

**T.C
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

PÜTÜRGE METAMORFİTLERİ İÇERİSİNDEKİ ZONLU GRANATLARIN İNCELENMESİ

Yük. Müh. Hilal KAYA

**Yüksek Lisans Tezi
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Yrd. Doç. Dr. Ayşe Didem KILIÇ**

EYLÜL-2015

**T.C
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

PÜTÜRGE METAMORFİTLERİ İÇERİSİNDEKİ ZONLU GRANATLARIN İNCELENMESİ

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Hilal KAYA
(Enstitü No)**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : Ağustos 2015
Tezin Savunulduğu Tarih : Eylül 2015**

Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. A. Didem KILIÇ (F.Ü)
Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. A. Feyzi BİNGÖL(F.Ü)
Yrd. Doç. Dr. Özlem ERDEM (T.Ü)

EYLÜL-2015

ÖNSÖZ

“PÜTÜRGE METAMORFİTLERİ İÇERİSİNDEKİ ZONLU GRANATLARIN İNCELENMESİ “başlıklı bu çalışma, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Mineraloji-Petrografi bilim dalında yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır.

Bu çalışmanın hazırlanması, arazi ve büro çalışmalarında yönlendirici ve bilgilendirici katkı ve yardımlarını fazlasıyla sağlayan tez danışmanım Sayın Yrd. Doç. Dr. Ayşe Didem KILIÇ’a ve bu projenin (MF-12.42 no’lu) maddi olarak desteklenmesini sağlayan Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (FÜBAP) Birimi’ne, izotop çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Auburn Üniversitesi ve İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü izotop laboratuvarının kıymetli hocaları ve teknik elamanlarına teşekkürlerimi sunarım.

Hilal KAYA
ELAZIĞ-2015

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET.....	IV
SUMMARY.....	V
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	VI
TABLOLAR LİSTESİ.....	VII
1.GİRİŞ.....	1
2. MATERYAL VE METOD.....	7
2.1. Araziden Örnek Alınması.....	7
2.2. Örneklerin Laboratuvarında Hazırlanması.....	7
2.3. Kimyasal Analiz için Numune Hazırlanması.....	8
2.4. İzotop Analizi için Numune Hazırlanması.....	8
3. JEOLOJİ.....	9
4. PETROGRAFİ.....	11
5. MİNERALOJİ VE JEOKİMYA.....	15
5.1. Mikroskop İncelemeleri.....	15
5.2. Jeokimya incelemeleri.....	23
5.3. İzotop Analizleri.....	29
6. GRANAT-BİYOTİT JEOTERMOMETRESİ.....	31
7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	33
8. KAYNAKLAR.....	41

ÖZET

Biyotit, klorit, disten, stavrolit gibi, granat minerali de pelitik bileşimli kayaçların bölgesel metamorfizma derecesinin belirlenmesinde kullanılan bir mineraldir. Bu çalışmada 600-800 °C metamorfizma derecesindeki Fe-Mn-Mg ve Ca-Mg-Fe sistemi içerisindeki metapelitik granatların prograd ve retrograd metamorfizma içindeki değişimleri, metamorfitlerin yerleşimleri sırasında gelişen olayların granat minerali üzerinden jeokimyasal, jeokronolojik ve mineralojik değişimleri incelenmiştir.

Granat stavrolit mikaşist, biyotitşist ve amfibolşistlerde yaygın olarak gözlenen granatların TIMS verilerinden çekirdeği grossüler veya pirop olan granat türlerinin, genelde almandin (X_{Fe}) olduğu belirlenmiştir. Granatlarda kimyasal zonlanma ve Sm-Nd izotop verisinden belirlenen büyüme zonlanması olarak iki zonlanma belirlenmiştir. Metapelitlerdeki K'ca zengin disten-stavrolit-granat-muskovit-biyotit şistlerdeki granat mineralleri Sm-Nd izotop verileriyle elde edilen prograd büyüme zonlanması, kayaçların orta basınç ve kısmen yüksek sıcaklık koşullarında metamorfizmaya uğradıklarını ve granatın büyümesinin masifin yükselmesi esnasındaki tektonometamorfik işlemlere bağlıdır.

Granatlarda zonlanma ve zonlanma jeokronolojisi yüksek dereceli pelitik kayaçlardaki granatlarda görülürken, yüksek basınç ve yüksek sıcaklıklarda zonlanma görülmeyebilir. Sıcaklığın belirlenmesi amacıyla Granat-biyotit jeotermometresini kullanılmıştır. Granat-biyotit jeotermometresi, metamorfitlerin sıcaklığının 650-700°C civarında olduğunu işaret etmektedir. Benzer şekilde Dağılım katsayısı- $K_d < 1$ olması, bu kayaçların barroviyen zonu pelitik kayaçlarının stavrolit zonunda metamorfizmayı belirtmektedir.

Mineral parajenezleri, granat jeokimyası, jeokronoloji masifin amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit ve stavrolit-almandin alt fasiyeslerinde ilerleyen, granat mineralinin klorit ve biyotit minerallerine dönüşümleri ve disten mineralinin muskovit mineraline dönüşümü gibi özelliklerden yeşilşist fasiyesinde gerileyen türden iki metamorfizma geçirmiş olduğunu, gerileyen metamorfizmaya metamorfitlerin yükselme süreci etkin olmuştur.

Anahtar Sözcükler: Pütürge metamorfiti, Granat zonlanması, Kimyasal zonlanma, Retrograd büyüme, Sm-Nd jeokronoloji

SUMMARY

Examining of Zoning Garnet in The Pütürge Metamorphite

Garnet is a also mineral used for metamorphism grade such as biotite, chlorite, kyanite, staurolite. In this work investigated prograd and retrograd changes of metapelitic garnets in Fe-Mn-Mg and Ca-Mg-Fe system at 600-800 °C degree, geochemical, geochronologic and mineralogic changes of garnet during settlement case of metamorphites.

Garnet is extensive as a into staurolite micaschiste, biotiteschiste and amphiboliteschiste rocks. In TIMS dating method yielded grossüler and pyrop in core of garnets, but generally garnets is almandine (X_{Fe}). Its was performed two zoning as a chemical zone and growth zone from Sm-Nd isotope analyses. Garnet minerals in the kyanite-stavrolite-garnet-muscovite-biotite schistes is rich with K. Prograde growth zoning yielded with Sm-Nd dating method . These rocks were metamorphised by medium pressure and partially high temperature and garnet growth was tetonometamorphic events during exhumation of massif.

Zoning and zoning chronology in it suggest garnets in high grade pelitic rocks. Garnet zoning can be invisible In the over temperature (>800 C). In this work, garnet-biotite geothermometer were used for temperature. This temperature is approximately 650-700°C degree. Alike, partition coefficient in garnet yielded $K_d < 1$. Also this rocks consist of stavrolite zone metamorphism in pelitic rocks of barrovien zone.

Mineral paragenesis, garnet geochemistry, geochronology of massif suggest that it prograde metamorphism in kyanite-almandine-muscovite of amphibolite facies and retrograde metamorphism in upper greenschiste from characteristics such as chlorite and biotite minerals transform of garnet. Retrograd metamorphism has been closely related with the exhumation process of metamorphites.

Keywords: Pütürge metamorphite, Garnet zoning, Chemical zoning, Retrograde growth, Sm-Nd geochronology

ŞEKİLLER LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.....	1
Şekil 1.2. Pütürge-Bitlis-Zagros bindirme zonu. Avrupa Levhası (pembe), Pontidler(yeşil), Yay serisi içeren Avrupa kenar (bazik simgeli yeşil), metamorfik masifler (koyu pembe), Torid-Anatolid bloğu (kırmızı), İran bloğu (pembe-kırmızı), Pütürge-Bitlis masifi (mavi) (Roland ve diğ., 2011).....	3
Şekil 3.1. Pütürge metamorfitlerinde gözlenen şistozite ve foliasyon.....	9
Şekil 3.2. Metamorfitlerde görülen tane lineasyonu.....	10
Şekil 4.1. Metapelitler içerisinde yer alan poikloblatik dokulu idiomorfik/subidiomorfik granat.....	11
Şekil 4.2. Granatın alındığı metapelit kayacı ve granatlarda Snowball yapısı. Granat (Gr), kuvars (Q), biyotit (Bi).....	11
Şekil 4.3. Yuvarlaklaşmış granat kristali ve kuvars, klorit, opak minerallerle çevrelenmiş basınç gölgeleri. Granat (Gr), kuvars (Q), biyotit (Bi).....	12
Şekil 4.4. Granatlar ve bazı kapanım minerallerinde görülen radial kırıklar.....	13
Şekil 5.1. Gözlü gnaysların(CA2) mikroskopik görünümü. Feldispat (Pl), muskovit (mu), kuvars (q), opak mineral (opc). Ç.N.x40.....	14
Şekil 5.2. Granitik gnaysın (CA1) mikroskop görünümü. Hornblend (Hbl), kuvars(q), K-feldispat (Fl) Ç. N.X 40.....	15
Şekil 5.3. Granat silimanit mikaşistlerin mikroskop görünümü. Granat (Gr), Silimanit (Sil), Muskovit (Mu).....	15
Şekil 5.4. Stavrolit, disten mikaşistlerin mikroskop görünümü. Stavrolit (Stv), Disten (Di).....	16
Şekil 5.5. Biyotitlişistlerdeki kapantı olarak görülen radyasyon hasarlı zirkon minerali. Biyotit (Bi), zirkon (Zr), kuvars (q), klorit (Kl) T.NX40 (Erdem, 1994).....	17
Şekil 5.6. Mikaşistlerin mikroskop görünümü.....	17
Şekil 5.7. Granat mikaşistlerin mikroskop görünümü.....	18
Şekil 5.8. Amfibolitlerde kısmen metamiktizasyona uğramış zirkon minerali. Hornblend (Hb), zirkon (Zr), apatit (Apt), kuvars (q). Ç. N.10 X025.....	18
Şekil 5.9. Mermerin mikroskop görünümü. Kalsit (Cc). Granoblastik doku.....	19
Şekil 5.10. Kalkışistlerde granolepidoblastik doku görünümü.....	19
Şekil 5.11. Granat mineralinin TIMS verilerinin alındığı ölçüm noktaları ve Majör oksit profilleri.....	27
Şekil 5.12. Kapanım minerallerinin yoğun olduğu GR2 nolu örnek.....	28
Şekil 5.13. Granat porfiroblastında yapılan Sm-Nd jeokronojik yaş verisi.....	29
Şekil 6.1. Stavrolit zonunda içinde yer aldığı Barrovien metamorfizması sıcaklık ve basınç değişimleri (https://wwwf.imperial.ac.uk/).....	31

Şekil 6.2. Granat-Biyotit çifti için $\ln KD$ nin $1/T$ de değişim diyagramı, $P=2.07$ kbar
sabit basınç (Ferry and Spear, 1978' den değiştirilerek alınmıştır).....31

TABLÖLAR LİSTESİ

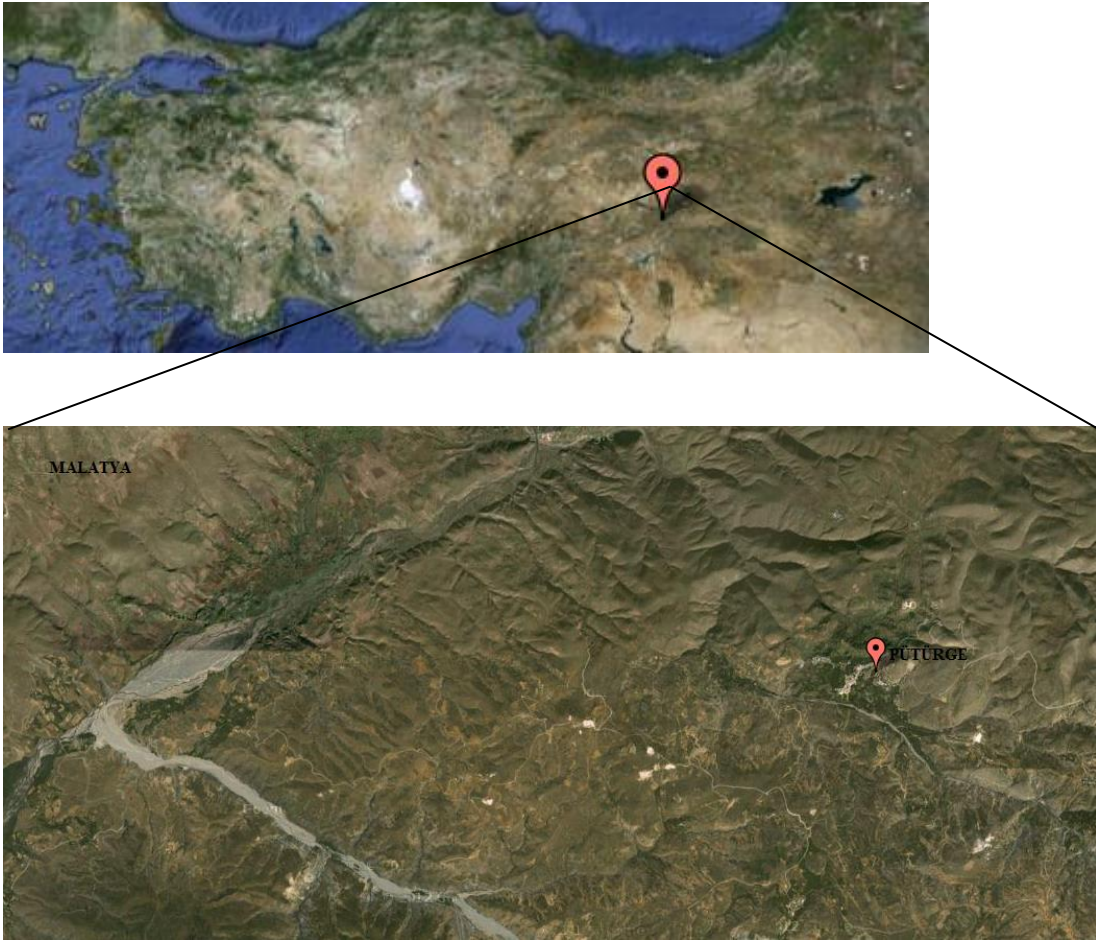
Sayfa No

Tablo 5.1. Pütürge Metamorfitlerine ait Kayaçların Major Oksit ve İz element Bileşimi.....	24
Tablo 5.2. Granat mineralinin Sm-Nd izotop verileri.....	28

1. GİRİŞ

Pütürge Metamorfik Birimi, Torid-Anatolit platform ile kenar kıvrımları alanlarını içine alır (Ketin, 1966). Üst Kretase' den itibaren Avrasya ve Arap-Afrika levhelerinin birbirlerine yaklaşması ve çarpışmaları sonucu oluşmuştur (Perinçek ve Özkaya 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Yazgan, 1983; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz vd., 1992).

