

8264

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ *FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ PROGRAMI

DOĞU PONTİD GÜNEY ZONUNDAKİ (BAYBURT-DEMİRÖZÜ) METAMOR-
FİT-OFİYOLİT BİRLİĞİNİN (PULUR MASİFİ) JEOTEKTONİK ANLAMI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeol. Müh. Yılmaz Erdal HABİBOĞLU

Kasım - 1989

TRABZON

T. C.
YÜKSEKÖĞRETİM KURUMU
Dokümantasyon Merkezi

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ*FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ PROGRAMI

DOĞU PONTİD GÜNEY ZONUNDAKİ (BAYBURT-DEMİRÖZÜ) METAMOR-
FİT-OFİYOLİT BİRLİĞİNİN(PULUR MASİFİ) JEOTEKTONİK ANLAMI

Jeol. Müh. Yılmaz Erdal HABİBOĞLU

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde

"Jeoloji Yüksek Mühendisi"

Ünvanının Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 30. 11. 1989

Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 28. 12. 1989

Tez Danışmanı : Doç. Dr. Osman BEKTAŞ

Jüri Üyesi : Doç. Dr. Erkan TANYOLU

Jüri Üyesi : Doç. Dr. Salim GENÇ

Enstitü Müdürü : Doç. Dr. Temel SAVAŞKAN

Kasım - 1989

TRABZON



Kıymetli Anne ve Babama,

Ö N S Ö Z

Doğu Pontid Güney Zonunda (Bayburt-Demirözü) yüzeyleme veren metamorfit-ofiyolit birliğinin jeotektonik önemini ortaya koymayı amaçladığım bu çalışma Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Anabilim Dalında Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

Bölgedeki saha çalışmaları 1987 ve 1988 yılı yaz aylarında 20'şer günlük arazi çalışması şeklinde yapılmış ve alınan örnekler bölümümüz laboratuvarlarında petrografik, paleontolojik ve jeokimyasal olarak incelenmiştir.

Bu çalışmanın hazırlanması sırasında desteğini esirgemeyen tez hocam Sayın Doç. Dr. Osman BEKTAŞ'a içtenlikle teşekkür ederim. Ayrıca petrografik kesitlerin incelenmesinde yardımcı olan hocam Sayın Prof. Dr. Mustafa ASLANER'e, paleontolojik kesitlerin incelenmesinde yardımcı olan hocam Sayın Prof. Dr. İsmet GEDİK'e ve jeokimyasal analizlerde Sayın Araş. Gör. Ali VAN'a teşekkürü bir borç bilirim.

Saha çalışmaları sırasında her türlü kolaylığı gösteren Karayaşmak, Güçlü, Güvercindere, Pınarcık köyü muhtar ve sakinlerine, emeği geçen tüm arkadaş ve görevlilere ayrı ayrı teşekkür ederim.

Yılmaz Erdal HABİBOĞLU

İ Ç İ N D E K İ L E R

ÖZET	IV
SUMMARY	VI
BÖLÜM I. GİRİŞ	1
1.1. COĞRAFİ DURUM	1
1.2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	3
BÖLÜM II. STRATİGRAFİ VE PETROGRAFİ	6
2.1. PULUR MASİFİ	
2.1.1. Ad, yayılım, topoğrafik görünüm	8
2.1.2. Alt-üst sınırlar, kalınlık	9
2.1.3. Litoloji	9
2.1.3.1. İki mikalı gözlü gnays	10
2.1.3.2. Kuvars-mika şist	13
2.1.3.3. Kuvars-kloritoid kalk şist	14
2.1.3.4. Amfibol şist	16
2.1.3.5. Amfibolitler	18
2.1.3.6. Meta kuvarsitler	19
2.1.4. Pulur Masifinin metamorfizması	20
2.1.5. Metamorfizma fasiyesleri, ısı ve basınç şartları	21
2.1.6. Pulur masifinin yaşı	23
2.1.7. Deneştirme	24
2.2. DEMİRÖZÜ OFİYOLİTİK KARMAŞIĞI	
2.2.1. Ad, yayılım, topoğrafik görünüm	26
2.2.2. Alt-üst sınırlar, kalınlık	27
2.2.3. Litoloji	27
2.2.3.1. Serpantinleşmiş peridodit	28
2.2.3.2. Gabro, diyorit, kuvarslı diyorit	31
2.2.3.3. Diyabaz, dolerit, mikrodiyorit	35

2.2.4. Yaş	37
2.2.5. Deneştirme	38
2.3. HAMURKESEN FORMASYONU	
2.3.1. Ad, yayılım, topoğrafik görünüm	39
2.3.2. Alt-üst sınırlar, kalınlık	40
2.3.3. Litoloji	40
2.3.3.1. Ağgi konglomera üyesi	40
2.3.3.2. Volkano-tortul birimler	44
2.3.4. Yaş	54
2.3.5. Ortamsal yorum	55
2.3.6. Deneştirme	56
2.4. TOMBUL TEPE DİYABAZI	
2.4.1. Ad, yayılım, topoğrafik görünüm	59
2.4.2. Alt-üst sınırlar, kalınlık	59
2.4.3. Litoloji	59
2.4.4. Yaş ve deneştirme	62
2.5. KUKULUÇ DASİTİ	
2.5.1. Ad, yayılım, topoğrafik görünüm	63
2.5.2. Alt-üst sınırlar, kalınlık	63
2.5.3. Litoloji	63
2.5.4. Yaş ve deneştirme	65
2.6. ALÜVYONLAR	66
BÖLÜM III. JEOKİMYA VE PETROLOJİ	67
BÖLÜM IV. TEKTONİK	
4.1. KIVRIMLI YAPILAR	75
4.1.1. Şistozite yapıları ve kıvrım eksen- leri	75
4.1.2. Tabakalı yapılar ve kıvrım eksenleri	75
4.2. KIRIKLI YAPILAR VE FAYLAR	79
4.2.1. Bindirme fayları	79
4.2.1.1. Pulur bindirme fayı	79

4.2.1.2. Sincanlı bindirme fayı	80
4.2.2. Gravite fayları	81
4.2.3. Çatlak yapıları ve dayk sistemi	81
4.2.3.1. Paleozoyik yüzeylemelerindeki çat- lak yapıları ve dayk sistemi	81
4.2.3.2. Mesozoyik yüzeylemelerindeki çat- lak yapıları	83
4.3. UYUMSUZLUKLAR	86
4.4. YAPISAL UNSURLARIN MEKANİK YORUMLAMASI	87
4.5. BÖLGENİN JEOTEKTONİĞİ	90
BÖLÜM V. EKONOMİK JEOLJİ	93
BÖLÜM VI. SONUÇLAR	94
KAYNAKÇA	96
ÖZGEÇMİŞ	104
EKLER :	
1- Jeolojik Harita	
2- Jeolojik Kesitler	
3- Örnek Alım Haritası	
4- Sondaj Verileri (DSİ)	

Ö Z E T

İnceleme alanı, Doğu Pontid Tektonik Birliğinin güney zonunda ve Trabzon H43-c1, c2, c3, c4 paftalarının içerisinde yer almaktadır.

Demirözü güneyi, alt kıta kabuğu ve manto kayalarını (Mohorovičić sınırı) birlikte yüzeyleyen ender yörelerdendir. Temeli oluşturan Pulur Masifi, granülit fasiyesinde gözlü gnays ve mikaşist, amfibolit fasiyesinde ise amfibolit ve şistlerden oluşmaktadır. Sözü edilen metamorfik kayalar ilerleyici metamorfizmanın yanında yeşilşist fasiyesinde gerileyen metamorfizma koşullarına maruz kalmıştır. Bu gerileyen metamorfizma koşulları masifin daha sığ derinliklere yükselmesi sırasında kazanılmış olmalıdır. Pulur Masifi içerisinde intrüzyonlar halinde bulunan Demirözü ofiyolitik karmaşığı peridotit-gabro-diyorit-kuvarslı diyorit v.b. birimlerden oluşmaktadır.

Metamorfitler üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelen riftleşme ile ilgili Liyas yaşlı Hamurkesen formasyonu, tabanda konglomera, kumtaşı, marn, killi kireçtaşı ardalanması ve bunlara eşlik eden bimodal (bazik-asidik) volkanizmanın lav ve piroklastikleri ile karakteristiktir. Doğu Pontidler'deki Liyas çökellerinin, kuzeyde kıtasal kabuğun daha üst zonlarını temsil eden düşük dereceli metamorfitler ve sığ granitler üzerinde görülmesi, daha güneyde aynı rift çökellerinin daha yüksek dereceli metamorfitler üzerinde bulunması, ayrıca bu metamorfitlerin peridotit-gabro-diyorit intrüzyonları ile kesilmesi, adı geçen dönemde kuzeyden güneye doğru gerilme rejimine bağlı olarak kabuk incelmesinin geliştiğini ortaya koyar.

Demirözü güneyinden sağlanan jeolojik bulguların yanı sıra petrokimyasal veriler Doğu Pontid Güney Zonunda Liyas veya Liyas öncesi dönemde kıtasal bir riftleşmeyi kanıtlar niteliktedir. Metamorfizmaları kesen doğu-batı doğrultulu daykalar, bimodal volkanizma ve Liyas yaşlı rift çökelleri adı geçen dönemdeki ekstansiyon rejiminin bir sonucudur. Bu ekstansiyon rejimine eşlik eden aktif veya pasif manto yükselişi ve ilerleyici kısmi ergime modern rift bölgelerinde olduğu gibi yüksek $TiO_2(>1)$ ve düşük $TiO_2(<1)$ 'li bazaltları birlikte bulundurur. Bu bazaltların uyumsuz iz element içeriklerine göre hazırlanmış değişik diyagramlar Liyas dönemindeki rift volkanizmasının, okyanus ortası/sırtı bazaltlarına geçişli kıta içi bazaltları ile kalkalkali-alkali nitelikli adayayı bazaltları özelliğinde olduğunu göstermiştir.

İnceleme alanında birbirinden oldukça farklı üç paleo-stres konumu saptanmıştır. Özellikle Alt Kretase sonrası(?) oluşan KD-GB doğrultulu ters faylar ve buna paralel kıvrım eksenleri yörenin en önemli tektonik unsurlarıdır.

Yörede kayda değer ekonomik bir potansiyele rastlanmamıştır.

S U M M A R Y

The study area is situated in the Southern Eastern Pontid which one of the main tectonic units of Turkey.

Demirözü country is a exceptional place where lower continental crust and upper mantle rocks are exposed together (Mohorovičić discontinuity). These lower continental crustal rocks, composed of greenschists, amphibolites and gneiss, are conventionally called as "Pulur Massive" in literature. Pulur Massive shows the evidences of progressive and retrogressive metamorphism. The latter must be related to uprising of the massive to shallower dept during the thinning processes of continental crust before Lias.

We found out numereous scattered peridotite-gabbro-diorite intrusions in the Pulur Massive and named them as "Demirözü ophiolitic complex".

Hamurkesen Formation, rest on the metamorphic basement, is characterized by bimodal volcanism (basalt and dacite) and associations of conglomerata, sandstones, claystones and limestones.

If we regard the properties of the basement rocks of the Early Mesozoic basins in the Eastern Pontids, we can infer that Liassic volcano-sedimentary series are underlain by different rocks representing different crustal level. While Liassic rocks with ammonites cover the low degree metamorphic rocks or granites at the north; the rocks at the same lithofacies rest directly on the high grade metamorphic rocks intruded by peridotite-gabbro-diorite at the south.

The change of the rock properties of the basement implies that crustal thinning took place from north to south depending on extensive regime before Lias.

In addition to geological observations petrochemical data obtained from Liassic volcanites and dykes testify the rifting of Eastern Pontids during Lias.

Extansional régime, associated to active or passive mantle uprising, may cause to progressive partial melting characterized by high $TiO_2 (>1)$ and low $TiO_2 (<1)$ Liassic basic magmatism. Low TiO_2 arc basalts and high TiO_2 MORB and WPB basalts may have been derived from similar portions of mantle under hydrous conditions provided by descending lithosphere slab (arc lavas) and unhydrous conditions (MORB/WPB) with different partial melting. This type of magmatism is typical to the modern to ancient back arc basins in the world.

Study area was effected by three different paleostress directions. Especcially thrust faults and NE-SW direction and parallel fold axes which were formed after Lower Cretaceous are the main tectonic units of the area.

We couldn't observe any economic ore deposits and industrial raw material in the study area.

BÖLÜM 1 : GİRİŞ

Doğu Pontid-Güney Zonunda bu güne kadar yapılan jeolojik çalışmalarda bölgenin jeotektoniği hakkında çeşitli görüşler sunulmuş ve yorumlanmıştır. Demirözü ilçesine bağlı Karayaşmak köyü güneyinde yüzeyleme veren orta-yüksek dereceli metamorfitlerle birlikte bulunan ofiyolitik kayalar ve bunları kesen bazik dayklar, Liyas veya Liyas öncesi kabuğun riftleşmesi ve evrimi konusunda bilgi vereceği düşünülmüştür. Öte yandan bölgedeki metamorfit-ofiyolit kayaç birliğinin Kızıldeniz gibi riftleşmiş ve açılmakta olan okyanus tabanı kayaları ile karşılaştırılması ve riftleşme ile ilgili bulguların saptanmasına çalışılmıştır.

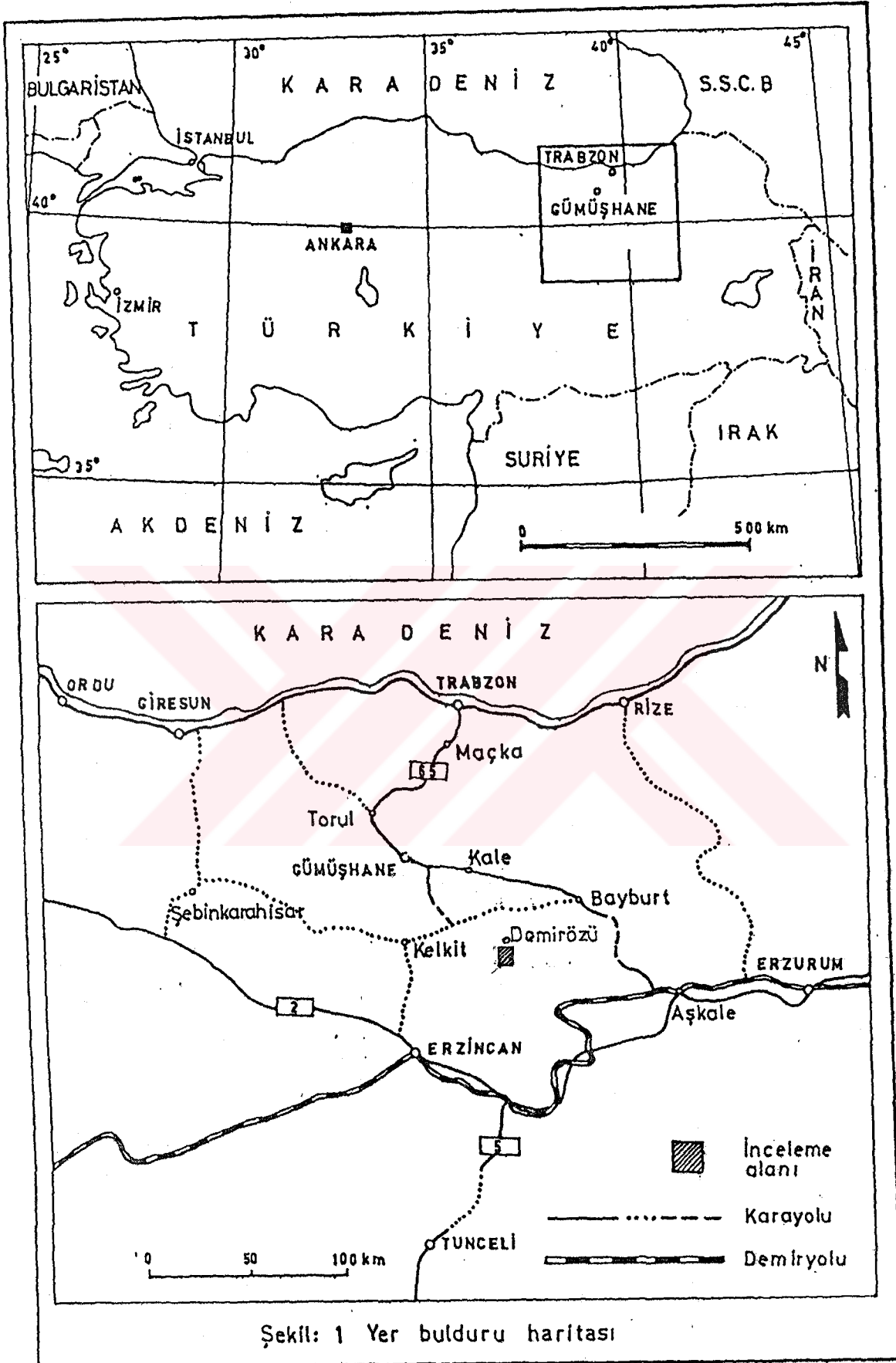
1.1. COĞRAFİ DURUM

İnceleme alanı, Bayburt iline bağlı Demirözü ilçesinin 5 km. güneyinde olup 72 km² dir (Şekil 1). Önemli yerleşim yerleri Karayaşmak, Güvercindere (Aşutka), Güçlü (Zarani), Işıkova (Cenci) ve Pınarcık (Öksürüç) köyleridir.

Demirözü yöresi, Lori deresini içine alan ova dışında oldukça engebeli bir topoğrafya sunar. En yüksek noktaları Sarıgüney Tepe (2075 m), Ziyaret Tepe (2060 m), Başut Tepe (2040 m), Sıragüney Tepe (2007 m) olarak sayılabilir. En büyük ve en küçük noktalar arasındaki kot farkı yaklaşık 500 m'dir. Sırtlar ve tepelerin oluşumunda litoloji ve tektoniğin etkisi vardır.

Doğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Karadeniz Bölgesi sınırında kalan inceleme alanında her iki bölge ikliminin etkisi görülür. Kışları soğuk ve karlı, yazları sıcak ve kurak geçmektedir.

Akarsu yatakları boyunca gözlenen elma, armut, kayısı, kavak ağaçları dışında bölge bitki örtüsü bakımından fakir-



dir. Doğal bitki örtüsü olan çalılıklar özellikle metamorfik kayaçlar üzerinde yaygın olarak gelişmiştir. Karayaşmak köyü güneyinde metamorfik ve ofiyolitik kayaçlar arasındaki sınır çalılıklarının yok olması ile belirginleşmektedir.

Yöre halkının en önemli geçim kaynakları tarım ve hayvancılıktır. Buğday ve pancar üretiminde son yıllarda göçten dolayı azalma olduğu söylenmektedir. İnceleme alanı içerisinde DSİ tarafından yapılması düşünülen sulama amaçlı Demirözü barajı tamamlandığında tarımsal alanların ve verimliliğin artacağı düşünülmektedir.

1.2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İnceleme alanı ve yakın çevresinde, jeolojik önemi yüzünden çeşitli amaçlı çalışmalar yapılmıştır.

Ketin (1951, 1983)'nin Bayburt yöresindeki çalışmalarında Paleozoyik yaşlı metamorfik temel üzerine, Sinemuriyen-Toarsiyen yaşlı volkano-tortul istifin transgresif olarak geldiği belirtilmektedir. 2000 m kalınlığındaki bu istif üzerine Malm-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları uyumlu olarak gelmektedir. Ketin, kıvrım eksenlerinin BGB-DKD yönlü olduğunu ve şiddetli kıvrımlanmadan dolayı devrik tabakalanmanın olabileceğini belirtmiştir.

Baykal (1952) Kelkit-Şiran bölgesinde yaptığı çalışmada granitler ve metamorfik kayaçlar üzerine Jura, Kretase, Eosen, Neojen tortullarının geldiğini belirtmiştir. Köse Graniti üzerine transgresif olarak gelen istifin alt kısımlarının linyitli, üste doğru spilitik lav, tuf ara katkılı konglomera, kumtaşı, marn, kireçtaşı ardalı olduğu açıklanmıştır. Toplam kalınlığı 2000 m olan bu istifin tipik bir subsidans havzasında çökelebileceği ve bu havzanın karaya yakınlığını savunmaktadır.

Ağar (1977) Demirözü-Köse arasında 450 km² lik alanın 1/50000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış ve bölgede Triyas'ın varlığını ortaya koymuştur. Ayırtladığı stratigrafi birimleri yaşlıdan gence doğru aşağıdaki gibidir :

- Üst Paleosen-Alt Eosen kırıntılı fasiyes istifisi
- Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşları
- Alt Jura kireçtaşları ve volkano-tortul birim
- Triyas yaşlı konglomera, şeyl, silttaşı, arkoz
- Permo-Karbonifer kireçtaşları
- Permo-Karbonifer öncesi metamorfik temel

Ayrıca bölgedeki şariyajın yaşı Post Berriasiyen olabileceğini belirtmiştir.

Korkmaz ve Baki (1984), Demirözü güneyinde metamorfikler üzerine gelen kömürlü seviyelerde yaptıkları palinolojik analizler sonucu Dogger yaşlı olduklarını saptamışlardır. Buna göre Dogger, Alt Liyas yaşlı kireçtaşları üzerine transgresif olarak gelmektedir.

Bergougnan (1987), Doğu Pontid Güney Zonunda yüzeylenen tüm birimleri sedimentolojik, petrografik ve tektonik olarak incelemiştir. Bergougnan'a göre Liyas yaşlı Kelkit formasyonu içindeki spilitik lavların ve içerdikleri piroksenlerin jeokimyası kesinlikle alkalin karakterde olmadığı şeklindedir. Ayrıca Doğu Pontid Güney Zonu gibi faylarla sınırlanmış havzaların sadece rift havzalarına özgü olmadığından söz eder.

Akdeniz (1988), Demirözü Permo-Karboniferi'nin ayrıntılı stratigrafik kesitlerini verdiği makalesinde Üst Karbonifer-Alt Permiyen istifinin allohton konumda olduğunu belirtir. Bunlar transgresif olarak geldikleri metamorfik kayalarla birlikte Üst Kretase sonu-Eosen başı arasında güneyden kuzeye doğru itilmişlerdir. Bu birimlerin metamor-

fik kayaç çakılları yanında granit ve volkanik kayaç çakılları içermesi bölgede Üst Karbonifer öncesi metamorfizmanın ve granitik-volkanik intrüzyonların varlığını ortaya koyar.

Tanyolu (1988) Pulur masifinin doğu kesimini çalışmıştır. Masif içerisinde iki tür metamorfizmanın varlığından ve Liyas yaşlı volkanizma içinde iri analsim kristalleri içeren bazaltların varlığından bahseder.

BÖLÜM II : STRATİGRAFİ VE PETROGRAFİ

İnceleme alanı Doğu Pontidler olarak adlandırılan (Ketin, 1966) Karadeniz Dağlarının güney zonunda (Özsayar ve diğ., 1981) yer almaktadır. Bu çalışma sonunda Demirözü güneyinde yaşlıdan gence doğru aşağıdaki stratigrafik birimler ayırtlanmıştır (Şekil 2):

- 6- Alüvyon (Al)
- 5- Kukuluç dasiti
- 4- Tombul Tepe diyabazı
- 3- Hamurkesen formasyonu (Hf)
- 2- Demirözü ofiyolitik karmaşığı (Do)
- 1- Pulur masifi (Pm)

Demirözü bölgesi yaklaşık KD-GB doğrultulu ve güneye eğimli itki dilimlerine bölünmüştür (Akdeniz, 1988). İnceleme alanı orta kesimindeki dilimde tabanı oluşturan metamorfik birimler doğu-batı uzanımlı peridotit-gabro-diorit diapirleri ile kesilmiştir. Bu birimler Hamurkesen formasyonu tarafından aşınma uyumsuzluğu ile üstlenmektedir. Hamurkesen formasyonu içinde Tombul Tepe diyabazı olarak adlandırılan dayk kümeleri yer alır. Eosen yaşlı Kukuluç dasiti çalışma alanının en genç volkanik birimini oluşturur.

İnceleme alanındaki stratigrafi birimleri Ağar (1977) Korkmaz ve Baki (1984) ve Tanyolu (1988) tarafından adlandırılmışlardır. Ancak ayırtlanmayan Demirözü ofiyolitik karmaşığı, Tombul Tepe diyabazı ve Kukuluç dasiti Türkiye Stratigrafi Komitesi Birim Adlama Klavuzuna (1981) uygun olarak tarafımdan adlandırılmıştır.

Bu çalışmada Ağar (1977) ve Korkmaz ve Baki (1984)'in kullandığı adlara olabildiğince bağlı kalınarak metamorfik kayalar Pulur Masifi, volkano-tortul istif Hamurkesen for-

ZAMAN	DEVİR	ASDEVİR	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK	LİTOLOJİ	ACIKLAMALAR					
MEZOSOYİK	SENOZOYİK	KUV.			40 m.	Alüvyon	Alüvyon					
	PALEOJEN				250 m.	Dasit yeryer andezit	Dasit yeryer andezit					
MEZOSOYİK	JURA	EÖSEN	KUKULUÇ DASITI		800 m.	Bazalt, diyabaz daykları	Bazalt, diyabaz daykları					
								LİYAS - DOĞGER(?)	TOMBUL TEPE DIABAZI	1000 - 1400 m.	Bimodal denizaltı volkanizması (Bazaltik, andezit, dasitik lav ve piroklastikleri), kumtaşı, marn, killi kireçtaşı, ardalanması	Bimodal denizaltı volkanizması (Bazaltik, andezit, dasitik lav ve piroklastikleri), kumtaşı, marn, killi kireçtaşı, ardalanması
PALEOZOYİK	PERMO KARBONİFER ÖNCESİ		DEMİROZU OFİ- YOLİTİK KARMAŞIĞI MASİFİ		> 700 m.	Dolerit, diyabaz, mikrodiyorit	Dolerit, diyabaz, mikrodiyorit					
						Gnays mikaşist amfibolit	Gnays mikaşist amfibolit					
						-x- = Kuvarslı diyorit	-x- = Kuvarslı diyorit					
						x = Diyorit	x = Diyorit					
						+ = Gabro	+ = Gabro					
						s = Serpantinize peridotit	s = Serpantinize peridotit					

Sekil:2 - Demirözü (Bayburt) bölgesi güneyinin stratigrafik kolon kesiti. (Ölçeksiz)

masyonu olarak adlandırılmıştır. Ancak bu formasyonun tabanında yer alan ve Ağgi formasyonu olarak adlandırılan konglomeratik seviyenin üye mertebesinde Ağgi konglomera üyesi olarak adlandırılması uygun görülmüştür.

2.1. PULUR MASİFİ (KORKMAZ VE BAKİ, 1984)

2.1.1. AD, YAYILIM, TOPOĞRAFİK GÖRÜNÜM

Ketin (1966) ve Baykal (1952) tarafından Türkiye'nin en yaşlı metamorfik kayaları olarak değinilen bu birimler Ağar (1977) tarafından Dolama Tepe'de yüzeylenen gnayslara izafeten "Dolama Gnaysı" olarak adlandırılmıştır. Korkmaz ve Baki (1984) Pulur Masifi terimini kullanmışlardır.

İnceleme alanının orta kesiminde KD-GB doğrultusunda yayılım gösteren Pulur masifi (Ek 1) Demirözü-Köse bölgesinde geniş yayıllıdır.

Düşük röliyefli Pulur masifi (Foto. 1) dolerit damarları ve kuvarsit aratabakalarının bulunduğu yerlerde yüksek röliyef sunar.



Foto. 1: Tombul Tepeden kuzeye bakış. Pm: Pulur masifi, Hf: Hamurkesen Formasyonu, Do: Demirözü ofiyolitik karmaşığı, oo: Ağgi konglomera üyesi, v: Bindirme fayları

2.1.2. ALT-ÜST SINIRLAR, KALINLIK

Pulur masifi bölgede temeli oluşturmaktadır. Pulur masifi metamorfik kayalarını Paharlı, Eşek ve Tombul Tepe civarında Ağgi konglomera üyesi üstlemektedir (Foto. 1, 2).

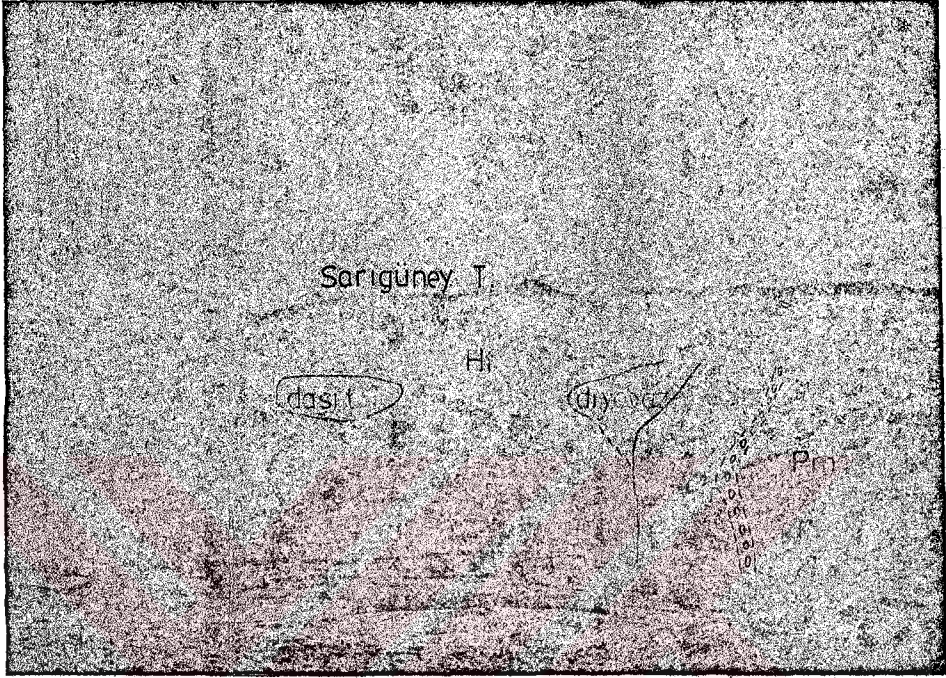


Foto. 2: Pulur masifi üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelen Ağgi konglomera üyesi (oo) Tombul Tepe diyabazı, Kukuluç dasiti ve Hamurkesen formasyonunun Sarıgüney Tepeden görünüşü. Bakış doğudan batıya.

