

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

KARAURGAN (SARIKAMIŞ-KARS) GABROYİK PEGMATİTLERİNİN
MİNERALOGİ VE PETROLOJİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Müh. Esin YALÇIN DURMAZ

MART 2022
TRABZON



**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**KARAURGAN (SARIKAMIŞ-KARS) GABROYİK PEGMATİTLERİNİN
MİNERALOJİ VE PETROLOJİSİ**

Jeoloji Müh. Esin YALÇIN DURMAZ

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
“JELOJİ YÜKSEK MÜHENDİSİ”
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 17/02/2022
Tezin Savunma Tarihi : 25/03/2022**

Tez Danışmanı : Dr. Öğr. Üyesi Hasan KOLAYLI

Trabzon 2022

ÖNSÖZ

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanan bu çalışmada, Karaorgan (Sarıkamış-Kars) Gabroyik Pegmatitlerinin Mineralojisi ve Petrolojisi'nin araştırılması amaçlanmıştır.

Çalışmalarım boyunca bilgi, tecrübe ve desteklerini benden esirgemeyen hocam Sayın Dr. Öğr. Üyesi Hasan KOLAYLI'ya içtenlikle teşekkür ederim.

Nümunelerimin XRD ve jeokimyasal analizlerinin İTÜ laboratuvarlarında gerçekleştirilmesini sağlayan Sayın Prof. Dr. Emin ÇİFTÇİ'ye, LA mikrokimyasal analizlerimin gerçekleştirilmesini sağlayan İstanbul Üniversitesi'nden Sayın Doç. Dr. Namık AYSAL'a, konu hakkında önerilerde bulunan hocam Sayın Prof. Dr. Mehmet ARSLAN'a içtenlikle teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım sırasında yardımlarını gördüğüm Isısu köyü sakinlerine, ince ve parlak kesit laboratuvar çalışmalarına yardımcı olan Mak. Müh. Murat KAYIKÇI ve yazım sırasında yardımcı olan Arş. Gör. Bahrican Ar'a da ayrıca teşekkürü borç bilirim.

Bilime duydukları saygılarıyla ve ilgileriyle akademik hayatıma başlamama ve çalışma heyecanımı hep taze tutmama vesile olan, maddi manevi her türlü desteğini benden esirgemeyen babam Durmuş YALÇIN'a ve annem Songül YALÇIN'a içten teşekkürlerimi sunarım.

Esin YALÇIN DURMAZ
Trabzon, 2022

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum “Karaorgan (Sarıkamış-Kars) Gabroyik Pegmatitlerinin Mineraloji ve Petrolojisi” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Dr. Öğr. Üyesi Hasan KOLAYLI'nın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri/örnekleri kendim topladığımı, deneyleri/analizleri ilgili laboratuvarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 25.03.2022

Esin YALÇIN DURMAZ

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET	VII
SUMMARY	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ	IX
TABLolar DİZİNİ.....	XI
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş	1
1.2. İnceleme Alanının Konumu, İklimi ve Coğrafik Özellikleri.....	1
1.3. Bölgesel Jeoloji.....	2
1.4. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı	6
1.5. Konu ile İlgili Öncel Çalışmalar.....	7
1.5.1. Yerel ve Bölgesel Jeolojik Öncel Çalışmalar	7
1.5.2. Pegmatit ve Oluşumları ile İlgili Öncel Çalışmalar.....	8
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	10
2.1. Materyal ve Yöntemler	10
2.1.1. Arazi Çalışmaları	10
2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları	10
3. BULGULAR.....	11
3.1. Çalışma Alanının Jeolojisi.....	11
3.1.1. Parmakdere (Sarıkamış-Kars) Ultramafik/Mafik Masifi (PUMM) ve Civarının Genel Jeolojisi	11
3.1.2. İnceleme Alanının Genel Jeolojisi.....	12
3.2. Petrografi	13
3.2.1. Peridotitler	13
3.2.1.1. Harzburjit.....	14
3.2.1.2. Dünit	17
3.2.2. Gabroyik Kayaçlar.....	19
3.2.2.1. Bantlı Gabrolar	19
3.2.2.2. İzotropik Gabro.....	22

3.2.2.3.	Pegmatitik Gabrolar/Gabro Pegmatitler	24
3.3.	Gabro Pegmatit/Pegmatitik Gabro XRD Analizleri	28
3.4.	Mineral Kimyası	32
3.4.1.	Plajiyoklas Mineral Kimyası	32
3.4.2.	Piroksen Mineral Kimyası	35
3.5.	Jeokimya	36
3.5.1.	Giriş	36
3.5.2.	Tüm Kayaç Ana Oksit ve İz Element Jeokimyası	37
3.5.2.1.	Gabrolar	37
3.5.3.	NTE ve İz Element Jeokimyası	43
4.	TARTIŞMA VE SONUÇLAR	45
5.	KAYNAKLAR	47
ÖZGEÇMİŞ		

Yüksek Lisans Tezi

ÖZET

KARAURGAN (SARIKAMIŞ-KARS) GABROYİK PEGMATİTLERİNİN
MİNERALOJİ VE PETROLOJİSİ

Esin Yalçın DURMAZ

Karadeniz Teknik Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Anabilim Dalı

Danışman: Dr. Öğr. Üyesi Hasan KOLAYLI

2022, 52 Sayfa

Karaorgan (Sarıkaş/Kars) bölgesinde yer alan Gabro Pegmatitler 5-30 cm kristal tane boyuna sahip magmatik kayalar olup bantlı gabro sınırları boyunca dünitik sepantinitler içerisinde yüzeylenirler. Pegmatitler 1x3 ila 5-10 m lik küçük stokçuklar şeklinde mostra verirler. Mineralojik anlamda çevrede yüzeylenen bantlı gabrolardan farklı, fakat izotropik gabrolar ile benzer özellik sunarlar. Ancak izotropik gabrolardan farklı olarak da yer yer yoğun natrolit içerirler. Petrokimyasal olarak sahada diğer iki farklı gabroyik kayalar ile karşılaştırılmış olan gabroyik pegmatitler düşük SiO₂ ve yüksek MgO değerlerine (yüksek Mg#) sahiptirler. Co içeriklerinin düşük olması nedeniyle manto türevli oldukları anlaşılmıştır. Tüm jeokimyasal özellikler, bu kayaların toleyitik karakterli olduğu ve K-ca fakir bir tüketilmiş manto kaynağından türemiş olduklarına işarettir. Tüm bunlar tüketilmiş bir manto kaynağından tekrar kısmi ergime yoluyla oluşabileceğini gösterir. Kayalar, çoklukla yüksek Nb/La (>1.5) değerleri göstermekte ve litosferik manto türevli ergiyikten ziyade OIB-benzeri astenosferik manto ergiyikleriyle uyumludurlar. Eu/Eu* değerleri, 1.66 ila 2.58 arasında değişmekte olup fraksiyonel kristallenme olayının hemen hemen hiç etkili olmadığına işaret eder. Kayalar, göreceli olarak yüksek Sr ve düşük Ağır Nadir Toprak Element (ANTE) içerikleriyle tipik ada yayı ortamında türeyen kayaları andırırlar. Kayaların Hafif Nadir Toprak Element (HNTE) içerikleri ANTE lere göre kısmen zenginleşmiş ve Yüksek Alan Enerjili Siderofil Elementlerce (YAESE) (Nb) tüketilmişlerdir. Tüm bu özellikler, kayaların yitim ortamında (SSZ) geliştiklerine işaret etmektedir. Kayaların tektonik ayırtman diyagramlarındaki konumları bu bulguyu destekler durumdadır.

Anahtar Kelimeler: Gabro Pegmatit, NTE, LA, toleyitik, tüketilmiş manto kaynağı, SSZ

Master Thesis

SUMMARY

MINERALOGY AND PETROLOGY OF THE GABBROIC PEGMATITES
FROM KARAURGAN (SARIKAMIŞ-KARS)

Esin Yalçın DURMAZ

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Geological Engineering Program
Supervisor: Dr. Hasan KOLAYLI
2022, 52 Pages

Gabbro pegmatites located in Karaurgan (Sarıkamış/Kars) region are igneous rocks with a crystal grain size of 5-30 cm and crop out in dunitic serpentinite along the banded gabbro borders. Pegmatites outcrop in the form of small stockpiles of 1-3 to 5-10 m. Mineralogically, they differ from the banded gabbros outcropping in the environment, but they offer similar features to isotropic gabbros. However, unlike isotropic gabbro, they occasionally contain natrolite intensely. The gabbroic pegmatites, which were petrochemically compared with two other gabbroic rocks in the field, have low SiO₂ and high MgO values (high Mg#). Their low Co contents indicate that they are mantle derived. All geochemical features indicate that these rocks are tholeiitic and are derived from a potassium-poor depleted mantle source. All chemical data indicate that these gabbro pegmatites can be formed again by partial melting from a depleted mantle source. These rocks often show high Nb/La (>1.5) values and are more compatible with OIB-like asthenospheric mantle melts rather than lithospheric mantle-derived melts. Eu/Eu* values range from 1.66 to 2.58, indicating that fractional crystallization was not effectively work on those pegmatites. Relatively high Sr and low Heavy Rare Earth Element (ANTE) contents indicate that resemble rocks that are derived in a typical island arc environment. The light rare earth element (LREE) contents of the rocks were partially enriched compared to heavy rare earth (HREE) and were consumed by high field strength siderophile elements (HFSE, i.e., Nb). All these geochemical features and tectonic discrimination diagrams support this finding.

Key Words: Gabbro Pegmatite, REE, LA, tholeiitic, depleted mantle source, SSZ

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.	Çalışma alanının yer bulduru haritası..... 2
Şekil 2.	Gondvana ve Avrasya plakaları arasında konumlanan Anadolu plakacıkları ile kıvrım kuşakları..... 3
Şekil 3.	Türkiye ve yakın çevresinin tektonik haritası 4
Şekil 4.	Türkiye (Anadolu) tektonik birlikleri haritası..... 5
Şekil 5.	Çalışma alanının detay jeolojik haritası 12
Şekil 6.	Çalışma alanının jeolojik dikme kesiti 13
Şekil 7.	Çalışma alanında yer alan peridotitlerin modal sınıflaması..... 15
Şekil 8.	Harzburjitin polarizan mikroskoptaki görüntüsü 16
Şekil 9.	Dünit (serpantinit), bantlı gabro, izotrop gabro ve gabro pegmatit birlikteliği 17
Şekil 10.	Serpantinit (eski dünit) örneğinin polarizan mikroskoptaki görüntüsü..... 18
Şekil 11.	Bantlı gabroların arazideki görünüşleri 20
Şekil 12.	Bantlı gabrolarda koyu-açık renkli mineral araldanması 21
Şekil 13.	Bantlı gabroların polarizan mikroskoptaki görüntüleri 21
Şekil 14.	İzotropik gabroların polarizan mikroskoptaki görünüşleri 23
Şekil 15.	Serpantinit içerisinde Gabro Pegmatit ve İzotropik Gabro stokları 25
Şekil 16.	Serpantinit içerisine yerleşen Pegmatit stokları 26
Şekil 17.	Pegmatit içerisinde plajiyoklas (natrolitleşmiş) ve enstatit megakristalleri 27
Şekil 18.	Pegmatitik gabroların polarizan mikroskoptaki görüntüsü 27
Şekil 19.	Parlatılmış Gabro Pegmatit içerisinde XRD analizi yapılan mineraller 29
Şekil 20.	Gabro Pegmatit içerisinde seçilmiş minerallerin XRD çözümlenmeleri 30
Şekil 21.	Gabro Pegmatit içerisinde seçilmiş minerallerin XRD çözümlenmeleri 31
Şekil 22.	İzotropik gabro ve Pegmatitik gabrolara ait plajiyoklas ayırtman diyagramı..... 35
Şekil 23.	İzotropik gabro ve Pegmatitik gabrolara ait piroksen ayırtman diyagramı..... 36
Şekil 24.	Bantlı, İzotrop ve Pegmatitik gabroların FeO-(Na ₂ O+K ₂ O)-MgO diyagramındaki dağılımları 40
Şekil 25.	Bantlı, İzotrop ve Pegmatitik gabroların (Ti/100)- Zr- Y*3 diyagramındaki dağılımları 40

Şekil 26.	Bantlı, İzotrop ve Pegmatitik gabroların (Y/15)-(La/10)-(Nb/8) diyagramındaki dağılımları	41
Şekil 27.	Bantlı, İzotrop ve Pegmatitik gabroların Nb/La-La/Yb diyagramındaki dağılımları	42
Şekil 28.	Bantlı, İzotrop ve Pegmatitik gabroların Th-Co diyagramındaki dağılımları	42
Şekil 29.	Bantlı gabroların C1 kondrite normalleşmiş NTE (solda) ve MORB a normalleşmiş İz Element dağılımları (sağda).....	43
Şekil 30.	İzotropik gabroların C1 kondrite normalleşmiş NTE (solda) ve MORB a normalleşmiş İz Element dağılımları (sağda).....	43
Şekil 31.	Pegmatitik gabroların C1 kondrite normalleşmiş NTE (solda) ve MORB a normalleşmiş İz Element dağılımları (sağda).....	43
Şekil 32.	Bantlı, İzotrop ve Pegmatitik gabroların C1 kondrite normalleşmiş NTE (solda) ve MORB a normalleşmiş İz Element toplu dağılımları (sağda).....	44
Şekil 33.	Karaorgan Pegmatitik Gabrolarının gelişiminde düşünülen jeotektonik model.....	46

TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. Peridotitlerin (harzburjit ve dünit) modal analiz sonuçları	14
Tablo 2. Gabro Pegmatit megakristallerinde yapılan XRD analizlerine ait değerlendirmeler.....	29
Tablo 3. Gabro Pegmatitlere ait plajiyoklasların mikrokimyasal analizleri.....	33
Tablo 4. İzotropik gabrolara ait plajiyoklasların mikrokimyasal analizleri	34
Tablo 5. Bantlı ve izotropik gabrolara ait toplam kayaç ana oksit kimyasal analiz değerleri	38
Tablo 6. Pegmatitik Gabrolara ait toplam kayaç ana oksit kimyasal analiz değerleri.....	38
Tablo 7. Bantlı, İzotropik ve Pegmatitik Gabrolara ait İz ve NTE kimyasal analiz değerleri	39

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Bu çalışma, Doğu Pontid Güney Zonu ile Anatolid tektonik kuşakları arasında, Erzurum ve Kars illerinin ortak noktasında yer alan peridotitler ile ilişkili gabroyik pegmatitleri konu edinmiştir. Yapılan çalışmada pegmatitlerin mineralojisi, petrolojisi başta olmak üzere, çevre kayalar ile olan diğer (tektonik, jeokimyasal vb) ilişkileri ele alınmıştır.

1.2. İnceleme Alanının Konumu, İklimi ve Coğrafik Özellikleri

İnceleme alanı Kars'ın Sarıkamış ilçesine bağlı Karaorgan bucağı sınırları içerisinde, Isısu Köyünün kuzeybatısında yer alır. Saha, yaklaşık 1 km² lik bir alanı kapsar. Karaorgan'a 8, Sarıkamış ilçe merkezine 29, Kars şehir merkezine 80 km uzaklıktadır (Şekil 1).

Sarıkamış civarında karasal iklim hakimdir. Kış mevsimi çok uzun, soğuk ve sert olmakla birlikte yaz mevsimi kısa ve serindir. Bunun ana sebebi, bölgenin sıradağlar ile çevrili olması ve kış mevsiminde Sibirya merkezli soğuk ve ağır hava kütesinin buralara kadar etkili olmasıdır. Yıllık ortalama sıcaklık 3,4°C, nem oranı ise %71'dir. Bölgede kış 7-8 ay kadar devam etmekte, yıllık ortalama kar kalınlığı 1,5 m kadardır. Bölgenin en belirgin bitki örtüsü sarıçam ağırlıklı ormanlardır. Topraklarının verimli olmasına rağmen tarımın yaygın olmaması ve verimin düşük olması iklim şartlarından kaynaklanmaktadır.

İnceleme alanının topoğrafyası dağlık ve engebelidir. Genel haliyle Kuzey Doğu Anadolu coğrafyasını tamamen yansıtır. Çalışılan alanın deniz seviyesinden yüksekliği ortalama 2300 m. dir. Sahanın orta bölümünden yaklaşık doğu-batı yönlü yüksek debili bir akarsu geçmektedir.

Dağlık ve tarıma son derece elverişsiz olan çalışma sahası, yerleşim açısından da uygun bir alan değildir. En yakın yerleşim alanı olan Isısu köyü 4 km uzaklıktadır.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

1.3. Bölgesel Jeoloji

Jeolojik tarihçe yönüyle Türkiye, iki eski plaka arasında yer almıştır. Kuzeyde Avrasya (doğu Avrupa), güneyde Arap-Afrika plakası (yani Gondwana) bulunmaktaydı. Paleozoyik-Mesozoyik-Alt Tersiyer zaman bölümünde Avrasya plakası ile Gondwana plakası arasında Tetis adlı bir okyanus bulunmaktaydı (Şekil 2). Tetis Okyanusu'nun kuzey tarafı (Avrasya) aktif/hareketli, güney tarafı (Gondwana) ise pasif/hareketsiz kıta kenarı karakterindeydi. Paleozoyik-Mesozoyik zaman aralığında Gondwana plakasından öncelikle ayrılan büyük kıtasal bölümler kuzey yönlü hareket ederek Avrasya kıtasının güney kenarına yamandı. Gondwana'dan daha sonra kopup kuzey yönlü hareket eden kıtasal parçaların (küçük plakacıklar) arkasında da değişik zaman aralığında yeni bir okyanusu gelişti. Kuzey-güney yönlü açılma ile oluşan bu yeni okyanus Tetis olarak bilinmektedir. Anadolu Plakacığı (Türkiye), Mesozoyik-Tersiyer zaman aralığında Gondwana Plakasından kopan ve zaman zaman kuzeydeki Avrasya plakasına da eklenen kıtasal parçalar ile Tetis okyanusuna ait

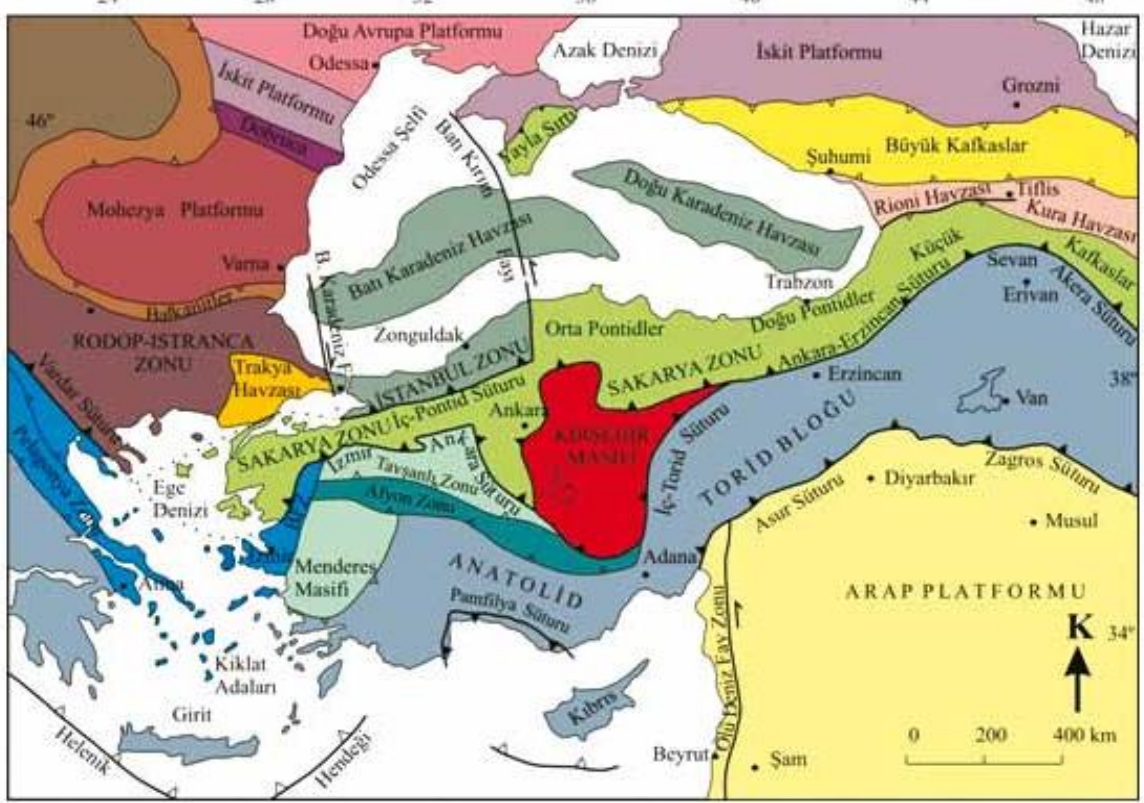
kalıntılarından oluşur. Oligo-Miyosen zaman aralığında da Anadolu plakacığı bugünkü coğrafi konumuna kavuşmuştur.



