

# MURATDAĞI JEOLojisi VE ANA KAYAC BİRİMLERİNİN PETROLOJİSİ

## *Geology and main rock unit petrology of Muratdağı*

ERGÜZER BİNGÖL Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

**ÖZ:** Muratdağının merkezi kesimini kapsayan inceleme alanında eski litolojik birim Jura yaşlı Aşağı Belova formasyonu'dur. Bu formasyon, sık kıvrımlı, yeşil şist fasiyesinin "Kuvars-albit-muskovit- klorit" subfasiyesi metamorfizması geçirmiş, kaba taneli metakumtaşı ve metasilt taşlarından oluşmuş Yargedektepe üyesi ve onunla yanal ve düşey geçişli Orta üst Jura yaşlı Çiçeklikaya dolomitik kireçtaşı üyesinden oluşmuştur.

Bu formasyon, içinde çok çeşitli boyutlarda sedimanter (çörtlü kireçtaşları, radyolarit), magmatik (peridotit, spilit, tüf), metamorfik (şist-mermer) kayaç kütleleri taşıyan Üst Kretase yaşlı melanjlara tektonik olarak örtülmektedir. Melanj içindeki metamorfikler, orta derecede silisli, alümince zengindir. Metamorfizmaları Barrow tipinde, almandin-amfibolit fasiyesinin "stavrolit-almandin" subfasiyesine kadar inmektedir. Melanj içindeki magmatitlerin kimyasal bileşimleri aynı magmatik kökenli iki kayaç grubunun varlığını göstermektedir. Peridotitlerin serpantinleşmesinde bu kayaçlarda hacim artışı olmamıştır.

Paleosen yaşlı Baklan graniti (Monzogranit) ile Orta Miyosen yaşlı Karacahisar volkanitlerinin (riyolit, riyodazit ve riyolitik tüf) kimyasal bileşimleri bu iki kayacın benzerlik ve aykırılık gösteren magma türlerinden meydana gelmiş olabileceklerini kanıtlamaktadır.

Araştırma sahasındaki Tersiyer yaşlı diğer kayaçlar genellikle kaba detritlerden oluşmuştur.

K-Ar ve Rb/Sr yöntemleriyle yapılan ölçmelerde, Yargedektepe üyesinin kıvrılma-metamorfizma yaşı 126,5±11 milyon yıl (Üst Jura-En Alt Kretase); melanj içindeki metamorfik kütlelerin Rb/Sr bakımından son homojenleşme yaşı 70,4±3 milyon yıl (Maestrihtiyen); Baklan granitinin kristalleşme yaşı 52±7 milyon yıl (Paleosen-Eosen arası); Karacahisar volkanitlerinin yaşı 16,9±0,2 ila 20,9±0,5 milyon yıl (Orta Miyosen) bulunmuştur.

**ABSTRACT:** The area under investigation covers the central part of Murat Dağı (Murat Mountain). The oldest rock unit of the area is the Aşağı Belova Formation of Jurassic age, being composed of the Yargediktepe Member and the Çiçeklikaya Dolomitic limestone Member. Both members have lateral and vertical gradational contacts. The Yargediktepe Member consists of tightly folded metasediments and metasediments of different chemical compositions, subjected to a greenschist metamorphism in a grade not higher than quartz albite-muscovite chlorite subfacies. Aşağı Belova Formation is tectonically overlain by the Ophiolitic Melange of Late Cretaceous age consisting of sedimentary (cherty limestone, radiolarite); magmatic (peridotite, spilite, tuff) and metamorphic (schist; marble) rocks of varying dimensions. The metamorphic constituents of the melange are rich in alumina content with a fair amount of silica. Their metamorphism is of the Barrov type indicating a staurolite-Almandine subfacies of the Almandine-Amphibolite facies. The chemical compositions of the magmatic rocks of the ophiolitic melange indicate the existence of two different rock assemblages in the melange. Ne, increase in volume has been observed in these rocks. During the serpentinization of the peridotites.

Chemical compositions of Baklan Granite of Paleocene age (Monzogranite) and Karacahisar volcanics of Middle Miocene age (rhyolite, rhyodacite and rhyolitic tuff) may indicate that these rocks are the products of magma types some of whose properties are alike and others of which are unlike. The sedimentary rocks of Tertiary age in the area are made up of coarse clastics.

Radioactive age measurements made by K-Ar and Rb/Sr methods gave the following results. The age of the folding and metamorphism of the Yargediktepe Member is 126,5±11 m.y. (Late Jurassic-Early Cretaceous); the age of the latest homogenization of the metamorphic mass in the melange on the basis of the Rb/Sr method is 70,4±3 m.y. (Maestrichtian); the age of the crystallization of the Baklan Granite is 52±7 m.y. (Paleocene-Eocene); the age of the Karacahisar volcanics ranges from 16,9±0,2 to 20,9±0,5 m.y. (Middle Miocene).

## GİRİŞ

### Konu ve Amaç

Büyük ölçekli jeoloji harita alınımının, bizzat haritayı yapan tarafından, jeoloji ilminin bugünkü yöntemleriyle desteklenmesi ve denetlenmesi gerekmektedir. Bu yöntemlerin sonuçlarının arazi gözlemlerini doğrulaması veya onlara ters düşmesi ne kadar önemliyse; bu sonuçların arazi gözlemleriyle yorumlanması o derece önemli olmaktadır.

Batı Anadolu'da, nispeten az incelenmiş bulunan Muratdağı masifinin, jeolojik ve petrolojik açıdan sorunlarına kısmi de olsa çözüm getirebilmek amacıyla bu araştırma ele alınmıştır.

1971-1974 yılları arasında, masifin orta kesiminin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası ve derlenen numuneler üzerinde ayrıntılı petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik etüdlere yapılmıştır. Ayrıca inceleme alanı dışına çıkılarak, özellikle Menderes masifi kuzeyi ile Bursa arasındaki volkanitler, granitik kütleler, melanaj ve Jura yaşlı kayalar tanınmaya çalışılmıştır. 1975 yılında inceleme bölgesinde kontrol çalışmaları yapılmıştır.

Bugünkü yetenek ve olanaklarla, burada ileriye sürülen Muratdağı'nın jeolojisi, petrolojisi, geleceğin olanak ve yetenekleriyle belki değişecek, belki de daha sağlam verilere dayandırılabilir. Bu nedenle aygıtlı ölçmeler ve tanımlamalara daha çok yer verilmiştir. Ölçme ve tanımlamalar ile bunların sonuçlarından yapılan yorumların hangi jeolojik çevredeki hangi kayalar üzerinde elde edildiğini açıklayabilmek, bölge jeolojisine hangi derecede uyumlu veya uyumsuz olduğunu belirtebilmek için çalışma sahasının arazide saptanan stratigrafi ve yapısal evrimini kısaca anlatmak gerekmiştir.

### İnceleme Alanı

İncelenen bölge 1/25.000 ölçekli K23-a<sub>2</sub> paftasının tamamını, K23-b<sub>1</sub> paftasının kuzeybatı ucunu, K23-a<sub>3</sub> paftasının tamamına yakın kısmını kapsamaktadır (Şekil 1).

### Coğrafya

Topoğrafya, orta kısımlara doğru, kuzeyde birden, güneyde ise biraz daha yumuşak olarak sırasıyla 1040 ve 930 met-

reden 2306 metreye (Kartal Tepesi) kadar yükselmektedir. En yüksek tepelerin sıralanma doğrultusu NW-SE dur.

Bölge genellikle Akdeniz iklimi sahasına girmektedir. Fakat İç Anadolu ikliminin etkisi de görülür. Yağışlar Mayıs ayına kadar sürer. Yalnız Haziran, Temmuz, Ağustos ayları kurak geçmektedir.

Ulaşım, orman yolları ve patikalarla sağlanmaktadır. Orman yolları kuzeyde 1800, güneyde ise 1600 metreye kadar kabaca N-S doğrultusunda uzanmaktadır. Güneyde yol olanakları daha fazladır.

### İncelenen Bölge ve Çevresindeki Önceki Çalışmalar

Yalnızca inceleme alanını konu alan literatürün azlığına karşın, Muratdağı'nın yakın ve uzak çevresinde ayrıntılı araştırmalar nispeten boldur. Kuzeybatı Anadolu'da Muratdağı'nın yakınıyla aynı yaşta, benzer kayaç türleri içeren bölgelerdeki ayrıntılı araştırmalara bir yandan Muratdağı'nın jeolojisine diğer taraftan Muratdağı'nın Kuzeybatı Anadolu jeolojisindeki yerine ışık tutacağı düşüncesiyle geniş yer verilmiştir.

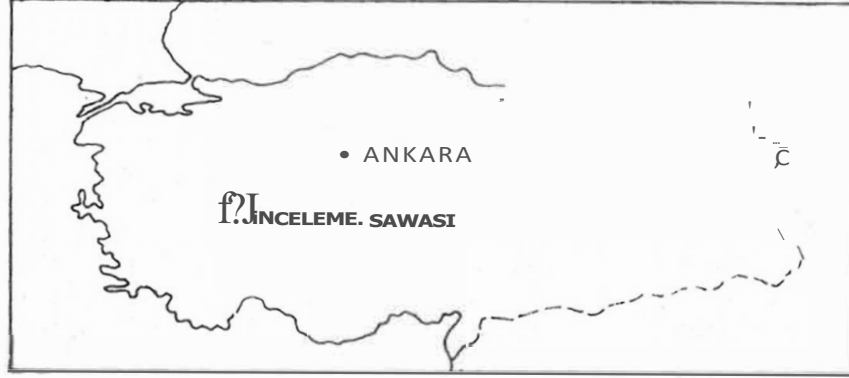
Hamilton ve Strickland (1836), Tchilchacheff (1967), Philippon (1914), Tokay ve Bayramgil (1947) de, Muratdağı ve çevresinde, araştırmaların öncüleridir. Bu yazarların ilki, Muratdağı'nın Uşak-Gediz arasındaki kısmının antiklinal yapılı metamorfik kayalar kapsadığını; ikincisi, batı ucu Uşak olan göl havzasının geçiş kayalarından oluşan dağlardan meydana geldiğini yazmakta, 1/200.000 ölçekli haritasında metamorfik sınırlarını göstermekte; üçüncüsü ise Çukuroren-Karacahisar arasındaki kayaları kısaca konu etmektedir.

Wijkerslooth (1941), Orta Anadolu'nun batısındaki granit intrüzyonları için geç Paleozoyik, serpantinler içinde Paleozoyikten eski yaşlarını ileri sürmüştür.

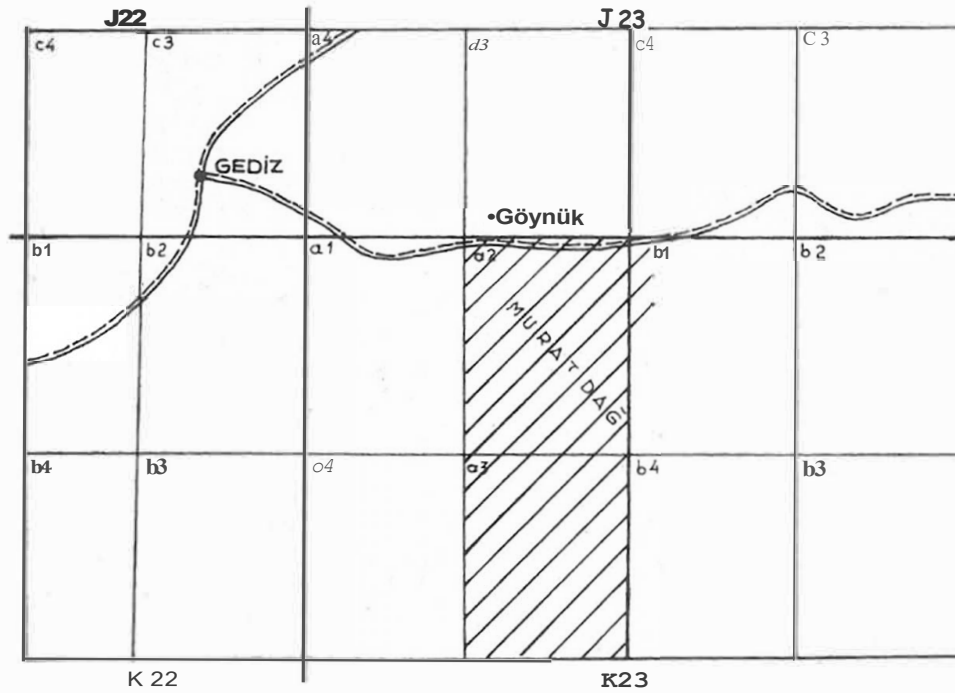
Tokay ve Bayramgil (1941), Uşak kuzeyinde Elmadağı - Gediz çayı arasındaki 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını yaparak, metamorfiklerin, homblendli, blyotitli, muskovitli, piroksen ve kassiteritli, granatlı şistlerden oluştuğunu belirtmişler; önceki yazarların verilerine de dayanarak, bölgede Mesozoyik'te deniz altı hendekleri (sillon) meydana geldiğini; Neojende,

göllerin geliştiğini ve Neojenden sonra yükselmeler olduğu sonucuna varmışlardır.

İNCELEME SAHASININ COĞRA.Fİ KONUMU  
Geographical position of investigated area



İNCELEME SAHASININ 1/25.000. ÖLÇEKLİ TAKSİMATINDAKİ YERİ  
Location of investigated area in a 1:25,000 scale quadrangular division



İNCELEME SAHI  
Investigated area

1: İnceleme sahasının Coğrafi Konumu ve 1/25.000 ölçekli pafta bölümlenmesindeki yeri.

1: Location of investigated area in a 1/25,000 scale quadrangular division and its Geographical position.

Baykal (1954), Muratdağı güneybatısındaki metamorfitle-  
rin; Mesozoyik yaşlı olması muhtemel kumtaşı, grovak ve ki-  
reçtaşlarının; Neojen yaşlı litolojilerin tanımlamasını yapmış,  
stratigrafisini ve yapısal jeolojisini ortaya çıkarmıştır.

Holtzer (1954), Orhaneli granodiyoritinin üst Kretase yaşlı  
kireçtaşlarını kontakt metamorfizmaya uğrattığını saptamıştır.

Colin (1955), Muratdağın doğusunda yapmış olduğu  
araştırmalarının sonucu Neojen-Eosen stratigrafisini vermiş,  
serpantin, yeşil şistlerin Üst Jura-Alt Kretase veya daha yaşlı;  
serpantin ve yeşil şistlerin tavanını meydana getirdiğini sa-  
vunduğu sileks ve radyolarit ara tabakalı Kireçtaşlarının üst  
Kretase; az rekrystalize kireçtaşlarının, bölgesel karşılaştır-  
mayla Permokarbonifer; en alttaki şist, kumtaşı, kuvarsitlerin ise  
Devon yaşlı olduklarını ileri sürmüştür.

Kuzeybatı Anadolu'daki magmatizma faaliyetleri ile me-  
tamorfizma olayları ve bunların yaş ilişkilerini araştıran Kaaden  
(1959), lineasyon yönlerine ve Eybek granodiyoriti üzerinde  
varlığını ileri sürdüğü, granit ve metamorfik çakılları kapsayan  
fosilli Triyas litolojilerinin altındaki konglomeralar ve Uludağ ile  
Kazdağ arasındaki litolojik benzerliğe dayanarak Orhaneli  
granodiyoritine Paleozoyik yaş vermiştir.

Ketin (1960), yayınladığı 1/2.500.000 ölçekli Türkiye Tek-  
tonik haritasında, Muratdağı bölgesindeki Tektonik fazları  
"Laramiyen safhası ile kıvrılmış metamorfik zon ve Steyrik-Attik  
veya Rodanik safhalan ile kıvrılmış bölgeler, Alpin devresine ait  
genç platformlar" olarak ayırtmış; ofiyolitleri, "Alp devresine  
ait bazik ve ultrabazik kitleler" olarak nitelemiş; Eğrigöz  
granodiyoritini "Alp devresine ait granitik intrüzyonlar" grubuna  
koymuştur.

Nebert (1960, 1962), Tavşanlı batı ve kuzeyindeki Neojen  
havzalarının karşılaştırmalı litostratigrafisini ve tektonik ev-  
rimini incelemiştir.

Kalafatçıoğlu (1962), Çalışma sahasının kuzeybatısında,  
Tavşanlı-Dağardı bölgesinin jeolojisini öz olarak şu şekilde ta-  
nımlamıştır: "Bölgenin en eski birimi metamorfiklerdir. Me-  
tamorfikler kuzeyde Permiyen ile örtülüdür. Permiyen sonunda  
genç Varistik hareketler olmuş, bölge yükselmiş ve asit  
intrüzyonlar gelişmiştir. Bölgedeki kalın kireçtaşlarının alt  
seviyeleri muhtemelen Triyas ve Juraya karşılık gelmektedir. Üst  
Kretase diskordandır ve üzerine fliş serisi gelir. Şiddetli  
kıvrımlanmış olan bu seri ofiyolit intrüzyon ve ekstrüzyonlarıyla  
ilişkilidir. Bölge Laramiyen fazında yükselmiştir. Neojen, klastik,  
tali su ve volkanik fasiyeslidir".

Akkuş (1962), Kütahya-Gediz arasındaki incelemelerinde  
Paleozoyik yaşlı olduğunu ileri sürdüğü epimetamorfik kayaç-  
ların muhtemelen Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarının altında bu-  
lunduğunu belirtmekte, Kretase ya lı ofiyolitlerle ilişkili rek-  
ristalize kireçtaşları, serisitli şistlerin varlığını konu etmektedir.

Kazdağ doğusunda, Havran ve Edremit civarında araştırma  
yapan Gümüş (1964) ve Aslaner (1965), bu bölgedeki metamorfik ve  
granitlerin Paleozoyik yaşlı olduklarını bunların üzerine Triyas ve  
Jura yaşlı genellikle detritik litolojilerin geldiğini; Neojenin ise  
çoğunlukla volkanik litolojide bulunduğunu göstermişlerdir. Bu  
yazarlara göre bölge Varistik, Kimmeridjyen ve Tersiyer  
hareketleriyle etkilenmiş bulunmaktadır.

Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgeyi inceleyen Kalafat-  
cıoğlu (1964), temeli oluşturan NW-SE doğrultuda kıvrımlı  
Paleozoyik yaşlı metamorfiklerin (gnays, şist, mermer, grovak)  
üzerinde diskordan kireçtaşlarının Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı  
olduğunu ve üzerinde fliş ve melanij fasiyesinde üst Kre-

tasenin bulunduğunu ileri sürmekte, melanjin içindeki metamorfik  
kayaçlardan söz etmektedir. Bölgedeki Neojen litolojisinin, kaba ve  
ince klastik, silisli kireçtaşı ve volkanitlerden meydana geldiğini  
belirtmektedir.

Sağiroğlu ve Bürküt (1966), Uludağ'da birbirlerine yakın iki  
granitik kütlelerin varlığını, bunların K/ Ar metoduyla ölçülen  
yaşlarının 24 milyon yıl olduğunu ve Kaaden'in (1959), ileri sürdüğü  
tabası granit çakıllı Permiyende bu tür çakıl bulamadıklarını  
belirtmişlerdir.

Bürküt (1966), zirkon ve toplam kurşun metoduyla yaptığı  
ölçmelerde, Kozak graniti için 80, Çavuşbaşı granodiyoriti  
için 87, Kapıdağ -graniti için 74 milyon yıllık yaşlar bulmuştur.

Kozak granodiyorit masifinin petroloji ve jeolojisini inceleyen  
İzdar (1968), bu masifin Devoniyen (?) yaşlı epimetamorfik  
kayaçlarla, Karbonifer yaşlı grovak ve yarı mermerler arasında  
sokulmuş olduğunu ileri sürmüş ve en az Liyas öncesi yaşlı olması  
gereken bu masifte toplam kurşun metoduyla bulunan yaşların  
granitin yerine konuş yaşını yansıtmadığını belirtmiştir.

Özkoçak (1969), Orhaneli bölgesinde, altta kireçtaşı vekuvarsit  
arakatkılı mavi şist fasiyesinde, grafitli serisit şist ve üstte, taban  
konglomerası ile gelen kumtaşı, gri-siyah kireçtaşının bol bulunduğu  
iki metamorfik seri ayırtlanmış; alttaki metamorfiklerin İstanbul  
Siluriyenine, üsttekilerin ise İstanbul Devoniyenine litolojik olarak  
benzediğini ileri sürmüştür. Ayrıca, üst metamorfiklerin serpantin ve  
bazik kayaç kapsadığını fakat bunların bölgedeki yaygın,  
Maestrichtiyen sonrası yaşlı ultramafitlerle ilgili bulunmadığını  
belirten yazar, granodiyoritlerin Hersiniyen ve Alpin yaşlı olduğunu  
savunmuştur. Özkoçak (1969), bölgedeki metamorfikler üzerine mik-  
rokonglomeralarla gelen grovaklara palinolojik incelemelere  
dayanarak Karbonifer yaşı vermiş, Jura-Alt Kretase kireçtaş-  
larını taban konglomerasıyla bugrovakların üzerinde bulunduğunu  
ileri sürmüştür.

Orhaneli bölgesinde araştırma yapan Lisenbee (1972), Özkoçak  
(1969)'ın, üst metamorfiklerini (bazik şistler), Permo-Karbonifer  
yaşlı kabul edilen grovaklar altında, muhtemelen tektonik kontaklı  
olarak izlemiştir. Bazik şistlerde kontakt metamorfizması  
geliştiren granodiyoriti, Paleosen yaşlı kabul eden Lisenbee (1972),  
ofiyolitik karışımı, Üst Kretase-Paleosen polenleri taşıyan tuf  
matriksi içinde bulunan eksotikler olarak yorumlamakta,  
serpantinler üzerinde bulunduğu çok çeşitli paleomanyetizma yönlerini  
serpantinleşmeye veya blok halinde taşınmaya bağlamaktadır.

Cıva aramak amacıyla Muratdağı güneybatısının 1/25.000 ölçekli  
haritasını hazırlayan Mariko (1970), metamorfikleri Permiyen-  
Mesozoyik; serpantin konglomerayla, konglomera vekuumtaşlarını  
Paleojen; konglomera, kumtaşı, kireçtaşı, şeyl, tuf, riylit ve dasitleri  
Neojen; metamorfikler için "diskordan bir şekilde intrüzyon"  
yaptığını izlediği serpantinleri Kretase; granodiyoriti üst Kretase  
yaşlı düşünmüştür.

Borsi, Ferrara, Innocenti ve Mazzuoli (1972), Batı Anadolu ve  
Midilli adasındaki genç volkanitlerin jeokronolojisini ve petrolojisini  
inceleyerek bunların Miyosen yaşlı kalkoalkalili volkanitler  
olduğunu tesbit etmişler ve kökenlerini a) yüksek Al içerikli bir  
bazaltik magmanın oksitlenme koşullarına veya kabuk materyalinin  
assimilasyonuna; b) kabuk altı veya üst mantodaki kayaçların  
kısmen veya tamamen erimesiyle meydana gelmesine  
bağlamışlardır.

Brinkmann (1972), bölgedeki ofiyolit yerleşmesini sağ Tetis'de gelişen  
yersel derin hendeklere radyolarit-ofiyolit

malzemesi dolduktan sonra korpresyonla buzonların Orta Kretasede yükselmesiyle oluştuğunu ileri sürmüştür.

Kaya (1972), Tavşanlı yöresinin stratigrafisinin alttan üste doğru şu sıralanımında olduğunu ileri sürmüştür: "İki başlı formasyonu: kuvars, albit, klorit, muskovit, yeşil şist kayaç topluluğu; ultrabazik birimi: Kızıltepe formasyonu ile diskordan serpantin, peridotit ve dünit topluluğu; Kızıltepe formasyonu: Ovacık grubu birimleriyle örtülmüş lavsonit-albit şistlerden oluşmuş metamorfite; Üyecek formasyonu: üstte Kayaardı kireçtaşı ile diskordan kuvarsit, kireçtaşı, kalkerli şeyl, metagrovak, sleytten meydana gelmiş kayaçlar; lav ve tüfler kapsayan Değirmendere formasyonu; üst sınırı aşınma yüzeyli tabakalı çört, rekristalize kireçtaşı ve şeylden olmuş Pırnalı formasyonu: Gölcük formasyonu: Kireçtaşı ve şeyl nöbetleşmesi; Gelbirtepe formasyonu: diyabaz bileşiminde proklastikler ve eksotikler; Karaçalı formasyonu: Budağan kireçtaşları ile diskordan olarak örtülü şeyl ve kumtaşı; Budağan kireçtaşı: tabanı kumtaşından meydana gelmiş Maestrichtiyen yaşlı fosiller kapsayan kireçtaşı".

Muratdağın kuzey batısında bulunan Orhaneli granodiyoritinin jeokronolojisini inceleyen Vachette, Blanc ve Dubertret (1968), bu granodiyorit yaşını 6 ve 50 milyon yıl olarak saptamışlardır.

Ataman (1972 ve 1973), Rb/Sr metoduyla, Orhaneli ve Gürgenyayla (Domanıç) granodiyoritleri için sırayla 50 milyon ve 45 milyon yıllık yaşlar bulmuş; Orhaneli granodiyoritinin 50 milyon yıllık yaşının intrüzyon veya gençleşmeye, Gürgenyayla granodiyoritinin 45 milyon yıllık yaşının ise Paleozoyik yaşlı bir öjeosenklinal malzemesinin palinjenezinden oluşan granodiyoritik bir kütle için son gençleşmesine karşılık gelebileceğini belirtmiştir.

Uludağ ve Eğrigöz granodiyoritlerinin petroloji ve jeokronolojisini inceleyen Öztunalı (1973), Uludağ granodiyoriti için: "kalkoalkalili tipte salik, asitik, orta derecede kalsiyumlu, troncemitik bir magmanın Hersinien fazda kimyasal dengesini bularak soğumasıyla hasil olmuş ... ", Alpin fazda tekrar ısınarak biyotitleri rekristalleştirmiştir. Eğrigöz graniti ise " ... kalkoalkalili granit cinsinden, erken Alpin fazda teşekkül etmeye başlamış ve esas Alpin fazda teşekkül etmeye başlamış ve esas Alpin fazda yükselerek bugünkü yerini almış bir anateksis ürünü ... " sonucunu savunmaktadır.

Dubertret ve Kalafatcıoğlu (1973), 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası İzmir paftasının açıklama notunda, çalışma bölgesi ve civarı için aşağıdaki veri ve yorumları ileri sürmüşlerdir:

"Muratdağın kuzeyinde, ultrabaziklerin altında, tabanında konglomeralar bulunan kireçtaşları vardır. Kalkerler, alttaki metamorfik ve Paleozoyik serileri içindedir. Harzburgitler, Muratdağın tepesindeki metamorfiteğin üzerinde ve yamaçlardaki kalker tabakalarının kenarlarında yer alırlar.

Dursunbey ve Tavşanlı'da bulunan Mesozoyik ofiyolit kompleksinin Permiyen-Mesozoyik kalker serisi üzerinde bulunduğu kesindir. Rudist fragmanları ihtiva eden Üst Kretase tabakaları Çaldağ da serpantinlerin ve harzburgitlerin altında bulunan kayaçları meydana getirmektedir. Aynı şekilde Akhisar'ın doğusunda, Gördes yolunda alttaki kayaçlar Maestrichtiyen kalkerleri olup, bunlar Ovacık'ta, Tavşanlı ofiyolitlerinin altında mostra verirler. Diğer taraftan, Akhisar-Sındırgı yolu boyunca, Akhisar ofiyolit gödesi transgresif olarak Alt Liasiyen flişleri tarafından örtülmüştür. Ofiyolitlerin şariye olduklarına dair hiçbir emare olmadığından bunların denizin ta-

yanında toplandıkları, orijinal yerlerini korudukları düşünülmektedir. Yaşları ancak Maestrichtiyen-Paleosen olabilir."

Ayan (1973), Muratdağın batısında yer alan Gördes civarındaki metamorfiteğini "para" orijinli olduklarını; metamorfizma sonucu migmatitleşme oluştuğunu, bundan sonra anatektik bir granit magmasının meydana geldiğini; granitlerin palinjen olup varistik orojenez safhasında yerleştiğini ve bölgedeki bütün kayaçların Alp orojenezinde kaldığını ileri sürmüştür."

Bingöl, Akyürek ve Kormazer (1973); Bingöl (1974), Muratdağın kuzeyinde Permo - Karbonifer yaşlı kireçtaşı blokları kapsayan grovakların (Karakaya formasyonu) Alt Triyas yaşlı olabileceklerini savunmuşlardır.

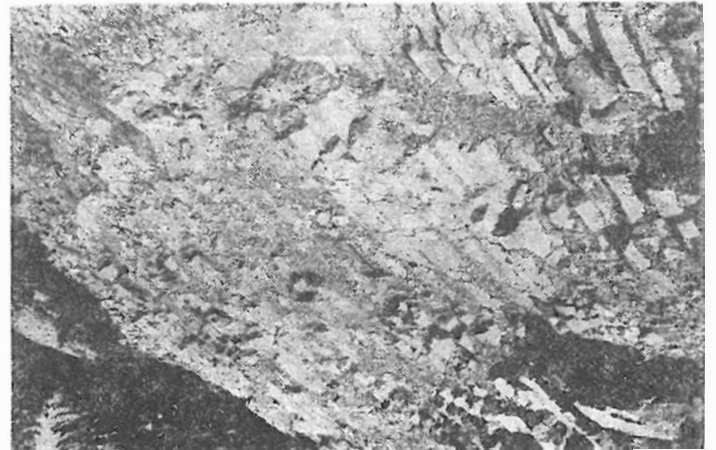
1/2.500.000 ölçekli Türkiye Metamorfizma haritasında, Bingöl (1974), Muratdağdaki metamorfiteğini bilinmeyen yeşil şist fasiyesi serisi, ofiyolitleri ise içinde glokofan şist kapsayan melanaj olarak göstermiştir.

Menemen civarındaki volkanitleri inceleyen Savaşın (1974), bölgedeki volkanitler için iki köken ileri sürmektedir: a) bazalt alanından hareket ederek rhyolite kadar uzanan bir anatektik magma; b) fonolitlere doğru değişim gösteren ve primer alkaliovilin bazaltik magma.

Ataman (1975), Kozak, Orhaneli, Gürgenyayla, Ilıca Şamlı, Mihallıçık ve Cefalığdağ granodiyoritlerinin majör element ve Rb-Sr izotopik bileşimlerinden hareket ederek, bu granodiyoritlerin kökenleri için üç hipotez ileriye sürmüştür: bazaltik bir magmanın farklılaşması; subdüksiyon zonunda grovak cinsinden materyelin palinjenezine; kabuksal materyelin katılması. Ayrıca bölgedeki andezitlatitlerin ilksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranlarının granodiyoritleriyle aynı bulunmasının, bunların aynı kökenli olabileceği fikrini doğruluğuna işaret etmiştir.

Batı Anadolu'nun jeotektonik gelişimi ile bu bölgeyi Ege denizi çevresine ait ünitelerle karşılaştıran İzdar (1975), Muratdağın bölgesini "İzmir-Ankara zonu" içinde ve güneyinde, ultrabazik kayaçların bulunduğu, metamorfiteğin üzerine diskordan olarak gelen Mesozoyik yaşlı litolojilerin yer aldığı kuşak içinde göstermiştir.

Kaya (1975), Kuzeybatı Anadolu'da yapmış bulunduğu incelemelerden itibaren şu modeli ileri sürmektedir: Batı Anadolu'nun Antekambriyen yaşlı temelini, meso-katozonal metamorfiteğin üzerine dlyapirik olarak giren manto malzemesi oluşturmuştur. Bu riftleşmeyi takibeden hızlı sediment çökmesi yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğramıştır. Daha



Şekil 2 Gölyeri doğusunda dald rhyolitlerde prizmatik soğuma yüzeyleri.

Figure 2: Prismatic cooling surfaces in the rhyolites lying east of Gölyeri

sonra sırayla erozyon, depolama ve yüksek basınç (mavi şist fasiyesi) metamorfizması devreleri meydana gelmiştir. Paleozoyik başlangıcında rift depresyonu yersel aşınmış, rift bölgesinin orta kısmının yükselmesi sonucu manto hareketleri devamlılık arz etmiştir. Bu orta kısım Kuzey Anadolu fay sistemine dönüşmüştür. Geç ve Erken Paleozoyikte Kuzey ve Güneyde bloklarla beraber klastikler çökelmiş ve bunların içine diyapirik olarak manto malzemesi yerleşmiştir. Mesozoyikteki sığ deniz çökelleri yer almıştır. Bu sedimanlarla ilgili geniş ultramafit kayaların bulunuşu ya kuvvetli bir erozyona veya sedimantasyon öncesi yeni manto malzemesi gelişine bağlanabilir. Maestrichtiyen yaşlı kireçtaşları bütün bölgeyi örtmüştür. Tersiyer ve Kuvaterner havzalarının uzanımı eski tektonik hatlara paralel bulunmaktadır.

Bingöl (1975), Jeolojik, petrografik ve Jeofizik verilerden hareket ederek Batı Anadolu'nun Ege adaları ve Yunanistan ile birlikte üst Tersiyere kadar aynı jeotektonik evrim geçirdiğini; kabaca Manisa-Balıkesir-Eskişehir hattının üst Kretasede bir yok olma (subduction) zontuna karşılık geldiğini savunmuştur.

## STRATİGRAFİ

### Heyelan ve Alüvyonlar

Bölgedeki en önemli heyelanlar, halen günümüzde hareket halinde, Avla ve Kartal tepeleri kuzeyinde, Öküzkaya tepesi güneybatısında ve Folosköy batısında bulunmaktadır.

İşaret edilebilecek alüvyonlar Banaz çayı, Murat çayı, Azmak deresi ve Çokuran deresi içindeki çok kaba detritiklerdir. Yamaçlarda (Baybuyan deresinde olduğu gibi) iyi çimentolu çakıltaşlarından meydana gelmiş eski taraçalara sık rastlanır. Burhaniye Formasyonu

Açık bej renkli 40cm. çapına ulaşan kaba klastikleri kapsayan, az tutturulmuş, çok kökenli (polijenik) çakıltaşları genel litolojisini oluşturur. Kalınlığı Burhaniye Cevizli yaylası arasında (Kapıdağı batısı) 200 m. ulaşır. Kırantarla formasyonu ve Karacahisar volkanitleri üzerine aşıl uyumsuzlukla gelir. Yaşı büyük bir olasılıkla Pliyosen'dir.



Şekil 3: Karacahisar civarındaki volkanitlerin porfirik yapısı. Beyaz lekeler boyutları 8 cm'ye ulaşan otomorf sanidin kristalleridir.

Figure 3: Porphyritic structure of volcanics in the vicinity of Karacahisar. White patches are automorphic sanidine crystals with dimensions reaching up to 8 cm.

### Karacahisar Volkanitleri<sup>1</sup>

Karacahisar volkanitleri riyolit, riyodasit ve riyolitik tüflerden oluşmuşlardır (Şek. 2 ve 3). Tüfler, Karacahisar civarında ve Samra kuzeyinde; riyolitler ve riyodasitler ise Gölyeri mevkiinde, Tınaz tepesi güneyinde, Karacahisar dolayında, Baybuyan deresi içinde, Küçük Oturakta, Damlatarla güneyinde mostralalar vermektedir. Bölgesel mostra uzanımı NE-SW dir.

Krater olabilecek bir yapıya rastlanmamıştır, buna karşılık Baybuyan deresinde, Küçük Oturakta ve Karacahisar doğusunda kuvvetli aşınmaya uğramış volkan iğnesi görünüşlü mostralalar vardır. Gölyeri doğusunda olduğu gibi yer yer prizmatik soğuma yüzeyleri gösterirler (Şek. 2). Karacahisar volkanitlerinin yaşları Orta Miyosen'dir (16,9 ila 20,9 Milyon sene). Kırantarla formasyonunun içinde yer almakta, Burhaniye formasyonu ile örtülmektedirler.

### Kırantarla Formasyonu

Kirli sarı renkli, 8 cm. çapına ulaşan kaba klastikleri kapsayan orta ve iyi derecede tutturulmuş çok kökenli (polijenik) çakıltaşı, iyi çimentolu kumtaşı, killi kumtaşı ve kumlu, killi kireçtaşı ardalananmasından oluşmuştur. Alt düzeylerinde çakıltaşı, üst düzeylerinde ise bitki artıkları bulunduran kumlu, killi kireçtaşı litolojisi egemendir. Tabaka kalınlıkları 2 ila 30 sm. arasında değişmektedir. Özellikle kuzeyde kabaca D-B doğrultusunda dar senkinal ve antiklinaller yaparak kıvrılmıştır.

Güneyde Bağlıseki ve Sakırganlık sırtı güneyinde riyolitik tüflerle yan al ve düşey geçişli izlenimi vermekte, altta uyumsuz olarak Belova formasyonu veya Muratdağı melanji üzerine gelmektedir. Tabanında bulunan kömürlü düzeylerden alınan numuneler içinde aşağıdaki pollen genus ve türleri bulunarak Orta Miyosen yaşı verilmiştir:

Numunenin yeri: Gökler Sazköy güneyindeki kömür işletmesi.

Determinasyonu yapan: Rehşen Çetin (M.T.A.)

Bulunan pollen tipleri: *Inaper-turopollenites hiatus* (POT.) TH. ve PF., *Pityosporites microalatus* (POT.) HT. ve PF., *Triatriopollenites rurensis* PF. TH. *Triatriopollenites bitu-*



Şekil 4: Ultramafik kayaç parçalarından oluşmuş tek kökenli (monojenik) konglomera (Küllüce tepe üyesi).

Figure 4: Monogenic conglomerate made up entirely of ultramafic rock fragments.

(1) Volkanitlerin adlanması fenokristallerin oranları gözönüne alınarak Streckelsen (1974) e göre yapılmıştır. Tekst'le an ek çokluğunu önlemek amacıyla feno-riyolit, feno-riyodasit vb adlaması kullanılmamıştır.

itus (POT.) TH. vePF., *Triatriopollenites coryphaeus* (POT.) TH. vePF., *Triatriopollenites robustus* (PFI) HT. vePF. *Subtriporopollenites* (POT. veVEN.) TH. vePF., *Polyvestibulopollenites verus* (POT.) TH. vePF., *Polyporopollenites undulosus* (WOLFF) TH. vePF., *Tricolpopollenites microhenrici* (POT.) TH. vePF., *Tricolporopollenites cingulum* (POT.) TH. vePF., *Tricolporopollenites megaexactus* (POT.) ve PF., *Tricolporopollenites microreticulatus* PF. veTH., *Tricolporopollenites margaritatus* (POT.) TH. vePF. *Periporopollenites multiporatus* PF. veTH.

Formasyonun kalınlığı değişiktir, Kıranlarla mevkiinde 100m, çalışma bölgesinin güneyinde ise 300 metreye ulaşır.

Belova, Formasyonu

Çöldere Oyesi

Tabanda boyutlar 2x3 metreye varan blok, üste doğru

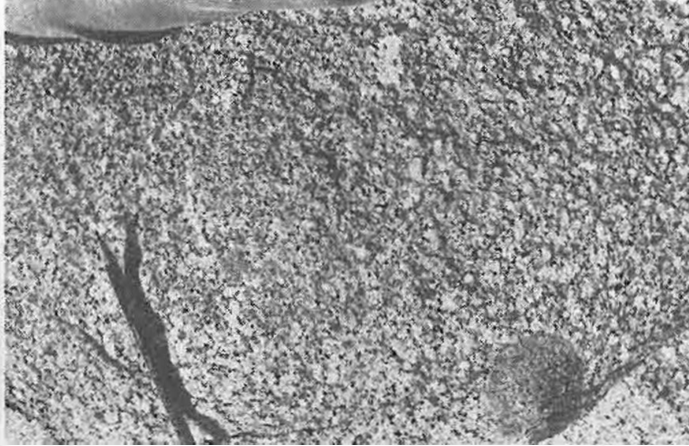
20-30 cm. çapındaki kaba detritikleri bulunduran bordo renkli iyi tutturulmuş, çok kökenli çakıltaşlarından oluşmuştur. Granit çakılları kapsamamaktadır. Altta, ya Küllüce tepesi üyesi üzerine uyumlu veya Muratdağı melanjı üzerine uyumsuz olarak oturmaktadır. üstte bulunan Kıranlarla formasyonu ile de uyumsuzdur. Bu uyumsuzluk Gürlek kuzeyinde açık bir şekilde görülmektedir. Kalınlığı çok değişiktir. Göl derede 90 metreye ulaşmaktadır. Yaşı büyük bir olasılıkla Paleojen'dir.

#### Küllüce Tepe Üyesi

Boyutları 0.1 mm den 1 metreye kadar değişen ultramafit kayaç parçalarından oluşmuş, iyi çimentolanmış tek kökenli (monojenik) kırmızı renkli çakıltaşlarından oluşmuştur. İçinde çok ender kırmızı ve yeşil radyolarit parçacıkları bulunmaktadır (Şek. 4). Kalınlığı değişik olup Küllüce tepede 150 metredir. Yaşı Paleojen olmalıdır.

#### Baklan Graniti

Baklan graniti, iri eşaneli yapılı biyotit ve az amfibollü granittir (Şek. 5). Baklan mevkiinde geniş, Baklan tepesi batısında, Kumluk ve Cigan deresinde küçük mostralar vermektedir. Küçük mostralardan ilki granofirik fasiyes içermektedir. Baklan tepesi batısındaki mostrada, içinde, Muratdağı melanjında bulunan metamorfiterden, metamorfiterin genel yapısına uygun düzende büyük parçalar taşımaktadır. Melanjda ve Jura yaşlı dolomitik kireçtaşlarında kontakt metamorfiz-



Şekil 5: İri eşaneli yapılı, biyotitli granit (Baklan graniti). Yuvarlak koyu renkli kısım içinde bulundurduğu amfibolce zengin bir anklavdır.

Figure 5: Biotite-Granite (Baklan Granite) with a coarse grained equidimensional texture. Dark colored inclusion is an amphibole rich xenolith.

ması oluşturduğundan Baklan granitinin yaşı üst Kretase'den daha gençtir.

Muratdağı Melanjı (Yerleşme yaşı Senomaniyen'den genç Paleojen'den eski)

#### Ultramafitler

Çeşitli ve çok farklı boyutlarda, melanjın içinde blokla halinde bulunmaktadır. Çoğunlukla serpantinleşmiş peridotitlerden (vehrlit, lertzolit, harzburgit, listvanit) oluşmuşlardır. Serpantinleşme düzenli değildir. Kirazlı dere doğusundaki peridotitler tanınmayacak derecede silisleşmiş, karbonatlaşmıştır. Murat çayı kuzeyindeki (Çukurviran güneybatısında) peridotitler orta derecede serpantinleşmiş bulunmaktadır. Kartal tepesi, Çatıgök yaylası, Öküz kaya tepesi ve Çataloluk tepesindeki peridotitler az serpantinleşmiş büyük kütleler halindedir. Bu yörelerdeki peridotitlerde mağmatik bantlaşma ve yapraklanma belirgin olarak gözlenebilmektedir (Şek. 6).

Ultramafik kayaçlar Kartal tepesinde, Öküz kayaşı tepesi ve doğusunda açık bir şekilde, yine melanj içindeki metamorfiterin üzerinde durmaktadır. Fakat aynı ultramafik kayaçlar Tınaz tepesi güneybatısında metamorfiterle ara katkılı görünümünde olup, Söbealanıkaş tepesi kuzeydoğusunda ise metamorfiterin altında bulunmaktadır.

#### Spilitler

Muratdağı melanjının bir parçası olarak, ultramafitler, radyolaritler ve çeşitli kireçtaşlarıyla birlikte Taşpınar yaylasında, Sığırkuyruğu mevki kuzeyinde geniş mostralar vermektedir. Asar kalesi tepesi güneydoğusundaki spilitler çörtlü kireçtaşları ve radyolaritlerle iç içe girmişlerdir.

#### Tuflar

Bazık bileşimlidir, spilit veradyolaritlerle yakın ilişkilidir. Radyolaritler

Genellikle kırmızı, ender yeşil renkli, ince tabakalı, fazla

kıvrımlı olup spilit ve çörtlü kireçtaşlarıyla birlikte bulunmaktadır.

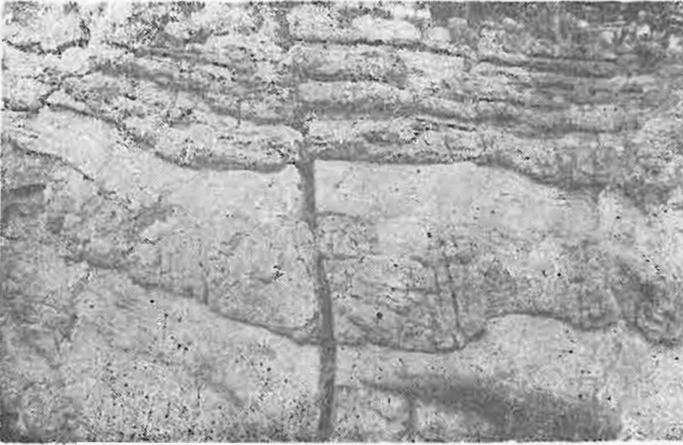
#### Çörtlü kireçtaşları

Çörtlü kireçtaşları beyaz, pembe, mavi damarlı beyaz renklerdedir. Beyaz renkli çört banttan nispeten sürekli, pembe renkli sık kıvrım ve laminalıdır (Şek. 7 ve 8). Melanj içinde bloklar halinde bulunan bu çörtlü kireçtaşlarının boyutları birkaç dm. den km. ye kadar değişmekte, büyük olan-



Şekil 6: Çatıgök yaylası batısındaki az serpantinleşmiş peridotitler. Tabakalar yapraklanmaya, (foliasyon), az seçilebilen daha eğimli çizgiler mağmatik bantlaşmaya karşılık gelmektedir.

Figure 6: Partly serpentinized peridotites west of Çatıgök pasture inconspicuous magmatic banding more steeply inclined than the foliation.



Şekil 7: Kuzugözü güneyindeki melanj içinde pembe renkli çört bantlı kireçtaşları.

Figure 7: Limestone with pink chert bands in the melange south of Kuzugözü.

lar zaman zaman yapılar bile göstermektedir. Tabakalanma kalınlığı bir bloktan diğerine değişmektedir. Çörtlü kireçtaşları genellikle kristalleşmiş olup, karasal hiçbir malzeme taşımamakta ve fosil kalıntıları (genellikle Radyolarya) tanımlanamayacak derecede kaybolmuştur. Buna rağmen kuzeyde ve kuzeybatıda, inceleme sahasının dışında (Gökçe ağaç kuzeydoğusu ve Şaphane doğu güneydoğusunda) aynı jeolojik çevrede bulunan pembe renkli çörtlü kireçtaşlarından alınan numuneler çok ender olarak Senomaniyen yaşlı fosiller vermişlerdir.

Determinasyonu yapan: M. Serdaroğlu (M.T.A.)

Bulunan fosiller:

*Globotruncana* sp., *Praeglobotruncana* sp., *Rotalipora ap-  
peninica*

O. Renz

Melanj içindeld çörtlü kireçtaşlarının tümü mutlaka Senomaniyen yaşlı olmamalıdır. Fosil yokluğu nedeniyle bu durum kesinlikle saptanamamıştır.



Şekil 8: Kuzugözü güneyindeki melanj içinde pembe renkli çört parçalı kireçtaşları.

Figure 8: Limestones with pink chert fragments enclosed in the melange south of Kuzugözü.

(1) mezokıvrım: arazide bir mostrada gözle görülebilir boyutta; mikrokıvrım: ancak mikroskopta izlenebilen boyuttaki kıvrım anlamında

kullanılmıştır (Turner ve Welss, 1963).