İnceleme alanının dışında Pulur masifi, Karbonifer yaşlı Çatalçeşme formasyonu tarafından uyumsuzlukla üstlenmektedir (Akdeniz, 1988). Aynı özellik ve yaştaki bu birimi Tanyolu (1988) Pulur kireçtaşları olarak incelemiştir.

Masifin kalınlığının harita ve kesitler yardımı ile yaklaşık 1000 m. olduğunu söyleyebiliriz.

2.1.3. LİTOLOJİ

Bu başlık altında Pulur masifi metamorfik kayalarının sahada dağılımları, megaskopik ve mikroskopik gözlemler ile mineral içeriklerinden sistematik olarak bahsedilecektir.

Pulur masifinden alınan yaklaşık 50 örneğin 35'i üye-

rinde yapılan mikroskopik incelemeler sonucunda 6 özel litolojik birimden oluştuğu saptanmıştır:

- Metarkuarsit
- Amfibolit
- Amfibol şist
- Kuvars-kloritoid kalk şist
- Kuvars-mika şist
- İki mikalı gözlü gnays

Mikroskopik incelemeler sonucunda belirlenen bu litolojik birimler arasındaki karşılıklı ilişkiler belirgin değildir.

2.1.3.1. İKİ MİKALI GÖZLÜ GNAYS

Bu kayalar Karayaşmak köyünün güneyi ve Dolama Tepe civarında yüzeyleme verdiği belirlenmiştir. İri-orta kristalli ve iyi şistozite göstermeyen gnayslar, kuvars, feldispat, biyotit, muskovit, epidot, sillimanit, aktinolit, sfen ve opak minerallerden oluşur. Genellikle granoblastik strüktür (Foto. 3), ofiyolitik kayalar kontağında kataklastik strüktür (Foto 4) gösterirler.

- Kuvars kayacı oluşturan ana minerallerden olup değişik boyutlarda ve ksenoblastik kristaller halinde bulunur. Uzun kristaller şistozite düzlemlerinde yeralırlar. Granat ve feldispatlar içinde inklüzyon minerali olarak da bulunur. Kuvars oranı % 25-30'u geçmemektedir.

- Feldispatlar ana minerallerdendir. Özellikle ortoklaz ve oligoklazdan oluşmaktadır. Oligoklaz öz şekilsiz, ikizli kristaller, ikizsiz küçük taneler, poligonal veya uzunlamasına küçük kristaller halinde bulunur. Kuvars inklüzyonları ve serisit içerirler. Bazı gnays örneklerinde granat ve alkali feldispatlar etrafında biyotit, muskovit ve kuvars minerallerinin gözlü yapı (Akkök, 1981) oluştur-

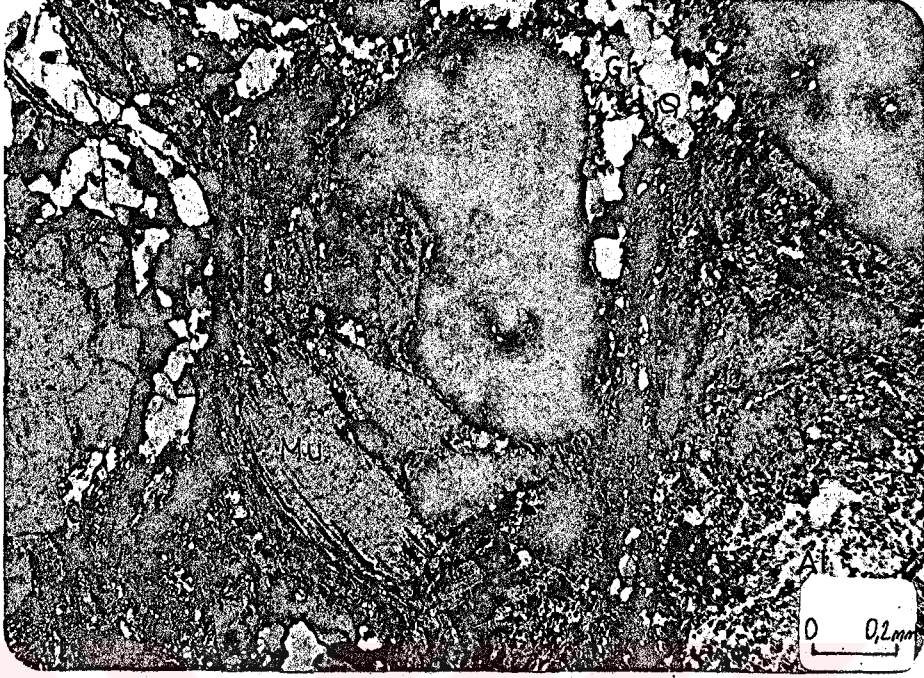


Foto. 3: İki mikalı gözlü gnayslarda granoblastik doku. Dolama tepe. Gr: Granat, Mu: Muskovit, Bi: Biyotit, Al: Alkali feldispät, Q: Kuvars (Kesit No: 85, X Nikol)

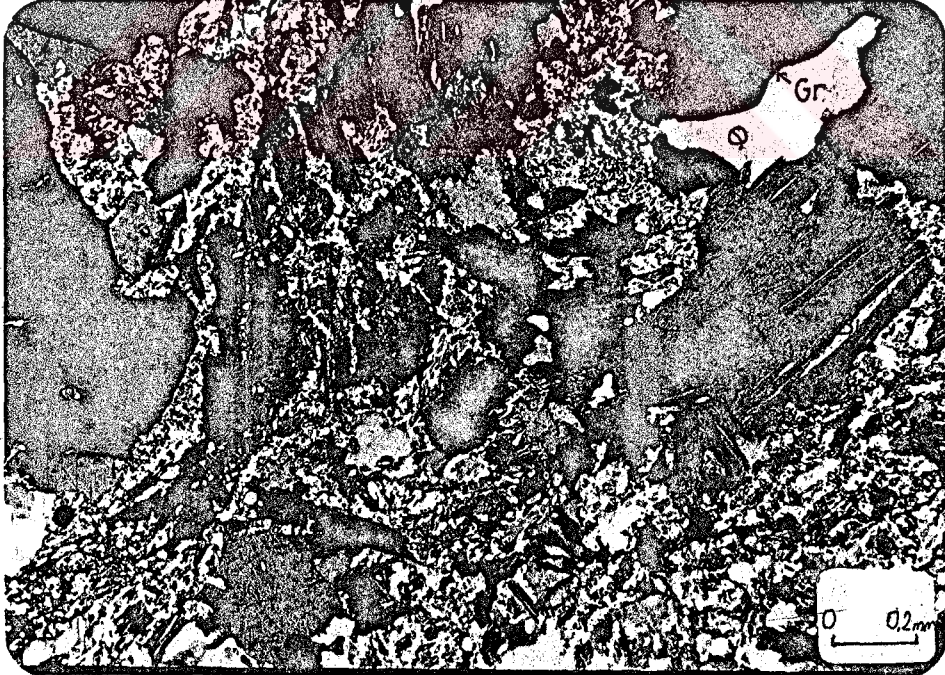


Foto. 4: İki mikalı gözlü gnayslarda kataklastik doku. Karayışmak köyü güneyi. Semboller Foto. 3'de verilmiştir. (Kesit No: K7, X Nikol)

dukları gözlenmiştir.

- Biyotit ve muskovit dağınık durumda bulunurlar. Bu mika minerallerinden biyotit, daha yaygın olarak şistoziteye uygun bazen de belli açı yapacak şekilde bulunur. Biyotit bünyesinde bulundurduğu demiri, dilinimleri boyunca dışarı atmış ve yarı öz şekilli hale gelmiştir. Muskovitlerde yerel olarak kloritleşme gözlenir. Biyotit % 20-30, muskovit % 10-15 oranında bulunur.

- Granatlar (Almandin ?) iri kristaller halinde gözleri oluşturmaktadır. Yer yer saçılmış taneler ve geniş porfiroblastlar şeklindedir. Kristallerin kenarları, düzensiz çatlak ve kırıkları boyunca kloritleşme ve yer yer de kuvars inklüzyonları yeralır. İki mikalı gözlü gnayslarda % 20-25 oranında bulunur (Foto. 3 ve 4)

- Epidot örneklerde çok az oranda (% 2-3) yeralır. Plajiyoklasların alterasyonu sonucu oluşan bu mineraller yüksek röliyef ve canlı renkler sunarlar.

- Sillimanit genelde muskovitleşmiş olduğundan tanınması zorlaşmıştır. Örneklerde % 10 oranında yarı altere olarak gözlenmiştir.

- Aktinolit genelde granat ve alkali feldispatlar içinde ikincil mineral olarak bulunur (% 2-3).

- Sfen ve opak mineraller aksesuar minerallerindedir. Genellikle biyotit ve granat kristallerine yakın bulunmaları, bunların alterasyonu sonucunda açığa çıkan demirden türediklerini düşündürmektedir.

2.1.3.2. KUVARS-MİKA ŞİST

İnceleme alanının kuzeyinde Başut Tepe civarından alınan örneklerin kuvars- mika şist olduğu belirlenmiştir. Özellikle minerallerdeki alterasyon ve demir boyamasının yaygın olması, bunun yanında diğer birimlere benzer dış görünüşleri haritalanmalarını güçleştirmektedir. Bu metamorfizmler ince-orta kristalli olup, kuvars ve mika pulları şistoziteye uyumluluk gösterir (Foto. 5). Mikroskopik incelemelerde granoblastik ve lepidoblastik yapıda kuvars, feldispat, biyotit, muskovit, granat, epidot, klorit ve opak minerallerden oluştukları belirlenmiştir.

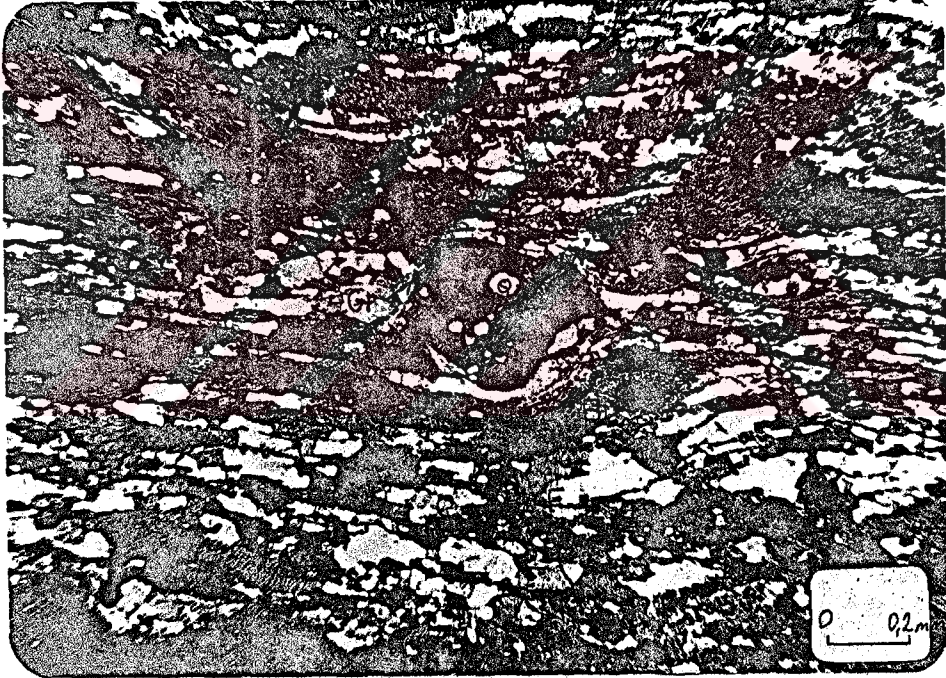


Foto. 5: Kuvars-mika şistlerde lepidoblastik doku ve saçak yapısı. Gr: Granat, Q: Kuvars, Bi: Biyotit, F: Feldispat (Kesit No:98, X Nikol)

- Kuvars en yaygın mineraldir (% 40-60). Genellikle değişik boyutlarda ve düzensiz şekillerde bulunur. Granat porfiroblastları ve feldispatlar içinde inklüzyonlar olarak bulunabilmektedirler.

- Feldispatlar mikaşistlerde gnayslara oranla daha az bulunurlar (% 10-15). Plajiyoklasların anortit içeriklerine (% 10-15) göre albit ve oligoklazdan oluştukları saptanmıştır. Alkali feldispatların diğer feldispatlara oranı % 60-70 olup ortoklaz ve mikroklin(?)dir. Albit öz şekilsiz, ikincil küçük kristaller, poligonal ve uzunlamasına küçük taneler halinde görülür. Yer yer kaolinleşmeden dolayı bulanık görülmesi kuvarsdan ayıran özelliklerdendir.

- Biyotit ve muskovit lamelleri tabakalaşma veya şistozite düzlemlerinde yoğunlaşma eğilimindedir. Mikaların çoğunluğu şistozite düzlemlerine yatar vaziyette görülmektedir. Serisit feldispatların yerel olarak gelişmiş kırıklarında veya kenarlarında alterasyon ürünü olarak görülür. Mikaların oranı % 30-35'i geçmemektedir.

- Granat şistozite düzlemlerinde rotasyonel yapılı, iri porfiroblastlar halindedir (% 5-10). Kırıklı ve çatlaklı olup mika ve kuvars kristalleri ile saçak yapısı oluşturur (Foto. 5).

- Klorit bir çok örnekte % 5 oranında retrogresif metamorfizma ürünü olarak bulunur.

- Epidot ve opak mineraller aksesuar olarak şistozite düzlemlerinde yer alırlar.

2.1.3.3. KUVARS-KLORİTOİD KALKŞİST

Güçlü köyü, Başut Tepe ve Yazı deresi civarından alınan örneklerin birkaç tanesinin mikroskop incelemeleri sonucunda kuvars-kloritoid kalkşist olarak adlandırılması uygun görülmüştür.

Bu birimler ince kristalli, yer yer iyi şistozite gösteren, gri ve grimsi sarı renkte, genelde granoblastik, bindirme zonuna yakın çevrede kataklastik doku gösteren ka-

yaçlardan oluşur. Kuvars, alkali feldispat, albit, kloritoid, kalsit ve opak minerallerden meydana gelmişlerdir.

- Kuvars örneklerde değişik boyutlarda yarı öz şekilli ve dalgalı sönme gösteren kristaller halinde bulunur. Genelde kloritoid kristalleri arasında mercek şeklinde yer alır. Feldispatlar içinde inklüzyon minerali olarak da görülür. Tüm örneklerdeki oranı % 30-35' dir.

- Alkali feldispatlar kısmen kalsitleşme ve silisleşme şeklinde altere olmuşlardır. Bu altere alkali feldispatların ortoklaz olduğu sanılmaktadır. % 20-25 oranında bulunur.

- Albit kristalleri genelde öz şekilsiz ve ikiz göstermeyen küçük taneler halindedir. Bazı örneklerde kuvars, mika ve opak inklüzyonları, bazı örneklerde de çatlakları boyunca kalsit ve serizitleşme şeklinde altere olmuşlardır (% 10).

- Kloritoid örneklerde mikaların (özellikle biyotit) alterasyonu sonucunda oluştuğunu sanıyoruz. Doğal ışıkta açık yeşil renkte ve zeytin yeşili zayıf pleokroizması vardır. Polarize ışıkta ise açık ve koyu mavi renklerde bulunur. Metamorfizma sonrası deformasyondan dolayı kıvrım, ezilme ve uzamalar meydana gelmiştir. Şistoziteye uygun yönde dizilimlerin yanısıra onu keser yönde kloritoid lamelleri de vardır (% 30).

- Kalsit örneklerde ikincil mineral olarak bulunmaktadır. Feldispatların bozulması sonucunda bu minerallerin çatlak ve kenarlarında yer yer de ayrı ayrı kristaller halinde bulunmaktadır. Tüm örneklerde kalsit oranı % 25-30 arasındadır.

- Opak mineraller % 5 oranını geçmeyecek şekilde tali mineral olarak bulunurlar. Yer yer dört kenarlı ya da

düzensiz şekillerde şistozite düzlemlerinde yatar durumda bulunurlar.

2.1.3.4. AMFİBOL ŞİST

Pulur masifi metamorfik kayaları arasında amfibolitlerle beraber en yaygın kayaç gruplarından. Beşyurt Tepe batısı vadi içlerinde ve Kavluk Tepe civarında iyi yüzeyleme vermektedir.

Amfibol şistler sahada koyu yeşilimsi ve gri bazende demir boyamasından dolayı sarımsı kırmızı renklere görülmürlür. Taze yüzeyleri ise açık yeşilimsi ve gri renklere sahiptir. Plajiyoklaslar gözle seçilebilmektedir. Mikroskopik incelemeler sonucu lepidoblastik yapıda tremolit/aktinolit, hornblend, feldispat, kuvars, zoisit, apatit, klorit ve opak minerallerden oluştuğları gözlenmiştir (Foto. 6).

- Tremolit/aktinolit örneklerde en bol oranda bulunan minerallerdendir. Genelde şistoziteye uygun dizilmişlerdir. Uzantiya dik kesitlerde dilinimler arasındaki 60° lik açı mükemmel olarak görülmektedir. Yeşil ve açık yeşilimsi renkte yaklaşık dik pleokroizma gösterirler. Bazen diğer mineraller arasında ezilmiş olarak da bulunurlar (Foto. 6).

- Hornblend maksimum sönme açısının yaklaşık 20° olması ve biraz daha canlı renkler göstermesi ile tremolitlerden ayrılmaktadır. Yer yer kalsitleşme ve epidotlaşma şeklinde altere olmuşlardır. % 15-20 oranında bulunur.

- Feldispatlar amfibol şist örneklerinde serizitleşme ve kalsitleşme şeklinde altere olmuşlardır (Foto. 6). Plajiyoklasların diğer feldispatlara oranı % 70-80 dir. Albit kristalleri öz şekilsiz hatta tanınmaz haldedir.

- Kuvars çok nadir olarak görülmekte ve oranı % 5' i geçmemektedir. Mikroskopik incelemelerde bu kuvars kristallerinin plajiyoklasların alterasyonu neticesinde oluştuğu

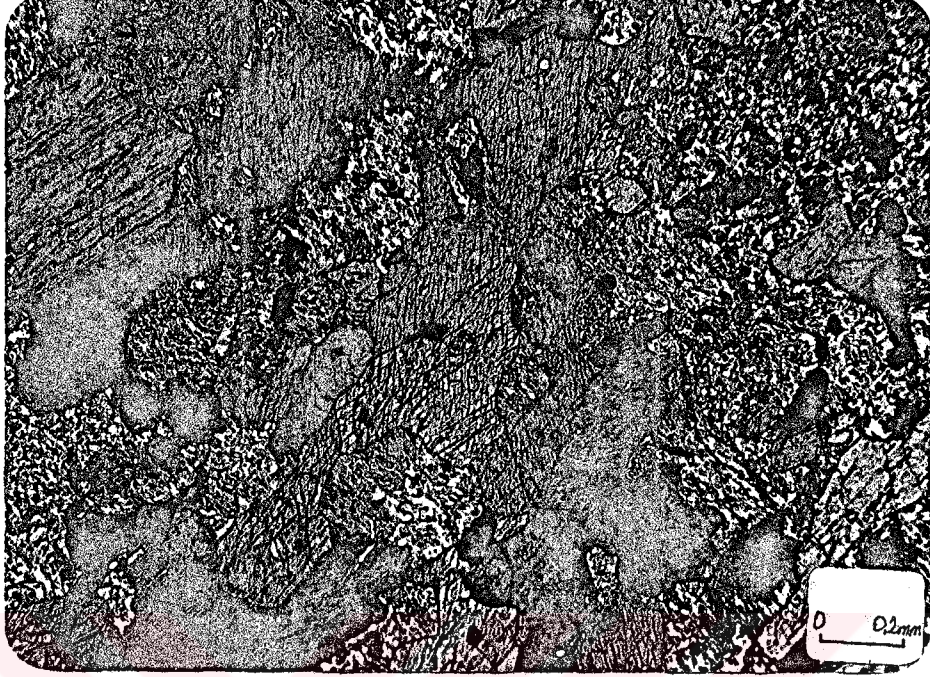


Foto. 6: Amfibol şist örneklerinde lepidoblastik strük-
türde altere feldispatların ve diğer minerallerin görünüşü.
tr: Tremolit, Ep: Epidot, Hb: Hornblend, Sr: Serizit,
(Kesit No: 35, X Nikol)

düşünülmektedir. Kuvars röliyefi düşük çatlaksız ve dalga-
lı sönmeli küçük taneler halindedir.

- Klorit amfibol minerallerinin ve yer yer de feldis-
patların alterasyonu neticesinde oluşmuştur. Bu mineralle-
rin etrafını sarar vaziyette ve küçük lameller şeklinde
görülür.

- Zoisit feldispatların içinde inklüzyonlar şeklinde
bulunur (% 5-10).

- Apatit küçük taneler halindedir (% 5).

- Opak mineraller doğal ve polarize ışıkta daima sö-
nük olmaları ile kolayca tanınırlar. Bir kısmı dörtgen, bir
kısmı ise düzensiz şekillerde dağınık durumdadırlar.

2.1.3.5. AMFİBOLİTLER

Pulur masifi'nin inceleme alanı içindeki bölümünde hemen hemen her yerde yüzeyleme veren amfibolitler en yaygın kayaç grubunu oluşturur.

Amfibolit el örnekleri koyu yeşil ve yeşilimsi gri renklidir. Bu birimler çok az şistozite gösteren veya şistozite göstermeyen, orta derecede kaba taneli ve tremolit/aktinolit kristallerinin lineer olarak dizildikleri kayaçlardır (Foto. 7). Amfibol şistlerde olduğu gibi bu kayaç grubunda da bazı mineralleri, yaygın retrograd metamorfizma değişimleri sonucunda tanımak oldukça zordur. Örneğin amfibol mineralleri ile birlikte bulunan plajiyoklas kristalleri yoğun serizitleşme ve kloritleşmeden dolayı tanınmaz durumdadır. Granoblastik ve yer yer kataklastik yapı gösterirler.

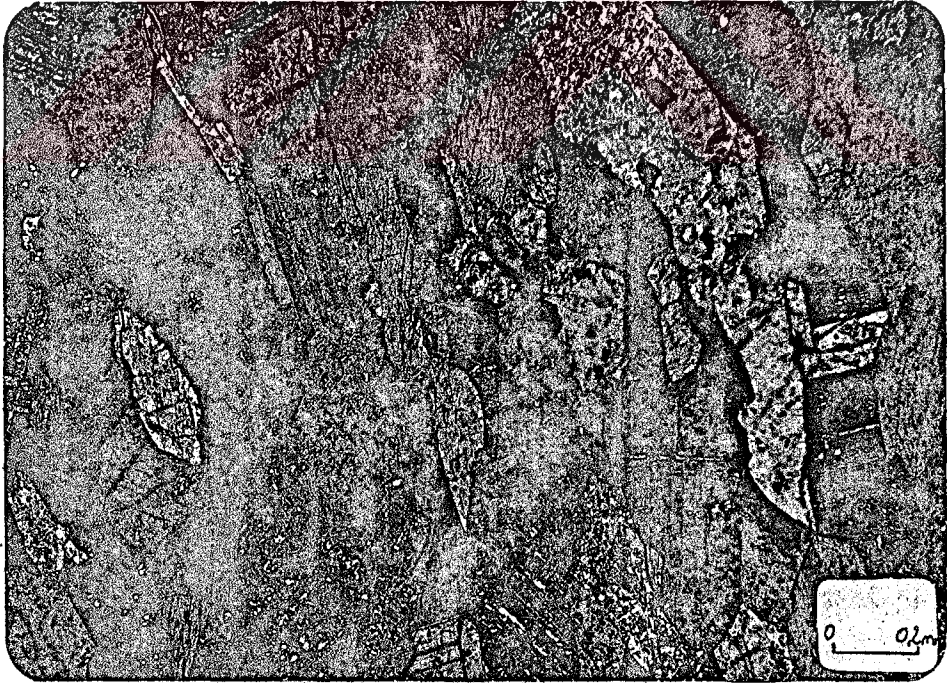


Foto. 7: Amfibolitlerde granoblastik doku, serizitleşme ve şistozite düzlemlerinde lineer olarak dizilen tremolit/aktinolit kristallerinin mikroskopta görünüşü.
tr: Tremolit/aktinolit (Kesit No: 97, X Nikol)

Amfibolitler, hornblend, tremolit/aktinolit, plajiyoklas, epidot, sfen ve opak minerallerden oluşurlar. Bu minerallerin özellikleri amfibol şistlerdekine benzer özelliklerde olduğundan tekrar değinilmeyecektir. Yalnız bu kayalarda tali mineral olarak apatit yerine sfen bulunmaktadır. Sfen, hornblend minerallerinin kenar ve çatlaklarında gözlenmesinden adı geçen mineralin bozuşması ile oluştuğu düşünülebilir.

Kırklar Deresi gabro kantağından alınan numunelerde kontak metamorfizma sonucu yeniden kristallenme ve kataklastik doku meydana gelmiştir. Netice olarak bu kayalarda bol miktarda aktinolit minerali gelişmiştir. Ayrıca daha sonraki hidrotermal olaylar neticesi talk minerali oluşmuştur.

2.1.3.6. META KUVARSİT

İnceleme alanında bindirme zonlarında belirgin olarak gözlenen meta kuvarsitler, diğer metamorfik kayalar arasında ince katmanlar halinde de bulunmaktadır. Aşınmaya karşı dirençli olmaları nedeniyle küçük zirveleri oluştururlar. Genel görünüşleri kirli sarı ve beyazımsı sarı renklidir. Granoblastik dokuda tamamen kuvars mineralinden oluşmakta olup bazı kesitlerde çok az (% 2-5) muskovitin varlığı belirlenmiştir.

- Kuvars genelde birincil olup iri kristallerden oluşur. İkincil kuvars kristalleri daha küçük taneleri oluştururlar. Bütün kuvarslar dalgalı sönme gösterir..

- Muskovit bünyesindeki demiri dilinimleri boyunca atmış ve yarı öz şekilli hale gelmiştir..

2.1.4. PULUR MASİFİNİN METAMORFİZMASI

Pulur masifi metamorfik kayaçlarının ilerleyici (progresiv) metamorfizmayla oluşan orjinal metamorfik mineral topluluğu daha sonra gerileyen (retrogresiv) metamorfizma ile değişime uğramıştır. Bu yüzden orjinal metamorfik fasiyesleri tanımlamak oldukça güçtür. Aşağıda Pulur masifi metamorfik kayaçlarında gözlenen mineral toplulukları verilmiştir. Parantez içine alınan mineraller gerileyen metamorfizma ürünü olduklarını gösterir.

Gnayslar

Kuvars, Biyotit, (Muskovit), Ortoklaz, Oligoklaz, Granat, +(Albit), +Sillimanit, +(Aktinolit), (Epidot), (Klorit), Sfen, Opak mineraller .

Mikaşistler

Kuvars, Biyotit, Muskovit, +Alkali Feldispat, +(Albit), +Granat, +(Klorit), +(Kalsit), +(Epidot), Opak mineraller .

Şistler

Kuvars, Alkali Feldispat, +(Albit), +Kloritoid, +(Kalsit), +(Tremolit/Aktinolit), +Apatit, +Hornblend, Opak mineraller .

Amfibolitler

Hornblend, (Aktinolit), Albit, +Muskovit, Kuvars, +(Epidot), +(Klorit), +(Kalsit), Opak mineraller

Daha yüksek sıcaklık minerallerinin alterasyonu sonucu oluşabilen klorit, kalsit, tremolit/aktinolit, albit yeşilşist fasiyesini karakterize eden minerallerdendir (Turner, 1968). Gözlü gnays örneklerinde yer yer gözlenen sillimanit, yüksek dereceli amfibolit-granülit fasiyesini karakterize edebilir (Winkler, 1967). Almandin bileşimindeki granat mineralleri amfibolit fasiyesinin üst derecelerine

kadar çıkmaktadır (Miyashiro, 1973).

Daha yüksek sıcaklık minerallerinin daha düşük sıcaklık mineralleri tarafından işgal edilmesi örneklerin çoğunda gözlenmektedir. Örneğin, sillimanit ve disten minerallerinin muskovitleşmesi (M. Aslaner, 1988, sözlü bilgi), piroksen minerallerinin kenarlarında gözlenen tremolit/aktinolit, granatların kloritleşmesi, plajiyoklasların albitleşmesi Pulur masifinin daha sığ derinliklere yükselmesi sırasında kazanılmış olmalıdır.

2.1.5. METAMORFİZMA FASİYESLERİ, ISI VE BASINÇ ŞARTLARI

Winkler (1967) tarafından verilen yeşilşist fasiyesinin başlangıcı daha sonra Winkler (1976) tarafından verilen çok düşük dereceli metamorfizma sınırına karşılık gelmektedir. Düşük dereceli metamorfizma olarak da bilinen yeşilşist fasiyesi tipik olarak klorit+kuvars, albit+epidot, tremolit/aktinolit+kalsit, mineral ikilileri tarafından karakterize edilir. Bunun yanı sıra profillit, margarit, kloritoid'le almandin+hornblend+albit+kuvars kümesi bu fasiyes koşulları içinde sık sık gelişir (Winkler, 1976).

