

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSİĞİ ANA BİLİM DALI

YUSUFELİ (ARTVİN) YÖRESİNİN JEOLJİSİ, JEOTEKTONİĞİ, MAGMATİK -
METAMORFİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASI VE PETROJENEZİ

Jeoloji Yüksek Müh. Abdurrahman DOKUZ
Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
"Doktor"
Ünvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 15.02.2000
Tezin Savunma Tarihi : 24.05.2000

96716

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Salim GENÇ
Jüri Üyesi : Prof. Dr. Ergun GÖKTEN
Jüri Üyesi : Doç. Dr. Mehmet TURAN

İ.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

Enstitü Müdürü: Prof. Dr. Asım KADIOĞLU

Trabzon 2000

ÖNSÖZ

Doğu Pontidler'in doğusunda yer alan Yusufeli yöresi, Permo-Karbonifer'den Eosen'e kadar olan zaman aralığında oluşmuş metamorfik, magmatik ve tortul özellikteki kayaç birimleri ile jeotektonik amaçlı çalışmalar için uygun bir jeolojik yapıya sahiptir. Yusufeli yöresinin jeolojisi, jeotektoniği, magmatik-metamorfik kayaçların jeokimyası ve petrojenezi konulu bu çalışmada elde edilen verilerle bölgenin ve buna bağlı olarak da Doğu Pontidler'in jeolojik gelişimi ile ilgili bilgilere katkıda bulunulmaya çalışılmıştır.

Karadeniz Teknik Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından desteklenen bu çalışmanın başlangıcından son aşamasına gelinceye kadar değerli görüşleri ve yapıcı eleştirileri nedeniyle başta danışman hocam Prof. Dr. Salim Genç olmak üzere Prof. Dr. Erkan Tanyolu ve Prof. Dr. Osman Bektaş'a teşekkür ederim. Ayrıca mikropirop ve tüm kayaç analizlerinin değerlendirilmesi ve yorumlanmasında değerli bilgi ve görüşlerinden yararlandığım Doç. Dr. Mehmet Arslan ve Doç. Dr. Cüneyt Şen'e içtenlikle teşekkür ederim.

Mikropirop analizlerinin sağlanmasında Leicester Üniversitesi (İngiltere)'ndeki imkanlarından faydalandığım Doç. Dr. Miğraç Akçay'a teşekkürü bir borç bilirim. Arazi seçimi sırasındaki katkılarından dolayı Doç. Dr. Saadettin Korkmaz'a; parlatılmış ince kesitlerin hazırlanması ve opak minerallerin tayin edilmesindeki katkılarından dolayı Yrd. Doç. Dr. Mithat Vıçıl'a; paleontolojik tayinleri yapan MTA Genel Müdürlüğü elemanlarından Kemal Erdoğan ve Dr. Sefer Örcen'e; yöre ile ilgili dökümanların elde edilmesindeki katkılarından dolayı Turgut Çolak ve diğer MTA çalışanlarına teşekkür ederim. Ayrıca arazi çalışmaları sırasında zaman zaman benimle birlikte araziye çıkan ve arazi çalışmamı belli ölçüde kolaylaştıran Arş. Gör. Yener Eyüboğlu'na; ulaşımı zor alanların çalışılması sırasında beni ve çalışma arkadaşımı misafir eden Morkaya Köyü muhtarı Mehmet Alkan ve sakinlerine, Ormandibi Köyü Muhtarı Rıza Kara'ya, İşhan Köyü muhtarına; misafirhane olanaklarından yararlandığım Yusufeli Öğretmenevi çalışanlarına; yardımlarını gördüğüm Jeoloji Bölümü elemanlarına ve tez süresince maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen aileme içtenlikle teşekkür ederim.

Abdurrahman Dokuz

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET.....	VII
SUMMARY.....	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	IX
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	XIII
SEMBÖLLER DİZİNİ.....	XIV
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş	1
1.2. Coğrafik Konum, Yüzey Şekilleri ve Ulaşım	2
1.5. Önceki Çalışmalar	4
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR	10
2.1. Giriş	10
2.2. Arazi Çalışmaları	10
2.3. Büro Çalışmaları	10
2.4. Analitik Yöntemler.....	11
2.4.1. Kumtaşlarının K ² lu Feldspatlar Açısından Boyanması.....	12
2.4.2. Modal Analizler.....	12
2.4.3. Elektron Mikroprob Analizleri.....	12
2.4.4. Örneklerin Öğütülmesi.....	13
2.4.5. ICP-MS Yöntemi.....	13
2.4.6. Neutron-Activasyon Yöntemi.....	13
2.4.7. Fe ²⁺ ve Fe ³⁺ Ayırımı (Titrasyon).....	14
3. BULGULAR.....	15
3.1. Stratigrafi ve Petrografi.....	15
3.1.1. Giriş.....	15
3.1.2. Karadağ Metamorfitleleri (Paleozoyik).....	19
3.1.2.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm.....	19
3.1.2.2. Alt-Üst Sınırlar.....	19
3.1.2.3. Litoloji.....	20
3.1.2.3.1. Gnayslar.....	20
3.1.2.3.2. Şistler.....	30
3.1.2.3.3. Kuvarsitler.....	32
3.1.2.3.4. Amfibolitler.....	33
3.1.2.4. Jeotermobarometri.....	35
3.1.2.5. Karadağ Metamorfitlelerinin Yaşı.....	46
3.1.2.6. Deneştirme.....	47
3.1.3. Demirkent Plütonu (Geç Paleozoyik).....	49
3.1.3.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm.....	49
3.1.3.2. Dokanaklar.....	50
3.1.3.3. Litoloji.....	50
3.1.3.3.1. Gabro, Gabro Pegmatit ve Mikro Gabrolar.....	52
3.1.3.3.2. Diyoritler ve Diyorit Pegmatitler.....	55
3.1.3.4. Yaş ve Deneştirme.....	57
3.1.4. Sebzeçiler granitoyidi (Geç Paleozoyik).....	58
3.1.4.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm.....	58
3.1.4.2. Dokanaklar.....	59

3.1.4.3. Litoloji.....	61
3.1.4.4. Jeotermobarometri.....	69
3.1.4.5. Yaş ve Deneştirme.....	73
3.1.5. Kınalıçam Volkanik Karmaşığı (Liyas).....	74
3.1.5.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm.....	74
3.1.5.2. Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık.....	75
3.1.5.3. Litoloji.....	75
3.1.5.3.1. Dolerit ve Diyabazlar.....	76
3.1.5.3.2. Bazaltlar	77
3.1.5.3.3. Spilitler.....	79
3.1.5.3.4. Andezitler.....	80
3.1.5.3.5. Dasit ve Riyolitler.....	82
3.1.5.4. Ortam.....	84
3.1.5.5. Yaş ve Deneştirme.....	85
3.1.6. Hamurkesen Formasyonu (Liyas- Dogger).....	86
3.1.6.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm.....	86
3.1.6.2. Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık.....	87
3.1.6.3. Lektostatotip ve Sınır Stratotipler.....	87
3.1.6.4. Litoloji.....	90
3.1.6.5. Fosil İçeriği ve Yaş.....	94
3.1.6.6. Çökeltme Ortamı.....	94
3.1.6.7. Deneştirme.....	95
3.1.7. Berdiga Formasyonu (Malm-Alt Kretase).....	96
3.1.7.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm.....	96
3.1.7.2. Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık.....	96
3.1.7.3. Referans Kesitler.....	97
3.1.7.4. Litoloji.....	102
3.1.7.5. Çökeltme Ortamı.....	104
3.1.7.6. Fosil İçeriği ve Yaşı.....	105
3.1.7.7. Deneştirme.....	106
3.1.8. Yusufeli Formasyonu (Üst Kretase).....	107
3.1.8.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm.....	107
3.1.8.2. Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık.....	108
3.1.8.3. Tip ve Referans Kesit.....	108
3.1.8.4. Litoloji.....	112
3.1.8.4.1. Çakıltası, Kumtası ve Silttaşları.....	112
3.1.8.4.2. Kireçtaşları.....	115
3.1.8.4.3. Çört ve Çörtlü Kireçtaşları.....	115
3.1.8.4.4. Volkanikler.....	116
3.1.8.5. Fosil İçeriği ve Yaş.....	121
3.1.8.6. Çökeltme Ortamı.....	123
3.1.8.7. Deneştirme.....	123
3.1.9. Üst Kretase Granitoidleri.....	124
3.1.9.1. Giriş.....	124
3.1.9.2. Modal Analizler ve Değerlendirilmeleri.....	124
3.1.9.3. Granitoidlerin Yaşı ve Deneştirilmesi.....	124
3.1.10. Yağmuralan Formasyonu (Eosen).....	127
3.1.10.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm.....	127
3.1.10.2. Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık.....	127

3.1.10.3. Referans Kesit.....	128
3.1.10.4. Fosil İçeriği ve Yaş.....	128
3.1.10.5. Deneştirme.....	128
3.1.11. Yamaç Molozu Taraça ve Alüvyon.....	129
3.2. Yapısal Jeoloji.....	130
3.2.1. Giriş.....	130
3.2.2. Uyumsuzluklar.....	130
3.2.3. Tabakalar.....	131
3.2.4. Kıvrımlar.....	132
3.2.5. Kırıklı Yapılar.....	135
3.2.5.1. Faylar.....	135
3.2.5.2. Çatlaklar.....	140
3.3. Jeokimya.....	141
3.3.1. Giriş.....	141
3.3.2. Karadağ Metamorfileri.....	141
3.3.2.1. Gnays ve şistler.....	141
3.3.2.2. Amfibolitler.....	154
3.3.2.3. Tektonik Ortam.....	163
3.3.3. Demirkent Plütonu.....	166
3.3.3.1. Ana, İz ve Nadir Toprak Elementler.....	166
3.3.3.2. Tektonik Ortam.....	176
3.3.3.3. Petrojenez.....	178
3.3.4. Sebzeciler Granitoyidi.....	180
3.3.4.1. Ana, İz ve Nadir Toprak Elementler.....	180
3.3.4.2. Tektonik Ortam.....	200
3.3.4.3. Petrojenez.....	202
3.3.5. Kınalıçam Volkanitleri.....	207
3.3.5.1. Giriş.....	207
3.3.5.2. Ana, İz ve Nadir Toprak Elementler.....	207
3.3.5.3. Tektonik Ortam.....	231
3.3.5.4. Petrojenez.....	233
3.3.6. Yusufeli Formasyonu.....	238
3.3.6.1. Giriş.....	238
3.3.6.2. Ana, İz ve Nadir Toprak Elementler.....	238
3.3.6.3. Tektonik Ortam.....	255
3.3.6.4. Petrojenez.....	255
4. İRDELEME.....	258
4.1. Metamorfizma.....	258
4.1.1. Giriş.....	258
4.1.2. Bölgesel Metamorfizma.....	258
4.1.2.1. Mineral Parajenezleri.....	258
4.1.2.2. Metamorfizma Zon ve Fasiyesleri.....	259
4.1.2.3. Metamorfizmanın Oluşum Koşulları.....	261
4.1.2.4. Köken Ayırımı.....	263
4.1.3. Gerileyen Metamorfizma.....	268
4.1.4. Kataklastik Metamorfizma.....	269
4.2. Demirkent Plütonunun Yitimle İlişkili Kayaçlar ile Karşılaştırılması.....	271
4.3. Sebzeciler Granitoyidi Kayaçlarının Plajiyogranitler ile Karşılaştırılması.....	273
4.4. Sebzeciler Granitoyidinin Yerleşimi.....	275

4.5. Pontidler'in Jeotektonik Evrimi Üzerine Düşünceler.....	278
4.6. Jeolojik ve Jeotektonik Evrim.....	282
4.6.1. Giriş.....	282
4.6.2. Paleozoyik Dönemi.....	283
4.6.3. Orta-Geç Triyas Rifleşme Dönemi.....	284
4.6.4. Liyas-Senomaniyen Dönemi.....	285
4.6.5. Geç Kretase Dönemi.....	287
4.6.6. Eosen-Miyosen Dönemi.....	288
4.6.7. Miyosen Sonrası Dönem.....	288
5. SONUÇLAR.....	289
5.1 Stratigrafi-Petrografi.....	289
5.2. Jeokimya.....	291
6. KAYNAKLAR.....	293
7. ÖZGEÇMİŞ.....	312
8. EKLER.....	Cep



ÖZET

Pontidler'in karakteristik jeolojik özelliklerini yansıtan Yusufeli yöresi bu birliğin doğusunda yer alır. Yaklaşık 500 km² lik bir alanı kapsayan çalışma sahasında litostratigrafi adlama kurallarına uygun olarak formasyon mertebesinde dört litostratigrafi ve beş litodem birim ayrıtlanmıştır.

Karadağ metamorfileri, Demirkent plütunu ve Sebzeciler granitoyidi bölgede Hersiniyen temel durumundadır. Karadağ metamorfileri amfibolit ve amfibolit-granülit fasiyesi geçişine ait mineral parajenezlerini içerir. Granat - biyotit - plajiyoklas gnayslarda jeotermobarometrik yöntemlere göre hesaplanan basınç ve sıcaklıklar, metamorfilerin Geç Paleozoyik'te yükselen bir temel durumunda olduğunu göstermektedir. Demirkent plütunu ve Sebzeciler granitoyidi bu temelin yükselimi sırasında yaklaşık kuzey-güney doğrultulu kırıklara yerleşmişlerdir. Bu derinlik magmatitlerinin jeokimyasal karakteristikleri yiten okyanus dilimi tarafından metasomatize olmuş manto kamasının kısmi ergimesi sonucu oluştuklarını ve kıtasal yay ortamına yerleştiklerini göstermektedir. Ayrıca Sebzeciler granitoyidi tonalitlerinde Al-jeobarometrisi ve plajiyoklas-hornblend jeotermometrisine göre hesaplanan basınç ve sıcaklıklar da granitoyidinin metamorfik temel yükselirken yerleştiğini ve kristallenmesini gittikçe sığlaşan derinliklerde tamamladığına işaret etmektedir. Yükselimini Jura öncesinde tamamlayan temel kayaları Liyas ve sonrası yaşlı tortul birimlere malzeme vermişlerdir.

Yusufeli yöresi Liyas-Kampaniyen sürecinde sürekli olarak açılan Neo-Tetis okyanusunun kuzeyindeki pasif kıta kenarı durumundadır. Bu zaman aralığında oluşan kırıntılı tortul birimlerin tabaka kalınlıkları ve tane boylarının yukarı doğru incelmeleri gittikçe derinleşen bir havzanın ürünleri olduklarını gösterir. Ayrıca Liyas yaşlı Kınalıçam volkanitleri ve Geç Kretase yaşlı Yusufeli volkanitlerinin jeokimyasal özellikleri ada yayı veya kıtasal yay ortamında oluştuklarına işaret etmektedir. Eosen ve sonrası dönem kuzey-güney doğrultulu kompresif gerilmeler sonucu büyük yatay yerdeğiştirmelerin olduğu ve bölgenin karasal ortam haline geldiği dönemdir.

Anahtar Kelimeler: Stratigrafi, jeotermobarometre, jeokimya, jeotektonik, Yusufeli

SUMMARY

Geology, Geotectonics of the Yusufeli (Artvin) Area, and Geochemistry and Petrogenesis of the Metamorphic-Magmatic Rocks

Yusufeli area reflecting the characteristic features of the Pontide tectonic unit is located in the eastern part of the Pontides. In the study area covering about 500 km square, totally four lithostratigraphic and five lithodemic units were distinguished on the basis of stratigraphic nomenclature.

Karadağ metamorphics, Demirkent pluton and Sebzeçiler granitoid represent Hercynian basement in the region. The Karadağ metamorphics are characterized by mineral assemblages of the amphibolite facies and amphibolite-granulite transition. Pressures and temperatures determined through the geothermobarometric calculations in garnet-biotite-plagioclase gneisses indicate that the metamorphics were an upwelling basement during the Late Paleozoic time. The Demirkent pluton and Sebzeçiler granitoid intruded into nearly north-westerly cracks direction during the upwelling of this basement. Geochemical characteristics of intrusions point out that they have derived by partially melting of mantle wedge, metasomatized from subducted oceanic crust and have settled into a continental arc setting. Pressure and temperature calculations in tonalites based on Al-geobarometry and plagioclase-amphibole geothermometry also show that the intrusions intruded into metamorphic basement during upwelling and completed its crystallisation gradually shallowing depths. All the basement rocks have completed upwelling in Pre-Jurassic time and gave materials to Liassic and Post-Liassic units.

During the time from Liassic to Campanian, Yusufeli area have been a passive continental margin at the north of Neo-Tethyan ocean opening permanently. Upward decreasing of bedding thicknesses and grain size of clastic sedimentary units, occurred in this time interval, indicate that the units were deposited in an oceanic environment gradually getting deeper. Geochemical data of Liassic Kınalıçam volcanics and Late Cretaceous Yusufeli volcanics suggest that they have evolved in an island arc environment. Eocene and Post-Eocene period in the study area is dominated by great horizontal displacements as a result of compressive stresses in north-west direction, and becoming continental environment.

Key Words: Stratigraphy, geothermobarometry, geochemistry, geotectonics, Yusufeli

ŞEKİLLER DİZİNİ

	S.No
Şekil 1.1.	Türkiye'nin tektonik birlikleri ve inceleme alanının konumu 3
Şekil 3.1.	İnceleme alanının jeoloji haritası..... 16
Şekil 3.2.	İnceleme alanının kuzey kesiminin dikme kesiti..... 17
Şekil 3.3.	İnceleme alanının güney kesiminin dikme kesiti 18
Şekil 3.4.	Süreksiz foliasyon türlerinden ayrık veya bölen foliasyon çeşitleri..... 21
Şekil 3.5.	Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda gözlenen grano-lepidoblastik dokular..... 22
Şekil 3.6.	Kuvars mika şist ve kuvarsitlerde gözlenen dokular ve mineraller..... 31
Şekil 3.7.	Kuvarsitlerde gözlenen taneli doku..... 31
Şekil 3.8.	Amfibolitlerde gözlenen granoblastik doku..... 34
Şekil 3.9.	Amfibolitlerde gözlenen şisti doku..... 34
Şekil 3.10.	Granat-biyotit çiftlerinin(Mg/Fe)bi-(Mg/Fe)gt diyagramı..... 39
Şekil 3.11.	Biyotit-granat K_D termometresi 39
Şekil 3.12.	Granat biyotit-plajiyoklas gnaysların basınç (P) - sıcaklık (T) diyagramı..... 42
Şekil 3.13.	Amfibolitlerdeki hornblendlerin Al^T - P (Kbar) diyagramı..... 43
Şekil 3.14.	Amfibolitlerdeki plajiyoklas-hornblend çiftlerinin $Ln (X_{Am}/X_{Ab})_{pl} - Ln (Ca, M4/Na, M4)_{amf}$ diyagramı..... 45
Şekil 3.15.	Karadağ metamorfizmi amfibolitlerinin P (Kbar)-T (°C) diyagramı..... 46
Şekil 3.16.	Demirkent bindirmesinin Demirkent Beldesi civarındaki görünümü..... 51
Şekil 3.17.	Demirkent plütону kayaçlarının Q-A-P ve Pl-Pir-Hbl diyagramları..... 52
Şekil 3.18.	Demirkent plütону gabrolarında gözlenen dokular 54
Şekil 3.19.	Demirkent plütону diyorit pegmatitlerinde gözlenen kümülofirik doku..... 56
Şekil 3.20.	Demirkent plütону diyoritlerinde gözlenen korona dokusu..... 56
Şekil 3.21.	Sebzeciler granitoidinin dokanaklarına ait görünümeler..... 60
Şekil 3.22.	Sebzeciler granitoidinin Q-A-P diyagramı..... 62
Şekil 3.23.	Tonalit, mikrotonalit ve granofirlerde gözlenen dokular..... 63
Şekil 3.24.	Tonalitlerdeki kalsik amfibollerin sınıflaması..... 69
Şekil 3.25.	Tonalitlerdeki amfibollerin Al^T - (P kbar) diyagramı..... 71
Şekil 3.26.	(A) Tonalitlerdeki hornblendlerin P-T diyagramı ve (B) $Si_{amfibol}-Ab_{plajiyoklas}$ değişim diyagramı..... 72
Şekil 3.27.	Kınalıçam volkanik karmaşığı dolerit ve bazaltlarında gözlenen dokular..... 78
Şekil 3.28.	Kınalıçam volkanik karmaşığı andezitlerinde gözlenen dokular 81
Şekil 3.29.	Kınalıçam volkanik karmaşığı dasitlerindeki gözlenen koy yapıları..... 83
Şekil 3.30.	Hamurkesen formasyonunun lektostatrotip kesiti..... 89
Şekil 3.31.	Hamurkesen Formasyonunun kumtaşlarının mikroskopik görünüm..... 92
Şekil 3.32.	Hamurkesen Formasyonu kumtaşlarının QFL diyagramı..... 92
Şekil 3.33.	Berdiga Formasyonu'nun Kırış Tepe referans kesiti..... 98
Şekil 3.34.	Berdiga Formasyonu'nun İşhan referans kesiti..... 100
Şekil 3.35.	Berdiga Formasyonu'nun Kemerlidağ referans kesiti..... 101
Şekil 3.36.	Yusufeli formasyonunun tip kesiti..... 110
Şekil 3.37.	Yusufeli formasyonunun Çağlayan referans kesiti..... 111
Şekil 3.38.	Yusufeli formasyonu kumtaşlarının modal sınıflaması..... 114
Şekil 3.39.	Yusufeli formasyonundaki bazaltlarda gözlenen dokular..... 117
Şekil 3.40.	Yusufeli formasyonu andezitlerindeki plajiyoklaslarda gözlenen dokular..... 120
Şekil 3.41.	Üst Kretase granitoidlerinin Q-A-P diyagramı..... 126
Şekil 3.42.	Berdiga Formasyonundan alınan tabaka ölçülerine göre hazırlanan kontur diyagramı (246 ölçü)..... 133
Şekil 3.43.	Berdiga Formasyonu kireçtaşlarında gelişen dom şeklindeki antiklinal..... 134

Şekil 3.44.	Yusufeli formasyonu içerisindeki kilitaşı ve mamlarda ters faya bağlı olarak gelişmiş küçük ölçekli antiklinal.....	134
Şekil 3.45.	İnceleme alanı içerisindeki bindirme faylarına ait görüntüler.....	138
Şekil 3.46.	Berdiga Formasyonu kireçtaşlarında gelişen dubleks yapılar.....	139
Şekil 3.47.	Gnays ve şistlerin ACF ve AFK projeksiyonlarındaki dağılımları.....	144
Şekil 3.48.	Gnays ve şistlerin CaO'e karşı Sr ve Na ₂ O; K ₂ O' e karşı Ba ve Rb değişim diyagramları.....	145
Şekil 3.49.	Gnays ve şistlerin al-alk' ya karşı ana oksit değişim diyagramları.....	147
Şekil 3.50.	Gnays ve şistlerin al-alk' ya karşı iz element değişim diyagramları.....	148
Şekil 3.51.	Gnays ve şistlerin TiO ₂ ' ye karşı ana oksit ve iz element değişim diyagramları	149
Şekil 3.52.	Karadağ metaorfitlerinin La-Th-Sc ve Th-Hf-Co diyagramları.....	151
Şekil 3.53.	Gnays ve şistlerin kondrit' e, göre normalleştirilmiş uyumsuz element değişimleri.....	151
Şekil 3.54.	Gnays ve şistlerin okyanus ortası sırtı bazaltlarına (MORB) göre normalleştirilmiş iz element dağılımları.....	152
Şekil 3.55.	Gnays ve şistlerin kondrite göre normalleştirilmiş REE profilleri.....	154
Şekil 3.56.	Amfibolitlerin toplam alkali-silis adlandırma diyagramı.....	156
Şekil 3.57.	Amfibolitlerin AFM ve FeO*/MgO-SiO ₂ diyagramları.....	156
Şekil 3.58.	Amfibolitlerin Cr' a karşı Ni değişim diyagramı.....	157
Şekil 3.59.	Amfibolitlerin CaO' - Sr ve K ₂ O- Ba değişim diyagramları	158
Şekil 3.60.	Amfibolitlerin MgO' ya karşı ana oksit değişim diyagramları.....	159
Şekil 3.61.	Amfibolitlerin MgO' ya karşı iz element değişim diyagramları.....	160
Şekil 3.62.	Amfibolitlerin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramları...	161
Şekil 3.63.	Amfibolitlerin kondrit'e göre normalleştirilmiş nadir toprak element diyagramı....	163
Şekil 3.64.	Gnays ve şistlerin Ayırım I -Ayırım II tektonik diyagramı.....	164
Şekil 3.65.	Gnays ve şistlerin SiO ₂ ' e karşı log (K ₂ O/Na ₂ O) diyagramı.....	164
Şekil 3.66.	Karadağ metamorfitleri amfibolitlerinin tektonomagmatik diyagramları	165
Şekil 3.67.	Demirkent plütону kayaçlarının toplam alkali-silis diyagramı.....	168
Şekil 3.68.	Demirkent plütону kayaçlarının SiO ₂ - K ₂ O diyagramı.....	168
Şekil 3.69.	Demirkent plütону kayaçlarının SiO ₂ - FeO*/(FeO*+MgO) ve Al ₂ O ₃ -CaO-MgO diyagramları.....	169
Şekil 3.70.	Demirkent plütону kayaçlarının AFM ve FeO*/MgO-SiO ₂ diyagramları.....	169
Şekil 3.71.	Demirkent plütону kayaçlarını MgO' e karşı ana oksit diyagramları.....	170
Şekil 3.72.	Demirkent plütону kayaçlarını MgO' e karşı iz element diyagramları.....	171
Şekil 3.73.	Demirkent plütонunda muhtemel ayırılma yollarını gösteren değişim diyagramları	172
Şekil 3.74.	Demirkent plütону kayaçlarının MORB' a göre normalleştirilmiş iz element değişim diyagramları	174
Şekil 3.75.	Demirkent plütону kayaçlarının kondrite göre normalleştirilmiş REE diyagramı	175
Şekil 3.76.	Demirkent plütону kayaçlarının tektonomagmatik ayırım diyagramları.....	177
XII		
Şekil 3.77.	Demirkent plütону kayaçlarının FeO*/MgO- Ni ve Cr diyagramları.....	178
Şekil 3.78.	Sebzeciler granitoidinin normatif ve modal Q-A-P diyagramı.....	182
Şekil 3.79.	Sebzeciler granitoidinin P-Q kimyasal sınıflandırma diyagramı.....	182
Şekil 3.80.	Sebzeciler granitoidi kayaçlarının A-B karakteristik mineral diyagramı	183
Şekil 3.81.	Sebzeciler granitoidi kayaçlarının DI-ana oksit değişim diyagramları.....	184
Şekil 3.82.	Sebzeciler granitoidi kayaçlarının SiO ₂ ' ye karşı log K ₂ O değişim	186
Şekil 3.83.	Sebzeciler granitoidi kayaçlarının molar A/CNK - A/NK ve A/CNK- SiO ₂ diyagramları	187

Şekil 3.84.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların normatif An-Ab-Or diyagramı.....	188
Şekil 3.85.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların AFM diyagramı.....	188
Şekil 3.86.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların K-Na-Ca ve normatif Q-Ab-Or diyagramları	190
Şekil.3.87.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların Rb-K ve Sr-Rb değişim diyagramları.....	192
Şekil 3.88.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların bazı iz element değişim diyagramları.....	192
Şekil 3.89.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların SiO ₂ -ana oksit değişim diyagramları.....	194
Şekil 3.90.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların SiO ₂ - iz element değişim iyagramları.....	195
Şekil 3.91.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların kondride göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılım diyagramları.....	197
Şekil 3.92.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların kondrite göre normalleştirilmiş REE dağılım diyagramları	199
Şekil 3.93.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların Y-Nb ve Yb-Ta tektonik diyagramları	201
Şekil 3.94.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların jeodinamik R1-R2 diyagramı	201
Şekil 3.95.	sebzeçiler Granitoyidi kayaların MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılım diyagramları.....	203
Şekil 3.96.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların La-Ba ve Th-La değişim diyagramları.....	204
Şekil 3.97.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların kondrite göre normalleştirilmiş Yb _N 'a karşı (La/Yb) _N diyagramı	206
Şekil 3.98.	Sebzeçiler granitoyidi kayaların Y' a karşı Sr/Y diyagramı.....	206
Şekil 3.99.	Kınalıçam volkanitlerinin toplam alkali-silis adlandırma diyagramı.....	211
Şekil 3.100.	Kınalıçam volkanitlerinin SiO ₂ -Zr/TiO ₂ ve Nb/Y- Zr/TiO ₂ diyagramları.....	211
Şekil 3.101.	Kınalıçam volkanitlerinin SiO ₂ ' e karşı K ₂ O değişim diyagramı.....	213
Şekil 3.102.	Kınalıçam volkanitlerinin AFM ve SiO ₂ -FeO ^T /MgO diyagramları.....	213
Şekil 3.103.	Kınalıçam volkanitlerinin molar A/CNK - A/NK ve A/CNK-SiO ₂ değişim diyagramları	216
Şekil 3.104.	Kınalıçam volkanitlerininTiO ₂ -K ₂ O-P ₂ O ₅ diyagramı.....	217
Şekil 3.105.	Kınalıçam volkanitlerinin normatif K-Na-Ca diyagramı.....	217
Şekil 3.106.	Kınalıçam volkanitlerinin Y' a karşı Sr/Y değişim diyagramı.....	217
Şekil 3.107.	Kınalıçam volkanitlerinin SiO ₂ ' e karşı ana element değişim diyagramları.....	220
Şekil 3.108.	Kınalıçam volkanitlerinin SiO ₂ ' e karşı iz element değişim diyagramları.....	221
Şekil 3.109.	Kınalıçam volkanitlerinin Mg [#] 'na karşı Cr ve Ni ve Ni' e karşı Sc ve Cr değişim diyagramları.....	223
Şekil 3.110.	Kınalıçam volkanitlerinin Zr' a karşı TiO ₂ ve Y değişim diyagramları.....	223
Şekil 3.111.	Kınalıçam volkanitlerinin Y-CaO değişim diyagramı.....	224
Şekil 3.112.	Doleritlerin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılımı.....	226
Şekil 3.113.	Andezitlerin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramları.....	226
Şekil 3.114.	Dasit ve riolitlerin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılımı	227
Şekil 3.115.	Dasit ve riolitlerin ORG' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramı..	227
Şekil 3.116.	Doleritlerin kondrite göre normalleştirilmiş REE dağılımları.....	230
Şekil 3.117.	Andezitlerin kondrite gören normalleştirilmiş REE dağılımları.....	230
Şekil 3.118.	Dasit ve riolitlerin kondrite gören normalleştirilmiş REE dağılımları.....	230
Şekil 3.119.	Kınalıçam volkanitleri için seçilen tektonomagmatik ayırım diyagramları.....	232
Şekil 3.120.	Dasit ve riolitlerin La-Ba ve Th-La diyagramları.....	234
Şekil 3.121.	Yusufeli volkanitlerinin toplam alkali-silis adlandırma diyagramı.....	240
Şekil 3.122.	Yusufeli volkanitlerinin SiO ₂ -Zr/TiO ₂ ve Nb/Y- Zr/TiO ₂ diyagramları.....	240
Şekil 3.123.	Yusufeli volkanitlerinin TiO ₂ - K ₂ O-P ₂ O ₅ diyagramı.....	242
Şekil 3.124.	Dasit ve riolitlerin molar A/CNK' ya karşı SiO ₂ ve Y/Nb diyagramları.....	242
Şekil 3.125.	Yusufeli volkanik kayalarının SiO ₂ ' e karşı K ₂ O diyagramı.....	243

Şekil 3.126.	Yusufeli volkanitlerinin AFM ve FeO^T/MgO e karşı SiO_2 diyagramı.....	244
Şekil 3.127.	Yusufeli volkanitlerinin K-Na-Ca diyagramı.....	245
Şekil 3.128.	Yusufeli volkanitlerinin normatif Q-Ab-Or diyagramı.....	145
Şekil 3.129.	Yusufeli volkanitlerinin SiO_2 e karşı ana element değişim diyagramları.....	247
Şekil 3.130.	Yusufeli volkanitlerinin SiO_2 e karşı iz element değişim diyagramları.....	248
Şekil 3.131.	Yusufeli volkanitlerinin Y-CaO değişim diyagramı.....	249
Şekil.3.132.	Bazalt ve andezitlerin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılım diyagramları.....	250
Şekil 3.133.	Dasit ve riyolitlerin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılım diyagramları.....	251
Şekil.3.134.	Dasit ve riyolitlerin ORG' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılım diyagramları.....	251
Şekil 3.135.	Bazalt ve andezitlerin kondrite göre normalleştirilmiş REE dağılımları.....	254
Şekil 3.136.	Dasit ve riyolitlerin kondrite göre normalleştirilmiş REE dağılımları	254
Şekil 3.137.	Yusufeli volkanitleri için seçilen tektonomagmatik ayırım diyagramları.....	256
Şekil 4.1.	Karadağ metamorfitlelerinin Niggli mg' a karşı c diyagramı.....	264
Şekil 4.2.	Karadağ metamorfitlelerinin Niggli al-alk' ya karşı Niggli c diyagramı.....	264
Şekil 4.3.	Karadağ metamorfitlelerinin $(SiO_2 /10) - (CaO+MgO) - (Na_2O+ K_2O)$ diyagramı	265
Şekil 4.4.	Gnays ve şistlerin (A) ana oksitlere ve (B) ana oksit/ Al_2O_3 e göre oluşturulan Fonksiyon I - Fonksiyon II köken ayırım diyagramları.....	266
Şekil 4.5.	Karadağ metamorfitlelerinin Zr/TiO_2-SiO_2 ve $Nb/Y-Zr/TiO_2$ diyagramları.....	325
Şekil 4.6	Yusufeli Bindirmesi boyunca gelişen fay zonunun görünümü.....	270
Şekil 4.7	İspir-Yusufeli-Ardanuç Fayı boyunca gelişen fay zonundan alınan kataklastik kayalar örneğinin mikroskopik görünümü.....	270
Şekil 4.8.	Demirkent plütonu gabro ve diyoritlerinin ada yayı ve kıtasal yay bazaltları ile birlikte MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramları	272
Şekil 4.9.	Demirkent plütonu kayalarının Ba/La ve Th/La diyagramları.....	273
Şekil 4.10.	Yusufeli yöresinin Karboniferden günümüze kadar olan jeolojik evrimini gösteren şematik kesitler.....	286

ÇİZELGELER DİZİNİ

Sayfa No

Çizelge 1. Granat-biyotit-plajiyoklas gnaysların gözlemsel mineralojisi.....	23
Çizelge 3.2. Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda yapılan temsili plajiyoklas analizler....	24
Çizelge 3.3. Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda yapılan temsili biyotit analizleri	25
Çizelge 3.4. Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda yapılan temsili granat analizleri	26
Çizelge 3.5. Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda yapılan temsili sillimanit analizleri.....	27
Çizelge 3.6. Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda yapılan temsili antofillit analizleri.....	28
Çizelge 3.7. Diğer gnaysların gözlemsel mineralojisi.....	29
Çizelge 3.8. Şistlerin gözlemsel mineralojisi	32
Çizelge 3.9. Amfibolitlerin gözlemsel mineralojisi	33
Çizelge 3.10. Amfibolitlerde yapılan temsili plajiyoklas analizleri	36
Çizelge 3.11. Amfibolitlerde yapılan temsili amfibol (hornblend) analizleri.....	37
Çizelge 3.12. Demirkent plütönu kayaçlarının modal analiz sonuçları.....	51
Çizelge 3.13. Sebzeciler granitoyidi kayaçlarının modal analiz sonuçları.....	61
Çizelge 3.14. Tonalitlerde yapılan temsili plajiyoklas analizleri.....	65
Çizelge 3.15. Tonalitlerde yapılan temsili amfibol analizleri.....	67
Çizelge 3.16. Hamurkesen formasyonuna ait kumtaşlarının modal bileşimleri.....	91
Çizelge 3.17. Yusufeli formasyonuna ait kumtaşlarının modal bileşimleri.....	113
Çizelge 3.18. Üst Kretase granitoidlerine ait kayaçların modal analiz sonuçları.....	125
Çizelge 3.19. Karadağ metamorfileri gnays ve şistlerinin ana (%) ve iz (ppm) element analizleri ile Niggli parametreleri.....	142
Çizelge 3.20. Karadağ metamorfileri gnays ve şistlerinin REE (ppm) analizleri.....	153
Çizelge 3.21. Karadağ metamorfileri amfibolitlerinin ana (%) ve iz (ppm) analizleri ile Niggli parametreleri.....	155
Çizelge 3.22. Karadağ metamorfileri amfibolitlerinin REE (ppm) analizleri.....	162
Çizelge 3.23. Demirkent plütönu kayaçlarının ana (%) ve iz (ppm) element analizleri ile CIPW normları.....	167
Çizelge 3.24. Demirkent plütönu kayaçlarının REE (ppm) analizleri.....	175
Çizelge 3.25. Sebzeciler granitoyidi kayaçlarının ana (%) ve iz (ppm) element analizleri ile CIPW normları.....	181
Çizelge 3.26. Sebzeciler granitoyidi kayaçlarının REE (ppm) analizleri.....	198
Çizelge 3.27. Kınalıçam volkanitlerinin ana (%) ve iz (ppm) element analizleri ile CIPW normları.....	208
Çizelge 3.28. Kınalıçam volkanitlerinin REE (ppm) analizleri.....	229
Çizelge 3.29. Yusufeli volkanitlerinin ana (%) ve iz (ppm) element analizleri ile CIPW normları.....	239
Çizelge 3.30. Yusufeli volkanitlerinin Nadir toprak element (ppm) analizleri.....	252
Çizelge 4.1. Orta basınç/orta-yüksek sıcaklık koşullarında ilerleyici bölgesel metamorfizma sırasında metapelitik kayaçlarda gözlenen mineralojik değişimler.....	260
Çizelge 4.2. Orta basınç/orta-yüksek sıcaklık koşullarında ilerleyici bölgesel metamorfizma sırasında meta-bazitlerde gözlenen mineralojik değişimler.....	260

SEMBOLLER DİZİNİ

al = $100 \times (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3)$
fm = $100 \times (2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})$
c = $100 \times \text{CaO}$
alk = $100 \times (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$
mg = MgO/FM
k = $\text{K}_2\text{O}/\text{ALK}$
p = $\text{P}_2\text{O}_5 \times 100 / (\text{AL} + \text{ALK} + \text{C} + \text{FM})$
ti = $\text{TiO}_2 \times 100 / (\text{AL} + \text{ALK} + \text{C} + \text{FM})$
si = $\text{SiO}_2 \times 100 / (\text{AL} + \text{ALK} + \text{C} + \text{FM})$
Qr: kuvars ve normatif kuvars
Or: normatif ortoklas
An: normatif anortit
Ab: normatif albit
Di: normatif diyopsid
Ol: olivin ve normatif olivin
Hy: normatif hipersten
Mt : manyetit ve normatif manyetit
İlm: normatif ilmenit
Ap: apatit ve normatif apatit
Crn: normatif korund
lc: normatif losit
ne: normatif nefelin
Pl: plajiyoklas
Kp: klinopiroksen
Op: ortopiroksen
Zr: zirkon
Sf: sfen
Hb: hornblend
Bi: biyotit
Gt: granat
Mg#: magnezyum numarası
A/CNK= normatif $(\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$
A/NK = normatif $(\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$
DI = q+or+ab+ne+ lc+kp
KA: kalk-alkali
ŞO: şoşonitik
tr: tronjemitik
ca. Kalk-alkali
TH: toleyitik
AK: alt kabuk
ÜK: üst kabuk
LOI: los of ignition (ateşte kayıp)
MORB: okyanus ortası sırtı bazaltları
N-MORB: normal tip MORB

E-MORB: zenginleşmiş MORB
P-MORB: plume tip MORB
WPT: plaka içi toleyitleri
WPA: plaka içi alkalileri
TTD tonalit-trondjemit-dasit
VAB: volkanik yay bazaltları
IAT: ada yayı toleyitleri
OIB: okyanus adası bazaltları
WPG: plaka içi granitleri
VAG: volkanik yay granitleri
Syn-COLG: çarpışma eş yaşlı granitler
ORG: Okyanus sırtı granitleri
REE: nadir toprak elementler
LREE: hafif nadir toprak elementler
HREE: ağır nadir toprak elementler
LILE: büyük iyon yarı çaplı elementler
HFSE: yüksek çekim alanlı elementler



1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

İnceleme alanı (Yusufeli-Artvin) coğrafik olarak Türkiye-Gürcistan sınırına yakın bir konumda yer alır. Bölge aynı zamanda Kuzey Anadolu-Küçük Kafkas ofiyolit kuşağının kuzeyindeki kıtayı temsil eden Pontid-Transkafkas sisteminin bir parçasıdır. Bu bakımdan Doğu Pontidler'in doğu kısmında bu güne kadar yerli ve yabancı bir çok araştırmacı tarafından genel jeolojik, tektono-stratigrafik amaçlı bir çok çalışma yapılmıştır (Adamia ve diğ., 1995; Kraef, 1963; Erentöz ve Ketin, 1974; Şengör ve diğ., 1980; Özsayar ve diğ., 1982; Van, 1990; Konak ve Hakyemez, 1996). Oswald, (1912) ve Arni (1939) Pontidleri kuzey ve güney olmak üzere iki zona ayırmışlardır. Yusufeli yöresi, bu zonların doğu kesimini kapsayan Doğu Pontidler içinde, sınırı Niksar-İspir-Yusufeli-Ardanuç hattı ile belirlenen kuzey ve güney zonun geçiş bölgesinde yer alır ve bu nedenle de önemli bir konuma sahiptir. Bu durumun bir sonucu olarak inceleme alanında, Kuzey Zonu temsil eden magmatik ark özellikli bazik-asidik volkanitler ile Güney Zonu temsil eden metamorfitle ve bunlarla ilişkili granitoidler, hornblendli-biyotitli ultramafikler birlikte bulunur (Bektaş ve Güven, 1995). Bu litolojik çeşitlilik nedeniyle Doğu Pontidler'in jeotektonik gelişimini aydınlatmaya yönelik tartışmalarda, Yusufeli yöresi adı sıkça geçen alanlardan biri olmuştur. Özellikle metamorfitle (Karadağ metamorfitle) ve bunları kesen gabroyik (Demirkent Plütönu) ve asidik (Sebzeciler granitoydi) kayalar bu görüşler içerisinde önemli bir yer tutmuştur (Şengör ve diğ., 1980; Adamia ve diğ., 1995). Bu bakımdan Yusufeli yöresinde yüzeyleyen Hersiniyen temele ait bu kayaların (Karadağ metamorfitle, Demirkent Plütönu ve Sebzeciler granitoydi) petrografik, jeokimyasal ve petrolojik açıdan yeniden ayrıntılı bir şekilde gözden geçirilmesi bölgenin jeotektonik evrimini aydınlatmada faydalı bilgiler sağlayabilir. Bunun yanı sıra Yusufeli yöresinde yüzeyleyen diğer birimlerin litostratigrafi sınıflama ve adlama kurallarına uygun şekilde tanımlanmaları, haritalanmaları, metamorfit ve plütönik kayaların mineralojik birlikteliği, metamorfitlelerin metamorfizma koşulları bu tezin kapsamı içerisinde tartışılan diğer konulardır.

1.2. Coğrafi Konum, Yüzey Şekilleri ve Ulaşım

Çalışma alanı Doğu Karadeniz Bölgesinin doğusunda Artvin İli sınırları içerisinde yer alır ($41^{\circ} 30' - 41^{\circ} 45' D$ boylamları ile $40^{\circ} 39' - 40^{\circ} 55' K$ enlemleri arası). Artvin'in 55 km güneyinde, Erzurum'un ise 110 km kuzeyinde bir konuma sahiptir (Şekil 1.1) ve 1/25 000 ölçekli Tortum G47-a1, a2, a3, a4 ve Tortum G 47-b1, b2 paftaları içinde yaklaşık 500 km² lik bir alanı kapsar.

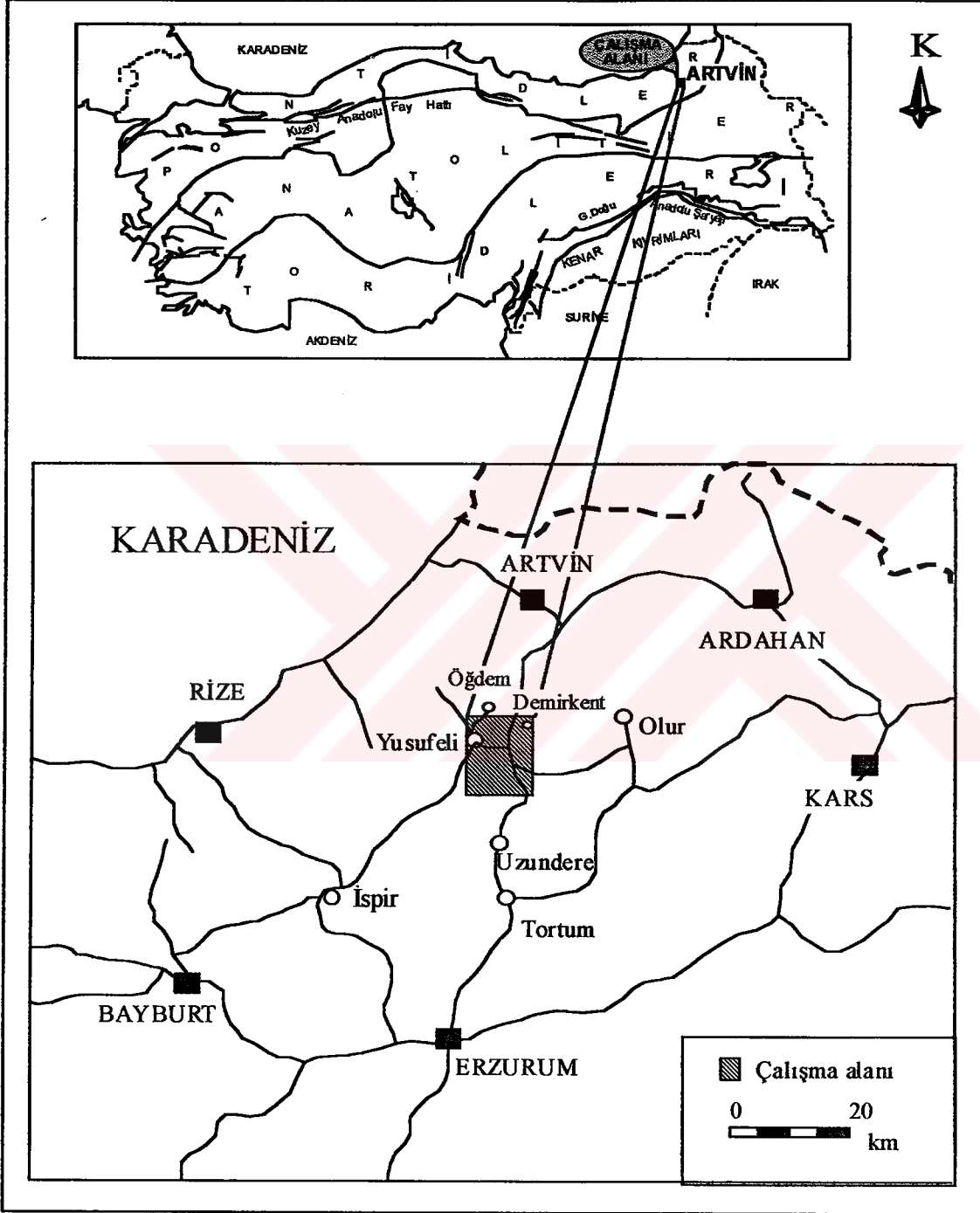
İnceleme alanı içindeki en önemli yerleşim merkezi Yusufeli İlçesidir. Demirkent Beldesi alanın kuzeydoğusunda yer alan önemli diğer bir yerleşim merkezidir. Bunların dışında inceleme alanının güneyinde yer alan Kınalıçam, Morkaya, Ormandibi, İşhan ve kuzeyinde yer alan Kömürlü ve Havuzlu köyleri de önemli yerleşim merkezlerini oluşturmaktadır.

İnceleme alanındaki en önemli yükseltiler güneyden kuzeye doğru Kemerlidağ (2770 m), Karadağ (2399 m) ve Legvan Dağı (2239 m) dır. Doğu-batı doğrultusunda uzanan Soğanlı Dağlarının doğuya doğru devamı olan Kaçkar Sıradağları alanın hemen kuzeyinde yer alır.

Bölgenin en önemli coğrafi ögesi Çoruh Nehridir. Yusufeli'nin 9 km doğusundaki Su Kavuşumu mevkiinde Çoruh Nehrinden güneydoğuya doğru ayrılan Tortum Çayı ve Yusufeli İlçe merkezinden kuzeye doğru ayrılan Barhal Çayı da diğer önemli su kaynaklarıdır. İnceleme alanı Çoruh Nehri ile yakın yükseltiler arasındaki kot farkının en fazla olduğu bölgedir. Bazı kesimlerde Çoruh Vadisi ve diğer su kaynaklarının 300 m yüksekliğinde kanyonlar oluşturduğu dikkati çeker. Eğimler vadilere yakın olan her yerde yüksektir. Vadilerden uzaklaştıkça azalmaya başlar ve zirvelere yakın kesimlerde küçük düzlükler oluştururlar.

Yusufeli yöresine ulaşım Çoruh Vadisi ve Tortum Çayı boyunca giden Artvin-Erzurum Devlet karayolu ile sağlanır. Köylere ulaşım topografik zorluklar nedeniyle oldukça kısıtlıdır. Henüz yolu olmayan mahalle ve köyler mevcuttur. Bu nedenle yüksek

alanlarda kalan köy ve mahallelerin çoğu vadi içlerine inmişlerdir. Bu yerleri yaz aylarında mezra olarak kullanmaktadırlar.



Şekil 1.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri ve İnceleme alanının bu birlikler içerisindeki yeri

1.3. Önceki Çalışmalar

Doğu Pontidler'in doğusunda çok sayıda çalışma olmasına rağmen inceleme alanında şu ana kadar detaylı bir çalışma yapılmamıştır. İnceleme alanı ve yakın yöresinde yapılan önceki çalışmalar iki grupta toplanabilir.

Birinci grup çalışmalar; altın, bakır, kurşun çinko v.b. gibi metalik maden aramalarına yönelik Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü tarafından yürütülmüş çalışmalardır. Son yıllarda yine aynı amaca yönelik olarak yabancı şirketler de bölgede çalışmalar yapmışlar ve yapmaya devam etmektedirler. İkinci grup çalışmalar ise bölgede yüzeyleyen litolojik birimlerin stratigrafisi üzerine yoğunlaşan genel jeoloji çalışmalarıdır. Bu çalışmalar kısaca aşağıdaki şekilde özetlenebilir:

Ketin (1949), Artvin yöresinde temelin çeşitli şist, gnays, meta-lavlar ile birlikte bunların içerisine sokulum yapmış granit, granodiyoritten oluştuğunu ve koyu renkli diyabaz, serpantin, bazalt, spilit ve yer yer ince marn ve kireçtaşlarından oluşan "Jura-Alt Kretase Serisi" nin bunların üzerine uyumsuzlukla geldiğini ifade etmiştir. Bu serinin volkanitli ve filiş özelliğindeki Üst Kretase ile uyumlu olarak üstlendiğini; bunlarında alt seviyelerinde Nummulites, Discocyclina, Assilina, Rotalia ve Globotruncana içeren konglomera ve kumtaşları ile başlayan, üste doğru bazik volkanitler ile son bulan "Eosen filiş"i tarafından uyumsuz olarak örtüldüğünü belirtmiştir.

Baykal (1951) Oltu-Olur yöresinde yaşlı temel birimlerini aşıl uyumsuzlukla üstleyen Tersiyer havza dolgusunun tabanda Nummulitli kumtaşı ve konglomeralardan oluşan Alt Eosen'in olduğunu, Orta Eosen'in uyumlu olarak sarı renkli karbonatlı kumtaşlarıyla bunların üzerine geldiğini ifade etmiştir. Bunların da üzerine kumtaşı ve konglomeralarla ara katkılı evaporitli Üst Eosen-Oligosen geldiğini belirtmiştir. Karbonatlı kumtaşı, konglomera, göl kalkerleri ve üst seviyelere doğru linyit arakatıkları içeren Neojen tortularının evaporitler üzerine uyumsuzlukla geldiğini ve bazik volkanitlerin Neojen'i keserek bunların üzerini örttüğünü vurgulamıştır

Yalçınlar (1952) İspir-Pazar-Arhavi ve Yusufeli arasında yaptığı çalışmada, Yusufeli ile Hopa arasındaki yüksek dağlık alanın tabanında Jura-Kretase yaşlı tortul kayalarla birlikte bir Paleozoyik temelden bahsetmiştir. Kretase'nin daha çok filiş, marn, kireçtaşı, kumtaşı ve volkanitlerden oluştuğunu, Orta Çoruh Vadisi'nin güney yamaçlarında Eosen'in genellikle marn, kilitaşı, filiş ve kireçtaşlarından meydana geldiğini belirtmiştir.

Erentöz (1954) Oltu bölgesi yeşil kayalarının güneydekiler gibi kırıklı ve kıvrımlı olduğunu, güneydekilerden farklı olarak Eosen filişlerinin serpantinler arasına ekatlanmış ve sıkışmış olduğunu, Şenkaya'ya bağlı Bardız (Gaziler) nahiyesi civarında kompakt kireçtaşları üzerinde serpantin kalıntılarının bir artık yama gibi yapışık olduğunu belirtmiştir.

Gattinger (1955) Oltu-Yusufeli arasındaki metamorfiteri ve ofiyolitli birimleri kristalin temel serisi olarak kabul etmiş ve seriyi kendi içinde ikiye ayırmıştır. Bu serileri gabro, amfibolit, serpantin, yeşil şist, diyorit, kuvarsdiorit, aplit ve pegmatitli granitlerden oluşan Orto serisi ve bunu çatı gibi örten ve birlikte tektonize olmuş grafitşist, silisli şist, kuvarsit şist, kuvarsit fillit ve mermerlerden oluşan Para serisi olarak tanımlamıştır. Bu kristalin temel serisi üzerine, Jura yaşlı kireçtaşı serisi ve filiş serisinin uyumsuzlukla geldiğini, bu serilerin de volkanitli ve filiş özelliğindeki Üst Kretase birimleri tarafından üstlendiğini vurgulamış ve Eosen filiş serisi ile istifin son bulunduğunu belirtmiştir.

Kraeff (1963) Artvin güneyinde, Sirya ile Ardanuç arasındaki bölgede Paleozoyik yaşlı rejyonel metamorfizma ürünü metamorfiterden bahseder. Bunların serizit şist, biyotit şist, gnays, gözlü gnays ve kuvarsitlerden oluştuklarını ve yer yer granodiyoritler tarafından kesildiğini belirtir.

Nebert ve diğ. (1964) Oltu ve civarında Paleozoyik'in metamorfiter, Üst Kretase ve Eosen' in filişler ile temsil edildiğinden bahsetmiştir. Oligosen yaşlı birimleri ise alttan üste doğru Narbazalt Horizonu(O₁), Alt Alacalı Horizon(O₂), Aglomera Horizonu(O₃), Üst Alacalı Horizon(O₄) ve Jips Horizonu(O₅) olarak ayırmıştır. Bu birimleri de Oligosen sonrası bazalt, aglomera, tuf ve tüfit'den oluşan volkanitlerin uyumsuz olarak örtüğünü belirtmiştir.

Altınlı (1969) Oltu-Olur ve Narman yöresinde temeli Paleozoyik yaşlı metamorfitleerin oluşturduğunu, üzerine uyumsuzlukla Jura yaşlı kırıntılı tortuların geldiğini ve bunları da beyaz renkli ince ve düzenli katmanlı Alt Kretase kireçtaşlarının uyumlu olarak üstlediğini belirtmiştir. Üste doğru Üst Kretase-Paleosen tortularının kırıntılı ve karbonat ardışımı ile temsil edildiğini, sığ denizel karakterdeki ince ve kaba kırıntılılarla marn ardışımından oluşan Lütesiyen yaşlı birimlerin, peneplenleşmiş bir yüzeyi doldurmuş çökeller ile yayılmış plato bazaltlarından oluşan Neojen yaşlı birimler tarafından örtüldüğünü belirtir.

Baydar ve diğ (1969) Yusufeli-Madenköy-Tortum gölü ve Kılıçkaya arasında yapmış oldukları çalışmada, Paleozoyik'in gnays, mikaşist, amfibolit ve bunları kesen gabrodan oluştuğunu ve Liyas'ın spilit silleri içeren kumtaşı, siltaşı, şeyl ve tuf ardışımı ile bunların üzerine uyumsuz olarak geldiğinden bahsederler. Bunların üzerine uyumsuz olarak konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, siltaşı, şeyl ve marnlarla temsil edilen Dogger'in geldiğini, üste doğru yine uyumsuz olarak tabanda kırıntılılarla başlayıp karbonatlarla devam eden Malm-Alt Kretase'nin yer aldığını belirtirler. Üst Kretase'nin filiş karakterinde başlayıp karbonatlı fasiyeste son bulduğunu ve aynı yaşlı granit, dasit ve spilitlerle kesildiğinden bahsederler. Eosen filişinde bunları uyumsuz olarak üstlediğini ve andezitik aglomera ve tüflerle yanal geçişli olduğunu ifade ederler.

Yüksel (1972) Olur civarında, Paleozoyik yaşlı temel üzerine Jura yaşlı kayaçların taban konglomerasıyla başlayıp üste doğru asit ve bazik volkanitler ve konglomera, kumtaşı ve kireçtaşlarıyla geldiğini belirtir. Alt Kretase çörtlü kireçtaşları ve Üst Kretase volkanotortul istifinin uyumlu olarak bunların üzerine geldiğini ve volkanitlerden oluşan Eosen'in uyumsuz olarak diğer birimleri örttüğünden bahseder.

Erentöz ve Ketin (1974) yapmış oldukları Kars paftası 1/500 000 ölçekli komplikasyon çalışmasında, asidik intrüziflerle kesilen Paleozoyik metamorfite temelin Liyas transgresyonuyla örtüldüğünü, Dogger'in bulunmadığını, deniz çekilmesi sonucu Liyas sonunda yer yer aşınma belirtilerine rastlandığını, Karbonatlı Malm-Alt Kretase istifinin Liyas üzerine uyumsuz geldiğini belirtmişlerdir. Üst Kretase'nin uyumsuzlukla bu birimleri üstlediğini, volkanit ve filiş karakterindeki Eosen birimlerinin tüm birimleri açısız uyumsuzlukla örttüğünü ifade etmişlerdir. Ayrıca Üst Kretase-Eosen aralığında etkin

magmatik faaliyetin devam ettiğini, Eosen'den sonra Pireniyen fazına bağlı olarak şiddetli kıvrılmalar olduğunu, yersel yükselimele ilgili olarak denizin bölgeyi terk etmeye başladığını, Oligosen'de tamamıyla yükselme devresine ulaştığını belirterek çukur alanlarda molas havzalarının geliştiğini söylemişlerdir.

Şengör ve diğ (1980) Yusufeli yöresindeki Jura öncesi temelin iki değişik topluluktan oluştuğunu ve bunların Jura'da tektonik olarak bir araya geldiklerini ileri sürmüşlerdir. Buradaki mafik ve asidik kayalar okyanusal topluluk, metamorfite de kıtasal topluluk olarak değerlendirmişlerdir. Mafik ve asidik derinlik kayaların Triyas'dan (Permiyen ?) Erken Jura'ya kadar olan zaman aralığında oluştuğunu ileri sürmüş ve bunları güneye doğru bir yitimle kapanan Paleotetis sutureunun kalıntıları olarak yorumlamışlardır.

Özsayar ve diğ. (1982) Ardanuç (Artvin) yöresinde, en altta Üst Jura-Alt Kretase yaşlı bazik volkanitler olduğunu ve bunların Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda Alt Bazik Seri olarak adlandırılan birime karşılık geldiğini vurgulamıştır. Alt Kretase üzerine uyumsuzlukla gelen Üst Kretase'nin Turoniyen'le başladığını ve kırmızı biyomikrit, dasit ve dasitik tüflerden oluştuğunu ve Kuzey zondaki Dasit serisi ile korele edildiğini belirtmiştir. Paleosen kireçtaşlarının taban konglomerası ile Üst Kretase üzerine uyumsuz geldiğini ve en üstte de Eosen marnları ile uyumsuz olarak üstlendiğini belirtmiştir. Bölgede, Alt-Üst Kretase, Üst Kretase-Paleosen ve Paleosen-Eosen arasında olmak üzere üç uyumsuzluk yüzeyinin olduğunu ve bunların Avusturya, Laramik ve Anadolu fazlarına karşılık geldiğini vurgulamışlardır.

Yılmaz (1985) Olur yöresinde şist, gnays ve kuvarsitlerden oluşan Paleozoyik yaşlı metamorfite ve bunlarla tektonik dokanıklı Liyas ve Liyas öncesi dasitlerin bulunduğunu bahsetmiştir. Metamorfite ile dasitlerin transgresif olarak, Liyas-Dogger yaşlı, lav ara katkılı, kırıntılı-karbonatlı Olurdere formasyonu ve Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yeşilbağlar kireçtaşlarının üstlendiğini belirtmiştir. Üste doğru Alt Kretase yaşlı ince kırıntılı-karbonatlı Karmasor formasyonu'nun açısız uyumsuzlukla Üst Kretase yaşlı Karagüney formasyonu ile üstlendiğini ve yine Üst Kretase'nin piroklastik Kilis Tepe formasyonu ve karbonatlı Akbayır kireçtaşları ile son bulunduğunu vurgulamıştır. Eosen'in tabanda nummulitli marnlarla Üst Kretase üzerine açısız uyumsuzlukla geldiğini, üste doğru tüfit ve volkanik

kum taşları ile devam ettiğini ve tüm birimlerin Alt Neojen yaşlı andezit, bazaltlardan oluşan, Uzunharman formasyonu tarafından uyumsuzlukla üstlendiğini belirtmiştir.

Van (1990) Artvin yöresinde tabanda Jura veya daha yaşlı kayalarla birlikte Paleozoyik metamorfiteğin yer aldığı, Artvin Granitoidi tarafından kesildiklerini, bunların üzerine taban konglomerası ile cevherli dasit ve tüflerinin geldiğini ve mor dasitler tarafından kesildiklerinden bahsetmektedir. Üst Kretase yaşlı birimler yer yer Paleosen birimlerine geçiş gösterirler. Taban konglomerası ile başlayan Orta Eosen'in filiş fasiyesindeki kayaları alttaki birimleri uyumsuz olarak üstlediğini ve Eosen sonrası yerleşen kuvaslı diyoritler ve hornblend dasitlerin en genç birimler olduğunu vurgular.

Bozkuş (1990) Olur-Kömürlü-Akşar arasındaki çalışmasında, temeli Permo-Karbonifer yaşlı Coşkunlar magmatitlerinin oluşturduğunu, üzerine Liyas-Alt Malm'in sığ denizel Olurdere formasyonunun transgresif olarak geldiğini belirtir. Bunun üzerine tabanında sığ, üste doğru derin denizel karbonatlardan oluşan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yeşilbağlar formasyonu ile filiş karakterli derin denizel Hotriviyen-Kampaniyen yaşlı Karmasör formasyonunun uyumlu geldiğini vurgular. Kumtaşı ve tüften oluşan Üst Kampaniyen-Alt Maastrihtiyen Boğazören formasyonu ve pelajik karbonatlı Alt Maastrihtiyen Akbayır formasyonu'nun uyumlu olduklarını belirtir. Alt-Orta Eosen yaşlı Dağdibi formasyonunun daha yaşlı birimleri uyumsuz üstlediğini ve üzerine Üst Eosen 'nin volkano-tortul Karataş formasyonunun uyumlu geldiğini vurgular. Oligo-Miyosen'in karasal (göl, akarsu bataklık) çökellerle temsil edildiğini ve daha yaşlı birimleri açısız uyumsuzlukla üzerlediğini belirtir. Üst Miyosen'in volkanik malzemeli Penek formasyonunun da diğer birimleri açısız uyumsuzlukla örttüğünden bahseder.

Yılmaz ve Yılmaz (1993) Olurdere, Yeşilbağlar, Karmasör, Karagüney Tepe, Akbayır Tepe ve Aşağı Karacasu yörelerinde aldıkları ölçülü stratigrafik kesitler ile Olur yöresindeki Mesozoyik yaşlı istifini incelemişlerdir. Çökellerin yapı, doku özellikleri ile kaya türü değişimlerinden Olurdere formasyonunun sığ su, diğer birimlerin ise giderek derinleşen ortam koşullarında geliştiklerini ortaya koymuşlardır. Verilerin Erken Liyas'ta açılan ve Geç Kretase'de okyanuslaşma aşamasına varmadan kapanan bir rift havzasına işaret ettiğini belirtmektedirler.

Yılmaz ve diğ. (1996) Türkiye-Gürcistan sınırı boyunca tektonik ünitelerin incelenmesi üzerine çalışmışlar ve sınır bölgesinde, kuzeyde Adjara-Trialeti ve güneyde Artvin-Bolnisi olmak üzere iki ana ünitenin varlığını ortaya koymuşlardır. Her iki ünite tabanının Doğu Pontid Üst Kretase yay birliktelikleri ile karakteristik olduğunu vurgulamışlardır. Kalınlık, yersel uyumsuzluklar ve kaya tipleri bakımından farklılıklar olmasına rağmen her iki ünitedeki Maastrichtiyen-Eosen istifleri denestirilmiş ve Artvin-Bolnisi Blok' unun Adjara-Trialeti havzasının kenar kesimi olduğu sonucunu çıkarmışlardır. Her iki üniteyi uyumlu olarak örten Oligosen'in sığ denizel-kıtasal klastiklerini bölgesel istif olarak yorumlamışlardır. Bu ünitelerin hepsinin kıvrımlandığını ve Oligosen-Alt Miyosen'de KD-GB doğrultulu faylar boyunca birbiri üzerine bindirdiklerini vurgulamışlardır.

Hakyemez ve Konak(1996) Doğu Pontidler'in doğusunda Eosen havzalarının tektonik gelişimi ve stratigrafisi konulu çalışmalarında; Eosen istifinin Olur-Uzundere hattının kuzey ve güneyinde farklı stratigrafik dizilim ve tektonik gelişim sunduğunu belirtmişlerdir.

Konak ve Hakyemez (1996) Artvin-Erzurum arasındaki çalışmalarında Jura-Kretase yaşlı kayaları dört ana zona ayırmışlardır. Bu zonlar kuzeyden güneye doğru Hopa-Borçka Zonu, Artvin-Yusufeli Zonu, Olur-Tortum Zonu ve Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu'dur. Hopa-Borçka Zonu'nun güneyinde yer alan Artvin-Yusufeli Zonu'nda da farklı stratigrafik ve tektonik ilişkilere sahip altı alt zon ayırt etmişlerdir. Bunlar kuzeydoğudan güneybatıya doğru Öğdem, Zeytinlik, Madenler, Ardanuç, Üçsu ve Günyayla zonlarıdır. Öğdem ve Zeytinlik zonları Hopa-Borçka Zonu üzerine olmak üzere hepsinin kuzeybatıya bindirdiklerini belirtmişlerdir. Jura öncesi temele ait Harsdere Metamorfitlerinin Mesozoyik ile olan dokanağını gözleyemediklerini ve Demirkent Dayk kompleksi olarak tanımladıkları tonalitik, dasitik, diyabaz daykları tarafından kesildiğinden bahsetmişlerdir. Artvin-Yusufeli Zonu içerisinde, biri Dogger-Malm diğeri Albiyen-Senomaniyen ve Turoniyen arasında olan iki uyumsuzluğun varlığına dikkat çekmişlerdir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Giriş

Bu çalışma stratigrafi sınıflama ve adlama kuralları esasına göre yapılmıştır. Birimlerin adlandırılmasında Stratigrafi Adlaması Kuzey Amerika Yasa Kitabı (1983) esas alınmıştır. Kireçtaşlarının adlaması Folk (1962) ve Dunham (1962)' a göre; plütonik kayaların adlandırılması ise Jeoloji Bilimleri Uluslararası Birliği'nin (IUGS) sınıflama esaslarına göre yapılmıştır (Streckeisen, 1976). İncelenen litostratigrafi birimleri Doğu Pontid kuşağında yapılan diğer çalışmalardaki eşlenikleri ile denestirilmeye çalışılmış, böylece oluşum, köken ve yaş ilişkileri açısından yorumlara gidilmiştir. Bu araştırmayı sonuçlandırabilmek için yürütülen çalışmaları arazi, büro ve analitik yöntemler olmak üzere başlıca üç bölümde toplamak mümkündür.

2.2. Arazi Çalışmaları

1993 yılında bir ön gezi ile başlayan ve yaz ayları içerisinde gerçekleştirilen arazi çalışmaları 1998 yılında tamamlanabilmiştir. Bu süreç içerisinde yaklaşık 550 km²lik bir alanın 1/25.000 ölçekli genel jeoloji haritası hazırlanmıştır. 1994-1995 yıllarındaki çalışmalar; litodem ve litostratigrafi birimlerinin ayırt edilmesi, haritalanması, nokta örneklerin, tabaka ve çatlak ölçümlerinin alınması ve ayrıntılı tip kesit yerlerinin belirlenmesi şeklindedir. 1996 ve 1997 yıllarında yapılan çalışmalar daha çok tespit edilen profil yerlerinden ölçülü stratigrafik kesitlerin çıkarılması şeklinde gerçekleştirilmiştir. 1998 yılında ise bazı kontroller yapılmış ve eksik kalan kısımlar tamamlanmıştır.

2.3. Büro Çalışmaları

Bürö çalışmalarını teorik çalışmalar ve analitik yöntemler olmak üzere iki kısımda değerlendirmek mümkündür. Analitik yöntemler aşağıdaki bölümde irdelenmiştir. Teorik çalışmalar mikroprob ve tüm kayaç analizlerinin değerlendirilmesi ve tezin yazımı

şeklindedir. Mikroprob analizleri Karadağ metamorfitlelerinin ve magmatik derinlik kayalarındaki kayaç yapıcı minerallerde gerçekleştirilmiştir. Karadağ metamorfiteeri granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarında jeotermometrik (Ferry ve Spear, 1978) ve jeobarometrik (Hoisch, 1990) çalışmalar yapılmıştır. Amfibolitlerde alüminyum- jeobarometresi (Johnson ve Rutherford, 1989) ve Plajiyoklas-hornblend jeotermometresi (Blundy ve Holland, 1990) kullanılarak elde edilen sonuçlar granat-biyotit-plajiyoklas gnayslardan elde edilenler ile karşılaştırılmıştır. Amfibolitlerdeki jeotermobarometrik çalışmaya benzer bir çalışma Sebzeciler granitoyidi tonalitlerinde yapılmıştır.

Farklı oranlarda ayrışmış şist, gnayslar ve amfibolitler köken kayaları ve tektonik ortamları bakımından değerlendirilmişlerdir. Metamorfiteerde bu değerlendirmeler ana, iz ve REE yanı sıra ve ana elementlerden hesaplanan Niggli parametrelerine göre yapılmaktadır. Mafik derinlik kayaların (Demirkent plütönu) ofiyolit veya ada yaylarının kök kısımlarına ait mafik kayalar, asidik derinlik kayaların (Sebzeciler granitoyidi) ise kıtasal granitoyidler veya ofiyolitlerin son diferansiasyon ürünü plajiyogranitler olup olmadıkları değerlendirilmiştir. Volkanik kayalar da magmatik prosesler ve tektonik ortamları bakımından incelenmişlerdir.

2.4. Analitik Yöntemler

İnceleme alanında yüzeylenen çeşitli mineralojik bileşimlere sahip kayaların jeokimyası ana, iz ve nadir toprak elementler bakımından incelenmiştir. Bu amaca yönelik olarak 101 adet taze veya az ayrışmış örnek seçilmiştir. Bunların hepsinin ana ve iz element, 59 adedi de nadir toprak element içerikleri bakımından analiz edilmiştir. Bu tezin oluşturulması sırasında yapılan analitik çalışmalar kumtaşı kesitlerinin K⁷lu feldspatlar açısında boyanması, derinlik kayaları ve kumtaşlarının modal analizleri, kimyasal analizler için bazı örneklerin öğütülmesi, Fe²⁺ (ferrous iron) ve Fe³⁺ (ferric iron) ayırımı, mineral ve tüm kayaç analizleri sırasında kullanılan yöntemler şeklinde sıralanabilir.

2.4.1. Kumtaşlarının K' lu Feldspatlar Açısından Boyanması

Modal analizleri yapılan bütün kumtaşı örnekleri K-feldspatlar açısından boyanmışlardır. Boyama işlemi ince kesitlerin bir müddet HF asidi üzerine tutularak aşındırılmasından sonra 100 ml suya 60 gr karıştırılarak hazırlanan Na-hekzanitrokobaltat sulu çözeltisine daldırılır. 10-30 sn arasında değişen bekletilme süresinden sonra kesitler soğuk su ile yıkanır. Bu işleme tabi tutulan ince kesitlerde K-feldspatlar belirgin bir şekilde kanarya sarısı renk alırlar. Boyanan kesitlerde mikalar ve K içeren killer K'lu feldspatlar ile aynı renkleri aldıklarından modal analiz sırasında bunlara dikkat etmek gerekir.

2.4.2. Modal Analizler

Modal analizler Demirkent plütönu, Sebzeçiler granitoyidi kayaçları ve kumtaşlarında gerçekleştirilmiştir. Analizler sırasında otomatik Swift nokta sayıcısı kullanılmıştır. Sayım genellikle 0.4 mm aralığı, tane boyutuna göre bazı kesitlerde de 0.2 mm ve 0.6 mm aralığı üzerinden gerçekleştirilmiştir. Sebzeçiler granitoyidi ve Demirkent plütönu kayaçlarına ait kesitlerde 1000 veya daha fazla, kumtaşı kesitlerinde ise 500 nokta sayılmıştır. Kumtaşlarının sayımı sırasında tane boyutuna bağımlılığı azaltan Gazzi-Dickinson yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntemin esası kısaca aşağıdaki gibi özetlenebilir. Örneğin kuvars, plajiyoklas ve hamurdan meydana gelen bir kayaç parçası sayılıyor ise kayaç parçasının kuvars'ı kuvars, plajiyoklası plajiyoklas ve hamur kısmı da kayaç parçası olarak sayılır. Modal analizler sırasında genellikle ince taneli kumtaşları (0.2-0.4 mm) seçildiğinden, özellikle kötü boyanmalı ve iri taneli kumtaşlarında kullanışlı olan bu yöntemle çoğunlukla ihtiyaç duyulmamıştır.

2.4.3. Elektron Mikroprob Analizleri

Metamorfik ve magmatik derinlik kayaçlarındaki kayaç oluşturan minerallerin Elektron mikroprob analizleri Leicester Üniversitesi (İngiltere) Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarında parlatılmış ve karbon ile kaplatılmış ince kesitler üzerinde JXA-8600 model Jeol Superprobe cihazı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Dalga boyu dağıtım sistemi kullanılarak yapılan kantitatif analizler 15 Kv yardımcı voltajı, 30×10^{-9} sn probe akımı

kullanılarak; 20 sn (2 x 10) pik, 10 (2 x 5) sn negatif background, 10 (2 x 5) sn pozitif background sayım zamanı sırasına göre yürütülmüştür. Tane büyüklüğü ve mineralin bileşimine (karbonat, sülfid) göre değişebilen yoğunlaştırılmış X-ışınının çapı silikat mineralleri için 5 µm dir.

2.4.4. Örneklerin Öğütülmesi

Tüm kayaç analizi için örnekler öncelikle KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Örnek Hazırlama Laboratuvarında öğütülmüştür. Öğütülen örneklerin ayrışmamış olmasına özen gösterilmiştir. 250-300 gr ağırlığındaki örnekler çeneli kırıcıda parçalandıktan sonra çeyrekleme metodu ile 50 gr' a indirilmiştir. Daha sonra bunlar halkalı öğütücüde 200 meş boyuta gelinceye kadar öğütülmüştür.

2.4.5. ICP-MS Yöntemi

Örneklerin ana, iz ve REE analizleri ACME Analytical Laboratories Ltd. (CANADA) analitik kimya laboratuvarında Inductively Coupled Plasma (ICP) yöntemiyle yapılmıştır. Ana element analizleri için 0.2 gr örnek 1.5 g LiBO₂' de eritilmiş ve % 5' lik 100ml HNO₃ içinde çözdürülmüştür. Cihaza standartlar okutulduktan (SO-15/CSA) sonra örnekler analiz edilmiştir. İz element analizleri ise 0.25 gr toz örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Örnekler karbonun uçurulması için 200 °C de 100 ml HClO₄-HNO₃-HCl-HF' deki köpürmeleri giderilinceye kadar bekletilmişlerdir. Metalleri çözmek amacıyla 10 ml aqua-regia (HNO₃+HCl) ile sulandırılarak seyreltikten ve filtre edildikten sonra analiz edilmişlerdir.

2.4.6. Neutron-Activasyon Yöntemi

Bir kısım örneğin bazı iz (Rb, Hf Ta, U, Th vb.) ve REE (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) analizleri ACME Analytical Laboratories Ltd. (CANADA) analitik kimya laboratuvarında Neutron-Activation tekniği kullanılarak yapılmıştır. REE için kullanılan deteksiyon limitleri daima 1ppm' in altındadır.

2.4.7. Fe²⁺ ve Fe³⁺ Ayırımı (Titrasyon)

ICP ve X-Ray analizlerinde demir Fe₂O₃ cinsinden toplam demir olarak analiz edilmiştir. Örneklerin FeO içerikleri Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya Laboratuvarında FeO titrasyon metodu kullanılarak bulunmuştur. Metod için kullanılan malzemeler ve işlem sırası aşağıdaki gibi özetlenebilir: Plastik veya teflon bir kab içine konan 1-20 mg arasındaki örneğe, çözmek için 1 ml hidroflorik asit ve FeO' i oksitlemesi için de 1 ml amonyum vanadat ilave edilir. Bir gün bekletildikten sonra çözeltiliye 3 ml saf su, 3 ml 10 normallik sülfirik asit ve 3-4 damla renklendirici (baryum diplenyamin sulfonat) ilave edilir. Çözelti soluk griden soluk mor renge döner. Tekrar soluk gri renge dönene kadar amonyum demirsülfat ilave edilir. Çözeltiye eklenen amonyum vanadat ve amonyum demirsülfat arasındaki farkın 100' e oranından FeO miligram olarak hesaplanır. Elde edilen değer 100 ile çarpılıp örnek ağırlığına bölünerek yüzdeye çevrilmiş olur. Tüm kayaç analizlerinde toplam demir olarak elde edilen Fe₂O₃' den titrasyon sonucunda bulunan FeO çıkarılarak Fe₂O₃ bulunur.

3. BULGULAR

3.1. Stratigrafi ve Petrografi

3.1.1. Giriş

İnceleme alanında Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik kayaları yüzeylenir (Şekil 3.1). Pontidler'i kuzey ve güney olmak üzere iki zona ayırdığı kabul edilen, KD-GB doğrultulu Niksar-İspir-Yusufeli-Ardanuç bindirmesi (Osswald, 1912, Arni, 1939) alanın yaklaşık ortasından geçer. Bu fayın kuzeybatısında ve güneydoğusunda yer alan eş yaşlı litostratigrafik birimler özellikle Dogger' den sonra litolojik ve kalınlık olarak farklılaşmaya başlar. Litostratigrafi adlama kuralları göz önünde bulundurularak haritalanan bu değişik yaş grupları içinde, yaşlıdan gence doğru aşağıdaki birimler belirlenmiştir (Şekil 3.1; 3.2 ve 3.3):

KUZEY ZON

GÜNEY ZON

Taraça ve Alüvyonlar (Kuvaterner)

Yağmurlan formasyonu (Eosen)

Granitoyidler (Üst Kretase)

Yusufeli formasyonu (Üst Kretase)

Berdiga Formasyonu (Malm-Alt Kretase)

Yusufeli formasyonu (Üst Kretase)

Berdiga Formasyonu (Malm-Alt Kretase)

Jura
[Hamurkesen Formasyonu (Dogger)
Kınılıçam Volkanik Karmaşığı (Liyas)

Permo-Karbonifer
[Sebzeciler granitoyidi
Demirkent plütönu
Karadağ metamorfileri

Bu birimler aşağıda kısaca gözden geçirilecektir.

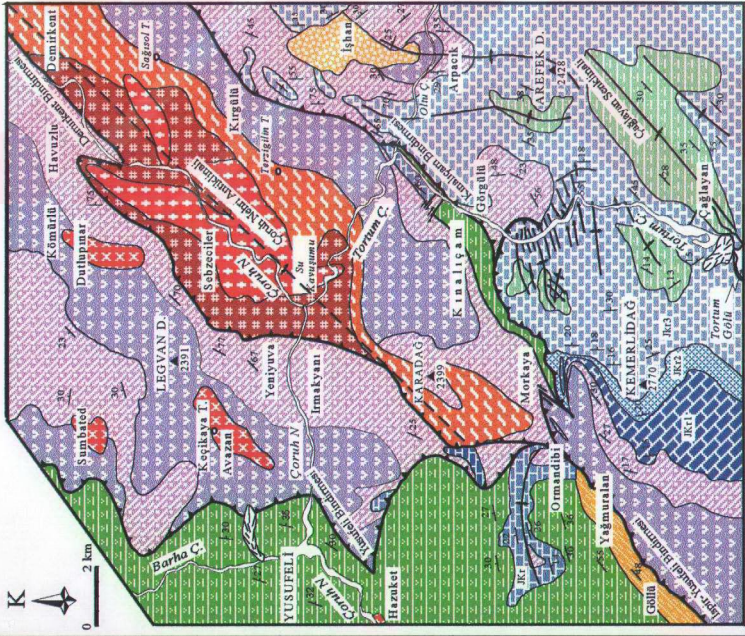
AÇIKLAMALAR

KUVATER	ROSEN	YALM. F.	GÜNEY ZON
			Taraşa ve alıtyon Yamaş molozu
			KUZUY ZON
			Kumtaşı, kilitaşı, kireçtaşı ve marn
			Kuvarşlı diyorit, tonaliti, granodiyorit, kuvarşlı monzonit, monogranit
			Çakılışı, kumtaşı, marn, kilitaşı, kirmızı biyomikrit, bazalt, andezit, dasit ve proklastitler
			Kır3
			haca kilitaşı ana seviyeleri ve çört yunaraları içeren mikritik kireçtaşı, çört ve çörtlü kireçtaşı
			JKr2
			Marn- kilitaşı ana katkılı kumtaşı ve çakılışı arulışım
			JKr1
			Oolitik-intraklastik kireçtaşı
			HAMURKESEN F.
			Kumtaşı, marn, kilitaşı, bazalt, bazaltik tuf, aglonara ve lapilli
			KINALIÇAM V. K.
			Dolerit, diyabaz, bazalt, apitileşmiş bazalt, bazaltik andezit, dasit ve riyolit
			SEBZECİLER GR.
			Kuvarşlı diyorit, tonaliti, granodiyorit
			DEMİRKENT PL.
			Gabro, gabro pegmatit, mikrogabro, diyorit, diyorit pegmatit, mikrodiorit
			KARADAĞ ME.
			Gnaıys, şist, kuvarşit ve amfibolit

SİMGELER

KISALTMALAR	
F: Formasyon	F: Formasyon
C: Uye	C: Uye
V. K.: Volkanik Karmaşığı	V. K.: Volkanik Karmaşığı
GR: Granitoidler	GR: Granitoidler
PL.: Pluton	PL.: Pluton
Me.: Metamorfiteri	Me.: Metamorfiteri
T.: Tepe	T.: Tepe

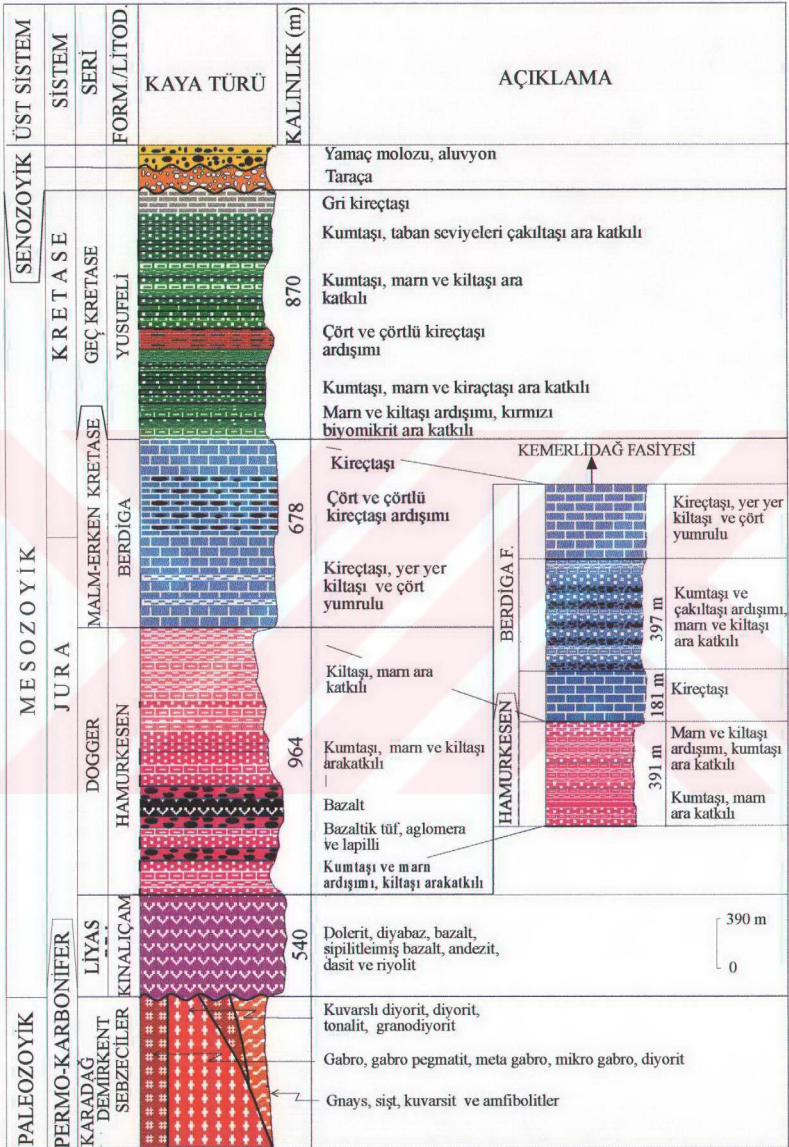
Formasyon sınırı	▲ Dağ
Senklinal eksenini	○ Tepe
Antiklinal eksenini	○ Tepe
Bindirmeler	↔ Bindirmeler
Doğru atımı fay	↔ Doğru atımı fay
Tabaka doğru ve eğimi	↔ Tabaka doğru ve eğimi
Heyelan	↔ Heyelan



Şekil 3.1. İnceleme alanının jeolojisi haritası

PALEZOYİK		MESOZOYİK		SENOZOYİK		ÜST SİSTEM
PERMO-KARBONİFER		JUR A		KRETA SE		SİSTEM SERİ
KARADAĞ M. DEMİRKENT PL. SEBZECİLER GR.	LİYAŞ KINALIÇAM HAMURKESEN	DOĞGER	MALM-ERKEN KRETASE	GEÇ KRETASE	TERSİYER EÖSEN	FORM/LİTOD. ÜYE
BERDİGA		YUSUFELİ		ÜKr. Granitoidleri		KAYA TÜRÜ
						KALINLIK (m)
						Yamaç molozu, aluyyon
						Taraça
						Kiltaşı ve marn ardışımı, kumtaşı ara katkılı
						Nummulitli kiltaşı ve kumtaşı
						Marn ve kiltaşı ardışımı
						Taban konglomeratı, kireçtaşı çakıllı,
						Kırmızı biyomikrit ve kumtaşları
						Bazalt, andezit ve piroklastları
						Kahve renkli kumtaşları, inoceramus kalıpları
						Kuvarşlı diyorit, tonalit, kuvarşlı monzodiyorit, granodiyorit, monzogranit,
						Gri kumtaşı ve marn ardışımı,
						Kırmızı renkli kireçtaşı
						Sarı renkli kumtaşları
						Çakıltaşı
						Kırmızı renkli kiltaşı ve marn ardışımı, kumtaşı ara katkılı
						Dasitik tüf
						Gri kumtaşları, marn ara katkılı
						Çakıltaşı
						Kırmızı renkli kumtaşı ve marnlar
						Orta, kalın ve yer yer masif tabakalı kireçtaşı
						Marn ve kiltaşı ardışımı, kumtaşı ara katkılı
						Kumtaşı, marn ara katkılı
						Dolerit, diyabaz, bazalt, sipilitlemiş bazalt, andezit, dasit ve riyolit
						353 m
						0
						Kuvarşlı diyorit, diyorit, tonalit, granodiyorit
						Gabro, gablo pegmatit, meta gablo, mikro gablo, diyorit
						Gnays, sişt, kuvarşit ve amfibolitler

Şekil 3.2. İnceleme alanının kuzey kesiminin dikme kesiti



Şekil 3.3. İnceleme alanının güney kesiminin dikme kesiti

3.1.2. Karadağ Metamorfitleri (Paleozoyik)

3.1.2.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm

Bölgesel bir temel durumunda olan metamorfitletler önce Baydar ve diğ (1969) ve daha sonra da Konak ve Hakyemez (1996) tarafından incelenmişlerdir. En geniş yüzeyleme verdiği yer olan Karadağ mevkiine atfen birime Karadağ metamorfitletleri adının verilmesi uygun görülmüştür. İnceleme alanında KD-GB doğrultusunda uzanan bir hat boyunca görülür. Yüzeyleme genişliği 1-3 km arasında değişen Karadağ metamorfitletleri, güneyde G47-d1 paftası kuzeyinde yer alan Morkaya Köyü civarından başlar ve kuzeydoğuya doğru devam ederek G47-a4, a3, a2 ve b1 paftalarına geçer. Görüldüğü alanları güneydoğudan kuzeybatıya; Morkaya köyü, Karadağ, Karameşe Mahallesi, Yanık Tepe, Terzigilin Tepe, Çambakacak Tepe, Sağısol Tepe ve Demirkent Beldesi olarak sıralayabiliriz.

Karadağ Metamorfitletleri çalışma alanında çoğunlukla tepelerde ve tepelere yakın kısmen düşük eğimli alanlarda görülmektedir. Nispeten kolay gezilebilir alanlar oluşturmakla beraber, vadi içlerinde bölgenin sarp topografyasına uyum gösterirler. Genellikle gri-beyaz, sarımsı kırmızı ve yer yer de koyu gri-siyah görünümlüdürler. Uzaktan Sebzeçiler granitoyidi ile olan dokanağı ayırt edilebilirken, gabroyik Demirkent plütunu ve Kınalıçam volkanik karmaşığı ile olan dokanağı ayırt etmek çoğunlukla mümkün değildir.

3.1.2.2. Alt-Üst Sınırlar

Karadağ metamorfitletleri inceleme alanında yüzeyleyen en yaşı birimdir. Bu nedenle birimin alt sınırı görülmemektedir. KD-GB uzanımlı birimin güneydoğu sınırı Jura yaşı birimler ile uyumsuzdur. Karadağ civarında Dogger yaşı Hamurkesen Formasyonu, daha kuzeydoğudaki kesimlerde ise Liyas yaşı Kınalıçam volkanik karmaşığı metamorfitletleri üzerine uyumsuz olarak gelir. Ancak sınır boyunca uyumsuzluğa işaret eden taban konglomerası görülmemektedir. Kınalıçam volkanik karmaşığının metamorfitletleri üzerine volkanik etkinlik şeklinde gelmiş olması, bu kesimlerde aşınma uyumsuzluğuna ait verileri silmiş olabilir. Karadağ metamorfitletlerinin kuzey batıdaki sınırı ise Karadağın batısında Hamurkesen Formasyonu ile faylıdır. Birim, Demirkent bindirmesi olarak adlandırılan bu fay

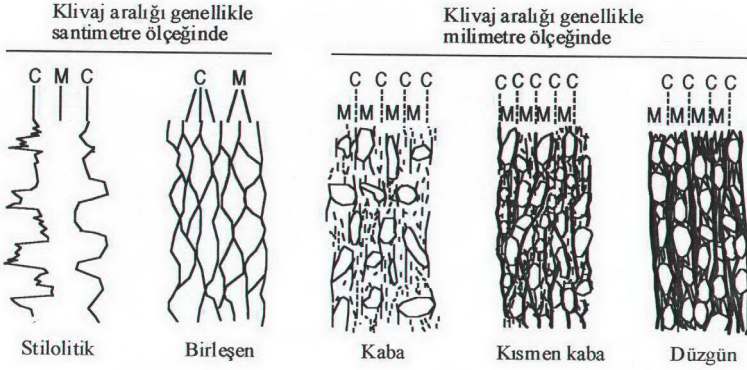
boyunca kuzeybatıya doğru Hamurkesen Formasyonu üzerine itilmiştir. Burada fay hattı boyunca 20-30 m genişliğinde bir ezilme zonu belirgin olarak görülmektedir. Birimin daha kuzeydoğuda kalan kesimleri Karamişe Mahallesi, Sağışol Tepe ve Demirkent Beldesi civarında Demirkent plütonu; Yanık Tepe ve Terzigilin Tepe doğusunda ise Sebzeçiler granitoyidi tarafından sınırlanmıştır.

3.1.2.3. Litoloji

Saha çalışmaları sırasında Karadağ metamorfiterinden seri ve nokta olmak üzere toplam 90 adet kayaç örneği alınmıştır. İçerdikleri mineralojik bileşime bağlı olarak ayrışma derecesi değişebilen metamorfiterde, örneklerin nispeten az ayrışmış kısımlardan alınmasına özen gösterilmiştir. Bunlardan 58' inde gerçekleştirilen mikroskopik incelemeler sonucunda Karadağ metamorfiteri gnays, şist, kuvarsit ve amfibolit olmak üzere dört litoloji grubuna ayrılmışlardır.

3.1.2.3.1. Gnayslar

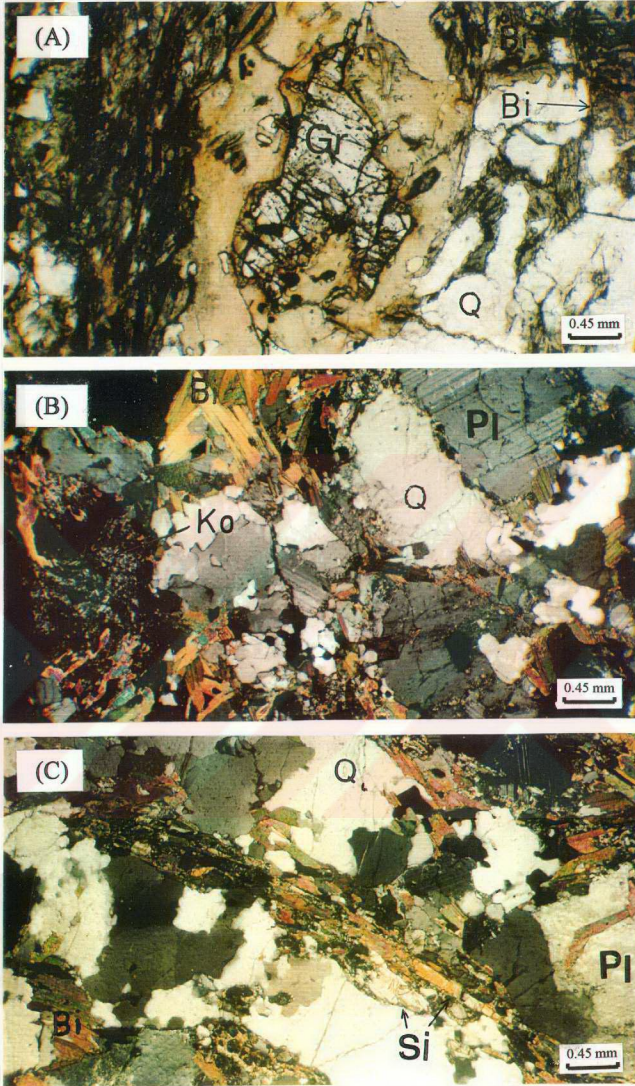
Karadağ metamorfiterinin en yaygın kayaç grubunu oluştururlar. Şistler ile ardışıklı olarak bulunurlar. Makroskopik olarak genellikle 1-3 mm çapında mineraller içeren gnayslarda kaba ve kısmen kaba ayırık foliasyon yapısı yaygın olarak görülür (Bkz Şekil 3.4). Bununla birlikte bazı örneklerde birleşen ayırık foliasyon yapısı (Twiss ve Moores, 1992) da görülmektedir. Mikrolithon alanlarının genişliği çoğunlukla 2-4 mm kadardır. Ancak örneklerin bazılarında genişliği 1-1.5 cm olan mikrolithon alanlarına da rastlanmaktadır. Bu tür örneklerde mikrolithon alanları içinde çok ince koyu renkli mikro-klivaj alanlarının; klivaj alanları içinde de yine nispeten ince, açık renkli mikrolithon alanlarının varlığı dikkati çeker. Açık renkli minerallerin koyu renkli minerallere oranında belirgin bir artma olduğu yerlerde foliasyon yapısı belirsizleşmektedir. Plajiyoklas ve kuvars'ın baskın olduğu numunelerde granoblastik doku yaygın olarak görülür. Mika minerallerinin miktarı arttıkça grano-lepidoblastik doku ve lepido-granoblastik dokuya geçiş gösterirler (Şekil 3.5). Örneklerin çoğunda yer yer görülen kataklastik doku, özellikle metamorfiterin Sebzeçiler granitoyidi ile olan dokanağına yakın yerlerden alınan örneklerde daha belirgindir.



Şekil 3.4. Süreksiz foliasyon türlerinden ayrık veya bölen (disjunctive) foliasyon çeşitleri. C: klivaj alanları; M: mikrolitonlar (Twiss ve Moores, 1992' den)

Benzer dokusal özelliklere sahip gnayslar bazı minerallerin varlığı veya yokluğuna göre granat-biyotit-plajiyoklas gnays; granat-biyotit-muskovit-plajiyoklas gnays; granat-muskovit-plajiyoklas gnays; biyotit-plajiyoklas gnays; ortoklas-muskovit-plajiyoklas gnays; ortoklas-biyotit-muskovit-plajiyoklas gnays gibi alt litoloji gruplarına ayrılabilirler. Karadağ metamorfitleti içerisindeki en yüksek metamorfizma koşullarını temsil eden gnays grubu olan granat-biyotit-plajiyoklas gnayslardaki bazı minerallerin bileşimleri mikroprob analizleri (Örnek No 649, 652) sonucunda belirlendiğinden bunlar daha ayrıntılı olarak incelenecektir.

Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslar bazı kesitlerde kordiyerit (% 0-5), sillimanit (% 0-2) ve ortorombik amfibol (% 0-2) gibi yüksek sıcaklık minerallerini içeren tek gnays grubudurlar. Bunlarda biyotit (% 1- 20) ve granat (% 1-10) birlikte ve nispeten yaygın olarak, muskovit (% 0-5) bazı kesitlerde ve çok az oranlarda bulunur. Yer yer oldukça bol miktarlarda sodik plajiyoklas (% 20- 60) ve kuvars (% 20-40) içerirler. Epidot genellikle kataklaze olmuş kesitlerde kırıklar boyunca görülür. Tali mineraller olarak apatit ve zirkon içermektedirler. Opak mineraller olarak; manyetit, pirotin, rutil ve ilmenit bulundurulur. Serizit genellikle plajiyoklasların ve kısmen de biyotitlerin; klorit ise biyotitlerin ayrışma ürünü olarak görülmektedir (Çizelge 3.1).



Şekil 3.5. Granat-biyotit-plajiyoklas gneyslarda gözlenen dokular (A- Granolepidoblastik doku ve birleşen ayrı foliasyon yapısı; granat, kenarları boyunca kordiyeritlemiş, biyotit ise kloritleşmiştir; Kesit no: 312; Tek nikel; B- Granoblastik ve C- Lepidogranoblastik dokular; Çift nikel; Kesit no: 649; (Pl: plajiyoklas, Bi: biyotit, Gr: granat, Si: sillimanit, Ko: kordiyerit, Q: kuvars)

Çizelge 3.1. Granat-biyotit-plajiyoklas gnaysların gözlemsel mineralojisi

Örnek	Plj	Q	Or	Bi	Mu	Grn	Sillim.	Kord.	Ep	Zr	Ap	Op
103	30-35	30-35	-	15-20	-	5-10	-	-	-	-	-	1-2
312	40-45	25-20	-	5-10	10-15	5-10	-	-	-	-	-	1-2
491	35-40	25-30	-	15-20	15-20	10-15	-	-	-	-	-	1-2
509	20-25	60-70		1-5	5-10	10-15			1-5			1-5
510	55-60	20-25	10-15	10-15	15-20	5-10	-	-	1-5	-	-	1-2
648	30-35	40-45	-	15-20	-	5-10	-	-	1-5	<1	-	1-2
649	25-30	20-25	-	25-30	-	15-20	3-5	10-15	-	<1	<1	1-2
652	35-40	20-25		25-30		2-4	1-2	10-15			<1	1-2
831	40-45	30-35	-	10-15	5-10	5-10	-	-	-	<1	-	1-2
866	30-35	30-35	-	15-20	-	10-15	-	-	1-5	<1	-	1-2
868	50-55	20-25	10-15	10-15	-	5-10	-	-	1-5	<1	-	1-2

Plj = plajiyoklas, Q = kuvars, Or = ortoklas, Bi = biyotit, Mu = muskovit, Alm = almandin, Ep = epidot, Zr = zirkon, Ap = apatit, Op = opak mineraller.

Plajiyoklas kenarları aşındırılmış dairesel veya dikdörtgen şekilli kristaller halindedir. Bazılarında çok belirgin ince bir polisentetik ikiz gelişmiştir. Çok ender olarak bir yönelim oluştururlar. Gerçekleştirilen mikroprob analizleri sonucunda andezin (An_{31-41}) bileşiminde oldukları tespit edilmiştir (Çizelge 3.2). Kuvars diğer mineraller arasında kalan boşlukları dolduran öz şekilsiz kristaller halindedir. Sürekli ve kısmen de süreksiz yönelimler oluşturur. Kataklastik deformasyon geçirmiş kesitlerdeki bütün plajiyoklas ve kuvarlarda çok belirgin bir mörter dokusu gelişmiştir. Biyotit ve muskovit genellikle yönelim oluştur ve yer yer plajiyoklas ve granatları saran zarflar halindedir (Şekil 3.5 A). Diğer gnayslarda çoğunlukla kloritleşen ve kısmen de serizitleşen biyotitler; alterasyon veya gerileyen metamorfizma etkisine uğramamış olarak en güzel granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda görülür (Şekil 3.5 B, C). Biyotitlerde gerçekleştirilen mikroprop analizleri sonucunda annit ($44-59$) ve flogopit ($41-56$) bileşiminde oldukları tespit edilmiştir (Çizelge 3.3). Granat-biyotit yönelimleri içinde elips ve dairesel şekilli bireysel kristaller durumundadır. İri taneli olanlar kataklastik doku gösterirler. Kırık açıklıkları bazen 50-60 mikron kadar olabilmektedir. Granatlar bu kırıklar ve kenar kısımları boyunca kordiyeritleşmiş, serizitleşmiş ve kısmen de kloritleşmişlerdir (Şekil 3.5 A). Mikroprob analizleri sonucunda almandin ($67-72$), piroop ($11-20$), spessartin ($5-11$), grossular ($4-5$) ve andradit ($3-4$) bileşiminde (Çizelge 3.4) oldukları tespit edilen granatların almandin bileşenleri merkezi kısımlardan kenar kısımlara doğru artarken, piroop bileşenleri azalmaktadır.

Çizelge 3.2 .Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda yapılan temsili plajiyoklas analizleri

Analiz	54	55	19	20	23	24	35	36	38	51	58	60	62	88
SiO ₂	58,38	58,46	58,29	56,68	56,72	58,29	57,66	57,21	58,51	56,90	57,06	58,38	54,79	51,37
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,04	0,01	0,01	2,07	0,01
Al ₂ O ₃	26,02	26,30	26,28	25,57	26,16	26,35	26,74	26,09	26,01	25,63	25,91	24,30	25,18	29,40
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,00	0,06	0,04	0,01	0,04	0,02	0,04	0,01
FeO*	0,09	0,01	0,06	0,02	0,06	0,25	0,03	0,11	0,08	0,02	0,05	0,15	2,10	0,18
MnO	0,01	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,04	0,01	0,02	0,03	0,05	0,02
MgO	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00
CaO	8,41	8,70	8,50	8,45	9,09	6,33	8,93	7,10	8,35	8,23	8,46	6,81	8,10	12,30
Na ₂ O	6,61	6,55	6,92	6,66	6,58	6,58	6,64	6,70	7,04	6,70	6,40	7,35	6,34	4,08
K ₂ O	0,15	0,20	0,13	0,23	0,10	1,73	0,18	0,68	0,22	0,11	0,16	0,14	0,17	0,11
NiO	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,05	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02
Total	99,72	100,3	100,2	97,67	98,77	99,66	100,2	98,03	100,4	97,68	98,13	97,22	98,88	97,50
Si	10,47	10,43	10,42	10,40	10,31	10,49	10,32	10,44	10,45	10,43	10,41	10,71	10,03	9,55
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,36	0,00
Al ^v	1,53	1,57	1,58	1,60	1,69	1,51	1,68	1,56	1,55	1,57	1,59	1,29	1,97	2,45
Al ⁿ	3,97	3,96	3,95	3,94	3,92	4,08	3,96	4,05	3,92	3,96	3,98	3,96	3,46	3,99
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Fe	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,32	0,03
Mg	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,62	1,66	1,63	1,66	1,77	1,22	1,71	1,39	1,60	1,62	1,65	1,34	1,59	2,45
Na	2,30	2,27	2,40	2,37	2,32	2,30	2,30	2,37	2,44	2,38	2,26	2,61	2,25	1,47
K	0,03	0,05	0,03	0,05	0,02	0,40	0,04	0,16	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
	19,94	19,96	20,03	20,04	20,05	20,06	20,03	20,01	20,05	20,00	19,95	19,99	20,04	19,98
An	40,93	41,85	40,14	40,68	43,05	31,19	42,21	35,44	39,11	40,18	41,82	33,59	40,96	62,08
Ab	58,20	57,01	59,13	58,01	56,38	58,66	56,78	60,52	59,66	59,18	57,24	65,59	58,01	37,26
Or	0,87	1,15	0,73	1,32	0,56	10,15	1,01	4,04	1,23	0,64	0,94	0,82	1,02	0,66

* toplam demir FeO olarak ölçülmüştür.

Çizelge 3.3 .Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda yapılan temsili biyotit analizleri

Analiz	13	15	16	17	18	19	20	21	22	23	27	28	29	30
SiO ₂	34,58	34,96	31,64	35,1	35,61	35	35,03	35,61	36,51	36,98	35,19	35,57	33,86	35,32
TiO ₂	4,15	4,34	3,73	3,86	3,42	3,86	3,14	4,27	3,94	3,09	3,45	3,23	3,14	3,4
Al ₂ O ₃	18,09	19,76	16,54	18,22	18,7	17,74	19,17	18,61	19,28	20,17	18,6	18,92	18,62	18,95
Cr ₂ O ₃	0,13	0,11	0,1	0,08	0,07	0,1	0,15	0,1	0,09	0,08	0,06	0,07	0,05	0,05
FeO	17,62	18,54	17,83	18,61	18,37	18,31	17,85	18,33	18,58	17,37	18,02	19,14	19,07	18,86
MgO	8,24	9,6	7,36	9,06	9,38	8,98	9,01	8,27	9,09	8,73	9,43	8,95	8,68	8,81
MnO	0,08	0,18	0,12	0,17	0,11	0,08	0,13	0,1	0,14	0,15	0,13	0,08	0,13	0,13
CaO	0,04	0,01	0,01	0,02	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Na ₂ O	0,39	0,34	0,28	0,32	0,3	0,27	0,43	0,3	0,35	0,3	0,3	0,33	0,34	0,33
K ₂ O	9,38	8,08	9,48	9,24	7,66	9,14	8,86	9,54	9,47	8,4	9,34	9,36	9,21	9,35
NiO	0,07	0,01	0,02	0,02	0,06	0,01	0,01	0,05	0,01	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04
Toplam	92,77	95,93	87,11	94,7	93,68	93,5	93,79	95,19	97,47	95,31	94,57	95,7	93,14	95,25
Kasyonlar 22 oksijene göre hesaplanmıştır.														
Si	5,2	5,073	5,084	5,166	5,304	5,22	5,186	5,229	5,216	5,401	5,167	5,182	5,068	5,17
Ti	0,587	0,592	0,564	0,534	0,479	0,541	0,437	0,59	0,529	0,424	0,476	0,442	0,442	0,468
Al ^T	3,206	3,38	3,133	3,161	3,283	3,118	3,345	3,221	3,247	3,472	3,219	3,249	3,285	3,269
Al ⁴	2,8	2,927	2,916	2,834	2,696	2,78	2,814	2,771	2,784	2,599	2,833	2,818	2,932	2,83
Al ⁶	0,406	0,453	0,217	0,327	0,587	0,338	0,532	0,451	0,463	0,873	0,387	0,43	0,352	0,439
Fe ³⁺	1,119	0,865	1,584	1,249	0,667	1,161	1,184	0,987	1,072	0,512	1,309	1,316	1,541	1,278
Fe ²⁺	1,097	1,385	0,812	1,042	1,621	1,122	1,027	1,265	1,148	1,609	0,904	1,016	0,845	1,031
Cr	0,015	0,013	0,013	0,009	0,008	0,012	0,018	0,012	0,01	0,009	0,007	0,008	0,006	0,006
Mg	1,847	2,076	1,762	1,987	2,082	1,996	1,988	1,81	1,936	1,9	2,064	1,943	1,936	1,922
Mn	0,01	0,022	0,016	0,021	0,014	0,01	0,016	0,012	0,017	0,019	0,016	0,01	0,016	0,016
Ca	0,006	0,002	0,002	0,003	0	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002
Na	0,114	0,096	0,087	0,091	0,087	0,078	0,123	0,085	0,097	0,085	0,085	0,093	0,099	0,094
K	1,799	1,496	1,943	1,735	1,456	1,739	1,674	1,787	1,726	1,565	1,75	1,74	1,759	1,746
Ni	0,011	0,001	0,003	0,003	0,009	0,002	0,002	0,008	0,001	0,003	0,006	0,006	0,003	0,006
Toplam	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
Ann.	45,46	43	52,18	46,44	41,28	46,08	42	45,36	43,69	36,79	43,82	45,41	47,48	45,2
Flog.	37,89	39,67	38,39	40,29	37,56	40,27	37,78	36,47	38,09	32,95	40,86	37,84	38,51	37,62
Sid.	8,325	8,664	4,716	6,636	10,58	6,826	10,11	9,082	9,115	15,13	7,66	8,379	7,007	8,589
Eas.	8,325	8,664	4,716	6,636	10,58	6,826	10,11	9,082	9,115	15,13	7,66	8,379	7,007	8,589
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Fe³⁺ Schumacher (1991) göre hesaplanmıştır

$$Mg^{\#} = Mg / (Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+})$$

Çizelge 3.4. Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda yapılan temsili granat analizleri

Analiz	11	12	13	14	24	25	26	27	28	29	30	31	40	41
SiO ₂	37,66	37,23	37,29	37,22	58,29	38,14	37,12	38,47	37,05	37,21	37,11	38,00	36,47	37,18
TiO ₂	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	21,36	21,10	21,27	21,13	26,35	21,47	21,02	21,76	21,00	21,15	20,97	21,49	20,92	20,90
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,04	0,04	0,02	0,04	0,00	0,07	0,01	0,02	0,04	0,04	0,00	0,02
FeO	32,13	32,64	31,76	32,57	0,25	32,59	32,29	33,36	32,09	32,48	32,07	33,16	33,33	33,13
MnO	2,50	3,45	2,01	3,63	0,00	5,05	4,45	3,34	5,02	4,23	4,31	4,19	3,19	2,76
MgO	4,51	2,99	5,04	3,51	0,09	2,79	2,80	3,78	2,80	2,81	2,93	3,16	3,04	3,00
CaO	1,54	1,66	1,41	1,47	6,33	1,48	1,55	1,58	1,47	1,53	1,57	1,55	1,56	1,55
Na ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,02	6,58	0,02	0,03	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,01	1,73	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
NiO	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Toplam	99,76	99,16	98,84	99,64	99,66	101,7	99,31	102,4	99,53	99,48	99,05	101,7	98,55	98,57
FeOh	30,53	31,01	30,17	30,94	30,96	30,67	31,70	30,49	30,86	30,47	31,50	31,66	31,47	31,80
Fe ₂ O ₃ h	1,79	1,81	1,76	1,81	1,81	1,79	1,85	1,78	1,80	1,78	1,84	1,85	1,84	1,86
Top hes.	98,60	98,45	98,03	97,97	100,2	97,99	101,0	98,40	97,96	97,91	100,4	97,20	97,41	97,94
TSi	3,01	3,02	2,99	3,00	3,02	3,01	3,01	3,00	3,02	3,02	3,01	2,98	3,03	3,02
TAl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Top_T	3,01	3,02	3,00	3,00	3,02	3,01	3,01	3,00	3,02	3,02	3,01	3,00	3,03	3,02
Al ⁶	2,01	2,02	2,00	2,00	2,00	2,01	2,00	2,00	2,02	2,01	2,00	1,99	2,01	2,00
Fe ³⁺	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Top_A	2,12	2,13	2,11	2,12	2,11	2,12	2,12	2,11	2,13	2,12	2,12	2,11	2,13	2,12
Fe ²⁺	2,04	2,10	2,03	2,09	2,05	2,08	2,07	2,07	2,09	2,07	2,09	2,16	2,15	2,15
Mg	0,54	0,36	0,60	0,42	0,33	0,34	0,44	0,34	0,34	0,36	0,37	0,37	0,37	0,36
Mn	0,17	0,24	0,14	0,25	0,34	0,31	0,22	0,35	0,29	0,30	0,28	0,22	0,19	0,21
Ca	0,13	0,14	0,12	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,14	0,13	0,14	0,14	0,13
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Top_B	2,88	2,85	2,89	2,88	2,87	2,87	2,87	2,88	2,86	2,86	2,87	2,89	2,84	2,86
Top_Kat	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Alm	77,93	74,27	80,17	73,99	69,25	70,86	75,20	69,03	71,71	71,15	72,18	75,80	77,36	76,14
And	4,09	3,92	4,20	3,90	3,65	3,71	3,95	3,64	3,77	3,74	3,81	3,99	4,07	3,99
Gross	5,05	5,08	4,79	4,51	4,23	4,59	4,82	4,28	4,56	4,70	4,57	4,80	4,87	4,74
Pyrope	6,47	8,37	5,42	8,80	11,43	10,42	8,01	11,53	9,98	10,20	9,72	7,71	6,85	7,56
Spess	6,47	8,37	5,42	8,80	11,43	10,42	8,01	11,53	9,98	10,20	9,72	7,71	6,85	7,56

Fe³⁺ Schumacher(1991) ve uç üyeler Deer ve diğ. (1992) göre hesaplanmıştır.

Çizelge 3.5 .Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda yapılan temsili sillimanit analizleri

Analiz	1	2	3	25	26	81	82	83
SiO ₂	34,75	36,54	36,16	38,20	36,95	42,66	42,25	42,06
TiO ₂	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	58,83	61,11	60,31	63,01	61,58	61,02	62,04	63,29
Cr ₂ O ₃	0,10	0,07	0,02	0,07	0,04	0,04	0,04	0,03
FeO*	0,18	0,30	0,23	0,25	0,19	0,74	0,62	0,49
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,33	0,23
MnO	0,00	0,03	0,03	0,03	0,05	0,00	0,02	0,03
CaO	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,20	0,16	0,11
Na ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,14	0,05	0,06
K ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,78	0,29	0,18
NiO	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,02	0,01	0,02
Toplam	93,90	98,13	96,85	101,64	98,84	106,04	105,83	106,51
Kasyonlar 20 oksijene göre hesaplanmıştır								
Si	3,999	4,025	4,034	4,060	4,037	4,367	4,318	4,267
Ti	0,001	0,003	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001
Al	7,979	7,934	7,931	7,894	7,930	7,363	7,473	7,568
Fe	0,009	0,006	0,002	0,006	0,003	0,003	0,003	0,002
Cr	0,017	0,028	0,021	0,022	0,017	0,063	0,053	0,042
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,067	0,050	0,035
Mn	0,000	0,003	0,003	0,003	0,005	0,000	0,002	0,003
Ca	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,022	0,018	0,012
Na	0,000	0,002	0,002	0,002	0,002	0,028	0,010	0,012
K	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,102	0,038	0,023
Ni	0,002	0,002	0,003	0,003		0,002	0,001	0,002
Toplam	12,009	12,006	12,004	11,994	11,997	12,017	11,967	11,966
Al/Si	1,995	1,971	1,965	1,944	1,964	1,686	1,730	1,774

*toplam demir FeO olarak ölçülmüştür

Çizelge 3.6 .Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda yapılan temsili antofillit analizleri

Analiz	68	69	70	72	75	76	77	78	82	83	84	85	92	93
SiO ₂	47,97	50,23	50,6	54,64	50,88	46,88	50,22	48,53	46,5	51,72	50,23	49,94	49,2	49,57
TiO ₂	0,11	0,12	0,06	0,02	0,06	0,10	0,02	0,12	0,06	0,03	0,05	0,03	0,08	0,09
Al ₂ O ₃	0,82	0,78	3,24	8,51	1,93	2,05	2,57	2,78	2,78	4,95	1,81	1,67	2,34	1,99
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,00	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,00	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01
FeO*	31,93	34,54	31,79	20,2	30,89	33,68	29,73	32,17	27,64	26,42	30,72	34,57	32,74	32,95
MnO	1,03	1,05	1,03	0,56	1,59	1,49	1,44	1,91	1,29	1,25	1,36	1,46	1,34	1,39
MgO	11,51	12,33	11,53	7,88	11,76	11,43	10,96	9,71	9,66	10,23	11,93	12,64	12,61	12,01
CaO	0,51	0,47	1,14	2,67	0,22	0,25	0,26	1,3	0,54	0,9	0,24	0,23	0,39	0,26
Na ₂ O	0,32	0,07	0,48	2,23	0,1	0,03	0,32	0,27	0,05	0,97	0,11	0,04	0,10	0,03
K ₂ O	0,13	0,02	0,06	0,23	0,06	0,01	0,01	0,19	0,22	0,00	0,02	0,01	0,06	0,04
NiO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,07	0,01	0,02	0,02	0,03
Top	94,39	99,64	99,95	97	97,55	95,97	95,56	97,05	88,74	96,58	96,51	100,6	98,89	98,37
Kasyon oranları 23 oksijene göre hesaplanmıştır														
T Si	7,138	7,055	7,1	8,024	7,263	6,836	7,334	7,103	7,337	7,502	7,236	6,918	6,919	7,026
T Al	0,144	0,129	0,468	0,214	0,264	0,351	0,282	0,445	0,322	0,395	0,271	0,273	0,387	0,332
T Fe ³⁺	0,718	0,817	0,431	0	0,473	0,812	0,384	0,452	0,341	0,104	0,493	0,809	0,694	0,642
Top_T	8	8	8	8,239	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
C Al	0,000	0,000	0,067	1,257	0,061	0,000	0,161	0,034	0,194	0,451	0,036	0,000	0,000	0,000
C Cr	0,004	0,002	0,001	0,004	0,005	0,004	0,002	0,004	0,001	0,004	0,004	0,001	0,001	0,001
C Fe ³⁺	1,351	1,437	1,381	1,013	1,265	1,575	1,305	1,499	1,358	1,392	1,295	1,494	1,462	1,46
C Ti	0,012	0,012	0,007	0,003	0,006	0,011	0,002	0,014	0,008	0,003	0,005	0,003	0,009	0,009
C Mg	2,553	2,583	2,412	1,725	2,503	2,485	2,387	2,118	2,271	2,212	2,562	2,611	2,643	2,537
C Fe ²⁺	1,019	0,909	1,075	0,965	1,071	0,84	1,06	1,22	1,088	0,866	1,021	0,812	0,811	0,915
C Mn	0,061	0,058	0,057	0,033	0,089	0,086	0,083	0,111	0,08	0,072	0,077	0,08	0,074	0,078
Top_C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
B Fe ²⁺	0,887	0,896	0,844	0,503	0,88	0,88	0,883	0,766	0,86	0,843	0,892	0,89	0,884	0,889
B Mn	0,07	0,067	0,065	0,037	0,103	0,099	0,096	0,126	0,092	0,082	0,089	0,092	0,085	0,09
B Ca	0,081	0,071	0,172	0,421	0,033	0,039	0,041	0,203	0,091	0,139	0,037	0,034	0,059	0,04
B Na	0,043	0,009	0,061	0,539	0,013	0,004	0,042	0,036	0,007	0,128	0,014	0,004	0,013	0,004
Top_B	1,081	1,042	1,141	1,498	1,028	1,022	1,061	1,131	1,05	1,193	1,031	1,02	1,04	1,022
A Na	0,05	0,01	0,069	0,097	0,015	0,005	0,048	0,041	0,008	0,146	0,016	0,005	0,015	0,004
A K	0,024	0,004	0,01	0,044	0,01	0,003	0,001	0,036	0,044	0,001	0,003	0,002	0,011	0,007
Top_A	0,074	0,014	0,079	0,141	0,025	0,007	0,05	0,077	0,053	0,146	0,019	0,007	0,026	0,011
Top_K	14,16	14,06	14,22	14,88	14,05	14,03	14,11	14,21	14,1	14,34	14,05	14,03	14,07	14,03
Top_O	22,36	22,3	22,43	23,81	22,34	22,24	22,47	22,49	22,53	22,88	22,32	22,23	22,25	22,28

* toplam demir FeO olarak ölçülmüştür, Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺), Al^T: toplam Al Fe³⁺ Schumacher (1997)' e göre stakiyometrik olarak hesaplanmıştır.

Kordiyerit genellikle elips veya dairesel şekilli kristaller halindedir. Granatların kırık ve kenarları boyunca reaksiyon zarfı olarak (Şekil 3.5 A) ve biyotit yönelimleri içerisinde serizitik hamur halinde görülür (Şekil 3.5 B). Plajiyoklas ile benzer rölyef ve çift kırılmaya sahip olan kordiyerit, serizitleşmiş ve benekler şeklinde opaklaşmış olması (pinitleşme) ile ondan ayrılır. Sillimanit, biyotit yönelimleri içerisinde granat ve kordiyerit ile birlikte bulunur. Yer yer kendisi de yönelim oluşturur. Genellikle kareye yakın dairesel şekilli kafa kesitlerine rastlanan sillimanitlerin yer yer çubuk şekilli (Şekil 3.5 C) kesitlerine de rastlanmaktadır. Bunların temsili mikropirob analizleri sonucunda % 58-63 Al₂O₃ , % 34-42 SiO₂ içerdikleri ve Al/ Si oranlarının ~2/1 olduğu tespit edilmiştir (Çizelge 3.5). Ortorombik amfibol biyotitlerle birlikte yönelimler oluştur ve saçılmış küçük taneler halindedir. Amfibolit

Çizelge 3.7. Diğer gnaysların gözlemsel mineralojisi

Örnek	Plj*	Q	Or	Bi*	Mu	Grn	Ep	Zr	Ap	Op*
36	45-50	20-25	15-20	-	10-15	-	-	-	-	1-2
37	25-30	30-35	10-15	15-20	-	-	-	-	-	1-2
39	40-45	25-30	-	-	20-25	1-5	-	-	-	1-2
63	30-35	65-70	-	-	-	-	-	-	-	1-2
102	30-35	35-40	1-5	10-15	-	-	1-5	-	-	1-2
306	25-30	40-45	-	5-10	10-15	-	-	-	-	1-2
309	20-25	40-45	-	15-20	10-15	-	-	-	<1	1-2
326	35-40	45-50	-	10-15	-	-	-	-	<1	1-2
327	35-40	35-40	-	10-15	-	-	5-10	-	-	1-2
328	50-55	35-40	-	5-10	-	-	-	<1	<1	1-2
330	55-60	20-25	-	10-15	-	-	1-5	-	<1	1-2
482	25-30	30-35	15-20	-	20-25	-	-	-	<1	1-2
483	25-30	25-30	10-15	5-10	10-15	-	1-5	-	-	1-2
485	50-55	1-5	20-25	15-20	-	-	-	<1	<1	1-2
486	25-30	45-50	-	10-15	-	-	1-5	<1	-	1-2
488	40-45	40-45	-	-	-	-	5-10	-	-	1-2
490	20-25	30-35	-	30-35	-	-	1-5	<1	-	1-2
507	45-50	20-25	10-15	-	1-5	-	-	-	-	1-2
508	35-40	10-15	25-30	-	1-5	1-5	-	-	-	1-2
519	50-55	10-15	-	20-25	1-5	-	-	-	-	1-2
521	35-40	25-30	-	20-25	1-5	-	-	-	-	1-2
524	25-30	35-40	-	15-20	1-5	-	1-5	-	-	1-2
527	30-35	25-30	-	25-30	-	-	1-5	-	-	-1-2
646	25-30	35-40	1-5	5-10	5-10	-	-	-	-	1-2
647	25-30	35-40	1-5	5-10	-	-	-	<1	-	1-2
650	55-60	35-40	-	1-5	-	-	-	<1	<1	1-2
659	35-40	40-45	1-5	-	-	-	5-10	<1	-	1-2
836	30-35	40-45	-	5-10	-	-	1-5	<1	-	1-2
873	20-25	25-30	20-25	1-5	5-10	-	1-5	<1	<1	1-2

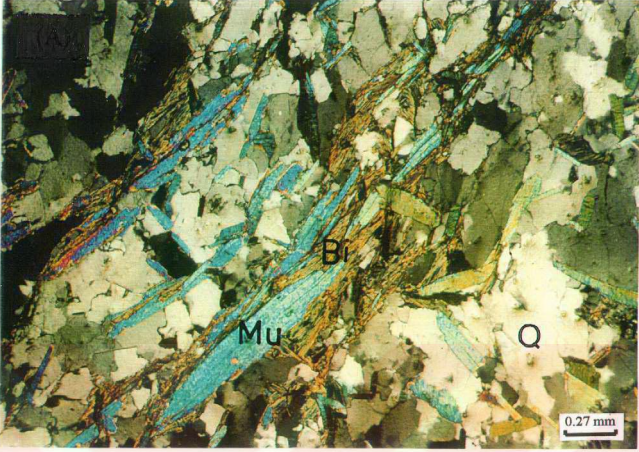
Plj = plajiyoklas, Q = kuvars, Or = ortoklas, Bi = biyotit, Mu = muskovit,
Alm = almandin, Ep = epidot, Zr = zirkon, Ap = apatit, Op = opak mineraller

fasiyesi kayaçlarında; granat, kordiyerit ve alüminosilikatlar ile birlikte bulunabilen ortorombik amfibollerin mikropiop analizleri (Çizelge 3.6) sonucunda antofillit, kısmen de antofillit-gedrit geçişinde yer aldıkları belirlenmiştir (Leake, 1978).

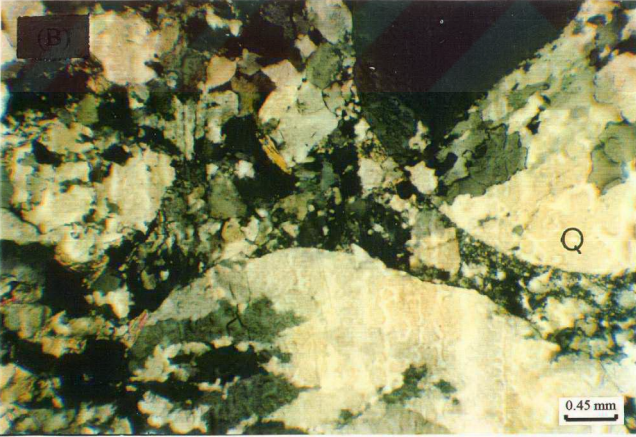
Karadağ metamorfiteeri içerisindeki diğer gnayslar makroskopik olarak açık sarı-turuncu ve gri-beyaz renklindedirler. Mineralojik bileşimleri Çizelge 3.7 de verilmiştir. Oldukça bol miktarlarda sodik plajiyoklas ve kuvars içerirler. Muskovit ve biyotit birlikte ve nispeten yaygın olarak; K'lu feldspat genellikle az; granat ise bazı kesitlerde ve çok az oranlarda bulunur. Epidot çatlaklar boyunca ve yer yerde kümülofirik olarak görülür. Tali mineraller olarak zirkon ve apatit; opak mineraller olarak da protin, manyetit, rutil ve ilmenit bulundurulur. Minerallerin mikroskopik özellikleri granat-biyotit-plajiyoklas gnayslardakilere benzediğinden burada tekrar edilmeyecektir.

3.1.2.3.2. Şistler

Şistler, Karadağ metamorfiteerinin en çok ayrıışan kayaç grubu olduklarından toprak örtüsünün en fazla geliştiği alanları oluştururlar. Bu nedenle bunlardan fazla sayıda örnek alınamamıştır. Alınanlarında sadece bir kaçından ince kesit hazırlanabilmiştir. Gnays ve kuvarsitler ile ardışıklı seviyeler halindeki şistler, gri-kahve görünümüleri ile onlardan kolaylıkla ayırt edilirler. Ancak biyotitlerin yoğun bir şekilde kloritleştiği yerlerde yeşilimsi kahve veya gri-yeşil renklere de görülürler. Makroskopik olarak son derece belirgin, 0.1-0.3 mm genişliğinde, düzgün ayrık foliasyon yapısı gösterirler (Bkz. Şekil 3.4). Genellikle yassı düzlemler şeklindeki foliasyon yüzeyleri yer yer ondüleli veya milimetre ölçeğinde kıvrımlı yapılar oluştururlar. Bu şekildeki mikro kıvrımlar muskovit (% 5-40) ve biyotitlerin (% 0-30) yüksek oranlarda olduğu kısımlarda görülmektedir. Muskovit ve biyotit bakımından zengin olanlar lepidoblastik dokuya sahiptir (Şekil 3.6). Bunlar çubuk ve yer yer kenar kısımları kare veya dikdörtgen şekilli lepidoblastlar halindedirler ve çok düzgün yönelimler oluştururlar (Şekil 3.6). Kuvars (% 10-50) ve plajiyoklas (% 5-20) içerilerinin arttığı örneklerde lepidogranoblastik ve hatta granolepidoblastik dokular da görülebilmektedirler. Son derece düzensiz şekilli kuvarslar genellikle sürekli ve kısmen de süreksiz yönelimler oluşturur (Şekil 3.6). Plajiyoklas (% 5-20) kenarları aşındırılmış,



Şekil 3.6. Kuvars mika şistlerde gözlenen dokular ve mineraller (Çift nikol; Q: kuvars, Bi: biyotit, Mu: muskovit)



Şekil 3.7. Kuvarsitlerde gözlenen taneli doku (Çift nikol; A: Q: kuvars)

Çizelge 3.8: Şistlerin gözlemsel mineralojisi

Örnek	Plj*	Q	Or	Bi*	Mu	Ep	Zr	Ap	Op*
15	1-5	60-65	-	15-20	15-20	-	<1	-	1-2
17	5-10	20-25	50-55	-	5-10	-	<1	-	-
37	25-30	30-35	10-15	15-20	-	-	-	-	1-2
38	5-10	15-20	-	25-30	50-55	-	-	-	1-2
46	20-25	55-60	-	-	20-25	-	-	-	1-2
47	30-35	20-25	15-20	15-20	10-15	-	-	-	1-2
408	5-10	85-90	-	-	1-5	-	-	<1	1-2
481	20-25	30-35	5-10	10-15	10-15	1-5	-	-	1-2

Plj = plajiyoklas, Q = kuvars, Or = ortoklas, Bi = biyotit, Mu = muskovit, Ep = epidot, Zr = zirkon, Ap = apatit, Op = opak mineraller

dairesel ve yer yer uzun kristaller şeklindedir. Çoğunlukla tamamen serizitleşmişlerdir ve sürekli olmayan yönelimler oluştururlar. Opak mineraller olarak; manyetit, pirotin rutil ve ilmenit bulundurulur. Tali mineraller olarak apatit ve zirkon içerirler. Serizit plajiyoklasların; klorit ise biyotitlerin ayrışma ürünü olarak görülmektedir. Şistler mineralojik bileşimlerine göre (Çizelge 3.8) iki mikalı şist, muskovit-plajiyoklas-kuvars şist, kuvars-biyotit-muskovit şist, biyotit-muskovit kuvars şist, biyotit-muskovit-plajiyoklas-kuvars-şist gibi alt gruplara ayrılabilirler.

