenen listfenitlerde silisleşme karbonatlaşmadan daha yaygın gelişmiştir. Yaygın olarak ikincil ışınsal kuvars kristalleri ve dissemine veya ağsal hematit - manyetit - limonit türünde opak mineraller gelişmiştir. Sarıkaya Tepe'den derlenen örneğin ince kesit incelemesinde tamamen karbonatlaşmış mafik mineraller yanısıra, spinel, magnetit hematit ve limonit türü opak mineraller saptanmıştır. Kayada kataklastik bir doku gelişmiştir.

Kırmızı tepe'den derlenen listfenit örneğinde ise iri kum boyu kuvars kristallerinin kayanın birincil mineralleri ile yer değiştirdiği ve bir kuvarsitik kumtaşı bileşimine dönüştüğü gözlenmiştir (FOTO 2).

Eskikent Tepe güneyinde yüzeylenen listfenit örneğinde ise yine kayanın birincil minerallerinin tümüyle kalsit ve kuvars mineralleri ile yer değiştirdiği gözlenmiştir (FOTO 3).

Güvenç Köyü güneybatısındaki Kasnakkaya sırtı'nda yüzeylenen listfenit hemen tümüyle breş görünümündedir burdan derlenen örnekte dolomitik bir matriks içinde kuvars, opak mineral, kalsit ve niteliği tanınamayan mafik mineraller gözlenmiştir. Taneler köşeli ve porfirik - breşik dokuludur.

Listfenitleşme, ofiyolitik kayaların faylarla kırıldığı ve bu faylar boyunca derinden gelen sıcak suların alterasyonu veya sıcak nemli bir iklimde kısmen veya tamamen peneplenleşme sonucunda gelişir. Ancak listfenit olarak tanımlanan kaya, kimi kezde okyanus kabuğu üzerinde yitim sırasındaki gerilme çatlakları boyunca sıcak su etkisiyle gelişebilmektedir (Buisson

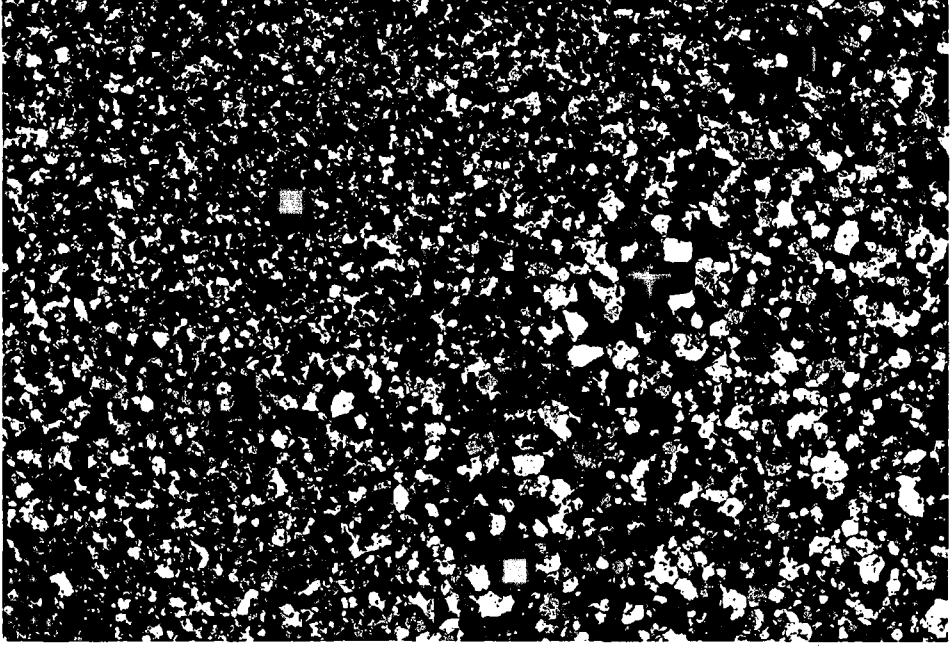


FOTO 2 : Kirmızı Tepe'den derlenen silisli bir listfenitin, kuvarsitik kumtaşını andıran ince kesit görünüşü. Çift nikol, büyütme X 22.

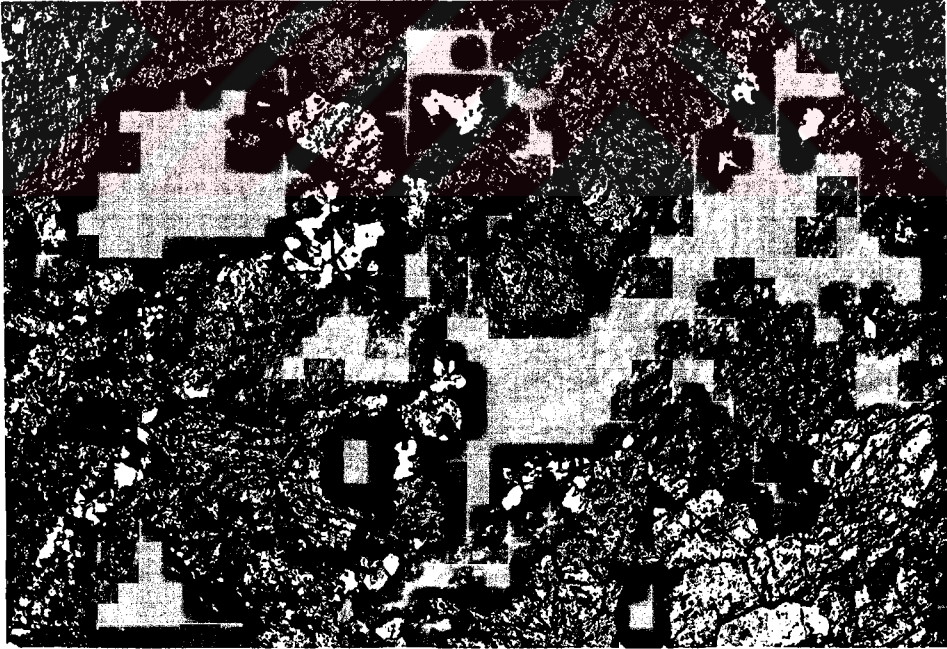


FOTO 3: Eskikent Tepe güneyinde yüzeylenen listfenitin ince kesit görünümü. Kayada yaygınca kalsit (ka) ve yer yer kuvars (k) kristallerinin geliştiği gözlenir. Çift nikol, büyütme X 55

ve Gererd, 1986). İnceleme alanındaki lisfenitler yaygınca COF ve SNF'ları sonucunda ve olasılıkla Oligosen ve sonrasında gelişmişlerdir.

MAFİK KAYALAR: Hocalıkova ofiyoliti'nin ultramafik kayalarından herhangi bir kesiklik olmadan mafik kökenli kayalara geçilir. Mafik kayalar, ofiyolit içerisinde en yaygın litolojileri oluştururlar. Mafik kayalardan da en sık bulunanı gabrodur. Gabro çoğunlukla masif gabro ile temsil edilir. Ancak nadirende olsa kümülatik gabro gözlenir.

Keklicek Tepe kuzeyinde ultramafik kümülattan tedrici olarak kümülatik gabroya geçiş gözlenir. Bu geçiş zonu olivin ve piroksenden iki mineralli kristalizasyonun sona erdiğini ve plajioklasın da ana minerallerden biri olarak gelişmeye başladığını işaret eder. Üste doğru plajioklas mineralinin modal oranının arttığı kesimlerde plajioklas ve piroksen minerallerinin cm. ölçeğinde ardalandığı gözlenir. Seyrek ve düzensiz yamalar halinde feldspat fazının geliştiği bu geçiş zonu ise bir kaç metre mertebesindedir.

Hekimhan İlçesi'nin güneydoğusunda Gafra Tepe'de yüzeylenen yeşilimsi - siyahımsı, belirgin ince kristalli kaya mikro gabro türündedir ve şu özellikler gözlenmiştir. Kayayı oluşturan mineraller; klinoproksen, plajioklas ve olivindir. % 55 oranında bulunan klinopiroksenlerin çoğunluğu (100) klivajlı ve diyallag türündedir. Gerek klinopiksenler gerek olivinler hipidiyomorf kristaller halindedir ve yer yer iddingsitleşme gelişmiştir. Olivinlerin demir içerikleri azdır. Plajioklasların An oranı çok

yüksek, olasılıkla bitovnit bileşimindedir. Kristalleri sık polisentetik ikizli, hipidiyomorf ve ksenomorf taneler halindedir.

Hekimhan'ın güneybatısında yer alan Kızılcı Tepe'nin kuzey yamacından derlenen örnek hornblend gabro bileşimindedir. Kayada % 45 oranında bulunan plajioklaslar An'ce zengindir (An %55 ve üstünde). Mafik mineraller bazaltik hornblend türündedir. Kayada sosürütleşme türü alterasyon gelişmiştir.

Hekimhan'ın güneydoğusundaki Ağsarı Tepe'den derlenen örneğin piroksen gabro bileşiminde olduğu saptanmıştır. Kayadaki klinopiroksenler % 65, plajioklaslar % 30 oranındadır. Plajioklas holokristalen, albit ve albit - periklin ikiz kombinezyonlu taneler halindedir. An oranları bitovnite kadar yükselir. Mafik minerallerin hemen hepsi klinopiroksenlerden oluşur. Bir bölüm klinopiroksen de (100) ikizlenmeleri görülebilir. Klinopiroksenler genellikle hipidiyomorf kristaller halindedir. Ayrıca kayada ender ve küçük kristaller biçiminde Mg'ca zengin olivinler gözlenir. (Foto 4).

Güvenç Köyü'nün kuzeydoğusundaki Güneyn sırtı'nın güneybatı yamacından derlenen gabro örneğinin ince kesit incelemesinde COF nedeniyle kataklastik metamorfizmaya uğradığı gözlenmiştir. Kayanın mineralleri amfibol, plajioklas ve ikincil kuvarstır. Plajioklaslar kataklasizma nedeniyle kırılmış, parçalanmış ve ileri derecede serizitleşmiştir. Kaya görünüm itibariyle ufalanmış parçalanmış, serizitleşmiş plajioklas ve amfibol kırıntılarından oluşan bir matriks içerisinde, değişik boyutlarda amfibol porfiroklastlarının yüzdüğü bir protomilonittir. Kataklastik

parçalanmanın yoğun olduğu kesimler birbirine paralel düzlemler oluşturması nedeniyle kataklastik foliasyon gelişmiştir. Birincil dokunun az çok korunduğu kesimlerde, kayanın iki egemen minerali olan amfibol ve plajioklasların intergrowth doku gösterdiği sezilir. Kaya içerisinde % 5 - 10 dolayında, genellikle taze, berrak, anhedral nitelikli kuvars kristalleri gözlenir. Kuvarslar olasılıkla ikincil olup kaya içerisinde hemen her kesimde düzensiz dağılmış yamalar biçimindedirler (Foto 5).

Spilit, ofiyolit içerisinde stratigrafik üst düzeylerde yüzeylenir ve çoğunlukla kırmızı pelajik çökellerle arakatkılıdır. Spilitler hem litolojik özellikleri hem de stratigrafik konumları açısından çevre kayalardan ayrılarak haritalanabilmiştir. En geniş yayılımına Hocalıkova Tepe çevresinde ulaşır. Keklice Tepe doğusundan derlenen spilit örneğinin ince kesit incelemesinde albit mikrolitlerinin arasını ojit, klorit, epidot, ve kalsit mikrolitleri ile kriptokristalen bir hamurun doldurduğu gözlenmiştir.

PELAJİK ÇÖKELLER: Hocalıkova ofiyoliti' nin spilitlerle beraber epiofiyolitik örtüsünü oluşturan kayalardır. Kırmızı, kahve, pembe renkleriyle uzaktan çevre kayalardan kolaylıkla ayrılabilirler. Başlıca dolomitleşmiş kireçtaşı, radyolarit ve pelajik çamurtaşından oluşur.

Pelajik çökeller en geniş yüzeylenmelerine Hekimhan'ın güneybatısındaki Kızılceviz ve Kızılca Tepe,lerinde ulaşırlar. Bu kesimde pelajiklerin çevre kayalarla ilişkisi tektoniktir.

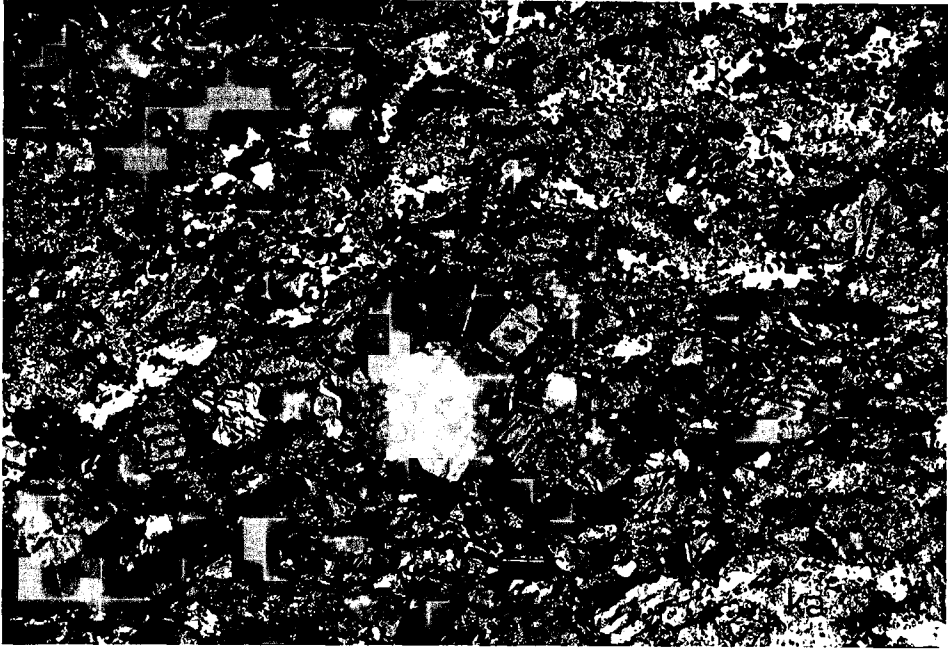


FOTO 4: Ağsarı Tepe doğusundan derlenen bir piroksen gabro örneğinde plajiyoklas (pl), Piroksen (pr) ve olivin (ol) kristalleri. Çift nikol, büyütme X 22



FOTO 5 : Güneyin Sırtı güneybatısından derlenen bir gabro örneğinde olivin (ol), piroksen (pr) ve kalsit (ka) ve kuvars (k) kristalleri görülmektedir. CO₂'un etkisiyle özellikle kalsit ve kuvars tek yönde yönlenmişlerdir. Çift nikol, büyütme X 22.

Kuzeybatı - güneydoğu yönünde merccek biçimli uzanan pelajik kayalar yüksek açılı ters faylarla sınırlanmışlardır. Yapıya uyumlu olan katmanlar 60 - 85 arasında güneybatıya eğimlidirler. Pelajik kayalarla ofiyolitinin diğer kayaları arasındaki ilişki, ofiyolitinin bölgeye yerleşmesi döneminde kazanılmış olmalıdır. Çünkü Karadere formasyonu, pelajik kayaları ve söz konusu fayları örtmektedir. Kireçtaşı, radyolarit, ve çamurtaşları birbirleriyle düzensiz aralanırlar. İnce ve belirgin katmanlıdırlar (Foto 6).



FOTO 6 : Hocalıkova ofiyolitinin ince katmanlı pelajik kireçtaşı ve çamurtaşlarından bir mostra görünümü.

Kızılceviz Tepe'nin güneyinden derlenen pelajik kireçtaşının % 70 - 80 oranında dolomitlendiği saptanmıştır. Öz şekilli, eş taneli dolomit kristalleri kırmızı mikritik bir matriks içinde yüzer konumdadır (Foto 7) . Yine bu mevkiden derlenen radyolaritlerin % 60 - 70 oranında radyolaryaya içerdikleri gözlenmiştir (Foto 8).

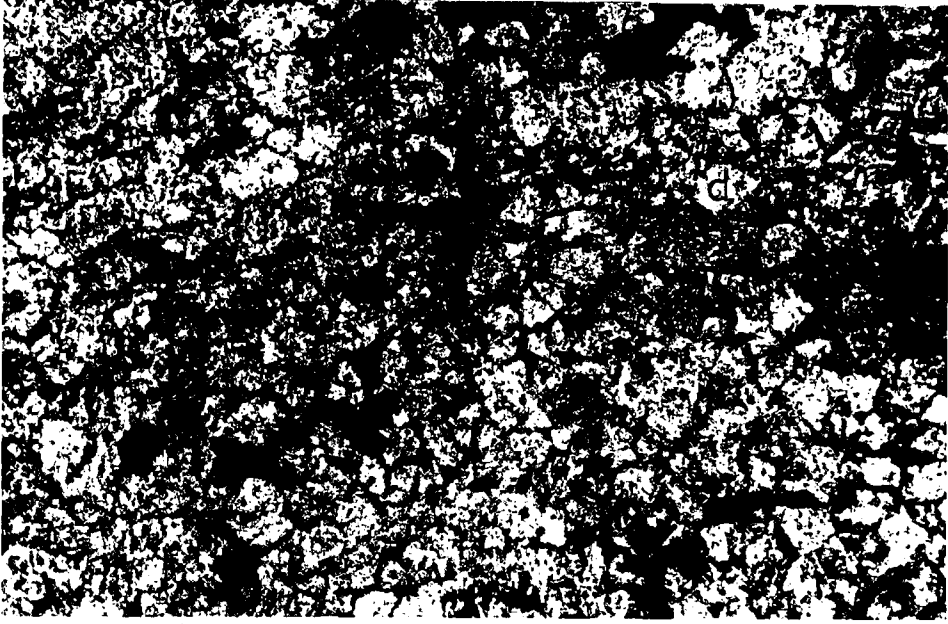


FOTO 7: Dollomitleşmiş pelajik kireçtaşının ince kesitinde orta büyüklükte, subhedral dolomit kristallerinin mikroskopik görünümü. Tek nikol, büyütme X 55

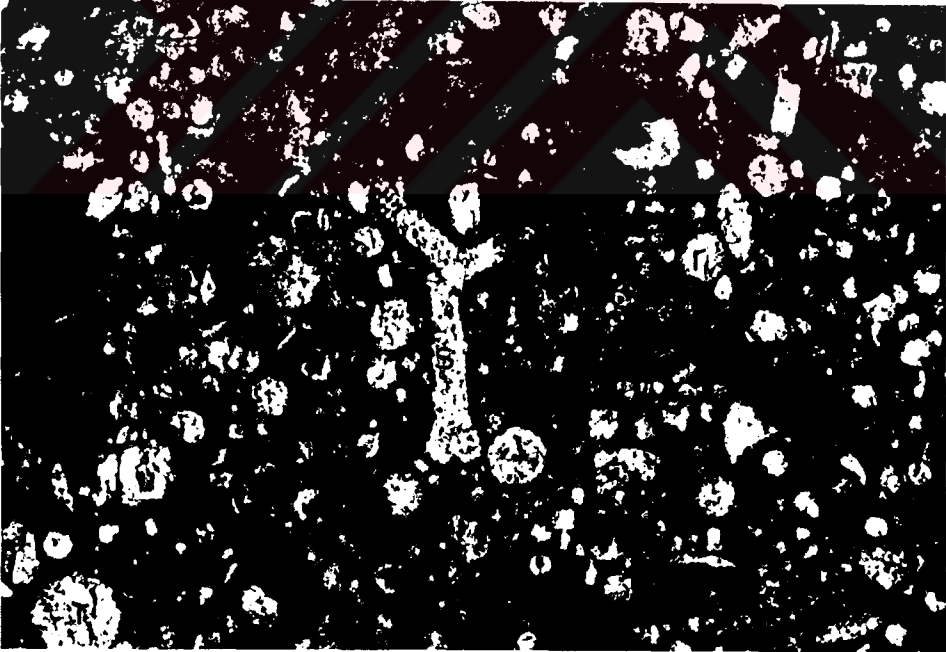


FOTO 8: Pelajik kayalardan derlenen bir radyolarit içindeki Radiolaria sp (r) ve sünger spiküllerinin (s) ince kesit görünümü. Çift nikol, büyütme X 55

Keklicek Tepe kuzeybatısında dar bir alanda yüzeylenen spilitik volkanitlerle arakatkılı olan pelajik çamurtaşı % 60 pelajik fosil, % 10 opak kırıntı, % 5 silt boyu kuvars kırıntısı içerdiği gözlenmiştir.

Pelajik kayalar diğer yüzeylenmelerini Kızılçeşme ve Rahatlık sırtı, Kale Tepe ve çevresinde sunarlar. Bu bölümlerde yüzeylenen kayalar COF'un neden olduğu tektonizma nedeniyle oldukça konum bozumludur. Kızılçeşme Sırtı kuzeydoğusundan geçen yol yarmasında düşeye yakın katmanlı radyolaritin kataklasizma nedeniyle çok breşik dokulu ve çatlaklı olduğu, çatlakların yer yer demiroksit ile dolgulandığı saptanmıştır. Bu bölümlerden derlenen örneklerin % 40 - 60 Radiolaria içerdiği ve Radiolariaların hemen hepsinin bir yönde uzadığı gözlenmiştir.

Kale Tepe güneyinde yüzeylenen listfenitleşmiş ve serpantinleşmiş ultrabazitler arasında doğu - batı uzanan pelajik kireçtaşınında dolomitleştiği gözlenmiştir. Kayanın gözenek ve çatlaklarında opak mineral ve kuvars dolguları yer alır.

Pelajik kayalar maksimum kalınlıklarına Kızılceviz Tepe' de ulaşırlar ve yaklaşık 100 m kalınlık sergilerler.

Dokanak ilişkileri

İnceleme alanında ofiyolitin tabanı ve tabanında ilişkili olduğu kayalar gözlenememiştir. Ancak inceleme alanı çevresinde örneğin; Darende - Gürün (Akkuş 1971; Kurtman ve Akkuş 1972), Balaban - Yazıhan - Kurşunlu - Levent (Ayan ve Bulut, 1964), Munzur Dağları (Özgül, 1981) dolaylarında ofiyolitik kütlelerin

Mesozoyik karbonatları üzerinde tektonik dilimler halinde buldukları saptanmıştır. Ofiyolit tavanda kendinden daha genç tüm birimlerle açısal uyumsuzlukla örtülür ve Hasaelebi volkanitlerine ait derinlik ve yarı derinlik kayalarıyla uyumsuz kesilirler.

Kalınlık ve Yayılım

İnceleme alanında ofiyolit tabanı gözlenemediğinden gerçek kalınlığı bulunamamıştır. Foliasyon düzlemleri göz önüne alınarak yapılan çalışmada ise en az 1000 m'lik bir görünür kalınlık hesaplanmıştır.

Ofiyolit inceleme alanının kuzey yarısında Sarıkaya ve Kırmızı Tepe çevresinde 2 km²' lik bir alanda, orta bölümlerde Kazancı Tepe'den Demir Tepe'ye kadar COF'na paralel 25 km devamlı bir zon boyunca yaklaşık 15 km²' lik alanda, güneyde ise Hocalıkova, İğnekaya, Kara Tepeler ve Köşrelik mevki çevrelerinde antiklinallerin çekirdeklerini oluşturacak şekilde yaklaşık 20 km² lik bir alanda yüzeylenir.

Ofiyolit Yaşı

Bilindiği gibi ofiyolitlerde oluşum ve yerleşme yaşı olmak üzere iki ayrı yaştan söz edilir. Bunun yanısıra ilk yerleşmeden sonra, buldukları yerden tekrar taşınan topluluklar için ayrıca aktarılma yaşı söz konusudur.

Ofiyolitik dizilere yaş verebilmenin bir yolu ofiyolit ile ilişkili pelajik çökellerden derlenen paleontolojik verilerdir. Güneydoğu Anadolu ve Toroslar'ın farklı bölümlerinde epiofiyolitik

çökel kayalardan fosil derlenmiş ve buna göre bu ofiyolit topluluklarına çoğun Jura - Kretase yaşları verilmiştir (Yiğitbaş, 1989). Robertson ve Dixon (1984), Trodos, Baer Basit, Pozantı - Karsantı ofiyolitlerinin Santoniyen - Kampaniyen (87 - 75 My) yaşında olduklarını belirtmişlerdir.

İnceleme alanında tarafımızdan yapılan çalışmada epiofiyolitik çökel kayalardan sağlıklı yaş verisi bulunamamıştır. İzdar ve Ünlü (1985), Güvenç Köyü güneyinde ve Kızılceviz Tepede yüzeylenen radyolaritlerden,

Cenosphaera cf. macropora Rust.

Amphisphaera cronus

türü radyolaryaları saptayarak birime Jura - Kretase yaşını vermişlerdir.

Ofiyolitin yerleşme yaşı ise ofiyolitik kayalara komşu olan çevre kayalardan derlenen verilerle sağlanabilir. Munzur Dağları'ndan Arap otoktonuna kadar uzanan kesitte ofiyolitik toplulukların yerleşme olayının Üst Kampaniyen - Üst Maestrihtiyen arasındaki bir dönemde olduğu bilinmektedir.

İnceleme alanında ofiyolitin altında yer alan kayalar yüzeylenmezler. Munzur Dağları, Darende ve Gürün havzalarında ofiyolitlerin Üst Jura - Alt Kretase yaşlı platform karbonatları üzerinde tektonik ilişkili olduğu yukarıda belirtilmişti. Munzur Dağları'nda ofiyolitik melanj Üst Kampaniyen pelajik çökelleri üzerindedir ve Alt Maestrihtiyen yaşlı çökellerle transgresif örtülür (Özgül, vd., 1981). Güneydoğu Anadolu'da ise gerek Arap

otokton istifini ve gerekse Üst Kampaniyen üzerine yerleşen ofiyolit dilimlerini ortaklaşa örten ilk çökel birimler ise Üst Maestrihtiyen yaşlıdır (Yiğitbaş, 1989). Keza inceleme alanında da ofiyoliti transgresif örten örten Hekimhan formasyonu Üst Kampaniyen - Maestrihtiyen yaşlıdır. Yukarıdaki verilerin ışığında ofiyolitinin yerleşme yaşı Üst Kampaniyen olarak düşünülmüştür.

Hocalıkova Ofiyolitinin Kökeni

Hocalıkova ofiyoliti, Torid karbonat platformu ile Kırşehir masifini birbirinden ayıran iç Torid Okyanusu'ndan türemiştir ve inceleme alanına kuzeyden güneye doğru gelerek yerleşmiştir.

Tartışma

Orta, Doğu ve Güneydoğu Anadolu'da kıtasal alanlar (Kırşehir, Bitlis - Pötürge, Keban masifleri, Malatya metamorfikleri, Munzur platformu, vd.) üzerinde veya arasında yüzeyleyen ofiyolitik kayaların (Beyşehir - Hoyran, Pozantı - Karsantı, Guleman, İspendere, Kömürhan, Berit, Eriç, vd.) oluştukları mekanların yerleri, gelişimleri ve birbirleri ile ilişkileri üzerindeki tartışmalar günümüzde halen güncelliğini sürdürmektedir. Bu nedenle bu bölümde farklı araştırmacıların karşıtlı görüşlerine yer verilerek Hocalıkova ofiyolitinin hangi okyanusal kabuktan türemiş olabileceği sorunu tartışılacaktır.

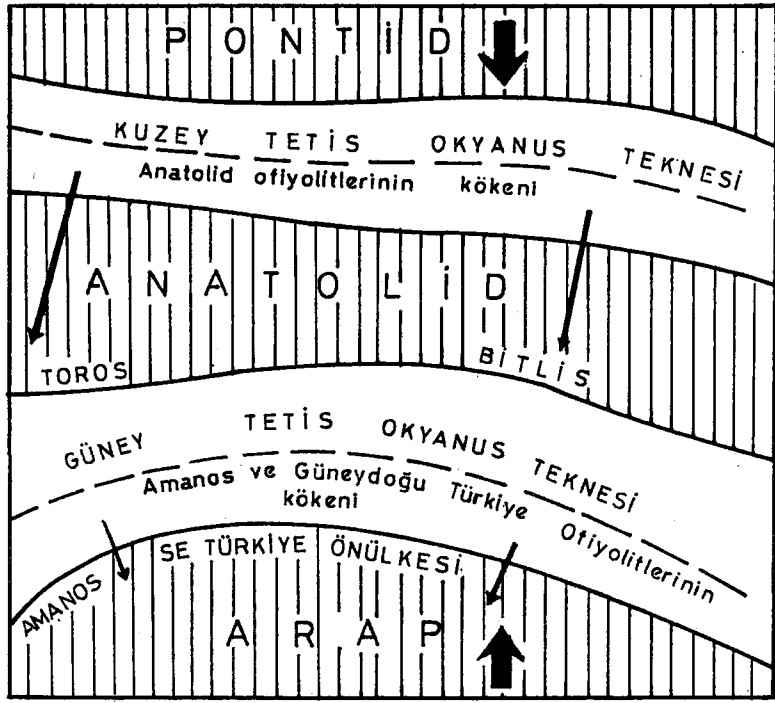
Ricou, (1971) ve Ricou vd., (1975) Pontidler ile Anatolidler arasında yer alan tek bir okyanusun varlığından söz ederler. Üst Kretase'de Neo Tetis'in kuzeyde Pontidler'in altına güneyden kuzeye, güneyde de Torid - Anatolid platformu altına yine aynı

yönde -yittiğini belirtmişlerdir. Anatolid - Torid platformunun kuzeyi Geç Kretase'de çarpışma öncesi yaygın bir ofiyolit yerleşme dönemidir. Ricou vd.nin modellerinde bütün allokton birimlerin Munzur Dağları'nın kuzeyinden geldiği varsayılmıştır.

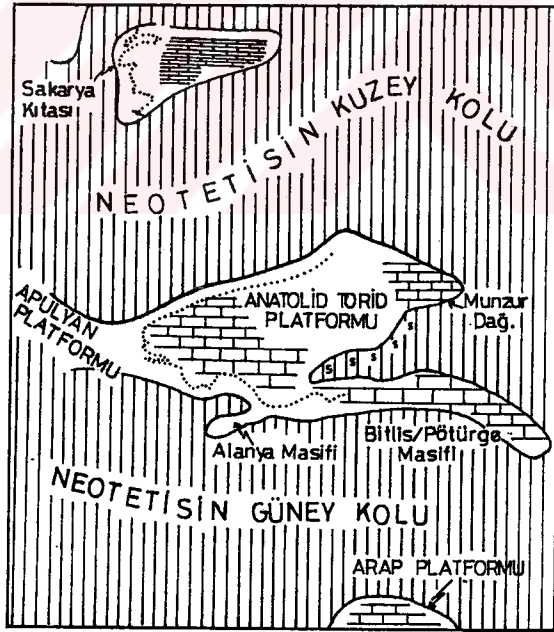
Özgül (1976), Fethiye'den Karaman'a dek uzanan birbirinden bağımsız blok ve allokton kaya birimlerini kapsayan ofiyolitik topluluğa " Bozkır ofiyolitik napı" adını vermiştir. Bozkır ofiyolitik nap Neo Tetis'in kuzey kolunun bir parçasıdır ve Kampaniyen - Maestrihtiyen süresinde kuzeyden güneye doğru Anatolid - Torid platformu üzerine doğru tırmanmıştır. Bu esnada platform ilerleyen ofiyolit örtülerinin yükü altında çökmüştür.

Horstink (1971), Mesozoyik dönemde Pontid, Anatolid, Arap kıtaları arasında, biri kuzey Tetis okyanusal teknesi ve diğeri güney Tetis okyanusal teknesi olmak üzere iki okyanusun varlığını kabul etmiştir. Yazar, Anatolid'ler üzerindeki ofiyolitleri kuzeydeki okyanustan, Amanos ve Güneydoğu Türkiye ofiyolitlerini ise güneydeki okyanustan kaynaklandığını varsaymıştır (Şekil 4).

Şengör ve Yılmaz, (1981) Anatolid - Torid platformunun kuzeyde Munzur Dağı karbonat platformu ile ve güneye doğru Bitlis - Pötürge Masifleri ile temsil edilen iki kola ayrıldığını belirtmişlerdir (Şekil 5). Erken Jura'da Doğu Pontid'lerden kopan Bitlis masifi'nin dönerek uzaklaşırken, Anatolid - Torid platformundan Pötürge ve Malatya - Keban masifleri ile Bolkar Dağları'nı kopardığını savunmuşlardır. Bu olayla iç Toros Okyanusu açılmaya başlamıştır. Üst Kretase'de ise ofiyolit yerleşme olayından hemen sonra veya yerleşme ile kısmen aynı süreçte, üzerine ofiyolit yerleşmiş olan Anatolid - Torid



ŞEKİL 4 : Horstink (1971) tarafından Doğu ve Güneydoğu Anadolu için önerilen Üst Kretase paleocoğrafya haritası.



ŞEKİL 5 : Anatolid - Torid Platformunun iç Toros Okyanusu ile ikiye ayrıldığı gösteren Üst Kretase paleocoğrafya haritası (Şengör ve Yılmaz, 1981)

platformu'nun devamı olan Bitlis - Pötürge kıtası altına kuzeyden güneye doğru bir dalma - batma zonu gelişmeye başlamıştır. Yazarlar bu zon boyunca iç Toros Okyanusu'nun yitilmeye başladığını belirtmişlerdir. Bu yitimin verilerini ise doğuda Yüksekova biriminin ve batıda Bolkar Dağı bölgesindeki yay litolojilerinden derlemişlerdir. Orta Anadolu'nun doğusu ile Güneydoğu Anadolu'da yer alan iç Toros Okyanusu Geç Eosen'de kapanmıştır. Eğer Üst Kretase ofiyolitleri dalma - batma zonu üzerinde veya ardalayan kesimde, ileri sürüldüğü gibi yitimden önce yayılma sırtları boyunca oluşmuşlarsa sonraki okyanus içi dalma - batma işlemleri dolayısıyla komşu edilgen kenarlarla çarpışacaklardır. Bütün bu çarpışmaların Kretase sonundaki kısa bir sürede (Maestrihtiyen) oluşmaları okyanusların çok geniş bulunmadıklarını, veya okyanus içi dalma - batma zonlarının gelişigüzel birkaç komşu kenardan azçok eşit uzaklıkta geliştiklerini savunmuşlardır.

Ricou vd. (1984), Alp - Himalaya kuşağında iki okyanusal alandan söz ederken, Türkiye'de bir okyanusun varlığını kabul ederler. Yazarlar Trodos, Kemer, Antalya ve Hatay ofiyolitleri de dahil olmak üzere tüm ofiyolitler, Pontidler ile Anatolidleri ayıran tek bir kök zonu önermişlerdir.

Michard, vd. (1984), Toros dalma - batmasının Türkiye jeodinamik geçmişindeki yerini ararken karşıtlı yorumlara giderek alması iki model geliştirmişlerdir.

I. modelde: bir tek okyanus çanağı kuzeye doğru Pontidlerin ve güneye doğru Toridlerin altına doğru yitimidir. Kretase

sonunda Toridler'de yay ardı çanaklar açılmış ve bunlar vaktiyle sürekli olarak Toros - Arabistan platformlarını dilmişlerdir. Güneye yönelik yitim sırtın hendeğe ulaşmasıyla sonlanmış, Elazığ yay ardı çanağı kompresyona uğramış güneye doğru obdüksiyonlanmış ve okyanus kapanmıştır.

II.modelde: Tetis okyanusu ile Mesoje okyanusu vardır ve her ikisinde yitimlidir. Güneydeki okyanusun yitimi ile kalkalkalen mağmatizma oluşmuş ve Toros kütesinin ilerleyen kenarını değiştirmiştir. Her iki okyanusda güneye obdüksiyonludur. Tetis Okyanusu'nun kapanmasından sonraki Tersiyer gelişmesi Mesoje yitiminin tazelenmesiyle denetlenmiştir.

Whitechurch, vd., (1984) Toros, Trodos, Baer Basit ofiyolit kütlelerinin iç düzen ve yapıları yanısıra K - Ae jeokronoloji verileri, toplulukların değişik kısımları için gözetilerek Mesozoyik'te Neo - Tetis Okyanusu'nun evrim evreleri tasarlanmış ve şunlar önerilmiştir.

I. Orta - Üst Triyas fazı, kıta içi evrede Arabistan platformu'nun yarılımlanmasıyla denizaltı bazaltları gelişmiştir.

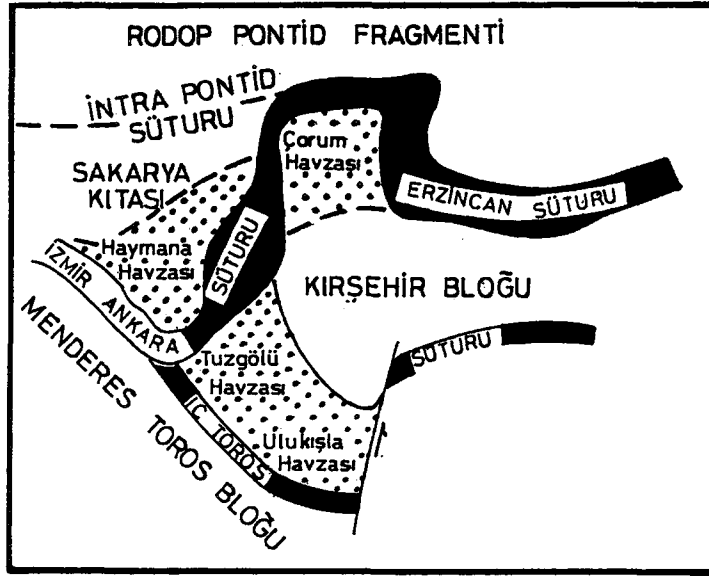
II. Alt Kretase - Kampaniyen fazında, doğu - batı gidişli ve kuzey - güney transform kırılma zonlarıyla kayıntılı eski yayılma eksenleri boyunca 40 My süreyle etkin yayılma olmuştur. Bu sırada en yaşlı okyanus litosferi (Torid ofiyolitleri ile Baer Basit karmaşığı) dilimlenerek metamorfik tabanlar geliştirmişlerdir (104 - 88 My). Bunlar daha sonra Kampaniyen'de (+ 75 My) toleyitik diyabaz dayk kümesinin intrüzyonuna uğramıştır.

III. Maestrihtiyen'de (70 - 65 My) bütün ofiyolit kütleleri tek bir okyanus çanağından Afrika - Arabistan kıta kenarına itkilenmiştir.

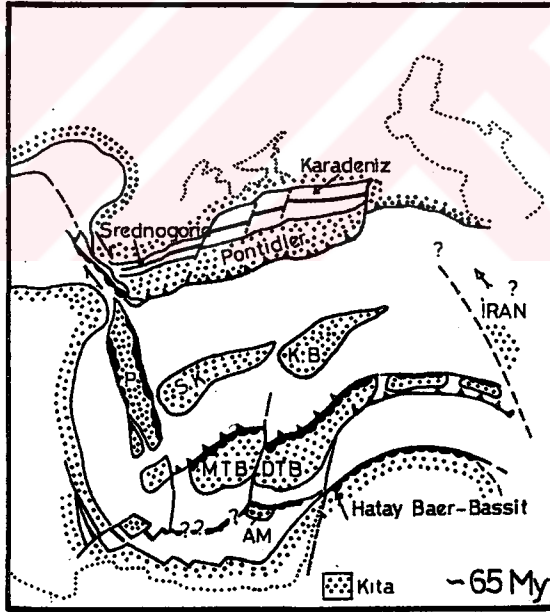
Görür vd., (1984) Batı Anadolu dışında, Neo Tetis'in iki kolu bulunduğunu vurgulamışlardır (Ana Neo Tetis ve İç Toros Okyanusu). İki okyanus Üst Eosen'deki kıtasal çarpışmaya kadar açık kalmış ve kuzeye doğru And tipi kenar boyunca dalma - batmaya devam etmiştir. Bozkır naplarını (Hoyran - Beyşehir ve Pozantı - Karsantı) İç Toros Okyanusu'ndan türetmişlerdir. Yazarlar Orta Anadolu filiş havzalarını (Haymana ve Tuz Gölü) Geç Kretase'den Üst Eosen'e kadar aktif olan ve sonradan karmaşık reaksiyonlara ve çarpışmalara maruz kalmış yay önü havzalar olarak yeniden yorumlamışlardır (Şekil 6).

Robertson ve Dixon (1984), Neo Tetis'in kuzey ve güney kollarının Mezosoyik'ten Tersiyer'e dek açık kaldığını, ofiyolitlerin daha sonra yerleştiğini, fakat ufak kıta çarpışmalarının Üst Kretase'de başlayabildiğini savunmuşlardır. Yazarlara göre Üst Kretasedeki ofiyolit yerleşmesi And tipi bir kenar boyunca olmuştur (Şekil 7).

Kozlu ve Günay, (1990) Doğu Toros bölgesinde Güney Tetis koluna bakan tarafında Platform - Kenar - Okyanus dizilimini temsil eden birimlerde yapılan kesitleri değerlendirerek, Doğu Toros platformunun kuzey tarafındaki ofiyolitlerin, bu platformu aşmış, güneye hiç bir zaman geçmediklerini savunmuşlardır. Yazarlar ayrıca, Pontidler'le Arap kıtası arasında kıtasal kabuğun olduğu ve bu kabuğun Doğu Toros platformu ile temsil edildiğini



ŞEKİL 6 : Ana Neo Tetis ve iç Toros okyanusunun birbirlerine göre konumlarını ve bunlarla ilişkili havzaları gösteren şematik harita (Görür, vd., 1984).



ŞEKİL 7 : 85 My öncesinde doğu - batı gidişili sırtlar çöktükten sonra, kuzey Atlantığın açılmasıyla ofiyolitler yöre kıta kenarları üzerine, güneye doğru Maestrihtiyen'de yerleştiğini ve kuzeye doğru dalma - batma kuşaklarının geliştiğini gösterir taslak harita (Robertson ve Dixon, 1984).

belirterek Triyas'tan itibaren birbirinden ayrı iki Mesozoyik okyanus kolunun bulunduğunu verilerle açıklamışlardır.

Şengün vd. 1990, Toroslar'da birçok yerde Kambriyen, den Eosen'e dek sürekli çökelmenin varlığını belirterek Ricou vd. (1984) nin görüşlerine aykırı olarak Toros, Kemer, Hatay ve Alanya ofiyolitlerinin kuzey kökenli olduğuna kuşku ile bakmaktadırlar. Buradan yola çıkarak İzmir - Kars kenedine ek olarak Bitlis - Pötürge kuzeyinden Zagrid'lere bağlanan ikinci bir kenedin varlığını savunmuşlardır. Yazarlara göre Permiyen'den Kretase sonuna kadar kuzeye doğru yiten Paleotetis okyanusu Eosen'de kapanmıştır.

1 / 500 000 ve 1 / 2 000 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritalarına bakıldığında Torid platformu ile Anatolidler arasında güneybatı - kuzeydoğu gidişli yaygın bir ofiyolit kuşağının varlığı gözlenir. Bu bölümde ofiyolit yüzeylemeleri birbirinden bağımsız gibi dururlar. Ancak Beyşehir - Hoyran, Pozantı - Karsantı, Darende - Gürün, Hekimhan, Divriği - Kangal yörelerinde yüzeyleyen ofiyolitler üzerlerindeki Tersiyer örtü kayaları ve Ecemiş, Malatya Fayları gibi büyük yanal atımlı faylar kaldırıldığında benzer stratigrafik ve yapısal konumları paylaşan aynı kökenli ofiyolit naplarının parçaları olduğu görülebilir. Söz konusu ofiyolitik kuşak dışında Toridlerin kuzeyindeki mavi şist metamorfikleri, Ulukışla ada yayı, Haymana - Tuz Gölü ve Şarkışla yay önü havzaları gibi oluşumlarda iç Toros Okyanusu'nun verileri arasındadır.

Sonuç olarak Hocalıkova ofiyoliti Neo Tetis'in kuzey kolunun

bir parçası olan iç Toros Okyanusun dan türemiş olmalıdır. Ofiyolit Toros kuşağına ait karbonatları kuzeyden güneye doğru geniş bir nap şeklinde örtmüştür. Çevre alanlarda ofiyolitlerin aşındığı bölümlerdeki tektonik pencerelerden tabandaki Torid platformuna ait birimler çıkmaktadır.

Denestirme

Ayan ve Bulut (1964), inceleme alanının yaklaşık 40 km güneyinde Balaban - Yazıhan - Kurşunlu - Levent Bucakları arasındaki bölgede, Üst Jura - Alt Kretase yaşlı komrehansif seri üzerinde tektonik kontaktlı ofiyolitik kütlelerin varlığını tanıtmışlardır. Söz konusu bu ofiyolitik kütle, inceleme alanındaki Hocalıkova ofiyoliti ile denestirilebilir.

Akkuş (1971), Darende - Balaban yörelerinde yaptığı çalışmada "Ofiyolitik seri" adını verdiği yeşil kayaların varlığını tanıtmıştır. Kuzeybatı - güneydoğu doğrultusunda uzanan oldukça geniş bir alan kaplayan ofiyolitler, Mesozoyik kireçtaşlarını kesmektedir. Yazara göre kalker - ofiyolitik seri kontağında, metamorfizma sonucu olarak yorumladığı, kırmızı silisleşmiş kısımları gözlemiştir. Yazarın tanıttığı silisleşmiş kısımlar, inceleme alanında da yer yer gözlenen ofiyolitlerin tektonik hatlarda kazanmış olduğu listfenitleşme olmalıdır.

Kurtman ve Akkuş (1972), Malatya - Gürün yörelerinde Alt Kretase - Maestrihtiyen aralığında gelişen inisial mağma ürünü ultrabazik kayaların varlığından söz etmişlerdir.

izdar ve Ünlü (1985), Hekimhan - Hasançelebi - Kuluncak

yöresinde gözledikleri ultrabazik kütleleri rejyonel anlamda ve birbirlerine bağlı bir tabanı oluşturmasını olası görmüşler ve ofiyolit mostralarını horst şeklinde düşünmüşlerdir. Tarafımızdan yapılan çalışmadaki bulgular yazarların görüşlerini desteklemektedir.



KEKLİCEK GRANİTOYİDİ (Kke)

Tanım ve Ad

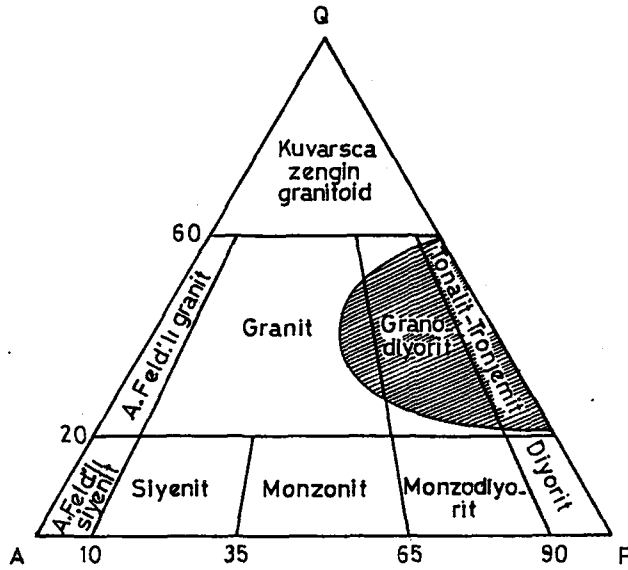
Başlıca granodiyorit ve tonalit ile temsil edilen birimin dikkati çeken özelliği, çalışma alanında sadece Hocalıkova ofiyolitinin mafik ve ultramafik kayalarıyla dokanak ilişkileri sunmasıdır. Yaygın olarak, Hekimhan'ın güneybatısında Keklice Tepe'nin kuzey yamacında yüzeylendikleri için aynı adla anılmışlardır.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Granitoyidler, uzaktan beyaz - bej renkleriyle içerisine sokulduğu daha koyu renkli çevre kayalardan kolaylıkla ayırtedilirler. İnceleme alanındaki plütonik kayalar içinde felsik minerallerin en fazla yoğunlaştığı kayalardır ve hemen tümü porfirik dokulu, nadiren eş taneli, ince - orta kristalli ve lökokratik niteliklidir. Ana mineraller plajioklas, alkali feldspat, kuvars ve biyotitdir.

Keklicek granitoyidi granit ve tonalit arasında bir bileşim aralığı gösterir (Şekil 8). Ancak bu spektrum içinde en egemen kaya türü tonalittir.

Keklicek Tepe'nin kuzey yamacındaki yüzeylenmenin (Foto 9) batı bölümünden derlenen tonalit örneği şu özellikleri yansıtır. Kayada An oranları düşük ve yüksek olan iki fazlı plajioklaslar gelişmiştir. Çoğu zonlu plajioklaslarda, çekirdek andezin kenarlar ise oligoklas bileşimindedir. Zonsuz plajioklas



ŞEKİL 8: Granitoyide ait kayaların Q - A - F diyagramında (Streckeisen, 1973) dağılımları. Taranmış alan Keklicecek granitoyidinde ait kaya örneklerini kapsar.

seyrek olarak bulunur. İri kristaller halinde, subhedral formlu, çok ardışıklı, (010) ikizlenmelidirler. Kuvars % 15 - 20 modal orana sahiptir. Plajioklas ve alkali feldspat kristalleri arasında anhedral kristaller halindedirler. Alkali feldspat % 10 oranında, çoğun plajioklaslarla dokanakta anhedral kristallidirler. Pertitleşme yok denecek kadar azdır. Mafik mineraller altere olmuştur. Kayanın çatlakları içerisinde kloritli ve hematitli ince damar dolguları bulunur (Foto 10).

Eskikent Tepe'de Hocalıkova ofiyoliti'nin serpantinitlerini kesen kaya tonalit bileşimindedir. Kayanın dokusu holokristalen porfiriktir. Plajioklaslar çoğun subhedral - anhedral fenokristaller halinde kayanın % 60'ını oluştururlar. Kuvarslar süturlu dokanaklı, dalgalı sönmeli ve rekristalizedir. Tüm

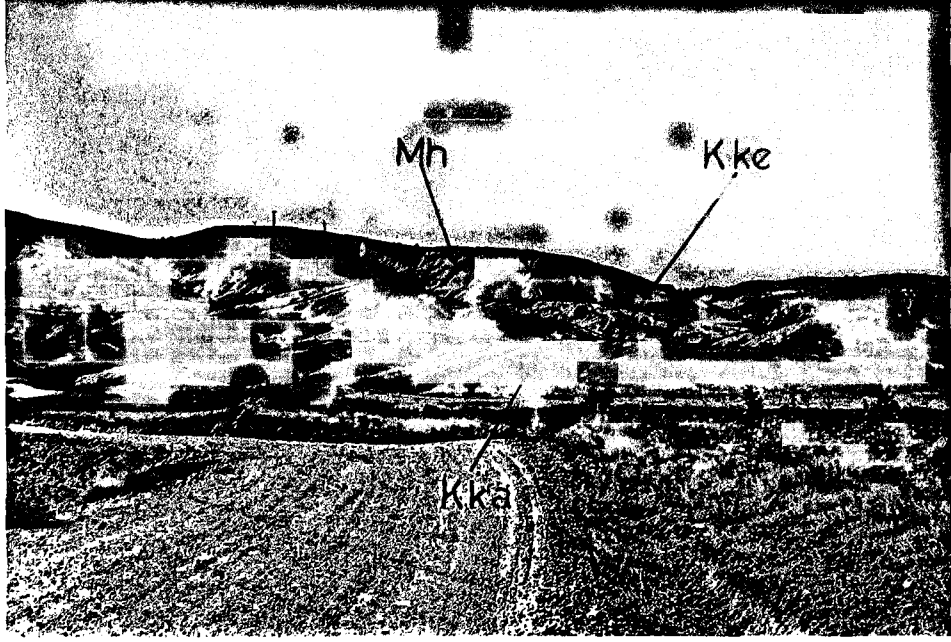


FOTO 9 : Keklicek Tepe'ye kuzeyden güneye bir bakış. Tepenin üst kotlarında Hocalıkova ofiyoliti (Mh), tepenin yamacında ofiyoliti doğu - batı kesen Keklicek granitoyidi (Kke) ve ön planda ofiyoliti uyumsuzlukla örten Karadere formasyonu (Kka) görülmektedir.

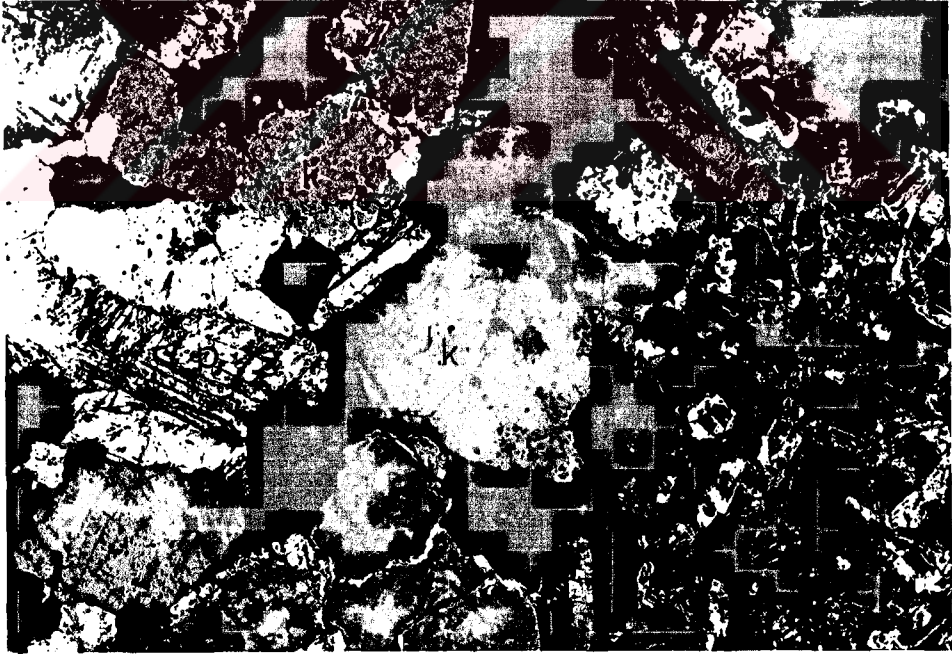


FOTO 10: Keklicek Tepe kuzeyinden derlenen bir tonalit daykının ince kesitinde kuvars (k) ve plajiolklas (p) kristalleri. Çift nikol, büyütme X 22

plajioklas fenokristallerinin çevresini saran intersitisiyal kristaller halindedirler. Bu doku olasılıkla Ciritbelen - Otmangölü Fayı'nın neden olduğu kataklasizma esnasında kuvarsın rekristalizasyonu ile gelişmiştir. Nitekim plajioklaslarda deformasyon yapıları belirgindir. Örneğin; ondüleli sönme, deformasyon lamelleri, çatlaklı - kırıklı düzensiz kristal sınırları gelişmiş, ayrıca bazı plajioklaslar kuvars tarafından korrozyona uğratılmıştır. Kaya oldukça altere olmuş, özellikle plajioklaslarda serizitleşme yaygındır. Mafik mineraller biyotit ve klorittir. % 8 - 10 dolayındaki biyotit kızıl kahve renklidir. İnce uzun prizmalar halinde subhedral formu ve güçlü pleokroiktir (Foto 11).

Karadere Mahallesi'nin Ataçoğlu evsünü mevkiinde, serpantinitle doğu - batı kesen, birkaç desimetre kalınlığındaki granodiyorit porfir örneğinde şu özellikler saptanmıştır. Kayadaki feldspatların (albit, oligoklas, ortoklas) çoğu ksenomorf fenokristaller biçimindedir. Albit - oligoklasta çok ardışıklı albit ikizlenmeleri mevcuttur. Ender olarak bir - iki kristalde zonal sönme tespit edildi. Arada seyrek ve çevrelerinde serizitik - kloritik minerallerin bulunduğu anortitce zengin ortamlara bağımlı olmayan korrozyona uğramış plajioklaslar gözlenmiştir. Kayadaki birincil mafik mineraller tamamen bozmuş ve kloritleşmişlerdir (Foto 12).

Kazancı Tepe'de Hocalıkova ofiyolitini kesen felsik dayk (Foto 13) örneğinde % 50 zonlu K feldspat, % 20 anhedral kuvars, % 10 plajioklas, % 10 biyotit kristali gözlenerek kayaya granit

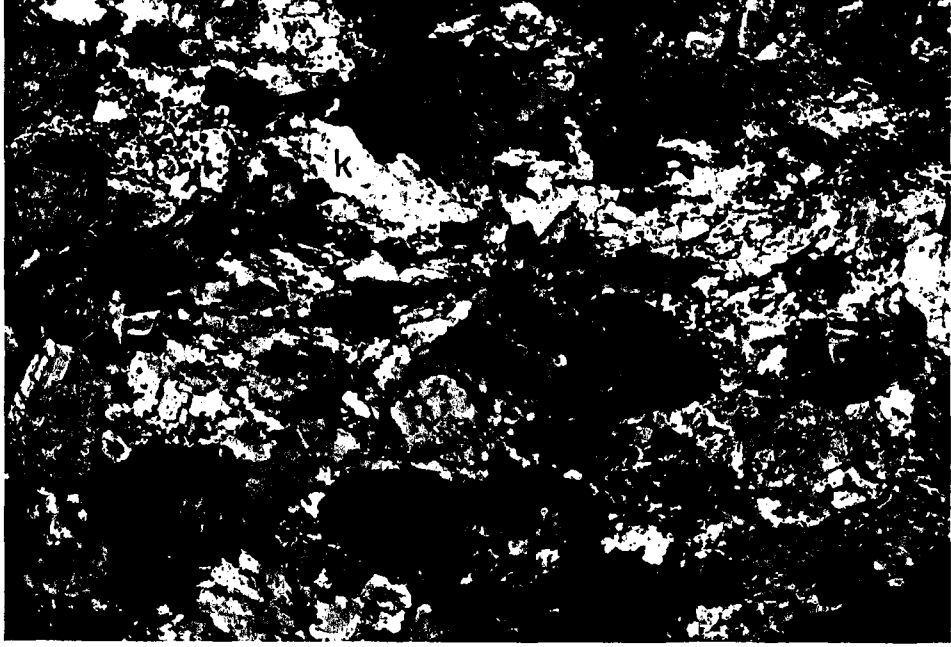


FOTO 11 : Eskikent Mahallesi güneyinden derlenen bir tonalitin incekesit örneğinde, kuvars (k), K feldspat (f) ve plajoklas (p) mineralleri. Fotoda görüldüğü gibi mineraller bir yönde yönelmiş ve kuvars yeniden kristallenmiştir. Çift nikol, büyütme X 22



FOTO 12 : Ataçoğlu Evsünü mevkiinden derlenen bir tonalit daykının incekesit örneğinde, kuvars (k), plajoklas (pl) ve hornblend (h) kristalleri. Çift nikol, büyütme X 22

GB



KD

FOTO 13: Kazancı Tepe'de Hocalıkova ofiyolitini (Mh) kesen Kekliceek granitoyidine (Kke) ait bir tonalit daykının mostra görünümü.

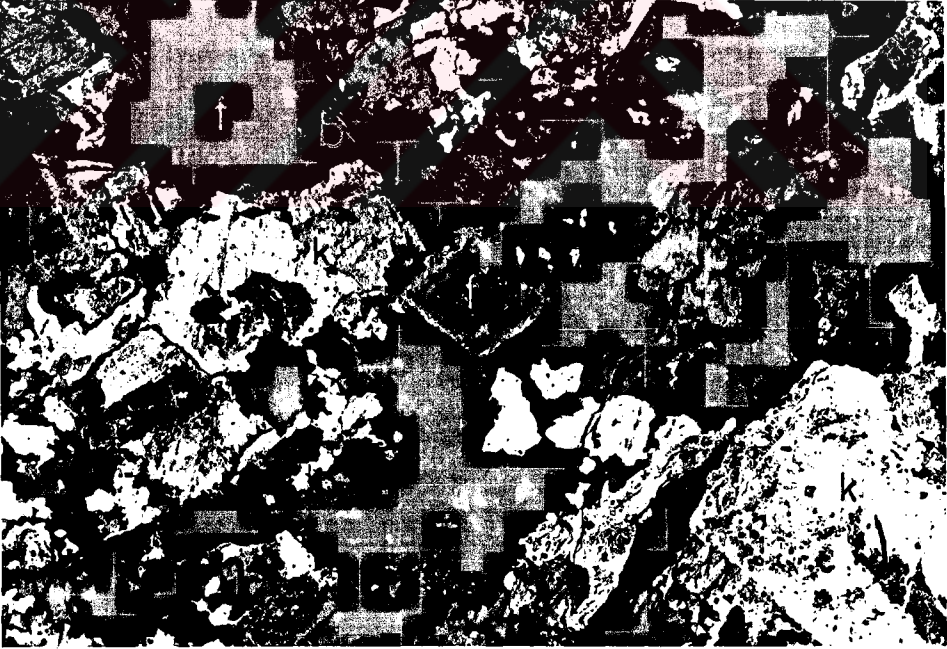


FOTO 14: Kazancı Tepe'den derlenen granit daykı alkali feldspat (f), kuvars (k) ve biyotit (b) kristalleri. Çift nikol, büyütme X 22

adı verilmiştir (Foto 14).

Dokanak ilişkileri

Granitoyitik kayaların dikkati çeken özelliği inceleme alanında sadece Hocalıkova ofiyoliti'nin mafik ve ultramafik kayalarını keskin bir dokanakla kesmeleridir. Yüzeyletikleri alanlarda ofiyolitin genellikle güneye eğimli foliasyonları ile uyumsuz olarak düşey konumlu yaklaşık doğu - batı uzunlamasına küçük gövdeler halindedirler.

Yayıım

Birimin yayılımı oldukça sınırlıdır. Birkaç metre kare ile birkaç on metre kare arasında değişen genişlikte yüzeyletiklere sahiptir. inceleme alanında toplam 400 - 500 m² lik bir alan kaplarlar. Başlıca Keklice Tepe kuzeyinde, Eskikent ve Kazancı Tepe'lerin de yüzeyletikler.

Yaş

Granitoyitlerin yaşına dair direkt bir veri derlenememiştir. Yalnızca Hocalıkova ofiyoliti'ni kesmeleri, diğer birimlerle ilişkilerinin gözlenmemesi ve üzerindeki birimler içinde çakıllarına rastlanılmaması nedeniyle genel olarak Kretase yaşı uygun görülmüştür. Granitoyidin üzerindeki birimlerde çakıllarının bulunmaması bu kütlelerin üst Kretase'deki aşınma döneminde aşınma düzleminin henüz granitoyitlere ulaşmamasından dolayı olabilir. Ayrıca oldukça az altere olmaları, bunların Kretase'den daha sonraki dönemlerde gelişebileceklerini de

düşündürmektedir.

Ortam

Bilindiği gibi özellikle tonalit türü felsik kayalar ofiyolit istifinde üst düzeylerde farklılaşma ürünü olarak oluşabilmektedir. Ancak mafik kayalardan bu tür kayalara dereceli geçilir, intrrüzif ilişkili değildirler. Kekliceğ granitoyidi kayaları olasılıkla ofiyolitin bölgeye yerleşmesi sırasında veya sonrasında gelişen gerilme çatlakları boyunca sokulum yapmış olmalıdırlar.



KARADERE FORMASYONU (Kka)

Tanım ve Ad

Hocalıkova ofiyoliti'nin bölgeye yerleşmesini izleyen dönemde ofiyolitin üzerinde gelişmiş ve tümüyle ofiyolitik gereçten türemiş, karasal - sığ denizel çakıлтаşı - kumтаşı - çamurтаşı ardalanmalı bir birimdir. Formasyon tipik yüzeylenmesini Hekimhan'ın 4 km batısındaki Karadere Köyü çevresinde verdiği için Karadere formasyonu adı verilmiştir.

Tip Kesit Yeri

İnceleme alanında geniş alanlar kaplayan formasyonun tip kesit yeri Hekimhan'ın güneybatısında ki Köşrelik Mezrası ile Yarıkaya Tepe arasındır.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Başlıca çakıлтаşı - kumтаşı - çamurтаşı ardalanmasından oluşan birime tabanda çakıлтаşı, tavana doğru ise kumтаşı ve çamurтаşı egemendir. İstifin % 80'i kırmızının tonlarıdır. Kayaların renkleri tane boyuna çok bağlıdır. İnce taneli kayalar daha koyu renklidir.

İstiflenme tabanda çoğunlukla kırmızı ve kahverenginin egemen olduğu alacalı renkli çakıлтаşları ile başlar. Çakılların hemen tümü tabandaki ofiyolitten türemiştir. Yuvarlaklık ve küresellik iyi gelişmiştir. Yer yer binik çakıllara rastlanır. Boylanma kötü - orta arasında değişir. Belirgin ve düzenli bir derecelenme görülmez. Her ne kadar gelişigüzel tane boylu

istifler bulunursada yukarıya doğru ufalan dönemler, yer yer yatak dolgusu çakıltaşları ile yersel kesintilere uğramışlardır. Ufak ile çok iri çakıla dek her boyutta gerece rastlamak olasılıdır. Matriks orta - iri taneli kum, bağlayıcı ise karbonatlı kildir. Tutturulması zayıf-orta arasında değişir. Çoğunlukla orta - çok kalın paralel, seyrek olarak tekneksi veya tablamsı çapraz katman örnekleri gelişmiştir. Belirgin katmanlanma gevşek tutturulmuş düzeylerde giderek belirsizleşir. Çakıltaşı katmanlarının tabanları çoğunlukla aşındırmalıdır.

Kumtaşları çakıltaşlarına oranla istifte daha az yaygındırlar. Toplam kalınlığın yaklaşık % 20'sini kaplarlar. Gereçler çakıltaşlarında olduğu gibi yine tabandaki ofiyolitten türemiştir. Küresellik, yuvarlaklık ve boylanma iyidir. Matriks destekli taneler kalsit, demir karbonat, demir oksit ve kil mineralleri içeren gözenek dolgusu ile çevrelenmiştir. İstif içindeki diğer litolojiler ile düzensiz ardalanırlar. İnce - orta paralel katman örnekleri gelişmiştir. Sık sık çakıltaşları içinde lamina veya mercek biçimli arakatkılar biçiminde gözlenirler. Derecelenme ve çapraz laminasyon başlıca gelişen çökel yapılarıdır.

Çamurtaşları yanal yönde süreksiz ince katman ya da laminalar biçimindedirler. Çoğunlukla formasyonun üst düzeylerinde, yer yerde ara seviyelerde kumtaşları ile ardalanırlar. Formasyonun toplam kalınlığının % 5 - 10'nunu kaplarlar

Formasyonu oluşturan kırıntılı gereçler yukarıda da belirtildiği gibi tümüyle Hocalıkova ofiyolitinden derlenmiştir. Gereçlerin bolluk oranı çoktan aza doğru gabro, ultrabazit,

spilit, radyolarit ve pelajik kireçtaşı şeklindedir.

Kirizli Mahallesi güneyinden derlenen litik grovak örneğinde bazik plütonit - volkanit, pelajik kireçtaşı, radyolarit gibi % 70 oranında ofiyolitten türeme kaya kırıntısı, % 20 çubuksu - ikizli feldspat, % 10 polikristalen kuvars gözlenmiştir. Plütonik ve volkanik kırıntılar yarı yuvarlak, iri kum boylu, bozuşmuş taneler halindedir. Kuvarlar köşeli - çok köşeli, dalgalı sönümlü, çoğu inklüzyonlu, ince - orta kum boyludurlar ve kaya içinde düzensiz dağılmışlardır.

Dokanak İlişkileri

Karadere formasyonu tabanda Hocalıkova ofiyoliti üzerinde dokanak düzlemi belirgin bir açılı uyumsuzlukla oturur (Foto 15). Tavanda ise Hekimhan formasyonu ile yanıl ve düşey geçişlidir.

Kalınlık ve Yayılım

Formasyonun kalınlığı oldukça değişkendir. 0 - 300 m arasında kalınlıklar sergiler. İnceleme alanı dışındaki Akçadağ'da yapılan bir sondajda, eşdeğer bir birimin kalınlığı 1400 m olarak saptanmıştır (Örçen 1984).

İnceleme alanında düzensiz dağılmış yamalar biçiminde yaklaşık 20 km² bir alan kaplayan birim başlıca Hekimhan İlçesi, Karadere Köyü, Kirizli, Denizbağı, Ellezli, Çay, Yayladam, Çıkrıcı, Karlık, Kızıldere, Mahalleleri ve çevresinde yüzeylenir.

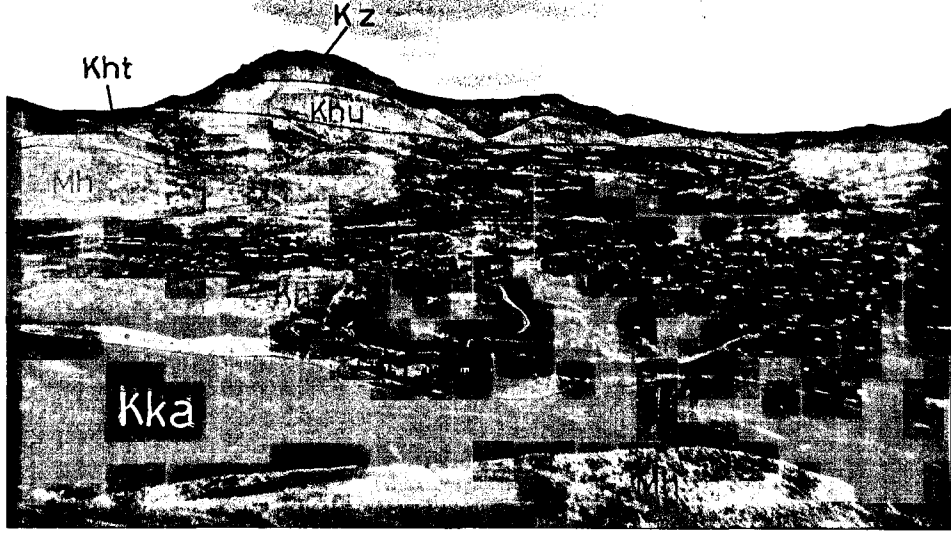


FOTO 15: Hekimhan'a güneybatıdan bir bakış. Fotoda ön planda, Hocalıkova ofiyoliti (Mh), üzerinde uyumsuz oturan Karadere formasyonu (Kka) daha üstte Hekimhan formasyonu (Kh), sol tarafta Sivritepe trakit üyesi (Khas) ve en gerideki Zorbehan Dağı'nda ise Hüyük kireçtaşı (Khü) ve Zorbehan dolomiti (Kz) görülmektedir.

Fosil Kapsamı ve Yaş

Formasyona ait litolojilerden fosil derlenememiştir. Ancak birimin Üst Kampaniyen - Maestrihtiyen aralığında çökelen Hekimhan formasyonu tabanında yer alıp ve onunla geçişli olması nedeniyle bağıl olarak Üst Kampaniyen yaşı uygun görülmüştür.

Ortam

Karadere formasyonu, Hocalıkova ofiyoliti'nin bölgeye yerleşiminden sonraki dönemde meydana gelen bir yükselme, yükselmeyi izleyen erozyon ve alçalıp çökmenin ürünü olarak oluşmuştur. Birimin litolojik özellikleri ofiyolitik bir temel

üzerinde gelişmiş ve tektonik aktivite ile denetlenmiş akarsu - sığ deniz ve ilişkili ortamları yansıtır. Formasyonun yanal yönde değişen kalınlıklar ve litolojik farklılıklar sergilemesi tektonik aktivitedeki değişimler, düzensiz topoğrafya ve akarsuların debisi ile ilgilidir. Kaynak alanın hızla yükselmesi veya havzaların hızla alçalması ve ince taneli tutturucu gercin bağıl olarak az bulunmasından dolayı iri taneli gercin yayılma alanı oldukça genişlemiştir. Tektonik dinginlik dönemlerinde yüksek kaynak alanların aşınmasıyla ince taneli kırıntılılar çökelmiştir. Yinelenen tektonik etkinlik dolayısıyla fasiyes örneklerinde ve tane boyunda dönemlilikler gelişmiştir.

Birime egemen kırmızı renk demirli ve mafik tanelerin oksitlenmesinden türeme hematit pigmentinin boyamasıyla oluşmuştur. Yeşil renk illit ve kloritin varlığında, kahverenk ise demir oksit tanelerinden oluşan zarfların soluk ve yersel bulunmasından kaynaklanmıştır.

Bitkisel gercin bulunmayışı veya çok az bulunması bunların daha gömülmeden önce çabuk bozuşması ve oksitlenmesi nedeniyle olmalıdır. Bugünün hiçbir akarsu çökelinin eski kırmızı akarsu katmanları kadar kırmızı bulunmadığına dayanarak Karadere formasyonu belkide çökeldiği dönemde soluk açık kahve renkli olduğu düşünülebilir. Kırmızı ve yeşil renkler çökelpmenin hemen ardından, su seviyesi üzerinde veya yakınında oluşmuştur.

Sürekli aşındırma ve peneplenme nedeniyle engebeler giderek azalmıştır. İstifin üst düzeylerine doğru kırıntı

boylarının yukarıya doğru küçülmesi ile birlikte kırmızı oksidasyon rengi kaybolmuştur. Akarsu çökeltilerinin yanıl ve düşey yönde delta, plaj, şelf fasiyesleri ile dereceli geçişli oldukları bilinmektedir (Cant, 1982). Gerçektende Karadere formasyonu denizel çökellerle yanıl ve düşey yönde geçişlidir.

Litolojilerin büyük bir bölümünün gösterdiği aşağıdaki özellikler nedeniyle formasyonun egemen olarak Miall'ın (1977) önerdiği Donjek tipi örgülü akarsu ortamında çökeldiği söylenebilir.

- Düşey yönde dereceli tabakalanmanın varlığı
- Tekrarlanmanın varlığı
- Katman kalınlıklarının sıkca değişkenliği
- Binik çakılların bulunması
- Kum destekli çakıltaşlarının kabaca çapraz katmanlılığı
- Birçok kesimde istifin çökelmemezlik yada aşınma nedeniyle eksikliği

Yukarıda belirtilen özellikler dikkate alındığında Karadere formasyonu, tektonik etkinlik ile denetlenmiş, yüksek yatak eğimine sahip örgülü bir akarsu ve yanıl sıra rudistli Tohma kireçtaşı üyesi ile geçişli olması nedeniyle de yer yer sığ denizel ortamda çökeldiği düşünülmektedir.

Denestirme

Karadere formasyonu eşdeğeri karasal kırıntılılar Darendede - Gürün havzasından Keban'a Munzur Dağı'ndan Malatya'ya kadar geniş bir alanda yüzeylenmiştir. Aşağıda bu örneklerden bir bölümü

tanıtılacak ve deneştirilecektir.

Akkuş (1971), Darende - Balaban yöresinde, tabanda Mesozoyik yaşlı ofiyolit ve karbonatlar (Geniz kalkerleri) üzerinde uyumsuz oturan, kırmızı renkli çakıltaşı - kumtaşı - kumlu marn - marn ardalanmasından oluşan Ulupınar formasyonunu tanıtmıştır. Yazarın Maestrihtiyen yaşını verdiği formasyon Karadere formasyonu ile deneştirilebilir.

Özgül (1981), Munzur Dağları dolaylarında, Eriç ofiyolitli karışığını transgresif örtün, kumtaşı - silttaşı - şeyl ardalanmalı, kireçtaşı ara katmanlı Çolaklar formasyonunu tanıtmıştır. Yazara göre formasyonun yaşı Alt Maestrihtiyen dir ve olasılıkla Üst Maestrihtiyen'e kadar çıkar. Yine yazarın tanıttığı, kalın çakıltaşı ve rudistli kireçtaşından oluşan, Maestrihtiyen yaşlı, Gözerek formasyonu'nun alt düzeyleri Karadere formasyonu'nun eşdeğeridir.

Örçen (1984), Medik - Ebreme (Malatya) yöresinde kızıl - kahverenkli çakıltaşı ve çamurtaşından oluşan Medik formasyonu'nu tanıtmıştır. Yazar birim içerisinde fosil derleyememiş, fakat bağıl olarak olasılı Paleosen yaşını vermiştir.

İzdar ve Ünlü (1985)'nün, Hekimhan - Hasançelebi - Kuluncak yörelerinde kuralsız olarak "taban konglomera birimi" adıyla tanıttıkları birim Karadere formasyonu'nun kendisidir.

HEKİMHAN FORMASYONU (Kh)

Tanım ve Ad

Formasyon Hekimhan havzasının gençlik döneminden olgunlaşma evresine dek çökelmiş, olgunlaşmamış kırıntılı ve kimyasal çökellerden oluşur. Birbirinden farklı ortamlarda çökelmiş farklı kayalarla temsil edilmesine karşın, çökeltme süresince önemli kesiklikler içermediğinden istifin tümünün tek bir formasyon aşaması altında sınıflandırılması olanaklı olmuştur. Birim en geniş yüzeylenmelerini Hekimhan çevresinde verdiği için Hekimhan formasyonu adıyla anılmıştır.

Tip Kesit Yeri

Formasyon için Lorikaya Tepe ile Sağır Tepe arası (Şekil 9) ve Hekimhan'ın 2 km doğusundaki İmamınkaya Tepe ile daha doğusundaki Ellezinkırı Tepe arası tip kesit yerleri olarak verilmiştir (Şekil 10).

