

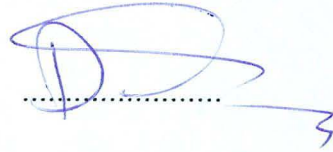
CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YOZGAT BATOLİTİ YOZGAT GÜNEYİ KESİMİNİN
PETROLOJİSİ

TANER EKİCİ
YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

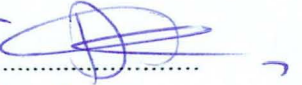


.....
DURMUŞ BOZTUĞ

.....
Jeol. Müh. Bölümü - Doç. Dr



FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜNE

Bu çalışma, jürimiz tarafından, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan. Doç. Dr. Durmuş Boz Tuğ 
Üye. Yrd. Doç. Dr. Musa Alpsoylan 
Üye. Yrd. Doç. Dr. Osman Koptaşel 
Üye.....
Üye.....

ONAY

Yukarıdaki imzaların, adı geçen öğretim üyelerine ait olduğunu Onaylım.

...../...../199

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Prof. Dr. Necati ÇELİK





Bu tez, Cumhuriyet Üniversitesi Senatosunun 05. 01. 1984 tarihli toplantısında kabul edilen ve daha sonra 30. 12. 1993 tarihinde C. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğünce hazırlanan ve yayınlanan “Yüksek Lisans ve Doktora tez yazım Kılavuzu” adlı yönergeye göre hazırlanmıştır.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
İÇİNDEKİLER	I
ÖZET	III
SUMMARY	V
TEŞEKKÜR	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ	IX
ÇİZELGELER DİZİNİ	XIII
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	1
1.3. Önceki Çalışmalar.....	3
2. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ.....	7
2.1. Arazi Çalışmaları.....	7
2.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	7
3. STRATİGRAF ve TEKTONİK.....	10
3.1. Litostratigrafi / Litodem Birimleri.....	10
¹ 3.1.1. Sarıhacılı Lökograniti.....	11
3.1.2 Kızıltepe Kuvarsoliti.....	13
3.1.3 Lökköy K-Feldispat Megakristalli Monzograniti..	13
3.1.4 Büyüklök Monzograniti.....	14
3.1.5 Başnayayla Diyorit/Gabrosu.....	15
3.1.6 Topçu Formasyonu.....	16
3.1.7. Alüvyon.....	17
3.2. Tektonik.....	18
4. MİNERALojİK-PETROGRAfİK İNCELEME.....	19
4.1. Sarıhacılı Lökograniti.....	19
4.2. Kızıltepe Kuvarsoliti.....	22
4.3. Lökköy K-Feldispat Megakristalli Monzograniti.....	23
4.4. Büyüklök Monzograniti.....	33

4.5. Başnayayla Diyorit/Gabrosu.....	39
4.6. Topçu Formasyonu.....	44
5. JEOKİMYASAL İNCELEME.....	45
5.1. Magma Tipleri.....	45
5.2. Fraksiyonel Kristalleşme, Magma Karışımı ve Kabuksal Kirlenme Süreçlerinin İncelenmesi.....	45
5.2.1. Fraksiyonel Kristalleşme.....	46
5.2.2. Magma Karışımı.....	47
5.2.3. Kabuksal Kirlenme.....	47
5.3. Eser Element Karakteristikleri.....	55
6. PETROJENETİK İNCELEME.....	59
6.1. S-tipi, I-tipi, M-tipi Granitoidlerin Birlikteliğinin Önemi.....	59
6.2. Çarpışmayla Eş Zamanlı (Syn-COLG) ve Çarpışma Sonrası (Post-COLG) Granitoidlerin Birlikteliğinin Önemi.....	61
7. JEODİNAMİK EVRİM.....	65
8. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	66
9. KAYNAKLAR.....	68
10. ÖZGEÇMİŞ.....	75

EK: YOZGAT BATOLİTİ YOZGAT GÜNEYİ KESİMİNİN
JEOLOJİ HARİTASI

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

YOZGAT BATOLİTİ YOZGAT GÜNEYİ KESİMİNİN PETROLOJİSİ

TANER EKİCİ

Cumhuriyet Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Doç Dr. Durmuş BOZTUĞ

Yozgat batoliti, Orta Anadolu'da, Yozgat ilinin güneyinde, D-B doğrultusunda yaklaşık 2000 km²'lik bir alan kaplamaktadır. Yozgat batolitinin, Yozgat ili hemen güneyindeki kesiminde yürütülen bu çalışmada, yaşlıdan gence doğru, Sarıhacılı lökograditi, Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti, Büyüklök monzograniti ve Başnayayla diyorit / gabrosu gibi haritalanabilir birimler tanımlanmıştır. Bu birimlerin tamamı Alt-Orta Eosen yaşlı ve volkanosedimanter karakterli Topçu formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Sarıhacılı lökograditi başlıca iki mikalı granitlerden; Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ise kuvars, ortoklaz ve plajiyoklaz türü felsik bileşenlerin yanısıra hornblend + biyotit ± klinopiroksen'den oluşan mafik mineraller içeren monzogranitlerden oluşmaktadır. Başnayayla diyorit / gabrosu ise genellikle Plajiyoklaz (Anortit < 50) + hornblend ± klinopiroksen mineral topluluğundan oluşan diyoritlerden meydana gelmekle birlikte yer yer de Plajiyoklaz (Anortit > 50) + klinopiroksen + tremolit / aktinolit minerallerinden oluşan ve hatta uralit gabro olarak isimlendirilebilecek gabro türü kayaları içermektedir.

Sarıhacılı lökograditi ana ve eser element jeokimyası verilerine göre alümino (ALUM), normatif korund içeren, S-tipi ve çarpışmayla eşzamanlı (Syn-

COLG) karakterli iki mikalı granitlerden oluşmaktadır. Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ile Büyüklök monzograniti ise kafemik (CAFEM), normatif diyopsit içeren, I- tipi ve çarpışma sonrası (Post-COLG)-kalkalkalin (CALK) karakterli kayalardan oluşmaktadır. Başnayayla diyorit / gabrosu yine kafemik, düşük K'lu toleyitik (THOL) ve M-tipi kayalardan oluşmaktadır. Lökköy ve Büyüklök birimlerinde mafik ve felsik magmaların heterojen karışımı (magma mingling) sonucu mafik magmatik enklavlar (MME) meydana gelmiştir. Heterojen karışım (mingling) şeklinde gözlenen bu magma karışması olayının, aynı zamanda, mikroskopik bazı özel dokuların varlığı (süngerimsi hücreli plajiyoklaz oluşumu, plajiyoklazlardaki çivi başlarına benzer yamalar, iri plajiyoklaz içerisinde lata biçimli küçük plajiyoklazların bulunması, antirapakivi dokusu, plajiyoklazlardaki erime-çözünme yapısı) ve eser element jeokimyası verileriyle homojen karışım (magma mixing) şeklinde de geliştiği gözlenmiştir. Başnayayla diyorit / gabrosu ise kıtasal kabuk malzemesiyle kirlenmeye uğramıştır. Yozgat ili hemen güney kesiminde elde edilen bu veriler Yozgat batolitinde S-tipi ve syn-COLG, I-tipi ve post-COLG kalkalkalin ve ayrıca M-tipi, post-COLG toleyitik mafik magma kaynaklarının birlikteliğini sunmaktadır. Bu birlikteliğin oluşumu için şöyle bir evrim modeli ileri sürülebilmektedir. Neo-Tetisin kuzey kolu, Üst Kretase'de Pontidlerin altına ve kuzeye doğru dalarak yok olmuştur. Anatolidler, bu dalma-batma sisteminin pasif kenarını oluşturmaktadır. Bu dalma-batma zonu boyunca Ankara-Erzincan kenet kuşağı olarak tanımlanan çarpışma zonu meydana gelmiştir. Bu çarpışma zonunda, çarpışmayla eşzamanlı olarak Anatolidlerin taban kesimindeki kısmi ergimeyle üst kabuktan itibaren Sarıhacılı lökograniti türemiştir. Çarpışmanın ileri evrelerindeki kabuk kalınlaşması nedeniyle alt-orta kabuktan itibaren Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ve Büyüklök monzograniti magması oluşmuştur. Kabuk kalınlaşmasından sonra gelişen gerilme rejimi altında yükselen üst manto diliminin adiyabatik dekompresyon sonucu kısmi erimeye uğramasıyla da Başnayayla diyorit /gabrosunu oluşturan magma kaynağı meydana gelmiştir.

ANAHTAR KELİMELELER : Yozgat batoliti; Magma Tipleri; S- ,I- ,M-tipi Granitoidler; Çarpışmayla İlgili Granitoidler; Petrojenetik-Jeodinamik Evrim.

SUMMARY

Ms Thesis

PETROLOGY OF THE YOZGAT BATHOLITH IN THE
SOUTHERN YOZGAT TOWN

Taner EKİCİ

Cumhuriyet University

Institute of Sciences

Geological Engineering Department

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Durmuş BOZTUĞ

Yozgat batholith covers an area of approximately 2.000 km² with an E-W direction in the Central Anatolia. Some mapable lithodemic units such as the Sarıhacılı leucogranite, Lökköy K-feldspar megacrystalline monzogranite, Büyüklök monzogranite and Başnayayla diorite/gabbro have been identified in this study carried out in the southern Yozgat town of the Yozgat batholith. All these units are unconformably overlain by the Lower-Middle Eocene Topçu formation. Sarıhacılı leucogranite consists of two-mica granites. Lökköy K-feldspar megacrystalline monzogranite and Büyüklök monzogranite are composed of monzogranites whose major components comprise quartz, orthoclase, plagioclase as felsic minerals, and hornblende+biotite±clinopyroxene as mafic minerals. Başnayayla diorite/gabbro is mainly comprised of dioritic rocks with a mineral assemblage of plagioclase (An>50 %) + hornblende ± clinopyroxene, however, it locally consists of some gabbroic rocks which may also be

called uralitic gabbro because of having a mineralogical composition of plagioclase ($An > \% 50$) + clinopyroxene + tremolite/actinolite.

Sarhacılı leucogranite represents an aluminous (ALUM), normative corundum, S-type and syn-collisional (syn-COLG) character on the basis of mineralogical, major and trace element geochemical compositions. Lökköy and Büyüklök units show the cafemic (CAFEM), normative diopside, I-type and post-collisional (post-COLG) - calcalkaline (CALK) features. Başnayayla diorite/gabbro possesses the characters of cafemic, low-K tholeiitic (THOL) and M-type chemistry. There are some microgranular mafic magmatic enclaves (MME) indicating the mechanical interaction between coeval felsic and mafic magmas called magma mingling. Such a mechanical interaction between these magmas have also occurred as the chemical interaction, called magma mixing, which is evidenced by some particular microscopic textures and trace element variograms. These microscopical textures are of spongy cellular plagioclase, spike zones in plagioclase, small lath-shaped plagioclase within large plagioclase, antirapakivi texture, dissolution-melting textures in plagioclase. Başnayayla diorite/gabbro also shows a crustal contamination. These data reveal that there are the co-existancy of the S-type and syn-COLG, I-type and post-COLG, M-type and post-COLG granitoids in the southern Yozgat town of Yozgat batholith. This association is suggested to be derived from such a geodynamic model: The northern branch of the Neo-Tethys has been consumed with a northward dipping subduction zone along which the oceanic crust subducted beneath the Pontides. The Anatolides constitutes the passive margin of this convergence system. After the consumption of the oceanic crust, the Ankara-Erzincan suture zone has been formed as a result of the juxtaposition of Anatolides and Pontides. Sarhacılı leucogranite has formed from the syn-collisional magmatic stage in this collision zone. Towards the mature stage of the crustal thickening, the Lökköy and Büyüklök units were derived from the partial melting of the

middle and lower parts of crust. Başnayayla diorite/gabbro has been solidified from a mafic magma source. This mafic magma is thought to be derived from the partial melting of upwelled mantle under the adiabatic decompression conditions due to tensional regime after the crustal thickening.

KEYWORDS: Yozgat Batholith; Magma Types; S-, I-, and M-type granitoids; Collisional Granitoids; Petrogenetic-Geodynamic Evolution.

TEŞEKKÜR

C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalı Yüksek Lisans Programı kapsamında hazırlanan bu Yüksek Lisans Tezi, Sayın Doç. Dr. Durmuş BOZTUĞ'un danışmanlığında gerçekleştirilmiştir. Tezin her aşamasında yönlendirici ve yararlı eleştirilerini, yardım ve desteğini esirgemeyen değerli hocam Sayın Doç. Dr. Durmuş BOZTUĞ'a içten teşekkürü bir borç bilirim.

Paleontolojik tayinleri gerçekleştirilen Sayın Yrd. Doç. Dr. Mehmet Akyazı ve tezin değişik aşamalarında yardımlarını gördüğüm Sayın Yrd Doç Dr. Musa Alpaslan, Sayın Yrd Doç Dr. Sabah Yılmaz, Sayın Arş Gör. Nazmi Otlı ve her zaman manevi desteğini gördüğüm canım anneme teşekkür ederim.

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1.Yerbulduru Haritası.....	2
Şekil 3.1.Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti.....	12
Şekil 4.1.Kimyasal analizi yapılmış örneklerin QAP üçgen diyagramındaki konumları.....	20
Şekil 4.2.Sarıhacılı lökogradininin Q-P isimlendirme diyagramındaki konumu.....	21
Şekil 4.3.Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitinin Q-P isimlendirme diyagramındaki konumu.....	24
Şekil 4.4.Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitindeki antirapakivi dokusunun görünümü.....	27
Şekil 4.5.Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içindeki iri plajiyoklaz mineralinde gelişmiş olan çivi başlarına benzer zonların (spike zonları) ve süngerimsi hücreli dokunun görünümü.....	27
Şekil 4.6.Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitindeki mafik magmatik enklavla (MME) dokanak halindeki plajiyoklaz minerali içinde gelişmiş olan erime-çözünme yapısı.....	28
Şekil 4.7.Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içindeki plajiyoklaz minerali içinde gelişmiş olan zonlu dokunun görünümü.....	28
Şekil 4.8. Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitindeki plajiyoklaz minerallerindeki öjit kapanımlarının çift nikoldeki görünümü.....	29
Şekil 4.9. Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitindeki plajiyoklaz minerallerindeki öjit kapanımlarının tek nikoldeki görünümü.....	29
Şekil 4.10. Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitindeki plajiyoklaz minerali içerisinde gelişen biyotit kapanımlarının çift nikoldeki görünümü.....	30
Şekil 4.11. Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitindeki plajiyoklaz minerali içerisinde gelişen biyotit kapanımlarının tek nikoldeki görünümü.....	30
Şekil 4.12. Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitinde, çift nikolde	

hornblend ve tremolit/aktinolit mineralinin görünümleri.....	31
Şekil 4.13. Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitinde, çift nikolde hornblend ve tremolit/aktinolit mineralinin görünümleri.....	31
Şekil 4.14. Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içindeki öjit, hornblend ve biyotit mineralleri arasında gelişmiş olan denge kristalizasyonunun çift nikoldeki görünümü.....	32
Şekil 4.15. Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içindeki öjit, hornblend ve biyotit mineralleri arasında gelişmiş olan denge kristalizasyonunun tek nikoldeki görünümü.....	32
Şekil 4.16. Büyüklök monzogranitinin Q-P isimlendirme diyagramındaki konumu	34
Şekil 4.17. Büyüklök monzograniti içerisindeki plajiyoklaz mineralinde gözlenen erime-çözünme yapısının görünümü.....	36
Şekil 4.18. Büyüklök monzogranitindeki antirapakivi dokusunun görünümleri.....	36
Şekil 4.19. Büyüklök monzogranitindeki plajiyoklazlarda gelişmiş olan zonlu doku ile polisentetik ikizlenmenin birlikte gözlenmesi.	37
Şekil 4.20. Büyüklök monzogranitindeki grafik dokunun görünümü.....	37
Şekil 4.21. Büyüklök monzogranitindeki altıgenimsi biyotit minerali içinde gelişmiş ¹ olan zirkon kapanımlarının çift nikoldeki görünümleri.....	38
Şekil 4.22. Büyüklök monzograniti içindeki altıgenimsi biyotit minerali içinde gelişmiş olan zirkon kapanımlarının tek nikoldeki görünümleri.....	38
Şekil 4.23. Başnayayla diyorit/gabrosunun Q-P isimlendirme diyagramındaki konumu.....	40
Şekil 4.24. Başnayayla diyorit/gabrosunda uralitleşme yoluyla gelişmiş olan tremolit/aktinolit mineralinin çift nikoldeki görünümleri.....	42
Şekil 4.25. Başnayayla diyorit/gabrosunda uralitleşme yoluyla gelişmiş olan tremolit/aktinolit mineralinin tek nikoldeki görünümleri.....	42

Şekil 4.26. Başnayayla diyorit/gabrosundaki olivin mineralinin çift nikeldeki görünümü.....	43
Şekil 4.27. Başnayayla diyorit/gabrosundaki olivin mineralinin tek nikeldeki görünümü.....	43
Şekil 5.1. Çalışma sahasındaki granitik birimlerin karakteristik mineraller diyagramındaki konumu.....	46
Şekil 5.2. Çalışma sahasındaki birimlerin ASI (alüminyum saturasyon indeksi) değerlerinin dağılımı.....	48
Şekil 5.3. Alümino karakter gösteren Sarıhacılı lökograditinin B-(K/Na+K) ve B-Q diyagramlarındaki konumları.....	48
Şekil 5.4. Çalışma sahasındaki birimlerin toplam alkaliler-silis (TAS) diyagramındaki konumları.....	49
Şekil 5.5. Çalışma sahasındaki granitik birimlerin AFM üçgen diyagramında karşılaştırılması.....	49
Şekil 5.6. Başnayayla diyorit/gabrosunun Le Maitre (1989) diyagramındaki konumu.....	50
Şekil 5.7. Çalışma sahasındaki birimlerin Na ₂ O-K ₂ O ilişkilerine göre değerlendirilmesi.....	50
Şekil 5.8. Lökköy, Büyüklök, Sarıhacılı birimlerinin K/Rb-Rb diyagramındaki konumları.....	51
Şekil 5.9. Lökköy, Büyüklök, Sarıhacılı birimlerinin K/Rb-K/Ba diyagramındaki konumları.....	51
Şekil 5. 10. Lökköy birimi içindeki K-feldispat megakristallerinin görünümü.....	52
Şekil 5.11. Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitinin Zr/Nb-Rb/Sr (a) ve Nb/Y-Rb/Sr (b) değişim diyagramlarındaki konumları.....	53
Şekil 5.12. Büyüklök monzogranitinin Zr/Nb-Rb/Sr (a) ve Nb/Y-Rb/Sr (b) değişim diyagramlarındaki konumları.....	54
Şekil 5.13. Başnayayla diyorit/gabrosunun MORB'a göre normalize edilmiş dağılım diyagramındaki konumu.....	56
Şekil 5.14. Büyüklök monzogranitinin MORB'a göre	

normalize edilmiş dağılım diyagramındaki konumu.....	56
Şekil 5.15. Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitinin MORB'a göre normalize edilmiş dağılım diyagramındaki konumu.....	57
Şekil 5.16. Sarıhacılı lökograditinin MORB'a göre normalize edilmiş dağılım diyagramındaki konumu.....	57
Şekil 6.1. Çalışma sahasındaki birimlerin R1-R2 diyagramındaki konumları.....	62
Şekil 6.2. Çalışma sahasındaki granitik birimlerin jeotektonik ortamları belirlemeye yönelik hazırlanmış eser element diyagramında karşılaştırılması.....	64

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1. Bazı CRPG ve USGS kayaç standartlarının uluslararası kabullenme (ana element) değerleri ile C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü MİPJAL'da gerçekleştirilen analiz sonuçlarının karşılaştırılması.....	8
Çizelge 2.2. Bazı CRPG ve USGS kayaç standartlarının uluslararası kabullenme (Eser element) değerleri ile C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü MİPJAL'da gerçekleştirilen analiz sonuçlarının karşılaştırılması.....	9
Çizelge 3.1 Topçu formasyonu kireçtaşlarında belirlenen mikrofosil toplulukları.....	16
Çizelge 4.1. Sarıhacılı lökograditi kayaç örneklerinin tümkayaç ana (% ağırlık) ve eser element (ppm) kimyasal analiz sonuçları.....	22
Çizelge 4.2. Lökköy K-feldispat megakristali monzograditi kayaç örneklerinin tümkayaç ana (% ağırlık) ve eser element (ppm) kimyasal analiz sonuçları.....	33
Çizelge 4.3. Büyüklök monzograditi kayaç örneklerinin tümkayaç ana(% ağırlık) ve eser element (ppm) kimyasal analiz sonuçları.....	39
Çizelge 4.4. Başnayayla diyorit/gabrosu kayaç örneklerinin tümkayaç ana (% ağırlık) ve eser element (ppm) kimyasal analiz sonuçları.....	41
Çizelge 6.1. İnceleme sahasındaki lütodem birimlerinin petrolojik ve jeodinamik konumlarının karşılaştırılması.....	60

1. GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanının Coğrafi Konumu

Çalışma alanı “Anatolid Tektonik Birliğinin ”(Ketin, 1955) orta kesimlerinde Yozgat ilinin hemen güneyinde yer almakta olup 1/25000 ölçekli Yozgat İ-33 C1 paftasını kapsamaktadır (Şekil 1.1).

Yozgat batoliti içerisinde bulunan çalışma sahasında tipik karasal iklim görülür. Arazi, çok engebeli olmayan bir topoğrafyaya sahiptir.

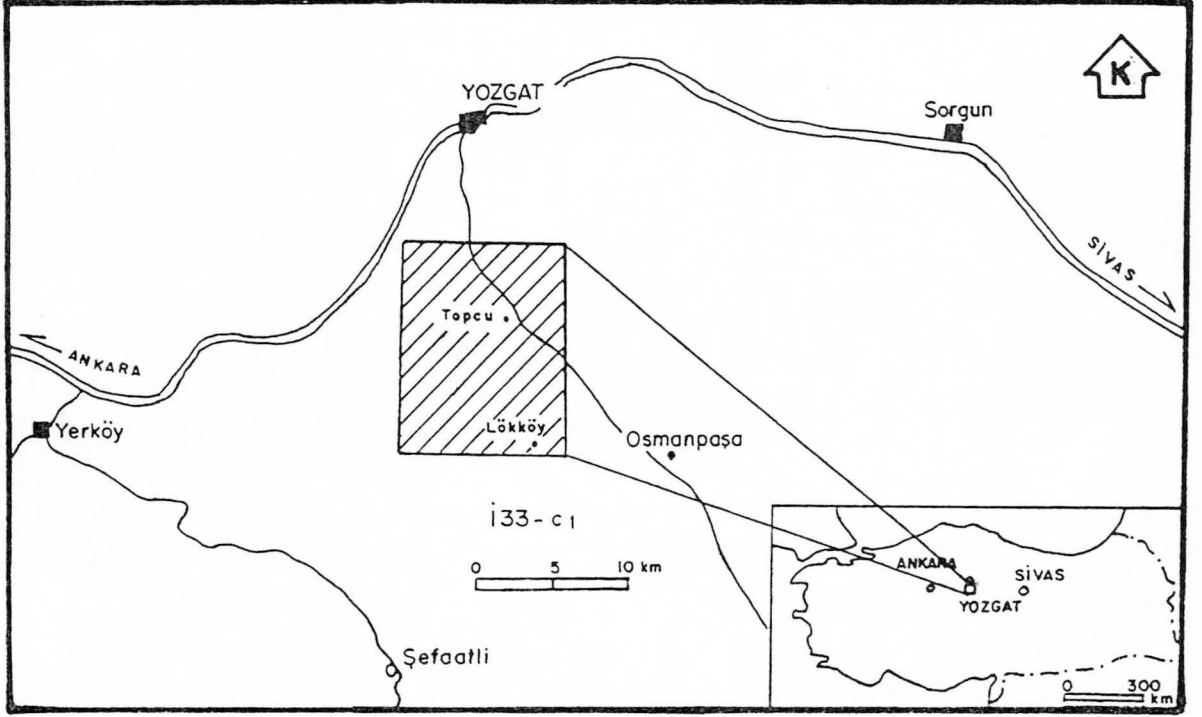
Çalışma alanındaki başlıca yükseltileri Çatal tepe (1327m), Kızıl tepe (1351m), Çağanoğlu tepe (1287m), Küçükkoru tepe (1372m), Karakuz tepe (1436m), Adamkayası tepe (1380m), Büyükziyaret tepe (1410m), Büyüklök tepe (1363m), Küçüklök tepe (1347m), Yanıkyer tepe (1383m), Karabaş tepe (1304m) oluşturmaktadır.

Çalışma alanı devamlı akarsu bulunduran vadiler bakımından fakirdir. Devamlı akarsu bulunduran vadi yatağı Koyunluyusu füzü deresidir.

Çalışma alanındaki önemli yerleşim yerleri, Azizli bağları, Başnayayla, Topçu, Lökköy ve Erkekli köylerinden oluşmaktadır.

1.2. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmada Orta Anadolu'nun magmatik tarihçesinde oldukça önemli yeri olduğuna inanılan ve oldukça geniş bir alanda yüzlek vermesinden dolayı günümüze kadar bir bütün olarak ayrıntılı şekilde henüz incelenmemiş olan Yozgat batolitinin (Ketin, 1955; Dalkılıç ve Erler, 1986; Erler ve diğ., 1991; Boztuğ, 1991; Erler ve Bayhan, 1993; Erler ve Bayhan, 1995; Erler ve Göncüoğlu, 1995) mineralojik-jeokimyasal bileşim bakımından birkaç farklı kaya birimini içeren Yozgat güneyi kesiminin petrolojik incelenmesi amaçlanmıştır. Bu amaca yönelik olarak Şekil 1.1 'de gösterilen yaklaşık 150 km² lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeolojik haritalaması gerçekleştirilmiştir. Alınan örneklerin ince kesitleri yapılarak mineralojik-petrografik incelemeleri yapılmıştır. Ayrıca bozunmaya uğramamış örneklerden X-ışınları floresans spektrometresi (XRF) yöntemiyle tümkayaç jeokimyasal analizleri yapılmıştır.



Sekil 1.1. Yerbulduru Haritası

1.3. Önceki Çalışmalar

Ketin (1955), Yozgat yöresinde yaptığı tektonik amaçlı çalışmada bölgedeki plütonik birimleri asidik ve bazik olarak iki gruba ayırmış, asidik karakterdekilerin hornblend ve biyotitce zengin granit ve granodiyorit, bazik olanların ise gabro-diyorit ve kısmen de diyabaz bileşiminde olduğunu ve bu plütonların birbirleriyle girift durumda olduğunu belirtmiştir. Ayrıca bölgede iri K-feldispat megakristalli granitler, kuvars siyenit, tonalit ve monzonit bileşiminde kayaçların varlığı da tanımlanmıştır. Granitik kayaçların metamorfik seriyi kestiği vurgulanmış ve bütün bu birimlerin Eosen yaşlı volkanik ve volkano-sedimanter birimler tarafından örtüldüğü gözlemlenmiştir.

Çapan ve diğ.(1983), kuzeyde Pontidler, Güneyde Toridler ve doğuda Kırşehir Kristalin masifiyle çevrili olan Ankara Melanjı ile ilgili çalışmasında, bu melanjın Tetis' in kapanmasının Mesozoyik-Tersiyer başındaki evriminde büyük önem taşıdığını vurgulamıştır. Pontidler ve Kırşehir masifi arasındaki çarpışmanın ilk evresinin Senoniyen' in geç evrelerinde büyük ölçekli sol yönlü doğrultu atımlı hareketler sonucunda oluştuğunu ileri sürmüştür. Çarpışmayı izleyen evrede ise Kampaniyen' de alkalin volkanizma ve plütonizmanın gerçekleştiğini belirtmiştir. Oligosen sonları veya Miyosen başlarında ortaya çıkan bir başka tektonik fazın ise Ankara Melanjının Batı'dan Doğu'ya doğru hareketi sonucu Tersiyer sedimanları üzerine bindirmesine neden olduğunu vurgulamıştır.

Yaman (1984, 1985) Bayındır (Kaman) yöresindeki florit filonları ile ilgili yapmış olduğu çalışmalarda, filonlarının Üst Paleosen sokulumlarına ait gabro ve siyenitler içerisinde yer aldığını belirtmiş ve bu filonların genellikle KD - GB doğrultusunda uzandıklarını tanımlamıştır.

Bayhan (1986) Kırşehir Masifinin batı kenarında yer alan ve İç Anadolu granitoid kuşağına ait olan Çelebi granitoidinde yapmış olduğu çalışmada, bu plütonun; granit, granodiyorit, kuvars monzonit ve kuvars monzodiyorit bileşiminde kalkalkali kayaçlardan oluştuğunu, koyu renkli mineral olarak hornblend + biyotit ± klinopiroksen ve titanit içerdiklerini belirleyerek, plütonun I-tipi karakterinde olduğunu ve kıtasak kabuk ± manto malzemesinin bölümsel ergimesiyle oluştuğunu ileri sürmüştür.

Büyükönel (1986), Yozgat yöresindeki volkaniklerde yaptığı çalışmada, lav akıntılarının diyabaz, andezit ve bazalt bileşimli olduğunu tanımlamış ve bu volkaniklerin adayaylarındaki kalkalkalen karakterli volkaniklere benzerlik gösterdiğini ileri sürmüştür.