3.1.2.3.3. Kuvarsitler

Kuvarsitler genellikle gnays ve şistler ile ardışıklı seviyeler ve bu seviyeleri kesen damarlar halinde görülmektedirler. Ardışıklı olanlar gri kahve görünümü ile gnays ve şistlere benzediklerinden ayırt edilmeleri zordur. Ancak dikkat edildiğinde elipsoid şekilli kuvars taneleri içerdikleri görülür. Tanelerin boyları genellikle 1-3 mm kadardır. Bu şekliyle kuvars kumtaşı görünümündedirler. Bu yapı mikroskopik olarak da görülebilmektedir (Şekil 3.7). Bunlar çoğunlukla dairesel ve elips şekilli taneler halindedirler. Tek nikelde elips şekilli iri kuvars tanelerinin çift nikelde “alt tane oluşumu” adı verilen ve gayet belirgin yönelimler oluşturan küçük kuvarslardan oluştuğu görülür. Damar şeklindeki kuvarsitler ise 10-30 cm kalınlığında açık gri beyaz ve süt beyaz görünümü ile kolaylıkla ayırt edilirler. Mikroskopik olarak tamamına yakını kuvarslardan (% 95-98) meydana gelen kuvarsitlerin yer yer muskovit (% 0-5) içerdği de görülür.

3.1.2.3.4. Amfibolitler

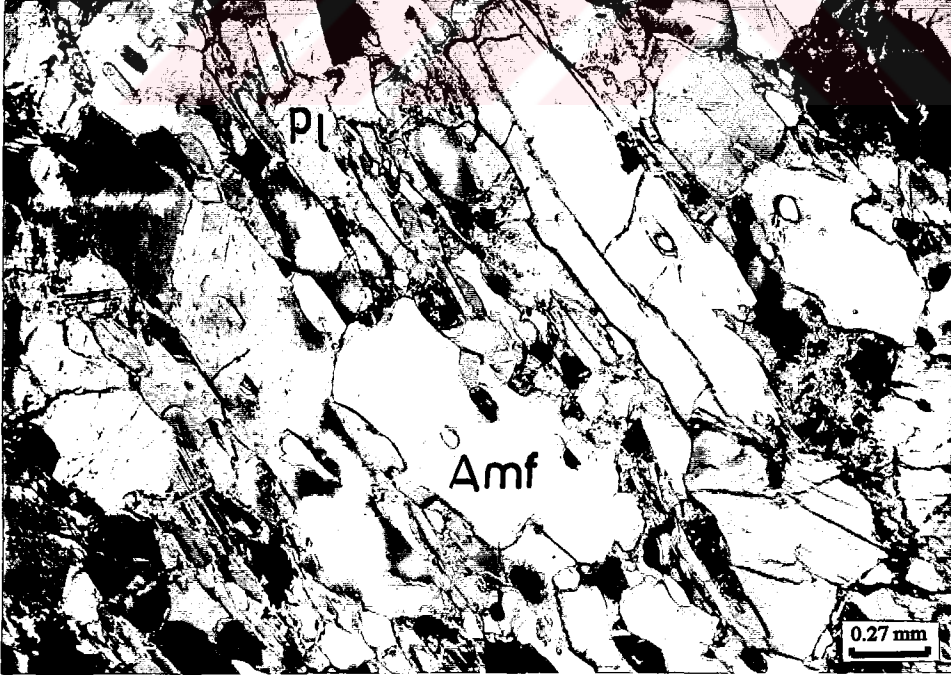
Amfibolitler, Karadağ metamorfiteeri içinde mercek şeklinde koyu gri-siyah alanlar oluştururlar. En yaygın olarak Demirkent Beldesi'nin doğusunda yüzeyleirler. Mercek kalınlıkları 5-10 m arasında değişir. Makroskopik olarak az belirgin, 1-2 mm genişliğinde ayrıklıfoliasyon yapısı gösterirler (Bkz Şekil 3.4). Amfibolitlerde genel olarak granoblastik doku hakimdir. Bazı numunelerde bu doku granoblastik poligonal doku şeklindedir (Şekil 3.8). Hornblendin çok yüksek oranlarda bulunduğu örneklerin bazılarında ise belirgin bir şisti doku da görölmektedir (Şekil 3.9). Amfibolitlerde klivaj alanlarını genellikle amfibol ve kısmen de klinopiroksen; mikrolithon alanlarını ise plajiyoklas ve nadir olarak da kuvars oluşturmaktadır. Mineralojik olarak fazla çeşitlilik göstermezler. Oldukça bol miktarda andezin türü plajiyoklas (% 40-60) ve hornblend (% 20-50) içerirler. Klinopiroksenler (% 5-40) bazı kesitlerde ve oldukça yaygın olarak görölmektedir. Kuvars (% 5-20) bazı kesitlerde ve çok az miktarlardadır. Tali mineraller olarak apatit ve zirkon, opak mineraller olarak da manyetit (yer yer hematit'e dönüşmüş), rutil ve ilmenit bulundururlar. Çoğunlukla andezin-hornblend gnays bileşimindeki amfibolitler (Çizelge 3.9) içerisinde yer yer andezin-hornblend şist, ve klinopiroksen-hornblend-andezin gnayslara da rastlanır.

Çizelge 3.9. Amfibolitlerin gözlemsel mineralojisi

Örnek	Plj*	Q	Horn	Kpir	Bi	Ep	Zr	Ap	Op*
56	35-40	-	35-40	15-20				<1	1-2
59	40-45	15-20	30-35	-	-	-	-	-	1-2
520	30-35	5-10	45-50	-		1-5			1-2
657	40-45		50-55	-	-	1-5	-	<1	1-2
823	35-40	-	35-40	15-20				<1	1-2
824	50-55	10-15	20-25	1-5	1-5			<1	1-2
825	40-45	15-20	30-35	-	-	-	-	-	1-2
832	45-50	-	30-35	5-10	-	-	-	-	1-2
833	55-60	-	35-40	-	-	-	-	-	1-2
834	35-40	-	25-30	25-30	-		<1	<1	5-6
908	50-55	-	35-40	-	-	1-5	-	-	1-2
909	50-55	-	40-45	-	-	-	-	-	1-2

Plj = plajiyoklas, Q = kuvars, Bi = biyotit, Horn = hornblend, Kpir = klinopiroksen, Ep = epidot, Zr = zirkon, Ap = apatit, Op = opak mineraller

Şekil 3.8. Amfibolitlerde gözlenen granoblastik doku. Kayaçta ilksel olarak bulunan klinopiroksenler amfibolleşmiş (uralitleşme), opaklaşmış, kloritleşmiş ve kalsitleşmişlerdir. Amfiboller ise amfibolit fasiyesinin tipik minerali olduklarından taze görünümlüdürler. Çift Nikol; Kesit no: 834 (Kp: klinopiroksen, Amf: amfibol; Pl: plajiyoklas)



Şekil 3.9. Amfibolitlerde gözlenen şisti doku. Çift Nikol; Kesit no 520 (Amf: amfibol, Pl: plajiyoklas)

Plajiyoklas dairesel veya elips ve yer yer de kısmen köşeli taneler halindedir. Bazıları zonlu olan plajiyoklaslar yer yer yönelim oluştururlar. Genellikle serizitleşmiş ve yer yer hidrogranata dönüşümlerdir. Mikropiop analizleri sonucunda labradorit (An 50-64) ve andezin (An 31-50) bileşiminde oldukları tespit edilmiştir (Çizelge 3.10). Hornblend genellikle yassı ve kısmen de köşeli taneler halindedir. Köşeli olanlarda genellikle iki dilinim birden görülür ve plajiyoklas ile birlikte yer yer granoblastik poligonol doku oluşturur. Bazılarında yapışma yüzeyi 100 olan ikizleri görülür. Yönelim oluşturanlar lepidoblastik dokuya benzer bir doku sunarlar (Şekil 3.8). Bazı kesitlerde opak minerallerin poikiloblastlar halinde hornblendler üzerinde toplandıkları görülmektedir. Mikroprop analizleri sonucunda magneziyo-hornblend (Çizelge 3.11) bileşiminde oldukları tespit edilmiştir (Leake, 1978). Klinopiroksen bazı kesitlerde görülür ve kısmen köşeli taneler halindedir. Genellikle tek dilinimleri belirgindir. Bazı kesitlerde sadece hornblende dönüşen klinopiroksenler diğer bazılarında ise hornblend, kalsit, siderit ve hematit'e dönüşmüşlerdir. Bu tür kesitlerde opak minerallerin (hematit) bariz olarak benekler şeklinde sadece klinopiroksenler üzerinde toplandıkları görülür. Klinopiroksenler hornblendlerle beraber yan yana buldukları halde hematitlerin sadece klinopiroksenler üzerinde yoğunlaşması, bunların piroksenlerin ayrışma ürünü olduklarına işaret etmektedir (Bkz Şekil 3.9). Kuvars çok az sayıdaki kesitte görülen, sürekliliği olmayan bireysel taneler halindedir. Serizit ve hidrogranat plajiyoklasların; klorit biyotitlerin; kalsit, siderit ve hematit klinopiroksenlerin ayrışma ürünüdür.

3.1.2.4. Jeotermobarometri

Karadağ metamorfitletindeki jeotermobarometri çalışmaları granat-biyotit-plajiyoklas gnayslar ve amfibolitlerde yapılmıştır. Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslardaki jeotermometri hesaplamaları granat-biyotit Fe-Mg değişim termometresi (Ferry ve Spear, 1978); jeobarometri hesaplamaları da granat-biyotit-plajiyoklas-kuvars (GBPQ) jeobarometrisi (Hoisch, 1990) esasına göre yapılmıştır. Amfibolitlerdeki jeotermometri hesaplamaları ise plajiyoklas-amfibol jeotermometrisi (Spear, 1980; Blundy ve Holland, 1990), jeobarometri hesaplamaları da Al-jeobarometrisi (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister ve diğ., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1991) esasına göre yapılmıştır.

Çizelge 3.10. Amfibolitlerde yapılan temsili plajiyoklas analizleri

Analiz	102	103	106	107	111	112	115	116	118
SiO₂	52,17	55,72	54,07	53,83	56,77	56,05	59,55	60,36	60,69
TiO₂	0,00	0,00	0,01	0,12	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Al₂O₃	30,69	28,49	28,01	26,53	27,35	28,38	24,42	24,33	25,29
Cr₂O₃	0,02	0,03	0,04	0,04	0,01	0,02	0,00	0,04	0,00
FeO*	0,11	0,18	0,07	0,10	0,34	0,08	0,06	0,10	0,07
MnO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03
MgO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,15	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	13,54	10,85	11,02	9,47	9,99	10,70	6,41	6,30	6,84
Na₂O	4,06	5,70	5,29	5,65	6,04	5,80	7,45	7,73	7,49
K₂O	0,07	0,02	0,03	0,05	0,03	0,04	0,14	0,13	0,11
NiO	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,05	0,01
Total	100,70	101,00	98,55	95,82	100,74	101,11	98,07	99,09	100,53
Kasyonlar 32 oksijene göre hesaplanmıştır									
Si	9,418	9,952	9,901	10,097	10,150	9,990	10,793	10,832	10,738
Ti	0,000	0,000	0,002	0,021	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000
Al⁴	2,582	2,048	2,099	1,903	1,850	2,010	1,207	1,168	1,262
Al⁶	3,948	3,949	3,946	3,962	3,914	3,952	4,010	3,978	4,012
Cr	0,003	0,004	0,006	0,006	0,001	0,003	0,000	0,006	0,000
Fe	0,017	0,027	0,011	0,016	0,051	0,012	0,009	0,015	0,010
Mg	0,008	0,000	0,003	0,000	0,008	0,005	0,003	0,008	0,008
Mn	0,000	0,000	0,000	0,003	0,023	0,000	0,000	0,002	0,000
Ca	2,619	2,076	2,162	1,903	1,914	2,043	1,245	1,211	1,297
Na	1,421	1,974	1,878	2,055	2,094	2,004	2,618	2,689	2,569
K	0,016	0,005	0,007	0,012	0,007	0,009	0,032	0,030	0,025
Ni	0,002	0,002	0,000	0,002	0,004	0,002	0,004	0,009	0,002
	20,034	20,037	20,014	19,980	20,016	20,032	19,922	19,950	19,922
An	64,571	51,211	53,425	47,944	47,676	50,373	31,960	30,821	33,329
Ab	35,032	48,677	46,402	51,755	52,154	49,403	67,209	68,422	66,033
Or	0,397	0,112	0,173	0,301	0,170	0,224	0,831	0,757	0,638

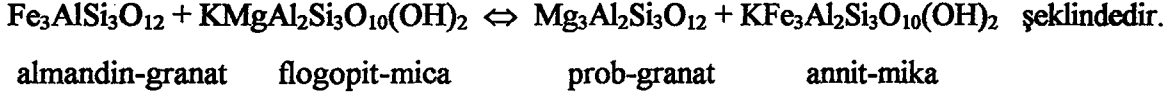
* toplam demir FeO olarak ölçülmüştür.

Çizelge 3.11. Amfibolitlerde yapılan temsili amfibol (hornblend) analizleri

Analiz	97	98	99	100	101	104	105	108	109	110	113	114	117	119	120
SiO ₂	45,7	46,8	45,4	46,0	46,8	46,0	44,8	45,7	46,1	45,9	46,8	45,0	55,0	51,2	52,4
TiO ₂	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,2	1,1	1,2	1,2	1,0	1,3	1,2	0,1	0,1	0,1
Al ₂ O ₃	10,6	10,8	10,7	12,0	11,4	12,2	12,0	10,5	11,4	12,4	11,1	11,7	2,0	4,4	4,6
Cr ₂ O ₃	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO*	12,0	12,0	12,5	12,7	12,7	12,8	12,6	11,7	12,7	12,5	12,4	12,3	29,8	26,2	27,0
MnO	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	1,4	1,3	1,4
MgO	13,7	13,9	13,6	13,4	13,9	13,5	13,2	13,7	13,8	13,6	14,1	13,2	10,6	9,7	9,9
CaO	10,6	11,2	10,5	10,6	10,7	10,7	10,5	10,7	11,1	10,8	11,0	10,9	0,2	0,9	0,9
Na ₂ O	1,3	1,3	1,2	1,6	1,4	1,7	1,6	1,2	1,5	1,8	1,4	1,7	0,0	1,2	1,0
K ₂ O	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total	95,7	97,9	95,6	98,1	98,8	98,8	96,2	95,1	98,3	98,2	98,6	96,5	99,2	95,3	97,6
Kasyonlar 23 oksijene göre hesaplanmıştır															
T Si	6,70	6,72	6,66	6,59	6,65	6,56	6,56	6,73	6,61	6,56	6,67	6,58	7,74	7,59	7,57
T Al	1,30	1,28	1,34	1,41	1,35	1,45	1,44	1,27	1,40	1,44	1,33	1,42	0,15	0,36	0,36
T Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,10	0,11
Top_T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,14	8,05	8,04
C Al	0,53	0,55	0,51	0,63	0,55	0,60	0,63	0,55	0,52	0,65	0,53	0,59	0,17	0,41	0,41
C Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
C Fe ³⁺	0,48	0,41	0,56	0,51	0,53	0,53	0,50	0,45	0,49	0,50	0,48	0,42	1,38	1,42	1,42
C Ti	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,11	0,14	0,13	0,01	0,01	0,01
C Mg	2,99	2,97	2,96	2,86	2,93	2,88	2,87	3,00	2,94	2,89	2,98	2,87	2,23	2,14	2,14
C Fe ²⁺	0,84	0,91	0,82	0,85	0,82	0,84	0,87	0,85	0,90	0,84	0,85	0,97	1,13	0,94	0,94
C Mn	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,08	0,08	0,08
C Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Top_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
B Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
B Fe ²⁺	0,14	0,12	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,14	0,13	0,15	0,14	0,12	0,75	0,79	0,80
B Mn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,09	0,09	0,09
B Ca	1,67	1,71	1,65	1,62	1,63	1,63	1,65	1,69	1,70	1,65	1,67	1,71	0,03	0,15	0,14
B Na	0,18	0,15	0,17	0,20	0,19	0,20	0,19	0,17	0,16	0,19	0,17	0,16	0,01	0,20	0,17
Top_B	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	0,88	1,22	1,19
A Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
A Na	0,21	0,22	0,18	0,25	0,20	0,28	0,28	0,19	0,25	0,30	0,22	0,32	0,00	0,13	0,11
A K	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,01	0,03	0,04
Top_A	0,25	0,25	0,22	0,30	0,25	0,32	0,32	0,22	0,29	0,33	0,26	0,36	0,01	0,16	0,16
Top_cat	15,2	15,3	15,2	15,3	15,2	15,3	15,3	15,2	15,3	15,3	15,3	15,4	14,0	14,4	14,4
Top_ok	23,0	23,0	23,0	23,1	23,0	23,0	23,0	23,0	23,0	23,0	23,0	23,0	22,7	23,0	23,0
(Ca+Na)	1,85	1,87	1,82	1,82	1,83	1,83	1,84	1,85	1,86	1,84	1,85	1,86	0,04	0,34	0,30
B															
Mg#	0,75	0,74	0,75	0,74	0,75	0,74	0,74	0,75	0,74	0,74	0,75	0,72	0,54	0,55	0,55
Al ^T	1,83	1,83	1,85	2,03	1,90	2,05	2,06	1,82	1,91	2,09	1,86	2,02	0,32	0,77	0,77

* toplam demir FeO olarak ölçülmüştür, Mg# = Mg/(Mg+Fe²⁺), Al^T: toplam Al Fe³⁺ Schumacher (1991)' e göre stakiyometrik olarak hesaplanmıştır.

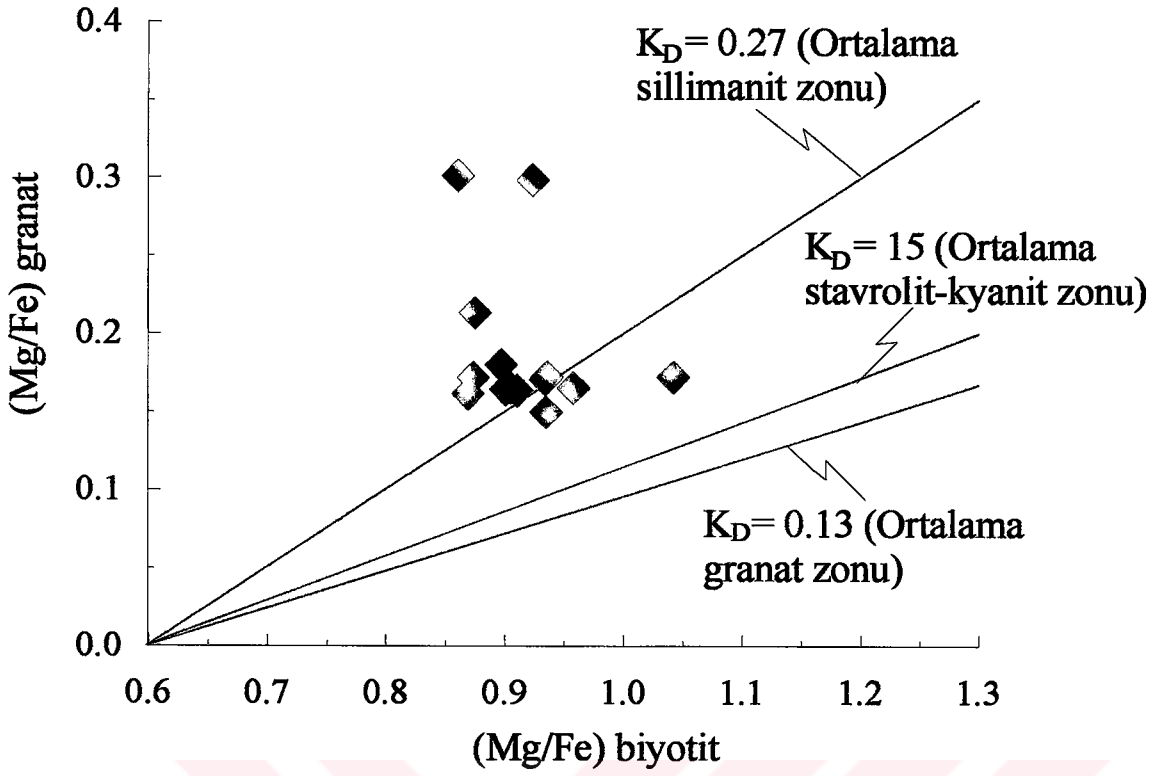
Birlikte oluşan granat ve biyotit arasındaki Fe \leftrightarrow Mg değişim reaksiyonu;



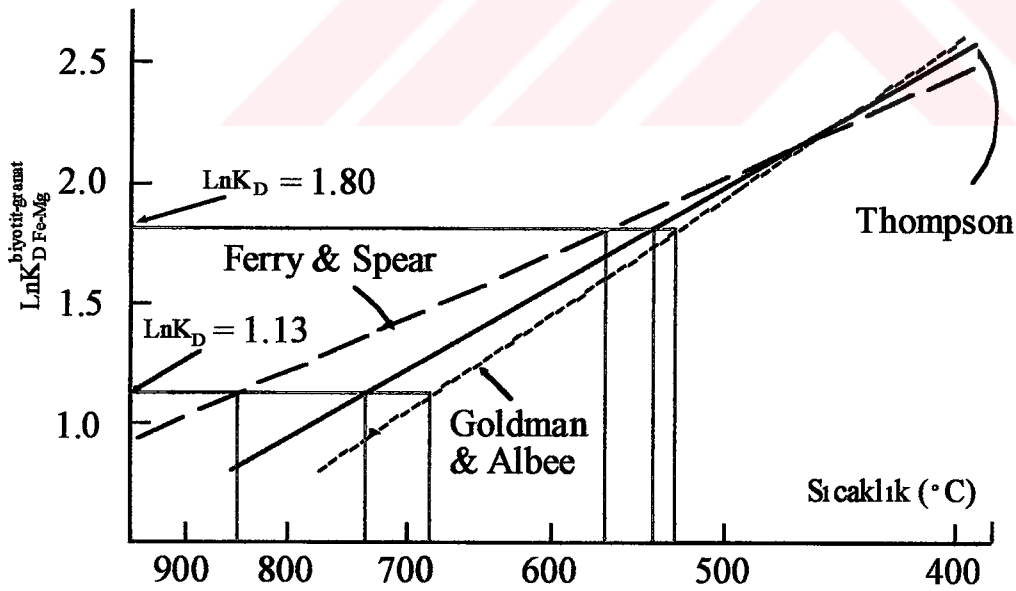
Bu denklem Mg ve Fe bakımından MgFe(gt) \leftrightarrow MgFe(bi) şeklinde de yazılmaktadır. Burada dağılım katsayısı $K_D = (\text{Mg/Fe})^{\text{bi}}/(\text{Mg/Fe})^{\text{gt}}$ olarak tanımlanmaktadır (Ferry ve Spear, 1978). Ferry ve Spear (1978), Fe \leftrightarrow Mg değişim termometresinin düşük Ca ve Mg içerikli granatlar ve düşük Ti içerikli biyotitler ile sınırlı olduğunu ileri sürmektedirler. Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslardaki granatlar düşük Ca ve Mg içerikleri; biyotitler de genel olarak % 4'den düşük Ti içerikleri ile Fe \leftrightarrow Mg değişim termometresi için uygun şartları oluştururlar. Bu termometrenin uygulanmasında diğer önemli bir problemde biyotitlerde tespit edilemeyen Fe³⁺ miktarıdır. Biyotitlerdeki demirin toplam demir cinsinden Fe²⁺ olarak hesaplanması ısı değerlerini önemli ölçüde düşürmektedir. Bu bakımdan biyotitlerin Fe²⁺ ve Fe³⁺ kanyon oranları toplam demir olarak ölçülen FeO miktarından stokiometrik olarak hesaplanmıştır (Schumacher, 1991).

K_D 'nin farklı metamorfizma derecelerindeki değişimi Şekil 3.10' da görülmektedir (Baltazis, E., 1979). Ancak şekilde kullanılan dağılım katsayısında ($K_D = \text{Bi/Gr}$) biyotit ile granat yer değiştirmiştir. Granat biyotit-plajiyoklas gnayslarda değişim reaksiyonuna göre hesaplanan dağılım katsayıları genellikle 0.17-0.24 arasında değişmektedir. Bu değerler ortalama stavrolit-kiyanit zonu granat ve biyotitlerinin dağılım katsayılarına karşılık gelmektedir.

$\text{Ln}K_D$ değerleri granat ve biyotit çiftlerinin merkezi kısımlarından kenar kısımlarına doğru artmaktadır. $\text{Ln}K_D$ granat ve biyotitlerin kenar kısımlarında 1.5-1.8 arasında iken, merkezi kısımlarda 1.3- 1.5 arasındadır. Bu değerler Ferry ve Spear (1978), Thompson, (1976) ve Goldman ve Albee (1977) kalibrasyonlarının bulunduğu Sıcaklık- $\text{Ln}K_D$ diyagramına (Şekil 3.11) aktarıldığında granat-biyotit çiftlerinin merkezi kısımlar için Ferry ve Spear (1978)' e göre hesaplanan en yüksek sıcaklık 850 °C olarak bulunmuştur. Bu sıcaklık granat ve biyotit çiftlerinin karşılaştıkları en yüksek sıcaklık olarak düşünülmektedir.



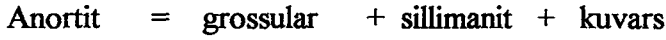
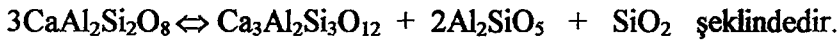
Şekil 3.10. Granat-biyotit çiftlerinin $(Mg/Fe)_{bi}-(Mg/Fe)_{gt}$ diyagramı. Farklı metamorfik zonlara ait granat-biyotit çiftlerinin Mg/Fe^{2+} dağılımları (Baltatzis, 1979' dan)



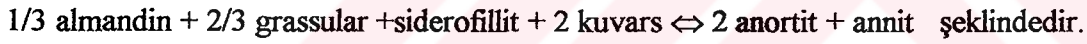
Şekil 3.11. Biyotit-granat K_D termometresi (Bohlen ve Essene, 1979' dan) ve granat-biyotit-plajiyoklastlardaki biyotit ve granatlarda hesaplanan LnK_D değerlerine göre bulunan sıcaklıklar.

Granat-biyotit çiftlerinin kenar kısımları için Ferry ve Spear (1978)' a göre hesaplanan en düşük sıcaklık ise 575 °C dir. Bu sıcaklık da granat ve biyotitlerin soğuma veya minerallerin kapanma sıcaklıkları olarak yorumlanabilir. Thompson (1976) ve Goldman ve Albee (1977)' ye göre kenar ve merkezi kısımlar için hesaplanan sıcaklıklar daha düşüktür.

Kordiyerit-Al₂SiO₅-granat-biyotit-muskovit-plajiyoklas-kuvars birlikteliğinden oluşan metamorfik kayalar için geliştirilen ilk jeobarometri, granat-plajiyoklas-Al₂SiO₅-kuvars (GBPQ) jeobarometrisidir (Ghent, 1976). Bu barometri için önerilen değişim reaksiyonu:



Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslar; plajiyoklas - granat - kordiyerit - sillimanit - biyotit - antofillit - muskovit - ortoklas - kuvars birliktelikleri ile granat-plajiyoklas-Al₂SiO₅-kuvars jeobarometrisi için uygun mineralojik bileşime sahiptirler. Bu nedenle bunların oluşum basınçlarının hesaplanmasında Hoisch (1990) tarafından geliştirilen GBPQ jeobarometrisi kullanılmıştır. Bu jeobarometri için önerilen denge değişim reaksiyonu:



Bu reaksiyona göre oluşturulan jeobarometri:

$$P \text{ (bar)} = \frac{-46707.2 + 85.5824T - RT \ln K_R - 30960.2(X_{Al}^B X_{Fe}^B) + 24289.6X_{Mg}^B + 37265.6X_{Ti}^B}{3.8996 - 2/3 \Delta V_{gr}} \text{ dir.}$$

Burada, dağılım $K_R = \frac{X_{ann}(a_{an})^2}{(a_{al})^{1/3} (a_{gr})^{2/3} X_{sid}}$ katsayısı olarak verilmektedir.

Formüllerde kullanılan aktivite ve ΔV_{gr} nin hesaplanması:

Biyotitler,

$$X_{ann} = (X_{Fe}^B)^3, \quad X_{flg} = (X_{Mg}^B)^3, \quad X_{sid} = 6.75(X_{Fe}^B)^2 X_{Al}^B, \quad X_{cas} = 6.75(X_{Mg}^B)^2 X_{Al}^B$$

Burada,

$$X_{Mg}^B = Mg/3, \quad X_{Fe}^B = Fe/3, \quad X_{Al} = (Al + Si - 4)/3$$

Plajiyoklas;

$$a_{an} = \frac{X_{an}(1+X_{an})^2}{4} \exp \left[\frac{(1-X_{an})^2}{RT} (8578+39300X_{an}) \right]$$

Burada, $X_{an} = Ca/(Ca+Na+K)$

Granatlar;

$$a_{al} = \left[X_{al} \exp \left(\frac{(6.28T-13809)}{RT} \right) X_{pr} X_{gr} \right]^3$$

$$a_{gr} = \left[X_{gr} \exp \left(\frac{(13809-6.28T)}{RT} \right) (X_{pr} + X_{al} X_{pr} + X_{pr} X_{sp}) \right]^3$$

$$V_{gr} (j/bar) = 0.1 \left[V_{al} \left(\frac{X_{al}}{X_{al}+X_{pr}} \right) + V_{pr} \left(\frac{X_{pr}}{X_{al}+X_{pr}} \right) \right]$$

$$\Delta V_{gr}(j/bar) = V_{gr} - 12.53$$

Burada,

$$V_{al} = 125.24 + (1.482[1 - X_{gr}])^2 - 0.48 (1+Z_1[(1-X_{gr})/0.066] \exp[-(Z_1)^2/2])$$

$$V_{pr} = 125.24 + (0.512[1 - X_{gr}])^2 - 0.48 (1+Z_2[(1-X_{gr})/0.083] \exp[-(Z_2)^2/2])$$

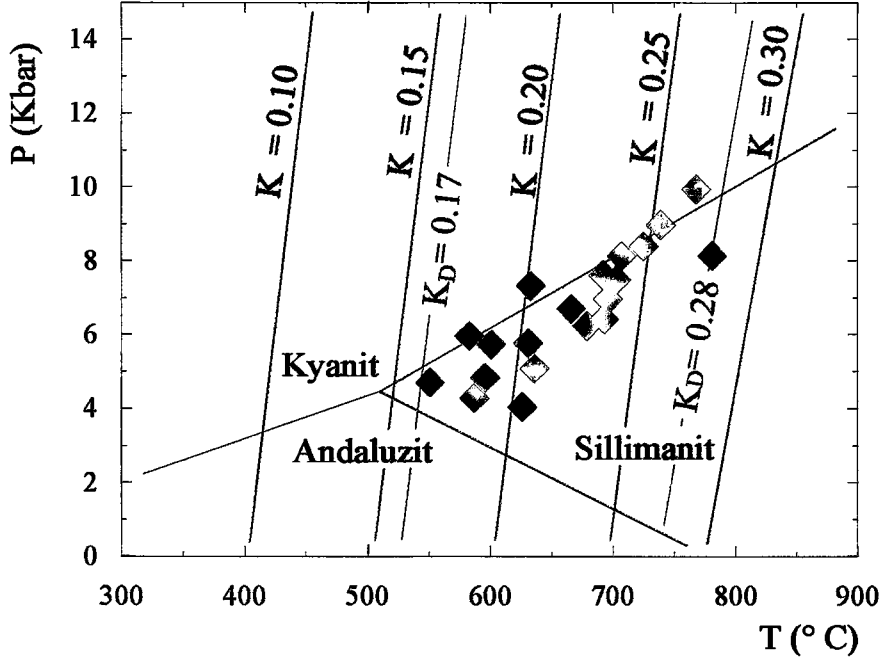
$$X_{al} = Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$$

$$X_{pr} = Mg/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$$

$$X_{gr} = Ca/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$$

$$X_{sp} = Mn/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn) \text{ dir.}$$

GBPQ barometri yöntemi kullanılarak hesaplanan basınçlar, almandin granatların merkezi kısımlarında 8 kbar'dan başlayarak kenar kısımlarına doğru 4 kbar' a kadar azalmaktadır (Şekil 3.12). Merkezi kısımlar karşılık gelen yüksek basınçlar GBPG' ların karşılaştıkları pik basınçları, kenar kısımlara karşılık gelen düşük basınçlar ise minerallerin



Şekil 3.12. Granat biyotit-plajiyoklas gnaysların basınç (P) - sıcaklık (T) diyagramı. Sıcaklıklar Ferry ve Spear (1978), basınçlar ise Hoisch (1990)' e göre hesaplanmıştır

kapanma basınçları olarak yorumlanmaktadır. GBPG' larda hesaplanan jeotermometri ve jeobarometri sonuçları P-T diyagramına aktarıldığında saatin tersi yönünde bir değişim geçirdikleri görülmektedir.

Amfibolitler, Karadağ metamorfiteğinde jeotermobarometri hesaplamalarının yapıldığı diğer bir kayaç gurubudurlar. Bunlar plajiyoklas ve hornblend birliktelikleri ile amfibol jeobarometri hesaplamalarına uygun mineralojik bileşime sahiptirler. Amfibol jeobarometrisi olarak kullanılacak amfibollerin katılma fazı sırasında oluşmuş olmaları gerekmektedir. Çünkü, amfibollerin oluşumundan sonra sistemde aktinolite dönüşüm, kloritleşme ve opaklaşma gibi katı fazda oluşmuş mineraller yaygın olarak bulunmaktadır. Bu gibi alterasyona uğramış bileşimler hesaplamaların dışında tutulmalıdır (Hammarstrom ve Zen, 1986). Hornblendlerde $Al = 0,79$ sınırı hornblendlerin Al içeriğinin alt sınırını oluşturmaktadır (Leake,1971). Bu nedenle $Al^T < 0,79$ olması durumunda negatif basınçlar söz konusu olmaktadır. Amfibollerin tahmin edilen kristalizasyon basıncı ile toplam Al içerikleri arasında ileri sürülen deneysel korelasyonlar aşağıda tanımlanan doğrusal ilişkiler şeklindedir.

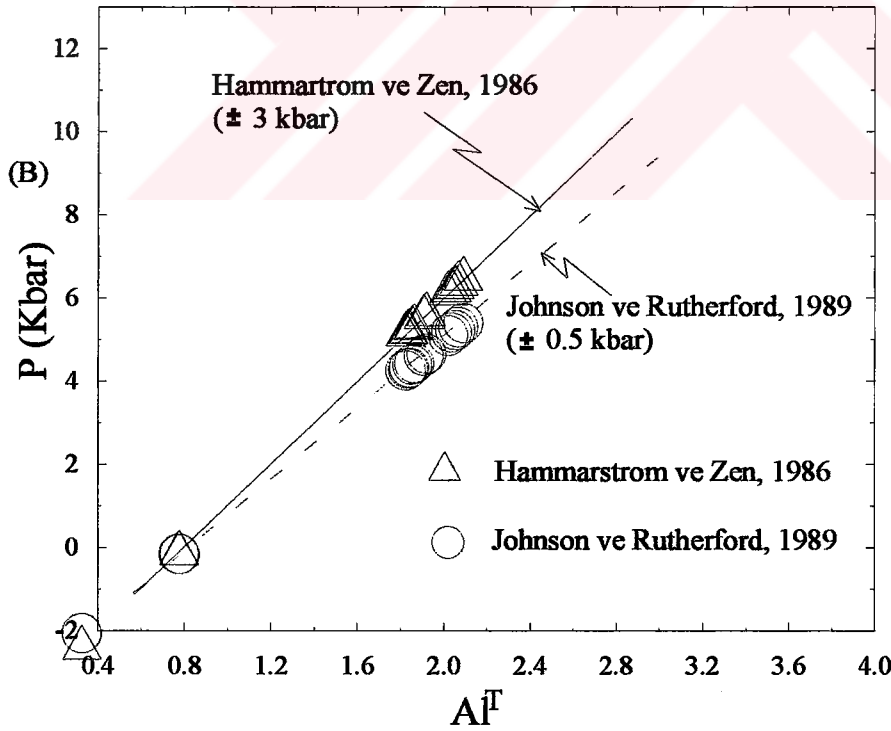
$$P (\pm 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03Al^T \quad r^2 = 0.80 \quad (\text{Hammarstrom ve Zen, 1986})$$

$$P (\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64\text{Al}^{\text{T}} \quad r^2 = 0.97 \quad (\text{Hollister ve diğ., 1987})$$

$$P (\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23\text{Al}^{\text{T}} \quad r^2 = 0.99 \quad (\text{Johnson ve Rutherford, 1989})$$

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76\text{Al}^{\text{T}} \quad r^2 = 0.99 \quad (\text{Schmidt, 1992})$$

Hornblendler ile ilgili bu deneysel korelasyonlar hornblendlerin ve buna bağılı olarak da komşu minerallerin kristalizasyon basıncını verdiği kabul edilmektedir (Ghent ve diğ., 1991). Bu bakımdan hesaplanan basınçlar hornblendlerin kristallenme derinliklerini yansıtabilir. Amfibolitlerde alüminyum-hornblend jeobarometrisi esasına göre hesaplanan en düşük basınçlar Johnson ve Rutherford (1989)' un korelasyonuna göre elde edilmiştir ($P_3 = 4.73 \pm 0.5 \text{ kbar}$). Diğer korelasyonlara göre bulunan kristalizasyon basınçları ise sırasıyla $P_1 = 5.82 \pm 0.55 \text{ kbar}$, $P_2 = 6.16 \pm 0.6 \text{ kbar}$, $P_4 = 6.21 \pm 0.6 \text{ kbar}$ dır (Şekil 3.13). Üç nokta için 0 veya 0' a yakın negatif basınçlar elde edilmiştir. Bu şekildeki düşük veya negatif basınç değerleri hornblendlerin kenar kısımlarında aktinolite dönüşüm, kloritleşme, oksidasyon (opaklaşma) gibi katı faz dönüşümlerinin geliştiğine işaret etmektedir.



Şekil 3.13. Karadağ metamorfileri amfibolitlerindeki hornblendlerin Al^{T} içerikleri ile hesaplanan basınç (P Kbar) değerleri arasındaki ilişki

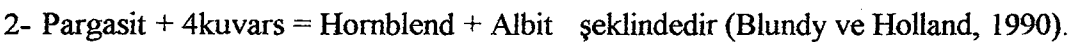
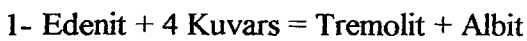
Amfibolitlerdeki jeotermometri hesaplamaları Spear (1980) ve Blundy ve Holland (1990)' a göre gerçekleştirilmiştir. Amfibol ve plajiyoklas, metamorfize olmuş mafik kayalarda ve bazı derinlik kayalarında görülen en yaygın mineral birlikteliğini oluşturur. Bunların kimyasal bileşimlerinin metamorfizma da olduğu gibi artan basınç ve sıcaklık koşullarında değişim gösterdiği bilinmektedir. Deneysel olarak kalibre edilen plajiyoklas ve amfibol arasındaki denge değişimi:

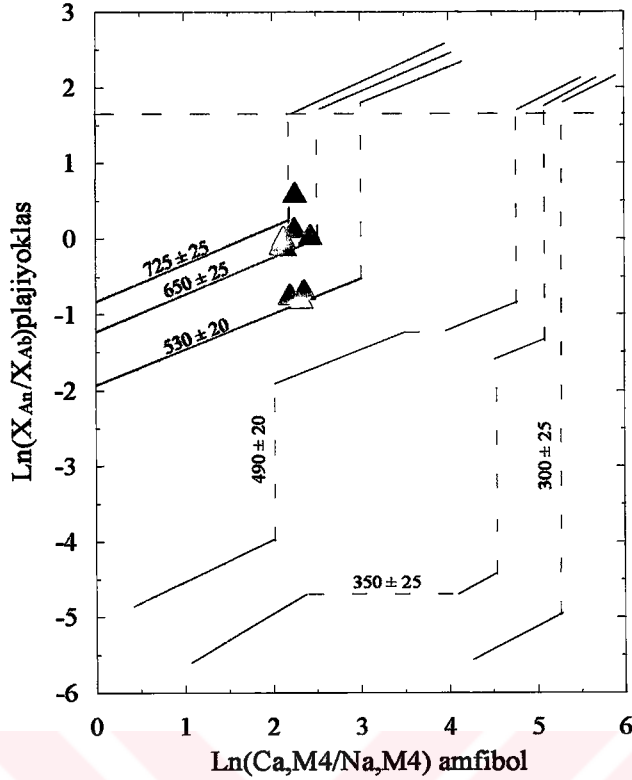


Değişim reaksiyonunun dağılım katsayısı $K_D = (X_{An}/X_{Ab})_{pl}/(X_{Na}/X_{Ca})_{amf}$ şeklinde verilir.

Şekil 3.14, 450-750 °C arasında oluşan amfibol-plajiyoklas birlikteliklerinde termometre olarak kullanılabilir (Spear, 1980). Diyagramdaki düşey kesikli çizgiler metabazitlerdeki amfibol ve plajiyoklaslarda bilinen karışmamazlık boşluklarını göstermektedir. Amfibolitlerin yalnızca amfibolit fasiyesini temsil etmeleri, diğer bir ifade ile yeşil şist-amfibolit geçişinde yer almamaları nedeniyle özellikle bazik metamorfitlelerde bilinen karışmamazlık boşlukları (Spear ve Selverstone, 1983; Grove ve diğ., 1983) görülmemektedir. (Ca, M4) ve (Na, M4) amfibollerin 2 M4 odacığından oluşan B odasındaki Ca ve Na bileşenlerine, X_{An} ve X_{Ab} ise plajiyoklaslardaki % anortit ve albit veya birim formüldeki Ca ve Na oranlarına karşılık gelmektedir. Amfibolitlerdeki plajiyoklas ve amfibol birlikteliğinin bu yöntemle grafiksel olarak bulunan kristalleşme sıcaklıkları genelde 725 ± 25 °C ve 650 ± 25 °C arasında değişmektedir. Ancak üç nokta 530 ± 20 değerleri elde edilmiştir. Bu noktalar aktinolitik hornblend bileşimindeki kenar kısımlarına karşılık gelmektedir.

Plajiyoklas-amfibol çiftlerinde kullanılan diğer bir termometre Blundy ve Holland, (1990) tarafından geliştirilmiştir. Özellikle kalk-alkali granitoidlerdeki plajiyoklas-amfibol çiftleri için geliştirilen ancak metamorfitlelerde de kullanılan bu jeotermometri için önerilen termodinamik değişim reaksiyonları:



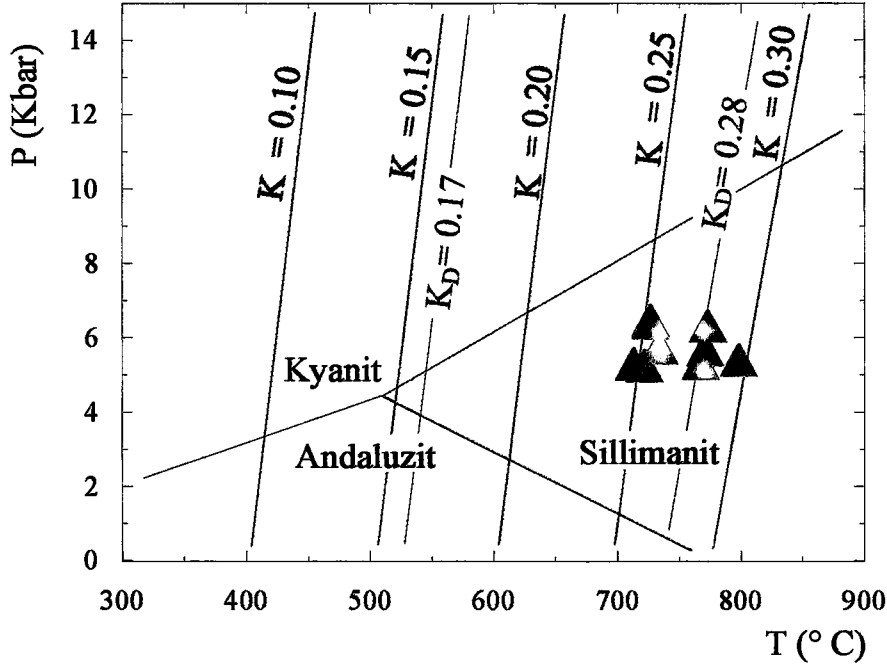


Şekil 3.14. Amfibolitlerdeki plajiyoklas-hornblend çiftlerinin $\text{Ln}(X_{\text{An}}/X_{\text{Ab}})_{\text{pl}} - \text{Ln}(\text{Ca},\text{M4}/\text{Na},\text{M4})_{\text{amf}}$ diyagramı (Spear, 1980)

Değişim reaksiyonlarının dağılım katsayısı, $K = (\text{Si}-4)/(8-\text{Si})X_{\text{Ab}}$ olarak verilmektedir. Burada: X_{Ab} ; plajiyoklasın albit içeriğidir. Her iki reaksiyon için de denge ilişkisi aşağıdaki jeotermometrinin önerilmesine yol açmıştır.

$$T = (0,677 P - 48,98 + Y) / (-0,0429 - 0,008314 \text{ Ln } K), \text{ (Blundy ve Holland, 1990).}$$

Burada; T: sıcaklık, P: basınç(kbar), Y: plajiyoklasın ideal olmaması durumu. $X_{\text{Ab}} > 0,5$ için $Y = 0$, $X_{\text{Ab}} < 0,5$ için $Y = -8,06 + 25,5 (1-X_{\text{Ab}})^2$ dir. 500-1100 °C arasındaki sıcaklıklarda oluşmuş amfibol-plajiyoklas birlikteliklerinde kullanışlı olan bu termometri % An_{92} 'den daha az kalsik plajiyoklas ve birim formülünde 7.8'den daha az Si içeren amfibol birliktelikleri için kullanılmaktadır (Blundy ve Holland, 1990). Bu yöntemle amfibolitlerdeki plajiyoklas-hornblend birlikteliğinin kristalleşme sıcaklıkları 747 ± 40 °C, olarak elde edilmiştir.



Şekil 3.15. karadağ metamorfitletindeki amfibolitlerin basınç (P) - sıcaklık (T) diyagramı. Basınçlar Hammarstrom ve Zen (1986), sıcaklıklar ise Blundy ve Holland (1990)' a göre hesaplanmıştır

Amfibolitlerde Al-jeobarometri ve hornblend jeotermometri hesaplamaları sonucunda elde edilen basınç ve sıcaklıklar sonuçlar Şekil 3.15'deki P-T diyagramına aktarılmıştır. Şekilde de görüldüğü gibi amfibolitlerde hesaplanan basınç (5.6-6.8 kbar) ve sıcaklıklar (747 ± 40 °C), granat biyotit-plajiyoklas gnayslarda hesaplanan basınç ve sıcaklıklara göre daha dar bir değişim aralığına sahiptir. Bu durum hornblendlerin granatlara göre daha dar bir basınç-sıcaklık aralığında oluşmuş olabileceklere şeklinde yorumlanabilir.

3.1.2.5. Karadağ Metamorfitletlerinin Yaşı

Karadağ metamorfitletlerinde jeokronolojik yaş tayinleri yapılmamıştır. Orta ve yüksek dereceli metamorfitletler olmaları nedeniyle de yaş verebilecek herhangi bir fosile ratlanmamıştır. Bu nedenle yaş, çevre kayaçlarla olan ilişkileri ve Doğu Pontidler'de bilinen diğer yüzeylemeler ile karşılaştırılarak verilmeye çalışılmıştır.

Çalışma alanının doğu ve güneydoğu kesimlerinde Liyas yaşlı Kınalıçam volkanik karmaşığı, Karadağ metamorfitletleri üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Bu bakımdan

metamorfitlerin yaşı Liyas öncesi olmalıdır. Ayrıca metamorfitleri kesen Jura öncesi yaşlı Demirkent plütonunun batı sınırı boyunca Hamurkesen Formasyonu itilmiş olması da metamorfitlerin Liyas öncesi yaşlı olabileceğini gösterebilir. Karadağ metamorfitleri, Bayburt yöresindeki kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı Pulur Masifi'nin doğudaki devamı niteliğindedir. Bayburt yöresinde ise Pulur metamorfitleri üzerine Permo-Karbonifer kireçtaşları uyumsuz olarak gelmektedir (Ağar,1977 ; Korkmaz ve Baki, 1984; Tanyolu, 1988; Okay, 1996). Bu stratigrafik ilişki nedeniyle benzer fasiyes ve litolojiye sahip Karadağ metamorfitleri de Permo-Karbonifer veya öncesi yaşlı olabilir. Diğer taraftan Topuz (2000) Pulur metamorfitlerinin migmatitik metapelitlerindeki monazitlerde U-Pb yöntemine göre elde ettiği 329 ± 2 milyon yıllık yaşları (Alt-Orta Karbonifer) metamorfitlerde pik veya pike yakın koşulların gerçekleştiği zaman olarak yorumlamıştır. Masifin pegmatitlerinde elde ettiği Ar-Ar muskovit yaşları 315 ± 3 milyon yıl, gnayslarındaki Rb-Sr biyotit-toplam kayaç yaşları ise 310 ± 4 , 311 ± 3 , 307 ± 3 m.y.'dir. Gnaysların soğuma yaşı olarak kabul edilen bu yaşlar da Orta Karbonifer'e karşılık gelmektedir. Karadağ metamorfitleri de çoğunlukla benzer gnayslar ile temsil edilmiş olduğundan gnaysların soğuma yaşları aynı olabilir. Ayrıca Topuz (2000), Pulur Masifi'nin yeşil şist fasiyesi kayaçlarındaki muskovitlerinde elde ettiği Ar-Ar yaşları (259 ± 2.5 m.y.) ve Rb-Sr muskovit-toplam kayaç yaşlarını (260 ± 3 , 264 ± 3 m.y.) ise masifin soğuma yaşı olarak yorumlamıştır. Bu yaşlar ise Alt-Üst Permiyen geçişine karşılık gelmektedir. Ancak, Karadağ metamorfitleri düşük dereceli metamorfitler içermemektedir.

3.1.2.6. Deneştirme

Gnays, şist, kuvarsit ve amfibolitlerden meydana gelen Karadağ metamorfitleri Doğu Pontidler Güney Zonu'nda yüzeyleyen diğer metamorfik fasiyesler ile deneştirilebilir. Demirözü (Bayburt) yöresindeki Pulur metamorfitleri, gerek litolojik içeriği ve gerekse metamorfizma fasiyesleri açısından Karadağ metamorfitleri ile oldukça benzerdir. Pulur metamorfitleri; yeşil şist, amfibolit ve yer yer de granülit fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş meta-sediment ve meta-bazitlerden oluşmaktadır. Ayrıca Karadağ metamorfitlerine benzer şekilde gabro, diyorit ve tonalit gibi mafik ve asidik kayaçlar Pulur metamorfitlerini kesmişlerdir (Ağar, 1977 Korkmaz ve Baki, 1984, Tanyolu, 1988; Habiboğlu, 1989; Okay,

1996, Aslan, 1998). Ancak Pulur Masifi'ndeki yeşil şist fasiyesi kayaçlar Karadağ metamorfizmasında yer almamaktadır. Topuz (2000), Pulur Masifi'nde farklı yerlerde ve farklı zamanlarda başkalaşıma uğramış iki büyük tektonometamorfik birim ayırt etmiştir. Bunlardan düşük dereceli parotokton olanı (Doğankavak) yeşil şist ve albit-epidot amfibolit fasiyesi (425 ± 30 °C, 6-9 kbar) koşullarında başkalaşıma uğramıştır. Bu şekildeki düşük dereceli metamorfizma Karadağ metamorfizmasında yer almamaktadır. Düşük dereceli metamorfizma amfibolit fasiyesinin üst kısmı ile granülit fasiyesi koşullarında başkalaşıma uğramış tektonometamorfik bir birim (Cenci) tarafınca üzerlenmiştir. Cenci birimi ise çok heterojen olup, litolojik ve deformasyon yoğunluğuna bağlı olarak Petekli, Pirörenler ve Serenli alt birimlerine ayrılmıştır. Petekli birimi başlıca oldukça heterojen olan, grafit içeren metapelitik gnayslar, çok ince taneli granit gnayslar ve metabazitlerden oluşmaktadır. Pirörenler birimi milonitik-metapelitikten metapsamitiğe kadar varan stromatik migmatitlerden oluşmaktadır. Milonitleşme üst amfibolit koşullarında gerçekleşmiştir. Serenli alt birimi ise başlıca 1 km den daha kalın kuvarsofeldspatik milonitlerden oluşmaktadır. Milonitleşmenin koşulları Pirörenlerin aksine yeşil şist fasiyesidir. Karadağ metamorfizması litolojik birlikteliği ve göstermiş oldukları dokular bakımından Cenci biriminin alt birimleri ile oldukça benzerdir. Pulur Masifi'nin batıdaki devamı kabul edilen Ağvanis Masifi, Karadağ metamorfizması ve Pulur Masifi'nden farklı olarak, başlıca meta-bazitlerden ve daha az oranda da mermer, fillit, meta-dasit ve meta-asidik plütonlardan oluşmaktadır (Okay, 1983). Tokat-Zile-Çekerek yöresinde görülen yeşil şist fasiyesindeki değişik litolojideki şistler, Permo-Karbonifer yaşlı Karağaçderesi formasyonu ve Alsancak kireçtaşı tarafından üstlenmektedir (Tarhan, 1976). Amasya yöresinde görünür temeli oluşturan yeşil şist serisi, bazik ve yarı-bazik kayaların düşük sıcaklıklardaki bölgesel metamorfizma ile ilişkili olabileceği düşünülmüştür (Alp, 1972). Reşadiye yöresinde Paleozoyik yaşta olduğu kabul edilen Tozanlı grubu metamorfik kayaçlar ise yeşil şist fasiyesindedir (Seymen, 1975).

3.1.3. Demirkent Plütönu (Geç Paleozoyik)

3.1.3.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm

Adamia ve diğ.(1995) inceleme alanındaki asidik derinlik kayaçları ve gabroyik kayaçlardan “Ahalt masifi” adıyla söz etmişlerdir. Bu çalışmalarında gabro ve diyabazların şiddetle amfibolleştiğini, kimyasal bileşimlerinin çok belirgin bir toleyitik trend ile okyanusal bazalt ve plütönik kayaçlara benzediğini ileri sürmektedirler. Ayrıca asidik kayaçların plajiyogranit porfir daykaları olduklarını ve jeokimyasal olarak okyanusal eğilime sahip olduklarını belirtmektedirler. Konak ve Hakyemez (1996) ise aynı birime “Demirkent Dayk Kompleksi” adını vermişlerdir. Ancak birimin ofiyolitlere bağlı levhamsı dayk kompleksi ile benzer olmadığını ileri sürmektedirler. Bu çalışmada gerek asidik derinlik kayaçların, gerekse gabroyik kayaçların masif yapılı oldukları ve dayk özelliğinin sadece birimlerin kuzey ve güneydeki sınırlarına yakın kesimlerde olduğu belirlenmiştir. Jeokimyasal olarak da her iki kayaç grubunun yukarıda bahsedildiği gibi okyanusal karakterli olmadıkları ve aksine yitimle ilişkili oldukları görülmüştür. 1/25.000 ölçekli haritada ayrı ayrı haritalanabilir özellikte olmaları bakımından birbirinden ayrılmışlar ve gabroyik kayaçlar, yakın yöredeki en büyük yerleşim merkezi olan Demirkent Beldesi’ne atfen Demirkent plütönu olarak adlandırılmıştır. Demirkent plütönu Tortum G47- a2, a3 paftaları içinde güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda uzanan, 23 km uzunluğunda ve ortalama 5-6 km genişliğinde, elips şeklinde bir yüzeyleme alanına sahiptir (Bkz Şekil 3.1, Ek - 1). Karayolu boyunca Su Kavuşumu mevkiinde 1.5-2 km lik bir mesafede ve Sebzeçiler’in 2 km kuzeydoğusundan başlayarak kuzeye doğru devam eden yaklaşık 4 km lik bir mesafede yüzeyler. Bunun dışında Çoruh’ a paralel sıralanan Eğribakacak Tepe, Köknarlı Tepe, Havuzlu Köyü, Hog Mahallesi ve inceleme alanının kuzeydoğusundaki Demirkent Beldesi civarında görülür.

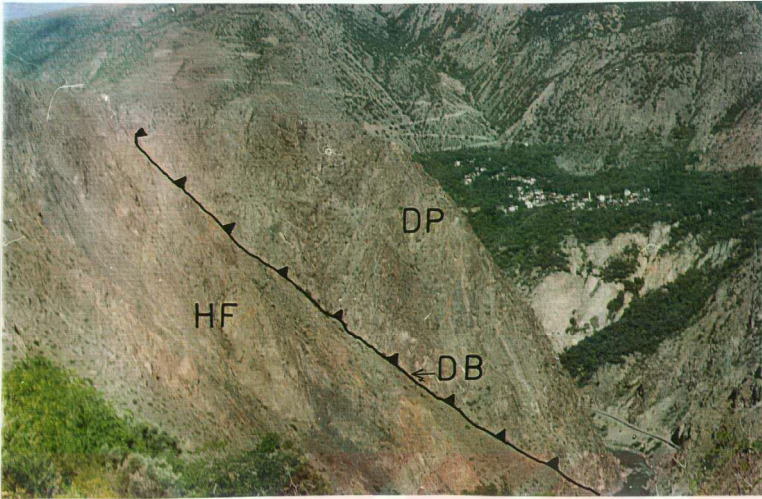
Çoruh Nehri, plütönün yaklaşık ortasından geçer. Sebzeçiler granitoyidi plütönün orta ve doğu kesimlerine yerleştiğinden, Demirkent plütönünün batı kesimi iç içe yerleşmiş iki elips arasında kalan bir alan şeklinde yüzeyler. Koyu gri ve siyaha yakın görünümüldür. Açık renkli minerallerin yoğun olduğu kesimlerde ise gri-beyaz renklerde görülür.

3.1.3.2. Dokanaklar

Demirkent plütönu, Paleozoyik yaşı Karadağ metamorfitlerini kesmiştir. Ancak metamorfitlerdeki yoğun ayrışma nedeniyle bu ilişki açık olarak görülememektedir. Bu bakımdan plütönu doğudan Karadağ metamorfitleri ile sınırlıdır. Batıdaki sınırı ise Liyas-Dogger yaşı Hamurkesen Formasyonu ile faylıdır. Eosen sonrası orojenik hareketlere (Geç Alpin) bağlı olarak batı kenarı boyunca kuzeybatıya doğru Liyas yaşı Hamurkesen Formasyonu üzerine itilmiştir (Şekil 3.16). Bu durum özellikle Havuzlu Köyü doğusunda belirgindir. Burada Demirkent plütönünün yaklaşık 45° lik bir fay yüzeyi ile Hamurkesen Formasyonu üzerine oturmaktadır. Ayrıca, bu harekete işaret eden fay zonunu plütönün batı sınırı boyunca özellikle Hamurkesen formasyonu içerisindeki volkanitlerde görmek mümkündür. Faya yakın plütönu ve Hamurkesen Formasyonu'ndan alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde kataklastik doku yaygın olarak görülmektedir. Fayın daha güneydeki devamında, Liyas yaşı birimleri kuzeybatıya doğru Eosen birimleri üzerine ittiği görülür (Baydar ve diğ., 1969; Konak ve Hakyemez, 1996). Çizgisele yakın elips şeklindeki Sebzeciler granitoyidi Demirkent plütönünün orta ve doğu kesimlerine yerleştiğinden plütönün bu birim ile olan sınırı çizgiselidir. Bu sınıra ait noktaların vadi ve sırtlarda yaklaşık aynı düşey düzlem üzerine düşmesi, dokanağın düşey bir düzlem şeklinde olduğunu göstermektedir. Sınırın kuzey ve güneydeki kısa kenarlarına gelindiğinde, Demirkent plütönüne ait gabroyik kayalar ile Sebzeciler granitoyidine ait asidik kayaların yaklaşık kuzey güney doğrultulu (uzun kenara paralel) dayklar şeklinde sıralandıkları görülür. Genişlikleri 0.5-1.5 ve yer yer 3 m'ye kadar çıkan Sebzeciler granitoyidine ait dayklar içerisinde yer yer Demirkent plütönünün dairesel veya elips şeklindeki anklavların Sebzeciler granitoyidinin Demirkent plütönünü kestiğine işaret etmektedir.

3.1.3.3. Litoloji

Demirkent plütönünün farklı yerlerinden 68 adet nokta örnek derlenmiştir. Bunlardan temsili olarak seçilen 23 örneğin ince kesiti yapılarak mikroskopta incelenmiş ve modal analizleri yapılmıştır (Çizelge 3.12). Bütün kesitlerde 1500-2000 arasında değişen nokta sayımı gerçekleştirilmiştir. Modal sınıflama Demirkent plütönünün gabro ve diyorit bileşimli



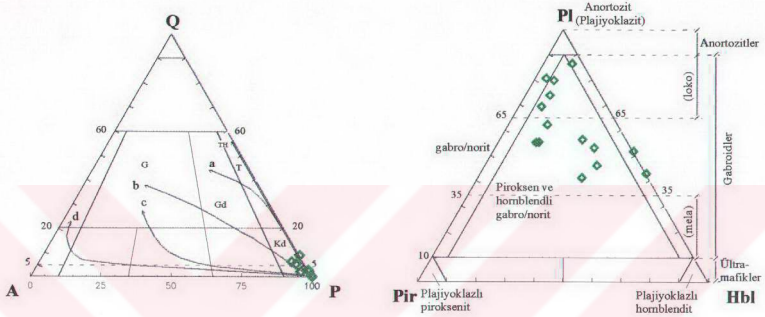
Şekil 3.16. Demirkent plütununun Demirkent Beldesi civarındaki görünümü. Demirkent plütunu kuzeybatı yönünde Hamurkesen Formasyonu üzerine itilmiştir (DP: Demirkent plütunu, HF : Hamurkesen Formasyonu, DB: Demirkent Bindirmesi; fotoğraf Havuzlu Köyü'nden kuzeydoğu yönünde çekilmiştir)

Çizelge 3.12 Demirkent plütunu kayaçlarının modal analiz sonuçları

Örnek No	Plj	Q	A.F	Amf	Kpir	Ap	Kl	Ep	Op	COL
D 499	63.75	3.67	2.19	28.86	-	1.53	-	-	-	28.86
G 503	70.82	-	-	8.18	17.1	-	2.97	-	0.93	29.18
G 504	61.65	-	-	13.38	24.28	-	-	-	0.69	38.35
DP 515	66.56	4.64	3.1	21.98	-	-	0.93	-	2.79	25.7
GP 518	72.24	-	-	3.44	14.1	0.43	2.37	-	7.42	27.33
G 612	65.12	-	-	26.03	8.15	-	-	-	0.7	34.88
MG 621	48.82	-	-	45.86	-	0.15	1.23	-	3.94	51.03
MG 624	41.05	4	-	54.95	-	-	-	-	-	54.95
D 625	54.66	1.22	-	34.2	1.5	-	-	8.42	-	44.12
D 626	59.58	16.12	0	23.6	-	-	0.45	-	0.25	24.3
D 627	57.15	1.7	-	27.5	-	-	1.75	5.8	6.1	41.15
D 635	63.15	1.4	1.99	29.27	2.49	-	0	-	1.7	33.46
D 680	55	0.3	-	39.1	1.7	-	0.3	3,6	-	44.7
G 681	53.03	-	-	34.14	12.83	-	-	-	-	46.97
G 682	84.5	-	-	9.6	3.8	-	0.15	0,9	1.05	15.5
G 683	68	-	-	7.65	22.5	-	1.1	0,25	0.5	32
G 684	79.44	-	-	6.89	13.42	-	-	-	0.25	20.56
G 685	53.5	-	-	12.6	31	-	-	2,9	-	46.5
G 686	40.43	-	-	35.15	22.71	-	-	-	1.71	59.57
G 692	45.14	-	-	37.86	15.14	-	1.29	-	0.57	54.86
G 694	55.2	-	-	14	30.8	-	-	-	-	44.8
G 884	55.57	-	-	28.4	15.1	-	-	-	1.19	44.43
D 885	41.73	-	-	54.56	-	-	-	-	3.71	58.27

G: gabro, D: diyorit, MG: mikro gabro, GP: gabro pegmatit, DP: diyorit pegmatit, Plj: plajiyoklas, Q: kuvars, A.F: alkali feldspat, Amf: amfibol, Kpir: klinopiroksen, Ap: apatit, Kl: klorit, Ep: epidot, Op: opak mineraller; COL = 100-(Plj+Q+A.F+Ap)

kayaçlardan oluştuğunu göstermektedir. Gabroların, Plj-Pir-Horn diyagramında hornblend gabro ve piroksen-hornblend gabro bileşiminde oldukları görülmektedir (Şekil 3.17). Demirkent plütünü kayaçları dokusal özellikleri bakımından gabro, gabro pegmatit, mikrogabro, diyorit ve diyorit pegmatit şeklinde sınıflandırılabilir.



Şekil 3.17. Demirkent plütünü kayaçlarının QAP diyagramı ve gabroların Plj-Pir-Horn diyagramındaki dağılımları

3.1.3.3.1. Gabro, Gabro Pegmatit ve Mikro Gabrolar

Eşit taneli dokuya sahip gabrolar Demirkent plütünü içerisindeki en yaygın kayaç grubunu oluştururlar. Gabro pegmatitler, gabrolar ile geçişli ve 2-3 m genişliğindeki çok düzensiz şekilli kapanımlar halindedirler. Mikro gabrolar ise kenar kısımlarda ve özellikle dayklarda görülmektedirler. Modal olarak daha yüksek oranlarda açık renkli mineraller içermelerine rağmen genellikle siyah ve koyu gri renklerde görülürler. Gabro ve gabro pegmatitler iri taneli subtomorf, mikrogabrolar ise ince taneli subtomorf dokuya sahiptirler. Gabrolar 1-3 mm, mikro gabrolar ise 0.5-1 mm boylarında eşit taneli doku gösterirler. Gabro pegmatitlerde ise mineral boyları 6-12 mm arasında değişmektedir. Renk indisleri 15.5-59.5 arasında değişir. Bu nedenle yer yer loko-gabroya geçiş gösterirler. Eşit taneli doku göstermeyen gabro pegmatitlerin renk indisleri ise ince kesitin yapıldığı yere göre çok değişken olmaktadır. Gabrolar yer yer az belirgin ve sürekliliği olmayan bir bantlı yapı gösterirler. Amfibol bakımından zengin ve sürekli olmayan koyu renkli bantlar,

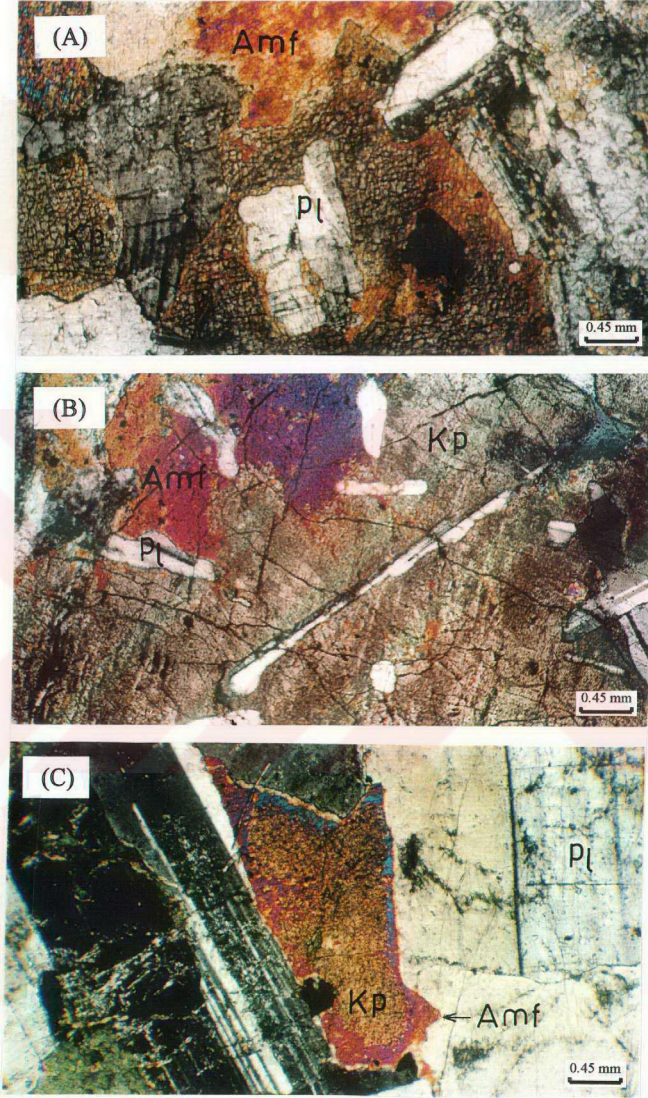
plajiyoklaslardan oluşan açık renkli bantlar tarafından çevrilir. Plajiyoklas: (% 40-70) bütün gabrolarda en fazla bulunan açık renkli mineraldir. Koyu renkli mineraller olarak klinopiroksen (% 10-31) ve amfibol (% 3-54) içerirler. Opak mineraller olarak manyetit, titanomanyetit, pirit, pirotin, kalkopirit; tali mineral olarak apatit içerirler.

Plajiyoklas diğer taneler arasındaki boşlukları dolduran iri kristaller ve poikilitik olmak üzere iki şekilde görülür. İri plajiyoklaslar genellikle uzun lameller halindedir ve albit ikizi gösterirler. İkiz lamelleri çoğunlukla düzensiz aralıktır. 1-2 mm boylarındaki plajiyoklasların bazıları zonlu yapıdadır. Plajiyoklaslar genellikle temiz görünümlü olmakla birlikte bazı kesitlerde oldukça yüksek oranlarda serizitlemişlerdir. Diğer bazı kesitlerde ise hidrogranatlaşma ve epidotlaşma oldukça yaygın olarak görülür. Poikilitik olarak gelişenler genellikle klinopiroksenler tarafından çevrelenmiş uzun lameller halindedir (Şekil 3.18 A, B).

Klinopiroksenler çoğunlukla bazı kenarları belirgin ve dikdörtgene yakın şekilli kristaller halindedirler. Dairesele yakın sekiz kenarlı olarak da görülürler. Tane boyları 0.5-4 mm arasındadır. Yer yer hornblendler tarafından çevrelenmişlerdir (korona dokusu, Şekil 3.18 C). Posilitik olarak ince uzun plajiyoklas lamelleri içerirler. Kenardan merkeze doğru gelişen hornblend ve klorite dönüşümler yaygındır.

Amfibol üç değişik şekilde görülür: (1) Altı köşeli veya dikdörtgen şeklinde olanlar. Bunlarda çoğunlukla iki dilinim birden görülür. Dilinimler boyunca yer yer opaklaşmışlardır. (2) Belli bir geometrik şekli olmayan ve tek nikelde yeşil-açık yeşil renklerde çok az pleokroik olanlar. Bunlar çift nikelde genellikle lifi yapıda görülürler. Çoğunlukla ayrıntı mineraller ve yer yer de diğer amfibollerin çevresini sarar durumdadırlar. Muhtemelen amfibollerin kenar kısımlarındaki ikincil aktinolit dönüşümlerine karşılık gelmektedirler. (3) Klinopiroksenlerin ayrışması sonucu klinopiroksenlerin kenarları boyunca gelişenler.

Klorit klinopiroksenlerin ayrışma ürünüdür. Epidotlar plajiyoklasların ayrışma ürünü olarak ve kırıklar boyunca gözlenmektedir. Tali mineral olarak apatit bulundurlar. Bunlar yer yer 4-10 mm uzunluğundadırlar. Opak mineraller olarak manyetit, titanomanyetit (rutil ilmenit sistemleri kısmen kafes yapısı oluşturmuş), pirit, pirotin, kalkopirit içermektedirler.



Şekil 3.18. Demirkent plütununun gabroları ve gabro-pegmatitlerinde gözlenen poikilitik doku (A ve B; Çift nikol, Kesit no: 504) ve korona dokusu (C Kesit no: 884), Kp: klinopiroksen, Amf: amfibol, Pl: plajiyoklas

3.1.3.3.2. Diyoritler ve Diyorit Pegmatitler

Diyoritler, gabrolar ile geçişli olarak bulunurlar ve makroskopik olarak ayırt edilmeleri zordur. Renk indisleri 25-45 arasında olan diyoritler dokusal özellikleri bakımından da gabrolara benzerler. Mikroskopik olarak genellikle klinopiroksen içermemeleri ile onlardan ayrılırlar. Subtomorf taneli dokuya sahiptirler. Diyorit pegmatitler; diyorit ve gabro pegmatitler ile birlikte ve çok az oranlarda bulunurlar. Diyorit ve diyorit pegmatitlerde plajiyoklas (% 55-63) ve hornblend (% 15-30) mineralojik bileşimin % 95'ini oluşturur. Hornblend ve klinopiroksenler (% 1-10) yer yer posilitik ince-uzun plajiyoklas lamelleri içerirler. Kuvars ve ortoklas bazı kesitlerde ve % 5' in altındadırlar. Tali mineral olarak apatit; opak mineraller olarak da manyetit, titanomanyetit, pirotin, pirit ve kalkopirit içerirler.

Plajiyoklas kenarları yer yer belirgin dikdörtgene yakın şekilli kristaller halindedir. Çoğunlukla 0.2-0.5 mm arasında olan plajiyoklasların boyları, diyorit pegmatitlerde yer yer 1.5 mm ye kadar çıkmaktadır (Şekil 3.19). Zonlu yapıya sahip plajiyoklaslar daha çok karlsbad ikizi gösterirler. Serizitleşmiş ve yer yer hidrogranata dönüşmüşlerdir.

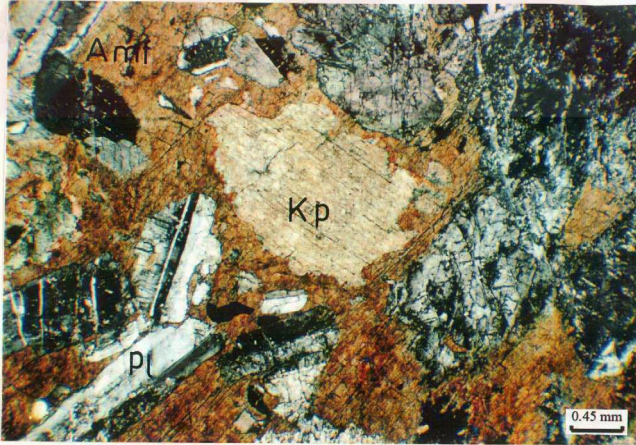
Amfibol belirgin bir geometrik şekli olmayan kristaller halindedir. Koyu yeşil ve açık kahve renklerde pleokroitir. Amfibollerin klinopiroksenleri sarması ile oluşan korona dokusu yaygındır (Şekil 3.20). Diyorit pegmatitlerde genellikle kümülofrik olarak görülürler.

Klinopiroksenler dikdörtgene yakın şekillerde görülürler. Yer yer hornblendler tarafından sınırlanır. Çoğunlukla kenardan merkeze doğru gelişen hornblende dönüşümler yaygındır.

Kuvars (%0-16) belirgin bir geometrik şekli olmayan kristaller halindedir. Ortoklas ile birlikte yer yer yazı dokusu oluşturur. Ortoklas genellikle kuvars ile birlikte ve kısmen de plajiyoklasların kenar kısımları boyunca görülür. Epidotlar genellikle kırıklar boyunca ve yer yerde küçük kümelemeler şeklindedirler. Tali mineral olarak apatit bulundurlar. Opak mineraller olarak manyetit, titanomanyetit, pirotin, içermektedirler.



Şekil 3.19. Demirkent plütununun diyorit pegmatitlerinde gözlenen kümülofirik doku, Çift Nikol, Kesit no: 515 (Pl: plajiyoklas, Amf: amfibol)



Şekil 3.20. Demirkent plütununun diyoritlerinde gözlenen korona dokusu, Çift Nikol, Kesit no: 686 (Kp: klinopiroksen, Amf: amfibol, Pl: plajiyoklas)

3.1.3.4. Yaş ve Deneştirme

Demirkent plütununun yaşı ile ilişkili jeokronolojik veriler bulunmamaktadır. Bu nedenle birimin yaşı stratigrafik ilişkilerine ve diğer masiflerdeki eşleniklerine göre verilmeye çalışılmıştır. Demirkent plütunu Karadağ metamorfiteğini (Paleozoyik) keserek yerleşmiştir. Bu nedenle plüton doğudan Karadağ metamorfiteğini ile sınırlandırılmıştır. Batıdan ise Liyas-Dogger yaşlı Hamurkesen Formasyonu ile tektonik dokanaktır. Eosen sonrası orojenik hareketlere (Geç Alpin) bağlı olarak batı kenarı boyunca kuzeybatıya doğru Hamurkesen Formasyonu üzerine itilmiştir. Bu stratigrafik ilişkiler birimin Liyas öncesi yaşlı olabileceğini göstermektedir. Doğu Pontidler’de temel durumundaki metamorfik birimler içerisindeki mafik ve ultramafik derinlik kayalarının Geç Paleozoyik yaşlı oldukları kabul edilmektedir (Ağar, 1977; Okay, 1983; Özcan ve diğ., 1980). Demirkent plütunu bunlar ile aynı stratigrafik konuma sahip olduğundan yaşı Geç Paleozoyik olabilir. Diğer taraftan Topuz (2000)’ un Pulur Masifindeki mafik ve ultramafik kayalardan elde ettiği Ar-Ar hornblend yaşları 180 ± 4 milyon yıldır. Bu yaşlar ise Liyas-Dogger sınırına karşılık gelmektedir. Ancak inceleme alanındaki Liyas-Dogger yaşlı Hamurkesen Formasyonu’nun kırıntılı seviyeleri içerisinde Gabroyik Demirkent plütunu kesen Sebzeciler granitoyidi kayalarına benzer granitoyid çakıllarının varlığı, Demirkent Plütunu ve Sebzeciler granitoyidinin Hersiniyen Orojenezi sırasında yerleştiklerini ve yükselerek Liyas havzalarına malzeme verdiklerini gösterebilir.

3.1.4. Sebzeciler granitoyidi (Geç Paleozoyik)

3.1.4.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm

Sebzeciler granitoyidi kayaçları Şengör ve diğ. (1980)' nin plaka tektoniği ile ilgili model çalışmalarında önemli bir yere sahip olmuştur. Yazarlar Artvin yöresindeki Malm öncesi yaşlı Sebzeciler granitoyidi ve Demirkent plütonu kayaçlarını okyanusal topluluğa dahil ederek, Doğu Pontidler'deki okyanusal topluluğun Triyas (Permiyen ?) dan Erken Jura' ya kadar olan zaman aralığında oluştuklarını ileri sürmektedir. Adamia ve diğ., (1995) "Ahalt (Yusufeli) masifi" adı altında değindikleri Sebzeciler granitoyidi ve Demirkent plütonu kayaçlarının okyanusal toleyit karakterinde olduklarını belirterek, bunları Liyas yaşlı volkanitler ile birlikte yay gerisi havza tipi ofiyolitik topluluk olarak yorumlamışlardır. Plajiyogranit adı altında değindikleri asidik kayaçların K_2O içeriklerinin çok düşük olduğunu ve jeokimyasal olarak okyanusal eğilime sahip olduklarını ileri sürmektedirler. Konak ve Hakyemez (1996) ise aynı kayaçlardan "Demirkent Dayk Kompleksi" adı altında bahsetmektedirler. Ancak diğerlerinden farklı olarak Demirkent Dayk Kompleksi' nin ofiyolitlere bağlı levha dayk kompleksi ile benzer olmadığını ileri sürmektedirler. Bu çalışmada Sebzeciler granitoyidi kayaçlarının kuvarşlı diyoritten granodiyorite kadar değişen mineralojik bileşime ve düşük K' lu trondjemitik yönsemeye sahip oldukları tespit edilmiştir. Jeokimyasal olarak da her iki kayaç grubunun yukarıda bahsedildiği gibi okyanusal karakterli olmadıkları, aksine yitimle ilişkili oldukları görülmüştür. Diğer taraftan gerek asidik kayaçların, gerekse gabroyik kayaçların kendi içlerinde masif yapıları oldukları ve dayk yapısının sadece iki birimin kuzey ve güney sınırlarına yakın kesimlerde olduğu belirlenmiştir. 1/25.000 ölçekli haritada ayrı ayrı haritalanabilir özellikle olmaları nedeniyle birbirinden ayrılmışlar ve asidik derinlik kayaçları yöredeki Sebzeciler Köyü'ne atfen Sebzeciler granitoyidi olarak adlandırılmıştır.

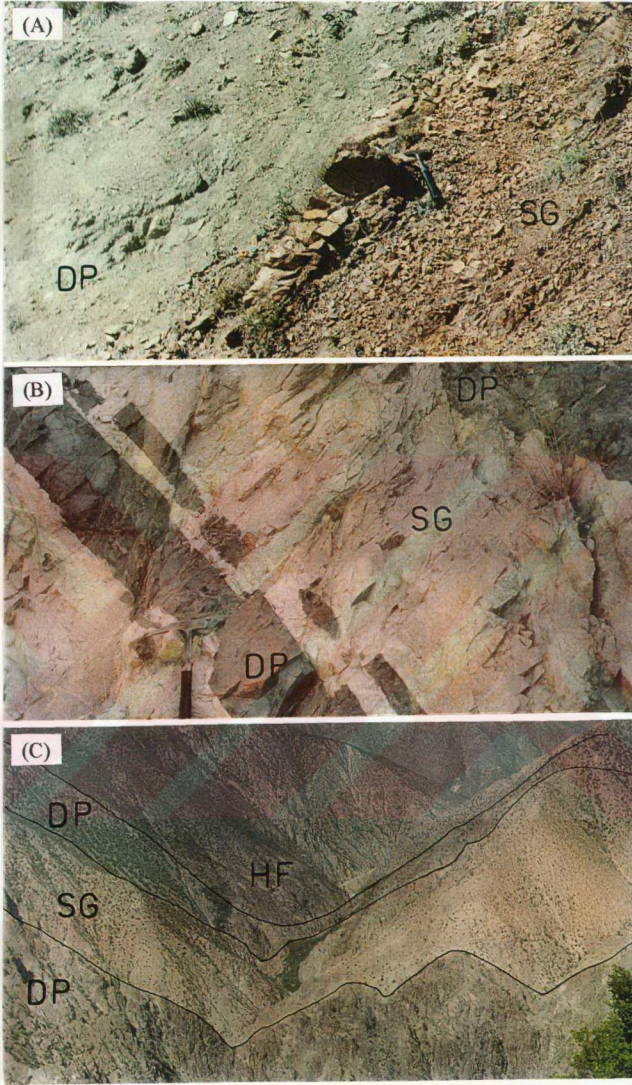
Sebzeciler granitoyidi Artvin' in yaklaşık 70 km güneyinde Tortum G47- a2, a3 paftaları içerisinde yer alan biri büyük, diğeri küçük iki stoktan oluşmaktadır (Bkz Şekil 3.1). Büyük eksen kuzey-güney doğrultulu büyük stok 12 km uzunluğa, 2.5-3 km genişliğe sahip olup, yaklaşık 20 km^2 lik bir alanda yüzeyler. Büyük eksen kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu küçük stok ise 2.5 km uzunluğa, 1 km genişliğe ve yaklaşık 2 km^2 lik bir

yüzeyleme alanına sahiptir. Karayolu boyunca Su Kavuşumu' nun 1.5 km kuzeyinden başlayan ve Sebzeçiler' in 2 km kuzeyine kadar olan 5.5-6 km lik bir mesafe boyunca yüzeyler. Nehir güzergahı dışında ise nehre 1-1.5 km lik mesafedeki tepelerde ve sırtlarda görülür (Bkz Ek-1).

Büyük eksen kuzey-güney doğrultusunda uzanan büyük stok kuzey kesimlerinde çizgisel, büyük eksen kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda uzanan küçük stok ise çizgisel yakın elips şeklinde bir yüzeyleme alanına sahiptir. Sebzeçiler granitoyidi kayaçları makroskopik olarak genelde açık gri-beyaz ve yer yer pembe renkler sunarlar. Pembe olan kesimlerde K' lu feldspat oranları yüksektir. Demirkent plütunu ile dayk yapısı oluşturdukları yerlerde renk gittikçe açılmakta ve açık gri-kirli beyaz olmaktadır. Çoruh Nehri boyunca ve diğer vadi içlerinde genellikle az ayrılmış ve sarp bir görünüme sahip olan Sebzeçiler granitoyidi, tepelerde ve yüksek kesimlerde kısmen arenalaşmıştır.

3.1.4.2. Dokanıklar

Sebzeçiler granitoyidi Paleozoyik yaşlı Karadağ metamorfiteğini ve Demirkent plütönünü kesmiştir. Sinevrat Mahallesi civarında Sebzeçiler granitoyidi içinde Demirkent plütönünün dairesel ve elipsoid şekilli anklavlarını görmek mümkündür. Bu bakımdan Sebzeçiler granitoyidinin Demirkent plütönünü kestiği çok açıktır. Granitoyidin Demirkent plütönü ile olan batıdaki sınırı yaklaşık K-G doğrultulu bir çizgi şeklindedir (Şekil 3.21 A). Kuzey ve güney kısımlarında ise 1.5-2 m ye varan genişliklerde granitoyid dayklarının Demirkent plütönünün kuzey-güney doğrultulu çatlakları arasına sokulduğu görülmektedir. Bunun sonucu olarak, granitoyidin kuzey ve güney sınırları Demirkent plütönü kayaçları ile ardışıklı dayk yapısı kazanmıştır (Şekil 3.21 B). Plütönün daykları ile granitoyidin daykları arasında göreceli geçiş yoktur. Sınır genelde düz çizgi ve kısmen de bloksu özelliktedir. Granitoyid bu özellikleri ve yukarıda bahsedilen çizgisel yüzeyleme şekli ile yapısal (kırık) kontrollü bir granitoyid olduğunu düşündürmektedir (Şekil 3.21 C). Granitoyidin doğu kenarı yer yer Karadağ metamorfiteği ile sınırlandırılmıştır. Ancak metamorfiteğdeki yoğun ayrışma nedeniyle dokanağın bu kısımları ayrıntılı olarak gözlenememektedir.



Şekil 3.21. Sebzeçiler granitoidinin dokanaklarına ait görünüm (A: Granitoidin Demirkent plütönu ile olan batıdaki çizgisel dokanağı, B: Granitoidin Demirkent plütönu kayaçları ile ardışıklı dayk yapısı oluşturduğu kuzeydeki dokanağı, C: Granitoidin kuzey kesimlerinin genel görünümü (fotograf doğudan batıya doğru çekilmiştir); SG: Sebzeçiler granitoidi, DP: Demirkent plütönu, HF: Hamurkesen Formasyonu)

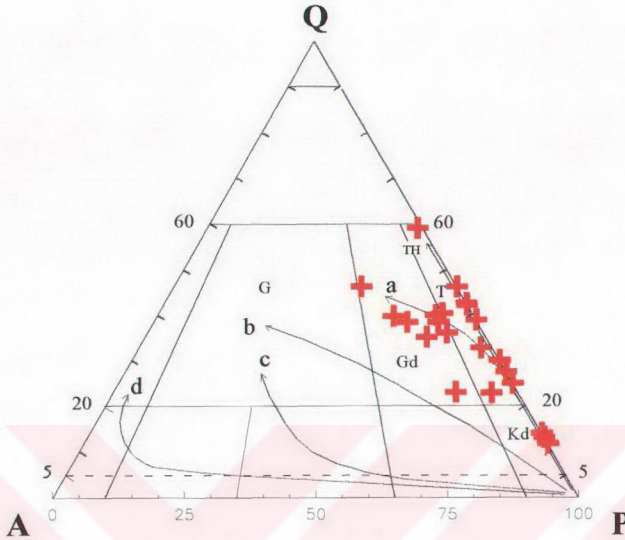
3.1.4.3. Litoloji

Sebzeciler granitoidinden alınan 55 adet örneğin tamamına yakını ince kesit yaptırılarak mikroskopta incelenmiştir. Granitoidi temsilen seçilen 23 örneğin ince kesitlerinde 2000 nokta sayılarak modal mineralojik bileşimleri bulunmuştur (Çizelge 3.13). Mikroskopik incelemeler ve modal analizler Sebzeciler granitoidinin kuvarslı diyoritten granodiyorite kadar değişen bileşime sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 3.22). Bu değişim sistematik olmayıp çok kısa mesafelerde, hatta bir el örneği ölçeğinde bile olabilmektedir. Sebzeciler civarındaki büyük stok çoğunlukla tonalitlerden oluşmaktadır (Şekil 3.23 A). Ancak IUGS' nin 1976 yılındaki sınıflamasında plajiyoklas olarak oligoklas veya andezin içeren loko-tonalitler tronjemit olarak tanımlanmışlardır (Streckeisen, 1976).

Çizelge 3.13. Sebzeciler granitoidi kayaçlarının modal analiz sonuçları

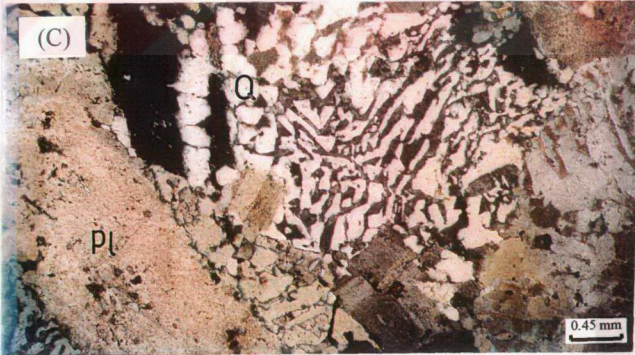
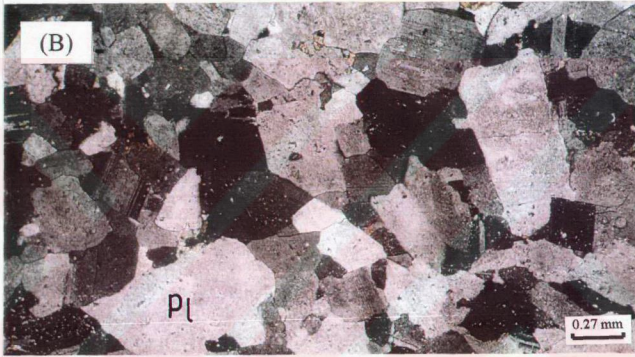
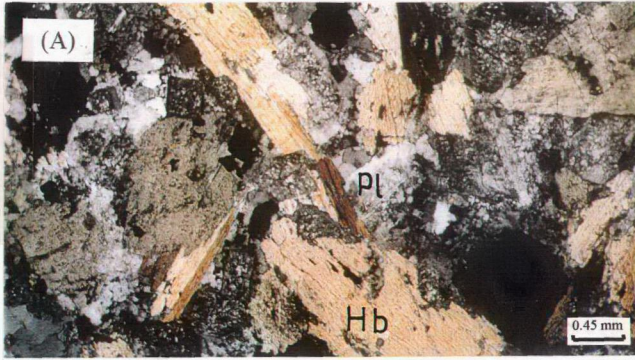
Örn. No	Q	Pl	Or	Bi	Amf	Ep	Kl	Op	SAT	COL	FELDS
418 [▼]	55.25	37.50	1.00	-	-	6.15	-	0.10	46.50	6.25	2.60
420 [▼]	52.80	43.70	-	-	-	3.50	-	-	42.37	3.50	-
502 [▼]	33.25	63.45	-	-	-	2.80	0.50	-	26.08	3.30	-
613 ^x	34.85	49.15	6.80	3.10	-	4.70	0.95	0.45	28.13	9.20	12.15
614 ^x	36.75	48.70	6.65	3.65	-	2.60	1.15	0.50	30.81	7.90	12.01
615 ^x	42.04	31.58	20.09	2.13	0.22	2.13	1.39	0.43	39.91	6.47	33.69
618 [♦]	41.00	47.90	-	-	-	11.10	-	-	33.83	11.10	-
619 ^x	37.25	42.30	14.40	4.40	-	0.75	0.55	0.35	31.61	6.05	25.40
620 [♦]	40.70	55.05	-	1.20	-	1.35	0.40	1.30	32.30	4.25	-
622 [♦]	36.10	48.45	5.20	8.80	-	0.45	0.40	0.60	38.30	10.25	9.69
623 [♦]	29.45	58.55	1.95	5.05	-	2.75	1.40	0.85	30.28	10.05	3.22
629 [*]	11.30	69.60	-	3.25	14.80	-	-	1.05	9.70	19.10	-
630 [*]	9.91	65.82	-	-	19.52	2.20	0.40	2.15	9.27	24.27	-
631 ^x	34.85	43.95	12.20	0.45	7.35	-	0.25	0.95	35.58	9.00	21.73
636 ^x	31.00	47.36	10.01	-	0.36	9.86	1.17	0.25	31.13	11.64	17.45
653 [♦]	18.30	57.65	4.10	3.55	14.45	-	0.10	1.85	19.14	19.95	6.64
654 ^x	20.75	58.70	10.70	2.00	5.50	-	-	2.35	21.22	9.85	15.42
655 [♦]	22.15	58.40	-	4.65	12.35	0.65	-	1.80	19.64	19.45	-
675 [♦]	23.50	70.60	-	4.60	-	0.60	0.20	0.50	18.31	5.90	-
676 [♦]	40.50	55.65	0.15	-	-	2.05	-	1.65	32.23	3.70	0.27
677 ^x	33.50	53.10	6.60	6.15	-	0.25	0.30	0.10	34.22	6.80	11.06
678 [*]	36.80	58.00	-	3.35	-	0.35	1.00	0.50	29.49	5.20	-
679 [*]	10.00	66.70	-	4.20	16.60	0.70	0.60	1.20	11.31	23.30	-
689 [♦]	24.16	56.44	-	11.53	6.58	-	-	1.29	29.98	19.41	-
691 [*]	10.15	76.40	-	5.05	5.95	0.40	0.90	1.15	11.73	13.45	-

^x granodiyorit, [♦] tonalit, * kuvarslı diyorit, [▼] mikrotonalit ve granofir; SAT: doygunluk indisi (Q/Q+F), COL: renk indisi (100-(Q+F), FELDS: feldspat indisi (Or/(Or+Pl)); F: feldspat (Or+Pl)



Şekil 3.22. Sebzeciler granitoidinin Q-A-P diyagramı (Streckeisen ,1975). Kd: Kuvarslı diyorit, T = tonalit, Gd = Granodiyorit, G = granit. Oklar magmatik kayaç serilerinin farklılaşmalarını göstermektedir (Lameyre ve Bowden, 1982): TH = toleyitik yönseme, a = kalk-alkali tronjemitik (düşük K'lu) yönseme, b = kalk-alkali granodiyoritik (orta K' lu) yönseme, c = kalk-alkali monzonitik (yüksek K'lu) yönseme, d = alkali yönseme.

Bu sınıflamaya göre açık renkli minerallerin % 20'si veya daha fazla oranlarda kuvars, % 10 veya daha az oranlarda alkali feldspat içeren ve renk indisi 10 veya daha düşük kayalar trondjemit adını almaktadırlar. Modal analizi yapılan 25 örneğin 14' ünde renk indisi % 10'dan küçüktür. Bu bakımdan tonalit alanına düşen örneklerin önemli bir kısmı trondjemit bileşimindedir. Kuzey doğudaki 2 km² lik küçük stok ise çoğunlukla tonalit, çok az oranda da kuvarslı diyoritlerden meydana gelmektedir. Mikro-tonalitler granitoidin kenar kısımlarında ve özellikle Demirkent plütonunun mikro-gabroları ile ardışıklı dayklar oluşturduğu kuzey ve güney kesimlerinde yaygındır (Şekil 3.23 B). Tonalit granofirler ise granitoidin doğusunda ve özellikle metamorfitle olan sınıra yakın kesimlerde görülmektedirler (Şekil 3.23 C).



Şekil 3.23. Tonalit, mikrotonalit ve granofirlerde gözlenen dokular, Çift Nikol, (A: tonalitlerde görülen iri taneseli doku, Örnek no: 654; B: mikrotonalitlerde gözlenen ince taneseli doku, Örnek no: 497; C: granofirlerde gözlenen yazı dokusu, Örnek no: 420 ; Pl: plajiyoklas, Q: kuvars, Hb: hornblend)

Sebzeciler granitoyidi özellikle kuvars, plajiyoklas ve hornblend oranlarındaki büyük değişim aralığı nedeniyle kuvarslı diyoritten granodiyorite kadar değişen bir bileşime ve düşük K²lu kalk-alkali trondjemitik yönsemeye sahiptir (Şekil 3.22). Kayaçlar genellikle iri taneli doku gösterirler. Granitoyidin büyük bir bölümünü oluşturan tonalit ve trondjemitler arasındaki ayırım trondjemitlerin tonalitlere göre daha az oranlarda hornblend ve biyotit içermeleri ile yapılmaktadır. Ayrıca, trondjemitler tonalitlere göre daha az oranlarda zonlu plajiyoklas içerirler. Granodiyoritler özellikle K² lu feldspat içeriklerinin yüksek, hornblend ve biyotit içeriklerinin düşük olması ile tonalit ve trondjemitlerden; kuvarslı diyoritler ise K² lu feldspat içermemeleri yanında, göreceli olarak yüksek hornblend içerikleri ile granodiyorit ve tonalitlerden ayrılmaktadırlar. Mikro-tonalitler ve granofirler mineralojik olarak aynı bileşime sahiptirler. Bunlar dokusal özelliklerinin farklı oluşu yanında biyotit ve hornblend içermemeleri ve yaygın olarak çatlak dolgusu şeklinde epidot içermeleri ile tonalit ve granodiyoritlerden ayrılırlar.

Plajiyoklaslar (% 31-76) genellikle yarı öz şekilli, kısmen de öz şekillidirler. İri plajiyoklas kristallerinin hemen hepsi halkalı zonludur. Genellikle serizitleşmiştir. Serizitleşme oranları kuvarslı diyorit ve tonalitlerden, granodiyorit ve tonalit-granofirlere doğru gidildikçe artmaktadır. Tonalitlerdeki plajiyoklaslarda yapılan mikroprob analizleri sonucunda iri plajiyoklasların bitovnitte oligoklasa (An₇₉₋₂₅) kadar, küçük kristallerin ise labradoritten oligoklasa (An₆₀₋₁₉) kadar değişen bileşimlere sahip oldukları görülmüştür (Çizelge 3.14). Plajiyoklasların kenar ve merkezi kısımları arasındaki % An değişimi daima % 30' dan büyüktür. Granodiyoritlerde daha yaygın olarak görülen K-lu feldspatlar (% 6-20) öz şekilsiz ve kısmen yarı öz şekillidirler. Yer yer kuvars ile yazı dokusu oluştururlar. Koyu renkli mineraller olarak biyotit (% 0-15) ve hornblend (% 0- 7) içermektedirler. Biyotit hornblendler de tonalitlerden granodiyoritlere doğru gidildikçe azalmaktadır. Granodiyoritlerdeki hornblend ve biyotitler genellikle öz şekilsiz ve kloritleşmişlerdir. Tonalit ve trondjemitlerdeki hornblend ve biyotitler ise genellikle yarı öz, kısmen de öz şekillidirler. Tonalitlerdeki hornblendlerin mikroprob analizleri sonucunda magnesiyo hornblend bileşiminde oldukları (Çizelge 3.15) ve birim formüllerindeki Si oranlarının merkezden kenara doğru arttığı belirlenmiştir (Leake, 1978). Ayrıca hornblendlerin kenar kısımlarında yer yer aktinolitik hornblende dönüşümler de sözkonusudur. Biyotitlerin mikroprob analizleri sonucunda ise annit (47-49)-flogopit (51-53) bileşiminde oldukları tespit

edilmiştir (Çizelge 3.15' in devamı). Granitoidin kuvars içeriği kuvarslı diyoritlerden (% 9-11) tonalit-trondjemit (% 18-41), granodiyorit (% 31-37) ve tonalit granofirlere (% 52-55) doğru geçildikçe artar. Özellikle tonalit granofirlerde oligoklas ile kuvars arasında çok yaygın yazı dokusu gelişmiştir (Bkz Şekil 3.23 C). Epidotlar (%1-11), granodiyorit ve tonalitlerde biyotitler içerisinde inklüzyonlar halinde ve nadir olarak da plajiyoklasların alterasyon ürünü olarak, mikro tonalit ve tonalit granofirlerde ise kırık yüzeyleri boyunca görülmektedirler. Tali mineral olarak zirkon, opak mineral olarak da manyetit (ilmenit) içermektedirler.

Çizelge 3.14. Tonalitlerde yapılan temsili plajiyoklas analizleri

Analiz	630/ 1	630/ 1	630/ 1	630/ 2	630/ 2	630/ 2	630/A	630/A	630/ A	630/ B	630/ B	630/ B	689
SiO ₂	63,23	54,07	64,25	58,03	47,40	59,85	58,08	54,54	55,28	54,77	54,43	58,26	63,51
TiO ₂	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	23,42	27,09	22,74	26,75	28,3	25,59	25,86	28,5	28,28	28,46	28,63	26,39	22,9
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,00	0,02	0,04	0,02	0,04
FeO	0,14	0,22	0,18	0,23	1,5	0,21	0,21	0,29	0,27	0,36	0,33	0,3	0,15
MnO	0,02	0,01	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00
CaO	4,31	12,61	4,07	8,78	18,06	7,49	7,85	11,01	10,86	11,25	11,44	8,6	4,38
Na ₂ O	8,90	4,97	9,19	6,5	3,14	7,25	6,62	5,07	5,27	5,07	4,92	6,56	9,16
K ₂ O	0,34	0,20	0,25	0,29	0,00	0,34	0,34	0,17	0,19	0,16	0,16	0,23	0,20
NiO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Toplam	100,4	99,26	100,8	100,7	98,51	100,8	99,04	99,7	100,2	100,2	99,99	100,4	100,4
	kenar	merkez	kenar	kenar	merkez	kenar	kenar	merkez	kenar	kenar	merkez	kenar	kenar
Katyonlar 32 oksijene göre hesaplanmıştır													
Si	11,146	9,899	11,274	10,343	8,995	10,610	10,487	9,879	9,953	9,882	9,842	10,402	11,201
Ti	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,000	0,002	0,002
Al ⁴	0,854	2,101	0,726	1,657	3,005	1,390	1,513	2,121	2,047	2,118	2,158	1,598	0,799
Al ⁶	4,012	3,744	3,977	3,963	3,325	3,957	3,991	3,963	3,955	3,935	3,944	3,956	3,962
Cr	0,000	0,007	0,003	0,001	0,002	0,001	0,003	0,007	0,000	0,003	0,006	0,003	0,006
Fe*	0,021	0,034	0,026	0,034	0,238	0,031	0,032	0,044	0,041	0,054	0,050	0,045	0,022
Mn	0,005	0,003	0,005	0,008	0,014	0,008	0,008	0,005	0,000	0,008	0,003	0,003	0,004
Mg	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,005	0,003	0,000	0,000
Ca	0,814	2,474	0,765	1,677	3,672	1,423	1,519	2,137	2,095	2,175	2,216	1,645	0,828
Na	3,041	1,764	3,126	2,246	1,155	2,492	2,317	1,780	1,840	1,774	1,725	2,271	1,566
K	0,076	0,047	0,056	0,066	0,000	0,077	0,078	0,039	0,044	0,037	0,037	0,052	0,045
Ni	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,006	0,000	0,003	0,003	0,001	0,001	0,003	0,001
Toplam	19,977	20,078	19,963	20,000	20,415	19,998	19,954	19,984	19,984	19,993	19,985	19,979	18,436
An	20,703	57,737	19,385	42,038	76,070	35,646	38,799	54,008	52,664	54,575	55,717	41,460	33,941
Ab	77,352	41,173	79,197	56,309	23,930	62,428	59,200	44,999	46,239	44,501	43,355	57,220	64,214
Or	1,945	1,090	1,418	1,653	0,000	1,927	2,001	0,993	1,097	0,924	0,928	1,320	1,845

Çizelge 3.14' ün devamı

Analiz	689	689	689	689	689	689	689 A	689 A	689 A	689 B	689 B	689 B	689 C
SiO ₂	54,42	56,17	51,79	55,14	56,16	60,05	55,64	51,57	60,54	58,55	52,94	59,03	52,97
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	28,5	27,39	30,01	27,81	27,17	25,01	27,87	30,43	25,02	25,32	29,48	25,66	29,56
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01	0,00	0,04	0,01
FeO	0,17	0,23	0,27	0,28	0,28	0,18	0,19	0,22	0,13	0,14	0,41	0,20	0,22
MnO	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03	0,03
MgO	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
CaO	11,35	9,75	13,45	10,59	9,89	6,96	10,42	13,44	6,7	7,59	12,4	7,86	12,54
Na ₂ O	5,11	5,87	3,85	5,49	5,09	7,70	5,53	3,70	7,69	7,13	4,39	6,86	4,45
K ₂ O	0,09	0,17	0,06	0,12	0,13	0,28	0,12	0,10	0,21	0,20	0,12	0,15	0,09
NiO	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01
Toplam	99,68	99,66	99,55	99,55	99,63	100,3	99,85	99,55	100,4	99	99,79	99,86	99,9
			merkez			kenar	kenar	merkez	kenar	kenar	merkez	kenar	merkez
Katyonlar 32 oksijene göre hesaplanmıştır													
Si	9,861	10,14	9,46	9,993	10,15	10,69	10,04	9,415	10,74	10,57	9,624	10,56	9,616
Ti	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,005	0,002	0,002	0,005	0,002	0,002	0	0,003
Al ⁴	2,139	1,862	2,54	2,007	1,853	1,308	1,964	2,585	1,258	1,429	2,376	1,439	2,384
Al ⁶	3,949	3,965	3,922	3,933	3,934	3,941	3,961	3,963	3,974	3,96	3,941	3,972	3,941
Cr	0,001	0,001	0,006	0,003	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,001	0,000	0,006	0,001
Fe*	0,026	0,035	0,041	0,042	0,042	0,027	0,029	0,034	0,019	0,021	0,062	0,03	0,033
Mn	0,003	0,005	0,005	0,006	0,005	0,003	0,003	0,002	0,005	0,002	0,000	0,005	0,005
Mg	0,000	0,003	0,005	0,008	0,003	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003	0,005	0,000	0,000
Ca	2,204	1,886	2,633	2,056	1,915	1,328	2,014	2,629	1,274	1,468	2,415	1,507	2,439
Na	0,898	1,027	0,682	0,964	1,033	1,329	0,967	0,655	1,323	1,248	0,774	1,19	0,783
K	0,021	0,039	0,014	0,028	0,03	0,064	0,028	0,023	0,048	0,046	0,028	0,034	0,021
Ni	0	0,003	0,003	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,001
Toplam	19,1	18,97	19,31	19,05	18,97	18,71	19,01	19,32	18,66	18,76	19,23	18,75	19,23
An	70,58	63,88	79,1	67,45	64,29	48,81	66,94	79,5	48,18	53,16	75,09	55,18	75,21
Ab	28,75	34,79	20,48	31,64	34,7	48,85	32,14	19,8	50,02	45,17	24,05	43,57	24,15
Or	0,666	1,326	0,42	0,91	1,006	2,338	0,918	0,704	1,798	1,668	0,865	1,254	0,643

Çizelge 3.15. Tonalitlerde yapılan temsili amfibol analizleri

Analiz	630/A	630/ A	630/ A	630/A	630/A	630/ A	630/ A	630/ A	630/A	630/ 1	630/ 1	630/ 1	630/ 3
SiO ₂	48,81	47,89	50,01	49,90	49,20	48,19	45,55	47,74	49,27	49,62	49,59	48,33	49,47
TiO ₂	1,16	1,57	1,17	1,25	1,34	1,52	2,10	1,60	1,15	1,14	1,20	1,28	1,12
Al ₂ O ₃	6,24	7,01	5,06	5,15	5,79	6,95	9,22	7,45	6,18	5,44	5,60	6,67	6,10
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03
FeO	15,50	15,44	14,49	14,67	15,45	14,81	15,95	15,69	15,04	14,99	15,12	15,51	15,62
MnO	0,46	0,44	0,49	0,46	0,43	0,33	0,41	0,41	0,47	0,44	0,52	0,54	0,58
MgO	13,84	12,80	14,34	13,98	13,52	13,56	12,46	13,38	14,35	13,91	13,38	13,09	13,94
CaO	10,51	11,38	11,27	11,23	11,22	11,16	10,88	10,56	10,27	11,37	11,31	10,39	10,17
Na ₂ O	1,33	1,24	0,96	1,08	1,17	1,30	2,13	1,75	1,51	1,08	0,94	1,46	1,34
K ₂ O	0,17	0,43	0,41	0,45	0,45	0,56	0,25	0,20	0,17	0,47	0,42	0,19	0,18
Toplam	98,03	98,21	98,24	98,19	98,60	98,40	98,97	98,81	98,42	98,47	98,12	97,47	98,55
	kenar				merkez	merkez			kenar	kenar	kenar	kenar	kenar
Katyonlar 23 oksijene göre hesaplanmıştır													
Si	7,065	6,995	7,227	7,24	7,222	6,995	6,632	6,898	7,084	7,185	7,212	7,067	7,112
Al	0,935	1,005	0,773	0,76	0,769	1,005	1,368	1,102	0,916	0,815	0,788	0,933	0,888
Fe ³⁺	0	0	0	0	0,009	0	0	0	0	0	0	0	0
Top_T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	0,128	0,201	0,088	0,12	0,059	0,183	0,213	0,166	0,13	0,113	0,171	0,216	0,144
Cr	0,001	0,001	0,005	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,005	0,001	0,003
Fe ³⁺	0,571	0,309	0,385	0,332	0,314	0,365	0,43	0,519	0,602	0,349	0,324	0,492	0,627
Ti	0,126	0,172	0,127	0,136	0,148	0,166	0,23	0,174	0,124	0,124	0,131	0,141	0,121
Mg	2,986	2,787	3,089	3,024	2,959	2,934	2,704	2,882	3,076	3,003	2,901	2,854	2,987
Fe ²⁺	1,159	1,502	1,277	1,358	1,49	1,329	1,395	1,231	1,038	1,383	1,436	1,263	1,082
Mn	0,028	0,027	0,03	0,028	0,027	0,02	0,025	0,025	0,028	0,027	0,032	0,033	0,035
Top_C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Fe ²⁺	0,146	0,075	0,089	0,091	0,083	0,104	0,117	0,146	0,168	0,083	0,079	0,141	0,169
Mn	0,029	0,027	0,03	0,029	0,027	0,02	0,026	0,025	0,029	0,027	0,032	0,034	0,036
Ca	1,63	1,781	1,745	1,746	1,765	1,736	1,697	1,635	1,582	1,764	1,762	1,628	1,566
Na	0,184	0,116	0,133	0,135	0,125	0,14	0,161	0,193	0,207	0,125	0,126	0,197	0,184
Top_B	1,988	2	1,998	2	2	2	2	2	1,987	2	2	2	1,955
Na	0,189	0,235	0,136	0,169	0,208	0,226	0,441	0,297	0,214	0,178	0,139	0,217	0,19
K	0,031	0,08	0,076	0,083	0,084	0,104	0,046	0,037	0,031	0,087	0,078	0,035	0,033
Top_A	0,22	0,315	0,211	0,252	0,292	0,329	0,487	0,334	0,245	0,265	0,217	0,253	0,223
Toplam	15,209	15,315	15,209	15,252	15,292	15,329	15,487	15,334	15,231	15,265	15,217	15,253	15,178
Top_Oks	23,015	23,025	23,016	23,042	23,031	23,033	23,032	23,038	23,038	23,018	23,032	23,057	23,039
Mg#	0,6959	0,6386	0,6934	0,6761	0,6529	0,6719	0,6414	0,6767	0,7184	0,672	0,6569	0,6703	0,7048

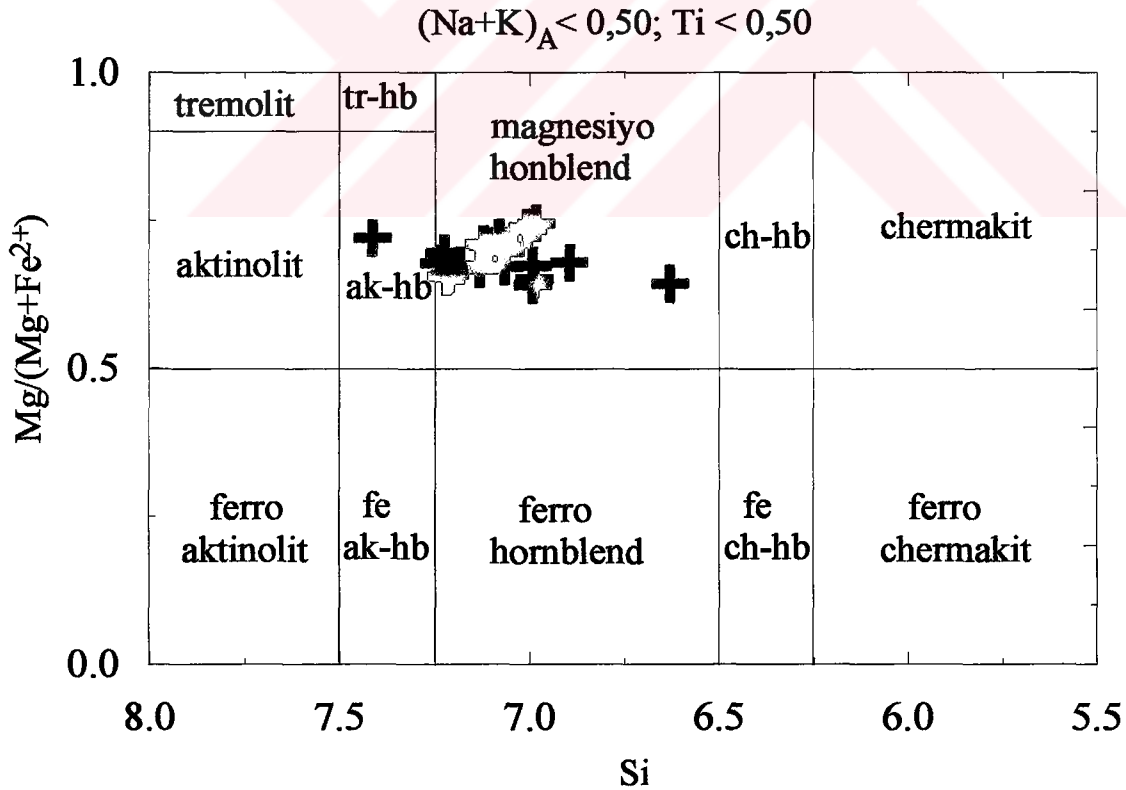
$$\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$$

Çizelge 3.15' in devamı ve temsili biyotit analizleri

Analiz	630/3	630/3	689/A	689/A	689/A	689/B	689/B	689/B		689/1	689/2	654/1
SiO ₂	47,81	47,31	49,3	48,96	51,46	48,38	48,55	48,65	SiO ₂	36,45	36,64	40,69
TiO ₂	1,52	1,22	1,00	1,14	0,36	1,19	1,29	1,37	TiO ₂	4,01	3,69	3,82
Al ₂ O ₃	6,88	5,64	6,51	6,68	3,94	6,92	6,84	6,73	Al ₂ O ₃	13,58	13,89	14,79
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,00
FeO	15,77	14,83	15,14	14,93	14,73	13,48	13,5	13,65	FeO	17,71	17,44	18,34
MnO	0,53	0,48	0,71	0,61	0,96	0,39	0,49	0,42	MnO	0,44	0,46	0,47
MgO	12,82	13,01	13,68	13,74	14,55	14,61	14,87	14,70	MgO	12,11	12,18	13,58
CaO	10,95	10,68	10,15	10,52	10,95	10,65	10,77	10,84	CaO	0,13	0,13	0,55
Na ₂ O	1,31	1,10	1,09	1,11	0,56	1,53	1,51	1,44	Na ₂ O	0,26	0,24	0,00
K ₂ O	0,32	0,37	0,15	0,14	0,22	0,14	0,17	0,16	K ₂ O	8,62	8,67	7,67
Toplam	97,94	94,65	97,75	97,84	97,74	97,33	98,00	97,97	NiO	0,03	0,02	0,00
	merkez	kenar	kenar	merkez	kenar	kenar	merkez	kenar	Toplam	93,39	93,39	99,91
	Kasyonlar 22 oksijene göre hesaplanmıştır										kenar	merkez
Si	6,99	7,133	7,124	7,075	7,417	7,01	6,986	7,008	Kasyonlar 22 O' e göre hesap.			
Al	1,01	0,867	0,876	0,925	0,581	0,99	1,014	0,992	Si	5,405	5,425	5,648
Fe ³⁺	0	0	0	0	0,002	0	0	0	Ti	0,559	0,514	0,499
Top_T	8	8	8	8	8	8	8	8	Al ⁴	0,595	0,575	0,352
Al	0,175	0,134	0,23	0,21	0,09	0,19	0,15	0,15	Al ⁶	1,856	1,928	2,104
Cr	0,003	0,001	0,00	0	0	0,01	0	0	Cr	0,006	0,004	0,000
Fe ³⁺	0,416	0,401	0,62	0,56	0,55	0,51	0,52	0,49	Fe ³⁺	1,399	1,402	0,645
Ti	0,167	0,138	0,11	0,12	0,04	0,13	0,14	0,15	Fe ²⁺	1,892	1,855	1,825
Mg	2,794	2,924	2,94	2,96	3,13	3,16	3,19	3,16	Mn	0,055	0,058	0,055
Fe ²⁺	1,412	1,371	1,05	1,11	1,14	0,99	0,97	1,02	Mg	2,676	2,687	2,809
Mn	0,032	0,03	0,04	0,04	0,06	0,02	0,03	0,03	Ca	0,021	0,021	0,082
Top_C	5	5	5	5	5	5	5	5	Na	0,075	0,069	0,000
Fe ²⁺	0,1	0,098	0,16	0,14	0,09	0,14	0,13	0,13	K	1,631	1,638	1,358
Mn	0,033	0,031	0,04	0,04	0,06	0,02	0,03	0,03	Ni	0,004	0,002	0,000
Ca	1,715	1,725	1,57	1,63	1,69	1,65	1,66	1,67	Toplam	16,172	16,178	15,377
Na	0,151	0,146	0,15	0,15	0,08	0,18	0,18	0,17	Mg#	0,448	0,452	0,532
Top_B	2	2	1,92	1,96	1,91	2	2	2	Ann	43,292	42,782	35,712
Na	0,22	0,176	0,16	0,16	0,08	0,25	0,24	0,23	Sider	21,500	21,922	23,671
K	0,06	0,071	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	Flog	35,207	35,296	40,617
Top_A	0,28	0,247	0,18	0,18	0,12	0,27	0,27	0,26				
Toplam	15,28	15,247	15,11	15,14	15,03	15,27	15,27	15,26				
Top oks.	23,024	23,024	23,04	23,02	23	23,03	23,01	23,02				
Mg#	0,6489	0,6656	0,7084	0,7031	0,7179	0,7366	0,7436	0,7332				
Mg# = Mg/(Mg+Fe ²⁺)									Mg# = Mg/(Mg+Fe ²⁺ +Fe ³⁺)			

3.1.4.4. Jeotermobarometri

Sebzeciler granitoidindeki jeobarometri hesaplamaları tonalitlerdeki amfibollerde Al-jeobarometrisi esasına göre gerçekleştirilmiştir (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister ve diğ., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1991). Kuvars, plajiyoklas, K' lu feldspat, hornblend, biyotit, magnetit, ilmenit birlikteliği ile kalk-alkali plütonlar amfibol jeobarometri hesaplamalarına uygun mineralojik bileşimlere sahiptirler. Ancak amfibollerin oluşumundan sonra sistemde aktinolite dönüşüm, kloritleşme ve opaklaşma gibi katı faz dönüşümleri meydana geldiğinden, amfibol jeobarometrisi olarak kullanılacak amfibollerin katılaşma fazı sırasında oluşmuş olmaları gerekmektedir. Bu bakımdan alterasyona uğramış bileşimler hesaplamaların dışında tutulmalıdır (Hammarstrom ve Zen, 1986). Tonalitlerdeki amfiboller trondjemit ve granodiyoritlerdekilere göre daha az oranlarda altere olduklarından bu tür hesaplamalar için daha uygun bileşimlere sahiptirler. Amfibollerin sınıflamasında (Şekil 3.24) da görüldüğü gibi tonalitlerdeki amfiboller aktinolitik hornblend alanına düşen bir nokta dışında magneziyo hornblend alanında toplanmaktadır.



Şekil 3.24. Tonalitlerdeki kalsik amfibollerin sınıflaması (Leake, 1978).

Kalk-alkali granitoidlerdeki amfibollerin Al içeriği kristalizasyon basıncı ile doğrusal ilişkilidir. Bu bakımdan plütonların yerleşim derinlikleri ile ilgili bilgiler verirler. Kalk-alkali plütonik kayalarla ilgili literatürdeki bilgiler ve deneysel çalışmalar amfibollerin bileşimlerinin ilksel magma bileşimin yanında basınç, sıcaklık ve oksijen uçuculuğu ile de ilişkili olduğunu göstermektedir. Kabuğun sıg ve derin kesimlerine yerleşen kalk-alkali plütonlardaki amfibollerin hemen hepsi kalsik amfiboller olmalarına rağmen, özellikle Al içeriği bakımından önemli farklılıklar gösterirler. Al içeriğindeki bu farklılık doğrudan plütonların yerleşim derinlikleri ile ilişkilidir (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister ve diğ., 1987). Kalk-alkali plütonların tahmin edilen kristalizasyon basıncı (P) ve hornblendlerin Al^T içeriği arasında ileri sürülen deneysel korelasyonlar aşağıda tanımlanan doğrusal ilişkiler şeklindedir:

$$P (\pm 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03Al^T \quad r^2 = 0.80 \quad (\text{Hammarstrom ve Zen, 1986})$$

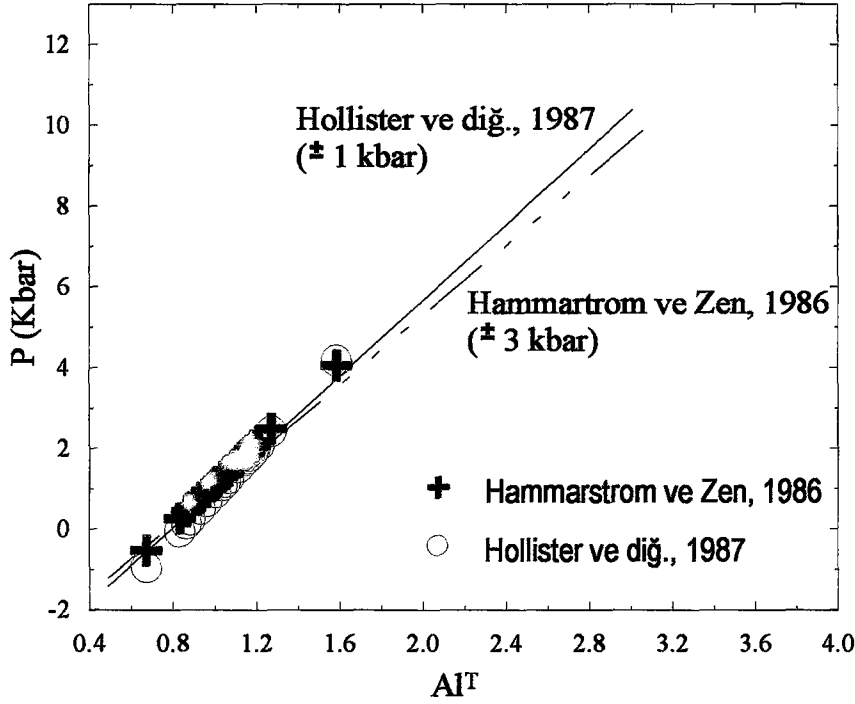
$$P (\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64Al^T \quad r^2 = 0.97 \quad (\text{Hollister ve diğ., 1987})$$

$$P (\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23Al^T \quad r^2 = 0.99 \quad (\text{Johnson ve Rutherford, 1989})$$

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76Al^T \quad r^2 = 0.99 \quad (\text{Schmidt, 1991})$$

Hornblendler ile ilgili deneysel korelasyonlar plütonun yerleşim basıncından daha çok hornblendlerin ve buna bağlı olarak da komşu minerallerin kristalizasyon basıncını verdiği kabul edilmektedir. Bu nedenle hesaplanan basınçlar hornblendlerin kristallenme derinliklerini yansıtabilir (Ghent ve diğ., 1991).

Şekil 3.24' de de görüldüğü gibi tonalitlerdeki hornblendlerin Al^T içerikleri merkezi kısımlarında yüksek, kenar kısımlarına doğru gittikçe azalmaktadır. Bu bakımdan hornblendlerin merkezi kısımları için yüksek, kenar kısımlarına doğru giderek azalan basınç değerleri hesaplanmaktadır. Bu basınç değerleri merkezi kısımları için Hollister ve diğ., (1987)' ne göre 2.37 - 4.15 kbar, Hammarstrom ve Zen, (1986) göre de 2.44 - 4 kbar arasındadır (Şekil 3.25). Kenar kısımları için hesaplanan basınçlar ise 0-2 kbar arasında değişmekte, hatta bir de negatif basınç söz konusu olmaktadır. Düşük ve negatif basınç değerleri hornblendlerin sınıflamasında da görüldüğü gibi kenar kısımlarında aktinolit dönüşüm, kloritleşme, oksidasyon (opaklaşma) gibi katı faz dönüşümlerinin merkezi kısımlara göre daha yaygın olarak gelişmiş olabileceğine işaret etmektedir. Hammarstrom ve Zen (1986), hornblendlerdeki Al^T un 4 değerini aşamayacağını, Al^T < 0.79 olması durumunda ise negatif basınçların söz konusu olacağından bahsetmektedir. Çünkü Al = 0.79



Şekil 3.25. Sebzeçiler granitoyidi tonalitlerindeki amfibollerin Al^T içeriği ile kristalizasyon basıncı (P kbar) arasındaki ilişki. Diyagramdaki doğrular kalk-alkali plütonlardaki amfibollerin Al^T içeriklerinin basınca bağlı değişimini göstermektedir.

sınırı kor kayaçlardaki amfibollerin Al^T içeriğinin alt sınırını oluşturmaktadır (Leake, 1971).

Granitoyidin tonalitlerinde gerçekleştirilen jeotermometri hesaplamaları amfibol-plajiyoklas jeotermometri (Spear, 1980 ve Blundy ve Holland, 1990) esasına göre yapılmıştır. Amfibol ve plajiyoklas, metamorfize olmuş mafik kayaçlarda ve bazı derinlik kayaçlarında görülen en yaygın mineral birlikteliğini oluştururlar. Plajiyoklas-amfibol birliktelikleri ile ilgili ilk jeotermometri çalışmaları metamorfitleerde gerçekleştirilmiştir (Spear, 1980). Daha sonraki yıllarda plajiyoklas-amfibol jeotemometresi ile ilgili çalışmalar magmatik kayaçları da kapsayacak şekilde geliştirilmiştir. Blundy ve Holland (1990)' ın amfibol-plajiyoklas jeotermometrisi için önerdikleri termodinamik değişim reaksiyonları:

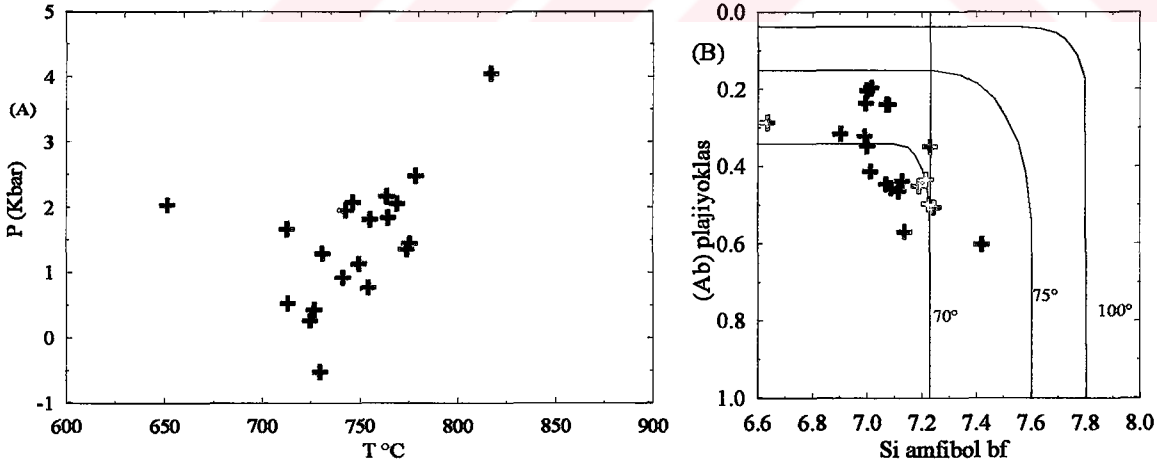


Değişim reaksiyonlarının dağılım katsayısı $K = (Si-4)/(8-Si)X_{ab}$ olarak verilmektedir (X_{ab} : plajiyoklasın albit içeriği). Her iki reaksiyon için de denge ilişkisi aşağıdaki jeotermometrinin önerilmesine yol açmıştır.

$$T = (0,677 P - 48,98 + Y) / (-0,0429 - 0,008314 \ln K), \quad (\text{Blundy ve Holland, 1990}).$$

Burada, T: sıcaklık, P basınç (kbar), Y: plajiyoklasın ideal olmaması durumu: $X_{ab} > 0.5$ için $Y = 0$; $X_{ab} < 0.5$ için $Y = -8.06 + 25.5 (1-X_{ab})^2$ dir.

500-1100 °C arasındaki sıcaklıklarda oluşmuş amfibol-plajiyoklas birlikteliklerinde kullanılan bu termometri; % An_{92} 'den daha az kalsik plajiyoklas ve birim formülünde 7.8'den daha az Si içeren amfibol birliktelikleri için kullanılmaktadır (Blundy ve Holland, 1990). Bu yöntemle tonalitlerdeki Plajiyoklas-hornblend birlikteliğinin hesaplanan kristalleşme sıcaklıkları, merkezi kısımlar için 775 ± 25 °C, kenar kısımlar için ise 675 ± 25 °C olarak elde edilmiştir (Şekil 3.26 A). Ayrıca bulunan sıcaklıklar bu yöntemle bulunan sıcaklıkların hata paylarını gösteren diyagramda (Şekil 3.26 B) en küçük hata payı sınırları içerisinde yer almaktadır (Blundy ve Holland, 1990). Sonuç olarak her iki yöntemle göre elde edilen sıcaklık değerlerinin birbiri ile uyumlu ve 700 ± 50 °C olduğu söylenebilir.



Şekil 3.26. (A) Tonalitlerde hornblend jeobarometri (Hammarstrom ve Zen, 1986) ve plajiyoklas-hornblend jeotermometri (Blundy ve Holland,1990). yöntemlerine göre elde edilen basınç-sıcaklık diyagramı. (B) $Si_{\text{amfibol}}-Ab_{\text{plajiyoklas}}$ değişim diyagramı. Diyagramda hesaplanan sıcaklıkların genellikle en küçük hata payı sınırları içerisinde kaldığı görülmektedir. 100°C sınırının üzerindeki alanda hata payları çok büyük olmaktadır (Blundy ve Holland,1990)

Tonalitlerdeki hornblendler deneysel çalışmaların yapıldığı diğer kalk alkali granitoidlerdeki hornblendler ile karşılaştırıldığında, silisyum içeriklerinin daha yüksek olduğu görülmektedir. Bu nedenle hornblendlerin silisyum bakımından zengin ve kristalizasyonun ileri aşamalarında da gittikçe zenginleşen bir eriyikten itibaren oluştuğunu söylenebilir. Silisyum içeriklerinin yüksek olması yanında düşük basınç koşulları altında oluşmuş olmaları, tetrahedral alüminyum (Al^{IV}) ve buna bağlı olarak da toplam alüminyum (Al^T) içeriklerinin düşük olmasına yol açmıştır. Bulunan basınç değerleri dikkate alındığında, Sebzeciler granitoidi Hammarstrom ve Zen (1986)' in düşük basınç (< 5 kbar) da oluşan orojenik plütonlarına benzemektedir. Hesaplanan sıcaklıkların kalk-alkali plütonlardaki tonalitlerin oluşum sıcaklıkları ile son derece uyuşması, hesaplamaların yapıldığı hornblendlerin uygun bileşimlere sahip olduklarını ve çok az oranlarda katı faz dönüşümlerine uğramış olabileceklerine işaret etmektedir.