Şekil 2. Gondvana ve Avrasya plakaları arasında konumlanan Anadolu plakacıkları ile kıvrım kuşakları (Okay, 1989'dan değiştirilerek)

Tektonik olarak Türkiye (Anadolu) Alpin orojenik kuşağı içinde yer alır (Şekil. 3). Bu kuşak ilk kez Argand (1924) tarafından ele alınmıştır. Alp orojenik kuşağı ile ortak özelliklere sahip Anadolu (Türkiye) orojenik kuşağı, kuzeyden güneye doğru; Pontidler, küçük ara Masifler ve Toridler olmak üzere üç farklı bölüme ayrılmıştır (Argand, 1924). Daha sonradan sırayla Arni (1939), Blumenthal (1946) ve Egeran (1947) Anadolu plakacığını benzer şekilde tektonik alt gruplara ayırmışlardır. Ketin (1966), Anadolu tektonik birliğini kuzeyden güneye doğru olmak üzere Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrım kuşakları diye 4 alt gruba ayırmıştır (Şekil 3).

Türkiye, Alpin orojenik kuşağında yer alır. Jeolojik olarak çok sayıda araştırmacı tarafından farklı tektonik birliklere ayrılmıştır. İlk olarak Ketin (1966), Türkiye'nin orojenik evrimini de dikkate alarak, tektonik birlikleri kuzeyden güneye doğru Pontidler, Anatolidler, Toridler ile Kenar Kıvrımları olmak üzere dört ana birliğe ayırmıştır (Şekil 4). Bu tektonik birliklerden Pontidler, Ketin ve Cantez (1972) tarafından Doğu ve Batı Pontid olmak üzere tekrar ikiye ayrılmıştır.

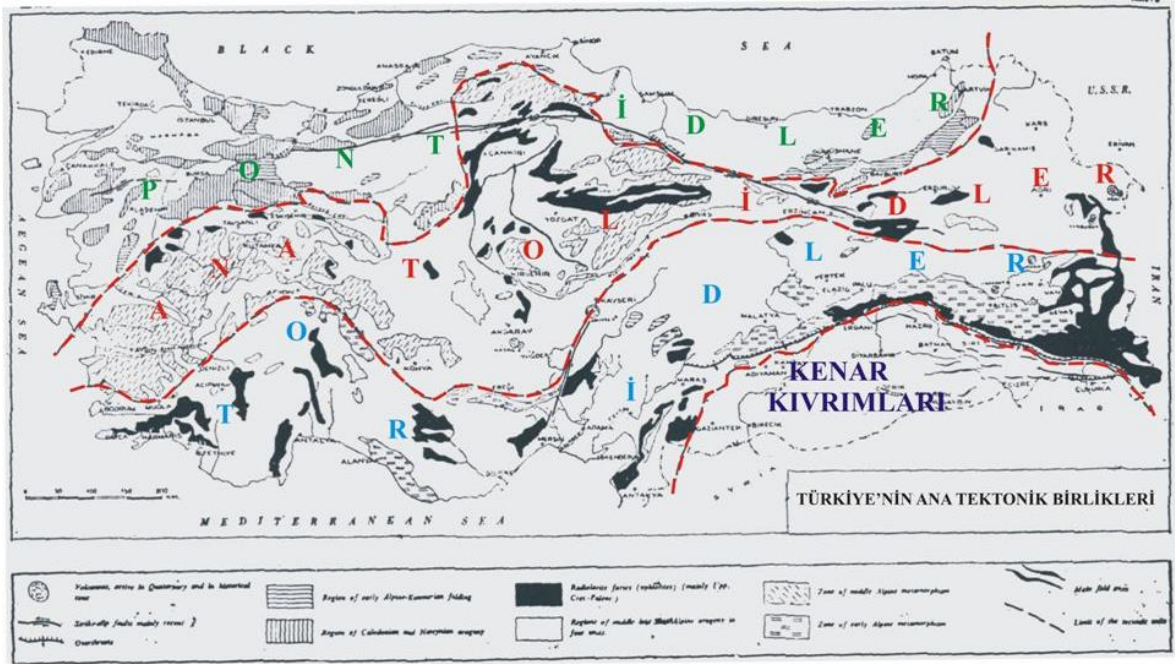


Şekil 3. Türkiye ve yakın çevresinin tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999'dan değiştirilerek)

Bir bölgede en son tektonik rejim değişikliğinden günümüze kadar geçmiş olan zaman içerisinde gelişen tektonizmaların tümü Neotektonik olarak adlandırılır (Şengör, 1980). Türkiye'nin Neotektonik yapısı birkaç küçük plaka üzerinde yer alıp, Arap ve Afrika plakalarının Anadolu plakasını sıkıştırması ve Arap plakası ile Anadolu plakasının çarpışması sonucu son halini almıştır. Doğu Anadolu'da Neotektonik dönem Orta Miyosen'de sıkışma tektonik rejimi ile başlamıştır. Bölgede kuzey-güney yönlü sıkışma sonucunda doğrultusu genellikle doğu-batı, eğimi ise yüksek açılar ile Kuzeye veya Güneye

olan bindirmeler, eksenleri D-B doğrultululu olan kıvrımlar, KD - GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylar, KB - GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar, K - G doğrultulu açılma çatlakları ve bu çatlaklardan çıkan yaygın volkanitler oluşmuştur (Şaroğlu 1980). Tüm bu neotektonik olaylar ve volkanizma Doğu Anadolu'nun genel olarak KG doğrultusunda daralmasına ve kabuk kalınlaşmasına neden olmuştur. Buna uyumlu olarak Doğu Anadolu bir bütün olarak yükselmiştir

Son olarak Şengör ve Yılmaz (1981), plaka dinamiğini ve suture zonlarını da dikkate alarak "tektonik birlik" sınıflamasını yapmıştır.



Şekil 4. Türkiye (Anadolu) tektonik birlikleri haritası (Ketin, 1966)

Neotektonik olarak Türkiye, Arap ve Afrika plakalarının Anadolu plakacığını hem kuzey ve hem de güneyden sıkıştırması ve devamında Arap plakası ile Anadolu plakacığının çarpışması sonucu şekillenmiştir. Arap plakasının kuzey yönünde hareketi ve sıkıştırması ile Anadolu plakacığının batı bölümü batıya, doğu bölümü de doğuya hareketlenmiştir (McKenzie, 1972). Anadolu plakacıklarının batıya hareketi ile batı Anadolu'da doğu-batı yönünde sıkışmaya ve dolayısı ile de kuzey-güney yönünde de açılmaya neden olmuştur (Alptekin, 1973; McKenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979).

Doğu Anadolu'nun genç tektonik yapısı birçok araştırmacı tarafından ele alınmıştır (Şaroğlu vd., 1980; Şengör, 1980; Şaroğlu ve Güner, 1981; Yılmaz, 1984; Şaroğlu ve

Yılmaz, 1984; Yılmaz vd., 1986; Şaroğlu, 1985). Bu çalışmalarla en son tektonik rejimden günümüze kadar olan döneme kadar gelişen tektonizma araştırılmıştır. Bitlis kenet kuşağında Neo-Tetis'in kapanması ile gelişen kıta-kıta çarpışmasının sonuçları ele alınmıştır (Şengör vd., 1979). Doğu Anadolu'daki çarpışma sonucunda sıkışma rejimi ile kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar, açılma çatlakları gelişmiştir. Böylece Doğu Anadolu'nun K-G yönünde daralmasına ve D-B yönünde uzamasına, dolayısıyla da kıtasal kabuğun giderek kalınlaşmasına sebep olmuştur. Doğu Anadolu'da neotektonik dönem süresince K-G yönünde meydana gelen açılma çatlakları ile doğrultu atımlı faylar arasında kalan alanlar genç havzalar olarak gelişmiştir (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986). Volkanik aktiviteler genellikle bu açılma çatlaklarını çıkış yolu olarak kullanmıştır.

Doğu Anadolu'nun jeolojik evriminde değişik araştırmacılar dört yapısal dönem ayırt etmişlerdir (Şaroğlu ve Güner, 1981; Şaroğlu ve Yılmaz, 1984). Bu dört yapısal dönem yaşlıdan gence doğru sıralandığında;

1. Metamorfitle: Paleozoik-Erken Mesozoyik arasına karşılık gelen birinci dönemde, (Boray, 1975; Perinçek, 1980; Perinçek ve Özkaya, 1981; Yılmaz vd., 1981; Göncüoğlu ve Turhan, 1983; Çağlayan vd., 1983).
2. Ofiyolitler; Üst Kretase'de tektonik dokanakla ve genellikle D-B yönlü olarak yerleşmişlerdir (Demirtaşlı ve Pisoni, 1965; Ketin, 1977; Yılmaz vd., 1981).
3. Denizel Çökel istifler: Eosen-Alt Miyosen yaşlı tortular olup alttaki birimleri uyumsuz olarak örterler.
4. Karasal Çökeller: Miyosen-Günümüz arası gelişen ve karasal ortamları temsil eden çökellerdir. (Yılmaz vd., 1984).

1.4. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Karaorgan-Isısu (Sarıkamış) civarında, dünitik serpantinitle içerisinde, kristal boyu 3 ila 20 cm arasında değişen gabro bileşimli pegmatit stokları/oluşumları mevcuttur. Bu çalışmada adı geçen gabro pegmatitlerin dağılımları, yayılımları ve oluşumları konu edilmiştir. Pegmatit stokları deformasyondan dolayı şisti yapı kazanmış olup, şistozite düzlemlerine uyumlu/yarı uyumlu olarak bulunurlar.

Bölgede gabro pegmatitler hakkında öncel çalışmalar mevcut değildir. Böylece bu gabro pegmatitlerin gelişimi, oluşum koşulları ve jeotektonik konumları hakkında irdeleme olanağı sağlanmıştır. Bu çalışma ile pegmatitlerin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri,

ana kaya ve yan kayalar ile olan ilişkisi araştırılarak, literatürde aynı veya farklı türde olan pegmatitler ile karşılaştırılmaları yapılmıştır.

Bu çalışmada Karaorgan (Sarıkamış) gabro pegmatitlerinin jeolojik dağılımları, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri ile oluşum koşulları araştırılmıştır. Bu amaçla detay (1/2500) arazi çalışmaları ile jeolojik haritalamaları yapılmıştır. Mineraloji-Petrografik çalışmalarla bu pegmatitlerin dokusal ve mineralojik zonlanmaları, primer ve sekonder mineral özellikleri ile kristal kimyaları ele alınmıştır. Jeokimyasal çalışmalar ile bu kayaların ana oksit, iz ve nadir Toprak Element (NTE) içerikleri ile dağılımları incelenmiştir. Ayrıca mineral kimyası çalışmaları ile oluşum sıcaklıkları irdelenmiştir.

1.5. Konu ile İlgili Öncel Çalışmalar

1.5.1. Yerel ve Bölgesel Jeolojik Öncel Çalışmalar

İnceleme alanları ve yakın çevresinde değişik amaçlı jeolojik çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar aşağıda kısaca özetlenmektedir.

Gattinger (1954), 30 km kadar kuzeybatıda Narman (Erzurum) civarında 1/100.000 ölçekli jeolojik bir çalışma yapmıştır. Çalışılan alanda serpantin, gabro, amfibolit, granit, Üst kretase yaşlı volkanit ve flişler ile Miyosen yaşlı jipsli serilerden bahsetmektedir.

Kamanlı (1975), Sarıkamış-Pasinler civarındaki perlitik kayaların inceleyerek, kalitesini, işletilebilirliği ve rezervi hakkında çalışmalar yapmıştır.

Acar vd., (1983), Karadağ (Narman-Erzurum) çevresinde yüzeyleyen ofiyolitik kayaların en alt kesiminde ileri derecede serpantinleşmiş ultramafik tektonitlerin yer aldığını, bunlar üzerine tektonik dokanakla kümülat ve izotropik gabroların geldiğini. en üst kesimde de gabroları kesen levha daykları, plajiyogranitler ve volkaniklerin yer aldığı belirtilmiştir. Ayrıca bu çalışmada, bölgedeki listvenitlerin varlığı hakkında bilgi verilmektedir.

Şaroğlu ve Yılmaz (1986), Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik havza modelleri üzerine çalışmaları yapmış

Tüysüz (1993), Ortakale (Sarıkamış-Kars) civarında yapmış olduğu çalışmada melanj içinde belli fay hatları boyunca birçok yüksek tenörlü kromit zuhuru olduğunu belirtmiştir. Bu zuhurların da dünitik bir zarf ile çevrelenmiş olduklarından bahsedilmektedir.

Keskin (1994), Kars-Erzurum çevresindeki volkanitler üzerinde çalışmış, Pasinler ovasının kuzeybatısındaki Kargapazarı dağlarında gözlenen bazalt, andezit, riyolit, tuf ve pomza özellikli kayaçları Kargapazarı volkanitleri olarak isimlendirmiştir.

Kolaylı (1996), Kop Dağları (Erzurum- Erzincan-Bayburt) civarında doktora çalışması olarak ultramafik ve mafik kayaçların jeolojik, petrolojik ve metalojenik açıdan incelemiştir.

Keskin vd., (1998), Erzurum-Kars Platosunun Erzurum'un kuzeybatısında bulunan Dumlu dağları ile Kağızman arasındaki alanın volkano-stratigrafik özelliklerini araştırmıştır.

Kadayıfçı (2008), Karadağ (Narman) ve Parmakdere (Sarıkamış) ultramafik-mafik masifleri üzerinde çalışmış, bunların genellikle harzburjit ve dünit, daha az oranda da piroksenitlerden oluştuğunu belirlemiştir. Masiflerin bazik grubunu gabro/mikrogabrolar, asit kayaçların ise plajiyogranitler oluşturmaktadır. Masiflerin her ikisi de Erken Kretase sonu-Geç Kretase öncesi yaşlıdır. Örtü kayaçları Üst Kretase yaşlı olup, masife ait izler taşır. Masiflerin her ikisinin de yitimden etkilenmiş oldukları belirlenmiştir. Ancak yitimin kuzeyden güneye mi yoksa güneyden kuzeye mi olduğu konusunda henüz bir veri elde edilememiş olmakla birlikte, bu çalışmanın daha sonra yitimin yönü üzerinde yapılabilecek çalışmalara ışık tutabileceği belirtilmiştir.

1.5.2. Pegmatit ve Oluşumları ile İlgili Öncel Çalışmalar

Pegmatitlerin sınıflaması 1920 lerde Niggli ve Fersman (1928, 1931) ile başlamış, daha sonra Landes's (1933) de bu çalışmalara katılmıştır. Bu sınıflamalar hala güncelliğini korumaktadır (Dill ve Skoda, 2015). Sonradan Ginsburg et al.(1979) tarafından yapılan sınıflamalarda pegmatitler abisal, muskovit, muskovit-Nadir Element, Nadir Element ve özşekilli kristal (miarolitik) olarak sınıflandırılmıştır. Özşekilli kristal pegmatitler daha sonraları (Černý, 1991 a, b) ve Černý ve Ercit (2005) tarafından tekrar ele alınmıştır. Tkachev (2011) granitik pegmatitleri ikiye ayırıp Li, Cs ve Ta bakımından zengin olanları LCT olarak, Nb, Y ve F bakımından zengin olanları ise NYF olarak gruplandırmıştır. Daha sonraları kıymetli mineral içeren pegmatitler Pezzotta (2001) tarafından sınıflamaya dahil edilmiştir.

Pegmatitik kayaçların mineralojisi kimyası, yeni mineral keşfi ve ekonomik nadir mineral içerikleri üzerine pek çok araştırmacı çalışmıştır (Moore and Kampf, 1977; Sturman et al., 1981; Mücke, 1983; Marzoni Fecia Di Cossato et al., 1989; Birch et al., 1995, 2011; Adiwidjana et al., 1999; Raade et al., 2002; Brugger et al., 2011; Yakovenchuk et al., 2012).

İskoçya’da granitik kökenli pegmatitler, peralümin karakterli olup Paleoproterozoik (1690-1710 Ma) yaşlıdır. Bu pegmatitler metasedimenter kökenli Harris Granülit kuşağı içinde damarlar/dayklar şeklinde bulunurlar (Fettes et al. (1992). Kanada’da bulunan Tanco pegmatitleri granitlere bağlı olarak gelişmişlerdir. Granit etrafında 5 elementer zon mevcut olup, en içte (granit kantağına yakın) boş zon olup dışa doğru Be-zonu, Be-Nb-Ta zonu, Li-Be-Ta-Nb zonu ve Li-Cs-Be-Ta-Nb zonu içerir. Bu pegmatitler daykları/damarları şeklinde olup granit intrüzyonuna dik olarak gelişmiştir (Trueman ve Cenry(1982). Mavis Lake nadir element pegmatitleri Kanada-Dryden bölgesinde yüzeylenip, bağlı oldukları Ghost Lake Batoliti etrafında mineralojik ve jeokimyasal zonlanma gösterirler. Granitlerden itibaren iç Beril-zonu, Beril-kolombit zonu, Spodümen-beril-tantalit zonu ve en dışta da Albit-pegmatit zonu içerirler. Pegmatitlerin bağlı olduğu peralümin karakterli granitler 2644Ma yaşlıdır. (Breaks ve Janes, 1991).

London (2005) e göre pegmatitlerin ilk kristalleşme aşamasında akışkanların gereksiz olduğu belirtilmiştir. Gerekçesi ise pegmatitlerin oluşumunun erken döneminde su varlığının olası olmadığı, ancak daha sonradan suyun ilavesi B, F, P, ve Li ca zengin pegmatitlerin oluşumunda etkili olabileceği şeklindedir. Bu katkılar ile kristalizasyon sıcaklığı düşmekte, çekirdeklenme oranı ile viskozite azalmakta, difüzyon oranı ve çözünürlük artmaktadır (Simmons et al. 2003; London, 2005). Akışkanlar bir çeşit şekillendirici görevi görerek, çekirdek oluşumunu engellerler. Dolayısıyla serbest kalan az miktardaki “çekirdek oluşturucu iyonlara” hayat verir ve büyümelerini sağlarlar. Kısaca akışkanlar çekirdek oluşumunu engelleyip difüzyon etkisini artırır. Bu iki durumun birlikte çalışmasıyla uzak mesafelere iyon göçü kolaylaşır. Çok az miktarda çekirdeğin oluşumu da büyük kristallerin gelişimini sağlarlar.

Önceleri pegmatitlerin oluşumunda yavaş soğumanın etkili olduğu görüşü hakimdi. Ancak, Webber vd. (1997, 1999) ve Morgan ve London (1999) tarafından yapılan çalışmalarda pegmatitlerin aylar hatta günler içinde oluşabileceklerini göstermiştir.

İspanya İber Yarımadası açıklarında Okyanus Sondaj Programı (ODP) çerçevesinde yapılan çalışmalarda peridotit içerisinde Gabro Pegmatit İnrüzyonlarına rastlanılmış (Beard vd, 2002) oluşumlarından kabuk incelimine bağlı olarak gelişen üst manto yükselimi sorumlu tutulmuştur.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Materyal ve Yöntemler

İnceleme alanlarındaki ultramafik-mafik kayaların ve bunlara bağlı gelişen kromitlerin özelliklerinin belirlenmesine yönelik çalışmalar arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olarak üç aşamada yürütülmüştür.

2.1.1. Arazi Çalışmaları

Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışmanın arazi bölümü 2018-19 yılları arasında yaz aylarında yürütülmüştür. Çalışmada hedef jeolojik birim olarak Gabro Pegmatitler ve ilişkili olduğu kayalar incelenmiştir. Arazi çalışmalarıyla Gabro Pegmatitlerin dağılımı ve yayılımı, mostra ve yapısal özellikleri ile yan kaya ilişkileri dikkate alınarak büyük ölçekli jeolojik haritası (1/2.500) ortaya çıkarılmıştır. Haritalama esnasında jeolog pusulası, jeolog çekici, GPS ve büyük ölçekli topoğrafik harita kullanılmıştır. Jeolojik birimleri temsil edecek şekilde ve mostra veren harzburjit, dünit, bantlı gabro izotropik gabro ve Gabro Pegmatitlerden sistematik örnekler alınmıştır.

