

29797.

T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

PİRAN KÖYÜ (KEBAN) ÇEVRESİNDEKİ MAGMATİK
KAYAÇLARIN PETROGRAFİK VE PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

Bünyamin AKGÜL

DOKTORA TEZİ
JEOLOJİ MÜH. ANABİLİM DALI

ELAZIĞ

1993

T.C
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

PİRAN KÖYÜ (KEBAN) ÇEVRESİNDEKİ MAGMATİK
KAYAÇLARIN PETROGRAFIK VE PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

Bünyamin AKGÜL

DOKTORA TEZİ

JEOLJİ MÜH. ANABİLİM DALI

Bu tez.....Tarihinde, Aşağıda Belirtilen Jüri Tarafından
Oybirliği / oyçokluğu ile Başarılı / Başarısız Olarak Değerlendirilmiştir.

(İmza)

(İmza)

(İmza)

Danışman

ÖZET

Doktora Tezi

PIRAN KÖYÜ (KEBAN) ÇEVRESİNDEKİ MAGMATİK KAYAÇLARIN PETROGRAFIK VE PETROLOJİK ÖZELLİKLERİ

Bünyamin AKGÜL

Fırat Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

1993, Sayfa:128

İnceleme alanı, Elazığ ilinin 30 km kuzeybatısında, Piran Köyü (Keban) civarında yaklaşık 270 km² 'lik bir alan kapsamaktadır.

Çalışma alanında yaşlıdan gence doğru; Permo - Triyas yaşlı Keban Metamorfittleri, Üst Kretase yaşlı Yüksekova Karmaşığı, Üst Paleosen - Alt Eosen yaşlı Seske Formasyonu ve Orta Eosen - Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu yüzeylemektedir.

Keban Metamorfittleri; Mermer ve Kalkfillit Formasyonlarından meydana gelmiştir. Mermer litolojisindeki birim ile Yüksekova Karmaşığı'nın diyorit grubu kayaçları arasındaki dokunak intrüzif olup, dokunak boyunca gerek mermerler ve gerekse diyoritler içerisinde skarnlaşma meydana gelmiştir. Metamorfittlerin en üst seviyelerini oluşturan Kalkfillit Formasyonu ise, Yüksekova Karmaşığı'nı tektonik olarak üzerlemektedir.

Çalışmanın asıl konusu olan Yüksekova Karmaşığı inceleme alanında gabro, diyorit, tonalit ve granodiyorit bileşimli derinlik; mikrotonalit, aplit ve lamrofir bileşimli yarı derinlik; bazalt, bazaltik andezit, andezit ve dasit bileşimli yüzey ve filiş özelliğindeki volkano - sedimanter kayaçlarla temsil olunur.

Arazi gözlemlerine dayanarak karmaşığa ait magmatik kayaçların birbirini izleyen üç farklı evrede yerleştikleri tesbit edilmiştir. Birinci evrede bazik plütonik ve volkanik kayaçlar, ikinci evrede asit plütonik ve volkanik

kayaçlar, üçüncü evrede ise artık magmadan türeyen aplit ve lamprofirler oluşmuştur.

42 adet magmatik kayaç örneğinin analiz verilerin değişik diyağramlarda değerlendirilmesi sonucu, çalışma alanındaki magmatik kayaçların düşük - K toleyit karakterli ada yayı magmatizması ürünleri olduğu belirlenmiştir. Magmatitler SiO_2 içeriğine göre biri düşük ($\text{SiO}_2 < \% 60$), diğeri çok yüksek ($\text{SiO}_2 > \% 70$) olmak üzere iki farklı kayaç grubundan meydana gelmektedir. Bu iki grup arasında ortağ değerlere sahip kayaçların bulunmayışı, söz konusu bu kayaçların aynı magmanın farklılaşma ürünleri olmadığını gösterir. Ancak farklı bileşimli kayaçlar olmalarına karşın, Na_2O ve K_2O gibi ana element ve bazı uyumsuz iz element (Rb, Ba, Sr, Zr ve Nadir Toprak Elementleri) kapsamı birbirine çok yakın değerdedir. Bu nedenle, söz konusu bu kayaçların aynı kaynaktan türeme, farklı evrelerde ve farklı derecede kısmi ergime ile oluşmuş magmaların katılaşması sonucu meydana geldikleri düşünülmektedir.

Çalışma alanındaki gabro, diyorit, tonalit ve granodiyorit bileşimli derinlik kayaçları yay magmatizması ile oluşmuş toleyitik seriye ait KAFEM magma tipini veren ve değişik araştırmacıların I - Tipi ve Manyetit Serisi olarak tanımladıkları granitoid özelliğindedir.

Yüksekova Karmaşığı'na ait volkano - sedimenter birim taban seviyelerinde normal filiş özelliğine sahip olmasına karşın, birimin üst seviyeleri içerisinde gabro, piroksenit ve serpantinit blokları bulunduran vahşi filiş görünümündedir.

ABSTRACT

(Ph. D. Thesis)

PETROGRAPHICAL AND PETROLOGICAL FEATURES OF MAGMATIC ROCKS IN THE VICINITY OF PIRAN VILLAGE (KEBAN)

Bünyamin AKGÜL

Fırat University
Graduate School of Science and Technology
Department of Geological Engineering

1993, Page: 128

The Studied area covers an area of 270 sq. km.s in the vicinity of Piran village (Keban) which is situated in 30 km.s NW of Elazığ.

The units of the studied area (from the oldest to the youngest); Permo - Triassic Keban Metamorphics, Upper Cretaceous Yüksekova Complex, Upper Paleocene - Lower Eocene Seske Formation and Middle Eocene - Upper Oligocene Kırkgeçit Formation.

Keban Metamorphics are composed of marble and calcphyllite. The contact between the marbles of Keban Metamorphics and diorite group rocks of Yüksekova Complex, is intrusive type and along the contact endo and exo skarn formations are present. The Calcphyllite Formation forms the uppermost parts of Keban Metamorphics and thrusts over Yüksekova Complex.

In the study area Yüksekova Complex, which is the main subject of this study, is represented by plutonic rocks of gabbro, diorite, tonalit and granodiorite, subvolcanic rocks of microtonalite, aplite and lamporphyr, volcanic rocks of basalt, basaltic andesite, andesite and dacite and flysch type volcano sedimentary rocks.

The field investigations indicate a 3 - phase magmatic activity. The products of initial phase are basic volcanics and plutonics, of intermediate phase are acidic volcanics and plutonics and of final phase are aplites and lamporphyres.

42 Samples of Yüksekova magmatics were analysed for major and minor elements in order to; classify these rocks, establish original relationships among rocks and discuss geotectonic evolution. The evaluation of the analysis data indicate that the magmatic rocks of the studied area are low - K tholeiitic products of island arc magmatism. On the basis of SiO_2 content the magmatics can be divided into two groups; low SiO_2 group ($\text{SiO}_2 < 60\%$) and high SiO_2 group ($\text{SiO}_2 > 70\%$) Absence of rocks whose SiO_2 contents are between these limits indicate that the rocks of two groups have different parent magmas. However, all types of magmatics rocks have close values of Na_2O and K_2O and some incompatible elements (Rb, Ba, Sr, Zr and REE).

Thus, the rocks of these two groups are thought to be the products of magmas what have the same origin but have different partial melting degrees and phases.

The subvolcanic rocks with aplitic and lamporphyric compositions were formed after the emplacement of tonalitic intrusives and as a magmatic segregation products of tonalites. The relatively higher values of K_2O and Rb which compatible with K, lower values of Sr, Ba for aplitic and lamporphyric rocks indicate an advanced degree of segregation.

Gabro, diorite, tonalite and granodiorite of the studied area have characteristics of granitoids of arc magmatism products what are belong to tholeiitic series and gives CAFEM magma type and called I - Type and Magnetite Series by some researchers.

The volcano - sedimentary rocks of Yüksekova Complex are in normal flysch character at lower levels and upper levels bear gabro, piroksenite and serpentinite blocks and are of wild - flysch character.

ÖNSÖZ

" Piran Köyü (Keban) Çevresindeki Magmatik Kayaçların Petrografik ve Petrolojik Özellikleri " konulu bu çalışma, F. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü' nde 1987 - 1993 yılları arasında doktora tezi olarak hazırlanmıştır.

Çalışmalar arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olarak üç aşamada gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmaları 1988 yaz aylarında başlatılmış, daha sonra 1989 ve 1990 yıllarında aralıklarla devam ettirilmiştir. Laboratuvar ve büro çalışmaları ise, 1988 - 1993 yılları arasında gerçekleştirilmiştir.

Gerek çalışma alanının seçimi ve gerekse çalışmanın yürütülmesinin her aşamasında değerli katkı ve yönlendirici önerilerinden yararlandığım tez danışmanı hocam Doç. Dr. A. Feyzi BİNGÖL' e içtenlikle teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarını araç tahsis ederek destekleyen Fırat Üniversitesi Rektörlüğüne, inceleme alanından derlenen 42 adet örneğin jeokimyasal analizlerinin yapılmasını sağlayan Edinburgh Üniversitesi' nden (İngiltere) Dr.A. H. F. Robertson ve analizleri yapan Dr. J. Dodie' ye teşekkür ederim.

Arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları sırasında değişik konularda değerli katkı ve önerilerinden yararlandığım bölümümüz öğretim elemanlarından Doç. Dr. Ahmet SAĞIROĞLU, Doç. Dr. İ. Erdal KEREY, Yrd. Doç. Dr. Mehmet TURAN ve Araş. Gör. Muharrem AKGÜL'e teşekkür ederim.

İnce ve parlak kesitlerin yapımı sırasındaki yardımlarından dolayı bölümümüz ince kesit teknisyeni Fuat İSTEK' e, tez ile ilgili çizimlerin bir kısmını gerçekleştiren bölümümüz teknik ressamı Dursun YILMAZ' a ve bu çalışmada katkıları bulunan diğer bölüm elemanlarına teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa no
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı.....	1
1.2. Coğrafi Durum.....	2
1.3. Önceki Çalışmalar.....	2
2. STRATİGRAFİ.....	7
2.1. Keban Metamorfizmaları.....	7
2.2. Yüksekova Karmaşığı.....	11
2.2.1. Derinlik Kayaçları.....	12
2.2.1.1. Diyorit grubu.....	12
2.2.1.2. Tonalit grubu.....	14
2.2.2. Yarı Derinlik Kayaçları.....	17
2.2.2.1. Mikro tonalit ve tonalit porfirler.....	17
2.2.2.2. Aplit ve lamprofirler.....	18
2.2.3. Yüzey Kayaçları.....	20
2.2.3.1. Bazalt grubu.....	20
2.2.3.2. Dasit.....	21
2.2.4. Sağdıçlar Üyesi.....	22
2.2.5. Yüksekova Karmaşığı' nın Yaşı.....	24
2.3. Seske Formasyonu.....	25
2.4. Kırkgeçit Formasyonu.....	27
2.5. Gevşek Yüzey Tortuları.....	29
3. MİNERALOGİ VE PETROGRAFI.....	30
3.1. Derinlik Kayaçları.....	30
3.1.1 Diyorit Grubu.....	30
3.1.2. Tonalit Grubu.....	33
3.2. Yarı Derinlik Kayaçları.....	38
3.2.1. Mikrotonalit.....	38
3.2.2. Aplit.....	39
3.2.3. Lamprofir.....	41
3.3. Yüzey Kayaçları.....	42
3.3.1. Bazalt Grubu.....	42
3.3.2. Dasit.....	44

4. JEOKİMYA.....	47
4.1. Değişim Diyagramları.....	48
4.2. Magmatik Kayaçların Jeokimyasal adlandırılması.....	68
4.2.1. Derinlik Kayaçlarının Adlandırılması.....	68
4.2.2. Volkanik Kayaçların Adlandırılması.....	70
4.3. Magmatik Kayaçların Oluştığı Tektonik Ortamın Belirlenmesi.....	74
4.3.1. Ana Element İçeriklerine Göre Tektonik ortamın Belirlenmesi.....	74
4.3.2. İz Element içeriklerine Göre Tektonik Ortamın Belirlenmesi.....	74
4.4. Çalışma Alanındaki Granitoyid Tipinin Belirlenmesi.....	88
4.5. Olası Kaynak Bölgeler.....	101
4.6. Doğu Toroslar'ın Jeotektonik Evriminde Yüksekova Karmaşığı'nın Yeri ve Önemi	105
5. KONTAK METAZOMATİZMA.....	109
5.1. Endoskarn.....	110
5.2. Ekzoskarn.....	115
6. SONUÇLAR	119
7. KAYNAKLAR.....	121

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil no	Sayfa no
Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	3
Şekil 2.1. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.....	8
Şekil 2.2. Keban Metamorfikleri ile Yüksekova Karmaşığı arasındaki tektonik dokunak.....	9
Şekil 2.3. Keban Metamorfikleri ile Yüksekova Karmaşığı'nın diyorit birimi arasındaki intrüzif dokunak.....	13
Şekil 2.4. Keban Metamorfikleri ile Yüksekova Karmaşığı'na ait tonalit birimi arasındaki tektonik dokunak.....	15
Şekil 2.5. Yüksekova Karmaşığı'na ait tonalit ve bazalt grubu kayalar arasındaki dokunak ilişkisi.....	16
Şekil 2.6. Yüksekova Karmaşığı'na ait tonalit ve bazalt grubu kayalar arasındaki dokunak ilişkisi.....	16
Şekil 2.7. Tonalit birimini kesen lamprofir daykları.....	19
Şekil 2.8. Tonalit birimini kesen lamprofir daykları.....	19
Şekil 2.9. Bazaltik yastık lavlardan bir görünüş.....	20
Şekil 2.10. Volcano - sedimenter kayaları kesen dasitlerin görünümü.....	22
Şekil 2.11. Volcano - sedimenter birimin mikritik kireçtaşlarının görünümü..	23
Şekil 2.12. Volcano - sedimenter birimin içerisinde izlenen ultramafik kayalar bloklarının görünümü.....	23
Şekil 2.13. Yüksekova Karmaşığı ve Seske Formasyonunun genel bir görünümü.....	26
Şekil 2.14. Yüksekova Karmaşığı ve Kırkgeçit Formasyonunun genel bir görünümü.....	28
Şekil 3.1. Diyorit grubu kayalarda izlenen poikilitik dokunun mikroskopta görünümü.....	32
Şekil 3.2. Diyorit grubu kayalarda izlenen subhedral granüler dokunun mikroskopta görünümü.....	32
Şekil 3.3. Tonalit grubu kayalarda izlenen subhedral granüler dokunun mikroskopta görünümü.....	35
Şekil 3.4. Tonalitlerde izlenen mirmekitik dokunun mikroskopta görünümü.	35
Şekil 3.5. Aplitlerde izlenen mikrografik dokunun mikroskopta görünümü...	39

Şekil 3.6. Yüksekova Karmaşığına ait derinlik kayaçlarının QAP	
diyagramında adlandırılması.....	40
Şekil 3.7. Lamprofirlerin mikroskoptaki genel görünümü.....	41
Şekil 3.8. Bazit volkanitlerde izlenen vitroporfirik dokunun mikroskoptaki	
görünümü.....	43
Şekil 3.9. Mikrolitik dokulu bazik volkanitlerin mikroskopta görünümü.....	43
Şekil 3.10. Dasitlerde izlenen mikroporfirik dokunun mikroskopta gör.....	45
Şekil 4.1. Na_2O - CaO diyagramı ile spilitleşmenin belirlenmesi.....	48
Şekil 4.2. Yüksekova Karmaşığı' na ait magmatik kayaçların ana ve	
bazı iz elementlerinin Harker diyagramında dağılımı.....	61
Şekil 4.3. Derinlik ve yarı derinlik kayaçlarının Q - P diyagramında	
adlandırılması.....	69
Şekil 4.4. Volkanik kayaçların ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) - SiO_2 diyagramında	
sınıflandırılması.....	71
Şekil 4.5. Volkanik kayaçların (Zr / TiO_2) - SiO_2 diyagramında	
sınıflandırılması.....	72
Şekil 4.6. Volkanik kayaçların (Nb / Y) - SiO_2 diyagramında	
sınıflandırılması.....	72
Şekil 4.7 Volkanik kayaçların (Nb / Y) - (Zr / TiO_2)diyagramında	
sınıflandırılması.....	73
Şekil 4.8. Volkanik kayaçların Ce - (Zr / TiO_2) diyagramında	
sınıflandırılması.....	73
Şekil 4.9. Magmatik kayaçların ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - SiO_2 diyagramı.....	75
Şekil 4.10. Magmatik kayaçların AFM diyagramındaki dağılımı.....	76
Şekil 4.11. Bazik magmatik kayaçların $\text{FeO}^* / \text{MgO}$ - SiO_2 diyagramı.....	77
Şekil 4.12. Magmatik kayaçların TiO_2 - MnO - P_2O_5 diyagramı.....	77
Şekil 4.13. Magmatik kayaçların K_2O - SiO_2 diyagramı.....	78
Şekil 4.14. Bazik magmatik kayaçların F_1 - F_2 diyagramı.....	79
Şekil 4.15. Bazik magmatik kayaçların F_2 - F_3 diyagramı.....	80
Şekil 4.16. Bazik Magmatik kayaçların Ti - Zr - Y diyagramı ile	
oluştukları tektonik ortamın belirlenmesi.....	82
Şekil 4.17. Bazik Magmatik kayaçların Ti - Zr diyagramı ile	
oluştukları tektonik ortamın belirlenmesi.....	82
Şekil 4.18. Bazik Magmatik kayaçların Ti - Zr - Sr diyagramı ile	
oluştukları tektonik ortamın belirlenmesi.....	83
Şekil 4.19. Çalışma alanındaki volkanik kayaçların Ti - Zr	
diyagramındaki dağılımı.....	84

Şekil 4.20. Bazik magmatik kayaçların Nb - Zr - Y diyagramı.....	85
Şekil 4.21. Farklı tektonik ortam bazaltlarının MORB ' a normalleştirilmiş iz element gidişleri.....	87
Şekil 4.22. Yüksekova Karmaşığı' na ait granitoyid örneklerinin indeks mineraller diyagramındaki (A - B) konumları.....	91
Şekil 4.23. Granitoyidlerin Q - P diyagramı ile Kafemik ve Alümino-kafemik alt tiplerinin belirlenmesi.....	93
Şekil 4.24. Granitoyidlerin QPB diyagramı ile Kafemik ve Alümino-kafemik alt tiplerinin belirlenmesi..	94
Şekil 4.25. Tonalit grubu kayaçların Nb - SiO ₂ diyagramındaki dağılımı.....	95
Şekil 4.26. Tonalit grubu kayaçların Y - SiO ₂ diyagramındaki dağılımı.....	95
Şekil 4.27. Tonalit grubu kayaçların Rb - SiO ₂ diyagramındaki dağılımı.....	96
Şekil 4.28. Tonalit grubu kayaçların Nb - Y diyagramındaki dağılımı.....	97
Şekil 4.29. Tonalit grubu kayaçların Rb - (Y + Nb) diyagramındaki dağılımı.....	97
Şekil 4.30. Farklı tektonik bölgelerde konumlanmış granitoyidlerin ORG'e normalleştirilmiş iz element dağılımları.....	99
Şekil 4.31. İnceleme alanındaki tonalit - granodiyorit bileşimli kayaçların ORG' ne normalleştirilmiş iz element dağılımı.....	100
Şekil 5.1. Keban Metamorfikleri' nin Mermer birimi ile Yüksekova Karmaşığı' nın diyorit birimi arasında gelişen granatlı zon.....	110
Şekil 5.2. Endoskarn zonunda görülen skarn minerallerinin mikroskopta görünümü.....	111
Şekil 5.3. Endoskarn zonunda görülen skarn minerallerinin mikroskopta görünümü.....	111
Şekil 5.4. Endoskarn zonuna ait örneğin XRD analiz sonucu.....	114
Şekil 5.5. Ekzoskarn zonunda izlenen zonlu granatların mikroskopta görünümü.....	116
Şekil 5.6. Ekzoskarn zonuna ait örneğin XRD analiz sonuçları.....	118

TABLÖLAR LİSTESİ

Tablo no	sayfa no
Tablo 3.1. Yüksekova Karmaşığına ait derinlik ve yarı derinlik kayaçlarının modal mineralojik bileşimleri.....	37
Tablo 4.1. Yüksekova Karmaşığı' na ait magmatik kayaçların ana ve iz elemen içerikleri, CIPW normları ve A / CNK değerleri.....	53
Tablo 4.2. I ve S - Tipi granitoidlerin karakteristik özellikleri	90
Tablo 4.3. Alt kıtasal kabuk, okyanusal kabuk ve üst kıtasal kabuğun ana, iz element içerikleri ve bazı element oranlarının çalışma alanındaki magmatik kayaçlardaki değerlerle karşılaştırılması....	103
Tablo 5.1. Skarn zonu kayaçların ana ve iz elemen içerikleri.....	113

EKLER LİSTESİ

Ek 1. Çalışma alanının 1 / 25.000 ölçekli jeoloji haritası ve jeolojik enine kesitler.



1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

Bu çalışma, Elazığ batısında Piran Köyü (Keban) çevresinde yüzeyleyen Üst Kretase yaşlı magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özelliklerini incelemek, farklı kayaç birimleri arasındaki ilişkileri açığa çıkarmak ve magmatik kayaçların oluştuğu jeotektonik ortamı belirlemek amacıyla yapılmıştır.

Çalışmalar; arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

Arazi çalışmalarında, daha önce Asutay (1988) ve Özkul (1988) tarafından yapılan ve çalışma alanını da içine alan 1 / 100.000 ölçekli jeoloji haritalarından kısmen de olsa faydalanılarak 1 / 25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası alımı gerçekleştirilmiştir. Gerek metamorfik ve gerekse sedimenter kayaçlar kendi içlerinde farklı litolojik birimlere ayrılmaksızın haritalanmış olmalarına karşın, çalışmanın asıl konusu olan magmatik kayaçlar farklı litolojik birimlere ayrılarak haritada gösterilmişlerdir. Arazi çalışmalarında 260 adeti magmatik kayaçlardan 25 adeti skarn kayaçlarından ve 15 adeti diğer kayaçlardan (metamorfik ve sedimenter) olmak üzere 300 adet örnek alınmıştır. Harita alımı sırasında çalışma alanında yüzeyleyen farklı kayaç birimlerinin genel litolojik özellikleri ve birbirleriyle olan dokunak ilişkileri belirlenmiştir.

Laboratuvar çalışmaları petrografik ve jeokimyasal amaçlı çalışmalar olarak iki aşamada gerçekleştirilmiştir.

Petrografik amaçlı laboratuvar çalışmalarında araziden derlenen değişik kayaç örneklerinden yaklaşık 220 adetinin ince kesiti yapılmıştır. Daha sonra, yapılan bu ince kesitler polarizan mikroskopta incelenerek mineralojik ve petrografik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca, 20 adet örneğin parlak kesitleri yapılarak cevher mikroskobunda opak mineral kapsamları tespit edilmiştir.

Jeokimyasal amaçlı laboratuvar çalışmalarında XRF metodu ile magmatik kayaçlara ait 42 adet örneğin ana ve bazı iz element içerikleri incelenmiştir. Analiz için petrografik çalışmalarla genel sınıflaması yapılan magmatik kayaçlardan farklı birimleri temsil eden ve alterasyondan etkilenmemiş veya çok az etkilenmiş olan örneklerin seçilmesine özen gösterilmiştir. Ayrıca, skarn zonundan alınan 2 adet örneğin XRD metodu ile analizleri yapılarak mineral kapsamları saptanmıştır.

Büro çalışmalarında ise, arazi ve laboratuvar çalışmaları ile elde edilen sonuçlar değerlendirilerek inceleme alanındaki magmatik kayaların oluştuğu jeotektonik ortam belirlenmiştir.

1.2. Coğrafi Durum

İnceleme alanı, Elazığ ili'nin 30 km. batısında, 1 / 25.000 ölçekli MALATYA K41-b4, K41-c1 ve K41-c2 paftalarında kısmen yayılan yaklaşık 270 km²'lik bir alan kapsamaktadır (Şekil 1.1).

Piran, Hacımustafa, Cebberuşağı, Yukarıçakmak, Aşağıçakmak, Birvan, Sağdıçlar ve Yukarımişelli köyleri çalışma alanındaki en önemli yerleşim birimleridir. Bu köyler, çalışma alanını D - B doğrultusunda yaklaşık iki eşit parçaya bölen Elazığ - Keban karayoluna her mevsim ulaşım olanağı sağlayan stabilize yollarla bağlanır (Ek-1).

Bölge güneyden kuzeye doğru alçalan bir topografya sunmaktadır. Çalışma alanının güneyinde yer alan Öğlückbaba T. (2018) bölgenin topografik olarak en yüksek noktası olup; Kurt T. (2005), Kandil T. (1902), Mergi T. (1880), Geli T. (1840), Barış T. (1780), Isıtmaçeşme T. (1669), Birik T. (1668), Pit T. (1589), Göbeklik T. (1558) ve Keçikıran T. (1407) diğer önemli yükseltileri oluşturmaktadır.

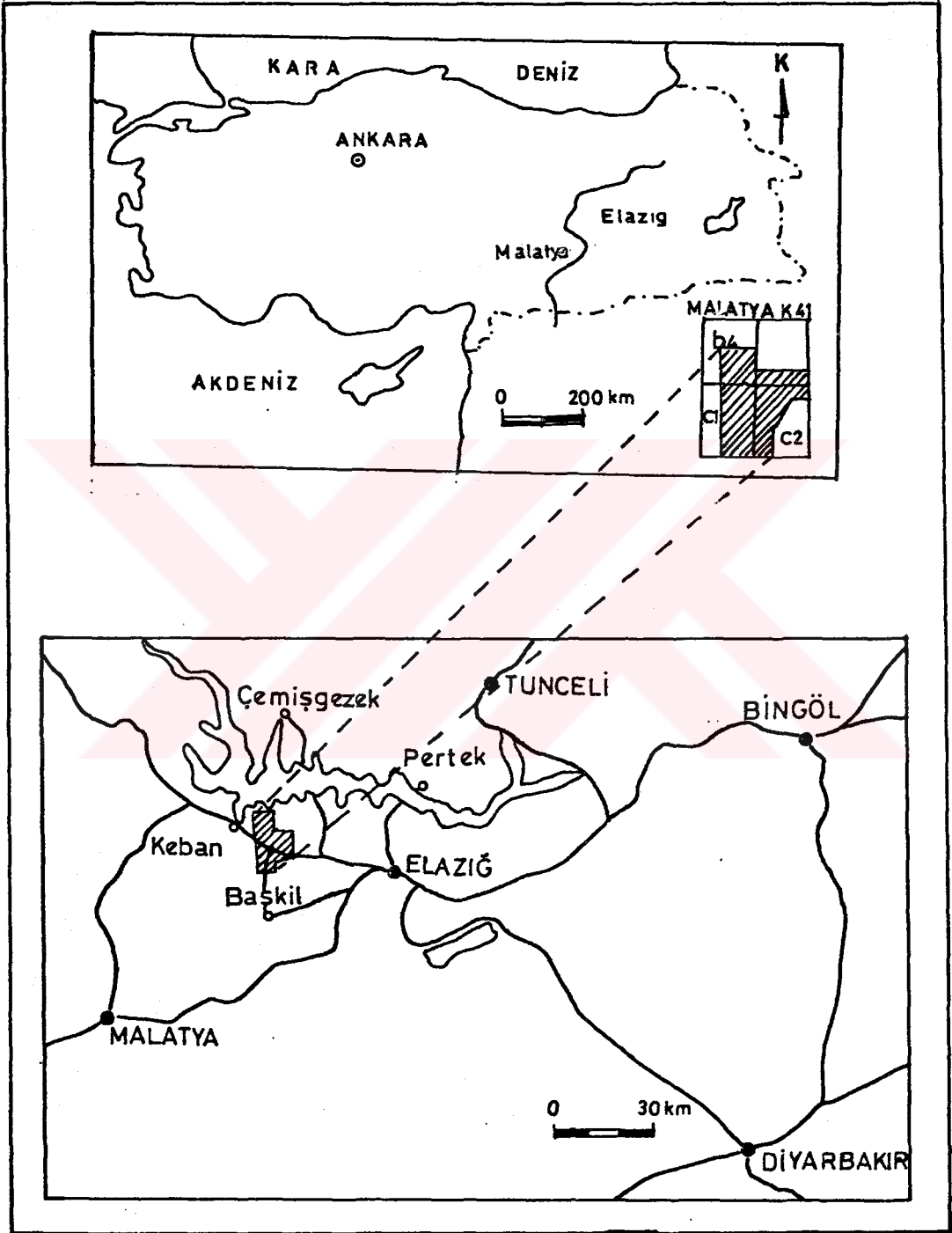
Elazığ - Keban karayoluna paralel uzanan Keban deresi, diğer irili ufaklı dereleri bünyesine alarak bölgenin drenaj ağının temelini oluşturmaktadır.

Tipik karasal iklimin hüküm sürdüğü bölgede; kış ayları soğuk ve yağışlı, yaz ayları ise sıcak ve kurak geçmektedir. Bitki örtüsü bakımından fakir olan yörede yer yer ağaçlandırma çalışmalarına rastlanmaktadır.

Yöre halkının en önemli geçim kaynağı tarım ve hayvancılıktır. Ancak, bölgenin topografik olarak engebeli bir yapıya sahip olması nedeni ile tarıma elverişli alan çok sınırlıdır.

1.3. Önceki Çalışmalar

Çalışma alanı Doğu Toros Orojenik Kuşağı üzerinde yer almaktadır. Başta Keban ve Karakaya Barajları olmak üzere oldukça büyük mühendislik yapıları, Doğu Anadolu Fayı gibi Türkiye' nin neotektonik evrimi açısından oldukça önemli tektonik yapılar ve ülkemiz ekonomisine uzun yıllardan beri önemli katkılar sağlayan Maden , Guleman ve Keban maden yataklarının bu kuşak üzerinde bulunması, değişik konularda çalışan yerbilimcilerin ilgisini çekmiştir.



Şekil. 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

Ayrıca, 1977 yılında Fırat Üniversitesine bağlı Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nün kurulması, bölgede yapılan jeolojik çalışmaların artmasına neden olmuştur.

Elazığ çevresinde yapılmış olan jeolojik çalışmalardan bazılarını şöyle sıralayabiliriz; Arni (1937, 1938, 1939), Ketin (1946), Tolun (1955), Kumbasar (1964), Baykal (1966), Metin (1969), Kipman (1976, 1981, 1983), Özgül (1976) Naz (1979), Perinçek (1979a, 1979b), Perinçek ve Özkaya (1981), Yazgan (1981, 1983, 1984), Bingöl (1982, 1984, 1986, 1988), Hempton ve Savcı (1982), Özkul (1982, 1988), Avşar (1983), Hempton (1983, 1984, 1985), Perinçek ve Kozlu (1984), Turan (1984), Asutay (1985, 1988), Çetindağ (1985, 1989), Özkul ve Üşenmez (1986), Sağiroğlu (1986, 1992), Tatar (1987), Akgül, B. (1987), Akgül, M. (1987, 1991), Erdem (1987), Kılıç (1987), Kürüm (1987), Olgun (1987), Sağiroğlu ve Preston (1987), Akpınar (1988), Bölücek (1988), Karabulut (1988), Türkmen (1988, 1991), Altunbey (1990), Şaşmaz ve Sağiroğlu (1990), Aydoğdu (1991), Beyarslan (1991), Yazgan ve Chessex (1991).

Bu çalışmalardan bazılarının incelenmesiyle çalışma alanı ve yakın çevresi hakkında elde edilen önemli sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.

Özgül (1976), Kambriyen - Tersiyer aralığında çökelmiş kayaç birimlerini kapsayan Toros Orojenik Kuşağı'nı bir takım birliklere ayırarak incelemiştir. Bu arada Munzur Dağı ve Keban civarının jeolojisini de inceleyen yazar, Keban Metamorfitlelerini Alanya Birliğine dahil ederek, bu birliğin şelf türü karbonat ve kırıntılı kayaçlardan meydana geldiğini belirtmiştir.

Kipman (1976, 1981, 1983), Keban civarında yaptığı çalışmalarda, Keban Metamorfitlelerini yaşlıdan gence doğru; Mermer, Rekristalize kireçtaşı - Kalkşist ve Metakonglomera - Kalkfillit olarak üç ayrı birime ayırmıştır. Rekristalize kireçtaşı - Kalkşist Formasyonunun fosil içeriğine göre birime Permien yaşını veren araştırmacı, bölgesel metamorfizmanın yaşının da Jura - Alt Kretase olabileceğini ileri sürmüştür.

Perinçek (1979a, 1979b), ilk defa Hakkari ili Yüksekova ilçesi civarında tanımladığı Yüksekova Karmaşığının; Kireçtaşı, şeyl, kumtaşı, volkanik kumtaşı, tuf, aglomera, bazalt, diyabaz, gabro, serpantin, granit ve granodiyoritlerden oluştuğunu belirtmiştir. Araştırmacı, lav akıntıları ve yastık lavlar arasındaki mikritik kireçtaşlarının fosil içeriğine göre karmaşığa Kampaniyen - Maestrihtiyen yaşını vermiştir.

Yazgan (1981, 1983, 1984), Elazığ - Malatya çevresinde yaptığı araştırmalarda, bölgenin jeotektonik evrimini levha tektoniği kuramına uygun olarak yorumlamaya çalışmıştır. Araştırmacı, kuzeyden güneye doğru biri Üst

Kretase'de (Yüksekova Karmaşığı), diğeri Orta Eosen'de (Maden Karmaşığı) iki ayrı dizge içerisinde oluşan volkanik ve derinlik kayaçlarının genç ve kalın olmayan bir kıta kabuğu üzerine yerleşmiş "etkin kıta kenarı" ürünleri olduğunu ileri sürmüştür. Yüksekova Karmaşığına ait granit, granodiyorit, tonalit, monzonit, monzodiyorit, diyorit ve gabro bileşimli derinlik kayaçlarının alkaliye eğilimli kalkalkali karakterde olduğunu belirten araştırmacı, bu kayaçlar üzerinde K / Ar yöntemi uygulayarak yaptığı yaş tayininde karmaşığın Kampaniyen (74-80 M.y) yaşlı olduğunu saptamıştır.

Bingöl (1982, 1984, 1988), Elazığ - Pertek - Kovancılar arasında yaptığı araştırmalarda, Yüksekova Karmaşığına ait magmatik kayaçların petroğrafik ve petrolojik özelliklerini inceleyerek bu kayaçların konumlandıkları jeotektonik ortamı belirlemeye çalışmıştır. Araştırmacı, toleyitik ve kalkalkalen kayaçlardan oluşan Yüksekova Karmaşığının kuzeye doğru dalımlı bir yitim zonunda kısmen okyanus, kısmen de kıta kenarı üzerinde gelişmiş yay magmatizması ürünleri olduğunu ileri sürmüştür.

Hempton ve Savcı (1982), Sivrice - Elazığ arasında yaptıkları çalışmada, Yüksekova Karmaşığının volkanik birimini "Elazığ Volkanik Karmaşığı" olarak adlandırmışlardır. Çalıştıkları bölgede dasit ve riolit bileşimli volkanik kayaçların görülmediğine dikkati çeken araştırmacılar, bu nedenle karmaşığın, Yazgan (1981) tarafından belirtildiği gibi etkin kıta kenarı magma ürünlerinden çok ilksel okyanus içi / ensimatik bir ada yayı ürünü olduğu görüşünü savunmuşlardır.

Özkul (1982, 1988), Elazığ kuzeydoğusunda Güneyçayırı yöresinde ve Elazığ batısında çalışma alanını da içine alan bölgede Kirkgeçit Formasyonu üzerinde sedimentolojik araştırmalar yapmıştır. Araştırmacı, Kirkgeçit Formasyonu'nu oluşturan derin deniz sedimanlarının Orta Eosen'de güneyde Maden Karmaşığı'nın meydana gelmesine yol açan dalma - batma ile ilişkili bir yay ardı (back - arc) havzada çökeldiğini ileri sürmüştür.

Perinçek ve Kozlu (1984), Afşin - Elbistan - Doğanşehir civarında yapmış oldukları çalışmada, Yüksekova Karmaşığı'nın oluşumu ile ilgili olarak Hempton ve Savcı (1982) tarafından ileri sürülen öneriyi kabul ederek, volkanitleri kesen granit ve granodiyoritlerin ada yayı magmatizmasındaki farklılaşmanın son evresini temsil ettiğini belirtmektedirler.

Turan (1984), Baskil - Aydınlar (Elazığ) civarında yaptığı araştırmada, bölgenin stratigrafisi, birimlerin litolojisi, yaşı ve tektonik özelliklerini belirlemeye çalışmıştır. Çalıştığı bölgede Yüksekova Karmaşığı'nın yariderinlik ve yüzey

kayaçları ile temsil olunduğunu belirten araştırmacı, bu magmasal kayaçları alttan üste doğru; diyabaz üyesi ve piroklastit üyesi olarak iki üyeye ayırmıştır.

Asutay (1985,1988), Baskil civarında yüzeyleyen magmatik kayaçları "Baskil Magmatitleri" olarak adlandırmıştır. Bu magmatik kayaçların düzenli bir magmatik seri oluşturdıklarını ve içinde ofiyolit kapsamına alınabilecek hiçbir kayaç ya da kayaç grubuna rastlanmadığını belirten araştırmacı, bu nedenlerden ötürü sözkonusu kayaçların bir karmaşık olarak yorumlanmasının yanlış olduğunu ileri sürmüştür.

Akgül, M. (1987, 1991), " Baskil Granitoyidi " olarak adlandırdığı gabro, diyorit, kuvars diyorit, granit ve granodiyorit bileşimli magmatik kayaçlarda petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yapmıştır. Araştırmacı, bu kayaçların çarpışma bölgesinde farklı cinsteki kayaçların kısmi ergimesiyle oluştuğunu ve kalkalkali seri karakterinde olduğunu belirtmektedir.

Aydoğdu (1991), Dutluköy (Elazığ) civarında yaptığı çalışmada, Üst Kretase yaşlı Yüksekova Karmaşığı'nın; diyorit, monzodiyorit, tonalit, granodiyorit, granit ve volkano - sedimenter kayaçlardan oluştuğunu belirtmektedir. Araştırmacı, Yüksekova Karmaşığı'na ait bu kayaçların yitim sonucu oluşan ada yayı ürünleri olduğunu, daha sonra oluşan granitlerin ise, çarpışmaya bağlı ürünler olduğunu ileri sürmektedir.

2. STRATİGRAFİ

2.1. Keban Metamorfitleri (Permo - Triyas; PzMzk)

İnceleme alanında Mermer ve Metakonglomera - Kalkfillit formasyonları ile temsil olunan birim, ilk defa Özgül (1976) tarafından Batı Toroslar'da görülen Alanya Birliği'ne dahil edilerek adlandırılmıştır. Keban İlçesi civarında Rekristalize kireçtaşı - Kalkşist, Mermer ve Metakonglomera - Kalkfillit Formasyonlarından oluşan birim (Kipman, 1981, 1983; Akgül, B., 1987), Son yıllarda Doğu Toroslar'da yapılan çalışmalarda (Perinçek, 1979a, 1979b; Perinçek ve Özkaya, 1981; Yazgan, 1981, 1983; Bingöl, 1982, 1984; Avşar, 1983; Yazgan, 1983; Turan, 1984; Özgül ve Turşucu, 1984; Asutay, 1985; Akgül, M., 1987; Kürüm, 1987; Olgun, 1987; Özkul, 1988; Çetindağ, 1989; Sağıroğlu, 1992) Keban Metamorfitleri adı altında incelenmiştir.

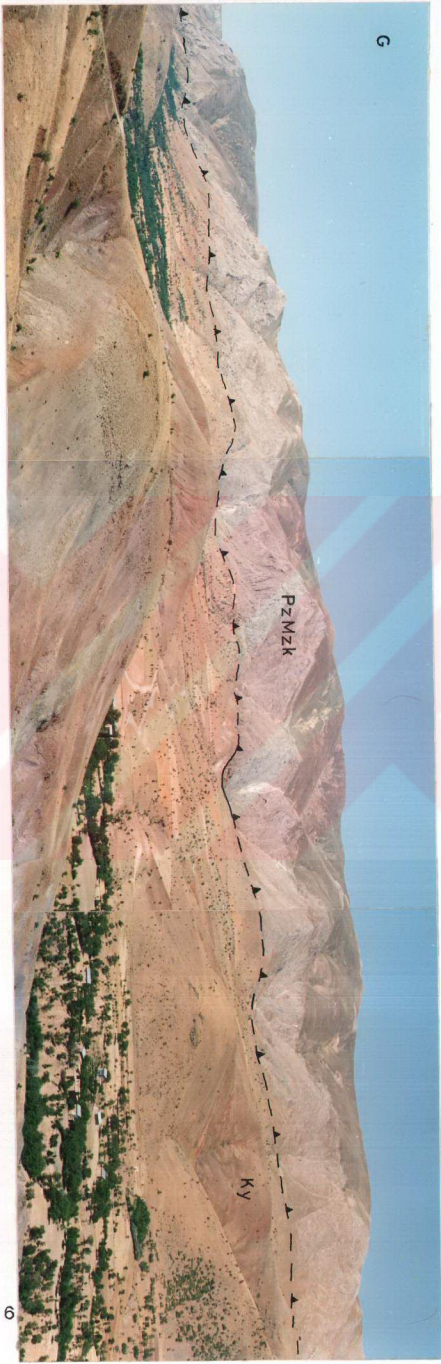
Keban Metamorfitleri inceleme alanında iki ayrı kesimde yüzeylemektedir. Bu farklı kesimlerde yüzeyleyen birimin litolojik özellikleri ve Yüksekova Karmaşığı ile oluşturduğu dokunak ilişkisi de farklılıklar sunmaktadır. Keban Metamorfitleri'nin Rekristalize kireçtaşı - Kalkşist Formasyonu'ndan sonraki ikinci birimi olan mermerler, çalışma alanının KD köşesinden harita alanına girer ve hiçbir kesintiye uğramadan Yukarımişelli köyünün kuzeyinde harita alanını terkeder (Ek - 1). Metamorfik temelin üst seviyelerini oluşturan Metakonglomera - Kalkfillit Formasyonu ise çalışma alanının GB köşesinden harita alanına girmekte ve yaklaşık K - G doğrultulu bir hat boyunca uzanmaktadır (Ek - 1, Şekil 2.2).

Permo- Triyas yaşlı Keban Metamorfitleri ile Üst Kretase yaşlı Yüksekova Karmaşığı bazen tektonik bazen de intrüzif dokunak oluşturmaktadır. Intrüzif dokunak, çalışma alanının kuzey kesimlerinde yüzeyleyen mermer litolojisindeki birim ile Yüksekova Karmaşığı'nın diyorit birimi arasında izlenmektedir. Yer yer kırık ve çatlaklar boyunca mermer içerisine sokulum yapan diyoritik magmanın skarnlaşmaya neden olduğu açıkça görülmektedir. Skarnlaşma konusundaki gözlem ve düşünceler "Kontak Metazomatizma" başlığı altında daha sonraki bir bölümde ayrıntılı olarak incelenmiştir.

İnceleme alanının batısında yer alan Keban Metamorfitleri ile Yüksekova Karmaşığı arasındaki dokunak tektonik olup, dokunak boyunca Keban Metamorfitleri Yüksekova Karmaşığı üzerine bindirmiştir (Şekil 2.2). Yaklaşık K - G

Y A Ş		LİTOLOJİ		SİMGE		AÇIKLAMA	
ÜST PALEO- ALT EOSEN	ORTA EOSEN- ÜST OLIĞOSEN	KUVAL					
ÜST KRETASE	SAĞIÇLAR LÜYESİ	SESKE FM.					
	YÜKSEKOVA KARMAŞIĞI	KIRKGEÇİT FM.					
PERMO - TRIYAS	KEBAN METAMORFİTLERİ						

Şekil 2.1. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz).



Şekil 2.2. Keban Metamorfileri (Pz Mzk) ile Yüksekova Kırmaşığı (Ky) arasındaki tektonik dokunak. Bakış yönü batıya doğrudur.

doğrultulu bu bindirme hattı Kırklar mahallesi 1 km. kuzeyinde KD'ye yönelerek Yukarımişelli köyü kuzeyinde çalışma alanını terkeder. Bindirme fayı ile oluşan dik yamaçlardan yoğun bir moloz akması söz konusudur. Bindirmenin, Mirali mahallesi 1 km. güneyinden Elazığ - Keban karayoluna kadar olan yaklaşık 8 km.'lik bölümü tamamen yamaç molozu ile örtülüdür.

İnceleme alanında tabanı izlenemeyen Keban Metamorfikleri Orta Eosen - Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülür.

Yukarıda belirtildiği gibi Keban Metamorfikleri çalışma alanında litolojik olarak mermer ve kalkfillitler ile temsil olunur. Bu iki birime ilave olarak Şeyhan mahallesi kuzeyinde mermerlerin tabanında çok ince bir amfibolit seviyesine rastlanılmıştır. Pertek (Tunceli) çevresinde yaygın olarak bulunan amfibolit şistlere, çalışma alanı ve yakın çevresinde daha önce yapılan çalışmalarda rastlanılmamıştır. Mermer biriminin diyoritler ile oluşturduğu dokunakta siyaha yakın koyu renkte, iyi tabakalanmalı, çok iyi şistozite düzlemleri sunan amfibolitler, büyük olasılıkla Keban civarında metamorfik birimin tabanını oluşturan Rekristalize kireçtaşı - Kalkışist Formasyonu'na ait olmalıdır. Amfibolit şistlerde tabakalaşmaya paralel gelişmiş olan şistozite düzlemleri, K 80° B, 38° KD duruşludur. Amfibolit şistlerden alınan örneklerin mikroskobik incelenmesi sonucu bunların esas olarak; hornblend minerallerinden meydana geldiği görülmüştür. Hornblendler nematoblastik doku oluşturacak şekilde uzamışlardır. Kayaç içerisinde az miktarda kalsit, kuvars, plajiyoklas ve opak minerallere rastlanmıştır.

Çalışma alanında geniş yayılıma sahip olan mermerler tabakalanmasız yani masif olup, diyorit grubu kayaçlar üzerinde şapka şeklinde durmaktadırlar. Dış yüzeyi kirli beyaz - yer yer grimsi renklerde, kırılma yüzeyleri beyaz, karstik, kırıklı ve çatlaklıdırlar. Kırıklar, KD - GB ve KB - GD doğrultularında makaslama kırıkları şeklinde gelişmiştir. Bu kırıklar boyunca yer yer diyoritik magmanın intrüzyonu söz konusudur. Skarn zonuna yakın kısımlarda görülen iri kalsit kristalleri mermerlerin bu zonda rekristalize olduğunu gösterir. Mermerler skarn zonundan uzak kesimlerde daha küçük kristalli, polisentetik ikizli ve aralarında 75°'lik açı yapan çift yönlü dilinimlere sahip kalsit ve dolomit minerallerinden meydana gelmektedir. Dolomit ve kalsit kristalleri mozayik doku oluşturacak şekilde bulunmaktadır.

Keban Metamorfikleri'nin en üst seviyelerini oluşturan Metakonglomera - Kalkfillit Formasyonu çalışma alanında; içerisinde mermer blokları bulunduran, iyi gelişmiş şistozite düzlemlerine sahip kalkfillitlerden oluşmaktadır. Metakonglomera - Kalkfillit Formasyonu'nun tabanını oluşturan metakonglo-

meralar (Akgül, B., 1987) çalışma alanında görülmemektedir. Yeşilimsi - gri, bazen siyahımsı renklerde izlenen kalkfillitlerde yer yer kuvarsit damarları ve grafitli seviyeler mevcuttur. Şistozite düzlemleri tabakalanmaya paralel olarak gelişmiş olup, her iki düzlemin doğrultusu K - G ve KD - GB doğrultusunda yoğunlaşmaktadır. Tabaka ve şistozite düzlemleri bindirme hattı boyunca değişik açılarla doğuya doğru dalımlıdır. Kalkfillitlerin üst seviyelerini oluşturan mermer blokları bindirme hattı boyunca kalkfillitler içerisinde kesintisiz bir şekilde çalışma alanını K - G doğrultusunda boydan boya katederler. Kalkfillitler içerisindeki mermer blokları bazı kesimlerde Yüksekova Karmaşığına ait kayaçlar ile dokunak oluşturmaktadır. Elazığ - Keban karayolu üzerinde dokunak boyunca mermer blokları içerisinde geniş bir breş zonu gelişmiştir. Keban Metamorfitlerinin Yüksekova Karmaşığı üzerine bindirmesinin kanıtı olarak değerlendirilen bu zonda breşik çakılların etrafında bol miktarda ikincil aragonit oluşumlarına rastlanmıştır.

Permo - Triyas'ta çökelmiş şelf tipi karbonat ve kırıntılardan oluşan Keban Metamorfitleri, yeşil şist fasiyesinin düşük derecelerinde metamorfizmaya uğramıştır (Akgül, B., 1987). Ancak, gerek çalışma alanında ve gerekse çalışma alanı dışında Pertek (Tunceli) civarında amfibolitlerin görülmesi, metamorfizma şiddetinin yer yer orta dereceye (amfibolit fasiyesi) çıktığını işaret eder.

Kipman (1981), inceleme alanının batısında Keban çevresinde yaptığı çalışmada, bölgede Triyas'tan Üst Kretase'ye kadar bir çökelmezlik döneminin geçtiğini belirterek, karbonat ve pelitik kökenli kayaçların P/T koşullarında Jura - Alt Kretase aralığında metamorfizmaya uğradığını ileri sürmektedir.