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Hekimhan formasyonu yanal ve düşey yönde sık sık litoloji değişimleri sergilese de genelde düzenli bir istiflenme gösterir. Tabanda çakıllı kumtaşı ve kumtaşı ile başlayan birim üste doğru kumtaşı - marn - şeyl ardalanmasına geçer. Üst düzeylerde killi kireçtaşı, alt düzeylerde genellikle biyohermal nitelikli merceksi kireçtaşı arakatkıları yer alır. Formasyon içerisinde farklı düzeylerde olistostromal ve kanal dolgusu biçimli çakıltaşları gözlenir. Önce formasyonun ana litolojilerinden olan

HEKİMHAN FORMASYONUNUN LORİKAYA TEPE-SAĞIR TEPE ARASINDA TİP KESİTİ

SERİ	KAT / ARAKAT	O. MAEST.	HÜYÜR KİREÇTAŞI	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	FOSİL KAPSAMI
ÜST KAMPANIYEN-FORMASYONU (Kh)				15		BIYOMİKİRİT - BIYOSPARİT	
				40		KILLI İSTIFLENMİŞ BIYOMİKİRİT : Açık gri renkli, ince katmanlı, orta sert, seyrek pelospod kavkulu, katmanlanmaya paralel canlı sürtünme izli, konkoidal kırılmalı, %70 pelajik foraminiferli, %10 bentik biyoklast.	<i>Gansserina gansseri (Belli)</i> <i>Globotruncana sp.</i> , <i>Rugoglobigerina sp.</i>
				20		KILLI BIYOMİKİRİT : Gri-bej renkli, ince katmanlı, kolay ufalanır, katmanlanmaya dik sak eklemli, kıymıksa kırılmalı, %15 pelajik foraminiferli.	<i>Globotruncana falsosuarci Sigal</i> <i>Globotruncana bulloides Vogler</i> <i>Rugoglobigerina sp.</i>
				3		BIYOMİKİRİT : Gri renkli, orta kalın katmanlı, gözle görünür fosilli %50 kütüli boylanmış bentik biyoklastlı, %10 intraklastlı, %5 foraminiferli.	
				25		MARN - SİTLİ KILLI BIYOMİKİRİT : Koyu gri-yeşil renkli, belirsizce-orta katmanlı, bütüncümsi ayrılmalı, %10-40 pelajik foraminiferli, %5-10 kuvars-feldispat kırıntılı.	<i>Hysterochodinium pulchrum</i> <i>Spiniferites ramosus</i> <i>Cyclonaphelium distinctum</i> <i>Dinogymnium sp.</i> <i>Normapollis sp.</i> <i>Tricolpopollenites spp.</i>
				3		BIYOMİKİRİT : Mor - pembe renkli, belirgin orta katmanlı, sert, kışepli kırıklı, %20 pelajik foraminiferli, %10 bentik biyoklast.	
				30		KILLI BIYOMİKİRİT : Siyah-gri renkli, ince katmanlı, %40 pelajik foraminiferli, %3-5 bentik biyoklastlı, %8 siltili-ince kum boyulu gereçli.	
				3		MARN - KILLI MİKİRİT : Açık gri-yeşil renkli, belirsiz kalın-çok kalın katmanlı, kalem klivajlı, yer yer pembe-mor marn ara katkıları.	
				3		SİLT TAŞI - LİTİK VAKE : Gri-yeşil renkli, ayrıntı rengi sarı, ince tuturulmuş.	
				3		ARKOZ : Mor - pembe renkli, ince - orta katmanlı, gevşek tuturulmuş, kütüli boylanmış, kışepli taneli, karbonat çimentolu, %35-40 feldispat, %20 kuvars, %15 biyotit, %10 opak mineral kırıntılı.	
			8		KUMLU BIYOMİKİRİT - KUMLU KÖTÜ YIKANMIŞ BIYOSPARİT : Beyaz-çift yeşil renkli, ince-orta katmanlı, yer yer sert, yer yer aşırı altere, dağulgan, %10-15 bentik biyoklastlı, %15 pelajiklastlı (çubuksu-çöküzlü), %5-8 kuvarsa (kışepli-volkanik kökenli).		
			2		KİLİTAŞI - SİLT TAŞI : Sarı, belirsiz orta katmanlı, gevşek tuturulmalı, %40 feldispatlı.		
			130		MARN - KILLI MİKİRİT - LİTİK GROVAK - LİTİK ARENİT : <i>Marn</i> : Gri renkli, belirsiz kalın katmanlı, kolay ufalanır kalem klivajlı. <i>Killi mikrit</i> : Açık gri renkli, kalın-orta katmanlı, yer yer %10-30 pelajik foraminiferli. <i>Litik grovak-Litik arenit</i> : Gri-yeşil renkli, belirgin ince-orta katmanlı, sert, katmanlanmaya paralel canlı sürtünme izli, katman içi belirsiz normal derecelenmeli, iyi boylanmış karbonat çimentolu.		
			8		KUMLU BIYOSPARİT : Bej renkli ince katmanlı, sert, %20 pelajik foraminiferli %8-10 feldispatlı, %5 opak mizarelli, %2 biyotüli.	<i>Globotruncana bulloides Vogler</i> <i>Globotruncana sp.</i> <i>Radiolaria sp.</i>	
			400		KILLI BIYOMİKİRİT : Açık gri renkli, belirgin orta katmanlı, %15-30 pelajik foraminiferli.	<i>Uniplanarius gothicum (Deflandre)</i> <i>Watznaueria barnesae (Bleck)</i> <i>Microhabdulus decaratus Deflandre</i> <i>Lucianorhabdulus caryaxii Deflandre</i> <i>Tetralithus obscurus (Deflandre)</i>	
					MARN - KUMTAŞI - SİLT TAŞI : Marn ağırlıklı, düzensiz ardalansmalı, yer yer kanal çukulluğu arakatkılı, seyrek kayma oturma yapılı, alt düzeylerde merceksi biyohermal biyostromal kireçtaşı arakatkılı.	<i>Orbitoides sp.</i> <i>Radiolites</i> <i>Hippuritidae</i>	
					BIYOHERMAL - BIYOSTROMAL KİREÇTAŞI : %60-70 radiat fosilli, biyosparitik.		
					SERPANTİNLEŞMİŞ ULTRAMAFT ve MAFTT		

ŞEKİL 9 :

**HEKİMHAN FORMASYONUNUN İMAMINKAYA T. İLE ELLEZİNKIRI T. ARASINDAKİ
TIP KESİTİ**

SERİ	MAY / AŞKAT	POZİSYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	A Ç I K L A M A L A R	FOSİL KAPSAMI
ÜST KRETASE	KAMPANİYEN - MESTRİYEN	HEKİMHAN FORMASYONU	100		KİLLİ KİREÇTAŞI - MARN - KUMTAŞI ARDALANMASI MARN: Yeşilimsi gri, böbreğimsi ayrırmalı MARN - ÇAMURTAŞI: Mor - pembe, kalın katmanlı mercer biçimli.	<i>Spiniferites ramosus</i> <i>Dinogymnium heterocostatum</i> <i>Dinogymnium acuminatum</i> <i>Normanella</i> sp.
			30		MARN - KUMTAŞI - KİLLİ KİREÇTAŞI ARDALANMASI: Gri - yeşil, marn ağırlıklı, seyrek büyük ölçekli kayma-oturma yapısı	<i>Rugoglobigerina</i> cf. <i>rugosa</i> (Plummer) <i>Rosita communis</i> (Cushman)
			4		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI: Gri - bej, iyi boylanmış, iyi yuvarlaklaşmış, taneler çoğunlukla kireçtaşı, kısmen volkanik kökenli	<i>Siderolites calcitropoides</i> Lamarek <i>Lepidobiticoides</i> sp.
			5		BIYOHERMAL - BIYOSTROMAL KİREÇTAŞI: Beyaz - bej, beliriz orta-kalın katmanlı, yer yer kumlu, çoğunlukla mikritik %50 rudist kavru kırılmış.	
			4		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI: Kırmızı - pembe oksidasyon renkli, beliriz orta - kalın katmanlı, çakıllar çoğunlukla iri taneli, yuvarlaklık ve kibresellik iyi gelişmiş.	
			5		ÇAKILTAŞI, KUMTAŞI: Gri - bej, kalın katmanlı, kötü boylanmış, polijenik.	
			45		MARN - KUMTAŞI ARDALANMASI: Açık gri - yeşil, marn ağırlıklı, düzensiz ardalanmış. Marn, beliriz kalın katmanlı gevşek tutturulmuş. Kumtaşı, belirgin ince - orta katmanlı, normal derecelenmiş, kötü boylanmış.	<i>Goniatina goniatini</i> (Böhl) <i>Orbitoides</i> sp., <i>Fitzingerella</i> sp., <i>Rudist karstleri</i>
			6		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI: Çakıltaşı, açık yeşil - bej, belirgin orta - kalın katmanlı, kötü boylanmış, gevşek tutturulmuş, yuvarlaklık ve kibresellik orta - iyi. Kumtaşı, gri - yeşil, ince - orta katmanlı, litik arenit - litik vake bileşimli.	
			35		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI: Kırmızı - Pembe renkli, volkanit ve kireçtaşı kırılmış	
			40		ÇAKILTAŞI, KUMTAŞI : Gri - bej, çoğunlukla teknesli, seyrek düzlemsel çapraz katmanlı, çakıllar yassı ve uzun eksenleri katmanlanmaya paralel, %80 ofiyolit ve volkanit, %20 kireçtaşı kökenli.	
			30		ÇAKILTAŞI, KUMTAŞI: Tabanda gevşek tutturulmuş, kötü boylanmış, beliriz kalın katmanlı çakıltaşıyla başlar. Çakıl boyuları 1-10 cm. çaplı, uzun eksenler katmana paralel, katmana verev çatlak ve çatlaklar kalsit dolgulı, taneler %90 ofiyolit ve volkanit, %10 kireçtaşı kökenli.	<i>Uvuliferites trifidum</i> (Struveler) <i>Bryozoa</i> sp. <i>Elysioides turrissefelli</i> (Deflandre) <i>Lectinorhynchus curvatus</i> (Deflandre) <i>Tetradium obtusum</i> (Deflandre)
			8		BIYOHERMAL KİREÇTAŞI: Beyaz - bej beliriz kalın katmanlı, spirikit, %70-80 rudist kavru, kavru katmana dik konumlu	
			7		MARN - KUMTAŞI ARDALANMASI: Marn ağırlıklı. Kumtaşı, koyu gri renkli, belirgin ince katmanlı, ince taneli, iyi boylanmış, sıkı tutturulmuş.	
			7		ÇAKILTAŞI: Beliriz kalın katmanlı, kötü boylanmış, %70 kireçtaşı, %30 ofiyolit ve volkanit kökenli.	
7		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI: Teknesli çapraz katmanlı, çakılların uzun eksenleri katmanlanmaya paralel, dereceli geçişli, %5 kömür kırılmış.				
7		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI: Mavi-gri renkli, ince katmanlı, %80 ofiyolit, %15 kireçtaşı, %5 demir kumulu.				
7		KİLLİ BIYOMİKİRİT: Açık gri, belirgin orta katmanlı, %15-30 pelajik foraminiferli.	<i>Orbitoides</i> sp., <i>Simplexobiticoides</i> sp., <i>Bryozoa</i> Alg <i>Rudist karstleri</i>			
7		SEYREK BIYOMİKİRİT: Beyaz - bej, orta katmanlı, yer yer katmanlı tizozelleri demir sıvazlı, kiltası arakatlı, %15-20 bentik fosilli.				
7		İSTİFLENMİŞ BIYOSPARİT: Bej, belirgin orta-kalın katmanlı, %60 rudist ve bentik kavru kırılmış.	<i>Orbitoides</i> sp., <i>Rosita</i> cf. <i>formicata</i> (Plummer) <i>Orbitoides</i> sp., <i>Rosita</i> sp., <i>Rudist karstleri</i>			
4		BIYOHERMAL - BIYOSTROMAL KİREÇTAŞI: Beyaz, beliriz kalın katmanlı, biyomikrit - biyosparit.	<i>Rudist karstleri</i> sp., <i>Hippurites</i> sp., <i>Pirmonia</i> sp.			
4		BIYOHERMAL KİREÇTAŞI: Açık gri - bej, katmanlanmaz, gevşek tutturulmuş, yer yer kumlu %90 rudist kavru.				
0. HIRSA A. MERTİNG				SERPANTİNLEŞMİŞ ULTRAMAFİT ve MAFİT		

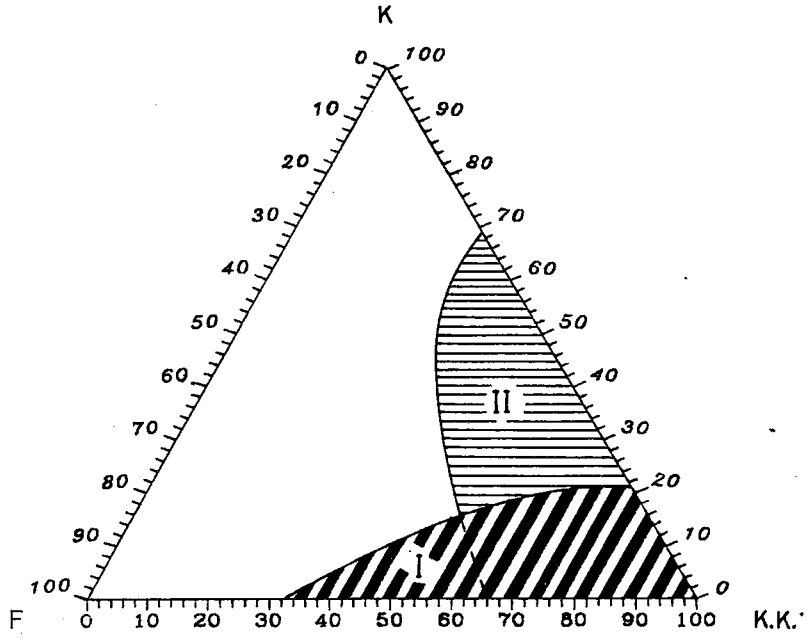
ŞEKİL 10:

kumtaşı - marn - şeyl - killi kireçtaşı, olistostromal çakıлтаşı, daha sonrada biyohermal ve biyostromal kireçtaşları Tohma kireçtaşı üyesi, çakıлтаşları ise Dumlu çakıлтаşı üyesi adı altında tanıtılacaktır.

Kumtaşları çoğunlukla marn ve şeyl ile aralanmalıdır. Ayrıca diğeri litolojiler arasında ince, süreksiz katman veya mercekler şeklinde bulunurlar. Formasyonun alt düzeylerinde diğeri litolojilere oranla kalınlık ve tekrarlanma bakımından daha egemen olup üst düzeylere doğru her iki açıdan giderek azalırlar.

Ayrışma yüzeyleri grimsi boz, taze yüzeyleri içerdikleri malzemenin cinsine bağılı olarak gri, yeşil ve mavi arasında değişir. Kırılma yüzeyleri düz ve düzgün, kırılma dirençleri ortadır. Çoğunlukla ince - orta arasında değişen belirgin katmanlanma örnekleri sunarlar.

Kumtaşları ince kumdan iri kuma dek değişen her boyutta gereç içerirler. Ortalama kırıntı boyları Hocalıkova ofiyolitinin oluşturduğu temelden üst düzeylere doğru azalır. Alt düzeylerde Boylanma ve olgunlaşma çoğunlukla kötü gelişmiştir. Dereceli katmanlanma seyrek gözlenir. Matriks silt ve kil boyu gereç, çimento ise karbonattan oluşmuştur. Genel bileşimleri, istifin alt düzeylerinde kuvarsca fakir litik grovak - feldspatik grovak arasındadır, üst düzeylerde ise kuvarsca nispeten daha zengin litik grovak arasındadır (Şekil 11). Kumtaşları çökel yapılar açısından oldukça fakirdir. İzlenebilen başlıca yapılar, katman üst yüzeylerinde çapları 1 cm ye varan birtakım silindirik yatay sürülmüş canlı izleri, katman içi belirsiz derecelenme, malzeme



ŞEKİL 11 : Hekimhan formasyonunun I - Alt düzeylerinden, II - Üst düzeylerinden derlenen kumtaşlarının K (kuvars), F (feldspat), K.K (kaya kırıntısı) üçgenindeki dağılımları.

izleri, asimetrik rıppıl izleri, alt yüzeylerde ise yük kalıpları ve oygu dolgu yapılarıdır.

Gafra Tepe güneydoğusundan derlenen kumtaşı örneğinin litik grovak bileşiminde olduğu saptanmıştır. Kayada % 70 çoğu ofiyolitik kaya kırıntısı, % 20 polikristalen kuvars, % 10 feldspat gözlenmiştir. Kaya kırıntıları, tane boyları 0.5 - 2 mm arasında değişen biyotit, serpantin, opak mineral ve az miktarda kireçtaşından oluşur. Matriks % 25 dolayındadır. Taneler, yarı yuvarlaklaşmış - köşeli, orta boylanmış ve karbonat çimento ile tutturulmuştur. Kayada az oranda bulunan klorit, feldspat ve biyotitin ornatılması ile oluşmuştur ve kökensel olarak otijeniktir (Foto 16).

Sağır Tepe 1 km batısından derlenen kumtaşı yine litik grovak

bileşimindedir. Kayanın incekesit incelemesinde: çoğu kireçtaşı kökenli % 55 kaya kırıntısı, % 35 feldspat, % 10 polikristalen kuvars kırıntısı saptanmıştır. Feldspatların büyük bölümü polisentetik albit ikizli plajioklaslardan, kaya kırıntıları ise çoğunlukla kireçtaşı ve rudist vb. kavkı kırıntılarından oluşmuştur. Taneler kötü boylanmalı, küt köşeli ve ince - orta kum boyundadır (Foto 17).

Hekimhan formasyonunun büyük bir bölümünü marn ve şeyl oluşturur. Marn ve şeyl formasyonun tabanında seyrek olup yer yer kumtaşları ile ardalanırlar. Üst düzeylere doğru kalınlık ve yayılımları artarak kireçtaşı ve killi kireçtaşları ile de ardalanırlar. Marn - şeyl topluluğu içinde marnlar şeyllere oranla daha yaygındır.

Marn, inceleme alanında en yaygın yüzeylenen litolojilerden biridir. Gri - yeşil - açık mavi renkleri ve yayvan topoğrafya örnekleri ve sık deşilmiş dentritik drenaj örnekleri ile kolay tanınırlar. Diğer litolojilerle ardalanmalı oldukları düzeylerde düzenli ve belirgin katman örnekleri sergilerken, istife marnların egemen olduğu ve ardalanmanın seyrekleştiği düzeylerde belirginlik kaybolur. Aşırı ayrışmış düzeylerde belirsizlik dahada artar ve katmanlanma tanınmaz hale gelir. Marn formasyonun alt düzeylerinde ince - orta katman örnekleri, üst düzeylere doğru kalın - çok kalın katman örnekleri sunar. Kırılma yüzeyleri kavkımsı, ayrışma düzlemleri konsantriktir. % 25 - 70 pelajik foraminifer ve nannoplankton içerirler. Formasyonun üst düzeylerinde karbonat oranları artarak killi kireçtaşı ve kireçtaşına dönüşürler.

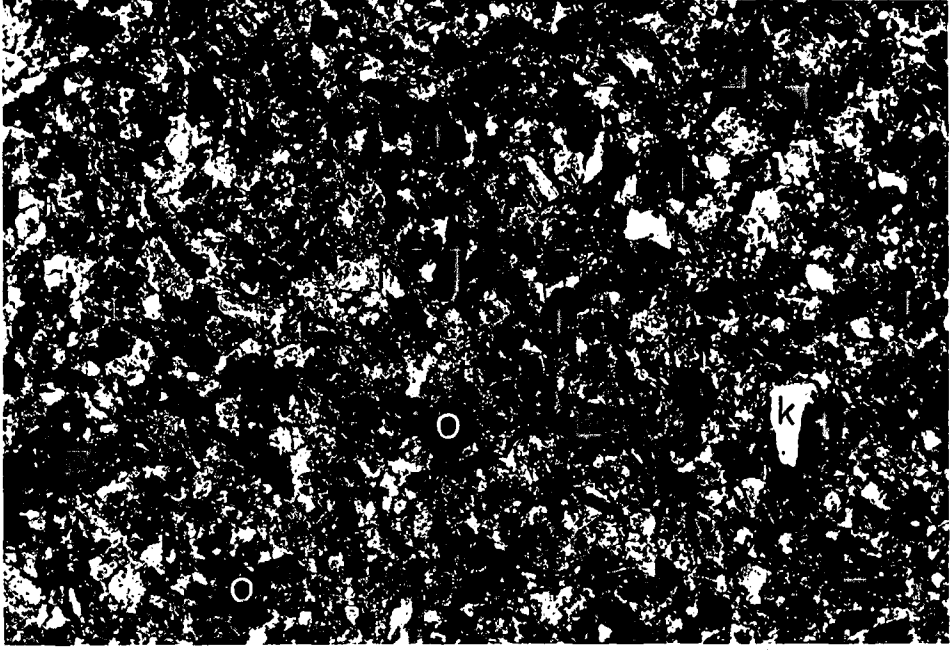


FOTO 16 : Hekimhan formasyonundan derlenen bir litik grovağın ince kesitinde, feldspat (f), kuvars (k), opak mineral (o), biyotit (b) kırıntıları ve spari kalsit çimento (ka) görülmektedir. Çift nikol, büyütme X 22



FOTO : Hekimhan formasyonunun üst düzeylerinden derlenen bir litik grovak örneğinde, kireçtaşı (kç), kuvars (ku), opak mineral (o) kırıntıları ve spari kalsit (ka) çimento görülmektedir. Çift nikol, büyütme X 22.

Şeyllin yüzeylendiği alanlar Hekimhan formasyonunun, Hasaңcelebi volkanitleri ile arakatkılı veya geçişli olduğu kesimlere karşılık gelir. İnceleme alanında Hacılar Köyü kuzeydoğusunda yeralan Arapgediği ve Yolaşan Tepe etekleri, Kırankaya Tepe'nin kuzeye bakan etekleri ve Konukdere Mahallesi güneyindeki İrikaya Sırtı başlıca yüzeylendikleri alanlardır.

Şeyll genellikle laminamsı yer yerde ince katman örnekleri sergiler. Katman düzlemleri çoğunlukla belirgindir. Gri, yeşil, veya siyah renklidir. Siyah renkli kesimlerde organik bileşenlerin arttığı ve buna paralel olarak bitüm içerdikleri gözlenir. Kırılma yüzeyleri kıymık yada levha biçimlidir ve hemen her kesimde kalem klivajı gelişmiştir. Yer yer makro fosilde içerdikleri gözlenmiştir. Arapgediği ve Yolaşan Tepe'nin güney yamaçlarında seyrek Gastropod ve Pelecypod kavkıları gözlenmiştir. İrikaya Tepe'nin kuzey yamacında Hasaңcelebi volkanitlerinin lav ve piroklastikleri ile arakatkılı olan şeyller içerisinde manganlı çört yumruları yeralır. Ceviz ve elma büyüklüğünde, boz - siyah renkli yumrular elipsoidal veya küresel biçimlidir. Yumrular şeyllerin katman düzlemlerine uygun olarak hafifce yassılaştırmıştır.

Killi kireçtaşları istif içinde başlıca üst düzeylerde diğer litolojilerle yer yer aralanırlar. İnce - orta kalınlıkta belirgin katmanlanma sunarlar. İmamınkaya Tepe doğusundan derlenen bir killi biyomikrit örneğinin başlıca % 25 - 40 pelajik foraminifer, % 5 - 8 silt boyu gereç içerdikleri gözlenmiştir (Foto 18). İstifte üste doğru karbonat oranının giderek artmasıyla Hüyük ve Çardak formasyonlarına dereceli geçilir.

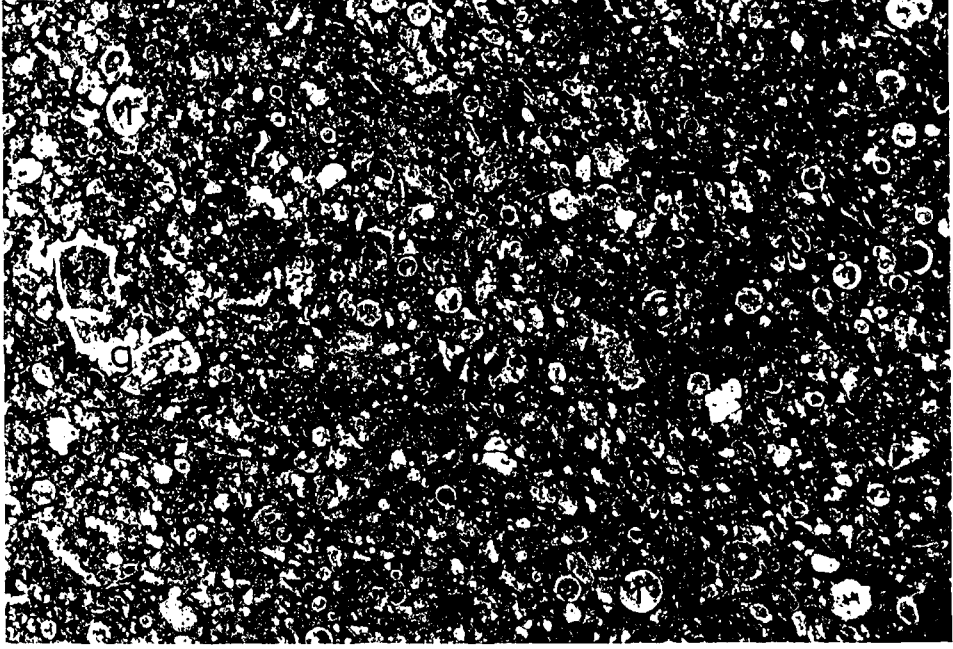


FOTO 18: İmamınkaya Tepe doğusundan derlenen killi biyomikrit örneğinde, kaya içinde homojen dağılmış Globotruncana (g), Radiolaria (r) vb. pelajik fosiller görülmektedir. Tek nikel, büyüme X 55

Kireçtaşı formasyonun üst düzeylerinde süreksiz katmanlar biçiminde izlenir ve toplam kalınlığının yaklaşık % 5'ini oluştururlar. Derlenen örneklerin hemen hepsi % 30 - 35 pelajik Foraminifer, Rudist, Ostracod, Ekinid vb. kavkı kırıntıları, % 10 intraklast, % 5 - 10 kum ve silt boyu ekstraklast kapsarlar. Tutturucu mikrit yada kötü yıkanmış spari kalsittir.

Olistostromal çakıltaşı Hekimhan formasyonunda seyrek bulunur ve tipik olarak Ardahan Köyü güneybatısındaki Kavak Dere vadisi boyunca yüzeylenir. Birim arazide tipik vahşi bir litoloji ile temsil edilir. Kilden çakıla dek değişen boyutlarda bir matriks ile farklı köken, boyut ve yaşlarda çökel, volkanik ve ofiyolitik gereçlerden oluşur. Matriks / tane oranı yöreden yöreye

değişir. Katmanlanma çoğunlukla belirsizdir. Tane oranının azaldığı düzeylerde katmanlanma kısmen belirginleşir fakat süreklilik göstermez. Katman kalınlıkları çok inceden çok kalına dek değişkendir.

Birim taşıdığı gerecin rengine bağlı olarak değişen yeşil, gri, mavi, kırmızı, tonlarda alacalı bir renk sergiler. Olgunluk ve boylanma kötü - çok kötü gelişmiştir. Yer yer belirsiz derecelenme gözlenir. Sık sık kayma - oturmalı (Foto 19), ters dönmüş, devrik kıvrımlı, katmanlara rastlamak olasıdır. Birimin düzenlilik kazandığı düzeylerde, konvolüt katman veya laminalanma, çapraz katman, oygu dolgu (Foto 20), yük kalıbı türünde yapı örnekleri gözlenir.

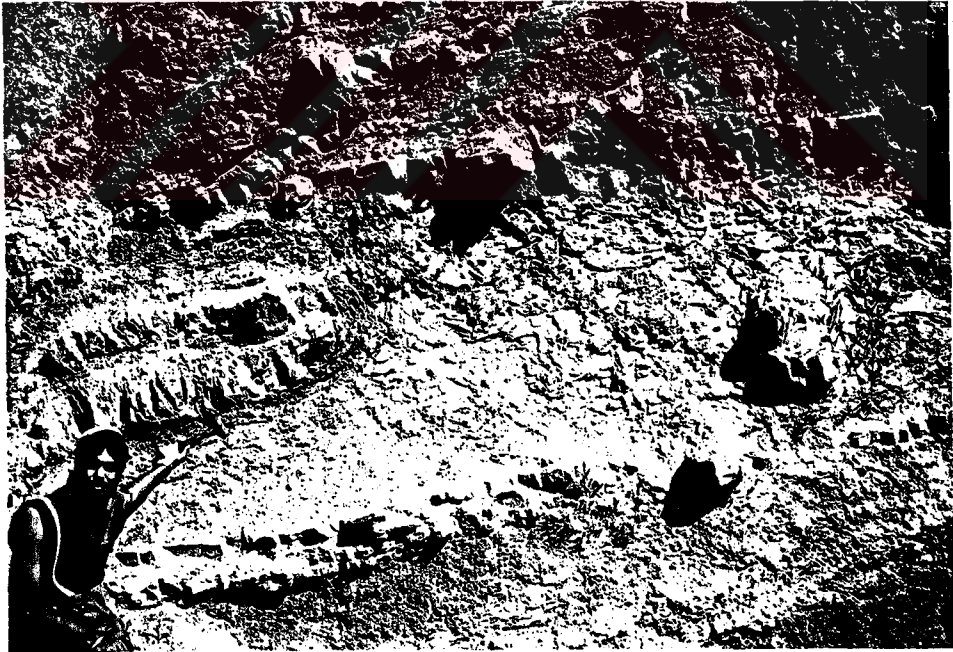


FOTO 19 : Hekimhan formasyonunda yer alan olistostromal bölümde kayma - oturma nedeniyle kıvrılmış, katlanmış bir katman örneği



FOTO 20: Hekimhan formasyonunun olistostromal kesiminde sık sık gözlenen oyu - dolgu yapısından bir mostra görünümü.

Olistostromal çakıltası Hekimhan formasyonunun diğer litolojileri ve Hasaelebi volkanitleri ile tedrici geçişlidir. Kalınlığı + 50 m, yüzeyleme alanı + 1 km kadardır.

TOHMA KİREÇTAŞI ÜYESİ (Kht)

Tanım ve Ad

Üye, rudist kavrıkları içermesi ile karakteristik biyohermal veya biyostromal nitelikli ve mercek geometrili kireçtaşlarından oluşur. Bu özellikleri içeren eşdeğer birim Akkuş (1971), tarafından Darende - Balaban (Malatya) yöresinde Tohma Resifleri adıyla adlanmıştır. Bölgesel literatür içerisinde kavram kargaşasına neden olabileceği göz önünde tutularak yerel formasyon adlaması yapılmamıştır. Ancak birim stratigrafi kurallarına

uygunluğu açısından ye aşmasında sınıflandırılarak adlanmıştır.

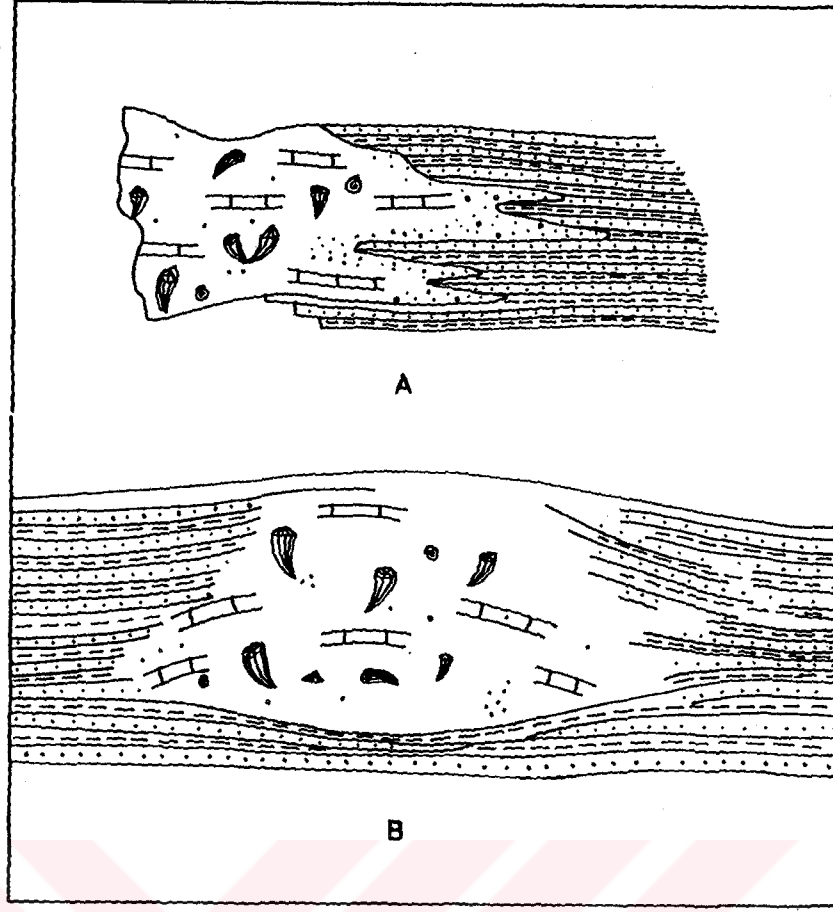
Tip Kesit Yeri

yenin tip kesit yeri, Hekimhan'ın 2 km doğusundaki İmamınkaya Tepedir.

Kaya Türü zellikleri ve İstif

yeyi oluşturan kireçtaşlarının dayanımları nedeniyle topoğrafyada yaptıkları tümsekler kolaylıkla seçilebilmektedir (Foto 21). Hemen tümüyle merceksi geometrili ve düşey yönde bir kenarları düz ve düzlemseldir (şekil 12), (Foto 22).

Kireçtaşları beyaz, gri ve bej renklidirler. Sertlikleri orta - çok sert arasında değişir. Katmanlanma yer yer izlenir. Tabanda ve tavanda ve yanal yönde Hekimhan formasyonunun diğer litolojileri ile geçişli oldukları düzeylerde belirgin orta - kalın katmanlanma sunarlar. Bu düzeyler dışında katmanlanma kaybolarak masifleşirler. % 10 - 90 oranında rudist ve daha az oranda mercan, gastropod ve bentik foraminifer (Foto 23) depolanması sergilerler. Bu organik bileşenlerin yanısıra % 5 - 15 oranında silt ve kum boyu epiklast içerirler. yenin biyohermal kesimlerinin çatısını oluşturan rudistlerin büyük çoğunluğu orjinal yaşam pozisyonunda bulunurlar eksiksiz korunmuşlardır. Yer yerde kısmen kırılmış, parçalanmış kavkılar gözlenmiştir. Eksiksiz korunmuş rudistler iki kavkılıdırlar ve kavkılardan uzun olanı zemine tutunmuş, diğer i se ilkini kapak şeklinde örtmüştür. Tabana dik veya verev tutunan kavkı çoğunlukla uzun ekseni boyunca boynuz biçiminde bükülmüş, kıvrılmış, kimi kezde st kavkı



ŞEKİL 12: Tohma kireçtaşı üyesinin Hekimhan formasyonu içindeki konumunu gösterir şematik kesitler. A - Uzunluğuna dik B - Uzunluğuna paralel

kıvrılmıştır. Kavkı duvarlarının kalınlıkları 0.5 - 1.5 cm arasında değişir. Çoğun küme şeklinde toplanıp (örneğin; İmamınkaya Tepedeki kireçtaşının taban düzeyleri ve Lorikaya Tepe'de olduğu gibi) geniş yığınaklar oluşturdukları gibi (Foto 23) , küçük topluluklar halinde veya bireysel olarak da bulunurlar. Rudistler arasında boyları 40 cm'ye ulaşanlar gözlenmiştir. Kimi kesimlerde rudistler, yine rudist kavkılarında kaynaklanmış kum ve siltten oluşan bir matriksle çevrelenmiştir.

Tohma kireçtaşı üyesinin ince kesit incelemelerinde biyosparrudit, biyomikrit, biyosparit, oosparit, biyopelsparit

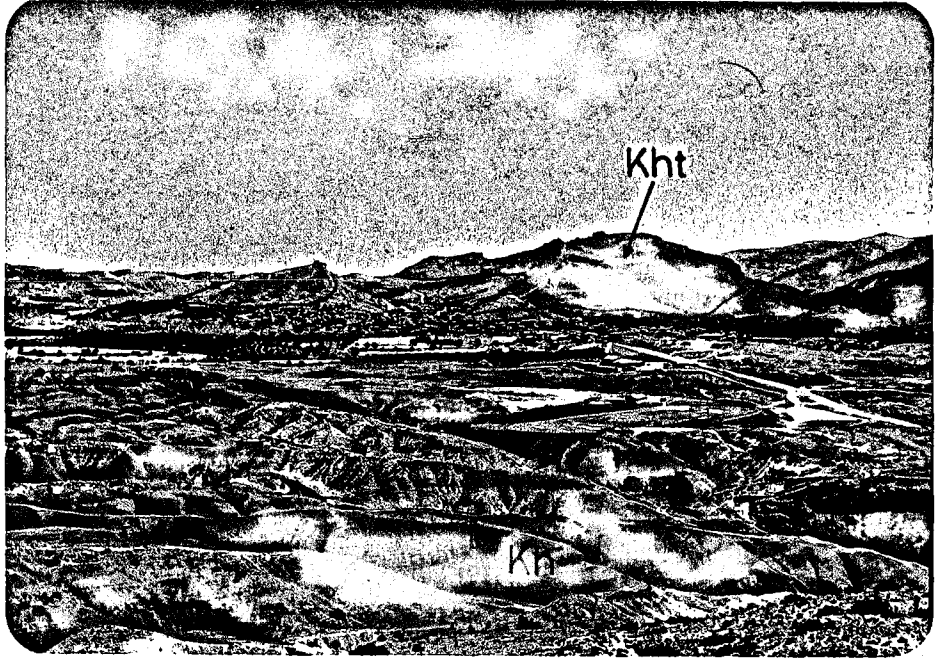


FOTO 21 : Hekimhan'a kuzeyden güneye bir bakış. Fotoda ön planda Hekimhan formasyonu (Kh), Hekimhan'ın gerisinde ise Tohma kireçtaşı üyesi (Kht) görülmektedir.

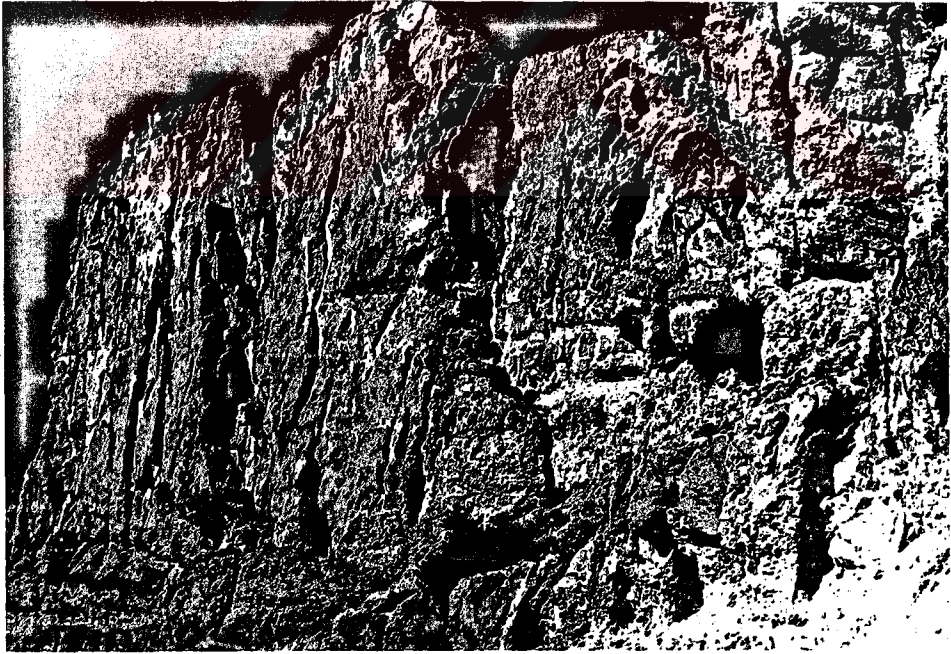


FOTO 22 : Karmacık Tepe'de dik yüzeyli morfoloji sergileyen, masif, biyohermal Tohma kireçtaşı üyesinden bir görünüm.

türünde kayalardan oluştuğu saptanmıştır.

Gafra Tepe' den derlenen örnek biyomikrittir. Kayada % 35 - 40 oranında düzensiz dağılmış, gelişigüzel yönlenmiş rudist vb. makro kavkı kırıntıları gözlenmiştir. Biyoklastlar çubuksu - lifsi biçimli, nadiren yuvarlaklaşmış ve çeperleri genellikle mikritik bir zarfla çevrilmiştir. Matriks mikrit yada mikrospardır.

Uğurpınar Tepe'nin doğusundan derlenen oosparit örneğinde % 30 oolit, % 20 intraklast, % 10 biyoklast gözlenir. Oolitler mikritik karbonat taneli bir çekirdek çevresinde iyi gelişmiş



FOTO 23: Garimin Tepe' den derlenen biyosparit örneğinin mikro mikrofotografında iri bir Orbitoides sp. (o) fosili.

radyal ve konsantrik yapılar gösterirler. Oolitler ya küçük çekirdek ve kalın bir zarf, yada geniş bir çekirdek ve tek bir ince laminalanma ile karakteristiktir. Intraklastlar kötü boylanmalı, köşeli ve mikritiktirler. Matriks genellikle sparit,

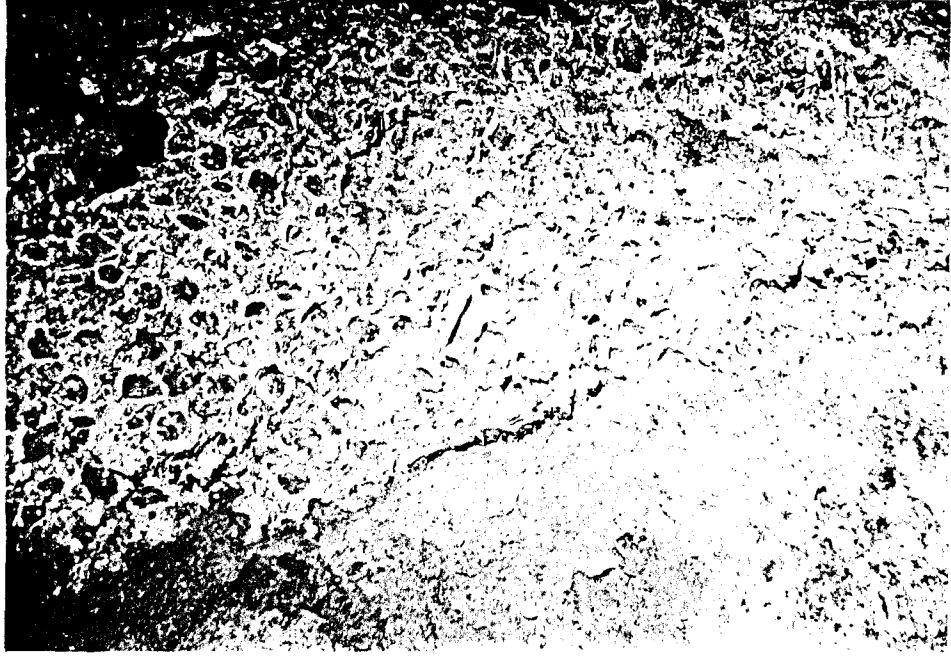


FOTO 24 : Tohma kireçtaşıında gözlenen rudist yığışımından bir mostra örneği.

yer yer de mikrosparittir. Gözenekler ikincil (otijenik) kuvars dolguludur.

Lorikaya Tepe'den derlenen biyomikrudit örneğinde % 60 - 65 oranında irili ufaklı kavkı kırıntıları yer alır. Bunların çoğunluğu Rudist bir kısmı ise Brachiopod klastlarıdır. Kayada % 5 - 8 oranında, olasılıkla daha derinlerden dalga veya akıntılarla taşınmış Globotruncana vb. pelajik fosil gözlenir (Foto 25).

Dokanak ilişkileri

Tohma kireçtaşı üyesi kimi kez Hocalıkova ofiyoliti üzerinde uyumsuz ilişkili (Foto 26), kimi kezde Karadere ve üyesi bulunduğu Hekimhan formasyonları ile uyumludur. Üye her iki formasyonun litolojileri dereceli geçişlidir (Foto 26).

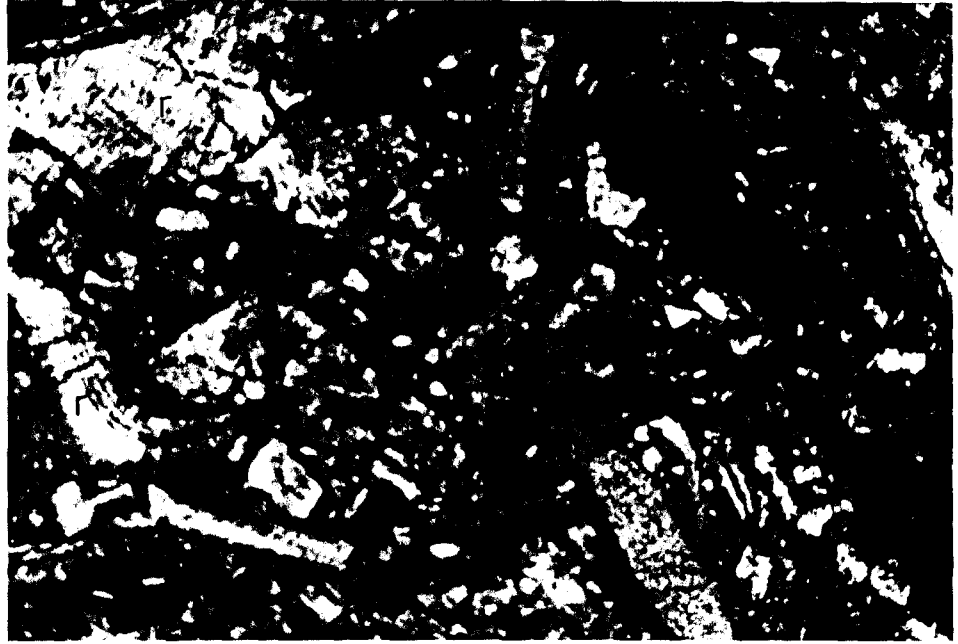


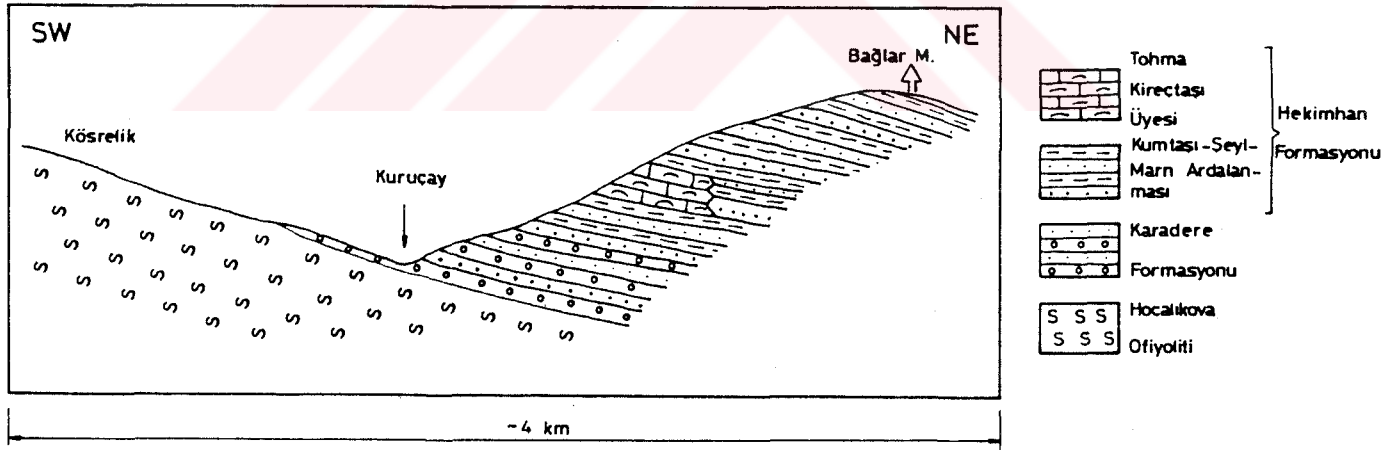
FOTO 25 : Lorikaya Tepe'den derlenen bir biyomikrudit örneğinde irili ufaklı rudist (r) kavkı kırıntıları görülmektedir.



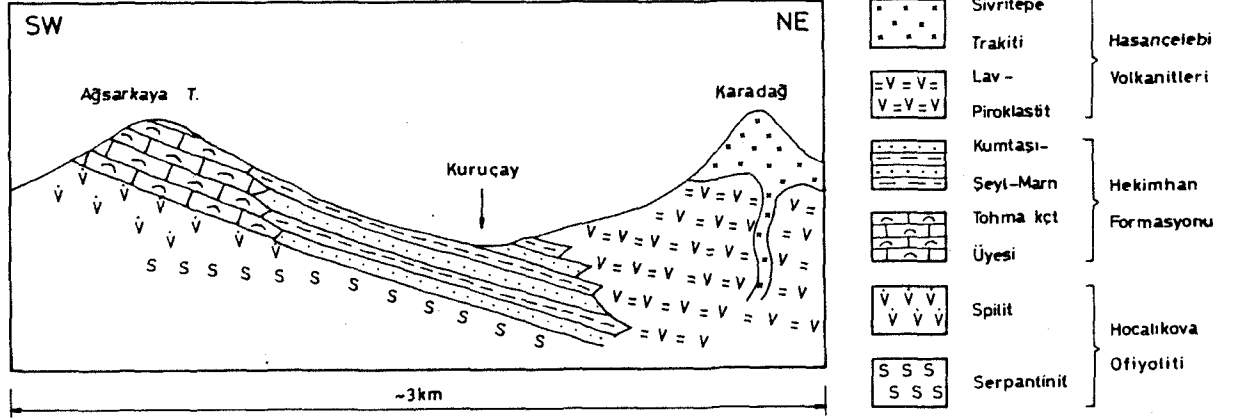
FOTO 26: Lorikaya Tepe'de Hocalıkova ofiyolitinin spilitleri (Mhs) üzerinde uyumsuzlukla duran Hecimhan formasyonunun (Kh) tabanında yer alan Tohma kireçtaşı üyesi (Kht).



FOTO 27 : Hekimhan'ın batısında Hekimhan formasyonu (Kh) içinde 3 farklı düzeyde yer alan mercek geometrili Tohma kireçtaşı üyesi (Kht).



ŞEKİL 13 : Bağlar Mahallesi ile Köşrelük mevkii arasında Tohma kireçtaşı üyesinin konumunu gösterir taslak jeoloji enine kesiti.



ŞEKİL 14 : Ağısarkaya Tepe ile Karadağ arasında tohma kireçtaşı üyesinin konumunu gösterir taslak jeoloji enine kesiti.

Kalınlık ve Yayılım

Üyenin kalınlığı çok değişkendir, maksimum 40 - 45 m kalınlıklar sergiler. Uzunlukları ise 10 - 1000 m arasında değişir.

İnceleme alanını doğu - batı kateden Ciritbelen - Otmangölü Fayı'nın güneyinde kalan bölümlerde yaygınca izlenirken, fayın kuzeyinde kalan bölümlerde izlenmezler. Üyenin başlıca yüzeylendiği alanlar; İmamınkaya, Lorikaya, Digekekaya, Ağısarkaya, Ballıkaya, Tavşan, Kuşluk, Yücekaya, Gazlı, Ağısayı, Kayabaşı, Kızılca ve Şeker Tepe dolaylarıdır.

Fosil Kapsamı ve Yaş

Kireçtaşının, özellikle rudist açısından oldukça zengin

olduğu önceki bölümlerde değinilmişti. İnceleme alanı ve çevresinde Rudistlerin türü ve yaşı konusunda oldukça geniş bir bilgi birikimi vardır. Bu nedenle bu çalışmada Rudistlerin türlerine ayrıntılı girilmemiş, önceki araştırmacıların gözlem ve düşüncelerinden yararlanılmıştır.

Tohma kireçtaşı üyesi eş değeri kireçtaşlarına Stchepinsky (1944) İsmetpaşa Bucağı - Bilan Çayı vadisi, Akçadağ (Malatya) ve Kahta (Malatya) çevresinde Kretase, Ayan ve Bulut (1964) Kurşunlu - Yazıhan - Balaban - Levent Bucakları (Malatya) çevresinde Üst Kretase, Akkuş (1971) Darende - Balaban yöresinde Maestrihtiyen, Karacabey (1972) Divriği yöresinde Maestrihtiyen, Karacabey (1975) Eskihamal (Darende - Malatya) yakınlarında Alt Maestrihtiyen, Yazgan (1983) İspendere (Elazığ) çevresinde Üst Kampaniyen - Maestrihtiyen, Bingöl (1984) Elazığ çevresinde Üst Maestrihtiyen, Yazgan (1984) Malatya - Elazığ bölümünde Üst Kampaniyen - Maestrihtiyen, Sungurlu vd. (1985) Elazığ - Palu yörelerinde Maestrihtiyen, İzdar ve Ünlü (1985) Hekimhan - Hasançelebi - Kuluncak yörelerinde Üst Kretase yaşlarını vermişlerdir. Tarafımızdan yapılan çalışmada üyeye Üst Kampaniyen - Maestrihtiyen yaşındaki Hekimhan formasyonu içinde bulunmasından dolayı Üst Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen yaşı uygun görölmüştür.

DUMLU ÇAKILTAŞI ÜYESİ (Khd)

Tanım ve Ad

Başlıca kaba taneli çakıltaşından oluşan çökeller yanal yönde devamlılık sunmayan ve belirgin bir taban aşındırması

gösteren, mercek geometrili kanal birikimleridir. Üye aşamasında sınıflandırılan birim tipik olarak Dumlu Köyü çevresinde yüzeylendiği için aynı adla anılmıştır.

Tip Kesit Yeri

Üye tip kesitini Dumlu Köyü ile Ortabağ Mevkii arasında verir.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Çakıltaşları, Hekimhan formasyonunun farklı düzeylerinde farklı kalınlıklarda yer alırlar. Üyenin geniş yüzeylemeler verdiği alanlar ayrılarak haritalanmıştır.

Kanal çakıltaşları istifin muhtelif düzeylerinde yer yer bulunmasına karşın tipik olarak İmamınkaya Tepe'nin 500 m doğusunda ve Karamahmut Köyü güneyindeki Efintikaya Tepe'de yüzeyletir. İmamınkaya Tepe'nin doğusundaki polijenik çakıltaşları pelajik marn - killi kireçtaşı gibi yumuşak birimler arasında daha dayanımlı yapısı ile yaptığı dişler ile uzaktan kolaylıkla tanınabilmektedir. Yer yer belirgin düzlemsel veya tekne biçimli çapraz katmanlıdır (Foto 28, 29). Katman kalınlıkları 10 - 60 cm, çapraz takım kalınlıkları ise 1 - 3 m arasında değişir. Katmanlar kuzeybatı - güneydoğu yönünde kamalanarak tedrici olarak pelajik ince taneli kırıntılılara geçer. Orta - iri çakıl boyutlu gereçler Hocalıkova ofiyoliti ve Tohma kireçtaşı üyesinden derlenmiş, iyi yuvarlaklaşmış ve küreselleşmişlerdir. Derecelenme belirsizdir ve çakıltaşları arasında kumtaşı ince katman ve laminaları gözlenir. Kalınlıkları yanıl yönde azalan katman kenarlarına doğru

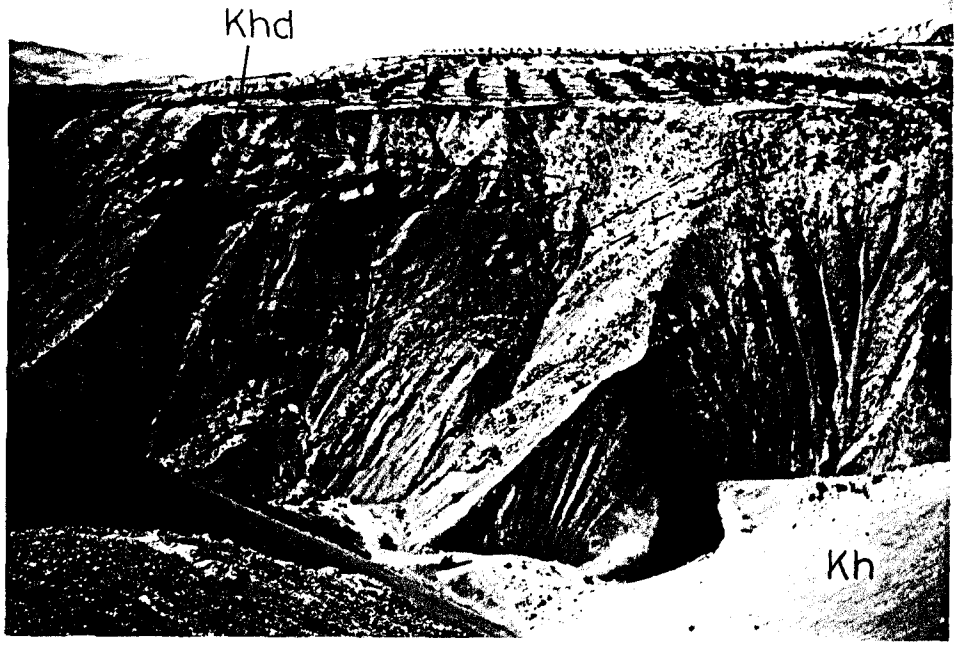


FOTO 28 : Hekimhan formasyonu (Kh) içinde merceksi konumlu çapraz katmanlı Dumlu çakıltası üyesinden (Khd) bir görünüm.



FOTO 29: Dumlu çakıltası üyesinde gelişen büyük ölçekli tekne biçimli çapraz katmanların yakından görünümü.

gidildiğinde tane destekli iri çakıllardan dereceli olarak tane boyunun küçüldüğü ve çamurlu matriks içerisinde dağılmış ufak çakıllara dönüştüğü saptanmıştır.

Efintikaya Tepe'de yüzeylenen kanal çakıltaşları ise uzaktan dayanım farkları nedeniyle topoğrafyada çıkıntılar yapan bir kireçtaşı görünümündedir. Ancak yakından incelendiğinde hemen hemen tümüyle kireçtaşı çakıllarından oluşan bir monojenik çakıltaşı olduğu görülür. Belirsiz orta - kalın katmanlı ve yanlara doğru incelen merceksi geometrilidir. Boyutları 1 - 10 cm arasında değişen çakıllar tane destekli ve karbonat çimentoludur. Birimin alt dokanağı keskin aşındırmalı üstte ve yanlara doğru ise killi kireçtaşı ve marnlarla dereceli geçişlidir.

Dokanak ilişkileri

Üye Hekimhan formasyonu içinde ara katkı şeklindedir. Alt dokanağı belirgin aşındırmalı üst dokanağı ise tedrici geçişlidir.

Kalınlık ve Yayılım

Üyenin kalınlığı oldukça değişkendir, maksimum kalınlık 50 m dolayındadır. Başlıca yüzeyleme sundukları alanlar; Dumlu Köyü, Gavuruntahta ve Kızıl Sırt ile Efintikaya çevreleridir.

Formasyonun Dokanak ilişkileri

Formasyon tabanda Karadere formasyonu ile uyumlu ve tedrici geçişlidir. Karadere formasyonunun izlenemediği kesimlerde Hocalıkova ofiyoliti üzerinde transgresif aşmalı bulunur. Tabanda kimi yerde kaba kırıntılılarla, kimi yerdede biyohermal nitelikli

Tohma kireçtaşı üyesi ile başlar.

Yanal yönde Hasacelebi volkanitleri ile arakatkılı ve tedrici geçişlidir (Foto 30). Pekçok kesimde ise diyabaz ve trakit gibi yarıderinlik kayaları ile kesilerek uyumsuz dokanaklar geliştirirler (Foto 31). Tavanda ise Hüyük kireçtaşı ve Akpınar formasyonu ile tedrici geçişlidir.

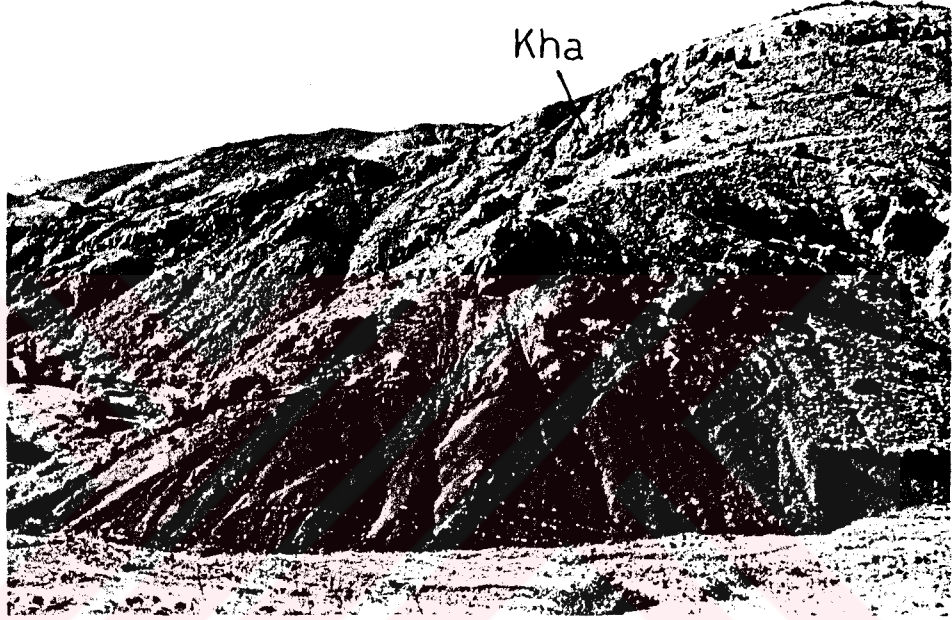


FOTO 30: İrikaya sırtı kuzeyinde birbiri ile geçişli olan Hekimhan formasyonu (Kh) ve Hasacelebi volkanitleri (Kha)

Kalınlık ve Yayılım

Formasyonun kalınlığı oldukça değişken olduğu için temsilci bir kalınlık verilememektedir. Lorikaya Tepe ile Sağır Tepe arasında 585 m, İmamınkaya - Ellezinkırı Tepe arasında ise 317 kalınlık ölçülmüştür.

Formasyon yaygınca Ciritbelen - Otmangölü Fayı'nın güneyinde

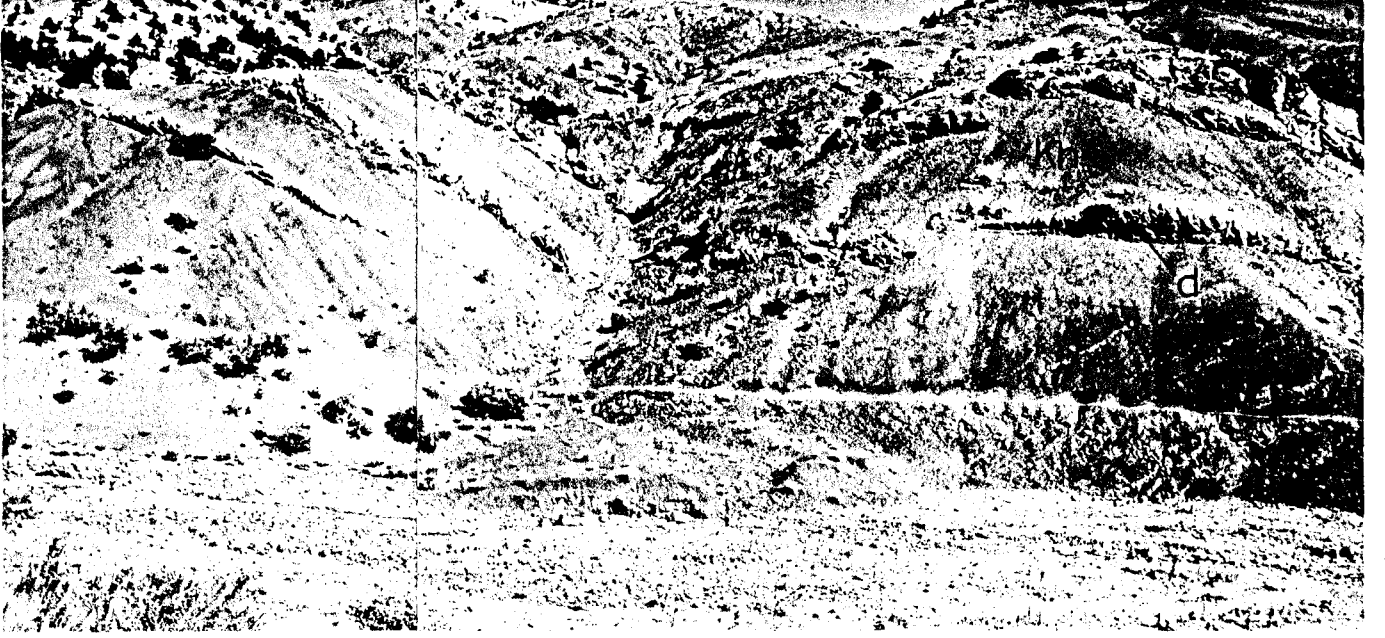


FOTO 31: Buzlu Dere vadisinde Hekimhan formasyonunu (Kh) doğu - batı kesen diyabaz (d) daykları. Formasyona ait katmanlar vadiye doğru eğimli, dayklar ise yaklaşık düşeydir.

kalan alanlarda yüzeylenir. İnceleme alanında yaklaşık 1/7 lik bir alan kaplar. Başlıca yüzeylendiği alanlar; Hekimhan ilçesi, Karamahmut, Hacılar, Ardahan, Dumlu Köyleri, Hacıköse, Kandil Mahalleleri ve yakın dolaylarıdır. Genellikle dayanımsız litolojilerden oluşan istifin yüzlek verdiği alanlar sık deşilmiş topoğrafya ve düşük engebe ile belirgindir.

Fosil Kapsamı ve Yaş

Formasyon pelajik ve bentik foraminifer, rudist vb. pelesipodlar açısından zengin kaya birimlerini kapsar. Tohma kireçtaşı üyesinin içerdiği fosiller ve yaşı hakkındaki ayrıntılı bilgi üyeyi tanıtırken verilecektir. Formasyonun farklı düzeylerinden derlenen marn ve şeyl örneklerinden,

Eiffelithus turriseifeli (Deflandre)
Lucianorhabdus cyeuxii Deflandre
Uniplanarius gothicum (Deflandre)
Micula staurophora (Gardet)
Tetralithus obscurus (Deflandre)
Watznauria barnesae (Black)
Broinsonia enormis (Shumenko)
Microrhabdulus decoratus Deflandre
Cretarhabdus crenulatus (Bramlette Martini)
Rhabdosphaera sp.

nannoplanktonları saptanmıştır. Sağır Tepe batısından derlenen bir marn örneğinden,

Hystriochodium pulchrum
Spiniferites ramosus
Cyclonephelium distinctum
Dinogymnium sp.
Normapollis sp.
Tricolpopollenites spp.

Ellezinkırı Tepe batısından derlenen marn örneğinden

Spiniferites ramosus
Dinogymnium heterocostatum
Dinogymnium acuminatum
Normapollis sp.

palinomorfları saptanmıştır. Yukarıdaki fosil topluluğu Üst Kampaniyen - Maestrihtiyen yaşını vermektedir.

Hekimhan'ın 4.5 km güneydoğusundaki Çöreklik mevki kuzeybatısındaki killi biyomikrit'ten derlenen örnekte

Globotruncana bulloides **Vogler**
Globotruncana falsostuarti **Sigal**
Globotruncana lapparenti **Brotzen**
Rugoglobigerina sp.
Radiolaria sp.
Sünger sipükülleri

Sağır Tepe batısından derlenen bir örnekte,

Gansserina ganseri (**Bolli**)
Globigerina sp.
Rugoglobigerina sp.

Ellezinkırı Tepe'nin batı yamacından istifin üst düzeyinden derlenen örnekte,

Globotruncana linneiana (D'Orbigny)
Gansserina ganseri (**Bolli**)
Globotruncana sp.
Rugoglobigerina sp.

fosilleri saptanarak birime Üst Kampaniyen - Üst Maestrihtiyen yaşı verilmiştir.

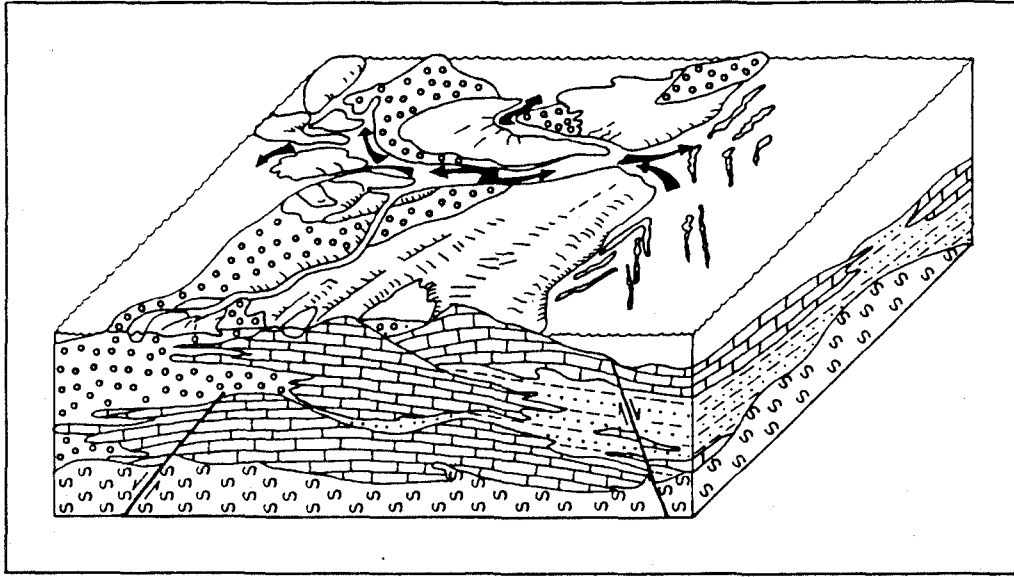
Hekimhan Formasyonunun Çökelme Ortamı

Hocalıkova ofiyoliti'nin bölgeye yerleşimini izleyen dönemde yükselme aşınma ve alçalma gelişmiştir. Hekimhan formasyonu bu

allokton kamburun üzerinde, tektonik ortamın sıkışmalı rejimden gerilmeli bir rejime dönüşmesi sonucu faylarla denetlenen bir havzada çökelmiştir. Açılan havzada, tabandaki karasal kırıntılılarla geçişli, sığ denizel kumtaşları çökelmiştir. Kırıntı gelişiminin zayıf olduğu kıyı kesimlerinde ve yersel yükseltiler üzerinde merceksi kireçtaşları gelişmiştir (Şekil 15). Kireçtaşları içinde sık sık koloniler halinde bulunan rudist vb. canlı kavkılarının kalın çeperli olmaları ve sparikalsit çimento ile tutturulmaları ortam enerjisinin yüksek olduğunu yansıtır. Yine, kireçtaşları içerisinde rudistlerin egemen olduğu biyoklast ve intraklastların bulunması formasyon içi aşınma, taşınma ve depolanmanın gerçekleştiğini yansıtır. Havzanın zaman içerisinde daha da gerilip genişlemesi ile biyohermal yığınakların çoğu dalga yada akıntılar etkisiyle daha derin kesimlere taşınarak havzadaki diğer kırıntılılara eşlik etmişlerdir (Şekil 16). Böylece çökeltme sırasında bu yığınakların üst yüzeyleri birer formasyon içi aşınma yüzeyleri gibi davranmışlardır. Ayrıca bu yığınaklar formasyonun tabanına düzensiz bir taban geometrisi kazandırmıştır.

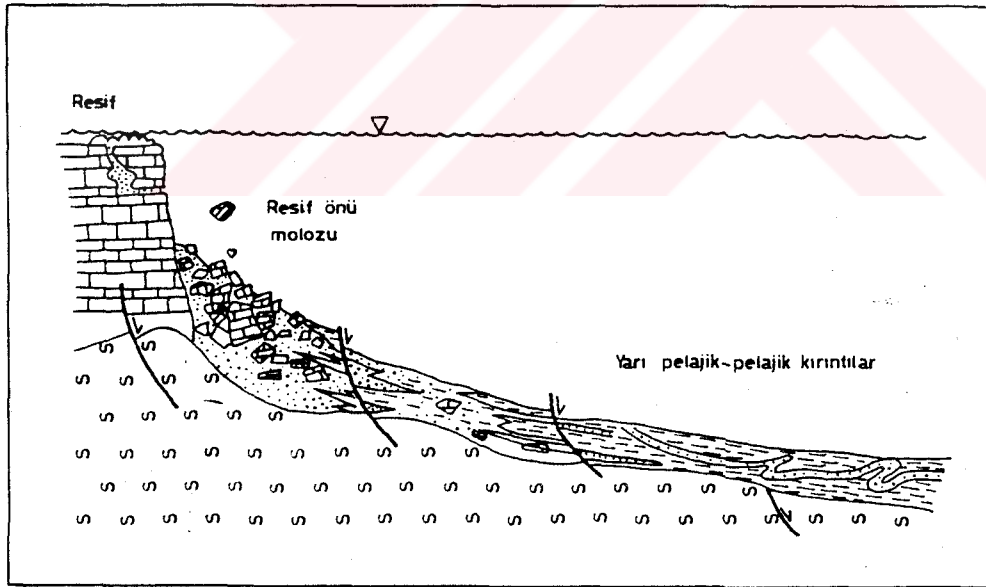
Formasyonun ara düzeylerinde örneğin, Dumlu Köyü batısında olduğu gibi biyohermal kireçtaşlarının bulunması havzanın zaman zaman dolarak bazı kesimlerinin sığlaştığının veya çökelmeyi denetleyen faylarla kimi yerlerin yükselerek rudist kolonileşmesi ve karbonat çökeltimi için uygun batimetrik ve ekolojik koşulların yaratıldığının kanıtıdır.

Havzanın giderek derinleşmesi ile sığ denizel kırıntılılar ve kireçtaşları yerlerini pelajik - yarı pelajik kumtaşı - marn - şeyl - killi kireçtaşı ardalanmasına bırakmışlardır. Açılan



- | | | |
|--|------------------------|------------------------|
| | Kumtaşı-
seyl-mar n | Hekimhan
Formasyonu |
| | Tohma kct.
üyesi | |
| | Karadere
Formasyonu | |
| | Hecalikova
ofioliti | |

ŞEKİL 15 : Tohma kireçtaşı üyesinin oluşum ortamında Karadere ve Hekimhan formasyonu ile ilişkisini gösterir taslak blokdiyagram.



- | | | |
|--|------------------------|------------------------|
| | Tohma kct.
üyesi | Hekimhan
Formasyonu |
| | Kumtaşı-
seyl-mar n | |
| | Hecalikova
ofioliti | |

ŞEKİL 16 : Tohma kireçtaşı üyesinin, havzanın daha derinlerinde çökelmekte olan birimlere malzeme sağladığını gösterir şematik kesit.

havzada tektonizma ve sedimantasyon işlemlerine volkanizmada eşlik etmiştir. Lav, aglomera ve tüflerden oluşan volkanik etkinlik gereçleri sedimantasyona katılarak havzayı doldurmayı sürdürmüşlerdir.

Hekimhan formasyonunun kırıntıları kısmen laminar akıntılarla taşınmışlardır. Ancak tektonik ve volkanik aktivitenin yoğunlaştığı aralıklarda kütle, moloz, türbidit ve tane akmaları gelişebilmişlerdir. Formasyon içinde yer yer gözlenen kayma oturma yapıları, intraklastlı, ekstraklastlı kanal ve olistostromal çakıltaşları tektonik ve volkanik rejimdeki ani değişimleri ve duraysız bir sevi yansıtırlar.

istifte üste doğru marn ve şeyl gibi litolojilerin giderek yoğunlaşmaları, havzaya kırıntı gelmesini sağlayan aktivitelerdeki yavaşlamayı ve havzanın duraylılık kazandığını gösterir.

Deneştirme

Stchepinsky (1944), İsmetpaşa Bucağı ve Bilan Çayı vadisinde (Malatya) yüzeylene kireçtaşlarında,

Lapeirousia jovanneti Des Moulins

Hippurites loftusi Woodward

Alectryonia diluviana Linne

fosillerini saptıyarak Kretase yaşını vermiştir. Yazar ayrıca Tohma kireçtaşı üyesi eşdeğeri rudistli kireçtaşlarının Kahta (Adıyaman) ve Akçadağ (Malatya) çevrelerinde bulunduğunu belirtmiştir.

Ayan ve Bulut (1964), Hekimhan'ın güneyindeki Kurşunlu-Yazıhan - Balaban ve Levent Bucakları arasında kalan alanda tabandaki serpantinitletler üzerinde çakıltaşı ile başlayıp kumtaşı-şeyl ardalanmalı devam eden ve bunların arasında resif kireçtaşılarından oluşan Üst Kretase yaşlı bir filiş tanıtmışlardır. Resifal kireçtaşılarının bol miktarda Rudist vb. makro fosilleri içerdiği ve şeyller arasında merceler halinde bulunduğu, şeyllerin tavana doğru tekrar çakıltaşlarına geçtiğini ancak bu çakıltaşlarının gereçlerinin daha ziyade resifal kireçtaşılarından derlendiğini belirtmişlerdir. Yazarların tanıttığı filiş Hekimhan formasyonu ile birebir deneştirilebilir.

Akkuş (1971), Darende - Balaban yöresinde, tabandaki Ü. Jura - A. Kretase yaşlı Geniz kalkerleri ve ofiyolit üzerinde transgresif duran Ulupınar formasyonunu tanıtmıştır. Formasyon tabanda çakıltaşı ile başlar ve üste doğru kumtaşı - marn ardalanmalı devam eder. Yazarın Tohma resifleri adını verdiği rudistli kireçtaşılarının güney alanlarda alacalı renkli kaba klastiklerin tabanında, kuzey alanlarda ise çakıltaşı - kumtaşı - marn ardalanmasından oluşan klastiklerin içinde bulunduğunu belirtmiştir. Ulupınar formasyonu inceleme alanında tanımlanan Hekimhan formasyonu ile deneştirilebilir.

Kurtman ve Akkuş (1972)'e göre Malatya - Gürün havzasında Tohma kireçtaşı üyesi eşdeğeri rudistli kireçtaşıları alacalı renkli, konglomera - kumtaşı - şeyl ardalanmalı Maestrihtiyen yaşlı istifin içinde bulunur.

Karacabey (1975), Darende'nin 35 km kuzeyindeki Eskihamal

yakınında bulunan fosil yatağından derlenen Radiolitidae ve Hippuritidae familyalarına ait türleri saptayarak birime Alt Maestrihtiye yaşını vermiştir. Söz konusu fosilli yatak Tohma kireçtaşı üyesi ile denestirilebilir.

Yazgan (1983), İspendere ve çevresinde yüzeylenen ofiyolitik kompleksin, andezitik volkanoklastiklerle temsil edilen bir filişle örtüldüğünü belirtmiştir. Yazarın Üst Kampaniyen - Maestrihtiye yaşını verdiği formasyon inceleme alanında tanımlanan Hekimhan formasyonu ile denestirilebilir.

Bingöl (1984), Elazığ çevresinde, tabanda Yüksekova kompleksi ve Keban metamorfizitlerinden derlenen gereçlerden oluşan çakıltası ile başlayan, yerel olarak Hippurites ve Foraminifer içeren Harami formasyonu Üst Maestrihtiye yaşlıdır. Formasyonun hippuritesli düzeyleri Tohma kireçtaşı üyesi ile denestirilebilir.

Yazgan (1984), Doğu Toroslar'ın Malatya - Elazığ bölümünde, Baskil mağmatik kayalarının İspendere - Kömürhan ofiyolitlerinde olduğu gibi Üst Kampaniyen Maestrihtiye yaşlı andezitik volkanoklastik bir filişle örtüldüğünü saptamıştır. Bu istif daha sonra gelişen bir tektonik fazla Hippurites içeren kumlu - konglomeratik kireçtaşları ve kalkarenit - kumlu, marnlı kireçtaşı ardalanmasından oluşan Üst Maestrihtiye yaşlı transgresif bir birlikle diskordan olarak örtülür. Bu transgresif istif inceleme alanındaki Hekimhan formasyonu ile denestirilebilir.

Sungurlu vd. (1985), Elazığ - Hazar - Palu yörelerinde Guleman grubu üzerine açısız diskordansla gelen karbonat çimentolu kumtaşı - şeyl - marn ardalanmasından oluşan ve Hippurites

yığılımlarının izlendiği Maestrihtiyen - Üst Paleosen yaşı Hazar formasyonunu tanıtmışlardır. Aynı yörede allokton sürüklenim kütleleri üzerine çökelen iç basen çökellerinin ilki olarak değerlendirdikleri Harami formasyonunu altta klastikler, üstte karbonatlar olmak üzere iki litolojiye ayırmışlardır. Karbonatların içinde Rudist'li düzeylerin izlendiği formasyona Üst Maestrihtiyen yaşını vermişlerdir. Harami formasyonu hem çökeltme ortamı hemde litolojik topluluğu açısından Hekimhan formasyonu ile denestirilebilir.

İzdar ve Ünlü (1985), Hekimhan - Hasaңcelebi - Kuluncak yöresinde Üst Kretase yaşı kumlu, marnlı ve killi karmaşık birimin bölgenin en karakteristik litolojisi olduğunu kumtaşlı ve killi, bazen doğrudan doğruya konglomeratik serinin, bazende serpantinit horstlarının üzerine transgresif yerleştiğini gözlemişlerdir. Yazarların karmaşık olarak nitelendirdikleri Hekimhan formasyonu yanal ve düşey yöndeki sık fasiyes değişimleri dışında oldukça düzenli bir birimdir.

Tarhan (1986), Afşin - Elbistan - Göksun yörelerinde yüzeylenen taban konglomerası ile başlayan detritik gereçli Erçene formasyonuna Kampaniyen - Maestrihtiyen yaşını vermiştir. Formasyonu filiş ve volkanik fasiyeslerle temsil edilmiş iki üyeye ayıran yazar, formasyonun Paleosen - Eosen yaşı birimlere tedrici geçtiğini belirtmiştir.

HASANÇELEBİ VOLKANİTLERİ

Tanım ve Ad

inceleme alanında geniş yüzeylemeler sunan volkanitler başlıca spilit, trakiandezit, şoşonit, benmoreit, tefrifonolit, trakit, alkali trakit, alkali riyolit ve bunları kesen diyabaz dayklarından ibarettir. Volkanitler genellikle lav, tuf ve lapilli nadirende aglomeralarla temsil edilirler. Hasaealebi kasabası ve çevresinde yaygınca yüzeyledikleri için aynı adla anılmışlardır.

Tip Kesit Yeri

Hansivrisi Tepe ile Yolaşan Tepe arası volkanitlerin tip kesit yeridir.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Volkanitlerin renkleri kayacın doku ve bileşimine bağlı olarak çeşitlilik gösterir. Ancak yeşil, kahverengi ve gri renkler birime egemen renklerdir. Yastık yapısı, paralel - çapraz katmanlanma ve laminasyon sık gelişmiştir. Birbirleriyle düzensiz ardalanmış lav ve piroklastitler yer yer diyabaz türünde hipabisal dayk ve sillerle kesilmişlerdir.

Farklı türdeki volkanitler, trakit dışında birbirinden ayırtedilemiyerek tek bir kaya stratigrafi birimi olarak haritalanmıştır. Trakit türü volkanitler ise evre litolojilerden ayrılarak ayrı haritalanmış ve Sivritepe trakiti adıyla tanıtılmıştır. Bu bölümde sırasıyla önce lavlar sonra piroklastitler tanıtılacaktır.

Spilit, Hasacelebi volkanitleri içerisinde yer yer tanınabilmiştir. Tipik olarak Bahedamı Köyü ile atalkoyak Tepe arasında ve Dereköy çevresinde yüzeylenir. Genellikle bir yönde uzamış belirsiz yastık yapısı sunarlar.

atalkoyak Tepenin güneydoğusundan derlenen spilit rneği yeşil renkli, ince taneli ve dış çeperi birkaç 1 mm ye varan kalınlıkta camsı bir zarfla çevrilidir. Kayanın birincil dokusu belirsiz (olasılıkla intersertal), matriks tümüyle kloritleşmiş ve amigdoloidallidir. İri fenokristallerden plajioklas ileri derecede alteredir. Kayanın her kesiminde azçok yuvarlak kalsit ve bazı kesimlerde zoisit benzeri mineraller gelişmiştir. Mafik minerallerin yakınlarında klorit ve zoisitten oluşmuş kristal agrega yığışımları yer almıştır. Kalsit dolgulu boşluklarda yer yer ince, uzun, keskin kenarlı opak mineraller gelişmiştir (Foto 32).

Taştepe'nin kuzeyindeki Yonuz Dere'den derlenen bir örnek flüviyal dokulu, hamuru bütünüyle kloritleşmiş spilit olarak tanımlanmıştır. Kayada, albit - oligoklastan oluşan plajioklas, kısmen kalsitleşmiş mafik mineral ve manyetit gözlenmiştir.

Trakiandezit, Hasacelebi volkanitlerinin büyük çoğunluğunu trakiandezit bileşimli lav ve piroklastitler oluştururlar. Renkleri yeşil - mavi arasında değişir. Belirsiz orta - kalın katman örnekleri sergilerler. İstifte genellikle st düzeylerde yer alırlar.