Orta dereceli metamorfizma olarak da değerlendirilen amfibolit fasiyesi, diyopsit, forsterit+kalsit, grossularit, kordierit, staurolit, anortit içeriği % 20'den fazla olan plajiyoklas, ortoklaz+kordierit veya andaluzit+sillimanit+disten mineralleri ile karakteristiktir (Winkler, 1976).

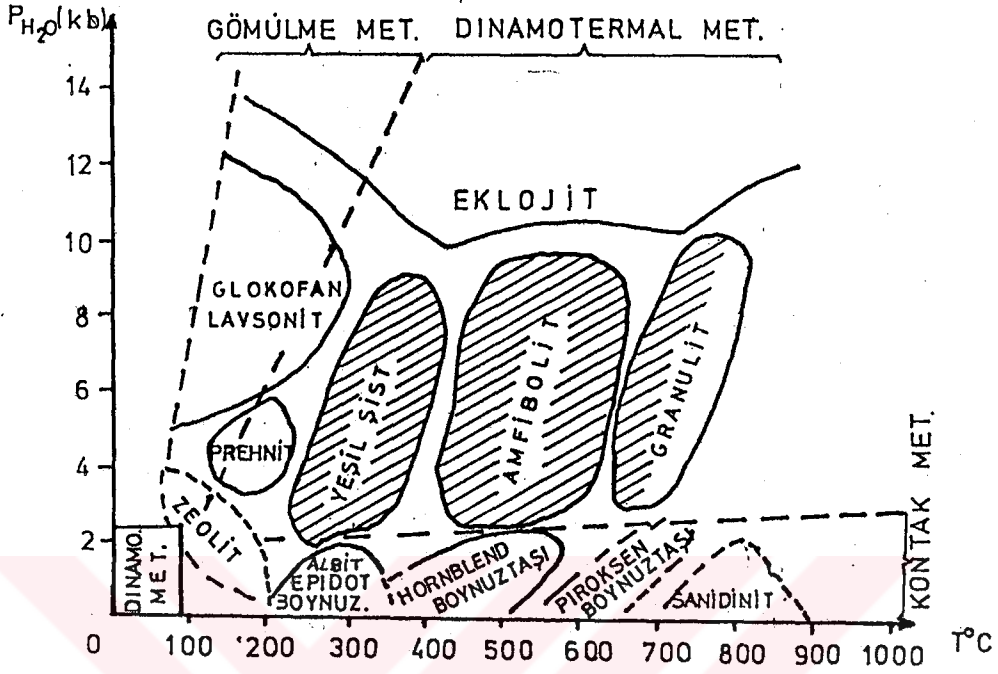
Yüksek dereceli metamorfizma olarak da adlandırılan granülit fasiyesi, amfibollerin yerini piroksenlerin alması ile karakteristiktir. Tipik mineral topluluğu olarak granat+piroksen bu fasiyesi simgeler (Turner ve Verhoogen, 1960; Winkler, 1976).

Pulur masifi metamorfik kayaçlarından alınan örneklerin mikroskop incelemeleri sonucu saptanan minerallerden (sayfa 20), Winkler (1967)'e göre amfibolit fasiyesinin orta derecelerinde, Winkler (1976)'e göre orta-yüksek dereceli metamorfizma geçirdiği söylenebilir.

İnceleme alanı metamorfik kayaçları üzerinde daha ayrıntılı çalışmalar yapmış olan Ağar (1977), katazonal metamorfizma ile oluşmuş bu kayaçların daha sonra retrograd metamorfizma geçirdiğini belirtmiştir. Yani şiddetli bir metamorfizmadan sonra tekrar mezozonal ve epizonal metamorfizma ile bu günkü durumuna dönüşmüştür. Sillimanit ve distenlerin muskovitleşmesi bu sonucu ortaya çıkarmıştır. Ayrıca biyotit ve muskovitlerde yönlü büyüme, zirkon mineralleri etrafında radyoaktif halkaların göze çarpması bunu destekler niteliktedir. Ağar (1977), bu radyoaktif halkaları inceleyerek kayaçların yaşının daha eski olabileceğini belirtmiştir.

Sonuç olarak, Pulur masifi metamorfik kayaçlarının amfibolit-granülit fasiyesinde rejyonel metamorfizma geçirdikten sonra daha sığ derinliklere yükselmesi sırasında yeşilşist fasiyesinde gerileyen metamorfizma koşullarının etkisinde kaldığı söylenebilir. İlerleyici metamorfizma esnasında kazanılan sıcaklık ve basınç koşulları Verhoo-gen (1970) tarafından verilen derinlik-sıcaklık ve basınca göre metamorfizma fasiyeslerini gösteren diyagramda görülmektedir (Şekil 3). Taralı alanlarla gösterilen Pulur masifi metamorfik kayaçlarının geçirdiği metamorfik fasiyeslerden ısının $600-800^{\circ}\text{C}$, basıncın ise 8-9 kilobar olduğu söylenebilir.

Pulur masifinde rejyonel metamorfizmanın yanında kon-



Şekil 3: Sıcaklık ve basınca göre metamorfizma fasiyeslerini gösteren diyagramda (Verhoogen, 1970) Pulur masifi metamorfizma fasiyeslerinin (taralı alanlar) sıcaklık ve basınç durumu.

tak metamorfizmanın varlığı da saptanmıştır. Karayaşmak ve Kırklar Deresi civarında, ofiyolitik kayaların kontakına yakın yörelerden alınan örneklerde kataklastik doku ve bol miktarda aktinolit mineralleri saptanmıştır. Peridotit-gabro-diorit intrüzyonu sırasında var olan metamorfik kayalar çok düşük dereceli metamorfizmaya maruz kalmışlardır.

2.1.6. METAMORFİK KAYAÇLARIN YAŞI

Pulur masifi, inceleme alanında Liyas-Dogger yaşlı Hamurkesen formasyonu tarafından aşınma uyumsuzluğu ile üstlenmektedir. Yakın çevrede Permo-Karbonifer yaşlı kireçtaşları ile uyumsuz olarak üstlendiği saptanmıştır (Ağar, 1977; Korkmaz ve Baki, 1984; Akdeniz, 1988; Tanyolu,

1988). Buna göre Pulur metamorfitlerinin metamorfizma yaşı Permo-Karbonifer öncesi olması gerekmektedir. Çökelme yaşlarının ise çok daha eski olacağı açıktır.

Akdeniz (1988), Açar (1977)'in Permo-Karbonifer yaşlı kayalardan derlediği bitki kırıntılarının (Wagner, 1980, sözlü bilgiye dayanarak) Gondwana kökenli ve Westfaliyen değil Stephaniyen yaşlı olduğunu belirtmiştir.

2.1.7. DENEŞTİRME

Pulur metamorfitleri Doğu Pontid Güney Zonunda yüzeyleme veren metamorfik masiflerle deneştirilebilir niteliktedir.

Tokat-Zile-Çekerek yöresinde (Tarhan, 1976) yüzeyleme veren yeşilşist fasiyesinde değişik litolojideki şistler, Permo-Karbonifer yaşlı Karaağaç deresi formasyonu ve Alsancağ kireçtaşları tarafından üstlenmektedir. Litoloji, yaş ve metamorfizma şekli ile deneştirilebilir bu birimler, Pulur masifinin daha üst zonlarını temsil edebilir.

Amasya yöresinde görünür temeli oluşturan yeşilşist serisi bazik veya yarı bazik kayaların düşük sıcaklıklardaki rejyonel veya dislokasyon metamorfizması ile ilişkili olabileceği düşünülmüştür (Alp, 1972). Yeşilşist serisi üzerine uyumlu olarak fillat serisi gelmektedir. Metamorfizma tipi ve yaşı ile deneştirilebilir.

Reşadiye yöresinde Paleozoik yaşta olduğu kabul edilen Tozanlı Grubu metamorfik kayaları yeşilşist fasiyesindedir (Seymen, 1975). Eosen yaşlı Çatköy formasyonu ile açısız uyumsuzlukla üstlenir. Sıcaklık ve basınç yönünden Tozanlı Grubunun geçirmiş olduğu metamorfizma koşulları Pulur masifi ile deneştirilebilir.

Bayburt yöresinde temeli oluşturan Kopuzsuyu metamorfitleri Liyas yaşlı Zimonköy formasyonu tarafında aşınma

uyumsuzluğu ile üstlenir (Özer, 1984). Şist ve gnayslardan oluşan bu birimin yaşı için Liyas Öncesi-Paleozoyik olarak düşünülmüştür. Litoloji, yaş ve metamorfizma şekli Pulur masifine benzemektedir.

Pulur masifinin batı uzantısı olarak düşündüğümüz Refahiye civarında yüzeyleme veren Ağvanis masifi, Liyas yaşlı Hacıören formasyonu ile faylı dokanak vermektedir (Pelin, 1977). Mermer, fillat, metadasit ve metaasidik plütonlardan oluşan Ağvanis masifi yeşilşist fasiyesinde rejyonel metamorfizma geçirmiştir. (Okay, 1983). Bu durumda Ağvanis masifinin Pulur masifinin daha üst kısımlarına karşılık geldiği düşünülebilir. Ağvanis masifi Eosen yaşlı kumtaşları tarafından belirgin bir uyumsuzlukla üstlenmesi çökelme ve metamorfizma yaşı için söylenebilen tek şey Eosen öncesi yaşta olduğudur.

2.2. DEMİRÖZÜ OFİYOLİTİK KARMAŞIĞI (YENİ ADLANDIRMA)

2.2.1. AD, YAYILIM, TOPOĞRAFİK GÖRÜNÜM

Çalışmamızın ana konusunu oluşturan Demirözü ofiyolitik karmaşığı (peridotit-gabro-diyorit-kuvarslı diyorit karmaşığı) önceki çalışmalarda (Korkmaz ve Baki, 1984; Çakır, 1987; Tanyolu, 1988) sadece varlığından bahsedilmiştir. Bu çalışmada ise Türkiye Stratigrafi Komitesi Birim Adlama Klavuzuna (1981) uygun olarak litodem mertebesinde adlandırılmış ve haritalanmıştır.

Demirözü ofiyolitik karmaşığı Karayaşmak, Güvercendere ve Güçlü köyleri arasında, yaklaşık doğu-batı uzantısında 4-5 km²'lik alanda mostra vermektedir (Ek 1, Foto. 8).



Foto. 8: Karayaşmak köyünün güneyinde mostra veren Demirözü ofiyolitik karmaşığı (Do), Pulur masifi (Pm), ve Hamurkesen formasyonunun (Hf) Goruk Tepeden görünüşü. Al: Alüvyon, ∇ : Bindirme fayı

Demirözü ofiyolitik karmaşığı Pulur masifinin batı uzantısı olan Yakupabdal ve Sökmen köyü civarında da most-

ra vermektedir. Aşınmaya karşı dirençli olduğundan sert röliyef sunmaktadır.

2.2.2. ALT-ÜST SINIRLAR, KALINLIK

Demirözü ofiyolitik karmaşığı bölgede ultrabazik ve bazik kayalar ile temsil edilir. Üstten sınırlanan Hamurkesen formasyonunun taban kayalarında adı geçen birimlerin çakıllarına rastlanmamıştır. Bu durumda ultrabazik ve bazik kayaların Liyas öncesi aşınma dönemi yüzeyleme vermediği sonucu çıkarılabilir. Hamurkesen formasyonu ile Hinzara düzü civarında verdiği kontak ise faylıdır (Foto. 9).

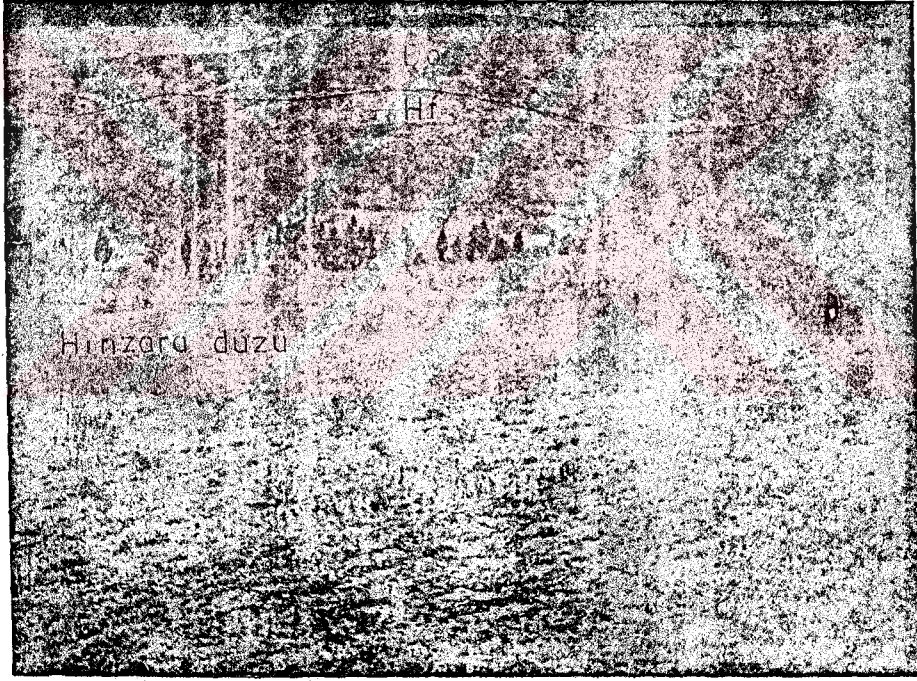


Foto. 9: Hinzara düzü civarında Demirözü ofiyolitik karmaşığı (Do) ile Hamurkesen formasyonu (Hf) arasındaki faylı dokanağın Sakızlı Tepeden görünüşü.

2.2.3. LİTOLOJİ

Demirözü ofiyolitik karmaşığı genelde 3 birimden oluşmaktadır.

- Dolerit, diyabaz, mikrodiyorit
- Gabro, diyorit, kuvarslı diyorit

- Serpantinleşmiş peridotit

Bazaltik mağmanın diferansiyasyonu ile oluşan ofiyolitik karmaşıklar, Aslaner (1973)'in İskenderun-Kırıkhan yöresinde ve İşler (1988)'in Sivas-Kurtlapa yöresinde yaptıkları çalışmalarda gözlenmiştir. Aynı şekilde Demirözü ofiyolitik karmaşığı içinde saptanan peridotitden kuvarslı diyoritlere kadar değişen sıralanma ve dereceli geçiş, aynı mağmanın diferansiyasyonu ile oluştukları görüşünü destekler niteliktedir. Ayrıca bu karmaşık içinde yazı strüktürü gösteren 4-5 m. kalınlığında granodiyorit damarı ve Tanyolu (1988) tarafından ark gerisi jeotektonik ortam göstergesi olarak yorumlanabilen analsimli bazalt bulunmuştur.

2.2.3.1. SERPANTİNLEŞMİŞ PERİDOTİT

İnceleme alanında Karayaşmak köyü güneyi, Kırklar deresi ve Güney Tepe'de yüzeyleme vermektedir (Ek 1). Kırklar Dere'sinde oldukça karmaşık durumda bulunan serpantini-ze peridotit ve gabro olası sınırla birbirinden ayrılabilir (Foto. 10). Genelde kırıklı ve çatlaklı olan peridotitlerin taze yüzeyleri siyah ve siyahımsı yeşil renklidir. Mikroskop incelemeleri sonucu lerzolit ve harzburjit oldukları belirlenmiştir.

Plajiyoklaslı lerzolit :

Kırklar deresinden alınan örneklerin çoğunluğunu lerzolit oluşturur. Siyah renkli lerzolitlerde plajiyoklas kristalleri beyaz benekleri oluşturur. İkincil magnetit mineralleri birbirine paralel çatlaklara yerleşerek belirgin olmayan bir sistrozite oluşturmuşlardır. Siderolitik strüktür (Magnetit mineralinin birincil minerallerin çevresinde ve kırıklarında yer alması; Aslaner, 1983) ve taneli strüktür gösterirler (Foto 11).

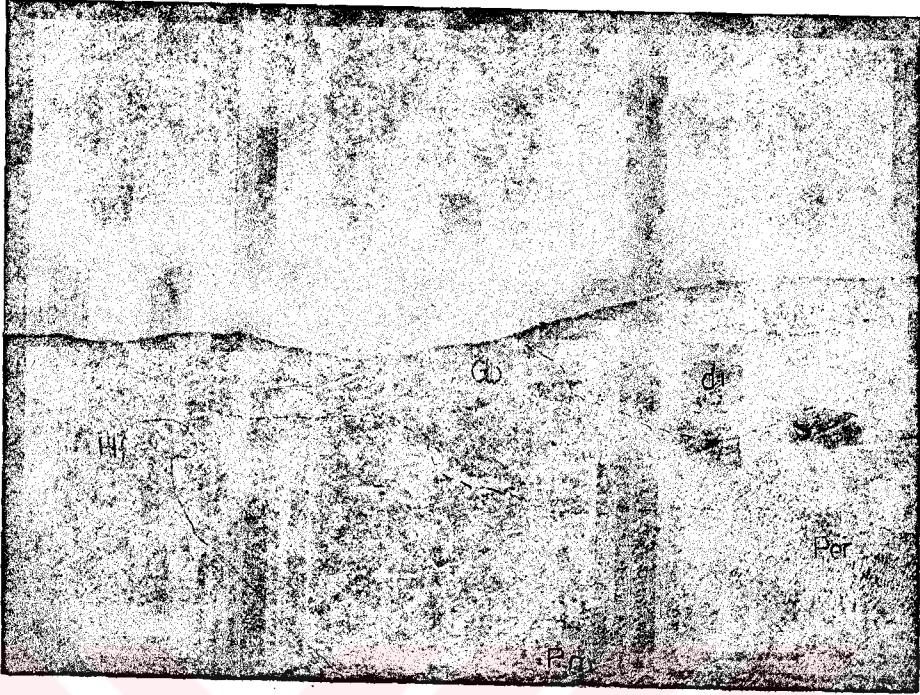


Foto. 10: Kırklar Dere'sinde tektonik olarak oldukça karmaşık durumda bulunan serpantinize peridotit (Per), gabbro (Gb), diyorit (di). Pm: Pulur masifi, Hf: Hamurkesen formasyonu, ---: Olasılı sınır.

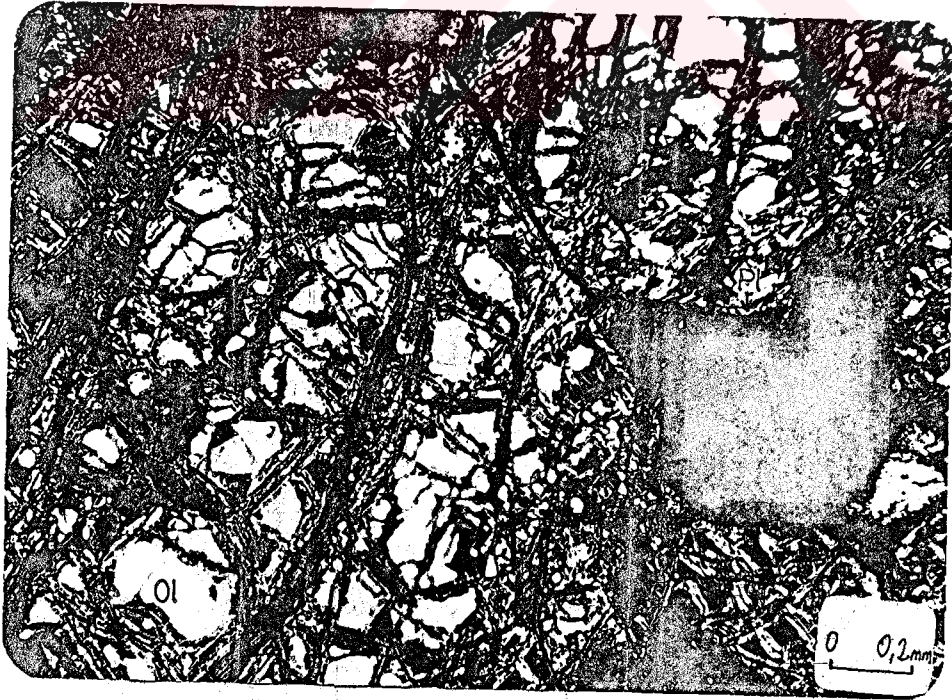


Foto. 11: Kırklar Dere'sinden alınan 42 Nolu plajiyoklaslı lertzolit örneğinde siderolitik doku, olivin (Ol) ve altere plajiyoklasın (Pl) görünüşü. (X Nikol)

- Olivin tamamen veya bazı örneklerde kısmen serpanleşmiştir. Kısmen serpantinize olduğu örneklerde fayalite yakın optik özellikler gösterir.

- Klino piroksenler egirin ve ojit bileşiminde olup kafes yapısı gösterirler. % 15-20 oranında bulunurlar.

- Ortopiroksenlerden türeyen serpantinler bastit strüktürü gösterirler. Tamamen bastit minerali tarafından kaplanan ortopiroksenlerin klinopiroksenlere oranı yaklaşık % 30'dur.

- Plajiyoklas tamamen ayrıışmış ve tanınmaz durumdadır.

- Antigorit ve krizotil olivinin kenar ve kırıklarında ağ yapısı oluşturmuşlardır (Foto. 11).

- Manyetit olivinin bünyesindeki demirin dışarı atılması ile meydana gelmiştir. Genelde olivinin çatlaklarında ve yer yer düzensiz kümeler halinde bulunur.

- Biyotit ve sfen çok az oranda (% 2-3) tali mineral olarak bulunurlar.

Plajiyoklaslı harzburjit :

Güney Tepe ve Kırklar Dere'sinden alınan serpantinize peridotit örneklerinden bir kısmının mikroskop incelemeleri sonucu harzburjit oldukları belirlenmiştir. Yine bu kayalar üzerinde altere plajiyoklas kristalleri beyaz benekleri oluşturur. Yeşilimsi siyah renkteki harzburjitler, taneli strüktürde bastit ve ağ yapısı gösterirler.

- Olivin kristalleri genelde serpantinleşmiştir. Serpantin, olivinin düzensiz kırık ve kenarlarında ağ yapısı oluşturmaktadır. Polarize ışıktaki gri ve sarımsı renklerde görülen olivin kristalleri fayalite yakın optik özellikler gösterir.

- Bastit ortopiroksenlerin alterasyonu neticesinde

oluşmuş serpantin mineralidir. Özellikle ortopiroksenlerin dilinimleri boyunca bastitleşme bariz şekilde görülür.

- Antigorit ve krizotil lerzolitlerde olduğu gibi harzburjitlerde de olivin kristallerinin çatlak ve kenarlarında ağ yapısı oluşturur.

- Plajiyoklas % 5-10 oranında serizitleşmiş ve kloritleşmiş olarak görülür.

- Manyetit olivinin çatlaklarında yer yer de düzensiz şekilli kümeler halinde bulunur (% 35-40).

2.2.3.2. GABRO, DİYORİT, KUVARSLI DİYORİT

1912 Tepe ve Güney Tepe de yüzeyleme veren gabro, diyorit, kuvarslı diyoritlerin inceleme alanının 20 km batısında Yakupabdal köyü civarında mostra verdikleri de saptanmıştır. Peridotitlerden gabroya ve diyoritlere geçiş, saha gözlemleri (Foto. 10) ve mikroskop incelemeleri ile saptanmıştır.

Melagabro :

Siyah ve siyahımsı gri renklerdeki melagabrolar Kırklar Deresi civarında, peridotit ve gabro kontağında saptanmıştır. Plajiyoklas oranında belli bir artış göze çarpmaktadır. Sahada bu birimler arasındaki sınırlar kesin olarak ayrılmadığından jeolojik haritaya olası sınırlarla geçirilmiştir (Ek 1). Melagabro örneklerinde taneli yapıda aşağıdaki mineraller belirlenmiştir: (Foto. 12):

- Olivin yarı öz şekilli (subtomorf) ve öz şekilsiz (ksenomorf) kristaller halinde görülür. Kırıkları ve kenarları serpantin ve manyetitle kaplanmıştır. % 30-35 oranında bulunan olivin, fayalite yakın optik özellikler gösterir.

- Piroksenler altere ve yarı altere olarak gözlenir. Genellikle ojit ve daha az oranda hiperstenden oluşur.

- Plajiyoklaslar tamamen altere durumdadır. Serizitleşmiş ve kloritleşmiş olan plajiyoklaslarda cins ayırımı yapılamamaktadır (Foto 12).

- Biyotit % 5-10 oranında uçları çentikli, kloritleşmiş ve ezilmiş küçük taneler halinde görülür.

- Hornblend subtomorf kristaller halindedir. Bazı kristallerin piroksenlerin kenarlarında ve içlerinde bulunması uralitleşme sonucu oluştuğunu düşündürür.

- Antigorit ve krizotil olivin mineralleri içinde ağ yapısı oluşturur.

- Manyetit genellikle olivin minerallerinin kırıklarında yer alır.

- Sfen tali mineral olarak bulunur.

Olivinli gabro :

Parlak siyahımsı renkteki olivinli gabrolar, aşınmaya karşı dirençli ve yarı alteredir. Taneli strüktür gösterirler (Foto. 13):

- Plajiyoklas otomorf ve subtomorf kristaller halinde albit ikizi gösterirler (Foto. 13). Labrador ve bitovnitden oluşan bu kristaller nadiren zonlu yapı ve haç ikizi gösterirler.

- Piroksenler yarı özgün şekilli ojit kristalleri ile temsil edilir.

- Olivin % 10-15 oranında, kırıkları ve çatlakları manyetitle dolgulânmış, yer yer kloritleşmiş olarak bulunurlar.

- Biyotit tek yöndeki dilinimi, açık ve koyu kahverengi pleokroizması ile kolayca tanınır.

- Hornblend, biyotit minerallerinden dilinimi ve sönmeye açısı ile ayrılmaktadır.

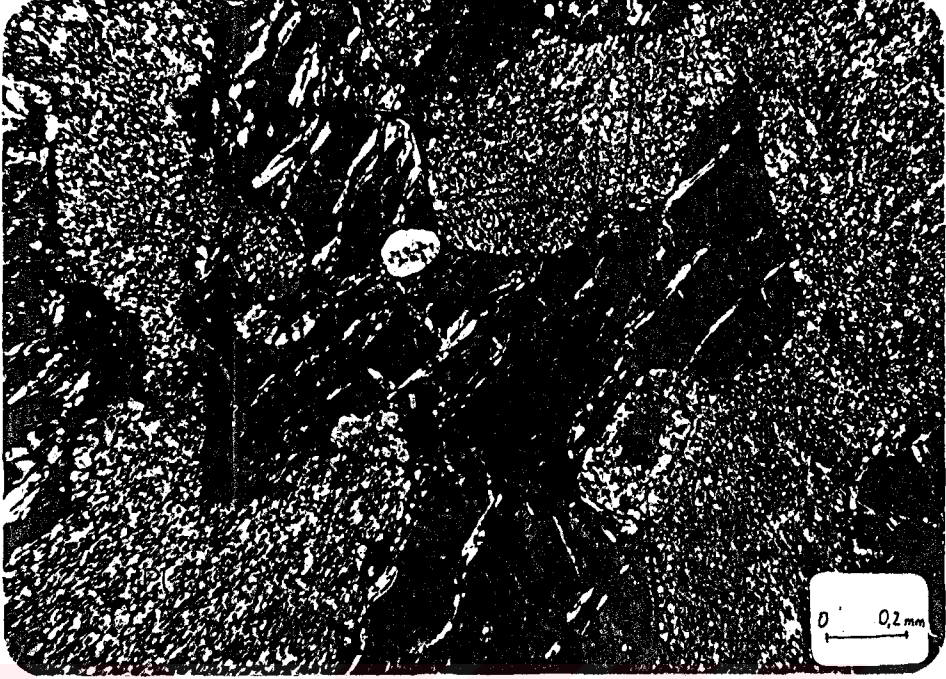


Foto. 12: Kırklar dere'si melagabro örneğinde taneli yapıda altere plajiyoklas (Pl) ve olivin (Ol) kristallerinin mikroskopta görünüşü. (Kesit No: 41, X Nikol)



Foto. 13: Olivinli gabro örneklerinde taneli doku, olivin (Ol) ve subtomorf plajiyoklas (Pl) kristalleri. (Kesit No: 73, X Nikol)

- Opak mineraller doğal ve polarize ışıkta daima sönük vedüzensiz şekillerdedir.

- Sfen % 1-2 oranında vardır.

Diyorit :

Gabrolardan dereceli olarak geçilen diyoritler, gri ve beyazımsı gri renklerde görülür. Plajiyoklas ve piroksen mineralleri gözle seçilebilmektedir. Diyoritlerde taneli dokuda (Foto. 14) aşağıdaki mineraller saptanmıştır:

- Plajiyoklaslar oldukça ayrıışmış olup çoğunluğu laborator daha az oranda andezindir. Albit ikizi gösterirler ve serizit, kalsit, epidot, klorit mineralleri içermektedirler (Foto. 14).

- Ojit, diyoritlerde % 30 oranında subtomorf olarak bulunurlar. Ojit kristallerinde ezilmeler ve hornblend, klorit ile daha çok aktinolite dönüşmeler gözlenir.



Foto. 14: Güney Tepe'den alınan diyorit örneklerinde taneli doku, altere plajiyoklas (Pl) ve ojit kristallerinin mikroskopta görünüşü. (Kesit No: 94, X'Nikol)

- Amfibol mineralleri yeşil hornblend daha az oranda aktinolitden oluşur. Aktinolit kristalleri piroksenler (ojit) içinde ikincil mineral olarak bulunmaktadır.