Bayhan (1987) Orta Anadolu'da Kaman ve civarında yapmış olduğu çalışmada, orta-iri taneli ve mezokratik karakterde olan plütonik kayaların holokristalin taneseli ve porfirik doku gösterdiklerini, porfirik doku gösteren kayalarda feldispatların tane boyunun 2 cm'ye kadar eriştiğini belirtmiştir. Kalkalkali (CALK) ve koyu renkli subalkali (SALKD) yönelim gösteren ve bileşimleri kuvars monzodiyorit ve kuvars diyorit arasında değişen bu plütonik kayaların I-tipi karakterde olduklarını tanımlamıştır.

Bayhan ve Tolluoğlu (1987), Orta Anadolu'da Kırşehir'in kuzeybatısında yer alan Çayağzı siyenitoidinde yapmış oldukları çalışmada; bu siyenitoidin mineralojik-petrografik özelliklerine göre mikroklin siyenit, felsik damar kayaları ve nefelinli siyenitlerden oluştuğunu belirtmişlerdir.

Önen ve Unan (1988), Kaman (Kırşehir) kuzeydoğusunda yaptıkları çalışmada, yöredeki gabroları, hornblend gablo ve/veya ince taneli gablo olarak tanımlamışlar ve genellikle plajiyoklaz, hornblend, öjit ve çok az da olivin içerdiklerini belirtmişlerdir. Bu kayaların subalkali toleyitik magmadan itibaren kristalleştiklerini ve bunların ofiyolitik dizilimin bir üyesi olabileceklerini ileri sürmüşlerdir.

Erler ve diğ., (1991) Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde yapmış oldukları çalışmada, bölgedeki magmatik kayaları arazi konumları, petrografik özellikleri ve kimyasal bileşimlerini gözönüne alarak güneyden kuzeye doğru, Fakılı graniti, Cefalıkdağ, Baranadağ ve Fatmakadıntepe kuvars monzonitleri, Hamitköy kuvars siyeniti, Bayındır nefelin siyeniti ve Yozgat granitoidi olarak yedi gruba ayırmışlardır. Yozgat granitoidinin kuvarsa zengin olup ortoklaz / plajiyoklaz oranının değişmesiyle bileşimi alkali feldispat granitten tonalite kadar değişim gösterdiğini ve kalkalkali S-tipi karakterde olduklarını belirterek, bu kayaları Pontid ve Torid kuşaklarının çarpışması sırasında metamorfiklerin kısmi ergimesi sonucunda oluşmuş plütonikler olarak yorumlamışlardır.

Boztuğ (1991) tarafından Yozgat batolitin güney kesiminde yaptığı çalışmada, batolitin orta-kaba taneli ve holokristalin-hipidiyomorf taneseli dokulu,

yer yer de iri K-feldispat minerallerinin varlığıyla belirginleşen porfirik dokulu monzonit, kuvars-monzonit, kuvars-monzodiyorit, adamellit ve siyenit porfir türü damar kayalardan oluştuğunu belirlemiştir. Bu granitoidlerin tipik olarak metalümino, kafemik (CAFEM), alkalilerce aşırı doygun (ALKOS) yönelim gösterdiklerini ve I-tipi bir magmanın ürünü olduklarını belirterek, bunların Alt Tersiyer öncesi bir dönemde meydana gelen yay magmatizması ile oluştuklarını ve derin kabukta oluşan magmatik kayaların, Alt Tersiyerdeki çarpışma ile ilgili kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak da kısmi erimeye uğramaları sonucu ürettikleri magmadan itibaren meydana gelebileceklerini ileri sürmüştür.

Göncüoğlu ve Türeli (1993) yaptıkları çalışmada, Orta Anadolu Kristalin Kompleksi içinde oldukça yaygın yüzeylenmeler sunan ofiyolitik kayaları “Orta Anadolu Ofiyoliti” olarak adlandırmışlar, bu kayaların Orta Anadolu metamorfite üzerinde tektonik dokanakla yer aldıklarını ve metamorfite ile birlikte Geç Üst Kretase yaşlı Orta Anadolu granitoidi tarafından kesildiklerini belirtmişlerdir. Bu bölgedeki gabroların, dalma-batma zonunda bir ensimatik adayayı ile ilişkili geliştiğini ileri sürmüşlerdir.

Tolluoğlu (1993), Kırşehir masifini batıda yay biçiminde kuşatan ve yer yer de keskin dokanaklarla kesen intrüzif kayaları (kalkalkali-alkali) “İç Anadolu Magmatik kuşağı” olarak adlandırmıştır. İç Anadolu magmatik yay plütonlarına (granitoidler) karşın, siyenitoidlerin Kırşehir masifi içinde stok ve dayklar şeklinde yüzeylendiğini, Buzlukdağ siyenitoidinin kuvars siyenit, siyenit, monzonit türü kayalardan oluştuğunu ve aşırı doygun alkali (ALKOS) karakter sunduğunu belirtmiştir. Riyolit, dasit, trakit, trakiandezit ve andezit türü kayalardan oluşan volkanitlerin kalkalkali-alkali özelliği ile aktif kıta volkanizması ürünü olduklarını, İç Anadolu Magmatik kuşağında yüzeylenen intrüzif serilerin dış zonda kalkalkali, iç zonda (masif içinde) alkali karakterli bir zonlanma sunduklarını belirlemiştir.

Göncüoğlu ve Türeli (1994), İzmir-Ankara-Erzincan suture zonunun güney kesiminde Yozgat batolitinde yaptıkları araştırmalar sonucu yöredeki granitoidlerin monzogranit, granodiyorit ve kuvars diyorit bileşimli kalkalkalin, VAG ve yer yer de Syn-COLG karakterli olduklarını saptamışlardır.

Erler ve Bayhan (1995) Orta Anadolu Kristalin karmaşığı içindeki granitoid bileşimli kayaları “Orta Anadolu Granitoidleri” olarak

adlandırmışlar, bu karmaşığın kuzeybatıda ve kuzeyde Kretase yaşlı Ankara ve Çorum ofiyolitli melanjları, batıda ve güneybatıda Tersiyer yaşlı Tuzgölü havzası çökelleri, güney ve güneydoğuda Tersiyer yaşlı volkanitler ve doğuda Sivas havzası çökelleri ile sınırlandığını belirtmişlerdir. Orta Anadolu granitoidlerinin kuzey kenarında Yerköy, Yozgat, Sorgun, Sarıkaya, Osmanpaşa ve Şefaati arasındaki batolitik boyutlardaki granitoidler içerisinde genellikle monzogranit, kuvars monzonit ve granitoid bileşimli ve kalkalkali yönelimli olarak gözlemlediklerini, I-tipi ve S-tipi karakter sergileyen bu granitoidlerin adayayı granitoidleri, levha içi granitoidleri ve çarpışma granitoidleri olduklarını ileri sürmüşlerdir.

2. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

Yozgat batoliti Yozgat güneyi kesiminin petrolojik incelenmesini amaçlayan bu çalışma kapsamında arazi ve laboratuvar çalışmaları şeklinde iki ayrı çalışma yürütülmüştür.

2.1. Arazi Çalışmaları

Arazi çalışmaları sırasında, bölgede, Yozgat İ-33 - C1 paftasını kapsayan yaklaşık 150 km² lik bir alanın jeolojik haritalaması yapılmıştır(Ek-1).

Jeolojik haritalama sırasında; magmatik ve sedimanter kayaçların 1/25000 ölçeğinde yüzeyleyenleri, Norman ve diğ (1986) tarafından hazırlanan "Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kuralları" gereğince litodem / litostratigrafi birimleri olarak tanımlanmıştır. Özellikle granitoyid plütonlarını oluşturan kayaçlar jeolojik konumları, mostra ve el örneği düzeyindeki renkleri, yapısal-dokusal özellikleri ve mineralojik-petrografik bileşimleri gibi özelliklerine dayanılarak farklı birimlere ayrılarak haritalanmıştır.

Haritalanan alandan toplam 133 adet kayaç örneği alınmış olup, bunların 131'nin ince kesiti ve 23 adetinin de tümkayaç ana ve eser element analizleri yapılmıştır.

2.2. Laboratuvar Çalışmaları

Araziden toplanan 133 adet kayaç örneğinin öncelikle 122 adet petrografik ve 9 adet paleontolojik ince kesitleri yapılmıştır. İnce kesitlerin mineralojik - petrografik incelemeleri, alttan aydınlatmalı NİKON - Labophot - Pol tipi binoküler araştırma mikroskobunda Moorhouse (1969), Erkan (1972, 1994a), MacKenzie ve Guilford (1980), Yardley ve diğ., (1990) tarafından tanımlanan ölçütlere göre gerçekleştirilmiştir. Mikroskopik incelemeler sonucunda en taze ve karakteristik olduğuna karar verilen toplam 23 adet kayaç örneğinin tümkayaç ana ve eser element analizleri gerçekleştirilmiştir.

Jeokimyasal yöntemlerle incelenecek olan kayaç örnekleri. öncelikle, kırma-öğütme-eleme laboratuvarında Fritsch marka çeneli kırıcı ile 0.5 cm'den daha küçük tane boyuna getirilmiştir. Daha sonra silikon - karbid havanlı titireşimli değirmen (vibrating mill) ile 200 mesh elek altına geçebilecek tane boyu (pudra) elde edilinceye kadar öğütülmüştür.

Tüm kayaç ana ve eser element analizlerinin X - ışınları flüoresans spektrometresi (XRF) yöntemiyle analiz edilebilmesi için elde edilen pudra örnekten itibaren tablet hazırlanmıştır. Bunun için, yaklaşık 10 gr pudra örnek üzerine %10 polivinil prolidin (bağlayıcı malzeme) içeren 10 damla damıtık su damlatılarak 100 cc'lik bir beher içerisinde spatül ile mekanik olarak karıştırılır. Böylece, polivinil prolidin malzemesinin 10 gr örnek içerisinde homojen şekilde dağıtılması sağlanmış olur. Daha sonra alüminyum kapsüle konulan bu pudra, hidrolik pres altında 10-12 tonluk bir basınç ile tablet haline getirilir. Bu tablet 40-50 ° C'lik etüvde birkaç saat bekletildikten sonra analize hazır hale gelmektedir.

Rigaku 3270 - E (WDS) tipi ve Rh (rodyum) tüplü X - ışınları flüoresans spektrometresinde SiO₂, Al₂O₃, tFe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂ ve P₂O₅ ana element oksit bileşenleri % ağırlık olarak; Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Th, Pb, Zn, Co, Cu ve Cr gibi iz elementler ise ppm cinsinden analiz edilmiştir. Analizler sırasında CRPG VE USGS (Govindaraju, 1989) kayaç standartları kullanılmıştır (Çizelge 2.1 ve 2.2).

Çizelge 2.1 Bazı CRPG ve USGS kayaç standartlarının uluslararası kabullenme değerleri ile C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü MİPJAL'da gerçekleştirilen analiz sonuçlarının karşılaştırılması.

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	tFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
CRPG	GSN	65.80	14.67	0.68	3.75	0.05	2.30	2.50	3.77	4.63	0.28
MİPJAL	GSN	67.96	15.31	0.65	3.56	0.06	2.62	2.35	4.01	4.69	0.34
CRPG	GA	69.90	14.50	0.38	2.83	0.09	0.95	2.45	3.55	4.03	0.12
MİPJAL	GA	69.71	15.33	0.36	2.45	0.09	1.41	2.36	3.53	4.23	0.15
CRPG	GH	75.80	12.50	0.08	1.34	0.05	0.03	0.69	3.85	4.76	0.01
MİPJAL	GH	67.08	11.33	0.06	1.32	0.05	0.60	0.82	3.17	4.45	0.02
USGS	SCO1	62.78	13.67	0.628	5.14	0.053	2.72	2.62	0.90	2.77	0.206
MİPJAL	SCO1	63.72	16.43	0.68	5.78	0.06	3.20	3.26	0.63	2.98	0.20
USGS	G-2	69.08	15.38	0.48	2.66	0.032	0.75	1.96	4.08	4.48	0.14
MİPJAL	G-2	70.59	16.06	0.46	2.42	0.03	1.28	1.90	4.20	4.55	0.14

Elde edilen XRF jeokimyasal analiz sonuçları öncelikle, Memorial University of Newfoundland - Department of Earth Sciences (1987 - 1994) tarafından hazırlanan NEWPET bilgisayar programında çeşitli diyagramlarda değerlendirilmiştir. Granitoid litodem birimlerine göre ayrı ayrı değerler halinde girilen sonuçlara göre diyagramlar elde edilerek karşılaştırması yapılmıştır. Normatif mineralojik bileşim ve Alüminyum Saturasyon İndeksi (ASI) olarak tanımlanan parametrenin elde edilmesi için ayrıca ROCK (Cerit ve Çoruh, 1993) programı da kullanılmıştır.

Çizelge.2.2 Bazı CRPG ve USGS kayaç standartlarının uluslararası kabullenme değerleri ile C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü MİPJAL'da gerçekleştirilen analiz sonuçlarının karşılaştırılması.

		Nb	Zr	Y	Ba	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th
CRPG	GSN	21	235	19	1400	55	34	65	20	53	48	185	570	22	42
MİPJAL	GSN	19	227	19	1400	43	46	33	24	42	62	152	563	21	33
CRPG	GA	12	150	21	840	12	7	5	16	30	80	175	310	16	17
MİPJAL	GA	11	150	22	852	17	13	4	13	26	73	177	317	17	15
CRPG	GH	85	150	75	20	6	3	1	14	45	85	390	10	23	87
MİPJAL	GH	80	146	76	19	11	5	3	13	39	77	294	11	24	70
USGS	SCO1	11	160	17	570	68	27	10.5	28.7	31	103	127	174	15	9.7
MİPJAL	SCO1	12	160	29	584	54	21	6	28	41	105	105	169	18	4
USGS	G-2	15	309	16	1882	8.7	5	4.6	11	30	86	170	478	23	24.7
MİPJAL	G-2	12	311	27	1882	11	5	5	17	26	93	134	490	24	21

3. STRATİGRAFİ ve TEKTONİK

Magmatik kayaçların yaygın olarak bulunduğu çalışma alanında plütonik birimlerin yanısıra volkano - sedimanter karakterli birim de bulunmaktadır. Üst Kretase (?) - Eosen yaş aralığında olan bu birimler, Norman ve diğ. (1986) tarafından oluşturulan Türkiye Stratigrafi Komitesi tarafından yayınlanan ilkeleri doğrultusunda tanımlanmıştır. Norman ve diğ. (1986) tarafından belirtildiğine göre litostratigrafi birimleri sedimanter, volkanik ve bunların kısmen metamorfize olmuş cinslerinin litolojilerine ve stratigrafik konumlarına göre tanımlanmış birimlerdir. Litodem birimleri ise, istiflenme yasasına uymayan intrüzyonlu veya şiddetli yapısal değişime veya metamorfizmaya uğramış kaya birimleridir. Bu veriler ışığında çalışma sahasında gözlenmiş olan derinlik kayaçları litodem; volkano - sedimanter birimler ise litostratigrafi birimleri olarak haritalanmıştır (Şekil 3.1; Ek-1). Çalışma sahasındaki Üst Kretase-Paleosen yaşlı Yozgat batolitini (Ketin, 1955; Erler ve diğ., 1991; Erler ve Bayhan, 1993; Göncüoğlu ve Türeli, 1993; Güleç, 1993; Türeli ve diğ., 1993; Tolluoğlu, 1993) Sarıhacılı lökograditi, Kızıltepe kuvarsoliti, Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ve Büyüklök monzograniti ile Paleosen(?) yaşlı Başnayayla diyorit/gabrosu oluşturmaktadır. Çalışma sahasında tek litostratigrafi birimi olarak haritalanan volkano-sedimanter karakterli Topçu formasyonu ise içerdiği fosillere dayanılarak Alt Eosen olarak yaşlandırılmıştır.

3.1. Litostratigrafi ve Litodem Birimleri

Yozgat batolitini farklı litodem birimlerine ayırtlayan Erler ve diğ.,(1991), Erler ve Bayhan, (1993) ve Erler ve Bayhan, (1995), bu batolitin Üst Kretase-Paleosen yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir. Henüz herhangi bir radyometrik yaş tayini çalışması da yapılmadığından dolayı, bu çalışmada da yukarıda verilen literatür bilgisine dayanılarak tüm bu litodem birimlerinin yaşı Üst Kretase-Paleosen olarak kabul edilmiştir. Sonuç olarak bu çalışmada tanımlanan litostratigrafi ve litodem birimleri yaşlıdan gence doğru şöyle özetlenebilir: Sarıhacılı lökograditi, Kızıltepe kuvarsoliti, Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti, Büyüklök monzograniti, Başnayayla diyorit

/gabrosundan oluşan litodem birimleri ve bunları uyumsuzlukla örten Topçu formasyonu'dur.

3.1.1. Sarıhacılı Lökograniti

Sarıhacılı lökograditi, daha çok çalışma alanının kuzey-kuzeybatı kesimlerinde (Ek-1) yüzlek vermekte olup, çalışma alanının dışındaki Sarıhacılı köyü ve civarında çok iyi gözlendiği için birime bu isim verilmiştir.çalışma sahasında ise bu birimin en iyi gözlendiği lokasyonlar, Başnayayla köyü ile Kızıltepe y releridir (Ek-1). Arazide el  rneği düzeyinde çok açık renkli, orta-kaba taneli bileşenlerden oluşmakta olup, tanınabilen bileşenleri gri-beyaz renkli diğer minerallerin arasını doldurur şekilde özşekilsiz kuvars, grimsi beyaz renkli 1-5 mm ile 0.20-0.30 mm arası boyutlara sahip çubuğumsu prizmatik plajiyoklaz minerali, pembemsi renkli çubuğumsu prizmatik ve diğer minerallerin arasını doldurur şekilde ortoklaz mineralleri gözlenmekte olup içerisinde çok az miktarda da siyahımsı renkli, levhamsı biçimli biyotit ve beyaz renkli levhamsı biçimli muskovit minerallerinden oluşmaktadır.

Sarıhacılı lökograditi, ilk kez bu çalışmada ayrı bir litodem birimi olarak haritalanmış olup çalışma sahasındaki litodem birimlerinden en yaşlısıdır. Orta Anadolu kristalin karşmaşığı olarak tanımlanan metamorfik serilerin içerisinde intrüzif olarak bulunmaktadır.

Çalışma sahasında genellikle sarp tepelerde çok iyi yüzlek vermekte ve yer yer beyazımsı yer yer de koyu kırmızımsı bir alterasyon yüzeyi sunmaktadır. Topçu formasyonu ile dokanak sunan Sarıhacılı lökograditi, Topçu formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.

Sarıhacılı l kograditine, şimdiye kadar herhangi bir radyometrik yaş tayini yöntemi yapılmamış olmakla birlikte, daha önce bu yörelerde çalışma yapmış olan araştırmacıardan (Ketin, 1954; Erler ve diğ., 1991; Erler ve Bayhan, 1993 ve Erler ve Bayhan, 1995) faydalanılarak bu birime  st Kretase-Paleosen yaşı verilmiştir.

Yaş	Litostratigrafi/ Litodem birimleri	Sembol	Kaya Türü	AÇIKLAMALAR	
				LİTOLOJİ	FOSİLLER
Kuv.	Qa: Alüvyon	Qa			
Alt Eosen	Topçu Formasyonu	Tt		Bazalt-andezit	<i>Sphaerogypsina globulus REUS</i> <i>Rotalia sp.</i> <i>Nummulites sp.</i> <i>Lockhartia sp.</i> <i>Anomalinia sp.</i> <i>Eponides sp.</i> <i>Nodularia sp.</i> <i>Chrysalidina sp.</i> <i>Alveolina sp.</i> <i>R. trochidiformis LAMARCK</i> <i>Discocyclina sp.</i> <i>Ophalminidium sp.</i> <i>Triloculina sp.</i> <i>Miliolidae</i> <i>Operculina sp.</i>
				Kireçtaşı	
				Kilitaşı	
				Kumtaşı	
Paleosen(?)	Başnayayla diyorit/gabrosu	Tb		Tb: diyorit/gabro	
				KTb: monzogranit, kuvars monzonit, granodiyorit	
Üst Kretase - Paleosen	Büyüklük monzograniti	KTb		KTb: monzogranit, kuvars monzonit	
	Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti	KTI		KTI: monzogranit, kuvars monzonit	
	Kızıltepe Kuvarsoliti	KTK		KTK: Kuvarsolit	
	Sarıhacılı lökograditi	KTs		KTs: granit	
Mesozoyik Öncesi	Kırşehir bloğu metasedimentleri	Pk		Pk: metamorfik kayalar	

Şekil 3.1 : Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti

3.1.2. Kızıltepe Kuvarsoliti

Çalışma alanının batı kesimindeki Başnayayla köyü civarında ve Kızıltepe eteklerinde gözlenen bu birim, ilk kez bu çalışmada tanımlanmıştır (Şekil 3.1; Ek-1). Arazide el örneği düzeyinde tamamen beyaz mat renkli çok ince taneli kuvars minerallerinden oluşmaktadır.

Çalışma sahasında sadece Sarıhacılı lökograditinin içerisinde intrüzif olarak bulunan bu birim, çok az alan kaplamasına rağmen bir litodem birimi olarak haritalanmıştır.

Arazide özellikle Kızıltepe'nin sarplaştığı yerlerde dayklar şeklinde gözlenen birim, açık beyaz rengiyle ayırtlanabilmektedir. Bu litodem biriminin de Sarıhacılı lökograditi gibi Üst Kretase-Paleosen yaşlı olduğu düşünülmektedir.

3.1.3. Lökköy K-feldispat Megakristalli Monzograniti

Çalışma alanının güneyinde en fazla yüzlek veren bu birimin en iyi gözlendiği yer Lökköy ve civarıdır. Ayrıca Doğu-Batı doğrultusu boyunca Erkekli köyüne doğru ve güneye doğru geniş bir alanda da yüzlek vermektedir (Ek-1).

Arazi düzeyinde grimsi, pembemsi bir renkte, orta taneli bileşenlerden oluşan bu kayaç oldukça tıkHz ve sert bir yapıda olup, sarplıklarda oldukça bol miktarda mostra sunmakta ve kırıklı, çatlaklı bir yapı göstermektedir. El örneği düzeyinde porfirik dokulu olarak gözlenen bu birim içerisinde 2-3 cm ile 0.5-1 cm boyutlarında pembemsi-gri renkli ışığı yansıtan çubuğumsu prizmatik özşekilli K-feldispat megakristalleri, yine pembemsi-gri renkli diğer minerallerin arasını doldurur şekilde ortoklaz, mat gri-beyaz renkli diğer minerallerin arasını doldurur şekilde kuvars, grimsi-beyaz renkli çubuğumsu prizmatik biçimli ve 1-5 mm ile 0.20-0.25 mm boyutlarına sahip plajiyoklaz minerali, koyu yeşil-siyahımsı prizmatik ve çok az miktarda da siyahımsı ve birbirinden pul pul ayırtlanmasıyla tanınabilen levhamı biçimli biyotit mineralleri gözlenmektedir.

Lökköy birimi içerisinde onu Büyüklök monzogranitinden kolayca ayıran K-feldispat megakristalleri bulunmaktadır. Yukarıda da belirtildiği gibi bu

megakristaller 2-3 cm ile 0.5-1 cm boyutlarında olup yalnızca Lökköy birimi içinde gözlenmektedir .Ayrıca Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içerisinde eş yaşlı felsik ve mafik magmaların homojen (magma mixing) ve heterojen (magma mingling) karışımı şeklinde oluşan mafik magmatik enklavlar (MME) bulunmaktadır. Bunun arazi düzeyindeki kanıtı magma mingling olarak bilinen mafik magmatik enklavlardır.

Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti, Topçu formasyonu, Büyüklök monzograniti, Başnayayla diyorit/gabrosu ile dokanak sunmaktadır. Dokanak ilişkileri incelendiğinde, Büyüklök monzograniti ile geçişli sınır ilişkisine sahip olduğu, Başnayayla diyorit/gabrosu tarafından kesildiği ve Topçu formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtüldüğü görülmektedir (Şekil 3.1; Ek-1).

Çalışma sahasında daha çok topoğrafik sarplıklarda yüzlek veren bu birimin daha önceki araştırmacılara (Ketin, 1954; Erler ve diğ., 1991; Erler ve Bayhan, 1993 ve Erler ve Bayhan, 1995) dayanarak Üst Kretase-Paleosen yaşında olduğu düşünülmektedir.

3.1.4. Büyüklök Monzograniti

Çalışma alanının daha ziyade doğu ve orta kesimlerinde Büyüklök tepe ve Küçüklök tepe yörelerinde gözlendiği için, birim Büyüklök monzograniti olarak tanımlanmıştır. Ayrıca çalışma alanının batı kesimlerinde Erkekli köyü yöresinde de yüzeylenmektedir (Ek-1).

Büyüklök monzograniti, arazi düzeyinde koyu grimsi bir renk sunan bu birim içerisinde yer yer iri fenokristaller olmakla birlikte genelde eş boyutlu, sert ve tıkız bir kayadır. Makroskopik olarak tanımlanan bileşenleri şöyle özetlenebilir. Çok az miktarda mat gri-beyaz renkli kuvars, grimsi-pembemsi renkli ışığı düzgün yüzeyler boyunca yansıtan ve diğer minerallerin arasını doldurur şekilde ortoklaz minerali, grimsi-beyaz renkli renkli 1-5 mm ile 0.20-0.25 mm boyutlarında çubuğumsu prizmatik plajiyoklaz minerali, mafik mineral olarak ise 1-2.5 ile 0.20-0.25 mm boyutlarında koyu yeşilimsi-siyahımsı renkli prizmatik biçimli hornblend minerali ve yine siyahımsı renkli pul pul ayırtlanmasıyla tanınabilen oldukça küçük boyutlu levhamsı biyotit minerali tanınabilmektedir. Arazide Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ile

geçişli sınır ilişkisi sunan bu birim, tanelel dokulu olması ve K-feldispat megakristali içermemesiyle kolayca ayrılmaktadır (Ek-1).

Özellikle Büyüklök tepenin eteklerinde iri K-feldispat megakristalli monzogranitler (Lökköy birimi) gözlenirken zirveye doğru tedrici olarak bu megakristaller azalmakta ve zirvede de tamamen tanelel dokulu Büyüklök monzogranitine geçilmektedir. Yine Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti gibi bu birim de Topçu formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 3.1; Ek-1).

Arazide tepelerin sarplıklarında yüzlek veren bu birimin de Üst Kretase-Paleosen yaşlı olduğu düşünülmektedir.

3.1.5. Başnayayla Diyorit / Gabrosu

Çalışma alanının daha çok batı kesimlerinde Başnayayla köyü ve çevresinde yüzlek veren (Ek-1) bu birim çoğunlukla diyorit, yer yer de gabro bileşimi sunmaktadır. Arazi düzeyinde Sarıhacılı lökograniti ve Büyüklök monzograniti içerisinde dayklar şeklinde de gözlenmektedir (Ek-1). Başnayayla köyü ve civarında çok iyi gözlenmesinden dolayı Başnayayla diyorit / gabrosu adı verilmiş olup, ilk kez bu çalışmada ayrı bir birim olarak haritalanmıştır.

Başnayayla diyorit / gabrosu arazi düzeyinde koyu grimsi bir renk sunmakta olup, oldukça tıkmaz ve sert bir kayadır. İnce taneli yapı sunan bu birim içerisinde, ışığı düzgün yüzeyler boyunca yansıtan çubuğumsu prizmatik biçimli grimsi-beyaz renkli plajiyoklazlar tanınabilmektedir. Mafik bileşen olarak yeşil-siyah renkli, prizmatik biçimli, büyüklüğü 1-2.5 mm ile 0.25-0.20 mm arasında değişen hornblend ve/veya klinopiroksen mineralleri gözlenmektedir.

Çalışma sahasındaki Sarıhacılı lökograniti ve Büyüklök monzograniti içerisinde intrüzif olarak bulunmaktadır. Diğer litodem birimleri gibi Başnayayla diyorit/gabrosu da Topçu formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.

Arazi çalışmaları sırasında diğer litodem birimlerinden daha genç görüldüğünden ve ayrıca Topçu formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtüldüğünden dolayı Paleosen (?) yaşlı olabileceği benimsenmiştir (Şekil 3.1;Ek-1).

3.1.6. Topçu Formasyonu

Çalışma alanının kuzey ve doğu kesimlerinde yüzlek veren bu birimin en iyi gözlendiği yer Topçu köyü ve doğu kesimleridir (Ek-1). Ayrıca bu birim çalışma alanının batı ve kuzeybatı kesimlerinde de gözlenmektedir.

Topçu formasyonu başlıca volkanik kayalar (genellikle bazaltik ve andezitik bileşimli lav akıntıları), kireçtaşı, killi kireçtaşı, kumtaşı ve çakıltaşlarından oluşmaktadır. Çalışma sahasındaki bu birimler birbirleriyle ara katkılı olarak bulunmaktadır. Bu yüzden yapılan haritalamada volkanikler ve sedimanter birimler ayırtılmadan volkano-sedimanter karakterli tek bir birim halinde haritalanmıştır.

Çalışma alanındaki Eosen yaşlı Topçu formasyonu granitik kayaların üzerine uyumsuzlukla gelmiştir.

