T.C.
AKSARAY ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

SARICAKAYA (ESKİŞEHİR) MAGMATİK KOMPLEKSİNİN PETROLOJİK İNCELENMESİ

DOKTORA TEZİ

Hacer BİLGİLİOĞLU

DANIŞMAN

Dr. Öğretim Üyesi Bahattin GÜLLÜ

AKSARAY, 2019

Aksaray Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 132312201 numaralı Doktora öğrencisi, Hacer BİLGİLİOĞLU tarafından hazırlanan "**SARICAKAYA (ESKİŞEHİR) MAGMATİK KOMPLEKSİNİN PETROLOJİK İNCELENMESİ**" adlı tez çalışması aşağıdaki jüri tarafından OY BİRLİĞİ ile Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir

Danışman: Dr. Öğr. Üyesi Bahattin GÜLLÜ
Aksaray Üniversitesi
Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Doktora Tezi olduğunu onaylıyorum. .....

Üye: Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIOĞLU
Ankara Üniversitesi
Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Doktora Tezi olduğunu onaylıyorum. .....

Üye: Prof. Dr. Tamer KORALAY
Pamukkale Üniversitesi
Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Doktora Tezi olduğunu onaylıyorum. .....

Üye: Dr. Öğr. Üyesi Mustafa YILDIZ
Aksaray Üniversitesi
Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Doktora Tezi olduğunu onaylıyorum. .....

Üye: Dr. Öğr. Üyesi Erkan YILMAZER
Aksaray Üniversitesi
Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Doktora Tezi olduğunu onaylıyorum. .....

Tez Savunma Tarihi: 19 /04/2019

Jüri tarafından kabul edilen bu tezin Doktora Tezi olması için gerekli şartları yerine getirdiğini onaylıyorum.

.....

Doç. Dr. Mehmet Ali HINIS

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

DOĞRULUK BEYANI

Doktora tezi olarak sunduğum bu çalışmayı, bilimsel etik, ahlak ve geleneklere aykırı düşecek bir yol ve yardıma başvurmaksızın yazdığımı, yararlandığım eserlerin kaynakçada gösterilenlerden oluştuğunu ve bu eserleri her kullanışımda alıntı yaparak yararlandığımı belirtir; bunu şerefimle doğrularım.

Enstitü tarafından belli bir zamana bağlı olmaksızın, tezimle ilgili yaptığım bu beyana aykırı bir durumun saptanması durumunda, ortaya çıkacak tüm ahlaki ve hukuki sonuçlara katlanacağımı bildiririm.

Hacer BİLGİLİOĞLU

TEŞEKKÜR

"Sarıcakaya Magmatik Kompleksinin Petrolojik İncelenmesi" başlıklı tez çalışmam boyunca değerli fikirleri ile beni yönlendiren, teze büyük katkı sağlayarak bilgi ve tecrübelerini benimle paylaşan, fikirleri ve eleştirileri ile gelişmeme büyük katkı sağlayan değerli hocam Sayın Dr. Öğretim Üyesi Bahattin GÜLLÜ'ye sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmaların her aşamasında desteklerini esirgemeyen Tez İzleme Komitesi üyeleriProf. Dr. Tamer KORALAY'a, veDr. Öğretim Üyesi Mustafa YILDIZ'a,

Ankara Üniversitesi YEBİM'de yapılan tüm analizlerde yardımlarını esigemeyen Prof. Dr. Yusuf Kağan KADIĞOLU'na ve Dr. Kıymet DENİZ'e,

Tezin farklı dönemlerinde yardımlarını esirgemeyen değerli mesai arkadaşlarım Dr. Öğretim Üyesi Esra GÜRBÜZ'e, Dr. Murat KALKAN'a ve Araştırma Görevlisi M. Haydar TERZİ'ye ve desteğini hep hissettiğim Araştırma Görevlisi B. Baha BİLGİLİOĞLU'na

Hayatımın her aşamasında desteklerini her zaman hissettiğim başta sevgili annem Hanife CANBAŞ, ablalarım Gülhan AKGÜNDÜZ ve Nuriye ÖGE'ye ve arazi çalışmalarımda büyük gayret gösteren kardeşim Murat CANBAŞ'a,

Son olarak çalışmamın en başından sonuna kadar her türlü desteği sağlayan, her zaman yanımda olan ve benim için her şeyden önemli olan değerli eşim Dr. Süleyman Sefa BİLGİLİOĞLU'na teşekkürlerimi sunarım.

Tezimin gerçekleşmesinde2015/077numaralı proje ile maddi destek sağlayan Aksaray Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Koordinatörlüğüne teşekkür ederim.

Hacer BİLGİLİOĞLU

AKSARAY, 2019

İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR i
İÇİNDEKİLER ii
ÖZET iv
ABSTRACT v
ŞEKİLLER DİZİNİ vi
ÇİZELGELER DİZİNİ xi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ xii
1. GİRİŞ 1
1.1. Çalışma Amacı ve Kapsamı 1
1.2. Çalışma Alanının Coğrafi Konumu ve Özellikleri 1
2. KAYNAK ÖZETLERİ 5
3. MATERYAL VE YÖNTEM 16
3.1. Arazi Çalışmaları 16
3.2. Laboratuvar Çalışmaları 16
3.3. Literatür Çalışmaları 17
4. ARAŞTIRMA BULGULARI 18
4.1. Bölgesel Jeoloji 18
4.2. Çalışma Alanının Jeolojisi 23
4.2.1. Söğüt metamorfikleri 27
4.2.2. Sarıcakaya magmatik kompleksi (SMK) 30
4.2.3. Bayırköy formasyonu 36
4.2.4. Bilecik formasyonu 36
4.2.5. Dağküplü melanjı 38
4.2.6. Kızılçay formasyonu 38
4.2.7. Sarıcakaya volkanitleri 40
4.2.8. Örencik formasyonu 42
4.2.9. Alüvyonlar 42
4.3. Mineraloji ve Petrografi 42
4.3.1. Söğüt metamorfikleri 43
4.3.2. Sarıcakaya magmatik kompleksi 44
4.3.2.1 Gabro 45
4.3.2.2 Diyorit 47
4.3.2.3 Granodiyorit 49
4.3.2.4 Mafik magmatik anklavlar 53
4.3.2.5 Pegmatitler 54
4.3.2.6 Aplit 57
4.3.3. Volkanik birimler 57
4.4. Konfokal Raman Spektroskopi (Krs) Çalışmaları 59
4.5. Jeokimya 69
4.5.1. Sarıcakaya magmatik kompleksi jeokimyasal sınıflandırılması 69
4.5.2. Sarıcakaya magmatik kompleksinin ana element jeokimyası 77
4.5.3. Sarıcakaya magmatik kompleksi iz element jeokimyası 80
4.5.4. Sarıcakaya magmatik kompleksi NTE jeokimyası 87
4.5.5. Tektonik ortam 95
4.5.6. Sarıcakaya magmatik kompleksi anklavlarının kökeni 96
4.6. Petrolojik Modelleme 99
4.6.1. Manto kaynak alanı 99
4.6.2. Kısmi ergime 102

4.6.3. Fraksiyonel kristalleşme 105
4.6.4. Kabuksal kirlenme/asimilasyon 108
4.7. U – Pb Radyometrik Yaş Tayini 112
4.7.1. Önceki çalışmalara ait yaş verileri 112
4.7.2. Zirkon minerallerinin ayrılması ve analitik teknikler 112
4.7.3. Jeokronolojik bulgular 113
4.8. Olası Jeolojik Evrim 122
5. SONUÇ VE ÖNERİLER 125
KAYNAKLAR ..... ……..128
EKLER 141
EK A: Çalışma alanındaki kayaçların modal mineralojik bileşimleri 142
EK B: Çalışma alanındaki kayaçlarınana element oksit analiz sonuçları 144
EK C: Çalışma alanındaki kayaçların iz element analiz sonuçları 151
EK D: Çalışma alanındaki kayaçlarınnadir toprak element analiz sonuçları 160
ÖZGEÇMİŞ 163

DOKTORA TEZİ

SARICAKAYA (ESKİŞEHİR) MAGMATİK KOMPLEKSİNİN PETROLOJİK İNCELENMESİ

Hacer BİLGİLİOĞLU

Aksaray Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Dr. Öğretim Üyesi Bahattin GÜLLÜ

ÖZET

Çalışma alanı Sakarya Zonu içerisinde olup Eskişehir İli'nin kuzeyinde yer alan Sarıcakaya, Mihalgazi ve İnhisar ilçeleri civarında yaklaşık 150 km^2'lik bir alanı kapsamaktadır. Çalışma alanındaki magmatik birimleri oluşturan Sarıcakaya Magmatik Kompleksi (SMK) gabro, diyorit, granodiyorit ve pegmatit/aplit türü kayalardan oluşmaktadır. SMK'ya ait diyoritler ve granodiyoritler içerisinde ana kayadan keskin dokanakla ayrılmış daha koyu ve ince taneli ve boyutları 1-10 cm arasında değişen oval-yuvarlağımsı mafik mikrogranüler anklavlar (MMA) gözlenmektedir.

Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre, bölgedeki kayaçların tamamı subalkalen karakterli olup, AFM diyagramında kalkalkalen bir yönelim sergilemektedirler. K_2O içeriği dikkate alındığında ise K serili şoşonitik karaktere karşılık gelmekte ve yüksek potasyumlu K'lukalkalkalen karakter sergilemektedir. ORG'ye normalize edilen iz element dağılım desenlerinde magmatik birimlerinin tamamında LIL elementler açısından zenginleşme, HFS elementleraçısından ise kısmen tüketilme söz konusudur. SMK'ya ait tüm kaya gruplarının ana ve iz element oksit değişim diyagramları incelendiğinde birbirleriyle kökensel ilişkili magma/magmalardan fraksiyonelkristallenme yoluyla oluştukları söylenebilir.

U – Pb radyometrik yaşlandırma ile 321,3±1,2 my –323,62±0,86 my yaşların elde edildiği kompleks, tektonik ortam ayırtlama diyagramlarında yay karakterli magmatizma karakteri sunmaktadır. Çalışma alanından alınan örneklerdeki Y/Nb oranları 1,02 – 3,62 arasında, Nb/Ta oranının ise 4 - 13 arasında olması yay karakterli bu magmatizmanın manto – alt kabuk etkileşimini de ortaya koymaktadır.

SMK kayaçları petrografik, jeokimyasal, petrolojik ve jeokronolojik açıdan incelendiğinde bölgedeki magmatik kayaların, Geç-Erken Karbonifer'de Paleotetis'in güneye doğru Gondwana'nın altına yitimiyle ilişkili yay karakterli, alt kıtasal kabuk etkileşimli granitoid magmatizmasının ürünleri olabileceği düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Eskişehir, Sarıcakaya magmatik kompleksi, Petrojenez, Jeokronoloji.

Nisan, 2019; 163 sayfa

Ph.D. THESIS

PETROLOGICAL INVESTIGATION OF SARICAKAYA (ESKISEHIR) MAGMATIC COMPLEX

Hacer BİLGİLİOĞLU

Aksaray University
Graduate School of Natural andAppliedSciences
Department of Geology Engineering

Supervisor: Assistant Prof. Bahattin GÜLLÜ

ABSTRACT

The study area is located around Saricakaya, Mihalgazi and Inhisar settlements in the north of Eskisehir Province and covers an area of approximately 150 km^2 within the Sakarya Zone. Main magmatic rocks observed in the study area; Sarıcakaya Magmatic Complex (SMK) is composed of gabbro, diorite, granodiorite and pegmatite / aplitic rocks. Mafic microgranular enclaves (MMA) are obseverd separated from the main rock by sharp contact, darker and finer grain, Sizes ranging from 1-10 cm, in the diorite and granodiorites of SMK.

Whole rocks geochemical data show that, in study area are subalkalen in composition and show calc-alkalen trend in AFM diagram. Due to % K_2O values, SMK show K series shoshonitic character, while SMK units show mid calcalkalen charecter.

Patterns obtained from ORG normalized trace element spider diagrams show that all SMK units show enrichment in LIL elements and show partial depletion of HFS elements. When the main and trace element oxide exchange diagrams of all rock groups to SMK are examined, it could be said to occur by fractional crystallization from magma / magma, which are related to each other originally. The age of the magmatic units in the study area was determined as with U - Pb radiometric aging and between 321,3±1,2 My –323,62±0,86 My. SMK samples are the Y/Nb ratios between 1,02-3,62 and the Nb/Ta ratio between 4-13 and these ratios show mantle-lower crust interaction of this magmatism.

According to all this information, when analyzed rocks of SMK from petrographic, geochemical, petrological and geochronological, according to the proposed geodynamic model, it is thought that SMK is formed by the arc granitoid magmatism which occurs in the subduction zone towards the south of Paleotethys in the Late-Early Carboniferous.

Keywords: Eskişehir, Sarıcakaya magmatic complex, Petrology, Geochronology.

April, 2019; 163 pages

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanı yer bulduru haritası. 3
Şekil 1.2. Çalışma alanı eğim haritası. 4
Şekil 4.1. Çalışma alanının Türkiye'nin ana tektonik birlikleri içerisindeki konumu (Ketin 1966). 19
Şekil 4.2. Çalışma alanının Türkiye tektonik birlikleri içerisindeki konumu (Şengör ve Yılmaz, 1983'den basitleştirilerek alınmıştır). 19
Şekil 4.3. Karaya Kompleksi ve benzeri birimlerin dağılım haritası (Okay vd., 2004). 20
Şekil 4.4. Çalışma alanına ait genelleştirilmiş dikme kesiti (ölçeksiz). 24
Şekil 4.5. Çalışma alanı jeoloji haritası. 25
Şekil 4.6. Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait kayaç faz haritası. 26
Şekil 4.7. Söğüt metamorfikleri dikme kesiti (Göncüoğlu vd., 1996). 28
Şekil 4.8. Söğüt metamorfiklerinin arazi görünümü. 29
Şekil 4.9. a) Söğüt metamorfiklerinin yakın arazi görünümü b) Söğüt metamorfikleri içinde gözlenen pegmatit damarları. 29
Şekil 4.10. Diyoritik kayaçların arazi görünümü. 31
Şekil 4.11. Diyoritik kayaçların yakın arazi görünümü. 31
Şekil 4.12. Granodiyoritlerin arazi görünümü. 32
Şekil 4.13. Granodiyoritik kayaçların yakın görünümü. 32
Şekil 4.14. a) Arazide arenitleşmiş plütonun görünümü b) Arenitleşmiş plütonun yakın görünümü. 33
Şekil 4.15. a) SMK içinde gözlenen pegmatit damarları b) pegmatitlerin yakın görünümü c) ince pegmatit damarları 34
Şekil 4.16. SMK içinde gözlenen a) aplit damarları b) kuvars damarları. 35
Şekil 4.17. SMK'da gözlenen mafik magmatik anklavlar. 35
Şekil 4.18. Bilecik kireçtaşlarının arazi görünümü. 37
Şekil 4.19. Kızılçay formasyonuna ait arazi görünümü. 39
Şekil 4.20. Kızılçay formasyonuna ait çamurtaşı, kiltaşı, silttaşı, kumtaşı, çakıltaşı ardalanması. 40
Şekil 4.21. Sarıcakaya volkanitlerinin gözlendiği Bozaniç Tepe. 41
Şekil 4.22. Sarıcakaya volkanitlerinin arazi görünümü. 41
Şekil 4.23. Söğüt metamorfiklerinin polarizan mikroskop altında genel doku görünümü a) çift nikol görünümü b) tek nikol görünümü. 44
Şekil 4.24. SMK kayaçlarının QAP (Streckeisen, 1976) diyagramında dağılımları. 45
Şekil 4.25. Gabroik kayaçların polarizan mikroskop altında a) genel doku görünümü b) iri piroksen minerallerinin görünümü (amf: amfibol, px:piroksen, pl: plajiyoklaz). 46
Şekil 4.26. Gabroik kayaçlar içinde gözlenen piroksen mineralinin amfibol mineraline dönüşmesi (uralitleşme) polarizon mikroskop altında a) çift nikol görünümü, b) tek nikol görünümü (amf: amfibol, px: piroksen). ... 47
Şekil 4.27. Diyoritik kayaçların polarizan mikroskop altında genel doku görünümü a) çift nikol görünümü, b) tek nikol görünümü (amf: amfibol). 48
Şekil 4.28. Biyotitler de gözlenen kloritleşme türü alterasyonun polarizan mikroskop altında a) çift nikol görünümü, b) tek nikol görünümü (bt: biyotit, chl: klorit). 49

Şekil 4.29. Granodiyoritik kayaçların polarizan mikroskop altındaki genel doku görünümü a) Çift nikol görüntüsü, b) Tek nikol görüntüsü (amf: amfibol, pl: plajiyoklaz, qtz: kuvars, bt: biyotit). 50
Şekil 4.30. Granodiyoritler içinde polarizan mikroskop altında gözlenen a) serizitleşen plajiyoklaz mineralleri b) kortileşme gözlenen biyotit mineralic) Hidrobiyotit oluşumları d) zonlu plajiyoklaz, e) Kapanımlar içerenaltıgen özşekilli amfibol minerali f) Uzun prizmatik basit ikiz gösteren amfibol minerali (amf: amfibol, pl: plajiyoklaz, qtz: kuvars, bt: biyotit,). 52
Şeki 4.31. Granodiyoritler içine polarizan mikroskop altında gözlenen a) biyotitler içindeki zirkon mineraliçift nikol görünümü b) zirkon mineralitek nikol görünümü c) titanit minerali çift nikol görünümü d) titanit minerali tek)nikol görünümü (plj: ,ku: kuvars, bi: biyotit, zr: zirkon, ti: titanit..... 53
Şekil 4.32. Anklavların polarizan mikroskop altındaki genel doku görünümü a) çift nikol görünümü b) tek nikol görünümü. 54
Şekil 4.33. Pegmatitlerin polarizan mikroskop altında genel doku özelliklerinin mikrofotografı (pl: plajiyoklaz, mik: mikroklin, qtz: kuvars, ort: ortoklaz). 55
Şekil 4.34. Pegmatitler içerisinde gözlenen a) poikilitik doku çift nikol görüntüsü b) grafik doku çift nikol görüntüsü (qtz: kuvars, ort: ortoklaz)..... 56
Şekil 4.35. Pegmatitler içerisinde gözlenen granat minerali a) çift nikol görüntüsü b) tek nikol görüntüsü (grt: granat). 56
Şekil 4.36. Aplitlerin polarizan mikroskop altında genel doku özelliklerinin mikrofotografı (pl: plajiyoklaz, mik: mikroklin, qtz: kuvars)..... 57
Şekil 4.37. Volkanik kayaçların a) polarizan mikroskopta genel doku özelliklerinin b) opasitleşen amfibol minerallerinin mikrofotografı (pl: plajiyoklaz, amf: amfibol). 58
Şekil 4.38. Gabroik kayaçlara ait tremolit türü amfibollerin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması. 60
Şekil 4.39. Gabroik kayaçlara ait aktinolit türü amfibollerin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması. 60
Şekil 4.40. Gabroik kayaçlara ait enstatit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması. 61
Şekil 4.41. Gabroik kayaçlara ait labrador mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması. 61
Şekil 4.42. Diyoritik kayaçlara ait andezin mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması. 62
Şekil 4.43. Diyoritik kayaçlara ait tremolit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması. 62
Şekil 4.44. Granodiyoritik kayaçlara ait aktinolit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması. 63
Şekil 4.45. Granodiyoritik kayaçlara ait biyotit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması. 63
Şekil 4.46. Granodiyoritik kayaçlara ait titanit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması. 64
Şekil 4.47. Anklavlara ait oligoklaz mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması. 64
Şekil 4.48. Anklavlara ait aktinolit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, ramanpiki ve piklerin referans karşılaştırılması. 65

Şekil 4.49. Pegmatitlere ait albit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, ramanpiki ve piklerin referans karşılaştırılması. 65
Şekil 4.50. Pegmatitlere ait spesartin mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması. 66
Şekil4.51. 200-1200 cm^{-1} dalga boyu arasında amfibol minerallerinin karakteristik frekansları. 67
Şekil 4.52. Çalışma alanındaki gabro, diyorit, granodiyorit ve anklavlardaki amfibol minerallerinin spektrumlarının karşılaştırılması. 68
Şekil 4.53. SMK'ya ait kayaç gruplarının ana element oksitlerinin dağılım aralıkları. 71
Şekil 4.54. SMK'nın toplam alkali - silika diyagramındaki dağılımı (Cox. vd., 1979). 72
Şekil 4.55. SMK kayaçlarının AFM diyagramındaki dağılımı (İrvine ve Baragar 1971). 72
Şekil 4.56. SMK kayaçlarının Na_2O-K_2O değişim diyagramındaki dağılımları (Middlemost 1975). 73
Şekil 4.57. SMK kayaçlarının K_2O'ya karşı SiO_2 değişim diyagramında dağılımları (Peccerillo ve Taylor 1976). 73
Şekil 4.58. SMK'nın A/NK-A/CNK (Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)-Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) diyagramındaki dağılımı (Sand 1943). 74
Şekil 4.59. SMK'nın A/NK–A/CNK (Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)–Al_2O_3 /(CaO+Na_2O+K_2O) diyagramındaki dağılımı (Maniar ve Piccoli 1989). 75
Şekil 4.60. SMK'nın A/CNK – SiO_2 diyagramı (Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) (Chappell and White, 1974) (M: Metaluminus, MP: Orta Peraluminus, SP: Kuvvetli Peraluminus). 75
Şekil 4.61. SMK'ya ait örneklerin ana element oksit değişim diyagramları (Harker 1909). 78
Şekil 4.62. a) SiO_2 – MgO/(MgO+Fe_2O_3), b) SiO_2 – CaO/(CaO+ Na_2O) değişim diyagramları (Johnston 2001). 79
Şekil 4.63. SMK'ya ait kayaç gruplarının iz element oksitlerinin dağılım aralıkları. 81
Şekil 4.64. SMK'ya ait örneklerin iz element oksit değişim diyagramları (Harker 1909). 83
Şekil 4.65. Çalışma alanındaki kayaçların ORG'e göre normalize edilen iz elementlerinin Örnek/ORG'e göre dağılım desenleri (ORG değerleri Pearce vd.,1984'ten alınmıştır). Gabrolarda ise Örnek/MORB'a göre normalize edilmiş (MORB değerleri Pearce, 1983'ten alınmıştır.) iz elementlerin dağılım desenleri. 85
Şekil 4.66. Okyanus sırtı granitoidlerine (ORG) göre normalleştirilmiş iz element dağılımdesenleri (Pearce vd., 1984). a) Okyanussırtı granitoidleri, b) Volkanikyay granitleri, c) Levha içigranitleri, d) İncelmiş kıtasal kabuk granitleri, e) Çarpışma granitleri f) Çarpışma sonrası granitler 86
Şekil 4.67. Gabro türü kayaçlara ait kondrite normalize edilen NTE içeriklerininspider diyagramdaki dağılımları (Kondrit değerleri Pearce 1983'ten alınmıştır). 89
Şekil 4.68. Gabro türü kayaçlara aitilksel mantoya normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (İlksel manto değerleri Sun ve Mcdonough, 1989'dan alınmıştır). 89
Şekil 4.69. Diyorit türü kayaçlara ait kondrite normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (Kondrit değerleri Pearce, 1983'ten alınmıştır). 90