Asutay (1985) ve Akgül, B. (1987), metamorfizmaya neden olan P ve T koşullarının, Keban biriminin güneyinde bulunan okyanus kabuğunun Üst Kretase'de kuzeye doğru dalması ve bu dalma zonu üzerinde gelişen Yüksekova Karmaşığı'na ait magmatik kayaçların oluşumu ile ilişkili olduğunu belirtmektedirler.

2.2. Yüksekova Karmaşığı (Senoniyen; Kydg, Kyab, Kytg, Kys, Kyd)

Birim ilk defa Perinçek (1979a; 1979b) tarafından Hakkari ili Yüksekova İlçesi civarında adlandırılmıştır. Doğuda Hakkari'den başlayarak batıda Kahramanmaraş'a kadar geniş bir alanda yayılım sunan karmaşık, son yıllarda yapılan değişik amaçlı bir çok çalışmada Yüksekova Karmaşığı (Perinçek ve Özkaya, 1981; Yazgan, 1981; Bingöl, 1982, 1984, 1987, 1988; Turan, 1984; Perinçek ve Kozlu, 1984; Sağiroğlu, 1986, 1992; Aksoy, 1988; Özkul, 1988; Bölücek, 1988; Şaşmaz ve Sağiroğlu, 1990) bazı çalışmalarda ise; Baskil

Magmatik kayaçları (Yazgan, 1983, 1984; Asutay, 1985; Çetindağ, 1989; Yazgan ve Chessex, 1991), Baskil Granotoyidi (Akgül, 1987, 1991) ve Elazığ Volkanik Karmaşığı (Hempton ve Savcı, 1982; Hempton, 1983, 1984, 1985) olarak adlandırılmıştır. İnceleme alanında birimin derinlik, yarıderinlik, yüzey ve volkano - sedimenter özellikteki değişik kayaçlarla temsil edilmesi, ayrıca yerel formasyon adlamalarının bölgesel ölçekte yarattığı karışıklıklar dikkate alınarak bu çalışmada Yüksekova Karmaşığı adının kullanılması uygun görülmüştür.

İnceleme alanını yaklaşık iki eşit parçaya bölen Elazığ - Keban karayolunun kuzeyinde ve güneyinde geniş bir alanda yayılım sunan Yüksekova Karmaşığı; Hacımustafa, Piran, Temte, Aşırdan, Cebberuşağı, Halfe, Yukarıçakmak, Aşağıçakmak, Birvan, Sağdıçlar ve Yukarımişelli köyleri civarında yüzeylemektedir (Ek - 1).

Yukarıda belirtildiği gibi, Yüksekova Karmaşığı ile Permo - Triyas yaşlı Keban Metamorfitleri arasında yer yer tektonik, yer yer de intrüzif dokunak izlenmektedir (Ek - 1).

Çalışma alanında karmaşık; Üst Paleosen - Alt Eosen yaşlı Seske Formasyonu ve Orta Eosen - Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülür (Ek - 1).

Elazığ - Baskil - Sivrice ve Pertek yörelerinde geniş yayılım sunan Yüksekova Karmaşığı'nın bu bölgelerde yapılan çalışmalarda; gabro, diyorit, kuvars diyorit, monzodiyorit, kuvars monzodiyorit, monzonit, kuvars monzonit, tonalit, granodiyorit ve granit gibi derinlik; aplit, mikrogranit, diyabaz ve lamprofir gibi yarı derinlik ve bazalt, bazaltik andezit, andezit ve dasit gibi yüzey kayaçlarından meydana geldiği belirtilmektedir (Perinçek, 1979 a, 1979 b; Yazgan, 1981, 1983, 1984; Bingöl, 1982, 1984; Hempton ve Savcı, 1982; Hempton, 1985; Asutay, 1985; Akgül, M., 1987, 1991; Şaşmaz ve Sağıroğlu, 1990; Yazgan ve Chessex, 1991; Sağıroğlu, 1992).

Çalışma alanında değişik bileşimli derinlik, yarı derinlik, yüzey ve volkano - sedimenter kayaçlarla temsil olunan karmaşığın litolojik özellikleri alt başlıklar altında ayrı ayrı incelenecektir.

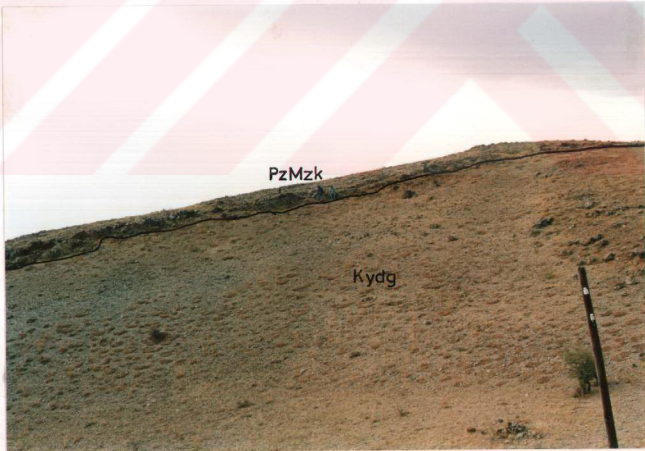
2.2.1. Derinlik Kayaçları

2.2.1.1. Diyorit grubu (Kydg)

Diyorit grubu kayaçlar mineral içeriğindeki bazı değişimler sonucu sınıflandırmada farklı bölgelere düşen diyorit, gabro ve bunların kuvarslı

bileşenlerinden oluşan kayaçları kapsamaktadır. Diyorit grubu kayaçlar inceleme alanında Elazığ - Keban karayolunun kuzey kesimlerinde Aşağıçakmak, Birvan ve Yukarımişelli köyleri civarında geniş yüzeylemeler sunmaktadır (Ek - 1). Diyoritler gerek inceleme alanında, gerekse inceleme alanının dışında Keban metamorfitlelerinin mermer birimi ile intrüzif dokunaklıdır (Şekil 2.3). Birimin Yukarımişelli köyü batısında Metakonglemera - Kalkfillit Formasyonu ile oluşturduğu dokunak tektoniktir. Dokunak boyunca metamorfik birim diyorit birimi üzerine bindirmeli olarak gelmektedir. Diyorit grubu kayaçlar bu çalışmada, daha sonra olduğu kabul edilen tonalit grubu kayaçlar tarafından kesilmiştir.

Diyorit grubuna dahil kayaçlar inceleme alanında birbiri ile iç içe bulunmaktadır. Diyorit, kuvars diyorit, kuvars gabro ve gabro gibi farklı bileşimdeki kayaçların biraradalılığı seri içi farklılaşmanın varlığından kaynaklanmaktadır. Nitekim bazı bantlanmalı gibi görülen diyorit örneklerinde bantlanmanın bir kısmı diyorit, diğer kısmı ise kuvars diyorit olarak karşımıza çıkmaktadır. Söz konusu kayaçları arazi çalışmalarında birbirinden ayırmak ve ayrı ayrı haritalamak mümkün değildir.



Şekil 2.3. Keban Metamorfitleleri (PzMzk) ile Yüksekova Karmaşığının diyorit birimi (Kydg) arasındaki intrüzif dokunak. Yukarımişelli köyü 1 km KD'su. Bakış yönü kuzeye doğrudur.

Diyorit grubu kayaçlar el örneği düzeyinde orta ve kaba tane boyuna sahiptirler ve koyu renkli bileşenlerce oldukça zengindirler. Alterasyonun yoğun olduğu kısımlarda koyu gri, alterasyonun olmadığı kısımlarda ise siyaha yakın koyu yeşilimsi renkler hakim durumdadır. Bantlı yapının görüldüğü el örneklerinde ise kaba taneli olan kısımlar orta taneli kısımlara kıyasla daha açık renk tonuna sahiptir. Altere olmuş kısımlar kolayca kırılıp ufalanırken, altere olmayan örnekler oldukça sert ve dayanımlıdır. Koyu renkli mineral olarak siyahımsı - yeşil renkli, prizmatik - levhamsı hornblend kristalleri mevcuttur. Açık renkli mineral olarak mat beyaz renkli prizmatik plajiyoklaslar göze çarpmaktadır. Hemen hemen eş boy taneli olan bu kayaçların Keban metamorfitleti ile oluşturdıkları skarn zonunda ince uzun prizmatik ve oldukça büyük piroksen kristallerine rastlanmaktadır.

2.2.1.2. Tonalit grubu: (Kytg)

Birim, çalışma alanında birbiri ile iç içe bulunan tonalit ve granodiyorit gibi kayaçlarla temsil olunur. Tonalit bileşimli kayaçların daha baskın olması nedeniyle birimin tonalit grubu adı altında incelenmesi uygun görülmüştür.

Tonalit grubu kayaçlar inceleme alanında üç ayrı kesimde yüzeylenmektedir. Bunlardan birincisi Elazığ - Keban karayolunun kuzey ve güney kesimlerinde Yukarıçakmak, Halfe, Gisuşağı, Hazin ve Aşırdan gibi yerleşim birimlerinin çevresinde, ikinci önemli yüzlek çalışma alanının güneyinde Hacımusta köyü civarında, üçüncüsü ise bindirme hattının doğu cephesinde Mirali ve Hasiveliyan köyleri civarında küçük yüzlekler halinde izlenmektedir (Ek -1).

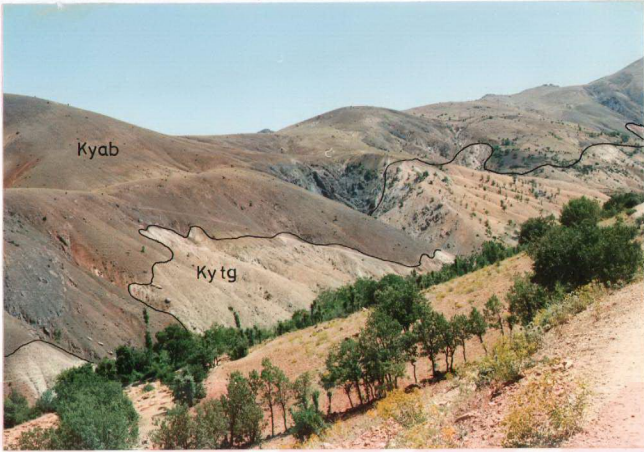
Tonalit grubu kayaçlar çalışma alanında Keban metamorfitleti aitt mermerler ile Yüksekova Karmaşığına ait dasitler hariç diğer birimlerle dokunak oluşturmaktadır. Birimin Metakonglomera - Kalkfillit Formasyonu ile oluşturduğu dokunak tektoniktir. Elazığ - Keban karayolunun güney kesimlerinde bindirmeye paralel küçük yüzeylemeler sunan birimin üzeri dokunak boyunca yamaç molozu ile örtülmüştür. Bu nedenle dokunak ilişkisi sadece Kudikan mahallesi 1 km. kuzeyinde ve Hisalak dere içerisindeki küçük mostralarda incelenebilmiştir. Birimin metamorfitleti kestiğine dair hiç bir veri elde edilemediği gibi, metamorfik birimin tonalitler üzerine tektonik olarak geldiği açıkça görülmektedir (Şekil2.4). Söz konusu dokunakta tonalit birimi kayaçlar ufalanmış ve arenalaşmış bir görünüm sunmaktadır.



Şekil 2.4. Keban Metamorfitleri (PzMzk) ile Yüksekova Karmaşığında ait tonalit (Kytg) birimi arasındaki tektonik dokunak. Hasiveliyan Köyü 1 km KB'sı Hisalak Dere. Bakış yönü bayıya doğrudur.

Tonalit grubu kayalar ile çalışma alanındaki diğer derinlik kayaları olan diyorit grubu arasındaki dokunak Elazığ - Keban karayolunun kuzeyinde görülür. Dokunak boyunca her iki birime ait kayaların gerek dokusal özelliklerinde gerekse mineralojik bileşimlerinde herhangi bir değişiklik görülmemekle birlikte, diyorit grubu içerisine tonalit grubu kayaların sokulum yaptığı açıkça görülür. Birim içerisinde yer yer diyoritik anklavların bulunması bu görüşü destekleyen önemli bir veridir.

Tonalit biriminin çalışma alanında en fazla dokunak oluşturduğu kayalar bazalt grubu kayalar olup, birim sözkonusu yüzey kayalarını keser durumdadır. Bu ilişki çalışma alanının güneyinde Sersisive tepe (Şekil 2.5) ve Hasiveliyan mahallesi 1 km. kuzeyinde (Şekil 2.6) açıkça izlenmektedir. Tonalit birimi içerisinde kalıntı bazalt kütlelerinin varlığı, dokunak boyunca bazaltik kayalarda meydana gelen metamorfik zon ve bu zonda bazalt birimi içerisinde görülen epidotlaşma, ayrıca dokunak yakınlarında tonalit grubu kayaların porfirik dokulu olması, sokulumun bazalt grubu kayaların yerleşiminden sonra olduğunun kanıtıdır.



Şekil 2.5. Yüksekova Karmaşığında ait tonalit (Kytg) ve bazalt grubu (Kyab) kayaların dokunak ilişkisi. Hacimustafa Köyü batısı, Sersisive Tepe. Bakış yönü batıya doğrudur.



Şekil 2.6. Tonalit (Kytg) ve bazalt grubu (Kyab) kayaların dokunak ilişkisinden bir başka görünüm. Hasiveliyan Köyü 1km. kuzeyi. Bakış yönü doğuya doğrudur.

Aplit ve lamprofir daykları ile sıkça kesilen bu kayalar inceleme alanında Orta Paleosen - Alt Eosen yaşı Seske ve Orta Eosen - Üst Oligosen yaşı Kırkgeçit Formasyonları tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir.

Tonalit grubu kayalar el örneği düzeyinde grimsi kirli beyaz ve soluk pembemsi beyaz renkler sunan orta - kaba taneli, yer yer porfirik dokulu holokristalen kayalardır. El örneklerindeki bu farklı renk tonları mafik mineral ve K - Feldspat içeriği, ayrıca dokusal değişimlere bağlı olarak değişmektedir. Yoğun alterasyon nedeniyle arenalaşmış bir görünüm sunan tonalit grubu kayaların altere olmamış veya az altere olmuş örnekleri makroskobik olarak incelendiğinde mineral içerikleri kolayca ayırtedilebilmektedir. Kuvars mineralleri; alterasyona karşı dayanımlı olmaları nedeniyle oldukça taze yüzeyler sunarlar, tane boyu birkaç mm ile 1 - 1.5 cm arasında değişir, cam parlaklığında, grimsi beyaz ve özşekilsiz kristaller halindedir. Çoğun diğer minerallerin arasını dolduracak şekilde kristallenmişlerdir. Plajiyoklas mineralleri alterasyondan en fazla etkilenen minerallerden olup, mat porselen beyazı renktedir. Bunlar hemen hemen eşboy taneli ve prizmatik kristaller halindedir. K Feldspat mineralleri granodiyorit bileşimine doğru bir artış göstermekte ve soluk pembemsi renkleri ile kolayca ayırtedilmektedir.

Tonalit grubu kayalar içerisinde mafik bileşenler olarak siyahımsı yeşil, prizmatik hornblend ve siyahımsı kahverengi, levhamsı biyotit mineralleri görülmektedir.

2.2.2. Yarı derinlik kayaları

Çalışma alanında 1 / 25.000 ölçeğinde haritalanamayacak kadar küçük boyutlarda değişik bileşimli yarıderinlik kayaları yüzeylemektedir. Bunlar;

- 1- Tonalit plütununun bazik volkanitlerle oluşturduğu dokunakta ve ayrıca bazaltik volkanitler içerisinde görülen mikrotonalitler,
- 2- Magmatizmanın son evresini temsil eden ve genellikle derinlik kayalarını keser durumda izlenen aplit ve lamprofir bileşimli damar kayaları şeklindedir.

2.2.2.1. Mikrotonalit ve tonalit porfirler

Tonalit grubu kayaların yerleşimi ile ilişkili olarak ortaya çıkan bu yarıderinlik kayaları, tonalit grubu derinlik kayaları ile bazaltik yüzey kayalarının oluşturduğu dokunak boyunca meydana gelmiştir. Özellikle Cebberuşağı köyü

civarında ve Hacımustafa köyü batısında Kara tepede görülen bu kayalar, tonalit grubu derinlik kayaları ile benzer mineralojik bileşime sahiptir. Bu nedenle, bunları ancak dokusal özellikleri göz önünde bulundurarak ayırmak mümkündür. Tonalit grubu kayalar oldukça iri taneli olmalarına karşın, bunların eşdeğeri yarıderinlik kayaları küçük taneli ve porfirik dokuludurlar.

2.2.2.2. Aplit ve lamprofirler

Diyorit ve özellikle de tonalit grubu kayalar içerisinde sıkça görülen aplit ve lamprofirler, çalışma alanında en fazla Hacımustafa köyü civarında yüzeylenmektedir (Şekil 2.7 - 8). Aplit ve lamprofirler, çalışma alanında genellikle KD - GB ve KB - GD doğrultulu kırık sistemlerine yerleşmişlerdir. Çalışma alanının güneyinde Baskil ilçesi 4 km. batısında ise, lamprofirlerin asit plütonik kayalar içerisinde gelişen soğuma yapılarını doldurduğu görülmüştür.

Aplitler, açık renkli olmaları nedeniyle diyoritik kayalar içerisinde çok belirgin bir şekilde izlenirken, tonalitler içerisinde ancak K Feldispat içeriğinin fazla olması nedeniyle oluşan pembemsi renk ve çok daha ince taneli olmalarıyla ayırtılabilmektedir. Lamprofirler ise aplitlerin aksine tonalitlerde belirgin olarak tanınırken, diyoritler içerisinde tanınmaları daha zordur. Çalışma alanında aplitler en fazla 50 cm. kalınlığa ulaşırken lamprofirlerin kalınlığı 2 m'ye ulaşmaktadır.

Asutay (1985), asit damar kayalarının (aplit) bazik volkanik kayaları kestiğini, bazik damar kayalarının ise benzer bileşimdeki volkanik kayaları besleyen magmanın daha derinde katılaşması ile oluştuğunu ileri sürmektedir. Ancak bu çalışmada aplitlerin bazik volkanik kayaları kestiğine dair herhangi bir veri elde edilememiştir. Her ne kadar bazik volkanik kayalar içerisinde gerek bileşim ve gerekse dokusal özellikleri bakımından lamprofirleri andıran kaya örneklerine rastlanmışsa da, bunların söz konusu kayalar ile ne tür bir ilişki içerisinde oldukları saptanamamıştır. Fakat, bu damar kayalarının bazik volkanik kayaları kesen tonalitler içerisinde de bulunmaları nedeniyle, damar kayalarını oluşturan magmanın yüzeye ulaşarak volkanik kayaları oluşturmaları imkansız görülmektedir. Bu çalışmada gerek lamprofirlerin gerekse aplitlerin çalışma alanındaki diğer magmatik kayaların katılaşması sonucu geriye kalan artık magmaların kırık sistemleri ve soğuma yapıları boyunca yerleşmiş olabilecekleri düşünülmektedir.



Şekil 2.7. Tonalit birimini (Kytg) keser durumda izlenen lamprofir dayklarının görünümü. Hacimustafa - Koçemin köyleri yol ayrımı. Bakış yönü doğuya doğrudur.



Şekil 2.8. Tonalit birimini (Kytg) kesen lamprofir dayklarının bir başka görünümü. Hacimustafa Köyü 500 m kuzeyi. Bakış yönü güneybatıya doğrudur.

2.2.3. Yüzey Kayaçları

2.2.3.1. Bazalt grubu (Kyab)

İnceleme alanında bazalt, bazaltik andezit, andezit ve andezitik piroklastitler ile temsil olunan birim, Cebberuşağı, Temte, Pul, Kodikan, Kırklar ve Sağdıçlar köyleri civarında geniş yüzeylemeler sunmaktadır (Ek - 1).

Bazalt birimi Keban Metamorfitlelerinin Metakonglomera - Kalkfillit Formasyonu tarafından tektonik; Sağdıçlar üyesi, Seske ve Kırkgeçit Formasyonları tarafından açılı uyumsuzlukla üzerlenir. Diyorit birimi ile olan dokunak ilişkisi net olarak izlenemeyen bazalt grubuna ait kayaçlar tonalit, mikrotonalit ve dasitler tarafından kesilmiştir.

İnceleme alanında tonalit grubu kayaçlarını keser durumda izlenen aplit ve lamprofir damarları bazalt grubu kayaçlar içerisinde görülmemektedir. El örneği düzeyinde tanınmayacak kadar küçük kristallere sahip bu kayaçlar siyaha yakın koyu yeşilimsi ve kahverengimsi renkler sunmaktadır. Tektonizma ve alterasyonun etkisiyle ufalanmış, küçük parçalara bölünmüş bir şekilde izlenen bazalt grubu kayaçlar, çoğun gaz boşluklu bir doku sunmaktadır. Gaz boşlukları epidot, zeolit, kalsit ve kuvars gibi ikincil minerallerle doldurulmuştur.

Melilan Köyü 2 km. kuzeyindeki Melilan dere içerisinde küçük debili bazaltik lav akıntıları yastıklavlar oluşturmuşlardır (Şekil 2.9).

Elipsoidal ve birbirini sarar durumda izlenen yastık lavlar birleşme yerlerinde çok az miktarda klorit, epidot ve karbonat matriks ile bağlanmıştır. Dış kısmı amigdallerce zengin olup, koyu renkli ve iç kısımlara kıyasla daha ince tanelidir. Yastık lavlar normal duruşlu ve gri - yeşilimsi renkte görülmektedir.

Bazaltik lav akıntıları bazı kesimlerde aglomeralar ile ardaalanmalıdır. Pul mahallesi yaklaşık 1 km. kuzeydoğusunda, Kurukuş mahallesi 300 m. batısında ve Aşırdan - Melilan yolu çevresinde haritalanamayacak kadar küçük yüzlekler sunan aglomeralar, andezitik bileşimli çakıllardan oluşmuştur.

Lav - aglomera ardaalanmasının görüldüğü yerlerde lav ve aglomeraların kalınlıkları yaklaşık eşit olup, 1 m. civarındadır. Aglomera çakılları iyi boyanmalı, iyi yuvarlaklaşmış ve iyi derecede lehimlenmiştir.



Şekil 2.9. Bazaltik yastık lavlardan bir görünüş. Melilan köyü 2 km. kuzeyi Melilan dere içerisi. Bakış yönü batıya doğrudur.

2.2.3.2. Dasit (Kyd):

Dasitler, çalışma alanında sadece Çıban mahallesi 500 m. doğusunda ve Hasiveliyan mahallesi 700 m. kuzeyinde Erik tepede 1/25 000 ölçekli jeoloji haritasında haritalanabilecek boyutlarda yüzeylemektedir (Ek -1. Şekil 2.10). Ancak, gerek bazik volkanik kayalar ve gerekse volkano - sedimenter kayalar içerisinde çok dar alanlarda izlenebilen çok sayıda yüzleklerine rastlamak mümkündür. El örneği düzeyinde porfirik doku gösteren dasitler esas olarak plajiyoklas ve kuvars minerallerinden oluşmaktadır. Grimsi renk tonlarıyla bazaltik kayalar içerisinde kolayca tanınmalarına karşın, bazı örneklerde camı malzemenin fazla olması bu örneklerin bazaltik kayalarla karıştırılmasına neden olmaktadır. Bu durumda sözkonusu kayaların ayırımında mikroskobik yöntemlerin kullanılması daha sağlıklı sonuçlar vermektedir. Dasitlerin gerek mineralojik bileşimleri, gerekse kimyasal analiz sonuçları tonalit grubu kayalarla tam bir uyum içindedir.



Şekil 2.10. Yüksekova Karmaşığı'nın volkano - sedimenter birimini kesen karmaşığın dasitik yüzey kayalarından bir görünüşü. Çıban mahallesi 500 m kuzey doğusu. Bakış yönü doğuya doğrudur.

Yüksekova Karmaşığı'nın en genç birimi olarak kabul edilen volkano - sedimenter özellikteki Sağdıçlar üyesi'ni kesmiş olmaları, dasitlerin volkano - sedimenter birim ile eş yaşı veya daha genç olduklarına işaret eder.

Magmatizmanın en son evresini temsil eden aplitik kayalardan mineralojik bileşimleri ve kimyasal özellikleri bakımından farklı olmaları nedeniyle, bu kayaların olasılıkla tonalit bileşimli magmanın yüzeye çıkarak katılaşması sonucu oluşabileceğini düşündürmektedir.

2.2.4. Sağdıçlar üyesi (Kys)

Yüksekova Karmaşığı'nın en üst seviyelerini oluşturan volkano-sedimenter özellikteki bu birim, ilk defa E.İ.E. (1972) jeologları tarafından çalışma alanındaki yerleşim birimlerinden olan Sağdıçlar köyü civarında tanımlanmıştır. Sağdıçlar, Melilan, Çıban ve Hozik köyleri çevresinde geniş yüzeylemeler sunan birim, Keban Metamorfitleri tarafından tektonik, Orta Paleosen - Alt Eosen yaşlı Seske Formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üzerlenir.

Üye, tabanda mor renkli çamurtaşları ile başlar ve üst seviyelere doğru silttaşı, kireçtaşı ve volkanik kumtaşı ardalınmasına geçer (Şekil 2.11). İstif içerisinde ara seviyeler halinde 3 - 5 m. kalınlığında bazalt blokları mevcuttur.



Şekil 2.11. Yüksekova Karmaşığının volkano - sedimenter (Sağdıçlar üyesi) birimi içerisindeki mikritik kireçtaşlarından bir görünüm. Melilan köyü 300 m doğusu. Bakış yönü doğuya doğrudur.



Şekil 2.12. Volkano - sedimenter birimin üst seviyelerinde izlenen gabro, piroksenit ve serpantinlit türü kayalardan oluşan blokların görünümü. Hozik köyü 500 m kuzeybatısı. Bakış yönü güneydoğuya doğrudur.

Bu bloklar istifin tabanındaki Yüksekova Karmaşığında ait bazaltik kayalardan türemiştir. Hozik köyü civarında istifin üst seviyelerinde ise; gabro, piroksenit ve serpantinitten oluşan olistolitler gözlenir (Ek-1, Şekil 2.12).

Çamurtaşları; lamine, konkoidal kırıklı ve yer yer klivajlar içerir. Silttaşları; normal derecelenmeli ve paralel lamine. Kireçtaşları ise; kalın tabakalı, bej renkli, oldukça sert ve pelajik foraminiferler içerir. Kireçtaşları içerisinde KD -GB ve KB - GD doğrultularında gelişmiş makaslama kırıkları mevcuttur. Silttaşı ve çamurtaşı ardalanması içerisinde yer alan volkanik kumtaşları, düzgün tabakalanma sunar ve iri tanelidirler. Bu kumtaşlarının bileşenlerinin büyük çoğunluğunu plajiyoklaslar oluşturmaktadır.

Birimin taban seviyelerinde görülen düzenli tabakalanma, derecelenme ve lamine yapılar çökmenin sakin bir ortamda geliştiğini gösterir.

2.2.5. Yüksekova Karmaşığının Yaşı:

Yüksekova Karmaşığı daha önce belirtildiği gibi magmatik ve volkanosedimenter kayalardan meydana gelmektedir. Bu nedenle, karmaşık üzerinde incelemelerde bulunan araştırmacılar birimin yaşını volkanosedimenter kayaların fosil içeriği ve magmatik kayalardan elde ettikleri radyometrik verilerden yararlanarak saptamaya çalışmışlardır. Bu çalışmada karmaşığın volkanosedimenter üyesi içerisinde Globotruncana fosillerine rastlanmıştır. Bu fosillerin tür bazında ayrımı yapılmadığından, diğer araştırmacıların birime yaş vermede elde ettikleri bulgulardan yararlanılmıştır.

E.I.E (1972) jeologları, çalışma alanında Sağdıçlar köyü civarında Sağdıçlar Üyesi olarak tanımladıkları filiş özelliğindeki volkanosedimenter birim içerisinde Kampaniyen - Maestrihtiyen'e özgü fosiller saptamışlardır.

Perinçek (1979a), Elazığ - Palu - Kovancılar yöresinde yaptığı çalışmada karmaşığa ait piroklastitler içerisinde mikritik kireçtaşlarında:

- Globotruncana situarti
- Globotruncana lapparenti
- Globotruncana arca
- Heterohelix sp.

fosillerini saptamış ve birime Kampaniyen - Maestrihtiyen yaşını vermiştir.

Tuna (1979), Elazığ - Palu - Pertek yörelerinde yaptığı çalışmada, Yüksekova Karmaşığının volkanitleri ile ara katlı şeyl ve çamurtaşları içerisinde Üst Kretase yaşını veren fosillerin varlığını belirtmiştir.

Sungurlu vd.(1985), Sivrice kuzeybatısı ile Seki mahallesi kuzeydoğusunda görülen volkanitlerle ara katkılı kırmızı renkli kireçtaşlarında, Perinçek (1979a) tarafından birime yaş vermede kullanılan fosillerin aynısını saptamış ve birime Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen yaşını vermişlerdir.

Aksoy (1988), Van İli civarında yaptığı araştırmada Yüksekova Karmaşığı'nın üst seviyelerini temsil eden kırmızı renkli mikritik kireçtaşlarında:

Globotruncana arca	CUSHMAN
Globotruncana contusa	CUSHMAN
Globotruncanita situarti	de LAPPARENT
Globotruncanella paschadae	KELLER
Orbitoides medius	d'ARCHIAC
Omphalacyclus sp.	
Rugoglobigerina sp.	

fosilleri saptayarak birime Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen yaşını vermiştir.

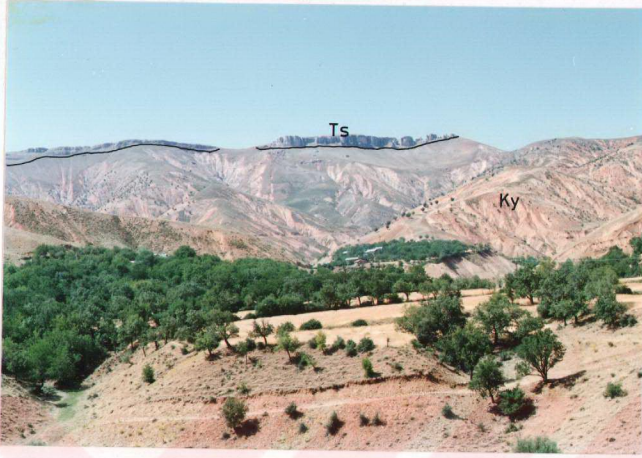
Yüksekova Karmaşığı'na ait magmatik kayalarda K / Ar metodu ile mutlak yaş tayini yapan Yazgan (1983, 1984), derinlik kayalarının yaşını; 82 - 86 m.y. (Koniasiyen - Santoniyen), yarı derinlik ve yüzey kayalarının yaşını ise; 74 - 80 m.y. (Kampaniyen) olarak belirlemiştir.

Bu çalışmada arazi gözlemleriyle elde edilen verilere göre; tonalit grubu derinlik kayaları, aplit ve lamprofir gibi yarı derinlik kayaları ve dasitik yüzey kayalarının bazik volkanitlerden daha sonra yerleştiği belirlenmiştir.

2.3.Seske Formasyonu (Orta Paleosen - Alt Eosen; Ts)

İnceleme alanında kumlu kireçtaşı ve kireçtaşlarıyla temsil olunan birim, ilk defa Erdoğan (1975) tarafından Adıyaman'ın Gölbaşı İlçesi Seske köyü civarında tanımlanmış ve adlandırılmıştır. Son yıllarda Elazığ - Malatya yörelerinde yapılan çalışmalarda (Perinçek, 1979a, 1979b; Naz, 1979; Tuna, 1979; Yazgan, 1983, 1984; Turan, 1984; Asutay, 1985; Akgül, M. 1987; Olgun, 1987; Karabulut, 1988; Turan ve Bingöl, 1991), birim aynı adla benimsenmiş ve incelenmiştir.

Çalışma alanının güneyinde Mergi tepe, Kandil tepe, Kurt tepe ve Mercimüjde tepede geniş yüzeylemeler sunan formasyon, ayrıca Hozik köyü güneybatısında Isırmaçeşme tepe ve Öglük Baba tepe civarında küçük yüzeylemeler sunar (Ek -1). Hemen hemen yatay duruşlu olan birim, Üst Kretase yaşlı Yüksekova karmaşığı'nın Tonalit birimi, Bazalt birimi ve Sağdıçlar üyesi üzerine açılı uyumsuzlukla gelir (Şekil 2.13). Birim çalışma alanının GD' sunda Orta Eo-



Şekil 2.13. Yüksekova Karmaşığı (Ky) ve Seske Formasyonu (Ts)'nin genel bir görünümü. Harita alanının güneydoğu kesimi. Bakış yönü güneydoğuya doğrudur.

sen - Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür.

Tabanda kaba tabakalı kumlu kireçtaşları ile başlayan birim, üst seviyelere doğru bol fosilli, daha düzgün tabakalı saf kireçtaşlarına geçer. Kumlu kireçtaşları sarımsı - kirli beyaz, kireçtaşları ise grimsi beyaz renklerde olup; karstik, oldukça kırıklı ve çatlaklı bir yapı sunmaktadır. Kırık ve çatlaklar kumlu kireçtaşlarında daha yoğun ve düzensizdir.

Formasyonu ilk defa tanımlayan Erdoğan (1975), birime Üst Paleosen - Alt Eosen yaşını vermiştir. Ancak, son yıllarda Elazığ civarında yapılan çalışmalarda (Turan, 1984; Asutay, 1985; Karabulut, 1988) kireçtaşlarının fosil içeriğine göre birimin yaşı Orta Paleosen'e indirilmiştir. Turan (1984) ve Asutay (1985)'in birime yaş vermede saptamış oldukları fosil topluluğu aşağıdaki gibidir:

Alveolina (Glomalveolina) primaeva	REICHEL
Alveolina (Glomalveolina) sp.	
Miscellanea miscella	(d'ARCHIAC)
Kathina cf. supspherica	(SiREL)
Kathina cf. silveri	SMOUT
Broeckinella arabica	HENSON

Ranikothalia sp.
 Lacazina sp.
 Pseudolacazina sp.
 Discocyclina sp.
 Gypsina sp.
 Idalina sp.
 Rotalidae
 Fabularia sp.
 Miliolidae
 Assilina sp.
 Algae

Turan (1984), Baskil - Aydınlar yöresinde yaptığı çalışmada Seske Formasyonunun tabanda konglomera, tavanında ise kireçtaşları olmak üzere iki ayrı litoloji ile temsil edildiğini belirterek, konglomeraları Seske Formasyonunun taban konglomerası olarak kabul etmiştir. Düzensiz boylanmalı konglomeraların yüksek enerjili sığ ortamların karakteristikleri olduğunu ve ortamın daha sonra sakinleşerek yerini kumlu kireçtaşlarının çökeldiği ortama bıraktığını ileri süren araştırmacı, kireçtaşlarının ise, fazla derin olmayan resif gerisi lagün ortamında çökeldiğini belirtmektedir.

Asutay (1985) ve Özkul (1988), Seske Formasyonunun tabanında görülen konglomeraları bu formasyondan ayrı düşünerek, söz konusu konglomeratik birimi Kuşçular Formasyonu adıyla incelemişlerdir.

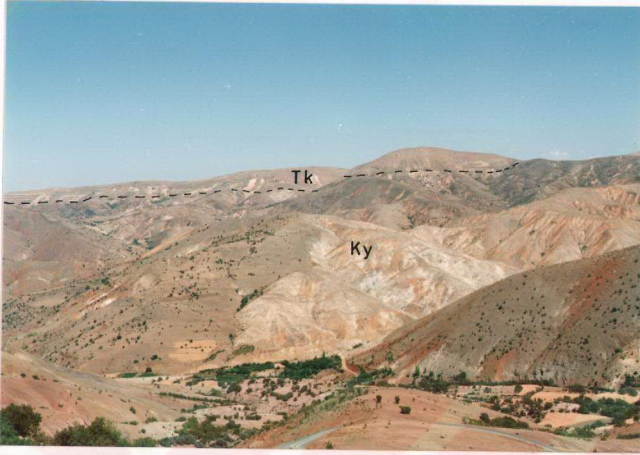
Seske Formasyonu'na ait kireçtaşları başlıca alg ve bentonik foraminiferlerden oluşan resifal karbonat yığılması şeklindedir (Asutay, 1985; Özkul, 1988).

2.4. Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen - Üst Oligosen; Tk)

İlk defa Perinçek (1979a) tarafından Van iline bağlı Kırkgeçit köyü civarında adlandırılmıştır. Bu adlama Elazığ - Malatya çevresinde yapılan çalışmalarda da (Perinçek, 1979b; Naz, 1979; Tuna, 1979; Özkul, 1982, 1986, 1988; Avşar, 1983; Turan, 1984; Asutay, 1985) aynen kullanılmıştır.

Çalışma alanının doğusunda geniş yüzeylemeler sunan (Ek-1, Şekil 2.14) formasyon, tabanında konglomeralar ile başlar, üst seviyelere doğru masif kumtaşı, kumtaşı - çamurtaşı ardalanması, çamurtaşı ve kireçtaşlarına geçer.

Konglomeralar; çoğunlukla masif özellikte olup, çakılları Keban Metamorfizmine ait mermerlerden ve Yüksekova Karmaşığında ait magmatik kayalardan



Şekil 2.14. Yüksekova Karmaşığı (Ky) ve Kırkgeçit Formasyonu (Tk)'ndan genel bir görünüş. Bakış yönü doğuya doğrudur.

kaynaklanmıştır. Konglomeraları oluşturan çakıllar iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmışlardır. Yer yer tane, yer yer de matris destekli olan bu konglomeraların matrisini kum ve ince çakıl boyutundaki malzemeler oluşturmaktadır.

Masif kumtaşları; çoğunlukla çakıllı, masif ve nadiren kalın tabakalanma gösterirler. Sarımsı gri renklerde izlenen kumtaşları sıkı çimentolanmalı ve yer yer foraminifer kavrıkları içermektedir.

Bazı düzeylerde kumtaşı - çamurtaşı ardalanması izlenmektedir. Bunlardaki tabaka kalınlıkları yaklaşık 20 cm. ile 1 m. arasında değişmektedir. Bu ardalanmalı seviyelerde bazen kumtaşı, bazen de çamurtaşlarının daha baskın olduğu gözlenir. Ayrıca kumtaşı üzerinde normal derecelenme görülmektedir.

Çamurtaşları; inceleme alanında Kırkgeçit Formasyonu içerisinde en baskın ve en geniş yayılıma sahip olan litoloji birimidir. Bunlar çoğunlukla masif, yer yer tabakalanmalı ve gri renkli olmaları ile karakteristiktir.

Kireçtaşları; Kırkgeçit Formasyonunun en üst seviyelerini teşkil ederler. Çalışma alanında yer yer aşınmış ince seviyeler halinde izlenen bu kireçtaşlarının kalınlıkları bazı kesimlerde yaklaşık 15 - 20 m.'ye kadar çıkmaktadır. Kireçtaşları bol fosilli, dalgalı tabakalanmalı ve açık gri - beyaz renklerde görülür.

İnceleme alanı ve yakın çevresinde Kırkgeçit Formasyonu üzerinde sedimentolojik araştırmalar yapan Özkul (1988), formasyonun içerisinde belirlemiş olduğu fosillere göre birime Orta Eosen - Üst Oligosen yaşını vermiştir. Araştırmacının birime yaş vermede kullanmış olduğu fosil topluluğu aşağıdaki gibidir;

Nummulites fichteli	MICHELOTTI
Borelis merici	SİREL ve GÜNDÜZ
Nummulites fabianii	(PREVER)
Astergerina rotula	(KAUFFMANN)
Chapmalina gassiensis	(SILVESTRI)
Halkyardia minima	(LIEBUS)
Assilina cf. spria	(DE ROISSY)
Globorotalia sp.	
Globigerina sp.	

İnceleme alanı ve yakın civarında geniş yayılım gösteren Kırkgeçit Formasyonu deniz altı yelpazesi, yamaç ve şelf ortamında çökelmiştir (Özkul, 1988).

2.5.Gevşek Yüzey Tortuları (Kuvaterner; Qal)

Çalışma alanındaki en genç oluşuklar olup yamaç molozu, taraça ve kum birikintileri şeklindedir. Yamaç molozu, daha önce belirtildiği gibi bindirme hattının doğu cephesinde geniş yüzeylemeler sunmaktadır. Dere içlerinde 20 - 30 m. kalınlıkta izlenen yamaç molozları büyük çoğunluğu Keban Metamorfittlerinden kaynaklanan silt ve çakıl boyutundaki malzemeden oluşmuştur.

Kum birikintileri özellikle Hacımustafa köyü civarında dere yatakları içerisinde izlenir. Kalınlığı yer yer 30 - 40m.ye ulaşmaktadır. Tonalit grubu kayalar içerisinde görülen kum birikintileri, sözkonusu derinlik kayalarının yoğun alterasyonu sonucu serbest halde kalan kuvars minerallerinin çok az orandaki kil ve silt boyu malzemeler ile karışımından ibarettir. Taraçalar ise, çalışma alanındaki irili ufaklı dere yatakları boyunca sıkça görülmelerine karşın, oldukça dar alanlarda yayılım sunarlar. Taraçaları oluşturan silt, kum ve çakıl boyutundaki malzemeler, civarında bulunan kaynak kayaların litolojisine göre değişmektedir.

3. MİNERALOGİ VE PETROGRAFI

3.1. Derinlik Kayaçları

3.1.1. Diyorit grubu

Diyorit grubu kayaçlar; diyorit, kuvars diyorit, kuvars gabro ve gabro gibi kayaçları kapsamaktadır (Bkz. Şekil 3.6). Söz konusu bu kayaçlar makroskopik olarak benzer özellikler sunmaktadır. Bu nedenle diyorit grubuna ait kayaçlar ancak mikroskopik incelemeler sonucu birbirinden ayırt edilebilmiştir. Ayrımında, plajiyoklasların anortit içeriği esas alınmıştır. Buna göre; % AN<50 olan kayaçlar diyorit, %AN > 50 olan kayaçlar gabro olarak adlandırılmıştır.

Melanokrat minerallerce zengin diyorit grubu kayaçlarda subhedral granüler ve poikilitik olmak üzere holokristalen dokunun değişik türleri görülmektedir (Şekil 3.1 - 2). Plajiyoklas, hornblend, klinopiroksen, nadiren ortopiroksen ve kuvars mineralleri diyorit grubu kayaçların esas bileşenlerini oluşturmaktadır. Epidot, klorit ve kalsit mineralleri ikincil bileşenler; sfen ve opak mineraller ise tali bileşenler olarak diyorit grubu kayaçlarda sıkça görülür. Bu minerallerin tane boyu 0.1 - 12 mm. arasında değişmektedir.

Plajiyoklaslar diyorit grubu kayaçlar içerisinde en fazla bulunan mineraller olup, modal olarak % 40.75 - 67.74 (ortalama % 50.68), normatif olarak % 43.90 - 58.04 (ortalama % 53.30) arasında bir değere sahiptir (Tablo 3.1 ve Tablo 4.1). Genellikle prizmatik, özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde izlenen plajiyoklaslarda albit ve periklin türünde ikizlenmeler görülmektedir. Değişik kesitlerde albit ikizi gösteren kristallerde ölçülen 17 - 41°'lik sönme açılarına göre plajiyoklasların An 35 - 73 bileşimine sahip andezin - bitownit türünde olduğu saptanmıştır. Andezin bileşimindeki plajiyoklaslar diyorit ve kuvars diyoritlerde görülürken, labrador ve bitownit bileşimli plajiyoklaslar gabro ve kuvars gabrolarda görülmektedir.

Diyorit grubu kayaçlar içerisindeki plajiyoklasların bir diğer önemli özelliği de zonlu yapı sunmalarıdır. Zonlu plajiyoklaslar diyorit ve kuvars diyoritlerde yaygın olarak izlenirken, gabro bileşimli kayaçlarda zonlu plajiyoklaslara ender olarak rastlanmaktadır. Diyorit ve kuvars diyoritlerdeki plajiyoklaslarda kademeli zonlanma görülmektedir. Kademeli zonlu yapı gösteren plajiyoklas kristallerinde iç kısım anortitce zengin iken dış kısım anortitce daha fakirdir. Bu durum kristallerde içten dışa doğru aralanmalı olarak devam etmektedir.

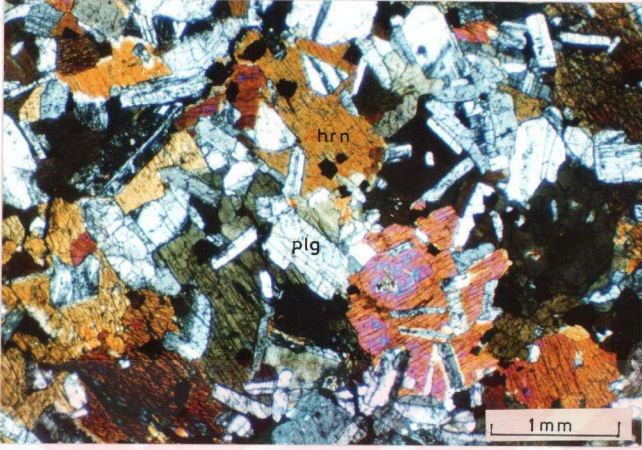
Yoğun olamamakla beraber plajiyoklaslarda serizitleşme ve karbonatlaşma türü alterasyon görülmektedir.

Hornblend minerali diyorit grubu kayaçlarda yaygın olarak görülen mafik bileşendir. Genellikle irili - ufaklı ve yarı özşekilli kristaller halinde olup, plajiyoklas ve opak mineral kapanımlarına sahiptirler. Plajiyoklaslar hornblend fenokristalleri içerisinde poikilitik doku oluşturacak şekilde yerleşmişlerdir (Şekil 3.1). Çift yönlü dilinim ($56 - 124^\circ$) gösteren kristallerde simetrik, tek yönlü dilinim gösteren kristallerde $14 - 22^\circ$ lik sönme açılarına sahip olan hornblendler, karakteristik olarak yeşil - kahverengimsi yeşil pleokroyizma göstermektedir. Bazı kesitlerde hornblend kristalinin merkezi kısımlarında klinopiroksen kalıntılarına rastlanmaktadır.

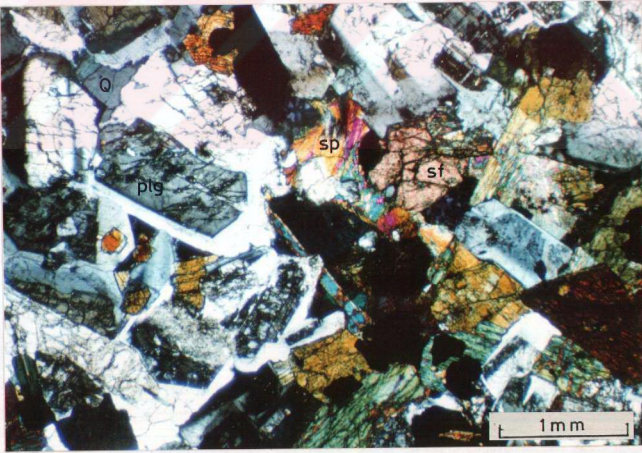
Hornblendler genellikle zonlu plajiyoklas kristalinin yaygın olarak görüldüğü diyorit ve kuvars diyoritlerde çoğun birincil olarak oluşurken, gabrolarda genellikle piroksenlerin uralitleşmesi sonucu oluşmuştur. Söz konusu bu kayaçlarda uralitleşme sonucu oluşan hornblendlerin yanı sıra nadiren tremolit - aktinolit türü amfibollere de rastlanmaktadır. Amfiboller diyorit grubu kayaçlar içerisinde modal olarak % 16.32 - 34.14 arasında oldukça yüksek bir değere sahiptir (Tablo 3.1).

Diyorit grubu kayaçlarda yaygın olarak görülen bir diğer mafik bileşen ise piroksenlerdir. Piroksenler, kayaç içerisinde genellikle özşekilsiz ve yarı özşekilli, prizmatik - levhamsı bağımsız kristaller halinde bulunmalarına karşın, bu minerallere bazen amfiboller içerisinde kalıntı kristal olarak, bazen de plajiyoklasların kapanımları şeklinde rastlamak mümkündür. Diyorit grubu kayaçlarda piroksenlerin ortopiroksen ve klinopiroksen olmak üzere her iki türü de görülmektedir. Ancak, sönme açısı $25 - 41^\circ$ arasında değişen diyopsit - ojit bileşimindeki klinopiroksenler, paralel sönme gösteren ortopiroksenlere kıyasla daha baskın durumdadır. Piroksenlerin her iki türünde de tek yönlü iyi gelişmiş dilinimler mevcuttur. Bazı kesitlerde renksiz, bazılarında ise soluk yeşil bir pleokroyizma rengine sahiptirler. Piroksenler daha önce belirtildiği gibi uralitleşme sonucu değişik amfibol minerallerine (hornblend, tremolit- aktinolit) dönüşmüştür. Alterasyon ürünü olarak ortaya çıkan amfibol mineralleri bazı kesitlerde piroksen minerali üzerinde yamayı andırır bir yapı sunmaktadır. Alterasyon özellikle dilinim, kristal kenarları ve kırık düzlemleri boyunca yoğun bir şekilde izlenmektedir.

Kuvars minerali diyorit grubu kayaç örneklerinin hemen hemen tamamında görülen felsik bileşendir. modal analizi yapılan 9 örneğin ortalama



Şekil 3.1. Diorit grubu kayalarda izlenen poikilitik dokunun mikroskopta görünümü.
hrn: hornblend, plg: plajiyoklas. Ç.N. X 32



Şekil 3.2. Diorit grubu kayalarda görülen subhedral granüler dokunun mikroskopta görünümü. plg: zonlu plajiyoklas, hrn: hornblend, sf: sfen, ep: epidot. Ç.N. X 32

kuvars içeriği % 4.39 olarak saptanmıştır. Kayaç içerisinde genellikle diğer minerallerin arasını dolduracak şekilde gelişmiştir. Özşekilsiz, dalgalı sönmeli ve tek eksenli (+) bir özellik sunar.