Topçu formasyonu kayaları iki grupta incelenebilmektedir. Volkanik kayalar genellikle bazalt bileşiminde olup nadiren de andezit bileşimindedir. El örneği düzeyinde oldukça sert tıkmaz bir yapı sunan volkanik birim içerisinde sadece çok küçük tane boyutlarında gri-beyaz renkli prizmatik biçimli plajiyoklaz minerali tanınmaktadır. Sedimanter kayalar ise kireçtaşı, killi kireçtaşı, kumtaşı ve çakıltaşı bileşiminde olup, kireçtaşlarında aşağıda belirtilen Alt Eosen yaşlı fosiller gözlenmiştir. Ayrıca çalışma alanının batı kesiminde dar bir alanda, Eosen yaşlı makro Ostrea fosilleri içeren kireçtaşları da gözlenmiştir.

Çizelge 3.1. Topçu formasyonu kireçtaşlarında belirlenen mikrofossil toplulukları.

Kayaç Simgesi	Gözlenen Fosiller	Fosillerin Yaşı
TE - 109	<u>Sphaerogypsina globulus</u> REUS	Alt Eosen
	<u>Rotalia</u> sp	Alt Eosen
	<u>Nummulites</u> sp	Alt Eosen
	<u>Lockhartia</u> sp	Alt Eosen
	<u>Anomalina</u> sp	Alt Eosen
	<u>Eponides</u> sp	Alt Eosen
	<u>Nodasacia</u> sp	Alt Eosen

	<u>Chrysalidina</u> sp	Alt Eosen
	<u>Alveolina</u> sp	Alt Eosen
TE - 112	<u>Rotalia</u> sp	Alt Eosen
TE - 113	<u>Sphaerogypsina globulus</u> (REUS)	Alt Eosen
	<u>Rotalia trochidiformis</u> LAMARCK	Alt Eosen
	<u>Nummulites</u> sp	Alt Eosen
	<u>Alveolina</u> sp	Alt Eosen
	<u>Discocyclina</u> sp	Alt Eosen
	<u>Rotalia</u> sp	Alt Eosen
	<u>Eponides</u> sp	Alt Eosen
	<u>Ophalminidium</u> sp	Alt Eosen
TE - 128	<u>Sphaerogypsina globulus</u> (REUS)	Alt Eosen
	<u>Alveolina</u> sp	Alt Eosen
	<u>Rotalia</u> sp	Alt Eosen
	<u>Nummulites</u> sp	Alt Eosen
	<u>Lockhartia</u> sp	Alt Eosen
	<u>Triloculina</u> sp	Alt Eosen
	<u>Millioliidae</u>	Alt Eosen
TE - 132	<u>Sphaerogypsina globulus</u> (REUS)	Alt Eosen
	<u>Nummulites</u> sp	Alt Eosen
	<u>Rotalia</u> sp	Alt Eosen
	<u>Operculina</u> sp	Alt Eosen
	<u>Anomalina</u> sp	Alt Eosen

Tanımlayan: Yrd Doç Dr. Mehmet AKYAZI (C. Ü. Sivas)

3.1.7. Alüvyon

Çalışma alanında en genç oluşuklar olan alüvyonlar topoğrafik olarak alçak alanlarda, yamaç molozu şeklinde, Koyunluyusufözü deresi boyunca tam olarak çimentolanmamış, kötü boylanmalı malzemedden oluşur.Çalışma sahasında çok az bir yayılım gösteren bu oluşuklar Kuvaterner sistemine ait çökellerdir.

3.2. Tektonik

Çalışma sahasında, çizgisellik göstermesi, çevresindeki Eosen yaşlı volkano - sedimanter kayaçlarda meydana getirdiği aşırı kataklazma etkisinden ve ayrıca topoğrafik olarak uzamış tepelerin bulunmasıyla tipik olan bir fay saptanmış olup, bu faya Koyunluyusufözü fayı ismi verilmiştir. Arazi çalışmaları sırasında yeterince veri olmadığından dolayı bu fayın karakteri saptanamamıştır. Bu fay çalışma sahasında KB-GD doğrultusunda Koyunluyusufözü deresi boyunca uzanmaktadır. Koyunluyusufözü fayı çalışma sahasının dışında da devam etmektedir. Arazide bu büyük fayın kenar kesimlerinde de küçük ölçekli faylar gözlenmiş olup, bunlar çok küçük boyutlu olmasından dolayı haritaya işlenememiştir.

Çalışma sahasındaki granitik kayaçların bol miktarda ve büyük boyutlarda yüzlek bulunmamasından dolayı bunlarda çatlak ölçümleri yapılamamıştır.

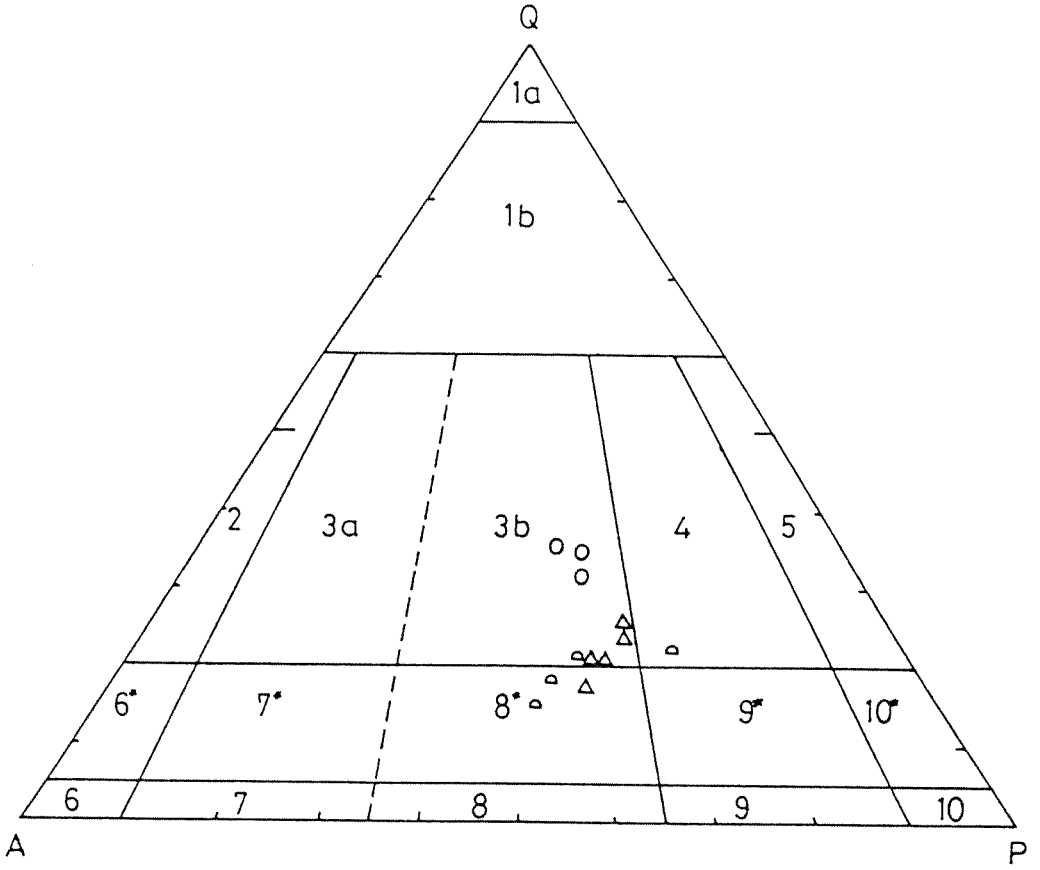
4. MİNERALOGİK-PETROGRAFİK İNCELEME

Çalışma alanında yüzeyleyen kayaç birimlerinden, çalışmanın asıl amacını oluşturan granitoyid türü kayaçların optik mineralojik yöntemlerle mineralojik - petrografik incelenmesinin (MacKenzie ve Guilford, 1980; Yardley ve diğ., 1990; Erkan, 1994) yanısıra tümkayaç ana element kimyasal analizlerine dayalı parametreler yardımıyla da (Debon ve Le Fort, 1983) adlandırılması gerçekleştirilmiştir. Diğer taraftan, Newpet (1994) bilgisayar programı içerisindeki “mesonormative plots” alt ünitesinde kimyasal parametreler yardımıyla Streckeisen (1976) tarafından önerilen ve aslında modal mineralojik analize dayalı olarak elde edilebilen QAP parametreleri de elde edilerek isimlendirme işlemi kontrol edilmiştir. Böylece, Debon ve Le Fort (1983) tarafından önerilen isimlendirme diyagramı ile kimyasal parametrelere dayanılarak elde edilen QAP üçgen diyagramındaki isimlendirmenin tam bir uyum içerisinde olduğu gözlenmiştir.

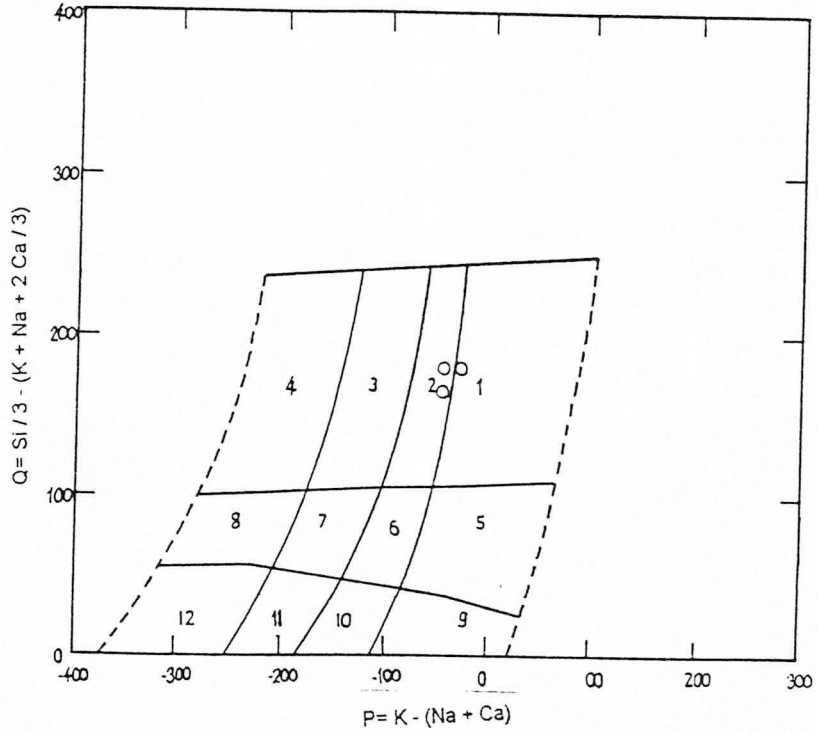
4.1. Sarıhacılı Lökograniti

Sarıhacılı lökograniti kayaç örneklerinin tümkayaç kimyasal analiz sonuçları (Çizelge 4.1) Debon ve Le Fort (1983) Q - P isimlendirme diyagramında adamellit ve granit bölgesinde yer almaktadır (Şekil.4.2). Diğer taraftan, QAP üçgen diyagramında ise (Streckeisen, 1976) monzogranit bölgesine düştüğü gözlenmektedir (Şekil.4.1). Şekil.4.1. ve Şekil .4.2 incelendiğinde, Debon ve Le Fort (1983) kimyasal isimlendirme diyagramı ile Streckeisen (1976) QAP isimlendirme diyagramının birbiriyle uyumlu olmadıkları gibi bir sonuca varılıyorsa da Debon ve Le Fort (1983) tarafından adamellit olarak isimlendirilen bölgenin, aslında QAP üçgen (Şekil.4.1) diyagramında (Streckeisen, 1976) monzogranit olduğu belirtilmektedir (Debon ve Le Fort, 1983. s. 136).

Arazi ve mikroskop incelemelerine göre “lökogranit” teriminin daha uygun olduğu kanısına varılarak; bu adamellit veya monzogranitler, böylece lökogranit olarak isimlendirilmişlerdir. Bu kayaçların önemli mikroskopik özellikleri şöyle özetlenebilir.



Şekil.4.1: Kimyasal analizi yapılmış örneklerin (Δ -Lökköy, \circ - Büyüklök, \square - Sarıhacılı) QAPF üçgen diyagramındaki (Streichisen, 1976) konumları. 1a.Kuvarsolit, 1b.Kuvarsca zengin granitoid, 2. A.F. Granit, 3a.Siyenogranit, 3b.Monzogranit, 4. Granodiyorit 5. Tonalit, 6. A.F. Siyenit, 7. Siyenit, 8. Monzonit, 9. Monzogabro/ Monzodiyorit, 10. Gabro/Diyorit. (* kesimlere kuvars ön eki getirilir)



Şekil - 4.2. Sarıhacılı lökograditinin Q-P isimlendirme diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumu. 1-granit, 2-adamellit, 3-granodiyorit, 4-tonalit, 5-Q-siyenit, 6-Q-monzonit, 7-Q-monzodiyorit, 8-Q-diyorit, 9-siyenit, 10-monzonit, 11-monzogabro, 12-gabro.

Holokristalin taneleşmiş dokulu olan bu kayalarda ortoklaz mineralleri içerisinde çivi başlarına benzer şekillerde kuvars minerallerinin bulunmasıyla tanınabilen grafik doku ve yine ortoklaz içerisinde albit kusmaları şeklinde gelişmiş olan pertitik doku çok belirgin olarak gözlenmektedir. Kayaç oluşturu ana bileşenleri kuvars, K-feldispat (ortoklaz, mikroklin), plajiyoklaz, biyotit, muskovit ve opak minerallerden oluşmaktadır.

Plajiyoklaz mineralleri yarı özşekilli ve çubuğumsu prizmatik biçimli olup, tipik olarak polisentetik ikizlenme göstermektedir. Bu minerallerin tane boyları 1-5 mm ile 0.20-0.30 mm arasında değişmektedir. Plajiyoklaz minerali içerisinde serisitleşme türü bozunmalar da gözlenebilmektedir. Ortoklaz yarı özşekilli ve levhamsı-çubuğumsu prizmatik biçimli veya özşekilsiz ve diğer minerallerin arasını doldurur şekilde görülmektedir. Levhamsı prizmatik biçimli olarak gözlenen ortoklaz mineralinin tane boyu 1-5 mm ile 0.20-0.30 mm arasındadır. Ayrıca ortoklazlarda bol miktarda killeşme ve pertitleşme türü

bozunmalar gözlenmektedir. Mikroklin ise yarı özşekilli ve prizmatik biçimli olup, kafes ikizlenmesi göstermesiyle tipiktir. Yaklaşık 1-2 mm boyutlarında olup pertitleşme de göstermektedir.

Biyotit ve muskovit mineralleri yarı özşekilli ve levhamsı biçimli olup, 0.20-1 mm ile 0.10-0.20 mm arasında tane boylarına sahiptir. Pulsu ve paralel sönme özellikleri ile tipik olan biyotit ve muskovit minerallerinden, biyotit minerali kahverengimsi pleokroyizma göstermektedir. Özellikle biyotitlerde kloritleşme türü bozunmalar gözlenmektedir.

Sonuç olarak Sarıhacılı lökogramiti iki mikalı granitler olarak tanımlanabilmektedir.

Çizelge. 4.1 . Sarıhacılı lökogramiti kayaç örneklerinin tümkayaç ana (% ağırlık) ve eser element (ppm) kimyasal analiz sonuçları.

SARIHACILI														
Örnek No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	tFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	AK	Toplam		
		3												
TE-121	74.13	14.81	0.02	0.55	0.04	0.55	0.61	4.20	4.83	0.02	0.01	99.77		
TE-123	74.62	15.21	0.04	0.55	nd	0.57	0.30	4.17	4.49	0.01	0.60	100.18		
TE-125	74.73	14.88	0.03	0.31	nd	0.54	0.59	3.69	4.94	0.01	0.83	100.55		
Örnek No	Cr	Ni	Co ¹	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th	Nb	Zr	Y	Ba
TE-121	14	3	88	13	64	50	521	13	17	27	22	67	106	23
TE-123	21	4	83	12	43	31	471	34	17	23	30	76	85	230
TE-125	23	8	76	12	56	28	540	20	18	33	19	53	93	54

Açıklama: tFe₂O₃, ferrik demir cinsinden toplam demir oksiti gösterir; AK, ateşte kayıp

4.2. Kızıltepe Kuvarsoliti

Kızıltepe kuvarsoliti çok fazla miktarda kuvars ve az miktarlarda da feldispat ile muskovit mineralinden oluşmaktadır

Kuvarsolit veya kuvarsca zengin granitoyid bileşimindeki Kızıltepe kuvarsolitinde bulunan kuvars, özşekilsiz bileşenler halinde bulunmaktadır.

Muskovit ise levhamsı pulsu biçimlerde gözleendiği gibi, feldispatlardan itibaren gelişmiş bozunma ürünü olarak da gözlenmektedir. Çok az miktarda gözlenen feldispatlar ise çok küçük boyutlu olduğundan dolayı tanınmamaktadır.

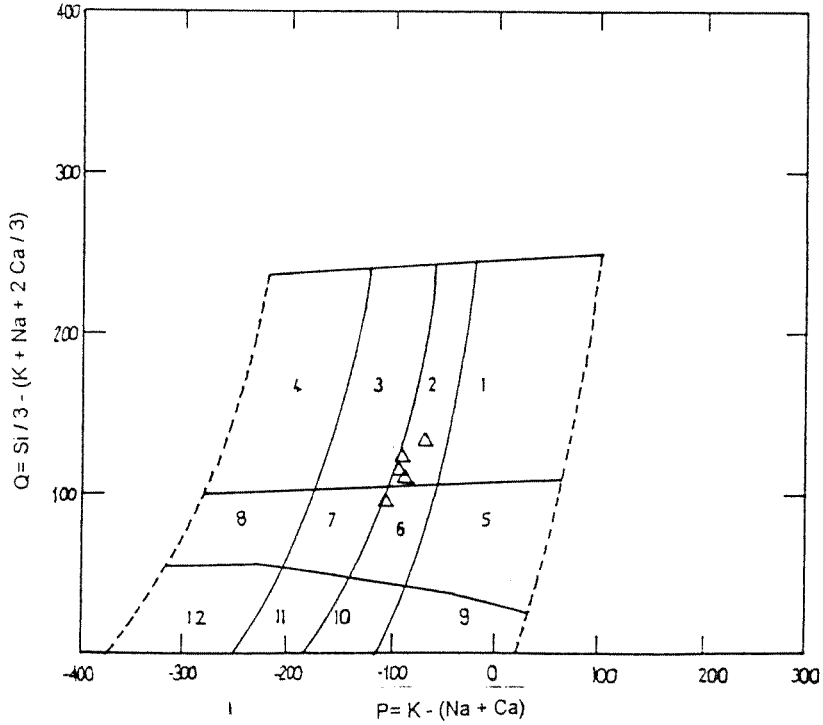
4.3. Lökköy K-Feldispat Megakristalli Monzograniti

Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti kayaç örneklerinin kimyasal analiz sonuçları (Çizelge-4.2) Debon Le Fort (1983) Q - P isimlendirme diyagramında değerlendirildiğinde, bu birimi oluşturan kayaçların adamellit ve kuvars monzonit bölgesine düştükleri izlenmektedir (Şekil 4.3). Ancak, Streickeisen (1976) QAP isimlendirme diyagramında (Şekil. 4.1) daha çok monzogranit bölgesinde yer aldığı ve içerisinde bol miktarda K-feldispat megakristali bulunmasından dolayı Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti olarak isimlendirilmiştir. Mikroskop incelemeleri sonucunda alterasyon gösteren kayaçlar altere granit veya yer yer de altere plütonik kayaç olarak tanımlanmıştır.

Holokristalin porfirik dokulu olarak gözlenen bu kayaçlardaki porfirik doku, yegane şekilde K-feldispat megakristallerinin veya fenokristallerin varlığıyla belirginleşmektedir. Kayacın hamuru ise holokristalin tanesal doku sunmaktadır. Hibbard (1991) tarafından tanımlanan bazı özel magma mixing (eş yaşlı mafik ve felsik magmaların homojen karışımı; Yılmaz ve Boztuğ, 1994) dokuları (antirapakivi dokusu, plajiyoklaz içinde farklı sönme konumlu lata biçimli küçük plajiyoklazların bulunması, süngerimsi hücreli plajiyoklaz oluşumu) saptanmıştır. Ayrıca plajiyoklaz mineralleri içerisinde zirkon ve biyotit, hornblend içerisinde zirkon, ve ortoklaz içerisinde de biyotit ve zirkon kapanımları gözlenmektedir. Diğer taraftan, çok ender de olsa, grafik dokuya da rastlanmaktadır.

Eş yaşlı felsik ve mafik magmaların homojen karışımında, mafik magma içinde katılmış plajiyoklaz kristalleri, felsik sistemdeki eriyik ile karşılaştığında, kalsik plajiyoklaz K-feldispat tarafından mantolanmaktadır. Daha ileri evrede ise, K-feldispat mantosunun boyutları büyümekte veya çekirdekteki kalsik plajiyoklazın içinde zaman zaman K-feldispat gelişimi ortaya çıkmaktadır (Şekil 4.4)

Eriyik haldeki felsik ve mafik sistemler karışıklarında, erken evrede çekirdeklenme yeteneği yüksek olan kalsik plajiyoklazlar küçük latalar şeklinde kristallenmektedir. Bu küçük plajiyoklaz lataları, karışmanın ileri evresinde, sodik plajiyoklaz tarafından kuşatılarak; özşekilli veya yarıözşekilli iri sodik plajiyoklaz içerisinde, özşekilli küçük kalsik plajiyoklaz latalarının varlığıyla karakteristik olan bu mixing dokusu da gözlenmektedir.



Şekil -4.3. Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitinin Q-P isimlendirme diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumu. 1-granit, 2-adamellit, 3-granodiyorit, 4-tonalit, 5-Q-siyenit, 6-Q-monzonit, 7-Q-monzodiyorit, 8-Q-diyorit, 9-siyenit, 10-monzonit, 11-monzogabro, 12-gabro.

Eriyik haldeki mafik ve felsik sistemler karışıklarında, bağıl olarak çekirdeklenmenin düşük ve büyümenin ise daha yüksek olduğu kristallenme koşullarında; özşekilli ve iri prizmatik plajiyoklaz kristalleri gelişir. Bu gelişme sırasında mafik sistemden itibaren katılaştan kalsik plajiyoklaz, daha felsik sistemdeki eriyik ile reaksiyona girerek prizmatik görünüm bozulur. Bunun yerine boşluklu-hücreli görünümde prizma biçimli iskelet yapı kısmen korunmaktadır ve kalsik bileşime sahip plajiyoklazlardan oluşmaktadır. Karışmanın ileri evrelerinde, prizmatik-hücreli yapıya sahip kalsik bileşimli bu plajiyoklaz, tekrar sodik plajiyoklaz tarafından kuşatılmaktadır. Lökköy K-

feldispat megakristalli monzogranitlerde, prizmatik-hücremsi biçimli plajiyoklaz büyümesi ismi verilen (Hibbard, 199)bu doku türü de gözlenmektedir(Şekil 4.5).

Mafik sistemden felsik sisteme ısı transferi nedeniyle, felsik sistemde daha önceden oluşmuş olan sodik plajiyoklaz kristalleri duraylılığını kaybederek erime ve/veya kısmi çözünme olaylarına maruz kalır (Hibbard, 1991). Bunun sonucunda, önceden oluşmuş özşekilli sodik plajiyoklaz yerine, bunun kalıntıları olarak özşekilsiz ve yama biçimli sodik plajiyoklaz parçaları ortaya çıkar (Şekil 4.6)

Kuvars mineralleri diğer bileşenlerin arasını doldurur biçimde özşekilsiz olarak bulunmaktadır.

Ortoklaz mineralleri yarı özşekilli ve çubuğumsu - prizmatik biçimli veya özşekilsiz olarak diğer minerallerin arasını doldurur biçimde gözlenmiş olup, özşekilli kristallerin boyutları 0.5-4 cm ile 0.2-1 mm arasındadır. Bazı kesitlerde plajiyoklazları mantolamış şekilde (antirapakivi dokusu) gözlenmektedir.Ayrıca peritik doku da saptanmıştır. Ortoklazlarda tipik olarak killeşme türü bozunmalar da gözlenmektedir.

Plajiyoklazlar yarı özşekilli-özşekilli, çubuğumsu prizmatik biçimli olup, genellikle 1-5 mm ile 0.20-0.30 mm boyutludurlar. Plajiyoklazlarda yukarıda açıklanmış olan magma mixing dokuları gözlenmiştir. Ayrıca plajiyoklazlarda zonlu doku da gözlenmiştir (Şekil 4.7). Polisentetik ikizlenmenin tipik olarak gözlendiği plajiyoklaz içerisinde hornblend, öjit (Şekil 4.8 ve 4.9), zirkon ve biyotit kapanım (Şekil 4.10 ve 4.11) olarak bulunmaktadır.Serisitleşme de yaygın olarak gözlenmiştir.

Amfiboller yarı özşekilli prizmatik biçimli olarak gözlenmiştir. Açık yeşilden koyu yeşile kadar uzanan bir pleokroyizma gösteren amfiboller genellikle hornblend bileşimlidirler. Hornblendlerde epidotlaşma türü bozunmaların yanısıra tremolit/aktinolit türü lifsi-iğnemsli amfibollere dönüşüm de gözlenmektedir (Şekil 4.12 ve 4.13). Ayrıca hornblend içerisinde biyotit ve zirkon kapanımları da gözlenmiştir. Bunlardan biyotitler, denge kristalizasyonu ile hornblend'in biyotite dönüşümü şeklinde gelişirken (Şekil 4.14 ve 4.15); zirkon ise kapanım halinde içerilmektedir. Tek yönde dilinimin yaygın olduğu bu minerallerde $10-20^{\circ}$ lik sönme açısı saptanmıştır. Ayrıca hornblendlerin hastingsit bileşimli olduğu belirlenmiştir. Biyotitler yarı özşekilli ve levhamsı biçimli olup,

paralel ve pulsü sönmenin çok iyi gözlendiği bu minerallerde kahverenginin tonlarında değişen pleokroyizma gözlenmektedir. Kloritleşme ve epidotlaşma türü bozunmalar da izlenmektedir.

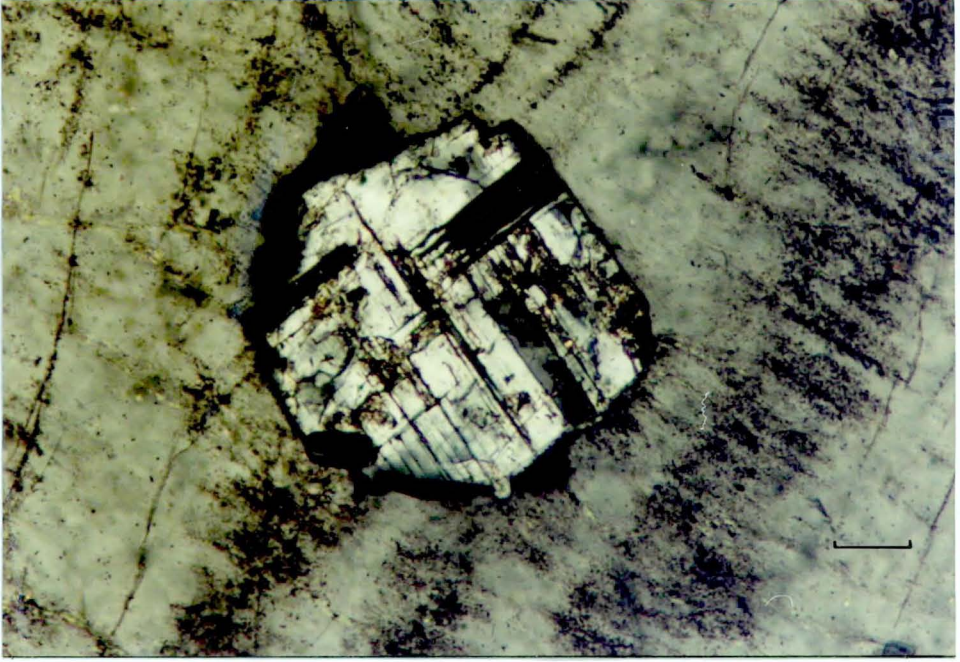
Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitinde çok az da olsa klinopiroksenler de gözlenmektedir. Bunlar prizmatik biçimli olup, genellikle renksiz veya soluk yeşil renkli olarak gözlenmektedirler. Sönme açıları $40-45^{\circ}$ olan bu öjit mineralleri, denge kristalizasyonu ile hornblend ve biyotit minerallerine dönüşmüş olarak da izlenebilmektedir (Şekil 4.14 ve 4.15).

Titanit minerali hemen hemen tüm kesitlerde mevcut olup özşekilli-dörtgen biçimli veya yarı özşekilli-gelişigüzel biçimlerde ve optik engebesi yüksek olarak gözlenmektedir.

Apatit mineralleri özşekilli, iğnemsî veya prizmatik biçimli olarak gözlenmekte olup bazen diğer minerallerin içerisinde kapanım olarak bulunmaktadır. Ayrıca yüksek optik engebesi ve tek nikolde renksiz olmasıyla da kolayca tanınmaktadır.

Zirkon minerali özşekilli, prizmatik biçimli, canlı girişim rengi ve optik engebesinin yüksek oluşuyla tanınmaktadır. Ayrıca biyotit içerisinde kapanım olarak da bulunmaktadır. Zirkon minerallerinde pleokroyik hale gözlenmemiştir.