Şekil 4.70. Diyorit türü kayaçlara ait ilksel mantoya normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (İlksel manto değerleri Sun ve Mcdonough, 1989'dan alınmıştır). 90
Şekil 4.71. Granodiyorit türü kayaçlara ait kondrite normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (Kondrit değerleri Pearce 1983'ten alınmıştır). 91
Şekil 4.72. Granodiyorit türü kayaçlara ait ilksel mantoya normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (İlksel manto değerleri Sun ve Mcdonough, 1989'dan alınmıştır). 92
Şekil 4.73. Damar kayaçlarınına ait kondrite normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (Kondrit değerleri Pearce 1983'ten alınmıştır). 93
Şekil 4.74. Damar kayalarınına ait ilksel mantoya normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (İlksel manto değerleri Sun ve Mcdonough 1989'dan alınmıştır). 93
Şekil 4.75. Anklavlara ait kondrite normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (Kondrit değerleri Pearce 1983'ten alınmıştır). 94
Şekil 4.76. Anklavlara ait ilksel mantoya normalize edilen NTE içeriklerinin diyagramdaki dağılımları (İlksel manto değerleri Sun ve Mcdonough 1989'dan alınmıştır). 94
Şekil 4.77. SMK'nın Y-Nb, Yb-Ta, Yb+Ta – Rb, Y+Nb – Rb tektonik ortam ayrım diyagramları (Pearce vd., 1984). 95
Şekil 4.78. SMK kayaçlarının Hf-Rb/10-3Ta ve Hf-Rb/30-3Ta sınıflama diyagramları (Harris vd., 1986). 96
Şekil 4.79. SMK'nın Nb-Y-Ga*3 diyagramındaki dağılımları (Eby, 1992). 101
Şekil 4.80. SMK'ya ait birimlerin a) Al2O3/(FeOt + MgO + TiO2)-Al2O3 + FeOt+ MgO + TiO_2), **b**) (Na_2O + K_2O)/(FeOt + MgO + TiO_2)-(Na_2O + K_2O + FeOt + MgO + TiO_2), **c)** CaO/(FeOt + MgO + TiO2)-CaO + FeOt + MgO + TiO_2 diyagramlarında felsik pelitiklerin, metagrovakların ve amfibolitlerin kısmi ergimesinden türeyen deneysel ergimelerin bileşimsel alanlarını gösteren diyagramlarda (Patino Douce, 1999) dağılımları. 102
Şekil 4.81. SMK'nın Dy- Dy/Yb sınıflama diyagramı (Duggen vd., 2005). 104
Şekil 4.82. SMK'nın Ce/Y - Zr/Nb değişim grafiği. 104
Şekil 4.83.SMK'nınMgO – Sr kristal ayrımlaşması diyagramı. 106
Şekil 4.84. SMK'nın Y – CaO dağılım diyagramı (Lambert ve Holland, 1974). 107
Şekil 4.85. Kristal ayrımlaşmasının genel yönsemelerinin modellendiği Y/Rb diyagramı (Keskin, 2002). 108
Şekil 4.86. SMK'nın Nb/Y – Th/Y değişim diyagramı. 109
Şekil 4.87. Ta/Yb' a karşı Th/Yb değişim diyagramı (Pearce vd., 1990)(Ort. KK: Ortalama Kıtasal Kabuk, Ort. NMORB: Ortalama Normal OkyanusOrtası Sırtı Bazaltı, ŞOŞ: Şoşonitik, KA: Kalkalkalen, TOL: Toleyitik, AFC: Asimilasyon Fraksiyonel Kristalleşme). 109
Şekil 4.88. Rb/Y karşı Nb/Y dağılım diyagramı(Edwards vd., 1991). 110
Şekil 4.89. SMK'nın Zr-Zr/Nb diyagramında (Menzies vd., 1991) dağılımları. 111
Şekil 4.90. SMK'nın La/Ta – K_2O/Th dağılım diyagramı (Menzies vd., 1991). 111
Şekil 4.91. SMK'ya ait zirkon minerallerinin katodoluminesans görüntüleri. 114
Şekil 4.92. SMK'ya ait seçilen örneklerin analiz edilen zirkon minerallerinin katodoluminesans görüntüleri. 115

Şekil 4.93. 1 no'lu yaş örneğine ait konkordiya diyagramları. 116
Şekil 4.94. 2 no'lu yaş örneğine ait konkordiya diyagramları ve ağırlıklı ortalama diyagramları. 118
Şekil 4.96. Sarıcakaya Magmatik Kompeksi kayaçlarının şematik jeolojik oluşum modeli..... 124

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 1.1: Eskişehir bölgesi aylık ortalama sıcaklık ve yağış değerleri (URL-1).... 4
Çizelge 4.1. SMK ve I-S tipi granitoidlerin genel karakteristikleri. 76
Çizelge 4.2. Örneklerin okyanusal kabuk, üst kıtasal kabuk ve alt kıtasal kabuğa ait bazı indeks değerlerle karşılaştırılması. 88
Çizelge 4.3. Anklavların sınıflandırılması (Didier ve Barbarin,1991). 97
Çizelge 4.4. Anklavların kökensel sınıflandırılması (Kadıoğlu ve Güleç,1993). 97
Çizelge 4.5. 1 no'lu yaş örneğine ait izotop oranları ve ortalama yaş analiz sonuçları. 117
Çizelge 4.6. 2 no'lu yaş örneğine ait izotop oranları ve ortalama yaş analiz sonuçları. 119
Çizelge 4.7. 3 no'lu yaş örneğine ait izotop oranları ve ortalama yaş analiz sonuçları. 121

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

AFM	A: Na_2O+K_2O, F: Fe_2O_3, M: MgO
Al	Alimünyum
amf	Amfibol
An	Anortit
Ar	Argon
Ba	Baryum
bi	Biyotit
Ca	Kalsiyum
Cr	Krom
chl	Kloritleşme
Ce	Seryum
Dy	Disprozyum
ep	Epidot
Eu	Yuropyum
Er	Erbiyum
Fe	Demir
GPS	Küresel Yer Bulma Aleti
gr	Granat
Gd	Gadolinyum
Ho	Holmiyum
HFS	Kalıcılığı yüksek katyonlar
Hf	Hafniyum
hb	Hornblend
JAL	Jeokimyasal Analiz Laboratuvarı
Kf	K-feldispat
K	Potasyum
KRS	Konfokal Raman Spektrometresi
LOI	Ateşte zaiyat (kayıp)
LIL	Geniş İyonlu Litofil
La	Lantan
Lu	Lutetyum
MMA	Mafik Mikrogranüler Dokulu Anklav
MORB	Okyanus ortası sırt bazaltları
Mg	Magnezyum
Mn	Mangan
NTE	Nadir Toprak Elementi
Ni	Nikel
Nb	Neobyum
Nd	Neodimyum
ORG	Okyanus sırtı granitoyidler
OIT	Okyanusal ada toleyitleri
Pb	Kurşun
plj	Plajiyoklaz
P	Fosfor
Pr	Praseodim
Rb	Rübidyum

REE	Rare Earth Elements (Nte)
SMK	Sarıcakaya Magmatik Kompleksi
Si	Silisyum
Sr	Stronsyum
Sm	Samaryum
Ti	Titanyum
Th	Toryum
Tb	Terbiyum
Tm	Tuliyum
VAG	Volkanik Yay Granitoyidleri
Y	İtriyum
Yb	İterbiyum
zrn	Zirkon
Zn	Çinko
QAPF	Q: Kuvars, A: Alkali feldispat, P: Plajiyoklaz, F: Feldispatoyid
qtz	Kuvars
XRD	X-Ray Diffaction
XRF	X-Ray Flüoresans
WPG	Levha içi granitoyidler

1. GİRİŞ

1.1. Çalışma Amacı ve Kapsamı

Aksaray Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği'nde doktora tezi olarak hazırlanan bu çalışma "Sarıcakaya (Eskişehir) Magmatik Kompleksinin Petrolojik İncelenmesi"ni kapsamaktadır.

Granitoidler kökensel olarak yerleşim biçimleri, boyutları, mineralojik – petrografik, ve jeokimyasal olarak farklılıkları ile yan kayaç ilişkilerinden dolayı pek çok yerbilimcinin dikkatini çekmiştir. Yerkabuğunun gelişimi, bileşimi ve yapısal evriminde önemli bir yeri olan granitoidler farklı jeotektonik ortamlarda bulunması sebebi ile bölgenin jeodinamik evrimini açıklamak için oldukça önemlidir.

İnceleme alanındaki granitoidler üzerinde yapılan önceki çalışmalarda sınırlı alanlarda ve sınırlı sayıda örnekler ile jeolojik, mineralojik – petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yapılmış ve plüton genel olarak değerlendirilmiştir. Ayrıca inceleme alanın içinde bulunduğu Sakarya zonu ile ilgili yitim – çarpışma dinamiği ile ilgili farklı görüşlerin bulunması yapılan çalışmanın bölgenin jeodinamiği açısından daha da önemli kılmaktadır. Bu kapsam dabu çalışma ile Sarıcakaya Magmatik Kompleksi (SMK) kayalarının ayrıntılı jeolojisi, petrografisi, petrolojisi ve radyometrik yaş analizleri ile SMK'nın magmato-tektonik ve zamansal-mekansal konumlarının belirlenmesi, intruzif kayaçların kökenini ortaya konulması Kuzeybatı Anadolu Geç Paleozoyik dönemi evriminin gelişimine katkı sağlayacağı düşünülmektedir.

Bahsi geçen tüm bu araştırmalar için yapılan çalışmalar arazi, laboratuar ve literatür çalışması olarak üç aşamada gerçekleşmiştir.

1.2. Çalışma Alanının Coğrafi Konumu ve Özellikleri

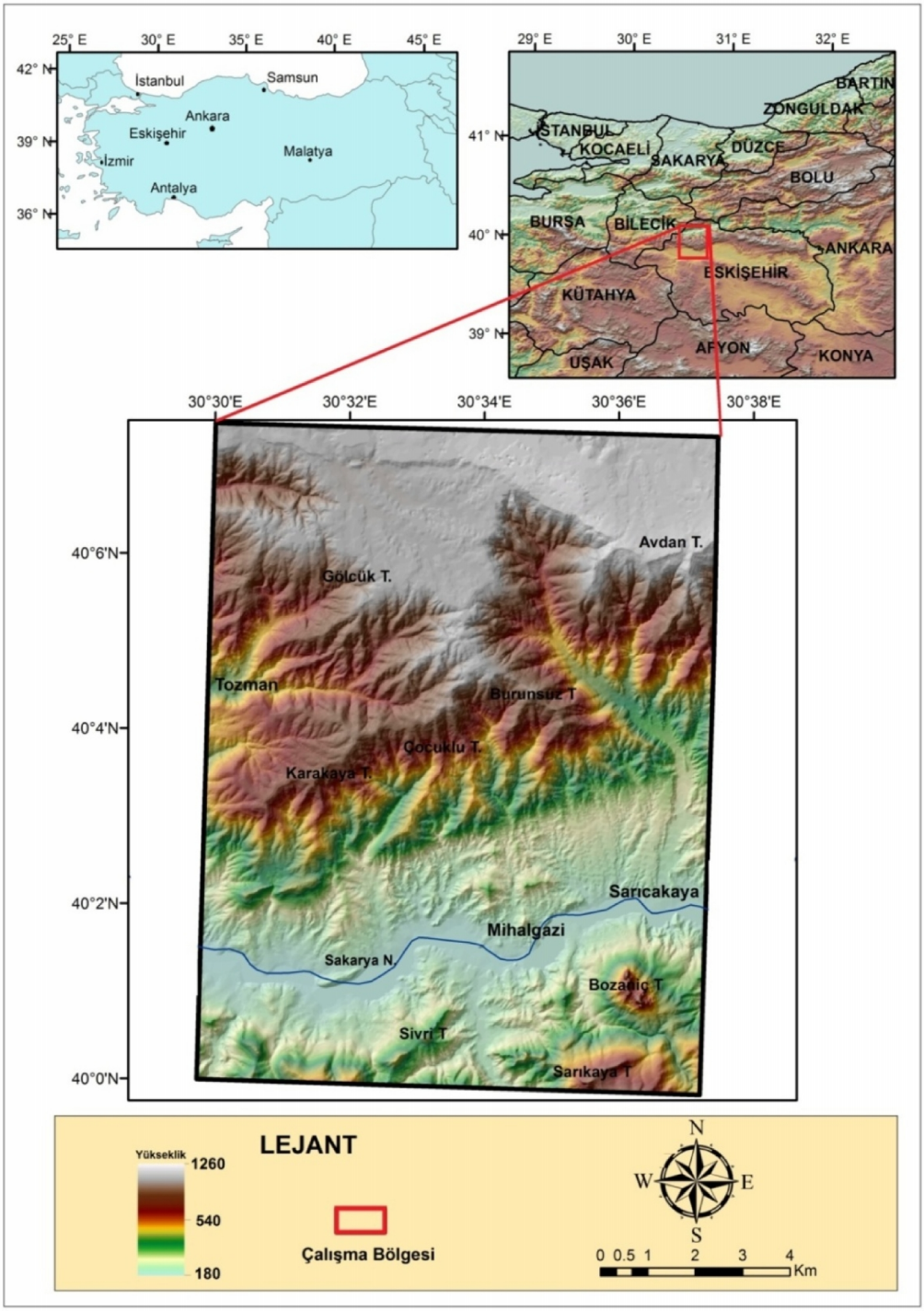
Çalışma alanı Eskişehir İli'nin kuzeyin de yer almaktadır. Eskişehir ili Sarıcakaya ve Mihalgazi ilçeleri ile Bilecik ili İnhisar ilçeleri çevresindedir. Sarıcakaya ilçesi ile komşu il ve ilçeler arasında ulaşımı sağlayacak yollar mevcuttur. Eskişehir–

Sarıcakaya, Sarıcakaya-Nallıhan (Ankara), Sarıcakaya-Göynük (Bolu) Sarıcakaya-Yenipazar (Bilecik) Sarıcakaya-Mihalgazi-Söğüt (Bilecik) arası stabilize ve asfalt yolar mevcuttur. Ayrıca Ankara-Eskişehir devlet karayolu ile Ankara-Polatlı-Alpu-Eskişehir güzergahından geçen devlet demiryolu bölgenin ulaşım ihtiyacını yeterince karşılamaktadır.

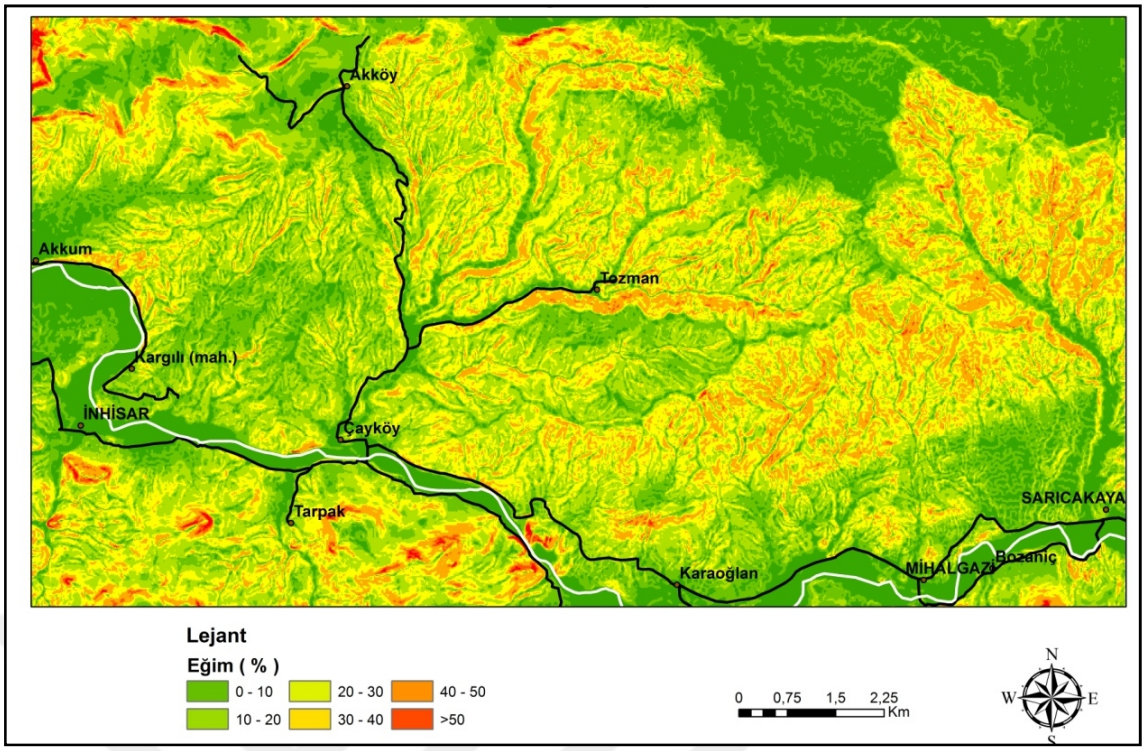
İnceleme alanı 1/25000 ölçekli Adapazarı H25-d4, H24-c3 paftaları içerisinde yaklaşık 150 km^2'lik bir alanı kaplamaktadır. Bölgedeki yükseltilerin ve derelerin dizilimleri genellikle tektonizma ile kontrol edilmektedir. Özellikle bölgeyi etkileyen Kuzey Anadolu Fay (KAF) sistemi morfolojinin bugünkü halini almasında önemli bir rol almıştır.

Çalışma alanında görülen akarsuların en önemlisi Sakarya nehri ve bu nehrin kolu olan Porsuk çayı oluşturmaktadır. Sakarya nehri Sarıcakaya, Mihalgazi mevkiinde yaklaşık batı-doğu istikametinden kuzeye kıvrılarak Ankara-Eskişehir sınır çizgisine az çok paralel olarak akmaktadır. Porsuk çayı ise Eskişehir il sınırını geçtikten sonra Polatlı (Ankara) batısında Sakarya nehrine dökülmektedir (Şekil 1.1 ve Şekil 1.2).

Bölgedeki en önemli yükseltileri; Bozaniç Tepe (881m), Avdan Tepe (1249 m), Burunsuz Tepe (1068 m), Çocuklu Tepeleri (847 m) oluşturmaktadır. Önemli yerleşim yerleri; Mihalgazi, Sarıcakaya, Sakarıılıca, Tozman, Alpaguç'tur. Çalışma alanında ilçe merkezlerinde en düşük rakım 100 m iken yükseklere çıkıldıkça rakım 1000 metrenin üzerindedir. Engebeli bir topografyaya sahip çalışma alanının eğim haritasına bakıldığında eğimin % 50'den fazla olduğu gözlenmektedir (Şekil 1.2).



Şekil 1.1. Çalışma alanı yer bulduru haritası.



Şekil 1.2. Çalışma alanı eğim haritası.

Çalışma alanı Orta Anadolu, Batı Karadeniz ve Marmara Bölgelerinin kavşak noktasında bulunmasına rağmen Akdeniz İklim özelliğini taşımaktadır. Bir başka ifade ile yazlar sıcak ve kurak, kışlar ılık ve yağışlıdır. Yıllık ortalama ısısı 15-19 derece, Ağustos ayının ortalaması en yüksek sıcaklığı ise 29 ^{0}C olmaktadır. Kış aylarının en düşük sıcaklık derecesi de -3,5 olarak tesbit edilmiştir. Şubat ayının en yüksek ortalama sıcaklığı 6,4 derece olmaktadır (Çizelge 1.1).

Çizelge 1.1: Eskişehir bölgesi aylık ortalama sıcaklık ve yağış değerleri.

Aylar	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz	Ağustos	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık
Sıcaklık^{0}C	0,0	1,5	5,2	10,3	15,1	19,1	19,1	21,8	17,3	11,9	6,3	2,1
Yağış	40,3	32,3	37,4	40,8	43,5	32,0	13,0	8,5	15,2	29,5	30,3	46,2

Bitki örtüsü açısından oldukça zengin olan çalışma alanının yaklaşık %60'a yakın kısmı ormanlar oluşturmaktadır. Ormanlık alanının büyük bölümünü sarıçam ormanları oluşturmaktadır.

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Türkiye'nin jeodinamik evrimi açısından büyük bir öneme sahip olan Kuzeybatı Anadolu birçok araştırmacı tarafından değişik amaçlı çalışmalara konu olmuştur. Bu çalışmalardan bazıları doğrudan bölge ile ilgili iken, diğerleri ise yakın çevresini ve Kuzeybatı Anadolu'nun değişik kesimlerini kapsamaktadır.

Bürküt (1966), Kuzeybatı Anadolu'da yer alan magmatik kaya gruplarını kökensel açıdan karşılaştırmıştır. Kozak plütonunun silisçe zengin bir diyoritik magmadan türediğini ifade etmiş ve radyometrik yaşlandırma çalışmalarında plütonun 79,8±8 My yaş aralığında olduğunu ve orta-düşük dereceli metamorfizmaya uğramış metamorfik seriler içine sokulum yaptığını belirtmiştir. Araştırmacı, Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların içerdikleri element dağılımlarının düzenliliğinden yola çıkarak petrojenetik olarak aynı kökenden türediklerini ifade etmiştir.

İzdar (1975), Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimini incelemiş ve bölgedeki magmatik olayların sıkışmalı ve genişlemeli rejimin ürünleri olduğunu ifade etmiştir.

Bingöl (1976), Batı Anadolu'da Paleozoyik taban ile temel arasında, orojeneze karşılık gelen uyumsuzlukların olduğunu ve bu uyumsuzluklarında bu bölgede Hersiniyen orojenejizini işaret ettiğini ifade etmiştir. Batı Anadolu'nun temel kayaçlarının Kambriyen'de meydana geldiğini ve farklı jeolojik özelliklere sahip Menderes, Uludağ ve Kazdağ masiflerinin Permokarbonifer dönemine kadar kara olduklarını ve okyanuslaşmanın Permiyen – Alt Triyas döneminde başladığını ileri sürmüştür. Bu okyanuslaşmaya bağlı olarak metamorfik grovak, konglomera, silttaşı, radyolarit, spilitten oluşmuş Karakaya Formasyonu oluşturmuş olduğunu ifade etmiştir. Üst Kratese birimleri güney ve güneydoğuya devrilmiş, Eosen-Oligosende Kuzeybatı Anadolu tamamı ile yükselmiş, Miyosen'de kırıntılı ve gölsel sedimentler çökelmiş ve Orta Miyosen'de asidik volkanizma gelişerek kalkalkalin bileşimli volkanik kayaçları oluşturduğunu belirtmiştir.

Ercan (1979), Batı ve Kuzeybatı Anadolu'da yaygın olarak gözlenen Senozoyik volkanizmasının jeokimyasal özelliklerini inceleyerek volkaniklerin kalkalkalen ve alkalen karakterde olduğunu ileri sürmüştür.

Demirkol (1977), Söğüt metamorfitlerini gnays, mikaşist ve fillit olarak Akçasu magmatiklerini de granit, granodiyorit olarak haritalamış ve bu metamorfik ve magmatik birimleri eski temel olarak nitelendirmiştir.