Hacılar Köyü kuzeybatısındaki Oyukkale Tepeden derlenen örneğin, hyalopilitik dokulu ve hamurun kısmen kristalize - camsı



FOTO 32: Çatalkoyak Tepe'nin güneydoğusundan derlenen bir spilite örneğinde plajioklas (p), kalsit (kl) ve ışınal tremolit (t) kristalleri. Çift nikol, büyütme X 55

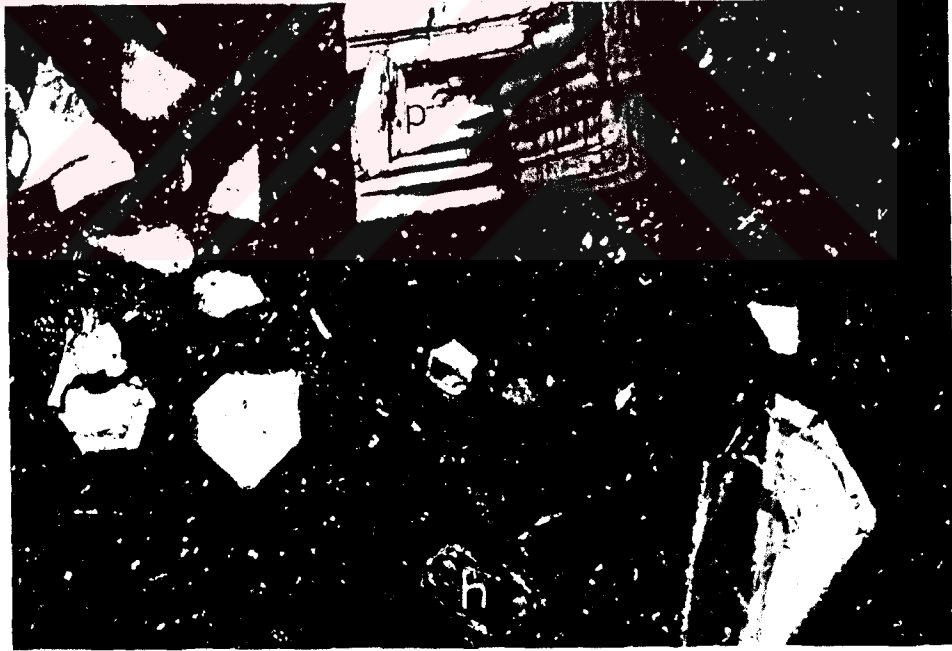


FOTO 33a: Kurttaş Tepe'den derlenen trakiandezit örneğinde camlı matriks içinde polisentetik ikizli plajioklas (p) ve merkezi kısmı opaklaşmış hornblend (h) kristali. Çift nikol, büyütme X 22

olduğu gözlenmiştir. Kayada % 15 K feldspat, % 40 kısmen zonlu plajiolklas, % 30 ağsal gelişmiş opak mineral ve % 3 biyotit yer alır.

Çatalkoyak Tepe'nin güneydoğusundan derlenen bir örnek, intersertal dokulu, % 40 kısmen sosürütleşmiş (kalsit, epidot vb. dönüşümlü) plajiolklas mikrolit ve fenokristalleri ve % 5 amfibol içerir.

Hacılar Köyü'nün kuzeydoğusundan derlenen trakiandezit örneğinde, % 30 alkali feldspat, % 15 opak mineral gözlenmiştir. Doku plotaksitik, matriks ise plajiolklas mikrolitlerinden oluşmuştur.

Kurttaş Tepe'den derlenen Trakiandezit örneğinde camsı matriks içinde, % 30 polisentetik ikizli plajiolklas ve % 10 hornblend kristali gözlenmiştir (Foto 33a).

Sivritepe kuzeybatısından derlenen plotaksitik dokulu trakiandezit örneğinde, plajiolklas ve piroksen mikrolitlerinden oluşan yarı camsal matriks içinde % 50 iri polisentetik ikizli plajiolklas fenokristalleri gözlenmiştir (Foto33b).

Tefrifonolit, volkanit içinde gözlenen diğer bir kaya türüdür. Hacılar Köyü kuzeydoğusundaki Arpagediği Tepe'den derlenen örnek tefrifonolit bileşimindedir. Kayada, % 30 zonlu plajiolklas, % 10 amfibol, % 5 biyotit, % 40 camsı hamur maddesi, ve hornblendlerin yerini almış bol miktarda opak mineral gözlenmiştir (Foto 34).

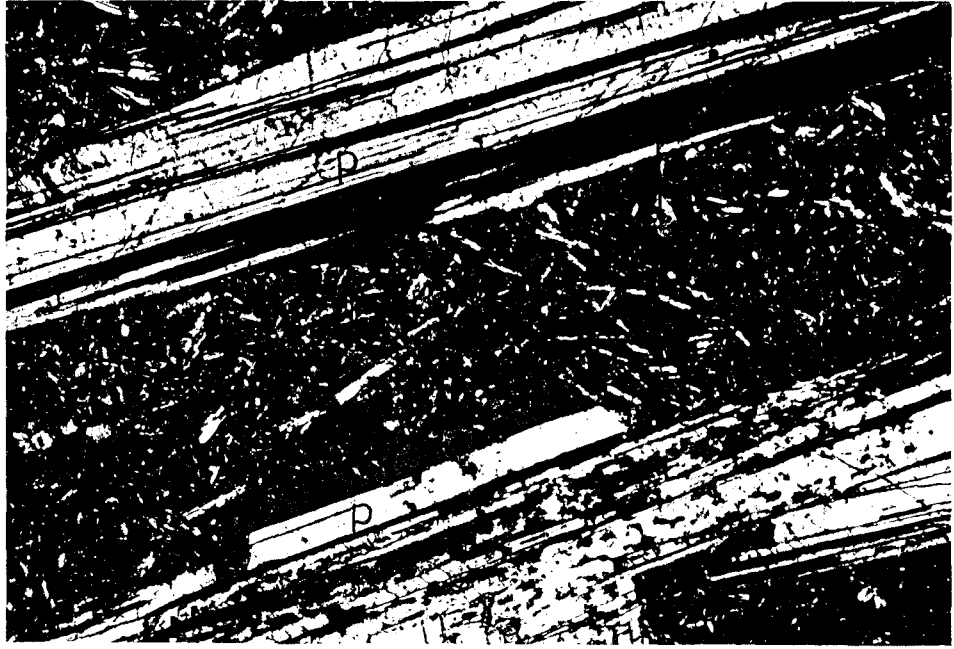


FOTO 33b: Sivritepe kuzeybatısından derlenen plotaksitik dokulu trakiandezit örneğinde, polisentetik plajoklas (p) ve epidot (e) kristalleri.

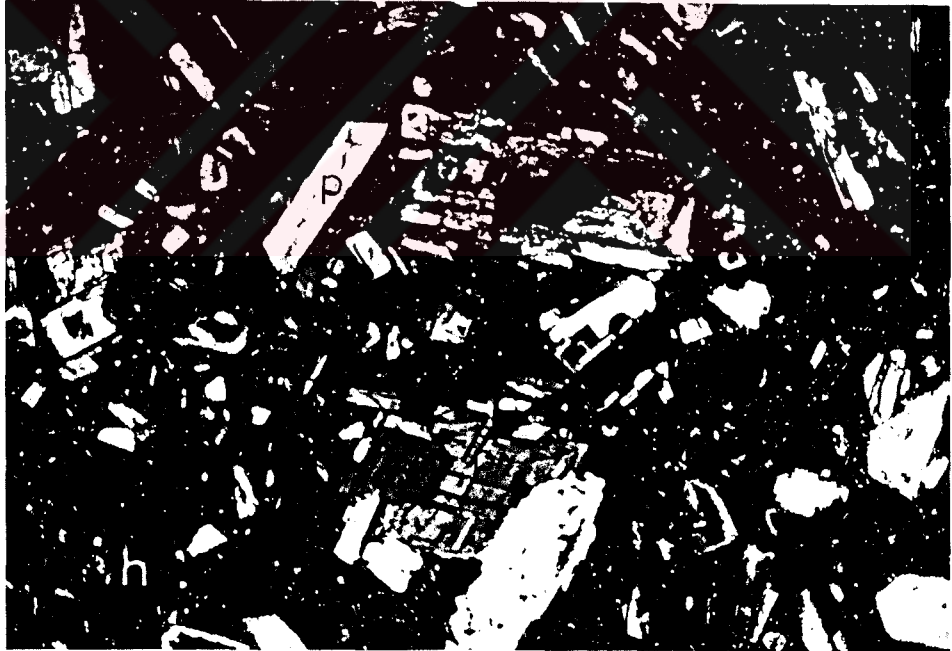


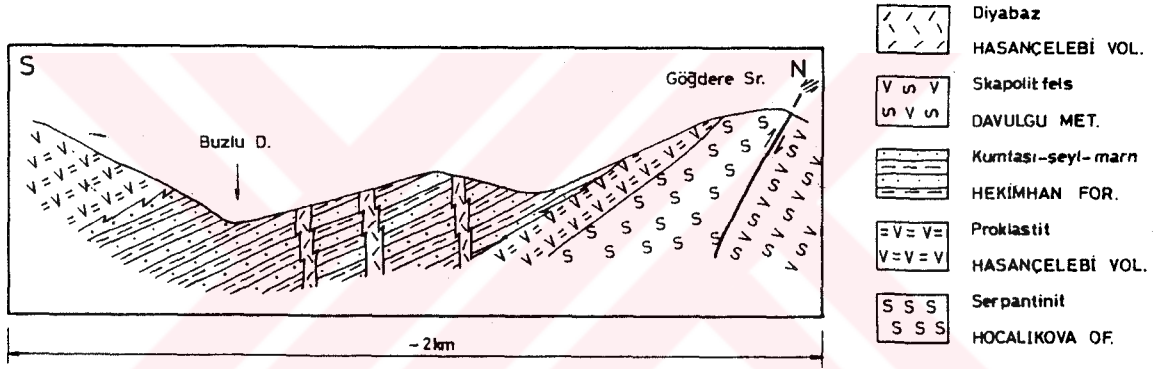
FOTO 34 : Hacılar Mahallesi kuzeydoğusundan derlenen hyalopilitik dokulu tefrifonolit örneğinde, yarı camsı hamur içinde plajoklas (p) ve hornblend (h) fenokristalleri.

Piroklastitler, Aglomera, volkanik breş, lapilli, tuf ve tüffit ile temsil edilirler. Volkanitler içerisinde hemen her düzeyde yer alırlar. Katmanlanma yer yer belirgin olup ince - kalın arasında değişir. Dayk ve sillerin katılmalarıyla bu belirli ve düzenli katmanlanma sık sık bozulmaktadır. Piroklastitlerde derecelenme seyrek gözlenir. İri ve ince taneli gercin ardalandığı düzeylerde iri taneli gercen oluşun katmanların tabanları yer yer aşındırılmalıdır. Kırık ve çatlaklarda hidrotermal alterasyonla gelişmiş kloritleşme, kaolinleşme olağandır.

Aglomera, breş ve lapilli istifte alt düzeylerde sıkça izlenirler. En tipik yüzeylenmelerini COF boyunca doğu - batı uzanan ofiyolit üzerinde verirler. İstifte tuf ve tüffitlerle ardalandığı ve arakatkılı olduğu kesimlerde dayanım farkları nedeniyle topoğrafyada çıkıntılar yaparlar. Bu özellik Konukdere Mahallesi güneyindeki Göktepe Sirtında izlenebilir. Kırmızı - yeşil alacalı renkli, kalın katmanlı, 1 - 10 cm ye kadar değişen çapta andezit - bazalt - diyabaz kökenli kırıntılılardan oluşan breş, tüflü bir matriksle bağlanıp, demir oksitli - karbonatlı bir çimento ile tuturulmuşlardır. Tane desteklidirler. Silisleşme, karbonatlaşma ve kloritleşme yaygındır.

Tuf ve tüffit, aglomera ve breşlerle ardalananmalıdır ve istifte üst düzeylerde yaygınlık kazanırlar. Renkleri sarı, yeşil ve grinin tonlarındadır. Birçok kesimde aşırı derecede ayrıştıkları ve birincil minerallerin tanınamaz hale geldikleri gözlenmiştir. Bununla birlikte bazı örneklerde kalıntı plajioklas ve mafik mineral kristalleri tanınabilmektedir. Yaygın olarak litik ve kristal tuf bileşimleri izlenir.

Hasançelebi volkanitlerinin en önemli özelliği diyabaz vb. yarı derinlik kayaları açısından zenginliğidir. Tipik olarak Buzlu Dere vadisinde yüzeylenirler. Hem volkanitleri hemde bunlarla geçişli olan sedimenter birimleri birbirlerine paralel dayk sistemleri ile keserler (Şekil 17). Yaklaşık doğu - batı doğrultulu daykların yanısıra yapıya azçok uyumlu siller de gözlenmiştir.



ŞEKİL 17: Buzlu Dere vadisinden kuzey - güney geçen taslak jeoloji enine kesitinde diyabaz dayklarının konumu.

Sivritepe' den derlenen bir diyabaz örneğinde kayanın plajioklas ve klinopiroksen mikrolitlerinden oluştuduğu, piroksenlerin yer yer epidota dnştuduğu gözlenmiştir. Ayrıca kayada heterojen dağılmış % 10 demirli opak mineral yer alır (Foto 35).

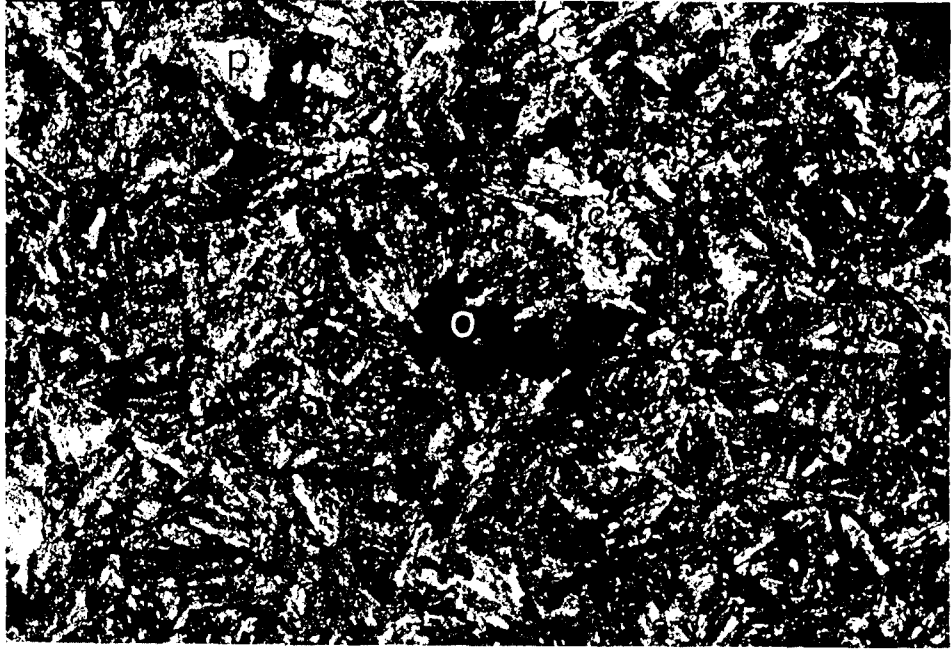


FOTO 35: Sivri Tepe'den derlenen bir diyabaz örneğinde, plajioklas (p), epidot (e) ve opak (o) mineraller.

SİVRİTEPE TRAKİT ÜYESİ (Khas)

Tanım ve Ad

İnceleme alanının özellikle kuzey yarısında sık yüzeyleyen trakit bileşimli lav ve tuf tipik yüzeylemesini Sivritepe de verdiği için aynı adla anılmış ve üye aşamasında sınıflanarak haritalanmış ve tanıtılmıştır.

Tip Kesit Yeri

Üyenin adını aldığı Sivritepe tip kesit yeri olarak seçilmiştir.

Kaya Türü Özellikleri

Trakitler genellikle doğu - batı doğrultulu dar, uzunluğu

birkaç yüz metre olan dayklar, ender olarak da yüzeysel lav ve tüfler şeklinde izlenirler. Topoğrafyada dayanımlı, sivri tepeler oluştururlar. Taze yüzeyleri açık kahve - pembe, ayrışma yüzeyleri koyu kahvedir. El örneklerinde irili ufaklı sanidin ve amfibol kristalleri ile opak mineraller gözle seçilebilmektedir.

Hasançelebi TCDD istasyonu güneydoğusundaki Kuşkaya Tepe'den derlenen trakit örneğinde feldspat ve mafik mineral mikrolitleri içeren trakitik doku içerisinde % 10 karlspad ikizli ve danburitleşmiş K feldspat fenokristalleri gözlenmiştir.

Yine Kuşkaya Tepe'nin kuzeybatısındaki alkali trakit örneğinde % 30 fenokristaller halinde K feldspat, % 15 plajioklas saptanmıştır. Doku; trakitik, hamur ise K feldspattan daha çok olan plajioklas mikrolitleri ve ağsal saçılmış opak mineral inklüzyonlarından oluşur.

Güvenç Köyü yakın kuzeyinde yüzeyleyen alkali trakit örneğinde; trakitik doku içerisinde % 30 karlspad ikizli sanidin, % 20 kloritleşmiş ve kalsitleşmiş plajioklas mikrolit ve fenokristalleri, % 20 opak mineral saptanmıştır.

Karadağ'dan derlenen trakit örneğinde ise % 20 genellikle öhedral, grimsi beyaz renkli, yer yer zonlu, bazıları serizitleşmiş, ikizli plajioklas ve % 10 öhedral kristaller halinde, tek nikolde açık - koyu kahve renkli güçlü pleokroik biyotit gözlenmiştir. Doku trakitik akma dokusu, Hamur; mikro taneler halinde sanidin, bütünüyle kloritleşmiş mafik gereç ve anhedral kuvars tanelerinden oluşmuştur. İkincil mineraller;

klorit, manyetit ve serizittir.

Eğrek Tepe'den alınan trakit örneğinde iri sanidin kristalleri gözle dahi seçilebilmektedir. Kümülofirik - glomeroporfirik dokulu kayada; % 30 zonlu, polisentetik ikizli plajioklas, % 20 fenokristaller halinde, karlıspad ikizli sanidin ve biyotit, kuvars, opak mineral gözlenmiştir (Foto 36).

Aşağı Budaklı Mahallesi güneybatısında Hekimhan formasyonu içerisinde ara katkılı trakitik tuf düzeyleri saptanmıştır. Hemen tümüyle kaolinleşmiş tuf içerisinde yapıya uyumlu manyetit çakıl ve blokları yer alır. Olasılıkla Karadağ'dan türeyen tuf yaklaşık 80 m kalınlığındadır. Dumlu Mahallesi doğusunda da yine aynı türde kaolinleşmiş tuf düzeyi haritalanmıştır.

Trakitlerin önemli ölçüde demir cevheri taşıdıkları ve cevher taşınmasına yardımcı oldukları saptanmıştır. Bu tür trakitler Karakuz Dağı, Karadağ'ın kuzey yamacında, Mağara, Sivri ve Taşlı Tepe'de yüzeyleir. Hematit, manyetit, siderit, limonit, götit gibi demir cevheri yanısıra gang minerali olarak barit, fluorit ve yer yerde sekonder silikat, karbonat ve turmalin içerirler. Altare olmuş trakitler tamamen veya kısmen demir oksitler tarafından ornatılmıştır.

Karakuz Dağı'nda manyetit - hematit oluşumunu sağlayan yaklaşık 2 km uzunluğunda, 100 - 500 m genişliğinde bir trakit zonu yer alır. Trakitin yapısına uygun masif cevherin yanısıra trakitik tüfleri ağsal saran cevher damarları gözlenir (Foto 37).

Cevherleşmeyi sağlayan trakitlerin değişik düzeylerinden



FOTO 36 : Eğrek Tepe'den derlenen trakit örneğinde, yarı camsal matriks içinde karlsbad ikizli iri bir sanidin (s) kristali. Sanidinde tipik olan enine çatlaklar ve içinde gelişen plajyoklas (p) kristali izlenmektedir.



FOTO 37: Karakuz Dağı'nda trakitik tuf içinde ağsal gelişmiş hematit damarlarından bir görünüm.

derlenen örneklerin ince kesitlerinde bütünüyle veya kısmen silisleşme, çok miktarda sekonder kuvars, az oranda ortaklas, sanidin, albit, daha az oranda çatlak dolgusu opak mineral ve kalsit saptanmıştır.

Karakuz Dağı'ndan derlenen bir örneğin ince kesit incelemesinde % 50 kahverengi - sarımsı renklerde, birbirine dik iki yönde dilinimli, yer yer kırıklı, ağsal görünümlü siderit, % 25 fenokritaller halinde, öhedral veya subhedral, bazıları zonlu, oligoklas - andezin bileşimli plajioklas, % 5 - 10 tek nikelde renksiz, dilinimli, içinde kapantı halinde demir oksit içeren, çift nikelde paralel sönmeli skapolit, % 5 karlspat ikizli, kısmen karbonatlaşmış sanidin, % 5 dalgalı sönmeli, anhedral kristaller halinde kuvars, % 5 yamalar halinde, düzensiz, diğer kristallerin arasını dolduran kalsit gözlenmiştir. Doku porfirik, Matriks plajioklas mikrolitleri, skapolit, sekonder kuvars ve opak minerallerden oluşur.

Karakuz Dağı'ndan derlenen bir başka örneğin, makroskopik olarak sarımsı, kahve renkli, sert, bol kırıklı, çok ince taneli ve silisifiye olduğu gözlenmiştir. İncekesit incelemesinde ise; % 25 - 30 genellikle subhedral, iç kesimleri ayrışmaya uğramış, içinde bol miktarda inklüzyon içeren, yer yer karbonatlaşan sanidin, % 10 - 15 albit ikizli plajioklas, % 5 yüksek rölyefli, paralel sönmeli, heksagonal prizmatik kristalli apatit gözlenmiştir. Doku porfirik, matriks tümüyle devitrifikasiye özellikte olup yaygınca demir oksitten oluşmuştur.

Sivri Tepe' deki trakit örneği ise hemen tümüyle

serizitleşip kaolinleşen feldspat, hamuru oluşturan sanidin mikrolitleri, tamamen opaklaşmış mafik mineral ve kuvarstan ibarettir. Dokusu ise, trakitik akma dokusudur. Söz konusu bu yüzeylenmede yaygıca açık pembe renkli barit gözlenmiştir.

Doğu - batı akan Buzlu Dere'nin Ulu Dere'ye bağlandığı vadinin her iki yamacında volkanitleri ve bunlarla ara katkılı çökelleri kesen, doğu - batı doğrultulu ve düşeye yakın konumlu diyabaz daykları yer alır. Kalınlıkları 10 - 40 cm, uzunlukları ise 20 - 100 m arasındadır. Topoğrafyada belirgin çıkıntılar yaptıkları için uzaktan kolaylıkla seçilebilmektedir. Koyu yeşil - mavi renkli, sık - düzensiz çatlaklı, belirgin soğuma kanarlı, ince taneli, ayrışmamış kesimlerde serttir. Yaygınca kaolinleşme, karbonatlaşma, kloritleşme türü alterasyonlar gelişmiştir. Bu yöreden derlenen diyabazların subofitik dokuda oldukları, birincil minerallerinin; plajioloklas, ojit, hornblend, ikincil minerallerinin; klorit, epidot, kalsit ve serizit oldukları gözlenmiştir.

Dokanak ilişkileri

Trakitlerin çevre kayalarla olan dokanakları belirgindir ve daykları Hasaңelebi volkanitlerinin diğer kayalarını keserler veya lav ve piroklastitleri çevre volkanitlerin üzerinde uyumsuz ilişkilidir.

Kalınlık ve Yayılım

Üyenin, Taş Tepe'de olduğu gibi birkaç m kalınlığındaki dayklardan, Karadağ'da ki 75 - 80 m kalınlığındaki lav, tuf ve

lapilli akıntularına kadar kalınlığı oldukça değişkendir. Başlıca yüzeylenme alanları Sivri, Kızıl, Taşlı, Karasivri, Kuşkaya, Mağara Tepeleri, Karadağ ve Karakuz Dağı ve çevreleridir.

Yaş

Aşağıbudaklı Mahallesi güneyinde tarakitik tüflerin Hekimhan formasyonu ile arakatkılı olması ve birçok yerde trakit dayklarının Hasaңcelebi volkanitlerinin diğer kayalarını kesdiğinden dolayı Üst Maestrihtiyen yaşı verilmiştir.

Hasaңcelebi Volkanitlerin Dokanak İlişkileri

Hasaңcelebi volkanitleri tabanda Hocalıkova ofiyoliti üzerinde uyumsuzlukla oturur. Hekimhan formasyonu ve Davulgu metamorfitleriyle yanıl ve düşey tedrici geçişlidir. Yüceşafak siyenitoyidi ile kesilirler. Tavanda ise Akpınar ve Kamatlar formasyonları ile Yamadağ volkanitleri tarafından uyumsuz örtülürler.

Kalınlık ve Yayılım

Volkanitlerin kalınlığını arazide ölçmek mümkün olmamıştır. Ancak hazırlanan enine kesitlerde yaklaşık 1000 m kalınlık hesaplanmıştır.

İnceleme alanında yaklaşık 1/6 oranında yer kaplarlar. Yüzeylendikleri başlıca alanlar, Hasaңcelebi Nahiyesi, Gögebakan Mevkii, Bahçedamı - Dereköy - Deveci - Köyleri, Etyemezler - Kürt Ali - Karakısıık - Bozarmut Mahalleleri yakın çevreleridir.

Yaş

Volkanitlerden doğrudan yaş verisi bulunamamıştır. Hekimhan formasyonu ile geçişli olması ve Akpınar formasyonu ile uyumsuz örtülmeleri nedeniyle Üst Kampaniyen - Maestrihtiyen'de havzaya püskürdükleri düşünülmektedir. Leo vd., (1969)'nin inceleme alanı batısında yer alan Kuluncak'dan derledikleri bir diyabaz örneği K - Ar yöntemiyle, 75 (+ 2) My, bir trakit örneği ise 71.1 (+1.6) - 74.37 (+1) My vermiştir.

Jeokimya

Hasançelebi volkanitlerinin jeokimyasal özelliklerini öğrenip ortamsal yorumlarını yapabilmek amacıyla 9 adet örneğin kimyasal analizleri yapılarak, analiz sonuçları Tablo 1 de değerlendirilmiştir. Analizi yapılan örnekler volkanitlerin farklı düzeylerinden ve en az altere olanlarından derlenmiştir.

Analiz sonuçları, volkanitlerin silis doyumu açısından asit ve ortaç olmak üzere iki farklı tipte olduğunu gösterir (Tablo 1). Kayalarda alkali göçünün varlığını ve niteliğini değerlendirebilmek amacıyla analiz sonuçları Miyashiro (1975)'nin $Na_2O / K_2O - Na_2O + K_2O$ yerleştirilmiş ve örneklerin V - V' çizgisi altında yer aldıkları belirlenmiştir. Miyashiro'ya göre V - V' çizgisi üzerinde yer alan örneklerdeki yüksek Na_2O / K_2O oranları, element göçünü göstermekte ve alterasyon yada metamorfizma ile kazanılmaktadır. Na_2O / K_2O artımı, Na_2O ve K_2O içeriğindeki değişimden kaynaklanır. Bu değişimde Na_2O 'in artışı veya K_2O 'in eksilmesi rol oynar. Na_2O 'in artışı hem Na_2O / K_2O ve hemde $Na_2O + K_2O$ 'de neredeyse eşit oranda artışa neden olur. Eğer bu örneklerin bileşimi Na_2O eklenmesiyle değişmişse noktalar bu

No	Num No.	SiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	Ateste Kayıp	Topl.	Zr	Sr	Y
1	88	45.70	13.38	2.36	1.61	0.51	14.03	3.07	6.52	0.33	0.09	11.39	98.99	187	88	31
2	90	58.49	14.83	2.23	1.53	0.66	0.86	4.52	4.48	0.35	0.02	1.92	99.89	373	42	30
3	91	56.96	18.87	3.65	2.51	0.80	3.50	4.44	5.46	0.86	0.08	2.09	98.22	436	406	47
4	153	52.72	16.86	3.26	2.24	2.47	6.04	5.57	3.63	0.91	0.04	6.06	99.82	233	140	27
5	155	57.80	18.33	3.206	2.19	0.58	2.22	4.85	5.09	0.58	0.17	3.88	98.91	350	155	42
6	161	52.48	16.60	7.19	4.95	1.09	2.82	5.91	1.38	0.61	0.13	5.13	98.29	257	113	25
7	162	53.25	17.77	6.90	4.47	1.55	2.82	6.00	1.57	0.69	0.08	5.07	100.0	245	84	22
8	318	63.89	16.11	2.01	1.38	0.35	0.39	1.78	8.57	0.67	0.11	2.07	97.33	490	38	72
9	320	61.14	15.57	3.91	2.69	0.08	0.34	0.75	12.22	0.41	0.02	1.11	98.24	252	42	64

TABLO 1 : Hasaeelebi volkanitlerine ait örneklere yapılan kimyasal analiz sonuçları.

No	Num No.	SiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	MnO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	Topl.
1	88	52.17	15.27	2.68	1.84	0.58	16.01	3.50	7.44	0.37	0.10	99.96
5	90	69.91	15.14	2.27	1.55	0.67	0.87	4.60	4.56	0.35	0.02	99.94
3	91	58.64	19.42	3.75	2.58	0.82	3.60	4.58	5.61	0.88	0.08	99.96
4	153	56.24	17.98	3.48	2.38	2.62	6.44	5.94	3.87	0.96	0.04	99.95
5	155	60.80	19.28	3.36	2.30	0.61	2.38	5.09	5.34	0.61	0.17	99.94
6	161	56.33	17.82	7.72	5.31	1.17	3.02	6.34	1.47	0.65	0.13	99.96
7	162	56.07	18.70	7.26	4.99	1.21	2.97	6.32	1.65	0.72	0.08	99.97
8	318	67.06	16.91	2.11	1.45	0.36	0.40	1.86	9.00	0.70	0.11	99.96
9	320	62.95	16.03	4.02	2.77	0.08	0.35	0.76	12.58	0.42	0.02	99.98

TABLO 2 : Analiz sonuçlarının susuz olarak hesaplanan değerleri.

No	Num No.	SiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	Ateste Kayıp	Topl.
1	88	46.17	13.52	2.38	1.63	0.52	14.17	3.10	6.59	0.33	0.09	11.51	% 100
5	90	68.57	14.85	2.23	1.53	0.66	0.86	4.54	4.48	0.35	0.02	1.92	% 100
3	91	57.41	19.02	3.68	2.53	0.81	3.53	4.47	5.50	0.87	0.08	2.11	% 100
4	153	52.83	16.89	3.27	2.24	2.47	6.05	5.58	3.64	0.91	0.04	6.07	% 100
5	155	58.42	18.53	3.23	2.21	0.59	2.29	4.90	5.14	0.59	0.17	3.92	% 100
6	161	53.39	16.89	7.32	5.04	1.11	2.87	6.01	1.40	0.62	0.13	5.22	% 100
7	162	53.23	17.76	6.90	4.74	1.15	2.82	6.00	1.57	0.69	0.08	5.07	% 100
8	318	65.64	16.55	2.07	1.42	0.36	0.40	1.83	8.81	0.69	0.11	2.13	% 100
9	320	62.24	15.85	3.98	2.74	0.08	0.35	0.76	12.44	0.42	0.02	1.13	% 100

TABLO 3 : Bileşenler toplamının % 100'e dönüştürülmüş hali.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	88	90	91	153	155	161	162	318	320
Kuvars	-	21.20	0.43	-	2.85	1.37	1.04	19.14	7.32
Ortoklas	25.15	26.50	32.51	21.49	30.40	8.29	9.27	52.03	73.50
Albit	-	38.28	37.86	32.26	41.47	50.87	50.75	15.47	6.46
Anortit	3.50	4.27	15.15	10.30	11.38	14.23	13.98	1.98	1.71
Nefelin	14.21	-	-	-	-	-	-	-	-
Wollastonit	27.89	-	0.81	-	-	-	-	-	-
Enstatit	1.28	1.64	2.00	5.33	1.46	2.76	2.86	0.89	0.20
Ferrosilit	2.65	2.29	3.38	2.34	3.46	8.49	7.76	1.69	4.39
Forsterit	-	-	-	0.58	-	-	-	-	-
Fayalit	-	-	-	0.28	-	-	-	-	-
Korund	-	0.98	-	-	0.72	0.26	1.07	3.28	0.50
Magnetit	2.35	2.22	3.66	3.25	3.20	7.30	6.87	2.05	0.01
İlmenit	0.63	0.66	1.64	1.73	1.11	1.17	1.31	1.30	0.79

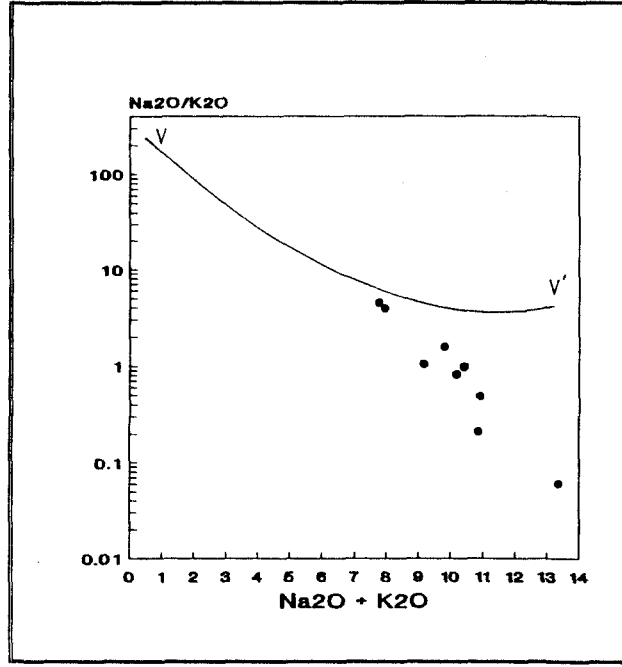
TABLO 4 : Analizi yapılan örneklerin normatif bileşimleri.

diyagramda pozitif bir gidiş gösterirler.

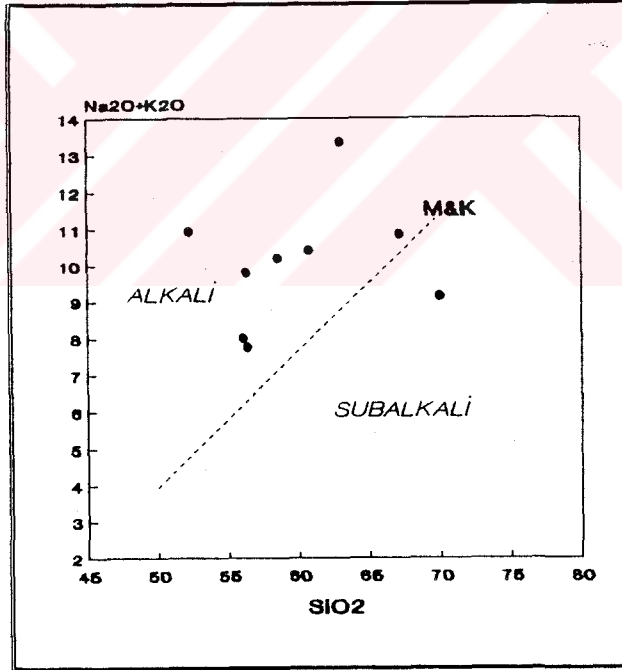
Sistemden K₂O'nun atılması durumunda diyagramda noktalar düşeye yakın bir gidiş gösterirler. Çünkü K₂O'nun kayıp miktarı azda olsa Na₂O / K₂O oranında gözle görülür bir artış geliştirecek ancak buna karşın Na₂O + K₂O'deki azalma buna oranla çok önemsiz kalacaktır. Bu değerlendirmeler ışığında şekil 18 incelendiğinde volkanik kayaların Na₂O / K₂O eksenine az çok paralel dizildikleri görülür. Bu ise kayalardaki alkali göçünün K₂O atılması yoluyla gerçekleştiğini gösterir.

Volkanik kayalar Mac Donald ve Katsura (1964)'nin önerdiği % Na₂O + K₂O - % SiO₂ diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 19). çizelgeden de görüleceği üzere örnekler alkali alana düşmektedir.

Hasançelebi volkanitleri Toplam alkali silika (TAS) diyagramında sınıflandırılmıştır. Kimyasal analizi yapılan örnekler Uluslararası Jeoloji Bilimleri Birliği petroloji sistematiği komisyonunun önerdiği TAS diyagramına (Zanettin, 1984) iz düşürüldüğünde (Şekil 20) 1 analiz nolu örnek tefrifonolit, 2 nolu örnek dasit, 3 - 4 - 6 - 7 nolu örnekler trakiandezit, 5 - 8 - 9 nolu örneklerin trakit alanına düştükleri görülmektedir. Bu örneklerden trakiandezit alanına düşen örnekler için komisyonun önerdiği askök adlarını belirlemek amacıyla 3 - 4 - 6 - 7 nolu örnekler şekil 21' e izdüşürülerek ayrıntılı sınıflamaya gidilmiştir. Daha sonra 3 - 4 nolu örnekler Na₂O - 1.5 > K₂O olduğundan sodyumlu bir tip olan benmoreit, 6 - 7 nolu örnekler ise Na₂O - 1.5 < K₂O olduğundan potasik bir tür olan şosonit olarak adlanmıştır.



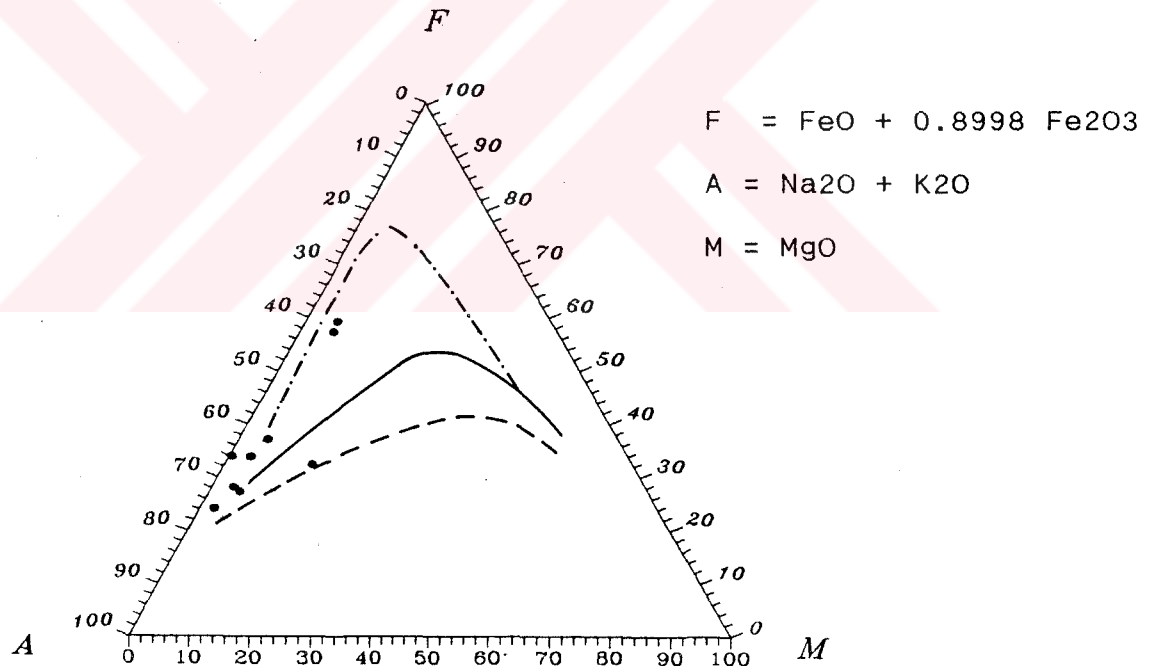
ŞEKİL 18 : Hasacelebi volkanitlerinin Na2O / K2O 'a karşı Na2O + K2O diyagramındaki (Miyashiro, 1975) izdüşümleri. V - V' çizgisi alkali göçünün üst sınırını gösterir.



ŞEKİL 19 : Hasacelebi volkanitlerinin soy özelliklerinin belirlendiği Mac Donald ve Katsura (1964) diyagramında dağılımları.

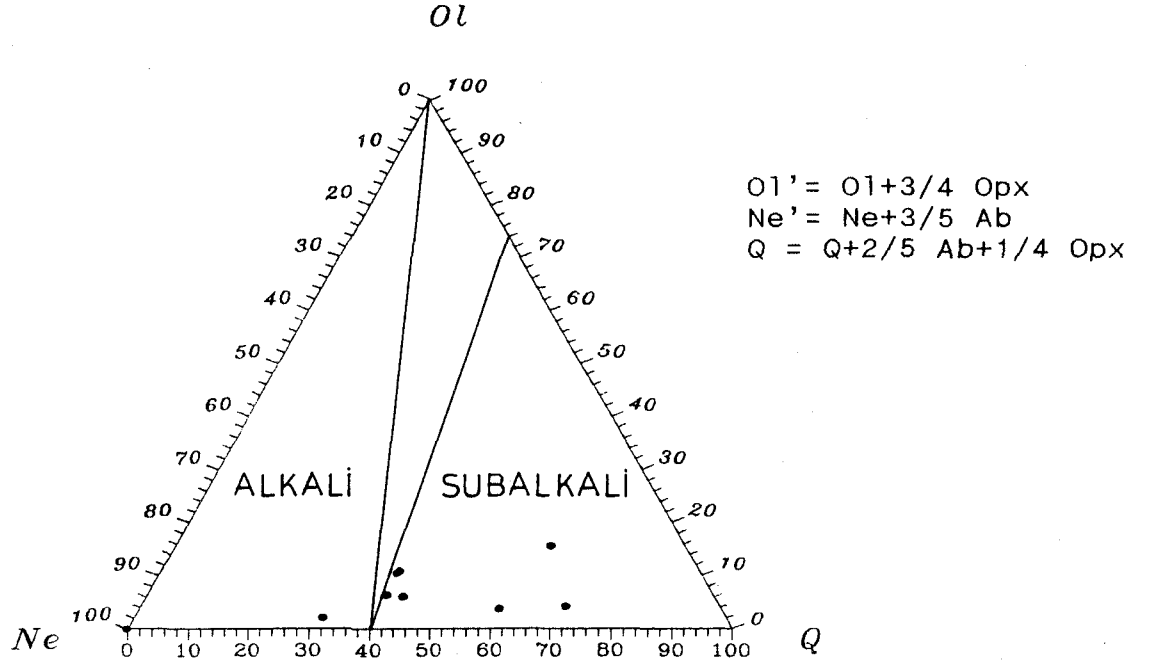
Volkanitler'nin AFM üçgen diyagramında çok belirgin olmasada Hawai alkali trendine (Mac Donald ve Katsura 1964) uygunluk gösterir (Şekil 22). Örnekler O1'- Ne'- Q' üçgeninde ise Irvine ve Baragar (1971)'ın önerdiği ayırtman hat gözönüne alındığında ikisi dışında diğer örnekler subalkali alanda kalırlar (Şekil 23). Al - An - Or üçgeninde ise iki örneğin sodik alanda, yedi örneğin ise potasik alanda kaldıkları görülür (Şekil 24).

Majör oksitlerin SiO₂'e karşı değişimleri incelendiğinde, SiO₂'nin artışında Na₂O, K₂O, FeO ve Al₂O₃'in önce yükseldiği sonra düştüğü, CaO'in düştüğü, MnO'in değişmediği ve MgO'in düzensiz davranışlar gösterdiği görülmüştür. İz elementlerden Zr ve Y'un artış, Sr'un ise önce artış sonra ise düşüş sergilediği saptanmıştır (Şekil 25).

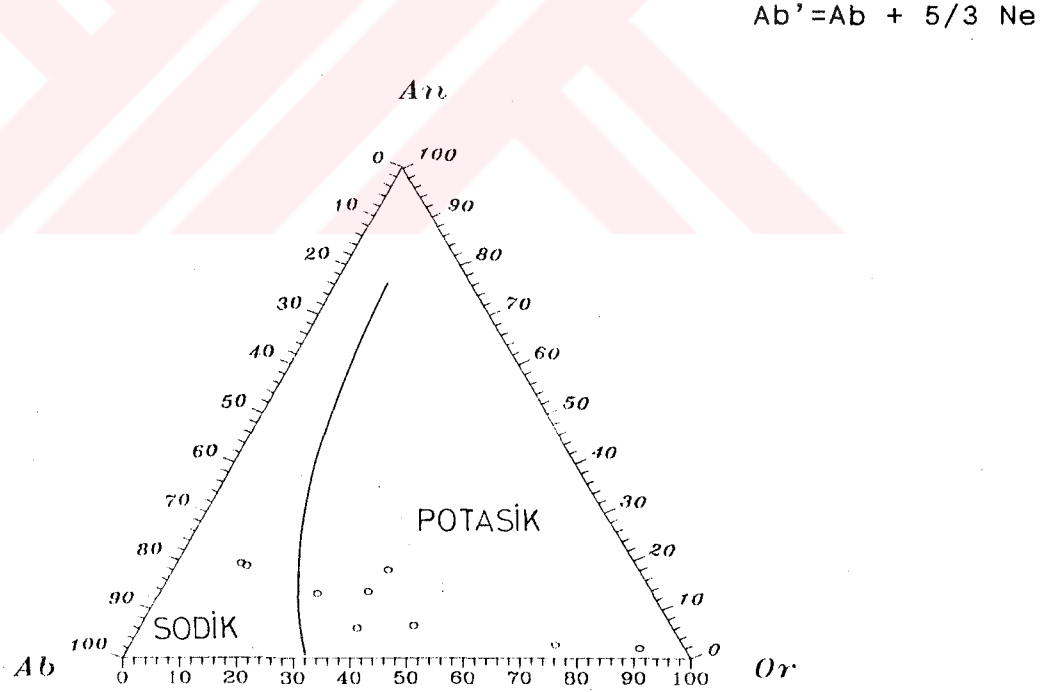


ŞEKİL 22 : Hasacelebi volkanitlerinin AFM diyagramındaki dağılımları.

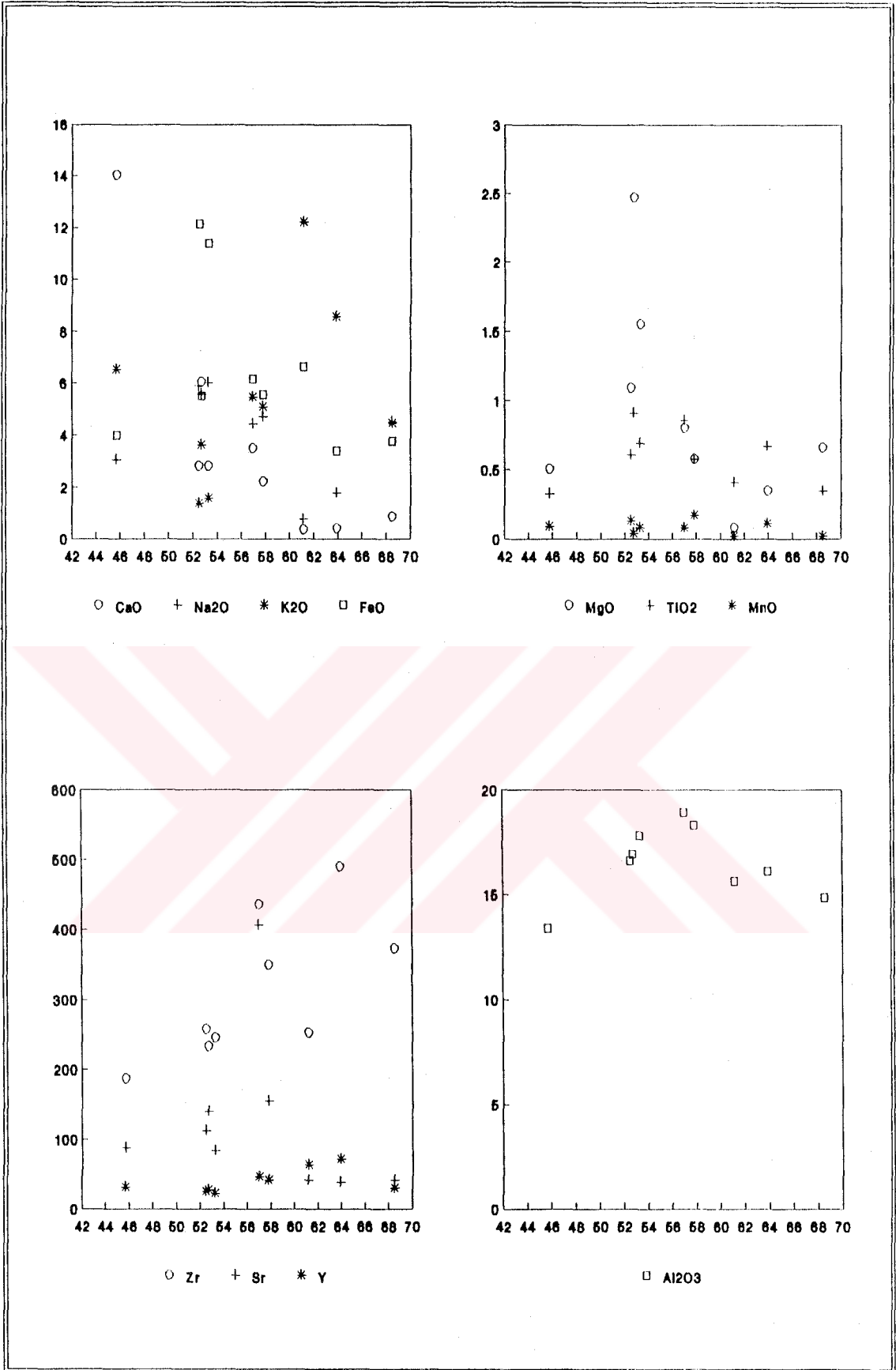
- · — · — Skaergaard Trendi (Wager 1960)
- Hawai Alkalin Trendi (Mac Donald ve Katsura 1964)
- - - - Cascade Kalkalkalin Trendi (Turner ve Verhogen 1960)



ŞEKİL 23: Hasaelebi volkanitlerinin Ol'- Ne'- Q' diyagramında (Irvine ve Baragar 1971) dağılımları.

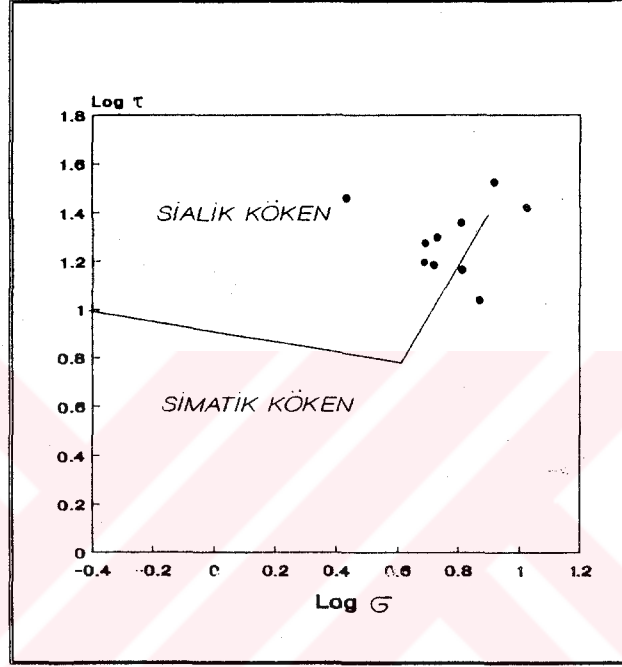


ŞEKİL 24: Ab'- An - Or üçgen diyagramında dağılımları.



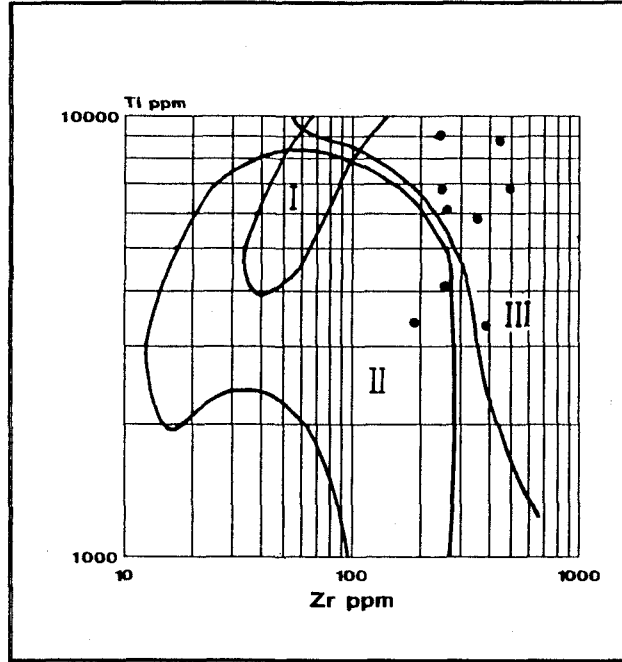
ŞEKİL 25: Majör ve iz elementlerin SiO₂' ye karşı değişimleri.

Gottini (1968), kendisinin belirlediği ve indislerinin logoritmik değerleri arasında bir ilişki kurmuş ve önerdiği diyagramda sialik (kabuk) ve simatik (manto) köken sınırını çizmiştir. Şekil 26'de izlendiği gibi 5 örnek sialik köken, 2 örnek simatik köken alanına, 2 örnekte sınır çizgisi üzerine düşmektedir.



ŞEKİL 26: Hasaelebi volkanitlerinde Log τ'nun Log G'ya göre değişimi (Gottini,1968).

Pearce, (1982)'ın Ti - Zr diyagramına iz düşürüldüğünde 2 örnek dışındakilerin "Levha içi Volkanizma" (WPL) alanında kaldığı gözlenir (Şekil 27).



ŞEKİL 27 : Hasaelebi volkanitlerinin, Pearce (1982)'ın önerdiği Ti - Zr diyagramındaki konumu. I - Okyanus Ortası Sırt Bazaltları II - Ada Yayı Lavları III - Levha İçi Lavları

Ortam

Volkanitlerin petrografik ve jeokimyasal özellikleri birlikte değerlendirildiğinde alkali nitelikli, genellikle sialik kökenli ve kıta içi volkanizması özelliklerini yansıttığı açıkça görülmektedir. Volkanitlerin geliştiği Üst Kampaniyen - Maestrihtiyen aralığı Doğu Anadolu'da yaygın olarak kompresyonun izlendiği bir dönemdir. Son yıllarda yapılan birçok çalışmada, kabukta sıkışmanın egemen olduğu dönemlerde gerilmeli sistemlerin ve havza gelişimlerinin örnekleri oldukça yaygın olarak bilinmektedir. Bu değerlendirmeler ışığında volkanitlerin etkinlikleri ve ortamsal yorumları aşağıdaki gibi özetlenmiştir.

Hekimhan havzasının olgunlaşmaya başlamasıyla kabukta

giderek büyüyen gerilme kırıkları boyunca kabuk - üst manto sınırı yükselmiştir. Mağma yükselimini takiben sıcaklıkla önce kabuk genişleyip yükselmiş ve rift topoğrafyası benzeri bir morfoloji oluşmuştur. Artan ısı akısı ve genişleyen kırıklar nedeniyle volkanik etkinlik başlamıştır. Volkanik etkinlikle alkali karakterli lav ve piroklastitler duraysızlaşan havzaya püskürmüşlerdir. Öte yandan sedimantasyonunda sürdüğü havzada volkanitlerinde devreye girmesiyle, çökellerle volkanitler arasında geçişlilik gelişmiştir. Lav ve piroklastitler denizel koşullarda periyodik olarak püskürmüşlerdir. Volkanizma tarzındaki bu değişimler olasılıkla tektonik etkinlik ve durgunluk dönemlerine karşılık gelmektedir. Volkanizmanın zamana bağlı tarzındaki değişimler ile birlikte bileşiminde de değişimler meydana gelmiştir. Başlangıçta zayıf alkali trakiandezitlerle başlayıp daha güçlü alkali ve trakitik özellik sergilemiştir. Böylece mafik ve felsik volkanik kayalar arasında çoğu keskin dokanaklar gelişmiştir.

YÜCEŞAFAK SİYENİTOYİDİ

Tanım ve Ad

Başlıca siyenit, kuvars siyenit, nefelin siyenit, siyenodiyorit, siyenit porfir - siyenit aplit ve lamporfir türünde derinlik ve yarı derinlik kayalar topluluğudur. Yüceşafak Tepe ve çevresinde tipik olarak yüzeylendiği için Yüceşafak siyenitoyidi adıyla anılmıştır.

Kaya Türü Özellikleri

Siyenitoyide ait kayalar arazide pembe - bej renkleriyle uzaktan ayırt edilebilirler. Masif plüton ve aplitik - porfirik dayklarla temsil edilir. Masif olan bölümlerde orta - iri, eş taneli ve holokristalen dokuludur. Dayklar şeklinde olduğu bölümlerde ise aplitik - porfirik dokulu, daha çok siyenitoyidin kenar fasiyesleri şeklinde, plütonun çevre kaya ile kontaklarında veya geç mağmatik fazdaki damar dolguları şeklinde izlenirler. Siyenitoyid kütlesi içerisinde sık sık yamalar şeklinde 3 - 10 cm çaplı, mafik minerallerce zengin, ince taneli ksenolitler gözlenir. Ksenolitlerin başlıca amfibol, piroksen, biyotit, plajiolklas, apatit minerallerinden oluştuğu saptanmıştır. Siyenitoyidin stok biçimli olduğu kesimlerde arenalaşma yagındır.

Kazancı Tepe'nin doğusundan derlenen siyenit örneğinde % 60 K feldispat, % 20 plajiolklas, % 10 sodik piroksen, % 5 kuvars ve tali bileşen olarak titanit, fluorit ve zirkon saptanmıştır. Ortaklas ve mikroklin türü K feldispatlar pertitik (Foto 38) ve anti pertitiktir. Pertitlerin çoğunluğu band ve ribbon pertitler,

daha azıda braid ve interpenetrant pertit türündedir. Yer yer karlspad ikizleri gelişmiştir. Kil minerallerine dönüşüm ve serizitleşme yaygındır. Plajiolklas subhedral, yassı - uzun prizmatik kristaller halindedir. Ortaklas ile dokanaklarda mirmekitik doku gelişmiştir. Kuvars, diğer minerallerin arasındaki boşlukları doldurur özşekilsiz taneler halindedir. Egirin ve egirin mineralleri sarımsı yeşil renkli - yeşil pleokroizmalı, birbirine dik gelişmiş dilinimli ve az çok amfibollere dönüşmüş durumdadırlar. Yine Kazancı Tepe'nin kuzeyinden derlenen siyenit örneğinin altere olduğu ve killeştiği saptanmıştır. Kayada % 5 kadar çoğu lökoksenleşmiş sfen ve ayrıca % 30 oranında cevher minerali vardır.

İnceleme alanında yüzeylenen ikinci stok Çatalkoyak Tepe'de yüzeylenir. Tepenin batısında siyenitin dokanağına yakın bir yerden derlenen örneğin kuvars siyenit olduğu belirlenmiştir. % 50 oranındaki K feldspat pertitik ve karlspad ikizlidir. Feldspatların içinde 2 - 3 mikron boyutunda epidotlar gelişmiştir. % 15 kuvars özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halindedir. Kayada yer alan mafik mineraller bozuşmuştur. Kloritik sıcak sulara bağlı aktinolitler saptanmıştır. % 5 oranında bulunan sfenler idiomorfi göstermezler ve parçalanmışlardır. Sfen ve aktinolitlerin bir arada bulunmaları, bunların plütonizmadan sonra geliştiklerini düşündürmektedir. Sfenler deformasyon esnasında çatlakları doldurmuş konumdadır. Ayrıca yarı öz şekilli titanit ve renksiz, yuvarlak taneli apatit gözlenir. Çatalkoyak Tepe'nin kuzeydoğusundan derlenen bir başka kuvars siyenit örneğinin ince taneli aplosiyenit olduğu

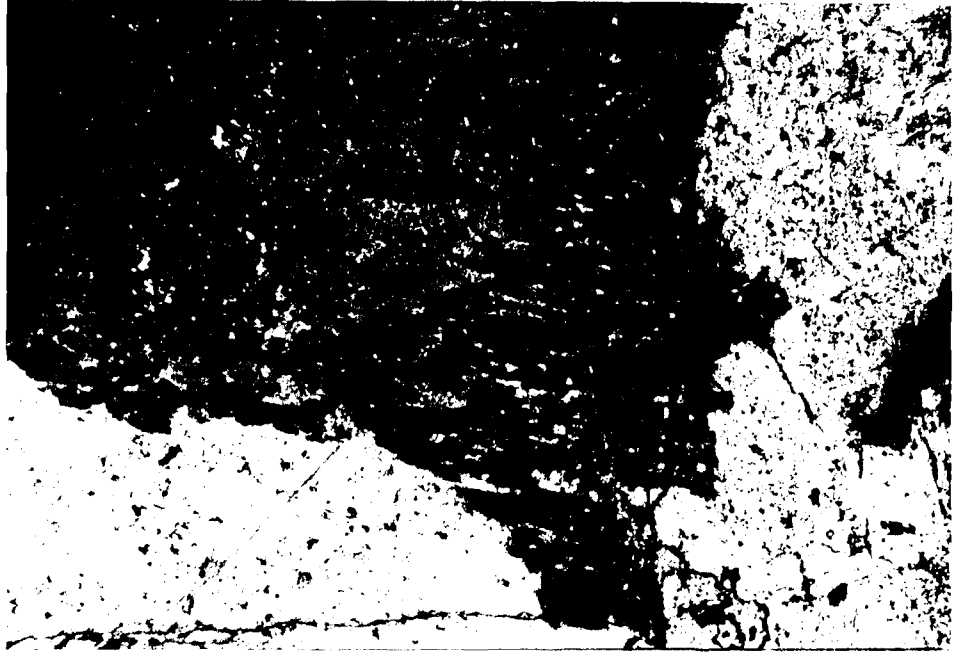


FOTO 38 : Konukdere Mahallesi güneybatısından derlenen bir siyenit örneğinde alkali feldispatlardaki perititik doku görülmektedir. Çift nikol, büyütme X 55

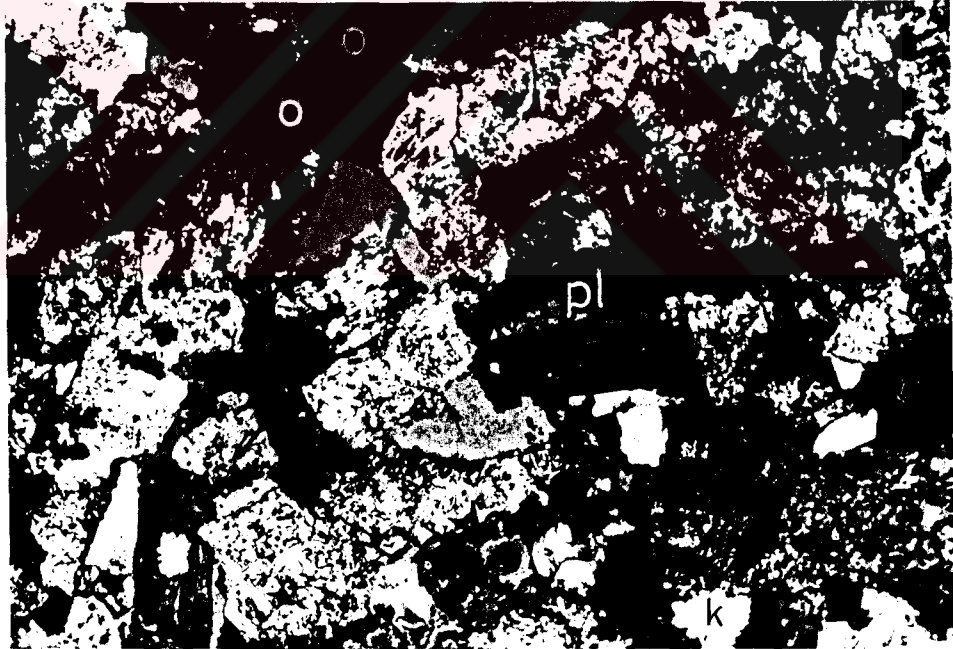


FOTO 39 : Çatalkoyak Tepe kuzeydoğusundan derlenen bir kuvars siyenit örneğinde alkali feldispat (f), kuvars (k), plajiolklas (pl) ve opak (o) mineraller. Çift nikol, büyütme X 22

saptanmıştır. Kuvars oranı % 10 dan fazladır. Kayada çok belirgin % 10 kadar küp idiomorfili manyetit cevheri yer alır (Foto 39).

Siyenit porfir - aplit ve lamporfir daykları COF ve SNF'ları arasında sıkı sık yüzeylenir. Bu bölümde yaklaşık doğu - batı doğrultulu ve yaklaşık düşey konumlu birkaç yüz tane dayk gözlenmiştir (Foto 40). Daykların yoğunlukları COF'un kuzeyine doğru giderek azalır ve bir süre sonra tümüyle kaybolurlar. Kalınlıkları 10 - 300 cm, uzunlukları ise 5 - 100 m arasında değişmektedir. Porfirik dokulu olanlar aplitik olanlara oranla daha egemendir. Porfirik daykların çeperlerinde bir kaç cm kalınlığında aplitik kesimler yaygındır. Dayklardan derlenen örneklerde yer yer skapolit minerallerine rastlanılmıştır. Skapolit mineralleri özellikle Yüceşafak Tepe kuzeyindeki dayklarda yaygındır (Foto 41, 42).



FOTO 40: Hansivrasi Tepe'nin kuzey yamacında Davulgu metamorfiti (Kd) içindeki siyenit porfir ve aplit dayklarından (Ky) bir görünüm.

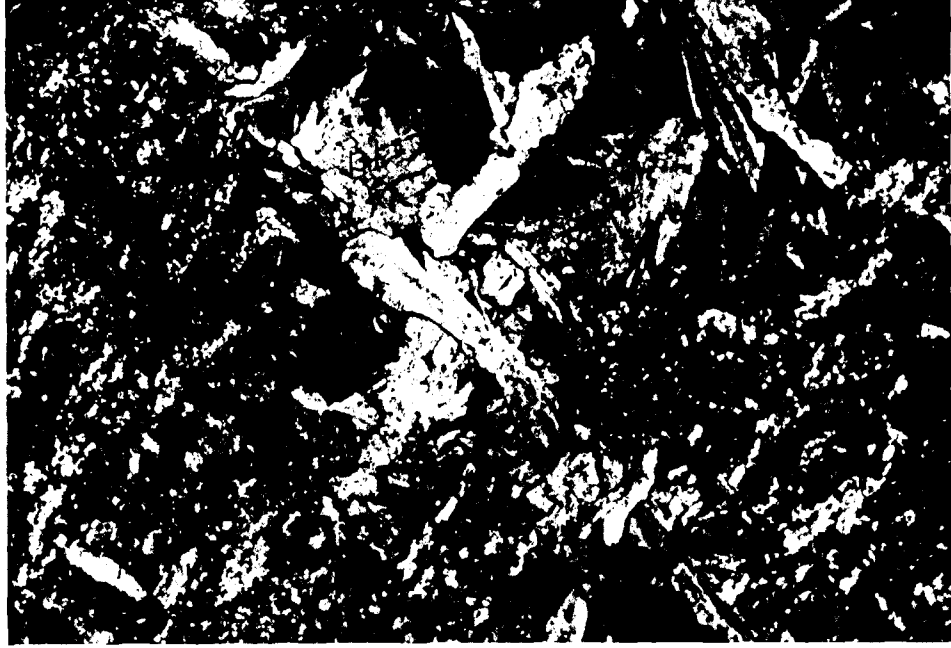


FOTO 41: Yüceşafak Tepe'nin kuzeyinden derlenen siyenit porfir örneğinin mikrofotoğrafında çubuksu plajoklas (pl) ve yelpaze biçimli skapolit (s) kristalleri. Çift nikol, büyütme X 22

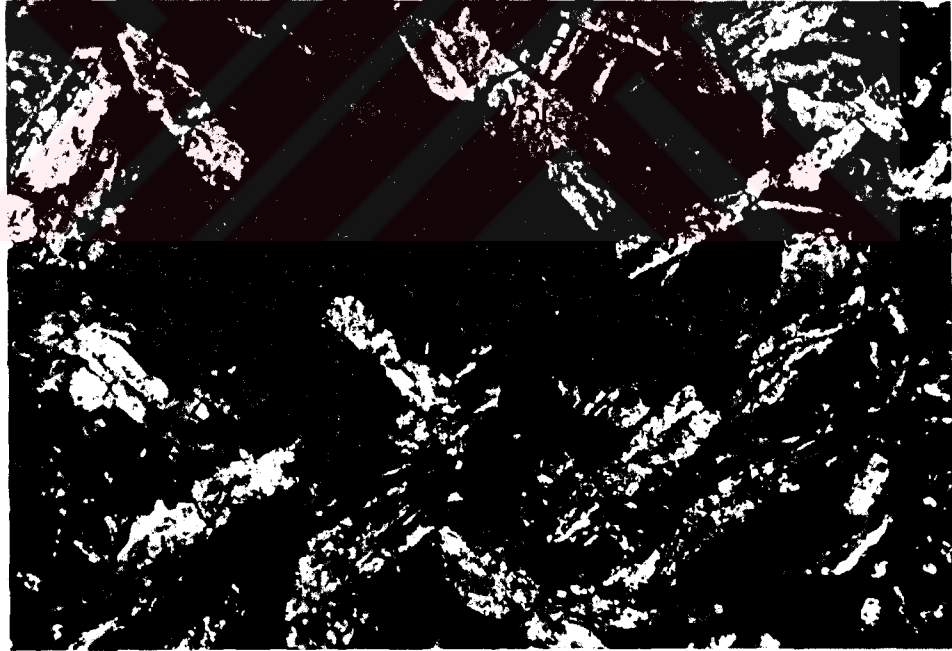


FOTO 42 : Yüceşafak Tepe'nin doğusundan derlenen siyenit porfir içinde, çubuksu plajoklas (p), ışınal skapolit (s) ve kalsit (ka) kristalleri. Çift nikol, büyütme X 22

Dokanak ilişkileri

Siyenitoyid birincil ilişkili olarak Hasaelebi volkanitleri ve Davulgu metamorfiteeri ile dokanaktadır. Siyenitoyidin stok olarak volkanitleri kestiği dokanaklar az belirgindir. Dayklar şeklinde kestiği yerler ise daha net ve belirgindir. Yüceşafak Tepe ve daha batısındaki tepeler boyunca güney dokanak faylıdır. Doğruıtu atımlı COF'un eğim atım bileşeni nedeniyle Hocalıkova ofiyoliti güneye eğimli yüksek açılı ters bir fay ile Yüceşafak siyenitoyidinin üzerinde yer alır. Dokanak boyunca özellikle siyenitte kuzeydoğu - güneybatı gidişli düzensiz çatlak ve eklem sistemleri gelişmiştir.

Kalınlık ve Yayılım

Siyenitoyidin kalınlığını hesaplamak mümkün olamamıştır. Yüceşafak, Büyükpelitinkuz ve Kale Tepe dolayında 3 km² lik, Çatalkoyak ve Armut Tepe'de ise yaklaşık 2 km² lik bir alan kaplar. Bundan başka siyenitoyide ait haritalanamamış birçok irili ufaklı dayk Davulgu metamorfiteeri içerisine sokulmuş olarak bulunur.

Yaş

Plütonun yaşına dair kesin ve direkt bir veri bulunamamıştır. Yalnızca Hasaelebi volkanitlerini kesmesi ve Davulgu metamorfiteeri oluşturması nedeniyle Üst Maestrihtiyen yaşı uygun görülmüştür. Ancak plütonun daha sonraki dönemlerdede kabuk içerisinde hareketine devam edebileceği tabiidir. Kuluncak batısında Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarını kesen siyenit numunesinin yaşı K - Ar yöntemiyle 65.12 (+1.6) My bulunmuştur

(Leo vd., 1969).

Jeokimya

Yüceşafak siyenitoyidine ait lokalitelerden derlenen 6 adet kayaç örneğinin kimyasal analiz sonuçları tablo 5 de verilmiştir. Örnekler, Pearce vd.(1984) nin önerdiği biçimde, apolitik ve porfiritik olmayan, hidrotermal alterasyonun bulunmadığı ve kristal yığılmasının olmadığı veya çok az olduğu örneklerden derlenmiştir.

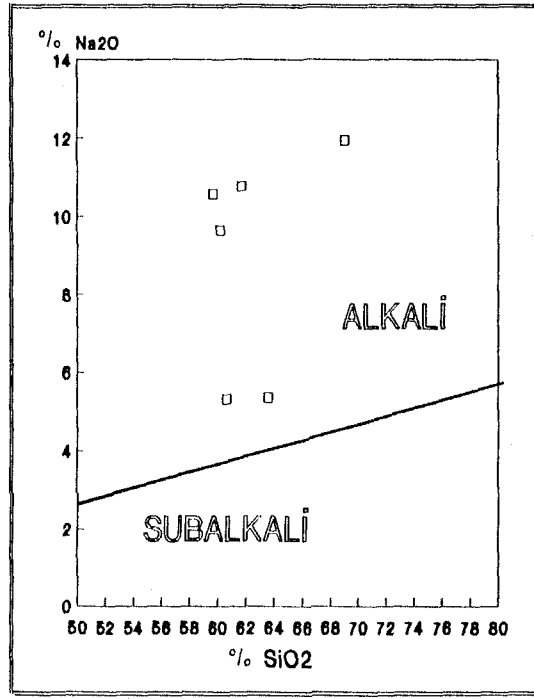
Örnekler Middlemost (1975) tarafından önerilen Na_2O 'e karşı SiO_2 diyagramına iz düşürüldüğünde alkalin alanda kalırlar (Şekil 28). Irvine & Baragar (1971)'ın önerdiği A-F-M üçgeninde ise dört örnek alkalin alanda, iki örnek ise alkali eğilimli kalkalkali alanda kalmıştır (Şekil 29).

Örneklerin mineralojik ve kimyasal özelliklerinin belirlenmesinde Cox vd. (1979) (Şekil 30), De La Roche vd. (1980) (Şekil 31), ve Armbrustmacher ve Hedge (1982)'ye ait (Şekil 32) parametreler ve sınıflamalar kullanılmıştır. Örneklerin karşılaştırmalı sınıflaması tablo 6'da verilmiştir.

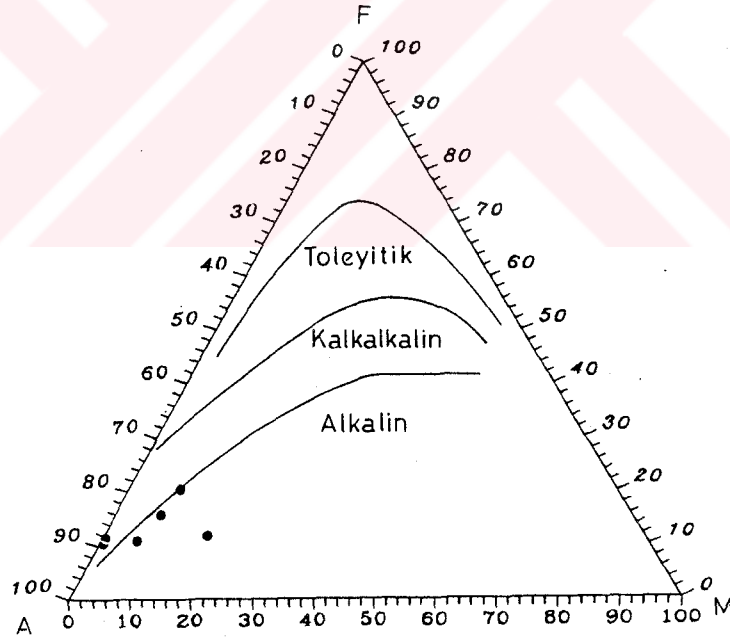
Örneklerdeki majör elementlerin SiO_2 'e karşı değişimleri incelendiğinde SiO_2 arttıkça FeO , Na_2O , Al_2O_3 'in arttığı, CaO , TiO_2 'nin düştüğü, K_2O , MnO , MgO ve P_2O_5 'in önce arttığı sonra düştüğü (Şekil 33), iz elementlerde ise SiO_2 artışında Nd , Y ve Ce 'un azaldığı, V 'un önce arttığı sonra düştüğü, Ga 'un değişmediği, Zr , Sr , Ba , Nb ve La 'nın düzensiz değiştiği gözlenmiştir (Şekil 34).

Numune No.	152	448	456	801	802	803
	F1	F2	F3	F4	F5	F6
M A J Ö R E L E M E N T O K S İ T L E R İ %						
SiO ₂	63.57	60.65	69.05	61.69	59.66	60.21
Al ₂ O ₃	17.09	15.72	15.70	14.70	14.51	15.00
Fe ₂ O ₃	3.36	1.66	2.48	1.33	1.32	1.34
MgO	1.54	2.55	1.04	0.10	0.10	0.79
CaO	1.92	4.49	0.92	7.01	6.75	6.55
Na ₂ O	5.34	5.30	11.94	10.77	10.56	9.65
K ₂ O	6.49	5.26	0.13	0.16	0.16	0.67
TiO ₂	0.76	1.26	0.37	0.63	0.62	1.17
MnO	0.37	0.07	0.06	0.07	0.07	0.04
P ₂ O ₅	0.36	0.53	0.16	0.07	0.07	3.79
Ateste Kayıp	0.68	5.04	0.49	4.53	4.34	3.79
Toplam	101.5	102.5	102.3	100.5	98.16	99.78
İ Z E L E M E N T L E R (p p m)						
Ba	613	1199	126	49	53	232
Nb	50	44	56	86	93	55
Zr	374	331	524	704	648	360
Y	24	50	31	57	64	50
Sr	236	242	93	142	131	174
Rb	180	65	1	2	1	10
V	46	61	46	29	32	36
Ga	19	19	27	23	23	22
Nd	32	70	34	69	81	63
La	38	67	16	27	34	41
Ce	74	164	44	104	121	107

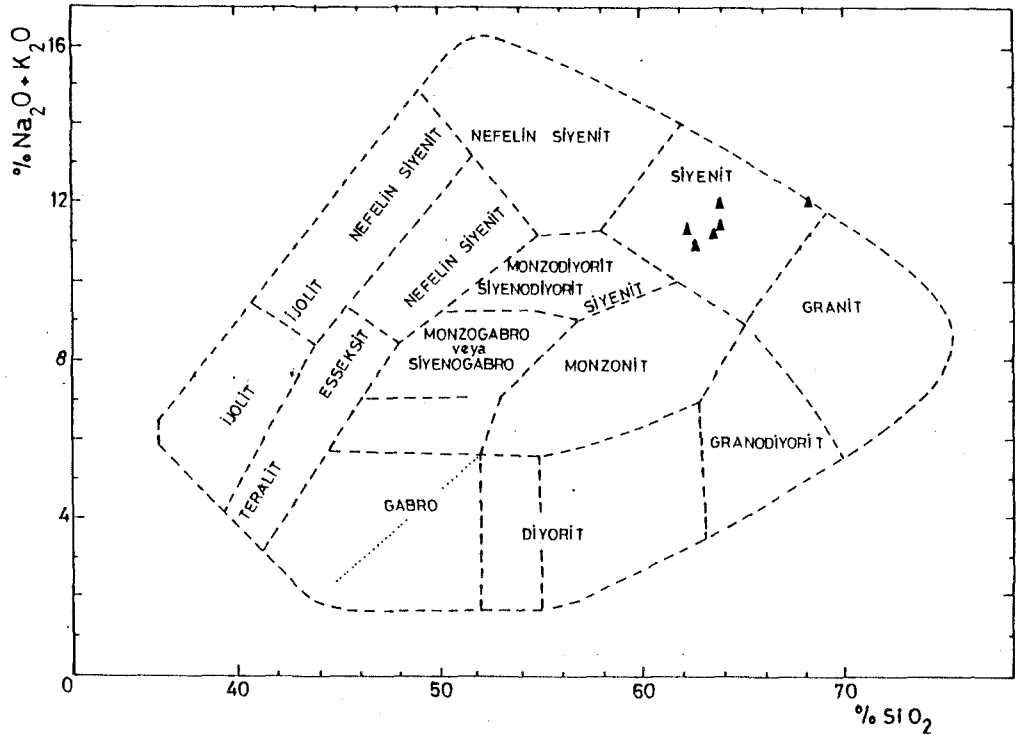
TABLO 5: Yüceşafak siyenitoyidine ait kayaların kimyasal analiz sonuçları.



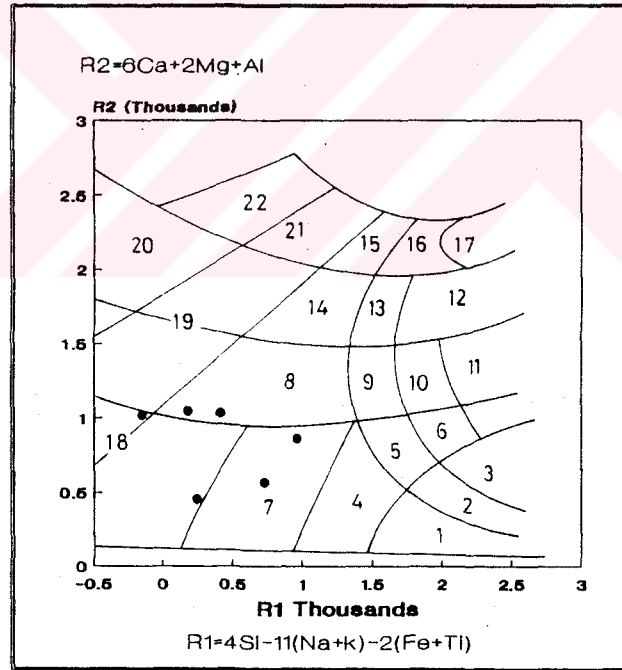
ŞEKİL 28 : Na₂O - SiO₂ diyagramında (Middlemost, 1975) Yüceşafak siyenitoyidine ait örneklerin dağılımı.