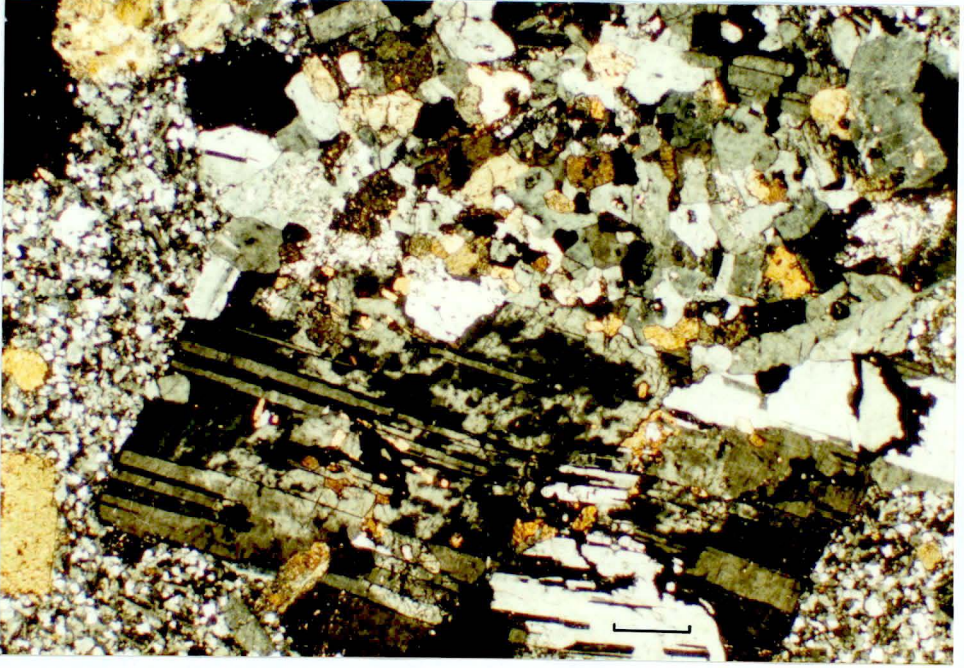
Allanit ve turmalin minerali de birkaç kayaç örneği içerisinde saptanmıştır. Allanit minerali tek nikolde zayıf pleokroyizma ve zonlu dokusu ile tanınmıştır (MacKenzie ve Guilford, 1980; Yardley, ve diğ., 1990; ve Erkan, 1994). Turmalin minerali ise özşekilli ve mavimsî-gri renklerde olup, griden maviye kadar değişen bir pleokroyizma gösterirler. Ayrıca, iğnemsî biçimli olan turmalinler biyotite göre ters pleokroyizma göstermesiyle tanınmaktadır.



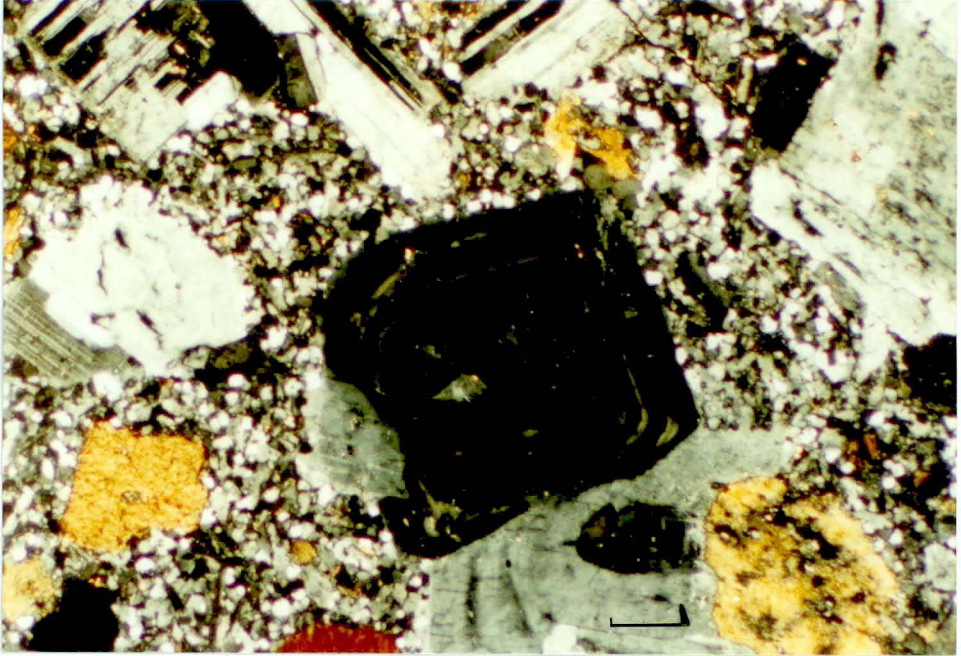
Şekil 4.4.Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içinde gelişmiş olan antirapakivi dokusunun görünümü (Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.075 mm, TE-9).



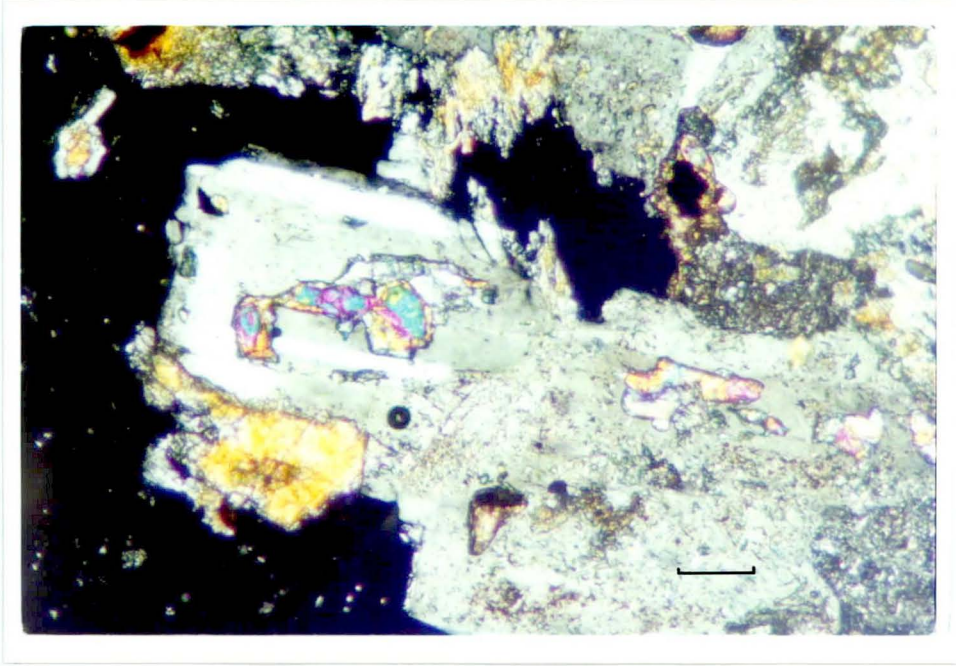
Şekil 4.5.Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içindeki plajiyoklaz mineralinde gelişmiş olan çivi başlarına (spike) benzer zonların ve süngerimsi hücreli dokunun görünümü (Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.25 mm, TE-25)



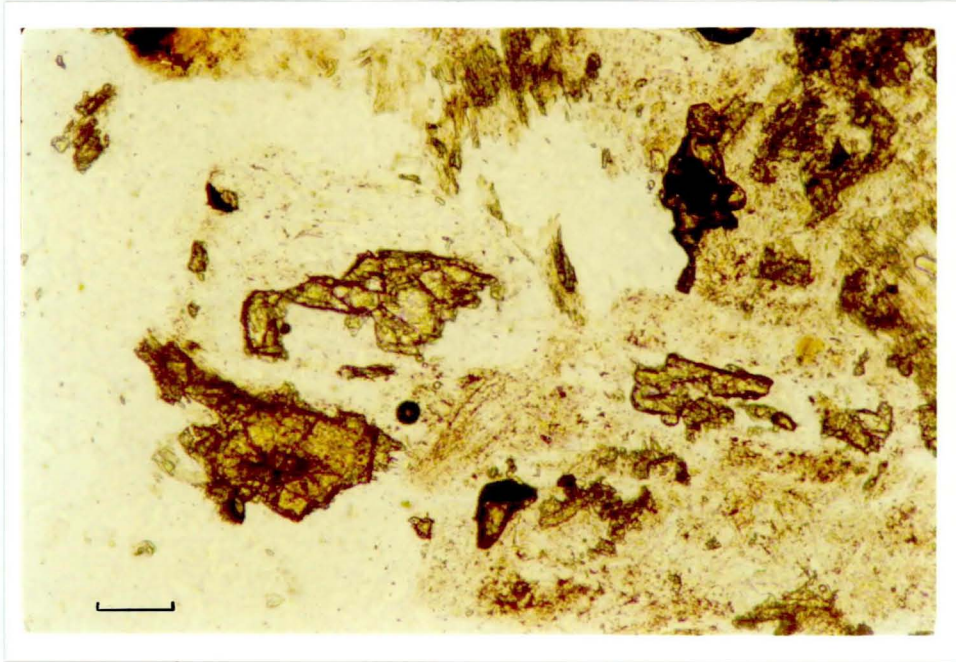
Şekil 4.6. Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içerisindeki mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavla (MME) dokanak halindeki plajiyoklaz mineralinde gelişen erime-çözünme yapısı(Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.037 mm, TE-12)



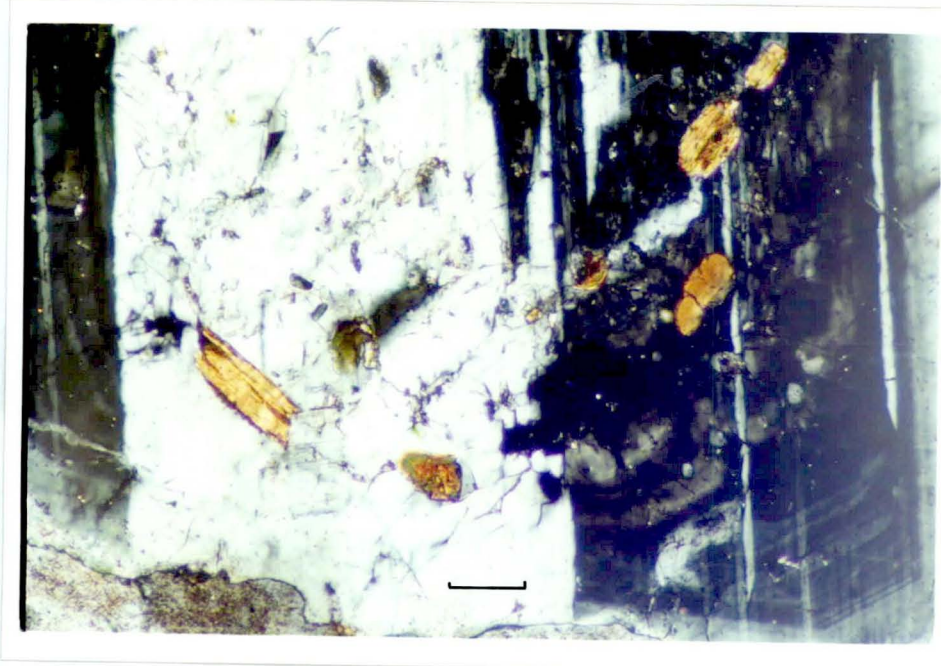
Şekil 4.7. Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içindeki plajiyoklaz minerali içinde gelişen zonlu dokunun görünümü (Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.09 mm, TE-12).



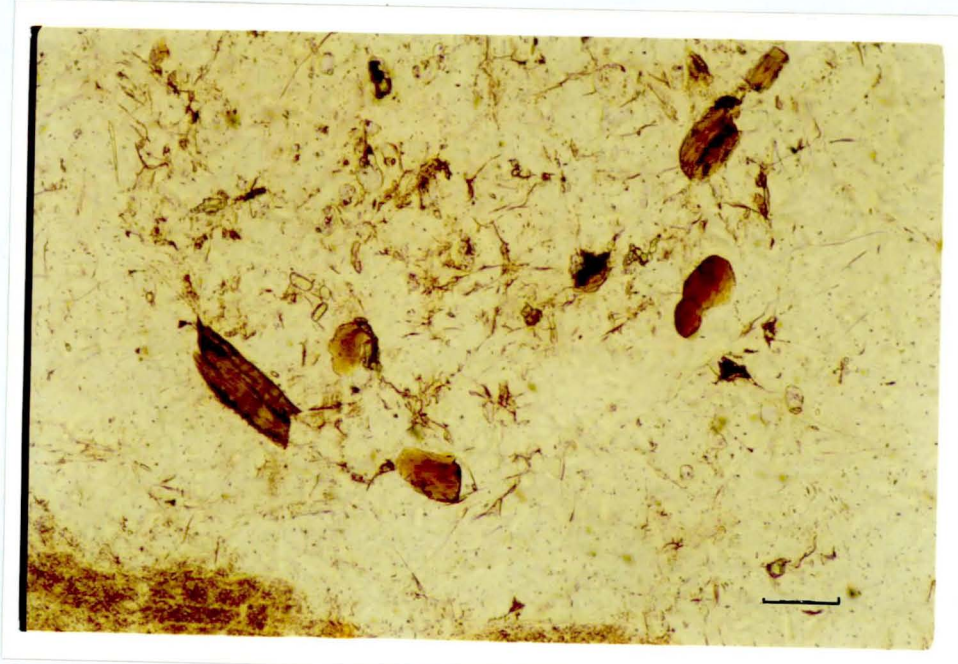
Şekil 4.8. Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içinde gelişmiş plajiyoklaz minerallerindeki öjit kapanımının görünümü (Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.09 mm, TE-21).



Şekil 4.9. Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içindeki plajiyoklaz minerallerindeki öjit kapanımının görünümü (Tek nikol, çizgisel ölçek: 0.09 mm, TE-21).



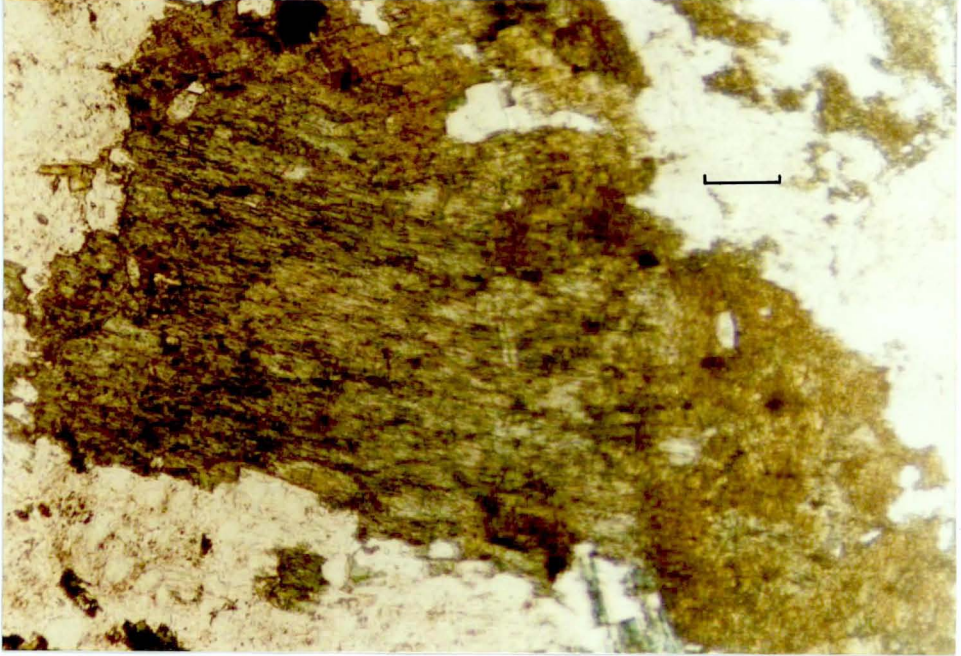
Şekil 4.10. Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitindeki plajiyoklaz minerali içerisinde gelişen biyotit kapanımlarının görünümü (Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.8mm, TE-9).



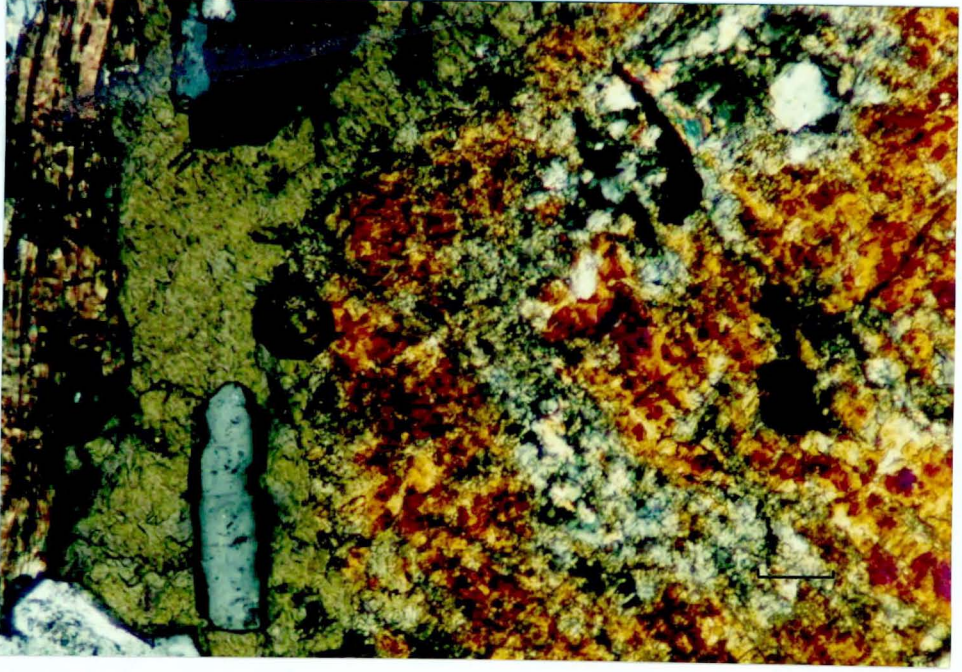
Şekil 4.11. Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitindeki plajiyoklaz minerali içerisinde gelişen biyotit kapanımlarının görünümü (Tek nikol, çizgisel ölçek: 0.8mm, TE-9).



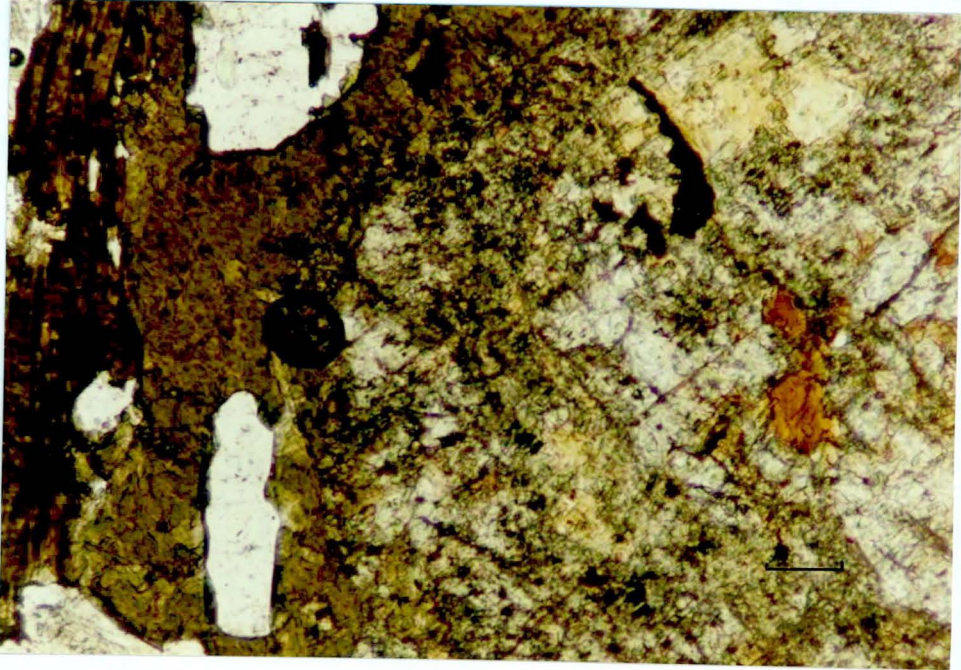
Şekil 4.12 Lökkyö K-feldispat megakristalli monzogranitinde hornblendin tremolit/aktinolit mineraline dönüşümü (Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.11mm, TE-5).



Şekil 4.13. Lökkyö K-feldispat megakristalli monzogranitinde hornblendin tremolit/aktinolit mineraline dönüşümü (Tek nikol, çizgisel ölçek: 0.11mm, TE-5).



Şekil 4.14. Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içerisinde öjit, hornblend ve biyotit mineralleri arasında gelişmiş denge kristalizasyonunun görünümü (Çift nikol, çizgisel ölçek:0.07mm,TE-7).



Şekil 4.15. Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti içerisinde öjit, hornblend ve biyotit mineralleri arasında gelişmiş denge kristalizasyonunun görünümü (Tek nikol, çizgisel ölçek:0.07mm,TE-7).

Çizelge.4.2. Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti kayaç örneklerinin tümkayaç ana (% ağırlık) eser element (ppm) kimyasal analiz sonuçları.

LÖKKÖY												
Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	AK	Toplam
TE-4	66.18	16.33	0.45	4.25	0.09	1.81	4.20	3.25	4.18	0.17	0.63	101.54
TE-5	61.89	15.98	0.55	5.12	0.08	2.20	5.23	3.12	3.98	0.21	0.44	98.80
TE-6	64.88	15.38	0.54	3.98	0.06	2.17	4.24	3.35	4.17	0.18	0.97	99.92
TE-12	64.05	16.26	0.55	5.12	0.11	2.42	4.82	3.05	4.25	0.17	0.42	101.22
TE-15	67.90	16.62	0.40	2.90	0.05	1.30	3.18	3.38	4.60	0.11	0.60	101.04

Örnek	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th	Nb	Zr	Y	Ba
TE-4	23	7	52	11	33	63	138	551	20	28	16	217	34	807
TE-5	23	4	37	9	32	67	113	527	18	26	18	241	35	792
TE-6	21	2	23	9	29	41	66	727	20	25	16	276	32	1023
TE-12	22	nd	24	13	42	84	150	590	18	23	17	221	33	827
TE-15	17	nd	45	12	30	66	09	663	20	25	16	263	38	1049

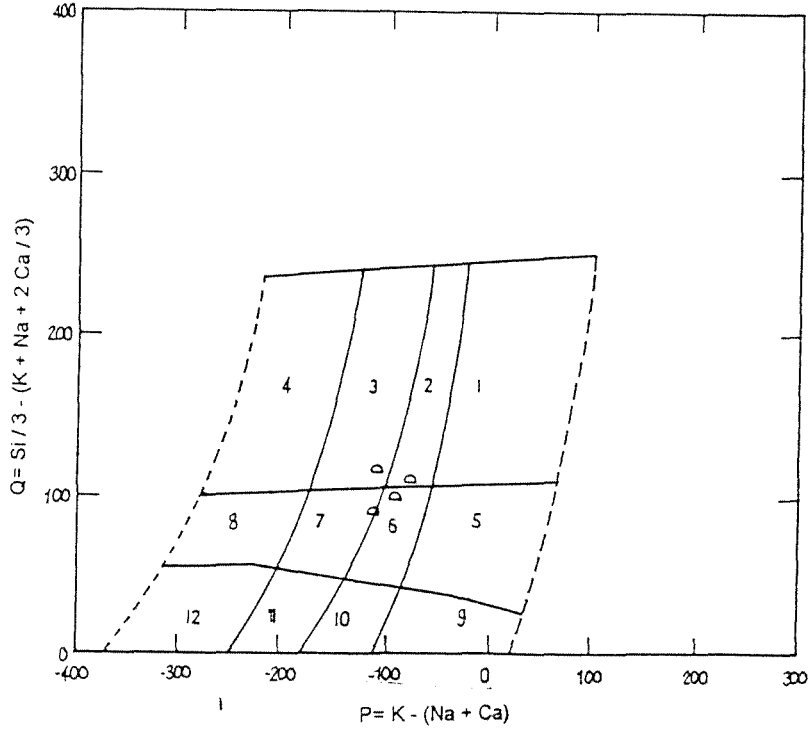
Açıklama:tFe₂O₃, ferrik demir cinsinden toplam demir oksiti gösterir; AK, ateşte kayıp

4.4.Büyükölç Monzograniti

Büyükölç monzograniti, Debon Le Fort (1983) Q-P isimlendirme diyagramında adamellit, granodiyorit ve kuvars monzonit bölgelerine düşmektedir (Şekil 4.16). Streickeisen (1976) QAP üçgen diyagramında ise monzogranit, kuvars monzonit ve granodiyorit bölgeleri arasındaki kuşağa düştüğü için bu birime Büyükölç monzograniti ismi verilmiştir (Şekil 4.1). Bu birim için yapılmış olan ana ve eser element kimyasal analiz sonuçları da çizelge.4.3'de verilmiştir. Ayrıca yapılan mikroskopik incelemelerde, birime ait kayaçlar monzogranit, kuvars monzonit ve granodiyorit olarak adlandırılmıştır. Bu birimi Lökköy'den ayıran en tipik özellik İri K-feldispat megakristali içermemesidir. Fakat yine de çok az miktarda daha küçük boyutlarda fenokristal bulunmaktadır.

Holokristalin taneler dokulu olan bu kayaçlarda yer yer grafik dokunun yanı sıra yukarıda açıklanmış olan bazı özel magma mixing dokuları da (K-

feldispat fenokristallerinde hornblend-biyotit zonlarının gelişimi, süngerimsi hücreli plajiyoklaz oluşumu, erime-çözünme yapısı (Şekil 4.17) plajiyoklazın K-feldispat tarafından mantolanması şeklinde gelişen antirapakivi dokusu (Şekil 4.18)) gözlenmiştir. Bu fasiyesin kayaç oluşturucu ana ve aksesuar mineralleri kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, hornblend, biyotit, klinopiroksen, tremolit/aktinolit, titanit, apatit, zirkon, klorit ve opak minerallerden oluşmaktadır.



Şekil 4.16. Büyüklök monzogranitinin Q-P isimlendirme diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumu. 1-granit, 2-adamellit, 3-granodiyorit, 4-tonalit, 5-kuvars siyenit, 6-kuvars monzonit, 7-kuvars monzodiyorit, 8-kuvars diyorit, 9-siyenit, 10-monzonit, 11-monzogabro, 12-gabro.

Kuvars genellikle diğer minerallerin arasını doldurur şekilde ve özşekilsiz olarak gözlenmektedir

Plajiyoklaz, çubuğumsu prizmatik biçimli ve yarı özşekilli olup, polisentetik ikizlenme ile birlikte zonlu doku da gözlenmektedir (Şekil 4.19). 1-5 mm ile 0.20-0.30 mm boyutlarındaki plajiyoklaz içerisinde hornblend ve biyotit kapanımları bulunmaktadır. Ayrıca, serisitleşme türü bozunmalar da gözlenmektedir.

Ortoklaz, yer yer prizmatik biçimli, yer yer de diğer minerallerin arasını doldurur biçimde bulunmaktadır. İçerisinde plajiyoklaz kapanımları da gözlenen, ortoklazlarda killeşme yaygın olarak gözlenmektedir. Prizmatik biçimli olanlarının tane boyları 0.5-1.5 cm ile 0.3-0.5 mm arasındadır. Ayrıca grafik doku da gözlenmektedir (Şekil 4. 20).

Hornblend, yarı özşekilli ve prizmatik biçimli olup, 1-5 mm ile 0.20-0.30 mm arasında tane boyuna sahiptir. Tek nikolde yeşilimsi olarak gözlenen bu mineralde açık yeşilden koyu yeşile kadar değişen bir pleokroyizma gözlenmektedir. Tek yönde dilinimlenmenin daha yaygın olduğu bu minerallerde, bu dilinime göre 10-20° arasında değişen açıları ölçülmüştür. Lifsi agregalar şeklinde gözlenmesi ve zayıf pleokroyizma özelliği ile hornblendlerden ayrılan tremolit/aktinolit mineralleri de gözlenmektedir.