Yılmaz (1981), Sakarya kıtası güney kenarında evrimlerini farklı yer, zaman ve koşullarda geçirmiş kayaç topluluklarının yer aldığını belirtmiştir. Bölgede Paleozoyik'ten beri varlığını sürdüren çökel birimlerine temel olan granit ve metabazik kayaçların bulunduğunu ve bölgeye Üst Kretase'de yerleşmiş ofiyolitlerin olduğunu ileri sürmüştür. Ayrıca granit ve örtü birimlerinin Paleozoyik temel üzerine itildiğini ve arada geniş bir kataklastik zonun geliştiğini ileri sürmüştür.

Şengör ve Yılmaz (1981), Okyanus tabanının yitimi sonucu Pontid kıtası ile Sakarya kıtasının çarpışmasını Eosen sonunda tamamlandığını belirtmişlerdir. Bu şekilde açıklanan mekanizma ile meydana gelen Paleosen-Eosen yay volkanizması oluşmasına karşın daha sonra oluşan ve Batı Anadolu'da geniş yer kapsayan genellikle Miyosen yaşlı kıta içi volkanitlerin de varlığını ifade etmişlerdir. Daha önce kalınlaşmış olan kıta kabuğu derin kesimlerde kısmi erimelere başlamış anatektik kısmi erime ile Batı Anadolu'da yaygın Miyosen yaşlı asidik kalkalkalen volkanizması (dasidik, riyolitik) gelişmiştir. Volkanizma ile kırık sistemleri ile yüzeye gelmiş öte yandan Batı Anadolu'da bu kabuksal malzeme ürünü kalkalkalin volkanizmanın pek çok yerde gençleştikçe alkalileştiği ve Miyosen'den Kuvaterner'e doğru çoğunlukla bazaltik volkanitlerin egemen oldukları belirlenmiştir.

Okay (1981), Kuzeybatı Anadoluda'ki ofiyolit melanjın bir başlangıç yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması olduğu ve ofiyolit melanjındaki kayaçların metamorfizması sonucu oluştuğunu ifade etmiştir. Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin metamorfizma yaşı ve yerleşme yaşı Üst Kratese-Paleosen dolayında olduğu belirtilmiştir.

Ercan vd., (1985), Batı Anadolu'daki birçok bölgeden Eosen'den tarihsel zamanlara değin pek çok evrede etkin olan ve onaltı değişik formasyona ait volkanik kayaçlardan aldığı örneklerlerden radyometrik yaşları saptamışlardır. Volkanitlerde ölçülen $^{87}Sr/^{86}Sr$ değerleri, 0,7030-0,7096 arasında değişmekte ve kabuk-manto ilişkisinin varlığı belirginleşmekte olduğunu ve K/Ar yöntemiyle yapılan radyometrik yaş belirlemeleriyle en yaşlı volkanizmanın 31,4±0,4 milyon yıl ile

Alibey volkanitleri; en gencinin ise 25000±6000 yıllık Kula bazaltlarının son evresi olduğu ifade edilmiştir.

Kibici (1986), doktora tezinde Sarıcakaya civarındaki metamorfik, magmatik ve volkanik kayaçları petrografik, petrolojik ve jeokimyasal açıdan detaylı incelemiştir. Sarıcakaya kayaçlarının dalma batma zonu ile oluşabileceğini petrografik ve jeokimyasal bulgulara göre çarpışma ile eş zamanlı olarak oluşmuş olduğunu belirtmiştir.

Asutay vd., (1989), Kuzeybatı Anadolu'da yer alan ofiyolitik kayaçlarda, gabroların oranı tüm kütlelerin %5 inden az olduğunu ve bu kayaçların büyük bir bölümünün harzburgit ile dunitlerden oluştuğunu ifade etmişlerdir. Araştırmacılar Dağküplü ofiyolit istifinin kümülat ve derinlik kayaçlarının ekayları ile bu kayaçların üzerine bindirdiğini ve Globotruncana fosillerinin ofiyolit napının kıtaya yerleşme yaşının Üst Kratese olduğunu destekleyen veriler olduğunu ifade etmişlerdir.

Yılmaz (1990), Doğu ve Batı Anadolu'da sıkışmalı rejim etkisinde gelişen genç volkanik toplulukların karşılaştırılması konulu çalışmasında, Batı Anadolu'da Geç Oligosen'de volkanik aktivitenin başlamış olduğu, Erken Miyosen'de de sıkışmalı bir rejimin meydana geldiğini belirtmiştir. Araştırmacı bu dönemde andezitik-dasitik kalkalkalen volkanik kayaların oluştuğunu ve bunlara yersel olarak epizonal granitik sokulumlarının eşlik ettiğini belirtmiştir. Kuzey-güney yönlü sıkışma rejimi yerini Orta Miyosen'de ani olarak Kuzey-güney yönlü gerilme sistemine bırakmış ve volkanizma karakteri de dereceli olarak alkalene doğru değişim gösterdiğini söylemiştir.

Kibici (1990), Sarıcakaya volkanitlerini birkaç püskürme evresi sonucunda oluşan lav akıntılarının ürünleri olduğunu belirterek Sarıcakaya yöresinde geniş bir alanda yüzeyleyen volkanitlerin andezitler, andezitik tüf ve bazı yerlerde dasit bileşimde Pasifik tipi bir mağmanın ürünü ve kıtasal kabuk kökenli olduğunu belirtmiştir. Sarıcakaya volkanitlerini oluşturan magma ürünleri muhtemelen Paleosen sonu, Eosen başı olarak iki evrede oluşmuş ve asidik karakterli ve kalkalkalen nitelikte olduğu ifade etmiştir.

Kadıoğlu vd., (1994), Söğüt magmatitlerinin petrografik ve jeokimyasal açıdan incelemişlerdir. Çalışmada Söğüt magmatitlerinin Jura'dan önce yerleşmiş olduğunu ve Söğüt magmatitlerinin kalkalkalen karakter ve S tipi granitoyidler olduğu ifade edilmiştir.

Kadıoğlu (1996), Karakaya (Eskişehir) granitlerinin petrojenetik oluşumunu açıklamak için plütonun ve içerisinde gözlenen anklavların detaylı petrografik vemineral kimyası incelemelerinde bulunmuş ve Karakaya granitinin katılaşmadan önce kendisinden daha bazik bir magma ile karışarak hibrid bir magmanın kristaleşmesi sonucu oluştuğunu ifade etmiştir.

Yılmaz (1997), Batı Anadolu'da bulunan birimlerin alt birlik ve üst birlik olarak ikiye ayrılabileceğini ifade etmiştir. Alt birliğin, farklı tektonik olguları içeren tektonik bir mozaik olduğunu belirten çalışmasında kuzey'den güney'e doğru Sakarya Zonu, İzmir–Ankara zonu, Menderes Masifi ve Toroslar olarak sıralamıştır. Sakarya kıtasını isekuzey ve güney sınırlarının ofiyolit kenet kuşağından oluşan dar bir kıtasal parça olduğunu ve İzmir-Ankara ofiyolitik kenet kuşağının Sakarya kıtasıyla Toroslar arasında bulunan Tetis okyanusunun kalıntısı olduğunu söylemiştir. Menderes Masifinin ise Gondwana'nın kuzey ucunu temsil eden bir metamorfik kompleks olduğu ve üst birlik olarak tanımlanan kayaçlar yukarıda anlatılan tektonik olaylardan, sonra oluşmuş olduğunu ifade etmiştir**.**

Kibici (1999), Orta Sakarya bölgesindeki granitoid kuşağının kalk-alkalen magma ile ilişkilendirmiş ve Kuzey Anadolu Fayı ile birlikte Atlantik tipi magmadan pasifik tipi magmaya değişmiş olduğunu söylemiştir. Çalışmacı bu bölgedeki granitoidlerin Gümüşhane ve Rize plutonlarına benzer olduğunu belirtmiştir. Sakarya Kıtasının dalma batma zonuyla ilişkili volkanik yay granitoidlerinin Atlantik tipi kıtadan türetildiğini ve grantitoidlerin I tipi ve S tipi granitoidlerle ilişkili olduğunu ifade etmiştir.

Okay ve Tüysüz (1999), Türkiye'nin iki ana sutur zonunun İzmir-Ankara-Erzincan ve İç Pontid sutur zonu olduğunu ve bu iki kenetde Tetis okyanus litosferinin kuzey doğuya dalımını izleyen ve Erken Triyasta meydana gelen kıtasal çarpışma sırasında oluştuğunu belirtmişlerdir. İzmir-Ankara-Erzincan kenedi 2000 km'lik uzunluğunda ve İzmir-Ankara-Erzincan kenedinin kuzeyindeki Geç Triyas yaşlı eklemeli dağ

oluşumu kenet boyunca Karbonifer'den Triyas'a (Paleotetis) ve Triyas'tan-Kretase'ye (Neo-Tetis) iki ayrı okyanusal litosferin var olduğunu gösterdiğini ifade etmişlerdir. İzmir-Ankara-Erzincan kenedi boyunca en son kıtasal çarpışma batıda en erken ise Paleosende ve doğuda Geç Paleosen'de meydana geldiğini belirtmişler ve 800 km uzunluğundaki iç Pontid kenedinin daha genç olduğu Erken Eosen'de genç kıtasal çarpışmanın okyanusal yay ardı havza olarak Batı Karadeniz havzasının açılması ile ilişkilendirilmiştir. Günümüzde Geç Miyosen'de ortaya çıkan Kuzey Anadolu Fayı, daha eski İç-Pontid kenedinin yönünü takip ettiği belirtilmiştir.

Aldanmaz vd., (2000), Batı Anadolu'daki Geç Senozoyik yaşlı volkanik ürünleri kendi içinde iki grup altında toplamışlardır. Bu gruplar; 1-Erken-Orta Miyosen kalkalkalen-şoşonitik kayaçlar ve 2-Geç Miyosen alkalen kayaçlardır. Çarpışmaya bağlı olarak dalımın ilk magma kaynağı ürünleri oldukları belirtilmiştir. Bu çalışmada çarpışmayı izleyen litosferik gerilme mekanizmalarının etkisinden bahsedilmektedir. Geç Miyosen alkalen kayaçlar ise düşük silika oranlarına göre bazalt ve bazanit şeklinde sınıflandırılmıştır. Alkalen magma oluşumundaki granat kalıntı ve ilksel manto zenginleşmesi homojen manto kaynağının kısmi eriyikleriyle üretildiği belirtilmiştir.

Göncüoğlu vd., (2000), Orta Sakarya Bölgesi'nin tektonik birimleri ve evrimleri adlı çalışmalarında Orta Sakarya Bölgesi ile ilgili tespitlerini izah etmişlerdir. Orta Sakarya bölgesi Kuzeybatı Anadolu'nun Alpin evrimini izah eden anahtar bölge olduğunu ifade eden çalışmacılar Orta Sakarya Bölgesini kuzeyden güneye doğru İstanbul alanı, İntra-Pontid Sutur kuşağı, Sakarya komposit alanı, İzmir – Ankara sutur kuşağı ve Torid-Anatolid komposit kuşağı şeklinde beş alan olarak sıralamışlardır. Kuzeydeki Orta Sakarya alanı Söğüt metamorfikleri ve Tepeköy metamorfikleri olmak üzere ki temel birimi içermekte vebu metamorfik birimler yayönü kompleksi ile karakterize etmişlerdir. Bu birimleri üzerleyen Karakaya formasyonunun bir parçası olan Soğukkuyu metamorfikleri de Triyastaki riftleşme ile yorumlanmaktadır. Bu birimlerin üzerine Liyas-Geç Kratese yaşlı Sakarya komposit alanı karbonatları uyumsuz olarak geldiği belirtilmiştir.

Duru vd., (2002), Adapazarı H24 paftasını kapsayan Bilecik, Adapazarı, Eskişehir'in bir kısmını kapsayan, kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu ile güneyde Orta Sakarya

Vadisi arasındaki alanı kapsayan alanın 1/100.000'lik jeoloji haritasını yapmışlar ve birimleri tanımlamışlardır.

Okay vd., (2002), Paleotetis yitiminin kalıntılarını inceleyerek, KB Türkiye'de İzmir–Ankara Sütür Zonu boyunca Triyas yaşlı mavişist ve eklojit fasiyesi kayaçlarının 2 km kalınlığında ve 25 km uzunluğunda bindirme levhası oluşturduğunu söylemişlerdir. Metabazitlerdeki mineral birlikteliği sodik amfibol + epidot + albit + klorit + fengit ± granat olarak belirtilmiştir. Bu metabazit kayaçlardan Ar/Ar yöntemiyle 215 My – 205 My yaşları elde edilmiş ve Geç Triyas yüksek basınç metamorfizmasını işaret ettiği belirtilmiştir.

Zoroğlu ve Kadıoğlu (2003), yaptıkları çalışmada Beypazarı-Oymaağaç granitoidlerinin petrografiközelliklerini inceleyerek bölgede farklı 4 grup granit kütlesi tanımlamışlardır. Bu granit kütlelerini Oymaağaç, İsmailkayası, Tavuktaşı granodiyoritleri ve alkali feldispat granit olarak belirtmişlerdir. Çalışmacılar granodiyorit bileşimi sergileyen üç kütlenin kendi içerisinde Tavuktaşı'ndan Oymaağaç'a doğru zonlu bir yapıya sahip ifade etmişlerdir.

Altunkaynak ve Dilek (2006), Kuzeybatı Anadolu magmatizmanın kökeni ile ilgili çalışmasında genellikle çarpışma zonlarında iki tür granit olduğunu ve bunların peralüminalı granitler ve K'ca zengin kalk-alkalin granitler olarak ifade etmiştir. Peralüminalı granitlerin kalın orojenik kabuğun ergimesinden oluştuğu ve okyanus tabanında ve kenarındaki sedimentlerin metomorfizmasıyla ilişkili olduğunu söylemiştir. KB Anadolu için önerilen dilim kopması veya litosferik dilimlenme modeli için ya manto litosferi içinde kısmi ergimeyi tetikleyici gerekli ısının sağlanması gerekir ya da litosferik dilimlenme mekanik litosfer ergiyiğinin oluşturduğu astenosferik pencere boyunca ısı üretebilir denilmiştir. Sonuç olarak KB Anadolu da çarpışma sonrası Eosen granitoidleri ve Marmara granitoidleri sutur zonu granitoidlerinden daha genç olduğu belirtilmiştir. Marmara granitoidleri sutur zonu granitoidleri arasındaki orta yüksek K kalk-alkalin kayaçlar kısmı ergimeden üretilen hibrit magmayı, dalan litosferik mantoyu, asilimasyon, fraksiyonal kristalleşme ve kabuktaki ergimelerin kabuksal kirlenmesi ile temsil edildiğini ifade etmiştir.

Dilek ve Altunkaynak (2007), çalışmalarında Batı Anadoludaki çarpışma sonrası Senozoyik volkanizmasının jeokimyasal özellikleri ve petrojenetik evrimi

araştırmışlardır. Batı Anadolu'da çarpışma sonrası magmatizma ürünleri Eosen granitoid plutonlarının Sakarya kıtasının kristalin tabanına ve İzmir-Ankara-Erzincan sutur zonu boyunca uzanan mavişist ve ofiyolit içine sokulmasıyla oluşan granitoid plutonları ile temsil edildiği belirtilmiştir. Bu magmatizma sonrası Batı Anadolu'da geniş alanlara yayılan volkanik ve plütoniklerle temsil edilmekte ve dalma batma zonu magmasının jeokimyasal bulgularını göstermekte olduğu ifade edilmiştir. Bölgedeki Orta Miyosen magmatizması alkalin volkanik kayaçlarla temsil edildiği ve bu volkaniklerin Eosen-Oligosen volkano-plütonik birimlerinin aksine evrimlerinde kıtasal kabuk kirlenmesi etkilerini belirtmişlerdir. Batı Anadoludaki Geç Miyosen-Kuvarterner magmatizmasından volkaniklerinin ya kıtasal kabuk kirlenmesine ya da astenosferik mantonun ergimesinde türemiştir yorumu yapılmaktadır. Kısaca Batı Anadolu'daki çarpışma sonrası magmatizma dilim kopması, litosferik dilimlenme ile astonesferik yükselme ve erime, bölgesel basınç ve genişlemeli tektonik deformasyon etkili olmuştur denilmiştir.

Okay (2008), Sakarya zonu Jura öncesi temelinin metamorfik evrimi adlı çalışmasında Sakarya zonunun metamorfik temelini şu birimlere ayırmıştır. 1) Karbonifer de amfibolit ve granülit fasiyesinde rejyonal metamorfizma geçirmiş amfibolit ve mermer 2) Söğüt ve Gümüşhane plutonu gibi Karbonifer yaşlı granitoidler 3) Geç Triyasta yeşilşist, mavişist ve eklojit fasiyeslerinde metamorfizma olmuş Karakaya kompleksi olarak belirlemiştir.

Çoban vd., (2009), yaptıkları çalışmada Geç Karbonifer yaşlı Söğüt granitoidinin ve Paleozoyik yaşlı metamorfitleri KD-GB gidişli bir lamprofir daykının kestiğini söylemişlerdir. Yaptıkları incelemeler sonucunda belirlenen daykın post - metamorfik riftleşme için tektonik bir ipucu olduğunu belirtmişlerdir.

İlbeyli ve Kibici (2009), Kuzeybatı Anadolu'da yer alan ve çarpışmaya bağlı olarak gelişen granitik magma kökenlerine yönelik yapmış oldukları çalışmada, Geç Mesozoyik-Geç Senozoyik zaman aralığındaki çarpışma ürünü olan granitoyidlerin genellikle kalkalkalen karakterli, metaalüminyumlu, orta-yüksek-K serisinde yer alan I tipindeki granitoyidler oldukları ve jeokimyasal veriler ışığında bu kayaçların mafik alt kabuk kaynaklı kısmi ergime ürünleri oldukları belirtilmiştir.

Güllü ve Kadıoğlu (2009), Orta Anadolu'daki farklı turmalinlerin Konfokal RamanSpektrometrisi (KRS) ile tanımlanması başlıklı çalışmalarında Yozgat, Behrekdağ ve Karakaya granitoidlerinin pegmatitlerinden elde edilen turmalinlerin türlerini tanımlamışlardır. KRS analiz sonuçlarına göre ise Yozgat ve Behrekdağ pegmatitlerinde gözlenen turmalinlerin sadece şörl bileşiminde gözlenirken, Karakaya pegmatitlerinde gözlenen turmalinlerin ise şörl ve elbait türü olduklarını ifade etmişlerdir.

Zoroğlu (2009), Sivrihisar–Günyüzü (Eskişehir) "Granitoyidlerinin Jeolojisi, Petrolojisi ve Anklavlarının Kökeni", başlıklı tez çalışmasında, bölgedeki magmatiklerin yerleşimlerini dikkate alarak bu kayaların yaşlıdan gence doğru kuvarsdiyorit, granit (Kadıncık graniti), granit porfir (Dinek graniti), granit-granodiyorit (Tekören graniti) ve granit, granodiyorit (Karacaören graniti) bileşimli kayalardan oluştukları ve metamorfik kayaları sıcak dokanakla kestiklerini belirtmiştir.

Güllü ve Kadıoğlu (2010), Karakaya (Kaymaz) granitinin petrolojisini ortaya koyarak, Batı Anadolu magmatik kuşağı içerisindeki farklılığı belirterek, Karakaya granitinin mafik damar kayası içermemesi ve şoşonitik karakter sergilemesinin Batı Anadolu granitoidleriyle ayrımında en dikkat çekici husus olduğunu ifade etmişlerdir.

Yıldız vd., (2010), Sarıcakaya (Eskişehir) bölgesindeki lavların petrografisini ve jeokimyasını incelemişlerdir. Bu volkanikleri Bozaniç lavları, aglomera, İğdir lavları ve Kapıkaya tüfleri olarak sınıflandırmışlardır. Bozaniç lavlarının kalkalkalen özellikli, yüksek K içerikli olduğunu söyeleyerek bileşiminin bazaltik andezit, trakiandezit, andezit bileşimine değişkenlik gösterdiği belirtilmiştir. Ayrıca Bozaniç volkaniklerinin klinopiroksen içermediğini söylemişlerdir.

Kibici vd., (2010), Sarıcakaya granitoidinin bir dalma batma zonu üzerinde oluşabileceğini ve jeokimyasal bulgulara göre çarpışma ile eş zamanlı olarak oluşmuş olduğunu ifade etmişlerdir. Bu bulgu ile Göncüoğlu vd., Geç Paleozoyik-Mesozoyik evrim modelini desteklemektedir.

Güllü ve Kadıoğlu, (2011) Topkaya granitoyidinin petrografik jeokimyasal ve izotopik değişimlerini inceleyerek plütonun sığ yerleşimli, manto izlerini taşıdığıve yay karakterli genç sokulum olduğunu belirtmişlerdir.

Aysal ve Ustaömer (2011), Kuzey Batı Anadolu'daki metagranitoitik kayaçlar üzerinde yaptıkları jeokimya, jeokronoloji ve incelemeler sonucunda bu metagranitoitik kayaçların kökeni için iki alternatif model üretmişlerdir. İlki Kalabak formasyonu ile temsil edilen en yaşlı parçanın içine yay magmatizmasının yerleştiğidir. İkinci modeli ise ana çarpışma orojenezi ve sonrasındaki dilim kopmasıyla açıklamışlardır.

Ustaömer vd., (2011), Araştırmacılar Orta Sakarya bölgesindeki Karbonifer yaşlı Söğüt magmatiklerinden U-Pb yaşlandırılması yapmışlardır. Bu yaşlandırmaya göre Söğüt magmatiklerinden alkali feldispat granit 324.3 my, biyotit granit 327.2 my, ve diger bir granit örneği de 319.5 my olarak yaşlandırılmıştır. Bu bulgular ile Orta Sakarya blokunun Avrasya kenarına çarpışması ile ilişkili granitoyidik magmatizmanın geç Erken Karbonifer döneminde ~8 My boyunca devam ettiği belirtilmiştir.

Parlak ve Sayılı (2012), Mayıslar (Sarıcakaya-Eskişehir) bölgesinde polimetal cevherleşmeleri alterasyon zonları içindeki kuvars ve kalsitlerde sıvı kapanım verilerini değerlendirmişlerdir. Mineralojik ve sıvı kapanım verilerini birlikte değerlendirdiklerinde gömülü bir granitoyidik sokulumdan evreler halinde hareketlenen silisli, karbonatlı ve cevherli çözeltilerin andezit ve diğer çevre kayaları tektonik etkilenmelere bağlı olarak altere oldukları ve bu sırada da cevherli çözeltilerin hidrotermal evrenin meso-epitermal alt evrelerinde çökelttikleri görüşü kabul edilebilir denilmiştir.

Büyükkahraman (2013), çalışmasında Bozaniç (Sarıcakaya – Mihalgazi, Eskişehir) volkanitine ait lavların petrografik özelliklerini araştırmıştır. Bölgedeki volkanitler traki-andezit, bazaltik andezit veya latit bileşimindedir. Elde edilen verilerden kayaçların hipokristalen porfirik ve hipohyalin porfirik dokular gösterdiğini belirtmiştir.