ŞEKİL 29 : A - F - M diyagramında (Irvine & Baragar 1971) siyenitoyide ait örneklerin dağılımları.

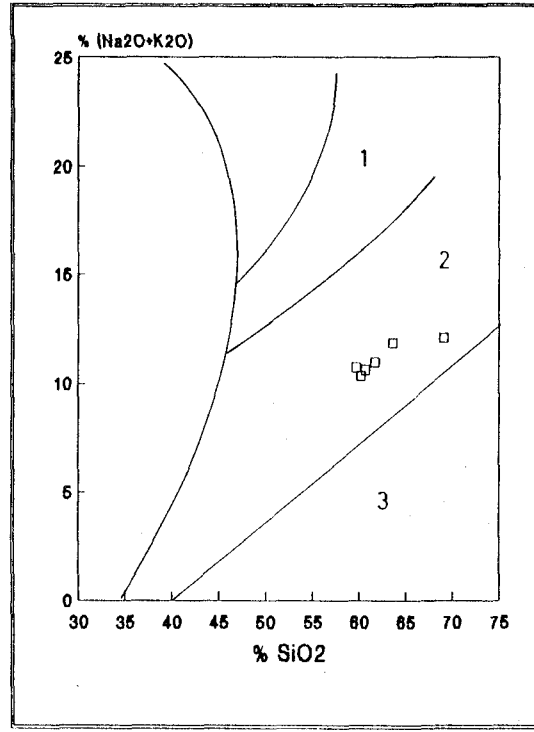


ŞEKİL 30 : Alkali / Silika içeriklerine göre siyenitoyide ait örneklerin adlandırılmaları. Diyagram, Cox (1979) dan Bell ve Panhurst(1979) tarafından değiştirilmiştir.



1. Alkali granit
2. Granit
3. Granodiyorit
4. Kuvars siyenit
5. Kuvars monzonit
6. Tonalit
7. Siyenit
8. Siyenodiyorit
9. Monzonit
10. Monzodiyorit
11. Diyorit
12. Gabro diyorit
13. Monzogabro
14. Siyenogabro
15. Alkali gabro
16. Gabro (olivin)
17. Gabro norit.
18. Nefelin siyenit.
19. Esseksit
20. İyolit
21. Teralit
22. Melteigit

ŞEKİL 31 : Yüceşafak siyenitoyidine ait örneklerin R1 - R2 diyagramında dağılımları.

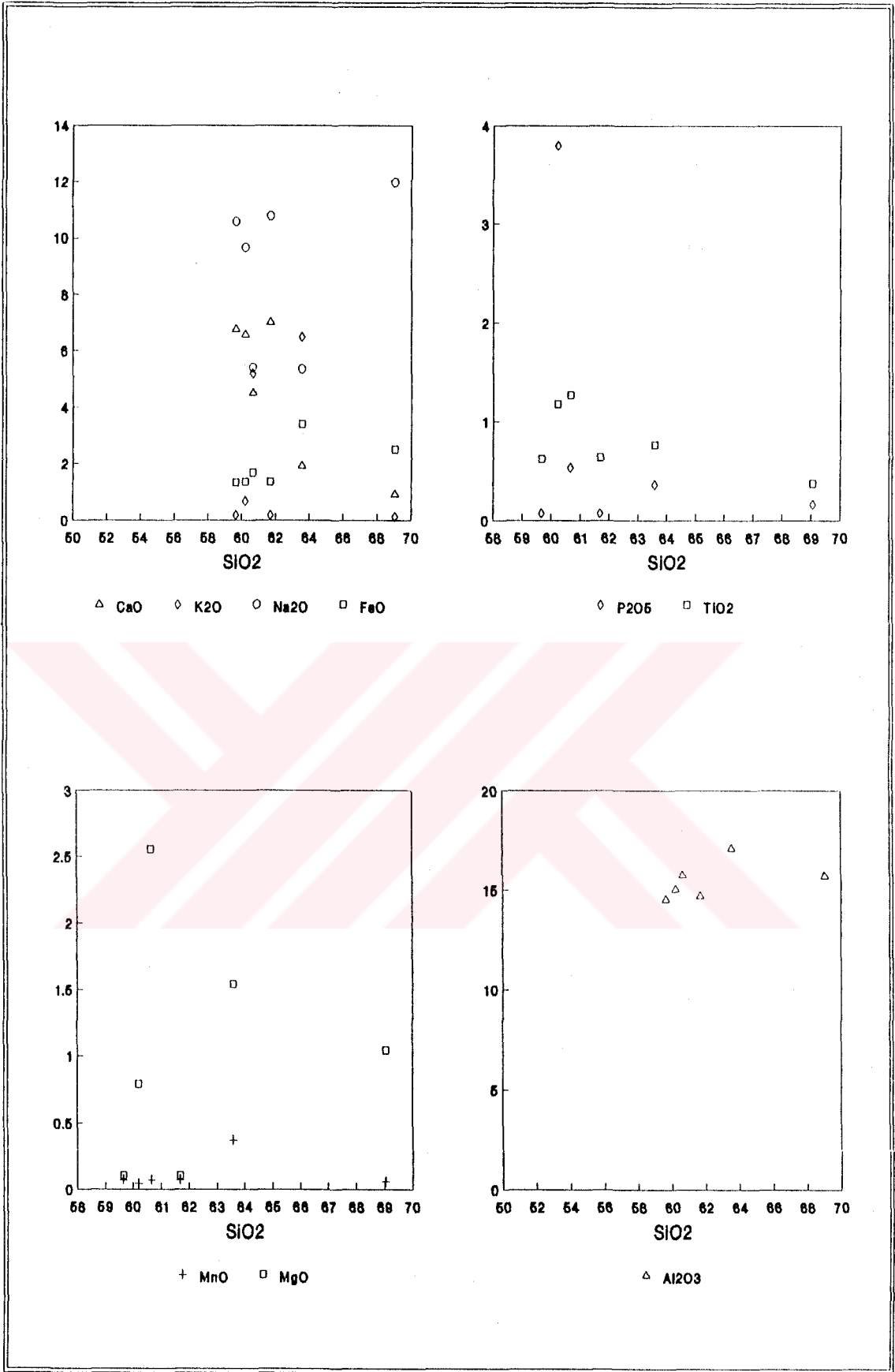


ŞEKİL 32: Alkali (K₂O + Na₂O) - SiO₂ diyagramında (Armbrustmacher ve Hedge, 1982) siyenitoyide ait örneklerin konumları.
1 - Miyaskitik siyenit 2 - Alkali bazalt 3 - Subalkali kayalar.

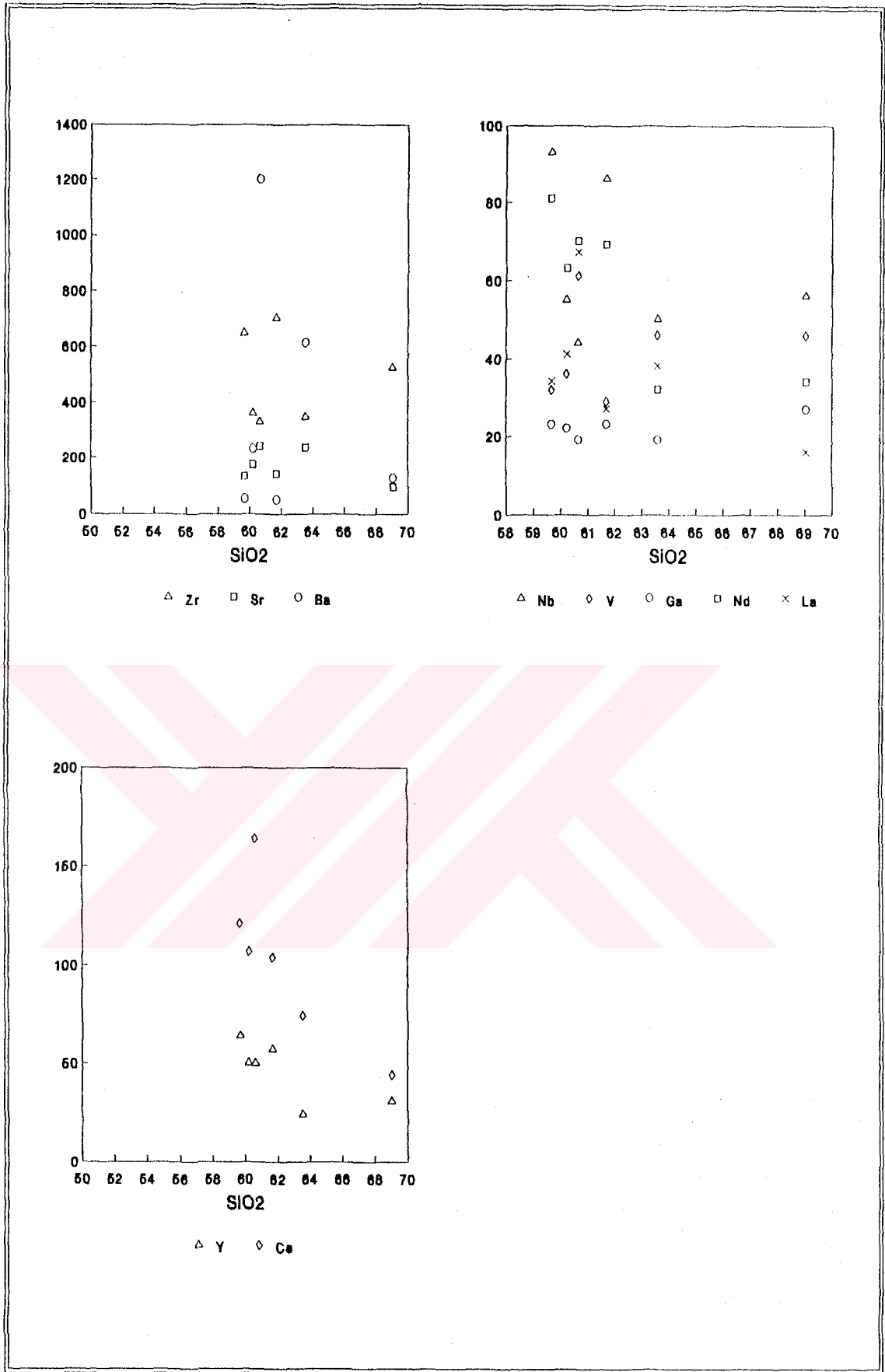
Analiz. No.	De. La. Roche. v.d. 1980	Cox, v.d. 1979	Armbrustmacher ve Hedge, 1982
1	NEFELİN SİYEN.	SİYENİT	ALKALİ BAZALT
2	"	"	"
3	"	"	"
4	SİYENİT	"	"
5	"	"	"
6	SİYENODİYORİT	"	"

TABLO 6: Siyenitoyide ait kayaların kimyasal açıdan karşılaştırılmalı sınıflaması.

Örnekler "indeks mineral" diyagramında bir yönde gruplaşma gösterir (Şekil 35). Grup, iki örnek dışında metalümina karakterli olup alümina toplulukların gidişine uyumluluk gösterirler.



ŞEKİL 33: Majör oksitlerin SiO2' ye karşı değişimleri.

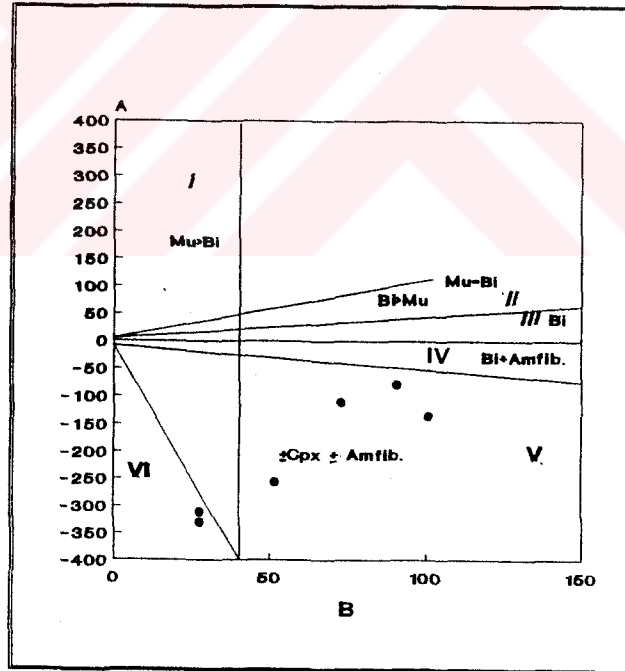


ŞEKİL 34: iz elementlerin SiO₂' ye karşı değişimleri.

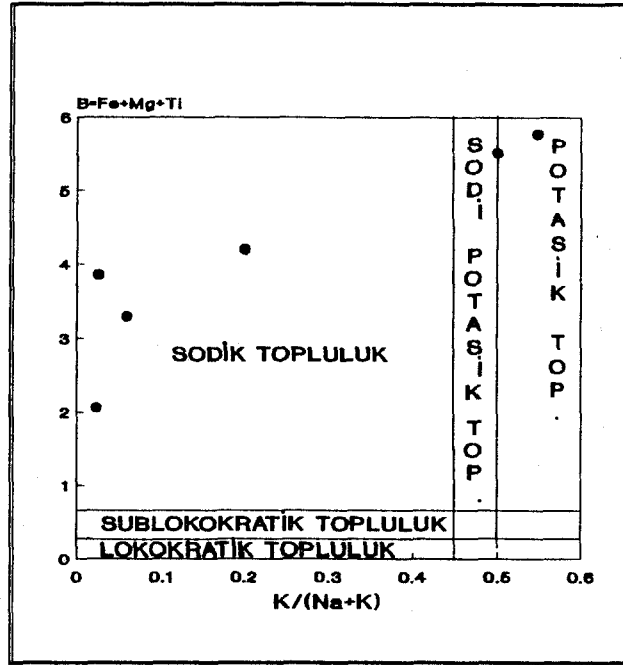
Belirgin pozitif bir eğilim göze çarpar. Klinopiroksen, amfibol ve biyotit minerallerinin varlığı karakteristiktir. İncekesit incelemelerinde söz konusu mineraller benzer biçimde gözlenmiştir.

Alümına topluluklar içerisinde alkali oranlarına göre üç değişik kayaç grubu bulunmaktadır. Örnekler K - B diyagramına izdüşürüldüğünde dört örneğin sodik topluluk, bir örneğin potasik topluluk, bir örneğin ise potasik ve sodi - potasik topluluk alanı arasında kaldığı görülür (Şekil 36). Aynı örnekler B - Q diyagramında incelendiğinde tüm örnekler mezokratik topluluk içindedir (Şekil 37).

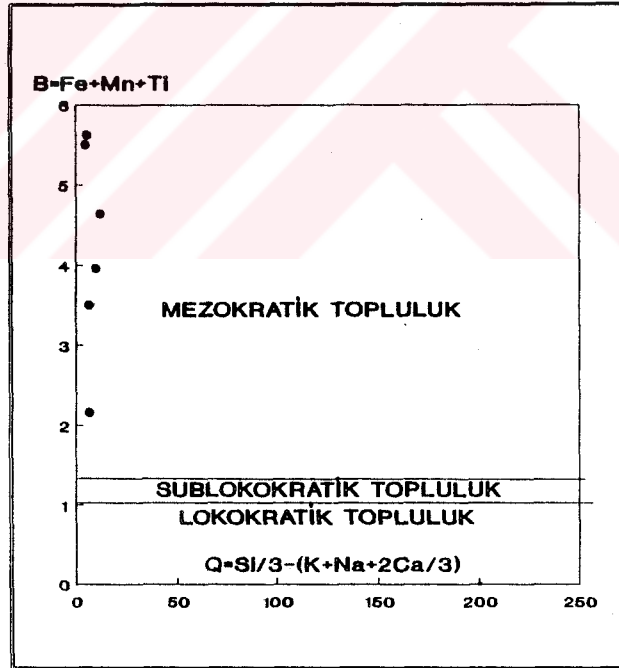
Son yıllarda mobilizasyon olaylarından en az etkilendiği için plütonitlerin çeşitli tektonik ortamlara göre ayırımında ve birbirleriyle ilişkilendirilmesinde iz ve nadir toprak



ŞEKİL 35 : İndeks minerallerin saptandığı A - B diyagramında siyenitoyide ait örneklerin dağılımı.
 $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ $B = Fe + Mg + Ti$



ŞEKİL 36 : Yüceşafak siyenitoyidine ait örneklerin, Alümino toplulukların sınıflandırıldığı $K / (Na + K) - B$ diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) dağılımları.



ŞEKİL 37 : B - Q diyagramında siyenitoyide ait örneklerin dağılımları.

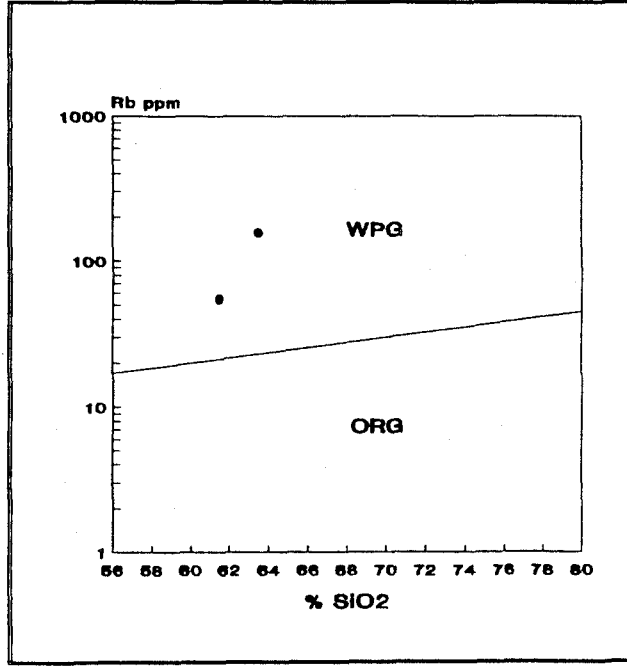
elementlerin kullanımı giderek artmıştır. Bu amaçla iz elementlerin SiO₂ ye karşı değişimleri kullanılmıştır. Söz konusu diyagramlarda granitoid terimi geniş anlamda kullanıldığı için siyenitoidler içinde kullanılmaktadır. Çünkü taneli, felsik ve ortaç bileşimleri ile mineralojik - petrografik ve jeokimyasal bir topluluk oluşturan ve aynı jeolojik bulunuş şekillerine sahip olan derinlik kayaçları son yıllarda hemen hemen tüm araştırmacılar tarafından "Granitoid" olarak tanımlanmıştır (Erler, 1984).

Rb elementi ORG ve WPG arasında çok iyi bir ayırtma özelliğine sahiptir. Rb - SiO₂ (Şekil 38) ve Rb - Y + Nb (Şekil 39) diyagramlarında görüldüğü gibi dört örnek ORG, iki örnek ise WPG alanında kalmaktadır. Ancak ORG alanına düşen dört örneğin Rb sonuçlarının hata sınırları içerisinde kaldığı göz önünde tutulmalıdır.

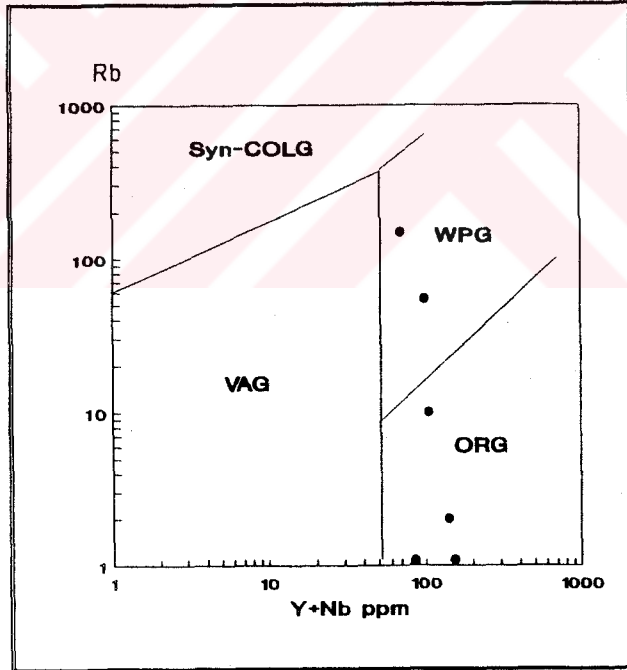
Y elementi, VAG'a göre ORG ve WPG granitlerinde daha bol bulunmaktadır. Y'a karşı SiO₂ diyagramında dört örnek WPG + ORG, iki örnek ise VAG + COLG + ORG alanına düşer (Şekil 40).

Nb elementi WPG granitoidlerinde diğer ana gruplara göre genellikle daha fazladır. Örnekler Nb'a karşı SiO₂ diyagramına izdüşüldüğünde tüm örneklerin WPG alanı içinde kaldığı görülür (Şekil 41):

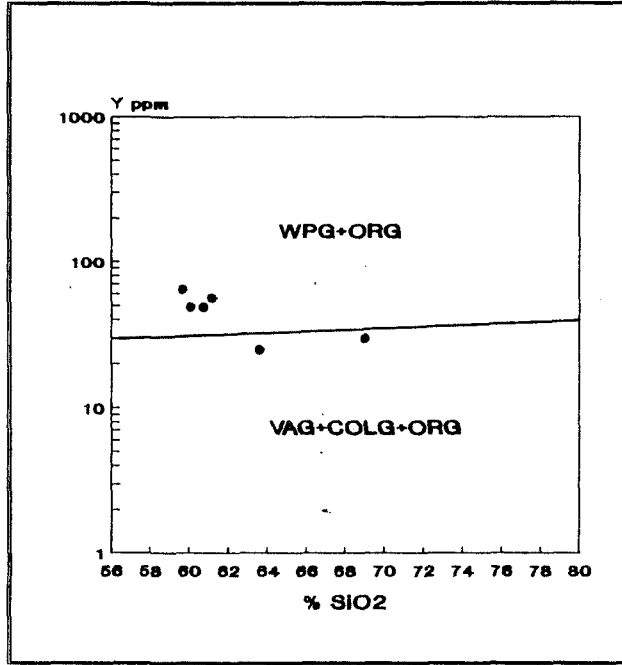
Nb ve Y elementleri tek başlarına kullanıldıklarında birbirlerinden ayırt edilmeleri çok zor olan VAG ve WPG granitoidleri Şekil 'da görülen diyagram yardımı ile kolayca ayırt edilmektedir. Siyenitoidlere ait altı örnekte WPG alanında



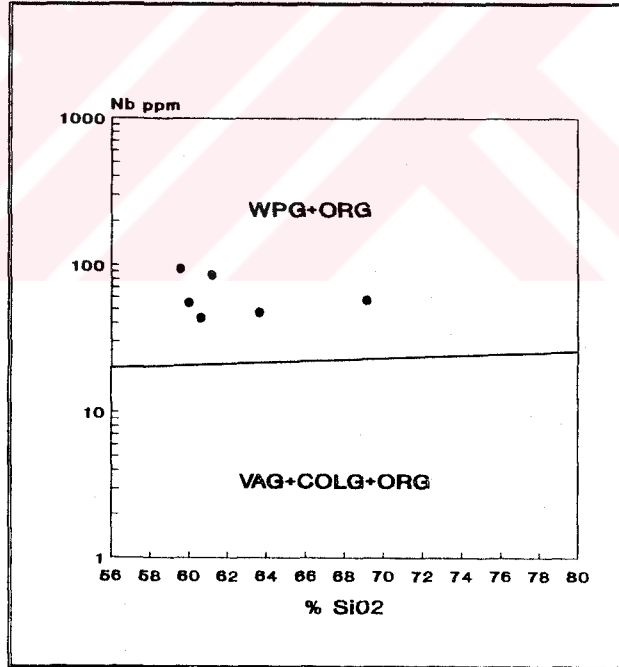
ŞEKİL 38 : Rb elementinin SiO₂ ye karşı değişim diyagramında (Pearce vd., 1984) Yüceşafak siyenitoyidine ait örneklerin dağılımları.



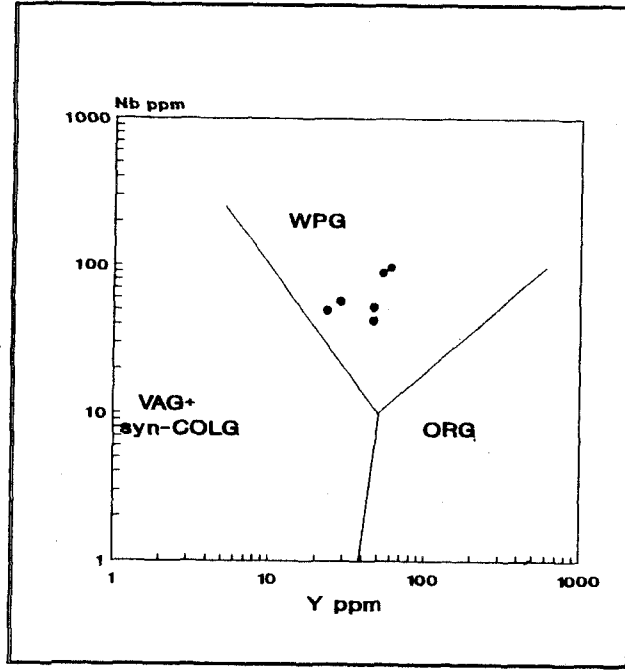
ŞEKİL 39: Farklı tektonik ortamlarda gelişen granitleri ayırtlayan Rb'a karşı Y + Nb diyagramında (Pearce vd., 1984) Yüceşafak siyenitoyidine ait örneklerin dağılımları.



ŞEKİL 40 : Y elementinin SiO₂'ye göre değişim diyagramında (Pearce vd., 1984) Yüceşafak siyenitoyidine ait örneklerin dağılımları.



ŞEKİL 41 : Nb elementinin SiO₂ ile olan ilişkisinin kullanıldığı diyagramda (Pearce vd., 1984) Yüceşafak siyenitoyidine ait örneklerin dağılımları.



ŞEKİL 42: Farklı tektonik ortamlarda gelişen granitleri ayırtlayan Y'a karşı Nb diyagramında (Pearce vd., 1984) Yüceşafak siyenitoyidine ait örneklerin dağılımları.

kalmıştır.

Ortam

Plüton, bölgede tansiyonal kuvvetlerle gerçekleşen açılmanın son evrelerinde intrüzyon yapmış olmalıdır. Hasaңcelebi volkanitleri ve Yüceşafak siyenitoyidinin benzer jeolojik ve jeokimyasal özellikleri paylaşımları her ikisinde aynı tektonik koşulların denetiminde geliştiklerini yansıtır.

Siyenitoyid içinde koyu renkli minerallerce zengin fazın bulunduğu önceki bölümlerde belirtilmişti. Plütonik veya volkanik kayaların petrojenezinin aydınlatılmasında ergimemiş katı fazların önemi son yıllarda anlaşılmıştır. A tipi (Loiselle ve Wones 1979, Collins 1982) yüksek alkali kayalarda ultrabazik - bazik kaya parçaları, S tipi (Chappel ve White 1974) granitoyidlerde fillit

gibi metasedimenter kalıkları, I tipi (Chappel ve White 1974) granitoidlerde ise andezit gibi volkanik kaya parçalarının restitler şeklinde bulunduğu ve bu kayaların ergime koşullarını yansıttığı bilinmektedir.

Aplitik ve porfiritik daykların varlığı plütonun kabuk içinde oldukça sığ derinliklere yerleştiğini gösterir. Dayklar, havzayı açan ve denetleyen kırık ve çatlaklar boyunca çıkarak basınç düşmesine paralel olarak buralarda yerleşmişlerdir.

Bir çok araştırmacı asit ve ortaç intrüzif kayaları geliştikleri tektonik ortamları gözeterek I, S ve A tipi granitoidler olarak sınıflamışlardır. Bunlardan A tipi olanların özellikleri Yüceşafak siyenitoyidine uygunluğu açısından aşağıda kısaca açıklanacaktır. Bu özelliklerden Yüceşafak siyenitoyidine uyanlar (+) ile uymayanlar (-) gösterilmiştir.

- (-) * Alkali granit ve siyenitlerle birlikte gelişmiş biyotit granit bulunur. Asit - bazik ilişkileri çok zıttır.
- (+) * Ksenolitler aynı kökten, hatta bazik magma kabarcıklarından türemiştir.
- (+) * Peralkalen, nispeten Flor'ca zengin.
- (+) * Çok yönlü, merkezi nispeten küçük hacimli çanak kompleksleri.
- (+) * Merkezi kaldera alkali lavlarla ilişkilidir.
- (+) * Kısa ömürlü plütonizma.
- (+) * Post veya anorojenik bölgelerde gelişirler.
- (+ -)* Domlaşma ve riftleşme ile başlarlar.
- (-) * Kolumbit, kassiterit ve fluorit yaygındır.

- (+) * Na₂O + K₂O değerleri yüksektir.
(+) * Nb, Ga, Ce, ve Zr gibi iz elementler yüksek orandadır.
(-) * V düşüktür.

Genel olarak alkali mağmalar,

- * evre kayaların asimilasyonu
- * Uçucuların etkisi
- * Sıvı karışmazlığı
- * Metasomatizma
- * Differansiyasyon
- * Birincil alkali mağma

yollarıyla oluşabilmektedir (Sorenson 1979).

Alkali kayaların ve karbonatitlerin oluşumlarında etkin olan asimilasyon türü kireçtaşı asimilasyonudur. Siyenitoyide ait kimyasal analizi yapılan kayaların Ca içeriklerinin ortalama 4.6 gibi ortaç değerlerde olmasından dolayı asimilasyon yoluyla oluşabileceklerini düşündürmektedir. Burada söz konusu asimilasyona neden olan, inceleme alanının temelini teşkil eden Hocalıkova ofiyolitinin tabanında olduğu varsayılan Toros karbonatları olmalıdır.

Uçucu bileşenlerin fraksiyonel kristallenme ile zenginleşmesi ve bu zenginleşmenin mağma üzerindeki etkisi, oluşan kayanın iri taneli olmasını sağlar (Bayhan 1988). Bu oluşum modeli siyenitoyide ait kayaların bir kısmının, özellikle pegmatitik ve porfirik daykların gelişiminde etkili olmuş olabilir. Ancak yöredeki siyenitoyidlerin tümü için geçerli bir oluşum modeli

olamaz.

Öte yandan sıvı karışmazlığıda uygun bir oluşum şekli olarak görülmemektedir. Mağmadaki farklılaşma ile birlikte uçucu bileşenlerin konsantrasyonu artmakta ve bu artış sıvı karışmazlığını denetlemektedir. Mağmada zenginleşen uçucular silikat oksitlerin oksijenlerini ornatarak tuz oluşumunu sağlarlar ve sıvı karışmazlığını ortaya çıkarırlar. Uçucuların bulunduğu sıvı silikat ergiyinden farklı bileşimdedir ve eksotik kayaların oluşumuna yol açarlar (Kagorko vd. 1979). Yüceşafak siyenitoyiti kayaları üzerinde yapılan mikroskopik ve makroskopik çalışmalarda böyle bir durumla karşılaşılmamıştır.

Collins vd. (1982) A tipi granitoyidlerin kısmi ergime ile oluştuğunu ve ergiyen malzemenin,

* Ayrı fazlar veya normatif bileşeneler halinde kuvars + feldspat + plajioklas içermesi

* Suca fakir ancak F ve Cl'ca zengin olması gerektiğini, bu özellikler gösteren kaynak malzemenin daha önce kısmi ergimeyle granitoyid mağması oluşturan malzeme artığı olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Bu yüksek sıcaklıkta ergimenin gerçekleşmesi için yüksek sıcaklık gereklidir. Bu yüksek sıcaklık koşullarında eğer artık fazda F ve Cl gibi uçucularda varsa sonuçta artık malzemenin tümü ergiyebilmektedir (Bayhan 1988).

inceleme alanında yüzeylenen siyenitoyid bu görüşler ışığında değerlendirildiğinde, kuzeyde Çatalkoyak Tepe'de yer alan kuvars siyenit kısmi ergimenin ilk safhasında gelişmiştir. Kuvars siyeniti oluşturan kısmi ergime artığının yeniden ergimesiyle daha

güneyde Yüceşafak Tepe ve çevresinde yer alan siyenit, nefelin siyenit ve siyenodiyorit türünde kayaların oluştuğu açıklanabilir. Ancak güneydeki siyenitoyidler içinde yer alan ksenolitler kaynak malzemenin tamamen ergimedğini gösterir.

Özetlenecek olursa inceleme alanındaki siyenitoyid alkalin, çoğunlukla metalüminus, mezokratik ve A tipiyle uyumluluk gösteren bir plüton olup, güneyde yer alan Yüksekova - Baskil yayının gerisinde tansiyonal rejimle ilişkili açılan havzaya astenosferik malzemenin yükselerek yerleşmesiyle oluşmuştur.



DAVULGU METAMORFİTİ (Kd)

Tanım ve Ad

Hasançelebi volkanitlerinin, Yüceşafak siyenitoyid intrüzyonu ile kontakt metamorfizma ve metasomatizmaya uğraması sonucu gelişmiş metamorfik ve metasomatik bir birimdir. Metamorfitler Davulgu Köyü ve çevresinde yaygınca yüzeylendiği için Davulgu metamorfiti adıyla anılmıştır.

Tip Kesit Yeri

Litolojik özelliklerin çok sık değişmesi nedeniyle tip kesit yeri verilememiştir. Yüceşafak Tepe - Davulgu Mahallesi ve Konukdere Mahallesi - Hasançelebi TCDD istasyonu arası başvuru kesit yerleridir.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Metamorfitin arazide uzaktan Hasançelebi volkanitlerinden en önemli farkı rengidir. Birime gri, bej ve açık kahve renkler egemendir ve bu sayede Hasançelebi volkanitlerinin daha koyu yeşil, gri ve kahverengi renklerinden kolaylıkla ayırte edilir. Sertlikleri çoğunlukla azdır ve yer yer dağılgan - ufalanır özelliktedir. Metamorfizma öncesi birincil kaya özellikleri yer yer korunmuştur. Metamorfik zon içinde yaklaşık doğu - batı gidişli, yapıya uyumsuz, düşeye yakın eğimli siyenit porfir - siyenit apolit, diyabaz ve lamporfir daykları yer alır. Dayklar dayanım farkları ile metamorfitler içerisinde kolaylıkla ayırte edilirler. Daykların ve metasomatik etkilerin yoğunlaştıkları

yerlerde birincil kaya özelliklerinin hemen tümüyle kaybolduğu ve yaygın alterasyonun geliştiği gözlenir. Dayklarda ve dayklara yakın bölümlerde dissemine manyetit - hematit cevher mineralleri sıkca bulunur. Kimi kezde Hasançelebi TCDD istasyonu çevresinde olduğu gibi manyetit ve hematitden oluşan, 1 - 40 cm kalınlıklara ulaşan damar ve yarı stoklar yapıya uyumlu olarak bulunur. Bunun yanı sıra kalsit, kuvars ve baritten oluşan lamina ve damarlar sıkca gözlenir.

Metamorfitin ana minerali skapolittir. Skapolitin yanı sıra aktinolit, diyopsit, vollastonit, alkali feldspat, klorit, kalsit ve epidot bulunur. Skapolitleşme ve cevherleşme Yüceşafak siyenitoyidinin intrüzyonu ile başlamış ve metamorfizma öncesi kayanın birincil yapısı (doku, bileşim, katmanlanma, boylanma, yönlenme vb.) ile de denetlenmiştir.

TCDD Hasançelebi istasyonu doğusundaki Malatya - Sivas karayolu yol yarmasından derlenen örnek skapolit fels bileşimindedir. Kayada % 30 oranında skapolit minerali bulunur. Skapolitin çift kırması 0.10 olmasından dolayı olasılıkla marialit ucuna yakın dipirdir. Kaya içerisinde ayrıca yaygınca klorit, hematit, epidot, kalsit, epidot, kalsit, parçalanmış sfen, ilmenit, titanomanyetit bulunur (Foto 44). Aynı mevkiiden derlenen bir başka örnekte skapolit, kalsit, epidot, diopsit, ışınsal yelpaze biçimli küçük kristaller halinde vollastonit beraberliği izlenir.

Davulgu Köyü batısından derlenen örnek albit - epidot - tremolit - skapolit fels bileşimindedir. İğnemsî, prizmatik

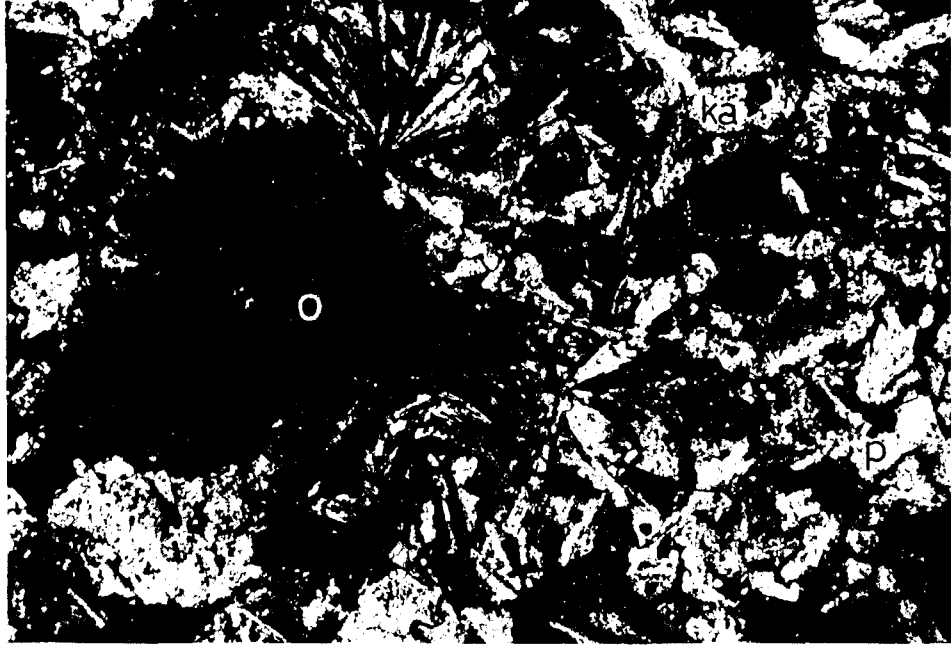


FOTO 44: Hasaelebi TCDD istasyonu doğusunda bir siyenit porfir daykının hemen kontağından derlenen kalsit - skapolit - albit fels örneğinin ince kesitinde kalsit (ka), skapolit (s), plajiolklas (p) ve opak mineral kristalleri. Çift nikel, büyütme X 55.

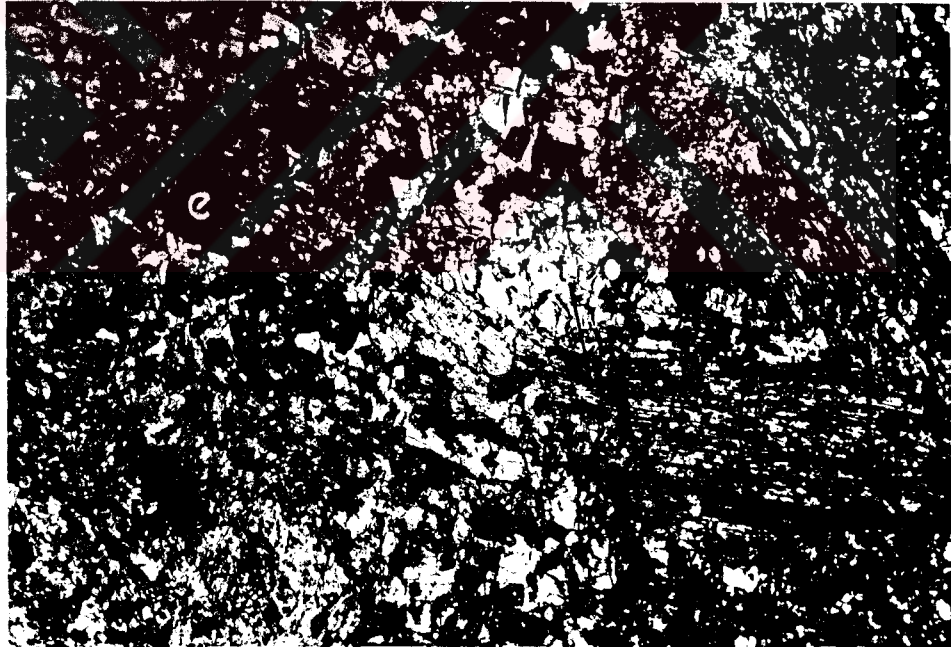


FOTO 45: Davulęu Köyü batısından derlenen albit + epidot + tremolit fels örneğinin ince kesitinde albit (a), epidot (e) ve tremolit (t) kristalleri. Tek nikel, büyütme X 55

kristaller halinde albit ve tremolit kristalleri saptanmıştır. Ayrıca plajiolas kristalleri içindedir tremolit gelişimleri izlenmiştir (Foto 45).

Karakuz Dağı güneyinden derlenen kayanın felsitik dokulu olduğu ve başlıca diyopsit, epidot, daha az oranda kalsit, klorit ve barit içerdiği gözlenmiştir. Opak mineral olarak kısmen martitlemiş magnetit ve pirit izlenir (Foto 46).

Hasançelebi TCDD istasyonunun güneydoğusundan derlenen bir albit epidot fels örneğinde % 50 albit, % 20 epidot, % 10 hornblend % 10 opak mineral ve % 5 - 10 kalsit kristalleri gözlenmiştir (Foto 47 - 48).

Yüceşafak Tepe'nin yakın kuzeyinde derlenen biyotit - diyopsit - skapolit fels içerisinde serizitlemiş skapolit, diyopsit porfiroblastları ve granoblastik biyotit saptanmıştır. Matriks ise skapolit, diyopsit, magnetit, pirit ve klinozoisitten oluşur.

Davulgu metamorfiti içerisinde derlenen örneklerde yukarıda tanımlanan parajenezler dışında şu parajenezler saptanmıştır. Kalsit - zeolit - skapolit, diyopsit - biyotit - skapolit, magnetit - biyotit - diyopsit, pirit - magnetit - biyotit - skapolit, kalsit - skapolit, klorit - zeolit, klorit - plajiolas - epidot, albit - epidot - tremolit. MTA tarafından yapılan sondajların karot örneklerinde sık sık jipse rastlanmıştır. Jipsin yer yer çatlakları doldurduğu, kimi kez de çatlağın iki yanındaki kütleyi hacim genişlemesi sonucu ayırdığı gözlenmiştir. Söz konusu

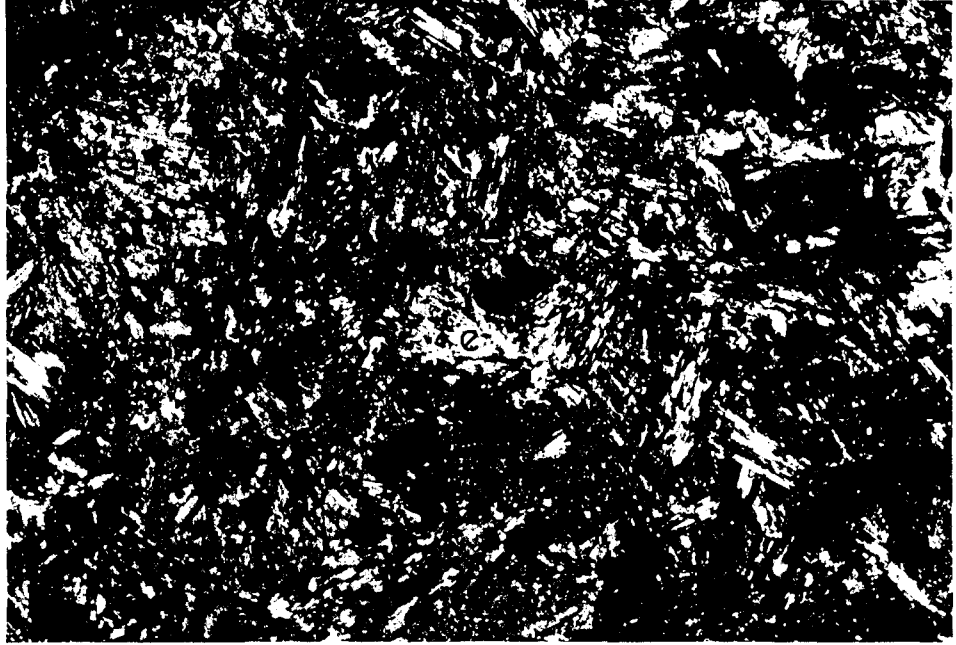


FOTO 46 : Karakuz Dağı güneyinden derlenen albit + epidot + klorit + kalsit fels örneğinin ince kesitinde albit (a), epidot (e) ve kalsit (ka) kristalleri. Çift nikol, büyütme X 22

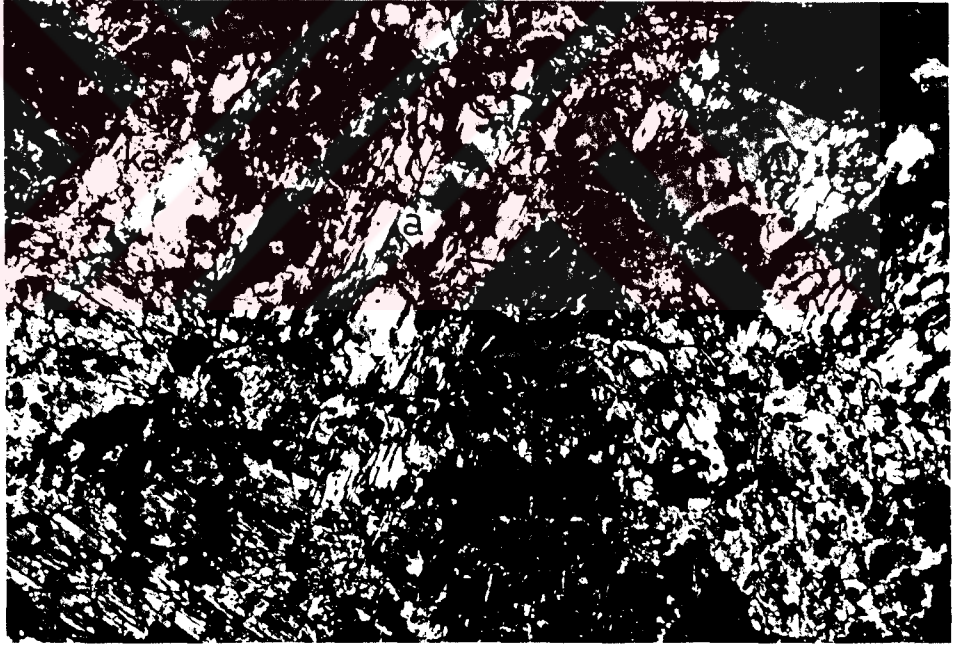


FOTO 47 : Hasaelebi istasyonu güneydoğusundan derlenen albit + epidot fels örneğinde, albit (a), epidot (e), opak mineral (o) ve kalsit (ka) kristalleri. Kayada görülen epidotlar pistaşit türündedir. Çift nikol, büyütme X 55



FOTO 48 : Hasaelebi TCDD istasyonu güneydoğusundan derlenen albit + epidot fels örneğinde, albit (a) ve epidot (e) kristalleri.

bu durum jipsin, anhidritin su alması sonucunda oluştuğu şeklinde yorumlanmış ve jipslerin büyük olasılıkla fmerol ürünü olduğu belirtilmiştir (Kurt ve Akkoca 1971).

Dokanak ilişkileri

Metamorfitler yanal ve düşey yönde Hasaelebi volkanitleri ile tedrici geçişlidir. İki birim arasındaki sınır metamorfitten itibaren, skapolit mineralinin en son görüldüğü yerden, çoğunlukla yaklaşık çizilmiştir. Yüceşafak siyenitoyidine ait stok ve doğu - batı doğrultulu onlarca siyenit porfir - apilit daykı ile intrüzif ilişkilidir. Hemen hemen dört bir yandan Sivritepe trakiti yesi ile kesilip rtlrler. Güney dokanağı COF ile sınırlanır. Söz konusu fayın ters atım bileşeni nedeniyle Kazancı ve Karasivri

Tepe arasında kalan bölümde Hocalıkova ofiyoliti metamorfit üzerinde yüksek açılı, güneye eğimli ters bir düzlemle yer alır. Karakuz Dağı'nda ise metamorfit, Kamatlar formasyonu üzerinde yine yüksek açılı, kuzeye eğimli ters bir düzlemle bulunur. Bu bölümde fay zonu boyunca metamorfitin tabanında Kızılceviz ve Kızılca kale mevkilerinde, Hocalıkova ofiyolitine ait listfenitler yüzeyleyir.

Kalınlık ve Yayılım

İnceleme alanında metamorfitin tabanı gözlenemediğinden gerçek kalınlıklarını saptamak olası olmamış ancak en az 100 m kalınlıkta olabilecekleri tahmin edilmektedir. Yaklaşık 15 km² lik bir alanda yüzeyleyirler. Metamorfitin böyle geniş bir alana yayılması onu kesen daykların geniş bir alana yayılımı, sıklığı yanısıra metamorfitin tabanında henüz yüzeylememiş yaygın bir siyenitoyid yerleşimi ile ilişkilidir. Başlıca yüzeylemelerini Davulgu ve Çulhalı Köyleri, Knukdere Mahallesi, TCDD istasyonu çevresi ve Karakuz Dağı boyunca verir.

Yaş

Metamorfit köken kayasının Hasaңelebi volkanitleri olmasından dolayı Üst Kampaniyen - Maestrihtiyen yaşındadır. Metamorfik özelliğini Yüceşafak siyenitoyidinin sokulumu ile kazandığı için metamorfizma yaşı Üst Maestrihtiyen'dir.

Ortam

Davulgu metamorfiti, Yüceşafak siyenitoyidinin Hasaңelebi volkanitlerini kesmesi sonucunda gelişmiştir. Metamorfitte en sık

rastlanan skapolit mineralinden yola çıkarak, metamorfitin oluşum koşulları tartışılacaktır.

Skapolitin oluşum koşulları başlıca metamorfik ve metasomatik olaylarla sınırlanmış olsada çok geniş oluşum aralığına sahiptir. Shaw (1960) skapolitin oluşabileceği ortamları şöyle sıralamıştır.

- * Rejyonel metamorfik kayalarda, özellikle mermer, karbonatlı gnays, granülit, yeşil şist ve az miktarda pelitik ve psamitik metamorfitlerde.
- * Plütonik kayaçların kantağındaki karbonatlı sedimentlerde.
- * Pnömatolitik ve hidrotermal alterasyona uğramış bazik mağmatik kayalarda.
- * Rejyonel metamorfitler içindeki damarlarda.
- * Volkaniklerden kaynaklanan kontakt metamorfik etki ile.
- * Metamorfizmaya uğramış tuz yataklarında.

Skapolit oluşumu belli bir P - T aralığı ile sınırlı olmayıp başlıca yeşil şist, granülit - eklojit, sanidinit ve piroksen hornfels fasiyeslerinde görülebilir.

Pek çok kayaçada plajioklas ve skapolitin arasında zıt bir ilişki olmasına rağmen bu iki mineral birlikte görülebilmektedir. Davulgu metamorfitlerinde de skapolitin plajioklası ornattığı veya onun bulunmadığı yerde onun yerine oluştuğuna dair hiç bir veri bulunamamıştır.

Skapolit, siyenit porfir ve aplit dayk sisteminin gelişimini izleyen tektonik, kontakt metamorfizma ve hidrotermal aktivite

sırasında oluşmuştur. Bilindiği gibi skapolitin oluşabilmesi için önemli miktarda Cl'a gereksinim vardır. Ancak tüm skapolit oluşumlarında Cl'un kaynağı birçok araştırmacı tarafından tartışılmaya gelmiştir. Cl'lu çözeltilerle ilgilenenler başlıca 3 ana problem üzerinde durmuşlardır.

- 1- Cl' un mağmasal mı, yoksa çevre kayalardan mı kaynaklandığı.
- 2- Cl'lu çözeltilerin türü ve bununla bağlantılı metallerin çözülme sıcaklığı.
- 3- Cl'lu çözeltilerin parçalanması ve metallerin çökmesidir.

Araştırmacılar Cl için genel olarak iki kaynak kabul etmişlerdir. Door (1973) Cl'un birincil kaynağını mağmatik intrüzyon sürecinde içine yerleştiği ve kısmen özümlediği veya çeperinde sıcak akışkanların yıkadığı Cl'ca zengin evaporitik çökeller olabileceğini önermiştir. Whitney vd. (19) a göre ise Cl kaynağı mağmanın kendi bünyesidir. Yazarlar özellikle alkali karakterdeki mağmaların gaz fazının etkin olduğu dönemlerde Cl'ca zenginleştiği ve çeşitli iç tepkimelerle karmaşık reaksiyonlara dönüştüğünü belirtmişlerdir.

Cl'un kaynağı aranırken çevre kayacın mutlaka evaporitik çökeller olması gerekli değildir. Bilindiği gibi deniz suyundaki en yaygın anyon Cl dur. Killi kayalardaki gözeneklerde % 0.1 oranında çözülmüş ve tümüyle okyanus suyu kökenli Cl olduğu saptanmıştır (Savaşçın 1986). İlk sediman oluşumunda başlangıçta gözenek suyunun % 50 olduğu düşünülürse killi kayalardaki tuz miktarıda kendiliğinden ortaya çıkar.

Sıkıştırılmış kil içerisine basılan su, başlangıca göre daha

az su muhtevası ile ortaya çıkar. Tuzun filtrelenmesi olarak bilinen bu olay, sıkıştırılmış kilden anyonların kısmen uzaklaşmasıyla gerçekleşir. Sonuç olarak çözünmüş olan tuz, yarı geçirimli bir zar olarak davranan sıkıştırılmış kile, sudan süzülür. Filtrelemenin bir sonucu olarak, tuzun sıkıştırılmış kile girdiği noktada çözünmüş tuzlar oluşur.

Doğal yeraltı suları yukarı doğru yarı geçirimli şeyl katmanlarına geçerken, alttaki kırıntılı birimlerde de çözünmüş tuzlar meydana gelir. Yüksek tuzlu salamuralar sedimanter havzaların derin kumtaşları için tipiktir ve tuz süzülmesinin bir sonucu olarak ortaya çıkarlar (Hitchon ve Friedman 1969).

Yukarıdaki tartışmalar ışığında, Davulgu metamorfizminde ki yaygın skapolit oluşumunu sağlayan Cl'un başlıca kaynağı alkali karakterli mağmatizma ve volkanoklastik çevre kayalar olmalıdır. Metamorfizmin oluşumunda etkin olan basınç ve sıcaklık koşulları verilmek istendiğinde parajenezlerde gözlenen minerallerden vollastonit kullanılabilir. Winkler (1975)'e göre vollastonitin düşük basınçlarda 520 +15 C aralığında oluştuğu varsayılmıştır. Bununla birlikte parajenezlerde yer alan diyopsitin varlığında göz önüne alınırsa kontakt metamorfizma fasiyeslerinden piroksen hornfels fasiyesinin hüküm sürdüğü öne sürülebilir. Ayrıca zeolit mineralinin bu fasiyes içinde yer alması metamorfizmada litostatik basıncında egemen olduğunu gösterir.

HÜYÜK KİREÇTAŞI (Khü)

Tanım ve Ad

Üst Kretase döneminde Hekimhan havzasının son çökme ürünü olan kireçtaşı, tipik olarak Hüyük Tepe'de yüzeleendiği için Hüyük kireçtaşı adıyla adlanmıştır.

Tip Kesit Yeri

Kireçtaşı, tip kesitini Hüyük Tepe'de verir. Kale Tepe ise yardımcı kesit yeridir.

Kaya Türü Özellikleri

Kireçtaşı, dayanım farkı ile topoğrafyada genellikle sarp yükseltiler yapabildiği gibi, yer yer tınaz tepeler ve tatlı engebeli sırtlarda oluşturmuştur. Beyaz - bej - açık gri renkli, orta - kalın katmanlı kireçtaşı, tabandaki Hekimhan formasyonu ile geçişli olduğu düzeylerde yanal yönde süresizdir. İstif üste doğru çok kalın katmanlıya dönüşür ve yer yer masif özelliğindedir. Sert, az çatlaklı, düzensiz ve köşeli kırıklıdır. Özellikle güney alanlarda Alibaba, Kuzkulağı, Sırtıolu ve Mağarakaya Tepe'lerde polye, dolin, mağara ve uvala tipinde karstik yapılar yaygındır.

Kireçtaşı içinde birbirinden farklı fasiyesler izlenmiştir. Zorbehan Dağı ve Kale Tepe'de bol bentik makro ve mikro fosilli, yer yer kumlu, spartik, biyoklastik kireçtaşı fasiyesleri gözlenir. Alibaba, Mağarakaya ve Kuzkulağı Tepe'ler çevresinde pelajik fosilli, açık gri, yer yer pembe kireçtaşı fasiyesleri

egemendir. İncekesit çalışmalarında, biyosparitin ve biyomikritin yanı sıra intrabiyosparit, intrabiyomikrit tanımlanmıştır.

Hüyük Tepe'nin kuzeydoğusundan, istifin tabanından derlenen örnek killi biyomikrit olarak tanımlanmıştır. Kayada % 30 oranında, homojen dağılmış Globotruncana sp., Radiolaria sp. vb. pelajik fosiller, % 5 kuvars - feldspat türünde ince kum boyu kırıntılar tanımlanmıştır. Aynı mevkiide istifin orta düzeylerinde yüzeylenen biyomikrit ise % 40 oranında Globotruncana sp. ve Rugoglobigerina sp. türünde pelajik fosiller ve % 3 - 5 oranında opak dolgulu gözenek kapsar (Foto 50). İstifin en üst seviyesinden derlenen biyomikrit örneğinde ise pelajik fosillerin % 50 - 60 oranına ulaştığı gözlenir. Ayrıca kaya içinde heterojen dağılan % 10 oranındaki Rudist kırıntıları ise genellikle köşeli, çubuksu ve çeperleri mikritik bir zarfla çevrilidir.

Kale Tepe' de kireçtaşının alt düzeylerinden biyosparit örneğinde % 50 - 60 oranında Orbitoides sp., Mollusk, Ostracod, Rudist, Gastropod ve alg gibi biyoklastlar ve % 10 pellet gözlenmiştir. Bağlayıcı kötü yıkanmış spari kalsittir (Foto 51). İstifin yaklaşık orta düzeylerinden derlenen örnek dolomitli kireçtaşı olarak tanımlanmıştır. Kayada % 25 - 30 oranında, heterojen dağılmış, kısmen zonlu, subhedral - anhedral dolomit kristalleri yer alır. % 30 oranındaki makro ve mikro fosil kavkılarının kısmen silisleştiği gözlenir. İstifte daha üstte yer alan kireçtaşlarında dolomit miktarının artarak % 40 - 50'ye ulaştığı saptanmıştır. Böyle bir kesimden derlenen örnekte % 50 orana sahip dolomit kristallerinin ince - orta taneli ve subhedral

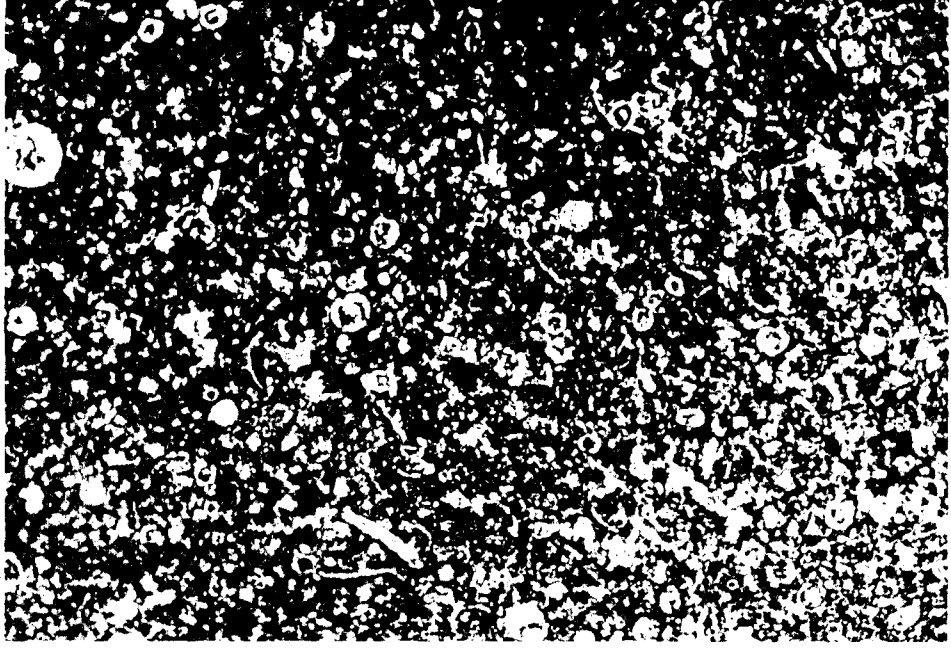


FOTO 50: Hüyük Tepe'den derlenen biyomikrit örneğinin mikro fotoğrafında pelajik fosiller. Tek nikol, büyütme X 55



FOTO 51: Kale Tepe'de yüzeylenen Hüyük kireçtaşı'ndan derlenen biyosparit örneğinin ince kesitinde bentik Foraminifer (f), Rudist (r) vb. biyoklastlar. Çift nikol, büyütme X 22

olduğu ve yer yer kavkı kenarlarını ornatarak büyüdüğü saptanmıştır. Ayrıca kayada iki yönde gelişen çatlaklar iri kalsit kristalleri ile doldurulmuştur.

Zorbehan Dağı güneyinden, istifin alt düzeylerinden derlenen örnek killi biyomikrit olarak tanımlanmıştır. Kayada % 40 oranında Globotruncana sp., Globigerina sp., Globigerina sp. ve Radiolaria sp. türünde pelajik fosillerin yanında, % 10 oranında irli ufaklı Rudist vb. kavkı kırıntıları ve % 5 oranında volkanik kökenli kaya kırıntısı gözlenmiştir. Zorbehan Dağı güneyinden istifin üst düzeylerinden derlenen biyosparit örneğinde, % 15 orta iri taneli, Rudist, Ekinid vb. makro kavkı kırıntısı, % 30 Orbitoides, Siderolites, vb. foraminiferler yer alır. Kaya içinde homojen dağılmış olan Foraminiferlerin kavkıları genelde aşınmasızdır. Makro kavkı biyoklastları ise köşeli tanelidirlir ve kaya içinde düzensiz dağılmışlardır. Allokemlerin aralarını ve gözeneklerini % 90 oranında sparit, % 10 oranında ise mikrit doldurmuştur. Ayrıca kayada % 3 - 5 arasında değişen oranlarda tane arası ve kalıp boşluğu gözenekliliği gelişmiştir.

Hatunkaya Tepe'nin güneydoğusundan derlenen biyomikrit örneğinde ise, kayada heterojen dağılmış Orbitoides sp, Rotalia sp, Rudist kavkı parçaları vb. gibi bentik kavkı parçaları gözlenmiştir. Tutturucu genellikle mikrit ve yer yer kötü yıkanmış sparikalsittir (Foto 52).

Dokanak İlişkileri

Kireçtaşı, tabanda Hekimhan formasyonu ve Hasaңcelebi



FOTO 52: Hatunkaya Tepe' nin güneydoğusundan derlenen biyomikrit örneğinin mikrofotografı. Fotoda ortada görülen iri fosil Orbitoides sp.'dir.

volkanitleri ile geçişlidir. Tavanda ise Zorbehan dolomiti ve Akpınar formasyonu ile geçişli, Kamatlar formasyonu ve Ağbayır formasyonu ile açısız uyumsuzlukla örtülen kireçtaşı, inceleme alanının güneybatı bölümünde Yukarı Selimli diyoriti ile kesilerek kontakt metamorfizmaya uğramıştır.

Kalınlık ve Yayılım

Kireçtaşının kalınlığı, Hüyük Tepe'de 100 m, Kale Tepe'de 200 m, Kırankaya Tepe'de 150 m ölçülmüştür.

COF kuzeyinde yüzeylemeyen kireçtaşı, aşınma ve yer yer daha genç kayalarla örtülmesi nedeniyle, yamalar şeklinde kalmış düzensiz yayımlı mostra örnekleri sunar. Başlıca, Hüyük, Mağarakaya, Saçayak, Alibaba, Surat, Alantabur, Sattepe, Köklüce,

Güllüçal, Çakmaklı, Güvercin, Kale, Öküzarkaç, Kiriş, Dengiser, Yanrat, Gültepe ve Ünkaya Tepe'ler dolaylarında yüzeyletir.

Fosil Kapsamı ve Yaş

Yukarıda belirtildiği gibi kireçtaşları güneyde pelajik, kuzeyde ise bentik fosiller açısından oldukça zengindir. Güneyde Hüyük Tepe'den derlenen bir örnekte,

Globotruncana falsostuarti Sigal

Rugoglobigerina sp.

Radiolaria sp.

Rotalidae

Rudist kavkısı

Hüyük Tepe'nin batısından derlenen bir başka örnekte,

Globotruncana sp.

Globotruncanella sp.

Nodosaria sp.

Radiolaria sp.

Siderolites sp. (taşınmış)

Pelecypod kavkısı ve sünger spikülleri

Mağarakaya Tepe'nin güneybatısından derlenen bir örnekte,

Globotruncana lapparenti (Brotzen)

Globotruncana stuarti (D'Lapparent)

Rugoglobigerina sp.

Globotruncanidae

Rudist kavkı parçası

Çakmaklı Tepe güneyinden derlenen bir örnekte,

Globotruncana linneiana (D'Orbigny)

Globotruncana sp.

Rugoglobigerina sp.

Orbitoides sp. (parça)

Pelecypod ve gastropod kavkı parçası

Çangalbaş Tepe'nin batısından derlenen bir örnekte,

Siderolites calcitrapoides Lamarck

Orbitoides sp.

Bryozoa

Alg

Rudist kavkı parçası

Ortam

Hekimhan havzasında Orta - Üst Maestrihtiyen döneminde volkanizma duraklamış ve / veya yavaşlamış, belkide volkanik eksen kuzeye doğru kaymıştır. Böylece yakın pozitif alanlardan havzaya kırıntı gelişi azalmış güney alanlarda karbonat çökmesi gerçekleşmiştir.

Hekimhan kuzeyinde Zorbehan Dağı - Kale Tepe ekseni boyunca, başlangıçta pelajik fosilli biyomikrit, giderek sığlaşan ve lagüne dönüşen havzada, dalga tabanı üzerinde bentik fosiller kapsayan biyosparit çökelmiştir. Aynı dönemde Hekimhan'ın güneyinde Hüyük Tepe - Saçayağı Tepe ekseni boyunca palajik fosilli biyomikrit çökelmiştir. Hasaңcelebi yöresinde ise volkanizma Paleosen'e dek

aralıklarla devam ettiği için havzanın bu bölümünde kireçtaşı çökelememiştir.

Hüyük kireçtaşında kalınlık ve fasiyes değişimleri çökme ve çökelmenin birlikte farklı etkileri ile ilişkilidir. Çökme süresince, çökmenin yanısıra gelişen tektonik hareketlerin sağladığı batimetrik değişimler birbirinden farklı çökme koşullarında farklı fasiyeslerin gelişimini sağlamıştır. Bu veriler topluca değerlendirildiğinde Üst Maestrihtiyen'de havzanın güney bölümünün kuzeye oranla daha derin olduğu sonucu çıkarılmıştır.



ZORBEHAN DOLOMITİ (Kz)

Tanım ve Ad

Başlıca dolotaşı, dolomitli kireçtaşı, kalsitli dolomit gibi kayaları içeren birime dolotaşı egemendir. Birim tipik yüzeylenmesini Zorbehan Dağı'nda verdiği için (Foto 53) ilk kez Zorbehan dolomiti adıyla adlanmıştır.

Tip Kesit Yeri

Tip kesit yeri Zorbehan Dağı'nın güney ve kuzey yamacıdır.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Birim tip kesitini verdiği Zorbehan Dağı'nda sarp ve keskin topoğrafik görünüşü ile karakteristiktir. Rengi açık gri ve bej arasında değişir. Katmanlanma belirgin olup kalınlıkları altta orta - kalın, ortada masif, üstte ise orta - kalın arasında değişir. Arazide çekiçle vurulduğunda çıkardıkları pis koku ve % 10'luk HCl karşısındaki zayıf tepki göstermeleri ile ilişkide olduğu Hüyük kireçtaşından ayırt edilmiş, çizilen sınır derlenen örneklerin laboratuvarında ince kesit incelemeleri ile de deneştirilmiştir. Sivritaş Tepe'nin kuzey yamaçlarında dolomitin ufalanarak kof - dağılgan bir özellik kazandığı ve Hatunkaya Tepe'nin batı yamacında ise kayanın gözenekliliğinin oldukça arttığı ve iri koğuklar şeklinde gözeneklilik kazandığı gözlenmiştir.

Birime ait örneklerin petrografik analizlerinde kayanın % 30 - 100 oranında ince - orta taneli dolomit kristalleri içerdiği

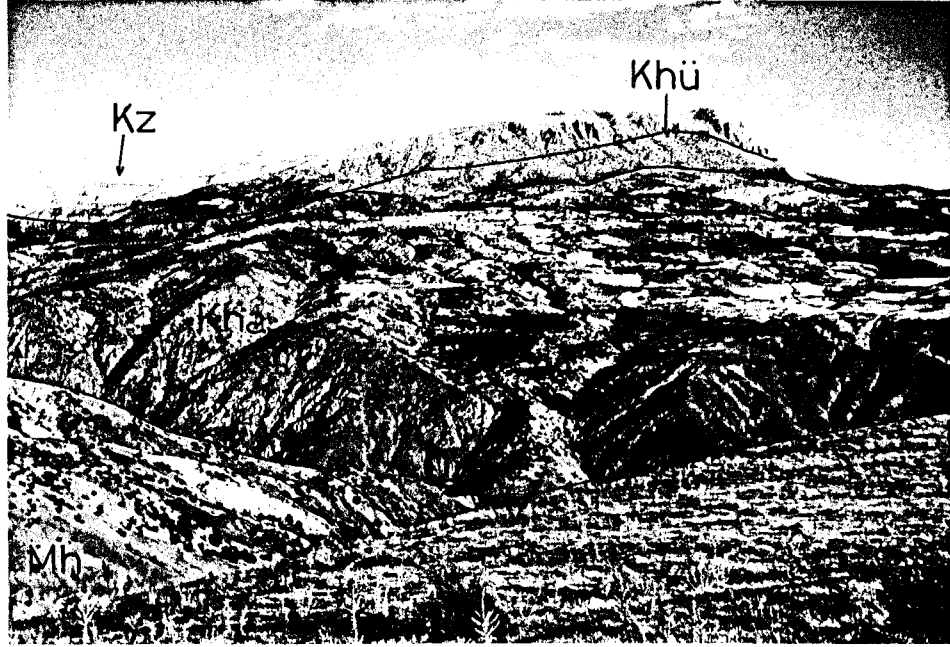


FOTO 53 : Zorbehan Dağı'na kuzeybatıdan bir bakış. Fotonun sol alt köşesinde Hocalıkova ofiyoliti (Mh), karşı vadide Hasançelebi volkanitleri (Kha), volkanitlerin üzerinde Hüyük kireçtaşı (Khü) ve en üstte dağın sol kesiminde Zorbehan dolomiti (Kz) görülmektedir.

saptanmıştır. Kaya sınıflamasında Pettijohn (1949) ve Gregg ve Duncan (1984) tarafından önerilen sınıflamalar kullanılmıştır. Dolomit içerisinde % 10 - 60 oranında değişen oranlarda bulunan biyoklastların dolomitleşmeden kısmen korunduğu veya tümüyle yok oldukları belirlenmiştir. İstifte dolomitleşme alttan üste ve güneyden kuzeye doğru artış gösterdiği için kaya tanıtımı güneyden kuzeye doğru yapılacaktır.

Zorbehan Dağı güneyinden derlenen bir dolomitli kireçtaşı örneğinde % 40 iri, öz şekilli ve zonlu dolomit kristallerinin arasında dolomitleşmeden korunmuş spari kalsit kristalleri ve biyoklastların yer aldığı gözlenmiştir (Foto 54)

Zorbehan Dağı'nın zirvesine yakın düzeylerde yüzeylenen dolomitli kireçtaşı açık gri renkli, belirsiz kalın katmanlı -

masif ve oldukça serttir. Bu bölümde yaygın koçuk ve mağara türü karst yapıları gelişmiştir. Bu mevkiiden derlenen dolomitli biyoklastik kireçtaşı % 45 rudist vb. kavkı kırıntısı ve % 15 orbitoid vb. bentik foraminifer gözlenmiştir. Bir bölümü kısmen silisleşmiş biyoklastların aralarını matriks görünümü % 30 oranında, orta iri taneli, öhedral dolomit kristalleri doldurmaktadır. Kristaller doğru sönmeli ve zonludur. Dolomit kristallerinin çekirdek ve çeperleri organik veya opak minerallerden oluşur. Dolomitler sık sık kavkı kenarlarını ornatarak büyümüşlerdir. Köken kayanın biyosparit olduğu varsayılan kaya idiyotopik P sınıfındandır (Foto 55).

Sivritaş Tepe'den derlenen örneğe dolomit adı verilmiştir. Kayanın % 90'nı ince - orta taneli, anhedral dolomit kristalleri oluşturmuştur. Ayrıca hayalet (Ghost) şeklinde korunmuş % 10 kadar fosil kavkısı saptanmıştır. Ksenomorfik A türünde olan kayadaki dolomitlerin ince taneli oluşlarına dayanarak kökenleri olasılıkla biyomikrit olarak düşünülmüştür.

Alıç Tepe güneyinden derlenen dolomitli kireçtaşı örneği öz şekilli, eş taneli ve zonlu dolomit kristallerinden oluşur. % 40 oranında bulunan, bir kısmı silisleşmiş olan kavkılarının çeperleri boyunca dolomit kristallerince ornatıldığı gözlenmiştir. Kaya idiyotopik E sınıfındandır (Foto 56).

Alıç Tepe'nin kuzeybatısındaki dolotaşı örneği ise eş taneli, doğru sönmeli, tane destekli, öhedral - subhedral dolomit kristallerinden oluşur. Dolomit kristallerinin dilinimleri opak minerallerce doldurulmuştur. % 5 - 8 zonlu ikizli plajiolit ve %

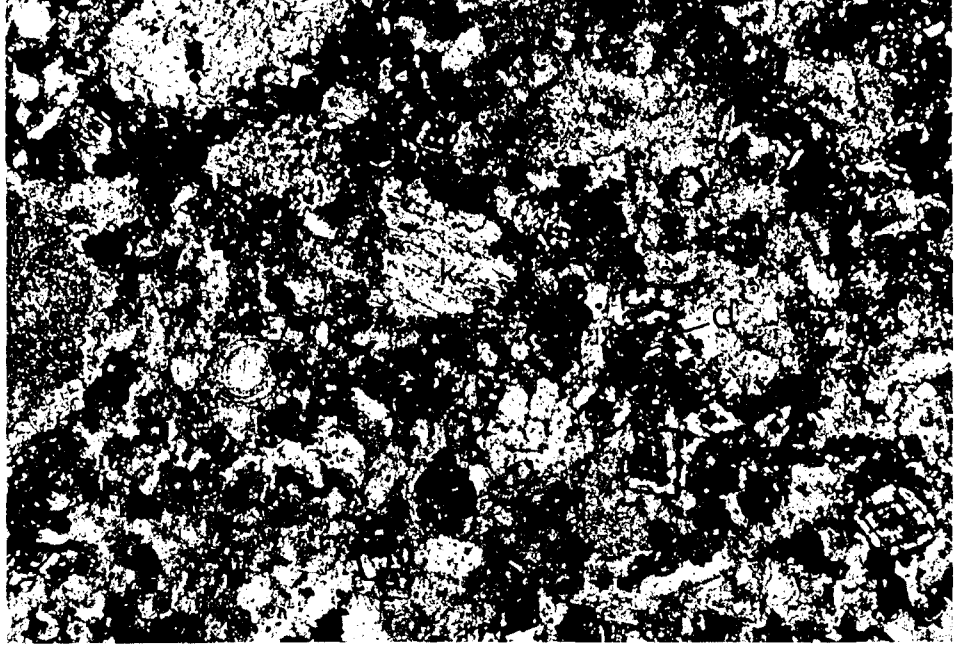


FOTO 54 : Zorbehan dolomitine ait bir örnekte dolomitli kireçtaşı. Fotoda iri öz şekilli, zonlu dolomit (d) kristalleri ve dolomitleşmeden korunmuş kalsit (k) kristalleri görülür. Kalsit Alizerin S testi sonucunda pembe renk kazanmıştır. Çift nikol, büyütme X 22



FOTO 55 : Zorbehan dolomitine ait bir örneğin ince kesitinde kalsitik (k) kesim içinde yüzer durumda, zonlu dolomit (d) kristalleri görülmektedir. Fotoda ayrıca, dolomitleşmeden kısmen korunmuş rudist kavkı kırıntısı (kk) ve plajiyoklas (p) kırıntısı yer alır. Çift nikol, büyütme X 22

5 iri kalsit dolgulu çatlak ve gözenek gözlenmiştir. Kaya idiyotopik S türündedir (Foto 57).

Alıç Tepe kuzeyindeki dolomitte ise % 90 oranında, birbirleriyle tane destekli, eş taneli, doğru sönmeli ve süturlu dokanaklı dolomit kristalleri yer alır. Dolomit içinde % 30 andezit, plajioklas vb. gibi volkanik kökenli kaya kırıntıları gözlenmiştir.

Dokanak ilişkileri

Zorbehan dolomiti tabanda Hüyük kireçtaşı, Hekimhan formasyonu ve Hasaңcelebi volkanitleri tavanda ise Ağharman jipsi ile yanal ve düşey tedrici geçişlidir. Ağbayır çakıлтаşı ile uyumsuz olarak örtülür.



FOTO 56 : Zorbehan dolomitinden derlenen bir dolomitli kireçtaşı örneğinde iri, zonlu dolomit kristalleri. Dolomitlerin merkezi kısımları opaklaşmıştır. Çift nikol, büyütme X 22

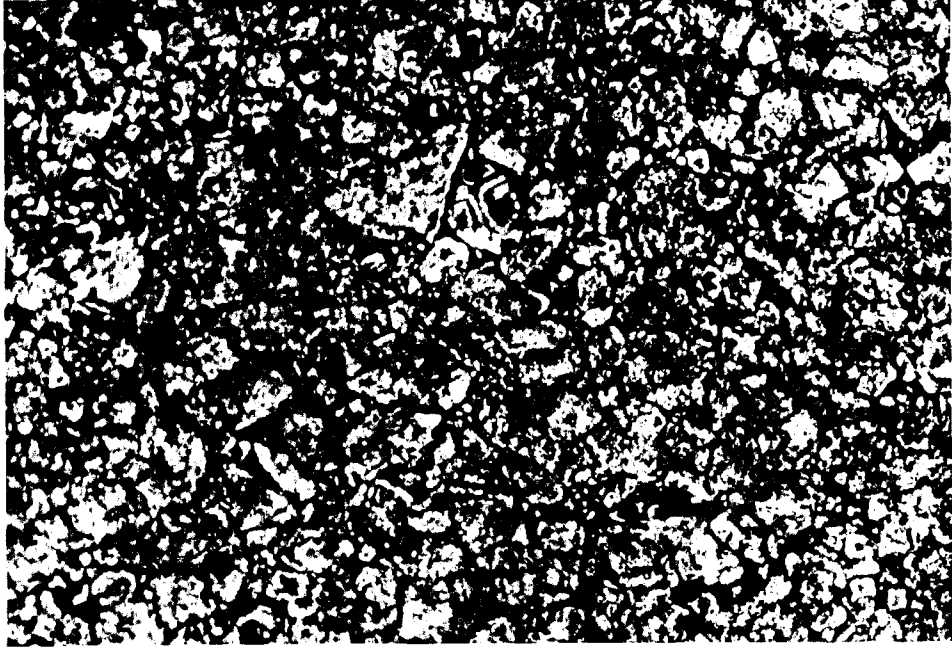


FOTO 57 : Zorbehan dolomitine ait bir örneğin ince kesitinde ince - orta taneli, subhedral dolomit kristalleri. Çift nikol büyütme X 22

Kalınlık ve Yayılım

Birimin kalınlığı çıkarılan enine kesitlerde yaklaşık 200 m hesaplanmıştır. Ancak kalınlık Zorbehan Dağı'nın kuzeyinde güneydekine oranla 50 m kadar daha fazladır. İnceleme alanında yaklaşık 12 km² lik bir alan kaplar. Başlıca yüzeylendikleri alanlar Zorbehan Dağı, Sivritaş, Küçükkale, Büyükkale, Gözün, Pınar ve Evsün Tepe dolaylarıdır. Çangalbaşı, Kale, Kandil ve Yunalı Tepe dolaylarında yüzeylenen Hüyük kireçtaşında yerel dolomitleşmeler saptanmıştır, ancak haritalanacak kadar devamlı ve belirgin olmadıkları için Zorbehan dolomiti kapsamına alınmamıştır.