Şekil 9: Sarpör deresi güneyinde, Muratdağı kaplıcası yolu üzerinde, melanj içindeki mezokıvrımlar gösteren mermer kütlesi.

Figure 9: Marble showing mesofolds, in the melange on the way to Muratdağı thermal spring south of Sarpör Creek.

#### Şist-Kuarsit-Mermer Kütlesi (Metamorfik kütle)

Metamorfik kütlesi altta kuvarslı, kloritli, profillitli muskoviti, biyotitli, amfibollü, granatlı şistler ve üstte ise mermerden oluşmuştur. Genellikle yeşil şist fasiyesi metamorfizması geçirmiş olan bu metamorfik kayalar Muratdağı'nın en yüksek tepelerinde geniş, çalışma alanı kuzeybatısında ultramafik kayaların içinde ise çok küçük mostralar vermektedirler. Yer yer ultramafitlerin altında (Öküz kayası tepesi güneyi ve batısı, Kartal tepe güneyi), yer yer üstünde (Söbealanıkış tepesi kuzeydoğusu) olup yer yer ultramafitlerle ara katkılı görünümde dirler (Tınaz tepesi güneybatısı).

Oldukça sık mezo ve mikrokıvrımları sunarlar (Şek. 9). Metamorfik kütle tümüyle KD-GB eksen doğrultulu, güneybatıya dahlı büyük bir antiklinal oluşturur.

Baklan tepesi güneyinde, Baklan granitinin oluşturduğu kontakt metamorfizmasıyla etkilenmişlerdir. Aşağı Belova Formasyonu

Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşı ve Yargedik tepe üyelerinden oluşmuştur.



Şekil 10: Çelikkaya tepesi güneyindeki metagrovaklar (Aşağı formasyonu Yargedik tepe üyesi)

Figure 10: Metagraywackes south of Çelikkaya Tepesi. (Aşağı Belova formation, Yargedik Tepe member)



**Çiçekli Kaya Dolomitik Kireçtaşı Üyesi**

Genellikle mavimsi, yer yer beyaz renklidir. Çiçekli kaya kuzeyinde masif, Aşağı Belova kuzeyinde ve Cigan deresi güneydoğusunda tabakalı görünümlüdür. Tabaka kalınlığı 5 ile 25cm. arasında değişir. Cigan deresi güneydoğusunda, ince tabakalı, ince taneli kumtaşı, şeyl veya çört bantları kapsar. Çiçekli kaya tepesi kuzeydoğusundan ve doğusundan alınan numunelerden aşağıdaki fosiller bulunarak Orta ve Üst Jura yaşı verilmiştir.

Numune No: 240, 251, 252

Determinasyonu yapan: M. Serdaroğlu (MTA) ve  
M. Lys (Fransa, CNRS)

Bulunan fosiller:

*Trocholina minuta* Derin ve Reisi, *Trocholina palastinien-sis* Herson, *Protopenneroplis*, *Lugeniclae*, *Oladoropsis*, *Clypeina*, *Cylindroporella*, *Ophthalmididae*, *Valminidae*, *Lagenidae* (*Verginclinopsis*), *Miliolidae* veya *Polymurphinidae*.

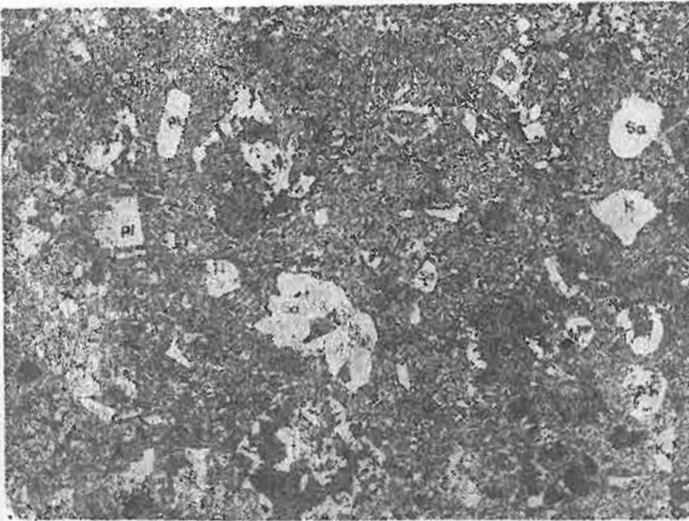
Heryerde tabakalanma izlenemediğinden ve çok kıvrımlanmış olduğundan Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşlarının kalınlığı tam olarak saptanamamıştır.

Alt kesimlerinde Yargedik tepe üyesi ile yanal ve düşey geçişli; üstte Muratdağı melanjı ile tektonik kontaklı, Kırantarla veya Küllüce tepe üyesiyle (Belova formasyonu) uyumsuzdur.

Yargedik Tepe Üyesi

Gri kirli sarı, kahverengi ayrışma renkli, ince ve orta arası tabakalanmalı (Şek. 10), yer yer laminalanmış ve çift lineasyon gösteren kaba taneli metakumtaşı, metasilttaşı ve rekristalize kireçtaşı düzeylerinden meydana gelmiştir. Çalışma sahasının kuzeyinde rekristalize kireçtaşı düzeyleri çok eğer, güneyinde ise boldur. Genel yapraklanma (foliasyon) doğrultusu ortalama K30D dur. Özellikle kuzey kesimde kabaca güneybatıya dalımlı mezo ve mikro kıvrımlar gösterir. Bu durumuyla Muratdağı melanjı içindeki metamorfiterden makroskooik olarak ayırtılmaları çok kezzor olmaktadır.

Yargedik tepe üyesi üst kesiminde Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşı üyesiyle yanal ve düşey geçişli. Muratdağı melanjı



Şekil 11: Küçük oturak kuzeyindeki riyolitlerin mikroskopta görünümü  
Num.No: 345a P.I. X8; K: Kuvars, Sa: Sanidin, Pi: Plajiyok-laz, Bi: Biotit).

Figure 11: Photomicrograph of rhyolites north of Küçük oturak (Sample No. 345a, Polarized Light X8; K: Quartz, Sa: Sanidine, Pi: Plagioclase Bi: Biotite)

ji ile tektonik kontaklıdır. Jeokronolojik ölçmelerde Yargedik tepe üyesinin kıvrımlanma metamorfizmasının üst Jura - Alt Kretase yaşı, geçişli bulunduğu Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşlarının fosillerle saptanan Orta-Üst Jura sedimantasyon yaşıyla uyumluluk göstermektedir. Orta - Üst Jura'da çökelen Aşağı Belova formasyonu üst Jura - Alt Kretasede kıvrımlanmış olmalıdır.

**YAPISAL - JEOLJİK EVRİM**

Bölgenin en eski otokton kütleleri, genel olarak K30D doğrultulu, sık kıvrımlı, Orta üst Jura yaşı Aşağı Belova formasyonu'dur. Jeokronolojik verilere dayanarak bu formasyonun üst Jura - Alt Kretase'de kıvrımlandığı ve alt kesimlerinin az metamorfizmaya uğradığı sonucuna varmak mümkündür. Kıvrımlanma eksenine kabaca K30D tir. Kıvrımlar genellikle Güneydoğuya doğru devriktirler. Kıvrımlanma ve onunla aynı zamanda oluşan hafif metamorfizma Andin veya Avustrik fazında oluşmuş olmalıdır.

Aşağı Belova formasyonu, içinde sedimenter (çörtlü kireçtaşları), mağmatik (peridotit, spilit, tüf) metamorfik (şist kuvarsit ve mermer) kütleleri gibi çok çeşitli litolojik birimler kapsayan Senomanien'den genç, Paleojen'den yaşlı melanj ile tektonik olarak örtülmektedir. Melanj alttaki kütleler üzerine bindirme fayı ile gelmiştir. Bindirme fayı eniyi, Örenci deresinde ve Karlık mevki güneyinde izlenmektedir. Kuzeyde kabaca 1800m eğrisi boyunca 3 ila 30m kalınlığında tektonik breş vardır. Bu bindirme fayının eğimi 0 ila 35° değerleri arasında olduğundan küçük açılı ters fay olup, şarıyay (overthrust) veya örtü fayı (nappe de recouvrement) özelliğindedir (Ketin ve Canitez, 1972).

Paleosen'de granit intrüzyonu ve bu intrüzyonun işaret ettiği bölgesel yükselme olmuştur.

Paleojen yaşlı detritikler karasal olup, dağılım ve litolojileri Muratdağı'nın ani yükselmesini göstermektedir. Paleojen ile tabanı oluşturan kayaçlar arasındaki kontakt faylı değildir. Paleojen'den itibaren bölgenin kuzey ve güneyindeki sedimantasyon havzalarının gelişiminde farklılaşma görülür. Kuzeydeki sedimantasyon havzaları D-B güneydekiler ise K30D doğrultusunda gelişmiş ve aynı doğrultuda kıvrımlanmıştır ( Şekil 44).

Miyosen, Paleojen üzerine çok hafif bir uyumsuzlukla gelmektedir. Miyosen'de sedimantasyon yine karasaldır. Sedimantasyon havzaları Paleojen havzaları doğrultusunda daha da genişlemiş, Güneydekiler kuzeydekilere oranla daha hafif kıvrımlanmıştır. Miyosen volkanizması kabaca KD-GB doğrultusunda oluşmuştur.

Güneydeki karasal sedimantasyon havzasının gelişimi Pli-yosen'de de sürmüştür.

Çalışma sahasının kuzeyindeki aktif olan eğim atımlı (normal) fay (Sığır kuyruğu fayı). Gediz fayı uzanımında bulunmakta ve Sığır kuyruğu mevkinde atımı 40sm. ye ulaşmaktadır.

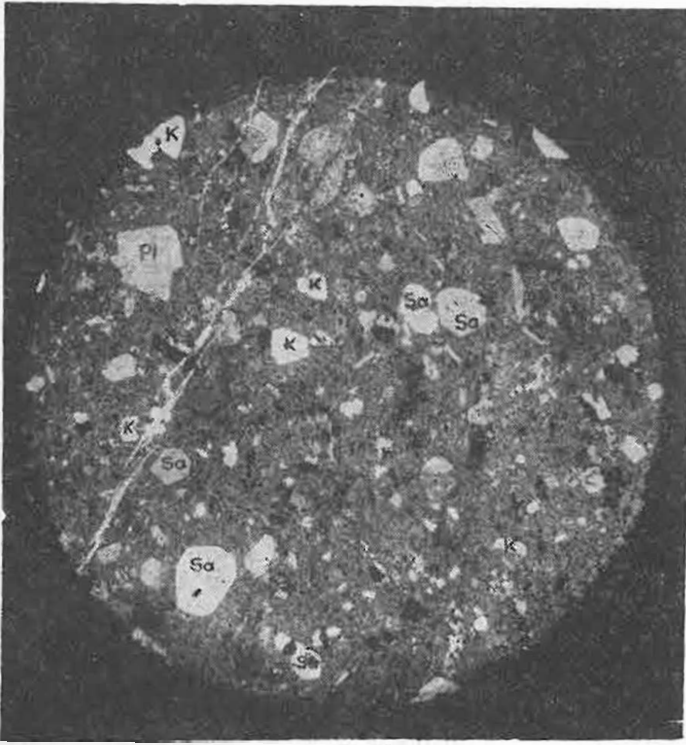
**PETROLOJİ**

Karacahisar Volkanitlerinin Petrolojisi

Karacahisar Volkanitlerinin Petrografisi  
Riyolitler

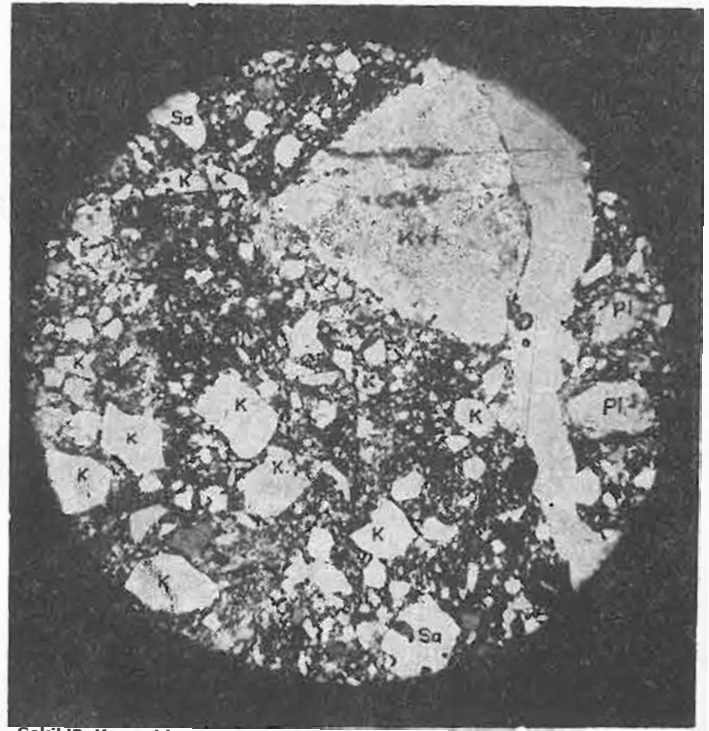
1) Makroskopik özellikler

Riyolitler açık gri, bej rengindedir. Yapı genellikle porfi-riktir. Otomorf mega fenokristaller halindeki feldspatların boyutları 7x4 cm. bulmaktadır (şek. 3). Ksenomorf kuvars fenokristalleri yer yer ametist rengi sunmakta ve boyutları 6 mm.



Şekil 12: Gölyeri mevkiindeki riyolitlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 305a; P. I. X5; K: Kuvars, Sa: Sanidin, Pi: Plajiyoklas).

Figure 12: Photomicrograph of rhyolites in Gölyeri Locality (Sam. No. 305a; Polarized Light X5; K: Quartz, Sa: Sanidine Pi: Plagioclase).



Şekil 13: Karacahisar doğusundaki riyolitli tüflerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 273; P.I., X5; K: Kuvars, Sa: Sanidin, Pi: Plajiyoklas, :Küt: Kuvarsit).

Figure 13: Photomicrograph of rhyolitic tuffs east of Karacahisar (Sam. No: 273; Polarized Light X5; K: Quartz, Sa: Sanidine, Pi: Plagioclase; :Küt: Quartzite).

yi geçmemektedir. Biotit, çapı 0,8 cm. ye ulaşan mükemmel otomorf fenokristallerden oluşmuştur.

## 2) Mikroskopik özellikler (Şek. 11 ve 12)

Doku: Hipokristalin porfirik

Yapı mineralleri:

**Kuvars:** Boyutları 2 ila 6 mm. arasında, kenarları yer yer yuvarlaklaşmış subtomorf fenokristaller halindedir. Kısmen korozyona uğramıştır ve kayacın hamur kısmıyla kenar reaksiyonu göstermektedir. Genişliği 0,3 ila 1,5 mm arasındaki çatlakları dolduran ikincil kuvars, ksenomorf kristallerden oluşmuştur. Bazı numunelerde ikincil kuvars çok yaygındır (Num. No: 222). Fenokristaller halindeki kuvars kapsama hacim olarak kayacın % 12 ini geçmemektedir.

**Sanidin:** İki kristal şekli göstermektedir. Birinci şekil, genellikle eş boyutlu 2 mm ila 8 mm çapında korozyona uğramış, kenarları yuvarlaklaşmış, ikizlenme göstermeyen, ender kuvars, mika ve opak inklüzyonları taşıyan, zayıf çift kırılmalı (Ng-Np: 0,0006) otomorf kristallerden meydana gelmiş sanidindir. İkinci şekil sanidin ise kenarları daha az korode olmuş, 0,1 mm ila 5 mm boyutlu, uzamış, Karlsbad ikizli, bol mika ve opak mineral inklüzyonlu otomorf fenokristallerdir.

**Karlsbad ikizli göstermeyen sanidinlerde maksimum 2Vnp: 10 dir ve %36 Ab, %64 Or mineralojik bileşime karşılık gelmektedir. Karlsbad ikizli sanidinlerde 2Vnp: 14 olup, bileşim %32 Ab, %68 Or dur. (tuttle, 1952; Smith ve Mackenzie, 1955 in Roubault 1963).**

**Sanidin, kayacın hacminin en fazla %20'sini oluşturmaktadır.**

**Tınaz tepesi ve Gölyeri mevkiinden alınan numunelerin (Numune No: 115, 116, 223 ve 305) sodipotasik feldspat kısmı**

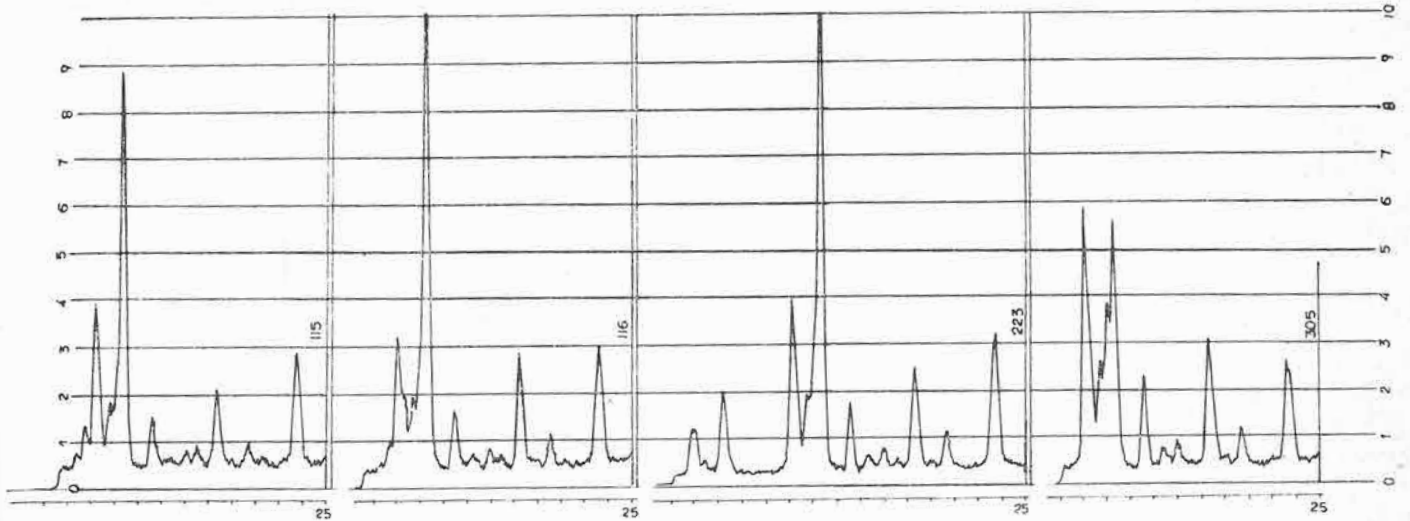
üzerinde yapılan (X) ışınları difraksiyonu saf sanidin difraktogramı vermektedir (Şek. 14). Buna karşılık Küçük Oturak kuzeyindeki riyolitlerin (Numune No: 345, 345b) sodipotasik feldspat kısmı difraktogramı (Şek. 15) sanidin ile az kuvars karışımı göstermektedir.

**Anortoz:** Yalnızca Karacahisar civarındaki riyolitlerde bulunmaktadır. Boyutları 2x8 mm. ye ulaşan otomorf fenokristaller halindedir. Bol kırıklı olup kısmen damuritleşmişlerdir. 267 ve 271 numaralı numunelerin sodipotasik feldspat kısmının (X) ışınları difraktogramı (Şek. 16) anortozla beraber az miktarda sanidin göstermektedir.

**Plajiyoklaz:** Gölyeri mevkiindeki riyolitlerde plajiyoklaz fenokristalleri enderdir, bulunanlar ise tamamen damuritleşmiştir. Karacahisar civarındaki riyolitlerde plajiyoklaz nispeten fazla, Küçük Oturaktakilerde boldur. Plajiyoklazlar kayacın hacminin %15'ini geçmemektedir.

**Plajiyoklazlar ya çoğunlukla damuritleşmiş, kalsitleşmiş, çok küçük (en fazla 0,2 mm boyunda) veya az altere olmuş otomorf fenokristaller (8 mm ye kadar) halindedir. Fenokristaller albit Karlsbad ikizlenmesi gösterir. Çift ikizlenme ve (010) yüzeyine dik kesitler metoduyla (Roubault, 1963) yapılan ölçmelerde en fazla ortalama anortit miktarı %26 (oligoklaz) olarak saptanmıştır. Genellikle plajiyoklaz kristalleri normal zonlu yapıda olup, orta kısımları %28 ila %30 An. kenar kısımları %24 An. bileşimlidir.**

**Biotit:** Kuvars, feldspat ve apatit inklüzyonları taşıyan fazla kloritleşmiş, hematitleşmiş subtomorf kristaller halinde. Küçük Oturaktaki riyolitlerde biyotit, kayacın hacminin %6'sını kapsamaktadır.



Sekil 14: 115, 116, 223 ve 305 numaralı numunelerinin sodipotasik feldispat difraktogramı (saf sanidin)

Figure 14: Diffractogram of sodipotassic feldspar fraction (pure sanidine) of rhyolite samples 115, 116, 223 and 305 ( $1^\circ = 2\theta$ ;  $1 \text{ Fe } k \alpha = 1,9372$ )

**Amfibol:** Az miktarda ancak dış şekli ve yer yer korunmuş dilinimleri ile tanınabilen, tümüyle yarı opaklaşmış, ender otomorf kristallerden oluşmuştur.

**Apatit:** Biotit içinde ksenomorf kristaller halinde bulunmaktadır.

**Kalsit:** Çok ender olup, daima ikincildir.

**Hamur** genellikle bol miktardadır. Kayacın %50 sini teşkil eder, Kuvars, feldspat, mika ve camdan meydana gelmiştir.

#### Riyodasitler

##### 1) Makroskopik özellikler

**Riyodasitler:** koyu gri, boz renklidir. İnce tanelidir. Porfirik yapı belirgin değildir. Yer yer kirli beyaz renkli feldispatlar daha koyu renkli diğer minerallerden ve az miktarda bulunan kuvarstan ayırtlanabilmektedir. Biotit ve amfibol kabaca 0,2 ilâ 0,5 cm arasında boyutlarda otomorf-subtomorf kristaller halindedir. Riyolitlerle beraber bulunmakta olup onlardan makroskopik ayırımı her zaman mümkün değildir.

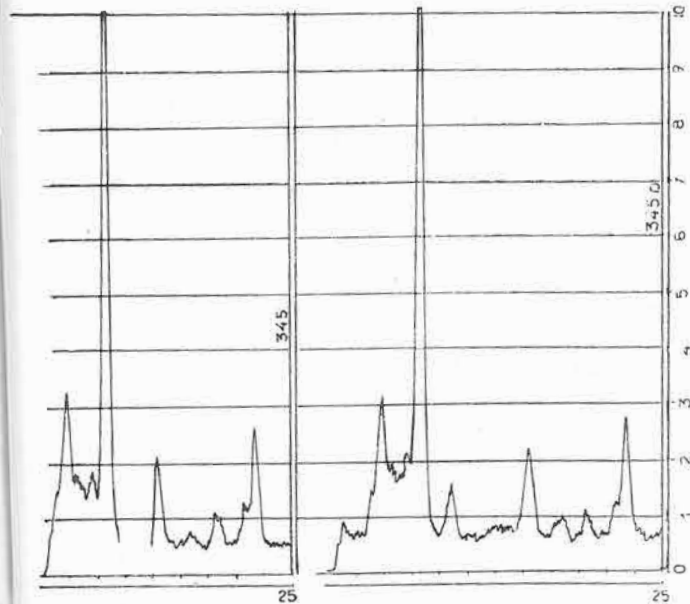
##### 2) Mikroskopik özellikler

**Doku:** Hipokristalin porfirik

**Yapı mineralleri:**

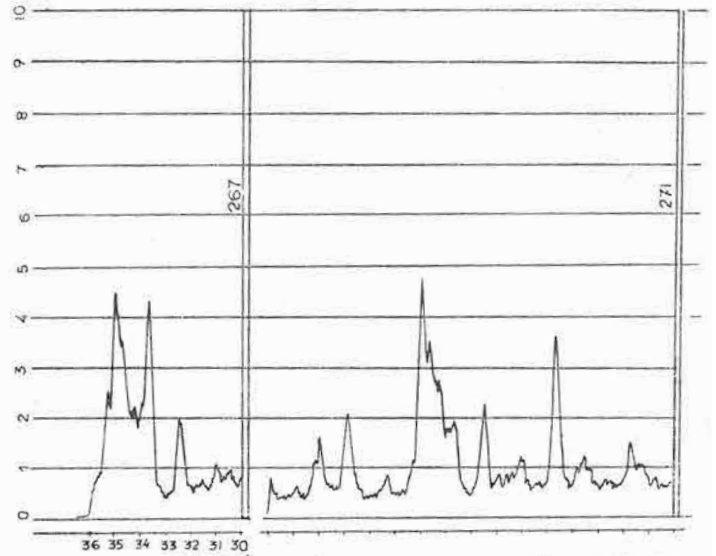
**Kuvars:** Boyutları 1 ila 3 mm arasında, yer yer korozyona uğramış, yuvarlaklaşmış, hamur kısmıyla kenar reaksiyonu gösteren subtomorf fenokristaller halindedir. Ayrıca ince çatlaklar ikincil ksenomorf kristaller tarafından doldurulmuştur. Birincil kuvars miktarı kayacın hacminin %8 ila 12 sini oluşturmaktadır.

**Sanidin:** Kayacın hacminin en fazla %12 sini oluşturmaktadır. Yalnızca 0,1 mm ila 0,5 cm boyutla, Karlsbad ikizli, mi-



Sekil 15: 345 ve 345b numaralı riyolit sodipotasik feldispat kısmının difraktogramı (sanidin az kuvars) ( $1^\circ = 2\theta$ ;  $1 \text{ Fe } k \alpha = 1,9372$ )

Figure 15: Diffractogram of sodipotassic feldspar fraction (sanidine very little quartz) of rhyolite samples 345 and 345b.



Sekil 16: 267 ve 271 numaralı riyolit numunelerinin sodipotasik feldispat difraktogramı (onortoz az sanidin) ( $1^\circ = 2\theta$ ;  $1 \text{ Fe } k \alpha = 1,9372$ )

Figure 16: Diffractogram of sodipotassic feldspar fraction (anorthoclase very little sanidine) of rhyolite samples 267 and 271.

ka ve opak mineral inklüzyonlu otomorf ila subotomorf kristallerden meydana gelmiştir. 2Vnp: 14° olup bileşimi %32 Ab, %68 Or. a karşılık gelmektedir. (Tuttle, 1952; Smith ve Mackenzie, 1955, in Roubault, 1963).

**Plajiyoklaz:** Hemen tamamı damurtleşmiş, kalsitleşmiş 1 ila 4 mm arasında, genellikle ortalama %32 anortit içeren (Andezin) zonlu yapılı (Orta kısımları %35 ila %40 An; kenar kısımları %30 ila %26 An bileşimli) albit-Karlsbad ikizlenmeli otomorf kristaller halindedir. Plajiyoklazlar kayaç hacminin %15 ila %22 sini kapsamaktadır.

**Biyotit:** Hematitleşmiş, kloritleşmiş subotomorf kristaller halinde olup kayaç hacminin %7 ila %9 unu kapsamaktadır.

**Amfibol:** Fazla alterasyon geçirmiş, opak minerallerce büyük bir kısmı epijenize olmuş, kayaç hacminin %2 ila %5 ini kapsayan otomorf ve subotomorf kristaller halindedir. Boyutları 0.2 ila %5 mm arasındadır.

**Apatit:** Çok az miktarda biyotitler içinde ksenomorf kristaller halindedir.

**Kalsit:** Ender ikincil kristallerden oluşmuştur.

Hamur kayaç hacminin yaklaşık %40 ını kapsamaktadır ve kuvars, feldspat, mika ve camdan oluşmuştur.

#### Riyolitik tüfler

##### 1) Makroskopik özellikler

Riyolitik tüfler açık bej, pembe renklidir, genellikle zayıf mekanik etkiyle ufulanmakta, fakat yer yer normal volkanik kayaç özelliğini göstermektedir. Samra kuzeyindeki riyolitik tüflerde mafik mineraller subotomorf şekilleriyle izlenebilmektedir.

##### 2) Mikroskopik özellikler (Şek. 13)

Karacahisar civarında riyolitik tüfler boyutları 4 mm. yi geçmeyen köşeli kuvars, sanidin, zonlu plajiyoklaz kristallerinin parçaları ile çapı en fazla 8 mm. ye ulaşan riyolit, riyodasit ve yalnızca mozayik şeklinde küçük kuvars kristallerinden oluşmuş kayaç parçaları taşımaktadır.

Boyutlarına göre sırayla lapilli ve kül olarak (Williams, Turner ve Gilbert, 1954) adlandırılabilen bu parçalar cam ve killi bir hamurla birleşmiştir.

Samra kuzeyindeki riyolitik tüfler (Numune No: 341 ve 342) ayrıca bol miktarda subotomorf biyotit ve yeşil amfibol taşımaktadır.

#### Karacahisar Volkanitlerinin Petrografik İnceleme Sonuçları

Karacahisar volkanitleri yalnızca asit kayaçlardan oluşmuştur. Geniş bir sahaya yayılmış olmalarına karşılık petrografik homojenlik göstermektedirler. Riyolitik tüfler, riyolit ve riyodasit parçacıkları kapsadığından, riyolit ve riyodasitlerle aynı yaşlı veya onlardan biraz daha genç düşünülebilir. Tüflerin kapsadıkları, tamamen kuvarstan oluşmuş kayaç parçacıklarının, silisleşmiş kayaçlar olarak isimlendirilen kayaçlar olup olmadığının araştırılması, bölgedeki geniş yayımlı ve çevre zengin silisleşmiş kayaçların silisleşme ve ona bağlı çevrelerin yaşını bulmakta yardımcı olacaktır.

#### Karacahisar Volkanitlerinin Petrokimyası Analiz sayısı, incelemede güdülen amaç

Karacahisar volkanitlerinin çeşitli mostralarından alınan numunelerden 10 unun majör element analizi incelenmiştir. Kimyasal analizler tablo 1 de, numune yerleri Ek 2 de verilmiştir. Analizlerin çeşitli diyagramlara uygulanmasında amaç, bir yandan Karacahisar volkanitlerinin petrokimyasal özelliklerini belirtmek, gelecekte yapılacak bu tür araştırmalara karşılaştırma veya derleme verileri hazırlamak diğer taraftan Baklan granitinin petrokimyasal özellikleriyle benzerlik ve ayrırlıkları saptamaktır.

Numune No- sample	Lab. No	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO (% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Alevde kayıp %	Yakun Tutarı
115	17113	65.00	14.50	3.00	0.12	4.00	0.85	0.95	1.85	0.90	0.28	Eser	2.15	99.51
222	16573	76.50	13.75	2.65	Eser	Eser	0.20	0.07	1.64	0.23	0.04	Yek	5.75	100.23
267	16556	63.70	13.70	4.30	0.14	1.10	2.95	2.50	5.08	0.70	0.34	1.31	3.60	100.01
270	16564	63.00	15.00	5.40	Eser	1.75	4.15	2.30	3.60	0.54	0.20	1.78	4.75	100.80
271	16565	62.50	15.00	5.80	Eser	1.50	3.60	2.40	3.00	0.57	0.20	1.78	4.50	99.17
305	17111	67.50	15.00	3.50	0.15	0.40	0.70	0.25	1.20	0.50	0.30	Eser	1.83	99.73
341	17110	63.00	14.00	3.70	0.13	4.60	4.17	1.40	2.50	0.50	0.17	Eser	5.88	100.15
342	17138	65.50	14.25	3.55	0.11	1.80	3.64	1.74	4.20	0.50	0.23	Eser	4.50	100.22
345 a	17138	66.25	15.10	4.45	0.12	2.50	2.50	2.50	3.97	0.51	0.21	Eser	1.26	99.22
345 b	17137	67.25	14.70	4.65	0.12	2.00	3.05	2.50	4.10	0.51	0.27	Eser	1.05	99.20

Tablo 1: Karacahisar volkanitlerinin kimyasal analizleri

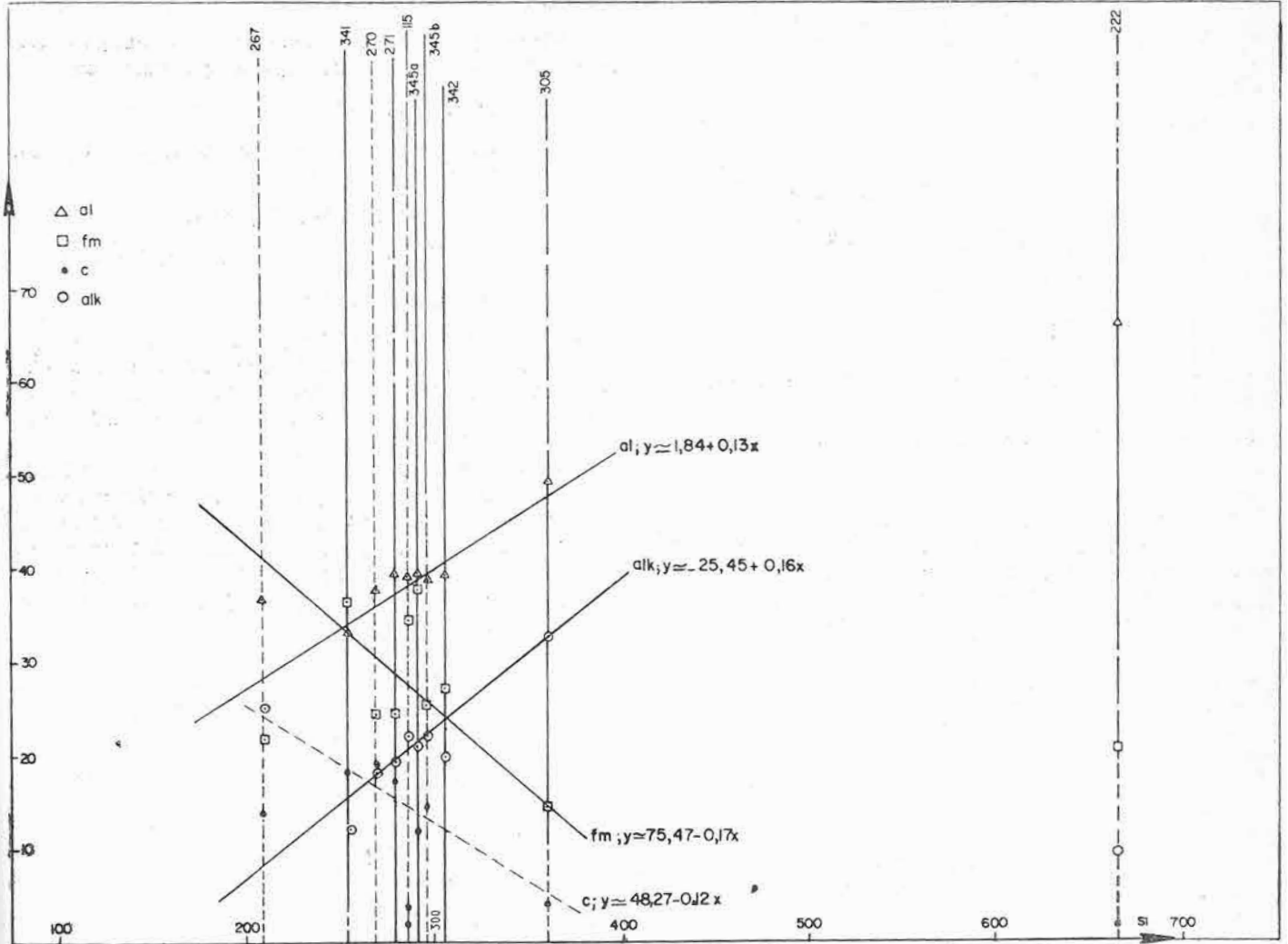
Table 1: Chemical analyses of Karacahisar Volcanics

#### Genel kimyasal özellikler

Karacahisar volkanitlerinin en belirgin özelliği SiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> bakımından çok yaklaşık tenörler kapsamıdır. SiO<sub>2</sub> ağırlığı %63 ile %67 (bol ikincil kuvars kapsayan 222 no.lu tüf numune dışında) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ağırlığı %13 ile %15 arasındadır. Toplam Fe oksid, MgO ve CaO bakımından değişik tenörler göstermektedirler. MgO değerleri düşüktür. İki numune dışında (345 a ve 345 b) Na<sub>2</sub>O tenörü zayıftır. Buna karşılık K<sub>2</sub>O, %9 gibi çok yüksek değerlere ulaşmaktadır. TiO<sub>2</sub> tenörü %0,70 i, MnO tenörü ise %0,15 i geçmemektedir.

Oxides Oksidler	Arithmetic mean except sample 222 222 numaralı numune dışında aritmetik ortalama (%)	Standard deviation of arithmetic mean Ortalamanın standart sapması
SiO <sub>2</sub>	64,85	1,8999
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,67	0,5652
Σdemiroksid Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> olarak	4,52	1,1153
MnO	0,098	0,0570
MgO	2,19	1,3398
CaO	2,83	1,2943
Na <sub>2</sub> O	1,78	0,8466
K <sub>2</sub> O	4,71	2,0889
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,0663
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,0565
CO <sub>2</sub>	0,53	0,8082
Ateşte kayıp	3,30	1,7673
Toplam	99,87	0,5086

(1) Bu araştırmada bulunan majör element kimyasal analizleri M.T.A. Enstitüsü Kimya Laboratuvarında E. Orhun, S. Tuncer, T. Akyüz, T. Saltoğlu ve E. Alpaslan tarafından yapılmıştır. CO<sub>2</sub> klasik yöntemle; Na<sub>2</sub>O ve K<sub>2</sub>O alev fotometresiyle diğerleri X Ray-Floresans spektrometresiyle ölçülmüştür.



Şekil 17: Karacahisar volkanitlerinde Niggli parametrelerinden al, fm, c ve alk'nın si'ye göre değişimi.

— Önemli korrelasyon  
— Önemsiz korrelasyon

Figure 17: Variation of al, fm, c and alk with si of Niggli parameters of Karacahisar volcanics.

— Important correlation  
— Unimportant correlation

Karacahisar volkanitleri yukarıda belirtilen kimyasal özellikleriyle riyolit-riyodasit arasında kayaçları kapsamaktadır (Johannsen, 1941).

#### Niggli diyagramı

Niggli parametreleri (Deneayer, 1952) Tablo 2a da; Niggli parametrelerinden al, fm, c ve alk'nın si'ye göre değişim diyagramı Şek. 17 de; al, fm, c, alk, k, 100 mg, si' qz, p ve ti parametrelerinin si'ye göre değişimlerine ikili doğrusal regres-

yon analizinde  $Y=A+BX$  doğrularının A ve B değerleri, korrelasyon katsayıları ve korrelasyon katsayılarının standart hataları tablo 26 da gösterilmiştir. Şek. 17 ve Tablo 2b<sup>2</sup> izleneceği gibi si değerinin artışıyla al, alk, k ve p parametreleri düzenli olarak çoğalmakta; fm, ve 100 mg parametresi ise düzenli olarak azalmaktadır. Hesaplamalar si parametresi ile c parametresinin negatif önemsiz korrelasyon<sup>3</sup>; yine si parametresi ile si', qz' ve ti parametrelerinin pozitif önemsiz korrelasyonu olduğunu göstermektedir. (Tablo 2b ve Şekil 17).

- (1) Kimyasal analizlerde kayaçlardaki toplam demiroksid ( $FeO + Fe_2O_3$ ),  $Fe_2O_3$  ağırlık yüzdesi olarak verildiğinden Niggli parametrelerinin ve demir oksid yüzdelerinin milimolekül olarak girdiği diğer parametrelerin hesaplanışında, bu  $Fe_2O_3$  oksid yüzdesi  $n=1,5$  katsayısıyla çarpılmıştır. Durum Ek 3 te açıklanmıştır.
- (2) 222 numaralı numune fazla ikincil kuvars içerdiğinden değerlendirilmelere alınmamıştır.
- (3) İkili doğrusal regresyon analizleri Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezinde yapılmıştır. Gerekli programların hazırlanışına ve ek hesaplamalara Fizik Y. Müh. Bahadır Çetinel (M.T.A.) yardım etmiştir. Bu araştırmadaki bütün kimyasal değişkenler arasındaki korrelasyon %95 olasılık oranına göre yapılmıştır.

Numune No Sample No	Lab. No	al	fm	C	alk	si	k	mgx100	si'	Qz	P	ti
115	17143	30.52	34.56	3.96	22.98	285.75	0.84	76	191.84	93.91	0.33	1.59
222	18573	87.09	20.71	2.08	9.64	663.10	0.94	0	139.56	524.54	0.17	1.49
267	18558	36.64	24.20	13.91	25.33	290.29	0.57	49	210.96	88.23	0.63	2.45
270	18584	37.61	24.24	18.96	19.19	268.65	0.51	46	176.76	91.89	0.26	1.73
271	18555	39.36	24.50	17.14	19.00	278.00	0.45	41	278.00	102.90	0.26	1.91
305	17141	48.53	14.50	4.18	32.80	361.58	0.98	22	231.20	130.20	0.64	1.93
341	17140	33.11	36.57	17.89	12.33	253.76	0.55	76	149.32	104.44	0.29	1.45
342	17138	39.09	24.08	18.19	18.64	305.47	0.68	55	174.56	130.91	0.45	1.68
345 a	17139	39.09	27.88	11.86	21.25	291.00	0.50	59	185.00	106.00	0.39	1.69
345 b	17137	38.32	25.22	14.42	22.24	296.72	0.52	53	188.96	107.76	0.39	1.69

Tablo 2a: Karacahisar volkanitlerinin Niggli parametreleri değerleri

Table 2a: Niggli Parameters of Karacahisar volcanics

Niggli parametrelerinin bu düzenli değişimi Karacahisar volkanitlerinin aynı tür magmadan türediklerini, silis artışıyla kayalarda Demir, Magnezyum ve hatta Kalsiyum içeren minerallerin azaldığını; buna karşın sodipotassik minerallerin (alkalili feldspatlar) çoğaldığını göstermektedir.

### Rittmann diyagramı

Rittmann parametreleri (Rittmann, 1953) kimyasal analiz yüzdelere doğrudan doğruya hesaplanmaktadır:

$SiO_2$  : (Ağırlık yüzdesi)

Al :  $Al_2O_3$  (Ağırlık yüzdesi) X 0,9 ( $Al_2O_3/SiO_2$  moleküler oranı belirtir.)

Alk :  $K_2O + 1,5 Na_2O$  (Ağırlık yüzdesi)

An :  $\frac{Al-Alk}{Al+Alk}$  (Kalsik feldispatların toplam feldispatlara oranını belirtir.)

Aynı volkanın oluşturduğu çeşitli lavlar için  $p:SiO_2 \times (An+0.70)$  çarpımı yaklaşık değerler almakta ve ( $SiO_2-An$ ) koordinat sisteminde hiperbol kolları çizmektedir.  $p:55$  hiperbolu Kalkoalkalinli seri ile alkalili seriyi ayırmaktadır (Rittmann, 1953).

Karacahisar volkanitlerinin Rittmann parametreleri Tablo 3 de Rittmann diyagramı Şek. 22 de sunulmuştur. (P) parametresinin değeri 58 ila 71 arasında değişmekte, bu nedenle Karacahisar volkanitleri kalkoalkalili seriler kapsamı içine girmektedir. Bu arada 267 numaralı numunenin alkalili serilere doğru bir gidışı olduğunu işaret etmek yerinde olacaktır.

İkili doğrusal regresyon analizine giren parametreler	İşleme giren sayı	X Ortakması	Y Ortakması	Y = A + B X		Korrelasyon katsayısı (r)	Korrelasyon katsayısının standart hatası $S(r) = \frac{\sqrt{1-r^2}}{n-2}$	Korrelasyonun önemi (t)		
				A	B			th > tt Önemli	th < tt Önemsiz	
Si	al	9	292,45	38,89	1,8431	0,1266	0,9329	0,1364	önemli (+)	
Si	fm	9	"	26,19	75,47	-0,1685	-0,7867	0,2333	önemli (-)	
Si	c	9	"	13,40	48,2698	-0,1194	-0,6227	0,2957		önemsiz (-)
Si	alk	9	"	21,52	-25,45	0,1606	0,8679	0,1877	önemli (+)	
Si	k	9	"	0,62	0,5995	0,0041	0,7257	0,2600	önemli (+)	
Si	mgx100	9	"	61,44	1070,04	-3,44	-0,8147	0,2191	önemli (-)	
Si	si'	9	"	198,50	54,92	0,4882	0,3822	0,3492		önemsiz (+)
Si	Qz	9	"	105,38	1,29	0,3544	0,6463	0,2884		önemsiz (+)
Si	p	9	"	0,40	-0,6697	0,0036	0,7553	0,2477	önemli (+)	
Si	ti	9	"	1,79	0,9493	0,0028	0,2543	0,3655		önemsiz (+)

th : Hesaplanan hata - Calculated error

tt : Tablodaki okunan hata (Kutsal ve Muluk, 1972) - Error read from table

- ① Parameters included in double linear regression analyses  
 ② Number of samples involved in calculation  
 ③ Mean of X  
 ④ Mean of Y  
 ⑤ Correlation coefficient  
 ⑥ Standard error of correlation coefficient  
 ⑦ Importance of correlation
- ⑧ important  
 ⑨ Unimportant

Tablo 2b: Karacahisar volkanitlerinin Niggli parametrelerinin (si) ye göre ikili doğrusal regresyon analizi (222 numaralı numune ikincil silisleşme nedeniyle analize alınmamıştır)

Table 2b: Double linear regression analyses of Karacahisar volcanics using (Si) of Niggli parameters (Sample 222 is not included in the analyses due to secondary silicification)

Numune No	Labora. No.	SiO <sub>2</sub>	Al	Alk	An	P
115	17143	65.00	13.41	8.14	0.2445	61
222	16573	76.50	11.93	1.745	0.7441	110
267	16558	63.70	12.33	8.83	0.2127	58
270	16564	63.00	13.50	7.05	0.3100	64
271	16565	62.50	13.50	6.60	0.3430	65
305	17141	67.50	13.86	9.58	0.1826	60
341	17140	63.00	12.60	4.70	0.4566	73
342	17138	65.50	12.83	6.30	0.388	71
345a	17139	66.25	13.59	7.57	0.284	65
345b	17137	67.25	13.23	7.85	0.2552	64

Tablo 3: Karacahisar volkanitlerinin rittmann parametreleri

Table 3: Rittmann parameters of Karacahisar volcanics

Diğer bir ilginç husus ta, numune sayısı istatistiki bir değerlendirmeye yeterli olmasa da araştırma bölgesinin Güneydoğusundaki volkanitlerin Batı ve Kuzeybatıdakilerden Rittmann parametrelerine göre daha kalkoalkalili bulunuşudur.