Uğuz (2013) Orta Sakarya Bölgesinde yeni bir yaş bulgusu adlı çalışmasındaki araştırma sonuçlarına göre Kapıkaya formasyonu Sarcakaya dolayında gözlenen Liyas yaşlı Bayırköy formasyonundan ayrı ve yaşının elde edilen fosil bulgularına göre Kampaniyen olduğu belirtilmiştir. Bu çalışmada Bayırköy ve Kapıkaya formasyonları ayrı ayrı incelenmiş ve olası ilişkileri ve bölgenin jeoljik evrimine etkileri tartışılmıştır.

Güllü vd., (2014), Sarıcakaya granitoidi içerisinde yer alan pegmatitlerin petrokimyasal karakteristikleri adlı çalışmalarında, pegmatitlerin alkali feldispat granit – granit bileşiminde olduğu, ana bileşenlerini ise plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars, biyotit, granat, muskovit ± muskovitin oluşturduğunu belirtmişlerdir. Yaptıkları Konfokal Raman çalışmalarında ise pegmatitler içindeki granatların spessartin ve nadirende grossular bileşim sunduğunu ifade etmişlerdir.

Okay ve Topuz (2017) Karadeniz Bölgesi'ndeki doğu Avrupa platformunun Paleoprotorozoyik çekirdeği Paleozoyik kuşağın kenarından türetildiği ifade etmişlerdir. Bu kuşaklardan birisi Geç Palezozoyikte Lavrasya'nın kıtasal kenarını diğeri ise Balkanidlerden Istrancaya kadar uzanmakta olduğunu Karadeniz Bölgesi'ndeki Variskan orojenezinin Orta Avrupa ile benzerlik sunduğunu ve düşük basıç yüksek sıcaklık metamorfizması ile ayırt edici olduğu belirtilmiştir. Karadeniz Bölgesi'ndeki ana farklılık Variskan orojenezinin bir iç bölgesinin olmaması şeklinde ifade etmişlerdir.

Bilgilioğlu ve Güllü (2017), Sarıcakaya magmatik kütlesinin petrografik ve jeokimyasal özellikleri adlı çalışmalarında magmatik kütlenin genel olarak holokristalin, hipidiyomorf ve tanesel doku özelliğinde olduğu ve poikilitik, grafik, zonlu doku gibi özel dokular içerdiğini belirlemişlerdir. Ayrıca klortileşme, epidotlaşma, demiroksitleşme, ve serizitleşme-killeşme türü alterasyonlar gösterdiğini belirtmişlerdir. Jeokimyasal veriler incelendiğinde ise Sarıcakaya magmatik kütlesinin orojenik kökenli, yitim zonu ile zenginleşmesinin ve kabuksal kirlenmenin etkin olduğunu ifade etmişlerdir.

Bilgilioğlu ve Güllü (2018), yaptıkları çalışmalarında Sarıcakaya magmatik kompleksinin gabro, diyorit, granodiyorit ve granit bileşiminde olduğu ve içerisinde farklı boyutlarda mafik mikrogranuler anklavlar içerdiği belirtilmiştir. Yüksek K'lu,

kalkalkalin özellikli kayalardan yapılan U-Pb yaşlandırma yöntemiyle yaşının 321 my – 323 my olarak belirlenmiştir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Hazırlanan doktora tez çalışması arazi çalışmaları, laboratuar çalışmaları ve literatür çalışmaları olarak üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.1. Arazi Çalışmaları

Çalışma kapsamında yapılan jeolojik harita hazırlanması, litolojik sınırların incelenmesi ve laboratuar çalışmaları için örnek derleme aşamalarından oluşmaktadır. Arazi çalışmaları Eskişehir İli Sarıcakaya, Mihalgazi ilçeleri ve Bilecik İli İnhisar ilçelerini kapsayan 1:25000 ölçekli H25 d4 ve H24 c3 paftaları içerisinde yaklaşık 150 km^2'lik bir alanda gerçekleşmiştir. Çalışma alanında daha önce yapılmış 1:25000 ölçekli jeolojik haritalar dikkate alınarak gerekli düzeltmeler harita üzerine aktarılmıştır. Araziden sistematik olarak alınan tüm örnekler Global Navigation Satellite System (GNSS) alıcısı kullanılarak örnek noktaları harita üzerine işlenmiştir. Kaya gruplarının arazi düzeyinde gösterdikleri dokusal ve mineralojik bileşimleri dikkate alınarak magmatik faz haritası oluşturulmuştur. Alınan örneklerin kayaç türü ve dokusal özelliklerinin belirlenebilmesi amacıyla taze ve alterasyondan fazla etkilenmemiş olmasına özen gösterilmiştir. Arazi çalışmalarında metamorfik kayalardan 35, magmatik kayalardan 430 ve volkanik kayalardan 15 olmak üzere toplam 480 adet kaya örneği alınmıştır.

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuar çalışmalarını; mineralojik – petrografik incelemer, jeokimyasal analizler ve radyometrik yaş tayini çalışmaları oluşturmaktadır.

a) Mineralojik ve petrografik incelemeler; Çalışma alanından derlenen örneklerden Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi (YEBİM) İnce Kesit Laboratuvarlarında toplam 347 adet ince kesit yaptırılmıştır. Yapılan incekesitlerin petrografik analizleri Aksaray Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji - Petrografi Laboratuvarında yapılmış olup Leica marka polarizan mikroskop altında kayaçların mineralojik ve dokusal özellikleri belirlenmiştir. İncelemesi yapılan örneklerin mineralojik bileşimleri, dokusal

özellikleri ve bozunma türlerine yönelik mikro fotograf çekimleri ise Leica marka kamera ile yapılmıştır. Piroksen, amfibol, plajiyoklaz, feldispat, granat ve mika minerallerinin türlerini belirlemek için Konfokal Raman Spektroskopisi (KRS) çalışmaları Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi'nde (YEBİM) yapılmıştır. Konfokal Raman Spektroskopisi (KRS) çalışmalarında Thermo marka DXR model cihaz kullanılmıştır.

b) Jeokimyasal analizler; Petrografik çalışmalar sonucunda seçilen alterasyondan en az etkilenmiş taze örnekler seçilerek ana element oksit ve iz element analizleri Aksaray Üniversitesi Bilimsel ve Teknolojik Uygulama ve Araştırma Merkezi (ASÜBTAM) bünyesindeki Jeokimyasal Analiz Laboratuvarında (JAL) yapılmıştır. Ana ve iz element analizleri için örnekler öncelikle Retsch marka kırıcılarda kırılmış daha sonra Fritsch marka bilyeli öğütücülerde yaklaşık 20 mikron boyutunda toz haline getirilmiştir. Öğütülen örnekler bağlayıcı malzeme (Wachs) ile karıştırılıp 12 bar basınç ile preslenerek pellet haline getirilmiştir. Hazırlanan örnekler Dalgaboyu Ayırıcı X Işını Fluorescence (WD-XRF) ile ana ve iz element analizleri yapılmıştır. Alterasyondan en az etkilenmiş toplam 37 örneğin Nadir Toprak Element (NTE) analizleri ise ACME Anatilitik laboratuvarında İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi (ICP – MS) cihazı ile yaptırılmıştır.

c) U-Pb yaşlandırma analizleri; Sarıcakaya Magmatik Kompleksi kayaçlarının U/Pb analizi ile kristalizasyon ilişkisinin belirlenebilmesi için granodiyorit örneklerinden belirlenen 3 adet örnek seçilmiştir. Seçilen örnkelerden elde edilen zirkon minerallerinden yapılan U – Pb radyometrik yaş analizi ise Arizona Üniversitesi Arizona Lazerchron Merkezi laboratuvarında Lazer Emici İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi (LA– ICPMS) cihazıyla yapılmıştır.

3.3. Literatür Çalışmaları

Doktora tez çalışması kapsamında inceleme alanı ile ilgili özellikle bölgenin jeotektonik evrimine yönelik daha önce yapılmış çalışmalar, önerilen bölge ile ilgili yapılmış çalışmalar derlenerek, her bir çalışma ayrıntılı olarak gözden geçirilmiş ve sorunların ve eksikliklerin belirlenebilmesi amacıyla geniş kapsamlı bir literatür taraması yapılmıştır.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

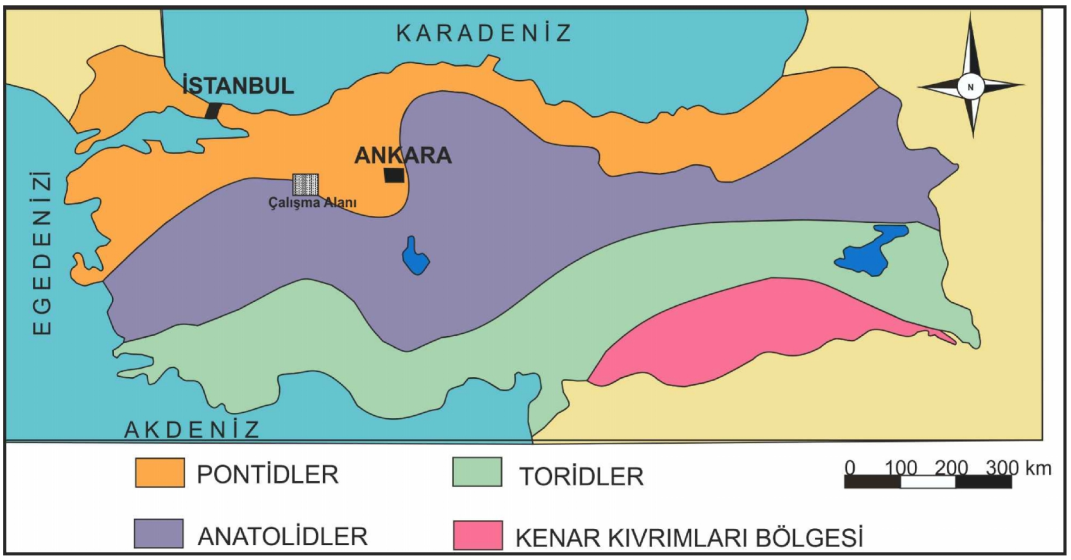
4.1. Bölgesel Jeoloji

Türkiye birden fazla Alpin tektono-stratigrafik birlikten oluşmaktadır. Tetis olarak isimlendirilen okyanusun açılıp kapanması ile oluşan aktif ve pasif kıta kenarları, rift çökelleri, yay ve sutur karmaşıkları gibi kıta parçaları Geç Tersiyer'de tek bir kara parçasını oluşturmuştur (Okay, 2008; Göncüoğlu, 2010). Gelişmiş olan bu olaylar dahilinde Afrikan/Kadomiyen, Variskan ve Kimmeriyen gibi birçok orojenik faaliyetler gelişmiştir. Paleotektonik olarak Lavrasya ve Gondwana kıtalarının arasında yer alan Anadolu jeolojik süreçler boyunca birçok tektonik süreç geçirmiştir.

Anadolu kuzeyde Pontitlerle, güneyde Torid Anatolid Bloğu ile temsil edilen Alpin – Himalaya orojenik kuşağının bir parçasıdır. Bu kuşak Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı okyanusların açılıp kapanması ile oluşan havzalar barındırmaktadır. Bu havzaların genel ismi Tetis okyanusudur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Channel vd., 1996; Okay ve Tüysüz, 1999).

Alp-Himalaya kuşağı içinde yer alan Türkiye Paleotetis okyanusunun kapanması ile farklı jeolojik özelliklere sahip tektonik birliklerden oluşmaktadır. İlk olarak Ketin (1966) Türkiye'yi kuzeyden güneye Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları olarak sınıflamıştır (Şekil 4.1). Bu sınıflama daha sonra Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından kuzey'den güney'e 1- Pontidler, 2- Sakarya Kıtası, 3- Torid-Anatolid Platformu, 4- Arap Platformu, 5- Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı olarak ayrılmıştır.

Okay ve Tüysüz (1999) yaptıkları çalışmalarda ise Türkiye tektonik birliklerini 1-Rodop Istranca Suturu, 2-İstanbul Zonu, 3-Sakarya Zonu, 4- Kırşehir Masifi, 5-Torid-Anatolid Bloğu (Tavşanlı Zonu, Afyon Zonu, Bornova Filiş Zonu, Menderes Masifi), 6-Arap Platformu olarak ayırmışlardır.

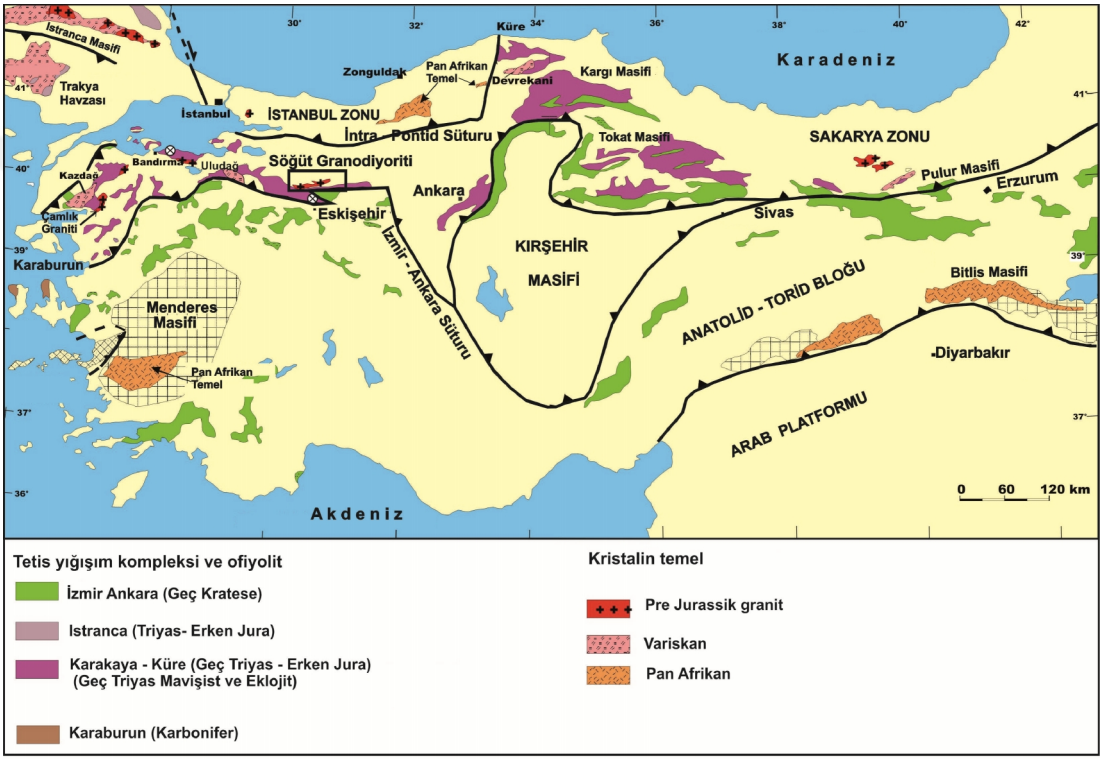


Şekil 4.1. Çalışma alanının Türkiye'nin ana tektonik birlikleri içerisindeki konumu (Ketin 1966).

Şengör ve Yılmaz (1983)'te ise Türkiye'nin sutur zonlarını ise 1- Paleotetis Süturu, 2- Karakaya Süturu, 3 - İç Pontid Süturu, 4 - Ankara-Erzincan 5- İzmir -Ankara Süturu, 6- İç Torid Süturu, 7- Antalya Süturu, 8- Bitlis-Zagros Süturu, 9-Maden Süturu 10- Sevan Ekara Süturu olarak tanımlamışlardır (Şekil 4.2).

Şekil 4.2. Çalışma alanının Türkiye tektonik birlikleri içerisindeki konumu (Şengör ve Yılmaz, 1983'den basitleştirilerek alınmıştır).

Çalışma alanının da içerisinde yer aldığı Sakarya Zonu doğu batı uzanımlı yaklaşık 1400 km^2'lik bir alanı oluşturmaktadır (Şekil 4.3). Variskan, Kimmeriyen ve Alpin orojenezlerinin izlerini taşıyan bu kuşak (Şengör, 1987), Erken Paleozoyik'te Gondwana'dan mikrokıtalarına ayrılması ve Lavrasya'ya eklenmesi ile karmaşık bir yapı kazanmıştır (Şengör ve Yılmaz,1981; Şengör vd., 1984; Okay ve Tüysüz, 1999) Türkiye tetisinin kapanması olayı, neotektonizma ve paleotektonizmaarasında bir ayrım çizgisi olarak kabul edilmiştir. Bu sebeble Sakarya Zonu, Paleotetis ve Neotetis birliklerinin gözlendiği anahtar bölgelerden biridir.



Şekil 4.3. Karaya Kompleksi ve benzeri birimlerin dağılım haritası (Okay vd., 2004).

Sakarya Zonu yaklaşık olarak Brinkmann (1966)'ın "Mysisch-Galatisch scholle", Fourqin (1980)'in "İç Pontidler" ve Şengör ve Yılmaz (1984)'ın "Sakarya Kıtası" na karşılık gelmektedir. Sakarya Zonunun özelliği Permo-Triyas yaşlı kayaçların, metamorfizma ve deformasyon geçirmiş olan ve genellikle Liyas ile başlayan sedimr bir istifin bu metamorfik temel üzerine transgressif olarak yerleşmiş olmasıdır. Bu yüzden Sakarya Zonu stratigrafik olarak, yine Pontidlerin bir parçası olarak yaygın biçimde gözlendiği İstanbul-Zonguldak arasındaki bölgenin stratigrafisinden önemli derecede farklılıklar göstermektedir (Okay, 1984).

Sakarya Zonunun temelini oluşturan metamorfik kayaçlar Karakaya Kompleksi olarak adlandırılmaktadır (Bingöl vd., 1973). Karakaya Kompleksinin jeodinamik evrimi ile ilgili iki farklı görüş vardır (Tekeli vd., 1981). İlki Karakaya Kompleksinin bir okyanus kabuğunu ve yitim zonu kayaçlarını içerdiği, bir diğer görüş ise Karakaya Kompleksinin güneye dalan Paleotetis'in güneyinde gelişmiş temel kayalarını içerdiğidir (Tekeli, 1981). Güneyde yer alan kuşak ise, Anatolid-Toridler ve bunların kuzey kenarını oluşturan İzmir-Ankarazonudur. Şengör ve Yılmaz (1981), bu kuşağın Neotetis'in kuzey kolu olarak Triyassonrasında açılmaya başlayan okyanusun Geç Eosen'de kapanması ile oluştuğunu ifade etmişlerdir. Anatolid-Torid platformu İzmir-Ankara Sütür Zonu boyunca Pontidvolkanik yayıyla çarpıştığında kuzeye dalma olayı sonlanmıştır (Aldanmaz, 2000). Bu çarpışmanın zamanı hakkında farklı görüşler vardır. Harris vd., (1994), çarpışma süresince ortayaçıkan ofiyolit parçalarından elde ettiği veriler yardımıyla çarpışma zamanının OrtaEosen'den daha önce, muhtemelen Turroniyen'den sonra gerçekleştiğini söylemiştir. Pontid zonundaki en genç magmatizma Orta Eosen olarak önerilmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981).

Sakarya Zonu, güneyde Torid-Anatolid platformu, kuzeyde İstanbul Zonu tarafından sınırlandırılmaktadır. Bölge, Sakarya Zonu ve Torid-Anatolid Platformu arasındaki Eosen boyunca kıtasal çarpışmanın şekillendiği bir bindirme kuşağıdır (Yılmaz, 1981; Göncüoğlu vd., 2000).

Çalışma alanının temelini Paleozoik (Permiyen) yaşlı metamorfik birimler oluşturur (Helvacı ve Bozkurt 1994). Bu metamorfik birimler mavişist, glokofanlı yeşilşist ve kloritşisttir. Bunların üzerine bindirmeli olarak Mesozoyik yaşlı ofiyolitik kayalar (serpantinitler) gelmektedir (Varol vd., 1999). Bu birimler Mihalıççık'tan başlayarak Bozüyük'e kadar uzanır (Ünal 1997). Aynı zamanda Sakarya Zonunun temelini oluşturan bu birimler Karakaya Formasyonu (Bingöl vd., 1973) veya Karakaya Kompleksi olarak da adlandırılan, yoğun bir deformasyon ve metamorfizmaya uğramış, bazik volkanik kayalar, grovak ve kireçtaşlarından oluşan kalın bir istif meydana getirir. Bu istif Kuzeybatı Anadolu'da, Pontidleri Anatolidlerden ayıran kenet çizgisinin kuzeyinde geniş bir alanda görülmektedir (Okay vd., 1984). Karakaya Kompleksini oluşturan metamorfik kayaların altında Uludağ ve Kazdağ

yükseliminde tektonik pencere halinde yüksek dereceli metamorfik kayalar Pontitlerdeki ikinci metamorfik birimi teşkil eder (Ketin, 1947).

Tetisin kapanmasından sonraki magmatik etkinlikler neotektonik dönemde gelişen volkanizma olarak, paleotektonik dönemdeki magmatizma ise paleomagmatizma olarak tanımlanmıştır. Paleotektonik dönemdeki magmatizma Triyas öncesi ve Triyas sonrası olarak ifade edilmiştir (Zoroğlu, 2009). Triyas öncesi magmatizma; bu dönemdeki kayaçlar magmatik özelliklerini korumuşolarak, dokusal ve yapısal bazı değişiklikler geçirmiş olarak ya da metamorfizmaya uğramış magmatik kütleler olarak görüldükleri ifade edilmiştir. Triyas sonrası magmatizma; Permiyen sonunda büyük bir bölümü platform karbonatları ile kaplı Türkiye (Şengör ve Yılmaz, 1981) Triyasta yaklaşık doğu-batı gidişli eksenboyunca parçalanmaya başlamış, güneydeki açılma Miyosene kadar varlığını koruyarak Tetisin güney kolunu oluşturarak riftleşmenin meydana geldiği ifade edilmiştir.

Kuzeybatı Anadolu'da Tersiyer yaşlı magmatik etkinlik yaklaşık doğu batı uzanımlı granitik- granodiyoritik plutonlarla temsil edilmektedir. Kuzeyde Sakarya Kıtası, güneyde Menderes Masifive ikisinin arasında yer alan İzmir-Ankara zonu kayaları bu granitik kütleler tarafından kesilir. Granitlerin yerleşimi bu üç tektonik kuşağın bir araya gelmesinden sonra olmuştur (Güllü, 2012).