Fosil Kapsamı ve Yaş

Formasyon fosil açısından zengin olmasına karşın dolomitleşme nedeniyle bu fosillerden çok azı tanınabilmektedir. Zorbehan Dağı'nın zirvesine yakın ve istifin alt düzeyinden derlenen örnekte,

Orbitoides medius (D'Archiac)

Orbitoides sp.

Amhistegina sp.

Siderolites sp.

Fissoelphidium sp.

Rotaliidae

Rudist kavkıları

Globotruncana bulloides (Vogler) (Taşınmış)

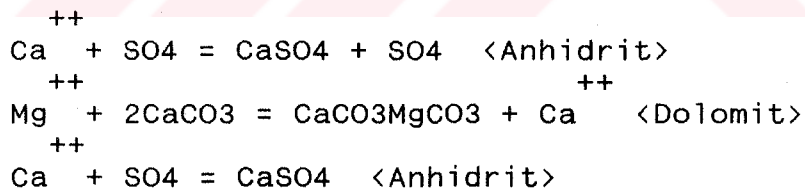
Fosilleri saptanmıştır. Bu fosil topluluğu Üst Maestrihtiyen yaşını vermektedir. Bulumenthal (1938), Izdar ve Ünlü (1985) Zorbehan kireçtaşı adıyla tanımladıkları birimin Tersiyer'in başlangıç seviyelerini içerdiğini belirtmişlerdir. Tarafımızdan yapılan çalışmada ise dolomit içerisinde Paleosen yaşını veren fosil verisi bulunamamıştır.

Ortam

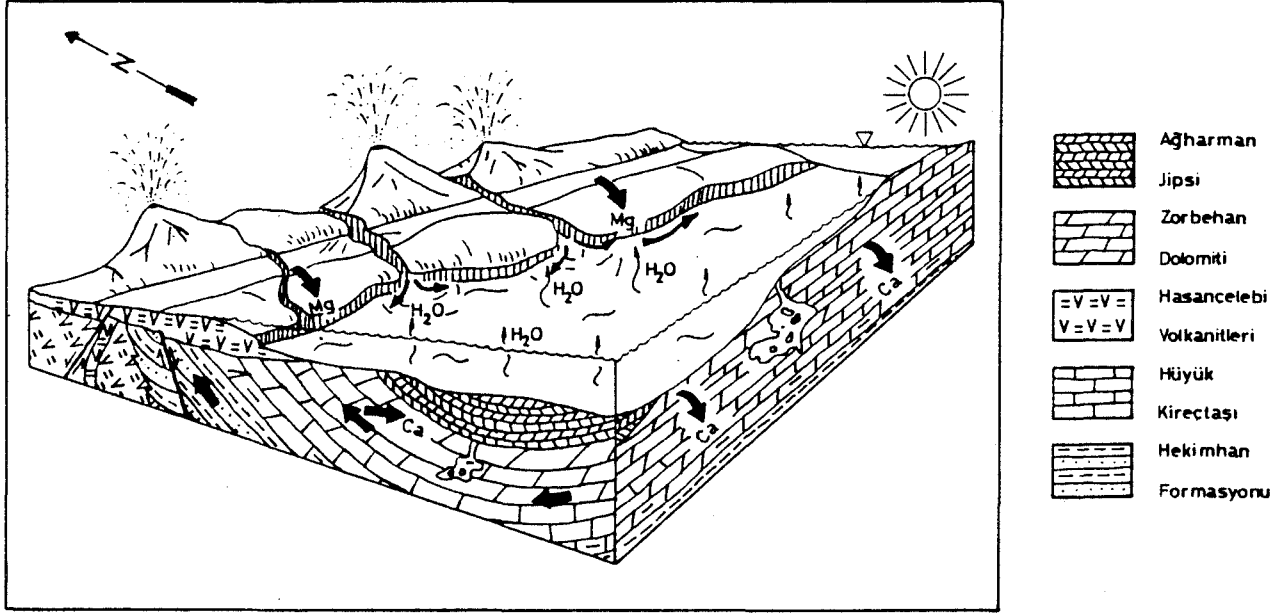
İnceleme alanının içinde bulunduğu Hekimhan havzası Üst Kampaniyen'den Üst Maestrihtiyen'e dek volkanit, kırıntılı ve kimyasal çökellerle doldurulmuştur. Havzanın dolması ve / veya subsidansın durması ile eş zamanlı olarak özellikle kuzey alanlar regresyona uğramıştır. Üst Maestrihtiyen' de kuzeyden güneye ilerleyen regresyon ile bugünkü Zorbehan Dağı ve çevresinde lagün gelişmiştir. Zorbehan dolomiti bu lagüner çanağın gelişimine

paralel koşullarda, aşağıda kısaca değinilen mekanizmalar eşliğinde oluşmuştur.

Arazi ve laboratuvar gözlemleri, dolomitizasyonun bölgesel olarak tektonik ve volkanik aktivite ile denetlendiğini göstermiştir. Zaman zaman duraklayan tektonizma ve ilişkili volkanizma Üst Maestrihtiyen'in herhangi bir döneminde yeniden aktifleşmiş, çevreye tüf - breş ve lav püskürtmüştür. Püskürme sonucu hidrolojik sistemde ısı konveksiyonu başlamıştır. Konveksiyonun gerçekleştirdiği ısı akımı deniz suyunun lagün sistemine girmesine yol açmıştır. Bu esnada volkanizmanında etkisiyle ısı artışına paralel evaporasyon gerçekleşmiş ve evaporasyon ağır tuzlu sular oluşturarak bu suların lagün tabanına göçmesine neden olmuştur. Yüksek derecede doygunluğa ulaşan tuzlu sular kimyasal açıdan güçlü çözeltilerdir. Bu çözeltilerdeki Ca anhidrit - jips çökeliminde kullanılmış ve dolayısıyla, Mg/Ca oranları normal deniz suyundan birkaç kat daha yükselmiştir (Şekil 43). Genel tepkimeler şöyledir,



Lagünde biriken Mg ca zengin tuzlu sular tabandaki henüz diyajenez ugramamış biyoklastik ve yüksek gözenekli kireçtaşlarının içlerine süzülürler. Daha önce kimyasal olarak çökelen kireçtaşlarında gözenekler kapilleri büyüklüğündedir. Gözeneklerdeki bünye suyu hafif akışkanların girişine engel olur. Ağır tuzlu sular ise lagünel sirkülasyonu sürdürecektir şekilde yavaş yavaş gözeneklere sızarlar. Lagün tabanından konveksiyon akımları



ŞEKİL 36: Zorbehan dolomitinin ve Ağharman jipsinin olası oluşum modelini gösterir blokdiyagram.

ile hareket eden aşırı doygun tuzlu su bünye suyundan daha yüksek yoğunlukları nedeniyle onunla yer değiştirir. Tuzlu sular gravitasyon etkisiyle düşey yönde hareket etme eğilimindedirler. Ancak düşey göç yolları geçişe elvermediğinde litolojik değişim sınırlarını ve/veya katmanlanma yüzeylerini izlerler. Tuzlu suyun içinde dolaştığı kayalar kimyasal ve fiziksel açıdan duraysız olan aragonit ve yüksek magnezyum kalsitten oluşurlar. Bu karbonatlar ise aşırı doygun tuzlu sularla dolomitleşmeye uygundur. Dolomitizasyon esnasında Mg kayıpları ve Ca artışları iksel tuzlu suyun Mg/Ca oranını düşürür. Ayrıca dolaşımdan dolayı ısıları da oldukça düşer.

Zorbehan dolomitinde ki dolomit kristallerinin yer yer ince veya iri taneli, yer yerde öz şekilli veya öz şekilsiz

olmaları dolomitleşmenin hızı ve köken kayaların ilksel dokuları ile ilgili olmalıdır. Kristaller arası sınırlardaki değişimler ise ortamın kritik sıcaklığı ile ilişkilidir (Gregg ve Duncan, 1984). Düşük sıcaklıklarda ve süper doygunlukta kristaller arası sınırlar levhamsı yüzeyli, yüksek sıcaklıklarda (50 - 100 C) ve yüksek süper doygunluk durumunda kristal yüzeylerine rastgele eklenen atomlar nedeniyle levhamsı olmayan kristaller arası sınırlar gelişir.

Özetlenecek olursa, Zorbehan dolomiti Hüyük kireçtaşının tektonik - volkanizma - evaporasyon ve bunların ortak etkileri ile gelişen ısı konveksiyonu yoluyla sin ve post sedimanter dolomitleşmesi sonucunda oluşmuştur.

GALA MERMERİ(Kg)

Tanım ve Ad

İnceleme alanı güneybatı bölümünde yüzeylenen çoğunluğu granatlı mermer ve yer yer mermer, rekristalize kireçtaşı, kalk silikat fels türündeki metamorfite Gala Tepe ve dolaylarında gözlemlendiğinden Gala mermeri adı verilmiştir.

Tip Kesit Yeri

Birim tip kesitini Bayraktar Tepe' den kuzey - güney geçen bir hat boyunca verir.

Kaya Türü Özellikleri

Köken kayanın Hüyük kireçtaşı olduğu metamorfite granatlı mermer egemendir. Mermer arazide Hüyük kireçtaşından bol miktarda yeşil renkli granat ve iri kalsit kristalleri içermesi ile ayırtedilir. Söz konusu yeşil granatlar kaya içinde hemen hemen homojen dağılmış seyrek, yarı saydam, 2 cm ye varan çok düzenli rombusludodekaeder kristaller, nadirende rombus yüzeyleri seçilebilen çarpık kristaller şeklinde bulunurlar. Mermer, Hüyük kireçtaşının tabanında yanal ve düşey geçişlidir. Haritalama aşamasında, kireçtaşı ve mermer arasındaki dokanak çoğunlukla yaklaşık çizilmiştir. Mermerde köken kayanın katmanları yer yer korunmuştur (Foto 58), metamorfizma derecesinin artışına paralel olarak katmanlanma kaybolur, sık eklemlili ve breşik özellik kazanır. Haritada ayırtılmamış kalıntı yığılımları, metamorfite hemen üzerinde veya çok yakınlarında birikmiştir. Bunlar,



FOTO 56: Yukarı Selimli Köyü'nde yüzeylenen Gala mermerinden bir görünüm.

katmansız, çok kötü boylanmış olup, metamorfitin yerli yerinde ayrışmasıyla oluşmuştur.

Köklüce Tepe'nin kuzeyinde mermerin görünür tabanından derlenen örnek granatlı mermer olarak tanımlanmıştır. Kayada iri, yarı saydam yeşil grossular türündeki granat kristalleri el örneğinde seçilebilmektedir. Örneğin ince kesit incelemesinde granatların çoğunlukla çok belirgin, defalarca tekrarlanan konsantrik zonlu yapılar gösterdikleri saptanmıştır. Ayrıca küçük, öhedral, açık sarı renkli, tipik piroksen dilinimli diyopsit, az miktarda küçük, çok rölyefli, berrak kristaller halinde forsterit ve romboedrik dilinimleri belirgin, ardaşık ikizlenmeli kalsit gözlenmiştir.

Bayraktar Tepe'nin güney yamacında yüzeylenen granatlı

mermerde % 40 zonlu grossular ve çok rölyefli, sarımsı yeşilimsi vezüvyan, % 30 kalsit, zoisit ve opak mineral saptanmıştır (Foto 57).

Yukarı Selimli Köyü'nün güneydoğusunda mermerle kireçtaşı kantağına yakın bir düzeyden derlenen örnek dolomitli rekristalize kireçtaşı olarak adlanmıştır. Kayada rekristalizasyonla, mikritik kalsitlerin yer yer spari kalsitlere dönüştüğü ve ayrıca özellikle çatlak kenarlarında % 25 oranında ince taneli, öhedral dolomit kristallerinin geliştiği saptanmıştır. Kayadaki fosiller rekristalizasyon nedeniyle tanınamaz niteliktedir (Foto 58).

Dokanak ilişkileri

Mermer, Hüyük kireçtaşının tabanında yanal ve düşey tedrici

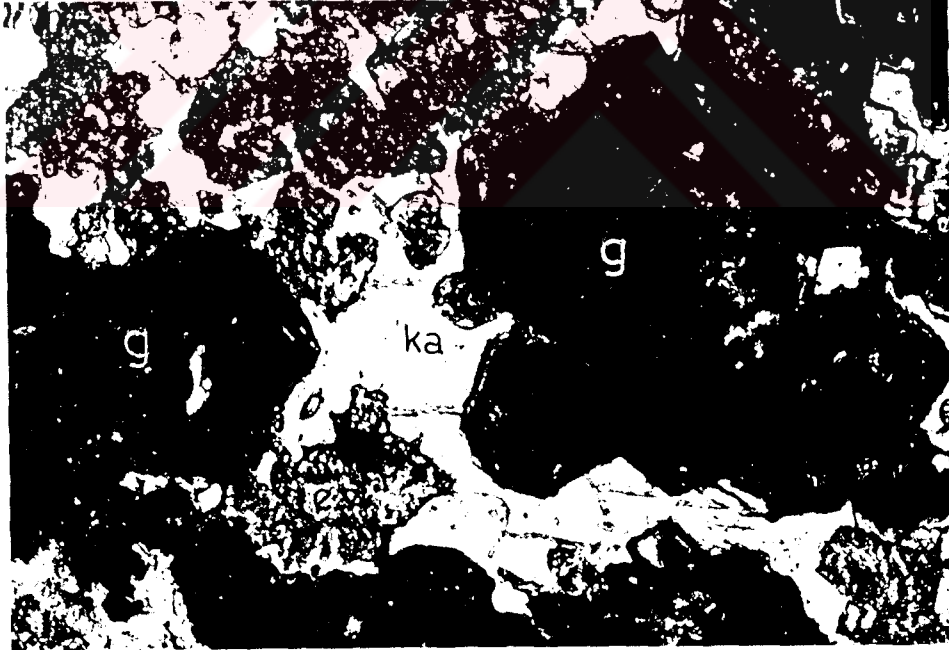


FOTO 57: Bayraktar Tepe güneyinden derlenen granatlı mermer örneğinde, granat (g), kalsit (ka) ve epidot (e) kristalleri. Çift nikol, büyütme X 22

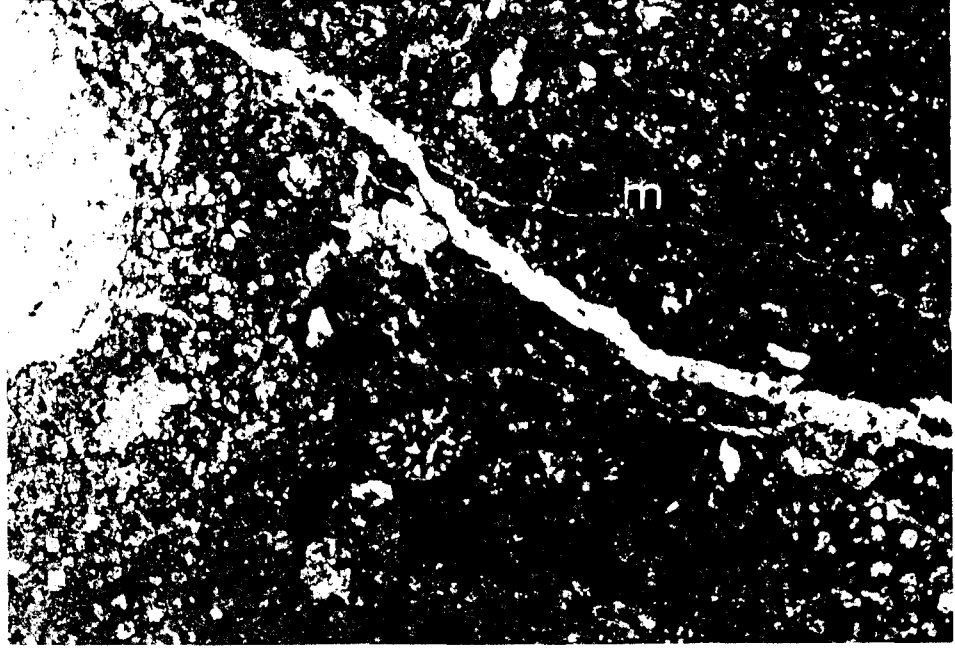


FOTO 58: Yukarı Selimli Köyü güneyinden derlenen bir rekristalize kireçtaşı örneğinin ince kesitinde, mikritik çimento (m) içinde heterojen dağılmış, kristalizasyonla gelişmiş ince taneli subhedral dolomit (d) kristalleri. Sağ alt köşede görülen, rekristalizasyon nedeniyle türü tanınmayan bir fosil kavkısıdır. Çift nikol, büyütme X 22

geçişlidir. Yukarı Selimli diyoriti ile kesilmiş, Kamatlar formasyonu ve Ağbayır çakıltası ile açısız uyumsuzlukla örtülmüştür.

Kalınlık ve Yayılım

Mermerin kalınlığı oldukça değişkendir, ancak ortalama 40 m kalınlığındadır. İnceleme alanında yaklaşık 7 km² lik bir alanda, başlıca, Yukarı Selimli Köyü, Gala, Sabır, Elmalı, Koyak, Bayraktar ve Köklüce Tepe çevrelerinde yüzeylenir.

Yaş

Mermer Üst Kretase yaşlı Hüyük kireçtaşının, Yukarı Selimli

Diyoriti ile Üst Eosen de kesilmesi sonucunda ve aynı dönemde metamorfizmaya uğraması ile oluşmuştur. Yukarı Selimli Köyü' nün güneydoğusunda olduğu gibi metamorfite içinde gözle seçilir bazı fosiller saptanmıştır. Ancak fosiller opaklaştığından cinslerini tayin etmek mümkün olamamıştır.

Ortam

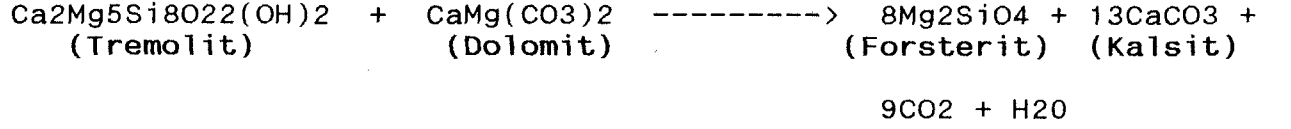
Gala mermerinin, Hüyük kireçtaşıından türedeği yukarıdaki bölümde belirtilmişti. Birimin geniş bir alana yayılması, tabandaki diyoritin kıta kabuğu içinde oldukça sığ derinliklere yükselerek kireçtaşı tabanına yerleştiğini kanıtlar.

Metamorfitin tabanına yakın kayaların parajenezinde yer alan grossuların oluşması için uygun koşullar 850 - 900 C ve 2 Kb'dır (Goes 1955). Deneysel çalışmalar grossular ile andraditin tam bir solid solüsyon yaptığını ve grossuların hidrotermal koşullara kadar hidrogrossular şeklinde duraylılığını koruduğunu göstermiştir. Yoder (1950), 2000 bardan daha düşük su basıncı koşullarında grossuların duraylı kalamıyacağını, bu koşullarda vollastonit ve anortitin gelişeceğini belirtmiştir. Kontakta bu iki mineralin gözlenmemesi ortamda su basıncının 2 Kbar'dan yüksek olduğunu gösterir.

Parajenezde yer alan diyopsitin ise P - T koşulları ise geniş aralıklardadır. Diyopsit SiO₂ içeren dolomitli kayalarda veya kalsit, kalsit + kuvars içeren tremolit parajenezlerinden uygun ortam koşullarında oluşmaktadır. Piroksenlerin düşük su basıncının olduğu koşullarda yaklaşık 700 - 800 C gibi yüksek

sıcaklıklarda oluştuğu Yoder ve Tilley (1962) tarafından belirtilmiştir.

Termodinamik çalışmalarda (Weeks 1956) silisli karbonat kayalarda uygun basınç koşullarında forsteritin diyopsitten önce kristallendiği saptanmıştır. Susuz ortam koşullarında reaksiyon,



Hidrotermal alterasyon veya su basıncının yüksek olduğu koşullarda gelişen tremolit, aktinolit gibi amfibol mineralleri, 500 - 600 C gibi sıcaklıklarda gelişirken, son kalsiyum silikati olan epidotlar 400 C ye inen sıcaklık koşullarında oluşmuş olmalıdırlar. Epidotun oluşumunda son derece önemli olan ortamdaki su varlığı oluşum sıcaklığını kontrol eder. Deneysel çalışmalar epidotun 1 - 8 Kbar arasındaki su basıncı koşullarında gelişebildiğini, 8 Kbar gibi yüksek su basıncı koşullarında 400 C de duraylılık sınırını oluşturan 1 Kbar'lık düşük su basıncı koşullarında ise 480 C gibi yüksek sıcaklıklarda oluşabileceğini göstermiştir.

Bu durumda metamorfizma diyorit - kireçtaşı kantağında 800 - 700 C arasında yaklaşık 2 Kb'da başlangıçta piroksen hornfels fasiyesinde oluşmaya başlamış kontakta daha uzaklarda ise giderek hornblend hornfels ile albit epidot hornfels fasiyesine dönüşmüştür.

AKPINAR FORMASYONU (Ta)

Tanım ve Ad

Formasyon, inceleme alanında farklı bölümlerde birbirinden farklı tabanlar üzerinde farklı litolojilerle temsil edilir. Başlıca, çakıltaş, kumtaşı - marn - killi kireçtaşı ardalanması, jips ve kireçtaşından oluşan ve birbiriyle geçişli olan litolojiler üye aşamasında sınıflandırılmış ve aşağıdaki düzende oluşum sırasına göre 1 altta, 4 üstte olmak üzere ayrı ayrı tanımlanmıştır.

- 4 - Suyunguzu kireçtaşı üyesi
- 3 - Ağharman jips üyesi
- 2 - Çardak üyesi
- 1 - Koçkıran çakıltaş üyesi

Formasyonu oluşturan litolojilerin önemli bir bölümü tipik olarak inceleme alanı kuzeybatısındaki Akpınar Mahallesi ve çevresinde yüzeylendiği için Akpınar formasyonu adıyla anılmıştır.

KOÇKIRAN ÇAKILTAŞI ÜYESİ (Tak)

Tanım ve Ad

Başlıca çakıltaşından oluşan, seyrek olarak kumtaşı arakatkılarının da bulunduğu üye, inceleme alanı kuzeybatısında Koçkıran Tepe ve çevresinde yüzeylendiği için aynı adla

AKPINAR FORMASYONU (Ta)

Tanım ve Ad

Formasyon, inceleme alanında farklı bölümlerde birbirinden farklı tabanlar üzerinde farklı litolojilerle temsil edilir. Başlıca, çakıltası, kumtaşı - marn - killi kireçtaşı ardalanması, jips ve kireçtaşından oluşan ve birbiriyle geçişli olan litolojiler üye aşamasında sınıflandırılmış ve aşağıdaki düzende oluşum sırasına göre 1 altta, 4 üstte olmak üzere ayrı ayrı tanımlanmıştır.

4 - Suyunguzu kireçtaşı üyesi

3 - Ağharman jips üyesi

2 - Çardak üyesi

1 - Koçkıran çakıltası üyesi

Formasyonu oluşturan litolojilerin önemli bir bölümü tipik olarak inceleme alanı kuzeybatısındaki Akpınar Mahallesi ve çevresinde yüzeylendiği için Akpınar formasyonu adıyla anılmıştır.

KOÇKIRAN ÇAKILTAŞI ÜYESİ (Tak)

Tanım ve Ad

Başlıca çakıltasından oluşan, seyrek olarak kumtaşı arakatkılarının da bulunduğu üye, inceleme alanı kuzeybatısında Koçkıran Tepe ve çevresinde yüzeylendiği için aynı adla

anılmıştır.

Tip Kesit Yeri

Üye, tip kesitini ismini aldığı Koçkıran Tepe' de verir (Foto 59).



FOTO 59: Koçkıran Tepe'ye batıdan doğuya bir bakış. Tepenin eteklerinde Koçkıran çakıltaşı üyesi (Tak), üst kotlarda ise Suyunguzu kireçtaşı üyesi (Tas) görölmektedir.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Üye kahverengi - kırmızı rengi ve belirsiz orta - kalın katman örnekleriyle tipiktir. Birime iri - çok iri taneli polijenik çakıllı çakıltaşıları egemendir.

Koçkıran Tepe güneyinde üyenin tabanında yüzeylenen çakıltaşı belirsiz kalın paralel, yer yer büyük ölçekli tekne biçimli çapraz katmanlıdır. Çakıltaşı içindeki tanelerin

yuvarlaklığı ve küreselliği iyi, boylanmaları kötüdür. Matriks destekli taneler demir oksit, demir karbonat ve kil mineralleri içeren çimento ile gevşek tutturulmuştur. Türedikleri litolojiler çoktan aza doğru volkanit, serpantin ve kireçtaşıdır. İstifte üste doğru çakıltaşları arasında merceksi kumtaşı ve kireçtaşı arakatkıları gözlenir. Kireçtaşı mercekleri maksimum 2 m kalınlığında ve 10 m uzunluğundadır.

İstif içinde yaklaşık % 15 oranında bir kalınlığa sahip olan kumtaşı başlıca litikvake bileşimlidir. Çakıltaşından kumtaşına dereceli geçilir. Yanal devamlılıkları fazla olmayan ince katman yada lamina biçimlidirler. Litik taneler volkanit ve kireçtaşı, kuvars polikristalen ve genellikle tek tane halinde, feldspatlar ise çoğunlukla polisentetik ikizli plajiolit ile temsil edilir.

Dokanak ilişkileri

Üye tabanda Hocalıkova ofiyoliti ve Hasançelebi volkanitleri üzerinde açısal uyumsuzlukla bulunur. Tavanda ise Çardak ve Suyunguzu kireçtaşı üyesi ile tedrici geçişlidir.

Kalınlık ve Yayılım

Çakıltaşı maksimum kalınlığına, Akpınar Mahallesi güneybatısında ulaşır. Bu kesimde 50 m olan kalınlık, daha doğuda sıfırlanır. Üye Akpınar Mahallesi güneybatısında yaklaşık 1 km² lik bir alan kaplar.

Ortam

İnceleme alanının özellikle kuzey bölümünde volkanik

etkinliğin devam ettiği sürede bazı volkanik yükseltiler su üstüne çıkarak kara haline gelmiştir. Üst Maestrihtiyen ? den Üst Paleosen'e dek aşınma alanı olarak kalan bölge, bu dönemde yeni bir transgresyonun egemenliği altında kalmıştır. Olasılıkla kuzeyden güneye doğru ilerleyen trasgresyonun ilk evresinde kara tarafında sığ denizel koşullarda Koçkıran çakıltası üyesi çökelmiştir. Bu özellikleri ile üye akpınar formasyonunun taban çakıltası konumundadır.

ÇARDAK ÜYESİ (Taç)

Tanım ve Ad

Başlıca, kumtaşı - marn - killi kireçtaşı ardalanmasından oluşan üye, tipik olarak Çardak Tepe'de yüzeyletiği için aynı Üyeye ad olarak verilmiştir.

Tip Kesit Yeri

Birimin tip kesit yeri Hekimhan'ın doğusundaki Çardak Tepe, yardımcı kesit yeri ise Çamurlupınar Mevkii'dir.

Kaya Türü Özellikleri

Üye, arazide açık gri - bej renkleri, belirgin ince - orta kalınlıkta katmanlanması ile ilişkide olduğu birimlerden ayırtdılır. İstifin alt düzeylerinde kumtaşı - marn düzensiz ardalanması izlenirken, üst düzeylerde killi kireçtaşı egemen, killi kireçtaşı - kireçtaşı - marn ardalanmasına dönüşür.

Kuzey alanda üye, tabanda Koçkıran çakıltası üyesi ile

tedrici geçişli olan kumtaşı ile başlar. Kumtaşı, sarı - bej renkli, belirsiz ince katmanlı ve ince - orta kum boyu gereçden oluşmuştur. Yuvarlaklıkları orta olan taneler, karbonat çimento ile gevşek tutturulmuştur. Bileşimleri litarenit, sublitarenit, litik grovak arasında değişen kumtaşları, istifin alt düzeylerinde marn ile, üst düzeylerinde killi kireçtaşı ile ardalanmalıdır.

Marn, gri - yeşil renkli ve belirsiz orta - kalın katmanlıdır. İstifte en az kalınlığa sahip litolojidir ve istifin orta düzeylerinde yaygındır.

Üyenin egemen kaya türü killi kireçtaşıdır. Gri - bej renkli, belirgin ince - orta katmanlı birim, özellikle istifin üst düzeylerinde yaygındır. Petrografik analizlerde killi biyomikrit, killi mikrit, biyomikrit bileşimleri saptanmıştır.

Ellezinkırı Tepe'nin batı yamacından istifin alt düzeylerinden derlenen örnek killi istiflenmiş biyomikrit olarak adlanmıştır. Kayada % 70 pelajik fosil, % 5 bentik kavkı kırıntısı, % 3 kuvars kırıntısı saptanmıştır. Aynı mevkiiden istifin daha üstünden derlenen örneklerde ise killi mikrit içerisinde çubuksu, lifsi jips kristalleri gözlenmiştir.

Çardak Tepe'nin doğusunda yüzeylenen açık gri renkli, ince katmanlı, iyi çimentolanmış pelbiyosparit örneğinde % 30 - 35 bentik foraminifer, % 25 pellet gözlenmiştir. Ayrıca pellet ve foraminiferlerin çekirdekte bulunduğu, % 10 oranına sahip oolit ve pizolitler gelişmiştir (Foto 60). Aynı mevkiinin daha batısında

Ağharman jipsinin hemen altındaki yüzeylemede kireçtaşı belirsiz kalın katmanlı, oldukça sert ve iri gözeneklidir. Örneğin ince kesit çalışmasında tümüyle şeker dokulu spari kalsitlerden oluştuğu ve gözeneklerin silis dolgulu olduğu saptanmıştır.

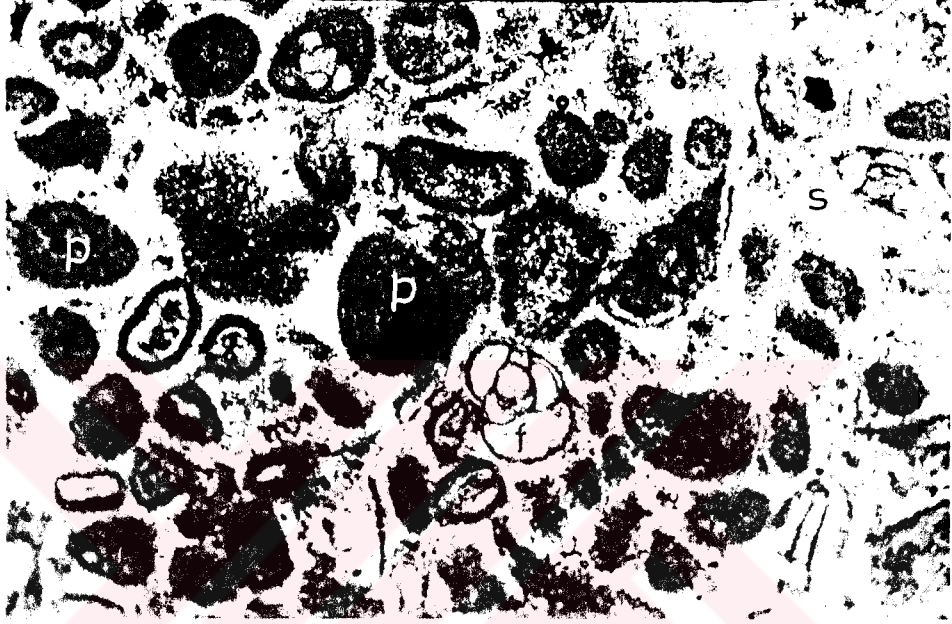


FOTO 60: Çardak Tepe batısından derlenen bir pelbiyosparit örneğinin ince kesit görünümü. Kayadaki bentik foraminiferler (f) ve pelletler (p) sparitik çimento (s) ile sarılmıştır. Tek nikol, büyütme X 22

Dokanak ilişkileri

Üye, kuzey alanda tabanda, Koçkıran çakıltası üyesi ile tedrici geçişlidir. Çakıltasının izlenmediği yerlerde ise örneğin, Çamurlupınar mevkiinde, Hocalıkova ofiyoliti üzerinde transgresif aşmalı olarak bulunur. Güney alanlarda ise Hekimhan formasyonu, Hüyük kireçtaşı ve Zorbehan dolomiti ile tedrici geçişlidir. Tavanda ise kuzeyde Suyunguzu kireçtaşı üyesi ile, güneyde

Ağharman jipsi ve Suyunguzu kireştası ile tedrici geçişlidir.

Kalınlık ve Yayılım

Üyenin kalınlığı kuzeyde, Çamurlupınar Mevkii'inde 50 - 75 m arasında, güneyde Çardak Tepe'de 100 m dir. Kuzeyde Çamurlupınar Mevkiinde, 1 km² lik bir alanda, güneyde ise Çardak, Üzeyinkırı, Garibinkırı, İmanlıkır ve Aşman Tepe dolaylarında yaklaşık 3 km² lik bir alanda yüzeyleir.

Fosil Kapsamı ve Yaş

Birim özellikle foraminiferler açısından oldukça zengindir. Kuzeyde alanda, alt düzeylerde pelcypod ve gastropod fosilleri yaygınken, güneyde ise üst düzeyler bu fosillerce zengindir. Ellezinkırı Tepe'nin yakın doğusundan derlenen örnekte,

Globigerinidae

Radiolaria sp.

Bryozoa

Çardak Tepe doğusundan derlenen örnekte;

Miliolidae (Triloculina sp., Biloculina sp.)

Planorotalites sp.

Verneullinidae

Morozevella sp.

Globigerina sp. (taşınmış)

Ortaburun Sırtı'ndan alınan örnekte,

Morozevella cf. velascoensis (Cushman)

Globigerinidae

Kuzey alanda, üye içinden Akçalın Tepe kuzeyinden derlenen örnekte,

Globorotalia sp.

Globigerina sp.

Miliolidae

Alg ve pelesipod kavkı parçaları

Çamurlupınar Mevkii'nden derlenen killi kireçtaşı örneğinden,

Globigerina sp.

Globorotalia sp.

Discocyclina sp.

Rotalidae

fosilleri derlenmiştir. Özer (1982), aynı birim içinde Tanesiyen'i karakterize eden

Distichoplax bicerialis (Dietrich)

bulmuştur. Bu fosil bulgularına göre, üye Paleosen döneminde çökelmiştir.

Ortam

Üye inceleme alanının, kuzeyinde ve güneyinde olmak üzere iki farklı ortam koşulunda çökelmiştir. Kuzeyde, Üst Paleosen'de başlayan transgresyon ilk evrelerinde, gittikçe derinleşen havzada çökelme gerçekleşirken, güneyde ise çökelme, başlangıçta yarı pelejik - pelajik olup, sonradan sığlaşan, bentik organizmaların

görüldüğü iç self - lagün koşullarında sürmüştür.

Deneytirme

Türkiyenin bir çok kesiminde Üst Kretase ile Tersiyer'in geçişli olduğu bir çok araştırmacı tarafından saptanmıştır. Kuzeybatı Anadolu'da Tokay (1952), Baykal (1954), Akartuna (1962), Altınlı (1965), Saner (1980), Kaya vd. (1983), Bargu (1982), Kaya vd. (1984, 1986) Meriç ve şengüler (1986), Bargu ve Sakınç (1987), Tansel (1989), Batı Anadolu'da Erdoğan (1990), Orta Karadeniz'de Gedik ve Korkmaz (1984), Sone1 vd. (1989), Orta Anadolu'da Çetin vd. (1986), Koçyiğit vd. (1988), Norman (1990), İnan ve İnan (1990), Doğu Anadolu'da Elmas (1992) Kretase - Tersiyer'in geçişli olduğunu öne sürenlerden birkaçıdır.

AĞHARMAN JİPS ÜYESİ (Taa)

Tanım ve Ad

İnceleme alanı doğusunda, Ağharman Sırtı ve çevresinde yüzeylenen jipsli seri, Ağharman jipsi adıyla üye aşamasında sınıflandırılmıştır.

Tip Kesit Yeri

Birim tip kesitini, Zorbehan Dağı doğusunda kuzey - güney akan Kızılkuyu Dere ile Ağharman Sırtı arasındaki güzergah boyunca verir.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

jips sahada beyaz - parlak rengi ile ilişkide bulunduğu

çevre kayalardan kolaylıkla ayırtdedir. Yakından incelendiğinde renkleri, beyaz - gri ve sütlü kahve arasında değişimler sergiler. Katmanlanma belirgin ince katman yada laminasyonlar şeklinde, yer yer gelişen küçük ölçekli açma sıkma yapıları ile beraber kabaca paraleldir. Katmanlar arasındaki sınırlar keskin olmayıp demir oksitli killi demetler hem alttaki hem üstteki jips seviyeleri arasına sokulur. Katman yada laminasyonların içerdiği dalgalanmalar genellikle asimetric olup, dalga boyları en fazla 5 cm. dolayındadır. Ağharman Sırtı batısındaki jips yüeylenmesinde belirgin ptigmatik kıvrımlanma benzeri ondüleli laminasyon izlenir (Foto 61). Ondüleli laminaların üzerine gelen laminalar bir süre yapıyı sürdürürler ve sonra paralel, deformasyonsuz laminasyona geçilir.

incekesit çalışmalarında kayanın ince, anhedral, yüksek rölyefli, birbirleriyle sıkı kenetlenmiş yelpaze biçimli jips kristallerinden oluştuğu gözlenmiştir.

Suyunguzu Mevkii'nde yüeylenen jipsli seride buruşuk laminasyon seyrek olarak izlenir ve kayanın patates biçimli jips yumrularından oluştuğu gözlenmiştir (Foto 62). Bu bölümde katmanlanma belirsiz orta - kalın arasında değişir. Sık gelişen çatlak ve eklemler nedeniyle kaya düz ve düzgün bloklara ayrılmıştır.

Ağharman jipsi inceleme alanın dışında, doğuda Çanakpınar Köyü çevresinde kırmızı çamurtaşı ve marn ile ardalanmalı bulunur. Uzaktan kırmızı ve kahverenginin egemen olduğu alacalı bir görünüşe sahiptir. inceleme alanında yüeylenen tüm jips

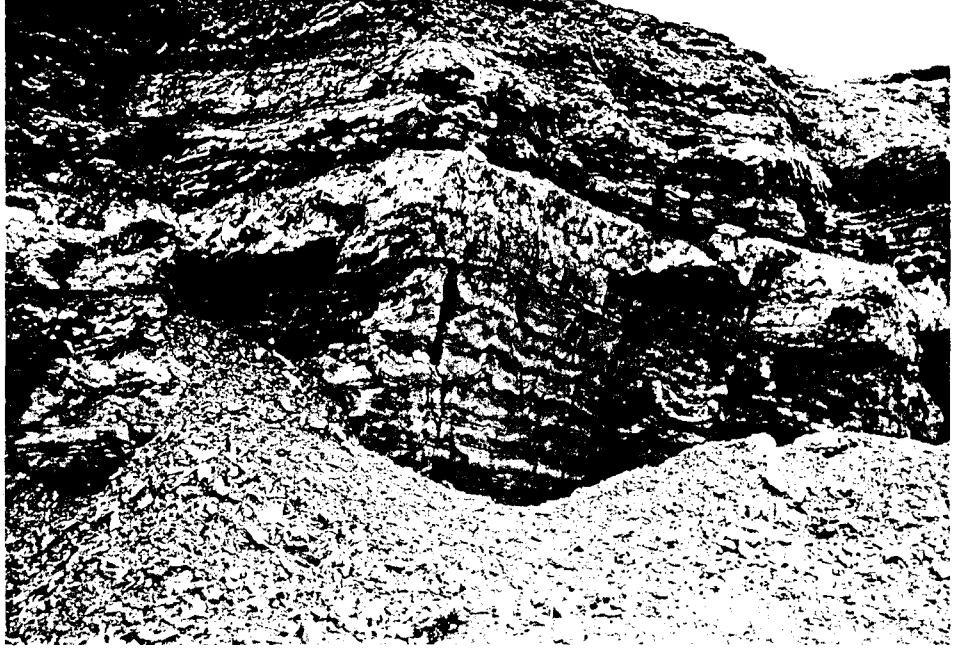


FOTO 61: Ağharman Sırtı'nda yüzeylenen kıvrımcıklı, ince katmanlı - laminalı jipsten bir mostra görünümü.



FOTO 62: Suyunguzu Mevkii'nde yüzeylenen jipsten bir mostra görünüşü

yüzeylemelerinde jipslere özgü karstlaşma gelişmiştir.

Dokanak İlişkileri

Ağharman jipsi, Zorbehan Dağı doğusunda tabanda Zorbehan dolomiti ile konkordandır. Tavanda ise Çardak ve Suyunguzu kireçtaşı üyesi ile yanıl ve düşey geçişlidir. Ağbayır çakıltası ile ise yüksek açılı uyumsuzlukla örtülür. Jips, Suyunguzu Mevkii'nde tabanda Çardak üyesi ile tavanda ise Suyunguzu kireçtaşı ile tedrici geçişlidir.

Kalınlık ve Yayılım

Jipsin kalınlığı, Zorbehan Dağı doğusunda yaklaşık 100 m, Suyunguzu mevkiinde ise 50 - 60 m arasındadır. Birim inceleme alanında yaklaşık 2 km² lik bir alanda yüzeyletir, ancak inceleme alanı dışında daha geniş alanlar kaplar. Başlıca, Ağharman Sırtı, Zorbehan Dağı doğusu ve Suyunguzu mevki batısında yüzeyletir.

Fosil Kapsamı ve Yaş

Birim içerisinden herhangi bir fosil bulgusu derlenememiştir. Ağharman Sırtı dolayındaki jips, tabandaki Zorbehan dolomiti üzerinde uyumlu ve Çardak üyesi tabanında yer almasından dolayı Alt - Orta ? Paleosen, Suyunguzu mevkiinde yüzeyletir jips ise Çardak üyesi ile Suyunguzu kireçtaşı üyesi arasında bulunmasından dolayı ise Üst Paleosen döneminde çökelmiş olmalıdır.

Ortam

inceleme alanının içinde yer aldığı havzada Üst Maestrihtiyen sonu ve Paleosen başlarında lagüner havzaların geliştiği ve bunlarında evaporitik çanaklara dönüştüğü bir önceki bölümde açıklanmıştı. Ağharman jipsi söz konusu bu yerel çanaklarda çökelmiştir. Deniz suyundan aşırı tuzlulukta bir tuzlu su oluşumu için yüksek hızda bir buharlaşma ile birlikte sınırlı bir dolaşımın gerekli ön koşul olduğu önemli bir gözlemdir. Buradan yola çıkarak jipsin çökelediği havzada, buharlaşan tuzlu suyu açık denizden ayırmaya yardım eden engelleyici kum setleri, kayalıklar veya tektonik setler sınırlı dolaşımı sağlamış olmalıdır.

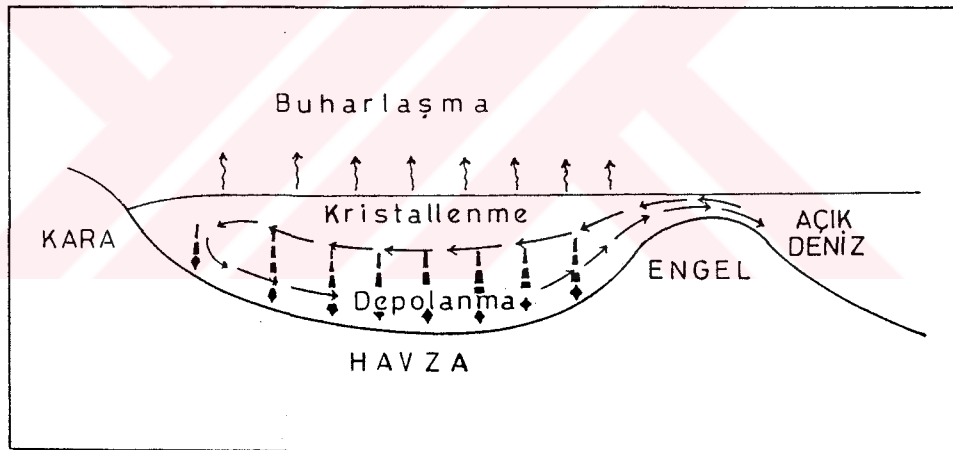
Havzada çökme olasılıkla anhidrit şeklinde olmuştur. Jipsin kıvrımcıklı - buruşuk katmanlılığı başlangıçta çökelen anhidritin, bünyesine su alarak hacim genişlemesine neden olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Bilindiği gibi anhidrit ve jipsin bağıl kararlılığını denetleyen önemli iki parametre sıcaklık ve tuzluluktur. Normal koşullar altında anhidrit çok daha fazla kararlı olsa dahi, çökme esnasında anhidritten ziyade jips oluşur. Hardie (1967) jipsin laboratuvarında kolaylıkla anhidrite dönüştüğünü göstermiştir, fakat anhidrit çekirdeği varlığında dahi anhidritin doğrudan çökmesi başarılammıştır.

Ağharman jipsin de jipsin ince kıltaşı laminaları ile ardalanmalı bulunması, havzaya dalgalarla veya rüzgarlarla kil boyu gerecin taşındığını yansıtır. Keza, yine kil laminalarının bir bölümünün demir oksitli olmasında bu lagünlerin dönem dönem sığlaşarak atmosferik etkilere açık kaldıklarının verisidir.

Diğer önemli bir gözlem ise, Ağharman jipsi üzerinde veya arasında tuz minerallerinin bulunmamasıdır. Bu tipten monomineralik bir yatağın oluşması için deniz suyunun buharlaşma derecesinin, suyun halitle doygun olmayacak biçimde nispeten sabit kalması ile açıklanabilir. Halit doygunluğa erişilmeden 1 m lik anhidritin oluşması için 2000 m' nin üzerinde deniz suyunun buharlaşması gerektiği Berner (1971) tarafından bildirilmiştir. Bu nedenle monomineralik yataklar açık bir sistemde oluşurlar.

Sabit bir tuzlu su konsantrasyonunu koruyabilmek ve bu durumda CaSO_4 çökmesinin sürebilmesi için Şekil 44 de görülen tipte bir dolaşım sisteminin bulunması gerektiği önerilmiştir.

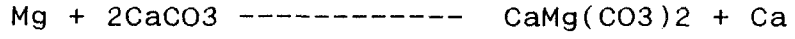
Belkide havzada halit çökelmiştir, ancak denizden gelen dalgalar haliti tekrar çözerek korunmasını engellemişlerdir.



ŞEKİL 44: Deniz ile bağlantılı evaporitik bir çanağın taslak kesiti

Evaporitik çökellerin gitikçe artması tabandaki ince taneli kalsiyum karbonatın dolomitleşmesi izler. Ağharman jipsi tabanındaki Zorbehan dolomitinin oluşumuda bu yolla olmuştur. Böylece dolomitleşme reaksiyonunun Ca iyonları oluşturması

nedeniyle ilave jips oluşmuştur.



SUYUNGUZU KİREÇTAŞI ÜYESİ (Tas)

Tanım ve Ad

Topoğrafyada tatlı yamaçlı kornişler yapan kireçtaşı, tipik kesitini Suyunguzu Mevkii'nde verdiği için aynı adla anılmış ve üye aşamasında sınıflanmıştır.

Tip Kesit Yeri

Kireçtaşı, tip kesitini Suyunguzu Mevkii'nden doğu - batı geçen bir hat boyunca verir.

Kaya Türü Özellikleri ve istif

Kireçtaşı, uzaktan beyaz - açık gri - bej rengeyle, ilişkide bulunduğu kayalardan ayırtedilir. Katmanlanma belirgin orta - kalın arasında değişir. İstifte, alt düzeylerde, yer yer çakıl ve kum boyu kırıntılı gereç içerir. Özellikle güney alanlarda, dolin, mağara ve uvala tipinde karstik yapılar yanısıra, yer yer terra rossa gelişmiştir. Yapılan petrografik çalışmalarda örneklerin, biyomikrit, biyosparit, kumlu biyosparit, pelmikrit ve pizolitli kireçtaşı bileşimleri sergiledikleri gözlenmiştir.

Leylek Dağı güneyinde kireçtaşının yer yer silisleştiği gözlenmiştir. Bu mevkiiden derlenen örnekte kireçtaşının kumlu biyosparit olduğu ve ikincil kuvars içerdiği saptanmıştır.

Silikatlar, kireçtaşı içinde uniform yayılmamış, genel olarak birbirine kenetlenmiş kalsit kristalleri arasındaki boşluk yüzeylerini doldurmuştur.

Akçalın Tepe'den derlenen biyomikrit örneğinde, % 30 - 40 orjinal biçimde Nummulit, Alg vb. bentik fosiller yanısıra, % 15 - 20 Pelecypod kavkı kırıntıları gözlenmiştir. Kaya içinde homojen dağılmış olan Nummulit kavkılarının dairesel gözeneklerinde ışınsal kuvars gelişimleri izlenmiştir. Kayada bir yönde gelişen çatlaklar iri sparit kristalleri ile doldurulmuştur (Foto 63).

Hatunkaya Tepe'nin güneyinde, Çallıgedik Mevkii'nden derlenen örnek, kötü yıkanmış biyosparittir. Kayada % 70 oranında bir kısmı taşınmış, iri bentik foraminiferler yer alır. Kavkı parçalarını bir kısmı silisleşmiştir. Ayrıca kayada % 5'i geçmeyen kuvars kırıntısı bulunur.



FOTO 63: Akçalın Tepe'den derlenen biyomikrit örneğinin mikro fotoğrafında, bentik kavkı kırıntıları arasında görülen iri bir Nummulit fosili (n).



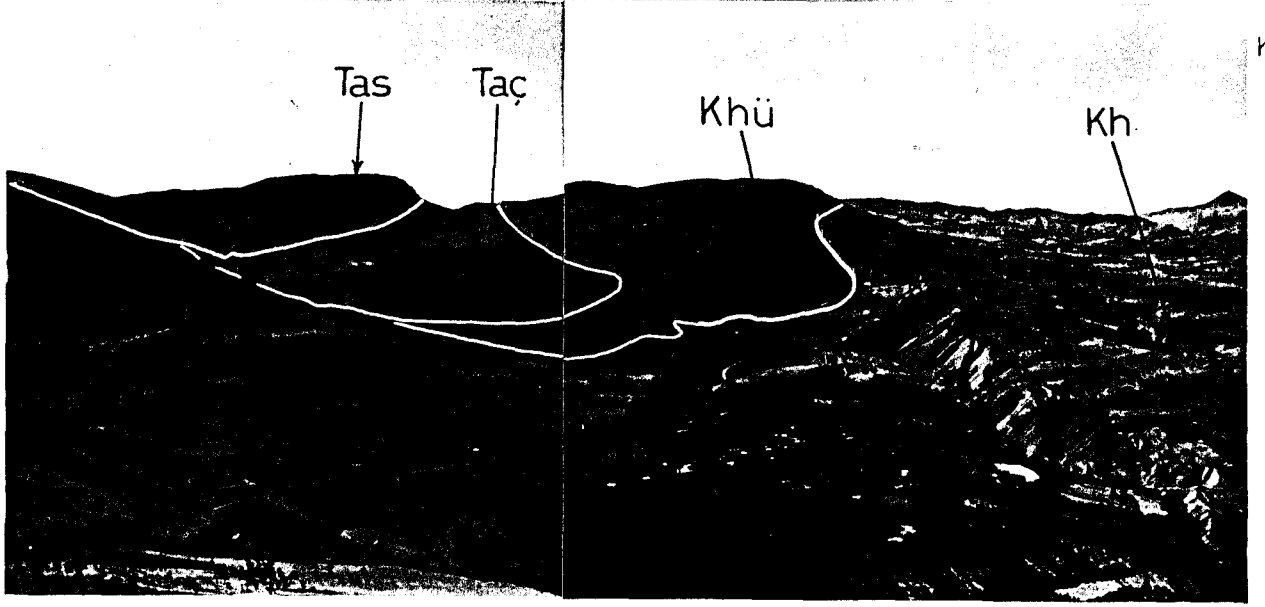
FOTO 64: Boyralı Düzü sırtı güneyinden derlenen biyomikrit örneğinin ince kesit görünümü. Fotoda ortada görülen *Heterostegina* sp. (h) fosili. Tek nikol, büyütme X 22

Boyralı Düzü Sırtı güneyinden derlenen kötü yıkanmış biyosparit örneğinde ise, bentik ve pelajik biyoklastlar arasında % 30 oranında *Heterostegina* sp, *Operculina* sp., *Miliolidae* vb. gibi bentik foraminiferlerin kayada heterojen dağıldığı gözlenmiştir (Foto 64).

Dokanak ilişkileri

Üye, kuzeyde, tabanda Koçkırın çakıltası üyesi ve Çardak üyesi ile tedrici geçişli ve uyumludur. Çamurlupınar Mevkii batısında Hocalıkova ofiyolitini transgresif aşmalı olarak örter. Tavanda ise Kamatlar formasyonu ile açısız uyumsuzlukla örtülür. Güneyde ise, Hüyük kireçtaşı, Çardak üyesi ve Ağharman jips üyesi ile tedrici geçişlidir (Foto 65, 66). Tavanda Leylek volkanitleri, Kamatlar formasyonu ve Ağbayır çakıltası ile uyumsuz olarak

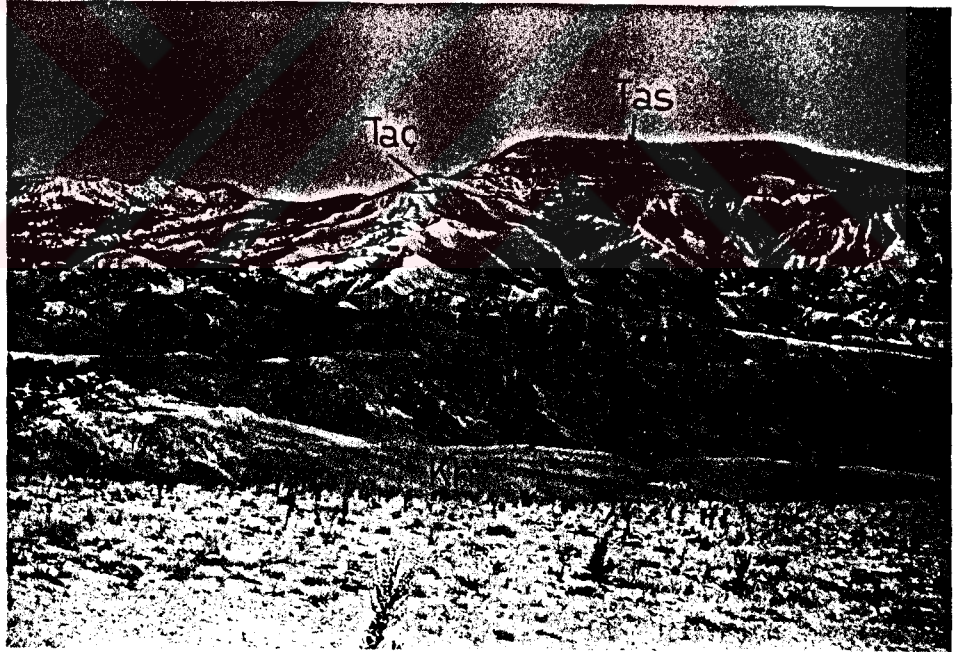
GB



KD

FOTO 64: Karamahmut Köyü'ne doğudan batıya doğru bir bakış. Fotonun sağ tarafında, Hekimhan formasyonu (Kh), köyün gerisinde Hüyük kireçtaşı (Khü), üzerinde Çardak üyesi (Taç), ve onunda üzerinde Suyunguzu kireçtaşı üyesi (Tas) görülmektedir.

KB



GD

FOTO 65: Suyunguzu Mevkii'ne batıdan doğuya doğru bir bakış. Fotoda ön planda Hekimhan formasyonu (Kh), Dumlu çakıltası üyesi (Khd), Tohma kireçtaşı üyesi (Kht), geride Çardak üyesi (Taç) ve en geride ise Suyunguzu kireçtaşı üyesi (Tas) görülmektedir.

örtülür.

Kalınlık ve Yayılım

Birimin kalınlığı kuzeyde, Yoncalıkoyak Tepe'de 200 m, güneyde Boyralıdüzü sırtı çevresinde ise 150 m dolayındadır. İnceleme alanı kuzeyinde, Akpınar Mahallesi ve Yoncalıkoyak ve Akçalın Tepe dolaylarında yaklaşık 3 km² lik alan kaplar. Güneyde Suyunguzu Mevkii, Boyralıdüzü Sırtı, Ardıçarası, Hatunkaya ve Pürçüklü Tepe çevresinde yaklaşık 7 km² lik bir alan kaplarlar.

Fosil Kapsamı ve Yaş

Suyunguzu kireçtaşı üyesi içinden Kırmızı Tepe batısından derlenen kireçtaşı örneğinde,

Nummulites sp.

Morozovella sp.

Soritinidae

Echinid plakları

Sarıkaya Tepe batısından derlenen bir örnekte,

Planorotalites sp.

Soritinidae

Alg parçaları

Aynı mevkiiden derlenen bir başka örnekte,

Morozovella cf. aragonensis (Nuttall)

Actinocyclus sp.

Discocyclus sp.

Nummulites sp.

Assilina sp.

Heterostegina sp.

Bryozoa

Kozlukbaşı Mevkii batısından derlenen kireçtaşı örneğinde,

Morozovella cf. aragonensis (Nuttall)

Operculina sp.

Sphaerogypsina sp.

Rotalia sp.

İnceleme alanının güney bölümünde, Hankilise Mevkii'nin güneybatısından derlenen bir örnekte,

Morozovella cf. velascoensis (Cushman)

Globigerinidae

aynı mevkiinin yakın doğusundan alınan bir örnekte,

Fabularia sp.

Morozovella sp.

Miliolidae

Globigerinidae

Hatunkaya Tepe'nin güneyindeki Çallıgedik Mevkii'nden derlenen bir örnekte,

Alveolina sp.

Nummulitidae

Rotalidae

Globortalidae

fosilleri derlenmiştir. Yukarıda verilen fosil beraberliği üyenin Üst Paleosen - Alt Eosen yaşında olduğunu gösterir.

Ortam

Hekimhan havzası Paleosen - Orta Eosen döneminde genellikle duraylıdır. Bu dönemde kayda değer bir volkanizma ve tektonizmanın izine rastlanmamıştır. Özellikle Üst Paleosen - Orta Eosen sürecinde Havza tümüyle karbonat çökelmesine uygun koşullar altında kalmıştır. Suyunguzu kireçtaşı bu sakin koşullarda iç şelften dış şelfe kadar olan bölgede transgresif çökelmiştir. Kireçtaşı Hekimhan havzasının son ürünüdür.

LEYLEK VOLKANİTLERİ (T1)

Tanım ve Ad

Andezit - dasit - riyodasit ve riyolit bileşimli tuf ve lavdan oluşan volkanitler, Leylek Dağı'nda tipik olarak yüzeylendiği için aynı adla adlanmıştır.

Tip Kesit Yeri

Volkanitlerin tümünün bir arada bulunduğu bir tip kesit yeri bulunamamıştır. Ancak Leylek Dağı birimi kısmen incelemeye elverişli başvuru kesit yeridir (Foto 66).

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Volkanitler uzaktan açık gri - mavimsi gri ve açık yeşil renkleriyle çevre litolojilerden kolaylıkla ayırt edilirler. Tabanda tuf ile başlayan volkanitler üste doğru lav - tuf ardalanması ile devam ederler. Volkanitler birbirleriyle her düzeyde yanal ve düşey geçişli olduğu için aralarında sınır çizilemek mümkün olamamıştır. Katmanlanma belirsizdir ve çoğunlukla gelişmemiştir. Mercimek Tepe gibi kimi yörelerde dom biçimli andezitik lav Hüyük kireçtaşından oluşan bir örtü altında katılaşmıştır. Devret Tepe'de volkanitler ve ilişkili dayklar sık sık Hüyük kireçtaşını keserek deformasyona uğratmışlar ve yer yer anklavlar şeklinde içlerine almışlardır. Yanrat, Kızılyüz, Göktepe ve Ünkaya Tepeler de volkanitler Hüyük kireçtaşını battaniye gibi örterek gizlemişler ve aşınan kesimlerden kireçtaşları volkanitlerle çevrelenmiş olarak alttan çıkmışlardır.

Andezit, volkanitler içinde en sık gözlenen kaya türüdür. Porfiritik dokulu olup, plajioklas, hornblend ve piroksen fenokristalleri lupla seçilebilmektedir. Gırcıklar Köyü dolayından derlenen örnek hyalopilitik dokulu andezit bileşimlidir. Kayada camsı hamur içinde belirsiz yönlenmiş plajioklas mikrolitleri ve zonlu, polisentetik ikizli çok az epidot dönüşümlü (Ca'lu feldispattan dönüşme) plajioklas fenokristalleri yer alır. Ayrıca % 10 K feldispat ve % 3 oranında çubuksu uzun kristaller halinde, belirgin pleokroizmalı hornblend kristalleri gözlenir.

Kızılyüz Tepe kuzeyinden derlenen andezit örneği hyalopilitik dokuludur ve yarı camsal matriks içinde % 60 plajioklas, % 15 hornblend feno kristalleri yer alır. Plajioklaslar zonlu ve ikizli olup çekirdek kesimleri boyunca alterasyona uğramışlardır. Hornblendler de yine çekirdek kesimleri boyunca opaklaşmıştır (Foto 67).

Dasit, açık gri rengi, porfirik dokusu ile tipiktir. Volkanitlerin çıkış merkezlerinden biri olarak yorumlanan Leylek Dağı'ndan derlenen örnek dasit bileşimlidir. Kayada % 60 oranında hacim kaplayan plajioklas zonlu, albit - polisentetik ve karlspad ikizli küçük kristaller halindedir. Subhedral - anhedral biçimli, kırıklar ve dilinimler boyunca ayrışmalar gelişmiştir. Yaklaşık bileşimleri oligoklas - andezin arasındadır. Kayada açık - koyu kahverengi renkleri (tek nikolde), paralel sönmeleri ve ince uzun kristalleri ile biyotitler tipiktir. Biyotit kristallerinin çeperleri boyunca klorit dönüşümleri izlenir. % 5 -

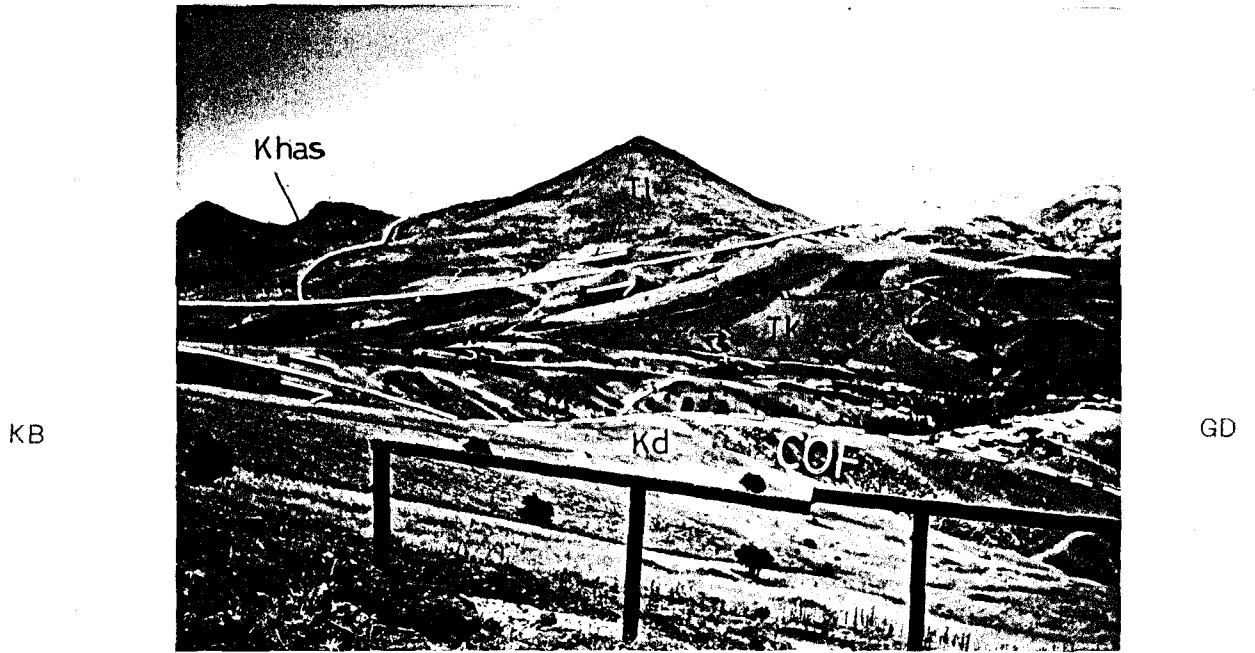


FOTO 66: Leylek Dağı'nın kuzeybatıdan görünümü. Fotonun en solunda Sivritepe trakiti (Khas), Leylek dağı'nda Leylek volkaniti (T1) ve sağ tarafta ise COF'la ilişkili doğrultu atımlı sol yönlü bir fayla sınırlanmış Kamatlar formasyonu (Tk) görülmektedir. Ön planda ise Davulugu metamorfiti (Kd) yer alır.

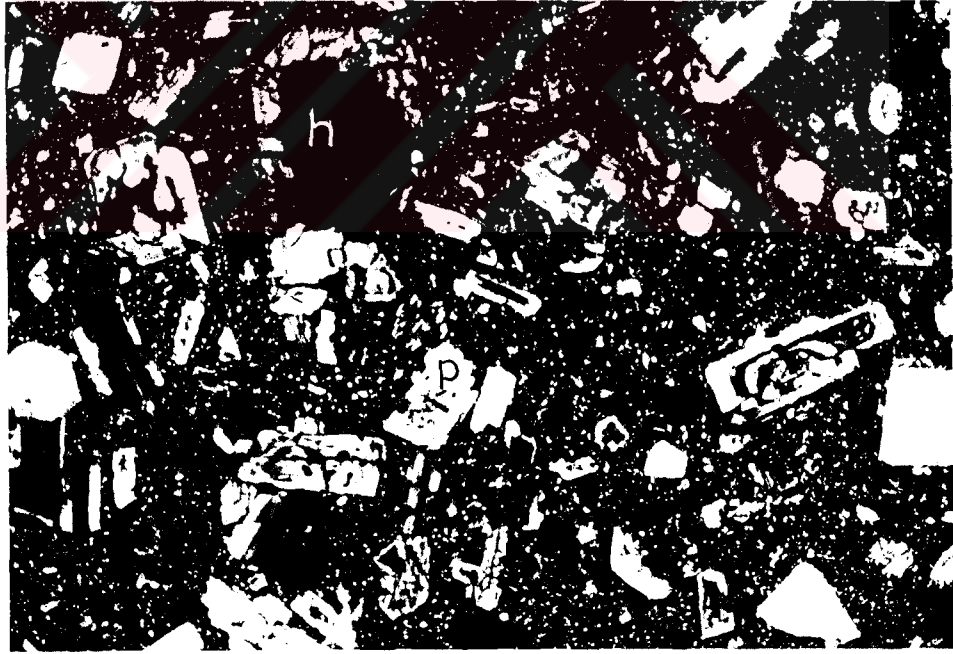


FOTO 67: Kızılyüz Tepe kuzeyinden derlenen, hyalopilitik dokulu andezit örneğinde yarı camsal matriks içinde, zonlu plajiolas (p) ve hornblend (h) kristalleri. Çift nikol, büyütme X 22

10 oranındaki hornblendler ise alteredir. Ayrıca % 3 - 5 oranında küçük anhedral kristaller halinde kuvars vardır (Foto 68).

Akhendek Tepe' nin 500 m güneyinden derlenen basit örneğinde mikrokristalen hamur içerisinde, % 35 plajiolklas, % 10 amfibol, % 10 K feldspat fenokristalleri gözlenir. Vitrofirik dokulu kayada, plajiolklaslar fenokristal, mikrofenokristal ve mikrolitler halindedir. Fenokristaller 0.1 - 0.3 mm boyunda, idiomorf ve hipidiyomorfduurlar. Feno ve özellikle mikrofenokristaller tek yada glomerafirirk yığışımllar halinde izlenirler. Bazı fenokristaller hamur içinde mağmatik korrozyona uğramışlardır. Basit zonlu, düzenli ve düzensiz konsantrik formlar halinde zonlu yapılara çok sık rastlanır. Genellikle albit - karlıspad kombine ikizlidir. Sönmelerine göre ölçüm yapılabilen fenokristallerin bileşimleri, An 39 - 60 arasında olup oligoklas ve andezindir. Amfiboller ince - uzun, öhedral kristaller halinde ve çevreleri Fe'li alterasyonludur. Kayada % 5 - 10 oranında alkali feldspat gözlenir (Foto 69).

Riyolit, Körtüğün Tepe kuzeybatısında açık mavi - beyazımsı kısmen altere riyolit yüzeyletir. Petrografik incelemede % 30 ritmik zonlu, ikizli plajiolklas, % 10 dan az sanidin ve öhedral, dilinimli hornblend kristalleri görülür. Kaya hyalopilitik dokuludur.

Dokanak ilişkileri

Leylek volkanitleri Hekimhan formasyonu, Hasaңcelebi volkanitleri, Hüyük kireçtaşı ve Suyunguzu kireçtaşı üyesini



FOTO 68: Leylek Dağı'ndan güneyinden derlenen bir dasit örneğinde yarı camsal matriks içinde zonlu plajiolas (p), biyotit (b) ve hornblend (h) fenokristalleri. Çift nikol, büyütme X 22



FOTO 69: Akhendek Tepe'den derlenen dasit örneğinde, yarı camsal matriks içinde zonlu plajiolas (p), hornblend (h) ve biyotit (b) fenokristalleri. Çift nikol, büyütme X 22

keserek üzerlerine akmıştır. Volkanitlerin ilişkisi, Hekimhan formasyonu ile Gizleç, Hüyüküklü ve Dutlu Tepelerde, Hasaңcelebi volkanitleri ile Eğrek Tepe'de, Hüyük kireçtaşı ile Devret, Kızılyüz, Göktepe ve Ünkaya Tepeleri'nde, Suyunguzu kireçtaşı ile Ardıçarası Tepe' de açık olarak görülür. Volkanitlerin kireçtaşları ile olan dokanak yüzeylerinde bir kaç cm kalınlığında pişmeler gözlenmiştir. Tavanda ise Kamatlar formasyonu ile uyumsuzlukla örtülür.

Kalınlık ve Yayılım

Birimin kalınlığını arazide ölçmek mümkün olamamıştır, yapılan enine kesitlerde ise görünür olarak yaklaşık 250 m olarak hesaplanmıştır.

İnceleme alanı batısında geniş alanlar kaplayan volkanitler, başlıca Leylek Dağı, Küçük Leylek, Akhendek, Çırçıt, Mercimek Tepeleri, Fındık ve Gırcıklar Mahalleleri çevrelerinde yüzeylenirler.

Yaş

Volkanitlerin yaşına dair direkt bir veri bulunamamıştır. Orta Eosen'e kadar çıkan Suyunguzu kireçtaşı üyesini örtmeleri ve Oligosen - Alt Miyosen Kamatlar formasyonu ile örtülmeleri, çakıllarının Kamatlar formasyonunda bulunması nedeniyle Orta Eosen'den genç, Oligosen'den yaşlı, büyük olasılıkla Üst Eosen yaşında olduğu düşünülmektedir.

Jeokimya

Volkanitlere ait beş adet örneğin kimyasal analizleri yapılarak sonuçları tablo 7, 8, 9'da normatif mineral bileşimleri ise tablo 10'da verilmiştir. Volkanitlerin SiO₂ içerikleri % 57 - 70 arasında, Al₂O₃ % 15'in üzerinde, TiO₂ ise % 1'in altındadır. Kayalardaki alkali göçünün varlığını ve niteliğini değerlendirmek amacıyla analiz sonuçları Miyashiro (1975) diyagramına yerleştirilmiş ve örneklerin V - V' çizgisi altında kaldıkları ve böylece önemli derecede alkali göçünün olmadığı belirlenmiştir (Şekil 45).

Soy özelliklerini öğrenmek amacıyla Mac Donald ve Katsura diyagramına iz düşürüldüğünde subalkalen alan içinde kaldıkları görülür (Şekil 46). Subalkali kayalar Irvin ve Baragar (1971) tarafından önerilen % Al₂O₃'e karşı NPC (Normatif plajioklas bileşimi) diyagramında incelenerek toleyitik veya kalkalkalen oldukları anlaşılabilir. Leylek volkanitleri bu diyagramda incelendiğinde, kalkalkali alanda kaldıkları gözlenir (Şekil 47).

Volkanitlere ait örnekler O1 - Ne - Q üçgen diyagramına (Irvine ve Baragar, 1971) iz düşüldüğünde subalkali alanda kaldıkları görülür (Şekil 48). Al₂O₃ - Fe₂O₃ + TiO₂ - MgO üçgen diyagramında (Jensen 1976) iki örnek kalkalkali alanda, üç örnek ise kalkalkali eğilimli toleyitik alanda kalır (Şekil 49).

Kaya adlarını bulmak amacıyla, örnekler Zanettin (1984) diyagramında incelenmiş ve üç örnek andezit, iki örnek ise riyolit alanında kalmıştır (Şekil 50). Irvine ve Baragar (1971) tarafından

Sıra No	Num. No	SiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	Ateşte Kavip	Topl. Zr	Sr	Y	
1	110	68.93	15.94	1.24	0.85	2.28	1.98	7.45	1.97	0.36	0.09	1.67	103.0	120	524	4
2	118	62.36	17.14	2.54	1.75	1.52	5.16	4.19	1.83	0.41	0.06	1.51	98.47	148	237	12
3	121	58.18	17.55	3.89	2.54	3.43	6.16	3.21	2.06	0.50	0.10	2.41	99.83	123	243	24
4	225	54.46	19.31	2.37	1.63	1.08	10.04	3.76	1.37	0.70	0.07	3.81	98.6	140	293	20
5	240	70.53	15.00	1.31	0.89	1.43	2.91	3.99	1.96	0.25	0.01	2.25	100.5	179	620	7

TABLO 7 : Leylek volkanitlerine ait örneklerde yapılan kimyasal analiz sonuçları.

Sıra No	Num. No	SiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO	MnO	Ateşte Kavip	Toplam
1	110	66.92	15.47	1.20	0.83	2.21	1.92	7.23	1.91	0.34	0.08	1.62	% 100
2	118	62.33	17.41	2.58	1.78	1.54	5.24	4.26	1.86	0.42	0.06	1.53	% 100
3	121	58.28	17.58	3.70	2.54	3.44	6.17	3.22	2.06	0.050	0.10	2.41	% 100
4	225	55.23	19.68	2.40	1.65	1.10	10.18	3.81	1.39	0.71	0.07	3.86	% 100
5	240	70.16	14.92	1.30	0.89	1.42	2.89	3.97	1.95	0.25	0.01	2.24	% 100

TABLO 8 : Bileşenler toplamının % 100'e dönüştürülmüş değerleri.

Num.No	SiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	Toplam
1	110	70.08	16.20	1.26	0.87	2.01	7.57	2.00	0.36	0.09	102.76
2	118	64.31	17.68	2.62	1.80	5.32	4.32	1.88	0.42	0.06	99.97
3	121	59.71	18.01	3.79	2.60	6.32	3.29	2.11	0.51	0.10	99.96
4	225	57.44	20.36	2.49	1.71	10.58	3.96	1.44	0.73	0.07	99.92
5	240	71.76	15.26	1.32	0.91	2.95	4.06	1.99	0.25	0.01	99.96

TABLO 9 : Analiz sonuçlarının susuz olarak hesaplanan değerleri.

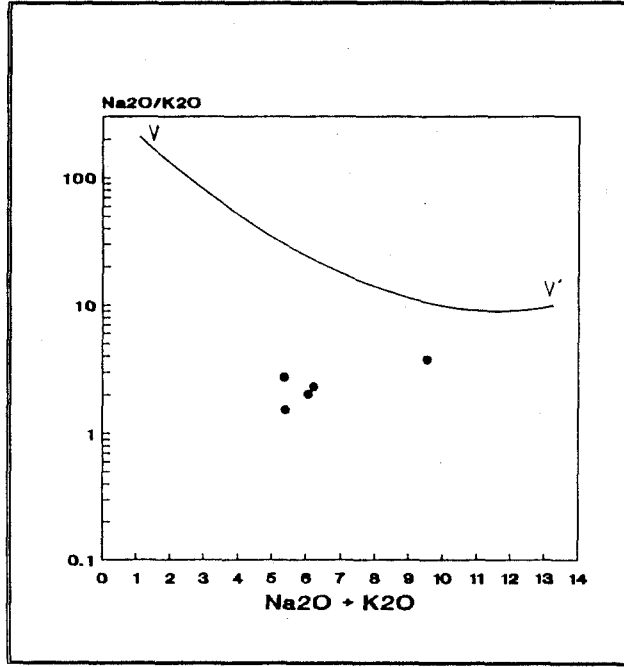
	110	118	121	225	240
KUVARS	27.15	17.38	12.18	7.32	30.71
ORTAKLAS	10.23	10.98	12.19	8.21	11.52
ALBİT	30.74	36.00	27.21	32.27	33.58
ANORTİT	16.80	22.91	27.44	32.22	14.36
VOLLASTONİT	2.00	1.29	1.32	7.64	----
ENSTATİT	3.17	3.84	8.56	2.73	3.54
FERROSİLİT	1.35	2.69	4.05	2.00	1.27
FORSTERİT	----	----	----	----	----
FAYALİT	----	----	----	----	----
MAGNETİT	2.15	2.58	3.69	2.40	1.28
İLMENİT	0.50	0.79	0.95	1.35	0.47
HİPERSTEN	3.24	5.30	11.36	----	3.54
DİYOPSİT	3.67	2.53	2.56	9.66	----

TABLO 10 : Analizi yapılan örneklerin normatif bileşimleri.

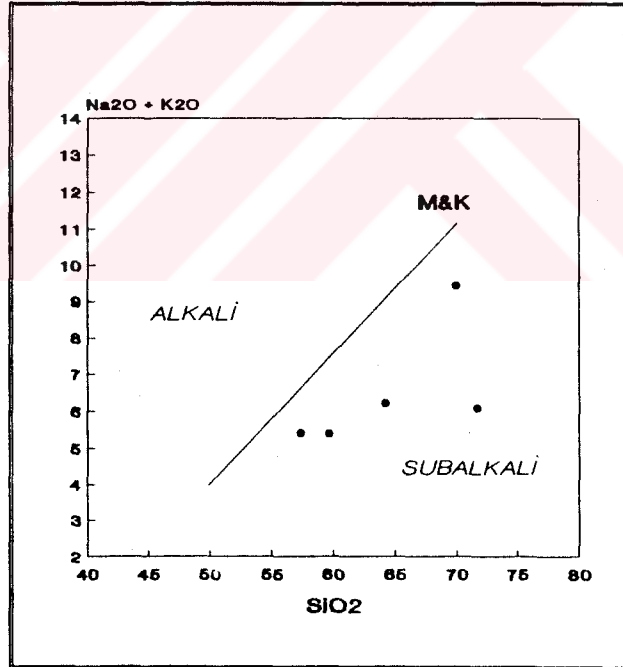
önerilen NCI (Normatif renk indisi) ve NPC (Normatif plajoklas bileşimi) diyagramında ise üç örnek andezit, iki örnek ise dasit alanında kalmıştır (Şekil 51).

Gill (1981) in önerdiği sınıflamada ise üç adet andezitik kaya asitik ve ortaç K'lu seri alanına iz düşmüştür (Şekil 52).

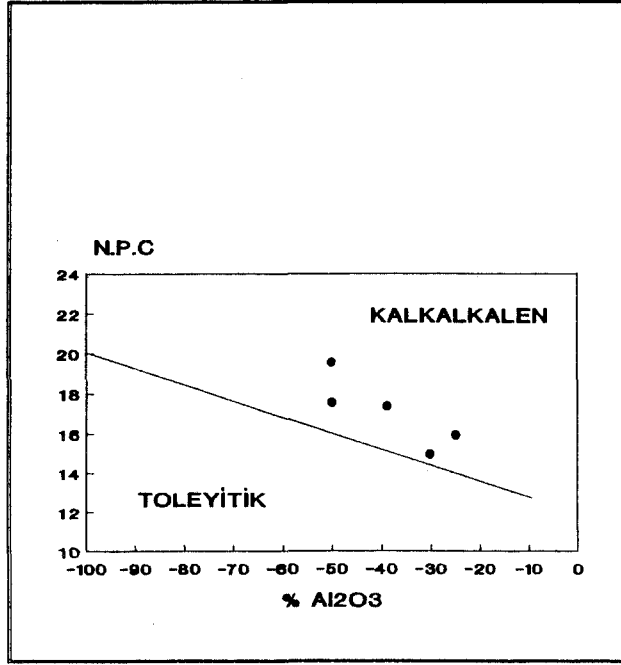
Volkanitlerin K_2O / Na_2O oranları hesaplanmıştır. Son yıllarda yapılan çalışmalarda K_2O / Na_2O oranının volkanik kayalarda oluşum koşulları ve kimyasal niteliklerinde bazı ayırtman özellikler gösterdiği saptanmıştır. Jakes ve White (1972), ada yayı kalkalkalen volkanitlerde 0.35 - 0.75 arasında olduğunu, kıta içinde oluşan volkanitlerde yaklaşık 1 civarında olduğunu belirtmişlerdir. Leylek volkanitlerindeki bu oran 0.26 - 0.64 arasındadır ve dolayısıyla ada yayı volkanik kayalarıyla uyum içindedir. Volkanitler Pearce (1982) tarafından önerilen Ti - Zr diyagramına iz düşürüldüğünde yine ada yayı volkanitleri alanında kaldıkları görülür (Şekil 53). Volkanitlerin simatik yada sialik kökenli olduklarını anlayabilmek için Log T'nun Log G'ya karşı izdüşürüldüğü diyagramda (Gottini, 1969) ise örnekler sialik alanda kalmışlardır (Şekil 54).