2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları başlıca mikroskobik incelemeler ve kimyasal analizlerden oluşmaktadır. Mikroskopik incelemeler KTÜ Jeoloji Müh. Bölümünde yapılmıştır. Kimyasal analiz olarak 3 grup analiz yapılmıştır. Ana oksit ve iz element kimyasal analizleri ile XRD analizleri İTÜ laboratuvarlarında, LA mikrokimyasal analizleri İstanbul Üniversitesi laboratuvarlarında, NTE analizleri ise ACME laboratuvarında (Kanada) gerçekleştirilmiştir.

3. BULGULAR

3.1. Çalışma Alanının Jeolojisi

İnceleme alanının yer aldığı Erzurum-Kars arasındaki bölgede daha önce değişik amaçlarla birçok çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar genellikle MTA tarafından yürütülüp bölgenin genel jeolojisini ortaya koymaya yöneliktir (Yılmaz, 1984). İnceleme alanının da içinde bulunduğu alan olan Parmakdere (Sarıkamış- Kars) ultramafik-mafik masifinde petrolojik amaçlı çalışmalar yapılmıştır (Kadayıfçı, 2008).

3.1.1. Parmakdere (Sarıkamış-Kars) Ultramafik/Mafik Masifi (PUMM) ve Çevresinin Genel Jeolojisi

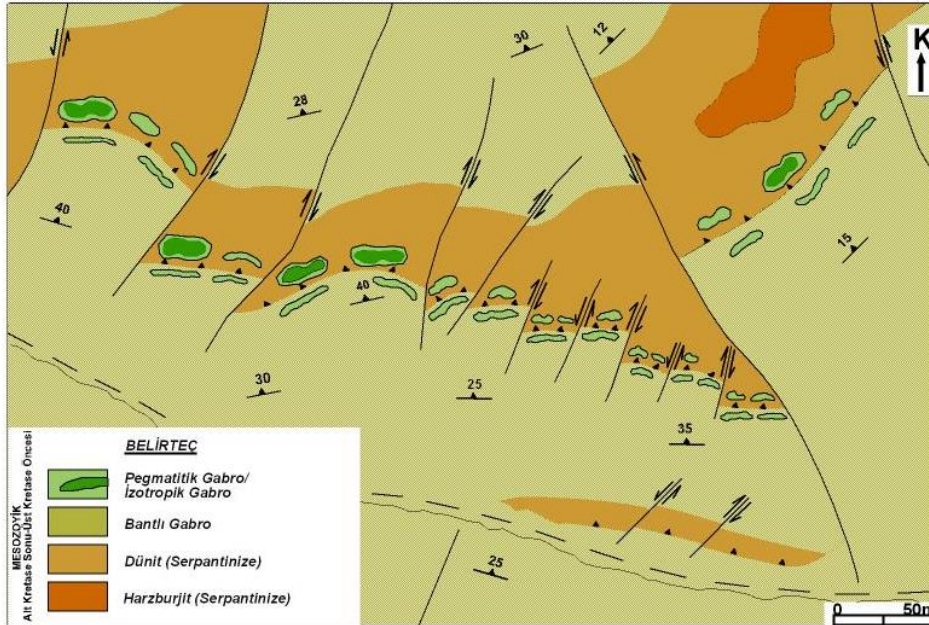
Ultramafik-mafik kayalar inceleme alanının temel kayalarını oluşturup Zopik formasyonu olarak isimlendirilmişlerdir (Abbas vd.,1991). Zopik formasyonu, literatürde Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı ile eşleştirilebilir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Parmakdere köyüne coğrafi yakınlığı nedeniyle Parmakdere (Sarıkamış-Kars) Ultramafik/Mafik Masifi olarak adlandırılan bu masif ortalama 7 km. boyunda ve 5 km genişliğindedir. Genç karasal tortullar ve volkanitlerce örtülmüş olmasına karşın inceleme alanında olduğu gibi sıkışmanın ve faylanmaların, dolayısıyla da aşınmanın yoğun olduğu alanlarda yüzeyleme verirler (Kadayıfçı, 2008).

Çalışmaya asıl konu olan gabro pegmatitler Parmakdere Ultramafik-Mafik Masifi (PUMM) içinde yer alır (adlandırma; Kadayıfçı, 2008). Parmakdere Ultramafik Mafik masifi Alt Kretase sonu-Üst Kretase öncesi yaşlı olup yer yer Üst Kretase yaşlı tortular ile uyumsuz olarak örtülürler. PUMM serpantinleşmiş harzburjit ve dünit, bantlı gabro-mikrogabro ve pegmatitler ile çalışma alanı dışında diyabaz gibi ultrabazik ve bazik kayalar ile temsil olur. PUMM'u uyumsuz olarak örten volkanik kayalar inceleme alanı dışında Akören dolaylarında yaygın mostra verir. Tersiyer yaşlı bu volkanitler arazi verilerine göre dasit, andezit, bazalt ve tüf türü kayalardan oluşur (Kadayıfçı, 2008).

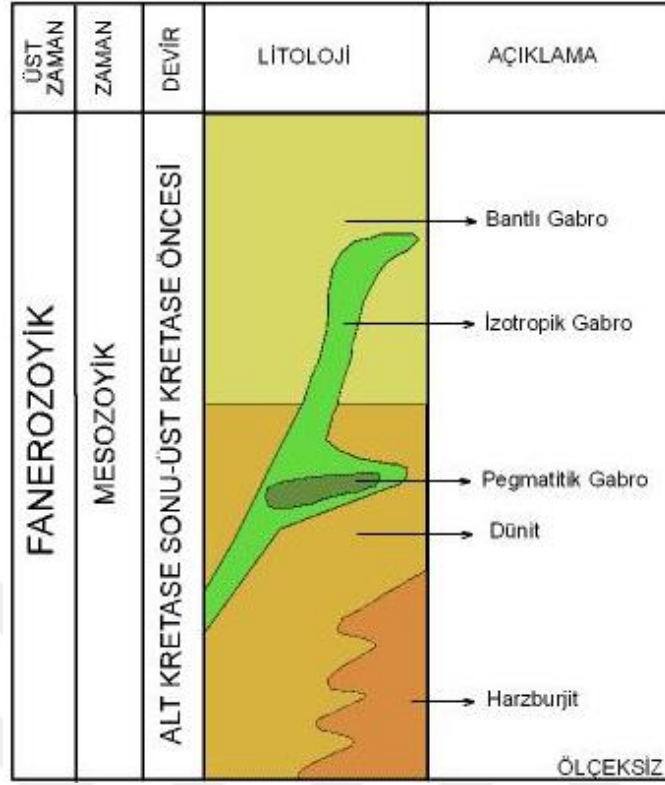
3.1.2. İnceleme Alanının Genel Jeolojisi

İnceleme alanı PUMM içerisinde yer alıp 0,5x0,3 km boyutlarıyla dar bir alanı kapsar (Şekil.5). Bu çalışma alanı içinde harzburjit, dünit, bantlı gabro, izotropik gabro ve Gabro Pegmatitler (Pegmatitik Gabrolar) yüzeyleir (Şekil.6). Hemen hepsi Alt Kretase sonu- Üst Kretase öncesi yaşlıdır. Harzburjit ve dünitler ultramafik kayaları, bantlı gabro, izotropik gabro ve gabro pegmatitler ise bazik kayaları oluştururlar. Peridotit ve bantlı gabrolar eski okyanus kabuğuna ait olup okyanus ortası sırtlarda oluşmuştur. İzotropik gabro ve gabro pegmatitler ise yitim ilişkili kayalardır. İnceleme alanında tüm birimlerde az çok yönseme, bantlı gabrolarda ise bölgesel metamorfizma sonrası gelişen bantlı yapılar belirgindir. Harzburjitlerde mevcut piroksen kristalleri yaklaşık doğu-batı (D-B) ve kuzeydoğu-güneybatı (KD-GB) yönlü yönseme gösterirler. Dünit içerisinde primer olivin kristallerine rastlamak son derece zordur. Bununla birlikte dünitler mostra bazında yaklaşık D-B yönlü, yaklaşık bir bant şeklinde uzanım gösterirler.

Bantlı gabrolar da tıpkı kendisinden öncekiler gibi yaklaşık D-B doğrultusunda uzanıp, tabakamsı yapıları 10-40° ile kuzey ve kuzeybatıya eğimlidirler. İzotropik gabrolar, hem bantlı ve hem de dünitler içerisinde, Gabro Pegmatitler ise sadece dünitler içerisinde küçük stoklar şeklinde bulunurlar. Bütün bu küçük stoklar yaklaşık D-B yönlü dizinim sunarlar. İzotropik gabro ve gabro pegmatitlerde mineral yönsemesi nadiren gözlenmiştir.



Şekil 5. Çalışma alanının detay jeolojik haritası



Şekil 6. Çalışma alanının jeolojik dikme kesiti

3.2. Petrografi

Çalışma alanında yüzeyleyen kayaçları en iyi temsil edecek şekilde oldukça sağlam olarak seçilen örneklerden hazırlanan ince kesitlerin petrografik analizleri yapılmıştır. Kayaçların primer ve sekonder mineralojik ve dokusal özellikleri ortaya konmuş, modal sınıflamada Streckeisen, (1976) üçgen diyagramları kullanılmıştır. Peridotitlerde Ol-Op-Kp (Olivin-Ortopiroksen-Klinopiroksen), gabrolarda (ve pegmatitlerde) K-A-P (kuvars-alkali feldispat-plajiyoklas) üçgen diyagramları kullanılmıştır.

3.2.1. Peridotitler

İnceleme alanında yüzeyleyen peridotitler Parmakdere (Sarıkamış-Kars) Ultramafik/Mafik birliğine (masifine) aittir. Peridotit olarak masifin büyük bir bölümü harzburjit, daha az oranda dünit ve piroksenitlerden oluşur. İnceleme alanında ise peridotit olarak dünitler, daha az oranda harzburjitler yayılım gösterir. Çalışma alanı içinde peridotitler yaklaşık D-B doğrultulu olarak 30-100 m genişliğinde kalıntı mercekler/stoklar

şeklinde yüzeyleyirler. Çalışma alanı içinde harzburjitlerde nispeten daha az (% 50-90), dünitlerde ise yoğun alterasyon (% 99 dan fazla) mevcuttur.

3.2.1.1. Harzburjit

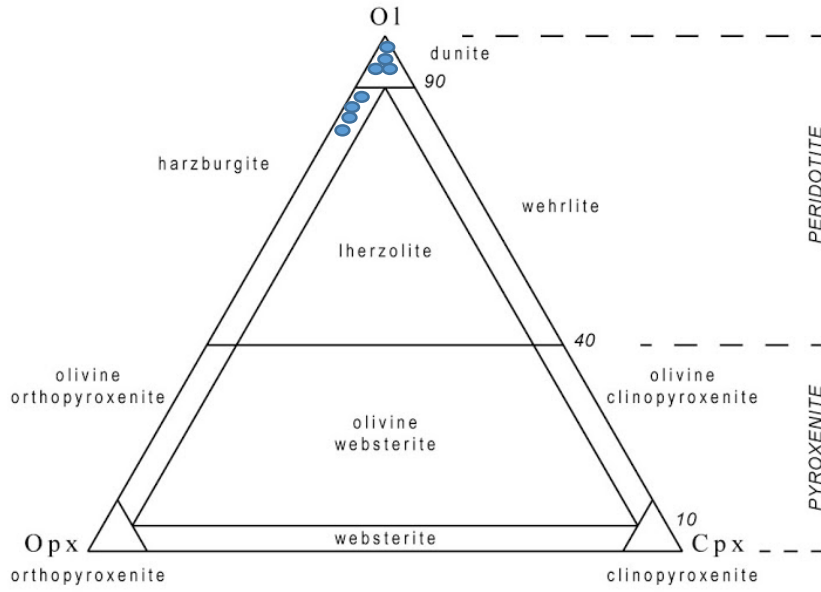
Parmakdere Ultramafik/Mafik Masifinin büyük bir kesimi harzburjitler ile temsil edilmesine rağmen, inceleme alanında tersi bir durum mevcut olup harzburjitler, dünitlerden daha az yüzeyleme verirler. İnceleme alanının en yaşlı birimini oluşturmasına rağmen harzburjitler, çalışma alanının doğu bölümünde dünitler içinde kalıntı kütleler şeklinde yer alırlar. Dolayısıyla harzburjit-dünit sınırı tedrici geçişlidir. Koyu kahve, yeşilimsi kahve renkte mostra veren harzburjitik kayalar genellikle izotropik/masif, kısmen de deformasyon etkisiyle bantlı görünüm sergilerler. Arazi incelemelerine göre alterasyon % 50-90 seviyesindedir. Primer mineral olarak ortopiroksen çıplak gözle görülmesine rağmen, olivin yoğun alterasyondan dolayı gözlenmemiştir.

Harzburjitlerden alınan örneklerden yapılan ince kesitlerin mikroskopta incelenmesiyle primer olarak tektonit-özşekilsiz taneli; sekonder olarak da ağsal, kafes ve bastit dokusu tespit edilmiştir. Modal analizler primer mineral oranına bağlı olarak yapılmakla beraber, yoğun alterasyondan dolayı sekonder minerallerin türü ve formu da dikkate alınmıştır. Harzburjitlerin polarizan mikroskopta tespit edilen mineralojik ve petrografik özellikleri Tablo 1. de verilmiştir.

Tablo 1. Peridotitlerin (harzburjit ve dünit) modal analiz sonuçları

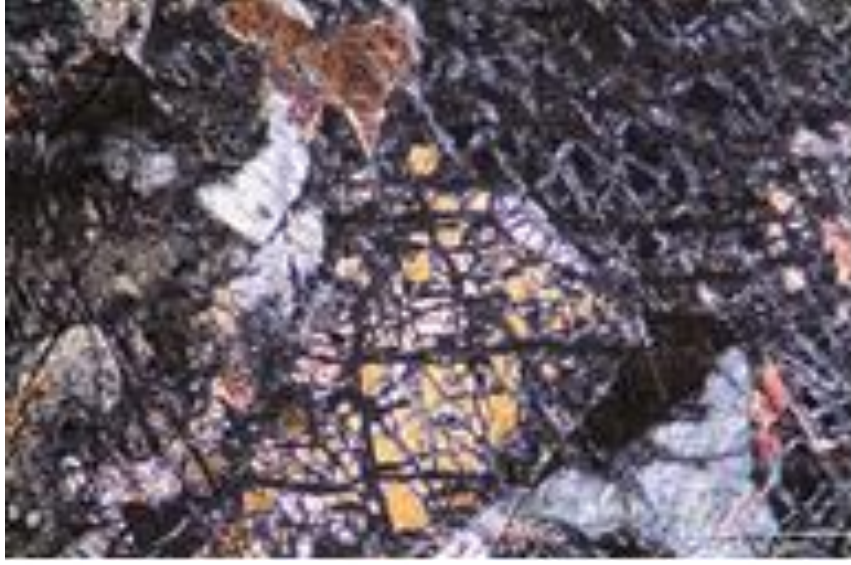
Magmatik Özellik		Harz 1	Harz 2	Harz 3	Harz 4	Dünit 1	Dünit 2	Dünit 3	Dünit 4
PRİMER	Doku	Tektonit	Tektonit	Tektonit	Tektonit	Kümülat	Kümülat	Kümülat	Kümülat
	Olivin	22	32	42	48	16	25	9	1
	Enstatit	9	12	14	16	-	-	-	-
	Ojit	1	-	1	-	-	-	-	-
	Kromit	1	2	1	1	2	1	2	1
SEKONDER	Doku	K. (% 5) A. (%95)	K. (% 5) A. (%95)	K. (% 3) A. (%97)	K. (% 4) A. (%96)	A. (%100)	A. (%100)	A. (%100)	BP (%100)
	Hornblend	1	1	1	-	-	-	-	-
	Magnetit	3	2	1	1	2	2	3	5
	Serpantin	58	47	38	30	76	69	81	90
	Kalsit	1	-	1	-	1	1	-	1
	Bastit	3	2	1	3	1	1	-	-
	Klinoklor	1	2	-	1	2	1	3	2
Toplam		100	100	100	100	100	100	100	100

Kısaltmalar; K: Kafes dokusu, A: Ağsal doku, BP: Balık pulu dokusu. Harz: Harzburjit



Şekil 7. Çalışma alanında yer alan peridotitlerin modal sınıflaması

Harzburgitlerde olivin, modal olarak kayacın % 78-90'ını oluşturur (Tablo.1, Şekil.7). Tamamen öz şekilsiz kristallerden oluşan harzburgitlerde, kristal tane çapı ortalama 1,5 mm. dir. Kayaçlarda deformasyon sonucu gelişen mikro kırıklar ve kristal kenarlarından itibaren kısmen veya tamamen serpantin (çoğunlukla antigorit), klinoklor, magnetit, brusite ve bastite dönüşmüştür Modal analizlerde sekonder minerallerden serpantin (antigorit) olivin, bastit ise ortopirosen hesabına katılmıştır. Olivin kristallerinde, optik eksenlerden birine dik olan kesitlerinde yapılan ölçümle 2V açıları 80 ile 85° arasında değişmektedir. Optikçe negatif ve pozitif karakterli olmaları nedeniyle, bileşimlerinin genellikle forsterit kısmen de krizolit olduğu belirlenmiştir.



Şekil 8. Harzburgitin polarizan mikroskoftaki görüntüsü (ÇN,)

Olivin kristallerinde nispeten yönlü ve dalgalı sönmenin varlığı harzburgitlerin yarı katı halden itibaren deformasyon etkisi altında (tektonit doku) olduğunu, yer yer otoklastik dokunun varlığı da mekanik (tektonik) olayların etkisi altında kaldığını gösterir (Şekil.8). Olivin kristalleri etrafında mekanik olaylar ile (ufalanma/yontulma) gelişmiş olivin kırıntılarının mevcudiyeti otoklastik dokunun gelişimini sağlamıştır. Tektonik hatlara yakın bölgelerden alınan örneklerde bu doku daha sık gözlenmiştir. Bu durum, bölgede daha önce yapılan çalışmalarda da tespit edilmiştir (Kadayıfçı, 2008).

Enstatit, modal olarak kayacın % 12-19 unu oluşturur. Kayaçta genellikle öz şekilsiz, kısmen de yarı öz şekilli 2-5 mm boyutunda kristaller şeklinde bulunur. Olivine oranla daha az serpantinleşmiş ve bastite dönüşmüştür. Kristallerde bükülmeler yoğundur. Dik sönmeli olmalarına rağmen yarı katı halde başlayan deformasyonun etkisiyle 3-9 dereceye kadar sönme gösterirler.

Ojit, kayaçta modal olarak düşük (% 0-1) oranda gözlenir. Diğer minerallere oranla daha sağlam yapılı olup eser miktarda ayrışmaya uğramışlardır.

Kromit, kayaçta en çok %2 oranında mevcut olup, genellikle 2-5 mm boyutunda yarı öz şekilli kristaller halinde bulunur. Tek nikolde vişne çürüğü rengiyle magnetitten ayrılır.

Magnetit, Olivin ve piroksenlerin ayrışma ürünü olarak (ikincil) mevcuttur. Genellikle olivin kristallerinin çatlaklarında ve çevresinde, enstatit kristallerinin ise çatlak veya dilinimleri boyunca, daima özşekilsiz olarak bulunurlar. Kayaçtaki mevcudiyetleri serpantinleşme ile doğru orantılı olarak artar.

Serpantin, kayada ayrışma derecesine bağlı olarak % 30-60 oranında mevcuttur. Harzburjit içerisinde serpantin mineralleri genellikle antigorit, çok daha az oranda bastit ve krizotil ile temsil edilmektedir. Olivin ve ortopiroksenlerin kısmen veya tamamen ayrışma ürünü olarak ortaya çıkar. Çift kırıcılığı çok düşük olanlar, antigorit olarak değerlendirilmiştir. Krizotil, kısmen olivin ve piroksen kristallerinin çatlaklarında ve bu çatlaklara dik olarak gelişmiş lifler şeklinde görülür. Lifler, düşük açılı sönmeleriyle bastitlerden ayrılırlar. Bastit, daima ortopiroksenlerin serpantinleşme ürünü olarak gelişmiştir.

Kliniklor, genellikle magnetit kristallerini çevreleyen lifi kristaller şeklinde bulunur. Ayrışma ürünü olarak en çok %1 oranında mevcuttur.