Kuarslı diyoritler :

Karayaşmak güneyinde yüzlek veren kuvarslı diyoritler, diğer ultrabazik ve bazik kayalara oranla daha açık renkli olup kırıklı ve çatlaklı yapıya sahiptir. Mikroskop incelemeleri sonucu taneli strüktürden doleritik strüktüre doğru geçiş saptanmıştır. Ayrıca kuvarslı diyoritleri diyoritlerden ayıran bir özellikte kuvars içerikleri (% 10) ve mafik minerallerin nispeten azlığıdır (% 30).

2.2.3.3. DOLERİT, DİYABAZ, MİKRODİYORİTLER

Pulur masifi ve Demirözü ofiyolitik karmaşığı içerisinde damar şeklinde gözlenen bu birimler koyu gri ve siyahımsı renk sunarlar. Damar kalınlıkları 1-10 m., devamlılıkları ise 300-500 m. arasındadır. Bazı damar kayalarında çok güzel soğuma çatlakları ve piroksen fenokristalleri gözle seçilebilmektedir.

Doleritler : Asiküler ve entergranüler doku gösterirler. Aşağıdaki mineraller saptanmıştır :

- Plajiyoklas en bol bulunan (% 30-40) minerallerden olup ayrışma sonucu doğal ışıktaki bulanık kahverengi renkte görünürler. Yarı özgün ve özgün şekilli plajiyoklas fenokristallerinde nadiren zonlu yapı vardır. Sönme açılarının tayininden andezin ve labrador bileşiminde olduğu anlaşılmıştır. Kalsitleşme, kloritleşme ve albitleşme gözlenir.

- Ojit kristallerinde tek yönlü dilinim belirgindir. Plajiyoklas lataları arasında küçük kristaller halinde bulunur. Doleritlerde % 25-30 oranında bulunan ojitlerde gözlenen ayrışma türü kloritleşmedir.

Fenokristaller arasındaki hamur, plajiyoklas mikrolitleri, biyotit, klorit ve ojitten oluşur. Akıntı izi görülememektedir. Opak mineraller ise düzensiz şekilli ve siyah renkli manyetitdir (Foto 15).



Foto. 15: Spilitleşmiş doleritlerde entergranüler doku, albitleşmiş plajiyoklas (Pl), hornblend (hb) ve boşluklarda gelişmiş olan klorit (cl). (Kesit No: 45, X Nikol)

Diyabazlar :

Uralitleşmiş, albitleşmiş ve kloritleşmiş doleritler için kullanılmıştır. Diğer özellikler doleritlere benzerdir.

Mikrodiyoritler :

Diyabaz ve doleritler kadar yaygın değildir. Yeşilimsi siyah renkli mikrodiyoritlerde fenokristal ve mikrolitlerin boyutları nispeten daha büyüktür. Lamprofirik yapı ile spessartitlere geçiş gösterirler.

- Plajiyoklaslar oligoklaz ve andezinden oluşup kalsitleşme, kloritleşme ve albitleşme şeklinde alterasyon sunar.

- Ojit plajiyoklas lataları arasında subtomorf ve ksenomorf küçük taneler halinde bulunur. Uralitleşmiştir.

2.2.4. YAŞ

Demirözü ofiyolitik karmaşığının yaşını direkt olarak verecek herhangi bir veriye rastlanmamıştır. Liyas yaşlı Hamurkesen formasyonunun taban konglomeralarında bu karmaşığa ait kayaç çakıllarının bulunmaması iki olasılığı düşündürmektedir.

Birinci olasılık, ofiyolitik karmaşığın Liyas sonrası yaşlı olmasıdır. Ancak inceleme alanı ve bölgede yapılan çalışmalarda Liyas veya daha genç birimleri kesen peridotit-gabro-diyorit kütesine rastlanmamıştır. Liyas içindeki diyabaz ve mikrodiyorit daykları Demirözü ofiyolitik karmaşığına dahil edilen dayklardan daha iri kristallidirler ve yer yer de kütle şeklinde bulunurlar.

İkinci olasılık ise karmaşığın Liyas öncesi veya Liyas yaşlı olmasıdır. Daha sağlıklı bu olasılığa göre, Liyas öncesi metamorfitletler içerisindeki ofiyolitik karmaşığın yüzeyleme vermediğı, metamorfitletlerle örtülü olduğı şeklinde yorumlanmıştır. Bu karmaşığı kesen daykların ise nispeten daha genç olacağı açıktır.

Kelkit yöresinde Jura yaşlı Karatepe formasyonu metamorfik ve ultrabazik kayaç çakıllı kumtaşları içermektedir (Seymen, 1975). Bu veri, bölgedeki metamorfik temel içinde Jura öncesi ultrabazik ve bazik kayaçların varlığını işaret eder.

Kop Dağları'nda serpantin-gabro-diyabaz karmaşığı Malm-Alt Kretase kireçtaşları ile örtülüdür (Bektaş ve diğ. 1984). Bu veri de, bölgede Jura öncesi ultrabazik kayaçların varlığını destekler niteliktedir.

2.2.5. DENEŞTİRME

Demirözü ofiyolitik karmaşığı Doğu pöntid Güney Zonunda Amasya yöresi, Tokat-Reşadiye yöresi ve Kop'larda yüzeyleme veren ofiyolitik kayaçlarla gerek litolojik, gerekse stratigrafik ve tektonik olarak deneştirilebilir.

Amasya yöresinde Kayganlık Formasyonu'nun (Liyas) tabanı çeşitli ofiyolit kütlelerle bu kütlelerden türemiş kumtaşlarından oluşur (Alp, 1972). Alp, Kayganlık mevkiinde, Carcurum Formasyonu (Orta-Üst Jura) kireçtaşlarına karışmış durumdaki manto kayaçlarının, ofiyolit yerleşiminin bu devirde oldukça etkin ve ofiyolitlerin allokton olduğunu belirtmektedir.

Kelkit çayının güneyinde kalan ve allokton olarak tanımlanan birimlerin tabanında gabronorit, hornblendit, piroksenit, serpantinit ve diyabazlardan oluşmuş karmaşık bir temel yer alır (Seymen, 1975). Eosen yaşlı birimler ile üstlenmesinden dolayı Eosen'den daha yaşlı olduğu belirtilmiştir. Fakat Blumenthal (1945)'in Üst Liyas öncesi ya da Paleozoyik olabileceğini belirttiği Almus yakınındaki Mamodağı yeşil kayaç kompleksi ile stratigrafik, tektonik ve litolojik özellikleri ile deneştirilebilir olduğundan Paleozoyik yaşta kabul edilmiştir.

Bektaş ve diğ. (1984) Kop Hanları yöresinde geniş bir alanda yüzeyleme veren ofiyolitik kayaçların Demirözü ofiyolitik karmaşığının doğu kanadını oluşturduğunu ve Malm-Alt Kretase'nin doğrudan bunların üzerine geldiğini belirtir.

Deneştirilebilir özellikteki bu birimler Liyas ve/veya Liyas öncesi ultrabazik ve bazik kayaçların bulunabileceğini ortaya koymaktadır.

2.3. HAMURKESEN FORMASYONU (AĞAR, 1977)

2.3.1. AD, YAYILIM, TOPOĞRAFİK GÖRÜNÜM

Formasyonun adı, yakın çevrede litostratigrafi esasına göre yapılmış çalışmalardan öncelik kuralına uyularak verilmiştir. Formasyonun tip kesiti Ağar (1977), Korkmaz ve Baki (1984), Çakır (1987), Akdeniz (1988) tarafından verilmiş ve tipik olarak yüzeylendiği Hamurkesen Mevkii'sine izafeten "Hamurkesen Formasyonu" olarak adlandırılmıştır (Ağar, 1977). Sözü edilen formasyon inceleme alanında Karayaşmak, Işıkova, Pınarcık köyleri, Terek, Sarıgüney Tepeleri (Foto. 16) ve Hınzara düzü civarında iyi yüzeyleme vermektedir (Ek 1).

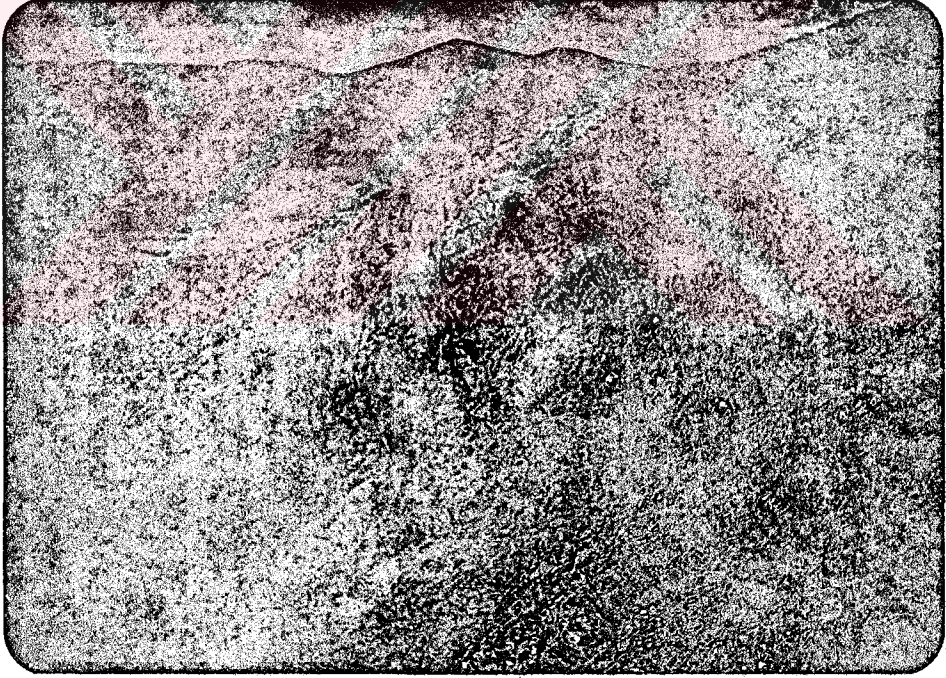


Foto. 16: Sarıgüney Tepe'de iyi yüzeyleme veren Hamurkesen formasyonuna ait kiltaş-marn-tüf ardalanmasının görünüşü. Eğimler güneye doğrudur.

Hamurkesen formasyonu bitki örtüsü bakımından hemen hemen fakirdir ve tatlı eğimli bir topoğrafya sunar.

2.3.2. ALT-ÜST SINIRLAR, KALINLIK

Hamurkesen formasyonu Pulur masifi üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelmektedir. İnceleme alanının güneyinde Malm-Alt Kretase yaşlı Hozbirikyayla kireçtaşları ile sınırlanmaktadır (Ağar, 1977).

Jeolojik harita ve kesitlerden (Şekil 4) formasyonun kalınlığı yaklaşık 1500 m. dir.

2.3.3. LİTOLOJİ

Hamurkesen formasyonunun litolojik birimleri iki kısımda incelenecektir. Birinci bölümde üye mertebesinde adlandırılan konglomeratik seviyeden, ikinci bölümde ise volkano-tortul birimlerden söz edilecektir.

2.3.3.1. AĞGI KONGLOMERA ÜYESİ

Hamurkesen formasyonunun tabanındaki Ağgi konglomera üyesi adı geçen formasyon ile Pulur masifi arasında dar bir şerit şeklinde uzanmaktadır (Ek 1). Konglomera, Tombul Tepe, Eşek Tepe ve Cenci burnu civarında (Foto. 17) iyi mostra vermektedir.

Bölgede yapılan bazı çalışmalarda (Korkmaz ve Baki, 1984; Çakır, 1987; Tanyolu, 1988) Ağgi formasyonu olarak adlandırılan bu birimler, Ağar (1977) ve Akdeniz (1988) tarafından formasyon mertebesinde adlandırılmamıştır. Gümüşhane-Bayburt yöresinde Balkaynak formasyonu (Keskin, 1983) ve Zimonköy formasyonu (Eren, 1983; Hacıoğlu, 1983; Özer, 1984) olarak adlandırılan birimlerin tabanında gözlenen konglomeralar ve kumtaşlarına benzer özellikler göstermektedir.

Kalınlığı 80-100 m. olan Ağgi konglomera üyesi, sahada gri rengi ve kırıntılı fasiyesi ile (Foto. 18) kolaylıkla tanınır.

KALINLIK (m.)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
		HOŞBİRİKİYAYLA KİREÇTAŞI
30		Yeşil renkli, ince taneli kumtaşı
~ 500		Dasitik lav, tuf, aglomera ve yer yer ince taneli kumtaşı ardalanması.
~ 600		Koyu renkli amigdoloidal bazalt lavı: Gözenekler zeolit ile dolgulu olup hamur içinde plajiyoklas mikrolitleri görülür.
		Bazalt, andezit ve litik tuf arakatlı killi kireçtaşı ve marn ardalanması
40		Yeşilimtrak renkli litik tuf ve aglomeralar
30		Açık renkli, ince taneli kumtaşı, killi kireçtaşı ve kilttaşları
25		İnce taneli konglomera
10		Açık renkli dasitik tuf: İnce tabakalı ve yer yer fosilli.
20		Koyu gri renkli, kalın tabakalı aglomera
20		Andezit: Mor renkli bol çatlaklı ve hyalo mikrolitik perfirik dokulu
40		Koyu renkli, kolay dağılabilen killi kireçtaşı: yer yer çört yumruları ve sünger fosili içerir.
15		⑥ Kırmızı biotikrit: Ammonit, belemnit, crinojd. vs içerir.
37		Koyu renkli marn ve açık sarı renkli tuf ardalanması
150		Koyu gri ve siyah renkli kumtaşı, ince tabakalı kırmızı kilttaşları
50		Tabanda iri, üste doğru ince taneli konglomera
		PULUR MASİFİ

Şekil:4 - Hamurkesen formasyonunun Tombul, Terek ve Sarıgüney tepeleri civarında çıkarılan stratigrafik kesiti. (Ölçeksiz)



Foto. 17: Cenci burnunda Pulur masifi üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelen Ağgi konglomera üyesinin genel görünüşü.



Foto. 18: Tavşan Tepe doğusunda mostra veren Ağgi konglomera üyesinin kırıntılı fasiyes ve çakıl boyutlarının yakından görünüşü.

Konglomeralar orta-iri tanelidirler. Tane büyüklükleri 1 mm. ile birkaç santimetre arasında değişir. Tane şekli çoğunlukla yuvarlanmıştır. Makroskopik olarak metamorfik ve volkanik kayaç çakılları, kuvars ve yer yer de kömür bantları içerir. Konglomeralar üst kesimlere doğru orta taneli kumtaşlarına geçmektedir.

Kalsit çimentolu konglomeralarda aşağıdaki kayaç çakılları ve mineraller saptanmıştır (Foto. 19):

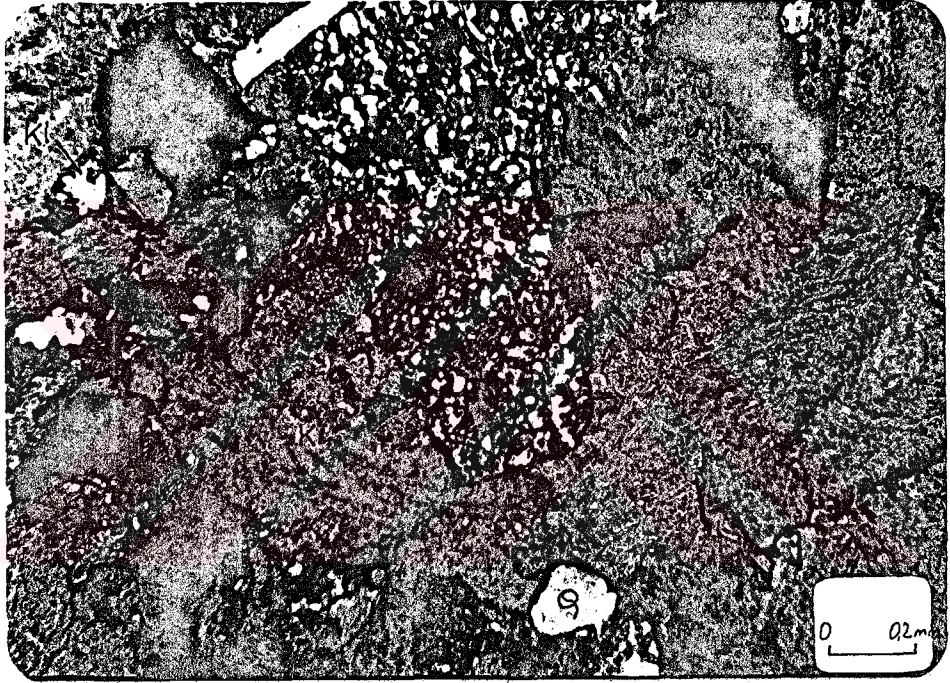


Foto. 19: Ağgı konglomera üyesinde kalsit (K), kuvars (Q), klorit (Kl) ve volkanik kayaç çakıllarının ince kesitte görünüşü. Tombul Tepe güneyi. (Kesit No: 51, X Nikol)

Kayaç çakılları genelde metamorfik kayaç kökenli olup daha az oranda mağmatik kökenli kayaç kırıntıları vardır. Bu kırıntılar metamorfik temel içinde mağmatik intrüzyonların varlığını göstermektedir. Mağmatik kökenli kırıntılar arasında volkanik kayaç çakılları (Foto. 19), özellikle andezit, daha yaygındır.

- Kuvars orta-kötü yuvarlanmalı küçük taneler halin-

dedir. Subotomorfdur ve dalgalı sönme gösterirler (% 15).

- Kalsit bileşenler arasında egemen mineraldir ve çimentoyu oluşturmaktadır (% 20-30).

- Feldispat kristalleri % 2-3 oranında bulunurlar.

- Biyojenler olarak echinid plakaları, pelecypod ve brachiopod kavkıları saptanmıştır. Fakat bu fosillerin özellikleri yaş verebilecek nitelikte değildir.

Korkmaz ve Baki (1984) Ağgi konglomera üyesi içinde bulunan kömürlü seviyelerde palinolojik çalışmalar yaparak Dogger yaşını vermişlerdir. Bu sonuç daha üst kesimlerde yer alan ammonitli kırmızı kireçtaşlarından elde edilen Sinemuriyen-Toarsiyen yaşı ile uyum sağlamamaktadır. Buna göre palinolojik analizleri yapılan kömürlü seviyelerin Hamurkesen formasyonunun daha üst kesimlerinden alınmış olması ihtimali düşünülür (S. Korkmaz, 1989, sözlü bilgi). Eldeki verilerle Ağgi konglomera üyesinin Sinemuriyen-Toarsiyen öncesi yaşta olduğu söylenebilir.

2.3.3.2. VOLKANO-TORTUL BİRİMLER

Bu bölümde Hamurkesen formasyonu volkano-tortul birimlerinin sahada dağılımları, makroskopik ve mikroskopik incelemelerinden söz edilmiştir.

Kumtaşları :

Formasyonun değişik seviyelerinde gözlenen kumtaşları gri, yeşilimsi gri ve kirli sarı renklerde olup belirgin katmansı yapıya sahiptir. Katman kalınlıkları 2-50 cm arasında değişir. Hakim katman kalınlığı yaklaşık 30 cm. dir. Çatlaklı yapıya sahip kumtaşlarında çatlaklar katman yüzeyine dik gelişmiştir. Derecelenme iyi gözlenmez ve orta-kötü boylanmalıdır. Bileşenleri bağlayan çimento kalsit ve silis bileşimlidir.

Kaçarlar Tepede yüzeyleme veren kumtaşlarından yapılan Z31 nolu ince kesitin mikroskop incelemeleri sonucu kuvars, feldispatlar, kayaç kırıntısı ve opak minerallerden oluştuğu saptanmıştır (Foto. 20).

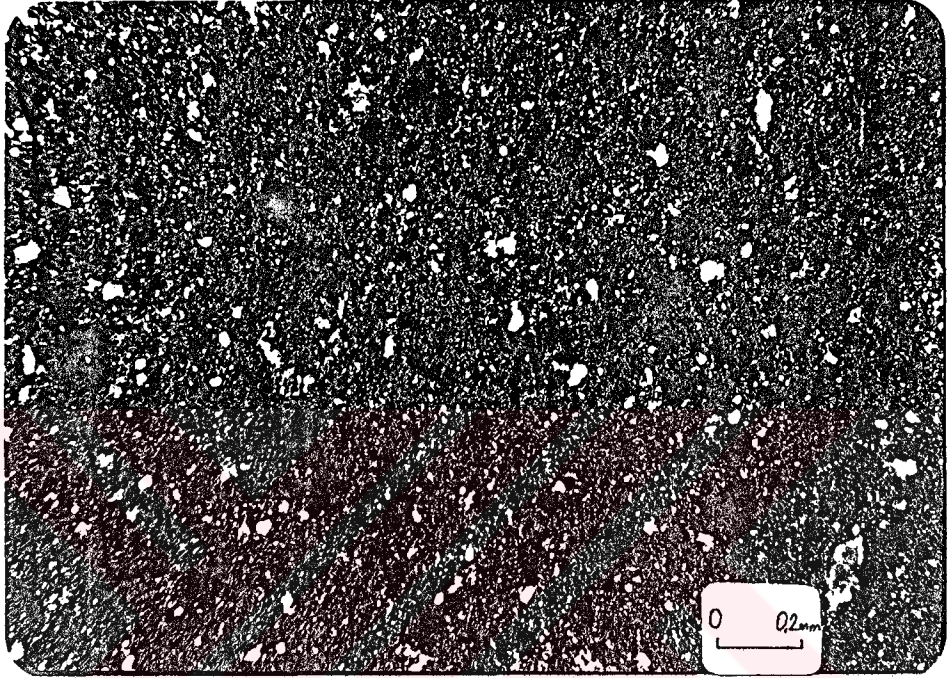


Foto. 20: Kumtaşlarında doku ve bileşenlerin görünüşü. (Açıklama metin içerisinde, X Nikol).

Doku	: Kumtaşı dokusu (Foto. 20)
Boylanma	: Orta-kötü boylanmalı
Bileşen boyutu	: 0,1-0,5 mm. arasında
Kuvars	: % 15-20
Feldispat	: % 5-10
Kayaç kırıntısı	: % 25-30
Opak mineraller	: % 5-10
Kayaç adı	: KAYAÇ KIRINTILI KUMTAŞI

Kumtaşlarının içerdiği kayaç kırıntıları volkanik kayaç kökenlidir. Ayrışmadan dolayı ilksel yapısı tanınmayan bu bileşenlerin yuvarlanma dereceleri ortadır. Opak mineraller ise demir oksitten oluşur.

Ammonitli kırmızı kireçtaşları :

Kırmızı kireçtaşları Hamurkesen formasyonunun alt kesimlerinde (Şekil 4) yaklaşık 10-15 m. kalınlığında bol fosilli seviye olarak görülür. Makrofosil olarak bol miktarda ammonit, belemnit, krinoid sapları ve nautiloid fosilleri içermektedirler (Foto. 21). Sakızlı, Tombul, Tavşan Tepeleri ve Hınzara düzü civarında iyi mostra veren kırmızı kireçtaşları belirgin katmansı yapı gösterir. Katman kalınlığı 10-15 cm. arasındadır. Genellikle düzensiz çatlaklı olup kalsitle dolguludur.

Ammonitli kırmızı kireçtaşlarından alınan numunelerin mikroskop incelemeleri aşağıda verilmiştir :

Kesit No : 53 (Foto. 22)

Alındığı yer : Tombul Tepe güneyi

Bileşenlerin göreceli değerleri:

- Karbonatlı bileşenler: Biyojenler (% 70), İntraklastlar (% 5)
- Karbonatlı olmayan bileşenler : % 5
- Organizmalar : Ekhinid plaka ve dikenleri, foraminiferler, brachiopoda, pelecypoda, ostracoda kavkıları, sünger spikülleri, alg
- Bağlama fazı : Mikrit (% 20)
- Enerji seviyesi : Düşük
- Adlama : Folk (1974)'e göre : Biyomikrit
Dunham (1962)'e göre : Wackestone
- Biyojenler : Bol miktarda ammonit, belemnit, krinoid içeren kırmızı kireçtaşlarından yapılan ince kesitlerde biyojenler genelde kırılmış olarak bulunurlar. Bunların çoğunluğunu ekhinid plaka ve dikenleri ile pelecypod kavkıları oluşturur (Foto. 22). Diğer biyojenleri uniserial fo-

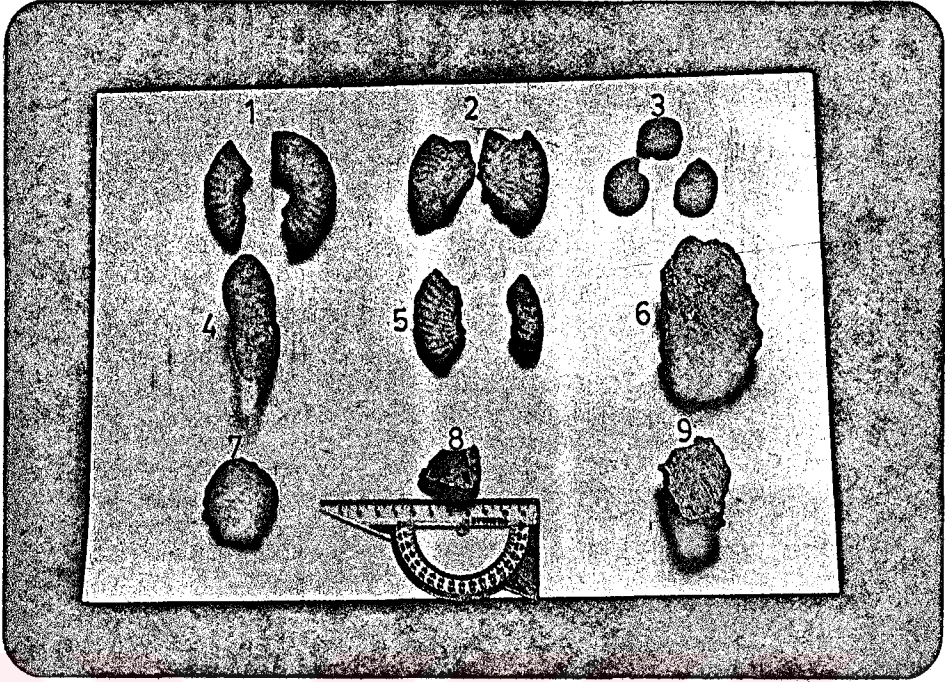


Foto. 21: Kırmızı kireçtaşlarından derlenen ammonitler (1, 2, 3, 4, 5), belemnit ve krinoid sapları (6), marnlardan alınan sünger fosili (7) ve kırmızı kireçtaşı makro örnekleri (8, 9).



Foto. 22: Kırmızı kireçtaşlarında Ekhinid plakaları, uniserial foraminiferler, pelecypod ve brachiopod kavkılarının ince kesitte görünüşü. (Kesit No: 53, T Nikol)

raminiferler, delikli ve deliksiz brachiopod kavkısı, kri-
noid sapları ve ostrakod kavkıları oluşturur.

- İntraklastlar : Mikrit kökenlidirler. Matriksle ay-
nı bileşimde olup düzensiz şekillidirler. Bazıları fosilce
zengindir. Canlı içerikleri ise kayacın canlı içerikleri
ile aynıdır. İntraklastların boyları 1-10 mm. arasındadır.

- Litoklastlar : Volkanik kayaç çakılları ile kuvars,
plajiyoklas ve demiroksit minerallerinden oluşur.

- Bağlama fazı : İnce kesitlerde bileşenler arasında-
ki malzemeyi mikrit oluşturmaktadır. Matriksin kırmızı
rengi demir oksit boyamasının bir sonucudur.

Marn :

Marn seviyeleri 10-40 m. kalınlığında yer yer de cm.
boyutunda olup ammonitli kırmızı kireçtaşlarının daha üst
kesimlerinde gözlenmiştir (Şekil 4, syf: 41).

Makroskopik gözlemler : Sahada yeşilimsi, yeşilimsi
gri ve kırmızımsı renkte görünürler. Kireçtaşı ve çört
yumruları içerirler. Terek Tepe eteklerinde marnlar için-
de sünger fosilleri bulunmuştur (Foto. 21).

Marnlar kolaylıkla dağılabildiğinden ince kesiti alı-
namamıştır.

Andezit :

Hamurkesen formasyonu içerisinde yüzeyleme veren an-
dezit lavları gri ve siyahımsı gri renklindedir. Plajiyok-
las kristalleri gözle seçilebilmektedir. Katman kalınlıkla-
rı 5-10 m. arasındadır. Mikroskop incelemeleri aşağıda ve-
rilmiştir:

Doku: Mikrolitik porfirik (Foto. 23) ve hyalo-mik-
rolitik porfirik

Bileşenler: Fenokristal % 20-40, Hamur % 60-80

- Plajiyoklas fenokristallerin tamamını oluşturmakta-



Foto. 23: Mikrolitik porfirik dokulu andezitlerde albitleşmiş plajiyoklaslar (Pl) ve mikrolitlerde yarı akış dokusu. (Kesit No: 9, X Nikol)

dır. Yarı özgün ve özgün şekillidir. Kristallerde albit ikizi belirgin olup daha az oranda zonlu yapı gösterirler. Plajiyoklas kristallerinde ayrışmadan dolayı sönme açısı tayini sağlıklı sonuç vermemektedir. Kloritleşme, kalsitleşme ve daha az oranda silisleşme gözlenmektedir.

- Hamur mikrolitlerden ve çok az camdan oluşur. Doğal ışıkta kırmızımsı ve gri renklerdeki hamur içinde, mikrolitlerde az belirgi yönlenme ve aralarında opak mineraller yer alır (Foto. 23).