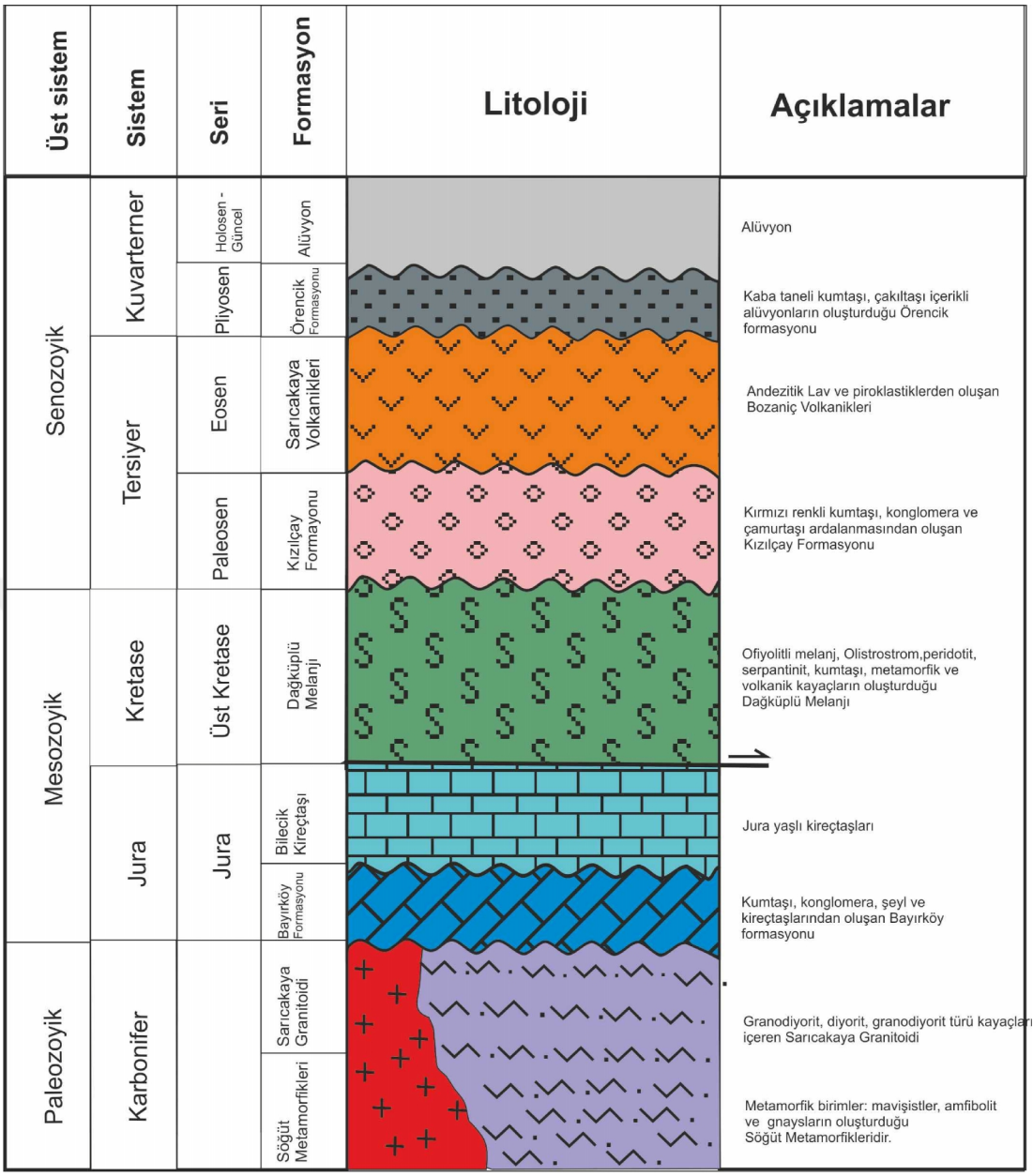
Batı Anadolu'da İzmir–Ankara–Erzincan Sütür Zonunun hem kuzeyin de hem güneyinde gelişen Tersiyer magmatizması Oligosen'de başlamış Erken Miyosen boyunca gerçekleşmiş ve Oligosen – Miyosen boyunca devam etmiştir (Yılmaz, 1997). Volkanik faliyetler ise Erken Miyosen boyunca kabuğun incelmesine bağlı olarak gerçekleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz 1997; Karacık ve Yılmaz, 1998).

Çalışma alanının güneyinde İzmir – Ankara – Erzincan suturu boyunca Üst Kratese yaşlı ofiyolitik birimler (Dağküplü melanjı) bulunmaktadır. Çalışma konusunu oluşturan Karbonifer yaşlı Sarıcakaya granitoidi ise Sakarya Nehrinin kuzey ve güney kesimlerinde mostra vermekte ve D-B gidişli Tuzaklı-Gümele bindirmesinin tabanında bulunmaktadır (Yılmaz, 1981). Sarıcakaya granitoidi Jura yaşlı sığ denizel kumtaşı ve konglomeralar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Okay vd., 2002).

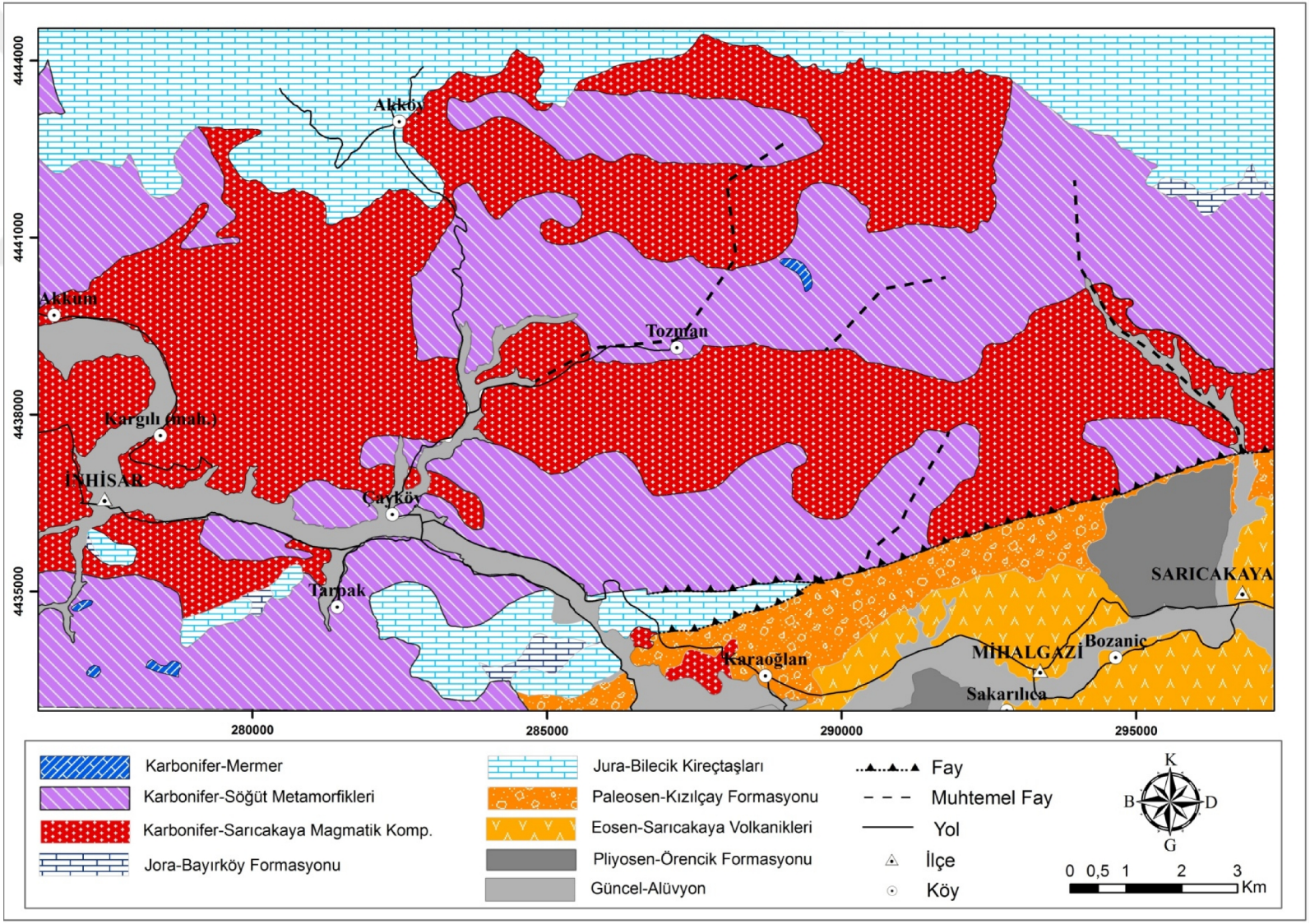
Bilecik civarında Üst Triyas yaşlı metamorfik birim olan grovak, spilit ve kireçtaşından oluşan Karakaya formasyonu üzerine otokton olarak uyumsuzlukla Alt Jura yaşlı marn ve mercekli kireçtaşı ardalanmalı kumtaşından oluşan Bayırköy formasyonu gelir. Bu formasyonun üzerine de uyumsuzlukla Üst Jura yaşlı Bilecik kireçtaşı, uyumsuzlukla Alt Kretase yaşlı kumlu marnlı Soğukçam kireçtaşı, uyumsuzlukla Üst Kretase yaşlı mikrit, kumlu mikrit, marn ve kumtaşı birimlerinden oluşan Gökçekaya formasyonu yer almaktadır (Kadıoğlu vd., 1994).

4.2. Çalışma Alanının Jeolojisi

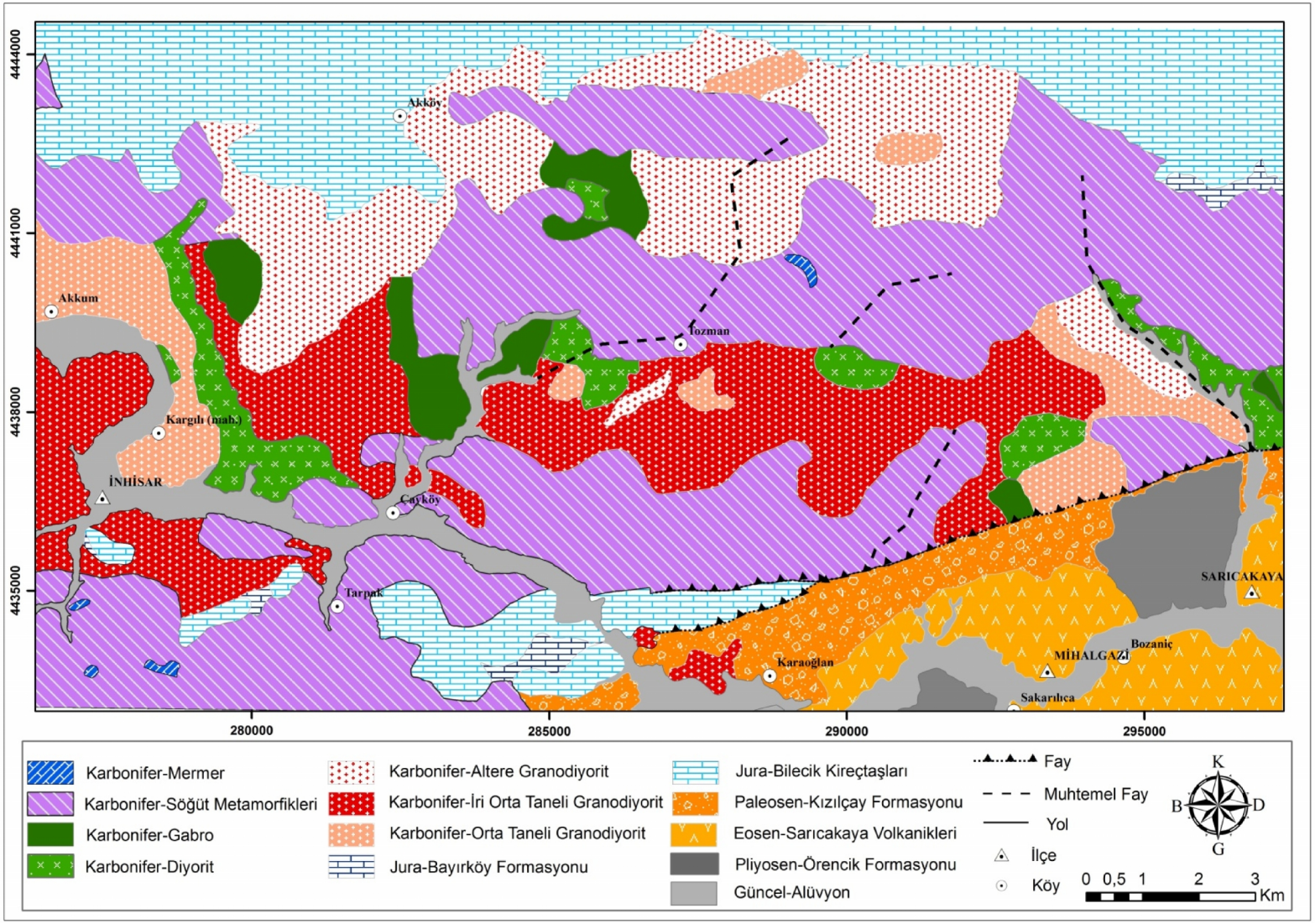
Çalışma alanındaki en yaşlı birim mavişistler ile gnays ve amfibolitlerden oluşan Paleozoyik yaşlı Söğüt metamorfitleridir (Demirkol, 1977). Söğüt metamorfitleri bu çalışmanın esas konusunu oluşturan, Karbonifer yaşlı Sarıcakaya Magmatik Kompleksi (SMK) tarafından kesilmektedir. Paleozoyik yaşlı bu kayaçların üzerine kumtaşı, konglomera, şeyl ve kireçtaşlarından oluşan Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu açısal uyumsuz olarak gelmektedir. Bilecik kireçtaşları bu birimi açısal uyumsuzlukla örtmekte ve çalışma sahasının en yüksek kotlarında kalın mostralar vermektedir. Bilecik kireçtaşları İzmir – Ankara Sutur Zonunu belirleyen Geç Kratese yaşlı oliyolitli melanj, olistrosrom, peridotit, serpantinit, kumtaşı, metamorfik ve volkanik kayaçlardan oluşan Dağküplü melanjı tarafından örtülmektedir. Bölge de okyanusun kapanmasıyla Paleosen'in sonlarına doğru karasal bir döneme girmiş ve kırmızı renkli kumtaşı, konglomera, çamurtaşı ardalanmasının oluşturduğu Kızılçay Formasyonu kayaçları çökelmiştir. Sakarya Nehri'nin taşıdığı akarsu çökellerinden meydana gelen Pliyosen yaşlı Örencik Formasyonu tarafından tüm istif uyumsuz olarak örtülmektedir. Örencik formasyonu üzerine ise bölgedeki en genç birim olan Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yer almaktadır İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti Şekil 4.4'de verilmiştir. Şekil 4.5'de çalışma alanının jeolojik haritası verilmiştir. Şekil 4.6'da ise yapılan petrografik ve jeokimyasal analizler ile oluşturulmuş olan SMK kayaçlarının kayaç – faz haritası verilmektedir.



Şekil 4.4. Çalışma alanına ait genelleştirilmiş dikme kesiti (ölçeksiz).



Şekil 4.5. Çalışma alanı jeoloji haritası.



Şekil 4.6. SMK'ya ait kayaç faz haritası.

4.2.1. Söğüt metamorfikleri

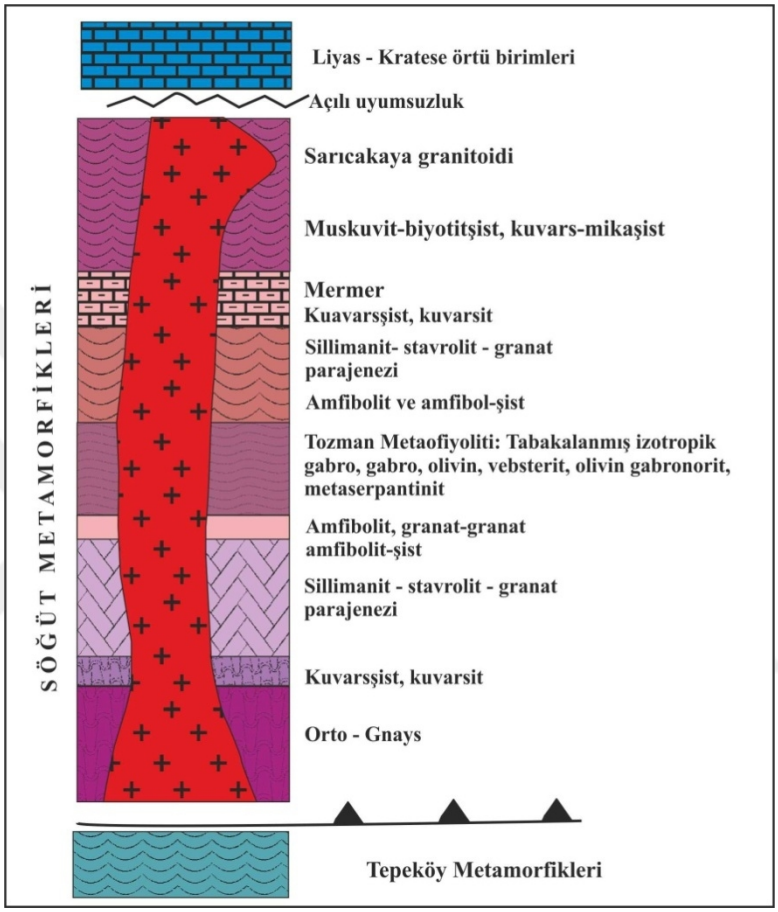
İnceleme alanının en yaşlı topluluğunu oluşturan ve bölgenin temel kayacı olan Paleozoyik yaşlı Söğüt metamorfikleri Söğüt (Bilecik) ilçesi ve civarında yüzeylemektedir. Söğüt metamorfitleri çeşitli araştırmacılar tarafından farklı isimlerde anılmıştır. Yeşil – mavşistler, gnays, amfibolit ve granitik kayaçlardan oluşan kayaç topluluğunu Demirkol (1977), Şentürk ve Karaköse, (1979) "Söğüt Metamorfitleri" olarak adlandırmışlardır. Altınlı (1973b) tarafından "Ayırtlanmamış Temel Karmaşığı", Yılmaz (1977) tarafından"Eski Temel Karmaşığı", Ayaroğlu (1979) tarafından "Bozüyük Metamorfitleri", Kibici (1982) tarafından "Sarıçay Formasyonu", Göncüoğlu vd., (1996) tarafından ise "Orta Sakarya Temel Karmaşığı İçerisinde Söğüt Metamorfitleri" olarak incelenmiştir. Bu çalışmada Söğüt metamorfikleri olarak incelenecektir.

Çalışma alanının en yaşlı litolojik birimini oluşturan Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçları gnayslar (amfibolitler, sillimanit - granat gnays, iki mikalı gnays, mikaşist, sllimanit stavrolitşist, mermer vb.) oluşturmaktadır. Söğüt metamorfikleri düşük dereceliden yüksek dereceliye değişen metamorfik birimlerden oluşur. Düşük dereceli metamorfik kayaçları biyotitşist, kloritşist, serizitşist ve mavişist fasiyesi koşullarında metamorfize olan metabazitler oluşturur. Bölgesel metamofik kayaçları ise Barroviyen koşulları altında metamorfize olan granatşist, biyotitşist, kloritşist ve serisitşist oluşturmaktadır. Kontakt metamorfik kayaçları amfibolit, sillimanitşist ve hornfelsler oluşturur (Kibici, 2010).

Söğüt metamorfikleri, küçük ve lens şekilli, foliasyon düzlemlerine uyumlu kümülat metagabrolar ve ilişkili metaolivin piroksenit ve metaserpantinitlerin oluşturduğu Tozman metaofiyoliti, gnays, amfibolit, sillimanit, mikaşist ve mermer olarak Göncüoğlu vd., (1997) tarafından bölümlendirilerek tanımlanmıştır (Şekil 4.7).

Yılmaz (1979) Söğüt-Bilecik bölgesindeki metamorfik kayaçların, farklı ortamlarda gelişen üç ayrı metamorfizmadan etkilendiklerini ileri sürmüştür. Göncüoğlu vd., (1996) de egemen kayaç türünü gnays ve amfibolitlerin oluşturduğu Söğüt metamorfitlerinin özellikle muskovitli gnays bölümlerinde, kısmi ergimenin verisi olarak değerlendirilen anateksitlerin gözlendiğini, bölgede üç evreli bir metamofizmanın etkili olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Söğüt metamorfitleri, Sakarya nehri kuzeyinde doğu batı uzanımlı olarak gözlenmektedir (Şekil 4.8). Amfibolit ve gnayslar genellikle koyu renkli bantlı ve merceksi yapıda gözlenirken metamorfitler içindeki diğer bir kayaç türü olan mikaşistler ise kahve renkli bantlı ve yapraklanmalı olarak gözlenir. Ayrıca birim içerisinde mercekler halinde mermerler bulunmaktadır.



Şekil 4.7. Söğüt metamorfikleri dikme kesiti (Göncüoğlu vd., 1996'dan alınmıştır).

Metamorfik kayaçlar pegmatitler açısından zenginlik göstermektedir. Pegmatitlerin çoğunlukla doğrultu ve eğimleri şistozite düzlemlerine uyumlu olarak gözlenmektedir (Şekil 4.9a ve Şekil 4.9b). Bu birim, Karbonifer yaşlı SMK tarafından kesilmekte ve üzerine uyumsuz olarak Bayırköy formasyonu gelmektedir.

Söğüt Metamorfitleri Demirkol (1973) ve Gautier (1984) tarafından Prekambriyen veya Alt Paleozoyik olarak yaşlandırılmıştır. Dolayısıyla birimin yaşı Karbonifer öncesi, Alt Paleozoyik olarak yaşlandırılmıştır (Duru vd., 2002). Ustaömer vd., (2011) Orta Sakarya metamorfik temelinden aldıkları bir sillimanit-granat-mika şist

örneğinden ayırdıkları 89 kırıntılı zirkon mineralinden, U-Pb iyon-prob yaşlaması ile 551 My (Ediyakaran) ile 2738 My (Neo-arkeen) arası yaşlar elde etmişlerdir.

Şekil 4.8. Söğüt metamorfiklerinin arazi görünümü.

Şekil 4.9. a) Söğüt metamorfiklerinin yakın arazi görünümü b) Söğüt metamorfikleri içinde gözlenen pegmatit damarları.

4.2.2.Sarıcakaya magmatik kompleksi (SMK)

Sarıcakaya Magmatik Kompleksi Demirkol (1977) tarafından "Akçasu Magmatitleri", Yılmaz (1979) tarafından “Orta Sakarya graniti”, Delaloye ve Bingöl (2000) tarafından da “Eski Granitoyit”, Kadıoğlu vd., (1994) tarafından “Söğüt magmatikleri” Göncüoğlu vd., (1996), Duru vd., (2007) ve Kibici vd., (2010) tarafından “Sarıcakaya Granitoyiti”olarak isimlendirilmiştir. Pluton homojen olarak tek bir birimden oluşmadığı için bu çalışmada birim "Sarıcakaya Magmatik Kompleksi" olarak incelenmiştir.

SMK inceleme alanımızın içerisinde Sakarya Nehri’nin kuzeyinde Ardıçlık Mevki, Karakaya Mevki, Tozman Yaylası, Akkıran Sırtı, Akköy Mevkilerinde yüzeylemektedir. SMK gabro, diyorit ve granodiyorit, türü kayaçlardan oluşmaktadır. Egemen litoloji granodiyorittir.