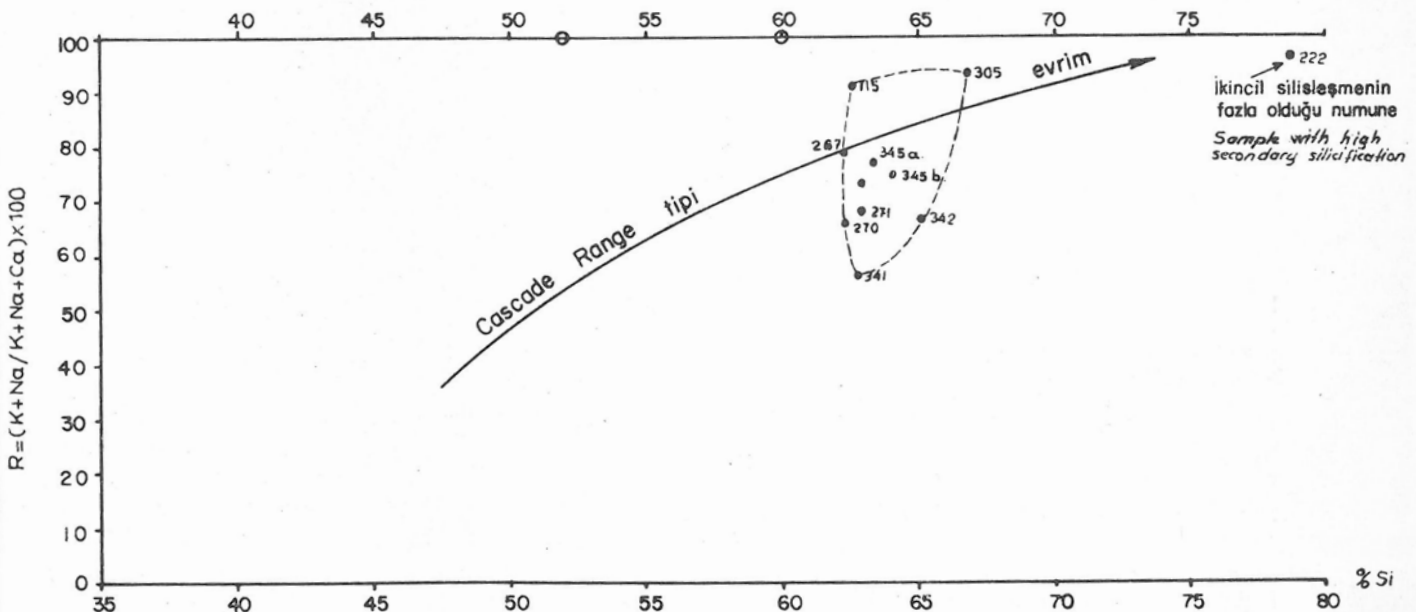
Jung ve Brousse diyagramı (Jung ve Brousse, 1962)

Jung ve Brousse parametreleri Tablo 4, diyagramı ise

Numune No.	Labora. No.	S	R	S	T	U
115	17143	63.32	91.93	84.03	86.50	8.05
222	16573	79.07	90.20	93.91	100.00	2.05
267	16558	62.93	78.42	56.67	74.13	6.30
270	16564	52.18	66.84	50.67	60.87	6.62
271	16565	62.74	68.95	45.03	65.76	6.60
305	17141	66.76	94.01	96.06	81.53	3.14
341	17140	62.80	57.82	54.92	28.70	9.65
342	17138	65.10	67.20	67.55	50.95	5.77
345a	17135	63.59	78.20	50.37	47.52	6.86
345b	17137	64.02	75.53	52.40	53.72	6.18

Tablo 4: Karacahisar volkanitlerinin Jung ve Brousse Parametreleri

Table 4: Jung and Brousse parameters of Karacahisar volcanics



Şekil 18: Karacahisar volkanitlerinin Jung ve Brousse diyagramındaki yeri.

Figure 18: Yung and Brousse diagramme of Karacahisar volcanics.

Şek. 18 de verilmiştir. Karacahisar volkanitlerinin SiO<sub>2</sub> bileşimleri fazla değişik olmadığından bu diyagramda silise bağlı belirgin bir mağmatik evrim tipi görülememektedir. Buna karşın, kayalar alkalili feldispatların tüm feldispatlara oranına göre farklı bulunmaktadır; silis miktarı arttıkça kayalarındaki sodipotassik feldispatların toplam feldispatlara oranı giderek artmaktadır.

#### Diğer diyagramlar

a — SiO<sub>2</sub> - f(CaO) değişimi: Oksid ağırlık yüzdelerinden itibaren kayalarda SiO<sub>2</sub> ile CaO miktarının değişimi, Kalsiyum içeren diğer minerallerin hemen hemen yokluğu nedeniyle, kuvars ile plajiyoklaz (veya anortit) miktarının değişimini yansıttığından ele alınmıştır. Bu iki oksid arasında (önemsiz) negatif korrelasyon vardır (korrelasyon katsayısı + —0,6150). Silis miktarı azaldıkça bir diğer değişle kuvars miktarı azaldıkça plajiyoklaz miktarı veya plajiyoklazlardaki anortit miktarı düzensiz olarak artmaktadır.

b — SiO<sub>2</sub> - f(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) değişimi: Kayalar alkalili amfibol ve çok fazla biyotit içermediğinden SiO<sub>2</sub> - f(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) bir dereceye kadar kuvars ile alkalili feldispatların değişimini yansıtmaktadır. Hesaplamalarda korrelasyon katsayısı 0.5956 olarak bulunmuştur. Bu Karacahisar volkanitlerinde kuvars miktarı ile sodipotassik feldispatlar arasında çok önemli ve düzensiz bir ilişki bulunmadığını göstermektedir.

c — CaO - f(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) değişimi: CaO - f(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) ilişkisi genellikle plajiyoklaz-alkalili feldispat oranını yansıtmaktadır. Karacahisar volkanitlerinde bu iki değişken arasındaki korrelasyon önemlidir ve katsayısı - 0,8435 olarak bulunmuştur. Plajiyoklaz veya plajiyoklazlardaki anortit miktarı arttıkça alkalili feldispatlar azalmaktadır.

#### Karacahisar Volkanitlerinin Petrokimyasal İnceleme Sonuçları

Karacahisar volkanitleri genellikle homojen kimyasal bileşimlidir. SiO<sub>2</sub> %63 ila %67 arasında değişmekte, K<sub>2</sub>O %9 a kadar yüksek değerler sunmaktadır. Bu fazla farklılık gösteren oksid yüzdeleri dahi sırayla ortalama yüzdeleri olan %64 ve %4.71 değerlerinin standart sapmaları yine sırayla %1,899 ve %2,088 dir.

Niggli parametrelerinden si; al, alk, ve p ile önemli pozitif; fm, 100 mg ile önemli negatif; c ile önemsiz negatif; si, qz, ti ile önemsiz pozitif korrelasyon göstermektedir.

Rittmann parametrelerine göre Karacahisar volkanitleri alkalili magmaya yakın kalkoalkalili seriye ait olmalıdır.

Jung ve Brousse diyagramı Karacahisar volkanitlerinin  $SiO_2$  bakımından benzer, buna karşın alkalili feldispatların tüm feldispatlara oranına göre farklı bulunduğunu göstermektedir (subalkalili, kalkoalkalili riyolit-riyodasit). Bu volkanitlerde incelenen numuneler,  $SiO_2$  ye bağlı belirgin bir magmatik evrimi kanıtlamamaktadır.

Karacahisar volkanitlerinde  $SiO_2$  miktarı arttıkça CaO miktarı düzensiz; CaO miktarı arttıkça  $Na_2O+K_2O$  miktarı düzenli olarak azalmaktadır. Silis miktarı ile  $Na_2O+K_2O$  miktarı arasında düzenli bir ilişki bulunamamıştır; buna rağmen, zayıf ta olsa aralarındaki korrelasyon pozitifdir.

#### Baklan Granitinin Petrolojisi

##### Baklan Granitinin Petrografisi

##### Biyotit ve amfibollu granit (Monzogranit)

##### 1) Makroskopik özellikler

Biyotitli ve amfibollu granit gri beyaz renkli, iri hemen eş boy tanelidir. Yapı mineralleri yönlenme göstermektedir. Kırılması zordur. Ender de olsa ince taneli ve koyu renkli anklavlar kapsamaktadır (Şek. 5).

##### 2) Mikroskopik özellikler (Şek. 19)

Doku: Holokristalin tane dokulu olup tane büyüklüğü kütle büyüklüğü ile ters orantılı gelişim göstermektedir.

##### Yapı mineralleri:

Kuvars: Genellikle, diğer yapı mineralleri arasında sıkışmış, boyutları 4 mm. ye varabilen, ancak yer yer dalgalı sönme gösteren ksenomorf kristaller halindedir. Ender olarak ortoz ve biyotit içinde küçük ksenomorf kristaller veya yine or-

toz içinde mirmekit şeklinde görülebilmektedir. Kayaç hacminin ortalama %14 ila %20 sini oluşturmaktadır.

Ortoz: Plajiyoklazlar arasında 0,5 ila 0,3 cm boyutlara kadar geniş yerler kapsayan subtomorf kristallerden oluşmuştur. Bu kristaller plajiyoklazlar tarafından yer yer korode edilmişlerdir. Volkanik koşullarda (yüksek sıcaklık, düşük basınç) olduğu gibi plütonik koşullarda da (yüksek sıcaklık, yüksek basınç) önce alkalili feldispat, daha sonra da plajiyoklazların kristalleştiği bu gibi durumlar Turner ve Verhoogen (1960) tarafından ayrıntılı olarak belirtilmiştir.

Bazen kenarları albitlemiştir ve plajiyoklazlarla sınırı tedricidir. Genellikle mikropertitiktir. Çok ender olarak Karlsbad ikizlenmesi gösterir. İçlerinde sık sık plajiyoklaz biyotit ve kuvars kristalleri taşımaktadır.

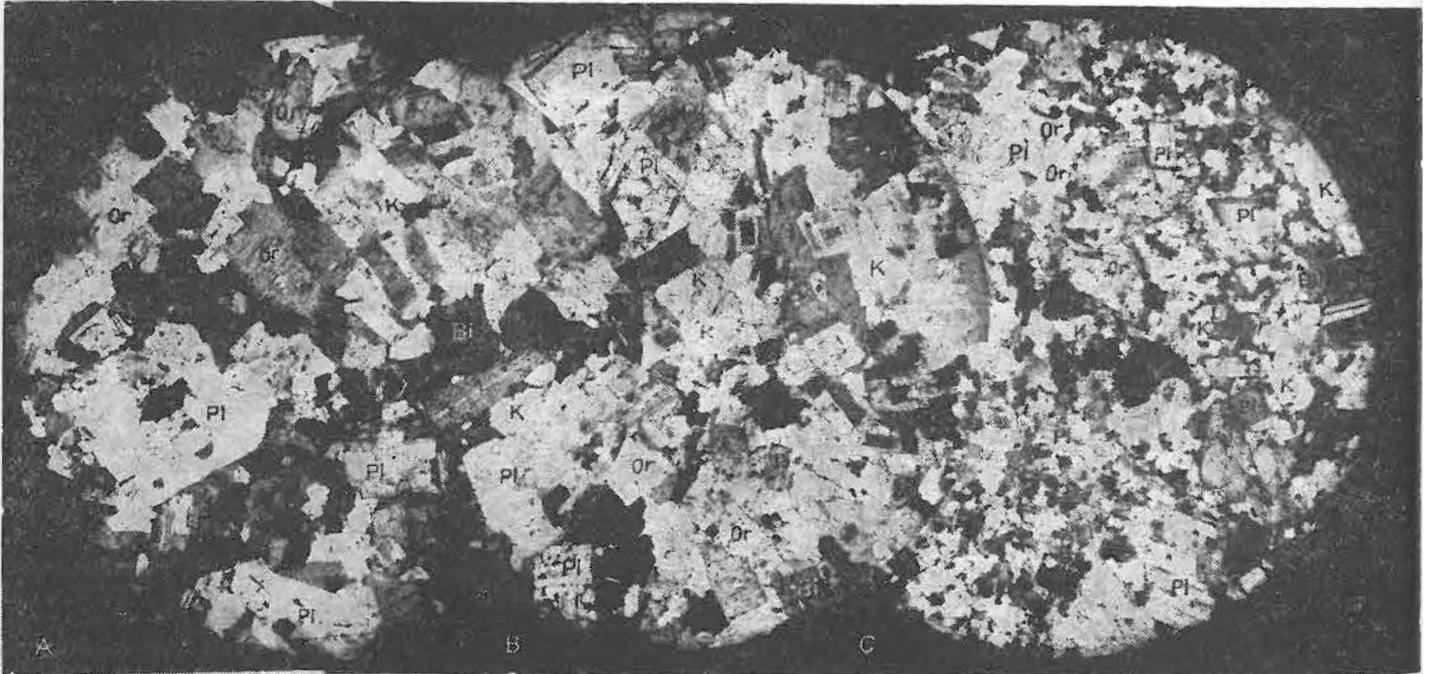
Kayaç hacminin %12 ila %20 sini oluşturur.

Plajiyoklaz: Genellikle albit-Karlsbad, ender olarak albit, Karlsbad ve periklin ikizlenmesi gösteren, belirgin zonlu yapı, 0,6 cm. ye ulaşan boyutlu subtomorf kristaller halindedir. Çift ikizlenme ve (010) yüzeyine dik kesitler metoduyla (Roubault, 1963) yapılan ölçmelerde plajiyoklazların orta kısımlarının %33 An. (andezin) kenar kısımları ise %10 ila %20 Ah. albit ila oligoklaz) kapsadıkları saptanmıştır.

Hacim olarak, kayacın %17 ila %25 ini oluştururlar.

Biyotit: Kenarları yenmiş, yer yer biraz bükülmüş veya kırılmış kahve renkli, uzunluğu 5 mm. ye varan subtomorf kristallerden oluşmuştur. Uçlarında ve dilinim boyunca kloritlemiştir. İçinde apatit, feldispat ve kuvars kristalleri taşımakta, kayaç hacminin en fazla %15 ini meydana getirmektedir.

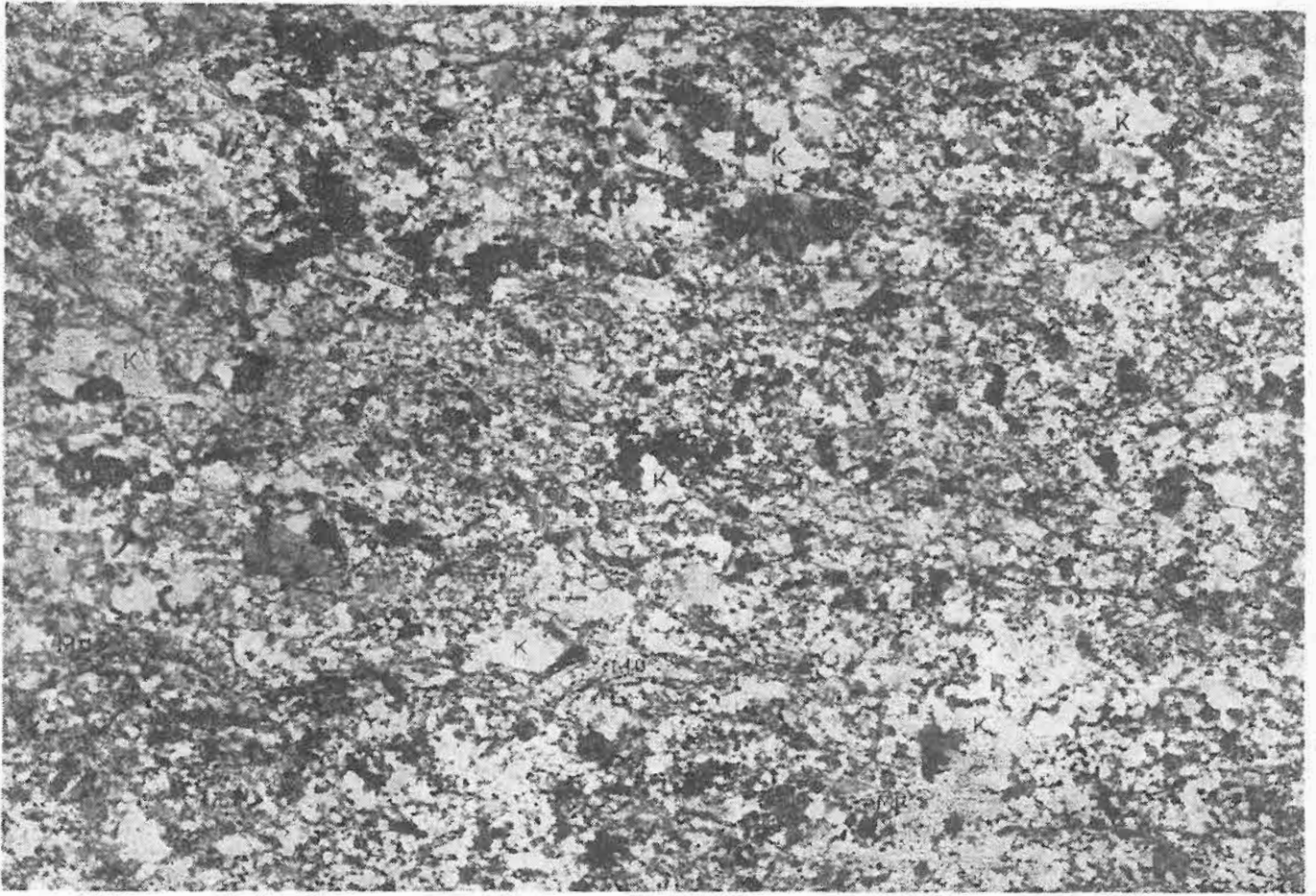
Yeşil hornblend: Boyutları 0,5 mm. ila 3 mm. arasında ikizlenme gösteren, basık otomorf kristaller halindedir. Yer yer içinde biyotit ve plajiyoklaz kristalleri taşımaktadır. Maksimum sönme açısı  $23^\circ$ ,  $2V=78^\circ$  uzanımı (+) tir (yeşil horn-



Şekil 19: Baklan granitinin Dede dere (A) Baklan tepe batısı (B) ve doğusundaki (C) mostralarının mikroskopta görünüşü. (Num. No: 317, 334; P.I.; X5; K: Kuvars, Or: Ortoz, Pl: Plajiyoklaz, Bi: Biyotit). Granit kütlesi büyüdükçe tane boyu küçülmektedir.

Figure 19: Photomicrograph of Baklan granite, Dede dere (A) west (B) and east of Baklan Tepe. (Sample No: 317, 334, 323; Polarized Grainsize decreases with increase in size of granite bodies.





Şekil 20: Baklan Tepesi batısındaki granit içinde granofirik fasiyesin mikroskopta görünüşü. (Num. No: 337; P.I. X17; K: Kuvars, Pe: Pertit, Pl: Plajiyozlas).

Figure 20: Photomicrograph of granophyric facies in the granite west of Baklan Tepe. (Sample No: 337; Pol. light X17; K: Quartz, Pertit, Pl: Plajiyoklas).

blend (Roubault, 1963) ) Miktarı kayaç hacminin %3 ünü geçmemektedir.

Apatit: Çok az miktarda ,küçük otomorf kristaller halinde, biyotit içinde bulunmaktadır.

Klorit (penin): Biyotitin dönüşümünden oluşmuştur.

Kalsit: Ender kayaçlarda ikincil olarak izlenmektedir.

Opak mineraller: Az miktardadır, genellikle amfibol ve biyotitle beraber bulunurlar.

#### Granofir

##### 1) Makroskopik özellikler

Granofir, beyaz renkli, ince eş boy tanelidir.

##### 2) Mikroskopik özellikler (Şek. 20)

Doku: Holokristalli, mikroyazı (mikrografik) dokuludur.

Yapı mineralleri:

Kuvars: En fazla 2 mm. boyunda, gruplaşmış ksenomorf kristaller ve pertit içinde aynı kristalografik yönelime sahip en fazla 0,5 mm. çapında, köşeli, zayıf dalgalı sönme gösteren kristallerden oluşmuştur. Kayaç hacminin %30 unu meydana getirirler.

Pertit: Ortalama 0,5 sm. çapında ksenomorf kristallerden oluşmuştur. Sodipotassik feldispat içindeki sodikalsik kısımlar ince uzun damarcıklar halinde yönelmişlerdir. Kayaç hacminin %40 ını oluşturur.

Plajiyoklaz: Tamamen mikaya dönüşmüş sınırları az belirgin adacıklar halindedir ve kayaç hacminin %25 ini kapsamaktadır.

Turmalin: Az miktarda küçük subtomorf kristaller halindedir.

Kalsit: Ender olarak kayaç çatlaklarında izlenmektedir.

Opak mineraller: Küçük dikdörtgen veya lekeler halindedir.

#### Baklan Granitinin Petrografik İnceleme Sonuçları

Streckeisen'a (1974) göre, Baklan granitinin biyotit ve anfibollü kısmı, APQ diyagramında monzogranit kısmında yer almaktadır. Masif, genellikle homojen petrografik yapıya sahiptir. Küçük mostralardan büyük olanlarla aynı petrografik özellikler taşınması, büyük bir kütlemin apofizlerine karşılık geldiğini desteklemektedir. Baklan tepesi batısındaki granit içinde bulunan küçük granofir dışında farklı mineral fasiyesi göstermemektedir.

#### Baklan Granitinin Petrokimyası

Baklan granitinin çeşitli mostralardan alınan 7 numunenin majör element analizleri incelenmiştir. Kimyasal analizler Tablo 5 de numune yerleri Ek 2 de verilmiştir. İnceleme amacı, bir yandan Baklan granitinin petrokimyasal özelliklerini belirtmek, gelecekte yapılacak bu tür araştırmalara karşılaştırma veya derleme verileri hazırlamak diğer taraftan

Numune No Sample No	Lab. No	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Ateşte kayıp	Yekün	
241	16560	65.30	15.50	6.30	0.12	1.70	4.25	3.00	2.80	0.55	0.23	Yek	1.25	100.80
243	16561	65.30	15.75	5.35	0.04	1.50	3.90	3.00	2.37	0.57	0.31	Yek	1.13	100.02
253	16562	65.00	15.75	6.25	Eser	2.00	4.25	2.90	2.75	0.62	0.25	Yek	1.00	100.77
319	17129	62.00	16.20	5.50	0.19	3.00	4.45	2.80	3.40	0.63	0.80	Eser	0.27	99.74
323	17130	63.00	16.70	5.20	0.16	2.70	4.35	2.70	3.60	0.60	0.42	0.24	0.94	100.37
334	17132	63.50	14.50	4.55	0.14	4.15	4.00	2.70	3.40	0.51	0.26	0.43	1.57	99.28
338	17131	65.50	14.60	4.95	0.14	2.60	3.55	2.70	3.97	0.53	0.31	0.05	0.95	99.40

Tablo 5: Baklan granitinin kimyasal analizleri.  
Table 5: Chemical analyses of Baklan Granite

Karacahisar volkanitlerinin petrokimyasal özellikleriyle benzerlik ve ayrılıkları saptamaktır.

#### Genel Kimyasal Özellikler

Baklan granitinin kimyasal analizlerinin yapıldığı numuneler birbirlerinden uzak yerlerden alınmasına karşın, kimyasal analizler nisbi bir homojenlik göstermektedir. SiO<sub>2</sub> %62 ile %65; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, %14,50 ile %16,70; CaO, %3,55 ile %4,25; Na<sub>2</sub>O, %4,70 ile %3,00 gibi çok az farklı tenör değerler arasında bulunmaktadır. Toplam demir, %4,55 ile %6,25 ve K<sub>2</sub>O, %2,75 ile %3,97 arasındaki değerlerle nisbeten farklılık göstermektedir. TiO<sub>2</sub> tenörü maksimum %0,63 değerini almaktadır.

Baklan granitinin kimyasal analizlerinin aritmetik ortalamaları ve bu ortalamaların standart sapmaları aşağıda belirtilmiştir:

Oxides Oksitler %	Aritmetic mean Aritmetik ortalama %	Standard deviation of aritmetic mean Ortalamanın standart sapması
SiO <sub>2</sub>	64,22	1,385
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,57	0,819
ΣDemir oksid Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,35	0,670
MnO	0,11	0,068
MgO	2,52	0,904
CaO	4,10	0,311
Na <sub>2</sub> O	2,82	0,138
K <sub>2</sub> O	3,32	0,430
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,045
T <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,222
CO <sub>2</sub>	0,10	0,168
Ateşte kayıp	1,01	0,396
Yekün	100,05	0,618

Bu kimyasal özellikleriyle Baklan graniti, granit-granodiyorit arasında kayalar kapsamaktadır (Johannsen, 1941) ve petrografik verilere göre adlanmaya (monzogranit) ters düşmemektedir.

#### Niggli Diyagramı

Niggli parametreleri (Deneayer, 1952) Tablo 6a da Niggli parametrelerinden al, fm, c ve alk'nın si'ye göre değişimi Şek. 21 de; al, fm, c, alk, k, 100 mg, si, qz, p ve ti parametrelerinin si'ye göre değişimlerinde ikili doğrusal regresyon analizinde  $Y=A+Bx$  doğrularının A ve B değerleri korrelasyon katsayıları ve korrelasyon katsayısının standart hatları Tablo 6b de sunulmuştur.

Numune No Sample No	Lab. No	al	fm	c	alk	si	k	Mg*100	si'	qz	p	ti
241	16560	37.38	24.89	18.46	19.27	267.63	0.38	4.2	177.08	90.55	0.40	1.69
243	16561	39.94	22.26	17.65	21.15	274.46	0.43	4.2	184.60	89.86	0.19	1.80
253	16562	37.39	26.29	18.37	17.95	262.30	0.37	4.6	171.80	50.50	0.43	1.88
319	17129	35.45	28.59	17.80	19.06	230.40	0.44	5.8	172.24	58.16	1.34	1.75
323	17130	37.03	26.92	17.53	18.51	237.06	0.46	5.6	174.04	63.02	0.65	1.80
334	17132	34.44	35.89	17.18	19.30	256.03	0.45	7.0	177.40	78.63	0.44	1.52
338	17131	35.46	27.19	15.72	21.64	270.68	0.50	5.8	186.56	84.12	0.54	1.64

Tablo 6a: Baklan granitinin Niggli parametreleri  
Table 6a: Niggli parameters of Baklan granite

Si parametresine göre qz önemli pozitif; p önemli negatif; al, alk ve si önemsiz pozitif; fm, c, k, 100 mg önemsiz negatif korrelasyon göstermektedir (Tablo 6b Şek. 21).

#### Rittmann Diyagramı

Rittmann'ın (1953) volkanitler için ileri sürdüğü parametreler, "aynı mağmatik provens" düşüncesi altında Baklan granitine uyguladığında (Tablo 7, Şek. 22). Baklan graniti parametrelerinin p: 62 ile p: 67 arasında gruplaştığı izlenmektedir. Bu durumda Baklan granitini oluşturan magma kal-kalkalili seriye ait olmalıdır (p 55).

#### Numune Labora

No.	No.	SiO <sub>2</sub>	Al	Alk	An	P
241	16.560	65.30	13.95	7.30	0.3129	66
243	16.561	65.30	14.18	7.87	0.2862	64
253	16.562	65.00	14.18	7.10	0.3327	67
319	17.129	62.00	14.58	7.60	0.3147	63
323	17.130	63.00	15.03	7.65	0.3254	65
334	17.132	63.50	13.05	7.45	0.2732	62
338	17.131	65.50	13.14	8.02	0.2417	62

Tablo 7: Baklan granitinin Rittmann parametreleri.  
Table 7: Rittmann parameters of Baklan Granite.

#### Diğer Diyagramlar

a — SiO<sub>2</sub> - f(CaO) değişimi: Baklan granitinde bu iki oksid arasında önemli bir negatif korrelasyon vardır. Korrelasyon katsayısının değeri -0,7743 tür. Bu durum SiO<sub>2</sub> miktarı azaldıkça plajiyoklaz (veya plajiyoklazlardaki anortit miktarı) veya kalsiyum içeren minerallerin arttığını kanıtlamaktadır.

b — SiO<sub>2</sub> - f(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) değişimi: Kayaçlar alkalili amfibol içermediğinden, SiO<sub>2</sub> - f(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) bir dereceye kadar kuvars ile alkalili feldispatların değişimini yansıtabilir. Biotitin zaman zaman bol bulunuşu böyle bir sonucu daha belirsiz hale sokmaktadır. Hesaplamalarda korrelasyon katsayısı 0,1888 olarak bulunmuştur. Bu durum, Baklan granitinde silis miktarı ile sodipotasik feldispat (ve kısmen biyotit) arasında bir ilişki bulunmadığını göstermektedir.

c — CaO - F(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) değişimi: Baklan granitinde bu iki değişken arasında korrelasyon katsayısı (-0,6148) olarak saptamıştır; fakat hesaplamalar korrelasyonun önemsiz olduğunu göstermektedir. Buna rağmen, bu ilişkiden itibaren, düzenli olmasa da, Baklan granitinde plajiyoklaz veya plajiyoklazlardaki anortit miktarı (veya amfibol miktarı) arttıkça alkalili feldispatların azaldığı ileri sürülebilir.

#### Baklan Granitinin Petrokimyasal İnceleme Sonuçları

Baklan graniti oldukça hemojen kimyasal bileşime sahiptir. Çeşitli kimyasal analizlerde aynı oksit tenörleri arasın-

İkili doğrusal regresyon analizine giren parametreler		İşleme giren sayı	X Ortalaması	Y Ortalaması	Y = A + B X		Korrelasyon katsayısı (r)	Korrelasyon katsayısının standart hatası $S(r) = \frac{\sqrt{1-r^2}}{n-2}$	Korrelasyonun önemi (t)	
					A	B			th > tt Önemli	th < tt Önemsiz
Si	al	7	256,9371	36.5843	27.447839	0,035559	0,3938	0,037117		önemsiz(+)
Si	fm	7	"	27,4471	50,810579	-0,090929	-0,3650	0,103715		" (-)
Si	c	7	"	17,5300	19,771562	-0,008753	-0,1618	0,023796		" (-)
Si	alk	7	"	19,4114	3,806684	0,060733	0,7080	0,027090		" (+)
Si	k	7	"	0,4329	0,547248	-0,000445	-0,1671	0,378994		" (-)
Si	mg x 100	7	"	53,2857	123,194510	-0,272082	-0,4459	0,244698		" (-)
Si	si'	7	"	177,6743	115,285030	0,242824	0,7080	0,108327		" (+)
Si	Q <sup>2</sup>	7	"	79,2629	çok büyük	0,757164	0,9524	0,108340	önemli (+)	
Si	p	7	"	0,5700	5,230442	-0,08138	-0,8405	0,005230	" (-)	
Si	ti	7	"	1,7257	1,927411	-0,000785	-0,1114	0,003132		önemsiz(-)

tt : Hesaplanan hata - Calculated error

tt : Tabloda okunan hata (Kutsal ve Muluk, 1972) - Error read from table

- ① Parameters  
 ② Number of samples involved in calculation  
 ③ Mean of X  
 ④ Mean of Y  
 ⑤ Correlation coefficient  
 ⑥ Standard error of correlation coefficient  
 ⑦ Importance of correlation

- ⑧ important  
 ⑨ Unimportant

Tablo 6b: Baklan graniti Niggli parametrelerinin (si) ye göre ikili doğrusal regresyon analizi

Table 6b: Double linear regression analysis according to (si) of Niggli parameters of Baklan granite

daki fark SiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> için bile %3 ü geçmemektedir. Ayrıca ortalamaların standart sapmalarında büyük sayılabilir olacak fark MgO yüzde ortalaması ile CaO, CO<sub>2</sub> ve ateşte kayıp yüzde ortalamalarıdır. MgO için bu büyük sapma magmatik farklılaşmaya bağlanabilir fakat CaO, CO<sub>2</sub> ve dolayısıyla ateşte kayıp için büyük sayılabilir olacak ortalama standart sapma kayıptaki ikincil kalsitle ilgili olmalıdır.

Niggli parametreleri önemli korrelasyon göstermemektedir (Tablo 6b). Bu durumda etüd sahası içinde incelenen numuneler için, Baklan granitinin oluşumunda önemli bir magmatik farklılaşma olmadığı kanısına varılabilir.

Baklan graniti Rittmann parametrelerine göre daha kalkoalkalidir.

#### Baklan Graniti İle Karacahisar Volkanitlerinin Petrolojik Karşılaştırılması

Baklan graniti derinlik kayacıdır, fakat nispeten daha az derinlikte oluşmuş granofirik dokulu kısımları da kapsamaktadır. Buna rağmen bu derinlik kayacı ile yüzey kayacı olan Karacahisar volkanitlerini petrografik olarak karşılaştırmak olanaksızdır.

Her iki kayaç türünde petrokimyasal bazı benzerlik ve ayrıntılıklar bulunmaktadır.

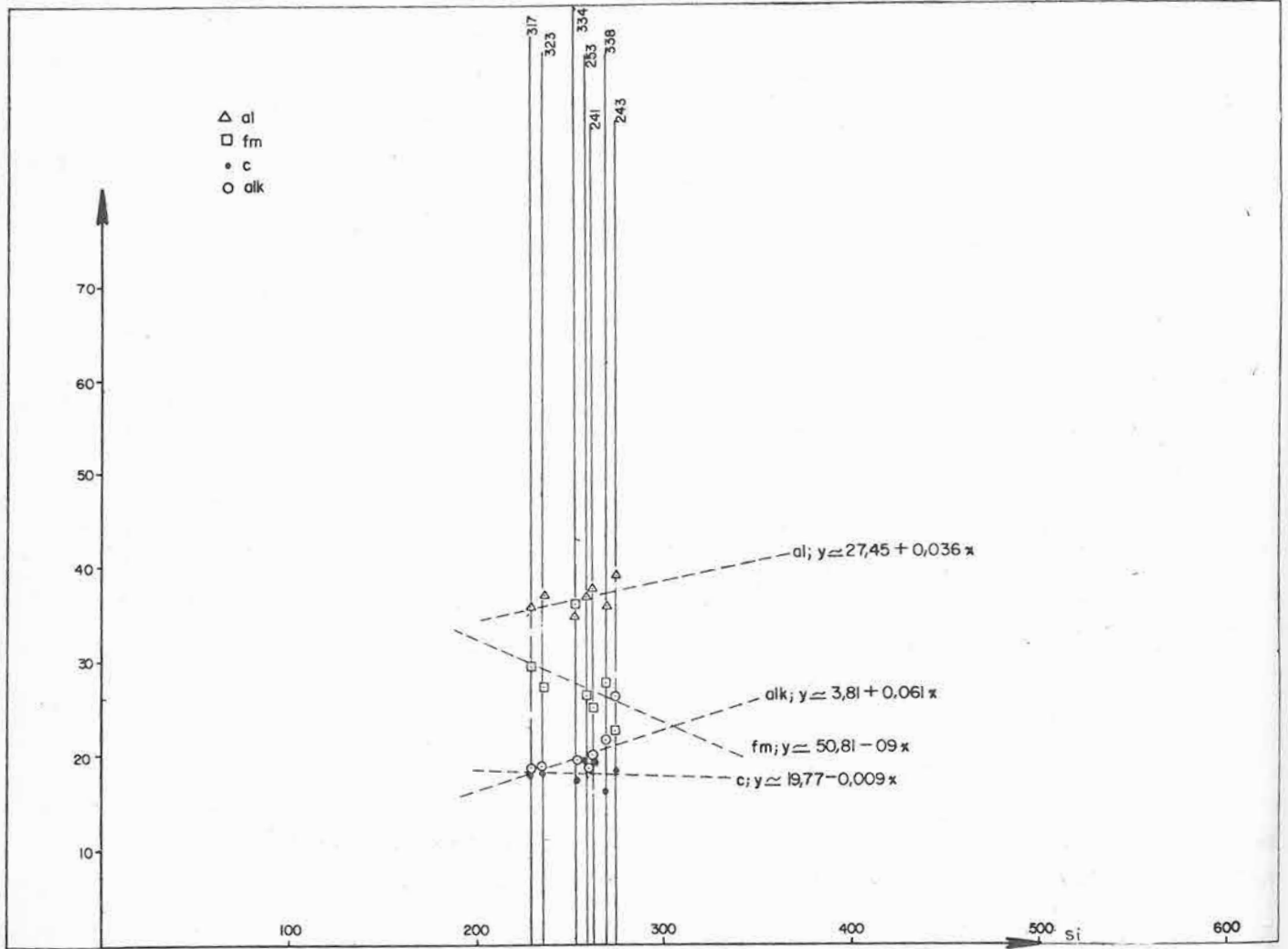
Kimyasal analizlerin ortalamaları ve bu ortalamaların standart sapmaları üzerinden hareket edildiğinde her iki ka-

yaç türünün majör element oksid yüzdeleri CaO, Na<sub>2</sub>O ve K<sub>2</sub>O dışında hemen hemen aynı değerdedir. Bu değerler üzerinde de şu durumlar dikkati çekmektedir. Baklan granitinde bağlı CaO fazlalığı ikincil kalsite bağlı (Baklan granitindeki CO<sub>2</sub> ortalaması Karacahisar volkanitlerinkinden daha azdır) görünmemektedir. Buna karşın Karacahisar volkanitlerindeki ortalama K<sub>2</sub>O fazlalığı, ortalamanın standart sapmasındaki büyük değer dikkate alındığında, Baklan granitinin K<sub>2</sub>O yüzdesi ortalaması ile Karacahisar volkanitlerinki arasında çok önemli bir fark kalmamaktadır.

Niggli parametrelerinin (si) ye göre değişimi, korrelasyon katsayılarının önemi dikkate alınmadan incelendiğinde Baklan graniti ve Karacahisar volkanitlerinde (si-al), (si-fm), (si-c), (si-alk), (si-100 mg), (si-si'), (si-qz), arasında aynı işaretli korrelasyon görülmektedir. Buna karşın (si-k), (si-p) ve (si-ti) parametrelerinin korrelasyonu Baklan granitinde negatif, Karacahisar volkanitlerinde ise pozitiftir.

Rittmann parametrelerine göre Baklan graniti ve Karacahisar volkanitlerini oluşturan magmanın kalkoalkalili seriyeye ait bulunduğu ileri sürülebilirse de, Karacahisar volkanitlerinin, Baklan graniti magmasından bir yandan daha alkalili, diğer yandan daha kalkoalkalili olarak dağılım gösterdiği de izlenmektedir.

SiO<sub>2</sub> - f(CaO) ve SiO<sub>2</sub> - f(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) fonksiyonlarının, değişkenleri arasındaki korrelasyonun her iki kayaçta sırayla önemsiz (-) ve önemsiz (+) işaretli oluşu, her iki kayaçta



Sekil 21: Baklan granitinde niggli parametrelerinden al, fm, c ve alk'nın si'ye göre değişimi.  
— Önemsiz korrelasyon

Figure 21: Variation of al, fm, c and alk with si of niggli parameters of Baklan granite.  
— Unimportant Correlation

$\text{SiO}_2$  nin artmasıyla CaO miktarının düzensiz azaldığını ve  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  miktarının düzensiz çoğaldığını kanıtlamaktadır.

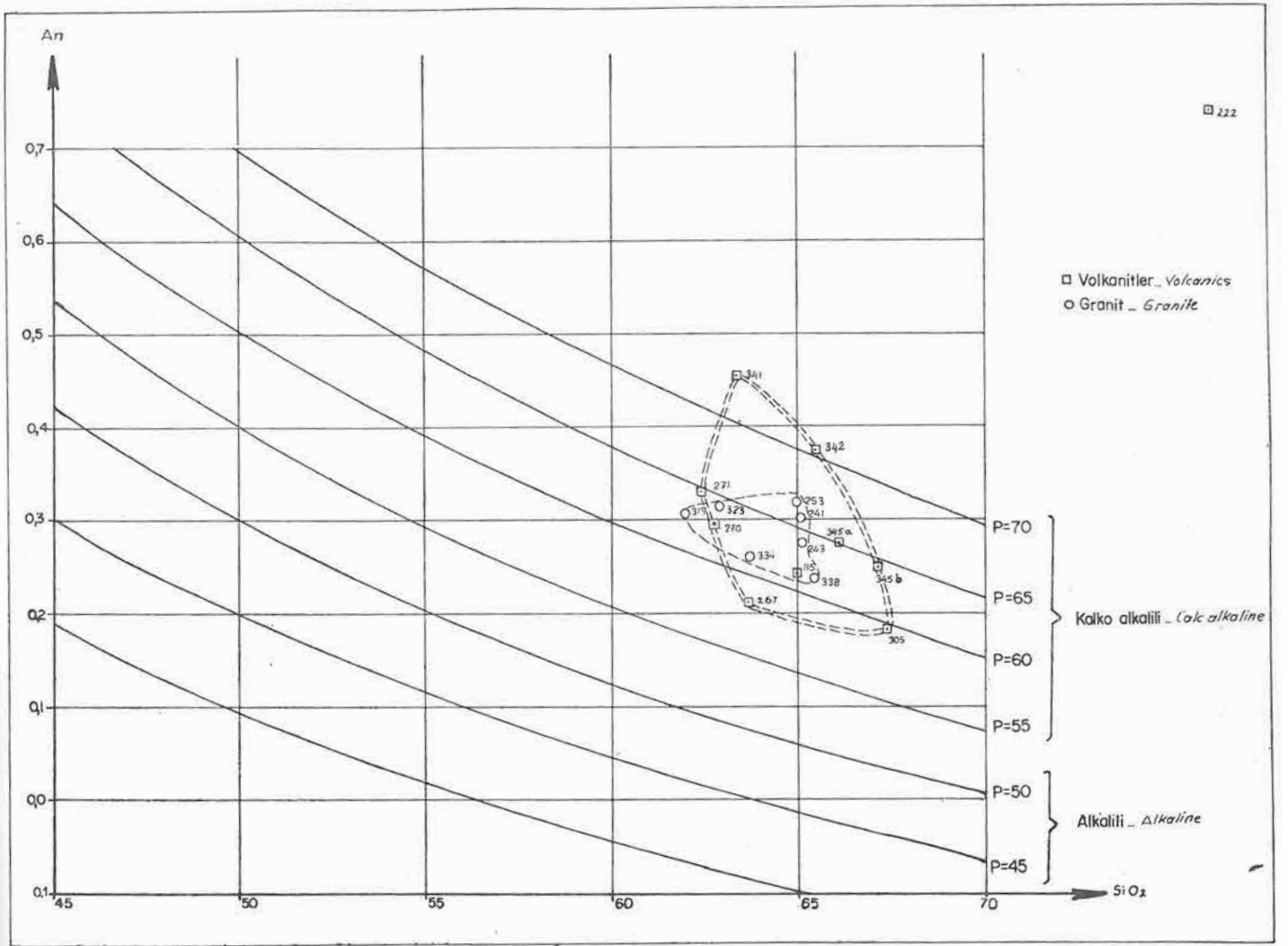
Aynı şekilde, her iki kayaç için CaO -  $f(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  değişkenleri arasındaki korrelasyon işareti (—) dir.

Karacahisar volkanitleriyle Baklan granitinin oksid yüzdelerinin herbirinin ortalaması, ortalamanın standart hatası ve standart sapması değerlerinden itibaren; ortalamalar farkı, ortalamalar farkının standart hatası ve (T) değerleri yardımıyla "ortalamalar arası farkın önem denetimi"<sup>(1)</sup> hesaplanmıştır. Bu denetimin verdiği sonuçlar aşağıda belirtilmiştir.

Görüleceği üzere  $\text{SiO}_2$ , toplam demir oksid  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  olarak,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  ve  $\text{CO}_2$  miktarları bakımından Karacahisar volkanitleri ile Baklan graniti çok benzer bileşimlidir. Buna

Oksidler	Ortalamalar arasındaki farkın önemi	
	Önemli	Önemsiz
$\text{SiO}_2$		$P > 0,05$
$\text{Al}_2\text{O}_3$	$P < 0,05$	
Toplam demiroksid		
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ olarak		$P > 0,05$
MnO		$P > 0,05$
CaO	$P < 0,05$	
$\text{Na}_2\text{O}$	$P < 0,01$	
$\text{K}_2\text{O}$		$P > 0,05$
$\text{TiO}_2$		$P > 0,05$
$\text{P}_2\text{O}_5$		$P > 0,05$
$\text{CO}_2$		$P > 0,05$
A. Kayıp	$P < 0,01$	

(1) Hesaplamalar Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezinde minimum %95 olasılık oranına göre yapılmıştır.



Şekil 22: Baklan graniti ve Karacahisar volkanitlerinin Rittmann diyagramındaki ((SiO<sub>2</sub>, (An 0,70): p)) yeri

Figure 22: Rittmann diagramme ((SiO<sub>2</sub>, (An 0,70): p)) of Baklan granite and Karacahisar volcanics.

karşılık Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O ve ateşte kayıp miktarları %95 oranına göre farklıdır.

Her iki kayacın CO<sub>2</sub> bakımından benzer, CaO bakımından farklı oluşu (Baklan graniti CaO bakımından daha zengindir). Baklan granitinin silikatlara bağlı kalsiyumca zengin dolayısıyla daha kalsik bir bileşime sahip olduğunu göstermektedir. Fakat, her iki kayaçta CaO, SiO<sub>2</sub> artışı önemsiz de olsa azalmaktadır. Baklan graniti Karacahisar volkanitlerinden daha sodiktir. Bu iki oksidin fazla oluşu Baklan granitinin sodikalsik feldispatlar bakımından Karacahisar volkanitlerinden çok daha zengin olmasıyla mineralojik bileşimlerine yansımaktadır. Baklan granitinin Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> bakımından bağlı zenginliği, doğal olarak, silikatlara bağlı Kalsiyum ve Sodyumun fazlalığıyla ilişkilidir. Buna rağmen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> yüzdeleri için yapılan varyans denetimi, bu iki kayaç için %95 olasılıkla "benzer" sonucu vermektedir. Ayrıca Niggli diyagramında si=f (al) ilişkisi her iki kayaç için aynı işaretli bir korrelasyon göstermektedir.

Sonuç olarak, Karacahisar volkanitleri ile Baklan graniti CaO, Na<sub>2</sub>O ve kısmen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dışında oksidlerin miktarı ve ilişkileri bakımından çok büyük benzerlik göstermektedir.

**Muratdağı Melanjı İçindeki Magmatik Kökenli Kayaçların ve Metamorfik Kütlelerin Petrolojisi**

**Muratdağı Melanjı İçindeki Mağmatik Kökenli Kayaçların Petrografisi**

**Dünitler** (Johannsen'in (1949) tanımlamasına göre)

**1) Makroskopik Özellikler**

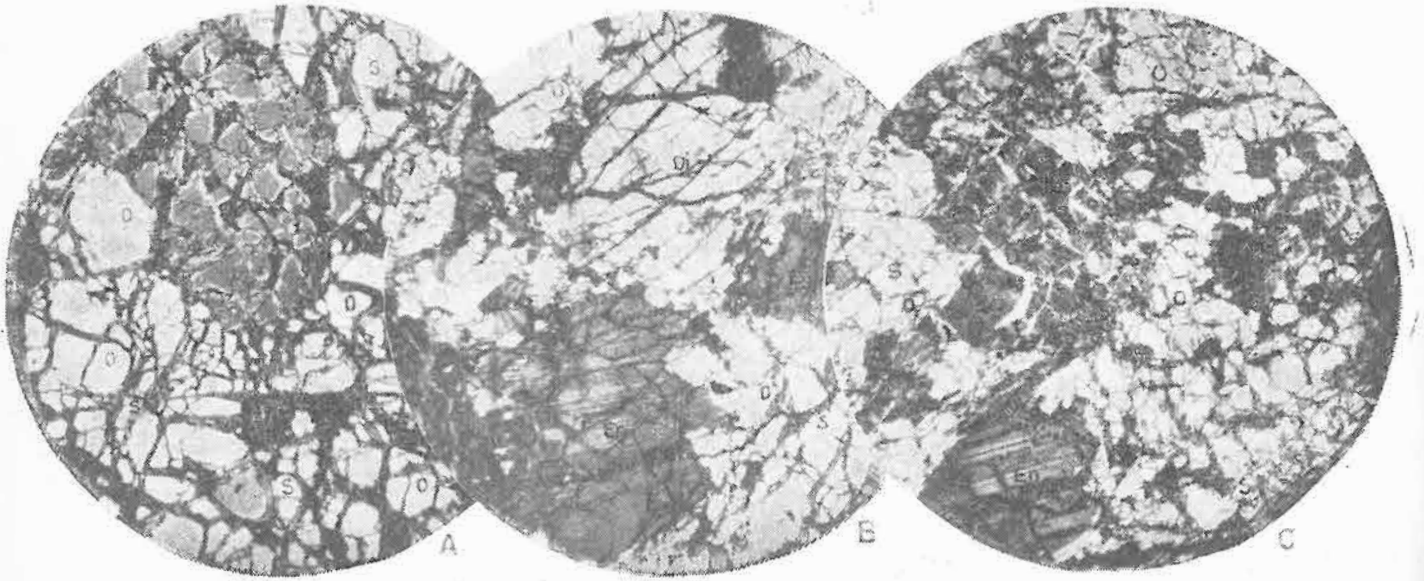
Koyu yeşil renkli, masif, kristalleri ayırtılamayan, eştaneli yapılıdır.