Biyotit; ise levhamsı biçimli ve yarı özşekilli olup, açık kahverengiden koyu kahverengiye kadar değişen pleokroyizma özelliği göstermektedir. Pulsu ve paralel sönme özellikleri tipik olan biyotitlerde yer yer kloritleşme türü bozunma da saptanmıştır. Ayrıca biyotit içerisinde zirkon kapanımları da gözlenmektedir (Şekil 4. 21 ve 4. 22)

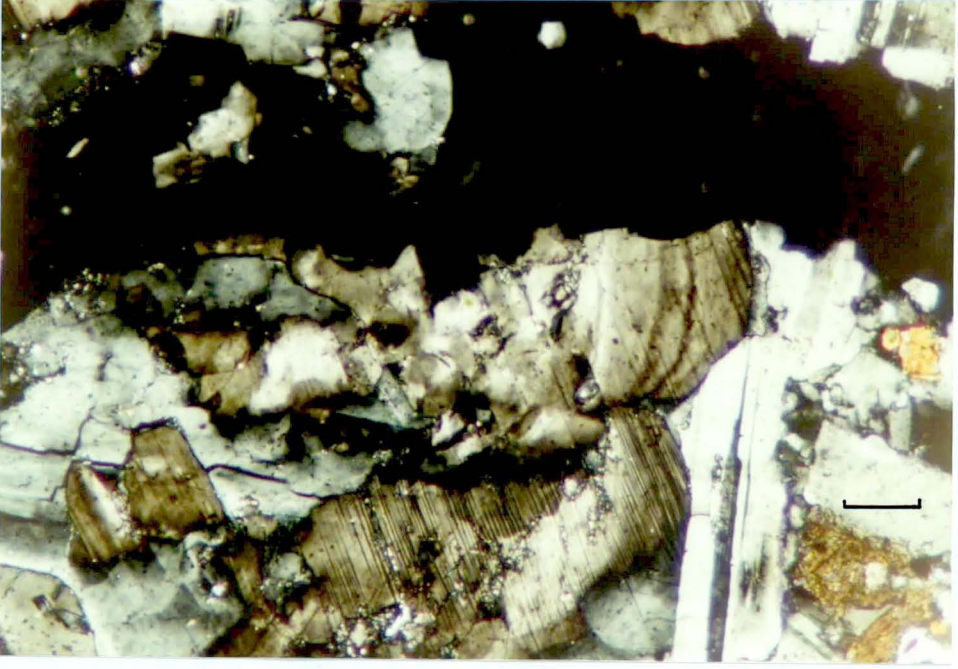
Klinopiroksen (öjit) minerali çok az miktarlarda ve kalıntı olarak korunmuş şekilde de gözlenmiştir. Prizmatik biçimli ve tek yönde dilinimlenmenin yaygın olduğu öjit minerallerinde 40-45° arasında değişen sönme açısı ölçülmüştür. Öjitin denge kristalizasyonu ile hornblende dönüştüğü gözlenmiştir. Epidotlaşma, kloritleşme ve çok az miktarda da opasitleşme türü bozunmalar belirlenmiştir.

Titanit minerali özşekilli-dörtgen veya yarı özşekilli-gelişigüzel biçimlerde ve optik engebesi yüksek olarak tanınabilmektedir.

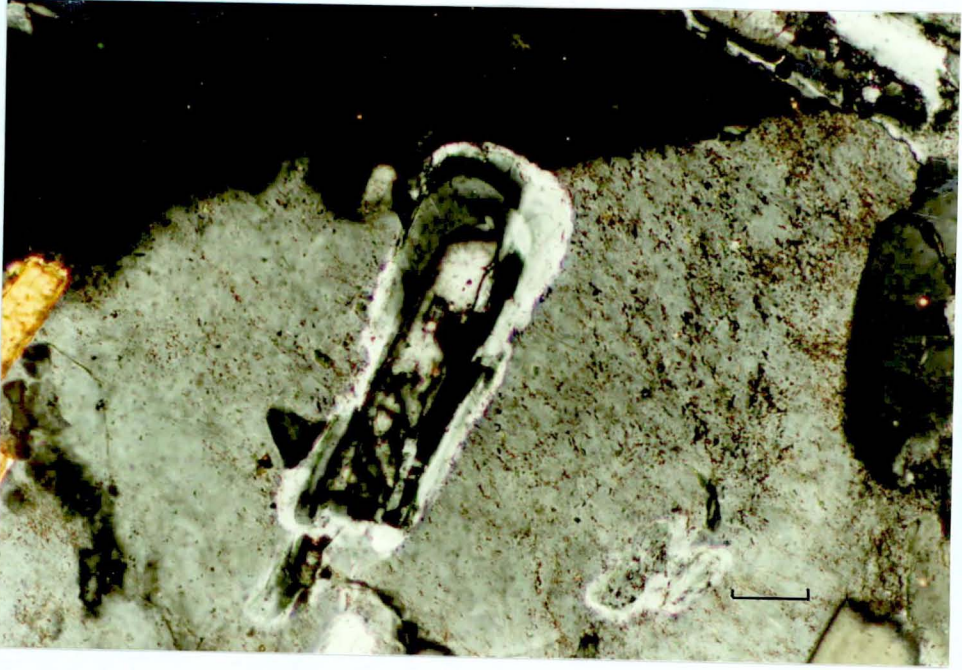
Yaygın olarak görülen bir diğer tali mineral olan apatit minerali ise genelde iğnemsî biçimli olarak ve diğer minerallerin içerisinde kapanım olarak bulunmaktadır. Ayrıca tek nikolde renksiz olması ve yüksek optik engebeli olmasıyla kolayca tanınabilmektedir.

Çok az miktarda gözlenen zirkon minerali ise optik engebesinin yüksek oluşu ve özşekilli olmasıyla tanınabilmektedir.

Klorit minerali ise bozunma ürünü olarak bulunmaktadır.



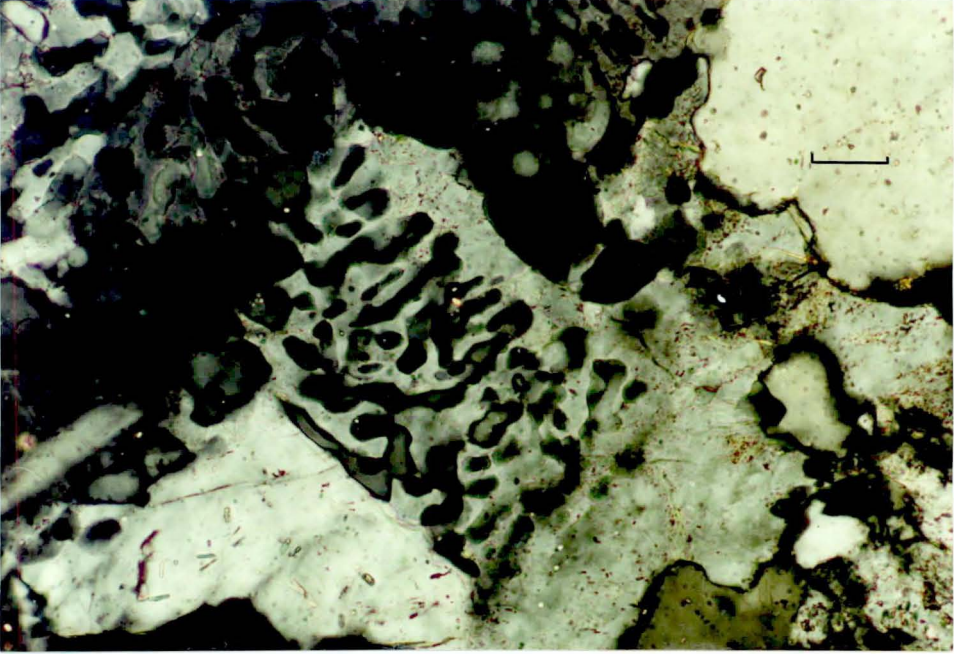
Şekil 4.17. Büyüklök monzograniti içerisindeki plajiyoklaz mineralinde gözlenen erime-
çözünme yapısının (Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.14mm, TE-26).



Şekil 4.18. Büyüklök monzograniti içinde gelişmiş olan antirapakivi dokusunun
görünümü (Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.05 mm, TE-29).



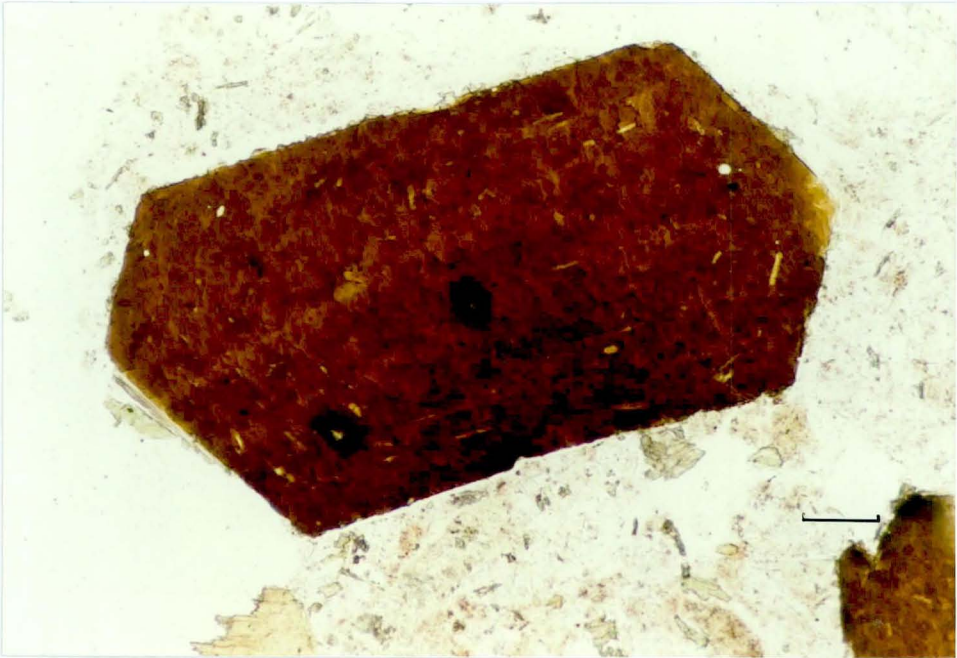
Şekil 4.19. Büyüklök monzograditindeki plajiyoklazlarda gelişmiş olan zonlu doku ile polisentetik ikizlenmenin birlikte gözlenmesi (Çift nikol, çizgisel ölçek, 0.045mm, TE-29).



Şekil 4.20. Büyüklök monzograditinde gelişmiş olan grafik dokunun görünümü (Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.07mm, TE-8).



Şekil 4.21. Büyüklök monzogranitinde biyotit minerali içinde gözlenen zirkon kapanımlarının görünümü (Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.12mm, TE-26).



Şekil 4.22. Büyüklök monzogranitinde biyotit minerali içinde gözlenen zirkon kapanımlarının görünümü (Tek nikol, çizgisel ölçek: 0.12mm, TE-26).

Çizelge-4.3. Büyüklök monzograniti kayaç örneklerinin tümkayaç ana (% ağırlık) ve eser element (ppm) kimyasal analiz sonuçları.

BÜYÜKLÖK												
Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	tFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	AK	Toplam
TE-8	67.44	17.03	0.42	2.77	0.04	1.35	3.64	4.05	4.04	0.13	0.54	101.45
TE-26	63.19	16.38	0.72	5.13	0.09	1.99	5.55	2.70	4.48	0.21	1.00	101.44
TE-29	63.70	16.34	0.67	5.31	0.13	1.86	4.90	2.72	4.63	0.24	0.57	101.07
TE-31	63.76	16.61	0.70	4.93	0.09	1.87	5.97	2.96	4.33	0.22	0.35	101.79

Örnek No	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th	Nb	Zr	Y	Ba
TE-8	12	7	64	12	29	49	101	832	21	24	17	308	36	1098
TE-26	15	nd	26	10	28	81	119	791	18	21	19	305	34	1012
TE-29	15	nd	23	9	36	113	114	720	18	24	18	292	35	946
TE-31	18	nd	37	8	26	74	69	879	18	26	18	300	36	938

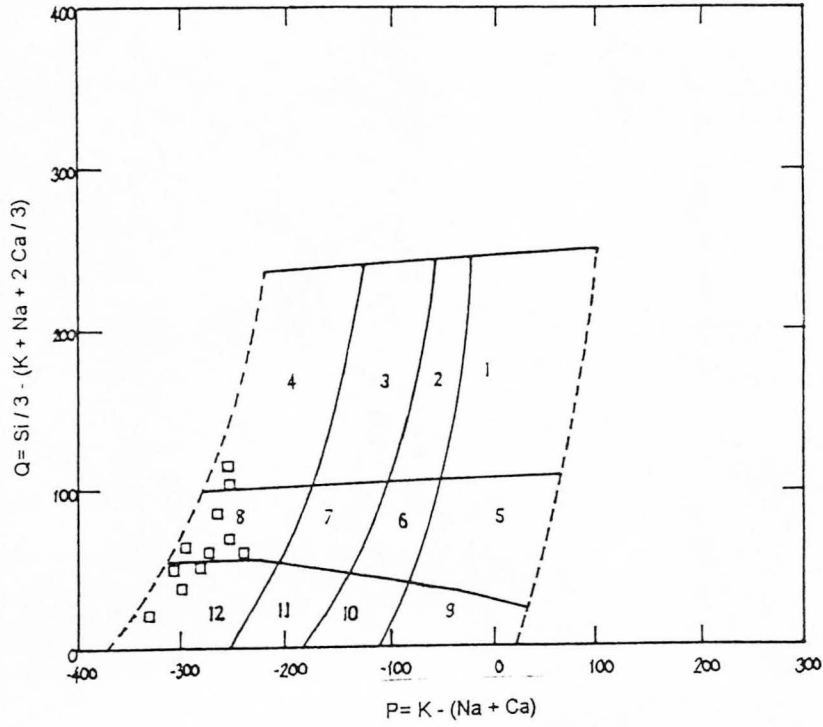
Açıklama: tFe₂O₃, ferrik demir cinsinden toplam demir oksiti gösterir; AK, ateşte kayıp

4.5. Başnayayla Diyorit/Gabrosu

Başnayayla diyorit/gabrosu Debon Le Fort (1983) Q-P isimlendirme diyagramında (Şekil 4. 23) kuvars diyorit, gabro ve nadiren de tonalit bileşiminde kayaçlar olarak tanımlanmıştır. Başnayayla diyorit/gabrosunun kimyasal analiz sonuçları çizelge-4.4'de verilmiştir.

Holokristalin tanesal dokulu olan bu kayaçlarda yer yer subofitik doku (TE-50, TE-68, TE-73) saptanmıştır. Başnayayla diyorit/gabrosunun kayaç oluşturucu ana ve tali mineralleri plajiyoklaz, hornblend, klinopiroksen, ± kuvars, ± olivin, apatit ve opak mineraldir.

Plajiyoklaz minerali, yarı özşekilli ve prizmatik biçimli olup, genellikle 1-4 mm ile 0.20-0.25 mm arasındaki tane boylarına sahiptir. Polisentetik ikizlenme ile birlikte zonlu dokunun da tipik olarak gözleendiği plajiyoklaz minerali içerisinde serisitleşme türü bozunma gözlenmektedir. Ayrıca plajiyoklaz minerallerinde ölçülmüş olan anortit miktarı diyorit bileşimli olanlarda %50'den küçüktür (yaklaşık 40-45). Gabro bileşimli olanlarda ise anortit miktarı %50'den büyüktür (yaklaşık 55-60).



Şekil 4.23 Başnayayla diyorit/gabrosunun Q-P isimlendirme diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumu. 1-granit, 2-adamellit, 3-granodiyorit, 4-tonalit, 5-Q-siyenit, 6-Q-monzonit, 7-Q-monzodiyorit, 8-Q-diyorit, 9-siyenit, 10-monzonit, 11-monzogabro, 12-gabro.

Amfibol grubu minerallerden hornblend minerali diyorit bileşimli olanlarda bol miktarda bulunurken, genellikle prizmatik biçimli ve yarı özşekillidir. Tek ve çift yönde dilinimlenmenin gözleendiği hornblend mineralinde açık yeşilden koyu yeşile kadar değişen pleokroyizma gözlenmektedir. Tek yönde dilinimlenme gösterenlerinde 20^0 den daha küçük sönme açısı ölçülmüş olup, çift yönde dilinimlenme gösterenlerinde ise simetrik sönme gözlenmektedir. Tane boyutları ise 1-4 mm ile 0.20-0.25 mm arasında değişmektedir.

Genellikle gabro bileşimli kayalarda gözlenen öjit minerali çoğunlukla yarı özşekilli- özşekilli ve prizmatik biçimlerde dir. Öjit mineralleri genelde soluk yeşilimsi ve renksiz olarak gözlenmiştir. Soluk yeşilimsi olanlarda ise çok az da olsa bir pleokroyizma bulunmaktadır. Çoğunlukla tek yönde dilinimlenmeye sahip öjitlerde $40-45^0$ lik sönme açısı ölçülmüştür. Tane boyutları ise 1-4 mm ile 0.20-0.25 mm arasında değişmektedir. Öjitlerin yer yer uralitleşme türü bozunma ile tremolit/aktinolit türü amfibollere dönüştüğü de gözlenmiştir (Şekil 4. 24 ve 4. 25)

Çok az miktarda sadece diyorit bileşiminde olan kayalarda gözlenen kuvars minerali, oldukça ince taneli olarak diğer minerallerin arasını doldurmuştur.

Olivin, gabro bileşimli kayalarda çok az miktarda gözlenmekte olup, yarı özşekilli-levhamsı biçimlerde, yüksek optik engebeli, renksiz ve gelişigüzel çatlaklara sahip olmasıyla tanınmaktadır (Şekil 4. 26 ve 4. 27).

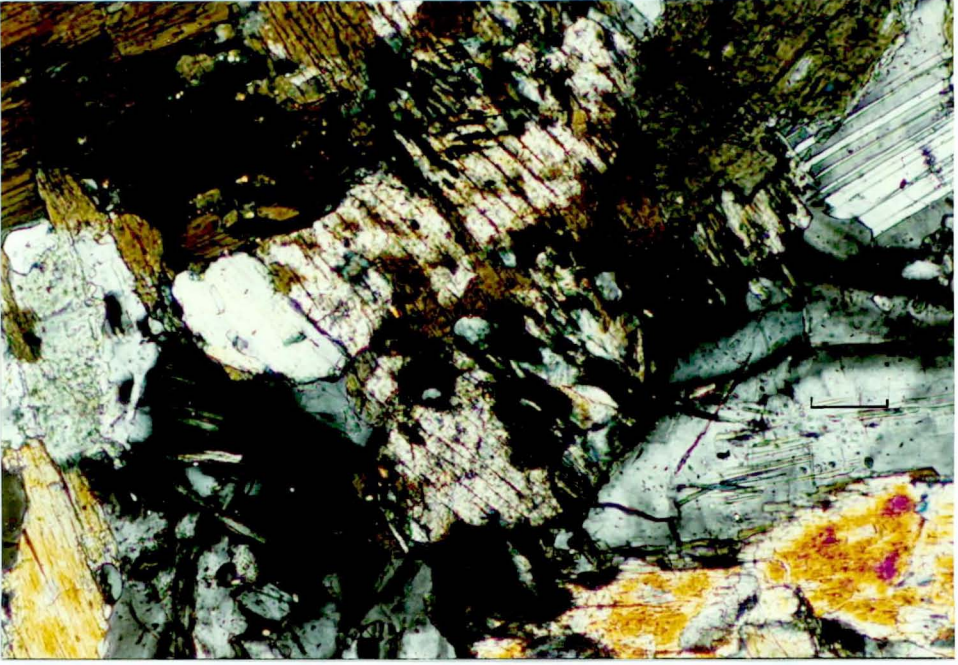
Apatit, ise iğnemsî biçimli olarak genellikle plajiyoklazlar içerisinde kapanım olarak bulunmaktadır. Optik engebésinin yüksek olması ve tek nikelde renksiz olmasıyla tanınmaktadır.

Çizelge.4.4. Başnayayla diyorit/gabrosu kayaç örneklerinin tümkayaç ana (%ağırlık) ve eser element (ppm) kimyasal analiz sonuçları

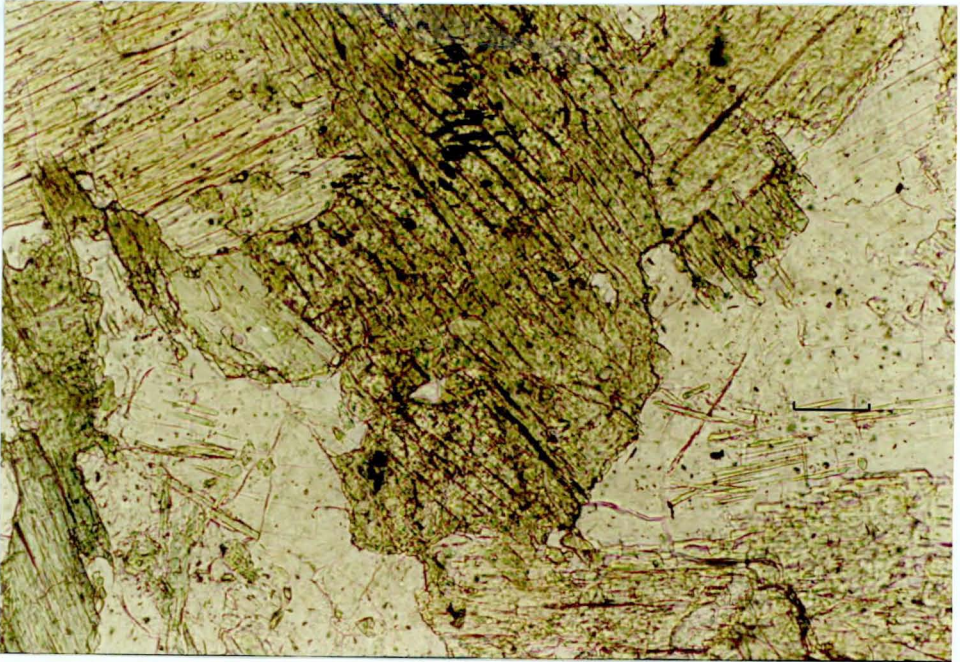
Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	tFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	AK	Toplam
TE-1	57.94	14.98	0.63	7.74	0.18	4.53	8.32	3.57	0.24	0.11	0.67	98.91
TE-36	52.82	15.31	0.59	7.65	0.18	7.14	9.18	3.39	0.69	0.06	1.41	98.42
TE-50	49.73	14.19	0.51	8.12	0.16	8.35	15.06	1.25	0.07	0.06	0.57	98.07
TE-58	52.81	12.51	0.62	8.67	0.19	8.83	12.25	1.74	0.22	0.05	0.92	98.81
TE-64	51.60	15.66	0.92	8.71	0.20	6.60	11.20	2.72	0.20	0.11	0.65	98.57
TE-65	50.39	16.20	0.64	9.60	0.22	6.07	11.27	2.21	0.24	0.07	1.37	98.28
TE-73	50.12	12.23	0.26	6.52	0.14	11.06	15.93	0.75	0.03	0.01	1.81	98.86
TE-76	45.49	24.35	0.07	3.84	0.08	6.35	17.60	0.76	0.01	0.02	1.24	99.81
TE-79	52.62	18.13	1.47	7.28	0.21	3.91	9.79	3.66	0.18	0.71	0.53	98.49
TE-84	45.46	15.88	0.18	8.00	0.16	10.74	16.35	0.51	0.03	0.01	1.65	98.98
TE-90	62.01	15.95	0.61	6.43	0.16	4.28	7.87	3.94	0.39	0.10	0.11	101.85

Örnek No	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th	Nb	Zr	Y	Ba
TE-1	27	25	42	21	3	67	66	118	15	2	3	62	20	44
TE-36	126	52	20	9	6	63	62	145	13	nd	3	45	43	44
TE-50	380	60	20	29	4	59	50	108	12	nd	2	25	nd	8
TE-58	454	69	25	7	8	59	50	69	11	nd	2	34	9	9
TE-64	134	47	17	20	10	68	40	136	14	nd	3	62	13	30
TE-65	29	nd	18	15	6	58	46	84	14	nd	2	94	8	31
TE-73	390	125	26	99	4	51	42	89	11	nd	2	18	nd	220
TE-76	57	21	19	35	3	43	40	154	12	nd	2	19	nd	5
TE-79	10	nd	21	17	4	46	42	178	17	nd	2	40	15	17
TE-84	60	28	20	45	10	51	56	95	10	nd	2	14	nd	56
TE-90	36	9	29	12	6	61	37	135	15	nd	2	77	13	39

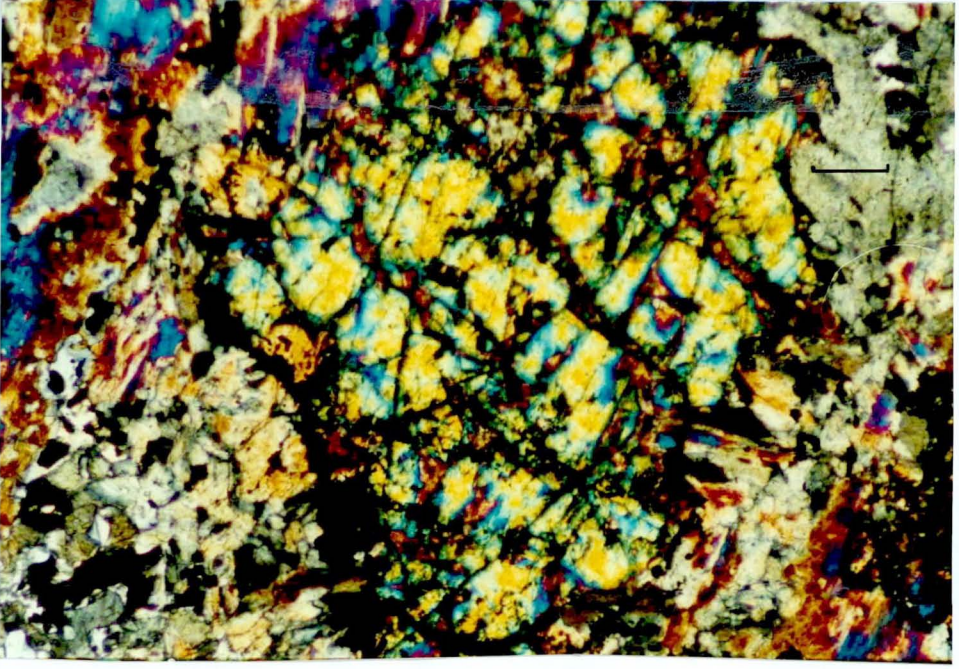
Açıklama:tFe₂O₃,ferrik demir cinsinden toplam demir oksiti gösterir;AK:ateşte kayıp.



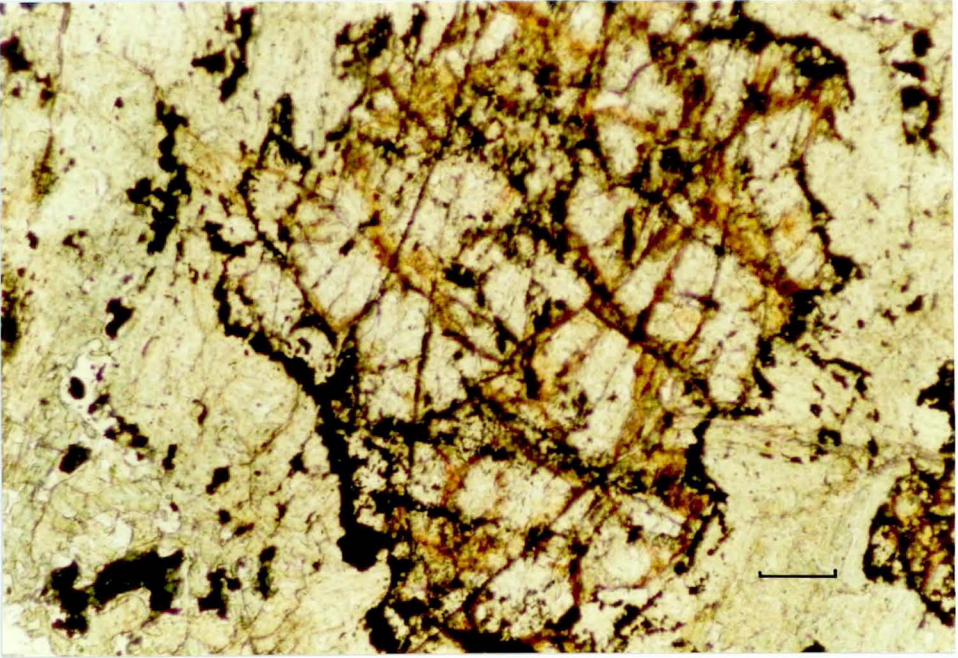
Şekil 4.24. Başnayayla diyorit/gabrosunda uralitleşme yoluyla gelişmiş olan tremolit/aktinolit mineralinin görünümü (Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.08 mm, TE-50).



Şekil 4.25. Başnayayla diyorit/gabrosunda uralitleşme yoluyla gelişmiş olan tremolit/aktinolit mineralinin görünümü (Tek nikol, çizgisel ölçek: 0.08mm, TE-50).



Şekil 4.26. Başnayayla diyorit/gabrosundaki olivin mineralinin görünümü (Çift nikol, çizgisel ölçek: 0.1mm, TE-102).



Şekil 4. 27. Başnayayla diyorit/gabrosundaki olivin mineralinin görünümü (Tek nikol, çizgisel ölçek: 0.1mm, TE-102).

4.6. Topçu Formasyonu

Mineralojik-Petrografik inceleme açısından Topçu formasyonunun içerisinde bulunan volkanik birimler mikroskopik olarak incelenmiştir. Bunlar genellikle bazalt bileşimli olup kayaç oluşturuca ana ve tali minearalleri plajiyoklaz, klinopiroksen (öjit), \pm olivin, apatit ve opak mineralden oluşmaktadır. Genellikle hipohiyalin ve hipokristalin porfirik doku gösterirler. Bu çalışmanın asıl amacı plütonik kayaçlar olduğundan dolayı volkano-sedimanter kayaçlar ayrıntılı olarak incelenmemişlerdir.