3.1.4.5. Yaş ve Deneştirme

Sebzeciler granitoidinin yaşı ile ilgili olarak şu ana kadar yapılmış jeokronolojik tayinler yoktur. Daha genç birimler ile olan dokanak ilişkileri, stratigrafik konumu ve Doğu Pontidler'de eşleniği olabilecek diğer granitoidlerdeki radyometrik yaşlar dikkate alınarak olası yaşlandırma yoluna gidilmiştir. Sebzeciler granitoidi, Geç Paleozoyik yaşlı Karadağ metamorfileri ve Demirkent plütonu içerisine yerleşmiştir. Liyas-Dogger yaşlı Kınalıçam volkanik karmaşığı ve Hamurkesen Formasyonu ile her hangi bir dokanağa sahip değildir. Demirkent Plütonu ile birlikte kuzey batıya doğru Liyas-Dogger yaşlı Hamurkesen Formasyonu üzerine itilmiştir. Ayrıca çoğunlukla kırıntılı bir fasiyeste gelişen Hamurkesen Formasyonu içerisinde tonalit-granodiyorit bileşimli çakılların Sebzeciler granitoidinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Bütün bu verilerden hareketle granitoidin Liyas öncesi yaşlı olabileceği düşünülmektedir. Ayrıca, Pontidler'deki Malm öncesi yaşlı diğer granitoidler Permo-Karbonifer yaşlıdır. Örneğin; Gümüşhane granitinin yerleşim yaşı "tüm kaya" Pb yöntemine göre 298-338 milyon yıl ile Permiyen (Çoğulu, 1975), radyometrik ölçümlere göre de 285-300 milyon yıl ile yine Permiyen (Tokel, 1972); Köseadağı granitoidi ise Rb^{87}/Rb^{86} yöntemine göre 360 ± 2 yıl ile Alt Karbonifer (Bergougan, 1987) olarak bulunmuştur. Bu bakımdan Sebzeciler granitoidinin de Permo-Karbonifer yaşlı olabileceği söylenebilir.

3.1.5. Kınalıçam Volkanik Karmaşığı (Liyas)

3.1.5.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm

Kınalıçam volkanik karmaşığı adı, Tortum G47-a3 paftası içerisinde yer alan Kınalıçam Köyü'nden türetilmiştir. İnceleme alanındaki Liyas-Dogger oluşukları istiflenme yasasına uyan ve uymayan litolojiler olmak üzere iki şekildedirler. Bunlardan istiflenme yasasına uymayan ve tabanda yer alan volkanitler ayrı bir litodem birim olarak değerlendirilmişlerdir. Dolerit, diyabaz, bazalt, spilitleşmiş bazalt, andezit, dasit, riyolit ve yer yer de bunların piroklastlarından meydana gelen Alt Jura birimlerine, yakın yöredeki önemli yerleşim merkezlerinden biri olan Kınalıçam Köyü'ne atfen Kınalıçam volkanik karmaşığı adının verilmesi uygun görülmüştür.

Kınalıçam volkanik karmaşığı inceleme alanında en geniş yüzeyleme alanına sahip birimdir. Çalışma alanının orta kesimlerinde yer alan ve kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı yüzeyleme şekilleri olan Karadağ metamorfileri, Demirkent plütону ve Sebzeciler granitoidinin doğusu ve batısında yer alan yaklaşık 120 km² lik bir alanda görülür (Bkz Şekil 3.1, Ek-1). Bu nedenle genel olarak kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu bir uzanımına sahiptir. Kınalıçam volkanik karmaşığının inceleme alanının doğusunda görüldüğü yerleri güneyden kuzeye doğru Çiçekli Tepe, Kınalıçam Köyü, Kavaklarkesiği Tepe ve Kırgülü Mahallesi olarak; kuzey batıda görüldüğü yerleri ise güneyden kuzeye doğru, Yusufeli batısı, Avazan doğusu, Yukarıhaset Mahallesi, Legvan Dağı ve Kömürlü Köyü olarak sıralayabiliriz.

Kınalıçam volkanik karmaşığı içindeki litolojiler prizmatik yapı göstermeyen ve sınırları makroskopik olarak belirlenemeyen düzensiz yığılımlar şeklindedirler. Genellikle koyu gri-siyah, yer yer yeşil ve yüzeysel alterasyon nedeniyle de kahve-kırmızı renklere görülürler. Dolerit ve diyabazlar dayk ve sil şeklinde iken, bazalt ve spilitler yastık lavlar şeklindedirler. Birim içerisinde büyük çoğunluğu oluşturan andezit ve dasitler ise büyük masif kütleler oluştururlar. Riyolit ve dasitler arasındaki ayırım ise mikroskopik incelemelere ve kayaç kimyasına bağlı olarak yapılabilmektedir. Kınalıçam volkanik karmaşığına ait kayaçlar oldukça kırıklı yapıya sahiptirler. Genellikle iki kırık sistemi hemen her alanda

görülür. Ancak bazı alanlarda 3 ve hatta 4 farklı kırık sistemini de görmek mümkündür. Genel olarak yüksek eğimli bir topografyaya sahip olan Kınalıçam volkanik karmaşığı, Çoruh Nehri ve Tortum Çayı boyunca dik veya 70-80° lik eğimlere sahip şevler oluşturur.

3.1.5.2. Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık

Kınalıçam volkanik karmaşığı stratigrafik olarak Karadağ metamorfite, Demirkent plütünü ve Sebzeçiler granitoidi üzerine gelmektedir. İnceleme alanının doğu kesimlerinde yüzeylenen bölümü Karadağ metamorfite üzerine uyumsuz olarak gelir. Kınalıçam volkanik karmaşığı magmanın kırıklar boyunca yüzeye çıkması ve yüzeyde akması sonucu oluşan efüsiv evreye karşılık gelen ürünlerden meydana gelmektedir. Dolerit ve diyabazların bir kısmı Karadağ metamorfite içerisinde yer yer 1.5 m varan genişliklerde dayklar şeklinde bulunurken, bazalt andezit, dasit ve riyolitler metamorfite üzerinde düzensiz akmlar şeklindedirler. Hamurkesen Formasyonu'nun ince tabakalı kumtaşı, kıltaşı ve marnları; Kınalıçam volkanik karmaşığı üzerine uyumlu olarak gelir. Kınalıçam volkanik karmaşığının Jura öncesi yaşlı birimlerin kuzeybatısında yer alan bölümü Hamurkesen formasyonu ile birlikte tektonik dilim özelliğindedir (Bkz Ek 1). Bu dilimin batı sınırı güneyde Eosen, kuzeyde ise Üst Kretase birimleri ile faylıdır. Eosen sonrası orojenik hareketlere (Geç Alpin) bağlı olarak batı kenarı boyunca kuzeybatıya doğru Üst Kretase ve Eosen birimleri üzerine itilmiştir. Doğuya doğru uyumlu olarak Hamurkesen Formasyonu'na geçmektedir. Kınalıçam volkanik karmaşığı istiflenme yasasına uymadığından kalınlığı ölçülemez.

3.1.5.3. Litoloji

Kınalıçam volkanik karmaşığı dolerit, diyabaz, bazalt ve spilit gibi bazik kayalardan; andezit gibi nötr ve dasit - riyolit gibi asidik kayalara kadar değişen çok geniş bir litolojik birlikteliğe sahiptir. Andezit ve dasitlerin büyük çoğunluğu oluşturduğu karmaşığın içinde bazaltlar ve bunların alterasyon ürünleri spilitlerde oldukça yaygındır.

3.1.5.3.1. Dolerit ve Diyabazlar

Dolerit ve diyabazlar, metamorfitle ve Kınalıçam volkanik karmaşığı içerisinde küçük stoklar ve dayklar halinde bulunurlar. Kınalıçam volkanik karmaşığı içerisinde makroskopik olarak diğer volkanitlerden ayırt etmek mümkün değildir. Metamorfitle içerisinde koyu gri-siyah renkleri ile çoğunlukla açık renklerdeki metamorfitle kolaylıkla ayırt edilirler. Bunlar genellikle kuzeydoğu güneybatı doğrultusunda uzanan dik dayklar şeklindedirler. Genişlikleri 0.5-1.5 m arasında değişir. Mikroskopik incelemelerinde plajiyoklas ve klinopiroksenler genellikle bütün kesit alanının % 90 veya daha fazlasını kapladığı görülür. Genellikle ofitik (Şekil 3.27A) ve subofitik doku gösteren dolerit ve diyabazlar yer yer entergranüler, poikilitik ve entersertal dokular da gösterirler. Ofitik, subofitik, entergranüler ve poikilitik dokuları aynı ince kesitin değişik yerlerinde de görmek mümkündür. Mikroskopik incelemeleri sonucunda aşağıdaki mineraller ve özellikleri tespit edilmiştir;

Plajiyoklas (% 60-65): Genellikle çubuk şekilli lameller halindedir. Yer yer belirgin bir geometrisi olmayan fenokristaller halinde de olabilmektedir. Lameller genellikle karlsbad ikizi gösterirken, iri kristaller albit ve karlsbad ikizini birlikte gösterirler. Doleritlerde genellikle andezin $An_{(35-45)}$, diyabazlardakiler ise oligoklas (An_{15-25}) bileşimindedir. Bazı kesitlerde bütün plajiyoklas lamelleri zonlu yapı gösterir. Yer yer ayrışma mineralleri olan kalsit, serisit ve epidota dönüşmüşlerdir. Kırıklı yapıda olanların kırıkları klorit ve kalsit dolguludur.

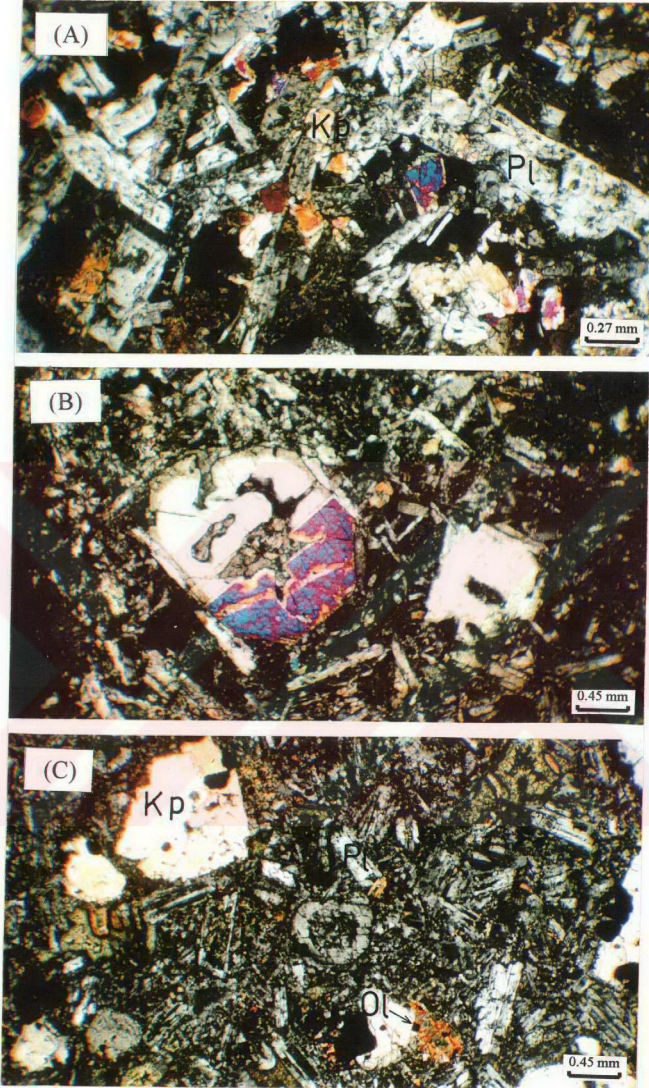
Klinopiroksen (% 25-30): Dikdörtgene yakın şekilli ve belirgin bir geometrisi olmayan kristaller halindedir. Genellikle plajiyoklas lamelleri arasını doldurur. Ancak aynı kesit içerisinde ve diğer bazı kesitlerde küçük kristaller halinde de olabilmektedir. İri kristaller yer yer poikilitik olarak ince plajiyoklas lamellerini içerirler. Genellikle tek dilinimleri belirgin olan klinopiroksenlerin bazal kesitlerinde (c eksenine dik) iki dilinim birden görülür. Bazıları 100 yapışma yüzeyi ikizi ($h' 100$) gösterir. Bazı kesitlerde oldukça kırıklı bir yapı sunan klinopiroksenler yer yer kloritleşmişlerdir.

Amfibol, biyotit, kuvars, apatit, epidot ve opak mineraller ise bazı kesitlerde ve tali miktarlardadırlar. Amfiboller plajiyoklas lamelleri arasında veya klinopiroksenlerin çevresinde ve tamamen kloritleşmiş olarak bulunurlar. Biyotitler bazı kesitlerde ve son derece az miktarlarda bulunur. Genellikle tamamen kloritleşmiş durumdadırlar. Bununla birlikte yinede yönere göre X-yeşil, Z-sarımsı yeşil renklerde pleokroitler. Kuvars bazı kesitlerde bulunur. Apatitler kuvarslar üzerinde ve ince-uzun inklüzyonlar şeklinde bulunurlar. Opak mineraller dikdörtgen, uzun lameller ve hamurda küçük benekler halinde bulunurlar. Kloritler ayrışma ürünü olarak görülür. Özellikle amfibol ve yer yer de biyotitlerin ayrışması sonucu oluşmuşlardır. Epidotlar plajiyoklasların ayrışma ürünüdür. Bununla birlikte çatlaklarda ve piroksenlerin etrafında da görülürler. Kalsitler ise plajiyoklasların ayrışma ürünü ve boşlukları dolduran ikincil mineral olarak gözlenir.

3.1.5.3.2. Bazaltlar

Dolerit, spilit ve andezitler ile iç içe bulunan bazaltlar makroskopik olarak koyu gri-siyah renklindedirler ve diğer volkanitlerden ayırt edilmeleri çoğunlukla mümkün değildir. Bununla birlikte yastık lav yapısının olduğu kesimlerde spilitler ile birlikte bulunurlar. Genellikle plajiyoklas ve klinopiroksenlerden meydana gelen bazaltlar yer yer olivin, amfibol ve Fe-Ti oksitler de içerirler. Genellikle subofitik, kısmen de entersertal ve mikrolitik dokular gösterirler. Mikroskopik incelemeler sonucunda tespit edilen mineraller ve özellikleri aşağıdaki gibidir;

Plajiyoklas (% 60-90): Uzun kenarları belirgin dikdörtgen şekilli fenokristaller ve mikrolitler halindedir. Fenokristaller karlsbad ve yer yer de albit ikizi gösterirler. Bunlar zonlu yapıya sahiptirler ve glomeroporfirik olarak bulunurlar. Kısa kenarları genellikle hamur tarafından yenmiştir. Yer yer plajiyoklasın kenar ve merkezi kısımlarında gelişen süzgeç dokusu görülür (Şekil 3.27 B). Bazı fenokristallerin merkezi kısımlarının hamur tarafından yenmesi sonucu plajiyoklas kenar kısmında bir halka şeklinde kalmıştır. Genellikle serizitleşen plajiyoklasların bazıları tamamen kalsitleşmiş ve diğer bazıları üzerinde de küçük epidot dönüşümleri gelişmiştir. Mikrolitler genellikle paralel akma yapısı göstermekle birlikte bazı kesitlerde yarı paralel akma yapısı gösterebilmektedirler.



Şekil 3.27. Kınalıçam volkanik karmaşığı dolerit ve bazaltlarında gözlenen dokular, Çift Nikol (A: doleritlerin ofitik dokusu, Örnek no: 10, Morkaya güneyi; B: bazaltlardaki klinopiroksenlerde gelişen koy yapı ve mikrolitik hamur, Kesit no: 771, Legvan Dağı kuzeyi; C: bazaltlardaki plajiyoklasda gelişen süzgeç dokusu ve iddingsite dönüşen olivinler, Örnek no: 302, Kırğülü; Pl: plajiyoklas; Kp: klinopiroksen; Ol: olivin)

Klinopiroksen (% 5-30) Genellikle bazı kenarları belirgin çokgen şekilli kristaller halindedir. Ancak yer yer kenarları belirgin olmayan sekizgen şekilli kristallerine de rastlanır. Glomeroporfirik olarak da görülen bazı klinopiroksenlerde belirgin bir koy yapısı görülür (Şekil 3.27 C). Opak inklüzyonlarını yoğun olarak bulandıran klinopiroksenler sünger şeklinde bir doku kazanmışlardır. Tek dilinimleri belirgin ve genellikle kırıklı yapıdadırlar. Yaygın olarak 100 yapışma yüzeyi ikizi ve yer yer de kum saati ikizi gösterirler.

Olivin (% 0-2): Çubuk ve nadir olarak da yassı kristaller halindedir. Genellikle kırıklı yapıdadır. Aktinolitik veya kloritik bir alterasyon alanı içerisinde yer alır. Hemen hemen bütün olivinler kenar ve kırık yüzeyleri boyunca sarımsı kahve renk tonlarında ve hafif pleokroik olan iddingsite dönüşmüşlerdir. Ayrıca kenar çizgileri ve kırık yüzeyleri boyunca ince bir opak mineral halkası da gelişmiştir.

Tali miktarlarda bulunan minerallerden biyotit kloritik bir alan içerisinde küçük kristaller halinde bulunur. Kenar kısımları boyunca kloritleşmiştir. Opak mineraller ve klinopiroksenler bunlara eşlik eder. Hornblend belirgin bir geometrik şekli olmayan kristaller halindedir. Tamamen ışınsal yapıli aktinolite ve benekli görünlü klorite dönüşmüştür. Klorit özellikle amfibol, olivin ve yer yerde biyotitlerin ayrışması sonucu oluşmuştur. Kalsit plajiyoklasların ayrışma ürünü ve boşlukları dolduran ikincil mineral olarak gözlenir. Hamur ise plajiyoklas, klinopiroksen ve opak kristallerden oluşmaktadır.

3.1.5.3.3. Spilitler

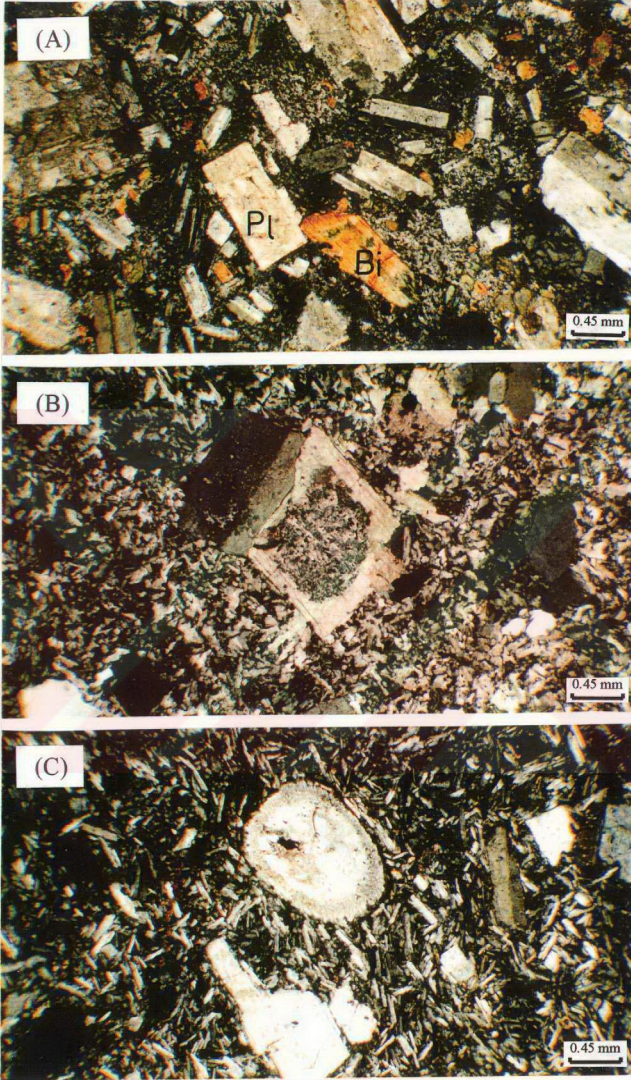
Spilitler yastık lav yapısının olduğu kesimlerde son derece yaygındırlar. Genellikle boşluklu bir yapı ve yeşilimsi görünümü ile bazaltlardan ayrılırlar. Boşluklar genellikle badem veya küresel şekillidirler ve koyu yeşilden siyaha kadar değişen renklerde görülürler. Spilitler genellikle entersertal, entergranüler ve yer yer fluidal doku gösterirler. Spilitleşmenin yoğun olarak gerçekleştiği örneklerde plajiyoklas fenokristalleri genellikle tamamen serizitlemiş veya kalsitlemişlerdir. Mikrolitler albitik özellikte olup genellikle klorit, kalsit ve klinopiroksenden oluşan bir hamur içerisinde bulunurlar. Amfiboller çok az oranlarda ve tamamen klorit ve kalsite dönüşmüş olarak bulunurlar. Apatitler, plajiyoklaslar üzerinde iğnemi kristaller halindedirler. Kalsit ve epidotlar, plajiyoklasların ayrışma ürünü

ve kırıklarda ikincil olarak gelişmişlerdir. Bunun yanı sıra dairesel veya elips şeklindeki boşluklarda klorit, kalsit, epidot ve kalsedon gibi düşük sıcaklık ve sulu kristalizasyon ürünleri ile dolguludur. Kloritler genellikle boşlukların merkezi kısımlarında ve benekler şeklinde görülürler. Kalsedonlar ise genellikle boşlukların kenar kısımlarında ve kloritleri saran zarflar şeklindedirler. Bunlarda kloritler de olduğu gibi benekler şeklinde görülürler. Ancak boşlukların tamamen kalsedon dolgulu olması durumunda genellikle ışınal bir dizilim gösterirler.

3.1.5.3.4. Andezitler

Andezitler Kınalıçam volkanik karmaşığı içinde en yaygın kayaç grubunu oluştururlar. Makroskobik olarak koyu gri ve yeşil renklerde görülen andezitler, bazalt ve sipilitlerden çok dasitler ile birliktelik sunarlar. Andezitler masif yapıda ve sistematik kırık düzlemlerinin en iyi geliştiği kayaç grubudurlar. Plajiyoklas, porfirik olarak en fazla ve hatta bazı kesitlerde tek olarak bulunan mineraldir. Plajiyoklasa daha az oranlarda biyotit, klinopiroksen ve amfibol eşlik eder. Andezitler genellikle porfirik, mikrogrönü-porfirik (Şekil 3.28 A), mikrolitik porfirik ve daha az olarak da trakitik ve pilotaksitik dokuda görülürler.

Plajiyoklas (% 85-90): Fenokristaller ve mikrolitler olmak üzere iki şekilde bulunur. Fenokristaller genellikle bazı kenarları, yer yer de bütün kenarları belirgin prizmatik kristaller halindedirler. Bunlar genellikle bireysel kristaller ve kısmen glomeroporfirik olarak görülür. Üzerlerinde iğne ucu büyüklüğünde opak benekler yaygındır. Genellikle zonlu yapıya sahip fenokristaller albit ve karlsbad ikizi gösterirler. Bir çoğunun genellikle kenar, daha az olarak da merkezi kısımlarında süzgeç dokusu gelişmiştir (Şekil 3.28 B,C). Bazılarının merkezi kısımları mikrogrönü hamur tarafından yenmiştir. Mikrolitik hamur içerisinde bireysel kristaller halinde olanların çevresinde ince bir reaksiyon zarfı açık olarak görülmektedir. Kalsitleşme ve serizitleşme plajiyoklaslarda görülen yaygın alterasyon türleridir.



Şekil 3.28. Kınılıçam volkanik karmaşığı andezitlerinde gözlenen dokular, Çift Nikol (A: Mikrogronü porfirik doku, Örnek no: 176, Yusufeli günüeyi; B ve C: Plajiyoklasın merkezi ve kenar kısmında gelişmiş süzgeç dokusu, Kesit no: 54 ve 56 Morkaya günüeyi; Pl: plajiyoklas; Bi: biyotit)

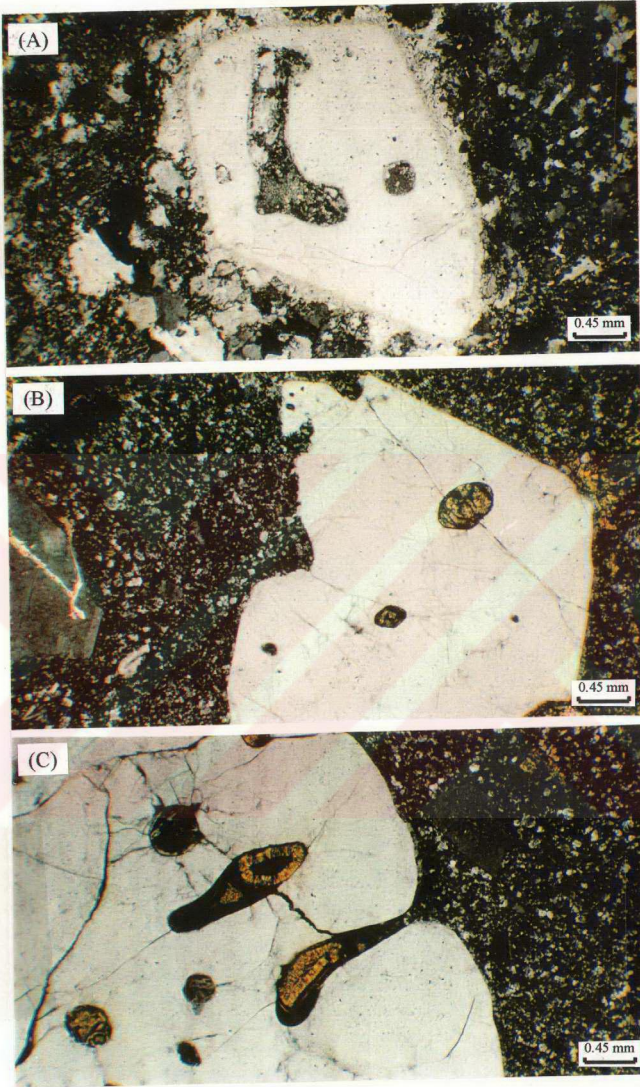
Biyotit (% 0-10). Genellikle yassı ve çubuk şekilli kristaller halindedirler. Plajiyoklas mikrolitleri arasında iğnemi olarak da görülür. Bazı kesitlerde kloritleşmiş, diğer bazılarında ise tamamen opaklaşmıştır.

Klinopiroksen (% 0-5): Belirgin bir geometrik şekli olmayan küçük kristaller halindedir. Çoğunlukla kırıklı yapıda olan klinopiroksenlerin bazılarının merkezi kısımları hamur tarafından yenmiştir. Küçük kristaller ise mikrolitik hamur içerisinde dağınık olarak bulunurlar. Amfiboller çok az oranlarda ve tamamen klorit ve kalsite dönüşmüş olarak bulunurlar. Apatitler plajiyoklaslar üzerinde iğnemi kristaller halinde bulunurlar. Kalsit ve epidot plajiyoklasların ayrışma ürünü ve kırıklarda ikincil olarak gelişmişlerdir.

3.1.5.3.5. Dasit ve Riyolitler

Dasitler, Kınılıçam volkanik karmaşığı içerisinde nispeten yaygın olarak bulunurlar. Andezitlerin farklılaşma ürünleri olduklarından onlar ile birliktelik sunarlar. Genellikle açık gri-yeşil ve ayrışmaya bağlı olarak yer yer sarımsı veya pembemsi renklerde de görülürler. Hemen hemen daima porfirik dokuda gözlenirler. Ancak bazı kesitlerde sferolitik dokuda görülmektedir. Hamur genellikle mikrogrönü ve felsitik dokudadır. Kuvars ve plajiyoklas ana mineralojik bileşenleri oluşturur. Biyotit, alkali feldspat, klinopiroksen, hornblend ve opak mineraller ise genellikle çok az oranlarda bulunurlar.

Kuvars (% 20-30): Dairesel veya çubuk şekilli kristaller halindedir. Yer yer hegzagonal olarak da görülür. Genellikle hamur tarafından çevrelenmiş bireysel kristaller halindedir. Hemen hemen bütün kuvars fenokristalleri ile hamur arasında belirgin bir reaksiyon halkası görülür (Şekil 3.29A). Bazı kesimlerde hamur maddesinin kuvarsın iç kısımlarına doğru ilerlemesiyle oluşan koy yapısı yaygın olarak gelişmiştir (Şekil 3.29 A,B,C). Bazı durumlarda bu koy yapılarının giriş kısımlarının dar ve iç kısımlara doğru genişledikleri görülür.



Şekil 3.29. Kinalıçam volkanik karmaşığı dasitlerindeki kuvarlarda gözlenen koy yapıları ve mikrogronü hamur, Çift Nîkol (A: Kesit no: 755, B ve C: Kesit no: 251)

Plajiyoklas (% 10-20): Genellikle bütün kenarları belirgin dikdörtgen şekilli kristaller halindedir. Yer yer kenarları tamamen aşındırılmış olarak da görülür. Zonlu yapıya sahiptir. Çoğunlukla hamur tarafından çevrelenmiş bireysel fenokristaller ve yer yer glomeroporfirik olarak görülür. Karlsbad, albit ve yer yer de haç ikizi gösterir. Bazı fenokristallerin kenar kısımlarının hamur tarafından yenmesi sonucu belirgin bir koy yapısı gelişmiştir. Bu özellik bazen plajiyoklasların merkezi kısımlarında görülür. Genellikle serizitleşen plajiyoklaslarda kalsitleşme ve özellikle kırıklı yapıdakilerde epidotlaşma yaygındır.

Alkali feldspat (% 0-10) Çubuk veya dikdörtgene yakın şekilli kristaller halindedir. Karlsbad ikizi yaygın olarak görülür. Kaolinleşmiş olması ile plajiyoklasdan ayrılır.

Biyotit, klinopiroksen ve amfiboller bazı kesitlerde ve çok az oranlardadırlar. Biyotitler çubuk veya iğnemi kristaller halindedirler. Çoğunlukla kloritlemiş, bazı kesitlerde ise tamamen opaklaşmışlardır. Klinopiroksenler genellikle kenar kısımları boyunca karbonatlaşmış ve yer yer kloritlemişlerdir. Amfiboller ise tamamen kloritlemiş veya aktinolite dönüşmüş olarak bulunurlar. Dasitlerin hamur maddeleri (% 40-50) genellikle mikrogrönü kuvars ve plajiyoklaslardan meydana gelir. Bununla birlikte bazı kesitlerde biyotit ve opak minerallerde yaygın olarak bulunurlar.

3.1.5.4. Ortam

Kınalıçam volkanik karmaşığının diyabaz ve dolerit dayakları, bunların ekstansiyonel dönemin ürünleri olduklarını gösterebilir. Bazaltlarda gelişen yastık lav yapısı sulu bir ortamda oluştuklarını göstermektedir. Ayrıca volkanik karmaşığın üzerine gelen Hamurkesen Formasyonu içerisinde bitki ve kömür kırıntılarının varlığı, bu ortamın riftleşmenin erken safhalarına karşılık gelen gölsel veya çok sığ denizel bir ortam olabileceğine işaret etmektedir.

3.1.5.5.Yaş ve Deneştirme

Kınalıçam volkanik karmaşığı ile ilgili radyometrik yaş tayinleri yoktur. Bu nedenle stratigrafik olarak yaşlandırma yoluna gidilmiştir. Karmaşığın üzerine uyumlu olarak gelen Hamurkesen Formasyonu'ndan elde edilen paleontolojik verilerden hareketle volkanitlerin oluşum aralığının üst sınırı hakkında bilgiler elde edilebilir. Bununla birlikte Hamurkesen Formasyonu' nun yaşı sadece Kimmerisiyen öncesi olarak bulunmuştur. Bu ise daha önce oluşan volkanik karmaşık için son derece sınırlı bir bilgidir. Bu bakımdan Kınalıçam Volkanik karmaşığının yaşı, diğer alanlardaki eşlenikleri ile deneştirilerek verilme yoluna gidilmiştir. Ağar (1977) Demirözü-Köse (Bayburt) yöresindeki çalışmalarında Jura' nun volkaniklastik ara tabakalı tortul kayaçlarının Üst Sinemuriyen yaşlı olduklarını ileri sürmektedir. Tanyolu (1988) aynı yöredeki çalışmasında aynı kayaçlardan Liyas yaşlı olarak bahsetmektedir. Akdeniz (1988) Hamurkesen Formasyonu içerisindeki olistostromal kireçtaşlarının Liyas yaşını verdiğini belirtmektedir. Kınalıçam volkanik karmaşığının yaşı, Kimmerisiyen öncesi yaşlı Hamurkesen Formasyonu'nun tabanında yer almasından ve diğer yörelerdeki eşleniklerinden elde edilen bulgulardan hareketle Liyas olarak verilebilir.

Kınalıçam volkanik karmaşığı, bazı yazarlara göre (Bektaş ve diğ., 1984;1987) Erken Jura' da Doğu Pontidler' de yay gerisi rift, bazı yazarlara göre (Şengör ve diğ, 1980) de Neotetis okyanusunun açılmasını sonuçlayan ekstansiyonel döneme karşılık gelmektedir. Bu nedenle özellikle Doğu Pontidler Güney ve yer yer de Kuzey Zonu'nda bilinen ve çeşitli adlar altında değinilen (Schultze-Westrum, 1961; Alp, 1972; Pelin, 1977; Ağar, 1977; Özsayar ve diğ., 1982; Tanyolu, 1988; Van, 1990, Boynukalın, 1990; Ceryan, 1999) Erken Jura yaşlı volkanik ve volkano-tortul birimlerin özellikle taban seviyelerindeki volkanitler ile deneştirilebilir. Doğankent (Giresun) yöresindeki diyabaz, bazalt, andezit, dasit ve piroklastiklerinden oluşan masif özellikteki volkanitler Kınalıçam volkanik karmaşığı ile tamamen benzer özelliktedirler (Eyüboğlu, sözlü bilgi).

3.1.6. Hamurkesen Formasyonu (Liyas-Dogger)

3.1.6.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm

Doğu Pontidler Güney Zonu' nda kırıntılı tortul kayalar ve tüfit, aglomera gibi tabakalı volkaniklastik kayaların ardalanmasından oluşan Jura yaşlı litolojiler Açar (1977) tarafından Hamurkesen Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Daha sonraki araştırmacılar da çoğunlukla bu isme bağlı kalmışlardır. İnceleme alanındaki Liyas-Dogger oluşuklarından Kınalıçam volkanik karmaşığı üzerine uyumlu olarak gelen kumtaşı, marn, kıltaşı ve yer yer bazalt ara katkılı istiflenme yasasına uyan birimler; yukarıda tanımlanan Hamurkesen Formasyonu ile benzer olduğundan birime aynı adın verilmesi uygun görülmüştür. Kumtaşı, marn ve kıltaşı ardalanmasından oluşan birim ara seviyeler halinde bazik volkanikler, aglomera, lapilli ve tuf seviyeleri de içerir.

Hamurkesen Formasyonu birisi inceleme alanının güneydoğusunda, diğeri ise daha kuzeybatıda yer alan ve kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu iki şerit halinde görülür. Genellikle Kınalıçam volkanik karmaşığının doğusunda kalan alanlarda görülür ve ona paralel bir uzanımına sahiptir. Kınalıçam volkanik karmaşığı ile Berdiga Formasyonu arasındaki geçişi sağlayan birimdir. Hamurkesen Formasyonu'nun inceleme alanının güneydoğusundaki kısmı Copla Tepe doğusu, Morkaya Köyü, Kızıltaş Tepe, İşhan Köyü doğusu ve Kırgülü (Avrez) Mahallesi; kuzeybatısındaki kısmı ise İrmakyanı Mahallesi, Yeniyuva Köyü, Dutlupınar ve Havuzlu Köyleri civarında görülür (Şekil 3.1; Bkz Ek-1).

İnceleme alanının özellikle doğu kesimlerinde görülen birim kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda uzanır ve 1-3 km genişliğe sahiptir. Yüksek rölyeflere sahip Kınalıçam volkanik karmaşığı ile Berdiga Formasyonu arasında yer alır ve göreceli olarak düşük rölyeflere sahiptir. Çoğunlukla kumtaşı, marn ve kıltaşı ardışımından oluşan birim içerisinde kumtaşı seviyeleri ve volkanikler kornişler oluştururlar. Genellikle gri renklerde görülen birim yer yer yeşil ve volkaniklerin olduğu kesimlerde yüzeysel alterasyon nedeniyle kahve-kırmızı renklerde görülür.

3.1.6.2. Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık

İşhan Köyü ve Kızıltaş Tepe mevkilerinde Kınalıçam volkanik karmaşığının bazaltik andezitik volkanikleri üzerine orta-kalın tabakalı çakıltaşı ve kumtaşları ile uyumlu olarak gelen Hamurkesen Formasyonu; Çağrüzü Tepe mevkiinde aglomera ve lapilli tüfler üzerine fosilli, ince-orta tabakalı kumtaşı ve çamurtaşları ile uyumlu olarak gelir. İnceleme alanının her yerinde üste doğru kilitaşlarına geçen Hamurkesen Formasyonu, Berdiga Formasyonu'nun orta-ince tabakalı oolitik kireçtaşları ile uyumlu olarak üstlenir. Demirkent plütönu ve Karadağ metamorfileri kuzeybatıya doğru Hamurkesen Formasyonu'nun batıdaki bölümü üzerine itilmiştir. Plütönik kayalar ve metamorfilerin, Liyas yaşlı birimler üzerine itildiğini gösteren fay zonunu özellikle Hamurkesen Formasyonu'nun volkanitleri ile olan dokanaklarında görmek mümkündür. Bu kısımlardan alınan örneklerden yapılan ince kesitlerin mikroskopik incelemelerinde yer yer mikron ölçeğine kadar varan ufalanmalar görülmektedir.

Birimin kalınlığı inceleme alanının bir yerinden başka bir yerine büyük değişimler göstermektedir. İşhan Köyü mevkiinde ölçülen kalınlığı 1110 m iken, Kemerli Dağ' ın batısındaki Çağrüzü tepe mevkiinde ölçülen kalınlığı ise 324 m kadardır. Erzurum, Olur-Oltu yol ayrımının batısındaki Kızıltaş Tepeden doğuya doğru ise 67 m. olarak ölçülmüştür. Ancak Hamurkesen Formasyonunun buradaki bölümü Kınalıçam bindirmesinin altında kaldığı için üstten eksiktir.

3.1.6.3. Lektostatotip ve Sınır Stratotipler

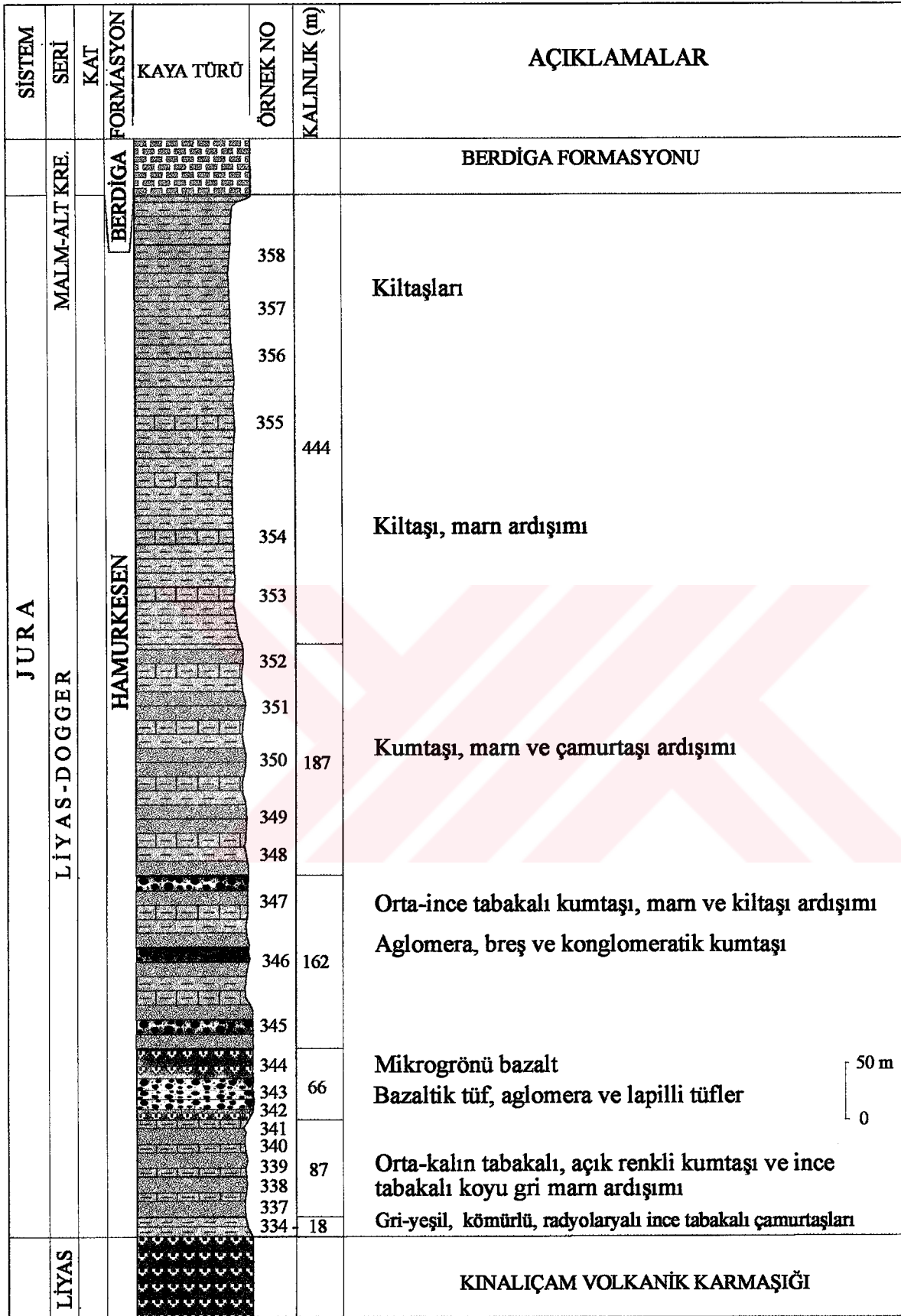
Hamurkesen Formasyonu inceleme alanının farklı yerlerinde tabandan tavana en fazla değişiklik gösteren birimdir. Birimi ilk olarak adlandıran Ağar (1977), Hamurkesen Formasyonu'nun üstten Üst Jura - Alt Kretase tabakaları (Hozbirikyayla Kireçtaşı), bazen Üst Paleosen - Alt Eosen yaşlı formasyonlar (Sırataşlar ve Kızılyar Formasyonları) ve bazen de Pliyosen yaşlı Karaçayır Formasyonu tarafından aşıl uyumsuzlukla örtüldüğünden bahsetmektedir. Bu nedenle Hamurkesen Formasyonu tip yeri olarak verilen Hamurkesen mevkiinde üstten eksik olmalıdır. İnceleme alanının ilk tanımlandığı yere oldukça uzak

olması ve birimin yatay ve düşey yönde çok kısa mesafelerde farklılıklar göstermesi leктоstratotip ve sınır stratotiplerin yeniden tanımlanmasını gerektirmektedir.

Birimin inceleme alanındaki Lektostatotipi İşhan' ın 1 km kadar doğusundaki kuru vadiden kuzeydoğu yönünde (Pafta G47-b4, Başlangıç: Enlem = 40° 46' 50", Boylam = 41° 45' 5"; Bitiş: Enlem = 40° 47' 42", Boylam = 41° 45' 30") çıkarılmıştır. Referans kesiti ise Çağrıdüzü Tepeden kuzeydoğu yönünde Copla Tepeye doğru (Pafta G47-d1, Başlangıç: Enlem = 40° 40' 55"; Boylam = 41° 33' 30" Bitiş: Enlem = 40° 41' 38", Boylam = 41° 34' 28") çıkarılmıştır.

Hamurkesen Formasyonu'nun İşhan güneyinde ölçülen leктоstratotip kesitinde tabandan tavana doğru litolojik değişimi aşağıdaki şekildedir: Tabanda yeşil-gri renkli, ince tabakalı, kömürlü, radyolaryalı çamurtaşları ve bunlar ile ara tabakalı kristal tüfler ile başlamaktadır (18 m). Bunlara yer yer ince tabakalı kumtaşı ara seviyeleri eşlik etmektedir. Birim üste doğru birbiri ile ardışıklı orta-iri tabakalı açık gri kumtaşları ve ince tabakalı koyu gri marnlara geçer (87 m). Bunların üzerine taban (9 m) ve tavan (30 m) kısımları mikrogrönü bazaltlardan, orta kısmı ise bazaltik tuf, aglomera ve lapilli tüflerden oluşan (27 m) volkanikler gelmektedir (66 m). Bunları ince-orta tabakalı kiltarı marn ve kumtaşları ile ardışıklı, 10-15 m, yer yer 50 m kalınlığında seviyeler halinde aglomera, breş ve konglomeratik kumtaşı seviyeleri izler (162 m). Bunlar üste doğru kumtaşı, marn ve çamurtaşı ardışımından oluşan bir istife (187 m), bunlar da tamamen çamurtaşlarına geçmektedirler (444 m). Çamurtaşları ise üstten Berdiga Formasyonu'nun orta-ince tabakalı mikritik kireçtaşları ile uyumlu olarak örtülmektedir. Birimin kesitten çıkarılan toplam kalınlığı 964 m dir (şekil 3.30).

Hamurkesen Formasyonu'nun Çağrıdüzü Tepe'den Coplas Tepe'ye doğru ölçülen referans kesitinde Kınalıçam volkanik karmaşığının piroklastikleri üzerine kumtaşları ile uyumlu olarak geldiği görülmektedir. Burada tabanda detritik, kömürlü ve glokonili kumtaşları yer almakta ve bunlara çok ince seviyeler halinde çamurtaşları eşlik etmektedir (57 m). Birim üste doğru yer yer orta tabakalı kumtaşı seviyeleri içeren marn ve kiltarılarına geçmektedir (334 m). Bunlar ise üstten Berdiga Formasyonu'nun sparitik çimentolu oolitik-intraklastik tanetaşı fasiyesi kireçtaşları ile uyumlu olarak üzerlenmektedirler.



Şekil 3.30. Hamurkesen formasyonunun Işhan Köyü güneyinden kuzeydoğu yönünde çıkarılan lektostatotip kesiti

3.1.6.4. Litoloji

Hamurkesen Formasyonu çoğunlukla kumtaşı, silttaşı ve kilttaşlarından daha az oranlarda da çakıtaşı ve marnlardan meydana gelmektedir. Özellikle İşhan mevkiindeki kesitinde bunlara ilave olarak, ara seviyeler halinde, bazik volkanikler ve piroklastlarına da rastlanmaktadır. Çakıtaşlarının türünü tespit etmek amacıyla değişik litolojilerdeki çakıllar derlenmiş ve mikroskopik olarak incelenmişlerdir. Kumtaşlarının türleri modal analizleri sonucunda belirlenen kuvars, feldspat ve kayaç kırıntısı içeriklerine göre yapılmıştır. Marn ve kireçtaşları ise Folk (1962) ve Dunham (1962)' a göre sınıflandırılmışlardır.

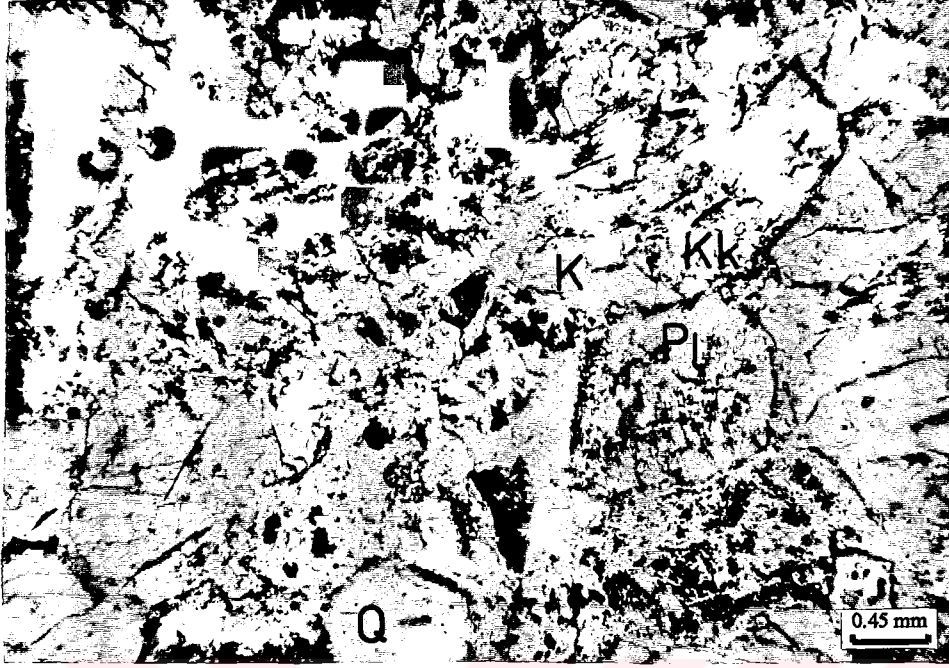
Hamurkesen Formasyonu'ndan derlenen çakıtaşlarının mikroskopik incelemeleri sonucunda dört farklı tipte oldukları tespit edilmiştir. Bunların büyük çoğunluğunu bazalt, spilitleşmiş bazalt, andezit ve dasit çakılları oluşturmaktadır. Bunlara ilave olarak daha az oranlarda tonalit-granodiyorit bileşimli granitoid çakıllarına rastlanmaktadır. Volkanik çakıllar Kınalıçam volkanik karmaşığındaki kayaçları ile benzer doku ve mineralojik özelliklere sahiptirler. Ancak bunlardaki ayrışma genellikle daha yüksek oranlardadır. Özellikle andezit ve dasit çakıllarındaki biyotitler genellikle tamamen veya kenarları boyunca opaklaşmış ve diğer bazıları tamamen kloritleşmişlerdir. Tonalit ve granodiyorit çakılları ise Sebzeciler granitoidi kayaçları ile benzer mineralojik bileşime ve dokusal özelliklere sahiptir. Ancak mineralojik ayrışma bunlarda daha ileri dereceldedir ve özellikle biyotitler tamamen kloritleşmiş veya opaklaşmışlardır.

Kumtaşları Hamurkesen Formasyonu içerisindeki en yaygın kayaç grubunu oluştururlar. Kumtaşlarının mikroskopik incelemesi İşhan, Çağrıdüzü Tepe, Kızıldaş Tepe ve Öğdem ölçülü stratigrafik kesitlerinden derlenen 20 adet örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Örneklerin seçiminde bileşenleri ayırt edilebilen ve eş boyutlu olanların seçilmesine özen gösterilmiştir. Modal analizleri yapılan bütün kumtaşı örnekleri K-feldspatlar açısından boyanmışlardır. Kumtaşlarının modal analizleri kesitlerde 500 nokta sayılarak gerçekleştirilmiştir (Çizelge 3.16). Modal analizler yapılırken dikkate alınan bileşenler ve özellikleri aşağıdaki gibi özetlenebilir:

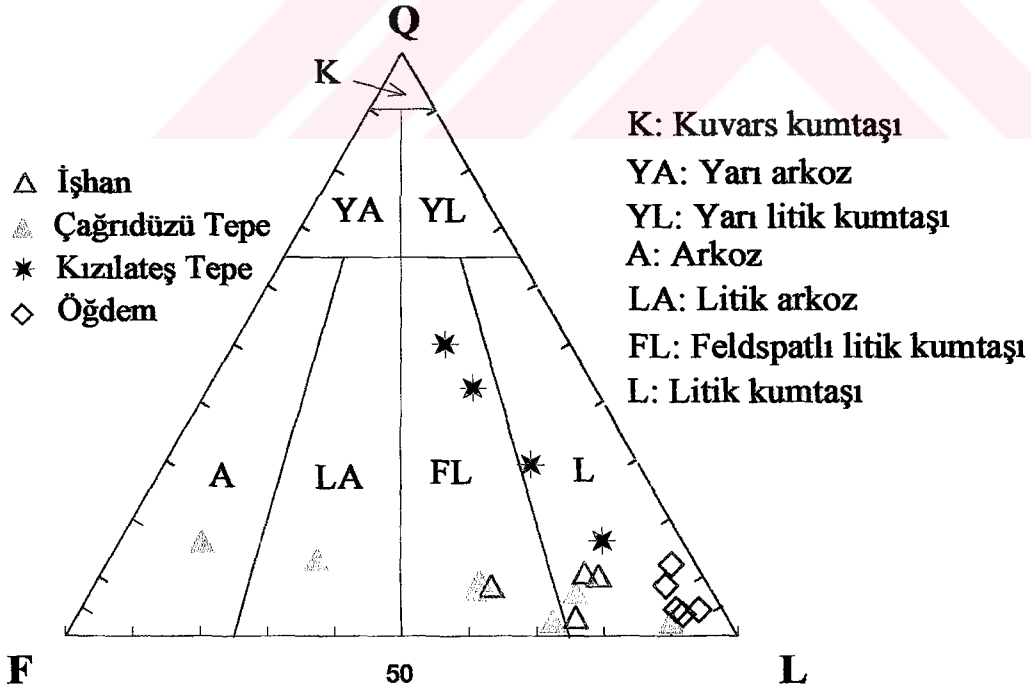
Kuvarslar monokristalin (Qm) ve polikristalin (Qp) olmak üzere iki kategoride değerlendirilmişlerdir. Polikristalin kuvarslar kolaylıkla küçük parçalara bölündüklerinden tane boyları küçük kuvarslar monokristalin olarak algılanabilmektedirler. Tek nikolde kirli gri-sarı, çift nikolde mikro kuvars kristalli kayaç parçaları çört olarak değerlendirilmişlerdir. Ancak dasitik kayaç kırıntılarının mikrogronü kısımları yer yer çörtlere benzer görünümler göstermektedir. Feldspatlar, K-feldspatlar (Kf) ve Ca-feldspatlar (Pl) olmak üzere iki kısımda; kayaç kırıntıları volkanik ise (Lv), sedimanter (Ls) ve metamorfik (Lm) olmak üzere üç grupta değerlendirilmiştir. Volkanik kayaç kırıntıları genellikle opaklaştıkları ve ayrıştıkları için dokusal özellikleri çoğunlukla belirlenememiştir. Bununla birlikte mikrolitik dokudakiler, opaklaşanlar ve devitrifiye olanlar, mikrolitik kayaç kırıntıları (Lvmi); mikrogronü dokuya sahip dasitik özellik gösterenler ise dasitik kayaç kırıntıları (Lvd) olarak değerlendirilmişlerdir. Metamorfik kayaç kırıntıları mekanik olarak kolaylıkla ufalandıklarından iri taneli kumtaşlarında ve özellikle kuvars-mika birlikteliği şeklinde görülmektedirler. Kumtaşlarında bağlayıcı malzeme genellikle kalsit olmakla birlikte Öğdem kesitinden alınan örneklerde Fe-oksitler bağlayıcı olarak yer almaktadır. Ağır mineraller olarak genellikle opak mineraller (Op) ve çok az olarak da amfibol içermektedirler.

Çizelge 3.16. Hamurkesen formasyonuna ait kumtaşlarının modal bileşenleri.

Ö.No	Qm	Qp	Çört	Lvd	Lvmi	Ls	Lm	Pl	K.F	Op	Bağl.
			İşhan								
338	5,0	1,6	1,8	49,2	9,2	0,4	0,0	22,0	10,4	0,4	0,0
349	7,6	0,6	1,6	69,4	1,4	0,4	0,0	13,6	1,4	0,6	3,4
351	8,6	0,4	0,2	59,4	1,2	1,2	0,0	13,0	2,0	0,6	13,4
352	3,0	0,0	0,0	72,0	0,6	0,0	0,0	20,6	1,6	0,0	2,2
			Çağrıdüzü								
535	12,2	0,0	1,2	10,2	0,0	0,0	0,0	60,0	0,0	2,6	13,8
536	6,4	1,4	0,0	54,6	2,2	0,0	0,0	34,8	0,0	0,6	0,0
537	2,0	0,0	0,4	70,4	0,0	0,0	0,0	26,2	0,0	1,0	0,0
539	1,4	0,4	0,6	86,8	0,0	0,0	2,0	8,8	0,0	0,0	0,0
542	12,0	0,0	1,0	30,8	0,0	0,0	0,0	56,2	0,0	0,0	0,0
544	1,6	0,0	4,2	33,8	0,0	1,2	0,0	20,8	0,0	0,0	38,4
548	6,0	0,0	1,4	72,0	0,0	0,0	0,0	20,6	0,0	0,0	0,0
			Kızılateş Tepe								
460	11,6	6,6	1,2	34,8	0,0	1,4	0,0	10,8	0,0	0,0	33,6
461	13,2	8,0	4,6	17,2	0,0	6,8	0,0	11,2	0,0	2,6	36,4
462	21,2	20,8	2,8	25,0	0,0	0,0	3,2	12,8	4,0	0,0	10,2
462/2	8,8	0,0	0,0	34,8	0,0	4,2	0,0	6,6	0,0	0,0	45,6
			Öğdem								
81	4,0	3,0	0,4	48,4	25,4	0,0	0,0	5,6	0,0	8,2	5,0
730	2,6	1,2	0,2	57,6	23,2	0,0	0,0	6,4	0,0	6,2	2,6
895	0,8	1,4	1,6	22,2	58,2	0,0	0,0	3,2	0,0	9,4	3,2
896	4,8	4,2	2,4	72,8	6,4	0,0	0,0	3,6	0,0	4,6	1,2
897	2,8	0,2	0,2	50,4	25,2	4,8	0,0	5,8	0,0	8,4	2,2



Şekil 3.31. Hamurkesen formasyonunun tabanındaki kumtaşlarına ait mikroskopik görünüm. K'lu feldspatlar açısından boyanan kumtaşı kesitlerinde K'lu feldspatların kanaryaya sarısı renk aldıkları görülmektedir (K: K'lu feldspat, Pl: Plajiyoklas, Kk: Kayaç kırıntısı, Q: kuvars (Örnek No: 338; T.N.)



Şekil 3.32 Hamurkesen Formasyonu kumtaşlarının QFL üçgen diyagramında sınıflaması (Folk, 1974)

Hamurkesen formasyonunun bütün kumtaşları orta-iyi boylanmalı taneli bir doku göstermektedirler. İşhan ölçülü stratigrafik kesitinde tabandaki dasitik tüfler ile ardışıklı kumtaşlarının bağlayıcı malzemesi mikrogrönü kuvarstır. Üste doğru gelen kumtaşlarının bağlayıcısı ise kalsittir. K-feldspat yalnızca İşhan kesitinden alınan örneklerde görülmüştür (Şekil 3.31). Bu kumtaşlarında bağlayıcı malzeme hiç bir zaman % 15' in üzerine çıkmadığından arenit bileşiminde kumtaşlarıdır. Yüzde değerleri Çizelge 3.16' da özetlenen kumtaşlarının bileşenleri genellikle yarı yuvarlaklaşmışlardır. Çağrıüzü Tepe kesitinden derlenen örneklerde de bağlayıcı malzeme kalsit ve % 15' in altında olduğundan bunlarda arenit bileşimindedirler. Kızılateş Tepe kesitinden alınan örneklerde bağlayıcı malzeme genellikle % 15' in üzerinde (%10-45) olduğundan bunlar wake bileşimindedirler (Çizelge 3.16). Kumtaşlarının bileşenleri genellikle iyi yuvarlaklaşmıştır. Öğdem kesitinden alınan örnekler % 15' in altında bağlayıcı malzeme içeren litik kumtaşlarıdır. Genellikle orta-kötü boylanmalı ve orta derecede yuvarlaklaşan bileşenlerin bağlayıcı malzemesi genellikle Fe-oksitler ve daha az oranda da kalsittir.

Modal analizler sonucunda Hamurkesen formasyonunda gözlenen kumtaşlarının Folk (1974) sınıflamasına göre genellikle litik kumtaşı oldukları belirlenmiştir (Şekil 3.32). Bununla birlikte Çağrıüzü Tepe kesitinden derlenen bazı kumtaşı örnekleri, yüksek Ca-feldspat içerikleri ile QFL üçgen diyagramında yataya yakın bir doğru şeklinde değişim göstermektedirler. Kızılateş Tepe kesitinden derlenen kumtaşı örneklerinin ise kuvars içeriklerinin yüksek olduğu ve QFL diyagramında düşeye yakın bir doğru şeklinde değişim gösterdikleri görülmektedir. Bu değişimler kumtaşlarının genellikle litik kumtaşı daha az oranlarda feldspatlı litik kumtaşı, litik arkoz ve arkoz bileşiminde oluklarını göstermektedir.

Kireçtaşları biyojenler olarak; *Radiolaria spp.*, *Lagenidae* ve yer yer de *Echinoidea*, *Lamellibranch kavkı kesitleri* ve *gastropod kavkaları*, litoklast olarak da detritik kömür ve volkanik parçaları içeren mikritik kireçtaşları şeklindedirler.

Hamurkesen Formasyonu'nun özellikle İşhan ölçülü stratigrafik kesitinde oldukça kalın seviyeler halinde görülen (66 m) volkanikler genellikle bazalt, bazaltik tuf, lapilli tuf, aglomera ve volkanik breşierden meydana gelmektedir. Mikrogrönü porfirik dokuya sahiptirler. Yarı öz şekilli plajiyoklaslar en yaygın mineral olup genellikle zonlu yapıdadırlar.

Klinopiroksenler yer yer oldukça yüksek oranlara çıkabilmektedir. Olivinler çok az oranlarda ve tamamen iddingsite dönüşmüşlerdir. Tüfler ise kısmen iri plajiyoklas kırıntıları içeren kristal tuf özelliğindedirler.

3.1.6.5. Fosil İçeriği ve Yaş

Alınan ölçülü stratigrafik kesitlerde direkt olarak Hamurkesen Formasyonu'nun yaşını kat mertebesinde verebilecek fosiller bulunamamıştır. Ancak Çağrıdüzü Tepe ölçülü stratigrafik kesitinin üst seviyelerinden alınan örneklerde bulunan *Cornuspira sp.*, *Pseudocyclamina sp.*, *Cayeuxia sp.*, *Stromatoporidae* fosillerinden (Tayin Kemal Erdoğan, 1998; MTA) hareketle birime Dogger yaşı verilebilir. Tespit edilen diğer fauna ve flora ise *Lagenidae*, *Gastropoda*, *Radiolaria spp.*, *Sünger spikülleri*, *Lamellibrans kavkı parçaları*, *Echinoidea kavkı parçaları* ve *detritik kömür parçaları* dan oluşmaktadır. Ayrıca Hamurkesen Formasyonu'nu uyumlu olarak örten Berdiga Formasyonu'nun tabanından alınan örneklerde Kimmerisiyen yaşını veren mikro fosil topluluğu elde edilmiştir. Bu bakımdan da Hamurkesen Formasyonu' nun Dogger yaşı olduğu söylenebilir.

Hamurkesen Formasyonu Doğu Pontidler Güney Zonu'nda geniş bir yayılım sunmaktadır. İnceleme alanı dışında yapılan çalışmalarda da birime Liyas veya Dogger yaşı verilmiştir. Açar, (1977), *Lenticulina sp.*, *Radiolaria sp.* *Textularia sp.* *Pseudocyclammia sp.* *Nubecularia sp.* fosillerine dayanarak birimin yaşını Üst Sinemüriyen olarak vermiştir. Korkmaz (1984) Hamurkesen Formasyonu'nun yaşının Dogger olabileceğini ifade etmiştir. Tanyolu, (1988) ise *Vidalina martana* Far, *Involutina liassica*, *Trocholina granosa* FRENTSEN, *Fronicularia sp.*, *Lingulinina tenera* BORNEMAN fosillerini tespit ederek Liyas yaşı vermiştir.

3.1.6.6. Çökelme Ortamı

Hamurkesen Formasyonu kırıntılı tortul kayalar, kireçtaşları ve bunlara eşlik eden volkanik kayalar ile karakteristiktir. Kınalıçam volkanik karmaşığı üzerine çakıltaşı ve kumtaşları ile uyumlu olarak gelmektedir. Kızıltaş Tepe stratigrafik kesitinden alınan

kumtaşlarında oolitik doku yaygın olarak görülür. Gerek oolitik kumtaşları ve gerekse diğer çakıltaşları ve kumtaşları dalga hareketlerinin etkin olduğu çok sığ bir denizel ortamın varlığını göstermektedir. Kireçtaşlarında yaygın olarak bulunan detritik kömür parçaları ve formasyon içerisinde yer yer görülen kömür seviyeleri, ortamın sığ denizel olduğunu ve yer yer kısa süreli bataklık alanlarının geliştiğini gösterebilir. Ayrıca çamurtaşları içerisinde yaygın olarak görülen *Radiolaria*' lar ortamın zaman zaman nispeten sakin dönemler geçirdiğini ve dalga tabanı altı veya derin şelf ortamı haline geldiğini göstermektedir. Hamurkesen Formasyonu'nun genel olarak türbiditik özellik göstermesi de aktif blok faylanmalara bağlı olarak gelişen hareketli bir ortamın, dolerit ve diyabaz silleri de zaman zaman volkanik etkinliğin geliştiğine işaret etmektedir. Volkaniklerin tabakalaşma yüzeyine paralel olmaları, sil olabileceklerini düşündürmekle birlikte, genellikle mikrogronü porfirik dokuda ve tüfler ile geçişli seviyeler halinde olmaları, bunların çökme sırasında zaman zaman meydana gelen kısa süreli volkanik etkinliklere karşılık geldiğini göstermektedir.

3.1.6.7. Deneştirme

Hamurkesen Formasyonu ile benzer volkano-tortul özellikteki birimler özellikle Doğu Pontidler Güney Zonu'nda yaygın olarak bulunmaktadır. Hemen her yerde genelde benzer litolojilere sahip birim, düşey ve yanal yönde farklılıklar gösterir. Trabzon yöresinde yapılan ilk çalışmalarda Liyas'tan başlayıp Alt Kretase'ye kadar devam eden spilitik bazalt, andezit ve piroklastikleri ve bunların arasında mercekler halinde bulunan kireçtaşlarından oluşan birimler için Alt Bazik Seri terimi kullanılmıştır (Schultze-Westrum, 1961; Gedikoğlu, 1978; Aslaner ve diğ., 1982). Hamurkesen Formasyonu ilk olarak Demirözü yöresindeki Liyas yaşlı aglomera ve tuf seviyeleri de içeren ve genellikle kumtaşı ve kıltaşlarından oluşan birim için kullanılmıştır (Ağar, 1977). Daha sonra aynı yörede yapılan çalışmalarda bu isme bağlı kalınmıştır (Akdeniz, 1988, Tanyolu, 1988). Bu bakımdan Hamurkesen Formasyonu batıdan doğuya doğru volkano-tortul özellik taşıyan Kayabaşı (Alp 1972), Seyfe (Öztürk, 1979), Umut (Boynukalın, 1985), Karatepe (Seymen, 1975), Hacıören (Pelin 1977, Yılmaz, 1985), Zimonköy (Eren, 1983), Karlı (Özsayar ve diğ., 1982), Olurdere (Bozkuş, 1990) Formasyonları ile kısmen veya tamamen deneştirilebilir özelliktedir.

3.1.7. Berdiga Formasyonu (Malm-Alt Kretase)

3.1.7.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm

Taban seviyelerinde oldukça kalın çakıtaşı, kumtaşı, marn ve kilaşları ile başlayan kireçtaşları Alucra (Giresun) yöresinde Berdiga Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Pelin 1977). Demirözü-Kelkit yöresinde Berdiga Formasyonu ile deneştirilebilir özellikteki tek tip litolojiye sahip Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşları ise Hozbirik Yayla Kireçtaşı olarak adlandırılmıştır (Ağar, 1977). İnceleme alanının doğu ve güneydoğu kesimlerinde yer alan ve çoğunlukla kireçtaşları ile temsil edilen Malm-Alt Kretase yaşlı birim, taban seviyelerinde çakıtaşı, kumtaşı, marn ve kilaşları içerdiğinden eski adlandırmalardan Berdiga Formasyonu adı tercih edilmiştir.

Berdiga Formasyonu inceleme alanının güneydoğu ve doğusunda yaklaşık 100 km² lik bir alanda yüzeylenmektedir. Genellikle inceleme alanının güneyinde yer alan birim Tortum Gölü, Kemerlidağ, Kıraç Tepe, Kayadibi Boğazı, İşhan doğusu ve Kale Tepe civarında görülür. Berdiga Formasyonu gri-beyaz tonları ve belirgin litolojik farklılığı ile haritalanması en kolay birimdir. Genellikle sert bir morfolojiye sahiptir. Tortum Gölünden kuzeye doğru devam eden Tortum Çayı boyunca 350 m ye varan dik şevler oluşturur. Kendi içerisinde nispeten tatlı eğimli alanlar sunan birim Hamurkesen Formasyonunun tatlı eğimli morfolojisi ile olan geçişlerde ise genellikle dike yakın şevler oluşturur.

3.1.7.2. Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık

İnceleme alanının dışında çeşitli adlar (Hozbirikyayla Kireçtaşı, Ağar., 1977; Berdiga Kireçtaşı, Tash, 1984) altında çalışılan Berdiga Formasyonu alttaki ve üstteki birimler ile uyumsuz olarak tanımlanmaktadır. Ancak inceleme alanı içerisinde Kıraç Tepe, Copla Tepe ve İşhan civarında tanetaşı-istiftaşı fasiyesi kireçtaşları ile Hamurkesen formasyonunun kilaşı ve marnları üzerine geçişli olarak gelir. Üstten ise Yusufeli formasyonunun kilaşı ve marnları ile uyumlu olarak üzerlenir. İnceleme alanı sınırları içerisinde litolojik ve kalınlık farklılıkları gösteren birim Kıraç Tepe ve İşhan kesitlerinde sadece kireçtaşları ile temsil edilirken, Kemerlidağ kesitinde ara seviye halinde yaklaşık 400 m kalınlığında kırıntılı bir

fasiyes içerir. Ayrıca Morkaya ve Kınalıçam civarında, Berdiga Formasyonu İspir-Yusufeli fayı ve bu faydan ayrılan Kınalıçam bindirmesi boyunca Üst Kretase yaşlı Yusufeli formasyonu üzerine itilmiştir.


Birimin kalınlığı inceleme alanı içerisinde önemli farklılıklar göstermektedir. İspir Yusufeli bindirmesinin doğusunda kalan Kemerlidağ referans kesitinde üstteki mikritik kireçtaşlarına kadar olan kireçli (181.5 m) ve kırıntılı tortuların (397.5 m) kalınlığı 578 m dir. Birimin İşhan referans kesitinden ölçülen kalınlığı ise 678 m, dir. Bunların fayın batısındaki eşleniğı olan Kıraç Tepe kesitinden ölçülen kalınlığı ise 201 m dir.

3.1.7.3. Referans Kesitler

Berdiga Formasyonu inceleme alanı içerisinde litolojik ve kalınlık olarak önemli farklılıklar gösterir. Bu nedenle birimden üç referans kesit çıkarılmıştır. Bunlar sırasıyla Kıraç Tepe, İşhan ve Kemerlidağ referans kesitleridir. Birim, Kıraç Tepe kesitinde tanetaşı-istiftaşı fasiyesi kireçtaşları; İşhan kesitinde mikritik kireçtaşı, çört ve çörtlü kireçtaşları ile temsil edilir. Kemerlidağ kesitinde ise tabanda tanetaşı-istiftaşı fasiyesi kireçtaşları ile başlar ve üste doğru çoğunlukla kumtaşı ve çakıltası ardışımından oluşan kırıntılı bir fasiyese geçer. Bu fasiyesin üzerine ise İşhan civarındaki kireçtaşlarının eşleniğı olan kireçtaşları gelir.

Birimin Kıraç Tepe referans kesiti Ormandibi' nin 1.5 km kadar kuzeydoğusundaki Kıraç Tepe'den güneybatı yönünde çıkarılmıştır (Pafta G47-d1, Başlangıç: Enlem = 40° 43' 36", Boylam = 41° 34' 55"; Bitiş: Enlem = 40° 43' 34", Boylam = 41° 34' 22"). İstifde gözlenen litolojiler ve kalınlıkları aşağıdaki gibi özetlenebilir;

Birim, Kıraç tepe kesitinde Hamurkesen Formasyonu'nun marnları üzerine çakıltası (3 m), kumtaşı (3 m) ve marnlardan (24 m) oluşan kırıntılı bir fasiyes ile uyumlu gelmektedir. Bunların üzerine biyoklastik ve intraklastik tanetaşı-istiftaşı fasiyesi ile başlayan ve intraklastik-oolitik tanetaşı-istiftaşı fasiyesi ile devam eden, makroskopik olarak breşik yapılı kireçtaşları gelmektedir (24 m). Bunların üzerine ise orta-ince tabakalı marn ve kıltaşı ara seviyeleri içeren genellikle masif ve yer yer kalın tabakalı oolitik-intraklastik-biyoklastik

SİSTEM	SERİ	KAT	FORM - ÜYE	KAYA TÜRÜ	ÖRNEK NO	KALINLIK (m)	AÇIKLAMA	FOSİL İÇERİĞİ			
JURA - KRETASE	MALM - ALT KRETASE	ÜST KRE.	BERDİGA FORMASYONU		714	87	YUSUFELİ FORMASYONU				
					713						
					712						
					711						
					710				147	Yer yer marn ve kiltası ara seviyeleri içeren genellikle masif, yer yer kalın tabakalı oolitic - intraklastik - biyoklastik tanetaşı - paketaşı fasiyesi kireçtaşları	<i>Trocholina alpina (Leupold), Pseudocyclammina lituus Yokoyama, Alveosepta jaccardi (Schrodt), Ophthalmidium sp., Conicospirillina basiliensis Mohler, Trocholina sp., Everticyclammina sp., Pseudocyclammina sp., Lagenidae, Gastropoda, Echinoidea, Makro kavkı parçaları'</i>
					709						
					708						
					707						
					706				24	Oolitic - biyoklastik - intraklastik grainstone-packstone fasiyesi masif kireçtaşları	
					705						
					704						
					703						
					702				24	Marn	
					701						
700											
699	24	Kumtaşı Çakıtaşı	11 m 0								
698											
LİYAS - DOGGER							HAMURKESEN FORMASYONU				

Şekil 3.33. Berdiga Formasyonu' nun Kırış Tepe referans kesiti

tanetaşı-istiftaşı fasiyesi kireçtaşları gelir (147 m). Bunlar, Geç Kretase yaşlı Yusufeli formasyonunun kırmızı renkli kumtaşı, silttaşı, ve marnları ile uyumlu olarak üzerlenmektedir (Şekil 3.33). Birimin burada ölçülen kalınlığı 282 m dir.

Birimin ikinci referans kesitinin alt seviyeleri İşhan' ın 1 km kadar kuzeydoğusunda kuzeydoğu yönünde ölçülmüştür (Pafta G47-b4, Başlangıç: Enlem = 40° 47' 42", Boylam = 41° 45' 30"; Bitiş: Enlem = 40° 47' 48", Boylam = 41° 45' 36"). Üst seviyelerdeki çört ve çörtlü kireçtaşları ise dik şevler oluşturduklarından kesit hattı 1 km kuzeybatıdaki Boğazlar Deresi mevkiine kaydırılarak aynı yönde ölçülmüştür (Pafta G47-b4, Başlangıç: Enlem = 40° 48' 25", Boylam = 41° 45' 20"; Bitiş: Enlem = 40° 48' 27", Boylam = 41° 45' 54"). Berdiga Formasyonu'nun İşhan referans kesitinde tabandan tavana izlenen litolojiler aşağıdaki gibidir;

Birim, İşhan referans kesitinde Hamurkesen Formasyonu'nun kiltaları ve marnları üzerine çok ince bir seviye halinde oolitik-intraklastik tanetaşı fasiyesi kireçtaşları ile uyumlu olarak gelmektedir (7.5 m). Bunların üzerine yer yer düzensiz şekilli çört yumruları ve ince tabakalı veya laminalı kil bantları içeren, oldukça kalın bir seviye halinde, orta-kalın tabakalı biyomikritler gelir (292.5 m). Bunlar, kalınlıkları 10-15 cm arasında değişen ve birbiri ile ardışıklı çört ve çörtlü kireçtaşı batlarından oluşan bir seviye ile üzerlenmektedir (291 m). Bu çört ve çörtlü kireçtaşı ardalanmasından oluşan seviye kendi içerisinde kalınlığı yer yer 10 m ye kadar çıkabilen masif bir yapı oluşurmaktadır. Bunların üzerine orta-ince tabakalı biyomikritler gelmektedir (87 m). Bunlar da Yusufeli formasyonunun kırmızı kiltası ve marnları ile uyumlu olarak örtülmektedirler (Şekil 3.34). Birimin burada ölçülen kalınlığı 678 m dir.

Berdiga Formasyonu'nun İspir-yusufeli bindirmesinin doğusunda ölçülen Kemerlidağ Referans kesiti ise Kemerlidağ'ın batısındaki Copla Tepe' den Kemerlidağ'a doğru alınmıştır (Pafta G47-d1, Başlangıç: Enlem = 40° 41' 28", Boylam = 41° 34' 22"; Bitiş: Enlem = 40° 41' 40", Boylam = 41° 35' 55").

SİSTEM	SERİ	KAT	FORM - ÜYE	KAYA TÜRÜ	ÖRNEK NO	KALINLIK (m)	AÇIKLAMA	FOSİL İÇERİĞİ
JURA - KRETASE	M.ALM - ALT KRETASE	ÜST KRE.	Hotriviyen - Barremiyen	BERDİGA FORMASYONU	399	87	Orta- ince tabakalı biyomikritler	<i>Spirillina sp.</i> , <i>Patellina sp.</i> , <i>Meandrospira sp.</i> , <i>Meandrospiranella sp.</i> , <i>Bolivinopsis sp.</i> , <i>Cadosina sp.</i> , <i>Globigerina sp.</i> , <i>Meandrospira favrei</i> (<i>Charrolias</i> , <i>Brönniman</i> & <i>Zaninetti</i>), <i>Lagenidae</i> , <i>Sünger spikülleri</i>
					398			
397								
396								
395								
394								
393								
392	291	10-15 cm kalınlıklarında çört ve çörtlü kireçtaşı ardışımından meydana gelen masif (10-15 m) çört ve çörtlü kireçtaşları	<i>Spirillina sp.</i> , <i>Radiolaria sp.</i> , <i>Bolivinopsis sp.</i> , <i>Lagenidae</i> , <i>Globigerina sp.</i> , <i>Cadosina sp.</i> , <i>Patellina sp.</i> , <i>Meandrospiranella sp.</i> , <i>Sünger spikülleri</i> ,					
391								
390								
389								
388								
387								
386								
385	300	Yer yer düzensiz şekilli çört yumruları ve laminalı kil bantları içeren orta-kalın tabakalı mikritik kireçtaşları	<i>Everticyclammina sp.</i> ,					
384								
383								
382								
381								
380								
379								
378								
377								
376								
375								
374	Ooidli-intraklastik grainstone fasiyesi kireçtaşları	<i>Globigerina hoterivica</i> (<i>Subbotina</i>), <i>Patellina sp.</i> , <i>Spirillina sp.</i> , <i>Bolivinopsis sp.</i> , <i>Cadosina sp.</i> , <i>Globigerina sp.</i> , <i>Tintinopsella carpathica</i> (<i>Murgeanu</i> & <i>Filipescu</i>), <i>Tintinopsella sp.</i> , <i>Calpionellites sp.</i> , <i>Meandrospira favrei</i> (<i>Charrolais</i> , <i>Brönniman</i> & <i>Zaninetti</i>), <i>Bolivinopsis sp.</i> <i>Protopenneroplis cf. trochangulata</i> <i>Septfontaine</i> , <i>Protopennerolis striata</i> <i>Weynschenk</i> , <i>Trocholina alpina</i> (<i>Leupold</i>), <i>Gaudryina sp.</i> , <i>Hectina sp.</i> , <i>Conicospirillina sp.</i> , <i>Koskinobullina socialis</i> (<i>Cherci</i> & <i>Schroeder</i>), <i>Textularia sp.</i> , <i>Oplithalmidium sp.</i> , <i>Nantilaculina oolitica</i> <i>Mohler</i> , <i>Tubiphytes morronensis</i> <i>Crescenti</i> , <i>Echinoidea</i> , <i>Radiolaria spp.</i> ,						
373								
372								
371								
370								
369								
368								
367								
366								
365								
364								
361								
LİYAS - DOĞGER	M.ALM - ALT KRETASE	Kimmerisiyen - Alt Valanjiniyen	BERDİGA FORMASYONU	HAMURKESEN FORMASYONU				

38 m
0

Şekil 3.34. Berdiga Formasyonu'nun İşhan referans kesiti

SİSTEM	SERİ	KAT	FORM - ÜYE	KAYA TÜRÜ	ÖRNEK NO	KALINLIK (m)	AÇIKLAMA	FOSİL İÇERİĞİ	
JURA	MALM-ALT KRETASE								
						49	Kiltaşı ve marn ardışımı		
					562/1 /2 /3 /4 /5	183.5	Yer yer ince tabakalı kiltaşı ve marn seviyeleri içeren kalın tabakalı konglomera ve kumtaşı ardışımı		
					561/1 /2 /3 /4				
						45	Yer yer ince kumtaşı seviyeleri içeren ince tabakalı kiltaşı ve marnlar		
	MALM-ALT KRETASE			BERDİGA FORMASYONU		560	15	Kalın tabakalı kumtaşları	
							105	İnce tabakalı marn ve kiltaşı ardışımı	
						559			
						558			
						557			
LİYAS - DOGGER	Kimmerisiyen - Berriasiyen				556	181.5	Yer yer mikritik kireçtaşı seviyeleri ve kireçtaşı çakılları içeren biyoklastik - oolitik - intraklastik grinstone - packstone fasiyesi kireçtaşları	<i>Globigerina sp.</i> , <i>Tubiphytes sp.</i> , <i>Tubiphytes morronensis crescenti</i> , <i>Soccocoma sp.</i> , <i>Cadosina sp.</i> , <i>Pseudosyclammia sp.</i> , <i>Ammobaculites sp.</i> , <i>verneulina sp.</i> , <i>Charenita sp.</i> , <i>Echinoidea</i> , <i>Alg, lamelli branş kavka parçaları</i> , (Titoniyen-Berriasiyen) <i>Pseudocyclammia sp.</i> , <i>Pseudocyclammia lituus (Yokoyama)</i> , <i>Tubiphytes morronensis crescenti</i> , <i>Ammobaculites sp.</i> , <i>Cadosina sp.</i> , <i>Conicospirilla basiliensis (Mohler)</i> , <i>Protopenoroplis striata (Weynschenk)</i> , <i>Nautiloculina oolitica (Mohler)</i> , <i>Koskanobullina socialis (Cherci & Schroeder)</i> , <i>Echinidae</i> , <i>Alg, makro kavka parçaları</i> (Kimmerisiyen) .	
					555				
					554				
					553				
					552				
							HAMURKESEN FORMASYONU		

Şekil 3.35. Bediga Formasyonu'nun Kemerlidağ referans kesiti

Kemerlidağ referans kesitinde yer yer mikritik kireçtaşı ara seviyeleri ve kireçtaşı çakılları içeren biyoklastlı oolitik-intraklastik tanetaşı-istiftaşı fasiyesi kireçtaşları Hamurkesen Formasyonu'nun kıltaşı ve marnları üzerine uyumlu olarak gelmektedir (181.5 m). Bunlar üste doğru kıltaşı ve marnlara geçmektedir (105 m). Bunların üzerinde kalın tabakalı koyu gri kumtaşları yer alır (15 m). Bunlar yer yer ince tabakalı kumtaşı seviyeleri de içeren ince tabakalı kıltaşı ve marnlara geçmektedir (45 m). Bunların üzerine yer yer ince tabakalı kıltaşı ve marn seviyeleri içeren konglomera ve kumtaşı ardışımından oluşan iri taneli bir fasiyes gelir (183.5 m). Üste doğru tekrar kıltaşı-marn ardışımına (49 m) geçen birim İşhan referans kesitinin eşleniği mikritik kireçtaşları ile uyumlu olarak üzerlenmektedir (Şekil 3.35).

3.1.7.4. Litoloji

Kıraç Tepe kesitinde çoğunlukla intrasparitik, biyosparitik ve oolitik kireçtaşları ile temsil edilen birim, İşhan referans kesitinde mikritik kireçtaşları, çört ve çörtlü kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Kemerlidağ referans kesitinde ise tabanda Kıraç Tepe kesitindekiler ile aynı fasiyeste gelişen kireçtaşları yer alır. Üste doğru kıltaşı, marn, kumtaşı ve çakıtaşı ardışımından oluşan kırıntılı bir fasiyese geçen birim, daha üst kısımlara doğru İşhan referans kesitindeki kireçtaşlarına benzer kireçtaşlarına geçmektedir. Kıraç Tepe ve Kemerlidağ referans kesitlerindeki intrasparitik, biyosparitik ve oolitik kireçtaşlarının içerdiği bileşenler ve mikroskopik özellikleri aşağıdaki gibidir;

- Biyojen (% 15-40): Genellikle makro kavkı parçaları ve foraminiferlerden meydana gelir. Yer yer yuvarlaklaşmışlardır.
- İntraklast (% 40-80): Elipse yakın şekillerde ve koyu gri-kahve mikritik parçalar şeklindedir.
- Ooid (% 0-5): Çekirdek olarak genellikle plajiyoklas ve kuvars parçalarını, daha az olarak da opak mineralleri, volkanik kayaç parçalarını ve biyoklastları bulundurmaktadır. Tek sarımlıdır.
- Litoklast (% 0-5): Kuvars ve plajiyoklas ve yer yer de opaklaşmış volkanik kayaç parçalarından oluşur.
- Bağlayıcı (10-30): Sparit
- Ortam: Dalga tabanı üzeri

- Adlama: İntrasparit, biyosparit (Folk, 1962), İnttraklastik-biyoklastik tanetaşı-istiftaşı (Dunham, 1962).

İşhan kesitindeki mikritik kireçtaşlarının bileşenleri ve tahmini yüzde değerleri aşağıdaki gibidir;

- Biyojen (%10-40): Bentik foraminiferler, radiolaria, sünger spikülleri
- Bağlayıcı (% 70-90): Mikrit
- Enerji düzeyi: Düşük
- Ortam: Dalga tabanı altı
- Adlama: Biyomikrit (Folk, 1962), Wacketası (Dunham, 1962)

İşhan kesitindeki çörtler yer yer laminalı bir yapı gösteren mikro kalsit ve kuvars hamurundan oluşmaktadırlar. Çörtlü Kireçtaşları ise çörtlü kısımların yanında biyojen ve önemli miktarlarda da litoklastik parçalar içerirler. Önemli bileşenler ve yüzdeleri aşağıdaki gibidir;

- Biyojen (% 5-15): Radyolarya ve sünger spikülleri
- Litoklast (% 30-40): Kuvars ve plajiyoklas parçaları
- Bağlayıcı (% 50-60): Mikrit
- Enerji düzeyi: Düşük
- Ortam: Dalga tabanı altı

Berdiga Formasyonu'nun Kemerliadağ referans kesitinden derlenen çakıltaşlarının türünü tespit etmek amacıyla değişik litolojilerdeki çakıllar derlenmiş ve mikroskopik olarak incelenmişlerdir. Volkanik çakıl örneklerinin mikroskopik incelemeleri sonucunda bunların Hamurkesen Formasyonu'nda bulunan çakıllar ile aynı bileşimlere sahip olduğu görülmüştür. Bunlar spilitik bazalt, bazalt, andezit ve dasit çakıllarıdır. Mikroskopik incelemeleri sonucunda benzer mineralojik ve dokusal özelliklere rastlanmıştır. Ancak çakılların bazılarında yüksek ayrışma nedeniyle mineraller ve dokusal özellikler belirgin değildir. Bunlardan başka daha az oranlarda granodiyoritik-tonalitik granitoyid ve kireçtaşı çakılları da bulunur. Granitoyid çakılları Sebzeçiler granitoyidi kayaçları ile benzer mineralojik bileşime ve dokusal özelliklere sahiptir. Bunlarda da mineralojik ayrışma daha

ileri derecelerdir ve özellikle biyotitler tamamen kloritleşmiş veya opaklaşmışlardır. Kireçtaşı çakılları ise intrasparitik kireçtaşı özelliğindedir.

Kemerlidağ referans kesitinin önemli bir bileşenini oluşturan kumtaşları Hamurkesen Formasyonu kumtaşları ile benzer özelliklere sahiptirler. Mikroskopik incelemeleri referans kesitten alınan 6 adet örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Örneklerin seçiminde bileşenleri ayırt edilebilen ve eş boyutlu olanların seçilmesine özen gösterilmiştir. Kumtaşlarının sınıflaması modal analizleri sonucunda belirlenen kuvars, feldspat ve kayaç kırıntısı içeriklerine göre yapılmıştır. K-feldspatlar açısından boyanana kumtaşı kesitlerindeki sayım 0.4 mm aralığı aralığı üzerinden kesitlerde 500 nokta sayılarak yapılmıştır. Kumtaşlarının modal analizleri yapılırken dikkate alınan bileşenler ve özellikleri Hamurkesen Formasyonu'nda olduğu gibidir. Buna göre kumtaşları % 15' in altında bağlayıcı içeren litik arenit ve feldspatlı litik arenit bileşimindedirler. Çimento olarak kalsit içerirler. Taneleri genellikle iyi yuvarlaklaşmıştır

3.1.7.5. Çökeltme Ortamı

Kıraç Tepe, Kemerlidağ ve İşhan referans kesitlerinde tabanda yer alan biyoklastlı, ooidli ve intraklastik resifal karbonatlar birimin sığ denizel ortamda çökeltmeye başladığını göstermektedir. Kıraç Tepe referans kesitinde bu litolojik özellik çökeltme süresince korunmuştur. Buna karşılık İşhan referans kesitinde üste doğru gelen ve çört yumruları içeren mikritik kireçtaşları, ortamın gittikçe derinleştiğini ve dalga tabanı altına indiğini göstermektedir. Kemerlidağ referans kesitinde ise resifal karbonatların üzerine yer yer altaki kireçtaşlarının çakıllarını da içeren ve çoğunlukla çakıltası-kumtaşı ardışımından oluşan türbiditik karakterli kırıntılı bir fasiyes gelmektedir. Bu durum ortamın blok faylar ile kırıldığına işaret edebilir. Buna karşılık İşhan kesitindeki çörtlü kireçtaşları içerisinde bulunan plajiyoklas ve kuvars kırıntılarının 10-20 mikron mertebesinde olmaları blok faylanma sırasında İşhan civarının iri malzeme alamayan bir ortam olduğuna işaret edebilir. Bu bakımdan İşhan civarının blok faylanma ile yavaş yavaş derinleşen ortamda bir horst'a karşılık gelebileceği sonucu çıkarılabilir. Kemerlidağ civarındaki türbiditik kumtaşı-çakıltası çökeltiminde blok faylanma nedeniyle derinleşen havzada hızlı bir tortu çökeltiminin olduğu bir

grabene karşılık gelebilir. Kırıntılı fasiyesin üzerine gelen mikritik kireçtaşları ise grabenin hızla dolduğunu ve çökeltme yüzeyinin İşhan civarındaki seviyesine ulaştığını gösterebilir.

3.1.7.6. Fosil İçeriği ve Yaşı

Kıraç Tepe referans kesitinden alınan örneklerde *Trocholina alpina* (Leupold), *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Alveosepta Jaccardi* (Schrodt), *Ophthalmidium* sp., *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Trocholina* sp., *Everticyclammina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Lagenidae*, *Gastropoda*, *Echinoidea*, *Makro kavkı parçaları*' ndan oluşan bir fauna tespit edilmiş ve birimin yaşı Kimmerisiyen-Valanjiyen olarak verilmiştir (Tayin Kemal Erdoğan, 1998, MTA, Ankara).

İşhan referans kesitinde istifin taban seviyelerinde (0-7.5 m arası) *Trocholina* Sp., *Cayeuxia* sp., *Tubiphytes morronensis Crescenti*, *Nautiloculina oolitica* Mohler, *Textularia* sp., *Oplithalmidium* sp., *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Trocholina alpina* (Leupold), *Everticyclammina* sp., *Conicospirillina* sp., *Koskinobullina socialis* (Cherci & Schroeder), *Echinoidea*, *Radiolaria* spp., *Patellina* sp., *Spirillina* sp., *Tintinidae*, *Hectinas* sp., *Protopeneroplis cf. trochangulata* Septfontaine, *Tintinopsella* sp., *Calpionellites* sp., *Calpionella* sp., *Lagenidae*, *Echinoidea plak ve dikenleri*, *Radiolaria. Sünger spikülleri*' nden oluşan ve Kimmerisiyen- Alt Valanjiyen yaşını veren bir fauna tespit edilmiştir. Buradan itibaren 175. m ye kadar her 15 m de bir alınan örneklerde tespit edilen *Spirillina* sp, *Radiolaria* spp., *Bolivinopsis* sp., *Gaudryina* sp., *Lagenidae*, *Globigerina* sp., *Globigerina hoterivica* (Subbotina), *Cadosina* sp., *Meandrospira favrei* (Charrolias, Brönniman & Zaninetti), *Sünger spikülleri*, *Tintinopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), *Cadosina* sp., *Patellina* sp., *Bolinopsis* sp' den oluşan faunaya göre kayaçların yaşı Valanjiniyen-Hotriviye olarak verilmiştir. 175. m' den 678. m' ye kadar yaklaşık 15 m de bir alına örneklerde belirlenen *Spirillina* sp., *Globigerina hoterivica* (Subbotina), *Patellina* sp., *Meandrospira* sp., *Meandrospiranella* sp., *Bolinopsis* sp., *Cadosina* sp., *Globigerina* sp., *Meandrospira favrei* (Charrolias, Brönniman & Zaninetti), *Lagenidae*, *Sünger spikülleri* faunasına göre kayaçların yaşı Hotriviye -Barremiyen yaşı elde edilmiştir. Bu fosil bulgularına göre Berdiga formasyonunun İşhan referans kesitindeki yaşı Kimmerisiyen-Barremiyen olarak elde edilmiştir.

Kemerlidağ referans kesitinin tabanındaki kireçtaşlarında *Pseudocyclammia sp.*, *Pseudocyclammia lituus (Yokoyama)*, *Tubiphytes morronensis Crescenti*, *Ammobaculites sp.*, *Cadosina sp.*, *Conicospirilla basiliensis (Mohler)*, *Protopeneroplis striata Weynschenk*, *Nautiloculina oolitica (Mohler)*, *Koskinobullina socialis (Cherci & Schroeder)*, *Echinoidea*, *Globigerina sp.*, *Tubiphytes sp.*, *Soccocoma sp.*, *Pseudosyclammia sp.*, *Ammobaculites sp.*, *Verneulina sp.*, *Charenita sp.*, *Echinoidea*, *Alg*, *Lamelli brans kavka parçaları*, *detritik kömür parçaları*'ndan oluşan fauna ve flora rastlanmıştır. Bu fosil topluluğuna göre referans kesitin tabanındaki kireçtaşlarının yaşı Kimmerisiyen-Berriasiyen olarak elde edilmiştir. Kireçtaşları üzerine gelen kırıntılı fasiyeste yaş verilebilecek mikrofauna bulunmadığından yaşı kat mertebesinde tespit edilememiştir. Ancak tabandaki kireçtaşı üzerine geldiğinden Berriasiyen sonrası yaşlı olduğu söylenebilir.

3.1.7.7. Deneştirme

Berdiga Formasyonu Doğu Pontidler Güney Zonu'nda karbonatlı bir fasiyeste gelişmiş olan Amasya yöresinde Carcurum (Alp, 1972), Ladik-Niksar yöresinde Doğdu (Öztürk, 1979), Reşadiye yöresinde Hankırtepesi (Seymen, 1975), Ünye yöresinde Zinav (Terlemez ve Yılmaz, 1980), Demirözü yöresinde Hozbirikyayla (Ağar, 1977), Olur yöresinde Yeşilbağlar (Bozkuş, 1990) ve aynı ad ile tanımlandığı Alucra yöresindeki Berdiga (Pelın, 1977), formasyonları ile deneştirilebilir.

3.1.8. Yusufeli Formasyonu (Üst Kretase)

3.1.8.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm

İnceleme alanında volkanikler ile ara katkılı ve çoğunlukla kumtaşı, kilitaşı ve marnlar ile temsil edilen Üst Kretase yaşlı türbiditik istife Yusufeli formasyonu adı verilmiştir. Birim, İspir-Yusufeli bindirmesinin doğusunda ve batısında olmak üzere iki yerde görülmektedir. Fayın doğusunda kalan bölümünde önemli bir yer tutan bazik ve asidik volkanitler kuzeye doğru gittikçe artmaktadır. Bunun yanında dört seviye halinde kireçtaşı, marn ve silttaşlarından oluşan kırmızı renkli tortular içerir. Fayın güneyinde kalan bölümünde ise kumtaşı, marn ve kilitaşlarının yanı sıra çört, çörtlü kireçtaşları ve gri kireçtaşları yer alır. İnceleme alanının daha doğusundaki Olur yöresinde kireçtaşı, marn kilitaşı ve kısmen de kumtaşları ile temsil olunan Üst Kretase yaşlı litolojiler alttan üste doğru Karmasör, Boğazören ve Akbayır formasyonları olmak üzere üçe ayrılmıştır (Yılmaz, 1985; Bozkuş, 1990). Yusufeli formasyonunun İspir-Yusufeli fayının batısındaki bölümü güneyden kuzeye doğru Ormandibi Köyü batısı, Hazuket, Yusufeli, Vecanket, Minathev ve Çıralıköy batısında; doğusundaki bölümü ise Çağlayan doğusu, Tapir, Kışla ve Osker mezralarında yüzulemektedir.

İnceleme alanı içerisinde en düşük rölyefli alanları oluşturan Yusufeli formasyonu volkanitlerin yoğunlukta olduğu kuzey kesimlerde sarp kayalıklar oluşturmaktadır. İstifin güneyde kalan kesimleri içerisinde ise çört, çörtlü kireçtaşı, çakıtaşı ve kumtaşı seviyeleri belirgin kornişler oluştururlar. Yusufeli formasyonu içerdiği litolojik çeşitlilikten dolayı çok değişik renklerde görülebilen bir birimdir. Dasitler kavun içi ve açık yeşil, oksidasyon nedeniyle de yer yer hematit kırmızısı renklerde görülür. Bazalt ve andezitler genellikle koyu yeşil ve koyu gri renklerde dirler. Kumtaşı ve çakıtaşları genellikle gri ve sarı renklerde, kırmızı biyomikrit, marn ve kilitaşları ise kırmızı renklerde dir. Tortular arasındaki bu renk farklılıkları Çağlayan Köyü doğusunda görülür. Burada alttan üste doğru: Koyu gri-siyah kilitaşı ve marn ardışımı; gri-yeşil kumtaşı; yine koyu renkli kilitaşı, marn ve kireçtaşı ardışımı; koyu kahve-kırmızı çört ve çörtlü kireçtaşı; gri-yeşil kumtaşları ve açık gri-beyaz kireçtaşı seviyeleri çok belirgindir.

3.1.8.2. Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık

Yusufeli formasyonunun İspir-Yusufeli bindirmesinin batısında kalan kısmının doğu sınırı büyük bölümünde Yusufeli bindirmesi nedeniyle üstten Liyas yaşlı Kınalıçam volkanik karmaşığı ile faylıdır. Kınalıçam volkanik karmaşığı kuzeybatıya doğru Yusufeli formasyonu üzerine itilmiştir. Birimin normal sınır ilişkileri yalnızca alanın güneyindeki Ormandibi Köyü batısında görülmektedir. Yusufeli formasyonu burada kırmızı renkli marn, siltaşı ve kumtaşları ile uyumlu olarak Berdiga formasyonunun kireçtaşları üzerine gelir. Üste doğru çoğunlukla kırıntılı bir fasiyeste devam eden birim üstten Eosen diskordansı ile sınırlandırılmıştır. Eosen yaşlı türbitidik Yağmuralan formasyonu taban konglomeraları ile Yusufeli formasyonunun kırmızı biyomikrit, siltaşı ve kumtaşları üzerine aşıl uyumsuzlukla gelmektedir. Yusufeli formasyonunun İspir-Yusufeli bindirmesinin doğusunda kalan bölümü ise yer yer çok ince kumtaşı seviyeleri içeren ince tabakalı kireçtaşı, marn ve kilttaşları ile Berdiga Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. Üsten gri-beyaz orta-ince tabakalı mikritik kireçtaşları ile son bulan birimin üzerine inceleme alanı içerisinde her hangi bir birim gelmemektedir. Ancak inceleme alanının doğusundaki Olur yöresinde, Çağlayan formasyonu ile deneştirilebilir özellikteki Üst Kretase oluşuklarının (Karmasör, Boğazören ve Akbayır formasyonları) Eosen birimleri (Dağdibi formasyonu) tarafından uyumsuz olarak örtüldüğü bilinmektedir (Yılmaz, 1985; Bozkuş, 1990).

Yusufeli formasyonunun kalınlığı içerdiği volkanik malzemeye bağlı olarak önemli değişiklikler gösterebilmektedir. Bu sebeple volkanik ara katkının yoğun olduğu kuzey kesimlere doğru birimin kalınlığı artmaktadır. Tip kesitinin çıkarıldığı ve volkanik malzemenin az olduğu Ormandibi Köyü civarındaki kalınlığı 864 m, Çağlayan referans kesitinden ölçülen kalınlığı ise 870 m dir.

3.1.8.3. Tip ve Referans Kesit

Yusufeli formasyonu inceleme alanında tabandan tavana kadar yalnızca Ormandibi Köyü batısında görülmektedir. Bu nedenle birimin tip kesiti Ormandibi köyünün kuzeyindeki Kırış Tepe güneydoğusundan başlanarak güneydoğu yönünde çıkarılmıştır (Pafta G47-d1, Başlangıç: Enlem = 40° 44' 2", Boylam = 41° 34' 12"; Bitiş: Enlem = 40° 42' 48", Boylam =

41° 32' 48"). Yusufeli formasyonunun İspir-Yusufeli bindirmesinin doğusundaki referans kesiti ise Çağlayan'ın yaklaşık 500 m doğusundaki vadi içinden başlayarak kuzey yönünde çıkarılmıştır (Pafta G47-d2, Başlangıç: Enlem = 40° 39' 48", Boylam = 41° 41' 38"; Bitiş: Enlem = 40° 40' 30", Boylam = 41° 41' 44").

Yusufeli formasyonu, Ormandibi Köyü batısından çıkarılan tip kesitinde kırmızı renkli marn, silttaşı ve kumtaşları ile Berdiga Formasyonu'nun oolitik-intraklastik tanetaşı-ıştıftaşı fasiyesi kreçtaşları üzerine uyumlu olarak gelir (23.5 m). Bu fasiyesin üzerinde biri altta diğeri ise üst seviyelere yakın iki çakıltaşı seviyesi içeren gri renkli kumtaşları bulunur (90 m). Bunları kırmızı renkli kıltaşı, silttaşı ve kumtaşı ardışımından oluşan bir seviye izler (42 m). Bu seviye üzerine ince bir seviye halinde sarı renkli dasitik tüfler gelir (9 m). Bunlar en üstte 15 m kalınlığında konglomeratik bir seviye içeren kıltaşı, kumtaşı ardışımına geçmektedir (54 m). Konglomeraların üzerine çoğunluğunu kıltaşlarının oluşturduğu kırmızı renkli kıltaşı ve marn ardışımı gelmektedir (174 m). Bunlar konglomeralar ile başlayan açık kahve-sarı renkli kumtaşı, kıltaşı ardışımına geçmektedir (66 m). Bunları Çayırılı Tepe zirvesine yakın tabanda makro fosil kavkuları içeren 50 cm kalınlığında gri renkli bir kumtaşı ve 1.5 m kalınlığında ince tabakalı bir kırmızı biyomikrit seviyesi izler. Kırmızı biyomikritler üzerine biri tabanda (20 cm), diğeri 1.5 m sonra olmak üzere iki kumtaşı seviyesi içeren bazik volkanik seviye gelir (6 m). Bunlar çoğunluğunu kumtaşlarının oluşturduğu gri-yeşil kıltaşı kumtaşı ve yer yer de marn ardışımından oluşan bir istife geçerler (294 m). Bunların üzerine inoceramus kalıpları içeren orta-kalın tabakalı sarı renkli kumtaşları gelir (39 m). Bunlar kalınlığı batıya doğru artan bazalt, andezit ve piroklastlarına geçer (82 m). Bunların üzerine tabanda kırmızı kumtaşı ve silttaşlarından oluşan kırmızı biyomikritler gelir (25 m). Kırmızı biyomikritler Eosen diskordansı ile son bulmakta ve üzerlerine Yağmuralan formasyonunun taban konglomeraları gelmektedir (Şekil 3.36).

Yusufeli formasyonu Çağlayan referans kesitinde ise yer yer çok ince kumtaşı ve kırmızı biyomikrit seviyeleri içeren ince tabakalı kireçtaşı, marn ve kıltaşları ile Berdiga Formasyonu'nun biyomikritleri üzerine uyumlu olarak gelmektedir (88.5 m). Bunların üzerine yer yer ince tabakalı kireçtaşı ve marn seviyeleri içeren orta-kalın tabakalı, gri-yeşil renkli kumtaşları gelir (79.5 m). Bunlar, yer yer ince kumtaşı tabakaları içeren açık gri renkli, ince tabakalı kıltaşı ve marn ardışımına geçer (60 m). Bunlar da bantlı yapıya sahip

SİSTEM	SERİ	KAT	FORM - ÜYE	KAYA TÜRÜ	ÖRNEK NO	KALINLIK (m)	AÇIKLAMA	FOSİL İÇERİĞİ
KRETASE	EÖSEN		YUSUFELİ FORMASYONU				YAĞMURALAN FORMASYONU	
					594 593	25	Kırmızı biyomikrit ve kumtaşları	
						82	Bazalt, andezit ve piroklastları	
					586 585	39	Orta-kalın tabakalı sarı renkli kumtaşları	<i>İnoceramus sp.</i>
					584	294	Yer yer volkanik çakıllı, çoğunluğunu kumtaşlarının oluşturduğu gri-yeşil kiltası kumtaşı ve yer yer de marn ardışımı	<i>Lithothamnium sp., Lithophilum sp., Globotruncana sp., Anomaliniidae, Globigeriniidae, Lagenidae, rudist kavka kesitleri, Lamelli brans kavka parçaları, detritik kömür parçaları (Üst Santoniyen- Kampaniyen)</i>
					583			
					582			
					581			
					580			
					579 578	6	Bazalt	<i>Pseudocyclamina cf. Massiliensis Mayne, Dicarinella concavata Brotzeu, Marginotruncana coronata Bolli, Marginotruncana sp., Dicarinella sp., Miliolidae, ostracoda, Lamelli brans kavka parçaları (Santoniyen)</i>
					576 576 575 574	66	Sarı renkli kumtaşı ve kiltası ardışımı Kalın tabakalı çakıltaşları	
					573	174	Kırmızı renkli kiltası ve marn ardışımı	
					572	54	Çakıltaşı Orta-ince tabakalı kiltası kumtaşı ardışımı Sarı renkli dasitik tüfler (9 m)	
					572	42	Orta-ince tabakalı, kırmızı renkli kiltası, silttaşı ve kumtaşı ardışımı	
					571			
	570 569 568 567 566	90	Orta-kalın tabakalı çakıltaşları Orta tabakalı gri kumtaşları Orta-kalın tabakalı çakıltaşları					
	565 563	23.5	Kırmızı renkli marn, silttaşı ve kumtaşları					
			562		BERDİGA FORMASYONU (Kıraç Tepe referans kesiti)			

Şekil 3.36. Yusufeli formasyonunun Ormandibi Köyü batısında ölçülen tip kesiti

SİSTEM	SERİ	KAT	FORM-ÜYE.	KAYA TÜRÜ	ÖRNEK NO	KALINLIK (m)	AÇIKLAMA	FOSİL İÇERİĞİ
KRETASE	ÜST -KRETASE	YUSUFELİ FORMASYONU	Üst Santoniyen-Kampaniyen		461	99	Gri-beyaz mikritik kireçtaşları	<i>Globotruncana bulloides</i> Vogler, <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Rosita fornicata</i> (Plummer), <i>Pseudoguembelina</i> sp., <i>Globotruncanita</i> sp., <i>Pithonella ovalis</i> (Kaufmann), <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Heteroheliciidae</i> , <i>Rugoglobigerina</i> '
					460			
					459			
					458	333	Yer yer kalın tabakalı çakıltaşı seviyeleri içeren ve derecelenme gösteren gri-yeşil renkli orta-kalın tabakalı kumtaşları	<i>Marginotruncana</i> sp., <i>Dicarinella</i> sp., <i>Globigerinidae</i> , <i>Globotruncanidae</i> , <i>Globotruncana</i> sp., <i>Marssonella oxcona</i> (Reus), <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Anomaliniidae</i> , <i>Lagenidae</i> <i>Marginotruncana coronata</i> BOLLİ, <i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>Dicarinella</i> , <i>Pithonella ovalis</i> (Kaufmann), <i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny), <i>Heterohelix</i> sp., <i>Lithothamnium</i> sp., <i>Boliviniopsis</i> sp., <i>Sulcoperculina</i> sp., <i>Amphistegina</i> sp., <i>Rotaliidae</i> sp., <i>Echinoidea</i> , <i>Radiolaria</i> sp., Alg, <i>Bryozoa</i> , <i>Sünger spikülleri</i> ve <i>makro kavka parçaları</i> '
					457			
					456			
					455			
					154			
					453			
					452	168	Marn ve kiltası seviyeleri ve 57. metresinde çapraz tabakalı bir seviye içeren açık gri renkli, orta-ince tabakalı kumtaşları	<i>Rotalipora ticinensis</i> (Gaundolfi), <i>Rotalipora reichelli</i> (Mornod), <i>Rotalipora</i> sp., <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Globigerinidae</i> , <i>Ticinella</i> sp., <i>Hedbergella</i> sp., <i>Lithothamnium</i> sp., <i>Lithophilum</i> sp., <i>Praeglobodruncana</i> sp., <i>Rotaliporiidae</i> , <i>Stomiosphaera sphaerica</i> (Kaufmann), <i>Radiolaria</i> sp.
					451			
					450			
					449			
					448			
					447			
					446	42	Yer yer banthı yapı gösteren çört ve çörtlü kireçtaşları	<i>Globigerinelloides ferreolensis</i> (Moullade), <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Hedbergella</i> spp, <i>Anomaliniidae</i> , <i>Lagenidae</i> , <i>lamelli brans kavka parçaları</i> ,
					445			
					444			
443	60	Yer yer kumtaşı seviyeleri içeren kiltası ve marn ardışımı	<i>Hedbergella trocoidea</i> (Gandolfi), <i>Hedbergella delrioensis</i> (Carsey), <i>Hedbergella</i> sp., <i>Ticinella</i> sp ve <i>Lagenidae</i> (Apsiyen)					
442								
441								
440	79.5	İnce tabakalı kireçtaşı ve marn seviyeleri içeren orta-kalın tabakalı kumtaşları						
439								
438								
437	88.5	Yer yer ince tabakalı kumtaşı ve kırmızı biyomikrit seviyeleri içeren marn ve kiltası ardışımı						
436								
435								
434	88.5	Yer yer ince tabakalı kumtaşı ve kırmızı biyomikrit seviyeleri içeren marn ve kiltası ardışımı						
433								
432								
431	79.5	İnce tabakalı kireçtaşı ve marn seviyeleri içeren orta-kalın tabakalı kumtaşları						
430								
429								
428	88.5	Yer yer ince tabakalı kumtaşı ve kırmızı biyomikrit seviyeleri içeren marn ve kiltası ardışımı						
427								
426								
425	88.5	Yer yer ince tabakalı kumtaşı ve kırmızı biyomikrit seviyeleri içeren marn ve kiltası ardışımı						
424								
423								
MALM-ALT KRETASE	Apsiyen-Albiyen	YUSUFELİ FORMASYONU	Apsiyen-Senomaniyen		422	BERDİGA FORMASYONU (İşhan referans kesiti)		
					421			

Şekil 3.37. Yusufeli formasyonunun Çağlayan referans kesiti

koyu kahve renkli, orta tabakalı çört ve çörtlü kireçtaşları ile üzerlenir (42 m). Çörtlü kireçtaşları üzerine çok az oranlarda kireçtaşı seviyeleri ve 57. m sinde çapraz tabakalı bir seviye içeren açık gri renkli, orta-ince tabakalı kumtaşları gelir (168 m). Bunlar da yer yer çakıltaşı ve kireçtaşı seviyeleri içeren ve yer yer dereceli katmanlaşma gösteren kalın tabakalı koyu gri renkli kumtaşlarına geçer (333 m). Bunlar ise gri beyaz renkli orta-ince tabakalı mikritik kireçtaşları ile uyumlu olarak üzerlenir (99 m). Bunlardan sonra ise her hangi bir birim gelmemektedir (Şekil 3.37).

3.1.8.4. Litoloji

Yusufeli formasyonu genellikle kumtaşı, silttaşı, marn ve kıltaşı ardışımından oluşmaktadır. Bunların yanında kırmızı biyomikrit, çört, çörtlü kireçtaşı, gri-beyaz kireçtaşı ve kuzeye doğru gittikçe artan miktarlarda bazalt, andezit dasit ve piroklastlar da içerir. Birimin içerdiği kayaçlar değerlendirilirken önce tortular ele alınacaktır.

3.1.8.4.1. Çakıltaşı, Kumtaşı ve Silttaşları

Yusufeli formasyonuna ait volkanik kayaç çakıllarının mikroskopik incelemeleri bunların genellikle andezit ve kısmen de dasit bileşiminde olduklarını göstermektedir. Bunlarda bulunan hakim fenokristal plajiyoklas (% 40-50) olup genellikle ince taneli ve yer yer hyalomikrolitik bir hamur (% 50-60) içerisinde yüzer halde ve kısmen de glomeroporfirik olarak bulunurlar. Genellikle zonlu yapıda olan plajiyoklasların kimyasal bileşimi mikroskopik olarak bulunamamıştır. Ancak yer yer görülen albit ikizine sahip plajiyoklasların andezin ve oligoklas (An 26-36) bileşiminde oldukları tespit edilmiştir. Biyotitler çok az oranlarda (% 0-10) ve öz şekilsiz olup, genellikle opaklaşmış ve kısmen de kloritleşmiş olarak bulunur. Klinopiroksenler de çok az oranlarda bulunurlar ve genellikle kiloritlermişlerdir. Hamur çoğunlukla kuvars, plajiyoklas ve opak minerallerden meydana gelmektedir. Tortul kayaç çakılları ise kireçtaşı çakılları olup, genellikle intraklastik tanetaşı bileşimindedirler.

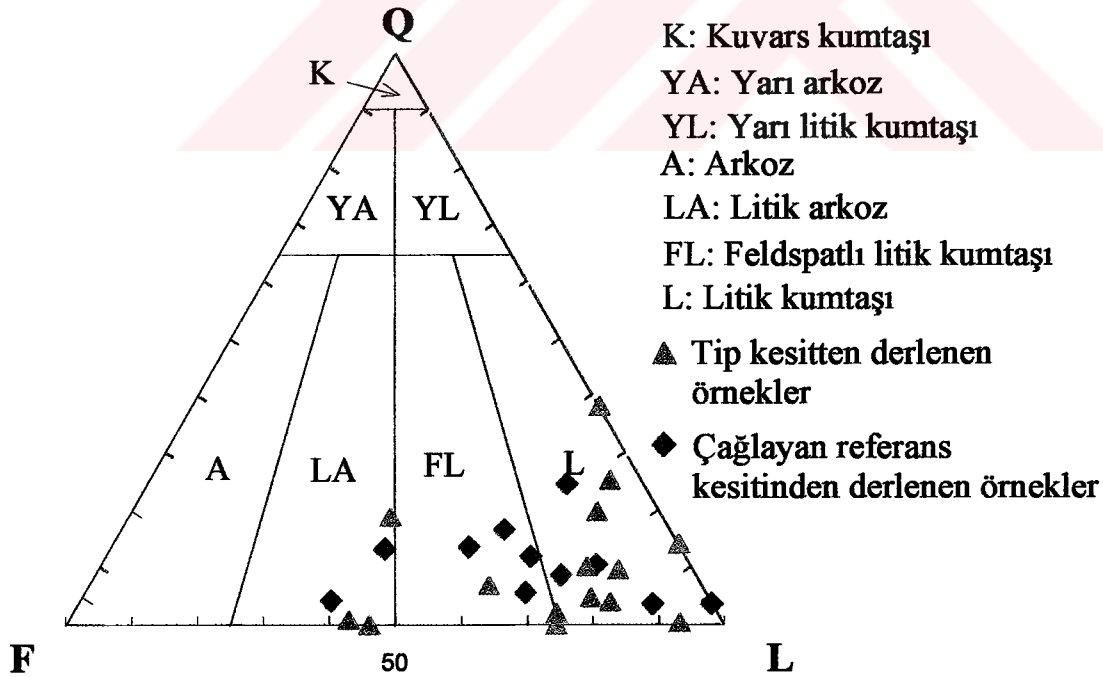
Kumtaşları Yusufeli formasyonu içerisindeki en yaygın kayaç grubudurlar. Mikroskopik incelemeleri İşhan tip kesitinden 15 ve Çağlayan referans kesitinden ise 11 olmak üzere toplam 26 örneğin modal analizleri sonucunda gerçekleştirilmiştir. Swift marka dijital nokta sayıcının kullanıldığı analizler sırasında her örnekte 1000 nokta sayılmıştır. Kumtaşlarında tespit edilen bileşenler ve yüzde değerleri Çizelge 3.17 de verilmiştir.

Yusufeli formasyonu kumtaşları kuvars (Q) içerikleri bakımından genellikle fakirdir. Bununla birlikte kuvarslar monokristalin (Qm) ve polikristalin (Qp) olmak üzere iki kısımda sayılmışlardır. Bir çok kesitte kuvarsların genellikle 0.2 mm veya daha küçük boylarda olması, mono kuvars olarak sayılmalarına sebep olmuş olabilir. Feldspatlar (F) tamamen

Çizelge 3.17. Yusufeli formasyonuna ait kumtaşlarının modal bileşenleri

Ö.No	Qm	Qp	Çört	Lv	Ls	PI	Klorit	Op	Amf	Ç	M
Tip kesitten derlenen örnekler											
565	0,6	-	-	30,2	0,0	40,4	-	14,0	-	-	14,8
566	-	-	-	55,7	0,0	19,2	-	4,4	-	-	20,7
569	-	-	-	33,9	0,0	39,8	-	11,8	-	-	14,5
570	1,7	-	-	61,3	0,0	20,6	-	9,3	-	-	7,1
573	3,1	-	0,8	47,6	14,2	12,0	-	0,8	-	-	21,5
574	11,5	0,8	1,3	68,4	5,5	0,0	-	0,0	-	-	12,5
576	34,5	1,7	1,0	36,4	21,4	0,0	-	0,4	-	-	4,6
577	6,1	-	-	17,2	27,0	9,5	0,6	4,7	-	-	34,9
579	0,3	-	-	29,1	39,8	5,0	-	1,0	-	-	24,8
580	2,1	-	1,5	28,7	4,5	8,1	2,6	6,6	-	-	45,9
582	15,0	-	1,3	31,2	21,1	7,2	14,1	7,1	-	-	3,0
584	4,4	-	-	13,4	25,3	20,7	3,0	7,5	-	-	25,7
588	6,8	-	0,5	19,8	35,4	8,0	3,5	5,0	-	-	21,0
590	10,5	5,7	2,2	41,5	1,0	3,1	-	7,5	-	-	28,5
591	10,9	2,3	1,3	23,9	2,6	28,9	-	4,1	-	-	26,0
Çağlayan referans kesitinden derlenen örnekler											
426	5	1,2	-	4,9	8,1	2,4	10,5	-	-	18,6	49,3
428	2,5	-	-	1,8	66,3	0,2	0,9	-	-	28,3	-
430	7,6	-	-	22,8	1,3	26,1	2,1	2,8	-	7,6	29,7
431	3,5	-	-	38,4	4	17,5	1,4	3,2	-	8,6	23,4
433	2,6	0,2	3,9	31,7	4,8	15,9	4,8	4	-	3	29,1
434	1,7	0	2	38,8	8,1	13,7	0,3	2,6	-	0,8	32
436	4,7	0,5	2,4	34,3	3,8	22,6	0,4	6,3	-	3	22
443	6,2	-	0,6	15,6	24,8	14,8	0	-	-	38	-
444	4,1	0,3	0,5	3,4	33,3	7	2,6	-	-	48,8	-
452	3,4	-	-	76,1	6,8	8,8	-	0,6	0,9	3,4	-
456	2,6	-	-	23,5	0,5	36,4	-	-	21,9	15,2	-

kalsik feldspat (Pl) olup ince kesitlerde çok değişik oranlarda bulunabilmektedirler. K-feldspatlar (Kfe) bakımından boyanan örneklerin hiçbirinde K-feldspata rastlanmamıştır. Çoğunlukla yarı yuvarlaklaşmış olan plajiyoklaslar genellikle zonlu yapıdadırlar. Zonlu yapıda olmayanlarda albit ikizleri yaygındır ve genellikle serizitleşmiş ve kalsitleşmiş olarak bulunurlar. Kumtaşlarındaki kayaç kırıntıları volkanik (Lv) ve sedimanter (Ls) olmak üzere iki türdedir. Bunlar kumtaşlarının en fazla yuvarlaklaşan bileşenleridir. Volkanik kayaç parçaları da kendi içerisinde ince taneli ve mikrolitik doku gösterenler olmak üzere iki türdedirler. Ancak mikrolitik kırıntıların bazıları iç yapıları tanınamayacak kadar kloritleşmiş veya oksitlenmişlerdir. Sedimanter kayaç parçaları (Ls) mikritik kireçtaşı parçalarıdır. Ancak bazı kesitlerde mikritleşmiş alg, ekinit ve pelesypod parçaları da sedimanter kayaç parçası olarak sayılmıştır. Çört (Çht) kumtaşları içerisinde oldukça az oranlarda rastlanan diğer bileşendir. Kalsit ve mikrogrönü kuvars tanelerinden meydana gelen çörtler kahve tonlardaki kirliliği ile tanınırlar. Klorit bazı kumtaşlarında oldukça yaygın olarak bulunan ikincil bir bileşendir. Amfibol ve biyotit bazı kumtaşlarında oldukça yüksek oranlarda, opak mineraller ise kumtaşlarının çoğunda az oranlarda bulunan ağır minerallerdir.



Şekil 3.38 Yusufeli formasyonu kumtaşlarının modal sınıflaması (Folk, 1974)

Yusufeli formasyonu kumtaşlarının modal analizleri kumtaşlarının genellikle % 15' in üzerinde bağlayıcı malzeme ihtiva ettiğini göstermektedir. Bu nedenle kumtaşları Folk (1974) sınıflamasına göre genellikle litik wake bileşimindedir (şekil 3.38). Bununla birlikte çok az sayıdaki kumtaşının yüksek Ca-feldspat içerikleri ile diyagramda feldspatlı litik wake ve feldspat wake bileşiminde oldukları görülmektedir. Genellikle kötü boylanmalı taneli doku gösteren kumtaşları yer yer iyi boylanma da gösterirler. Bağlayıcı malzeme çoğunlukla kalsit olmakla birlikte özellikle kırmızı renkli kumtaşlarında önemli oranlarda Fe-oksitlerde bu görevi üstlenir. Kumtaşları kötü boylanmalı taneli bir dokuya sahiptirler. Kuvars ve plajiyoklaslar genellikle köşeli, kayaç parçaları ise köşeli ve yarı yuvarlak olarak bulunurlar.

3.1.8.4.2. Kireçtaşları

Yusufeli Formasyonu gri ve kırmızı olmak üzere iki tipte kireçtaşı içerir. Gri renkli kireçtaşları ağlayan referans kesitinde kumtaşları arasında ince seviyeler halinde yer alan kireçtaşları Dunham (1962)' in sınıflamasına göre genellikle çamur destekli wacke taşı özelliğindedirler. Mikritik malzemenin dışındaki bileşenler genellikle mikro fosillerdir. Bazı kireçtaşları yer yer oldukça fazla oranlarda kuvars, plajiyoklas ve kısmen de kayaç parçalarından oluşan ekstraklast veya litoklast parçaları içerirler. Bunlar kumlu veya litoklastlı kireçtaşı olarak adlandırılabilirler. Çok nadir olarak bazı kumtaşları kumlu biyosparit bileşimindedirler. En üstte nispeten kalın bir seviye halinde bulunan gri-beyaz kireçtaşları ise mikritik kireçtaşı bileşimi sunarlar. Kırmızı kireçtaşları ise tip kesitte dört seviye halinde, ağlayan referans kesitinin ise tabanında yer. Genellikle biyomikrit özelliğindeki kireçtaşlarına yine kırmızı renkli kil, silt ve kumtaşları eşlik eder.

3.1.8.4.3. rt ve çörtlü Kireçtaşları

Makroskopik olarak siyah renk tonlarında görülen çörtler mikroskobik olarak kahve renkli ince taneli bir görünüm sunarlar. rtl kireçtaşları ise makroskobik olarak genellikle bantlı bir yapı ve kahve rengi bir görünüm sergilerler. Bunların mikroskopik incelemelerinde koyu bantların kireçli, açık renkli bantların ise çörtlü kısımlara karşılık geldiği

görülmektedir. Mikrogrönü kuvars ve kalsitten oluşan çört ve çörtlü kireçtaşları yaygın olarak radyolarya fosilleri içerirler.

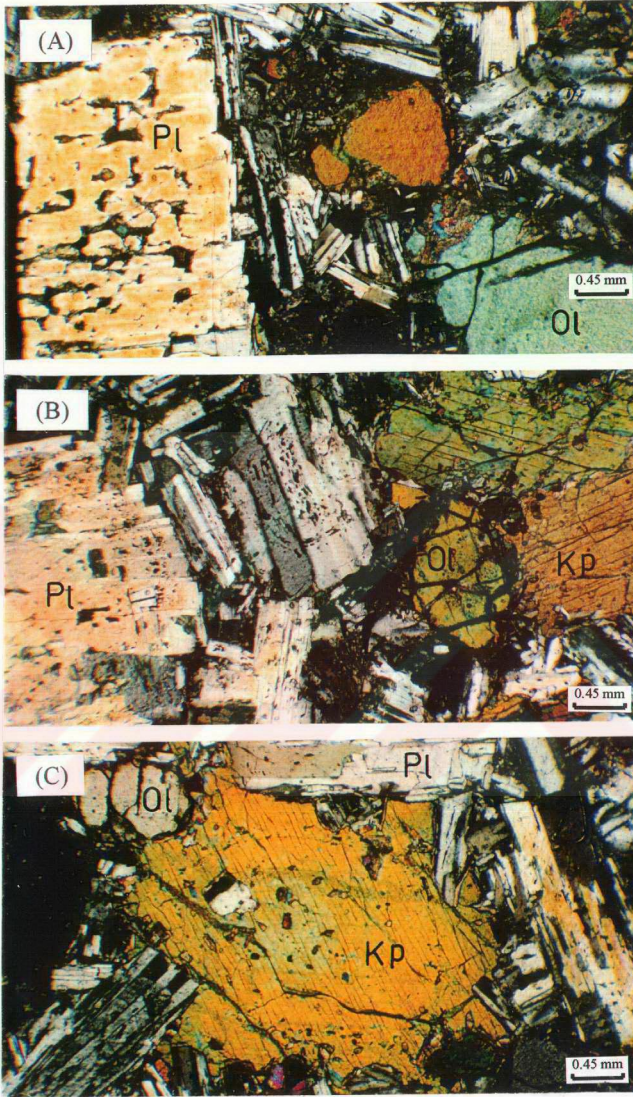
3.1.8.4.4. Volkanikler

Yusufeli formasyonu içindeki volkanikler bazaltik bileşimden dasitik bileşime kadar değişmektedirler. Bazaltlar genellikle küçük stoklar şeklindedirler. Andezit ve piroklastları Ormandibi Köyünün batısındaki Kılıçkaya yolu üzerinde yayındırlar. Dasitler, volkanikler içerisindeki en yaygın gurubu oluştururlar ve oldukça yoğun bir şekilde kavun içi ve hematit kırmızısı renklerde yüzeysel alterasyona uğramışlardır.

Yusufeli'nin batısında kalan alanlarda ve genellikle küçük stoklar şeklinde görülmektedirler. Plajiyoklas, klinopiroksen ve Fe-Ti oksit minerallerini içeren bazaltlar yer yer olivin, biyotit ve kordiyerit fenokristalleri de içerirler. Bunlarda yaygın olarak görülen entersertal, mikrolitik, mikrolitik porfirik dokuların yanında yer yer subofitik doku da görülmektedir. Mikroskopik incelemelerinde aşağıdaki mineraller ve dokusal özellikleri tespit edilmiştir.

Plajiyoklas (% 50-60) öz ve yarı öz şekilli fenokristaller ve yer yer hamurda mikrolitler halindedirler. Karlsbad ikizi gösterenler zonlu yapıya sahiptirler ve dalgalı sönme göstermektedirler. Genellikle mikrolitik bir hamur içerisinde bireysel taneler halindedirler. Bazı kesitlerde plajiyoklas fenokristalleri yaygın olarak süzgeç dokusu ve yer yer de sünger dokusu (Şekil 3.39 A) gösterirler. Süzgeç dokusu genellikle plajiyoklasın kenarları boyunca halka şeklinde gelişmiştir. Süzgeç dokusunun geliştiği plajiyoklaslarda mineralin merkezi kısmında veya kenar kısmı boyunca hale şeklinde opak lekeler (Fe kirlenmeleri) yaygın olarak görülür (Şekil 3.39 B).

Klinopiroksen (% 5-25) dikdörtgene yakın şekilli fenokristaller ve hamurda küçük kristaller halindedir. Bütün piroksenler kenarları boyunca mikrogrönü ve mikrolitik hamur ile reaksiyon sonucu yenmiştir. Bunun sonucu bazı klinopiroksenlerde belirgin koy yapıları



Şekil 3.39. Yusufeli formasyonundaki bazaltlarda gözlenen dokular, Çift Nikol, Kesit no: 795 (A: plajiyoklasda gelişen sünger dokusu; B: plajiyoklasların üzerinde gelişen opak lekeler; C: klinopiroksende gelişen koy yapıları, Pl: plajiyoklas; Ol: olivin; Kp: klinopiroksen)

gelişmiştir (Şekil 3.39 C). Çoğunlukla kırıklı yapıda olan piroksenler bu kırıklar boyunca uralitleşmiş ve kloritleşmişlerdir.

Olivin (% 0-15) bazı kesitlerde ve oldukça yüksek oranlarda görülür. Dairesel şekilli fenokristaller ve küçük kristaller halindedir. Klinopiroksenler ile birliktelik sunan olivinler genellikle kırıklı yapıdadırlar (Şekil 3.39 A, B, C)). Kenar ve kırık yüzeyleri boyunca gelişen ayrışma, sarımsı kahve renk tonlarındaki hafif pleokroik iddingsite dönüşmüşlerdir.