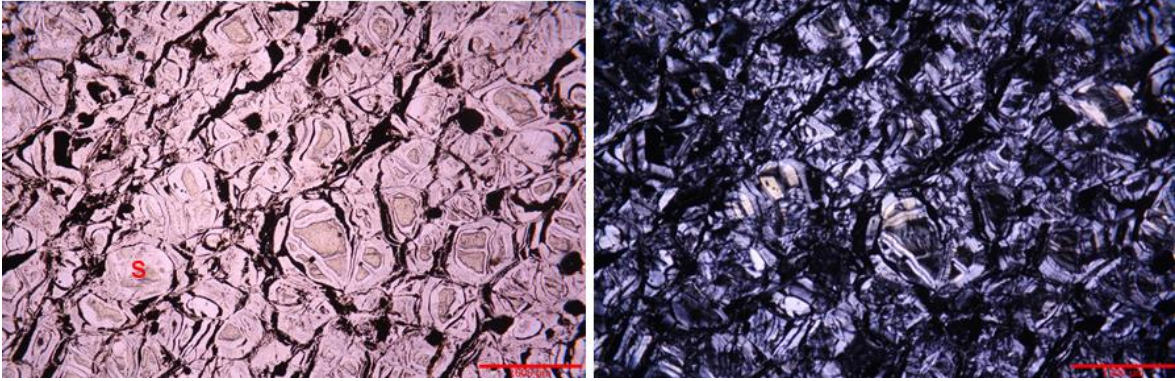
Kalsit, ayrışma ürünü olarak en çok %1 oranında mevcuttur.

3.2.1.2. Dünit

Çalışma alanında yer alan peridotitlerin %90'ından fazlasını dünit oluşturur. Yoğun olarak serpantinleşmiş olmakla birlikte yeşilimsi sarı, sarımsı kahve renkte olmalarıyla diğer birimlerden kolayca ayrılırlar (Şekil. 9, 10). Serpantinleşme nedeniyle primer mineralleri çıplak gözle görmek imkansızdır. Dünitik kayaların incekesit incelemeleri sonucunda tespit edilen genel mineralojik ve petrografik özellikleri şu şekildedir;



Şekil 9. Dünit (serpantinit), bantlı gabro, izotrop gabro ve gabro pegmatit birlikteliği



Şekil 10. Serpantinit (eski dünit) örneğinin polarizan mikroskoptaki görüntüsü (TN solda, ÇN sağda. s: serpantin.).

Doku: Primer olarak özşekilsiz taneli, sekonder olarak ağsal.

Olivin, primer silikat minerallerinin tamamına yakını (>% 95) oluşturur. Yer yer yoğun bir şekilde ayrılmış olmalarından (% 75-100) dolayı kayaç içinde genellikle kalıntı mineral şeklinde bulunmaktadır. Ayrılmadan dolayı yoğun ağsal dokunun mevcudiyeti, bu dokuya sahip sekonder minerallerin eski (primer) olivin olarak değerlendirilmesine olanak sağlamıştır. Ayrıca kristallerin serpantinleşerek kenarlarının ikincil manyetite dönüşmüş olması ve ilksel doku izlerinin korunması, primer minerallerin olivin oluşunu doğrulamaktadır (Şekil.9). Serpantinleşen olivin kristallerinin orta bölümlerinde adacık şeklinde kalıntı mineral parçaları (relict) da primer kayacın olivinden oluştuğunun bir diğer kanıtıdır. Serpantinleşme ürünü ikincil minerallerin genellikle antigorit ve kısmen de krizotil olduğu daha önceki çalışmalarda da belirtilmiştir (Kadayıfçı, 2008). Kalıntı olivin kristallerinde yapılan optik tayinlerde cinslerinin genellikle forsterit olduğu belirlenmiştir ($2V_z=85$).

Enstatit, kayaç içinde sekonder olarak gelişen bastit minerallerinin primer karşılığı olarak değerlendirilmiştir. Numunelerde en çok %1 oranında gözlenmiştir.

Klinopiroksen; Kayaç içinde eser miktarda gözlenmiştir. Sekonder kafes dokusunun görülmesi ile varlığı teyit edilmiştir. Tamamen serpantinleşmiş olmalarından dolayı cins tayinleri yapılamamıştır.

Kromit, kayaçlarda öz şekilli kristaller şeklinde ve nadir olarak görülmüştür.

Serpantin minerali olarak başlıca antigorit, nadiren krizotil ve bastit mevcuttur. Bastit sadece ortopiroksenlerin ayrışma ürünü, krizotil ve antigorit daha çok olivin kristallerinin

serpantinleşme ürünüdür. Kafes doku gösteren alanlar serpantinleşmiş klinopiroksen olarak değerlendirilmiştir.

Magnetit, kayaç içinde sekonder olarak %2-5 oranında mevcut olup serpantinleşme ile ilişkilidir.

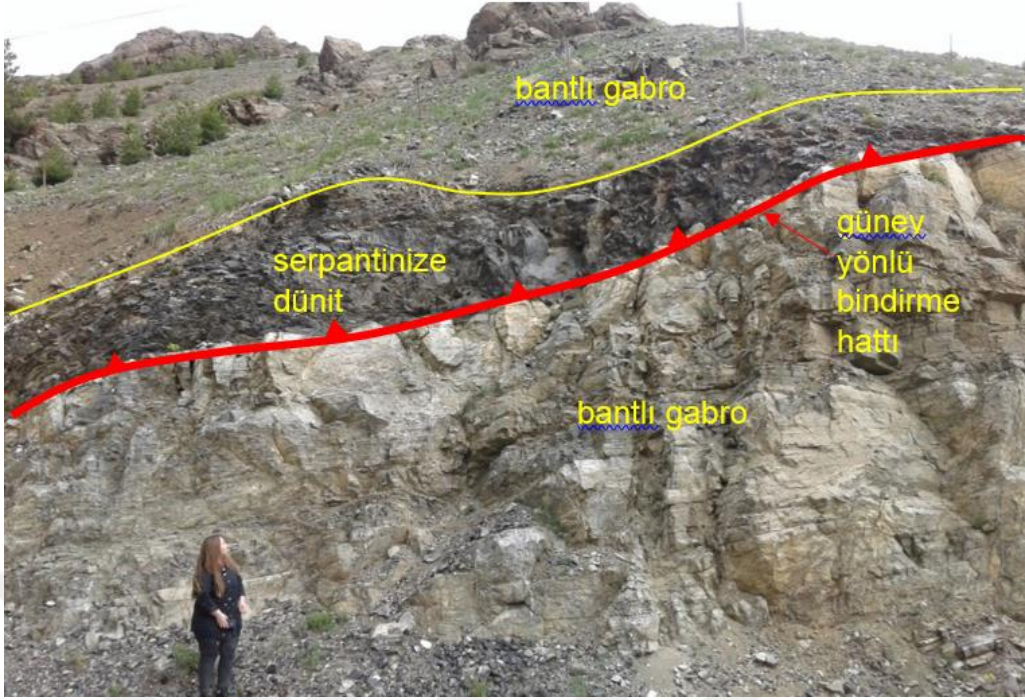
3.2.2. Gabroyik Kayaçlar

Parmakdere ultramafik-mafik masifinin değişik kısımlarında hem tektonik dokanıklı ve hem de peridotitleri keserek yüzeylenen gabroyik kayaçlar mevcuttur. Yayılım alanları geniş olan ve 20x50 ila 100x500 m arasında değişen yayılım alanlarına sahip bu kayaçları arazide peridotitlerden ayırmak son derece kolaydır. Yer yer alterasyona uğrasalar da peridotitler gibi serpantinleşme göstermemelerinden dolayı oldukça sağlam yapıdadırlar. Dokusal ve yapısal özelliklerine göre 3 tür gabroyik kayaç ayırtlanmıştır;

1. Bantlı gabrolar
2. İzotropik Gabrolar
3. Gabro Pegmatitler (Pegmatitik Gabrolar)

3.2.2.1. Bantlı Gabrolar

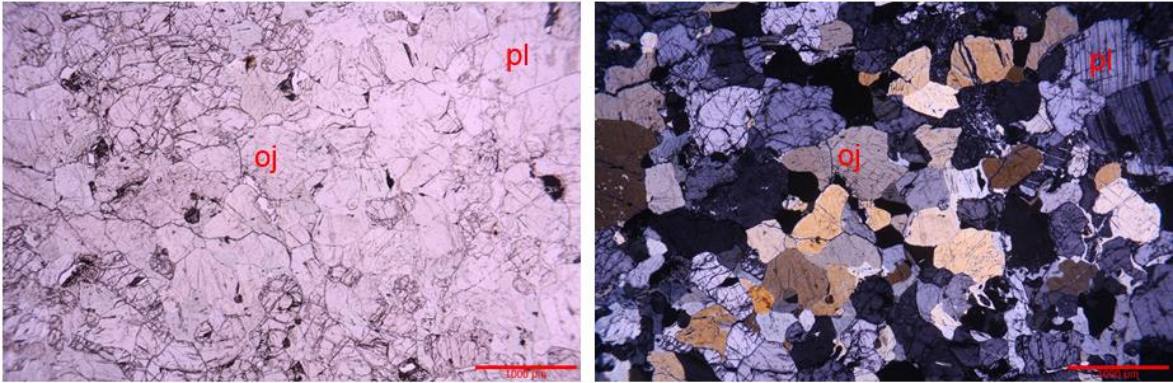
Çalışma alanının büyük bir bölümünü kaplarlar. Genel doğrultuları D-B yönlü olup, çalışma sahası içindeki peridotitlerin güney ve kuzeyinde iki ayrı alanda yüzeylenirler. Genellikle bantlı yapıda olan bu gabrolar peridotitler ile normal ve tektonik dokanıklıdır (Şekil.11). Bantlı gabrolardaki magmatik bant doğrultusu genel tektonik hatlara paralel/yarı paraleldir. Arazi gözlemleriyle yeşilimsi gri renkte olan bu kayaçlar makroskopik olarak hakim piroksen/hakim plajiyoklas (koyu renk/açık renk) bantlarının tekrarlanması ile belirgindir (Şekil.12).



Şekil 11. Bantlı gabroların arazideki görünüşleri. Bantlı gabrolar ve bunları tektonik olarak üzerleyen serpantinize dünitler (üstte), tektonizma ile doğrultuları bozulmuş bantlı gabrolar (altta). Her iki fotoğraf güneyden kuzey yönüne doğru çekilmiştir.



Şekil 12. Bantlı gabrolarda koyu-açık renkli mineral ardalanması



Şekil 13. Bantlı gabroların polarizan mikroskoptaki görüntüleri (TN: solda, ÇN: sağda, pl: plajiyoklas, oj: ojit, ölçek boyu: 1000 mikron)

Doku; bantlı gabrolarda kristallerin özşekilsiz ve belli bir yönde dizilimiyle gelişen bantlı-özşekilsiz taneli doku hakim doku olarak görülür (Şekil.13). Poikilitik doku nadiren gözlenir. Kristallerde tane boyu hem aynı katman/bant içinde ve hem de katmandan katmana değişir. Kristal tane boyu 0,3-5 mm arasında değişmekle birlikte ortalama olarak 2 mm civarındadır.

Plajiyoklas; bantlı gabrolarda birincil açık renkli minerallerin tamamı plajiyoklaslardan oluşur. Açık ve koyu renkli bantlarda farklı oranlarda bulunur. Açık renkli

bantlarda modal olarak kayacın % 80-96 sını oluştururken, koyu renkli bantlarda kayacın %20-45 ini oluşturur. Genellikle öz şekilsiz olan plajiyoklas kristallerinin boyutları 1-5 mm arasında değişir. Uzun eksenleri kabaca birbirlerine paralel olacak şekilde yığışım gösterirler. Alterasyondan dolayı yer yer kalsitleşmiş ve/veya albitleşmiştir. Hem açık ve hem de koyu renkli bantlarda 010'a dik plajiyoklaslarda yapılan cins tayininde bitovnit-anortit (an_{82-90}) bileşiminde oldukları belirlenmiştir. Deformasyondan dolayı dilinim izlerinde çizgisellikten sapma, çift nikolde dalgalı sönme sıkça gözlenir.

Ojit; genellikle özşekilsiz kristaller şeklindedirler. Kristal uzun eksenleri birbirlerine paralel gelecek şekilde bantlar oluştururlar. Koyu renkli bantlarda modal olarak % 50-70 oranında, açık renkli bantlarda ise % 3-20 oranında mevcuttur. Kristal boyutları 3-5 mm aralığındadır. Yer yer sekonder hornblend ile çevrelenirler. Alterasyon yok denecek kadar azdır.

Hipersten; genellikle ojit ile birlikte kümelenmeler oluşturur. Açık renklilerden ziyade, koyu renkli bantlarda daha bol bulunur. Modal olarak % 6-10 oranında ve özşekilsiz kristaller şeklinde görülür.

Hornblend; Kayaç içinde %3-5 oranında ve çoğunlukla açık renkli bantlar içinde bulunur. Genellikle piroksenleri çevreleyen, sekonder mineral olarak görülmekle birlikte, nadiren de piroksen kristallerinin yerini almış olarak gözlenir. Çimen yeşili pleokroizma ile diğer ferromagnezyen minerallerden ayrılırlar.

Prehinit: sekonder mineral olarak kayacın mikro çatlaklarında dolgu şeklinde mevcuttur.

Klorit; ayrışma ürünü olarak az miktarda görülmüştür.

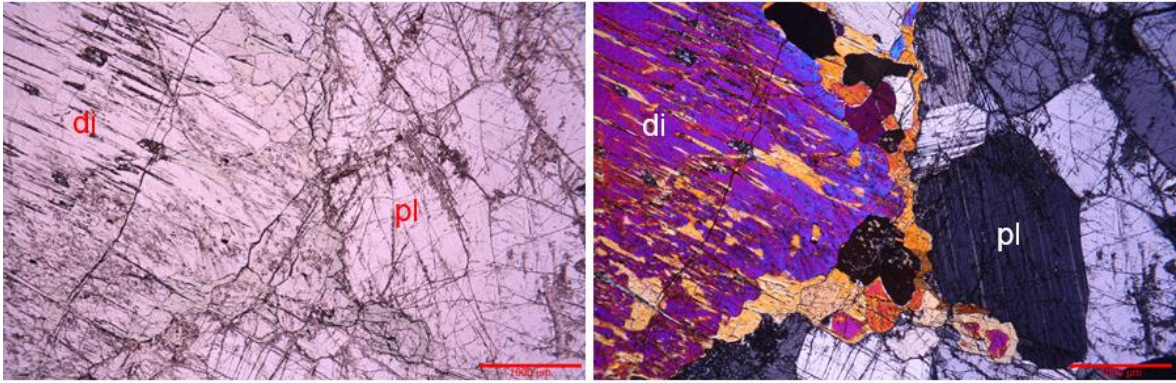
Hidrogranat; Açık renkli bantlar içinde gözlenmiştir. Plajiyoklas kristalleri içinde ayrışma ürünü olarak görülmüştür (optikçe izotrop).

Opak mineral; cins tayini yapılmamıştır. Öz şekilli olup kayaçta modal olarak %1 den az oranda mevcuttur.

3.2.2.2. İzotropik Gabro

Çalışma sahasında ince-orta-iri kristalli gabrolar ile temsil edilir. Sahada mevcut olan hem bantlı gabrolar ve hem de dünitler içerisinde küçük oval şekilli stok/mercekler şeklinde yüzeylenir. Stok/mercek boyutları 0,5x2 m ila 5x20 m arasında değişirler. Stok/mercekler genellikle belli bir yönde dizilip çizgisel yapı da oluştururlar. Bu yapılar genel tektonik

yönsemeye paralel olup, yaklaşık D-B yönlüdür. Stok/mercekler arazi gözlemleriyle anizotrop görünümlü olup, mikroskop altındaki incelemelerde de tane boyunda belirgin değişiklikler gözlenir. Stok/merceklerin orta bölümlerinde iri taneli (10-30 mm), yan kayaç kontağına gidildikçe orta taneli (1-10 mm) ve kontakta ince taneli (< 1 mm) dokuya geçiş görülür. Stok/merceklerde kristal tane boyunun orta bölümlerden kontak yönüne doğru giderek küçülmesi, magmatik sokulum ile açıklanmaktadır. Mikroskopik incelemelerle aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.



Şekil 14. İzotropik gabroların polarizan mikroskoptaki görünüşleri (solda TN, sağda ÇN, di: diyopsit, pl: plajiyoklas, ölçek boyu: 1000 mikron)

Doku; Özşekilsiz ince-orta-iri taneli (Şekil.14).

Plajiyoklas; Primer açık renkli minerallerin tamamını oluştururlar. Özşekilsiz kristaller şeklinde gözlenip, dilinimlerinde deformasyon izi azdır. Kristal tane boyu hakim olarak 1-10 mm aralığında olup yer yer 3 cm ye kadar çıkar. 010 a dik kesitlerde yapılan optik tayinlerde plajiyoklas bileşimlerinin andezin-bitovnit (an_{45-75}) arasında değiştiği tespit edilmiştir. Ayrışma sonucu yer yer albitleşme ve kalsitleşmeye uğramışlardır. Hidrogranata dönüşüm nadiren gözlenir.

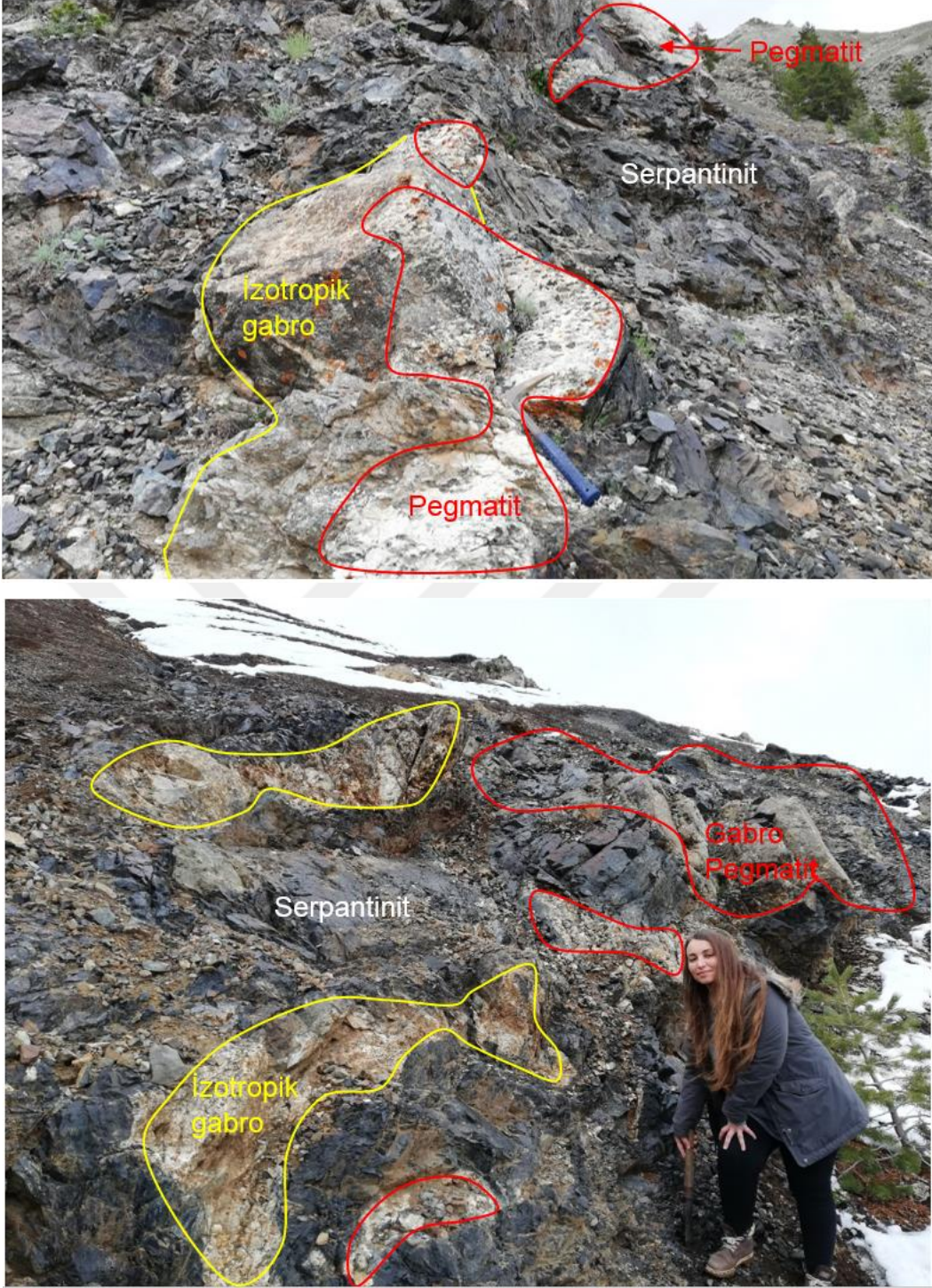
Diyopsit; İzotropik gabrolar içerisinde modal olarak %20-40 lik hacim kaplar. Kristal tane boyu 1-30 mm arasında değişir. Kristal çevresi ile dilinimleri boyunca ikincil hornblend gelişmiştir. Kristallerde yönelme ve deformasyon izleri yoktur.