Aglomeralar :

Hamurkesen formasyonunun değişik kesimlerinde yüzeyleme veren aglomeralar gri, siyahımsı gri ve yeşilimsi gri renklidirler. Karayaşmak kuzeyi ve Sarıgüney Tepede iyi yüzeyleme vermektedirler. Elemanları yuvarlak ve oval şekilli büyüklükleri ise 5-50 cm. arasındadır. Hakim boyut

yaklaşık 10 cm. dir.

Aglomera elemanlarını birbirine bağlayan malzeme yine volkanik kökenli olup, mikroskopik incelemelerde bazaltik ve/veya andezitik karakterde olduğu saptanmıştır.

Aglomeranın elemanları ise kırmızı ve gri renkli kireçtaşları, andezitik volkanik kayalar, marn ve tuf kayalar çakıllarıdır.

Dasitik tüfler :

Sarımsı gri ve yeşilimsi renklere gözlenen dasitik tüfler Hamurkesen formasyonunun üst kesimlerinde yoğunlaşmaktadır. Katman kalınlıkları 10 cm. ile 50 m. arasında değişir. Bu kayaların mikroskop incelemeleri aşağıda verilmiştir :

Doku	:	Taneli	
Bileşenler	:	Kuvars	: % 30
		Plajiyoklas	: % 10
		Klorit	: % 20-25
		Litik tane	: % 15-20
		Hamur	: % 20

- Kuvars öz şekilli ve yarı öz şekillidir. Nadiren dalgalı sönme göstermektedir.

- Plajiyoklas kristalleri çok az bulunur, serizitleşmiş ve kloritleşmiştir.

- Litik tanelerin çoğunluğunu volkanik kayalar çakılları oluşturur. Bazıları ise demir oksitten ibarettir.

- Klorit hamurda minerallerin etrafında görülmektedir.

- Hamur tamamen kloritize olmuştur.

- Kayaç adı : Dasitik vitrik tuf (Kesit No: K37)

Andezitik tüfler :

Genelde koyu yeşil, yeşilimsi gri ve grinin tonlarının-

da renk verir. Katman kalınlıkları 1 m.-20 m. arasındadır. Paharlı Tepe doğusundan alınan 4 nolu örneğin mikroskop incelemeleri aşağıda verilmiştir:

Doku : Taneli (Foto. 24)

Litik tane : % 50

Plajiyoklas : % 20

Klorit : % 10

Hamur : % 20

Bileşen boyutu : 1 mm-1 cm. arasındadır. Hakim boyut 4-5 mm. dir.

Kayaç adı : ANDEZİTİK LİTİK TÜF

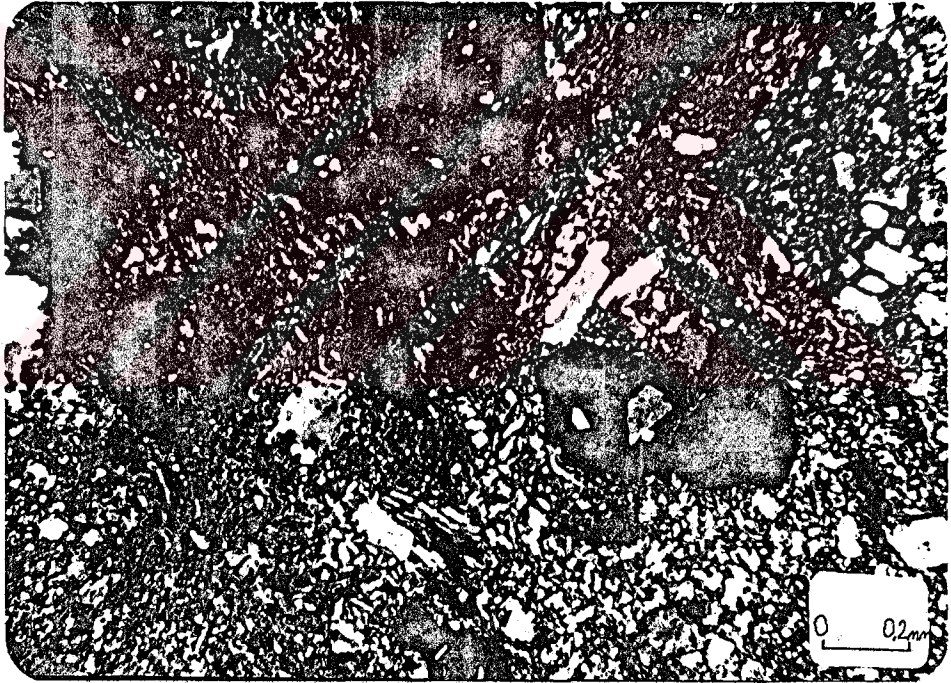


Foto. 24: Andezitik tüflerde taneli doku içerisinde litik taneler ve kloritize hamur maddesinin görünüşü. (Kesit No: 4, X Nikol)

- Litik taneler genelde volkanik kayaç çakıllarından oluşur. İyi korunmuş olduklarından ilksel yapıları tanınabilmektedir. Andezitik karakterli litik taneler hyalomikrolitik porfirik doku gösterirler.

- Plajiyoklas fenokristallerinin sönme açıları andezin ve oligoklaz olduklarını göstermektedir. Albit ve karlsapat ikizi gösterirler.

- Klorit hamur içerisinde yer yer ikincil mineral olarak yer alır.

Bazalt :

Yeşilimsi siyah ve koyu gri renklerde mostra veren bazalt lavları orta-iri kristalli olup ferro mağnezyen mineraller gözle görülebilmektedir. Fakat ilk aşamada andezitik veya bazaltik karakterde olduğunu anlamak oldukça güçtür. Katman kalınlıkları 1-5 m. arasında değişmektedir. Terek, Tavşan ve Paharlı tepelerinde iyi yüzlek vermektedir. Bazaltların mikroskop incelemeleri aşağıda verilmiştir:

Doku : Genelde mikrolitik porfirik (Foto. 25), nadiren entersertal doku (Foto. 26)

Bileşenler: Fenokristaller (% 30-40), Hamur (% 60-70)

- Plajiyoklaslar fenokristallerin çoğunluğunu oluşturur. Kristaller yarı özgün ve özgün şekillidir. Albit ikizleri ile kolaylıkla tanınabilmektedir (Foto. 25). Daha az oranda haç ikizi ve zonlu yapı gösterirler. Plajiyoklasların sönme açıları 25-30° arasında olup labrador ve andezindir. Kaolinleşme, kalsitleşme, kloritleşme ve silisleşme şeklinde alterasyon gösterirler.

- Ojit fenokristalleri daha nadir olup plajiyoklas mikrolitleri arasında gözlenmiştir. Tek yönde dilinimi iyi geliştirmiştir. Buna dik yöndeki dilinimi az geliştirmiş olup çok nadir gözlenmektedir. Ojit oranı % 10-20 arasındadır.

- Zeolit birkaç bazalt örneğinde boşluk dolgusu olarak gözlenir (Foto. 25). Bu örneklerde % 25 oranına kadar yükselen zeolit, diğer örneklerde % 5-10 kadar bulunur.

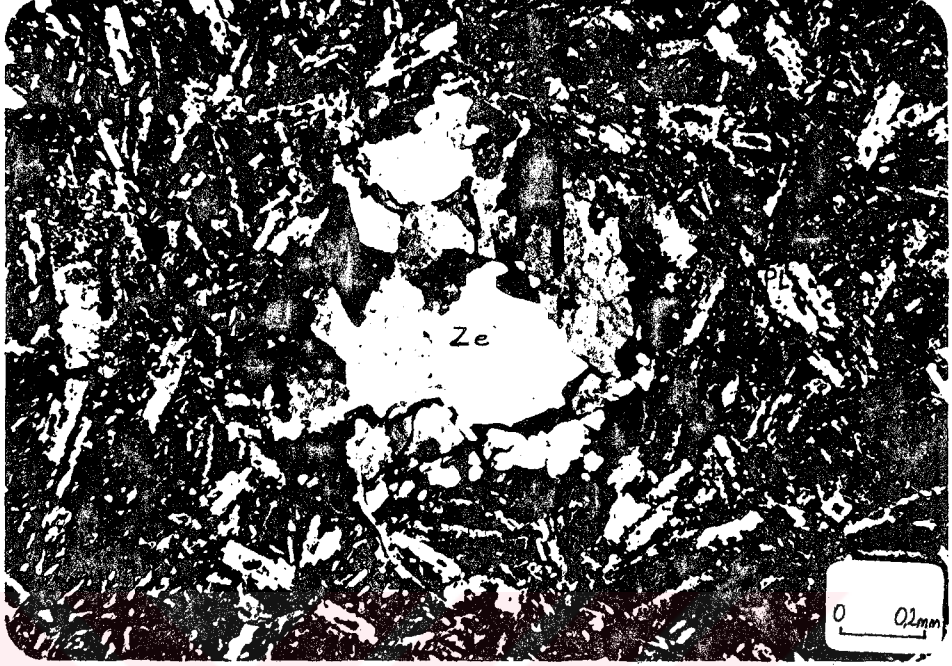


Foto. 25: Terek Tepe'den alınan mikrolitik porfirik dokulu bazaltlarda ikincil zeolit (Ze) ve albitleşmiş plajiyoklas (Pl) mikrolitleri. (Kesit No: K45, X Nik.)

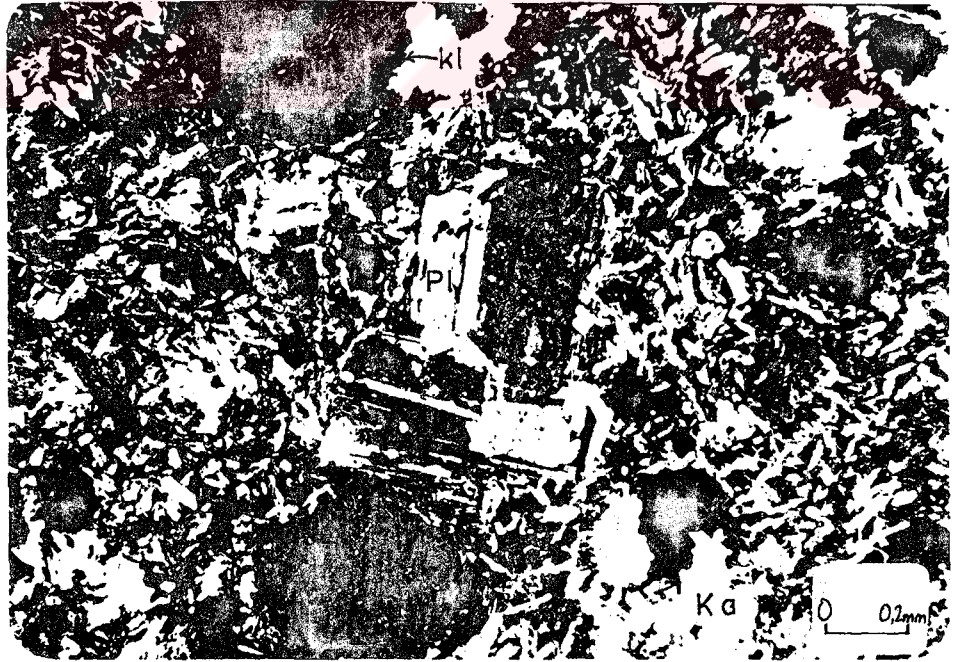


Foto. 26: Spilitleşmiş entersertal dokulu bazaltlarda plajiyoklas (Pl), klorit (kl) ve kalsit (Ka) minerallerinin görünümü. (Kesit No: 25, X Nikol)

Kalsit, klorit, serizit ve kuvars (?) ikincil mineral olarak bulunmaktadır.

Dasit :

İnceleme alanında Çiçekli sırtı etekleri ve Sarıgüney Tepede yüzeyleme vermektedir. Sahada görünür kalınlığı 10 m. dir. Ayrışma yüzeyi kirli gri, taze yüzeyi morumsu gri renklidir. Çekiçle kolaylıkla kırılabilen dasitler bol pirit cevheri içerirler ve çatlakları silis dolguludur. Dasit örneklerinin mikroskop analizleri aşağıda verilmiştir:

Doku : Porfirik mikrogrönü

Fenokristaller : % 30, Hamur : % 70

- Kuvars yarı özgün şekilli iri kristaller halinde görülmektedir.
- Plajiyoklaslar da yarı özgün şekilli olup bol miktarda albitleşme gösterirler.
- Biyotit çok az oranda (% 4-5) hamurda yer almaktadır.
- Hamur bol miktarda küçük kuvars ve plajiyoklas kristallerinden oluşmaktadır. Belirgin bir yönlenmenin bulunmadığı taneler arasında biyotit ve opak mineraller yer alır.

2.3.4. YAŞ

Hamurkesen formasyonuna yaş verebilecek veriler vardır. Saha gözlemlerine göre, Permo-Karbonifer Öncesi yaşta kabul edilen metamorfizmler üzerine kalın bir taban konglomerası ile gelmektedir. Taban konglomerası metamorfik ve volkanik kayalar içermektedir. Bunun yanında fosil topluluğu olarak kırıklı ve parçalı pelecypod ile brachiopod kavrıkları vardır. Fakat yaş verebilecek fosile rastlanmamıştır.

Konglomeraların üst kesimlerinde yer alan ve aşağıdaki makro ve mikro fosilleri içeren kırmızı kireçtaşlarına Sinemuriyen-Toarsiyen yaşı verilmiştir.

Delikli ve deliksiz kavkılı brachiopod

Uniserial foraminiferler

Echinid diken ve plakacıkları

Crinoid sapları

Ostracod kavkıları

Sünger spikülleri

Ammonit parçaları (Foto. 21 ve 22, syf: 47)

Belirleme : Prof. Dr. İsmet GEDİK, 1988 (KTÜ)

Hamurkesen formasyonu inceleme alanının güneyinde Malm-Alt Kretase yaşlı mikritik kireçtaşları tarafından uyumlu olarak üstlenmektedir (Tanyolu, 1988). Bu veriler yardımı ile Hamurkesen formasyonunun Liyas-Dogger yaş aralığında çökeldiğini söyleyebiliriz.

2.3.5. ORTAMSAL YORUM

Kırmızı kireçtaşları içerisindeki fosillerin kırıklı ve parçalı olması bunların zaman zaman dalga tabanı üzerine çıkmış fakat dalga tabanı altında oluştuğunu göstermiştir (İ. GEDİK, sözlü bilgi). Bu kireçtaşları durgun ya da az hareketli ortam ürünüdürler. Bazı yazarlara göre (Görür ve diğ., 1983) ammonitçe zengin kireçtaşları denizaltı tepelerinin tipik çökellerindedir.

Doğu Pontid Güney Zonunda Liyas çökel kalınlığının kısa mesafede aniden değişmesi rift tektoniği ile açıklanabilir (Görür ve diğ., 1983). Bu görüş denizaltı tepelerinin varlığını kanıtlar bir olgudur. Dolayısı ile riftleşme, kırmızı kireçtaşı öncesinde gelişmiş olmalıdır. Diğer bir deyimle kırmızı kireçtaşı çökeli esnasında riftleşme olayı nispeten sakin bir dönem geçirmektedir.

Kırmızı kireçtaşına kırmızı rengini demiroksit minerali verir. Bu ise çökeltme ortamının karaya yakınlığı ve karalarda kuvvetli bir aşınmanın varlığını göstermektedir (Eren, 1983). Ammonit, belemnit, mercan fosilleri ve kayacın renginin oksitlenme ürünü olması Liyas'da tropikal iklimin hakim olduğunu gösterir. Ayrıca bu kireçtaşları açık platform ortamın belirteçidir (Wilson, 1975).

Demirözü güneyinde yapılan saha ve laboratuvar çalışmaları sonucunda Hamurkesen formasyonunun karasal-sığ denizel subsidans havzasında oluştuğu söylenebilir. Bimodal volkanizmanın varlığı, yer yer kömürlü seviyeler, blok faylanmalarla kontrol edilen sedimantasyon ve Hamurkesen formasyonu içerisindeki diyabaz daykları Liyas'ta gerilmeli bir rejimin varlığını işaret eder.

2.3.6. DENEŞTİRME

Hamurkesen Formasyonu Rodop-Pontid Kıtası (Görür ve diğ., 1983) güneyinde yer alan diğer Liyas yaşlı birimlerle deneştirilebilir özelliktedir.

Amasya bölgesinde Liyas, Kayabaşı formasyonu ile temsil edilir (Alp, 1972). 125 m. kalınlığındaki bu formasyon en altta iri elemanlı çakıltaşı, kumtaşı, şeyl ve killi kireçtaşlarından oluşmakta üste doğru andezitik tüf arakatlı kumtaşlarına geçmektedir. Kayabaşı formasyonu metamorfizmler üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelmekte ve Dogger-Malm yaşlı kireçtaşları ile üstlenmektedir (Alp, 1972). Hamurkesen formasyonu gibi Sinemuriyen-Toarsiyen yaşta olan bu formasyon ile aralarındaki tek fark kalınlıklarının daha az olmasıdır.

Taşova-Ladik yöresinde 300-400 m kalınlığındaki Liyas, alt da metamorfik ve volkanik kayac çakılları içeren sığ detritiklerle başlamakta üste doğru volkanik ara kat-

kılı türbiditlere geçmektedir. Malm kireçtaşları ile diskordan olarak üstlenir (Görür ve diğ., 1983).

Niksar-Reşadiye yöresinde Liyas, alt da çakıltaşı, kumtaşı, şeyllerden oluşan kömürlü, karasal-sığ denizel çökellerle başlar ve üste doğru lav ve piroklastikleri ara katkılı türbiditlere geçmektedir (Seymen, 1975). Bu formasyon içinde kesin yaş verecek faunaya rastlanmamış fakat Hankırı tepesi kireçtaşları (Üst Jura) ile üstlenmesi Alt-Orta Jura yaşlı olabileceklerini düşündürmüştür.

Zile-Çekerek yöresinde Permo-Karbonifer yaşlı Alsancağ kireçtaşları üzerine taban konglomerası ile biyojen kireçtaşı ara tabakalı ammonitli kumtaşı, kireçtaşı, bazalt ve diyabaz aralanması gelmektedir (Tarhan, 1976). Taban konglomerası üzerine gelen kumtaşı ve marnların Liyas yaşta olduğu ve uyumlu olarak Dogger'e geçtiği belirtilmiştir. Dogger'de denizaltı volkanizması ile birlikte yer yer tortul kayaçların oluştuğu, bu esnada çökme ortamının derinleştiği, Malm'de derin deniz çökellerinin varlığından bahsedilmiştir. Yine aynı yazar tarafından 250 m.lik bu istifin kesen diyabaz dayklarının Dogger-Malm yaşlı olduğu saptanmıştır (Tarhan, 1976). Kalınlık dışında Hamurkesen formasyonuna benzer özelliktedir.

Alucra (Giresun) bölgesinde Liyas, Hacıören formasyonu ve daha üstteki Berdiga Formasyonunun tabanı ile temsil edilmektedir. Hacıören formasyonu yer yer ince kömür ara katkılı, bazaltik, andezitik litik tüfler ve bunlar arasındaki metamorfik kayaç elemanlı çakıltaşlarından oluşur. Genellikle karasal-sığ denizel ortamda gelişmiş bu birimi sığ denizel karakterli Berdiga Formasyonunun Akpınar üyesi izler (Pelin, 1977). Toplam kalınlığı 1100 m.ye

yaklaşan Hacıören formasyonu Hamurkesen formasyonuna büyük benzerlik gösterir.

Gümüşhane yöresinde çalışan Eren (1983), Zimonköy formasyonu olarak adlandırılan Liyas'ı, ammonitli kırmızı kireçtaşı, volkano-tortul, bağlarbaşı, çörtlü kireçtaşı ve diyabaz üyeleri olmak üzere 5 üyeye ayırmıştır. Toplam kalınlığı 1700 m. ye yaklaşan istifin, karaya yakın sığ denizel, gelgit altı ve gelgit içi ortamında oluştuğundan söz eder. Alt Pliyensbachiyen yaşlı olduğunu saptadığı birimin riftleşme sonucu oluştuğunu belirtmiştir.

Yine Gümüşhane yöresinde çalışan Yılmaz (1972), Liyas istifini 3 formasyona ayırarak incelemiştir. Bu istif Gümüşhane Graniti üzerine diskordansla gelmektedir.

Bayburt-Kop Hanları yöresinde toplam kalınlığı 2000 metreye erişen Liyas çökelleri, metamorfik seriler üzerine uyumsuzlukla gelmektedir (Özer, 1983; Bektaş ve diğ., 1984). Alt da 250-300 m. kalınlıkta yer yer kömürlü çakıltası ile başlamakta üste doğru kumtaşı, marn, killi kireçtaşı ara katkılı lav ve tüflere geçmektedir. Bu birim üzerine Bajosiyen-Tithoniyen kireçtaşları uyumlu olarak gelmektedir. Hamurkesen formasyonunun doğu uzantısı olduğunu düşünebiliriz.

Şiran ve çevresinde benzer özellikteki Liyas, Telme Yaylası formasyonu olarak adlandırılmıştır (Turan, 1978).

Artvin-Yusufeli yöresinde yine Liyas volkano-tortul bir istifle temsil edilmekte, granitik ve metamorfik temel üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelmektedir (Bektaş ve diğ., 1984).

2.4. TOMBUL TEPE DİYABAZI (YENİ ADLANDIRMA)

2.4.1. AD, YAYILIM, TOPOĞRAFİK GÖRÜNÜM

İnceleme alanı içinde en iyi Tombul Tepe'de yüzeyleme veren bu birim, litodem mertebesinde "Tombul Tepe diyabazı" olarak adlandırılması uygun görülmüştür (Foto. 27).

Tombul Tepe diyabazı ayrı olarak Ziyaret Tepe, Sarıgüney Tepe ve Hınzara düzü civarında mostra vermektedir (Ek 1). Liyas yaşlı birimleri dayk şeklinde kesen diyabazlar çok güzel prizmatik debi gösterirler (Foto. 28). Aşınmaya karşı dirençlidirler ve sahada sert bir topoğrafya sunarlar.

2.4.2. ALT-ÜST SINIRLAR, KALINLIK

Tombul Tepe diyabazı inceleme alanında Liyas yaşlı Hamurkesen formasyonunu kesmektedir. Fakat Hamurkesen formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Hozbirikyayla kireçtaşları içinde bu birime rastlanmamıştır (Ağar, 1977; Korkmaz ve Baki, 1984).

Yer yer stok şeklinde gözlenen Tombul Tepe diyabazı kalınlığının harita yardımı ile en fazla 250 m. olduğu düşünülmüştür.

2.4.3. LİTOLOJİ

Tombul Tepe diyabazları sahada gri ve sarımsı beyaz renklerde mostra verir (Foto. 28). Taze yüzeyleri ise siyahımsı gri renklidir. Mikroskopik incelemelerde bu kayaların uralitleşmiş, albitleşmiş ve kloritleşmiş doleritler olduğu görülmüştür. Gabro ve peridotitleri kesen diyabaz damarlarından farklı olarak daha iri tanelidirler.

Tombul Tepe diyabazına isim veren Tombul Tepe'den alınan 56 numaralı örneğin mikroskop incelemeleri aşağıda verilmiştir:

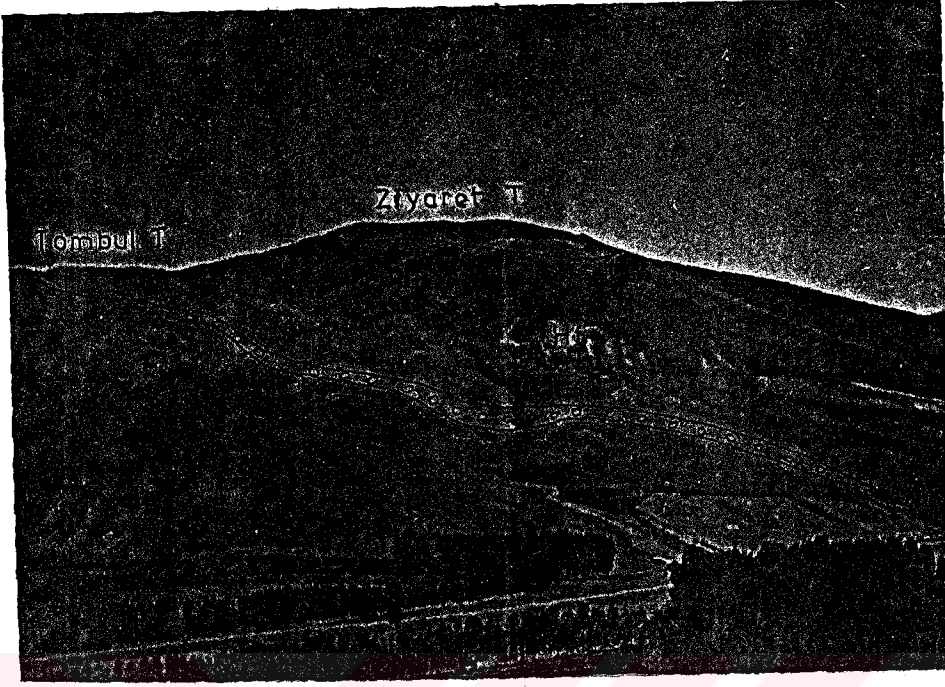


Foto. 27: Tombul Tepe diyabazının Tombul ve Ziyaret Tepeden görünüşü. Pm: Pulur masifi, Hf: Hamurkesen formasyonu, o o : Ağgi konglomera üyesi

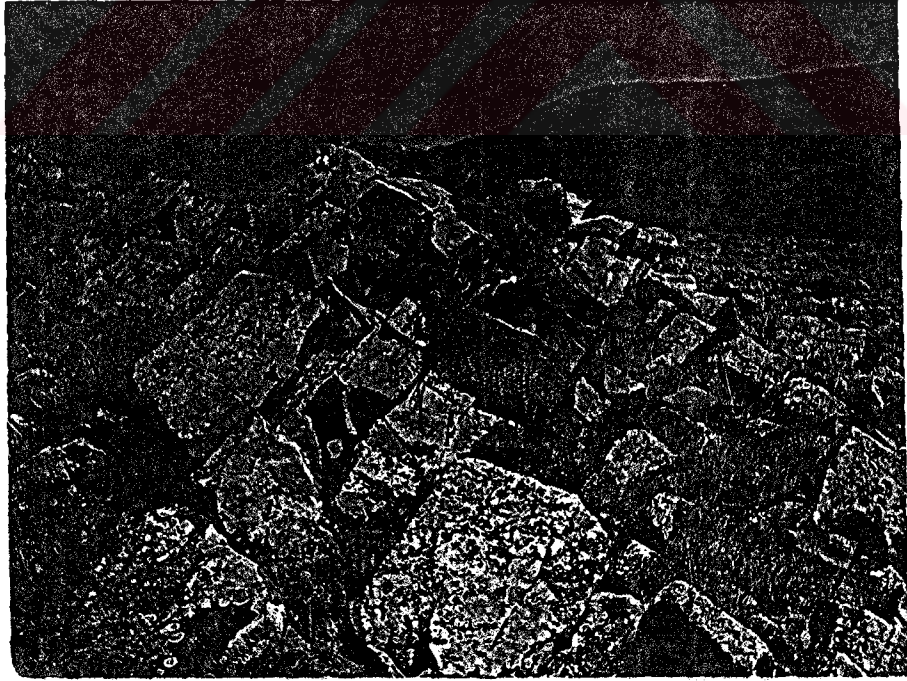


Foto. 28: Tombul Tepe'de Pulur masifi ve Hamurkesen formasyonunu kesen diyabazlarda prizmatik debinin yakından görünüşü.



Foto. 29: İri kristalli, uralitleşmiş, albitleşmiş ve kloritleşmiş Tombul Tepe diyabaz örneğinin mikroskop-
ta görünüşü. (Kesit No: 56, X Nikol)

Doku : Asiküler (Hornblend her yöne dizilmiş)

Bileşenler :

- Plajiyoklas kristalleri belli bir akıntı yönü göstermeyecek şekilde dizilmişlerdir. Anortit içerikleri 30-50 arasında olup genelde albitleşmişlerdir.

- Klorit plajiyoklasların alterasyonu sonucunda oluşmuştur. Örneklerde % 10-25 oranında bulunur (Foto. 29).

- Hornblend kristalleri her doğrultuya yönelmiş ve birbirini kesecek durumda bulunurlar. Nadiren iki yönlü dilinimleri belirgindir. Açık ve koyu kahverengi pleokroizma gösterirler ve % 10-15 oranındadırlar.

- Kalsit % 10 oranında, plajiyoklaslar içinde ikincil mineral olarak yer alır.

- Opak mineraller düzensiz şekillerde ve oldukça fazla oranda (% 20) pirit ve yer yer de demir oksit minerallerinden oluşur.

2.4.4. YAŞ VE DENEŞTİRME

Tombul Tepe diyabazının Pulur masifi ve Hamurkesen formasyonunu kestiği inceleme alanı içerisinde gözlenmektedir. Bu verilerle Liyas'dan daha yaşlı veya Liyas yaşlı oldukları söylenebilir. Bölgede Tombul Tepe diyabazının Malm-Alt Kretase yaşlı Hozbirik Yayla kireçtaşlarını kestiği görülmemiştir (Korkmaz ve Baki, 1984; Çakır, 1987; Tanyolu, 1988). Buradan Tombul Tepe diyabazının Üst Liyas-Dogger yaşlı olduğu söylenebilir.

Gümüşhane yöresinde çalışan Tokel (1972) Liyas ile Malm birimleri arasında yer alan dolerit damarının, alt ve üst dokanağında kontak metamorfizma izine rastladığını belirtir. Ancak aynı yörede çalışan Eren (1983), dogger kireçtaşlarında kontak metamorfizma izine rastlamamıştır ve bu daykların Üst Liyas-Alt Dogger yaşlı olabileceğini belirtmiştir. Dolayısı ile bölgede bu yaş aralığında yerleşmiş diyabaz kütlelerinin varlığından söz edilebilir.