5. JEOKİMYASAL İNCELEME

5.1. Magma Tipleri

Çalışma sahasında gözlenen birimlerden Sarıhacılı lökograditi ana ve eser element jeokimyası verilerine göre alümino (Şekil 5.1), normatif korund içeren, S-tipi (Şekil 5.2d) ve iki mikalı lökograditlerden oluşur. Bu birim, alümino topluluğun lökokratik ve sodi-potasik/sodik alt topluluğuna ait özelliklerini sergilemektedir (Şekil 5.3). Bu tür özellikler gösteren magmaların etkin bir şekilde kıtasak kabuk (üst kabuk; White ve Chappel, 1988) kökenli olduğu ileri sürülmektedir (Chappel ve White, 1974; White ve Chappel, 1977, 1988; Debon ve Le Fort, 1983; Boztuğ, 1989). Lökköy K-feldispat megakristalli monzograditi ve Büyüklök monzograditi ise kafemik (Şekil 5.1), kalkalkalin (Şekil 5.4), normatif diyopsitli ve I-tipi karakterlidir Şekil 5.2a,b). Bu özellikleri gösteren magmaların ise kıtasal kabuk (alt veya orta kabuk; Chappel ve Stephens, 1988) ve manto kökenli malzemelerin kısmi erimesi sonucu oluşan magmaların karışarak hibridleşmesi ile ortaya çıktıkları belirtilmektedir (Debon ve Le Fort, 1983; Boztuğ, 1989; Clarke, 1992; Pitcher, 1993). Başnayayla diyorit / gabrosu ise düşük K'lu toleyitik (Şekil 5.4, 5.5 ve 5.6) ve M-tipi (Şekil 5.7) karakter sunmaktadır. Bu bileşimlerdeki kayaçların, çoğunlukla manto kökeni malzemelerin kısmi erimesi sonucu meydana gelen (ancak çok az miktarlarda kıtasal kabuk malzemesi ile kirlenebilen veya hiç kirlenmeyen) magmalardan itibaren oluştukları bilinmektedir (White, 1979; Debon ve Le Fort, 1983; Chappel ve Stephens, 1988; Boztuğ, 1989; Pitcher, 1993).

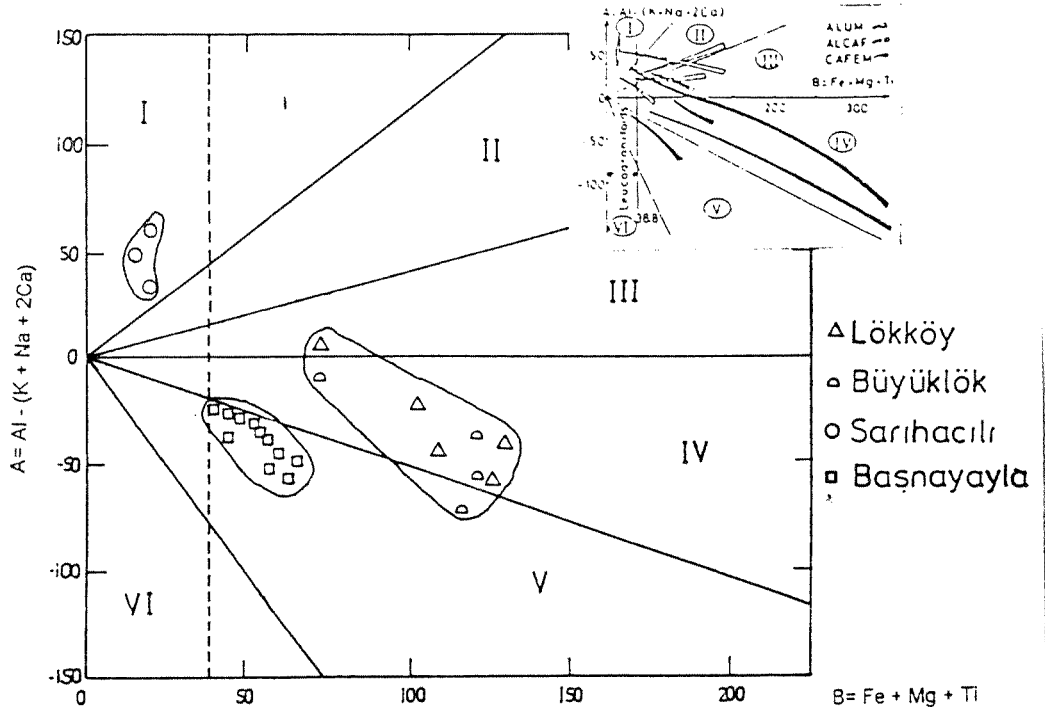
5.2. Fraksiyonel Kristalleşme, Magma Karışımı (mingling/mixing) ve Kabuksal Kirlenme Süreçlerinin İncelenmesi

Yozgat batoliti, Yozgat güneyi kesiminde yürütülen bu çalışmada Sarıhacılı lökograditi, Lökköy K-feldispat megakristalli monzograditi, Büyüklök monzograditi ve Başnayayla diyorit/gabrosu tanımlanmıştır. Bu birimlerin oluşumunda etkin olabileceği düşünülen fraksiyonel kristalleşme, magma

karışımı (magma mingling ve mixing) ve kabuksal kirlenme süreçleri incelenmiştir.

5.2.1. Fraksiyonel Kristalleşme

Çalışma sahasında gözlenen litodem birimlerinin arazi çalışmaları sırasında fraksiyonel kristalleşme ile meydana gelmiş olabilecekleri düşünülmüştür. Tüm bu birimlerin (Sarıhacılı, Lökköy, Büyüklök, Başnayayla) bir tek magma kaynağının fraksiyonel kristalleşme ile meydana gelebileceği düşünülmüştür. Ancak, aralarındaki stratigrafik ilişki (örneğin, Başnayayla diyorit / gabrosunun diğer birimleri kesmesi) geçişi engellemiştir. Sarıhacılı'nın; Lökköy ve Büyüklök'ü oluşturan magmanın en son kristalleşme ürünü olabileceği düşünülmüş, ancak K/Rb-Rb ve K/Rb-K/Ba (Şekil 5.8 ve 5.9) diyagramında bu durumun gerçek olmadığı görülmüştür (Jakes ve White, 1972; McCarthy ve Hasty, 1976). Diğer bir deyişle, eğer bu kayalar aynı magma kaynağının fraksiyonel kristalleşme ürünü olsalardı, Rb x-eksenine doğru negatif bir eğim göstererek aynı trend üzerinde yer almaları gerekirdi (Jakes ve White, 1972; McCarthy ve Hasty, 1976).



Şekil 5.1. Çalışma sahasındaki granitik birimlerin karakteristik mineraller diyagramında (Debon ve Le Fort, 1983) karşılaştırılması. I., II ve III. bölgeler peralümino; IV., V ve VI. bölgeler ise metalümino bölgeleri gösterir. I-muskovit>biyotit, II-biyotit>muskovit, III-biyotit +..., IV-amfibol+biyotit±piroksen±olivin, V-amfibol±piroksen±biyotit±...mineral topluluğu bulunmaktadır. ALUM, alümine; ALCAF, alümine kafemik; CAFEM, kafemik magma topluluklarını gösterir.

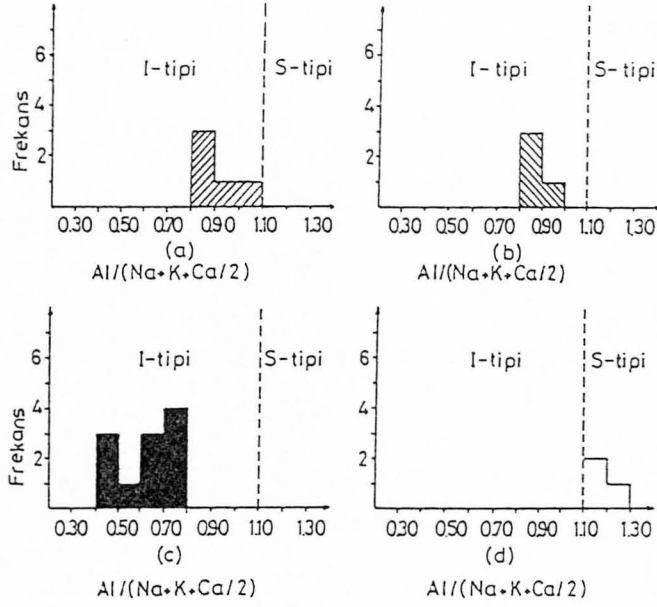
5.2.2 Magma Karışımı

Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ve Büyüklök monzogranitinde arazi çalışmaları sırasında gözlenen mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlar (MME; Didier ve Barbarin, 1991; Barbarin ve Didier, 1992; Yılmaz ve Boztuğ, 1994; Vernon, 1996) ile K-feldispat megakristalleri (Vernon, 1984, 1990 ve 1990b; Ekici, 1996) de eş yaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen karışımı olarak değerlendirilmiştir (Şekil 5. 10). Diğer taraftan, mikroskobik olarak bazı özel mixing dokularının (antirapakivi dokusu, iri plajiyoklazlar içinde farklı sönme konumlu küçük plajiyoklaz kapanımlarının bulunması, K-feldispat içinde hornblend, biyotit ve plajiyoklaz latalarının bulunması, plajiyoklazlarda zonlu doku ile polisentetik ikizlenmenin birlikte gözlenmesi, süngerimsi hücreli plajiyoklaz kristalleri, Hibbard, 1991; Yılmaz ve Boztuğ, 1994) görülmesi (Şekil 4. 4; 4. 5; 4. 6; 4. 17; 4. 18 ve 4. 19) felsik ve mafik magmaların homojen karışımı anlamında kullanılan magma mixing'in kanıtları olarak değerlendirilmiştir. Mikroskopik dokular yardımıyla belirlenen magma mixing olayı, aynı zamanda eser elementlerin birbirlerine göre oranlarına dayalı diyagramlarda da (Cox ve diğ., 1984; Albarade, 1995) belirtilmiştir (Şekil 5.11 ve 5. 12) Cox ve diğ. (1984) ve Albarade (1995) tarafından belirtildiğine göre, eş yaşlı mafik ve felsik magmaları homojen karışımı sonucu ortaya çıkan hibrid magmalardan itibaren katılaştan kayaçlar, bu tür diyagramlarda doğrusal bir trend'den ziyade hiperbolik trendlerle tanımlanmaktadır

5.2.3. Kabuksal Kirlenme

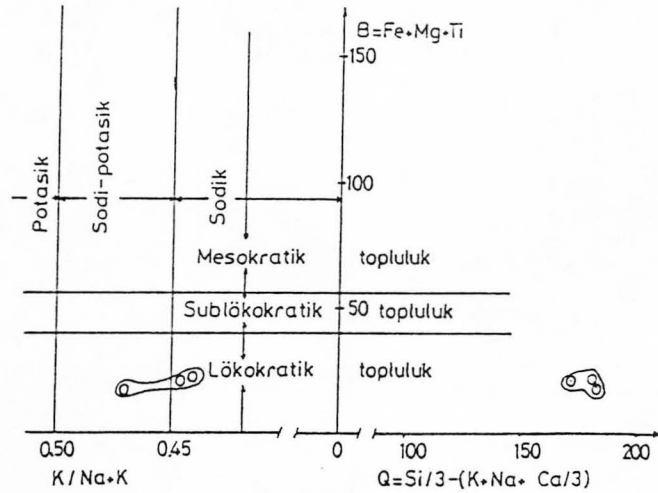
Çalışma alanında gözlenen birimlerden Sarıhacılı lökograniti, Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ve Büyüklök monzograniti, kıtasal kabuk kökenli malzemelerin daha hakim olduğu magmalardan türemiş olduğu bilinmektedir (bakınız.5.1.Magma Tipleri) Başnayayla diyorit/gabrosu magmanın yükselimi ve sokulumu sırasında kıtasal kabuktan itibaren kirlenip kirlenmeyeceği sorusu araştırılmıştır.Başnayayla diyorit/gabrosu'nun kimyasal analiz sonuçları MORB'a (Şekil 5. 13; Bevins ve diğ., 1984), normalize edilerek incelenmiştir (Şekil 5. 13). Özellikle Rb, Ba ve K elementlerinde gözlenen artma

bu gabroyik magmanın, kıtasal kabuğa ait kayaçları asimile ederek kirlenmeye uğradığını (Wilson, 1989) göstermektedir.

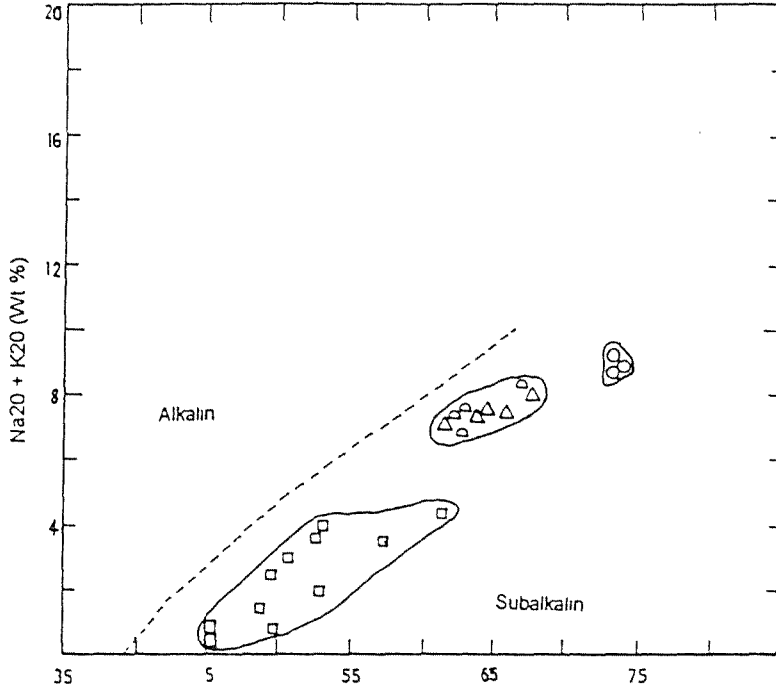


Şekil 5.2 Çalışma sahasındaki birimlerin ASI (alüminyum saturasyon indeksi) değerlerinin frekans dağılımı. I-tipi ve S-tipi arasındaki sınır Chappel ve White (1974)'den alınmıştır.

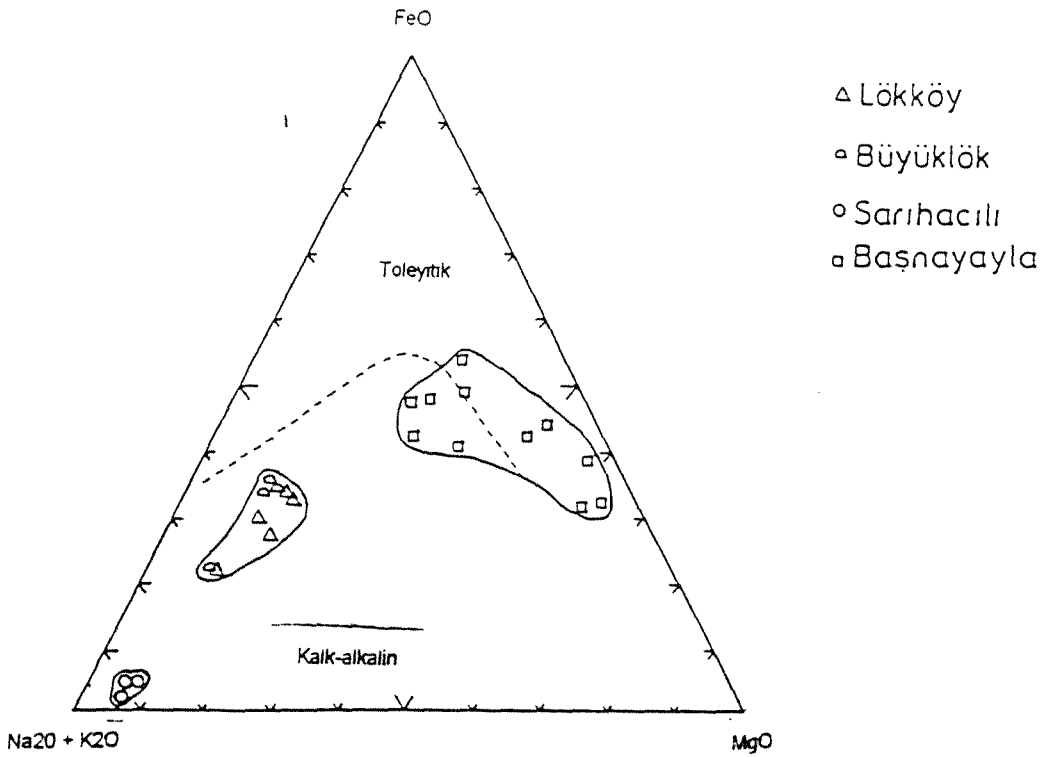
a) Lökkyö b) Büyüklök c) Başnayayla d) Sarıhacılı



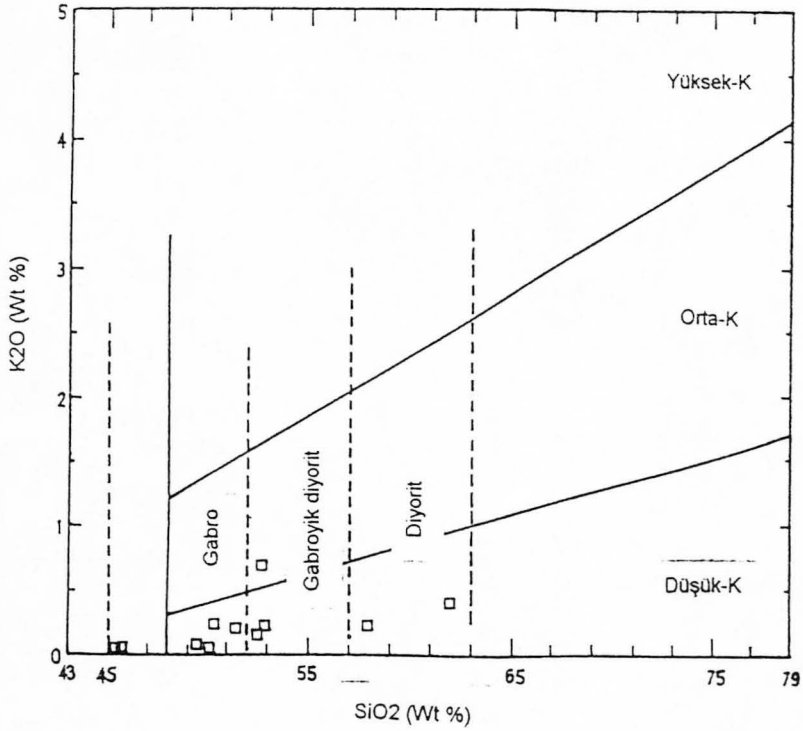
Şekil 5.3 Alümine karakter gösteren Sarıhacılı biriminin B-(K/Na+K) ve B-Q diyagramlarındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumları.



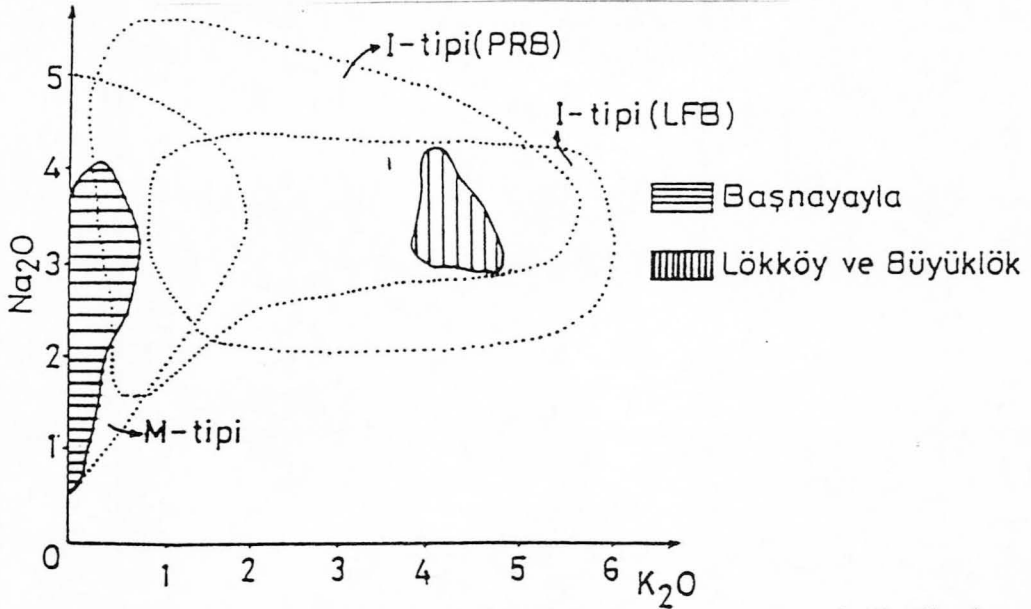
Şekil 5.4 Çalışma sahasındaki granitik birimlerin toplam alkaliiler-silis (TAS) diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) karşılaştırılması.



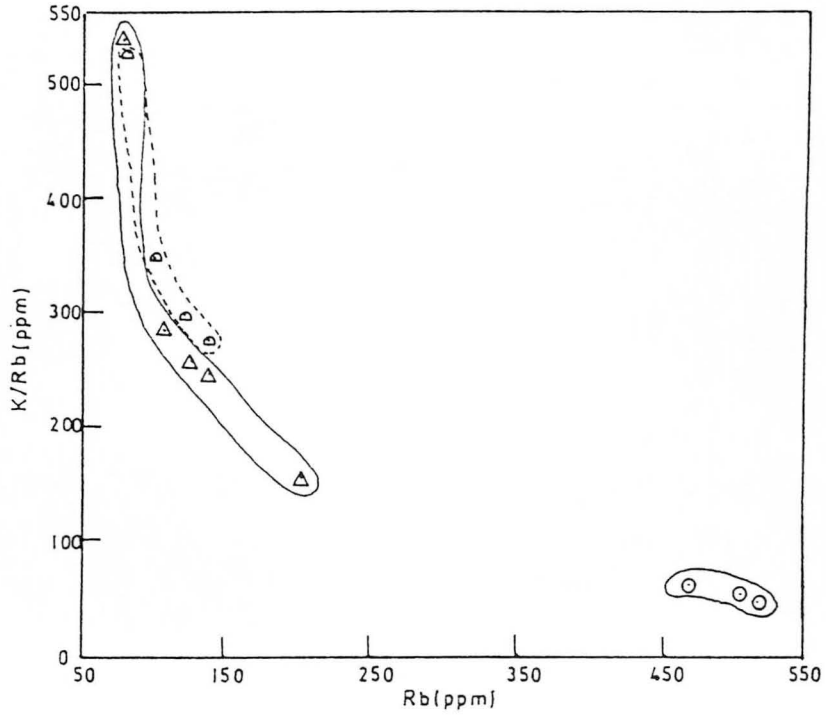
Şekil 5.5 Çalışma sahasındaki granitik birimlerin AFM üçgen diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) karşılaştırmalı olarak incelenmesi.



Şekil 5.5. Başnayayla diyorit/gabrosunun Le Maitre (1989) diyagramındaki konumu.

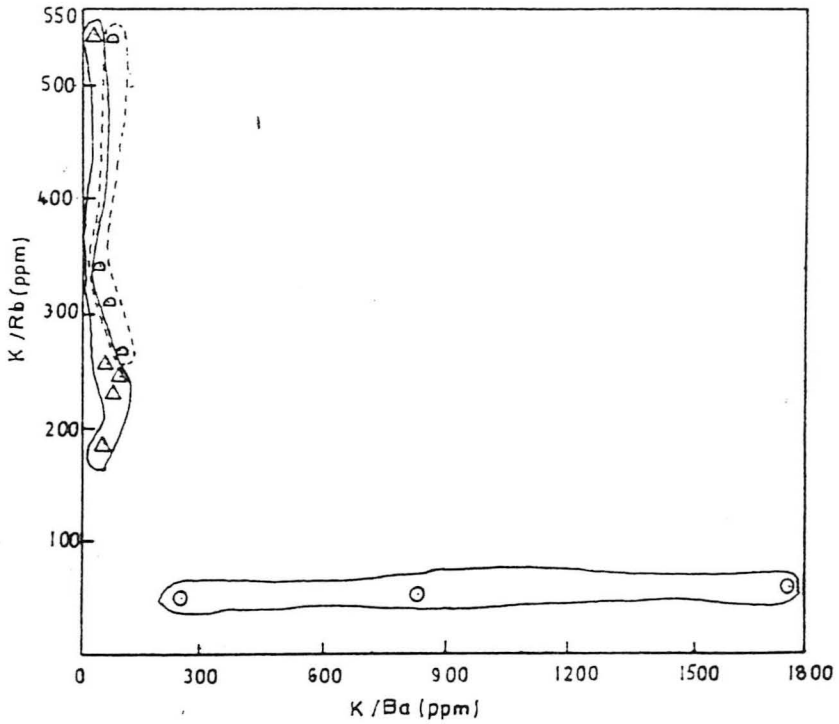


Şekil 5.7: Çalışma sahasındaki birimlerin Na_2O - K_2O ilişkilerine göre (Chappel ve Stephens, 1988) değerlendirilmesi. I-tipi (PRB), Peninsular Range Batholith'de (yay magmatizması ile ilgili), I-tipi (LFB), Lachlan Fold Belt'de tanımlanan I-tipi (kabuk kalınlaması ile alt kabuktan oluşan).

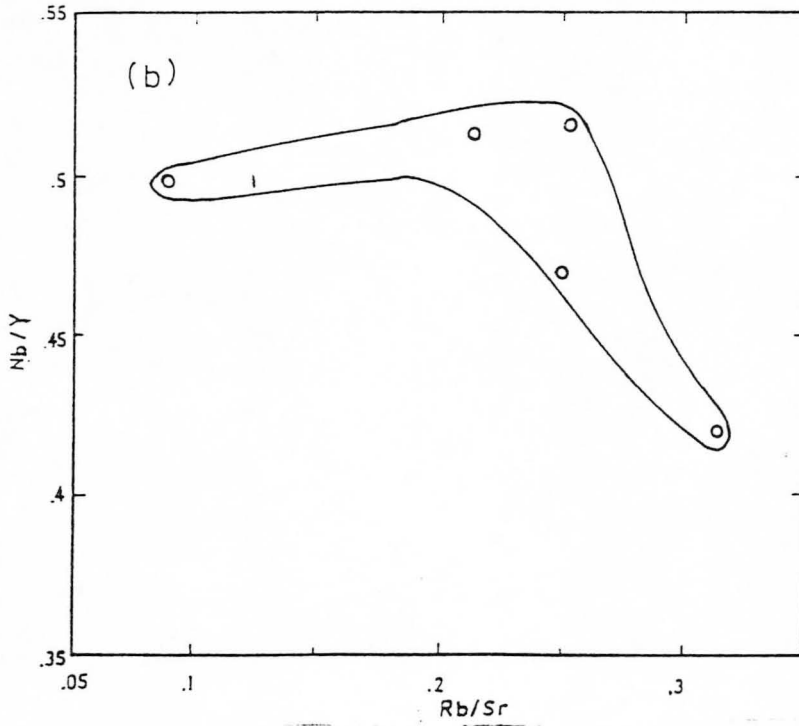
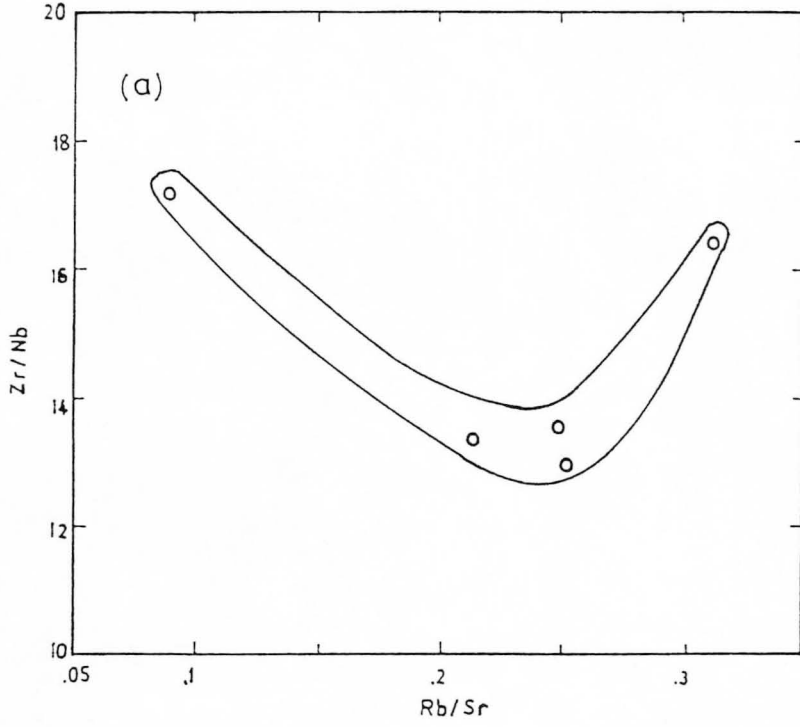


Şekil.5 8 : Lökköy, Büyüklök, Sarıhacılı birimlerinin K/Rb, Rb diyagramındaki konumları.