**2) Mikroskopik Özellikler (Şek. 23A)**

Doku: Az kataklastik eştaneli doku

Yapı mineralleri:

Olivin: Boyutları 1,5 mm'ye ulaşan subtomorf kristaller halindedir. Ağ şeklinde çatlaklar göstermektedir. 0,02 ila 0,05 mm kalınlığındaki çatlaklarda herhangi bir yönelme yoktur. Buna karşılık kalınlığı 0,3 mm ye ulaşan çatlaklar en fazla 3 yönde gelişmiştir. Çatlakları oluşturan mekanik kuvvetin etkisiyle kristal parçalarındaki hafif yer değiştirmeler nede-



**Şekil 23A:** Verlitlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 26, P.I., X20) O: Olivin; S: Serpantin.  
**Figure 23A:** Photomicrograph of wehrlite (Sample No: 26, Pol. light X20) O: Olivine; S: Serpentine.

**Şekil 23B:** Lertzolitlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 12, P.I. 1, X20) O: Olivin, En: Enstatit, Di: Diyallag; S: Serpantin.  
**Figure 23B:** Photomicrograph of Iherzolites (Sample No: 12, Pol. Light X20) O: Olivine; En: Enstatite, D: Diallage; S: Serpentine.

**Şekil 23C:** Harzburgitlerin mikroskopta görünüşü (Num: No: 25, P. I, X20) O: Olivin; En: Enstatit; S: Serpantin.  
**Figure 23C:** Photomicrograph of harzburgites (Sample 25, Pol. light X20) O: Olivine, En: Enstatite; S: Serpentine.

niyle yer yer dalgalı sönme göstermektedir. Optik işareti (+) olup,  $2V_{np}$  açısı  $88^\circ$  ile  $90^\circ$  arasında değişmektedir. Kennedy'e göre (1947 in Roubault, 1963) bu  $2V$  açı değerleri %10 ila %14 fayalit kapsayan peridota, bir diğer söyleyişle hemen hemen saf forsterite karşılık gelmektedir. Olivin, kayaç hacminin %80 ini oluşturmaktadır.

**Enstatit:** Çok az miktarda, küçük ksenomorf kristaller halindedir.

**Serpantin:** Çatlak kenarlarına dik olarak gelişmiştir, yer yer ağ yapılıdır. Optik özellikleri antigorit ve krizolit arasında bir seçime yeterli veri vermemektedir. Serpantin, kayaç hacminin %20 sine yakın bir kısmını kapsamaktadır.

Pikotit ve çok az kromit opak mineralleri oluşturmaktadır.

**Lertzolitler** (Johannsen'in (1949) tanımlamasına göre)

#### 1) Makroskopik özellikler

Yeşil renkli kaba, taneli subtomorf piroksen kristalli, sert, taneli yapılıdır.

#### 2) Mikroskopik özellikler (Şek. 23B, 25B, 26B)

Doku: Kısmen kataklastik taneli doku

Yapı mineralleri:

Olivin: Düzensiz kırıklarla bir çeşit hücrelere ayrılmış, kırıklar boyunca serpantinleşmiş, boyutları  $1 \text{ mm} \times 1,5 \text{ mm}$  ye ulaşan subtomorf kristaller halindedir. Dalgalı sönme gösterir. Optik açısı (+) olup,  $2V_{np}$  açısı  $85^\circ$  ile  $88^\circ$  arasında değişmektedir. Kennedy'e göre (1947 in Roubault, 1963), %13 ila %22 fayalitli bu olivin, forsterit-krizolit arası bileşimlidir. Kayaç hacminin %35 ila 45 ini kapsamaktadır.

**Diyallag:** Boyutları  $2 \text{ mm} \times 3 \text{ mm}$  ye varan subtomorf kristallerden oluşmuştur. Kenarları olivin ve serpantinle öğütülmüş izlenimini vermektedir. Az kırıklıdır. Çift kırılması  $0,025$ , maksimum sönme açısı  $40^\circ$ ,  $2V$  açısı  $45^\circ$  ile  $55^\circ$  arasın-

da değişmektedir. Uzanımı (+) dir. Kayaç hacminin %20 ila 25 ini oluşturur.

**Enstatit:** Boyutları  $1,5 \text{ mm} \times 3 \text{ mm}$  ye varan, yer yer kırılmış, bükülmüş; kenarları, dilinimleri veya çatlakları boyunca kalsitleşmiş, içinde zaman zaman olivin kristalleri taşıyan subtomorf kristallerden oluşmuştur.  $2V$  açısı  $65^\circ$  ile  $70^\circ$  arasında değişmektedir. Kayaç hacminin %15 ila %20 sini kapsar.

**Serpantin:** Olivin ve enstatit kristallerinin çevre ve çatlaklarında gelişmiş, yer yer bütün kristali kapsamıştır. Ağ ve lif şeklinde görülen serpantin mineralleri kayaç hacminin %10 ila %15 ini oluşturmaktadır.

Kayaç, ayrıca bol opak mineraller ve ince çatlaklar içinde gelişmiş ikincil kalsit taşımaktadır.

**Harzburgitler** (Johannsen'in (1949) tanımlamasına göre)

#### 1) Makroskopik özellikler

Yeşil renkli, kaba taneli, subtomorf piroksen kristalli, taneli yapılıdır.

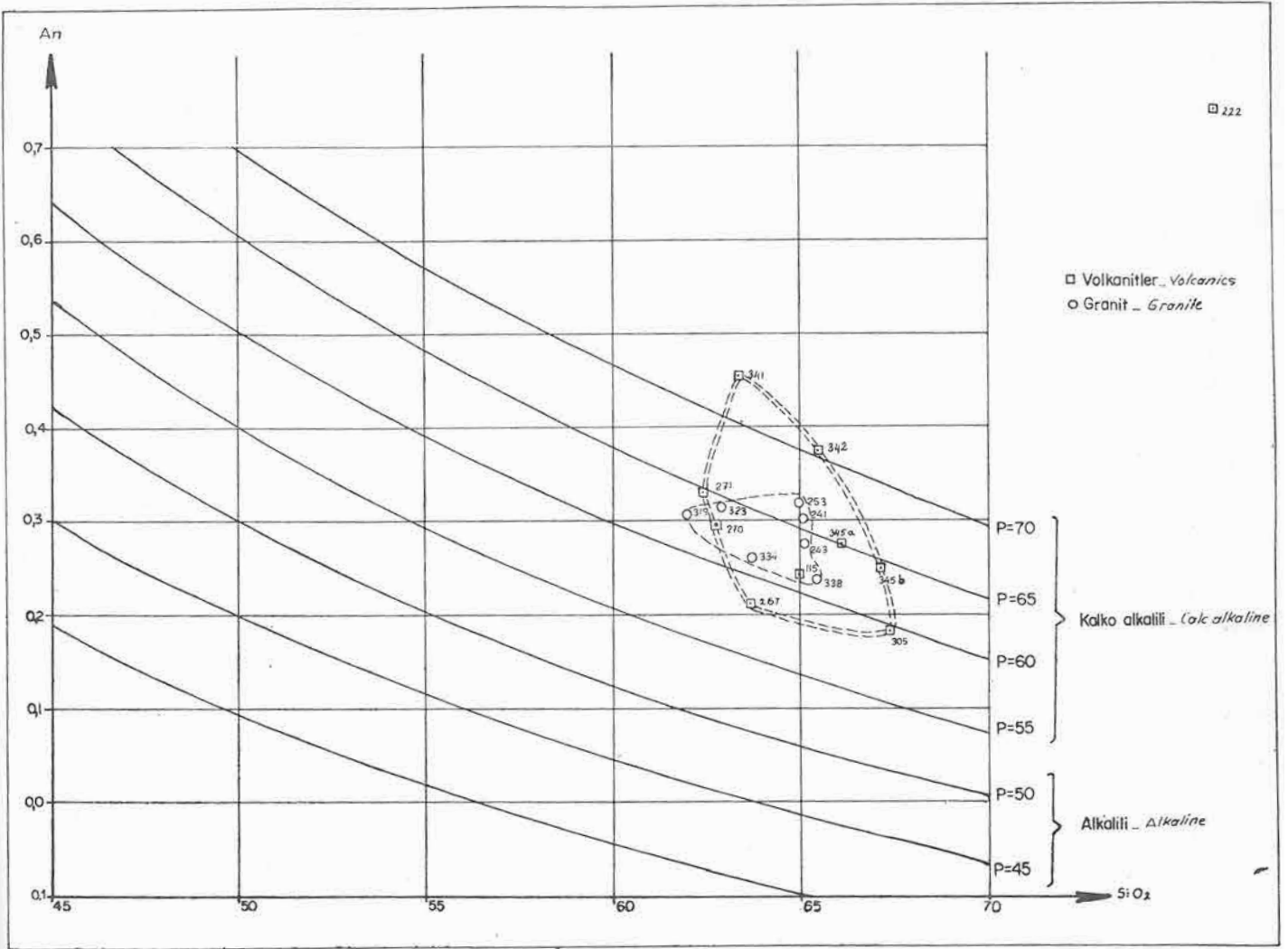
#### 2) Mikroskopik özellikler (Şek. 23C, 25A, 26AC)

Doku: Kısmen kataklastik taneli doku

Yapı mineralleri:

Olivin: Boyutları  $1 \text{ mm} \times 2,5 \text{ mm}$  ye ulaşan, hemen hemen tümü serpantinleşmiş dalgalı sönme gösteren, sınırları ancak aynı optik yönlere serpantinleşmemiş kısımlarla belirlenen subtomorf kristallerden oluşmuştur.  $2V_{np}$  açısı  $88^\circ$  ile  $90^\circ$  arasında değişmektedir. Kennedy'e göre (1947 in Roubault, 1963), en fazla %12 fayalitli forsterite karşılık gelmektedir. Serpantinleşmemiş olivin kayacın %15 ila %20 sini oluşturur.

**Enstatit:**  $1,5 \text{ mm} \times 3,5 \text{ mm}$  boyutlarına ulaşan, büyük bir kısmı bastılaşmış, yer yer kırılmış ve bükülmüş subtomorf kristaller halindedir. Kristal kenarları serpantin tarafından yenmiştir. Çift kırılması  $0,008$ , sönme açısı  $0^\circ$ , uzanımı (+),



Sekil 22: Baklan graniti ve Karacahisar volkanitlerinin Bittmann diyagramındaki ((SiO<sub>2</sub> (An 0,70): p)) yeri

Figure 22: Bittmann diagramme ((SiO<sub>2</sub> (An 0,70): p)) of Baklan granite and Karacahisar volcanics.

karşılık Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O ve ateşte kayıp miktarları %95 olasılık oranına göre farklıdır.

Her iki kayacın CO<sub>2</sub> bakımından benzer, CaO bakımından farklı oluşu (Baklan graniti CaO bakımından daha zengindir). Baklan granitinin silikatlara bağlı kalsiyumca zengin dolayısıyla daha kalsik bir bileşime sahip olduğunu göstermektedir. Fakat, her iki kayaçta CaO, SiO<sub>2</sub> artışı önemsiz de olsa azalmaktadır. Baklan graniti Karacahisar volkanitlerinden daha sodiktir. Bu iki oksidin fazla oluşu Baklan granitinin sodikalsik feldispatlar bakımından Karacahisar volkanitlerinden çok daha zengin olmasıyla mineralojik bileşimlerine yansımaktadır, Baklan granitinin Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> bakımından bağlı zenginliği, doğal olarak, silikatlara bağlı Kalsiyum ve Sodyumun fazlalığıyla ilişkilidir. Buna rağmen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> yüzdeleri için yapılan varyans denetimi, bu iki kayaç için %95 olasılıkla "benzer" sonucu vermektedir. Ayrıca Niggli diyagramında si=f (al) ilişkisi her iki kayaç için aynı işaretli bir korrelasyon göstermektedir.

Sonuç olarak, Karacahisar volkanitleri ile Baklan graniti CaO, Na<sub>2</sub>O ve kısmen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dışında oksidlerin miktarı ve ilişkileri bakımından çok büyük benzerlik göstermektedir.

Muratdağı Melanji İçindeki Magmatik Kökenli Kayaçların ve Metamorfik Kütlelerin Petrolojisi

### Muratdağı Melanji İçindeki Mağmatik Kökenli Kayaçların Petrografisi

Dünitler (Johannsen'in (1949) tanımlamasına göre)

#### 1) Makroskopik Özellikler

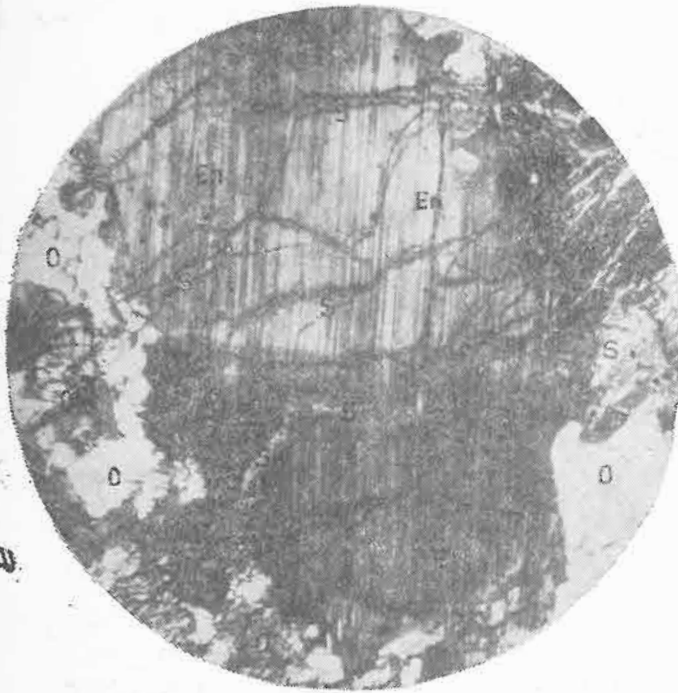
Koyu yeşil renkli, masif, kristalleri ayırtlanamayan, eş-taneli yapılıdır.

#### 2) Mikroskopik Özellikler (Şek. 23A)

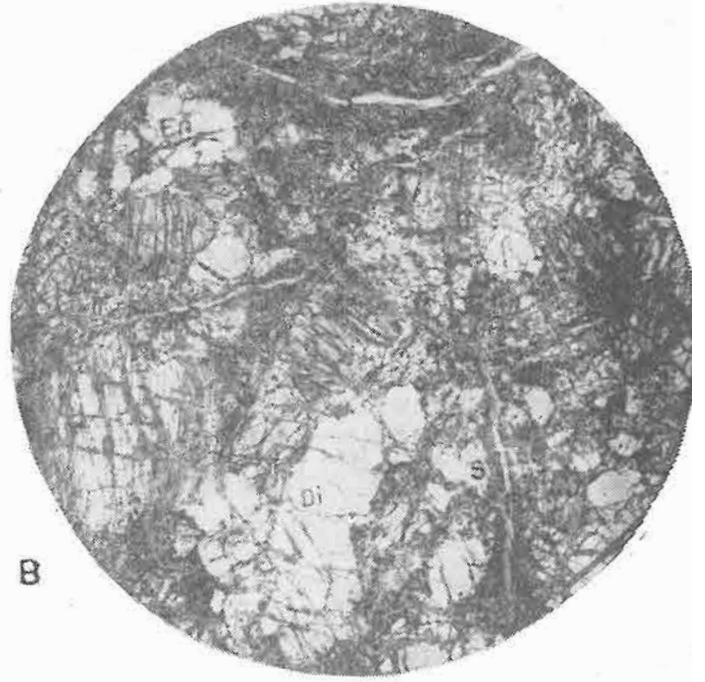
Doku: Az kataklastik eş-taneli doku

Yapı mineralleri:

Olivin: Boyutları 1,5 mm'ye ulaşan subtomorf kristaller halindedir. Ağ şeklinde çatlaklar göstermektedir. 0,02 ila 0,05 mm kalınlığındaki çatlaklarda herhangi bir yönelme yoktur. Buna karşılık kalınlığı 0,3 mm ye ulaşan çatlaklar en fazla 3 yönde gelişmiştir. Çatlakları oluşturan mekanik kuvvetin etkisiyle kristal parçalarındaki hafif yer değiştirmeler nede-



A.



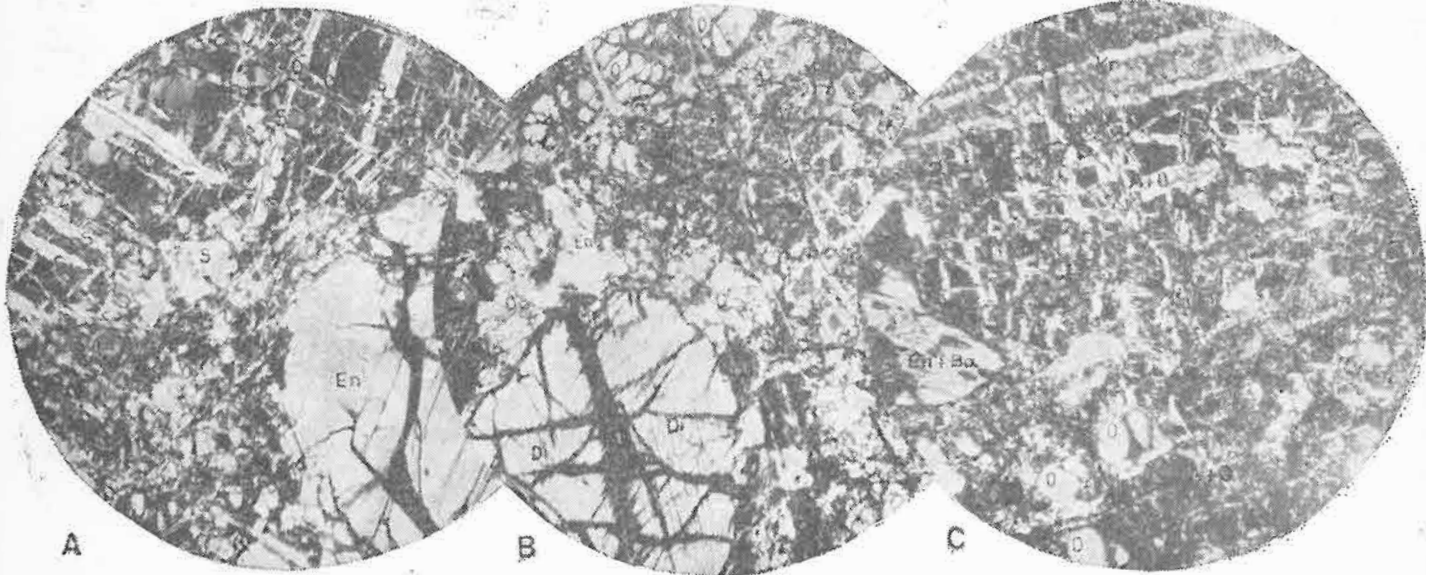
B.

Sekil 25A: Harzburgitlerde bükülmüş ve kırıklar boyunca serpantinleşmiş bir enstatit kristalinin mikroskopta görünüşü (Num. No: 1; P. I, X18) En: Enstatit; O: Olivin; S: Serpantin.

Figure 25A: Microscopic view of a deformed enstatite crystal, with serpentinization in the fractures, of harzburgite. (Samp. No: 1; Pol. Light, X18) En: Enstatite; O: Olivine; S: Serpentine.

Sekil 25B: Lertzolitlerde az gelişmiş serpantinleşmenin mikroskopta görünüşü (Num. No: 231; P.I.; X8). O: Olivin; En: Enstatit; Di: Diyallag; S: Serpantin.

Figure 25B: Microscopic view of poorly developed serpentinization in lherzolites (Sample No: 231; Pol. light, X8) O: Olivine; En: Enstatite, Di: Diopside; S: Serpentine.



A

B

C

Sekil 26A: Harzburgitlerde olivin ve enstatit serpantinleşmesinin mikroskopta görünüşü (Num. No: 334; P.I.; X20) O: Olivin; En: Enstatit; S: Serpantin.

Figure 26A: Microscopic view of serpentinization of olivine and enstatite in harzburgites (Sample No: 234; Pol. light, X20) O: Olivine; SO: Serpentinized Olivine; En: Serpentinized Enstatite; Di: Serpentinized Diopside.

Sekil 26B: Lertzolitlerde olivin ve piroksen serpantinleşmesinin mikroskopta görünüşü (Num. No: 234; P.I.; X20) O: Olivin; SO: Serpantinleşmiş Olivin En: Serpantinleşmiş Enstatit; Di: Serpantinleşmiş Diyallag.

Figure 26B: Microscopic view of serpentinization of olivine and pyroxene in lherzolites (Samp. No: 234; Pol. light, X20) O: Olivine; SO: serpentinized olivine, En: Serpentinized Enstatite; Di: Serpentinized Diopside.

Sekil 26C: Harzburgitlerde ilerlemiş serpantinleşmenin mikroskopta görünüşü (Num. No: 237; P.I.; X20) O: Olivin; Kr: Serpantin; En: Ba: Serpantinleşmiş Enstatit; AO: Serpantinleşmiş Olivin.

Figure 26C: Microscopic view of progressed serpentinization in harzburgites (Sample No: 237; Pol. light, X20) O: Olivine; Kr: Serpentine; En: Ba: Serpentinized Olivine.



Numune No. Sample No.	Lab. No.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TOPLAM DEMİR OKSİT Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Asitler, Iron sulfat (Eser Or.)	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Ateste Kayıp	Yekün	
ULTRAMAFİTLER	1	13889	38.40	0.20	8.80	0.20	44.00	0.90	Eser	0.05	Eser	Eser	0.23	5.65	98.20
	2	13890	37.90	0.15	7.80	0.18	39.00	0.40	"	0.10	"	"	0.23	12.78	98.31
	3	13891	41.40	0.20	8.60	0.15	35.00	0.35	"	0.05	"	"	0.33	13.43	99.18
	4	13892	40.10	0.20	8.15	0.16	36.50	0.80	—	0.05	"	"	0.38	13.03	99.04
	5	13893	37.00	0.15	8.20	0.16	41.00	0.80	—	0.05	"	"	0.28	10.92	98.28
	11	13899	37.00	0.45	8.60	0.17	47.00	1.10	—	0.05	"	"	—	5.02	99.39
	12	13900	42.00	0.45	8.75	0.19	40.00	1.10	—	0.05	"	"	—	5.42	97.96
	13	13901	40.00	1.20	8.90	0.17	47.00	1.50	Eser	0.10	0.05	0.04	—	10.37	99.33
	17	13919	38.00	0.75	8.00	0.15	37.00	0.70	0.16	0.05	Eser	Eser	0.68	14.15	98.96
	25	13927	38.00	0.40	8.75	0.19	43.00	0.85	Eser	Eser	Eser	Eser	0.34	7.66	98.85
	26	13928	35.00	0.20	8.55	0.19	45.00	0.35	0.17	0.05	"	"	0.34	10.23	99.74
	201	16575	37.75	1.05	8.65	Eser	36.60	Eser	0.06	0.10	0.01	"	—	14.42	98.64
	221	16572	35.70	0.80	8.00	"	40.20	0.15	0.07	0.10	Eser	"	—	14.21	99.23
	231	16576	38.00	2.05	8.05	0.03	37.40	1.80	—	0.10	0.10	—	—	11.40	98.93
	264	16559	40.50	0.80	8.70	0.12	38.00	1.30	0.04	0.10	0.01	0.03	0.77	11.00	100.60
	265	16566	39.50	0.75	8.95	0.03	31.40	5.50	0.03	0.12	0.01	Eser	2.68	13.82	100 "
	268	16563	42.00	0.85	9.10	Eser	35.00	Eser	0.07	0.10	Eser	—	—	13.38	100.50
283	17133	37.50	2.80	7.80	0.18	39.00	1.90	0.25	Eser	0.02	0.24	Eser	11.00	100.69	
294	17136	36.50	2.35	8.25	0.18	36.50	0.48	0.07	"	0.02	0.22	"	14.45	99.02	
303	17134	35.50	1.00	7.75	0.14	39.50	0.35	0.55	"	0.02	0.18	"	14.41	99.40	
Amf.	14	13902	45.50	15.40	12.80	0.20	6.10	10.45	2.44	0.95	1.52	0.14	—	1.60	97.10
	15	13903	47.50	15.50	9.40	0.23	4.00	8.40	5.20	1.60	1.50	0.20	6.27	7.54	101.07
SPİTLER	16	13918	33.00	10.00	5.45	0.11	4.00	23.00	2.90	0.40	0.85	0.45	18.53	19.70	99.86
	18	13920	57.00	16.70	9.00	0.23	2.60	5.00	4.60	1.30	1.72	0.38	—	2.51	101.04
	27	13929	46.00	18.00	11.10	0.22	5.00	8.96	3.50	1.10	0.95	0.25	2.00	6.16	101.24
	28	13930	44.00	16.00	11.15	0.14	5.00	9.15	3.40	1.40	0.82	0.25	5.77	9.45	100.76
	215	16582	37.25	13.00	8.10	Eser	5.00	17.50	2.80	1.00	1.27	0.32	10.55	13.09	99.33
	TÜFLER	19	13921	40.00	18.20	14.30	0.26	3.00	6.00	0.57	4.00	2.60	0.80	1.73	7.65
20		13922	65.50	15.80	7.65	0.22	0.20	1.00	0.38	1.70	0.65	0.15	—	3.00	96.25

Tablo 8: Muratdağı melanjındaki mağmatik kökenli kayaların kimyasal analizleri

Table 8: Chemical analyses of rocks of magmatic origin in Muratdağı melange

Hamur, bol miktarda albitleşmiş andezin çubukları, az, klorit ve opak mineralleri kapsamaktadır.

Gerek fenokristallerin, gerek mikrolitlerin boyutları bir numuneden diğerine fazlaca değişmektedir.

#### Melanj İçindeki Mağmatik Kayaların Petrografik İnceleme Sonuçları

Muratdağı melanjı içindeki mağmatik kökenli kayalar ultramafik, mafik ve spilitik kayaları kapsamaktadır. Çoğunluğu oluşturan ultramafitler, dünit, lertzolit, harzburgit, serpantin ve listvanitlerden; mafik kayalar ise amfibolitlerden oluşmuşlardır.

Genellikle ultramafitlerde daha belirgin olarak izlenen kataklastik yapı, olivin ve piroksen kristallerinin bükülmüş, kırılmış veya ezilmiş durumlarıyla belirginleşmiştir. Kayalarda birkaç yönde, birbirlerine hemen hemen paralel çatlaklar gelişmiş, bu çatlaklar serpantin, kalsit veya albitle doldurulmuştur. Kayalar yer yer ilksel özelliklerini tümtüyle kaybedecek derecede silisleşmiş ve karbonatlaşmıştır (listvanitler).

Amfibolitlerin artık ofitik dokusu, mineralojik bileşimi gabroların değişiminden meydana geldiğini kanıtlamaktadır.

Yukarıda belirtilen kayaların beraberliği, düzgün ve kurallı olmayan arazi ilişkileri Alpin tipi ofiyolitlerin en belir-

gin özelliği olarak kabul edilmektedir (Thayer, 1960, Wyllie, 1967; Jackson ve Thayer, 1972; Bingöl 1968 ve 1972).

Ender de olsa, olivin kristallerinin ortopirosken içinde izlenmesi, olivinlerin en önce kristalleştiklerine işaret etmektedir. Gözlenen bu ilişki "forsterit-silis" ve "diyopsid-forsterit-silis" faz diyagramlarıyla (sırayla "Bowen ve Anderson" ve "Bowen" faz diyagramları in Turner ve Verhoogen, 1960) açıklanmıştır.

Serpantinlerin ultramafitlerin mineral ve çatlaklarında gelişmesi, kayaç kristalleştikten sonra (post kristalizasyon) uğradığı tektonik olaylar süresinde meydana geldiğini doğrulamaktadır. Serpantinlerin, olivin veya piroksenlerin hemen tamamını kapsadığı halde, serpantinleşmeden kurtulmuş mineral parçacıklarının kristalografik doğrularının (ng, np, dilinim doğrultuları, v.b.) birbirlerine paralel kalmaları, serpantinleşmenin birçok yazarların ileri sürdüğü gibi (Nicolas, 1966; Bingöl 1968, 1972) dikkate değer hacim artışına sebep olmadığını göstermektedir. Durum kimyasal ilişkilerle de kanıtlanmıştır.

Spilitlerin volkanik dokuları bozulmamıştır. Spilitleşme kayaların kristalleşmesinden sonra meydana gelseydi volkanik dokuda değişme veya bozulma izlenebilirdi. Bu durum, spilitleşmenin (kalsitleşme dışında) kristalleşme öncesi olduğunu kanıtlamaktadır.

## Muratdağı Melanjı İçindeki Mağmatik Kayaçların Petrokimyası

### Analiz Sayısı, İncelemede Güdülen Amaç

Muratdağı melanjı içindeki çeşitli mağmatik kayaçlardan 30 unun majör element analizi incelenmiştir. Kimyasal analizler Tablo 8 de, numune yerleri Ek. 2 de gösterilmiştir.

İncelemede güdülen amaç, melanjı oluşturan mağmatik kayaçların kimyasal özelliklerini belirtmek, eğer varsa mağmatik evrimlerini göstermek, serpantinleşmenin, kayaçların kimyasıyla ilişkilerini ortaya koymak ve nihayet ilerde yapılacak bu tür incelemelere karşılaştırma veya derleme olanakları hazırlamaktır.

### Genel Kimyasal Özellikler

#### 1) Ultramafitler

Ultramafitlerin çeşitli türlerini kapsayan 20 numunenin (Numune No: 1, 2, 3, 4, 5, 11, 12, 13, 17, 25, 26, 201, 221, 231, 264, 265, 268, 283, 294, 303) analiz sonuçlarından saptanan genel kimyasal özellikler şunlardır:

SiO<sub>2</sub> tenörü, %35,7 ile %42 gibi az farklı değerler arasında değişmekte; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ender numunelerde %2 yi aşmakta; toplam demir oksid, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak %7,75 ile %9,10 gibi dar bir aralıkta kalmaktadır. MgO tenörü %35 ile %45 arasındadır. CaO miktarı 265 numaralı numune dışında en fazla %1,90 dır; 265 numaralı numune dışında (CaO=%5,50; CO<sub>2</sub>=%2,68) CO<sub>2</sub> miktarının azlığı bu az miktarda bulunan CaO nun büyük bir kısmının silikatlar (piroksenler) içinde bulunduğunu işaretlemektedir. Ateşte kayıp %5,42 ile %14,42 arasında değişmektedir. MnO, Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>O<sub>5</sub> değerleri çok küçüktür. Kimyasal analizlerin ortalaması aşağıda sunulmuştur.

Oksitler	Ortalama tenör (%)
SiO <sub>2</sub>	38,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84
Demir oksid Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> olarak 5	8,42
MnO	0,13
MgO	39,40
CaO	1,02
Na <sub>2</sub> O	0,07
K <sub>2</sub> O	0,06
TiO <sub>2</sub>	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03
CO <sub>2</sub>	0,31
Ateşte kayıp	11,34
<b>Toplam</b>	<b>99,74</b>

#### 2) Amfibolitler

Yalnızca bir kimyasal analiz yapıldığından (Numune No: 14) amfibolitler arasında kimyasal karşılaştırma olanağı bulunamamıştır. Kimyasal analizi yapılan numunenin bileşimi, gabroya karşılık gelmektedir (Johannsen, 1949).

#### 3) Spilitler

Spilitlerden alınan 6 numunenin (Numune No: 15, 16, 18, 27, 28, 215) karbonat düzeltmesi yapılmamış olarak kimyasal analizlerinin genel özellikleri şunlardır (Tablo 8):

SiO<sub>2</sub> tenörü %33 ile %57 gibi çok farklı değerler arasında değişmektedir. Silis miktarındaki bu farklılık sekonder karbonat miktarıyla ilgili olabilir. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 16 numaralı numune dışında %13, ile %18; toplam demir Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak, %19 ile %11 arasında bulunmaktadır. İkincil karbonat taşımayan 18 numaralı numune ile diğer analizlerdeki MgO tenörleri karşılaştırıldığında, karbonatların az da olsa bir kısmının dolomit olduğu düşünülebilir. CaO tenörleri, bir analizden diğerine karşılaştırılmayacak derecede değişiktir. Na<sub>2</sub>O, ortalama %4; K<sub>2</sub>O, %1 tenöründedir. TiO<sub>2</sub> miktarı, %1,67 gibi büyük değerler göstermektedir. Genel olarak spilitlerin majör element tenörlerinin bir kayaçtan diğerine büyük değişiklik gösterdiği söylenebilir. Spilitlerin karbonat düzeltmesi yapılarak (Bütün karbonatların kalsit olduğu varsayımı ile) hesap edilen kimyasal bileşimi aşağıda sunulmuştur<sup>1</sup>.

Oksitler	15	16	18	27	28	215
SiO <sub>2</sub>	53,59	52,55	57,00	47,31	49,37	47,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,49	15,92	16,70	18,51	17,59	16,62
Demir oksid, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> olarak	10,61	8,68	9,00	11,38	12,51	10,35
MnO	0,26	0,18	0,23	0,23	0,16	Eser
MgO	4,51	6,40	2,60	5,14	5,10	6,39
CaO	2,49	7,12	5,00	7,16	3,79	8,88
Na <sub>2</sub> O	5,80	4,62	4,60	3,60	3,82	3,58
K <sub>2</sub> O	1,79	0,64	1,30	1,13	1,57	1,28
TiO <sub>2</sub>	1,67	1,35	1,72	0,98	1,00	1,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,72	0,38	0,26	0,28	0,41
A. Kayıp	1,42	1,86	2,51	4,28	4,01	3,25

Görülebileceği üzere karbonat düzeltmesi ile oksid değerlerinde artma olmuştur. SiO<sub>2</sub> miktarının minimum-maksimum değeri arasındaki fark (%57 ile %47) azalmış bulunmaktadır. Aynı şekilde Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörü hemen hemen bütün kayaçlarda aynı orana (%16,70 ile %18,51) yükselmiştir. Bir kayaçtan diğerine toplam demir oksid Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> oranları birbirleriyle karşılaştırılabilir; CaO ve ateşte kayıp oranları ise çok farklı şekilde değişim göstermektedir. TiO<sub>2</sub> %1,72 gibi yüksek değerlere ulaşmaktadır.

#### 4) Tüfler

Tüflerden yalnız 2 kimyasal analiz yapılmıştır. Birbirleriyle karşılaştırılmayacak derecede değişik değerler veren bu iki kimyasal analiz tek ortak yanı, Na<sub>2</sub>O tenörünün çok zayıf, K<sub>2</sub>O ve TiO<sub>2</sub> tenörlerinin yüksek oluşlarıdır. Kimyasal bileşim toplamları analiz hatalarından dolayı %96,25 ile %97,38 değeri verdiği için, bu 2 analizin tam sıhhatli olmadığı da görülmektedir.

#### Niggli Diyagramı

Muratdağı melanjı içindeki mağmatik kökenli kayaçların Niggli parametreleri (Deneayer, 1952), Tablo 9; al, fm, c, alk, k, 100 mg ve ti parametrelerinin si'ye göre değişimle-

(1) Çeşitli diyagramlara uygulamada, (spilitlerin magma türünü belirlemek amacıyla hesaplanan Rittmann parametreleri hariç), sekonder de olsa karbonatların spilitleri ayırtlayan özelliği olduğundan Niggli ve Leake parametreleri, düzeltme yapılmadan hesaplanmıştır.

rinde ikili doğrusal regresyon analizinde  $Y=A+Bx$  doğrularının A ve B değerleri, korrelasyon katsayıları ve bu katsayıların standart hataları Tablo 9b de; Niggli parametrelerinde al, fm, c ve alk'nın si'ye göre değişim diyagramı Şek. 27 de gösterilmiştir.

Şekil 27'de sol taraftaki gruplaşmış değerler ultramafitlere, sağ taraftakiler ise spilit, ve tüflere karşılık gelmektedir. Ultramafitlerin (fm) değeri üst kısımlarda önemli değişiklik göstermeden  $y=103,52-0,112x$  doğrusu üzerinde sıralanmaktadır. Korrelasyon önemli olmayıp katsayısı (-0,2312) dir. al, c ve alk değerleri ise alt kısımlarda, kesin ayırtlanamayacak şekilde sırayla  $y=0,4197+0,0059x$ ;  $y=2,2236+0,066x$  ve ( $y=0,1708+0,00086x$  doğruları üzerinde sıralanmışlardır. Korrelasyon önemli değildir (Tablo 9b).

Spilit ve tüflerin (al), parametreleri (si) parametresinin artışıyla doğru  $y=21,4374+0,0389x$  doğrusu boyunca); (fm) (c) ve (alk) parametreleri ise ters orantılı olarak sırayla

$y=34,5743-0,00549x$ ;  $y=32,0843-0,03x$  ve  $y=11,8788-0,0033x$  doğrultuları boyunca değişmektedir. Bu son üç parametrelerde korrelasyon önemli değildir (si) parametresinin artışıyla 100 mg parametresi önemli bir korrelasyonla azalmaktadır (Tablo 9b).

Niggli diyagramında görülen ultramafik kayalarla spilit-tüf topluluğunun parametrelerindeki evrim farklılığı ve birbirleriyle bağıntısızlığı bu iki kayaç grubunun aynı magmadan türemediklerini kanıtlamaktadır.

Liake parametreleri (Leake, 1964) Tablo 10, diyagramları ise Şekil 28 ve 29 da verilmiştir.

(c-mg) ve (c, al-alk, 100 mg) diyagramlarında, spilit-tüf ile ultramafitler açık bir şekilde iki grup oluşturmaktadır. Bu durum, Muratdağı melanjındaki magmatik kökenli kayaların aynı magmadan türemediklerini kanıtlayan Niggli diyagramı yorumunu desteklemektedir.

Numune No. Sample No.	Lab.No.	al	fm	c	alk	si	k	Mgx100	si'	Qz	p	ti	
ULTRAMAFİTLER	1	13889	0.16	98.46	1.34	0.04	53.16	1.00	93	100.16	-	0	0
	2	13890	0.14	99.08	0.67	0.10	59.57	1.00	93	100.40	-	0	0
	3	13891	0.20	99.10	0.65	0.06	71.36	1.00	91	100.24	-	0	0
	4	13892	0.19	98.34	1.42	0.05	66.39	1.00	92	100.20	-	0	0
	5	13893	0.13	98.55	1.27	0.05	55.04	-	93	100.20	-	0	0
	11	13899	0.34	98.08	1.53	0.04	48.08	-	93	100.16	-	0	0
	12	13900	0.38	97.78	1.77	0.05	63.10	1.00	92	100.20	-	0	0
	13	13901	1.12	96.23	2.54	0.10	63.47	1.00	92	100.40	-	0.03	0.06
	17	13919	0.72	97.76	1.22	0.30	61.78	0.17	92	101.20	-	-	-
	25	13927	0.33	98.38	1.29	-	53.73	-	93	100.00	-	-	-
	26	13928	0.16	99.06	0.51	0.27	47.84	0.16	93	101.08	-	-	-
	201	16575	1.02	98.78	-	0.88	62.39	0.50	92	103.52	-	-	0.01
	221	16572	0.73	98.83	0.24	0.19	54.45	0.48	93	100.76	-	-	-
	231	16576	1.89	95.01	3.00	0.09	59.52	1.00	92	100.36	-	-	0.09
	264	16559	0.75	96.94	2.16	0.15	63.33	0.63	92	100.60	-	0.02	0.01
	265	16566	0.75	88.63	9.99	0.63	67.12	0.19	90	102.52	-	-	0.10
	268	16563	0.86	98.92	-	0.22	72.09	0.49	91	100.88	-	-	-
283	17133	2.42	94.18	3.05	0.36	56.00	-	93	101.44	-	0.15	0.03	
294	17136	2.25	96.81	0.84	0.10	59.35	-	92	100.42	-	0.15	0.03	
303	17134	0.87	97.80	0.56	0.77	51.68	-	88	103.08	-	0.11	0.03	
Amf.	14	13902	22.79	41.57	28.17	7.47	114.49	0.20	55	129.88	-	0.15	2.87
SPİTLER	15	13903	25.57	32.20	25.24	16.92	133.23	0.03	52	167.68	-	0.002	0.03
	16	13918	13.77	21.42	57.65	7.16	77.20	0.08	66	128.64	-	0.44	1.49
	18	13920	33.17	30.91	18.09	17.83	193.07	0.16	43	193.07	21.75	0.54	4.36
	27	13929	27.71	36.46	25.13	10.70	120.40	0.17	54	142.80	-	0.28	1.86
	28	13930	25.24	37.25	26.29	11.22	118.00	0.21	54	144.88	-	0.28	1.65
	215	16582	18.22	20.83	44.90	7.98	89.02	0.19	62	131.92	-	0.32	2.26
TÜFLER	19	13921	32.44	38.87	19.48	9.40	121.20	0.82	35	137.60	-	1.02	5.91
	20	13922	55.97	28.93	6.45	8.74	394.46	0.75	6	-	-	0.38	2.93

Tablo 9a: Muratdağı melanjındaki magmatik kökenli kayaların Niggli parametreleri

Table 9a: Niggli parameters of rocks of magmatic origin in Muratdağı melange

- (1) Spilitlere ait Niggli parametreleri, sekonder karbonat düzeltmesi yapılmadan doğrudan doğruya kimyasal değerler üzerinden hesap edilmiştir. Düzeltme yapılmamış haliyle spilitlerin Niggli parametreleri ilksel magmatik bağıntılardan çok bugünkü durumlarıyla aralarındaki ilişkileri göstermektedir. Düzeltme yapılmayışının bir nedeni de CaO yüzdesinden ne kadarının karbonatlara girmiş olduğunun tam bir şekilde bilinmemesidir; zira karbonatların bazıları Magnezyum bakımından zengin olabilir.

## Diğer Kimyasal Diyagramlar

a — Karbonat düzeltmesi yapılan spilitlerin kimyasal analizlerinden itibaren hesaplanan Rittmann (1953), parametreleri aşağıda belirtilmiştir:

Numune no	(P) parametresi
15	48
16	53
18	55
27	54
28	53
215	52

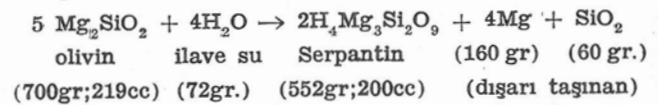
(P) parametresi 55 ve 55 ten küçük olduğu için spilitler Rittmann'a (1953) göre alkalili seriye ait bulunmaktadır.

b — Muratdağı milanjındaki ultramafitlerde serpantinleşmenin kimyasal olarak bağıntısını bulmak için, ateşte kayıp-SiO<sub>2</sub> (Şekil 30); ateşte kayıp-MgO ve Ateşte kayıp-MgO+toplam demir oksid (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak) (Şekil 31) diyagramları yapılmıştır.

Serpantinleşmenin ateşte kayıp miktarıyla doğru orantılı olduğu düşünüldüğünde (bu durum, CO<sub>2</sub> miktarı az olan ult-

ramafitler için geçerlidir). Şek. 30 da görüleceği üzere serpantin, aynı veya yakın SiO<sub>2</sub> tenörlerdeki kayalarda çok farklı miktarlarda bulunabilmektedir. İkili doğrusal regresyon analizinde her ne kadar bu iki parametre arasında küçük te olsa (—) bir korrelasyon çıkmışsa da hesaplamalar bu korrelasyonun önemsiz olduğunu göstermektedir (Şek. 30). Bir diğer deyişle serpantinleşme ile SiO<sub>2</sub> oranları tam düzenli olarak ilişkili değildir.

Ateşte kayıp miktarıyla, MgO veya (MgO toplam demir oksid Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak) arasındaki ilişkiler Şekil 31 de görüldüğü üzere ters orantılı olarak belirmektedir. Yalnız burada Magnezyumun serpantinleşmeden dolayı mı azaldığı yoksa Magnezyumca daha az zengin kayalarda serpantinleşmenin daha mı çok geliştiği sorunu açıklığa kavuşmamaktadır. Serpantinleşmede hacim artışı gerektirmeyen (petrografik incelemeler, serpantinleşmenin hacim artışıyla olmadığını göstermektedir.) Aşağıdaki reaksiyon dikkate alındığında (Nicolas, 1968; Bingöl, 1968, 1972) kayaktan belirli bir miktar MgO ve SiO<sub>2</sub> nin gitmesi gerekecektir.