2.5. KUKULUÇ DASİTİ (YENİ ADLANDIRMA)

2.5.1. AD, YAYILIM, TOPOĞRAFİK GÖRÜNÜM

İnceleme alanında en iyi yüzeyleme verdiği Kukuluç Tepe'ye izafeten "Kukuluç dasiti" olarak adlandırılmıştır.

Kukuluç Tepe ve batısı doğrultusunda yüzeyleme veren Kukuluç dasiti ayrıca Sarıgüney Tepe civarında çok küçük bir alanda mostra vermektedir (Ek 1). Sahada tatlı bir rölyef sunmaktadır.

2.5.2. ALT-ÜST SINIRLAR, KALINLIK

Dasitik lavlardan oluşan bu litodem birimi, Liyas-Dogger yaşlı Hamurkesen formasyonu ve bindirme zonunu kesmektedir (Ek 1). Ancak bu birimin üst sınırı inceleme alanı içerisinde görülememektedir. Görünür kalınlığı harita yardımı ile 300-500 m. arasında olduğu söylenebilir.

2.5.3. LİTOLOJİ

Litodeme ait dasitler ve bir yerde gözlenen andezit örneğinin makro ve mikro incelemeler sonucu aşağıda verilmiştir :

Ayrışma yüzeyi kirlili sarı olan dasitlerin taze yüzeyi beyaz renklidir. Çekiçle kolaylıkla kırılabilen ve büyük çoğunluğu yüksek derecede ayrılmış olan dasitlerin boşlukları silisle dolguludur.

Örnek No : 91

Alındığı Yer : Kukuluç Tepe (Ek 3)

Doku : Hyalo-porfirik (Foto. 30)

- Kuvars fenokristallerinin boyları 0,5-1 mm. arasındadır. Yarı özgün ve özgün şekilli kuvars kristalleri polarize ışıkta gri ve siyahımsı renklerde görülür. Mikroskopta porfiri kuvars kristalleri fotoğrafta da görüldüğü gibi (Foto. 30) altıgen veya beşgen şekillidir.

- Feldispat kristallerinden plajiyoklasların tanın-

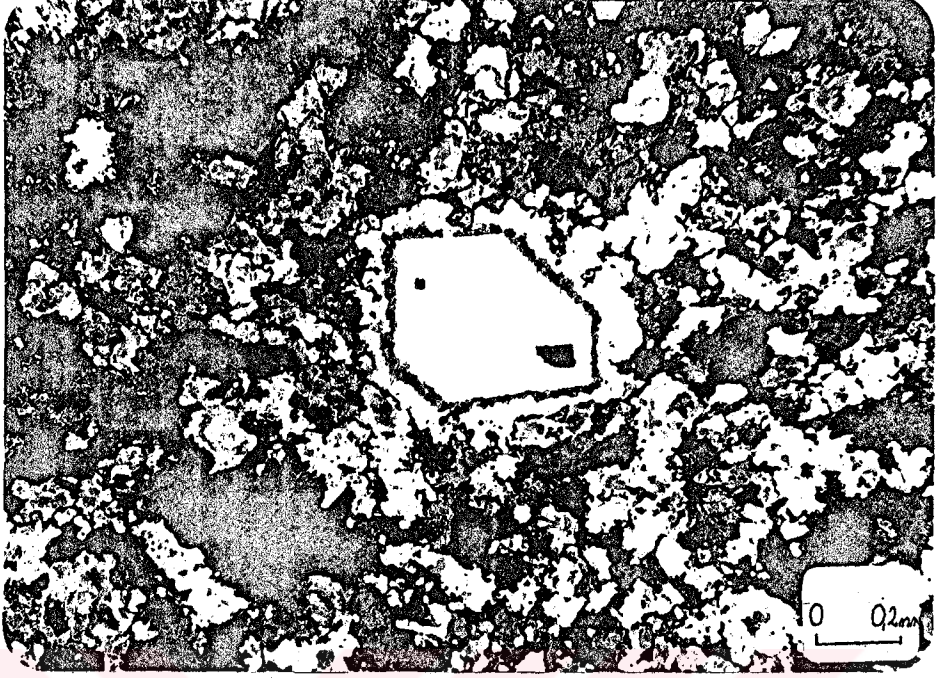


Foto. 30: Kukuluç dasitlerinde hyalo-porfirik doku ve mikrogrönü hamur içerisinde altere feldispat (F) ile porfiri kuvars (Q) kristallerinin mikroskopta görünüşü. (Kesit No: 91, X Nikol)

ması ayrışma nedeniyle oldukça zordur. Ayrışma sonu kristallerin dış kısımları bulanık kahverengi iç kısımları ise beyazdır. İkizleri ve sönme açıları belirgin değildir.

- Biyotit (?) genellikle ksenomorfturlar. Tek yönlü dilinimleri de tam belirgin değildir. Doğal ışıkta sarımsı kahve polarize ışıkta koyu kahverengi ile kısmen tanınmaktadır.

- Kalsit plajiyoklas kristallerinin alterasyonu neticesinde oluşmuş ikincil ve subtomorf kristaller halindedir.

- Hamur bol miktarda kuvars ve camdan oluşmaktadır. Kaolinleşme yaygın olarak gözlenen ayrışma türüdür.

Örnek No : 88

Alındığı Yer : Kukuluç Tepe

Doku : Mikrolitik porfirik

Kayaç adı : Andezit

- Plajiyoklas fenokristalleri subtomorf ve zonlu yapı gösterirler. Andezin ve oligoklaslardan oluşan plajiyoklaslar serizitleşmiş ve albitleşmiştir.

- Hornblend ve biyotit pleokroizmaları ile birbirine benzemekle birlikte sönme açıları ile ayrılmaktadırlar. Hamurda küçük kristaller halinde bulunurlar.

- Klorit ve kalsit plajiyoklaslar içerisinde ikincil mineral olarak gözlenmektedir.

- Apatit yine plajiyoklas kristalleri arasında tali mineral olarak bulunmaktadır (% 2-3).

2.5.4. YAŞ VE DENEŞTİRME

İnceleme alanı içerisinde Pulur masifi metamorfik kayaları ve Hamurkesen formasyonu ile dokanak veren Kuluç dasiti Kretase sonrası (?) bindirme zonunu örter durumda gözlenmiştir (Ek 1). Doğu Pontid Güney Zonunda yaygın Eosen volkanizması ile birlikte değerlendirilmesi düşünülmüştür.

Ağar (1977) tarafından Hozbirik Yayla kireçtaşları ile transgresif olarak örtüldüğü belirtilen bu volkanitler, Akdeniz (1988) tarafından ise aynı kireçtaşları ile sıcak dokanak oluşturduğu ve Eosen volkanizması ile birlikte değerlendirilmesi gerektiği belirtilmiştir.

2.6. ALÜVYONLAR

Kuvaterner yaşlı alüvyonlar Lori deresi ve kollarını oluşturan dereler boyunca görülmektedir (Ek 1). Alüvyonlar içerisinde çevre kayaların blok boyutundan kil boyutuna kadar değişen malzemelerini gözlemek mümkündür. Devlet Su İşleri tarafından Karayaşmak yakınında yapılması düşünülen sulama amaçlı barajın temel sondajları sırasında alınan karotlarda alüvyonun genel olarak ;

- 0 - 4,5 m. az kumlu killi silt
- 4,5 - 19 m. çok killi alüvyon
- 19 - 34 m. killi, siltli, ince taneli ve çakıllı alüvyon'dan oluştuğu belirlenmiştir.

Elemanların çoğunluğu yuvarlanmış ve az yuvarlanmış tane şekli göstermektedir.

BÖLÜM III : JEOKİMYA VE PETROLOJİ

Demirözü yöresinde yüzeyleme veren mağmatik kayaların kısmen altere ve spilitleşmiş olduğu gözlenir. Olanaklar dahilinde kısmi analizleri yapılabilen örnekler, mikroskop altında incelenmiş ve nispeten az bozunmuş olanları analiz için seçilmiştir. Elde edilen jeokimyasal sonuçlar petrolojik açıdan yorumlanmıştır.

Demirözü ofiyolitik karmaşığına ait gabro-diyorit, gabroları kesen diyabaz daykları ve Hamurkesen formasyonuna ait bazaltik lavların kısmi analiz sonuçları Tablo 1'de verilmiştir. Analizi yapılan bazı kayalar TiO_2 -Zr diyagramında (Pearce ve Caan, 1975) değerlendirildiğinde iki grup altında toplandıkları gözlenmiştir :

- 1- Yitimle ilgili düşük TiO_2 'li bazaltlar (CA-A)
- 2- Yitimle ilgili olmayan yüksek TiO_2 'li bazaltlar(WPB)

Hamurkesen formasyonu bazaltları TiO_2 -Zr diyagramında (Pearce ve Caan, 1975; Şekil 5) ada yayı bazaltları (IAB) alanına düşerken K_2O - SiO_2 diyagramında (Pecerillo ve Taylor, 1976) yüksek potasyumlu alkale ve alkale alanında toplandıkları belirlenmiştir (Şekil 6).

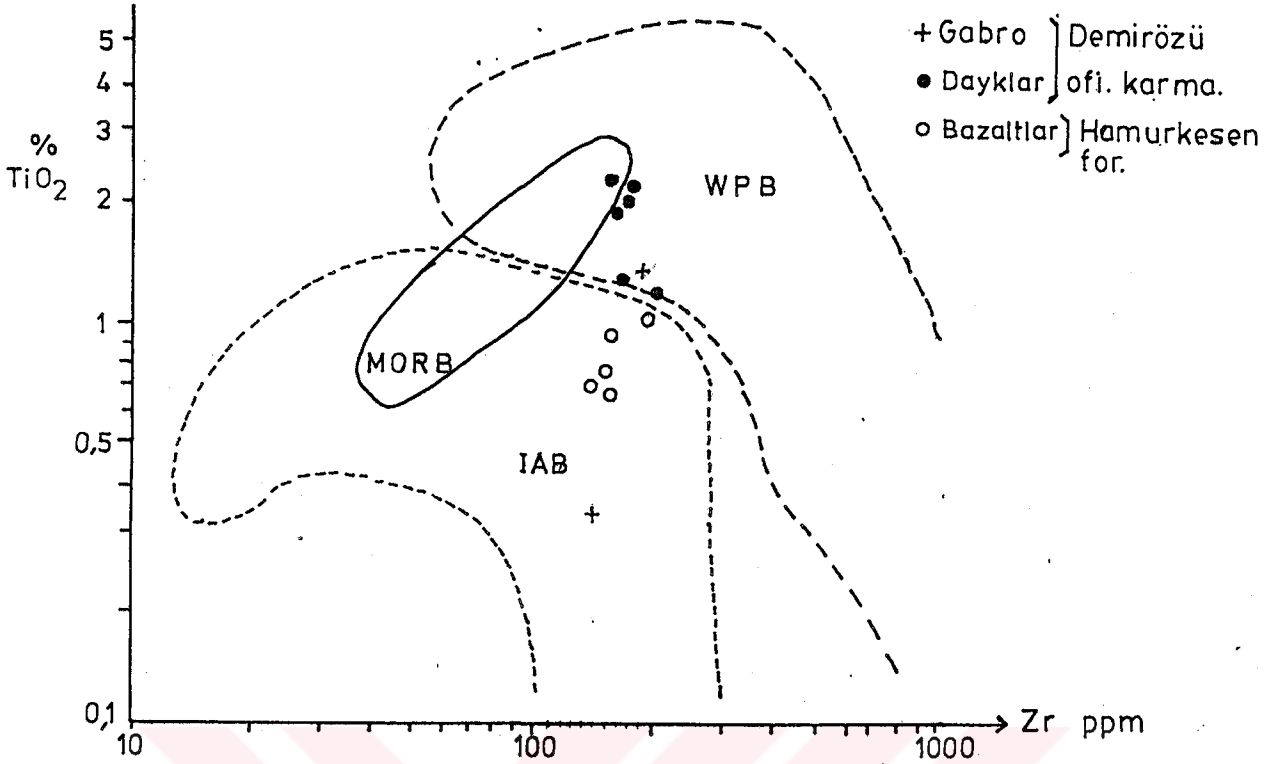
Demirözü ofiyolitik karmaşığını kesen diyabaz daykları TiO_2 -Zr diyagramında (Şekil 5) plaka içi bazaltları(WPB) alanında yer almıştır. Aynı örneklerin K_2O içerikleri, yüksek TiO_2 'li bazaltların K_2O içerikleri ile (Wilkinson, 1986) karşılaştırıldığında (Tablo 2) Demirözü diyabaz dayklarının toleyit-alkali geçiş grubuna dahil oldukları görülmektedir.

Benzer şekilde çalışma alanının 40 km. batısında Liyas yaşlı volkanitler, yüksek TiO_2 'li ve düşük TiO_2 'li bazaltlar olarak iki grup altında toplanmıştır(Bergougnan,

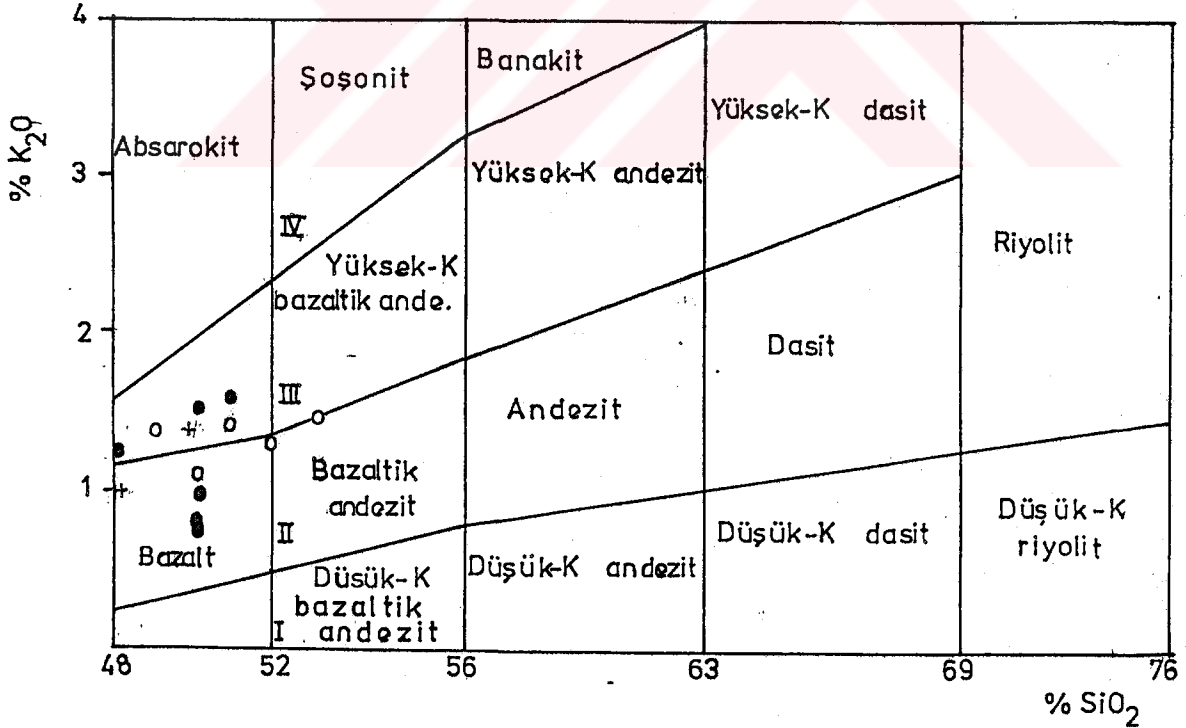
	DAYKLAR (LIYAS ÖNCESİ?)						BAZALTLAR (LIYAS)					GABRO-DIOR.	
	B.5	K.25	DAYK	DE-1	DE-2	K.42	9	13	23	25	K.45	73	94
SiO ₂	51	50	50	50	48	50	51	49	50	52	53	48	50
TiO ₂	2.25	2.11	1.24	1.18	2.25	2.05	0.68	0.64	0.90	0.74	1.01	0.38	1.34
K ₂ O	1.28	0.84	1.02	1.25	1.12	0.80	1.19	1.20	1.03	1.12	1.20	0.93	1.22
Rb (ppm)	37	31	43	44	30	26	28	33	24	40	26	23	39
Zr (ppm)	176	172	183	200	150	185	177	168	174	162	200	155	199

Tablo 1: Demirözü ofiyolitik karmaşığına ait gabro-diorit ile bunları kesen diabaz daykları ve Hamurkesen formasyonu bazaltlarının kısmi analiz sonuçları.

B.5 : Mikrodiorit	-Kırklar deresi
K.25 : Diabaz	-Karayaşmak
DAYK : Dolerit	-1912 tepe
DE-1 : Dolerit	-1912 tepe
DE-2 : Dolerit	-1912 tepe
K-42 : Dolerit	-1912 tepe
9 : Bazaltik andezit	-Paharlı tepe doğusu
13 : Yarı altere bazalt	-Paharlı tepe doğusu
23 : Altere bazalt	-Paharlı tepe doğusu
25 : Bazalt	-Paharlı tepe
K-45 : Bazalt	-Terek tepe
73 : Olivinli gabro	-Kırklar deresi
94 : Diorit	-Güney tepe



Şekil 5: Demirözü ofiyolitik karmaşığı ve Hamurkesen formasyonuna ait bazik kayaların TiO_2 -Zr diyagramında (Pecarce ve Caan, 1975) dağılım yerleri. IAB: Adayayı bazaltı WPB: Plaka içi bazaltı MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltı



Şekil 6: Demirözü ofiyolitik karmaşığı ve Hamurkesen formasyonuna ait bazik kayaların K_2O - SiO_2 diyagramında (Peceriillo ve Taylor, 1976) dağılımı. I- Toleyitik seri, II- Kalkalkalen seri, III- Yüksek K'lı kalkalkalen seri, IV- Şoşonitik seri.

	B.S	K.1	DAYK	DE-1	DE-2	K-42	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51	50	50	50	48	50	49,22	49,8	50,23	50,41	50,1	50,49
TiO ₂	2,25	2,11	1,24	1,18	2,25	2,05	2,16	2,17	2,27	2,15	1,43	2,12
K ₂ O	1,28	0,84	1,02	1,25	1,12	0,80	0,56	0,33	1,36	1,27	4,09	3,74

Tablo 2: Demirözü ofiyolitik karmaşığını kesen diyabaz dayklarının ortalama

SiO₂ ve K₂O içeriklerinin karakteristik toleyitik, geçişli ve alkali bazaltlar ile karşılaştırılması.

1,2,3 : Ortalama toleyitik bazaltlar

4 : Geçişli (transitional) bazaltlar

5,6 : Ortalama alkali bazaltlar (Wilkinson, 1986)

1987). Öte yandan aynı volkanitlerin V, Ni, Co gibi spilitleşmeden etkilenmeyen iz element içerikleri Doğu Pontidler'in Üst Kretase yaşlı şoşonitik kayaları (Pecerillo ve Taylor, 1976) ile karşılaştırılmıştır (Tablo 3). Pecerillo ve Taylor (1976)'a göre tipik şoşonitik nitelikli bazaltlarda $Ni/Co < 1$ ve $V/Ni > 10$ değeri almaktadır. Buna göre Hamurkesen formasyonunun eş değeri Kelkit formasyonunun spilitleşmiş bazaltları da şoşonite yakın kalk-alkalen özellik gösterdiği söylenebilir. Jakes ve White (1972) tarafından kalkalkalen özellikte ada yayı bazaltlarından elde ettiği veriler bunu destekler niteliktedir (Tablo 3).

Kalk-alkali volkanizma ile plaka ortası volkanizma arasındaki ilişkiler

Yukarıda belirtildiği gibi Demirözü ve çevresindeki Liyas yaşlı volkanizma ve dayklar, genelde düşük TiO_2 'li ve yüksek TiO_2 'li bazaltları ile temsil edilmektedir. Farklı TiO_2 içerikli bu bazaltlar da ada yayı-plaka ortası jeotektonik ortamını simgeler (Bektaş ve diğ., 1987).

Smedley (1986) İskoçya Paleozoyik ark gerisi jeotektonik ortamında birlikte görülen ark lavları ile plaka ortası volkanitleri arasındaki ilişkiyi iz element ve izotop çalışmaları ile açıklamaya çalışmıştır. Nb ve Ti dışında benzer kimyasal özellik gösteren farklı bu iki grup volkanitlerin aynı mantonun farklı ortamda farklı kısmi ergime ve diferansiyasyon ile geliştiklerini savunmuştur. Bu görüş ark kalkalkali lavlarının dahan litosferden türemiş olması görüşüne (Green ve Ringwood, 1968) ters düşer.

Güncel çalışmalarda Hoffman (1979) ve Mysen (1982) yitim zonu üzerindeki manto kamasının dahan litosferden sağlanan sulu akışkanlarla metamorfizmaya uğraması ile

	KELKIT FORMASYONU (LIYAS)							PONTİD ŞOŞONİTLERİ			CA Baz
	3B13	4B10	7A5	7B 1B	8A8	T69151	M-420	T69157			
SiO ₂	50,17	48,66	50,11	50,61	49,34	46,70	56,89	60,95	50,59		
TiO ₂	1,53	2,41	0,81	0,85	1,07	0,72	0,86	0,92	1,05		
K ₂ O	1,74	2,21	0,33	0,42	0,88	1,95	3,63	2,30	1,07		
Co	73	40	63	57	54	37	18	7	-		
Ni	47	29	42	28	22	8	7	25	25		
V	374	264	275	239	310	225	160	96	255		
V/Ni	7,95	9,10	6,5	6,63	8,37	28	23	3,8	10		
Ni/Co	0,64	0,72	0,66	0,63	0,68	0,2	0,4	3,6	-		

Tablo 3: Liyas yaşlı Kelkit formasyonuna ait bazaltların iz element içeriklerinin (Bergougan, 1988), Doğu Pontidler'in Üst Kretase yaşlı şoşonitik kayalarından (Pecerillo ve Taylor, 1983) ve ada yayı kalkalkalen bazaltlarından (Jakes ve White, 1972) elde edilen sonuçlarla karşılaştırılması.

1: Ortalama ada yayı kalkalkalen bazaltları (Jakes ve White, 1972)

uyumsuz elementlerce zenginleşmiş olduğunu ve kalkalkali kayaların böyle bir kaynaktan türediğini belirtir. Sulu ortamdaki kısmi ergime sırasında Nb, Ta, Ti gibi elementlerin manto kaynağı içinde tutulmasından (retention) dolayı (Tompson ve diğ., 1983; Weaver ve Tarney, 1983) ark kalkalkali bazaltları, susuz ortamda aynı manto kaynağının kısmi ergimesi ile gelişmiş plaka ortası bazaltlarından daha düşük TiO_2 içerir. Aynı şekilde Gill (1984) Fiji ar- kında toleyit ile başlayan kalkalkali volkanizmayla geli- şen ve şoşonitik-alkali volkanizmayla son bulan mağmatiz- manın esasta okyanus ortası sırtı (kısmen tüketilmiş) ve okyanus adası (OIB) mağma kaynaklarının temsil ettiğini, bunların dahan litosfer üzerindeki değişik oranda metazo- matizmaya uğratılmış mantonun, farklı kısmi ergimelerine karşılık geldiğini izotop çalışmaları ile kanıtlamaya ça- lışmıştır.

Tüketilmiş bir ultramafik kaynaktan kısmi ergime ile ayrılan bazaltların Al_2O_3/TiO_2 oranları yüksektir. Bu o- ran harcanmamış mantoda yaklaşık 20 civarındadır (Coish ve Church, 1979). Sun ve Nesbitt (1978)'e göre harcanma- mış bir mantonun kısmi ergimesinde TiO_2 , Al_2O_3 'den daha fazla tüketilir. Bu yüzden kısmi ergime neticesinde geri- ye kalan artığın Al_2O_3/TiO_2 oranı yükselir. Eğer erken ergiyik harcanmış mantodan uzaklaşırsa, daha sonra har- canmış kalıntının kısmi ergimesi Al_2O_3/TiO_2 oranı kon- dritlerden daha büyük sıvıları oluşturur. Kelkit formas- yonu (Liyas) içindeki volkanitlerin analizinden elde edi- len sonuçlarda bir kısım volkanitlerde Al_2O_3/TiO_2 oranı 22-28,7 arasında değişirken bir kısmı 7-18 arasındadır. Buna göre elde edilen veriler, Liyas içindeki A-TH özel- likteki lav ve daykların güneye doğru dahan bir litosfer

üzerindeki manto kamasının sulu ortamda (düşük TiO_2 'li bazaltlar) ve susuz ortamda (yüksek TiO_2 'li bazaltlar) farklı kısmi ergime ve diferansiyasyonu ile geliştikleri görünüşünü (Bektaş ve diğ., 1987) destekler niteliktedir.

Bütün bu savlardan hareket edecek olursak Demirözü ve çevresindeki plaka ortası bazaltları ile kalkalkalen-alkalen bazaltların birlikte bulunması, adı geçen dönemde bölgenin ark gerisi jeotektonik ortamı yansıttığı ortaya çıkmaktadır.

BÖLÜM IV : TEKTONİK

İnceleme alanı Alpin tektonik birliğine dahil edilen Pontidler Kuşağının içerisinde ve güney zonunda yer almaktadır (Özsayar ve diğ., 1980; Şengör, 1980 ve 1984). Bölgenin en önemli yapısal unsurları, KD-GB doğrultulu ve kuzey yönlü Pulur ve Sincanlı bindirme fayları, D-B doğrultusunda uzanan kıvrım eksenleri ve bunlara paralel gravite faylarıdır (Ek 1). İnceleme alanındaki düzlemsel yapı unsurları (tabaka, şistozite, kırık ve dayk düzlemleri) çeşitli diyagramlarda istatistiksel olarak değerlendirilmiş ve mekanik yorumlaması yapılmıştır.

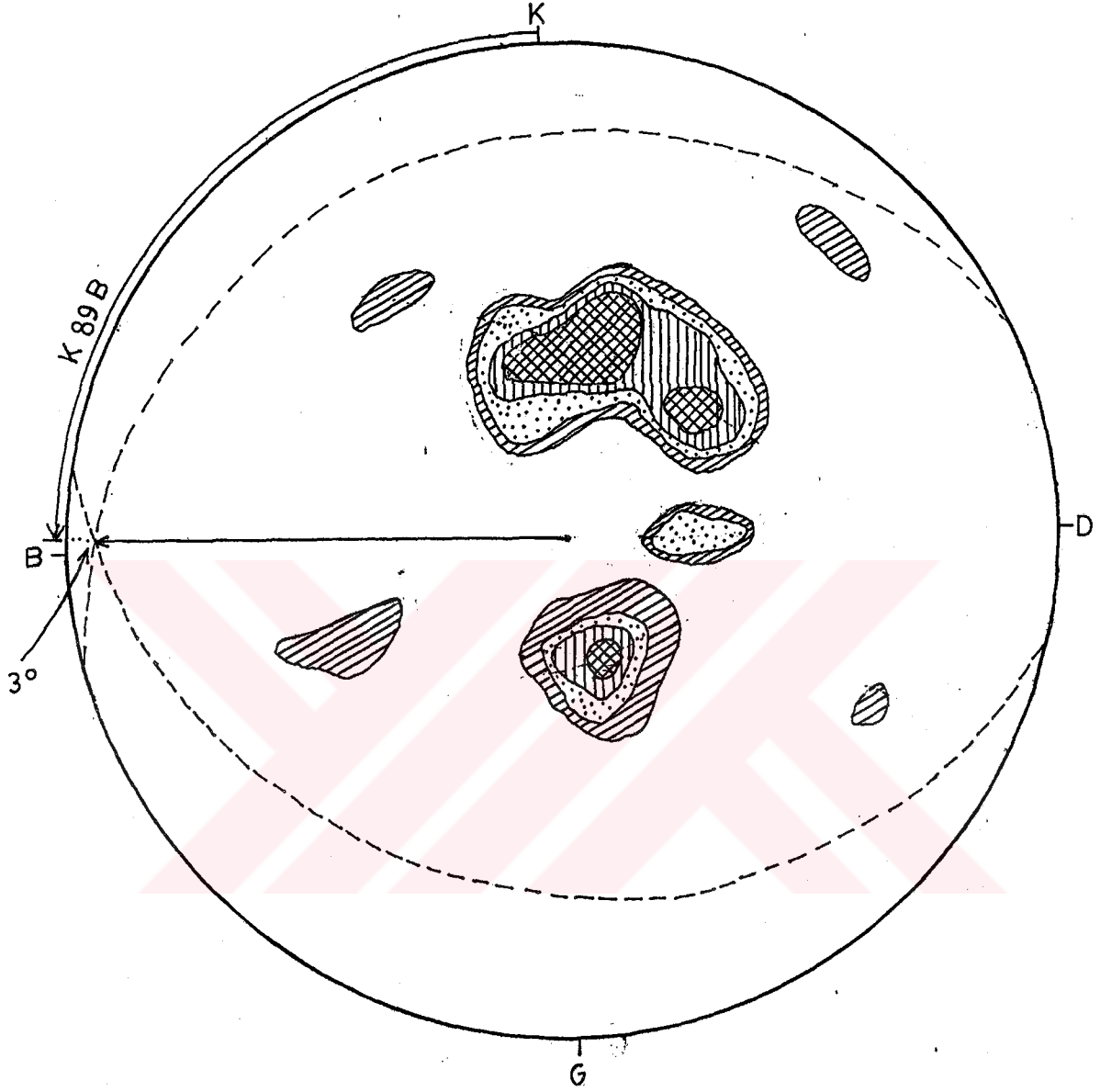
4.1. KIVRIMLI YAPILAR

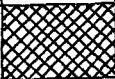



4.1.1. ŞİSTOZİTE YAPILARI VE KIVRIM EKSENLERİ

Sedimanter ve volkanik kayalık kökenli (Ağar, 1977; Okay, 1983; Akdeniz, 1988) Pulur masifinde şistozitenin iyi görüldüğü birimler yeşilşist ve amfibolitlerdir. Gnayslar çoğu zaman masif yapıda bulunurken bazen çok zayıf şistozite gösterirler. Genellikle tabakalaşmaya paralel olarak gelişmiş şistozite kontur diyagramında değerlendirildiğinde, genel eğim yönlerinin yaklaşık kuzeye ve güneye doğru olduğu, eğim açılarının ise 30-50° arasında değiştiği anlaşılır (Şekil 7). Farklı bu iki eğim yönü genel eksen konumları 271/3 olan kıvrımlı yapılara karşılık gelmektedir. Buradan metamorfik serinin iç yapısının kendi yüzeyleme doğrultusuna yaklaşık uyum gösterdiği anlaşılır.