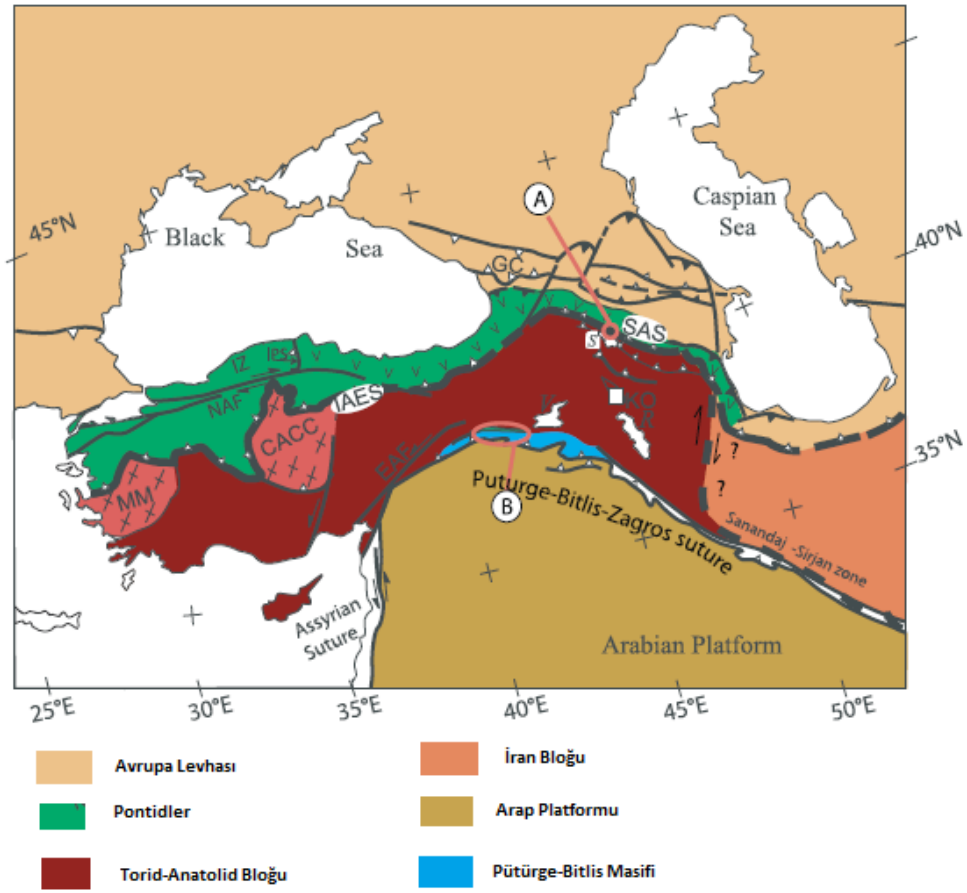
İnceleme alanı Malatya ve Pütürge ilçesi arasında yer almaktadır. Malatya L₄₁C₁ paftası içerisinde yaklaşık 135 km² lik bir alanda yayılım sunmaktadır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası

İnceleme konusu olan Granatların içerisinde bulunduğu Pütürge metamorfiti üzerine yapılan çalışmalara bakıldığında; Yazgan (1983), Pütürge metamorfitlelerine ait kayaçlar üzerinde K/Ar radyometrik yaş bulgularında, masifin en son olarak Üst Kretase (Kampaniyen)' de 500-550°C sıcaklıklarda metamorfizmaya uğradığını belirtmiştir. Yılmaz ve diğerleri (1987), masifin karmaşık bir içyapı gösterdiğini ve dolayısıyla masifi oluşturan birimlerin Mesozoyik boyunca gelişmeye devam eden platform birimleri olduklarını ifade etmektedirler. Metamorfizma nedeni olarak da; Üst Kretase'de bölgeye yerleşen ofiyolit napları işaret edilmektedir. Yazgan ve Chessex (1991), Pütürge metamorfitlelerini, Bitlis metamorfik masifi ile aynı kabul etmiş ve 'Bitlis-Pütürge Metamorfik Kuşağı' adı altında toplamıştır. Bu çalışmalarında araştırmacılar, masiflerin metamorfizmasına (70-75 My) neden olan ısının kaynağını yitim zonu üzerinde bulunan yay önu okyanusal kabuk malzemesinin yerleşmesi, dolayısıyla bindirmeye bağlı sürtünme ısı ve ofiyolitik napın yükü altındaki gömülme basıncına bağlamaktadır. Yılmaz (1993), metamorfik masifin kökeni üzerine bir inceleme yapmış ve Üst Kretase'de metamorfizmaya uğramış bir kıta kenarından türeyen kayaçlar olduklarını belirlemişlerdir. Erdem (1994) Pütürge ilçesi ve yakın çevresini kapsayan çalışmada, metamorfitleleri oluşturan kayaçların petrografik ve petrolojik özelliklerini incelemiş ve masifin metamorfizmasının amfibolit fasiyesi ile yeşilşist fasiyesi olmak üzere iki tür metamorfizmaya maruz kaldığını ifade etmiştir. Ateş (2013) metamorfite ait biyotit şistlerdeki biyotit mineralinde yaptığı çalışmada, metamorfitlelerin ^{39}Ar - ^{40}Ar yaşının 83.21 ± 0.069 Ma sonucu Üst Kretase Santoniyen'i belirtmektedir.

Pütürge-Bitlis-Zagros suture zonu boyunca yayılım sunan (Şekil 1.2) metamorfik birim; pelit, semi-pelit, pisamit, metagranit, gnays, şist, amfibolit, mermer ve kuvarsitten oluşur. Mineral parajenezleri, masifin amfibolit fasiyesinde ilerleyen (prograd) ve yeşilşist fasiyesinde gerileyen türden iki metamorfizma geçirmiş olduğunu işaret eder. Retrograd (gerileyen) metamorfizmaya, metamorfitlelerin yükselme süreci sebep olduğu düşünülmektedir.



Şekil 1.2. Pütürge-Bitlis-Zagros bindirme zonu (Roland ve diğ., 2011).

Pütürge metamorfitletindeki kayaç grupları, gözlü gnays, amfibolit, granitik gnays, şist, mermer ve kuvarsitten oluşur. Bu kayaçlar, granat, stavrolit, andaluzit, disten, sillimanit gibi Barrow zonunu temsil eden indeks mineraller içermektedir.

İnceleme konusu granat minerali, mikaşistler, amfibolşist ve granitik gnayslarda yaygın olarak bulunur. Kimyasal formülü $X_3 Y_2 (SiO_4)_3$ olan granatlarda, X; Mg, Fe, Mn, Ca kanyonlarını, Y ise Al, Fe, Cr, Ti kanyonlarını temsil edilir. Granatlar, *piralspit* adında pirop-almandin-spessartin ve *grandit* denilen grossüler-andradit-uvarovit karışım kristalleri halinde bulunur. Mikroskop incelemelerinde kübik sistemde kristalleşmiş bir mineral olan granat, kahverengi ve çoğunlukla zonlu bir yapıya sahip melanit ve açık yeşil uvarovit dışında çok souk renkler gösterir. Piralspit mineralleri genellikle pembemsi, grandit mineralleri ise yeşilimsi sarı-kahverengimsi yeşil renklere sahiptir. Soluk renklerinden dolayı renk farkından mineralleri belirlemek zordur. Özşekli kristaller halinde bulunur, optik engebe çok yüksektir. Piralspit mineralleri çiftnikolde tamamen izotrop olmasına

rağmen, grandit minerallerinde çok zayıf bir çiftkırmanın varlığı gözlenir. Çiftkırma gösteren kısımlar mineralde çoğunlukla bölgeler ve zonlar şeklinde bir düzen gösterir (Erkan, 2007). Granat mineralinin oluşumu için gerekli koşullar, ısı, nem ve basınçtır. Kısmen anhidroz bir mineraldir. Yüksek simetri ve yoğunluğa sahiptir. Bu özellikler, silikasyon ve dekarbonizasyon işlevinin sonucudur (Van, 2013). Metamorfik kayaçların en yaygın minerallerinden biri olan granat, tektonik ve metamorfik sistemler hakkında önemli bilgi verir. Birlikte bulunduğu mineral gruplarıyla değerlendirilen bir termobarometre mineralidir ve P-T diyagramlarının hazırlanmasında kullanılır (Spear, 1988a). Metamorfik kayaçların basınç-sıcaklık değişimini araştırmak için granatlardaki zonlanma tercih edilen önemli bir yöntemidir. Granattaki zonlanma, büyüme zonlanması ve kimyasal zonlanma olarak çeşitlilik gösterir. Granatlardaki zonlanma metamorfizma koşullarındaki sıcaklık artışıyla orantılı olarak değişir ve hacim artışı olur. Hacim büyümesinin gelişmeye başladığı sıcaklık 665°C den fazla olan sıcaklıklardır. Bu sıcaklıktan sonra granatlar daha homojenize bir bileşim gösterir. Sıcaklık ve hacim artışı, varolan kimyasal profili bozma eğiliminde olduğu için, yüksek sıcaklıktaki granatlar daha homojendir. Dolayısıyla metamorfik derecenin artması, granatları homojenize yapar (Yardley, 1989).

Granatlarda zonlanma gelişmiş olması halinde, bu zonlanma genellikle ters zonlanma olarak gelişir ki (Tracy, 1982), bu durum genellikle difüzyondan kaynaklanan retrograd reaksiyon gelişimini işaret etmektedir (Yardley, 1989).

Zonlanma metamorfik bir süreç olarak, difüzyon olayıdır. Difüzyonda atom/moleküllerin kristalin duraysızlaşan bölgesinden duraylı olan tarafına doğru hareket etmesine/göç etmesine denir. Kristalin yeni bir görünüm alması/büyümesi bu difüzyon hızına ve suresine bağlıdır. Hareket doğrudan doğruya kristal ağı içinde cereyan edebildiği gibi, kristal sınırları boyunca veya kristalin dışında kristali kuşatan akışkan fazı içinde de gelişebilir. Difüzyon sürecinin gelişmesine; Sıcaklık, Basınç, nem ve mineralin kimyasal bileşim farklılıkları etki etmektedir (Bebout, 2007).

Granatlarda iki değerlikli katyonların difüzyonu düşük ve orta dereceli metamorfizmalarda önemsenebilir. Böylece granatın merkezi kayaç matriksinden izole edilir ve P ve T değişimi ile tepki olarak granat bileşimini değiştirir ve zonlanma gelişir. İlerleyen (prograd) metamorfizmada granatlar, Mn ve/veya Ca'ca zengin merkezlere sahiptir, kenarlara doğru Mg artar. Kayaç matriksindeki malzeme ile değiş tokuş sonucu önceden varolan mineralin kimyasal modifikasyonu retrograd (gerileyen) metamorizmaya

sebepler olur. Gerileyen metamorfizmanın granat mineralindeki etkisi, mineralin çekirdeği Mg ca fakirleşip kenarının Mn ile zenginleşmesi, genelde 600 dereceden yüksek sıcaklıklarda gerçekleşir (Bebout, 2007). Dolayısıyla, belirli sıcaklık şartlarındaki bir granat kristalinin sahip olduğu kimyasal bileşim; Çekirdekte Mg, kristalin kenarına doğru Mn/Ca fazla ise bu durum gerileyen (retrograd) metamorfizmayı gösterir (Loomis, 1983; Bebout, 2007).

Granat kristalinin büyümesi, büyüme oranı ve büyüme zamanını belirlemek için granat jeokronolojisi kullanılır (Christensen et al., 1989). Büyüme oranı, Sm-Nd izotopu veya Lu-Hf izotop jeokronolojisi ile belirlenir. İki izotop verisinden biri diğerine tercih edilemez, birlikte kullanılması gereklidir. Çünkü, Lu granatın çekirdeğinde yoğunlaşırken, Sm granatın kenarında yoğunlaşır (Schmolke et al., 2008). Dolayısıyla, sağlıklı bir sonuca ulaşmak için çekirdek ve kenardan izotop analizi yapılması uygun görülmektedir. Lu-Hf izotop verisi erken kristalizasyon yaşını verir, Sm-Nd izotop verisi ise geç kristalizasyon yaşını vermektedir. İki izotop verisi arasındaki fark, mineralin büyüme yaşıdır (Wu et al., 2006).

Yüksek sıcaklıklarda granatla birlikte yaygın olarak, biyotit ve kordiyerit gibi ferromagnezyen fazlar görülür. Bu fazların gelişmesi granatın rezorpsiyona uğradığının da göstergesidir. Rezorpsiyon olayı, yeniden emilimdir. Bu emilimin ana sebebi sıcaklık, ayrıca granat, biyotit ve/veya kordiyerit arasındaki KD (denge sabiti) oranıdır. Sıcaklık azaldıkça KD de azalır (Evans, 1965). Denge sabiti (KD) Mg/Fe oranı olduğu için, rezorpsiyon sırasında granatta Mg'a göre Fe oranı oldukça yükselir ve granat Fe'ce zenginleşir. Metamorfik kayacın metamorfizma geçmişini tanımlamak için Mg ve Fe oranlamasının formüle edildiği Granat-Biyotit jeotermometresi kullanılır. Prograd metamorfik sistemlerdeki metapelitlerin sıcaklık değişimlerini belirlemek için tercih edilen Granat-Biyotit jeotermometresi'nde kullanılacak granatın bileşimi; $X_{Fe}=0.32-0.90$ (genellikle 0.60-0.80), $X_{Mg}=0.02-0.44$ (0.10-0.20), $X_{Ca}=0.01-0.29$ (0.10-0.20), $X_{Mn}=0.001-0.60$ (0.10-0.20) olmalıdır. Bu kimyasal bileşime sahip bir granat mineralinin ağırlıklı kation oranına bakıldığında Fe en fazla bulunan elementtir ve granat türü almandin olup, sıcaklık 600-800°C dir. Granatların kullanıldığı diğer jeobarometre GASP barometresidir. Ancak, bu barometer sadece granatın $X_{Ca}>0.03$ olduğu koşullar için geçerlidir (Yardley, 1989).

Bu tez çalışmasında, metamorfitletler içerisinde porfiroblastlar halinde bulunan granatların iç yapısı, granatlarda zonlanmanın belirlenmesi ve granat jeokronoljisi kullanılarak büyüme oranı ve büyüme türünün belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu konuda, metamorfitletlerdeki mineral zonlanması üzerine yapılmış ulusal bir çalışma bulunmamaktadır. Bu bakımdan, ilk olma özelliği taşımaktadır. Mineral büyümesi, zonlanma ve büyüme zamanının belirlenmesi ulaşılmak istenen hedeflerdir.

1.2. Granat Zonlanması Hakkında nceki alışmalar

Pütürge Metamorfitletleri üzerinde, ilk olarak Kovenko (1943), Yazgan (1983, 1987), Yılmaz ve diğerleri (1987), Yazgan ve Chessex (1991), Yılmaz (1993), Erdem (1994) ve Ateş (2013) Pütürge metamorfitletlerine ait metapelitletlerdeki, biyotitletler üzerinde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ jeokronolojik yaş verisinde de 83.21 ± 0.069 Ma metamorfizma yaşı belirlenmiş olup, metamorfitletlerin 300°C nin altında soğumuş olduğu bir dönemi (Kampanien) işaret etmektedir.

İnceleme konusu granatlarda zonlanma ve zonlanma jeokronolojisi üzerine yapılmış uluslararası çalışmalar arasında; Tracy et al. (1976), Tuccillo ve diğ. (1990), Kylander-Clark ve diğ. (2007), Schmolke ve diğerleri (2008), Caddick ve diğ.(2010) sayılabilir. Tracy et al.(1976), Massachusetts yüksek dereceli pelitik kayaçlardaki granatları incelemiştir. Bu alışmada, Granat-biyotit jeotermometresini kullanarak metamorfitletlerin sıcaklığını $650-700^\circ\text{C}$ bulmuştur. Granatlarda Fe, Mg, Ca ve Mn dağılımlarını belirlemiştir.

Tuccillo et al. (1990), yüksek sıcaklık metapelitletlerdeki granatlarda büyüme ve retrograd zonlanmayı çalışarak, Granat-AlSilikat-Kuvars-Plajiyoklas (GASP) barometresinden basınç-sıcaklık diyagramını hazırlamıştır.

Kylander-Clark ve diğ. (2007), Western Gneiss Region (Norveç) bölgesinde Eklojitlerdeki granatlar üzerinde prograd granat büyümesi belirlemiş, Sm-Nd ve Lu-Hf izotop verilerini kullanarak büyüme zamanını bulmuştur.