Kordiyerit (% 0-5) bazı kesitlerde görülen dikdörtgen şekilli fenokristaller halindedir. Genellikle kırıklı bir yapı gösteren kordiyeritler paralel sönmeleri, kırıklar boyunca gelişen ve yer yer mineralin tamamını kapsayan biyotit ve klorit dönüşümleri (pinitleşme) sayesinde kuvars ve plajiyoklaslardan ayırt edilir. Ayrıca kordiyeritler üzerinde görülen nokta şeklindeki opak mineral gelişimleri de bunlarda yaygın olarak görülür. Kordiyeritler, çift nikelde bir fon aydınlanırken diğer fonun söndüğü ve yer yer yazı dokusuna benzer bir doku göstermeleriyle karakteristiktir.

Kloritler genellikle klinopiroksen ve kordiyeritlerin ayrışma ürünü olarak ve hamurda yaygın olarak bulunur. Biyotitler kordiyeritlerin, hornblendler ise klinopiroksenlerin kenar ve kırık yüzeyleri boyunca ayrışma ürününü olarak gelişmiştir. Kalsitler bazı kesitlerde dairenel veya elips şeklinde ve yer yer de hamurda yaygın olarak görülür. Hamur (% 10-30), genellikle ince taneli klinopiroksen, plajiyoklas ve opak minerallerden meydana gelir. Bazı kesitlerde yoğun bir şekilde kalsit ve klorit de içermektedir.

Andezit ve andezitik piroklastlar Ormandibi Köyü'nün batısındaki alanda görülürler. Andezitler yaygın olarak değişik renklerde bazaltik ve andezitik ksenolitler içerirler. Andezitik litik tüflerdeki bileşenlerin boyları birkaç mm' den bir kaç cm' ye kadar değişebilmektedir. Litik tüflerdeki kırıntuların çoğunluğu andezitler ile benzer mineralojik bileşime ve dokusal özelliklere sahiptirler. Bunlar muhtemelen andezitik volkanizma sırasında oluşmuşlardır. Ancak yer yer görülen ayrışmış veya hamur kısmı kısmen veya tamamen opaklaşmış volkanik kayaç kırıntıları ise, daha önceki bazaltik veya andezitik bir magmanın ürünleri olabilir. Andezitik litik tuf ve lapilli tüfler büyük bir ihtimalle andezitik magmanın akması sırasında kendi parçalarını, değişik türdeki diğer volkanikleri ve hatta

tortul kayaç parçalarını kendi içerisine alması sonucunda oluşmuşlardır. Mikroskopik incelemelerinde andezit ve piroklastlarının mikrogrönü porfirik ve mikrolitik porfirik; litik tüflerin de genellikle mikrogrönü dokuya sahip tanelerin oluşturduğu taneli bir dokuya sahip oldukları görülmüş ve aşağıdaki mineralleri içerdikleri tespit edilmiştir;

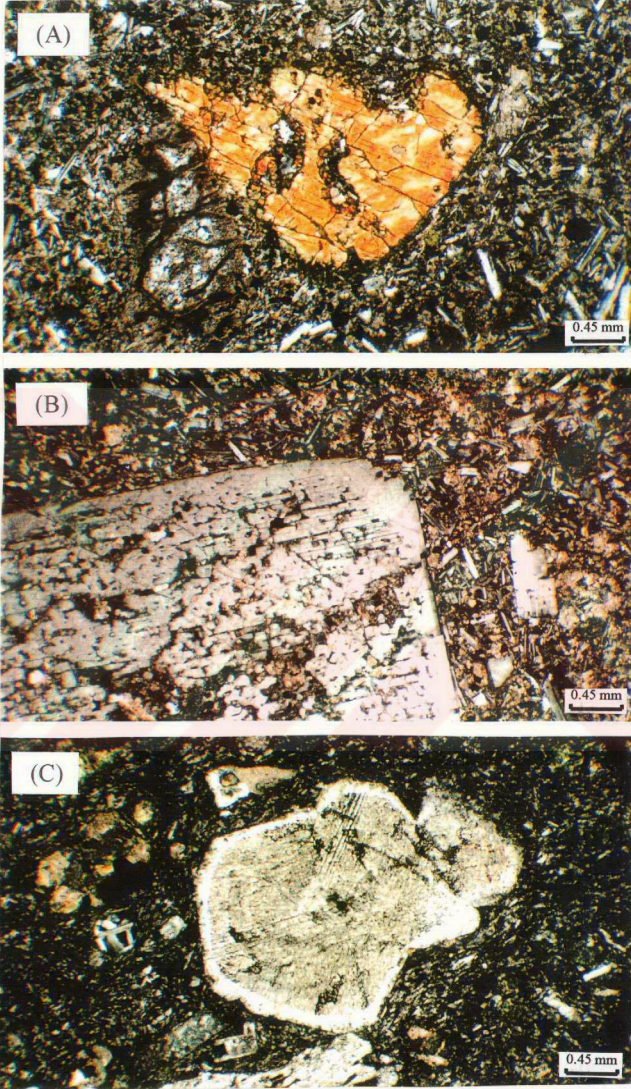
Plajiyoklas (% 40-60) dikdörtgene yakın şekilli porfirik kristaller ve mikrolitler halindedir. Porfirik kristaller bazı kesitlerde fenokristallerin tamamını oluşturur. Yer yer haç ikizi gösteren büyük plajiyoklaslar genellikle zonlu yapıdadır. Mikrolitik ve mikrogrönü hamur ile plajiyoklas arasında meydana gelen reaksiyonlar sonucu plajiyoklaslarda koy yapısı, süzgeç dokusu ve sünger dokusu yaygın olarak gelişmiştir (Şekil 3.40 B, C).

Biyotit (% 2-10) genellikle belirgin bir geometrik şekli olmayan ve yer yer çubuk şekilli olarak bütün andezitlerde görülen ikinci bileşendir. Biyotitler ya tamamen yada kenarları boyunca opaklaşmışlardır.

Klinopiroksen (% 0-5) bazı kesitlerde ve çok az oranlarda görülürler. Hamur ile klinopiroksen arasındaki reaksiyon sonucu klinopiroksenlerin çevresinde gelişen koy yapısı yaygındır (Şekil 3.40 A). Horbnlend (%0-5) bireysel kristaller ve kısmen de kayaç kırıntıları içerisinde olmak üzere yalnızca andezitik litik tüflerde görülür.

Kayaç Kırıntıları, andezitik litik tüflerde kesit alanının % 80' ini oluştururlar. Genellikle porfirik plajiyoklas ve kısmen de klinopiroksen içeren mikrogrönü taneler halindedirler. Ancak daha az oranlarda olmakla birlikte oldukça ayrıışmış kahve renkli kırıntılar ve tamamen opaklaşmış bir hamur içerisinde plajiyoklaslar içeren kırıntılar da mevcuttur. Andezitler; plajiyoklas, kuvars ve opak minerallerden oluşan bir hamura sahiptirler. Andezitik litik tüfler ise genellikle tane destekli olup kısmen taneler arasında yine taneler ile aynı bileşimde bir bağlayıcı içerirler.

Volkanikler içerisinde andezitlerden sonra en yaygın kayaç gurubunu oluşturan dasitler, oldukça yoğun bir şekilde kavun içi ve hematit kırmızısı renklerde yüzeysel alterasyona uğramışlardır. Yusufeli İlçesi' nin doğusu ve güneyinde Çoruh Nehri'ne bakan yamaçlarda yaygın olarak görülürler. Dasit ve dasitik ince tüfler genellikle mikrogrönü



Şekil 3.40. Yusufeli formasyonu andezitlerinde gözlenen dokular, Çift Nikol, kesit no: 793
(A: klinopiroksende gelişen koy yapısı; B: Pajiyoklasda gelişen sünger dokusu; C: plajiyoklasda gelişen süzgeç dokusu)

porfirik dokuya sahiptirler. Mikroskopik incelemeleri sonucunda aşağıdaki mineraller ve dokusal özellikleri tespit edilmiştir;

Plajiyoklas (% 20-30) bazı kenarları belirgin dikdörtgene yakın şekilli fenokristaller halindedir. Genellikle kalsitleşmiş olduklarından karlsbad ve albit ikizini gösteren fenokristalleri çok nadir olarak görülür. Kalsitik mikrogrönü hamur tarafından çevrelenmiş bireysel fenokristaller halindedirler. Kuvars (% 20-40) genellikle belirgin bir geometrik şekli olmayan fenokristaller ve boşluk dolgusu olarak bulunur. Bazı fenokristallerin kenar kısımları hamur tarafından yenmiştir. Hamur (% 40-60) mikrogrönü kuvars ve kalsitten oluşur.

Dasitik tüfler ise kuvars, mikrogrönü dokuya sahip kayaç kırıntıları ve plajiyoklas parçalarını içeren mikrogrönü bir hamurdan oluşmaktadır.

3.1.8.5. Fosil İçeriği ve Yaş

Yusufeli formasyonu çoğunlukla çakıltası, kumtaşı, silttaşı marn, kırmızı biyomikrit ve volkanitlerden oluşmaktadır. Tip kesitinde tabandaki kumtaşı ve kilttaşlarında birime yaş verebilecek fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Birime, 578. metresindeki kırmızı biyomikrit ve bunun üzerine gelen bazı kumtaşlarında tespit edilen *Pseudocyclammia cf. Massiliensis* Mayne, *Dicarinella concavata* Brotzeu, *Marginotruncana coronata* Bolli, *Marginotruncana sp.*, *Dicarinella sp.*, *Lithothamnium sp.*, *Lithophyllum sp.*, *Globotruncana sp.*, *Anomaliniidae*, *Globigerinidae*, *Lagenidae*, *Miliolidae*, *Ostracoda*, *Lamellibransh kavkı parçaları*, *Rudist kavkı kesitleri*, *detritik kömür parçaları* 'ndan oluşan fauna ve flora göre Santoniyen- Kampaniyen yaşı verilmiştir (Tayin, Kemal Erdoğan, MTA Enstitüsü, Ankara).

Buna karşılık Çağlayan referans kesitinde istife kat mertebesinde yaşlar verebilecek fosil bulguları elde edilmiştir. Burada, Çağlayan formasyonu ile Berdiga Formasyonu sınırına yakın ve Berdiga Formasyonu'ndan alınan mikritik kireçtaşı örneğinde (Örnek no: 425) belirlenen *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Hedbergella sp.*, *Ticinella sp* ve *Lagenidae* ' den oluşan bir fauna bulunarak kayaca Apsiyen

yaşı verilmiştir. Bunların üzerine gelen kilitaşı, marn ve kırmızı biyomikritlerde ise *Globigerinelloides ferreolensis* (Moullade), *Globigerinelloides sp*, *Hedbergella spp*, *Anomalinidae*, *Lagenidae*, *lamelli brans kavkı parçaları*, *makro kavkı parçaları* ve *detritik kömür*' den oluşan fauna ve floraya göre kayaca Apsiyen-Albiyen yaşı verilmiştir. Bu bulgu Berdiga Formasyonu'ndan Çağlayan formasyonuna geçerken çökelmede bir kesiklik olmadığını, tedrici olarak Çağlayan formasyonuna geçildiğini göstermektedir.

Kilitaşı, marn ve kırmızı biyomikritlerden çörtlü kireçtaşlarına kadar olan litik wakelerde tespit edilen *Rotalipora ticinensis* (Gaundolfi), *Rotalipora reichelli* (Mornod), *Rotalipora sp*, *Globigerinelloides sp*, *Globigerinidae*, *Ticinella sp*, *Hedbergella sp*, *Lithothamnium sp.*, *Lithophilum sp*, *Praeglobotruncana sp*, *Rotaliporiidae*, *Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann), *Radiolaria sp*, *makro kavkı parçaları*, *detritik kömür parçaları*' ndan oluşan fauna ve floraya göre bu seviyeye Üst Albiyen- Senomaniyen yaşı verilmiştir. Çörtlü kireçtaşlarından gri beyaz renkli mikritik kireçtaşlarına kadar olan litik wakelerde *Marginotruncana sp*, *Dicarinella sp*, *Globigerinidae*, *Globotruncanidae*, *Globotruncana sp*, *Marsonella oxcona* (Reus), *Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann), *Anomalinidae*, *Lagenidae* *Marginotruncana coronata* BOLLİ, *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *Dicarinella*, *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Globotruncana linneiana* (d- Orbigny), *Heterohelix sp*, *Lithothamnium sp*, *Bolivinopsis sp*, *Sulcoperculina sp*, *Amphistegina sp*, *Rotaliidae sp*, *Echinoidea*, *Radiolaria sp*, *Alg*, *Bryozoa*, *Sünger spikülleri* ve *makro kavkı parçaları*' ndan oluşan faunaya göre bunların yaşı Türoniyen-Kampaniyen olarak elde edilmiştir. Çağlayan referans kesitinin en üst kısmında yer alan gri-beyaz mikritik kireçtaşlarında belirlenen *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncana linneiana* (d' Orbigny), *Rosita fornicata* (Plummer), *Pseudogumbelina sp*, *Globotruncanita sp*, *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann), *Heterohelicidae*, *Rugoglobigerina*' dan oluşan faunaya göre kireçtaşlarının yaşı Üst Santoniyen-Kampaniyen olarak verilmiştir. Buna göre Yusufeli formasyonu Çağlayan referans kesitindeki yaş aralığı Apsiyen-Kampaniyen olarak elde edilmiştir.

3.1.8.6. Çökme Ortamı

Yusufeli formasyonunun Berdiga Formasyonu kireçtaşları üzerine kıltaşı, marn, kumtaşı ve kırmızı biyomikritler ile geçişli olarak gelmesi, ortamın derinleştiğini ve ilk olarak kaba kırıntılı malzemenin fazla gelmediğini ifade etmektedir. Birimin üste doğru türbiditik karakterde devam etmesi, havzanın blok faylar ile kırılması sonucunda gelişen, horst ve graben sistemlerinden grabenlere karşılık gelebileceğine işaret etmektedir. Bu durumda Çağlayan formasyonunun şelf ve kıta yamacı arasında gelişen göreceli olarak daha derin havzalarda çökeldiği söylenebilir. Gerek taban ve orta seviyelerdeki kırmızı biyomikritler, gerekse kumtaşlarında görülen radyolaria ve globotruncana şeklindeki pelajik fauna Yusufeli formasyonunun Berdiga Formasyonu'na göre daha derin bir ortamda çökeldiğine işaret etmektedir. Çağlayan referans kesitinin orta düzeylerdeki kırmızı renkli çörtlü kireçtaşları ortamın sakin bir döneme girdiğini, kırıntılı malzeme gelişiminin durulduğunu ve havzaya uzak bir yerlerde magmatik etkinliğin olduğunu gösterebilir. Tip kesitin çıkarıldığı Ormandibi civarı ve kuzeyinde volkanizmaya işaret eden volkanikler mevcuttur. Bunların üzerine gelen ve yer yer çakıl seviyeleri içeren oldukça kalın litik wakeler ise hareketliliğin tekrar başladığını gösterirken en üstteki gri-beyaz kireçtaşları da ortamın yeniden sığlaştığını veya blok faylanmadan önceki konumuna geldiğini göstermektedir.

3.1.8.7. Deneştirme

Yusufeli formasyonu kaya türü, fosil içeriği ve oluşum ortamı gibi benzer özellikleri nedeniyle Doğu Pontid' lerdeki volkanik etkinliğe sahip türbiditik özellikteki birimler ile tamamen veya kısmen deneştirilebilir. Bunlar; Amasya yöresinde Lokman formasyonu (Alp, 1972), Ladik-Destek yöresinde Tersekan formasyonu (Öztürk, 1979), Reşadiye yöresinde Kapaklı Formasyonu (Seymen, 1975), Ünye-Koyulhisar yöresinde Mesudiye ve Fatsa formasyonlar (Terlemez ve Yılmaz 1985), Alucra yöresinde Tepeköy formasyonu (Pelin, 1977), Gümüşhane yöresinde Kermutdere formasyonu (Tokel, 1972), ve Ardauç Yöresinde Makenet formasyonlarıdır (Özsayar ve diğ., 1982).

3.1.9. Üst Kretase Granitoidleri

3.1.9.1. Giriş

İnceleme alanında farklı iki zamanda meydana gelmiş granitoid yerleşimleri bulunmaktadır. Bunlardan ilki Karadağ metamorfileri ve Demirkent plutonunu keserek yerleşen Jura öncesi (Geç Paleozoyik ?) yaşlı Sebzeçiler granitoididir. Bu bölümün konusu olan ikinci grup granitoidler ise Üst Kretase sonunda (Eosen ?) yerleşmişlerdir. İnceleme alanında dört ayrı yerde görülen granitoidler genellikle 1-3 km² lik yüzeyleme alanına sahip küçük stoklar şeklindedirler. Üst Kretase-Eosen granitoidlerinden üçü Liyas-Dogger yaşlı Kınalıçam volkanik karmaşığı veya Hamurkesen Formasyonu'nu, bir tanesi ise Yusufeli formasyonunu kesmiş olarak görülmektedir (Bkz Şekil 3.1).

3.1.9.2. Modal Analizler ve Değerlendirilmeleri

Genç granitoidleri sağlıklı bir şekilde sınıflandırmak ve mineralojik değişimlerini ortaya koyabilmek amacıyla modal analizleri yapılmıştır (Çizelge 3.18) . Bu amaca yönelik olarak granitoidlerden alınan toplam 29 adet örnekte nokta sayımı yapılmıştır. Elde edilen değerler Q-A-P diyagramına (Şekil 3.41) aktarılarak granitoidlerin bileşimleri bulunmuştur. Bunun sonucunda, uygun coğrafi isimler de kullanılarak granitoidler Avazan granitoidi, Sumbated kuvarslı monzodiyoriti ve Dutlupınar granodiyoriti olarak adlandırılmıştır. 200 m² lik stok Avazan granitoidine benzer bileşime sahip olduğundan ayrıca adlandırılmamıştır. Modal analizler Sumbated kuvarslı monzodiyoritinin kuvarslı diyoritten granodiyorite kadar, Avazan granitoidinin ise kuvarslı monzodiyoritten monzogranite kadar değişen orta K' lu granodiyoritik, Dutlupınar granodiyoritinin ise tonalitten granodiyorite kadar değişen düşük K' lu trondjemitik kayalardan oluştuğunu göstermektedir (Şekil 3.41).

3.1.9.3. Granitoidlerin Yaşı ve Deneştirilmesi

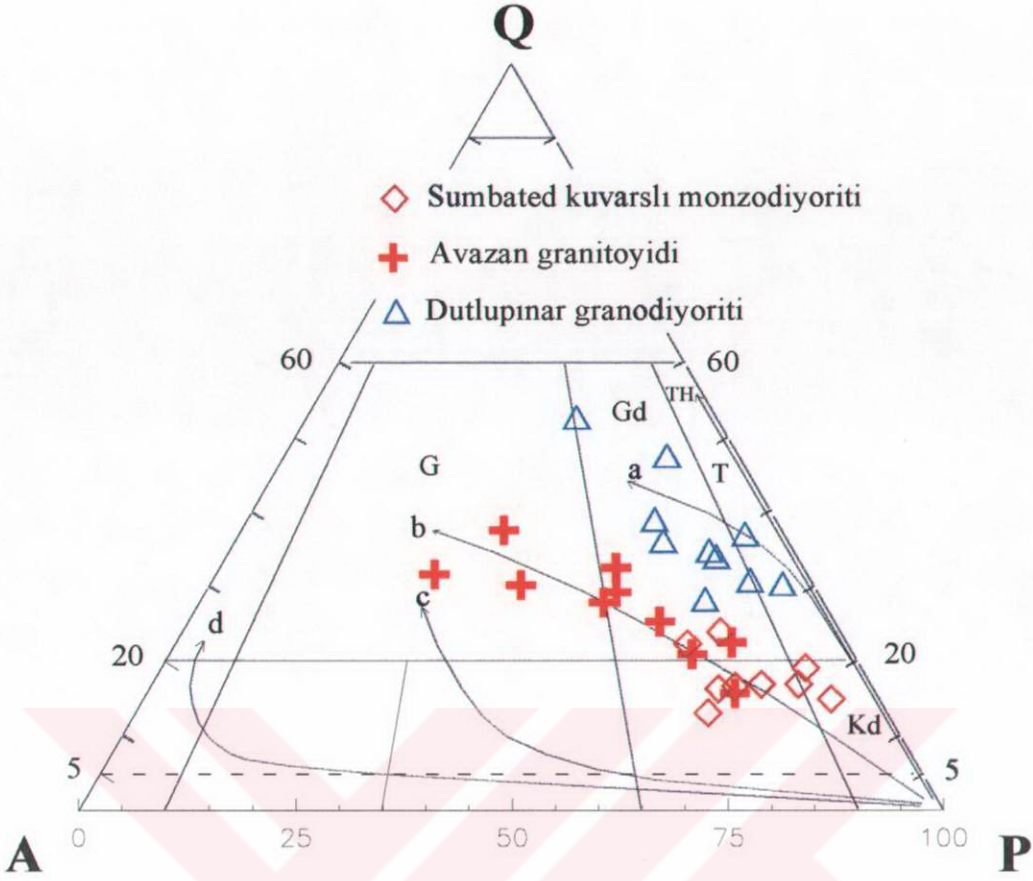
Üst Kretase granitoidleri küçük stoklar şeklindedirler. İnceleme sahasında ikinci bir granitoid magmatizmasına işaret eden bu granitoidlerin yaşları ile ilgili jeokronolojik veriler bulunmamaktadır. Avazan granitoidi, Sumbated kuvarslı monzodiyoriti ve

Dutlupınar granodiyoriti olarak adlandırılan genç granitoidlerin Doğu Pontidler'de bilinen magmatik etkinin dönemlerinden hareketle Üst Kretase ve daha sonrası yaşlı olabilecekleri düşünülmektedir. Ancak Yusufeli'nin güneyinde yer alan ve Avazan granitoidine benzer bileşimdeki küçük stok dışındakiler Üst Kretase birimlerini kesmemektedir. Bunların stratigrafik olarak ortak özellikleri Liyas yaşlı Kınalıçam volkanik karmaşığı ve Hamurkesen Formasyonu'nu kesmiş olmalarıdır.

Çizelge 3.18. Üst Kretase granitoidlerine ait kayaçların modal analiz sonuçları

Ö.No.	Q	Plj	Or	Bi	Amf	Ep	Kl	Zr, Ap	Op	SAT	COL	FELDS
Dutlupınar granodiyoriti												
664	36,8	44,5	13,3	3,6	0,0	0,8	0,3	0,0	0,7	38,9	5,4	23,0
665	31,8	50,8	9,1	6,8	0,3	0,5	0,3	0,0	0,6	34,7	8,4	15,1
799	36,2	57,4	4,6	0,7	0,0	1,1	0,1	0,0	0,0	36,9	1,9	7,3
800	45,0	41,9	7,9	3,9	0,0	0,4	0,2	0,2	0,5	47,4	5,1	15,9
803	32,5	54,3	9,1	3,4	0,0	0,5	0,0	0,0	0,2	33,9	4,1	14,3
804	27,6	57,1	13,4	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	28,1	2,0	19,0
805	49,4	29,3	15,3	4,5	0,0	0,6	0,0	0,0	0,9	52,5	6,0	34,3
806	34,0	46,7	13,7	4,3	0,0	0,4	0,5	0,0	0,4	36,0	5,6	22,7
807	28,4	57,4	6,6	3,6	0,6	1,6	0,7	0,0	1,1	30,7	7,6	10,3
763	27,1	59,3	3,2	5,9	1,4	0,6	1,2	0,0	1,3	30,2	10,4	5,2
Avazan granitoidi												
189	29,8	23,8	40,9	3,5	0,0	0,0	0,5	0,0	1,5	31,5	5,5	63,2
292	28,8	34,4	32,6	1,7	0,0	1,3	0,4	0,0	0,9	30,0	4,3	48,7
846	24,5	41,2	22,6	0,0	9,4	0,6	0,0	0,0	1,7	27,7	11,7	35,4
850	29,7	42,0	20,0	0,5	2,9	0,0	3,7	0,1	1,2	32,4	8,3	32,3
851	22,6	48,9	18,3	0,0	6,2	2,5	1,5	0,0	0,0	25,2	10,2	27,2
853	25,6	41,8	20,6	0,0	10,3	0,0	0,0	0,0	1,7	29,1	12,0	33,0
856	34,8	28,2	30,0	0,0	3,7	0,6	0,2	0,0	2,5	37,4	7,0	51,5
852	18,6	53,3	11,2	0,0	12,0	2,1	0,0	0,0	2,8	22,4	16,9	17,4
847	14,2	62,1	15,1	0,0	3,4	1,8	0,3	0,0	3,1	15,5	8,6	19,6
848	19,6	57,0	17,8	0,0	3,1	0,9	0,0	0,0	1,6	20,8	5,5	23,8
Sumbated kuvarslı monzodiyoriti												
736	17,7	47,2	14,9	3,2	13,1	0,0	0,3	0,0	3,5	22,2	20,2	24,0
737	14,1	59,2	10,8	0,0	13,4	0,0	0,6	0,2	1,7	16,8	15,9	15,4
738	10,1	51,7	16,3	0,0	20,2	0,0	0,0	0,0	1,7	13,0	21,9	24,0
739	11,3	60,4	4,3	2,2	19,9	0,0	0,0	0,0	1,9	14,8	24,0	6,7
740	12,3	50,0	13,8	0,0	20,2	0,0	0,6	0,0	3,2	16,2	24,0	21,6
744	20,6	53,8	12,2	10,3	0,0	0,0	1,8	0,0	1,3	23,8	13,4	18,5
745	12,6	51,3	12,2	19,9	0,0	0,0	0,0	0,1	4,0	16,5	24,0	19,2
747	13,4	52,4	4,7	8,0	17,0	0,0	1,7	0,3	2,5	19,0	29,6	8,2
748	13,8	61,4	7,0	0,0	13,7	0,0	0,5	0,0	3,6	16,8	17,8	10,2

SAT: doygunluk indisi (Q/Q+F), COL: renk indisi (100-(Q+F)), FELDS: feldspat indisi (Or/(Or+Pl)); F: feldspat (Or+Pl)



Şekil.3.41. Üst Kretase granitoidlerinin Q-A-P diyagramı (Streckeisen ,1975). Kd: Kuvarslı diyorit, T = tonalit, Gd = Granodiyorit, G = granit. Oklar magmatik kayaç serilerinin farklılaşmalarını göstermektedir (Lameyre ve Bowden, 1982): TH = toleyitik yönseme, a = kalk-alkali tronjemitik (düşük K'lu) yönseme, b = kalk-alkali granodiyoritik (orta K' lu) yönseme, c = kalk-alkali monzonitik (yüksek K' lu) yönseme, d = alkali yönseme.

İnceleme alanındaki granitoidler Doğu Pontidler'de çok geniş bir alanda görülen Geç Kretase (Eosen?) yaşlı granitoidler ile deneştirilebilir. Bu granitoidlerden bazıları Kaçkar granitoyidi (Çoğulu, 1975), Zigana granitoyidi (Yalçınalp, 1992; Karşlı, 1996), Torul granitoyidi (Kaygusuz, 2000), Harşit granitoyidi (Gedikoğlu, 1978; Ceryan, 1999) ve Sarıhan granitoyidi (Aslan, 1998) şeklinde sıralanabilir.

3.1.10. Yağmuralan Formasyonu (Eosen)

3.1.10.1. Ad, Yayılım ve Topografik Görünüm

Birimin adı inceleme alanının güneybatısındaki Kılıçkaya Beldesi'ne bağlı Yağmuralan Mahallesi'nden türetilmiştir. İnceleme alanındaki bölümü Tortum G47-b1 paftası içerisinde yer alan birim 1.5 km genişliğindeki bir şerit halinde güneybatıdan inceleme alanına girerek Ormandibi Köyü'ne kadar devam eder. Birimin görüldüğü yerleri güneybatıdan kuzeydoğuya doğru Yağmuralan Mahallesi ve Ormandibi Köyü ve olarak sıralayabiliriz.

Yağmuralan formasyonunun inceleme alanında içerisinde kalan bölümü tamamen tortulardan meydana geldiğinden en düşük rölyefteki alanları oluşturur. Taban seviyelerinde yer alan marn ve kireçtaşları gri renklerde bunların üzerine gelen kilttaşları ve kumtaşları ise kirliliği gri veya siyah renklerde dir.

3.1.10.2. Alt-Üst Sınırlar, Kalınlık

Yağmuralan formasyonu, Yusufeli formasyonunun kırmızı renkli kireçtaşı marn, silttaşı ve kumtaşları üzerine bağlayıcısı kırmızı renkli malzemedir meydana gelen ve çoğunlukla kireçtaşı çakıllarından oluşan taban konglomerası ile uyumsuz olarak gelir. Bu uyumsuzluk aşıl uyumsuzluk niteliğindedir. Alttaki Yusufeli formasyonuna ait tabakaların eğim yönleri ile Yağmuralan formasyonuna ait tabakaların eğim yönleri aynı yöne doğru fakat eğim değerleri daha büyüktür. Birim üstten Kınalıçam volkanik karmaşığı ile tektonik dokanıklıdır. İspir-Yusufeli bindirmesi iki birim arasındaki dokanağı oluşturur. Kınalıçam volkanik karmaşığı kuzeydoğu doğrultulu bu fay yüzeyi üzerinde kuzeybatıya doğru Yağmuralan formasyonu üzerine itilmiştir. Birimin stratigrafik kesitten ölçülen kalınlığı 324 m dir.

3.1.10.3. Referans Kesit

Birimin tip kesiti inceleme alanı sınırları içerisinde yer almaz. İnceleme alanı içerisinde kalan kısmı üstten eksik olarak bulunur. İspir-Yusufeli Bindirmesi boyunca Kınalıçam volkanik karmaşığı Yağmuralan formasyonu üzerine itilmiştir. Bu nedenle birimin inceleme alanı içerisinde kalan kısmının referans kesiti, Ormandibi-Yağmuralan yol ayrımından İspir Yusufeli bindirmesine kadar yaklaşık güney yönünde çıkarılmıştır (Pafta G47-d1, Başlangıç: Enlem = 41° 32' 46", Boylam = 40° 42' 36"; Bitiş: Enlem = 41° 32' 44", Boylam = 40° 41' 56").

Yağmuralan formasyonu çoğunlukla kireçtaşı çakıllarından meydana gelen taban konglomerası ile Yusufeli formasyonu üzerine gelir (6 m). Bunu yer yer kumtaşı ve kireçtaşı seviyeleri içeren kilitaşı-marn ardışımı izler (72 m). Bunlar bol nummulit fosilleri içeren çamurtaşı ve kumtaşlarına geçer (39 m). Bunlarda yer yer kumtaşı ve marn seviyeleri içeren kilitaşlarına geçer. Bunların üzerine Kınalıçam volkanik karmaşığı tektonik olarak gelir.

3.1.10.4. Fosil İçeriği ve Yaş

Birim içerisinde alınan bireysel nummulit örnekleri ve nummulitli kireçtaşlarında tespit edilen *Nummulites aff. Beaumonti d' Archia* ve *Hoime* (B formları), *Discocyclina sp.* *Nummulites sp.* fosillerine göre birimin yaşı Orta-Üst Lütésiyan olarak tespit edilmiştir (Tayın Dr. Sefer Örçen, MTA Enstitüsü, Ankara).

3.1.10. 5. Deneştirme

Birim Doğu Pontidler'de Eosen yaşlı, transgresif nitelikli, iri ve ince kırıntılılardan meydana gelen bol fosilli birimler ile deneştirilebilir. Bu birimler; Ladik-Niksar yöresinde Ladik formasyonu (Öztürk, 1979), Reşadiye yöresinde Kuzbağı konglomerası, Çalyaylası kireçtaşı Kabaklık formasyonu (Seymen 1975), Gümüşhane yöresinde Alibaba formasyonu (Tökel 1972), Ardanuç yöresinde Kızılıcık formasyonu (Özsayar ve diğ., 1982), Olur yöresinde Dağdibi formasyonudur (Bozkuş, 1990).

3.1.11. Yamaç Molozu, Taraça ve Alüvyon

İnceleme alanındaki yamaç molozları İşhan Köyü ve çevresi hariç genellikle küçük yüzeylemeler halindedirler. Genellikle tek tip litolojiye sahiptirler. Yaklaşık 4 km² lik bir alanı kapsayan İşhan yakınındaki yamaç molozu tamamen kireçtaşı parçalarından oluşmaktadır (Bkz Şekil 3.1). Hamurkesen formasyonu üzerine gelen Berdiga formasyonuna ait kireçtaşı parçaları uyumsuz olarak genellikle Hamurkesen Formasyonu'nun kumtaşı, marn ve kilaşları ve yer yerde Kınalıçam volkanik karmaşığı üzerine oturmaktadır. İşhanın doğusundan geçen kuru vadide yamaç molozlarının peri bacaları şeklinde 2-3 m çapında ve 5-6 m yüksekliğinde konik yükselteler oluşturdukları görülür.

Taraça ve alüvyonlar Oltu Çayı, Tortum Çayı, Barhal Çayı ve Çoruh Nehri boyunca genellikle 50 - 150 m genişliğindeki alanlarda görülür. Bununla birlikte Tortum Çayı boyunca Kayadibi Boğazı'ndan Olur-Oltu yol ayrımına kadar olan kesimde ve Olur Çayı boyunca dere yataklarının yer yer 300 m' ye yaklaşan genişliklere ulaştıkları görülür. Bu nedenle Sera alanları ve meyve bahçeleri bu kısımlarda yaygındır. Taraçalar Tortum Çayı boyunca Olur-Oltu yol ayrımı ile Su kavuşumu arasında kara yolu boyunca yer yer görülürler. Tortum Çayı'ndan yükseklikleri yer yer 50-60 m ye kadar çıkmaktadır.

3.2. Yapısal Jeoloji

3.2.1. Giriş

İnceleme alanındaki Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler içerisinde tabakalanmanın yanısıra Hersiniyen ve Alp orojenezlerinin ürünleri olan uyumsuzluklar kıvrım ve kırıklı yapılar bulunmaktadır. Değişik tür yaş ve konum gruplarına ait bu yapısal unsurlar aşağıda ayrıntılı olarak incelenecektir.

3.2.2. Uyumsuzluklar

İnceleme alanında orojenik dönemlere bağlı olarak gelişmiş iki tane büyük uyumsuzluk bulunmaktadır. Bunlardan ilki Hersiniyen orojenezine bağlı olarak Paleozoyik birimleri ile Mesozoyik birimleri arasında gelişmiştir. Metamorfik kayalar ve magmatik derinlik kayaları ile tabakalı ve tabakasız birimler arasında gelişen bir uyumsuzluktur. Paleozoyik yaşlı Karadağ metamorfikleri, Demirkent plütunu ve Sebzeçiler granitoyidi ile Liyas yaşlı Kınalıçam volkanik karmaşığı ve Hamurkesen Formasyonu arasında yer almaktadır. Hersiniyen temel durumundaki Paleozoyik yaşlı birimler inceleme alanının büyük bir bölümünde Kınalıçam volkanik karmaşığı, Morkaya Köyü ve Karadağ civarında ise Hamurkesen Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Bkz Ek-1). Bununla birlikte temel durumundaki kayalar ile Liyas yaşlı birimler arasındaki sınırda taban konglomasına rastlanmamıştır. Bu durum üste gelen birimlerin çoğunlukla volkanik olmasından kaynaklanabilir. Bununla birlikte Hamurkesen Formasyonu'nun kumtaşları ve çakıltaşları içerisinde Paleozoyik yaşlı Karadağ metamorfikleri ve Sebzeçiler granitoyidine ait kayalar parçalarına rastlanmaktadır. Bu durum temel durumundaki Karadağ metamorfikleri ve Sebzeçiler granitoyidi kayalarının Liyas öncesinde yükseldiklerini ve Liyas yaşlı birimlere malzeme verdiklerini göstermektedir. İnceleme alanında Permian ve Triyas devirlerine ait birimlerin olmayışı aşınma uyumsuzluğunun yaklaşık 80 milyon yıllık bir süreye karşılık gelebileceğini gösterebilir.

İnceleme alanındaki ikinci uyumsuzluk Geç Kretase yaşlı Yusufeli formasyonu ile Eosen yaşlı Yağmuralan formasyonu arasında görülmektedir. Geç Kretase yaşlı Yusufeli

formasyonunun kırmızı renkli kumtaşı silttaşı ve kireçtaşları üzerine Yağmuralan formasyonu taban konglomerası ile gelmektedir. Taban konglomerasının çakılları çoğunlukla kırmızı renkli kireçtaşı, kumtaşı ve yer yerde volkanik çakıllardan meydana gelmektedir. Bağlayıcısı ise yine kırmızı renkli silt ve kum boyutu malzemeden oluşur. Uyumsuzluk tabakalı birimler arasında geliştiğinden aşıl uyumsuzluk niteliğindedir. Ancak alttaki tabakalar ile üstteki tabakalar arasında büyük bir açı söz konusu değildir. Güneydoğuya eğimli Yusufeli formasyonuna ait tabakalar üzerine yine aynı yöne doğru fakat biraz daha düşük veya aynı eğimle Yağmuralan formasyonu gelmektedir. Yağmuralan formasyonu alt kısımlara yakın nummulitli kireçtaşı, marn ve kumtaşı seviyeleri ile karakteristiktir.

3.2.3. Tabakalar

İnceleme alanının büyük bir bölümünde tabakalı yapıya sahip birimler yüzeyler. Kınalıçam volkanik karmaşığında sonra oluşan bu birimlerden Hamurkesen ve Yusufeli formasyonları tabakalı kayaçların yanısıra masif seviyeler ve stoklar halinde volkanitler içerirken, Berdiga ve Yağmuralan formasyonları tamamen tabakalı kayaçlar içerir. Liyas yaşlı Hamurkesen Formasyonu tabakalı yapıya sahip en yaşlı birimdir. Birim, yine Liyas yaşlı Kınalıçam volkanik karmaşığı üzerine kumtaşları ile uyumlu olarak gelir. Kumtaşı, marn, kiltası ve yer yer de volkanik ara seviyelerin ardışımından meydana gelen birim içerisinde, kumtaşları çoğunlukla kalın tabakalıdır. Marn ve kiltaları ince tabakalı; volkanikler ise genelde masif yapıdadır. Üst seviyelere doğru marn ve kiltalarına geçen Hamurkesen Formasyonu içerisindeki tabakaların kalınlıklarında gittikçe azalmaktadır.

Berdiga Formasyonu tabandan orta seviyelerdeki çört ve çörtlü kireçtaşlarına kadar olan kesimde orta-kalın tabakalıdır. Tabaka kalınlıklar 20-70 cm arasında değişir. Bunlar içerisinde yer yer 5-10 cm lik seviyeler halinde kiltalarına da rastlanır. Orta seviyelerdeki çört ve çörtlü kireçtaşları ise masif tabakalıdır. Tabaka kalınlıkları 10 m' ye kadar çıkabilmektedir. Ancak yakından incelendiğinde bu masif tabakaların 10-20 cm kalınlıklarında çört ve çörtlü kireçtaşı ardışımından oluştuğu görülmektedir. Çört seviyeleri çörtlü kireçtaşları içerisinde genellikle sürekliliği olmayan budinler şeklindedir. Berdiga formasyonu içerisindeki tabakaların kalınlıkları da genel olarak üste ve inceleme alanının güneyine doğru azalmaktadır.

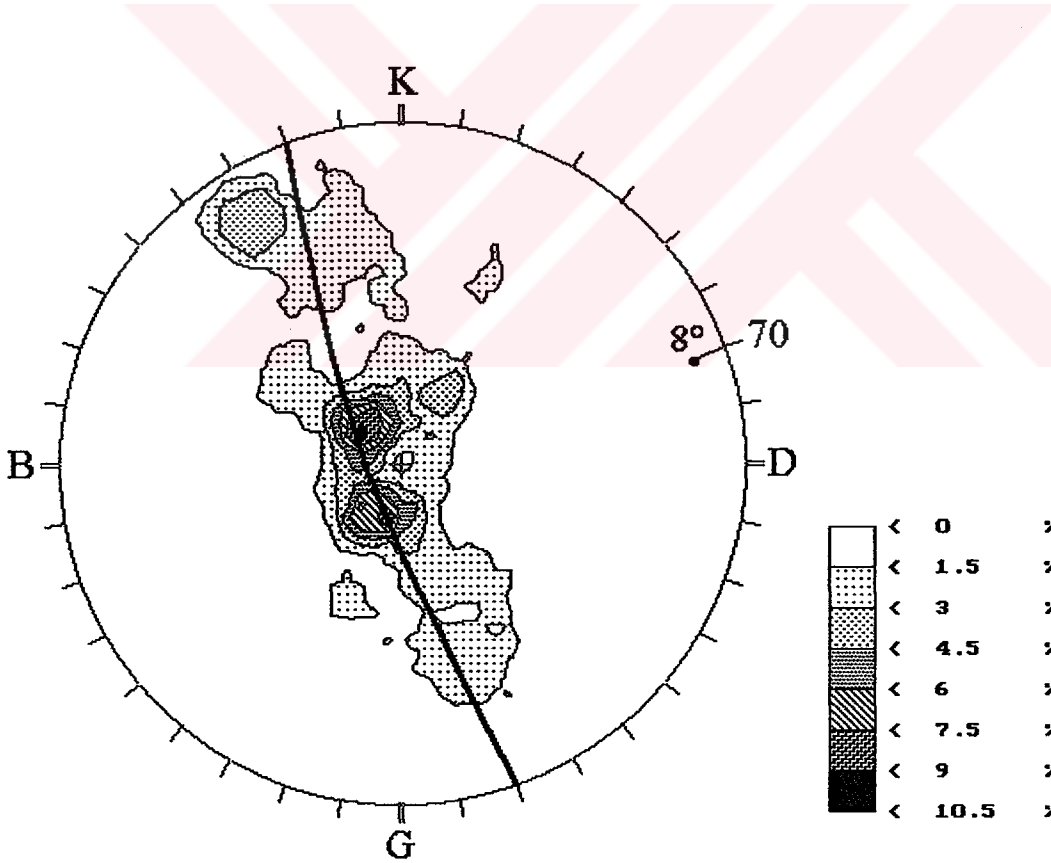
Yusufeli formasyonu türbiditik özellik gösteren Üst Kretase birimidir. Çakıltası ve kumtaşlarının kalın ve masif seviyeler oluşturduğu birim içerisinde kıltaşı, marn ve kireçtaşları ince tabakalıdır. Bu nedenle çakıltası ve kumtaşları birim içerisinde belirgin kornişler oluşturur. Volkanikler ise masif seviyeler halindedir. Çağlayan referans kesitinde orta seviyelerindeki çört ve çörtlü kireçtaşlarına kadar olan kesimde genel olarak ince-orta tabakalı kumtaşı, marn, kireçtaşı ve kıltaşlarından oluşur. Buradan itibaren üste doğru gittikçe tabaka kalınlıkları artan orta-kalın tabakalı ve yer yer masif kumtaşları yer alır. En üstte ise ince-orta tabakalı gri kireçtaşları görülür.

Hamurkesen, Berdiga ve Yusufeli formasyonları birbiri üzerine uyumlu olarak geldikleri ve aynı deformasyonlara maruz kaldıklarından inceleme alanının her yerinde benzer konumlara sahiptirler. Kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı olarak iki ayrı yerde görülen Hamurkesen Formasyonu genel olarak K20-40D doğrultulu ve güneydoğuya eğimli tabakalardan meydana gelmektedir. Tabakaların eğim değerleri birimin kuzeybatıdaki bölümünde genel olarak 65-85, güneydoğudaki bölümünde ise 30-60 arasındadır. İnceleme alanının güney ve güneydoğusunda Hamurkesen Formasyonu üzerine gelen Berdiga ve onunda üzerine gelen Yusufeli formasyonları Hamurkesen formasyonu ile benzer konumlara sahiptir. Ancak Tortum Gölü ve Kınalıçam Köyü arasında kalan kesimde Berdiga Formasyonu'ndaki tabakalar bu genel duruma uymazlar. Burada tabakalar kısa mesafelerde değişim gösterirler ve genel olarak K65-75D/20-30KB ve K65-75D/20-30GD konumludurlar (Bkz Ek-1). Yusufeli formasyonunun inceleme alanının batı ve güneybatı kesimlerinde görülen bölümü ve Yağmuralan formasyonu ise genel olarak K10-40D/30-50 GD konumlu tabakalardan meydana gelmektedir .

3.2.4. Kıvrımlar

İnceleme alanında biri antiklinal diğeri senklinal olmak üzere iki tane büyük ölçekli kıvrımlı yapı bulunmaktadır. Bunların ilki merkezi kısmında Paleozoyik yaşlı Karadağ metamorfileri, Demirkent Plütunu ve Sebzeçiler granitoidini bulduran Çoruh Nehri antiklinali, ikincisi ise bunun daha doğusunda yer alan Çağlayan senklinalidir. Ancak Çoruh Nehri antiklinalinin kuzeybatı kanadı Demirkent bindirmesi tarafından kırıldığından kıvrım

bir bütün olarak görülememektedir. Çoruh Nehri Antiklinali ve Çağlayan Senklinalinin eksen duruşları birbirine paralel ve yaklaşık K 40 D/0 dır. Bu nedenle Bindirme faylarının doğrultuları ile kıvrım eksenleri yaklaşık birbirine paraleldir. Çoruh Nehri antiklinali boyunca Paleozoyik yaşlı Karadağ metamorfikleri, Demirkent plütünü ve Sebzeciler granitoyidi, Çağlayan senklinal boyunca da Geç Kretase yaşlı Yusufeli formasyonu yüzeylemektedir. Bunlardan başka Ormandibi Köyü kuzeyinde bir antiklinal görülmektedir. Kıraç Tepe antiklinali olarak adlandırılan yapının merkezi kısmında Malm-Alt Krease yaşlı Berdiga ve yer yer Liyas yaşlı Hamurkesen formasyonu, dış kısımlarında ise Geç Kretase yaşlı Yusufeli formasyonu yer alır. Kıvrım ekseninin konumu yaklaşık D-B/0 dır. Bunların dışında özellikle Berdiga Formasyonu'nda küçük ölçekli ve kıvrım eksenleri yer yer birbirine dik kıvrımlar görülmektedir. Bu kıvrımlar özellikle Tortum Gölü'nün 3 km kuzeyinden başlayarak Erzurum-Artvin karayolu boyunca Kınalıçam Köyü'ne kadar olan 7 km lik mesafede yer



Şekil 3.42. Tortum Gölü ile Kınalıçam arasında Berdiga Formasyonundan alınan tabaka ölçülerine göre hazırlanan kontur diyagramı (246 ölçü)



Şekil 3.43. Berdiga Formasyonu kireçtaşlarında görülen dom şeklindeki antikalinal (fotoğraf Kışla mezrasından güneydoğu yönünde çekilmiştir)



Şekil 3. 44. Yusufeli formasyonu içerisindeki kıltaşı ve marnlarda ters faya bağlı olarak gelişmiş küçük ölçekli antikalinal (fotoğraf Hazuket Mahallesi'nin güneyinden alınmıştır)

alırlar. Çağlayan senklinalinin güneydoğuya eğimli kuzeybatıdaki kanadı üzerinde gelişmişlerdir. Dalga boyları genellikle 20 - 100 m, amplitütleri (yükseklik) ise 5-10 m arasında değişmektedir. Kınalıçam Köyü'ne yaklaşıldıkça kıvrımların sıklıklarının arttığı ve dolayısı ile amplitüd ve dalga boylarının azaldığı görülür. Bu durum Kınalıçam Köyü civarında Malm-Alt Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu'nun Üst Kretase birimleri üzerine itilmesine sebep olan Kınalıçam bindirmesinden kaynaklanmıştır. Sayıları yaklaşık 120 civarında olan kıvrımların Erzurum-Artvin Devlet karayolu boyunca kanatlarından alınan 246 tabaka ölçüsü alınmıştır. Bu ölçülere göre hazırlanan kontur diyagramında, kıvrım eksenlerinin ortalama K70D/8 konumlu olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.42). Bunların dışında karayolu boyunca kıvrım eksenleri bunlara dik kıvrımlarda söz konusudur. Az sayıdaki bu kıvrımlar eksen yönünde antiklinal ve senklinal şeklinde devam ederler (Bkz Ek 1). Benzer bir durum Morkaya köyünün 3 km kadar doğusundaki Kışla Mezrası'nda görülmektedir. Burada Berdiga ve Yusufeli formasyonlarında yaklaşık birbirine dik bir senklinal ve bir antiklinal gelişmiştir (Bkz Ek 1). Ayrıca senklinalin güneyindeki antiklinal üzerinde de kıvrım eksenleri antiklinalin eksenine yaklaşık dik ve her iki tarafa doğru dalımlı dom ve havza şeklinde kıvrımlar gelişmiştir (Şekil 3.43). Bütün bunların dışında Berdiga ve Yusufeli formasyonları içerisinde küçük ölçekli ters faylara bağlı olarak gelişen küçük kıvrımlar da bulunmaktadır. Bunlarda ters faylar tipik olarak antiklinallerin merkezi kısımlarında son bulmaktadırlar (Şekil 3.44).

3.2.5. Kırıklı Yapılar

Yusufeli yöresinde kırık tektoniği etkin biçimde gelişmiştir. İnceleme alanındaki kayalar, Geç Kretase' den Eosen sonuna kadar kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu basınç gerilmeleri etkisi altında gelişmiş faylı ve çatlaklı yapılar içerir.

3.2.5.1. Faylar

Üst Kretase'nin ortalarından sonra sıkışma rejiminin etkisi altına giren inceleme alanı ve Doğu Pontidler'de Eosen sonrasında kısalma meydana gelmiştir. Bu kısalmanın verileri inceleme alanında bindirme fayları ve kıvrımlar şeklinde görülmektedir (Şekil 3.45).

Doğu Pontidler’de sıkışma tektoniğine bağlı olarak Eosen sonrasında Niksar-İspir-Yusufeli-Ardanuç hattında görülen büyük ölçekli bir bindirme fayı gelişmiştir. İnceleme alanının güneyinde yüzeyleyen Liyas yaşlı Kınalıçam volkanik karmaşığı bu fay yüzeyi boyunca Eosen yaşlı Yağmuralan formasyonu üzerine itilmiştir. Bu fay aynı zamanda Doğu Pontidler’i kuzey ve güney olmak üzere iki kısma ayıran sınırı oluşturmaktadır (Osswald, 1912; Arni, 1939). İnceleme alanına güneybatıdaki Yağmuralan Mahallesi civarından giren Niksar-İspir-Yusufeli-Ardanuç fayı kuzeydoğu doğrultusunda devam etmektedir. Ormandibi Köyü yakınlarına gelindiğinde ise üç kola ayrılmaktadır (Bkz Ek 1). Bunlardan en batıdaki kol Yusufeli bindirmesi, kuzeydoğu yönünde Ardanuç’a doğru devam eden ortadaki kol Demirkent bindirmesi, doğudaki kol ise Kınalıçam bindirmesi olarak adlandırılmıştır. Genel olarak kuzeydoğu doğrultulu bu faylar güneydoğuda kalan blokları kuzeybatı yönünde taşımışlardır.

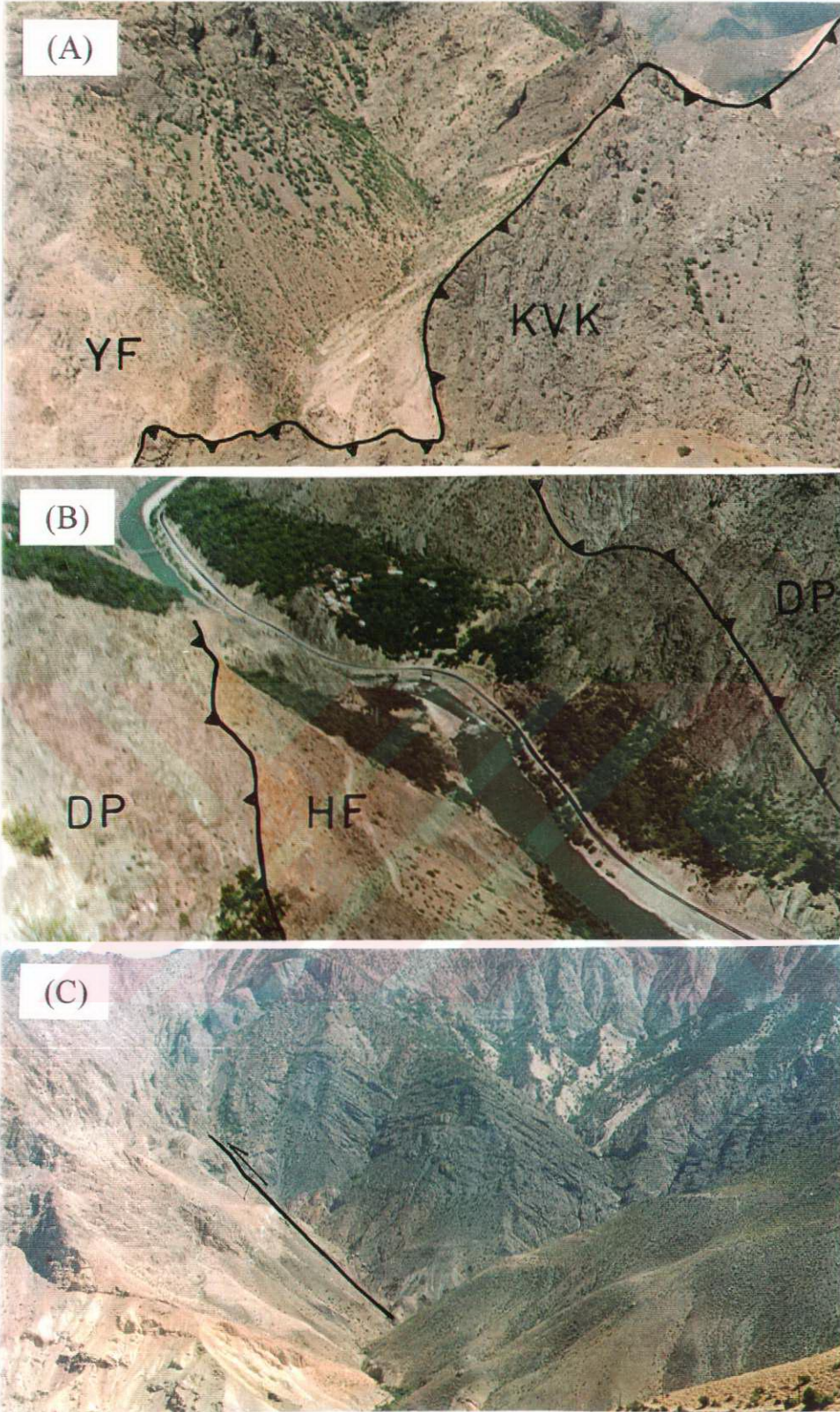
Yusufeli bindirmesi: İnceleme alanının batısında Üst Kretase yaşlı Yusufeli formasyonu ile Kınalıçam volkanik karmaşığı arasındaki dokanağı oluşturan bindirme fayıdır. Ormandibi, Hazuket kuzeyi ve Yusufeli’ nin doğusundan geçerek kuzeye doğru Mınathev, Mutlugün ve Çıralıköy istikametinde devam eder (3.47A). Kınalıçam volkanik karmaşığı bu fay yüzeyi üzerinde kuzeybatıya doğru hareket ederek Yusufeli formasyonu üzerine bindirmiştir. Fay hattı üzerinde doğrudan fay yüzeyinin eğimini verecek fay aynalarına rastlanmamıştır. Topografyadaki izinini eşyükseklik eğrilerini kestiği noktalardan yararlanarak bulunan eğimi 35° dir. Ancak bindirme faylarının yüzeye yaklaşıldıkça dikleştikleri düşünüldüğünde Yusufeli fayının eğim derecesi daha düşük olmalıdır.

Demirkent bindirmesi: Demirkent bindirmesi ormandibi köyü yakınlarında üç kola ayrılan Niksar-İspir-Yusufeli-Ardanuç fayının ana koludur. Yaklaşık K40D doğrultulu bu fay Karadağın kuzeybatısı, İrmakyanı ve Legvan Dağının doğusundan geçerek Havuzlu Köyü ve Demirkent beldesine doğru devam eder. Demirkentin kuzeyinden inceleme alanı dışına çıkan fay yaklaşık K40D yönünde Ardanuç’a doğru uzanır (3.47B). Karadağ’dan Demirkent’e kadar olan bölümünde ise Karadağ metamorfileri ve Demirkent plütunu ile Hamurkesen Formasyonu arasındaki tektonik sınıra karşılık gelir. Karadağ Metamorfileri ve Demirkent plütunu kuzeybatıya doğru Hamurkesen Formasyonu üzerine itilmiştir.

Demirkent fayının Havuzlu ve Demirkent arasında kalan bölümünün topografyadaki izinin eş yükseklik eğrilerinin kestiği noktalardan yararlanarak hesaplanan eğim açısı yaklaşık 10° dir. Fayın, İrmakyanı mahallesinden havuzlu köyüne kadar olan kısmında sınırı genellikle düz olduğundan eğim derecesi hakkında fikir vermemektedir.

Kınalıçam bindirmesi: Ormandibi köyü civarında Niksar-İspir-Yusufeli-Ardanuç fayından kuzeydoğuya doğru ayrılan bir koldur. Morkaya, Kınalıçam, Olur-Erzurum yol ayrımı ve İşhan'ın batısından geçen hat boyunca devam eder (3.47 C). İnceleme alanının büyük bir bölümünde yaklaşık K40D doğrultuludur. Ormandibi'nden Morkaya'ya kadar olan bölümü Kınalıçam volkanik karmaşığı ve Hamurkesen Formasyonu içerisinde kalır. Morkaya'dan Olur-Erzurum yol ayrımına kadar olan bölümünde ise Berdiga formasyonuna ait mikritik kireçtaşlarını Geç Kretase yaşlı Yusufeli formasyonunun kırmızı renkli tortuları üzerine itmiştir. Olur-Erzurum yol ayrımından kuzeydoğuya doğru devam eden bölümünde ise fayın etkinliği giderek azalır.

Bunların dışında Berdiga ve Yusufeli formasyonları içerisinde küçük ölçekli ters faylar da bulunmaktadır. Bunların bir grubu küçük kıvrımlar ile birlikte bulunurlar. Özellikle Yusufeli formasyonunun kıltaşı, marn ve silttaşı ardışımalarında görülen bu faylar tipik olarak antiklinallerin merkezi kısımlarında veya devrik kanatlarında son bulmaktadırlar. Şekil 3.45 C' de Kınalıçam bindirmesinden ayrılan bindirme kolu ve üstteki Berdiga kireçtaşlarında meydana getirdiği antiklinal görülmektedir. İkinci grup küçük ölçekli ters faylar ise dubleks yapıları şeklindeki ters faylardır. Berdiga formasyonunda gözlenen bu faylar yatay kesme zonları içerisinde yer alırlar. Bunlar bir tabakanın kademeli bir şekilde kendi üzerine itilmesi şeklinde oluşmuşlardır. Bu yapılar forelanda (ön ülke) ve hinterlanda (arka ülke) dalımlı dubleksler ve antiformal yığılımlar şeklinde sınıflandırılmaktadırlar (Boyer ve Elliot, 1982). Bu sınıflamaya göre inceleme alanındaki dubleksler, kesme gerilmeleri ile zıt yöne eğimli olduklarından hinterlanda dalımlı dubleksler şeklinde uymaktadırlar (Şekil 3.46).



Şekil 3.45. İnceleme alanı içerisindeki bindirme-ters faylara ait görüntüler: A)- Yusufeli Bindirmesi; fotoğraf Sumbated Mahallesi'nden kuzeybatı yönünde, B)- Demirkent Bindirmesi; fotoğraf Havuzlu Köyü'nden kuzeydoğu yönünde, C)- Kinalıçam Bindirmesi'nden ayrılan kolun Berdiga Formasyonunun kireçtaşlarında meydana getirdiği antiklinal; fotoğraf Kinalıçam Köyü'nden güneydoğu yönünde alınmıştır; YF: Yusufeli formasyonu, KVK: Kinalıçam volkanik karmaşığı, HF: Hamurkesen Formasyonu, DP: Demirkent Plütönu



Şekil 3.46. Berdiga Formasyonu kireçtaşlarında dubleks şeklinde gelişen küçük ölçekli faylar. Bunlar bir tabakanın kademeli bir şekilde kendi üzerine itilmesi ile oluşurlar (fotoğraflar Morkaya Bahçeleri' nin güney ve kuzeyinden doğu ve batı yönünde alınmıştır)

3.2.5.2. Çatlaklar

İnceleme alanı Alpin orojenik kuşağında yer aldığından bütün birimlerde çatlaklı yapılar gelişmiştir. Gabroyik Demirkent plütönu kayaçlarında gelişen, yaklaşık kuzey-güney doğrultulu ve Sebzeçiler granitoyidi kayaçları ile dolgulu çatlaklar muhtemelen Hersiniyen orojenezine bağılı olarak gelişmiş Jura öncesi yaşlı kırıklardır. Bu bakımdan Sebzeçiler granitoyidi büyük bir bölümündeki çizgisel yüzeyleme şekli ile kırık kontrollü bir stoktur. Bunların dışında kalan ve bütün kayaçlarda çok sıklıkla görülen diğere çatlaklar Alpin orojenine bağılı olarak muhtemelen Eosen sonrasında gelişmişlerdir. Bütün kayaç guruplarında en az iki çatlak sisteminin geliştiğı gözlenmiştir. Özellikle Kınalıçam volkanik karmaşığı ve Yusufeli formasyonlarına ait volkanitlerde genelde 3, yer yer de 4 adet çatlak sisteminin varlığı tespit edilmiştir. Demirkent plütönu, Sebzeçiler granitoyidi ve Berdiga Formasyonu'ndan alınan çatlak ölçülerinde belirgin olarak guruplanmalar sağlanırken, Kınalıçam volkanik karmaşığı ve Yusufeli formasyonundan alınan ölçülerde bu özellik kısmen sağlanabilmiştir. Bu durum ölçü alınan noktalarda birinci derecede gelişmiş çatlak sistemleri ile ikinci derecede gelişmiş çatlak sistemlerinin birbirinden ayırt edilemeyeşinden ve gerekli yoğunlukta ölçü alınamayışından kaynaklanmış olabilir.

3.3. Jeokimya

3.3.1. Giriş

Bu bölümde inceleme alanında yüzeyleyen kayaçların ana, iz ve nadir toprak element içerikleri belirlenerek jeokimyasal özellikleri ortaya konulmuştur. Mesozoyik birimlerinden Karbonifer yaşlı Karadağ metamorfite köken kayaçları ve tektonik ortamları bakımından değerlendirilmiş, Jura öncesi yaşlı Demirkent plütünü ofiyolitik ve ada yaylarının kök zonu mafik kayaçları ile, Sebzeçiler granitoidi ise plajiyogranitler ve kıtasal granitoidler ile karşılaştırılmıştır. Mesozoyik birimlerinden Liyas yaşlı Kınalıçam volkanitleri ve Üst Kretase yaşlı Yusufeli formasyonu içindeki volkanitler (Yusufeli volkanitleri) de jeokimyasal özellikleri ve tektonik ortamları bakımından değerlendirilmiştir.

3.3.2. Karadağ Metamorfite

Metamorfite jeokimyasal özelliklerini, jeotektonik ortamlarını değerlendirmek ve kaynak alanlarını belirlemek amacıyla gnays, şist ve amfibolitlerden derlenen 29 örneğin kimyasal analizleri yapılmıştır. Gnays-şist ve amfibolitler olmak üzere iki kısımda incelenecek olan metamorfite ana ve iz element analizleri ile Niggli parametreleri Çizelge 3.19' de, nadir toprak element analizleri de Çizelge 3.20' da verilmiştir.

3.3.2.1. Gnays ve şistler

Gnays ve şistlerin SiO_2 (% 58.8-76.8) içerikleri yüksek ve geniş bir değişim aralığına sahiptir. Fe_2O_3^* (% 0,9-8,6) içerikleri bütün örneklerde MgO (% 0.3-3) içeriklerinden ve Na_2O (% 0.8-6.) içerikleri de genellikle CaO (% 0.2-4.7) içeriklerinden yüksektir. Ancak plajiyoklasın yanında genellikle ikincil epidot ve kısmen de amfibol içeren örneklerde (Örnek No. 488, 652), CaO içerikleri Na_2O içeriklerinden daha yüksektir. K_2O (% 0.5-3) içerikleri iki örnek dışında (Örnek No.312, 491) genellikle Na_2O içeriklerinin yarısı kadardır. Bu iki örnek biyotit bakımından oldukça zengin, plajiyoklas bakımından ise fakirdir. ACF diyagramında (Şekil 3.47) gnays ve şistlerin mineralojik bileşimleri ile kimyasal bileşimleri

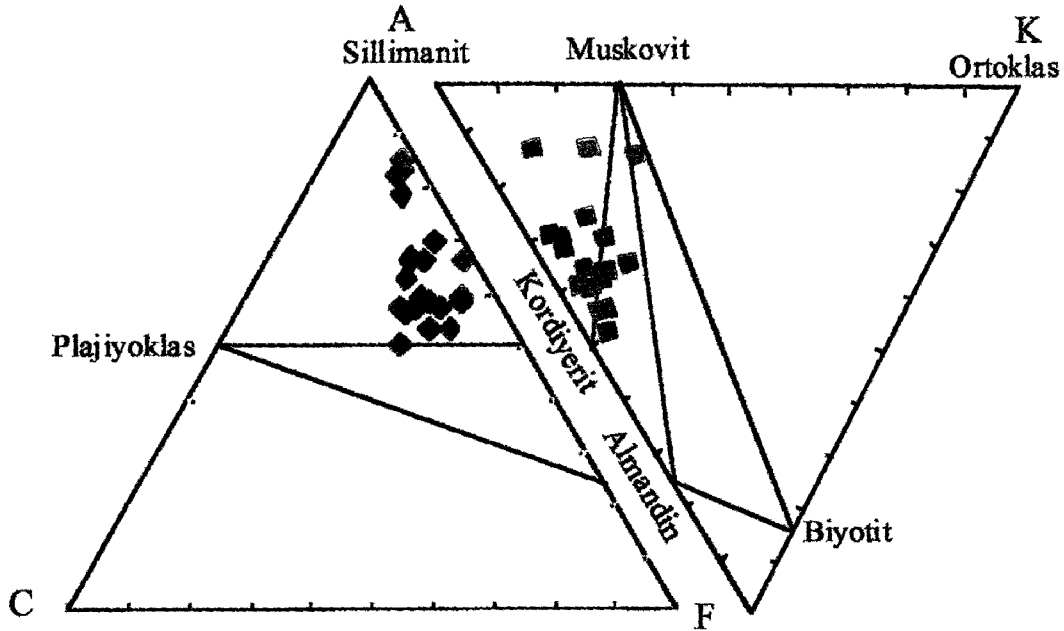
Çizelge 3.19. Karadağ metamorfiteeri gnays ve şistlerinin ana (%) ve iz (ppm) element analizleri ile Niggli parametreleri

Örn. No	39	312	330	483	485	486	488	490	491	508
SiO ₂	74,96	65,56	67,51	65,91	67,97	71,49	72,01	66,48	71,27	74,81
TiO ₂	0,02	0,91	0,4	0,78	0,37	0,48	0,45	0,71	0,72	0,06
Al ₂ O ₃	14,53	15,75	15,6	14,67	15,97	13,92	11,76	15,14	12,55	14,62
Fe ₂ O ₃ *	1,23	6,45	4,58	5,54	3,23	2,74	3,63	5,47	5,2	0,93
Fe ₂ O ₃	0,26	2,3	1,4	1,47	1,22	0,89	0,77	1,08	1,36	0,17
FeO	0,97	4,15	3,18	4,07	2,01	1,85	2,86	4,39	3,84	0,76
MnO	0,13	0,13	0,14	0,07	0,05	0,04	0,05	0,08	0,08	0,01
MgO	0,29	2,68	1,4	2,6	1,64	1,54	2,24	2,77	1,98	0,48
CaO	0,48	0,29	2,51	1,13	1,68	1,04	3,39	2,85	0,86	0,21
Na ₂ O	4,77	0,86	4,12	3,49	6,22	5,37	3,21	3,62	1,51	6,03
K ₂ O	2,03	2,98	0,76	1,51	0,57	0,69	0,47	0,86	2,44	0,93
P ₂ O ₅	0,21	0,05	0,2	0,14	0,19	0,05	0,02	0,04	0,02	0,04
A.kayıp	0,9	3,3	1,7	2,4	1,1	1,4	0,7	1,3	1,9	1,1
Toplam	99,55	98,96	98,92	98,24	98,99	98,76	97,93	99,32	98,53	99,22
Sr	15	43	312	85	130	156	133	248	50	52
Rb	-	-	-	25	21	16	22	26	45	13
Ba	93	1260	310	427	147	162	194	245	378	172
Th	-	-	-	15	4	47	1,2	15	17	5,6
Ta	-	-	-	1	0,85	0,70	0,74	0,62	1	0,50
Nb	6	6	12	9	8	7	5	11	10	8
Ce	50	80	67	55	50	202	50	102	85	50
Zr	20	242	136	266	194	303	132	210	257	36
Hf	-	-	-	6	3	7	1	6	9	2
Sm	-	-	-	5,7	3	12	0,5	5	5,9	2,5
Y	10	20	16	17	10	10	10	14	11	12
Yb	-	-	-	2,8	0,6	0,2	0,2	4,1	2,9	2
Cr	10	14	2	25	8	13	11	20	15	2
Ni	-	-	-	37	15	18	20	52	41	16
Co	-	-	-	13	6	5	10	18	17	3
Sc	-	-	-	<10	<10	<10	<10	12	<10	<10
al	51,76	42,91	41,27	38,18	41,48	42,05	34,10	36,10	39,78	51,39
fm	9,36	43,02	26,56	37,29	22,41	23,30	31,25	35,12	39,02	8,87
c	3,11	1,44	12,07	5,35	7,93	5,71	17,87	12,36	4,96	1,34
alk	35,77	12,64	20,10	19,19	28,17	28,94	16,78	16,42	16,24	38,40
al-alk	15,98	30,27	21,16	18,98	13,30	13,11	17,31	19,69	23,54	12,99
mg	0,28	0,43	0,35	0,46	0,48	0,50	0,53	0,48	0,41	0,48
k	0,22	0,70	0,11	0,22	0,06	0,08	0,09	0,14	0,52	0,09
p	0,54	0,10	0,38	0,26	0,35	0,11	0,04	0,07	0,05	0,10
ti	0,11	3,96	1,69	3,24	1,53	2,31	2,08	2,70	3,64	0,34
si	453,05	303,05	303,01	291,03	299,55	366,43	354,26	268,99	383,35	446,17

Çizelge 3.19' un devamı

Örn. No	510	519	524	525	527	646	648	649	650	652
SiO ₂	74,99	73,41	76,81	70,36	70,09	75,77	68,49	65,82	58,79	62,56
TiO ₂	0,08	0,54	0,19	0,66	0,44	0,03	0,64	0,77	0,81	0,65
Al ₂ O ₃	14,72	12,98	12,58	13,71	14,19	14,15	13,85	15,68	17,25	17,45
Fe ₂ O ₃ *	1,01	3,33	2,14	4,43	4,18	1,41	6,2	6,41	8,63	7,59
Fe ₂ O ₃	0,19	0,52	0,21	0,71	0,79	0,24	1,48	2,1	3,39	2,46
FeO	0,82	2,81	1,93	3,72	3,39	1,17	4,72	4,31	5,24	5,13
MnO	0,05	0,04	0,02	0,06	0,05	0,04	0,16	0,14	0,18	0,23
MgO	0,5	1,63	0,9	1,97	1,86	0,36	3,03	2,7	2,23	1,61
CaO	0,5	1,82	0,55	1,77	2,47	0,65	2,11	2,57	4,65	4,55
Na ₂ O	4,75	3,3	3,82	3,48	2,92	4,05	2,43	2,16	3,61	3,84
K ₂ O	2,02	0,84	1,31	0,82	1,44	2,83	1,16	1,9	1,18	0,8
P ₂ O ₅	0,07	0,02	0,1	0,16	0,1	0,13	0,01	0,09	0,34	0,38
LOI	0,8	1,8	1,3	2,1	2	1,1	2,3	2,1	1,5	0,7
Toplam	99,49	99,71	99,72	99,52	99,74	100,5	100,4	100,3	99,17	100,4
Sr	115	257	75	232	165	53	134	201	397	402
Rb	-	-	-	-	-	45	40	74	39	27
Ba	538	230	279	269	475	611	580	459	536	410
Th	-	-	-	-	-	1,3	5	16	1,7	1,5
Ta	-	-	-	-	-	2	0,81	1	0,6	0,75
Nb	4	8	10	7	10	11	10	11	5	4
Ce	50	201	50	51	70	50	61	111	61	63
Zr	33	249	48	178	208	42	177	196	134	171
Hf	-	-	-	-	-	2	6	6	4	5
Sm	-	-	-	-	-	2	2	6,1	4,1	3,9
Y	15	10	10	19	16	11	23	21	18	36
Yb	-	-	-	-	-	1,7	6,5	4	3	8,6
Cr	2	6	6	12	2	4	6	17	2	1
Ni	-	-	-	-	18	25	30	65	20	20
Co	-	-	-	-	11	3,5	14	18	12	9
Sc	-	-	-	-	12	10	21	16	13	12
al	51,88	41,26	47,31	39,40	39,82	50,55	35,14	37,52	34,10	36,56
fm	9,67	28,07	19,97	32,34	29,73	10,48	41,81	37,87	34,92	31,06
c	3,20	10,52	3,76	9,25	12,60	4,22	9,73	11,18	16,71	17,33
alk	35,24	20,14	28,96	19,00	17,85	34,74	13,32	13,42	14,26	15,05
al-alk	16,64	21,12	18,35	20,40	21,97	15,81	21,81	24,10	19,84	21,51
mg	0,46	0,47	0,43	0,44	0,44	0,31	0,46	0,43	0,32	0,27
k	0,22	0,14	0,18	0,13	0,25	0,31	0,24	0,37	0,18	0,12
p	0,18	0,05	0,27	0,33	0,20	0,33	0,02	0,15	0,48	0,57
ti	0,45	2,74	1,14	3,03	1,97	0,17	2,59	2,94	2,56	2,17
si	448,50	395,97	490,10	343,13	333,72	459,31	294,82	267,26	197,21	222,41

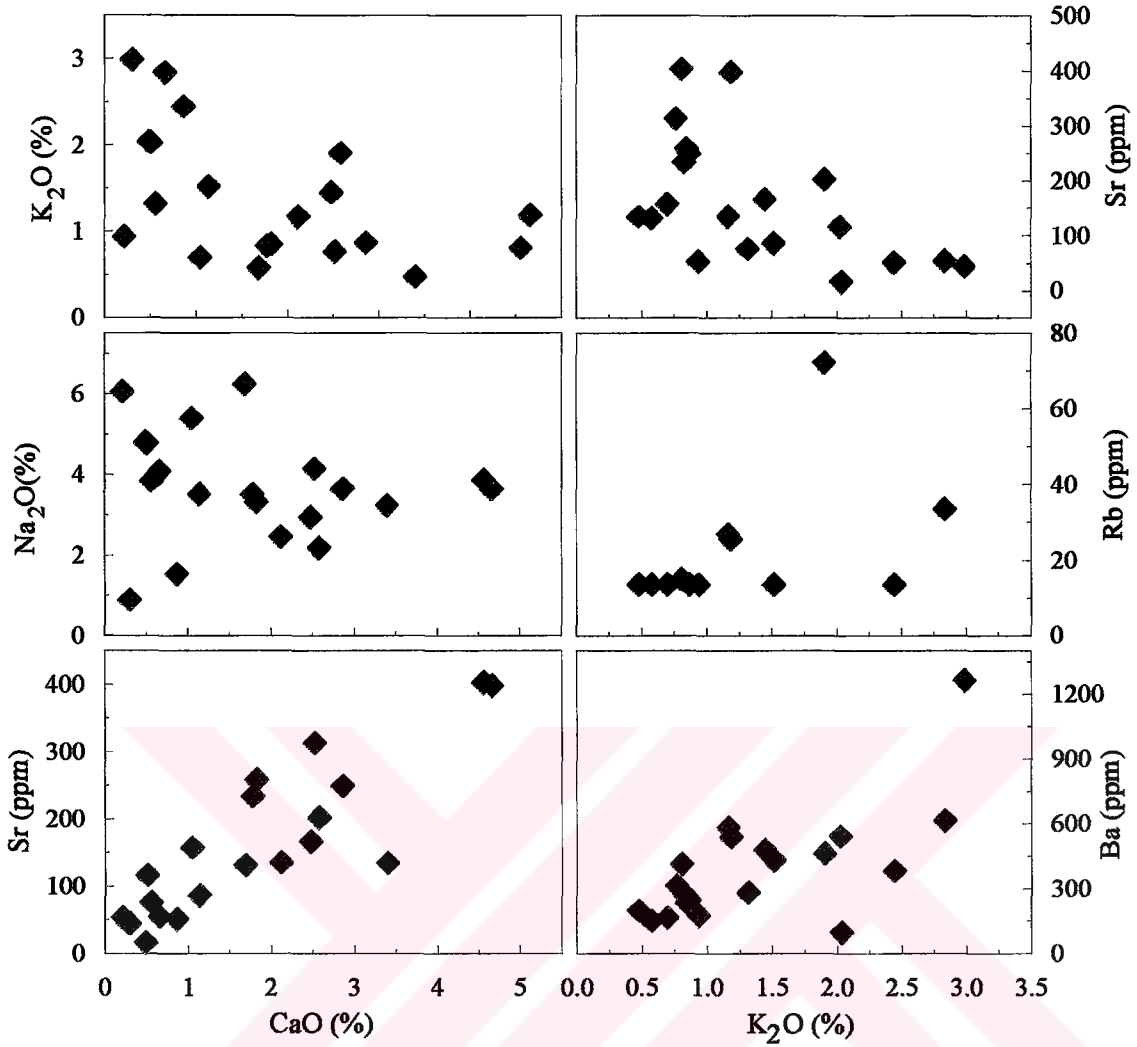
* toplam Fe₂O₃



Şekil 3.47. Gneys ve şistlerin ACF ve AFK projeksiyonlarındaki dağılımları (Winkler, 1976). Diyagramda gneys ve şistlerin mineralojik bileşimleri ile kimyasal bileşimleri arasındaki ilişki görülmektedir. $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$, $C = CaO - 3.3 (P_2O_5)$, $F = MgO + MnO + FeO$, $K = K_2O$

arasındaki ilişki görülmektedir. Diyagramda bazı gneys ve şistler A köşesine ve A-F kenar çizgisine daha yakındır. Bu örneklerde plajiyoklaslar azınlıkta, kordiyerit ve sillimanit gibi Al'ca zengin mineraller çoğunluktadır. A-F kenarına yakın ve orta noktadaki örneklerde ise granat ve muskovit gibi Fe, Mg ve Mn bakımından zengin mineraller çoğunluktadır. Niggli mg 0.27 ile 0.53 arasındadır.

Gneys ve şistlerde Sr (15- 402 ppm) ile CaO arasında çok kuvvetli bir pozitif ilişki varken Sr ile K_2O arasında negatif bir ilişki söz konusudur (Şekil 3.48). CaO ve Sr kil mineralleri ile ilişkili olmadıklarına göre bunlar plajiyoklaslara bağlı olarak bulunmaktadır. CaO' e karşı K_2O zayıf bir negatif korelasyon verirken, CaO' a karşı Na_2O korelasyon vermemektedir. Bu durum Na_2O ' in tamamen plajiyoklaslara bağlı olduğunu, gneys ve şistlerde herhangi bir şekilde Na zenginleşmesi olmadığını göstermektedir (Leake, 1964). Gneys ve şistlerin Rb (13-74 ppm) ve Ba (93-1260 ppm) içerikleri çok geniş değişim aralıklarına sahiptir ve her ikisi de K_2O ile pozitif ilişkilidirler (Şekil 3.48). K/Rb oranları 156-628 arasında değişmekte ve genel olarak ortalama kabuk değerlerine çok yakın bulunmaktadır (284 ppm; Taylor ve McLennan, 1985).



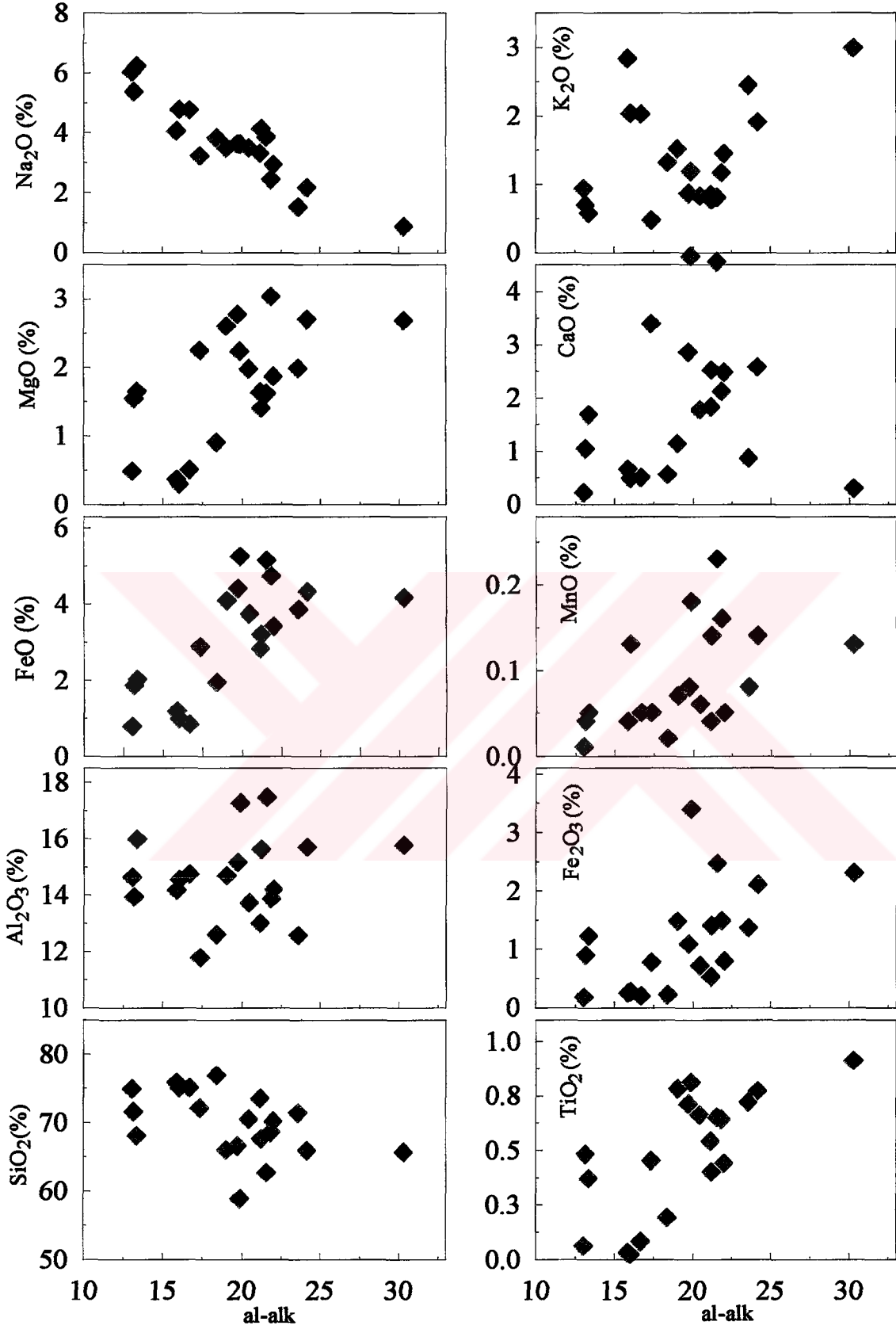
Şekil 3.48. Gnays ve şistlerin CaO' e karşı Sr ve Na₂O; K₂O' e karşı Ba, Rb ve Sr değişim diyagramları

Gnays ve şistlerin Cr, Ni ve Sc içerikleri sırasıyla 2-25 ppm, 20-53 ppm ve <16 ppm gibi oldukça düşük miktarlardadır ve bu değerler üst kabuk değerlerine yakındır (35 ppm; 20 ppm ve 11 ppm Taylor ve McLennan, 1985). Ce (50-201 ppm), Zr (20-303 ppm) ve Hf (1-9 ppm) değerleri ise büyük değişim aralıklarına sahiptirler.

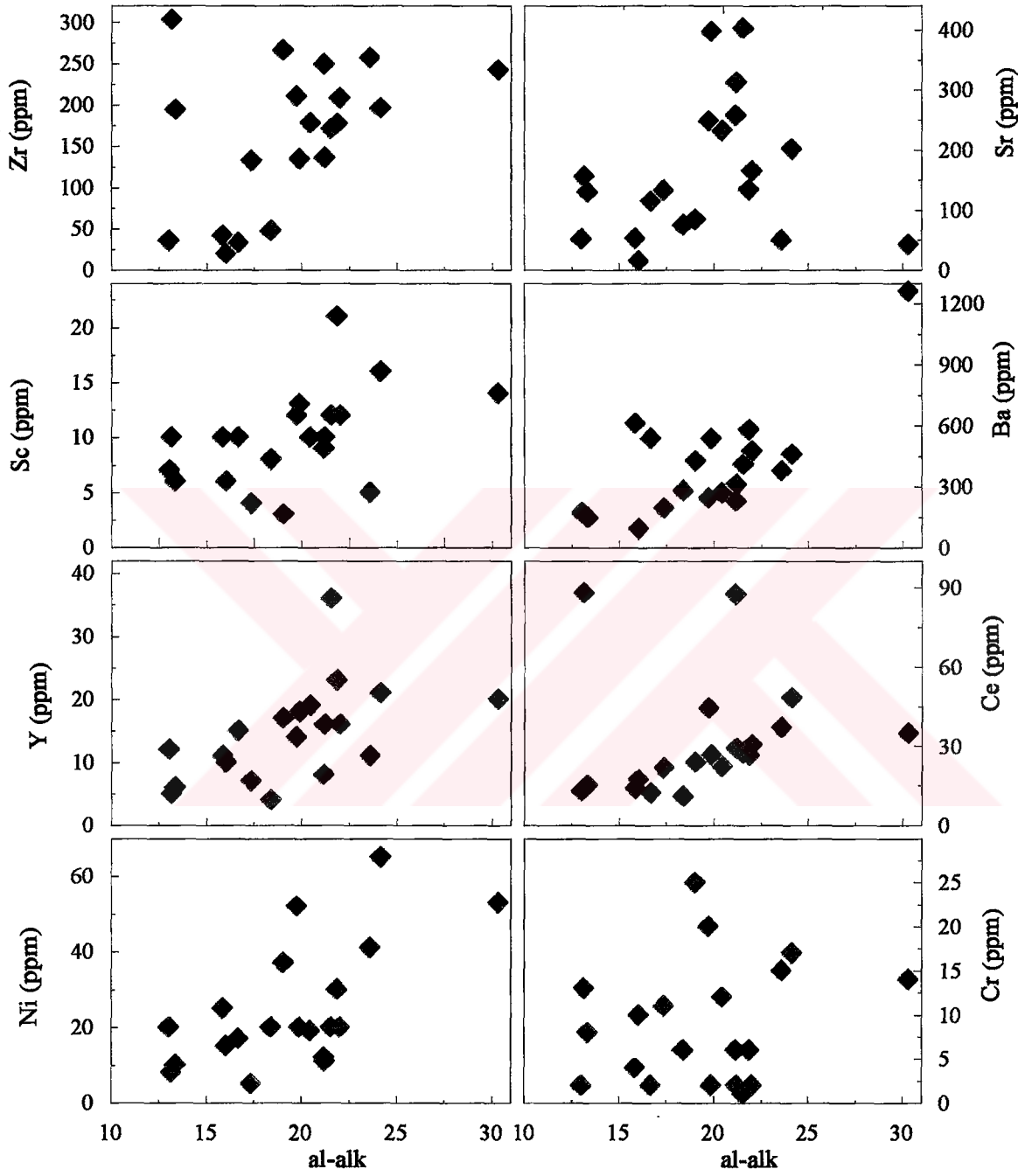
Niggli al-alk, ilksel tortulardaki kil ve mika minerallerinin Al içeriğinin ölçülmesine ışık tutar. Albit ve K' lu feldspatlarda al-alk=0 olması ve Ca ile al-alk arasında pozitif korelasyonun olmayışı, feldspatların al-alk değerleri üzerinde fazla bir etkisinin olmadığı göstermektedir. al-alk' ya karşı yapılan ana ve iz element değişim diyagramları hangi elementlerin kil ve mika minerallerinden geldiğini göstermektedir. Diyagramlarda gözlenen

Ti, Fe, K, Rb, Y, Cr, Ni ve muhtemelen Ba ve Mn zenginleşmesi yapraklı minerallerden gelmekte olup, kil ve mika minerallerinin tek faktör olup olmadığı açık olmamakla birlikte ana etken olduğu bilinmektedir (Senior ve Leake, 1978). Şekil 3.49' da inceleme alanındaki gnays ve şistlerin al-alk'ya karşı ana oksit değişim diyagramları verilmiştir. Bu diyagramlarda da görüleceği gibi gnays ve şistlerdeki Ti, Fe²⁺, Fe³⁺, Mn, Mg' un al-alk' ya karşı belirgin, pozitif korelasyonlar sunması; ilksel sedimentlerde bir miktar kil minerallerinin veya kırıntılı mika minerallerinin veya her ikisinin birden olmasını gerektirmektedir. Benzer şekilde Ni, Cr, Ba, Sr, Y, Zr' un al-alk' ya karşı pozitif korelasyonları aynı bulguları desteklemektedir (Şekil 3.50).

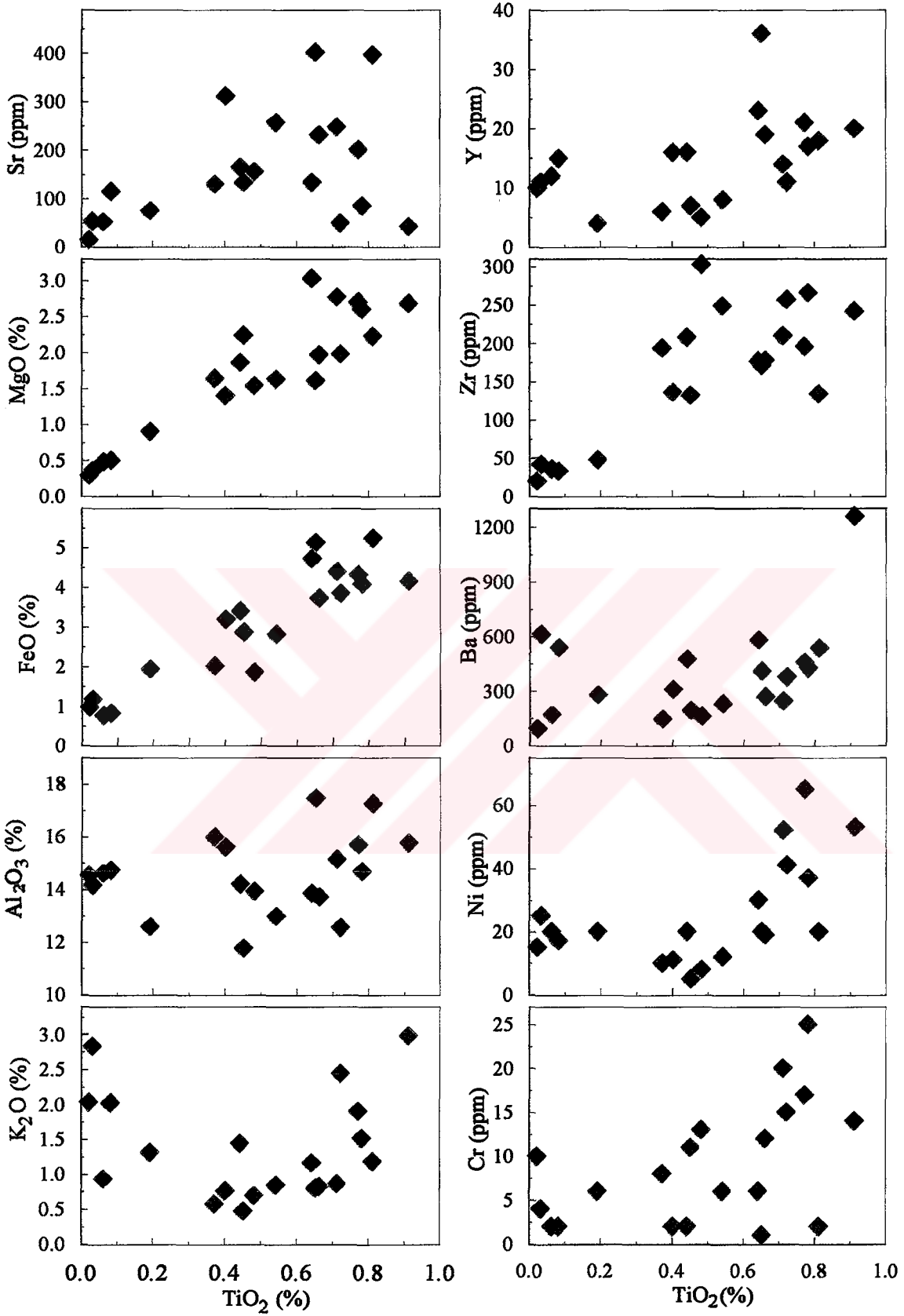
Ti' un al-alk ile özellikle pozitif korelasyon göstermesi, hangi element zenginleşmesinin kil minerallerinden kaynaklandığını bulmada alternatif indikatör olarak kullanılabilmesine olanak sağlar. al-alk' nın değişebileceği alkali metasomatizması geçirmiş meta-sedimentlerde Ti kullanışlı olabilir (Senior ve Leake, 1978). Şekil 3.51 te kil ve mika mineralleri ile ilişkili bazı ana oksit ve iz elementlerin TiO₂'ye karşı değişim diyagramları gösterilmiştir. Diyagramlarda feldspatlara bağlı alkalilerin etkisi devre dışı bırakıldığından, al-alk' ya karşı yapılan diyagramlardan genellikle daha iyi bir korelasyon sağlanmıştır. Fe²⁺ ve Mg' un TiO₂' ye karşı al-alk' dan daha iyi bir korelasyon sağladığı şekilden de açıkça görülmektedir. TiO₂'e karşı yapılan değişim diyagramları kil ve mika minerallerinin ilksel sedimentlerde bulunduğunu ve miktarlarındaki artışın kimyasal analizlere Fe ve Mg miktarlarındaki artış şeklinde yansıdığını göstermektedir. Benzer şekilde kil ve mika mineralleri ile ilişkili elementlerden Cr, Ni, Ba, Y, Sr ve Zr'un TiO₂' e karşı pozitif korelasyonları açıkça görülmektedir. Cr ve Ni' nin pozitif korelasyonu Fe' in pozitif korelasyonu sonucudur. Zr' a karşı al-alk ve TiO₂ ye karşı al-alk diyagramlarında Zr ve TiO₂ çok kuvvetli pozitif ilişkiler vermektedir. Kil minerallerinde Zr bulunmadığı bilindiğinden bu durum kumtaşları ve kuvarsitlerdeki kırıntılı zirkonlardan ileri geldiği şeklinde yorumlanmaktadır (Senior ve Leake, 1978).



Şekil 3.49. Gneys ve şistlerin al-alk' ya karşı ana oksit değişim diyagramları



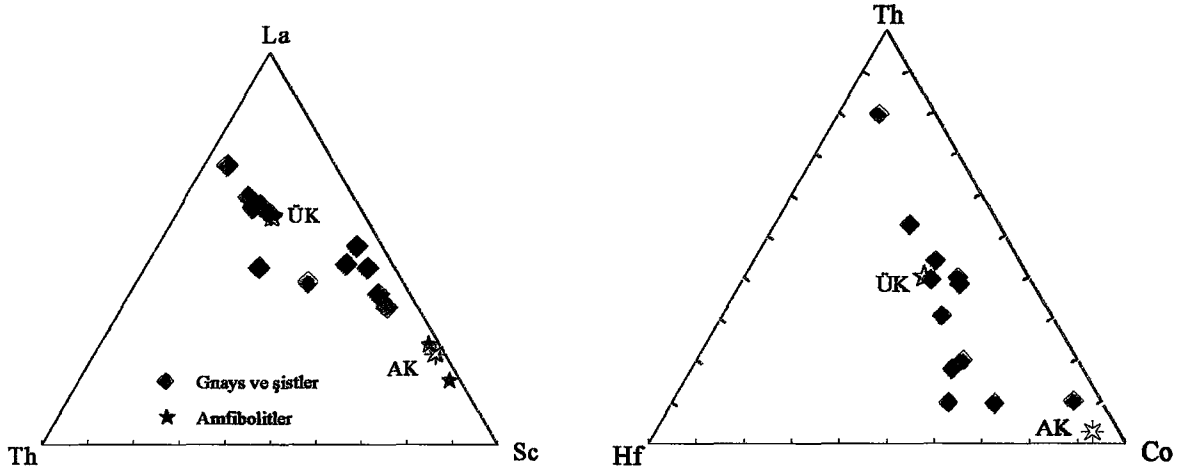
Şekil 3.50. Gnays ve şistlerin al-alk' ya karşı iz element değişim diyagramları



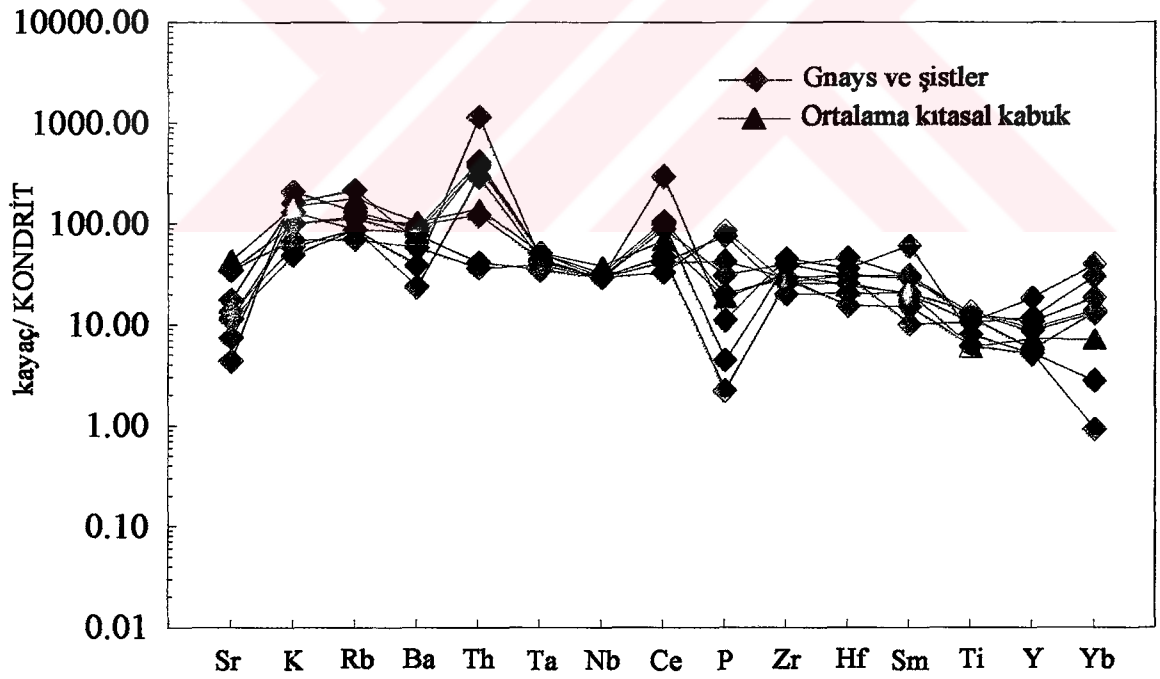
Şekil 3.51. Gnays ve şistlerin TiO_2 ' ye karşı bazı ana oksit ve iz element değişim diyagramları

Yüksek derecelerde duraylı elementler (Th, Hf, Co, Sc ve La) de meta-sediment ve meta-bazitlerin köken ayırımında kullanılabilir ve köken kayaçları ile ilgili bilgiler sağlayabilir. McLennan ve Taylor (1984) magmatik, sedimanter ve metamorfik kayaçlarda bu elementlerin konsantrasyonları geniş aralıklarda değişse bile Th/Hf ve La/Th oranlarının çok az değiştiğini görmüşlerdir. Bunun sonucu olarak da çoğu kabuksal malzemelerin La-Th-Sc ve Th-Hf-Co üçgen diyagramlarında çok dar aralıklarda değişen lineer yönsemeler gösterdiğini belirtmişlerdir. Karadağ metamorfileri La-Th-Sc ve Th-Hf-Co diyagramlarına aktarıldığında gnays ve şistlerin La-Th ve Th-Hf eksenlerine doğru lineer bir yönseme oluşturdukları, amfibolitlerin ise Sc köşesine yakın toplandıkları görülmektedir (Şekil 3.52). Bu eksenlerden uzaklaştıkça gnays ve şistlerin granat, biyotit, hornblend gibi mafik mineral oranları; yaklaşıldıkça da plajiyoklas ve ortoklas gibi felsik mineral oranları artmaktadır. Bu nedenle Sc ve Co köşesine yakın örnekler diğerlerine göre daha mafik kökenli kayaçlardan kaynaklanmış olmalıdır. Gnays ve şistlerin La/Th (1.9-8.82) ve Th/Hf (0.3-6.7) oranları ile ortalama kabuk değerlerine, amfibolitlerin La/Th (9.1-6.1) ve Th/Hf (1-0.93) oranları ise alt kabuk değerlerine yakındır (üst kabuk 4.57 ve 1.16; alt kabuk 10.3-0.5; Taylor ve McLennan 1985).

Karadağ metamorfileri gnays ve şistlerinin kondrite göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramında genellikle yukarı doğru dışbükey bir dağılım gösterirler (Şekil 3.53). Sr' dan Yb' a kadar olan bütün uyumsuz elementlerce zenginleşmişlerdir. Nb ve Ta negatif anomaliler vermektedirler. Büyük iyonik potansiyelli elementlerden Sr, kondrite göre 4-30 kez, K, Rb, Ba, Th ise 40-200 kez zenginleşmişlerdir. Zr, Hf, Ti, Sm, Y, Yb gibi yüksek çekim alanlı elementlerin kondrite göre zenginleşme miktarları daha düşüktür (10-40 x kondrit). Dağılımda pozitif P anomalileri sunan örneklerde, apatit yaygın olarak bulunmaktadır. Th ve Ce' un pozitif anomalileri biyotit ve zirkonlar ile ilgilidir. Çünkü bu minerallerde Th ve Ce' un dağılım katsayıları oldukça yüksektir (Mahood ve Hildreth, 1983). Gnays ve şistlerde küçük zirkon minerallerinin yaygın olarak bulunması da bu sonucu desteklemektedir. Gnays ve şistlerin K/Rb (156-628), La/Th (1,9-8,82) ve Th/Hf (0,3-6,7) oranları ortalama kabuk değerlerine yakındır (284; 4,57 ve 1,16; Taylor ve McLennan, 1985).



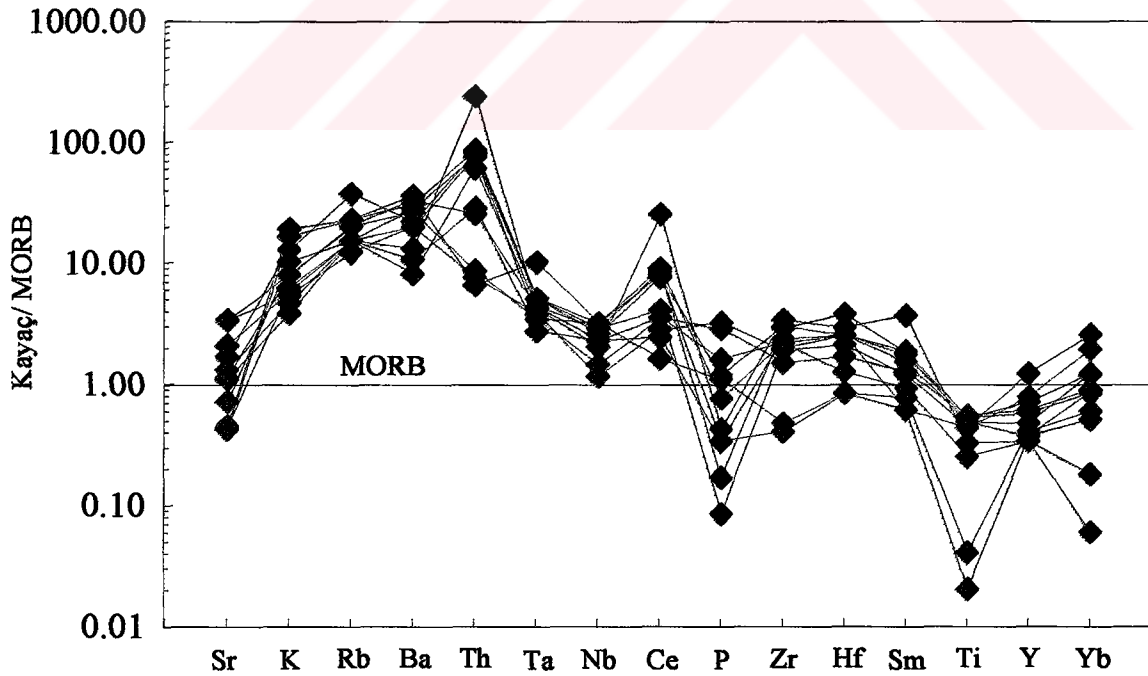
Şekil 3.52. Karadağ metaorfitlerinin La-Th-Sc ve Th-Hf-Co diyagramları (ÜK: üst kabuk, AK: alt kabuk, Taylor ve McLennan, 1985)



Şekil 3.53. Gnays ve şistlerin kondrite, göre normalleştirilmiş uyumsuz element değişimleri (kondrit değerleri; Thompson, 1982' den).

Okyanus ortası sırtı bazaltlarına (MORB) göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramında Sr'dan Th' a kadar olan büyük iyon yarıçaplı elementler (LILE) alterasyon, diyajenez ve metamorfizma olayları sırasında hareketli; Ta'dan Yb'a kadar olan yüksek çekim alanlı elementler (HFSE) ise oldukça hareketsiz davranmaktadırlar (Pearce, 1983). Bununla birlikte bu diyagram gnays ve şistlerin köken kayaçlarının kaynak alanları ile ilgili bilgiler verebilmektedir. Şekil 3.54' de böyle bir diyagram verilmiş bulunmaktadır. Diyagramdan da görüleceği gibi bölgesel gnays ve şistler genelde MORB' a göre yüksek LILE ve MORB seviyelerinde HFSE içeriklerine sahiptirler. Ayrıca Ta, Nb ve Ti' da komşu elementlere göre negatif anomalilerin varlığı söz konusudur. Gnays ve şistlerin bu şekildeki uyumsuz element dağılımları, yitimle ilişkili kayaçların uyumsuz element dağılımları ile benzerdir ve köken kayaçlarının kıtasal bir yaydan kaynaklandığına işaret etmektedir (Pearce, 1983, Hickey ve diğ., 1986).

Sedimentlerdeki nadir toprak elementler genellikle kaynaklandıkları köken kayacın yapısını yansıtır (Mc Lennan ve diğ., 1980; Taylor ve Mc Lennan, 1981; Sawyer, 1986).



Şekil 3.54. Gnays ve şistlerin okyanus ortası sırtı bazaltlarına (MORB) göre normalleştirilmiş iz element dağılımları (MORB değerleri; Pearce, 1982'den).

Çizelge 3.20. Karadağ metamorfikleri gnays ve şistlerinin nadir toprak element (ppm) analizleri

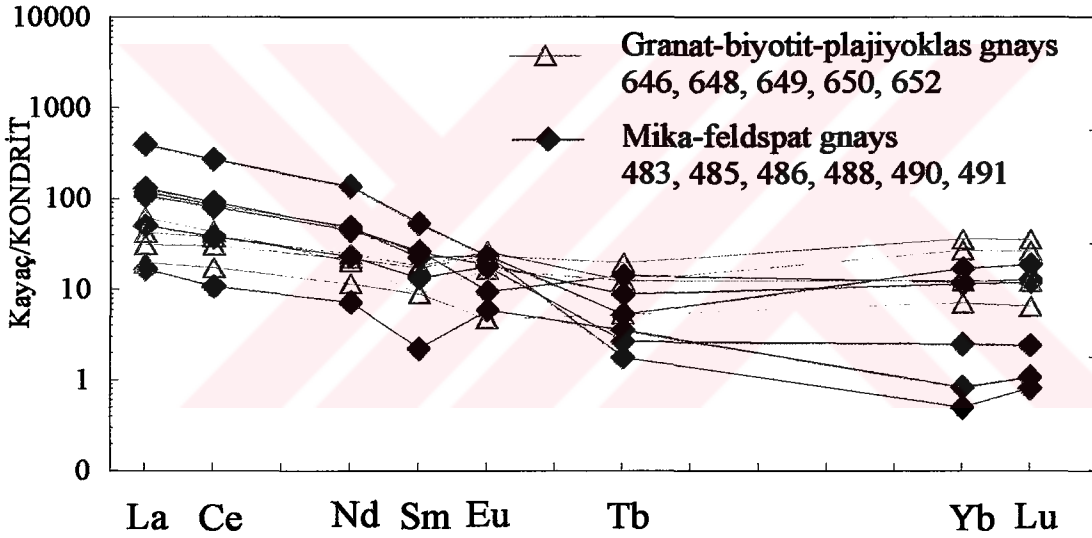
Örn. No.	483	490	491	508	520	646	648	649	650	652 PAAS	Üst Kabuk	
La	38	42	46	11	3	7	22	45	15	11	38,2	30
Ce	75	79	84	24	10	16	40	89	35	28	79,6	64
Nd	31	34	32	9	6	8	14	33	17	15	33,9	7,1
Sm	5,7	5	5,9	2,5	2,3	2	2	6,1	4,1	3,9	5,55	4,5
Eu	1,6	2	0,8	0,6	1,1	0,4	1,4	1,6	2,2	2	1,08	0,88
Tb	0,5	0,3	0,8	0,6	0,7	0,3	0,7	0,8	0,7	1,1	0,774	0,64
Yb	2,8	4,1	2,9	2	2,8	1,7	6,5	4	3	8,6	2,82	2,2
Lu	0,45	0,69	0,48	0,28	0,42	0,24	0,98	0,64	0,45	1,32	0,433	0,32
(La/Lu) _N	8,77	6,32	9,95	4,08	0,74	3,03	2,33	7,3	3,46	0,86	9,16	9,73
(Tb/Yb) _N	0,76	0,31	1,18	1,28	1,07	0,75	0,46	0,86	0,99	0,55	1,17	1,24
(La/Sm) _N	4,2	5,29	4,91	2,77	0,82	2,2	6,92	4,64	2,3	1,78	4,33	4,2
(La/Yb) _N	9,17	6,92	10,72	3,72	0,72	2,78	2,29	7,6	3,38	0,86	9,15	9,21
Eu*	16,65	13,4	19,67	10,58	11,01	6,92	10,363	20,1	14,91	17,92	18,69	15,26
Eu	1,1	1,71	0,48	0,65	1,148	0,66	1,55	0,91	1,7	1,28	0,66	0,66

Üst Kabuk değerleri, Taylor ve McLennan 1985' den, $Eu_N^* = (Sm+Tb)_N/2$, $Eu = Eu_N/Eu^*$

Gnays ve şistler kondrite göre normalleştirilmiş REE diyagramında (Şekil 3.55) genellikle yukarı doğru içbükey bir dağılım sunarlar. Bunlar yüksek değerlerde hafif REE zenginleşmesi ($La_N/Lu_N = 7.4-99.2$) ve az miktarlarda ağır REE farklılaşması ($Tb_N/Yb_N = 0.3-1.3$) ile karakteristiktir. Bazı örnekler zayıf bir pozitif, bazıları da zayıf bir negatif Eu anomalisi ($Eu_N/Eu_N^* = 0.5-1.7$) göstermektedir. Pozitif Eu anomalisi gnays ve şistlerin ilksel kayaçlarında plajiyoklas ve alkali feldspat zenginleşmesinin yüksek değerlerde olduğuna, negatif Eu anomalileri de granat, muskovit ve biyotit zenginleşmesinin daha fazla olduğuna işaret etmektedir (Mc Lennan, 1989).

Ortoklas-muskovit plajiyoklas gnays, kuvars-mika şist ve iki mikalı şist gibi mika ve feldspat bakımında zengin gnays ve şistler hafif nadir toprak element (LREE) zenginleşmesi ve ağır nadir toprak element (HREE) fakirleşmesi ile karakteristiktir ($La_N/Lu_N = 4-484$). Bunlar hafif REE içerikleri açısından da önemli oranlarda farklılaşmıştır ($La_N/Sm_N = 2.7-7.5$). Hafif REE elementlerce zenginleşen dağılım profilleri, bunların magmatik veya volkanik yaydan türeyen genellikle arkoz ve kısmen de grovak kökenli olduklarına işaret etmektedir. Çoğunlukla pozitif Eu anomalisinin elde edilmesi üst kabuğun orta kısımlarında granitik malzemenin üretimine bağlı bir farklılaşmanın olduğunu göstermektedir (Mc Lennan, 1989). Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslar gibi granat içeriği yüksek gnayslar ise genel olarak yataya yakın REE dağılımları ($La_N/Lu_N = 0.86-7.29$) ve yüksek oranda ağır

REE içerikleri ($Lu_N = 6-34 \times$ kondrit) ile diğerlerinden ayrılmaktadırlar. Bunlar daha çok Al'ca zengin şeyl-kum karışımı yarı pelitik bir kökene işaret etmektedirler. Gnays ve şistlerin ağır REE içerikleri granat içerikleri ile orantılı olarak artmaktadır. Granatların ağır REE dağılım katsayıları dasitik ve riyolitik eriyiklerde (10-42), bazaltik ve andezitik eriyiklere (3-11) göre daha yüksektir (Arth, 1976; Irving ve Frey, 1978). Bu nedenle mika ve feldspat içeriği yüksek gnays ve şistler (Örnek No: 483,485,486,488,490,491) zenginleşmiş hafif REE ve fakir ağır REE içerikleri ile yay ortamındaki felsik volkanik kayalara (dasit, riyolit, granit) benzemektedirler. Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslar gibi granat içeriği yüksek gnayslar (Örnek No: 646, 648, 649, 650, 652) ise yüksek ağır REE içerikleri ve yataya yakın dağılım profilleri nedeniyle yay ortamındaki mafik ve ortaç kayalara (bazaltik andezit ve andezitler) benzerlik göstermektedir (Henderson, 1984).



Şekil 3.55. Gnays ve şistlerin kondrite göre normalleştirilmiş REE profilleri. (kondrit değerleri; Taylor ve McLennan,1985' den)

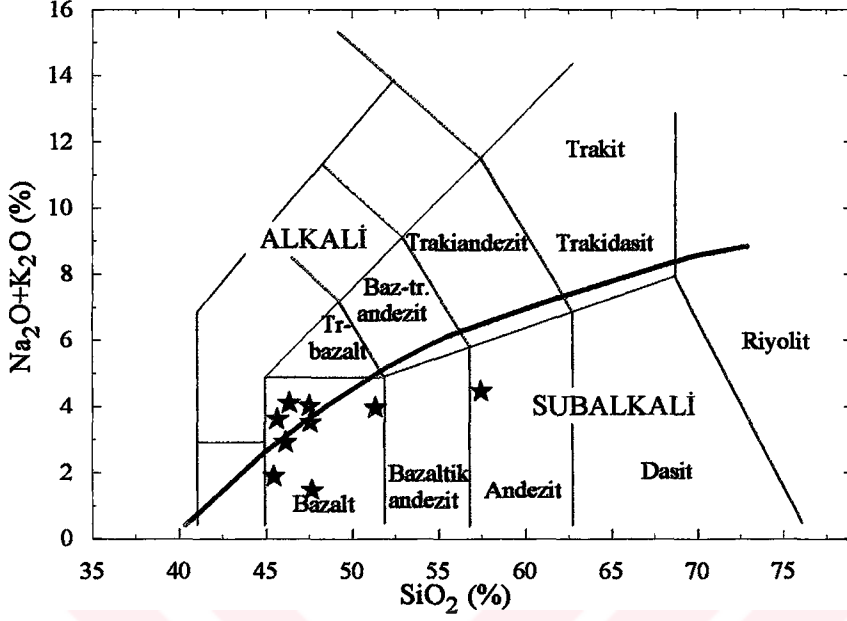
3.3.2.2. Amfibolitler

Karadağ metamorfite amfibolitlerinden 9 örnek ana ve iz elementler bakımından analiz edilmişlerdir. Analiz sonuçları ve Niggli parametreleri Çizelge 3.21' de verilmiştir.

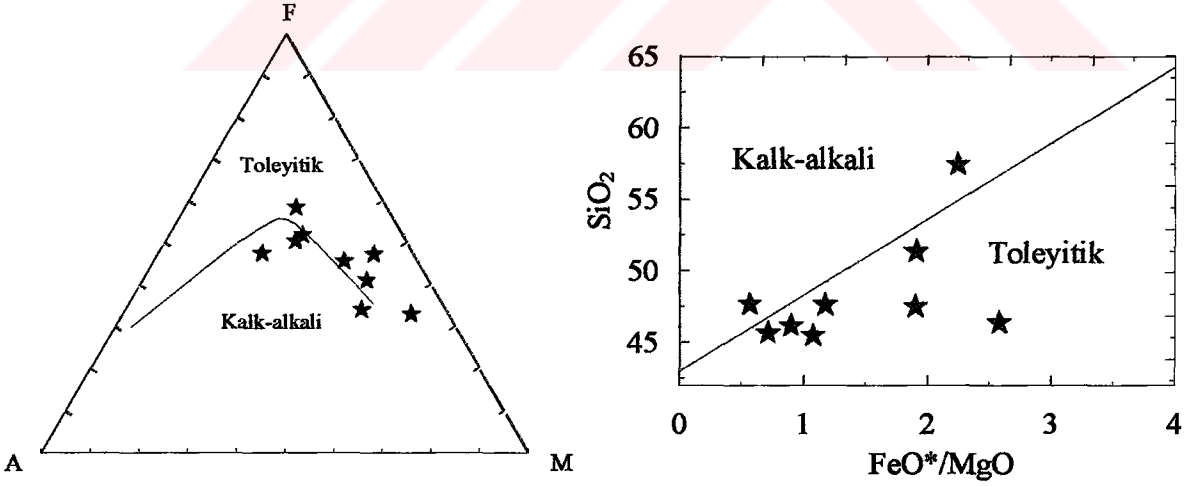
Amfibolitler SiO_2 içerikleri (% 45-51) bakımından çoğunlukla bazaltik bileşime yakındır. Toplam alkali-silis diyagramında andezit alanına düşen bir örnek dışındakilerin

Çizelge 3.21. Karadağ metamorfileri amfibolitlerinin ana (%) ve iz (ppm) analizleri ile Niggli parametreleri

Örn No	56	59	520	824	832	833	834	835	836
SiO₂	47,63	57,39	47,55	51,3	45,61	46,11	46,3	47,46	45,42
TiO₂	0,19	0,76	1,12	1,05	0,25	0,71	1,29	1,2	0,42
Al₂O₃	19,7	18,53	16,18	17,85	21,28	17,69	14,45	21,56	18,3
FeO	4,53	5,02	2,91	7,01	5,30	6,63	8,42	7,05	8,20
Fe₂O₃	1,56	1,72	7,52	2,77	1,68	2,48	4,22	1,72	2,40
MnO	0,13	0,11	0,14	0,19	0,15	0,17	0,29	0,2	0,2
MgO	10,93	3,01	8,95	5,14	9,93	10,23	4,91	4,63	9,93
CaO	11,46	7,43	8,79	8,54	6,96	9,36	12,05	9,67	10,66
Na₂O	1,3	4,19	2,5	3,25	0,92	1,13	3	3,66	1,46
K₂O	0,14	0,24	0,99	0,67	2,66	1,75	1,07	0,33	0,4
P₂O₅	0,07	0,16	0,08	0,29	0,04	0,06	0,2	0,49	0,05
LOI	2,1	1,3	2,5	1,8	4,3	3,1	3,4	1,8	2,5
Toplam	99,74	99,86	99,23	99,86	99,08	99,42	99,6	99,77	99,94
Sr	339	381	141	343	230	241	300	603	296
Rb	22	16	31	14,03	35	28	21,55	17	19
Ba	279	135	110	159	813	412	220	176	106
Th	1,3	1,13	0,5	1,03	1,35	1,6	1,21	2,1	2,21
Ta	0,08	0,1	50	0,1	0,07	0,05	0,06	0,09	0,06
Nb	3,5	6	10	8	4	3	2,56	2	2,3
Ce	19	25	50	21	15,5	14,2	16,7	18,5	20
Zr	10	61	71	17	10	12	22	153	10
Hf	1,12	0,8	2	0,98	1,4	1,35	1,29	2	2,12
Sm	2,55	2,78	15	2,68	2,22	3,01	2,73	1,55	2,05
Y	7	9	15	12,6	8	20,8	17	11	10
Yb	1,74	1,18	2,8	1,14	1,84	1,62	1,92	1,2	2,3
Cr	290	50	42	50	280	510	20	60	210
Ni	43	16	174	27	52	67	22	41	32
Sc	32	14	32	28	18	37	38	21	28
al	25,12	33,35	21,70	27,37	29,33	23,21	20,23	31,38	23,03
fm	45,40	29,47	49,92	39,50	47,18	49,53	40,56	33,76	49,00
c	26,57	24,31	21,43	23,81	17,44	22,33	30,67	25,59	24,39
alk	2,92	12,87	6,95	9,31	6,05	4,92	8,53	9,28	3,57
al-alk	22,20	20,48	14,75	18,06	23,27	18,29	11,70	22,10	19,47
mg	0,78	0,46	0,61	0,50	0,73	0,69	0,43	0,50	0,64
k	0,07	0,04	0,21	0,12	0,66	0,50	0,19	0,06	0,15
p	0,06	0,21	0,08	0,32	0,04	0,06	0,20	0,51	0,05
ti	0,39	2,18	2,40	2,57	0,55	1,49	2,88	2,79	0,84
si	103,05	175,25	108,20	133,49	106,65	102,67	109,99	117,20	97,00



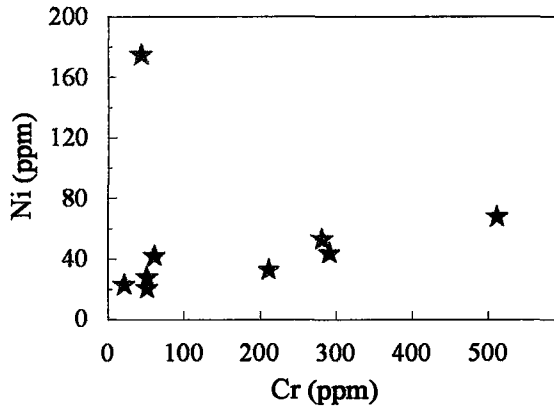
Şekil 3.56. Amfibolitlerin toplam alkali-silis adlandırma diyagramı (Le Maitre ve diğ., 1989; subalkali ve alkali alanları Kuno, 1966' dan)



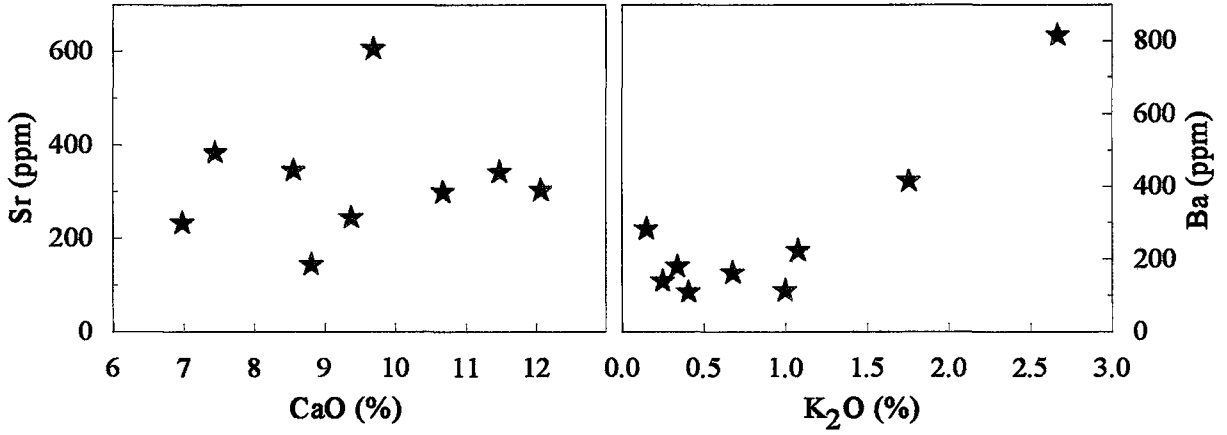
Şekil 3.57. Amfibolitlerin AFM (Irvine ve Baragar, 1971) ve FeO*/MgO-SiO₂ diyagramları (Miyashiro, 1974)

hepsi bazalt alanına düşmektedir (Şekil 3.56). Ancak bu sınıflamada kullanılan elementler yüzeysel alterasyon, hidrotermal alterasyon ve metamorfizma olayları karşısında son derece hareketli davrandıklarından hareketsiz elementlerle test edilmesi gerekir. MgO (% 3- 11) en büyük değişim aralığına sahip ana elementtir. Bu iki ana element bakımından bazik kökenli kayalara benzemektedirler. Al_2O_3 ve $Fe_2O_3^*$ içerikleri sırasıyla % 14-21 ve % 6-12 arasında değişmektedir. TiO_2 içerikleri (% 0.2-1.6) düşük, MnO ve P_2O_5 içerikleri de sırasıyla % 0.1-0.3 ve % 0.04-0.29 gibi çok düşük değerlerdedirler. CaO, Na_2O ve K_2O konsantrasyonları sırasıyla % 7-12; % 0.9- 4.2 ve % 0.14-2.66 arasındadır. FeO^*/MgO oranları 0.5-2.6 arasında değişen amfibolitler SiO_2-FeO^*/MgO diyagramında (Şekil 3.57) çoğunlukla toleyitik, AFM diyagramında (Şekil 3.57) ise toleyitik-kalk alkali geçişinde toplanmaktadır (Miyashiro, 1974; Irvine ve Baragar, 1971). Kısmen düşük Mg-numaraları (0.36-0.70) ve Niggli mg değerleri (0.43-0.78) orta ve yüksek değerlerde Fe zenginleşmesine işaret etmektedir.

İz elementlerden Cr, Ni ve Sc içerikleri sırasıyla 20-510 ppm, <20-174 ppm ve 14-38 ppm gibi yüksek değerlerdedir. Bu yönüyle Cr, Ni ve Sc içerikleri sırasıyla 2-25 ppm, 53-20 ppm ve <16 ppm gibi oldukça düşük değerlerdeki gnays ve şistlerden ayrılırlar. Cr ve Ni arasında zayıf da olsa pozitif bir korelasyon vardır (Şekil 3.58). LIL elementlerden Sr ve Ba sırasıyla 141-603 ppm ve 106-813 ppm değerlerindedir ve Ba ile K_2O kuvvetli pozitif, Sr ile CaO ise zayıf pozitif ilişkidir (Şekil 3.59).



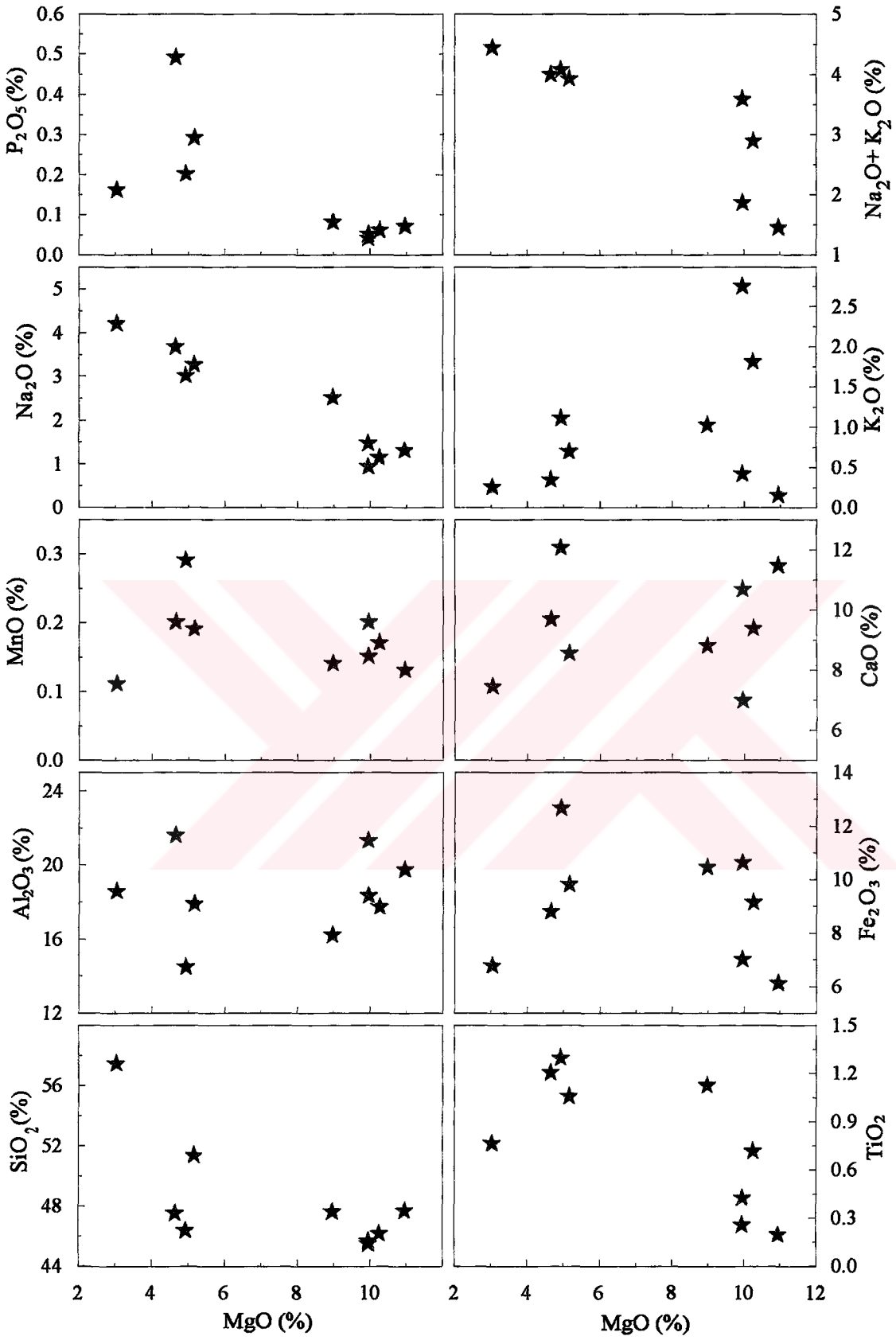
Şekil 3.58. Amfibolitlerin Cr' a karşı Ni değişim diyagramı



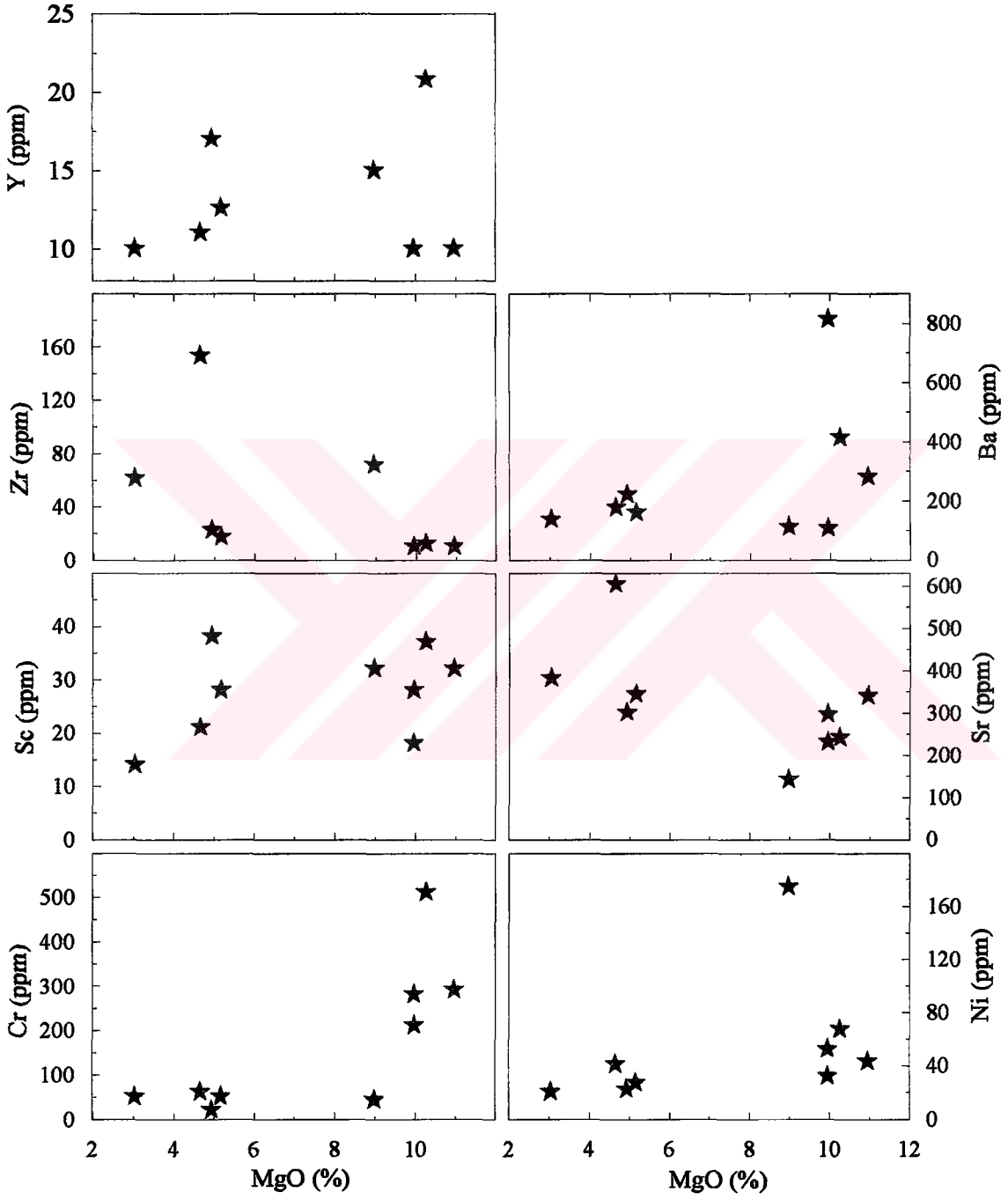
Şekil 3.59. Amfibolitlerin CaO' a karşı Sr ve K₂O' e karşı Ba değişim diyagramları

Bütün örneklerin Nb içerikleri 10 ppm' in altında ve dolayısı ile alt kabuk değerlerine yakındır (6 ppm; Taylor ve McLennan, 1985). Ce, Zr ve Hf içerikleri sırasıyla 21-16 ppm; 10-71 ppm ve 0.98-2 ppm arasındadır ve alt kabuk değerleri ile uyumludur (23 ppm, 70 ppm, 2.1 ppm; Taylor ve McLennan, 1985). Zr/Hf oranları ~17 ve alt kabuk değerinden küçüktür (33.3; Taylor ve McLennan, 1985). Th ve U konsantrasyonları sırasıyla 1-1.2 ppm ile 1.06 ppm lik alt kabuk değerlerine yakındır (Taylor ve McLennan, 1985).