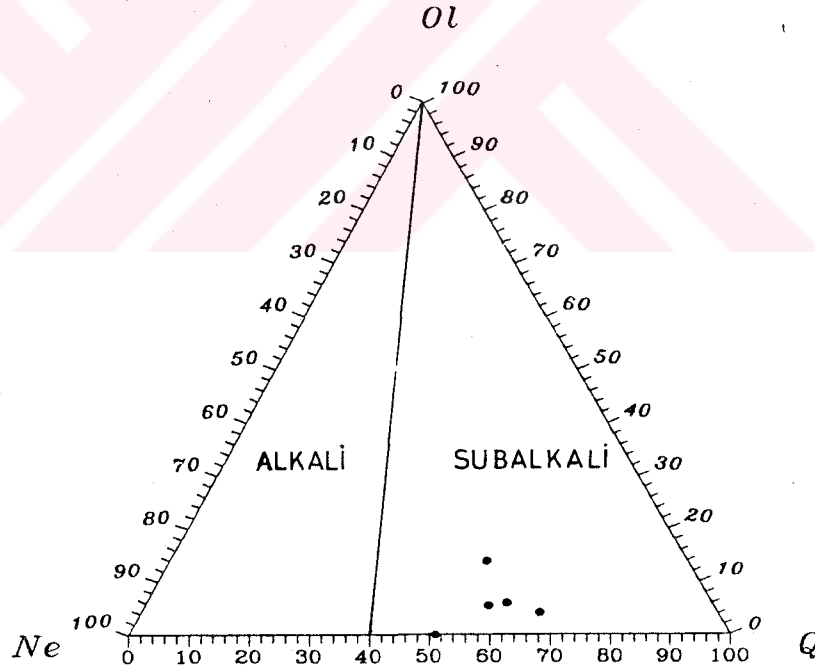
ŞEKİL 45: Leylek volkanitlerinin $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ ' a karşı $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diyagramına (Miyashiro, 1975) izdüşümleri. V - V' çizgisi alkali göçünün üst sınırını gösterir.



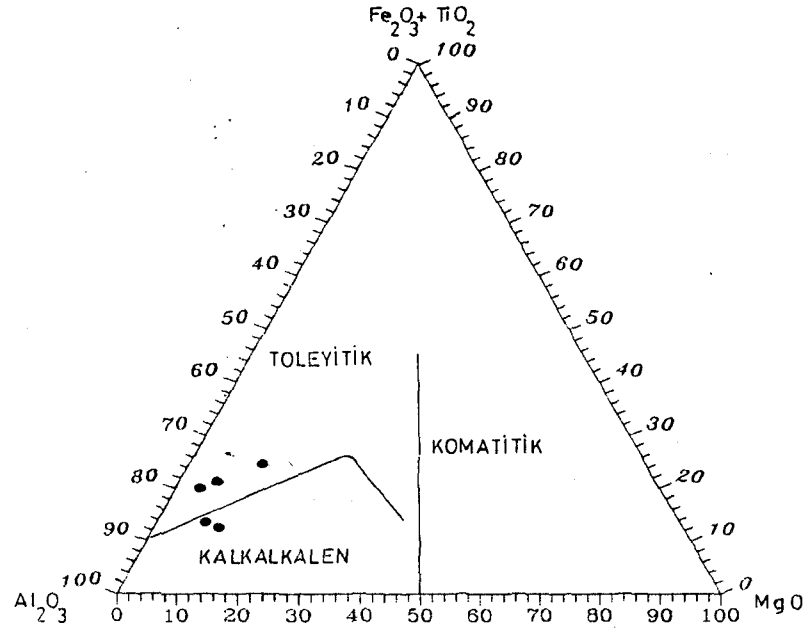
ŞEKİL 46: Volkanitlerin soy özelliklerinin belirlendiği Mac Donald ve Katsura (1964) diyagramında Leylak volkanitlerinin dağılımı.



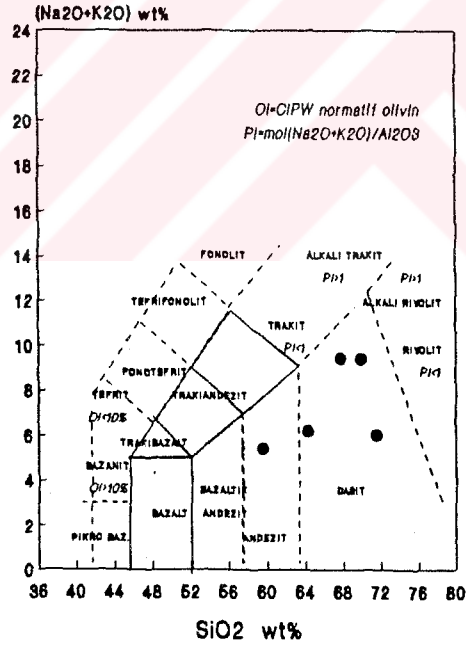
ŞEKİL 47: Subalkali kayaların ayırdında kullanılan Al₂O₃ - NPC diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971), Leylek volkanitlerinin dağılımı.



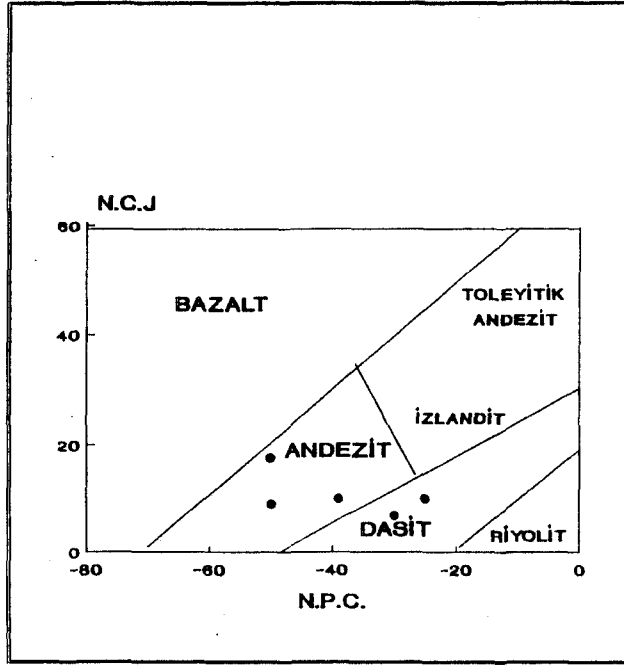
ŞEKİL 48: Leylek volkanitlerinin OL' - Ne' - Q' diyagramında dağılımları.



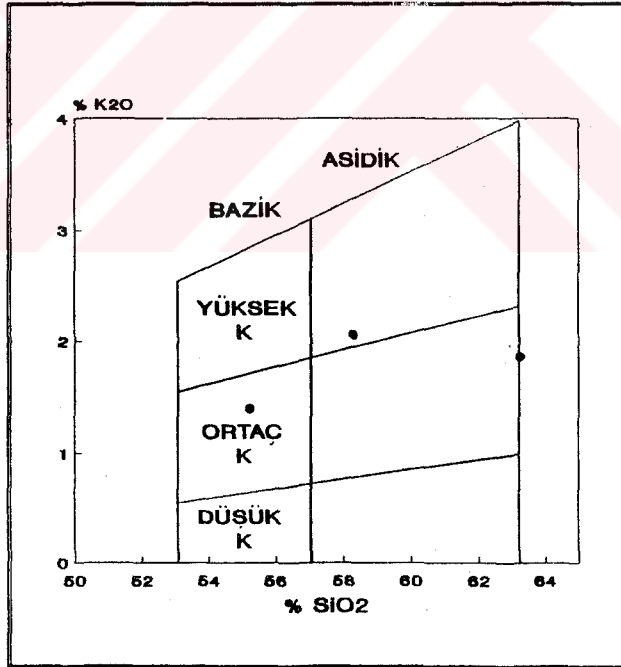
ŞEKİL 49: Subalkali toplulukların ayırdında kullanılan $Fe_2O_3 + TiO_2 - Al_2O_3 - MgO$ diyagramında (Jensen 1976) Leylek volkanitlerinin dağılımı.



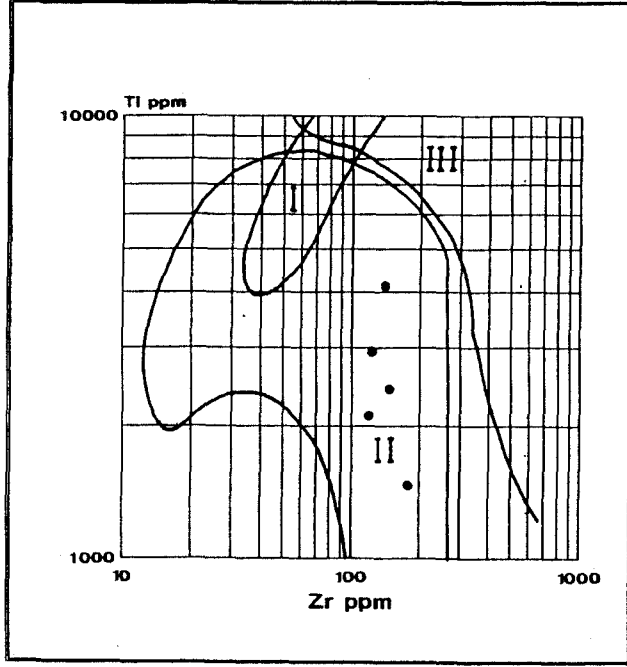
ŞEKİL 50: Leylek volkanitlerinin Zanettin (1984) tarafından önerilen TAS (Toplam alkali / silika) diyagramında dağılımları. Kalın çizgiler silika doyumluluk dereceleri farklı olan üç alanı ayırır.



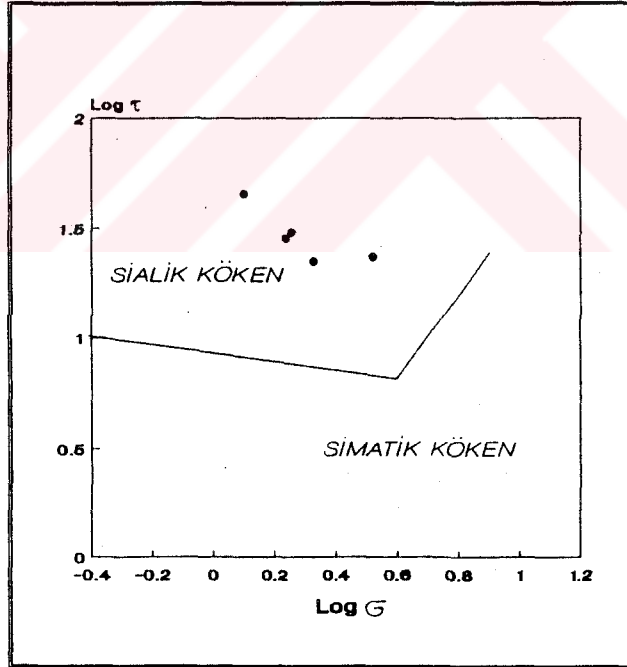
ŞEKİL 51: NJC - NPC diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) Leylek volkanitlerinin konumu.



ŞEKİL 52: Leylek volkanitlerinin andezitik kayalarının K2O - SiO2 diyagramında (Gill, 1981)' e göre sınıflaması.



ŞEKİL 53 : Leylek volkanitlerinin, Pearce (1982)' in önerdiği Ti - Zr diyagramında dağılımı.



ŞEKİL 54: Leylek volkanitlerinde $\text{Log } \tau$ ' nun $\text{Log } \sigma$ 'ya karşı değişimi (Gottini, 1968).

Ortam

Hekimhan - Hasançelebi havzasının, Yksekoa - Baskil adayayının kuzeyinde yay gerisi ensialik bir havza olarak açıldığından daha önceki bölümlerde söz edilmişti. Yine nceki bölümlerde Hasançelebi volkanitleri ve Yüceşafak siyenitoyidinin alkali karakterli levha içi mağmatizmasının ürünü oldukları belirtilmişti. Leylek volkanitlerinin jeokimyasal nitelikleri ise kalkalkalen karakterli volkanizmayı tariflemektedir.

Kıtasal levhalarda alkalen ve toleyitik karakterli volkanitler dışında, kıtasal kabuk bulaşması sonucu kalkalkali benzeri karakter sergileyen volkanitlerde gözlenir. Bu volkanların levha hareketleri ile doğrudan bağlantıları gözlenmez ve çoğu levha içlerinde yer alırlar. Ancak Leylek volkanitlerinin kalkalkalen karakteri yanı sıra Ti - Zr diyagramında (şekil 53) ada yayı alanına iz düşmeleri yay volkanizması kökenli olduklarını güçlendirmektedir.

Güneydoğu Anadolu'da kalkalkalen mağmatik etkinlik Kretase sonunda birden durmuş, ancak yersel olarak Eosen'de yeniden başlamıştır (Aktaş ve Robertson 1984). Ayrıca daha batıda Torit platformunu kuzey kenarı boyunca (Bolkardağ) dar ofiyolitik kuşak boyunca st Kretase - Oligosen yaşlı andezitlerin bulunduğu bilinmektedir (Görür vd., 1984).

İnceleme alanından ve evre alanlardan derlenen verilerden yola çıkılacak olunursa, olasılıkla Kampaniyen'den beri kuzey yönünde yitmekte olan Güney Neo Tetis okyanus kabuğunun st

Eosen'de, yitme açısının düşmesi ve / veya kabukta gelişen kuzey - güney yönlü daralma nedeniyle inceleme alanının güneylerinde varlığı bilinen yay volkanizması kuzeye doğru ilerlemiş ve daha önce yay gerisinde açılıp kapanmakta olan havzaya yerleşmiş olmalıdır.

Güneyde Dikenli karmaşığı (Misis - Andırın) üzerinde gözlenen Eosen yaşlı andezitik volkanitler ada yayı ürünü olarak yorumlanmışlardır. Oluşumları ise dalma - batma ile gelişen melanj kamasının oldukça büyüyerek genişlediği ve dolayısıyla hendeğin ve ada yayının güneye doğru göç ettiği şeklinde yorumlanmıştır (Yılmaz vd 1986, Gürer 1986). Bu durumda güneyde tek bir okyanusun varlığında Leylek volkanitlerinin Üst Kretase'den beri gelişim gösteren ada yayının ürünü olduğu çelişkili görülmektedir. Ancak yitmekte olan birden daha çok okyanusal kabuk varlığında bu çelişki bir ölçüde giderilebilir. Volkanizma için bir diğer olasılık ta manto içinde hareket eden kalıntı bir okyanusal kabuğun kısmi ergimeye uğrayarak kıta kabuğu içinde farklılaşması olabilir

Volkanizma birkaç aşamada gerçekleşmiştir. İlk olarak, manto içine doğru alçalan okyanusal levhanın ? kısmi ergimeye uğraması ile yüksek patlamalı andezitik, daha sonra ise andezitik mağmayı veren mağmanın, kıtasal kabuğun etkisi altında farklılaşması ile dasitik - riyolitik volkanizma etkin olmuş, böylelikle şiddetli patlamalarla tüf ve lavlar geniş alanlara yayılmışlardır. Bazı bölümlerde üstte bulunan kalın çökel istif nedeniyle, volkanitler yüzeye ulaşamamış ve domsal yükselmeler yapmışlardır.

YUKARI SELİMLİ DİYORİTİ (Tyu)

Tanım ve Ad

İnceleme alanının güneybatı bölümünde çok dar alanlarda yüzeyleyen diyorit intrüzyonu, Yukarı Selimli Köyü güneyinde gözleendiğinden Yukarı Selimli adıyla adlanmıştır..

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

İnceleme alanında, oldukça altere ve dağılgan yüzeylenmelerle temsil edilen diyoritten petrografik analiz için örnek derlemek güç olmuştur. Yukarı Selimli Köyü'nün üzerine kurulduğu alanın güneyinde yüzeyleyen böyle bir diyorit örneğinde, genellikle andezin türünde % 50 plajioloklas, % 30 yeşil hornblend, % 10 klinopiroksen ve % 10 kahverengi biyotit beraberliği gözlenmiştir. Aksesuar mineral olarak manyetit, apatit ve sfen saptanmıştır.

Diyoritin asıl geniş yüzeylenmesi, güneyde inceleme alanı dışında kalır. Bu kesimde diyorit, masif görünüşlü, sert, seyrek eklemlili, gri - bej renkli, holokristalen, genellikle porfirik ve felsik minerallerce zengindir. Yüzeyde yer yer arenalaşmanın izlendiği diyorit, içine sokulduğu Hüyük kireçtaşı ile olan kontağı boyunca oldukça alteredir ve kontağa doğru yer yer porfirik dokuludur. Bu mevkiden derlenen örneğin ince kesitinde feldspatların çoğunluğu oluşturduğu gözlenmiştir. Feldspatlar ise andezinlerden (An % 50 - 60) oluşmuştur. Andezinlerin hemen tümü albit ikizlidir, ikizsiz feldspat enderdir. Albit kanunlu ikizlerde sönme 22 - 23 dir. Zonlu prizmatik kristaller yaygındır.

Mafik minerallerin en önemlisi ojitir ve büyük bir bölümü alteredir. Bir bölümünde amfibolleşmeler bir bölümünde kloritleşmeler gözlenir. Az oranda sfen, biyotit, kuvars ve opak mineral yer alır. Tali minerallerden apatit, klorit bulunur (Foto 70).

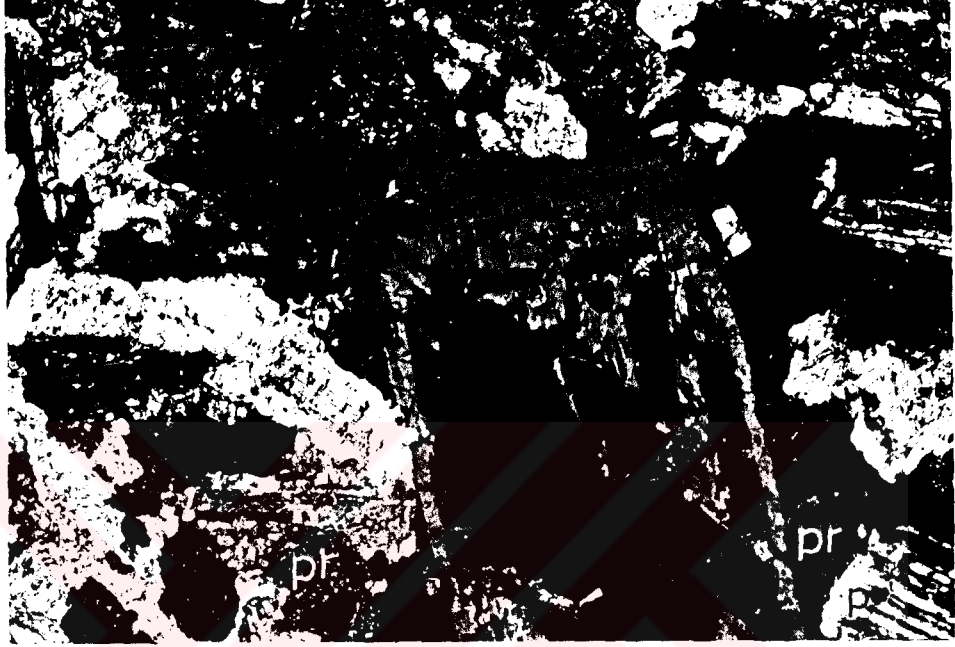


FOTO 72: Yukarı Selimli Köyü güneyinden derlenen bir diyorit örneğinde amfibolleşmiş kalsik piroksen (pr) ve polisentetik ikizli plajioklas (p) kristalleri. Çift nikol, büyütme X 22

Yine inceleme alanı yakın güneyinden derlenen bir başka örnek, porfirik poiklitik dokuludur. Plajioklaslar yönlenmiş, ince, uzun kristaller halinde, öz şekilli, iri polisentetik ikizlenmeli ve andezin - labrador bileşimindedir. Kayada yer alan kalsik piroksenler, zayıfca biyotitleşmiştir. Biyotit, yarı öz şekilli, yer yer öz şekilsiz, kenarları ve dilinimleri boyunca opaklaşmalıdır. Çok güçlü pleokroizma gösterirler ve pleokroizm renkleri açık - koyu kahverengi arasındadır. Kayada az miktarda

sfen ve apatit vardır. Diyorit kütlesi içinde yer yer gözlenen mafik ksenolitler, aynı mineral parajenezine sahip, aynı mağmanın subsolid fazında oluşmuş olmalıdır.

Dokanak ilişkileri

Diyorit, Hüyük kireçtaşını kesmiş ve çevresinde yaygın bir kontakt metamorfizma geliştirmiştir. İnceleme alanı içinde ve çevresinde diyoriti örten herhangi bir birim gözlenmemiştir.

Kalınlık ve Yayılım

Diyoritin kalınlığını saptamak mümkün olamamıştır. Yayılım ise, inceleme alanında oldukça dardır. Yukarı Selimli Köyü merkezinde 20 m² lik, daha güneyde ise 200 m² lik bir alanda yüzeylenir. Diyoritin yerleşmesi ile ilgili gelişen kontakt metamorfizmanın geniş alanlara yayılmış olması ise henüz yüzeye çıkamamış, tabanda oldukça geniş yayımlı diyorit kütlesinin varlığını yansıtır.

Yaş

Yukarı Selimli diyoritinin yaşına dair direkt bir veri yoktur. Ancak Üst Kretase Hüyük kireçtaşını kesmesi ve Üst Eosen yaşlı Leylek volkanitleri ile kökensel ilişkili olmaları varsayıldığında diyoritin Üst Eosen döneminde üst kıta kabuğuna yerleştiği düşünülebilir.

Ortam

Diyorite ait veriler ve gözlemler oldukça kısıtlı olmasından

dolayı ayrıntılı bir ortam yorumu yapılamamıştır. Diyoritin, Kalkalkali karakterli Leylek volkanitleri ile olan kökensel ilişkisi göz önüne alındığında Üst Eosen' de gelişen ada yayının ? ürünü olduğu varsayılabilir.



KAMATLAR FORMASYONU (Tk)

Tanım ve Ad

İnceleme alanı ve çevresinde geniş yüzeylenmeler sunan, genelde kırıntılıların egemen olduğu çakıltası - kumtaşı - marn çamurtaşı ardalanmalı ve kireçtaşı arakatkılı birimlerden oluşan formasyon Kamatlar Mahallesi ve çevresinde geniş alanlar kapladığı için Kamatlar formasyonu adı verilmiştir.

Tip Kesit Yeri

Formasyon tip kesitini güneyde Kömeağıl Mahallesi güneyinde Ferikdili Dere vadisinde, kuzeyde ise Kartalkoyak Tepe güneyinde verir.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Formasyon çakıltası - kumtaşı - çamurtaşı - marn - ardalanmasından oluşur. İstifte ardalanmaya çakıltası egemendir, çamurtaşı ve marn daha az bulunur. Kireçtaşı istiflenmeye kuzey alanlarda kalın merceksi arakatkılar, güneyde ise yanal olarak devamsız katmanlar şeklinde katılır. Doğuda Demir Tepe kuzeyinde ise kireçtaşının dolomitlendiği ve merceksi arakatkılar şeklinde bulunduğu gözlenmiştir. Kireçtaşları Akçal kireçtaşı adıyla üye aşamasında sınıflandırılarak ayrı haritalanmış ve tanıtılmıştır.

Formasyon kuzey alanlarda Hasaңcelebi'nin batısında Hasaңcelebi volkanitleri üzerinde belirgin bir açısal uyumsuzlukla oturur. İstif tabanda belirsiz katmanlı, kahverengi - kırmızı renkli alacalı görünümlü polijenik çakıltası ve litik grovak ile

başlar. Kırıntılıların tane boyları tabandan uzaklaştıkça azalır. Taneler başlıca, Hocalıkova ofiyolitinin litolojilerinden, Hasaelebi ve Leylek volkanitlerinden ve Akpınar formasyonunun kireçtaşlarından derlenmiştir. Kırıntılılar 10 - 30 m kalınlıklar_ dan sonra Akçal, Erikukuru, Kartalkoyak ve Fenk Tepe'lerinde Akçal kireçtaşı üyesine geçerler. Kireçtaşından sonra istif üste doğru tekrar benzer kırıntılılarla devam eder.

Formasyon Kömeağıl Mahallesi 250 m güneyindeki Harabe Mevkii'nde Leylek volkanitleri üzerinde çakıltaşları ile başlar. Kahverengi - kırmızı - beyaz renklerin egemen olduğu polijenik çakıltaşları belirsiz kalın katmanlıdır. Taneler düzensiz boylanmalı, iyi yuvarlaklaşmış, kısa ekeseñler üst üste gelecek şekilde binik çakıllı ve gevşek tutturulmuştur. Kuvars, kireçtaşı ve andezitik volkanit kökenli çakıllar kumlu bir matriksle bağlanmıştır. Bu gözlem noktasından kuzeybatı yönünde gidildiğinde çakıltaşları içinde kumtaşı katkılarının varlığı gözlenir. İnce - orta katman kalınlıklı kumtaşları çakıltaşları ile düzensiz ardalanırlar. Buradan derlenen bir örnek litik arenit olarak adlanmıştır. Kayada % 60 kaya kırıntısı, % 25 kuvars, % 15 feldspat tanesi saptanmıştır. Matriksin % 15 den az olduğu kayada kuvars ve feldspatın mikritik kalsit zarfı ile çevrelendiği gözlenir. Kaya kırıntılıların tane boyu 0.5 - 2 mm arasında değişir ve ortalama boy 1 mm dir. Volkanik kırıntılar, yarı köşeli kireçtaşı ve biyotit başlıca litik gereçlerdir. Kuvars, korrozyona uğramış, inklüzyonlu, çoğunlukla doğru sönme gösteren monokristalen taneler halindedir. Polikristalen kuvars taneleri oldukça seyrekdir. Feldspat ise köşeli ve yarı köşeli taneler

halindedir.

Formasyon, inceleme alanı güneybatı bölümünde Sattepe ve Kürtüğün Tepe'de Hüyük kireçtaşı üzerinde iyi tutturulmuş, genellikle köşeli, iri - orta taneli çakıltaşı ile başlar. Çakıltaşı belirsiz orta - kalın katmanlıdır, hatta birçok kesimde katmanlanması belirgin olmayan gevşek tutturulmuş çakıl yığınları şeklinde izlenirler.

İnceleme alanı kuzeydoğu bölümünde Rahat Tepe'nin kuzeyinde beyaz - pembe renkli, belirgin orta katmanlı çakıltaşı - kumtaşı ardalı kesimden derlenen örnek ince taneli çakıltaşı özelliğindedir. Kaya içinde çoğunluğu tek tane, çok azı bileşik tane halinde kuvars, plajiyoklas, kireçtaşı, volkanit, kırmızı pelajik kireçtaşı, ve % 10 kadar kavkı kırıntısı yer alır. Kuvarslar monojenik genellikle köşeli, diğer taneler ise iyi - orta yuvarlaklaşmıştır. Kayada boylanma ve olgunluk kötü gelişmiştir. Matriks kum boyu gereç olup % 15 den fazladır. Çimento irili ufaklı, öz şekilli dolomit kristallerinden oluşur.

AKÇAL KİREÇTAŞI ÜYESİ (Tkak)

Tanım ve Ad

Kamatlar formasyonu içinde kırıntılı litolojilerle ardalanan katman yada arakatkılı mercek biçimli kireçtaşından oluşan birim tipik yüzeylenmesini Akçal Tepe'de verdiği için Akçal kireçtaşı adıyla üye aşamasında sınıflandırılarak tanıtılmıştır.

Tip Kesit Yeri

Birim tip kesitini Akçal Tepe'den (Foto 71) kuzey - güney geçen bir hat boyunca verir.

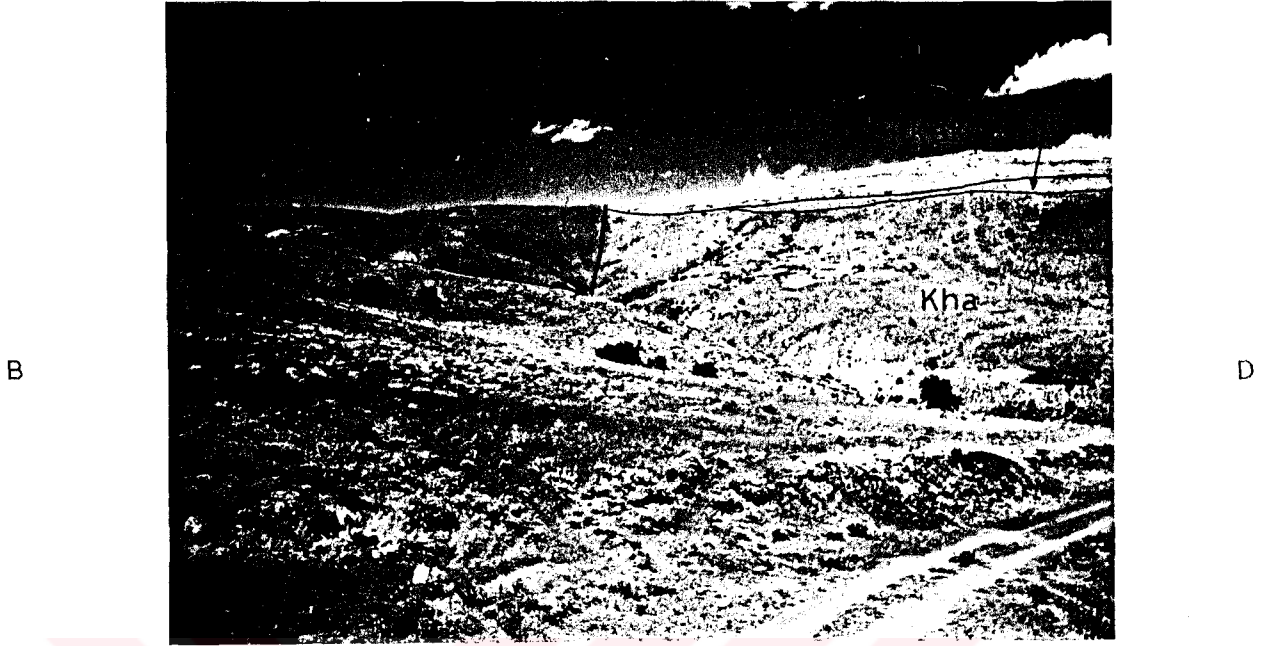


FOTO 71: Akçal Tepe'nin güneyden görünümü. Fotoda ön planda Hasaңcelebi volkanitleri (Kha), geride tepenin yamacında Kamatlar formasyonunun (Tk) kırıntılı ince bir düzeyi ve Tepede üstte Akçal kireçtaşı üyesi (Tka) görülmektedir. Tepenin sol tarafında ise doğrultu atımlı bir fayla sınırlanmış listfenit (l) görülmektedir.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Üye beyaz - bej renkli, ince - orta katmanlı, yer yer kumlu kireçtaşıdan oluşur. İnce kesit incelemesinde biyomikrit, biyosparit, dolomitli kireçtaşı, dolomit, silisleşmiş kireçtaşı bileşimleri saptanmıştır. Kaya içindeki biyoklastlar peleycpod, ostracod, sünger spikülleri (Foto 72) ve çok azda foraminifer kırıntılarından oluşur. Kuzey alanlarda Akçal kireçtaşı üyesi ile Akpınar formasyonunun Akçalın kireçtaşı üyesi birbirlerine çok benzediklerinden birbirlerinden ayırt etmekte güçlük çekilmiştir.



FOTO 72: Akçal Tepe'den derlenen bir kireçtaşı örneğinin ince kesitinde yer alan Pelecypod kavkı kırıntıları. Çift nikol, büyütme X 22

Üye özellikle istifin üst düzeylerinde yaygındır. Kireçtaşı batı alanlarda, dolomit ise doğu alanlarda yüzeyleir. Doğuda Kale Tepe kuzeydoğusundaki İbicek Dere vadisinden derlenen örnek kumlu kalsitli dolomitlidir. Kaya içerisinde % 10 - 15 oranında genellikle volkanik kökenli kum boyu kırıntı, % 20 kalsit gözlenmiştir. Dolomitler ince taneli, yarı öz şekilli kristaller halindedir. Gözeneklilik ise % 10 - 15 arasındadır.

Yine inceleme alanı doğusunda, Rahat Tepe' den derlenen bir başka örnek dolomit olarak tanımlanmıştır. İnce taneli, yarı öz şekilli dolomit kristallerinden oluşan kayanın kökeni, oolitik veya pelletik kireçtaşı olmalı. Dolomitleşmenin ikincil geliştiği kayada hayalet biçimli küresel tanelerin korunduğu gözlenmiştir. Aynı mevkiiden derlenen bir diğer dolomit örneğinde, iri kum veya

çakıl boyutunda demirli opak mineral ve listfenit saptanmıştır (Foto 73).



FOTO 73: Rahat Tepe'de yüzeyleyen Akçal kireçtaşı üyesi içinde yer yer gözlenen, listfenit çakılları.

İnceleme alanı batısında Kızılca Kale Tepe'nin güney yamacında ince taneli kırıntılılarla ardalanmalı, silisleşmiş kireçtaşı katmanları yer alır. İnce - orta katmanlı kireçtaşları, ardalandıkları kırmızı - pembe kırıntılılar arasında beyaz - bej renkleri ile kolaylıkla ayırtedilir.

Dokanak ilişkileri

Üye taban ve tabanda Kamatlar formasyonunun kırıntılı litolojileri ile tedrici geçişlidir. Yüzeylendikleri yerlerde farklı aşınma nedeniyle kırıntılılar üzerinde şapka gibi dururlar (Foto 74).

K



G

FOTO 74: Akçal Tepe'ye batıdan doğuya bir bakış. Fotoda sağ tarafta geri planda, Hasaelebi volkanitleri (Kha), onun üzerinde uyumsuz olark oturan Kamatlar formasyonu (Tk), tepenin sol tarafında Akçal kireçtaşı yesi (Tkak) grlmektedir. Fotonun en solunda ufukta grlen tepeler ise Yamadağ volkanitleri ile temsil edilir

Kalınlık ve Yayılım

Birimin kalınlığı birkaç cm'lik katman leğinden birkaç on m'lik mostra kalınlığına dek değişir. Kalınlığın maksimum olduğu Akçal Tepe'de birimin kalınlığı 50 m dir. Yzeylenme alanları ldukca dardır. Akçal, Erikukuru, Kartalkoyak, Fenk ve Rahat Tepe'lerde yaklaşık 2 km² lik bir alan kaplarlar.

Formasyonun Dokanak İlişkileri

Formasyon, tabanda kendisinden daha yaşıllı birimleri açısal uyumsuzlukla örter. Tavanda ise Katillikaya kireçtaşı, Yamadağ volkanitleri ve Ağbayır akıltaşı ile açısal uyumsuzlukla örtülür.

Kalınlık ve Yayılım

Formasyon, inceleme alanında farklı tabanlar üzerinde farklı kalınlıklarda gelişmiştir, bu nedenle formasyona ait tek bir kalınlık verilemez. Maksimum kalınlığa Sarıkaya - Nergizlikaya Fayı kuzeyinde ulaşılır, bu kesimde birimin kalınlığı yaklaşık 750 m dir.

Birimin yüzeylendiği başlıca alanlar, batıda, Kamatlar, Maksutlar, Çöpler, Gökdere, Sincanlıboğazı ve Kömeağılı Mahalleleri, kuzeyde Yeşilkale Köyü, Keçememolar Mahallesi, Doğuda ise Rahat ve Kızılbel Tepeler çevresidir.

Fosil Kapsamı ve Yaş

Leylek Dağı batısında istifin görünür alt düzeyinde yer alan Akçal kireçtaşı üyesi içerisinden derlenen bir örnekte,

Assilina sp.

Discocyclina sp.

Nummulites sp.

Operculina sp.

Kamatlar Mahallesi kuzeyinden derlenen bir diğer kireçtaşı örneğinden,

Radiolaria sp.

Pelajik kavkı kırıntıları

Ostracod kavkı kırıntıları

Çakmaklı Tepe güneyinden yine bir kireçtaşı örneğinden,

Amphistegina sp.

Operculina sp.

Bryozoa

fosilleri derlenmiştir.

Kızıldere kuzeybatısında istifin görünür üst düzeylerinden derlenen bir çamurtaşı örneğinde, orta - iri büyüklükteki, kötü korunmuş, kömürsü pollenlerden aşağıdaki şu türler saptanmıştır.

Poriporopollenites multiporatus Pf.& Th

Polyporopollenites undolosus (Wolf) Pf.& Th.

Pityosporites spp.

cf. Umbelliferidae

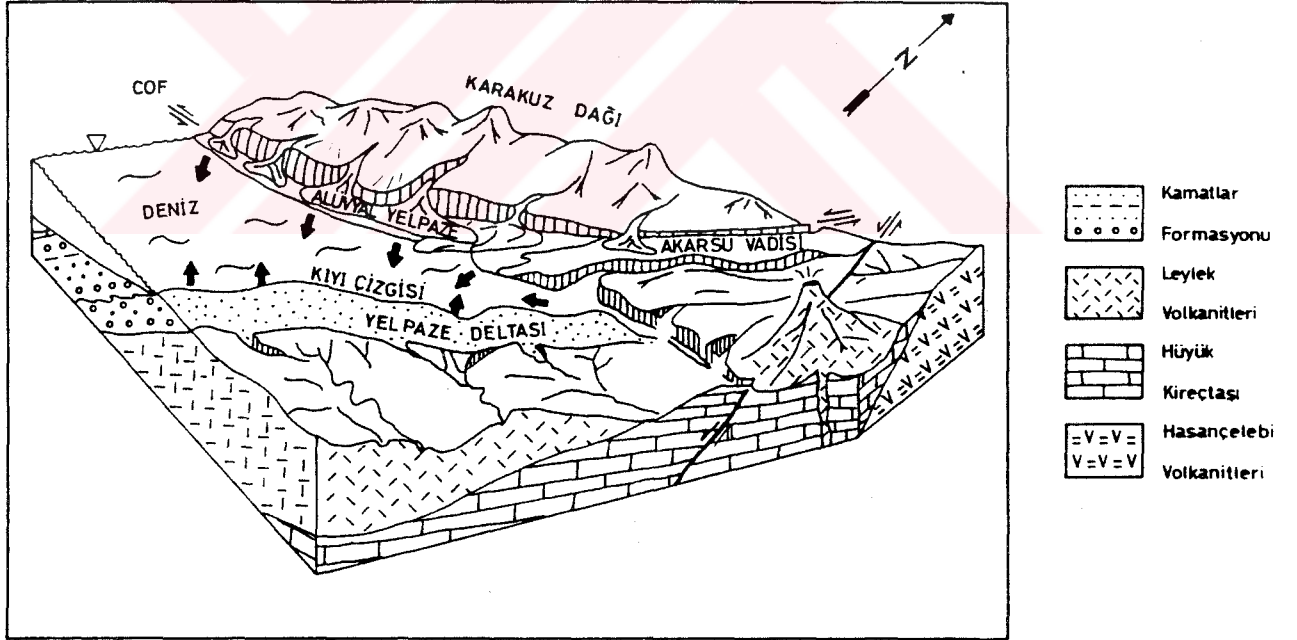
cf. Compasidae

Akçal kireçtaşı üyesinden derlenen örneklerdeki fosil bulguları kesin yaş vermek için yetersiz olup Eosen - Oligosen gibi geniş bir zaman aralığını yansıtır. Formasyona ait çamurtaşından derlenen pollenler ise Alt? Miyosen yaşını vermektedir. Formasyonun stratigrafik konumunda göz önüne alındığında Oligosen - Alt Miyosen aralığında çökeldiği düşünülmektedir.

Ortam

İnceleme alanının üzerinde bulunduğu Üst Kampaniyen'den beri oluşumunu sürdüren Hekimhan havzası, Oligosen başlarında birbirinden farklı türde çökel ve volkanitlerle hemen hemen dolmuştur. Yine bu dönemde bölgeyi etkileyen kuzey - güney yönlü sıkışmalarla bazı alanlar yükselerek su üstü olmuştur. Sıkışmaları

belirli bir limite kadar karşılamaya çalışan havza birimleri, sıkışmanın daha ileri bir evresinde doğrultu atımlı faylarla kesilmişlerdir. Söz konusu bu faylardan olan COF ile, inceleme alanında bazı alanlar yükselerek, bazıları alçalarak belirgin bir topoğrafik rölyef farklılığı gerçekleşmiştir. Böylece bölgeden henüz bütünüyle çekilmemiş olan denizin alçak alanlara doğru ilerlemesi ve buraları doldurmasıyla sığ denizel koşullarda, lagün ve delta gibi ortamlar şekillenmiştir. Bu arada karasal alanlardan kaynaklanan yüksek debili akarsular bu birbirinden bağımsız ve yersel havzaları kaba kırıntılılarla doldurmuşlardır. Değişik kaynak alanlarından beslenen örgülü tipte akarsularda binik çakıllı, çapraz katmanlı, yanal yönde sık fasiyes değişimleri sergileyen kaba kırıntılılar çökelmiştir. (Şekil 55).



ŞEKİL 55: Kamatlar formasyonunun yorumlanmış oluşum ortamını gösterir blokdiyagram.

Belirgin olan topoğrafik rölyef aşındırılarak traşlanmış ve peneplene yakın bir morfoloji oluşmuştur. Rölyef farkının azalmasına paralel olarak, akarsu hızlarının yavaşladığı dönemlerde havzada kireçtaşları çökelmiştir. Kireçtaşı çökelişi özellikle batı alanlarda yinelenen yeni kırıntı gelişleriyle kesintiye uğramıştır. Böylece kireçtaşı katmanları kırıntılı gereçle ardalanmıştır. Doğu alanlarda kireçtaşları çökme sonrası diyajenetik dolomitizasyona uğramıştır.

Denetim

Sirel vd. (1975), Palu kuzeydoğusunda Oligosen yaşlı çökelleri Gevla Çayı formasyonu adıyla adlandırmışlar ve formasyonun yaşının Orta - Üst Oligosen olarak vermişlerdir. Altta detritiklerden üstte kireçtaşından oluşan birim temel üzerinde açısal uyumsuzlukla bulunur.

Sungurlu vd. (1984), Elazığ - Hazar - Palu yörelerini kapsayan çalışmalarında, Doğu Anadolu'da Geniş alanlarda çökelen iç havza ürünü olan birimi Gevla Çayı formasyonu adıyla kullanmışlardır. Birim çakıltası - kumtaşı - marn ardalanması ve kireçtaşı arakatkıları ile temsil edilir ve Üst Eosen - Oligosen yaşlıdır.

Akay vd. (1989) Muş Tersiyer havzasında en Üst Eosen yaşlı Ahlat formasyonunun akarsu çökelleri üzerinde uyumlu olarak 500 m kalınlığında Alt Oligosen yaşlı denzel Norkavak formasyonunun bulunduğunu belirtmiştir. Bu formasyonunda üzerinde Orta - Üst Oligosen yaşındaki 3500 m kalınlığındaki Yazla formasyonu yer alır.

BOYRALI KİREÇTAŞI

Tanım ve Ad

Resifal kireçtaşı ile temsil edilen birim sadece inceleme alanı güneyinde Boyralı Düzü Sırtı'nda yüzeyletiği için Boyralı kireçtaşı adıyla adlanmıştır.

Tip Kesit Yeri

Boyralı Düzü Sırtı kireçtaşının tip kesit yeridir.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Bej ve beyaz renklerin egemen olduğu kireçtaşı genellikle katmansız yer yer belirsiz kalın katmanlıdır. Hemen tümüyle makro ve mikro kavkı yığışımından oluşan kireçtaşı biyohermal özelliktedir. Gözeneklilik % 20'ye dek çıkabilmektedir.

Boyralı Düzü Sırtı kuzeyinden derlenen biyosparit örneğinde kaya içinde homojen dağılmış % 60 Miogypsinoidea sp., Miliolidae, alg, ekinid dikenli vb. bentik kavkılar ve % 15 oranındaki intraklast gibi allokemlerin kötü yıkanmış spari kalsit ile tutturulduğu gözlenmiştir. Kayda % 5 - 10 oranında tane arası gözeneklilik gelişmiştir (Foto 75).

Boyralı Düzü Sırtı güneyinden derlenen bir başka örnekte % 70 oranında Pelcypoda, Gastropoda, Miogypsinoidea sp., Ampistegina sp., Pararotalia sp., Mililoidae vb. bentik fosillerin yanısıra, % 10 intraklast ve % 5 oolitin mikrit ile çimentolandığı saptanmış ve kayaya biyomikrit adı verilmiştir.

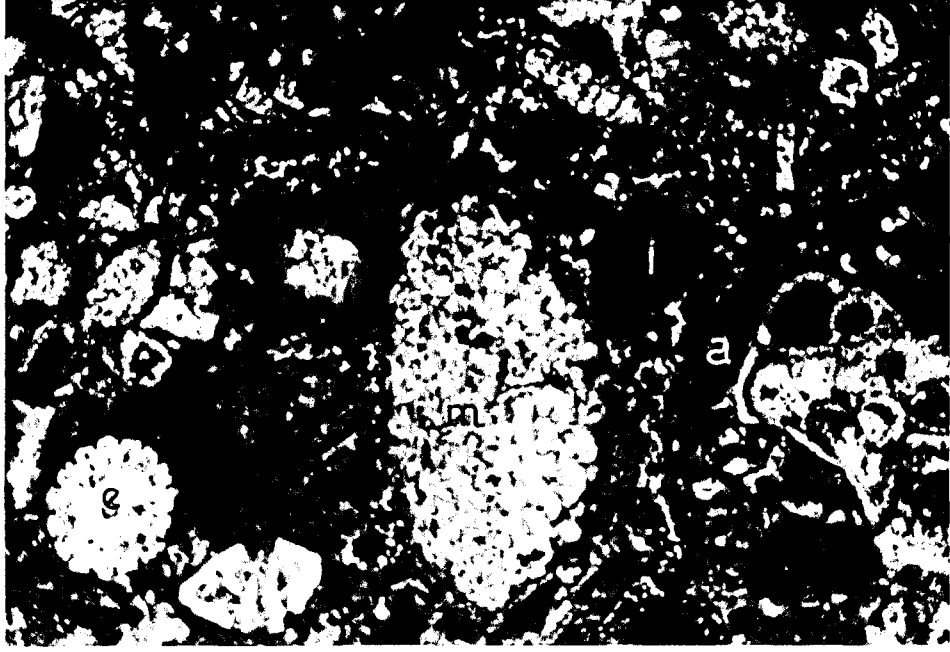


FOTO 75: Boyralı kireçtaşıdan derlenen kötü yıkanmış bir biyosparit örneğinde Miogypsinoïdes (m), alg (a), ekinid diki (e) ve intraklastlar (i) görülmektedir. Tek nikol, büyüme X 22

Dokanak İlişkileri

Kireçtaşı tabanda Suyunguzu kireçtaşı üyesi üzerinde düşük açılı uyumsuzlukla oturur. Tavanda ise ilişkide olduğu herhangi bir birim gözlenememiştir.

Kalınlık ve Yayılım

Birimin kalınlığı maksimum 50 m'dir. İnceleme alanında tek yüzeylenme alanı olan Boyralı Düzü Sırtı'nda yaklaşık 750 m² lik bir yer kaplar.

Fosil Kapsamı ve Yaş

Boyralı Düzü Sırtı güneyinden derlenen bir kireçtaşı

örneğinde,

Miogypsina irregularis (Michelotti)

Miogypsina grandipustulus Cole

Ampistegina cf. *lessoni* D'Orbigny

Pararotalia sp.

Miliolidae

ayrıca Corallineacea algea'ya ait,

Litofillum sp.

Lithothamnium sp.

Archeolithothamnium sp.

gibi formlar bulunarak birimin Akitaniyen - Burdigaliyen aralığında çökeldiği saptanmıştır.

Ortam

Kireçtaşları içinde yer alan bentik Foraminifer ve Alg topluluğu iç şelfte çökelen resifal bir fasiyesi gösterir.

Denestirme

Gelati (1975) Van Gölü kuzeyinde kireçtaşı ve kumtaşından oluşan Adilcevaz formasyonunun transgresif karakterli ve Akitaniyen - Burdigaliyen yaşında olduğunu belirtmiştir.

Örçen (1986)' e göre Malatya kuzeybatısında Medik - Ebreme yöresinde başlıca kırıntılı kireçtaşı ve arakatkılı killi kireçtaşından oluşan Akitaniyen yaşlı Çavuş formasyonu, Lütesiye - Priaboniyen yaşındaki Tohma formasyonu üzerinde açısız uyumsuzlukla bulunur.

Akay vd. (1989) Muş havzasında Alt Miyosen yaşındaki Adilcevaz formasyonunun alttaki Oligosen yaşlı Yazla formasyonu ile Murat Nehri doğusunda denizel koşullarda, batısında karasal koşullarda geçişli olduğunu belirtmiştir. Karbonat ve kırıntılılardan oluşan formasyon 1000 m kalınlığında olup regresif karakterdedir.

Elmas (1992) Erçek Gölü (Van) güneyinde yüzeyleyen karasal - sığ denizel molas karakterli geç Üst Oligosen - Alt Miyosen yaşlı Alibonca formasyonunun içinde yer alan Aktaş üyesinin kireçtaşı ağırlıklı kireçtaşı ve kumtaşından oluştuğunu belirtmiştir.

Yukarıda değinilen çalışmalardaki birimler kısmen yada tamamen Boyralı kireçtaşı ile denestirilebilir.

KATILLIKAYA KIREÇTAŞI

Tanım ve Ad

İnceleme alanı kuzeyinde yüzeylenen kireçtaşı tipik olarak Katillikaya Tepe' de gözleendiği için Katillikaya kireçtaşı adıyla adlanmıştır.

Tip Kesit Yeri

Kireçtaşının tip kesit yeri, adını aldığı Katillikaya Tepe dir.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Kireçtaşı, tabanında yer alan kırıntılıların egemen olduğu Kamatlar formasyonunun düşük engebeli, yumuşak topoğrafyasına karşılık, kenarları dik üst düzeyi yatay olan düzlükler oluştururlar (Foto76). Beyaz - gri rengi ve yatay katmanlanması ile çok uzaklardan ilişkide bulunduğu çevre kayalardan ayırtedilebilir. Belirsiz kalın katmanlı ya da masiftir. Sert, çok sert ve düzensiz köşeli kırıklıdır.

Kireçtaşı, sık sık pizolit, sarkıt, dikit, mağara incisi, peteksi - kurtsu - köşeli karbonat çakıltası yumruları, küresel - silindirimsi - dallı budaklı - tek veya kaynaşmış laminalı kabuk parçaları içerir (Foto 77). Bu cisimlerin bir bölümü aşındırılmış ve bir bölümüde killi mikrit ile ornatılmıştır. Kireçtaşında yüksek oranda tane arası, tane içi, kristal arası, iskelet kalıbı ve çatlak gözenekliliği gelişmiştir.

Katillikaya Tepe'nin batısında ki sırtın kuzeyinden derlenen

KB



GD

FOTO 76: Hamamın Sırtı'nda yüzeyleyen yatay katmanlı kireçtaşımdan bir görünüm

örnek, oolitle - pizolitle sparitik kireçtaşı olarak saptanmıştır. Kayada % 60 pizolit ve oolit, % 5 kuvars, % 5 opak mineral ve bunları bağlayan spari kalsit çimento gözlenir. Pizolitler düzensiz sarılmış, kıvrımcıklı iç içe geçmiş düzensiz sargılardan oluşur (Foto 78).

Katillikaya' nın güney bölümünden derlenen örnek oopelsparit özelliğindedir. Kayada, % 40 pellet, % 10 - 15 konsantrik sargılı oolit, % 3 - 5 opak mineral ve % 8 gözenek bulunur. Aynı mevkiiden derlenen bir başka örnek, pizolitle kireçtaşı özelliğindedir. % 20 düzensiz sargılı pizolit, % 5 kum boyu terrijen kırıntı ve % 10 gözenek kireçtaşının başlıca bileşenleridir.

Dokanak ilişkileri

Kireçtaşı, Kamatlar formasyonu üzerinde belirgin bir açısız



FOTO 77: Katillikaya kireçtaşında karst ve kalış fasiyesinde gelişen silindirik, dallı budaklı sarkit - dikit benzeri yapılar.

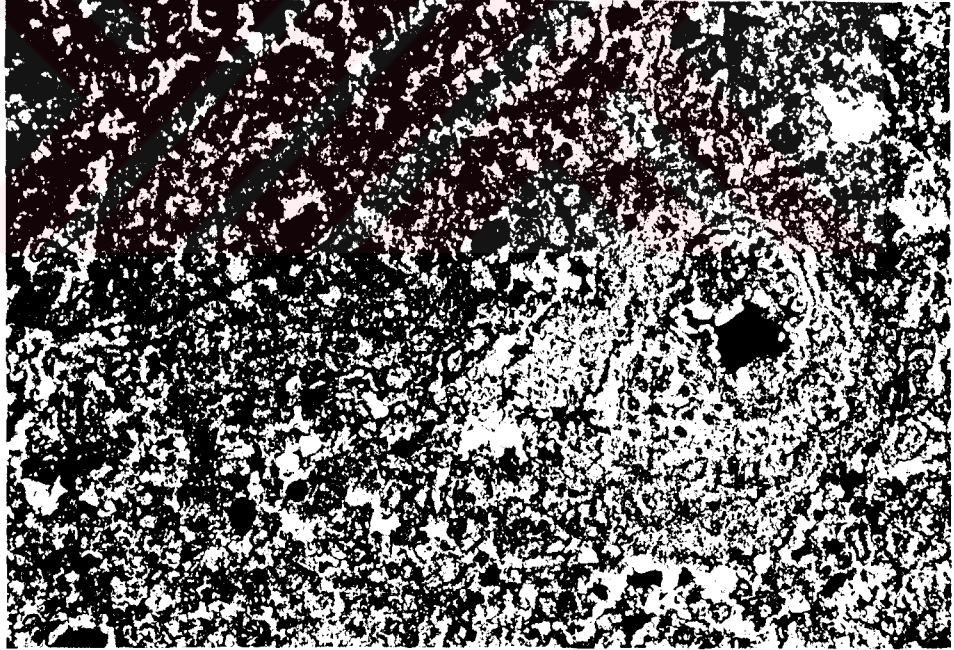
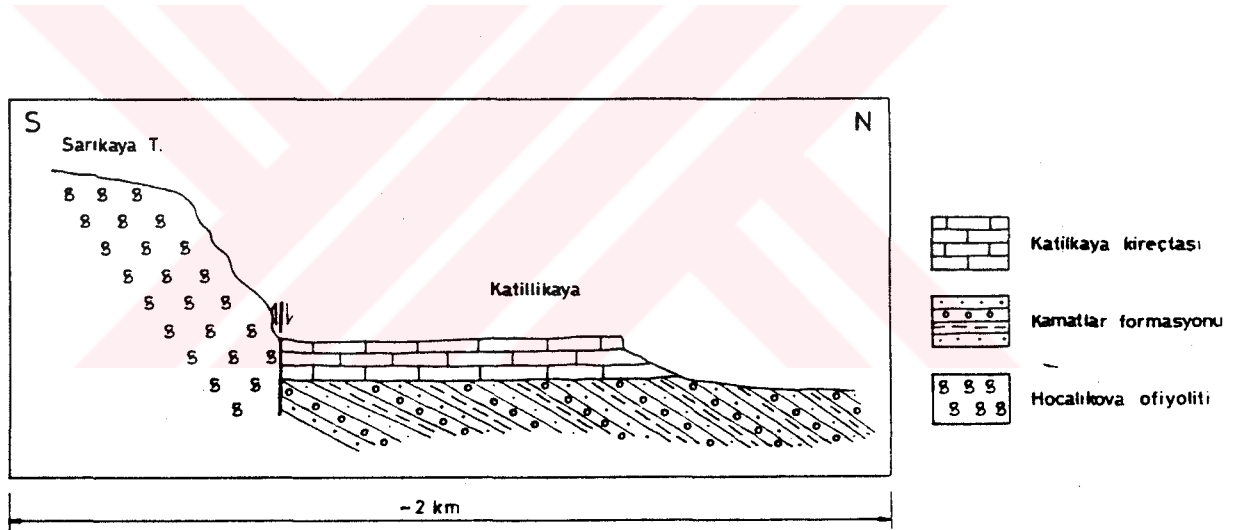


FOTO 78: Katillikaya kireçtaşından derlenen bir örneğin ince kesitinde düzensiz sargılı pizolitlerden bir görünüm. Çift nikol, büyütme X 22

uyumsuzlukla oturur. Tavanda ise ilişkide olduğu birim yoktur. Katillikaya Tepe' de, Katillikaya'nın batısındaki sırtta ve Fenk Düzü' nde kireçtaşlarının güney dokanakları Sarıkaya - Nergizlikaya Fayı ile sınırlanmıştır (Şekil 56).

Kalınlık ve Yayılım

Kireçtaşının maksimum kalınlığı 75 m dolayındadır. Yayılımları oldukça dar birbirinden kopuk yüzeylenmeler halindedirler. Başlıca, Katillikaya, Katillikaya batısındaki sırt, Fenkdüzü, imirlikuzu, Kızılkırma Mevkii çevrelerinde, yaklaşık 2.5 km² lik alan kaplarlar.



ŞEKİL 56: Sarıkaya Tepe ile Katillikaya Tepe arasında kuzey - güney geçen taslak jeoloji enine kesitinde Katillikaya kireçtaşının konumu.

Fosil Kapsamı ve Yaş

Kireçtaşı yaş verebilecek fosil içeriğinden yoksundur.

Oligosen - Alt Miyosen yaşlı Kamatlar formasyonu üzerinde uyumsuzlukla bulunması nedeniyle Orta Miyosen veya daha sonrası bir yaş uygun görülmüştür. Kurt (1972) inceleme alanı dışındaki Molla Tepe' den derlediği eşdeğer kireçtaşı örneklerden,

Scutella sp.

Clypeaster.

Miogypsinooides sp.

Amphistegina sp.

Peneroplidae

fosillerini saptayarak Miyosen yaşını vermiştir.

Ortam

Kireçtaşı iç şelfin yüksek enerjili, sığ denizel koşullarında çökelmiştir. Çökeltme havzası olasılıkla güneyden Sarıkaya - Nergizlikaya Fayı ile sınırlanmıştır. Kireçtaşı diyajenez evresinde, su üstüne çıkarak atmosferik koşullarda kaliçi ve karst fasiyeslerinin etkinliğinde kalmıştır. Bilindiği gibi diyajenez ortamlarındaki karst ve kaliçi işlemleri birbirlerine karşıt değildir. Karst ve kaliçi evriminde değişik evreler herhangi bir zamanda birlikte varolmuş ve kimi alanlarda üstelenmişlerdir. Kayada gözlenen pizolit, sarkıt, dikit, mağara incisi, karbonat yumruları, laminalı kabuklar kaliçi ve karstın ortak belirteçleri olarak yorumlanmıştır.

Kaliçi ve karst gelişiminin ilk erelerinde kireçtaşı profili çok gözenekli ve geçirimlidir. Yüzey havada çürümüş gereçten yapılmıştır. Su tablası üzerindeki su düşey olarak hareket eder.

Yağmur sularıda tatay ve düşey çatlaklardan süzülerek kireçtaşını çözüdürür ve çözeltiliyi taşır. Yüzeydeki gereçlerin sürüklenmesi çatlaklar boyunca uzanan ince dikey kırıkların oyuklu ve çentikli bir yüzey oluşturarak genişlemesine ve derinleşmesine yol açar. Yer altındaki çatlaklar boyunca akan su, çatlakları daha da genişleterek ve derinleştirerek mağara ve yeraltı kanallarını oluşturur. Bu arada yüzeyde alıkonulan bir bölüm suyu bitkiler kullanır. Bitki kökleri, kayanın kırık ve eklemlerine sokulmakla ana kayanın parçalanmasına yardımcı olurlar. Profilin mekanik ve canlı işlemleri etkisiyle ayrışmasıyla CaCO₃ bileşimli tebeşirimsi düzeyler oluşur. CaCO₃ biriktikçe profilin gözenekliliği ve geçirimliliği giderek azalır. Zemindeki canlı kökenli bileşenler kalsitleşirler. Zeminin nöbetleşe ıslanıp kurumasıyla oluşan büzülme çatlaklarına sonradan CaCO₃ dolar. Suyun hareketleriyle köklerin aşağıya uzmasıyla dikine uzun karbonat yumruları belirir. CaCO₃ birikimiyle zemin canlılarının yaşamlarını sürdüremeyecekleri bir sınıra erişir. Toprak yapıcı işlemlerin yoğunluğu azalır, önemsizleşir. Başlıca düşük magnezyumlu kalsitle çimentolanma olmak üzere diyajenez işlemleri gelişir.

YAMADAĞ VOLKANİTLERİ

Tanım ve Ad

İnceleme alanının kuzeydoğu bölümünde geniş alanlar kaplayan volkanitler, ana çıkış merkezlerini kapsayan, inceleme alanı kuzeyindeki Yamadağ'a izafeten adlanmışlardır. Volkanitler alttan üste doğru tuf, aglomera - lapilli, olivin bazalt ve piroksen andezit türünde lav akıntılarından oluşur.

Tip Kesit Yeri

Volkanitler tip kesitini inceleme alanı doğusundaki İntepe'de verirler (Şekil 57). Hasaңcelebi'nin 1,5 km kuzeydoğusundaki Saktepe yardımcı kesit yeridir.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Volkanitler tabanda volkanizmanın ilk ürünü olan tufle temsil edilirler. Tuf, üzerini örten lav ve aglomeraların yer yer aşındığı kesimde yüzeylenirler. Tufün büyük bir kısmı alterasyona uğramış, kaolinleşmiş ve birkısmıda silisifiye olmuştur.

Saktepe'de yüzeylenen tuf, uzaktan beyaz rengi ile çevre kayalardan kolaylıkla ayrıt edilir. Belirsiz ince - orta kalınlıkta katman örnekleri sergilerler. Yaygın silisleşme nedeniyle sertlikleri oldukça yüksektir. Yüzeyden derine doğru katmanlanmaya paralel ikincil hematit ve limonit bantları ile yer yer kırık yüzeyleri boyunca mangan mineralleri ile sıvamalar gözlenir. Bu kesimden derlenen vitrik tuf örneğinde camsı matriks içinde başlıca bozuşmuş feldspat az miktarda kuvars ve amfibol

gözlenmiştir. Gözenekler kuvars ve opak minerallerce doldurulmuştur.

İntepe ve Baştepe'nin güney eteklerinde ve daha doğusunda inceleme alanının dışında yüzeyleyen, tuf orta - kalın katmanlıdır (Foto 79). Katmanlar çoğunlukla iç yapısız, yer yer derecelidir. Gereçler yine tuf kökenli, orta - iri çakıl boyutlarında yarı köşeli ve elipsoidaldir (Foto 80). Bu bölümde tüflere beyaz ve pembe renkler egemendir. Hemen tümüyle killeşmiş olan tüflerde kil olmayan bileşenlerin, başında kalsik feldspat yer alır. Tümü çeşitli derecelerde bozuşmuşlardır. Az oranda K feldspat, kuvars amfibol ve biyotit mineral bileşimine katılırlar.

Önal (1987), inceleme alanından derlediğimiz kaolinleşmiş tüflerde yaptığı kimyasal çalışmada bileşimlerinin kaolinit, montmorilonit ve nadiren simektit olduğunu saptamıştır. Bilindiği gibi kimyasal ayrışma sırasında kil minerallerinin oluşumu silkatli kayaçların yeraltı suyu tarafından ayrışmaya uğratılmasının bir sonucudur. Kil mineralleri olan kaolinit ve montmorilonit bileşim ve yapı bakımından yaygın magmatik minerallerden tamamen farklıdır. Bu nedenle onlar, primer minerallerin kimyasal ayrışmasından ortaya çıkan kristal büyümesiyle oluşmuştur. Yamadağ volkanitlerindeki tüflerde dekompozisyon ürünlerinin kaynağı büyük olasılıkla plajiolastır.

Volkanit istifte üste doğru ikinci sırayı aglomera, breş ve lapilli işgal eder. Aglomera tipik olarak Basak Köyü ve İntepe'nin yamaçlarında (Foto 81) bulunurlar. İntepe'nin güney yamacında yüzeyleyen aglomera ve lapilli ince - kalın katmanlı ve belirsiz



FOTO 79: Yamadağ volkanitlerinin alt düzeylerinde yüzeylenen, kaolinleşmiş tuf içinde açılan yarmadan bir görünüm.

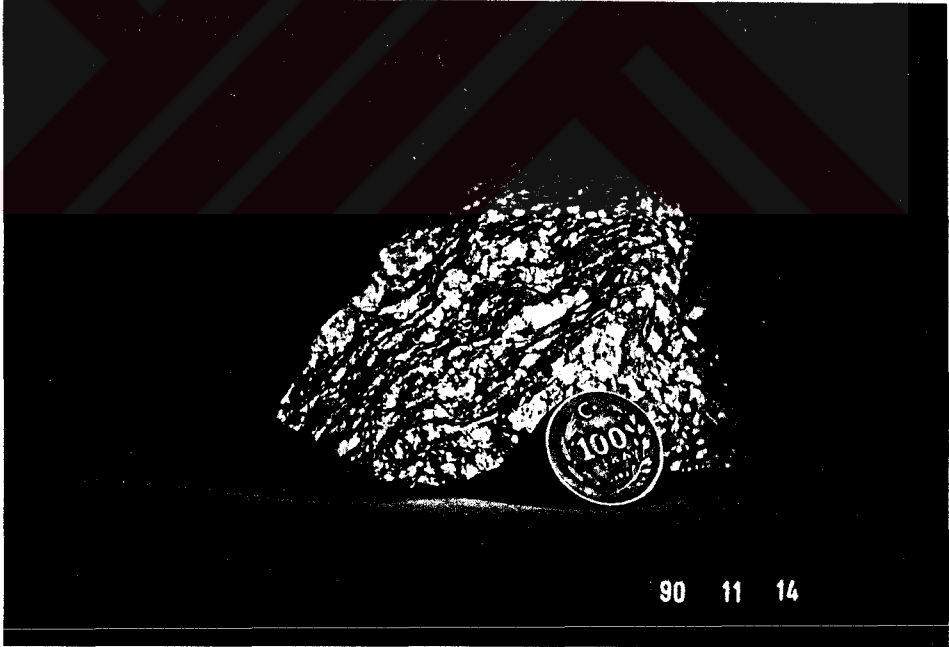


FOTO 80: El örneğinde tufün akışkan dokusunu yansıtan bir yönde uzamış elipsoidal tuf parçaları.

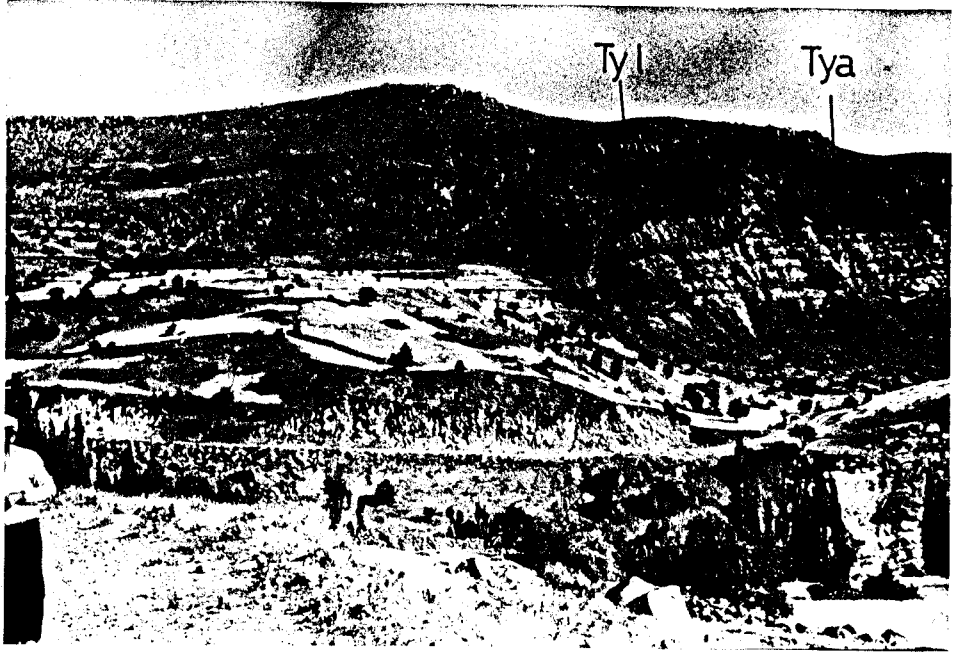
derecelenmeli, kahverengi - gri - siyah renkli ve demiroksitli tüflü bir gereçle zayıf tutturulmuştur. Tane boyutları 1 mm'den 20 cm'ye kadar değişen aralıktadır. % 90 bazalt ve % 10 andezit kökenli gereçlerin küresellikleri ve yuvarlaklıkları iyi gelişmiştir. Yer yer yassı, iyi yuvarlaklaşmış tanelerede rastlanır ve çoğunlukla tane desteklidir.

Volkanik breş ise tipik olarak Başkınık Köyü çevresinde yüzeylenir. Köşeli, orta - iri çakıl boyu andezitik gereçler tüflü bir matriksle tutturulmuşlardır. Katmanlanma ve boylanma gelişmemiştir.

Basak Köyü güneybatısında, breş görünümlü takilit yüzeylenir. Pembe kahverenkli breş yağimsı parlaklık gösterirler. Masiftir ve iç yapı göstermezler. Sert ve düzensiz köşeli kırılmalıdır. Camsı matriks içersinde yine camsı 1 - 10 cm çaplı volkanik gereçten oluşmuştur. Köşeli - yarı yuvarlak taneler, matriks desteklidir (Foto 82). Söz konusu mevkiide yaklaşık 15 m kalınlık gösteren camlaşmış breşlere, ayrıca Baştepe'nin güney eteklerinde döküntüler halinde rastlamak olasıdır.

Volkanitlerde üste doğru olivin bazalt bileşimli lava geçilir. Lav, kalın ve çok kalın belirsiz katmanlıdır ve katmanlanma ancak uzaktan iyi seçilir. Genellikle kuzeydoğu - güneybatı gidişli sırtlar ve tepeler oluştururlar. Renkleri siyah - gri - mor ve kahverengi arasında değişir. İçlerinde yer yer tüpsü ve bademsi irili ufaklı gaz kurtulma boşlukları gözlenir. Boşluklarda herhangi bir dolgu maddesi gözlenmez. Yer yer süngerimsi curuflar görülür.

K



G

FOTO 81: intepe batısında Yamadağ volkanitlerinden bir görünüm. Tepenin eteklerinde aglomera ve lapilli (Tya), üst kotlarında ise olivin bazaltik lav (Tyl) görülmektedir.



FOTO 82: Basak Köyü güneyinde yüzeylenen takilitten bir görünüm. Çakmak Tepe kuzeyinden derlenen örnekte % 50 oranında

Çakmak Tepe kuzeyinden derlenen örnekte % 50 oranında mikrolit ve porfirik kristaller halinde plajioklas, % 15 diyopsit, % 10 - 15 oranında olivin yer alır. Hamur, eşit oranda plajioklas ve klinopiroksen mikrolitlerinden ve daha az oranda olivin, magnetit, ilmenit ve camdan oluşur (Foto 83).



FOTO 83: Olivin bazalt bileşimli lavın ince kesit görünümü. Trakitik akma dokulu kayada plajioklas ve mafik mineral mikrolitleri arasında olivin (ol) mikrofenokristalleri yer alır.

Kayabaşı Tepe'den derlenen örnekte mikrofenokristaller halinde % 30 plajioklas, % 20 piroksen, % 10 olivin saptanmıştır. Olivin kristallerinin çoğu alterasyon sonucu iddingsitleştirilmiştir. Alterasyon bazen tanenin tümünü kaplar, bazende tanenin kenarlarında gelişmiştir. Alterasyon minerallerine opak minerallerde eşlik etmiştir. Piroksen fenokristalleri çoğunlukla titanofenokristallerdir.

Yamadağ volkanitleri'nin üst düzeylerinde piroksen andezitler yüzeylenir. Andezitlerle olivin bazaltlar arasındaki farklılıklar arazide belirgin olmadığı için ikisi arasında ayırıt yapılamamıştır.

Dikenli Mahallesi güneyinden derlenen piroksen andezit örneğinin ince kesit incelemelerinde % 20 andezin, % 15 ojit ve % 10 hornblend feno kristallerinin yine aynı minerallerden oluşan yarı camsı matriks içerisinde bulunduğu saptanmıştır. Hemikristalen porfirik dokulu andezitlerde yer yer magnetit kristalleri ve klorit psödomorfları gözlenir.

Dokanak ilişkileri:

Yamadağ volkanitleri, tabanındaki Hocalıkova ofiyolitini, Hasançeşlebi volkanitlerini ve Kamatlar formasyonunu açılı uyumsuzlukla örterken, Kuvaterner alüvyonları ile de örtülürler. Obuz Mahallesi güneyinde lavların tabanındaki Kamatlar formasyonu'na ait çamurtaşı ve kireçtaşlarında 15 - 20 cm kalınlığında pişmeler saptanmıştır.

Kalınlık ve Yayılım

Volkanitlerin kalınlıkları arazide ölçülememiştir. Ancak enine kesitlerden yaklaşık kalınlıkları 2000 m dolayında hesaplanmıştır. Tüfün kalınlığı Saktepe'de 80 m, İntepe güneyinde 75 m, inceleme alanının dışındaki İntepe'de 100 m'dir. Aglomeranın kalınlığı İntepe'de 50 m, Basak Köyü'nde 100 m'dir. Basak Köyü güneybatısındaki takilitin kalınlığı 15 m dolayındadır. Volkanitlerin başlıca yüzeylendikleri alanlar Basak, Başkınık,

Köylü, Çimenlik Köyleri, Delihıdır, Çobanyusuf ve Obuz Mahalleleri ile İntepe, Saktepe ve Baştepe dolaylarıdır. İnceleme alanında volkanitlerin çıkış bacası olabilecek herhangi bir yapı bulunamamıştır. Ancak inceleme alanı kuzeyinde bir kaç tane irili ufaklı volkan konisi gözlenmiştir. Bunlar, tabanı 50 - 100 m çaplı, daire veya elips şeklinde, yaklaşık tabandan 50 m yüksekliği, eteklerin eğimi 40 - 45 olan konilerdir. Morfolojik yönden erozyonla yıpranmış yaşlı koniler şeklinde görülürler. Söz konusu bu konilerden birisi foto 84' te görülmektedir.



FOTO 84: İnceleme alanı dışında kuzeyde Yamadağ eteklerinde küçük bir volkan konisi.

Yaş

İnceleme alanında volkanitlerin yaşıyla ilgili herhangi bir veri derlenememiştir. Ancak stratigrafik konumları ve çevre alanlardaki eşdeğer volkanitlerle denştirildiğinde Yamadağ

volkanitlerine Üst Miyosen - Pliyosen yaşı uygun görülmüştür. İnceleme alanının daha doğusunda yüzeyleyen volkanitlere ait litolojiler ve saptanabilen yaşları tablo 11'de verilmiştir (Pearce vd. 1990).

YER	LİTOLOJİ	YIL (My)
KARACALIDAĞ	RİYOLİT	0.94 + 0.33
"	TRAKIANDEZİT	0.83 + 0.88
"	BAZALT	
NEMRUT	BAZALT	1.18 + 0.23
"	TRAKİT	< 0.7
MUŞ	BAZALT	6.0 + 1.0
"	BAZALTİK ANDEZİT	4.4 + 0.8
BİNGÖL	BAZALTİK ANDEZİT	3.6 + 0.6
"	RİYOLİT	2.6 + 0.2
SÜPHAN	BAZALT	0.36 + 0.15
"	RİYOLİT	0.23 + 0.19
ARARAT	BAZALT-RİYOLİT	1.51 + 0.19
TENDÜREK	BAZALT TRAKIANDEZİT	2.5
KARS	BAZALT	7-1.5

TABLO 11 : Doğu Anadolu'da neo tektonik dönemde gelişen volkanitlerin litoloji ve yaşlarının dökümü.

Jeokimya

Yamadağ volkanitlerinin tabanından derlenen iki adet örneğin jeokimyasal analiz sonucu Tablo 12, 13, 14'de verilmiştir. K₂O + Na₂O'e karşı SiO₂ diyagramında (Zanettin, 1984) iki örnekte trakiandezit alanına iz düşmüştür (Şekil 58). Analiz sonucunda dikkati çeken bir konuda olivin bazalt modal bileşimli 67 nolu örnekte normatif olarak olivinin görülmeşiştir (Tablo 15). Analizi yapılan örneklerin yetersiz olmasından dolayı bu konuda

N.No	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	Ates.Kay	Toplam	Zr	Sr	Y
66	50.89	18.89	3.21	4.66	3.11	7.48	3.51	3.15	1.09	0.15	2.60	98.74	222	398	27
67	53.66	19.01	2.87	4.17	0.75	7.47	3.63	4.14	1.03	0.11	3.18	100.02	223	402	37

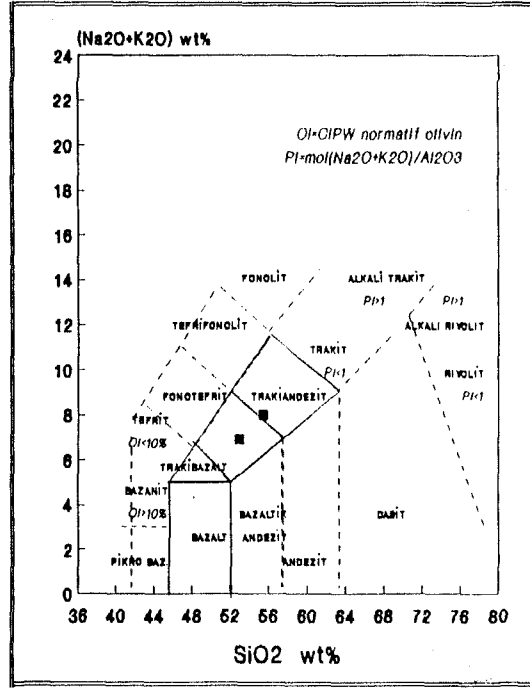
TABLO 12 : Yamadağ volkanitlerine ait örneklerde yapılan kimyasal analiz sonuçları.

N. No	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	Ates.Ka.	Toplam
66	51.54	19.13	3.25	4.72	3.15	7.58	3.55	3.19	1.10	0.15	2.63	% 100
67	53.65	19.01	2.87	4.17	0.75	7.47	3.63	4.14	1.03	0.11	3.18	% 100

TABLO 13 : Bileşenler toplamının % 100'e dönüştürülmüş değerleri.

N.No	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO
66	52.93	19.64	3.33	4.84	3.23	7.78	3.64	3.27	1.12	0.15
67	55.41	19.63	2.96	4.30	0.77	7.71	3.74	4.27	1.06	0.11

TABLO 14 : Analiz sonuçlarının susuz olarak hesaplanan değerleri.



ŞEKİL 58: Yamadağ volkanitlerine ait iki örneğin $K_2O + Na_2O \setminus SiO_2$ diyagramındaki (Zanetti'nin 1984) iz düşümleri.

MINERALLER/NUM.NO.	66	67
KUVARS	----	0.81
ORTOKLAS	18.85	24.46
ALBIT	30.08	30.71
ANORTIT	26.82	23.35
VOLLASTONIT	4.49	5.72
ENSTATIT	3.24	1.87
FERROSİLİT	1.83	3.79
FORSTERİT	3.23	----
FAYALİT	2.01	----
MAGNETİT	4.71	4.16
ILMENİT	2.10	1.96
HİPERSTEN	0.82	----
DIYOPSİT	8.74	11.14

TABLO 15: Kimyasal analizi yapılan iki örneğin normatif bileşimi.

daha fazla bir yoruma gidilmemiştir.

Ortam

Şaroğlu ve Yılmaz (1987), Yılmaz vd. (1987), Yılmaz (1990) Neo Tetis'in kapanmasına bağlı olarak gelişen kıta - kıta çarpışmasının sonucu, Doğu Anadolu'da kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar ve açılma çatlaklarının geliştiğini belirtmişlerdir. Bu yapılar Doğu Anadolu'nun kabaca kuzey - güney yönünde daralıp, doğu - batı yönünde uzamasına, kıta kabuğunun kalınlaşmasına ve bölgenin yükselmesine neden olmuştur. Kıta kabuğunun evrimine bağlı olarak bölgenin genç volkanizmasında değişimler sergiler ve volkanlar çoğunlukla açılma çatlaklarını kendilerine çıkış yolu olarak seçmişlerdir. Bu bilgiler ışığında bakıldığında Yamadağ volkanitleri Doğu Anadolu genç volkanizmasının zaman ve köken açısından bir üyesidir.