Sfen minerali diyorit grubu kayaçlarda sıkça rastlanan tali mineraldir. Özşekilli, birbirine paralel iyi gelişmiş dilinimlere ve oldukça yüksek optik röliyefe sahiptir. Kristalleri iğ şeklindedir.

Epidot mineralleri genellikle yelpaze şeklinde, uzamış kristaller halinde bulunur. Çok soluk yeşilimsi bir pleokroyizma, canlı polarizasyon renkleri ve iyi gelişmiş tek yönlü dilinimleri vardır. Çoğunlukla diğer minerallerin arasını dolduracak şekilde gelişmişlerdir.

Kalsit minerali diyorit grubu kayaçlarda sıkça görülür. Plajiyoklasların alterasyonu sonucu açığa çıkan karbonatlaşma dışında genellikle diğer minerallerin arasını dolduracak şekilde gelişmiş yarı özşekilli kalsit kristallerine rastlanır. Modal analizi yapılan diyorit grubu kayaç örneklerinde % 6.5 'a varan miktarda kalsit minerali saptanmıştır. Bu durum normatif mineral hesaplamalarında anortit içeriğinin yüksek çıkmasına neden olmaktadır. Gerek plajiyoklaslardaki yüksek anortit içeriği ve gerekse ikincil kalsit oluşumları diyoritik magmanın Keban Mermeri içerisine sokulumu sırasında meydana gelen Ca metasomatizması ile ilişkili görülmektedir.

Özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde izlenen opak mineraller, çoğun mafik minerallerin etrafında veya onların kapanımları olarak bulunur. Parlak kesiti yapılan örneklerde opak minerallerin manyetit az miktarda da pirit ve kalkopirit olduğu görülmüştür. Modal analizi yapılan örneklerde % 2.5 - 10.94 (ortalama %6.06) arasında değişen değerlerde opak mineral saptanmıştır.

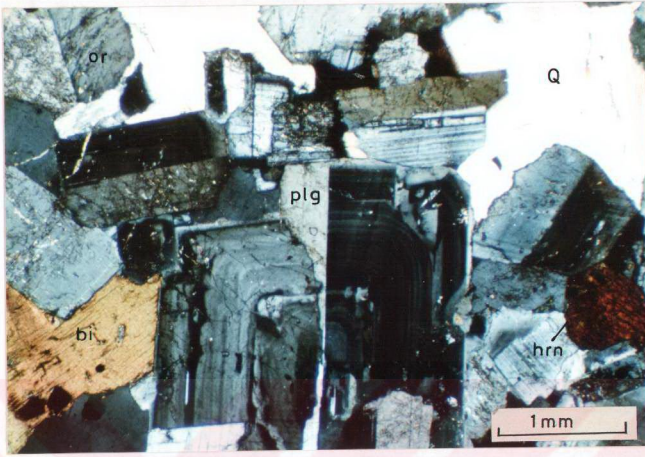
3.1.2 Tonalit grubu

İnceleme alanında birbiriyle iç içe bulunan, gerek dokusal ve gerekse mineralojik olarak birbirine benzeyen tonalit ve granodiyorit bileşimli kayaçlar bu çalışmada tonalit grubu adı altında incelenmiştir.

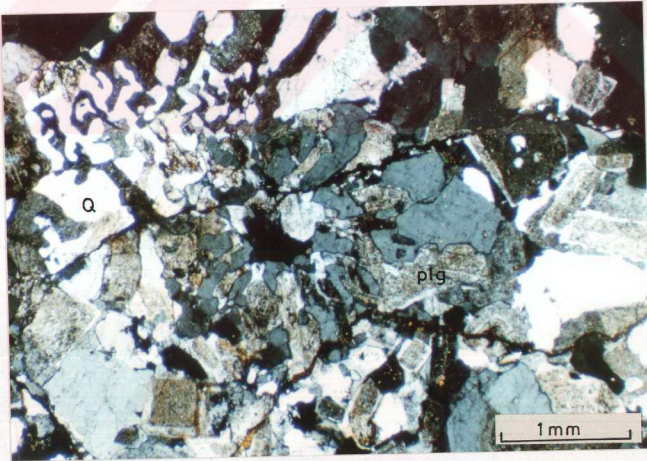
Lökokrat minerallerce zengin tonalit grubu kayaçlarda; anhedral granüler, subhedral granüler, porfiritik, mirmekitik ve grafik dokular olmak üzere holokristalen dokunun değişik türleri görülmektedir (Şekil 3.3 - 4). Kuvars, plajiyoklas, K - feldspat, biyotit ve hornblend mineralleri tonalit grubu kayaçların esas bileşenlerini; epidot, klorit, serizit ve nadiren kalsit mineralleri ise ikincil bileşenlerini oluşturmaktadır. Bu minerallerin tane boyları 0.1 - 10 mm. arasında değişmektedir.

Kuvars; genellikle irili - ufaklı ve özşekilsiz kristaller halinde olup, kayaç içerisinde heterojen bir dağılım sunmaktadır. Modal olarak % 33.45 - 50.05 (ortalama % 40.90), normatif olarak % 35.54 - 41.22 (ortalama % 38.18) arasında bir değere sahiptir (Tablo 3.1 ve Tablo 4.1). Modal ve normatif analiz sonuçları arasında belirgin bir farklılık yoktur. Bazı örneklerde görülen bir miktar farklılık, kuvars mineralinin kayaç içerisinde farklı boy ve heterojen dağılımından kaynaklanmaktadır. Düşük çift kırması, alterasyondan etkilenmemesi, ikiz ve dilinim göstermemesi ile kolayca tanınabilen kuvars minerali çoğun dalgalı sönme gösterir. Kuvars mineralinin K - feldspat (ortoklas) ile grafik, plajiyoklaslar ile mirmekitik doku (Şekil 3.4) oluşturacak şekilde iç içe büyümesi tonalit grubu kayaçlarda sıkça izlenen bir özelliktir.

Plajiyoklaslar; tonalit grubu kayaçlar içerisinde en fazla bulunan mineraller olup, modal olarak % 31.96 - 52.98 (ortalama %46.07), normatif olarak % 43.88 - 50.84 (ortalama % 47.83) arasında bir değere sahiptir. Hem modal hem de normatif analizleri yapılan örneklerde plajiyoklas miktarının çok yakın değerlerde olduğu görülmüştür (Tablo 3.1 ve Tablo 4.1). Genellikle yarıözşekilli, nadiren özşekilli kristaller halinde izlenen plajiyoklaslarda albit, albit + Karlsbad ve periklin türünde ikizlenmeler görülür. değişik kesitlerde albit ikizli kristallerde ölçülen 13 - 22° 'lik sönme açılarına göre plajiyoklasların An_{29-42} bileşimine sahip oligoklas - andezin türünde olduğu saptanmıştır. Tonalit grubu kayaçlarda izlenen plajiyoklaslar çoğun normal zonlanmalı bir yapı sunmaktadır (Şekil 3.3). Zonlu yapı incelendiğinde, dış zonda killeşme türü alterasyon görülürken iç zonda serizitleşme ve karbonatlaşma türündeki alterasyon hakim durumdadır. Ancak bazı zonlanma gibi görülen kristaller dikkatli incelendiğinde bunların bir kısmının kristal büyümesi ile zonlanmayı andırır bir durum kazandığı görülür. Bu tür oluşumlarda merkezi kısımda albit ikizli bir kristal ve onun etrafını saran zonlanmalı kısım mevcuttur. İkizlenmenin zonlu kısımlarda devam etmemesi kristal büyümesinin kanıtı kabul edilebilir. Plajiyoklaslar daha önce belirtildiği gibi yoğun alterasyondan en fazla etkilenen minerallerin başında gelmektedir. Plajiyoklaslardaki alterasyon serizitleşme, karbonatlaşma, killeşme ve epidotlaşma şeklindedir. Özellikle killeşme türü alterasyonun K - feldspatlarda da yoğun olarak görülmesi nedeni ile bu tür altere olmuş plajiyoklaslar ile K - feldspatların birbirinden ayırt edilmesinde bazen yanılgılara sebep olmaktadır. Ancak, alterasyonun ikizlenmeyi tam olarak kaldırmadığı durumlarda bu iki minerali birbirinden ayırmak mümkündür.



Şekil 3.3. Tonalit grubu kayalarda izlenen subhedral granüler doku ve zonlu plajiyoklas kristallerinden bir görünüm. plg: plajiyoklas, Q: kuvars, or: ortoklas, hrn: hornblend, bi: biyotit. Ç.N. X 32



Şekil 3.4. Tonalitlerde izlenen mirmekitik dokunun mikroskopta görünümü. plg: plajiyoklas, Q: kuvars. Ç.N. X 32

K - feldispat minerali, tonalit grubu kayalarda eser miktarda bulunmaktadır (maksimum % 9.91). Özellikle tonalitlerde yok denecek kadar az olan K - feldispatlar granodiyorit bileşimine doğru bir miktar artış göstermektedir (Tablo 3.1). Özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde bulunan K - feldispatlar Karlsbad ikizi göstermektedir. Bazı kesitlerde görülen ipliksi pertit K - feldispatların tanınmasındaki en karakteristik özellik olarak kullanılmıştır.

Tonalit grubu kayalarda mafik mineral olarak en fazla bulunan mineral biyotitdir (ortalama % 1.57). Biyotitin tonalit grubu kayalar içerisinde en fazla bulunduğu kayalar ise granodiyoritlerdir (Tablo 3.1). Levhamsı - prizmatik ve çubuksu kristaller halinde bulunan biyotit minerali tek yönlü dilinimi, kahverengi pleokroyizması ve paralel sönme göstermeleri ile kolayca tanınır. Bazı örneklerde kısmen bazılarında ise tamamen kloritleşmiştir. Kloritleşme sonucu dilinimler boyunca opak mineraller açığa çıkmıştır. Kloritleşmenin ileri evrelerinde opasitleşme sonucu tamamen opak mineral oluşumu söz konusudur. Çubuksu biyotit kristalleri bazı kesitlerde yandaki mineralin büyümesi ile kıvrımlı bir yapı kazanmıştır.

Hornblend minerali, tonalit grubu kayalarda görülen diğer mafik bileşendir. Genellikle bol miktarda opak mineral kapanımlarına sahip olan hornblendler yeşil - kahverengimsi yeşil pleokroyizma renkleri sunarlar. Yarı özşekilli kristaller halinde bulunmalarına karşın, sıkça çift yönlü (56 - 124°) dilinimler sunan özşekilli altıgen kesitlerine de rastlanmaktadır. Hornblendler kayaç içerisinde ortalama % 0.93'lük bir değere sahip olup, miktarları granodiyorit ve tonalit bileşiminde hemen hemen aynıdır. Hornblendlerde de biyotitlerde olduğu gibi kloritleşme türü alterasyon yoğun olarak izlenmektedir.

Tonalit grubu kayalarda ikincil mineral olarak kloritlerin dışında bol miktarda epidot minerali mevcuttur. Bazen bağımsız prizmatik kristaller, bazen de yelpaze şeklinde birbirine yapışık kristaller halinde izlenen epidot mineralleri tek yönlü dilinimli, bazen soluk yeşil pleokroyizmalı ve canlı çift kırma renklerine sahiptir. Hem paralel, hem de eğik sönme gösteren türleri mevcuttur. Eğik sönme gösteren kesitlerde ölçülen sönme açısı 22 - 26° 'dir. Kayaç içerisinde bağımsız kristaller oluşturduğu gibi, bazen plajiyoklas kristalleri içerisinde dilinim ve ikiz bireyleri arasındaki zayıf zonlarda, bazende plajiyoklas kristalinin alterasyonu sonucu oluşan kil, serizit, karbonat şeklindeki agregat içerisinde söz konusu alterasyonun ürünü olarak bulunurlar.

Asutay (1985), tonalit grubu kayalar içerisinde epidot ve klorit minerallerinin bol miktarlarda bulunmasını tonalitleri kesen bazik bileşimli

Tablo 3.1. Yüksekova Karmaşığı'na ait derinlik ve yarı derinlik kayaçlarının modal mineralojik bileşimleri.

Örnek No	Kuvars	K-Feld.	Plajyo.	Biyotit	Amfibol	Piroksen	Diğerleri	Kayacın adı
23	33.45	9.91	48.32	3.72	0.83	-	3.72	G diyorit
76	35.64	2.43	48.60	1.62	2.43	-	9.72	Tonalit
78	45.20	31.42	21.14	0.73	-	-	0.73	Aplit
79	45.19	1.14	48.05	0.57	1.14	-	4.00	Tonalit
86	40.71	-	46.02	2.36	-	-	11.21	Tonalit
92	44.06	3.89	48.28	0.97	-	-	3.88	Tonalit
94	40.42	-	53.35	-	2.15	-	4.32	Tonalit
105	50.05	6.65	34.02	-	0.68	-	8.40	Tonalit
108	34.76	8.02	49.28	1.15	-	-	6.87	G diyorit
111	36.12	5.42	52.98	1.80	0.60	-	3.60	Tonalit
112	40.97	1.21	44.10	0.96	0.24	-	12.53	Tonalit
120	33.13	38.04	26.18	1.64	-	-	0.82	Aplit
133	3.17	5.82	55.29	0.53	18.25	0.26	16.66	K diyorit
145	2.91	1.41	43.69	-	32.03	2.18	18.20	Gabro
149	4.69	4.16	51.73	-	16.32	2.60	20.47	K diyorit
153	6.58	1.13	40.75	0.15	34.92	6.58	9.85	K diyorit
156	2.86	3.06	39.18	0.41	27.55	9.59	17.34	Gabro
168a	6.94	1.94	45.27	1.39	29.44	0.83	14.15	K diyorit
168b	6.61	4.50	65.61	-	14.28	-	9.77	K diyorit
172	48.80	6.39	31.96	-	-	-	12.78	Tonalit
175	2.67	-	67.74	0.54	1.07	15.05	13.08	Gabro
176	3.12	0.62	46.87	-	30.94	10.31	8.12	Gabro
177	38.24	2.42	50.82	-	-	-	8.72	Tonalit
184	47.59	3.70	43.43	-	-	-	5.54	Tonalit
188	42.28	4.09	44.67	-	-	-	8.87	Tonalit
211	35.16	3.11	47.13	3.12	2.34	-	9.39	Tonalit

dayklar ile açıklamaktadır. Araştırmacı, bazik daykların sıkça bulunmadığı bölgelerde bu ikincil minerallerin yokluğundan söz etmektedir. Ancak, bu çalışmada dayk sistemlerinden yoksun bölgelerde de söz konusu ikincil minerallerin sıkça ortaya çıktığı gözlenmiştir. Ayrıca klorit ve epidot oluşumu sadece tonalit grubu kayaçlarda değil, Yüksekova Karmaşığını oluşturan magmatik kayaçların hemen hemen hepsinde izlenmektedir. Bu nedenle, klorit ve epidot oluşumunun damar kayaçlarının yerleşmesinden ziyade çalışma alanındaki kayaçları etkileyen düşük dereceli metamorfizma ile açıklamak daha geçerli görülmektedir.

Tonalit grubu kayaçlarda izlenen bir diğer ikincil mineral de kalsittir. Genellikle kayaç içerisindeki kırık ve altere zonlara yerleşen kalsit minerali bazı kesitlerde olağandan çok miktarlarda bulunmaktadır.

Opak mineraller çoğunlukla alterasyon sonucu açığa çıkmış ikincil oluşuklardır. Ancak kayaç içerisinde özellikle hornblend kristalleri ile dokunak oluşturan ve onların kapanımları olarak bulunan birincil kristaller de mevcuttur. Opak minerallerin cevher mikroskobunda incelenmesi sonucu bunların manyetit $\pm$ pirit $\pm$ kalkopirit oldukları saptanmıştır.

3.2. Yarıderinlik Kayaçları

3.2.1. Mikrotonalit

Mineralojik bileşimleri bakımından tonalitlere benzeyen bu yarıderinlik kayaçlarında ince taneli subhedral granüler, mikroporfirik ve mimekitik dokular görülmektedir. Daha önce belirtildiği gibi genellikle bazik volkanik kayaçların dokunağına yakın kesimlerde izlenen bu kayaçlar esas olarak kuvars ve plajiyoklas minerallerinden oluşmuştur. Mafik bileşenler yok denecek kadar azdır. İkincil mineral olarak epidot ve klorit görülür. Minerallerin genel özellikleri tonalitlerdeki gibidir. Cebberuşağı köyü civarından alınan örneklerde çok ince taneli mikroporfirik dokunun görülmesi bu kesimlerden soğumanın çok hızlı olduğunu işaret etmektedir. Buna göre tonalitlerin oldukça sığ derinliklerde yerleştiğini söylemek mümkündür.

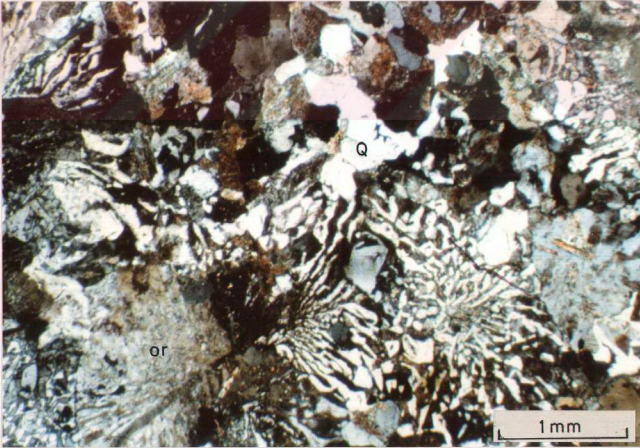
3.2.2. Aplit

İnce taneli holokristalin kayaçlar olup, çalışma alanındaki derinlik kayaçları içerisinde lökokrat minerallerce en zengin olan kayaçlardır. Tonalit birimini keser durumda bulunan bu kayaçlar apolitik, grafik ve nadiren de mirmekitik dokular göstermektedir (Şekil 3.5).

Kayaç esas olarak kuvars, K - feldispat (ortoklas) ve plajiyoklas minerallerinden oluşmaktadır. Ender olarak görülen ve genellikle kloritleşmiş durumdaki biyotit minerali söz konusu kayaçlar içerisinde bulunan tek mafik bileşendir. Bu minerallerin tane boyu 1 mm.'den küçüktür.

Kuvars; özşekilsiz kristaller halinde olup, genellikle ortoklas ile grafik, nadiren de plajiyoklaslar ile mirmekitik doku oluşturacak şekilde iç içe büyüme gösterir. Dalgali sönme ve alterasyondan etkilenmemiş olması en karakteristik özelliğidir. Modal ve normatif hesaplamalarda yaklaşık eşit değerde olup, kayacın % 35'ini oluşturmaktadır.

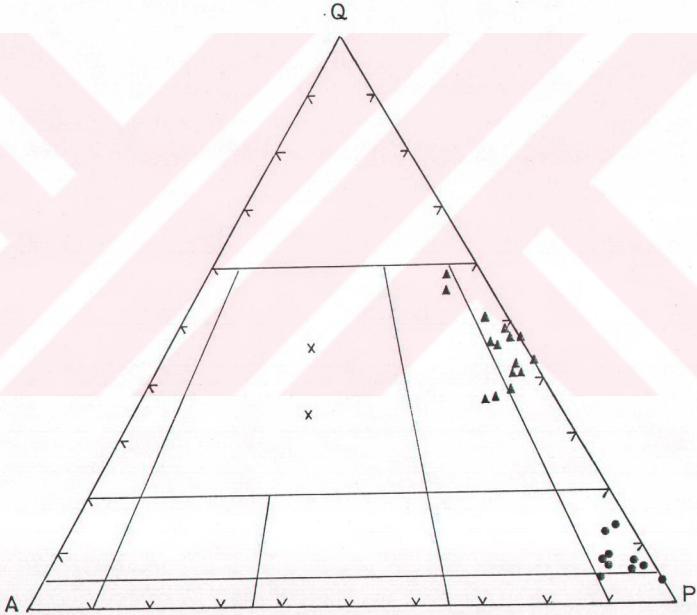
Ortoklas; özşekilsiz kristaller halinde ve diğer bileşenlere göre daha büyük tane boyutuna sahiptir. İplikli pertit ve Karlsbad türündeki ikizlenme tipiktir. Kayaç içerisinde modal olarak % 38.04, normatif olarak % 27.39'luk bir değere sahiptir. Modal ve normatif değerler arasında görülen farklılık pertitik özellikten kaynaklanmaktadır. Ortoklas kristalleri killeşme türü alterasyon gösterirler.



Şekil 3.5. Aplitlerde izlenen mikrografik dokunun mikroskoptaki görünümü. or: ortoklas, Q: kuvars. Ç.N. X 32

Plajiyoklaslar; tonalit grubu kayaçlarda olduğu gibi aplitlerde de oligoklas ender olarak andezin bileşimindedir. Özşekilsiz ve albit ikizi göstermektedir. Kuvars ile mirmekitik, ortoklas ile pertitik doku oluşturmaktadır. Kayaç içerisinde modal olarak % 26.18, normatif olarak % 34.83'lük bir değere sahiptir. Plajiyoklaslarda serizitleşme türü alterasyon yaygın olarak izlenmektedir.

Biyotit; aplitik kayaçlarda izlenen tek mafik bileşendir. Genellikle yarı özşekilli, prizmatik kristaller halinde olup çoğun kenarları ve dilinimleri boyunca kloritleşmiştir.



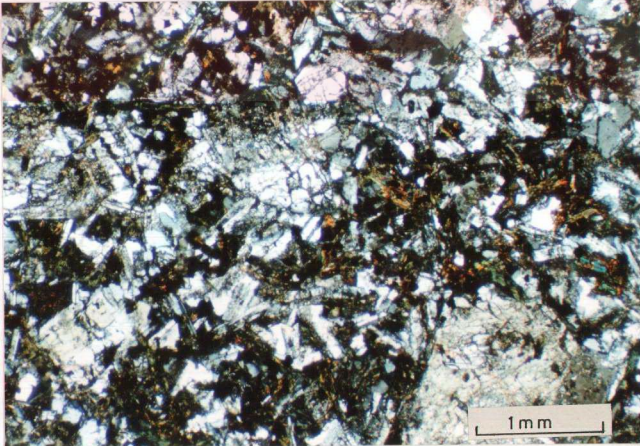
Şekil 3.6. Yüksekova Karmaşığında ait derinlik kayaçlarının QAP diyagramında (Streckeisen, 1967) adlandırılması. Diorit - gabro: (●), tonalit - granodiorit: (▲), aplit: (x)

3.2.3. Lamprofir (Spessartit)

Diyorit ve tonalit grubu kayaçları kesen bazik bileşimli bu damar kayaçları, intersertal ve porfirik dokuludurlar (Şekil 3.7). Mineralojik bileşimleri bakımından diyorit grubu kayaçlara benzemektedirler. Kayaç esas olarak plajiyoklas + hornblend + kuvars $\pm$ klinopiroksen $\pm$ biyotit minerallerinden meydana gelmiştir. Klorit ve epidot mineralleri kayaç içerisinde ikincil bileşen olarak sıkça bulunurlar. Mafik mineraller (hornblend, klinopiroksen ve biyotit) kayaç içerisinde hacim olarak % 50'den fazladır.

Plajiyoklaslar genellikle özşekli - yarı özşekli, prizmatik kristaller halinde olup, bazı kesitlerde intersertal bazılarında ise porfirik dokunun oluşumunu sağlayan önemli bir bileşendir. Intersertal dokulu örneklerde plajiyoklas latalarının arası değişik bileşimli mafik ve felsik minerallerle doldurulmuştur. Porfirik dokulu örneklerde ise, plajiyoklaslar hem fenokristal hem de mikrolitler halinde bulunur. Plajiyoklaslar, bazı kesitlerde normal zonlanmalı ve çoğun albit ikizlidir. Albit ikizi gösteren kristallerde ölçülen $14 - 20^\circ$ sönme açılarına göre plajiyoklasların türü $An_{32} - 39$ olan andezindir.

Hornblendlere bazik damar kayaçlarına ait örneklerin hepsinde rastlanmaktadır. Kayaç içerisinde miktarı yaklaşık % 40 - 50 arasında olup, prizmatik - levhamsı kristaller halindedir. Açık kahverengimsi yeşil ve koyu yeşil



Şekil 3.7. Lamprofirlerin mikroskoptaki genel görünümü. Ç.N. X 32

arasında değişen plokroyizma renkleri sunmaktadır. Yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde olup intersertal dokulu örneklerde plajiyoklas lataları arasında mikrolitler, porfirik dokulu örneklerde ise hem fenokristal hem de mikrolitler şeklinde bulunurlar. Tipik çift yönlü dilinimleri görülebildiği gibi genelde tek yönlü ve kötü gelişmiş dilinimlere sahiptirler. Alterasyon sonucu yer yer klorit mineraline dönüşmüştür.

Klinopiroksen ve biyotit mineralleri lamprofirler içerisinde ender olarak rastlanan diğer mafik bileşenlerdir. Kuvars minerali çok az miktarda olmalarına karşın lamprofir örneklerinde sıkça görülmektedir.

İkincil bileşenler olarak bulunan kloritler tamamen mafik minerallerin alterasyonu sonucu açığa çıkmışlardır. Kloritlerin oluşumuna yer yer epidot mineralleri eşlik etmektedir.

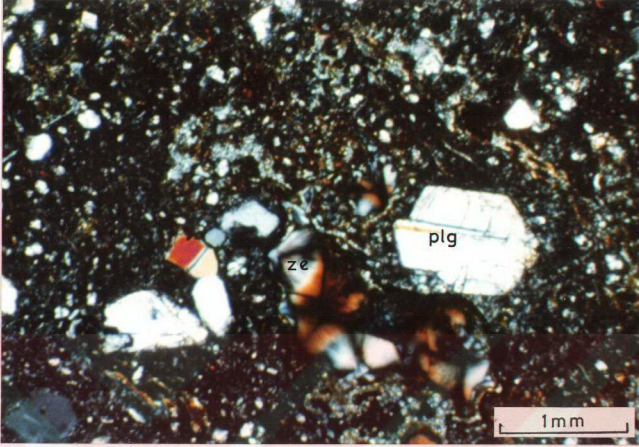
Bazık damar kayaçlarının bir diğer önemli özelliği ise opak mineraller bakımından zengin olmalarıdır. Opak mineraller çoğunlukla kayaç içerisinde saçınımlı bir halde bulunurken yer yer de hornblend mineralleri içerisinde kapanımlar şeklinde bulunmaktadır.

3.3. Yüzey Kayaçları

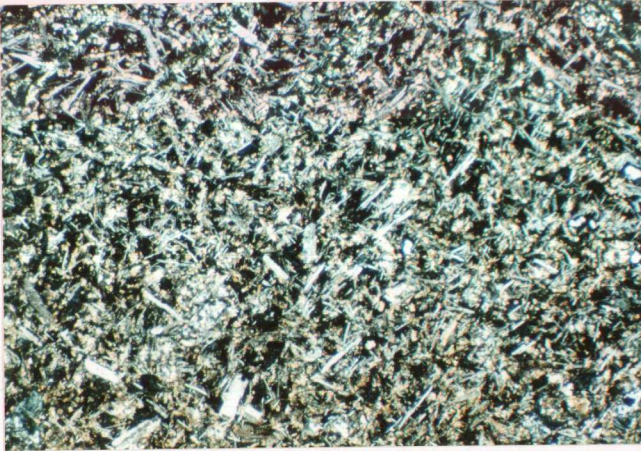
3.3.1. Bazalt grubu

Bazalt grubu; bazalt, bazaltik andezit ve andezit gibi değişik bileşimli yüzey kayaçlarını kapsamaktadır. Genellikle mikrolitik, mikroporirik ve vitroporirik ender olarak intersertal ve trakitik dokuların görüldüğü bu kayaçlar esas olarak plajiyoklas, klinopiroksen ve ortopiroksen minerallerinden oluşmaktadır. Klorit, epidot, kuvars, kalsit ve zeolit mineralleri söz konusu kayaçlarda ikincil bileşenler olarak sıkça görülmektedir (Şekil 3.8 - 9).

Yukarıda bahsedilen dokuların büyük çoğunluğu plajiyoklas minerallerinin kontrolünde gelişmektedir. Plajiyoklaslar kayaç içerisinde en fazla bulunan mineraller olup gerek hacimsel ve gerekse normatif olarak kayacın yaklaşık % 50'sini oluşturmaktadır. Genellikle mikrolitler halinde bulunan plajiyoklaslar bazen piroksenlerle birlikte fenokristal faz olarak görülmektedir. Plajiyoklas mikrolitleri camsı malzeme ile birlikte hamuru oluşturmaktadır. Hamur malzemesi çoğun kloritleşmiştir. Kloritleşme hamur malzemesini oluşturan mikrolitlerin bir kısmının piroksen olabileceğini işaret etmektedir. Albit ve Karlsbad türü ikizlenme mikrolitlerde görülürken, albit ikizine mikro ve



Şekil 3.8. Bazık volkanitlerde izlenen vitroporfirik dokunun mikroskoptaki görünümü. plg: plajiyoklas, ze: zeolit. Ç.N. X 32



Şekil 3.9. Mikrolitik dokulu bazık volkanitlerin mikroskopta görünümü. Ç. N. X 32

fenokristallerde rastlanır. Albit ikizi gösteren plajiyoklas fenokristallerinde ölçülen 15 - 20° 'lik sönme açılarına göre plajiyoklasların türü An_{32-38} olan andezindir.

Bazı plajiyoklas fenokristallerinde normal zonlanma görülmektedir. Mikrolitik doku gösteren örneklerde plajiyoklasların türü tesbit edilememiştir.

Piroksen mineralleri olarak klinopiroksen ve ortopiroksen olmak üzere her iki türü görmek mümkündür. Ancak bunların içerisinde ojit türü olan klinopiroksenler ortopiroksenlere kıyasla daha sık ve fazla miktarda bulunur. Özşekilli, yer yer kloritleşmiş ojit kristalleri çok iyi gelişmiş tek yönlü dilinimlere ve sekizgen şekilli kristallere sahiptir. Ojit kristallerinde 20 - 42° 'lik sönme açıları tespit edilmiştir. Canlı polarisasyon renkleri (mavi, kırmızımsı, mor, turuncu) sunan klinopiroksenlerin etrafı çoğunlukla bir altere zonla çevrilmiştir. Bazı kesitlerde özşekilli piroksen mineralleri tamamen kalsit + klorit agregatına dönüşmüş, oluşan ikincil kalsit minerali kristalin şeklini muhafaza etmiştir. Yarı özşekilli kısa prizmatik ortopiroksen mineralleri tek yönlü dilinimli, paralel sönmeli ve grimsi bir polarisasyon rengine sahiptirler.

Bazalt grubu kayalarda kalsit, klorit, epidot, kuvars ve zeolit gibi ikincil mineral oluşumlarına sıkça rastlanmaktadır. Kalsit, klorit ve epidot minerallerinin bir kısmı kayacı oluşturan ana bileşenlerin alterasyonu sonucu açığa çıkarken, bu minerallere ilave olarak kuvars ve zeolit gibi kayacın kırık ve gaz boşluklarını dolduran ikincil oluşumlar da söz konusudur.

Mikroskopik incelemeler sonucunda bazalt grubu kayaların spilitleştikleri görülmüştür. Bu nedenle plajiyoklasların anortit içeriği oldukça düşük değerler vermektedir. Mikroskopik incelemelere dayalı mineralojik sınıflandırma plajiyoklasların anortit içeriği esas alınarak yapıldığından bu çalışmada bazalt grubu kayalar olarak adlandırılan kayaların tamamının andezit bileşiminde olduğu saptanmıştır.

3.3.2. Dasit

İnce kesitte mikropofirik doku gösteren bu kayalar esas olarak kuvars ve plajiyoklas minerallerinden meydana gelmiştir (Şekil 3.10). Biyotit ve hornblendler mafik, klorit, epidot ve zeolit mineralleri ikincil, çok az miktardaki opak mineraller ise kayaç içerisinde tali bileşenler olarak izlenmektedir.

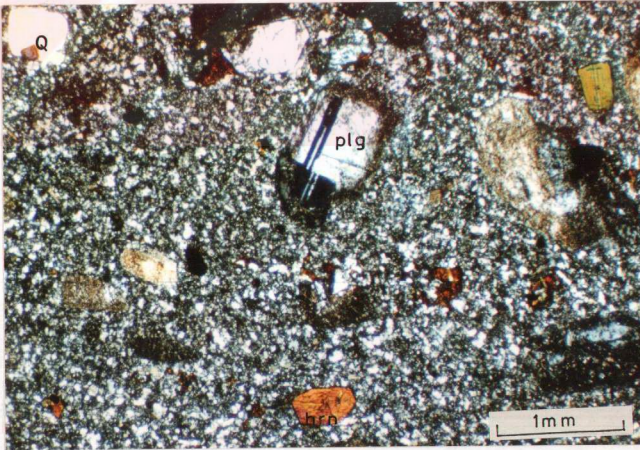
Mikrolitler ve camsı hamur malzemesi kayacın hacim olarak yaklaşık % 70 'ini oluşturmaktadır. Kuvars ve plajiyoklas mineralleri hem mikrolit hem de fenokristal halinde görülürken, mafik bileşenler (biyotit ve hornblend) genellikle

fenokristal fazın bileşenleri olarak izlenir. Ancak, hamur malzemesi içerisinde yoğun olmamakla birlikte bir miktar kloritleşmenin görülmesi, mikrolitlerin bir kısmının amfibol ve / veya biyotit bileşiminde olduğuna işaret etmektedir.

Kuvars mineralleri genellikle özşekilsiz ve yuvarlaklaşmış kristaller halinde olup, çoğun dalgali sönmelidir. Fenokristal halde bulunan kuvars mineralleri içerisinde kapanım şeklinde plajiyoklas, klorit ve kloritleşmeye bağlı olarak açığa çıkan opak mineraller bulunmaktadır.

Plajiyoklaslar, dasitler içerisinde en fazla görülen felsik bileşenlerdir. Özşekilli - yarı özşekilli, prizmatik ve albit ikizli plajiyoklas fenokristalleri kayalık içerisinde bazı bölgelerde kümeleşmiş halde bulunurken; mikrolitler genellikle homojen bir dağılım sunmaktadır. Sık olmamakla birlikte bazı kesitlerde normal zonlanma görülür. Zonlu yapının dış kısmı hemen hemen tamamen kil minerallerine dönüşmüştür. Albit ikizi gösteren fenokristallerde ölçülen 8 - 12°'lik sönmeye açısı plajiyoklasların An_{14-31} olan oligoklas - andezin bileşiminde olduğunu işaret etmektedir. Gerek fenokristal ve gerekse mikrolit olarak bulunan plajiyoklaslarda serizitleşme ve killeşme türü alterasyon yaygındır.

Biyotitler, genellikle yarı özşekilli, prizmatik - levhamsı kristaller halindedir. Paralel sönmeye ve şiddetli pleokroyizma özelliklerine sahiptir. Pleokroyizma rengi açık kahverengi ile siyaha yakın koyu kahverengi arasında değişmektedir.



Şekil 3.10. Dazitlerde izlenen mikroporirik dokunun mikroskopta görünümü. plg: plajiyoklas, Q: kuvars, hrn: hornblend. Ç.N. X 32

Alterasyon sonucu biyotitler dilinimleri ve kristal kenarları boyunca kloritleşmişlerdir. Kloritleşme türü alterasyona opak minerallerin açığa çıktığı opasitleşme türü alterasyon eşlik etmektedir.

Hornblendler özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde olup, 56 - 124°'lik çift yönlü dilinimlere ve ceviz yeşili pleokroyizma rengine sahiptir. Kayaç içerisinde ikizlenmeli ve çoğun altıgen şekilli karakteristik bazal kesitleri mevcuttur. Biyotitlerde olduğu gibi hornblendlerde de kloritleşme türü alterasyon yaygındır.

Epidot mineralleri çok küçük kristaller halinde olup, bazen plajiyoklas fonokristallerinin serizitleşmiş zonlarında opak minerallerle birlikte, bazen de hamur malzemesindeki kloritleşme türü alterasyon içerisinde izlenir.

Opak mineraller çoğunlukla hornblend kristallerine tutunmuş halde veya onların kapanımları olarak özşekilli ve yarıözşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Ayrıca, hamur malzemesi içerisinde saçınımlı ve çok küçük kristaller halinde hamuru oluşturan diğer bileşenlere eşlik ederler.

4. JEOKİMYA

Çalışma alanındaki magmatik kayalar kimyasal olarak sınıflandırmak, değişik kayaç birimleri arasında kökensel ilişkinin olup olmadığını saptamak ve kimyasal özelliklerden hareketle bölgenin tektonik gelişimini açıklamaya katkıda bulunmak amacıyla 42 adet örneğin ana ve bazı iz element analizleri yapılmıştır. Kayaçların ana ve iz element içerikleri Edinburgh Üniversitesi (İngiltere) Jeoloji - Jeofizik Bölümü Jeokimya Laboratuvarında X Işınlı Floresans yöntemi ile analiz edilmiştir. Ana element analizleri için cam diskler, iz elementler içinse sıkıştırılmış pelletler kullanılmıştır.

Ayrıca skarn zonundan alınan 2 adet kayaç örneğinin XRD metodu ile analizleri yapılarak mineral kapsamları tesbit edilmiştir.

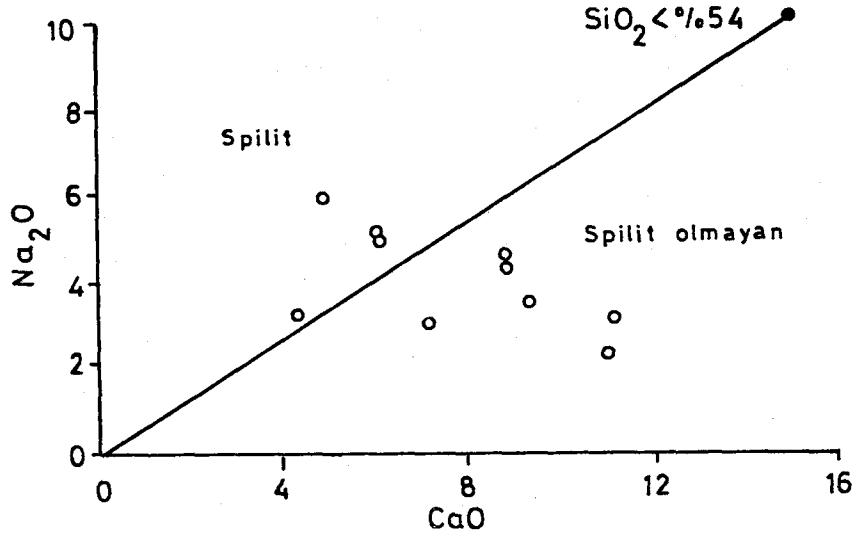
Analiz için petrografik çalışmalarla genel sınıflaması yapılan magmatik kayalardan farklı kayaç birimlerini temsil eden ve alterasyondan en az etkilenmiş olan örneklerin seçilmesine özen gösterilmiştir. Bu örneklerin 5 adedi diyorit grubuna, 9 adedi tonalit grubuna, 4 adedi damar kayaçlarına, 13 adedi bazik volkanitlere, 6 adedi asit volkanitlere ve 5 adedi skarn kayaçlarına aittir (Tablo 4.1). Skarn zonundan alınan örneklerin ana ve iz element verileri çalışma alanındaki magmatik kayaların olduğu tektonik ortamı belirlemede kullanılmamıştır.

Her ne kadar analizi yapılan örneklerde alterasyondan en az etkilenen örnekler seçilmişse de, özellikle bazik volkanitlerin spilitleşme türü alterasyona uğradıkları görülmüştür. Söz konusu kayalardaki spilitleşmeyi belirlemek amacıyla Vallance (1974) tarafından önerilen $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ diyagramı kullanılmıştır (Şekil 4.1). Diyagramda da görüldüğü gibi bir kısım örnek belirgin olarak spilitleşmiştir.

Çalışma alanındaki farklı bileşimdeki kayaların ana element içeriklerinin saptanması amacı ile yapılan analizlerden Fe_2O_3 ve FeO değerleri birlikte toplam değer (FeO^*) olarak verilmiştir. Ancak, CIPW normları hesaplanırken Fe_2O_3 ve FeO değerlerinin ayrıca bilinmesi gerekmektedir. Bu nedenle, toplam Fe miktarı değiştirilmeden olası Fe_2O_3 ve FeO değerleri hesaplanmıştır.

$\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ oranının saptanmasında araştırmacılar değişik yöntemler kullanarak sonuçta birbirlerine yakın değerler bulmuşlardır.

Coombs (1963), bazalt bileşimindeki kayalar için Fe_2O_3 üst sınırını % 1.5 olarak kabul etmiş; Irvine ve Baragar (1971), $\% \text{Fe}_2\text{O}_3 = \% \text{TiO}_2 + 1.5$ eşitliğini kullanmışlar; Thomson vd. (1972), toplam alkali %4 ten küçük volkanitlerde $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \%1.5$; %4 - 7 arasında olanlarda $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \%2$; %7 den büyük olanlarda



Şekil 4.1. Na₂O - CaO diyagramı (Vallance, 1974) ile SiO₂ < % 54 olan bazik volkanitlerdeki spilitleşme türü alterasyonun belirlenmesi.

Fe₂O₃ = %2.5 değerlerini üst sınır olarak teklif etmişler; Lippard ve Truckle (1978) Fe₂O₃ / FeO oranını 0.2 olarak almışlardır (Tokel'den, 1979).

Hughes ve Hussey (1979), analiz toplamaları %100 e normalleştirildikten sonra Fe₂O₃ / FeO oranını 0.2 olarak kabul etmişlerdir (Wilkinson'dan, 1986).

Baş (1986) ve Baş vd. (1992), CIPW normlarının hesaplanmasında Fe₂O₃ / FeO = 0.15 sabit değerini kullanmışlardır.

Nelson ve Hibbard (1976), granitik kayalarda Fe₂O₃ / FeO oranını 0.5; Weaver vd. (1990), Fe₂O₃ / FeO oranına 0.6 olarak kabul etmişlerdir.

Bu çalışmada CIPW normlarının hesaplanmasında bazalt bileşimindeki kayalar için Fe₂O₃ / FeO = 0.2; granit bileşimindeki kayalar için Fe₂O₃ / FeO = 0.6 olacak şekilde bir düzeltme yapılmıştır. CIPW normları bilgisayar programları kullanılarak tesbit edilmiştir.

4.1. Değişim Diyagramları

Tablo 4.1 ve Şekil 4.2'de görüldüğü gibi, çalışma alanındaki magmatik kayaları; bazik-ortaç bileşimli ve asit bileşimli kayalar olmak üzere iki ana grup altında toplamak mümkündür.

Bazik- ortaç bileşimli kayaların SiO₂ içeriği % 40.24-59.36 arasında, asit bileşimli kayaların ise; %71.69-77.72 arasında değişmektedir.

TiO₂ içeriği; bazik-ortaç bileşimli kayaçlarda (%0,16-1.40) düzensiz bir dağılım gösterirken, asit bileşimli kayaçlarda %0.04-0.53 arasında düşük değerlerde olup, artan SiO₂ içeriği ile bir miktar azalmaktadır. TiO₂-SiO₂ değişim diyagramını genel olarak ifade etmek gerekirse, bazik-ortaç bileşimli kayaçların asit bileşimli kayaçlara kıyasla bir miktar daha yüksek TiO₂ içeriğine sahip oldukları söylenebilir.

Bazik-ortaç bileşimli kayaçlarda yüksek Al₂O₃ (%14.26-18.50), FeO* (%7.69-20.91), MnO (% 0.12 - 0.26), MgO (%4.0-9.09) ve CaO (4.31 - 16.04) içeriklerine karşın, asit bileşimli kayaçlarda bu ana element oksitlerin (Al₂O₃= %11.43-14.26, FeO*=%0.84-5.05, MnO=% 0.02 - 0.13, MgO= % 0.02 - 1.30 ve CaO= % 0.43 - 3.80) düşük değerlerde oldukları ve artan SiO₂ içeriği ile düzenli olarak azaldıkları açıkça görülmektedir. Bazik-ortaç bileşimli kayaçların yüksek Al₂O₃, FeO*, MnO, MgO ve CaO içerikleri, bu kayaçlardaki Ca-plajiyoklas, amfibol ve piroksen minerallerinin varlığından kaynaklanmaktadır. Al₂O₃ içeriği tamamen plajiyoklasların anortit içeriği ile ilişkili görülürken (plajiyoklaslardaki Al₂O₃ içeriği artan anortit içeriği ile artmaktadır), FeO*, MgO ve MnO içerikleri mafik bileşenlerden (amfibol ve piroksen) kaynaklanmaktadır. CaO içeriği ise; hem plajiyoklasların anortit içeriği, hem de mafik bileşenlerle (Ca-piroksen) ilişkilidir. Bazı örneklerdeki ikincil kalsit oluşumları da bu örneklerde CaO içeriğinin yüksek çıkmasına neden olmuştur.

Na₂O içeriği, bazik - ortaç bileşimli kayaçlarda % 0.83 - 5.85 arasında, asit bileşimli kayaçlarda ise, % 3.60 - 7.79 arasında bir değere sahip olup, değişim diyagramında belirgin bir yönseme göstermemektedir. Na₂O içeriğinin sadece diyorit grubu derinlik kayaçlarında artan SiO₂ içeriği ile bir miktar artışı saptanmıştır. Söz konusu kayaçlardaki CaO içeriği ile ters orantılı olarak gelişen bu durum, plajiyoklasların anortit içeriğinin ortaç bileşimlere doğru bir miktar azalmasından kaynaklanmaktadır. Asit bileşimli kayaçlardaki düşük CaO içeriğinin aksine nisbeten yüksek Na₂O içeriği tamamen plajiyoklasların türü ile ilgilidir. Bazı bazaltik örneklerde görülen Na₂O artışı spilitleşme türü alterasyondan kaynaklanmaktadır.

K₂O içeriği gerek bazik - ortaç bileşimli kayaçlarda (K₂O = % 0.01 - 1.16), gerekse asit bileşimli kayaçlarda (K₂O = % 0.25 - 1.99) düşük değerdedir. Magmatik kayaçlarda genellikle K - feldispat ve biyotit minerallerinin yapısında tutulan K₂O 'in 120 nolu aplitte görülen % 4.64'lük maksimum değeri tamamen kayaç içerisindeki K - feldispat (ortoklas) mineralinden kaynaklanmaktadır.

P₂O₅ içeriği inceleme alanındaki magmatik kayaçlarda genelde düşük (P₂O₅ = % 0.01 - 0.11) değerde olup, artan SiO₂ içeriği ile belirgin bir yönseme

göstermemektedir.

Magmatik kayalarda iz element içerikleri farklı magmalardan türemiş benzer kayalarda farklı olmakla birlikte aynı magmadan türemiş farklı kayalarda da farklı konsantrasyonlarda bulunmaktadır. İz elementlerin aynı magmadan türemiş değişik bileşimli kayalarda farklı konsantrasyonlarda bulunması tamamen farklılaşma ile ilgilidir. Bilindiği gibi iz elementler; uyumsuz (K, Rb, Sr, Pb, Th, Ba, Zr ve nadir toprak elementleri) ve uyumlu (Ti, Ni, V, Sc, Cu) iz elementler olmak üzere iki ana grup altında toplanmaktadır. Uyumsuz iz elementler farklılaşmanın son evrelerinde yoğunlaşırken, uyumlu iz elementler farklılaşmanın ilk evrelerinde oluşan kayalarda daha yüksek konsantrasyonlara ulaşırlar. Ancak, söz konusu elementlerin magmatik kayaları oluşturan minerallerin yapısında uygun elementler tarafından tutulması da göz ardı edilmemelidir.

Rb (1.47 Å°) ve Ba^{+2} (1.34 Å°) iyon yarıçaplarının benzerliği nedeliyle K - feldispat ve mikalarda K^+ (1.33 Å°) tarafından tutulurlar. Ba^{+2} , ayrıca plajiyoklas piroksen ve amfibollerde Ca^{+2} (0.99 Å°)'un yerine geçmektedir.

Sr'un magmatik kayalardaki miktarı Ca^{+2} ve K^+ elementleri tarafından kontrol edilmektedir. İyon yarıçapı 1.13 Å° olan Sr^{+2} , Ca^{+2} (0.99 Å°) ve K^+ (1.33 Å°) arasında ortaça büyüklüktedir. Bu nedenle Sr^{+2} , kayaç yapıcı minerallerde K^+ ve özellikle de Ca^{+2} ' un yerini almaktadır.

Potasyum tipi elementler olarak da bilinen bu üç elementin (Rb, Ba, Sr) inceleme alanındaki magmatik kayalardaki dağılımları incelendiğinde (Tablo 4.1, Şekil 4.2), bazı istisnai durumlar dışında yukarıda açıklanan özellikler açıkça görülmektedir.

1- Aplitik kayalarda K içeriği yüksek olmasına karşın, Ba konsantrasyonunun düşük olması.

2- Benzer K içeriğine sahip farklı bileşimdeki kayalarda Rb miktarında aşırı farklılıklar.

3- Bazı kayalarda Ca miktarı yüksek olmasına karşın, Sr konsantrasyonunun düşük olması.

Söz konusu bu üç durum tamamen farklılaşma ile ilgilidir. Ewart ve Taylor (1969), Ewart (1982); Sr konsantrasyonunun plajiyoklasların uç bileşimli olanlarından ziyade ortaça bileşimli (An_{40-55}) olanlarda maksimum değere ulaştığını ileri sürmüşlerdir.

Sen ve diğlerleri (1959) ve Hall (1967), granitik kayaçlardaki plajiyoklasların anortit oranının artması ile Sr içeriğinin azaldığını belirtmişlerdir (Handbook of Geochemistry'den).