Caddick ve diğ.(2010), granat zonlanması ve prograd metamorfizma zamanının zonlanmadan belirlenmesi üzerine çalışma yapmışlardır.

2. MATERYAL VE METOD

Tez kapsamında literatür taramasından sonra arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere dört aşamada yapılmıştır.

Arazi çalışmaları; Pütürge ilçesi (Malatya) Kilyan ve Babik köyleri arasında kalan, granat içeren kayaç gruplarının yayılım sunduğu 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası üzerinde dokanak izleyerek, örnek alarak ve fotoğraflama yapılarak, 2012 yaz aylarında yapılmıştır.

Laboratuvar çalışmalarında petrografik, mineral kimyası ve izotop için ayrı ayrı alınan örneklerin; Mikroskopik incelemeler, TIMS, laser ablation analizi (LA-ICPMS) kimyasal analizi ve Sm-Nd izotop analizi çalışmaları yapılmıştır.

Granat mineralinin major oksit analizleri TIMS tekniğiyle ve Sm-Nd izotop analizleri ACTLAB (Kanada)'da yapılmıştır.

2.1. Araziden Örnek Alınması

Çalışma alanında yüzeyleyen metamorfitle temsil etmesi amacıyla granitik/gözlü gnays, granatlımikaşist, granat- stavrolit-disten mikaşist, amfibolşist ve amfibolit, vb. gibi kayaçlardan örnek alınmıştır. Örnekler suyla yıkanarak yüzeysel tozlardan arındırılıp kurutulduktan sonra çeşitli laboratuvar işlemleri için ayrılmıştır. Başlıca, kırma-öğütme-eleme ve incekesit incelemeleri Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kırma-Öğütme ve Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda gerçekleştirilmiştir.

2.2. Örneklerin Laboratuvarda Hazırlanması

Araziden alınan tüm örneklerin petrografik tanımlamaları makroskopik olarak yapıldıktan sonra, inceleme alanına ait kayaç gruplarının ince kesitleri hazırlanmış ve granat mineralinin belirlendiği mikaşist, amfibolşist ve granitik gnayslar ayrılarak, diğer analizlere yönelinmiştir.

Optik mikroskop incelemeleri, Fırat Üniversitesi Jeoloji bölümü mikroskop laboratuvarında Nikon marka, binoküler alttan aydınlatmalı polarizasyon mikroskopunda yapılmıştır.

Dokusal özelliklerin ve/veya şistozitenin daha iyi belirlenebilmesi amacıyla foliyasyon düzlemlerine mümkün olduğunca dikey yönde kesitler hazırlanmıştır. Bu incelemeler ile mineraller ve matriksin birbirleriyle olan ilişkileri belirlenerek metamorfizmaya bağlı gelişen dokusal özellikler incelenmiştir. İnceleme konusunu oluşturan granatların SPTanalizleri İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü Jeoloji bölümü laboratuvarında yapılmıştır.

2.3. Kimyasal Analiz için Numune Hazırlanması

Jeokimyasal analiz sırasında toplam 20 adet kayaç örneğinin ana, iz ve nadir toprak element içerikleri Acme Analytical Laboratories (Türkiye)'da yaptırılmıştır. Ana elementler 1150°C'de platin-altın krozeyle 1/5 oranında numune ve Lityumtetraborat ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) katılmasıyla elde edilmiş cam pelletlerde X-Ray Floresans (XRF) tekniği ile ölçülmüştür. Major oksitler aynı metod ile preslenmiş pelletler üzerinde LA-ICP-MS ile analiz edilmişlerdir.

2.4. İzotop Analizi için Numune Hazırlanması

İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü Jeoloji laboratuvarında ağırlaştırıcı sıvılar kullanılarak ayıklanmış olan granat mineralleri ayıklanmıştır. Granat minerallerinde Sm-Nd izotop analizleri, ACTLAB(Kanada) yaptırılmıştır.

Diğer kayaçlardaki granatlara göre mikaşistler içerisindeki granatlar daha iri kristalli olduğu için laboratuvar kararıyla mikaşist örneklerindeki granatlar ayıklanmıştır. Bu granatların major oksit içerikleri, ACTLAB (Kanada)'da yaptırılmıştır. TIMS yöntemiyle, 0.2 g örnekler üzerine lityum metaborat/tetraborat (LiBO_2) füzyon ve seyreltilmiş nitrik asit digestiyon metodu kullanılmış ve kimyasal analiz verileri Tablo 1'de verilmiştir.

3. JEOLojİ

Pütürge Metamorfitleeri ve Maden Karmaşığından oluşan kayaçların geniş yayılım gösterdiği çalışma alanı ve yakın civarında, Maden Karmaşığı, Pütürge metamorfitleeri üzerine transgresif olarak veya faylı dokanak olarak devam etmektedir.

Pütürge metamorfitleeri, Gözlü gnays, amfibolit, amfibolışist, mikaşist, granitik gnays, kuvarsit ve mermer kayaç birimlerinden oluşmaktadır. Üst zonlarda metakarbonatlı kayaçlar daha yaygındır. Metakarbonatlar genelde sarp yamaçlar oluştururken, pelitik seviyeli kesimler daha yumuşak bir topografya sunmaktadır.

Metamorfitleerde foliyasyon özelliğı belirgin olarak gözlenmektedir. Özellikle, şistozite ve gnays bandlaşması ve klivaj görölmektedir (Şekil 3.1). Sünümlü makaslama zonlarında milonitik foliasyon, tane lineasyonu yaygın olarak gözlenen özellikler arasındadır (Şekil 3.2).



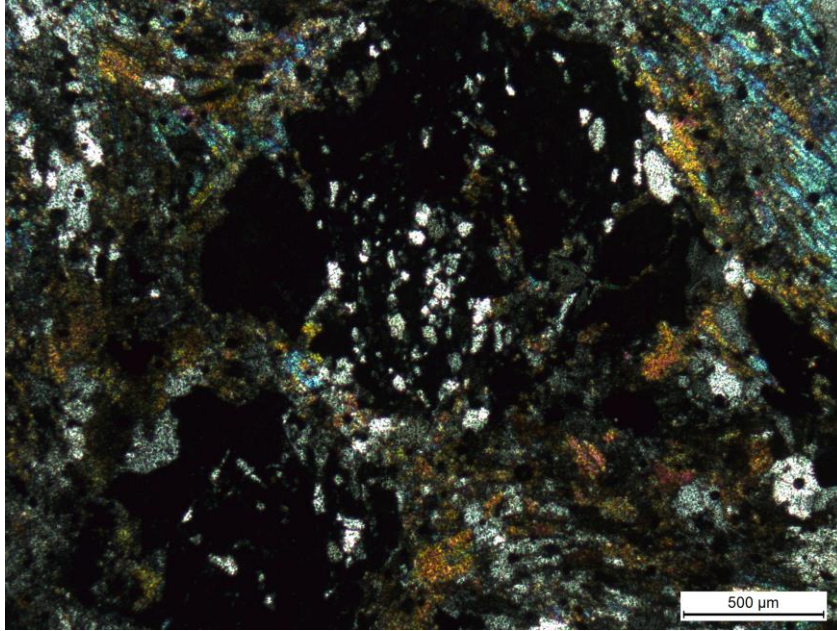
Şekil 3.1. Pütürge metamorfitlelerinde gözlenen şistozite ve foliasyon görünümü



Şekil 3.2. Metamorfitleerde görülen tane lineasyonu

4. PETROGRAFİ

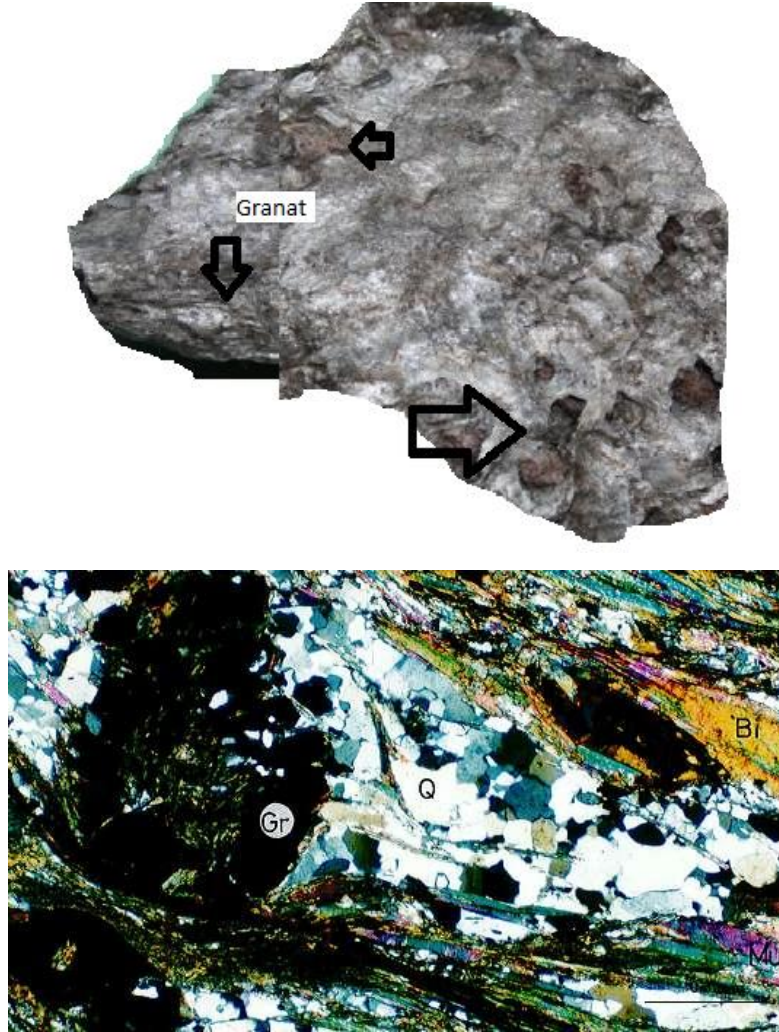
Pütürge metamorfitleeri, gözlü gnays, amfibolit, amfibolşist, granitik gnays, şist, kuvarsit, kalkşist ve mermerden oluşur. Adlandırmalar, ana mineral bileşimine göre belirlenmiştir. Petrografik adlandırma çerçevesinde mineral isimleri azdan çoğa doğru sıralanmıştır: Mika şist, granat-stavrolit mika şist, kuvarso-feldispatik mika gnays, kalkşist, kuvarsit, amfibolit ve mermerdir. İnceleme konusu olan granat minerali, Pütürge metamorfitleerine ait metapelitlerden alınmıştır. Tane boyutları 1-3mm arasında olan granat kristalleri idiomorfik ve subidiomorfik şekillidir. Çekirdek kısımları idiomorfik olan kristaller, konsantrik inklüzyonlarla çevrelenmiştir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Metapelitler içerisinde yeralan poikloblastik dokulu idiomorfik ve subidiomorfik granat

Klorit, epidot, kuvars ve muskovit gibi mineraller kapantı minerali olarak görüldüğü poikiloblastik granat minerallerinin içerisinde, bu mineraller iç şistozite veya snowball yapısına benzer görüntüler verir (Şekil 4.2). Granatlarda snowball yapısı (kartopu yapısı), kapanımların S harfi şeklinde kıvrımlı bir dizilim göstermesidir. Bu özellik, kristalleşmeyle eş yaşlı deformasyonu işaret eder (Erkan, 2002). İnküzyon boyutu kısmen küçük olan granatlardaki inklüzyon mineralleri, kuvars, zirkon ve apatit iken, radyal kırıkların geliştiği daha büyük boyutlu inklüzyonlardaki mineraller klorit, kuvars,

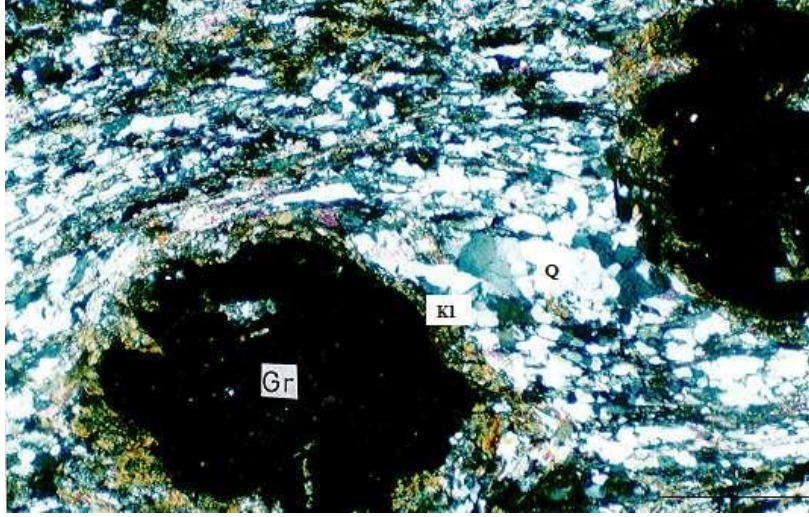
epidotdur (Şekil 4.1). İç kısımları inklüzyon minerallerince yoğun olan bazı granat kristallerinin dış kısımları daha az inklüzyon içermektedir. Dış kenarlardaki inklüzyon mineralleri kuvars, apatit ve zirkondur.



Şekil 4.2. Granatın alındığı metapelit kayacı ve granatlarda Snowball yapısı. Granat (Gr), kuvars (Q), biyotit (Bi)

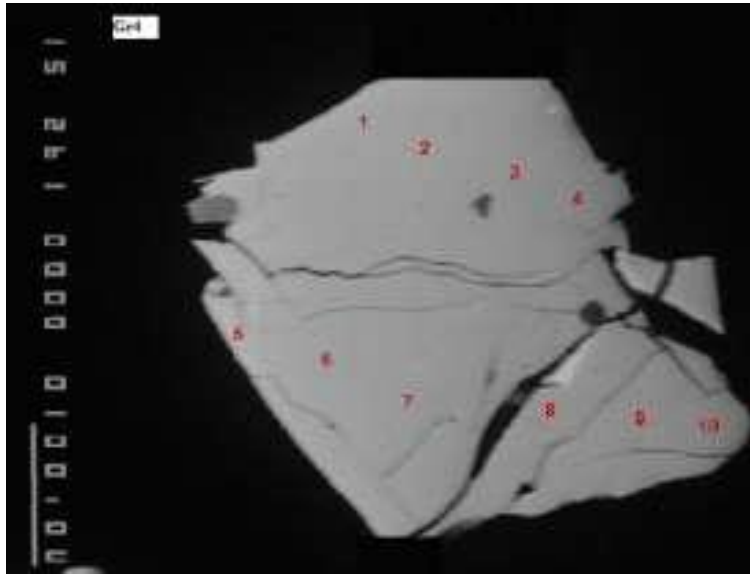
Granatlarda kapanımlardan başka görülen diğer bir özellik, Kristal kenarlarında gelişen düzensiz kırıklardır. Radyal kırıklar granat kristalinin kenar kısımlarında gelişmiş ve daha sonraki deformasyonla kesilmiştir. Deformasyon düzlemi içerisinde kalan kristaller yuvarlaklaşmış ve klorit, kuvars, Fe-oksitten oluşan basınç gölgeleri oluşmuştur

(Şekil 4.3). Radyal kırıklar, mineraline dönüşümleri ve içinde bulunduğu kristalde hacim genişlemesine sebep olması sonucu gelişmiş olabilir (Şekil 4.4).



Şekil 4.3. Yuvarlaklaşmış granat kristali ve kuvars, klorit, opak minerallerle çevrelenmiş basınç gölgeleri.