Amfibolitler SiO₂ ve MgO içerikleri bakımından bazik bileşime sahiptir. Bunlarda MgO (% 3.01-10.93) en büyük değişim aralığına sahip ana elementtir. Bu nedenle köken kayaçtaki farklılaşmayı belirlemek amacıyla MgO' e göre değişim diyagramları çizilmiştir. MgO ya karşı SiO₂, TiO₂, Na₂O ve P₂O₅ belirgin negatif ilişkiler göstermelerine karşılık, CaO ve Fe₂O₃* çok kuvvetli pozitif ilişkiler göstermektedir. K₂O' in zayıf pozitif bir ilişki vermesine karşılık, Al₂O₃ ve MnO her hangi bir ilişki vermemektedir (Şekil 3.60). Bu ilişkiler amfibolitlerin ilksel kayaçlarının metamorfizmaya uğramadan önce fraksiyonel kristallenmeye bağlı olarak farklılaştığını göstermektedir. Örneğin SiO₂ ile MgO arasındaki negatif ilişki klinopiroksen ve hornblend gibi MgO içeren fazların ayrışmasından sonra, arta kalan ergiyiğin SiO₂ bakımından zenginleştiğini göstermektedir. CaO'ın MgO' e karşı pozitif korelasyonu da aynı şekilde klinopiroksen, hornblend ve kalsik plajiyoklas ayrışmasına işaret etmektedir. Her üç mineralin birlikte bulunduğu örnekler de MgO ve CaO içerikleri yüksek olmakta ve ayrışmanın ilk ürünlerine karşılık gelmektedirler. Buna karşılık klinopiroksenlerin bulunmadığı, hornblendlerin az plajiyoklasların bol olduğu



Şekil 3.60. Amfibolitlerin MgO'ya karşı ana oksit değişim diyagramları

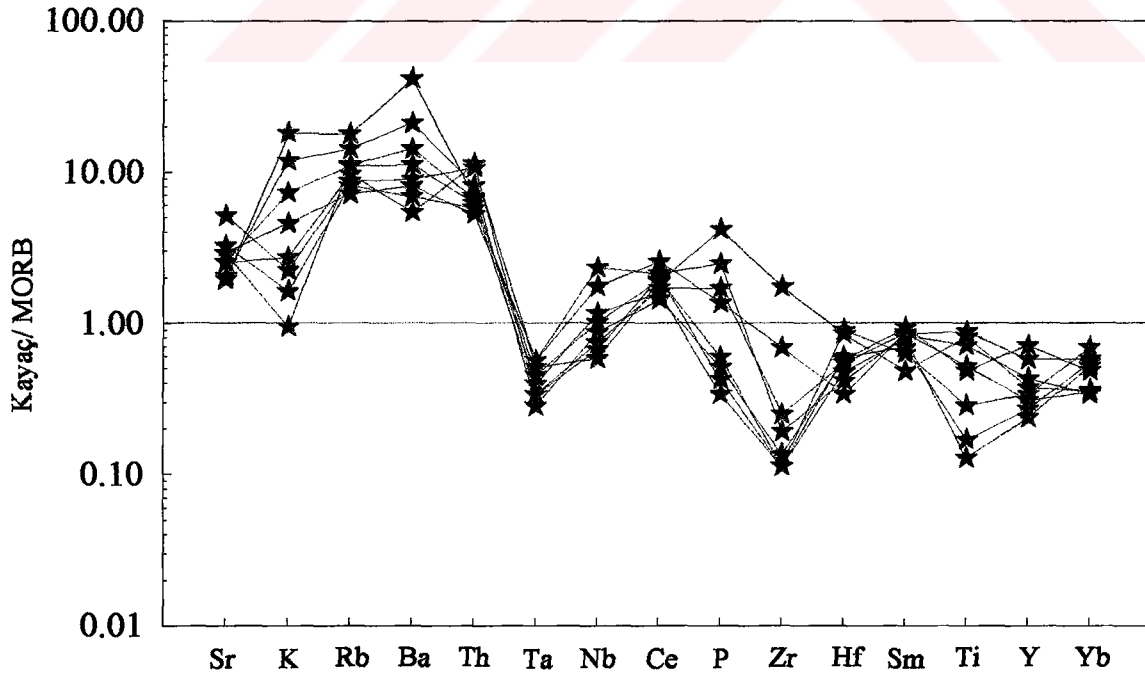


Şekil 3.61. Amfibolitlerin MgO' ya karşı iz element değişim diyagramları

örneklerde ise MgO ve CaO oranları düşmekte ve farklılaşmanın daha sonraki ürünlerine karşılık gelmektedirler.

Benzer ilişkiler iz elementlere karşı yapılan değişim diyagramında da görülmektedir (Şekil 3.61). Cr, Ni, ve Sc' un artan MgO' e karşı pozitif korelasyonları, bu elementlerin klinopiroksenlere bağımlı olduğunu ortaya koymaktadır. Ba ve Y' ise belirgin bir korelasyon vermemektedirler. Buna karşılık MgO ile negatif ilişkili olan Sr ve Zr; klinopiroksenlerin yapısına girmeyip arta kalan eriyikte zenginleşmiş veya plajiyoklasların yapısına girmişlerdir.

Amfibolitlerin Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları (MORB)' na göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramlarında, Sr' dan Yb' a kadar olan bütün uyumsuz elementlerce zenginleşmiş oldukları görülmektedir (Şekil 3.62). Genellikle MORB değerlerinin altında HFSE oranlarına sahip amfibolitler negatif Nb, Ta ve Ti anomalileri göstermektedirler. Buna karşılık Ce ve bazı P değerlerinde komşu elementlere göre pozitif anomaliler görülmektedir. Sr, K, Rb, Ba, Th gibi büyük iyonik potansiyelli litofil elementler (LILE) MORB a göre ortalama 50 kat daha zenginleşmiştir. Amfibolitlerin MORB değerleri altındaki HFS içerikleri bunların ilksel kayaçlarının MOR bazaltlarının kısmi ergimesi ile



Şekil 3.62. Amfibolitlerin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılım diyagramları (MORB değerleri Pearce, 1983 den).

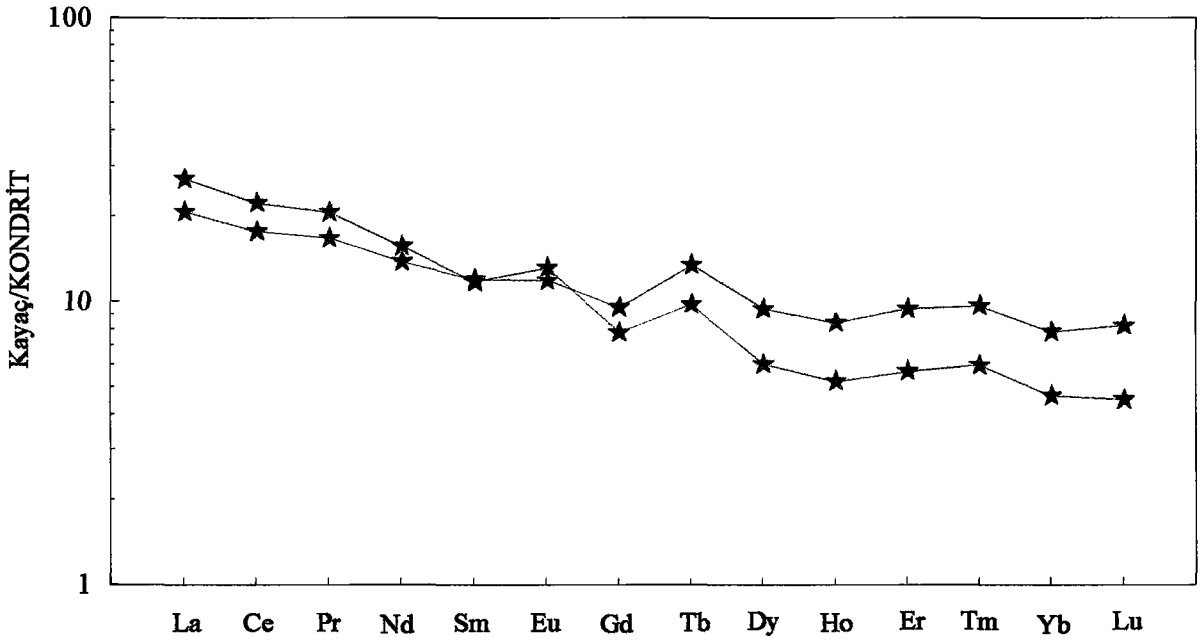
oluşamayacaklarını ve manto kamasından kaynaklanmış olabileceklerini göstermektedir. Buna karşılık LIL element içeriklerinin MORB değerlerinin çok üzerinde zenginleşmiş olması bunların ilksel kayacını oluşturan magmanın gelişiminde alkaliler bakımından zengin tortuları da içeren okyanusal kabuğun katkısına işaret etmektedir.

Amfibolitlerden iki örneğin nadir toprak element analizleri yapılmıştır (Çizelge 3.22). Bunların kondrite göre normalleştirilmiş REE diyagramında hafifçe sağa doğru eğimli bir dağılım sundukları görülmektedir (Şekil 3.63). Bütün REE' ler bakımından orta değerlerde bir farklılaşma ($La_N/Lu_N = 2.51-5.98$) ve hafif pozitif Eu ($Eu_N/Eu_N^* = 1.10-1.34$) anomalisi göstermektedirler. Hafif nadir toprak element içerikleri bakımından da kendi içlerinde çok küçük oranlarda farklılaşmışlardır ($La_N/Sm_N = 1.72-2.30$). Ağır nadir toprak element içeriklerinde ise çok az bir farklılaşma vardır ($Gd_N/Lu_N = 1.16-1.72$). Pozitif Eu anomalisi klinopiroksen ve hornblendlerin ayrılaşmasının ilksel kayacın gelişiminde önemli rol oynadığını göstermektedir (Hanson, 1980). Amfibolitler nadir toprak element dağılımları ve pozitif Eu anomalileri ile yay ortamındaki mafik ve ortaç magmatik kayalara benzemektedirler (Henderson 1984).

Çizelge 3.22. Karadağ metamorfileri amfibolitlerinin nadir toprak element analizleri

	824	834
La	9,8	7,5
Ce	21	16,7
Pr	2,79	2,26
Nd	11,01	9,7
Sm	2,68	2,73
Eu	1,13	1,02
Gd	2,35	2,89
Tb	0,56	0,77
Dy	2,27	3,55
Ho	0,44	0,71
Er	1,4	2,32
Tm	0,21	0,34
Yb	1,14	1,92
Lu	0,17	0,31
(La/Lu)_N	5,9846	2,5116
(La/Sm)_N	2,3016	1,7292
(Gd/Lu)_N	1,7212	1,1608
Eu*	1,5107	1,2513
Eu	8,5977	9,3693

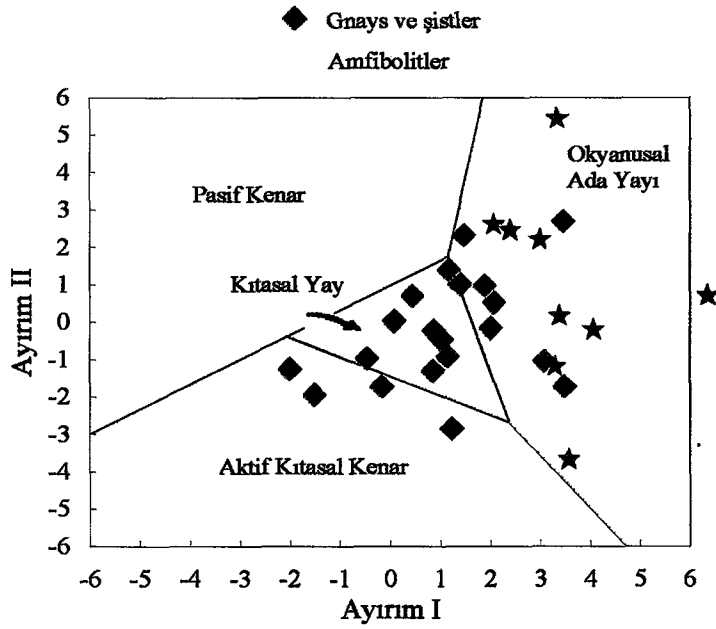
$$Eu_N^* = (Sm+Gd)_N/2, \quad Eu = Eu_N/Eu^*$$



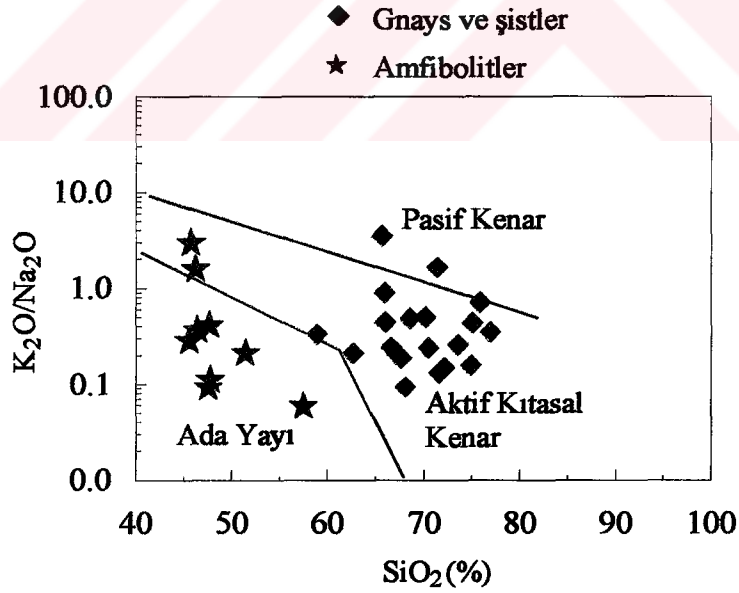
Şekil 3.63. Amfibolitlerin kondrit'e göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılım diyagramı (kondrit değerleri; Taylor ve McLennan, 1985' den)

3.3.2.3. Tektonik Ortam

Karadağ metamorfiteeri gnays ve şistlerinin tektonik ortamlarının belirlenmesinde kırıntılı tortul kayalardan özellikle kumtaşları için geliştirilen tektonik ayırım diyagramları kullanılmıştır Bhatia (1983) kumtaşlarının ana element jeokimyasının eski sedimanter havzaların köken tiplerini ve tektonik ortamlarını yorumlamada kullanılabileceğini ileri sürmektedir. 11 ana oksit değerlerini değişken olarak kullanarak Ayırım I ve Ayırım II fonksiyonlarını oluşturmuş ve Doğu Avustralya da önceden tanımlanan beş ayrı kumtaşı alanına uygulamıştır (Şekil 3.64). Karadağ metamorfiteerinde standart olmayan fonksiyon katsayıları kullanılarak Ayırım I ve II fonksiyonları oluşturulmuştur. Ayırım I' e karşı Ayırım II değişim diyagramında gnays ve şistler belirli bir alanda toplanmamıştır (Şekil 3.64). Aktif kıtasal kenar ortamına düşen 4 örnek hariç diğerleri kıtasal yay ve okyanusal ada yayı alanlarında yoğunlaşmışlardır. Şekil de görüldüğü gibi gnays ve şistleri okyanusal ada yayın ortamından başlayarak kıtasal yay ve aktif kıtasal kenar ortamlarına geçiş gösteren bir dağılım sunmaktadırlar.



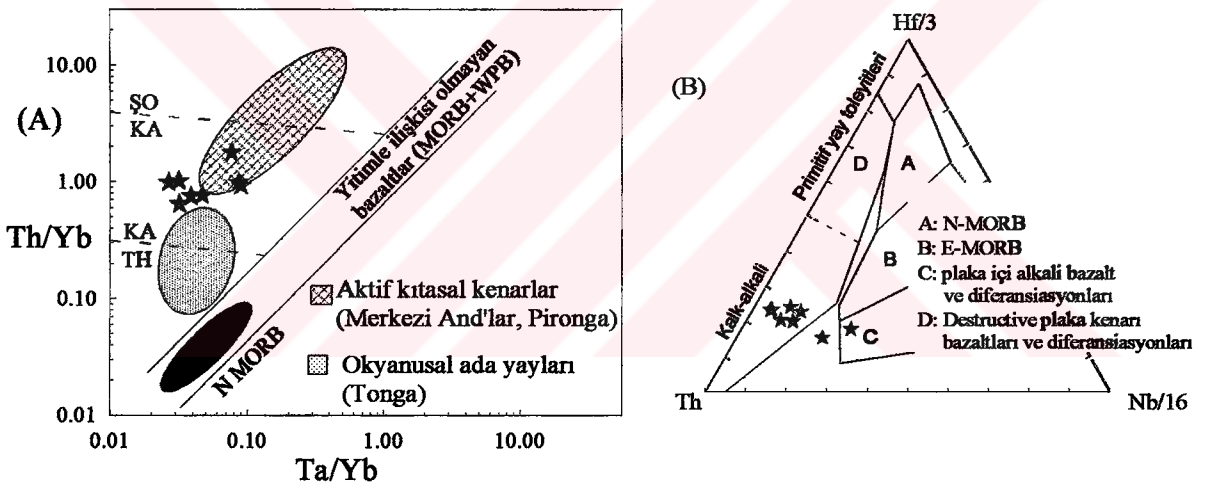
Şekil 3.64. Gnays ve şistlerin Ayrırım I' e karşı Ayrırım II tektonik diyagramındaki dağılımı (Bhatia, 1983' den).



Şekil 3.65. Gnays ve şistlerin SiO_2 ' e karşı $\log (K_2O/Na_2O)$ diyagramındaki dağılımı (Roser ve Korsch, 1986)

Roser ve Korsch (1986) SiO_2 karşı $\text{Log}(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ değerlerini kullanarak pasif kenar, aktif kıtasal kenar ve okyanusal ada yayı alanlarını oluşturmuşlardır. Karadağ metamorfiteilerinin gnays ve şistleri SiO_2 ' e karşı $\text{Log}(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ diyagramında büyük bir çoğunlukla aktif kıtasal kenar tektonik ortamında toplanmışlardır. Üç örnek okyanusal ada yayı ve iki örnek de pasif kenar tektonik ortamlarına geçiş göstermektedir (Şekil 3.65).

Amfibolitlerin tektonik ortamlarının belirlenmesinde volkanikler için geliştirilen bazı tektonik ayırım diyagramlarından yararlanılmıştır (Şekil 3.66). Amfibolitler ile ilgili jeokimyasal veriler yitimle ilişkili bir tektonik ortamı göstermektedir. $\text{Hf}/3\text{-Th-Nb}/16$ diyagramında (Wood, 1980) plaka kenarı kalk-alkali bazalt ve diferansiyasyonları alanında toplanan Amfibolitler, $\text{Ta}/\text{Yb-Th}/\text{Yb}$ diyagramında (Pearce, 1983) yüksek Th/Yb , düşük Ta/Yb oranları ile yitimle ilişkili aktif kıtasal kenar ortamlarında toplanmaktadır.



Şekil 3.66. Karadağ metamorfiteileri amfibolitlerinin tektonomagmatik ayırım diyagramlarındaki dağılımı. A)- Pearce, 1983 (ŞO = şoşonitik; KA = kalk-alkali; TH = toleyitik, MORB = Okyanus ortası bazaltları; WPA = plaka içi alkalileri), B)- Wood, 1980, MORB; N-MORB = normal tip MORB)

3.3.3. Demirkent Plütönu

Demirkent plütönünün gabro, gabro pegmatit ve diyoritlerinin jeokimyasal özelliklerini belirlemek, ofiyolitler ve ada yayları ile ilişkili kümülatlar ve gabrolar ile karşılaştırmalarını yapmak amacıyla kimyasal analizleri yapılmıştır. Ana ve iz element analizleri Çizelge 3.23 de verilmiştir.

3.3.3.1. Ana, İz ve Nadir Toprak Elementler

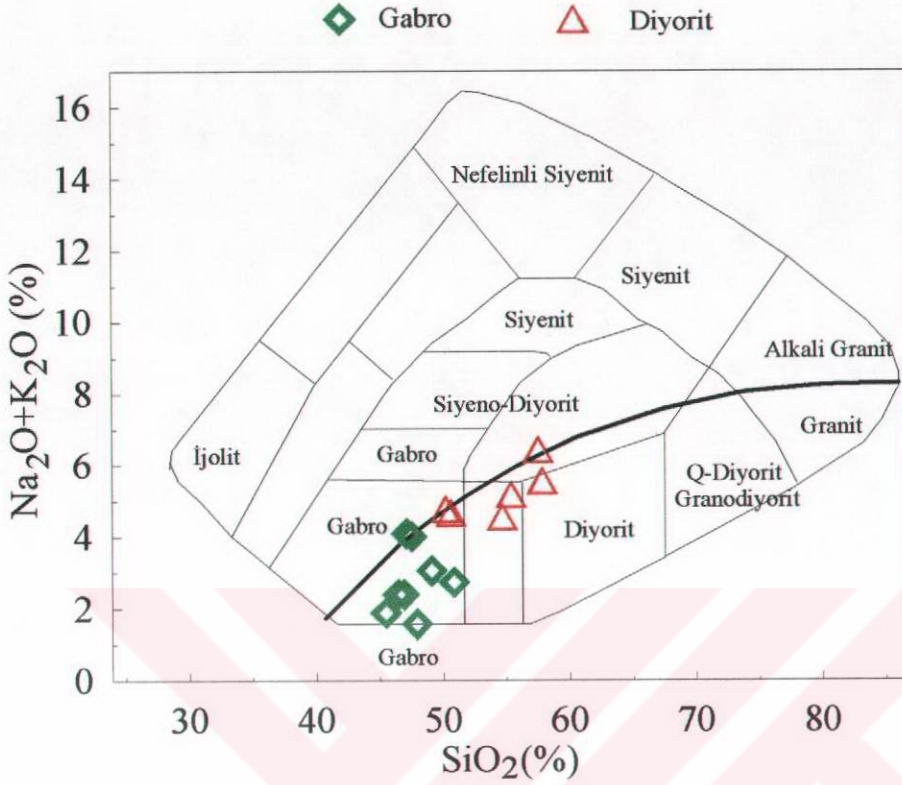
SiO₂ içerikleri % 45- 58 arasında değişen Demirkent plütönu kayaları, toplam alkali-silis adlandırma diyagramında (Şekil 3.67) gabro ve diyorit alanlarında toplanmaktadır (Cox ve diğ., 1979). Genel olarak yüksek Al₂O₃ (% 14.9-22.88) ve orta değerlerde MgO (% 2.9-9.9) içerikleri ile Brophy ve Marsh, (1986)' in düşük Mg, yüksek Al' lu (Al₂O₃ > % 15; MgO < %10) yay bazaltlarına benzerler. Na₂O içerikleri % 1.6-5.3 arasında, Na₂O + K₂O içerikleri ise % 1.5-6.4 arasında değişmektedir. Genellikle düşük K₂O (% 0.1-1.3) içeriklerine sahip Demirkent plütönu kayaları, SiO₂-K₂O diyagramında (Şekil 3.68) düşük K' lu bazalt ve andezit alanlarına düşmektedirler (Gill, 1981). Bu özellikleri bakımından gabro ve gabro pegmatitler güncel yaylarda yer alan kalk-alkali toleyit geçişindeki düşük K' lu bazaltlara, diyoritleri ise andezitlere benzemektedirler. Volkanik ada yaylarında düşük-orta - K' lu toleyitler (SiO₂ = % 57 olduğunda FeO/MgO > 2.25; K₂O 0.4-1.7) yaygındır (Gill, 1981). Demirkent plütönu gabrolarının FeO*/MgO oranları 0.5-3.1 arasında, diyoritlerinin ise 1.3-2.8 arasındadır. Farklılaşmaya bağlı olarak büyük bir bileşimsel değişim gösteren okyanus ortası sırtlara bağlı gabrolar ve ilişkili kayaların SiO₂ içerikleri % 54 ün altında ve FeO*/MgO oranları ise 2' den büyüktür (Miyashiro, 1974). Demirkent plütönu kayaları 0.3-0.7 arasında değişen Mg-numaraları (MgO/MgO+FeO) ile orta derecede demir zenginleşmesine sahiptirler. MgO/(MgO+FeO) oranları ültramafik kümülatlarda 0.7-0.8 arasında, mafik kümülatlarda ise 0.8-0.2 arasındadır (Coleman, 1977). Gabro, gabro pegmatit ve diyoritler bu özellikleri ile ofiyolitlere bağlı mafik kümülatlar ile çok az bir benzerlik gösterirler. FeO*/(FeO*+MgO)-SiO₂ ve CaO-Al₂O₃-MgO (Şekil 3.69) diyagramlarında da kısmen mafik kümülat alanında yer almaktadırlar. Ancak Demirkent plütönu kayaları AFM (Şekil 3.70) ve SiO₂-FeO*/MgO (Şekil 3.70) diyagramlarında kalk-alkali - toleyitik geçişli yönsemeleriyle, kuvvetli toleyitik yönsemeye sahip mafik ve

Çizelge 3.23. Demirkent plütönu kayaçlarının ana (%) ve iz (ppm) element analizleri ile CIPW normları

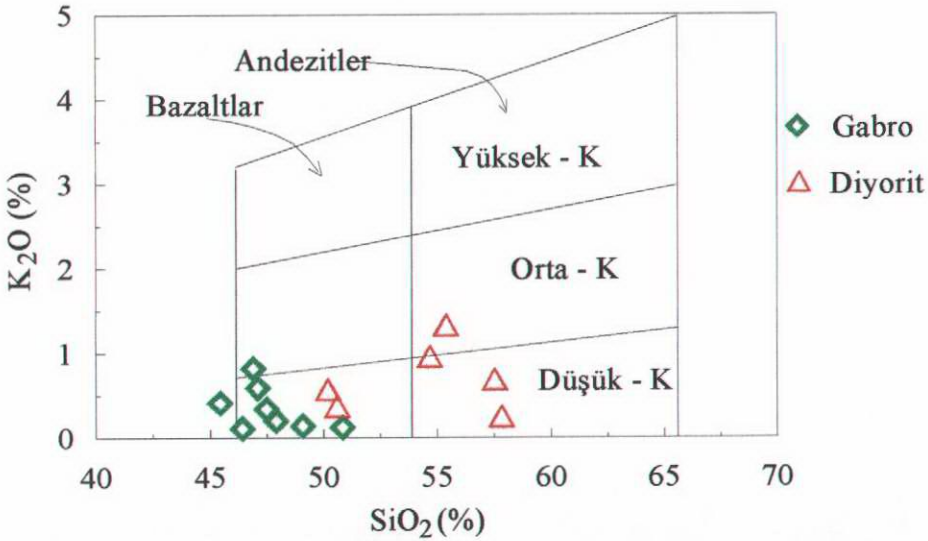
Örn No.	G 499	G 515	G 518	G 607	G 612	G 621	G 625	G 630	G 633	G 635	G 681	G 694	908	909
SiO₂	50,17	57,50	47,07	46,88	46,40	50,57	54,65	55,37	49,06	57,81	50,81	47,89	47,46	45,42
TiO₂	2,34	0,78	2,54	0,22	0,75	2,32	0,72	0,92	0,73	1,61	0,29	0,30	1,20	0,42
Al₂O₃	15,30	17,46	15,92	22,88	20,56	14,90	17,91	18,50	15,71	16,00	19,81	19,91	21,56	18,30
Fe₂O₃*	12,57	5,14	14,38	4,97	7,76	12,57	7,01	7,07	8,62	8,08	5,20	4,80	8,77	10,60
Fe₂O₃	4,70	1,85	5,30	1,80	3,06	4,04	2,61	2,23	2,37	1,66	1,76	1,74	3,63	4,35
FeO	7,87	3,29	9,08	3,17	4,70	8,53	4,40	4,84	6,25	6,42	3,44	3,06	5,14	6,25
MnO	0,20	0,09	0,19	0,08	0,12	0,19	0,17	0,13	0,15	0,13	0,10	0,09	0,20	0,20
MgO	4,00	3,55	4,64	5,79	6,11	4,75	5,34	3,74	8,15	2,87	7,24	9,12	4,63	9,93
CaO	6,78	6,61	8,70	12,97	12,85	7,91	7,62	7,07	11,30	7,51	12,71	15,09	9,67	10,66
Na₂O	4,19	5,73	3,49	1,56	2,28	4,29	3,58	3,84	2,90	5,30	2,60	1,35	3,66	1,46
K₂O	0,56	0,68	0,58	0,81	0,10	0,36	0,95	1,32	0,13	0,24	0,11	0,19	0,33	0,40
P₂O₅	1,42	0,10	0,06	0,04	0,03	0,25	0,10	0,19	0,06	0,23	0,01	0,01	0,49	0,05
LOI	2,20	1,30	1,30	2,90	2,00	1,20	1,80	2,20	3,20	0,70	1,70	1,90	1,80	2,50
Toplam	99,73	98,94	98,87	99,10	98,96	99,31	99,85	100,3	100,0	100,5	100,6	100,6	99,8	99,9
Sr	225	285	238	377	299	248	240	227	141	207	212	134	603	296
Rb	24	-	15	17	-	22	26	30	-	28	16	12	-	-
Ba	142	279	127	199	29	133	345	273	48	134	35	55	176	106
Th	2,8	-	0,8	0,4	-	2,2	2,1	3,1	-	3,9	1,6	1,9	-	-
Ta	0,1	2	0	0	1,2	0	1	1	1	2	0	0	0,35	0,2
Nb	3,5	7	2,0	1,0	3	5,0	6,0	8,0	4,5	11,0	3,0	1,5	2	2,5
Ce	38	42	13	5	25	42	27	24	35	45	9	3	12	10
Zr	97	110	62	10	12	209	91	120	42	355	43	13	115	6
Hf	3,0	-	2,0	1,0	-	6,0	3,0	3,0	-	8,0	1,0	1,0	-	-
Y	26	25	13	10	10	38	17	21	11	47	10	10	15	7
U	1,2	-	0,3	0,1	-	0,3	0,2	0,2	-	0,15	1,7	0,35	-	-
Cr	10	40	20	250	130	50	190	50	200	20	160	640	60	210
Ni	20	20	20	35	48	41	71	33	50	24	64	103	41	32
Sc	18	13	33	23	24	28	17	25	34	20	35	35	21	28
Qr	4,59	3,48	-	-	-	0,6	5,42	6,13	-	6,28	-	-	-	-
Or	3,29	4	3,41	4,76	0,59	2,12	5,59	7,76	0,76	1,41	0,65	1,12	1,94	2,35
An	21,27	19,9	26,06	53	45,54	20,32	29,97	29,32	29,44	19,14	42,03	47,67	41,39	42,17
Ab	35,42	48,44	29,51	13,19	19,28	36,27	30,27	32,47	24,52	44,81	21,98	11,41	30,94	12,34
Di	2,63	9,84	13,69	8,83	14,41	14,18	5,76	3,67	21,12	13,8	16,68	21,44	2,74	8,29
Hy	15,73	7,51	9,27	10,45	5,44	13,73	15,59	13,3	8,79	8,27	13,64	7,81	4,9	16,6
Ol	-	-	2,96	2,78	5,73	-	-	-	7,16	-	0,72	6,13	7,32	8,42
Mt	6,83	2,67	7,69	2,6	4,43	5,85	3,78	3,23	3,44	2,41	2,56	2,53	5,27	6,32
İlim	4,55	1,48	4,83	0,42	1,43	4,41	1,37	1,75	1,39	3,06	0,55	0,57	2,28	0,8
Ap	3,06	0,22	0,13	0,09	0,06	0,54	0,22	0,41	0,13	0,5	0,2	0,2	1,05	0,11

* toplam Fe₂O₃

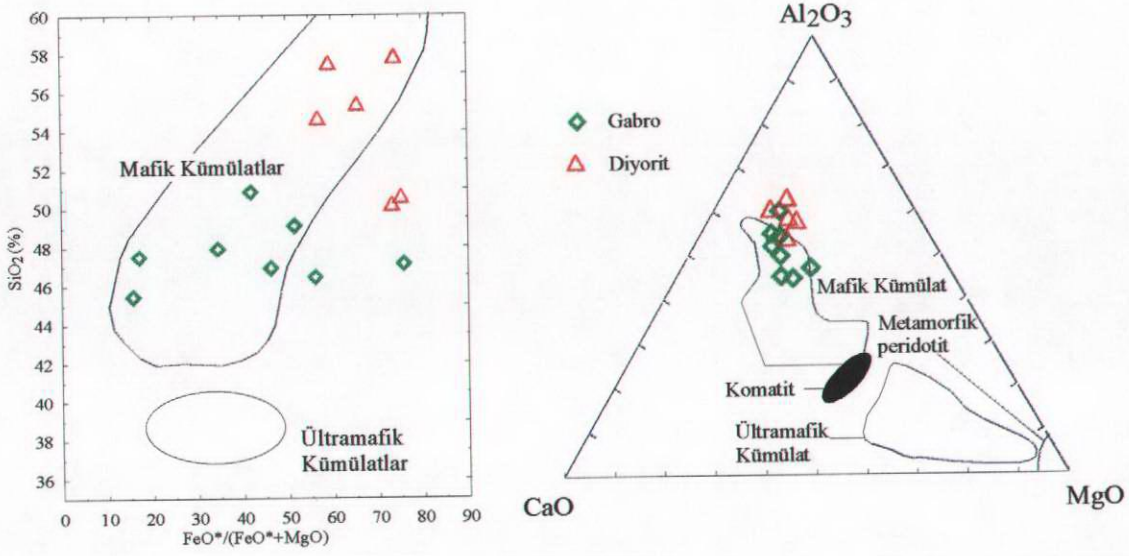
ültramafik kümülatlardan belirgin olarak ayrılırlar (Irvine ve Baragar, 1971; Miyashiro, 1974). MnO içerikleri % < 0.2 dir.



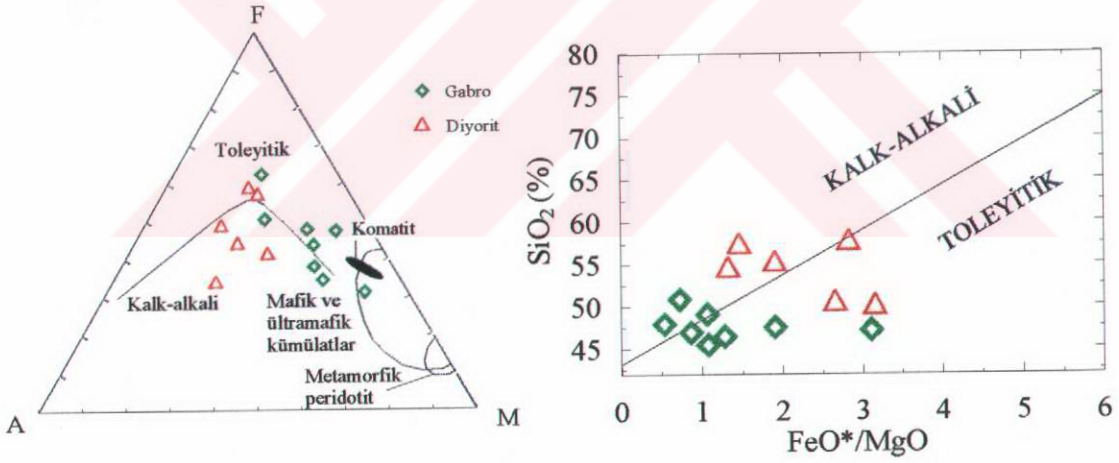
Şekil 3.67. Demirkent plütunu kayaçlarının toplam alkali-silis adlandırma diyagramı (Cox ve diğ., 1979). Kalın eğri alkali subalkali ayrımını göstermektedir



Şekil 3.68. Demirkent plütunu kayaçlarının SiO₂- K₂O diyagramı (Gill, 1981).

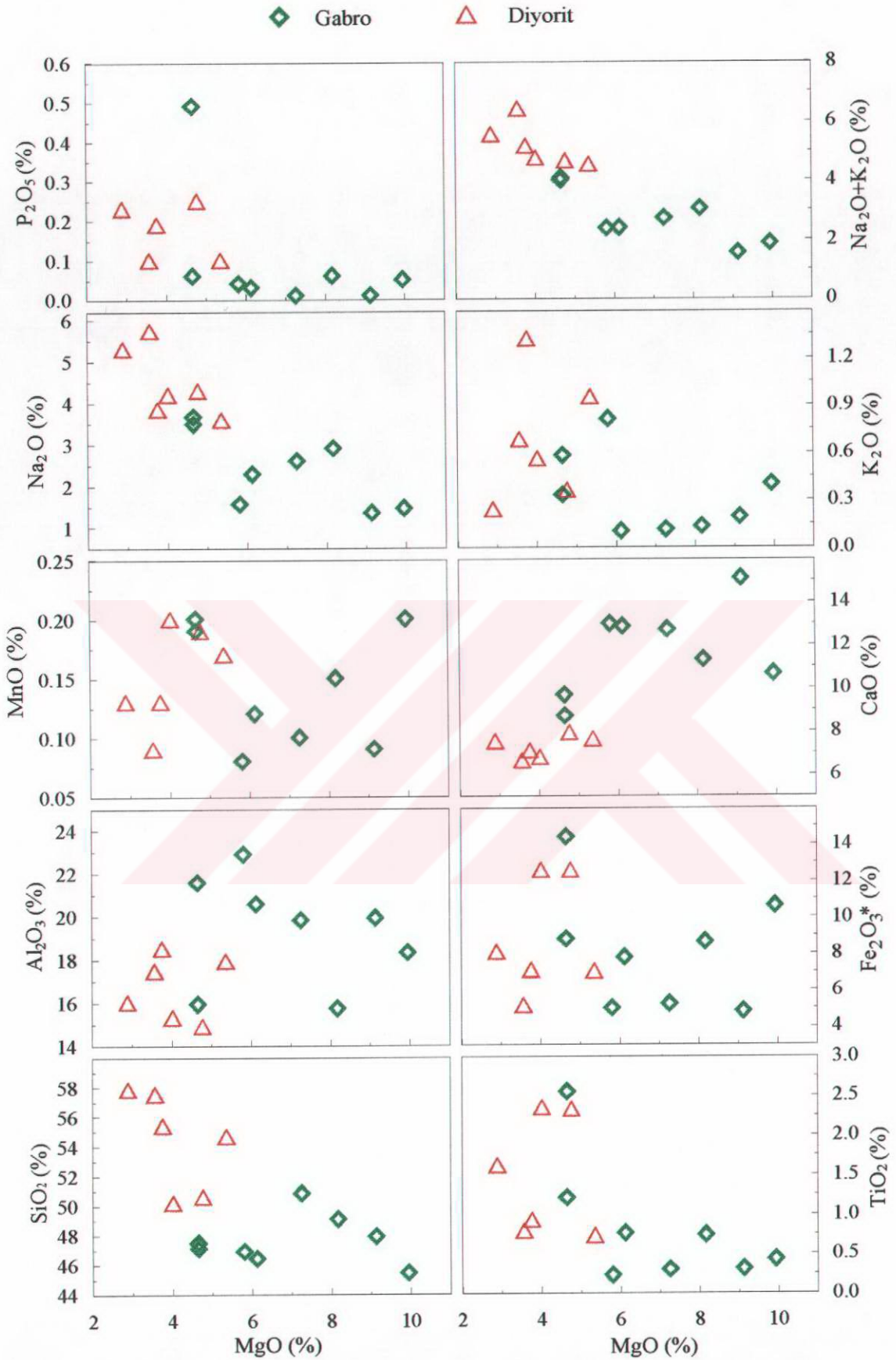


Şekil 3.69. Demirkent plütunu kayaçlarının SiO₂ ye karşı FeO*/(FeO*+MgO) değişim diyagramı ve Al₂O₃-CaO-MgO üçgen diyagramında ofiyolitlerle ilişkili ültramafik kümülatlar, mafik kümülatlar ve komatitler ile karşılaştırılması (Coleman, 1977' den).

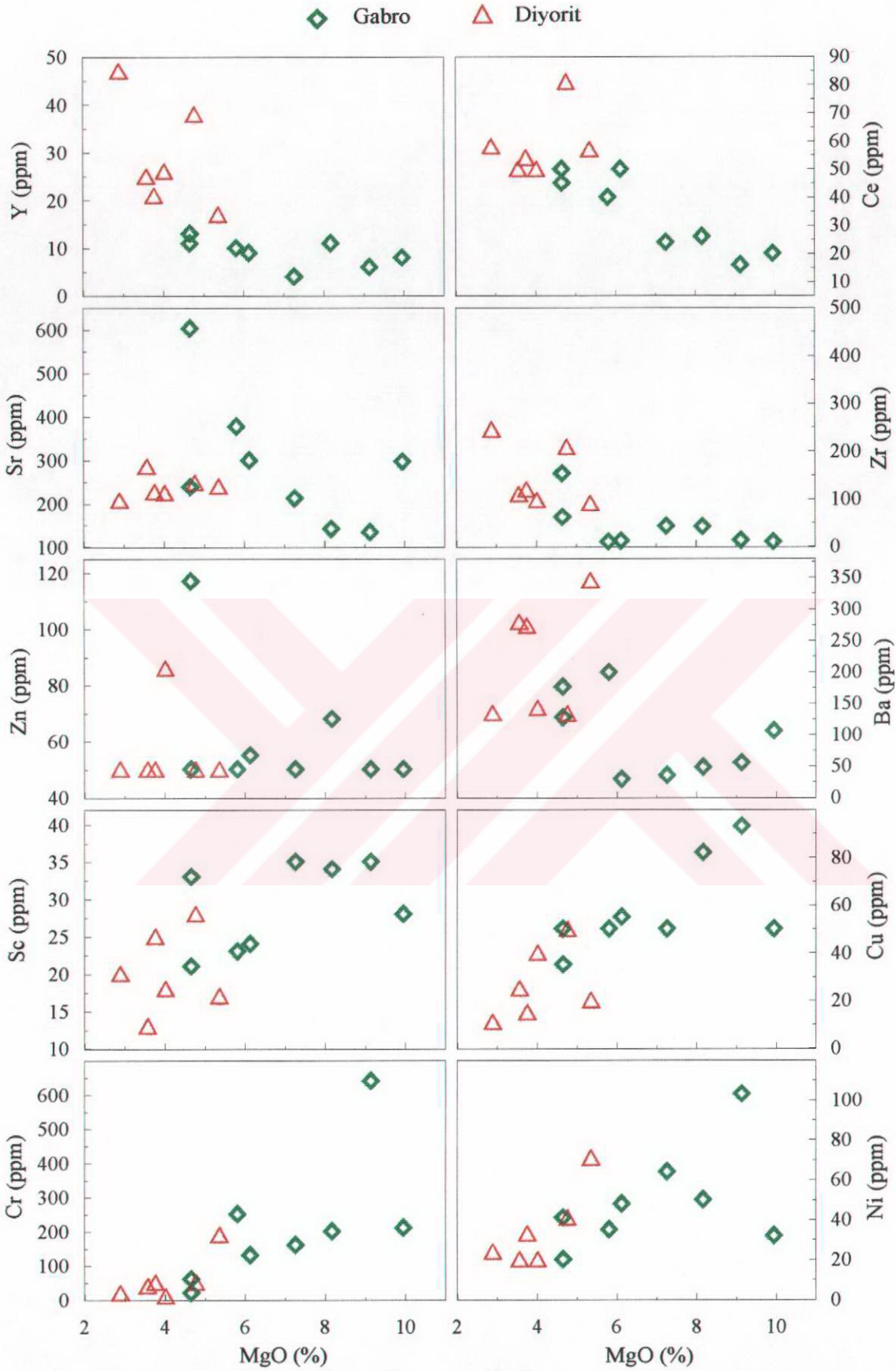


Şekil 3.70. Demirkent plütunu kayaçlarının AFM (Irvine ve Baragar, 1971, Mafik ve ültramafik kümülat, metamorfik peridotit ve komatit alanları Coleman, 1977'den) ve FeO*/MgO-SiO₂ (Miyashiro, 1974) diyagramları

Şekil 3.71' de MgO karşı ana element değişim diyagramları görülmektedir. Artan MgO' e karşı CaO ve Al₂O₃ belirgin pozitif ilişkiler gösterirken, geriye kalan SiO₂, TiO₂, Na₂O, K₂O, MnO, Fe₂O₃* ve P₂O₅ negatif ilişkiler gösterirler. Bu ilişkiler Demirkent plütununun kesirli kristallenme sonucu farklılaşmaya uğradığını göstermektedir. MgO-CaO ve MgO-Al₂O₃ diyagramları, Demirkent plütununun az farklılaşmış kayaçlarının, Ca ve Al



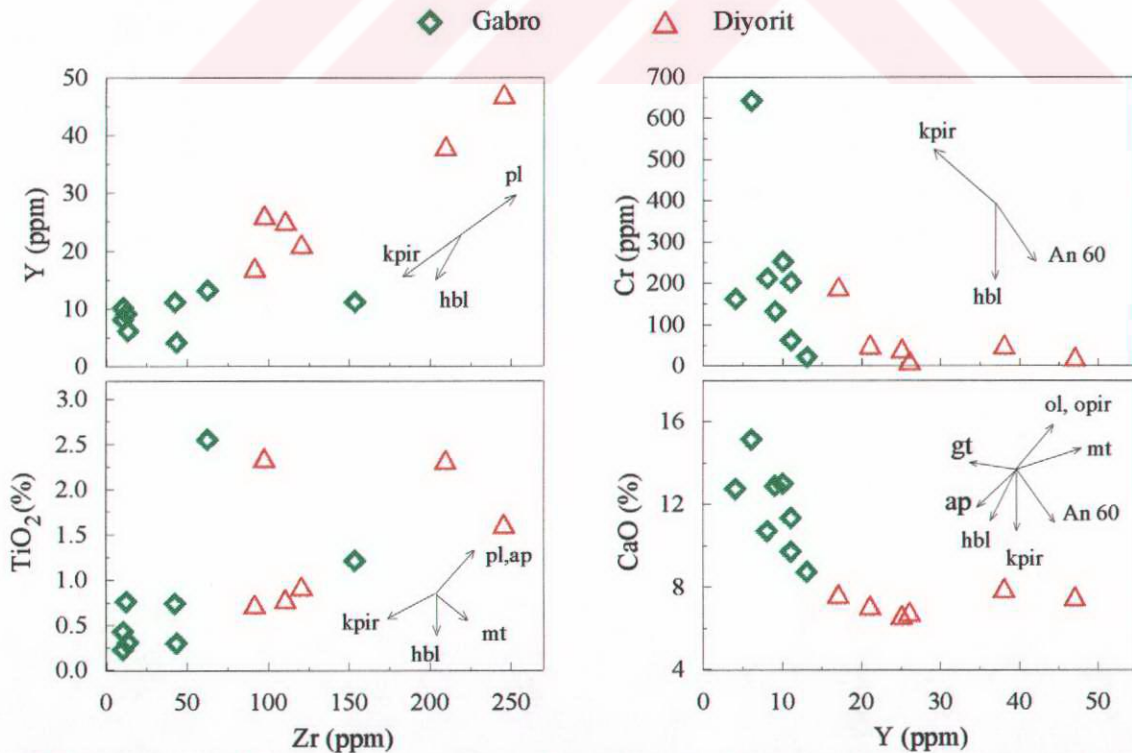
Şekil 3.71. Demirkent plütünü kayaçlarını MgO' e karşı ana oksit değişim diyagramları



Şekil.3.72. Demirkent plütönu kayaçlarını MgO' e karşı iz element değişim diyagramları

içeriği yüksek, alkali içerikleri düşük minerallerden oluştuğunu göstermektedir. Nitekim Demirkent plütununun en az farklılaşan kayaçları yüksek oranlarda MgO (% 9) ve Al₂O₃ (% 20) içeren; klinopiroksen, hornblend ve kalsik plajiyoklas içerikleri yüksek gabrolardır. Kesirli kristallenmeye bağlı olarak gabro ve gabro pegmatitlerde gözlenen klinopiroksenlerin kristallenip ayrılmasından sonra, geriye kalan eriyiğin alkaliler ve silis bakımından zenginleşmesi sonucu diyorit ve kuvarslı diyoritler oluşmuştur. SiO₂, Na₂O ve K₂O ' in MgO ile negatif ilişkileri de yukarıdaki değerlendirmeyi doğrulamaktadır. MgO-Fe₂O₃* ve MgO-TiO₂ diyagramlarındaki negatif ilişkiler Demirkent plütunu kayaçlarının gelişimi sırasında manyetit, titano-manyetit, rutil ve ilmenit birikimi olduğuna işaret etmektedir. Benzer şekilde MgO-P₂O₅ diyagramındaki negatif ilişki de apatit birikimi olduğu şeklinde yorumlanabilir.

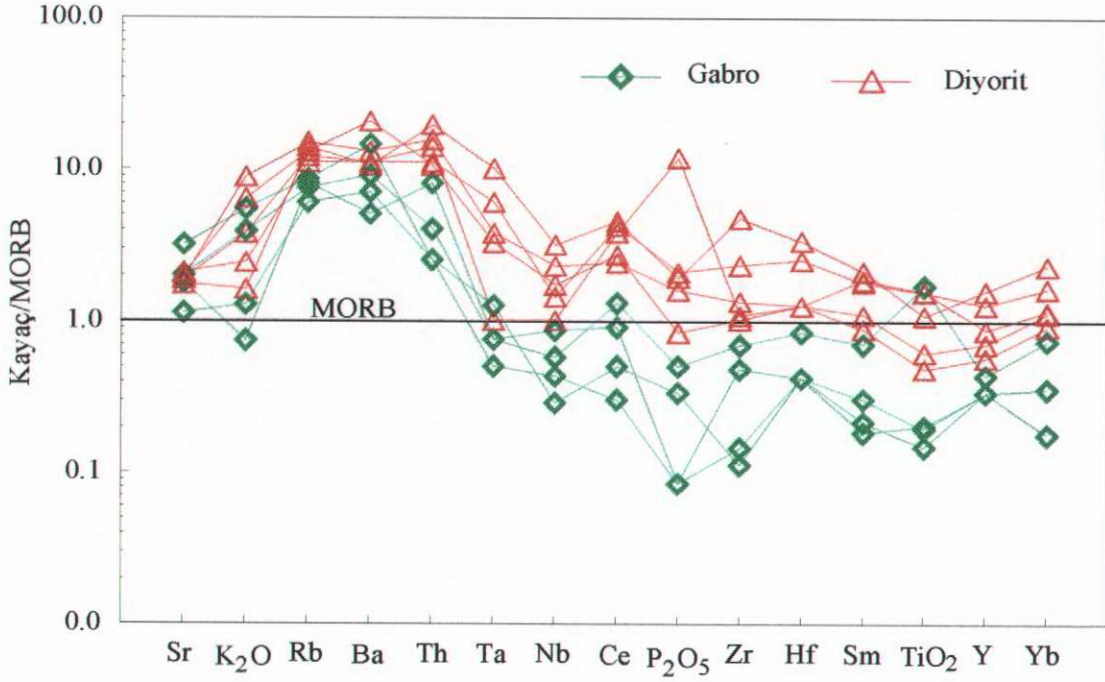
Benzer ilişkiler iz elementlere karşı yapılan değişim diyagramlarında (Şekil 3.72) da görülmektedir. Cr, Ni, Sc ve Cu' ın artan MgO ile pozitif ilişkileri bu elementlerin klinopiroksenlere bağımlılık gösterdiğini ortaya koymaktadır. Buna karşılık Sr, Ba, Ce, Y ve Zr' un MgO ile negatif ilişkileri; Sr, Ba ve Ce' un plajiyoklas, Y' un hornblend ve Zr' unda Fe-Ti oksitlerin (ilmenit ve titanomagnetit) yapısına girdiğini ifade etmektedir.



Şekil 3.73. Demirkent plütununda muhtemel ayrılaşma yollarını gösteren değişim diyagramları.

Kesirli kristallenmenin Demirkent plütönu kayaçlarının gelişimindeki rolü Zr' a karşı TiO₂, Y ve Y' a karşı CaO ve Cr değişim diyagramlarında da görülmektedir (Şekil 3.73). Cr' un spinel ve klinopiroksen; Y' un granat, amfibol ve daha az olarak da klinopiroksen; Zr ve Ti' un ise Fe-Ti oksitlerin (ilmenit ve titano-manyetit) yapısına girdikleri bilinmektedir. Zr-Y, Y-Cr ve Zr-TiO₂ değişim diyagramlarında klinopiroksen, hornblend ve kalsik plajiyoklas ayrılaşmasının Demirkent plütönu kayaçlarının gelişiminde önemli rol oynadıkları görülmektedir. Y-CaO diyagramında artan Y' a karşı CaO' in L şeklindeki yönsemesi klinopiroksen, hornblend ve plajiyoklas (An 60) kontrollü ayrılaşmalara işaret etmektedir (Lambert ve Holland, 1974).

Demirkent plütönünün Okyanus Ortası Sırtı Bazaltlarına (MORB) göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramları Şekil 3.74'de verilmiştir. Gabro ve diyoritler genel olarak yüksek LIL, düşük HFS element içerikleri ve yüksek Ba/Nb, Th/Nb Sr/Nb, Sr/Zr gibi LIL/HFS element oranlarına sahiptirler. Plütönün bütün kayaçları Sr' dan Th' a kadar olan LIL elementlerce MORB' a göre ortalama 10 kez zenginleşmişlerdir. HFS elementler bakımından gabrolar MORB' a göre genel olarak tüketilmiş iken, diyoritler kısmen zenginleşmişlerdir. Astenosferin kısmi ergimesi ile oluşan bazaltlarda Ba, Nb, Th, Sr gibi elementlerin yüksek miktarları, bunların en fazla zenginleşen elementler olduklarını ve zenginleşme derecesinin uyumsuzluk derecesi ile ilişkili olduğunu ortaya koymuştur. Mantodan kaynaklanan bazaltların aksine yitimle ilişkili bazaltlar özellikle Sr, K, Rb, Ba, Th gibi büyük iyonik potansiyelli (LIL) elementler ve hafif nadir toprak elementlerce (LREE) belirgin zenginleşme gösterir (Pearce, 1983). Daha az bahsedilmekle birlikte, kabuksal özümlemede yitimde olduğu gibi LIL element zenginleşmesine sebebiyet verebilir (Pearcy ve diğ., 1990). Yitimle ilişkili kayaçlarda görülen yüksek LIL/HFS oranları, özellikle düşük HFS içerikli kayaçlarda daha iyi gelişme eğilimindedir. Bu bakımdan yitimle ilişkili bir çok alanda yay sistemlerine eklenen LIL element miktarlarının göreceli olarak sabit olduğu ve LIL/HFS oranlarındaki değişimin, manto kamasındaki HFS elementlerin yitim öncesi bolluklarına bağlanmaktadır (Le Bel ve diğ., 1985; Arculus ve Powell, 1986; Hawkesworth ve Elam, 1989; Hawkesworth ve diğ., 1991). Demirkent plütönu kayaçları düşük Ta, Nb, Ti ve diğer HFS element içerikleri ile de tipik olarak ada yayı kayaçlarına benzemektedirler.



Şekil 3.74. Demirkent plutonu kayaçlarının MORB' a göre normalleştirilmiş iz element değişim diyagramları (MORB değerleri, Pearce, 1983'den)

Ta ve Nb' un rutilin yapısına girmesi ve okyanus kabuğunun 80-100 km derinliklerinde 750-800 °C de dehidratasyonu sırasında rutilin kalıntı fazda kalması, yaklaşan plaka sınırlarındaki kayaçların düşük Ta, Nb ve Ti içerikli olmasına yol açmaktadır (Tatsumi ve diğ., 1986; Ryerson ve Watson, 1988; Hawkesworth ve Powell, 1980; Green ve Pearson, 1987; Ringwood, 1990).

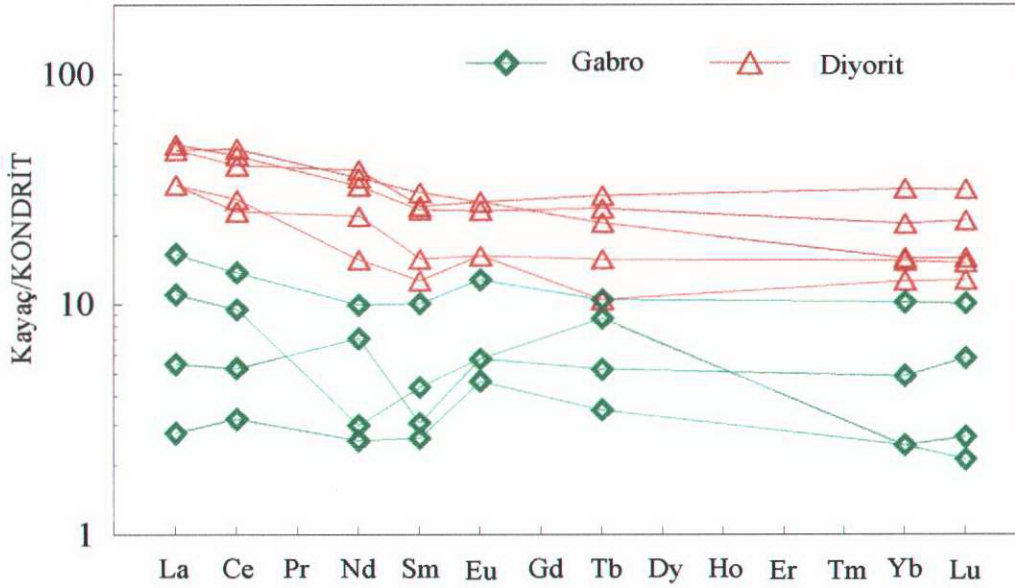
Demirkent plütönu kayaçlarından seçilen örneklerin nadir toprak element (REE) analizleri Çizelge 3.24' de verilmiştir. REE içerikleri bakımından kondrite göre zenginleşen kayaçlar genellikle yataya yakın, kısmen yukarı doğru konkav bir dağılım sunarlar (Şekil 3.75). Bu nedenle ağır ve hafif REE içerikleri bakımından az oranlarda farklılaşmışlardır ($La_N/Lu_N = 1.03- 2.94$). Ağır REE yatay bir dağılım gösterirken, hafif REE kendi içlerinde küçük oranlarda farklılaşmışlardır ($La_N/Sm_N = 1,04- 2,60$). Gabbro ve gabbro pegmatitler hafif pozitif Eu ($Sm_N/Tb_N = 1,1-1,5$) anomalisi gösterirken, diyoritlerde Eu anomalisi kaybolmakta ve kısmen de negatif (0.92-0.98) olmaktadır. Pozitif Eu anomalisi gabroların oluşumu sırasında plajiyoklas birikimi olduğu şeklinde yorumlanabilir. Yatay ve kısmen yukarı doğru konkav dağılım profilleri ve pozitif Eu anomalileri; Demirkent plütönu

Çizelge 3.24. Demirkent plütönu kayaların nadir toprak element (ppm) analizleri

Örn. No.	G-499	G-518	G-607	G-621	G-625	G-630	G-635	G-681	G-694
La	17	6	2	18	12	12	17	4	1,0
Ce	38	13	5	42	27	24	45	9	3,0
Nd	27	7	5	23	11	17	25	2,1	1,8
Sm	6,1	2,3	0,7	5,9	2,9	3,6	7	1	0,6
Eu	2,4	1,1	0,5	2,2	1,4	1,4	2,4	0,5	0,4
Tb	1,3	0,6	0,5	1,5	0,6	0,9	1,7	0,3	0,2
Yb	3,9	2,5	0,6	5,5	3,1	3,8	7,8	1,2	0,6
Lu	0,6	0,38	0,08	0,87	0,48	0,57	1,19	0,22	0,1
$(La/Lu)_N$	28,33	15,79	25,00	20,69	25,00	21,05	14,29	18,18	10,00
$(La/Sm)_N$	2,79	2,61	2,86	3,05	4,14	3,33	2,43	4,00	1,67
$(La/Yb)_N$	4,36	2,40	3,33	3,27	3,87	3,16	2,18	3,33	1,67
Eu*	3,70	1,45	0,60	3,70	1,75	2,25	4,35	0,65	0,40
Eu	0,65	0,76	0,83	0,59	0,80	0,62	0,55	0,77	1,00

$$Eu^* = (Sm+Tb)_N/2, \quad Eu = Eu_N/Eu^*$$

kayaların gelişiminde klinopiroksen, hornblend ve kısmen de plajiyoklas ayrılaşmasının önemli rol oynadığına işaret etmektedir (Hanson, 1980). Gabro ve diyoritler birbirine paralel, yatay ve hafifçe yukarı doğru konkav REE dağılım profilleri ile Gill (1981)' in düşük K' lu orojenik andezitlerine benzemektedirler (Şekil 3.75). Artan SiO₂ veya azalan MgO



Şekil 3.75. Demirkent plütönu kayaların kondrite göre normalize edilmiş REE diyagramı (kondrit değerleri; Taylor ve McLennan, 1985' den)

içeriğine bağlı olarak Demirkent plütönu kayaçlarının REE içerikleri de artmaktadır. Bütün kayaçlar REE bakımından kondrite göre 3-60 arasında değişen oranlarda zenginleşmişlerdir. Bu değişim aralığı ile kondrite göre çok az oranlarda zenginleşme gösteren ofiyolitlere bağlı mafik kümülatlar ve gabrolardan ayrılmaktadırlar (ortalama 0.8 x kondrit; 1.2 x kondrit; Coleman, 1977).

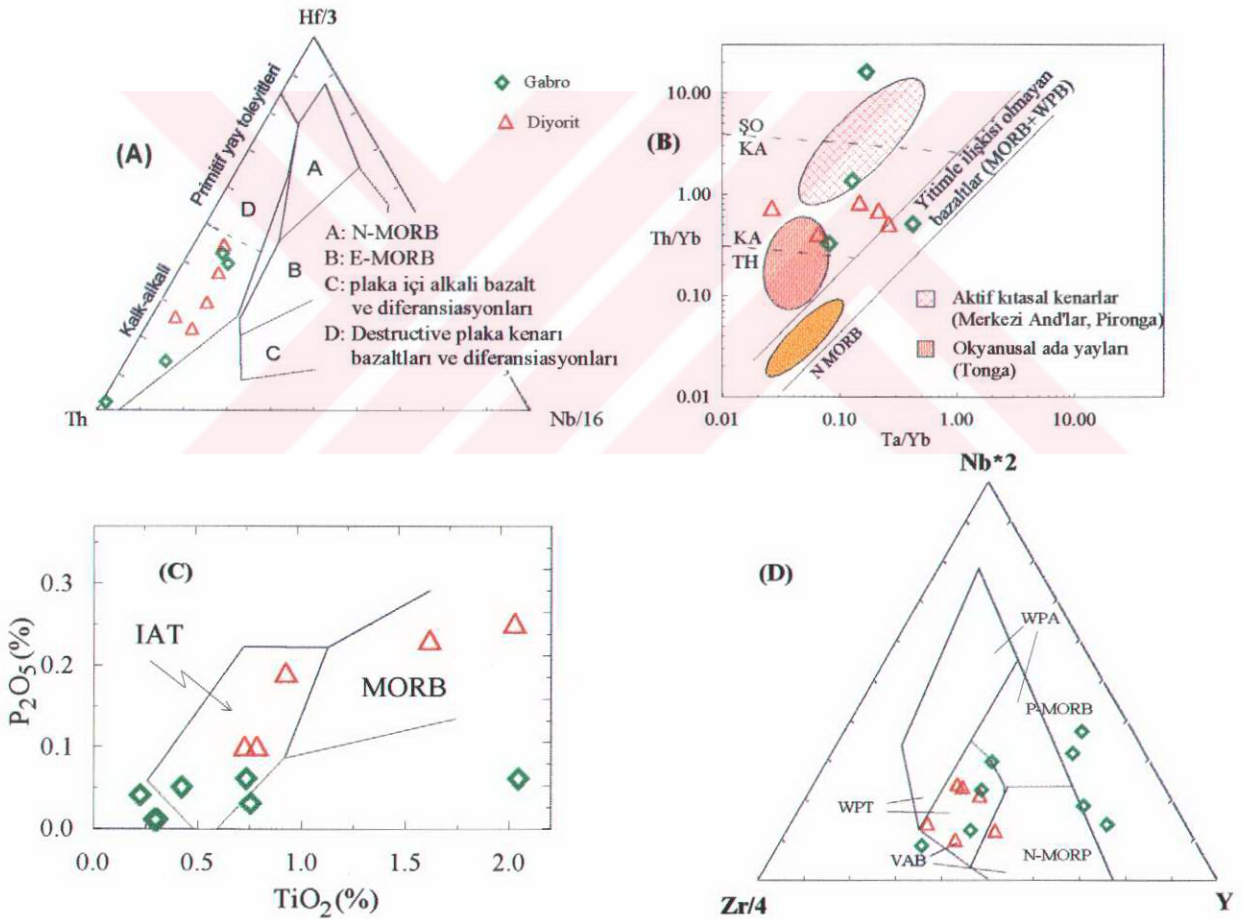
3.3.3.2. Tektonik Ortam

Gabroyik Demirkent plütönu ile ilgili jeokimyasal veriler yitimle ilişkili bir tektonik ortamı göstermektedir. Hf/3-Th-Nb/16 diyagramı bazaltların yanında nötr ve felsik volkaniklere de uygulanabilen bir diyagramdır (Wood, 1980). Demirkent plütönu kayaçları bu diyagramda plaka kenarı kalk-alkali bazalt ve diferansiyasyonları alanında toplanmaktadır (Şekil 3.76 A). Ta/Yb-Th/Yb diyagramında kullanılan hareketsiz elementler farklılaşma olayları sırasında değişseler bile, oransal değerleri sabit kaldığından bazik, nötr ve asidik magmatik kayaçlar için kullanılabilir (Pearce, 1982). Demirkent plütönu kayaçları yüksek Th/Yb, düşük Ta/Yb oranları nedeniyle diyagramda yitimle ilişkili okyanusal ada yayı ve aktif kıtasal kenar ortamlarında toplanmaktadırlar (Şekil 3.76 B). Gabro ve diyoritler $TiO_2-P_2O_5$ (Hawkins, 1980) diyagramında genellikle ada yayı toleyitleri (AIT) alanına düşerler (Şekil 3.76 C). P_2O_5 içeriği çok yüksek iki örnek diyagramın sınırları dışına çıktığı için diyagramda gösterilmemiştir. Bu örneklerin (Örnek No. 499, 518) modal olarak diğerlerine göre oldukça yüksek (% 1.5) oranlarda apatit içerdikleri belirlenmiştir (Bkz. Çizelge 3.16). Nb_x2 - Zr/4 - Y (Meschede, 1986) diyagramında ise, alanların dışına düşen 4 örnek dışında, örneklerin volkanik yay bazaltları (VAB) ve plaka içi toleyitleri (WPT) alanında toplandıkları görülmektedir (Şekil 3.76 D).

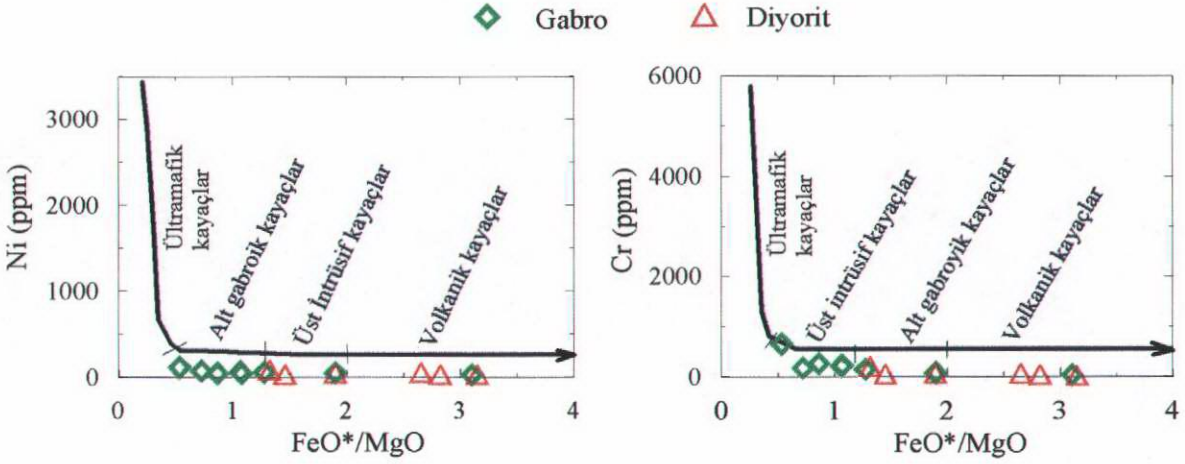
Ada yaylarında gözlenen mafik kayaçlar diferansiyasyona bağlı olarak alttan üste doğru genellikle (1) ültramafik kümülatlar, (2) alt gabroik kayaçlar, (3) üst gabroik-diyoritik-tonalitik kayaçlar ve (4) volkanik kayaçlar şeklinde bir istiflenme göstermektedirler. Ancak kıtasal yaylarda benzeri bir istiflenme olabilmekle birlikte kesin değildir (Talkeetna ada yayı, DeBari ve Sleep, 1991). Demirkent plütönu çoğunlukla gnays ve şistlerden meydana gelen

Karadağ metamorfitlelerini kestiğine göre bir ilksel ada yayından daha çok Paleozoik yaşlı bir kıtasal yay' a ait olmalıdır. Bu bakımdan aynı istiflenmeyi görmeyebiliriz. Bununla birlikte Demirkent plütönünü bu stratigrafiye uyarladığımızda; gabro, gabro pegmatit, diyorit ve kuvarslı diyorit şeklindeki stratigrafik dizilimi ile bunlardan ikinci ve daha çok üçüncü sıradakine uyduğu görülmektedir. Stratigrafide dördüncü sırada yer alan volkaniklere Demirkent plütönünde rastlanmamaktadır. Bir ve ikinci sıradaki ültramafik ve gabroik kayalar muhtemelen Demirkent plütönünün kök kısımlarında olabilir.

Kimyasal farklılaşmayı, uyumlu elementlerden Cr ve Ni' e karşı FeO^*/MgO diyagramında da gayet açık olarak görmek mümkündür (Şekil 3.77). Diyagramda Talkeetna ada yayındaki bütün kayaların Cr ve Ni yönsemesi ile birlikte Demirkent plütönü



Şekil 3.76. Demirkent plütönü kayalarının tektonomagmatik ayırım diyagramları. A)- Wood, 1980, B)- Pearce, 1982 (ŞO = şoşonitik; KA = kalk-alkali; TH = toleyitik, MORB = Okyanus ortası bazaltları; WPA = plaka içi alkalileri), C)- Meschede, 1986 (VAB = volkanik yay bazaltları; WPT = plaka içi toleyitleri; WPA = plaka içi alkalileri; P-MORB = Plume tip MORB; N-MORB = normal tip MORB), D)- Hawkins, 1980 (IAT = ada yayı toleyitleri; MORB = okyanus ortası sırtı bazaltları).



Şekil 3.77. Demirkent plütönu kayaların FeO*/MgO ya karşı Ni ve Cr değişim diyagramları. Kimyasal farklılaşma eğrisi Talkeetna (Alaska) ada yayına aittir (DeBari ve Sleep, 1991).

kayaların Cr ve Ni değişimleri görülmektedir. Diyagramdan da görüldüğü gibi Demirkent plütönu'nun gabro, gabro pegmatit ve diyoritleri, Cr ve Ni içerikleri bakımından Talkeetna ada yayındaki alt gabroyik kayalar ve üst gabroyik, diyoritik kayalar ile benzerdir.

3.3.3.3. Petrojenez

Ada yaylarında mantodan gelerek kabuğa eklenen kütlelerin kimyasal bileşiminin belirlenmesi petrolojik literatürde çok tartışılan konulardan biri olmuştur (Green ve Ringwood, 1968; Jakes ve Gill, 1970; Gill, 1981; Kay, 1980; Brophy and Marsh, 1986). Yay petrojenezini ile ilgili ilk modellerde ada yaylarına özgü birincil magmaların andezitik olduğu ve yiten okyanus dilimindeki bazaltik okyanus kabuğunun tekrar ergimesinden kaynaklandığı ileri sürülmekteydi (Green ve Ringwood, 1968). Buna rağmen günümüzde ada yaylarına özgü magmaların daha çok yiten okyanus diliminin dehidratasyonu ile üstteki manto kamasının ergimesinden kaynaklandığı ve bazaltik bileşimde olduğu görüşü yaygındır (Arculus ve Johnson, 1978; Kay, 1980; Gill, 1981; Anderson, 1982; Leeman, 1983; Nye ve Reid, 1986). Manto peridotitleri ile aynı bileşime sahip birincil magmalarda $Mg/(Mg+Fe) > 0,67$, $Ni > 200$ ppm dir (Gill, 1981, Tatsumi ve diğ., 1983; Ramsay ve diğ., 1984). Bununla birlikte yitile ilişkili bu tür magmalar ada yaylarında son derece azdır. Bu bakımdan DeBari ve Sleep (1991) mantonun kısmi ergimesi modeline göre ada yaylarında meydana gelen

lavların kompleks bir farklılaşma süreci geçirdiğini ve yay magmatizmasını temsil etmediklerini ileri sürmektedirler. Manto peridotitleri ile dengeli ilksel magmaların ada yaylarında çok nadir oluşu, düşük Mg- yüksek Al' lu bazaltların ada yaylarının ilksel magması olduğu ve okyanus kabuğunun kısmi ergimesinden kaynaklandığı gibi alternatif görüşün doğmasına yol açmıştır (Marsh ve Carmichael, 1974; Myers ve diğ., 1986; Brophy ve Marsh, 1986). Myers (1988), ada yaylarında nadir olarak bulunan yüksek Mg toleyitlerin yüksek Al' lu bazaltların peridotit özümlemesi ile oluştuğunu ileri sürmektedir.

Demirkent plütonu kayaçlarının mafik bileşen oranları yüksek (MgO > % 10, Cr = 723 ppm, Ni = 247 ppm) ve Al₂O₃ oranı düşük (% <15) gabroyik kayaçlar, manto kamasının kısmi ergimesi ile oluşmuş olmalıdırlar. Bu oranlar manto hazburjitleri ile dengede olabilecek kadar yüksek oranlarda mafik, yiten okyanus diliminin kısmi ergimesinden oluşmuş olamayacak kadar da Al bakımından fakirdirler (DeBari ve Sleep, 1991). Demirkent plütonunun az ayrılmış bazı gabroları (633, 694, 909) mantonun kısmi ergimesinden oluşmuş olabilecek kadar yüksek mafik bileşen (Örnek No. 694; MgO = % 9.12; Cr = 640 ppm; Ni = 103 ppm) oranlarına sahiptirler. Diyoritlere doğru gidildikçe mafik bileşen içerikleri azalmaktadır. Az farklılaşmış gabroların mafik bileşen oranları, manto kamasının kısmi ergimesi ile oluşmuş bir magmadan itibaren oluşabileceklerini göstermektedir. Daha fazla farklılaşmış bazı gabro ve diyoritler ise bu magmadan itibaren kesirli kristallenme ile oluşabilir. Nitekim değişim diyagramları ve REE dağılımları diyoritlerin az farklılaşmış gabrolardan itibaren kesirli kristallenme ile oluştuklarına işaret etmektedir. Ancak Demirkent plütonu kayaçlarının mafik bileşen içerikleri ile Al₂O₃ içerikleri arasında negatif bir ilişki vardır. Az ayrılmış kayaçlar direk manto hazburjitlerinin kısmi ergimesi ile oluşamayacak kadar yüksek Al₂O₃ (% 18-22) içeriğine sahiptirler. Bu değerler Demirkent plütonunun oluşumunda yiten okyanus kabuğunun kısmi ergimesi ile oluşmuş eriyiklerin katkısına işaret etmektedir. MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılımlarında görülen yüksek LILE içerikleri de okyanus kabuğunun kısmi ergimesi ile oluşan eriyiklerin ana magmanın oluşumuna katkıda bulunduğuna işaret etmektedir (Pearce, 1983). Sonuç olarak Demirkent plütonu kayaçlarının yiten okyanus kabuğundan türeyen eriyiklerle metasomatize olmuş manto kamasının kısmi ergimesi ile oluşan bir ana magmadan itibaren kesirli kristallenme ve asimilasyon gibi farklılaşma olayları sonucunda oluştuğu söylenebilir.

3.3.4. Sebzeciler Granitoyidi

Sebzeciler granitoyidinin kimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla 17 örneğin ana ve iz, 11 örneğin de nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Ana ve iz element analizleri ile CIPW parametreleri Çizelge 3.25' de, nadir toprak element analizleri de Çizelge 3.26' da verilmiştir.

3.3.4.1. Ana, İz ve Nadir Toprak Elementler

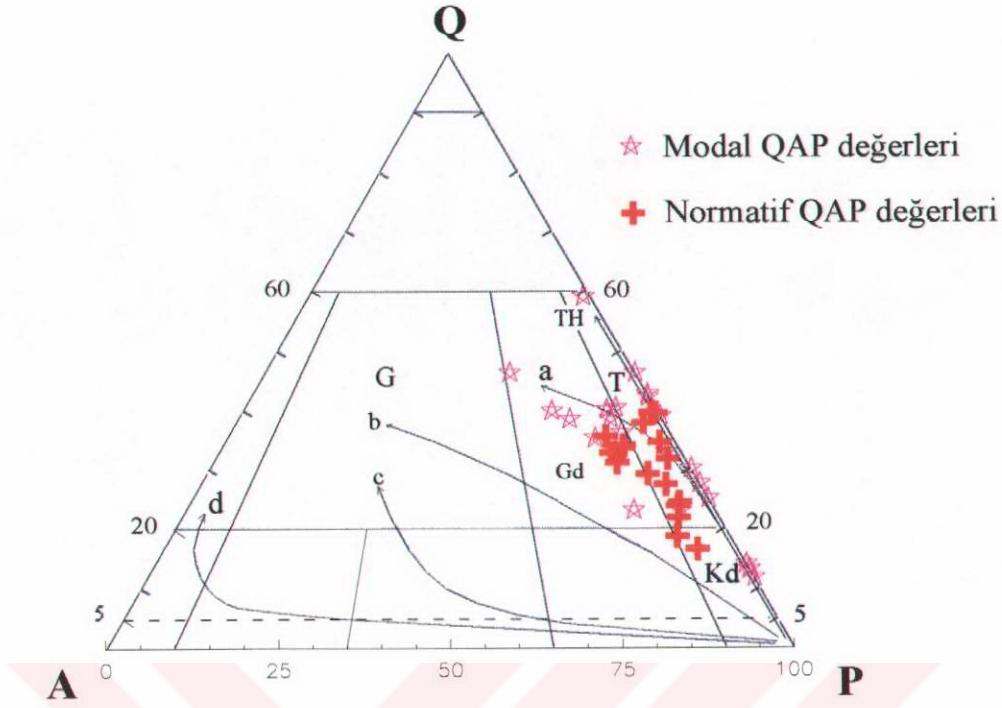
Sebzeciler granitoyidi normatif Q-A-P (Le Maitre, 1989) diyagramında, modal Q-A-P (Streckeisen, 1976) diyagramında olduğu gibi, kuvarslı diyoritten granodiyorite kadar değişen düşük K'lu kalk-alkali tronjemitik yönsemeye sahiptir (Şekil 3.78). Debon Le Fort (1983)'un multikatyonik kimyasal adlandırma diyagramlarında ise bir örnek kuvarslı diyorit, diğerleri tonalit alanında toplanmaktadır (Şekil 3.79). Ancak IUGS' nin 1976 yılındaki sınıflamasında plajiyoklas olarak oligoklas veya andezin içeren loko-tonalitler tronjemit olarak tanımlanmışlardır (Streckeisen, 1976). Bu bakımdan petrografi kısmında da belirtildiği gibi tonalit alanına düşen örneklerin büyük çoğunluğu renk indisleri 10' dan düşük olduğundan trondjemit bileşimindedirler.

Sebzeciler granitoyidi kayaçları Debon Le Fort (1983)' un A-B karakteristik mineral diyagramında kafemik ve kısmen de alumina kafemik bir yönseme göstermektedir (Şekil 3.80). Tonalit ve kuvarslı diyoritler kafemik trendin biyotit ve hornblend bakımından zengin başlangıç kısmına yakın toplanırken, tronjemitler biyotitce zengin kafemik ve kısmen de alumina kafemik kısımda toplanmaktadırlar. Biyotit ve hornblend içeriği yüksek olan tonalitler metalümin alanda; biyotit içeriği yüksek, hornblend içeriği düşük olan tronjemitler ise metalümin-peralümin geçişinde yer alırlar.

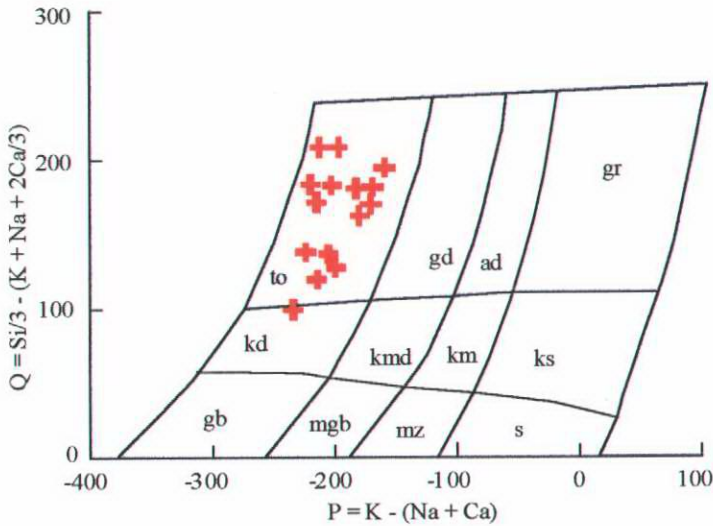
Çizelge 3.25. Sebzeçiler granitoyidi kayaçlarının ana (%) ve iz (ppm) element analizleri ile CIPW normları

Ör. No.	420	502	614	615	619	620	622	631	653	654	655	677	678	689	691
SiO ₂	73,59	75,72	70,69	70,85	72,86	72,17	67,95	69,97	60,73	61,01	60,94	72,84	69,7	63,55	58,52
TiO ₂	0,29	0,13	0,37	0,36	0,33	0,3	0,4	0,39	0,66	0,67	0,61	0,2	0,34	0,5	0,72
Al ₂ O ₃	12,95	12,44	14,37	14,08	13,65	13,84	14,07	14,29	16,75	17,1	17,01	13,78	14,82	16,17	19,72
Fe ₂ O ₃ *	3,58	2,97	3,26	3,26	3,24	2,67	3,25	3,59	6,8	6,54	6,65	2,12	3,21	6,17	5,82
Fe ₂ O ₃	1,47	0,95	0,33	0,94	0,77	0,72	1,04	0,93	2,64	2,46	2,75	0,51	0,64	2,34	2,21
FeO	2,11	2,02	2,93	2,32	2,47	1,95	2,21	2,66	4,16	4,08	3,9	1,61	2,57	3,83	3,61
MnO	0,04	0,04	0,06	0,1	0,05	0,09	0,07	0,08	0,14	0,16	0,16	0,06	0,07	0,11	0,12
MgO	0,98	0,12	0,77	0,7	0,55	0,54	0,88	0,94	2,31	2,37	2,42	0,36	0,68	2,13	1,87
CaO	0,74	0,64	2,41	2,62	1,95	2,98	3,32	2,86	6,09	5,98	6,06	1,83	2,7	5,39	7,32
Na ₂ O	5,83	6,23	4,88	4,8	4,83	5,4	5,69	4,52	3,87	3,55	3,52	5,39	5,43	3,26	3,72
K ₂ O	0,17	0,07	1,57	1,61	1,51	0,36	0,74	1,24	0,82	0,7	0,63	1,23	0,38	0,96	0,85
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,02	0,12	0,02	0,09	0,07	0,03	0,15	0,1	0,09	0,07	0,06	0,08	0,14
LOI	0,8	0,8	1,3	1,3	1,2	1,4	4,1	1,1	1,4	1	1,4	2,4	1,6	0,9	1,7
Toplam	98,98	99,17	99,7	99,8	100,2	99,84	100,5	99,01	99,72	99,18	99,49	100,3	98,99	99,22	100,5
Sr	49	15	114	130	112	177	71	110	206	190	200	84	169	156	222
Rb	30	24	37	35,96	-	6,52	-	-	9,57	-	8,15	-	-	-	11,57
Ba	90	8	349	382	450	231	82	307	262	221	146	208	179	228	198
Th	8,7	9,9	7,3	4,98	7,7	6,09	6,2	-	1,8	-	1,8	9,6	-	-	1,9
U	2,2	1,9	0,4	0,9	2,3	1,1	0,5	-	0,2	-	0,26	1,7	-	-	0,31
Ta	2	2	0,7	0,2	0,6	0,6	1	-	0,1	-	0,15	1	-	-	0,2
Nb	10	10	10	10	11	11	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Ce	91	100	36	31,8	41	64,7	22	-	19,1	-	21	44	-	-	22
Zr	466	410	128	90	233	122	120	110	53	69	80	113	139	72	59
Hf	12	13	5	3,86	7	4,99	4	-	2,58	-	3	4	-	-	2
Sm	9,2	11	2,9	3,19	3,6	5,62	1,9	-	3,34	-	2,8	2,7	-	-	2,9
Y	49	78	17	20,4	28	34,3	12	12	26,7	19	20	15	16	16	19
Yb	11,5	13,3	3,5	2,09	5,9	3,59	2,5	-	2,71	-	3,5	3	-	-	3,3
Cr	2100	200	100	85	500	71	300	500	300	500	400	200	400	500	300
Ni	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
Co	5	4,2	5	-	3,8	-	5	-	-	50	12	4,4	-	50	9
Sc	4	2	8	1,3	6	1,4	6	10	19	19	19	3	10	13	18
Qr	34,98	36,42	27,94	30,08	32,47	31,61	23,73	29,84	17,62	19,57	19,97	31,46	28,32	24,37	13,97
Or	1	0,41	9,23	9,47	8,88	2,12	4,35	7,29	4,82	4,12	3,7	7,23	2,23	5,65	5
An	3,6	3,11	11,82	12,11	9,54	12,45	10,66	13,98	25,89	28,63	28,73	8,62	13	26,21	34,57
Ab	49,29	52,67	41,26	40,58	40,84	45,65	48,11	38,21	32,72	30,01	29,76	45,57	45,91	27,56	31,45
Di	-	-	-	0,1	-	1,48	4,46	-	2,74	0,3	0,6	-	-	-	0,67
Hy	4,7	3,08	6,53	3,03	4,82	3,26	2,64	5,96	9,03	10,41	9,91	3,21	5,45	9,78	8,17
Mt	2,14	1,38	0,48	1,37	1,12	1,05	1,51	1,35	3,84	3,57	4	0,74	0,93	3,4	3,21
İlm	0,55	0,25	0,7	0,68	0,63	0,57	0,76	0,74	1,26	1,27	1,16	0,38	0,65	0,95	1,37
Ap	0,02	0,02	0,04	0,26	0,04	0,19	0,15	0,06	0,32	0,22	0,19	0,15	0,13	0,17	0,3
Crn	1,85	0,98	0,31	-	0,57	-	-	0,38	-	-	-	0,42	0,71	0,16	-
Mg#	45,3	9,6	31,9	5,1	28,4	33	41,5	38,6	49,7	50,9	52,5	28,5	32	49,8	48
A/CNK	1,16	1,08	1,02	0,98	1,04	0,94	0,87	1,02	0,91	0,98	0,97	1,02	1,04	1	0,97
A/NK	1,32	1,2	1,48	1,46	1,42	1,49	1,38	1,63	2,31	2,59	2,63	1,35	1,59	2,53	2,8
DI	85,27	89,5	78,43	80,13	82,19	79,38	76,19	75,34	55,16	53,7	53,43	84,26	76,46	57,58	50,42

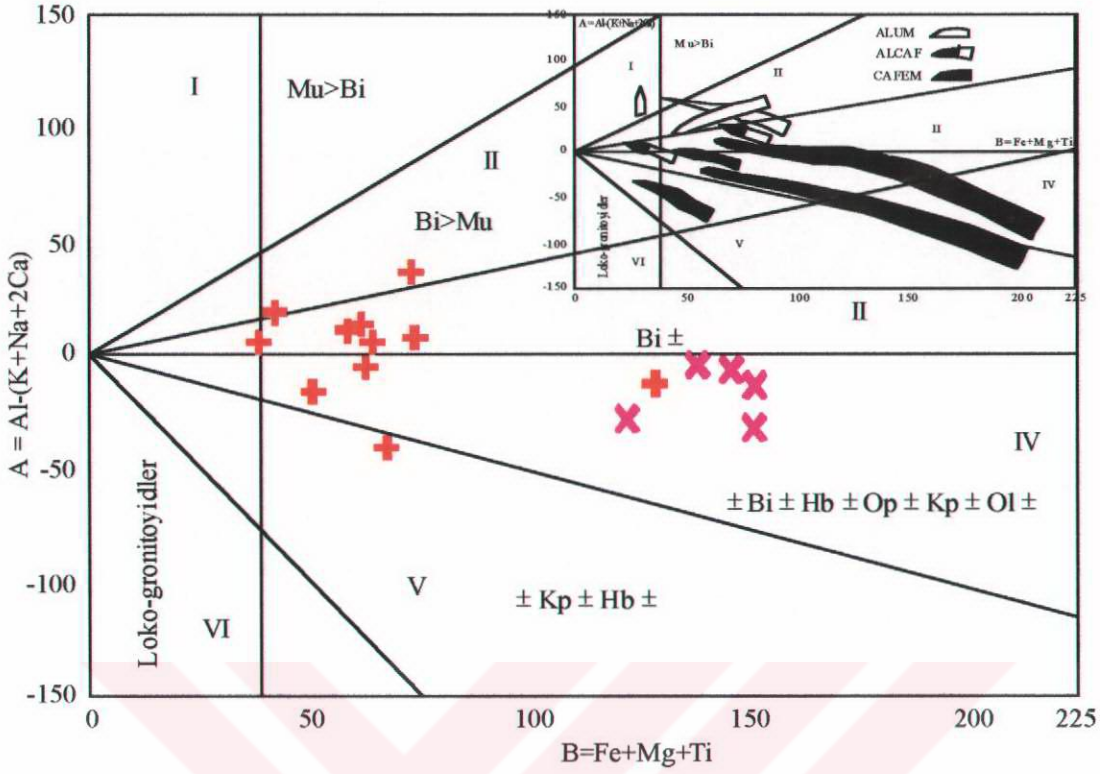
* toplam F₂O₃, (DI= q+or+ab+ne+ lc+kp)



Şekil 3.78. Sebzeciler granitoidinin normatif ve modal Q-A-P diyagramı (Le Maitre, 1989; Streckeisen, 1976). Kd: Kuvarslı diyorit, T = tonalit, Gd = Granodiyorit, G = granit. Oklar magmatik kayaç serilerinin diferansiyasyon yönsemelerini göstermektedir (Lameyre ve Bowden, 1982): TH = toleyitik yönseme, a = kalk-alkali tronjemitik (düşük K'lu) yönseme, b = kalk-alkali granodiyoritik (orta K' lu) yönseme, c = kalk-alkali monzonitik (yüksek K'lu) yönseme, d = alkali yönseme.



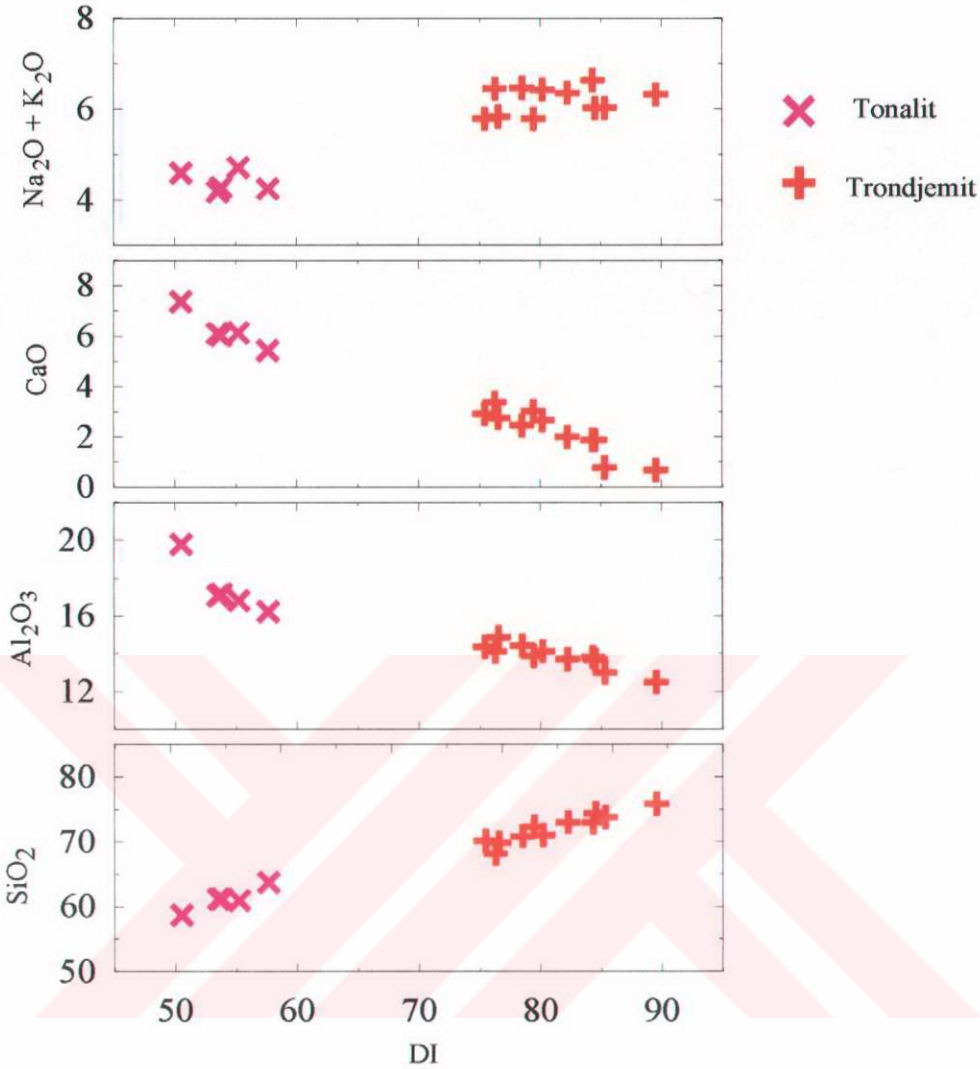
Şekil 3.79. Sebzeciler granitoidinin P-Q kimyasal sınıflandırma diyagramı (Debon ve Le Fort, 1983). gb = gabro; mgb = monzogabro; mz = monzonit; s = siyenit; kd = kuvarslı diyorit; kmd = kuvarslı monzodiyorit; km = kuvarslı monzonit; ks = kuvarslı siyenit; to = tonalit; gd = granodiyorit; ad = adamellit; gr = granit



Şekil 3.80. Sebzeçiler granitoyidi kayaların kimyasal değişimini gösteren A-B karakteristik mineral diyagramı (Debon Le fort, 1983). I, II ve III, peralümin; IV, V ve VI metalümin alanları temsil etmektedir

Trondjemitlerin SiO_2 (% 68-76) içeriği ve değişim aralığı, tonalitlerin SiO_2 (% 58-64) içeriği ve değişim aralığından daha büyüktür. Benzer şekilde trondjemitlerin Na_2O (% 4.52-6.23) ve K_2O (% 0.07-1.61) içerikleri tonalitlerin Na_2O (% 3-26-3.87) ve K_2O (% 0.63-0.96) içeriklerinden daha yüksektir. Geriye kalan ana oksit yüzdeleri bakımından trondjemitler tonalitlere oranla daha yüksek konsantrasyonlara sahiptir ve herhangi bir çakışma söz konusu değildir. Örneğin tonalitler Al_2O_3 (% 16 -20) bakımından trondjemitlere oranla (% 12-15) daha zengindir. Benzer şekilde MgO (% 1.87-2.42) ve CaO (% 5.39-7.32), TiO_2 (% 0.5-0.72) ve MnO (% 0.11-0.16) ve P_2O_5 (% 0.08-0.15) oranları trondjemitlerin MgO (% 0.12-0.98) ve CaO (% 0.64-3,32), TiO_2 (% 0.13-0,40), MnO (<% 0.1) ve P_2O_5 (<% 0.12) oranlarından yüksektir.

Toplam $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ içerikleri granitoyidlerin farklılaşma dereceleri hakkında bilgi vermesi bakımından önemlidir. Tonalitler, yüksek toplam ferromagnezyen içeriği (%



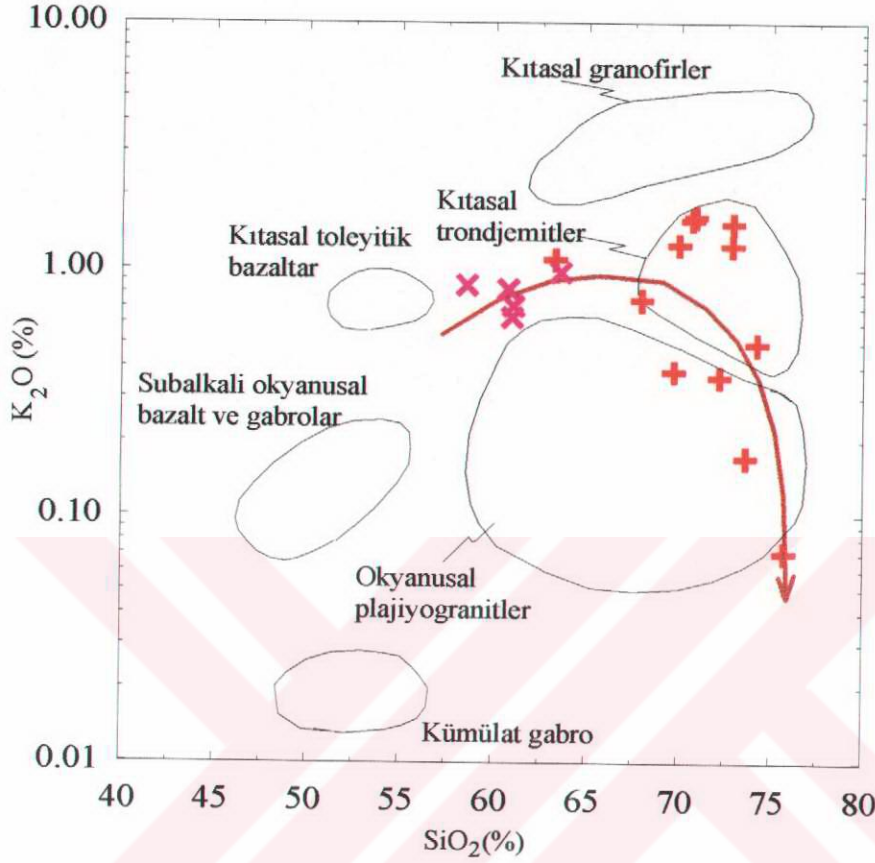
Şekil 3.81. Sebzeçiler granitoyidi kayaçlarının diferansiyasyon indeksi ($DI = q + or + ab + ne + lc + kp$)' ne karşı bazı ana oksit değişim diyagramları

4.8-5.8) ile Sebzeçiler granitoyidinin en az farklılaşan; trondjemitler ise düşük toplam ferromagnezyen içeriği ($\% < 2.7$) ile orta derecede farklılaşan ürünlerini oluşturmaktadırlar.

DI (diferansiyasyon indeksi) - ana oksit diyagramı (Şekil 3.81) trondjemit ve tonalitlerin artan DI değerlerine bağlı olarak silis ve toplam alkali içeriklerinin göreceli olarak arttığını; CaO ve Al₂O₃ içeriklerinin ise azaldığını göstermektedir. Tonalitlerin düşük silisyum ve DI değerlerine (53-57) karşılık trondjemitler daha yüksek silisyum ve DI (75-89) değerlerine

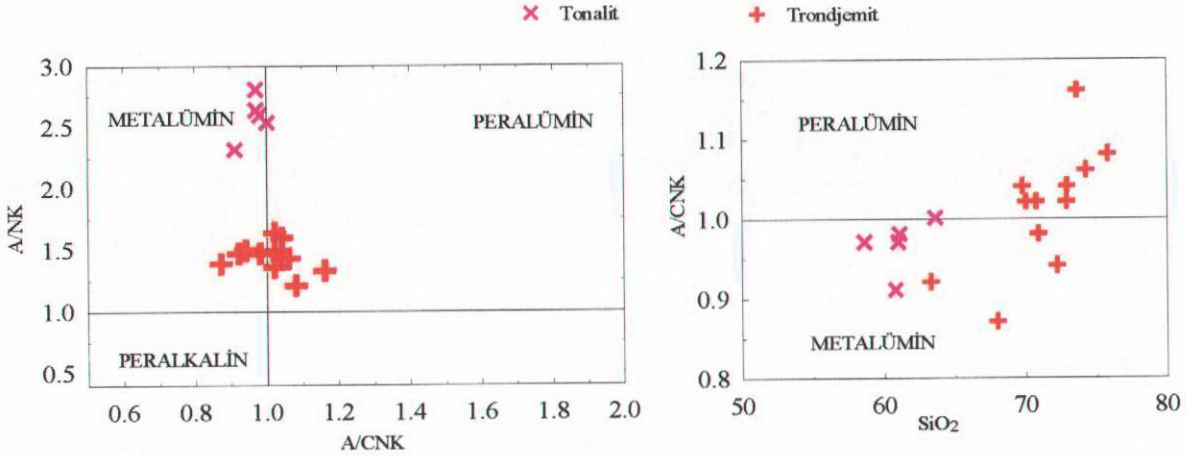
sahiptir. Tronjemit ve tonalit yönsemelerinin aynı doğrular üzerine düşmesi, tronjemitlerin kesirli kristallenmenin daha sonraki ürünleri olduğu şeklinde yorumlanabilir.

Adamia ve diğ. (1996) Sebzeciler granitoyidinin gabroik Demirkent plütону' nu keserek yerleştiğini, K_2O oranlarının oldukça düşük olduğunu ve jeokimyasal olarak okyanusal karaktere sahip olduklarından bahsederek bunları okyanusal plajiyogranitler olarak değerlendirmişlerdir. Yüksek oranlarda silisyum (% 65-69), düşük-orta oranlarda alüminyum (% 13.5-14.5), düşük oranlarda toplam demir-magnezyum (% 6-10) ve son derece düşük K_2O oranı (% 0.07-0.67) okyanusal plajiyogranitleri karakterize eder. Bunların normatif ortoklas içerikleri genellikle % 4' den azdır (Coleman ve Peterman, 1975). Sebzeciler granitoyidi bu açıdan değerlendirildiğinde, tronjemitlerin tamamen farklı olduğu, tonalitlerin ise bir takım benzerlikler sunduğu görülmektedir. Tronjemitlerin SiO_2 ve K_2O oranları, plajiyogranitlerin SiO_2 ve K_2O oranlarından genellikle daha yüksektir. Ancak Al_2O_3 oranları bakımından plajiyogranitlere benzemektedir. Toplam demir-magnezyum oranları (2.48-4.56) plajiyogranitlerin bu oranlarından çok daha düşüktür. Normatif ortoklas oranının % 0.41-9.47 gibi oldukça yüksek değerlere kadar çıkması da granitoyide ait kayaçların plajiyogranit olamayacağını açıkça göstermektedir. Bu jeokimyasal özellikleri ile kıtasal tronjemitlere büyük benzerlik göstermektedirler. Tonalitler ise düşük SiO_2 , yüksek Al_2O_3 oranları ile plajiyogranitlerden ayrılmakta; ancak toplam demir-magnezyum (% 7.69-9.11), K_2O ve normatif ortoklas (% 3.7-5.65) oranları ile plajiyogranitlere benzemektedirler. Ofiyolit istifinin en önemli karakteristiklerinden biri son derece düşük K_2O içeriklerine sahip olmalarıdır. Yarı logaritmik $SiO_2 - K_2O$ diyagramında (Şekil.3.82) Sebzeciler granitoyidine ait verilerle birlikte ofiyolitik kayaçlar, kıtasal bazaltlar ve bunların diferansiyasyon ürünleri görülmektedir (Coleman ve Peterman, 1975). Burada ofiyolitik kayaçların son derece düşük K_2O içeriklerine sahip oldukları görülmektedir. Alkali oranları $(K_2O \times 100)/(K_2O \times Na_2O)$ kıtasal granofirlerde yaklaşık % 49, plajiyogranitlerde ise yaklaşık % 5 dir ve iki tip arasında bir geçiş yoktur (Coleman ve Peterman, 1975). Sebzeciler granitoyidine ait örnekler $SiO_2 - K_2O$ diyagramında genellikle tronjemit alanında toplanırken, trondjemitlere ait örneklerin dördü düşük K_2O içerikleri ile plajiyogranit alanına düşmektedir. Ancak alkali oranlarının (16-31) yüksek olması ile plajiyogranitlerden, nispeten düşük olması ile de kıtasal granofirlerden ayrılmaktadırlar. Bu özellikleri ile Sebzeciler granitoyidi kıtasal tronjemitlere benzerlik göstermektedir.



Şekil 3.82. Sebzeçiler granitoidi kayaların SiO₂'ye karşı log K₂O değişim diyagramı (Coleman ve Peterman, 1975)

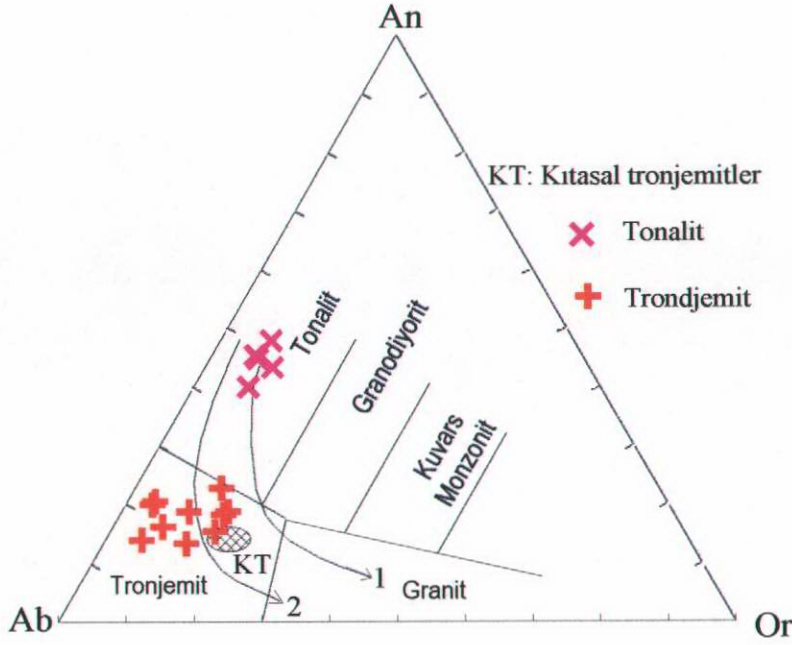
Tonalitlerin molar A/CNK ($Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$) oranlarının 0.91-1 arasında olmasına karşılık, trondjemitlerin A/CNK oranları 0.87-1.16 arasındadır (Şekil 3.83). Bu oranlar tonalitlerin metalümin, trondjemitlerin ise peralümin olduklarını göstermektedir (Shand, 1947, Clarke, 1981). Tonalitlerin metalümin özellikleri bitovnit labradorit gibi anortit içeriği yüksek minerallerin yanı sıra yaygın olarak hornblend bulundurmalarından kaynaklanmaktadır. Bu minerallerin Al_2O_3 içerikleri düşük, CaO içerikleri ise yüksektir. Trondjemitlerin % An içeriği düşük plajiyoklasların yanı sıra K'lu feldspat içermeleri peralümin olmalarını sonuçlandırmıştır.



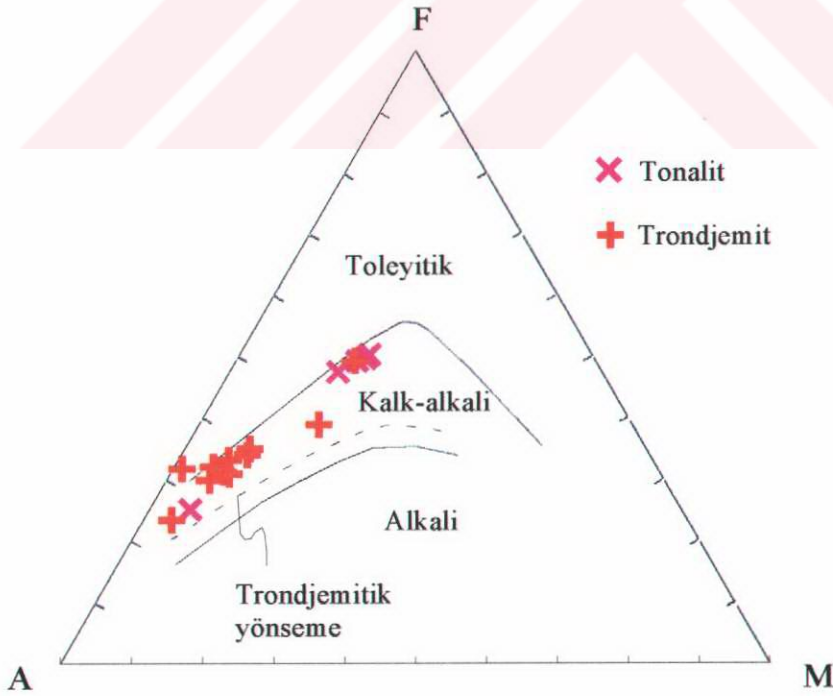
Şekil 3.83. Sebzeçiler granitoyidi kayaçlarının molar A/CNK - A/NK ve A/CNK' ya karşı SiO₂ değişim diyagramları (Shand, 1947; Clarke, 1981)

Barker ve Arth (1976) ve Barker (1979) tonalit-trondjemit-dasitleri düşük-Al₂O₃ tipi (Al₂O₃ < % 15) ve yüksek-Al₂O₃ tipi (Al₂O₃ > % 15) olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Alümina içerikleri bakımından granitoyidin tonalitleri % 15'den büyük Al₂O₃ içerikleri ile yüksek Al' lu, tronjemitleri ise % 15' düşük Al₂O₃ içerikleri ile düşük Al' lu tipe uymaktadırlar.

Tonalit ve trondjemitler arasındaki bu farklılıklar normatif An-Ab-Or üçgen diyagramında daha belirgin olarak görülmektedir (Şekil 3.84). Bu diyagram normatif olarak % 10 dan fazla kuvars içeren kayaçlar için geçerlidir. Granitoyide ait bütün kayaçlar % 10'dan yüksek normatif kuvars içeriğine sahiptir (Çizelge 3.25). Tronjemitler O'Connor (1965) ve Barker (1979) tarafından tanımlanan tronjemit ve özellikle kıtasal tronjemit alanında, tonalitler ise tonalit alanında toplanmaktadır. Ayrıca diyagramda 1 ve 2 ile temsil edilen amfibolit (Sen ve Dunn, 1994) ve amfibolit/eklojitin (Rapp, 1991) kısmi ergimesi ile oluşan eriyiklerin değişimleri görülmektedir. Sebzeçiler granitoyidi, amfibolit/eklojit'in 8 kbar basınçlar altında kısmi ergimesi ile oluşan Arkeen tronjemit ve tonalitlerin izlediği farklılaşmayı izlemektedir (Rapp, 1991). Deneysel çalışmalardaki farklı değişim yönsemeleri başlangıç malzemesinin farklı bileşimlerde olmasından kaynaklanmakta olup, hepsinde yüksek basınç ve sıcaklıklarda tonalitik eriyiğin oluştuğu belirtilmiştir (Rapp, 1991; Şen ve Dunn, 1994).



Şekil 3.84. Sebzeciler granitoyidi kayaçlarının normatif An-Ab-Or diyagramı. An = anortit; Ab = albit; Or = ortoklas. Alanlar Barker (1979) ve O' Connor (1965)' dan alınmıştır. Değişim trendleri: (1); bazaltik bileşimli amfibolitin 1.5 ve 2 GPa da kısmi ergimesi ile oluşan eriyiğin izlediği değişim trendi (Şen ve Dun, 1994), (2); Amfibolit/eklojitin 8 kbar basınçta kısmi ergimesi ile oluşan eriyiğin izlediği değişim trendi (Rapp ve diğ., 1991)

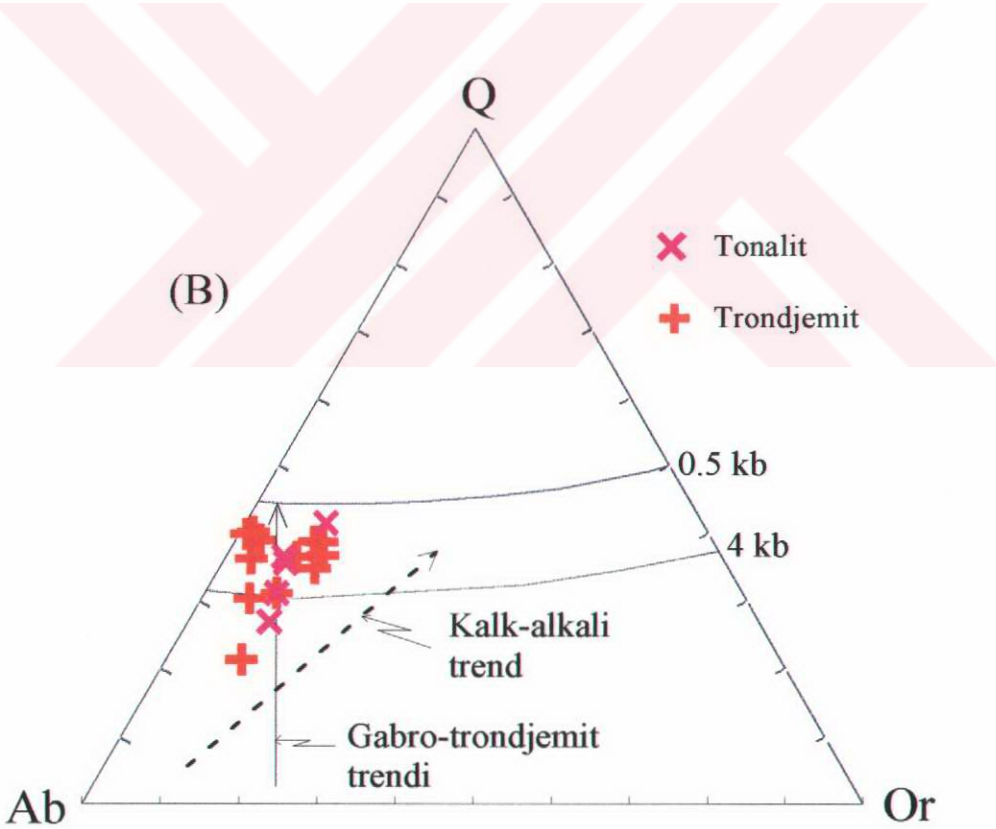
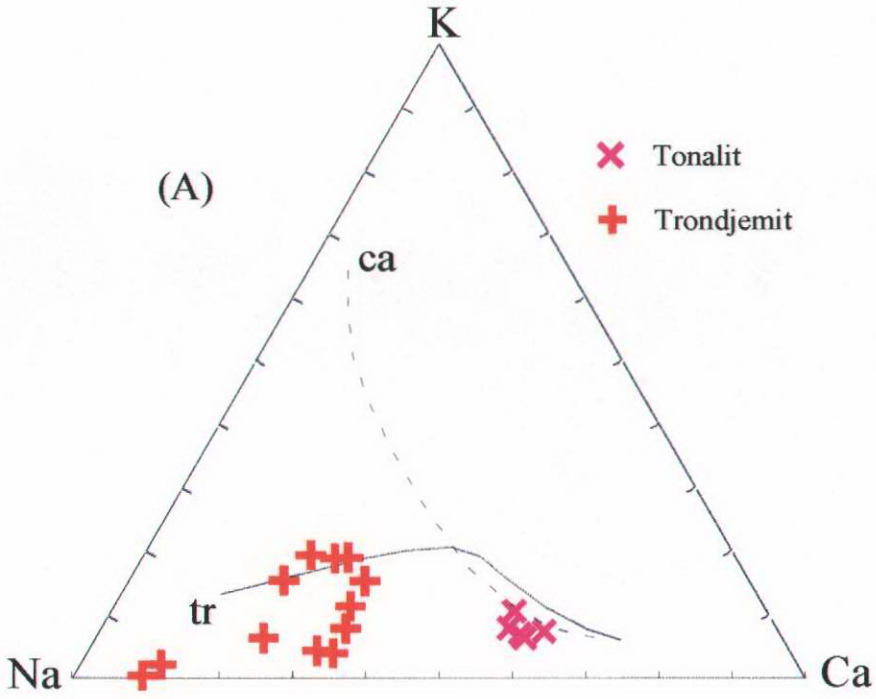


Şekil 3.85. Sebzeciler granitoyidi kayaçlarının AFM diyagramı. Gabro-trondjemitik trend Barker ve Arth, (1976); Toleyitik, kalk-alkali ayırım eğrisi Irvine ve Baragar (1971), kalk alkali-alkali ayırım eğrisi Kuno (1966)' den alınmıştır

AFM diyagramında tonalit ve tronjemitler, Barker ve Arth (1976)'ın gabro-tronjemit yönsemesi ile Irvine ve Baragar (1971)'in kalk-alkali yönsemesi arasında toplanmakta ve daha çok kalk-alkali bir yönseme göstermektedirler (Şekil 3.85).

Klasik kalk-alkali yönseme ile gabro-tronjemitik yönsemenin birbirinden ayrımının daha belirgin olarak yapıldığı (Barker ve Arth, 1976) normatif K-Na-Ca üçgen diyagramında, granitoyide ait kayaçlar belirgin olarak gabro-tronjemitik yönseme göstermektedirler (3.86 A). Tronjemitlere ait örnekler gabro-tronjemitik yönsemenin felsik uç bileşenlerini oluştururken, tonalitler mafik uç bileşenlerini oluşturmaktadırlar. Son yıllarda yapılan deneysel çalışmalar, değişik basınçlar altında amfibolitin dehidratasyonla ergimesi sırasında K ve Ca' a nazaran Na zenginleştiğini göstermektedir (Rapp ve diğ., 1991; Şen ve Dunn, 1994). Na zenginleşmesi gösteren bir çok Arkeen tronjemit ve tonalitlerin metamorfize olmuş bazaltik kökenden kaynaklandığına inanılmaktadır (tronjemitik yönseme) (Arth ve diğ., 1978; Drummond ve Defant, 1990, Defant ve Drummond, 1990; 1993).

Normatif Q-Ab-Or üçgen diyagramında (Şekil 3.86 B) da bütün örnekler kalk-alkali yönsemeden belirgin bir ayrılma göstererek gabro-tronjemitik yönsemeye uymakta ve daha çok felsik ucuna yakın toplanmaktadırlar (Barker ve Arth, 1976; Arth ve diğ., 1978). Kümelenme gösteren tronjemitler Or ucundan uzak, Q-Ab eksenine yakın ve 1-3 kbar su buharı basıncını göstermektedirler. Bu kümelenme tronjemitlerde kristalleşme başlangıcı ile kristalleşmenin tamamlanması olaylarının aynı kabuk derinliklerinde ve benzer su buharı basınçlarında gerçekleştiğine işaret etmektedir. Tronjemitlerin aksine tonalitler yönseme oluşturmakta ve 4 kbar üzerinde değişen su buharı basınçları vermektedirler. Bu basınç değerlerine bağlı olarak da farklı kabuk derinlikleri söz konusu olmaktadır.

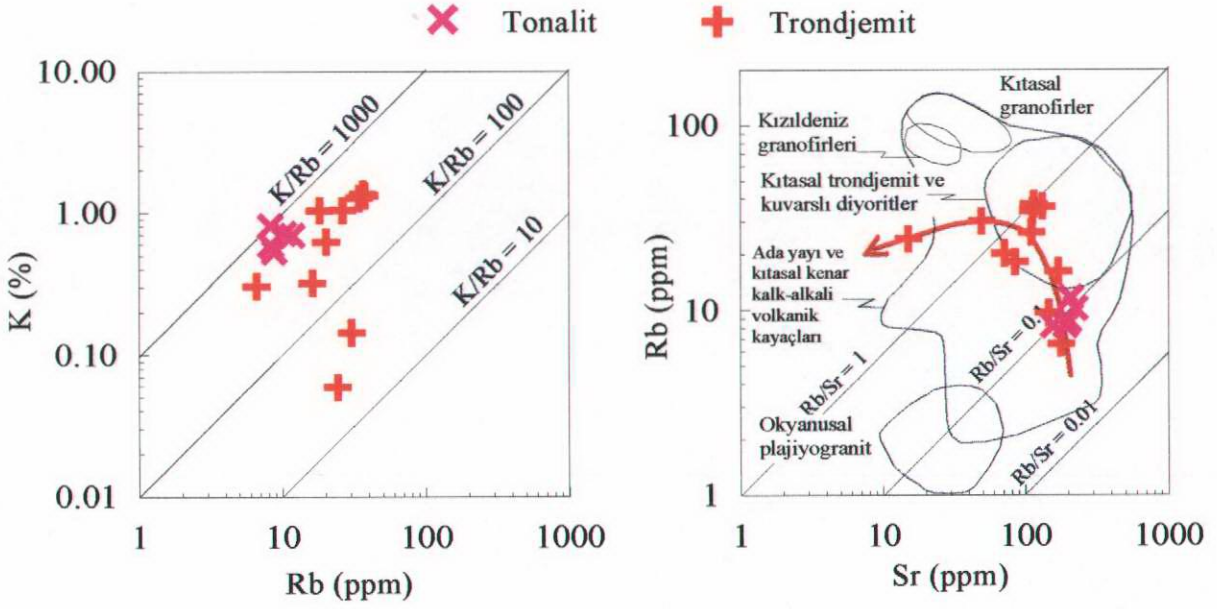


Şekil 3.86. (A) Sebeciler granitoyidi kayaçlarının K-Na-Ca diyagramı. Tr; trondjemitik trend, ca; kalk-alkali trend (Barker ve Arth, 1976). (B) Senzeciler granitoyidi kayaçlarının normatif Q-Ab-Or diyagramı. 0.5 ve 4 kbar ait kotektik eğriler Tuttle ve Bowen (1958)' in $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ sisteminden alınmıştır.

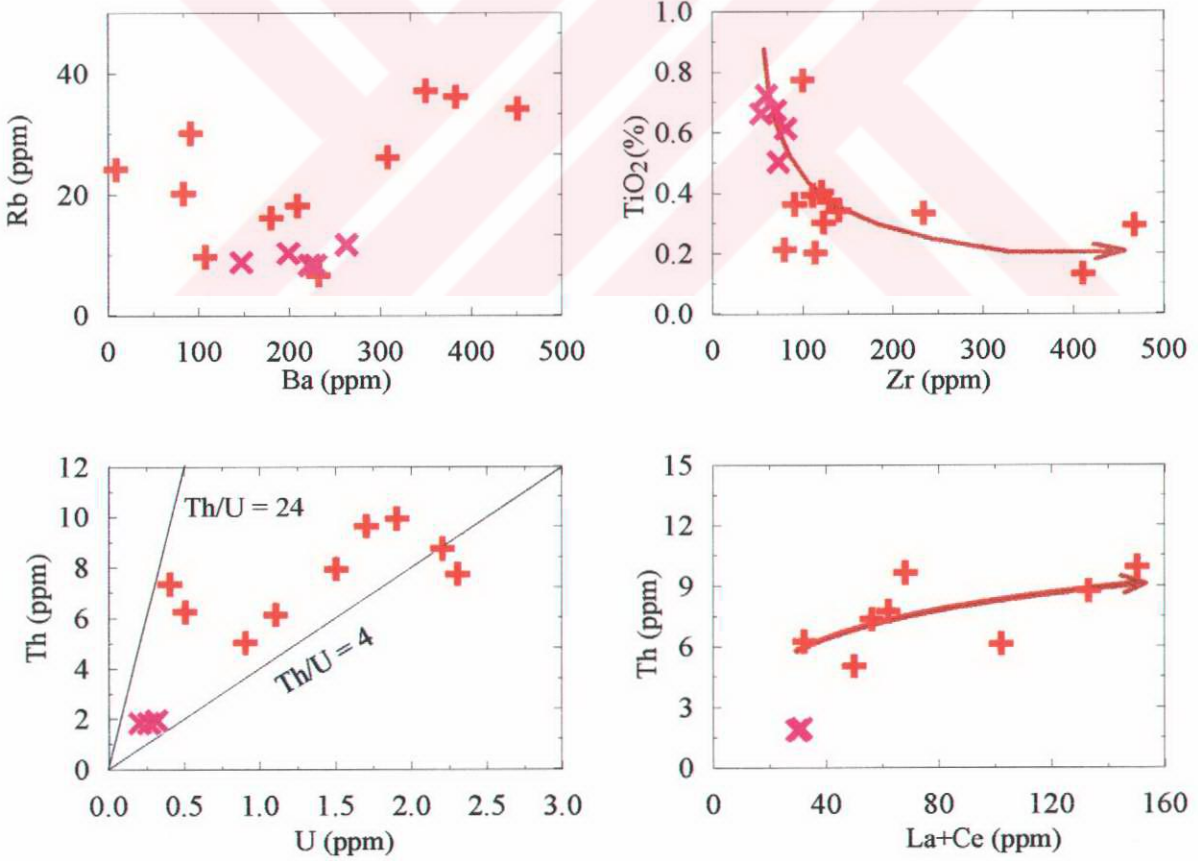
Rb/Sr oranları (0.036-0.32) nispeten geniş bir dağılım aralığı sunmaktadır. Ancak bu oranlar 420 nolu tonalit granofir (0.61) ve 502 nolu mikrotonalitte (1.6) oldukça yüksek değerlere çıkmaktadır. Rb-Sr diyagramında Sebzeciler granitoidine ait örnekler nispeten geniş bir dağılım göstermelerine rağmen okyanusal plajiyogranit alanından belirgin olarak ayrılmakta ve daha çok kıtasal tronjemit alanına yaklaşmaktadırlar (Şekil 3.87). Bununla birlikte bütün örnekler daha büyük dağılım alanı olan ada yayı ve kıtasal kenar kalk-alkali kayaları (bazalt-riyolit) alanında toplanırlar.

K/Rb oranlarındaki değişimler, batolitlerin son safhalarında meydana gelen magmatik olayları anlamamız açısından son derece önemlidir. Taylor (1965) ve Shaw (1968) K/Rb oranlarının 160' dan büyük olmasının sistemde kristal-eriyik dengesinin kurulduğunu, daha küçük değerlerin ise kristal-eriyik dengesinin kurulmadığını ve sistemde akışkan bir fazın etkin olduğunu gösterdiğini ileri sürmektedirler. Bu açıdan Sebzeciler granitoyidi değerlendirildiğinde, granitoyidin büyük bir bölümünde K/Rb oranlarının 424-856 gibi oldukça yüksek değerlerde olduğu görülmektedir. Bu da granitoyidin büyük bir bölümünde kristal-eriyik dengesinin kurulduğunu, akışkan fazların sonradan sisteme girmediğini ve granitoyidin kesirli kristallenmesine devam ettiğini göstermektedir. Buna karşılık tonalit granofir ve mikro-tonalitlerde K/Rb oranları sırasıyla 56 ve 29 gibi oldukça düşük değerlerdedir (Şekil 3.87). Bu da granitoyidin bu kesimlerinde kristal-eriyik dengesinin kurulmadığını ve akışkan fazların sistemde daha etkin olduğuna işaret etmektedir.