İnceleme alanında gabroik kayaçlar koyu gri, siyahımsı renkte ve az bir alanda gözlenmektedir. İri orta taneli, koyu gri renklerde gözelen diyoritik kayaçlara geçişlidir. Diyoritik kayaçların inceleme alanında yayılımı sınırlı olarak gözlenmekte vekuvars oranının artmasıyla granodiyoritlere geçiş göstermektedir. Diyoritik kayaçlar granodiyorit türü kayaçlara oranla daha fazla mafik mineral içeriği, çok az kuvars gözlenmesi ve koyu renkleri ile ayırt edilirler (Şekil 4.10 ve Şekil 4.11). İnceleme alanında en geniş alan kaplayan granodiyoritler ise açık gri, pembemsi renklerde olup iri ve orta taneli olarak gözlenmektedir. Plajiyoklaz, kuvars, ortoklaz, biyotit ve amfibollerden oluşur (Şekil 4.12 ve Şekil 4.13).

Şekil 4.10. Diyoritik kayaçların arazi görünümü.

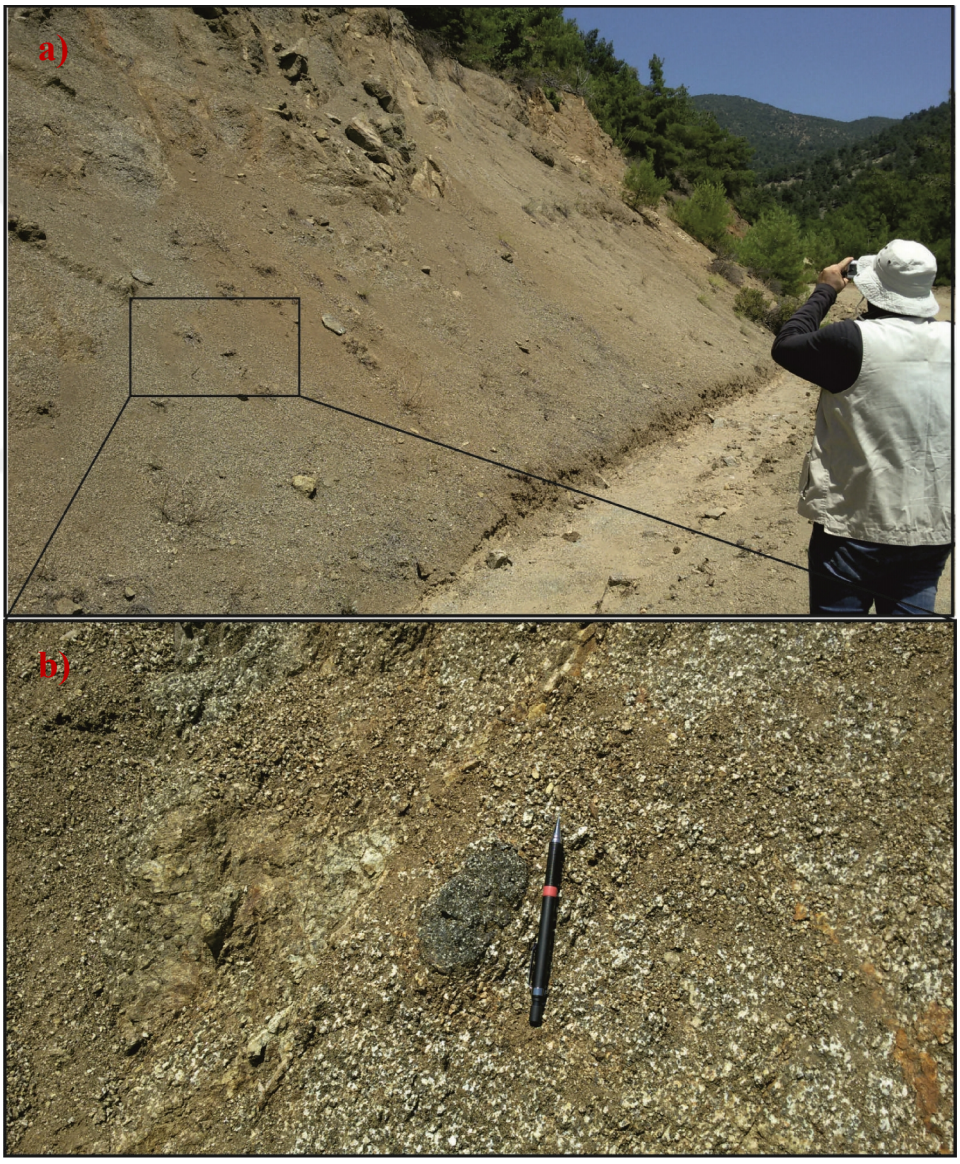
Şekil 4.11. Diyoritik kayaçların yakın arazi görünümü.

Şekil 4.12. Granodiyoritlerin arazi görünümü.

Şekil 4.13. Granodiyoritik kayaçların yakın görünümü.

İnceleme alanında egemen litolojiyi oluşturan granodiyoritler K-G doğrultusu boyunca farklı yapılarda gözlenmektedir. Ardıçlık Mevki, Tozman köyü mevkilerinde granodiyoritler de kuzeyden güneye gidildikçe kayaçlardaki açık ve koyu renkli minerallerin tane boyu büyümekte ve iri-orta taneli, koyu gri renklidirler. Plajiyoklaz, amfibol, biyotit, ortoklaz ve titanit içerirler.

Tozman Köyü civarındaki granodiyoritler ise fazlaca arenalaşmıştır (Şekil 4.14). Arenalaşmanın yoğun olarak gözlendiği plüton, gabrodan granite değişen bileşim sunmaktadır.



Şekil 4.14. a) Arazide arenitleşmiş plütonun görünümü b) Arenitleşmiş plütonun yakın görünümü.

SMK kayaçları pegmatit, aplit ve kuvars damarları ile çeşitli doğrultularda kesilmektedir.

İnceleme alanın da yer alan pegmatitler 30 cm – 100 cm kalınlıklarında olup GB ve KB'ya eğimli olarak gözlenmektedir. Pegmatitler genellikle pembe beyaz renkli içerisinde kuvars ve mikroklin + albit mineralleri gözlenmekte ve boyutları 0.5- 5 cm arasında değişmektedir (Şekil 4.15). Anakaya ile keskin dokanaklı olarak gözlenen pegmatitlerde yersel olarak demiroksitleşme, serizitleşme ve killeşme türü alterasyonlar göze çarpmaktadır.

İnceleme alanın da çok az bir yayılım gösteren aplitler genellikle beyaz renkli olup, kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz ve çok az biyotit içerirler. Kalınlıkları 10 cm – 30 cm arasında gözlenmektedir. Aplit damarları yer yer kesintiye uğradıkları için kesin bir uzunluk vermek mümkün değildir (Şekil 4.16). Doğrultuları KB – GD olup eğimleri GB'dır. Tozman köyü civarında gözlenen kuvars damarları ise granodiyoritleri D-B yönünde kesmekte olup kalınlıkları 10 cm – 30 cm arasında gözlenmektedir.

Şekil 4.15. a) SMK içinde gözlenen pegmatit damarları b) pegmatitlerin yakın görünümü c) ince pegmatit damarları .

Şekil 4.16. SMK içinde gözlenen a) aplit damarları b) kuvars damarları.

SMK içerisinde 1 cm'den 10 cm'e kadar değişen anklavlar yer almaktadır (Şekil 4.17). Arazi gözlemlerinde yuvarlağımsı şekilde olan bu anklavlar, anakayadan keskin dokanakla ayrılmış olup daha koyu ve ince taneli olmalarıyla kolayca ayırt edilebilirler.

Şekil 4.17. SMK'da gözlenen mafik magmatik anklavlar.

Söğüt metamorfitlerini kesen SMK kayaçları üzerine kumtaşı, konglomera, şeyl ve kireçtaşlarından oluşan Liyas yaşlı Bayırköy Formasyonu açısal uyumsuz olarak gelmektedir.

Önceki çalışmalarda SMK'nın yaşı, elde edilen radyometrik yaş verilerine göre 272 My (Çoğulu ve Krummenacher, 1967) ve 290 My (Okay vd., 2002) ve 319,5 - 327,2 My (Ustaömer vd., 2011) olarak (Geç Karbonifer - Erken Permiyen) olarak değerlendirmiştir.

4.2.3. Bayırköy formasyonu

Kırmızı renkli kumtaşı, çamurtaşı, konglomera, şeyl ve kireçtaşından oluşan birim ilk defa Granit ve Tintant (1960) tarafından "Bayırköy kumtaşı" olarak adlandırılmıştır. Altınlı (1973a) birimi Bilecik yöresinde Bayırköy Formasyonu, Eskişehir civarında ise Kapıkaya Formasyonu olarak adlandırmıştır.

İnceleme alanında Bayırköy formasyonu Ballıkaya Tepe ve Deliklikaya mevkiinde gözlenmektedir.

Bayırköy formasyonu Paleozoyik yaşlı temeli örten ilk sığ deniz malzemesidir. Formasyon tabanda akarsu ortamı koşulları altında gelişmiş çakıltaşı, kumtaşı ve şeyl, üst kesimlerinde ise sığdenizel kumtaşı, şeyl ve ince kireçtaşlarından oluşmuştur (Yılmaz, 1981). Formasyonun alt düzeyleri karasal, üste doğru kıyı-sığ denizel ortamı yansıtır. Çakıltaşı ve kumtaşları çoğunlukla alttaki granitik temelden türemiş kuvars, feldispat, mika minerallerinden meydana gelirler.

Bayırköy formasyonu kırmızı renkli, karbonat ara katmanlı ve bol ammonitli seviyeleri Saner (1980) "Calcare Ammonitico Rosso Fasiyesi" kayaları (Varol ve Gökten, 1994; Soussi vd., 1998) ile eşdeğer tutmuştur. Fosil içeriği zengin olan formasyon da çok sayıda Ammonites, Belemnites, Brachiopod, Gastropod, ve Crinoid belirlenmiştir. (Altınlı, 1973; Altıner vd., 1991). Bu formasyonda gözlenen kırmızı renkli marnlı katkıların ve fosil içeriğine dayanılarak brimin yaşı Liyas olarak belirlenmiştir.

Bayırköy formasyonu altta kendinden yaşlı birimler üzerine uyumsuzlukla gelirken, üste uyumsuz gelen Bilecik kireçtaşları ile örtülür. Birimin yaklaşık kalınlığı 20 m civarındadır.

4.2.4. Bilecik kireçtaşları

Birim ilk defa Granit ve Tintant (1960) tarafından tanımlanan Bilecik Kireçtaşlarını Altınlı (1973a) ayrıntılı olarak incelemiş ve "Bilecik Kireçtaşları" olarak adlandırmıştır.

İnceleme alanında Bilecik kireçtaşları Sakarya nehrinin her iki yakasına paralel bir hat boyunca yüzlekler vermektedir. Bilecik kireçtaşları Bayırköy formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Bilecik kireçtaşları, bu birimi paralel uyumsuzlukla örtmekte ve çalışma sahasının en yüksek kotlarında kalın mostralar vermektedir (Şekil 4.18).

Birim beyaz, krem, gri renklerde orta – kalın katmanlı yer yer masif görünümlü kireçtaşlarından oluşmuştur. Birimde fosil oldukça boldur ve ammonitçe zengin alt seviyesi açık deniz koşullarında, resifal üst kesimi ise şelf ortamında çökelmiştir (Altıner vd., 1991).

Birime Altınlı (1973a) Hotriviyen-Barremiyen, Saner (1980) Geç Jura- Erken Kretase, Göncüoğlu vd., (1996) Portlandiyen- Berriasiyen yaşını vermişlerdir.

Bu kayaçlar, ofiyolitli melanj, olistostrom, peridotit, serpantinit, kumtaşı, metamorfik ve volkanik kayaçlardan oluşan ve İzmir-Ankara okyanusunun sütürzonunu belirleyen Geç Kretase yaşlı Dağküplü Melanjı tarafından üzerlenmektedir.

Şekil 4.18. Bilecik kireçtaşlarının arazi görünümü.

4.2.5. Dağküplü melanjı

Şentürk ve Karaköse (1979) tarafından adlandırılan Mesozoyik yaşlı Dağküplü melanjı milonit, ultramilonit, kataklastitler, serpantinleşmiş ultramafik kayaçlar, peridotitler ve farklı türden bloklar (andezitik vedasitik volkanitler, yüksek basınç metamorfitleri, rekristalize kireçtaşı blokları, çörtler ve kireçtaşı blokları) içermektedir (Göncüoğlu vd., 1996). Ultramafitler yer yer tamamen silisleşmiş vekarbonatlaşmış olup ilksel dokusunu kaybederek lisvenitlere dönüşmüşlerdir.

Juran yaşlı Bayırköy Formasyonu ve Bilecik Kireçtaşları üzerine Kretase yaşlı Dağküplü melanjı tektonik konumlu olarak yerleşmiştir.

Bu melanjın serpantinleşmiş ultramafitlerinin bazı kesimlerde Eosen'den sonra listvenitleştikleri görülmektedir. Dağküplü karmaşığı ekay dilimleri halinde alttan üste doğru; ofiyolitli melanj, mafik ve ultramafik kümülatlar, tektonitler izlenmektedir.

Dağküplü ofiyolit istifi, başlıca kümülat ve tektonitler gibi derinlik kayaçlarının ekayları ile bu kayaçların üzerlerine bindirdikleri çoğun lav akıntıları ve çamurtaşlarından oluşmuş melanj diliniminden ibarettir. Yapısal olarak volkanitli bölümün altta, kümülat kayaçlarının oluşturduğu ekay diliminin ortada ve tektonitlerin en üstte yer alması, bu istifin devrikliğini belirtmektedir.

Dağküplü melanjı üzerine kırmızı renkli kumtaşı, konglomera, çamurtaşı ardalanmasından oluşan Kızılçay formasyonu kayaçları çökelmiştir.

4.2.6. Kızılçay formasyonu

Karasal çökellerden oluşan kırmızı renkli birim Eroskay (1965) tarafından adlandırılmıştır.

Kızılçay formasyonu başlıca; çamurtaşı, kiltaşı, silttaşı, kumtaşı, çakıltaşı ardalanmasından oluşur. Egemen kayaç türü birime rengini de veren kızıl renkliçamurtaşlarıdır. Gri, koyu gri renkli çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve silttaşı ardalanımı, kızıl renkli çamurtaşları içinde kanal dolguları biçiminde gözlenir.

Çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, silttaşı kümelenmelerinde yuvarlaklaşma iyi, boylanma ve derecelenme orta olup, bu kırıntılı düzeyler içinde yer yer çapraz tabakalanmalara rastlanır (Şekil 4.19). Kırıntılılarla ardalanan çamurtaşı düzeyleri içinde yer yer küçük karbonat merceklerine de rastlanır.

İnceleme alanında Sakarya Nehrinin kuzeyin de yüzeylemektedir. Genellikle kırmızı, sarı, gri renkte olan çamurtaşı, kiltaşı, silttaşı, kumtaşı, çakıltaşı serisinden oluşmaktadır (Şekil 4.20).

Kızılçay Formasyonu kayaçları andezitik lav ve piroklastitlerden meydana gelen ve Sarıcakaya volkanit birimleriyle yanal ve dikey geçişlidir.

Şekil 4.19. Kızılçay formasyonuna ait arazi görünümü.

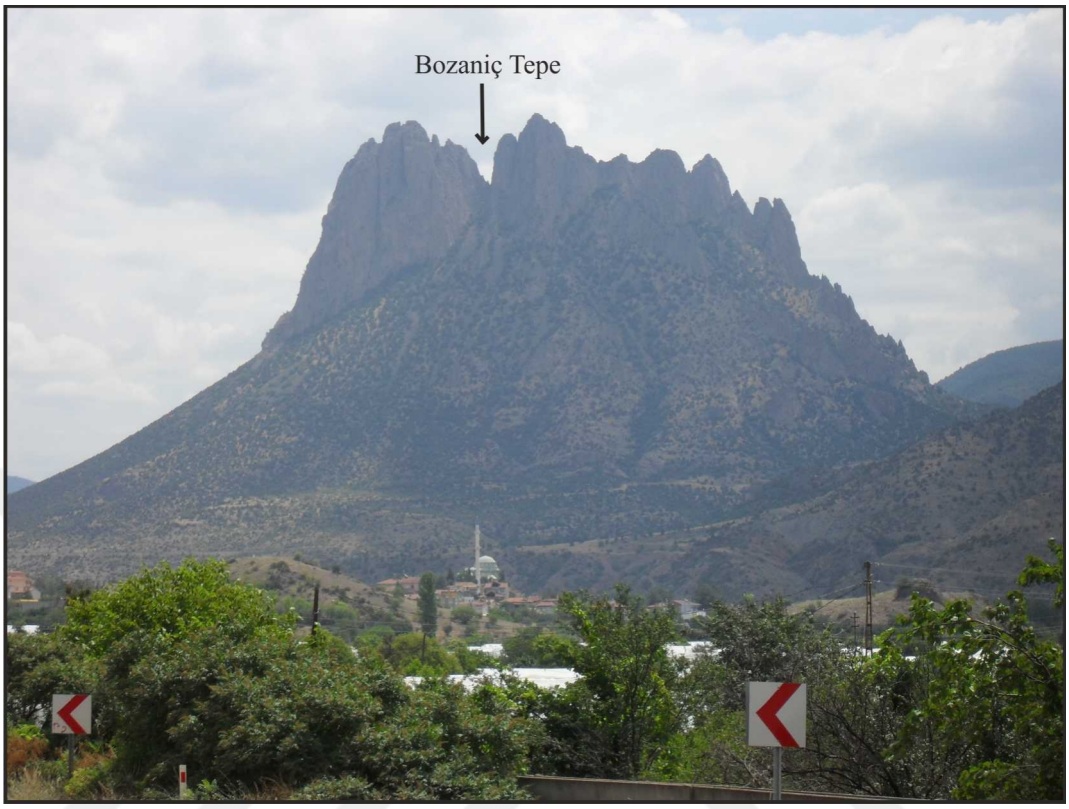
Şekil 4.20. Kızılçay formasyonuna ait çamurtaşı, kiltaşı, silttaşı, kumtaşı, çakıltaşı ardalanması.

4.2.7. Sarıcakaya volkanitleri

Kibici (1986) tarfından Sarıcakaya volkanitleri olarak, Göncüoğlu vd., (1996) tarafından Meyildere volkanitleri olarak Büyükkahraman (2013) tarafından Bozaniç volkanitleri olarakadlandırılmıştır. Birim bu çalışmada da Sarıcakaya Volkanitleri olarak incelenmiştir. Paleosen serilerinin bir kısmının üzerini örten volkanitler Sakarya vadisi boyunca yayılım göstermektedirler. Tersiyer volkanizması olarak bilinen volkanizmanın ürünlerinin kalınlıkları yaklaşık 100 m civarındadır (Kibici 1984).

İnceleme alanında en belirgin Bozaniç Tepe (881 m) de olmak üzere Sivri Tepe, Yaylalıkaya Tepe civarında, Sarıcakaya ve Mihalgazi ilçeleri arasında gözlenmektedir (Şekil 4.21). Andezitik piroklastik kayaçlardan ve lavlardan oluşan birim çalışma alanında doğudan batıya bir uzanım sunar. Pembemsi, gri, siyahımsı gri renklerde gözlenen volkanitler afanitik dokuludur (Şekil 4.22). Birimin yaşı Büyükkahraman (2013) tarafından Ar-Ar yöntemiyle yapılan yaş analizinde 48.13±0.15 my olarak Erken–Orta Eosen olarak belirlenmiştir.

Tüm istif, Sakarya Nehri'nin taşıdığı akarsu çökellerinden meydana gelen Pliyosen yaşlı Örencik Formasyonu tarafından açısal uyumsuz olarak örtülmektedir.



Şekil 4.21. Sarıcakaya volkanitlerinin gözlendiği Bozaniç Tepe.

Şekil 4.22. Sarıcakaya volkanitlerinin arazi görünümü.

4.2.8. Örencik formasyonu

Çalışma alanındaki genç çökellerini karasal konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ardalanması oluşturmakta ve birim Aydın vd., (1987) tarafından "Örencik Formasyonu" olarak adlandırılmıştır.

Formasyon kırmızı, sarımsı kırmızı, kahverengi konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ardalanmasıyla temsil edilir. Birim, genelde çok az tutturulmuş olup, orta – kalın tabakalanma gösterir. Birim çalışma alanında Sarıcakaya yerleşim alanı ve Sakarıılıca yerleşim alanı çevresinde gözlenmektedir.

Bu formasyonun üzerinde ise bölgedeki en genç birim olan Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yer almaktadır.

4.2.9. Alüvyonlar

Çalışma alanınınen genç birimini dere yatakları boyunca kum-çakıl ardalanması şeklinde gözlenen Kuvarterner yaşlı alüvyonlar oluşturmaktadır.

4.3. Mineraloji ve Petrografi

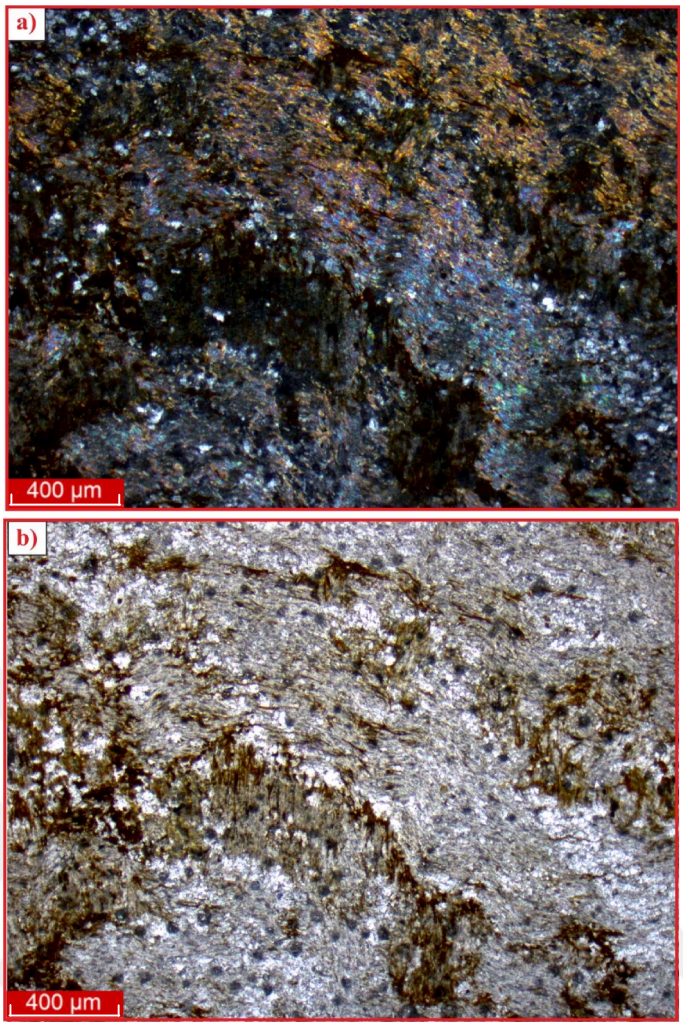
Bu bölümde inceleme alanında gözlenen metamorfik, magmatik ve volkanik birimlerden yapılan ince kesitlerin incelenmesi yapılmış ve petrografik özellikleri belirlenmiştir. Çalışmanın esas konusunu oluşturan SMK kayaçlarının arazi çalışmalarındadetaylı örneklemesi yapılmış olup her birimin (Gabro, diyorit, granodiyorit, anklav vb.) ayrı ayrı petrografik incelemesi yapılmıştır. Seçilen örneklerden mineralojik ve petrografik özelliklerini belirlemek için Ankara Üniversitesi YEBİM ve Pamukkale Üniversitesi İncekesit laboratuarlarında toplam metamorfik birimlere ait 12 adet, volkanik birimlere ait 15 adet SMK'ya ait 320 adet ince kesit yaptırılmıştır. Yapılan ince kesitler polarizan mikroskop altında incelenerek kayaçları oluşturan mineraller ve dokusal özellikler belirlenmiştir. Çalışma alanından alınan örneklerin mikro ve makro incelemeleri yapılarak SMK'ya ait kayaç faz haritası yapılmıştır.