Granat (Gr), kuvars (Q), biyotit (Bi)



Şekil 4.4. Granatlar ve bazı kapanım minerallerinde görülen radial kırıklar

Mikroskobik incelemelerinde ferromagnezyen faz biyotit mineralidir. Biyotit muhtemelen granat rezorpsiyonu sonucu Fe-Mg katyonları arasında gelişen element alışverişi sonucu gelişmiştir. Olası reaksiyon; $\text{Granat} + \text{K-feldispat} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Biyotit} + \text{Al-silikat} + \text{kuvars}$ tır.

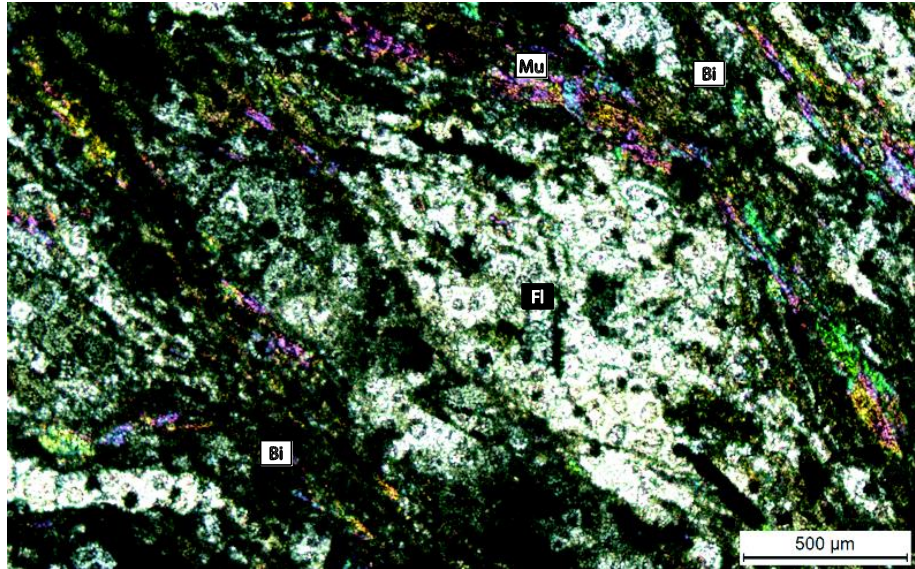
5. MİNERALOJİ VE JEOKİMYA

5.1. Mikroskop İncelemeleri

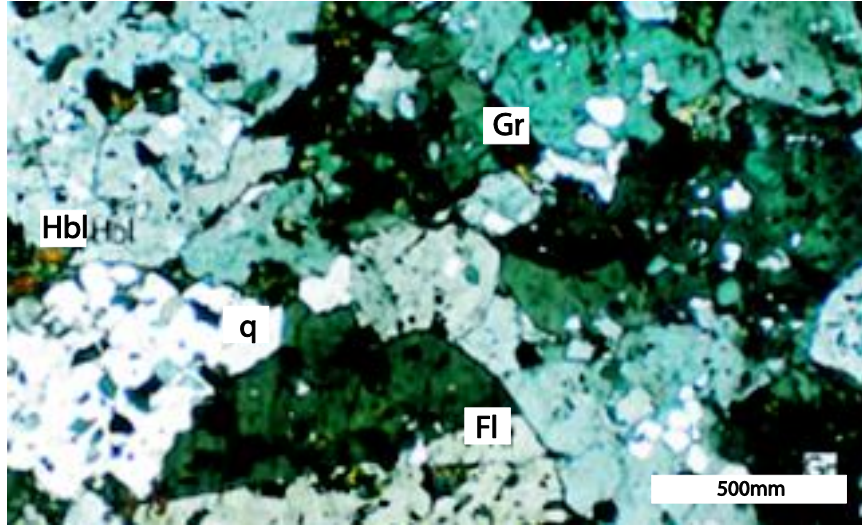
Pütürge metamorfiteine ait kayaç grupları; gözlügnays, amfibolit, granitik gnays, amfibolşist, mikaşist, kalkşist, kuvarsit ve mermerdir.

Mikaşistlerin mineral parajenezi biyotit-disten-silimanit-stavrolit-kuvars-muskovite(klorit)-plajiyoklas (albit)-granat-serizit-apatit-zirkon-opak minerallerdir. Bu kayaçların amfibolit fasiyesinde ilerleyen (prograd) ve yeşilşist fasiyesinde gerileyen (retrograd) olmak üzere iki farklı metamorfizmaya uğradıkları görülür.

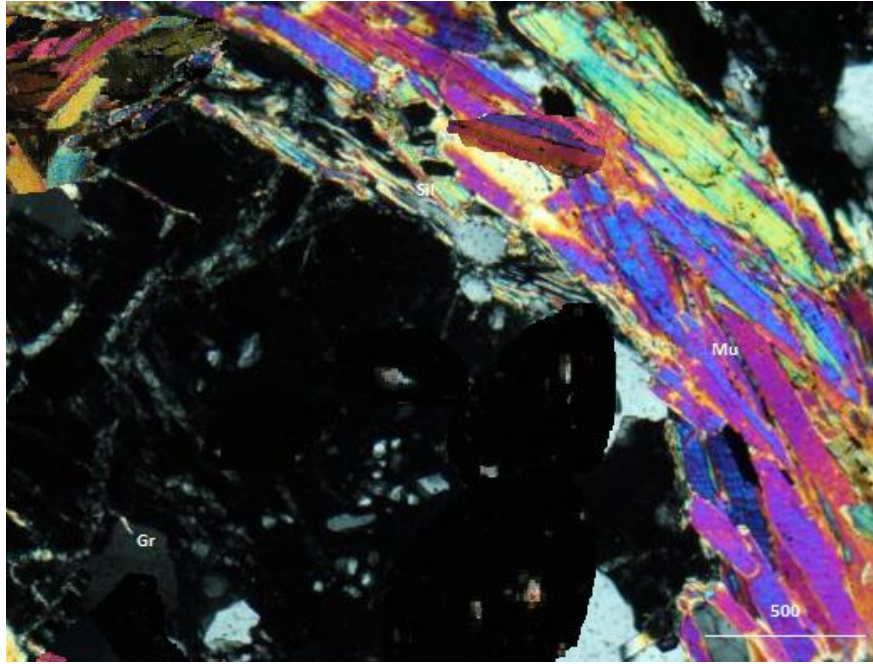
Granitik/gözlü gnaysların mineral parajenezi, ortoklas-kuvars-biyotit-klorit-muskovit-serizit- epidot-apatit-zirkon-sfen-opak minerallerdir. Feldispat porfiroblastlarının içerisinde kapantı mineralleri olarak kuvars, zirkon, muskovit bulunur (Şekil 5.1, Şekil 5.2). Biyotit minerali içerisinde kapanım minerali olarak bulunan radyasyon hasarına uğramış zirkonlar yaygındır (Şekil 5.5, Şekil 5.6, Şekil 5.7). Metamorfitlere ait gözlü gnays ve granitik gnayslardan alınan zirkonların iz element içerikleri, Uranyum içeriği yüksek olup, metamikt yapıda ve uranyum ve toryum gibi radyoaktif elementler içeren kapantı mineralleri içerdiğini belirtmektedir. Pütürge metamorfitlerinin metamorfizma koşulları, mineral reaksiyonları sonucu açığa çıkan sıvı ve beraberinde gelişen element hareketliliği metamiktizasyona sebep olmuştur (Ateş, 2011)



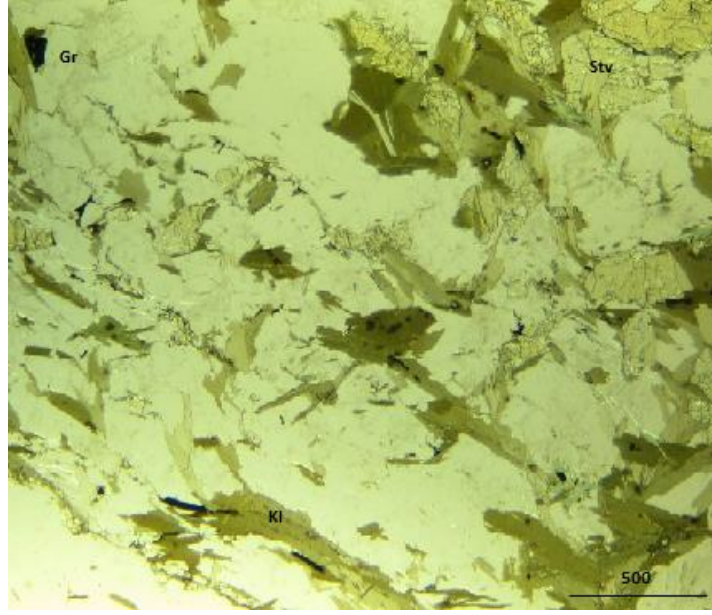
Şekil 5.1. Gözlü gnaysların(CA2) mikroskopik görünümü. Feldispat (Pl), muskovit (mu), kuvars (q), opak mineral (opc).Ç.N.x40



Şekil 5.2. Granitik gnaysın (CA1) mikroskop görünümü. Hornblend (Hbl), kuvars(q),K-feldispat (Fl) Ç. N.X 40.



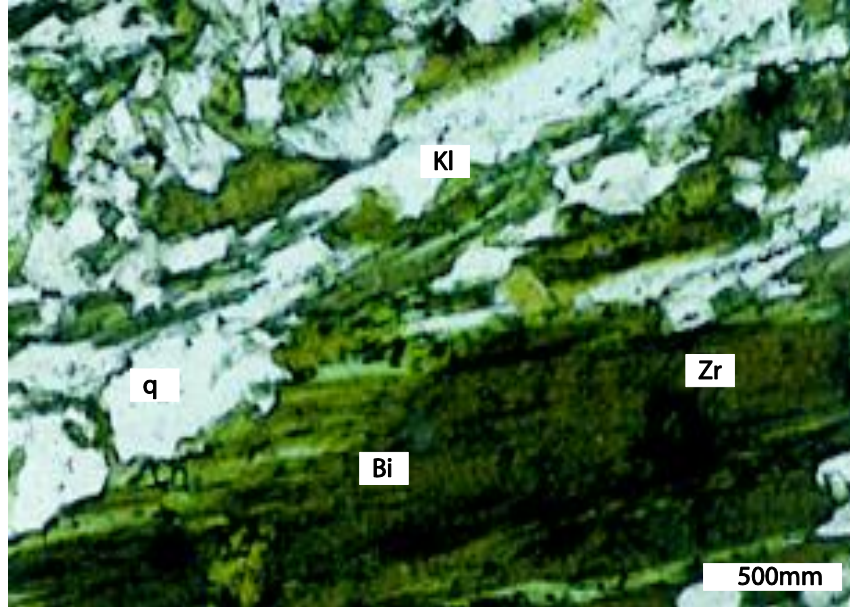
Şekil 5.3. Granat silimanit mikaşistlerin mikroskop görünümü. Granat (Gr), Silimanit (Sil), Muskovit (Mu)



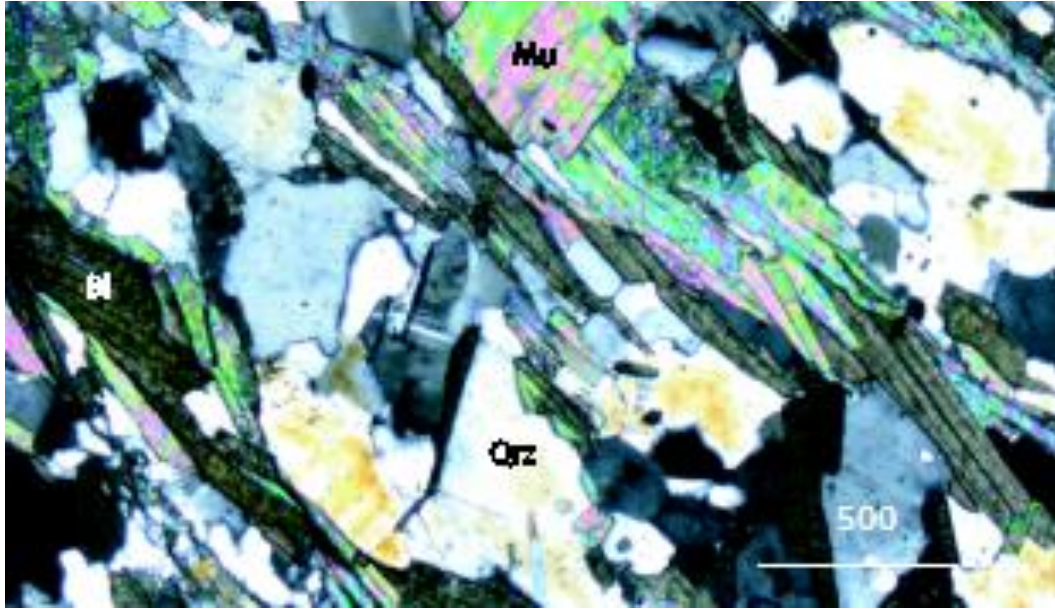
Şekil 5.4. Stavrolit, disten mikaşistlerin mikroskop görünümü (Tek nikol). Stavrolit (Stv), Granat(Gr),Klorit (Kl)

Amfibolit/amfibolşistler;Yeşilhornblend-plajiyoklaz-biyotit-(klorit) $\pm$ kuvars $\pm$ zirkon $\pm$ korundum $\pm$ apatit $\pm$ sfen $\pm$ (kalsit) mineral parajenezi gösterir. Nemato-granoblastik doku görülür. Amfibolşistlerdeki zirkon minerali kısmen metamiktizasyon göstermektedir (Şekil 5.8).

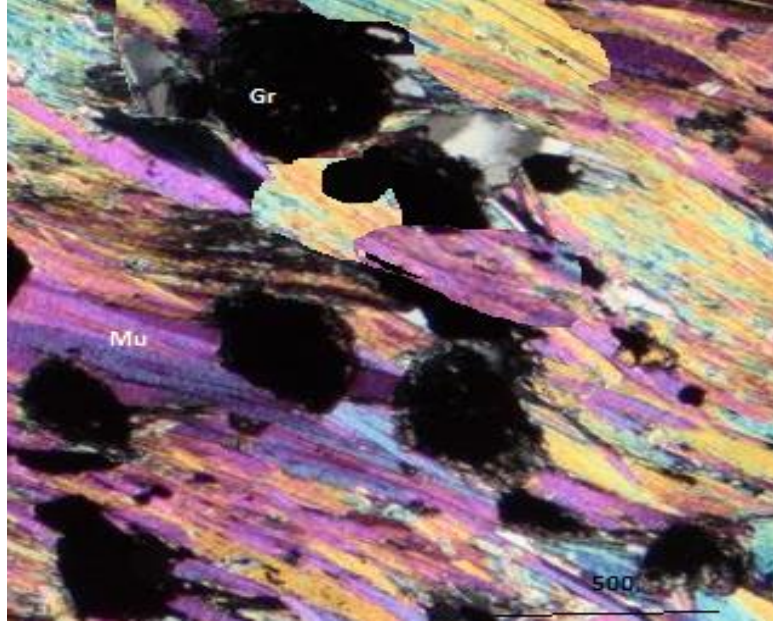
Metamorfitlelerin rakım olarak yüksek seviyelerinde karbonatlı kayalardan mermer ve kalkşist bulunur. Her iki kayaç grubu arasında mineralojik ve dokusal farklılıklar bulunur. Mermerler %90'dan fazla kalsit içerirken, kalkşistler ise kalsitin dışında değişik oranda fillosilikat, kuvars ve grafit içerirler. Mermerler, granoblastik doku (Şekil 5.9), kalkşistler ise granolepidoblastik doku gösterir (Şekil 5.10)



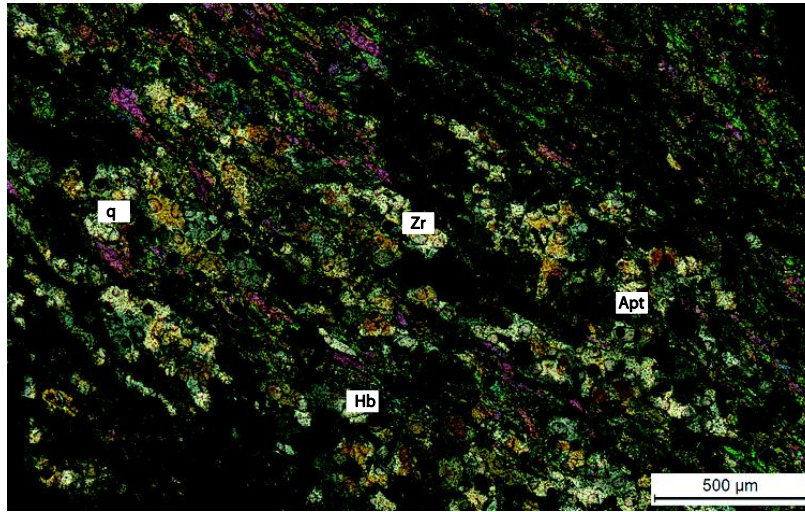
Şekil 5.5. Biotitışistlerdeki kapantı olarak görülen radyasyon hasarlı zirkon minerali. Biotit (Bi), zirkon (Zr), kuvars (q), klorit (Kl) T.NX40 (Erdem, 1994).