Hornblend: Diyopsit kristallerinin kısmen yerini almıştır.

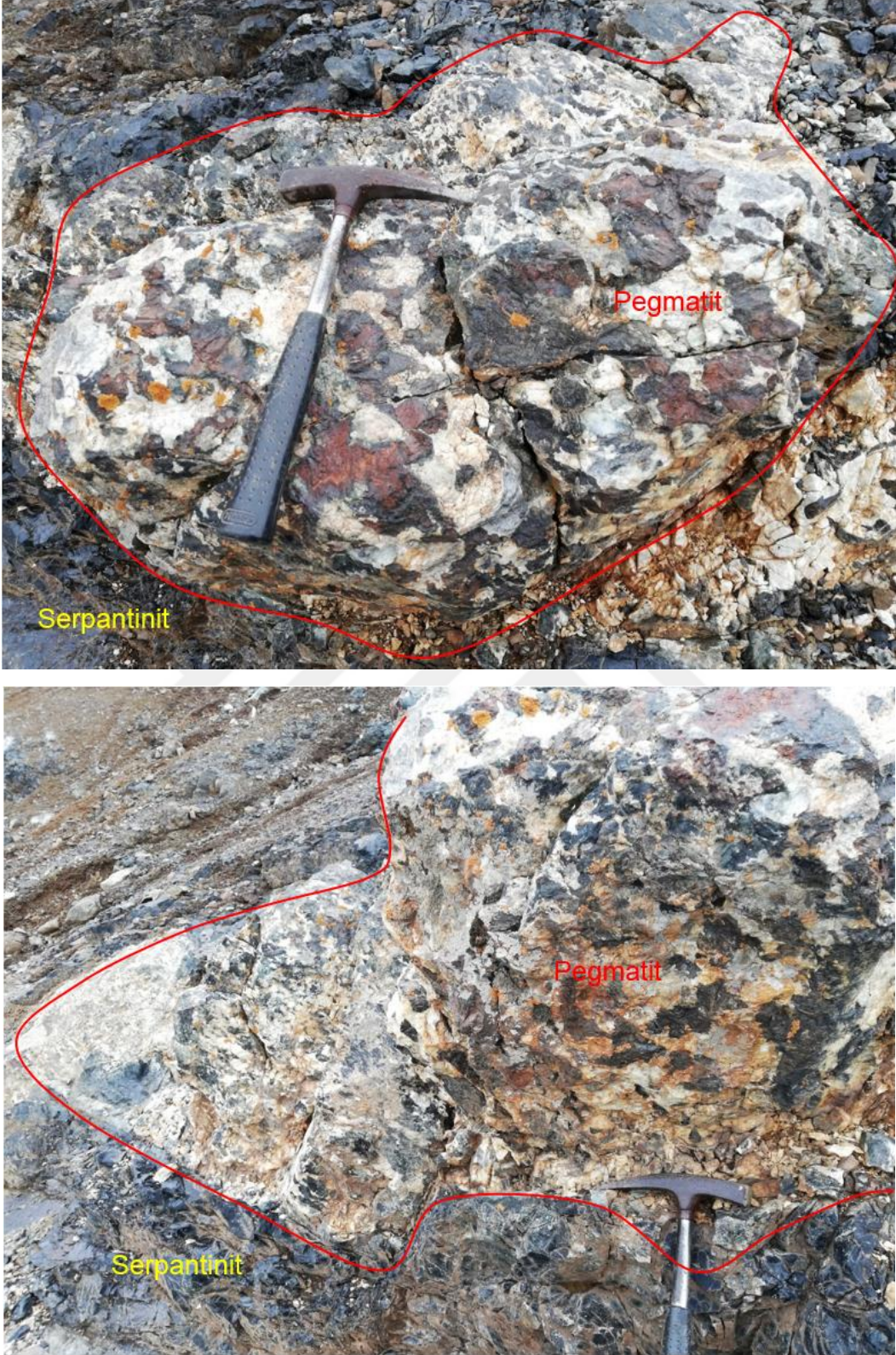
Opak mineral: Eser miktarda mevcuttur.

3.2.2.3. Pegmatitik Gabrolar/Gabro Pegmatitler

Çalışmanın asıl konusunu oluşturan bu nadir kayalar dünit-bantlı gabro dokanağı boyunca, dünit içerisinde izotropik gabro ile tedrici geçişli olarak mostra verirler. İzotropik gabro stok/mercekleri içinde ve gövdenin çekirdek kısımlarında yer alırlar. Kristal tane boyu 3-30 cm arasında değişir (Şekil. 15,16, 17). Bu nedenle izotropik gabrolardan farklı tutularak ayrı bir grup ve ad altında Pegmatitik Gabrolar/Gabro Pegmatitler olarak incelenmişlerdir. Dokusal anlamda herhangi bir mineralojik yönseme göstermezler. Ancak stok/mercek içinde, dıştan içe doğru, kristal boyutları açısından zonlu yapı sunarlar. Mikroskop altında deformasyon izlerine kısmen rastlamak mümkündür. Hemen hemen tüm primer minerallerde deformasyon izi olarak dalgalı sönme mevcuttur (Şekil.18).



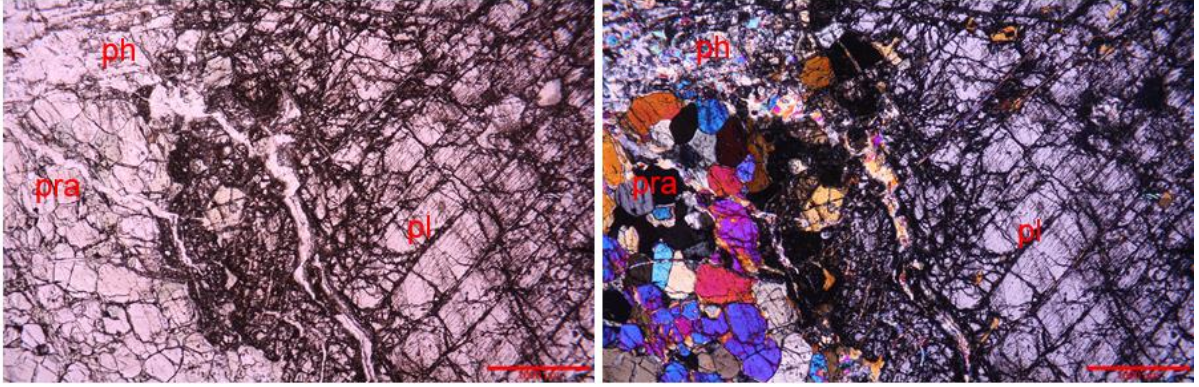
Şekil 15. Serpantinit içerisinde Gabro Pegmatit ve İzotropik Gabro stokları



Şekil 16. Serpantinitle içine yerleşen Pegmatit stokları (üstte ve altta)



Şekil 17. Pegmatit içerisinde plajiyoklas (natrolitleşmiş) ve enstatit megakristalleri



Şekil 18. Pegmatitik gabroların polarizan mikroskoptaki görüntüsü. (solda TN, sağda ÇN görüntüsü, pra: piroksenit ksenoliti, pl; yer yer natrolitleşmiş plajiyoklas, ph: prehnit.

Doku; Pegmatitik (kristal tane boyu > 3 cm)

Plajiyoklas; Primer açık renkli minerallerin tamamını oluşturur (modal %30-80). Genellikle özşekilsiz mega kristaller şeklindedir. Kristal tane büyüklüğü 3-25 cm arasında değişir. 010 a dik kesitlerinde yapılan optik tayin ile primer bileşimlerinin an_{80-95} ile bitovnit-anortit aralığında olduğu tespit edilmiştir. Mega kristal ölçüde olan plajiyoklasların kenar

kısımlarının albitçe biraz daha zengin, merkezi kısımların ise anortitçe zengin olduğu gözlenmiştir. Genellikle dalgalı sönmeli yapı sunarlar. Çoğu kesitlerde anortitin metazomatik olarak tamamen natrolite dönüştüğü görülmüştür. Alterasyon derecesinin yüksek olduğu alanlardan alınan numunelerde anortitlerin ikincil olarak yer yer kaolen, albit, kuvars, kalsit ve prehnite dönüştüğü belirlenmiştir.

Enstatit; Kayaçta modal olarak % 20-65 oranında mevcuttur. Genellikle özşekilsiz, kısmen yarı öz şekilli mega kristaller şeklindedir. Dalgalı sönmeye hemen her kristalde belirgindir. Kristal boyutları 4-30 cm arasında değişir. Kısmen veya tamamen ayrışarak ferropargasit, hornblend, klorit, magnetit ve antofillite dönüşmüştür.

Diyopsit; Pegmatit içerisinde modal olarak %5-7 oranında, özşekilsiz kristaller şeklinde bulunmaktadır. Kristal boyutları 3-8 cm arasında değişir. Alterasyon ile kısmen veya tamamen ferropargasit, klorit, antofillit ve klinoklara dönüşmüştür.

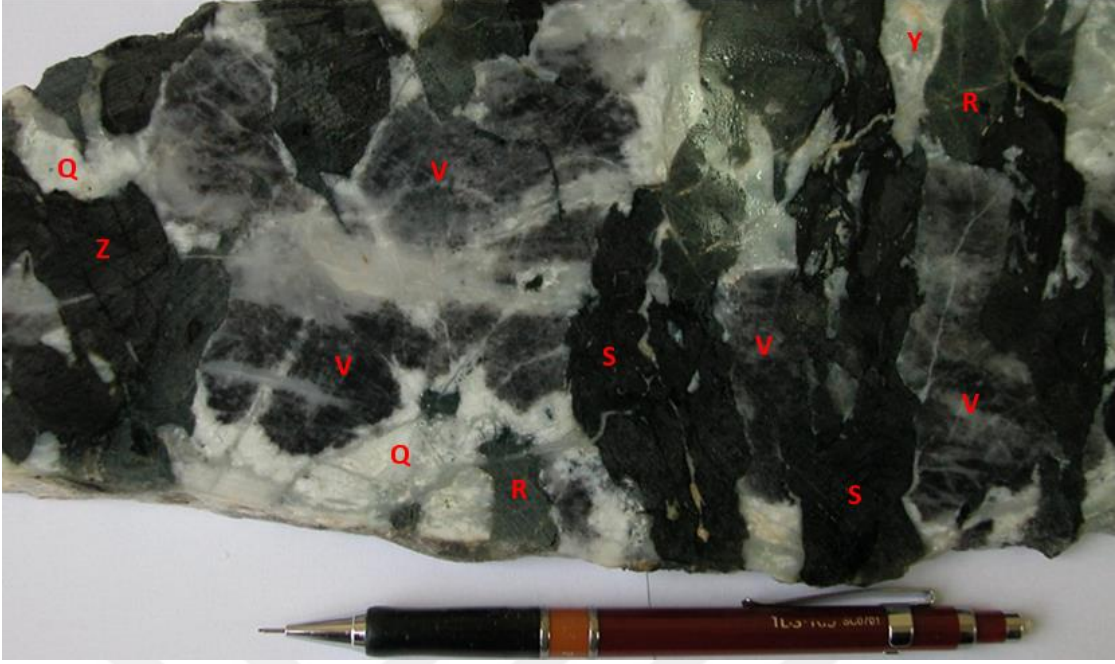
Magnetit; kayaç içinde saçınım, kısmen de kümeler halinde, piroksen kristallerinin ayrışma ürünü olarak ortalama %1 oranında gözlenmiştir.

Natrolit; ikincil mineral olarak plajiyoklasların metazomatik değişimi ile oluşmuştur. Kısmen veya tamamen plajiyoklasların aleyhine gelişmiştir. Tamamen natrolite dönüşmüş kesitlerde, nadiren de olsa albit ikizi gösteren plajiyoklas kalıntısı mevcuttur.

Pegmatitik gabrolarda alterasyon minerali olarak ayrıca epidot, kaolen, klinozoisit, ilvait, prehnit, kalsit ve kuvars giderek azalan sırayla görülür. Ferropargasit, klorit, antofillit, talk, hornblend, magnetit ve klinoklor piroksenlerin ayrışma ürünü olarak tespit edilmiştir.

3.3. Gabro Pegmatit/Pegmatitik Gabro XRD Analizleri

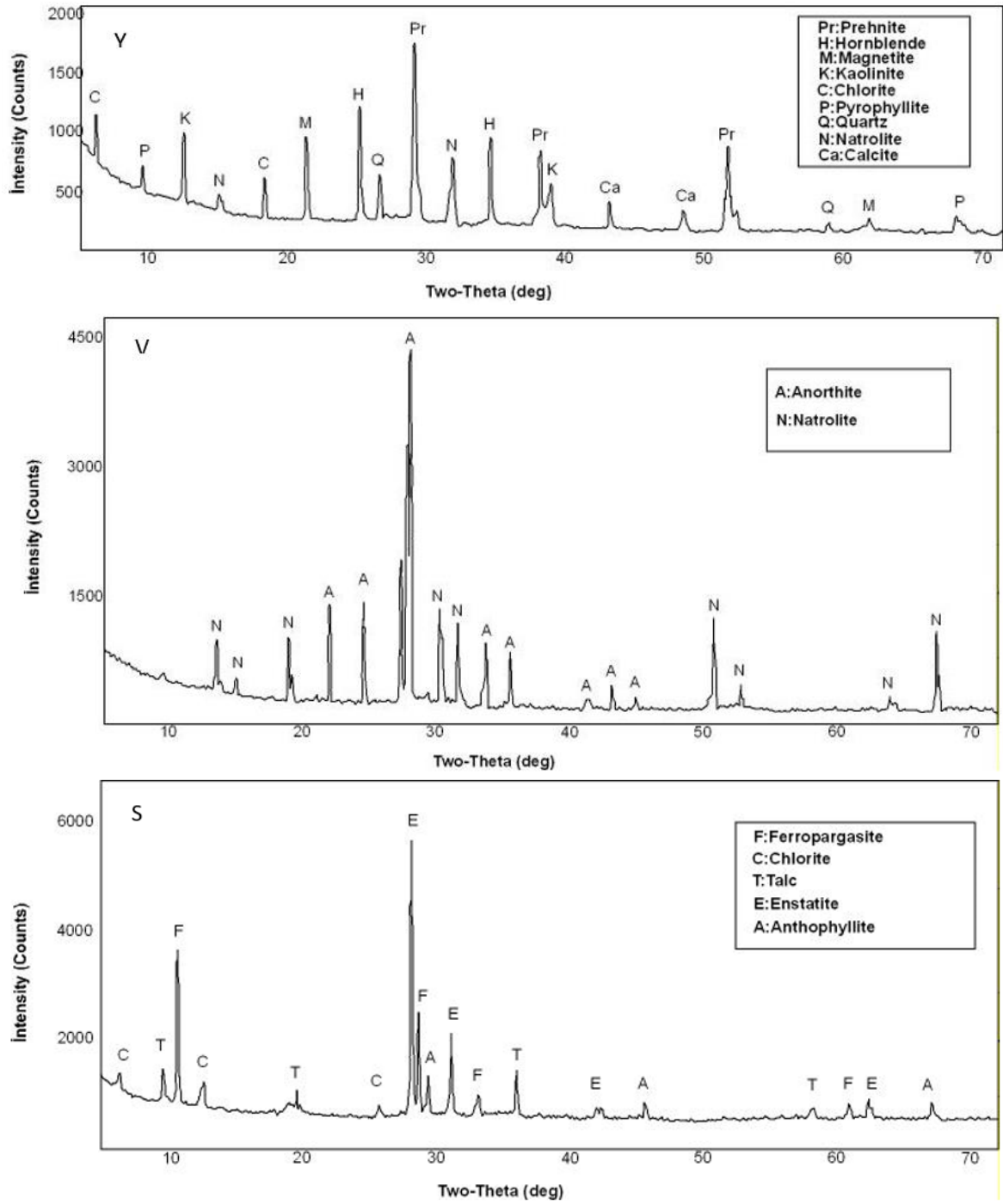
Gabro Pegmatitlere ait parlatılmış bir el örneği Şekil.19 da sunulmuştur. Pegmatit içinde farklı mineraller ayıklanarak XRD analizleri yapılmıştır (Şekil.20,21). Yapılan analizler mikroskobik incelemeleri doğrular niteliktedir. Plajiyoklaslarda (açık renkli) yapılan XRD analizlerde (Q, V ve Y) ilksel anortit bileşiminin yerini başlıca natrolit (%40 dan fazla), prehnit, kaolenit, kalsit, kuvars ve epidot almıştır. Benzer şekilde ferromagnezyen minerallerin (R, S ve Z) yerini de ferropargasit, klorit, talk, antofillit, hornblend ve klinoklor almıştır.



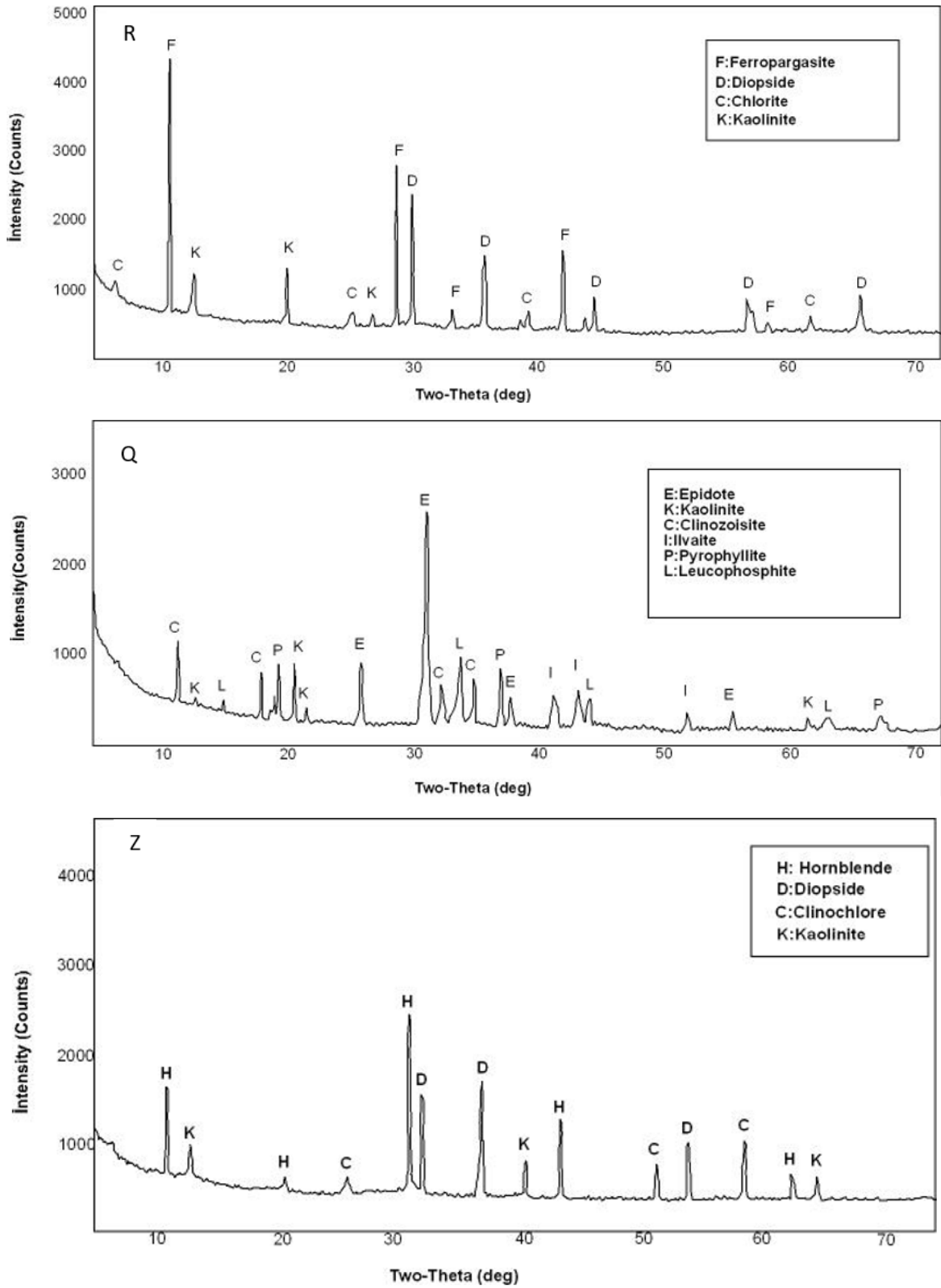
Şekil 19. Parlatılmış Gabro Pegmatit içerisinde XRD analizi yapılan mineraller

Tablo 2. Gabro Pegmatit megakristallerinde yapılan XRD analizlerine ait değerlendirmeler (Mineral rumuzları için Şekil 19 a bakınız)

Mineral Rumuzu	Renk	Boyut (cm)	İlksel mineral	Değişim şekli M: metazomatik A: ayrışma	İkincil mineral
Q	Beyaz	>5	anortit	M, A	epidot, kaolen, klinozoisit ilvait, pirofillit
R	Yeşil	>3	diyopsit	M, A	Ferropargasit, klorit, kaolenit
S	Koyu Yeşil	>8	enstatit	M, A	Ferropargasit, talk, klorit, antofillit
V	Gri	>7	anortit	M	natrolit
Y	Kirli Beyaz	>3	piroksen + plajiyoklas	M, A	prehnit, kaolen, natrolit, kalsit, prehnit, pirofillit, klorit, magnetit
Z	Yeşil	>7	diyopsit	M, A	hornblend, klinoklor, kaolen



Şekil 20. Gabro Pegmatit içerisinde seçilmiş minerallerin XRD çözümlenmeleri



Şekil 21. Gabro Pegmatit içerisinde seçilmiş minerallerin XRD çözümlenmeleri

3.4. Mineral Kimyası

Hem pegmatitik ve hem de izotropik gabro içinde primer mineral olan plajiyoklas ve piroksenlerin mikrokimyasal (LA) analizler yapılmıştır (Tablo.3, 4). Hem plajiyoklas ve hem de piroksen metazomatizması/alterasyonu ile gelişmiş ikincil mineraller üzerinde analiz yapılmamıştır.