İnceleme alanında volkanizma karasal bir ortamda üç aşamada faaliyet göstermiştir. İlk olarak, son derecede patlamalı bazaltik volkanizma etkin olmuştur. Aslında patlamalı oluşum daha çok asitik volkanizma için öngörülen bir modeldir. Ancak ender olarak bazaltik volkanizmada bazen bu şekilde şidetli patlamalı olabilmektedir. Böylece tüf, aglomera ve lapilliden oluşan piroklastikler bir kaç yüz kilometre karelik alanlara yayılmışlardır. İlk aşamada oluşan bazaltik tüfler, ikinci aşamada üzerlerine gelen olivin bazalt lavlarının etkisiyle dokanaklarında pişme zonları ve sertleşmeler meydana getirmiştir. Üçüncü aşama andezit ve piroksen andezit bileşiminde volkanitlerin püskürmesi ile devam etmiştir.

Olivin bazaltlar herhangi bir kıtasal kirlenme olmadan Üst Mantoyu oluşturan bazaltik mağmadan türemiş olmalıdırlar. Daha sonraki evrede gelişen andezitler ise bazaltik mağmanın az veya çok kıtasal gereç ile karışması sonucu oluştukları kabul edilmektedir.

Denestirme

Bir önceki bölümde belirtildiği gibi Doğu Anadolu'da Miyosen sonrası volkanizma yaygındır. Bu bölümde, inceleme alanına yakınlığı nedeniyle bir kaç yörede yüzeylenen benzer volkanitler denestirilecektir.

Akkuş (1971), Darende - Balaban yöresinde tabanda olivin bazalt, tavanda ise piroksen andezin bazalt lavlarından ve tuf seviyeleri içeren Kepez Dağı bazaltlarının Post Burdigaliyen yaşında olduğunu belirtmiştir.

Sirel vd. (1975), Palu dolayındaki Karadağ bazaltları adıyla keratofir ve olivinli bazaltları içeren volkanitleri tanıtmışlardır.

Bingöl (1984), Elazığ çevresinde Karabakır formasyonu adıyla tanıttığı çökel ve volkanik kayalar, olivin bazalt, aglomera ve gölssel kireçtaşlarını içerir. Yazar formasyonun Üst Miyosen yaşında olduğunu belirtmiştir.

Pearce vd. (1990) Doğu Anadolu genç Senozoyik volkanizmasının Arap - Avrasya çarpışmasının karşısında, güneybatıda Arap ön ülke havzasından kuzeyde Kars platosuna

kuzeydoğuda Lesser Caucasus kadar genellikle güneybatı - kuzeydoğu trend boyunca uzandığını belirtmişlerdir. Yazarlar ön ülke volkanizmasının bazalt ağırlıklı, çatlak erüpsiyonu ve toleyitik - kalkalkali geçişli, Bitlis ters fay kuşağının kuzeyinde Muş ve Nemrut volkanitlerinin hafif alkali, Bingöl, Süphan kalkalkali /alkali, Tendürek alkali, Ararat ve Kars volkanizmasının kalkalkali karakterli olduğunu saptamışlardır. Ayrıca yazarlar Doğu Anadolu volkanizmasının yaklaşık 6 - 8 My önce başladığını ve 5 My öncede Doğu Anadolu Platosunun hızla yükselmeye başladığını öne sürmüşlerdir.



AĞBAYIR ÇAKILTAŞI

Tanım ve Ad

İnceleme alanında alçak düzlüklerde ve birkaç tepenin üst kotlarında şapka şeklinde bulunan, tutturulmamış - gevşek tutturulmuş polijenik çakıllarla temsil edilen birim, tipik olarak Ağbayır Tepe'de yüzeylendiği için aynı adla anılmıştır.

Tip Kesit Yeri

Birimin tip kesit yeri Ağbayır Tepe'dir.

Kaya Türü Özellikleri ve İstif

Başlıca kötü boylanmış, iri - çok iri taneli, zayıf çimentolanmış veya çimentolanmamış çakıllardan oluşan birimin gereçleri, üzerinde bulunduğu litolojilerin türüne göre değişimler sergiler. Ağbayır Tepe'de Hüyük kireçtaşı ve Gala metamorfisine ait çakıllardan oluşan birim, uzaktan beyaz - bej rengi ile kolayca tanınır. Köşeli - yarı yuvarlak, iri - çok iri taneli çakıllar çimentolanmamıştır. Yatay olan katmanlanma belirsiz olup ancak uzaktan tanınır.

Kömürlük Tepe'de ki yüzeylenmeye, çakıllar kötü boylanmış, iyi yuvarlaklaşmış ve küreselleşmiş kireçtaşı çakıllarından oluşur. Orta - iyi boylanmış çakıllarda belirsiz derecelenme gelişmiştir.

Hatunkaya Tepe'nin doğusunda ise, çört, bazalt, skorya, volkanik cam ve kireçtaşından türeme serbest halde, tutturulmamış

kötü boylanmış, çakıllardan oluşan birim, yamaca paralel uzanır.

Dokanak İlişkileri

Çakıлтаşı kendinden önceki tüm birimleri açısız uyumsuzlukla örter. Tavanda ise serbest yüzeylenmeli olup hiç bir birimle örtülmez.

Kalınlık ve Yayılım

Çakıлтаşının kalınlığı yer yer değişmekle birlikte maksimum 30 m' dir. Başlıca yüzeylenme alanları, Ağbayır ve Kömürlük Tepe' ler, Çöyürlüöz ve Ağpınar Sırtları, Hatunkaya Tepe'nin kuzey ve doğu yamaçlarıdır.

Fosil Kapsamı ve Yaş

Birim içinden fosil derlenememiştir. Statigrafik konumu ve Yamadağ volkanitlerine ait çakılları içermesinden dolayı Pliyosen yaşında olabileceği düşünölmektedir.

Ortam

Çakıлтаşı tümüyle karasal koşullarda yığılmış ve aşınma sonucu bazı tepelerde korunabilmiştir. İçerdiği gerecin, üzerinde bulunduğu kayalardan derlenmesi çakılların genellikle uzun mesafeler taşınmadığını, yerli yerinde aşınıp çökeldiğini yansıtır.

ALÜVYON (Qa1)

Alüvyon şeklinde görülen oluşuklar, Ulu Dere, Kuruçay Kesikköprü Çayı ve bunlara bağlanan tali kolların işlevleri sonucunda oluşmuşlardır. Dere yataklarında tutturulmamış çakıl ve kum dere kenarlarında ve küçük taşkın ovalarında ince taneli çökeller görülebilir.



YAMAÇ MOLOZU (Qy)

Yamaç molozu başlıca, Hüyük T. güneyinde ve Munyalık T. kuzeybatısında faylanmış dik yamaçların eteklerinde gözlenmiş ve haritalanmıştır.

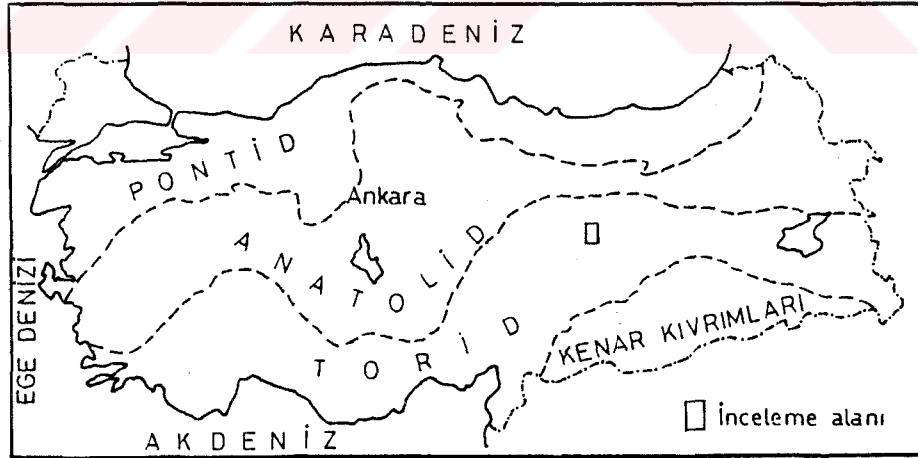
BÖLÜM III



YAPISAL JEOLOJİ

Jeolojik zaman içinde meydana gelen olayları birbirleriyle kökensel ilişkilerini temel alarak zaman içinde gruplandırmak birçok jeoloğun başvurduğu bir yoldur. Bir yüzyıla yakın zamandır çeşitli araştırmacılar, ülkemiz için çeşitli yapısal sınıflamalar önermiştir. Bu bölümde, inceleme alanının üzerinde yer aldığı yapısal kuşak, bugün birçok araştırmacı tarafından kabul gören birkaç sınıflamanın ışığında değerlendirilecektir.

Ketin (1959, 1969), diskordansları Kaledoniyen, Hersiniyen ve Alpin olarak sınıflamış ve sadece Alpin hareketleri fazlara ayırmıştır. Ketin'in sınıflaması sonucu ortaya çıkan tektonik birlikler kuzeyden güneye doğru şöyledir. Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları (Şekil 59). İnceleme alanı, bu sınıflamada Torid kuşağı üzerinde yer alır.



ŞEKİL 59: Türkiye'nin yapısal kuşakları (Ketin 1969).

Şengör ve Yılmaz (1981), Türkiyenin yapısal kuşaklarını yeniden yorumlamışlar, yaptıkları sınıflamada Ketin (1966)'e büyük ölçüde bağlı kalmışlardır (Şekil 60). İnceleme alanı bu sınıflamaya göre Toridler içinde yer alır.

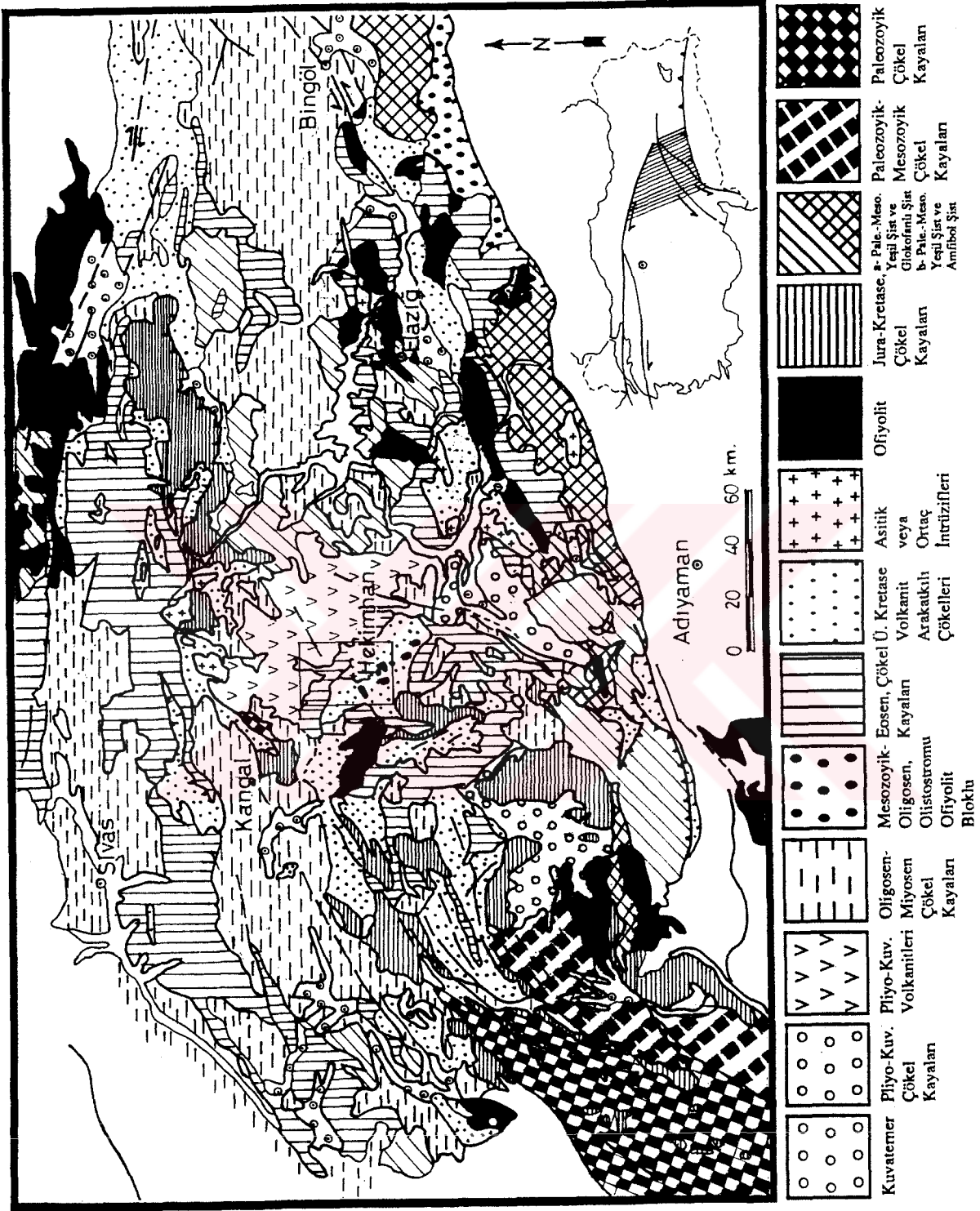


ŞEKİL 60: Şengör ve Yılmaz (1981)'e göre Türkiyenin yapısal kuşakları.

Toros kuşağı için kuzeyden güneye farklı kaya topluluklarını tarifleyen bir sınıflama (Özgül vd., 1973), daha sonra yeniden yorumlanmıştır (Perinçek ve Kozlu 1983) (Şekil 61). İnceleme alanı bu sınıflamaya göre, Bozkır Birliği içinde kalır.

Daha sonra ise Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgeleri yapılan sınıflamada (Perinçek 1981) (Şekil 62) inceleme alanı iç Toros ve Neo Tetisin güney kolunun oluşturduğu suture zonu arasında yer alan Keban Levhası üzerinde yer alır.

Toros Orojenik Kuşağı'nın Doğu Toros'lar bölümünde yer alan inceleme alanında (Şekil 63), Üst Jura'dan günümüze dek zaman



ŞEKİL 63: inceleme alanının içinde bulunduğu Doğu Toros kuşağının bir bölümündeki litolojileri gösterir sadeleştirilmiş jeoloji haritası.

oluşan ve evrimleşen çeşitli kaya birimleri yüzeylenir. Söz konusu bu kaya birimleri farklı evrelerde gelişen deformasyonlara karşı farklı davranış gösterebilirler de birbirinden kolay ayırtedilebilen yalın yapılar geliştirmişlerdir.

İncelemeye sunulan kayalar Alp orojenezinden etkilenmiştir. Alp orojenezini öncesi yapısal öğelere ait herhangi bir kayıt bulunmamıştır. İnceleme alanı ve yakın çevresi Üst Kretase döneminde (en Üst Kampaniyen'e kadar) sıkışmalı bir tektonik sistemin etkisinde kalarak yatay hareketler etkin olmuştur. Böylece İç Toros Okyanusunda Üst Jura - Alt Kretase döneminde oluşan yüzlerce km² lik alanlar kaplayan ofiyolit kütleleri Toros platform karbonatlarının üzerine üzerine, Üst Kampaniyen'de kuzeyden güneye doğru yerleşmiştir. Üst Kampaniyen - Oligosen aralığında gerilmeli tektonik sistem etkisi ile düşey hareketlerin egemenliği sürmüştür. Oligosen'den günümüze kadar olan zaman aralığında yatay kuvvetler tekrar önem kazanarak doğrultu atımlı faylar ve devrik kıvrımların gelişimlerini sağlamışlardır. Bu dönemde zaman zaman gerilmeli sistemler etkisi ile düşey hareketlerin gelişimi ile düşey faylar oluşmuştur.

İnceleme alanında Alp orojenezinin ürünü olan tüm yapısal öğeler, mezoskopik ve makroskopik olmak üzere iki aşamada değerlendirilmiştir. Mezoskopik ölçekli yapılar sahada mostra ölçeğinde izlenebilen kıvrım, çatlak, eklem ve faylardan oluşur. Makroskopik ölçekli olanlar ise 1 \ 25 000 ölçekli haritalar üzerinde belirlenebilen düzlemsel ve çizgisel özellikleri kapsar. Makroskopik yapılar metin içinde aşağıdaki sıra ile

tanıtılacaktır.

KATMANLAR

DISKORDANSLAR

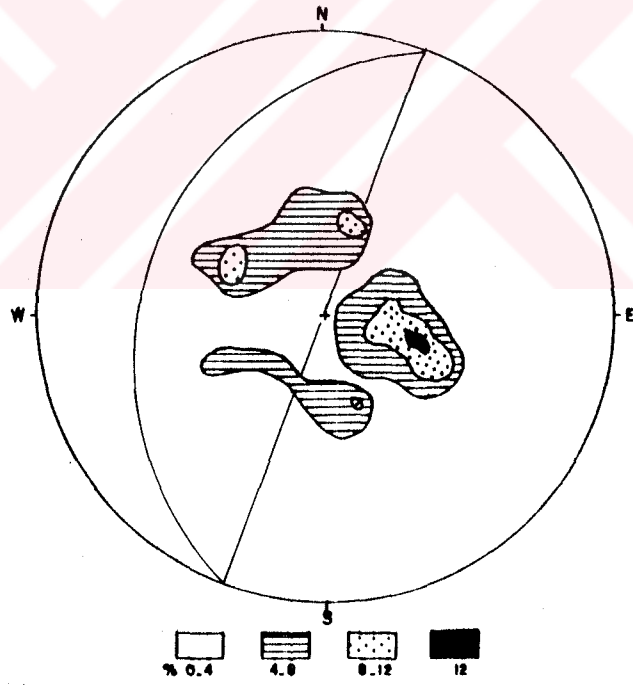
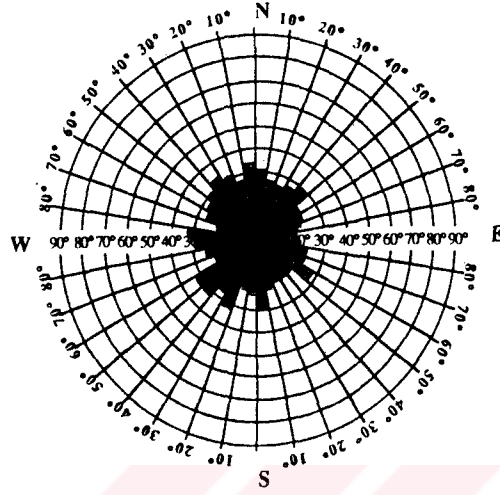
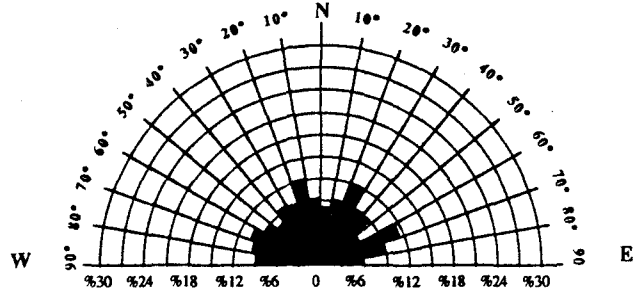
KIVRIMLAR

FAYLAR

KATMANLAR: inceleme alanında yüzeylenen sedimenter birimlerin hemen hepsinde, volkanitlerin ise bir bölümünde katmanlanma belirgin izlenir. Bunlardan belirgin olanların doğrultu ve eğimleri ölçülerek haritaya işlenmiştir. Bu ölçülerin hangi aralıklarda yoğunlaştığını saptamak ve bölgeyi etkileyen tektonik güçlerin egemen yönlerini bulmak amacıyla bu değerler gül ve kontur diyagramlarında değerlendirilmiştir.

Üst Kretase yaşlı birimlerin doğrultu ve eğim değerleri gül ve kontur diyagramlarında (Şekil 64) gösterilmiştir. Bu birimlerin gül diyagramında, katman doğrultuları yaklaşık K 20 - 30 D doğrultu aralığında yoğunlaşmıştır (Şekil 64 A). Bu aralığa karşılık gelen eğim değerlerinin ortalamaları 27 KB ve 20 GD'dur (Şekil 64 B). Ölçülen değerlerin kontur diyagramında yoğunlaşma noktalarından elde edilen egemen kıvrım eksenlerinin konumları K 20 D, 30 KB'dır (Şekil 64 C). Diyagramlardan elde edilen bu veriler Üst Kretase yaşlı birimleri etkileyen tektonik güçlerin KB - GD doğrultusunda olduğunu ortaya koyar.

Paleosen - Orta Eosen yaşlı Akpınar formasyonunun doğrultu ve eğim değerleri gül ve kontur diyagramlarında (Şekil 65) gösterilmiştir. Bu birimlerin gül diyagramında egemen katman



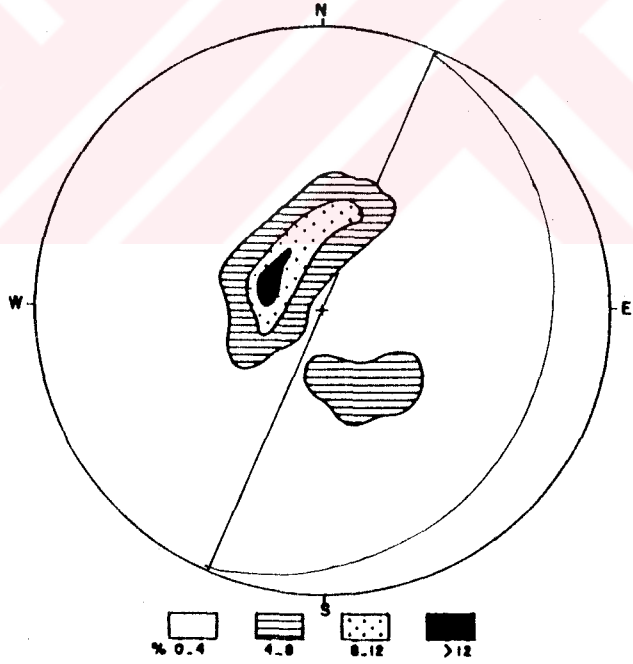
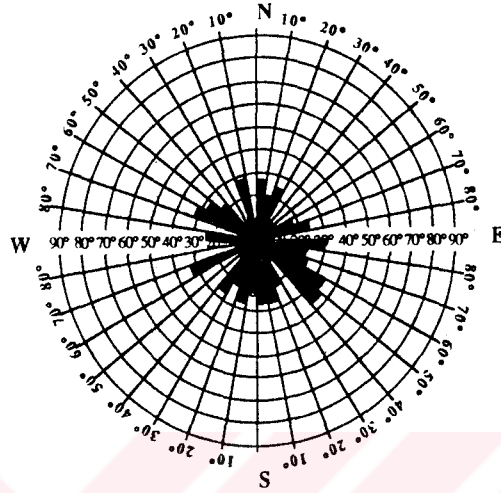
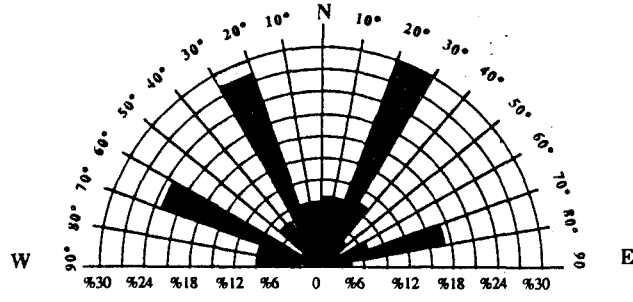
ŞEKİL 64: A- Doğrultu % gül diyagramı, B- Eğim ortalaması gül diyagramı, C- Nokta kontur diyagramı (alt yarımküre kullanılmıştır). Toplam 375 ölçü.

doğrultuları yaklaşık K 20 - 30 D aralığında (Şekil 65 A), bu aralığa karşılık gelen eğim değerlerinin ortalamaları ise 32 KB, 20 GD'dur (Şekil 65 B). Ölçülen değerlerin kontur diyagramında yoğunlaşma noktalarından elde edilen egemen kıvrım eksenlerinin konumları K 25 D ve 22 KB'dır (Şekil 65 C). Diyagramlardan elde edilen bu veriler, birimleri en çok etkileyen tektonik güçlerin KB - GD doğrultularında olduğunu ortaya koyar.

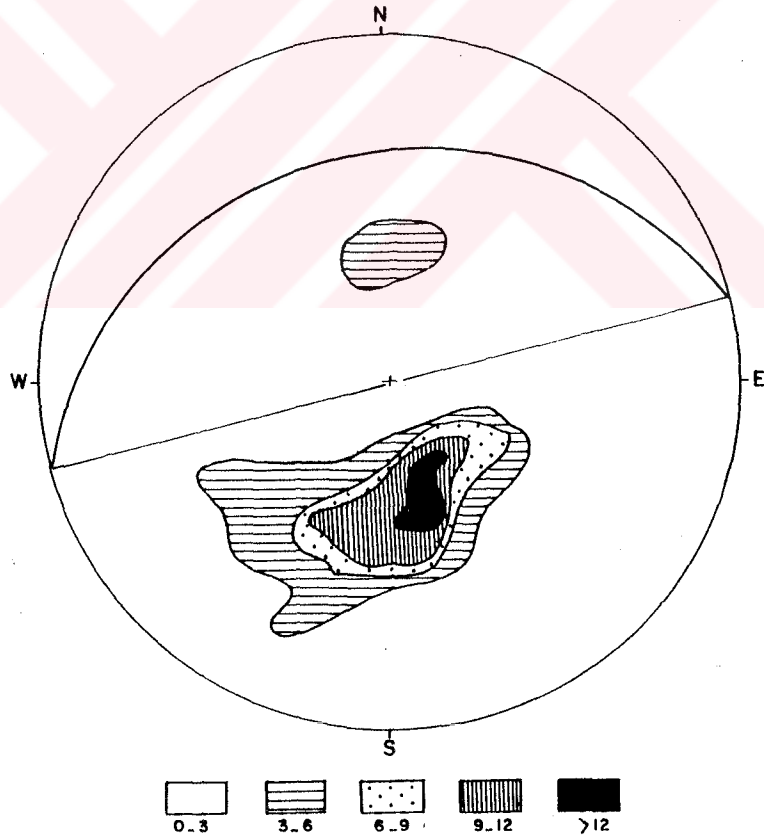
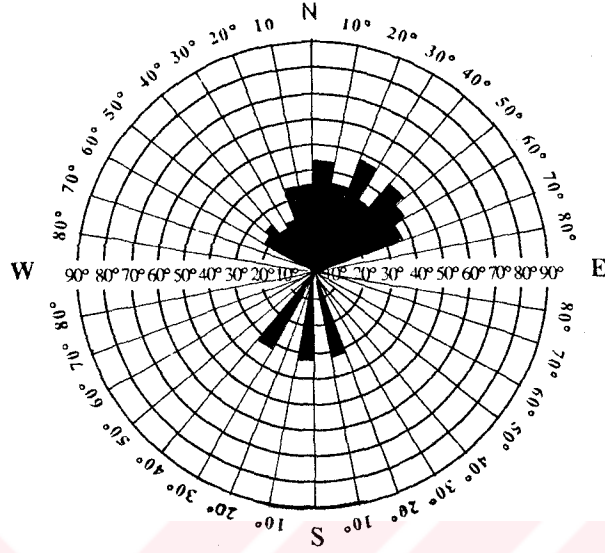
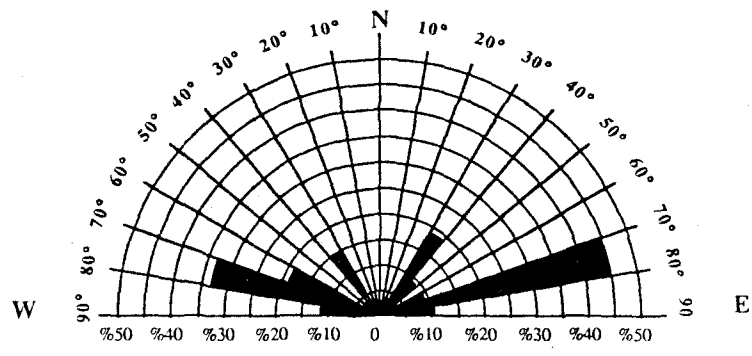
Oligosen - Alt Miyosen yaşlı Kamatlar formasyonunun doğrultu ve eğimleri gül ve kontur diyagramlarında (Şekil 66) gösterilmiştir. Bu birimin gül diyagramında katman doğrultuları yaklaşık K 70 - 80 D aralığında (Şekil 66 A), bu aralıktaki eğim değerlerinin ortalamaları ise 24 KB ve 32 GD'arasındadır (Şekil 66 B). Ölçülen değerlerin kontur diyagramında yoğunlaşma noktalarından elde edilen egemen kıvrım eksenlerinin konumları K 80 D ve 35 KB'dır (Şekil 66 C). Diyagramlar birlikte değerlendirildiğinde, formasyonu etkileyen tektonik güçlerin KKB - GGD doğrultusunda olduğunu ortaya koyar.

KIVRIMLAR: İnceleme alanında değişik ölçeklerde gözlenen kıvrımlı yapılar geometrik ve morfolojik özellikleri birlikte değerlendirilerek sınıflandırılmıştır. Genel anlamda, inceleme alanında, simetrik, az dalımlı veya dalımsız kıvrımlar gelişmiştir. Bu kıvrımlardan büyük ölçekli olanlar aşağıda tanıtılacaktır.

Karadere ve Hekimhan formasyonu ile Hasançelebi volkanitleri içinde eksen aralıkları geniş olan, tatlı eğimli antiklinaller ve



ŞEKİL 65: A- Doğrultu % gül diyagramı, B- Eğim ortalaması gül diyagramı, C- Nokta kontur diyagramı (Alt yarımküre kullanılmıştır). Toplam 68 ölçü.



ŞEKİL 66: A- Doğrultu % gül diyagramı, B- Eğim ortalaması gül diyagramı, C- Nokta kontur diyagramı (alt yarımküre kullanılmıştır). Toplam 62 ölçü.

senklinaller gelişmiştir. Söz konusu kıvrım eksenleri batı alanlarda doğu - batı, doğu alanlarda yaklaşık kuzey - güney gidişlidir. Özellikle, Hekimhan formasyonu içinde yer yer kayma oturma yapılarının geliştirdiği büyük ve küçük ölçekli asimetrik, devrik ve yatık kıvrım örnekleri izlenir.

Zorbehan Dağı'nda yüzeylenen Hüyük kireçtaşı Zorbehan dolomiti ve Ağharman jipsinde yaklaşık kuzeybatı - güneydoğu eksen gidişli senklinal gelişmiştir. Zorbehan senklini adı verilen kıvrım eksenini 5 km kadar devamlıdır ve doğuya dalımlıdır. Aynı senklinal batıya doğru eksen yükselimine uğradıktan sonra Kale Tepe' de yüzeylenen Hüyük kireçtaşı içlerinde devam eder. Senklin bu bölümde 3 km izlenir ve batıya doğru dalımlıdır.

Leylek Dağı kuzeyi ile Karakuz Dağı güneyi arasında kalan alanda Kamatlar formasyonu içinde güneybatıya dalımlı devrik bir senklinal gelişmiştir (Foto 87). Güneye devrik olan senklin inceleme alanında yaklaşık 4 km kadar izlenir. Karakuz senklini adı verilen senklin ancak Leylek Dağı'ndan bakıldığında belirgin olarak gözlenir. Senklini ve senklindeki devrikliği Ciritbelen - Otmangölü fayı sağlamıştır. Doğrultu atımlı fayın ters atımı etkisiyle, Ciritbelen - Kamatlar Mahallesi arasında Davulgu metamorfiti, Kamatlar formasyonu üzerine 70 - 80 lik bir açıyla itilmiştir. Bu itilme nedeniyle faya yakın bölümde devrik senklin ve faydan uzak alanlarda ise asimetrik kıvrım örnekleri gelişmiştir.

inceleme alanı güneyinde, Alantabur ve Alibaba Tepe arasında kalan alanda, Hüyük kireçtaşı içinde, kuzeybatı - güneydoğu

gidişli hemen hemen simetrik, 4 km devamlı bir senklinal gelişmiştir.

inceleme alanı güneyinde Corcut Dere boyunca Hekimhan formasyonu, Hüyük kireçtaşı, Çardak üyesi ve Suyunguzu kireçtaşı üyesini etkileyen yaklaşık doğu - batı gidişli büyük ölçekli ve simetrik bir senklinal gelişmiştir.

DISKORDANSLAR: inceleme alanında gelişen ilk diskordans Hocalıkova ofiyoliti ile Karadere ve Hekimhan formasyonları arasındadır. Karadere formasyonunun özellikle tabana yakın kesimleri tümüyle ofiyolitten türemedir. Diskordans düzlemi litoloji ve renk farklılığı ile kolay seçilir. Karadere formasyonunun çökelmediği bölümlerde ise Hekimhan formasyonu transgresif aşma ile uyumsuz olarak ofiyolitin üzerinde oturur.

inceleme alanındaki diğer diskordans ise Üst Kretase - Paleosen arasındadır. Kuzey alanlarda Üst Kretase yaşlı Hasaңelebi volkanitleri Paleosen - Orta Eosen yaşlı Akpınar formasyonu ile diskordan olarak örtülür. Akpınar formasyonu, tabanında yer alan Koçkıran çakıлтаşı üyesi volkanitleri 15 - 25 lik açılarla transgresif örter.

Kamatlar formasyonu, tabanındaki Hasaңelebi volkanitlerini, Hüyük kireçtaşını, Akpınar formasyonunu ve Leylek volkanitlerini belirgin açısal diskordansla örter. Diskordans düzlemi litoloji, renk ve katman uyumsuzluğu ile belirgindir.

Boyralı kireçtaşı Suyunguzu kireçtaşı üyesini belirsiz düşük açılı bir uyumsuzlukla örter.

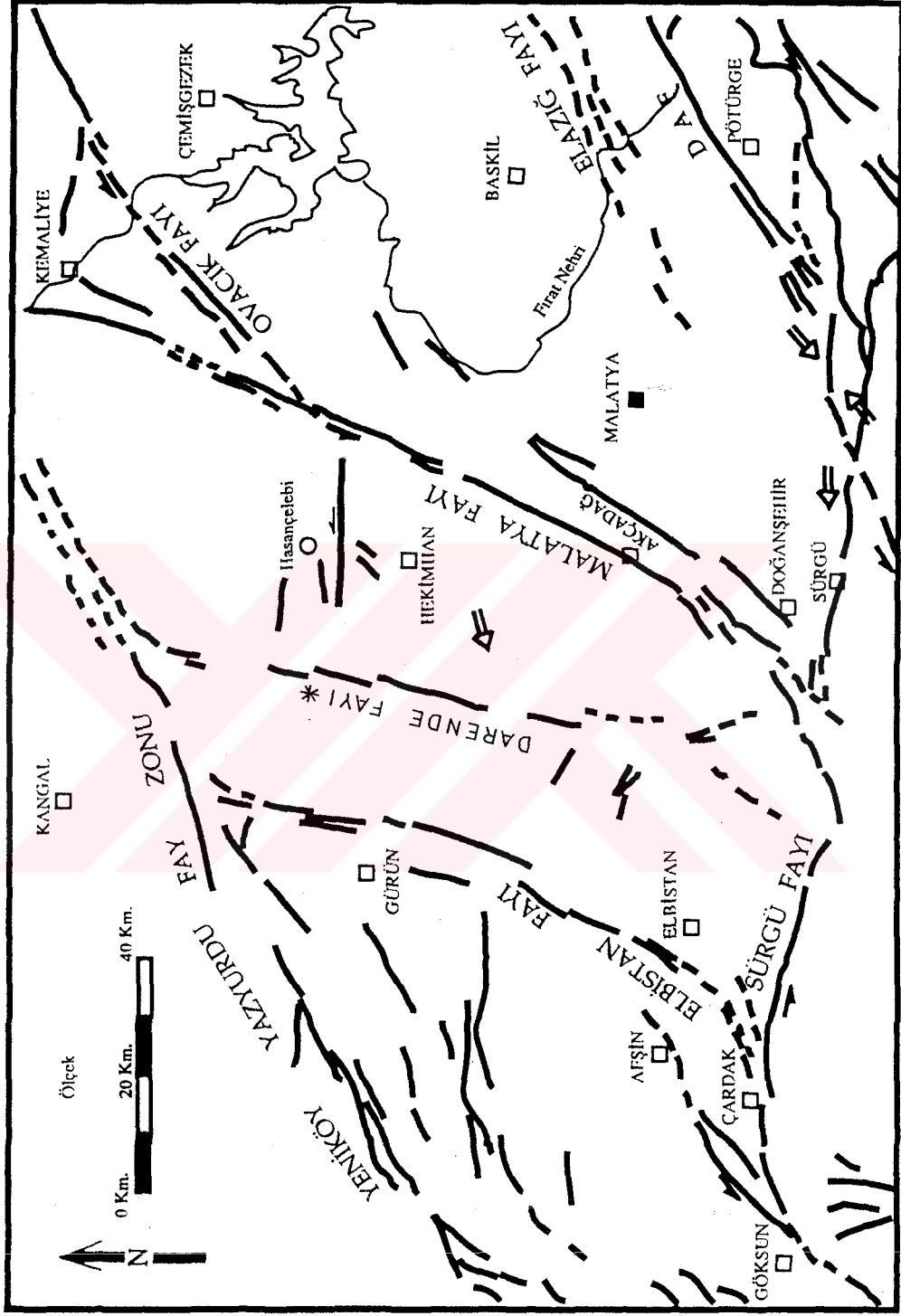
Katillikaya kireçtaşı, Kamatlar formasyonunu belirgin açısal uyumsuzlukla örter. Diskordans düzlemi, kireçtaşlarının yataya yakın katmanlanması ve yine yatay topoğrafik düzlükler oluşturması ile çok uzaklardan kolayca ayırtdılır.

inceleme alanında belirgin olarak izlenen bir diğer diskordans, Oligosen - Alt Miyosen yaşlı Kamatlar formasyonu ile Üst Miyosen - Pliyosen döneminde gelişen Yamadağ volkanitleri arasındadır. Diskordans düzlemi Kamatlar formasyonu arada olmaksızın Yamadağ volkanitleri ile Hasançelebi volkanitleri arasında olduğu zaman belirsizdir.

Pliyosen yaşlı Ağbayır çakıltası ile Kuvaterner yaşlı Alüvyon ve yamaç molozu kendilerinden daha yaşlı birimler üzerinde açısal uyumsuzlukla bulunurlar.

FAYLAR: Bölgesel açıdan bakıldığında, inceleme alanı, batıdan ilk defa tarafımızdan adlanan Darende fayı ve Elbistan fayı, kuzeybatıdan Yeniköy - Yazıurdu fay zonu, doğudan Malatya fayı, güneyden ise Sürgü fayının sınırladığı bir alanda yer alır. Şekil 67' de görüldüğü gibi, bütünüyle sol yönlü doğrultu atımlı faylar arasında kalan bölge saat yönünde rotasyona uğramakta ve güneybatıya doğru kaymaktadır.

inceleme alanında izlenen devamlılığı en fazla olan kırık hattı yaklaşık doğu - batı doğrultulu ve 25 km devamlı Ciritbelen - Otmangözü fayıdır. Fay adını, batıda Ciritbelen Mahallesi ile doğuda, inceleme alanı dışında bulunan Otmangözü Köyü' nden almıştır. Doğrultu atım özelliği gösteren bu fayın, duruşu,



ŞEKİL 67: İnceleme alanı yakın çevresindeki belli başlı ana fayları gösterir harita (Perinçek vd. 1987).
 * İlk kez bu çalışmada adlanmıştır.

ilişkiye getirdiği litolojiler ve geliştirdiği etkiler bir uçtan diğer uca farklılıklar sunar. Fay, batıda inceleme alanı dışında 1 km kadar daha devam ederek Kamatlar formasyonu içinde doğuda, yine inceleme alanı dışında 5 - 6 km devam ederek, Yamadağ volkanitleri altında kaybolur. Söz konusu bu fay, metin içinde kısaltılarak COF adıyla anılmıştır.

Ciritbelen - Kamatlar arasında kalan alanda Hocalıkova ofiyoliti ve Davulgu metamorfiti, COF'un ters atım bileşeni etkisiyle Kamatlar formasyonu üzerine itilmişlerdir (Foto 85). İtilme düzleminin doğrultusu en batıda K 45 B, eğimi 75 - 80 KD iken, doğuda K 60 D ve 80 - 85 KB dır (Foto 86). Kamatlar - Maksutlar arasındaki bölümde, fayın duruşu DB ve 80 - 90 K'dir (Foto 87). Fay boyunca Kamatlar formasyonunun katmanları 20 - 50 lik açılarla KB ve KD' ya eğimlidir. Fayın ters atım bileşeninin oluşturduğu sıkışma etkisiyle Kamatlar formasyonunda devrik bir senklinal geliştiği bir önceki bölümde anlatılmıştı. Fayın belirteçleri arasında, ofiyolitdeki listfenitleşme, Kamatlar formasyonu katmanlarının sürekli Davulgu metamorfiti altına doğru eğimliliği (Foto 87), kaynakların bir doğrultuda sıralanması ve morfolojideki ani değişimler sayılabilir.

COF Kızıl Tepe'nin hemen batısında ve 500 m doğusunda, sol yanal atımlı iki fayla kesilir. Bu faylardan, batıda yer alanı K 35 D doğrultulu ve 80 - 90 KB'ya eğimlidir. 4 km devamlılığını izlenen bu fayın atımı yaklaşık 50 m kadardır. Söz konusu faylardan doğuda yer alanı yine benzer doğrultu ve eğimlere sahiptir. Devamlılığını 5 km izlenen bu fayda ise atım, yaklaşık



B

FOTO 85: Karakuz Dağı'na güneyden kuzeye bir bakış. Fotoda ön planda Kamatlar formasyonu (Tk), geride dağın üst kotlarında Davulgu metamorfiti (Kd) ve Sivritepe trakiti (Khas) görülmektedir. Kamatlar formasyonu kuzeyden COF ile sınırlanmıştır. Fay nedeniyle Kızılkale ve Kızılkaya Tepe'de ince bir listfenit zonu (l) ve Kamatlar formasyonu içinde yaklaşık doğu - batı gidişli kuzeye devrik batıya dalımlı bir senklinal geliştiği görülür.

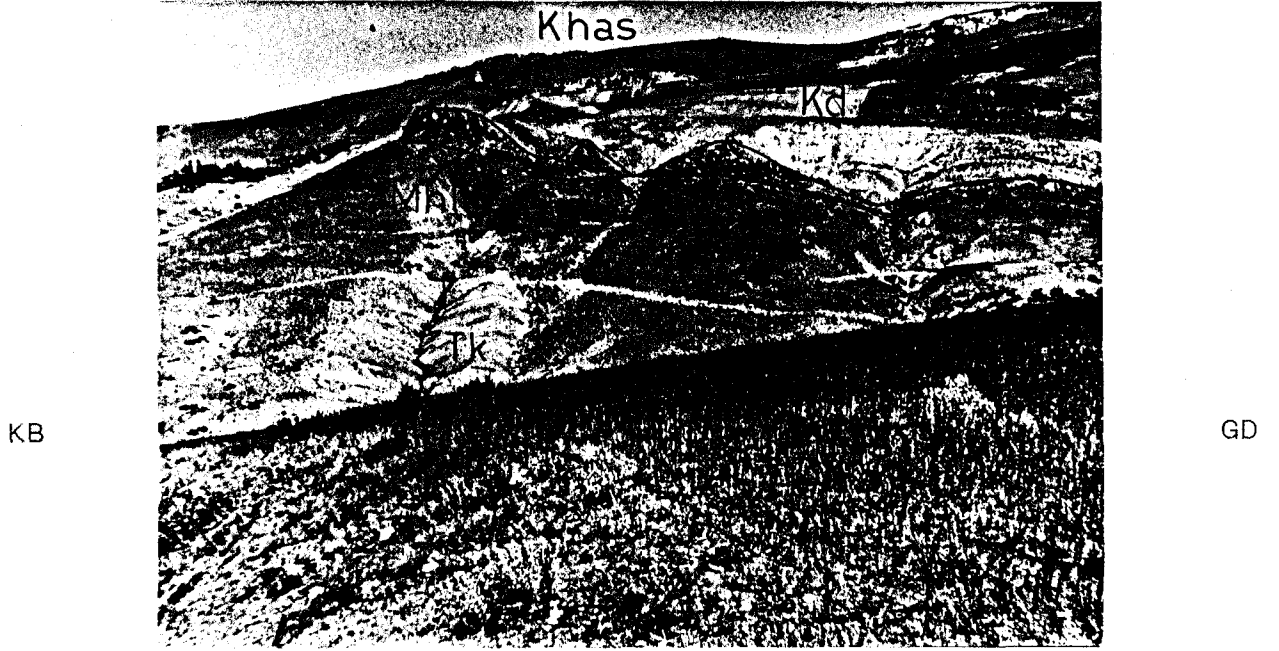


FOTO 86: Karakuz Dağı'nın doğusuna yakından bir bakış. Fotoda ön planda kuzeybatıya eğimli, Kamatlar formasyonu (Tk) üzerinde COF ile gelişmiş ince bir listfenit zonu (Mhl), daha geride ise Davulgu metamorfiti (Kd) görülmektedir.

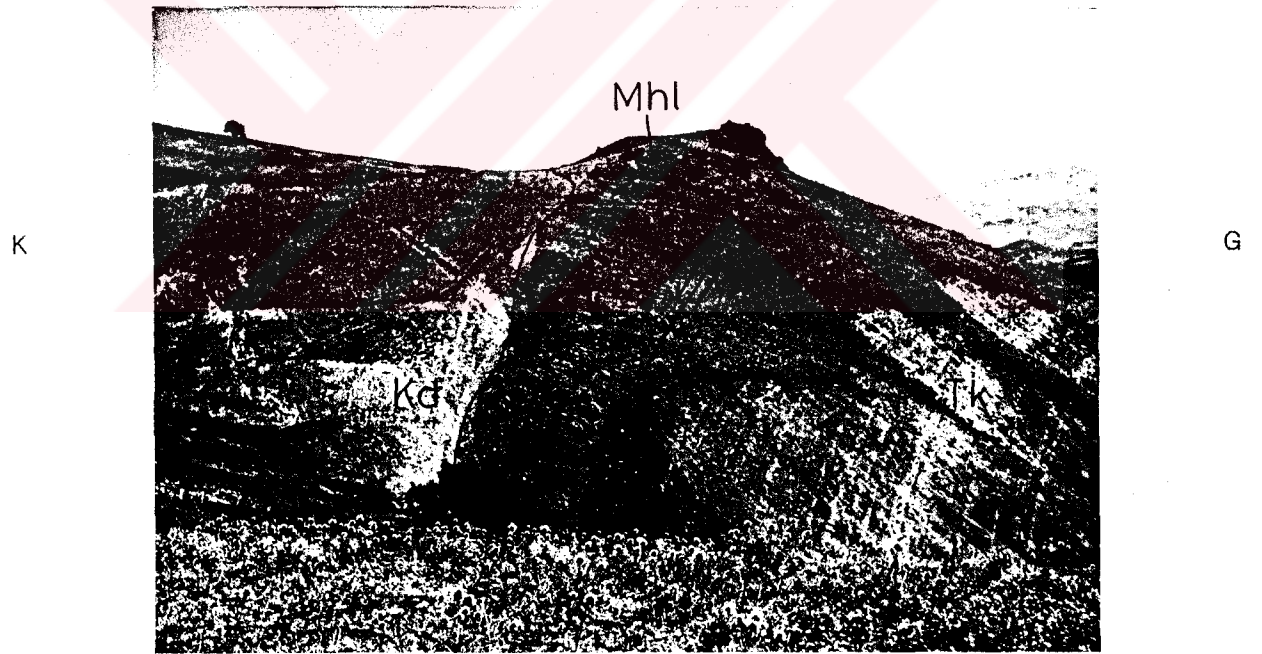


FOTO 87: Kızılcakale'ye batıdan doğuya bir bakış. Fotonun solunda Davulgu metamorfiti (Kd), ortada Hocalıkova ofiyolitine ait listfenit (Mhl) ve sağda Kamatlar formasyonu (Tk) yer alır. COF listfenit ile Kamatlar formasyonu arasından geçer.

100 - 150 m dir.

Maksutlar - Çulhalı Köyü arasında kalan 10 km uzunluğunda kalan alanda, COF'un harita örneğinde hafif bükülmeler gözlensede duruşu genellikle D - B, 80 - 90 G'dir. Bu bölünmde COF'un ters atım hareketi nedeniyle Hocalıkova ofiyoliti, Davulgu metemorfiti ve Yüceşafak siyeniti üzerinde yer alır. Bu ilişki Hasançelebi - Hekimhan karayolunun doğu ve batısındaki yamaçlarda belirgin olarak izlenebilir. Fay boyunca fayın her iki tarafındaki kayalarda ezilmeler, mineral yönlenmeleri ve listfenitleşme oldukça yaygındır.

Çulhalı ve Güvenç Köyleri arasındaki bölümde (Foto 88) COF tekrar KD doğrultulu sol yanıl atımlı iki fay ile kesilir.

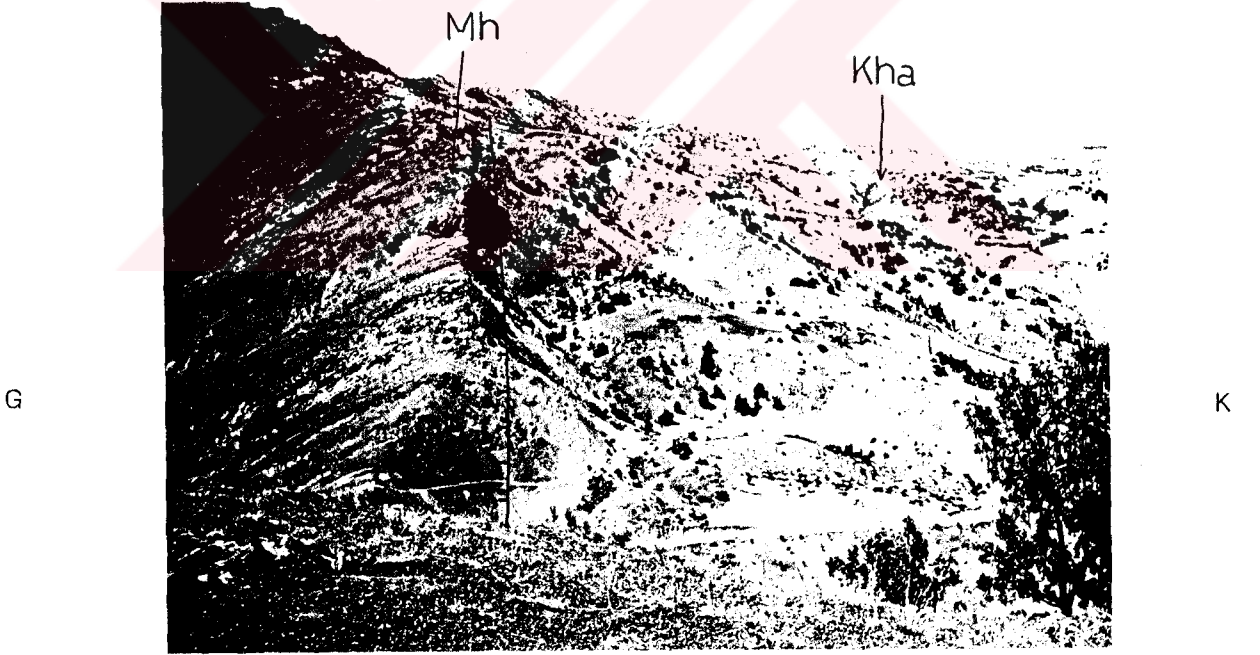


FOTO 88: Karasivri Tepe'ye doğudan batıya bir bakış. Fotonun solunda Hocalıkova ofiyoliti (Mh) COF'un etkisiyle düşeye yakın bir itilme ile Hasançelebi volkanitleri (Kha) üzerinde yer alır.

Karasivri Tepe' nin batısından geçen fay 2 km, doğusundan geçen fay ise 5 km devamlıdır. Bu faylardan ikincisi kuzeydoğu yönünde, Yamadağ volkanitleri altında kaybolur. Güvenç Köyü'nden daha doğuda COF kollara ayrılarak at kuyruğu yapısı (horstail splay) kazanır. Kamatlar formasyonu bu faylarla sık sık kesilerek sınırlanmıştır (Foto 89). COF'un esas kolu, bu KD doğrultulu tali faylardan kurtularak doğuya, Otmangölü Köyüne doğru devam ettiği izlenir.

Kale Tepe - Otmangölü arasındaki bölümde fayın duruşu D - B ve 75 - 85 S dir (Foto 90). İnceleme alanı dışında 5 km kadar daha izlenebilen COF daha sonra Yamadağ volkanitleri ile örtülerek gözden kaybolur.

Bölgesel açıdan bakıldığında (Şekil 58), KD doğrultulu Ovacık fayı ile DB doğrultulu Sürgü fayının KKD doğrultulu Malatya fayı ile kesildiği görülür. Her üç fay da sol yanıl atımlıdır. Ovacık - Arapkir arasında uzanan Ovacık fayı kuzeydoğuda Kuzey Anadolu fay zonu ile güneybatıda ise Malatya fayı ile birleşir. Fay düzlemi G' e eğimlidir ve güneydoğu blok alçalmıştır. Atımı en az 3 km olup halen diri olduğu saptanmıştır (Arpat ve Şaroğlu 1975). Sürgü fayı DB doğrultuludur ve Göksun - Sürgü arasında uzanır. Bu fayın yaşının Üst Eosen? olduğu ve bu zayıflık zonunun neotektonik dönemde canlılığını koruduğu saptanmıştır. Sürgü fayının Arabistan levhasının kuzeyinde bulunan yitim kuşağı boyunca geliştiği düşünülmektedir (Perinçek vd., 1987). Malatya fayı ise Kemaliye dolaylarından başlar, Arapkir güneybatısında Ovacık fayı ile birleşir, Akçadağ'ı geçtikten sonra bir sıçrama



GB

FOTO 89: Çatalgüney Tepe'ye güneybatıdan bir bakış. Tepenin üst kotlarında Hocalıkova ofiyolitine ait listfenit (Mh1), tepenin eteklerinde serpantinleşmiş gabro (Mh), vadiye doğru ise Kamatlar formasyonu (Tk) görülmektedir. Ofiyolit ve Kamatlar formasyonu COF ile ilişkili doğrultu atımlı bir fayla sınırlanmıştır.

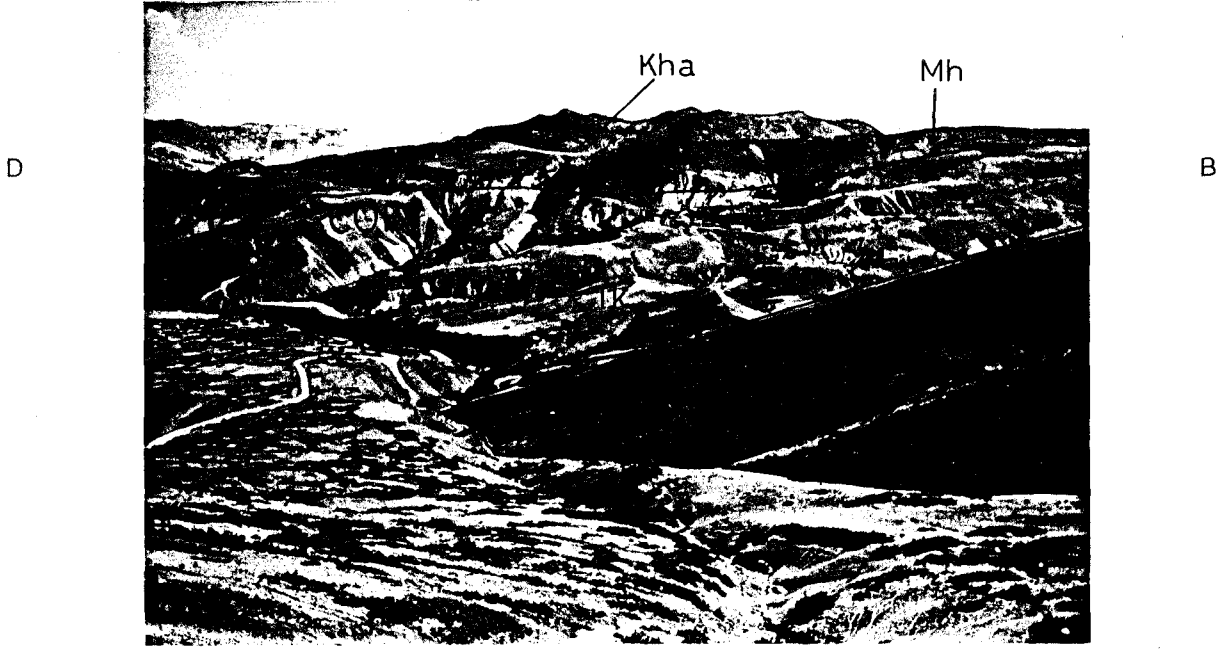


FOTO 90: İceleme alanı doğusundaki Karaköçek Tepe'ye kuzeyden güneye bir bakış. Fotoda ön planda, sol tarafta Kamatlar formasyonu (Tk), sağ tarafta listfenit (Mh1), geride tepenin üst kotlarında serpantin (Mh), daha geride ise Hasaelebi volkanitleri (Kha) görölmektedir. Fotoda geride görölen fay COF'un ana kolu, ön planda görölen ise tali bir koludur.

yapar. Bunu takiben çatallanarak güneybatıya yönelir ve Sürgü fayına bağlanır. Bu fayın ise, Üst Kretase esnasında birbirine yakın olan Munzur ve Binboğa Dağları'nı birbirinden ayırdığı ve Eosen öncesinde söz konusu alanların birbirinden uzaklaştığı düşünölmektedir (Perinçek vd., 1987).

Şekil 67' ye bakıldığında COF'un Malatya fayı ile kesilen Ovacık fayının batıdaki devamı olabileceği düşünölebilir. Karadere ve Hekimhan formasyonları COF'un güneyinde, Yüceşafak siyeniti ve Davulgu metamorfiti ise kuzeyinde yer alır. Karakuz demir yatağının COF'un batısında, Karamağra, Demir Tepe ve Karaköçek gibi demir yatakları COF'un doğusunda olmak üzere fay boyunca

dizilmişlerdir. Ayrıca COF Kamatlar formasyonunun çökeldiği havzayı denetleyerek ona kaynak alan yaratmış ve Üst Miyosen yaşlı Yamadağ volkanitleri ile örtülmüştür. Bu veriler ışığında değerlendirildiğinde COF olasılıkla Oligosen' de gelişmiş ve belkide Hekimhan havzasını açan, normal veya transtansiyonal bir fayın daha sonraki reaktivasyonu ile ters atım bileşenli doğrultu atımlı faya dönüştüğü söylenebilir.

İnceleme alanında izlenen bir diğer doğrultu atımlı fay yaklaşık kuzey - güney doğrultulu Pamuklu fayıdır. Pamuklu Tepe'nin doğusunda Karadere formasyonu içinde izlenemeye başlanan fay kuzeyde Hocalıkova ofiyoliti ile Karadere formasyonunu sınırlar. Bu kesimde belirgin olarak izlenen fay düzleminin doğrultusu K - G, eğimi batıya doğrudur (Foto 91). Daha kuzeyde iki kola ayrılan fayın kollarından daha batıda olanı Ağsarı Tepe'nin doğusundan ve Gafra Tepe'nin ortasından, doğuda olanı Kuşkaya Tepe'nin batısından geçerek her ikiside kuzeybatıya yönelir ve Hekimhan formasyonu içinde kaybolurlar.

Deveci Köyü doğusundan geçen Deveci fayı 2 km uzunluğunda olup sol yönlü doğrultu atımlıdır.

İnceleme alanında devamlılığı en fazla izlenen diğer bir kırık hattı Sarıkaya - Nergizlikaya fayı (SNF) dır. SNF EW doğrultulu, düşeye yakın eğimli ve yaklaşık 10 km uzunluğundadır. Fay adını batıdaki Sarıkaya Tepe ile doğudaki Nergizlikaya Tepe'den almıştır. Fay, Sarıkaya Tepe ile Hamamınpınar mevki arasında belirgin olarak izlenir. Sarıkaya Tepe'nin batısında belirsizleşir ve daha batıda Kamatlar formasyonu içinde kaybolur.

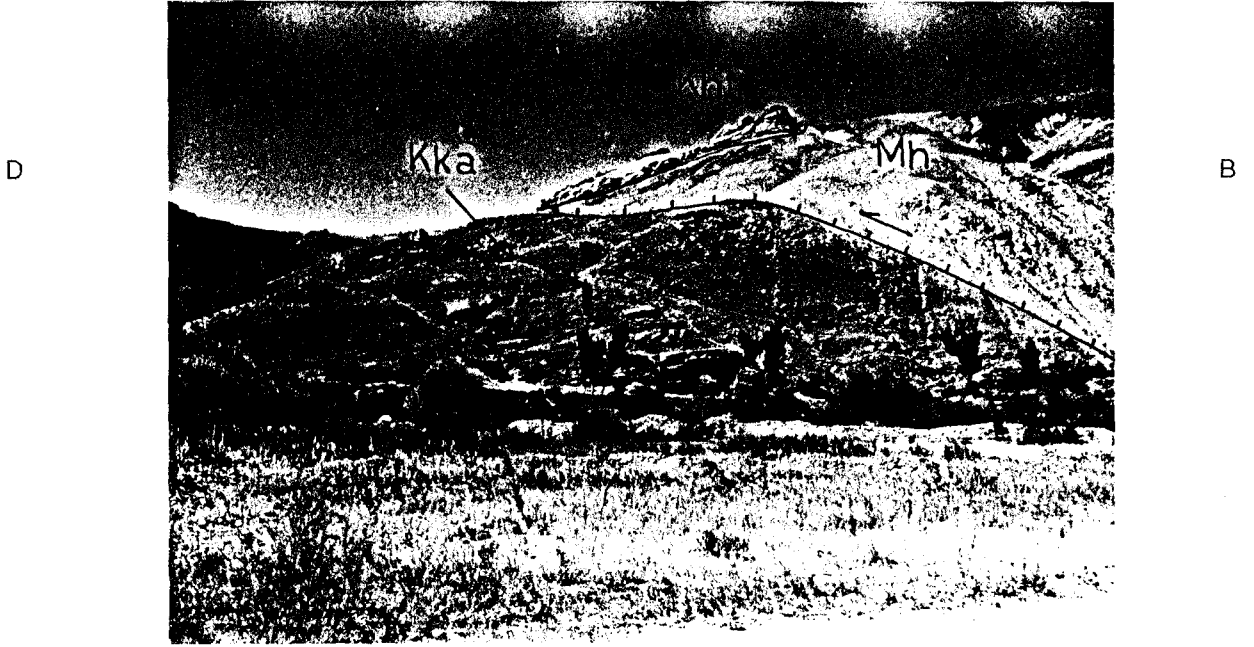


FOTO 91: Pamuklu Tepe'ye kuzeydoğudan güneybatıya doğru bir bakış. Fotonun sağında görülen Hocalıkova ofiyoliti (Mh) Pamuklu fayının ters atımı nedeniyle Karadere formasyonu (Kka) üzerine itilmiştir. Ofiyolitinin üzerinde yer alan Tohma kireçtaşı üyesidir (Kht).

Doğuda ise, Hamamınpınar mevkiinden sonra Yamadağ volkanitleri ve Alüvyon ile örtülür.

SNF'nin verileri arasında, morfolojik, litolojik ve yapısal değişimler sıralanabilir. Fayın kuzeyindeki alanlar ile güneyindeki alanlar arasında ani ve çizgisel giden kot farkı morfolojik belirtilerdedir. Fayın güneyi, kuzeyine göre daha yüksektir ve kot farkı yer yer 80 m'ye ulaşmaktadır. Fayın kuzeyi yapısal bir taraça görünümündedir. Litolojik belirtiler ise, fayın güneyinde yüzeylenen Hocalıkova ofiyolitinin listfenitleşmiş ultrabazitleri, Hasaңcelebi volkanitleri ve Akpınar formasyonu fayın kuzeyinde yüzeylenmezler. Buna karşın, fayın kuzeyinde faya yaslanmış olarak bir kaç yüzeylenmesi bulunan Katillikaya

kireçtaşı fayın güneyinde sadece Hamamınpınar Mevkii'nde bulunur. Yapısal verilerden en önemlisi fay hattı yakınlarında katman konumlarındaki ani değişimler ve katmanların dikleşmeleri sayılabilir. Fay verilerinden bir tanesi de, fay doğrultusu boyunca su kaynaklarının sıralanmasıdır. Bu kaynaklardan debisi en çok olan, Hamamınpınar kaynağıdır. Bu kaynağın sıcaklığı yaz kış ortalama 35 C dolayındadır.

SNF boyunca kuzey blok güneydeki bloğa oranla bağıl olarak, düşmüştür. Atım miktarı yaklaşık 100 m.dir. Fayın, Kamatlar formasyonunu kesip, Yamadağ volkanitleri ile örtülmesinden yola çıkarak Alt - Orta Miyosen aralığında geliştiği düşünülmektedir. Bundan başka, Katillikaya kireçtaşının faya yaslı olarak yatay konumda bulunmasında, SNF'nin Orta Miyosen de ki havzaların oluşumunda ve gelişiminde katkısı olduğunu ifade eder.

İnceleme alanının kuzeyinde Sali, Yoncalıçat, Taştepe, Küçüktaş ve Karagüney Tepe'lerinin güneyinden yaklaşık doğu - batı geçen 6 km uzunluğundaki faya Kevenlikuz fayı adı verilmiştir. Fay boyunca Sivritepe trakit üyesine ait kayalar dike yakın konumludur. Fay ile kuzeydeki blok yükselmiş güneydeki ise düşmüştür. Fay belirgin olarak Taştepe ile Küçüktaş Tepe arasında izlenir.

İnceleme alanı kuzeybatısında Kozlukbaşı Mevkii ile Kırmızı Tepe arasında GB - KD uzanan, 3.5 km uzunluğundaki Kırmızı Tepe fayı ile kuzeybatıdaki blok bağıl olarak düşmüş, güneydoğudaki blok ise yükselmiştir.

Karakuz Dağı'nda Ayıkoyağı Tepe'den yaklaşık doğu - batı

doğrultu ile geçen fay Sivritepe trakit üyesi içinde yer alır. 1 km kadar izlenebilen fay ile kuzey blok güneye oranla yükselmiştir (Foto 92) .

Hocalıkova ofiyolitinin pelajik kayalarını sınırlayan Kızılca ve Kızılceviz ters fayları yaklaşık KB - GD doğrultulu olup 40 - 75 GB'ya eğimlidirler. Bu iki fay arasında kalan pelajik çökeller ofiyolitinin gabroik kayaları arasında tektonik bir mercek konumundadır.

İnceleme alanında yukarıda tanıtılanlar dışında birkaç tane daha irli ufaklı fay haritalanmıştır.

GB



KD

FOTO 92: Ayıkoyağı Tepe'de Sivritepe trakit üyesi içinde yer alan düşey faydan bir görünüm.

BÖLÜM IV



EKONOMİK JEOLOJİ

Bu bölümde Hekimhan - Hasacelebi evesinde daha önceki çalışmalarda saptanan ekonomik potansiyellerden söz edilecek, bu konuda daha önceleri çalışanların görüşlerine yer verilecek ve bu çalışma sonucu kabul edilen ve edilmeyen oluşum modelleri tartışılacaktır.

İnceleme alanı demir cevherleşmesi açısından Kayseri - Divriği - Hekimhan kuşağı üzerinde yer alır. Hekimhan - Hasacelebi provensi ekonomik demir yatakları anlamında Divriği'den sonra Türkiye'nin ikinci büyük demir potansiyeline sahiptir. İnceleme alanında yüzeylenen demir cevherlerinin, yerleri, rezervleri, tenörleri ve ana mineralleri Tablo 16'de (nl 1983) verilmiştir.

YATAK İSMİ	REZERV (1000 TON)	TENÖR (%)	MİNERAL
Hasacelebi	1915.0 G+M	14 - 32	Magnetit
Karakuz	9.0 M	33 - 35	Hematit - Magnetit
Deveci	14.0 G+M	50	Limonit
Deveci	60 G+M	38	Siderit
Boğazgren	0.3 M	50	Limonit - Hematit
Kırmızıtepe	0.6 M	10 - 63	Magnetit - Hematit
Karakuz(Doğusu)	525.0 M	10 - 60	Magnetit - Hematit
Sivritepe - Mağaratepe	105.0 M	10 - 60	Magnetit - Hematit

TABLO 16:

MTA tarafından yapılan çalışmalarda ise farklı olarak Tablo 17' deki değerler ne sürülmüştür (nder, 199).

YATAK İSMİ	GÖRÜNÜR REZERV	MUHEMEL REZERV	TOPLAM (1000 ton)	TENÖR %
Deveci	14.000	-	14.000	50
Karakuz	11.300	-	11.300	52.4
Boğazören	295	-	295	49

TABLO 17:

Söz konusu bu yataklardan şu anda yalnızca Deveci yatağı işletilmektedir (Foto 93). İşletme TDÇİ tarafından yapılmaktadır. Diğer yataklar ise gerek bugün için ekonomik olmayışları, gerekse ayrıntılı prospeksiyon çalışmalarının sürmesi nedeniyle işletilmemektedir.

Deveci yatağı, Malatya K 39 b2 paftası içerisinde kalır. Açık işletme tekniklerinin uygulandığı yatak Hekimhan'a 22 km. uzunluğunda kullanışsız stabilize bir yolla bağlıdır. Çıkarılan cevher Hekimhan'a kadar karayolu ile, Hekimhan'dan İskenderun'a demiryolu ile taşınmaktadır.

Deveci cevherleşmesinin oluşum ve köken sorunları çok öncelerden bu yana tartışılmaya gelmiştir. Pilz (1937) yatağın lateritik bir kabuk olduğunu, Blumental (1937), hidrotermal - pnömatolitik, Kovenko (1940), Zimmer (1952), Yılmaz (1960) hidrotermal - metasomatik, İzdar (1961) pnömatolitik - metasomatik, Ünlü (1983) ise volkanojenik - sinsedimanter oluşumları savunmuşlardır. Tarafımızdan yapılan gözlemlerde, cevherin Hocalıkova ofiyolitinin üzerinde uyumsuzlukla bulunan Tohma kireçtaşı üyesi içerisinde yer aldığı saptanmıştır. Yapılan işletme esnasında limonitleşmiş bir çok Rudist fosili bulunmuştur. Yatak içerisinde kireçtaşını kesen birçok irili ufaklı siyenit porfir ve trakit daykı gözlenmiştir (Şekil 68). Cevherleşme siyenitik plütonun yerleşimi sürecinde çatlak ve

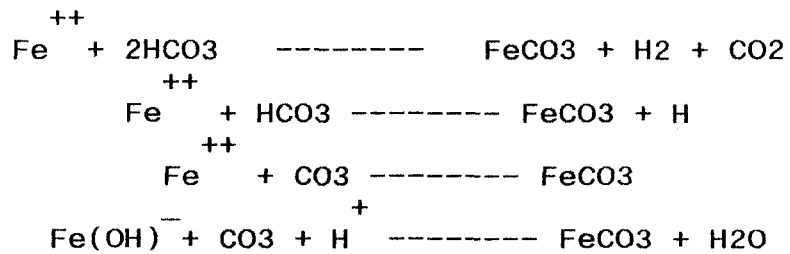


FOTO 93: Demir Tepe'de TDÇİ tarafından yapılan açık işletmeden bir görünüm.

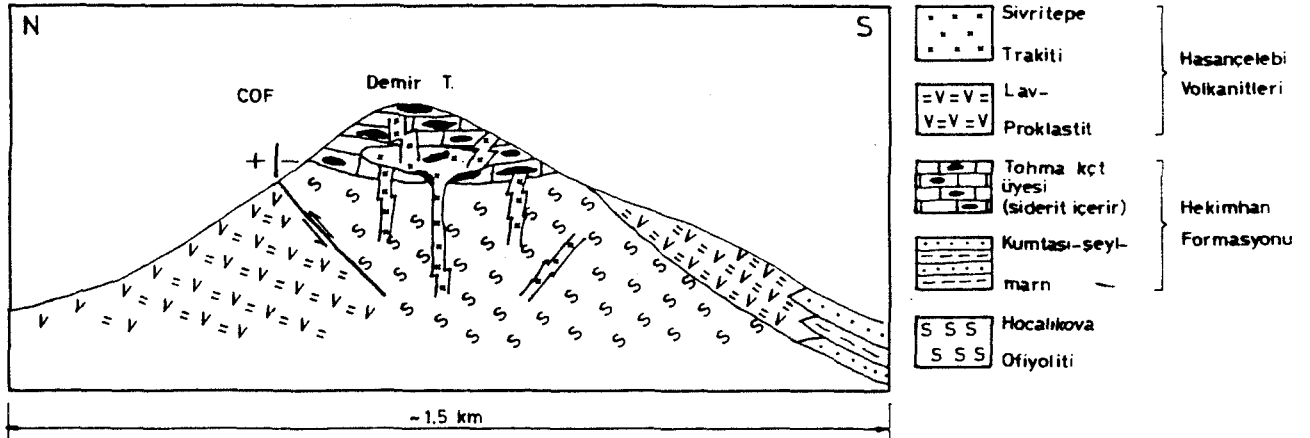
kırıklardan yukarı sirküle ettiği jüvenil ve meteorik suların, demiri çevre kayalardan çözmesi ve gözenekliliği yüksek olan rudistli kireçtaşı içerisinde çökeltmesiyle oluşmuştur. Kireçtaşı çözeltideki demiri filtre ederek metasomatoz yoluyla bünyesine almıştır. Plütondan yükselen asitik özellikteki demirce zengin akışkanlar kireçtaşlarını kolayca çözebilmişler, çözülen yüksek orandaki Ca nedeniyle bazik özellik kazanmışlardır. Böylece kireçtaşlarının neden olduğu pH artışı ile demir iyonları, taşındığı suyun oksijeni ile birleşerek manyetit ve eş zamanlı olarakta kireçtaşlarının çözünmesinden kaynaklanan CO₂ ile reaksiyona girerek hematite dönüşmüştür. Yüksek CO₂ kısmi basıncında veya yükseltgen koşullarda manyetitin hematite dönüştüğü bilinmektedir.



Deveci siderit oluşumunda, kireçtaşı içine süzülen çözeltideki Fe iyonlarının uygun pH da sistemden Ca'un uzaklaşması ve Fe'in ilavesi şeklinde gerçekleşmiştir. Bu konudaki genel denklemler şöyledir.



Deveci yatağında ayrıca ankerit ve sideritten dönüşen limonit ve götit oluşumları kireçtaşı - cevher kontağı boyunca gözlenmektedir. Özetle, cevherleşme başlıca ofiyolitik tabandaki ofiyolitik kayalardan çözülen demirin kırıklar boyunca henü

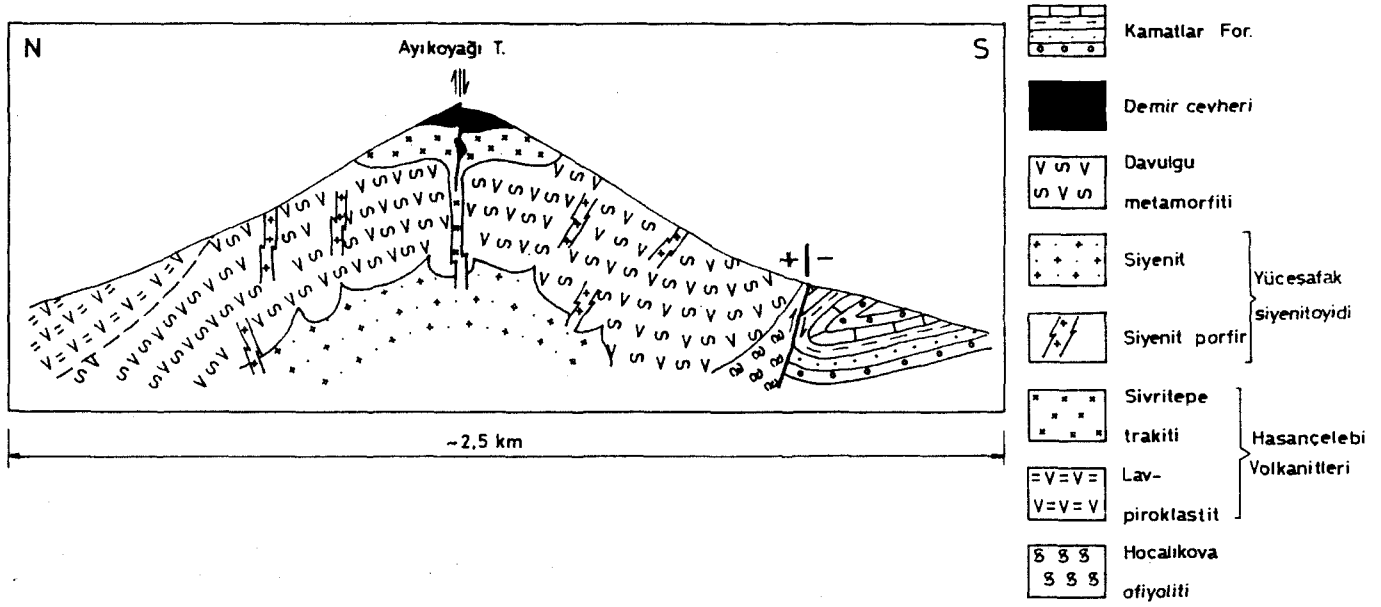


ŞEKİL 68 : Demir Tepe'den kuzey - güney geçen taslak jeoloji enine kesitinde siderit cevherinin konumu.

diyajenez geçirmemiş kireçtaşının çatlak ve gözenekleri içine sokulup çökmesi ve suyun tekrar soğuyup geri dönmesi ile gerçekleşmiştir. Cevher daha sonra yaklaşık doğu - batı gidişli sol yönlü doğrultu atımlı COF ve bunu kuzeydoğu - güneybatı kesen daha başka doğrultu atımlı faylarla denetlenmiştir. Gerçekten de Karakuz (Şekil 69), Karamağra, Deveci ve Karaköçek (Deveci'nin doğusunda) cevherleşmelerinin tümü COF'nın üzerinde bulunur.

Deveci yatağının mineral parajenezi Tablo 18'da (Ünlü 1983) verilmiştir.

Hasançelebi demir yatağı Davulgu metamorfiteği içinde bulunur. Esas olarak manyetit, tali olarak hematit içeren yaklaşık doğu - batı uzanımlı paralel zonlar oluşturur. Bu zonların doğrultu ve eğimleri metamorfiteğin yapısal konumlarına uygun olarak güneye eğimlidirler. Zonlar içerisinde cevher, yarı masif -



ŞEKİL 69: Karakuz Dağı'ndan kuzey - güney geçen taslak jeoloji enine kesitinde demir cevherinin konumu.

dissemine veya katmanlı yapı gösterir. 865 milyon ton rezervi ile Türkiye'nin en büyük demir cevheridir ancak, ortalama Fe tenörü % 15 olduğu için bugünkü koşullarda ekonomik olmamasından dolayı işletilmemektedir.

Hasançelebi yatağı siyenitik intrüzyonun yerleşimiyle ilişkili ve 850 - 950 C gibi yüksek ısıların yarattığı yaklaşık 520 + 15 C' daki metamorfizma ve bunu izleyen evrede gerçekleşen metasomatik - pnömatolitik koşullarda oluşmaya başlamıştır. Cevheri florlu ve klorlu çözeltiler taşımıştır. Cevherin bu halojenlerle taşındığı skapolit ve fluorit gibi gang minerallerinden anlaşılmaktadır. Mekanizma florlu ve klorlu çözeltilerin siyenitteki ve tabanda bulunan ofiyolitinin ultrabazitleri içindeki demiri $FeCl_2$ veya $FeCl_3$, FeF_3 şeklinde taşımış olmaları şeklinde tasarlanmıştır. Düşük basınç

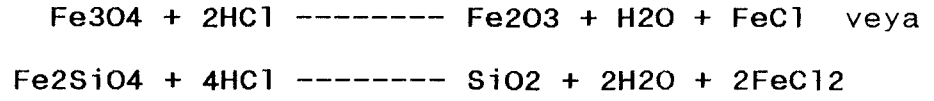
MINERALLER	PRİMER	SEKONDER
Siderit	-----	
Ankerit	-----	
Rodokrosit	-----	
Kalsit I	-----	
Pirit	-----	
Markasit	-----	
Kalkopirit	-----	
Enargit	-----	
Sfalerit	-----	
Kalkosin		-----
Kovellin		-----
Galenit	-----	
Kalsit II	-----	
Gotit		-----
Lepidokrosit		-----
Limonit		-----
Manganit		-----
Pirolusit		-----
Malakit		-----
Azurit		?

TABLO 18

koşullarında Fe'in oldukça çok çözülebilirliği göz önüne alınırsa, Fe iyonlarının böyle ortamlarda sıcaklık düşmesi ve pH yükselmesine bağlı olarak çökelebileceği ortaya çıkar.