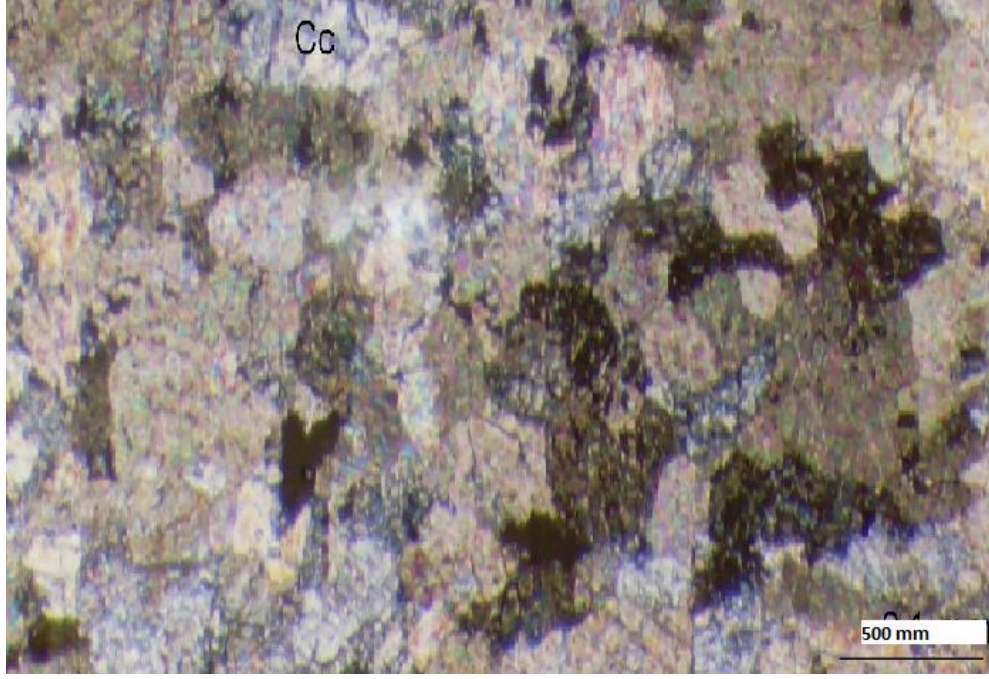
Şekil 5.6. Mikaşıstlerin mikroskop görünümü. Muskovit (Mu), Kuvars(Qrz), Biotit (Bi). Ç. N.10 X025



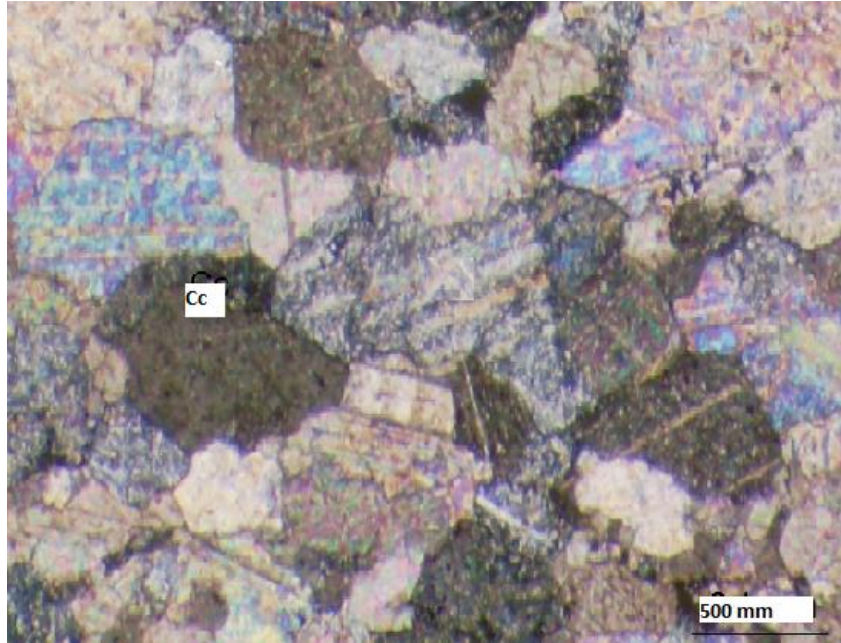
Şekil 5.7. Granat mikaşistlerin mikroskop görünümü. Granat (Gr), Muskovit (Mu). Ç. N.10 X025



Şekil 5.8. Amfibolitlerde kısmen metamiktizasyona uğramış zirkon minerali. Hornblend (Hb), zirkon (Zr), apatit (Apt), kuvars (q). Ç. N.10 X025



Şekil 5.9. Mermerin mikroskop g örünüü. Kalsit (Cc). Granoblastik doku. Ç. N.10 X025



Şekil 5.10. Kalkışistlerde granolepidoblastik doku görünüü. Kalsit (Cc). Ç. N.10 X025

Bölgesel metamorfizmanın özelliklerini belirgin olarak gösteren, Pütürge metamorfitlerinin petrografik özellikleri, yeşilşist ve amfibolit fasiyesinin üst koşullarının etkili olduğunu belirtmektedir. Amfibolit fasiyesinin üst koşullarını temsil eden sillimanit mineralleri, metamorfik kayalarda farklı reaksiyonlar ile oluşabilmektedir (Miyashiro 1972, Winkler 1979, Yardley 1989, Barker 1990, Kerrick 1990). Sillimanit zonu içerisinde tanımlanan sillimanit mineralinin oluşumu, distenin geçiş reaksiyonu olarak ($\text{Disten} \rightarrow \text{Sillimanit}$) ya da muskovit ve kuvars ile reaksiyona giren stavrolitin kaybolması ($\text{Stavrolit} + \text{Muskovit} + \text{Kuars} \rightarrow \text{Granat} + \text{Biyotit} + \text{Sillimanit} + \text{H}_2\text{O}$) ile mümkündür. Benzer şekilde daha yüksek sıcaklıklarda muskovitin katılmadığı reaksiyonlarla da ($\text{Stavrolit} + \text{Kuars} \rightarrow \text{Granat} + \text{Sillimanit} + \text{H}_2\text{O}$) sillimanit oluşumları mümkündür. Sillimanit oluşumu, yüksek sıcaklık (620°C - 725°C) ve düşük basınç (2-5 kbar) koşullarında muskovit ve kuvarsın reaksiyonu ($\text{Muskovit} + \text{Kuars} \rightarrow \text{K-Feldispat} + \text{Sillimanit} + \text{H}_2\text{O}$) ile de olabilmektedir. Bu koşullar, üst sillimanit zonu olarak bilinmektedir. Sillimanit mineralleri genelde biyotit ve kuvarsla, iğnemsî şekilde gelişirler (Şekil 5.3) Bu minerallerle birlikte bulunması ve şekil itibarıyla inceleme alanı içerisinde yüzeyleyen sillimanit mineralleri bu tür bir oluşum gösterir. İri prizmatik sillimanit mineralleri, çoğunlukla granulit fasiyesi koşullarını temsil etmektedir (Yardley 1989, Barker 1990). Bazı çalışmalarda, iğnemsî sillimanit minerallerinin sünümlü makaslama zonlarında, çözeltilerin biyotit ve feldispat minerallerinde meydana getirdiği dealkalizasyon ile oluştuğu ifade edilmiştir (Wintsch ve Andrews 1988). Tüm mineralojik özellikler, mineraller arası reaksiyonlar, Pütürge metamorfitlerinin üst sınırının $600\text{--}700^\circ\text{C}$ sıcaklık ve 7-9 kbar basınç koşullarına ulaşmış olabileceği sonucunu verir.

Granat minerali yaygın minerallerden olması yanında disten, stavrolit, andaluzit, zirkon gibi sıcaklık, nem ve yüksek basınç ortamını karakterize eden, anhidroz, yoğunluğu yüksek, yüksek simetriye sahip minerallerin varlığı sıcaklık ve basıncın yüksek olduğunun bir diğer işaretidir.

Pelitik kayalarda orta dereceli metamorfizmanın başlangıç sınırını kloritoyid mineralinin ortaya çıkışı belirtir (Winkler 1979). Kloritoyidin pirofillit ile reaksiyonu ($\text{Kloritoyid} + \text{Pirofillit} \rightarrow \text{Stavrolit} + \text{Kuars} + \text{H}_2\text{O}$) sonucu stavrolit oluşmaktadır. Yaklaşık 4 kbar basıncı ve $550^\circ\text{C} \pm 10^\circ\text{C}$ sıcaklığı temsil eden oluşum, kloritoyidin kuvars ile reaksiyonu ($\text{Kloritoyid} + \text{Kuars} \rightarrow \text{Stavrolit} + \text{Almandin} + \text{H}_2\text{O}$) sonucu da stavrolitin oluşabildiğini göstermektedir. Sıcaklığın artmasıyla, stavrolit dengede kalamaz ve kuvars ile reaksiyona

girerek (Stavrolit + Kuvars $\rightarrow$ Almandin + Disten + H₂O) disten oluşumunu sağlar. Stavrolit genel olarak kuvars ve muskovit minerallerinin varlığında düşük sıcaklıklarda, orta derecelerde (2 kbar - 540 °C) duraylılığını korurken, yüksek metamorfizma koşullarında (4 kbar - 550 °C, 8 kbar - 560 °C) duraylılığını koruması basıncın yüksek olması ile oluşabilmektedir (Winkler 1979). Granat, Klorit + Kuvars $\rightarrow$ Granat + H₂O reaksiyonu (Şekil 5.5) sonucu oluşur. 4 kbar - 500 °C, 5 kbar - 600°C koşullarını yani yeşilşist fasiyesinin üst koşullarını temsil (Winkler 1979, Yardley 1989) etmektedir. Bu fasiyesi temsil eden metamorfik kayaların oluşumu 5-32 km arasındaki derinliklerdir.

Çalışma konusu olan, Pütürge metamorfitleri içerisinde belirlenen mineral parajenezleri, bölgesel metamorfizmanın ilerleyen üst yeşilşist ve amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarını işaret ederken, minerallerin oluşum koşulları dikkate alınarak, metamorfitlerin 8-25 km arası derinlikte gelişmiş olabileceği olasıdır.

Metamorfizma Amfibolit fasiyesinin üst koşullarına ulaşmasına rağmen; granat minerallerinin klorit ve biyotit minerallerine dönüşümü, biyotit minerallerinin klorit minerallerine dönüşmesi, hornblend minerallerinin klorit, biyotit ve tremolit/aktinolit minerallerine dönüşümü, feldispat minerallerinde kaolenleşme gibi, bazı minerallerin daha düşük basınç-sıcaklık koşullarındaki minerallere dönüşümü, metamorfitlerinin gerileyen metamorfizmaya uğradığının işaretidir. Petrografik ve mineralojik gözlemler, metamorfitlerin ilerleyen yeşilşist ve amfibolit fasiyesi koşullarında metamorfize geçirmelerinin ardından, bunların bölge tektoniği içinde yüzeylemelerine ve yükselmelerine bağlı olarak gerileyen metamorfizma geçirmiş olabileceğini gösterir.

5.2. Jeokimya incelemeleri

Petrografik verilerin yanında, inceleme alanındaki metapelitik kayaçlardan alınan granatın TIMS analiz verileri Tablo 5.1’ de verilmiştir. TIMS verilerinden çekirdeği grossüler kenar zonu almandin (X_{Fe}) olan granatlar belirlenmiştir. Tane boyutu 3 mm civarında olan dört granat kristallerine merkez ve kenarı kapsayacak şekilde on noktada TIMS tekniğiyle analizi yapılmış ve major oksit değişimleri grafikleştirilmiştir (Şekil 5.11).

Bir diffüzyon olayı olan zonlanma, sıcaklık, basınç, nem ve mineralin kimyasal bileşim farklılıklarına göre değişim gösterir; Yani bir granattaki zonlanma bir başka granata benzemez. Optik mikroskop incelemelerinde kapantı minerallerince çeşitlilik sunan ve

idiomorf kristal şekline sahip metapelitlere ait bir granat kristalinde elde edilen elektromikropirob görüntülerinde, kısmen kapanım minerallerinin yoğunluğu ve bileşim değişimleriyle bir çekirdek olarak, toplamda üç zon görülmektedir. İç zon X_{Fe} 'ce daha zengin olup, bileşim ortalama $almandin_{50}grossüler_{35}pirop_{12}spessartin_{3}$ şeklindedir. Aynı zamanda çekirdek görünümünde olan bu zon, konsantrik görünümde kapanım minerallerince çevrelenmiştir. Kapanım minerallerinin yoğunlaştığı, arazonda ise bileşimde değişim kısmidir. Ancak, genelde almandin bileşimi hala yüksektir, bu zonda grossüler miktarı artar. Kapanım minerallerini çevreleyen ve kısmen açık renkli olan kristalin dış zonu, $almandin_{54}pirop_{22}grossüler_{16}spessartin_{8}$ bileşim oranına sahiptir. Mg miktarının artması prograd metamorfizmanın işaretidir (Busigny et al.,2003).

İnceleme konusunu oluşturan granat örneklerinin, çekirdekten merkeze doğru element değişimi irdelendiğinde; Gr1 nolu örneğin 5-6 nolu ölçüm noktasındaki (çekirdek), Almandin (X_{Fe}) ve pirop(X_{Mg}) oranı, 1 ve 10 nolu ölçüm noktasındaki X_{Fe} ve X_{Mg} değerlerine göre daha yüksektir. Gr2 nolu örnekte; X_{Ca} oranı 5-6 nolu ölçüm noktasında kenarlara göre daha yüksektir. X_{Fe} oranına bakıldığında çekirdekte (5-6 nolu ölçüm noktaları) yüksek, kenarlarda düşüktür. Gr3 ve Gr4 nolu örneklerde ise almandin (X_{Fe}), spessartin (X_{Mn}) değerinin kenarlarda azaldığı, grossüler (X_{Ca}) miktarının arttığı görülür. Tüm örneklerde Silisyum oranı, kristal içinde bir dalgalanma göstermektedir.Kırık zonlarında, silisyum ve alüminyum oranında değişim belirgindir (Şekil 5.11). Granat kristallerinde retrograd zonlanmayı belirten (Diffüzyonal retrograd etkinin göstergesi olan, çekirdekten kenara doğru Mn artışı, Mg azalması), merkezden kenara doğru $X_{alm}(0.78-0.84)$ ve $X_{sps}(0-0.062)$ minimal artışlar olduğu görülür.