	İkili doğrusal regresyon analizine giren parametreler	İşleme giren numune sayısı	X Ortalaması	Y Ortalaması	Y = A + B x		Korrelasyon katsayısı (r)	Korrelasyon katsayısının standart hatası $S_r = \frac{\sqrt{1-r^2}}{n-2}$	Korrelasyonun önemi	
					A	B			th > tt	th < tt
ULTRAMAFİTLERİ	Si	al	20	59,4725	0,7705	0,419790	0,005897	0,0592	0,023420	önemsiz (+)
	Si	fm	20	"	96,8360	103,522200	-0,112419	-0,2312	0,111514	önemsiz (-)
	Si	c	20	"	1,7025	-2,223681	0,066017	0,2141	0,070996	önemsiz (+)
	Si	alk	20	"	0,2225	0,170875	0,000868	0,0238	0,008600	önemsiz (+)
	Si	k	20	"	0,4810	-1,322445	0,030324	0,4810	0,012848	önemli (+)
	Si	100mg	20	"	92,0000	95,654158	-0,061436	-0,3403	0,040015	önemsiz (-)
SPİLİT VE TÜFLER	Si	al	8	209,0063	29,5825	21,437482	0,038970	0,8623	0,008489	önemli (+)
	Si	fm	8	"	33,4263	34,574345	-0,005493	-0,2369	0,009196	önemsiz (-)
	Si	c	8	"	25,8125	32,084304	-0,030008	-0,5699	0,017663	önemsiz (-)
	Si	k	8	"	0,3025	0,163864	0,000683	0,6047	0,000357	önemsiz (+)
	Si	alk	8	"	11,1800	11,878808	-0,003343	-0,2275	0,005842	önemsiz (-)
	Si	Mg×100	8	"	45,6250	57,828918	-0,058390	-0,8800	0,012867	önemli (-)
	Si	ti	8	"	2,6375	2,560334	0,000369	0,0559	0,002692	önemsiz (+)

th = Hesaplanan hata

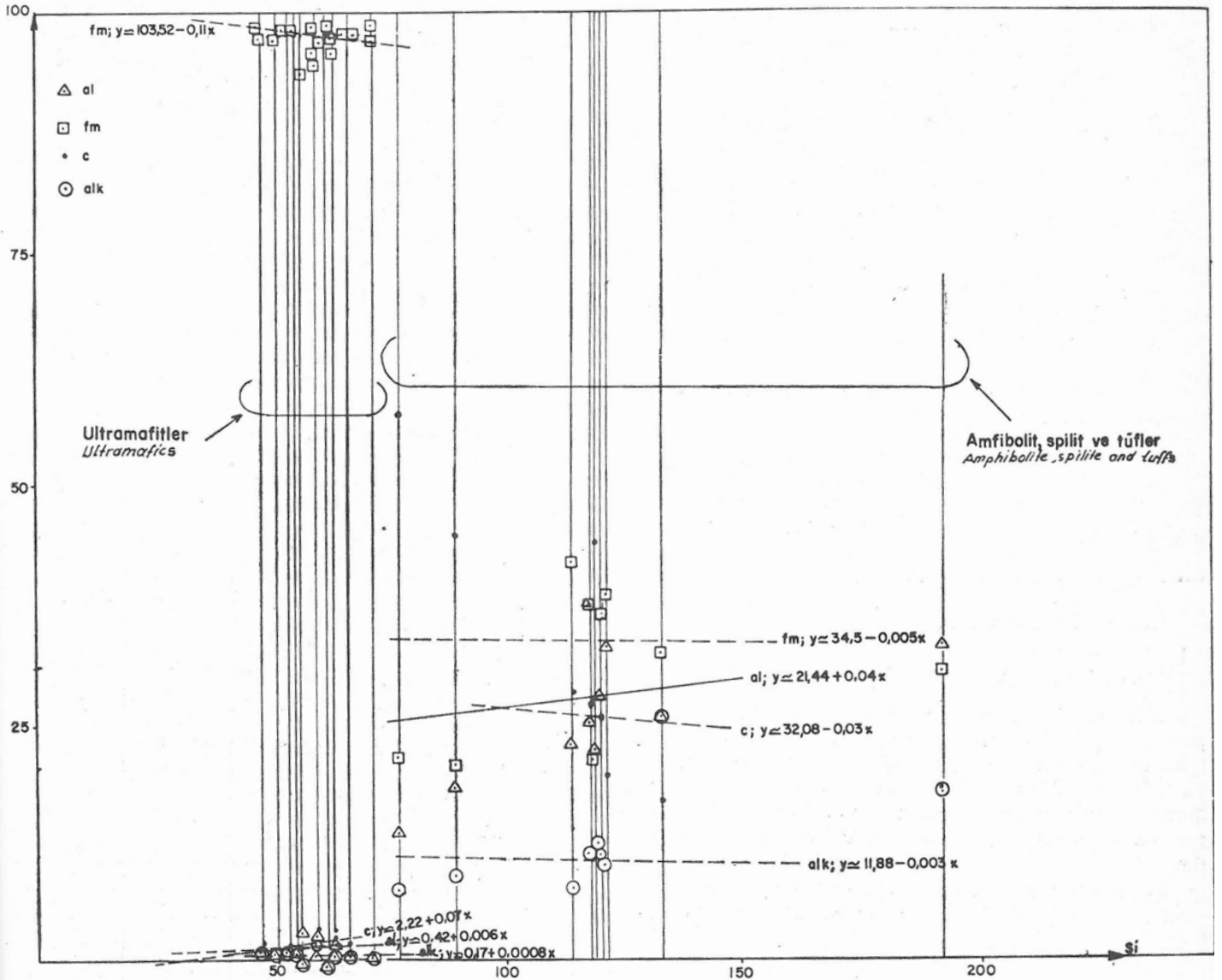
tt = Tabloda okunan hata (Kutsal ve Muluk, 1972)

- ① Parameters included in double linear regression analyses
- ② Number of samples involved in calculation
- ③ Mean of X
- ④ Mean of Y
- ⑤ Correlation coefficient

- ⑥ Standard error of correlation coefficient
- ⑦ importance of correlation
- ⑧ important
- ⑨ Unimportant

Tablo 9b: Muratdağı melanjı içindeki magmatik kökenli kayaların Niggli parametrelerinin (si) ye göre ikili doğrusal regresyon analizi

Table 9b: Double linear regression analysis of (si) of Niggli parameters of rocks of magmatic origin in Muratdağı melange.



Şekil 27: Muratdağı melanjındaki magmatik kökenli kayaların niggli diyagramı.

- Önemli korrelasyon
- Önemsiz korrelasyon

Figure 27: Niggli diagramme of rocks of magmatic origin in Muratdağı Melangé

- Important correlation
- Unimportant correlation.

MgO- ateşte kayıp diyagramı bu halde, çok serpantinleşmiş kayalarda belirgin olarak MgO (Şek. 31) ve az belirgin olarak SiO<sub>2</sub> (Şek. 30) azaldığını göstererek, serpantinleşmenin hacim artışı olmadan meydana geldiğini belirtmekte ve böylece petrografik gözlemlerimizi doğrulamaktadır. Denklemde de görüleceği üzere 160 gr MgO ve 60 gr SiO<sub>2</sub> taşınmış olmalıdır.

Ultramafitler ile diğer kayaların çok açık bir şekilde birbirlerinden ayrı iki grup oluşturdukları, (MgO-toplam Demiroksid) diyagramında (Şek. 32), izlenmektedir. Ultramafitlerde MgO artışı, toplam demir oksid miktarını etkilememekte; split, amfibolit ve tüfler de, yaklaşık MgO oranına karşılık, toplam demir oksid (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak) çok farklı değerler almaktadır.

#### Melanj İçindeki Magmatik Kayaların Petrokimyasal İnceleme Sonuçları

Ultramafik kayalar ile split-tüfler, kimyasal bileşimleri birbirinden çok farklı iki grup oluşturmaktadır. Bu farklılık ve çeşitli "magmatik evrim" diyagramlarının yorumları, yukarıda belirtilen iki grup kayacın aynı magmadan türemiş olmayacağını kanıtlamaktadır.

Splitlerin karbonat düzeltmesi yapılmış kimyasal analizleri kendi aralarında özellikle SiO<sub>2</sub>, CaO ateşte kayıp ve toplam demir (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak) bakımından farklı kimyasal bileşim göstermektedir. Rittmann'ın (1953), (P) parametresine göre Muratdağı melanjındaki splitler alkalili seri özelliğindedir. Kimyasal özellikler, petrografik verilerle birleştirildiğinde, bazı yazarların da (Juteau ve Rocci, 1974) ileri sür-

düğü gibi, spilitleşmenin (karbonatlaşma dışında), kayaçlar kristalleşmeden önce meydana gelmiş olması düşüncesi desteklenmektedir. Bu durum ancak spilitik bir mağma mevcudiyeti veya bazaltik bileşimli bir mağmanın kristalleşmeden önce spilitleşmesiyle açıklanabilir. Bazalt-spilit arası bileşimli kayaçların varlığı da (Bingöl, 1968) bu fikri desteklemektedir.

Arazi ve petrografik verileri, kimyasal verilerle birleştirildiğinde, Muratdağı melanjındaki ultramafik kayaçlar "alpin tipi'nin (Thayer, 1960; Jackson ve Thayer, 1972; Bingöl 1968 ve 1972) bütün özelliklerini taşıdığı görülmektedir.

Ultramafitlerin serpantinleşmesi hacim artışı olmadan, önemli Magnezyum, önemi ve düzeni tam saptanamayan  $SiO_2$  kaybı ile gelişmiştir.

### Muratdağı Melanjı İçindeki Metamorfizmin Petrografisi Muskovitli, Kloritli Şistler

#### 1) Makroskopik Özellikler

Muskovitli, kloritli şistler genellikle açık bej, gri renklidir. 2 ila 9 cm kalınlıkta yapraklanma gösterir. Yapraklanma yüzeyleri hafif ondüledir. Şist yapılıdır.

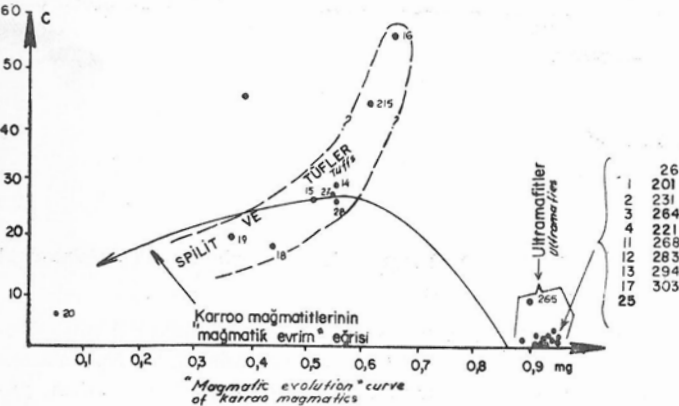
#### 2) Mikroskopik Özellikler

Doku: Lepidoplastik

Yapı mineralleri:

Kuvars: Boyutları 0,2 ila 2 mm. arasında, aynı yönde uzamış ksenomorf kristaller halindedir. Yer yer mozayik şeklinde kıvrımlanmış yatakcıklar, yer yer muskovit, klorit veya kalsit pulcuklarıyla hudutlandırılmış tanelerin oluşturduğu adacıklar meydana getirirler. Kuvvetli dalgalı sönme gösterirler. Kuvars, kayaç hacminin %30 ila 45 ini kapsamaktadır.

Feldispat: Anortit miktarı %10 a ulaşmayan, ksenomorf, inklüzyonu az, 0,3 ila 2 mm boyutlu, kenarları genellikle klo-



Şekil 28: Melanjda bulunan magmatitlerin (c-mg) Leake diyagramı

Figure 28: Leake diagramme of magmatics in the melange.

- "Foliation" karşılığı alınan "yapraklanma" bu araştırmada kıvrım ekese düzlemine tam veya az-çok paralel klivaj veya sizoite anlamında kullanılmıştır (Kaynak: Dictionary of Geological Terms (1974) p. 33 ve 190-191; Ketin ve Canitez (1972), p. 274 ve 277).
- Muskovitli kloritli şistlerin az Magnezyum, çok alüminyumlu oluşları, beyaz mikaların kırılma indislerinin nispeten düşük bulunuşu, bu kayaçların profilit kapsadığı kanısı uyandırmıştır. Hacettepe Üniversitesi Yer Bilimleri Bölümünde, G. Ataman tarafından yapılan X ışınları difraksiyonunda profilitte rastlanmamış, buna karşılık 263 numaralı numunede "kuvars muskovit, klorit, az kalsit, az feldispat"; 206 numaralı numunede "kuvars, feldispat, muskovit, klorit"; 209 numaralı numunede "kuvars, feldispat, mika, klorit, kalsit" parajenezleri saptanmıştır.

rit veya muskovit pulcuklarıyla çevrelenmiş albit kristallerinden oluşmuştur. Hacim olarak kayacın %5 ila %15 ini oluşturmaktadır.

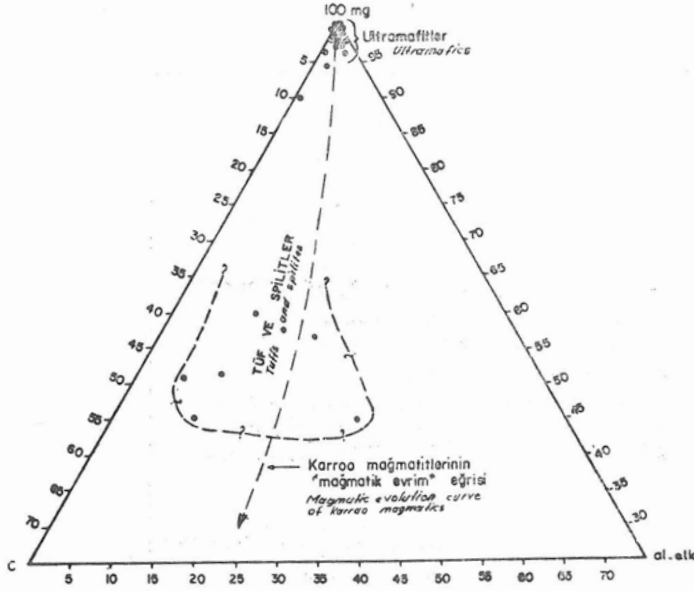
Muskovit: Boyutları 0,2 mm x 3 ila 6 mm arasında kalınlık ve uzanımları düzgün olmayan, genellikle devamsız klorit kristalleriyle çevrelenmiş, kıvrımlı yatakcıklar oluşturan, dalgalı sönmeli subtomorf kristaller halindedir. Kayaç hacminin %25 ila 35 ini kapsamaktadır.

Klorit: Çoğunlukla muskovitle yakın ilişkili subtomorf kristallerden oluşmuştur. Kuvars ve feldispat yatakcıkları içinde, aynı doğrultuda yönelmiş ince ve küçük kristaller halindeki (0,1 mm x 1 mm boyutlu) klorit kristalleri de önemli sayılacak kadar fazladır. Çift kırılması 0,0002 dir. Çift kırılmanın zayıflığı ve polarizasyon renginin anormalliği kloritin pennin olduğunu göstermektedir. Klorit kayaç hacminin %10 ila 15 ini meydana getirmektedir.

Numune No. Sample No.	Lab. No.	C	Mg x 100	al_alk	
1	13889	1,42	98,45	0,13	
2	13890	0,71	91,40	0,04	
3	13891	0,71	99,14	0,15	
4	13892	1,51	98,40	0,15	
5	13893	1,35	98,56	0,08	
11	13899	1,61	98,07	0,31	
12	13900	1,88	97,76	0,35	
13	13901	2,65	96,27	1,06	
17	13919	1,30	98,24	0,44	
25	13927	1,36	98,28	0,34	
26	13928	0,51 den fazla	93 den fazla	(-)	
201	16575	—	99,84	0,15	
221	16572	0,25	99,17	0,57	
231	16576	3,09	95,04	1,85	
264	16559	2,27	77,08	0,63	
265	16566	9,97	89,90	0,11	
268	16563	—	99,30	0,69	
283	17133	3,10	94,79	2,10	
294	17136	0,88	96,85	2,26	
303	17134	0,63	99,25	0,11	
Amf.	14	13902	28,58	55,86	15,56
	15	13903	29,58	60,38	10,04
	16	13918	43,92	50,28	5,80
	18	13920	23,73	56,26	20,07
	27	13929	26,14	56,17	17,69
	28	13930	27,88	57,26	14,87
	215	16582	3,09	95,04	1,85
TUF- LER	19	13921	25,13	45,15	29,80
	20	13922	10,80	10,05	79,14

Tablo 10: Muratdağı melanjındaki magmatik kökenli kayaçların Leake parametreleri (Parametrelerin toplamı 100'e tamamlanmış olarak)

Table 10: Leake parameters of rocks of magmatic origin in Muratdağı melange (Parameters are Calculated up to 100)



Şekil 29: Melanjda bulunan magmatitlerin (c-(al-alk)-100mg) Leake diyagramı.

Figure 29: Leake diagramme (c-(al-alk)-100mg) of magmatics in the melangé

Kalsit: 2 ila 6 mm boyutlu, adacıklar meydana getiren subtomorf kristaller halindedir. Kayaç hacminin %10 ila %15 ini oluşturmaktadır.

Sfen ve apatit 2 ila 3 mm boyutlu ender subtomorf kristaller halinde görülür, pirit ve hematit oldukça boldur.

### Biyotitli, Kloritli Şistler

#### 1) Makroskopik Özellikler

Biyotitli şistler esmer, kirli sarı renklidir. Koyu renkli ince biyotit yatakcıkları, kuvarşlı ve feldispathı, açık renkli daha kalınca yatakcıklarla ardaşıklıdır. 3 ila 14 cm kalınlıkta yapraklanma gösterir. Yapraklanma yüzeyi hafif ondülledir. Şist yapılıdır.

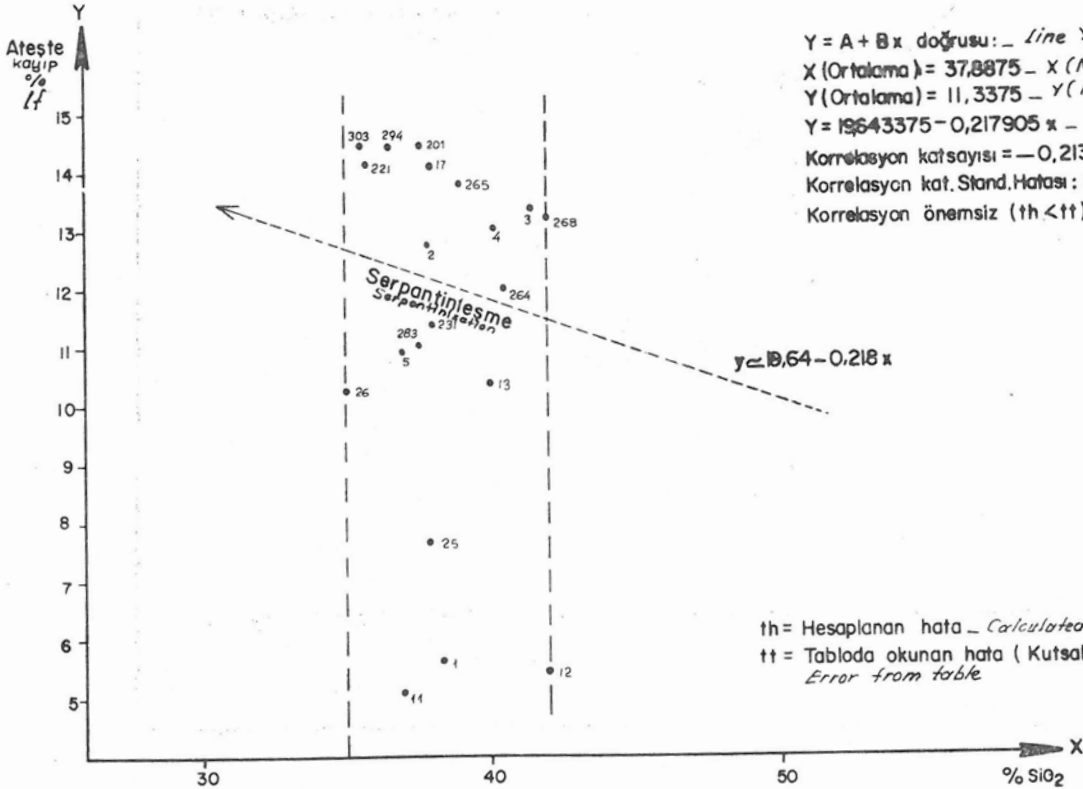
#### 2) Mikroskopik Özellikler

Doku: Lepidoblastik

Yapı mineralleri:

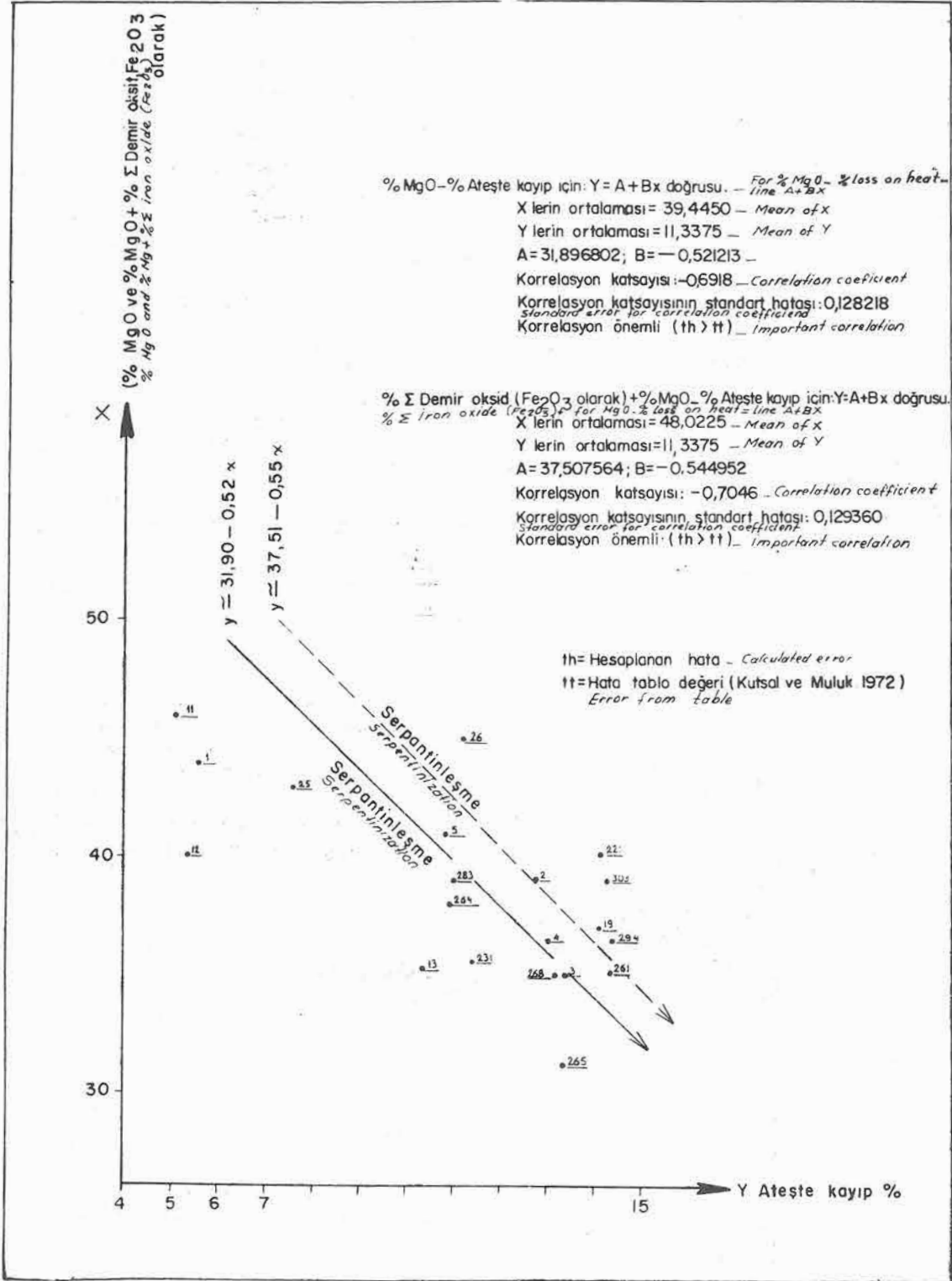
Kuvarş: Boyutları 0,2 ila 2,5 mm arasında, kabaca boyu eninin 4 katı, kenarları düzgün olmayan dikdörtgen şeklinde, dalgalı sönmeli ksenomorf kristaller halindedir. Kayaç hacminin %40 ila %50 sini kapsar.

Feldispat: Az miktarda, boyutları 0,5 mm x 2 mm arasında, %10 ila 15 anortitli (oligoklaz), kenarları ince fakat



Şekil 30: Melanj içindeki ultramaflerlerin (%SiO<sub>2</sub> - % Ateşte kayıp) diyagramı.

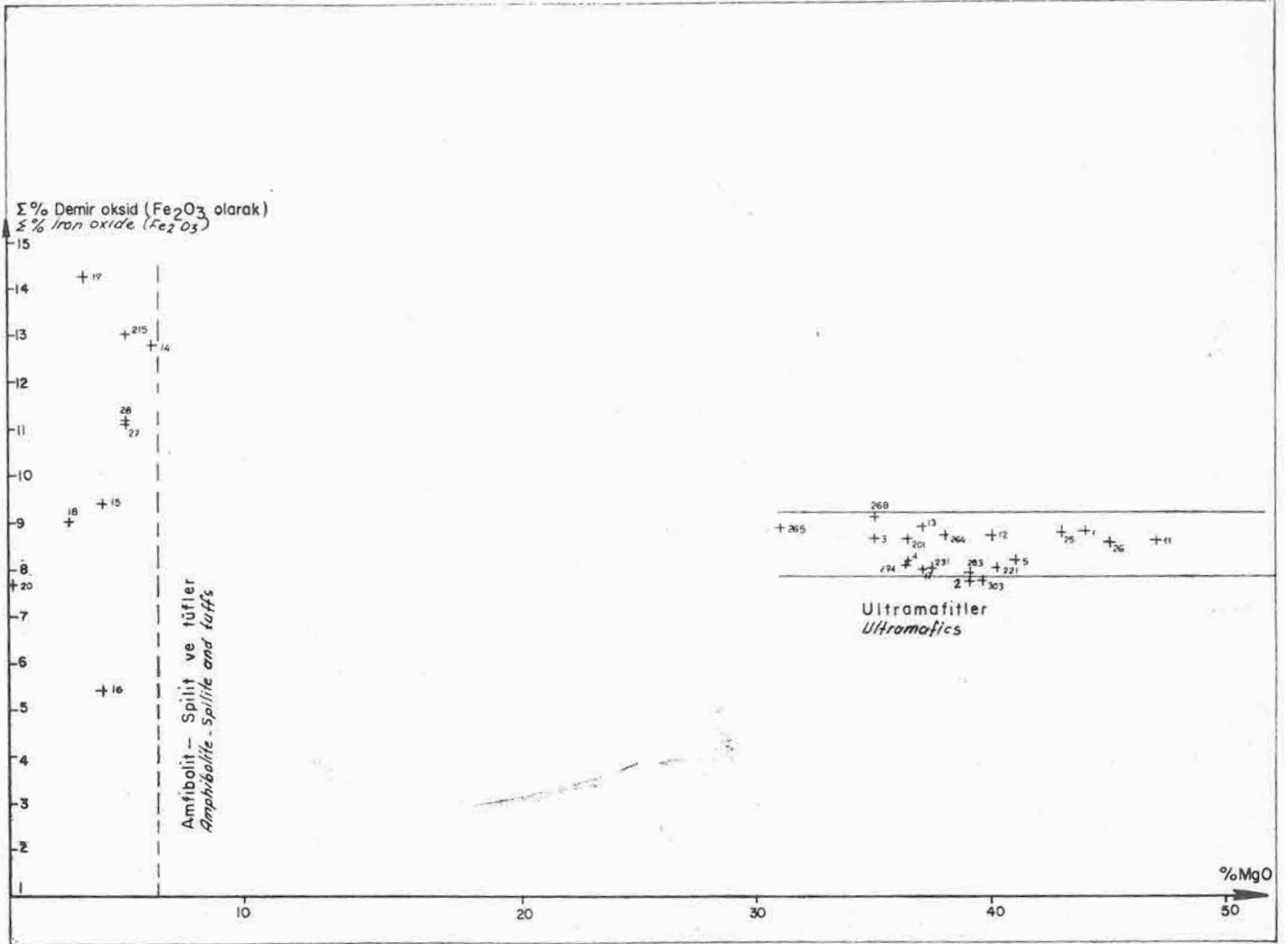
Figure 30: (%SiO<sub>2</sub> - % Loss on heat) diagramme of ultramafics in the melangé.



Sekil 31: Melanj içindeki ultramafitlerin (% Ateşte kayıp - %MgO) diyagramı; çizgilerin sağ ucu (%MgO - % Demir oksit "Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak") Toplamını göstermektedir.

Figure 31: (% Loss on heat - %MgO) diagramme of ultramafics in the melange; the right end of lines shows the sum of (%MgO - % ironoxide "as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>")





Sekil 32: Melanjda bulunan mağmatitlerin (% Demir oksit "Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak" - %MgO) diyagramı.

Figure 32: (% Fe oxide "as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>" - %MgO) diagramme of magmatics in the melangé.

düzensiz albitleşmiş ksenomorf kristallerden oluşmuştur. Kayaç hacminin en fazla %10 unu oluşturmaktadır.

**Biyotit:** Polarize ışıktaki koyu yeşil, açık kahverenkli, genellikle eni boyunca 4 katı, boyutları 0,1 ila 1 mm x 0,4 ila 4 mm arasında, devamlı fakat düzensiz, kıvrımlanmış yatacıklar oluşturan ksenomorf kristaller halindedir. Kayaç hacminin %25 ila %40 ını kapsar.

**Klorit:** Biyotitle beraber bulunan, yer yer biyotit lamellerinin bir kısmını meydana getiren kristallerinden oluşmuştur. Hacim miktarı en çok kayacın %8 ine ulaşmaktadır.

**Sfen, apatit** 3 mm ye ulaşan boyutlu subtomorf kristaller halindedir; opak mineraller azdır.

#### Amfibollü Şistler

##### 1) Makroskopik Özellikler

Amfibollü şistler kirlili yeşil, koyu gri, morumsu renklidir. Yapraklanma kalınlığı 14 cm ye ulaşır. Yapraklanma yüzeyi ondülelidir. Taze yüzeyinde koyu yeşil, ince amfibollü kısımlarla, biraz daha kalın açık renkli kuvarsfeldispatik kısımlar düzgün ardalıdır. Şist yapılıdır.

##### 2) Mikroskopik Özellikler (Şek. 33)

Doku: Granoblastik

#### Yapı mineralleri:

**Kuvars:** Çapı en fazla 1 mm ye varan köşeli, dalgalı sönmeli ksenomorf kristaller halindedir. Kayaç hacminin en fazla %10 unu oluşturur.

**Feldispat:** Boyutları 0,2 ila 0,6 mm x 0,6 ila 2 mm arasında değişen dalgalı sönmeli ksenomorf kristallerden meydana gelmiştir. Büyük kristallerin bir kısmı posilitiktir ve subtomorf şekiller gösterir. İkizlenme genellikle bu büyük boyutlu kristallerde iyi gelişmiştir. Küçük kristallerde ikizlenme net değildir. (010) Yüzeyine dik kesitler metoduyla (Roubault, 1963) yapılan ölçmeler %8 An. (albit) vermektedir. Kayaç hacminin %32 ila %38 ini meydana getirir.

**Amfibol:** Eni boyunca 10 katına ulaşan, 0,1 ila 0,3 mm x 1 ila 3 mm boyutlara sahip, adi ışıktaki açık yeşil ve koyu yeşil-mavi pleokroizma gösteren, hafif bükülmüş otomorf veya subtomorf kristallerden oluşmuştur. Çift kırılma değeri 0,018, maksimum sönmeye açısı 22, 70° ila 85° arasında 2V açısıyla yeşil hornblend-ferroaktinot özelliklerini taşımaktadır (Roubault, 1963). Amfiboller düzensiz fakat devamlı ve kıvrımlanmış yatacıklar meydana getirirler ve kayaç hacminin %45 ila %55 ini oluştururlar.

**Klorit:** Amfibol yatacıklarıyla yakın ilişkili, sınırları belirsiz leke veya adacıklar meydana getirir. Miktarı kayaç



Şekil 33: Amfibollü Şistlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 224, P.I.; X8). Koyu renkli yatakcıklar amfibol, açık renkliler genellikle albitten oluşmuştur.

Figure 33: Photomicrograph of amphibole schists. (Sample No: 224; Pol. light, X8). The dark colored folias are made of amphibole and the light ones are generally of albite.

hacminin %10 una ulaşan kloritlerin optik özellikleri pennine karşılık gelmektedir.

Epidot: Çapı 1,5 mm ye ulaşan ksonomorf-subtomorf pistaşit kristallerinden oluşmuştur. Amfibol ve kloritle beraber bulunur. Kayaç hacminin %8 ini kapsamaktadır.

Kayaç, opak mineral, az sfen ve apatit bulundurmaktadır.

#### Granatlı Şistler

##### 1) Makroskopik Özellikler

Granatlı şistler koyu kahve renklidir. Çapı 3 cm ye varabilen granat porfiroblastları yapraklanma yüzeyinde kabarıklık meydana getirir. Yapraklanma kalınlığı 20 cm'ye ulaşır. Çabuk ufalanır. Şist yapılıdır.

##### 2) Mikroskopik Özellikler

Doku: Porfiroblastik

Yapı mineralleri:

Kuvars: Çok köşeli, kıvrımlanmış hatlar boyunca uzamış, boyutları 0,1 x 0,3 mm ile 0,3 x 1,5 mm arasında değişen, dalgalı sönmeli ksenomorf kristaller halindedir. Kıvrımlanmış kuvars yatakcıkları granat porfiroblastları içinde de devam etmektedir (Şek. 34A). Kayaç hacminin %20 ila %30 unu oluşturur.

Feldispatlar: Ender, ksenomorf oligoklaz kristallerinden oluşmuştur.



Şekil 34A: Granatlı şistlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 326; N.I.; X20) Gr: Granat, St: Damuritleşmiş staurolit, Bi: Biyotit, Op: Opak mineraller.

Figure 34A: Photomicrograph of garnet schists. (Sample No: 326; Plane light, X20) Gr: Garnet, St: Damuritized Staurolite; Bi: Biotite, Op: Opaque minerals.

Şekil 34B: Kuvarsitlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 325; P.I.; X9) Ku: Kuvars, Bi: Biyotit.

Figure 34B: Photomicrograph of quartzites (Sample No: 325; Pol. light, X9) Ku: Quartz, Bi: Biotite.

Biyotit: Daha çok granatların içinde ve çevresinde yer alan, polarize ışıktaki rengi koyu kahverengi-kızıl, en fazla 2 mm uzunluğunda subtomorf kristaller halindedir. Yer yer kloritleşmiştir. Miktarı bir kayaçtan diğerine %10 ila %30 gibi önemli değişiklik gösterir.

Muskovit: Boyutları birkaç mikrondan 1 mm ye kadar değişen yer yer adacıklar meydana getiren subtomorf kristallerden oluşmuştur. Kayaç hacminin %7 ila 15 ini kapsar.

Granat: Çapı 1,5 cm yi bulan, yuvarlaklaşmış porfiroblastlar halindedir. İçinde kuvars ve mika inklüzyonları bulunur. Inklüzyonlar, granat kristali dışındaki kıvrımlanma

hatlarının devamı boyunca sıralanmışlardır (Şek. 34A). Kayaç hacminin %20 ila %30 unu oluşturur.

Stavrolit (storotid): Boyutları 2x3 mm ye ulaşan, büyük bir kısmıyla damuritleşmiş porfiroblastlar halindedir. Kayaç hacminin en fazla %5 ini oluşturur.

Opak mineraller, piemontit, apatit oldukça boldur.

#### Kuarsitler

##### 1) Makroskopik Özellikler

Kuarsitler, açık bej, sarımsı renkli, kırılması güç, yapraklanma kalınlığı 3 ila 12 cm arasında, yapraklanma yüzeyi ondüleli olup şist yapılıdır.

##### 2) Mikroskopik Özellikler (Şek. 34B)

Doku: Granolepidoblastik

Yapı mineralleri:

Kuars: Kayaç hacminin %90 ını oluşturur. Kenarları tırtıllı, içiçe geçmiş ortalama 0,3 mm x 1,5 mm boyutlu dalgalı sönmeli ksenomorf kristallerden oluşmuştur.

Muskovit: Kuvars kristalleri arasında birkaç mikron büyüklüğünde subtomorf kristallerin oluşturduğu sınırları belirgin lekeler ve yine kuvars kristalleri arasında sıkışmış 0,5 mm uzunluğuna ulaşan, belirli doğrultuda yönelmiş subtomorf kristaller halindedir.

Biyotit: Ender ksenomorf kristallerden oluşmuştur.

#### Mermerler

##### 1) Makroskopik Özellikler

Genellikle beyazdır, yer yer mavi veya pembe renkli bant şeklinde kısımlar kapsar. Açık mezokvırmıdır (Şek. 9). Mikalı olanlardan muskovit gözle görülebilir kristaller halindedir. Yer yer şist, yer yer şeker yapılıdır.

##### 2) Mikroskopik Özellikler

Doku: Granoblastik

Yapı mineralleri:

Kalsit: Belirli yönde az uzama gösteren, ortalama 1 mm x 1,5 mm boyutlu, kenarları tırtıllı, içiçe geçmiş ksenomorf kristaller halindedir. Kayaç hacminin çok kez %100, mikalı olanlarda %97 sini oluşturur (Şek. 35).

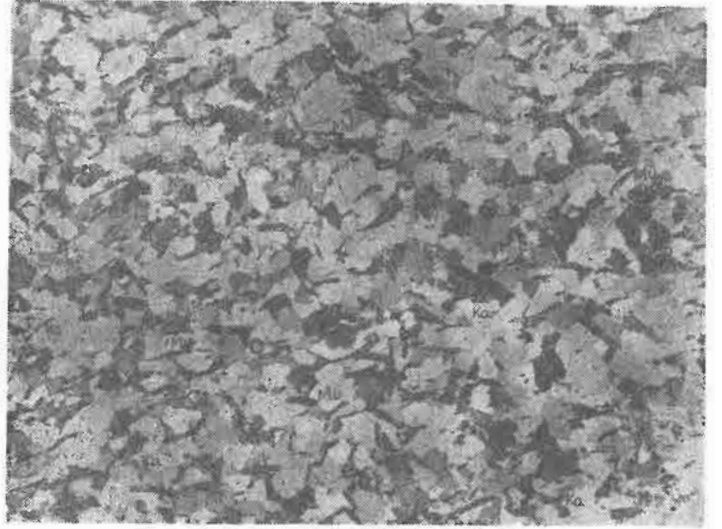
Muskovit: Boyutları 0,1 11 x 0,9 mm olan, kalsit kristallerinin uzama doğrultusunda sıralanmış, hafif bükülmüş subtomorf kristallerden oluşmuştur (Şek. 35).

#### Muratdağı Melanjı İçindeki Metamorfik Kütlelerin Petrografik İnceleme Sonuçları

Muratdağı melanjı içindeki metamorfik kütlelerin silikoalüminli kısmı farklı parajenezler kapsamaktadır.

Petrografik olarak açık bir metasomatizma etkisi görülmediğinden bu parajenezler, metamorfizma öncesi kayacın farklı kimyasal mineralojik yapısına bağlı bulunmalıdır. Nitekim Tablo 11 de bu kayaçların birbirlerinden farklı kimyasal bileşimlerde olduğu açıkça izlenebilmektedir. İksel <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr oranları ve kimyasal bileşimleri dikkate alınarak sedimentler veya volkanosedimenter bir köken düşünüldüğünde (Faure ve Hurley, 1963; Peterman ve diğerleri, 1967), muskovitli, biyotitli, granatlı, kloritli şistlerin kökeni, killi kumtaşlarına; amfibollü şistler ise karbonatlı kumtaşlarına veya andezitik veya bazaltik tüflere karşılık gelmektedir.

Mermerler genellikle saf kalsitten oluşmuştur. Ender düzeyleri silikat olarak az miktarda muskovit taşımaktadır. Bu



Şekil 35: Mermerlerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 298; P.I.; X9). Ka: Kalsit, Mu: Muskovit.

Figure 35: Photomicrograph of marbles. (Sample No: 298; Pol. light, X9) Ka: Calcite, Mu: Muscovite.

nedenle mermerlerin eski biyokimyasal karbonat çökellerine karşılık geldiği düşünülebilir.

Muskovitli, kloritli şistlerdeki kuvars-albit-muskovit-klorit; biyotitli, kloritli şistlerdeki kuvars-albit-biyotit-klorit; mermerlerdeki kalsit-muskovit; amfibollü şistlerdeki kuvars-albit-(hornblend, ferroaktinot)-klorit-epidot parajenezleri Abukuma, tipi metamorfizmanın "kuvars-albit-biyotit-klorit subfasiyesinde, Barrow tipi metamorfizmanın" "kuvars-albit muskovit-klorit", "kuvars-albit-epidot-biyotit" ve "kuvars-albit-epidot-almandin" subfasiyeslerinde oluşabilirler (Winkler, 1967).

Bu durumda melanj içindeki metamorfik kütlelerin hangi tip metamorfizma geçirdiğini söyleyebilmek olanaksızdır. Yalnız, granatlı şistlerin, kuvars biyotit-muskovit-oligoklaz-granat-stavrolit parajenezi Barrow tipi metamorfizmada almandin-amfibolit fasiyesinin, stavrolit-almandin subfasiyesini karakterize eden bir parajenezdir (Winkler, 1967). Böylece melanj içindeki metamorfik kütlelerin Barrow tipi yeşil fasiyesinden, almandin-amfibolit fasiyesinin başlangıcı olan stavrolit-almandin subfasiyesine kadar artan bir metamorfizma geçirdiği belirgin olarak çıkmaktadır. Winkler'e (1974) göre Muratdağı melanjı içindeki bu kütlelerin içerdiği mineral fasiyesleri "düşük derece ile orta derece" arasında metamorfiklere karşılık gelmektedir. Metamorfizma derecesi kuzeybatıdan güneydoğuya doğru artmaktadır.

#### Muratdağı Melanjı İçindeki Metamorfik Kütlelerin Silikoalüminli Kısmının Petrokimyası

##### Analiz Sayısı, İncelemede Güdülen Amaç

Muratdağı melanjı içindeki silikoalüminli metamorfiklerden alınan numunelerden 17 sinin majör element analizi incelenmiştir. Kimyasal analizler Tablo 11 de, numune yerleri Ek 2 de verilmiştir. 6, 7 ve 30 numaralı analizlerde oksid toplamaları %100 den, analiz hatalarından dolayı önemli düşük değerler verdiğinden değerlendirilmelere alınmamıştır.

Muratdağı içindeki silikoalüminli metamorfiklerin jeokimyasal özelliklerini tanımlamak, hatalı petrografik determinasyonu önlemek, gelecekte yapılacak Petrokimyasal araştırmalara karşılaştırma veya derleme verileri hazırlamak, Yargedik

Numune No. Sample No.	Lab. No.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Σ Demir oksitleri Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> olarak İron oksitleri (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Ateşte kayıp Lf.	Toplam Total
6	13094	65.00	17.00	6.15	0.15	Eser	0.45	0.10	3.76	0.80	0.14	-	3.59	97.84
7	13095	68.00	14.40	6.00	0.06	"	0.50	2.50	1.60	0.90	0.14	-	2.75	96.85
8	13096	71.00	14.20	6.00	0.11	"	0.60	3.00	1.90	0.90	0.12	-	2.50	100.33
9	13097	66.00	17.70	5.35	0.08	"	0.55	0.10	3.62	0.90	0.18	-	4.00	98.48
10	13098	64.00	9.80	4.25	0.15	6.20	1.00	Eser	2.06	0.40	0.12	9.44	10.60	98.58
29	13931	62.00	7.50	2.70	0.11	3.00	12.00	0.15	1.25	0.25	0.08	9.25	11.80	100.84
30	13932	63.00	13.50	5.50	0.08	2.10	2.55	0.20	2.95	0.70	0.09	1.74	5.69	96.39
206	16579	63.75	18.00	5.75	Eser	"	0.25	1.70	3.95	0.95	0.20	-	4.10	98.65
209	16581	71.00	12.10	5.05	"	0.70	1.95	0.07	2.78	0.47	0.02	1.43	5.01	99.15
219	16583	67.70	9.55	3.00	"	3.40	6.62	0.04	1.72	0.37	0.02	5.11	7.92	100.34
224	16578	50.70	13.00	11.35	0.03	8.00	4.85	4.20	0.26	1.35	0.14	0.33	4.05	97.93
239	16580	60.70	10.00	4.75	"	4.25	8.20	0.07	2.60	0.40	0.08	6.50	9.20	100.25
253	16557	68.35	14.50	7.45	0.04	Eser	0.30	0.07	3.34	0.82	0.20	-	4.89	99.96
272	16567	55.75	13.50	7.85	Eser	8.10	1.60	0.07	1.66	0.78	0.14	4.14	9.25	98.70
300	17120	80.50	8.90	4.65	0.17	1.05	0.50	0.38	0.70	1.08	0.19	Eser	2.32	100.44
307	17121	67.50	16.00	4.50	0.11	3.40	0.75	0.12	Eser	0.32	0.15	5.97	7.12	99.97
307 C	17117	67.00	13.60	6.40	0.12	2.85	1.10	1.43	2.53	0.73	0.16	0.09	3.45	99.37
322	17119	65.50	13.95	5.90	0.17	4.40	1.40	2.10	3.10	0.74	0.23	Eser	2.42	99.91

Çizelge 11a: Muratdağı melanjindeki silikoaüminli epimetamorfik kayaların kimyasal analizleri

Table 11a: Chemical analyses of epimetamorphic silica-alumina rocks in the Muratdağı melangé

tepe üyesinin petrokimyasıyla karşılaştırma yaparak ayırtlayıcı veriler bulmak incelemede güdülen amaçların en belirginleridir.

### Genel Kimyasal Özellikler

Muratdağı melanjındaki silikoaüminli metamorfitlemin mineral yapısı kısa aralıklarda tür ve miktar olarak büyük farklılık göstermesine karşılık majör element miktarları aynı büyüklükte değişmemektedir. Kayaçlar çoğunlukla kimyasal özellikleri aşağıda belirtilen bir kayaç topluluğunu oluşturmaktadır.

224 ve 272 numaralı numunelerde dışında SiO<sub>2</sub> tenörü %62 ila %71 değerleri arasında değişmektedir. Bu fark SiO<sub>2</sub> için az sayılabilir; nitekim, SiO<sub>2</sub> nin ortalama değerinden sapsması SiO<sub>2</sub> miktarının büyüklüğüne oranla %5,172 gibi küçük değerdedir. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörü %18 gibi yüksek değerlere ulaşmakta, genellikle %10 ila %14 arasında yoğunlaşmaktadır. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ün ortalama değerden sapsması da nispeten küçük (%2,892) sayılabilir. Kayaçların mineralojik bileşimi Alüminyumun büyük bir kısmının muskovit yapısına girdiğini göstermektedir. Bu durum bir yandan alüminyum ve magnezyum tenörlerinin nispeten ters orantılı değişimiyle, demirin büyük bir kısmının opak minerallerden, kalsiyumun kalsitten gelmesiyle ve andaluzit, disten, sillimanit gibi alüminyumlu silikatların bulunmasıyla doğrulanmaktadır.

Kayaçların çoğunda magnezyum ve sodyumun az bulunuşu veya yokluğu önemli bir özellik olarak ortaya çıkmakta, magnezyum varlığı kayaç mineralojisinde biyotit ve amfibol (Numune No: 10, 29, 205) varlığına karşılık gelmektedir. Kalsiyum tenörü fazla olan kayaçlar genellikle ikincil kalsit taşımaktadır. Sodyum ve potasyum tenörleri ters orantılı olarak değişmekte, (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) toplamı kabaca %3,5 ila %4,5

değerleri arasında kalmaktadır. TiO<sub>2</sub> değeri yer kabuğunun ortalama değerinden oldukça yüksektir.

224 ve 272 numaralı numunelerde S<sub>2</sub>O<sub>i</sub> tenörü %50 gibi düşük değerlidir. Bu kayaçlarda MgO tenörü %8, 10 a ulaşmakta; MgO, MnO Na<sub>2</sub>O ve K<sub>2</sub>O tenörleri bir kayaçtan diğerine karşılaştırılmayacak derecede değişiklik göstermekte; TiO<sub>2</sub>, %1,35 gibi yüksek değer almaktadır. Bu numuneler muskovitli şistlerle ara katkılı amfiböllü şistlere karşılık gelmektedir.

Aşağıda, melanj içindeki silikoaüminli metamorfitlemin, 6, 7 ve 30 numaralı numuneler dışında 14 kimyasal analiz ortalaması olarak sunulmuştur.

Oksitler	Ortalama tenör %	Ortalamadan standart sapma
SiO <sub>2</sub>	63,95	5,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,01	3,00
Toplam demir oksid Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> olarak	5,96	2,22
MnO	0,06	0,06
MgO	3,35	2,96
CaO	2,92	3,64
Na <sub>2</sub> O	1,05	1,34
K <sub>2</sub> O	2,32	1,00
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,06
CO <sub>2</sub>	2,29	3,59
A. Kayıp	6,01	3,11

Ortalamadan en önemli sapma gösteren oksitler: toplam demir oksid (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak), MnO, MgO, CaO (büyük bir kısmı ikincil kalsite bağlı), Na<sub>2</sub>O dur. CO<sub>2</sub> ortalama değerinden sapsmanın büyük oluşu da ikincil kalsite bağlı olmalıdır.