Neiva (1975), geç evre pegmatitlerdeki albitlerin granitlerdeki albitlerden daha az Sr içerdiğini, bunun da magmatik farklılaşmayı yansıttığını belirtmektedir (Handbook of Geochemistry'den).

Sr'a benzer şekilde Ba içeriğinin de plajiyoklasların saf bileşimli olanlarından ziyade ortaç bileşimli olanlarda daha fazla bulunduğu belirtilmiştir. Bazaltik magmaların farklılaşmasının ilk evrelerinde Ba sıvı fazda zenginleşir ve kristalleşmenin ilerlemesi ile Ba, özellikle K - feldispat ve mikalar tarafından sıvıdan alınırlar. Böylece farklılaşmanın son evrelerinde Ba'ca fakirleşmiş sıvılar kalır.

Ewart (1982), Ba'un bazaltikten andezitik - dasitik bileşimlere doğru arttığı, buna karşın riolitik bileşimlerde önemli miktarda tüketildiğini ileri sürmektedir.

Sr ve Ba'un aksine Rb içeriği farklılaşma ile artmakta ve geç evrede oluşan pegmatitlerde maksimum değerlere ulaşmaktadır. Çalışma alanında artık magmadan türediği düşünülen aplit ve lamprofirlerin Ba içeriğinin düşük, Rb içeriğinin ise yüksek değerlerde bulunmasını yegane sebebi ileri derecedeki farklılaşmadır.

Ni, V, Sc, Cu; ferromagnezyen elementler olarak bilinen bu elementler, magmatik farklılaşmanın ilk evrelerinde erikten ayrılarak kristal faza geçme eğilimindedirler. Bu özelliklerinden dolayı uyumlu elementler olarak da adlandırılırlar.

Ni; magmatik eriklerde kendi öz mineralini (pentlandit) oluşturmasının yanı sıra, minerallerde Fe ve Mg'un yerini alarak özellikle olivin, az oranda da piroksen ve manyetit yapısına girer.

Sc; magmatik eriklerin erken kristalleşme evrelerinde Fe - Mg silikat yapılarında tutulur. Sc'u tutan mineraller özellikle piroksen ve Fe'ce zengin olivinlerdir. Ayrıca, Sc biyotit ve amfibollerde de bol miktarda bulunmaktadır.

V; Daha çok bazik kayaçlarda yoğunlaşan bu element manyetit, piroksen, amfibol ve biyotitin yapısına yerleşir.

Cu; bazik magmaların ilk kristalleşme evrelerinde silikat minerallerinin yapısına girer. Cu^{+1} , plajiyoklaslarda Na^{+1} 'in yerini alırken, Cu^{+2} ferromagnezyen minerallerde Fe^{+2} 'nin yerine geçer. Kalkofil özelliğinden dolayı ayrıca Cu sülfürlü minerallerde oluşturabilir.

Çalışma alanındaki magmatik kayaçların uyumlu element (Ni, V, Sc, Cu) konsantrasyonları incelendiğinde, bu elementlerden sadece V ve Sc'un azalan SiO_2 ile düzenli olarak artıkları gözlenirken Ni ve Cu' ın dağılımları düzensizdir (Tablo 4.1 ve Şekil 4.2).

Zr, Nb; Zr tipi elementler olarak adlandırılan bu elementler magmatik farklılaşmanın ileri evrelerinde zenginleşme eğilimindedirler.

Zr; magmatik eriyiklerde yeterli doygunluğa ulaşınca eriyiğin bileşimi de uygun olursa zirkon mineralini oluşturur. Ayrıca, piroksen ve apatitin yapısında Ca, Fe^{+2} ve Ti ile yer değiştirebilir. Magmatik kayaçlarda artan K içeriği ile bir miktar arttığı bilinmesine karşın, feldispat ve feldispatoyidlerde eser miktarda bulunurlar.

Nb; Nb'un magmatik kayaçlarda en yaygın olarak bulunduğu mineraller piroksen, amfibol, biyotit, muskovit, ilmenit, sfen ve manyetittir. Magmatik farklılaşma ile zenginleşme eğiliminde olan bu elementin Ti ile kuvvetli korelasyonu söz konusudur.

Çalışma alanındaki magmatik kayaçların Zr ve Nb içeriklerine bakılacak olursa her iki elementin artan SiO_2 ile bir miktar artıkları görülür (Tablo 4.1, Şekil 4.2).

La, Ce, Nd, Y; Lantanitler olarak adlandırılan La, Ce ve Nd gibi nadir toprak elementlerine jeokimyasal özelliğinin benzerliği nedeni ile Y'da katılabilir. Bu elementler esas olarak bastnaesit, monazit ve ksenotim gibi nadir toprak minerallerini oluşturmalarının yanı sıra, piroksen, amfibol, feldispat, granat, mika ve apatit gibi minerallerin yapısında 2 değerlikli katyonların yerini alırlar. Bazalt ve gabrolardaki piroksenlerin Y ve Lantanit içeriği aynı kayaçlardaki plajiyoklaslardan, granitlerdeki biyotitler ise bir arada bulunduğu feldispat ve kuvarstan daha fazla lantanit içerirler. Farklı kayaçlardaki aksesuar minerallerdeki (örneğin apatit) lantanit miktarı kayaç yapıcı minerallerdekinden daha yüksektir. Nadir toprak elementleri; hafif nadir toprak elementleri ve ağır nadir toprak elementleri olmak üzere iki ana grupta toplanmışlardır. Hafif nadir toprak elementleri düşük derecedeki kısmi erime ile artarken, ağır nadir toprak elementlerinde bir azalma görülür.

Çalışma alanındaki magmatik kayaçların Y ve nadir toprak element kapsamına bakıldığında, bu elementlerin artan SiO_2 ile bir miktar artıkları ve lamprofirlerde maksimum değerlere ulaştıkları görülür (Tablo 4.1, Şekil 4.2).

Tablo 4.1. Yüksekova Karmaşığı'na ait magmatik kayaların ana ve iz element içerikleri, CIPW normları ve A / CNK (Al_2O_3 / $CaO + Na_2O + K_2O$ moleküler oranı) değerleri.

TONALİT GRUBU										
Örnek no	23	76	86	92	94	105	108	112	177	Ortalama
SiO ₂	73.67	76.56	71.69	73.30	73.93	70.97	72.81	72.99	70.19	72.90
Al ₂ O ₃	13.53	11.66	13.98	13.93	13.82	14.26	13.66	12.88	14.14	13.54
FeO*	2.24	2.57	3.23	2.61	2.47	3.55	2.30	2.74	3.69	2.82
MgO	1.09	0.98	1.73	0.63	0.51	0.76	0.59	0.61	1.30	0.91
CaO	2.58	1.62	3.37	2.95	3.34	3.80	2.69	2.21	3.47	2.89
Na ₂ O	3.71	4.07	3.60	4.32	3.99	4.02	3.86	4.37	4.02	4.00
K ₂ O	1.99	0.50	0.35	0.50	0.24	0.46	1.89	0.84	0.56	0.81
TiO ₂	0.24	0.23	0.30	0.25	0.25	0.29	0.24	0.27	0.37	0.27
MnO	0.06	0.06	0.10	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.06
P ₂ O ₅	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.04	0.08	0.05
LOI	0.49	1.39	1.15	0.57	0.89	1.61	1.41	2.55	2.63	1.41
TOPLAM	99.64	99.67	99.46	99.15	99.54	99.84	99.53	99.54	100.49	
CIPW										
Kuars	36.37	45.27	38.74	38.32	41.22	35.54	35.88	37.95	34.32	38.18
Ortoklas	11.76	2.94	2.09	2.93	1.46	2.71	11.16	4.95	3.33	4.81
Albit	31.39	34.44	30.46	36.56	33.76	34.02	32.66	36.98	34.02	33.81
Anortit	12.49	7.84	16.37	14.28	16.24	18.47	13.06	10.71	16.70	14.02
Nefelin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Korund	0.69	1.55	1.68	1.05	1.04	0.38	0.48	0.86	0.80	0.95
Opx	4.32	4.32	6.52	3.43	2.98	4.48	3.08	3.45	5.82	4.27
Cpx	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Olivin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Manyetit	1.22	1.39	1.75	1.42	1.35	1.93	1.25	1.49	2.00	1.53
İlmenit	0.45	0.44	0.58	0.47	0.48	0.56	0.45	0.51	0.70	0.52
Apatit	0.11	0.07	0.13	0.13	0.12	0.14	0.10	0.09	0.19	0.12

Tablo 4.1.' in devamı

TONALIT GRUBU										
Örnek no	23	76	86	92	94	105	108	112	177	Ortalama
SiO ₂	74.30	77.91	72.85	74.35	74.92	72.40	74.21	75.25	71.50	74.19
iz element										
Ni	8	9	53	15	7	10	8	7	14	15
V	25	10	54	31	26	44	24	28	50	32
Sc	6	11	9	8	9	11	6	16	10	10
Cu	-	-	2	-	-	-	-	16	8	3
Zn	22	20	37	11	16	27	9	23	20	21
Sr	145	103	140	292	222	208	155	83	179	170
Rb	63	4	2	7	3	10	51	14	15	19
Zr	110	88	92	117	111	94	109	97	109	103
Nb	6	5	3	5	6	3	7	4	4	5
Ba	256	113	113	162	118	91	255	108	91	145
Pb	3	2	4	3	2	4	5	3	2	3
Th	6	3	2	5	5	1	8	3	2	4
La	11	7	7	9	11	7	13	8	12	9
Ce	21	21	10	24	16	15	25	13	9	17
Nd	9	12	7	12	7	8	11	10	14	10
Y	14	27	15	16	11	12	14	33	20	18
A / CNK	1.04	1.15	1.12	1.07	1.07	1.02	1.03	1.06	1.04	1.07

Tablo 4.1.' in devamı

DASİT								APLİT	mikro Tonali#	LAMPROFİR		
Örnek no	13	38	50	59	67	88	Ortala	120	79	87	106	Ortala.
SiO ₂	68.85	72.74	75.41	72.94	71.69	72.19	72.30	76.88	77.72	51.51	47.17	49.34
Al ₂ O ₃	14.86	13.69	11.43	12.71	12.71	13.14	13.09	12.41	11.71	18.50	16.36	17.43
FeO*	4.66	3.71	5.05	3.16	4.97	3.01	4.09	0.84	1.48	10.06	12.06	11.06
MgO	1.13	0.08	0.02	1.30	1.11	1.23	0.81	0.04	0.26	2.85	4.65	3.75
CaO	2.41	0.66	0.27	2.98	1.21	1.84	1.56	0.43	1.09	8.07	9.76	8.92
Na ₂ O	5.31	7.79	5.03	3.87	5.16	4.49	5.28	3.87	4.91	3.02	2.03	2.52
K ₂ O	0.32	0.10	0.06	1.48	0.39	0.50	0.48	4.64	0.67	1.16	1.08	1.12
TiO ₂	0.57	0.53	0.33	0.30	0.40	0.42	0.43	0.04	0.13	0.91	0.81	0.86
MnO	0.09	0.08	0.08	0.07	0.13	0.05	0.08	0.02	0.02	0.17	0.26	0.22
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.08	0.06	0.09	0.07	0.09	0.01	0.02	0.10	0.09	0.10
LOI	1.74	0.39	2.13	0.92	1.85	3.02	1.68	0.22	1.28	2.70	6.30	4.50
Toplam	100.03	99.87	99.89	99.80	99.71	99.97		99.39	99.31	99.04	100.57	
CIPW												
Kuvars	27.60	24.83	43.78	35.87	34.48	37.73	34.05	35.36	43.46	3.69	-	1.85
Ortoklas	1.89	0.60	0.36	8.77	2.29	2.93	2.81	27.39	3.94	6.83	6.38	6.61
Albit	44.93	65.92	42.56	32.75	43.66	37.99	44.63	32.75	41.55	25.56	17.18	21.37
Anortit	11.25	2.09	0.84	12.93	5.43	8.65	6.87	2.08	5.30	33.51	32.34	32.93
Nefelin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Korund	1.66	-	2.78	-	1.81	2.05	1.38	0.26	0.97	-	-	-
Opx	2.81	2.36	-	4.96	6.53	-	2.78	0.79	1.68	17.40	19.94	18.67
Cpx	-	0.42	3.88	1.18	-	4.99	1.75	-	-	4.96	12.96	8.96
Olivin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.81	0.41
Manyetit	1.12	2.02	2.74	1.71	2.70	1.64	1.99	0.45	0.80	2.44	2.91	2.68
İlmenit	1.07	1.00	0.63	0.56	0.77	0.80	0.81	0.07	0.29	1.73	1.54	1.64
Apatit	0.26	0.26	0.18	0.15	0.21	0.18	0.21	0.02	0.04	0.23	0.21	0.22

Tablo 4.1.' in devamı

DASİT								APLİT	mikro Tonalit	LAMPROFİR		
Örnek no	13	38	50	59	67	88	Ortala.	120	79	87	106	Ortala
SiO ₂	70.05	73.14	77.14	73.77	73.26	74.47	73.64	77.52	79.28	53.47	50.04	51.76
İz element												
Ni	12	9	9	14	14	9	11	7	7	13	16	14.5
V	35	23	5	60	45	46	36	2	6	338	335	336
Sc	20	11	20	15	24	16	18	3	9	44	46	45
Cu	1	6	-	5	3	-	2.5	-	-	87	60	73.5
Zn	79	55	134	43	86	16	69	5	7	94	73	83.5
Sr	191	68	36	111	126	89	104	8	36	190	214	202
Rb	3	-	4	30	6	9	9	142	10	29	37	33
Zr	76	68	73	90	71	99	80	78	146	59	71	65
Nb	2	3	4	4	3	4	3.3	8	6	3	8	5.5
Ba	49	17	46	200	26	65	67	30	123	100	125	112
Pb	2	3	5	4	4	2	3.3	15	1	2	3	2.5
Th	-	3	2	1	-	3	1.5	21	3	-	-	-
La	5	5	1	10	4	9	5.7	22	8	9	26	17.5
Ce	13	10	9	12	9	14	11	54	22	3	16	9.5
Nd	9	9	6	8	9	12	8.8	20	15	4	6	5
Y	32	31	31	15	33	34	29	32	46	24	20	22
A / CNK	1.10	0.97	1.29	0.95	1.14	1.17	1.10	1.02	1.09	0.89	0.74	0.81

Tablo 4.1.' in devamı

DIYORİT GRUBU							BAZALT GRUBU			
Örnek no	128	145	149	153	154	Ortalama	45	49	54	55
SiO ₂	45.31	51.87	50.48	49.37	46.52	48.71	48.73	50.26	47.49	51.25
Al ₂ O ₃	17.48	17.33	17.99	18.14	16.58	17.50	16.99	16.44	14.29	15.50
FeO*	11.95	11.08	11.74	10.18	11.27	11.24	11.58	10.09	8.45	9.70
MgO	9.09	4.85	5.71	6.37	7.37	6.68	5.13	7.30	7.15	4.77
CaO	12.42	9.41	10.56	11.60	16.04	12.01	8.77	9.24	8.80	4.88
Na ₂ O	1.40	2.83	1.96	1.93	1.41	1.59	4.49	3.44	4.26	5.85
K ₂ O	0.17	0.17	0.40	0.57	0.17	0.30	0.48	0.84	0.10	0.10
TiO ₂	0.75	0.78	0.74	0.67	0.65	0.72	0.55	0.85	0.60	0.66
MnO	0.23	0.18	0.20	0.21	0.17	0.20	0.19	0.12	0.15	0.17
P ₂ O ₅	0.05	0.07	0.07	0.07	-	0.05	0.03	0.08	0.05	0.55
LOI	1.35	1.49	0.90	0.82	0.58	1.03	3.88	1.93	9.36	6.50
Toplam	100.10	100.05	100.74	99.92	100.75	100.03	10.82	100.59	100.69	99.42
CIPW										
Kuvars	-	3.61	2.33	-	-	1.19	-	-	-	-
Ortoklas	1.02	0.98	2.33	3.34	0.98	1.75	2.85	4.98	0.59	0.58
Albit	11.85	23.95	16.59	16.33	9.46	15.64	30.78	29.11	32.38	49.50
Anortit	40.91	34.09	39.12	39.16	38.43	38.34	24.78	26.93	19.58	15.75
Nefelin	-	-	-	-	1.34	0.27	3.91	-	1.99	-
Korund	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opx	6.96	21.51	24.44	20.42	-	14.67	-	3.95	-	3.65
Cpx	16.68	10.09	10.62	14.75	33.81	17.19	15.42	14.98	19.38	6.75
Olivin	16.95	-	-	1.20	12.18	6.07	15.27	14.44	14.14	12.99
Manyetit	2.87	2.68	2.84	2.46	2.73	2.72	2.80	2.44	2.04	2.35
İlmenit	1.41	1.48	1.40	1.26	1.24	1.36	1.05	1.60	1.13	1.25
Apatit	0.11	0.17	0.17	0.17	-	0.12	0.08	0.20	0.11	0.12

Tablo 4.1.' in devamı

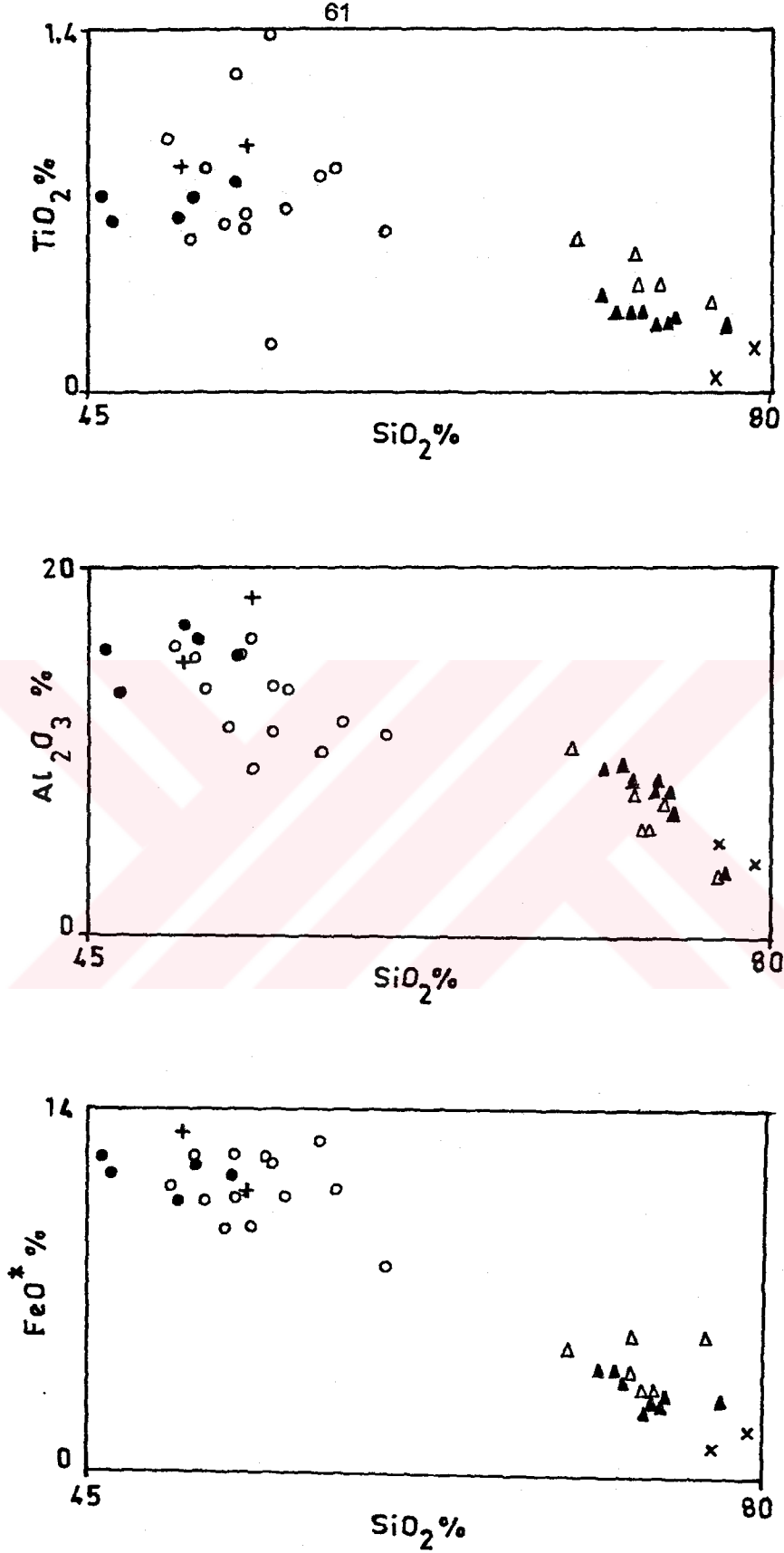
DIYORİT GRUBU							BAZALT GRUBU			
Örnek no	128	145	149	153	154	Ortalama	45	49	54	55
SiO ₂	45.89	52.63	50.55	49.82	46.43	49.06	50.26	50.94	52.00	55.15
İz element										
Ni	34	11	14	20	15	19	20	70	143	32
V	356	371	336	326	363	350	388	311	290	358
Sc	73	52	58	52	60	59	53	52	42	46
Cu	55	12	56	54	13	38	39	3	36	84
Zn	91	53	64	77	45	66	71	36	68	90
Sr	185	212	202	218	224	208	224	217	91	76
Rb	-	-	8	10	4	4.4	9	13	-	-
Zr	32	51	34	35	29	36	30	56	32	36
Nb	3	-	2	-	3	1.6	2	3	2	3
Ba	28	43	60	70	38	48	27	82	3	1
Pb	-	-	2	-	-	-	-	2	-	3
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
La	7	6	3	4	5	5	-	7	10	1
Ce	1	9	5	7	-	4.4	3	7	6	4
Nd	3	6	2	4	2	3.4	-	6	2	2
Y	21	19	15	13	11	15	10	23	15	17
A / CNK	0.70	0.79	0.79	0.73	0.52	0.71	0.71	0.70	0.62	0.83

Tablo 4.1.' in devamı

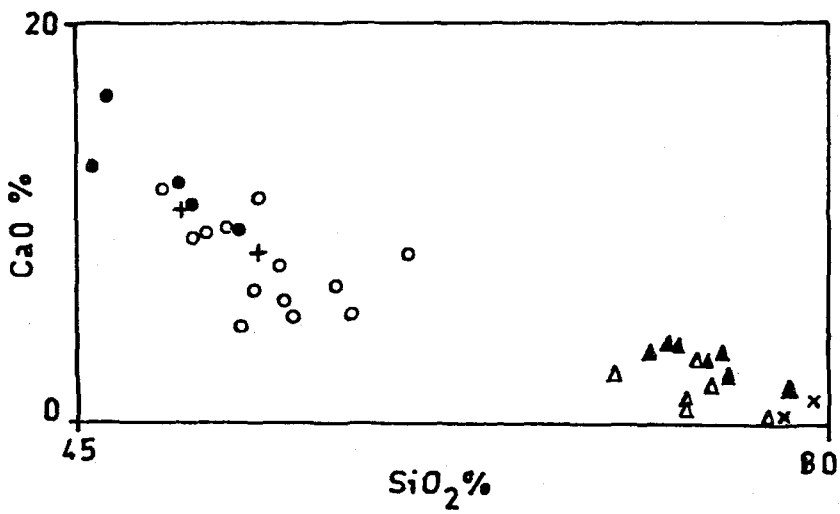
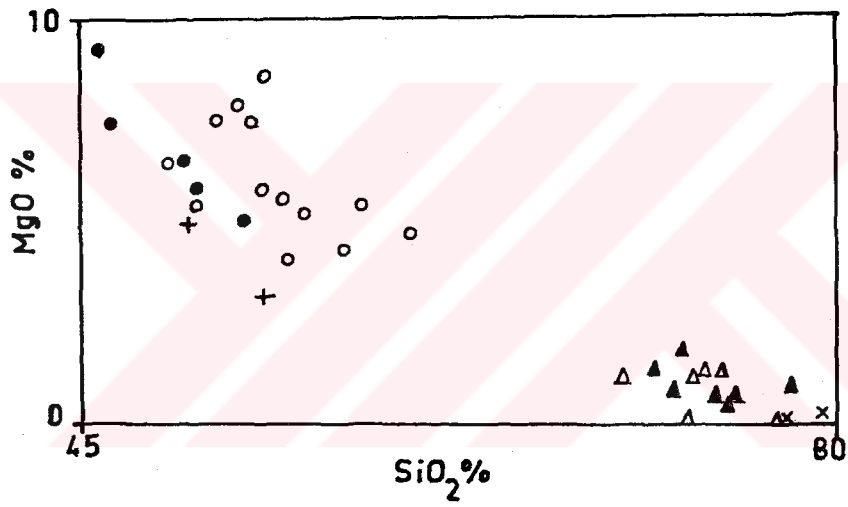
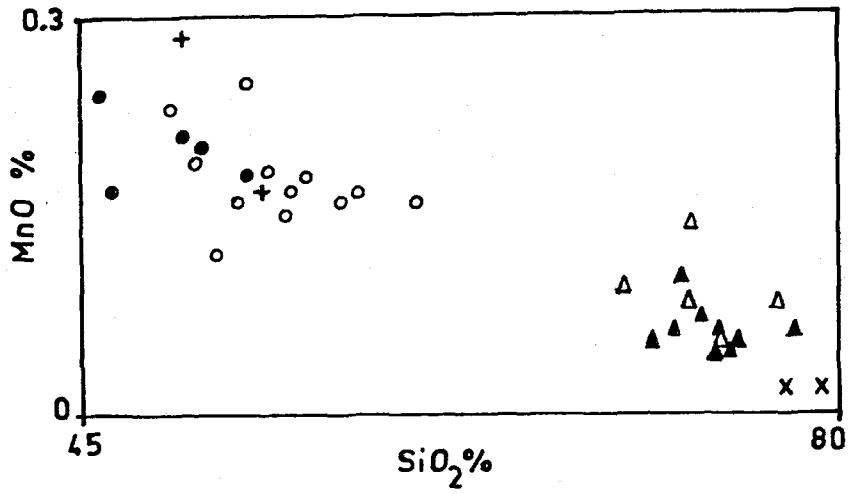
BAZALT GRUBU										
Örnek no	58	90	109	110	179	181	185	198	213	Ortalama
SiO ₂	59.36	56.07	54.70	49.64	47.36	52.55	49.99	48.69	53.63	51.52
Al ₂ O ₃	15.26	15.35	14.39	14.26	17.19	14.28	16.97	16.39	16.52	15.68
FeO*	7.69	10.54	12.20	10.91	10.47	9.18	9.86	11.16	11.63	10.27
MgO	4.58	5.24	4.10	5.02	6.12	8.39	5.38	6.87	4.00	5.70
CaO	8.29	5.21	6.49	7.13	11.07	10.88	6.10	4.31	5.96	7.47
Na ₂ O	2.21	3.58	3.28	3.00	3.03	2.24	4.89	3.20	5.07	3.73
K ₂ O	0.48	0.15	0.01	0.13	0.05	0.07	0.06	0.56	0.11	0.24
TiO ₂	0.61	0.83	0.81	0.16	0.94	0.67	0.60	1.13	1.37	0.75
MnO	0.15	0.17	0.16	0.14	0.22	0.18	0.16	0.24	0.17	0.17
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.05	0.08	0.10	0.08	0.06	0.11	0.13	0.11
LOI	1.73	3.48	3.47	8.64	4.79	1.05	5.63	7.02	1.19	4.51
Toplam	100.45	100.69	99.66	99.11	101.34	99.57	99.70	99.68	99.78	
CIPW										
Kuvars	17.98	9.72	10.02	4.35	-	3.53	-	2.33	0.31	3.71
Ortoklas	2.83	0.86	0.07	0.78	0.30	0.41	0.35	3.31	0.65	1.43
Albit	18.70	30.29	27.76	25.39	25.64	18.96	41.38	27.08	42.90	30.76
Anortit	30.31	25.36	24.51	25.06	33.16	28.70	24.18	20.66	21.99	24.69
Nefelin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Korund	-	0.01	-	-	-	-	-	2.95	-	-
Opx	17.22	26.67	23.07	23.60	2.84	23.13	7.74	31.23	21.38	14.19
Cpx	8.47	-	6.17	8.17	17.39	20.12	4.71	-	5.63	9.78
Olivin	-	-	-	-	12.68	-	12.06	-	-	6.27
Manyetit	1.86	2.55	2.94	2.64	2.52	2.22	2.38	2.70	2.81	2.48
İlmenit	1.16	1.57	1.53	0.31	1.79	1.27	1.13	2.15	2.60	1.50
Apatit	0.20	0.18	0.12	0.18	0.23	0.19	0.14	0.26	0.31	0.18

Tablo 4.1.' in devamı

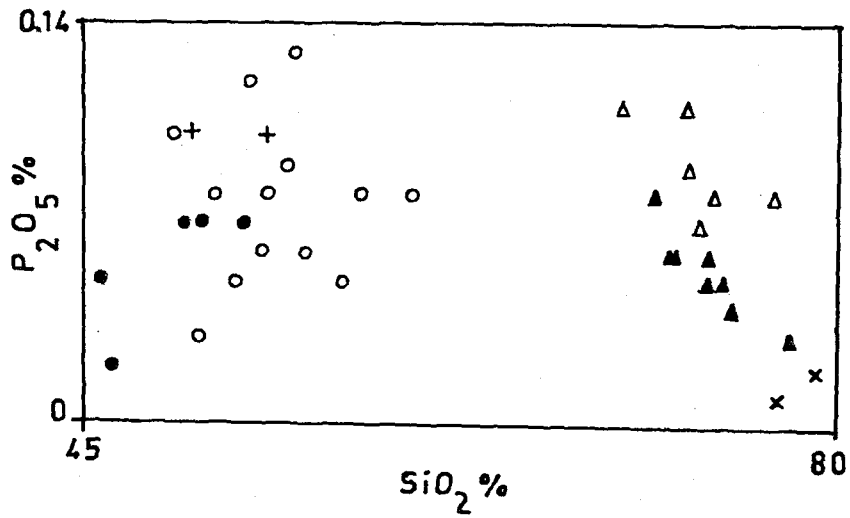
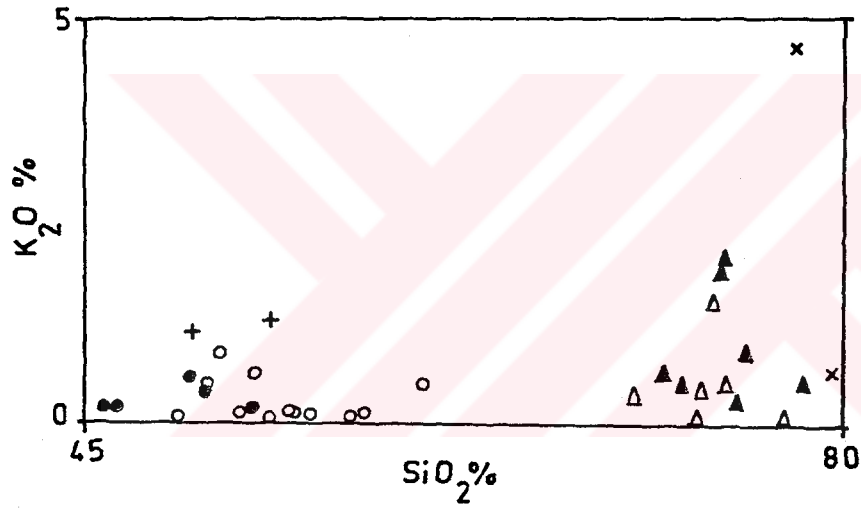
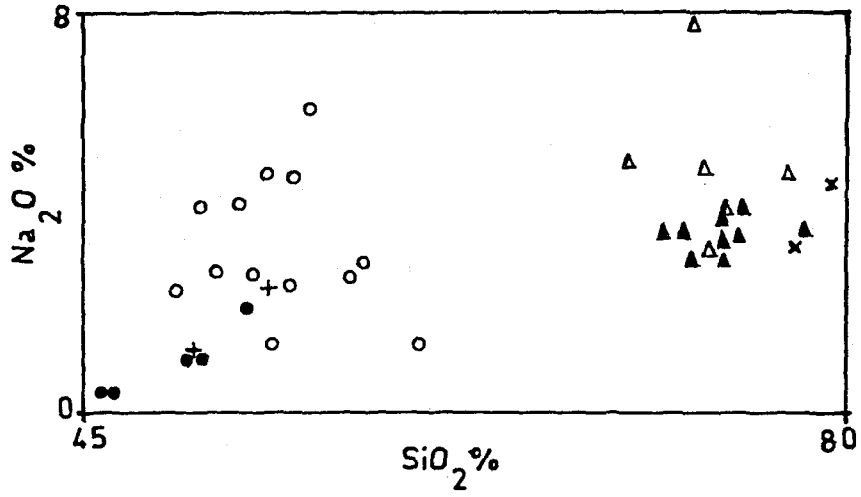
BAZALT GRUBU										
Örnek no	58	90	109	110	179	181	185	198	213	Ortalama
SiO ₂	60.12	57.69	56.86	54.27	49.05	53.33	53.14	52.55	54.40	53.83
iz element										
Ni	27	79	17	7	44	157	35	29	17	52
V	216	351	457	340	371	266	325	329	460	343
Sc	35	44	53	40	40	41	44	43	53	45
Cu	48	5	87	-	10	16	22	54	137	42
Zn	65	92	92	95	79	93	87	136	67	82
Sr	274	186	32	121	170	204	160	87	139	152
Rb	2	2	-	1	1	2	1	17	2	3.8
Zr	91	57	34	66	57	45	35	70	70	52
Nb	3	2	2	3	2	2	2	3	2	2.4
Ba	57	43	4	22	9	19	14	30	1	24
Pb	2	0	1	2	5	5	4	6	3	2.5
Th	-	1	1	-	1	2	1	1	2	0.8
La	9	2	-	-	3	3	2	-	1	2.9
Ce	10	7	3	6	5	13	10	12	3	7
Nd	9	5	1	5	1	3	3	12	2	3.9
Y	24	22	19	24	22	18	16	23	28	20
A / CNK	0.79	0.99	0.84	0.79	0.68	0.61	0.88	1.19	0.86	0.81



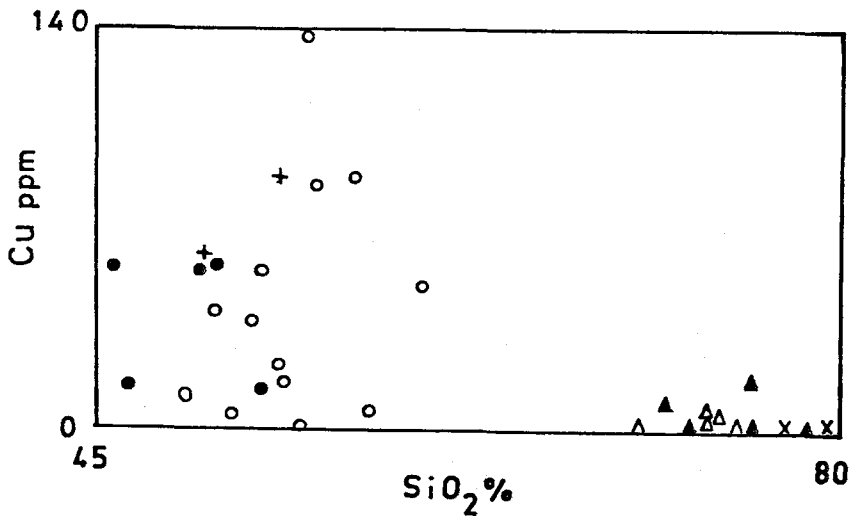
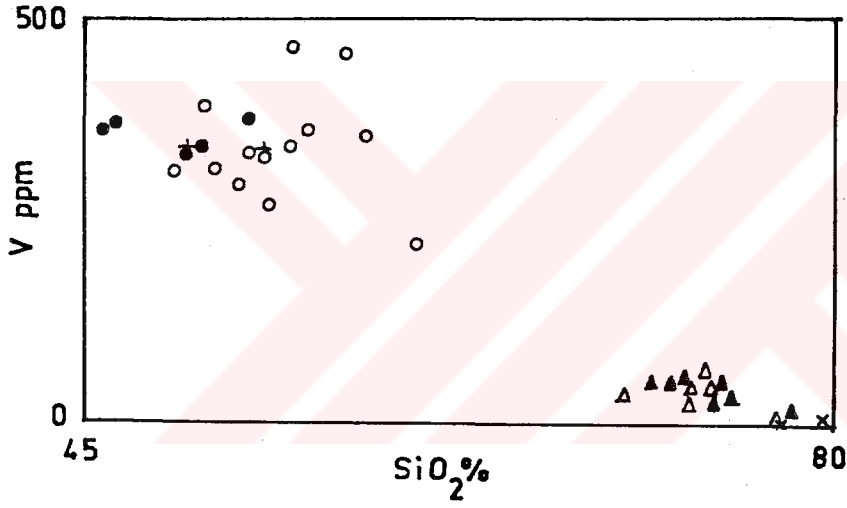
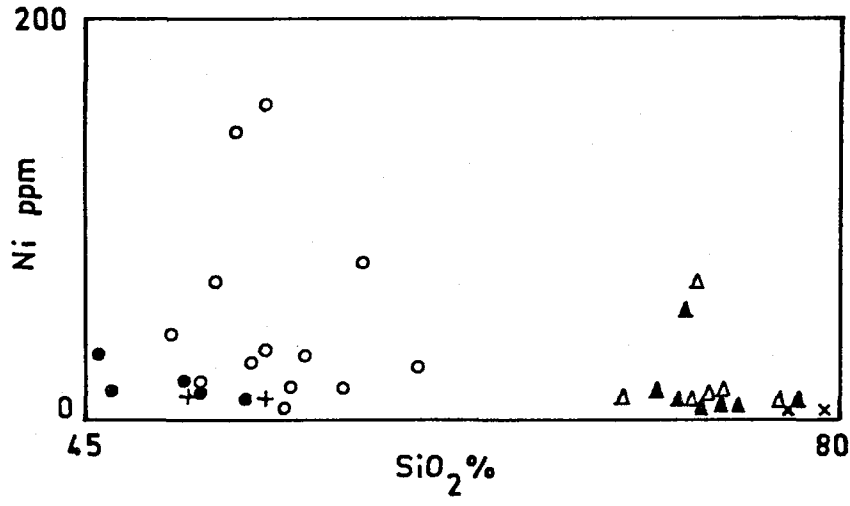
Şekil 4.2. Yüksekova Karmaşığın'a ait magmatik kayaların ana ve bazı iz elementlerinin Harker diyagramındaki dağılımı. (●): diyorit-gabro, (○): bazalt-andezit, (+): lamprofir, (▲): tonalit-granodiyorit, (Δ): dasit, (x): aplit-mikrotonalit.



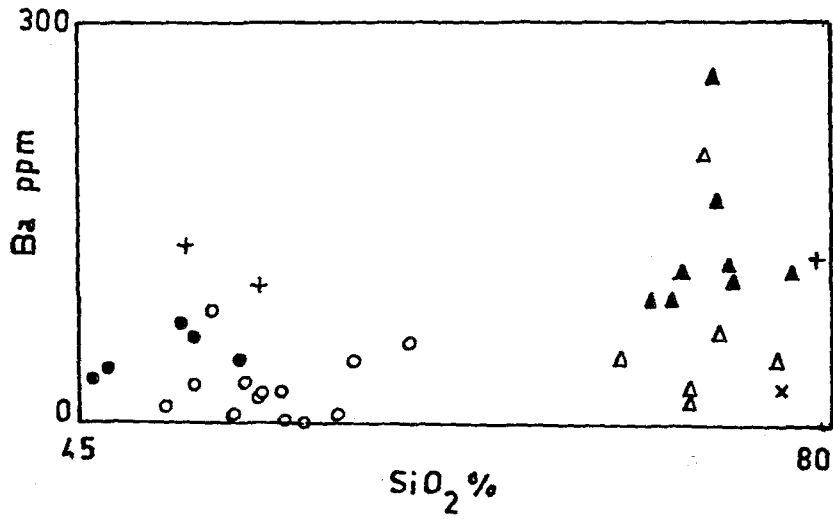
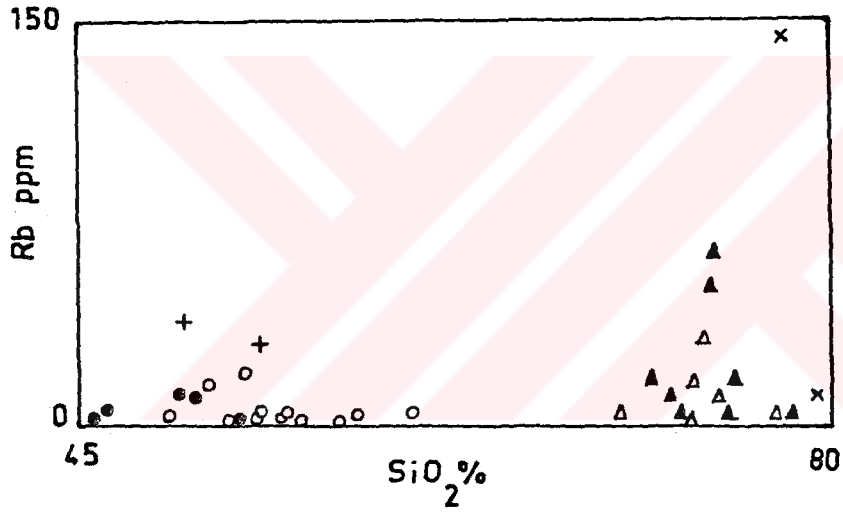
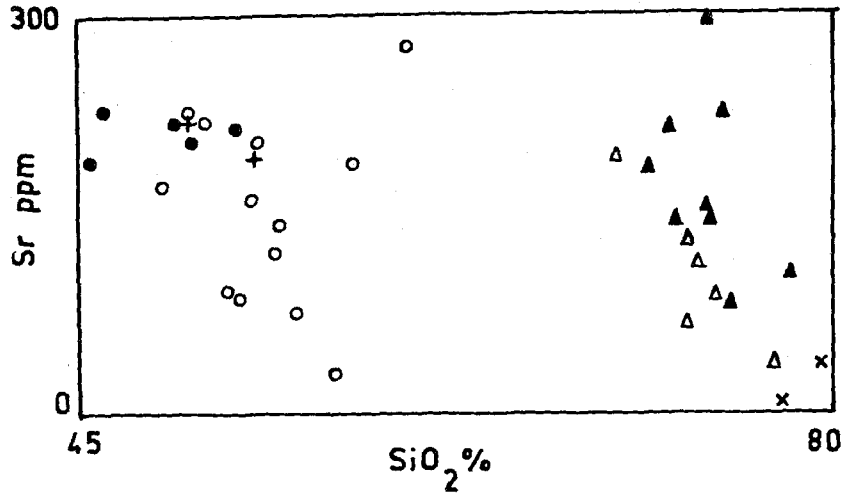
Şekil 4.2.'nin devamı



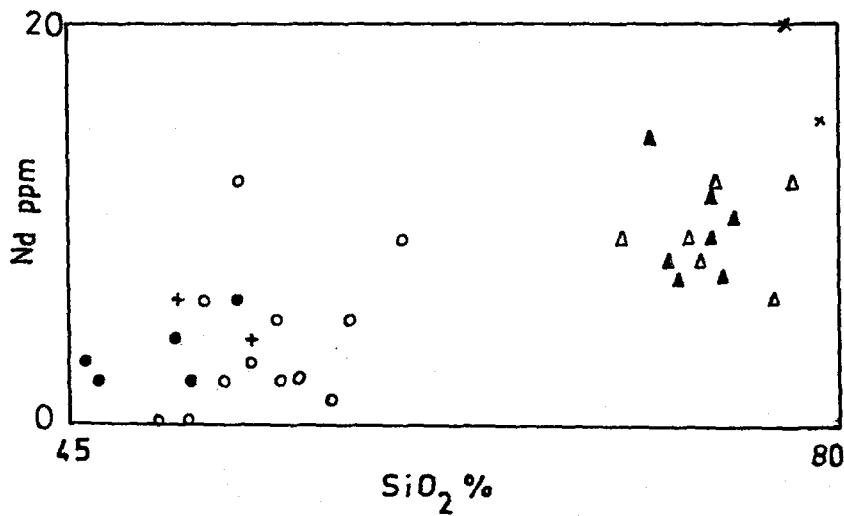
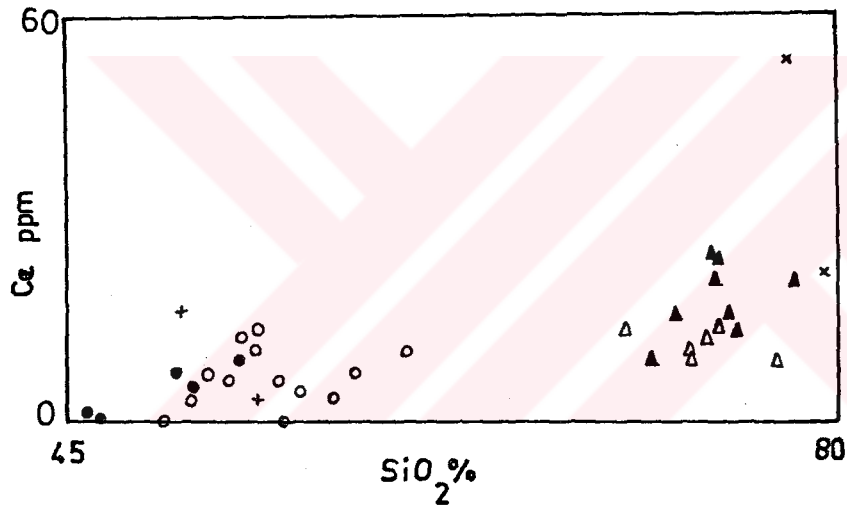
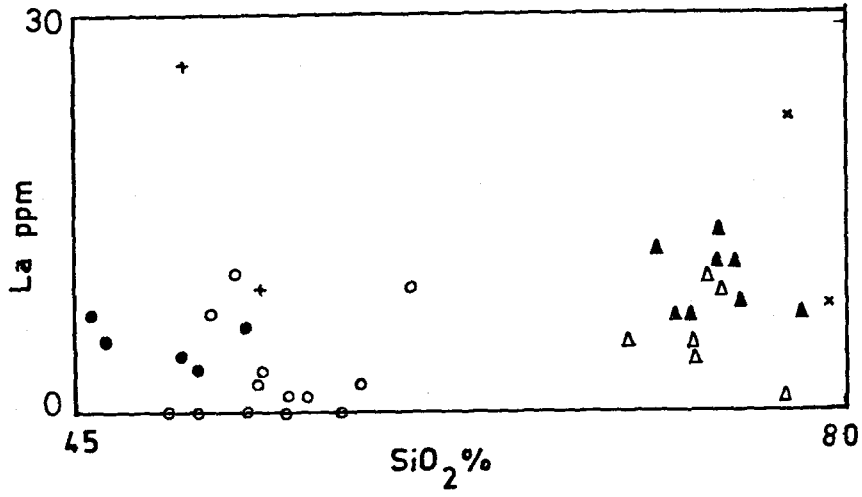
Şekil 4.2.'nin devamı



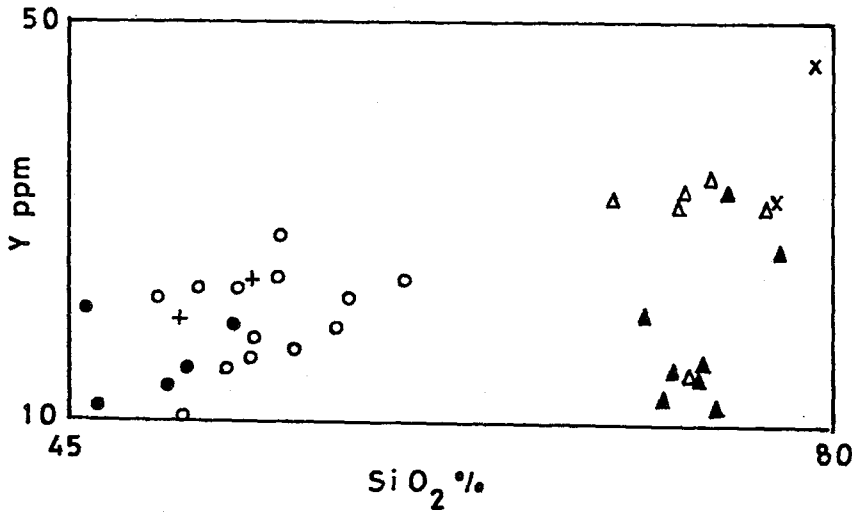
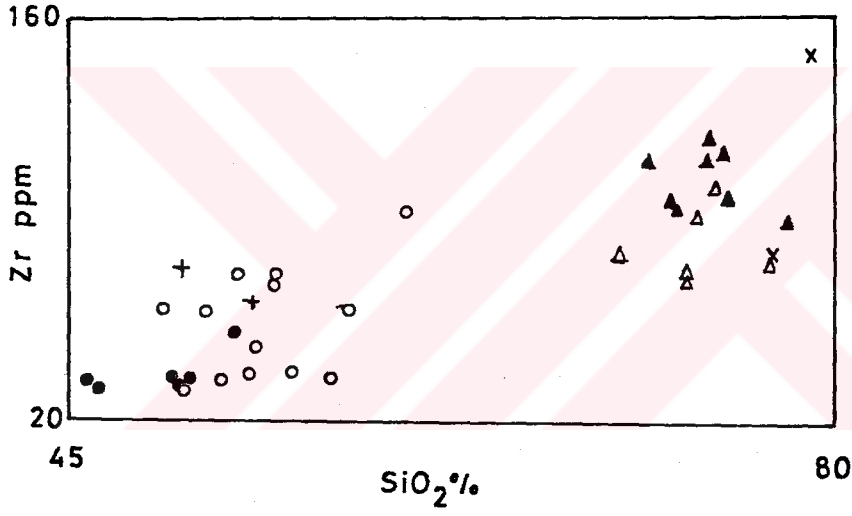
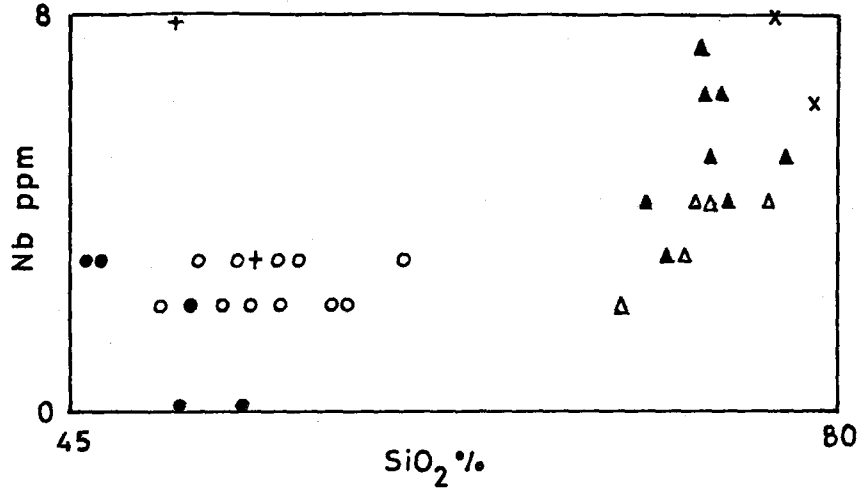
Şekil 4.2.'nin devamı



Şekil 4.2' nin devamı



Şekil 4.2.'nin devamı



Şekil 4.2.'nin devamı

4.2. Magmatik Kayaçların Jeokimyasal Adlandırılması

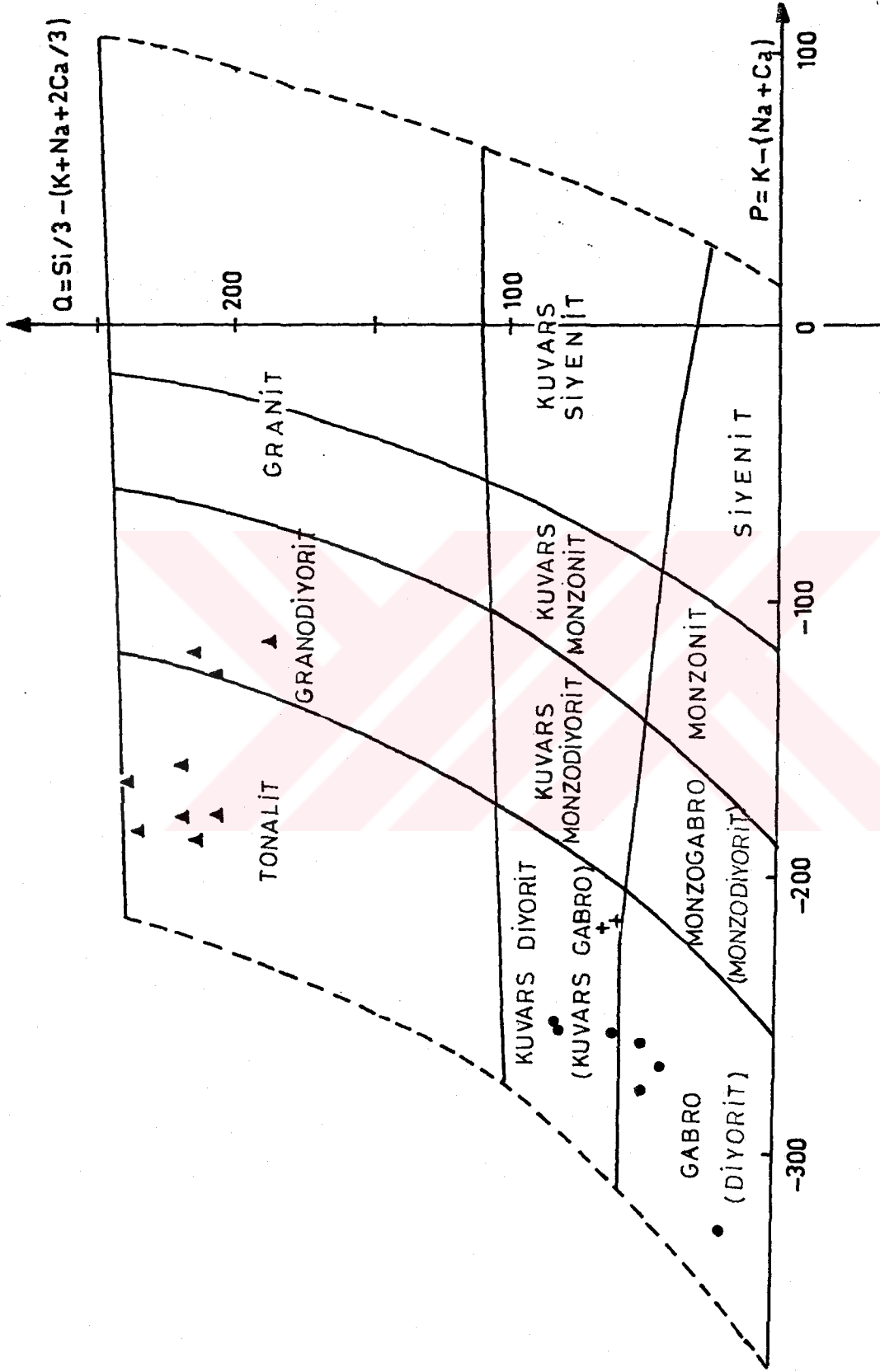
4.2.1. Derinlik kayaçlarının adlandırılması

Çalışma alanındaki değişik bileşimli derinlik ve yarı derinlik kayaçları modal analiz sonuçlarına göre daha önceki bölümlerde adlandırılmıştır. Bu bölümde ise, kayaçlar kimyasal analiz verilerine göre adlandırılmış ve elde edilen sonuçlar modal analiz sonuçları ile karşılaştırılarak farklılıkların olup olmadığı araştırılmıştır.