4.3.1. Söğüt metamorfikleri

Çalışma alanının en yaşlı birimi olan Söğüt metamorfitleri düşük dereceliden yüksek dereceliye değişen metamorfik özellikler göstermektedir. Düşük dereceli metamorfik kayaçları biyotitşist, kloritşist, serizitşist ve mavişist fasiyesi koşullarında metamorfize olan metabazitler oluşturur. Genel olarak iyi foliasyonlanma gösteren Söğüt metamorfiklerini kesen damar kayaçları foliasyonlara uyumlu olarak gözlenmektedir. Bölgesel metamofik kayaçları Barroviyen koşulları altında metamorfize olan granatşist, biyotitşist, kloritşist ve serisitşist oluşturur. Kontakt metamorfik kayaçları amfibolit, sillimanitşist ve hornfelsler oluşturur (Kibici, 2010).

Söğüt metamorfitlerinin egemen kayaç türünün gnays, amfibolit ve mikaşistler oluşturmaktadır. Gnayslar genellikle ince taneli olup biyotit, plajiyoklaz, K-feldispat, kuvars ve sillimanit minerallerinden oluşmaktadır.

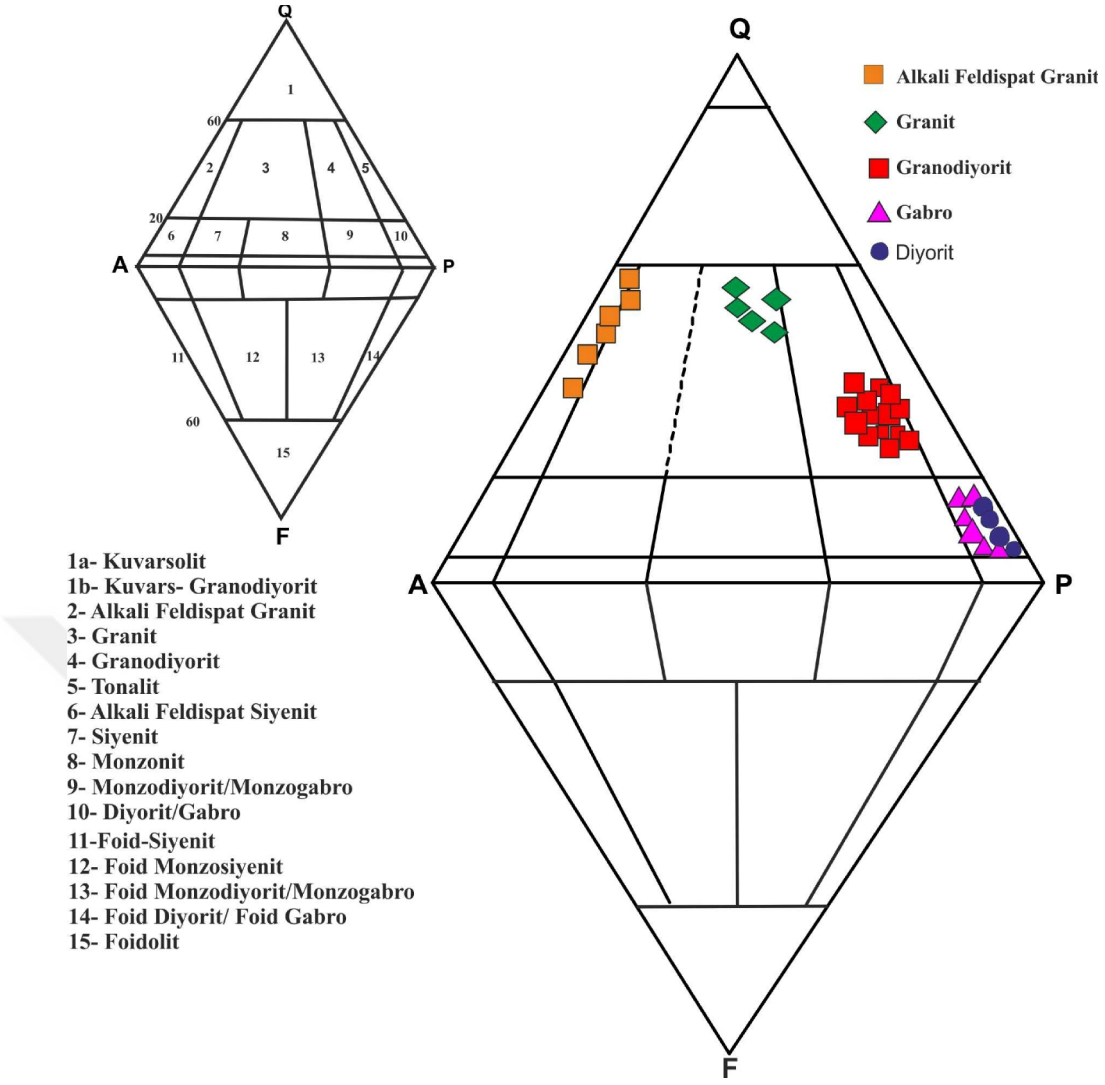
Mikaşistlerin genel mineralojik bileşimi kuvars, plajiyoklaz, biyotit, muskovit, epidot ve apatit'tir. Mikaşistler genellikle iyi foliasyonlu, ince - orta taneli olup lepidoblastik doku özelliğindedir (Şekil 4.23). Amfibolitler ise ana olarak plajiyoklaz, amfibol, biyotit ve çok az da kuvars minerallerinden oluşmaktadır.



Şekil 4.23. Söğüt metamorfiklerinin polarizan mikroskop altında genel doku görünümü a) çift nikol görünümü b) tek nikol görünümü.

4.3.2.Sarıcakaya magmatik kompleksi

İnceleme alanında Sakarya nehrinin kuzeyinde yüzeyleyen birimgabro, diyorit, granodiyorit ve granit bileşimli kayaçlardan oluşmaktadır. Bölge de en yaygın birim olarak granodiyoritler gözlenmektedir. Çalışma alanından alınan örneklerden yapılan nokta sayma yöntemiyle modal mineralojik bileşimi hesaplanmıştır (Ek A, Çizelge A). Elde edilen sonuçlar QAP sınıflamasına aktarılarak çalışma alanı içerisindeki kayaçların gabro, diyorit, granodiyorit, granit, alkali feldispat granit bileşimli oldukları belirlenmiştir (Şekil 4.24).



Şekil 4.24. SMK kayaçlarının QAP (Streckeisen, 1976) diyagramında dağılımları.

4.3.2.1. Gabro

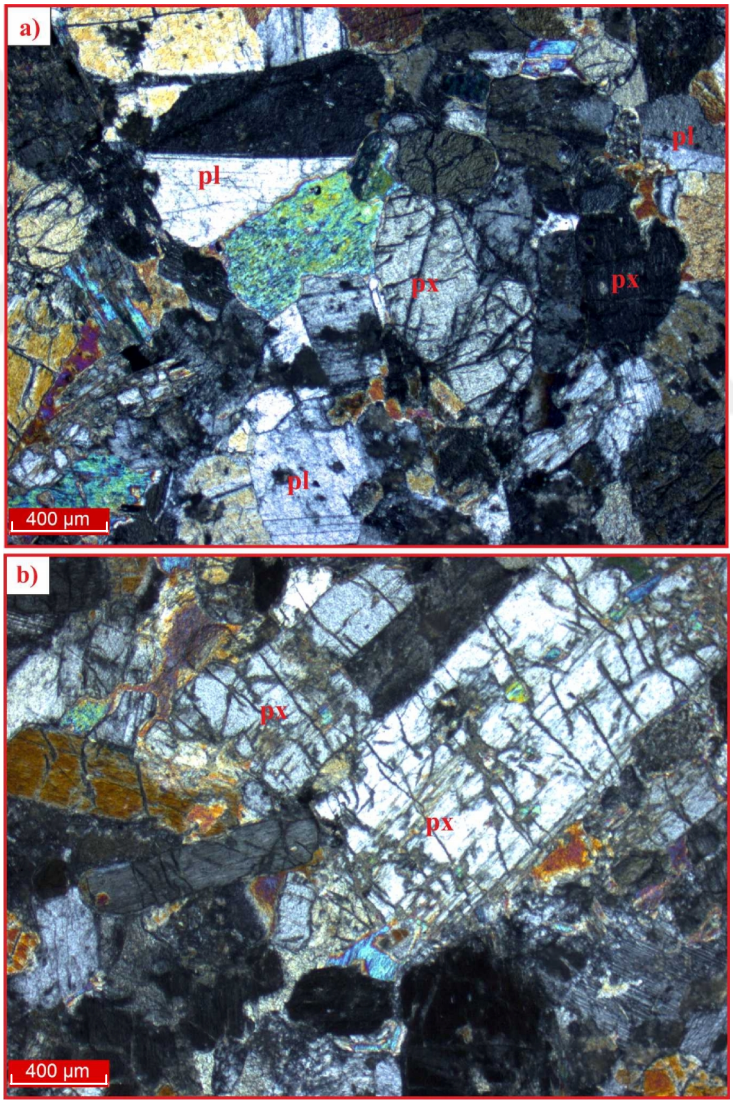
Gabro bileşimli kayaçlar holokristalin hipidiyomorf, tanesel doku özelliği göstermektedir. Gabroların ana mineralojik bileşimlerini plajiyoklaz, amfibol, piroksen, biyotit mineralleri oluşturur (Şekil 4.25a).

Genellikle yarı özşekilli kristallerden oluşan plajiyoklaz minerali albit – karlsbad ve polisentetik ikizlenme gösterir. Albit ikizine göre belirlenen sönme açılarına göre plajiyoklaz türü labrador olarak belirlenmiştir. Çoğu plajiyoklazlarda serizitleşme ve amfibollerde de ise epidotlaşma türü alterasyonlar gözlenmektedir.

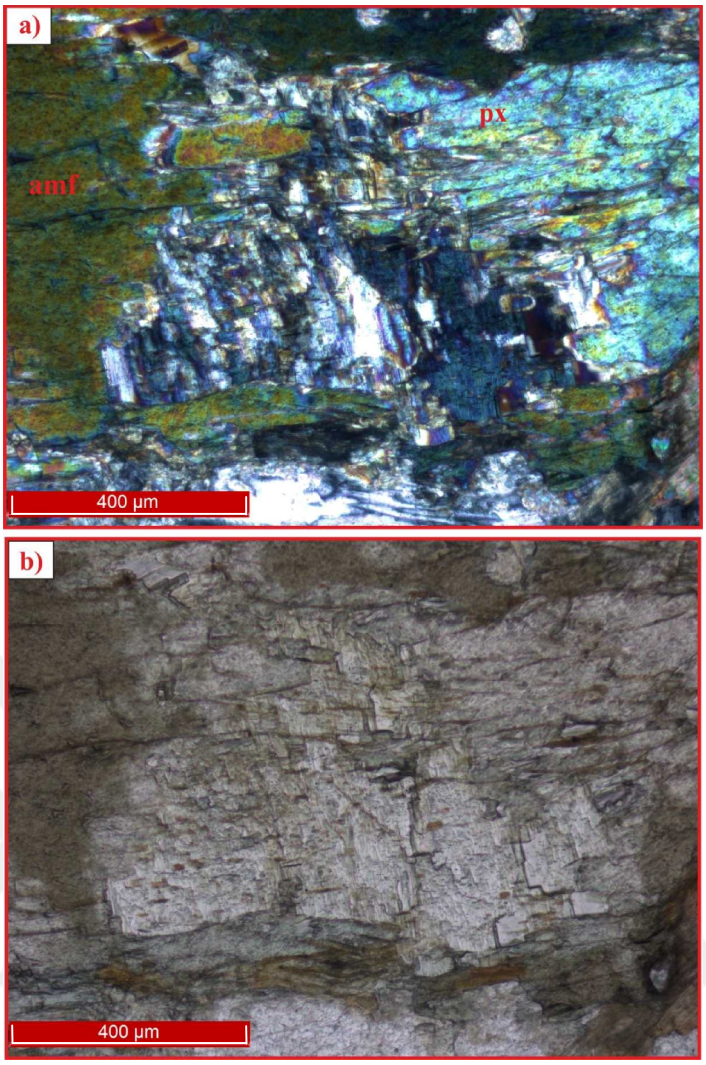
Kayacın diğer bir bileşimini oluşturan piroksen mineralleri ise genellikle yarı özşekilli, renksiz, belirgin dilinimli ve orta- yüksek optik engebesiyle tanınmaktadır

(Şekil 4.25b). Piroksen minerali plütonik kayaçlarda hidrotermal bozunma ile amfibol minerallerine dönüşür veya amfibol tarafından kuşatılır. Bu alterasyon türüne uralitleşme denir. İncelenen bazı piroksen minerallerinde uralitleşme gözlenmektedir (Şekil 4.26).

Çoğunlukla yarı özşekilli ve uzun prizmatik olarak gözlenen amfibol mineralleri, diğer önemli bir mafik minerali oluşturmaktadır. Tek nikolde yeşil-koyu yeşil renkli pleokroizma sunan amfibol mineralleri çift nikolde canlı girişim renkleri sunarlar. Altere olanları çoğunlukla epidotlaşma göstermektedir. İkincil olarak epidot, klorit, serisit ve karbonat mineralleri gözlenmektedir.



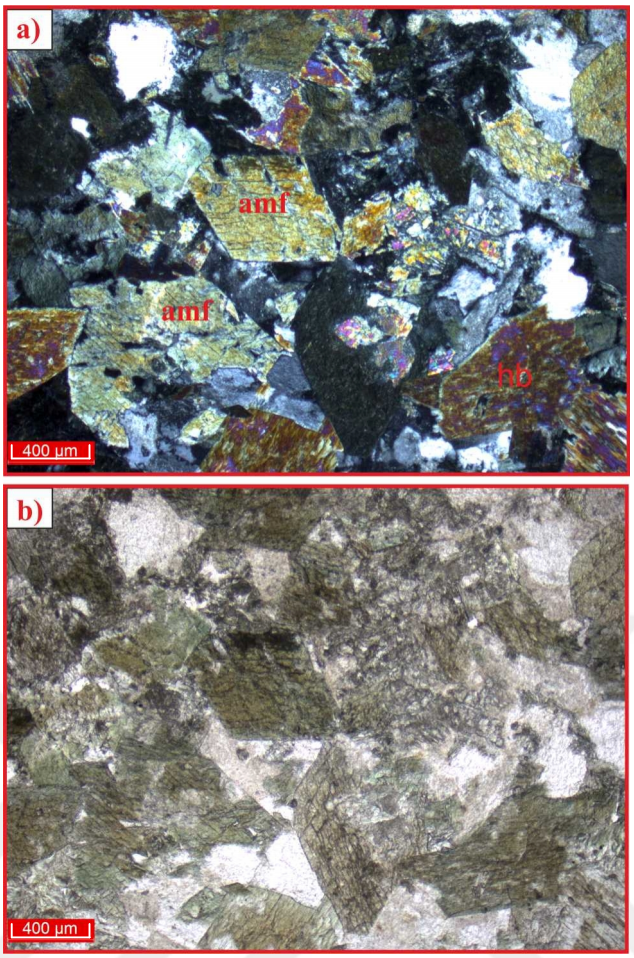
Şekil 4.25. Gabroik kayaçların polarizan mikroskop altında a) genel doku görünümü b) iri piroksen minerallerinin görünümü (amf: amfibol, px: piroksen, pl: plajiyoklaz).



Şekil 4.26. Gabroik kayaçlar içinde gözlenen piroksen mineralinin amfibol mineraline dönüşmesi (uralitleşme) polarizon mikroskop altında a) çift nikol görünümü, b) tek nikol görünümü (amf: amfibol, px: piroksen).

4.3.2.2. Diyorit

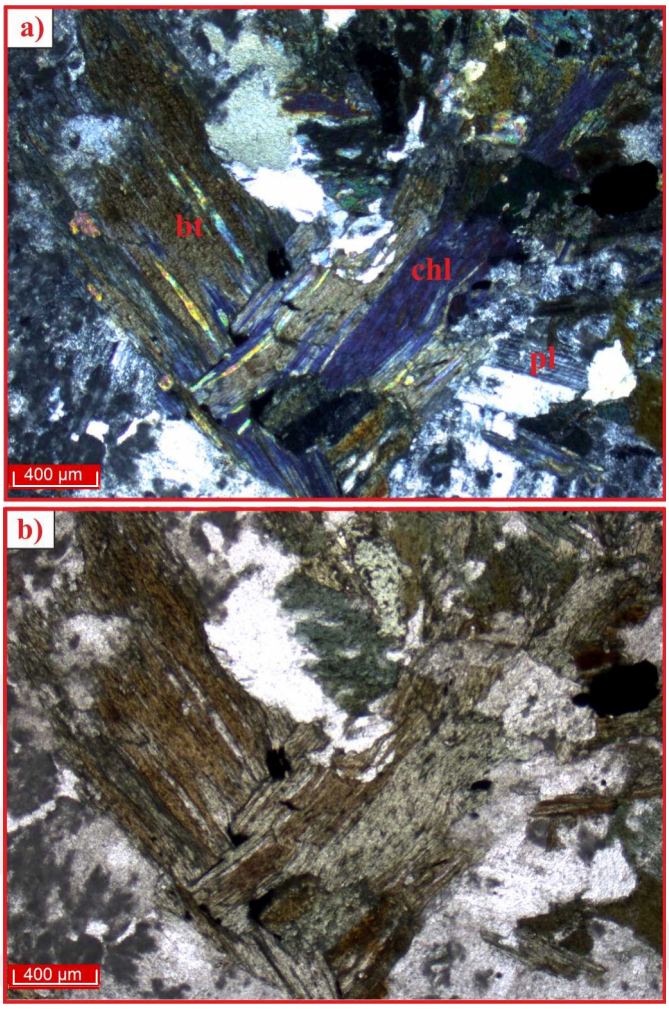
Diyorit bileşimli kayaçların genel mineralojik bileşimini, plajiyoklaz, amfibol, biyotit, ±kuvars, ±ortoklaz ve titanit mineralleri oluşturmaktadır. İkicil olarak biyotit, epidot, serisit mineralleri gözlenmektedir. Diyoritler holokristalen, hipidiyomorf ve tanesel doku özelliği göstermektedir (Şekil 4.27). Belirlenen sönme açısına göre plajiyolazların anortit içeriği % 50'nin altında olup oligoklaz - andezin bileşimindedir. Yarı özşekilli prizmatik biçimli olarak gözlenen plajiyoklaz mineralleri albit periklin türü ve polisentetik ikizlenme göstermektedir. Plajiyoklazlarda çoğunlukla serizitleşme türü alterasyonlar gözlenmektedir.



Şekil 4.27. Diyoritik kayaçların polarizan mikroskop altında genel doku görünümü a) çift nikol görünümü, b) tek nikol görünümü (amf: amfibol).

Diyoritik kayaçların mafik mineral içeriğini çoğunlukla amfiboller oluşturmaktadır. Koyu yeşilimsi renk tonlarına sahip amfiboller öz şekilli ve yarı özşekilli olarak gözlenir ve belirgin pleokroizma özelliğine sahiptir. Özşekilli olan kristallerinde basit ikiz gözlenmektedir. Amfibol mineralleri içerisinde farklı türdeki mineral kapanımlarının gözlendiği poiklitik doku tanımlanmaktadır. Altere olan amfibollerde çoğunlukla biyotitleşme, kloritleşme ve epidotlaşma türü alterasyonlar gözlenmektedir.

Kayaçta daha az gözlenen bir diğer mafik bileşen olan biyotitler çoğunlukla yarı öz şekilli ve kahverengiden kızıla değişen belirgin pleokrizma göstermektedir. Tek nikolde çok iyi dilinim yüzeyleri ve yüksek röliyefi ile tanımlanmaktadır. Biyotit mineralleri kenarlarından itibaren klorit mineraline dönüşerek klotritleşme türü alterasyon gözlenmektedir (Şekil 4.28).

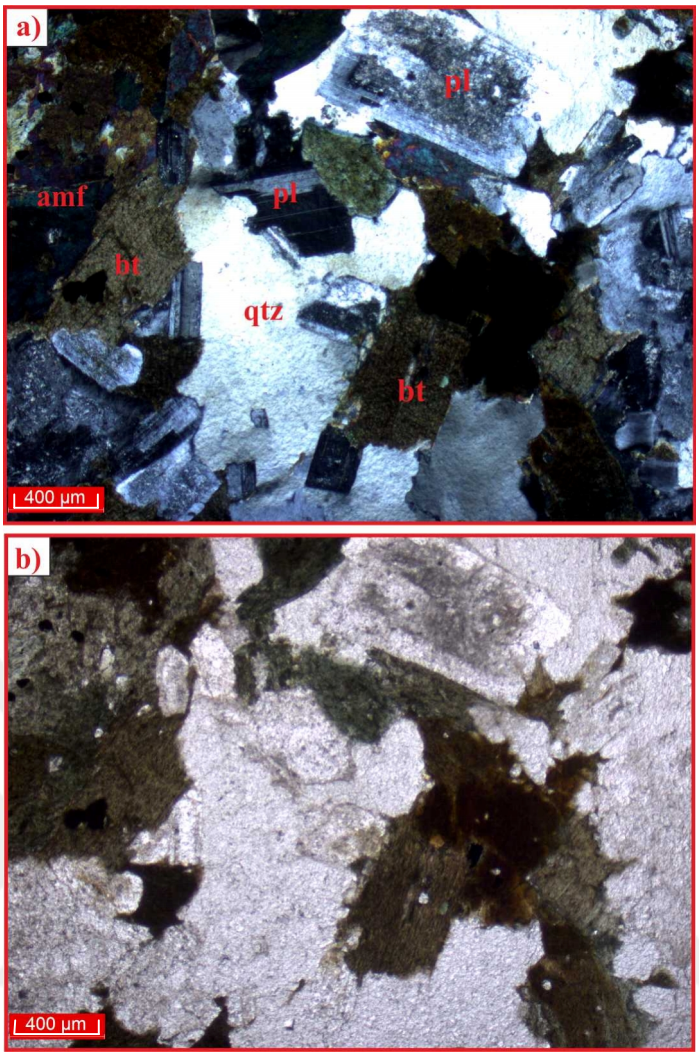


Şekil 4.28. Biyotitler de gözlenen kloritleşme türü alterasyonun polarizan mikroskop altında a) çift nikol görünümü, b) tek nikol görünümü (bt: biyotit, chl: klorit).