İkili doğrusal regresyon analizine giren parametreler		İşleme giren numune sayısı	X Ortalaması	Y Ortalaması	Y = A + Bx		Korrelasyon katsayısı (r)	Regresyon katsayısının standart hatası $S_r = \frac{\sqrt{1-r^2}}{n-2}$	Korrelasyonun önemi	
					A	B			th > tt Önemli	th < tt Önemsiz
SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14	63,95	13,01	9,1616	0,0653	0,117	0,1433	—	önemsiz(+)
SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14	"	5,96	19,6111	-0,2125	-0,547	0,0838	önemli(-)	
SiO <sub>2</sub>	MnO	14	"	0,06	-0,1152	0,0028	0,236	0,0029		önemsiz(+)
SiO <sub>2</sub>	MgO	14	"	3,35	30,6724	-0,4329	-0,774	0,0913	önemli(-)	
SiO <sub>2</sub>	CaO	14	"	2,92	15,8670	-0,2064	-0,317	0,1592		önemsiz(-)
SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	14	"	1,05	4,7764	-0,0584	-0,231	0,0633		önemsiz(-)
SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	14	"	2,32	-3,5176	0,0922	0,477	0,0438	önemli(+)	
SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	14	"	0,71	1,8298	-0,0172	-0,325	0,0129		önemsiz(-)
SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	14	"	0,13	0,1877	0,0009	-0,083	0,0029		önemsiz(-)
SiO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	14	"	2,29	10,9836	-0,1362	-0,209	0,1638		önemsiz(-)
SiO	Ateştekayp	14	"	6,01	17,7384	-0,1881	-0,329	0,1394		önemsiz(-)

th: Hesaplanan hata

tt: Tabloda okunan hata (Kutsal ve Muluk, 1972)

- ① Parameters included in double linear regression analyses
- ② Number of samples involved in calculation
- ③ Mean of X
- ④ Mean of Y
- ⑤ Correlation coefficient
- ⑥ Standard error of correlation coefficient
- ⑦ Importance of correlation
- ⑧ Important
- ⑨ Unimportant

Tablo 11b: Muratdağı melanjı içindeki silikoaliminli epimetamorfik kayalarda çeşitli oksit yüzdelерinin SiO<sub>2</sub> ye göre ikili doğrusal regresyon analizi

Table 11b: Double linear regression analysis of various oxide percentages with SiO<sub>2</sub> of silica-alumina epimetamorphic rocks in the Muratdağı melangé

#### Çeşitli Petrokimyasal İlişkiler

Çeşitli oksit yüzdelерinin SiO<sub>2</sub> ye göre değişimi Muratdağı melanjı içindeki silikoalüminli epimetamorfik kayalarda çeşitli oksit yüzdelерinin SiO<sub>2</sub> ye göre ikili doğrusal regresyon analiz değerleri Tablo 11b'de, SiO<sub>2</sub>=f(diğer oksitler) doğruları ise Şekil 36 da belirtilmiştir. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> miktarı SiO<sub>2</sub> artımıyla çok düzensiz dağılımlı bir artış göstermektedir (korrelasyon katsayısı = 0,1433). Aynı şekilde CaO, Na<sub>2</sub>O ve TiO<sub>2</sub> miktarları SiO<sub>2</sub> artımıyla düzensiz olarak azalmaktadır (korrelasyon katsayıları sırayla -0,317, -0,231 ve -0,325). SiO<sub>2</sub> çoğalmasıyla K<sub>2</sub>O miktarı düzenli çoğalmakta (korrelasyon katsayısı=0,477); toplam demir oksid Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak ve MgO miktarları düzenli bir şekilde azalmaktadır (korrelasyon katsayıları sırayla -0,547 ve -0,774).

#### CO<sub>2</sub> - CaO Değişimi

Her ne kadar kimyasal analizlerde, karbonatların tümünün kalsit olduğu önyargısıyla, karbonatlara giren CO<sub>2</sub> miktarı doğrudan doğruya izlenebiliyorsa da, kayaların karbonatlara bağlı olmayan Kalsiyumlu mineraller içerdiği gözönünde tutularak, CO<sub>2</sub> - CaO arasındaki korrelasyon hesap edilmiştir.

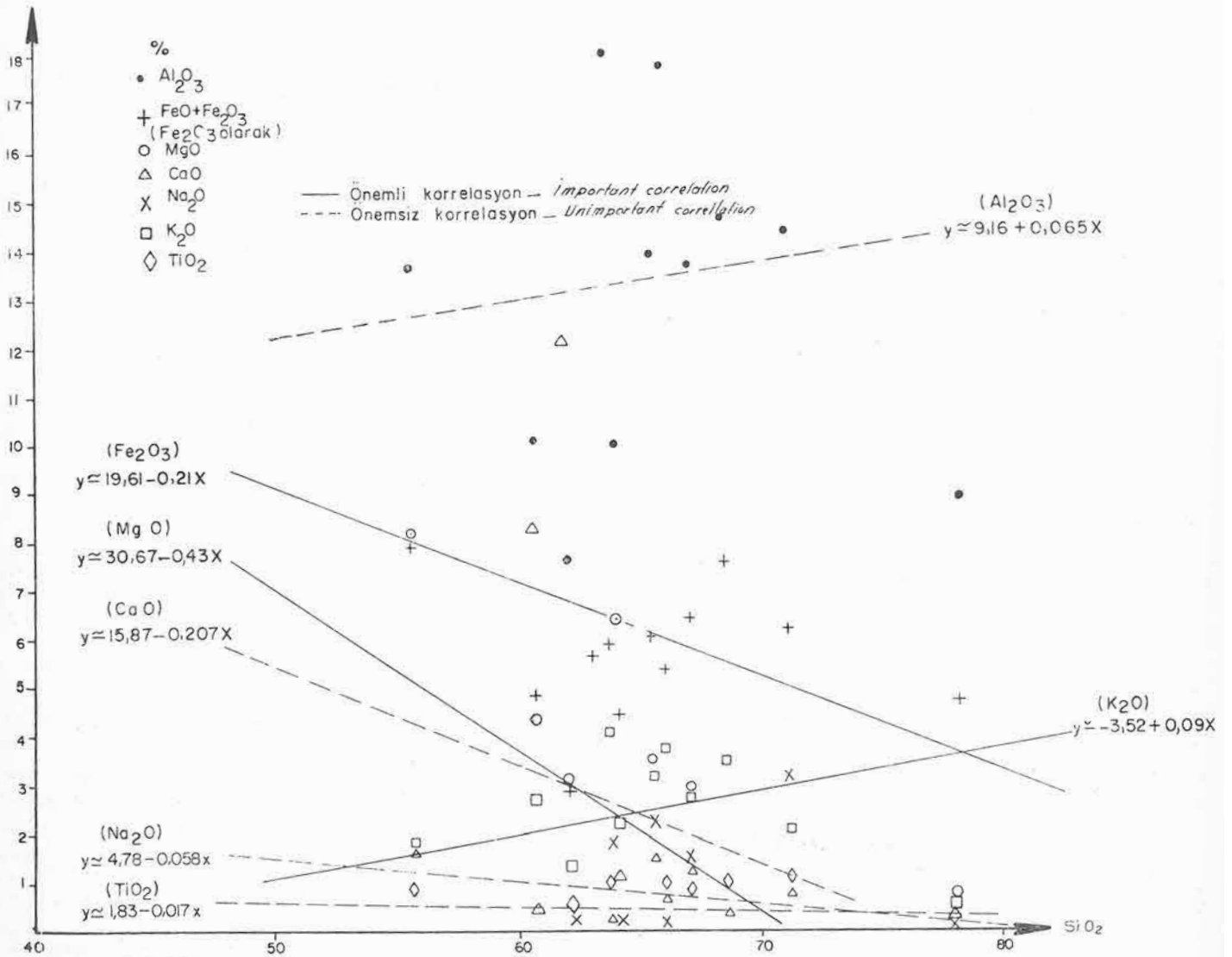
İki oksid arasındaki korrelasyon katsayısı 0,69 korrelasyon katsayısının standart hatası 0,17 dir. CO<sub>2</sub> miktarı arttıkça CaO miktarı  $y=1,07+0,68x$  doğrusuna göre artmaktadır. Bu durum aynı zamanda karbonatların çoğunlukla kalsit olduğunu da kanıtlamaktadır. Oksidlerin milimolekül değerleri arasında yapılan hesaplamalarda korrelasyon katsayısı yine 0,69 dur.

#### CO<sub>2</sub> - MgO Değişimi

Karbonatların bir kısmının dolomit olabileceği düşünceyle CO<sub>2</sub> - MgO arasındaki korrelasyon hesap edilmiştir. Korrelasyon katsayısı 0,03 olup, standart hatası 0,21 dir. Bu durum, MgO artışının karbonatlarla ilgili olmadığını göstermekte, aynı zamanda karbonatların kalsit olacağı sonucunu desteklemektedir.

#### (MgO+CaO-CO<sub>2</sub>) ile Diğer Oksidlerin Değişimi

Karbonatlara girmeyen (MgO+CaO) miktarının, bir diğer deyişle silikatlara bağlı (MgO+CaO) miktarının diğer oksitlerle ilişkisini saptamak için bu değerler arasında korrelasyonlar araştırılmıştır. Oksitlerin karşılığı milimolekül değerleri üzerinden yapılan hesaplamaların sonuçları aşağıda sunulmuştur.



Şekil 36: Melanj içindeki metamorfik kayalarda çeşitli oksid yüzeylerinin  $\text{SiO}_2$  yüzdesine göre değişimi.

- Önemli korrelasyon
- Önemsiz korrelasyon.

Figure 36: The variation of various oxide percentages versus  $\text{SiO}_2$  of metamorphic rocks in the melange.

- Important correlation
- Unimportant correlation.

Korrelasyon aranan değerler	Korrelasyon katsayısı	Katsayının standart hatası
$(\text{MgO} + \text{CaO} - \text{CO}_2) - \text{SiO}_2$	0,75	0,19
" $-\text{Al}_2\text{O}_3$	0,32	0,09
" $-\text{MgO}$	+0,93	0,08
" $-\text{CaO}$	+0,31	0,20
" $-\text{Na}_2\text{O}$	+0,44	0,06
" $-\text{K}_2\text{O}$	-0,63	0,03
" $-\text{Ti}_2\text{O}$	+0,27	0,01

Silikatlara bağlı  $\text{CaO} + \text{MgO}$  ile  $\text{SiO}_2$  ve  $\text{K}_2\text{O}$  arasında önemli negatif  $\text{MgO}$  arasında önemli pozitif korrelasyon mevcuttur; diğer oksidler ile ilişkiler önemli görünmemektedir.

### Melanj İçindeki Silikoalüminli Metamorfittlerin Petrokimyasal İnceleme Sonuçları

Muratdağı melanjı içindeki metamorfittlerin silikoalüminli kısmı, genellikle çok homojen olmayan kimyasal bileşim göstermektedir. Oksid ortalama tenörlerin standart sapmaları oldukça büyüktür.

Oksid yüzdelere, toplam demir oksid  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  olarak ve  $\text{MgO}$ ;  $\text{SiO}_2$  miktarının artışıyla düzenli azalmakta,  $\text{K}_2\text{O}$  ise düzenli artmaktadır. Yine  $\text{SiO}_2$  artışıyla  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  miktarları düzensiz azalmakta  $\text{Al}_2\text{O}_3$  miktarı ise düzensiz artmaktadır.

$\text{CO}_2$  miktarının artmasıyla  $\text{MgO}$  nun düzensiz (korrelasyon katsayısı 0,03 standart hatası 0,21) artmaktaysa da,  $\text{CO}_2$  ile  $\text{CaO}$  arasındaki önemli pozitif korrelasyon (korrelasyon katsayısı 0,69, standart hatası 0,17) mevcut karbonatların kalıt olduğunu kanıtlamaktadır.

Silikatlara bağlı (MgO+CaO) ile MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O ve TiO<sub>2</sub> arasında pozitif SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve K<sub>2</sub>O arasında negatif bir korrelasyon vardır.

Kimyasal bileşim, nispeten düşük <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr oranı bu kayaların volkano-sedimanter kökenli olduklarına işaret etmektedir (Hedge ve Wathall, 1963; Faure ve Hurley, 1963).

#### Yargedik Tepe Üyesinin Petrolojisi

##### Yargedik Tepe Üyesinin Petrografisi

##### Kaba taneli metakumtaşları (Şek. 10)

##### 1) Makroskopik özellikler

Bej, gri, beyaz-sarı renkli, kaba ila orta kaba taneli kuvars kristalleri gözle görülebilir, yer yer belirgin lineasyon taşıyan, 7 ila 30 cm kalınlığında, genellikle kıvrımlı yapraklanmalıdır. Yapraklanma yüzeyleri sık sık ondüledir. Yapı yönlenmiş taneli ile şist yapısı arasında değişmektedir.

##### 2) Mikroskopik özellikler (Şek. 37)

Doku: Karbonat bakımından zengin olanlarda taneli veya granoblastik, kuvars ve mikaca zengin olanlarda granoblastik veya lepidoblastiktir.

##### Yapı mineralleri:

**Kuvars:** Boyutları 0,1 mm ila 2 mm arasında değişen çok köşeli kenarları tırtıllı, dalgalı sönmeli, genellikle kırılmış ksenomorf kristaller halindedir. Küçük boyutlu kristaller dış dişe geçmiş durumda, aralarındaki sınırlara kesin olmayan

mozayik şeklinde adacıklar oluştururlar. Bu adacıklar ve büyük boyutlu kristaller, bir çeşit çimento meydana getiren mika türünden (klorit, muskovit, profilit, kil) minerallerle çevrelenmiş olup, onlarla kenar reaksiyonu göstermektedirler. Kenar reaksiyonunun zaman zaman büyük kristallerin çevresinde saçak gibi sıralanmış, kuvars kristalleriyle sınırı belirgin olmayan mika türünden minerallerin varlığıyla görülmektedir. Kristallerin taşınmış özelliği çoğu kez silinmemiştir.

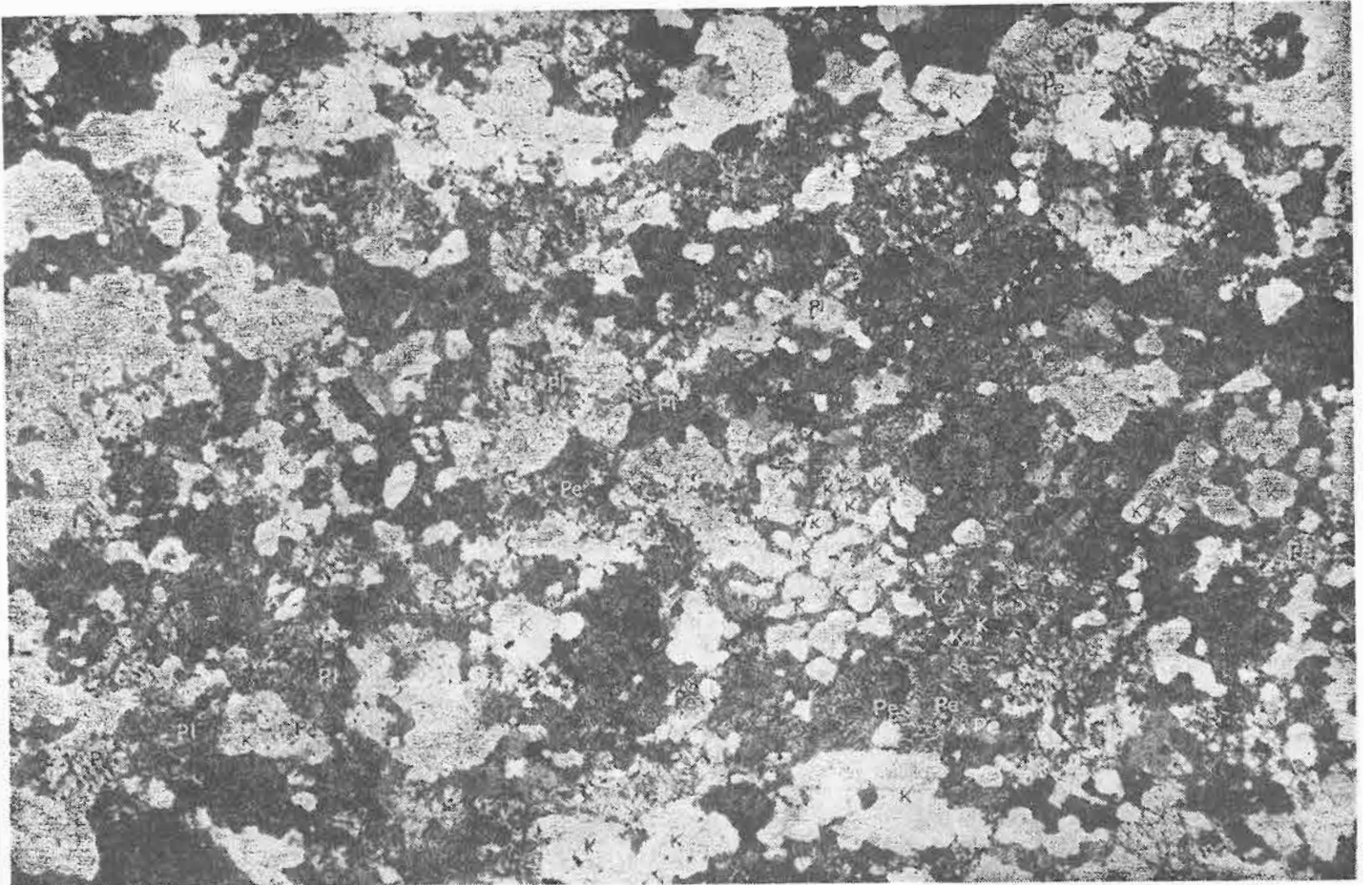
**Kuvars,** kayaç hacminin %60 ila %80 ini kapsamaktadır. Bu oran karbonatca zengin olanlardan çok azalmaktadır.

**Feldispatlar:** Kenarları ince bir zon halinde albitleşmiş çok ender ksenomorf oligoklaz-andezin kristallerinden oluşmuştur.

**Muskovit:** Kuvars tanelerini veya kuvars tanelerinden oluşmuş adacıkları çevreleyen 0,05 mm x 0,5 mm boyutlarında ve iğnemi kristaller halinde yer yer boğumlar gösteren, devamsız, düzensiz, ondüleli düzeyler boyunca sınırlanmış, en fazla 0,2 mm x 2 mm boyutla kristaller halindedir.

Bu düzeylerin kenarları yer yer hematit ve opak minerallerce zenginleşmiştir. Muskovit miktarı kayaç hacminin %15 ila %35 ini oluşturmaktadır.

**Pirofilit:** Muskovit boyut ve görünümünde, ondan kesinlikle ayırtlanması güç kristaller halindedir. Miktarı tam saptanamamıştır. 313 numaralı numune üzerinde yapılan X ışın-



Şekil 37: Aşağı Belova formasyonunda metagrelerin mikroskopta görünüşü (Num. No: 313a; P. I. X10) K: Kuvars; Mu: Muskovit; Kl: Klorit.

Figure 37: Microscopic view of metasandstones of Aşağı Belova formation. K: Quartz; Mu: Muscovite; Kl: Chlorite.

Numun No/Şifre No	Lab. No. Lab. No.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Ateşte Kayıp Lf.	Toplam
31	13904	75.00	10.00	3.40	0.09	2.25	0.50	Eser	2.10	0.35	0.03	—	2.29	96.01
32	13905	77.50	12.00	4.25	0.08	0.40	0.40	..	2.70	0.47	0.09	—	2.98	100.87
33	13906	81.65	10.20	2.60	0.08	Eser	0.30	..	2.05	0.32	0.08	—	2.47	99.75
34	13907	83.00	10.00	3.30	0.80	..	0.30	..	1.60	0.38	0.08	—	2.30	101.76
35	13908	82.00	10.00	3.75	0.09	..	0.35	..	1.80	0.37	0.08	—	2.46	100.90
36	13909	83.00	9.00	3.70	0.10	..	0.35	1.03	1.40	0.32	0.06	—	1.77	100.73
37	13910	73.60	14.20	5.40	0.09	..	0.40	1.22	2.40	0.62	0.08	—	2.75	100.76
38	13911	80.00	9.80	3.85	0.10	0.40	1.30	0.44	1.60	0.38	0.04	0.73	3.22	101.13
39	13912	81.10	8.80	3.70	0.12	Eser	0.40	0.31	1.75	0.30	0.04	—	2.13	98.65
40	13913	78.00	10.50	4.40	0.08	..	0.35	..	1.75	0.46	0.07	—	2.77	98.38
41	13914	82.00	7.00	3.25	0.11	1.00	2.30	0.13	0.80	0.55	0.08	1.79	3.26	100.48
42	13915	75.50	12.50	5.50	0.15	Eser	0.40	0.37	1.90	1.05	0.10	—	2.51	99.98
43	13916	73.00	14.00	6.50	0.11	..	0.50	0.44	2.10	1.05	0.08	—	2.71	100.49
44	13917	77.00	10.50	4.35	0.13	..	6.30	0.60	1.20	1.28	0.07	—	2.09	97.52
203	16 577	76.85	7.50	5.50	0.03	1.30	2.82	0.07	1.02	0.74	0.04	2.09	4.37	100.24
205	16 571	61.80	14.80	8.00	Eser	6.00	0.50	1.70	1.75	0.86	0.10	—	5.00	100.51
207	16 574	64.40	15.00	5.50	..	4.00	0.35	1.43	3.85	0.80	0.17	—	3.86	99.36
208	165 68	79.00	8.75	4.00	..	0.75	1.60	0.17	1.50	0.30	0.06	1.10	3.15	99.28
310	17 126	67.50	10.00	5.75	0.18	2.10	4.85	0.86	1.05	0.93	0.25	5.03	6.48	99.95
311	17 127	52.75	23.00	10.00	0.09	3.50	0.55	1.10	3.62	0.80	0.12	Eser	4.83	100.36
312	17 128	51.00	20.30	8.55	0.14	2.80	4.16	0.90	3.08	0.88	0.30	2.88	7.03	99.14
313	17 123	79.80	5.65	10.50	0.10	0.80	0.50	0.32	0.55	0.34	0.15	Eser	1.40	100.11

Tablo 12a: Yargedik tepe üyesi kayaçlarının (az metamorfik) kimyasal analizleri

Table 12a: Chemical analyses of very low grade metamorphics of Yargedik tepe member

ları difraksiyonu "şüpheli ve az" kaydıyla pirofillit varlığını göstermiştir.

**Klorit:** Çok az miktardadır, diğer mika mineralleriyle beraber bulunur.

**Dolomit:** Özellikle güneydeki metakumtaşları ile Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşlarına geçiş zonu düzeyleri dolomit bakımından zengindir. Dolomit, silikat bakımından zengin metakumtaşlarında (geçiş zonu) boyutları 0,1 mm - 1,5 mm arasında ksenomorf kristallerin oluşturduğu, ortalama 1 mm x 4 mm büyüklüğünde mercerler meydana getirir. Güneydeki metakumtaşlarının bazı düzeylerinde dolomit miktarı kayaç hacminin %70 ini kapsamaktadır. Bu tür kayaçlarda dolomit kristallerinin boyutları çok çeşitlidir ve en fazla 0,5 mm x 2 mm ye ulaşmaktadır.

Subtomorf kristaller halinde az miktarda turmalin ve epidot ile yer yer bol miktarda opak mineraller metakumtaşlarının diğer yapı minerallerini oluşturmaktadır.

#### Metasilttaşları

##### 1) Makroskopik özellikler

Çok ince taneli ve tabakalı, yer yer kalem şeklinde ayırışan, kirli yeşil gri renkli, şist yapılıdır.

##### 2) Mikroskopik özellikler

Doku: Lepidoblastik

Yapı mineralleri:

Kaba taneli metakumtaşlarıyla aynı mineralojik bileşimi göstermesine karşılık, kristal tanelerinin boyutları 0,004 mm ile 0,06 mm arasında değişmektedir. Muskovit miktarı belirgin olarak daha çok, kuvars miktarı daha azdır (Num. 311 ve 312).

#### Yargedik tepe üyesinin petrografik inceleme sonuçları

Yargedik tepe üyesi genellikle kaba taneli metakumtaşları ile az miktarda metasilttaşlarından oluşmuştur. Bu kayaçlar içindeki karbonat miktarı Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşlarına geçiş zonunda giderek çoğalmaktadır. Aynı tür kayaçlardaki mineralojik homojenlik, Tablo 12 de görülen bağıl kimyasal homojenliğe karşılık gelmektedir. Mineralojik ve kimyasal bileşim, yukarıdaki kayaçların zaman zaman karbonatça zenginleşmiş genellikle kuvars ve kil karışımından oluşmuş detritik kökenli olduklarına işaret etmekte, bu durum ilksel yüksek <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr oranlarıyla da doğrulanmaktadır.

Yargedik tepe üyesini oluşturan kayaçların kuvars-albit-muskovit-pirofillit-az klorit-az epidot-kalsit metamorfizma parajenezi, Barrow tipi metamorfizmada yeşil şist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-klorit" subfasiyesine karşılık gelmektedir (Winkler, 1967). Biotitin bulunmaması, Yargedik tepe üyesinin yukarıda belirtilen parajenezi, bu kayaçların Barrow tipi metamorfizmada, yeşil şist fasiyesinin "kuvars-albit-epidot-biyotit" subfasiyesine kadar inmediğini ve Abukuma tipi metamorfizmada yeşil şist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-biyotit-klorit" subfasiyesinde metamorfizma geçirmedigine işaret etmektedir. (Winkler, 1967). Bu son durum negatif veri olması nedeniyle kesinlik kazanmamıştır. Kloritoyid, stilpnomelan gibi ayırtlayıcı minerallerin bulunması soruna kesin açıklık getirecektir. Winkler (1974) göre, Yargedik tepe üyesi kayaçları "düşük derece" metamorfizma parajenezi içermektedir.

(1) X ışınları difraksiyonu Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Bölümünde, G. Ataman tarafından yapılmıştır.



**Yargedik Tepe Üyesinin Petrokimyası****Analiz sayısı, incelede güdülen amaç**

Yargedik tepe üyesinden alınan numunelerden 23 ünün majör element analizi incelenmiştir. Kimyasal analizler Tablo 12 de, numune yerleri Şekil 44'de verilmiştir.

İncelemede güdülen amaç, Yargedik tepe üyesinin petrokimyasal özelliklerini tanımlamak, hatalı petrografik determinasyonları önlemek, ileride yapılacak bu tür araştırmalara karşılaştırma veya derleme verileri hazırlamak, arazi ilişkileri her zaman açık görülmeyen melanj içindeki silikoaalüminli metamorfik kütlelerin petrokimyasıyla karşılaştırma yaparak ayırtlayıcı veriler bulmaktır.

31 numaralı numunenin analizinde oksid toplamı %100 den çok farklı bulunduğundan değerlendirmelere alınmamıştır.

**Genel kimyasal özellikler**

Yargedik tepe üyesi kayaçlarının kimyasal bileşimleri özellikle  $\text{SiO}_2$  bakımından iki topluluk oluşturacak şekilde farklılık göstermektedir. Birinci topluluk daha yaygın olan nispeten kaba taneli metakumtaşlarına (Numune No: 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 203, 208, 300, 313) ikincisi ise metasilttaşlarına (Numune No: 207, 307, 310, 311, 312) karşılık gelmektedir. Kökeni detritik olan Yargedik tepe üyesi kayaçlarının birbirinden farklı iki grup meydana getirmeleri ve bu gruplar içinde bulunanların da kendi aralarında düzensizlik göstermeleri doğaldır.

İki grubun bileşimlerindeki değişimler şu şekildedir.

Oxide	Variation in Composition (Meta sandstone) Bileşimdeki değişim (%) (Metakumtaşları)	Variation in Composition (Metasiltstone) Bileşimdeki değişim (%) (Metasilttaşları)
Oksitler		
$\text{SiO}_2$	73 ila 83	51 ila 67,50
$\text{Al}_2\text{O}_3$	5,65 ila 14,20	10 ila 23
Toplam demir oksid ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ olarak)	2,60 ila 10,50	4,50 ila 10
MnO	0,03 ila 0,80	0,10 ila 0,18
MgO	Eser ila 1,30	0,75 ila 4
CaO	0,30 ila 6,30	0,35 ila 4,85
$\text{Na}_2\text{O}$	Eser ila 1,22	0,12 ila 1,43
$\text{K}_2\text{O}$	0,55 ila 2,70	Eser ila 3,85
$\text{TiO}_2$	0,30 ila 1,08	0,32 ila 0,93
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,04 ila 0,19	0,12 ila 0,30
$\text{CO}_2$	0 ila 2,09	0 ila 5,97

$\text{SiO}_2$  bakımından büyük farklılık gösteren bu iki grubun, diğer kimyasal bileşimlerinin değer dağılımları birbirlerini kısmen örtmektedir. Bir diğer deyişle meta kumtaşlarının ve meta silttaşlarının  $\text{SiO}_2$  dışında diğer oksid yüzdeleri birbirleriyle karşılaştırılabilir. Buna rağmen metasilttaşları  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO ve  $\text{TiO}_2$  bakımından metakumtaşlarından zengin görünmektedir. Durum aşağıda belirtildiği gibi diğer yollardan da denetlenmiştir.

Yargedik tepe üyesinin metakumtaşları ve metasilttaşları kimyasal analiz ortalamaları ve bu ortalamalardan sapma değerleri şunlardır.

Oxides	Metasandstone mean Metakum taşları ortalama	Standard deviation (17 numune) standart sapma	Metasiltstone mean Metasilttaşları ortalama	Standard deviation (5 numune) standart sapma
Oksitler				
$\text{SiO}_2$	78,99	3,18	60,63	8,12
$\text{Al}_2\text{O}_3$	9,96	2,28	16,86	5,02
Toplam demir oksid ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ olarak)	4,66	1,80	6,86	2,31
MnO	0,14	0,17	0,10	0,07
MgO	0,34	0,46	3,16	0,73
CaO	1,12	1,54	2,13	2,18
$\text{Na}_2\text{O}$	0,32	0,35	0,88	0,48
$\text{K}_2\text{O}$	1,64	0,55	2,32	1,70
$\text{TiO}_2$	0,58	0,32	0,75	0,24
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,08	0,04	0,20	0,07
$\text{CO}_2$	0,34	0,67	2,77	2,77
A. Kayıp	2,63	0,67	5,86	1,45

İzleneceği üzere her iki tür kayacın ortalamaları ve ortalamalarındaki standart sapma büyük farklılıklar göstermektedir. Nitekim minimum %95 olasılıkla yapılan ortalamalar arası farkın önem denetimi, bu durumu kısmen desteklemektedir. Aşağıda bu denetimin sonuçları sunulmuştur.

**Ortalamalar arasındaki farkın önemi**

Oxides Oksitler	Important Önemli	Unimportant Önemsiz
$\text{SiO}_2$	P 0,001	
$\text{Al}_2\text{O}_3$	P 0,001	
Toplam demir oksid $\text{Fe}_2\text{O}_3$ olarak	P 0,05	
MnO		P 0,05
MgO	P 0,001	
CaO		P 0,05
$\text{Na}_2\text{O}$		P 0,05
$\text{K}_2\text{O}$		P 0,05
$\text{TiO}_2$		P 0,05
$\text{P}_2\text{O}_5$	P 0,001	
$\text{CO}_2$	P 0,01	
A. Kayıp	P 0,01	

Yargediktepe üyesinin metakumtaşları ve metasilttaşları arasında, yalnızca MnO, CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  ortalamaları önemli bir farklılık göstermemektedir. Buna karşılık iki kayacın  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , toplam demir oksid  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  olarak, MgO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CO}_2$  ve ateşte kayıp ortalamaları arasındaki fark çok önemlidir.

Bu kesimi farklılara karşın metakumtaşlarıyla arakatlı bulunan metasilttaşları beraberce bir ana birim meydana getirdiklerinden bir bütün olarak düşünülmüştür. Aşağıda, Yargedik tepe üyesi kayaçlarının (31) numaralı numune dışında 22 kimyasal analiz ortalaması ve aritmetik ortalamaya göre standart sapma değerleri karşılaştırma verisi olarak sunulmuştur.

İkili doğrusal regresyon analizine giren parametreler ①		İşleme giren numune sayısı ②	X Ortalaması ③	Y Ortalaması ④	Y = A + Bx		Korrelasyon katsayısı (r) ⑤	Regresyon katsayısının standart hatası Sr = $\frac{\sqrt{1-r^2}}{n-k}$ ⑥	Korrelasyonun önemi ⑦	
					A	B			th > tt ⑧ Önemli	th < tt ⑨ Önemsiz
SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22	74,85	11,52	41,3374	-04002	-0,887	0,1005	önemli(-)	
SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22	"	5,15	15,8048	-14365	-0,630	0,169	önemli(-)	
SiO <sub>2</sub>	MnO	22	"	0,12	-0,0845	0,0028	0,168	0,0036		önemsiz(+)
SiO <sub>2</sub>	MgO	22	"	0,97	9,7168	-0,116015	-0,782	0,0201	önemli(-)	
SiO <sub>2</sub>	CaO	22	"	1,34	4,2270	-0,0470	-0,256	0,210		önemsiz(-)
SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	22	"	0,44	2,5985	-0,0287	-0,582	0,0087	önemli(-)	
SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	22	"	1,74	6,1234	-0,0582	-0,549	0,0193	önemli(-)	
SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	22	"	0,61	1,5355	-0,0123	-0,363	0,2033		önemsiz(-)
SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	22	"	0,11	0,4690	-0,0048	-0,647	0,116	önemli(-)	
SiO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	22	"	0,89	6,2432	-0,0720	-0,380	0,0382		önemsiz(-)
SiO <sub>2</sub>	Aleste kayıp	22	"	3,36	13,8273	-0,1408	-0,794	0,0234	önemli(-)	

th: Hesaplanan hata

tt: Tabloda okunan hata (Kutsal ve Muluk, 1972)

- ① Parameters included in double linear regression analyses ⑧ Important  
 ② Number of samples involved in calculation ⑨ Unimportant  
 ③ Mean of X  
 ④ Mean of Y  
 ⑤ Correlation coefficient  
 ⑥ Standard error of correlation coefficient  
 ⑦ Importance of correlation

Tablo 12b: Yargedik tepe üyesi kayalarınca çeşitli oksit yüzdelерinin SiO<sub>2</sub> ye göre ikili doğrusal regresyon analizi

Table 12b: Double linear regression analysis of various oxide percentages versus SiO<sub>2</sub> in rocks of Yargedik tepe member

Oxides Oksitler	Mean tenor Ortalama tenör (%)	Standard deviation from mean Ortalamadan standart sapma
SiO <sub>2</sub>	74,84	9,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,52	4,10
Toplam demir oksid		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> olarak	5,15	2,08
MnO	0,13	0,15
MgO	0,97	1,32
CaO	1,35	1,70
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,44
K <sub>2</sub> O	1,75	0,96
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,16
CO <sub>2</sub>	0,89	1,71
A. Kayıp	3,36	1,64

#### Çeşitli petrokimyasal ilişkiler

##### 1) Çeşitli oksid yüzdelерinin SiO<sub>2</sub> ye göre değişimi

Yargedik tepesi üyesinin kayalarınca çeşitli oksid yüzdelерinin SiO<sub>2</sub> ye göre ikili doğrusal regresyon analiz değer-

leri Tablo 12b'de; SiO<sub>2</sub> = f (diğer oksitler) doğruları ise Şekil 38'de gösterilmiştir.

Yargedik tepesi üyesi kayaları (metakumtaşı ve metasilttaşı) bir tüm olarak ele alındığında, SiO<sub>2</sub> artışıyla Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, toplam demir oksid Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> olarak, MgO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O miktarları düzenli olarak azalmaktadır. CaO ve TiO<sub>2</sub> miktarları ise düzensiz olarak azalmaktadır. Her ne kadar toplamı (100) olan çeşitli değişkenlerden, özellikle en yüksek değerde olan artmasıyla diğerlerinin azalması olağan ise de (Ataman, 1972b), Yargedik tepesi üyesi kayalarınca SiO<sub>2</sub> artması ile diğer oksidlerin çoğunluğunun düzenli bir şekilde azalması, bu kayaların detritik karakterleri de gözönüne alındığında, önemli bir özellik olarak görünmektedir.

##### 2) CO<sub>2</sub>-CaO değişimi

Kayaçlar içinde bulunan karbonatların tümünün kalsit olup olmadığını kanıtlamak için, milimolekül miktarları üzerinden CO<sub>2</sub>-CaO korrelasyonu hesaplanmıştır. Korrelasyon katsayısı 0,70, korrelasyon katsayısının standart hatası 0,09 dur. Bu ilişkiye göre kayalarınca karbonatları çoğunlukla kalsit olmalıdır; fakat, CO<sub>2</sub>-MgO arasındaki ilişki böyle bir sonuca az da olsa şüphe getirmektedir.

##### 3) CO<sub>2</sub>-MgO değişimi

Oksid yüzdelерinden itibaren yapılan hesaplamalarda korrelasyon katsayısı 0,50, katsayının standart hatası 0,14

olarak bulunmuştur. CO<sub>2</sub> artışıyla MgO artışı, karbonatların bir kısmının da dolomit olabileceğini kanıtlamaktadır.

#### 4) (MgO+CaO—CO<sub>2</sub>) ile diğer oksitlerin değişimi

Silikatlara bağlı (MgO+CaO) miktarının diğer oksitlerle bağıntısını bulmak için, milimolekül değerleri üzerinden yapılan hesaplamalar aşağıda sunulmuştur.

Korrelasyonu aranan değerler	Korrelasyon Katsayısı	Katsayısı standart hatası
(MgO+CaO—CO <sub>2</sub> )—SiO <sub>2</sub>	0,80	0,65
"	+0,62	0,23
" —MgO	+0,96	0,05
" —CaO	+0,21	0,16
" —Na <sub>2</sub> O	+0,52	0,04
" —K <sub>2</sub> O	+0,63	0,05
" TiO <sub>2</sub>	+0,22	0,02

Silikatlar bağlı CaO+MgO ile SiO<sub>2</sub> arasında önemli negatif Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Na<sub>2</sub>O ve K<sub>2</sub>O arasında önemli pozitif korrelasyon vardır; CaO ve TiO<sub>2</sub> ile arasındaki korrelasyon önemli değildir.

#### Yargedik Tepe Üyesinin Petrokimyasal İnceleme Sonuçları

Yargedik tepe üyesi birbirleriyle kimyasal farklılık ve benzerlik gösteren metakumtaşı ve metasilttaşından oluşmuştur. Meta kumtaşlarının ortalama olarak %79 SiO<sub>2</sub>, %9,96 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, %0,34 MgO ve %3,4 CO<sub>2</sub> içerikliğine karşın, bu oksid yüzde ortalamaları metasilttaşlarında sırayla %60,63, %16,86, %3,16 ve %2,77 dir. Diğer oksid ortalamaları her iki kayaçta ya benzer veya az farklıdır.

Çeşitli oksid yüzdeleri SiO<sub>2</sub> artışına göre genellikle düzenli olarak azalmaktadır.

Her ne kadar CO<sub>2</sub> artışıyla MgO miktarı artmaktaysa da (korrelasyon katsayısı 0,50, standart hatası 0,14), CO<sub>2</sub> artışıyla çok daha düzenli olarak artan CaO miktarı (korrelasyon katsayısı 0,70, standart hatası 0,09), kayaçlardaki karbonatların daha çok kalsit olduğunu kanıtlamaktadır.

Silikatlara bağlı (MgO+CaO) ile Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O ve TiO<sub>2</sub> arasında pozitif; SiO<sub>2</sub> arasında negatif bir korrelasyon vardır.

Kimyasal bileşim ve <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr oranı bu kayaçların sialik kökenli olduklarını göstermektedir (Faure ve Hurley, 1963; Hedge ve Wathall, 1963).

#### Yargedik Tepe Üyesi Kayaçlarıyla, Muratdağı Melanjı İçindeki Silikoalüminli Metamorfitlerin Petrolojik Karşılaştırılması

##### Petrografik karşılaştırma

Yargedik tepe üyesi stratigrafik olarak, kondağı tektonik de olsa, Muratdağı melanjı içindeki metamorfitlerin altında bulunmaktadır. Petrografik incelemeler, alta bulunan Yargedik tepe üyesinin Barrow tipi "kuvars-albit-muskovit-klorit" subfasiesi parajenezi içermekte olduğunu üstte bulunan melanj içindeki metamorfik kütlelerin ise Barrow tipi yeşil şist fasiesinden, epidot-amfibolit fasiesinin stavrolit-almadin" subfasiesine kadar artan bir metamorfizmayı belirten parajenezler sunduğunu göstermiştir. Bu petrografik veri aynı zamanda iki kayaç arasında arazide saptanan tektonik kondağın varlığını da desteklemektedir.

#### Petrokimyasal karşılaştırma

Muratdağı melanjı içindeki metamorfitler genellikle çok homojen olmayan kimyasal bileşim sunmaktadır. Oksid ortalamalarının standart sapmaları oldukça büyüktür. Yargedik tepe üyesi kayaçları ise birbirleri ile kimyasal farklılık ve benzerlik gösteren iki kayaç grubundan oluşmuştur. Bunlar, tüm olarak veya kendi içlerinde, kimyasal bakımdan melanj içindeki metamorfitlerden daha homojendir.

Melanj içindeki metamorfitlerle Yargedik tepe üyesi tüm kayaçlarının kimyasal bileşimleri ortalamaları arası farkın önem denetimi sonucu aşağıda sunulmuştur.

Oxides Oksitler	Important Önemli	Unimportant Önemsiz
SiO <sub>2</sub>	P 0,001	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		P 0,05
Toplam demir oksid		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> olarak		P 0,05
MnO		P 0,05
MgO	P 0,01	
CaO		P 0,05
Na <sub>2</sub> O		P 0,05
K <sub>2</sub> O		P 0,05
TiO <sub>2</sub>		P 0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		P 0,05
CO <sub>2</sub>		P 0,05
A. Kayıp	P 0,01	

Görülebileceği üzere Yargedik tepe üyesinin bütün kayaçlarının kimyasal bileşim ortalamaları SiO<sub>2</sub>, MgO ve ateşte kayıp dışında, Muratdağı melanjı içindeki metamorfitlerinin kimyasal bileşim ortalamalarına %95 olasılıkla benzer bulunmaktadır.

Yargedik tepe üyesinin yalnızca metasilttaşları kimyasal analizleri dikkate alındığında bütün oksidler yine %95 olasılıkla Muratdağı melanjı içindeki metamorfitlerin kimyasal bileşim ortalamalarıyla aynı olmaktadır (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ortalamalar farklı p=0,05 sınırındadır).

Buna karşın Yargedik tepe üyesinin metakumtaşları oksid ortalamaları Muratdağı melanjı içindeki metamorfitlerin oksid ortalamaları ile karşılaştırıldığında, ortalamalar arası farkın önem denetimi aşağıda sunulan sonucu vermektedir.

Oxides Oksitler	Important Önemli	Unimportant Önemsiz
SiO <sub>2</sub>	P 0,001	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P 0,01	
Toplam demir oksid		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> olarak		P 0,05
MnO		P 0,05
MgO	P 0,001	
CaO		P 0,05
Na <sub>2</sub> O	P 0,05	
K <sub>2</sub> O	P 0,05	
TiO <sub>2</sub>		P 0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P 0,05	
CO <sub>2</sub>	P 0,05	
A. Kayıp	P 0,001	

Yargedik tepe üyesinin metakumtaşları oksid ortalamaları toplam demir  $Fe_2O_3$  olarak,  $MnO$ ,  $CaO$   $TiO_2$  dışında Muratdağı melanjı içindeki metamorfitlelerin oksid ortalamalarıyla %95 olasılık oranında hiçbir benzerlik göstermemektedir.

Bu durumda oksid yüzdeleri ortalaması bakımından her iki kayaç grubunun en önemli ayırtlayıcı kimyasal bileşeni  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  ve  $MgO$  olmaktadır.

Yargedik tepe üyesinin bütün oksid yüzdeleri  $SiO_2$  artışına göre genellikle düzenli olarak azalmasına karşın (Şek. 36) Muratdağı melanjı içindeki metamorfitlelerin ancak toplam demir oksid  $Fe_2O_3$  olarak ve  $MgO$  miktarı düzenli olarak azalmaktadır.  $CaO$ ,  $Na_2O$  ve  $TiO_2$  nin azalması düzensizdir. En önemli farklardan biride melanj içindeki metamorfik kayalarla  $SiO_2$  ile  $K_2O$ ;  $SiO_2$  ile  $Al_2O_3$  arasında önemli pozitif korrelasyonun oluşudur (Şek. 36 ve 38).

Her iki kayaç grubunda karbonatlar genellikle kalsittir.

Yargedik tepe üyesinde silikatlara bağlı ( $MgO+CaO$ )  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  ve  $TiO_2$  arasında pozitif,  $SiO_2$  arasında negatif korrelasyon mevcut olduğu halde; melanj içindeki metamorfitlelerin silikatlara bağlı ( $MgO+CaO$ ) ile  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  ve  $TiO_2$  arasında pozitif  $SiO_2$ ;  $Al_2O_3$  ve  $K_2O$  arasında negatif korrelasyon vardır.

Yargedik tepe üyesi kayaları melanj içindeki metamorfitlelerden  $Rb$  ve  $Sr$  bakımından (özellikle  $Sr$  bakımından) daha zengindir.

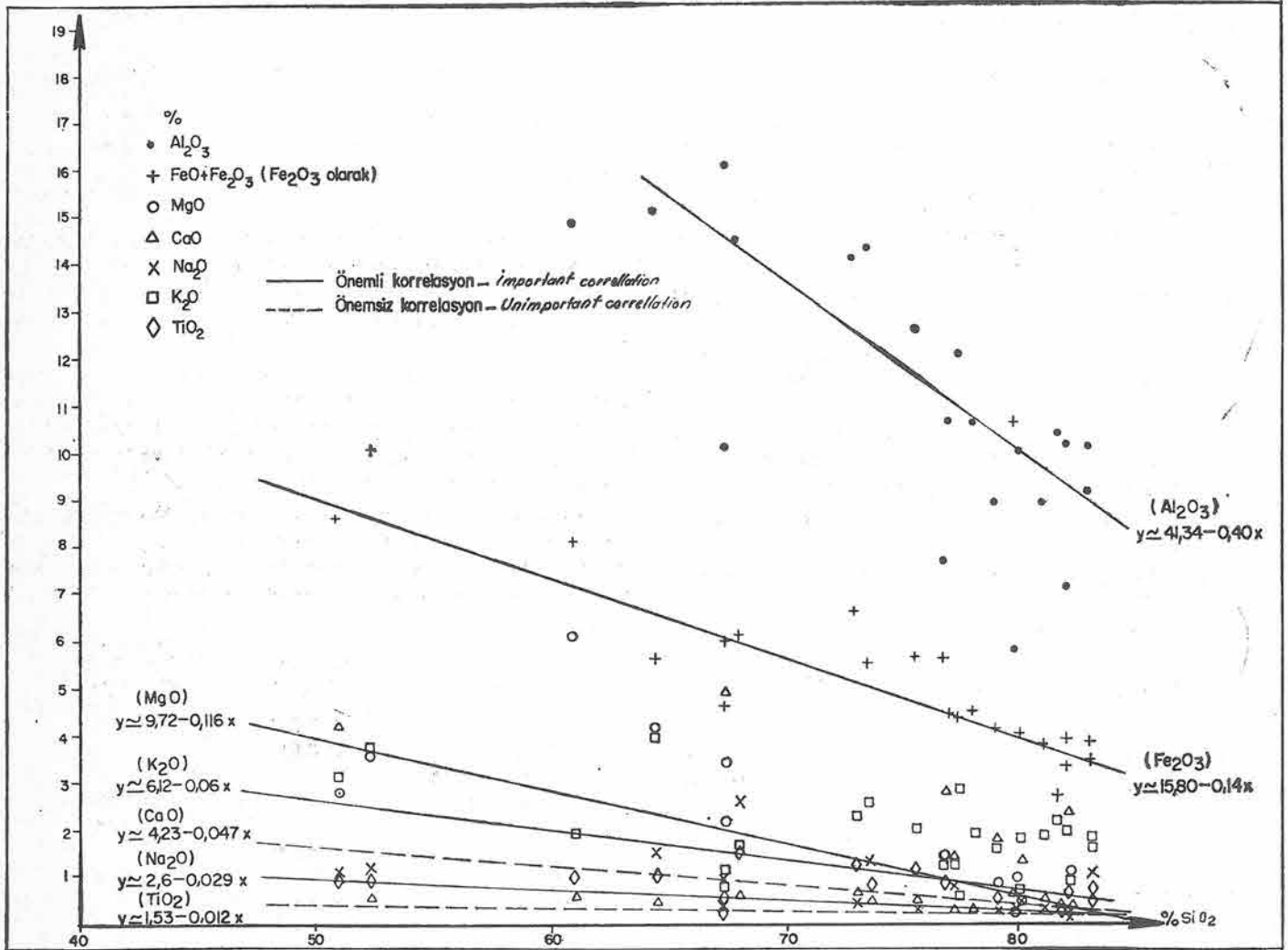
$^{87}Sr/^{86}Sr$  oranları, Yargedik tepe üyesi için sialik; melanj içindeki metamorfitleler için volkanosedimanter bir kökeni kanıtlamaktadır.