Debon ve Le Fort (1982), granitoyid olarak tanımlanan kayaç toplulukları için kimyasal - mineralojik bir sınıflandırma önermişlerdir (Şekil 4.3). Bilindiği gibi, granitoyid sözcüğü; taneseli yapıya sahip, asidik ve ortaça bileşimleri ile mineralojik - petrografik ve jeokimyasal bir topluluk oluşturan ve aynı jeolojik bulunuş şekillerine sahip derinlik kayaçlarını tanımlamaktadır (Debon ve Le Fort, 1982; Streckeisen, 1976; Chappel ve White, 1974; White ve Chappel, 1977; Boztuğ'dan, 1989).

Çalışma alanındaki derinlik ve yarı derinlik kayaçları granitoyid kapsamı içerisine alınarak söz konusu kayaçların adlandırılmasında Debon ve Le Fort (1982), tarafından önerilen Q - P diyagramı kullanılmıştır (Şekil 4.3). Q ve P parametrelerinin hesaplanmasında kayaç oluşturan ana minerallerin ana elementlerinin kullanılmış olması, modal ve normatif analiz sonuçlarına göre yapılan sınıflandırmadakine benzer sonuçlar alınmasını sağlamıştır. Şekil 4.3'de görüldüğü gibi kayaç örnekleri granit, tonalit, granodiyorit, kuvarsdiyorit ve gabro bölgelerinde yer almaktadır. Diyagramda aplit bileşimindeki yarı derinlik kayacı granit bölgesine düşerken, lamprofirlere ait iki örnek kuvars monzodiyorit alanına yakın bir yerde kuvars diyorit alanına düşmektedir.

Değişik bileşimdeki bu kayaçların Q - P diyagramındaki konumlanmalarından da anlaşılacağı gibi, kimyasal parametrelere göre yapılan kayaç adlandırması ile modal mineralojik adlandırma (Şekil 3.6) arasında çok büyük bir benzerlik vardır.



Şekil 4.3. Yüksekova Karmaşığı' na ait derinlik ve yarı derinlik kayaların Q - P diyagramında (Debon ve Le Fort, 1982) sınıflandırılması. Diyorit-gabro : (●), tonalit-granodiyorit : (▲), aplit-mikrotonalit : (x), Lamprofir : (+)

4.2.2. Volkanik kayaçların adlandırılması

Volkanik kayaçların sınıflandırılması ve adlandırılması konusunda sistematikçiler arasında henüz görüş birliği sağlanamamıştır. Değişik araştırmacıların değişik parametreler kullanarak yaptıkları sınıflandırmalarda aynı bir kayaç farklı isimler alabilmektedir. Özellikle bazalt ile andezit arasındaki ayırımı karşılaşılan bu durum, ayırmadan birden fazla parametrenin birlikte kullanılması gereğini zorunlu kılmaktadır. Bu şekilde, bazalt ile andezit arasındaki ayırımı meydana gelebilecek yanlışların ortadan kalkmasının yanı sıra, bazaltik andezit ve andezitik bazalt gibi bazalt ile andezit arasında geçiş ifade eden terimlerin kullanılmasında sağlanmış olacaktır.

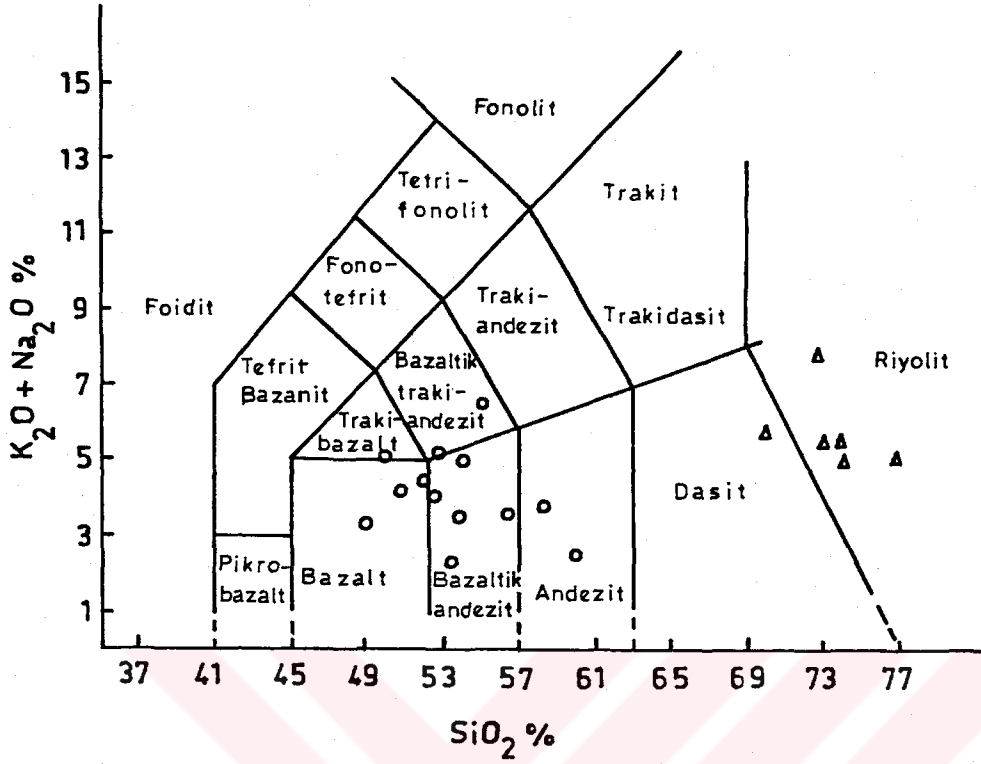
Bazalt ile andezitler arasındaki ayırımı; renk indeksi (≥ 30 , Shand, 1949; ≥ 40 , Streckeisen, 1967), renk indeksi ≥ 40 ve % SiO_2 içeriği ≥ 52 (Williams vd., 1954; Streckeisen, 1979), renk indeksi ≥ 40 ve plajiyoklas bileşimi ≥ 50 (Hatch vd., 1949) gibi değişik parametrelere göre yapılmıştır (Wilkinson'dan, 1986).

Irvine ve Baragar (1971), volkanik kayaçların sınıflandırılmasında normatif renk indeksi ve normatif plajiyoklas bileşimi parametrelerini kullanmışlardır.

Le Bas vd. (1986), volkanik kayaçların sınıflaması üzerine IUGS alt komisyonu tarafından önerilen sınıflama sistemini günümüze uygun olarak özetlemişlerdir. Toplam alkali ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) ve SiO_2 içeriğine göre yapılan bu sınıflamada H_2O içeriği % 2'den, CO_2 içeriği de % 0.5'den az olan kayaçlar taze kayaç olarak nitelendirilmiştir. Söz konusu bu iki bileşen analiz sonuçlarından çıkartılıp diğer bileşenler 100'e tamamlanarak diyagramlarda kullanılır. Buna göre bazaltlar % 52'den az, bazaltik andezitler % 52 - 57 arasında, andezitler % 57 - 63 arasında ve dasitler % 63'den fazla SiO_2 içerirler (Şekil 4.4).

Toplam alkali - silis sisteminin Pecerillo ve Taylor (1976) ve Ewart (1982) tarafından önerilen sınıflamadan farkı sadece bazaltik andezit üst sınırının SiO_2 = % 56'dan % 57'ye çıkartılmış olmasıdır (Wilkinson'dan, 1986).

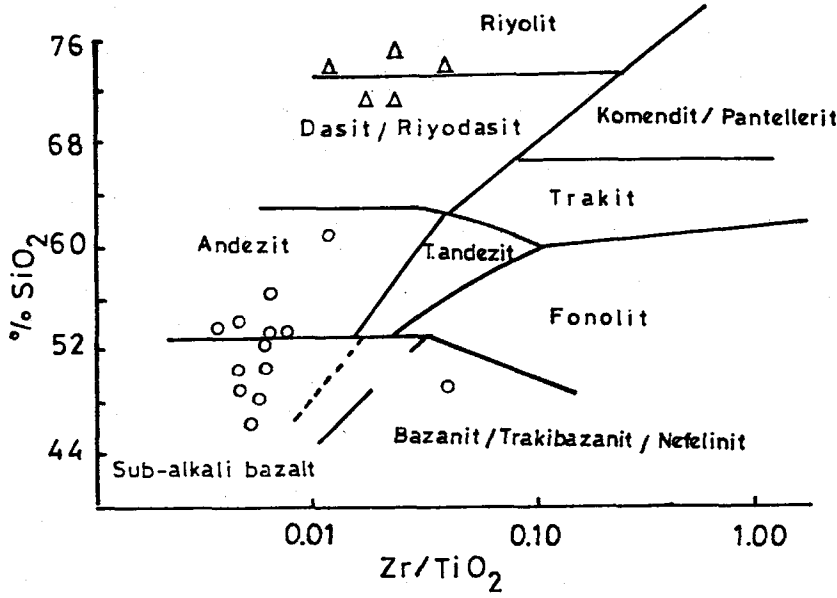
Ana element içeriklerine göre yapılan sınıflandırmalar taze kayaç örneklerinde birbirine yakın veya benzer sonuçlar verirlerse de volkanik kayaçların oluşumundan sonraki ayrışma ve metamorfizma olayları sırasında duraysız (mobile) oldukları bilinen ana elementlerin kullanılması, kayaç ayırımı diyagramlarının sonuçlarını tartışmalı hale getirmektedir. Halbuki sipilitleşme, deniz altı ayrışması ve metamorfizmayı içine alan ikincil ayrışma olayları sırasında çoğunlukla hareketsiz kaldıkları ve duraylı (immobile) oldukları bilinen iz elementlerin (Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga, Sc) kullanılması, kayaç tipi ayırımı



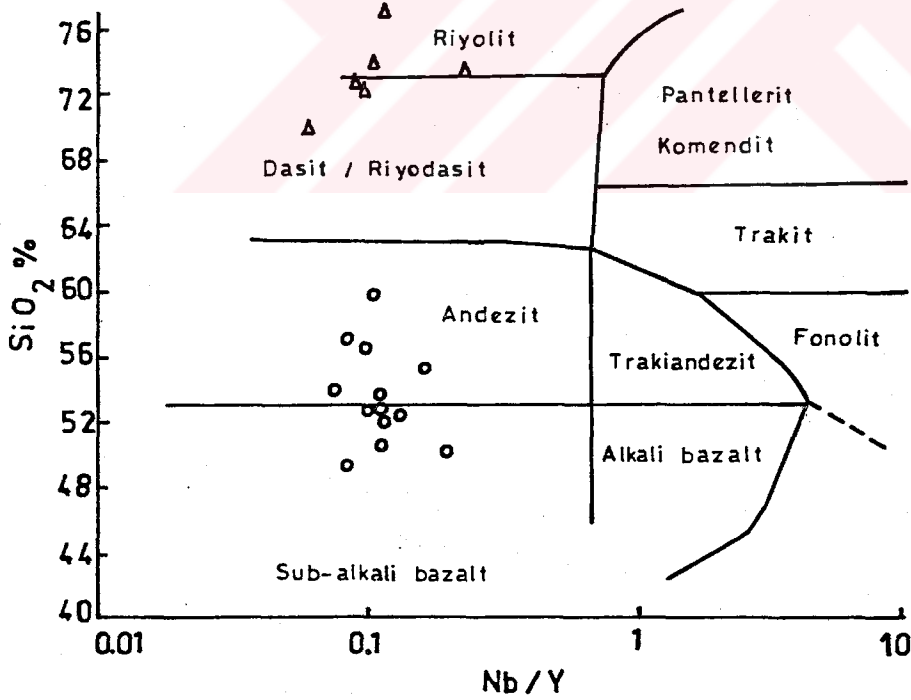
Şekil 4.4. Volkanik kayaçların $K_2O + Na_2O - SiO_2$ diyagramında (Le Bas vd., 1986) sınıflandırılması. Bazalt-andezit : (o), dasit : (Δ).

diyagramlarından daha sağlıklı ve güvenilir sonuçlar alınmasını sağlamaktadır (Frey vd., 1968; Cann, 1970; Kay vd., 1970; Elliott, 1973; Pearce ve Cann, 1973; Field ve Elliott, 1974; Herrmann vd., 1974; Pearce, 1975; Ferrara vd., 1976; Winchester ve Floyd'dan, 1977).

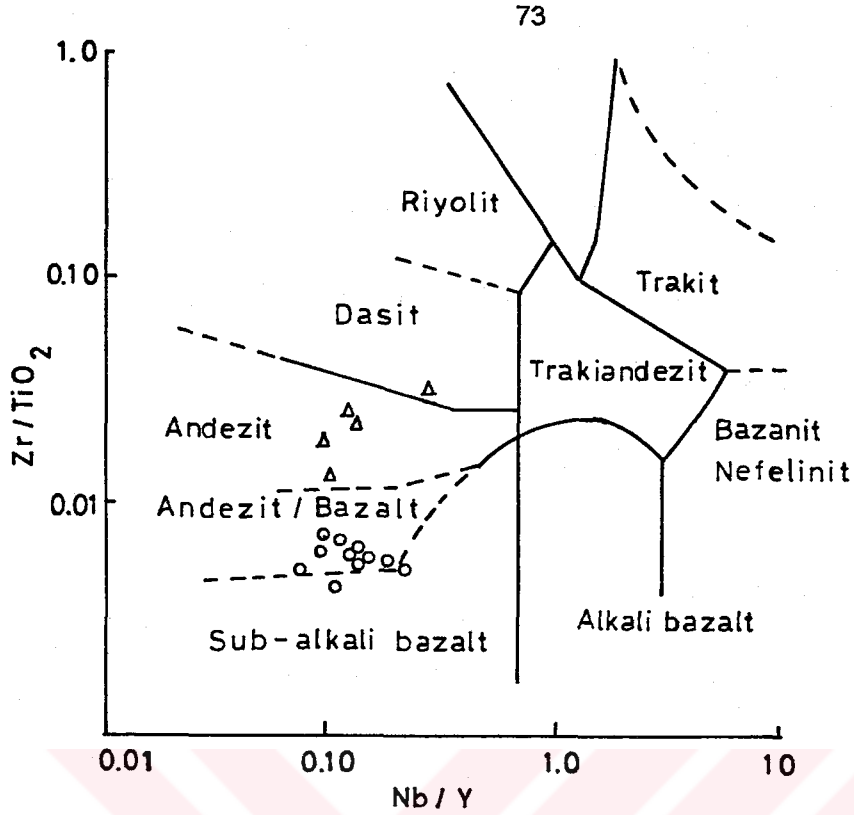
Çalışma alanındaki özellikle bazik volkanik kayaçların yoğun bir şekilde alterasyona uğramış olmaları nedeniyle, söz konusu kayaçların adlandırılmasında ana element içeriklerinden çok, iz element içeriklerinin kullanılmasına özen gösterilmiştir. Ayırım diyagramları olarak $Zr / TiO_2 - SiO_2$ (Şekil 4.5), $Nb/Y - SiO_2$ (Şekil 4.6), $Nb/Y - Zr/TiO_2$ (Şekil 4.7) ve $Ce - Zr/TiO_2$ (Şekil 4.8) diyagramları (Winchester ve Floyd, 1977) kullanılmıştır.



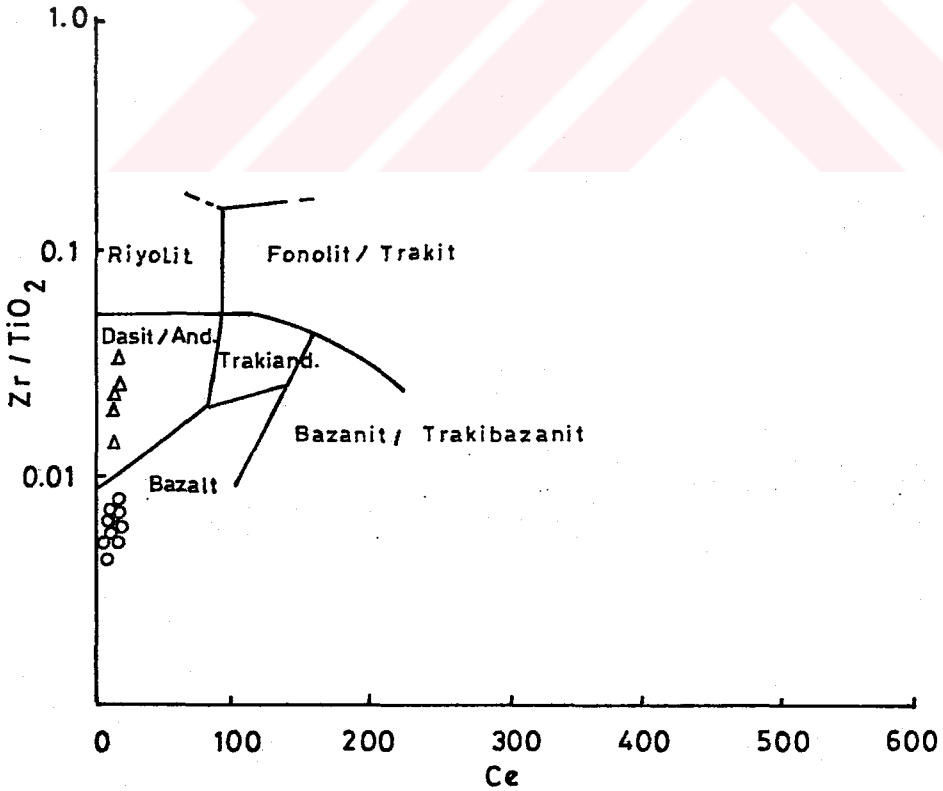
Şekil 4.5. Volkanik kayaçların (Zr / TiO₂) - SiO₂ diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) sınıflandırılması. Simgeler Şekil 4.4'deki gibidir.



Şekil 4.6. Volkanik kayaçların (Nb / Y) - SiO₂ diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) sınıflandırılması. Simgeler Şekil 4.4'deki gibidir.



Şekil 4.7. Volkanik kayaçların $(Nb / Y) - (Zr / TiO_2)$ diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) sınıflandırılması. Simgeler Şekil 4.4'deki gibidir.



Şekil 4.8. Volkanik kayaçların $(Ce - Zr) / TiO_2$ diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) sınıflandırılması. Simgeler Şekil 4.4'deki gibidir.

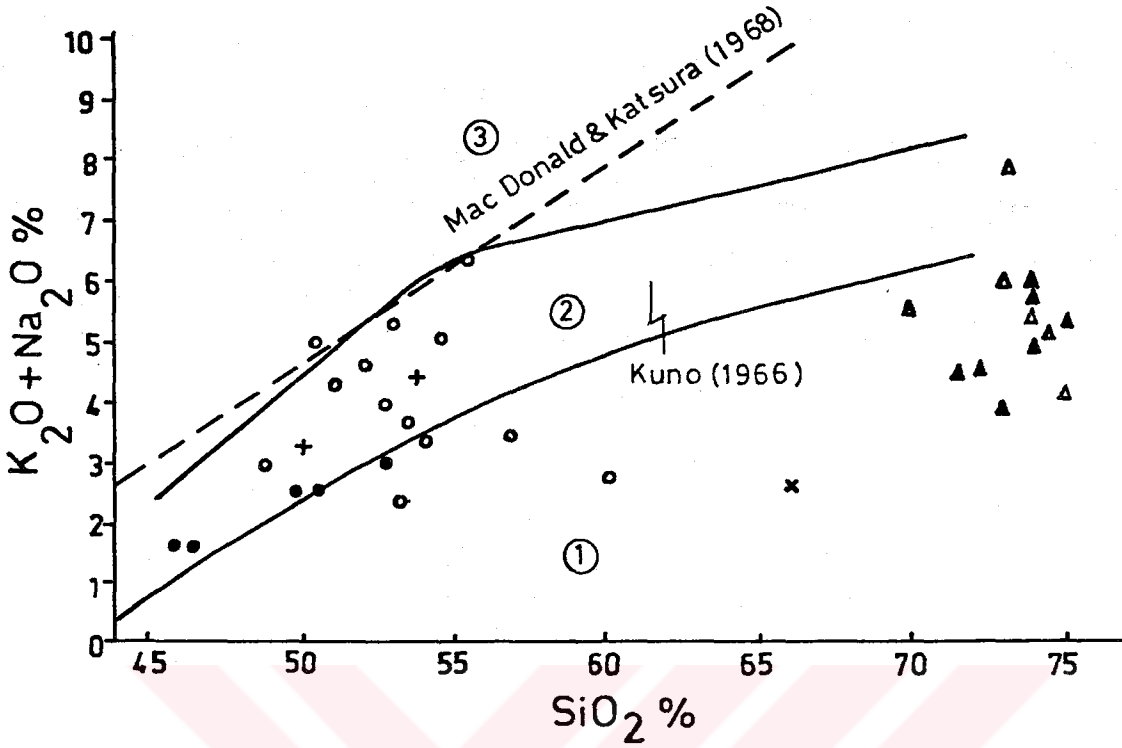
4.3. Magmatik Kaçların Oluştığı Tektonik Ortamın Belirlenmesi

4.3.1. Ana Element İçeriklerine Göre Tektonik Ortamın Belirlenmesi

Mağmatik kayaçların ana element içerikleri mağmatik serilerin belirlenmesinde sıkça kullanılmıştır. Kullanılan diyagramlarda ortaya çıkan birtakım belirsizlikleri ortadan kaldırmak amacıyla bu çalışmada çok sayıda diyagramın kullanılması gerekli görülmüştür.

Kuno (1966), kayaçların alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) ve SiO_2 bileşenlerini kullanarak toleyitik kalkalkali ve alkali alanları belirleyen bir diyagram geliştirmiştir. Aynı diyagramda alkali - subalkali (kalkalkali ve toleyitik) sınırı Mac Donald ve Katsura (1964) tarafından verilmiştir. Çalışma alanındaki mağmatik kayaçlar Alkali - SiO_2 bileşimlerine göre Mac Donald ve Katsura (1964) nın belirlediği subalkalen bölgede yer almaktadır (Şekil. 4.9). Diyagramda asit bileşimli derinlik ve yüzey kayaçları (38 nolu dasit hariç) Kuno (1966) tarafından belirlenen toleyitik alana düşerken, bazik - ortaç bileşimli derinlik ve yüzey kayaçlarının bir kısmı toleyitik, çoğunluğunun ise kalkalkalen alana düştükleri görülmektedir. Özellikle bazik - ortaç bileşimli volkanitlerde görülen kalkalkali seriye eğilim bazaltik kayaçlardaki spilitleşmeyi belirlemek amacıyla Vallance (1974) tarafından önerilen $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ diyagramı (Bkz. Şekil. 4.1) kullanılmıştır. Şekil 4.1'de görüldüğü gibi bazaltik örneklerin bir kısmı spilitleşmeden belirgin olarak etkilenmiştir.

Kayaçların toplam alkali, toplam FeO ve MgO oranları kullanılarak geliştirilen üçgen diyagramda (AFM), çalışma alanındaki mağmatik kayaçların dağılımları incelendiğinde $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diyagramında görülen belirsizlikler burada da açıkça görülmektedir. Diyagramda gerek asit bileşimli ve gerekse bazik - ortaç bileşimli derinlik ve yüzey kayaçlarının bir kısmı Kuno' nun (1968) orta derece demir zenginleşmesi gösteren hiperstenitik seri (kalkalkali) alanına, diğer bir kısım örnekler ise hiperstenitik alan ile pijeonitik (toleyitik) alanları belirleyen çizgi boyunca veya pijeonitik alana düşmektedir (Şekil 4.10). Miyashiro (1974), toleyitik ve kalkalkalen serilerin ayırımında $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^* / \text{MgO}$ diyagramını önermiştir. Bu diyagram orta derece demir zenginleşmesi gösteren hiperstenitik toleyitlerle kalkalkalen seriler arasındaki demir zenginleşmesinin birbirine yakın olması nedeniyle ayırmda faydalı olmaktadır (Tokel, 1979). Çalışma alanındaki mağmatik kayaçların $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^* / \text{MgO}$ diyagramındaki dağılımları incelendiğinde bazik - ortaç bileşimli kayaçlardan derinlik

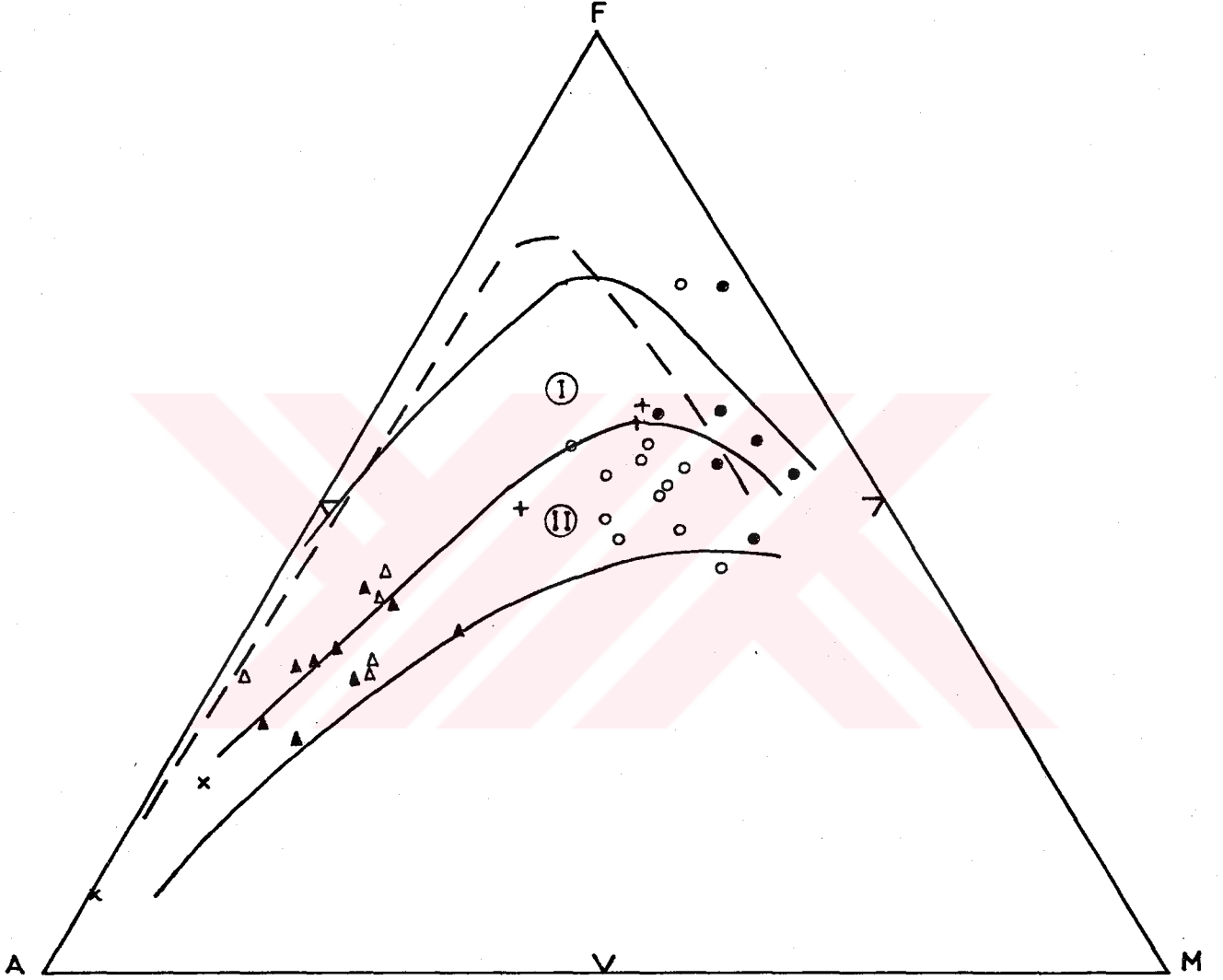


Şekil 4.9. Yüksekova Karmaşığı'na ait magmatik kayaların $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ diyagramı ile oluştukları tektonik ortamın belirlenmesi. (1) : toleyitik, (2) : kalkalkali, (3) : alkali seri (Kuno, 1966). Kesikli çizginin alt kısmı subalkali, üst kısmı alkali seri (Mac Donald ve Katsura, 1968). Diorit-gabro : (●), tonalit-granodiyorit : (▲), bazalt-andezit : (○), dasit : (△), aplit-mikrotonalit : (x), lamprofir : (+).

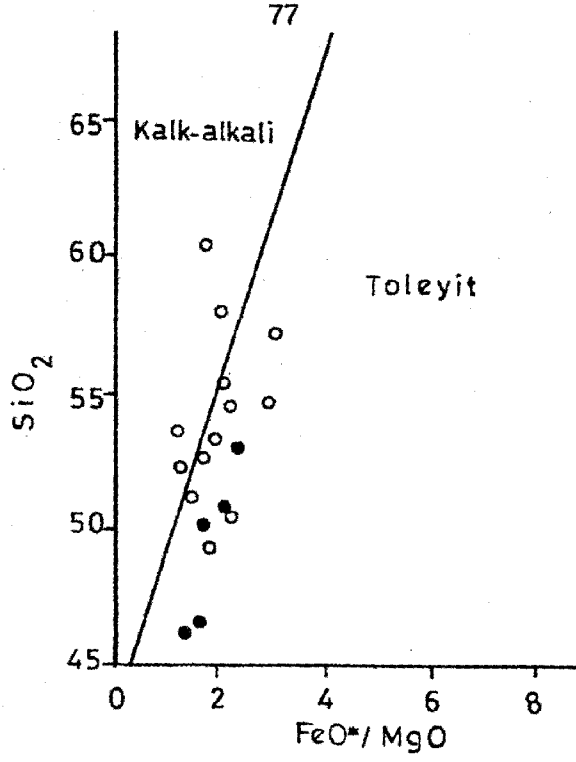
kayaçlarının tamamının, yüzey kayaçlarının ise büyük bir kısmının toleyitik alana, çok az sayıdaki volkanik kayaçların kalkalkali alana düştükleri görülür (Şekil 4.11).

Bacon (1990), kalkalkali bazalt ve andezitlerin Al_2O_3 içeriklerinin % 16' dan daha fazla olması gerektiğini belirtmiştir. Miyashiro (1974)' nun $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^* / \text{MgO}$ diyagramında kalkalkali alana düşen örneklerin Al_2O_3 içeriğinin % 16' dan az olması nedeniyle sözkonusu bu örneklerin de toleyitik karakterli olduğu söylenebilir.

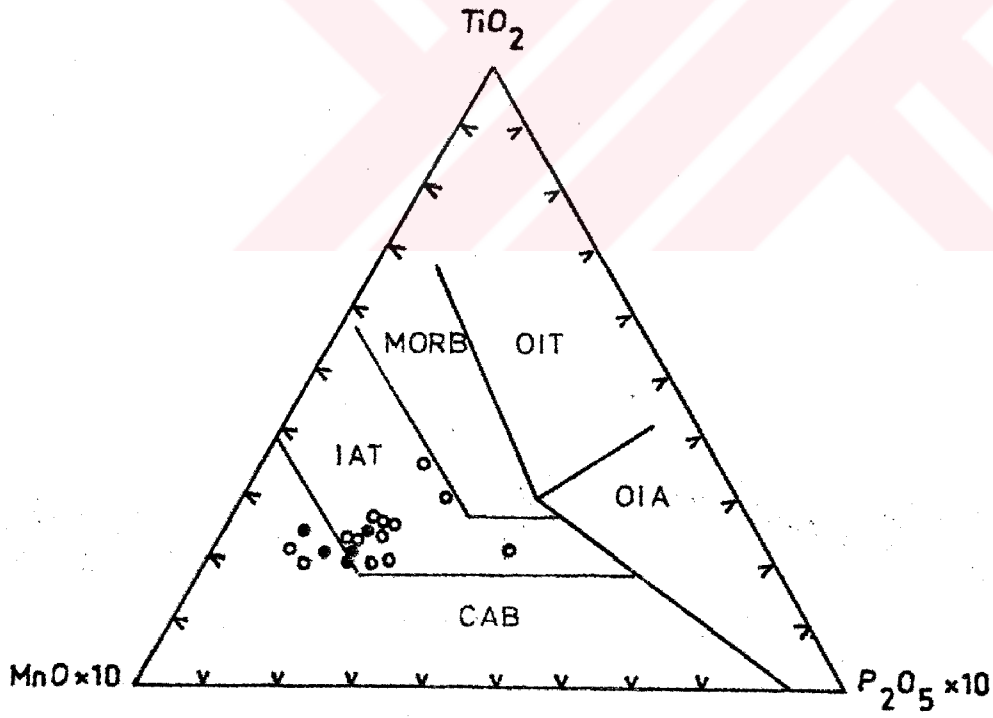
Mullen (1983) tarafından geliştirilen $\text{TiO}_2 - \text{MnO} - \text{P}_2\text{O}_5$ diyagramında farklı tektonik ortamlardaki toleyitler ve kalkalkali bazaltlar için farklı alanlar belirlenmiştir (Şekil 4.12). Çalışma alanındaki bazaltik bileşimli derinlik ve yüzey kayaçlarının bu diyagramdaki dağılımlarına bakıldığında örneklerden büyük çoğunluğunun IAT (ada yayı toleyitleri) alanına, çok az sayıdaki örneğin ise CAB (kalkalkali bazalt) alanında yer aldığı görülür.



Şekil 4.10. Yüksekova Karmaşığı'na ait magmatik kayaçların AFM diyagramı ile oluştukları tektonik ortamın belirlenmesi (Kuno,1968). I.Toleyitik seri, II. Kalkalkali seri. Simgeler Şekil 4.9'daki gibidir.

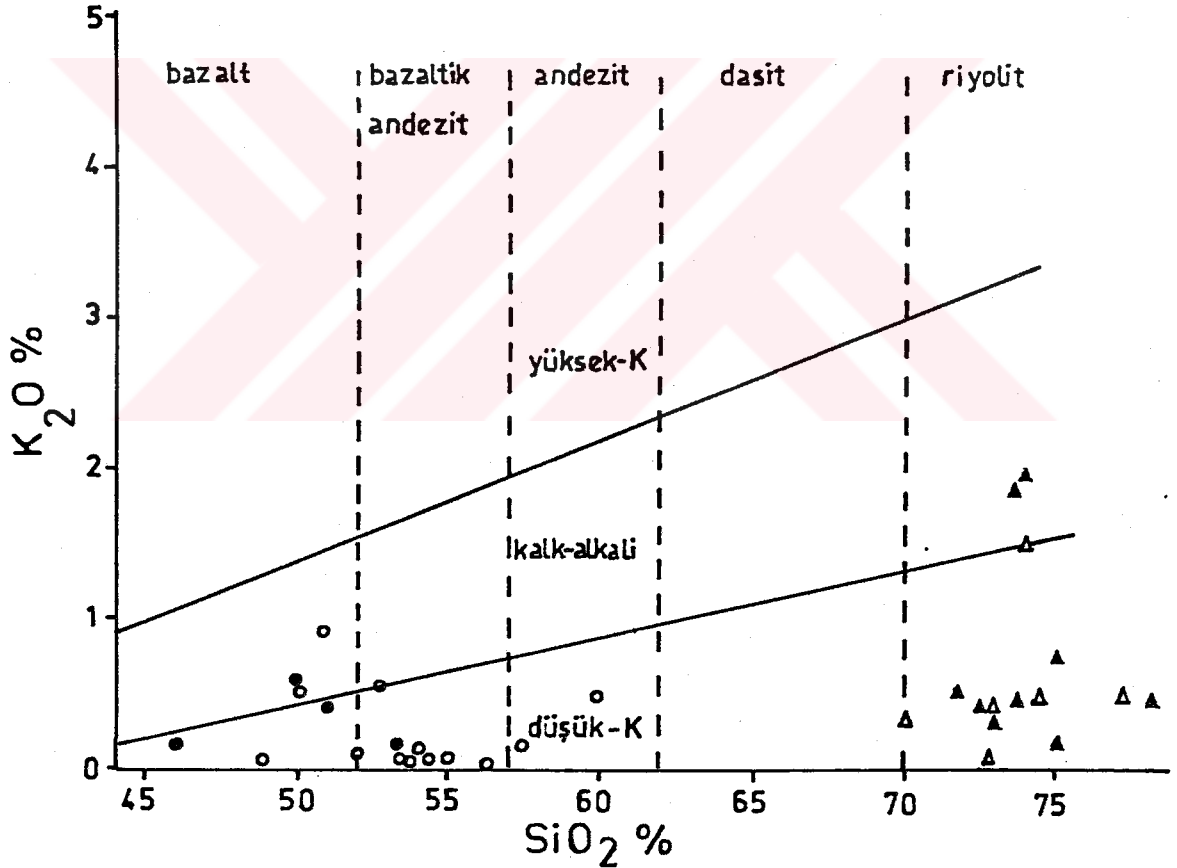


Şekil 4.11. Bazik magmatik kayaçların $\text{FeO}^* / \text{MgO}-\text{SiO}_2$ diyagramına göre (Miyashiro, 1974)hiperstenitik toleyitler ile kalkalkalen serilerin ayırımı. Diyorit-gabro : (•), bazalt-andezit : (o).



Şekil 4.12. $\text{TiO}_2 - \text{MnO} - \text{P}_2\text{O}_5$ diyagramında (Mullen, 1983)Yüksekova karmaşığına ait bazik magmatik kayaçların oluştukları tektonik ortamın belirlenmesi. Simgeler Şekil 4.11' deki gibidir. MORB: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları, OIT: Okyanus Adası Toleyitler, OIA : Okyanus Adası Alkaliler, AIT: Ada Yayı Toleyitler, CAB: Kalkalkali Bazaltlar.

Gerek toleyitik ve gerekse kalkalkalen plütonik bölgeler bazı element içerikleri (MgO , CaO , FeO , Na_2O ve Al_2O_3) bakımından eşdeğer volkanik bölgeler ile aynıdır. Ancak volkanik kayaçlar ile plütonik kayaçlar arasında bazı ana element içerikleri bakımından farklılıklar vardır. K_2O içeriği hem toleyitik hemde kalkalkalen plütonik kayaçlarda bunların eşdeğeri olan volkanitlerin çoğundan daha yüksektir. Bu ana element farklılığı ilksel mağma bileşimindeki ilk farklılaşmadan ziyade volkanlar ile plütonlardaki kristalleşme şartları arasındaki farklılıklardan kaynaklanmaktadır (Kay vd., 1982). Plütonik kayaçların K_2O miktarındaki bir miktar artış göz ardı edilerek Ewart (1979) tarafından önerilen ve üzerinde volkanitlerin genel sınıflandırılması yapılmış K_2O - SiO_2 diyagramında çalışma alanındaki plütonik kayaçlarda değerlendirilmiş ve kayaç örneklerinin büyük bir bölümünün düşük - K bölgesinde yer aldığı görülmüştür (Şekil 4.13).



Şekil 4.13. K_2O - SiO_2 diyagramı (Ewart, 1979) ile magmatik kayaçların ait olduğu serinin belirlenmesi. Diyorit-gabro : (•), bazalt-andezit : (o), tonalit-granodiyorit : (▲), dasit : (Δ).

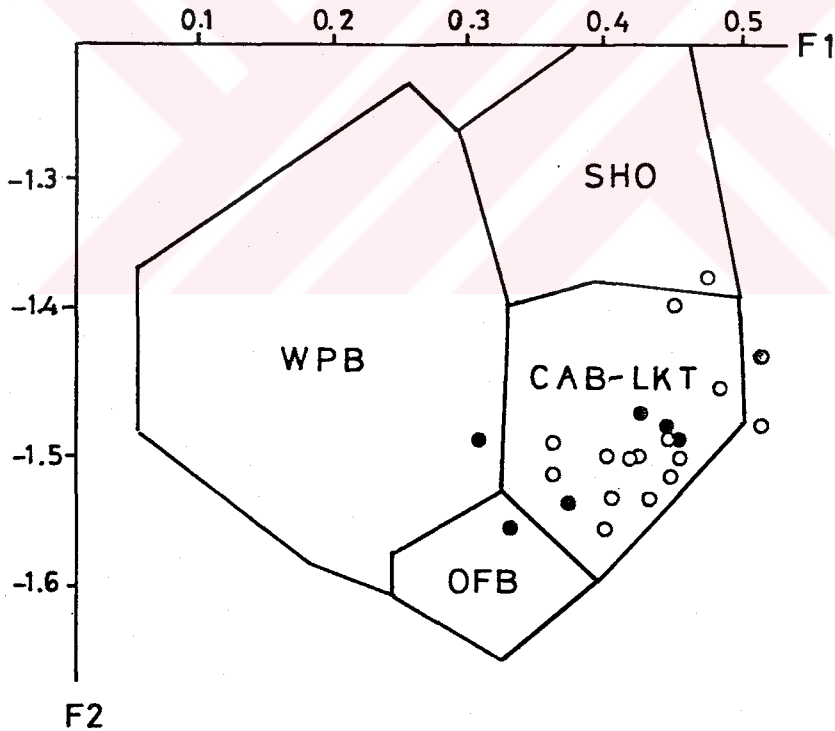
Pearce (1976), CaO + MgO kapsamı % 12 - 20 arası olan örnekleri kabaca "bazalt" olarak değerlendirmiş ve bu kayaçların ana element içeriklerinden yararlanarak magmatik serilerin ayrımında F_1 - F_2 ve F_2 - F_3 diyagramlarını geliştirmiştir. F_1 , F_2 ve F_3 fonksiyonlarının elde edilişi aşağıdaki gibidir.

$$F_1 = + 0.0088 \text{ SiO}_2 - 0.0774 \text{ TiO}_2 + 0.0102 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.0066 \text{ FeO}^* \\ - 0.0017 \text{ MgO} - 0.0143 \text{ CaO} - 0.0155 \text{ Na}_2\text{O} - 0.0007 \text{ K}_2\text{O}$$

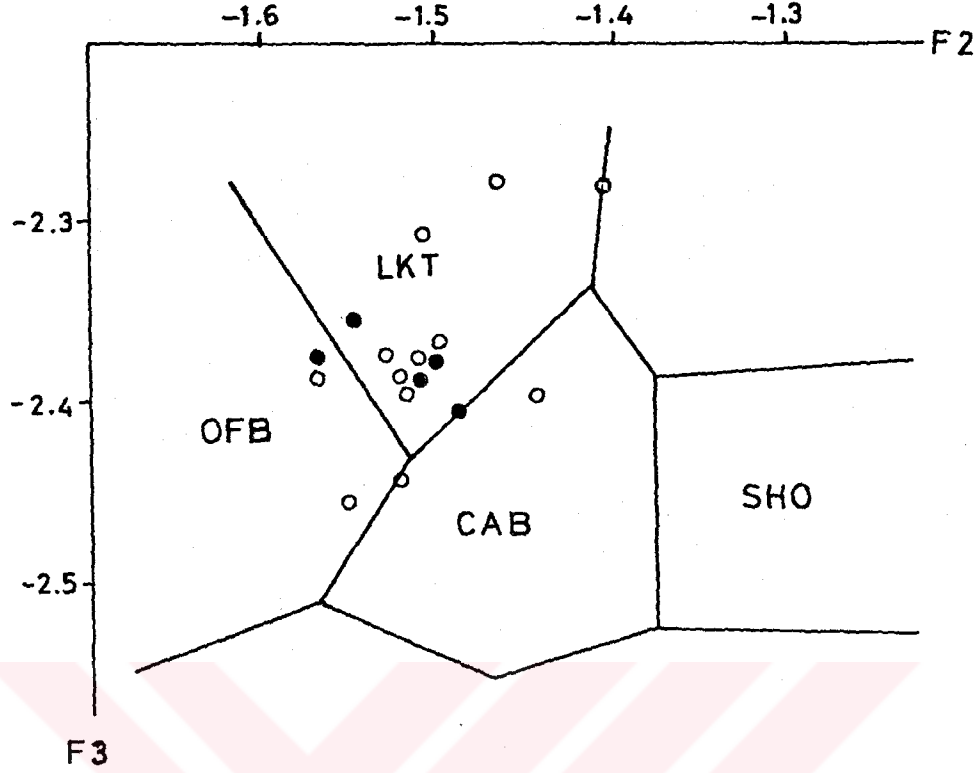
$$F_2 = - 0.0130 \text{ SiO}_2 - 0.0185 \text{ TiO}_2 - 0.0129 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0134 \text{ FeO}^* \\ - 0.0300 \text{ MgO} - 0.0204 \text{ CaO} - 0.0481 \text{ Na}_2\text{O} + 0.0715 \text{ K}_2\text{O}$$

$$F_3 = - 0.0221 \text{ SiO}_2 - 0.0532 \text{ TiO}_2 - 0.0361 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0016 \text{ FeO}^* \\ - 0.0310 \text{ MgO} - 0.0237 \text{ CaO} - 0.0614 \text{ Na}_2\text{O} - 0.0289 \text{ K}_2\text{O}$$

Çalışma alanındaki kayaçlardan yukarıda belirtilen örneklere uyan veya yaklaşık uyan örneklerin F_1 - F_2 diyagramındaki dağılımları incelendiğinde, düşük - K toleyit ve kalkalkali sahaları belirleyen alanlara düştükleri görülür (Şekil 4.14). Söz konusu örneklerin düşük - K toleyitler ile kalkalkali bazalt alanlarının ayrıldığı F_2 - F_3 diyagramında düşük - K toleyit alanında yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 4.15).