Cevherleşmeyi sağlayan demirin en önemli kaynağı, havzanın tabanında bulunan Hocalıkova ofiyoliti içerisinde bulunan serpantinitle olduğu düşünülmektedir. Bilindiği gibi serpantinleşmeden dolayı serpantinitle içerisinde bol miktarda dissemine manyetit kristali gelişir. Böylece önceden var olan manyetit Cl'lu ve Fl'lu çözeltiler tarafından çözülerek taşınmış olmalıdır. Cl'un metal iyonları ile birleşmesi işlemi, ortamın uygun pH koşullarında NaCl ve HCL'ün H₂O ve H iyonları ile

reaksiyona girerek HCl'e dönüşmesiyle başlar. Bu yolla türeyen HCl metal iyonlarını kolayca çözme yeteneğine ulaşır. Sonuçta beklenen tepkimeler şöyledir;

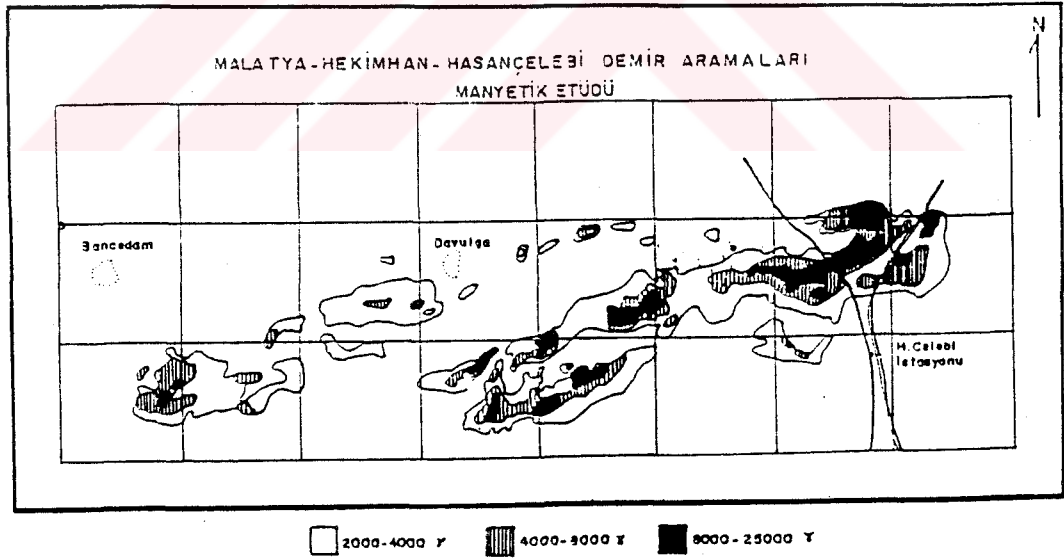


Sonuçta, FeCl₂ veya FeCl₃ haline dönüşen Fe iyonları sulu ve gazlı çözeltiler içinde uzun mesafeler taşınabilir. Dolaşımın durması veya Fe'in çökmesi, çözeltinin pH'nın yükselmesine, basınç ve sıcaklığın düşmesine bağlıdır. FeCl₂ halinde taşınan Fe iyonları kendini taşıyan çözeltinin suyu ile tepkimeye girerek Fe₃O₄ de dönüşür.



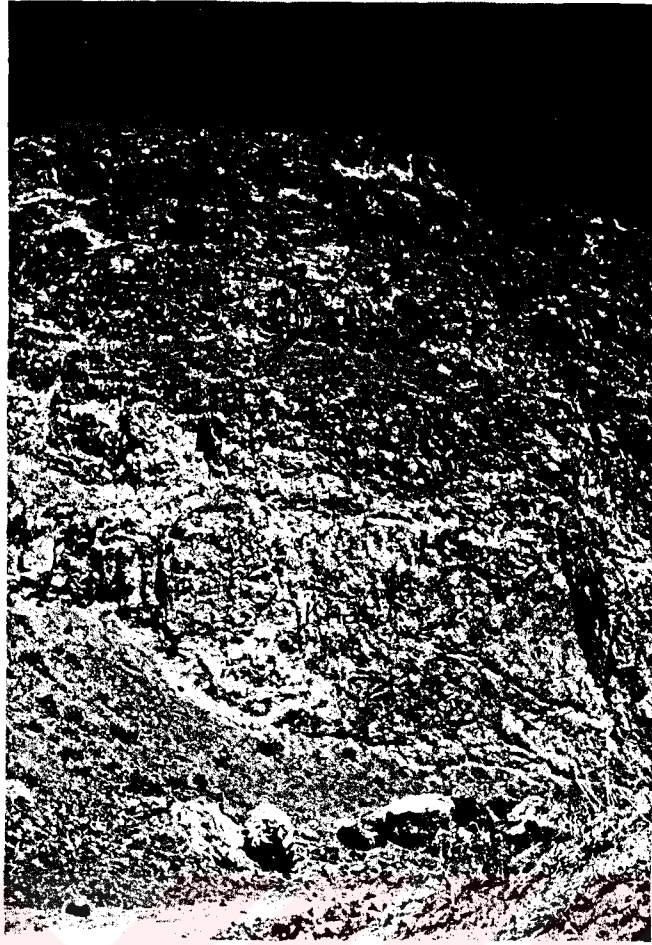
Bu reaksiyonlarla manyetit çökelirken CaCl₂ tekrar dolaşıma katılmaktadır. Özetle, Hasaңcelebi demir yatağı, alkali siyenitoyidin yerleşmesi sürecinde, Cl ve Fl gibi uçucuların taşıdığı Fe'in pnömatolitik - hidrotermal işlemlerle yan kaya kantağında çökeltmesi ile oluşmuştur. Şekil 70'de Hasaңcelebi ve çevresini kapsayan alanın yerden ve havadan yapılan manyetik haritası görölmektedir.

Karakuz (Foto 94) ve Sivritepe - Mağaratepe yatakları Sivritepe trakitinin lav ve tüfleri içerisinde bulunur (Foto 95). Karakuz yatağı yaklaşık 500 m eninde ve 3 km uzunluğundadır. Doğrultusu doğu - batı, eğimi ise 75 -85 güneydir. Cevherli zondan yan kayaca geçiş tedricidir. Her iki yatağın cevher



ŞEKİL : Hasancelebi ve çevresini kapsayan alanın A - Yerden, B - havadan yapılan manyetik anomali haritası.

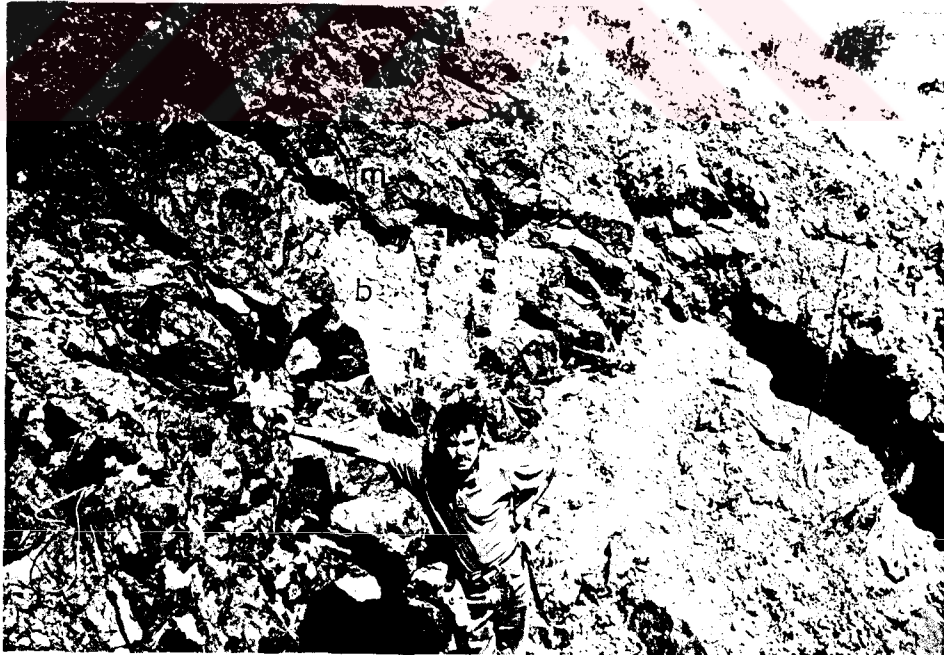
B



D

FOTO 94: Karakuz demir yatağında geçmiş yillarda yapılan üretimden arta kalan bir yarmada, trakitik tf (Khas) içinde birkaç m kalınlığa ulaşabilen magnetit - hematit (m) damarları.

GB



KD

FOTO 95: Sivri Tepe'de trakit içinde kalan manyetit (m) cevheri ve gang minerali barit (b) ten bir görünüm.

mineralleri magnetit - hematit, gang mineralleri ise barit - kalsit - kuvars - klorit - fluorit - nadiren granattır.

Karamağra ve Karaköçek yataklarındaki cevher üretilerek tükenmiştir.

İnceleme alanında yüzeylenen bir diğer ekonomik unsur dolomittir. TDÇİ tarafından Hasaңelebi civarına kurulması düşünölen pelletleme tesislerinde kullanılmak üzere MTA tarafından dolomit araştırmaları yapılmıştır. Zorbehan Dağı'ndan üretilmesi planlanan dolomit Sincan ve İrkeç (1980) tarafından kimyasal analiz yapılarak üç gruba ayrılmıştır. Birinci grup örnekler 1900 - 1950 m., ikinci grup örnekler 1850 m., üçüncü grup örnekler ise 1750 m. yükseltmelerinden derlenmiştir (Tablo 19).

	Num. No.	CaO %	MgO %	S %	Fe2O3 %	SiO2 %	Al2O3 %
G R U P I	1	39.11	26.4	0.10	0.4	0.4	0.7
	2	30.35	21.57	0.06	0.4	1	1
	3	30.41	21.61	0.06	0.7	1	1
	4	30.40	21.53	0.09	0.4	0.7	1
	5	30.46	21.69	0.10	0.4	0.7	1
	6	31.03	20.67	0.11	0.4	0.4	1
	7	29.89	21.7	0.09	0.3	0.7	1
G R U P II	8	31.31	20.87	0.09	0.3	0.4	0.1
	9	30.18	21.49	0.11	0.3	0.4	0.1
	10	30.46	20.89	0.10	0.4	0.2	0.2
	11	31.60	20.06	0.12	0.4	0.1	0.1
	12	30.35	21.50	0.10	0.4	0.1	0.1
G III	13	28.47	20.87	0.09	0.4	0.4	0.2
	14	29.04	21.04	0.09	0.4	0.3	0.2

TABLO 19

Sonuç olarak I. ve II. grup örneklerin temsil ettikleri alanlar gerek bazik refrakter amacıyla, gerekse bazik pelletlemede kullanılabilir dolomit olduğunu göstermiştir. 3. grup örneklerin temsil ettiği dolomit ise SiO₂ ve Al₂O₃ değerlerinin kullanılabilirliğinin üzerinde olması nedeniyle temkinli olunması gerektiği belirtilmiştir. Rezerv ise, toplam görünür 121 875 000 ton hesaplanmıştır.

İnceleme alanındaki bir diğer ekonomik potansiyelde jipstir. Sincan ve İrkeç (1983) tarafından yapılan çalışmada Ağharman Sırtı çevresinde yüzeylenen jipsin Malatya bölgesinin alçı gereksinmesini karşılayabilecek normal kapasiteli bir alçı tesisinin 20 senelik ham madde potansiyel rezervinin var olduğunu belirtmişlerdir. İnceleme alanı doğusundaki Büyük Kızıltepe batısından derledikleri örneğin % de kimyasal analiz sonucu aşağıda tablo 20'de verilmiştir.

CaO	SO ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃
33.00	40.50	1.15	0.44	2.00	Eser

TABLO 20

Yamadağ volkanitleri tabanında yer alan killeşmiş tüfler seramik endüstrisi için hammadde olabilecek saflıktadır ve halen işletilerek muhtelif seramik firmalarına pazarlanmaktadır. Yamadağ volkanitlerine ait üç örneğin kimyasal analiz sonucu Tablo 21'de verilmiştir (Önal, 1990)

Gala mermeri oldukça çatlaklı olması ve düzensiz bloklar vermesi nedeniyle işletme için elverişsizdir.

Örn.No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	At.Kay.
1	46.77	37.59	0.68	0.02	0	1.23	0.03	13.67
2	44.31	36.50	0.27	0.03	0	1.11	0.35	17.43
3	45.95	37.79	0.96	0.04	0	0.57	0.03	14.66

TABLO 21



BÖLÜM V



JEOLOJİK EVRİM

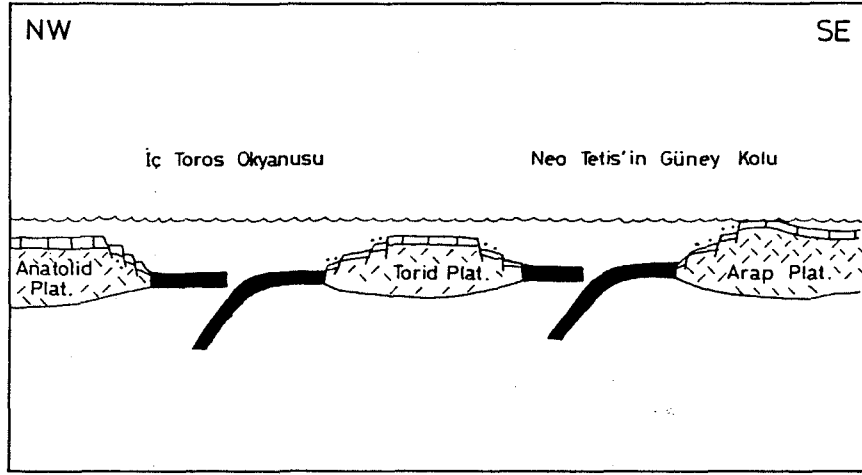
İnceleme alanının zamana bağlı geçirdiği jeolojik evrimi yorumlanırken yörede yüzeylenen tüm kaya birimlerinin petrografik, sedimentitlerin sedimentolojik ve paleontolojik, mağmatitlerin jeokimyasal, metamorfitlerin fasiyes özellikleri ile saptanabilen tüm yapısal unsurların geometrik ve mekanik özelliklerinden yararlanılmış ve toplanan tüm veriler birleştirilmiştir. Günümüzde bir çok yerbilimci bir bölgenin geçirdiği jeolojik evrimi levha tektoniği kuramları ışığında levha hareketleriyle açıklayarak yapmaktadır. Böyle bir yol izlendiğinde bir bölgenin dar sınırları içinde kalınarak yapılması muhtemel yanlışlıkları önlemek, tüm yerbilimcilere bölgeyi yakın çevresi ile birlikte tanıtmak, bölgenin levha dinamiği içindeki yerini göstermek, bölgesel sorunları tartışmaya açmak ve yeni bakış açıları kazandırma yolunda daha anlamlı olmaktadır. Bu çalışmada da böyle bir yol izlenerek inceleme alanı içinden ve yakın çevresinden başka araştırmacılarında veri ve görüşleri denestirilerek jeolojik evrim yorumlanmıştır.

Doğu Toros orojenik kuşağı içerisinde bulunan inceleme alanı ve çevresinde Mesozoyik süresince karbonat platformunun geliştiği ortamlar egemen olmuştur. (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu platform kuzeyde Neo Tetis'in bir kolu olan İç Toros Okyanusu ile güneyde ise Neo Tetis'in güney kolu ile sınırlanmıştır (Şekil 71). Kampaniyen döneminde her iki okyanusta kuzeye doğru dalma - batma başlamıştır. Yitimin herhangi bir evresinde her iki okyanustan da türeyen ofiyolit dilimleri kuzeyden güneye doğru kıtasal

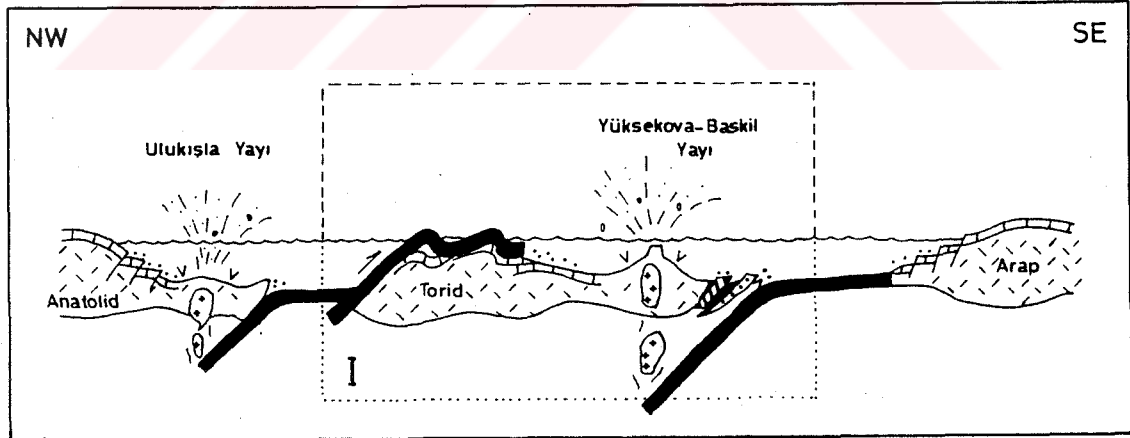
birliklerin üzerinde kilometrelerce yürümüştür (Şekil 72).

İnceleme alanının görünür tabanında yer alan Hocalıkova ofiyoliti, kuzeydeki iç Toros Okyanusu'ndan türeyen ofiyolitlere karşılık gelmektedir. Başlıca ultramafik, mafik ve pelajik çökel kayalardan oluşan ofiyolitin iç düzeni tanınabilir niteliktedir. İnceleme alanında ofiyolitin tabanında olması gereken kıtasal temele ait kayalar yüzeylemezler, ancak çevre alanlarda bu kayaların varlığı bilinmektedir. Örneğin, Darende - Gürün - Şarkışla - Kangal - Divriği - Arapkir - Keban yörelerinde yüzeylenen, Munzur karbonat platformu, Keban platformu, Malatya metamorfik platformu gibi adlarla bilinen istiflerin temelini ofiyolitler, bunların aşındıkları yerlerde ise daha tabandaki Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayalardan oluşan kıtasal temel teşkil eder. Bu verilerden yola çıkıldığında Hocalıkova ofiyolitinin tabanında henüz yüzeylenmese de Mesozoyik yaşlı karbonatların bulunduğu düşünülmüştür.

Okyanusal kabuğun kıtasal kabuğa eklenmesini izleyen evrede toplam kabuk kalınlığı artmıştır. Kabuk kalınlığının artmasıyla bölge yükselmiş ve deniz bir süre çekilerek denizel koşullar yerini karasal ortamlara bırakmıştır (Şekil 73). Engebeli bir topoğrafyada çeşitli akarsu sistemleri gelişmiştir. Karadere formasyonu böyle bir morfoloji üzerinde birbiriyle geçişli örgülü akarsu - delta, delta kısmında sığ deniz ortamlarında çökelmiştir. Ofiyolitin traşlanması ile engebeler bir ölçüde giderilmiştir. Geç Kampaniyen - Erken Maestrihtiyen'de güneydeki okyanusta yitim hızının yavaşlaması, yitim açısının artması veya yitimin

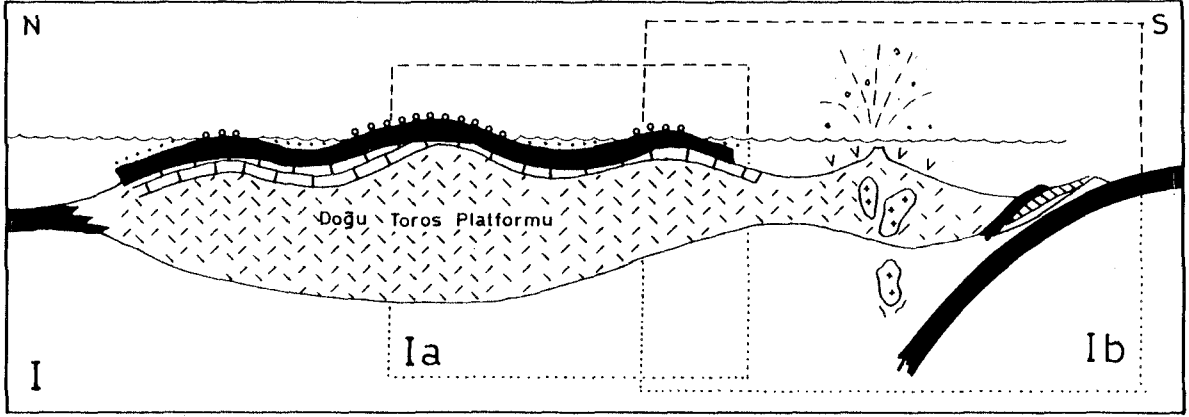


ŞEKİL 71: Geç Kretase (Geç Kampaniyen öncesi) de kıtasal ve okyanusal alanları gösterir taslak kesit.

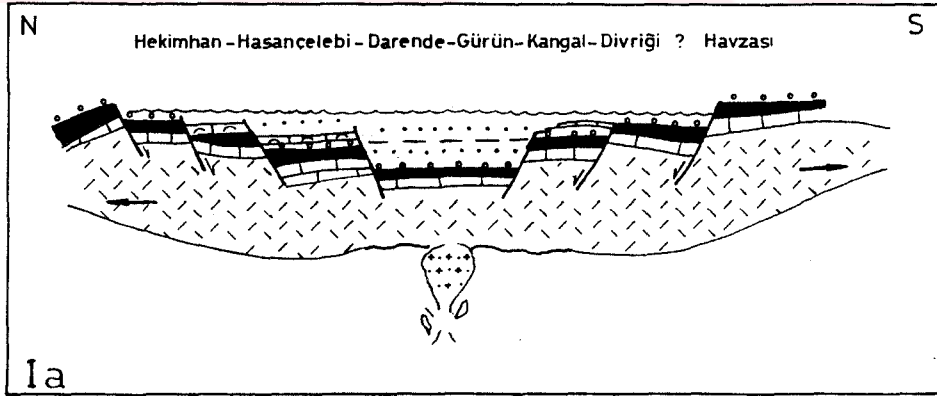


ŞEKİL 72: Geç Kampaniyen'de kıtasal blokların üzerine ofiyolitlerin yerleşmesini gösterir taslak kesit.

transform bir faya dönüşmesi vb. gibi nedenlerle kuzey - güney yönlü sıkışmalı tektonik rejim yerini aynı yöndeki gerilmeli rejime bırakmış olmalıdır. Yine bu dönemde başlayan izostatik dengelenme nedeniyle doğu - batı uzanımlı bir havza gelişmeye başlamıştır (Şekil 74). Hekimhan havzası adıyla adlandırılan bu havza, güneydeki okyanusa göre (Neo Tetis'in güney kolu) yay gerisi bir havza konumundadır. Böylece kıtasal kabuğun incelmeye başladığı bölgeden kısa bir süre için çekilen deniz yeniden ilerleyerek havzada transgresif istiflerin gelişmesine yol açmıştır. Havzadaki olgunlaşmamış karasal kırıntılılarla geçişli, tabanda sığ denizel tavana ve yanal yönde hızla derin denizel ortama geçen, çoğun laminar akıntılarla zaman zaman türbiditik ve olistostromal akıntılarla taşınan kumtaşı - çamurtaşı - marn - şeyl ardalanmalı kayalar çökelmiştir. Tabanda daha çok bu tip kırıntılıların daha egemen olduğu tavana doğru kireçtaşı türünde kimyasal çökellerin ağırlık kazandığı ve Hekimhan formasyonu adıyla tanıtılan formasyon havzanın en kalın çökel istifidir. Dumlu çakıltası üyesi adı verilen, formasyonun diğer litolojilerinden ayrılan çakıltaları istifte özellikle alt düzeylerde mercek biçimli arakatkılar şeklinde çökelmiştir. Başlangıçta havzanın sığ - sahil kesimlerinde, paleo yükseltiler üzerinde ve zaman zaman dolan havzanın sığ bölümlerinde genellikle rudist resifi niteliğinde olan Tohma kireçtaşı üyesi gelişmiştir. Kaplumbağa sırtı benzeri morfoloji gösteren resifler çökeldikten sonrada formasyon içi taşınmalarla kendinden daha sonraki veya eş zamanlı çökellere de malzeme sağlamışlardır. İstifte daha üstlerde yer alan kırıntılı ve



ŞEKİL 73: Doğu Toros platformu üzerine yerleşen ofiyolitin üzerinde Geç Kampaniyen'de gelişen karasal - sığ denizel ortamları gösterir taslak kesit.



ŞEKİL 74: Geç Kampaniyen sonu - Erken Maestrihtiyen başı arasında ofiyolit eklentili kıtasal kabuk üzerinde açılan Hekimhan havzasını gösterir taslak kesit.

kimyasal çökellerdeki rudist kırıntıları bunun en belirgin verisidir.

Hekimhan havzasında bir yandan çökel kayalar gelişirken öte yandan havzayı denetleyen faylar boyunca gelişen volkanizma havzanın doldurulmasına eşlik etmiştir (Şekil 75). Hasaelebi volkanitleri adıyla tanıtılan alkali nitelikli volkanik kayalar, Lav - tf ve aglomeralardan oluşur. İlk evrede gelişen trakiandezit, latit, tefrifonolit, benmoreit gibi volkanitler son evrede gelişen trakit ve alkali trakitik kayalarla kesilmişlerdir. Volkanitler Hekimhan formasyonunun orta - üst seviyeleri ile yanal ve düşey giriktir. Volkanitler üzerinde yapılan jeokimyasal çalışmalar levha içi, genellikle sialik kökenli volkanizmayı tanımlamaktadır.

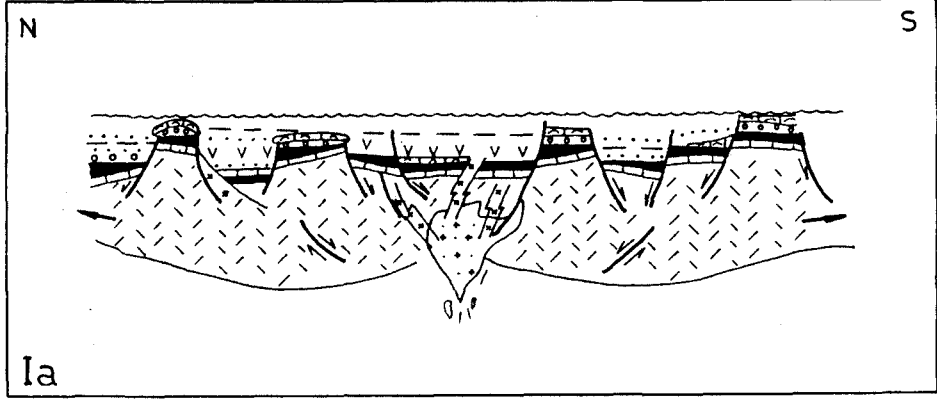
Geç Maestrihtiyen döneminde bölgeye egemen gerilmeli tektonik rejim etkisiyle, alkali nitelikli, levha içi granitoyidi tipi ile uyumlu Yüceşafak siyenitoyidi kabuk içinde yükselerek, havzanın tabanına yerleşmiştir (Şekil 75). Çatlaklardan yükselen siyenitik mağma, ani basınç düşmesine bağlı olarak üst kesimlerde aplitik - pegmatitik ve porfirik doku kazanmıştır. Yüceşafak siyenotoyidi oldukça sığ derinliklere çıkarak çevresinde bulunan Hasaelebi volkanitlerini kontakt metamorfizma ve metasomatizmaya uğratarak Davulgu metamorfizmasının gelişmesine yol açmıştır. Hasaelebi demir yatağı, 700 - 800 C gibi sıcaklığa sahip siyenotoyidin yerleşimiyle ilişkili 520 + 15 C gibi yüksek ısılarda gelişen metamorfizmayı takiben oluşmaya başlamıştır. Plütonla gelen klorlu ve florlu çözeltiler tabandaki ofiyolitten

çözdükleri cevheri taşıyarak yan kayaç içinde depolamışlardır. Böylelikle Davulgu metamorfiti içinde manyetit egemen olduğu Hasacelebi demir yatağı, Tohma kireçtaşı üyesi içinde sideritin egemen olduğu Deveci demir yatağı oluşumuna başlamıştır.

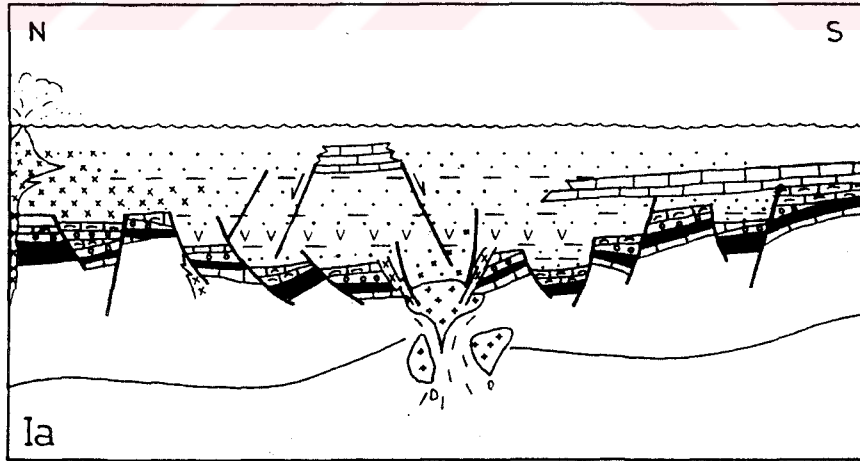
Öte yandan Orta - Geç Maestrihtiyen'de tektonizmanın sakinleştiiği ve havzaya kırıntı gelişinin yavaşladığı dönemlerde kuzeyde bentik, güneyde pelajik ortamlarda Hüyük kireçtaşı çökelmiştir (Şekil 76). Kireçtaşının bu niteliği kuzeyden güneye doğru ilerleyen bir regresyonu gösterir. Sınırlı havza koşullarında çökelen kireçtaşlarında egemen olarak intramikrit, intrasparit, biyomikrit, biyosparit fasiyesleri gelişmiştir.

Hüyük kireçtaşının çökmesi esnasında bugünkü Zorbehan Dağı kuzeyinde Geç Maestrihtiyen' in herhangi bir döneminde tekrar etkinleşen volkanizma etkisiyle bir bölüm kireçtaşları çökme esnasında ve sonrasında da dolomitleşmiştir. Zorbehan dolomiti adıyla tanıtılan birimde dolotaşı, kalsitli dolotaşı, dolomitli kireçtaşı gibi litolojiler tanınmıştır.

Paleosen'de havzanın hemen birçok bölümünde subsidansın durması veya havzanın dolmasına paralel olarak, bir sığlaşma izlenir (Şekil 77). Erken Paleosen - Orta Eosen aralığında çökelen kayalar, Akpınar formasyonu adıyla tanıtılmıştır. Formasyon birbirinden farklı dört üyeden oluşmuştur. Kuzey alanlarda, Hasacelebi volkanizması nedeniyle birçok volkanik tepelerden oluşan yükseltiler, Paleosen'de su üstü olup aşınmaya başlamıştır. Bu dönemde olasılıkla kuzeyden güneye ilerleyen transgresyonun ilk ürünü, kara tarafında Koçkıran çakıltası üyesi çökelerken, deniz



ŞEKİL 75: Hekimhan havzasında Maestrihtiyen'de Hasaelebi volkanitleri ve Yüceşafak siyenitoyidininin gelişmesini gösterir taslak enine kesit.

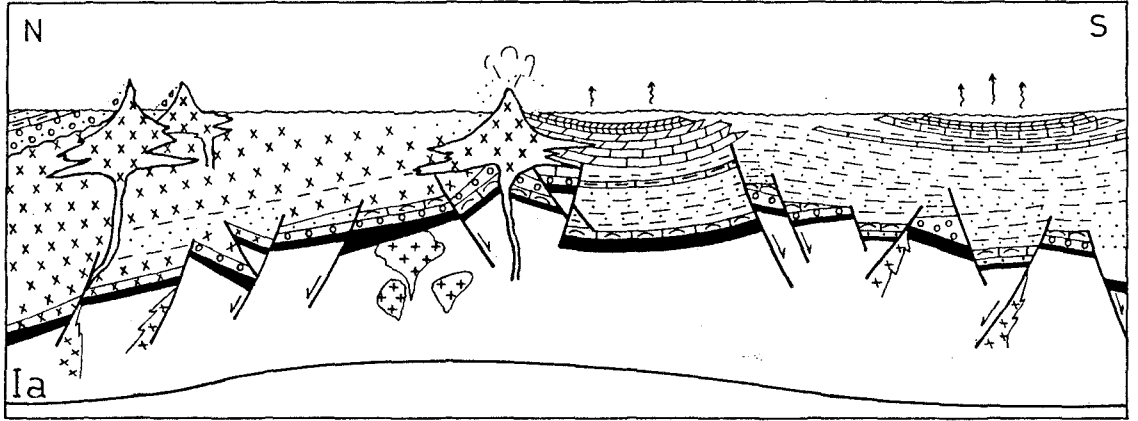


ŞEKİL 76: Orta - Geç Maestrihtiyen'de Hüyük kireçtaşının çökmesini gösterir taslak enine kesit.

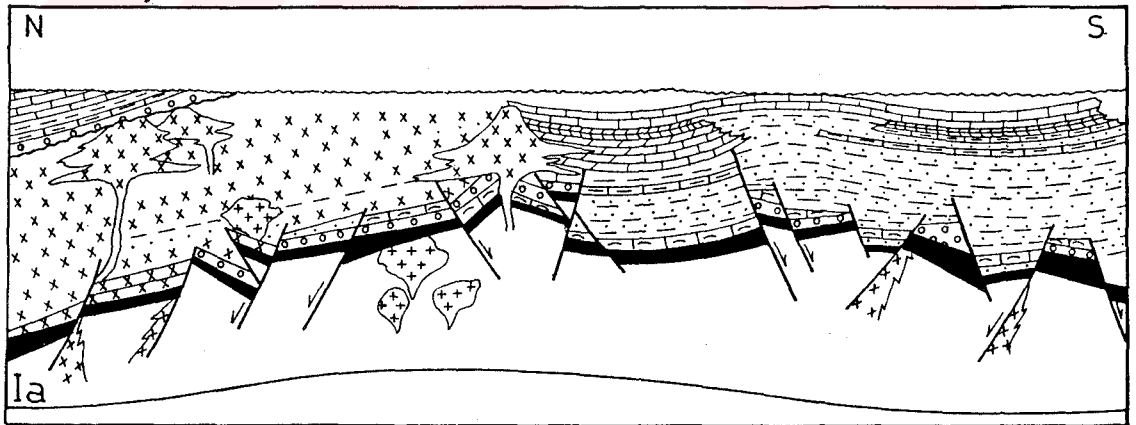
tarafında kumtaşı - marn - killi kireçtaşı aralanmalı Çardak üyesi çökelmiştir. Denizel koşulların devamı ile, sığ şelfde Orta Eosen'e dek Suyunguzu kireçtaşı üyesi çökelerek kendinden önceki birimleri transgresif örtmüştür (Şekil 78).

Güney alanlarda ise Paleosen döneminde, Çardak üyesi Hekimhan formasyonu ve Hüyük kireçtaşı ile tedrici geçişlidir. Yine bu dönemde lagüner, evaporitik çanaklarda Ağharman jipsi üyesi çökelmiştir. Jips, Zorbehan Dağı'nda Zorbehan dolomiti ile Suyunguzu kireçtaşı arasında yer alırken, Suyunguzu Mevkii dolaylarında Çardak üyesi ile Suyunguzu kireçtaşı üyesi arasındadır. Suyunguzu kireçtaşı ise tabanındaki Hüyük kireçtaşı, Çardak üyesi ve Ağharman jipsi ile uyumludur. Doğu Anadolu'da Sivas bölümü hariç Geç Kretase - Paleosen'in geçişli olduğu ve Paleosen'in sığ denizel ortamları yansıttığı, öteden beri bilinmektedir (Dizer, 1982).

Bölgede olasılıkla Geç Eosen'de güney alanları içine alan yeni bir mağmatizma etkinliği başlamıştır. Kalkalkali, adayayı türündeki volkanizmanın farklı evrelerinde, andezitten riyolite değişen, tuf ve lavdan oluşan Leylek volkanitleri püskürmüşlerdir. Bu volkanizmayı başlatan mekanizma ise güneyde Neo Tetis'in güney kolunun kuzeye doğru devam eden yitimine bağlanmıştır. Geç Kretase'den Geç Eosen'e dek süregelen bir veya birkaç yitimin herhangi evresinde yitme açısının düşmesi veya kabuğun kısalması sonucu yaygın kuzeye göçü ile oluşabileceği yorumlanmıştır (Şekil 79). Volkanizmanın kökeni olarak manto içinde hareket eden kalıntı okyanus kabuğun kısmi ergimesi ile oluşabileceğide bir olasılık



ŞEKİL 77: Geç Maestrihtiyen - Geç Paleosen' de Zorbehan dolomiti ve Akpınar formasyonun gelişimini gösterir taslak enine kesit.

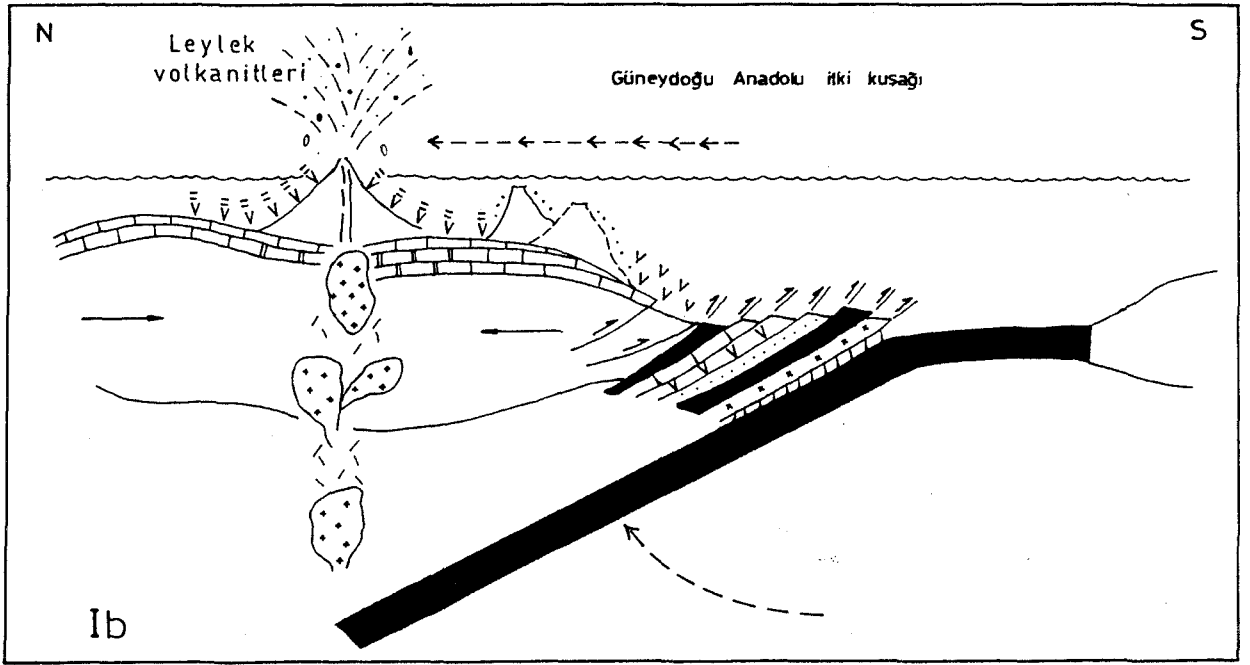


ŞEKİL 78: Orta - Geç Eosen aralığında Hekimhan havzasının konumunu gösterir taslak enine kesit.

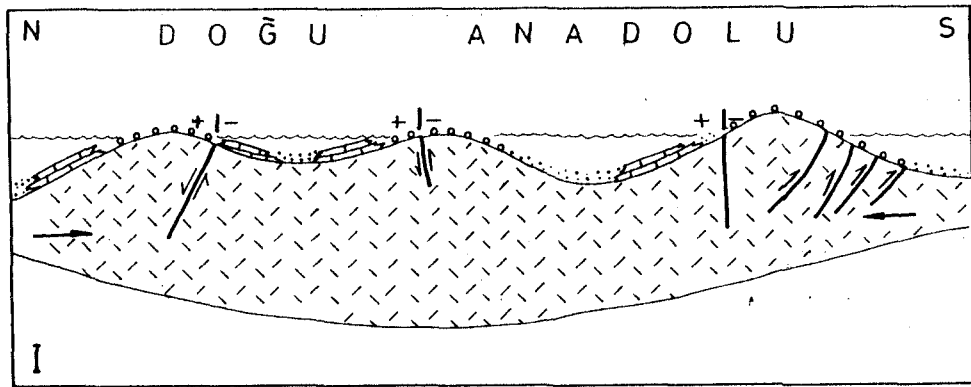
olarak düşünölmektedir. Volkanizmayı izleyen sonraki evrede Yukarı Selimli diyoriti sığ derinliklere kadar yükselerek içine sokulduğu Hüyük kireçtaşını kontakt metamorfizmaya uğratarak Gala mermerinin oluşumuna yol açmıştır. Grossular + kalsit + vezüvyan + zoisit + diyopsit + forsterit mineral parajenezi kontakta 700 - 800 C sıcaklık, 2 Kbar'lık basınç altında piroksen hornfels fasiyesi koşullarında gerçekleşmiştir.

Oligosen - Erken Miyosen aralığıında, sıkışmalı tektonik rejim egemenliğine giren Doğu Anadolu' da kabuk kalınlaşmış ve inceleme alanı yükselerek yer yer kara haline gelmiştir (Şekil 80). Anadolu'nun Oligosen - Kuvaterner arasında yaklaşık K- G doğrultuda sürekli sıkıştığı Livermore ve Smith (1983) tarafından bildirilmiştir. Ancak denizel koşullar bazı bölümlerde varlıklarını korumuşlardır. Molas fasiyeslerinin izlendiği Kamatlar formasyonunda başlıca çakıltaşı - kumtaşı - marn - çamurtaşı ardalanması yanısıra seyrek olarak kireçtaşı arakatkıları da izlenir. Ciritbelen - Otmangölü sol yönlü doğrultu atımlı fayı olasılıkla bu dönemde gelişerek, Oligo - Miyosen havzasını denetleyerek Kamatlar formasyonunu sınırlamış ve bu havzaya kaynak alanlar yaratmıştır. Üst Maestrihtiyen döneminde oluşan cevherde bu esnada yükselmiş, aşınmaya başlamış ve Kamatlar formasyonuna malzeme vermiştir. Hocalıkova ofiyolitinin bazı bölümlerinde de yine bu dönemde listfenitleşme gelişmiştir. Keza listfenit çakıllarında ilk kez bu dönemde görölmeye başlamıştır.

Erken Miyosen'de inceleme alanı güneyinde iç self koşullarında, resifal Boyralı kireçtaşı çökelmiştir. Orta Miyosen



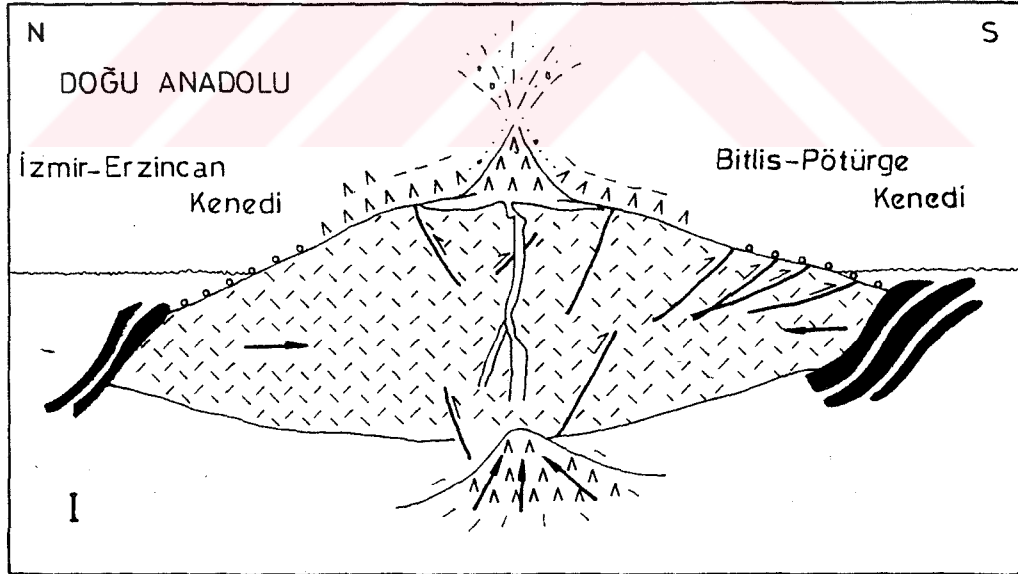
ŞEKİL 79: Geç Eosen'de Leylek volkaniti ve Yukarı Selimli diyoritinin gelişimini gösterir taslak enine kesit.



ŞEKİL 80: Oligosen - Erken Miyosen döneminde COF'un ve Kamatlar formasyonunun oluşumunu gösterir taslak enine kesit.

?’de Sarıkaya - Nergizlikaya Fayı gelişmiş ve bu faya yaslı yaslı sınırlı havzalarda Katillikaya kireçtaşı çökelmiştir. Yüksek enerjili bir ortamı karakterize eden kireçtaşları, Kamatlar formasyonu üzerinde açısız uymsuzlukla ve yatay olarak bulunurlar. Bu da bize Erken Miyosen ile Orta Miyosen arasında önemli kıvrılma hareketlerinin geliştiğini gösterir.

Geç Miyosen - Pliyosen’de etkinlik gösteren Yamadağ volkanizması ile geniş alanlar battaniye gibi örtülerek daha önceki kaya toplulukları önemli ölçüde maskelenmiştir. Üç evrede gelişen alkali karakterdeki volkanizmada önce tuf, sonra aglomera ve daha sonra da olivin bazalt ve piroksen andezitik lavlar püskürmüşlerdir. Volkanitler çarpışma sonrası Doğu Anadolu



ŞEKİL 81: Geç Miyosen - Pliyosen döneminde Doğu Anadolu'nun konumunu ve Yamadağ volkanitlerinin gelişimini gösterir taslak enine kesit.

Tersiyer volkanizması ile zaman, mekan ve köken açısından benzerdir (Şekil 81).

Pliyosen'de, taraçalarda iri taneli çakıltası çökerek Ağbayır çakıltası oluşmuştur.

Kuvaterner'de başlıca büyük dere yataklarında alüvyonlar ve dik şevlerin eteklerinde yamaç molozları ve heyalanlar gelişmiştir.

İnceleme alanınının bugünkü konumuna bakıldığında, kabaca doğu - batı gidişli morfolojik ve yapısal unsurlardan oluştuğu gözlenir.



BÖLÜM VI



SONUÇLAR

Doğu Toros orojenik kuşağı üzerinde yer alan inceleme alanı ve dolayında sürdürülen bu çalışmanın bitiminde varılan sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.

1 - Bu çalışma ile, Malatya K39 b1, b2, b3, b4 paftalarını kapsayan inceleme alanının 1/25 000 ve 1/100 000 ölçekli kayastratigrafiye dayalı jeoloji haritası yapılmış, enine kesitler çıkarılmış, birimlerden derlenen 850 dolayında örneğin ilgili olanlarından paleontolojik, petrografik ve kimyasal özellikleri saptanmıştır.

2 - Geç Jura'dan günümüze dek oluşmuş farklı kaya dizilerinin yüzeylendiği bölgenin temelini oluşturan, olasılıkla İç Toros okyanusundan türeyen Hocalıkova ofiyolitinin, bölgeye Üst Kampaniyen'de kuzeyden güneye doğru allohton olarak yerleştiği ve yerleşme sonrası otokton konum kazandığı saptanmıştır.

3 - Ofiyolitinin kıtasal kabuğa eklenmesini izleyen kabuk kalınlaşması sonucunda bölgede yükselme, aşınma ve tekrar alçalma gerçekleşmiş ve Geç Kampaniyen'den - Orta Eosen sonuna? dek açık kalan bir havza gelişimi izlenmiştir. Baskil - Yüksekova yayı kuzeyinde, yay gerisinde evrim geçiren bu havza, hem yay gerisindeki tektonizma ve hem de Neo Tetis'in güney kolundaki yitime hızının zaman ve mekan içindeki değişimleri ile denetlenmiştir. Hekimhan havzası adı verilen bu havzanın evrimi sedimentolojik, petrografik ve jeokimyasal çalışmalarla ortaya konularak bölgede güneyden - kuzeye, doğudan - batıya

stratigrafik, yapısal ve ortamsal nitelikleri farklı istiflerin geliştiği saptanmıştır. Bu özellikler yardımıyla havza gelişimi açılma, gelişme, olgunlaşma ve kapanma olmak üzere dört evreye ayrılmıştır.

4 - Ofiyolitin yerleşmesi ile kabuk kalınlığı artmış ve bölge yer yer kara haline gelmiştir. Havza, ofiyolitin yerleşmesini izleyen dönemde Geç Kampaniyen'de açılmıştır. Bu dönemde akarsu, akarsu - delta, delta ve kısmen de sığ denizel ortamlarda çökelen ve çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan **Karadere formasyonu** ofiyoliti uyumsuzlukla örter. Karadere formasyonu ile tabanda geçişli kırıntılı karbonat ardalanmalı Üst Kampaniyen - Üst Maestrihtiyen yaşlı **Hekimhan formasyonunun** ise tektonik aktivite ile denetlenen ve gittikçe derinleşen bir ortamda transgresif çökeldiği saptanmıştır.

5 - Üst Kampaniyen ? - Üst Maestrihtiyen boyunca faaliyet gösteren Hasançelebi volkanitlerinin Hekimhan formasyonunun orta - üst seviyeleri ile girik olduğu, yapılan petrografik ve jeokimyasal çalışmalarla spilit, trakiandezit, tefrifonolit, şoşonit, benmoreit, trakit, alkali trakit ve diyabazdan oluştuğu, **alkali karakterli levha içi volkanizmasını** yansıttığı ve havzanın gelişme dönemine karşılık geldiği ve bölgedeki ekonomik demir yataklarının bu gelişme evresinde oluştukları ilk kez bu çalışmada saptanmıştır.

6 - Volkanizmanın son evrelerinde Geç Maestrihtiyen'de havzaya intrüzyon yapan Yüceşafak siyenitoyidinin yine **alkali karakterli, A tipi ve levha içi granitoyidi** ile uyumlu olduğu ilk

kez bu çalışmada saptanmıştır.

7 - Önceki araştırmacılarca Davulgu metamorfizmasının Yüceşafak siyenitoidinin Hasaңcelebi volkanitleri içine yerleşmesi sonucunda metamorfik ve metasomatik işlemlerle oluştuğu görüşü bu çalışmada da desteklenmiştir.

8 - Hüyük kireçtaşının Orta - Geç Maestrihtiyen aralığında kuzeyde iç ve güneyde dış şelfde çökeldiği saptanarak, havzanın bu dönemde kuzeyden güneye doğru derinleştiği ve olgunlaşma evresinde olduğu saptanmıştır.

9 - Zorbehan dolomitinin Geç Maestrihtiyen'de bugünkü Zorbehan Dağı kuzeyinde yeniden aktifleşen tektonizmanın ve volkanizmanın etkisi ile lagüner koşullarda birincil ve ikincil dolomitizasyon ile oluştuğu ilk kez bu çalışmada saptanmıştır.

10 - Alt Paleosen - Orta Eosen yaşlı Akpınar formasyonu havzanın kuzeyinde Hasaңcelebi volkanitleri üzerinde uyumsuzlukla transgresif olarak başlar. Güneyde ise Hekimhan formasyonu, Hüyük kireçtaşı ve Zorbehan dolomiti ile regresif olarak dereceli geçişlidir. Havza bu dönem başında zaman zaman sığlaşarak regresyona uğramış, yer yer lagüner çanaklara dönüşmüş ve dönem sonunda kapanmaya başlamıştır.

11 - Ağharman jips üyesi olarak adlanıp haritalanan birimin Paleosen'de lagüner havzalarda geliştiği saptanarak, çevre alanlarda Oligo - Miyosen yaşlı jipsli serilerin yanısıra daha yaşlı evaporitik istiflerin var olabileceğine dikkat çekilmiştir.

12 - Havzanın kuzey kesimlerinde Geç Eosen'e ait herhangi

bir birim saptanamamıştır. Güney kesimlerde ise Yukarı Selimli diyoriti ve bununla ilişkili kalkalkalen, karasal Leylek volkanitileri gelişmiştir. Yine bu dönemde, diyoritik plüton ve Üst Kretase yaşlı Hüyük kireçtaşı kondağında Gala mermeri oluşmuştur. Bu dönemdeki mağmatizmanın Neo Tetis'in güney kolunda süregelen kuzey yönlü yitme açısının düşmesi veya manto içinde hareket eden kalıntı bir okyanusal kabuğun kısmi ergimesi ile oluşabileceği öne sürülmüştür. 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasında Pliyosen olarak gösterilen Leylek Dağı'ndaki volkanitin leylek volkanitinin bir parçası olduğu saptanmıştır.

13 - Oligosen - Erken Miyosen'de, karasal ve kısmen de denizel havzalarda, kırıntılı ve karbonat ardalanmalı Kamatlar formasyonu çökelmiştir. Kendinden önceki tüm birimleri uyumsuzlukla örten formasyon molas karakterindedir. Bu dönem çökellerinden bölgenin Oligosen'de K - G yönlü sıkışmalar nedeniyle yeniden yükseldiği ve havzanın kapanmasından sonra denizel koşulların bölgede kısa sürelerle yer yer etkinliğini sürdürdüğü sonucu çıkarılmıştır

14 - Geç Miyosen - Pliyosen döneminde çarpışma sonrası kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak oluşan Yamadağ volkanitlerinin Doğu Anadolu Geç Tersiyer volkanizması ile zaman, mekan ve köken açısından benzer özelliklere sahip olduğu saptanmıştır.

15 - İnceleme alanını doğu - batı kateden Ciritbelen - Otmangölü fayının doğrultu atımlı sol yönlü bir fay olduğu, fayın batıda kuzeye eğimli, doğuda güneye eğimli ters atımlar kazandığı ve bu fayı verev kesen birkaç tane sentetik eşleniğinin bulunduğu,

Karakuz - Karamağra - Deveci - Karaköçek gibi önemli cevher yataklarının bu fay üzerinde yer aldığı ve bugünkü konumlarının bu fay ile denetlendiği saptanmıştır.

16 - Daha önceki araştırmacılarca Karakuz - Sivritepe - Mağara Tepe demir yataklarının trakitik tüfler içinde geç mağmatik fazda, Davulgu metamorfiti içinde yer alan Hasançelebi yatağının siyenitoyid intrüzyonu ile taşınan demir minerallerinin yine geç mağmatik fazda F ve C1'lu çözeltilerle taşınıp çevre kayalar içinde depolanması ile oluştuğu, Deveci - Karamağra - Karaköçek yataklarının Tohma kireçtaşı üyesi içine sokulan siyenitoyidle ilişkili daykların etkisi ile metasomatik - pnömatolitik işlemlerle gerçekleştiği yolundaki düşünceler bu çalışmada da desteklenmiştir. Ancak havzanın tabanında yer alan ofiyolitin demirin kaynağı olarak görülmesi gerektiği ilk kez bu çalışmada öne sürülmüştür.

İnceleme alanında yapılan çalışma ile varılan bu sonuçların bölgesel jeoloji çalışmalarına katkıda bulunacağı, özellikle Türkiye'nin ikinci büyük demir potansiyelini bünyesinde bulunduran bölgede bundan sonraki ekonomik çalışmalara yeni yaklaşımlar getirebileceği beklenmektedir.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Akartuna, M., 1962, Çaycuma - Devrek - Yenice - Kozcağız bölgesinin jeolojisi. İ.Ü Fen Fak. Monog. 17, 28 - 37.
- Akay, E., Erkan, E., Ünay, E., 1989, Muş Tersiyer havzasının stratigrafisi. MTA Derg.,109, 59 -76.
- Akkuş, M.F., 1970, Darende - Balaban havzasının jeolojik ve stratigrafik incelemesi. MTA Dergisi. 76, 1 - 60, Ankara.
- Aktaş, G. and Robertson, A.H.F., 1984, The Maden kompleks, SE Turkey; evolution of a Neotethyan active margin. The Geological Evolution of the Geological Society. London, 17.
- Aktimur, H.T., 1988, Munzur Dağları ile Çavuşdağ arasındaki jeolojisi. MTA rapor No. 8320, Ankara. (Yayınlanmamış)
- Altınlı, İ.E., 1979, Denizel Evaporitler. TPAO çeviri. Ankara
- Altınlı, İ. E., 1951. Filyos Çayı batı kenarının jeolojisi. İ.Ü Fen. Fak. Mec., seri B, 16, 159 - 174.
- Arıkan, Y., 1975, Geology of the Tuzgölü basin and oil possibilites. MTA Bull., no: 85, 17 -37, Ankara.
- Armbrustmacher, T.J. ve Hedge, C.E., 1982, Genetic implication of minor element and Sr isotope geochemistry of alkaline rock complexes in the Wet Mountains, Area, Fremont and Custer Counties, Colaroda. Cont. Min. Petr., 79, 424 - 435.
- Asutay, H.J., 1986, Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve Baskil mağmatitlerinin petrolojisi. MTA dergisi. 49 - 72.
- Ayan, T., 1961, Malatya kuzeyindeki Hekimhan - Ebreme Köyü bölgesinin (K39 c3) detay jeoloji ve petrol imkanları. MTA rapor. (Yayınlanmamış). Ankara.
- Ayan, T. ve Bulut, C., 1964, Balaban - Yazıhan - Kurşunlu ve Levent bucakları (Malatya) arasındaki alanın genel jeolojisi. MTA dergisi 62, 58 - 71.
- Bargu, S., 1982, The Geolgy of İznik - Yenişehir (Bursa) Osmaneli (Bilecik) area. İ.Ü. Yerbilimleri Dergisi. c. 3, no. 1-2, 191 -234.
- Bargu, S. ve Sakıncı, M., 1987, Armutlu yarımadasında Kretase - Paleosen ilişkisi. Tür. Jeo. Bül. 30, 2, 41-49.
- Barth, T., Correns, C.W., Eskola, P., 1939, Die Enststehung der Gesteine: New York, Springer 422 s.

- Bayhan, H., 1988, Bayındır - Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali kayaların jeokimyası ve kökensel yorumu. Tür. Jeo. Bül. 31 - 1, 59 - 71.
- Baykal, F., 1954, Eflani - Ulus arasındaki Kretase - Tersiyer arazisi ve eksotik bloklar (kuzetbatı Anadolu). İ.Ü. Fen Fak. Mec. Seri B, 19, 193 - 199.
- Baykal, F., 1966, 1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, sivas paftası. MTA yayını.
- Berner, R.A., 1971, Principles of Chemical Sedimentology.
- Bingöl, A.F., 1983, Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region. Geology of the Taurus Region, International symp. in the Taurus Belt, MTA Ankara, 209 - 216.
- Blumenthal, M., 1937, Şarki Toros mntıkasında Hekimhan - Hasaңcelebi - Kangal irtifasında jeolojik araştırmalar. MTA rapor, 570 (Yayınlanmamış), Ankara.
- Boztuğ, D., 1986, Granitoyidler. Jeokimya - Ortamlar, Ed., Erler, A., TJK Yerbilimler Eğitim Dizisi. Ankara.
- Boztuğ, D. ve Yılmaz, S., 1992, Konukdere metasomatitinin (Hekimhan - Hasaңcelebi, KB Malatya) petrolojisi. 45. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, 38 - 39.
- Buisson, . and Gererd, ., 1986, Gold bearing listwaenites (carbonitized ultrabasic rocks) in ophiolite complexes, in metalogeny of basic and ultrabasic rocks. London Instit. Mining Metallury, 121 - 132.
- Cant, D.J., 1982, Fluvial facies models. Sandstone depositional environments da, (Eds. P.A. Schole ve D. Spearing), AAPG Pub. Tulsa. 115 - 138
- Chappel, B.W. ve White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types. Pasific Geology, 8, 173 - 174.
- Coleman, R. G., 1977, Ophiolites. Springer - Verlag, Berlin
Conference Participants, 1972, Ophiolites. Geotimes, 17, 12.
Cox, K.G., Bell & R.J.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., ve Cappell,. B.W., 1982, Nature and origin of A - type granites with particular reference to Southeastern Australia. Contr. Min. Petr., 80, 189 - 200
- Conference Participants, 1972, Ophiolites. Geotimes, 17, 12, 24 - 45.
- Cox, K.G., Bell, J.D, ve Pankhurst,R.J., 1979, The Interpretation of Igneous Rocks: London, george Allen and Unwin.

- Çetin, H., Demirel, İ.H. ve Gökçen, S.L., 1986,** Haymana (SW Ankara) doğusu ve batısındaki Üst Kretase - Alt Tersiyer istifinin sedimentolojik ve sedimenter petrolojik incelemesi. TJK Bül. 29, 2, 21 - 35.
- Çoban, A., 1973,** Malatya K39 b3 paftasının jeoloji incelemesi. MTA Maden Etüd Dairesi arşivi, rap No. 1190, (Yayınlanmamış)
- Debon, F. and Le Fort., 1982,** A chemical - mineralogical classification of common plütonic rocks and associations. Trans. R. Soc. Edin. Earth Sci. 73, 135 - 149.
- De La Roche, H., Leterrier, P., Grandclaude, P., and Marchal, M., 1980,** A classification of volcanic and plütonic rocks using the R1 - R2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. Chem. Geol., 29, 183 - 210.
- Dizer, A. ve Meriç, E., 1983,** Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase - Paleosen biyostratigrafisi. MTA Enst. Derg., 955/96, 150 - 163
- Door, H. C.V.N., 1973,** Iron formation in South America Economic Geology 68,II.
- Dott, R.H., 1964,** Wacke, graywacke and matrix what approach to immature sandstone classification. Jour. of Sed. Petr., 34/3, 625-632.
- Elmas, M.A. 1992,** Erçek Gölü (Van) dolayının jeoloji incelemesi. İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, 330, (Yayınlanmamış).
- Erdoğan, B., 1982,** Ergani - Maden yöresindeki Güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağının jeolojisi ve volkanik kayaları. TJK Bülteni, 25, 49 - 59. Folk, R.L., 1959, Practical petrographic classification of limestones. Bull. AAPG, 43 (1).
- Erdoğan, B., 1990,** İzmir - Ankara zonunun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi. TPJD Bül. 2, 1, 1-20.
- Folk, R.L., 1959,** Practical petrographic classification of limestones. AAPG Bull, V.43, 1-38.
- Folk, R.L., 1962,** Spectral subdivision of limestone types, in Ham, W.E., ed., Classification of Carbonate Rocks. AAPG, Petroleum Geologists Mem., 1, 62-84.
- Gattinger, T., 1957,** Revision der geologischen karten Malatya 79/I, 79/II, 79/III, 79/IV Unveröff. Ber., MTA Archiv, Ankara 1957.
- Gedik, A. ve Korkmaz, S., 1984,** Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları. Jeo. Müh. Der., 53 - 79.

- Gelati, R., 1975,** Miocene marine sequence from the Lake Van area, Eastern Turkey. Riv. Ital. Paleont., V 81, 4, 477 - 490.
- Gill, J.B., 1981,** Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York 3905.
- Gökten, E., 1983,** Şarkışla (Sivas) güney ve güneydoğusunun stratigrafik ve jeolojik evrimi. TJK Bülteni, 26.
- Görür, N., Oktay, F.Y, Seymen, İ. ve Şengör, A.M.C., 1984,** Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey. Sedimentary record of a Neo - Tethyan, closure. In the geological evolution of the Eastern Mediterranean, Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F., Ed., 824, Blackwell scientific publ., London.
- Gregg, J.M. ve Duncan, F.S., 1984,** Epigenetic dolomitization and origin of xenotopic dolomite texture. Jou. Of Sed. Pet., 54/3, 0908-0931.
- Gümüş, A., 1974,** Metalik Maden Yatakları. İstanbul.
- Gürer, Ö.F., 1986,** Andırın - Emirler (Kahramanmaraş) Dolayının Jeolojisi. İ.Ü. Fen Bilimleri Enst. Yük. Lis. Tezi, (Yayınlanmamış).
- Hempton, M.H. ve Savcı, G., 1982,** Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özellikleri. TJK Bülteni, 25/2, 143 - 151.
- Hitchon, B. and Friedman, I., 1969,** Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada Sedimentary basin, I. stable isotopes of hydrogen and oxygen, Geochim. et Cosmochim. Acta, 33, 1321 - 1350.
- Horstink, J., 1971,** The Late Cretaceous and Tertiary geological evolution of Eastern Turkey. Türkiye Birinci Petrol Kongresi Tebliğleri, 21 -45.
- Irvine T.N. and Baragar, W.R.A., 1971,** A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8, 523 - 548.
- İnan N. ve İnan, S., 1990,** Gürlevik kireçtaşlarının (Sivas) özellikleri ve önerilen yeni isim: Tecer formasyonu. Tür. Jeo. Bül., 33/1, 51-57.
- İzdar, K.E., 1961,** Kurzer Beitrag zur Geologie der Lagerstätten von Deveci - Malatya. Türkisch, Unveröff. Ber., MTA Archiv, Ankara.
- İzdar, E.K., 1963,** Doğu Hekimhan - Hasançelebi (E Anadolu) bölgesinin jeolojik yapısı, magmatizma ve cevher yatakları. MTA yayınları, No. 112, Ankara.

- izdar, E.K. ve Ünlü, T., 1985, Hekimhan - Hasacelebi - Kuluncak bölgesinin jeolojisi. Piri Reis International Contribution Series Publication No.2. Sixth Colloguium Geology of the Aegean Region, izmir, 303 - 329.
- Jacobson, S.H., 1969, Hasacelebi - Hekimhan demir sahasının jeolojisi ve maden yatakları. MTA arş. No. 1042. (Yayınlanmamış).
- Jakes, P and White, A.J.R., 1971, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. of Ameri. Bull., 83, 29 - 40.
- Jensen, L.S., 1976, A new cation plat for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Dep. Mines., 66, 22.
- Karacabey, N., 1972, Divriği bölgesinin (Doğu Türkiye) bazı Rudistleri. MTA Der., 78, 69-76.
- Karacabey, N., 1975, Radiolitidae'nin yeni bir cinsi: Darendella Nov. Gen. MTA Derg.,
- Kaya, O. ve Dizer, A., 1984, Bolu kuzeyi st Kretase ve Paleojen kayalarının stratigrafisi ve yapısı. MTA Derg., 97/98, 57-78.
- Kaya, O., Dizer, A., Tansel, i. ve Meriç, E., 1984, Ereğli (Zonguldak) alanının Kretase stratigrafisi. MTA Derg., 99/100, 19-33.
- Kaya, O., Dizer, A., Tansel, i. ve zer, S., 1986, Yığılca (Bolu) alanı st Kretase ve Paleojenin stratigrafisi. MTA Derg. 107, 13-32.
- Ketin, i., 1959, Türkiye'nin orojenik gelişmesi. MTA Enst. Der. 53, 78-86.
- Ketin, i., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri. MTA Derg., 66, 23-24, Ankara.
- Ketin, i., 1971, Elazığ - Palu - Pertek bölgesinin jeolojik etdne ait rapor. TPAO rap. No. 664, Ankara.
- Kogarko, L.N., 1979, Role of volatiles, In. Sorenson, H. (Ed), the alkaline rocks, John Wiley and Sons, New York, 474 - 487.
- Koçyiğit, A., zkan, S. ve Rojay, B.F., 1988, Examples from the forearc basin remnants at the active margin of northern Neo - Tethys, Development and emplacement ages of the Anatolian Nappe, Turkey.
- Kovenko, V., 1940, Hasacelebi mıntıkası demir yatakları. MTA dergisi, yıl 5, sayı 1/8, Ankara.
- Kozlu, H., Günay, Y., Dercourt, P., Cross, P., Bellier, J.P.,

- 1990, Doğu Toros bölgesinde, Neo - Tetis'in konumu. Türkiye 8. Petrol Kong., TPJD, TMMOB PMO, 387-403.
- Krumbein, F.C. and Sloss, L.L., 1963, Stratigraphy and sedimentations, W.H. Freeman and Company, San Fransisco and London.
- Kurt, M. ve Akkoca, A., 1974, Malatya - Hekimhan - Hasaecelebi demir yatağının jeoloji raporu. MTA Mad. Etü. Dai. Arş. Rap. No. 1617/1 - 12. (Yayınlanmamış).
- Kurtman, F., 1961, Sivas - Divriği arasındaki sahanın jeolojisi ve jipsli seriler hakkında müşahedeler. MTA Dergisi, no: 56, Ankara
- Kurtman, F., 1963, Tecer Dağları'nın jeolojisi ve alacalı seri hakkında bazı müşahedeler. MTA Dergisi, VIII, 1 - 2.
- Kurtman, F., 1978, Gürün bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri. MTA dergisi, Ankara.
- Leo, G.W., vd., 1978, Geology and mineral resources of the Kuluncak - Sofular. MTA Mad. Etüd. Dai. Arş. Rap. No. 1308.
- Livermore R.A. ve Smith A.G. (1983), Relative motions of Africa and Europe in vicinity of Turkey: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C., ed., Geolgy of Taurus Belt, International Symposium, 26 - 29 September, Ankara - Turkey.
- Mac Donald, G.A. and Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas. Jour. Petro., 5, 82 - 133.
- Meriç, E. ve Görür N., 1980, Haymana - Polatlı havzasındaki aldağ kireçtaşının yaş konağı. MTA Enst. Dergisi, 93/94, 137 - 141.
- Meriç, E. ve Şengüler, İ., 1986, Göynük (Bolu, KB Anadolu) çevresinde Üst Kretase - Paleosen stratigrafisi üzerine yeni görüşler. JMO Derg., 29, 61-64.
- Miall, A.D., 1977, A review of the braided river depositional environments. Earth Sci.Revs., 13, 1 - 62.
- Michard, A., Whitechurch, H., Ricou, L.E., Montigny, R. and Yazgan, E., 1983, Tauric subduction (Malatya - Elazığ provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society, London, 17.
- Middlemost, E.A.K., 1980, A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks. Geol. Mağ. 117, 51-7
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics and origin of ophiolites. Jour. Geol., 83, 249 - 281.

- Norman, T., 1990, Orta Anadolu'da Hafik (Sivas) kuzeyindeki melanj kuşağının yapısal gelişimi hakkında. Tür. 8. Pet. Kon., 107-112.
- Önder, E., 1987, Türkiye demir yataklarının özellikleri, ülke olanakları MTA'nın demir aramacılığındaki yeri, bir örnek olarak Attepe yatağı. MTA 50. Yıl Simp. Bild. .
- Örçen, S., 1986, Medik - Ebreme (KB Malatya) dolayının biyostatigrafisi ve paleontolojisi. MTA Derg., s: 105 - 106, 39 -69.
- Özçelik, M., 1985, Malatya güneydoğusundaki Maden mağmatik kayaların jeolojisi ve tektonik ortamına jeokimyasal bir yaklaşım. TJK Bülteni, 28, 19 - 34.
- Özdemir, O., 1975, Evaporitler 1. TPAO yayını, Ankara.
- Özer, S., 1981, Rudist yığılımlarının petrol açısından önemi. Yeryuvarı ve İnsan, Sayı 1 - 2, 34 - 37.
- Özer, S., 1986, Kahta - Adıyaman dolay Maestrihtiyen rudist faunası. MTA dergisi, 141 - 145.
- Özer, S., 1988, Orta - Doğu - Güneydoğu Anadolu ve yarımadasında bulunan Pironaca (Rudist) türlerinin paleontolojisi ve biyocoğrafyası, c: 31, s:1, 47 - 59.
- Özer, T., 1978, Kırmızı Tepe - Fenk Tepe civarının jeoloji raporu. MTA Mad. Etü. Dai. Arş. Rap. No. 1662. (Yayınlanmamış).
- Özer, T., Kuşcu, A.E., 1983, Malatya - Hekimhan - Karakuz demir madeni jeoloji ve rezerv raporu. MTA Mad. Etü. Dai. Arş. Rap. No. 1856. (Yayınlanmamış).
- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. TJK Bül., 19, 1, 65-78, Ankara.
- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Bingöl, I., Şenol, M., Uysal, S., 1981, Munzurların Temel Jeoloji Özellikleri. MTA Rap. No. 6995 (Yayınlanmamış).
- Özkaya, i., 1982, SE Türkiye'de ters fay kuşağındaki saha çalışmaları. Tectonophysics, 103 - 106.
- Öztürk, H., 1991, Divriği ve civarının temel stratigrafisi ve yayardı havza gelişimi. 44. TJK Bil. Özl. JMO, Ankara.
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed). Andesites. New York. John Willey and Sons, 525-48.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of

granitic rocks. J. Petrolgy, 25, 956 - 83

- Pearce, J.A., Bender, J.F., De'Long, S.E., Kidd, W.S.F., Wolf, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. ve Mitchell, J.G., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Jour. of Volc. and Geoth. Res., 44, 189-229. Elsevier Science Pub. B.V. Amsterdam.
- Perinçek, D., 1979a, Palu - Karabegan - Elazığ - Sivrice - Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları. TPAO Arş. No. 1361.
- Perinçek, D., 1979b, Interrelations of the Arap and Anatolian plates. Guide Book for Excursion B, first Geological Congress on Middle East.
- Perinçek, D., 1980a, Bitlis metamorfitlelerinde volkanitli Triyas. TJK Bülteni, 23, 201 - 210.
- Perinçek, D., 1980b, Güneydoğu Anadolu'da allokton birimler. 33. Tür. Jeo. Bil. Tek. Kur. Bildiri Özleri, 115 - 116.
- Perinçek, D., ve Özkaya, İ., 1981, Arabistan levhası kuzey kenarının tektonik evrimi. Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Enst. Bült., 8, 91 -101.
- Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1983, Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin - Elbistan - Doğanşehir region (Eastern Taurus). Geology of the Taurus Region, Int. Symp. on the Taurus Belt.
- Perinçek, D., Kozlu, H., Günay, Y., 1987, Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgesindeki yanal atımlı faylar ile ilgili yeni gözlemler. Türkiye 7. Petrol Kongresi Tebliğleri, TPJD, TMMOB Petrol Mühendisleri Odası, 89 - 104, Ankara.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1972, Sand and sandstone Springer - Verlag Berlin Reidelberg New York.
- Pettijohn, F.J., 1975, Sedimentary Rocks. Harper International edition. Harper & Row, Publishers. New York, Evanston, San Francisco and London.
- Pilz, P., 1937, Eisenvorkommen westlich und östlich von Hasaңcelebi bei Deveci, Karakuztepe und Çaltepe. Unveröff, Ber., MTA archiv, Ankara.
- Poldini, M., 1936, Hasaңcelebi bölgesinde manyetit yataklarının keşfi hakkında rapor. MTA derl. rap. No. 472. (Yayınlanmamış).
- Ricou, L.E., 1971, Le croissant ophiolitique peri-arabe: une ceinture de nappes mises en place au Cretace superieur. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 13, 327-349.

- Ricou, L.E., Argyriadis, I. ve Marcoux, J., 1975, L'Axe calcaire du Taurus un alignement de fenetres arabo-africains sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et metamorphiques. Bull. Soc. Geol. Fr., 7, 17, 1024-1044.
- Ricou, L.E., Marcoux, J. and Whitechurch, H., 1984, The Mesozoic organization of the Taurides: one or several ocean basins ?, in: Dixon, J.E. and Robertson A.H.F. ed., The geological evolution of the Eastern Mediterranean, Blackwell, Oxford, 349-360.
- Rigo de Righi, M., Cortesini, A., 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull., 48, 1911 - 1937.
- Rittmann, A., 1962, Volcanoes and their activity. John Wiley and sons. New York, London.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984, Introduction aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. The Geological Evaluation of the Eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society, London 17, 1 -74.
- Sincan, M. ve İrkeç, A.T., 1980, Malatya - Hekimhan Zorbehan Dağı dolomit etüd raporu. MTA E.H.D. arşiv, rap. No. 0683.
- Shaw, D.M., 1960, The geochemistry of scapolite. Part I. Previous work and general minerology. Jour., Petr., 1, 218 - 60.
- Sonel, N., Sarı, A., Coşkun, B. ve Tozlu, E., 1989, Boyabat (Sinop) havzası Ekinveren fayının petrol aramalarındaki önemi. Tür. Jeo. Bül. 32/1-2, 39-51.
- Sorenson, H., 1979, Origin of alkaline rocks. A summary and retrospect. In: Sorenson, H. (Ed). the alkaline rocks, John Willey and Sons, New York, 535 - 539.
- Stchepinsky, V., 1944, Malataya Bölgesi'nin jeolojisi ve mineral varlıkları. MTA dergisi, 9, 1/31, 79 - 105.
- Streickeisen, A.L., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry) N. Jb. Miner. Abh., 107, 144 -240.
- Sungurlu, O., 1974, VI Bölge kuzeyinin jeolojisi ve petrol imkanları. Türkiye 2. Petrol Kongresi tebliğleri, 85 -107.
- Sungurlu, O., Perinçek D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E., Naz, H., 1985, Elazığ - Hazar - Palu alanının jeolojisi. T.C. PİGM dergisi, No. 29, 85 - 189, Ankara.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1986, Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. MTA dergisi, 73 - 94.

- Şaroğlu, F., Emre, Ö., 1987,** Karacalıdağ volkanitlerinin genel özellikleri ve Güneydoğu Anadolu otoktonundaki yeri. Türkiye 7. Petrol Kongresi. 384 - 391.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981,** Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181 -241.
- Şengün, M., Keskin, H., Akçören, F., Altun, İ., Sevin, M., Akat, V., Armağan, F. ve Acar, Ş., 1990,** Kastomonu yöresinin jeolojisi ve Paleotetis'in evrimine ilişkin jeolojik sınırlamalar. TJK Bülteni, c: 33.
- Tansel, İ., 1989,** Ağva (İstanbul) yöresinde Geç Kretase - Paleosen sınırı ve Paleosen stratigrafisi. TPJD Bült., 1/3, 211-229.
- Tarhan, N., 1984,** Göksun - Afşin - Elbistan dolayının jeolojisi. JMO dergisi, 19, 3 - 9, Ankara.
- Tarhan, N., 1986,** Doğu Toroslar'da Neo - Tetis'in kapanımına ilişkin granitoid mağmaların evrimi ve kökeni. MTA dergisi, 107, 95 - 110.
- Tokay, M., 1952,** Karadeniz Ereğlisi - Alaplı - Kızıltepe - Alacaağzı bölgesi jeolojisi. MTA Enst. Derg., 42/43, 45 - 60
- Turner, F.J. and Verhogen, J., 1960,** Igneous and metamorphic petrology. Mc. Graw - Hill Book Co. Inc., New York.
- Üşümezsoy, Ş. ve Ulakoğlu, S., 1988,** Süşehri öncükür çanağının evrimi. İ.Ü. Müh.Fak. Yerbilimleri Dergisi.
- Wager, L.R., 1960,** The major element variation of the layered series of the skaergaard intrusion. Journal of petrology, 1, 364 - 398.
- Whitechurch, H., Juteau, T. ve Montigny, R., 1984,** Role of the Eastern Mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the history of the Neo Tethys. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean Special Publication of the Geological Society, London, 17.
- White, A.J.R. ve Chappell, B.W., 1977,** Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, 7 - 22.
- Whitney, J.A., Hamley, J.J., Simon, F.O., 1985,** The concentration of iron in chloride equilibrated with synthetic granitic compositions. The sulfur free system. Economic Geology. 80, 444 - 460.
- Wyllie, P.J., 1984,** Sources of the granitoid magmas at convergent plate boundaries: Physics of the Earth and planetary interiors, 35, 12 - 18.
- Winkler, H.G.F., 1975,** Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer

Verlag. New York. Heidelberg Berlin.

- Yazgan, E., 1981, Doğu Toroslar'da etkin bir paleo - kıta kenarı etüdü. H.Ü. Yerbilimleri dergisi, 7, 83 - 104, Ankara.
- Yazgan, E., 1983, A Geotraverse between the Arabian platform and the Munzur nappes. Int. symp. geol. Taurus belt, 26 - 29 sept., Ankara, Guide book for excursion V.
- Yazgan, E., 1984, Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. Int. symp. geol. Taurus belt, 199 - 208, Ankara.
- Yılmaz, S., 1960, Karakuz ve Deveci Köyü demir yatakları hakkında rapor. MTA Mad. Etü. Dai. Arş. Rap. No. 63. (Yayınlanmamış).
- Yılmaz, Y., 1975, Gevaş dolayında Bitlis masifi ve ofiyolit ilişkisi. Cumhuriyetin 50. Yılı Özel sayı, MTA, 83 - 93, Ankara.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1987, doğu anadolu'da Solhan (Muş) volkanitlerinin petrojenetik incelemesi. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Derg., 14, 133-163.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M.A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, C, Keskin M., 1987, Maraş kuzeyinin jeolojisi (Andırın - Berit - Engizek - Nurhak - Binboğa Dağları), I-II-III. TPAO rap.no. 2028
- Yoder, H.S. and Tilley, C.E., 1962, Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rocks system. Jour. Petrol., 3, 342 - 532.
- Yoldaş, R., 1972, Malatya kuzeyinin jeolojisi ve petrol olanakları. MTA rap. No. 4936, Ankara, (Yayınlanmamış).
- Zanettin, B., 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks. Episodes,7, No. 4, 19 - 20.
- Zeck, H.R., Ünlü, T., 1989, Murmana plütonunun yaşı ve ofiyolitle ilişkisi. MTA Dergisi, s: 108.
- Zimmer, E., 1952, Hasançelebi bölgesi demir yataklarında icra edilen taharriomeliyatı hakkında rapor. MTA derl. Rap. No. 2018. (Yayınlanmamış).