4.1.2. TABAKALI YAPILAR VE KIVRIM EKSENLERİ

Hamurkesen formasyonu olarak tanımladığımız volkanotortul istifin kıvrımlı yapısını fliş görünümlü ince ve kaba taneli detritikler, killi kireçtaşı, bimodal denizaltı volkanizması lav ve piroklastikleri oluşturur (Foto. 31).



Nokta sayısı	> 5	4	3	2	0-1
BELİRTEÇ					

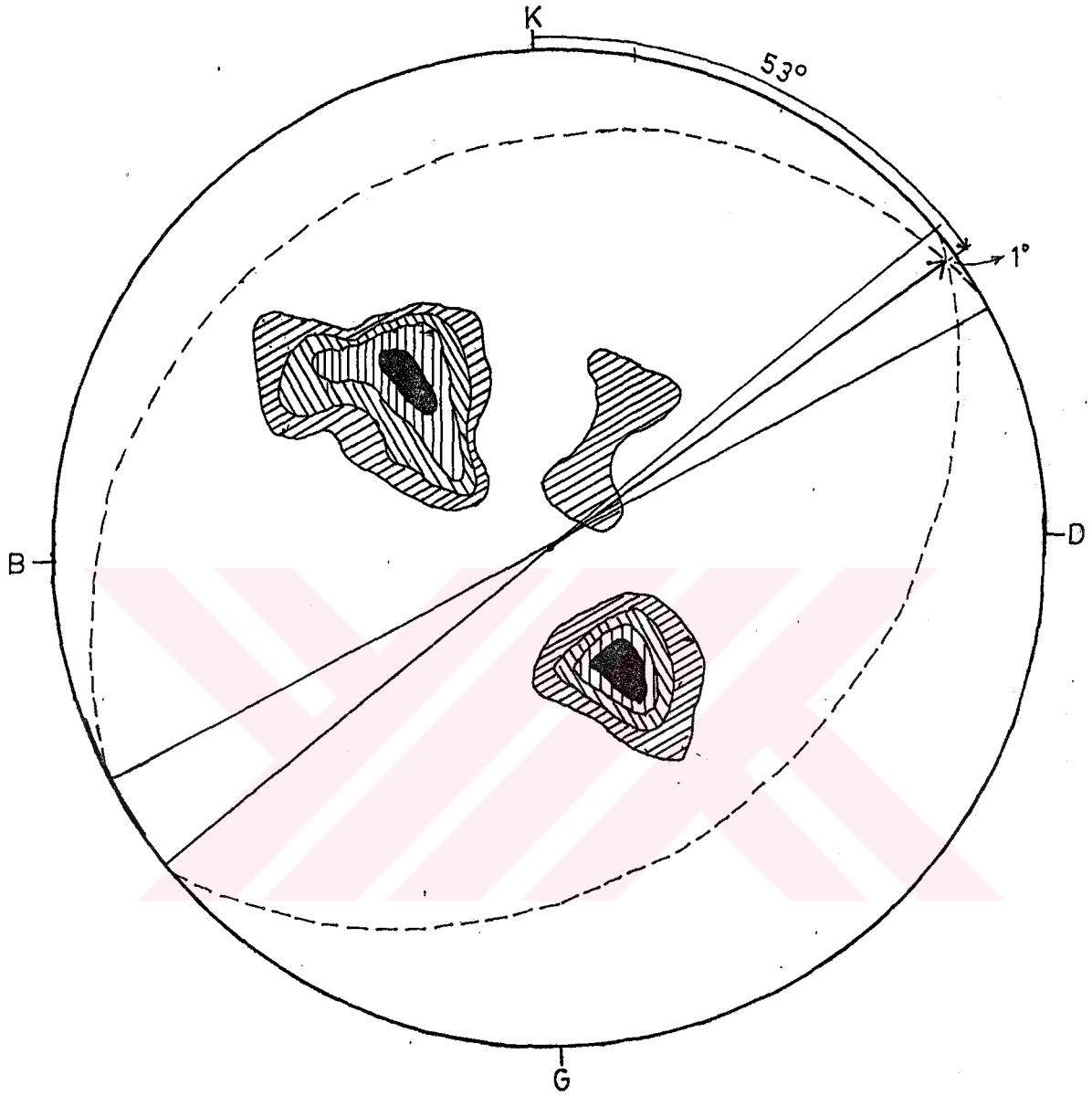
Sekil 7- Pulur masifi metamorfilerine ait 70 şistozite ölcüsünden hazırlanan kontur diyagramı.



Foto. 31: Pınarcık köyü yakınında fliş görüntümlü Hamurkesen formasyonu tabakalı yapılarının görünüşü (Duruşlar 155/45-70).

Kendi içinde küçük kıvrımlı yapılar yanında büyük kıvrımlı yapılar da saptanmış ve jeolojik haritada gösterilmiştir (Ek 1).

Hamurkesen formasyonunun Karayaşmak, Hınzara düzü, Terek Tepe ve Paharlı Tepe civarındaki yüzleklerinden alınan 50 tabaka ölçüsünün kontur diyagramındaki dağılımları, egemen eğim yönlerinin KB ve GD'ya olduğunu, eğim açılarının ise 40-70° arasında değiştiğini gösterir (Şekil 8). Bu tabaka ölçüleri genel eksen konumları 53/1 olan kıvrımlı yapılara karşılık gelmektedir. Jeolojik haritada gösterilen kıvrım eksenini doğrultularına uyum sağlayan bu kıvrımların, bölgede Pulur masifinin yüzeyleme doğrultusuna paralel ve onun içinden geçen büyük bir antiklinoryumun (Seymen, 1975) küçük antiklinal ve senklinealleri olduğunu söyleyebiliriz. Dolayısı ile bindirme ve ters faylar antiklinoryumun merkezinde yer almaktadır.



Nokta sayısı	6	5	4	3	2
BELİRTEÇ					

Şekil 8 - Lias yaşlı Hamurkesen formasyonuna ait 50 adet tabaka ölçüsünden hazırlanan kontur diyağramı.

4.2. KIRIKLI YAPILAR VE FAYLAR

Anadolu ve Pontid tektonik birliklerinin çarpışma kuşağına yakın ve Pontid Kıtası'nın güneyinde kalan (Tatar, 1978) inceleme alanı jeolojik birimlerinin değişik doğrultudaki kuvvetlerin etkisinde kaldığı açıktır. Dolayısı ile, özellikle Pulur masifi içerisindeki birincil kırık yapıları, daha sonraki kuvvetler ile yön değiştirmiş, yeniden hareketlenmiş veya yeni kırık yapıları gelişmiş olabilir. Bu görüş Pulur masifine ait çatlak ölçülerinden hazırlanan kontur diyagramı ile kısmen kesinlik kazanmaktadır (Şekil 9). Mekanik yorumlamayı kolaylaştırmak amacıyla birbirini kesen, pürüzsüz ve dolgu içermeyen çatlaklar makaslama; pürüzlü ve dolgulu çatlakların ise tansiyon çatlağı olduğu (Gedik, 1983) şeklinde yorumlanmıştır. Ayrıca metamorfitle ve Demirözü ofiyolitik karmaşığını kesen daykların yorumlamasının bölge tektoniği hakkında daha iyi sonuç vereceği düşünülmüştür.

4.2.1. BİNDİRME FAYLARI

4.2.1.1. FULUR BİNDİRME FAYI

İnceleme alanının kuzeyinde Hamurkesen formasyonu ile metamorfitlelerin dokanağı, sahayı KD-GB doğrultusunda Goruk Tepe, Karayaşmak ve Terek Tepe'nin güneyinden geçecek şekilde kat eden büyük bir bindirme fayına karşılık gelir (Ek 1).

Kuzeye doğru Hamurkesen formasyonu üzerine itilmiş metamorfitlelerin tektonik dokanakları boyunca yer yer ezik yapıları ve cilalı kayalar (Karayaşmak doğusu) görülmektedir.

Pulur bindirme fayı yerel olmayıp bölgesel niteliktedir. İnceleme alanının dışında da KD-GB istikametinde

uzanan ve Pulur yöresinde daha belirgin olan (Korkmaz ve Baki, 1984; Çakır, 1987; Tanyolu, 1988) bindirme fayının "Pulur Bindirme Fayı" olarak adlandırılması uygun görülmüştür.

Metamorfitletler, Hamurkesen formasyonu ve Hozbirik Yayla kireçtaşları ile beraber kuzeye itilmiş (Ağar, 1977; Tanyolu, 1988) ve Eosen Kukuluç dasiti ile kesilmiştir. Bu nedenle bindirmenin yaşı için Alt Kretase sonrası-Eosen öncesi denilebilir.

4.2.1.2. SINCANLI BİNDİRME FAYI

İnceleme alanında yerel olarak gözlenen ve yine KD-GB doğrultusunda Sincanlı Tepesi (Foto. 32), Kaleymağ ve Beşyurt tepelerinden geçecek şekilde kateden Sincanlı bindirme fayı, kuzeye itilmeli olup Hamurkesen formasyonu ile metamorfitletler dokanağında yer alır.

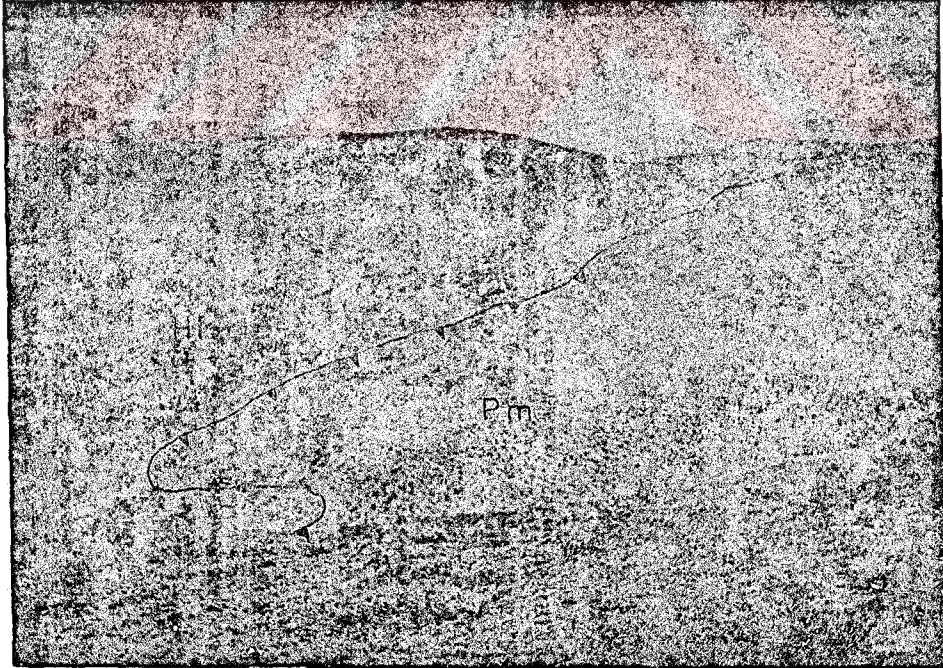


Foto. 32: Sincanlı Tepe'de Pulur masifi (Pm) ile Hamurkesen formasyonu (Hf) arasındaki KD-GB doğrultulu ve kuzeye itilmeli Sincanlı bindirme fayı (▼▼▼).

4.2.2. GRAVİTE FAYLARI

Sözü edilen bindirme faylarından ayrı olarak 1912 Tepe ve Sincanlı Tepe güneyinde D-B doğrultulu iki gravite fayı saptanmıştır (Ek 1). Fay düzlemlerinin topoğrafik eşyükseklik eğrileri ile olan ilişkisi fayların eğimlerinin dik olduğunu göstermiştir.

Güney Tepesi ve Kırklar mevkii'sinden geçen gravite fayı Demirözü ofiyolitik karmaşığı ile Hamurkesen formasyonunu anormal olarak yanyana getirmiştir. Erozyon ve düğüntü nedeniyle doğrudan doğruya teşhis edilemeyen fay düzlemi düşeye yakındır.

Sincanlı ve Sagüney tepeleri arasında D-B doğrultusundaki gravite fayı Hamurkesen formasyonu ve Pulur masifi arasında yer alır. Bu fay zonunda da milonitleşmeler ve cilalı kayalar görülebilmektedir.

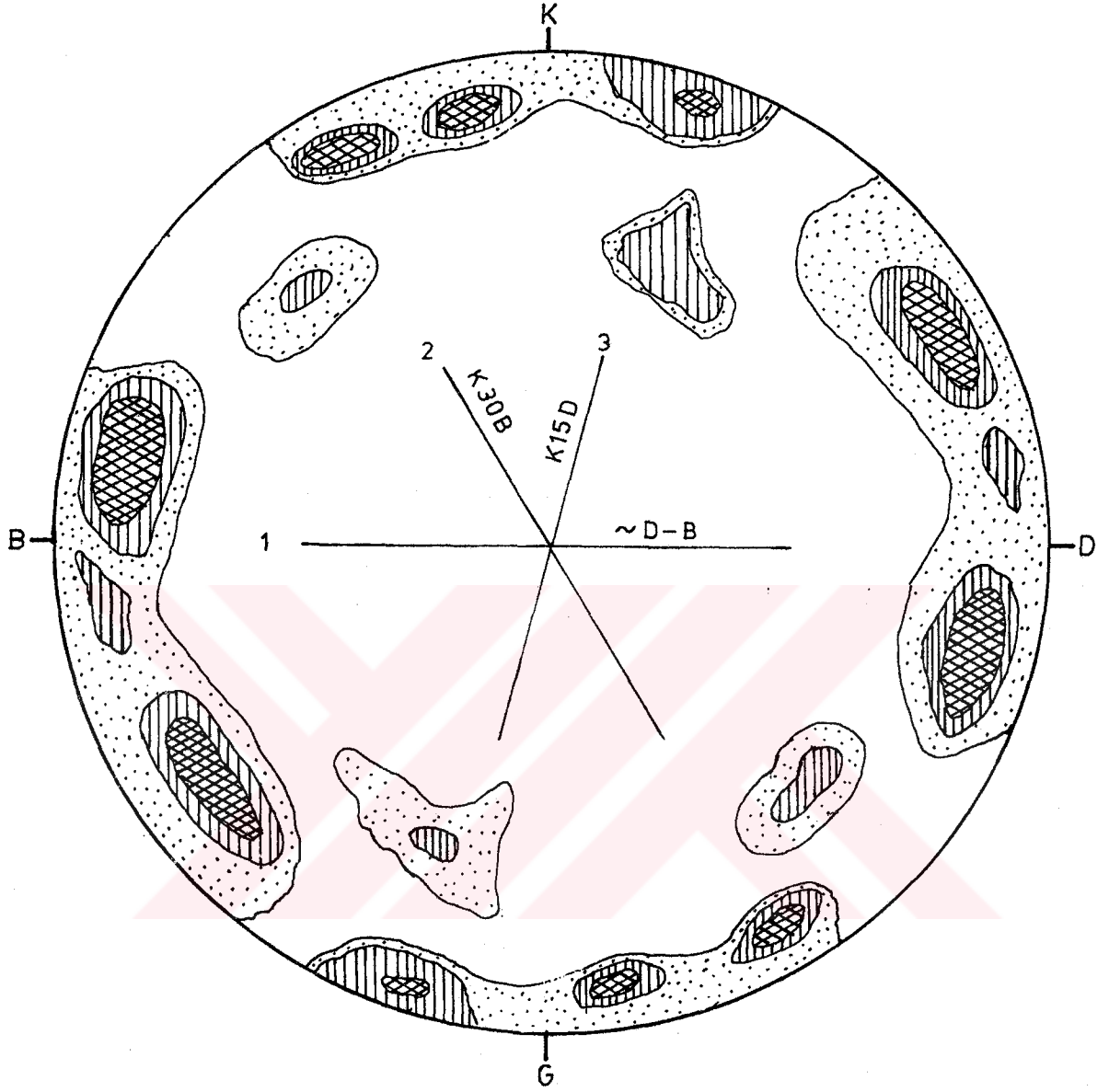
Gözlenen gravite fayları, kıvrım eksen konumlarına yaklaşık paraleldir ve fay zonları diyabaz daykları ile işgal edilmiştir (Ek 1 ve Ek 2, Foto 2-syf. 9).

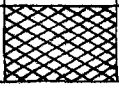

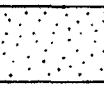

4.2.3. ÇATLAK YAPILARI VE DAYK SİSTEMİ

Bölgede oluşan deformasyon yapılarının sonraki kuvvetlerin etkisi ile yön değiştirmiş, yeniden hareketlenmiş veya yeni deformasyon yapılarının gelişmiş olması olağandır. Bu nedenle çatlak sistemleri buldukları kayalar birimlerinin yaşına göre sınıflandırılmış ve kontur diyagramında gösterilmiştir.

4.2.3.1. PALEOZOYİK YÜZEYLEMELERİNDEKİ ÇATLAK YAPILARI VE DAYK SİSTEMİ

Paleozoyik yaşlı pulur masifi içerisinde gözlenen karmaşık çatlak yapılarının mekanik yorumlanmasında kolaylık sağlaması için, yaklaşık dik eğimli çatlaklar kontur diyagramına yerleştirilmiştir (Şekil 9). Pulur masi-



Nokta sayısı	8-7	6-5	4-3	2-0
Belirteç				

Sekil:9 - Pulur masifine ait 100 adet çatlaktan hazırlanan kontur diyagramı.

finden alınan çatlaklar genelde D-B, K 30 B, K 15 D doğrultulu ve dike yakın eğimlidirler. 1 nolu D-B doğrultulu çatlakların çoğunlukla kalsit ve kuvars dolgulu olması, çatlakları oluşturan kuvvet yönünün yine bu doğrultudan etki yapmış olması gerektiğini düşündürmektedir.

Pulur masifi ve Demirözü ofiyolitik karmaşığını kesen diyabaz dayklarından hazırlanan gül diyagramı (Şekil 10) daykların iki grup altında toplandığını gösterir:

1- D-B doğrultulu, Pulur masifindeki 1 nolu tansiyon kırıkları ve gravite faylarına paralel dayklar

2- K45D ve K50B doğrultulu, Pulur masifindeki 2 ve 3 nolu çatlak doğrultularına paralel dayklar

Pulur masifi ve Demirözü ofiyolitik karmaşığını kesen daykların dağılımının, daha önce gelişmiş kırık yapıları ile ilişkili olduğu ve bu kırık zonlarına yerleştiği düşünülebilir. D-B doğrultusunda yerleşmiş olan Demirözü ofiyolitik karmaşığı bu kanıyı destekler niteliktedir.

Aynı şekilde Gümüşhane Graniti'ni kesen dayklar da iki grup altında toplanmıştır (Tokel, 1972):

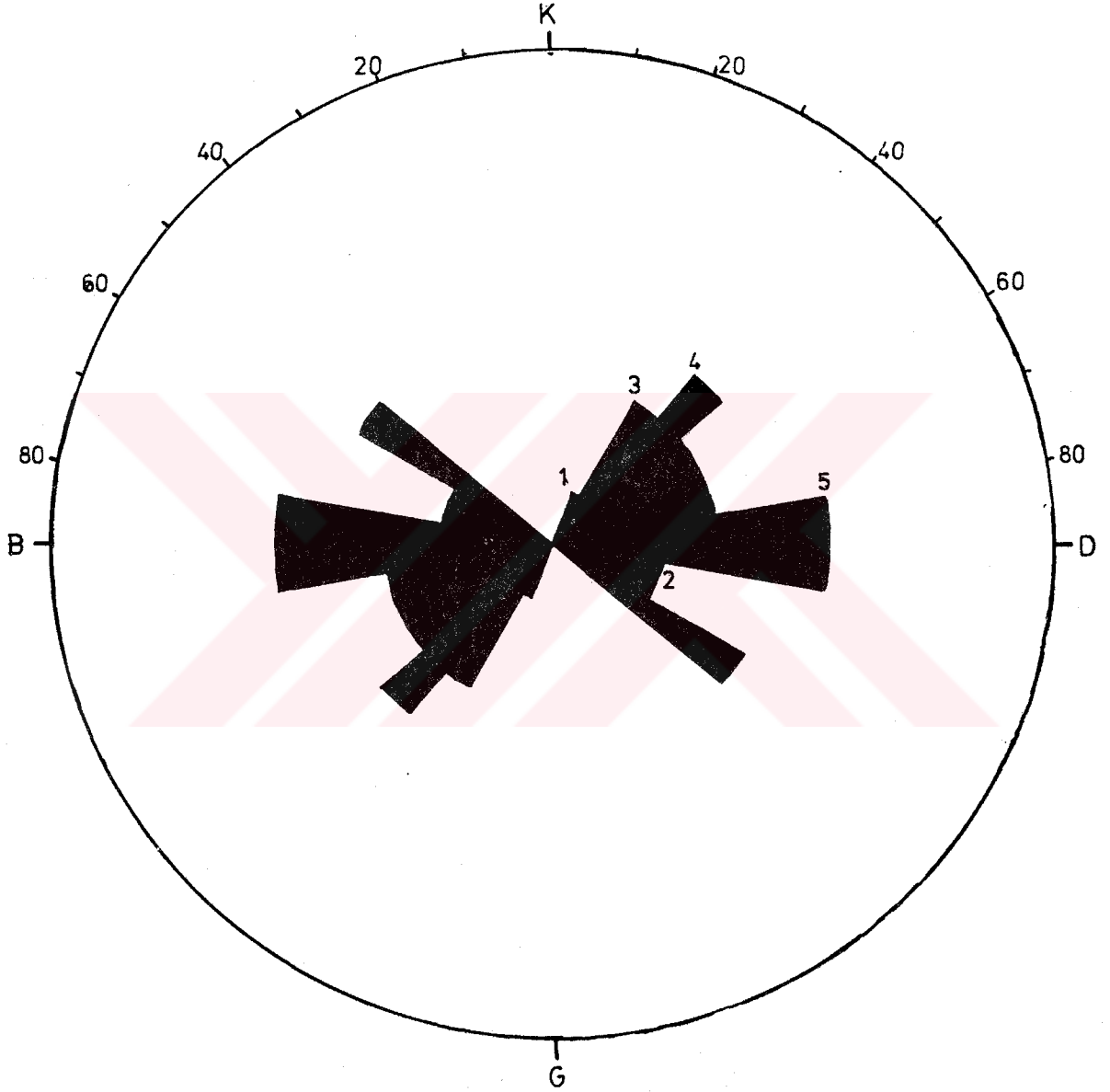
1- BKB-DGD ve 50°K duruşlu, tansiyon kırıkları ve gravite faylarına paralel dayklar

2- 18°K-339°K/50-70 S duruşlu ve makaslama çatlaklarına paralel dayklar

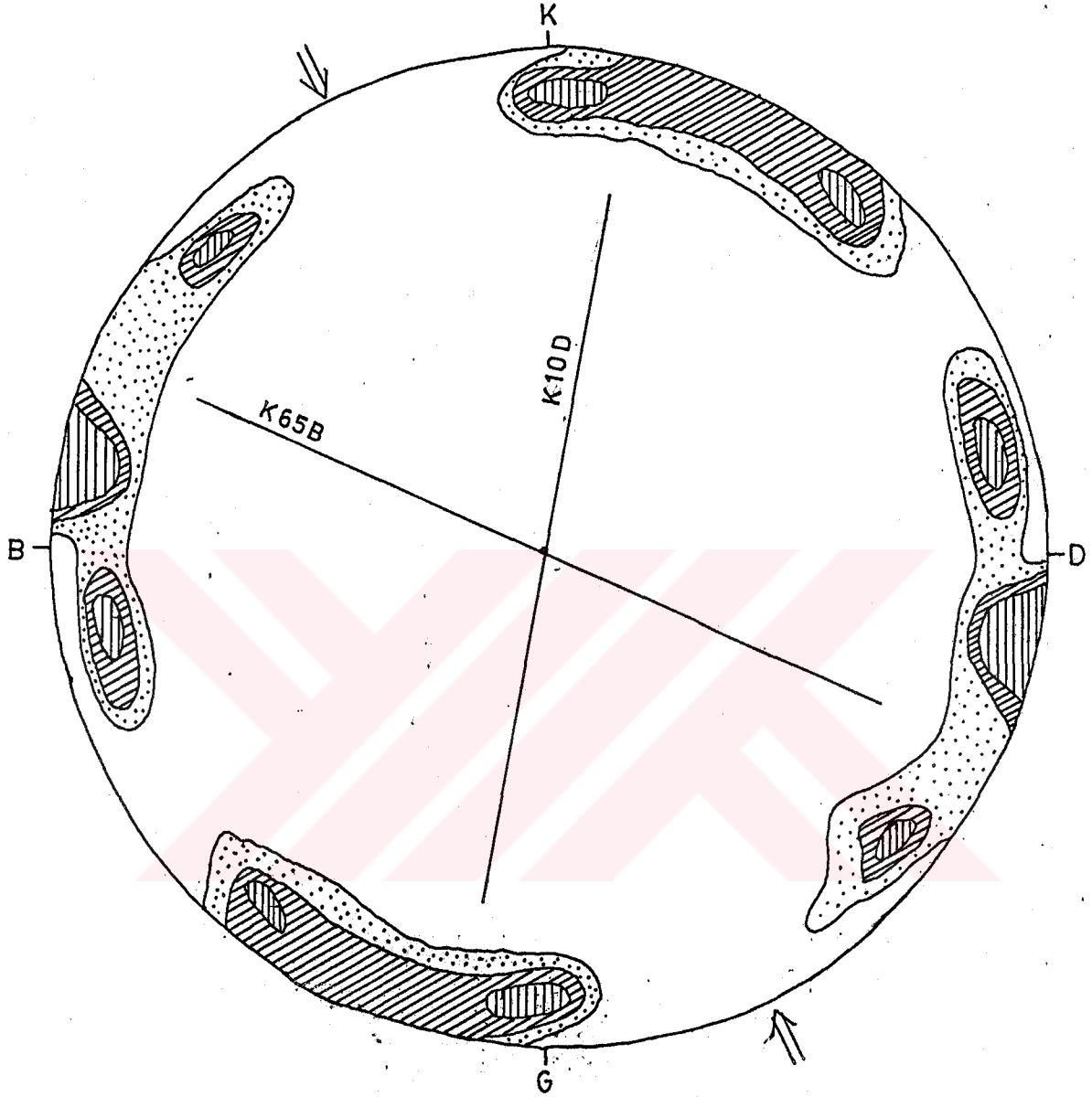
Buradan Demirözü ve Gümüşhane yöresindeki dayk sistemlerinin birbirine benzer şekilde 3 ayrı doğrultuda geliştiği ve bunların kırık yapıları ile ilişkili olduğu söylenebilir.

4.2.3.2. MESOZOYİK YÜZEYLEMELERİNDEKİ ÇATLAK YAPILARI

Hamurkesen formasyonunun değişik litoloji ve yerlerinde gözlenen makaslama çatlakları iyi gelişmiştir. An-



Şekil:10- Pulur masifi ve Demirözü ofiyolitik karmaşığına kesen diyabaz dayklarına ait gül diyagramı (33 ölçü).



Nokta Sayısı	8-7	6-5	4-3	2-0
BELİRTEÇ		/ / / / /	

Şekil 11-Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonuna ait 100 adet makaslama çatlğından hazırlanan kontur diyagramı.

cak tansiyon çatlakları yeterince ayırt edilememiştir. İnceleme alanında Hamurkesen formasyonu içerisinde değişik doğrultularda gelişmiş olan makaslama çatlakları konur diyagramına döküldüğünde K 65 B ve K 10 D doğrultulu iki ana çatlak takımının varlığı söylenebilir (Şekil 11). Bu iki ana çatlak takımının açılı ortayı olan K 25 B doğrultulu basınç kuvveti, bölgedeki kıvrım eksenlerini oluşturan basınç kuvveti yönüne uyum sağlamaktadır.

4.3. UYUMSUZLUKLAR

İnceleme alanında yalnızca Pulur masifi ve Hamurkesen formasyonu arasında görünür bir uyumsuzluk vardır. Temeli oluşturan Permo-Karbonifer öncesi metamorfik kayalar üzerine Hamurkesen formasyonu aşınma uyumsuzluğu ile gelmektedir. Orta-iri taneli taban konglomeraları, metamorfik ve volkanik kayalar çakılları yanında bol kuvars içermekte ancak, gabro-diyorit-peridotit çakılı içermemektedir.

Ayrıca inceleme alanında en genç birim olan Kuvaterner alüvyonları diğer birimler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir.

4.4. YAPISAL UNSURLARIN MEKANİK YORUMLAMASI

Bölge tektonik yapılarının mekanik yorumlamasının yapılabilmesi için bu yapıları oluşturan kuvvetlerin yer ve zaman içerisindeki değişimlerinin bilinmesi gerekir. Bu amaçla inceleme alanındaki düzlemsel yapı unsurları (tabaka, şistozite, kırık düzlemleri,..) ve dayk sistemleri konur ve gül diyagramlarında gösterilerek zaman içinde değişen deformasyon doğrultuları ve şekilleri (basınç ve çekme deformasyon yapıları) irdelenmiştir.