Şekil 4.14. F_1 - F_2 diyagramına (Pearce, 1976) göre bazik magmatik kayaçların oluştuğu tektonik ortamın belirlenmesi. OFB: Okyanus tabanı bazaltları, CAB: Kalkalkali bazaltlar, LKT: Düşük - K toleyitler, WPB: Levha içi bazaltlar. SHO: Şoşonitler. Diorit-gabro : (●), bazalt-andezit : (○).



Şekil 4.15. F_2 - F_3 diyagramına (Pearce, 1976) göre bazik magmatik kayaların oluştuğu tektonik ortamın belirlenmesi. OFB: Okyanus tabanı bazaltları, CAB: Kalkalkali bazaltlar, LKT: Düşük - K toleyitler, SHO: Şoşonitler. Simgeler Şekil 4.14' deki gibidir.

Sonuç olarak inceleme alanındaki farklı kayaların ana element verilerinin farklı diyagramlarda değerlendirilmesi, bunların büyük çoğunluğunun düşük - K toleyitler ve az oranda da kalkalkali kayalar olduğunu vermektedir.

4.3.2. İz element içeriklerine göre tektonik ortamın belirlenmesi

Plaka dinamiğinin neden olduğu petrojenetik mekanizmaların kabuk, tüketilmiş manto ve tüketilmemiş manto gibi bileşimi farklı ortamlardan farklı magmaları oluşturmaları, bazı iz elementlerin bu farklı magma tiplerinde farklı konsantrasyonlarda bulunmalarını sağlayacaktır (Tokel, 1981).

Ada yayı bazaltları (IAB), karakteristik olarak normal MORB (N - tipi MORB) ve plaka içi bazaltlara (IPB) nazaran LIL (Ba, Rb, Sr, Cs, Pb) elementlerce zenginleşmiştir. Y, Tb, Zr, Hf, Nb, Ta ve Th gibi yüksek yük / iyon yarıçapı oranına sahip iz elementler bakımından IPB ve çoğu MORB' a kıyasla

ada yayı bazaltları karakteristik olarak tüketilmiştir (Perfit, 1980; Mitropoulos vd., 1987). Co ve Sc gibi ferromagnezyen elementler nisbeten az miktarda olmalarına karşın, V (100 - 400 ppm) içeriği ada yayı bazaltlarında MORB ve IPB' lardakinden daha fazladır (Perfit vd., 1980).

Pearce ve Cann (1971), ada yaylarındaki toleyitik, kalkalkali ve şoşonitik dizilerin diğer tektonik bölge volkanitlerine göre 2 - 13 kat daha düşük Nb içerdiklerini kanıtlamışlardır (Tokel'den, 1979).

Farklı tektonik ortamlarda oluşan mağmaların farklı iz element içerikleri aynı tektonik ortamda oluşmuş farklı mağmatik dizilerde de görülmektedir. Ada yaylarındaki toleyitik, kalkalkali ve şoşonitik dizilerde Ba, Rb, Cs, Pb, U ve hafif NTE' leri toleyitikten şoşonitik diziye doğru artarken, Y, Ni, Cr, V, Co ve ağır NTE' lerinde azalma görülür. Ba, Rb, Sr, Zr, Ce, Th ve U gibi uyumsuz iz elementler ada yayı toleyitik dizisinde okyanus ortası sırtı bazaltları (MORB) ile ada yayı kalkalkali bazaltları arasında değerler vermektedir (Jakes ve Gill, 1970; Jakes ve White, 1972; Baker'den, 1978).

Bazı durumlarda düşük - K' lu ada yayı toleyitik bazaltları K, Ba, Sr, Cs ve Rb miktarları bakımından E - Tipi MORB "plume" ve kenar havzalarındaki MORB ile benzerdir (Gill, 1976; Hawkins, 1976; Tarney vd., 1977; Saunders ve Tarney, 1979; Taylor vd., 1980; Perfit vd.'den, 1980).

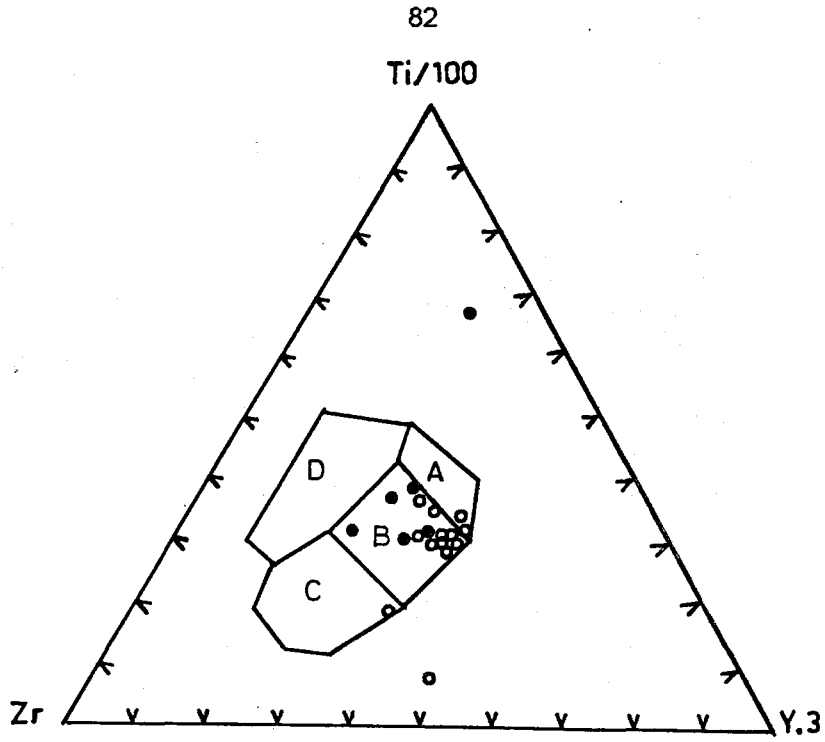
Benzer şekilde düşük - K' lu toleyitlerin Rb / Sr (0.01 - 0.05) ve K / Rb (240 - 1100) oran değerleri MORB ve IPB' lardaki ile uyum sağlamaktadır (Sun vd., 1979; Chow vd., 1980; Perfit vd.'den, 1980).

Iz element analizlerinin değerlendirilmesinde alterasyon ve hidrotermal proseslerden etkilenmeyen veya çok az etkilenen Ti, Zr, Y ve Nb gibi HFS elementlerin kullanılması farklı mağmatik serilerin ayrımında faydalı olmaktadır (Pearce ve Norry, 1979; Tarney ve Saunders, 1979; Brown' dan, 1982). Bu elementler ana volkanik dizilerde çok farklı miktarlarda bulundukları halde, aynı volkanik dizilerdeki miktarları çok az farklılık göstermektedir (Tokel, 1979).

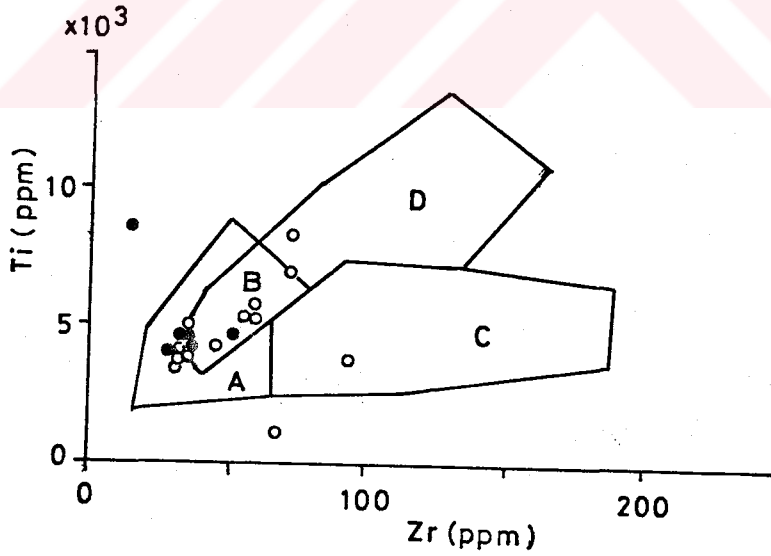
Bu çalışmada kullanılan diyagramlarda bazalt bileşimli volkanik ve plütonik kayaçlar birlikte değerlendirilmiştir.

Pearce ve Cann (1973), bazaltik lavların Ti, Zr ve Y içeriklerini kullanarak geliştirdiği Ti - Zr ve Ti - Zr - Y diyagramlarında bazaltları plaka tektoniğindeki yerleşimlerine göre dört bölgeye ayırmışlardır (Şekil 4.16 -17);

- 1- Okyanus ortası bazaltları
- 2- Volkanik yay bazaltları
- 3- Okyanus adası bazaltları
- 4- Kıtasal bazaltlar



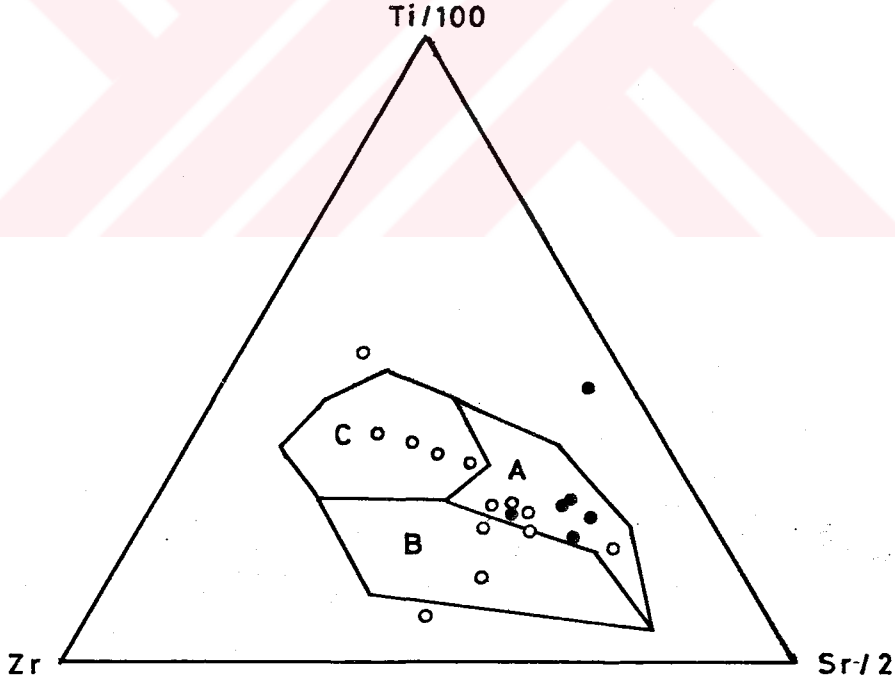
Şekil 4.16. Ti - Zr - Y diyagramı (Pearce ve Cann, 1973) ile Yüksekova Karmaşığı'na ait bazik magmatik kayaların oluştuğu tektonik ortamın belirlenmesi. Simgeler Şekil 4.14' deki gibidir. A ve B: Düşük - K toleyitler, B ve C: Kalkalkali bazaltlar, B: Okyanus tabanı bazaltlar, D: Levha içi bazaltlar.



Şekil 4.17. Ti - Zr diyagramı (Pearce ve Cann, 1973) ile Yüksekova Karmaşığı'na ait bazik magmatik kayaların oluştuğu tektonik ortamın belirlenmesi. Simgeler Şekil 4.14' deki gibidir. A ve B: Düşük - K toleyitler, B ve C: Kalkalkali bazaltlar, B-D: Okyanus tabanı bazaltlar.

Çalışılan sahadaki bazaltik bileşimli kayaçların Ti - Zr - Y (Şekil 4.16) ve Ti - Zr (Şekil 4.17) diyagramlarındaki dağılımları gösterilmiştir. Ti - Zr - Y diyagramında görüldüğü gibi örneklerin büyük bir çoğunluğu düşük - K' lu toleyit bölgesinde yoğunlaşmaktadır. Sadece bir örnek kalkalkali bazalt alanına düşmüştür. Örneklerin Ti - Zr diyagramındaki dağılımı Ti - Zr - Y diyagramı ile tam bir uyum sağlamaktadır. Ti - Zr diyagramında da örneklerin büyük bir çoğunluğu düşük - K toleyit bölgesinde yoğunlaşırken, Ti - Zr - Y diyagramında kalkalkali bölgeye düşen örnek burada da kalkalkali alana düşmüştür.

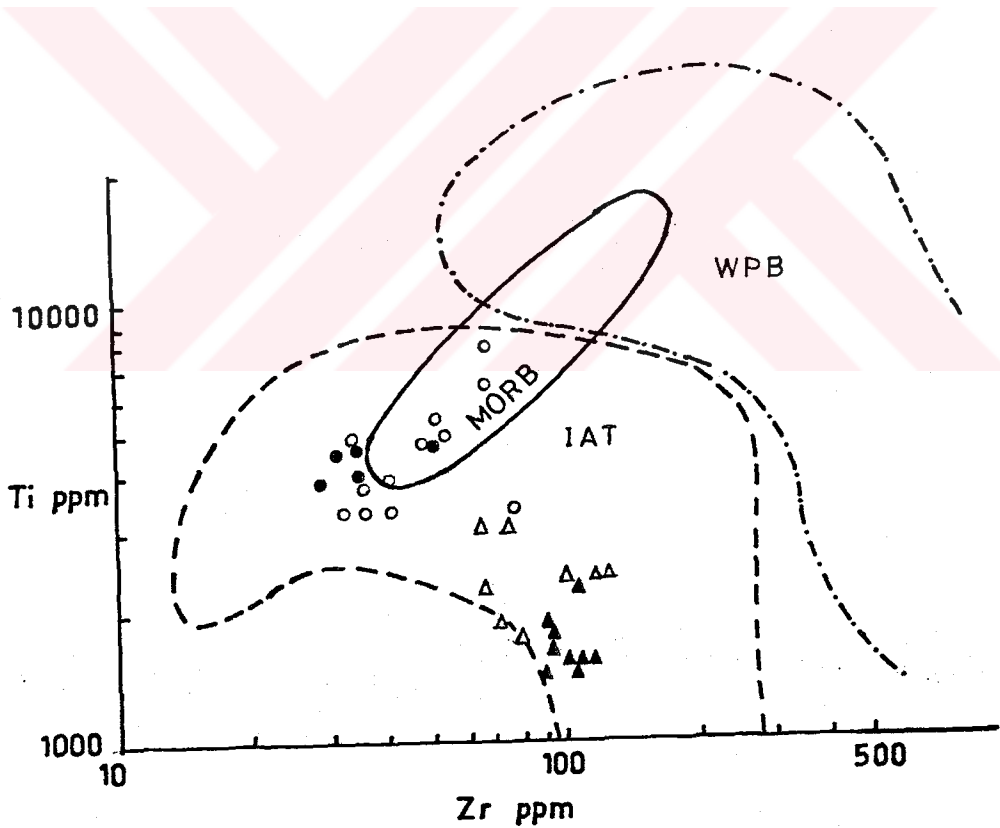
Pearce ve Cann (1973) tarafından geliştirilen Ti - Zr - Sr diyagramında düşük - K toleyitler, kalkalkali bazaltlar ve okyanus tabanı bazaltları için üç bölge ayrılmıştır. Çalışılan sahadaki bazaltik kayaçların Ti - Zr - Sr diyagramındaki dağılımları incelendiğinde ayırıcıda kullanılan diğer diyagramlardan belirgin bir farklılığın olmadığı görülür (Şekil 4.18). Önceki diyagramlarda kalkalkali alana düşen örneğin Ti - Zr - Sr diyagramında da kalkalkali bölgede yer alması ayrıca 5 örneğin okyanus tabanı bazaltlara meyilli olması dikkat çekicidir.



Şekil 4.18. Ti - Zr - Sr diyagramı (Pearce ve Cann, 1973) ile Yüksekova Karmaşığı'na ait bazik magmatik kayaçların oluştuğu tektonik ortamın belirlenmesi. Simgeler Şekil 4.14' deki gibidir. A: Düşük - K toleyit, B: Kalkalkali bazalt, C: Okyanus tabanı bazaltı.

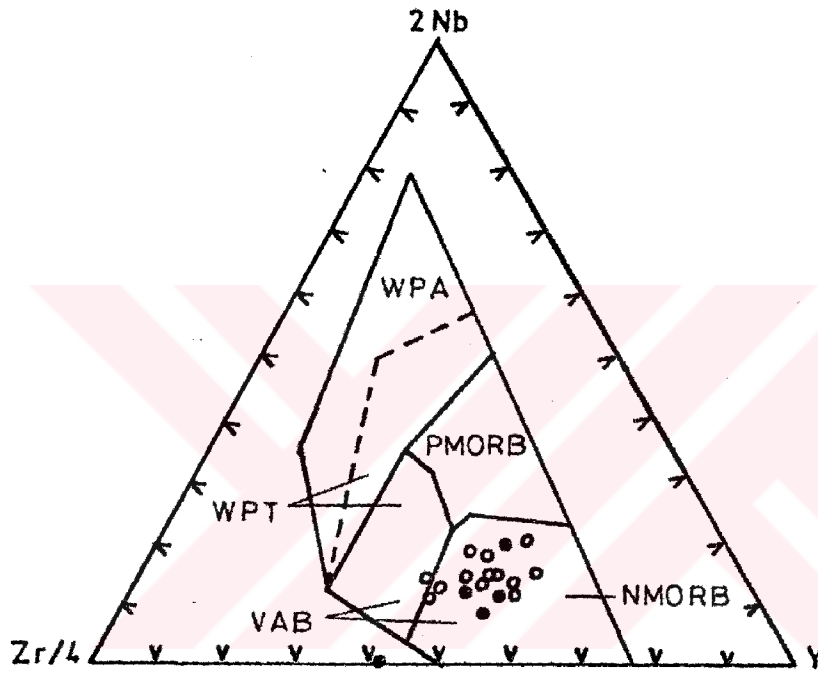
Pearce vd. (1981), kayaçların Ti ve Zr içeriklerini kullanarak geliştirdikleri Ti - Zr değişim diyagramında ada yayı bazaltları, okyanus ortası sırtı bazaltları ve plaka içi bazaltları belirleyen üç bölge ayırmışlar. Arculus (1987), sıcak bölge ve yitimle ilgili mağmaların TiO_2 içeriğine göre farklı konsantrasyonlarda bulunmalarına karşın, okyanus ortası sırtlar ve ada yayı ürünlerinde TiO_2 içeriğinin birbirine benzer olduğunu ileri sürmüştür. Okyanus ortası sırtı bazaltları belirleyen bölge kısmen ada yayı kısmen de plaka içi bazalt alanı ile çakışmaktadır.

İnceleme alanındaki değişik bileşimli volkanik ve plütonik kayaçların Ti - Zr diyagramındaki dağılımları incelendiğinde örneklerin tamamının ada yayı serilerini belirleyen alan içerisinde yer aldıkları görülür (Şekil 4.19). Bazı örnekler hem ada yayı hemde okyanus ortası sırtı bazaltlarının özelliklerini birlikte sergilemelerine karşın, bu alanlara düşen örneklerin daha önce sunulan diyagramlarda ada yayı bazaltlarına ait oldukları belirlenmiştir.



Şekil 4.19. Çalışma alanındaki volkanik kayaçların Ti - Zr diyagramında (Pearce vd., 1981) dağılımı. MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltlar, WPB: Levha içi bazaltlar, IAT: Ada yayı toleyitleri. Diyorit-gabro : (●), bazalt-andezit : (○), tonalit-granodiyorit : (▲), dasit : (△).

Pearce ve Cann (1973) ve Pearce vd., (1981), tarafından geliştirilen yukarıda belirtilen diyagramlardan başka, Meschede (1986), Nb - Zr - Y diyagramını önermiştir. Diyagramda farklı tektonik bölge bazaltları için değişik alanlar belirlenmiştir (Şekil 4.20). İnceleme alanındaki bazaltik bileşimli volkanik ve plütonik kayaların dağılımları Nb - Zr - Y diyagramında incelendiğinde bütün örneklerin N - Tipi MORB (normal okyanus ortası sırt bazaltları) ile benzer Nb, Zr, Y içeriğine sahip volkanik yay bazaltları olduğu açıkça görülmektedir. Bu diyagramdan hareketle N - Tipi MORB alanına düşen ada yayı bazaltları tipik olarak düşük - K toleyitler olduğu rahatlıkla söylenebilir.



Şekil 4.20. İnceleme alanındaki bazik magmatik kayaların Nb - Zr - Y diyagramında (Meschede, 1986) dağılımı. WPA: Levha içi alkali, WPT: Levha içi toleyitik, PMORB: Altere okyanus ortası sırt bazaltları, NMORB: Normal okyanus ortası sırt bazaltları, VAB: Volkanik yay bazaltları. Diorit-gabro : (●), bazalt-andezit : (○).

Pearce (1982), farklı tektonik bölgelerin bazaltlarındaki iz element kapsamalarının değişkenliğinden hareketle bu farklı tektonik bölge bazaltlarının MORB' a normalleştirilmiş iz element yönsemelerini belirleyen bir diyagram geliştirmiştir. Araştırmacı normalleştirme katsayıları olarak: Sr=120 ppm; K₂O=% 0.15; Rb=2ppm; Ba=20 ppm; Th= 0.2 ppm; Ta= 0.18 ppm; Nb= 3.5 ppm; Ce= 10 ppm; P₂O₅=% 0.12; Zr= 90 ppm; Hf= 2.4 ppm; Sm= 3.3 ppm; TiO₂= % 1.5; Y= 30 ppm; Yb= 3.4ppm; Sc= 40 ppm; Cr= 250 ppm değerlerini kullanmıştır.

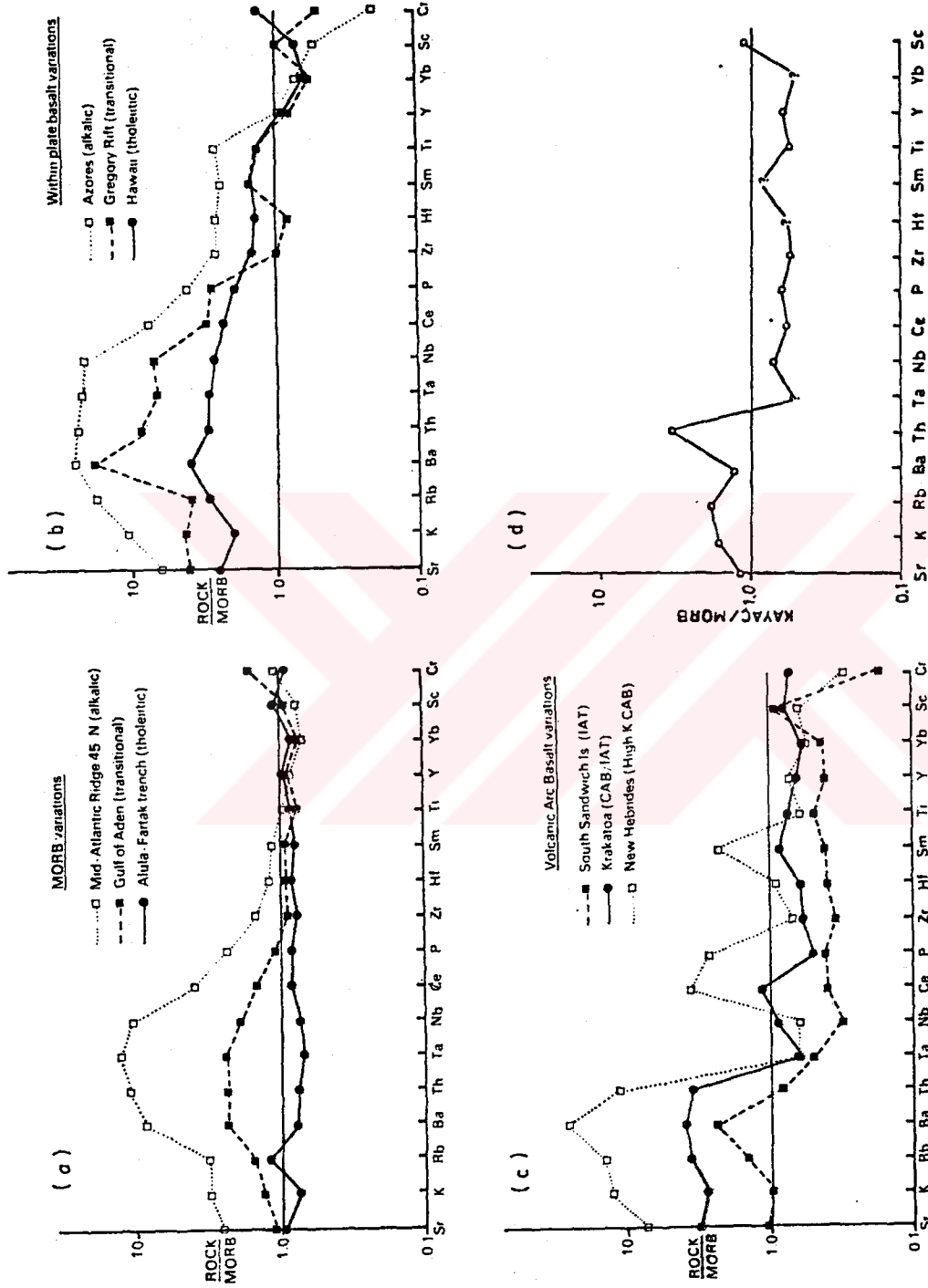
Normalleştirme MORB'a göre yapıldığından okyanus ortası sırt bazalt örneklerinin yönsemeleri düz veya düze yakın değerler verecektir (Şekil 4.21.a). Plaka içi toleyitlerde Sr'dan Ti'a kadar bütün elementler zenginleşmiştir. Fakat Y, Yb, Sc ve Cr değerleri taban değere yakın bir dağılım sunmaktadır (Şekil 4.21.6b). Volkanik yaylardaki bazalt tiplerine ait örnek dağılım şekilleri okyanus ortası sırtı ve plaka içi bazaltları dağılım şekillerinden birçok önemli farklılıklar gösterir (Şekil 4.21.c). Bunlar;

1- Ada yaylarındaki farklı dizilerin tamamı, dağılım şekilleri Sr, K, Rb ve Ba (bazen de Th) bakımından Ta ve Cr'a göre bağıl bir zenginleşme göstermektedir. Zenginleşmiş bu elementlerin en belirgin özellikleri bunların düşük iyonik potansiyelleridir. Bu nedenle bu elementler sulu sıvılarla hareketlenmeye karşı eğilimlidirler.

2- Ada yayı toleyitlerinde yüksek iyonik potansiyelli elementlerin miktarı okyanus ortası sırtı bazaltlara göre daha düşüktür.

3- Kalkalkalen bazaltlar ve şoşonitlerde sadece alkali ve toprak alkali elementlerin değil, aynı zamanda Th, Ce, P ve Sm' un zenginleşmesi açıkça görülürken Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y ve Yb elementlerinin miktarları düşüktür (Pearce, 1982).

İnceleme alanındaki bazalt bileşimli volkanik ve plütonik kayaların MORB'a normalleştirilmiş element dağılımları incelendiğinde (Şekil 4.21.d) Th dışında bütün element dağılımlarının ada yayı toleyitik dizi bazaltlardaki iz element dağılımlarına benzediği görülür.



Şekil 4.21. Farklı tektonik ortam bazaltlarının okyanus ortası sırt bazaltlarına (MORB) normalleştirilmiş iz element gidişleri (Pearce, 1982). a: Okyanus ortası sırt bazaltları, b: Levha içi bazaltlar, c: Volkanik yay bazaltları, d: Yüksekova Karmaşığı'na ait bazik volkanitler. Normalleştirme değerleri için metne bakınız.

4.4. Çalışma Alanındaki Granitoyid Tipinin Belirlenmesi

Chappel ve White (1974), White ve Chappel (1977) arazi gözlemleri, kimyasal ve mineraralojik özellikleri dikkate alarak granitoyidler; I - Tipi ve S - Tipi granitoyidler olarak sınıflamışlardır. Bilindiği gibi I - Tipi granitoyidler mağmatik kayaçların kısmi ergimesi ile, S - Tipi granitoyidler ise sedimenter kayaçların kısmi ergimesi ile oluşan mağmaların katılaşması sonucu oluşmaktadır.

Son yıllarda I - Tipi ve S - Tipi granitoyidlere ilave olarak A - Tipi (Collins vd., 1982; Pitcher, 1983) ve M - Tipi (Pitcher, 1983) granitoyidlerin varlığı ileri sürülmüştür.

Ishihara (1977), granitoyid örneklerinde tali bileşen olarak bulunan manyetit ve ilmenit gibi opak minerallere göre granitoidleri; manyetitli seriler ve ilmenitli seriler olarak sınıflamıştır. Manyetit serisi granitoidlerde, manyetit ve ilmenit gibi opak mineraller birarada bulunduğu halde ilmenit serisi granitoyidlerde manyetit kesinlikle bulunmaz. Manyetit serisi ve ilmenit serisi sırasıyla Chappel ve White (1974) tarafından tanımlanan I - Tipi ve S - Tipi granitoyidlere karşılık gelir.

Debon ve Le Fort (1982, 1988), kayaç oluşturan ana minerallerin ana elementlerini kullanarak elde ettikleri bir takım parametrelere göre geliştirdikleri diyagramlarla granitoyidler için kafemik, alümino - kafemik ve alümino topluluklar belirlemişlerdir. Kafemik ve alümino - kafemik topluluklar için kalkalkali, subalkali, alkali ve toleyitik alt bölümler belirleyen araştırmacılar, alümino topluluklar için ise; kuvars içeriği, renk indisi, alkali oranı ve kuvars alkali ilişkisine göre çeşitli alt bölümler belirlemişlerdir (Boztuğ, 1986, 1989).

Pearce vd. (1984), iz element içeriklerine göre granitoyidler; Okyanus sırtı granitoyidler (ORG), Volkanik yay granitoyidler (VAG), Levha içi granitoyidler (WPG) ve Çarpışma ürünü granitoyidler (COLG) olarak dört ana gruba ayırmışlardır.

Brown (1982) ve Brown vd. (1984), volkanik yay granitoyidlerindeki bazı ana ve iz element kapsamalarının yay olgunluğu ile ilişkilerini araştırmışlardır. Yay olgunluğuna göre;

- 1- İlkse (kalsik) yay granitoyidler
- 2- Normal (kalkalkali) kıtasal yay granitoyidler
- 3- Olgun (alkali - kalsik) yay granitoyidler
- 4- Yay gerisi (anorjenik) alkalin granitoyidler

olarak bir sınıflama yapan araştırmacılar, yay olgunluğu ile büyük iyonlu litofil (LIL) elementlerin artışına karşın, kalıcılığı yüksek (HFS) elementlerin azaldığı görüşünü ileri sürmüşlerdir.

Bu bölümde granitoidler hakkında değişik araştırmacılar tarafından ileri sürülen görüşler tek tek ele alınarak çalışma alanında yüzeyleyen gabro, kuvars gabro, diyorit, kuvars diyorit, tonalit ve granodiyorit bileşimindeki derinlik kayaçlarının oluşturduğu granitoid tipi ve bu kayaçları oluşturan mağmaların kökeni belirlenmeye çalışılmıştır. Yukarıda belirtildiği gibi granitoid tipini belirlemede değişik araştırmacıların farklı parametreler kullanmaları nedeniyle, bu çalışmada izlenen mineralojik - petrografik ve jeokimyasal inceleme sırası terk edilerek söz konusu özelliklerden gerekli görülenler birlikte veya ayrı ayrı değerlendirilmiştir.

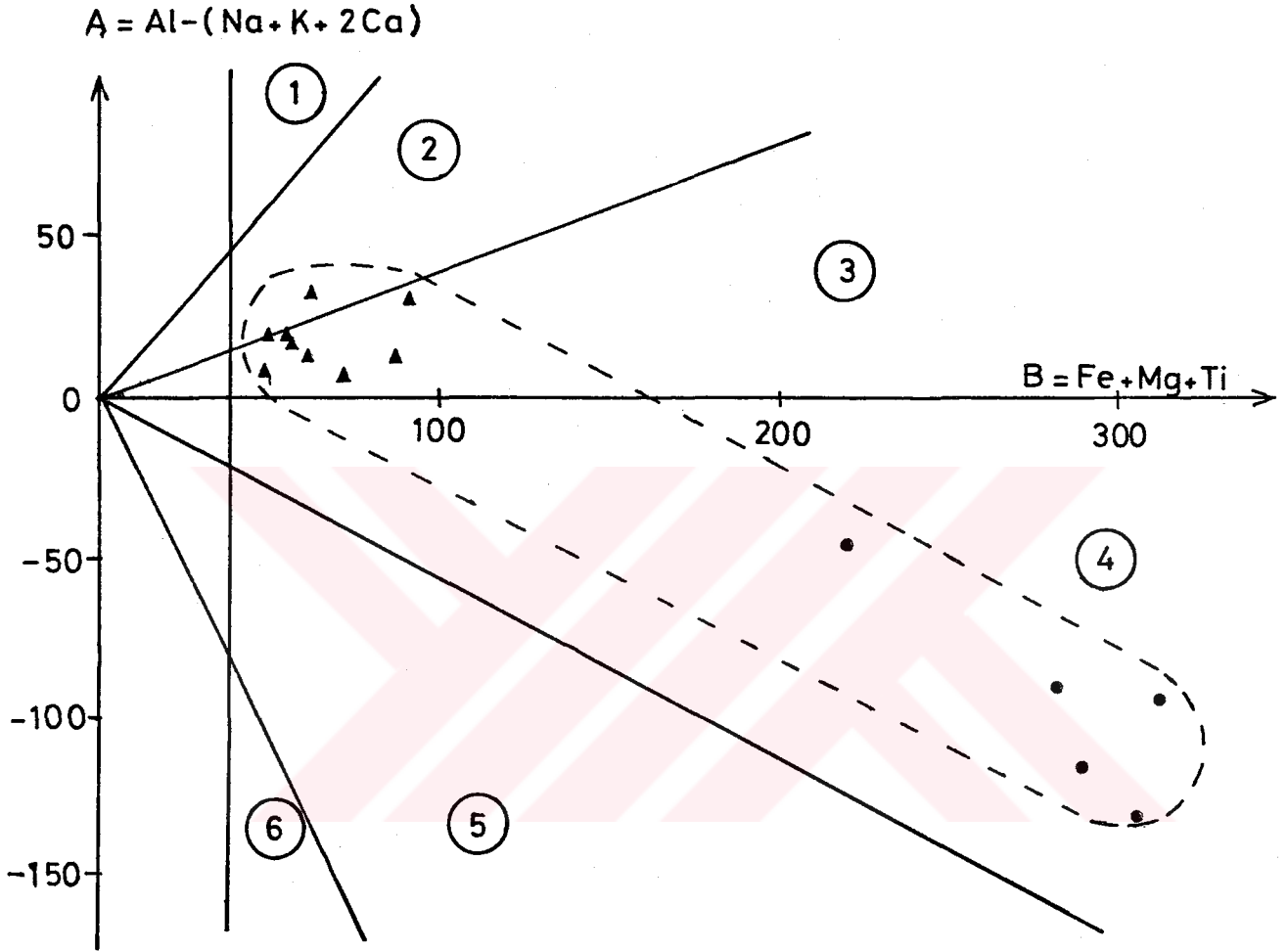
Chappel ve White (1974) ve White ve Chappel (1977), I - Tipi ve S - Tipi granitoidleri belirlemek amacıyla kullandığı mineralojik ve jeokimyasal ölçütler (Tablo 4.2) çalışma alanındaki granitoidlerde araştırılmış ve elde edilen bulgular aynı tablo üzerinde belirtilmiştir. Tablo 4.3'deki bulgulardan da anlaşılacağı gibi çalışma alanındaki granitoidler Chappel ve White (1974) ve White ve Chappel (1977) tarafından belirlenen I - Tipi granitoid serisiyle büyük ölçüde benzerlik sunmaktadır.

Çalışma alanındaki derinlik kayaçlarının Debon ve Le Fort (1982,1988) tarafından tanımlanan A-B diyagramındaki konumları incelendiğinde farklı bileşime sahip olan bu kayaçların kafemik (CAFEM) karakterli bir mağma tipini tanımladıkları görülür (Şekil 4.22). Koyu renkli bileşen olarak biyotit ve hornblend içeren asit bileşimli derinlik kayaçların tamamı diyagramda peralümino bölgede yer alırken, koyu renkli bileşen olarak hornblend ve piroksen (±biyotit) içeren bazik bileşimli derinlik kayaçları tamamen metalümino bölgede yer almaktadır.

Kafemik topluluk genelde veya bazen tüm durumlarda metalümino bölgenin hemen hemen alt kısımlarından (4. bölgeden ve hatta bazen 5. bölgeden) başlar. Felsik üyelerin peralümino bölgeye kadar girdiği bu topluluğun ana gidiş doğrultusunu belirleyen çizgisellik negatif bir eğime sahiptir. Doğada bol miktarda karşılaşılan bu topluluğun kayaçları daima hornblendli ve / veya piroksenli mineral parejenezleri ile başlayıp, sadece biyotitli veya iki mikali parejenezler ile son bulur (Boztuğ, 1986,1989).

Tablo 4.2. I - Tipi ve S - Tipi granitoidlerin karakteristik özellikleri (Chappel ve White, 1974) ve inceleme alanındaki örneklerle karşılaştırılması. (+) : Çalışma alanından derlenen örneklerde belirlenen özellikler.

	I - TİPİ		S - TİPİ	
SAHA VERİLERİ	+	Genellikle geniş intrüzyonlar oluştururlar.	-	Genellikle küçük boyutlu intrüzyonlar oluştururlar.
	+	Geniş kayaç bileşim dağılımı gösterirler (% 15 gabro - diyorit, % 50 granodiyorit, %35 granit).	-	Sınırlı bileşim dağılımı vardır (% 2 gabro - diyorit, % 18 granodiyorit, %80 granit).
	-	Volkanitler ile kökensel ve yersel ilişkilidirler.	-	Eş yaşı volkanizma yoktur.
MİNERALOGİK VERİLER	+	Hornblend biyotitten daha baskın.	-	Biyotit hornblendden daha baskındır.
	+	Muskovit yok veya yok denecek kadar azdır.	-	İki mikalı (biyotit + muskovit) granitler baskındır.
	+	Manyetit en yaygın demiroksittir.	-	İlmenit en yaygın demiroksittir.
	+	Allanit ve sfen tali mineral olarak bulunur.	-	Monazit ve kasiterit tali mineral olarak bulunur.
	-	Kordiyerit, andaluzit, sillimanit ve granat yoktur.	-	Kordiyerit, sillimanit ve granat bulunabilir.
KİMYASAL VERİLER	±	$Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) < 1.1$	±	$Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) > 1.1$
	+	Bağıl olarak yüksek sodyum; felsik türlerde Na_2O normal olarak % 3.2' den büyük, daha mafik türlerde % 2.2'ye çıkabilir.	-	Bağıl olarak düşük sodyum; % 5 K_2O içeren kayalarda Na_2O normal olarak % 3.2' dir. % 2 K_2O içeren kayalarda Na_2O % 2.2'dir.
	±	CIPW normatif diyopsit görülür. veya normatif korund < % 1'dir.	±	Normatif korund > % 1'dir.
	-	Felsik türlerden mafik türlere doğru bileşimde geniş dağılım gözlenir.	-	Bileşim bağıl olarak yüksek SiO_2 tipleri ile sınırlanmıştır.
	+	Plütonun içerisinde elementler arası değişim düzenlidir. çizgisel veya çizgiselle yakın değişim diyagramları gözlenir.	-	Değişim diyagramları çok düzensizdir.
	-	Sr^{87} / Sr^{86} oranı < 0.706'dır.	-	Sr^{87} / Sr^{86} oranı > 0.706'dır.



Şekil 4.22. Yüksekova Karmaşığı'na ait granitoyid örneklerinin " indeks mineraller diyagramındaki " (Debon ve Le Fort, 1982) konumları. B ekseninin üst kesimi peralümino, alt kesimi metalümino bölge olarak tanımlanmıştır. Simgeler Şekil 4.2' deki gibidir.

Debon ve Le Fort (1982,1988), kafemik ve alümino kafemik toplulukların alt tiplerini belirlemek için Q - P ve QBF diyagramlarını önermişlerdir. Çalışma alanındaki derinlik kayaçlarının Q - P diyagramındaki konumları Şekil 4.23'de, QBF diyagramındaki konumları ise Şekil 4.24'de verilmiştir. Şekil 4.23 ve 4.24'de görüldüğü gibi kayaçların ana gidiş yönsemeleri toleyitik bir karakteri yansıtmaktadır.

Değişik kayaç üyelerinin oranı ve bunların demirce zenginleşme durumları ne olursa olsun, düşük potasyumlu kayaçlardan meydana gelmiş aşırı doygun tüm kayaç topluluklarının (gabro, diyorit, kuvars diyorit, tonalit ve trondjemit) toleyitik olarak kabul edilebileceği belirtmiştir (Debon ve Le Fort, 1982).

Pearce vd. (1984), farklı tektonik ortamlardaki granitoidlerin farklı iz element kapsamalarını esas alarak granitoidleri tektonik konumlarına göre;

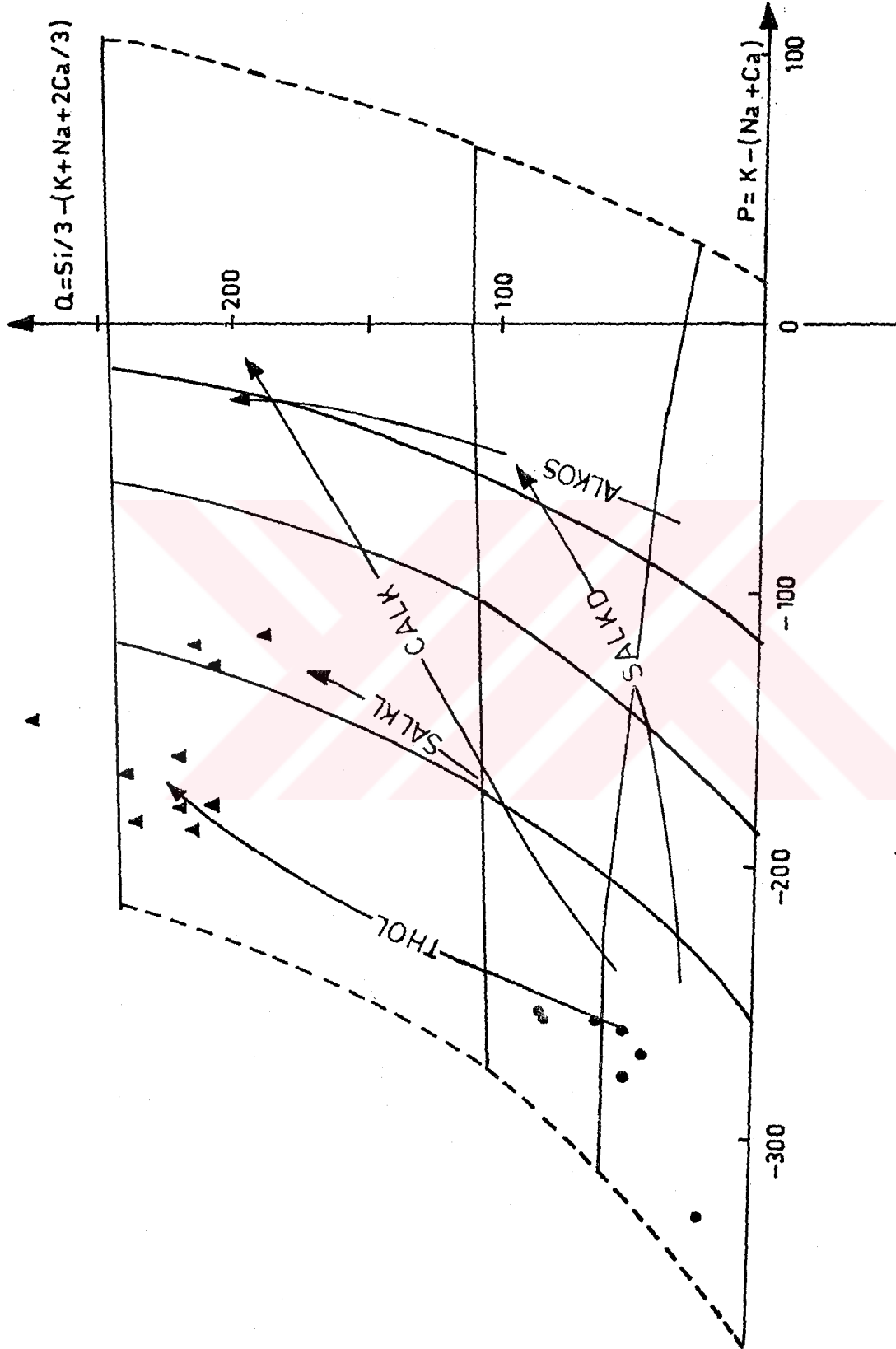
- 1- Okyanus sırtı granitoidler (ORG)
- 2- Volkanik yay granitoidleri (VAG)
- 3- Levha içi granitoidler (WPG)
- 4- Çarpışma ürünü granitoidler (COLG)

şeklinde dört ana gruba ayırmışlardır. Bu ana grupları kendi içide alt gruplara ayıran araştırmacılar, bu ana ve alt grupları belirlemede iz element kapsamalarının yanı sıra, mineralojik - petrografik özellikleri de göz önünde bulundurmuşlardır.

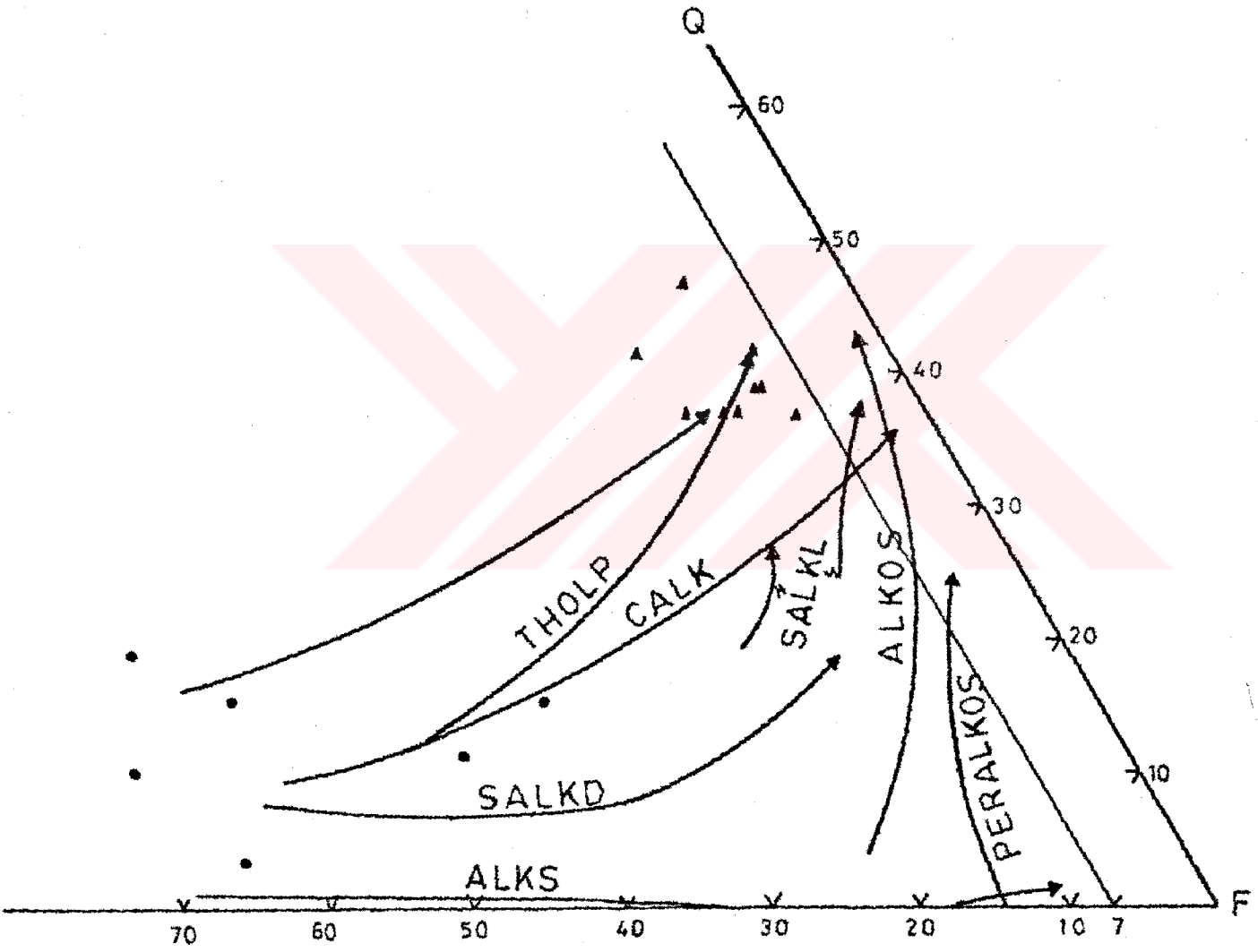
Çalışma alanındaki derinlik kayaçlarının Pearce vd. (1984) tarafından önerilen değişim diyagramlarında (Şekil 4.25-26-27) konumları incelendiğinde ($\text{SiO}_2 < \% 56$ olan örnekler diyagram dışında kaldıkları için değerlendirmeye dahil edilmemiştir), kullanılan örneklerin tamamının " Volkanik yay granitoidi" bölgesinde konumlandıkları görülmüştür.