Sonuç olarak bazı benzerliklerle beraber iki kayaç grubu farklı kimyasal bileşimli görünmektedir.

#### Kontakt Metamorfizması Kayaları ve Silisleşmiş Kayalar Kontakt Metamorfizma Kayaları

Granit-Muratdağı melanjı kantağından alınan (Numune no: 319, 331, 332, 333) kontakt metamorfizma kayaları makroskopik olarak açık gri-esmer renklidir. Genellikle demirli, mineraller taşır. Yer yer otomorf manyetit kristalleri izlenir. Sert, sıkı ve ağırdır. Kalsit kristalleri taşıyanlar kaba tanelidir. Sistozite yoktur. Mikroskopik olarak çok heterojen, yer yer granoblastik dokuludur. Bir kayaktan diğerine karşılaştırılmayacak oranda değişik kuvars, kalsit, diyopsid, ışınal amfibol (tremolit), manyetit ve diğer opak mineraller yapı minerallerinin çoğunluğunu oluşturmaktadır.

Granit-Çiçekli kaya üyesi kantağından alınan (Numune no: 315, 316, 317, 325 ve 326) kontakt metamorfizma kayaları



Şekil 38: Yargediktepe üyesi (az metamorfik) kayalarında çeşitli yüzeylerinin  $SiO_2$  yüzdesine göre değişimi

— Önemli korrelasyon

- - - - - Önemsiz korrelasyon

Figure 38: Variation of  $SiO_2$  Percentage versus various oxide percentages in very low grade metamorphic rocks of Yargedik Tepe member.



Şekil 39: Silisleşmiş kayaçların mikroskofta görünüşü (Num. No: 273a; P.I. X6). Ks: Kriptokristalli silis; Ka: Kromit; Sin: Zinober.  
Figure 39: Microscopic view of silicified rocks. (Sample No: 273a; Pol. light, X6) Ks: Cryptocrystalline silica; Ka: Quartz; Kr: Chromite; Sin: Cinnabar.

makroskopik olarak koyu kahverenkli, yer yer çeşitli büyüklükte malakit lekeleri taşır. Masif görünüşlü ve ağırdır. Mikroskopik olarak heterojendir. Bol kalsit, kuvars, hematit ve diğer opak mineraller içerirler.

Kontakt metamorfizma kayaçlarının petrokimyası sistematik olarak incelenmemiştir. Çiçeklikaya dolomitik kireçtaşının kontakt metamorfizmasıyla ne ölçüde etkilendiğini görebilmek amacıyla, yalnızca 1 analiz yapılmıştır. Bu analiz, özellikle Baklan granitinin meydana getirdiği kontakt metamorfizmasını konu alan araştırmalarda kullanılmak üzere aşağıda sunulmuştur.

Oksitler	Numune No: 316
SiO <sub>2</sub>	28,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,60
Toplam demir oksid (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> olarak)	30,45
MnO	0,36
MgO	3,10
CaO	22,10
Na <sub>2</sub> O	0,12
K <sub>2</sub> O	Eser
TiO <sub>2</sub>	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15
CO <sub>2</sub>	5,97
A. Kayıp	7,12
<b>Toplam</b>	<b>99,79</b>

### Silisleşmiş Kayaçlar

Silisleşmiş kayaçlar Muratdağı'nda oldukça yaygındır. Bölgede işletilen civa madenleri genellikle bu kayaçlar içinde yer almaktadır. Arazide dolomitik kireçtaşları (Çiçeklikaya üyesi), volkanitler (Karacahisar volkanitleri) ve ultramafik kayaçlarla (Muratdağı melanji) ilişkili görünmektedir.

Makroskopik olarak koyu gri renkli, yer yer bresik yer yer camsı görünümlü, kırılması güç, sert ve sıktır.

Dokuları bir kayaçtan diğerine farklı olduğu gibi, aynı kayaç içinde de kriptokristalli ile taneli doku arasında değişmektedir (Şek. 39).

Yapı minerallerinin büyük çoğunluğunu silismineralleri oluşturur. Silis kristallerinin boyutları genellikle ölçülemeyecek kadar küçüktür (kristokristalin). 1 mm çapına kadar büyüklükte olanlara çok ender rastlanır. Bir çeşit hamur meydana getiren silis, nispeten biraz daha büyük silis kristalleriyle dolmuş ağ şeklindeki çatlak ve filoncuklarla kesilmiştir (Şek. 39). (X) ışınları difraksiyonu analizi silis için kuvars ve -kristobalit vermiştir.

Silisten başka az miktarda zinober bulunmaktadır. Zinober kristalleri ile silisin sınırları kesin değildir (Şek. 39).

Ender opak minerallerin optik özellikleri kromite karşılık geldiklerini kanıtlamaktadır. Kromit kristallerinin kenarları silis tarafından yenmiştir.

Silisleşmiş kayaçların hangi litolojinin değişiminden meydana geldiği, silisleşmenin hangi jeolojik olaya (granit intrüzyonu, volkanizma, faylanma) bağlı bulunduğu konusunda kesin bir yargıya varılamamıştır. Şöyle ki; arazide silisleşmiş kayacın yakın komşu kayaçlarla ilişkisi açık olarak görülememekte; genellikle tüf, dolomit veya listvanitlerle makroskopik benzerlikleri ayırtlanamamaktadır.

İnce kesitte bulunan ender kromit kristalleri ultramafik kayaçların silisleşme dışında kalan kısımları olarak yorumlanmaya elverişli iseler de, tüfler içine sedimanter veya mekanik yollarla girmiş ultramafik kayaç parçacıklarının veya yalnızca kromit kristallerinin daha sonradan tüflerle birlikte silisleşmesine bağlanabilir. Bu son olasılık zayıf görünse bile, Mariko'nun (1970) çalışma sahasında işaret ettiği silisleşmiş kaba detritiklerle ilgili civa yataklarının varlığı ile dolaylı olarak desteklenmektedir.

Silisleşmenin Tersiyer yaşlı detritikleri ile etkilendiği (Mariko, 1970) düşünüldüğünde, silisleşme yaşının genç olması, büyük bir olasılıkla Karacahisar volkanitlerine bağlı bulunması gerekmektedir. Yalnız, bölgedeki kabaca D-B doğrultulu faylar boyunca (Simav doğusu) hâlen oluşma aşamasındaki antimon ve civa yatakları, silisleşme olaylarının günümüzdeki devamlılığını belirtmektedir. Ayrıca bölgenin Miyosen volkanizması doğrultusu KKD-GGB'dir.

—Kristobalit varlığı, düşük sıcaklığı göstermektedir. —Kristobalit, Ramdohr ve Strunz'a göre (1967) en fazla 270°C; Deer, Howie ve Zussmann'a göre (1966), 275°C ye kadar dengede kalabilir ve daha çok asit volkanik kayaçlarda ve sıcaklık metamorfizmasına uğramış kumtaşlarında veya bazik kayaçlar içindeki kumtaşı ksenolitlerinde rastlanır. Muratdağı silisleşmiş kayaçlarında —kristobalit varlığı, yalnızca silisleşmenin düşük sıcaklıkta düştüğünü göstermektedir.

(1) Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Bölümünde, G. Ataman tarafından yapılmıştır.

(2) Saldıray İleri'den (H.Ü.) sözlü bilgi.

Silisleşmiş kayaların ilksel litolojisi ve silisleşmenin kökeni konusunda tartışma getiren bir veri de, riyolitik tüfler içindeki silisleşmiş kayaların parçacıklarıdır. Bu son veri silisleşmiş kayaların tüf oluşumundan önceki varlığını kanıtlamaktadır.

Paleosen ve Paleosenden sonra özellikle düşey hareketler etkisi altında bulunan, magmatik aktivitenin yoğun olduğu Muratdağı bölgesindeki silisleşme, muhtemelen granit intrüzyonuna, faydalanmalara ve volkanizmaya bağlı olmalıdır. Eldeki veriler kesin bir sonuca götürmeye henüz yeterli değildir.

## JEOKRONOLOJİ

Karacahisar volkanitlerinden alınan 3 numunedeki K-Ar; Aşağı Belova formasyonunun Yargedik tepe üyesinden alınan 4, melanj içindeki metamorfik kütleden alınan 3 numunedeki Rb/Sr metoduyla jeokronoloji incelemeleri yapılmıştır.

Elde edilen neticelerin hassasiyetini belirtmek ve sunulan dökümanları açıklayabilmek için yukarıda belirtilen metodlardan ve bu metodların araştırmamızdaki uygulanmasından kısaca bahsetmek yararlı olacaktır.

### K-Ar ve Rb/Sr Metodlarının Prensipleri ve Araştırmadaki Uygulamaları

#### K-Ar Metodunun Prensipli

Potasyumun 40 numaralı izotopu ( $\gamma$ ) yayını ( $\beta$ ) kaptırılarak Argon 40 verir. Numunenin yaşı  $40\text{Ar}/40\text{K}$  oranını, parçalamaya (dezintegrasyon) denklemine uygulayarak elde edilir:

$$t \text{ (yaş)} = \frac{1}{\lambda\gamma + \lambda\beta} \log_e \left( 1 + \frac{40 \text{ Ar}}{40 \text{ K}} \cdot \frac{\gamma\lambda + \beta\lambda}{\lambda\beta} \right)$$

( $\lambda\gamma$ ) ve ( $\lambda\beta$ ) radyojenik potasyumun ( $\gamma$ ) ve ( $\beta$ ) parçalanma sabitesidir.  $\lambda\gamma = 0,585.10^{-10}$  sene $^{-1}$ ;  $\lambda\beta = 4,72.10^{-10}$  sene $^{-1}$  dir (Hurley, 1963; Bingöl, 1971).

#### Uygulama

Numunelerdeki potasyum yüzdesi alev fotometresiyle, Argon miktarı ise doğrudan doğruya kütle spektrometresinde izotopik seyreltme (dilüsyon) yoluyla ölçülmüştür. Argon, elektrikli fırında birkaç saat süreyle  $250^\circ\text{C}$  de tutularak diğer gazlardan arınmış olan numunenin boşlukta akkor haline gelinceye kadar ısıtılmasıyla elde edilmiştir.

#### Rb/Sr Metodunun Prensipli

Rubidyumun 87 numaralı izotopu ( $\beta$ ) yayını ile Stronsiyumun 87 numaralı izotopunu verir ve bu Rubidyumdan türeyen Stronsiyum 87 hesap yoluyla elde edilir. Tek bir numunenin yaşı:

$$t = \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{87}\text{Rb}} \text{ veya } t = \frac{{}^{87}\text{Sr}}{\lambda} \cdot \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{87}\text{Rb}} \text{ (Aktüel) } - \frac{{}^{87}\text{Sr}}{\lambda} \text{ (İlksel)}$$

formülleriyle hesap edilir.

Rubidyum 87 nin parçalanma sabitesi  $\lambda = 1,47.10^{-11}$  sene $^{-1}$

Rubidyum 87 nin periyodu  $T = 4,710^{-10}$  senedir.

${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$  oranı,  ${}^{86}\text{Sr}/{}^{88}\text{Sr} = 0,1194$  değeri ile normalize edilmiştir.

Ölçme sonuçları, sonuçların analitik hatalarını da kapsayan (York Metodu) Nikolaysen grafiği ile bulunmuştur.

#### Uygulama

Rubidyum ve stronsiyumun dozağı numuneden Rb ve Sr un çıkarılıp konsantre edilmesinden sonra kütle spektrometresinde izotopik seyreltme (dilüsyon) yoluyla elde edilmiştir (Aldrich ve diğerleri 1953). Kütle spektrometresinin verdiği grafiklerin ölçüleri, analitik hataları da kapsayan Nikolaysen (1962) metoduna göre hazırlanmış program yardımıyla bilgisayar merkezinde değerlendirilmiştir. Bulunan değerler 14, 15 ve 16 numaralı tablolarda gösterilmiştir.

### Karacahisar Volkanitlerinin Jeokronolojisi

Karacahisar volkanitlerinin radyometrik yaş tayini Küçük Oturak Köyünden alınan bir (Numune No: 345 a), Karacahisar kuzeyinden alınan iki numune (Numune No: 267 ve 271) üzerinde tüm kayalar olarak K-Ar metoduyla yapılmıştır (Ek 2).

Ölçme sonuçları Tablo 13 de verilmiştir<sup>2</sup>. Yapılan hesaplar, numune yaşlarının  $16,9 \pm 0,2$  ile  $20,9 \pm 0,5$  milyon sene arasında değişmekte olduğunu göstermektedir. Bulunan yaş Orta Miyosene karşılık gelmektedir. Bu durum bölgedeki stratigrafik ve paleontolojik verilerle de doğrulanmaktadır. Ayrıca, Borsi ve diğerleri (1972), tarafından Batı Anadolu'daki kalkalkalili volkanizma için bulunan radyojenik yaşlarla uyumluluk göstermektedir.

Numune No:	K. yüzdesi	40 Ar(at/g)	Yaş (Milyon yıl)
267	4.42	8.607.1013	18.3+0,5
271	2.83	5.096.1013	16.9+0.2
345a	2.95	6.5825.1013	20.9+0,5

Tablo 13: Karacahisar Volkanitlerinde K-Ar Metoduyla Radyometrik Yaş Değerleri

Table 13: Radiometric dating data with K-Ar method of Karacahisar volcanics

### Baklan Granitinin Jeokronolojisi

Baklan granitinin radyometrik yaş tayini Tepedelen deresi batısından alınan iki (Numune No: 241 ve 243), Baklan Tepesi batısından alınan bir (Numune No: 323) üzerinde tüm kayalar olarak, Rb/Sr metoduyla yapılmıştır (Ek 2).

Ölçme sonuçları (Ek 3) ve Tablo 14 de, sonuçların analitik hatalarını da kapsayan (York metodu) Nikolaysen grafiği Şek. 40 ta verilmiştir.

Hesaplanan yaş  $52+7$  milyon yıldır ve Paleosen-Eosen arasında karşılık gelmektedir.

İncelenen bölgenin dışında kuzey ve kuzeybatıda granitik kütleler üzerinde aynı metotla yapılan radyojenik yaş tayinleri yaklaşık rakamlar vermişlerdir. Bu etüdler aşağıda belirtilmiştir:

(1) Jeokronolojik ölçmeler Nancy Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique Laboratuvarında Mr. Sonnet (Rb/Sr) ve Mr. Zimmermann'ın (K/Ar) kontrolü altında, yazar tarafından yapılmıştır.

(2) Numunelerdeki (K) yüzdesinin analizi Nancy C.R.P.G. Jeokronoloji Laboratuvarının Kimya kısmında yapılmıştır.

Yazar	Granodiyoritik kütle	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb/Sr	Yaş (M.S.)
Vachette ve diğerleri (1968)	Orhaneli			61
Ataman (1972, 1974 ve 1975)	"	0,7065	0,16	51 (Biyotit ve tüm kayaç)
Ataman (1973, 1974 ve 1975)	Gürgenyayla	0,7063	0,17	45 (Biyotit ve tüm kayaç)
Ataman (1975)	Ilıca-Şamlı	0,7068	0,17	24 (Biyotit ve tüm kayaç)
Ataman (1974 ve 1975)	Kozak	0,7084	0,34	13 ila 23 (Biyotit ve tüm kayaç)
Öztunalı (1973)	Uludağ			245 (Tüm kayaç) 235 (Ortoz) 30 (Biyotit)
Öztunalı (1973)	Eğrigöz			167 (Tüm kayaç) 31 (Ortoz) 29 (Biyotit)

Orhaneli-Harmancık arasında, Uludağ güneyindeki Topuk granodiyoritinde ve Domanıç kuzeyinde yapmış olduğumuz gözlemlerde, bu granodiyoritlerin Üst Kretase yaşlı melanjda kontakt metamorfizması meydana getirdiği, Üst Kretase yaşlı melanjdan bazı kısımları içine aldığı izlenmiştir. Aynı şekilde Eğrigöz masifi kuzeyindeki gözlemlerde Eğrigöz granodiyoritinin fosilli Mesozoyik yaşlı kayaçlarda kontakt metamorfizması yaptığı saptanmıştır.

Bu durum her ne kadar bazı yazarların Holzer (1954); Okay (1948); arazi izlenimlerine uygunluk göstermekteyse de, granodiyoritlerin yaşlarını Paleozoyik olarak düşünen diğerleriyle Weingart (1954); Kaaden, (1959); Kalafatcioğlu (1964); Dubertret ve Kalafatcioğlu, (1973), çatışmaktadır.

Öztunalı'nın (1973) Eğrigöz ve Uludağ masiflerinde yaptığı jeokronolojik ölçme değerleri her numune için, izokron yapılmadan verildiğinde tam bir karşılaştırma olanağı bulunmamıştır.

İzokron doğrultusunun (Şek. 40) ordinat eksenini kestiği yere karşılık gelen ve Baklan granitinin  $52 \pm 7$  milyon yıl önceki  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranını belirten değer  $0,7112 \pm 0,00014$  tür. Bu oran sial için Faure ve Hurley'in (1963) bulunduğu ortalama değerden düşüktür. Bu nedenle Baklan granitinin çok eski bir granitin gençleşmesinden meydana gelmesi olanaksız görülmektedir. Durum Ataman (1973 ve 1975) tarafından da açıkça belirtilmiştir.

Baklan granitinde izlenen jeolojik veriler (Üst Kretase yaşlı melanjda ve Jura yaşlı kayaçlarda kontakt metamorfizması ile petrografik veriler (yapı minerallerinin altere olmaması, fazla sekonder ezilme göstermeyişi v.b.) bulunan radyojenik yaşı doğrulamakta ve bu yaşın granitin soğuma (kristalleşme) yaşına karşılık geldiğini göstermektedir.

Batı Anadolu granodiyoritlerinde vukarıda konu edilen diğer yaş tayinleri ile bazı arazi gözlemleri elde edilen sonuca sağlam destekler olarak nitelenebilir. Ilıca-Şamlı ve Kozak granodiyoriti dışında (Ataman, 1975) aradaki küçük yaş farkları, analitik hataların eşit olduğu varsayımıyla, granit kütlelerinin çeşitli hızlarda soğumasına bağlanabilir.

Tablo 14'deki değerler arasında ikili doğrusal regresyon analizi yapıldığında  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(\text{Rb}/\text{Sr})$  arasında hiçbir ilişki görülmektedir (Korrelasyon katsayısı (0) civarında). Rb/Sr oranı farklılaşma endisi olarak kabul edildiğinde, bu endisin  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranını pek etkilemediği söylenebilir. Bu sonuç Baklan granitinde farklılaşmanın olmadığı veya farklı-

laşmanın az bir zamandan beri (örneğin Tersiyerden beri) meydana geldiği şeklinde yorumlanabilir. Batı Anadolu granodiyoritleri için aynı sonuç Ataman (1975) tarafından bulunmuştur.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(\text{Rb})$  için korrelasyon katsayısı  $r = 0,4983$  (önemsiz korrelasyon);  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(\text{Sr})$  için korrelasyon katsayısı  $r = 0,491$  (önemsiz korrelasyon) dir. Örnek sayısı az olduğundan değer grupları arasında korrelasyon bulmak güç olmakla beraber, elde edilen korrelasyon katsayılarıyla Baklan granitinde Sr ve Rb un ortak tarihçesi veya stronsyumun evrimi konusunda bir sonuç çıkmamaktadır. Oysa, Ataman (1975). Batı Anadolu'daki granodiyoritleri için, Rb ve Sr arasında, bulunan radyometrik yaş öncesi, uzun zaman süren ortak tarihçenin varlığını kanıtlamıştır.

Baklan granitinde Rb/Sr oranları Tablo 14'deki sıraya göre 1.6278, 0.8140, 1.2008 ve 0.9405'dir. Bu oranların ortalaması 1,146'dır. Dört numunenin (toplam Rb/toplam Sr) oranı ise daha küçük (0,106) bir rakkam vermektedir. Baklan granitinin Rb/Sr oranı bu durumda Batı Anadolu'daki granodiyoritlerin  $\frac{\text{Rb}}{\text{Sr}}$  0,16 oranından (Ataman, 1975) daha küçüktür.

Baklan granitinin ilksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7112$  oranı ise yine Batı Anadolu'daki granodiyoritlerinkinden (Ataman, 1975) nispeten büyüktür. Bu farklılıklara rağmen, Baklan granitinde ölçülen değerler, Ataman'ın (1975) verilerine paralel olarak, Baklan graniti mağmasının a) ilksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranı 0,700 olan eski bir granodiyoritik materyelden tek bir aşamada türemiş olamayacağını, b) izotopik homojenleşmeyle gençleşmiş eski bir granodiyoritten itibaren oluşamayacağını; c) bazaltik ve granitik bir magma karışımından gelebileceğini göstermektedir. Buna karşın Ataman'ın (1975) belirttiği şekilde, yukarıda verilen değerler dikkate alındığında, Baklan granitinin mağması da, Batı Anadolu'daki diğer bazı granodiyoritlerin magması gibi bazaltik bir magmadan veya grovak tipi sedimentlerden itibaren türeyebilir.

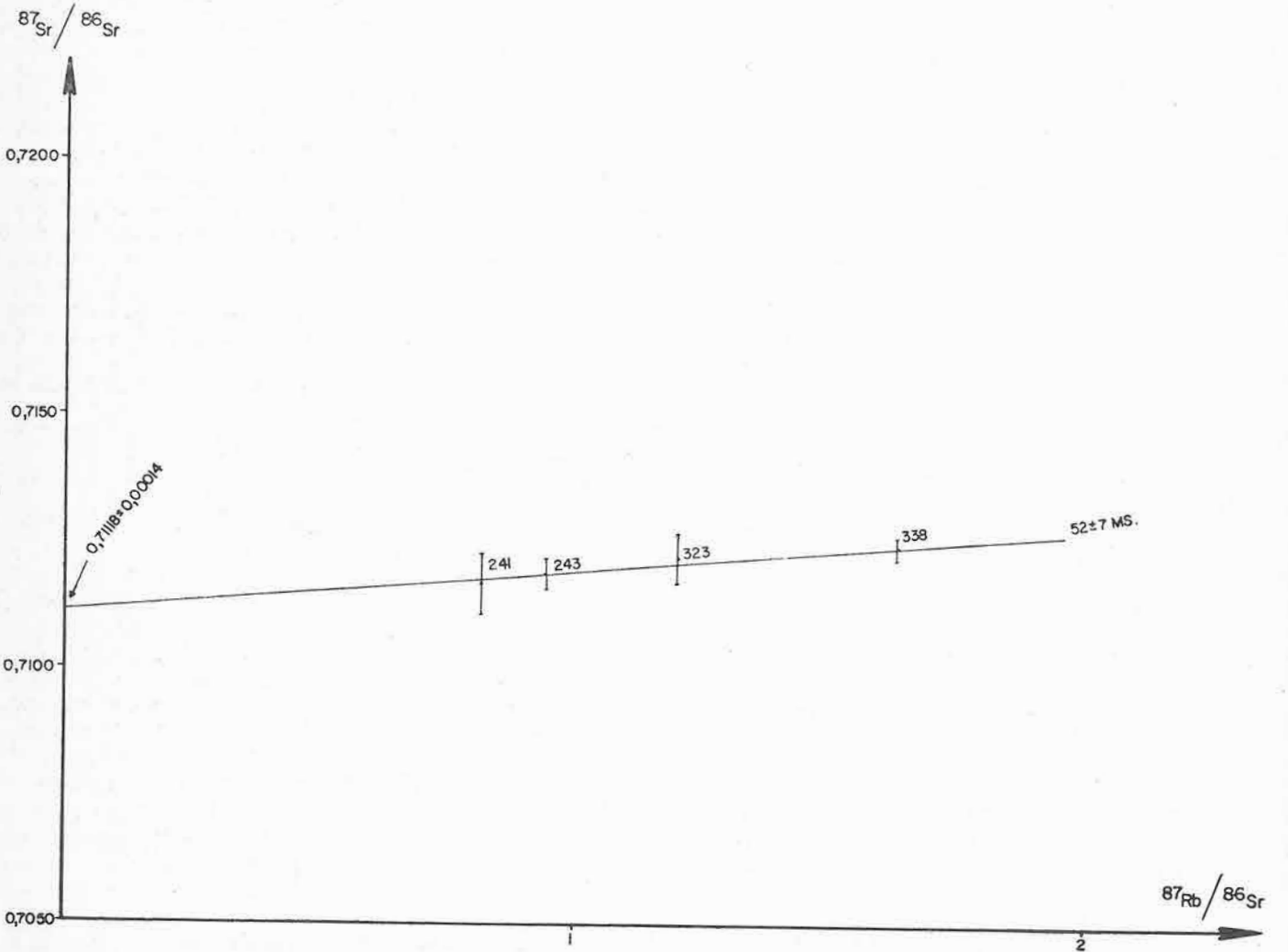
#### Melanj İçindeki Metamorfik Kütlelerin Jeokronolojisi

Melanj içindeki metamorfik kütlelerin radyojenik yaş tayini Sarıççek mevki ve Gölyeri arasında alınan bir (Numune No: 224), Kartaltepe Güneydoğusuyla Kuzugözü mevki kuzeyi arasında 1760 m. eğrisinin geçtiği yerden alınan bir (Numune No: 205) ve Söbealanı kuzeyinden alınan bir numune (Numune No: 219) üzerinde tüm kayaç olarak Rb/Sr metoduyla yapılmıştır (Şekil: 44).

Numune No:	Numune Cinsi	$^{87}\text{Rb}$ (ppm)	Toplam Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
338	Tüm kayaç	38.5540 $\pm$ 0,01	242.1665 $\pm$ 2	1.6278	0.7124 $\pm$ 0.0002
241	"	32.4850 $\pm$ 0.04	408.048 $\pm$	0.8140	0.711 $\pm$ 0.0006
323	"	38.2644 $\pm$ 0.6	325.8215 $\pm$ 4	1.2008	0.7122 $\pm$ 0.0005
243	"	35.2713 $\pm$ 0.13	383.4505 $\pm$ 4	0.9405	0.7119 $\pm$ 0.0003

Tablo 14: Baklan Granitinde Rb/Sr metoduyla Radyometrik Yaş Ölçümüne Esas Olan Değerler

Table 14: Basic values for radiometric dating of Baklan Granite with Rb/Sr method



Şekil 40: Baklan granitinde analitik hataları da kapsayan (York metodu) Nicolaysen grafiği.

Figure 40: Nicolaysen graph (York Method) That includes analytic errors, of Baklan Granite.



Numune No:	Numune Cinsi	$^{87}\text{Rb}$ (ppm)	Toplam Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
224	Tüm kayaç	3.9519±0,1	54.7008±0,3	0.7387	0.7082±0,0005
205	"	19.8400±0,05	27.6422±0,5	7.3387	0.7157±0,0010
219	"	20.1925±0,1	16.5384±0,2	12.8469	0.7203±0,006

Tablo 15: Muratdağı Melanjı İçindeki Metamorfiklerde Rb/Sr Metoduyla Radyometrik Yaş Ölçümüne Esas Olan Değerler  
Table 15: Basic values for radiometric dating, with Rb/Sr method, of metamorphics in the Muratdağı Melange.

Ölçme neticeleri Tablo 15 de, sonuçların analitik hataları da kapsayan Nikolaysen grafiği Şek. 40 da verilmiştir.

Hesaplanan yaş 70,4 milyon yıldır ve Maestrichtiyen'e karşılık gelmektedir.

Metamorfik kütle Üst Kretase yaşlı melanj içinde, dolayısıyla kendinden daha yaşlı birimler (Jura) üzerinde bulunmaktadır. Elde edilen radyojenik yaş bir rakam olarak melanj içindeki metamorfiklerle, alttaki Aşağı Belova formasyonu (Yargedik tepe üyesi ve Çiçeklikaya dolomitik kireçtaşı üyesi) ile arasında, aşağıdan yukarıya doğru bir gençleşmeyi göstermektedir. Melanj içindeki metamorfik kütle, altında bulunan kendisinden daha yaşlı birimlerden daha fazla metamorfizmaya uğramıştır. Diğer arazi verileri ve yukarıda işaret edilen terslikten dolayı Maestrichtiyen yaşı bu metamorfik kütlede bugünkü bulunduğu yerde gelişmiş bir metamorfizma yaşı olarak kabul edilemez.

Ayrıca melanj içindeki metamorfik kütle petrokimyalarının farklılığı nedeniyle Yargedik tepe üyesinden türemiş olarak düşünülemez.

70,4±3 milyon senelik yaş, bugünkü bulunduğu yer dışında veya daha önce metamorfizmaya uğramış olan bu kütle, melanj içine girdikten sonra melanj içinde geçirdiği tektonik ve ona bağlı olaylar sonucunda meydana gelmiş Rb ve Sr difüzyonun durduğu tarihe karşılık gelmektedir.

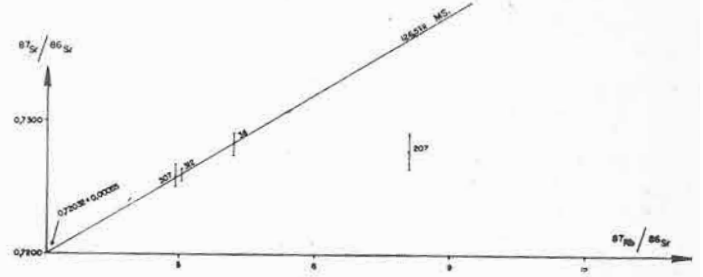
Metamorfik kütlelerin 70,4±3 milyon yıl önceki  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranı 0,70748±0,00034 tür (Şek. 42).

İlksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranları dikkate alındığında, Muratdağı melanjı içindeki metamorfik kütlelerin kökeni ve volkanosedimanter olmalıdır (Faure ve Hurley, 1963; Peterman ve diğerleri, 1967).

#### Yargedik Tepe Üyesinin Jeokronolojisi

Yargedik tepe üyesinin jeokronolojik yaş tayini Aşağı Belova kuzeyinden alınan 2 numune (Numune No: 311 ve 312) Karlık mevkii kuzeyinden alınan 1 numune (Numune No: 307) aynı yerin kuzeydoğusundan alınan 1 numune (Numune No: 207) üzerinde tüm kayaç olarak Rb/Sr metoduyla yapılmıştır (Şekil: 44). 207 numaralı numunenin analiz neticeleri (Numune fay zonuna yakın bulunduğu için, fazla ezilmiş durumdadır) diğerleriyle fazla uyumsuzluk göstermiş ve program gereğince bilgisayar, izokron hesaplamasına almamıştır.

Ölçme neticeleri Tablo 16 da, sonuçların analitik hataları da kapsayan Nikolaysen grafiği Şekil 41'de verilmiştir.



Şekil 41: Yargedik tepe üyesi (Az metamorfik) kayaçlarında, analitik hataları da kapsayan (York metodu) Nicolaysen grafiği.

Figure 41: Nicolaysen graph (York method) of low grade metamorphic rocks of Yargedik Tepe member.

Hesaplanan yaş 126,5±11 milyon yıldır. Üst Jura - En Alt Kretaseye karşılık gelmektedir.

Bu radyojenik yaşı, Yargedik tepe üyesinin diyajenez veya metamorfizma-kıvrımlanma yaşlarından hangisine karşılık geldiği aşağıdaki yorumla açıklanmaya çalışılmıştır.

Yargedik tepe üyesi az metamorfik olup şiddetli kıvrımlanmayla etkilenmiştir. Bu üye üste doğru Çiçeklikaya dolomitik kireçtaşları üyesine geçişlidir. Çiçeklikaya dolomitik kireçtaşları üyesinin kapsadığı ender fosiller Üst Jura yaşı vermektedir. Stratigrafik olarak altta bulunan Yargedik tepe üyesi biraz daha yaşlı olmalıdır.

Yargedik tepe üyesini meydana getiren kayaçları eski denizel çökeller olarak kabul ettiğimizde, ilkel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranının 0,712 olması gerekirdi (Aldrich ve diğerleri, 1953; Hedge ve Walthall, 1963). Halbuki Şek. 41 de görüldüğü gibi elde edilen ilksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranı (=0.72032±0,00055) açık bir şekilde yüksek değerlidir.

Yukarıda belirtilen nedenlerden 126,5±11 milyon yıllık yaş, Yargedik tepe üyesinin diyajenez yaşını vermemektedir. Bu durumda Üst Jura-En Alt Kretase yaşı, Yargedik tepe üyesinin ve dolayısıyla Aşağı Belova formasyonunun kıvrımlanma-metamorfizma yaşına karşı gelmektedir.

#### Jeokronolojik Etüdlerin Sonuçları

Karacahisar volkanitlerinin yaşı 16,9±0,2 ila 20,9±0,5 milyon yıl olarak orta Miyosendir.

Numune No:	Numune Cinsi	$^{87}\text{Rb}$ (ppm)	Toplam Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
307	Tüm kayaç	20.0519±0,04	72.0164±0,12	2.8469	0.7258±0,0009
312	"	32.7811±0,1	110.823 ±0,1	3.0244	0.7259±0,0005
311	"	43.3948±0,35	106.6775±0,6	4.1593	0.7281±0,0008
207	"	39.18003±0,2	49.7958±0,7	8.0450	0.72769±0,0003

Tablo 16: Yargedik Tepe Üyesi Kayaçlarında Rb/Sr Metoduyla Radyometrik Yaş Ölçümüne Esas Olan Değerler  
Table 16: Basic values for radiometric dating, with Rb/Sr method, of rocks of Yargedik Tepe Member.

## GENEL SONUÇLAR

### Jeolojik Sonuçlar

İnceleme sahasının en eski otokton birimi Aşağı Belova formasyonudur. Bu formasyon genellikle KD-GB doğrultulu az metamorfik kumtaşı ve siltaşlarından (Yargedik tepe üyesi) ve bunlarla tedrici geçişli dolomitik kireçtaşlarından (Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşı üyesi) meydana gelmiştir. Yargedik tepe üyesinde Rb/Sr metoduyla saptanan  $126,5 \pm 11$  milyon yıllık yaş (Üst Jura-En Alt Kretase). Yargedik tepe üyesinin kıvrımlanma-Metamorfizma yaşına karşılık gelmektedir. Durum, Yargedik tepe üyesiyle geçişli Çiçekli kaya dolomitik kireçtaşlarında bulunan Orta-Üst Jura fosilleriyle de doğrulanmaktadır.

Bu formasyon, içinde birkaç desimetreden kilometreye kadar değişen boyutlarda çörtlü kireçtaşları, radyolarit, çeşitli ultramafik kayaç türleri, amfibolit, split, tüf, şist-mermer kütleleri taşıyan Üst Kretase yaşlı melanjla tektonik olarak örtülmektedir. Melanjın yerine konuş yaşlı (Üst Kretase) bir yandan inceleme sahası dışında aynı melanj içindeki çörtlü kireçtaşlarında bulunan Senomaniyen yaşlı fosillerle, diğer taraftan yine melanj içinde bulunan metamorfik kütlelerin Rb/Sr metoduyla saptanan ve bu kütledeki Rb/Sr difüzyonunun durduğu tarihe karşılık gelen  $70,4 \pm 3$  milyon yıllık yaşla (Maestrichtiyen) kanıtlanmaktadır.

Melanj ve Jura yaşlı birimler, kristalleşme yaşı  $52 \pm 7$  milyon yıl olan (Paleosen-Eosen) Baklar graniti tarafından yer yer kontakt metamorfizmasına uğratılmıştır.

Baklan granitinin kristalleşme yaşı  $52 \pm 7$  milyon sene olarak Paleosen-Eosen arasındadır. Bu granitin ilksel  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  oranı düşük değerdedir, fakat Batı Anadolu'daki granitlerinkinden nispeten büyüktür. İzotopik değerler dikkate alındığında Baklan graniti magması, bazaltik bir magmadan veya grovak tipi sedimentlerden türemiş olmalıdır.

Melanj içindeki metamorfik kütlelerin, tektonik olarak Rb/Sr bakımından homojenleşme yaşı  $70,4 \pm 3$  milyon sene ile Maestrichtiyene karşılık gelmektedir.

Yargedik tepe üyesinde bulunan  $126,5 \pm 11$  milyon yıllık yaş (Üst Jura-En Alt Kretase), bu üyenin, dolayısıyla Aşağı Belova formasyonunun kıvrımlanma-metamorfizma yaşıdır.

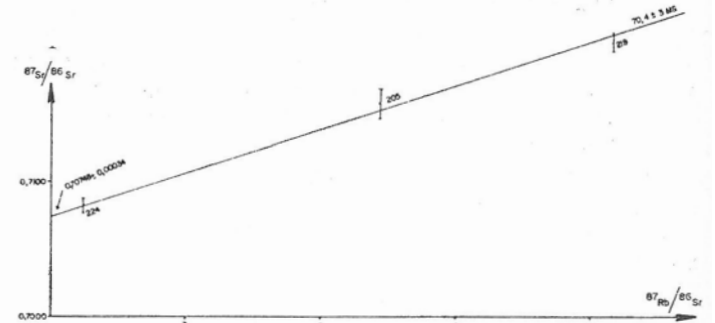
Tersiyer yaşlı litolojiler genellikle kaba klastiklerden oluşmuştur ve taban üzerine açılal uyumsuzlukla otururlar. Paleojen yaşlı litolojiler, yalnızca ultramafik kayaç çakılları taşıyan iyi çimentolanmış tek kökenli konglomerayla (Küllüce tepe üyesi) başlamakta bordo renkli, az yuvarlanmış, kaba tanelli, çok kökenli konglomeralarla (Çöldere üyesi) devam etmektedir. Miyosen yaşlı (fosille saptanmıştır) kaba tanelli konglomeralara, kumtaşı, kılı kireçtaşı (Kıranlar'a formasyonu) Paleojen yaşlı klastikler üzerine hafif açılal diskordansla gelmektedir. Kristalleşme yaşı  $16,9 \pm 0,2$  ila  $20,9 \pm 0,5$  milyon yıl arasında bulunan (Orta Miyosen) riyolit, riyodasit ve tüfler genellikle KKD-GGB doğrultusunda gelişmişlerdir ve Kıranlarla formasyonu üst kısımlarında yer almaktadırlar. Pliyosen yaşlı, az yuvarlanmış, yarı çimentolanmış, iri çakıllı çok kökenli konglomeralar (Burhaniye formasyonu) Miyosen üzerinde hafif açılal diskordansla oturmaktadır.

Muratdağı, Jura süresince, hatta büyük bir olasılıkla Üst Kretasede de deniz altında kalmış olmalıdır. Üst Kretasede melanjın gelişimine ve melanjla örtülmeye sebep jeolojik olaylara paralel olarak granit intrüzyonu ve bölgesel yüksel-

meler gelişmiştir. Bölgesel yükselme Tersiyer süresince devam etmiş, yükselmenin sebep olduğu tansiyon kuvvetleriyle KD/GB doğrultusunda grabenler kaba klastik ve volkanik malzemelerle doldurulmuştur. Pliyosende ve günümüzde grabenler KB-GD doğrultusunda aktif olarak gelişmelerini sürdürmektedir.

Muratdağında Tersiyer yaşlı litolojiler bölgede çalışmış yazarların genellikle "Neojen" adı altında topladıkları sedimanter litostratigrafik birimlerle büyük benzerlik göstermektedir.

Bölgedeki Mesozoyik ve daha eski sedimanter kayaçların, melanjın ve mağmatizma-metamorfizma faaliyetlerinin yaşları konusunda, yazarların fikirlerinde açık ayrılıklar görülmektedir. Bu konuda, burada ileri sürülen yaşlar, inceleme alanında veya civarında çalışmış yazarlardan Tokay ve Bayramgil (1941) Ketin (1947), Baykal (1954), Weingart (1954), Colin (1955), Kaaden (1959), Kalafatcioğlu (1962 ve 1964), Brinkmann (1972), Dubertret ve Kalafatcioğlu (1973), Öztunalı (1973), Ayan (1973) ve Kaya'nın (1972 ve 1975) fikirleriyle kısmen veya tamamen çatışmakta; Okay (1948), Ketin (1960), Akkuş (1962), Sağıroğlu ve Bürküt (1966), Bürküt (1966), Vachette, Blanc ve Dubertret (1968), Özkoçak (1969), Mariko (1970), Lisenbee (1972) Borsi ve diğerleri (1972), Ataman (1972a) (1973 ve 1975) ve İzdar'ın (1975) fikirleriyle kısmen veya tamamen uyumluluk göstermektedir.



Şekil 42: Melanj içindeki metamorfik kütlede analitik hataları da kapsayan (York metodu) Nicolaysen grafiği.

Figure 42: Nicolaysen graph, (York Method) that includes analytical errors, of metamorphic masses in the melange.

Muratdağı melanjının oluşumu ve inceleme alanına gelişim mekanizması halen bir sorun olarak kalmakla beraber, bu konuda bazı fikirler ileri sürülebilir.

Muratdağı melanjındaki blokların birkaç desimetreden birkaç kilometreye değişen boyutları ve birbirleriyle ilişkileri, melanjın ancak çok büyük boyutlu bloklardan oluştuğunu ileri süren Hsü'nün (1968) düşünceleriyle çatışmaktadır.

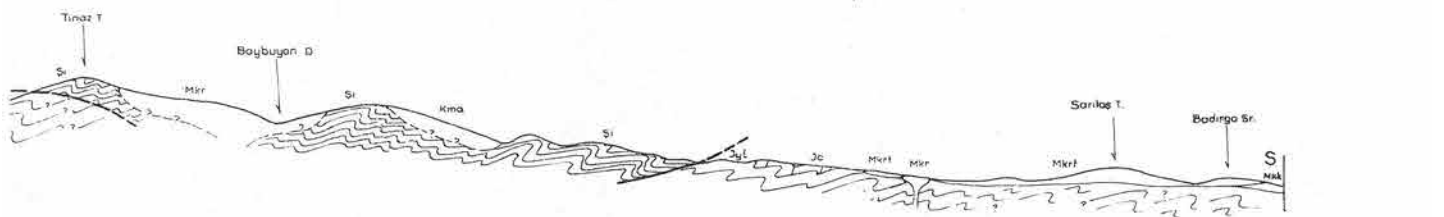
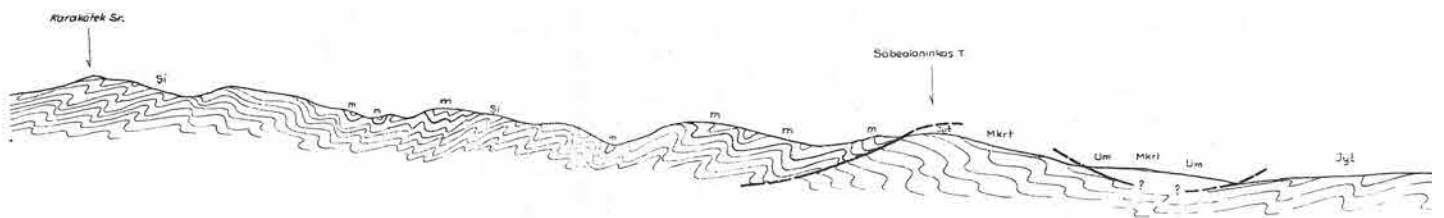
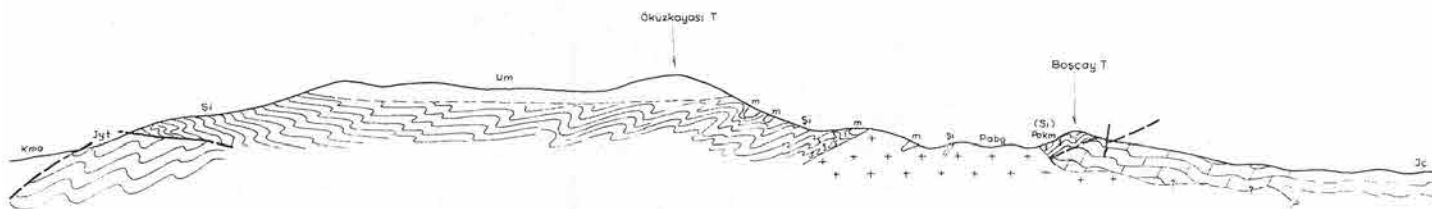
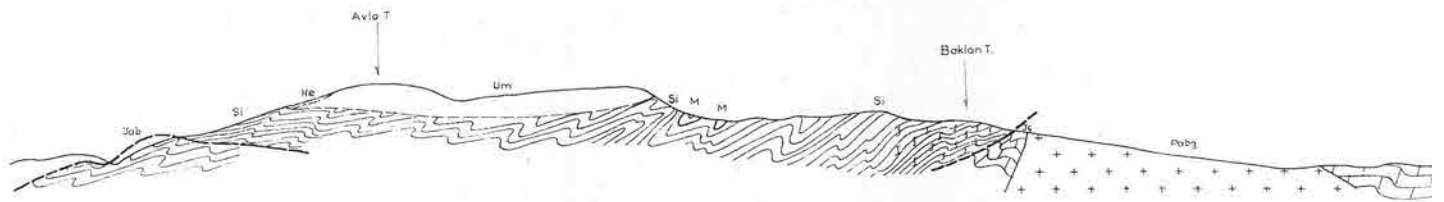
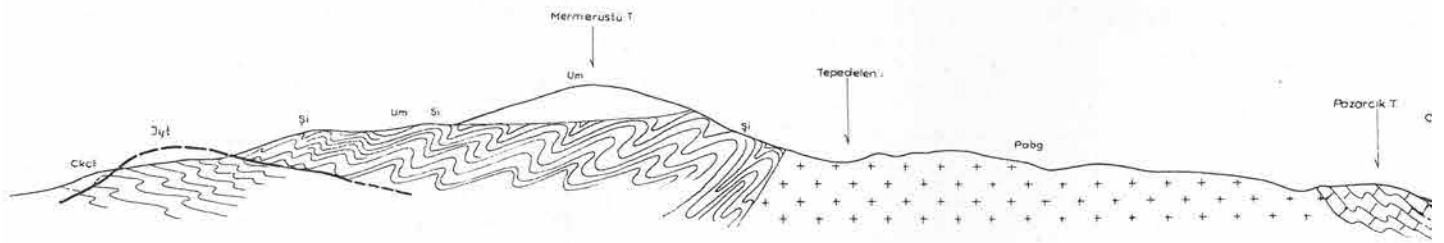
Muratdağı melanjındaki magmatik kökenli kayaçlar litolojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleriyle bazı yazarların (Thayer, 1960, 1969 ve 1972); (Jackson ve Thayer, 1972; Bingöl 1968 ve 1972) belirttiği alpin tipi peridotitlerdir.