3.4.1. Plajiyoklas Mineral Kimyası

Pegmatitik gabrolara ait plajiyoklaslarda SiO_2 ; % 56-77, Al_2O_3 ; 17-29, CaO ; % 5-13, Na_2O ; % 0,2-0,5 aralığındadır. İzotropik gabroların SiO_2 ; % 42-43, Al_2O_3 ; % 37-39, CaO ; % 18-18,5, Na_2O ; % 0,4-0,9 aralığındadır. Buna göre Pegmatitik gabroların SiO_2 içeriği izotropik gabrolardan daha yüksek, Al_2O_3 ve CaO içeriği ise daha düşüktür.

Hem Pegmatitik ve hem de izotropik gabro bileşiminde bulunan plajiyoklaslar anortit bileşimindedir. Pegmatitik gabrolara ait plajiyoklaslar An₉₂₋₉₅ bileşimindedir. İzotropik gabrolara ait plajiyoklasların anortit içeriği ise daha geniş bir aralıkta olup An₈₉₋₉₈ bileşimlidir. Her iki kayaç grubunun K_2O içeriği son derece düşük olup, Or bileşimi sıfıra yakındır (Şekil..c)

Pegmatitik gabrolara ait plajiyoklaslarda (ppm olarak) Li; 0-0.4, Y; 0.01-0.04, La 0.04-0.21, Ce; 0.13-0.47, Tl; 0, Nd; 0.02-0.15, Sm; 0-0.02, Eu; 0.02-0.05, Gd; 0, Tb; 0, Dy; 0, Ho; 0, Er; 0, Tm; 0, Yb; 0-0.03, Lu; 0 değerine sahiptir.

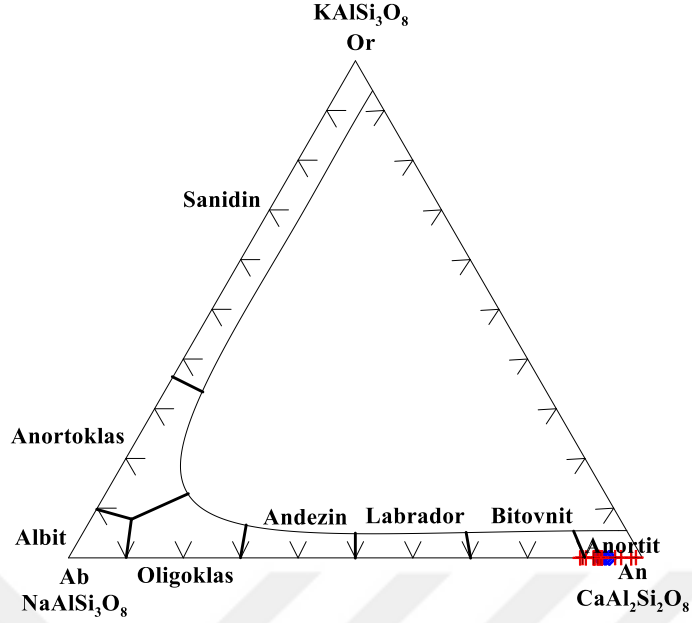
İzotropik gabrolara ait plajiyoklaslarda (ppm olarak) Li; 0-0.08, Y; 0-0.05, La 0.05-0.08, Ce; 0-0.08-0.16, Tl; 0-0.02, Nd; 0.02-0.13, Sm; 0-0.03, Eu; 0.04-0.07, Gd; 0-0.05, Tb; 0-0.01, Dy; 0-0.05, Ho; 0, Er; 0, Tm; 0, Yb; 0-0.02, Lu; 0-0.01 aralığında bulunur.

Tablo 3. Gabro Pegmatitlere ait plajiyoklasların mikrokimyasal analizleri

	108 a1	108 d1	108 d2	108 f1	108 f2	110 a1	110 a2	112 a1	112 a2	121 a1
oxide	wt %									
SiO ₂	76,98	67,20	64,88	58,97	56,20	65,23	66,12	65,14	64,91	57,35
TiO ₂	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	17,41	22,08	23,68	27,47	29,32	23,21	22,63	23,51	22,27	28,91
FeO	0,04	0,12	0,13	0,09	0,14	0,09	0,11	0,14	0,12	0,11
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
CaO	5,34	10,18	10,83	12,96	13,80	10,72	10,41	10,61	11,28	13,05
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,18	0,40	0,45	0,48	0,48	0,41	0,47	0,46	0,38	0,43
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	99,99	100,00	99,99	99,99	100,00	99,68	99,76	99,88	98,98	99,87
Si	3,71	3,20	3,08	2,77	2,63	3,11	3,15	3,09	3,12	2,70
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,99	1,24	1,32	1,52	1,62	1,30	1,27	1,32	1,26	1,60
Fe ₂	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,28	0,52	0,55	0,65	0,69	0,55	0,53	0,54	0,58	0,66
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
tot. cat.	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
tot. oxy.	9,20	8,80	8,72	8,51	8,42	8,74	8,76	8,73	8,73	8,48
An	94,25	93,36	93,01	93,72	94,08	93,53	92,45	92,73	94,25	94,37
Ab	5,75	6,64	6,99	6,28	5,92	6,47	7,55	7,27	5,75	5,63

Tablo 4. İzotropik gabrolara ait plajiyoklasların mikrokimyasal analizleri

oxide	75 a1	75 a2	75 a3	75 a4	66 a1	66 a2	75 c1	75 c2
SiO2	42,46	42,58	42,65	41,92	43,15	43,11	42,01	42,78
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al2O3	38,05	38,03	38,19	38,68	37,43	38,01	38,66	37,90
FeO	0,26	0,28	0,29	0,25	0,24	0,34	0,29	0,48
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,18
CaO	18,42	18,27	17,99	18,35	18,52	17,92	18,14	17,81
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,77	0,80	0,83	0,77	0,39	0,49	0,85	0,80
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02
total	99,97	99,97	99,97	99,99	99,76	99,89	99,98	99,99
Si	1,95	1,96	1,96	1,92	2,00	1,99	1,93	1,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,06	2,06	2,07	2,09	2,04	2,07	2,09	2,05
Fe2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,91	0,90	0,89	0,90	0,92	0,89	0,89	0,88
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,07	0,07	0,07	0,03	0,04	0,08	0,07
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
tot. cat.	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
tot. oxy.	7,95	7,96	7,96	7,94	8,00	8,00	7,94	7,97
An	92,96	92,66	92,29	92,94	96,27	95,22	92,18	92,37
Ab	7,04	7,34	7,71	7,06	3,67	4,71	7,82	7,51
Or	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06	0,00	0,12
Oksit %	71 a1	71 a2	75 e3	75 e4	82.a1	82 a2	91 a1	91 a2
SiO2	43,79	43,10	44,30	42,96	40,77	40,61	42,02	41,05
TiO2	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Al2O3	37,02	37,43	36,68	37,95	38,75	38,81	37,06	38,87
FeO	0,24	0,24	0,21	0,23	0,28	0,25	0,28	0,16
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,02	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	17,89	17,98	17,62	17,89	19,05	19,25	19,98	19,67
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	1,08	1,21	1,13	0,90	0,96	0,99	0,22	0,12
K2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
total	100,04	99,99	100,00	99,97	99,82	99,93	99,57	99,88
Si	2,01	1,98	2,03	1,97	1,87	1,86	1,95	1,89
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,00	2,02	1,99	2,05	2,10	2,10	2,03	2,11
Fe2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,88	0,88	0,87	0,88	0,94	0,94	0,99	0,97
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,10	0,11	0,10	0,08	0,09	0,09	0,02	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
tot. cat.	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
tot. oxy.	7,97	7,94	7,98	7,97	7,88	7,87	7,96	7,95
An	90,15	89,14	89,55	91,66	91,64	91,49	98,05	98,85
Ab	9,85	10,86	10,39	8,34	8,36	8,51	1,95	1,09
Or	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06



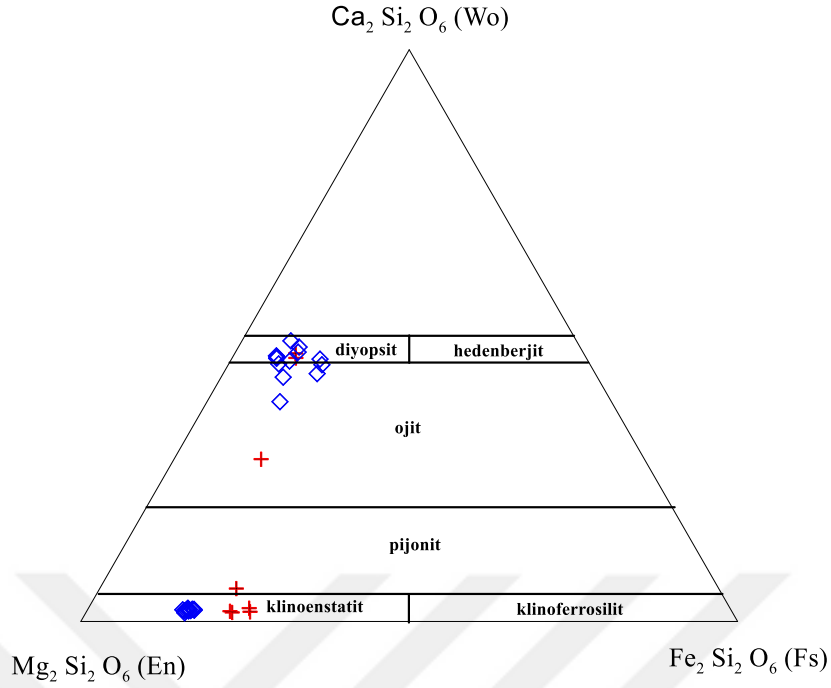
Şekil 22. İzotropik gabro ve Pegmatitik gabrolara ait plajiyoklas ayırtman diyagramı (Semboller: artılar; izotropik gabro, baklava dilinimi; Pegmatitik gabroya aittir)

3.4.2. Piroksen Mineral Kimyası

Pegmatitik gabrolara ait piroksenlerde SiO_2 ; % 56-77, Al_2O_3 ; 17-29, CaO ; % 5-13, Na_2O ; % 0,2-0,5 aralığındadır. İzotropik gabroların SiO_2 ; % 42-43, Al_2O_3 ; % 37-39, CaO ; % 18-18,5, Na_2O ; % 0,4-0,9 aralığındadır. Buna göre Pegmatitik gabroların SiO_2 içeriği izotropik gabrolardan daha yüksek, Al_2O_3 ve CaO içeriği ise daha düşüktür.

İzotropik gabrolara ait piroksenlerde (ppm olarak) Li; 0.77-1.76, Y; 0.18-3.62, La 0-0.05, Ce; 0-0.52, Tl; 0-0.01, Nd; 0-0.36, Sm; 0-0.29, Eu; 0-0.13, Gd; 0-0.36, Tb; 0-0.09, Dy; 0.02-0.69, Ho; 0.01-0.17, Er; 0, Tm; 0-0.08, Yb; 0.07-0.56, Lu; 0.01-0.07 aralığında bulunur.

Pegmatitik gabrolara ait piroksenlerde (ppm olarak) Li; 0.13-3.52, Y; 0.1-5.0, La 0-0.32, Ce; 0-1.14, Tl; 0-0.01, Nd; 0-0.86, Sm; 0-0.41, Eu; 0-0.16, Gd; 0-0.58, Tb; 0-0.21, Dy; 0-1.13, Ho; 0-0.29, Er; 0, Tm; 0-0.14, Yb; 0.03-0.82, Lu; 0-0.16 değerine sahiptir.



Şekil 23. İzotropik gabro ve Pegmatitik gabrolara ait piroksen ayırtman diyagramı (Semboller: Şekil.22 deki gibidir)

Hem İzotropik gabrolara ve hem de Pegmatitik gabrolara ait piroksenler piroksen ayırım diyagramında bebzer alanlara düşmektedir (Şekil 23). Her ikisi de Enstatit-Diyopsit aralığında dağılım gösterirler.

3.5. Jeokimya

3.5.1. Giriş

Bu bölümde Pegmatitik Gabro ve bunlara ev sahipliği yapan ve yakın ilişkili olan Bantlı Gabro ve İzotropik Gabroların jeokimyasal verileri ele alınacaktır. Tüm bu gabro gruplarına ait ana oksit (%), iz (ppm) ve NTE (ppm) analiz değerleri Tablo 5,6,7 de verilmiştir.

3.5.2. Tüm Kayaç Ana Oksit ve İz Element Jeokimyası

Bu bölümde Pegmatit jeokimyası diğer gabroik kayaçlar ile birlikte sunulmuştur. Ayrıca çalışma alanındaki pegmatitler literatürde mevcut bazı pegmatitler ile jeokimyasal anlamda karşılaştırılmıştır. Böylece arazide mevcut gabroyik kayaçlar ve literatürde mevcut olan pegmatitler ile benzerlikleri veya farklılıkları ortaya konmuştur.

3.5.2.1. Gabrolar

Bantlı Gabro, İzotropik Gabro ile Pegmatitik Gabrolara ait analizler aynı başlık altında değerlendirilmiştir. Bantlı gabrolardan 5, İzotropik Gabrolardan 5 ve Pegmatitik Gabrolardan 9 adet olmak üzere toplamda 19 adet örneğin ana oksit ve iz element analizleri yapılmıştır. Gabrolara ait ana oksit ve iz element analiz sonuçları tablo halinde verilmiştir. Nadir Toprak Element (NTE) için de 10 adet örnek analiz edilmiştir

Bantlı Gabroyik kayaçlarına ait toplam kayaç ana oksit değerleri (%); SiO₂; 43,81-46,05, Al₂O₃; 13,02-18,15, Fe₂O₃; 5,49-10,46, MgO; 9,26-13,53, CaO; 13,06-17,42, Na₂O; 0,04-1,22, K₂O; <0,44, TiO₂; 0,07-0,11, MnO; 0,10-0,15, Cr₂O₃; 0,02-0,08 aralığında değişir. Bantlı gabroların ateşte kayıp miktarları (% LOI) 1,14-2,48 aralığında olup ortalama 2,05 dir.

İzotropik Gabrolara ait toplam kayaç ana oksit değerleri (%); SiO₂; 42,16-45,18, Al₂O₃; 12,46-17,16, Fe₂O₃; 6,48-10,18, MgO; 11,62-13,04, CaO; 16,36-18,17, Na₂O; 0,38-1,94, K₂O; 0,01-0,20, TiO₂; 0,05-0,25, MnO; 0,09-0,13, Cr₂O₃; 0,05-0,06 aralığında değişir. İzotropik gabroların ateşte kayıp miktarları (% LOI) 2,55-3,34 aralığında olup ortalama 2,91 dir.

Pegmatitik Gabrolara ait toplam kayaç ana oksit değerleri (%); SiO₂; 41,30-44,12, Al₂O₃; 13,61-19,85, Fe₂O₃; 5,02-9,13, MgO; 8,03-10,76, CaO; 15,08-21,58, Na₂O; 0,35-0,98, K₂O; <0,05, TiO₂; <0,12, MnO; 0,09-0,12, Cr₂O₃; 0-01-0,08 aralığında değişir. Pegmatitik gabroların ateşte kayıp miktarları (% LOI) 2,23-4,32 aralığında olup ortalama 3,23 dir. İzotropik ve pegmatitik gabroların ateşte kayıp oranları bantlı gabrolara oranla %50-60 kadar fazladır. Pegmatitik gabrolarda özellikle plajiyoklasların ikincil olarak natrolite, piroksenlerin ise ferropargasit ve klorite kısmen veya tamamen dönüşümü kayaçta kristal su içeriğini artırmış ve ateşte kaybın yükselmesine neden olmuştur.