Granatlarda Mg miktarındaki düşüş, sıcaklığın $600^{\circ}C$ 'yi aştığının işaretidir (Frost, 1962). Metamorfizma derecesi arttıkça granatlarda Mn içeriği azalırken, Fe ve Mg içeriği ise artar. Sabit basınç, artan sıcaklık ve ortamdaki H_2O varlığında, granatlarda katyon değişimi $T_{Mg} > T_{Fe} > T_{Mn}$ olarak sıralanır (Putnis et al.,2010). Ancak, analizi yapılan taneler arasında aynı kayaca ait olsalar bile, Fe, Mg, Mn oranları farklı olabilir. Bu durum granatın hemen çevresindeki mineralin türüyle, katyon alış-verişi ve granat resorpsiyonu, kontaminasyon ve desilifikasyon olayıyla yakından ilgilidir. Örneğin; Biyotitle ortak sınırı olan granatlarda Mg ve Fe oranında azalma olabilir veya plajiyoklasın bulunması durumunda Ca azalması gelişebilir. Bu değişime sebep olan metamorfizmanın pik yaptığı sıcaklık, granatın kırılmasına ve katyonları resorbe etmesine sebep olacaktır. Katyonların resorbe edilmesi,

sıcaklık arttıkça artmaktadır. Granatla kordiyeritin tane sınırı oluşturmaları halinde ki; kordiyeritin oluşması için gerekli olan Al_2O_3 miktarı, kontaminasyon ve desilifikasyon sonucu granattan gelir. Dolayısıyla mineral reaksiyonları, sınır minerali ve minerallerin kimyasal özelliği granatın bileşiminde önemlidir.

Mineraller arası reaksiyonlar kadar, kapanım mineralleri ve Kristal içi kırıklar zonlanmayı etkilemektedir. Örneğin; Düzensiz bazı kristal içi kırıklarda Silisyum fazlaysa (Gr1 ve Gr2), Silisyum fazlalığı klorit, kuvars, kordiyerit gibi minerallerin kırık zonları boyunca yerleşmiş olmasına ve kapantı minerallerinin oranına bağlıdır (Şekil 5.12). Kapantı mineralleri, granat porfiroblastlarının tamamında yaygın olarak gözlenir. Boyutları birbirinden farklı olan kapantı mineralleri, bileşim olarak da çeşitlidir. Genel olarak, bu kapantıların muskovit, epidot gibi kojenetik mineral fazları olduğu belirlenmiştir. Örneklerde kapanım minerallerinin bolluğu ve yoğun çatlak dizini; yükselme (exhumation) veya çatlaklar boyunca gelişen kayma sırasında, kristal içine akışkan girişini sağlar. Akışkanlar kristalin çevresindeki minerallerin bozunması sonucu serbest kalan HNTe (hafif nadir toprak elementleri) dir (Busigny et al.,2003). Özellikle; Fe, Mg, Mn elementleri, Ca'a göre hızlı hareket eden elementlerdir (Chakraborty and Ganguly, 1992). Kalsiyumun (Ca) yavaş hareket etmesi iyon yarıçapının (0.99), Fe (0.76) ve Mg (0.65)'a göre daha büyük olmasından kaynaklanır. Örneğin; Gr2, Gr3 ve Gr4 nolu örneklerde, Xgrs çatlaklara doğru artmıştır. Çatlaklarda Xgrs artışı, Ca yoğunluğunu işaret etmektedir. Aynı zamanda, granatlarda Ca artışı genellikle basınç artışıyla, Mg# artışı ise sıcaklık artışıyla orantılıdır. Granat tanelerine ait profillere bakıldığında, Xgrs değişimi belirgindir. Kalsiyum miktarının merkezden kenara doğru artması (0.10-0.20), granatların sertliğinin yüksek olmasını da gösterir. Gr1 nolu örneğin X_{Fe} değeri 0.70-0.79, Gr2 nolu örneğin X_{Fe} değeri 0.74-0.85, Gr3 nolu örneğin X_{Fe} değeri 0.74-0.81, Gr4 nolu örneğin X_{Fe} değeri 0.78-0.83 gibi yüksektir.

Tüm granat örneklerinden farklı olarak Gr4 nolu örneğin, merkezden kenara doğru Al içeriği 11.85'den, 13.01'e kadar kısmen yükselmiştir (Tablo 5.1). Bu da yoğun kapantı minerallerinden kaynaklanıyor olabileceği şeklinde yorumlanmıştır (Şekil 5.12). Çünkü kapantı mineralleri muskovit ve kordiyerittir.

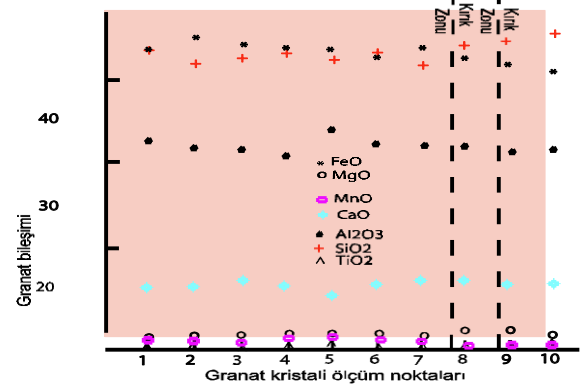
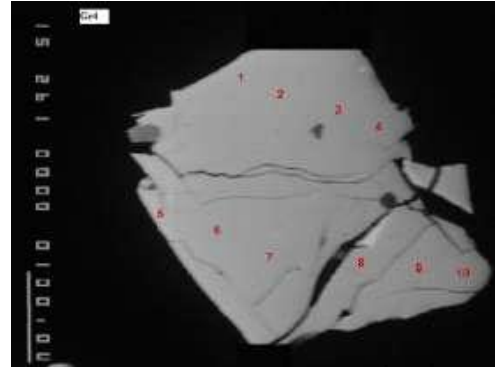
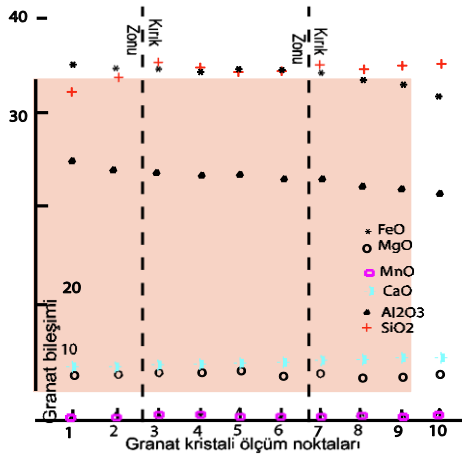
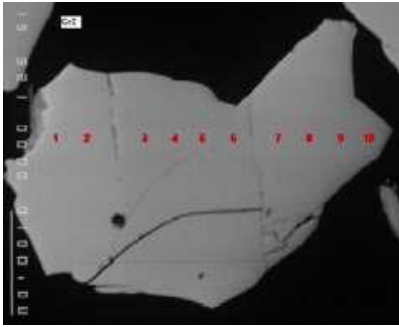
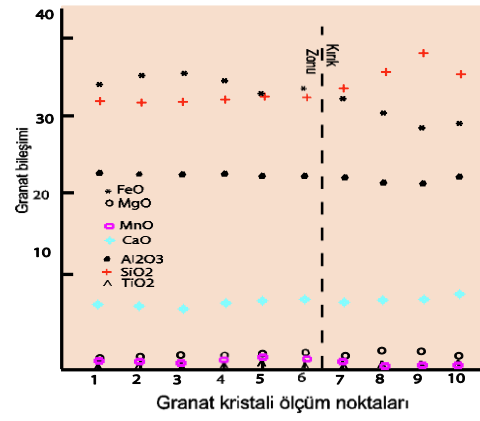
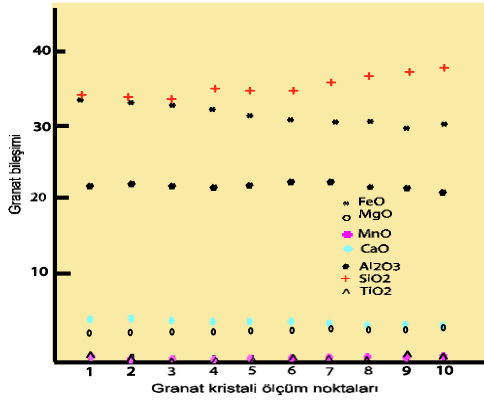
Analizi yapılan örneklerde, pirlaspit grubu granat minerallerinden almandinin ve az miktarda pirob türünün belirlenmiş olması, pelitik kayaçların orta basınç koşullarına maruz kaldığını işaret etmektedir (Miyashiro, 1972). Metamorfizmler içerisinde belirlenen mineral

toplulukları (disten-almandin-muskovit, stavrolit-almandin) ve granatların kimyasal bileşimleri, bölgesel metamorfizmanın ilerleyen üst yeşilşist ve amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarını karakterize ettiğini gösterir.

Tablo 5.1. Pütürge Metamorfitlerine ait metapelitlerdeki granatlardan alınan TIMS verileri

Gr1	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na2O	Toplam	XFe	XMg	XCa	XMn	Si	Al	Mg	Fe	Mn	Ca	Na	Ti
1	34.46	0.10	22.96	0.08	33.91	2,91	0.11	5,58	0.03	100.14	0.80	0.059	0.136	-	11.08	12.15	1.74	26.37	0.085	3.98	-	-
2	34.65	0.06	23.19	-	32.83	3,16	0.04	6,08	-	100.01	0.79	0.059	0.136	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	34.76	0.02	22.61	0.01	32.90	3,32	0,17	5,79	0.03	99.61	0.79	0.076	0.139	0.0039	-	-	-	-	-	-	-	-
4	36.12	0.01	22,05	-	32,33	3,43	0,04	5,71	0,01	99.70	0.80	0.065	0.13	0.0009	-	-	-	-	-	-	-	-
5	35.94	0.01	22,71	0,06	31,5	3,53	-	6,27	0,03	100.05	0.83	0.060	0.141	-	16.77	12.02	2.11	24.50	-	4.47	-	-
6	35.51	-	23,01	0.01	31.73	3,79	0,11	6,17	0,04	100.37	0.79	0.072	0.14	0.0027	-	-	-	-	-	-	-	-
7	36,68	0,04	22,79	0,01	30,93	3,91	0,10	5,72	-	100.18	0.78	0.076	0.13	0.0022	-	-	-	-	-	-	-	-
8	36,27	0.9	22,46	-	31,27	3,94	0,16	5,76	-	99.95	0.79	0.076	0.14	0.0039	-	-	-	-	-	-	-	-
9	37.68	0.07	22.34	-	29.48	3,98	0.03	6,4	-	99.98	0.76	0.079	0.15	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10	38,03	0,06	21,69	-	30,9	4,33	0,24	5,06	-	100.31	0.80	0.085	0.032	0.0059	-	-	-	-	-	-	-	-
Gr2																						
1	32.70	-	23.29	0.02	35.94	3,53	0,28	4,31	-	100.08	0.85	0.06	0.092	0.006	15.26	12.01	2.11	27.95	-	3.07	-	-
2	34.07	0.01	22.81	-	34.87	3,93	0.07	4,59	0.01	100.35	0.82	0.071	0.099	0.0011	-	-	-	-	-	-	-	-
3	35.00	-	22.51	0.01	34.67	3,96	0.03	4,76	-	100.94	0.83	0.072	0.103	0.0015	-	-	-	-	-	-	-	-
4	34.39	0.02	22.51	-	33.74	3,98	0.08	4,75	-	99.49	0.80	0.074	0.105	0.0017	-	-	-	-	-	-	-	-
5	33.93	0.08	22.69	0.02	34.75	4,2	0.14	4,6	0,02	100.43	0.79	0.076	0.100	0.0032	15.83	12.33	2.52	27.02	-	3.32	-	-
6	34.56	-	22.58	0.04	34.26	3,96	0.9	4,89	0,02	100.38	0.78	0.0021	0.107	0.0021	-	-	-	-	-	-	-	-
7	35.77	-	22.47	0.01	34.05	4,09	0.15	4,9	-	101.4	079	0.0035	0.108	0.0035	-	-	-	-	-	-	-	-
8	34.80	0.07	22.51	-	33.86	3,98	0.08	4,74	-	100.04	079	0.0017	0.105	0.0017	-	-	-	-	-	-	-	-
9	35.82	0.03	22.35	0.03	32.44	4,21	0.14	4,98	-	100.00	0.75	0.0034	0.107	0.0034	-	-	-	-	-	-	-	-
10	36.61	0.09	21.79	-	31.99	4,28	0.22	5,04	-	100.07	0.74	0.0060	0.115	0.006	-	-	-	-	-	-	-	-
Gr3																						
1	32.88	0.04	22.46	0,03	34.09	1,98	1,09	6,94	0,04	99.55	0.78	0.035	0.149	0.025	15.78	11.63	1.18	24.11	0.84	4.95	-	-
2	32.39	-	22.45	0,04	35.29	2,14	0,96	6,74	0,06	100.07	0.80	0.037	0.140	0.022	-	-	-	-	-	-	-	-
3	32.74	0.08	22.52	0,02	35.50	2,11	0,96	6,32	0,08	100.33	0.81	0.036	0.130	0.021	-	-	-	-	-	-	-	-
4	33.10	0.03	22.37	-	34.18	2,06	1,22	7,5	0,01	100.47	0.77	0.006	0.150	0.027	-	-	-	-	-	-	-	-
5	33.82	0.04	21.98	-	32.81	2,14	1,09	7,65	0,08	99.61	0.76	0.038	0.160	0.025	15.34	11.89	1.28	25.51	0.81	5.46		
6	33.35	0.06	21.70	0,02	33.56	2,1	0,94	7,75	0,01	99.49	0.77	0.037	0.164	0.021	-	-	-	-	-	-	-	-

7	34.72	0.09	22.00	-	32.94	2,25	0,79	7,34	0,05	100.23	0.78	0.041	0.160	0.018	-	-	-	-	-	-	-	-
8	36.85	0.13	21.39	0,01	30.42	2,42	0,53	7,51	0,05	99.31	0.76	0.046	0.170	0.013	-	-	-	-	-	-	-	-
9	38.33	0.13	21.29	0,02	28.94	2,47	0,71	7,87	0,03	99.79	0.74	0.048	0.187	0.018	-	-	-	-	-	-	-	-
10	36.87	0.07	23.13	0,02	29.38	2,11	0,69	8,09	0,01	100.37	0.75	0.041	0.190	0.017	-	-	-	-	-	-	-	-
Gr4																						
1	34,62	-	22.40	-	34.29	1,73	0,56	6,48	0,03	100.11	0.82	0.031	0.140	0.013	15.68	13.01	1.038	26.67	0.43	4.62	-	-
2	32,77	0.04	21.55	0,09	36.25	1,93	0,74	6,6	0,02	99.99	0.82	0.033	0.136	0.016	-	-	-	-	-	-	-	-
3	33,99	0.04	21,07	-	35.34	1,97	0,73	7,04	0,01	100.19	0.80	0.034	0.146	0.017	-	-	-	-	-	-	-	-
4	34,52	0.06	20.32	0,04	34.68	2,13	0,84	6,95	0,07	99.61	0.79	0.037	0.146	0.019	-	-	-	-	-	-	-	-
5	33,6	-	24.57	0,01	34.48	1,86	0,32	5,88	-	100.72	0.81	0.034	0.139	0.007	16.15	11.85	1.116	26.81	0.25	4.55	-	-
6	34,28	0.03	22.94	0,01	33.71	1,89	0,54	6,81	0,08	100.29	0.82	0.035	0.132	0.068	-	-	-	-	-	-	-	-
7	32,7	0.07	22.27	-	34.83	1,99	0,61	7,01	0,05	99.53	0.80	0.034	0.148	0.013	-	-	-	-	-	-	-	-
8	35,29	0.04	22.32	0,02	33.29	2,04	0,62	7,29	0,04	100.95	0.79	0.036	0.158	0.014	-	-	-	-	-	-	-	-
9	35.66	0.07	21.83	-	32.66	2,05	0,63	6,93	0,08	99.91	0.78	0.038	0.154	0.014	-	-	-	-	-	-	-	-
10	37.23	0.06	21.54	0,01	31.19	2,11	0,78	6,95	0,06	99.93	0.78	0.040	0.159	0.019	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotit	34.28	1.24	18.90	-	17.65	9.92	0.12	0.01	0.25	82.87	0.69	0.30	0.0003	0.0045	15.96	10.00	5.95	13.72	-	0.007	0.092	9.45



Şekil 5.11. Granat mineralinin TIMS verilerinin alındığı ölçüm noktaları ve major oksit profilleri



Şekil 5.12. Kapanım minerallerinin yoğun olduğu GR2 nolu örnek

5.3. İzotop Analizleri

Pütürge metamorfitlelerinin stavrolit-granat mikaşistlerden alınmış olan granatlar, iri kristaller halinde olup, yer yer poikiloblastiktir. Granat mineralinin çevresinde kuvars, plajiyoklaz, klorit, biyotit mineralleri sıkca bulunur.