Bu verilere göre çalışma alanında 3 farklı deformasyon doğrultusu gözlenmiştir (Şekil 12). Bunlar sırasıyla:

1- K-G yönlü çekme deformasyon yapıları :

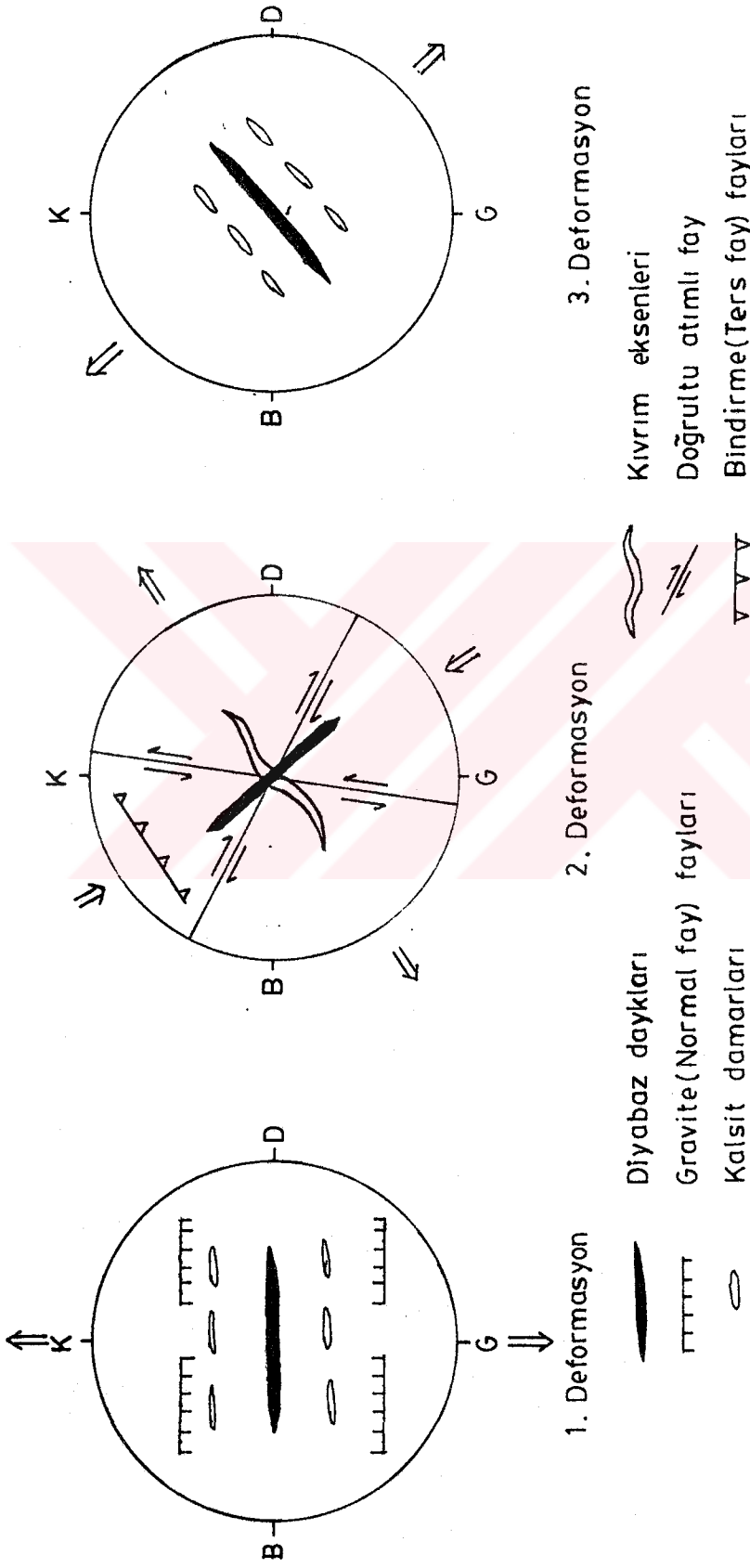
Bu tür deformasyon yapıları ile ilgili olarak Paleozoyik yaşlı metamorfizmler içerisinde D-B doğrultulu dayk sistemi ve kalsit damarları saptanmıştır. Öte yandan yöredeki Liyas havzalarının genel doğrultuları da bu dönemde D-B doğrultulu gravite (normal fay) faylarının da varlığını belirtebilir.

2- KB-GD doğrultulu basınç ve KD-GB doğrultulu çekme deformasyon yapıları :

Bu tür çekme deformasyon yapıları ile ilgili olarak KB-GD doğrultulu dayklar gelişmiştir. Buna uyumlu olarak ise DKD-BGB doğrultulu Pulur ve Sincanlı bindirme fayları, buna paralel kıvrım eksenleri ile KB-GD ve KKD-GGB doğrultulu makaslama çatlakları saptanmıştır. Bütün bu deformasyon yapıları, KB-GD doğrultulu basınç ve KD-GB doğrultulu çekme gerilmelerine karşılık gelmektedir (Wilcox ve diğ., 1973).

3- KB-GD yönlü çekme deformasyon yapıları :

Bu deformasyon yapıları ilgili olarak da Pulur meta-



Şekil 12 - Demirözü yöresinde saptanan farklı konumdaki deformasyon yapıları ve bunlara karşılık gelen paleostres konumları.

morfitleri ve Hamurkesen formasyonu içerisinde KD-GB doğrultulu dayklar ve buna paralel kalsit damarları saptanmıştır.

Elde edilen birbirinden farklı 3 deformasyon doğrultusu ve bunlara karşılık gelen 3 paleostres konumunun rejyonel ölçekteki Doğu Pontid deformasyon doğrultuları ile karşılaştırıldığında (Tokel, 1972; Bektaş, 1986) bu deformasyon doğrultularının rejyonel deformasyon doğrultuları ile uyum sağladığı gözlenmiştir.

4.5. BÖLGENİN JEOTEKTONİĞİ

Doğu Pontidler'in jeotektoniği ve evrimi konusunda birbirinden oldukça farklı görüşler vardır. Bunlar esas olarak üç grup altında toparlanabilir :

1- Dewey ve diğ. (1973), Bektaş (1983; 1986) ve Bektaş ve diğ. (1984; 1987) bugünkü Karadeniz'in Paleotetis'in bir kalıntısı olduğu ve Pontid mağmatik arkının Paleozoyik'den Eosen sonlarına kadar süren güney yönlü bir yitimle geliştiğini iddia ederler.

2- Buna karşın Adamia ve diğ. (1977), Tokel (1981) Pontid mağmatik arkının güneyinde yüzeyleyen ofiyolitik suture zonunun Paleotetis'in bir kalıntısı olduğunu ve buna bağlı olarak aynı dönemlerde kuzey yönlü bir yitimi savunmuşlardır.

3- Şengör ve diğ. (1980) ise Pontidler'in kuzeyinde yer alan Paleotetis'in güney yönlü bir yitimle Dogger'de kapandığını bu dönemden sonra Pontid mağmatik arkının güneyinde yer alan ve Liyas'ta açılmış olan Neotetis'in (ark gerisi havza) kuzeye doğru yitimle kapandığını savunurlar.

İnceleme alanında yapılan tektonik ve petrokimyasal çalışmalar sonucunda elde edilen veriler, bölgenin Liyas başlarından itibaren ark gerisi havza özelliğini taşıdığını destekler niteliktedir.

Liyas başlarında Paleotetis'in güneye doğru olan olasılı oblik yitimi Doğu Pontid ark gerisi bölgelerinde doğrultu atımlı fay ve çekme gerilmesine bağlı olarak (Şekil 12, 1. Deformasyon) pull-apart havzalarının gelişimini sağlamıştır (Bektaş ve diğ., 1984; Bektaş, 1986; Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1980). Riftleşmenin ilk çökellerinin çalışma alanının daha kuzeyinde yer alan Gümüşhane yö-

resinde sığ granitler ve düşük dereceli metamorfitler üzerinde görülmesine rağmen (Tokel, 1972; Eren, 1983), aynı rift çökellerinin inceleme alanında kıtasal kabuğun derin kısımlarını temsil eden gnays-amfibolit-gabro-peridotit birliği üzerine gelmesi kıtasal kabuğun gerilme rejimine bağlı olarak güneye doğru incelendiğini gösterir. Bunun tipik örneği Kızıldeniz rifti ve bunun taban kayalarındaki Zabargad ve Brothers adalarında görülmektedir (Nicolas ve Boidier, 1987; Petrini ve diğ., 1987; Altherr ve diğ., 1987). Adı geçen bölgede gnayslarla içiçe görülen gabroların mineralojisi, jeokimyası (Coleman ve McGuire, 1988) ve orto piroksenlerin analizi bunların, yaklaşık 30 km. derinde soğuduklarını göstermiştir (Bonatti, 1987). Gnayslar ise yine aynı derinliği işaret eden granat gibi yüksek sıcaklık mineralleri içerirler. Zabargad ve Brothers adalarından sağlanan veriler astenosfer yükselmesinin kabuğun incelmelerinden daha önce geliştiğini (Aktif manto yükselimi) ortaya koymuştur (Wernicke, 1981; Bonatti ve Seyler, 1987).

Demirözü ofiyolitik karmaşığı-yüksek dereceli metamorfit birliği Zabargad Adası'na benzer şekilde alt kıta kabuğu manto sınırını (Mohorovičić sınırı) yüzeyde sergilemektedir. Bütün bu birimler daha sığ derinliklere yükselmeleri sırasında azalan sıcaklık ve basınç şartlarında retrometamorfik koşullara maruz kalmışlardır.

Demirözü çevresindeki Liyas çökelleri, tıpkı Zabargad adasında olduğu gibi (Bonatti ve diğ., 1983) tabanını yüksek dereceli metamorfitler ve ofiyolitlerden oluşan yarı simatik rift basenine doğrudan çökelmiştir. Buna uygun olarak Liyas veya Liyas öncesi yaşlı ofiyolitlerin

varlığı Nebert (1964) ve Seymen (1975)'in çalışmalarında da söz edilmektedir.

Doğu-batı doğrultulu rift havzaları ilerleyen riftleşmeye bağlı olarak evrimlerini subsidans havza niteliğinde sürdürmüşlerdir (Görür ve diğ., 1983). Alt Kretase'deki şiddetli subsidans daha önceki karbonat fasiyesinin fliş ve olistrostromal fasiyeslerde geçişi ile belirginleşir. Kop-Bayburt yöresindeki Albo-Senomaniyen yaşlı ofiyolitik olistrostromal melanj kalkalkali-yüksek potasyumlu kalkalkali nitelikli andezitik, dasitik lav ve piroklastikleri ile örtülür (Bektaş ve Gedik, 1988). Daha üstte yer alan Senoniyen yaşlı rudistli resifal kireçtaşları ile havza sığlaşmış ve Paleosen'de şoşonitik volkanizmanın etkin olduğu karasal bir ortamda havza evrimini tamamlamıştır. İnceleme alanı yakın çevresinde Eosen taban konglomeralarının yapısal çizgilere paralel uzandığı ve çoğu alanlarda bindirme düzlemlerini örttüğü görülmüştür (Akdeniz, 1988).

Özetle, Liyas başlarındaki çekme gerilmesi rejimi ile gelişen havzalar evrimlerini yaklaşık Üst Kretase sonlarındaki basınç gerilmeleri ile tamamlamışlardır. Doğrultu atımlı faylara bağlı olarak gelişen havzaların yine aynı mekanizmayla (Bektaş ve diğ., 1984), ark gerisi bindirmelerle (Bowin ve diğ., 1980; Packham ve diğ., 1973) veya yitimle (Hamilton, 1979) kapandığına dair veriler bulunmamıştır.

BÖLÜM V : EKONOMİK JEOLJİ

İnceleme alanında Demirözü ofiyolitik karmaşığı içinde çatlaklarda manyetit cevherleşmesi vardır. Yine bu birim içinde krom cevherleşmesi araştırılmış fakat ekonomik olmadığı görüşüne varılmıştır. Doğu Pontidler'de kırıklara bağlı cevherleşmeler üzerinde yapılan çalışmalara göre (Vıçıl, 1988) manyetit cevherleşmeleri orta etkili çatlaklarda yer almaktadır.

Hamurkesen formasyonunun tabanında ve üst kısımlarında (S. Korkmaz, 1989; sözlü bilgi) yer yer gözlenen kömür damarları en fazla 30 cm. kalınlığında olup ekonomik değildir (Korkmaz ve Baki, 1984; Akdeniz, 1988). Yine de yöre halkı kışlık yakacak ihtiyaçlarından bir kısmını bu kömür damarlarından sağlamaktadır.

BÖLÜM VI : SONUÇLAR

1- Bölgede Pulur masifi olarak adlandırılan metamorfitletler esasta manto yükselimine bağlı olarak ultrabazik ve bazik intrüzyonlara maruz kalmış incelmış veya gerilmış kıtasal bir kabuğa karşılık gelir.

2- Yüksek dereceli metamorfitletlerde saptanan retrogressif metamorfizmanın daha sığ derinliklere doğru yükselmeler sırasında değişen sıcaklık ve basınç şartlarında kazanılmış olmalıdır.

3- Bu metamorfitletler içinde intrüzyonlar halinde gözlenen ultrabazik ve bazik diyapirlerin Liyas yaşlı birimleri kesmemesi, metamorfitletlerle sıcak dokanak oluşturmaması manto yükselimine bağlı diyapirlerin yerleşim yaşının Liyas'dan önce olduğunu gösteren verilerdendir.

4- Metamorfitletlerin iç yapıları ve yersel sıcak dokanak ilişkileri intrüzyonların diyapir şeklinde yükseldiğini kanıtlar.

5- Liyas volkanizması bimodal nitelikli (bazik-asiidik) olup rift çökelleri ile ardışıklı olarak izlenir.

6- Bölgedeki Liyas mağmatizmasına ait bazik lavlar ve daykların ana ve iz element içerikleri plaka ortası nitelikli alkali (A) ve toleyit (TO) geçişli bazaltları ile ada yayı nitelikli CA-A bazaltlarından oluşmaktadır.

7- Bölgedeki kırık analizi ve diyabaz dayklarının konumlarından yararlanarak adı geçen dönemde K-G doğrultulu bir ekstansiyon rejiminin varlığı söylenebilir.

8- Yüksek dereceli (Granülit fasiyesi) metamorfik kayalarla birlik oluşturan ofiyolitik yüzeylemeler, güneye bakan gerilmiş ve incelmış bir pasif kıta kenarını simgeler.

9- Gerek tipik kayaç provensleri (gnays-gabro-peridotit) gerekse petrokimyasal veriler, Liyas veya Liyas öncesi başlayan ark gerisi bölgesindeki riftleşme görüşünü destekler niteliktedir.

10- İnceleme alanındaki kıvrım eksenleri ve bindirme faylarının doğrultuları genel olarak paraleldir.

11- İnceleme alanındaki genel kırık sistemi doğrultuları, Pulur masifinde D-B, K30B ve K15D; Hamurkesen formasyonunda K10D ve K65B; Diyabaz dayklarının ise D-B, K50B ve K45D; Uyumsuzluk doğrultusu ise KD-GB olduğu belirlenmiştir.

12- Çalışma alanında birbirinden farklı 3 deformasyon doğrultusu ve bunlara karşılık gelen 3 paleostres konumu saptanmıştır. Lokal ölçekteki bu deformasyon doğrultularının rejyonel ölçekteki Doğu Pontid deformasyon doğrultuları ile karşılaştırılması yapıldığında, yerel deformasyon doğrultularının rejyonel deformasyon doğrultuları ile uyum sağladığı gözlenmiştir.

13- İnceleme alanında kayda değer ekonomik bir potansiyel yoktur.

K A Y N A K Ç A

- Adamia, S.H.A., Lordkipanidze, M.B., Zakariadze, G.S., 1977, Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus: Tectonophysics, 40, 183-199.
- Ağar, Ü., 1977, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi: İ.Ü., 56 s. (Yayınlanmamış)
- Akdeniz, N., 1988, Demirözü Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri: T.J.K. Bül., sayı 1, cilt 1, 51-61.
- Akkök, R., 1981, Çok evreli metamorfizma: T.J.K. Konferans Dizisi, 15, Ankara.
- Alp, D., 1972, Amasya yöresinin jeolojisi: İ.Ü. Fen Fakültesi Monografileri, 22, 101 s.
- Altherr, R., Henjes-Kunst, F., Puchelt, H., Baumann, A., 1988, Volcanic activity in the Red Sea axial trough-evidence for a large mantle diapir?: Tectonophysics, 150, 121-133.
- Aslaner, M., 1973, İskenderun-Kırıkhan bölgesindeki ofiyolitlerin jeoloji ve petrografisi: M.T.A. yayını, 50, 116 s.
- Aslaner, M., 1988, Kor ve Kor Kırıntılı Kayaçlar, K.T.Ü. yayını, 317 s., Trabzon.
- Baykal, F., 1952, Kelkit-Şiran bölgesinde jeolojik araştırmalar: M.T.A. yayını, 2205, Ankara.
- Bektaş, O., 1981, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan-Tanyeri bucağı Yöresindeki Jeolojik özellikleri ve Yerel ofiyolit sorunları: K.T.Ü. yayını, 32, 196 s.
- Bektaş, O., 1983, Kuzeydoğu Pontid magmatik yayındaki (I) tipi granitik kayaçlar ve jeotektonik konumları:

- T.J.K. Bildiri özleri, 49-50.
- Bektaş, O., 1984, Doğu Pontidler'de Üst Kretase yaşlı şoşonitik volkanizma ve jeotektonik önemi: K.Ü. Dergisi, 3, 53-62.
- Bektaş, O., Pelin, S., Korkmaz, S., 1984, Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolit olgusu: T.J.K. Ketin Simpoz., 175-189.
- Bektaş, O., 1986, Doğu Pontid ark-ark gerisi bölgelerinde paleostres dağılımları ve çok safhalı riftleşme: MTA yayını, 103/104, 16-39.
- Bektaş, O., Van, A., Boynukalın, S., 1987, Doğu Pontidler'de Jura volkanizması ve jeotektoniği: T.J.K. Bülteni, 30, 9-18.
- Bektaş, O., Gedik, İ., 1988, Koplak'da lösitli şoşonitik volkanizmalı yeni bir formasyon (Everek Hanları Formasyonu) ve bu bulgunun Doğu Pontid arkı (KD Türkiye) evrimi ile olan ilişkileri: T.J.K. Bül., 31, 11-20.
- Bergougnan, H., 1987, Etudes Geologiques Dans L'est Anato-
lien, These de Doctorat D'etat, 350 s., Paris. (Yayınlanmamış)
- Blumenthal, M.M., 1945, Die Kelkit Dislokation und ihre tectonische rolle: MTA yayını, 2-34, 372-386.
- Bonatti, E., Clocchiatti, R., Colantoni, P.,.... , 1983, Zabargad (St. John's) island: An uplifted fragment of sub-Red Sea lithosphere, J. Geol. Soc. London, 140, 677-690.
- Bonatti, E., 1987, The rifting of continents: Sci. American, V. 256, No: 3, 74-82.
- Bonatti, E., Seyler, M., 1987, Crustal underplating and evolution in the Red Sea rift: Uplifted gabbro/gneiss

- crustal complexes on Zabargad and Brothers island:
 Jour. Geophysical Res., Vol. 92, 12803-12821.
- Bowin, C.G.M., Purdy, C., Johnston, G.G., ..., 1980, Arc-
 Continent collision in Banda Sea Region: Am. Assoc.
 Pet. Geol. Bull.. 64, 868-915.
- Coleman, R.G., McGuire, A.V., 1988, Magma systems related
 to the Red Sea opennign: Tectonophysics, 150, 77-100.
- Coish, R.G., Church, W.R., 1979, Igneous geochemistry of
 mafic rocks in the Betts Cove Ophiolite, Newfound-
 land: Contrib. Mineral. Petrol., 70, 29-39.
- Çakır, Y., 1987, Pulur masifi orta kesiminin jeolojisi:
 Master tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Ens., 129 s.,
 Trabzon. (Yayınlanmamış)
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., Bonnin, F., 1973,
 Plate tectonics and evolution of Alpine System: Geol.
 Soc. Am. Bull., 84, 3137-3180.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks ac-
 cording to depositional texture: Symp AAPG, Vol. 1.
- Eren, M., 1983, Gümüşhane-Kale arasının jeolojisi ve mik-
 rofasiyes incelemesi: Master tezi, K.T.Ü. Fen Bil.
 Ens., 197 s., Trabzon. (Yayınlanmamış)
- Folk, R.L., 1974, Petrology of Sedimentary Rocks: Hemphill
 Publishing, Texas.
- Gedik, İ., 1983, Genel jeoloji: K.T.Ü. yayını, 205 s.,
 Trabzon.
- Gill, J.B., 1984, Sr, Pb, Nd isotopic evidence that both
 MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc
 magma in Fiji: Earth Planet Sci. Lett, 48, 443-458.
- Görür, N., Akkök, R., Şengör, A.M.C., 1983, Pontidler'de
 Neotetis'in kuzey kıta kenarının Liyas'taki sediman-
 tolojik özellikleri ve tektonik durumu: T.J.K. Bült.

- 26, 11-21.
- Green, T.H., Ringwood, A.E., 1968, Crystalization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions: *Earth Planet Sci. Lett.*, 3, 480-489.
- Hacıaloğlu, T., 1983, Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) arasındaki jeolojisi ve mikrofasiyes incelemesi: Master tezi, K.T.Ü. Fen Bil. Ens., Trabzon (Yayınlanmamış).
- Hamilton, W., 1979, Tectonics of the Indonesian Region : U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1078, 345 s.
- Hoffman, A.W., 1979, Isotope and trace element geochemistry of the earths mantle, In: Lectures in isotope geology, E. Jagger and J.C. Hunziker, eds, 203-206, Springer-Verlag.
- İşler, F., 1983, Kurtlapa-Çaltılı (Sivas) civarının jeolojik, petrografik ve petrokimyasal incelemesi: Doktora tezi, K.T.Ü. Müh. Mim. Fak., 198 s.
- Jakes, P., White, A.J.R., 1972, Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 29-40.
- Keskin, Y., 1983, Bayburt ilçesi, Akşar köyü ve güneybatısının jeolojik incelemesi: Master tezi, K.T.Ü. Fen Bil. Ens., Trabzon. (Yayınlanmamış).
- Ketin, İ., 1951, Bayburt bölgesinin jeolojisi hakkında: *Fen Fak. Mec.*, seri B, cilt XVI, 2, 113-127, İst.
- Ketin, İ., 1966, Anadolunun tektonik birlikleri: *MTA Der.* 66, 20-34, Ankara.
- Ketin, İ., 1983, Türkiye jeolojisine genel bir bakış: İTÜ kütüphanesi, sayı 1259, 595 s., İstanbul.
- Korkmaz, S., Baki, Z., 1984, Demirözü güneyinin stratigrafisi: *T.J.K. Bült.*, s. 5, 107-115.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts:

- George Allen and Unwin LTD., London, 492 p.
- Mysen, B.O., 1982, The role of mantle anatexis, in: Andesites, R.S. Thorpe, Ed., 488-522, Wiley.
- Nebert, K., 1964, Şiran güneybatısındaki (Kuzeydoğu Anadolu) Kelkit Çayı üst mecrasının jeolojisi hakkında: M.T.A. Der., 62, 41-57.
- Nicolas, A., Boidier, F., 1987, Structure of Zabargad island and early rifting of Red Sea: Jour. Geophysical Res., 92, 461-474.
- Okay, A.I., 1983, Ağvanis metamorfizmaları ve çevre kayalarlarının jeolojisi: MTA Der., 99/100, 51-71.
- Özer, E., 1984, Bayburt yöresinin jeolojisi: K.Ü. Jeoloji der., 3, sayı 1-2, 77-89.
- Özsayar, T., Pelin, S., Gedikoğlu, A., 1981, Doğu Pontid-ler'de Kretase: K.Ü. Jeol. Der., 2, sayı 1-2- 65-114.
- Packham, G.H., Falvey, D.A., 1971, An hypothesis for formation of marginal seas in the western Pacific: Tectonophysics, 11, 79-109.
- Pearce, J.A., Caan, J.R., 1975, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: Earth Planet Sci. Lett., 19, 290-330.
- Pecerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, Northern Turkey: Bull. Volc., 39/4, 1-13.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi: K.T.Ü. yayını, No: 87, Trabzon.
- Petrini, R., Joron, J.L., Ottonello, G., Bonatti, E., Seyler, M., 1988, Basaltic dykes from Zabargad island, Red Sea; petrology and geochemistry: Tectonophysics, 150, 339-348.

- Sarıbudak, M., 1989, Karadeniz; Üst Kretase'de açılmış bir ada yayı arkası havzası mı? Yoksa Erken Mesozoyik okyanusunun bir kalıntısı mı? Paleomanyetik bir yaklaşım: T.J.K. Bildiri özleri, syf: 31.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği: Doktora tezi, İTÜ Maden Fak., 192 s. İstanbul
- Smedley, P.L., 1986, The relationship between calc-alkaline volcanism and within-plate continental rift volcanism; evidence from Scottish Paleozoic Lavas: Earth Planet Sci. Lett., 76, 113-128.
- Sun, S.S., Nesbit, R.W., 1978, Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts: Geology, 6, 689-693.
- Şengör, A.M.C., 1979, Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications: Nature, 279, 590-593.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: T.J.K. Konferanslar serisi, 2, 40 s.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Ketin, İ., 1980, Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in Northern Turkey; Fragments of a Permian Triassic Paleotethys: Geol. Soc. Am. bull., 91, 599-609.
- Şengör, A.M.C., 1984, The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia: Geol. Soc. America Spec. Pap., 195, 77 s.
- Tanyolu, E., 1988, Pulur masifi (Bayburt) doğu kesiminin jeolojisi: M.T.A. Dergisi, 108, 1-17.
- Tarhan, F., 1976, Tokat-Zile Alsancak baraj yeri ve göl alanının mühendislik jeolojisi: İTÜ Maden Fak., 82 s.

- Tatar, Y., 1978, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan-Refahiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler: Yer Bilimleri, cilt 4, no 1-2, 201-206.
- Tokel, S., 1972, Stratigraphical and volcanic history of Gümüşhane Region; NE Turkey: Doktora tezi, College Univ., Londra.
- Tokel, S., 1981, Plaka tektoniğinde mağmatik yerleşimler ve jeokimya; Türkiye'den örnekler: Yeryuvarı ve İnsan, 6/3-4, 53-65.
- Tompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P., Hendry, G., 1983, Continental flood basalts arachnids rule O.K.? In: Continental basalt and mantle xenoliths. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry, ed., 158-195.
- Turan, M., 1978, Şiran doğu yöresinin jeolojisi: K.T.Ü. Jeol. Böl., Master tezi, 67 s., Trabzon.
- Turner, F.J., Verhoogen, J., 1960, Igneous and metamorphic petrology (Second Edition): McGraw Hill, 694 s., NewYork.
- Turner, F.J., 1968, Metamorphic petrology, Mineralogical and field aspects: McGraw-Hill Book Company, 403 s., New York.
- Türkiye Stratigrafi Komitesi, 1981, Stratigrafi sınıflama ve adlama klavuzu: mta yayını, Ankara.
- Verhoogen, J., 1970, The Earth; An Introduction to Physical Geology: Holt, Rinehart and Winston, Inc., 747 s. Wiley.
- Vicil, M., 1988, Doğu pontidler'in cevher minerallerinde görülen mikro tektonik izler: Akdeniz Univ., Isparta Müh. Fak. Dergisi, sayı 1, 266-276.
- Weaver, B.L., Tarney, J., 1983, Chemistry of the subconti-

- mental mantle: inferences from Archean and Proterozoic dykes and continental flood basalts: In: Continental basalts and mantle xenoliths, J.C. Hawkesworth and M.J. Norry, eds., 209-229.
- Wernicke, B., 1981, Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen: *Nature*, 291, 645-648.
- Wilkinson, J.F.G., 1986, Classification and average chemical composition of common basalts and andesites: *Jour. Petrology*, 27, 31-62.
- Wilcox, R., Harding, T.P., Seely, D.R., 1973, Basic Wrench Tectonics: *Am. Assoc. Pet. Geol.*, 57, 74-94.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: Springer-Verlag, Berlin.
- Winkler, H.G.F., 1967, Petrogenesis of Metamorphic Rocks (Revised Second Edition): 237 s., George Allen and Unwin Limited, London.
- Winkler, H.G.F., 1976, Petrogenesis of Metamorphic Rocks (Fourth Edition), 334 s., Springer-Verlag, New York.
- Yılmaz, Y., 1972, Petrology and structure of the Gümüşhane granite and surrounding rocks; North-Eastern Anatolia: Doktora tezi, 260 s., İngiltere. (Yayınlanmamış)

ÖZGEÇMİŞ

Yılmaz Erdal Habiboğlu 10.02.1965'de Kastamonu'da doğmuştur. Memur çocuğu olması nedeniyle ilk ve orta tahsilini Tosya ve Araç (Kastamonu) ilk okulları; Kağızman (Kars) orta okulu; Vezirköprü (Samsun) ve Ulubey (Ordu) liselerinde tamamladıktan sonra 1982 yılında K.T.Ü. Jeoloji bölümüne girmiştir. 1986 yılında Jeol. Müh. unvanı ile mezun olmuş ve aynı yıl Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Anabilim Dalı'nda master öğrenimine başlamıştır.

T. C.
YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
Dokümantasyon Merkezi