Ba-Rb değişim diyagramı, alkali feldspatların ve biyotitlerin kesirli kristallenmesini göstermektedir (Şekil 3.88). Rb alkali feldspatlar ve biyotitlerin, Ba ise alkali feldspatların yapısına girdiği bilindiğine göre sistemdeki Rb önce biyotitler daha sonrada alkali feldspatlar tarafından kontrol edilmiştir. U' a karşı Th değişim diyagramında iki element arasında pozitif ilişki görülmektedir (Şekil 3.88). Sebzeciler granitoidinin Th/U oranları genellikle 4' den büyüktür. Granitoyidin ilk ürünleri olan tonalitlerde Th (1.9 ppm) ve U (0.2-0.3 ppm) içerikleri oldukça düşük; farklılaşmış ürünleri olan tronjemitlerde ise (Th = 4.6-9.6 ppm; U = 0.4-2.2) yüksektir. Nispeten yüksek dağılım katsayıları nedeniyle tonalitlerde Th ve U' u



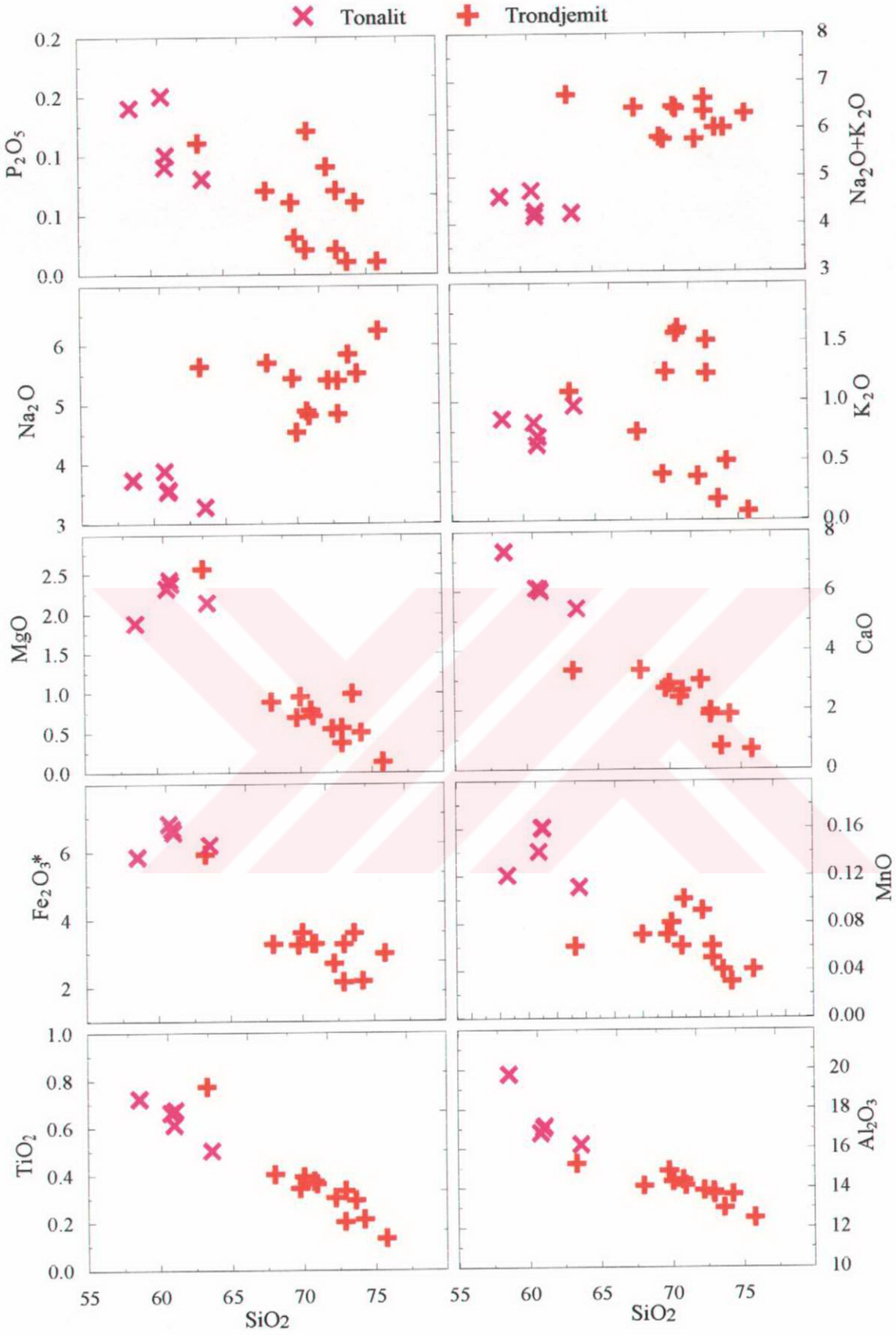
Şekil.3.87. Sebeciler granitoyidi kayaçlarının Rb-K ve Sr-Rb değişim diyagramları. Sağdaki diyagramda görülen alanlar Coleman ve Peterman (1975)' den alınmıştır.



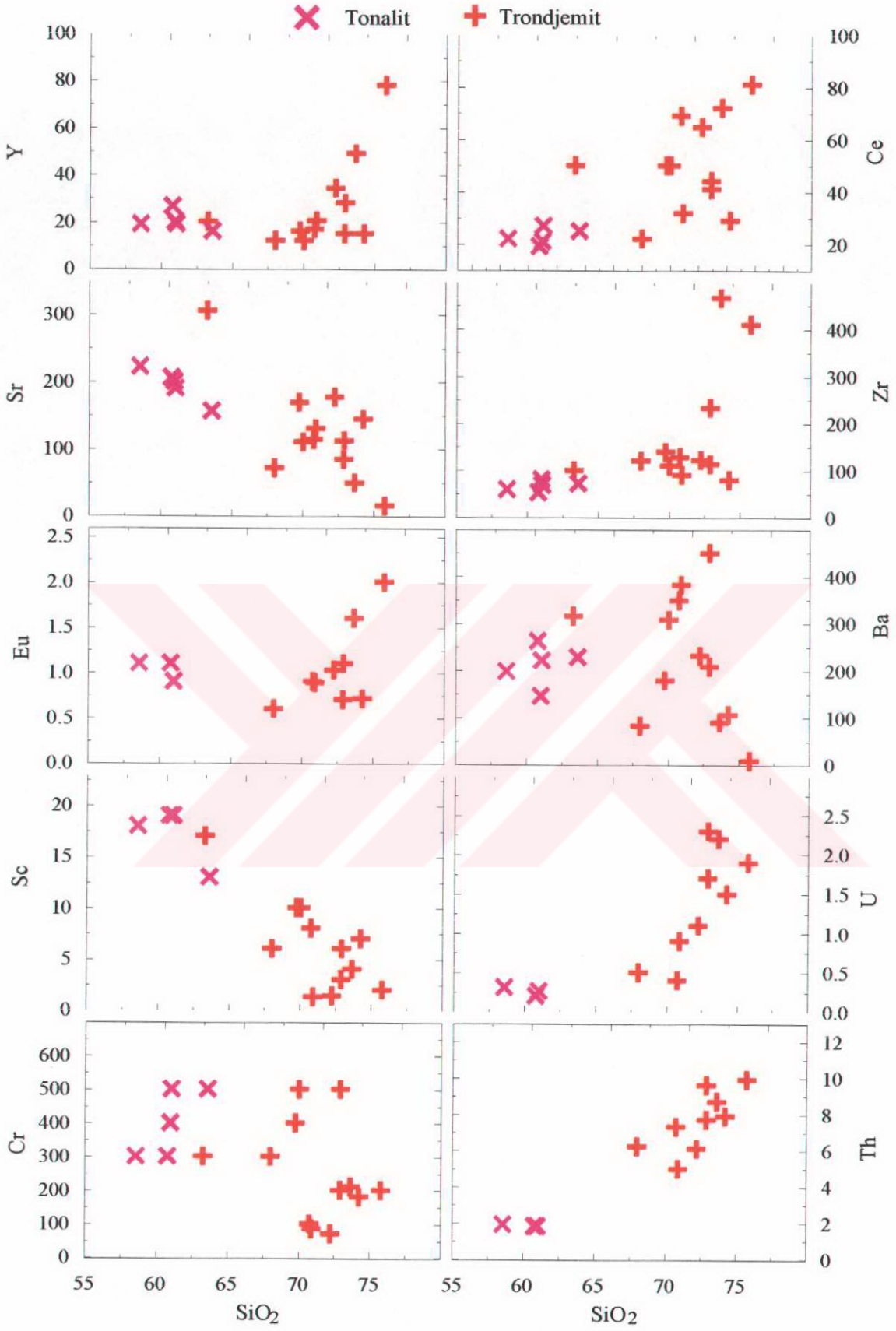
Şekil 3.88. Sebeciler granitoyidi kayaçlarının bazı iz element değişim diyagramları (semboller Rb-K diyagramındakiyle aynıdır)

kontrol eden mineral biyotittir. Ancak tronjemitlerde bu iki element daha çok zirkon ve epidot gibi tali fazlar tarafından kontrol edilmiştir. Dasitik eriyiklerde zirkon ve epidot minerallerinin Th ve U bakımından dağılım katsayıları son derece yüksektir (Mahood ve Hildreth, 1983). Yine benzer şekilde (La+Ce) - Th diyagramında da elementler arasında pozitif bir ilişki vardır (Şekil 3.88). Th ve U' da olduğu gibi nadir toprak elementlerde zirkon ve epidotta oldukça yüksek dağılım katsayısına sahiptirler (Mahood ve Hildreth, 1983). Bu bakımdan nadir toprak elementler tonalitlerde biyotit ve hornblend; tronjemitlerde ise daha çok zirkon ve epidotlar tarafından kontrol edilmişlerdir. Zr' a karşı TiO_2 diyagramında Ti ile Zr arasında negatif bir ilişki vardır (Şekil 3.88). Sebzeçiler granitoyidinin ilk ürünleri olan tonalitlerde Ti (% 0.50-0.72) yüksek, Zr (53-80 ppm) ise az oranlardadır. Buna karşılık sonraki ürünler olan tronjemitlerde ise Ti (% 0.13-0.40) düşük, Zr (90-466 ppm) yüksek oranlardadır. Bu ilişkilerden, tonalitlerde Ti' un rutil ve ilmenit gibi Ti içeren fazların yanı sıra hornblend ve biyotitler tarafından kontrol edildiği söylenebilir. Buna karşılık tronjemitlerde hornblend ve biyotitlerin oran olarak çok azalmış olması Ti' un azalmasını, zirkon'un göreceli olarak artması ise Zr' un atmasını sonuçlandırmıştır.

Şekil 3.89' da SiO_2 'e karşı ana element değişim diyagramları görülmektedir. Sebzeçiler granitoyidi çok geniş bir aralıkta (SiO_2 % 58-76) değişim göstermektedir. SiO_2 içeriği artarken; TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO, MgO ve P_2O_5 içerikleri azalmaktadır. Buna karşılık Na_2O ve K_2O içerikleri ise artmaktadır. Ancak granitoyidin granofir ve mikro-tonalitlerinin yüksek oranlarda SiO_2 içermelerine rağmen K_2O oranları oldukça düşüktür. Bu özellikleri ile SiO_2 'ye karşı negatif ilişki göstermektedirler. SiO_2 - iz element değişim diyagramlarında da ana elementlerde olduğu gibi belirgin korelasyonlar elde edilmiştir (Şekil 3.90). SiO_2 ile Sc ve Sr arasında çok belirgin negatif ilişki; Th, U, Zr, Ce ve Y arasında da pozitif ilişki görülmektedir. Cr ve Ba da düzensiz dağılım görülmekle birlikte Cr negatif, Ba ise pozitif ilişkilidir. Bu ilişkilerden Sebzeçiler granitoyidinin gelişiminde kesirli kristallenmenin en önemli rolü oynadığı sonucu çıkarılabilir.



Şekil 3.89. Sebzeçiler granitoyidi kayaçlarının SiO₂'ye karşı ana element değişim diyagramı

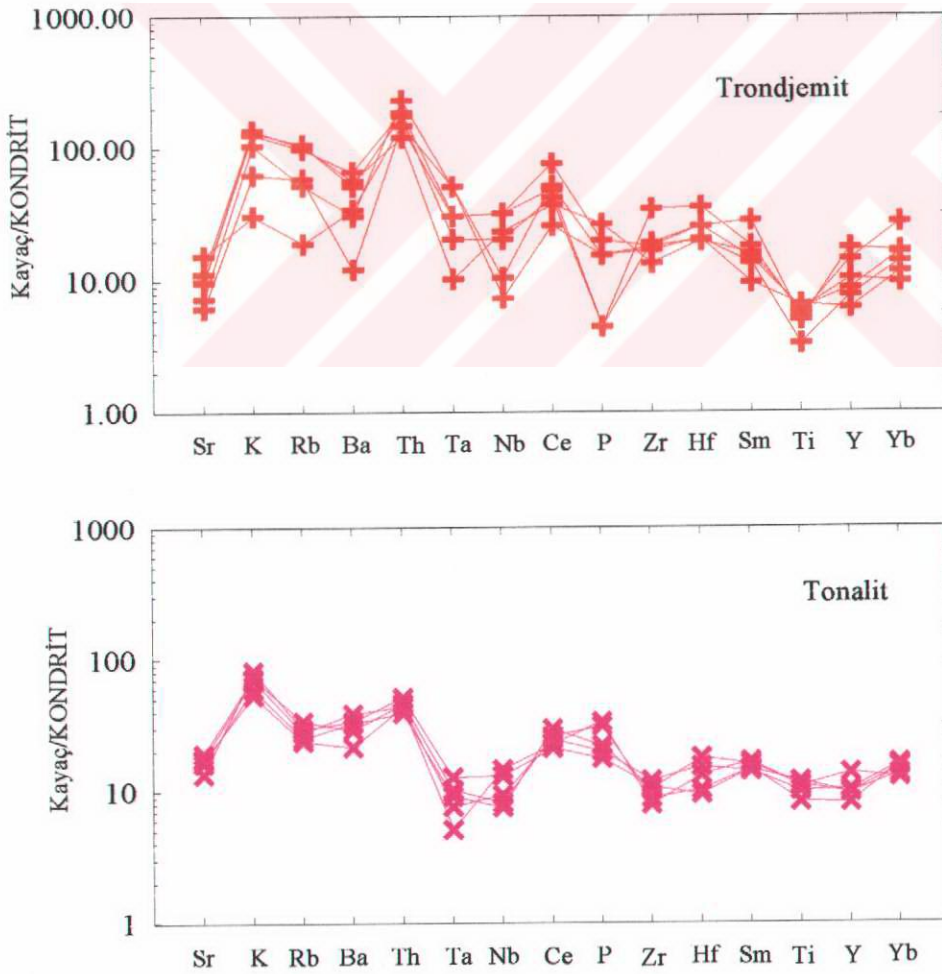


Şekil 3.90. Sebzeciler granitoyidi kayaçlarının SiO₂'ye karşı iz element değişim diyagramı

Ana ve iz element diyagramlarında gözlenen lineer ilişkiler, kesirli kristallenme ile ayrılan mineral topluluğunun kimyasal bileşimlerini farklılaşmanın sonuna kadar koruduğunu göstermektedir. Ayrıca kuvvetli zonlu yapı gösteren plajiyoklasların varlığı, hornblendlerde $Mg/(Mg+Fe)$ oranlarının mineralin kenarından merkezine doğru azalması, granitoid magmasının kesirli kristallenme olaylarını geçirdiğini göstermektedir. Bu sonuç ana oksit verileri (Şekil 3.89) ile desteklendiği gibi Sc, Sr, Y ve Ce gibi iz element verileri (Şekil 3.90) ile de desteklenmektedir. SiO_2 ' e karşı Fe, Mg, Mn, Ca ve Al değişim diyagramlarındaki negatif ilişkiler kesirli kristallenmenin hornblend, biyotit ve An içeriği yüksek plajiyoklaslar tarafından kontrol edildiğini göstermektedir. Tonalitlerde; hornblend ve biyotit'in yaygın, tronjemitlerde ise çok az oranlarda görülmesi de bu minerallerin ayrılaştığına işaret etmektedir. Na_2O , K_2O ve toplam alkali içeriklerinin SiO_2 ile pozitif ilişkileri de ayrılaşmanın gelişimi ile birlikte arta kalan eriyiğin alkalilerce zenginleştiğini göstermektedir. Tronjemitlerde alkali feldspat ve % An içeriği düşük plajiyoklasların yaygın olması bu görüşü desteklemektedir. SiO_2-TiO_2 değişim diyagramındaki negatif ilişki Fe-Ti oksit (ilmenit, titanomanyetit), $SiO_2-P_2O_5$ diyagramındaki negatif ilişki de apatit ayrılaşmasına işaret etmektedir. Tonalitlerden tronjemitlere doğru azalan normatif manyetit ve apatit oranları da bu ilişkileri doğrulamaktadır (Çizelge 3.25). SiO_2 ' e karşı Y değişim diyagramında Y' un önce azalan ve giderek artmaya başlayan kavisli değişimi, hornblend ayrılaşmasına işaret etmektedir. Asidik magmalarda hornblendin dağılım katsayısının büyük ($D_Y = 1.52$; Pearce ve Norry, 1979) olması geriye kalan eriyikte Y'un azalmasına sebep olmaktadır. SiO_2-Y diyagramında görüldüğü gibi Y, % 67'ye kadar olan SiO_2 içeriklerinde azalmakta, % 67 den büyük SiO_2 içeriklerinde ise giderek artmaktadır. Bu ilişkiden tonalitlerde hornblend ayrılaşmasına bağlı olarak Y içeriğinin azaldığı, tronjemitlerde ise hornblend olmadığından Y içeriğinin arttığı sonucu çıkarılabilir.

Şekil 3.91'de tonalit ve tronjemitlerin kondrite (Taylor ve McLennan, 1985) göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılımları görülmektedir. K, Rb, Ba, Th, Ce, Hf, Sm gibi elementler artan SiO_2 içeriğine bağlı olarak genellikle artarken, P ve Ti azalmaktadır. Uyumsuz elementlerin artan SiO_2 içeriğine bağlı olarak artması yay ortamları ile uyuşmaktadır. K, Rb, Ba, Th gibi uyumsuz elementler, dağılım katsayılarının oldukça küçük ($D \ll 1$; Clarke, 1992) olması nedeniyle tonalitlerden tronjemitlere geçildikçe artmaktadır.

Benzer şekilde Zr, Hf, Nb ve hafif REE elementlerde dağılım katsayıları küçük ($D < 1$; Clarke 1992) olduğundan artmaktadır. Sr ve Eu' un azalması plajiyoklas ayrımlaşması; Ti ve P' nin azalması ise magnetit ve apatit ayrımlaşması ile açıklanabilir. Monazit' te P' un azalmasına sebep olabilir. Ancak Ce, La, Y ve Th oranlarındaki artış monazit ayrımlaşması ile uyumsuzdur. Ayrıca hiç bir örnekte monazit bulunamamıştır. SiO_2 -Th, SiO_2 -U değişim diyagramları ve uyumsuz element diyagramında görüldüğü gibi Th ve U artan SiO_2 içeriği ile pozitif ilişkilidir. Watson ve Harrison (1983) monazit/apatit, allanit/epidot, sfen ve zirkon' un magmaların iz element davranışlarında önemli etkileri olduğunu ortaya koymuşlardır. Bu gibi tali fazların kuvarşlı diyoritik veya tonalitik gibi daha mafik magmalardan ayrımlaşması tronjemitik magmalarda Th, U, K, Ba ve Rb gibi uyumsuz elementlerin zenginleşmesine yol açmaktadır. Bu minerallerin dağılım katsayılarından yola çıkarak bu fazların genel olarak magmaların gelişiminde önemli roller oynamadıklarını



Şekil 3.91. Sebzeciler granitoid kayaçlarının kondrite göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılım diyagramları (kondrit değerleri; Taylor ve McLennan, 1985)

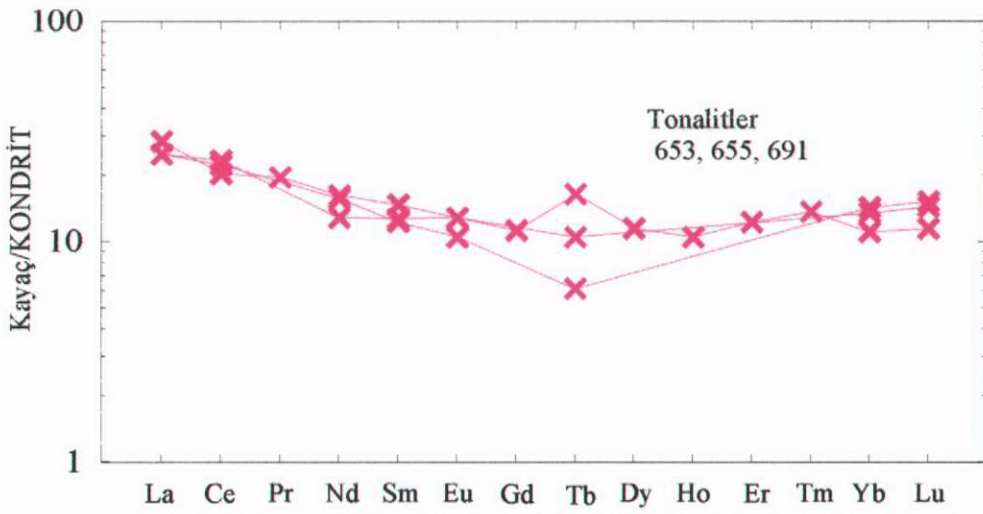
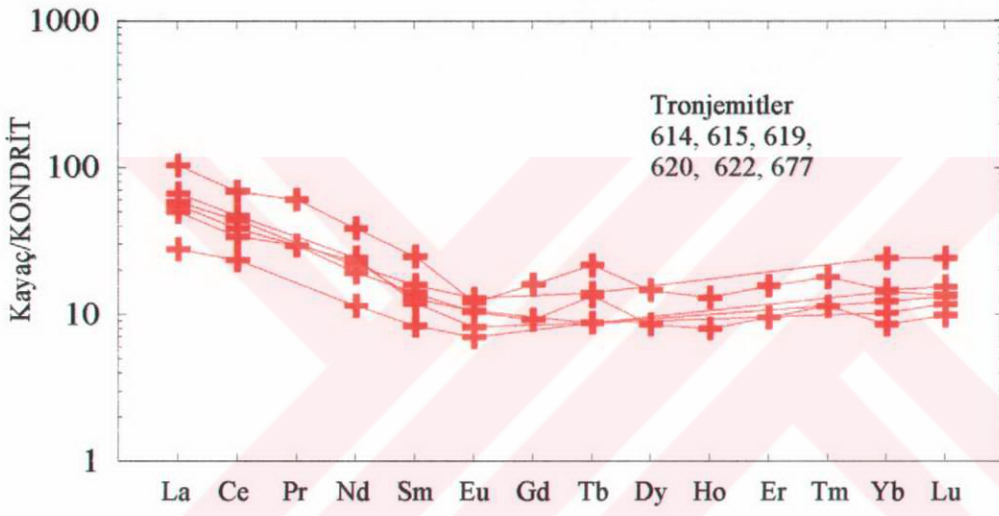
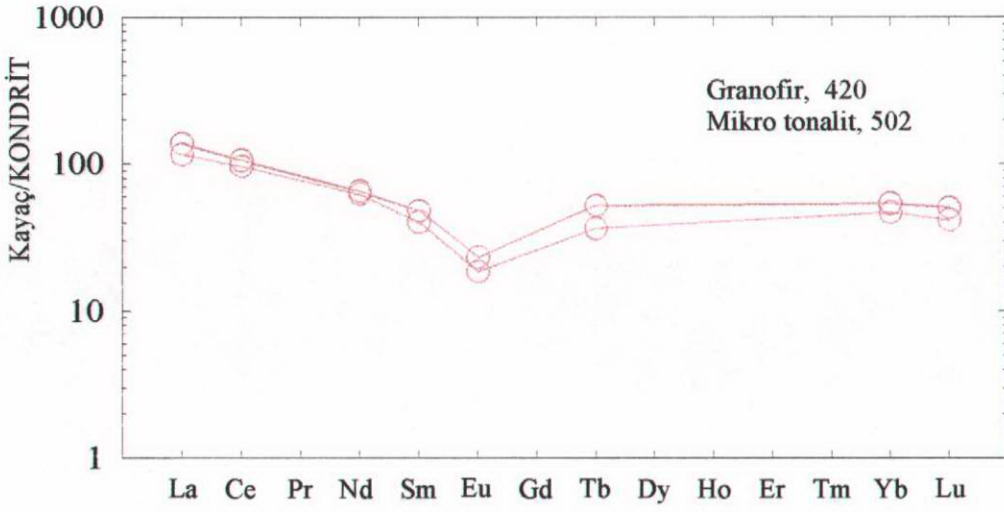
söylenbilir (Pearce ve Norry, 1979; Fujimaki, 1986). Bununla birlikte zirkon' un ağır REE dağılım katsayısı hafif REE' e nazaran daha büyüktür. Ayrıca Th' a nazaran U' a karşı son derece seçicidir ($D_{Th} > 50$ ve $D_U > 250$; Mahood ve Hildreth, 1983). Tonalitlerde Zr, Hf, Th ve U' un düşük, tronjemitlerde nispeten yüksek değerlerde olması zirkonyum birikimi olduğunu göstermektedir.

Sebzeciler granitoyidi kayaçlarında yapılan nadir toprak element analizleri Çizelge 3.26' de verilmiştir. Tonalit, tonalit granofir ve mikro tonalitler çok az oranlarda farklılaşmış ($La_N/Lu_N = 1.64-2.78$) bir REE dağılımı sunmaktadırlar (Şekil 3.92). Ancak zenginleşme dereceleri son derece farklıdır. Tonalitler kondrite göre ortalama 20 kez zenginleşme gösterirken; tonalit granofir ve mikro-tonalitler kondrite göre ortalama 100 kez zenginleşmişlerdir. Tonalitler belirgin bir Eu (0.82-1.14) anomalisi göstermezken; granofir ve mikro-tonalitler çok kuvvetli negatif Eu (0.46-0.48) anomalisi göstermektedirler ($Eu_N^* =$

Çizelge 3.26. Sebzeciler granitoyidi kayaçlarının nadir toprak element (ppm) analizleri

Örn. No.	420	502	614	615	619	620	622	653	655	677	691
La	42	50	20	17,9	21	37,4	10	10,3	9	24	9
Ce	91	100	36	31,8	41	64,7	22	19,1	21	44	22
Pr	-	-	-	3,95	-	8,14	-	2,64	-	-	-
Nd	44	46	16	13,44	15	26,91	8	11,35	11	17	9
Sm	9,2	11	2,9	3,19	3,6	5,62	1,9	3,34	2,8	2,7	2,9
Eu	1,6	2	0,9	0,89	1,1	1,03	0,6	1,1	0,9	0,7	1,1
Gd	-	-	-	2,77	-	4,81	-	3,39	-	-	-
Tb	2,1	3	0,5	0,76	0,8	1,23	0,5	0,94	0,35	0,5	0,6
Dy	-	-	-	3,21	-	5,49	-	4,31	-	-	-
Ho	-	-	-	0,67	-	1,09	-	0,88	-	-	-
Er	-	-	-	2,34	-	3,84	-	3,01	-	-	-
Tm	-	-	-	0,4	-	0,63	-	0,48	-	-	-
Yb	11,5	13,3	3,5	2,09	5,9	3,59	2,5	2,71	3,5	3	3,3
Lu	1,57	1,91	0,51	0,37	0,91	0,58	0,44	0,43	0,57	0,5	0,54
$(La/Sm)_N$	2,87	2,86	4,34	3,53	3,67	4,19	3,31	1,94	2,02	5,59	1,95
$(Tb/Lu)_N$	0,88	1,03	0,64	1,35	0,58	1,39	0,75	1,44	0,40	0,66	0,73
$(La/Lu)_N$	2,78	2,72	4,07	5,02	2,40	6,69	2,36	2,49	1,64	4,98	1,73
Eu_1^*	38,02	49,67	10,59	13,46	14,69	22,77	8,42	15,33	9,08	10,15	11,45
$(Eu_2^*$	19,91	23,81	6,28	11,43	7,79	20,02	4,11	12,77	6,06	5,84	6,28
Eu_1	-	-	-	0,89	-	0,59	-	0,99	-	-	-
Eu_2	0,48	0,46	0,98	0,76	0,86	0,52	0,82	0,82	1,14	0,79	1,10

$$Eu_1^* = (Sm+Gd)_N/2, Eu = Eu_N/Eu^* ; Eu_2^* = (Sm+Tb)_N/2, Eu = Eu_N/Eu^*$$

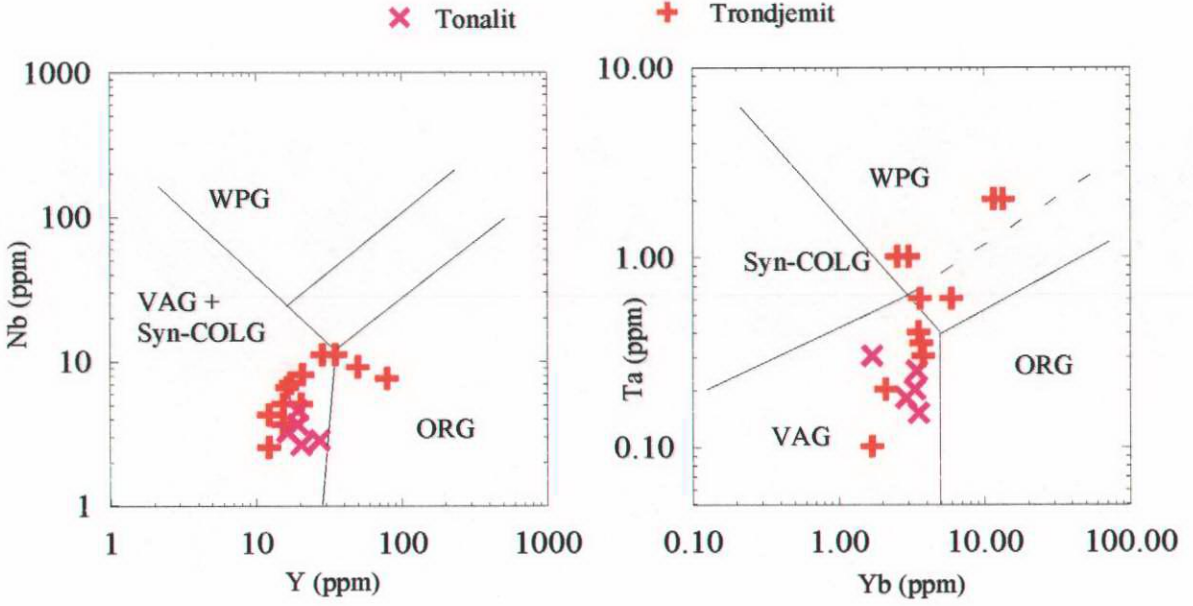


Şekil 3.92. Sebzeçiler granitoyidi kayaçlarının kondrite göre normalleştirilmiş REE dağılım diyagramları (kondrit değerleri; Taylor ve McLennan, 1985)

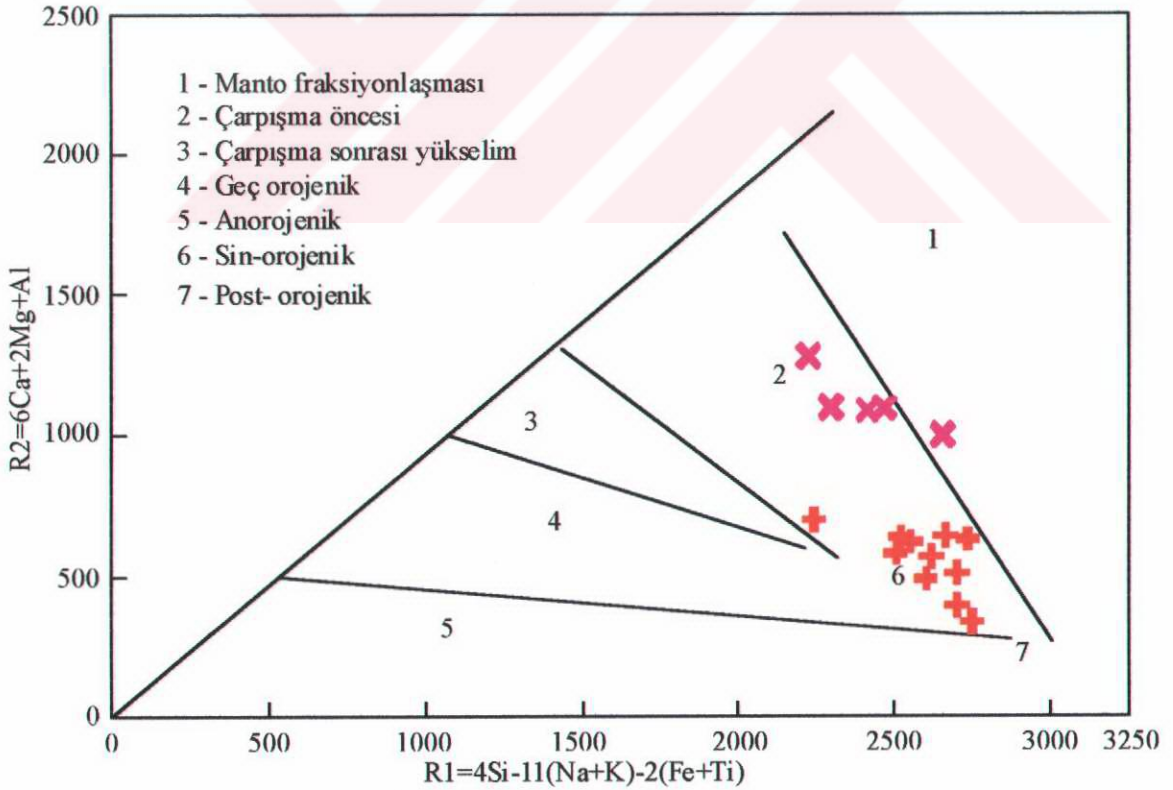
(Sm_N+Tb_N)/2). Tronjemitler ise diğerlerine göre toplam REE elementler bakımından daha yüksek değerlerde ($La_N/Lu_N = 2.09-6.69$) farklılaşmışlardır. Bunlar tonalit ve granofirlerden farklı olarak orta değerlerde Eu (0.52-0.98) anomalisi sunmaktadırlar. Toplam REE bakımından kondrite göre 30-90 arasında değişen oranlarda zenginleşmişlerdir. Tronjemitler Eu anomalileri ve zenginleşme oranları bakımından tonalitler ile granofirler arasında yer almaktadır. Hafif REE içeriklerinde de La_N/Sm_N oranları 3.31-5.59 arasında değişen orta değerlerde bir farklılaşma sunmaktadırlar. Her üç grup kayacın ağır REE bakımından yataya yakın dağılım tarzı sunmakta ve kendi içlerinde belirgin bir farklılaşma göstermemektedirler.

3.3.4.2. Tektonik Ortam

Volkanik yay granitleri, volkanik yay bazaltlarına benzer şekilde K, Rb, Ba ve Th gibi büyük iyon yarıçaplı elementler bakımından Ta, Nb, Hf, Zr, Y ve Yb gibi yüksek çekim alanlı elementlere göre zenginleşmişlerdir. Ancak bu zenginleşme miktarları genellikle plaka içi granitler, çarpışmayla eş yaşlı granitler, ve çarpışma sonrası granitler kadar yüksek değerlerde değildir. Bunların önemli bir özelliği de Y ve Yb değerlerinin normalleştirme (ORG) değerlerinin altında olmasıdır (Pearce ve diğ., 1984). Sebzeçiler granitoidine ait örnekler K, Rb, Ba ve Th bakımından Okyanus sırtı granitlerine göre ortalama 5 kez daha zenginleşmişlerdir. Ancak granofir (420) ve damar kayacına (502) ait örneklerin K_2O oranları okyanus sırtı granitlerinden düşüktür. Hf değerleri okyanus sırtı granitlerine göre 15-80 kez daha zenginleşmişlerdir. Zr, Sm, Y ve Yb değerleri ise okyanus sırtı granitlerine oranla düşüktür. Sebzeçiler granitoidi kayalarının okyanus sırtı granitlerine göre (ORG) büyük iyon yarı çaplı elementler bakımından zenginleşmiş, yüksek çekim alanlı elementler bakımından fakirleşmiş olması gibi özellikleri ile volkanik yay granitlerine benzemektedir (Bkz Şekil 95). Buna ilave olarak yine Pearce ve diğ., (1984) nin Y- Nb diyagramında Sebzeçiler granitoidine ait örneklerin iki tanesi hariç diğerlerinin volkanik yay granitleri (VAG) ve çarpışma eş yaşlı granitoidler (Syn-COLG) alanında toplandıkları görülmektedir (Şekil 3.93). Ancak çarpışma eş yaşlı granitler ile volkanik yay granitlerinin ayrımının yapıldığı Rb-(Y+Nb) ve Rb-(Yb+Ta) diyagramlarında ise volkanik yay granitleri alanında toplanmaktadırlar.



Şekil 3.93. Sebzeciler granitoyidi kayaçlarının Y-Nb ve Yb-Ta tektonik ayırım diyagramları (Pearce ve diğ., 1984). VAG; volkanik yay granitleri, Syn-COLG; çarpışma eş yaşlı granitler, WPG; plaka içi granitler, ORG; Okyanus sırtı granitleri (plajiyogranitler)



Şekil 3.94. Sebzeciler granitoyidi kayaçlarının jeodinamik R1-R2 diyagramı (Batchelor ve Bowden, 1985)

Batchelor ve Bowden (1985)'in multikatyonik diyagramında Sebzeciler granitoyidi örneklerinin büyük çoğunluğunun 6 nolu, dört tanesinin de 2 nolu alana düştüğü görülmektedir (Şekil 3.94). Çarpışma eş yaşlı granitlerin toplandığı 6 nolu alan petrolojik olarak da anatektik iki mikalı granitlere karşılık gelir (Lamayre ve Bowden, 1982). Tronjemitler bu alanda toplanmaktadırlar. Tonalitler ise çarpışma öncesi alanda toplanarak tronjemitlerden ayrılmaktadırlar.

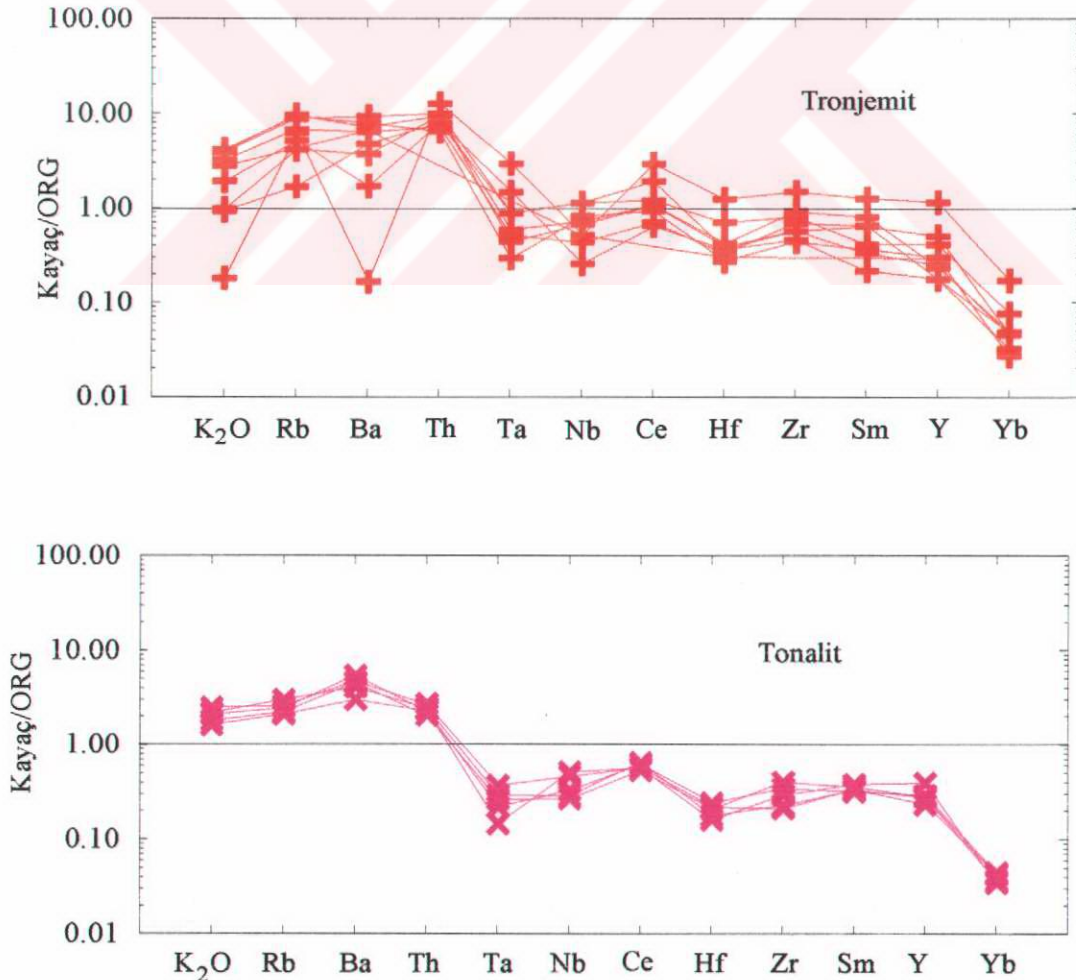
3.3.4.3. Petrojenez

Tonalit ve tronjemitlerin okyanus sırtı granitlerine (ORG) göre LIL elementler (K, Rb, Ba, Th) bakımından zenginleşmiş, Ta' dan Yb'a kadar olan HFS elementler bakımından ise fakirleşmişlerdir (Şekil 3.95). Granitoyid bu özellikleri ile Pearce ve diğ., (1984) nin volkanik yay granitlerine (VAG) benzemektedir. Sr' dan Th' a kadar olan LILE zenginleşmesi tonalit ve tronjemitlerin oluşumunda okyanusal kabuğun katkısını gösterirken, Ta' dan Yb'a kadar olan düşük HFS içerikleri de manto kamasından gelen katkıyı göstermektedir. Ada yaylarında Ba/La >15, La/Th <10 dur (Gill, 1981). Tonalitler Ba/La oranlarının 16-25 arasında, La/Th oranlarının da 4.7-5.7 arasında olması ile ada yayı karakterindedirler. Tronjemitlerde ise Ba/La (6-21) oranları daha geniş bir aralığa sahiptir ve bazı örneklerde bu oran 15 den küçüktür. Ancak La/Th (1.6-6.15) oranları ile tamamen ada yayı özelliğindedirler (Şekil 3.96). Sebzeciler granitoyidi kayaçları, oluşumlarında okyanusal kabuğun önemli rol oynadığı yüksek Al'lu TTD' lere benzer şekilde düşük K' lu kalk-alkali tronjemitik yönsemeye sahiptirler (Martin, 1987; Defant ve Drummond, 1990; Drummond ve Defant, 1990).

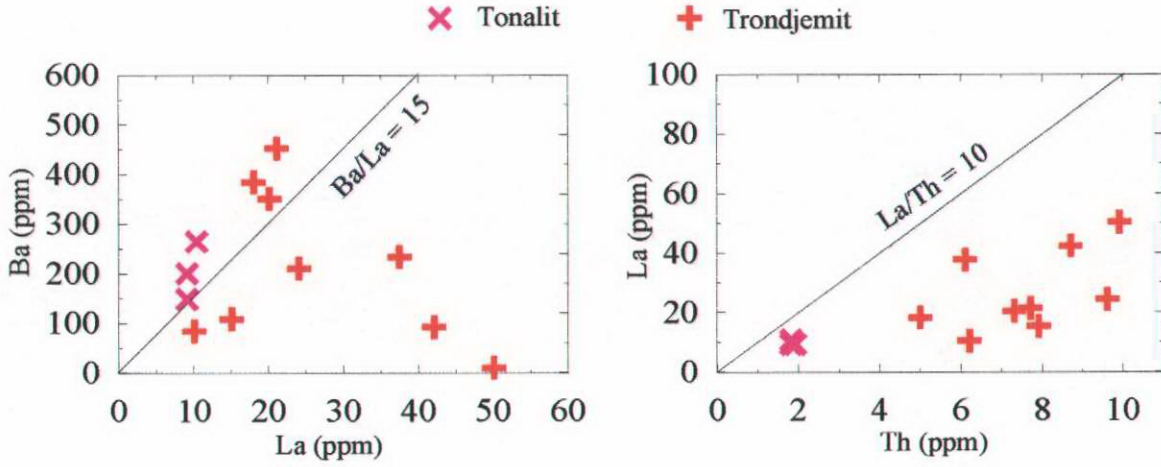
Sebzeciler granitoyidinin orojenik dönemle ilişkileri bakımından tonalitler çarpışma öncesi, tronjemitler ise çarpışma eş yaşlı döneme karşılık gelmektedir (Batchelor ve Bowden, 1985). Granitoyidin Geç Paleozoyik yaşlı Karadağ metamorfite ve Demirkent plütönu tarafından sınırlandırılmış olması ve tektonomagmatik diyagramındaki konumları (Şekil 3.93, 94); tonalitlerin Kimmerisiyen ? orojeni öncesi, tronjemitlerin ise Kimmerisiyen orojeni ? sırasında yerleşmiş olabileceği söylenebilir.

Bölgede Sebzeciler granitoidinden daha yaşlı, sialik karakterli Karadağ metamorfite (Paleozoyik) bulunmaktadır. Karadağ metamorfitelerinin amfibolit fasiyesinin üst seviyelerine kadar çıkabilen nispeten düşük basınç ve sıcaklıklarda oluşmuş olmaları, granitoidin yönlü yapılar göstermemesi ve metamorfite keserek yerleşmesi gibi veriler yaşlı sialik karakterli kabuksal kayaçların (metamorfite) tonalit ve tronjemitlerin köken kayaçları olma ihtimalini ortadan kaldırmaktadır.

I-tipi granitoidler $A/CNK < 1.1$, $Sr^{87}/Sr^{86} < 0.705$ ve $\delta^{18}O > \% 0.9$ değerlerine, M-tipi granitoidler ise $A/CNK < 1$, $Sr^{87}/Sr^{86} < 0.705$ ve $\delta^{18}O < \% 0.9$ değerlerine sahiptirler (Clark, 1992). I-tipi granitler için mafik ve ortaç derinlik kayaçları veya kabuk altı kökeni önerilirken (Chappell ve White, 1974; Chappell ve Stephenson, 1988); M-tipi granitler için manto kökeni önerilmekte ve yiten okyanus kabuğunun direkt veya dolaylı katkısından



Şekil 3.95. sebzeciler Granitoidi kayaçlarının MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılım diyagramları (ORG değerleri; Pearce ve diğ., 1984)



Şekil 3.96. Sebzeçiler granitoyidi kayaçlarının La-Ba ve Th-La değişim diyagramları

bahsedilmektedir (White, 1979; Pitcher, 1982). Sebzeçiler granitoyidinin A/CNK oranları tonalitlerde genel olarak 1' den küçük (0,97-1), trondjemitler de ise 1' den büyüktür (0.87-1.16). Granitoyidin A/CNK değerleri ile SiO₂ içeriği arasında artan yönde doğrusal bir ilişki vardır. Bu nedenle Sebzeçiler granitoyidini oluşturan ilk ana magmanın metalümin karakterli diyoritik-tonalitik bir magma olduğu, zaman içerisinde basınç ve sıcaklıkta meydana gelen azalma ve kesirli kristallenme sonucunda peralümin özellik kazandığı ve trondjemitleri oluşturduğu söylenebilir. Diğer taraftan tonalitler 1' den düşük A/CNK değerleri ile M-tipi granitoyidlere benzemektedirler.

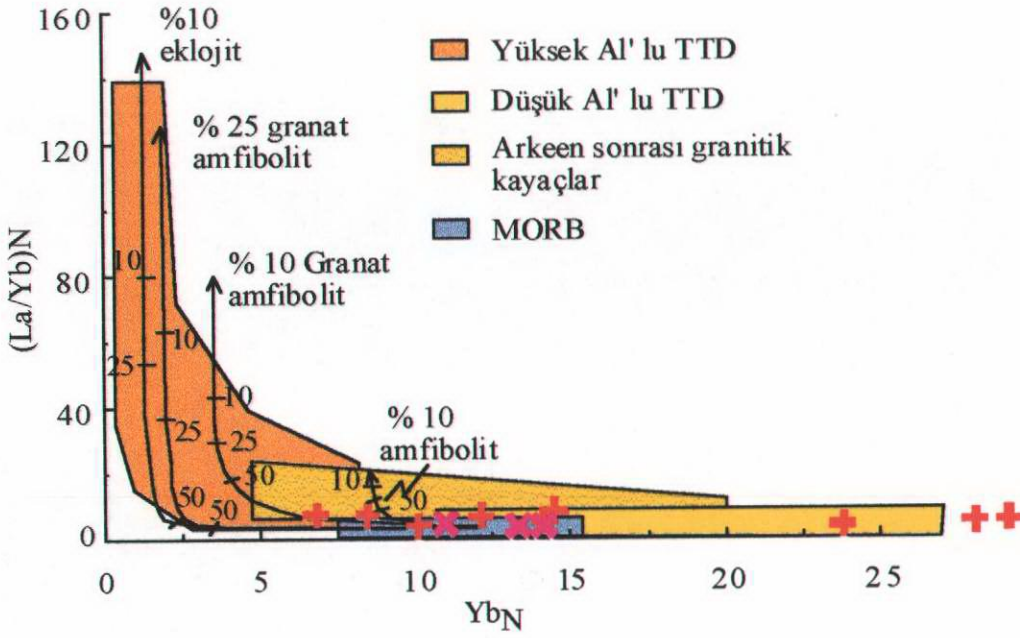
Okyanusal kabuk-kıtasa kabuk çarpışması sonucu oluşan granitoyidlere örnek olarak Peninsular Ranges Batoliti (California) verilmektedir. Bunlar genellikle eş tektonik (syn-tectonic), daha az olarak da post-tektoniktirler. Çevre kayaçlar olarak da meta volkanik ve meta-sedimentler ile ilişkilidirler (DePolo, 1981; Baird ve Miesch, 1984; Gromet ve Silver, 1987; Ague ve Brimhal, 1988). Sebzeçiler granitoyidinin Karadağ metamorfileri ve Demirkent plütunu ile olan uyumsuz dokanağı, kenar kısımlarında ince taneli tonalit ve trondjemit dayklarının varlığı çevre kayaçlarını keserek yerleştiğine işaret etmektedir. Bu özellikleri açısından Sebzeçiler granitoyidi kıtasa kabuk-okyanusal kabuk çarpışması sonucunda kıtasa kabuğa yerleşmiş M-tipi bir granitoyid özelliğindedir.

Şekil 3.97 yüksek ve düşük Al'lu TTD lerin gelişimlerini özetlemektedir. Diyagramda yüksek Al'lu TTD' ler $Yb_N = 10-12$ içeriğine sahip MORB kökenin (refraktör olarak

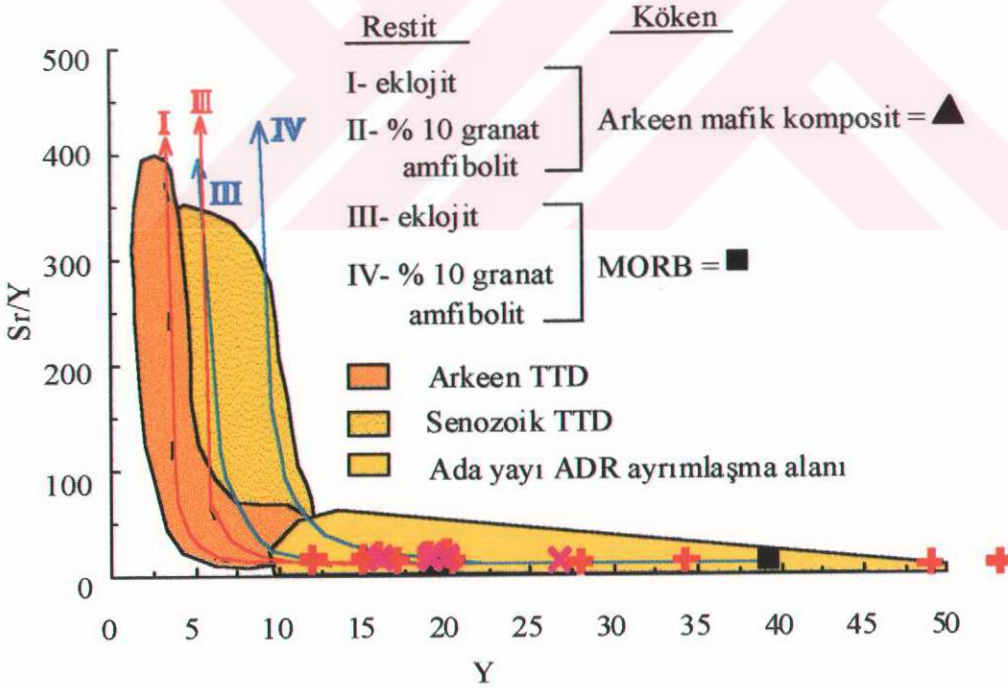
granat amfibolit veya eklojit bırakır) kısmi ergimesi ile oluştuğu kabulüne dayanmaktadır (Jahn ve diğ., 1981; Martin, 1986). Düşük Al' lu TDD ler, düşük $(La/Yb)_N$ oranları, yatay REE profili ve yüksek Yb_N değerlerini ağır nadir toprak elementleri uzaklaştıramayan fazların (plajiyoklas ve piroksen) sistemden uzaklaşmasına bağlıdır (Martin, 1987). Sebzeçiler granitoyidi kayaları genel olarak yüksek Yb_N (7-53) içerikleri, düşük La_N/Yb_N oranları ile direkt olarak MORB' un kısmi ergimesi ile oluşan yüksek Al' lu TTD' lardan ayrılmakta ve düşük Al' lu TTD alanına düşmektedir.

Yüksek Al' lu TTD' ler ile düşük Al' lu TTD' lerin ayrımının yapıldığı diğer bir diyagramda Y-Sr/Y diyagramıdır (Şekil 3.98). Bu modelde de yüksek Al' lu TTD' ler kalıntı olarak % 10 granat amfibolit veya eklojit bırakan MORB ve Arkeen Mafik Komposit' in kısmi ergimesi ile oluşturulmaktadır (Drummond ve Defant, 1993; Şen ve Dun, 1994). Sebzeçiler granitoyidi kayaları, tonalitlerinin % 15' den büyük Al_2O_3 içerikleri dışında, genel olarak düşük Sr içerikleri, negatif Eu anomalileri, hafifçe zenginleşmiş LREE, hafifçe tüketilmiş ve yatay HREE dağılımı ile düşük Al' lu TTD' lere benzemektedirler. Y-Sr/Y diyagramında da genel olarak yüksek Y içeriği ve düşük Sr/Y oranları ile ada yayı andezit-dasit ve riyolit (ADR) alanına düşmektedirler (Şekil 3.98).

Bir çok Kuvarterner ada yayı ADR 'nin silis içerikleri adakit ve TTD' ler ile benzer olmakla birlikte, bir çok yönden onlardan ayrılmaktadırlar. Bu tür ada yayı volkanikleri muhtemelen çok düşük oranlarda sediment bileşenler ile metasomatize olmuş manto kamasından kaynaklanan bazaltik magmalardan itibaren oluşmuş görülmektedirler (Ewart ve Hawkesworth, 1987). Adakit ve TTD' ler ile karşılaştırılabilir Sr ve Y değerlerine sahip bazaltik eriyikler muhtemelen asimilasyon ve kesirli kristallenme (AFC) ve magma karışımı olayları ile daha silisik bileşimlere ulaşabilirler. Peridotitik kökenin kısmi ergimesi ve sonraki farklılaşma olayları altere MORB' un kısmi ergimesi ile oluşan yüksek-Al' lu TTD ve adakitlerin aksine, yüksek Y (düşük Sr/Y oranları) ve düşük Sr içerikleri olan kalk-alkali ada yayı andezit dasit ve riyolitlerini oluşturur (Defant ve diğ., 1991). Sebzeçiler granitoyidi kayalarının düşük Sr/Y, $(La/Yb)_N$ oranları ve yüksek Y içerikleri, yiten dilimden gelen bileşenler tarafından metasomatize olmuş manto kökenin kısmi ergimesi ile oluşmuş olabileceklerine işaret etmektedir.



Şekil 3.97. Sebzeçiler granitoyidi kayalarının kondrite göre normalleştirilmiş Yb_N 'a karşı $(La/Yb)_N$ diyagramı (Jahn ve diğ. 1981, Martin, 1986). Şekilde ayrıca yüksek ve düşük-Al'lu TTD' ler ve granitik kayaların MORB köken ile olan ilişkilerini özetlenmektedir



Şekil 3.98. Sebzeçiler granitoyidi kayalarının Y ' a karşı Sr/Y diyagramı. Diyagramda ayrıca MORB ve Arkeen mafik kompozitin kısmi ergimesi ile oluşan yüksek Al' lu Arkeen ve Senozoyik TTD' lerin değişimleri görülmektedir. Her iki modelde de restit olarak % 10 granat amfibolit ve eklojit kalmaktadır (Drummond ve Defant, 1990; Şen ve Dun, 1994)

3.3.5. Kınalıçam Volkanitleri

3.3.5.1. Giriş

Doğu Pontidler'in kuzey-güney geçişinde yer alan Yusufeli yöresindeki Liyas yaşlı Kınalıçam volkanik karmaşığı Pontidler'in jeotektonik gelişiminin ortaya konulmasında faydalı bilgiler sağlayabilir. Kınalıçam volkanitleri dolerit, bazalt, sipilitleşmiş bazalt, bazaltik andezit, andezit, dasit ve riyolitlerden meydana gelmektedir. Erken Jura' da ekstansiyonel rejimin etkisi altına giren Pontidler Güney Zonu' nda bir havzalaşma süreci başlamıştır (Bektaş ve diğ., 1987; Aslan ve diğ., 1997). Bu bakımdan özellikle dolerit daykları ve bazaltlar kıtasal riftler ile ilişkili dayklar ve diğer kayalar ile karşılaştırılabilir. Kıtasal riftleşme döneminde gelişen dayklar mantoya açılan birer pencere gibidirler ve ilk magmatik olaylar hakkında bilgi verirler (Hart ve diğ., 1989; Coish ve Sinton, 1992). Bu bölümde Kınalıçam volkanitleri jeokimyasal olarak kıtasal riftlerle ilişkili volkanitler, yay gerisi havzalarla ilişkili volkanitler ve genç/olgun ada yayları ile ilişkili volkanitler ile karşılaştırılarak hangi grup veya gruplar ile hangi oranlarda benzer oldukları ortaya konulmaya çalışılmıştır. Ana ve iz element analizleri ile CIPW parametreleri Çizelge 3.27' de, nadir toprak element analizleride 3.28' de verilmiştir.

3.3.5.2. Ana, İz ve Nadir Toprak Elementler

Kınalıçam volkanitleri toplam alkali-silis diyagramında (LeMaitre ve diğ., 1989) bazaltdan fonolite ve fonolitten de riyolite kadar bir değişim göstermektedirler (Şekil 3.99) Ancak diyagramda kullanılan silisyum ve alkaliler; yüzeysel ve hidrotermal alterasyonlar karşısında duraysız davrandıklarından, alterasyon ve kabuksal kirlenmeye uğramamış kayaların adlandırılmasında sağlıklı sonuçlar verebilir. Bu diyagrama göre Kınalıçam volkanitleri bazaltdan fonolite ve fonolitten de riyolite kadar hilal şeklinde bir değişim göstermektedirler. Bu bakımdan Ti, Zr, Nb ve Y gibi alterasyonlar karşısında duraylı elementlere göre oluşturulan adlandırma diyagramları Kınalıçam volkanitleri için daha sağlıklı sonuçlar verecektir. Toplam alkali-silis diyagramına göre alkalilerce zengin kayaç grubu alanlarına düşen bazı örnekler $SiO_2 - Zr/TiO_2$ ve $Nb/Y-Zr/TiO_2$ (Winchester ve

Çizelge 3.27. Kınılaçam volkanitlerinin ana (%) ve iz (ppm) element analizleri ile CIPW normları

Örn. No.	Doleritler								
	10	59	317	523	660	661	66	826	847
SiO₂	47,77	54,77	48,48	50,15	47,16	50,59	49,41	48,04	49,17
TiO₂	1,22	1,97	1,48	3,07	1,03	1,6	3,51	1,1	0,76
Al₂O₃	16,22	14,68	15,04	13,92	17,93	15,18	14,84	17,11	18,9
Fe₂O₃	3,22	4,07	2,87	6,50	3,22	2,96	4,63	2,87	2,97
FeO	6,77	6,40	7,26	6,79	5,76	8,30	10,58	5,86	5,25
Fe₂O₃*	9,99	10,47	10,13	13,29	8,98	11,26	15,21	8,73	8,22
MnO	0,12	0,19	0,17	0,21	0,14	0,18	0,19	0,22	0,19
MgO	6,4	3,13	6,9	5,69	9,02	6,07	7,53	9,62	5,99
CaO	9,02	4,07	8,25	3,46	11,45	10	5,64	5,4	8,6
Na₂O	3,23	5,65	3,61	4,74	2,08	3,3	4,53	4,33	3,54
K₂O	0,37	0,75	0,3	0,06	0,08	0,19	0,55	0,05	0,65
P₂O₅	0,11	0,76	0,18	0,31	0,06	0,08	0,29	0,13	0,09
LOI	4,3	2,5	3,3	4,9	1,5	0,6	0,16	4,8	3,2
Toplam	98,75	98,94	97,84	99,8	99,43	99,05	101,86	108,26	107,53
Sr	655	153	229	57	195	175	224	111	317
Rb	6,52	17,32	5,14	18,6	11,2	12	7,64	1,2	21,17
Ba	141	192	120	11	38	94	9	51	394
Th	1,7	3,2	0,7	3,8	2,3	2,5	3,3	6,1	2
Ta	0,80	0,40	1,00	0,70	0,25	0,51	0,20	0,07	0,05
Nb	2,81	8,36	3,50	3,00	5,00	6,00	4,85	2,11	0,62
Ce	18	54	14	54	21	15	4	14,5	11
Zr	54	114	81	175	80	94	154	49	32
Hf	2	2,8	3	3,5	2,2	2,7	3,1	1,3	1,0
Sm	2,6	7,5	3,3	6,8	4,2	3,8	5,5	2,8	2,2
Y	12	31	20	34	14	26	3	21	17
Cr	320	60	660	80	440	130	16	180	270
Ni	77	21	79	30	159	47	7	32	57
Co	35	50	50	50	50	50	50	29	31,8
Sc	23	18	32	28	28	29	8	30	36
U	0,5	0,8	0,5	1,2	0,6	0,7	0,3	0,2	0,3
Q	-	5,88	-	6,22	-	0,61	-	-	-
Or	2,18	4,41	1,76	0,35	0,47	1,12	3,23	0,29	3,82
An	28,64	12,47	23,93	15,16	39,32	26,03	18,52	25,93	33,73
Ab	27,31	47,77	30,52	40,17	17,59	27,9	38,3	36,61	29,93
Di	12,45	2,31	12,82	-	13,63	18,84	6,15	-	6,71
Hy	13,14	12,14	13,5	16,57	14,22	16,4	9,37	9,51	10,49
Ol	3,43	-	4,56	-	5,89	-	12,02	15,37	5,41
Mt	4,68	5,91	4,17	9,44	4,66	4,29	6,73	4,17	4,31
İlm	2,32	3,75	2,82	5,84	1,96	3,04	6,68	2,09	1,45
Ap	-	1,64	0,39	0,67	0,13	0,17	0,62	0,28	0,19
Crn	-	-	-	-	-	-	-	0,42	-
Mg#	62,8	46,6	62,9	59,9	73,6	56,6	55,9	74,5	67

* toplam Fe₂O₃ ; Mg# = MgO/(MgO+FeO)

Çizelge 3.27'nin devamı

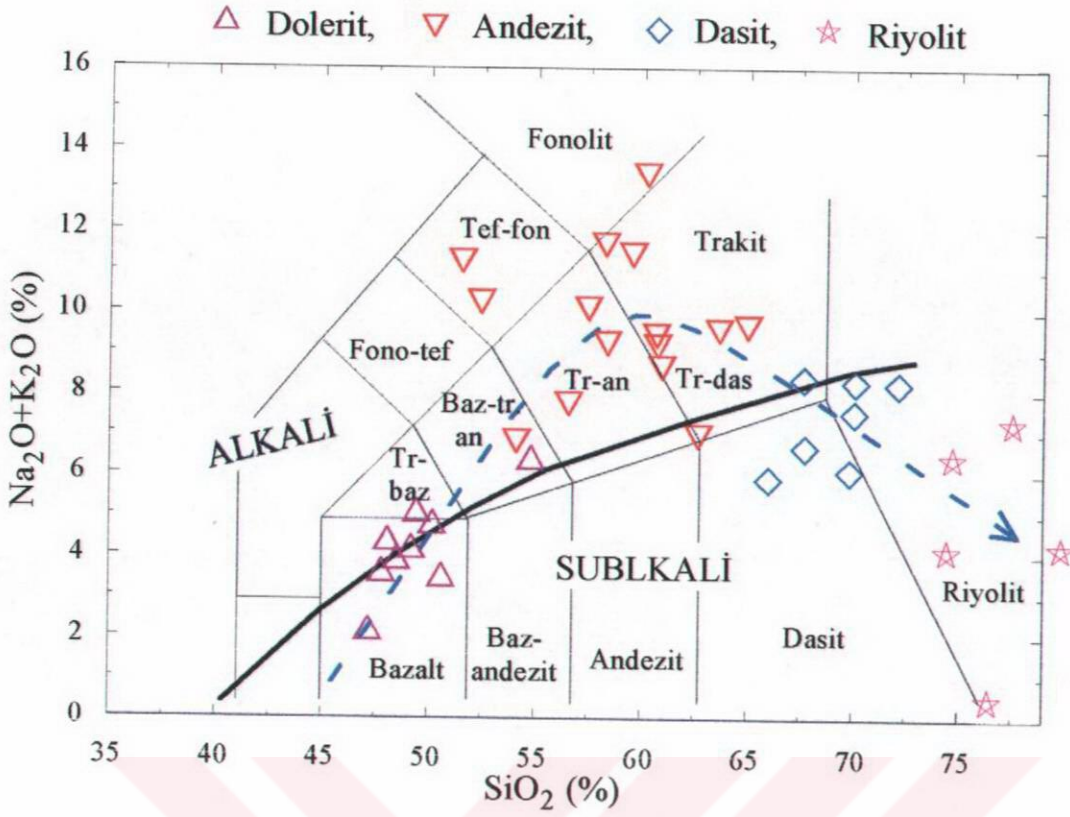
Bazalt ve andezitler															
Örn. No.	17	18	27	92	151	170	173	174	302	303	304	344	346	348	492
SiO ₂	56,5	63,6	60,2	65	54,1	60,6	51,5	57,4	52,4	60,7	58,2	59,5	58,3	62,6	60,9
TiO ₂	0,85	0,62	1,42	0,71	0,69	0,62	0,89	0,95	0,78	0,61	0,62	0,61	0,6	0,65	0,84
Al ₂ O ₃	17,1	14,8	12,9	18,7	18,8	17,4	19,5	16,8	17,2	16,6	15,8	13,9	14,8	14,3	16,1
Fe ₂ O ₃	2,96	2,45	3,87	2,73	3,66	3,50	5,02	6,43	6,70	2,92	3,93	3,37	3,66	1,39	3,61
FeO	2,43	1,58	2,51	1,87	4,53	2,91	4,13	3,76	2,68	1,67	1,54	2,58	3,64	4,24	3,88
Fe ₂ O ₃ *	5,39	4,03	6,38	4,6	8,19	6,41	9,15	10,2	9,38	4,59	5,47	5,95	7,3	5,63	7,49
MnO	0,04	0,03	0,08	0,07	0,13	0,11	0,14	0,13	0,11	0,07	0,09	0,21	0,1	0,08	0,1
MgO	3,48	1,74	1,46	1,53	5,72	1,87	8,17	2,54	2,9	1,07	1,44	1,52	4,37	2,87	2,48
CaO	2,8	3,63	6,29	0,19	3,75	4,14	5,76	3,58	5,83	4,61	5,98	6,53	5,52	3,95	3,29
Na ₂ O	4,91	5,89	7,06	9,42	3,42	5,27	5,45	6,48	4,38	4,53	5,65	4,86	3,68	2,98	5,32
K ₂ O	3,99	1,89	0,19	0,03	3,37	1,09	0,47	0,48	2,67	3,39	1,33	1,47	1,58	0,51	0,12
P ₂ O ₅	0,17	0,27	0,28	0,03	0,23	0,09	0,04	0,19	0,16	0,2	0,11	0,04	0,1	0,01	0,17
LOI	4,2	3,2	2,87	0,01	1,55	1,4	0,01	1,24	3,2	3,4	4,2	5,1	2,6	6,3	2,5
Toplam	99,4	99,7	99	100	99,9	99	101	100	99	99,8	98,9	99,7	99	99,9	99,4
Sr	755	530	134	149	284	417	336	284	510	334	351	240	378	156	159
Rb	73	-	-	-	-	39	-	-	120	-	-	56	-	30	-
Ba	1049	583	101	141	69	242	184	69	513	782	414	381	201	24	117
Th	8,9	-	-	-	-	5,7	-	-	13	-	-	4,5	-	5,8	-
Ta	0,8	-	-	-	-	0,6	-	-	0,7	-	-	0,1	-	0,3	-
Nb	5	3,5	8	5	2	8	7	2	9	7	4	3	10	11	7
Ce	50	70	26	19	11	50	22	11	50	60	50	50	50	50	19
Zr	124	120	167	50	81	105	137	81	95	138	106	88	65	136	121
Hf	4	-	-	-	-	4	-	-	4	-	-	3	-	4	-
Sm	4,2	-	-	-	-	3,6	-	-	4,2	-	-	2,6	-	4,4	-
Y	10	11	5	2	22	17	11	22	10	11	17	11	11	26	20
Yb	1,7	-	-	-	-	3,6	-	-	2,3	-	-	2,9	-	4,2	-
Cr	20	2	106	27	100	4	46	10	21	4	6	90	41	4	1
Ni	42	23	11	11	28	20	22	6	20	20	21	26	20	20	20
Sc	15	10	-	-	21	14	-	-	18	10	17	19	25	13	12
Q	1,68	14,2	9,22	7,37	3,53	13,7	-	15,2	2,15	11,9	8,89	13,2	13,1	28,1	17,9
Or	23,5	11,1	1,12	0,18	19,8	6,41	2,76	54,8	15,7	19,9	7,82	8,64	9,29	3	0,71
An	12,7	8,36	2,84	0,75	17,1	19,9	27,4	1	19,3	15	13,8	11,8	19,2	19,5	15,2
Ab	41,5	49,8	59,7	79,6	28,9	44,6	44,4	6,12	37	38,3	47,7	41,1	31,1	25,2	45
Di	0,03	6,16	7,84	-	-	-	0,67	-	6,66	5,14	7,74	10,7	5,97	-	-
Hy	9,32	1,48	-	3,95	18,6	6,29	-	9,34	4,13	0,28	-	-	10,9	12,8	9,1
Ol	-	-	-	-	-	-	15,8	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	4,3	3,4	4,24	3,97	5,32	5,08	7,29	1,81	6,75	3,85	3,47	4,9	5,32	2,02	5,24
Hmt	-	0,11	0,95	-	-	-	-	-	2,06	0,27	1,55	-	-	-	-
İlm	1,62	1,18	2,7	1,35	1,31	1,18	1,69	0,41	1,48	1,16	1,18	1,16	1,14	1,24	1,6
Ap	0,37	0,58	0,6	0,6	0,35	0,19	0,09	-	0,34	0,43	0,24	0,09	0,22	0,02	0,37

* toplam Fe₂O₃ ; Mg# = MgO/(MgO+FeO)

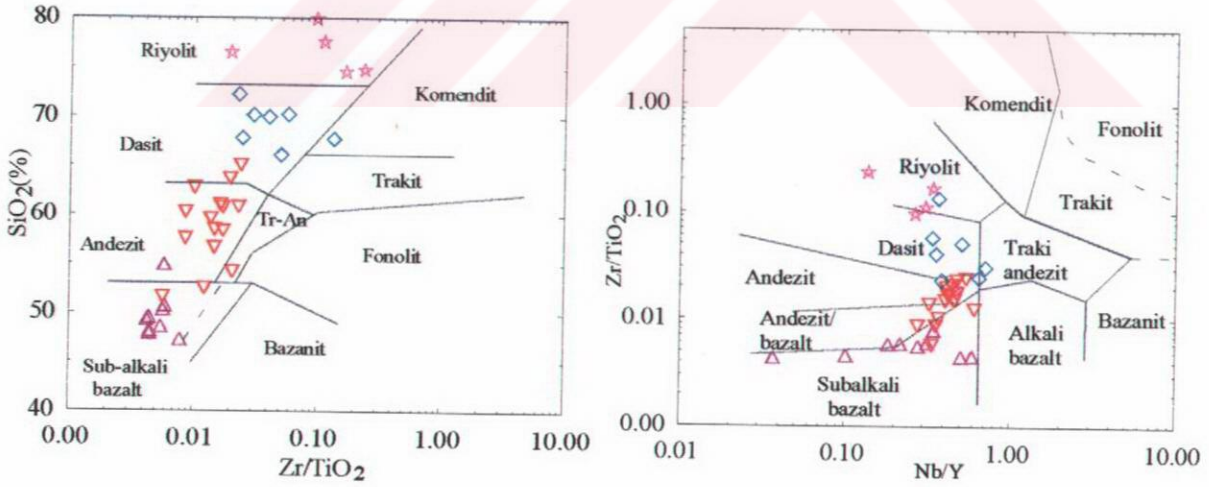
Çizelge 3.27' nin devamı

Dasit ve riylitler												
Örn No.	11	30	49	50	64	69	179	227	232	279	347	656
SiO ₂	79,84	77,52	74,69	67,7	67,64	75,44	72,12	76,4	65,97	69,82	70,03	70,08
TiO ₂	0,12	0,12	0,1	0,57	0,4	0,26	0,55	0,49	0,32	0,36	0,36	0,33
Al ₂ O ₃	8,99	12,12	11,06	11,2	13,05	13,54	14,2	11,34	15,31	12,87	12,04	14,75
Fe ₂ O ₃	0,62	0,59	0,51	2,58	1,91	0,42	0,22	1,49	1,24	1,02	2,23	0,62
FeO	0,60	0,70	0,52	1,12	1,26	0,76	1,63	0,51	3,20	1,70	1,47	2,58
Fe ₂ O ₃ *	1,22	1,29	1,03	3,7	3,17	1,18	1,85	2	4,44	2,72	3,7	6,209
MnO	0,02	0,01	0,02	0,08	0,1	0,07	0,02	0,02	0,09	0,05	0,09	0,05
MgO	0,43	0,05	0,58	0,89	0,76	0,13	0,57	0,65	1,07	1,22	1,51	0,55
CaO	1,09	0,95	0,76	1,93	1,54	0,56	1,69	0,2	1,9	1,84	2,35	2,57
Na ₂ O	3,1	6,28	5,62	4,71	6,79	3,53	6,51	0,23	3,96	4,22	5,14	5,67
K ₂ O	1,16	0,12	0,1	0,76	0,12	0,23	0,14	4,77	3,55	2,64	0,12	0,13
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,02	0,12	0,8	0,07	0,1	0,01	0,12	0,01	0,06	0,07
LOI	2,1	0,7	5,87	7,89	3,47	3,77	0,6	3,9	2,5	3,3	2,6	1,3
Toplam	98,08	99,17	99,85	99,55	97,84	98,78	98,35	100	99,23	99,05	98	101,7
Sr	106	71	769	336	40	56	188	61	247	72	122	250
Rb	20	25	34	30	20	18	15	12	30	27	30	32
Ba	229	48	96	184	39	173	52	760	765	633	85	67
Th	5,6	5,1	8	7,3	4,2	3,6	8,8	6,2	6,5	5,7	7,7	7,1
Ta	0,42	0,56	0,48	0,61	0,66	0,35	0,65	0,36	0,56	0,44	0,51	0,35
Nb	7	9	4	7	59	23	8	6	5	7	4	10
Ce	28	47	30	22	116	101	38	32	34	25	12	21
Zr	113	130	230	137	528	422	124	94	159	142	107	186
Hf	5	5	4	5	6	6	5	3	4	2	4	2
Sm	3,5	5	5	5,5	6	2,5	3,8	3,2	4	2,6	1,3	1,8
Y	27	30	30	11	122	61	21	13	10	20	10	27
Yb	1	0,8	0,7	1,4	1,3	0,4	1	0,7	1,2	0,6	0,5	0,4
Cr	6	3	1	32	9	49	5	4	1	4	22	4
Ni	20	20	15	6	17	10	20	20	20	20	20	20
Sc	10	10	-	-	-	-	10	10	10	10	10	10
Q	54,23	39,19	38,99	32,62	25,36	51,51	28,65	55,44	21,98	28,77	32,76	28,76
Or	6,82	0,71	0,59	4,47	0,71	1,3	0,82	28,04	20,88	15,53	0,71	0,76
An	5,34	4,52	3,64	7,17	2,49	2,33	7,73	0,93	8,65	8,37	9,42	12,29
Ab	26,21	53,09	47,51	39,82	57,41	29,84	55,04	1,94	33,48	35,68	43,46	47,94
Di	-	0,11	-	1,27	-	-	-	-	-	0,56	1,45	-
Hy	1,5	0,69	1,85	1,63	2,15	1,02	3,34	1,62	7,14	4,54	3,51	5,13
Mt	0,9	0,86	0,74	2,22	2,77	2,22	0,32	0,26	1,8	1,48	3,24	0,9
Hmt	-	-	-	1,05	-	-	-	1,32	-	-	-	-
İlm	0,23	0,23	0,19	1,08	0,76	0,49	1,05	0,93	0,61	0,68	0,68	0,63
Ap	0,02	0,02	0,04	0,26	1,72	0,13	0,22	0,02	0,26	0,02	0,13	0,15
Crn	0,68		0,37		0,84	6,63	0,5	5,46	1,78			0,77
Mg#	56,1	11,3	66,5	58,6	51,8	15,9	38,5	69,9	37,4	56,1	64,7	27,6
A/CNK	1,08	0,99	1,03	0,93	0,93	1,91	1,02	1,92	1,111	0,98	0,94	1,04
A/NK	1,41	1,16	1,18	1,31	1,15	2,24	1,31	2,05	1,48	1,31	1,4	1,56

* toplam Fe₂O₃ ; Mg# = MgO/(MgO+FeO)



Şekil 3.99. Kınalıçam volkanitlerinin toplam alkali-silis adlandırma diyagramı (Le Maitre ve diğ., 1989). Siyah çizgi subalkali ve alkali alanlarını ayırmaktadır (Kuno, 1966)



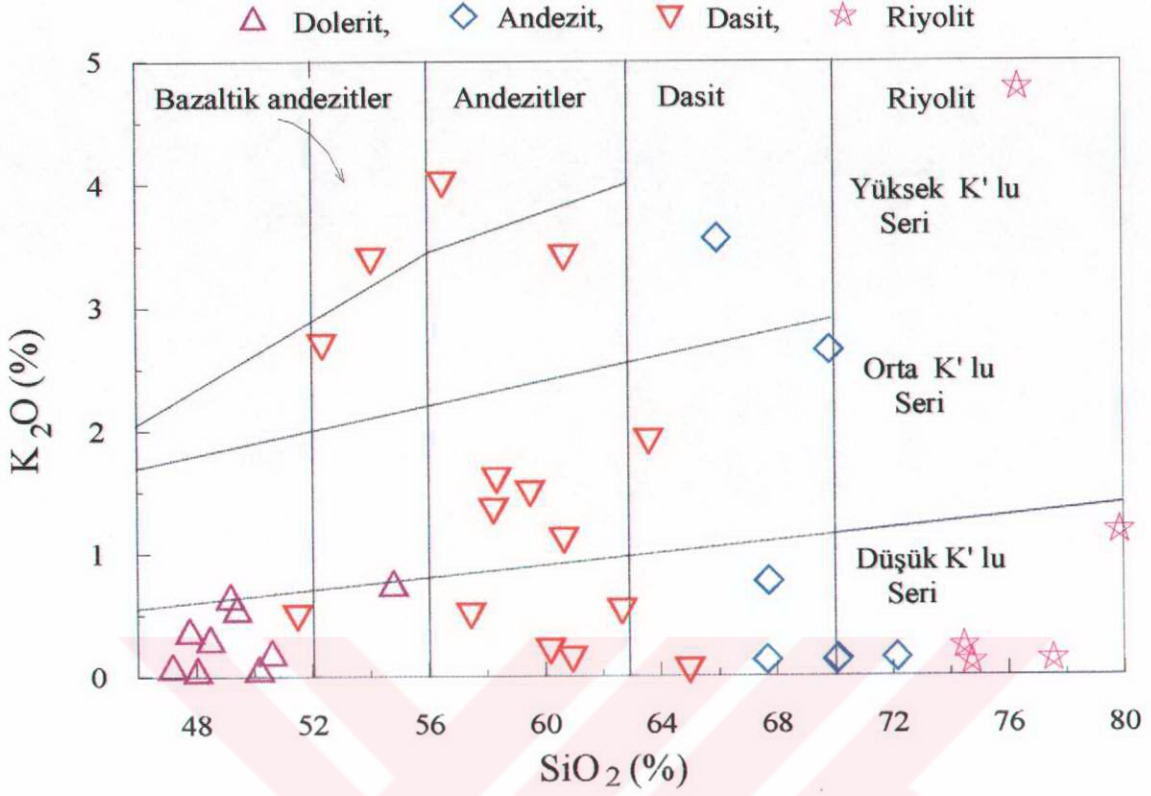
Şekil 3.100. Kınalıçam volkanitlerinin SiO_2 - Zr/TiO_2 ve Nb/Y - Zr/TiO_2 adlandırma diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977). Semboller toplam alkali-silis diyagramı ile aynıdır

Floyd,1977) diyagramlarında alkalilerce fakir sub-alkali bazalt, andezit, dasit ve riyolit alanlarında toplanmaktadır (Şekil 3.100). Bir kısım volkanitlerin toplam alkali- silis diyagramında alkalilerce zengin alanlara düşmesi, üst kabuktaki yüksek K_2O içeriği

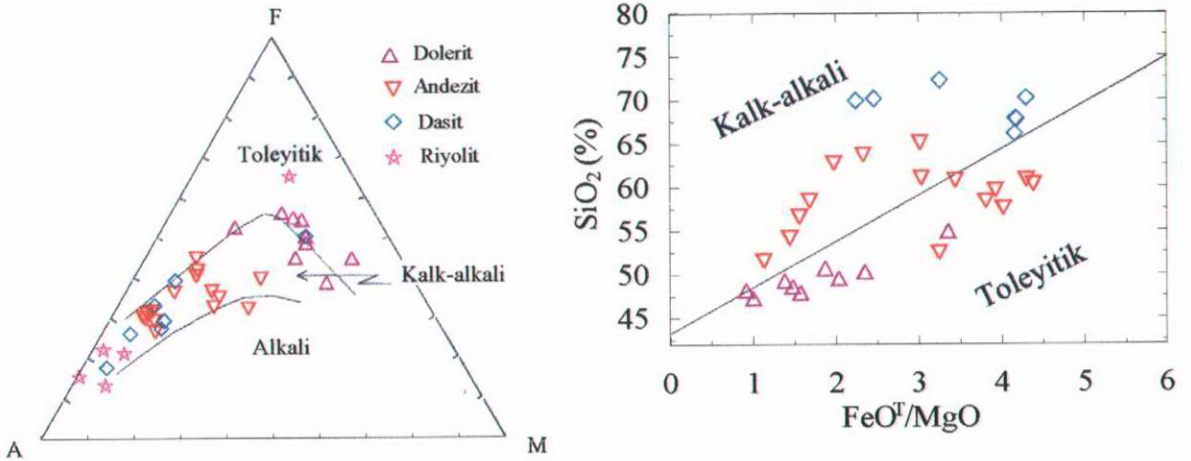
(3.4, Taylor ve McLennan, 1985) nedeniyle üst kabuk kirlenmesine uğramış olabileceklerine işaret edebilir.

Doleritler ana element içerikleri bakımından bazaltlara karşılık gelirler. SiO_2 içerikleri bir örnek hariç (Örnek No 59 % 54.77) % 47-51 arasında değişmektedir. En fazla ayrılmış örnekte mikroskobik olarak da çok az miktarda, 0.2-0.3 mm boylarında kuvars tanelerine rastlanmaktadır. Üç örneğin çok az miktarlarda (< % 6.22) normatif kuvars içerdiği doleritler, normatif olarak kuvarslı toleyitten olivin toleyite kadar değişen bileşimlere sahiptirler. Bazalt ve andezitlerin SiO_2 içerikleri % 52 den % 65'e kadar değişmektedir. SiO_2 içeriği % 63'den büyük olan, ancak normatif olarak andezit bileşimindeki örneklerde kabuksal kirlenme diğerlerine oranla daha yüksek değerlerde olabilir. Normatif olarak olivin bazalt, bazaltik andezit ve andezit bileşimindeki nötr volkanikler önemli oranlarda normatif kuvars (% 2-148) içermektedirler. Ana element içerikleri bakımından dasit ve riyolitlere karşılık gelen asidik volkanitler, bazalt ve andezitlerin devamı niteliğindedirler (SiO_2 =% 65.97- 79.84). Bütün örnekler normatif olarak kuvars, hipersten ve apatit içermektedirler.

Doleritlerin Al_2O_3 içerikleri (% 14-18) Jakes ve White (1972) ın ada yayı volkanitleri için öngördükleri değerlere (% 14-17.5) yakındır. MgO içerikleri (% 3-9) bakımından düşük Mg'lu bazaltlara karşılık gelen doleritlerde MgO'in değişim aralığı SiO_2 den daha büyüktür. Mg numaraları 46-73 arasında değişen, orta ve kısmen yüksek değerlerde bir demir zenginleşmesine sahiptirler. $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{MgO}$ oranları (0.99-3.34) okyanus ortası sırtlarla ilişkili kayaçlardaki bu oranların (< 2; Miyashiro, 1974) kısmen üzerine çıkmakla birlikte çoğunlukla bir çakışma söz konusudur. TiO_2 içerikleri (% 1.03-3.51) nispeten yüksek, K_2O ve P_2O_5 içerikleri (% 0.06-0.75; 0.06-0.6) ise oldukça düşüktür. K_2O içerikleri bakımından genellikle düşük K' lu bazaltlara, bir tanesi ise düşük K' lu andezitlere karşılık gelmektedir (Şekil 3.101). Toplam alkali-silis diyagramında subalkali-alkali geçişindeki doleritler, AFM diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) toleyit-kalkalkali geçişinde yer alırlar. Normatif olarak Di ve Hy içeren doleritlerin dördü önemli miktarlarda (% 3.43-12.03) da normatif Ol içermektedirler. Normatif olarak olivin-toleyit bileşimindeki bu kayaçların dışındakiler hipersten-bazalt, kuvars-toleyit ve bazaltik andezit bileşimine sahiptirler.



Şekil 3.101. Kınılıçam volkanitlerinin SiO_2 'e karşı K_2O değişim diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976)



Şekil 3.102. Kınılıçam volkanitlerinin AFM (toleyitik-kalk alkali ayrımı Irvine ve Baragar, 1971, kalk alkali-alkali ayrımı Kuno, 1966' dan) ve SiO_2 - $\text{FeO}^{1+}/\text{MgO}$ diyagramları (Miyashiro, 1974)

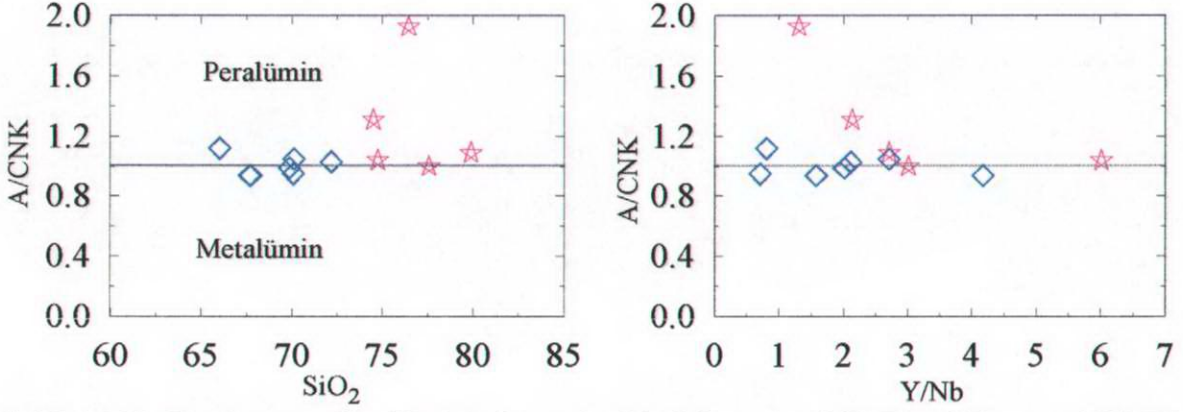
Orta ve yüksek değerlerde toplam Fe_2O_3 içeriğine (% 4.03-10.19) sahip bazalt ve andezitler düşük ve orta miktarlarda (% 1.07-8.17) da MgO içeriğine sahiptirler. Genellikle andezit bileşiminde olmalarına rağmen Mg numaraları 50.9-77.9 arasında değişen orta ve yüksek değerlerde bir magnezyum zenginleşmesine sahiptirler. MnO içerikleri düşük (% < 0.22), Na_2O içerikleri (% 3.42-9.42) ise orta değerlerdedir. K_2O içerikleri (0.03-3.99) bakımından düşük, orta ve yüksek K' lu bazalt ve andezitlere karşılık gelmektedirler (Şekil 3.101). Bazalt ve andezitler toplam alkali-silis ve AFM diyagramlarında, kalk-alkali ve bazıları ise ikincil zenginleşmeye bağlı olarak alkali karakter göstermektedirler (Şekil 3.102). K_2O' in üst kabukta yüksek konsantrasyonlarda (% 3.4, Taylor ve McLennan, 1985) olması da bu volkanitlerin üst kabuk kirlenmesine uğradıklarına işaret edebilir. TiO_2 içerikleri (% 0.57-0.95) genellikle % 1'in altındadır. Ancak bir örnekte (27) 1,47 gibi nispeten yüksek değere çıkmaktadır. Bazalt ve andezitler %1' den küçük TiO_2 içerikleri ile yaklaşan plaka kenarlarında oluşan orojenik andezitlere benzemektedirler (Jakes ve Gill, 1970; Gill, 1981).

Toplam alkali silis diyagramında (Şekil 3.99) subalkali veya toleyit özellikte görülen dasit ve riyolitlerin kalk-alkali özellikleri, yüksek toplam alkali ve düşük MgO içerikleri ile en güzel AFM (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramında görülmektedir (Şekil 3.102). Peccerillo ve Taylor (1976)'un sınıflama şemasında genellikle düşük K' lu dasit ve riyolit ($K_2O = \% 0.1-4.77$) alanlarına düşerken bir tanesi orta K' lu, bir tanesi yüksek K' lu dasit ve diğer bir tanesi de yüksek K' lu riyolit alanlarına düşmektedir (Şekil 3.101). K_2O içerikleri bakımından genelden sapma gösteren bu örnekler kabuksal kirlenme olayına maruz kalmış olabilirler. Na_2O içerikleri iki örnekte 0.23 ve 0.53 gibi düşük değerlerde olmakla birlikte genellikle orta (% 3.1-6.79) değerlerdedir. Belirli bir SiO_2 içeriğine sahip ada yayı volkanik kayalarında Na_2O içeriği K_2O içeriği kadar çok değişmemektedir. Bu nedenle K_2O/Na_2O oranı K_2O 'un artışına bağlı olarak artmaktadır ve bu oran okyanus tarafındaki düşük K' lu kayalarda 0.1 değerinde, kıtasal taraftaki şoşonitik kayalarda ise 1 oranındadır (Jakes ve Gill, 1972). Dasit ve riyolitler K_2O/Na_2O oranı çok yüksek (20.74) bir örnek dışında, 0.02-0.90 arasında değişen K_2O/Na_2O oranları ile kalk-alkali ve kısmen şoşonitik özellik göstermektedirler. Üst kabukta K_2O' in yüksek konsantrasyonlarda (% 3.4, Taylor ve McLennan, 1985) olması K_2O/Na_2O oranı çok yüksek örneklerin üst kabuk kirlenmesine

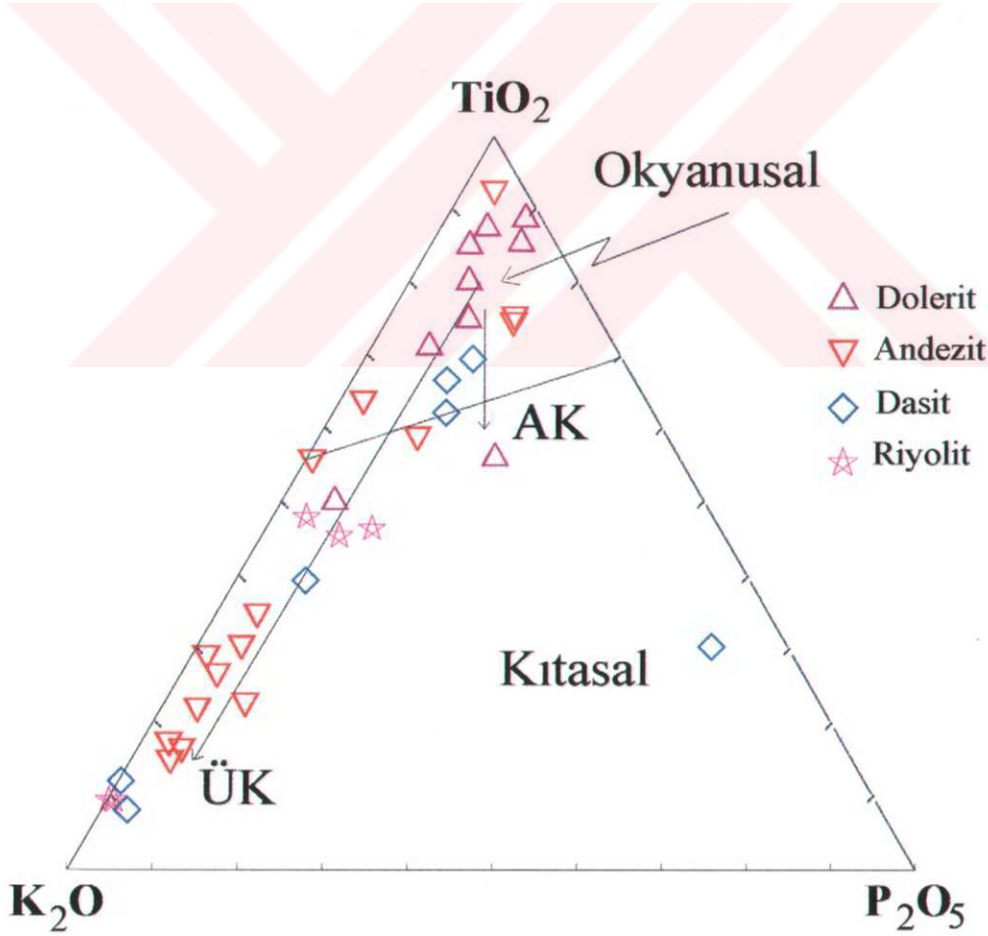
uğradığını gösterebilir. Al_2O_3 içerikleri (% 8.99-15.54) bakımından Jakes ve White (1972)'in ada yayı volkanik kayaları için öngördükleri Al_2O_3 içeriklerinden (% 14-17.5) düşüktür. TiO_2 içerikleri (% 0.1-0.57) bakımından Kuno (1966)'nın düşük TiO_2 içerikli toleyitik volkanik kayalarına benzemektedirler. Aynı SiO_2 içeriğine sahip ada yayı volkanik kayalarında TiO_2 içeriği şösonitik olanlarda yüksek, kalk alkali olanlarda orta ve toleyitiklerde düşüktür (Kuno, 1966).

Dasit ve riyolitlerin Al_2O_3 içeriğindeki (% 8.99-15.54) büyük değişim aralığı, gelişimleri sırasında feldspat oranının giderek arttığına işaret etmektedir. Ayrıca toplamları genellikle % 4.19-8.61 arasında değişen yüksek konsantrasyonlarda alkali ($Na_2O + K_2O$) içeriğine sahiptirler. Ancak iki örnekte alkali toplamları % 1'in altına düşmektedir. Molar olarak Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO (A/CNK) oranları (Shand, 1947) genellikle 0.93-1.08 arasında değişerek metalümin ve peralümin geçişinde yer almaktadırlar. SiO_2 içerikleri arttıkça peralümin özellik kazanmaktadırlar. Genelde 1' den büyük A/CNK oranları ile dasit ve riyolitlerin peralümin bileşimli oldukları söylenebilir (Şekil 3.103).

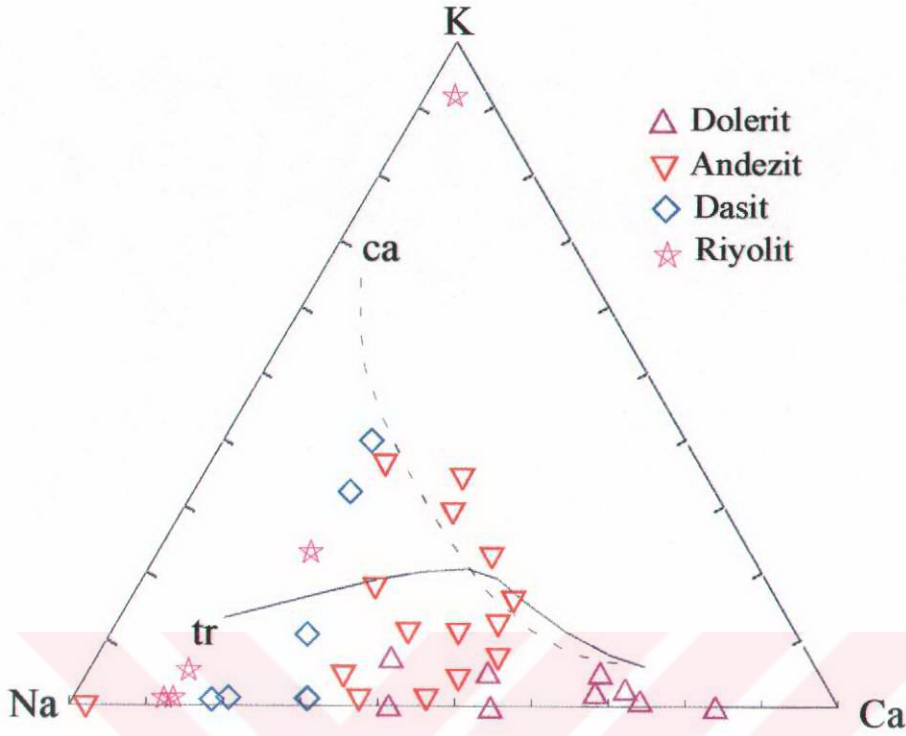
Kabuksal kirlenmeye uğramamış ve göreceli olarak az ayrılaşmış riftlerle ilişkili volkanitlerin TiO_2 içerikleri (% 2-4) yüksek olmak durumundadır (Hart ve diğ., 1989; Coish ve Sinton, 1992). Benzer şekilde P_2O_5 içerikleri de kabuksal kirlenme olup olmadığını kontrol etmede kullanılabilir. Alt kabukta P_2O_5 yüksek, üst kabukta ise düşük konsantrasyonlardadır (Taylor ve McLennan, 1985). Kınalıçam volkanitlerinin düşük konsantrasyonlarda P_2O_5 (< % 0.28) içeriğine sahip olmaları farklılaşmanın yanısıra bunların üst kabuk kirlenmesi olayına maruz kaldıklarını gösterebilir. Farklı tektonik ortamlarda oluşmuş bazaltları birbirinden ayırmak için kullanılan $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ (Pearce ve diğ., 1975) ve diyagramı magma oluşumu, kabuksal kirlenme ve farklılaşma olaylarını yorumlamak için kullanılabilir (Şekil 3.104). Kınalıçam volkanikleri $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ diyagramında okyanusal alandan başlayarak üst kabuk karışımı yönünde bir yönsemeye sahiptirler. Volkanitlerdeki bu yönseme diferansiyasyona bağlı olarak gelişebileceği gibi kabuksal kirlenme sonucunda da gelişebilmektedir (Pearce ve diğ 1975).



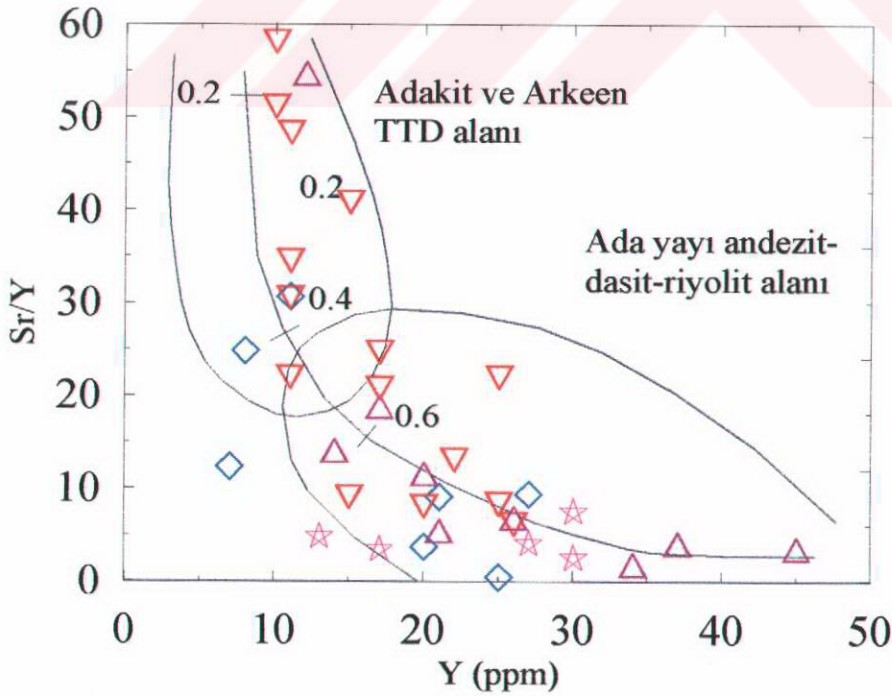
Şekil 3.103. Kınılıçam volkanitleri dasit ve riyolitlerinin molar A/CNK - SiO₂ ve A/CNK'ya karşı Y/Nb değişim diyagramları (Shand, 1947; Clarke, 1981)



Şekil 3.104. Kınılıçam volkanitlerinin TiO₂-K₂O-P₂O₅ diyagramı (Pearce ve diğ., 1975). Vektörler MORB (Pearce, 1983) ile üst kabuk (ÜK) ve alt kabuk (AK) bileşimlerinin (Taylor ve McLennan, 1985) karışım yönsemelerini göstermektedir. Okların uç kısımları kabuksal bileşimlere karşılık gelmektedir



Şekil 3.105. Kınılıçam volkanitlerinin normatif K-Na-Ca diyagramı. Ca; kalk-alkali yönseme, (Nockholds ve Allen, 1953), tr; tronjemitik yönseme (Barker ve Arth, 1976)



Şekil 3.106. Kınılıçam volkanitlerinin Y' a karşı Sr/Y değişim diyagramı (Adakit ve Arkeen tronjemitik-tonalit dasit (TTD) ve ada yayı andezit-dasit-riyolit alanları (ADR) Defant ve Drummond, 1990' dan alınmıştır). Semboller K-Na-Ca diyagramı ile aynıdır

Kalk-alkali yönseme ile tronjemitik yönsemenin birbirinden ayırımının daha belirgin olarak yapıldığı normatif K-Na-Ca üçgen diyagramında, Kınalıçam volkanitleri belirgin Na zenginleşmesi (tronjemitik yönseme; Barker ve Arth, 1976) göstermektedirler (Şekil 3.105). Bu yönü ile Kınalıçam volkanitleri çoğu ada yaylarında karakteristik olan kalk-alkali yönseme ile belirgin bir tezat oluşturmakta ve metamorfize olmuş bazaltların kısmi ergimesi ile oluştuğu ileri sürülen Arkeen tronjemit tonalit ve dasitler (Drummond ve Defand, 1990) ile uyushmaktadır. Defant ve Drummond (1993) Y-Sr/Y diyagramında da ada yayı andezit dasit riyolit alanından tonalit tronjemit alanına doğru bir değişim göstermektedirler (Şekil 3.106). Na zenginleşmesi gösteren Arkeen tronjemit-tonalit-dasit yönsemesinin (tronjemitik yönseme) yiten okyanus kabuğunun kısmi ergimesi ile oluşmuş olabileceğini ileri sürmektedir.

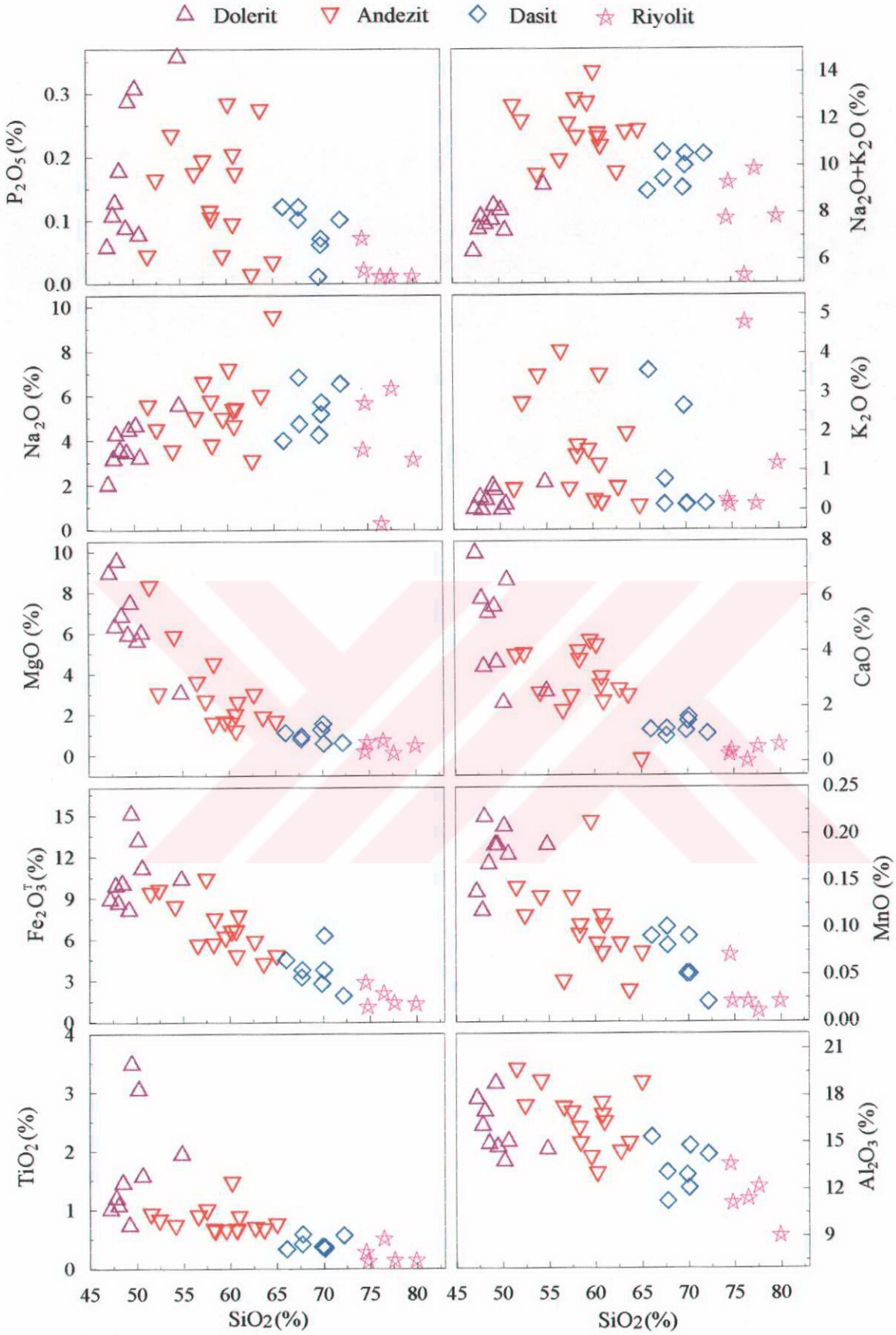
SiO_2 ' e karşı ana ve iz element değişim diyagramlarının bazılarında düzensiz dağılımlar olmakla birlikte genellikle iyi korelasyon vermeleri, Kınalıçam volkanitlerinin gelişiminde ayrımlaşmanın önemli bir rol oynadığını göstermektedir (Şekil 3.107). SiO_2 ' e karşı ana element değişim diyagramında; Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO ve P_2O_5 negatif ilişki Na_2O ve K_2O ise pozitif ilişki göstermektedir. İz elementlere göre oluşturulan değişim diyagramlarında da benzer ilişkiler görülmektedir. Bu ilişkiler özellikle andezit, dasit ve riyolitlerin doleritik ve bazaltik bir magmadan itibaren ayrımlaşma ile oluştuklarına işaret etmektedir.

Kınalıçam volkanitlerinin artan SiO_2 içeriğine karşılık TiO_2 , Fe_2O_3^* , ve MnO içeriklerinin giderek azalması manyetit, titanomanyetit ve rutil gibi (Fe-Ti oksitler) fazların ayrımlaşmasına işaret etmektedir. SiO_2 ' e karşı CaO , MgO ve Fe_2O_3 diyagramlarındaki negatif ilişkilerde olivin, klinopiroksen ve plajiyoklas ($\text{An} > 50$) gibi fazların fraksiyonel kristallenme ile ayrımlaşmasını gösterir. Ca, Mg ve Fe olivin ve piroksen gibi mafik minerallerin yapısına dahil olduklarından bu elementlerin yüksek konsantrasyonlarda olduğu örnekler dolerit ve bazaltlara karşılık gelmektedir. Volkanitlerinin Al_2O_3 içeriklerindeki büyük değişim aralığı (% 9-18) ve dasitlere doğru belirginleşen negatif Eu anomalileri özellikle andezit, dasit ve riyolitlerin gelişiminde plajiyoklas ayrımlaşmasının önemli rol oynadığını göstermektedir. SiO_2 ' e karşı Na_2O ve K_2O diyagramlarında dağınık olmakla

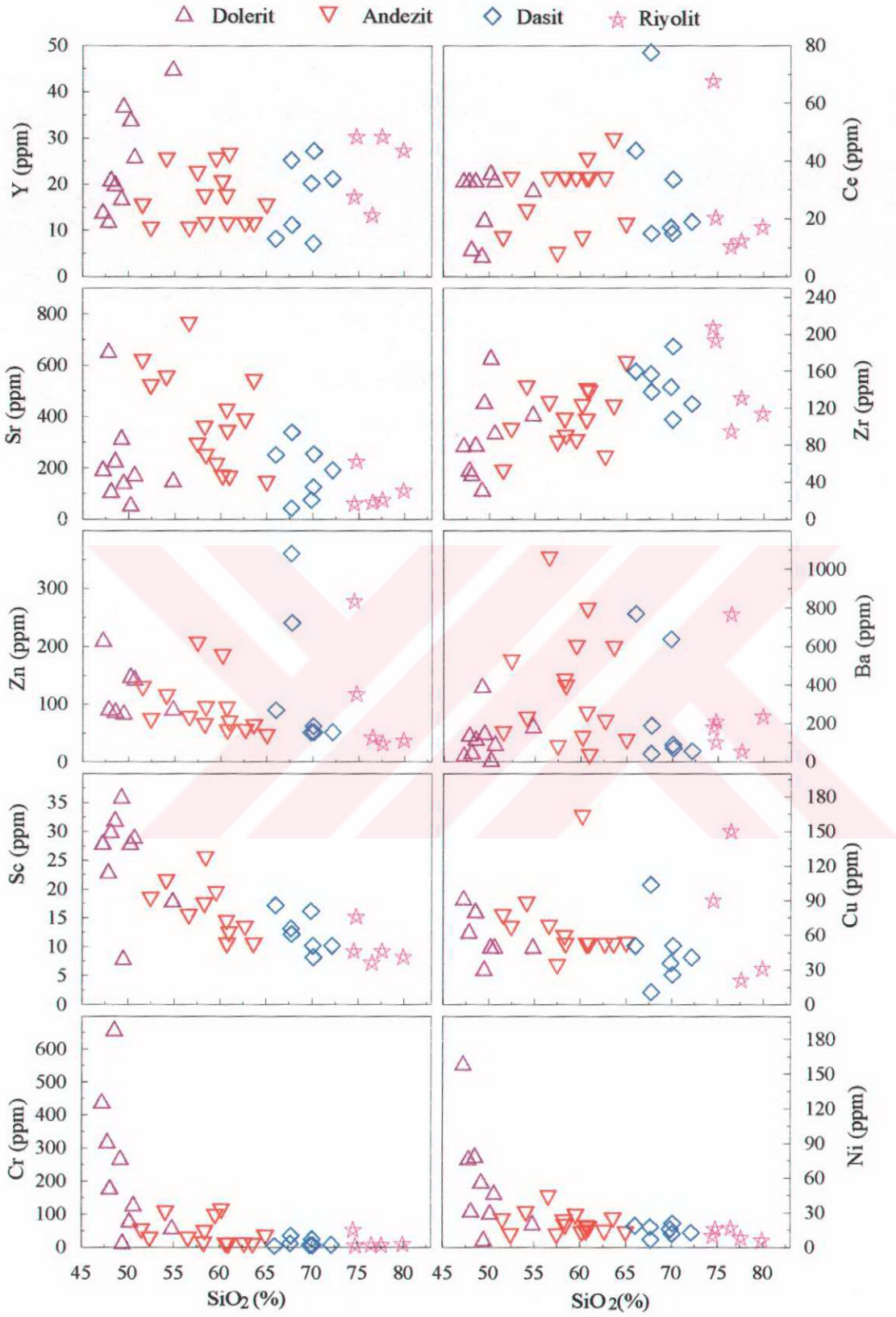
birlikte pozitif ilişkiler söz konusudur. Bu dağınıklık andezit ve dasitlerde kabuksal kirlenme olayları yanında altaresyon olaylarının bu iki ana element bakımından etkin olduğuna işaret etmektedir. Bu elementlerin genel olarak artma eğilimi bazik plajiyoklasların giderek ayrılaştığını ve arta kalan eriyiğin alkalilerce zenginleştiğini ifade etmektedir. $\text{SiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ diyagramındaki negatif ilişkide apatit ayrılaşması şeklinde yorumlanabilir.

SiO_2 ' e karşı iz element değişim diyagramlarında da bazı elementlerde sistematik değişimler görülmektedir (Şekil 3. 108). Sr-SiO_2 diyagramındaki negatif ilişki $\text{SiO}_2\text{-CaO}$ diyagramındaki negatif ilişki ile uyumludur ve Sr' un bazik plajiyoklasların bünyesine dahil olduğunu göstermektedir. $\text{SiO}_2\text{-Zr}$ diyagramındaki pozitif ilişki manyetit, hornblend ayrılaşması ve biyotit birikimi ile ilişkilidir. Bazaltik eriyiklerde dağılım katsayılar nedeniyle Ni' in olivin ve klinopiroksenin ($\text{Ni}_{\text{olivin}}/\text{Ni}_{\text{eriyik}} = 5.9\text{-}29$; $\text{Ni}_{\text{klp}}/\text{Ni}_{\text{eriyik}}=1.5\text{-}14$), Cr ve Sc' un klinopiroksenin ($\text{Cr}_{\text{klp}}/\text{Cr}_{\text{eriyik}}= 34$, $\text{Sc}_{\text{klp}}/\text{Ni}_{\text{eriyik}}=1.7\text{-}3.2$) ve Y' un ise granat ve kısmen de klinopiroksenin ($\text{Y}_{\text{granat}}/\text{yeriyik}=9$; $\text{Y}_{\text{klp}}/\text{Y}_{\text{eriyik}}=0.9$) bünyesine dahil oldukları bilinmektedir (Arth, 1976; Fujimaki ve diğ., 1984). Bu elementlerin SiO_2 içeriğine bağlı olarak dolerit ve bazaltlarda negatif ilişki göstermeleri MgO , Fe_2O_3^* , MnO ve CaO değişimleri ile uyumludur. Mg- numaraları yüksek ve göreceli olarak az ayrılaşmış örneklerde yüksek konsantrasyonlardaki bu elementler, Mg- numarasının azalmasına bağlı olarak azalmaktadırlar. Kısaca bu elementlerin SiO_2 'e karşı değişim diyagramları doleritlerin çoğunlukla klinopiroksen ve daha az olarak da olivin veya ortopiroksenler tarafından kontrol edilen bir ayrılaşma evresi geçirdiğini göstermektedir. Bu durum dolerit ve bazaltların yüksek oranlardaki normatif klinopiroksen ve olivin içerikleri ile uyumludur.

Mg numarasına karşı Cr, Ni ve Ni' ye karşı Sc ve Cr gibi iz element değişim diyagramlarında(Şekil 3.109) da doleritlerin çoğunlukla klinopiroksen ve daha az olarak da olivin veya ortopiroksenler tarafından kontrol edilen bir ayrılaşma evresi geçirdiğini göstermektedir. Sc- Ni diyagramı olivin ayrılaşması ile ilgili bilgiler vermektedir. Doleritlerdeki yatay yönseme Sc' un tüketilmesine karşılık gelen fazın sistemden uzaklaştığını göstermektedir (Villemant ve diğ, 1981). Bunlarda modal olarak olivinin olmaması, ancak normatif olarak olivin içermeleri diğer minerallerin ayrılaşması sırasında olivinin magma ile reaksiyona devam etmesi şeklinde açıklanabilir (Esparanca ve Hollaway, 1987).



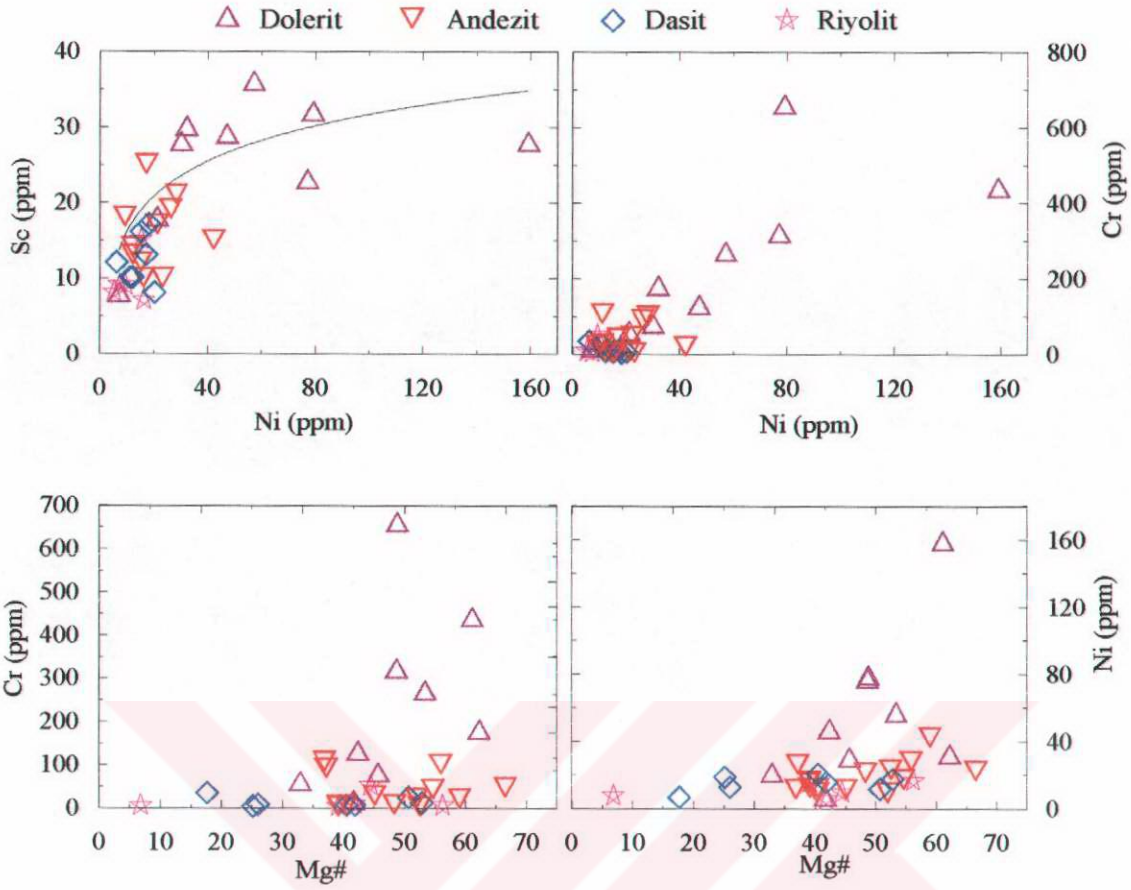
Şekil 3.107. Kınalıçam volkanitlerinin SiO₂' e karşı ana element değişim diyagramları



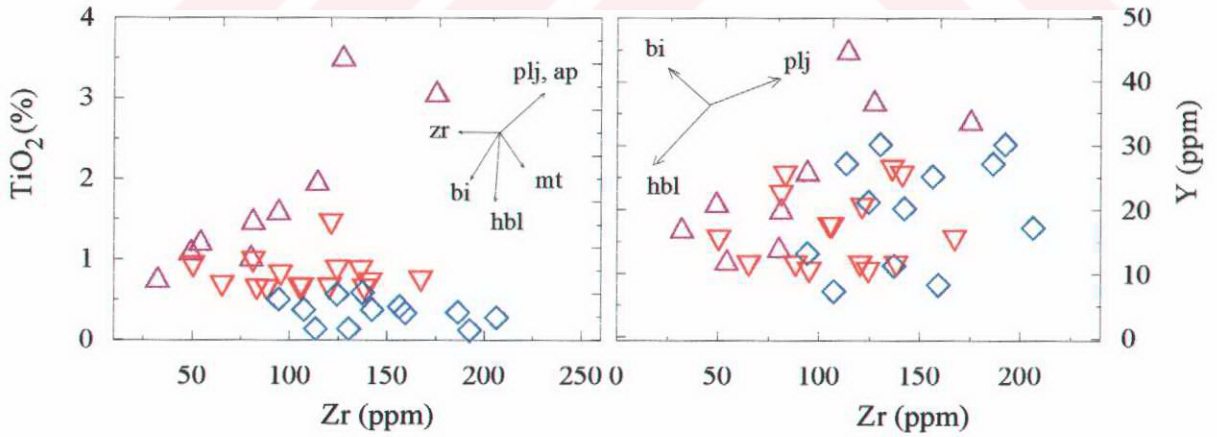
Şekil 3.108. Kınalıçam volkanitlerinin SiO₂' e karşı iz element değişim diyagramları

Zr-TiO₂ diyagramı (Şekil 3.110) doleritler ile diğer volkanitlerin bu iki element bakımından farklı davranışlar gösterdiğini vurgulamaktadır. Doleritlerde Zr ile TiO₂ arasında pozitif bir ilişki varken andezit ve dasitlerde negatif bir ilişki vardır. Ayrışma vektörlerinden de görüldüğü gibi doleritlerde Zr ve Ti' un birlikte artması Fe-Ti oksitlerin birikimi şeklinde yorumlanabilir. Buna karşılık andezit ve dasitlerde Zr' un artmasına karşılık TiO₂'nin azalması genellikle manyetit, hornblendin ve çok az olarak da biyotitin ayrışmasından kaynaklanabilir. Pearce (1982) manyetit erken kristalizasyonu nedeniyle Ti' un ada yayı volkanitlerinde hiç bir zaman plaka içi lavları kadar yüksek değerlerde olamayacağını ifade etmektedir. Zr-Y diyagramında da Y' un hornblendin bünyesine girdiğini ve dolayısı ile dasitik ve riyolitik kayalarda hornblendin ana kristal fazını oluşturduğunu görmekteyiz.

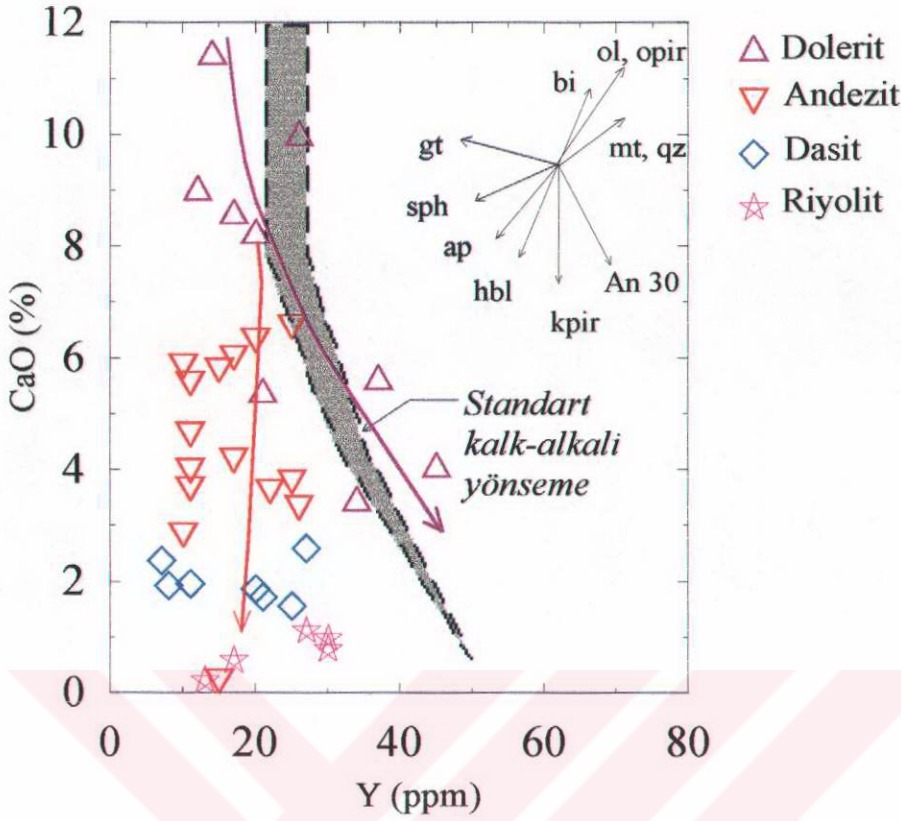
Lambert ve Holland (1974) yüksek, orta ve düşük CaO içerikli kayalarda Y' un fakirleşmesine ve zenginleşmesine bağlı olarak gelişen J ve L tipi yönsemeleri tanımlamak amacıyla CaO'e karşı Y değişim diyagramını önermişlerdir (Şekil 3.111). Standart kalk-alkali yönseme referans alındığında, J tipi yönseme Y ve Ca bakımından giderek fakirleşen, L tipi yönseme ise Y artarken CaO bakımından fakirleşen yönsemelere karşılık gelmektedir. Bu nedenle J tipi yönsemeler standart kalk alkali yönsemenin solunda kalırken L tipi yönsemeler sağa doğru ayrılırlar. J tipi yönsemeler hornblend (\pm granat), apatit kontrollü, L tipi yönsemeler ise piroksen ve plajiyoklas kontrollü farklılaşmalara karşılık gelir. Hornblend ve piroksenler bu yönsemelerin oluşmasında en kritik rolü oynarlar. Kınılçam volkanitlerinde doleritler diğer volkanitlerden farklı bir davranış göstermektedirler. Bunlar Y-CaO diyagramında piroksen ve plajiyoklas fraksiyonlaşmasının baskın olduğu standart kalk alkali yönsemenin (Lambert ve Holland, 1974) CaO bakımından tüketilen ve Y bakımından zenginleşen tarafına yönelerek L tipi yönseme gösterirler (Şekil 3.111). Andezit, dasit ve riyolitler ise standart kalk-alkali yönsemenin Y bakımından fakirleşen tarafında toplanarak L tipi yönsemeye uyarlar. Bu bakımdan doleritlerin gelişiminde klinopiroksen ve plajiyoklas ($An > 60$) ayrışmasının; buna karşın andezit, dasit ve riyolitlerin oluşumunda ise hornblend ve apatit fraksiyonlaşmasının önemli olduğu söylenebilir. Andezit ve dasitlerin bütün örneklerinde normatif hornblend ve apatit' in varlığı da hornblend ve apatit ayrışmasını doğrulamaktadır.



Şekil 3.109. Kınılıçam volkanitlerinin Mg#'na karşı Cr ve Ni ve Ni' e karşı Sc ve Cr değişim diyagramları



Şekil 3.110. Kınılıçam volkanitlerinin Zr' a karşı TiO₂ ve Y değişim diyagramları. Vektörler muhtemel ayrışma yollarını göstermektedir. Semboller Mg#-Cr diyagramı ile aynıdır



Şekil 3.111. Kınılıçam volkanitlerinin Y-CaO değişim diyagramı. Taralı alan Lambert ve Holland (1974)' in standart kalk-alkali yönsemesini temsil etmektedir. Vektörler çeşitli silikatların ayrışma yolunu göstermektedir

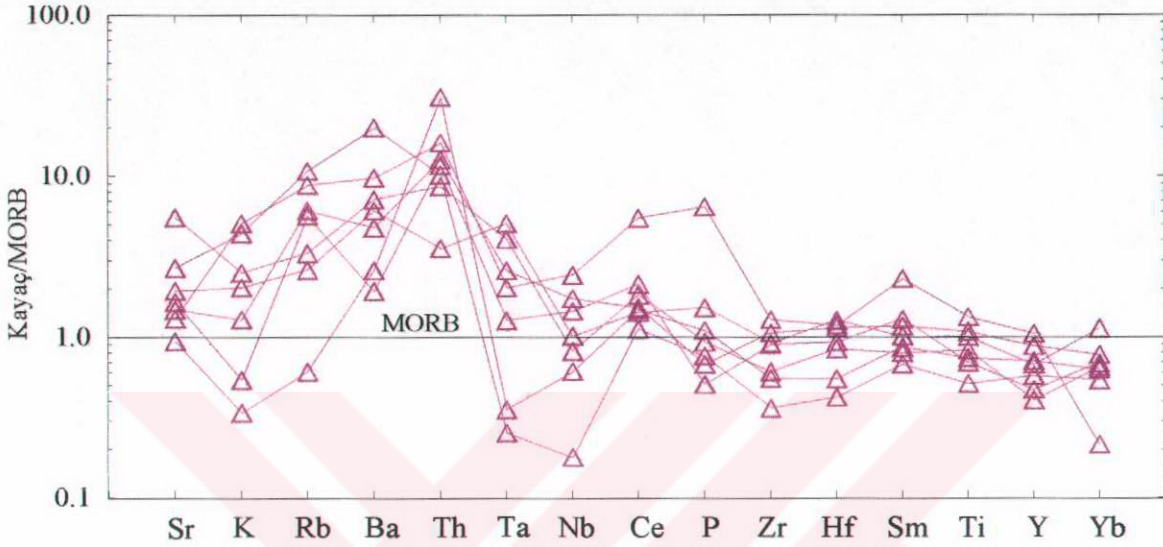
Kınılıçam volkanitlerinin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramları Şekil 3.112, 113, ve 114' de verilmiştir. Diyagramlarda görüldüğü gibi LILE zenginleşmesi ve HFSE tüketilmesi kayaların karakteristik özellikleridir. Göreceli olarak az ayrılmış doleritler (D 660; Mg# = 73.6, Ni = 159 ppm, Cr = 440 ppm) ile nispeten fazla ayrılmış doleritler (D 59; Mg# = 46.6, Ni = 21 ppm, Cr = 60 ppm) çok benzer bir dağılım sunmaktadırlar. Fazla ayrılmış doleritin LILE zenginleşmesi genel olarak az ayrılmış olanlara benzemekle birlikte, onlardan farklı olarak K, Ce ve P' da pozitif anomaliler vermektedir. Ana element diyagramlarında da görülen bu zenginleşmeler, bu örnekte muhtemel bir kabuk kirlenmesinin olabileceğine işaret etmektedir. HFS elementler MORB' göre paralel ve çok az oranlarda fakirleşmiş bir dağılım göstermektedirler. Zr/Y (3.61-6.41) oranları ise E-MORB oranlarına benzemektedir (3.3; Sun ve McDonough, 1989).

Andezit ve dasitlerin MOR bazaltlarına göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramlarında (Şekil 3.113 ve 114) doleritlerde gözlenen LILE zenginleşmesi daha belirgin olarak görülmektedir. Andezit ve dasitler yüksek LIL, düşük HFS element içerikleri ve yüksek Ba/Nb, Th/Nb Sr/Nb, Sr/Zr gibi LIL/HFS element oranları ile tipik olarak yitimle ilişkili kayalara benzemektedirler. Dasit ve riyolitler K ve buna bağlı olarak da Ba bakımından diğer LIL elementlere göre düzensiz bir dağılım göstermektedirler. K ve Ba' daki bu düzensiz dağılım dasit ve riyolitlerin kabuksal kirlenme olaylarına maruz kaldığını gösterebilir. Dasit ve riyolitlerin bazılarında görülen diğerlerine göre daha belirgin negatif P ve Ti' anomalileri de kabuksal kirlenme olaylarına işaret edebilir. Bunların dışında kalan örneklerde SiO₂ içeriğindeki artışa bağlı olarak belirginleşen negatif P ve Ti anomalileri, diferansiasyon sırasında apatit ve Fe-Ti oksitlerin ayrılaşmasını göstermektedir.