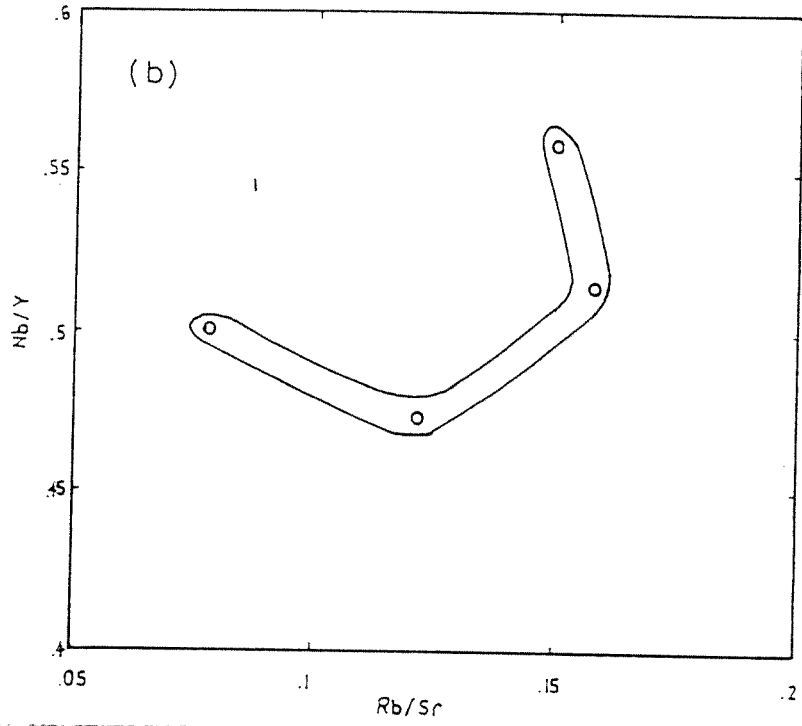
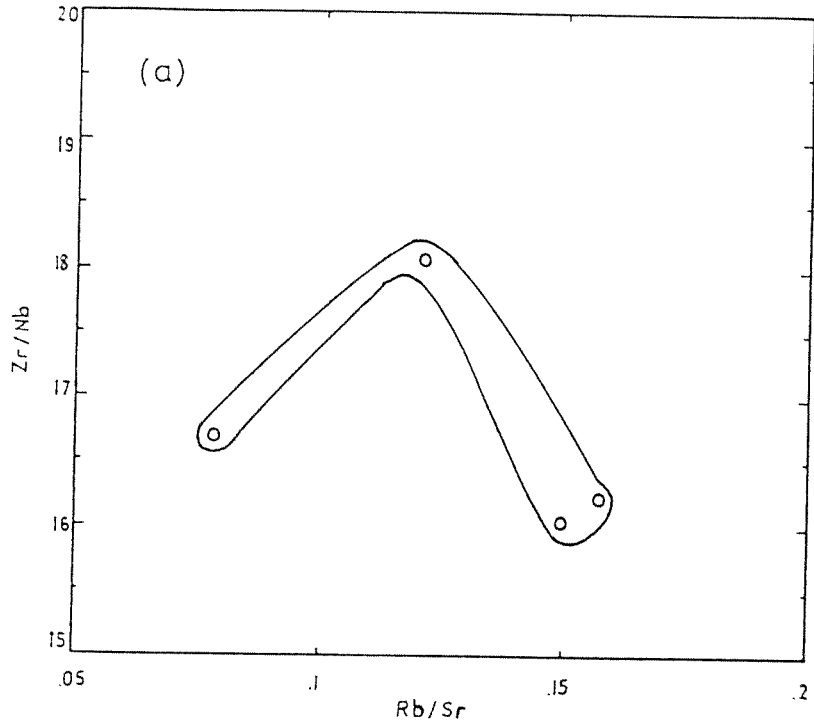
- △ Lökköy
- Sarıhacılı
- △ Büyüklök



Şekil.5 9 : Lökköy, Büyüklök, Sarıhacılı birimlerinin K/Rb - K/Ba diyagramındaki konumları



Şekil -5.11.Lökköy K-feldispat megakristalli monzogranitinin Zr/Nb - Rb/Sr (a) ve Nb/Y - Rb/Sr (b) değişim diyagramındaki (Cox ve diğ., 1984) konumları.



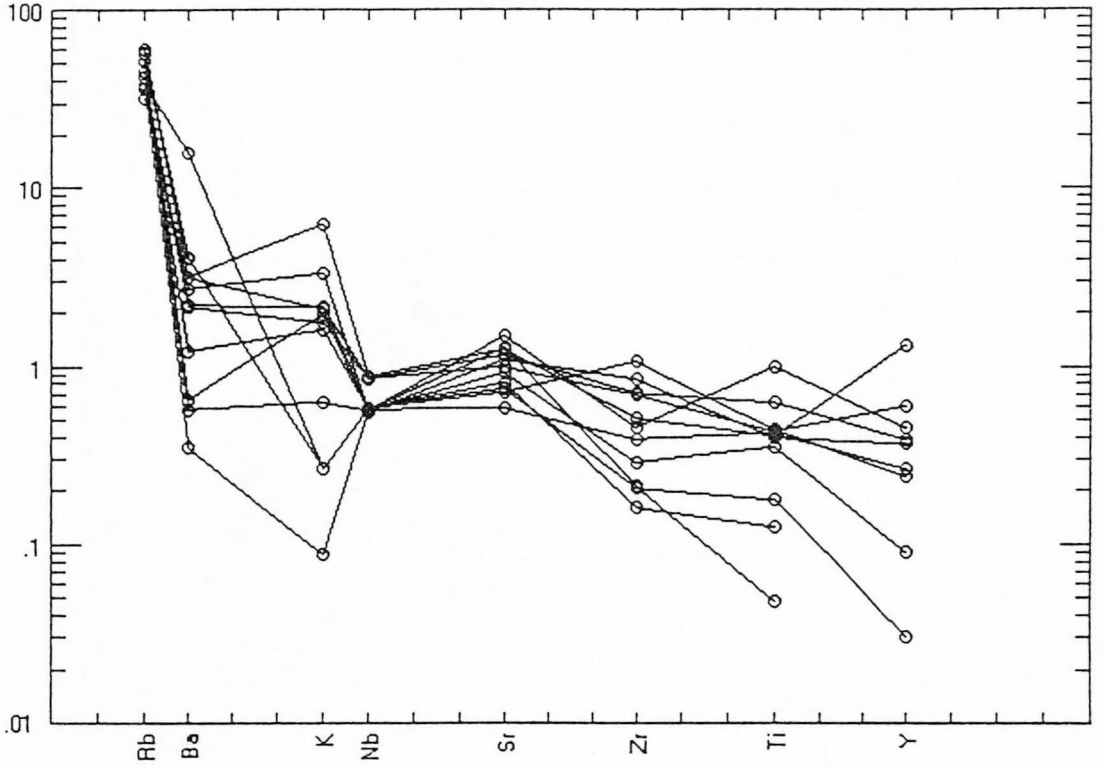
Şekil - 5.12 Büyüklük monzogranitinin Zr/Nb - Rb/Sr (a) ve Nb/Y - Rb/Sr (b) değişim diyagramındaki (Cox ve diğ., 1984) konumları.

5.3. Eser Element Karakteristikleri

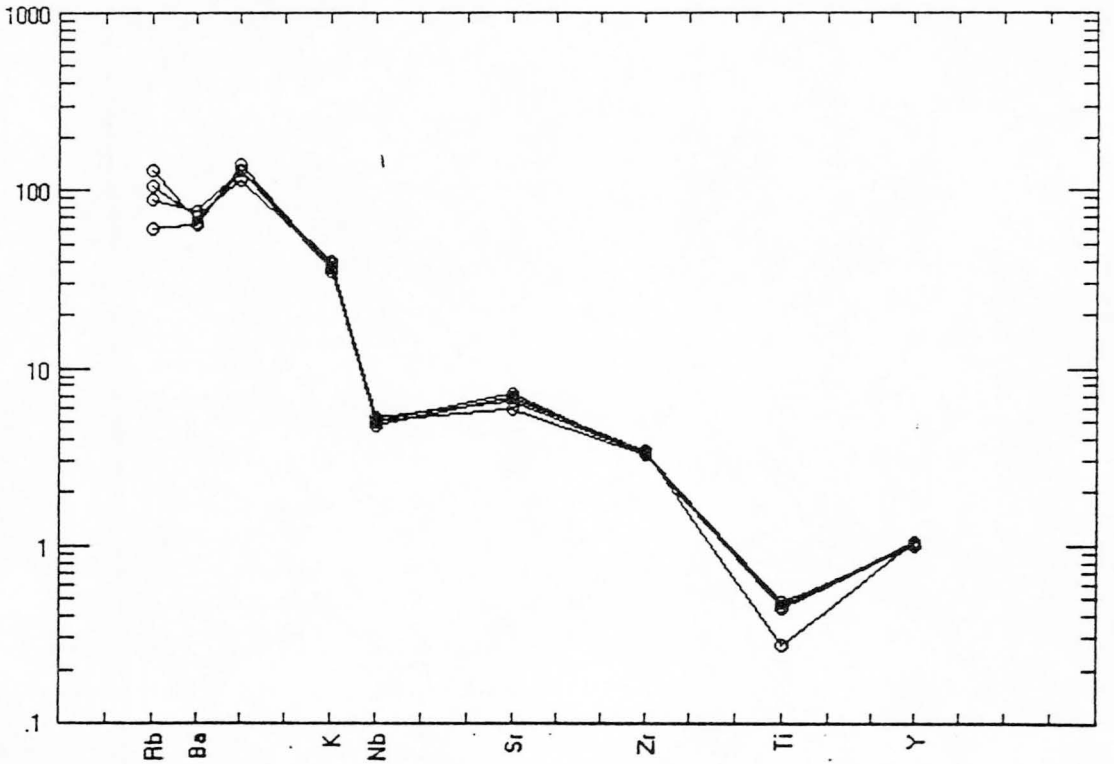
Çalışma alanında belirlenen plütonik kayaç birimlerinin jeolojik konum, mineralojik-petrografik bileşim ve ana element jeokimyası verilerine göre üç değişik magma tipine sahip oldukları; diğer bir deyişle, bu birimlerin, üç değişik magma kaynağından türedikleri belirlenmiştir Bunlardan Sarıhacılı lökograniti ile Başnayayla diyorit/gabrosu, sırasıyla S-tipi ve M-tipi özellikli ayrı magma kaynaklarından tüerken; Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ile Büyüklök monzograniti birimlerinin ikisi birden I-tipi özellik sergileyen üçüncü ve farklı bir magma kaynağından türemişlerdir (bkz. 5.1. Magma Tipleri).

Yukarıda belirlenen bu veriler, eser element karakteristikleri yönünden de incelenmiştir. Bu amaçla, her birime ait eser element bileşimleri MORB'a göre (Bevins ve diğ.,1984) normalize edilerek "spider" diyagram (Wilson, 1989; Rollinson, 1993) yardımıyla değerlendirilmiştir (Şekil 5.13, 5.14, 5.15, 5.16) Bu diyagramlar incelendiğinde, ilk göze çarpan husus, yukarıda belirtilen verilerin, eser element karakteristikleri yönünden de uyum içerisinde olduğudur (Şekil 5.13, 5.14, 5.15, 5.16). Örneğin, Sarıhacılı ve Başnayayla birimleri birbirlerine hiç benzemeyen farklı spider diyagramlar sunarken; Lökköy ve Büyüklök birimleri ise kendi aralarında birbirlerine benzeyen ancak diğer birimlerden farklı olan değişik bir eser element dağılım deseni sunmaktadır (Şekil 5.14 ve 5.15'i; 5.13 ve 5.16 ile karşılaştırınız).

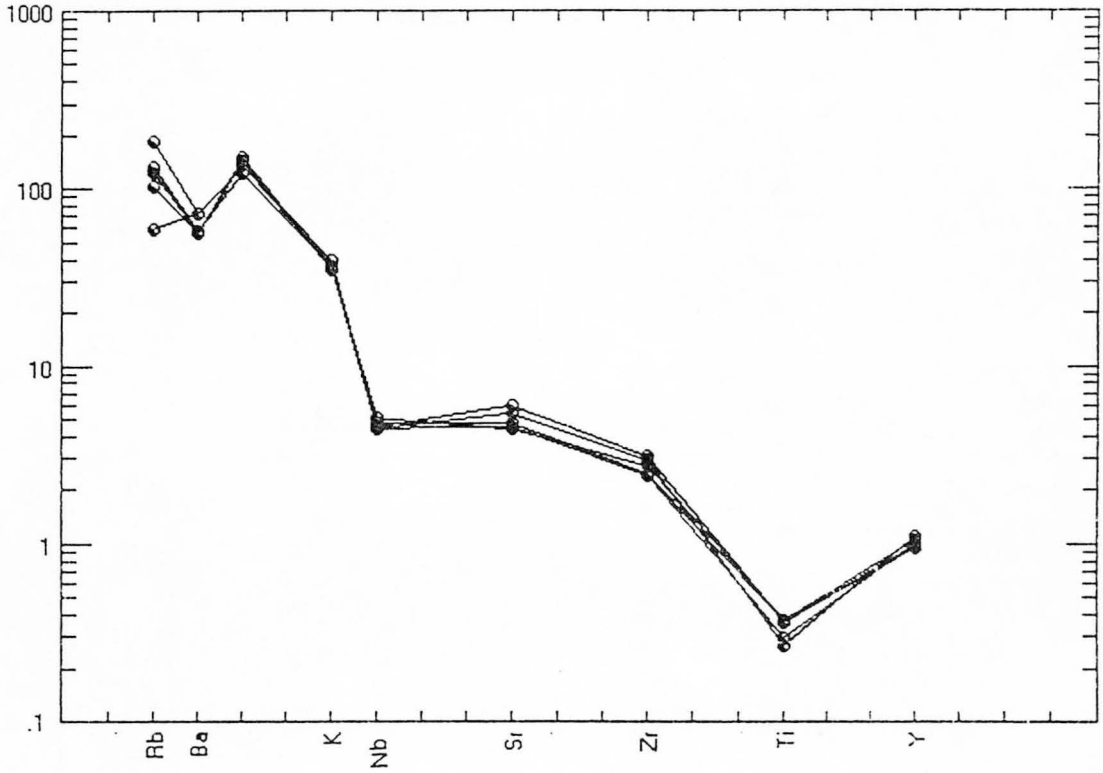
Sarıhacılı lökogranitinde özellikle Rb'un yüksek olması bu kayaçları oluşturan magmanın; her ne kadar Lökköy ve Büyüklök birimlerini oluşturan magmanın fraksiyonlanması sonucu açığa çıkan lökokratik bir magma olabileceğini anımsatıyorsa da, Ba'un keskin negatif anomalisi ve Y'un yüksek değerler sunması bu hipotezin aksini savunmaktadır. Örneğin, magmatik fraksiyonlanma sırasında ilk evrelerde oluşan minerallerce tüketilemeyen Rb, fraksiyonlanmanın sonlarına doğru açığa çıkan lökokratik bileşimli eriyiklerde artar (McCarthy ve Hasty, 1976). Böylece Rb elementi, çoğunlukla, fraksiyonlanmanın geç evrelerinde kristalleşen K-feldispat mineralinde K elementi ile birlikte tüketilir (Wilson, 1989; s.17). Bu açıdan, Sarıhacılı birimi; sanki, Lökköy ve Büyüklök birimlerinin fraksiyonlanma ürünüymiş gibi değerlendirilebilir. Ancak, daha önceki bölümlerde verilen K/Rb - Rb ve K/Rb -



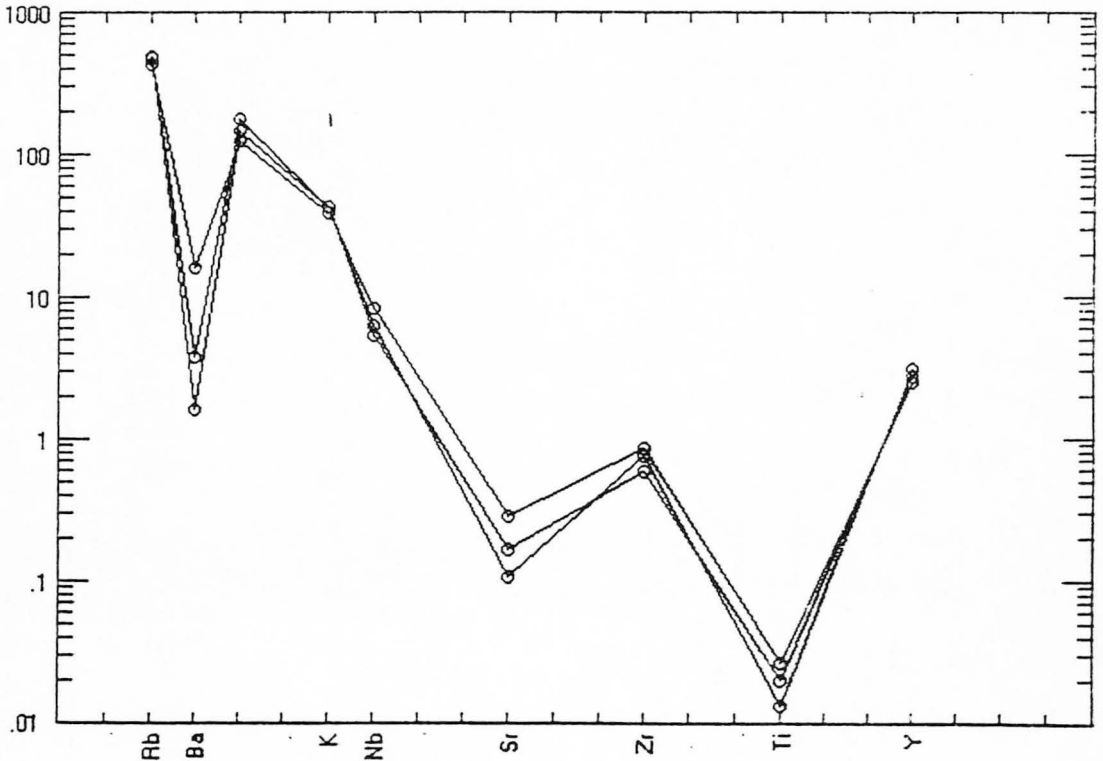
Şekil.5.3. Başnayayla diyorit/gabrosunun MORB'a (Bevins ve diğ., 1984) göre normalize edilmiş dağılım diyagramındaki konumu.



Şekil.5.4. Büyüklök monzogranitinin MORB'a (Bevins ve diğ., 1984) göre normalize edilmiş dağılım diyagramındaki konumu.



Şekil.5.15 Lökköy K-feldspat megakristalli monzogranitinin MORB'a (Bevins ve diğ., 1984) göre normalize edilmiş dağılım diyagramındaki konumu.



Şekil.5.16 Sanhacılı lökograditinin MORB'a (Bevins ve diğ., 1984) göre normalize edilmiş dağılım diyagramındaki konumu.

K/Ba değişim diyagramlarında bu durumun bu şekilde gelişmediği görülmüştür (bkz. Şekil 5.8 ve 5.9). Bu durum, ayrıca, spider diyagramdaki Ba ve Y dağılım desenleri ile de desteklenmektedir. Çünkü, Ba elementi de, tıpkı Rb gibi K ile birlikte davranmakta (Mason ve Moore, 1982, s.77) ve K-feldispatların oluşumu sırasında K elementi ile birlikte kristal yapıya girerek tüketilmektedir (Wilson, 1989, s.17). Oysa, Şekil 5.14, 5.15 ve 5.16 incelendiğinde, Sarıhacılı lökograditinin Ba içeriğinin, Lökköy ve Büyüklök birimlerinininkinden düşük olduğu görülmektedir. Böylece, bu birimlerin farklı magma kaynaklarından itibaren türemiş oldukları ortaya çıkmaktadır. Bu durum, Y elementinin davranışı ile de desteklenmektedir. Çünkü, Y elementi, magmanın fraksiyonlanması sırasında daha çok ilk evrelerde oluşan amfibol minerallerinin yapısına girerek tüketilmektedir (Wilson, 1989, s.17). Bu nedenle, normal fraksiyonlanma sırasında amfibol mineralleri içeren kayaçların Y içerikleri, geç evrelerde oluşan lökograditlerinkinden yüksek olması beklenmektedir. Ancak, Şekil 5.13, 5.14, 5.15 ve 5.16 incelendiğinde bu durumun tam tersi görülmektedir.

Başnayayla diyorit/gabrosunun eser element dağılım diyagramı incelendiğinde ise, granitik ve monzograditik birimlerinin oldukça farklı bir magma kaynağını gösterecek şekilde dağılım deseni göze çarpmakta olup; manto kökeni karakterize edebilecek (Pearce ve diğ., 1984 tarafından verilen Şekil 1a ile karşılaştırınız) yatay bir trend izlenmektedir. Burada göze çarpan en önemli nokta ise daha önce de belirtildiği gibi K ve Rb elementlerinin kabuksal kirlenmeden dolayı yüksek değerler göstermesidir.

6. PETROJENETİK İNCELEME

Yozgat batoliti Yozgat güneyi kesiminde yürütülen bu çalışmada tanımlanan granitoid birimlerinin önemli mineralojik-petrografik, jeokimyasal ve petrojenetik özellikleriyle jeodinamik konumları topluca Çizelge 6.1 de verilmiştir. Bu çizelgeden de görülebileceği gibi, gerek S-tipi, I-tipi, M-tipi ve gerekse çarpışmayla eş zamanlı (syn-COLG), çarpışma sonrası (post-COLG) kalkalkalin ve çarpışma sonrası düşük K'lu toleyitik-mafik magma özelliği gösteren petrojenetik birliktelikler belirlenmiştir. Büyük granitoid batolitlerini içeren orojenik kuşaklardaki bu tür birliktelikler (Le Fort, 1986; Debon ve diğ., 1986, 1987; Clarke, 1992; Pitcher, 1993) yerkağının jeolojik evriminde son derece önemli bilgiler sunmaktadır. Yozgat batolitinde ilk kez tanımlanan bu petrojenetik birliktelikler, bu nedenle, ayrı ayrı ele alınarak incelenmiştir.

6.1. S-tipi, I-tipi ve M-tipi Granitoidlerin Birlikteliğinin Önemi

Çalışma alanında üç farklı petrojenez mekanizmasına sahip granitoidlerin varlığı, Yozgat batolitinin oluşumunda en az üç farklı kaynak malzemenin farklı koşullarda ve zamanlarda kısmi erimeye uğrayarak farklı magmaları oluşturduğunu göstermektedir. Bu kaynak malzemeler başlıca üst kabuğu oluşturan orta-yüksek dereceli metasedimanter (White ve Chappel, 1977, 1988) kayaçlar (S-tipi magmayı üreten kaynak), alt kabuğu oluşturan magmatik (bazaltik bileşimde olabileceği belirtilmekle birlikte daha çok ortaç bileşimli ve SiO₂ içeriği ortalama % 60 civarında olan magmatik kayaçlar; White ve Chappel, 1977, s. 11; Silver ve Chappel, 1988) kökenli kayaçlar (I-tipi magmayı üreten kaynak) ve üst manto (White, 1979) kayaçlarıdır (M-tipi magmayı üreten kaynak).

Bilindiği gibi, Yozgat batoliti orta-yüksek dereceli metasedimanter kayaçlardan oluşan ve Kırşehir bloğu (Görür ve diğ., 1984; Poisson, 1986) veya Orta Anadolu kristalin kompleksi (Göncüoğlu ve diğ., 1991) olarak da tanımlanan kıtasal kabuk malzemesi ile uzay-zaman içinde birlik oluşturmaktadır. Böylece, Yozgat batolitindeki S-tipi kayaçları içeren Sarıhacılı lökograditini oluşturan magmanın, Kırşehir bloğuna ait metasedimentlerin (üst kabuk

Çizelge. 6.1. Çalışma sahasında bulunan kimyasal analizi yapılmış kayaç örneklerinin petrolojik ve jeodinamik konumlarının karşılaştırılması

Kayaç No	Birim	Kayaç Türü	Mafik Mineral	ASI	Normatif Divopsit	Normatif Korund	Magma Tipi	Jeodinamik Konum
TE-121	Sarıhacılı	Monzogranit	Bi+mu	1.11	—	X	S-tipi	Syn-COLG
TE-123	Sarıhacılı	Monzogranit	Mu	1.24	—	X	S-tipi	Syn-COLG
TE-125	Sarıhacılı	Monzogranit	Bi	1.19	—	X	S-tipi	Syn-COLG
TE-4	Lökköy	Monzogranit	Hb+bi	0.93	X	—	I-tipi	Post-COLG-Kalkalkalin(kabuk kalınlaşması)
TE-5	Lökköy	Q-Monzonit	Hb+bi	0.84	X	—	I-tipi	“
TE-6	Lökköy	Monzogranit	Hb+	0.86	X	—	I-tipi	“
TE-12	Lökköy	Monzogranit	Hb+bi	0.88	X	—	I-tipi	“
TE-15	Lökköy	Monzogranit	Hb	1.01	—	X	I-tipi	“
TE-8	Büyükölük	Granodiyorit	Hb	0.96	—	—	I-tipi	“
TE-26	Büyükölük	Q-Monzonit	Öj+bi+hb	0.84	X	—	I-tipi	“
TE-29	Büyükölük	Monzogranit	Hb	0.88	X	—	I-tipi	“
TE-31	Büyükölük	Q-Monzonit	hb+öj	0.81	X	—	I-tipi	“
TE-1	Başnayayla	Q-Diyorit	Hb	0.70	X	—	M-tipi	Post-COLG- Düşük K'lu toleyitli gerilme rejimine bağlı litosferin incelmeye ile gelişen mafik magma
TE-36	Başnayayla	Diyorit	Hb	0.66	X	—	M-tipi	“
TE-50	Başnayayla	Gabro	Öj+hb	0.48	X	—	M-tipi	“
TE-58	Başnayayla	Diyorit	Öj+hb	0.49	X	—	M-tipi	“
TE-64	Başnayayla	Diyorit	Hb	0.62	X	—	M-tipi	“
TE-65	Başnayayla	Diyorit	Hb	0.66	X	—	M-tipi	“
TE-73	Başnayayla	Diyorit	Hb	0.40	X	—	M-tipi	“
TE-76	Başnayayla	Gabro	Öj+hb	0.73	X	—	M-tipi	“
TE-79	Başnayayla	Diyorit	Hb	0.75	X	—	M-tipi	“
TE-84	Başnayayla	Diyorit	Hb	0.51	X	—	M-tipi	“
TE-90	Başnayayla	Diyorit	Hb	0.75	X	—	M-tipi	“

Açıklama: ASI, Alüminyum saturasyon indeksi (White ve Chappel,1988); Syn-COLG, Çarpışmayla eş zamanlı granitoidler (Pearce ve diğ., 1984); Post-COLG, Çarpışma sonrası granitoidler (Pearce ve diğ., 1984); Q-monzonit, kuvars monzonit; Q-Diyorit, kuvars diyorit; Hb, homblend; Bi, biyotit; Öj, öjit; Mu, muskovit.

malzemesi) kısmi erimesiyle meydana gelmiş olabileceği ileri sürülmektedir. Bu kısmi erime olayının, Yozgat batolitinin magmatik petrojenezinde en yaşlı kısmi erime olayı, diğer bir deyişle en yaşlı magma oluşum olayı olabileceği düşünülmektedir. Çünkü, Sarıhacılı lökograditi, stratigrafik konumu itibarıyla, her ne kadar henüz herhangi bir jeokronolojik sonuç bulunmasa da çalışma alanının en yaşlı birimi olarak değerlendirilmiştir.

I-tipi kayaçları içeren Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ile Büyüklök monzogranitini oluşturan magmanın ise, daha çok alt ve orta kabuk (ve hatta kısmen üst manto) kökenli magmatik kayaçların kısmi erimesi sonucu oluşabileceği düşünülmektedir. Bu kısmi erime olayının ise, bu birimlerin stratigrafik konumları gereği, Sarıhacılı lökograditini oluşturan magma oluşumundan sonra meydana gelmiş olabileceği düşünülmektedir.

Böylece, aslında bir kıtasal kabuğu karakterize eden Kırşehir bloğunun üst kabuk kesimini oluşturan metasedimentlerden itibaren S-tipi özellik gösteren Sarıhacılı lökograditi magması; daha sonra da alt-orta kabuk kesimini oluşturan magmatik kayaçlardan itibaren de I-tipi özellik gösteren Lökköy ve Büyüklök birimlerinin magması türemiş olabileceği ileri sürülmektedir.