Tablo 5. Banlı ve izotropik gabrolara ait toplam kayaç ana oksit kimyasal analiz değerleri

Kayaç	Banlı Gabro (ağ. %)					İzotropik Gabro (ağ. %)				
	E5	E9	E203	E425	E407	E1	E12	E179	E426	E439
SiO ₂	43,81	45,11	44,60	46,05	45,51	42,16	45,18	43,58	44,63	43,51
Al ₂ O ₃	18,15	14,18	13,02	13,75	16,36	12,46	14,03	17,16	14,77	14,92
Fe ₂ O ₃	7,69	10,46	10,28	9,85	5,49	10,18	6,73	6,48	7,36	7,65
MgO	9,26	13,47	13,53	10,71	12,14	13,04	11,68	11,62	11,97	12,24
CaO	17,42	13,06	15,46	16,42	13,65	18,17	16,36	17,37	17,38	16,72
Na ₂ O	0,79	0,76	0,04	1,14	1,22	0,38	1,94	0,51	0,57	1,61
K ₂ O	0,01	0	0,01	0,44	0,37	0,01	0,20	0,01	0,02	0,01
TiO ₂	0,07	0,07	0,09	0,1	0,11	0,11	0,25	0,05	0,08	0,09
MnO	0,10	0,14	0,14	0,15	0,10	0,13	0,09	0,09	0,10	0,12
Cr ₂ O ₃	0,02	0,07	0,07	0,08	0,04	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05
LOI	2,48	2,19	2,04	1,14	2,39	3,05	3,34	2,55	2,87	2,76
Toplam	99,80	99,51	99,28	99,83	99,98	99,75	99,85	99,47	99,79	99,68

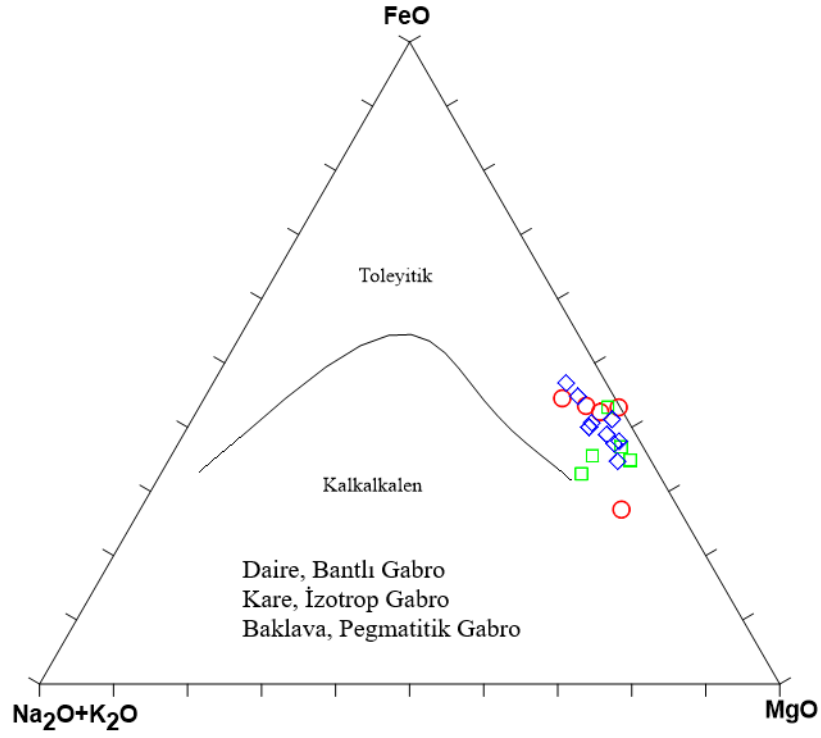
Tablo 6. Pegmatitik Gabrolara ait toplam kayaç ana oksit kimyasal analiz değerleri

Kayaç	Pegmatitik Gabro (%)								
	E2	E8	E48A	E299	E427	E509	E513	E824	E825
SiO ₂	41,8	44,12	42,40	41,38	43,91	42,79	43,04	43,49	41,30
Al ₂ O ₃	17,03	17,94	19,85	18,78	16,77	18,55	18,13	13,61	19,18
Fe ₂ O ₃	6,81	6,94	7,94	5,02	6,47	6,84	7,24	6,85	9,13
MgO	10,03	9,41	8,08	8,79	10,19	9,12	9,96	10,76	10,26
CaO	18,96	17,32	17,22	21,14	19,41	18,15	18,14	21,58	15,08
Na ₂ O	0,69	0,95	0,91	0,65	0,62	0,84	0,35	0,50	0,98
K ₂ O	0	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,01
TiO ₂	0,07	0,07	0,05	0	0,07	0,06	0,01	0,12	0,05
MnO	0,10	0,10	0,10	0,06	0,09	0,09	0,11	0,12	0,10
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,02	0,06	0,08	0,04	0,04	0,03	0,01
LOI	4,32	2,90	3,28	3,98	2,23	3,36	2,75	2,68	3,58
Toplam	99,84	99,83	99,86	99,87	99,85	99,85	99,78	99,74	99,68

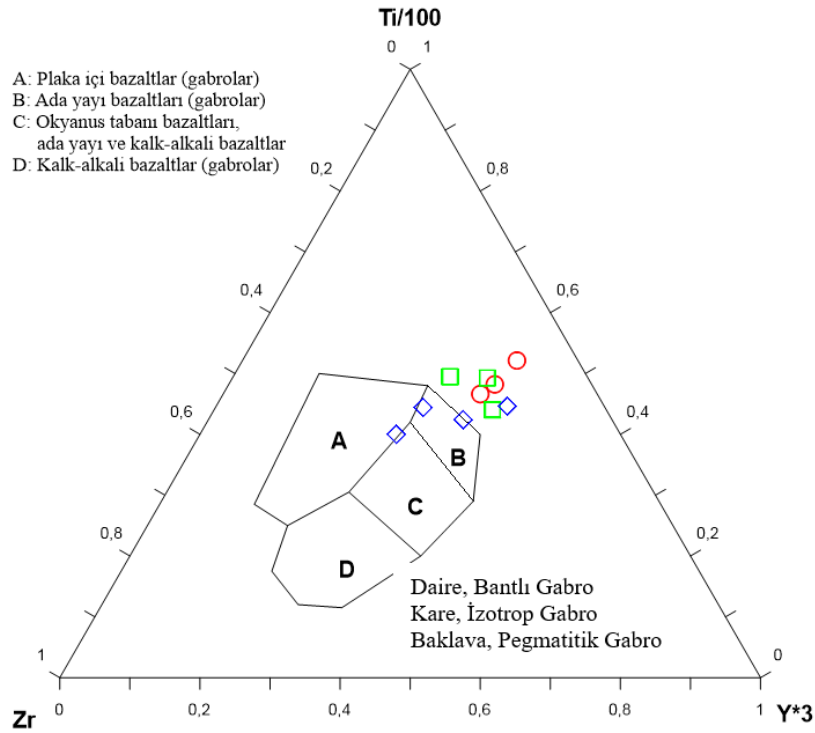
Tablo 7. Bantlı, İzotropik ve Pegmatitik Gabrolara ait İz ve NTE kimyasal analiz değerleri

Kayaç Örn. No	Bantlı Gabrolar			İzotropik Gabrolar			Pegmatitik Gabrolar			
	55	425	93	41	426	179	486	87	509	427
Nadir Toprak Elementler (ppm)										
La	0,9	0,2	0,2	0,3	0,6	0,2	0,4	1,9	0,5	0,6
Ce	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Pr	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Nd	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Sm	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Eu	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06
Gd	0,16	0,14	0,1	0,17	0,13	0,13	0,07	0,11	0,1	0,17
Tb	0,03	0,03	0,02	0,04	0,2	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03
Dy	0,18	0,23	0,16	0,27	0,21	0,18	0,1	0,19	0,15	0,22
Ho	0,05	0,06	0,04	0,06	0,05	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04
Er	0,15	0,16	0,08	0,22	0,16	0,1	0,09	0,17	0,11	0,16
Tm	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Yb	0,15	0,18	0,13	0,15	0,13	0,12	0,08	0,15	0,12	0,14
Lu	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03
Eu _N /Eu*	2,05	1,83	2,16	1,66	1,90	1,90	2,58	2,47	2,16	1,99
La _N /Lu _N	4,67	0,69	1,04	1,04	3,11	2,08	4,15	9,86	2,60	2,08
La _N /Yb _N	4,05	0,75	1,04	1,35	3,12	1,13	3,38	8,56	2,82	2,90
İz Elementler (ppm)										
Ba	4	11	5	2	5	4	5	12	4	4
Be	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Co	42,8	58,1	64,7	59,1	39,9	45,4	38,6	33,7	36,6	36,3
Cs	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Ga	8,8	6,6	6,7	5,8	7,8	8	11	9,2	8,9	8,2
Hf	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Nb	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Rb	0,2	2,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,5	0,1	0,1
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	319	100	257	123	187	212	387	372	340	215
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Th	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
U	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
V	166	267	172	203	169	130	103	142	127	166
W	0,8	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Zr	1,2	0,9	1	1,1	1,9	1,1	2,4	1,2	1,1	1,3
Y	1,1	1,5	1,1	1,7	1	0,9	0,7	1,2	0,8	1,3

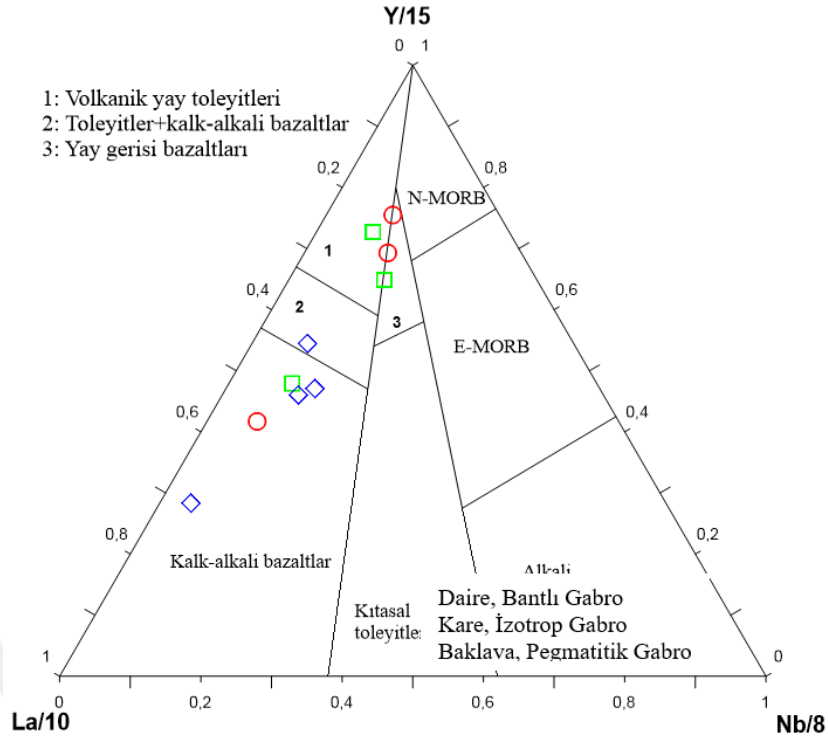
$$Eu^* = \sqrt{SmN * GdN}$$



Şekil 24. Bantlı, İzotrop ve Pegmatitik gabroların FeO-(Na₂O+K₂O)-MgO diyagramındaki dağılımları



Şekil 25. Bantlı, İzotrop ve Pegmatitik gabroların (Ti/100)- Zr- Y*3 diyagramındaki dağılımları



Şekil 26. Bantlı, İzotrop ve Pegmatitik gabroların (Y/15)-(La/10)-(Nb/8) diyagramındaki dağılımları

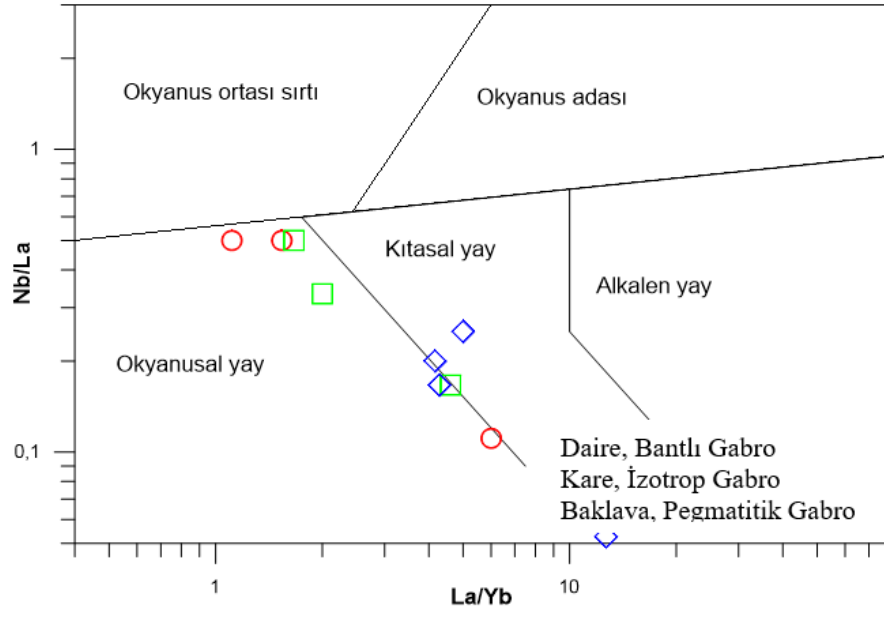
Gabrolar genelde ada yayı veya yay ilişkilidirler. FeO-(Na₂O+K₂O)-MgO üçgen diyagramında bütün gabro örnekleri Na ve K bakımından fakir olup toleyitik alanda yer alırlar (Şekil.1).

(Ti/100)- Zr- Y*3 üçgen diyagramında tüm gabrolar “ada yayı bazaltları” alanına yakın düşmekle beraber pegmatitler Zr bakımından daha zengindirler (Şekil.2).

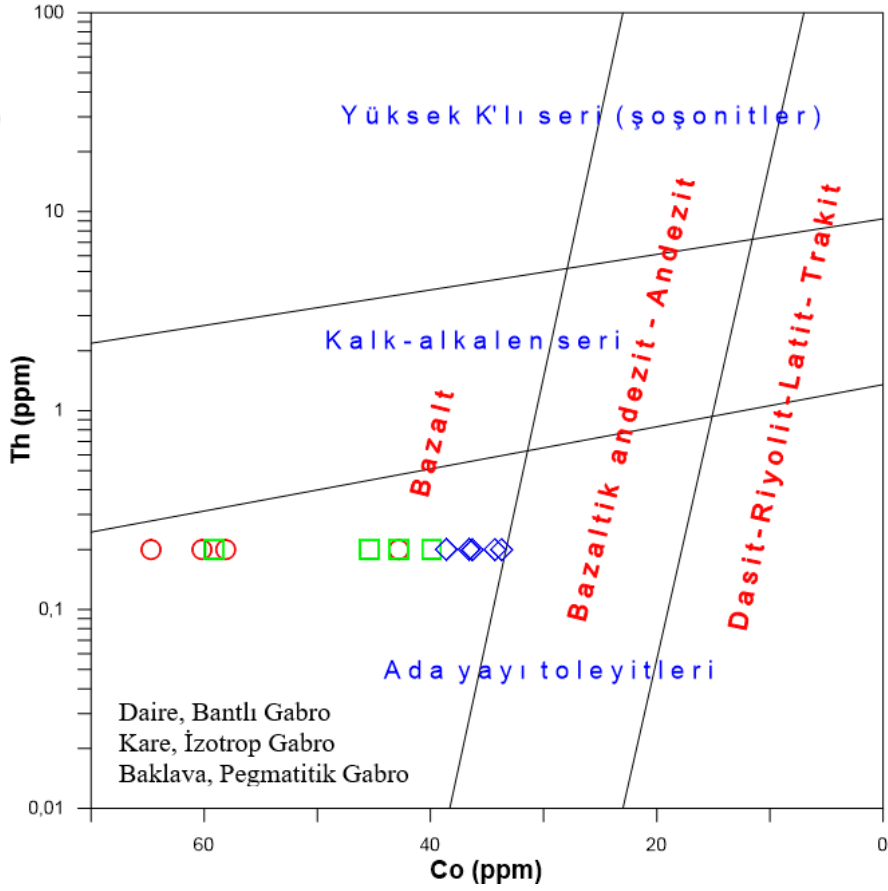
(Y/15)-(La/10)-(Nb/8) üçgen diyagramında gabrolar dağılık alanlarda dağılım gösterirler. Bantlı Gabrolar ve İzotropik Gabrolar “volkanik yay toleyitleri” alanına düşerken, Pegmatitik Gabrolar “toleyit-kalkalkali bazalt” alanına düşerler. Pegmatitik Gabroların La bakımından nispeten zenginleşmiş olmalarına bağlanabilir (Şekil. 3).

(Nb/La)- (La/Yb) diyagramında gabrolar yine dağılık olarak sergilenirler. Bantlı Gabrolar ile İzotropik Gabrolar okyanusal yay alanına düşerken, Pegmatitik Gabrolar okyanusal- kıtasal yay arakesitinde dağılım sergilerler (Şekil.4).

Th- Co diyagramında tüm gabrolar ada yayı toleyitleri alanında bazalt (gastro) grubunda dağılım göstermiştir (Şekil.5).

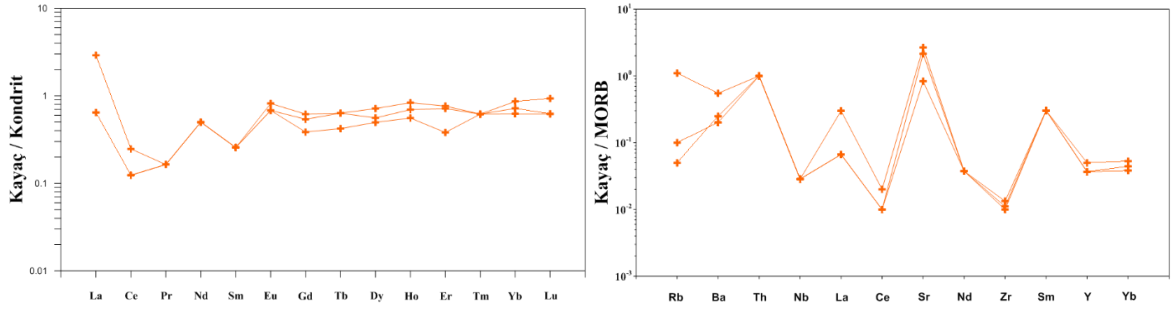


Şekil 27. Bantlı, İzotrop ve Pegmatitik gabroların Nb/La-La/Yb diyagramındaki dağılımları

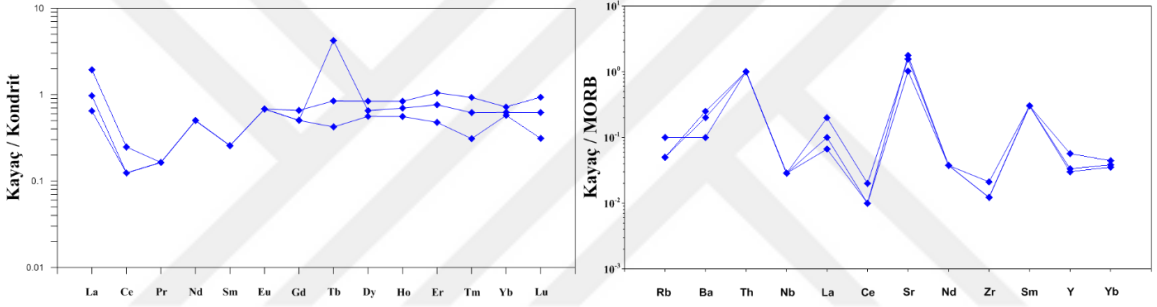


Şekil 28. Bantlı, İzotrop ve Pegmatitik gabroların Th-Co diyagramındaki dağılımları

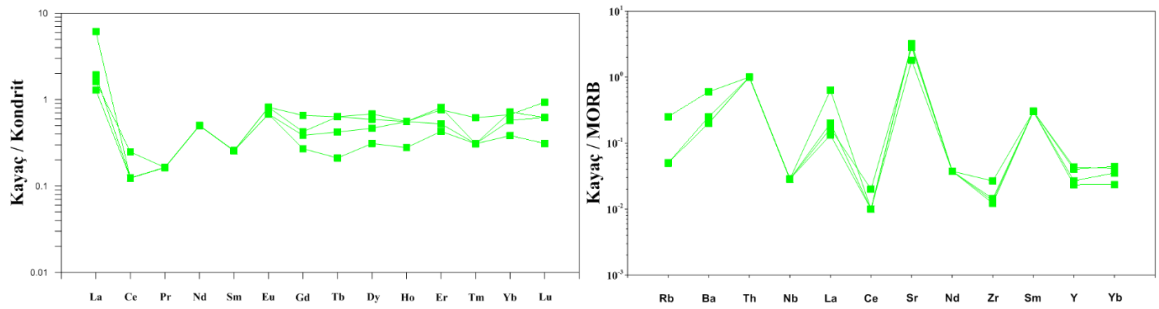
3.5.3. NTE ve İz Element Jeokimyası



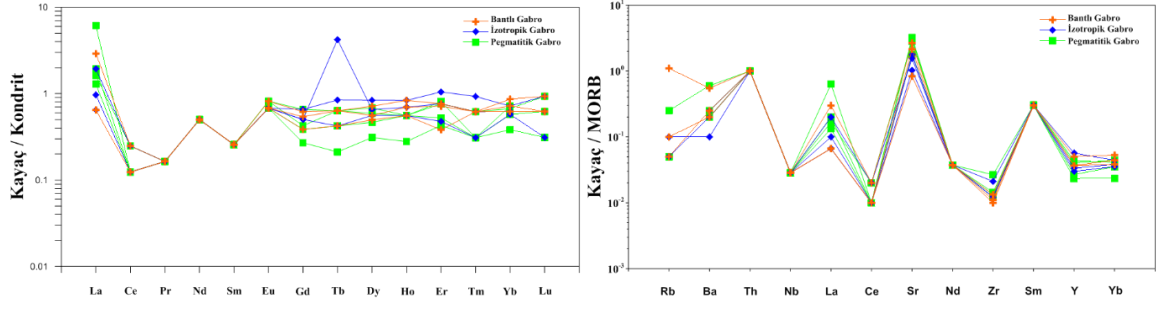
Şekil 29. Bantlı gabroların C1 kondrite normalleşmiş NTE (solda) ve MORB a normalleşmiş İz Element dağılımları (sağda)



Şekil 30. İzotropik gabroların C1 kondrite normalleşmiş NTE (solda) ve MORB a normalleşmiş İz Element dağılımları (sağda)



Şekil 31. Pegmatitik gabroların C1 kondrite normalleşmiş NTE (solda) ve MORB a normalleşmiş İz Element dağılımları (sağda)