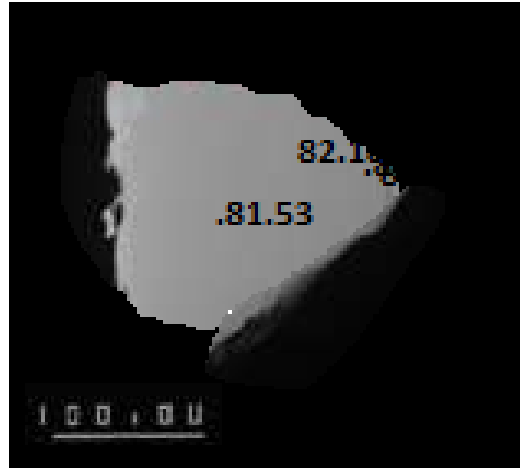
Granat orta-yüksek basınç kayaçları için önemli bir mineraldir. Bu basınç koşullarına maruz kalmış granatlarına Sm-Nd veya Lu-Hf izotop analizleri yapılır, her iki yöntemde metamorfizma yaşını kesin olarak verir (Schmolke et al., 2008). Sm, Nd, Lu, Hf elementlerinin oranı çekirdekten kenara farklılık gösterir. Lu elementi çekirdekte yoğunlaşırken, Sm kristalin kenarında daha fazladır. Dolayısıyla yaşlandırma yaparken, çekirdek ve kenardan ayrı ayrı yaş analizi yapmak gerekir (Gonguly and Tirone, 1999).

Granat mineralinin Sm-Nd izotop analizleri ACTLAB (Kanada) yapılmış olup, izotop sonuçları aşağıda belirtilmiştir (Tablo 5.2 ve Şekil 5.13). İdiomorf granat mineralinin çekirdeği ve kenar zonu üzerinde Sm-Nd jeokronolojik yaş verisi alınmıştır. Granat mineralinin çekirdeğinden alınan Sm-Nd yaşı 81.53 ± 0.10 , kenarından alınan iki ayrı noktadaki ortalama yaş 82.18 ± 0.17 dir. Bir mineral normal olarak büyümeye çekirdekten başlar ve kenarlara doğru gelişir. Normal olarak çekirdek kısmının kenara doğru daha yaşlı olması gerekir. Analizi yapılan Granat mineralinin çekirdeğinin daha genç, kenarının daha yaşlı olması, ters yaş zonlanmasını belirtir. Bu tür bir zonlanma üç farklı jeolojik olaydan

birini işaret edebilir. Bunlar; 1) Merkezin, kırıklar boyunca akışkanların girmesi ile yeniden kristalleşme, 2) Kristal kümelenmesi (polikristaller), 3) başlangıçtaki granat büyümesi esnasında izotopik dengesizlikler. Örneklerde kırıkların yoğun olarak gözlenmesi kırıklar boyunca akışkanların girmiş olabileceğini işaret edebilir. Çekirdek ve kenar zonlarda yapılan jeokronolojik yaş analizinde, çekirdek ve kenar arasındaki yaş farkının çok az olduğu, dolayısıyla büyümenin hızlı olması gerektiği sonucuna ulaşılmıştır (Clark et al., 2004).

Tablo 5.2. Granat mineralinin Sm-Nd izotop verileri

Granat (GR-1)	Konsantrasyon (ppm)Sm- Nd		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Yaş (Ma)
Çekirdek	1.42	2.18	0.6570	0.61756 ± 0.00017	81.53 ± 0.10
Kenar	0.87	2.69	0.3281	0.63271 ± 0.00070	82.18 ± 0.17



Şekil 5.13. Granat porfiroblastında yapılan Sm-Nd jeokronolojik yaş verisi

6. GRANAT-BİYOTİT JEOTERMOMETRESİ

Granatların optik incelemeleri metamorfik kayalar içerisinde genellikle kuvars, silimanit, muskovit, plajiyoklaz veya biyotit mineraliyle parajenez oluşturduğunu gösterir. Jeotermometre hesaplamalarında Granat-Biyotit veya Granat-Kordiyerit sıklıkla kullanılmaktadır (Williams & Granbling, 1990). Biyotit ve kordiyerit gibi Fe-Mgca zengin fazların oluşması, granatın çözünmesi (resorpsiyon) işlevine bağlıdır. Çözünme sırasında granat Mg'a karşın Fe'ce zenginleşecektir. Bu olay sırasında Mn granatın içine alınmayacağı için, Kristal kenarı Mn'ca zenginleşecektir. Granatla Fe-Mg-Mn değişimi yapabilecek tek faz biyotittir (Tuccillo et al.,1990). Rezorpsiyon, örneklerimizde yoğun görülmektedir. Bunun bir diğer işareti, granat kristali çevresinde Ca azalması ve plajiyoklaz mineralinin kristal kenarında yoğunlaşmasıdır.

Metamorfizmanın farklı derecelerinde bulunabilen granat-biyotit çifti, jeotermometre olarak Ramberg (1952), Miyashiro (1972), Kretz (1973) ve Frost (1962) tarafından değişik hesaplama formülleriyle kullanılmıştır. Granattaki Mg, Fe^{+2} , Mn, biyotit mineralindeki Mg, Mn ve $Fe^{+2}+Fe^{+3}$ katyonları her oranda birbirleriyle yerdeğiştirebilir.

Dağılım katsayısı (K_D)= $(Mg/Fe)_{gr}/(Mg/Fe)_{bi}$ veya $(X_{Fe}Bio.X_{Mggr})/(X_{Mg}Bio.X_{Fe}gr)$ genel formülüyle belirlenir (Williams&Granbling, 1990). Dağılım katsayısı metamorfik dereceye, granatın Mn içeriğine, mineral topluluğuna göre değişebilir ve farklı metamorfik dereceler kıyaslanmak istenirse granatın $(Mn/Mn+Mg+Fe)_{gr}$ oranına bakılır. Dağılım katsayısı- K_D hesaplanır. Farklı metamorfizma derecelerindeki dağılım katsayısı farklıdır. Örneğin; granat zonu kayaları için K_D 0.2, stavrolit zonu kayaları için 0.215, disten zonu kayaları için 0.23, silimanit-K-feldispat zonu kayaları için 0.3-0.37 dir (Pelletier, 2007).

Biyotit/kordiyerit ve granat arasındaki K_D sıcaklıkla doğru orantılıdır. Sıcaklık azaldıkça K_D değeri de azalır (Evans, 1965; Rankama&Sahama,1950; Pelletier, 2007). Bu durumda biyotit-granat veya kordiyerit-granat mineral çiftleri birlikte değerlendirilir ve sıcaklık değişimi, sıcaklığın fonksiyonu olarak jeotermometre hesaplamaları yapılır. Örneklerimizde granat-biyotit parajenezi sıklıkla görüldüğünden, granat-biyotit jeotermometre hesaplamaları yapılması uygun görülmüş ve Gr2 nolu örnek hesaplamalar için seçilmiştir. Bu hesaplamalar sonucunda, granat mineralinin $Mg\#$ $(Mg/Mg+Fe)_{gr}=0.085$, biyotit mineralinin $Mg\#$ $(Mg/Mg+Fe)_{Bio}=0.003$ bulunmuştur. Buna göre; $\ln (Mg/Fe)_{gr}=-2.37$, $\ln (Mg/Fe)_{Bio}=-0.84$ ve $K_D= X_{Fe}Bio. X_{Mggr}/$

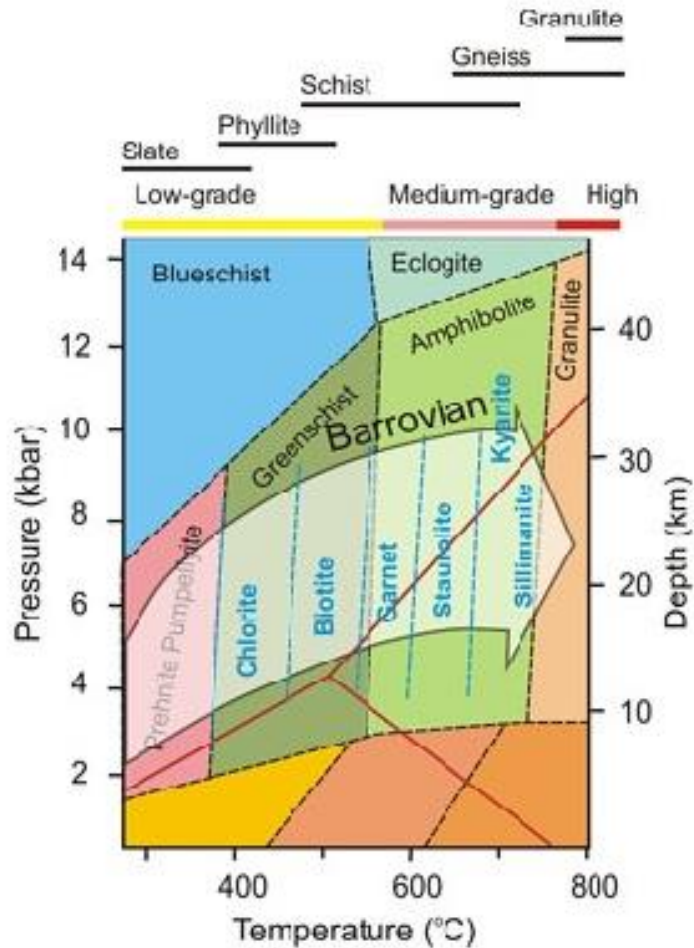
$X_{MgBio} \cdot X_{FeGr}$ formülünden K_D değeri=0.21, $\ln K_D=-1.56$ bulunur. $K_D < 1$ olması bölgesel metamorfizma barroviyen zonu pelitik kayaçları ve metamorfik derece olarak da stavrolit zonunu göstermektedir (Best, 2003). Dolayısıyla 600-680°C sıcaklık koşullarında granatın içerisinde bulunduğu metapelitler metamorfizma geçirmişlerdir sonucuna ulaşılır (Şekil 6.1).

$\ln K_D = -2109/T(K) + 0.782$ formülünden;

$$-1.56 = -2109/T(K) + 0.782 \text{ den}$$

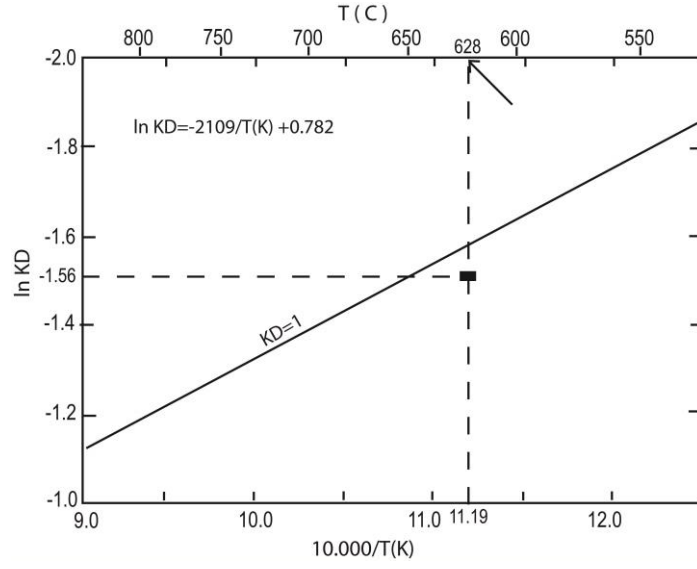
$$T(K) = 901.28 \text{ elde edilir.}$$

$T(K) = T(^{\circ}C) + 273.15$ formülünden $T(^{\circ}C) = 901.29 - 273.15 = 628.14$ bulunur. Sonuçlar, $(K_D) - \ln K_D - T(^{\circ}C)$ diyagramında değerlendirildiğinde, metamorfitlerin 628°C net sıcaklık şartlarına maruz kaldığı gerek hesaplamalardan, gerekse diyagram üzerinde görülür



Şekil 6.1. Stavrolit zonunda içinde yer aldığı Barroviyen metamorfizması sıcaklık ve basınç değişimleri

(<https://wwwf.imperial.ac.uk/>)



Şekil 6.2. Granat-Biyotit çifti için $\ln KD$ nin $1/T$ de değişim diyagramı, $P=2.07$ kbar sabit basınç
(Ferry and Spear, 1978' den değiştirilerek alınmıştır)

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Güneydoğu Anadolu kuşağı boyunca yüzeyleyen masiflerden olan Pütürge masifi üzerine yapılmış pekçok çalışmadan farklı olarak bu çalışmada, granat mineralojisi, granatın iç yapısı ve zonlanmanın özelliği araştırılmış ve Pütürge metamorfitlelerine ait granatlardan Sm-Nd yaşı ile büyüme oranı belirlenmeye çalışılmıştır.

Pütürge metamorfik masifi, Güneydoğu Anadolu kuşağı boyunca yüzeyleyen; Malatya metamorfiti, Keban metamorfiti ve Bitlis masifi'nin devamı niteliğinde bir masiftir. Pütürge masifi üzerine yapılmış çalışmalar arasında; Masifin jeolojisi, petrografisi, metamorfizması ve petrolojisi (Boray 1975; Helvacı 1983; Göncüoğlu ve Turhan 1984; Genç 1990; Yazgan ve Chessex 1991; Erdem, 1994), zirkon mineralojisi ve Pütürge metamorfitlerinin jeokronolojik yaşı ve kristalizasyon yaşı (Ateş, 2013) gibi çalışmalar yapılmıştır. Masifin metamorfizmasıyla ilgili geçerliliği devam eden önemli çalışmalardan Yazgan ve Chessex (1991) adlı araştırmacılara göre, masifin petrografisini ve petrolojisi üzerine araştırma yapan Erdem (1994); Pütürge civarındaki metamorfileri, Bitlis masifindeki çalışmalara benzer şekilde alt ve üst birlik ayırımıyla incelemiştir. Alt birlik kayaçlarını, gözlü gnays, amfibol şist seviyeleri içeren biyotit şistler ile bunları kesen granitik gnays ve amfibolit-prasinitle, üst birlik topluluğunu ise, distenli kuvarsit damarlı muskovit şist ile kalkışist ve mermer birimleri oluşturmaktadır. Araştırmacı, iki birim arasında uyumsuz bir ilişkinin bulunduğu görüşündedir. Erdem (1994)'e göre metamorfiter, ilerleyen amfibolit fasiyesi metamorfizması ile gerileyen yeşilşist fasiyesi metamorfizmasından etkilenmiştir. Pütürge metamorfitlerinin petrolojisinde, amfibolitlerin orto (magmatik) kökenli olduğunu ve duraylı iz element dağılımlarına göre levha içi bazalt/toleyitik bazalt bölgesine düştüğünü belirtmektedir. Benzer şekilde gnays olarak tanımladığı kayaların, yine orto (magmatik) kökenli olduğunu ve çarpışma ve yay bölgelerini temsil ettiğini ifade etmektedir.