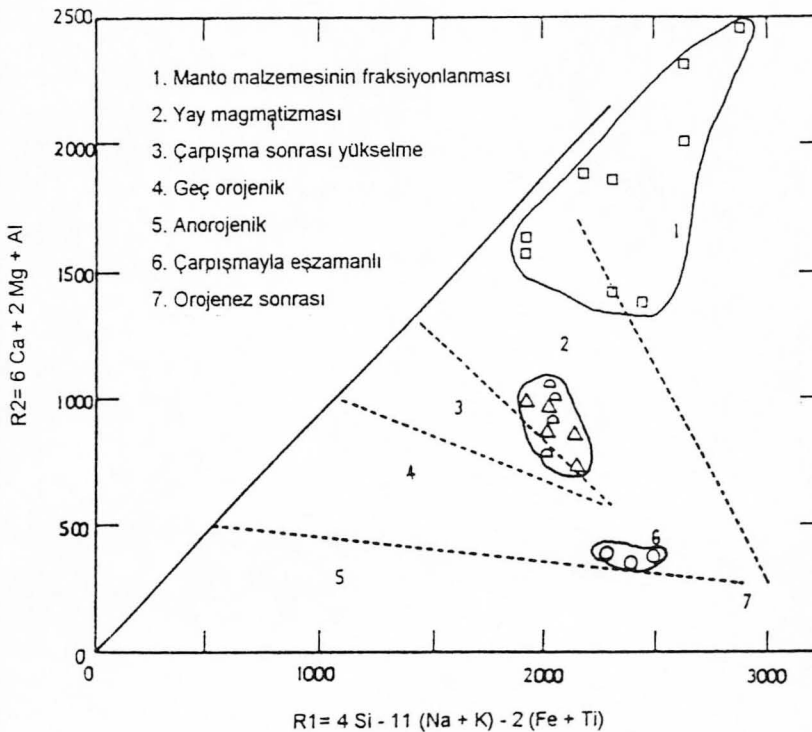
M-tipi özellik gösteren Başnayayla diyorit/gabrosunun magması ise kabuktan ziyade üst manto peridotitlerinin kısmi erimesi sonucu meydana gelmiştir. Stratigrafik konumu itibarıyla, çalışma alanındaki diğer granitoid birimlerini kesmesinden dolayı, bu kısmi erime olayının en genç magma oluşum olayı olduğu sonucuna varılmıştır.

Sonuç olarak, Yozgat batoliti Yozgat güneyi kesiminde yüzeyleyen granitoid birimlerinin magmalarının zaman içerisinde önce üst kabuk, sonra alt-orta kabuk ve en sonra da üst manto peridotitlerinden itibaren türemiş olduğu ileri sürülmektedir.

6.2. Çarpışmayla Eş Zamanlı (Syn-COLG) ve Çarpışma Sonrası (Post-COLG) Granitoidlerin Birlikteliğinin Önemi

Üç farklı kaynak malzemenin farklı koşullarda ve zamanlarda kısmi erimeye uğrayarak oluşturduğu bu magmaların, diğer taraftan farklı jeodinamik

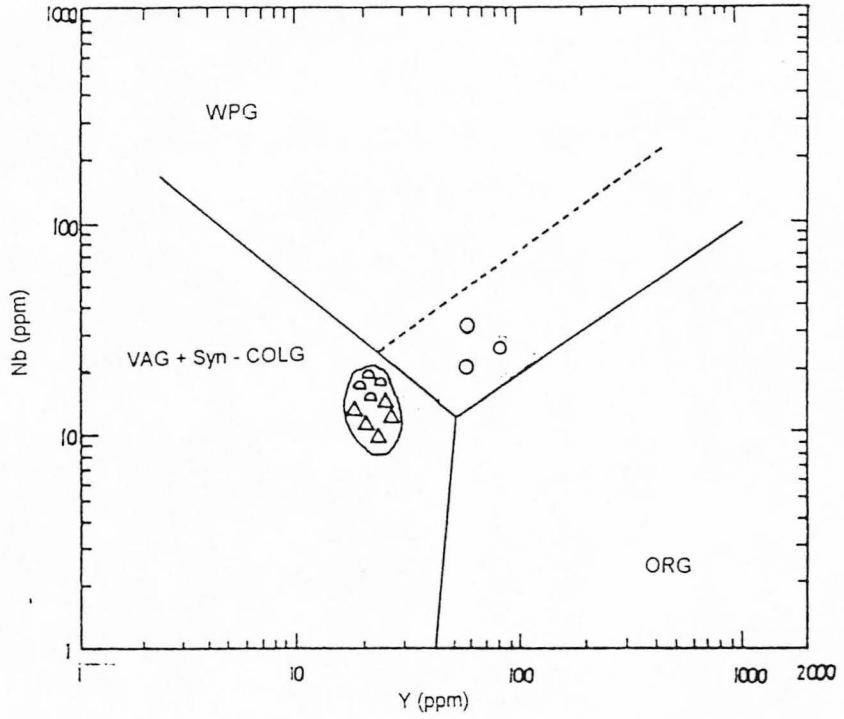
ortamlarda meydana gelip gelmedikleri de incelenmiştir. Bu inceleme kısmen jeokimyasal diyagramlar yardımıyla yapılırken asıl bu birimlerin jeolojik konumları ve bölgesel jeoloji içerisindeki konumları göz önüne alınmıştır. Örneğin, Batchelor ve Bowden (1985) tarafından geliştirilen R1 - R2 diyagramında Sarıhacılı lökograditi çarpışmayla eş zamanlı, Lökköy ve Büyüklök birimleri çoğunlukla yay magmatizması ve kısmen de çarpışma sonrası yükselme ve Başnayayla diyorit/gabrosu ise çoğunlukla manto fraksiyonlanma ve kısmen de yay magmatizması bölgelerinde yer almışlardır (Şekil 6.1). Pearce ve diğ. (1984) tarafından önerilen eser element diyagramlarında ise Sarıhacılı lökograditi çarpışmayla eş zamanlı (syn-COLG) ve levha içi granitoidleri (WPG); Lökköy ve Büyüklök birimleri ise syn-COLG - VAG - ORG (okyanus sırtı granitleri) üçlü birleşme noktalarına yakın bölgelerde konumlanırlar (Şekil 6. 2). Diğer taraftan, Pearce ve diğ. (1984), eser elementlere dayandırdıkları jeotektonik ortam belirlemeye yönelik diyagramlarda, çarpışma sonrası granitoidlerini (post-COLG) tam anlamıyla ayıramadıklarını ve bunların daha çok syn-COLG - VAG - ORG üçlü birleşme noktasına yakın yerlerde konumlandıklarını belirtmektedirler (Pearce ve diğ., 1984; s. 975).



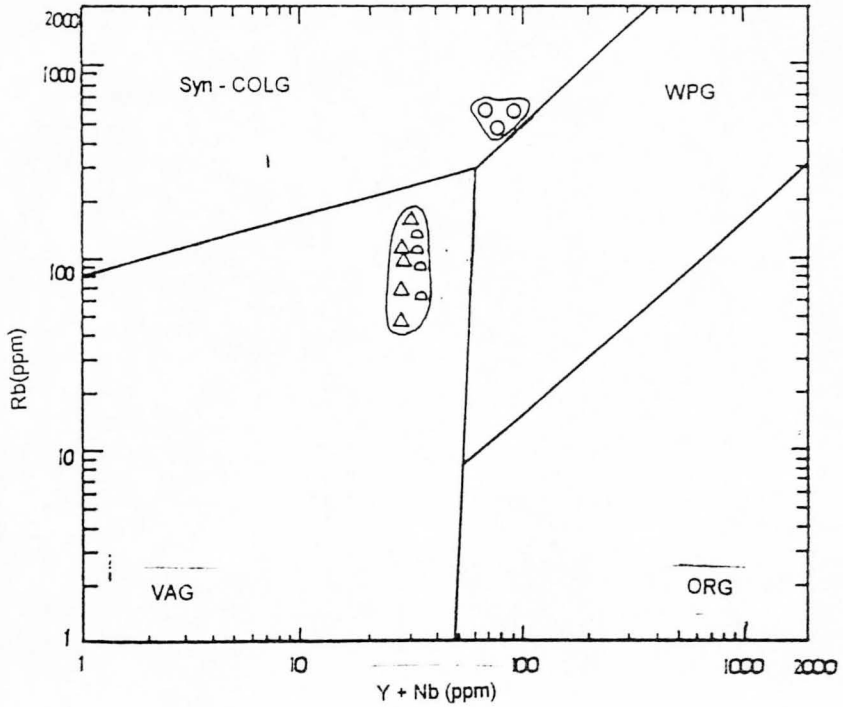
Şekil - 6.1 Çalışma sahasındaki birimlerin Batchelor ve Bowden (1985) tarafından tanımlanan R1-R2 diyagramındaki konumları.

Bu veriler, Harris ve diğ. (1986) tarafından belirtilen görüşlerin ışığında ve Yozgat batolitinin bölgesel jeolojik konumu içerisinde değerlendirildiğinde, Lökköy ve Büyüklök birimlerinin yay magmatizmasından ziyade çarpışma sonrası bir jeotektonik ortamda meydana gelmiş olabileceği görüşü ortaya çıkmaktadır. Çünkü, Yozgat batoliti ve yakın çevresinde, batolit ile uzay-zaman içinde birlik oluşturabilecek dalma-batma zonu, yay magmatizması ve çarpışma sonucu gelişecek suture zonu gibi veya kenet kuşağı gibi jeolojik olaylar ancak batolitinin kuzeyinde yer almaktadır. Örneğin, Ankara-Erzincan suture zonu Yozgat batolitinin hemen kuzeyinde; bu dalma-batma zonuna bağlı yay magmatizması ise bu suture zonunun kuzeyinde (Pontidlerde) yer almaktadır.

Sonuç olarak, Yozgat batoliti Yozgat güneyi kesiminde tanımlanan granitoid birimlerinin, levha tektoniği çerçevesindeki konumları incelendiğinde, bunların; çarpışma ile eş zamanlı, çarpışma sonrası kalkalkalin ve çarpışma sonrası düşük K'lu toleyitik-mafik özellikli oldukları sonucuna varılmaktadır.



- △ Lökköy
- Büyüklök
- Sarıhacılı



Şekil.6.2.Çalışma sahasındaki granitik birimlerin Pearce ve diğ (1984) tarafından tanımlanan jeotektonik ortam belirlemeye yönelik eser element diyagramında karşılaştırılması. VAG-Volkanik yay granitoidleri; Syn-COLG-Çarpışmayla eş zamanlı granitoidler, WPG- Levha içi granitoidleri; ORG-Okyanus sırtı granitoidleri.

7. JEODİNAMİK EVRİM

Yozgat ili güney kesiminde Yozgat batoliti içerisinde yürütülen jeolojik haritalamanın yanısıra, bu yöredeki plütonik kayaçlar üzerinde yürütülen mineralojik-petrografik, jeokimyasal ve petrojenetik çalışmalar, bölgenin jeolojik konumu içerisinde değerlendirildiğinde, bölgenin jeolojik evrimi için şöyle bir model ileri sürülebilmektedir.

Santoniyen-Kampaniyen sırasında, Neo-Tetis'in kuzey kolu (Şengör ve Yılmaz, 1981) olarak okyanusal kabuk, Avrasya levhasının (Pontik temel) altına ve kuzeye doğru dalmaktadır. Tersiyer başlangıcında, dalma-batma olayının ve Anatolid-Avrasya (dar anlamda Pontidler) çarpışması ile İzmir-Ankara-Erzincan suture zonunun oluşumunun gerçekleştiği düşünülmektedir. Bu arada çarpışmayla eşzamanlı (syn-COLG) olarak, pasif kenar konumundaki Anatolidlerin tabanında meydana gelen kısmi ergimeyle üst kabuktan itibaren felsik bileşenlerce zengin Sarıhacılı lökograditinin oluştuğu ileri sürülebilmektedir. Daha sonra çarpışmaya bağlı kabuk kalınlaşmasının ileri evrelerinde alt-orta kabuktaki kısmi ergimeden itibaren çarpışma sonrası (post-COLG) ve kalkalkalin karakterli Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti ve Büyüklök monzograniti magması meydana gelmiştir. Suture zonundaki bindirme tektoniği nedeniyle kabuk kalınlaşmasını takip eden evrede ise gerilme (tansiyon) rejimi altında litosferik incelme nedeniyle yükselmiş olan üst manto peridotitlerinin adiabatik dekompresyon (adiabatic decompression) mekanizması ile (Wilson, 1989; s.74; Şekil 4.1) kısmi erimeye uğrayarak çarpışma sonrası ve düşük K'lu toleyitik-mafik özellikli Başnayayla diyorit/gabrosu magmasının oluştuğu düşünülmektedir.

8. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Yozgat ili güney kesiminde Yozgat batoliti içerisinde yüzeyleyen granitoidlerin karşılaştırmalı incelemesine yönelik olarak yürütülen bu çalışmada, elde edilen sonuçlar ve bundan sonra yapılacak olan çalışmaların yönlendirilmesi bakımından önemli görülen bazı öneriler şöyle sıralanabilir.

1. Yozgat batoliti Yozgat güneyi kesiminde yürütülen bu çalışmada 150 km²'lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır.

2. İnceleme alanındaki plütonik kayalar ilk kez bu çalışmada farklı litodem birimleri halinde tanımlanarak haritalanmıştır. Bu birimler yaşlıdan gence doğru şöyle sıralanır:

Sarıhacılı lökograditi	(Üst Kretase-Paleosen?)
Lökköy K-feldispat megakristalli monzograditi	(Üst Kretase-Paleosen?)
Büyükök monzograditi	(Üst Kretase-Paleosen?)
Başnayayla diyorit/gabrosu	(Paleosen?)

3. Sarıhacılı lökograditi alümino, lökokratik, sodi-potasik/sodik, S-tipi ve iki mikalı lökograditi; Lökköy K-feldispat megakristalli monzograditi ve Büyükök monzograditi birimleri kafemik, kalkalkalin, I-tipi ve monzograditi; Başnayayla diyorit/gabrosu ise kafemik, düşük K'lu toleyitik, M-tipi ve diyorit/gabro bileşimli kayalardan oluşmaktadır.

4. Lökköy K-feldispat megakristalli monzograditi ve Büyükök monzograditi birimlerinde gözlenen cm-dm boyutlarındaki yuvarlağımsı-elipsoyidal biçimli mikrogranüler mafik magmatik enklavlar (MME) ile Lökköy birimindeki K-feldispat megakristalleri eşyaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen karışımı (mingling) ve homojen karışımının (mixing) arazi kanıtları olarak değerlendirilmiştir.

5. Sarıhacılı lökograditi ile Lökköy ve Büyükök birimleri arasında arazide herhangi bir stratigrafik ilişki gözlenmediğinden, ilk yaklaşımda; Sarıhacılı lökograditinin, Lökköy ve Büyükök birimlerini oluşturan magmanın fraksiyonel kristalleşme ürünü olabileceği düşünülmüşse de jeokimyasal çalışmalar böyle bir olayın gerçekleşmediğini ve Sarıhacılı lökograditinin farklı bir magmadan türediğini göstermiştir.

6. Mixing olayının gerçekleşmiş olduğu, ayrıca, mikroskopik incelemelerde belirlenen bazı özel dokuların yanısıra eser element variogramları ile de desteklenmiştir.

7. Başnayayla diyorit/gabrosunda kabuksal kirlenmenin varlığı belirlenmiştir.

8. Sarıhacılı lökogradininin çarpışmayla eş zamanlı (syn-COLG), Lökköy ve Büyüklök birimlerinin çarpışma sonrası (post-COLG) kalkalkalin ve Başnayayla diyorit/gabrosunun ise çarpışma sonrası (post-COLG) düşük K'lu toleyitik-mafik magmatizma kökenli oldukları belirlenmiştir.

9. Sarıhacılı lökogradini oluşturan çarpışma olayının Anatolid-Pontid arasında gelişen çarpışma olayı olabileceği ileri sürülmektedir. Lökköy ve Büyüklök birimlerinin, bu çarpışmanın ileri evrelerindeki kabuk kalınlaşmasına bağlı orta-alt kabuktaki kısmi erime olayları ile oluşabileceği düşünülmektedir. Başnayayla diyorit/gabrosunun ise kalınlaşma sonrasında gelişen gerilme rejimine bağlı manto yükseliminin adiabatik dekompresyon (adiabatic decompression) koşulları altında kısmi erimeye uğraması sonucu gelişebileceği düşünülmektedir.

10. Çalışma sahasındaki granitik birimlerde şimdiye kadar jeokronoloji çalışması yapılmadığından dolayı granitik birimlere kesin yaş verilememektedir. Bunun için bölgede bir jeokronoloji çalışmasının yapılması önerilmektedir.

11. Mixing dokularını karakterize eden plajiyoklaz minerallerinin elektron mikroskop analiz yöntemi ile incelenmesi önerilmektedir.

12. Bu birimlerde yürütülen tümkayaç ana ve eser element jeokimyası çalışmalarına ilave olarak tümkayaç nadir toprak elementleri (REE) jeokimyası ile mafik mineraller ve feldispat mineralleri üzerinde elektron mikroskop analiz (EMA) yöntemiyle mineral kimyası çalışmaları önerilmektedir.

13. Batolitin yükselme hızı ve ısısız geçmişinin incelenebilmesi için tümkayaç granitoid örneklerinden ayrılacak olan apatit, zirkon ve titanit minerallerinde Fission Track (Fizyon izleri) yöntemiyle radyometrik yaş tayini çalışmaları önerilmektedir.

9. KAYNAKLAR

- Albarede, F., 1995**, Introduction to Geochemical Modelling, the University Press, Cambridge.
- Barbarin, B. ve Didier, J., 1992**, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83, 145-153.
- Batchelor ve Bowden, 1985**, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem. geol., 48, 43-55.
- Bayhan, H, 1986**, İç Anadolu Granitoyid Kuşağındaki Çelebi Sokulumunun Jeokimyası ve Kökensel Yorumu. Jeoloji Mühendisliği, S.29, 27-36.
- Bayhan, H, 1987**, Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonlarının (Kaman) Petrografik ve Kimyasal-Mineralojik Özellikleri. Jeoloji Mühendisliği, S. 30-31, 11-16.
- Bayhan, H ve Tolluoğlu, A.Ü, 1987**, Çayağzı Siyenitoyidinin (Kırşehir Kuzeybatısı) Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal özellikleri. H.Ü. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 14, 109-120.
- Bevins R.E., Kokelaar, B.P ve Dunkley, P.N., 1984**, Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. Proc. Geol. Ass., 95, 337-347.
- Boztuğ, D, 1989**, Granitoyidler, M.T.A yayını. Ankara, 138 s.
- Boztuğ, D, 1991**, Kırşehir bloğundaki Yozgat Batoliti Doğu Kesiminin (Sorgun Güneyi) Petrografisi, Ana Element Jeokimyası ve Petrojenezi. İ.Ü. Yerbilimleri dergisi, (baskıda).
- Boztuğ, D., Yılmaz, S ve Kesgin, Y., 1993**, İç Doğu Anadolu Alkalın Provensindeki Köseadağ Plütonu (Suşehri-KD Sivas) doğu kesiminin petrografisi ve petrokimyası, 46. T.J.K, Bildiri özleri, s.87.
- Büyükönal, G, 1986**, Yozgat Yöresi Volkanitlerinin Asal ve İz Elementlerinin Dağılımı. M.T.A Dergisi, S. 97.
- Cerit, O. ve Çoruh, E., 1993**, Rockheim: Tüm kayaç kimyasal analiz değerlendirme programı. Uluslararası Bilgisayar Uygulamaları

Sempozyumu, Selçuk Üniv., Bilgisayar Bilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi, 9-10 Haziran 1993, Konya, Tebliğler, 235-247.

Chappel, B.W. ve White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: *Pac. Geol.*, 8, 173-174.

Chappel, B.W. ve Stephens, W.E., 1988, Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Transactions of the Royal Soc. of Edinburg: Earth Sciences*, 79, 71-86.

Clarke, 1992, *Granitoid Rocks*. Chapman ve Hall. 283.

Cox, K.G., Bell, J.D ve Pankhurst, R.J., 1984, *The Interpretation of Igneous Rocks*, London; Allen and Unwin, 450pp.

Çapan, U., Lauer, J.P ve Whitechurch, H., 1983, Ankara Melanjı (Orta Anadolu): Tetis Kapanışını Belirlemede Önemli Bir Eleman. *H.Ü. Yerbilimler Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 10, 35-43 (1983).

Dalkılıç ve Erler, A., 1986, Sarıhacılı-Divanlı-Azizli (Yozgat) Bölgesinin Jeolojisi, T.J.K. 1986, Bildiri özetleri, 1986.

Debon, F ve Le Fort, P., 1983, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal society of Edinburg: Earth sciences*, 73, 135-149.

Debon, F., Le Fort, P., Sheppard, S.M.F, ve Somet, J., 1986, The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya: a chemical mineralogical, isotopic and choronological synthesis along a Tibet-Nepal section. *J. Petrol.*, 27, 219-250.

Debon, F., Afzalı, H., Le Fort, P., Sonet, J, ve Zimmermann, J.L., 1987, Plutonic rocks and associations in Afghanistan Typology, age and geodynamic setting *Geol. Rundsch.* 250.

Didier, J ve Barbarin, B., (eds) 1991a, *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*, 13, Elsevier, Amsterdam, 625p.

Didier, J ve Barbarin, B., 1991b, The different types of enclaves in granites- Nomenclature: In: Didier, J. ve Barbarin, B. (eds), *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*, 13, Elsevier, 19-24.

Ekici, T., 1996, Granitoyid Türü Kayaçlarda K-feldispat Megakristallerinin Oluşumu. *C.Ü. Fen Bilimleri Ens. Yüksek Lisans Semineri*. 56 sayfa (yayınlanmamış)

- Erkan, Y., 1972,** Petrografi ders notları. H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, 118 s, (yayınlanmamış), Ankara.
- Erkan, Y., 1994a,** Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta İncelenmesi. TMMOB Jeol. Müh. Odası, Yayın No: 42.
- Erler, A., Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, F., Dalkılıç, B., Geven, A. ve Önen, P., 1991.** Kaman (Kırşehir) ve Yozgat Yörelerinde Kırşehir Masifi Magmatik Kayaçlarının Petrolojisi ve Jeokimyası. Doğa - Tr. J.of engineering and Environmental Sciences. 15 (1991), 76-100.
- Erler, A ve Bayhan, H., 1993,** Central Anatolian granitoids. Symposium for the 25th Anniversary of Earth Sciences at Hacettepe University, November 15-17, 1993, Beytepe-Ankara, Abstracts, 19-20.
- Erler, A, ve Bayhan, H. 1995.** Orta Anadolu Granitoidlerinin Genel Değerlendirilmesi ve Sorunları. H.Ü. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 17 (1995), 49-67.
- Erler, A, ve Göncüoğlu, M.C., 1995,** Geologic and tectonic setting of the Yozgat batholith. Second International Turkish Workshop: "Work in Progress on the Geology of Turkey", September 6-8, 1995, Sivas, Turkey, Abstracts, p.34.
- Govindaraju, 1989,** 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandards. Geostandards Newsletter, 13, 1-113.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Erler, A. ve Kuşçu, İ., 1991,** Orta Anadolu batı kesiminin jeolijisi, Bölüm I, Güney Kesim. TPAO rap. No 2909, 176 pp, (yayınlanmamış)
- Göncüoğlu, M.C. ve Türeli, T.K, 1993.** Orta Anadolu Ofiyoliti Plajiyogranitlerinin Petrolojisi ve Jeodinamik Yorumu (Aksaray-Türkiye).Doğa - Yerbilimleri Dergisi / Tr.J. of Earth Sciences, 2, 195-203.
- Göncüoğlu, M.C. ve Türeli, T.K, 1994.** Alpine Collisional-Type Granitoids from Western Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. Journal of Kocaeli University, Earth Science Section, No: I, June, 1994, pp. 39-46.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ, ve Şengör, A.M.C., 1984,** Paleo-tectonic evaluation of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary

record of a Neo-tethyan closure. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F., (eds), *The Geological Evaluation of the Eastern Mediterranean*, Blackwell Sci. Publ., Edinburgh, 467-482.

Güleç, N., 1993. Ağaçoören Granitoyidinden Jeokronolojik Bulgular. H.Ü. Yerbilimlerinin 25. Yılı Sempozyumu. Bildiri Özleri.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A. ve Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In Coward, M.P. ve Ries, A.C., (eds), *Collision Tectonics*, Geological Society of London Spec Publ No:19, 67-68.

Hibbard, M.J., 1991, Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems: İn: Didier, J. ve Barbarin, B. (eds), *Enclaves and Granite Petrology*, Development in Petrology, Elsevier, 431-444.

Irvine, T.N. ve Barager, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8, 523-548.

Jakes, P. ve White, A.J.R., 1972, Major end trace element abundances in volcanic rocksand orogenic areas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, 29-40.

Ketin, İ, 1955. Yozgat Bölgesinin Jeolojisi ve Orta Anadolu Masifinin Tektonik Durumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*. Sayı I, cilt VI, Ekim 1955.

Le Fort, P., 1986, Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In Coward, M.P. ve Ries, A.C., (eds) *Collision Tectonics*. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 19, 159-172.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wolley A.R. and Zonettin B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

Mason, B. ve Moore, C.B., 1982, Principles of Geochemistry, John Wiley and Soons, New York.

MacKenzie, W.S ve Guilford, C, 1980, Atlas of rock forming minerals in thin section. John Wiley and Soons, Inc, New York.

- McCarthy, T.S. ve Hasty, R.E., 1976**, Trace element distribution patterns and their relation to crystallization of granitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1351-1358.
- Moorhouse, W.W., 1969**, *The Study of rocks in thin section*. Harper and Row, New York, 514 pp.
- Norman, T., Toker, V., Altınar, D., Örçen, S., Demirtaşlı, E ve Korkmazer, B., 1986**, Stratigrafi sınıflam ve adlama kuralları. MTA yayını, Ankara, 28 s.
- Önen, P. ve Unan, C., 1988**, Kaman (Kırşehir) kuzeydoğusunda bulunan gabroların mineralojisi, petrografisi ve jeokimyası. *T.J.K. Kur. Bült.*, 31, 23-28.
- Peacock, M.A., 1931**, Classification of igneous rock series. *Jour. Geol.*, 39, 54-57.
- 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, Nantwich, pp. 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. ve Tindle, A.G., 1984**, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, 25, 956-983.
- Pitcher, W.S., 1993**, *The Nature and Origin of Granite*: Chapman and Hall, 321p.
- Poisson, A., 1986**, Anatolian micro-continents in the Eastern Mediterranean context: The neo-Tethysian oceanic troughs. *Sci. de la Terre, Mem.*, 47, 311-328.
- Rollinson, H. R., 1993**, *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, John Wiley ve Soons, 352pp.
- Silver, L.T. ve Chappel, B.W., 1988**, The Peninsular Ranges batholith: An insight into the evaluation of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 105-121.
- Streckeisen A., 1976**, To each plutonic rock its proper name. *Earth. Sci. Rev.*, 12, 1-33.

- southwestern North America. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 79, 105-121.
- Streckeisen A., 1976,** To each plutonic rock its proper name. Earth. Sci. Rev., 12, 1-33.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981,** Tethyan evaluation of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tokel, S., 1989.** Anadolu'da Yitim ve Çarpışma Kökenli Granitoidlerin Kimyasal ve Metalojenetik Açından Karşılaştırılması. H.Ü. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 15, 129-137.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1993.** Kırşehir Masifini Kesen Felsik İntüziflerin (Kötüdağ ve Buzlukdağ) Petrografik ve jeokimyasal Karakterleri. H.Ü. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 16, 19-41.
- Türel, T.K., Göncüoğlu, M.C., ve Akıman, O., 1993,** Ekecik granitoidinin petrolojisi ve kökeni (Otra Anadolu Kristalin Karmaşığı Batısı). H.Ü. Yerbilimleri 25.yılı sempozyumu. Bildiri özleri.
- Vernon, R.H., 1984,** Microgranitoid enclaves in granites-globulus of hybrid magma quenched in a plutonic environment: Nature, 309, 438-439.
- Vernon, R.H., 1990a,** K-feldspar augen in felsic gneisses and mylonites-deformed phenocrysts or porphyroblasts? Geologiska Föreninges Stockholm Förhandlingar, Vol. 112, Pt. 2, pp. 157-167.
- Vernon, R.H., 1990b,** Crystallization and Hybridism in Microgranitoid Enclave Magmas: Microscrustural Evidence
- White, A.J.R., 1979,** Sources of granite magmas. Geol. Soc. Am. 1979 ann. Meeting, Abstracts with Progr., 92 nd Ann. Meeting, San Diego, California, vol. 11, no 7, p.539.
- White, A.J.R., ve Chappell, B.W., 1977,** Ultrametamorphism and granitoid genesis: Tectonophysics, 43, 7-22.
- White, A.J.R., ve Chappell, B.W., 1988,** Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. Trans. R. Soc. Edinburg: Earth Sciences, 79, 169-181.
- Wilson, M., 1989,** Igneous Petrogenesis, London Unwin Hyman. 456 sayfa.

- Yaman, S, 1984.** Bayındır (Kaman) Fluorit Filonlarının Termo - Optik Analizi. H.Ü. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 11, 23 - 30 (1984).
- Yaman, S, 1985.** Bayındır (Kaman) Fluorit Filonlarında Nadir Toprak Elementleri Jeokimyası. (1985 yılında TJK'da bildiri olarak sunulmuştur.)
- Yardley, B.W.D, MacKenzie W.S, ve Guilford, C, 1990,** Atlas of metamorphic rocks and their textures. John Wiley and Soons, Inc, New York.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1994,** Granitoyid Petrojenezinde Magma Mingling / Mixing Kavramı. Türkiye'den bazı örnekler, Jeoloji Mühendisliği Der. 44-45, 1-20.

10.ÖZGEÇMİŞ

1970 yılında Sivas'ın Divriği ilçesinde doğmuştur. İlk, orta ve lise öğrenimini Sivas'ta tamamladıktan sonra, 1988 yılında girdiği Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünden 1992 yılında mezun olmuştur. 1994 yılı Eylül ayında C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Programı Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'na (Mineraloji-Petrografi Bilim Dalı) kayıt yaptırmıştır. Aralık 1994 yılındada C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Araştırma Görevlisi ünvanı ile göreve başlamıştır. Halen akademik çalışmalarına devam etmektedir.

Taner EKİCİ