Şekil 32. Bantlı, İzotrop ve Pegmatitik gabroların C1 kondrite normalleşmiş NTE (solda) ve MORB a normalleşmiş İz Element toplu dağılımları (sağda)

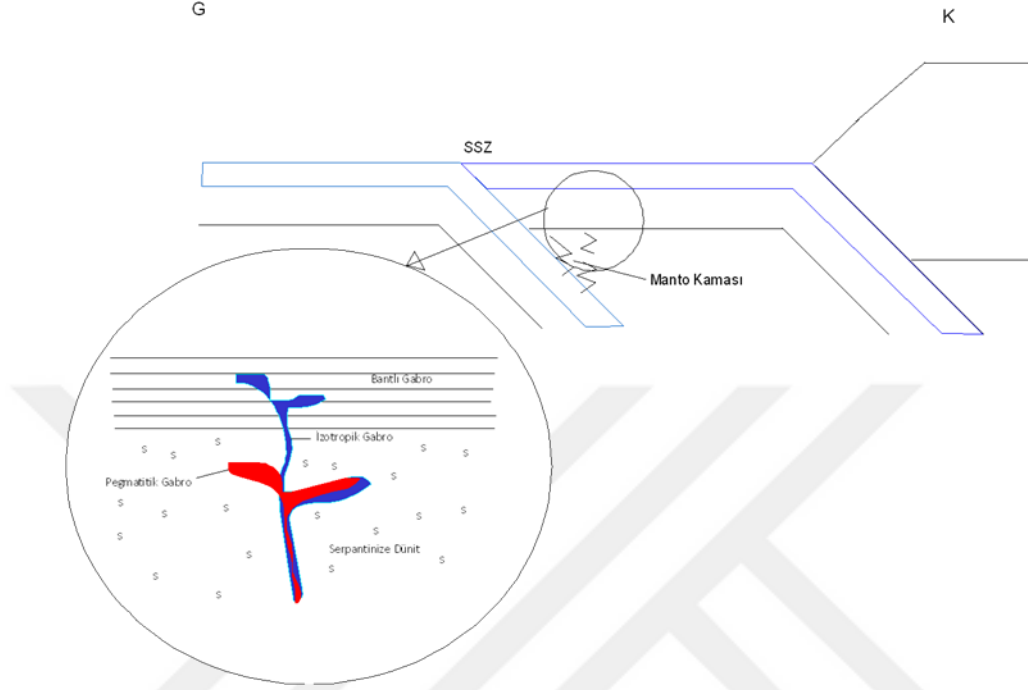


4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışmanın amacı pegmatitik gabrolar olmakla birlikte, bunlara ev sahipliği yapan peridotitlerin birlikte değerlendirilmesi uygun görülmüştür. Daha önce aynı bölgede peridotitler üzerinde yapılan çalışmalarda yüksek magnezyumlu olivin (fo_{86-91}) ve piroksen ($Mg\#90-92$) içeriğine sahip oldukları belirtilmiştir (Kadayıfçı,2008). Bu çalışmada da pegmatitik gabroların yüksek Ca-plajiyoklas içerdikleri (an_{92-95}) görülmüştür. Birlikte değerlendirildiğinde, sahada bulunan ultramafik ve mafik kayaç mineral kimyasının, SSZ ortamında gelişmiş olan Göksun (Kahramanmaraş) ofiyoliti ile benzerlik gösterdiği anlaşılmıştır (Parlak vd., 2020). Buradan hareketle Karaorgan Pegmatitik Gabrolarının bir yitim zonunda oluşabileceğini göstermektedir.

İnceleme alanında yüzeyleme veren gabrolar toplam kayaç kimyası açısından düşük SiO_2 ve yüksek MgO değerlerine (yüksek Mg#) sahiptirler. Bununla birlikte kayaçların Co içerikleri, 36.3 ila 64.7 arasında değişmektedir. Bu özellikler, gabroik kayaçların manto türevli olduklarına gösterir. Tüm jeokimyasal özellikler, bu kayaçların tamamının toleyitik karakterli olduğu ve K-ca fakir bir manto kaynağından türemiş olduklarına işaret eder. Gabroyik kayaçlar bu özellikleriyle, düşük Mg# (<43) değerli metabazalt ve eklojitik kabuk kayaçlarından türeyen deneysel ergiyiklere benzemezler (Rapp ve Watson 1995; Patiño Douce 1999). Tüm bunlar tüketilmiş bir manto kaynağından tekrar kısmi ergime yoluyla oluşmuş olmaya işaret eder. Kayaçlar, çoklukla yüksek Nb/La (>1.5) değerleri göstermekte ve litosferik manto türevli ergiyikten ziyade OIB-benzeri astenosferik manto ergiyikleriyle (~ > 1; Bradshaw ve Smith, 1994; Smith ve diğ., 1999) uyumludurlar. Eu/Eu* değerleri, 1.66 ila 2.58 arasında değişmekte olup fraksiyonel kristallenme olayının hemen hemen hiç etkili olmadığına işaret eder. Örümcek diyagramlarda gözlenen pozitif Sr anomalileri bu olgu ile oldukça uyumludur. Kayaçlar, göreceli olarak yüksek Sr (123-387) ve düşük Ağır Nadir Toprak Element (ANTE) ($Yb=0.12-0.18$) içerikleriyle tipik ada yayı ortamında türeyen kayaçları andırırlar. Kayaçların Hafif Nadir Toprak Element (HNTE) içerikleri ANTE lere göre kısmen zenginleşmiş ve Yüksek Alan Enerjili Siderofil Elementlerce (YAESE) (Nb) tüketilmişlerdir. Bu özelliklerine genel olarak Eu anomali eksikliği eşlik etmektedir. Tüm bu özellikler, kayaçların yitim ortamında geliştiklerine işaret etmektedir. Kayaçların tektonik ayırtman diyagramlarındaki konumları bu bulguyu destekler durumdadır (Şekiller 3,4,5). Tüm bu jeokimyasal veriler sahadan derlenen jeolojik veriler ile birlikte

değerlendirildiğinde, incelenen tüm gabroyik kayaçlar, okyanus içi yitim zonu üzerinde (supra-subduction zone) gelişmiş olmalıdırlar (Şekil. 33).



Şekil 33. Karargan Pegmatitik Gabrolarının gelişiminde düşünülen jeotektonik model

5. KAYNAKLAR

- Abbas, A., Gök., L., Ateş, M., İmik, M., Kılınç, F., Canpolat, M ve Aydın, A., 1991. Horasan (Erzurum ili) Dolayının Jeolojisi Hakkında Rapor, MTA Derg., Ankara, 9341.
- Acar, E. Ç., Altun, Y. ve Özkan, Y. Z., 1983. Karadağ (Erzurum-Narman) Polimetalik Cevherleşmesinin Jeolojik Raporu, MTA Derg., Ankara, 39758, 1.
- Adiwidjana, G., Friese, K., Klaska, K.H. and Schlüter, J., 1999. The crystal structure of kastningite (Mn, Fe, Mg) (H₂O)₄ [Al₂(OH)₂(H₂O)₂(PO₄)₂].2H₂O-a new hydroxyl aquated orthophosphate hydrate mineral. Z. Kristallogr. 214, 465–468.
- Alptekin, Ö., 1973. Focal Mechanism of Earthquake in Western Turkey and Their Tectonic Implication, Ph.D. Thesis, New Mexico Inst. of Mining and Tech., Socorro, New Mexico.
- Argand, E., 1924. La Tectonique de l'Asie. C. R. Congres Geol Intern. XIII. Sess. Belgique, Fasc, 1922.
- Arni, P., 1939. Tektonische Grundzuge Ostanatoliens and Benachbarter Gebiete, MTA, Ankara.
- Beard, J. S., Fullagar, P., D. and Sinha, A. K., 2002. Gabbroic Pegmatite Intrusions, Iberia Abyssal Plain, ODP Leg 173, Site 1070: Magmatism during a Transition from non-Volcanic rifting to Sea-floor Spreading, Journal of Petrology, V, 43, 5, 885-905.
- Birch, W.D., Pring, A. ve Foord, E.E., 1995. Selwynite, NaK(Be, Al)Zr₂(PO₄)₄ 2H₂O, a new gainesite-like mineral from Wycheproof, Victoria, Australia. Can. Mineral. 33, 55–58.
- Blumenthal, M. M., 1946. Die Neue Geologische Karte der Türkei and Einige Ihrer Stratigraphisch-Tektonischen Grundüge, Eclogae Geol., Helv., 39, 2.
- Boray, A., 1975. Bitlis Dolayının Yapısı ve Metamorfizması, TJK Bült., 18, 1, 81-84.
- Boynton, W.,V., 1984. Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P., Ed., Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, New York, 63-114.
- Bradshaw, T., K. Ve Smith, E., 1994. Polygenetic Quaternary Volcanism at Crater Flat, Nevada. J Volcano Geother Research 63,165-182
- Breaks, F.W. and Janes, D.A., 1991. Granite-related mineralization of the Dryden area, Superior province of northwestern Ontario. Geological Association of Canada Mineralogical Association of Canada— Society of Economic Geologists, Joint Annual Meeting, Toronto 1991, Field Trip Guidebook, B7, 71.

- Černý, P., 1991b. Rare-element granitic pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Part II: regional and global environments and petrogenesis, Geosci. Can. 18, 49–81
- Cenry, P. ve Ercit. P., 2005. Rubidium and cesium-dominant micas in granitic pegmatites. Can. mineral, 43,2005-2026.
- Çağlayan, M.A., İnal, R.N., Şengün, M. ve Yurtsever, A., 1983. Structural setting of Bitlis Masif, Geology of the Taurus Belt da., International Symposium, 245-254.
- Demirtaşlı, E. ve Pisoni, C., 1965. Ahlat-Adilcevaz Bölgesinin Jeolojisi (Van Gölü Kuzeyi), MTA Derg., Ankara, 64, 22-36.
- Dewey, J. F. ve Şengör, A. M. C., 1979. Aegean and Surrounding Regions Complex Multiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone, Geol. Soc. Am. Bul., 90, 84-92.
- Dill, H.G. ve Skoda, R., 2015. The new Nb-P aplite at Reinhardtsrieth: A keystone in the lateral depth zonations of the Hagendorf-Pleystein Pegmatite Field, SE Germany. Ore Geology Reviews 70, 208–227.
- Egeran, N., 1947. Tectonique de la Turquie et Relations, G. Thomas, Nancy.
- Fersmann, A.E., 1928. Die Schriftstruktur der Granitpegmatite und ihre Entstehung. Z. Krist. 69, 77–104
- Fersmann, A.E., 1931. Über die geochemisch-genetische Klassifikation der Granitpegmatite. Mineral. Petrogr. Mitt. 41, 64–83
- Fettes, D.J., Mendum, J.R., Smith, D.I. ve Watson, J.V., 1992. Geology of the Outer Hebrides. British Geological Survey Memoir.
- Gattinger, T.E., 1954. Türkiye Jeolojisi Haritası (1/100.000 ölçekli), MTA, Ankara.
- Ginsburg, A.I., Timofeyev, I.N., Feldman, L.G., 1979. Principles of geology of the Granitic Pegmatites. Nedra, Moscow, USSR 296 pp. (in Russian).
- Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N., 1983. Geology of the Bitlis Metamorphic Belt, Geology of the Taurus Belt, International Symposium, 26-29 September, Ankara, 237-244.
- Kadayıfçı, H., 2008, Karadağ (Narman-Erzurum) ve Parmakdere (sarıkamış-Kars) Ultramafik- Mafik Masiflerinin Mineralojik, Petrografik ve Petrokimyasal açıdan İncelenmesi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Trabzon.
- Kamanlı, A., 1975. Sarıkamış-Pasinler Civarında Perlit İmkanları Hakkında Rapor, MTA Derg., Ankara, 5369.

- Keskin, M., 1994. Genesis of Collision-Related Volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, Northeastern Turkey, Ph. D. Thesis, University of Durham, U.K.
- Keskin, M., 1998. Erzurum-Kars Platosunun Çarpışma Kökenli Volkanizmasının Volkano-Stratigrafisi ve Yeni K/Ar Yaş Bulguları Işığında Evrimi, Kuzeydoğu Anadolu, MTA Der., Ankara, 120.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, MTA Derg., Ankara, 66, 23-34.
- Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji, İstanbul Teknik Üniversitesi Matbaası, İstanbul
- Ketin, İ., 1977. Van gölü ile İran Sınırı Arasındaki Bölgede Yapılan Jeoloji Gözlemlerinin Sonuçları Hakkında Kısa Bir Açıklama, TJK Bült., 20, 2, 79-85.
- Kolaylı, H., 1996. Kop Dağları (Erzincan-Erzurum-Bayburt) Ultramafik ve Mafik Kayaçlarının Jeolojik, Petrolojik ve Metalojenik İncelemesi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Landes, K.K., 1933. Origin and classification of pegmatites. Am. Mineral. 18, 33–56.
- London, D., 2005. Geochemistry of Alkali and Alkaline Earth Elements in Ore-Forming Granites, Pegmatites, and Rhyolites, In: Linnen, R. L. and Sampson, I.M. Rare-Element, Geochemistry and Mineral Deposits p. 175–199
- McKenzie, D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region: Geophys. J. R. Astr. Soc., 30, 109-185.
- McKenzie, D. P., 1978. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins, Earth Planetary Sci. Letters. 40, 25-32.
- Marzoni Fecia Di Cossato, Y., Orlandi, P. ve Vezzalini, G., 1989. Rittmannite, a new mineral species of the whiteite group from the Mangualde Granitic Pegmatite, Portugal. Can. Mineral. 27, 447–449.
- Moore, P.B. ve Kampf, A.R., 1977. Schoonerite, a new zinc–manganese–iron phosphate mineral. Am. Mineral. 62, 246–249.
- Mücke, A., 1983. Wilhelmvierlingit, $(Ca, Zn)MnFe_3 + [OH](PO_4)_2 \cdot 2H_2O$, a new mineral from Hagendorf/Oberpfalz. Aufschluss, 34, 267–274.
- Okay, A. I., 1989. Geology of the Menderes Massif and Lycian nappes in the South of Denizli,” M.T.A. Dergisi 109, 45-58, (in Turkish)
- Okay, A.I., and Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication, 156, 475-515.

- Parlak, O., Bağcı, U., Rızaoğlu, T., Ionescu, C., Önal, G., Höck, V. ve Kozlu, H., 2020. Petrology of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Göksun (Kahramanmaraş) ophiolite, southeast Turkey.
- Patiño Douce AE (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A, Fernandez C, Vigneresse JL (Eds), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geol Soc London, 168, 55-75.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J., Eds., *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Cheshire, UK, 230-249.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. ve Roberts, S., 1984. Characteristics and Tectonic Significance of Suprasubduction Zone Ophiolites, Marginal Basin Geology, Geological Society of London. Special Publication, 16, 77-89.
- Perinçek, D. ve Özkaya, L., 1981. Arabistan Levhası Kuzey Kenar Tektonik Evrimi, Yerbilimleri, 8, 91-101.
- Perinçek, D., 1980. Bitlis Metamorfitlelerinde Volkanitli Triyas, TJK Bült., 23, 2, 201-211.
- Pezzotta, F., 2001. Madagascar's rich pegmatite district: a general classification. ExtraLapis 1, 34-35.
- Raade, G., Ferraris, G., Gula, A., Ivaldi, G., Bernhard, F., 2002. Kristianesite a new calcium–scandium–tin sorosilicate from granite pegmatite from Tørdal, Telemark, Norway. Mineral. Petrol. 75, 89–99.
- Rapp, R.,P. ve Watson, E.,B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling, J Petrol, 36, 891-931.
- Simmons, W., B., and Webber, K., 2008. Pegmatite genesis: State of the art, European Journal of Mineralogy, 20, 4, 421-438.
- Simmons, W.B., Webber, K.L., Falster, A.U. ve Nizamoff, J.W. 2003. *Pegmatology – Pegmatite Mineralogy, Petrology and Petrogenesis*. Rubellite Press, New Orleans, LA
- Smith, EI., Sánchez, A., Walker J.,D, Wang, K., 1999. Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large- scale chemical variability of the lithospheric mantle. J Geol, 107, 433-448.
- Sturman, B.D., Rouse, R.C. ve Dunn, P.J., 1981. Parascholzite, a new mineral from Hagendorf, Bavaria, and its relationship to scholzite. Am. Mineral. 66, 843–851.
- Sun, S. S. ve McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotope Systematics of Oceanic Basalts, Implications for Mantle Composition and Processes, In: Saunders, A. D.ve

- Norry, M. J. Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society, London, Special Publications, 42, 313–345.
- Şaroğlu, F., Güner, Y., Kidd, W.S.F. ve Şengör, A. M. C., 1980, Neotectonics of Eastern Turkey, New Evidence for Crustal Shortening and Thickening in a Collision Zone, EOS, Transactions of American Geophysical Union, 61, 360.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1981. Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik Gelişimine Etki Eden Ögeler, Jeomorfoloji, Tektonik, Volkanizma İlişkileri, TJK Bült., 24, 39-50.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1984. Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ve İlgili Magmatizması, Ketin Sempozyumu Bildirileri, 20-24 Şubat, Ankara, 149-162.
- Şaroğlu, F., 1985. Doğu Anadolu'nun Neotektonik Dönemde Jeolojik ve Yapısal Evrimi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri, MTA Derg., Ankara 107, 73-94.
- Şengör vd., 1979. The North Anatolian Transform Fault, its Age, Offset and Tectonic Significance, Jour. Geol. Soc., London, 136, 269-282.
- Şengör, A. M. C., 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları, TJK Bült., Konferans Serisi, 2, 40.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey, A Plate Tectonic Approach, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tkachev, A.V., 2011. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time. In: Sial, A.N., Bettencourt, J.S., de Campos, C.P., Ferreira, V.P. (Eds.), Granite-related Ore Deposits. London, Geol. Soc. Spec. Publ. 350, 7–23.
- Trueman, D.L. and Cerny, P. 1982. Exploration for Rare-Element Granitic Pegmatites. In: Cerny, P., Ed., Granitic Pegmatites in Science and Industry: Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, Vol. 8, 463-494.
- Tüysüz, N., 1993. Ortakale (Sarıkamış-Kars) Kromit Zuhurlarının Özellikleri ve Kökeni, TJK Bült., 36, 151-158.
- Webber, K.L., Falster, A.U., Simmons, W.B. ve Foord, E.,E., 1997. The role of diffusion-controlled oscillatory nucleation in the formation of line rock in pegmatite-aplite dikes. J. Petrol., 38, 1777-1791.
- Webber, K.L., Simmons, Wm.B., Falster, A.U. ve Foord, E.,E., 1999. Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California. Am. Mineral., 84, 708-717

- Yakovenchuk, V.N., Keck, E., Krivovichev, S.V., Pakhomovsky, Y.A., Selivanova, E.A., Mikhailova, J.A., Chernyatieva, A.P. ve Ivanyuk, G.Y., 2012. Whiteite-(CaMnMn), $\text{CaMnMn}_2\text{Al}_2[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, a new mineral from the Hagendorf-Süd granitic pegmatite, Germany. Mineral. Mag. 76, 2761–2771.
- Yılmaz, Y., Dilek, Y. ve Işık, H., 1981. Gevaş (Van) Ofiyolitinin Jeolojisi ve Sinkinematik Bir Makaslama Zonu, TJK Bült., 24, 1, 37-44.
- Yılmaz, Y., 1984. Magmatic Activity in the Geological History of Turkey and its Relation to Tectonic Evolution, TJK Bült., Ketin Symposium, Ankara, Turkey, 63-81.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1986. Initiation of Neomagmatism in the Eastern Anatolia. Tectonophysics, 134, 177-199.



ÖZGEÇMİŞ

1996 yılında Sultan Akın İlköğretim Okulu'nda ilköğrenime başladı. Aynı okulun orta öğrenimini 2004 yılında tamamladı. Lise öğrenimine yine aynı yıl 700. Yıl Lisesi'nde başlayarak, 2007 yılında mezun oldu. 2008 yılında Selçuk Üniversitesi Huğlu Meslek Yüksekokulu, Makine Teknolojileri Bölümünde başladığı önlisans eğitimini 2011 yılında tamamladı. Aynı yıl girdiği KTÜ Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünü 2015 yılında tamamlayarak Jeoloji Mühendisi ünvanıyla mezun oldu. Yüksek lisans eğitimine 2017 yılında KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü'nde başladı. İyi derece İngilizce bilmektedir.