Engebesiz Pasifik sırtının bazaltlarla örtülü bulunduğu (Coleman, 1971); şiddetli faylanmalar sonucu engebeli bir topoğrafya gösteren Atlantik ortasındaki vadinin alt bölümle-

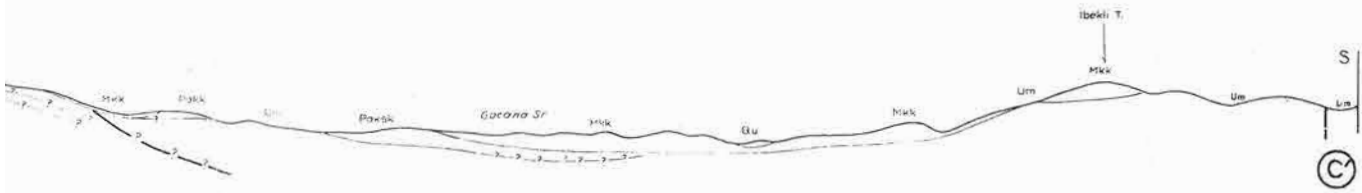
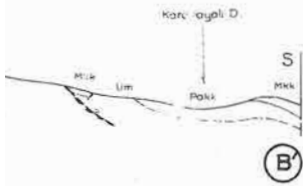
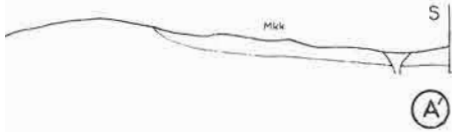








(E)



## AÇIKLAMALAR

(EXPLANATION)

UN  
S  
N  
m

İNİYE FORMASYONU (BEYAZ RENKLİ) TUTTURULMUŞ, KABA TANELİ ÇAKILTASI  
 İNİYE FORMATION (White color, red, coarse cemented, coarse grained conglomerate)

TUF RHYOLİT Rhyolitic tuff  
 TUF VE RİYODASİT Rhyolite and Rhyodacite

SARILAR FORMASYONU (SARI RENLİ) İNCE TANELİ, KALSİT CİMENTOLU ÇAKILTASI VE KUMTASI  
 SARILAR FORMATION (Yellow colored, fine grained conglomerate and sandstone cemented by calcite)

RE ÜYESİ (BORDO RENKLİ KABA TANELİ ÇAKILTASI)  
 RE MEMBER (Red colored coarse grained conglomerate)

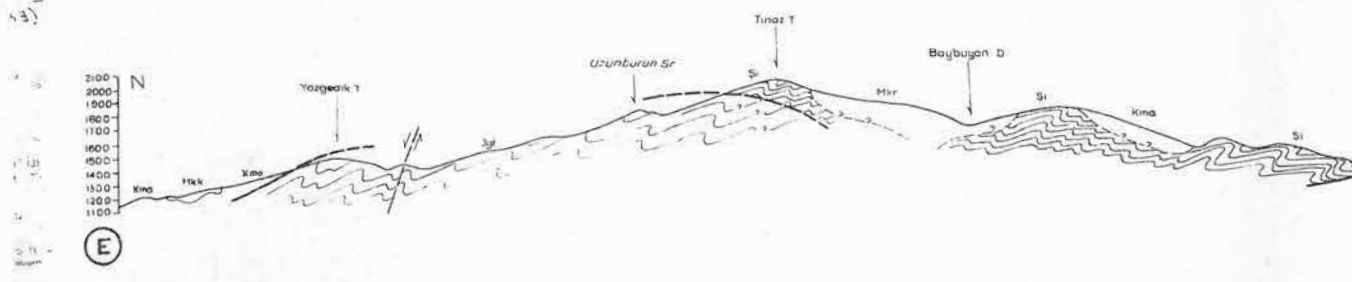
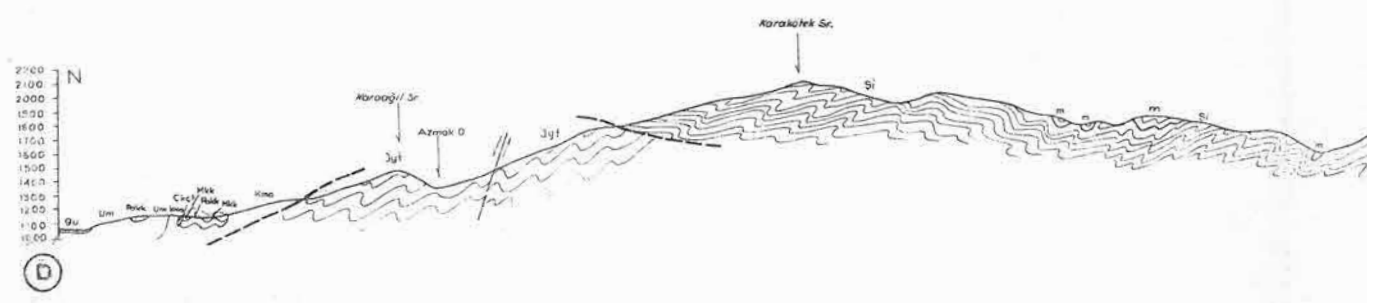
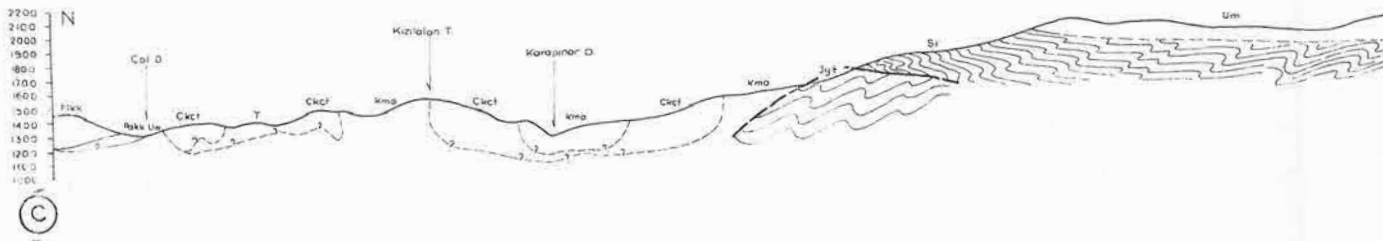
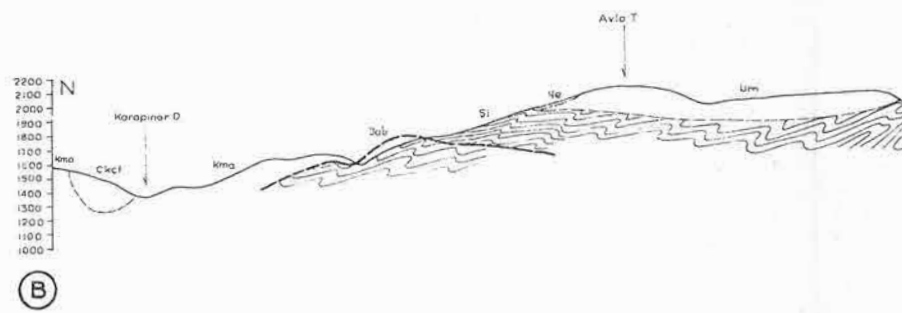
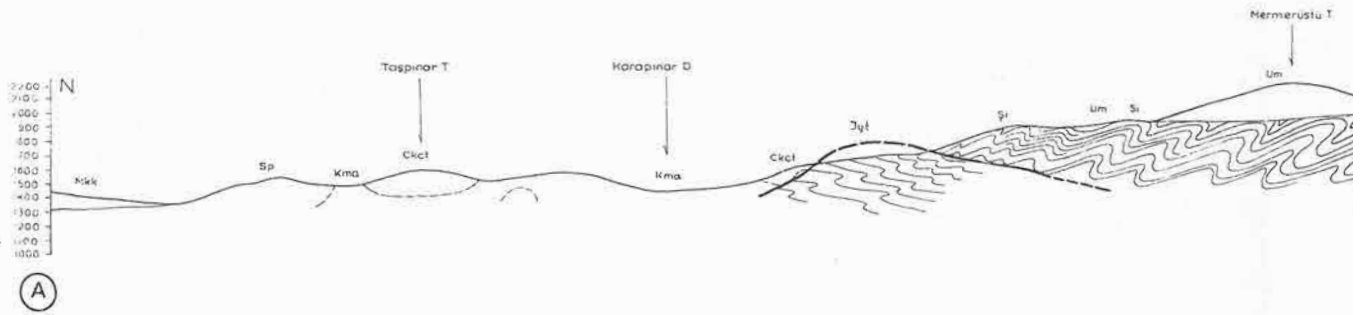
TE ÜYESİ (HEMEN TAMAMEN İYİ BÖYLENMİŞ ULTRAMAFİT ÇAKILTALARDAN OLUŞMUŞ ÇAKILTASI)  
 TE MEMBER (Conglomerate in situ almost entirely of badly sorted ultramafic rock fragments)

N GRANİTİ (MANZOGRANİT V. GRANOFİR) KONTAKT METAMORFİZMASI GEÇİRMİŞ KAYAÇLAR  
 N GRANITE (Coarse grained biotite gabbro granite) Contact metamorphism

Kma	Ujm	Sp	T	$R_1, R_2, R_3$	Ckct	m
Kma: GENELLİKLE MAGMATİK KÖKENLİ AYRILMAMIS MELAN: Undifferentiated melange of generally mafic origin	Ujm: ULTRAMAFİTLER Ultramafites	Sp: SPİLİT Spilite	T: TUF Tuff	$R_1, R_2, R_3$ : RHYOLİT Rhyolite	Ckct: ÇORTLU KIREÇTAŞI Cherty limestone	m: MERMER Marble

Jc: ÇİÇEKLİ KAYA DOLOMITİK KIREÇTAŞI (GÜL, MOR VE YER KÜMLÜ SEVİYELİ DÜZENSİZ TABAKALI)  
 Jc: ÇİÇEKLİ KAYA DOLOMITİK KIREÇTAŞI (GÜL, MOR VE YER KÜMLÜ SEVİYELİ DÜZENSİZ TABAKALI)  
 Jyt: YARGEDİK TEPE ÜYESİ (SİK KIVIRIMLI, METAKUMTAŞI, METAKUARSİT, METASİLTİTAŞI)  
 Jyt: YARGEDİK TEPE ÜYESİ (SİK KIVIRIMLI, METAKUMTAŞI, METAKUARSİT, METASİLTİTAŞI)

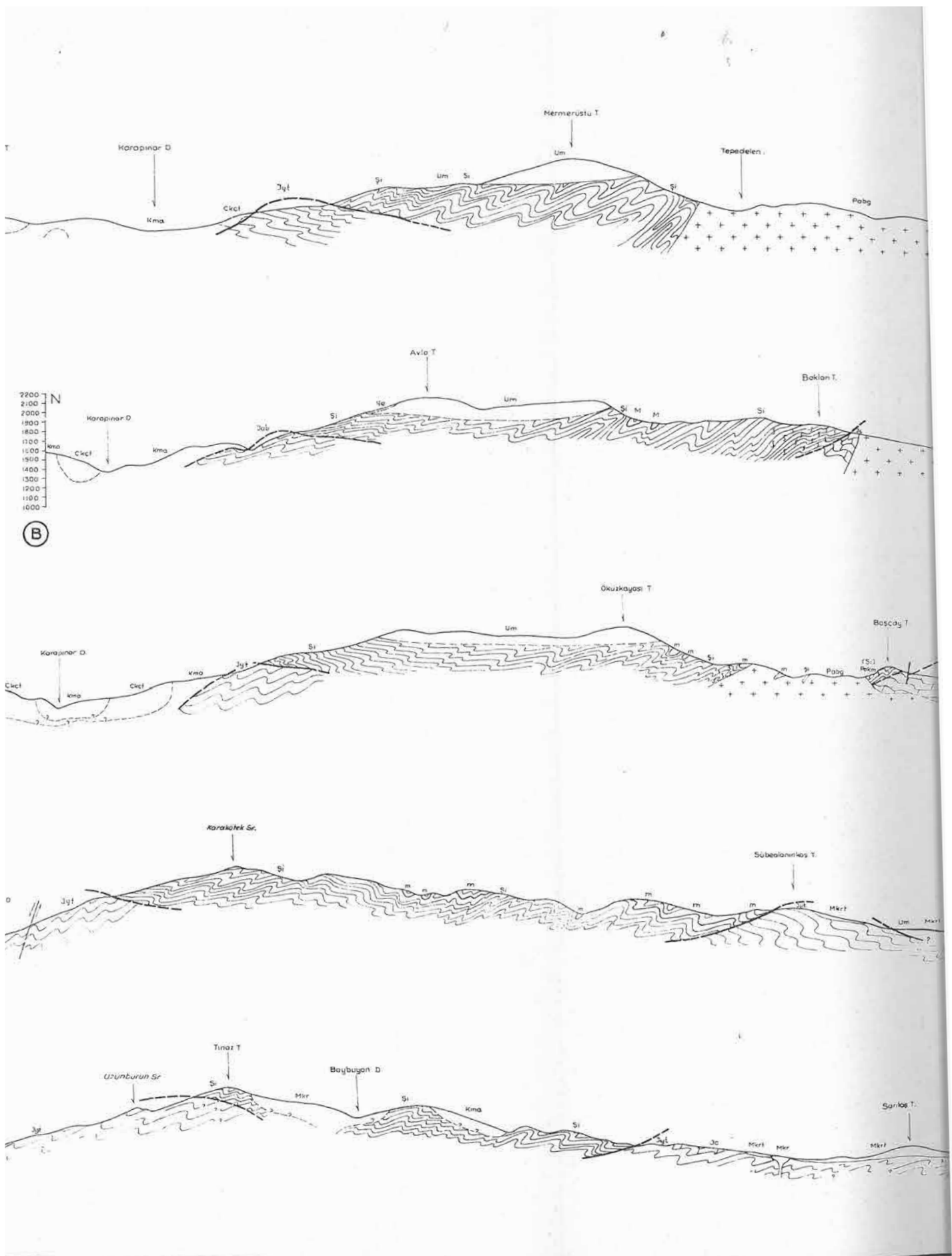
ÖLÇEK - SCALE 1 Km



Şekil 43: b — Muratdağı merkezi kesiminin jeolojik kesitleri.

Figure 43: b — Geologic sections of central Muratdağı.





Şifli kesitleri. Figure 43: b — Geologic sections of central Muratdağı.











rinde ve enine kırık zonlarında mostra veren, genellikle serpantinler içinde inklüzyonlar halinde bulunan metabazalt (spilit) ve gabroların, kırık zonları boyunca serpantinlerin katı intrüzyonlarıyla belirli derinliklerden koparılıp yüzeye çıkarıldığı fikri Miyashiro (1973) tarafından savunulmuştur. Muratdağı melanjındaki magmatik kökenli bloklar okyanus tabanı ile üst manto parçalarına karşılık gelen bu tür ve ilişkili kayaçları kapsamaktadır.

Spilitler, tüfler, radyolaritler ve ultramafitlerle sıkı ilişkili ve beraber bulunan çörtlü kireçtaşları, terrijen olabilecek malzeme kapsamamakta, buna karşılık düzenli olmayan ince tuf, spilit bantları taşımaktadır. Çörtlü kısımlar, tanımlanması güç fakat radyolaryta olması çok muhtemel organizmalar bulundurmaktadır. Çört ve kireçtaşlarının arakatlı oluşları, pelajik mikroorganizma ve spilitik malzeme varlığı bu kireçtaşlarının kıtadan uzak veya kıtasal kökenli malzemelerin gelişimini engelleyen yerlerde çökeldiğine işaret etmektedir. Moores, (1970) ve Chipping, (1971), pelajik çörtlü kireçtaşlarının okyanus üstünde, okyanus tabanını meydana getiren volkanizmadan sonra çökelen ilk sedimentler olduğunu; çörtlü kireçtaşı-volkanit-manto parçası ultramafitlerin, alta dalma (subduction) zonunda, henüz mekanizması tam açıklığa kavuşmamış tektonik hareketlerle mostra verecek kadar yükselmiş bulunduğunu; bu nedenlerle çörtlerin yaşının alta dalma zonuna giren ve mantoda sindirilen malzemenin yaşını verdiğini savunmaktadır. Yukarıda belirtilen yazarların fikirlerine uyulduğunda, bu yaş Muratdağı bölgesi için Üst Kre-tasedir.

Muratdağı melanjında pelajik litolojilerin yaygın ve kalın olması, klastiklerin bulunmaması, Chipping'e göre (1971), okyanus tabanının büyük ve alta dalma zonunun kıta kenarından uzak olmasını gerektirmektedir.

Menderes masifi kuzeyinde yapılacak ayrıntılı jeolojik ve petrolojik araştırmalar sorunu aydınlatacaktır.

#### Petrolojik Sonuçlar

Karacahisar volkanitleri riyolit, riyodasit ve riyolitik tüflerde meydana gelmiştir. Baklan granitinin biyotit ve amfibollü kısmı monzogradit petrografik bileşimindedir. Genellikle homojen yapı olmasına rağmen çok az granofirik fasiyes de içermektedir.

Karacahisar volkanitleri ve Baklan graniti oldukça homojen kimyasal bileşim sunmaktadır. Her iki kayacın majör element oksid yüzdelere ortalamaları arası önem denetimi, yalnızca  $Al_2O_3$ , CaO,  $Na_2O$  ve Ateşte kayıp miktarı ortalamaları arasında farkın önemli olduğunu göstermektedir. Bu durum Rittmann diyagramında, granit volkanitleri oluşturan magmaların kalkoalkalili seriye ait ve volkanitlerin granite nazaran bir yandan daha alkalili, diğer yandan daha kalkoalkalili olması şeklinde yansımaktadır.

Diğer kimyasal ilişkiler de Karacahisar volkanitleriyle Baklan granitinin CaO,  $Na_2O$  ve kısmen  $Al_2O_3$  dışında oksitlerin miktar ve ilişkileri bakımından çok büyük benzerliğini kanıtlamaktadır.

Baklan granitinin  $^{87}Sr/^{86}Sr$  oranı 0,7112 gibi küçük değerli olmasına rağmen bölge civarındaki asid intrüfif kütlelerinkinden daha büyüktür. Bu ve diğer kimyasal veriler Baklan granitinin eski bir asit kütlenin gençleşmesinden; bazaltik bir magmanın granitik bir magma ile karışmasından; Yargedik tepe üyesinden veya melanj içindeki metamorfik kütleden ana-

teksi ile türemediğini göstermektedir. Buna karşın, Baklan graniti bazaltik bir magmadan veya grovak tipi sedimentitlerden itibaren meydana gelmiş olabilir.

Arazide benzer makroskopik özellikleri nedeniyle yer yer ayrılanması güç olan Yargedik tepe üyesi ile melanj içindeki silikoaletimli metamorfikler petrografik ve petrokimyasal önemli farklılıklar sunmaktadır.

Melanj içindeki metamorfikler muskovitli, kloritli; biyotitli, kloritli; amfibollü; granatlı şistler ile kuvarsit ve mermerlerden; Yargedik tepe üyesi ise kaba taneli metakumtaşları ve metasilttaşlarından oluşmuştur. İki birimin metamorfizma mineral parajenezleri çok farklıdır. Melanj içindeki metamorfiklerin metamorfizması Barrow tipi olup metamorfizma, almandin-amfibolit fasiyesinin "stavrolit-almandin" subfasiyesine kadar inmektedir. Yargedik tepe üyesinin metamorfizması muhtemelen Barrow tipindedir ve metamorfizma derecesi ancak yeşil şist fasiyesinin "kuvars-albit-muskovit-klorit" subfasiyesine erişebilmektedir.

Yargedik tepe üyesi kayaçları birbirleriyle kimyasal farklılık benzerlik gösteren iki kayaç grubundan oluşmuştur (meta kumtaşları ve meta silttaşları). Muratdağı içindeki metamorfikler genellikle çok homojen olmayan kimyasal bileşimler sunmaktadır. Melanj içindeki metamorfiklerin majör element oksid yüzde ortalamaları Yargedik tepe üyesinin meta silttaşlarıyla çok benzer; meta kumtaşlarıyla aykırıdır. Yargedik tepe üyesi kayaçları bir tüm olarak ele alındığında; melanj içindeki metamorfiklerle özellikle  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  ve MgO oksid yüzdeleri ortalamaları bakımından önemli farklılık göstermektedir. Her iki tür kayaç için,  $SiO_2 = f$  (diğer oksitler) değişimlerinde en önemli fark, melanj içindeki metamorfik kayaçlarda  $SiO_2$  ile  $K_2O$  arasında önemli pozitif ve  $Al_2O_3$  arasında önemsiz pozitif korrelasyonun varlığıdır (Yargedik tepe üyesi kayaçlarında bu korrelasyon ve iki fonksiyon için önemli negatiftir). Yargedik tepe üyesinde, silikatlara bağlı ( $MgO+CaO$ ) ile  $Al_2O_3$ , MgO, CaO,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  ve  $TiO_2$  arasında pozitif  $SiO_2$  arasında negatif korrelasyon bulunduğu halde; melanj içindeki metamorfiklerin silikatlara bağlı ( $MgO+CaO$ ) ile MgO, CaO,  $Na_2O$  ve  $TiO_2$  arasında pozitif;  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  ve  $K_2O$  arasında negatif korrelasyon mevcuttur. Yargedik tepe üyesi kayaçları melanj içindeki metamorfiklerden Rb ve Sr bakımından daha zengindir.  $^{87}Sr/^{86}Sr$  oranları Yargedik tepesi için 0,7203, melanj içindeki metamorfik kütlesi için 0,7075 değerindedir ve bu oranlara göre kayaçlar sırayla sialik ve volkanosedimanter kökenli olmalıdırlar (Faure ve Hurley, 1963; Hedge ve Walthall, 1963; Petermann ve diğerleri, 1967).

Muratdağı melanjı içindeki magmatik kökenli kayaçlar çoğunlukla dünit, lertzolit, harzburgit, serpantin, listvanit ve daha az bulunan spilit, tuf ve amfibolitleri kapsamaktadır. Genellikle taneli dokulu olanlar kataklastik yapılıdır.

Bu kayaçların kimyasal bileşimlerinden itibaren yapılan diyagramlar, ultramafitlerle spilit-tuf topluluğunun kökenlerinin çok farklı olduğunu göstermiştir.

Serpantinlerin kayaç veya mineral çatlaklarında gelişmiş olması serpantinleşmenin kristalleşme sonrası meydana geldiğine işaret etmektedir. Hemen tümü serpantinleşmiş olivin ve piroksen kristallerinde serpantinleşmeden kurtulmuş parçacıkların kristalografik doğrultularının birbirlerine paralel kalmaları, serpantinleşmenin hacim artışına sebep olmadığı-

nı göstermektedir. Bu durumu, kayaçların kimyasal analizlerinde ateşte kayıp miktarının artışıyla ters orantılı olarak azalan (önemli negatif korrelasyon) MgO tenörleri; ateşte kayıp ile silis arasında önemsiz de olsa negatif korrelasyon doğrulanmaktadır.

Volkanik dokuları hiç bozulmamış spilitler, SiO<sub>2</sub> ve CaO bakımından farklı kimyasal bileşimi görünmektedir. İkincil karbonat düzeltmesi yapıldığında spilitler arasında bu farklılık daha az belirginleşmektedir. Petrografik ve jeokimyasal veriler, spilitleşmenin, karbonatlar dışında, kayaçlar kristalleşmeden önce meydana geldiği düşüncesini desteklemektedir.

Artık ofitik dokulu amfibolitler gabro kimyasal bileşimindedir ve gabroların değişiminden meydana gelmiş izlenimi vermektedir.

### KATKI BELİRTME

Konu olan araştırmanın süren uzun yıllarında büyük sabır örneği veren, her türlü yardımcı görev edinen eşim ve meslektaşımı saygıyla anıyorum.

Araştırmayı maddi ve manevi yönden destekleyen M.T.A. Enstitüsü Genel Direktörü Doç. Dr. Sadrettin Alpan'a şükranlarımı ifade etmek isterim.

Bölgenin Jeolojisi konusunda çeşitli fırsatlarda fikirlerinden yararlandığım, destek gördüğüm Prof. Dr. M. Akartuna'ya, Prof. Dr. S. Artüs'e, Prof. Dr. A. Gümüş'e, Prof. Dr. E. İzdar'a, Prof. Dr. İ. Ketin'e, Prof. Dr. G. Sağıroğlu'na, Prof. Dr. M. Tokay'a, Petrokimyasal ve Jeokronolojik yorumlar üzerinde çok faydalı tartışmalarda bulunduğum ve bir çok X ışını difraktogramını cömertce yapıp sonuçlayan Prof. Dr. G. Ataman'a teşekkürlerimi belirtmeyi borç bilirim.

Bütün kimyasal analizlerimin yapılmasını sağlayan M.T.A. Enstitüsü Laboratuvarlar Dairesi Başkanı Dr. N. Ogan ve E. Orhun'a kimyager S. Tuncer, T. Akyüz, T. Saltoğlu ve E. Alpaslan'a şükranlarımı arz ederim.

Fransa'da Nancy Üniversitesi Petroloji ve Nancy C.R.P.G. Jeokronoloji laboratuvarından yararlanmama olanak sağlayan kürsü başkanı Prof. Dr. R. Rocci'ye, C.R.P.G. Müdürü Dr. H. de la Roche'a, Jeokronolojik ölçme işlemleri yaparken büyük yardımları dokunan laboratuvar Şefi Mr. Sonnet ve Dr. Zimmermann'a teşekkür ederim.

Paleontoloji tanımlarıyla araştırmaya katkıda bulunan M. Serdaroğlu'na, Mr. Lys'e ve R. Çetin'e teşekkürlerimi sunarım.

Kimyasal Parametrelerin regresyon katsayılarının Bilgi İşlem Merkezinde hesaplanması için program yapmama büyük katkıda bulunan B. Çetinel'e teşekkür ederim.

### DEĞİNİLEN BELGELER

- Akkuş, F. M., (1962). Kütahya - Gediz arasındaki sahanın jeolojisi. MTA Derg., sayı 58, pp. 21-30.
- Aldrich, L. T., Herzog, L. F., Doak J. P. ve Davis G. L., (1953). Variation Strontium isotopic abundances in minerals. Trans. Amer. Geoph. Union., vol. 34, no: 3, pp. 457-470.
- Aslaner, M., (1965). Etude géologique et pétrographique de la région d'Edremit - Havran (Turquie). MTA, Yay., no: 119, 98 p.
- Ataman, G., (1972a), Orhaneli granodiyoritik kütlelerinin radyometrik yaşı. TJK Bült., cilt XV, sayı 2, pp. 125-130.
- (1972b), Les relations vraies et apparentes obtenues à partir des résultats numériques dans les sciences de la terre. Hacettepe Bull. Nat. Sc. and Engineering, v. 1, pp. 123-128.
- (1973), Gürgenyayla (Domanic) granodiyoritik kütlelerinin radyometrik yaşı. TJK Bült., cilt XVI, sayı 1 pp. 22-26.

- (1974), Revue géochronologique des massifs plutoniques et métamorphiques de l'Anatolie. Hacettepe Bull. Nat. Sc. and Engineering, v. 3, pp. 75-87.
- (1975), Plutonisme calco - alcalin d'âge alpin en Anatolie du Nord - Ouest. C. R. Acad. Sc. Paris. t. 280, Série D, pp. 2065-2068.
- Ayan, M., (1973), Gördes migmatitleri. MTA. Derg., no: 81, pp. 132-155.
- Bailey, E., Blare, M. C. Jr. ve Jones D. L. (1970), Onland Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. no: pp. C70-C81.
- Baykal, F., (1954) Alaçehir - Uşak mıntikasının jeolojisi hakkında rapor. MTA rap. no: 2296 (Yayınlanmamış)
- Bingöl, E., (1968), Contribution à l'étude géologique de la partie centrale et Sud - Est du massif de Kazdağ (Turquie). Doktora tezi, Mancy Üniversitesi 190 p.
- (1971), Fiziksel yaş tayini metodlarını sınıflama denemesi ve Rb - Sr ve K - A metodlarının Kazdağ'da bir uygulaması. TJK Bült., cilt XIV, sayı 1, pp. 1-16.
- (1972), Ultramafit - spilit sorunu ve jeolojisi MTA yayını Eğitim Serisi no: 11, 29 p.
- (1974), 1/2.500.000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerinde tartışmalar MTA. Derg., sayı 83, pp. 178-184.
- Bingöl, E., (1975), Batı Anadolunun Jeotektonik evrimi, Ege Ülkeleri Jeolojisi V. Kollojyumu. 1-3. Şubat 1975, Orsay.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmaz, B., (1973), Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri. 50. Yıl Yerbilimleri Kong. Tebliğler Kitabı pp. 70-76.
- Borsi, G., Ferrara, F. S., Innocenti, F. S. ve Mazzouoli, Z. (1972), Geochronology and Petrology of recent volcanics of Eastern aegean sea. Z. Deutsch. Geol. Ges., Hannover, 123, p. 521.
- Brinkmann, R., (1972), Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 83, no: 3, pp. 819-826.
- Bürküt, Y., (1966), Kuzeypbatı Anadolu'da yer alan plütonların mukayeseli jenetik etüdü. İTÜ Maden Fak. yayını. 272 p.
- Chipping, D. H., (1971), Paleoenvironmental significance of Chert in the Franciscan formation of Western California. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 82, pp. 1707-1712.
- Coleman, R. G., (1971), Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges: Journ. Geophys. Res. vol. 76, no: 5, pp. 1212-1222.
- Deer, W. A., Howie, R. A. ve Zussman, J., (1966), An introduction to the rock - forming minerals. Longmans, Green and Co. Ltd., London, pp. 340-355.
- Colin, H., (1955), Afyonkarahisar 72/2 ve 72/4 paftaları izahnamesi MTA rap. 2244 (yayınlanmamış).
- Deneayer, E. M., (1951), Tableaux de pétrographie. Edit. Lamarre. Paris, pp. 53-54.
- Dictionary of Geological Terms (1974), Prepared under the direction of the Amer. Geol. Institute, Anchor Books Editim. V.S.A., p. 33, 190-191.
- Dubertret, L. ve Kalafatçoğlu, A., (1973), 1/500.000 ölçekli İzmir paftası açıklama notu. MTA yayınları, 107 p.
- Faure, G. ve Hurley, P. M., (1963), Isotopic composition of Strontium in oceanic and continental basalt. Application to the origin of igneous rocks. Journ. Petrology, vol. 4, pp. 31 - 50.
- Gümüş, A., (1964), Contribution à l'étude géologique du secteur septentrional de Kalabak Köy - Eymir Köy (région d'Edremit) Turquie. MTA. Yayın., no: 117, 109 p.
- Hedge, C. E. ve Walthall, F. G., (1963), Radiogenic Strontium - 87 as index to geologic processes. Science, no: 140, pp. 1214-1217.
- Holzer, H. (1954), Beyce 54/4 ve Simav 71/1 paftalarının jeolojik löveleri raporu. MTA. rap. no: 2366 (yayınlanmamış).
- Hsu, K. J., (1968), Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan - Knoxville Paradox. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 79, pp. 1063-1074.
- İzdar, E. (1968), Kozak intrüzif masifi petrolojisi ve Paleozoik çevre kayaçları ile jeolojik bağıntıları. TJK. Bült., cilt XI, Sayı: 1-2, pp. 140-179.
- , Batı Anadolu'nun jeotektonik gelişimi ve Ege Denizi çevresine ait üniteleriyle karşılaştırılması, Ege Üniv. Müh. Bilimleri Fak. Yayınları, No. 8, 59 p.
- Jackson, D. E., ve Thayer, T. P. (1972), Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite - gabbro complexes. 24th IGC - section 2, pp. 289-296.
- Johannsen, A., (1941), A descriptive petrography of the igneous rocks. vol. III, pp. 195-354.



- \_\_\_\_\_. (1949), A descriptive petrography of the igneous rocks. vol. 1, part II, pp. 424-440.
- Jung, J., ve Brousse, R. (1962), Les provinces volcaniques neogenes et quaternaires de la France. Geol. France, no: 267 - tome LVIII, 44 p.
- Juveau-Th. ve Rocci, G., (1974), Vers une meilleure connaissance du probleme des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilite - keratophyrique hercynotype. Spilites and Spilitic Rocks. Edit G.C. Amstutz. pp. 253-329 Springer - Verlag Berlin - Heidelberg - New York.
- Kaaden, G.v.d. (1959), Anadolunun Kuzeybatısında yer alan metamorfik olaylarla magmatik faaliyetler arasındaki yaş münasebetleri. MTA Derg., sayı 52 pp. 15-33.
- Kalafatçıoğlu, A. (1962), Tavşanlı - Dagardı arasındaki bölgenin jeolojisi ve serpantin ile kalkerlerin yaşı hakkında not. MTA Derg., sayı 58 pp. 38-46.
- \_\_\_\_\_. (1964), Balıkesir - Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi. TJK Bült., cilt IX, sayı 1-2, pp. 46-62.
- Kaya, O. (1972), Tavşanlı yöresi ofiolit sorununun ana çizgileri TJK Bült., cilt XV, sayı 1, pp. 26-108.
- \_\_\_\_\_. (1975), The geologic outlines of the Northwest Anatolia: Ege Ülkeleri Jeolojisi V nci Kollojyumu 1-3 Şubat 1975, Orsay.
- Ketin, İ. (1947), Uludağ masifinin tektoniği hakkında. TJK Bült., cilt 1, sayı 1, pp. 61-88.
- \_\_\_\_\_. (1960), 1/2.500.000 ölçekli Türkiye Teknik Haritası hakkında açıklama. MTA Derg., sayı 54, pp. 1-6.
- Ketin, İ. (1961), Türkiye'de magmatik faaliyet. TJK. Bült., cilt VII, sayı 2, pp. 1-16.
- \_\_\_\_\_. ve Camtez, N., (1972), Yapısal Jeoloji İ.T.Ü. Kütüphanesi, sayı: 869, p. 274 ve 277.
- Kutsal, A. ve Muluk, Z. (1972), Uygulamalı temel istatistik. H.Ü. Yayın., A2, ek. 5.
- Leake, B. E., (1964), The chemical distinction between ortho and para amphibolites. Journ. of Petrology, pp. 238-254.
- Lisenbee, L. A., (1972), Structural setting of the Orhaneli ultramafic massif near Bursa, northwestern Turkey. Doktora tezi, Pennsylvania Üniversitesi 157 p.
- Mariko, T., (1970), Muratdağı bölgesindeki, Banaz - Uşak, civa çevresi yatakları ve jeolojisi. MTA. rap. no: 4572 (yayınlanmamış).
- Miyashiro, A., (1973), Metamorphism and metamorphic belts. Georges Allen and Unwin Ltd., London, 402 p.
- Moore, E. M., (1970), Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. no: 118, 74 p.
- Nebert, T., (1962), Serpantin killeri arasına sıkışmış bir Neojen bloku misal olmak üzere Alabarda (Tavşanlı) linyit bölgesi. MTA. Derg., sayı 58, pp. 31-37.
- Nicolas, A., (1966), Etude pétrochimique des roc hes vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Nantes (These), 2 T., 279 p.
- Nicolaysen, L. V., (1962), Graphic interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks. Acad. Sc. New York; Acad. Sc., vol. 1, pp. 451-511.
- Okay, A. C., (1948), Orhaneli bölgesi, Mustafa Kemalpaşa bölgesi, Çataldağ bölgesine ait izahname 54/2, 54/1, 53/2, paftaları MTA. rap. no: 2215 (yayınlanmamış).
- Özkoçak, O., (1969), Etude géologiques u massif ultrabasique d'Orhaneli et de sa proche bordure (Bursa - Turquie). Doktora tezi Paris Üniversitesi (yayınlanmamış).
- Öztunalı, Ö., (1973), Uludağ (Kuzeybatı Anadolu) ve Eğriğöz (Batı Anadolu) masiflerinin petrolojileri ve jeokronolojileri. I.U.F.U. Monog., sayı 23, 115 p.
- Peterman, Z. E., Hedge, C. E., Coleman, R. G., ve Snavely, P. D., (1967), <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios in zone eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magma in orogenic belts. Earth and Plant. Sci. Lett., vol. 2, pp. 433-439.
- Ramdohr, P. ve Strunz, H., (1967), Lehrbuch der Mineralogie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, pp. 509-510.
- Rittmann, A., (1953), Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes. Bull. Volcan. Ser. II, T. XIV, Napoli.
- Roubault, M., (1963), Determination des minéraux des roches au microscope polarisant. Edit. Lamarre - Poinat, Paris, 365 p.
- Sağiroğlu, G. ve Bürktük, Y., (1966), Sur l'âge et la pétrographie du massif d'Uludağ (Turquie). C. Rend. Soc. de Phys. et His. Nat. Geneve, vol. I, fasc. 1, pp. 21-32.
- Savaşın, Y., (1974), Batı Anadolu "Andezit" ve "Bazalt" Jenezi sorununa katkılar. TJK. Bult, cilt XVII, sayı 1, pp. 87-172.
- Strecheisen, A., (1974), Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Geol. Rundschau, Band 63, Hef. 2, pp. 773-785.
- Thayer, T. P., (1960), Some critical differences between alpinotype and stratiform peridotit, - gabbro complexes. XXI. Int. Geol. Congr. Cop., Rap. 13, pp. 247-259.
- \_\_\_\_\_. (1969), Peridotite - gabbro complexes as keys to petrology of mid - oceanic ridges Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 80, pp. 1515-1522.
- \_\_\_\_\_. (1972), Gabbro and epidiorite versus granulite and amphibolite: a problem of the ophiolite assemblage. VI. Conf. Geol. Garibe memor - Margarita, Venezuela, pp. 315-320.
- Tokay, M. ve Bayramgil, O., (1947), Uşak kuzeyinde bir kristalen sist kütlesi hakkında. TJK Bült., cilt I, sayı 1, pp. 134-141.
- Turner, F. J. ve Verhoogen, J., (1960), Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw - Hill Book Co. New York, Toronto, London pp. 110-116, 121-129.
- \_\_\_\_\_. ve Weiss L. E. (1963), Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw - Hill Book Co. New York, 545 p.
- Vachette, M., Blanc, P., Dubertret, L., (1968), Détermination de l'âge d'une granodiorite d'Orhaneli, au sud de Bursa (Anatolia); sa signification regionale. C. Rend. Ac. Sc., 267, serie D, pp. 927-930.
- Weingart, W., (1954), 56/2, 56/4 (Sivrihisar) ve 57/1, 57/3 (Ankara) paftalarının jeolojik haritası hakkında rapor. MTA rap. (yayınlanmamış).
- Wijkerslooth, P., (1941), Garbi ve merkezi Anadolu sahası dahilinde genç Paleozoikteki magmatik faaliyet hakkında mülâhazalar. MTA mecmuası, sayı 4/25, pp. 536-549.
- Williams, M., Turner, J. F., ve Gilbert, C. M., (1954), Petrography. W. H. Freeman and Co., San Francisco, pp. 149-157.
- Winkler, H.G.F., (1967), Petrogenesis of metamorphic rocks Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 237 p.
- \_\_\_\_\_. (1974), Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 320 p.
- Wyllie, P. J. (1967), Ultramafic and related rocks. Edit. P. J. Wyllie, John Wiley and Sons, Inc. New York, London, Sidney pp. 403-417.

## EK AÇIKLAMA: 1

Kayaçların kimyasal analizlerinde  $Fe_2O_3$  ve  $FeO$  ayrı ayrı verilmiş, buna karşılık kayaçtaki toplam demir oksid,  $Fe_2O_3$  ağırlık yüzdesi olarak ifade edilmiştir. Kimyasal analizlerimizde verilmiş  $Fe_2O_3$  ağırlık yüzdesi (m), kayaçta bulunan dolaşısıyla (m)'in içerdiği hakiki  $FeO$  ağırlık yüzdesine (a),  $Fe_2O_3$  ağırlık yüzdesine de (b) denirse, 2 ve 3 değerli demirin milimolekül sayıları toplamı:

$$(1000 a/72+1000 b/160) \text{ olmalıdır.}$$

Demir milimolekül sayısını (100 m/160) olarak alınması halinde petrokimyasal parametreler yanlış hesaplanmış olur.

1000 m/160 in, (1000a/72+1000b/160) değerine eşit veya çok yaklaşık olabilmesi için 100 m/160 in herhangi bir (n) kat-sayı ile çarpılması gerekir. (a) ve (b) miktarlarının istatistikî değerler olarak araştırılmasından sonra (n) değeri istatistikî bir değer olarak çıkar:

**Riyolitler için:** Johannsen'den (1941. V.II.p.273, Tablo 137) alınan 36 analiz ortalamasında

$$FeO=0, 70=a$$

$$Fe_2O_3=1,35=b \text{ değeri verilmiştir.}$$

Bu değerler ayrı ayrı milimoleküle çevrilirse toplam milimolekül sayısı:  $700/72+1350/160=18, 15$  bulunur. Şayet  $FeO$  ağırlık yüzdesi de  $Fe_2O_3$  olarak verilseydi  $Fe_2O_3$  değeri (0,70x 1,1)+1,35=2,12 olacaktı ve bu durumda milimolekül sayısını bulunmak istendiğinde  $2120/160=13,25$  rakkamı elde edilecekti. Görüleceği üzere 13,25 rakkamı 18,15 ten çok farklı olacaktı. 13,25 rakkamını 18,15'e ulaştırabilmek için 13,25'i 18,15/13,25=1, 45=n katsayısıyla çarpmak gerekecekti.

**Granodiyoritler için:** Johannsen'den (1949, V. 11, p. 344, tablo 176) alınan 80 analiz ortalamasında:

$$\text{FeO}=2,70=a$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3=1,62=b \text{ değerleri verilmiştir.}$$

Bu değerler ayrı ayrı milimolekülle çevrilip toplanırsa:

$$2700/72+1620/160=37,50+10,13=47,63 \text{ bulunur.}$$

FeO yüzdesi de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  olarak verilseydi, bu değer milimolekül olarak:

$$(2,70 \times 1,1) + 1,62 = 4,59; 4590/160 = 28,68 \text{ olarak bulunacaktı.}$$

Burada (n) katsayısının  $47,63/28,68 = 1,66$  olması gerekecekti.

Tröger'den (1969, p. 60) alınan 8 analiz ortalamasında

$$2,75+4,49+6,04+3,19-0,86+5,30+4,70+6,27=3,20=a$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = \frac{8}{1,91+0,96+1,14+3,74+2,87+0,05+5,20+3,25=2,64=b}$$

değerleri bulunmuştur.

Bu değerler ayrı ayrı milimolekülle çevrilip toplanırsa  $3,200/72+2640/160=44,40+16,50=60,90$  bulunur.

FeO yüzdesi  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  olarak verilseydi, bu değer milimolekül olarak:

$$(3,20 \times 1,1) + 2,64 = 6,16; 6160/160 = 38,50 \text{ olarak bulunacaktı. Burada (n) katsayısı } 60,90/38,5 = 1,58 \text{ olması gerekecekti.}$$

Granodiyoritler için bulunan bu iki katsayının nisbi ortalaması alındığında:

$$(1,66 \times 80) + (1,58 \times 8)$$

$$= \frac{132,8 + 12,64}{88} = 1,65 \text{ katsayısı elde edilir.}$$

**Harzburgitler için:** Juteau'dan (1974, p. 489 ve 492) alınan 32 harzburgit için FeO ve  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  analizi değerleri ve ortalaması (değerler  $\text{H}_2\text{O}$  ve  $\text{CO}_2$  miktarın diğer oksit yüzdeslerine nisbi ilavesi ile bulunmuştur.) aşağıda sunulmuştur.

	FeO	$\text{Fe}_2\text{O}_3$
5 analiz ortalaması	3,24	4,91
5 " "	0,52	8,57
2 " "	0,12	9,27
6 " "	3,67	4,04
3 " "	3,95	3,15
	3,92	4,35
	2,67	5,66
	2,02	6,21
	5,79	3,92
	3,81	4,45
	0,88	7,77
	0,56	8,68
	0,64	8,75
	0,53	8,36
	0,11	9,15
	0,13	9,39

ortalama FeO:2,25=a;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ :6,19=b dir.

Bu değerler ayrı ayrı milimolekülle çevrilirse toplam milimolekül sayısı  $2200/72+6190/160=31,25+38,70=69,95$  bulunur. Şayet FeO ağırlık yüzdesi de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  olarak verilseydi,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  değeri:  $(2,20 \times 1,1) + 6,19 = 8,61$  olacaktı ve bu değer milimolekül olarak:  $8610/160 = 53,81$  bulunacaktı.

Burada (n) katsayısı  $69,95/53,81 = 1,32$  olması gerekecekti.

Tröger'den (1969, p. 296) alınan 9 peridotit için FeO ve  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  analizi değerleri ve ortalaması aşağıda sunulmuştur.

FeO	$\text{Fe}_2\text{O}_3$
4,90	3,04
35,55	2,90
46,36	3,01
35,12	12,72
5,91	1,87
29,85	7,88
4,50	2,85
4,48	4,42
7,11	1,07

ortalama FeO:19,31=a; ortalama  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ :4,42=b

Bu değerler ayrı ayrı milimolekülle çevrilirse toplam milimolekül sayısı:  $19310/72+4420/160=268,19+27,69=295,82$  bulunur. Şayet FeO ağırlık yüzdesi de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  olarak verilseydi  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  değeri  $(19,31 \times 1,1) + 4,42 = 25,65$  olacaktı ve bu değer milimolekül olarak  $25650/160 = 160,31$  bulunacaktı.

Burada (n) katsayısının  $295,82/160,31 = 1,84$  olması gerekecekti.

Johannsen'den (1949, V.IV, p. 406) alınan 2 dunit için FeO ve  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  analizi ve değerleri ve ortalaması aşağıda sunulmuştur.

FeO	$\text{Fe}_2\text{O}_3$
4,90	3,04
4,92	2,03

ortalama FeO:4,91=a; ortalama  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ :2,53=b

Bu değerler ayrı ayrı milimolekülle çevrilirse toplam milimolekül sayısı  $4,910/72+2530/160=68,19+15,81=84,00$  bulunur. Şayet FeO ağırlık yüzdesi de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  olarak verilseydi  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  değeri:

$(4,91 \times 1,1) + 2,53 = 7,93$  olacaktı ve bu değer milimolekül olarak:  $7930/160 = 49,56$  bulunacaktı.

Burada (n) katsayısı  $84,00/49,59 = 1,69$  olması gerekecekti.

Ultramafitler için hesaplanan üç katsayısının nisbi ortalaması alındığında:

$$(1,32 \times 32) + (1,84 \times 9) + (1,69 \times 2)$$

$$= \frac{42,24 + 16,56 + 3,38}{43} = 1,45 \text{ bulunur.}$$

Sonuç olarak, incelemeye konu olan kayaç türlerinde Niggli parametreleri kayalardaki toplam demiri  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ağırlık yüzdesi olarak veren kimyasal analizlerde, bu yüzde, ortalama değer olan 1,5 katsayısı ile çarpılıp  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ün molekül ağırlığına (160) bölündüğünde, hesaplamalara FeO nun molekül sayısı da, istatistiki olarak katılmış bulunur.

Muhakkak ki istatistiki değerlerin azlığı ve bütün kayaç türlerinde yapılmamış olması nedeniyle 1,5 katsayısı tam geçerli bir rakkam olmamaktadır. Fakat böyle bir katsayı ile çarpılmadan yapılan hesaplamalar daha fazla hata oranı getireceğinden, ilgili parametre hesaplarında 1,5 katsayısı gözönüne alınmıştır.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

Johannsen, A., (1941): A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. II, P. 273.

(1949): A descriptive petrography of the igneous rocks. vol. II, p. 344; vol. IV, p. 406.

Juteau, Th. (1947): Les ophiolites des nappes d'Antalya. Petrologie d'un fragment de l'ancienne croute océanique tethysienne, Doktora tezi. Nancy I. Univ, 2V., pp. 445-652.

Tröger, W. E., (1969): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine ein Nomenklatur Kompendium. Deutsche Mineralogische Gesellschaft, Bonn, p. 60 ve p. 296.