Şekil 4.25'deki Nb - SiO_2 diyagramında WPG ve ORG (b)' den daha düşük Nb içeren çalışma alanındaki granitoid örneklerinin söz konusu diyagramda VAG, COLG ve ORG (a,c,d)' ne benzer Nb içeriğine sahip oldukları saptanmıştır. ORG'nin a ve c alt gruplarının kesin sınırlarla ayrıldığı Y - SiO_2 diyagramında (Şekil 4.26) örneklerin Y içeriği bakımından VAG, COLG ve ORG (d) karakterinde oldukları açıkça görülmektedir. Şekil 4.27'deki Rb - SiO_2 diyagramında çalışma alanındaki granitoid örnekleri Rb içeriği bakımından volkanik yay granitoidi özelliğindedir.

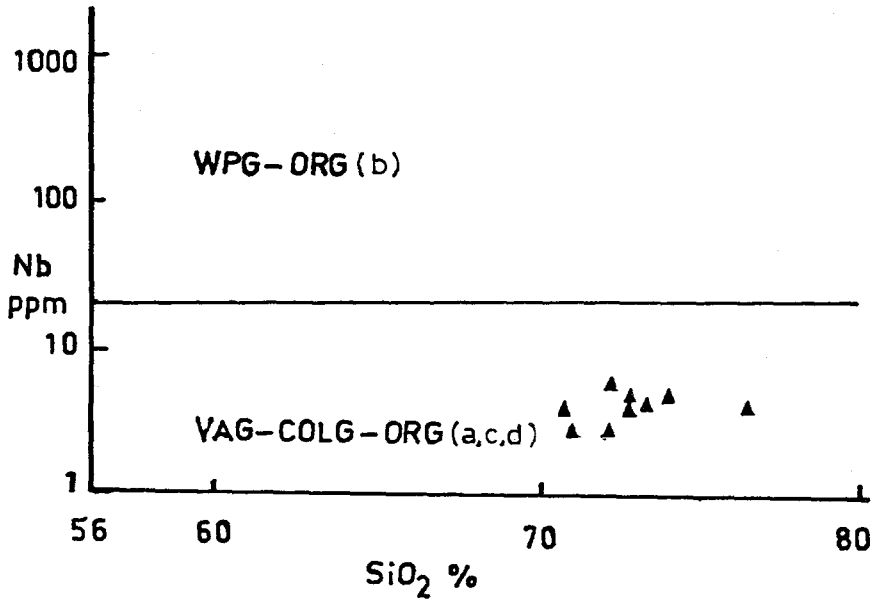
Bu diyagramlardan da anlaşılabacağı gibi tek bir element analizi bazı tektonik ortamlardaki granitoidleri tanımlamada yeterli olabildiği halde, diğer bazı granitoidlerin tektonik konumlarını belirlemede yetersiz kalmaktadır. Halbuki, birden fazla elementin birlikte kullanıldığı Nb - Y, Rb - Y + Nb, Ta - Yb ve



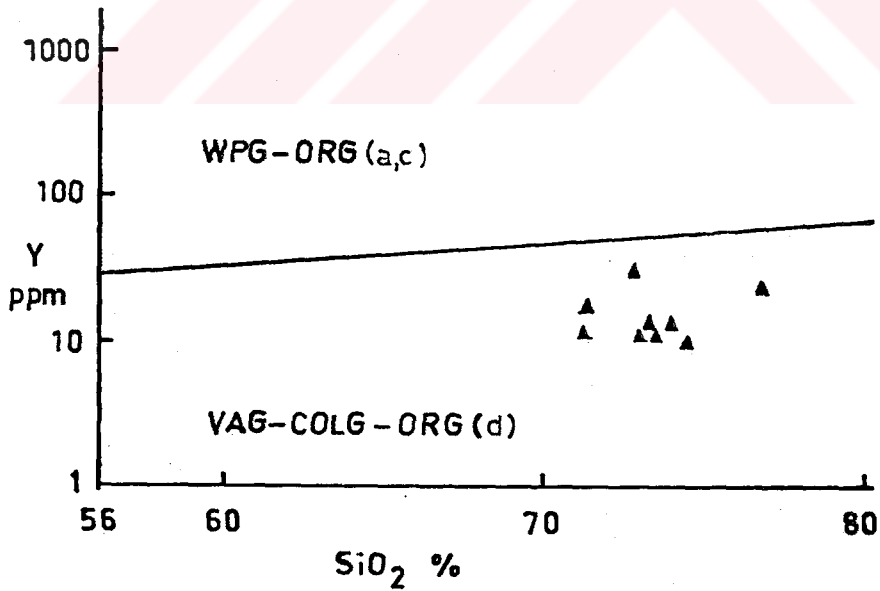
Şekil 4.23. Yüksekova Karmaşığı'na ait granitoidlerin Kafemik ve Alümino-kafemik alt tiplerinin belirlenmesi (Debon ve Le Fort, 1982, 1988). THOL: Toleyitik, CALK: Kalk-alkali, SALKL, SALKD: Koyu ve açık renkli alkali, ALKOS: Alkali. Simgeler Şekil 4.22'deki gibidir.



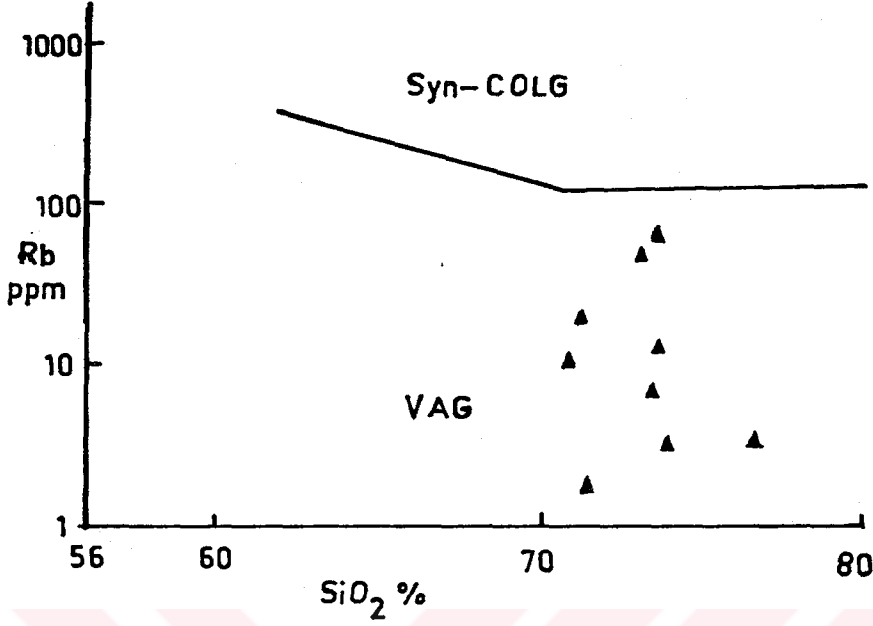
Şekil 4.24. Yüksekova Karmaşığında alt granitoidlerin Kafemik ve Alümino-kafemik alt tiplerinin belirlenmesi (Debon ve Le Fort, 1982, 1988). THOL: Toleyitik, CALK: Kalkalkali, SALKL, SALKD: Koyu ve açık renkli alkali, ALKOS: Alkaali. Simgeler Şekil 4.22' deki gibidir.



Şekil 4.25. Yüksekova Karmaşığı'na ait Tonalit grubu kayaçlarının Nb - SiO_2 diyagramındaki (Pearce vd., 1984) dağılımı. WPG: Levha içi granitoid, ORG: Okyanus sırtı granitoidi, VAG: Volkanik yay granitoidi, COLG: Çarpışma granitoidi



Şekil 4.26. Yüksekova Karmaşığı'na ait Tonalit grubu kayaçlarının Y - SiO_2 diyagramındaki (Pearce vd., 1984) dağılımı. WPG: Levha içi granitoid, ORG: Okyanus sırtı granitoidi, VAG: Volkanik yay granitoidi, COLG: Çarpışma granitoidi



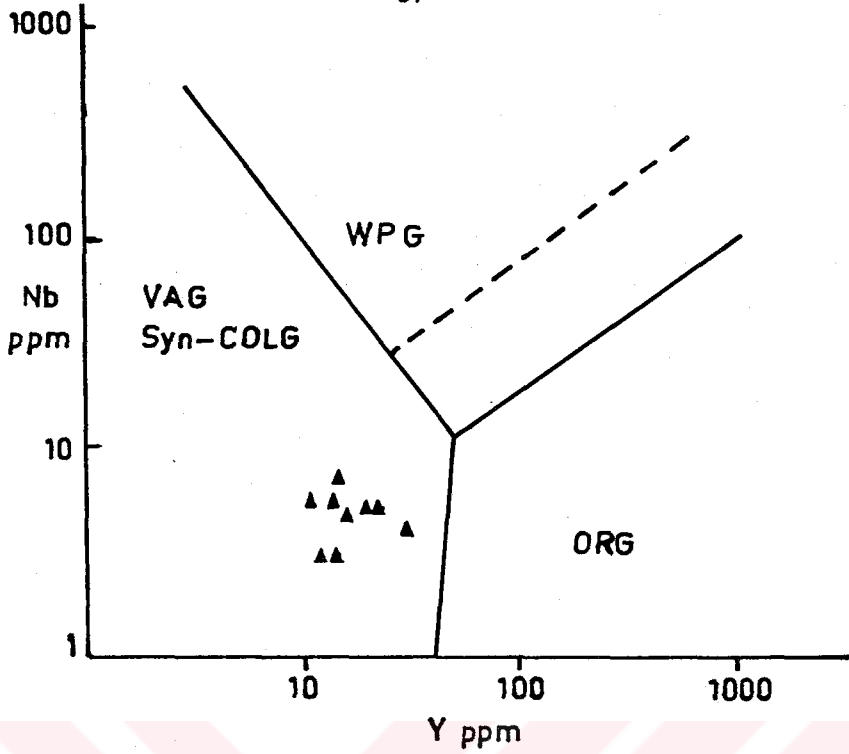
Şekil 4.27. Yüksekova Karmaşığı'na ait Tonalit grubu kayaçlarının Rb - SiO_2 diyagramındaki (Pearce vd., 1984) dağılımı. VAG: Volkanik yay granitoyidi , Syn-COLG: Çarpışma granitoyidi

Rb - (Yb+Ta) değişim diyagramlarında bu tür belirsizlikler ortadan kalkmakta ve granitoidlerin konumlandıkları tektonik ortam kolayca saptanabilmektedir.

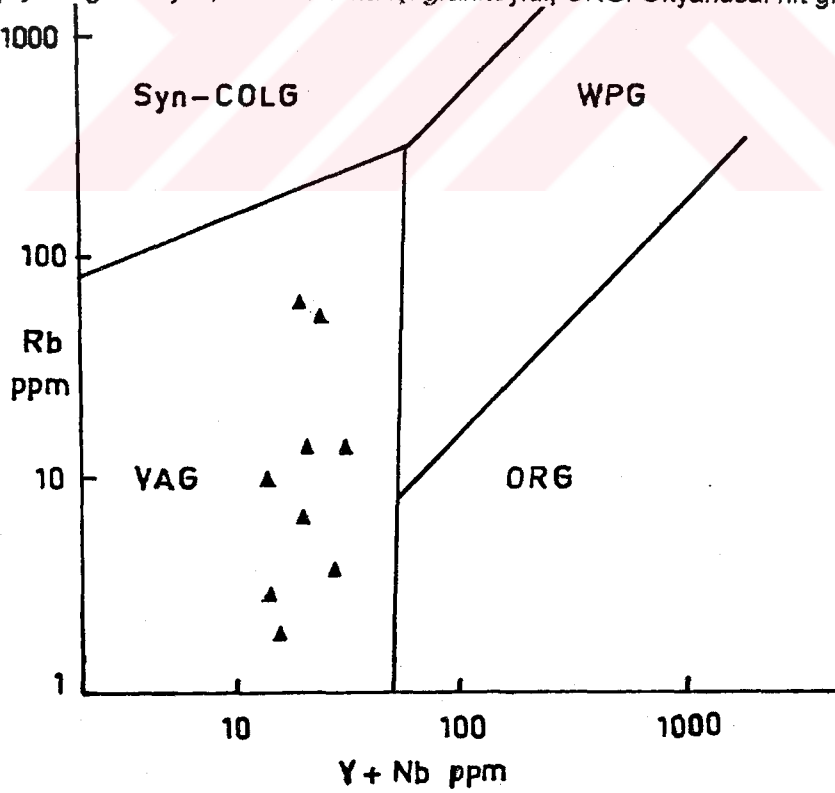
Bu çalışmada, yukarıda belirtilen elementlerden sadece Rb, Nb ve Y elementlerinin analizleri yapıldığından, granitoidlerin ayırımında sadece Nb -Y ve Rb - Nb+Y diyagramları kullanılmıştır.

Şekil 4.28.da sunulan Nb - Y diyagramına göre, çalışma alanındaki granitoid örneklerinin düşük değerlerdeki Nb ve Y içerikleri bakımından VAG ve COLG karakterinde oldukları görülmektedir. Volanik Yay Granitoidleri (VAG) ile Çarpışma Ürünü Granitoidler (COLG) benzer Nb ve Y içeriklerine sahip olmalarına karşın, Çarpışma Ürünü Granitoidler, daha yüksek Rb içeriklerine sahip olmaları nedeniyle Rb - (Y + Nb) diyagramı ile Volkanik Yay Granitoidlerinden (VAG) kolayca ayırt edilebilirler (Şekil 4.29).

Pearce vd.(1984), SiO_2 içeriği yaklaşık %70 olan granitoidlerin Okyanus Sırtı Granitoidlere (ORG) normalleştirilmiş bazı ana ve iz element dağılımlarını inceleyerek söz konusu granitoidlerin konumlandıkları tektonik ortamı belirlemeye çalışmışlardır (Şekil 4.30.a). Normalleştirilme ORG değerleri esas alınarak yapıldığından, Okyanus Sırtı Granitoid örnekleri (ORG) diyagramda



Şekil 4.28. Yüksekova Karmaşığı'na ait Tonalit grubu kayaçlarının Nb - Y diyagramındaki (Pearce vd., 1984) dağılımı. VAG: Volkanik yay granitoyidi, Syn-COLG: Çarpışma granitoyidi, WPG: Levha içi granitoyidi, ORG: Okyanusal rift granitoyidi



Şekil 4.29. Yüksekova Karmaşığı'na ait Tonalit grubu kayaçlarının Rb - (Y + Nb) diyagramındaki (Pearce vd., 1984) dağılımı. VAG: Volkanik yay granitoyidi, Syn-COLG: Çarpışma granitoyidi, WPG: Levha içi granitoyidi, ORG: Okyanusal rift granitoyidi

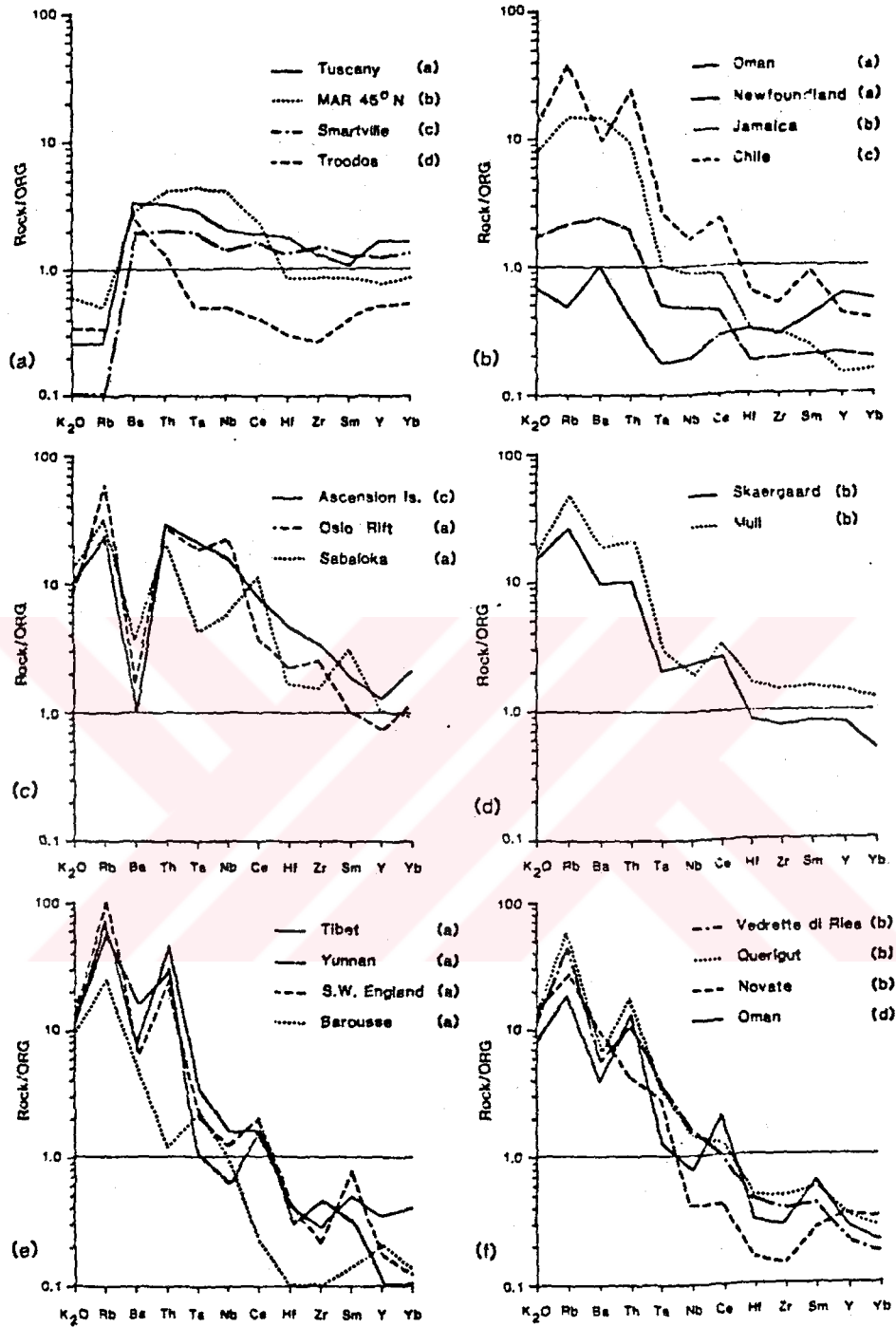
taban seviyesinde, düz veya düze yakın bir yönseme göstereceklerdir (Şekil 4.30.a). Volkanik Yay Granitoyid (VAG) örneklerinin element dağılım desenleri Şekil 4.30.b' de görülmektedir. Şekil 4.30.b' de görüldüğü gibi Volkanik Yay Granitoyidleri K, Rb, Ba, Th ve (kalkalkali ve şoşonitik serilerde) Ce ve Sm miktarları bakımından taban seviyesine göre daha zenginleştikleri halde, Ta, Nb, Hf, Zr, Y ve Yb miktarları bakımından taban seviyesinin altında bir değere sahiptirler.

Levha içi granitoyidlere (WPG) ait element dağılım desenleri Şekil 4.30.c ve d' de görülmektedir.

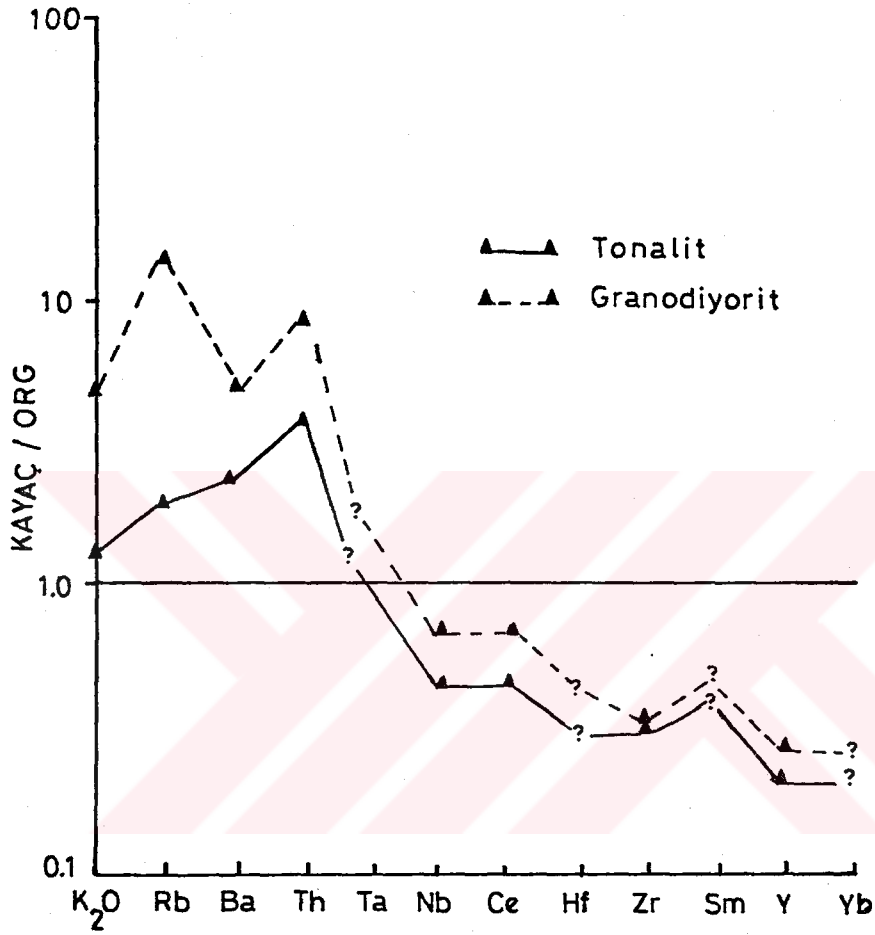
Levha içi Granitoyidlerin normalleştirilmiş element değerleri incelendiğinde, Hf dan Yb'a kadar olan elementlerin (ayrıca Ba) taban seviyesine yakın değerde olmasına karşın K, Rb ve Th miktarlarının taban seviyesinin çok üstünde olduğu görülür (Şekil 4.30.c ve d).

Çarpışma Ürünü Granitoyidlere (COLG) ait element dağılım desenleri Şekil 4.30. e ve f 'de görülmektedir. Bu şekillerden de anlaşılacağı üzere Çarpışma Ürünü Granitoyidler Kalkalkalen Volkanik Yay Granitoyidine benzer element dağılım desenleri sunmaktadır.

Çalışma alanındaki granitoyid örneklerinin, ($\text{SiO}_2 > \%70$ olan) Pearce vd. (1984) tarafından önerilen Okyanus Sırtı Granitoyidlerine normalleştirilmiş element dağılımları incelendiğinde, söz konusu örnekleri Volkanik Yay Granitoyidine benzer dağılım desenlerine sahip olduğu açıkça görülmektedir (Şekil 4.31).



Şekil 4.30. Farklı tektonik bölgelerde konumlanmış granitoidlerin ORG (Okyanus sırtı granitoidleri) 'ye göre normalize edilmiş iz element dağılımları (Pearce vd., 1984). a: Okyanus sırtı granitoidler, b: Volkanik yay granitoidleri, c: Levha içi granitoidler, d: İnceltmiş kıtasal litosfere sokulum yapan granitoidler, e:Çarpışma ile eş zamanlı granitoidler , f: Çarpışma sonrası granitoidler



Şekil 4.31. İnceleme alanındaki tonalit - granodiyorit bileşimli kayaçların ORG ' ne normalleştirilmiş (Pearce vd., 1984) ortalama iz element dağılımları.

4.5. Olası Kaynak Bölgeler

Bilindiği gibi magma, katı haldeki herhangi bir kayacın kısmi ergimeye uğrayarak sıvı faza geçmesidir. Daha sonra, sıvı fazdaki birtakım fiziko-kimyasal özelliklerinden dolayı yükselerek yerkabuğunun belirli bölgelerinde katılaşılarak magmatik kayalar meydana getirmektedir (Wyllie, 1981; Boztuğ'dan 1989). Belirtilen bu kısmi ergime olayları levha tektoniği kuramı içerisinde değerlendirildiğinde, üç tür değişik tektonik ortamda yine üç tür değişik kökenli kayaç grubu kısmi ergimeye uğramaktadır. Bu farklı jeotektonik ortamlar sırasıyla; okyanus tabanı açılma zonları, okyanusal kabuk - kıtasal kabuk ikilisinden oluşan dalma zonları ve okyanusal kabuk - okyanusal kabuk ikilisinden oluşan yaklaşan levha sınırlarıdır. Bu ortamlarda kısmi ergimeye uğrayan kayaç grupları ise yine sırasıyla; Üst manto peridotitleri, okyanusal kabuk + üst manto peridotitleri + kıtasal kabuğun alt kesimleri ve okyanusal kabuk + üst manto peridotitleridir (Boztuğ, 1989).

Çalışma alanındaki magmatik kayaların bazı ana ve iz element içeriklerinin değişik diyagramlarda değerlendirilmesi sonucu bunların dalma-batma zonu üzerinde gelişmiş yay magmatizması ürünleri olduğu belirlenmiştir. Buna göre, sözkonusu bu kayaların yukarıda belirtildiği gibi yaklaşan levha sınırlarındaki değişik kayaların kısmi ergimesinden türeyen magmanın katılaşması sonucu meydana gelmesi gerekmektedir.

Dalma-batma olayları okyanusal litosferi yitim zonu boyunca derinlere, manto içerisine taşır. Dalan levha, üzerinde okyanusal kabuk bulunan tüketilmiş manto peridotitlerinden oluşmuştur. Okyanus kabuğu, okyanus sırtlarında teşekkül etmiş bazalt, gabbro, serpantinit kütleleri ve pelajik sedimanlardan oluşmuşlardır. Dalma-batma esnasında okyanus kabuğu ısınmış, metamorfe olmuş ve suyunu kaybetmiştir. Dalan levhanın suyunu kaybetmesi (dehidrasyon) ile serbest kalan su levhadan ayrılıp yukarıya doğru yükselir ve üst manto peridotitlerinin kısmi ergimesine neden olur (Condie, 1982; Wyllie, 1982). Kısmi ergimeyi başlatan bir diğer olay ise, dalan levhanın üst kısmı boyunca sürtünmeden dolayı oluşan ısıdır. Mantoda oluşan magmanın bileşimi, kaynak kayacın bileşimi ve ergimenin derecesine bağlıdır. Ergimenin derecesi ise, kaynak bölgedeki sıcaklık, basınç ve su içeriği ile ilişkilidir. Yüksek sıcaklık ve su içeriği büyük ergime derecesi oluştururken, yüksek basınç ergimenin düşük olmasına neden olur (Condie, 1982).

Okyanusal kabuk - kıtasal kabuk ikilisinden oluşan dalma zonlarındaki kısmi ergimeler sonucu oluşan magmaların bileşimine bakıldığında, granitik bileşimli oldukları görülür. Okyanusal kabuk ve üst manto peridotitlerinin kısmi ergimeye uğraması sonucu oluşan magmaların ise, düşük SiO_2 içeriğine sahip bazaltik bileşimli olduğu görülür. Söz konusu bu zonda oluşan farklı bileşimdeki magmaların karışımı sonucu tipik olarak andezit bileşimli magma meydana gelmektedir. Dolayısıyla, bu tür jeotektonik ortamlarda granitik bileşimden andezitik bileşime ve hatta bazaltik bileşime kadar değişen kalk-alkali hibrit magmatizmanın üretebildiği kayaç grupları ortaya çıkmaktadır (Boztuğ, 1989).

Okyanusal kabuk-okyanusal kabuk ikilisinden oluşan levha sınırlarında yine okyanusal kabuk ve üst manto peridotitlerinin kısmi ergimesi sonucu bazaltik bileşime sahip magmalar oluşmaktadır (Wyllie, 1981; Boztuğ'dan 1989).

Condie (1982), Üst manto peridotitlerinin kısmi ergimesiyle bazalt ve andezit bileşimli magmaların oluşabileceğini belirtmektedir. Araştırmacı, andezitlerin (veya toleyitlerin) fraksiyonel kristalleşmesi ve/veya bazaltik ana kayacın düşük derecede kısmi ergimesi sonucu yay toleyit alt serisinin felsik magmalarının oluşabileceğini ileri sürmektedir.

Pearce (1982), toleyitik magmaların asıl kaynağının yitilen okyanusal litosferden ziyade, üst manto peridotitleri olabileceğini belirtmektedir.

Boztuğ (1989), granitoidlerin oluşabilmesi için mutlaka kıtasal kabuk malzemesinin kısmi ergimeye uğrayarak katkıda bulunduğu magmatizma faaliyetlerini gerekli görmektedir.

Çalışma alanındaki magmatik kayaçların ana, iz ve nadir toprak element (REE) miktarları alt kıtasal kabuk, okyanusal kabuk ve üst kıtasal kabuk değerleri ile karşılaştırılarak olası kaynak bölgeler belirlenmeye çalışılmıştır (Tablo 4.3).

Alt kıtasal kabuk düşük SiO_2 (%54.4) ve yüksek Al_2O_3 içeriğine sahiptir. Potasyum içeriği üst kıtasal kabuğa kıyasla oldukça düşük (K_2O = %0.34), K/Rb oranı (530) ise daha yüksektir. Rb/Sr oranı (0.023) ve La içeriği üst kıtasal kabuk ile karşılaştırıldığında daha düşük değerlerde oldukları görülür. Sr/Ba oranı ise 1.53' tür.

Okyanusal kabuk düşük SiO_2 (%49.5), yüksek Al_2O_3 (%16) ve oldukça düşük K_2O (%0.15) içeriğine sahiptir. K/Rb oranı (565) ve Sr/Ba oranı (5.2) hem alt kıtasal kabuk hem de üst kıtasal kabuktaki değerlerden daha yüksek, Rb/Sr oranı (0.017), La (3.7 ppm) ve Th (0.22 ppm) içerikleri bakımından daha düşük değerdedir. Üst kıtasal kabuk yüksek SiO_2 (%66), düşük Al_2O_3 (%15.2) ve yüksek K_2O (% 3.4) içeriğine sahiptir. K/Rb = 250, Rb/Sr = 0.32, Sr/Ba = 0.64, La = 30 ppm ve Th = 10.7 ppm 'dir.

Tablo 4.3. Alt kıtasal kabuk, Okyanusal kabuk ve Üst kıtasal kabuğun ana, iz element içerikleri ve bazı element oranlarının (Taylor ve Mc Lennan, 1985; Türelî'den, 1991) çalışma alanındaki magmatik kayalardaki değerlerle karşılaştırılması.

ELEMENT	Alt kıtasal kabuk	Okyanusl kabuk	Üst kıtasal kabuk	Tonalit	Dasit	Diyorit	Bazalt
SiO ₂ (%)	54.4	49.5	66.0	72.90	72.30	48.71	51.52
Al ₂ O ₃	16.1	16.0	15.2	13.54	13.09	17.50	15.68
FeO*	10.6	10.5	4.5	2.83	4.09	11.24	10.27
MgO	6.3	7.7	2.2	0.91	0.81	6.68	5.70
CaO	8.5	11.3	4.2	2.89	1.56	12.01	7.47
Na ₂ O	2.8	2.8	3.9	4.00	5.28	1.59	3.73
K ₂ O	0.34	0.15	3.4	0.81	0.48	0.30	0.24
TiO ₂	1.0	1.5	0.5	0.27	0.43	0.72	0.75
Rb (ppm)	53	22	112	19	9	4.4	3.8
Sr	230	130	350	170	104	208	152
Ba	150	25	550	145	67	48	24
Zr	70	80	190	103	80	36	52
Y	19	32	22	18	29	15	20
Nb	6	2.2	25	5	3.3	1.6	2.4
Th	1.06	0.22	10.7	4	1.5	-	0.8
Pb	4	0.8	20	3	3.3	-	2.5
Zn	83	85	71	21	69	66	82
Cu	90	86	25	3	2.5	38	42
La	11	3.7	30	9	5.7	5	2.9
Ce	23	11.5	64	17	11	4.4	7
Nd	12.7	10	26	10	8.8	3.4	3.9
K / Rb	530	565	250	613	439	557	508
Rb / Sr	0.023	0.017	0.32	0.112	0.087	0.021	0.025
Sr / Ba	1.53	5.2	0.64	1117	1552	4333	6.33

Çalışma alanındaki diyorit grubu derinlik kayaçları düşük SiO_2 (%48.71), yüksek Al_2O_3 (%17.50) ve düşük K_2O (% 0.30) içeriğine sahiptirler. $\text{K/Rb} = 557$, $\text{Rb/Sr} = 0.021$, $\text{Sr/Ba} = 4.33$ ve $\text{La} = 5$ ppm bakımından alt kıtasal kabuk ve okyanusal kabuk değerlerine oldukça benzemektedir. Bazalt grubu yüzey kayaçları düşük SiO_2 (% 51.52), yüksek Al_2O_3 (% 15.16) ve düşük K_2O (% 0.24) içeriğine sahiptirler. $\text{K/Rb} = 508$, $\text{Rb/Sr} = 0.025$, $\text{Sr/Ba} = 6.33$, $\text{La} = 2.9$ ppm, $\text{Th} = 0.8$ ppm olup, diyorit grubu kayaçlar gibi alt kıtasal kabuktaki ve okyanusal kabuktaki değerler ile tam bir uyum içindedir.

Tonalit grubu derinlik kayaçları yüksek SiO_2 (%72.90), düşük Al_2O_3 (% 13.54) ve düşük K_2O (% 0.81) içeriğine sahiptirler. $\text{K/Rb} = 613$, $\text{Rb/Sr} = 0.11$, $\text{Sr/Ba} = 1.17$, $\text{La} = 9$ ppm ve $\text{Th} = 4$ ppm olup, bu değerler alt kıtasal kabuk + okyanusal kabuktan türeyen magmanın üst kıtasal kabuk ile bir miktar kirlenmiş olabileceğini ifade etmektedir. Dasitik yüzey kayaçları, tonalit grubu derinlik kayaçlarında olduğu gibi yüksek SiO_2 (% 72.30), düşük Al_2O_3 (% 13.09) ve düşük K_2O (% 0.48) içeriğine sahiptirler. Bu kayaçlarda $\text{K/Rb} = 439$, $\text{Rb/Sr} = 0.09$, $\text{Sr/Ba} = 1.55$, $\text{La} = 5.7$ ppm ve $\text{Th} = 1.5$ ppm olup, tonalit grubu derinlik kayaçları ile benzerlik sunmaktadır. Dasitler de tonalitler gibi üst kıtasal kabuk malzemesi ile kirlenmiş, olasılıkla alt kıtasal kabuk + okyanusal kabuk kayaçlarının düşük derecedeki kısmi ergimesinden oluşmuşlardır.

Magmatik kayaçların aynı magmadan türeyen farklılaşma ürünü kayaçlar olup olmadığını belirlemek amacıyla Zr / Nb oranı oldukça güvenilir sonuçlar vermektedir. Bu oran farklılaşma ile hemen hemen değişmemektedir (Mitropoulos vd. 1987).

Çalışma alanındaki magmatik kayaçların Zr / Nb oranları incelendiğinde, bu oran farklı bileşimdeki bazı örneklerde benzer olduğu halde, bazılarında aşırı farklılıkların olduğu görülmüştür. Bu durum, magmanın kıtasal kabuk içerisinden geçerken farklı derecede Zr kirlenmesi ile ilişkili olabilir. Nitekim, Zr / Nb oranındaki farklılıklar farklı kayaç grupları arasında görülebildiği gibi aynı kayaç grubu içerisinde de görülebilmektedir. Çalışma alanındaki magmatik kayaçlarda dikkati çeken bir başka durum ise, bazik bileşimli kayaçlar ile asit bileşimli kayaçlar arasında ortaçağ değerinde SiO_2 içeren kayaçların bulunmasıdır. Daha önce belirtildiği gibi, alt kıtasal kabuğun kısmi ergimesi andezitik bileşimli magmalar oluşturabilmektedir. Andezitik magmanın farklılaşması, biri bazaltik, diğeri riolitlik olmak üzere iki tür magma meydana getirmiş olabilir. Bir başka düşünce ise, kaynak bölgesindeki kayaçların farklı derecede kısmi ergimeye uğramasıdır. Yüksek derecede kısmi ergime bazaltik magmaları, düşük dereceli kısmi ergime ise riolitlik bileşimli magmaları oluşturabilir.

Sonuç olarak çalışma alanında Yüksekova Karmaşığı'na ait magmatik kayalar aynı kaynaktan türeme, farklı evrelerde ve farklı derecede kısmi ergime ile oluşmuş magmanın katılaşması sonucu meydana gelmişlerdir. Gerek bazik ve gerekse asit bileşimli kayaların alt kıtasal kabuk + okyanusal kabuk kayalarının kısmi ergimesi ile oluşan magmanın üst kıtasal kabuk malzemesi ile değişik oranda kirlenmesi sonucu oluşukları düşünülmektedir.

4.6. Doğu Toroslar'ın Jeotektonik Evriminde Yüksekova Karmaşığı'nın Yeri ve Önemi

İnceleme alanı Toros Orojenik Kuşağı'nın doğu kesiminde yer almaktadır. Doğu Toroslar'ın jeodinamik evrimini açıklamak amacıyla bölgede çok sayıda araştırma yapılmış ve jeotektonik evrim modelleri geliştirilmiştir. Bu çalışma, söz-konusu kuşakta dar bir alanda ve sınırlı litolojik birimler üzerinde yapıldığından elde edilen veriler oldukça geniş bir alanı içine alan Toros Orojenik Kuşağı'nın evrimini açıklamada yetersiz kalmaktadır. Bu nedenle, bölge genelinde yapılan diğer çalışmalarla elde edilen veriler ve geliştirilen evrim modelleri bu çalışmada elde edilen verilerle karşılaştırılarak, Toros Orojenik Kuşağı'nın evriminde anahtar teşkil eden Yüksekova Karmaşığı'nın oluşumu belirlenmeye çalışılmıştır.

Özgül (1976), Kambriyen-Tersiyer aralığında çökelmiş kayaç birimlerini kapsayan Toros Orojenik Kuşağı'nı bir takım birliklere ayırarak incelemiştir. Alanya, Bolkar, Malatya, Keban, Pütürge ve Bitlis Masifleri'ni topluca "Alanya Birimi" olarak adlandıran araştırmacı, söz-konusu masiflerin Liyas'ta Anatolid-Torid Platformu'ndan koparak ayrıldıklarını ileri sürmektedir.

Şengör ve Yılmaz (1983), Anatolid-Torid Platformu ile Arap Platformu arasında Üst Triyas'ta açılmaya başlayan Neotetis'in güney kolunun kuzeydeki uzantısının, Anatolid-Torid Platformu'ndan koparak ayrılan Malatya, Keban, Pütürge ve Bitlis Masifleri arasına sokularak İç Torid Okyanusu'nu oluşturduğunu belirtmektedirler.

Perinçek ve Özkaya (1981), Keban ve Bitlis levhacıkları arasında gelişen okyanusal havzanın Üst Kretase'de gelişimini sürdürdüğünü ve Yüksekova Karmaşığı'nın bir bölümünün bu okyanusal kabuk gelişimi ürününe dahil Kampaniyen yaşlı bir ofiyolit dizisi olduğunu ileri sürmektedirler.

Yazgan (1984), Bitlis-Pütürge Masifleri'nin Arabistan Platformu'nun bir uzantısı olduğunu ve Üst Triyas'ta başlayan riftleşmeye bağlı olarak gelişen

okyanusun Bitlis-Pütürge Masifleri'nin kuzeyinde yer aldığını belirtmektedir.

Turan vd. (baskıda), Üst Triyas'tan itibaren Arap Platformu ile Bitlis-Pütürge Masifleri arasında açılmaya başlayan Neotetis'in güney kolunun Bitlis-Pütürge ile Malatya-Keban Masifleri arasına bir körfez şeklinde sokulduğunu ve söz konusu masiflerin batıya doğru birleştiği görüşünü savunmaktadırlar. Araştırmacılar, Guleman-Kömürhan-Ispendere Ofiyolitleri'nin Bitlis-Pütürge ile Malatya-Keban Masifleri arasında gelişen okyanus tabanı malzemesi olduklarını kabul etmektedirler.

Rifteşmenin yeri konusunda değişik araştırmacılar farklı görüşler ileri sürdükleri halde, riftleşmenin Üst Triyas'ta başlayarak Alt Kretase sonuna kadar gelişimini devam ettirdiği ve Üst Kretase'de okyanusun kapanmaya başladığı konusunda görüş birliği vardır. Ancak, okyanusun kapanmasına neden olan dalma-batmanın yönü konusunda farklı görüşler ortaya atılmıştır. Bazı araştırmacılar (Özkaya,1978; Perinçek ve Özkaya,1981; Şengör ve Yılmaz,1983; Perinçek ve Kozlu,1984; Hempton,1985), dalma-batmanın güneye, bazı araştırmacılar (Bingöl,1984, 1988; Turan,1984; Yazgan,1984; Asutay,1985; Aksoy, 1988; Yazgan ve Chessex,1991; Turan vd., baskıda) ise, dalma-batmanın kuzeye eğimli olduğunu kabul etmektedirler.

Şengör ve Yılmaz (1983), Üst Triyas'ta açılan İç Torid Okyanusu'nun Üst Kretase'de kapanmaya başladığını ve aynı dönemde Doğu Anadolu'da yoğun bir ofiyolit üzerlemesinin olduğunu belirtmektedirler. Malatya, Keban, Pütürge ve Bitlis Masifleri'nin metamorfizmalarının bu ofiyolit üzerlemesi ile ilişkili bulan araştırmacılar, ofiyolit yerleşme olayından hemen sonra veya yerleşme ile kısmen aynı süreçte, üzerine ofiyolit yerleşmiş olan Bitlis-Pütürge kıtasının altına kuzeyden güneye doğru bir dalma-batma zonunun geliştiğini ve bu dalma-batma zonu boyunca Yüksekova Karmaşığı'nın yay volkanitlerinin oluştuğunu ileri sürmektedirler.

Perinçek ve Özkaya (1981), Keban kıtası kuzeyinde yer alan okyanusal kabuğun, Senoniyen başında güneye dalımlı bir yitim zonu oluşturduğunu ve bu zon üzerinde ada yayı ürünü özellikleri sunan Yüksekova Karmaşığı'nın bir kısım magmatik kayaçlarının meydana geldiğini belirtmektedirler.

Yazgan (1981,1984), Bingöl (1982,1984,1988), Turan (1984), Asutay (1985), Aksoy (1988), Yazgan ve Chessex (1991), Turan vd. (baskıda), Bitlis-Pütürge Masifleri ile Keban-Malatya Masifleri arasındaki okyanusal kabuğun Üst Kretase'de kuzeye doğru Keban-Malatya Masifleri altına daldığını ve bu dalma-batmaya bağlı olarak kısmen okyanusal, kısmen de kalın olmayan kıtasal kabuk

üzerinde Yüksekova Karmaşığı'na ait yay magmatitlerinin oluştuğunu belirtmektedirler.

Çalışma alanında bazikten asit bileşime kadar geniş bileşim dağılımı sunan derinlik, yarı derinlik ve yüzey kayalar bu çalışmada Yüksekova Karmaşığı adı altında incelenmiştir. Arazi gözlemleri, petrografik ve jeokimyasal veriler sözkonusu kayaların dalma-batma zonu üzerinde gelişen yay magmatizması ürünü olduklarını göstermektedir.

Üst Triyas-Alt Kretase aralığında Bitlis-Pütürge ile Keban-Malatya Masifleri arasında gelişen okyanusal litosferin (bugünkü kalıntıları, Guleman-Kömürhan-Ispendere ofiyolitleri) Üst Kretase'de kuzeye doğru daldığı ve bu dalmaya bağlı olarak kısmen okyanus, kısmen de kıtasal kabuk üzerinde Yüksekova Karmaşığı yay magmatitlerinin oluştuğu görüşü aynen benimsenmiştir. Yay magmatitlerinin Bitlis-Pütürge Masifleri ile intrüzif ilişkisi olmadığı halde, Bitlis-Pütürge Masifleri'nin kuzeyinde yer alan Keban Masifi'ni kesmesi, dalma-batmanın kuzeye doğru olduğunun ve dalma-batma zonu üzerinde gelişen yay magmatizmasının kısmen kıtasal kabuk üzerinde meydana geldiğinin kanıtı kabul edilmektedir. Buna göre, Keban Masifi'nin metamorfizması Şengör ve Yılmaz (1983) tarafından belirtildiği gibi ofiyolit üzerlemesi ile değil, Üst Kretase'deki yitime bağlı olarak gelişen yay magmatizmasının bir sonucu olarak meydana gelmiş olmalıdır (Yazgan,1984; Asutay,1985; Akgül, B.,1987; Yazgan ve Chessex,1991). Düşük dereceli yeşil şist ve yer yer de amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğrayan Keban Masifi'nin Yüksekova Karmaşığı'na ait diyorit grubu kayalar ile oluşturduğu dokunakta geniş bir skarn zonu gelişmiştir. Skarnlaşma, hem metamorfik yan kayada, hem de sokulum yapan magmatik kayada açıkça izlenmektedir.

Yay magmatizması ürünü kayaların okyanusal litosfer üzerinde geliştiğine dair arazi verileri çalışma alanında görülmemekle birlikte, çalışma alanının güneyinde Aydoğdu (1991)'nin yaptığı çalışmada bu ilişki belirlenmiştir. Araştırmacı, granit ve diyorit bileşimindeki Yüksekova Karmaşığı'na ait magmatik kayaların okyanusal litosferi temsil eden Kömürhan Ofiyolitleri içerisine sokulum yaptıklarını belirtmektedir. Çalışma alanında diyorit grubu kayaların kıtasal litosfer üzerinde geliştiği kesin olmakla beraber, gerek diyorit grubu kayaların ve gerekse diğer magmatik birimlerin düşük uyumsuz iz element içerikleri ve nisbeten yüksek değerdeki uyumlu iz element miktarları, sözkonusu kayaların okyanusal litosfer ve / veya kalın olmayan kıtasal kabuk üzerinde gelişmiş olduklarını göstermektedir.

Yüksekova Karmaşığı üzerinde petrografik ve petrolojik incelemelerde bulunan bazı araştırmacılar (Bingöl,1988; Akgöl, M.,1991), yitimin ileri evrelerine yay-kıta (Bingöl,1988) ve kıta-kıta (Akgöl, M.,1991) çarpışmasının meydana geldiğini ileri sürmektedirler. Bingöl (1988), karmaşığın en genç ürünleri olarak kabul ettiği tonalit, granit bileşimli kayaçların yay-kıta çarpışması ile oluştuğunu savunurken Akgöl, M.(1991), söz konusu granitlerin kıta-kıta çarpışması sonucu oluştuğunu kabul etmektedir.

Bu çalışmada magmatizmanın son evresinde oluştuğu kabul edilen tonalit-granodiyorit bileşimli kayaçların Bingöl (1988) tarafından ileri sürülen yay-kıta çarpışması ürünü tonalitler ile petrografik ve petrolojik özellikleri bakımından benzerliklerinin olmadığı saptanmıştır.

5. KONTAK METAZOMATİZMA

Daha önce belirtildiği gibi çalışma alanında Permo - Triyas yaşlı Keban Metamorfitleri'nin mermer birimi ile Üst Kretase yaşlı Yüksekova Karmaşığı'nın diyorit birimi arasındaki dokunakta metazomatik oluşumlara rastlanmıştır (Şekil 5.1). Bu oluşumlar, gerek bölgesel metamorfik yan kayaçta, gerekse sokulum yapan diyoritik kayaçta birtakım mineralojik değişimlere neden olmuştur. Esas olarak Ca ,Fe, Mg, Mn silikat minerallerinin görüldüğü bu zonlarda oluşan kayaçlara skarn adı verilmektedir (Einaudi vd. 1981; Boztuğ'dan, 1986).