Metapelit, psamit, gnays gibi kayaçlardan oluşan metamorfitlerin içerisinde sillimanit minerallerinin oluşumu, Pütürge metamorfitlerinin yüksek amfibolit fasiyesi koşullarına yaklaştığını göstermektedir. Aynı şekilde granat, stavorlit, disten minerallerinin varlığı, bölgedeki metamorfizmanın almandin-amfibolit fasiyesi koşullarını temsil ettiği sonucuna varmıştır. Stavorlit ve disten minerallerinin bir arada oluşu, pelitlerde orta amfibolit fasiyesini belirtmektedir. Orta amfibolit fasiyesi koşulları, basıncın 6-8 kbar ve sıcaklığın

600-670 °C olduğu sıcaklık-basınç koşulları ile temsil olunmaktadır. Bu koşulların tipik mineralleri, disten + granat + biyotit + oligoklaz + kuvars ($\pm$ muskovit) olup, disten baskın Al_2SiO_3 mineralidir (Barker 1990). Yüksek amfibolit fasiyesi ve granulit fasiyesine geçiş koşullarında, basınç 7-9 kbar ve sıcaklık ise 670-800 °C'dir. Bu koşullarda muskovitler, K-feldispatı oluşturmak için reaksiyona girerken, aynı zamanda distenlerin yerini, sillimanitler almaktadır (Barker 1990; Hacker, 2006; Hacker et al.,2006). Buna göre, Pütürge metamorfitleeri, yüksek amfibolit fasiyesi koşullarına ulaşmış olduğunu söylemek mümkündür.

Granat minerallerinin klorit ve biyotit minerallerine, biyotit minerallerinin klorit minerallerine, disten minerallerinin muskovit minerallerine, kloritoyid minerallerinin klorit minerallerine, hornblend minerallerinin klorit, biyotit ve tremolit/aktinolit minerallerine dönüşümleri, gerileyen metamorfizma etkilerini göstermektedir. Bu durum, Pütürge metamorfitlerinin yüzeylemesi sırasında veya daha genç olaylar ile gerileyen metamorfizmadan etkilendiğini ortaya koymaktadır. Ancak her iki olayda etkili olabilir.

Pütürge metamorfitlerinde, Disten-granat-biyotit-kuvars parajenezinin olması ilerleyen metamorfizmayı, granat mineralinin klorit ve biyotite dönüşmesi, disten mineralinin muskovit minerallerine dönüşmesi gerilen metamorfizma etkisini işaret etmektedir. Pütürge metamorfitlerinin gerileyen metamorfizmasını, bu metamorfitlerin yükselme süreci oluşturmaktadır.

Metamorfitlerin petrografik incelemeleri metamorfitlerin mika şist, granitik gnays, orto gnays, granat mika şist/granat mika gnays, kalkşist, kuvarsit, mermer ve amfibolit türü kayalardaki granat, stavrolit, disten, sillimanit gibi Barroviyen zonunu temsil eden indeks minerallerin varlığı, Pütürge metamorfitlerinin bölgesel metamorfizmanın ilerleyen üst yeşilşist ve amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarında geliştiği sonucuna ulaşılmaktadır. Metamorfitlerde yapılan ^{39}Ar - ^{40}Ar yaşının 83.21 ± 0.069 Ma bulunması, Üst Kretase Santoniyeni işaret etmektedir. Bu yaş, Pütürgenin Arap kıtasal bloğu üzerine tektonik yerleşmesiyle oluşan ilk hareketlenmenin sonucu olarak yorumlanmıştır (Kılıç & Ateş, 2014).

Petrografik, mikroskobik ve izotop verileri değerlendirildiğinde, metamorfitlerin bölgesel metamorfizmanın ilerleyen üst yeşilşist ve amfibolit fasiyesi metamorfizma koşullarında geliştiği, K_D değerinin 0.21, $\ln K_D = -1.56$ ve $K_D < 1$ gibi değerler elde edilmesi, bölgesel metamorfizmanın barroviyen zonu pelitik kayalar ve metamorfik derece olarakta stavrolit

zonunda gelişmiş bir metamorfizma sıcaklığını gösterir. Bu veriler ayrıca, Ferry and Spear (1988b) diyagramında ve $\ln KD = -2109/T(K) + 0.782$ formülünde elde edilen veriler değerlendirildiğinde, metamorfitlerin sıcaklığının 628 °C bir sıcaklık şartlarına maruz kalmış olduğu görülür (Şekil 6.2).

Çalışmanın ulaştığı diğer bir sonuç, granat türü olarak Almandin'in yaygın olması ve biyotit minerali içerisinde, zirkon minerallerinde belirlenen radyasyon hasarının varlığı ve minerallerdeki radyasyon hasarının 600-700°C sıcaklıklarda görülüyor olmasıda sonuçları desteklemektedir.

İnceleme konusu olan granatlarda, prograd metamorfizma özelliği ve retrograde diffüzyon zonlanmasının özelliği olan tanenin kenarına doğru Fe ve Mn artışının olması, metamorfizmanın çok kısa bir zamanda pik yaptığını ve ardından hızlı bir soğumanın geliştiğini gösterir. Zaten, Sm-Nd izotop verilerinden de çekirdek ve kenar arasındaki yaş farkının az çıkmış olması bunu doğrulamaktadır.

Granatların TIMS (izotop seyreltilmesi) analiz verisinden, tane boyutu 3 mm civarında olan granat kristallerine merkez ve kenarı kapsayacak şekilde on noktada yapılan major oksit değişimleri benzer olup, diyagramlarda çekirdek ve kenar arasında minimal değişimlerin olması yüksek sıcaklık sebebiyle zonlu yapının etkilendiğinin işaretidir. Ancak, bazı granat minerallerinde bazı elementlerce anormal değişimlerin olması, kapanım mineralleri ve kristalde gelişen çatlaklar boyunca hareket eden akışkan sıvılara, rezorpsiyon ve distrupsiyon olayına bağlanmıştır. Değişime sebep olan metamorfizmanın pik yaptığı sıcaklık, granatın kırılmasına ve katyonları resorbe etmesine sebep olmuştur.

Yapılan çalışmanın sonucu granatlarda genelde kimyasal zonlanma ama aynı zamanda bir örnekte büyüme zonlanması belirlenmiştir. Çekirdek ve kenar zonlarda yapılan jeokronolojik yaş analizinde, çekirdek ve kenar arasındaki yaş farkının çok az olduğu (81.53 ± 0.10 ve 82.18 ± 0.17) ve metamorfizmanın çok hızlı gelişmiş olabileceğini, böyle bir ortamında yükselme sürecine etki edebilecek tektonik hareketlerin etkili olabileceği düşünülmektedir.

Mikroskop incelemelerinde kapanım minerallerince çeşitlilik sunan ve idiomorf kristal şekline sahip, metapelitlere ait granat kristalinde, kapanım minerallerinin yoğunluğu ve bileşim değişimleriyle biri çekirdek olmak üzere farklı zonların gelişmesinde etkili olduğu söylenebilir. Granatların dış zonundaki Mg artışı, prograd metamorfizma ve mineraller arası katyon değişiminden kaynaklanmaktadır. İzotop verileriyle karşılaştırıldığında,

Çekirdek ve dış zon arasındaki zaman darlığı, prograd büyüme sırasında gelişen hızlı metamorfizmayı işaret etmektedir.

7. KAYNAKLAR

- Ateş, C., 2013. Metamorfik kayalardaki zirkon mineralinin kristal yapısı ve metamorfizma koşullarının etkisi: Pütürge Metamorfiti Örneği. F. Ü. Fenbilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 88.
- Barker, A.J., 1990. Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. Blackie&Son Limited, New York, 170 p.
- Bebout, G.E., 2007. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones. Earth Planet. Sci. Lett. 260, 373–393.
- Busigny, V., Cartigny, P., Philippot, P., Ader, M., Javoy, M., 2003. Massive recycling of nitrogen and other fluid-mobile elements (K, Rb, Cs, H) in a cold slab environment: evidence from HP to UHP oceanic metasediments of the Schistes Lustres nappe (western Alps, Europe). Earth Planet. Sci. Lett. 215, 27–42.
- Caddick, M.J., Konopasek, J., Thompson, A.B., 2010. Preservation of garnet growth zoning and the duration of prograde metamorphism, journal of petrology, v.51, 11, 2327-2347.
- Chakraborty, S., Ganguly, J., 1992. Compositional zoning and cation diffusion in garnet. In: Diffusion, Atomic Ordering and Mass Transport. New York: Springer, 120-175.
- Christensen, J. N., Selverstone, J., Rosenfeld, J.L. 1989. Correlation by Rb-Sr geochronology of garnet growth histories from different structural levels within eastern alps. Contributions to mineralogy and petrology, 118, 1-12.
- Clark, M.K., Schoenbohm, L.M., Royden, L.H., Whipple, K.X., Burchfiel, B.C., Zhang, X., Tang, W., Wang, E., and Chen, L., 2004, Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns: Tectonics, v. 23, p. TC1006, doi: 10.1029/2002TC001402.
- Erkan, Y., 2007. Metamorfik Petrografi, Hacettepe yayını, Ankara.
- Evans, B. W., 1965. Application of reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. Am. Jour. Sci., 263,8, 647-667.
- Ferry, J.M and Spear, F.S., 1978. Experimental Calibration of the partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. Contributions to Mineralogy and Petrology Vol 66, p. 113-117
- Frost, M. J., 1962. Geological Magazine, vol. 99, p. 427.
- Ganguly, J. and Tirone, M., 1999. Diffusion closure temperature and age of a mineral with arbitrary extent of diffusion: theoretical formulation and applications. Earth and Planetary Science Letters 170 (1999) 131–140.

Hacker, B.R., 2006. Pressures and temperatures of ultrahigh-pressure metamorphism: implications for UHP tectonics and H₂O in subducting slabs. *Int. Geol. Rev.* 48, 1053–1066.

Hacker B.R., Wallis S.R., Ratschbacher L., Grove M. and Gehrels G. 2006. High-temperature geochronology constraints on the tectonic history and architecture of the ultrahigh-pressure Dabie-Sulu orogen. *Tectonics* 25, TC5006, doi: 10.1029/2005TC001937.

Kerrick, D.M., 1990. The Al₂SiO₅ polymorphs. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 22, 406 s.

Ketin, İ., 1966. Anadolunun tektonik birlikleri. *MTA. Enst., Derg.*, 71, 129-134.

Kılıç, A.D., Ateş, C., 2014. Metamict zircon and Structural Characters: Pütürge Metamorphite Example, *Turkish Journal of Science & Technology Volume 9 (2)*, 127-133.

Kretz, R., 1973. Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. *Canadian Mineralogist*, 12, 1-20.

Kovenko, V., 1943, Visite de la region de Pütürge, vilayet de Malatya. *MTA Enst. Rap.* No: 1393, Ankara.

Kylander-Clark, A. R.C., Hacker, B. R., Johnson, C. M., Beard, B.L., Mahlen, N.J., Lapen, T.J., 2007. Coupled Lu-Hf and Sm-Nd geochronology constrains prograde and exhumation histories of high and ultrahigh pressure eclogites from western Norway, *Chemical Geology*, 242, 137-154.

Loomis, T. P., 1983. Compositional zoning of crystals: A record of growth and reaction history, in Saxena, SK., ed., *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*: New York, Springer-verlag, 1-60.

Miyashiro, A., 1972. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin, London, 492 p.

Perinçek, D., Özkaya, İ., 1981. Arabistan kıtası kuzey kenarının tektonik evimi. *Yerbilimleri*, 8, 91-101.

Pelletier, J., 2007. Numerical modeling of the Cenozoic geomorphic evolution of the southern Sierra Nevada, California, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 259(1–2), 85–96, doi:10.1016/j.epsl. 2007.04.030.

Putnis, A., Austrheim, H., 2010. Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism, *Geofluid*, 10, 254-269.

Ramberg, H. 1952. *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*. Chicago: Chicago Univ. Press.

Rankama, K., and Sahama, G., 1950. *Geochemistry*. The University of Chicago Press.

Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984. Introduction aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Spec. Publ. Geol. Soc., London*, 17, 1-74.

Schmolke M. K., Zack T., O'Brien P. J., Jacob, D. E., 2008. Combined thermodynamic and rare earth element modelling of garnet growth during subduction: Examples from ultrahigh- pressure eclogite of the Western Gneiss Region, Norway, *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 488-498.

Spear, F.S., 1988a. The Gibbs Method and Duhem theorem— the quantitative relationships among P, T, chemical-potential, phase-composition and reaction progress in igneous and metamorphic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 249–256.

Spear, F.S., 1988b. Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 507–517.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.

[www.http://academia.edu.tr](http://academia.edu.tr)

Tuccillo, M.E., Essene, E.J., and Van der Pluijm, B.A., 1990. Growth and retrograde zoning in garnets from high grade metapelites: Implications for pressure-temperature paths: *Geology*, v. 18, p. 839–842, doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<0839:GARZIG>2.3.CO;2.

Tracy, R.J., Robinson, P., Thompson, A.B., 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts: *American Mineralogist*, v. 61, 762-775.

Tracy, R.J., 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals, in Ferry, J.M., ed., *Characterization of metamorphism through mineral equilibria: Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, v. 10, p. 355-397.

Williams, M.L. and Grambling, J.A., 1990. Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite. *Amer. Mineral.*, 75, 886-908.

Winkler, H.G.F., 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 4th ed., Springer-Verlag, New York, 348 p.

Wintsch, R. P., Andrews, M. S., 1988. Deformation induced growth of sillimanite stress minerals revisited. *Journal of Geology*, 96, 143-161.

Wu F. Y., Yang Y. H., Xie L. W., Yang J. H. and Xu P. (2006) Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 234, 105-126.

- Van, C. R., 2013. A Treatise on Metamorphism. London: Forgotten Books. Newyork, 300.
- Yardley, B.W.D., 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology. Longman Scientific & Technical, New York, 248 p.
- Yazgan, E., 1983. A geotravers between the Arabia Platform and the Munzur Nappes, Int. Symp. On the Geology of the Taurus Belt. Field Guide Book, 199-208, Ankara.
- Yazgan, E., 1987. Malatya L₄₁C₁ ve L₄₁C₂ paftalarının Jeoloji haritası. MTA Gen. Md., Jeoloji Etdleri harita arşivi, Ankara.
- Yazgan, E., Chessex, R., 1991. Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya. Turkiye Petr. Jeo. Der., 3, 1, 1-41, Ankara.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M. A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş. C., Keskin, M., 1987. Maraş kuzeyinin jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak-Binboğadagları). TPAO Rap. No: 2028, Ankara.
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. Geol. Soc. Of Amer. Bull., 105, 251-271.