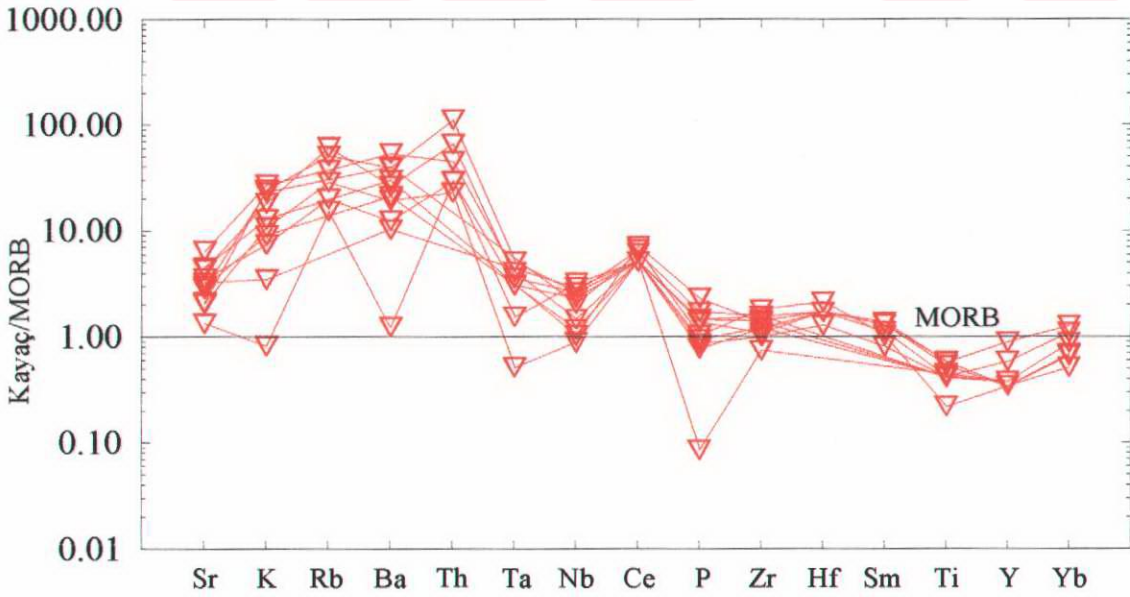
Şekil 3.115' de dasit ve riyolitlerin okyanus sırtı granitlerine (ORG) göre normalleştirilmiş iz element değişimleri görülmektedir. Dasit ve riyolitlerin bazıları MORB' a göre normalleştirilen diyagramda olduğu gibi K ve Rb bakımından ORG' a göre fakirleşmiş değerler verirken diğer bazıları ise zenginleşmişlerdir. Bunun dışında kalan Rb, Ba, Th gibi LIL elementler bakımından zenginleşmiş Ce, Hf, Zr, Y gibi HFS ve REE elementler bakımından ORG' paralel fakat daha düşük değerlerdedirler. Dasit ve riyolitler bu dağılımlar ile ada yayı granitoidlerinin dağılımları benzerdir (Pearce ve diğ., 1984). Ta' dan Yb' a kadar olan HFS elementlerin genel olarak MORB ve ORG değerlerinden düşük olması manto kaması içerisindeki minör fazların duraylılığından ileri gelmektedir (Saunders ve diğ., 1980; Briquet ve diğ., 1984; Arculus ve Powell, 1986; Green ve Pearson, 1987).

Yitimle ilişkili kayalar yüksek LIL, düşük HFS element konsantrasyonları sunduğundan yüksek LIL/HFS oranları ile karakteristiktirler. Bununla birlikte yüksek LIL/HFS oranları özellikle düşük HFS içerikli kayalarda daha iyi gelişme eğilimindedir. Bu nedenle bir çok alanda ada yaylarına eklenen LIL element miktarları görece olarak sabit görülmektedir ve LIL/HFS element oranlarının değişimi HFS element içeriklerinin yitim öncesi manto kamasındaki bolluklarına bağlıdır (Le Bel ve diğ., 1985; Arculus ve Powell, 1986; Hawkesworth ve Elam, 1989; Hawkesworth ve diğ., 1991).

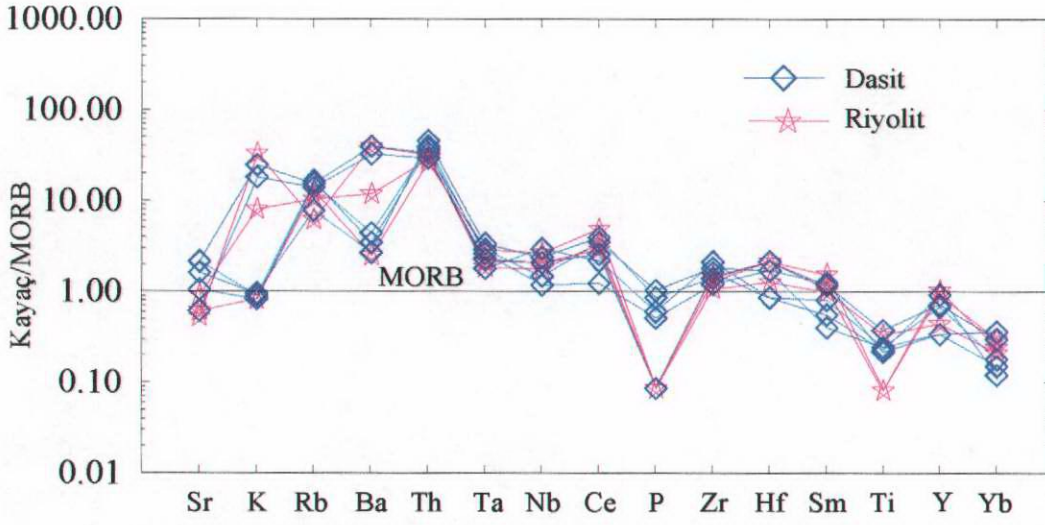
Kıvılcık volkanitleri MORB ve ORG' a göre Ta ve Nb bakımından fakirleşmişlerdir. Green ve Pearson (1987) Ta ve Nb için 1000 °C ve 1.6 Gpa'da rutil ve sulu andezit eriyiği arasındaki dağılım katsayılarını sırasıyla 45 ve 27 olarak bulmuşlardır. Bu sonuçlar sulu koşullarda 750-800 °C de yiten okyanus kabuğunun kısmi ergimesi ile oluşan



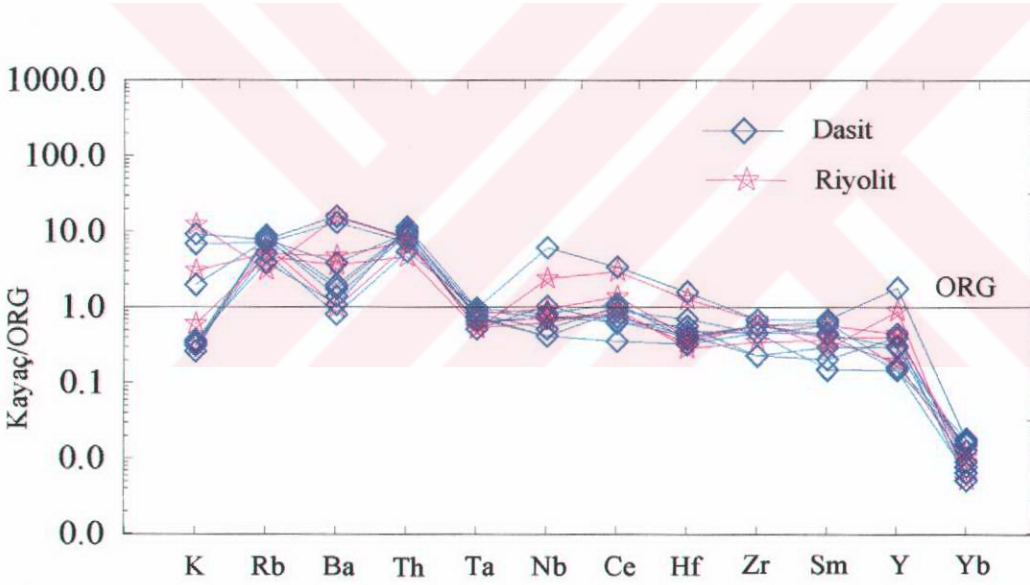
Şekil 3.112. Doleritlerin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılımı (MORB değerleri; Pearce, 1983' den)



Şekil 3.113. Andezitlerin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramları (MORB değerleri; Pearce, 1983' den)



Şekil 3.114. Dasit ve riyolitlerin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılımı (MORB değerleri Pearce; 1983' den)



Şekil 3.115. Dasit ve riyolitlerin ORG' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılımı (ORG değerleri; Pearce, 1984' den)

eriyiğin Nb ve Ta bakımından oldukça fakirleşmiş olacağı sonucunu desteklemektedir (Ryerson ve Watson, 1988). Bununla birlikte, alkaliler, alkali topraklar ve LREE gibi LIL elementler çok kuvvetli bir şekilde eriyiğin içine geçmeye devam edecektir (Nicholls ve Harris, 1980). Kalk alkali magmaların kökenini oluşturan yitim zonu üzerindeki zenginleşmiş manto kaması içindeki peridotitler Nb, Ta ve Ti bakımından K, Rb, Ba, Sr, ve LREE' e göre görece olarak fakirleşmiş olabilir (Ringwood, 1990). Kınalıçam volkanitlerinin

yüksek LIL/HFS oranları, negatif Nb, Ta ve Ti anomalileri ve MORB' a göre düşük HFS içerikleri yiten dilimden gelen eriyikler ile zenginleşmiş manto kamasının kısmi ergimesi ile oluştukları sonucu çıkarılabilir.

Kınalıçam volkanitlerinden seçilen örneklerde yapılan nadir toprak element analizleri Çizelge 3.28' de verilmiştir. Doleritler kondrite göre normalleştirilmiş nadir toprak element diyagramında yatay ve yataya yakın bir dağılım sunarlar (Şekil 3.116). Toplam REE içeriklerinde önemli oranlarda farklılaşmaların olmadığı görülmektedir ($La_N/Lu_N = 0.8-3.93$). Hafif REE de kendi içlerinde küçük oranlarda farklılaşmışlardır ($La_N/Sm_N = 0.9-2.18$). Ağır REE ise hemen hemen yatay dağılım izlemektedir ($Tb_N/Lu_N = 0.89-1.36$). Bu dağılım ile E-MORB' a benzerler (Sun ve McDonough, 1989). Genel olarak belirgin bir Eu ($Eu/Eu^* = 0.99-1.33$) anomalisi göstermemektedirler. REE içerikleri düşük örneklerde görülen pozitif Eu anomalisinin, REE içerikleri yüksek örneklerde kaybolması, plajiyoklas ayrımlaşmasına işaret etmektedir. Sm' dan Ho' a kadar olan orta ağırlıktaki (medium) REE' in yukarı doğru konkav dağılımları klinopiroksen ve hornblend ayrımlaşmasını göstermektedir. Klinopiroksen ve hornblendlerin orta ağırlıktaki REE için dağılım katsayılarının küçük olması ($D_{MREE} < 1$; Fujimaki ve diğ., 1984) farklılaşan eriyikte bu elementlerin konsantrasyonlarını yükseltecektir.

Bazalt ve andezitler LREE bakımından genellikle yüksek oranlarda zenginleşmiş HREE bakımından yataya yakın dağılım sunarlar (Şekil 3.117). Genellikle hafif negatif bir Eu anomalisi gösterirler ($Eu^*/Eu = 0.60-0.91$, $Eu^* = [Sm+Yb]/2$). Tüm REE bakımından genellikle orta oranlarda farklılaşan ($La_N/Lu_N = 2.59-10.94$) ve kısmen yukarı doğru konkav dağılımları ile Gill (1981)' in orta K'lu orojenik andezitlerine benzemektedirler. Bununla birlikte yüksek SiO_2 içerikli bazı andezitler orojenik andezitlere göre oldukça yüksek LREE içeriklerine sahiptirler ($La_N = 29-106$). HREE içerikleri ise orojenik andezit değerleri ile son derece benzerdir ($Lu_N = 8-17$). Hafif nadir toprak elementlerin kendi içlerinde de az oranlarda farklılaşmalarına ($La_N/Sm_N = 2.66-7.43$) karşılık ağır nadir toprak elementlerde önemli bir farklılaşma ($Tb_N/Lu_N = 0.88-1.59$) olmamıştır. Göreceli olarak yüksek oranlarda farklılaşmamış REE profilleri ve nispeten yüksek Yb konsantrasyonları bazalt ve andezitlerin gelişiminde granatın ayrımlaşma veya kalıntı faz olarak önemli bir rolü olmadığını

Çizelge 3.28. Kınılıçam volkanitlerinin nadir toprak element (ppm) analizleri

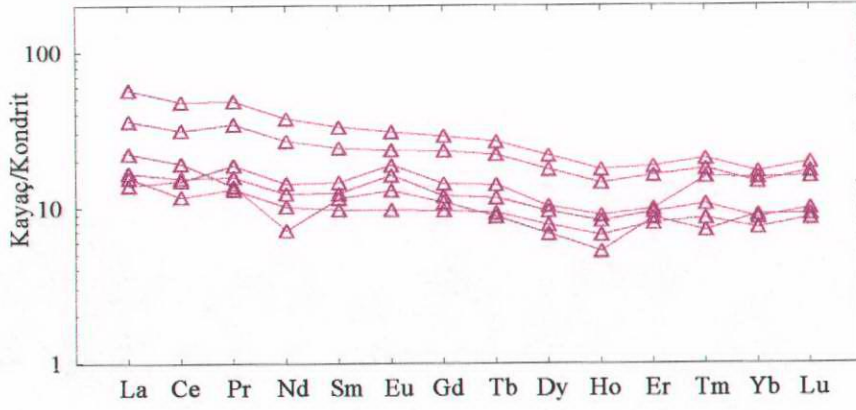
Örn.No.	Doleritler					
	10	59	66	317	826	846
La	8	20,6	13	5	6	5,6
Ce	18	45,1	29,6	14	14,5	11
Pr	1,85	6,54	4,64	2,51	2,12	1,76
Nd	5	26,2	18,8	10	8,6	7,1
Sm	2,6	7,5	5,5	3,3	2,8	2,2
Eu	1,1	2,63	2	1,6	1,38	0,83
Gd	3,26	8,68	6,96	4,28	3,57	2,89
Tb	0,5	1,52	1,25	0,8	0,66	0,53
Dy	2,55	8,11	6,56	3,84	3,56	2,91
Ho	0,44	1,47	1,21	0,75	0,69	0,56
Er	2,11	4,51	3,94	2,42	2,31	1,95
Tm	0,25	0,72	0,62	0,55	0,37	0,3
Yb	2,2	4,14	3,56	3,8	2,11	1,81
Lu	0,34	0,73	0,64	0,59	0,37	0,32
(La/Lu) _N	2,44	2,93	2,11	0,88	1,68	1,82
(La/Sm) _N	1,94	1,73	1,49	0,95	1,35	1,60
(Tb/Lu) _N	0,97	1,37	1,28	0,89	1,17	1,09
Eu*	10,95	30,42	23,28	14,14	11,89	9,48
Eu	1,15	0,99	0,99	1,30	1,33	1,01

$$Eu^* = (Sm+Gd)/2, Eu = Eu_N/Eu^*$$

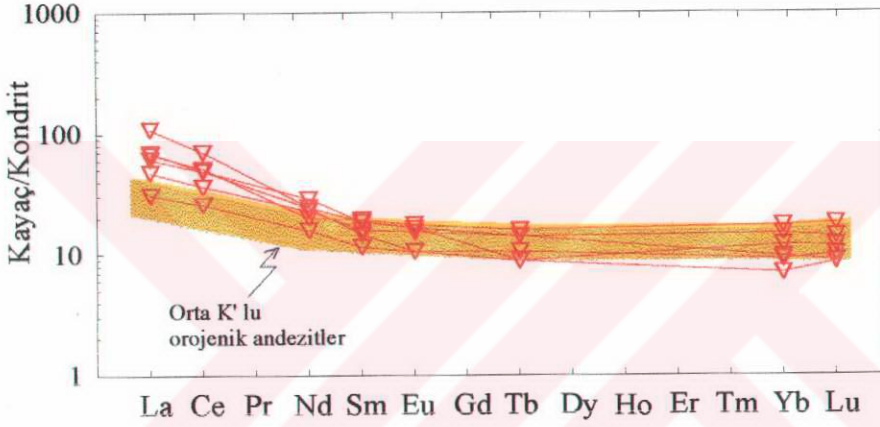
Çizelge 3.28'in devamı

Örn. No.	Bazalt ve andezit						Dasit ve riylit				
	17	170	232	302	346	492	11	30	179	232	347
La	22	17	39	25	11	24	14	21	24	39	4
Ce	46	34	66	46	24	48	28	47	38	66	12
Nd	17	16	17	20	11	14	14	21	16	17	5
Sm	4,2	3,6	3,3	4,2	2,6	4,4	3,5	5	3,8	3,3	1,3
Eu	1,4	1,3	0,9	1,4	0,9	1,5	0,7	0,8	1,1	0,9	0,5
Tb	0,5	0,8	0,6	0,8	0,5	0,9	1	0,8	1	0,6	0,5
Yb	1,7	3,6	2,2	2,3	2,9	4,2	6,3	5,7	4,3	2,2	3,2
Lu	0,32	0,52	0,37	0,33	0,44	0,67	0,97	0,9	0,65	0,37	0,55
(La/Lu) _N	7,137	3,394	10,94	7,865	2,595	3,719	1,50	2,42	3,83	10,94	0,76
(La/Sm) _N	3,297	2,972	7,439	3,747	2,663	3,433	2,52	2,64	3,98	7,44	1,94
(Tb/Lu) _N	1,026	1,011	1,065	1,592	0,746	0,882	0,68	0,58	1,01	1,07	0,60
Eu*	13,4	14,69	12,32	15,99	9,938	17,28	16,20	17,72	16,85	12,32	7,12
Eu	1,201	1,017	0,84	1,007	1,041	0,998	0,50	0,52	0,75	0,84	0,81

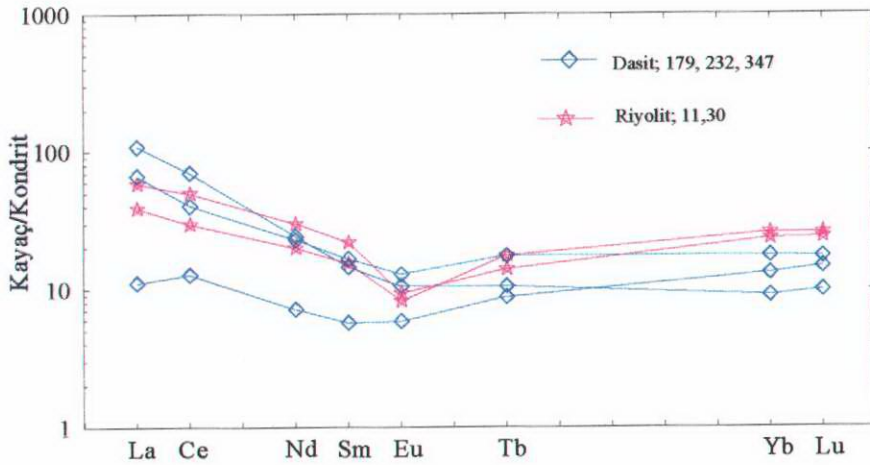
$$Eu^* = (Sm+Tb)_N/2, Eu = Eu_N/Eu^*$$



Şekil 3.116. Doleritlerin kondrite göre normalleştirilmiş REE dağılımları (kondrit değerleri; Taylor ve McLennan, 1985' den)



Şekil 3.117. Andezitlerin kondrite göre normalleştirilmiş REE dağılımları (kondrit değerleri; Taylor ve McLennan, 1985' den; Orta K'lu orojenik andezitler Gill, 1981' den)



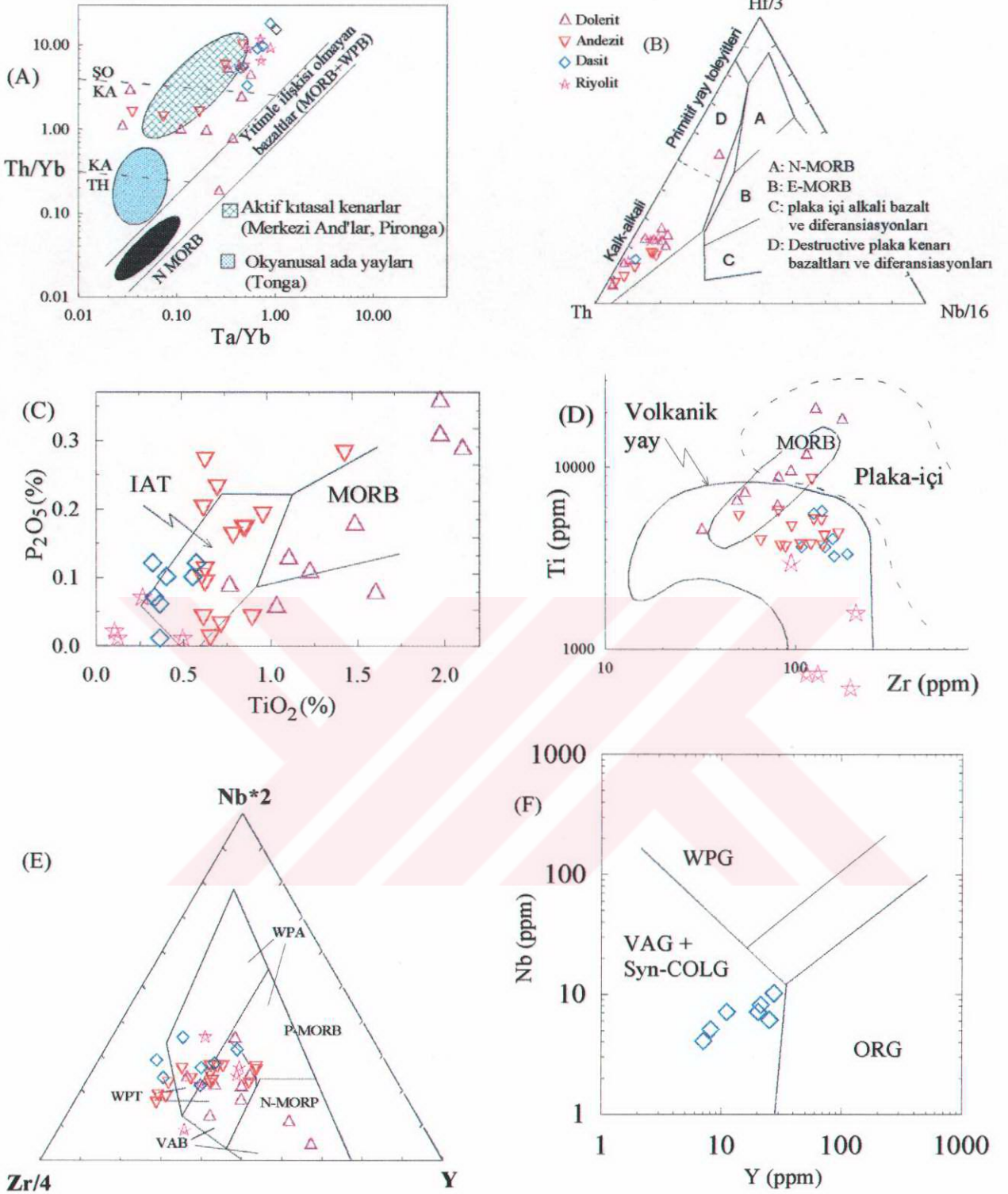
Şekil 3.118. Dasit ve riyolitlerin kondrite göre normalleştirilmiş REE dağılımları (kondrit değerleri Taylor ve McLennan, 1985' den)

göstermektedir. Ancak bazaltik-andezitik bir eriyikte hornblend ($D_{HREE} > 1$, $D_{LREE} < 1$; Fujimaki ve diğ., 1984) ve klinopiroksenlerin ($D_{HREE} > 0.5$, $D_{LREE} < 0.5$, Arth, 1976; Fujimaki ve diğ., 1984) yüksek HREE ve düşük LREE dağılım katsayıları nedeniyle, bu minerallerin ayırılması ile oluşan kayaçlar, LREE bakımından zenginleşmiş, yukarı doğru konkav bir REE dağılımı sunarlar.

Dasit ve riolitler REE içerikleri bakımından çok az oranlarda farklılaşmış ($La_N/Lu_N = 0.75-3.83$), negatif Eu anomalisi ve yukarı doğru içbükey bir dağılım sunarlar (Şekil 3.118). Negatif Eu anomalisi gösteren ve hafif REE bakımından zenginleşen REE dağılımlar yitime bağlı olarak gelişen asit özellikteki kalk-alkali kayaçlarda yaygın olarak bilinmektedir (Henderson, 1984). Ağır REE içerikleri bakımından $Lu_N = 14-25$ oranlarında yataya yakın bir dağılım sunan dasit ve riolitler hafif nadir toprak elementler bakımından $La_N = 10-106$ x oranlarında zenginleşmişlerdir. Dasit ve riolitlerin belirgin özelliklerinden biride SiO_2 içeriğindeki artışa bağlı olarak belirginleşen negatif Eu ($Eu_N/Eu_N^* = 0.49-0.95$) anomalisi göstermeleridir. Hafif REE içeriklerinde az oranlarda farklılaşmışlardır ($La_N/Sm_N = 2-7$). Oldukça belirgin negatif Eu anomalisi dasit ve riolitlerin gelişiminde plajiyoklas ayırılmasının önemli olduğunu göstermektedir. Hafif REE bakımından zenginleşmiş ve yukarı doğru konkav dağılım profili amfibol ayırılmasına karşılık gelmektedir (Green ve Pearson, 1985; Romick, 1987). Bununla birlikte yataya yakın, ağır REE dağılımı köken kayaçlarında granat veya amfibolün varlığı ile uyumsuzdur (Hanson, 1980).

3.3.5.3. Tektonik Ortam

Kınalıçam volkanitleri tektonik ayırım diyagramlarında kıtasal yay veya yitimli ilişkili tektonik ortamlara düşmektedirler (Şekil 3.119). Ta/Yb-Ta/Th (Pearce, 1982, 1983) ve Hf/3-Th-Nb/16 (Wood, 1980) diyagramları tüm volkanik kayaçlar için geliştirilen tektonik ortam diyagramları olduklarından bazalttan riolite kadar değişim gösteren Kınalıçam volkanitleri için en kullanışlı diyagramları oluştururlar. Hf/3-Th-Nb/16 diyagramında (Wood, 1980) plaka kenarı kalk-alkali bazalt ve diferansiyasyonları alanında toplanan Kınalıçam volkanitleri (Şekil 3. 119 A), Ta/Yb-Th/Yb diyagramında (Pearce, 1983) yüksek Th/Yb, düşük Ta/Yb oranları ile yitimle ilişkili aktif kıtasal kenar ortamlarında toplanmaktadırlar



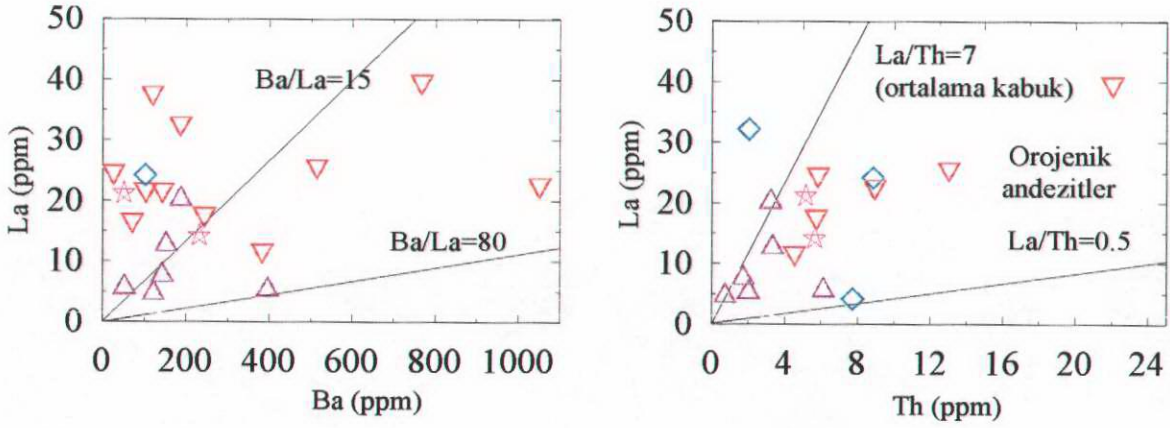
Şekil 3.119. Kınalçam volkanitleri için seçilen tektonomagmatik ayırım diyagramları. A)- Pearce, 1982 (ŞO = şösonitik; KA = kalk-alkali; TH = toleyitik, MORB = Okyanus ortası bazaltları; WPA = plaka içi alkalileri), B)- Wood, 1980, C) - Hawkins, 1980 (IAT = ada yayı toleyitleri; MORB = okyanus ortası sırtı bazaltları) ve D) - Pearce ve Cann., 1973 (MORB=okyanus ortası sırtı bazaltları); E)- Meschede, 1986 (VAB = volkanik yay bazaltları; WPT = plaka içi toleyitleri; WPA = plaka içi alkalileri; P-MORB = Plume tip MORB; N-MORB = normal tip MORB), F)- Parce ve diğ., 1984 (VAG = volkanik yay graniti; Syn-COLG = çarpışma eş yaşlı granitler; WPG = plaka içi granitler; ORG = okyanus ortası granitleri

(Şekil 3. 129 B). Yb her iki oranda da payda olarak kullanıldığında kısmi petrojenetik modellemelerde ergime ve fraksiyonel kristallenme olaylarından kaynaklanan etkileri ortadan kaldırdığı için kullanışlı olmaktadır. Okyanus ortası bazaltları (MORB) ve kirletilmemiş plaka içi bazaltların (WPB) yaklaşık 45° eğimli çok düzgün çizgisel bir band şeklindeki değişimleri Ta ve Th için manto zenginleşme olaylarının benzer olduğunu göstermektedir. Buna karşılık ada yayı ve aktif kıtasal kenarlar ile ilişkili bazaltlarının yüksek Th/Yb oranları bunların gelişiminde muhtemelen Th bakımından zengin yitim zonu akışkanlarının önemini yansıtmaktadır (Pearce, 1982, 1983).

Doleritler $TiO_2-P_2O_5$ (Hawkins, 1980) ve Zr-Ti (Pearce ve Cann, 1973) diyagramlarında MORB alanında toplanırken; bazalt, andezit ve dasitler ada yayı toleyitleri ve volkanik yay alanında (Şekil 3. 119 C), Zr-Ti diyagramında (Pearce ve Can, 1973) da ada yayı alanında toplanırlar(Şekil 3. 119 D). $Nb^*2-Zr/4-Y$ (Meschede, 1986) diyagramında ise çoğunlukla volkanik yay bazaltları alanında yer alırlar (Şekil 3. 119 E). Ayrıca dasit ve riyolitler Pearce ve diğ. (1984)' nin granitoidler için oluşturdukları Y-Nb diyagramında volkanik yay graniti (VAG) alanında toplanırlar (Şekil 3. 119 F). Doleritlerin plaka içi özellik göstermeleri yay içi rifleşmeye işaret edebilir. Diğer taraftan MORB' a yakın özellikleri ile metasomatize olmuş manto kökenli ve az ayrılaşmış volkanik kayalara benzemektedir. Nitekim bunların uyumsuz element diyagramlarında gözlenen MORB' a göre zenginleşmiş LILE ve tüketilmiş HFSE içerikleri yiten okyanus dilimi tarafından metasomatize olmuş manto kamasından kaynaklandıklarını göstermektedir (Pearce, 1982).

3.3.5.4. Petrojenez

Kınalıçam volkanitleri düşük Na_2O/ K_2O oranları, düşük, Ta, Nb ve TiO_2 içerikleri, yüksek LILE/HFSE ve LILE/LREE oranları ile yitimle ilişkili kayaların jeokimyasal özelliklerini yansıtmaktadırlar (Saunders ve diğ., 1980; Gill, 1981; Pearce, 1983; Thompson ve diğ., 1984; White ve Patchett, 1984). Ta, Nb ve TiO_2 deki tüketilmeler sulu şartlar altındaki yitim zonunda kısmi ergime sırasındaki minör fazlara atfedilmekle (Saunders ve diğ., 1980) birlikte bu durum bu elementlerin çözülmezlikleri ve büyük iyonik potansiyelleri



Şekil 3.120. Dasit ve riyolitlerin La-Ba ve Th-La diyagramları. Ba/La =15 ve La/Th=10 (sınırlar; Gill, 1981)

nedeniyle yiten dilimin dehidratasyonundan kaynaklanan akışkan içerisine geçememelerinden de ileri gelmektedir (Woodhead, 1989). LILE ve LREE' deki belirgin zenginleşmeler yiten dilimin dehidratasyonu ve/veya yiten dilime eşlik eden sedimentlere atfedilmektedir (Pearce, 1983; Thompson ve diğ., 1984).

Yaklaşan plaka sınırlarında oluşan volkanik kayalarda Ba/La oranları >15 , La/Th oranları <10 dir (Gill, 1981). Buna karşılık Ba/La, La/Th ve La/Nb oranlar sırasıyla N-MORB' da 4-10,15-25; E-MORB ve kıta içi bazaltlarında da ise 10-15, 7-15 arasında değişir (Wood ve diğ., 1980). Kınalıçam volkanitleri genel olarak 15 den büyük (doleritler 8-70, bazalt ve andezitler 10-47, dasitler 2-21) Ba/La ve 10' dan küçük (dolerit, bazalt ve andezitler 1-7, dasitler 1-21) La/Th oranları ile yaklaşan plaka sınırlarında oluşan volkaniklere benzemektedirler (Şekil 3.120) Benzer şekilde Zr/Nb oranları (doleritler 13, 31, bazalt ve andezitler 8.3-20, dasitler 14-30) ile de N-MORB' dan ayrılmaktadırlar (N-MORB; Zr/Nb \cong 30-35; Bazaltik Volkanizmayı İnceleme Projesi, 1981).

Kınalıçam volkanitlerinin en az ayrılmış ürünleri olan dolerit ve bazı bazaltlarında MgO içeriklerinin % 9' kadar çıkması dolerit, bazalt ve andezitlerin oluşumunda manto kamasının kısmi ergimesi ile oluşan bazaltik magmanın olması gerektiğine işaret etmektedir (Gill, 1981; Ewart ve Hawkesworth, 1987; Drummond ve Defant, 1990). Ayrıca düşük Nb, Ta ve diğer HFSE içerikleri de manto kamasını kısmi ergimesi ile oluşmuş olabileceklerini göstermektedir. Düşük Nb ve Ta konsantrasyonları manto kamasının kısmi ergimesi sırasında genellikle refraktör olarak Ti içeren fazların (rutil, sfen, perovskit ve Ti-

klinohümit) engellenmesinden kaynaklandığı şeklinde yorumlanmaktadır (Brique ve diğ., 1984; Green ve Pearson, 1987). Ancak Th, Ba Rb gibi yüksek LILE içerikleri manto kamasının yiten okyanus kabuğundan kaynaklanan eriyikler tarafından metasomatize olduğuna işaret etmektedir (Pearce, 1982).

Kınalıçam volkanitleri kıtasal yayın riftleşmesi dönemine karşılık geldiklerinden kıtasal riftler için geliştirilen yöntemler özellikle doleritler ve bazı bazaltlar için kullanılabilir. Doleritlerin 1-9 arasında, bazalt ve andezitlerin ise 5.5-22 arasında değişen La/Nb oranları bunların yitimle etkileşmiş kıtasal litosfer ile ilişkili bir magmadan itibaren oluştuklarını göstermektedir (kıtasal rift bazaltları La/Nb > 1.5; Leat ve diğ., 1988)). Benzer şekilde dolerit (5-112), bazalt ve andezitlerde (11-25) nispeten yüksek La/Ta oranları da kıtasal kabuk ve litosferik manto ile kirletilmiş bir magmadan (kıtasal litosfer) oluştuklarına işaret etmektedir (kıtasal rift bazaltları La/Ta >30; Leat ve diğ., 1988). Bu değerler yitimden etkilenmiş litosferden kaynaklanan bazaltlardaki değerlere benzemektedir (Hawkesworth ve diğ., 1988). Bunlara ilave olarak Kınalıçam volkanitlerinin Ta/Yb-Th/Yb diyagramında görüldüğü gibi yüksek Th/Yb ve düşük Ta/Yb oranları ile yitimle ilişkisi olmayan kayalardan ayrılarak kıtasal yay kayaları alanında toplanmaktadır (Pearce, 1983).

Liyas yaşlı Kınalıçam volkanitlerinin SiO₂ karşı bazı ana ve iz element içeriklerindeki düzensiz değişimler, doleritler hariç TiO₂ içeriklerinin (< % 1) üst kabuk değerlerine çok yakın olması, Ti-K-P (Pearce ve diğ., 1975) diyagramında K₂O yönündeki zenginleşmeler bunların gelişiminde kabuksal assimilasyon olayının önemli rol oynadığına işaret etmektedir. Kıtasal riflerde olduğu gibi ekstansiyonel dönemlere karşılık gelen magmatik faaliyetlerde Ti, Co, Sc, Cr gibi geçiş elementleri yüksek konsantrasyonlarda yer alırlar (Hart ve diğ., 1989; Coish ve Sinton, 1992). Kınalıçam volkanitlerinin en mafik ürünleri olan doleritler kıtasal riftlerle ilişkili bazaltlara benzer şekilde nispeten yüksek geçiş element içeriklerine sahiptirler (Cr = 16-660 ppm; Ni = 7-159 ppm; Sc = 8-36 ppm; Co = 25-35 ppm) Ancak bazalt, andezit ve dasitlerin ortalama kabuk değerlerine (Taylor ve McLennan, 1985) benzer Cr (< 100 ppm), Ni (< 42 ppm), Sc (< 25 ppm) ve Co (< 23 ppm) içerikleri fraksiyonel kristallenme ve kabuksal assimilasyon olaylarını desteklemektedir. Bu nedenle dolerit ve bazaltlar kıtasal riftler ile ilişkili dayklar ve bazaltlar ile karşılaştırılabilir.

Kıtasal rifler ile ilişkili bazaltlar ve farklılaşmış ürünlerindeki kabuksal kirlenmeler K/P ve Ti/Yb oranları ile test edilmektedir. Üst kabukta K zenginleşmiş, P tüketilmiş olduğundan K/P oranı bazaltik magmalarda kabuksal kirlenmeyi belirlemek için kullanılmıştır (Leeman ve Hawkeswoth, 1986; Van Calsteren ve diğ., 1986; Carlson ve Hart, 1987). Dolerit, bazalt ve andezitler 0.36 - 70 arasında değişen K/P oranlarına sahiptirler. K/P oranı 3' den düşük örneklerde K ve P' nin birlikte zenginleştiği söylenebilir. K/P oranı 3' den çok büyük örneklerde ise üst kabuk kirlenmesi olabilir (Hart ve diğ., 1989).

Mafik alt kabuk malzemesinin (mafik granülit) assimile olması durumunda, bunu K/P oranı ile belirlemek güçtür. Ancak Ti, alt kabuk ve üst kabuk malzemelerinde düşük değerlerde olduğundan Ti/Yb oranı kıtasal akıntı bazaltlarında manto ve kabuk etkisini ayırmada kullanılabilir (Hart ve diğ., 1989). Yüksek Ti/Yb oranı (>5000) kabuksal katkının olmadığını veya çok az olduğunu gösterirken, düşük Ti/Yb oranı (<5000) kesin olmamakla birlikte kabuksal katkının olabileceğine işaret etmektedir (Leeman ve Hawkeswoth, 1986; Van Calsteren ve diğ., 1986). Doleritlerde altı örnekte Ti/Yb oranları 2335 ve 3689 arasında değişirken üç örnekte ise 11798-33939 arasında değişen oldukça yüksek değerlerdedir. Düşük Ti/Yb oranları doleritlerin oluşumu sırasında genel olarak alt kabuk kirlenmesi olduğu şeklinde yorumlanabilir. Yüksek Ti/Yb oranlarının yüksek SiO₂ içerikli örneklerle karşılık gelmesi bu örneklerde TiO₂ içeren fazların birikimi olduğu şeklinde yorumlanabilir. Çünkü fraksiyonel kristallenme de yüksek TiO₂ içerikleri düşük SiO₂ içerikli veya en az ayrımlaşan örneklerle karşılık gelmesi gerekmektedir. Bazalt ve andezitlerde Ti/Yb oranları 1032-2997 arasında değişmektedir. Bu oranlardan da görüldüğü gibi dolerit, bazalt ve andezitlerin düşük Ti/Yb oranları üst kabuk kirlenmesi olayına maruz kaldıklarını göstermektedir. Dasit ve riyolitler bazalt ve andezitlerin farklılaşmış ürünleri olduklarından doğal olarak bu oranlar daha da düşüktür.

MORB ve OIB gibi tamamen manto kökenli eriyikler dar bir aralıkta değişen (47±10) Nb/U oranlarına sahipken (Hofman ve diğ., 1986), alt ve üst kabuk sırasıyla ~21 ve ~9 oranlarında Nb/U değerlerine sahiptir (Taylor ve McLennan, 1985). Bu nedenle kabuksal malzemeler tarafından kirlenmiş manto kökenli bazaltlar Yellowstone bazaltlarında (16-42) olduğu gibi (Hildreth ve diğ., 1991) ~40 dan daha düşük Nb/U oranlarına sahip olacaklardır.

Doleritler 2-16 arasında, bazalt ve andezitler ise 2.2-10 arasında değişen düşük Nb/U oranlarına sahip olmaları da kabuksal malzemeler tarafından kirletildiklerini gösterebilir.

Kıtasal yaylarla ilişkili volkanitler (bazaltlar) okyanusal yaylardaki bazaltlar gibi LIL element zenginleşmesi gösterirler. Ancak kıtasal yaylardaki volkaniklerde zenginleşme derecesi diğerlerine göre daha yüksektir. HFS elementler bakımından ise Kınalıçam volkanitlerinde olduğu gibi MORB' a göre az oranlarda zenginleşmiş veya tüketilmişlerdir. Pearce (1983) bu özelliğın ana magmanın metasomatize olmuş kıta altı litosferden kaynaklanmasına bağlamaktadır. Kınalıçam volkanikleri LIL bakımından MORB' a göre yüksek oranlarda zenginleşmiş, HFS elementler bakımından tüketilmiş olmaları ve yüksek LREE/HREE oranları ile kıtasal yaylarla ilişkili volkaniklere benzemektedirler.

Yay gerisi (marjinal havza) havzalarla ilişkili bazaltlar MORB' a göre K,Rb, Sr ve Ba gibi LIL elementler bakımından göreceli olarak zenginleş, HFS elementler bakımından ise ada yaylarında olduğu gibi fakirleşmişlerdir (Gill, 1987; Donato, 1990). Yay gerisi havza bazaltları bu dağılımları ile ada yayı bazaltlarına benzer özellikler sunarlar. Bu nedenle iz element oranları türedikleri ana magmanın bileşimi hakkında daha sağlıklı sonuçlar verebilir (Gill, 1987; Donato, 1990). Bu nedenle Kınalıçam doleritleri marjinal havza bazaltları ile de benzer özelliklere sahiptirler.

Kıtasal riftler ile ilişkili volkanik kayalar LIL elementler bakımından çok fazla zenginleşmiş olmakla birlikte Kınalıçam volkanitlerinden farklı olarak HFS elementler bakımından da MORB' a göre zenginleşmişlerdir. Ayrıca Kınalıçam volkanitlerindeki gibi Ta ve Nb' da diğerlerine göre negatif anomaliler yoktur (Hart ve diğ., 1989; Coish ve Sinton, 1989). Rift kenarı ve rift düzlüğü bazaltlarında Rb, Ba, Th, Ta ve Nb zenginleşmesi karakteristiktir (Hart ve diğ., 1989).

Kınalıçam volkanitleri bazı okyanus ortası bazaltları, okyanus adası bazaltları (Wood ve diğ., 1979; Weaver ve diğ. 1987) ve kıtasal akıntı bazaltlarında (Thompson ve diğ., 1983) gözlenen HFS element (Nb, Ti, Zr, Hf) zenginleşmelerinin aksine negatif Nb, Ta ve Ti anomalileri, MORB' a göre zenginleşmiş LILE ve tüketilmiş HFS element içerikler ile tipik olarak kıtasal yaylar ile ilişkili volkaniklere benzemektedirler.

3.3.6. Yusufeli Volkanitleri

3.3.6.1. Giriş

Üst Kretase, Pontidler de ada yayı volkanizmasının en yaygın olduğu döneme karşılık gelmektedir. Bimodal özellikte gelişen volkanizma tortularla ara tabakalı volkanikler ve tortuları kesen, çoğunlukla prizmatik debili stoklar olmak üzere iki şekildedir. Doğu Pontidler' de yaygın olarak ilk kez Liyas' da görülen ada yayı volkanizması, havzalaşma sürecine karşılık gelen ve volkanizma açısından sakin geçen Malm-Alt Kretase dönemlerinden sonra, Üst Kretase' de ikinci kez daha yoğun olarak karşımıza çıkmaktadır. Malm-Alt Kretase ve Üst Kretase' nin başlarında açılan yay içi havzalar, Üst Kretase'nin sonlarına doğru kapanmaya başlamış ve yoğun bir magmatik faaliyet meydana gelmiştir. Bu bölümde Üst Kretase yaşlı Yusufeli volkanitlerinin jeokimyasal karakteristikleri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bu amaca yönelik olarak 13 örnek ana ve iz (Çizelge 3.29), 9 örnek de nadir toprak element içerikleri bakımından analiz edilmişlerdir (Çizelge 3.30).

3.3.6.2. Ana, İz ve Nadir Toprak Elementler

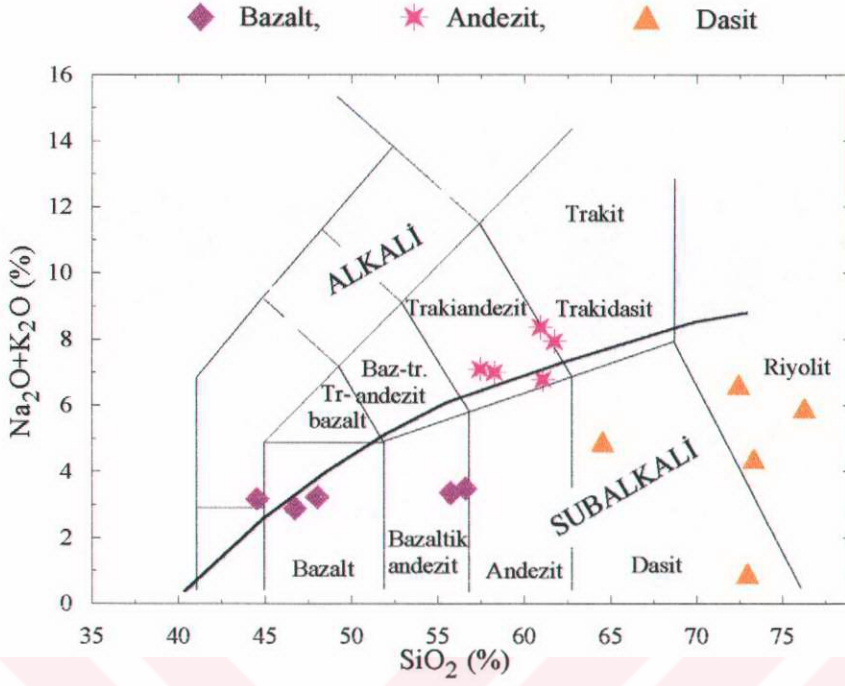
Geç Kretase yaşlı Yusufeli volkanitleri jeokimyasal olarak bazalttan riyolite kadar değişen bileşimlere sahiptirler ($\text{SiO}_2 = \% 44.5-76$). SiO_2 içerikleri $\% 44.5-61$ arasında değişen bazik ve nötr kayaların üçü bazalt diğerleri ise andezit bileşimindedirler. Dasit ve riyolitler ($\text{SiO}_2 = \% 65-76$) ise bazalt ve andezitlerin devamı niteliğindedirler. Bazaltlar normatif olarak hipersten bazalt ve kuvarlı toleyit bileşimindedirler. Andezitlerin çoğunluğu önemli oranlarda normatif hipersten ($\% 0-15$), diyopsit ($\% 0-14$), manyetit ($\% 3-6$), ilmenit ($\% 1-2$) ve az oranlarda da apatit ($\% 0.2-0.5$) içermektedir. Dasit ve riyolitler ise daha az oranlarda normatif hipersten ($\% 1-5$), manyetit ($\% 0.3-3$), ilmenit ($\% 0-1.5$) ve apatit ($\% 0-0.5$) içerirler.

Toplam alkali-silis adlandırma diyagramında (LeMaitre ve diğ., 1989) bazalt, andezit, traki andezit, dasit ve riyolit alanlarında toplanan Yusufeli volkanitleri (Şekil 3.121), yüzeysel alterasyon ve hidrotermal alterasyonlar karşısında hareketsiz davranan

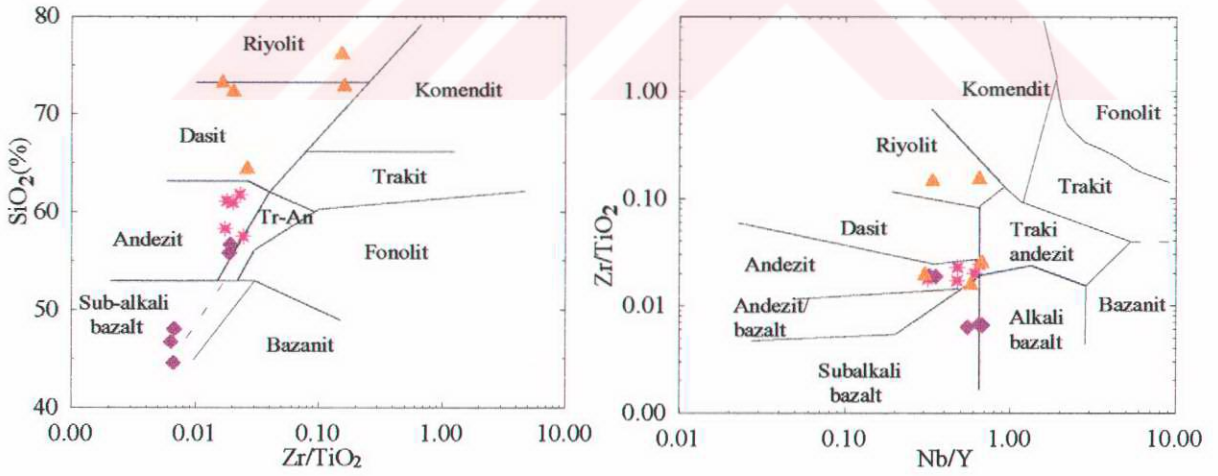
Çizelge 3.29. Yusufeli volkanitlerinin ana (%) ve iz (ppm) element analizleri ile CIPW normları

Ör. No	Bazalt					Andezit					Dasit				
	585	587	762	793	795	111	118	571	579	790	178	572	575	754	785
SiO ₂	55,71	56,55	46,68	44,51	47,98	60,7	58,2	60,88	57,40	61,04	73,3	72,91	64,48	76,24	72,38
TiO ₂	0,89	0,85	0,85	0,87	0,9	0,61	0,62	0,50	0,61	0,59	0,59	0,13	0,77	0,08	0,56
Al ₂ O ₃	18,13	18,08	18,39	19,18	18,37	16,6	15,8	18,35	16,25	16,43	15,9	16,06	15,82	14,01	14,16
Fe ₂ O ₃	2,55	2,94	3,50	4,26	2,96	2,92	3,93	3,51	3,96	3,52	0,26	0,76	3,59	0,24	1,22
FeO	5,41	4,89	6,10	6,22	7,13	1,67	1,54	1,77	1,79	2,28	0,48	0,66	0,76	0,38	1,66
Fe ₂ O ₃ *	7,959	7,829	9,6	10,48	10,09	4,59	5,47	5,28	5,748	5,8	0,74	1,425	4,353	0,62	2,88
MnO	0,12	0,11	0,18	0,18	0,19	0,07	0,09	0,04	0,07	0,16	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
MgO	2,61	2,57	4,32	3,16	4,97	1,07	1,44	2,02	1,41	2,29	0,6	0,17	2,07	0,32	0,74
CaO	8,15	7,91	11,58	9,81	11,14	4,61	5,98	1,87	5,81	3,23	0,22	0,19	3,31	0,63	0,76
Na ₂ O	2,97	2,88	1,99	2,12	2,17	4,53	5,65	7,03	5,71	4,31	0,1	0,09	4,23	4,68	5,15
K ₂ O	0,37	0,59	0,88	1,03	1,04	3,39	1,33	1,32	1,37	2,46	4,28	0,82	0,66	1,22	1,48
P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,2	0,21	0,22	0,2	0,11	0,12	0,11	0,16	0,06	0,02	0,14	0,03	0,21
LOI	1,90	1,60	5,2	8,1	2,6	3,4	4,2	1,90	4,60	3,5	3,5	7,10	3,50	2,1	1,5
Top.	98,9	99,1	99,9	99,7	99,7	99,8	98,9	99,3	99,1	100	99,3	98,9	99,4	100	99,8
Sr	249	353	254	516	368	334	351	749	356	305	120	147	336	35	182
Rb	21,5	25,75	18,4	18,28	32,1	84	76	22,8	20,3	26,4	30	25	25	45,76	35
Ba	217	222	203	331	309	782	414	272	57	810	756	631	142	44	358
Th	20,3	24,3	4,4	10,42	7,68	17,2	8,4	6,2	11,23	32	55	30	12	127	35
Ta	0,12	0,1	0,15	0,2	0,2	0,2	0,12	0,31	0,18	0,16	0,6	0,8	1	0,9	0,7
Nb	3	2	3	6	7	7	4	3	5	7	8	7	11	10	6
Ce	22	26,3	35	30,5	29,1	60	50	31	26	24	18	95	59	49,1	3,5
Zr	165	53	161	57	60	138	106	99	147	104	96	205	199	120	112
Hf	2,1	2,5	5	2,39	2,39	3,6	2,8	3	2,9	5	5	6	6	5,78	7
Sm	3,11	3,41	4,1	3,69	3,63	3,4	2,6	1,9	3,5	4	5	3,4	3	5,84	4
Y	23	11	22	12	11	11	17	10	14	15	14	11	10	30	20
Yb	1,16	1,59	3,8	1,85	1,72	2,6	2	1,2	1,58	3,58	3,8	3,1	1,8	4,54	4,02
Cr	40	7	80	60	90	4	6	27	23	20	80	2	1	50	20
Ni	20	20	32	24	32	20	21	20	20	8	12	20	22	11	15
Sc	20	22	24	12	24	10	17	10	18	16	5	10	10	6	8
Q	13,96	15,43	1,52	1,63	-	11,9	8,89	8,25	7,60	16,39	38,83	45,84	27,66	42,42	34,09
Or	2,18	3,47	5,18	6,06	6,12	19,9	7,82	7,76	8,06	14,47	13,47	4,82	3,88	7,17	8,7
An	35,02	34,64	38,62	39,75	37,28	15	13,8	8,50	14,65	14,98	0,7	0,81	15,51	2,93	2,42
Ab	25,11	24,35	16,82	17,92	18,35	38,3	47,7	59,43	48,28	36,44	35,68	33,65	35,76	39,57	43,54
Di	3,93	3,29	14,31	6,21	13,56	5,14	7,74	-	7,58	-	-	-	-	-	-
Hy	11,14	10,14	11,02	11,59	15,03	0,28	-	5,03	-	6,31	1,49	0,81	5,16	1,2	2,98
Ol	-	-	-	-	0,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	3,69	4,26	5,07	6,19	4,29	3,85	3,47	4,39	4,24	5,1	-	1,10	3,55	0,35	-
Hmt	-	-	-	-	-	0,27	1,55	0,49	1,03	-	0,26	-	-	-	1,77
İlm	1,69	1,62	1,62	1,66	1,66	1,16	1,18	0,95	1,16	1,12	1,06	1,46	1,46	0,15	1,07
Ap	0,22	0,19	0,43	0,45	0,47	0,43	0,24	0,26	0,24	0,34	0,13	0,30	0,30	0,06	0,45
Crn	-	-	-	-	-	-	-	2,24	-	1,18	6,23	2,46	2,46	3,92	3,2

* toplam Fe₂O₃



Şekil 3.121. Yusufeli volkanitlerinin toplam alkali-silis adlandırma diyagramı (Le Maitre ve diğ., 1989). Siyah çizgi subalkali ve alkali alanlarını ayırmaktadır (Kuno, 1966)

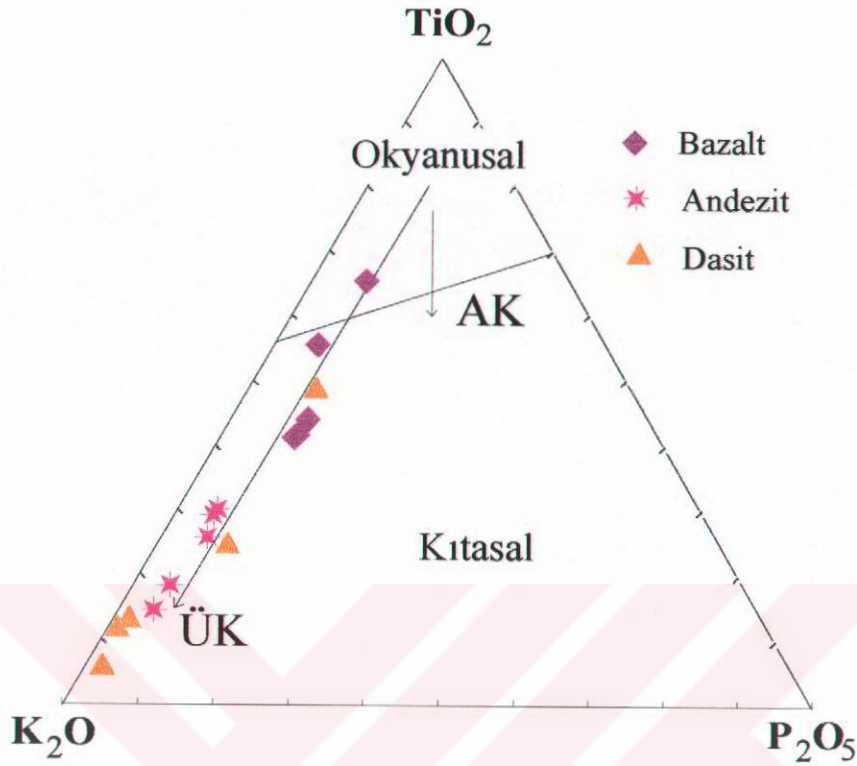


Şekil 3.122. Yusufeli volkanitlerinin $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ ve Nb/Y-Zr/TiO_2 adlandırma diyagramları (Winchester ve Floyd, 1977). Semboller toplam alkali-silis diyagramındakiyle aynıdır

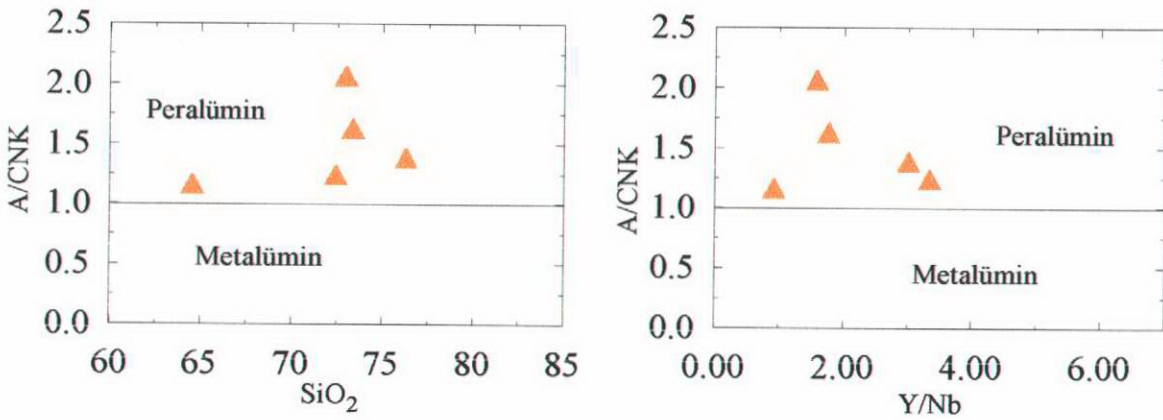
elementlere göre oluşturulan Zr/TiO_2-SiO_2 ve $Nb/Y-Zr/TiO_2$ (Winchester ve Floyd, 1977) diyagramlarında sub-alkali bazalt, andezit ve riyolit alanlarında toplanmaktadır (Şekil 3.122). Kabuksal kirlenme ve diferansiasyon olaylarını yorumlamak için kullanılan $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ diyagramında (Pearce ve diğ., 1975) Liyas yaşlı Kınalıçam volkanitlerine benzer şekilde diferansiasyon ve kabuksal kirlenme olaylarına uğradıkları açıkça görülmektedir (Şekil 3.123).

Yusufeli volkanitlerinin MgO (% 1-5), $Fe_2O_3^T$ (% 4-10) ve Al_2O_3 (% 14-19) içerikleri bazaltlardan dasitlere doğru azalmaktadır. Bazalt ve andezitler bu element içerikleri bakımından tipik olarak Gill (1981)' in orojenik andezitlerine ($MgO = \% 1-5$; $Al_2O_3 = \% 16-18$) benzemektedirler. Bir çok orojenik alanda $Fe_2O_3^T$ ve MgO içerikleri ile SiO_2 arasında negatif ilişkinin olduğu görülmektedir. Bu oranlar dasit ve riyolitlere doğru azalmaktadır (Gill, 1981). Yusufeli volkanitleri Mg numaraları ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) 20-73 arasında değişen orta ve yüksek oranlarda demir zenginleşmesine sahiptirler. Bazı dasit ve andezitlerdeki yüksek Mg numaraları önemli oranlarda demir oksitlenmesi olduğuna işaret etmektedir. Dasit ve riyolitlerin Al_2O_3 içerikleri ise Jakes ve White, (1972)' in ada yayı volkanik kayaçları için öngördükleri değerler ($Al_2O_3 = \% 14-17.5$) ile son derece uyumludur. Dasit ve riyolitlerin tamamı perlümin karakterlidir (Şekil 124). Genel olarak düşük toplam alkali ve CaO içerikli olmaları molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (Shand, 1947) oranlarının 1'in üzerinde olmasını sonuçlamaktadır.

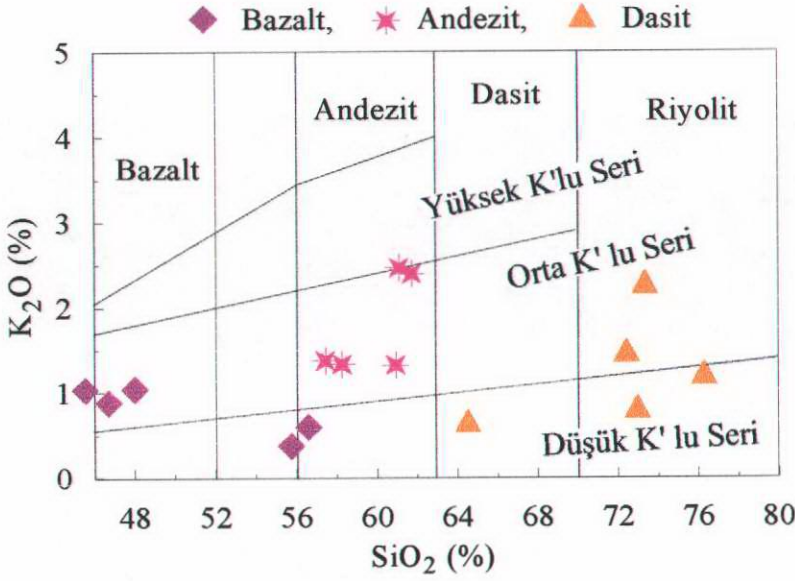
Bazalt ve andezitler TiO_2 içerikleri (% 0.50-0.90) ile tipik olarak Gill (1981)' in orojenik andezitlerine benzemektedirler. Yaklaşan plaka sınırlarında oluşan andezitler de dahil bütün volkanikler düşük TiO_2 içeriklerine sahiptirler (Pearce ve Cann, 1973). TiO_2 ada yayı bazalt ve andezitlerinde nadir olarak % 1.3'ün üzerine çıkar (Gill, 1981). Dasit ve riyolitler ise Kuno (1966)' nun genellikle düşük TiO_2 içerikli toleyitik volkanik kayaçlarına benzemektedirler. Aynı SiO_2 içeriğine sahip ada yayı volkanik kayaçlarında TiO_2 içeriği şoşonitik olanlarda yüksek, kalk alkali olanlarda orta ve toleyitiklerde düşüktür (Kuno, 1966).



Şekil 3.123. Yusufeli volkanitlerinin TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diyagramı (Pearce ve diğ., 1975). Vektörler MORB (Pearce, 1983) ile üst kabuk (ÜK) ve alt kabuk (AK) bileşimlerinin (Taylor ve McLennan, 1985) karışım yönsemelerini göstermektedir. Okların uç kısımları kabuksal bileşimlere karşılık gelmektedir



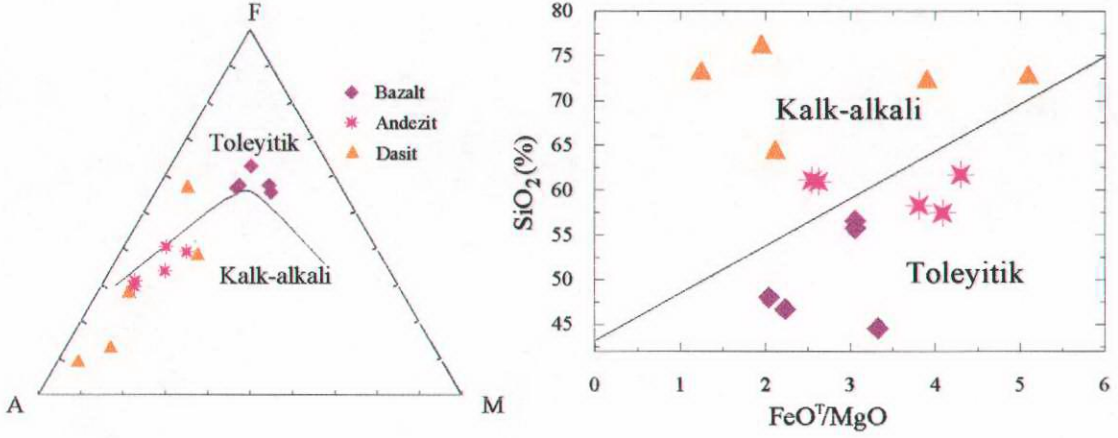
Şekil 3.124. Dasit ve riyolitlerin molar A/CNK' ya karşı SiO_2 ve Y/Nb diyagramları (Shand, 1947)



Şekil 3.125. Yusufeli volkanik kayalarının SiO₂'e karşı K₂O diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976)

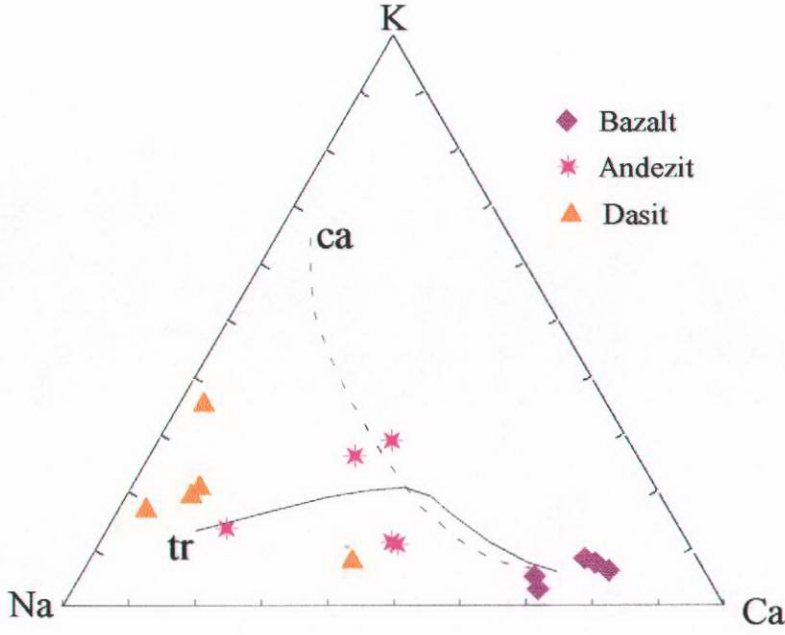
Peccerillo ve Taylor (1976)'un sınıflamasında genellikle orta K' lu olan Yusufeli volkanitlerinin K₂O içerikleri genel olarak bazaltlardan riyolitlere doğru azalma eğilimindedir (Şekil 3.125). Belirli bir SiO₂ içeriğine sahip ada yayı volkanik kayalarında Na₂O içeriği K₂O içeriği kadar çok değişmemektedir. Bu nedenle K₂O/Na₂O oranı, K₂O 'un artışına bağlı olarak artmaktadır ve bu oran okyanus tarafındaki düşük K' lu kayalarda 0.1, kıtasal taraftaki şoşonitik kayalarda ise 1 değerindedir (Jakes ve Gill, 1970). Yusufeli volkanitleri 0.12-0.57 arasında değişen K₂O/Na₂O oranları ile çoğunlukla kalk alkali ada yayı kayalarına benzemektedirler. Üst kabukta K₂O' in yüksek konsantrasyonlarda (% 3.4, Taylor ve McLennan, 1985) olması K₂O/Na₂O oranı yüksek örneklerin üst kabuk kirlenmesine uğradığını gösterebilir.

Yusufeli volkanitleri toleyitik- kalk alkali geçişli özellik göstermektedirler. AFM diyagramında (Şekil 3.126) bazalt ve andezitler yüksek Fe₂O₃, MgO ve düşük toplam alkali içerikleri ile toleyitik özellik gösterirken, dasit ve riyolitler düşük Fe₂O₃, MgO ve yüksek toplam alkali içerikleri ile kalk alkali özellik göstermektedirler (Irvine ve Baragar, 1971). SiO₂-FeO*/MgO diyagramında (Şekil 3.126) da benzer özellikler görülmektedir (Miyashiro, 1974).

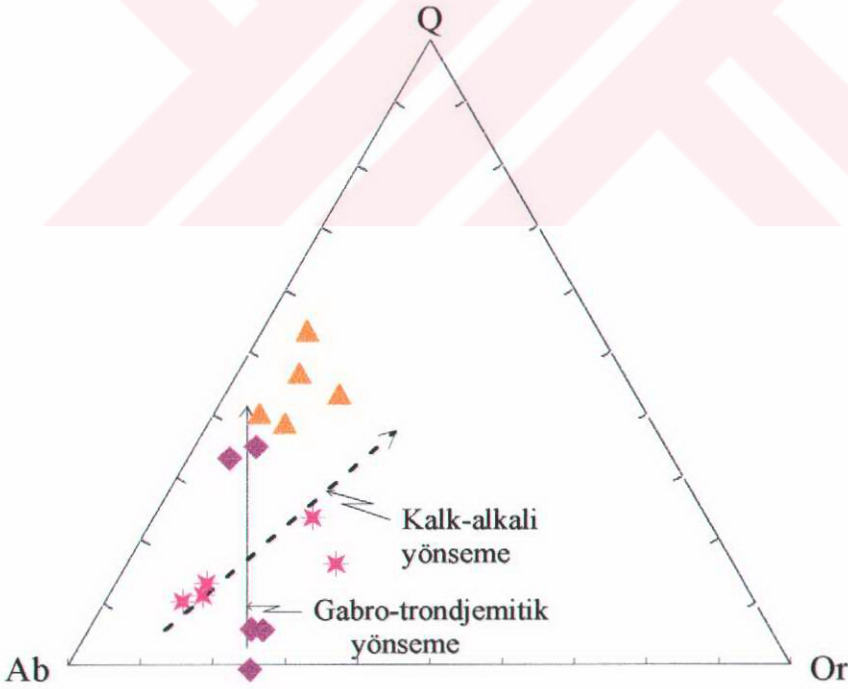


Şekil 3.126. Yusufeli volkanitlerinin AFM (Irvine ve Baragar, 1971) ve FeO⁺/MgO' e karşı SiO₂ diyagramı (Miyashiro, 1974)

Kalk-alkali yönseme ile tronjemitik yönsemenin birbirinden ayırımının daha belirgin olarak yapıldığı normatif K-Na-Ca diyagramında (Şekil 3.127), dasit ve riyolitler belirgin K ve Na zenginleşmesi (tronjemitik yönseme) göstermektedirler (Barker ve Arth, 1976). Benzer bir ilişki normatif Q-Ab-Or diyagramında (Şekil 3.128) görülmektedir (Barker ve Arth, 1976). Bu yönü ile Yusufeli volkanitleri çoğu ada yaylarında karakteristik kalk-alkali yönseme ile uyuşmamakta, metamorfize olmuş bazaltların kısmi ergimesi ile oluştuğu ileri sürülen Arkeen tronjemit-tonalit ve dasitler ile uyuşmaktadırlar (Drummond ve Defand, 1990).

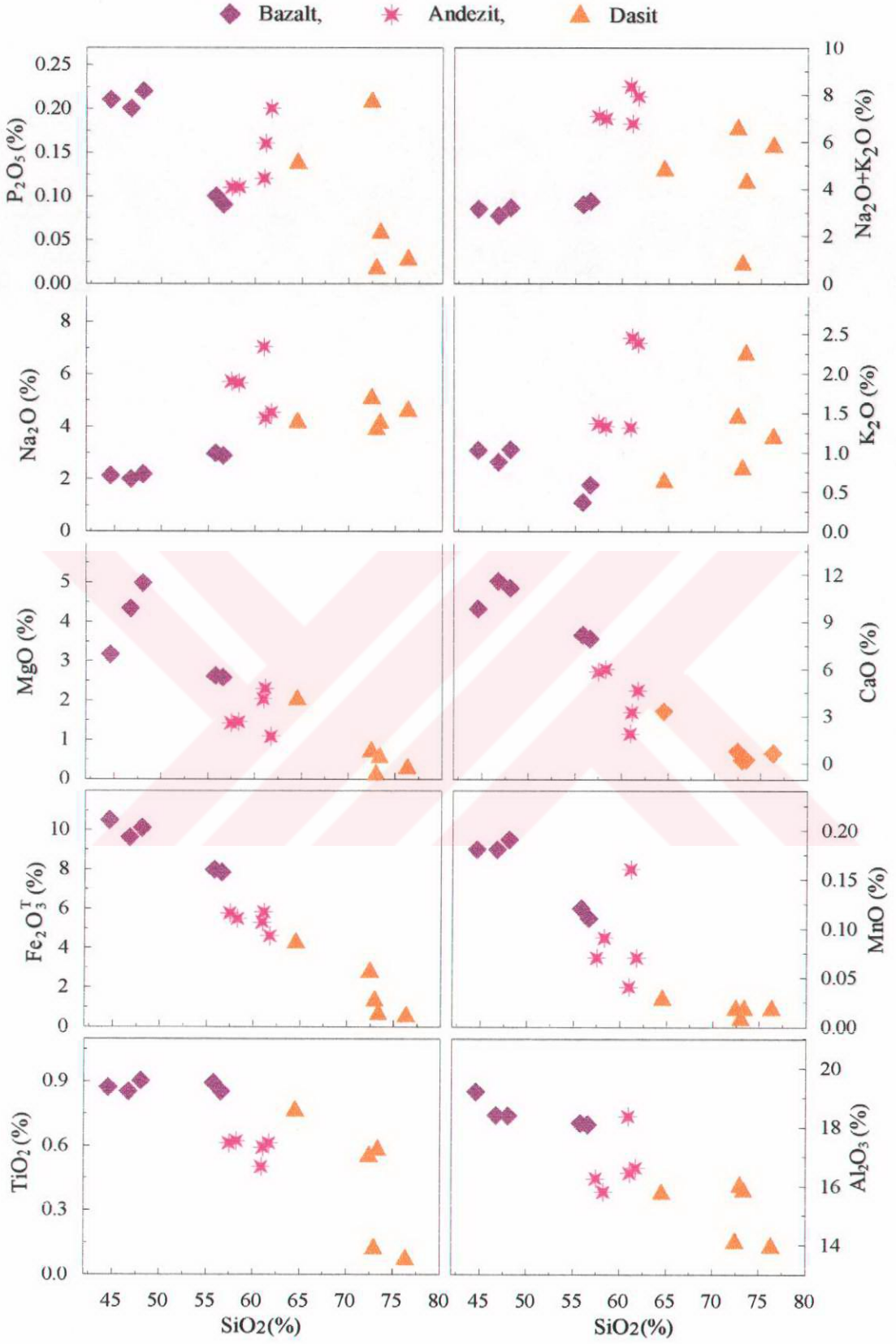


Şekil 3.127. Yusufeli volkanitlerinin kalk-alkali (Nockholds ve Allen, 1953) ve tronjemitik (Barker ve Arth, 1976) yönsemelerin ayırımı yapıldığı K-Na-Ca diyagramı (ca: kalk-alkali yönseme, tr: tronjemitik yönseme)

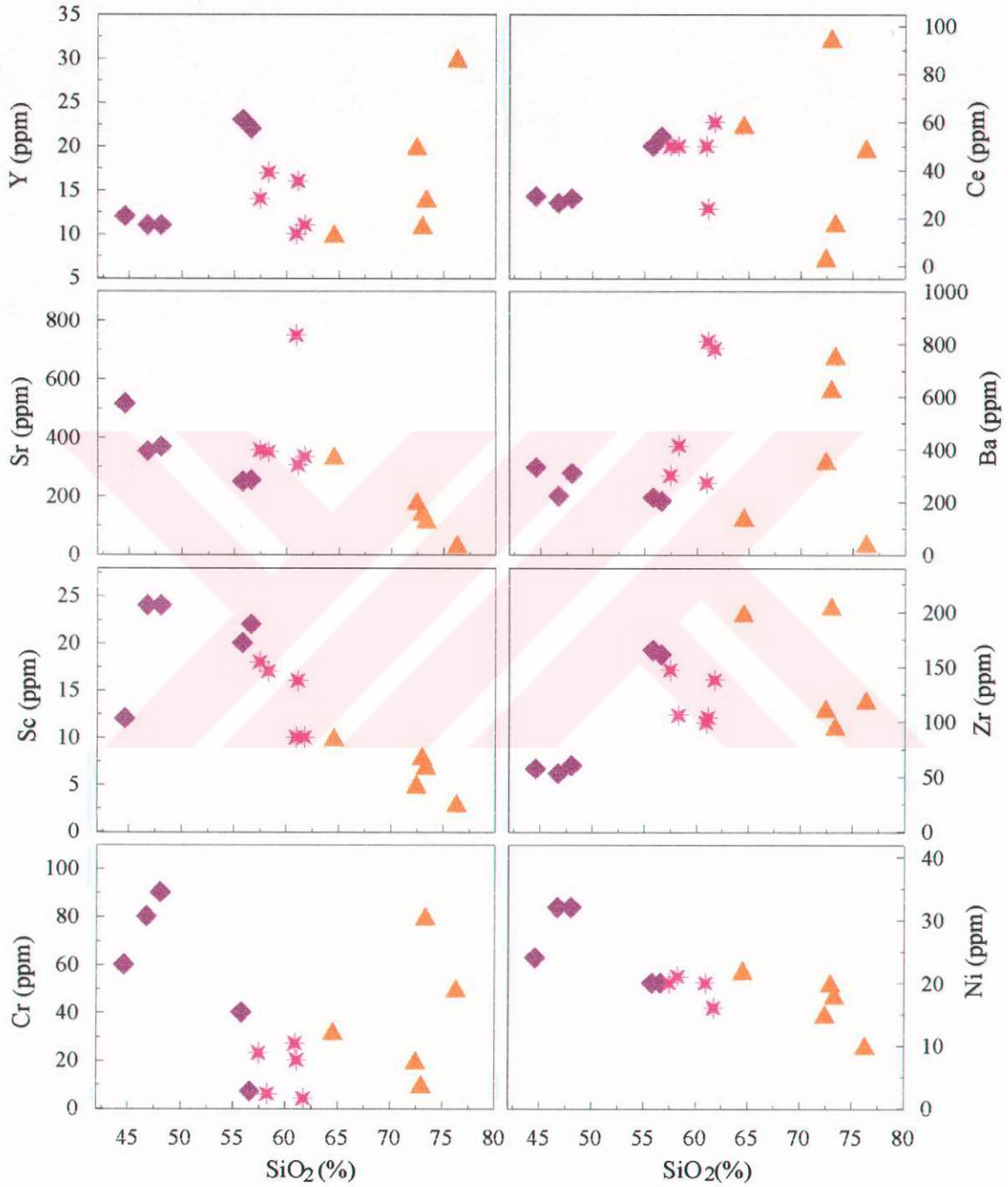


Şekil 3.128. Yusufeli volkanitlerinin normatif Q-Ab-Or diyagramı. (kalk-alkali ve gabro-tronjemitik yönsemeler Barker ve Arth, 1976' dan). Semboller K-Na-Ca diyagramı ile aynıdır

Ana ve iz elementlerin genel olarak SiO_2 ' e karşı iyi korelasyon göstermeleri, Yusufeli volkanitlerinin oluşumunda mineral/eriyik ayrışmasını göstermektedir (Şekil 3.129 ve 140). Bununla birlikte bazalt ve andezitler bazı ana ve iz elementler bakımından SiO_2 'e karşı farklı davranışlar göstermektedirler. Örneğin SiO_2 içeriğindeki artışa bağlı olarak bazaltlarda MgO , CaO , ve MnO içerikleri artarken, andezitlerde azalmaktadır. Bu özellik bazaltlarda olivin, klinopiroksen gibi Mg , Mn ve Ca bakımından zengin fazların biriktiğini, andezitlerde ise ayrıştığını göstermektedir. Bu durum bazaltların yüksek oranlardaki olivin ve klinopiroksen, andezitlerin ise az oranlardaki klinopiroksen içerikleri ile uyumludur. Bazalt ve andezitlerin Al_2O_3 içeriklerindeki sınırlı değişim aralığı (% 17-19) ve Eu anomalisi göstermemeleri, bunların gelişiminde plajiyoklas ayrışmasının önemli bir rol oynamadığını göstermektedir. Bununla birlikte Sr içeriklerinin bazaltlarda azalma eğilimi kısmen bir ayrışma, andezitlerdeki artma eğilimi ise plajiyoklas birikimi olabileceğine işaret etmektedir. SiO_2 ' in artmasına bağlı olarak TiO_2 , toplam Fe_2O_3 ve MnO içeriklerinin azalması, olivin ve klinopiroksenin ayrışmasına bağlı olarak gelişebileceği gibi; rutil ve titanomanyetit gibi Fe ve Ti içeren fazların ayrışmasına bağlı olarak da gelişebilir. SiO_2 - Na_2O ve SiO_2 - K_2O diyagramlarındaki pozitif ilişkiler andezit, dasit ve riyolitlerin ayrışma ilerledikçe sodik plajiyoklas ve alkali feldspatlar bakımından zenginleştiğini göstermektedir. Zr ile SiO_2 arasındaki negatif ilişki de Zr ' un Ti eğilimli olması nedeniyle Fe-Ti oksit ayrışmasını desteklemektedir. Y ' un granat, amfibol ve daha az olarak da klinopiroksenlerin yapısına girdiği bilindiğine göre Y ile SiO_2 arasındaki pozitif ilişki apatit ve sfen gibi aksesuar fazların varlığı ile açıklanabilir. SiO_2 ile Sc ve Ni arasındaki negatif ilişki klinopiroksen ayrışmasını, Sr ile SiO_2 arasındaki negatif ilişki ise bazalt ve andezitlerdeki kalsik plajiyoklas ayrışmasını göstermektedir. SiO_2 - P_2O_5 diyagramında P_2O_5 'in genel olarak azalması ise apatit ayrışması ile açıklanabilir.



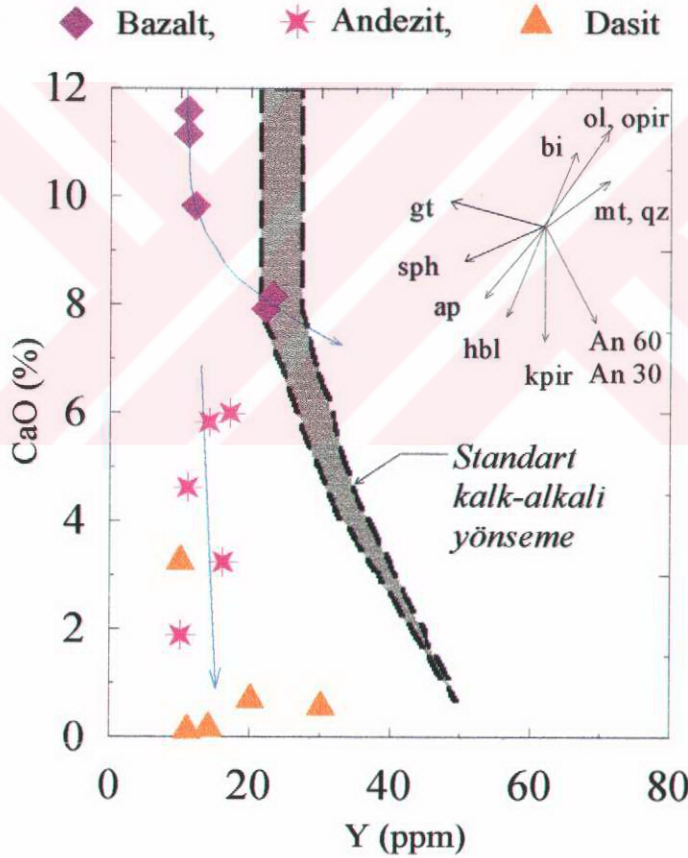
Şekil 3.129. Yusufeli volkanitlerinin SiO₂' e karşı ana element değişim diyagramları



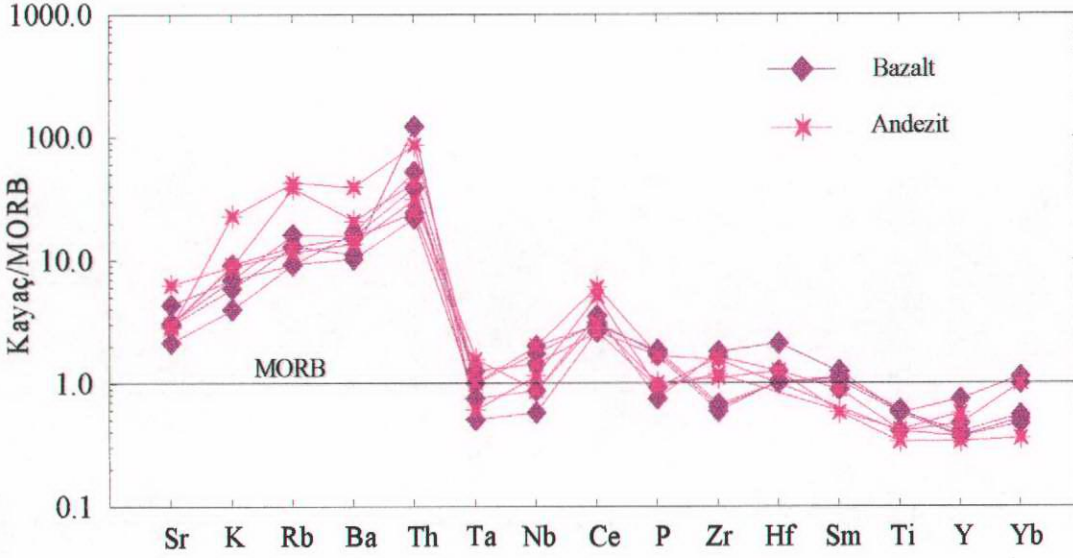
Şekil 3.130. Yusufeli volkanitlerinin SiO₂' e karşı iz element değişim diyagramları. Semboller ana oksit değişim diyagramları ile aynıdır

Alkali elementlerden Ba, Sr ve Ce' un bazaltlarda azalma eğiliminde olmalarına karşılık andezitlerde artmaları plajiyoklasların sodik karakter kazandıklarına işaret edebileceği gibi, kabuksal kirlenme olayına da işaret edebilir (Şekil 3.130). SiO_2 'ye karşı Zr' un genel olarak artması zirkon birikimi ile olabileceği gibi, Ti eğilimli olması nedeniyle rutil ve sfen gibi Ti içeren fazların ayrılaşmasını ile de gelişebilir.

Y-CaO diyagramında (Şekil 3.131) bazaltların L şeklindeki değişimi, gelişimlerinde klinopiroksen ve plajiyoklas (An_{60}) ayrılaşmasının önemli olduğuna işaret ederken; andezit, dasit ve riyolitlerin J şeklindeki değişimi de gelişimlerinde hornblend ve apatit ayrılaşmasının önemli olduğuna işaret etmektedir (Lambert ve Holland, 1974).



Şekil 3.131. Yusufeli volkanitlerinin Y-CaO değişim diyagramı. Taralı alan Lambert ve Holland, (1974)' in standart kalk-alkali yönsemesini temsil etmektedir. Vektörler çeşitli silikatların ayrılaşma sırasındaki yönsemelerini göstermektedir

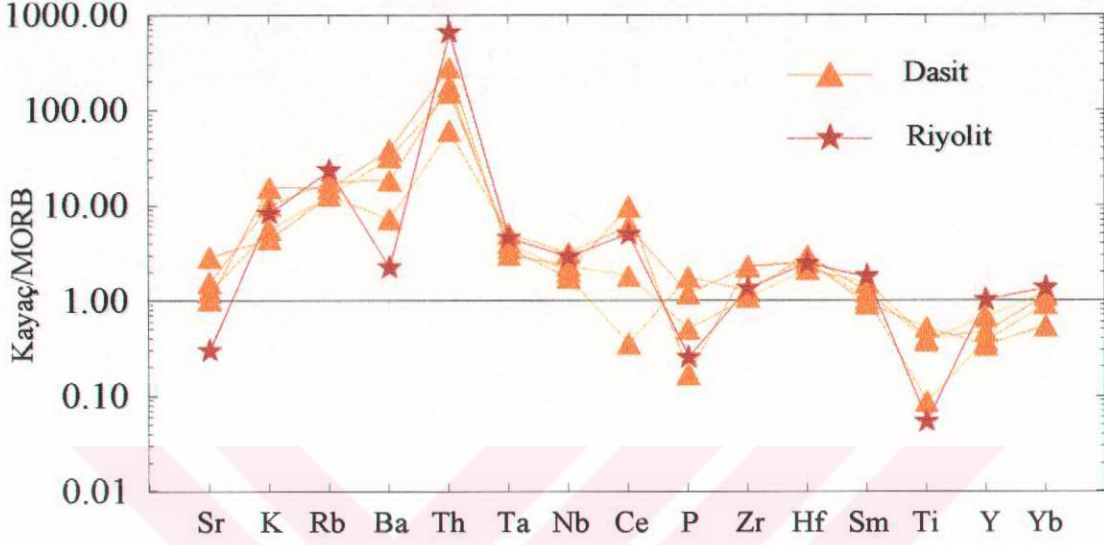


Şekil.3.132. Bazalt ve andezitlerin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılım diyagramları (MORB, Pearce, 1983' den)

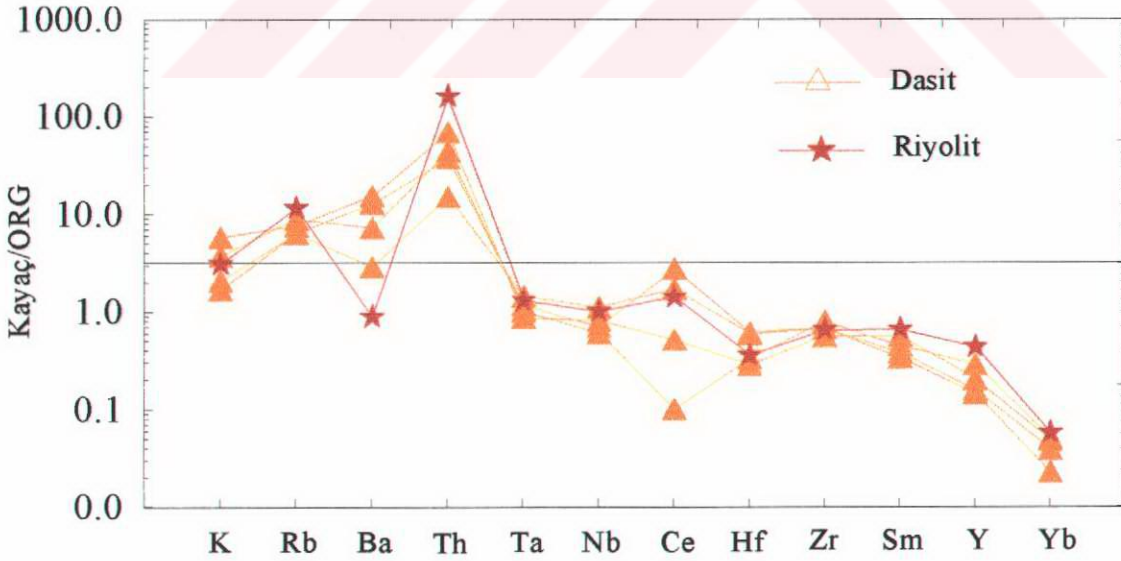
Bazalt ve andezitlerin MOR bazaltlarına göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramları Şekil 3.132'de görülmektedir. Bazalt ve andezitler yüksek LIL, düşük HFS element içerikleri ve yüksek Ba/Nb, Th/Nb, Sr/Nb, Sr/Zr, gibi LIL/HFS element oranları ile tipik olarak yitimle ilişkili kayalara benzemektedirler. Yitimle ilişkili kayalarda LIL elementler yüksek konsantrasyonlar sunduğundan yüksek LIL/HFS oranları ile karakteristiktirler. Bununla birlikte yüksek LIL/HFS oranları özellikle düşük HFS içerikli kayalarda daha iyi gelişme eğilimindedir. Bu nedenle bir çok alanda yay sistemlerine eklenen LIL element miktarları görece olarak sabit görülmektedir ve LIL/HFS oranlarının değişimi HFS element içeriklerinin yitim öncesi manto kamasındaki bolluklarına bağlanmaktadır (Le Bel ve diğ., 1985; Arculus ve Powell, 1986; Hawkesworth ve Elam, 1989; Hawkesworth ve diğ., 1991).

Şekil 3.133 ve 134'de dasit ve riyolitlerin MORB ve ORG' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramları görülmektedir. Her iki diyagramda da dasit ve riyolitler genel olarak Sr' dan Th' a kadar olan LIL elementlerce MORB ve ORG' a göre zenginleşmişlerdir. Zenginleşme oranları Th' da en yüksek oranlarına ulaşmaktadır. HFS elementler genel olarak MORB' a yakın değerlerde olmakla birlikte Ce, Zr, Hf ve Sm bakımından kısmen zenginleşmiş, Y ve Yb bakımından fakirleşmişlerdir. Ta, Nb, Ti ve P ise

diğerlerine göre belirgin negatif anomaliler sunmaktadır. Negatif P anomalisi de $\text{SiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ ve Y-CaO diyagramlarındaki ilişkilere benzer şekilde dasit ve riyolitlerin gelişimi sırasında apatit ayrımlaşması olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 3.133. Dasit ve riyolitlerin MORB' a göre normalize edilmiş uyumsuz element dağılım diyagramları (MORB, Pearce, 1983' den)



Şekil.3.134. Dasit ve riyolitlerin ORG' a göre normalize edilmiş uyumsuz element dağılım diyagramları (MORB, Pearce ve diğ., 1984' den)

Dasit ve riyolitler yüksek LIL, düşük HFS element içerikleri ve yüksek LIL/HFS oranları ile yitimle ilişkili kayalara benzemektedirler. Ayrıca negatif Ta, Nb ve Ti anomalileri ile de tipik olarak yitimle ilişkili kayaların karakteristiklerine sahiptirler. Düşük Nb, Ta ve Ti konsantrasyonları güncel kalk-alkali yay volkanitlerinin karakteristik özelliğidir. Güncel yaylar da Nb ve diğer HFS elementlerin tüketilmesinin açıklaması çok tartışmalı olmakla birlikte (Briqueu ve diğ., 1984; Arculus ve Powell, 1986; Tatsumi ve diğ., 1986) bunların tüketilmesi, okyanus kabuğunun kısmi ergimesi sırasında Ti içeren fazların (rutil, sfen perovskit ve Ti-klinohümit) genellikle refraktör olarak kalmasından kaynaklandığı şeklinde yorumlanmaktadır (Briqueu ve diğ., 1984; Green ve Pearson, 1987).

Çizelge 3.30. Yusufeli volkanitlerinin nadir toprak element (ppm) analizleri

	571	579	587	762	793	795	572	575	754
La	16	14	18	24,3	10,42	7,68	55	25	127,06
Ce	31	26	35	26,3	30,5	29,1	85	44	49,10
Pr	-	-	-	4,03	4,53	4,32	-	-	7,09
Nd	12	15	18	15,7	17,43	17,05	23	17	24,82
Sm	1,9	2,9	4,1	3,41	3,69	3,63	3,4	3	5,84
Eu	0,7	0,9	1,3	1,1	1,11	1,13	0,8	1	0,10
Gd	-	-	-	3,28	3,56	3,47	-	-	5,72
Tb	0,5	0,5	1	0,62	0,68	0,66	0,5	0,6	1,25
Dy	-	-	-	3,12	3,46	3,28	-	-	6,62
Ho	-	-	-	0,61	0,67	0,64	-	-	1,38
Er	-	-	-	1,84	2,08	1,93	-	-	4,50
Tm	-	-	-	0,25	0,29	0,26	-	-	0,66
Yb	1,2	3,4	3,8	1,59	1,85	1,72	3,1	1,8	4,54
Lu	0,17	0,53	0,59	0,22	0,25	0,24	0,45	0,27	0,67
La/Lu	11,47	4,33	3,32	9,77	2,74	3,17	12,69	9,61	19,69
La/Sm	4,49	1,78	1,33	5,30	3,04	2,76	0,79	0,99	0,05
Tb/Lu	1,85	1,79	1,81	1,93	0,62	1,11	0,73	1,46	1,23
Eu*	12,73	13,85	13,55	8,42	10,59	17,50	10,18	5,25	13,69
Eu	1,01	1,09	1,04	1,05	1,02	1,17	11,67	11,67	23,42

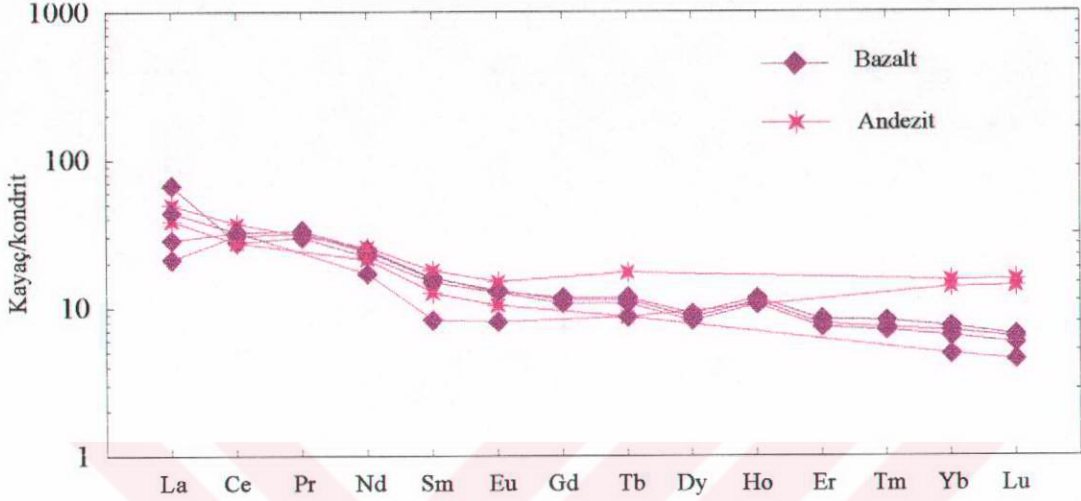
$$Eu^* = (Sm+Gd)/2, \quad Eu = Eu_N/Eu^*$$

$$Eu^* = (Sm+Tb)_N/2, \quad Eu = Eu_N/Eu^*$$

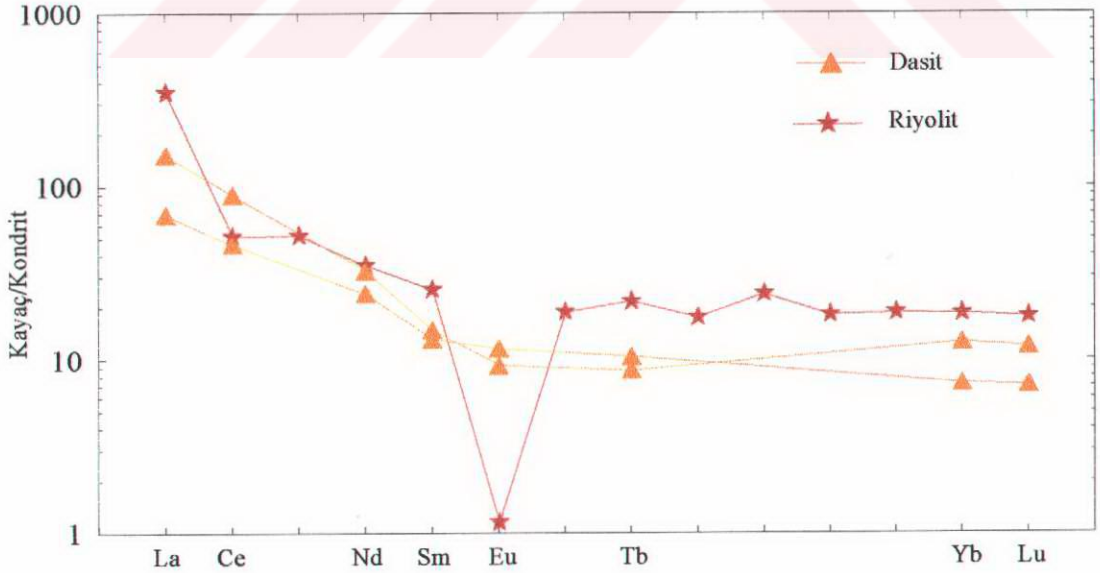
Bazalt ve andezitlerin nadir toprak element analizleri Çizelge 3.30'de, kondrite göre normalleştirilmiş değişimleri de Şekil 3.135' de verilmiştir. Bazalt ve andezitler az oranlarda farklılaşmış ($La_N/Lu_N = 3-11$), belirgin bir Eu anomalisi göstermeyen ve yataya yakın bir dağılım sunarlar. Bu şekildeki dağılımları ile Gill (1981)' in orta K' lu andezitlerine benzemektedirler. Artan SiO_2 içeriğine bağlı olarak bazalt ve andezitlerin REE içerikleri de artmaktadır. Bu oranlar hafif REE için 20-90 x kondrit, ağır REE için 10-50 x kondrit şeklindedir.

Bazalt ve andezitlerin belirgin bir Eu anomalisi göstermemeleri, gelişimlerinde plajiyoklas fraksiyonlaşmasının önemli bir rol oynamadığını gösterebilir. Göreceli olarak ağır REE' in sabit kalmasına karşılık hafif REE zenginleşmesi bazalt ve andezitlerin gelişiminde klinopiroksen ve hornblend ayrışmasının etkin olduğuna işaret etmektedir (Nicholls ve Harris, 1980). Plajiyoklas \pm ortopiroksen \pm titanomanyetit ayrışması yukarı doğru konkav bir REE gelişiminde düşük öneme sahiptirler. Klinopiroksen ve hornblendin yukarı doğru konveks REE dağılımları (Arth, 1976; Henderson, 1984) bu mineraller bakımından ayrılaşan bazaltik ve andezitik eriyiklerin yukarı doğru konkav REE dağılım sunmalarına neden olur.

Dasit ve riyolitler hafif REE bakımından ağır REE göre zenginleşmiş ve yukarı doğru konkav bir dağılım gösterirler (Şekil 3.136). Bu şekildeki dağılım profilleri ile Gill (1981)' in yüksek K' lu orojenik andezitlerine benzemektedirler. Tüm REE içerikleri bakımından orta derecede farklılaşan ($La_N/Lu_N = 9-19$) dasit ve riyolitler, hafif REE elementler bakımından orta ($La_N/Sm_N = 5-13$), ağır REE bakımından ise az oranlarda ($Tb_N/Lu_N = 0.72-1.45$) farklılaşmışlardır. Artan SiO_2 içeriğine bağlı olarak dasit ve riyolitlerin REE içerikleri de artmaktadır. Bu oranlar hafif REE'den La'da 60-350 x kondrit, genel olarak yatay dağılımlar izleyen ağır REE için 10-20 x kondrit değerlerindedir. Dasitler genel olarak SiO_2 içeriği arttıkça belirginleşen negatif Eu (Eu/Eu^*) anomalisi gösterirler. Negatif Eu anomalisi dasit ve riyolitlerin gelişiminde plajiyoklasın köken kayalarında duraylı olduğunu ve farklılaşma sırasında ayrılaştığını göstermektedir. Klinopiroksen ve hornblendlerin REE bakımından yukarı doğru konveks dağılım profilleri nedeniyle diferansiyasyon sırasında bu minerallerin ayrılaşması, dasit ve riyolitlerin yukarı doğru konkav dağılım profili kazanmalarını sağlamış olabilir (Green ve Pearson, 1987; Romick, 1987).



Şekil 3.135. Bazalt ve andezitlerin kondrite göre normalize edilmiş REE dağılımları (kondrit değerleri Taylor ve McLennan, 1985' den)



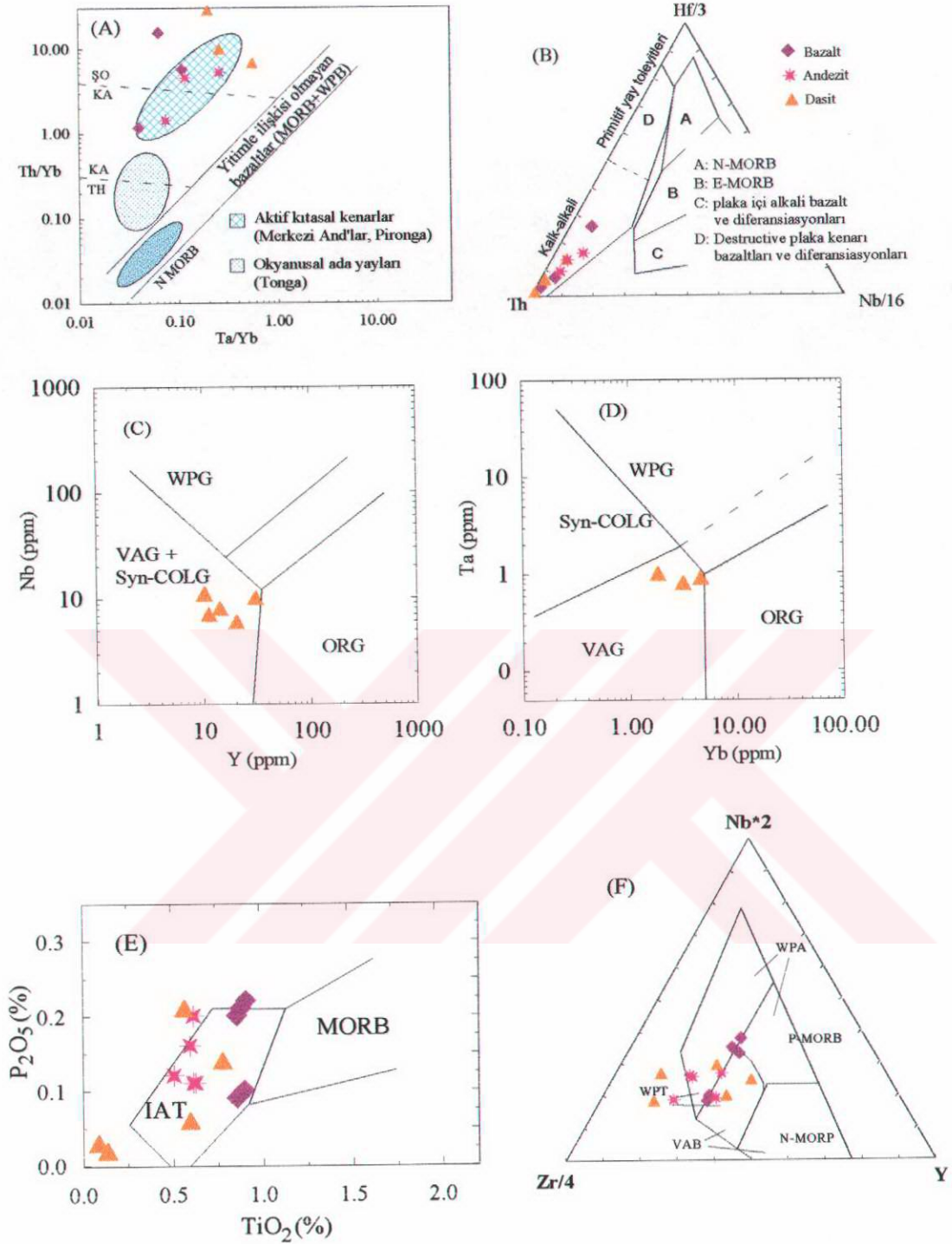
Şekil 3.136. Dasit ve riyolitlerin kondrite göre normalize edilmiş REE dağılımları (kondrit değerleri Taylor ve McLennan, 1985' den)

3.3.6.3. Tektonik Ortam

Bazaltik kayaçlar ve bunların diferansiyasyon ürünleri için geliştirilen Ta/Yb-Ta/Th (Pearce, 1982, 1983) ve Hf/3-Th-Nb/16 (Wood, 1980) diyagramları, bazalttan riyolite kadar değişim gösteren Yusufeli volkanitlerinin tektonik ortam ayrımı için en kullanışlı diyagramlardır. Yusufeli volkanitleri bu diyagramlarda kıtasal yay ve yitimle ilişkili kalk-alkali kayaç alanlarına düşmektedirler (Şekil 3.137 A ve B). Ayrıca dasit ve riyolitler Pearce ve diğ. (1984)'nin granitoidler için oluşturdukları tektonomagmatik diyagramlarda (Y-Nb ve Ta-Yb) volkanik yay graniti (VAG) alanında toplanmaktadırlar (Şekil 3.137 C ve D). Bazalt ve andezitler için kullanılan $TiO_2-P_2O_5$ (Hawkins, 1980) ve $Nb^*2-Zr/4-Y$ (Meschede, 1986) diyagramları alterasyon olayları karşısında hareketsiz davranan ve farklılaşma sırasında oransal değerlerini koruyan elementlere göre oluşturulmuşlardır $TiO_2-P_2O_5$ diyagramında (Hawkins, 1980) ada yayı toleyitleri alanında toplanan (Şekil 3.137 E) bazalt ve andezitler $Nb^*2-Zr/4-Y$ diyagramında da volkanik yay bazaltları (WAB) ve plaka içi toleyitleri (WPT) alanlarında toplanmaktadırlar (Şekil 3.137 F)

3.3.6.4. Petrolojenez

Yitime bağlı olarak oluşan magmalarla ilgili tartışmalar, bunların manto kamasından mı? yiten okyanus kabuğundan mı? yoksa her ikisinin kombinasyonu sonucunda mı? oluştukları konularında yoğunlaşmaktadır. Ancak bu kökenlerin tanınması ile ilgili veriler daha sonra meydana gelen düşük basınç kesirli kristallenme olayları tarafından örtülmekte ve karmaşık hale gelmektedir. Buradaki problem göreceli olarak HFS elementlerin tüketilmesi magmanın oluşumuna katkıda ve LIL elementlerin zenginleşmesinden ileri gelmektedir. Rb, Sr, K, Ba ve Th gibi LIL element içeriklerindeki belirgin zenginleşmeler ada yayı bazaltlarının karakteristik özellikleri olarak yorumlanmakta ve yiten okyanus diliminden manto kökene geçen katkılara atfedilmektedir (Saunders ve diğ., 1980, Gill, 1981; Pearce, 1983; Thompson ve diğ., 1984; White ve Patchett, 1984). Üst Kretase yaşlı Yusufeli volkanitlerinin LILE zenginleşmesi ile tipik olarak yitimle ilişkili kayaçların özelliklerini yansıtmaktadırlar. LIL elementlerdeki zenginleşmeler yiten okyanus diliminden gelen



Şekil 3.137. Yusufeli volkanitleri için seçilen tektonomagmatik ayırım diyagramları. A)- Pearce, 1982 (ŞO = şösonitik; KA = kalk-alkali; TH = toleyitik, MORB = Okyanus ortası bazaltları; WPA = plaka içi alkalileri), B)- Wood, 1980 (MORB = Okyanus ortası bazaltları; N-MORB = normal MORB; E-MORB = zenginleşmiş MORB), C ve D)- Pearce, 1984 (dasit ve riolitler için, VAG = volkanik yay graniti; Syn-COLG = çarpışma eş yaşlı granitler; WPG = plaka içi granitler; ORG = okyanus ortası granitleri), E)- Hawkins, 1980 (IAT = ada yayı toleyitleri; MORB = okyanus ortası sırtı bazaltları), F)- Meschede, 1986 (VAB = volkanik yay bazaltları; WPT = plaka içi toleyitleri; WPA = plaka içi alkalileri; P-MORB = Plume tip MORB; N-MORB = normal tip MORB)

LIL elementlerce zengin akışkanların Yusufeli volkanitlerini oluşturan ana bulunduğunu göstermektedir. Yitimle ilişkili kayalarda Ta' dan Yb' a kadar olan HFS elementlerin MORB' a göre genel olarak tüketilmiş değerleri, bu elementler açısından magma bileşimine yitim zonundan herhangi bir element girdisinin olmadığını ve manto kamasının bu elementler bakımından MORB'a göre fakir olduğunu göstermektedir (Le Bel ve diğ., 1985; Arculus ve Powell, 1986; Hawkesworth ve Elam, 1989; Hawksworth ve diğ., 1991). Yusufeli volkanitlerinin HFS element içeriklerinin MORB ve ORG' a göre düşük olması yiten okyanus diliminin direk kısmi ergimesi ile oluşum modelini engellemekte ve MORB' a göre çok daha düşük HFSE içerikli bir kökeni gerektirmektedir. Bazalt, andezit ve dasitlerin ağır REE bakımından yüksek oranlarda ayrılaşmamış dağılımları da köken kayalarının kısmi ergime sırasında kalıntı granat bırakmadığına işaret etmektedir. HREE bakımından fakirleşmiş dağılımlar kalıntı olarak granat bırakan okyanus kabuğunun (altere MORB) kısmi ergimesi ile oluşan birincil magmalara özgüdür (Martin, 1987).

MORB' a göre yüksek LIL element içerikleri bazalt ve andezitlerin yiten dilimden gelen akışkanlarla metasomatize olmuş manto kamasının kısmi ergimesi ile oluşabileceğine işaret etmektedir. Ancak manto peridotitleri ile aynı bileşime sahip birincil magmalarda ($Mg/Mg+Fe > 0,67$; $Al_2O_3 < \% 10$; $MgO > \% 10$; $Ni > 200$ ppm; $Cr > 700$ ppm) dir (Gill, 1981, Tatsumi ve diğ., 1983; Ramsay ve diğ., 1984). Bu oranlar manto peridotitleri ile dengede olabilecek kadar yüksek oranlarda mafik, yiten okyanus kabuğunun kısmi ergimesinden oluşmuş olamayacak kadar Al_2O_3 bakımından fakirdirler (Gill, 1981; Tatsumi ve diğ., 1983; Ramsay ve diğ., 1984; DeBari ve Sleep, 1991)). Yusufeli bazalt ve andezitlerinin MgO (% 1.41-5), Cr (7-90 ppm), Ni (< % 32) içerikleri doğrudan tüketilmiş manto lertzolitlerinin kısmi ergimesinden oluşmuş olamayacak kadar düşük, Al_2O_3 (% 16-19) içerikleri ise yüksektir. Bu nedenle Yusufeli volkanitleri metasomatize manto kamasının kısmi ergimesi ile oluşmuş bazaltik magmadan itibaren farklılaşma yolu ile oluşmuşlardır.

4. İRDELEME

4.1. Metamorfizma

4.1.1. Giriş

Yayılm alanları bakımından inceleme alanındaki metamorfizma yersel ve bölgesel olmak üzere iki grup altında değerlendirilebilir. Yersel metamorfizma olarak fay zonları boyunca görülen kataklastik metamorfizma belirgindir. Diğer bir yersel metamorfizma çeşidi olan kontak metamorfizmaya Demirkent plütunu ve Sebzeçiler granitoidinin dokanak kısımlarında rastlanmamıştır. İnceleme alanındaki bölgesel metamorfizma ilerleyici ve gerileyici olmak üzere iki şekildedir. Bu bölümde ilerleyici bölgesel metamorfizma mineral parajenezleri, oluşum koşulları ve köken kayaçları açısından irdelendikten sonra gerileyici ve kataklastik metamorfizmaya kısaca değinilecektir.

4.1.2. Bölgesel Metamorfizma

4.1.2.1. Mineral Parajenezleri

Bölgesel metamorfizmada sıcaklığın giderek artması ile kayaçlarda kimyasal bileşimlerine de bağlı olarak yeni mineraller veya mineral toplulukları ortaya çıkmaktadır. Karadağ metamorfizmaları amfibolit ve granülit fasiyesi koşullarında oluşan mineral parajenezlerini içerir. Ancak burada amfibolit fasiyesini temsil eden mineral parajenezleri daha yaygındır. Granülit fasiyesi mineral parajenezlerine ise sadece granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda rastlanmıştır. Amfibolit fasiyesini temsil eden mineral toplulukları, gnayslarda;

- kuvars + plajiyoklas (An₁₆₋₃₆) ± biyotit ± muskovit ± K' lu feldspat ± almandin ± apatit ± opak,

Şistlerde;

- kuvars + plajiyoklas ± biyotit ± muskovit ± opak

Amfibolitlerde;

- hornblend \pm plajiyoklas (An₃₁₋₅₀) \pm opak
şeklinde izlenir.

Granülit fasiyesi mineral parajenezleri ise bazı granat-biyotit-plajiyoklas gnays ve amfibolitlerde gözlenir. Bu mineral topluluğu granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda;

- kuvars + plajiyoklas (An₃₁₋₄₁) \pm biyotit \pm granat \pm K' lu feldspat \pm kordiyerit \pm sillimanit \pm antofillit \pm opak;

amfibolitlerde ise

- hornblend \pm plajiyoklas (An₃₁₋₆₄) \pm klinopiroksen \pm opak
şeklinde temsil edilmektedir.

4.1.2.2. Metamorfizma Zon ve Fasiyeleri

İlerleyici metamorfizma sırasında özellikle pelitik bileşimdeki kayalarda indeks mineraller olarak adlandırılan bazı minerallerin metamorfizma derecesini yansıtan bir sıra izledikleri bilinmektedir. Klorit-biyotit-granat-stavrolit-kyanit-sillimanit şeklindeki bu sıra bir çok bölgede saptanabilmektedir. Kumlu veya kil-kum karışımı sedimentlerin ilerleyen metamorfizması sonucunda oluşan mineral parajenezleri killi sedimentlerin ilerleyen metamorfizması sonucu oluşan mineral parajenezleri ile büyük ölçüde benzerlik göstermektedir. Bu nedenle daha çok gnayslardan meydana gelen Karadağ metamorfitlerinin mineral parajenezlerini ve metamorfizma derecelerini belirlemek amacıyla pelitik kayaçların Barrow tipi (orta basınç/orta-yüksek sıcaklık) ve Abukuma tipi (düşük basınç/orta-yüksek sıcaklık) metamorfizma sonucu oluşan mineral parajenezleri ve metamorfizma dereceleri ile karşılaştırılmışlardır. Abukuma tipi metamorfizma; basınç ve kayaç kimyasındaki değişikliklere de bağlı olarak bir alandan başka bir alana değişiklik göstermektedir (Miyashiro, 1973). Abukuma tip metamorfizmada kordiyerit düşük ve yüksek dereceli kısımlarda yaygındır. Stavrolit yoktur veya son derece nadir olarak bulunur. Granat yaygın olarak yalnızca yüksek dereceli kısımlarda bulunur. Orta ve düşük derecelerde oluşan granatlar MnO bakımından zengin meta-pelitler tarafından kuşatılırlar ve spessartin bileşenleri oldukça yüksektir. Karadağ metamorfitleri orta ve yüksek derecelerde metamorfizma koşullarında oluşmuş mineral toplulukları göstermektedirler. Düşük

Çizelge 4.1. Orta basınç/orta-yüksek sıcaklık koşullarında ilerleyici bölgesel metamorfizma sırasında metapelitik kayalarda gözlenen mineralojik değişimler. Kesikli çizgilerin devamı şeklindeki sürekli çizgiler Karadağ metamorfileri gnays ve şistlerinde bulunan mineralleri temsil etmektedir.

Zon	Klorit zonu	Biyotit zonu	Granat zonu	Stavrolit zonu	Sillimanit muskovit zonu	K' lu feldspat-sillimanit zonu	Kordiyerit-granat-K' lu feldspat zonu
Kuvars	-----						
Plajiyoklas	-----						
Muskovit	-----						
Klorit	-----						
Kloritoyid	-----						
Biyotit	-----						
Granat	--Mn zengin--						
Stavrolit	-----						
Al ₂ O ₃	Ky → ← Sillimanit						
Kordiyerit	-----						
K' lu feldspat	-----						
Met. fasiyes	Yeşil şist		Geçiş		Amfibolit		Ortoklas Granülit

Çizelge 4.2. Orta basınç/orta-yüksek sıcaklık koşullarında ilerleyici bölgesel metamorfizma sırasında meta-bazitlerde gözlenen mineralojik değişimler. Kesikli çizgilerin devamı şeklinde çizilen sürekli çizgiler Karadağ metamorfileri amfibolitlerinde gözlenen mineralleri temsil etmektedir.

Met. fasiyes	Yeşil şist fasiyesi	Geçiş safhası	Amfibolit fasiyesi	Granülit fasiyesi			
Kayaç tipi	Yeşil şist	Geçiş	Amfibolit	Geçiş	İki pir. granülit		
Kuvars	-----						
Albit	-----						
Pl % An > 30	-----						
Epidot	-----						
Klorit	-----						
Amfibol	-- Aktinolit -- Akt+Hbl -- Yeşil veya kahve hornblend						
Ojit	-- Mn zengin --						
Opir	-----						
Biyotit	-----						
Granat	-----						
Muskovit	----- Fenjit -----						
Zon	Klorit zonu	Biyotit zonu	Granat zonu	Stavrolit zonu	Sillimanit muskovit zonu	K' lu feldspat-sillimanit zonu	Kordiyerit-granat-K' lu feldspat zonu

basınç/orta-yüksek sıcaklık metamorfizmasını (Abukuma tipi) karakterize eden mineral topluluklarına rastlanmamıştır. Kordiyerit yalnızca yüksek basınç ve sıcaklık koşullarını temsil eden granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda ve sillimanit ile birlikte bulunmaktadır. Ayrıca granatların hepsi Mn (spessartin) bileşenleri düşük, Al bileşenleri yüksek almandin-granat bileşimindedir. Karadağ metamorfitlerinin bu özellikleri Abukuma tipi düşük basınç/orta-yüksek sıcaklık metamorfizmasının aksine; Barrow tipi orta basınç/orta-yüksek sıcaklık metamorfizması geçirmiş olduklarına işaret etmektedir.

Hiç bir metamorfik kayaç örneğinde yeşil şist fasiyesini karakterize eden mineral topluluğuna rastlanmamıştır. Yeşil şist fasiyesinin üst seviyelerine karşılık gelen granat zonunda granat, biyotit ve muskovitin yanı sıra albit plajiyoklas, epidot ve klorit de yaygın olarak bulunmaktadır. Metamorfitlerde klorit, albit ve metamorfik epidot bulunmadığından, yeşil şist fasiyesinin üzerine çıkan bir metamorfizma geçirdikleri söylenebilir (Çizelge 4.1, 2). Ayrıca granat-biyotit-plajiyoklas gnayslardaki granat-biyotit çiftlerinden hesaplanan dağılım katsayılarının ($K_D = (Mg/Fe)_{Gr}/(Mg/Fe)_{Bi}$) ortalama granat zonunu temsil eden değerin ($K_D = 0.13$) üzerine çıkması da bu sonucu doğrulamaktadır (Bkz Şekil 3.10). Granat-biyotit çiftleri çoğunlukla 0.16-0.25 arasında değişen dağılım katsayıları (K_D) ile ortalama stavrolit-kyanit zonu ($K_D = 0.15$) ve ortalama sillimanit zonu ($K_D = 0.27$) arasında yer almaktadırlar. Dağılım katsayıları az sayıdaki bazı granat-biyotit çiftlerinde dağılım katsayısı (K_D) 0.27 nin üzerine de çıkmaktadır.

4.1.2.3. Metamorfizmanın Oluşum Koşulları

Karadağ metamorfitleri şistlerinde yaygın olarak gözlenen biyotit-muskovit ve andezin cinsi plajiyoklas birlikteliği stavrolit zonunun mineral topluluğuna işaret etmektedir. Ancak stavrolit zonunun karakteristik minerali olan stavrolite hiç bir kesitte rastlanmamıştır. Stavrolit yalnızca pelitik kökenli kayaçlarda yaygın olarak bulunan, diğer kayaçlarda ise nadir olan bir mineraldir. Stavrolit zonunun bir üstü olan kyanit zonunda, kyanitle birlikte stavrolit zonu mineralleri yaygın olarak bulunur. Ancak, kyanit daha çok basınca bağlı olarak gelişen ve orta basınç-yüksek sıcaklık koşullarında yerini sillimanite bıraktığından, stavrolit zonundan sillimanit zonuna geçilmektedir. Gnays ve şistlerde stavrolit zonunu karakterize eden granat-biyotit muskovit-kuvars-plajiyoklas mineral birlikteliğinin yaygın

olarak görülmesine karşılık, bu mineralin gözükmemesi köken kayaçlarının psamitik karakterli oluşları ile ilgili olabilir (Çizelge 4.1). Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda, sillimanit zonunun karakteristik minerali olan sillimanitle birlikte biyotit ve yüksek sıcaklık koşullarına işaret eden almandin-granat yaygın olarak bulunmaktadır. Bunlara ilave olarak kordiyerit ve alkali feldspatın bulunması, metamorfizma zonunun granülit fasiyesinin alt zonu veya geçiş zonu olan K'lu feldspat-sillimanit zonuna ve hatta daha üst seviyesi olan kordiyerit-granat-K'lu feldspat zonuna kadar çıktığına işaret etmektedir.

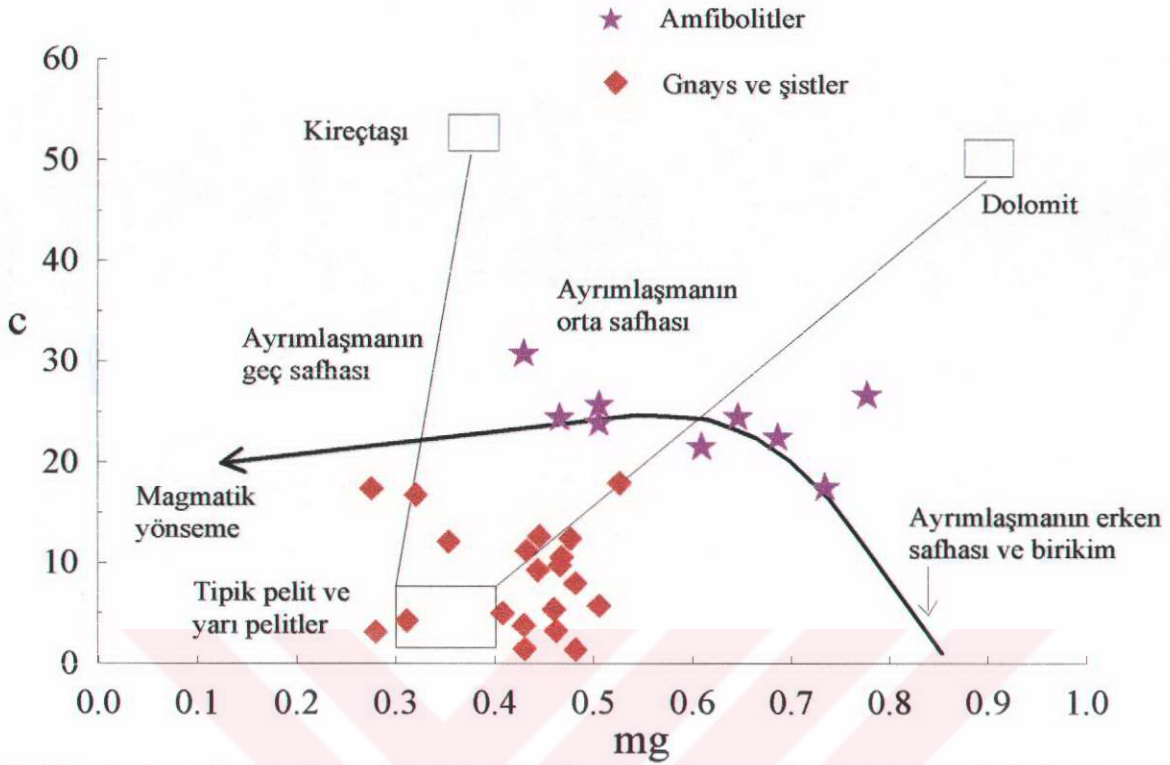
Amfibolitlerde yeşil kahve rengi hornblend ile birlikte andezin ve labradorit cinsi plajiyoklaslar stavrolit ve sillimanit zonuna karşılık gelen amfibolit fasiyesini karakterize etmektedir. Ancak bazı kesitlerde görülen klinopiroksenler metamorfizma derecesinin, granülit fasiyesinin geçiş zonuna karşılık gelen K'lu feldspat-sillimanit zonuna kadar çıkmış olabileceğine işaret etmektedir (Çizelge 4.2).

Metamorfizmanın oluşum koşulları ile ilgili olarak mineral parajenezlerine göre elde edilen bulgular jeotermobarometrik yöntemlere göre elde edilenler ile uyumludur. Yeşil şist-amfibolit geçişinin 500-550 °C arasında, amfibolit-granülit geçişinin de 700-725 °C arasında olduğu bilinmektedir. Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda (GBPG); granat-biyotit Fe \leftrightarrow Mg değişim termometresine (Ferry ve Spear, 1978) göre hesaplanan sıcaklıklar 550-810 °C arasında değişmektedir. Bu duruma göre GBPG ların oluşum sıcaklıkları amfibolit fasiyesinden başlayan ve granülit fasiyesinin alt seviyelerine kadar olan sıcaklık koşullarını yansıtmaktadır. Bu kayaçlarda granat-biyotit-plajiyoklas-kuvars (GBPQ) jeobarometresine (Hoisch, 1990) göre hesaplanan basınçlar (4-8 kbar) da amfibolit ve alt granülit fasiyesi koşulları ile uyumludur. Amfibolitlerde amfibol jeobarometresine (Johnson ve Rutherford, 1989) göre hesaplanan basınçlar 5.6-6.8 kbar arasında, plajiyoklas-amfibol jeotermometresine (Blundy ve Holland, 1990) göre hesaplanan sıcaklıklar da 747 ± 40 °C dir. Jeotermobarometrik yöntemlere göre hesaplanan bu basınç ve sıcaklıklar da amfibolit fasiyesinin üst seviyeleri ile amfibolit-granülit geçişini yansıtmaktadır.