Skarnlar, intrüzif kütle veya yan kayaçta oluşmalarına göre; endoskarnlar ve ekzoskarnlar olmak üzere ikiye ayrılırlar (Einaudi ve Burt, 1982; Sağıroğlu, 1984, 1992; Edwards ve Atkinson, 1986). Intrüzif kütleler derin ve orta derinliklerde içerisine sokuldukları kayaçlarla dokunakları boyunca reaksiyona girerek metazomatik olaylara neden olurlar. Bu olayların etkisiyle yan kayaçta ekzoskarnlar oluşurken, sokulum yapan kütlenin içinde ve dokunakları boyunca da endoskarnlar oluşmaktadır (Sağıroğlu, 1984, 1992). Gerek karbonatlı yan kayaçlar ve gerekse intrüzif kayaçlar içerisinde ve / veya dokunakları boyunca meydana gelen ekzoskarn ve endoskarn oluşumlarının asıl kaynağı intrüzif kayaçlardaki skarn oluşturan sıvılardır (Einaudi ve Burt, 1982). Endoskarnlar, Ca eklenmesini yansıtan mineral zonlanmaları gösterirler (Edwards ve Atkinson, 1986). Ekzoskarnlar intrüzif kütlenin içerisine sokulduğu yan kayacın türüne göre; magnezyumlu skarnlar ve kalsiyumlu skarnlar olarak sınıflandırılırlar: Magnezyumlu skarnlar; Mg'ca zengin dolomitlerde görülen skarnlaşmadır. Bu tip skarn zonlarının karakteristik mineralleri; diyopsit, forsterit, serpantin, pargasit, manyetit, spinel, dolomit ve kalsittir. Kalsiyumlu skarnlar ise, kireçtaşlarında görülen skarnlaşmadır. Bu tip skarn zonlarında yaygın olarak Fe - Ca silikat mineralleri görülür. Granat (grosüler - andradit),piroksen (diyopsit - hedenbergit), vezüvyanit, vollastonit, amfibol, skapolit, epidot, manyetit, kalsit ve kuvars mineral topluluğu kalsiyumlu skarnlarda sıkça görülür (Einaudi ve Burt, 1992; Sağıroğlu, 1984, 1992; Edwards ve Atkinson, 1986).

Bu genel açıklamalar dikkate alınarak çalışma alanında iki tip skarnlaşmanın varlığı saptanmıştır. Bunlar;

1- Endoskarnlar: Intrüzif kayaç (diyorit grubu) içerisinde meydana gelen skarnlaşma,

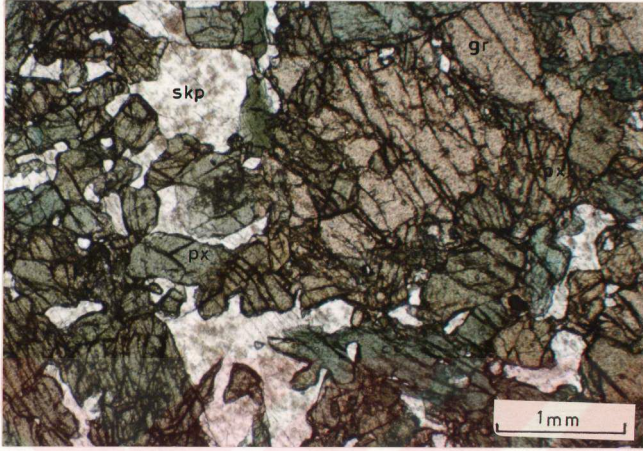
2- Ekzoskarnlar: Intrüzif kayacın içerisine sokulduğu yan kayaçta (mermer) meydana gelen skarnlaşmadır.



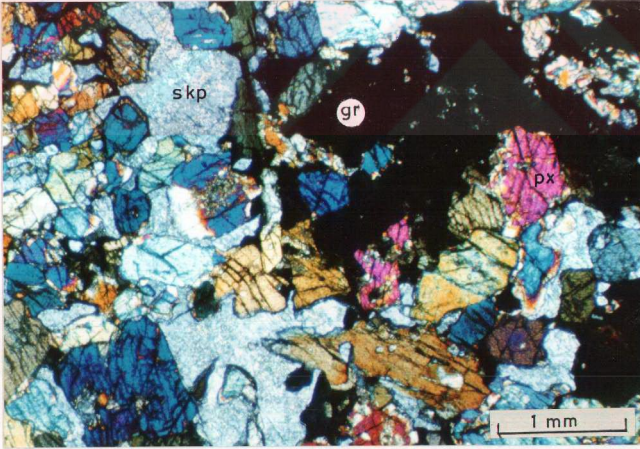
Şekil 5.1. Keban Metamorfitleleri'nin mermer birimi ile Yüksekova Karmaşığının diyorit birimi arasında, mermerler içerisinde gelişen granatlı zonun görünümü. Yukarı Mişelli Köyü 1km kuzeydoğusu.

5.1. Endoskarnlar

Diyorit grubu kayaçlar ile Keban Metamorfitlelerinin mermer biriminin oluşturduğu dokunak boyunca ve intrüzif kayaçlar içerisinde gelişmiştir. Intrüzif kayaç esas olarak; plajiyoklas + amfibol + piroksen (kline ve ortopiroksen) + kuvars + K- feldispat minerallerinden oluşmaktadır. Kalsit, klorit ve epidot mineralleri ikincil, sfen ve opak mineraller ise tali bileşenler olarak bu kayaçlar içerisinde sıkça görülmektedir. Mermer dokunağına yakın zonlarda bu mineral parçeciklerine ilave olarak; granat (grossüler, andradit), skapolit (mariyalit ?), olivin ve epidot (epidot - zoyisit) minerallerine rastlanmaktadır (Şekil 5.2 - 3). Diyorit grubu kayaçlarda meydana gelen mineralojik değişim kimyasal analiz sonuçlarına da yansımaktadır. Söz konusu kayaçlarda genelde yüksek değerlerde bulunan Ca ve Mg içeriği özellikle mermer dokunağına yakın bölgelerde daha da artmaktadır (Tablo 5.1). Ca ve Mg'un yüksek konsantrasyonlara ulaşması bu elementlerin tamamen mermerlerden kaynaklandığı şeklinde yorumlanabilir. Fe miktarı bazı örneklerde aşırı derecede zenginleşirken bazı örneklerde ise belirgin olarak tüketilmiştir. Bu durum, Fe'in bazı kısımlarda hareketlenip uzaklaşmasıyla açıklanabilir.



Şekil 5.2. Endoskarn zonunda görülen granat (gr), piroksen (px) ve skapolit (skp) minerallerinin mikroskopta görünümü. T.N. X 32



Şekil 5.3. Şekil 5.2' nin çapraz nikolde görünümü.

Endoskarnlarda; piroksen - granat skarn, piroksen - skapolit skarn ve epidot - granat skarn olmak üzere değişik skarn kayaçlarına rastlanmıştır. Bu çalışmada sistematik örnek alımı yapılmadığından skarn kayaçlarında meydana gelen zonlanma saptanamamıştır. Bu nedenle endoskarnlarda izlenen mineral topluluklarının mineralojik - petrografik özellikleri farklı zonlara ayrılmaksızın bu alt başlık içerisinde sunulmuştur.

Çalışma alanındaki endoskarn örneklerinin mineralojik - petrografik incelenmesi sonucu bunların; granat (grossüler - andradit), skapolit, epidot (epidot - zoyisit), klinopiroksen (diyopsit - hedenberjit ve fassayit), olivin, kalsit, sfen ve manyetit minerallerinden meydana geldiği görülmüştür.

Granatlar genellikle özşekilsiz kristaller halinde olup, yüksek rölyefe sahip olmaları ve izotrop özellikleriyle kolayca tanınmaktadır. Grossüler - andradit olduğu düşünülen granatların kahverengimsi bir renge sahip olmaları bunların grossüler türünde olduğunun belirtisi kabul edilmektedir. Endoskarn zonundan alınan granat örneğinin XRD metodu ile analizi yapılarak granatın türünün grossüler olduğu belirlenmiştir (Şekil 5.4)

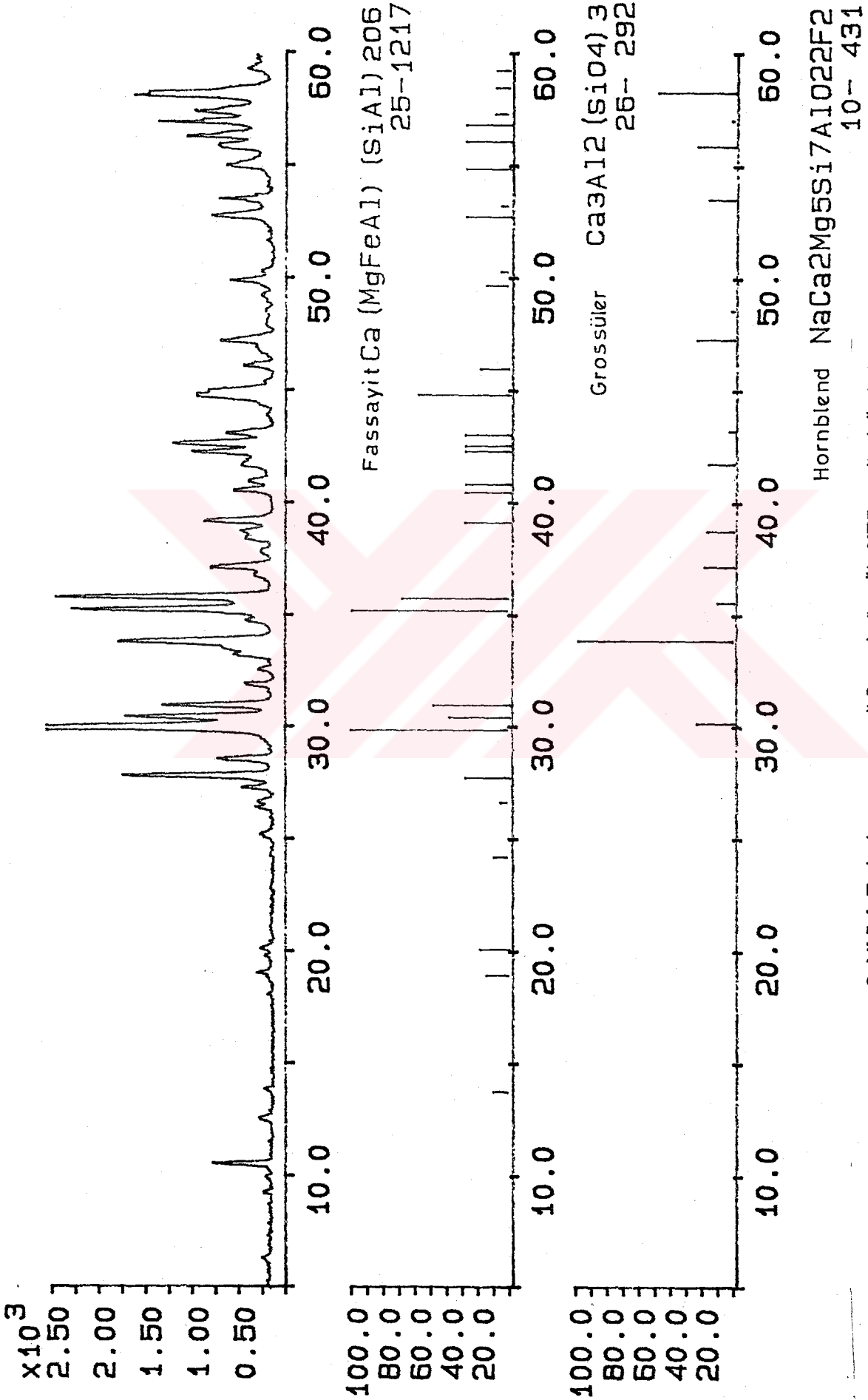
Piroksen minerali olarak renksiz ve yeşilimsi - mavimsi renklere sahip, eğik sönmeli ($32 - 44^\circ$), farklı bileşimdeki klinopiroksenler mevcuttur. Yeşilimsi - mavimsi pleokroyizma gösteren piroksenlerin diyopsit - hedenberjit serisine ait olduğu düşünülmektedir. Renksiz olanlar ise fassayit olmalıdır. Diyopsit - hedenberjit serisine ait olduğu düşünülen klinopiroksenlerde görülen şiddetli pleokroyizma özelliği mineraldeki artan Fe içeriği ile açıklanabilir. Bu durumda söz konusu mineralin ferrosalit ve / veya hedenberjit olma ihtimali daha yüksektir. Renksiz, kırılma indisi yüksek, tek yönlü dilinimlere sahip klinopiroksenler fassayit olarak tanımlanmıştır. Fassayit bileşimindeki klinopiroksenin varlığı XRD analiz sonuçları ile de kanıtlanmıştır (Şekil 5.4).

Skapolit grubu mineraller gerek endoskarnlarda gerekse ekzoskarnlarda yaygın olarak izlenmektedir. Yarıözşekilli ve özşekilsiz prizmatik - levhamsı kristaller halinde görülen skapolitler renksiz ve düşük - orta rölyefe sahiptirler. Çift kırması düşük (polarizasyon rengi gri), uzanım işareti kristalin düzgün kenarına paralel negatiftir. Tek optik eksenli (-), özellik sunan skapolitlerde yaygın olarak serizitleşme türü alterasyon görülmektedir.

Skapolit grubu mineraller mariyalit ile meyonit arasında her oranda karışabilen bir katı eriyik serisi oluştururlar. Na içeren mariyalit ile Ca içeren meyonit mineralleri ve bu iki uç bileşen arasında gelişen karışım minerallerinin ayırımında çift kırma değerleri arasında görülen farklılıktan yararlanılmaktadır. Çift kırma değeri Ca' lu uç bileşenlere doğru artmaktadır (Erkan, 1978). Çalışma

Tablo 5.1. Skarn zonu kayaçların ana ve iz element içerikleri

	SKARN ZONU KAYAÇLARI				
Örnek No:	4	6	9a	9b	114
SiO ₂	40.90	39.18	38.95	37.70	50.45
Al ₂ O ₃	25.08	17.92	16.95	17.11	0.57
FeO*	6.13	14.01	9.83	15.10	28.97
MgO	10.15	10.33	8.70	9.71	0.26
CaO	14.16	14.70	23.34	18.87	31.30
Na ₂ O	0.46	1.56	0.49	0.51	0.11
K ₂ O	0.04	0.44	0.11	0.17	0.02
TiO ₂	0.05	1.12	0.79	1.05	0.01
MnO	0.09	0.14	0.12	1.16	0.10
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
LOI	2.95	1.17	1.88	0.70	2.95
Toplam					
İz element					
Ni	99	88	23	27	9
V	32	591	105	216	3
Cu	11	51	5	35	-
Sc	2	269	364	48	6
Zn	32	65	30	65	6
Sr	257	219	62	247	14
Rb	1	4	2	2	4
Zr	15	39	197	91	6
Nb	-	4	4	3	2
Ba	24	79	176	57	64
Pb	1	-	-	2	-
Th	-	-	-	-	-
La	-	10	1	9	-
Ce	3	-	9	10	-
Nd	3	3	11	9	-
Y	2	15	24	24	6



Şekil 5.4. Endoskam zonuna ait 9a. nolu örneğin XRD analiz değerleri.

alanındaki skarn kayaçlarında görülen skapolit minerallerinde çift kırma değerlerinin düşük olması bunların mariyalit (?) olabileceklerini gösterir. Halbuki, kimyasal analiz sonuçlarından da anlaşılacağı gibi sözkonusu minerallerin oluştuğu ortam Ca bakımından oldukça zengindir. Bu koşullar mariyalitten ziyade meyonitin oluşmasına daha elverişlidir. Endoskarnlarda granat, piroksen ve skapolit minerallerinin birlikte büyümesi sözkonusudur.

İnceleme alanındaki diyorit grubu kayaçlarda olivin minerallerine hiç rastlanmadığı halde, endoskarn zonlarında (çalışma alanının KD' sunda Elazığ - Çemişgezek karayolu üzerinde) özşekilsiz, kırıklı, kırıklar boyunca yer yer serpantinleşmiş, canlı polarizasyon renklerine sahip olivin (forsterit ?) kristalleri görülmüştür. Bu durum, Mg bakımından fakir magmanın mermerleri özümlemesi sonucu Mg' ca zenginleşmesi şeklinde açıklanabilir. Bu nedenle, olivinin endoskarn kayaçlarında skarn minerali olarak oluştuğunu söylemek mümkündür.

Endoskarnlarda görülen epidot mineralleri özellikle mermer dokunağına yakın zonlarda oldukça yüksek değerlere ulaşmaktadır. Yukarımeşelli köyü yaklaşık 1 km KD' sunda intrüzif kayaç içerisinde granat ve kalsit mineralleri ile parajenez oluşturan epidotlar, el örneği düzeyinde yeşil renk tonlarıyla kolayca ayırt edilebilmektedir. Epidot minerallerinin mikroskopta incelenmesi sonucu bunların epidot - zoyisit oldukları saptanmıştır.

Kalsit minerali, mermerler içerisine sokulum yapan diyorit grubu kayaçlarda sıkça görülen bir mineraldir. Ancak mermer dokunağına yakın zonlarda kalsit miktarındaki artış belirginleşmektedir. Özşekilli, yarıözşekilli kristaller halinde bulunan kalsit mineralleri, kayaç içerisinde genellikle diğer minerallerin arasını dolduracak şekilde yerleşmiştir. Birbirlerini 75° açılarla kesen çift yönlü dilinimleri ve polisentetik ikizlenmeleri ile kolayca tanınmaktadır.

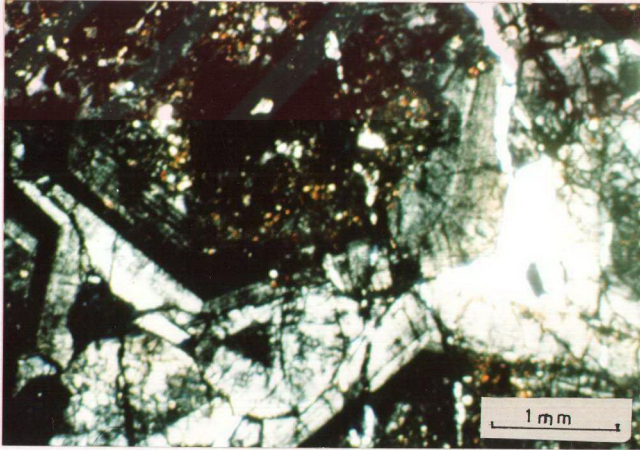
5.2. Ekzoskarnlar

Diyorit grubu kayaçların, içerisine sokulduğu mermerler ile oluşturduğu dokunakta ve mermerler içerisinde gelişmiştir. Mermerler esas olarak kalsit, dolomit ve az miktarda kuvars minerallerinden meydana gelmiştir. Intrüzif kayaç dokunağına yakın zonlarda bu minerallere ek olarak granat (andradit), skapolit, amfibol, piroksen (fassayit), epidot, sfen ve manyetit minerallerinden oluşumu söz konusudur. Bu zonda görülen minerallerin bir kısmı yukarıda belirtildiği gibi

endoskarnlarda da görülmektedir. Bu nedenle tekrardan kaçınmak amacıyla bazı minerallerin özelliklerine değinilmeyecektir.

Çalışma alanında görülen değişik türdeki skarn kayaçları içerisinde granatların en fazla bulunduğu kayaçlar ekzoskarnlardır. Makroskobik olarak kahverengi ve balmumu sarısı renklerde izlenen granatlar özellikle intrüzif dokunağa yakın kesimlerde yer yer 1 - 1.5 m.'ye ulaşan kalınlıkta bir zon oluşturmaktadır. Mikroskobik olarak granatlar genellikle özşekilli, anizotrop (optik anormal) ve zonlu bir yapı sunmaktadır (Şekil 5.5). Gerek mikroskobik incelemeler ve gerekse XRD analiz sonuçlarına (Şekil 5.6) göre ekzoskarnlardaki granatların andradit bileşiminde olduğu saptanmıştır. Andradit bileşimli granatın oluşabilmesi için gerekli olan Ca, içerisinde olduğu mermerlerde bol miktarlarda bulunurken, Fe ve bir miktar Si 'un sokulum yapan diyoritik kayaçlardan geldiği düşünülmektedir. Ekzoskarnlarda sıkça görülen bir diğer mineral de hornblend türündeki amfibollerdir. Bazı kesitlerde mermerleri oluşturan kalsit - dolomit kristalleri arasında gelişi güzel bir şekilde kristallenen hornblendler, bazen kalsit - dolomit kristalleri içerisinde kapantı olarak bulunmaktadır. Çift yönlü dilinimleri ve yeşil pleokroyizması tipiktir.

Skapolit, fassayit ve epidot (epidot - zoyisit) mineralleri endoskarnlarda görülenlere benzer özelliklere sahiptir.

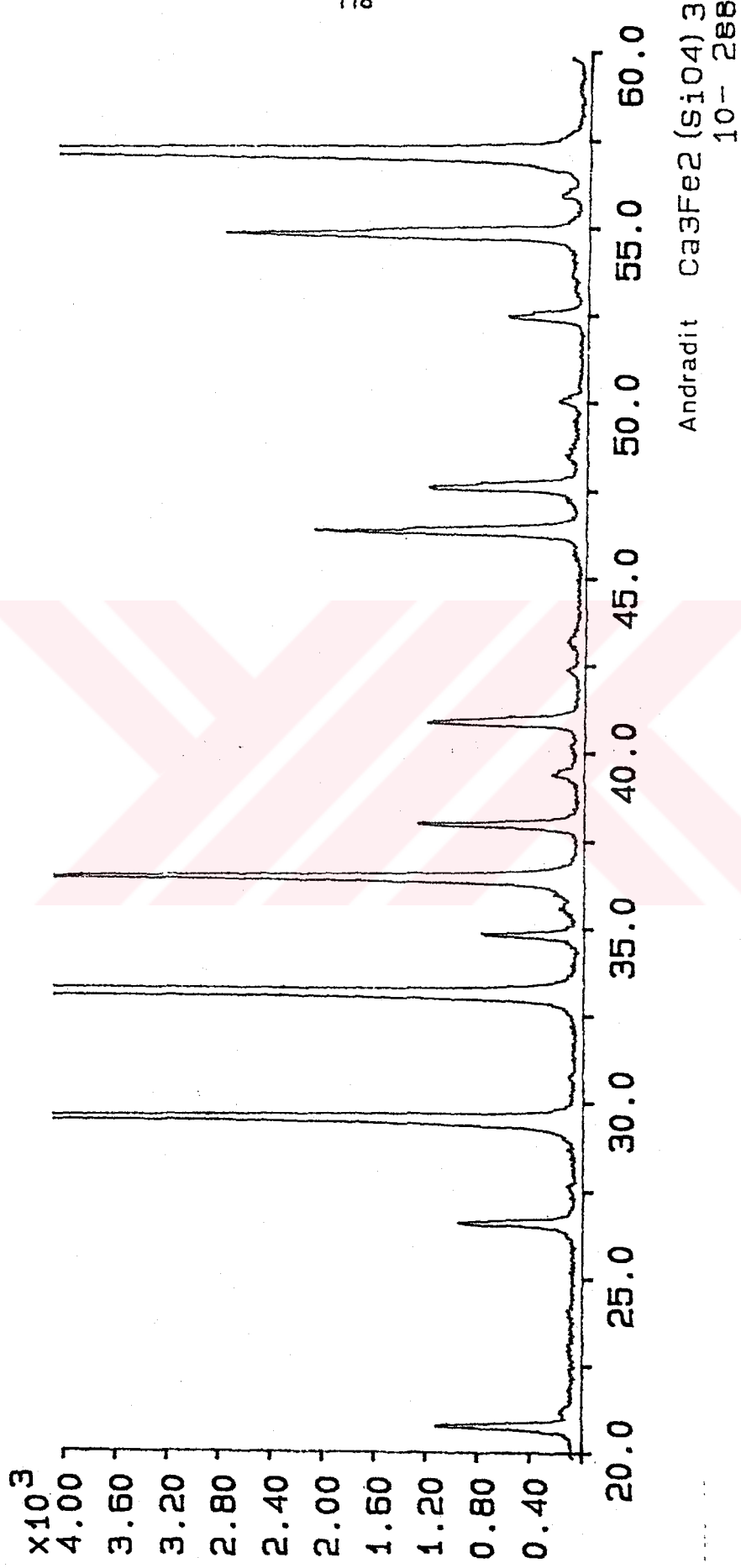


Şekil 5.6. Ekzoskarn zonundaki kayaçlarda izlenen zonlu granatların mikroskopta görünümü. Ç. N. X 32

Ekzokarn kayalar içerisinde masif, kuvvetli manyetik özelliğe sahip ve genelde granatlar ile beraber bulunan manyetit cevherleşmeleri görülmektedir. Ayrıntılı inceleme yapılmamakla birlikte cevherleşmenin ekonomik değerde olmadığı anlaşılmıştır.

Sfen (titanit) minerali mermerler içerisinde görülmemekle birlikte, ekzokarn zonlarında bol miktarda ve oldukça büyük kristalli sfen oluşumlarına rastlanmaktadır. Optik engebesi yüksek ve çoğunlukla özşekli kristaller halindedir.





Şekil 5.6. Ekzoskam zonuna ait 114 nolu örneğin XRD analiz değerleri.

6. SONUÇLAR

"Piran Köyü (Keban) çevresindeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri" konulu bu çalışmada elde edilen sonuçlar aşağıda maddeler halinde özetlenmiştir.

Çalışma alanındaki en yaşlı birim Keban Metamorfitleridir. Mermer ve Kalkfillit Formasyonlarından oluşan birimin Yüksekova Karmaşığı ile oluşturduğu dokunak bazı kesimlerde intrüzif bazı kesimlerde ise tektoniktir. Mermer litolojisindeki birim ile Yüksekova Karmaşığının diyorit birimi arasındaki dokunak intrüzif olup, dokunak boyunca gerek metamorfik ve gerekse magmatik kayaçlar içerisinde skarnlaşma meydana gelmiştir. Metamorfik birimin üst seviyelerini oluşturan Kalkfillit Formasyonu ise Yüksekova Karmaşığı üzerine bindirmeli olarak gelmektedir.

Çalışmanın asıl konusu olan Üst Kretase yaşlı Yüksekova Karmaşığı, diyorit, gabro, tonalit ve granodiyorit bileşimli derinlik, mikrotonalit, aplit ve lamprofir bileşimli yarıderinlik, spilitik bazalt, bazaltik andezit, andezit ve dasit gibi yüzey ve fliş özelliğindeki volkano - sedimenter kayaçlardan meydana gelmiştir.

Üst Triyas-Alt Kretase aralığında Bitlis-Pütürge ile Keban-Malatya Masifleri arasında gelişen okyanusal litosferin (Guleman - Kömürhan - Ispendere) Üst Kretase'de kuzeye doğru Keban-Malatya Masifleri altına daldığı ve bu dalmaya bağlı olarak gelişen dalma-batma zonu üzerinde Yüksekova Karmaşığı'na ait yay magmatizmasının olduğu belirlenmiştir. Keban Masifi'nin metamorfize olmasına neden olan bu yay magmatizması, kısmen okyanus, kısmen de kalın olmayan bir kıtasal kabuk üzerinde meydana gelmiştir.

Yüksekova Karmaşığı' na ait magmatik kayaçlar birbirini izleyen üç farklı evrede oluşmuştur. Birinci evrede bazik bileşimli derinlik ve yüzey kayaçları, ikinci evrede asit bileşimli derinlik ve yüzey kayaçları, üçüncü evrede ise aplit ve lamprofir bileşimli damar kayaçları oluşmuştur.

Yüksekova Karmaşığı' na ait değişik bileşimli kayaçlarda sıkça görülen epidot, klorit, tremolit - aktinolit gibi ikincil mineraller bu kayaçların düşük dereceli metamorfizma geçirdiklerini göstermektedir.

Çalışma alanından derlenen magmatik kayaçların kimyasal analizleri yapılarak, söz konusu kayaçlar kimyasal parametrelere göre sınıflandırılmış ve farklı kayaç grupları arasında kökensel ilişkinin olup olmadığı tesbit edilerek konumlandıkları jeotektonik ortam belirlenmiştir. Buna göre, Yüksekova Karmaşığı' nı oluşturan magmatik kayaçlar ada yayı magmatizması ürünü olup,

gerek derinlik ve gerekse yüzey kayaçları düşük - K toleyit özelliğindedir. Bazı diyagramlarda görülen kalkalkali seriye eğilim bu diyagramlarda kullanılan bileşenlerin ikincil olaylarla değişmiş olmasından kaynaklanmaktadır.

Yüksekova Karmaşığı' na ait diyorit, gabro, tonalit ve granodiyorit bileşimli derinlik kayaçları granitoyid kapsamına alınarak farklı jeotektonik ortamlarda oluşan granitoyidlerle karşılaştırılmış ve bunların ada yayında gelişen, toleyitik seriye ait, Kafem magma tipini belirleyen I - tipi granitoyidler olduğu görülmüştür.

Yüksekova Karmaşığı, SiO_2 içeriği biri düşük ($\text{SiO}_2 < \%60$), diğeri yüksek ($\text{SiO}_2 > \%70$) olan iki farklı magmatik kayaç grubundan meydana gelmiştir. Bu iki grup arasında ortaç değerlere sahip kayaçların olmayışı, bu kayaçların aynı magmadan itibaren katılaşmadıklarını göstermektedir. Ancak farklı bileşime sahip olmalarına karşın, bazı ana ve iz element içeriklerinin birbirine yakın değerlerde olması söz konusu bu kayaçların benzer kaynak malzemesinin farklı evrelerde farklı derecede kısmi ergimesi ile oluştuğunu işaret etmektedir.

Aplit ve lamprofir bileşimli yarı derinlik kayaçları ile çalışma alanındaki yüzey kayaçları arasında bir ilişkinin olmadığı görülmüştür. Söz konusu bu kayaçlar, tonalit bileşimli magmanın katılaşmasından arta kalan magmanın tonalit ve diyorit grubu kayaçlar içerisindeki kırık zonlarına yerleşmesi ile oluşmuştur.

7. KAYNAKLAR

- AKGÜL, B., 1987. Keban yöresi metamorfik kayaçlarının petrografik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi. F.Ü. Fen Bil. Ens., 60s. (yayımlanmamış).
- AKGÜL, M., 1987. Baskil (Elazığ) granitoidinin petrografik ve petrolojik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi. K.T.Ü. Fen Bil. Ens. 60s. (yayımlanmamış).
- AKGÜL, M., 1991. Baskil (Elazığ) granitoidinin petrografik ve petrolojik özellikleri. Yerbilimleri Geosound, 18, 67 - 78.
- AKPINAR, C., 1988. Çatalharman - Çömlek - Kurtoğlu (Elazığ KD'su) yöresinin Sedimentolojik Analizi. Yüksek Lisans Tezi, F.Ü. Fen Bil. Ens. (yayımlanmamış).
- AKSOY, E., 1988. Van ili Doğu - Kuzeydoğu yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Doktora Tezi. F.Ü. Fen Bil. Ens. 171s. (yayımlanmamış).
- ALTUNBEY, M., 1990. Koçkale - Elazığ Mangan yatakları. Yüksek Lisans Tezi. F.Ü. Fen Bil. Ens. 75s. (yayımlanmamış).
- ARCULUS, R.J., 1987. The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. In: S.D. Weaver and R.W. Johnson (editors), Tectonic controls on magma chemistry. Elsevier, 1 - 12, Amsterdam.
- ARNİ, P., 1937. Keban madeni jeolojisi hakkında muvakkat rapor. MTA Enst. Der. Rap. No 564 (yayımlanmamış).
- ARNİ, P., 1938. Fırat civarında Keban ili Aşutke arasında jeolojik tatikikat. MTA Enst. Der. Rap. No 569 (yayımlanmamış).
- ARNİ, P., 1939. Doğu Anadolu mücavir mıntikalarının tektonik anahtarları. MTA Enst. Yayını. Seri B, No 4.
- ASUTAY, H.J., 1985. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik incelenmesi. Doktora Tezi. A.Ü. Fen Bil. Enst. (yayımlanmamış) Ankara.
- ASUTAY, H.J., 1988. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve petrografik incelenmesi. MTA Dergisi. Sayı 107. Ankara.
- AVŞAR, N., 1983. Elazığ yakın Kuzeybatısında stratigrafik ve mikropaleontolojik araştırmalar. Doktora Tezi. F.Ü. Fen Bil. Enst. 84s. (yayımlanmamış).
- AYDOĞDU, S., 1991. Yitim zonlarındaki magmatizma . Yüksek Lisans Semineri. F.Ü. Fen Bil. Enst. 38s. (yayımlanmamış).
- BACON, C.R., 1990. Calk-alkaline, Shoshonitic and Primitive Tholeiitic Lavas from Monogenetic Volcanoes near Crater Lake, Oregon Jour. of Pet., 31, 135 - 166, Oxford.

- BAKER, P., 1978. Petrologie des lavas dans les zones de subduction. Girod, M., ed., "Les roches volcaniques petrologie et cadre structural" içinde. Doin ed Paris. 136 - 165.
- BAŞ, H., 1986. Sinop volkanitlerinin petrolojisi ve jeokimyası. TJK Bült., 29, 143 -156.
- BAŞ, H., POYRAZ, N. ve JUNG, D., 1992. Ulukışla - Çamardı (Niğde) magmatitlerinin petrografisi ve jeokimyası. TJK Bült., 35, 71 - 89.
- BAYKAL, F., 1966. 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası Sivas paftası izahnamesi. MTA Enst. Yayını. Ankara.
- BEYARSLAN, M. 1991. İspendere (Kale- Malatya) Ofiyolitlerinin Petrografik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi. F.Ü. Fen Bil. Enst. 57s. (yayımlanmamış).
- BİNGÖL, A.F., 1982. Elazığ - Pertek - Kovancılar arası volkanik kayaçların petrolojisi. F.Ü. Fen Fak. Dergisi, 1.9 - 21, Elazığ.
- BİNGÖL, A.F., 1984. Elazığ - Pertek - Kovancılar (Doğu Toroslar) yöresinin jeolojisi. Toros jeolojisi Uluslararası Simpozyumu, Tebliğler. Ankara.
- BİNGÖL, A.F., 1986. Petrographic and petrological characteristic of the Guleman ophiolite (Eastern Taurus - Turkey). Geosound, 13, 14, 41 - 56.
- BİNGÖL, A.F., 1988. Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ region (Eastern Taurus - Turkey). Jour. F.Ü. 3/2, 1-17.
- BOZTUĞ, D., 1986. Granitoidler. A. ERLER , ed., " Jeokimya Ortamlar " içinde, 93 - 176.
- BOZTUĞ, D., 1989. Granitoidler. MTA Yayını, 30, 138s.
- BÖLÜCEK, C., 1988. Baskil ve Kızıldağ (Elazığ) çevresinde dere kumlarının ağır mineral içeriği ve dağılımı. Yüksek Lisans Tezi. F.Ü. Fen Bil. Enst. 54s. (yayımlanmamış).
- BROWN, G.S., 1982. Calc - alkaline intrusive rocks; their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: R.S. Thorpe (edit.), Andesites. John Wiley and Sons, NY, 437 - 461, New York.
- BROWN, G.S., THORPE, R.S., WEBB, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arc and comment on magma sources. J. Geol. Soc., 141 - 426, London.
- CHAPPELL, B.W. ve WHITE, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pac. Geol., 8, 173 - 174.

- COLLINS, W.J., BAMS, S.D., WHITE, A.J.R. ve CHAPPELL, B.W., 1982. Nature and origin of A - type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 189 - 200.
- CONDIE, K. C., 1982. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Pergamon Press, Oxford, 310 p.
- ÇETİNDAG, B., 1985. Palu - Kovancılar (Elazığ) dolayının hidrojeoloji incelemesi. Yüksek Lisans Tezi. F.Ü. Fen Bil. Ens. 117s. (yayınlanmamış).
- ÇETİNDAG, B., 1989. Elazığ - Örençay Havzasının Hidrojeoloji incelemesi. Doktora Tezi, F.Ü. Fen Bil. Ens., (yayınlanmamış), 270s.
- DEBON, F. ve Le FORT, P., 1982. A chemical - mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *Trans. R. Soc. Ed. Earth Sci.* 73, 135 - 148.
- DEBON, F. ve Le FORT, P., 1988, A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: Principles, method, applications. *Bull. Mineral.*, 5, 111, 493 - 510.
- EDWARDS, R. ve ATKINSON, K., 1986. *Ore deposit geology*. Chapman and Hall, 443s. London.
- EINAUDI, M.J. ve BURT, D.M., 1982. A special issue devoted to scarn deposits (introduction - terminology, classification and composition of scarn deposits), *Econ. Geol.*, 77th. Anniv. Vol. 745 - 754.
- E.İ.E., 1972. Keban projesi rezervuar sol sahili muhtemel su kaçak yollarının araştırılması. E.İ.E., Rap. no. 72 - 79.
- ERDOĞAN, T., 1975. Gölbaşı yöresinin jeolojisi. TPAO Arşivi Rap. No. 229 (yayınlanmamış) Ankara.
- ERKAN, Y., 1978. Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta İncelenmeleri. Hacettepe Univ. Yayınları, A, 26, 497s.
- EWART, A., 1979. A Review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In *trodhjemites, dacites and related rocks* (F. BARKER, ed.), Elsevier, Amsterdam, 13 - 121.
- EWART, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary - Recent orogenic volcanic rocks: With special reference to the andesitic - basaltic compositional range. In: R.S. Thorpe (ed.), *andesites*. John Wiley and Sons, NY, 25 - 87, New York.

- EWART, A., TAYLOR, S.R., 1969. Trace element gechemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, Pheocryst data Contrb. Mineral. Petrol., 22,127.
- HEMPTON, R.M. ve SAVCI, G., 1982. Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özellikleri. T.J.K. Bült., 25,2. 143 - 151 Ankara.
- HEMPTON, R.M., 1983. Sivrice yöresinde Bitlis süturu kuzey kenarının yapısı ve tektonik anlamı. Toros jeolojisi Uluslararası Simpozyumu özler. Ankara.
- HEMPTON, R.M., 1984. Results of detailed mapping near lake Hazar (E. Taurus Mountains). Tekeli, O. and Göncüoğlu, Eds., "Geology of the Taurus Belt" içinde. 223 - 228.
- IRVINE, T.N. ve BARAGER, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Jour. Earth Scien. 8,523 - 548.
- ISHIHARA, S., 1977. The magnetite - series granitic rocks. Mining Geology. 27, 293 - 305.
- KARABULUT, N., 1988. Baskil Kuzeyi Hacımustafa Köyü ve Çevresinin Ayrıntılı Jeolojik İncelemesi. Yüksek Lis. Tezi, F.Ü. Fen Bil. Ens., 50s. (yayımlanmamış)
- KAY, S.M., KAY, R.W. ve CITRON, G.P., 1982. Tectonic controls on tholeiitic and calc - alkaline magmatism in the Aleutian arc. Journal of Geophysical Research, 87, 5, 4051 - 4072.
- KETİN, İ., 1946. Elazığ - Palu ve Pertek yörelerinin jeolojik etüdüne ait rapor. MTA Enst. Der. Rap., No 1708 (yayımlanmamış).
- KILIÇ, E., 1987. Haroğlu Dağı (Elazığ) çevresinin ayrıntılı incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, F.Ü. Fen Bil. Enst. (yayımlanmamış).
- KIPMAN, E., 1976. Keban'ın jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi. Doçentlik Tezi. İst. Üniv. (yayımlanmamış), İstanbul.
- KIPMAN, E., 1981. Keban'ın jeolojisi ve Keban şaryajı. İst. Üniv. Yerbil. Derg., 1,1 - 2, 75 - 81, İstanbul.
- KIPMAN, E., 1983. Keban Volkanitlerinin Petrolojisi. İ.Ü. Yerbilimleri Derg., 205 - 230.
- KUMBASAR, İ., 1964. Keban bölgesindeki cevherleşmelerin petrografik ve metalojenik etüdü. MTA Enst. Der. Rap., No 2227, (yayımlanmamış).
- KUNO, H., 1966. Lateral variations of basaltic magma across continental margins and island arcs. Can. Geol. Surv., 66 - 15, 317 - 315.
- KÜRÜM, S., 1987. Keban ilçe merkezi çevresinin tektonik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi. F.Ü. Fen Bil. Enst., 52s., (yayımlanmamış).

- Le BAS, M.J., Le MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. ve ZANETTIN, B., 1986. A Chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali - Silica diagram. *Journ. of Petrol.* 27, 745 - 750.
- MAC DONALD, G.A. ve KATSURA, J., 1964. Chemical composition of Hawaiian Lavas. *Journal of petr.*, 5, 82 - 133.
- METİN, S., 1969. Elazığ K44a₃ ve K44a₄ paftalarının jeolojisi. MTA Enst. Der. Rap. No 5035. (yayımlanmamış).
- MITROPOULUS, P., TARNEY, V., SAUNDERS, A.D. and MARSH, N. G., 1987. Petrogenesis of Cenozoic Volcanic Rocks from the Aegean Island Arc. In: S.D. WEAVER and R.W. JOHNSON (edits.), *Tectonic Controls on Magma Chemistry*, Elsevier, Amsterdam, 177- 193.
- MIYASHIRO, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, 274, 321 - 355.
- MESCHEDE, M., 1986. A method of discriminating between types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56.
- MULLEN, E. D., 1983. MnO / TiO₂ / P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and its implications for petrogenesis. *Earth Planet Sci. Lett.*, 62, 53 - 62.
- NAZ, H., 1979. Elazığ - Palu dolayının jeolojisi. TPAO Arşivi Rap. No 1360, (yayımlanmamış).
- NELSON, C. and HIBBARD, M. J., 1976. A mode - modified norm calculation for igneous and metamorphic rocks. *Geological Society of Amer., Abstracts with Programs*, 8, 398 - 399.
- OLGUN, K., 1987. Baskil Kuzeybatısında Munzuroğlu çevresinin ayrıntılı jeolojik incelemesi. Yüksek Lisans Tezi, F.Ü. Fen Bil. Enst., 68s., (yayımlanmamış).
- ÖZGÜL, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. *TJK Bült.*, 19, 1, 65-78, Ankara.
- ÖZGÜL, N. ve TURŞUCU, A., 1983. Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurides). *International Symposium*, 173 - 181.
- ÖZKAYA, İ., 1978. Ergani-Maden Yöresinin Stratigrafisi. *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 17, 1, 51-71.
- ÖZKUL, M., 1982. Güneyçayırı (Elazığ) bölgesinin sedimentolojisi. Yüksek Lisans Tezi. Ankara Üniv., (yayımlanmamış).

- ÖZKUL, M., 1988. Elazığ batısında Kirkgeçit formasyonu üzerinde sedimentolojik incelemeler. Doktora Tezi. F.Ü. Fen Bil. Enst. 186s. (yayımlanmamış).
- ÖZKUL, M. ve ÜŞENMEZ, Ş., 1986. Elazığ Kuzeydoğusunda Eosen derin deniz konglomeralarının sedimentolojik incelenmesi. Gazi Üniv. Müh. Mim. Fak. Dergisi, 1,2, 53 - 73.
- PEARCE, J.A., 1976. Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts. Journ. of Petrology, 17,1, 15 - 43.
- PEARCE, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Edit), Andesites, John Wiley and Sons. New York, NY, pp. 525 - 548.
- PEARCE, J. A. ve CANN, J.B., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet Sci. Lett., 19, 290 - 300.
- PEARCE, J. A., ALABASTER, T., SHELTON, A. W. and SEARLE, M. P., 1981. The Oman Ophiolite as a Cretaceous Arc - basin Complex ; evidence and implications. Phil. Trans. R. Soc. A 300, 299 - 317
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.W. ve TINDLE, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25, 956 - 983.
- PERFIT, M.R., GUST, D.A., BENCE, A.E., ARCULUS, R.J. ve TAYLOR, S.R., 1980. Chemical characteristics of island - arc basalts: Implications for mantle sources. Chemical Geology, 30, 227 - 256.
- PERİNÇEK, D., 1979a. Palu - Karabegan - Elazığ - Sivrice - Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları. TPAO Arşivi Rap. No 1361 (yayımlanmamış), Ankara.
- PERİNÇEK, D., 1979b. The geology of Hazro - Korudağ - Çüngüş - Maden - Ergani - Hazar - Elazığ - Malatya area. Guide Book, TJK Yayını, Ankara.
- PERİNÇEK, D. ve ÖZKAYA, İ., 1981. Arabistan kıtası kuzey kenarının tektonik evrimi. Yerbilimleri, 8, 91 - 101.
- PERİNÇEK, D. ve KOZLU, H., 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin - Elbistan - Doğanşehir region (E. Taurus): Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. eds., "Geology of the Taurus Belt" içinde, 181 - 198.
- PITCHER, W.S., 1983. "Granite: Typology, Geological Environment and Melting Relationships". In Atherton, M.P. and Gribble, C.D. (eds). Migmatites, Melting and Metamorphism, Shiva Geol. Series. Nantwich, 277 - 285.

- SAĞIROĞLU, A., 1984. Akdağmadeni, Yozgat cevherleşmelerinde görülen değişik skarn oluşuklarının özellikleri ve irdelenmesi. T.J.K. Bült., 27, 1, 69 - 80.
- SAĞIROĞLU, A., 1986. Kızıldağ - Elazığ cevherleşmelerinin özellikleri ve kökeni. Jeol. Müh. Bült., 29, 5 - 13.
- SAĞIROĞLU, A., 1992. Pertek - Demürek (Tunceli) skarn tipi manyetit ve ilişkili bakır cevherleşmeleri. TJK Bült., 35, 63 - 70.
- SAĞIROĞLU, A. ve PRESTON, R.M.F., 1987. Ore mineralogy of Kızıldağ Pb - Zn veins - with a special emphasis on the composition of the tetrahedrites. F.Ü. Fen Bil. Enst. Derg., 2, 2, 83 - 94.
- STRECKEISEN, A., 1967. Classification of igneous rocks according to composition. Amer. Geol., 229 - 231.
- SUNGURLU, O., PERİNÇEK, D., KURT, Ç., TUNA, E., DÜLGER, S., ÇELİKDEMİR, E. ve NAZ, H., 1985. Elazığ - Hazar - Palu alanının jeolojisi. Petrol İşleri Gen. Müd. Derg., 29, 83 - 191.
- ŞAŞMAZ, A. ve SAĞIROĞLU, A., 1990. Billurik Dere (Elazığ) Cevherleşmelerinin Özellikleri ve Kökeni. M.T.A Derg., 110, 45 - 54.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1983. Türkiye'de Neotetis'in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım. Türkiye Jeol. Kur., Yerbil. Özel Dizisi, 1, 75s.
- TATAR, Y., 1987. Elazığ bölgesinin tektonik yapıları ve Landsat fotoğrafları üzerinde yapılan bazı gözlemler. Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bült., 14, 295 - 308.
- TOLUN, N., 1955. Elazığ - Keban - Çemişgezek ve Pertek bölgesinin jeolojik etüdü. MTA Enst. Der. Rap. No. 2227 (yayımlanmamış).
- TOKEL, S., 1979. Erzurum - Kars yöresinde Neojen çöküntüsüyle ilgili volkanizmanın incelenmesi. Doçenlik Tezi, K.T.Ü., (yayımlanmamış), 107s.
- TOKEL, S., 1981. Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeokimya; Türkiye'den örnekler. Yeryuvarı ve İnsan, 6, 3 - 4, 53 - 65.
- TUNA, E., 1979. Elazığ - Palu - Pertek bölgesinin jeolojisi: TPAO Rap. No. 1362 (yayımlanmamış).
- TURAN, M., 1984. Baskil - Aydınlar yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Doktora Tezi. F.Ü. Fen Ed. Fak. (yayımlanmamış).

- TURAN, M., AKSOY, E. ve BİNGÖL, A.F., Doğu Toroslar'ın Jeodinamik Evriminin Elazığ Civarındaki Özellikleri. Hacettepe Üniversitesi'nde Yerbilimlerinin 25. Yılı Symp. (Baskıda).
- TÜRELLİ, T. K., 1991. Geology, Petrography and Geochemistry of Ekecikdağ Plutonic Rocks (Aksaray region - Central Anatolia). M.E.T.U., Ph. D. Thesis, (unpublished), 194p.
- TÜRKMEN, İ., 1988. Palu - Çaybağı (Elazığ doğusu) yöresinin Sedimentolojik incelenmesi, Yüksek Lis. Tezi, F.Ü. Fen Bil. Ens., (yayımlanmamış), 79s.
- TÜRKMEN, İ., 1991. Elazığ doğusunda Çaybağı Formasyonu (Üst Miyosen - Pliyosen ?) stratigrafisi ve sedimentolojisi. Türkiye Jeol. Bült., 34,1, 45 - 53.
- VALLANCE, T.G., 1974. Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. J.Petrol., 15, 79 - 96.
- WEAVER, S. D., GIBSON, I. L., HOUGHTON, B. F. and WILSON, C.S.N., 1990. Mobility of rare earth and other elements during crystallization of peralkaline silicic lavas. Jour. of Volcanology and Geothermal Research, 43, 57 - 70.
- WHITE, A.J.R. ve CHAPPELL, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, 7 - 22.
- WILKINSON, J. F. G., 1986. Classification and average chemical compositions of common basalts and andesites. Jour. of Petrology, 27, 1, 31 - 62
- WINCHESTER, J.A. ve FLOYD, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., 20, 325 - 343.
- WYLLIE, P. J., 1982. Subduction products according to experimental prediction. Geol. Soc. Amer. Bull., 93, 468 - 476.
- YAZGAN, E., 1981. Doğu Toroslarda etkin bir Paleo - kıta kenarı etüdü (Üst Kretase - Orta Eosen). Hacettepe Üniv. Yerbilimleri, 7, 83 - 104.
- YAZGAN, E., 1983. A geotraverse between the Arabian platforme and the Munzur Nappes. Int. Symp. on the Geology of the Taurus Belt. Field Guide Book, Excursion y., Ankara.
- YAZGAN, E., 1984. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. Int. Symp. the geology of the Taurus Belt. Bildiriler, 199 - 208, Ankara.
- YAZGAN, E., MİCHARD, A., WHITECHURCH, H. et MONTGNY, R., 1983. Le Touros de Malatya (Turquie orientale) élément de la suture sud-téthysienne, Bull. Soc. Geol. France, 25, 1, 59 - 69.
- YAZGAN, E. ve CHESSEX, R., 1991. Geology and Tectonic Evolution of the Southeastern Taurides in the region of Malatya. TPJD Bült. 3,1, 1 - 42.