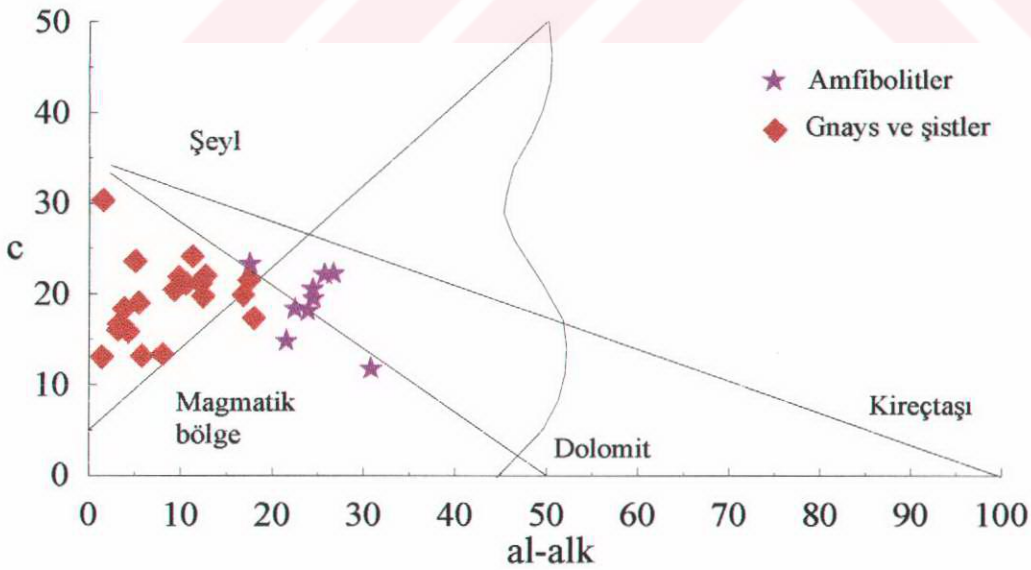
4.1.2.4. Köken Ayrımı

Yöre metamorfitlelerinin köken kayaçlarını araştırmak için değişik diyagramlar ayırtman olarak kullanılmıştır. Bu amaçla bölgesel gnays şist ve amfibolitlere ilişkin kimyasal analiz değerleri bu diyagramlara uygulanmıştır. Bu alt bölümde bölgesel metamorfitlelerin öncelikle magmatik veya tortul kökenli olup olmadıkları irdelendikten sonra köken kayaçlarının neler olabileceği tartışılacaktır.

Şekil 4. 1 ve 2' de bölgesel gnays ve şistlerin tortul kökenli, amfibolitlerin ise magmatik kökenli oldukları görülmektedir. Şekil 4.1'deki eğri çizgi bazik kayaçlarda bilinen magmatik farklılaşmayı göstermektedir. Magmatik farklılaşmada mg ile c arasındaki ilişki değişkendir ve çoğunlukla farklılaşma safhasına bağlıdır. Bu nedenle bazik magmalarda kristalizasyonun erken safhalarında genellikle c' deki belirgin artmaya karşılık mg' nin azalmasına olivin ile klinopiroksenlerin kristalleşmesi ve kalsik plajiyoklasların birikimi sebep olmaktadır. Bununla birlikte, daha sonra plajiyoklasların gittikçe albitik özellik kazanmaları ve klinopiroksenlerin azalmaları c ile mg'nin birlikte azalmasına sebep olmaktadır. Buna karşılık pelitik kayaçlar çeşitli oranlarda dolomit ile karışıklarında Niggli mg' de sistematik bir artış si, al ve alk' de bir azalma olmaktadır. Bu bakımdan pelitlerin kireçtaşı ve dolomit veya her ikisiyle birlikte karışması mg-c diyagramında sağa eğimli bir profil oluşturmaktadır (Leake, 1964). Karadağ metamorfitleleri gnays ve şistlerinin magmatik yönseme ile bir paralellik göstermemesi ve pelitik bölge etrafında toplanmaları bunların kısmen pelitik bir kökenden gelen çökeller olma ihtimallerini artırmaktadır. Buna karşılık amfibolitler tipik olarak magmatik yönsemeyi izlemektedir. Bunların kökenini oluşturan kayaçlar bazik magmatik kayaçlardır. Ayrıca granoblastik poligonal doku göstermeleri de köken kayaçlarının bazik derinlik kayaçları olabileceğine işaret etmektedir. Amfibolitlerin kimyasal bileşimleri ise Şekil 4.1 de görüldüğü gibi farklılaşmanın erken safhasının üst seviyelerinden başlayarak farklılaşmanın orta seviyelerine kadar devam eden kayaçlara işaret etmektedir. Amfibolitler bu dokusal ve kimyasal özellikleri bakımından bir sonraki bölümde irdelenecek olan Demirkent plütönu kayaçlarına benzemektedirler. Niggli al-alk' ya karşı Niggli c diyagramı gnays ve şistler için daha ayırtmandır (Şekil 4.2). Diyagramda herhangi bir yönseme göstermeyen gnays ve şistlerin şeyl, amfibolitlerin ise magmatik alanda toplandıkları görülmektedir.



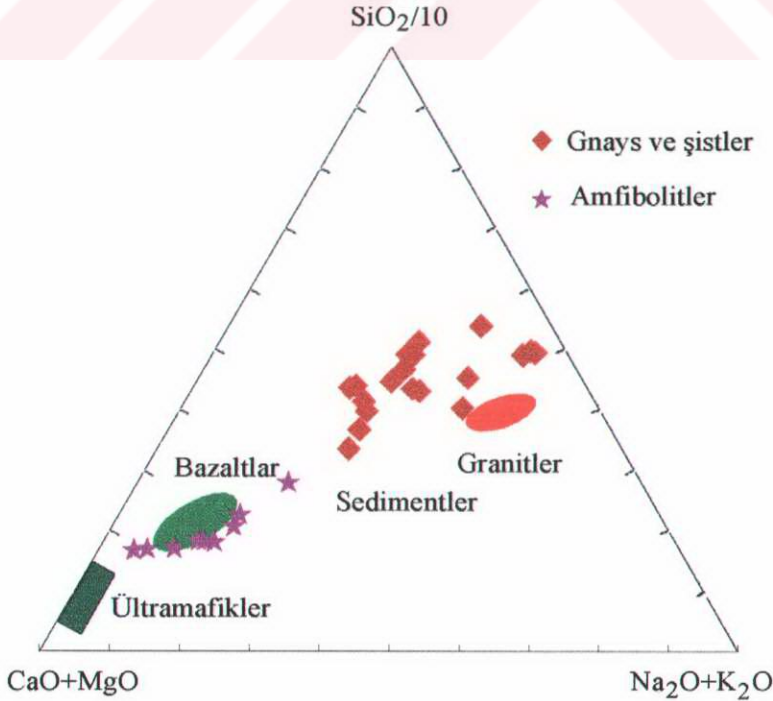
Şekil 4.1. Karadağ metamorfitlerinin Niggli mg' a karşı c diyagramı. Amfibolitler kuvvetli olarak magmatik yönsene gösterirken, gnays ve şistler pelitik ve yarı pelitik bölge etrafında toplanmaktadır (Leake, 1964)



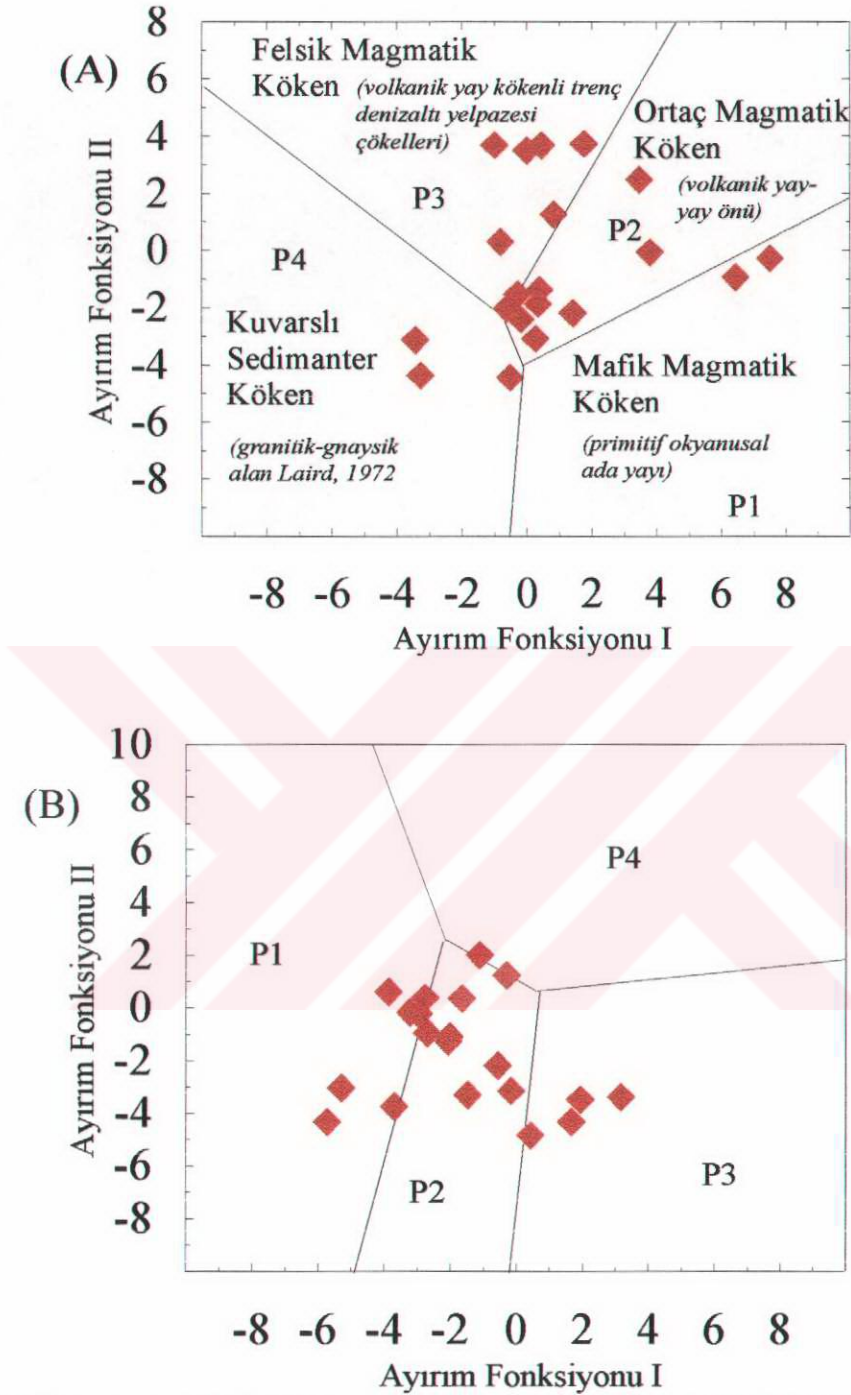
Şekil 4.2. Karadağ metamorfitlerinin Niggli al-alk' ya karşı Niggli c değişim diyagramı. Düz çizgiler şeyl-kireçtaşı ve şeyl-dolomit karışımlarını göstermektedir (Leake, 1964)

Benzer ilişkiler ana oksitlere göre oluşturulan $\text{SiO}_2 / 10 - \text{CaO} + \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diyagramında (Şekil 4.3) görülmektedir. Bu diyagramda $\text{CaO} + \text{MgO}$ köşesi mafik kayaların mafik minerallerce zenginleşmesini, $\text{SiO}_2 / 10 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ eksenini ise felsik ve ortaç bileşimli kayaların SiO_2 ve alkalilerce bolluğunu göstermektedir (Taylor ve McLennan, 1985). Bölgesel metamorfitleerin meta-sedimentler, granitler, bazaltlar ve ultramafikler ile karşılaştırıldığı diyagramda; gnays ve şistlerin granitik köken ile yakından ilişkili meta-sedimentler; amfibolitlerin ise bazalt ile kuvvetli bir benzerliğe sahip oldukları görülmektedir.

Gnays ve şistler sedimanter kökenli olduklarından kumtaşı ve silt taşlarının köken kayalarının tahmin edilmesinde kullanılan diyagramlar bunlar için de kullanılabilir. Roser ve Korsch (1988) kumtaşı ve silttaşlarının Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , K_2O , Na_2O içeriklerini kullanarak Ayırım I ve Ayırım II fonksiyonlarını oluşturmuş ve bu fonksiyonlara göre köken ayırım diyagramları geliştirmiştir. Ayırım I' e karşı Ayırım II diyagramında sırasıyla P1 (mafik) bazaltik ve daha az andezitik, P2 (ortaç) çoğunlukla andezitik, P3 (felsik) asit volkanik ve volkanik ve P4 (tekrar taşınan) olgun, çok döngülü kuvarslı kırıntılıları temsil



Şekil 4.3. Karadağ metamorfitleerinin $(\text{SiO}_2 / 10) - (\text{CaO} + \text{MgO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ diyagramında dağılımı (Taylor ve McLennan, 1985' den).

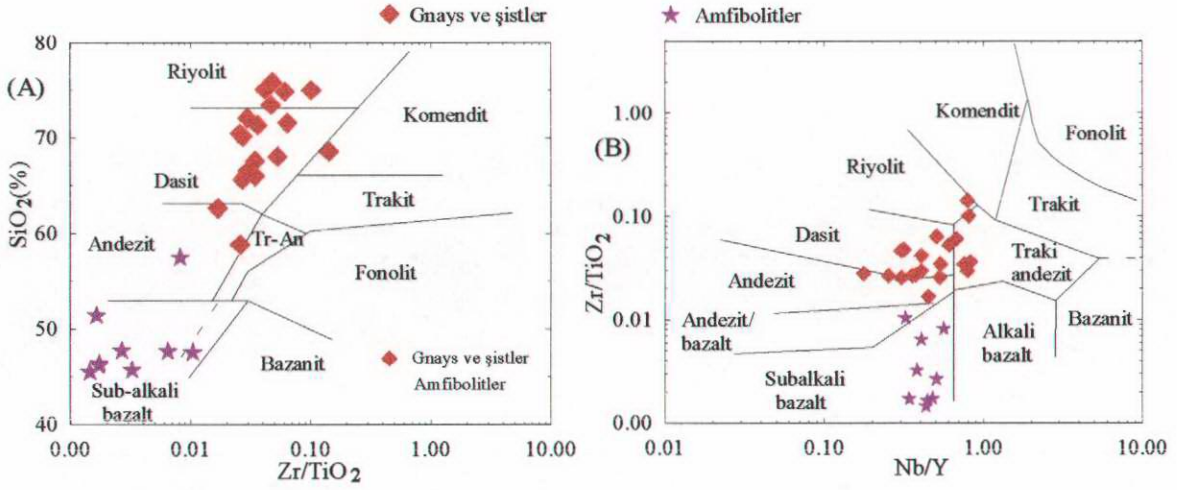


Şekil 4.4 Gnays ve şistlerin (A) ana oksitlere ve (B) ana oksit/ Al_2O_3 ' e göre oluşturulan Fonksiyon I ve Fonksiyon II köken ayırım diyagramlarındaki dağılımları (Roser ve Korsch, 1988). P1 = mafik magmatik köken, P2 = ortaç magmatik köken, P3 = felsik magmatik köken, P4 kuarşlı sedimanter köken

etmektedir. Ancak bu diyagram daha çok biyojenik kırıntılar içermeyen veya bunlara göre düzeltilen kumtaşları için kullanılırken, oksit/ Al_2O_3 oranlarına göre oluşturulan fonksiyonlar ve diyagram ise biyojenik kırıntılar içeren kumtaşları içinde kullanılır (Şekil 4. 4 A, B). Ayırım I' e karşı ayırım II diyagramında gnays ve şistlerin tek bir alanda toplanmadığı görülmektedir (Şekil 4.4 A). Nötr magmatik köken ile felsik magmatik köken alanlarında bir yoğunlaşma olmaktadır. Oksit/ Al_2O_3 oranlarına göre oluşturulan köken ayırım diyagramında da benzer sonuçlar elde edilmekle birlikte nötr magmatik köken alanında bir yoğunlaşma söz konusudur (Şekil 4.4 B). Her iki diyagramda da gnays ve şistlerin mafik magmatik kökenden felsik magmatik kökene doğru bir yönseme gösterdikleri dikkati çekmektedir.

Winchester ve Floyd (1977) tarafından volkanik kayaçlar için geliştirilen Zr/TiO_2-SiO_2 ve $Zr/TiO_2-Nb/Y$ diyagramlarında kullanılan elementler alterasyon, diyajenez ve metamorfizma sırasında son derece hareketsiz olduklarından (Pearce, 1983) metamorfitleerin kaynak alanları ile ilgili bilgiler verebilir. Bununla birlikte alan sınırları güncel volkanik malzemelere göre oluşturulan diyagramların karışık metamorfik geçmişi olan kayaçlara uygulanmaları sakıncalı olabilir (Pharaoh ve Pearce, 1984). Karadağ metamorfitlelerinin gnays ve şistleri bu diyagramlarda andezit dasit ve riyolit alanlarına, amfibolitleri ise subalkali bazalt alanlarına düşmektedirler (Şekil 4. 5 A ve B). Diyagramlardan elde edilen sonuçlar diğer diyagramlara göre elde edilen köken bulgularını desteklemektedir. Sonuç olarak gnays ve şistlerin andezit gibi ortaç kökenden gelen grovaklar ile dasit, riyolit veya granit gibi felsik kökenden gelen arkozların, amfibolitlerin ise bazalt veya gabro gibi mafik kayaçların metamorfizması ile oluştuğu söylenebilir.

Amfibolitler gnays ve şistler içinde siller veya mercekler şeklinde bulunurlar ve birincil dokusal özelliklerini genellikle korumuşlardır. Bunlar kısmen yönelim oluşturan taneli dokuları ile Demirkent plütönu kayaçlarına benzerler. Bu bakımdan amfibolitler, bölgesel gnays ve şistlerin metamorfizması sırasında yay ortamına sokulum yapmış Demirkent plütönunun gnays ve şistler içerisine siller şeklinde girmiş uzantıları olabilir. Metamorfizma etkilerinin sadece gnays ve şistler içerisindeki mercekli amfibolitlerde görülmesi, gabroların oluşum sıcaklığı ve hacimleri ile ilişkilidir. Gabrolar 900-1000 °C civarında oluşum ısısına sahip kayaçlardır. Gnays, şist ve amfibolitlerin mineral jeotermometresi ile hesaplanan



Şekil 4.5. Karadağ metamorfitlelerinin (A) Zr/TiO_2 - SiO_2 ve (B) Nb/Y - Zr/TiO_2 diyagramları (Winchester ve Floyd, 1977)

oluşum ısıları ise 550-810 °C dir. Bölgesel metamorfizma olayının devam ettiği bir alana gabroyik magmanın büyük hacimler halinde yerleşmiş olanları (örneğin, Demirkent plütunu) metamorfizmadan etkilenmezler. Ancak mercekler şeklindeki küçük kütleler metamorfizma etkilerine maruz kalabilirler. Amfibolitlerin içerisindeki klinopiroksenlerin yoğun bir şekilde amfibolleşmeleri ve opaklaşmaları gabroyik magma içerisinde kalıntı (restit) olarak bulunan klinopiroksenlerin birden oluşum ısılarının çok altında ısısal ortama girdikleri ve dengelerini kaybettikleri şeklinde yorumlanabilir. Klinopiroksenlerin bu özellikleri de amfibolitlerin gneys ve şistlerin bölgesel metamorfizması sırasında siller şeklinde yerleşmiş olabileceklerini gösterebilir.

4.1.3. Gerileyen Metamorfizma

İlerleyici metamorfizma sırasında oluşan metamorfik kayalarda mineraller kapanlandıktan sonra genellikle ısı ve basıncın azalması ve akışkan fazın etkisi ile meydana gelen yeni mineralojik dengeler gerileyici metamorfizmayı oluştururlar. Bu olay ilerleyici metamorfizma sırasında oluşan yüksek derecelere özgü minerallerin ayrışarak düşük derecelere dönüşmesi şeklinde olmaktadır. Bu şekilde oluşan mineraller ilerleyici bölgesel metamorfizma sırasında oluşan mineral yönelimlerine uymayan yönelimler veya kuralsız yönelimler sunarlar. İnceleme alanındaki metamorfik kayaların hepsinde gözlenen gerileyici

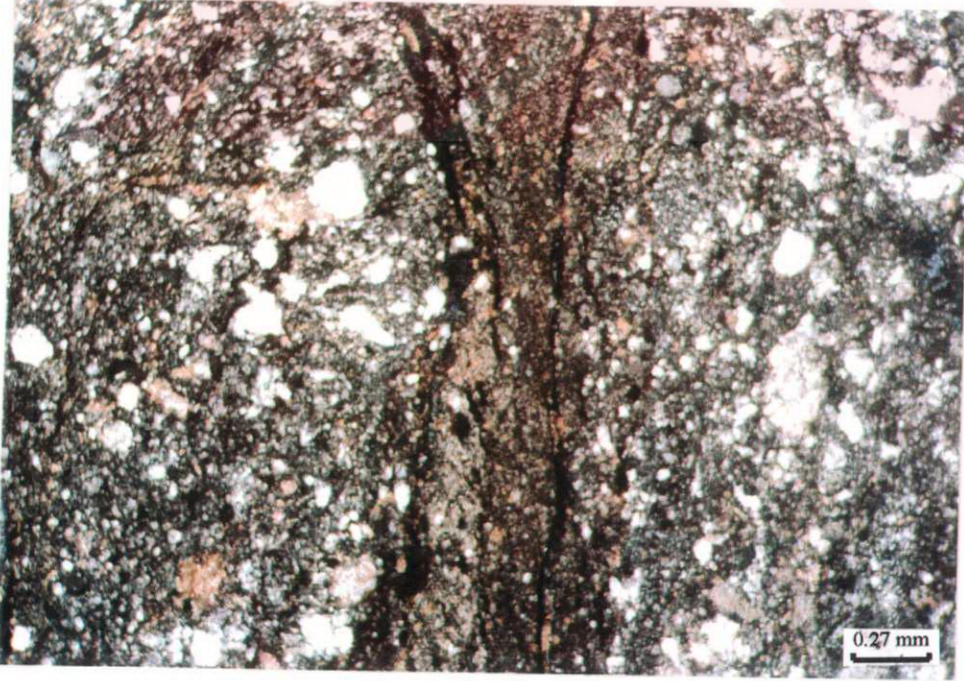
metamorfizma özellikle şistlerde daha yaygındır. Granat biyotit plajiyoklas gnaysların bazılarında gözlenen ve birincil mineral yönelimlerine aykırı yönelimler sunan muskovitler büyük bir olasılıkla gerileyici metamorfizma ürünüdür. Bu şekildeki muskovitler genellikle yelpaze yapısı da sunabilmektedirler. Ayrıca kordiyeritlerin serizitik hamur haline dönüşmeleri, granatların serizitleşmeleri, kordiyeritleşmeleri de bu kayalarda gerileyici metamorfizmaya verilebilecek diğer örneklerdir. Gerileyici metamorfizma şistlerde en güzel biyotitlerde görülmektedir. Bunlarda biyotitler belirgin olarak kloritleşmişlerdir. Amfibolitlerde ise bu olay klinopiroksenlerin amfibol ve hematite dönüşümü şeklinde görülmektedir.

4.1.4. Kataklastik Metamorfizma

Güneybatıdan inceleme alanına giren Niksar-İspir Yusufeli-Ardanuç fayı, Ormandibi Köyü'ne kadar olan kısımda Kınalıçam volkanik karmaşığını kuzeybatı yönünde Eosen yaşlı Yağmuralan formasyonu üzerine itmiştir. Kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda uzanan bindirme Ormandibi Köyü yakınlarında doğudan batıya doğru Kınalıçam, Demirkent ve Yusufeli bindirmesi olmak üzere üç kola ayrılmaktadır. Üç bindirme fayı da güneydoğuda kalan blokları kuzeybatı yönünde diğer bloklar üzerine itmiştir (Bkz Ek-1 ve 2). Bu nedenle inceleme alanında fay zonları boyunca nispeten yaygın bir kataklastik metamorfizma görülür. Özellikle stabilize yollar ve vadilerin fay zonlarından geçtiği kesimlerde kataklazma etkisi belirgindir (Şekil 4.6). Buralarda malzemenin cinsine de bağlı olmakla birlikte genellikle kırmızı renk tonları hakimdir. Malzeme boyları milimetreden bir kaç santimetreye kadar değişmekle birlikte ince malzeme daha yaygındır. Malzemenin boyları ezilme zonunun derinliği ile ilişkilidir. Yüzeğe yakın kesimlerde megabreş (> 0.5 m) ve breş(1-500 mm) adı verilen malzemeler görülür. Derin kısımlara doğru mikrobreş (< 1 mm), kataklasit ($\leq \sim 10$ mm) ve milonitlere geçilmektedir. Yönlü yapıların geliştiği milonitler sıcaklığın 250- 300 ° C nin üzerine çıktığı yaklaşık 10 km derinlikten sonra oluşurlar (Twiss ve Moores, 1992). İnceleme alanındaki kataklastik kayalar içerdikleri malzeme boylarına göre genellikle mikro breş, yer yer de breş ve kataklasittir. Milonitlere rastlanmamıştır. Ancak kataklasitlerdeki hamur yer yer milonitlere benzer şekilde yönelimler sunar. Kınalıçam volkanik karmaşığından alınan ince taneli örneklerin mikroskopik incelemelerinde



Şekil 4.6. Yusufeli Bindirmesinin boyunca gelişen fay zonunun Muzrat Yaylası güneyindeki görünümü

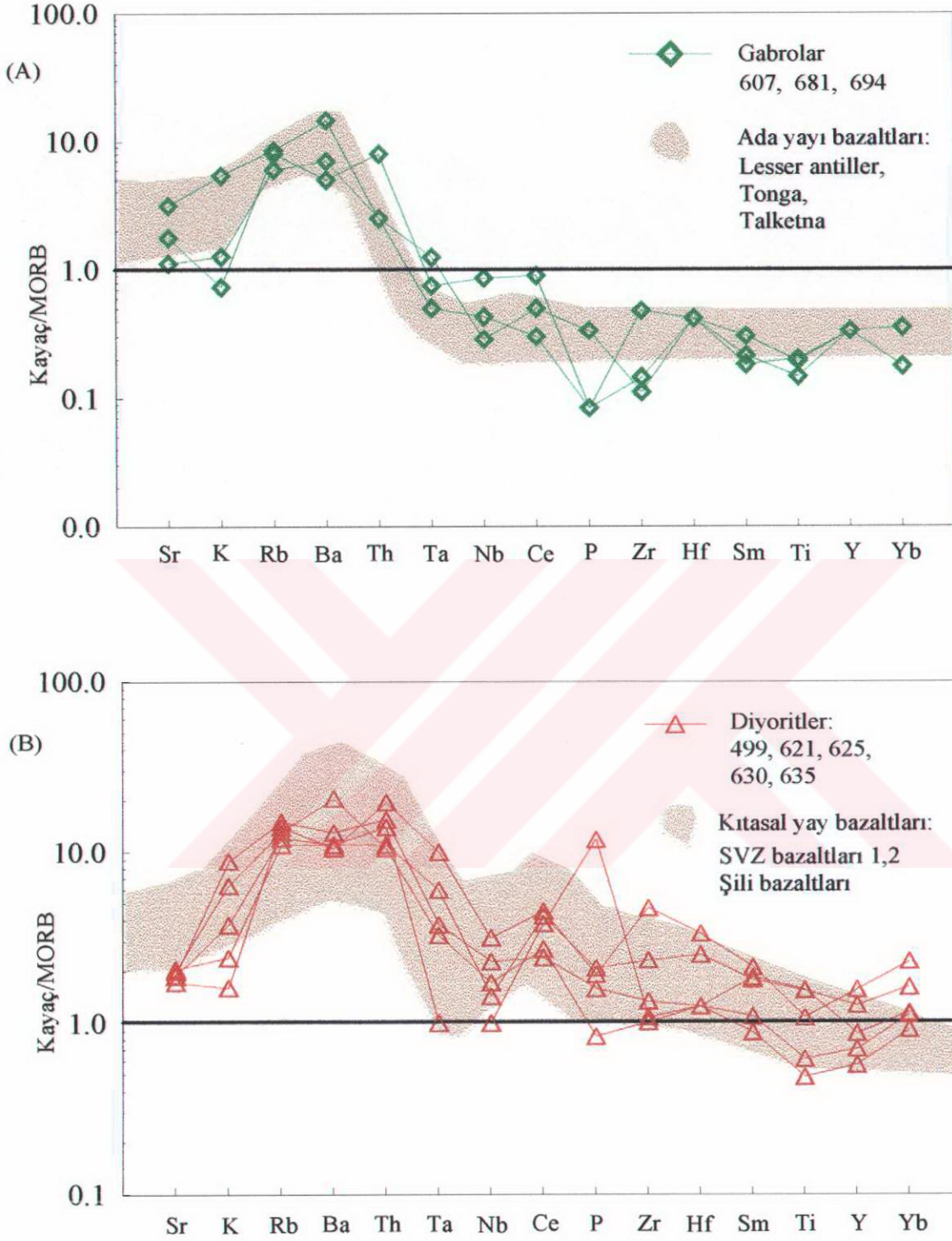


Şekil 4.7 İspir-Yusufeli-Ardanuç Fayı boyunca gelişen fay zonundan alınan kataklastik kayaç örneğinin (Yağmuralan Mahallesi'nin doğusu) mikroskopik görünümü. Fotorafta görüldüğü gibi ufalanma oldukça ileri derecededir ve en büyük dane boyu 50-60 μm kadardır.

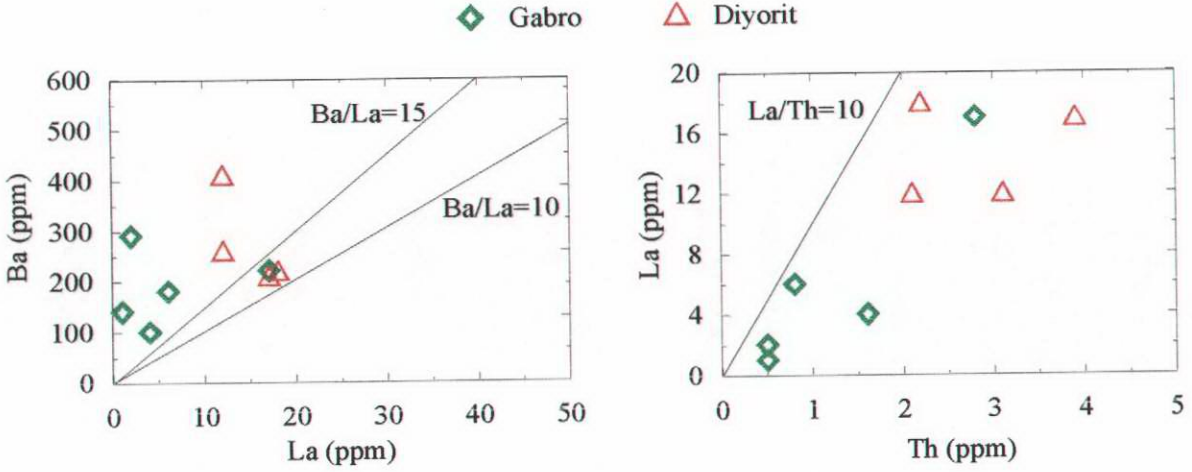
kahve renkli mikrogronü bir hamur içerisinde 50-60 μm boylarında kuvars ve plajiyoklas taneleri görülür (Şekil 4.7). Breşlerde ise kısmen gelişen bir hamur içerisinde kırıklı yapıda iri plajiyoklas ve kuvars taneleri mevcuttur. Ayrıca bunlarda kırıklar boyunca hematit kırmızısı renginde bir demiroksit getirimi de yaygındır.

4.2. Demirkent Plütonunun Yitimle İlişkili Kayaçlar ile Karşılaştırılması

Şengör ve diğ (1980) inceleme alanındaki kayaçları okyanusal ve kıtasal topluluk olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Bunlardan Paleozoyik yaşlı gabroyik Demirkent plütonu kayaçlarını ofiyolitik topluluğa, Karadağ metamorfiteğini de kıtasal topluluğa dahil etmektedirler. Bu sınıflandırmadan hareketle kurdukları plaka tektoniği ile ilişkili modelde okyanusal topluluk ile kıtasal topluluğun Orta Jura' da tektonik olarak birleştiğini ileri sürmektedirler. Adamia ve diğ.,(1995) ise aynı kayaçlardan "Ahalt masifi" adı altında bahsetmektedir. Araştırmacılar bu çalışmalarında inceleme alanındaki gabro ve diyabazların şiddetle amfibolleştiğini, kimyasal bileşimlerinin çok belirgin bir toleyitik trend ile okyanusal bazalt ve plütonik kayaçlara benzediğini ileri sürmektedirler. Bu nedenle, Demirkent plütonu kayaçlarının jeokimyasal olarak yitimle ilişkili kayaçlar ve okyanus ortası sırtı bazaltları ile karşılaştırılmasının uygun olacağı düşünülmüştür. Ada yayı kayaçları Sr, K, Rb, Ba ve bazen de Th gibi büyük iyon yarı çaplı litofil elementler (LILE) ve hafif nadir toprak elementler (LREE) bakımından okyanus ortası sırtı bazaltlarına (MORB) göre tipik olarak belirgin bir zenginleşme gösterirler. Bu zenginleşmenin yiten okyanus kabuğundan kaynaklandığı düşünülmektedir (Pearce, 1982; Le Bel ve diğ., 1985; Arculus ve Powell, 1986). Ayrıca ada yayı kayaçları okyanus ortası bazaltlarına göre Nb, Zr, Hf, Ti, Y gibi yüksek çekim alanlı elementlerce (HFSE) fakirleşmişlerdir. Bu göreceli zenginleşmeler ve fakirleşmeler en güzel MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramlarında görülmektedir. Demirkent plütonundan seçilen örneklerin ada yayı ve kıtasal yay bazaltları ile birlikte MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılımları Şekil 4.8' de verilmektedir. Gabrolar (607, 681, 694) MORB' a göre LILE bakımından zenginleştikleri ve HFSE bakımından da fakirleştiklerinden tipik olarak ilksel ada yayı karakteristiklerini göstermektedirler. İleri derecede farklılaşmış bazı gabro ve diyoritler (499, 621, 625, 630, 635) ise MORB' a göre genel olarak yüksek LILE ve düşük HFSE içerikleri ile kıtasal



Şekil 4.8. Demirkent plütönu gabro ve diyoritlerinin MORB' a göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılımlarının ada yayı ve kıtasal yay bazaltları ile karşılaştırılması (Şili bazaltları, Lesser Antiller ve Tonga, Pearce 1983; Talkeetna, DeBarı ve Sleep, 1991, Southern volcanic zone (SVZ) bazaltları 1,2, Hickey ve diğ., 1986' dan). Demirkent plütönu kayaları tipik olarak yitimle ilişkili olarak oluşmuş bazaltlara benzer dağılım göstermektedirler



Şekil 4.9. Demirkent plütönu kayaların Ba/La ve Th/La oranlarını gösterir Ba-La ve La-Th değişim diyagramları

yaylardaki bazaltlara benzemektedirler. Gerek ana ve iz element değişim diyagramları, gerekse REE diyagramları kıtasal yay biçimli uyumsuz element dağılımlarının (diyoritler; Şekil 4.8 A) ada yayı biçimli dağılımdan (gabrolar; Şekil 4.8 B) itibaren kesirli kristallenme ile oluştuğunu göstermektedir.

Diğer taraftan Ba' a karşı La ve La' a karşı Th iz element değişim diyagramları da Demirkent plütönünün bir ada yayı veya kıtasal yaya ait olduğunu göstermektedir (Şekil 4.9). Diyagramda görüldüğü gibi Demirkent plütönu kayaların Ba/La oranları 12-145 arasında, La/Th oranları ise 2-8 arasında değişmektedir. Ada yaylarında $Ba/La > 15$ ve $La/Th < 10$ olduğu dikkate alındığında (Gill, 1981) Demirkent plütönünün bir ada yayında oluşmuş olduğu görülür.

4.3. Sebzeçiler Granitoyidi Kayaların Plajiyogranitler ile Karşılaştırılması

Şengör ve diğ., (1980) Şengör ve Yılmaz, (1981) gabroyik Demirkent plütönünün farklılaşmış ürünleri olarak kabul ettikleri Sebzeçiler granitoyidi kayalarını yukarıda sözü edilen okyanusal topluluğa dahil ederek Triyas (Permiyen ?) dan Erken Juraya kadar olan zaman aralığında oluştuklarını ileri sürmektedirler. Benzer bir yaklaşım Adamia ve diğ., (1995) tarafından yapılmıştır. Bunlar Sebzeçiler granitoyidi kayalarının okyanusal toleyit karakterinde olduklarını belirterek, Demirkent plütönu ve Liyas yaşlı volkanikler ile birlikte

yay gerisi havza tipi ofiyolitik topluluk olarak yorumlamışlardır. Plajiyogranit adı altında değindikleri asidik kayaçların K_2O içeriklerinin çok düşük olduğunu ve jeokimyasal olarak okyanusal eğilime sahip olduklarını ileri sürmüşlerdir. Bu nedenle Sebzeciler granitoyidi kayaçları dokanak ilişkileri, hacimsel boyutları ve mineralojik bileşimleri bakımından plajiyogranitler ile karşılaştırılmıştır.

Plajiyogranitler ofiyolitlerdeki gabrolarla sıkı ilişki içerisindeyler. Bu bakımdan bir çok araştırmacı bunların ofiyolitlerdeki gabroların bir parçası olduğunu ve tonalitten albit-granite kadar olan bileşimsel değişimleri nedeniyle de ofiyolit istifindeki farklılaşmanın son ürünü olduklarını ileri sürmektedirler (Wilson, 1959; Thayer, 1963; Coleman ve Peterman 1975). Ofiyolit istiflerinin detaylı haritalanması plajiyogranitlerin hacimsel olarak istifteki mafik ve ultramafik kayaçların % 2' sinden az olduğunu göstermektedir (Wilson, 1959; Thayer ve Himmelberg, 1968). Plajiyogranitler ile mafik kayaçlar arasındaki dokanak ilişkisi genellikle belirgin değildir. Bununla birlikte ofiyolitlerle ilişkili plajiyogranitlerin ofiyolitleri keserek yerleşmedikleri açıktır. Bir çok yerde bu kayaçlar alttaki kümülatif gabrolar veya daha az olarak da üstteki diyabaz daykları ile iç içe girmiş ve çoğunlukla tedrici bir geçişe sahip olarak görülürler. Diyabaz daykları içerisinde küçük kütleler veya paralel dayklar şeklindeki bazı örnekleri de vardır (Thayer ve Himmelberg, 1968; Thayer, 1974).

Sebseciler granitoyidi dokanak ilişkileri bakımından incelendiğinde sadece gabroları kesmediği, aynı zamanda Karadağ metamorfite ile de dokanak oluşturduğu açıkça görülmektedir (Bkz Şekil 3.1). Diğer taraftan gabroyik Demirkent plütunu kayaçları ile olan dokanaklarında plajiyogranitlerde olduğu gibi tedrici bir geçiş yoktur. Buradan granitoyide ait kayaçların gabroyik Demirkent plütunu kayaçlarından farklılaşma yolu ile oluşmadıkları sonucu çıkarılabilir. Sebzeciler granitoyidi 24 km² lik yüzeyleme alanı ile Demirkent plütonuna yakın bir büyüklüğe sahiptir. Diğer bir ifade ile gabroyik Demirkent plütunu kayaçlarının farklılaşması ile oluşmuş olamayacak kadar büyüktür. Plajiyogranitler ise çoğunlukla ince damarlar veya küçük stoklar halindedir (Coleman ve Peterman, 1975; Flagler, ve Spray, 1991). Bu bakımdan da Sebzeciler granitoyidi kayaçlarının plajiyogranit olma olasılıkları yoktur. Ayrıca plajiyogranitlerin Q-A-P üçgeninin kuvars-plajiyoklas eksenindeki albit-granit, diyorit, tonalit ve trondjemit şeklindeki toleyitik değişimine karşılık (Coleman ve Peterman, 1975); Sebzeciler granitoyidi kayaçları kuvarslı diyoritten

granodiyorite doğru farklılaşan düşük K' lu tronjemitik bir değişime sahiptir (Bkz. Şekil 3.78).

Granitoyide ait kayaçların okyanus sırtı granitlerine (ORG) göre normalleştirilmiş uyumsuz element diyagramlarında (Bkz Şekil 3.95), ORG' a göre zenginleşmiş LIL element ve fakirleşmiş HFS element içerikleri ile de plajiyogranitlerden ayrılırlar (Pearce ve diğ., 1984). Granitoyid bu özellikleri ile Pearce ve diğ., (1984) nin volkanik yay granitlerine (VAG) benzemektedir.

4.4. Sebzeciler Granitoyidinin Yerleşimi

Granitoyid plütonların iki boyutlu yüzeyleme şekilleri daireselden elips ve hatta çizgisele kadar değişir. Bunda yaşlı kayaçların geçirdikleri ana deformasyonun yaşı, kazandıkları yapısal unsurların miktarı ve plütonun yerleşim yaşı önemlidir. Çizgisel şekilli yüzeyleme alanına sahip granitoyid plütonların oluşumunda yapısal unsurlar birinci derecede öneme sahiptir (Sharma, 1980; Charoy, 1986; Hanson ve diğ., 1988). Sebzeciler granitoyidi biri büyük diğeri küçük olmak üzere iki stoktan meydana gelmektedir. Uzun eksenli kuzey-güney doğrultusunda uzanan büyük stok çizgisel, uzun eksenli kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda uzanan küçük stok ise çizgisele yakın elips şeklinde bir yüzeyleme alanına sahiptir. Sebzeciler granitoyidi bu yüzeyleme şekli ile yapısal (kırık) kontrollü bir granitoyid olduğunu düşündürmektedir.

Granitoyidlerin üç boyutlu şekillerini belirlemek daha da zordur. Topografik röliyef, saha gözlemleri, deneysel çalışmalar ve jeofiziksel verilere dayanılarak granitoyidlerin dom, ters dönmüş gözyaşı damlası, mantar ve düzlemsel şekilli oldukları ortaya konmuştur (Lynn ve diğ., 1981; Bateman, 1984; Michael,1984). Sebzeciler granitoyidinin kuzey-güney doğrultulu batıdaki uzun kenarına ait noktaların vadi ve sırtlarda yaklaşık aynı düşey düzlem üzerine düşmesi, bu sınırın düşey bir düzlem şeklinde olduğunu göstermektedir. Yüzeylemenin kuzey ve güneydeki kısa kenarları ise Demirkent plütonu kayaçları ile ardışıklı ve uzun kenara paralel dayklar şeklindedir. Bütün bu dokanak özellikleri ve yüzeyleme şekli Sebzeciler granitoyidinin düzlemsel şekilli bir granitoyid olduğunu göstermektedir.

Çizgisel veya düzlemsel şekilli granitoidler transtensional veya doğrultu atımlı deformasyonlara bağlı olarak gelişmektedirler. Bu durumda magmanın içine yerleştiği temel durumundaki kayaçlarda yanıl yer değıştirmeler olmaktadır. Magmanın kendisi kırıkları oluşturabileceği gibi, daha önce oluşmuş kırık yollarını da kullanabilir. Bu kırıklara zorlayıcı (forceful injection) veya pasif bir şekilde yerleşebilir (Clarke, 1992).. Zorlayıcı bir şekilde yerleşmesi durumunda yan kayaçlar yukarıya veya yanlara doğru zorlanmakta, tabakalanma, foliasyon ve lineasyon gibi yapılar da sapmalar meydana gelmektedir. Pasif yerleşme durumunda ise yan kayaçların yanıl hareketlerine bağlı olarak kırıklar açılmakta ve dayklar meydana gelebilmektedir (Clarke, 1992). Sebzeçiler granitoidinin çizgisel veya düzlemsel yüzeyleme şekli ve Demirkent plütunu ile ardışıklı dayk şeklindeki dokanak özellikleri yanıl hareketlere bağlı olarak gelişen kırıklara pasif bir şekilde yerleştiğini göstermektedir. Bu bakımdan transtensional veya doğrultu atımlı deformasyonlara bağlı olarak gelişmiş olduğu söylenebilir. Yaklaşan plaka kenarlarında; yay önünde kompresif, yay içinde kesme ve yay gerisinde ise ekstansiyonel gerilmeler etkin durumdadır (Nakamura ve Uyeda, 1980). Bu açıdan Sebzeçiler granitoidi, Hersiniyen orojenezi sırasında makaslama gerilmeleri etkisi altında kalan yay ortamına yerleşen granitoid durumdadır.

Granitoid plütunların yerleşme derinlikleri arazi gözlemleri ve birlikte oluşan mineral çiftlerinde gerçekleştirilen jeotermobarometrik hesaplamalara göre yapılmaktadır. Sığ derinliklere yerleşen granitoidler yerli kayaçlar ile keskin ve uyumsuz dokanağa sahip olup, yan kayaçlardan izole edilmiş durumdadırlar. Dokanak fasiyesleri genellikle ince tanelidir. Diğer kısımlarda porfiritik ve granofirik olmaktadırlar. Yan kayaçların metamorfizma derecesi yeşil şist veya amfibolitin alt seviyeleridir. Sığ granitoidlerde görülebilen diğer özellikler olarak pegmatit daykları, hidrotermal alterasyon, breş daykları, yakınlardaki eş yaşlı volkanikler ve oldukça yaygın yerli kayaç ksenolitleri sayılabilir (Clarke , 1992).

Sebzeçiler granitoidi yerli kayaçlardan gabroyik Demirkent plütunu ile keskin ve uyumsuz dokanağa sahiptir ve izole edilmiş durumdadır. Dokanak kesimlerinde ince taneli tonalitler yaygındır. İç kısımlarda genellikle taneli dokuya sahip olan granitoid özellikle Sathe Sırtı civarında granofir özelliğindedir. Büyük eksenini kuzeydoğu-güneybatı doğrultuü küçük stok çok yaygın bir şekilde Demirkent plütunu ksenolitlerini içerir. Yaygın olarak çatlak dolgusu şeklinde epidot içermeleri hidrotermal alterasyona uğradıklarına işaret

eder. Granitoyidin bu yapısal ve dokusal özellikleri sıg derinliklere yerleşmiş olduğunu göstermektedir. Ancak Karadağ metamorfitlelerinin metamorfizma derecelerinin amfibolit-alt granülüt fasiyesi arasında olması bu görüş ile çelişir durumdadır. Buna karşılık Sebzeciler granitoyidinin tektonomagmatik diyagramda (Bkz. Şekil 3.94) da görüldüğü gibi çoğunlukla sin-orojenik bir granitoyid olması, yükselen bir metamorfik temele yerleştiğini göstermektedir. Bu durumun böyle olduğu Karadağ metamorfitleleri ve Sebzeciler granitoyidindeki mineral çiftlerinde gerçekleştirilen jeotermobarometrik hesaplamalarda da görülmektedir.

Metamorfitlelerdeki amfibolitlerde Al-jeobarometresine (Hammarstrom ve Zen, 1986; Johnson ve Rutherford, 1989) göre hesaplanan basınçlar 5.6-6.8 arasındadır. Bu basınçlara karşılık gelen kristallenme derinlikleri $P = h.d.g$ formülüne göre 21-25.6 km arasındadır. Burada P: basınç (bar), h: derinlik (m) d: yoğunluk (litostatik basınç için 2.7 gr/cm^3), g: gravite sabiti (0.0981) dir. Granat-biyotit-plajiyoklas gnayslarda GBPQ jeobarometresine (Hoisch, 1990) göre daha geniş bir aralık da değişen basınçlar (4-8 kbar) elde edilmiştir. Yüksek basınçlar mineral birlikteliklerinin merkezi kısımlarına, düşük basınçlar ise kenar kısımlara karşılık gelmektedir. Minerallerin kristallenme basınçlarının kenar ve merkezi kısımları arasındaki bu farklılık metamorfitlelerin yükselen bir temel durumunda olduğunu göstermektedir. Metamorfitlelerde birlikte oluşan minerallerin merkezi kısımları için yukarıda tanımlanan formüle göre 30 km, kenar kısımları için ise 15 km lik kristallenme derinlikleri bulunmaktadır. Kristallenme derinliklerdeki bu değişimler metamorfik temelin gittikçe sığlaştığını gösterebilir. Sebzeciler granitoyidi tonalitlerinde Al-jeobarometresine göre hesaplanan basınçlar hornblendlerin merkezi kısımlarından (4 kbar) kenar kısımlarına doğru (1 kbar) azalmaktadır. Bu basınçlara karşılık gelen kristallenme derinlikleri de merkezi kısımları için 15 km' den başlayarak kenar kısımlara doğru 4 km' ye kadar azalmaktadır. Metamorfitlelerde olduğu gibi kristallenme derinliklerinin geniş bir değişim aralığına sahip olması Sebzeciler granitoyidinin metamorfik temel yükselirken yerleştiğini ve kristallenmesini gittikçe sığlaşan derinliklerde tamamladığına işaret etmektedir.

Yukarıda değinilen görüşler arazi ve mikroskopik gözlemlere göre test edilebilir. Karadağ metamorfitleleri, Demirkent plütunu ve Sebzeciler granitoyidi stratigrafik olarak Hersiniyen temel durumundadır ve Liyas' tan sonra kırıntılı fasiyeste gelişen Hamurkesen

(Liyas-Dogger), Çağlayan (Üst Kretase) ve Yusufeli (Üst Kretase) formasyonlarına malzeme vermişlerdir. Bu temel kayaların Hamurkesen Formasyonu'na malzeme vermiş olmaları, Liyas öncesinde aşınma durumuna gelecek kadar yükselmiş olmalarını gerektirmektedir. Bu bakımdan Demirkent plütunu ve Sebzeçiler granitoyidi, temel durumunda olan ve muhtemelen Hersiniyen orojenine bağlı olarak yükselen Karadağ metamorfileri içerisine yerleştikleri söylenebilir.

4.5. Pontidler' in Jeotektonik Evrimi Üzerine Düşünceler

Pontidler'in Jeotektonik evrimi ile ilgili geliştirilen farklı modeller esasta Orta Anadolu Ofiyolitik Sütur Zonu'nun jeotektonik ortamının farklı şekillerde yorumlanmasından kaynaklanmaktadır. Bu görüşleri üç ana grup altında toplamak mümkündür.

Dumont ve diğ. (1972), Dewey ve diğ. (1973), Stocklin (1974; 1977) Biju-Duval ve diğ. (1977), Robertson ve Dixon (1984) ve Bektaş (1991) Triyas'da kıtasal kabuğa ait bir dilimin Gondwana'nın kuzeyinden riftleşerek ayrıldığını ve riftleşmenin, bu dilimin Lavrasya kıtası ile çarpışmasına kadar devam ettiğini ileri sürmektedirler. Robertson ve Woodcock (1981) riftleşmenin Doğu Akdeniz ve Batı Toroslar'da birbiri ile ardışıklı uzun okyanus çukurları ve incelmış kıtasal kabuğun gelişimine yol açtığını ve Batı Toroslar'ın Mesozoyik boyunca pasif kenar olarak kaldığını ileri sürerek bu görüşü desteklemiştir. Diğer taraftan Ricou ve diğ (1974;1986), Delaune ve diğ. (1977) ve Adamia ve diğ. (1977), Torid platformunun Kretase' den önce Afrika'dan kopmadığını, Akdeniz ofiyolitlerinin (Hatay, Trodos, Antalya ofiyolitleri) kuzeydeki kök zonundan kaynaklandıklarını ileri sürerek önceki görüşe karşı çıkmışlardır. Ricou ve diğ (1974) ayrıca, Antalya naplarının Tetis'in güney kenarından kaynaklanan allokon birimler olduğunu ve Torid karbonat platformu üzerine itildiğini ileri sürmektedirler. Şengör ve diğ., (1980), Şengör ve Yılmaz (1981) ise Pontidler ile Lavrasya arasına yerleştirdikleri Paleo-Tetis'i Dogger'e dek güney yönlü bir yitimle kapatırken; Dogger-Üst Kretase arasında Pontidler'in güneyinde açtıkları Neo-Tetis okyanusunu da Üst Kretase' den Eosen'e kadar kuzey yönlü bir yitimle kapatmaktadırlar. Bu görüşlerden bazıları aşağıda daha geniş bir şekilde aşağıda özetlenmiştir.

Adamia ve diğ.(1977, 1995) fasiyes ve paleobiyolojik analizler, magmatik etkinlik tipleri ve paleomanyetik verilere dayanarak Transkafkas-Doğu Pontidler'in bir çok üniteden oluştuğunu ileri sürmekte ve bunları Kuzey Tetis'in Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik'teki yay-yay gerisi sisteminin parçaları olarak sınıflandırmaktadır. Ana Tetis süturu olarak Erzincan-Sevan ofiyolit kuşağı belirtmektedir. Bayburt-Karabağ ve Erzincan-Sevan ünitelerinin şiddetle deforme olmuş, dilimlenmiş, karışmış tortul ve volkanik istifleri Pasifik tipi eklenir prizma kalıntısı olarak düşünülmektedir. Liyas öncesi, Orta Jura ve Senoniyen'de bindirmiş ofiyolit dilimleri yer almaktadır. Bunlar sırasıyla Orta-Üst Paleozoyik, Triyas, Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase ofiyolitleridir. Okyanus tabanı parçaları, okyanusal ada yayı-yay gerisi çiftleri ve okyanusal adalar ofiyolit dilimleri içerisinde birbirleri ile sıkıca ilişkilidirler. Kuzey Tetis'in Pasifik tip eklenir prizması içinde Paleozoyik'ten Üst Kretase'ye kadar olan okyanusal toplulukların varlığı, Tetis okyanusunun Paleozoyik, Mesozoyik ve Erken Senozoyikte'ki sürekli gelişimine işaret ettiğini ileri sürmektedirler.

Khain (1984) Alt-Orta Jura'da güneyden kuzeye doğru yitimin başladığını buna eşlik eden toleyitik volkanizmanın Bajosiyen'den itibaren gittikçe kalk-alkalen volkanizmaya dönüştüğünü ve bunun da Kretase sonuna kadar devam ettiğini belirtmiştir. Büyük Kafkaslar da çarpışarak kapanmanın Eosen'de başladığını, Küçük kafkaslar da ise volkanizmanın Oligosen'e kadar sürdüğünü, Geç Miyosen'den Holosen'e kadar Küçük Kafkaslar, Türkiye ve İran civarında yaygın bir çarpışma volkanizması alanı olduğunu ileri sürmektedir.

Kazmin ve diğ. (1986) Volkanizma ve diğer jeolojik verilerin, yitim zonunun güneyden kuzeye doğru eğimli olduğunu, son 200 my dan beri Avrasya kenar denizine eşlik eden durgunluk safhalarının olduğunu söylemektedir. İlk olarak Liyas'ta (Sinemuriyen-Pliyensbahiyen) başlayan volkanik aktivitenin, en yüksek noktasına Bajosiyen'de ulaştığını ve Neokomiyen'de bittiğini, bunu takip eden yeni volkanik aktivitenin Alt Kretase'de (Albiyen-Apsiyen) oluştuğunu ve Kampaniyen'den Paleosen'e kadar devam ettiğini, bunu Orta Miyosen'de sakin bir dönemin izlediğini, Geç Miyosen'de başlayan volkanik dönemin günümüze kadar sürdüğünü belirtmektedir.

Tokel (1981) Paleozoyik'ten beri Pontidler'de polaritesi güneyden kuzeye doğru olan bir yitim rejimi olduğunu savunmuştur. İlk ilksel ark safhasını karakterize eden toleyitik dönemi Erken Liyas'ta başlatır ve Kimmerisiyen'de sona erdirir. Güneye doğru uyumsuz element konsantrasyonlarının arttığını ve Rb/Sr oranının azaldığını, fakat K/Rb oranının güneyde volkanik cepheden uzaklaştıkça azaldığını belirterek yitimin kuzeye doğru olduğunu ve ark gerisi havzanın kuzeyde mümkün olabileceğini ileri sürmektedir.

Şengör ve diğ. (1980), Şengör ve Yılmaz (1981) "Türkiye'de Tetis'in Evrimi" adlı çalışmalarında Doğu Pontidler'de Jura öncesi temelini iki değişik litoloji topluluğundan oluştuğunu ve bunların Orta Jura'da tektonik olarak birleştiklerini belirtmişlerdir. Bunlardan biri Bayburt yöresinde Permiyen veya Jura öncesi bir okyanusun kalıntıları olarak yorumlanan ve metamorfize ofiyolitler üzerine gelen okyanusal çökeller (Bayburt Permo-Karboniferi); diğeri ise Permiyen-Jura yaşlı bir kıtasal topluluk olup, kuzeye bakan bir magmatik yayı temsil eder (Bayburt yöresindeki Permo-Karbonifer yaşlı hornblendli-biyotitli andezit, tuf ve silisli lavlardan oluşan volkanitler ve Gümüşhane graniti gibi granitik-granodiyoritik plutonlar). Dogger'e kadar yitimin güneye doğru olduğunu, kıtasal topluluk ile okyanusal topluluğun çarpıştığını ve kıtasal topluluğun okyanusal topluluk (Skitiyen Platformu) üzerine itildiğini belirtmişlerdir. Liyas'ta bu yay ikiye bölünerek Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmaya başladığını, Üst Jura-Alt Kretase boyunca Doğu Pontidler'de şelf çökelinin sürdüğünü ve resif arası alanlarda filiş çökelinin olduğunu vurgulamışlardır. Üst Kretase'de Neo-Tetis'in kuzeye doğru yitime başladığı ve Anatolid/Torid kesimi ile Pontid kesiminin Geç Paleosen-Erken Eosen'de çarpıştığını, Oligosen-Orta Miyosen'de aradaki havzanın tamamen kapandığını ve sıkışmanın daha ileri evresinde de Kuzey Anadolu Fayı'nın geliştiğini ileri sürmüşlerdir.

Bektaş ve diğ. (1984; 1987) Pontidler ve komşu bölgelerdeki litofasiyes dağılımları, magmatik ve metallojenik zonalitenin yanı sıra paleomanyetik verilerden hareketle Doğu Pontid arkının Paleozoyik sonlarından itibaren Eosen sonuna dek süre gelen güney yönlü yitimle gelişmiş olabileceğini düşünmektedir. Yitim zonu geometrisinin (Şili ve Mariana tipi yitimler) Pontid ark-gerisi baseni veya basenlerinde gerilme ve basınç rejimlerini sağlamış olduğunu savunmaktadır. Liyas ve Liyas öncesinde başlayan çok safhalı manto yükselimi ve bunun sonucu olan ilerleyici kısmı ergimelerle birlikte transform fay hareketlerinin ark-gerisi

pull-apart havzalara ve bu havzalarında polijenik ofiyolit olgularına olanak sağladığını ileri sürmektedir. Ark-gerisi havza veya havzaları Üst Kretase sonlarına doğru Paleo-Tetis'in düşük eğimli yitimi (Şili tipi yitim) ve buna bağlı olarak ark-gerisinde gelişen basınç gerilmeleri ve transform fay hareketleri ile kapatmaktadır.

Tüysüz (1996) Orta Pontidler'de Neo-Tetis'in tektonik evrimi adlı çalışmasında Kuzey Anadolu'nun orta kısmının doğu-batı yönelimli, birbirinden ofiyolitik suture zonları ile ayrılan bir çok kıtasal parçadan oluştuğunu ileri sürmektedir. Kuzeyden güneye bölgenin ana tektonik ünitelerini Pontid Kıtasal Parçası, İntra-Pontid Süturu, Sakarya Kıtası, Ankara-Yozgat Suture Zonu ve Kırşehir Kıtasal Parçası şeklinde ayırmaktadır. Kıtasal parçalar Liyas öncesi Pan-Afrikan, Hersiniyen ve Kimmerisiyen orojenleri etkisi ile birleşerek bölgenin Liyas-Tersiyer'deki kıtasal temelini oluşturmuştur. Neo-Tetis Okyanusunu, Liyas'ta bu kıtasal parçaların, kuzeyde İntra-Pontid okyanusu ve güneyde Ankara-Yozgat-Erzincan Okyanusu olmak üzere iki hat boyunca riftleşmesi ile açmaktadır. Üst Kretase'nin başlarında okyanusların her ikisini de kuzeye doğru yitimle kapatmaktadır. İntra-Pontid Okyanusu Pontid Kıtasal Parçası altına ve Ankara-Yozgat okyanusu da Sakarya Kıtası altına doğru daldırmaktadır. Ankara-Yozgat okyanusunda muhtemelen kuzeye dalımlı diğer bir okyanus içi yitim olduğunu ileri sürmektedir. Bu okyanusal havzaların Üst Kretase sonunda kapanarak ofiyolit bindirmelerini, kıtasal çarpışmayı ve Çankırı havzası gibi Tersiyer'de suture üzerinde gelişen sedimanter molas havzalarını sonuçladığını belirtmektedir.

Okay ve Şahintürk (1997) Üst Jura-Alt Kretase' de Pontidler'in güneyinin güneye eğimli pasif kenar durumunda olduğunu belirtmektedirler. Bölgede Senomaniyen yaşlı birimlerin olmayışını, bu dönem boyunca tüm Pontidler'in yükseldiği ve aşındığı şeklinde yorumlamaktadırlar. Ayrıca bu kompresif olayı ofiyolitik melanjin pasif kenar üzerine itilmesi ile ilişkilendirmekte ve obduksiyonu kısmen Doğu Pontid kıtasal kenarının okyanus içi yitim zonu boyunca güney yönlü yitimine bağlamaktadırlar. Bu olaydan sonra Senomaniyen-Turöniyen sırasında yitim polaritesini terslendirerek Doğu Pontidler'deki Senoniyen volkanik yayın gelişimini Tetis okyanus kabuğunun kuzey yönlü yitimine bağlamaktadırlar.

Chorowicz ve diğ., (1998) Karadeniz ve Pontidler'in ilişkisi adlı çalışmalarında Karadeniz'in yay gerisi havza olması durumunda pasif kenarlar ile sınırlandırılmış olması gerektiğini belirterek, bu teorinin güneybatı Karadeniz'deki sismik profiller ile uyuşmadığını ileri sürmüşlerdir. Çalışmalarında Batı Karadeniz'de, riftleşmenin en önemli verileri olarak bilinen, birbirini örten (overlapping) sedimanter birimlerin, kıtasal blokların sürekli olarak çöktüğünü gösteren aşmalı (progresif) uyumsuzlukların ve çökme ile eş yaşlı büyüme faylarının görülmediğinden bahsetmektedirler. 11.500 m kalınlığındaki istiften litoloji ve porozite gibi bir takım geri çözümüleme yöntemleri ile hesapladıkları ilk çökme derinliğinin 6000-8000 m arasında olduğunu belirterek, bunun genç okyanusal kabuğa sahip yay gerisi havzanın davranışı olmadığını ileri sürmüşlerdir. Mesozoyik volkanik yay çökellerinin Neo-Tetis sutureunun her iki tarafında bulunduğuna işaret ederek, bunun Karadeniz okyanusunun güneye doğru yitimini vurguladığını belirtmişlerdir.

4.6. Jeolojik ve Jeotektonik Evrim

4.6.1. Giriş

Doğu Pontidler' de bilinen en yaşlı kayalar Paleozoyik zamanına ait bölgesel metamorfite (Karadağ metamorfite) ve bunları kesen mafik-asidik intrüzyonlardır (Demirkent plütönu ve Sebzeçiler granitoidi). Pontidler'in bir çok yerinde en yaşlı kayalar olarak çoğunlukla volkanitlerden meydana gelen Erken Jura yaşlı birimler bilinmektedir. Yusufeli yöresi ise Paleozoyik'e kadar inen litolojileri ile Doğu Pontidler'de bilinen en yaşlı kayaların yüzeylediği yörelerden biridir. Bu bakımdan Doğu Pontidler'in jeotektonik gelişimini aydınlatmada adı sıkça geçen alanlardan biri olmuştur (Şengör ve diğ., 1980; Şengör ve Yılmaz 1981; Adamia ve diğ., 1995). Yerel ölçekte yapılan bu çalışma ile tüm Doğu Pontidler'in evrimi hakkında kesin görüşler bildirmek sakıncalıdır. Konunun diğer yörelerde yapılan çalışmalar ile birlikte korele edilerek değerlendirilmesi gerekir. Bununla birlikte Yusufeli yöresi, gerek Pontidler'in kuzey-güney geçişinde yer alan konumu ve gerekse bulundurduğu kaya stratigrafisi açısından Doğu Pontidler'in bir özeti gibidir. Bu bakımdan burada bu çalışmada ve daha önceki çalışmalardan sağlanan veriler ışığında bölgenin jeolojik gelişimi tartışılacaktır.

4.6.2. Paleozoyik Dönemi

Paleozoyik döneminde Anadoludaki pek çok masif (örneğin; Kırşehir, Tokat, Ağvanis, Pulur masifleri ve Karadağ metamorfileri) Paleotetis okyanusu içerisinde küçük kıtacıklar veya okyanus platoları şeklinde bulunmaktadırlar (Ricou ve diğ., 1974; Robertson ve Dixon, 1984). Kuzeyde Avrasya ve güneyde de Gondwana kıtaları arasında büyük bir okyanusu temsil eden bu deniz tabanının güney yönünde Gondwana kıtası altına doğru yitimi sırasında okyanus içerisinde adalar şeklinde bulunan metamorfik masifler zaman içerisinde Gondwana kıtasına eklenmişlerdir (Şengör ve diğ., 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Bektaş ve diğ., 1987; Tüysüz, 1990).

Şengör (1987), Gondwana kıtasının kuzey kenarının bir magmatik yay konumunda olduğunu ve Türkiye-Arabistan platformunun bu yayın arkasında bugünkü Sumatra kıta kenarı arkasındaki Sunda şelfine benzer şekilde, içerisinde yer yer adalar ve derince havzalar bulunan bir şelf konumunda olduğunu öne sürmüştür. Paleozoyik'te Gondwana'ya eklenen okyanusal platolar Paleo-Tetis okyanus kabuğunun yitimine bağlı olarak gelişen gabroyik ve granitoyidik intrüzyonlar ile kesilmiştir (Örneğin; Demirkent plütону ve Sebzeçiler granitoyidi). Bunlardan biri olan Gümüşhane granitinin yerleşim yaşı 298-338 milyon yıl ile Karbonifer'dir (Yılmaz, 1972; Çoğulu, 1975). Köseadağı granitoyidinin yaşı ise Rb^{87}/Rb^{86} yöntemine göre 360 ± 2 yıl ile Alt Karbonifer (Bergougnan, 1987) olarak bulunmuştur. Straigrafik konumu dikkate alındığında Sebzeçiler granitoyidi Gümüşhane graniti ve Köseadağı granitoyidinin inceleme alanındaki eşleniği olmalıdır.

Demirkent plütону ve Sebzeçiler granitoyidinin jeokimyasal özellikleri bunların yiten okyanus kabuğu tarafından metasomatize olmuş manto kamasının kısmi ergimesi ile oluştuklarını göstermektedir. Demirkent plütону kayaları yüksek Al_2O_3 ve düşük MgO içerikleri ile yüksek Al' lu ada yayı ve kıtasal yay bazaltlarına benzemektedirler (Marsh ve Carmichael, 1974; Brophy ve Marsh, 1986). Genel olarak düşük K_2O içeriklerine sahip kayalar, CA-TH geçişli karakterleri ile ofiyolitik topluluktaki TH karakterli mafik ve ultramafik kümülatlardan ayrılmaktadırlar. Ayrıca yüksek LIL, düşük HFS element içerikleri ve yüksek LIL/HFS oranları ile tipik olarak yitimle ilişkili kayalara benzemektedirler (Pearce, 1982). Diğer taraftan Sebzeçiler granitoyidi hacimsel olarak gabroyik Demirkent

plütönu kayaçlarının farklılaşması ile oluşmuş son ürün olamayacak kadar büyüktür. Modal ve normatif Q-A-P diyagramlarında da toleyitik yönsemeye sahip plajiyogranitlerin aksine düşük K'lu trondjemitik bir yönsemeye sahiptir. Bu bakımdan Sebzeciler granitoyidi, yitim zonunda okyanusal bazaltlar veya altere MORB' un dehidratasyonu ve manto kamasının kısmi ergimesi ile oluşmuş tonalit-trondjemit-dasitik (TTD)' bir magmadan itibaren oluşmuş olmalıdır (Green ve Ringwood, 1968; DeVore, 1983; Hsui ve diğ., 1983; Martin, 1986, 1987). Ayrıca granitoyide ait kayaçlar okyanus sırtı granitlerine göre (ORG) zenginleşmiş K, Rb, Ba, Th gibi LILE ve tüketilmiş Ta, Nb, Ti gibi HFSE içerikleri ile de Pearce ve diğ. (1984)' in volkanik yay granitlerine (VAG) benzemektedirler.

Granat-biyotit-plajiyoklas gnays ve amfibolitlerde jeotermobarometrik yöntemlere göre hesaplanan basınç ve sıcaklıklar (Hammarstrom ve Zen, 1986; Blundy ve Holland, 1990; Ferry ve Spear, 1978; Hoisch, 1990) Karadağ metamorfiteilerinin bölgede yükselen bir temel durumunda olduğunu göstermektedir. Karadağ metamorfiteilerini keserek yerleşen Sebzeciler granitoyidi tonalitlerinde gerçekleştirilen jeotermobarometrik hesaplamalarda granitoyidin metamorfik temel yükselirken yerleştiğini ve kristallenmesini gittikçe sığlaşan derinliklerde tamamladığını göstermektedir. Bölgede Hersiniyen temel durumundaki kayaçların yükselimi, gittikçe gençleşen (Şili tipi yitim) bir okyanusal kabuğun yitimini veya okyanusal platoların yay ile çarpışmasını gerektirmektedir. Böyle bir durumda yiten okyanus kabuğunun gençleşmesi için ada yayının okyanus ortası sırta veya okyanus ortası sırtın ada yayına doğru göçü söz konusudur. Hersiniyen temelın yükselimi, gittikçe gençleşen okyanusal kabuğun yitimi sırasında okyanusal plato durumundaki sırtın düşük açılı yitimine bağlı olarak gelişmiş olabilir. Jeotermobarometrik hesaplamalar da çarpışma sonucu meydana gelen hızlı bir yükselimden daha çok gittikçe gençleşen okyanusal kabuğun yitimine bağlı yavaş bir yükselim olduğunu göstermektedir (Şekil 4.10).

4.6.3. Orta-Geç Triyas Rifleşme Dönemi

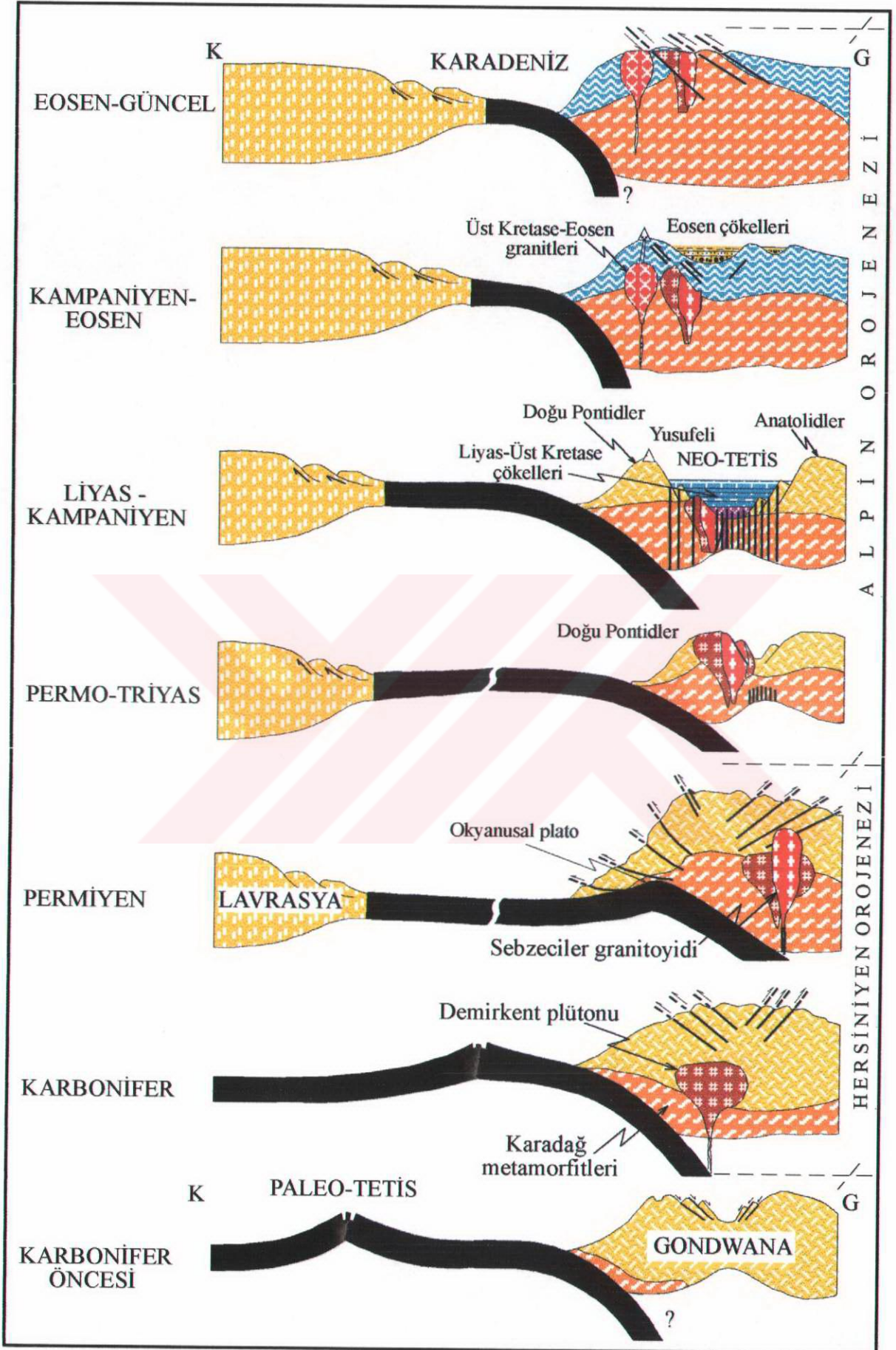
İnceleme alanında Triyas dönemine ait birimler bulunmamaktadır. Ancak alanın güneyindeki Doğu Toros bölgesinde Üst Paleozoyik karbonat platformunun Orta-Geç Triyas' ta faylar ile parçalanarak çöktüğünü gösteren veriler bulunmaktadır (Altiner, 1981; Özer ve diğ., 1984; Yılmaz ve diğ., 1990; Özer, 1992). Munzur dağlarında olduğu gibi,

Bütün Doğu Toros bölgesi ve Arabistan platformu Orta Triyas' da riftleşmeyi kanıtlayan verilerle doludur. Munzur dağlarından güneybatıya Orta Toroslara doğru Orta-Geç Triyas' da rift çökelleri ve buna eşlik eden alkali volkanikler gelişmiştir. Bir çok araştırmacı terrijen ve pelajik tortuların denizaltı alkali lavlar ile birlikte bulunmasını kraton içi bir denizde riftleşmeyi ve ilk okyanus tabanı yayılmasını gösterdiğini belirtmişlerdir (Delaune-Mayere ve diğ., 1977; Robertson ve Woodcock, 1981; Robertson ve Dixon, 1984).

4.6.4. Liyas-Senomaniyen Dönemi

Liyas Doğu Pontidler'de riftleşme aşamasına karşılık gelmektedir. Bununla ilgili veriler inceleme alanında yoğun bir şekilde görülmektedir. İnceleme alanının güneyindeki Munzur dağları ve Doğu Toros bölgesinde Orta-Geç Triyas' da başlayan riftleşmenin (Şengör ve diğ., 1980; Bektaş ve diğ., 1984; Okay ve Şahintürk, 1997) kuzeye doğru göçettiği veya etkisini bölgede ancak Liyas' da göstermeye başladığı söylenebilir. Bu bakımdan Liyas Doğu Pontidler'de yay içi riftleşme dönemidir. Nitekim Liyas yaşlı Kınalıçam volkanik karmaşığınaya ait bazikten asidiğe kadar değişen kayalar jeokimyasal açıdan ada yayı karakterindedirler. Kınalıçam volkanikleri negatif Ta ve Nb anomalileri yanında, HFS elementler bakımından da MORB' a göre tüketilmiş olmaları, bunları kıtasal riftler ile ilişkili volkaniklerden ayıran en belirgin özellikleridir. Kıtasal riftler ile ilişkili volkanikler MORB' a göre LIL elementler bakımından çok fazla zenginleşmiş olmakla birlikte HFS elementler bakımından da zenginleşmişlerdir. Ayrıca Ta ve Nb da diğerlerine göre negatif anomaliler yoktur (Hart ve diğ., 1989; Coish ve Sinton, 1992). Kınalıçam volkanikleri, bazı okyanus ortası bazaltları (Wood ve diğ., 1979; Weaver ve diğ., 1987) ve kıtasal akıntı bazaltlarında (Thompson ve diğ., 1983) gözlenen HFSE zenginleşmesinin aksine negatif Nb ve Ta anomalilerine sahiptirler ve diğer HFS elementler bakımından MORB'a göre genel olarak tüketilmişlerdir. Bu veriler, Liyas yaşlı Kınalıçam volkaniklerinin yitimle ilişkili olarak bir ada yayında oluştuklarına işaret etmektedir (Şekil 4.10).

Dogger ve Malm-Alt Kretase dönemleri yay gerisi rift havzasının giderek geliştiği dönemlere karşılık gelir. Nitekim inceleme alanında Hamurkesen Formasyonu'na ait çökellerin yukarı doğru tabaka kalınlıkları ve tane boylarının incilmesi, daha sonra karbonatlara (Berdiga Formasyonu) geçmesi gelişen bir denizin varlığını gösterir. Diğer



Şekil 4.10. Yusufeli yöresinin Karbonifer'den günümüze kadar olan jeolojik evrimini gösteren şematik paleocoğrafik kesitler. Ayrıntılar Tezin Jeolojik ve Jeotektonik Evrim bölümünde tartışılmaktadır.

tarafından Berdiga Formasyonu'nun kuzeyde masif resifal karbonatlardan meydana gelmesine karşılık güneye doğru tabaka kalınlıklarının incilmesi ve daha kalın bir istif oluşturması, rift havzasının gelişen ve güneye bakan bir havza olduğuna işaret etmektedir. Nitekim Bektaş ve diğ., (1996) Lıyas' da tektonik kontrollü bu rift havzalarında, çökel istiflerin kalınlıkları ve yaş konaklarının kuzeyden güneye doğru arttığını belirtmektedirler.

4.6.5. Geç Kretase Dönemi

Yusufeli yöresinde Apsiyen' e kadar sakin ortam koşulları egemendir. Apsiyen' de yeniden gelişen ekstansiyon rejimi ile platform karbonatları niteliğindeki Berdiga Formasyonu parçalanmış ve çökmeye başlamıştır. Bu sebeple Geç Kretase çökelleri (Çağlayan ve Yusufeli formasyonları) Alt Kretase karbonatları (Berdiga Formasyonu) ile geçişli olarak bulunmaktadır. Geç Kretase' nin alttaki karbonatlar üzerine ince tabakalı kilitaşı, marn, kumtaşı ve kırmızı biyomikritler ile geçişli olarak gelmesi, daha derin bir havzada çökeldiklerini göstermektedir. Türoniyen' e kadar bu şekilde devam eden Geç Kretase havzası Türoniyen' den itibaren kapanmaya başlamıştır. Çağlayan formasyonunun ince tabakalı, kahve-siyah renkli çört ve çötlü kireçtaşları üzerine alttan üste doğru tane boyutu ve tabaka kalınlığı artan kumtaşlarının gelmesi, bölgenin sıkışma rejiminin etkisi altına girdiğini ve Geç Kretase havzasının sığılaştığını göstermektedir. İstifin en üst kesiminde bulunan orta tabakalı, gri-beyaz mikritik kireçtaşları olası olarak ortamın derinlik olarak blok faylanmadan önceki konumuna geldiğini göstermektedir. Böylece havza kapanmaya devam etmiş ve su üstüne çıkmıştır (Şekil 4.10).

İnceleme alanının güneyinde bu şekildeki gelişime karşılık kuzeyde tortulaşmanın üst kısımlarına doğru (Kampaniyen sonu) bimodal yay magmatizması gelişmeye başlamıştır. Bunların yüksek LIL, LREE ve düşük HFS içerikleri ve düşük HFS/LIL oranları, yitimle zenginleşen manto kökenli magmayı işaret etmektedir. Bu arada ada yayının sığ derinliklerine inceleme alanında stoklar, daha kuzeyde büyük batolit (Kaçkar granitoyidi) şeklinde granitik kayaçlar yerleşmiştir (Çoğulu, 1975; Moore ve diğ., 1980)

Kazmin ve diğ (1986) ve Tokel, (1992) Mesozoyik ve Senozoyik' teki yoğun magmatik etkinliğin Avrasya kıtasının aktif kenarına işaret ettiğini belirtmektedirler. Orta

Pontidler' deki Kastamonu granitoidleri de ada yayı ortamına işaret eder (Boztuğ, 1985). Buna karşılık Şengör ve Yılmaz (1981) bu plütonları, naplar ile karşılıklı olarak birbirlerini kesmeleri nedeniyle kabuksal kalınlaşma olarak tanımlamakta ve Kimmer Kıtası'nın Avrupa ile çarpışması sırasında oluştuklarını savunmaktadırlar. Çoğunlukla hornblend-biyotit ve magnetit mineral parajenezleri ile karakterize olan Pontid granitik kayalar (Taner, 1977; Gedikoğlu ve diğ., 1979; Bingöl ve diğ., 1982) yitim zonu ile ilişkili olarak gelişmiş ve az çok kıtasal kabuktan etkilenmiş olarak değerlendirilir (Bingöl ve diğ., 1982). Buna karşılık Bektaş (1983) Doğu pontid Kuzey Zonu'nda tonalit-granodiyorit gibi gri granitik kayaların daha bol bulunmasına karşın Güney Zonu'nda siyenit-monzonit-kuvarslı monzonit türü pembe granitik kayaların daha bol bulunduğunu belirterek yitimin güneye olması gerektiğini savunur.

4.6.6. Eosen-Miyosen Dönemi

Geç Eosen-Erken Miyosen arasındaki dönemde Doğu Pontidler ve Türkiye orojenik kuşağı kuzey güney doğrultusunda sıkıştırılmaya devam etmiş ve meydana gelen yükselmeler ile birlikte aynı zamanda aşındırılmalar başlamıştır. Orta Eosen Çökelleri (Yağmuralan formasyonu) Üst Kretase çökelleri (Yusufeli formasyonu) üzerine taban konglomeraları ile aşıl uyumsuz olarak gelmiştir. Bu bakımdan bölgede Geç Kretase' de meydana gelen bindirmeler, Eosen' deki yaygın transgresyonla örtülmüşlerdir. Buna karşılık Eosen sonu veya Oligosen (?) de sıkıştırma rejimi etkisi altındaki bölgede yatay yer değiştirmelere bağlı olarak bindirme fayları meydana gelmiştir. Bu fayları inceleme alanı ve Doğu Pontidler'de yaygın olarak görmektediriz. İnceleme alanının güneyinde İspir-Yusufeli fayının Liyas yaşlı Kınalıçam volkanik karmaşığını Eosen' in Yağmuralan formasyonu üzerine ittiği görülmektedir (Şekil 4.10).

4.6.7. Miyosen Sonrası Dönem

Miyosen'den sonraki dönem bölgeyi etkileyen büyük yatay yer değiştirmelerin durulduğu, yanal ve düşey blok hareketlerinin başladığı dönemdir. Bölge doğrultu atımlı Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının etkileri altında doğuya doğru yer değiştirmeye başlamıştır.

5. SONUÇLAR

Yusufeli yöresi ile ilgili bu çalışmada 1/25.000 ölçeğinde yaklaşık 500 km² lik bir alanı kapsayan 4 pafta haritalanarak yerel ve bölgesel ölçekte büyük öneme sahip bir çok sonuç elde edilmiştir. Sonuçlar stratigrafik-petrografik ve jeokimyasal olmak üzere iki alt grupta verilecektir.

5.1 Stratigrafi-Petrografi

1- 1/25.000 ölçekli haritası yapılan Yusufeli yöresinde, Türkiye Stratigrafi komitesinin “Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kuralları” esasına uygun şekilde 4 litostratigrafi, 5 litodem olmak üzere 9 birim ayırtılarak haritalanmıştır. Önceki çalışmalar da dikkate alınarak adlandırmaların 7 tanesi ilk defa bu çalışmada kullanılmıştır.

2- İnceleme alanında orojenik dönemlere bağlı olarak gelişmiş iki tane büyük uyumsuzluk tespit edilmiştir. Bunlardan biri Paleozoyik birimleri (Karadağ metamorfileri, Demirkent plütону ve Sebzeciler granitoyidi) ile Liyas yaşlı Kınalıçam volkanik karmaşığı arasında, diğeri ise Geç Kretase yaşlı Yusufeli formasyonu ile Eosen yaşlı Yağmuralan formasyonları arasındadır. Bunlardan ilki Hersiniyen, diğeri ise Alpin orojenine bağlı olarak gelişmiştir.

3- İnceleme alanında Geç Kretase çökelleri (Çağlayan ve Yusufeli formasyonları) Malm-Alt Kretase karbonatları (Berdiga Formasyonu) üzerine uyumlu olarak gelir.

4- Mineralojik bileşimleri ve petrografik karakteristiklerine göre Karadağ metamorfileri gnays, şist, kuvarsit ve amfibolitler olmak üzere dört grupta toplanmışlardır.

5- Hiç bir metamorfik kayaç örneğinde klorit, albit ve metamorfik epidot gibi yeşil şist fasiyesini karakterize eden mineral topluluğuna rastlanmamıştır. Karadağ metamorfileri yeşil şist fasiyesinin üzerine çıkan orta ve yüksek derecelerde metamorfizma koşullarında oluşmuş mineral topluluklarını içermektedirler. Düşük basınç/orta-yüksek sıcaklık

metamorfizmasını karakterize eden mineral topluluklarına rastlanmamıştır. Kordiyerit yalnızca yüksek basınç ve sıcaklık koşullarını temsil eden granat-biyotit-plajiyoklas gnaylarda sillimanit ile birlikte bulunmaktadır. Ayrıca granatların hepsi spessartin bileşenleri düşük almandin-granat bileşimindedir. Karadağ metamorfizmasının bu özellikleri Barrow tipi (orta basınç/orta-yüksek sıcaklık) metamorfizması geçirmiş olduklarına işaret etmektedir.

6- Granat biyotit-plajiyoklas gnaylarda granat-biyotit çiftlerinden hesaplanan dağılım katsayıları ($K_D = (Mg/Fe)_{Gr}/(Mg/Fe)_{Bi}$) ortalama granat zonunu temsil eden değerin ($K_D = 0.13$) üzerine çıkmaktadır (Şekil). Granat-biyotit çiftleri çoğunlukla 0.16-0.25 arasında değişen dağılım katsayıları (K_D) ile ortalama stavrolit-kyanit zonu ($K_D = 0.15$) ve ortalama sillimanit zonu ($K_D = 0.27$) arasında yer almaktadırlar. Az sayıdaki bazı granat-biyotit çiftlerinde dağılım katsayıları (K_D) 0.27 nin üzerine çıkarak sillimanit zonuna yaklaşmaktadır.

7- Granat-biyotit-plajiyoklas gnaylarda (GBPG) granat-biyotit Fe-Mg değişim termometresine (Ferry ve Spear, 1978) göre hesaplanan sıcaklıklar 550- 810 °C arasında değişmektedir. Bu oluşum sıcaklıkları amfibolit fasiyesinden başlayan ve granülit fasiyesinin alt seviyelerine kadar çıkan sıcaklık koşullarını yansıtmaktadır. Granat-biyotit-plajiyoklas-kuars barometresine (Höisch, 1990) göre hesaplanan basınçlar (4-8 kbar) da amfibolit ve granülit fasiyesi koşulları ile uyumludur.

8- Amfibolitlerde alüminyum-hornblend jeobarometresine göre hesaplanan basınçlar 5.6-6.8 kbar arasındadır (Johnson ve Rutherford, 1989). Plajiyoklas-hornblend jeotermometresi kullanılarak hesaplanan sıcaklıklar ise 747 ± 40 °C dir (Blundy ve Holland, 1990).

9- Sebzeçiler granitoyidi batıdaki düşey dokanağı, kuzey ve güney sınırının Demirkent plutonu kayaçları ile kuzey güney doğrultulu ardışıklı dayk yapısı, yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda uzanan çizgisel yüzeyleme şekli ile yapısal kontrollü orojenik bir granitoyid görünümündedir. Bu yüzeyleme şekli ve dokanak özellikleri ile sin-tektonik bir granitoyid durumundadır.

10- Petrografik incelemeler Sebzeçiler granitoidinin kuvarslı diyoritten tonalit ve granodiyorit'e doğru değişen düşük K' lu kalk-alkali tronjemitik bir yönsemeye sahip olduğunu göstermektedir.

11- Sebzeçiler granitoyidi tonalitlerinde Al jeobarometresi kullanılarak hornblendlerin merkezi kısımları için 2-4 kbar, kenar kısımları için 0,5-1,5 kbar basınç değerleri elde edilmiştir. Bu ampirik basınçlara karşılık gelen hornblendlerin kristalleşme derinlikleri merkezi kısımları için 15 km' ye kadar çıkarken, kenar kısımları için ortalama 4 km kadardır.

12- Tonalitlerde hornblend-plajiyoklas jeotermometri kullanılarak elde edilen kristalleşme sıcaklıkları merkezi kısımlar için 775 ± 25 °C, kenar kısımlar için ise 675 ± 25 °C olarak bulunmuştur.

13- Kınalıçam volkanik karmaşığı dolerit, diyabaz, bazalt ve spilit gibi bazik kayalardan başlayarak andezit gibi nötr ve dasit-riyolit gibi asidik kayalara kadar değişen çok geniş bir litolojik birlikteliğe sahiptir.

14- Dogger yaşlı Hamurkesen ve Malm-Alt Kretase yaşlı Berdiga formasyonları tabaka kalınlıkları ve içerdikleri malzeme boyları yukarı doğru azalan transgresif istif özelliğindedirler.

15- Üst Kretase Alt Kretase ile geçişlidir. Genellikle kumtaşlarının hakim olduğu türbiditik istifler Geç Kretase'nin ortalarına kadar transgresif özelliktedirler. Ancak daha sonra üste doğru tane boyu ve tabaka kalınlıkları artan regresif özellikte devam etmiş ve Eosen uyumsuzluğu ile son bulmuşlardır.

5.2. Jeokimya

1- Gnays ve şistler yüksek LILE, düşük HFSE içerikleri, Yüksek LILE/HFSE oranları ve negatif Ta, Nb ve Ti anomalileri köken kayalarının yitimle ilişkili olarak oluştuklarını göstermektedir. Hafif nadir toprak elementler bakımından farklılaşan ve kondrite göre yüksek oranlarda zenginleşen örnekler, ortoklas-muskovit-plajiyoklas gnays, kuvars-mika

şist ve kuvarsitlere aittir. Bu örnekler magmatik ve/veya volkanik yaydan türeyen grovak ve arkozlara işaret etmektedir. Hafif nadir toprak elementler bakımından az, ağır nadir toprak elementler bakımından yüksek oranlarda zenginleşen örnekler de granat-biyotit-plajiyoklas gnayslara karşılık gelmektedir. Bunlar ise daha çok Al'ca zengin şeyl-kum karışımı yarı-pelitik bir kökene işaret etmektedirler.

2-Çoğunlukla amfibol-plajiyoklas gnays bileşimindeki amfibolitler iz element içerikleri alt kabuk değerleri ile benzerdir. Bazaltik bir kökenden kaynaklanan amfibolitlerin TH-CA geçişli olmaları ve MORB' a göre yüksek LILE ve düşük HFSE içerikleri ada yayı ortamında oluştuklarına işaret etmektedir.

3- Önceki çalışmaların bazılarında okyanusal eğilime sahip oldukları ileri sürülen gabroyik Demirkent plütону kayaçları yüksek Al_2O_3 ve düşük MgO içerikleri ile yüksek Al' lu ada yayı ve kıtasal yay bazaltlarına benzemektedirler. Genel olarak düşük K_2O içeriklerine sahip kayaçlar, CA-TH geçişli karakterleri ile ofiyolitik topluluktaki TH karakterli mafik ve ültramafik kümülatlardan ayrılmaktadırlar. Ayrıca yüksek LILE, düşük HFSE içerikleri ve yüksek LILE/HFSE oranları ile de tipik olarak yitimle ilişkili kayaçlara benzemektedirler.

4- Yine önceki çalışmaların bazılarında okyanusal affiniteye sahip oldukları ileri sürülen Sebzeciler granitoyidi kayaçlarının düşük K'lu tronjemitik yönsemeye sahip oldukları görülmüştür. Okyanus sırtı granitlerine göre LIL elementler bakımından zenginleşmiş, HFS elementler bakımından ise tüketilmişlerdir. Granitoyid bu özellikleri ile Pearce ve diğ., (1984) nin volkanik yay granitlerine (VAG) benzemektedirler.

5- Liyas yaşlı Kınalıçam volkanitleri ve Üst Kretase yaşlı Yusufeli volkanitleri jeokimyasal özellikleri bakımından ada yayı veya kıtasal yay volkanitlerine karşılık gelmektedirler.

6. KAYNAKLAR

- Adamia, S., Lordkipanidze, M.B., Zakariadze, G.S., 1977, Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus, *Tectonophysics*, 40, 183-189.
- Adamia, S., Bayraktutan, S., Lordkipanidze, M.B., 1995, Structural correlation and Phanerozoic evolution of the Caucasus-Eastern Pontides, In: Ertler, A., Ercan, T., Bingöl, E., Örcen S., (Eds), *Geology of the Black Sea Region*, 69-75, Ankara.
- Ague, J. J., Brimhall, G. H., 1988, Regional variations in bulk chemistry, mineralogy and the composition of mafic minerals in the batoliths of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 891-911.
- Ağar, Ü., 1977, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, İ.Ü., K.T.Ü. Matbaası, Trabzon, 58 s
- Akdeniz, N., 1988, Demirözü Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri, *TJK*, 31, 71-80
- Alp, D., 1972, Amasya Yöresinin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri Tabii İlimler Kısmı, Doktora Tezi, Sayı: 22.
- Altiner, D., 1981, Recharces Stratigraphiques at Micropalentologiques au NW de Pınarbaşı (Taurus oriental Turquie): Univ. de Geneve, These 450 s.
- Altınlı, İ. E., 1969. Oltu-Olur-Narman dolaylarının jeolojik incelenmesi. TPAO. Rap. No. 449, Ankara.
- Anderson, A. T., 1982, Parental basalts in subduction zones: implications for continental evolution. *J. Geophys. Res.* 87, B8, 7047-7060.
- Arculus, R.J., Johnson, R. W., 1978, Criticism of generalized models for the magmatic evolution of arc-trench system: *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 39, 118-126
- Arculus, R. J., Powell, R., 1986, Source component mixing in the regions of arc magma generation. *J. Geophys. Res.* 91, 5913-26.
- Arni, P., 1939, Şarki Anadolu ve mücavir mntıkaların tektonik ana hatları, MTA yayını Seri B, No: 4, Ankara.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S., Kurt, H., 1997, Geochemistry and petrogenesis of the Eastern Pontide volcanic rocks, Northeast Turkey, *Chem. Erde* 57, 157-187.
- Arth, J. G., 1976, Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications, *J. Res. U. S. Geological Surv.*, 4, 41-47.

- Arth, J. G. Barker, F., Peterman, Z. E., Friedman, I., 1978, Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic- trondhjemitic magmas, *J. Petrol.*, 19, 289-316.
- Aslan, Z., 1998, Saraycık-Sarıhan Granitoidleri (Bayburt) ve Çevre Kayaçlarının Petrografisi, Jeokimyası ve Petrolojisiyle Sarıhan Granitoidinin Jeokronolojik İncelenmesi. Doktora Tezi, K.T.Ü., Trabzon.
- Aslaner, M., Gedikoğlu, A., Tülümen, E., 1982, Harşit polimetalik mineralizasyonlarının ayrıntılı araştırılması, TÜBİTAK Matematik-Fiziki ve Biyolojik Bilimler Araştırma grubu, proje no: TBAG 390, Ankara
- Baird, A. K., Miesch, A. T., 1984, Batolithic rock of southern California- a model for the petrochemical nature of source materials, Prof. Paper, 1284, 42 p.
- Baltatzis, E., 1979, Distribution of Fe and Mg between garnet and biotite in Scottish Barrovian metamorphic zones, *Min. Mag.*, 43, 155-7.
- Barker, F., Arth, J. G., 1976, Generation trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites, *Geology*, 4, 596-600.
- Barker, F., 1979, Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin, In: Barker, F. (Eds), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*, Amsterdam, Elsevier, 1-12.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981, *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*. New York Pergamon Press, 1286 p.
- Batchelor, R.A., Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, *Chem. Geol.*, 48, 43-55.
- Bateman, R., 1984, On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas, *Tectonophys.*, 110, 211-231.
- Baydar, O., Erdoğan, B., Topçam, A., Kengil, R., Korkmazer, B., Kaynar, A., Selim, M., 1969. Yusufeli-Madenköy-Tortum Gölü ve Kılıçkaya arasındaki bölgenin jeolojisi, MTA Rap. No. 5202 (yayımlanmamış), Ankara.
- Baykal, F., 1951, Oltu-Göle- Ardahan-Çıldır bölgesinin jeolojik ana çizgileri: MTA Rap. No. 1928, Ankara.
- Bektaş, O., 1983, Kuzeydoğu Pontid magmatik yayındaki I tipi granitler ve jeotektonik konumları, 37 Türkiye Jeoloji Bilimsel Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 49-50, Ankara.
- Bektaş, O. Pelin, S. Korkmaz, S., 1984, Doğu Pontid yay-gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenik ofiyolit olgusu, TJK. Ketin Simpozyumu, 175-188.

- Bektaş, O. Van, A. Boynukalın, S., 1987. Doğu Pontidler'de Jura volkanizması ve jeotektoniği, Türkiye Jeoloji Bülteni, 30, 9-18
- Bektaş, O., 1991, Doğu Pontid (KD Türkiye) ark gerisi basende ensialik ofiyolit oluşumu, T.J.K. Bült. 6, 187-197.
- Bektaş, O., Güven, İ., 1995, Alaskan-appinic type ultramafic and mafic complexes as the root zone of the Eastern Pontide magmatic arc (NE Turkey), In: Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E., Örcen S., (Eds), Geology of the Black Sea Region, Ankara, 189-196.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taşlı, K., 1996, Doğu Pontid yay gerisi havzasında derin yayılma çukurlarının oluşumu (KD Türkiye): Neo-Tetis'in pasif kıta kenarı evrimi, KTÜ. Jeoloji Müh. Böl. 30. Yıl Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 263-273.
- Bergougnan, H., 1987, Etudes Geologiques dans L'est Anatolien, Mem. des Sci. De la Terre, universite Pierre, et Marie Curie, These de Doctorat D'etat, 86-33, Paris.
- Bhatia, M. R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones, Jour. Geol., 91, 611-627.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J., Le Pichon., 1977, From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: a plate tectonic model of the evolution Western Alpine system, In B. Biju-Duval and Montadert, L., (Eds), Structural History of the Mediterranean Basins, Editions Technip, Paris, 143-164.
- Blundy, J. D., Holland, T. J. B., 1990, Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, Contrib. Mineral. Petrol., 104, 208-224.
- Bohlen, S. R., Essene, E. J., 1979, A critical evaluation of two-pyroxene thermometry in Adirondack granulites, Lithos, 12, 335-345.
- Boyer, S. E., Elliot, D., 1982. Thrust System¹, AAPG, 66, No.9, 1196-1230.
- Boynukalın, S., 1990, Dereli (Giresun) Baraj Yeri ve Göl Alanının Mühendislik Jeolojisi ve Çevre Kayaçlarının Jeomekanik Özellikleri, Doktora Tezi, KTÜ, Trabzon, 255 s.
- Bozkuş, C., 1990. Olur-Kömürlü-Akşar (Erzurum) Arasının Stratigrafik ve Tektonik Özellikleri, C.Ü. Fen-Bil. Ens., Doktora Tezi, Sivas, 162 s.
- Boztuğ, D., Debon, F, L., Le Fort, P., yılmaz, O., 1985, Geochemical characteristics of some plutons from the Kastamonu ganitoid belt (Northern Anatolia, Turkey), Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 64 (3), 389-403.

- Brique, L., Bougault, H., Joron, J. L., 1984, Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 279-308.
- Brophy, J. G., Marsh, B. D., 1986, On the origin of high alumina arc basalts and mechanics of melt extraction, *J. Petrol.*, 27, 763-787.
- Carlson, R. W., Hart, W. K., 1987, Crustal genesis on the Oregon Plateau, *J. Geophys. Res.*, 92, 6191-6206.
- Ceryan, Ş., 1999, Harşit Granitoidinin Ayrışması, Sınıflandırılması, Ayrışmanın Mühendislik Özelliklerine Etkisi, KTÜ. Fen Bil. Ens., Dotoru Tezi, Trabzon.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 1974, Two contrasting granite types, *Pacific Geol.*, 8, 173-204.
- Chappell, B. W., Stephenson, W. E., 1988, Origin of infracrustal (I-type) granite magmas., *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 79, 71-86.
- Charoy, B., 1986, The genesis of the Cornubian batolith (southwest England): the example of the Cammenellis pluton, *J. Petrol.* 27, 571-604.
- Chorowicz, J., Dhont, D., Adıyaman., Ö, 1998, Black Sea and Pontides relationships: interpretation in terms of subduction, Third International Turkish Geology Symposium, Abstracts of Oral and Poster Presentations, Ankara, p. 258.
- Clarke, D. B., 1981, The mineralogy of peraluminous granites: a rewiev, *Can. Miner.* 19, 3-17.
- Clarke, D. B., 1992, *Granitoid Rocks*. Chapman & Hall, London-New York, p: 282.
- Coish, R. A., Sinton, C. W., 1992, Geochemistry of mafic dikes in the Adirondack mountains: implications for Late Proterozoic continental rifting, *Contrib. Mineral. Petrol.* 110, 500-514.
- Coleman, R. G., 1977, *Ophiolites, ancient oceanic litosphere?* Springer-Verlag 201 p.
- Coleman, R. G., Peterman, Z. E., 1975, Oceanic plagiogranite, *J. Geophys. Res.*, 80, 1099-1108.
- Cox, K.G, Bell, J. D., Pankhurst, R. J., 1979, *The Iinterpretation of Igneous Rocks*. George, Allen and Unwin, London.
- Çoğulu, E., 1975, Gümüşhane ve Rize Granitik Plütonlarının Mukayeseli Petrojeolojik ve Jeokronometrik Etüdü, Doçentlik Tezi, İTÜ, Yayın no: 1034, İstanbul, 112s.

- DeBari, S. M., Sleep, N., 1991, High-Mg, low-Al bulk composition of the Talkeetna island arc: implications for the primary magmas and the nature of arc crust, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 37-47
- Debon, F., Le Fort, P., 1983, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.* 73, 135-149.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1992, *An Introduction to the Rock-forming Minerals*, Longman, London, 696p.
- Defant, M. J., Drummond, M. S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, *Nature*, 347, 662-665.
- Defant, M. J., Drummond, M. S., 1993, Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc, *Geology*, 21, 547-550.
- Delaune-Mayere, N., Marcoux, J., Parrot, J.F., Poisson, A., 1977, Modele d'évolution Mesozoique de la Paleo-Marge Téthysienne niveau des nappes radiolaritique et ophiolitique du Taurus lycien d'Antalya et du baer, 25, *Congress de la I.E.S.M. Split 1976, Ed., Technip*, 79-94.
- DePolo, D. J., 1981, A Neodmium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batoliths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California, *J. Geophys. Res.*, 86, 10470-10488.
- DeVore, G. W., 1983, The influence of submarine weathering of basalts on their partial melting during subduction, *Lithos*, 16, 203-213.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., Bonin, J., 1973, Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180.
- Donato, M. M., 1991, Geochemical recognition of a captured back-arc basin metabasaltic complex, Southwestern Oregon, *J. Geol.*, 99, 711-728.
- Drummond, M. S., Defant, M. J., 1990, A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons, *J. Geophys. Res.*, 95, B13, 21503-21521.
- Dumont, J.F., Guntic, M., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., 1972, Le Trias des Taurids occidentales (Turquie) definition du bassin Pamphlien un Nouveau Domaine a ophiolites a la marge externe de la chaine Taurique, *Zeits Deutsch Geol. Gessel.*, 123, 385-409.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *Mem. A.A.P.G. No 1*, 108-121.

- Eren, M., 1983, Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi K.Ü. Fen Bil. Ens. MMLS Tezi, Trabzon (yayımlanmamış).
- Erentöz, C., 1954. Aras havzası jeolojisi. TJK Bül., Cilt V, Sayı 1-2, Ankara.
- Erentöz, C. ve Ketin, İ., 1974. 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası ve izahnamesi. MTA yayınları, Ankara.
- Erentöz, C., Ketin İ., 1974, Explanatory text of the geological map of Turkey at 1/500.000 G scale (Kars): Spec. Publ. Of Min.Res. and Expl., Ankara, p: 57.
- Esparanca, S., Holloway, J. R., 1987, On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette, *İbid*, 95, 207-216.
- Ewart, A., Hawkesworth, C. J., 1987, The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec arc lavas: interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model, *J. Petrol.*, 28, 495-530.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S., 1978, Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- Flagler, P. A., Spray, J. G., 1991, Generation of plagiogranite by amphibolite anatexis in oceanic shear zone, *Geology*, 19, 70-73.
- Folk, R. L., 1962, Skeletal subdivision of limestone types: classification of carbonate rocks, *Mem. A.A. P.G.*, No. 1, 62-84.
- Folk, R. L., 1974, *Petrology of sedimentary rocks*: Hemphill, Austin, Tex., 182 p
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., Aoki, K., 1984, Partition coefficient of Hf, Zr, And REE between phenocriysts and groundmass, proceeding of fourteenth lunar and planetary science conference, part 2, *J. Geophys. Res.*, 89, Suppl. B662-B672.
- Fujimaki, H., 1986, Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon apatite and liquid, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 42-45.
- Gattinger, T.E., 1955. Kuzey Doğu Türkiye’de Çoruh ile Erzurum arasındaki bölgede yapılan jeolojik harita çalışmaları hakkında rapor, MTA. Rap. No. 2379, Ankara.
- Gedikoğlu, A., 1978, Harşit Granit Karmaşığı ve Çevre Kayaçları (Giresun-Doğankent), Doçentlik Tezi, KTÜ- Trabzon (yayımlanmamış), 161 s.
- Ghent, E. D., 1976, Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer, *Am. Mim.*, 61, 710-714.
- Ghent, E.D., Nicholls, j., Siminy, P.S., Sevigny, J. H., Stout, M. Z., 1991, Hornblende geobarometry of the Nelson Batholith, Southeastern British Columbia: tectonic implications, *Can J. Earth Sci.*, 28, 1982-1991.

- Gill, J. B., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 390p.
- Gill, J. B., 1987, Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back-arc: Fiji and the south Fiji basin, *J. Geol.* 95, 589-615.
- Goldman, D. S. and Albee, A. L., 1977, Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ partitioning between quartz and magnetite. *Am. J. Sci.*, 277, 750-767.
- Green T. H. ve Ringwood, A. E., 1968, Genesis of calc-alkaline igneous rock suite, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, 105-162.
- Green, T. H., Pearson, N. J., 1987, An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 55-62.
- Gromet, L.P., Silver, L. T., 1987, REE variations across the Peninsular Ranges Batholiths: implications for the batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arc. *J. Petrol.*, 28, 75-125.
- Grove, T. L., Ferry, J. M., Spear, F. S., 1983, Phase transition and decomposition relation in calcic plagioclase, *Am. Min.*, 68, 41-59.
- Habiboğlu, Y.E., 1989, Doğu Pontid güney Zonu'ndaki (Bayburt- Demirözü) Metamorfik Ofiyolit Birliğinin Tektonik Anlamı, K.T.Ü. Fen Bil. Enst, Yüksek Lisans Tezi, Trabzon, 104 s.
- Hakyemez, H.Y. and Konak, N., 1996. Tectonic evolution and stratigraphy of Eocene Basins in the Easternmost Part of the Pontides. Second International Symposium on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, Şile-İstanbul, 31-32.
- Hammarstrom, J. M., Zen, E-an, 1986, Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer, *Am. Mineral.*, 71, 1297-1313.
- Hanson, G. N., 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 8, 3071-406.
- Hanson, R. E., Saleeby, J. B., Schweickert, R. A., 1988, Composite Devonian island-arc batholith in the northern Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 446-457.
- Hart, W. K., Wolde Gabriel G., Walter, R. C., Mertzman, S. A., 1989, Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions, *J. Geophys. Res.*, 94, 7731-7748.

- Hawkesworth, C.J., Powell, M., 1980, Magma genesis in the Lesser Antilles island arc, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 297-308.
- Hawkesworth, C.J., Elam, R. M., 1989, Chemical fluxes and wedge replenishment rates along recent destructive plate margins, *Geology*, 17, 46-49.
- Hawkesworth, C.J., Mantovani, M., Peate, D., 1988, Litosphere remobilization during Parana CFB magmatism, In: Cox K.G., Menzies M.A., (Eds) *Oceanic and Continental Litosphere: Similarities and Differences*, *J. Petrol. Special Volume* 205-223.
- Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., McDermott, F., Elam, R. M., 1991, Destructive margin magmatism and the contributions from the mantle wedge and subducted crust, *Aust. J. Earth Sci.* 38, 577-594.
- Hawkins, J.W., 1980, Petrology of back-arc basin and island arcs: their possible role in the origin of ophiolite, in Panayiotoyu, A. Ed. *Proc. Int. Ophiolite Sym. (Cyprus)*, Nicosia, Ministry Agric. Nat. Res., Geol. Survey. Dept. 244-254.
- Henderson, P., 1984, *Rare Earth Element Geochemistry*: Amsterdam, Elsevier, 510 p.
- Hickey, R. L., Frey, F. A., Gerlach, D. C. ve Lopez-Escobar, L., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34-41 °S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust, *J. Geophys. Res.*, 91, B6, 5963-5983.
- Hietanen, A. 1969, Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite and biotite in an aluminum-rich schist in various metamorphic zones north of the Idaho Batholith, *Am. J. Sci.*, 267, 422-456.
- Hildreth, W., Halliday, A.N., Christiansen, R.L., 1991, Isotopic and chemical evidence concerning the genesis contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone Plateau volcanic field, *J. Petrol.*, 32, 63-138.
- Hofman, A. W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W. M., 1986, Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79, 33-45.
- Hoisch, T. D., 1990, Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz-muscovite-biotite-plagioclase-garnet, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 225-234.
- Hollister, L.S., Grissom, G. C. Peters, E. K. Stowell, H. H., Sisson, V. B., 1987, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *Am. Mineral.*, 72, 231-239.
- Hsui, A.T., Marsh, B.D., Toksov, M.N., 1983, On melting of the subducted oceanic crust: effect of subduction induced mantle flow, *Tectonophysics*, 99, 207-220.

- Irvine T. N., Baragar, W. R. A., 1971, A guide to chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J. Earth. Sci.*, 8, 523-548.
- Irving, A. J., Frey, F. A., 1978, Distribution trace elements of between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 771-787.
- Jahn, B. M., Glickson, A. Y., Peucat, J. J., Hickman, A. H., 1981, REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1633-1652.
- Jakes, P., Gill, J. B., 1970, Rare earth elements and the island arc tholeiitic series, *Can. Earth planet. Sci. Lett.*, 9, 17-28.
- Jakes, P., White, A. J. R., 1972, major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 29-40.
- Johnson M. C., Rutherford, M. J., 1989, Experimental calibration of aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks, *Geology*, 17, 837-841.
- Karlı, O., 1996, Zigana Granitoyidi'nin (Maçka-Trabzon) Mineralojik ve Jenetik Açından İncelenmesi, Yüksek Lisans Tezi (yayımlanmamış), KTÜ-Trabzon, 125 s.
- Kay, R. W., 1980, Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust upper mantle system, *Jou. Geol.*, 88, 497-522.
- Kaygusuz, A., 2000, Torul ve Çevresinde Yüzeyleme Veren Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi, Doktora Tezi (yayımlanmamış), KTÜ- Trabzon, 253 s.
- Kazmin, V.G., Sbornikov, M., Ricou, L. E., Zonenshan, L. P., Boulin, J., Knipper, A. L., 1986, Volcanic belt as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin Eurasia, *Tectonophysics*, 123, 123-152.
- Ketin, İ., 1949. Artvin Bölgesinin jeolojik etüdü hakkında memuar, MTA Rap. No: 1951, Ankara.
- Khain, E. V., 1984, The Alpine-Mediterraine fold-belt of U.S.S.R., *Episodes*, 7, 20-29.
- Konak, N., Hakyemez, H.Y., 1996, Tectonic units of the easternmost part of the Pontides: stratigraphical and structural implications, Second International Symposium on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, s. 32-33, şile-İstanbul.
- Korkmaz, S., Baki, Z., 1984, Demirözü (Bayburt) güneyinin stratigrafisi, *TJK Bülteni*, 5, 107-115.

- Kraef, A., 1963. Sırya ile Ardanuç arasındaki bölgenin jeolojisi hakkında rapor, MTA Derg., 60, 37-43, Ankara.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation basalt magma types across continental margin and island arcs, Bull. Volcanol., 29, 195-222.
- Lambert, R. S. J., Holland, J. G., 1974, Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships in minerals and rocks, Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 1393-1414.
- Lameyre, J., Bowden, P., 1982, Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks, J. Volcanol. Geotherm. Res. 14, 169-186.
- Leake, B. E., 1964, The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites, J. Pet., 5-2, 238-254.
- Leake, B.E., 1971, On aluminous and edenitic hornblendes, Mineral. Mag., 38, 389-407.
- Leake, B.E., 1978, Nomenclature of amphiboles, Mineral. Mag., 42, 533-563.
- Leat, P.T., Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G. L., Dickin A. P., 1988, Compositionally-diverse Miocene-Recent rift-related magmatism in northwest Colorado: partial melting, and mixing of mafic magmas from three different asthenospheric and lithospheric mantle sources. In Cox K.G., Menzies M.A., (Eds) Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences, J. Petrol. Special Volume 351-377.
- Le Bell, L., Cocherie, A., Baurbon J. C., Fouillac, A. M., Hawkesworth, C. j., 1985. A high-K mantle derived plutonic suite from 'Linga' near Arequipa (Peru), J. Petrol., 26, 124-148.
- Leeman, W. P., 1983, The influence of crustal structure on composition of subduction-related magmas, J. Vol. Geotherm. Res., 18, 561-588.
- Leeman, W. P., Hawkesworth, C. J., 1986, Open magma systems: trace elements and isotopic constraints, J. Geophys. Res., 91, 5901-5912.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R., Zanettin, B., 1989, A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms Blackwell, Oxford.
- Lynn, H. B., Hale, L. D., Thompson, G. A., 1981, Seismic reflections from the basal contacts of batoliths, J. Geophys. Res., 69, 759-773.
- Mahood, G., Hildreth, W., 1983, Large partition coefficients for trace elements in high silica rhyolites, Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 11-30.

- Marsh, B. D., Carmichael, I. S. E., 1974, Beniof zone magmatism, *J. Geophys. Res.*, 79, 1196-1205.
- Martin, H., 1986, Effects of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction zone magmas, *Geology*, 14, 753-756.
- Martin, H., 1987, Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalite, and granodiorites from eastern Fennoscandia: major and trace element geochemistry, *J. Petrol.*, 28, 921-953.
- McLennan, S. M., Nance, W. B., Taylor S. R., 1980, Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 44, 1833-1840.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R., 1984, Archean sedimentary rocks and their relation to the composition of the Archean continental crust, in Kröner, A., et al., (eds), *Archean Geochemistry* Berlin, Springer-Verlag, 42-72.
- McLennan, S. M., 1989, Rare earth element in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In Lipin, B.R.&McKay, G.A.(eds) *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, *Min. Soc. Am., Rev. Min.*, 21, 169-200.
- Mechede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, *Chem. Geol.*, 56, 207-218.
- Michael, P. J., 1984, Chemical differentiation of the Cordillera Paine granite (southern Chile) by in situ fractional crystallisation, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 179-195.
- Miyashiro, A., 1973, *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin, London, 492 p.
- Miyashiro, A., 1974, Classification, characteristics, and origin of ophiolites, *Jou. Geol.*, 83, 249-281.
- Moore, M. J., Mc Kee, E. H., Akıncı, Ö., 1980, Chemistry and chronology of plutonic rocks, in the Pontid mountains, Northern Turkey, *European Cooper Deposites*, 209-216, Belgrade.
- Myers, J.D., Frost, C.D., Angevine, C. L., 1986, A test of a quartz eclogite source for parental Aleutian magmas: a mass balance approach, *J. Geol.*, 94, 811-828.
- Myers, J. D., 1988, Possible petrogenetic relations between low-and high- MgO Aleutian basalts, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1040-1053.
- Nakamura, K., Uyeda, S., 1980, Stress gradient in arc/back-arc regions and plate subductions, *J. Geophys. Res.*, 85, 6419, 6428.

- Nebert, K., Engin, T. Ve Engin, O., 1964. Oltu çevresindeki Oligosen çökellerinin(Alacalı Horizon) jeolojisi hakkında rapor. MTA Rap. No. 3485, Ankara.
- Nicholls, I. A., Harris, K. L., 1980, Experimental rare earth element partition coefficient for garnet, clinopyroxene, and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 44,287-308.
- Nockholds, S. R.,Allen, r., 1953, The geochemistry of some igneous rock series, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 105-142.
- Nye, C. J., Reid, M. R., 1986, Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, Central Aleutians: implications for arc magma genesis, *J. Geophys. Res.*, 91, B10, 10271-10287.
- O' Connor, J. T., 1965, A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B, 79-84.
- Okay, A., 1983, Ağvanis metamorfileri ve çevre kayaçlarının jeolojisi, *MTA Dergisi*, 99/100, 51-71, Ankara.
- Okay, A., 1996, Granulite Facies Gneisses from the Pulur Region, Eastern Pontides, *Journal of Earth Sciences* 5, 55-61, TÜBİTAK.
- Okay, A., Şahintürk, Ö., 1997, Geology of the Eastern Pontides, in Robinson, A. G., (ed)., *Regional and petroleumgeology of the Black Sea and surrounding reigion: AAPG Memoir* 68, 291-311.
- Oswald, F., 1912, *Armenien-Handbuchder regionalen, Geologie*, 10/3, Heidelberg
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, E., Oral, Keskin, A., Özer, S., Sümengen, M., Tekeli O., 1980, Kuzey Anadolu Fayı Kırşehir masifi arasının temel jeolojisi: M.T.A. Rapor No: 6722, Ankara (yayımlanmamış).
- Özer, S., Terlemez, İ., Sümengen, M., Erkan, E., 1984. Pınarbaşı (Kayseri) çevresindeki allokton birimlerin stratigrafisi ve yapısal durumları, *TJK. Bülteni*, 27\1 61-68.
- Özer, E., 1992, Munzur dağlarının jeolojisi ve tektonik özellikleri, *KTÜ. Fen Bil. Ens. Doktora Tezi*, Trabzon,179 s.
- Özsayar, T., Pelin, s., Gedikoğlu, A., Eren, A. A., Çapkinoğlu, Ş., 1982. Ardanuç (Artvin) yöresinin jeolojisi. *KTÜ. Derg.*, 1-2, 21-38, Trabzon.
- Öztürk, A., 1979, Ladik-Destek yöresinin stratigrafisi, *T.J.K Bull.*, 22, 27-34.
- Pharaoh , T.C., Pearce, J.A. 1984. Geochemical evidence for the geotectonic setting of early Proterozoyik metavolcanic sequences in Lapland, *Precamp. Res.*, 25, 283-308.

- Pearce, J. A., Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce T. H., Gorman, B. E., Birkett, T. C., 1975, The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: A method of discriminating oceanic and non-oceanic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24, 419-426.
- Pearce. J. A., Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- Pearce. J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: Thorpe R. S. (Eds) *Andesites: orogenic Andesites and Related Rocks*, John Wiley, New York, 525-548.
- Pearce. J. A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin, In: Hawkesworth, C. J. Ve Norry, M. J. (Eds) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Chenshire, 230-249.
- Pearce. J. A., Harris N. B. W., Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- Pearce, T. H., Gorman, B. E., Birkett, T. C., The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts, *Earth planet, Sci. Lett.*, 24, 419-426.
- Pearcy, L., DeBari, S. M., Sleep, N., 1990, Mass balance calculations of island arc crust and implication for formation of the continents, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 427-442.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-91.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi, K.T.Ü. Yayın No:87 Yerbilimleri Fakültesi Yayın No: 13, 103 s., Trabzon.
- Pharaoh, T. C., Pearce, J. A., 1984, Geochemical evidence for the geotectonic setting of Early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland, *Precam. Res.*, 25, 283-308.
- Pitcher, W. S., 1982, Granite type and tectonic environment. In, Hsü, K. J., (Eds) *Mountain Building Processes*, Academic Press, London. 19-40.
- Ramsay, W. R. H., Crawford, A. J., Foden, J. D., 1984, Field setting, mineralogy, chemistry and genesis of arc picrites, New Georgia Solomon Islands, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 386-402.

- Rapp, R. P., Watson, E. B., Miller, C.F., 1991, Partial melting of amphibolite/eclogite and origin of Archean trondhjemites and tonalites, *Precamb. Res.*, 51, 1-25.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I., Lefure, R., 1974, Proposition d'une origine interne pour les nappes d'Alanya (Taurides Occidentale, Turquie), *Bull. Soc. Geol. France*, 16, 107-111.
- Ricou, L.E., Dercourt, J., Geysant, J., Grandjacquet, C., Lepvrier, C., Biju-Duval, B., 1986, Geological constraints on the evolution of the Mediterranean Tethys, *Tectonophysics*, 123, 83-122.
- Ringwood, A. E., 1990, Slab-mantle interactions: petrogenesis of intraplate magmas and structure of upper mantle, *Chemical Geol.* 82, 187-207.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., 1984, Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean, In Dixon, J.E., Robertson, A.H.F., (Eds), *The Evolution of the Mediterranean*, *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 17, 1-74.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1981, Godene Zone, Antalya complexes, S. W. Turkey: volcanism and sedimentation on Mesozoic marginal oceanic crust, *Rdsch*, 70, 1177-1214.
- Romick, J. D., 1987, Amphibole fractionation and magma mixing in andesites and dacites from the central Aleutians, Alaska, *Trans. Am. Geophys. Un.*, (EOS) 68, 461.
- Roser, B. P., Korsch, R.J., 1986, Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio: *J. Geol.*, 94, 635-650.
- Roser, B. P., Korsch, R. J., 1988, Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data, *Chem. Geol.*, 67, 119-139
- Ryerson, F. J., Watson, E. B., 1988, Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc magmas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 225-239.
- Saunders, A. D., Tarney, J. Weaver S. D., 1980, Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of the calcalkaline magmas, *Earth planet. Sci. Lett.*, 46, 344-360.
- Sawyer, E. W., 1986, The influence of source rock type, chemical weathering, and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quentico metasedimentary belt. Superior provenance, Canada. *Chem. Geol.*, 55, 77-95.
- Schmidt, M. W., 1992, Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3,5 kbar, *Terra (abstracts)*, 3, 30.

- Schultze-Westrum, H. H., 1961, Giresun civarındaki Aksu Deresi'nin jeolojik profili: kuzeydoğu Anadolu'da Pontus cevher ve mineral bölgesinin jeolojisi ve maden yatakları ile ilgili mütalaalar, MTA Derg., 57, Ankara.
- Schumacher, J. C., 1991 Empirical ferric iron correction: necessity, assumptions, and effects on selected geothermobarometers, *Min. Mag.*, 55, 3-10.
- Senior, A., Leake, B. E., 1978, Regional metasomatism and the geochemistry of the Dalradian metasediments of Connemara, Western Ireland, *J. Pet.*, 19, 585-625.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği, Doktora tezi, İ.T.Ü., İstanbul, 192 s.
- Shand, S.J., 1947, *Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to Ore-Deposits*, 3rd edition, J Wiley Sons, New York, 448 p.
- Sharma, K. K., 1980, Structure, petromineralogy ve petrochemistry of Ojagar granite. Central Rajasthan, India, *Recent Research in Geology*, 6, 385-418.
- Shaw, D. M., 1968, A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 573-601.
- Spear, F. S., 1980, NaSi \leftrightarrow CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: an empirical model, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 33-41.
- Spear, F.S., Selverstone, J., 1983, Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 348-357.
- Stocklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran, in the *Geology of Continental Margins*, Springer, New York, 873- 887.
- Stocklin, J., 1977, Structural correlation of the Alpine Ranges between Iran and Central Asia, *Mem. Soc. Geol. France, Hors Ser.*, 8, 333-353.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name, *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Sun, S., McDonough, Q. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. in Saunders, A. D.& Norry, M. J. (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 42, 312-345.
- Şen, C, Dunn, T., 1994, Dehydration melting of a basaltic composition amphibolites at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117, 394-409.

- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Ketin, İ., 1980, Remnants of Pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91, 599-609.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., 1987, Orojenik mozayiklerde yanal atım tektoniğinin önemine bir örnek, İran ve çevresinin Mesozoyik tektonik evrimi, Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, 50-64.
- Tanyolu, E., 1988, Pulur Masifi (Bayburt) doğu kesiminin jeolojisi, *MTA Dergisi*, 108, 1-17.
- Tarhan, F., 1976, Tokat-Zile Alsancak Baraj Yeri ve Göl Alanının Mühendislik Jeolojisi, Doktora Tezi, İ.T.Ü., K.T.Ü., 82 s.
- Tatsumi, Y., Sakuyama, M., Fujiyama, H., Kushiro, I., 1983, Generation of arc basalt magmas and thermal structure of mantle wedge in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 88, B7, 5815-5825.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L., Nesbitt, R. W., 1986, Chemical characteristics of fluid phase released for a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, 293-309.
- Taylor, S. R., 1965, The application trace element data to problems in petrology, *Phys. Chem. Earth*, 6, 133-213.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1981, The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks, *Phil. Trans. R. Soc. London*, A301, 381-399.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985, *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Geoscience Text, Blackwell Scientific Publication.
- Terlemez, İ., Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi, *T. J.K. Bull.*, 23, 179-191.
- Thayer, T. P., 1963, The canyon Mountain Complex, Oregon and the Alpine mafic magma stem, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 475-C, C82-C85.
- Thayer, T.P., 1974, Some implications of sheeted dike swarms in Alpine-peridotite-gabbro complexes, paper presented at International Symposium on Ophiolites in the Earth's Crust, Academy of Sciences USSR, Moscow.

- Thayer , T. P., Himmelberg, G. R., 1968, Rock succession in the Alpine type mafic complex at Canyon Mountain, Oregon, Int. Geol. Cong. Rep. Session Prague 23rd, 1, 175-186
- Thompson, A.B., 1976, Mineral reaction in pelitic rocks II: calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations, Am J. Sci., 276, 425-456.
- Thompson, R. N., 1982, British Tertiary volcanic provenance, Scott. J. Geol., 18, 49-107
- Thompson, R. N., Morrison, M.A., Dickin, A. P., Hendry, G. L., 1983, Continental flood basalt... Arachnids rule Ok? In: J.C. Hawkesworth and Norry, M.j., (Eds), Continental Basalts and Mantle Xenoliths 158-185, Shiva, Cheshire, England.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L., Parry, S. J., 1984, An assesment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Phil. Trans. R. Soc. London, A310, 549-590.
- Tokel, S., 1972, Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Area, NE Turkey. University of London, Ph. D. Thesis.
- Tokel, S., 1981., Plaka Tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimya, Türkiye'den örnekler. Yer yuvarı ve insan, 6/3-4, 55-65.
- Tokel, S., 1992, Magmatic and geochemical evolution of the Pontide segment of the northern Tethys subduction system, ISGB-92, Ankara-Turkey, Abstracts, p. 134.
- Topuz, G., 2000, Tur Petrologie der metamorphen Gesteine des Pulur-Massivs, NE-Turkei Unpublizierte Dissertation, Universität Heidelberg, 276 p
- Tuttle, O. F., Bowen, N. L., 1958, Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, Geol. Soc. Am. Mem., 74, 153 p.
- Tüysüz, O., 1996. Neo-Tethyan tectonic evolution of Central Pontides, In: Second International Symposium on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, s. 6, Şile-İstanbul.
- Twiss, R. J., Moores, E. M., 1992, Structural Geology, Freeman and Company, 532 p.,USA.
- Van. A., 1990. Pontid Kuşağında Artvin Bölgesinin Jeokimyası, Petrojenezi ve Masif Sülfid Mineralizasyonları, Doktora Tezi, KTÜ, Trabzon, 220 s.
- Van Calsteren P.W.C., Harris, N. B. W., Hawkesworth, J. C., Menzies, M. A., Rogers, N. W., 1986, Xenoliths from Southern Africa: a perspective on the lower crust, In J. B. Dawson, D. A. Carswell, J. Hall, and K.H. Wedepohl, (Eds), The Nature of the Lower Continental Crust, Blackwell Scientific, Oxford, England, 351-362.

- Villemant, B., Jafferezeic, H., Joron, J-L., Treuil, M., 1981, Distribution coefficients of major and trace elements: fractional crystallisation in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1997-2016.
- Watson, E. B., Harrison, T. M., 1983, Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth planet. Sci. Lett.*, 64, 295-304.
- Weaver, B. L., Wood, D. A., Tarney, J., Joron, J. L., 1987, Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: accession, bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha, *Alkaline Igneous Rocks, Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 30, 253-267.
- White, A. J. R., 1979, Source of granite magmas. *Geol. Soc. Am. Abs. With Prog.*, 11, 539.
- White, W. M., Patchett, J., 1984, Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs. Implications for magma origins and crust-mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 167-185.
- Willson, R. A., 1959, The geology of the Xeros-Trodos area, Cyprus *Geol. Surv. Dep. Mem.*, 1, 1-184.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis*, Unwin Hyman, London.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chem. Geol.*, 20, 97-127.
- Winkler, G.F., 1976, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*: Springer-Verlag, New York, Heidelberg Berlin.
- Wood, D. A., 1980, The application of a Th-Hf-Nb diagrams to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british Tertiary volcanic province, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 11-30.
- Wood, D. A., Joron, J-L., Treuil, M., Norry, M., Tarney, J., 1979, Elemental and Sr isotopic variations in basic lavas from Iceland and surrounding ocean floor: the nature of the mantle sources inhomogenities, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 319-339.
- Wood, D. A., Joron, J-L., Marsh, N.G., Tarney, J., Treuil, M., 1980, Major and trace element variations in basalts from the North Philippine Sea DSDP Leg 58: a comparative study of back-arc basin basalts with lava series from Japan and mid ocean ridges, *Initial Rep DSDP Leg 58*, p 873-894.

- Woodhead, J. D., 1989, Geochemistry of the Mariana arc (western Pacific). Source composition and processes. Chem. Geol., 76, 1-24.
- Yalçınalp, B., 1992, Güzelyayla (Maçka-Trabzon) Porfiri Cu-Mo Cevherleşmesinin Jeolojik Yerleşimi ve Jeokimyası, Doktora Tezi Yayımlanmamış), KTÜ-Trabzon, 175s.
- Yalçınlar, İ., 1952. İspir-Pazar-Arhavi ve Yusufeli arasındaki bölgenin jeolojisi. MTA: Rap. No. 2022, Ankara.
- Yılmaz, H., 1985. Olur (Erzurum) yöresinin jeolojisi. KTÜ. Derg., 4, 23-43 s, Trabzon.
- Yılmaz, C. ve Yılmaz, H., 1993. Olur (Erzurum) yöresindeki Mesozoyik istifin jeotektonik evrimi. Yerbilimleri (Geosound), No. 23, 27-41, Adana.
- Yılmaz, Y., 1972, Petrology and Structure of the Gümüşhane Granite and Surrounding rocks, North-Eastern Anatolia, Ph. D. Thesis, Univ. London, 260p.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., 1990, Güneydoğu Anadolu'da Triyas sonu tektonizması ve bunun jeolojik anlamı, Türkiye 7. Petrol Kongresi, Bildiriler Kitabı, 65-77, Ankara.
- Yılmaz, A., Adamia, S., Lordkipanidze, M., Gugushvili, V., Lazarashvili, T., Beradze, R., Nadareishvili G., Kuloshvili S., Salukvadze, N., Konak, N., Yılmaz, T., Kurt, I., Özkan, M., Güven, I.H., Hakyemez, Y., 1996. A study of the tectonic units of the area along Turkish-Georgian border, Second International Symposium on the Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, s. 6, Şile-İstanbul.

8. ÖZGEÇMİŞ

Abdurrahman Dokuz, 18.11.1965 tarihinde Arsin'de doğdu. İlk öğrenimini Çiçekli Köyü İlkokulu'nda, orta öğrenimini Arsin'de tamamladıktan sonra 1982-1983 öğretim yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Lisans eğitimine başladı. Lisans eğitimini 1986 yılında, yüksek lisans eğitimini de 1990 yılında tamamladıktan sonra 1992 yılında KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Genel Jeoloji Anabilim Dalına Araştırma Görevlisi olarak atandı. Halen bu görevine devam etmekte olan Dokuz, İngilizce bilmektedir.