Kayaçta daha az miktarda kuvars ve ortoklaz mineralleri de görülmektedir. Ayrıca kayaçda soluk renkli ve çok yüksek optik engebesiyle titanit mineralleri de gözlenmektedir.

4.3.2.3. Granodiyorit

SMK'nın en büyük alanını oluşturan granodiyoritlerin genel mineralojik bileşimini kuvars, plajiyoklaz, amfibol, biyotit, ortoklaz, zirkon, apatit mineralleri oluşturmaktadır. Granodiyoritler holokristalen hipidiyomorf tanesel doku özelliği göstermektedir (Şekil 4.29).



Şekil 4.29. Granodiyoritik kayaçların polarizan mikroskop altındaki genel doku görünümü a) Çift nikol görüntüsü, b) Tek nikol görüntüsü (amf: amfibol, pl: plajiyoklaz, qtz: kuvars, bt: biyotit).

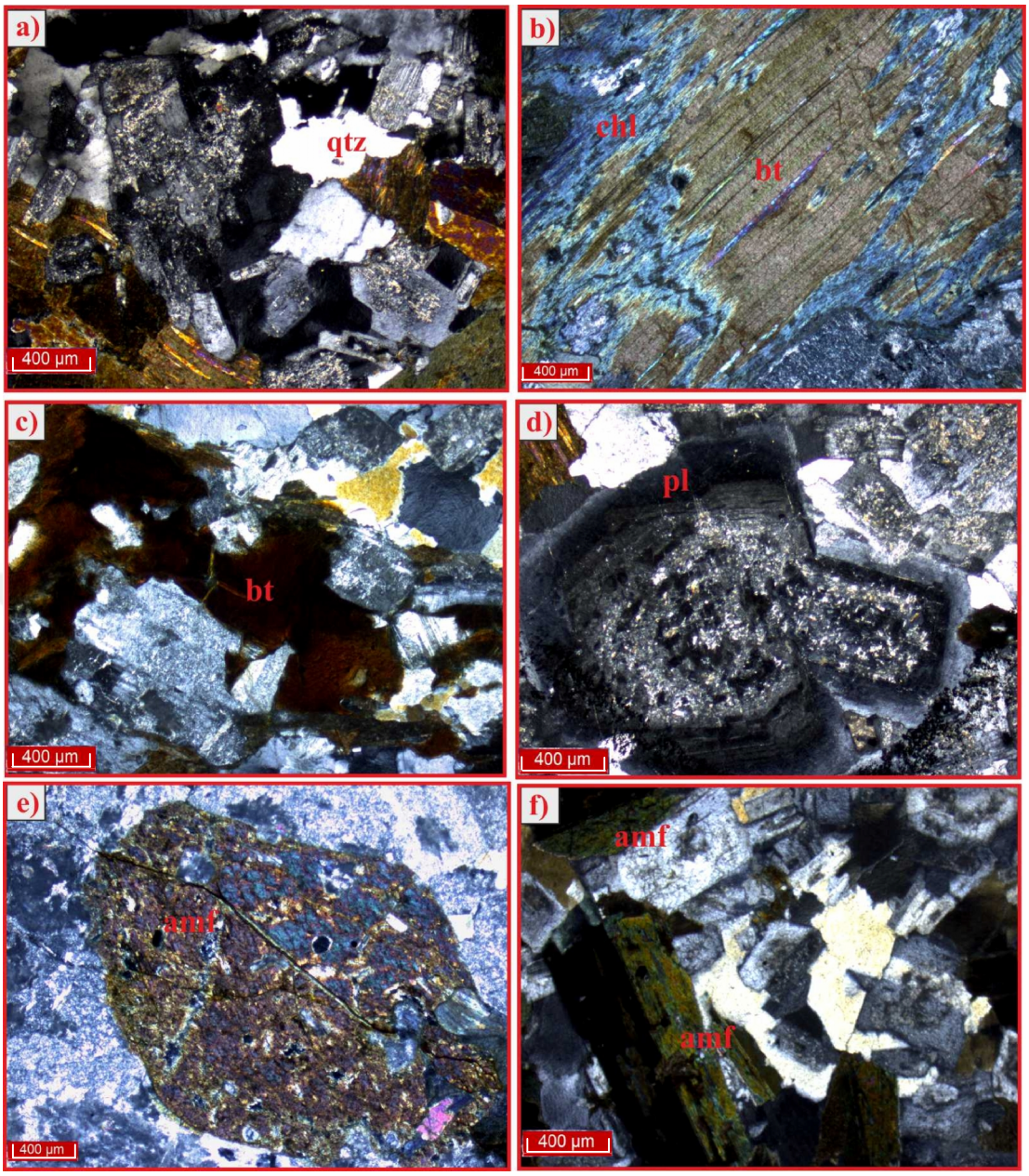
Kuvars mineralleri; yarı özşekilli, temiz bir yüzeye sahip I. Dizi gri grişim renklerinde gözlenir ve dalgalı sönme göstermektedir.

Ortoklaz mineralleri; iri kristaller ve yarı özşekilli olarak tanımlanmaktadır. Karakteristik pertitik doku özelliği göstermektedir. İri ortoklazlar içinde kapanım şeklinde gözlenen amfibol ve biyotit mineralleri poiklitik doku özelliği gösterirler. Ortoklaz mineralleri genellikle serisitleşme türü alterasyon göstermektedir.

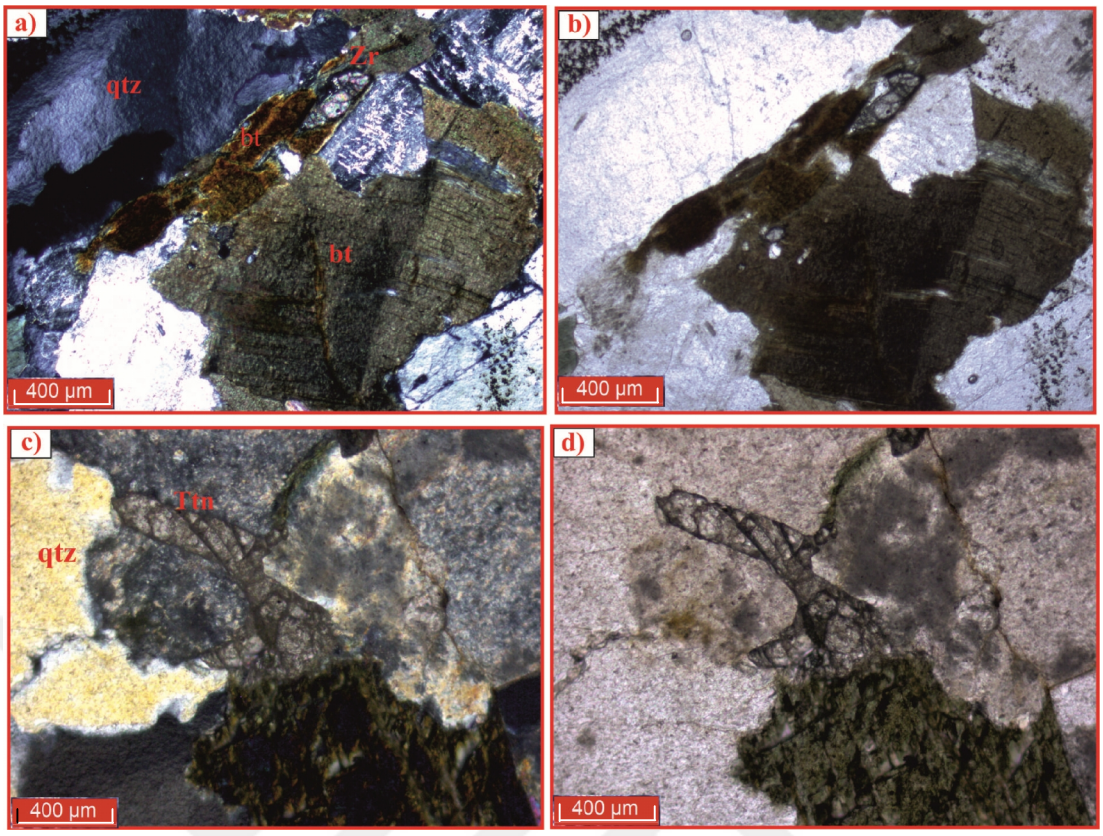
Yarı özşekilli, prizmatik olarak gözlenen plajiyoklaz mineralleri; albit periklin türü ikizlenme göstermektedir. Plajiyoklaz minerallerinde sosuritleşme ve serisitleşme türü alterasyonlar gözlenmektedir (Şekil 4.30a). Ayrıca bazı plajiyoklaz minerallerinde zonlanma gözlenmektedir (Şekil 4.30d)

Granodiyoritlerin mafik mineral içeriği incelendiğinde bol miktarda amfibol ve biyotit mineralleri gözlenmektedir. Amfibol mineralleri prizmatik ve altıgen özşekilli olarak gözlenmekte ve bol kapanım içermektedirler (Şekil 4.30e ve Şekil 4.30f). Amfibol mineralleri ayrıca yüksek pleokrozyizmaya sahip, kahvemsi yeşilimsi renklerde gözlenmektedir. Çoğunlukla açık kahverengiden yeşile doğru değişen pleokrizma göstermektedir. Amfibol mineralleri dilimlerinden itibaren biyotit mineraline dönüştüğü biyotitleşme göstermektedir. Bir diğer mafik mineral olan biyotit mineralleri de yarı özşekilli iyi gelişmiş dilinim izleri ve kahverengiden kızıla değişen pleokroyizması ile tanımlanmaktadır. İri kristaller şeklinde gözlenen biyotitler bazı kesitlerde bıçağımsı biyotit formunda gözlenmektedir. Biyotit mineralleri kenarlarından itibaren klorit mineraline dönüşmüş ve ikincil klorit minerallerini oluşturmuştur (Şekil 4.30b). Ayrıca tek nikolde düzensiz sınırları, düşük pleokroyizması ve opasitleşmenin gerçekleştiği hidrobiyotit mineralleri tanımlanmıştır (Şekil 4.30c).

Granodiyoritler içinde gözlenen tali mineraller ise genellikle kapanım şeklinde bulunan zirkon (Şekil 4.31a ve Şekil 4.31b), apatit, titanit (Şekil 4.31c ve Şekil 4.31d) ve opak minerallerden oluşmaktadır.



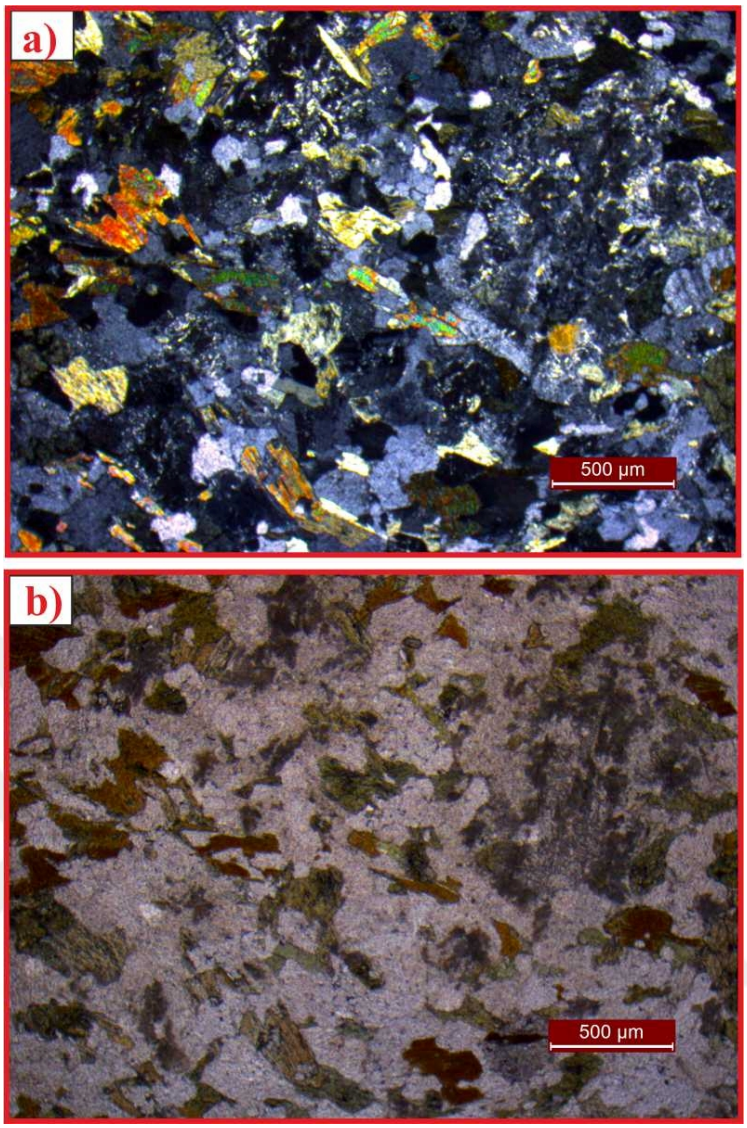
Şekil 4.30. Granodiyoritler içinde polarizan mikroskop altında gözlenen a) serizitleşen plajiyoklaz mineralleri b) kortileşme gözlenen biyotit mineralic) Hidrobiyotit oluşumları d) zonlu plajiyoklaz, e) Kapanımlar içerenaltıgen özşekilli amfibol minerali f) Uzun prizmatik basit ikiz gösteren amfibol minerali (amf: amfibol, pl: plajiyoklaz, qtz: kuvars, bt: biyotit).



Şeki 4.31. Granodiyoritler içine polarizan mikroskop altında gözlenen a) biyotitler içindeki zirkon mineraliçift nikol görünümü b) zirkon mineralitek nikol görünümü c) titanit minerali çift nikol görünümü d) titanit minerali tek) nikol görünümü (ku: kuvars, bi: biyotit, zr: zirkon, ti: titanit).

4.3.2.4. Mafik magmatik anklavlar

SMK içerisinde anakayadan farklı renk ve dokusal özellikte mafik magmatik anklavlar gözlenmektedir. Anakayaya göre daha koyu renkte ve anakayadan keskin dokanakla ayrılan anklavlar daha ince tanelidir. Mikroskobik incelemelerinde mafik magmatik anklavlar holokristalin, hipidiyomorfik tanesel, doku özelliği göstermektedir (Şekil 4.32). Anklavların kristal boyutları anakayaya oranla daha küçüktür. Genel mineralojik bileşimini plajiyoklaz, amfibol, biyotit, ortoklaz mineralleri oluşturur. Anakayaya göre daha fazla ferromagnezyen mineralleri içermektedir. Kuvars mineralleri küçük ve dalgalı sönme göstermekte, plajiyoklaz mineralleri ise çoğunlukla serisitleşmiştir. Amfibol mineralleri yarı özşekilli olup yer yer opak mineral inklüzyonları içermektedir. Amfibollere göre daha az bulunan biyotit mineralleri ise yarı özşekilli çubuğumsu prizmatik şekillerde gözlenmektedir.



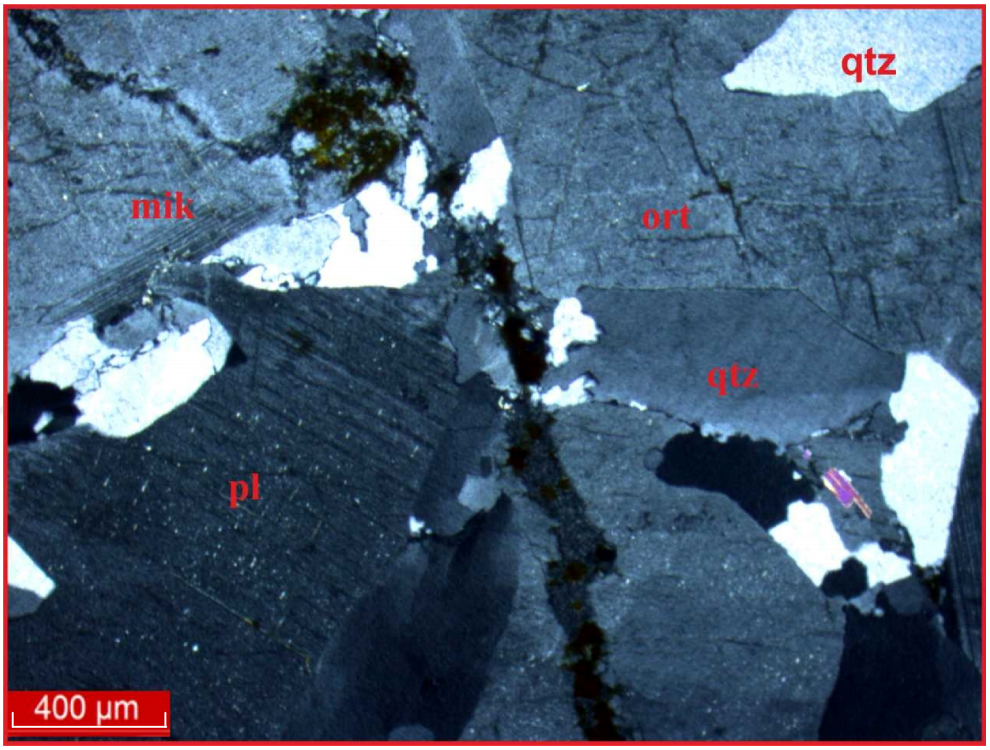
Şekil 4.32. Anklavların polarizan mikroskop altındaki genel doku görünümü a) çift nikol görünümü b) tek nikol görünümü.

4.3.2.5. Pegmatitler

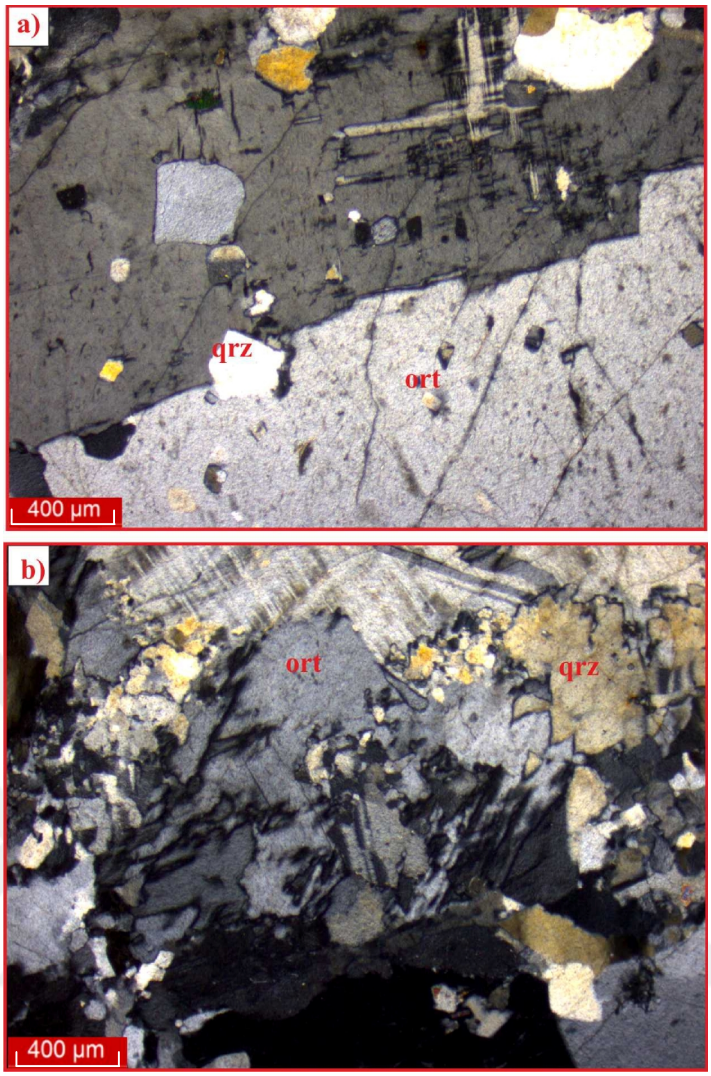
SMK'nın ana karakteristiğini oluşturan ve plutonu farklı yönlerde kesen pegmatitler ana olarak kuvars + mikroklin + ortoklaz±granat ± opak mineral ± apatit bileşiminden oluşurlar. Orta ince taneli pegmatitler holokristalin hipidiyomorf porfirik doku özelliği göstermektedir (Şekil 4.33). Kaya içerisinde kuvars mineralleri iri taneli temiz yüzeyli I. dizi gri grişim renkleri ile karakterize olup dalgalı sönme göstermektedir. Kayaçta hâkim minerali oluşturan feldispat mineralleridir. Ortoklaz mineralleri çoğunlukla pertitik doku özelliği göstermektedir. Mikroklin minerallerinde kafes yapısı oldukça belirgindir. İri ortoklazlar içerisinde gözlenen kapanım şeklindeki gözlenen mineraller, tipik poikilitik doku özelliğindedir (Şekil

4.34a). Ayrıca kuvars minerallerinin alkali feldsipat mineralleri içerisinde küçük çivi yazısına benzer köşeli kamalar şeklinde oluşturduğu grafik doku gözlenmektedir (Şekil 4.34b). Pegmatitler içerisinde iri boyutlu spessartin türü granatlar gözlenmektedir (Şekil 4.35). Ana kaya ile keskin dokanaklı olarak gözlenen pegmatitlerde yersel olarak demiroksitleşme ve serizitleşme-killeşme türü alterasyonlar göze çarpmaktadır.

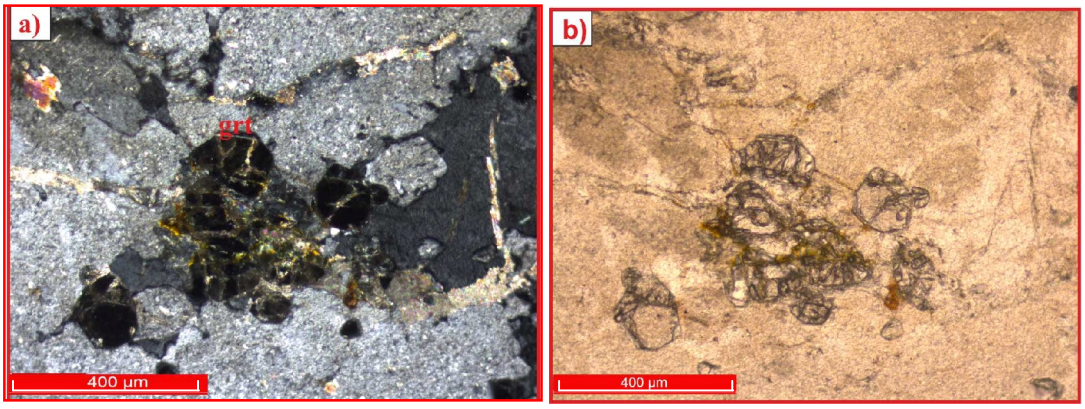
İnceleme alanında metamorfik kayaçları kesen pegmatitler de kuvars + ortoklaz + mikroklin + muskovit ± opak mineral bileşimine sahiptir. Kayaç holokristalin hipidiyomorf porfirik doku özelliği göstermektedir.



Şekil 4.33. Pegmatitlerin polarizan mikroskop altında genel doku özelliklerinin mikrofotografı (pl: plajiyoklaz, mik: mikroklin, qtz: kuvars, ort: ortoklaz).



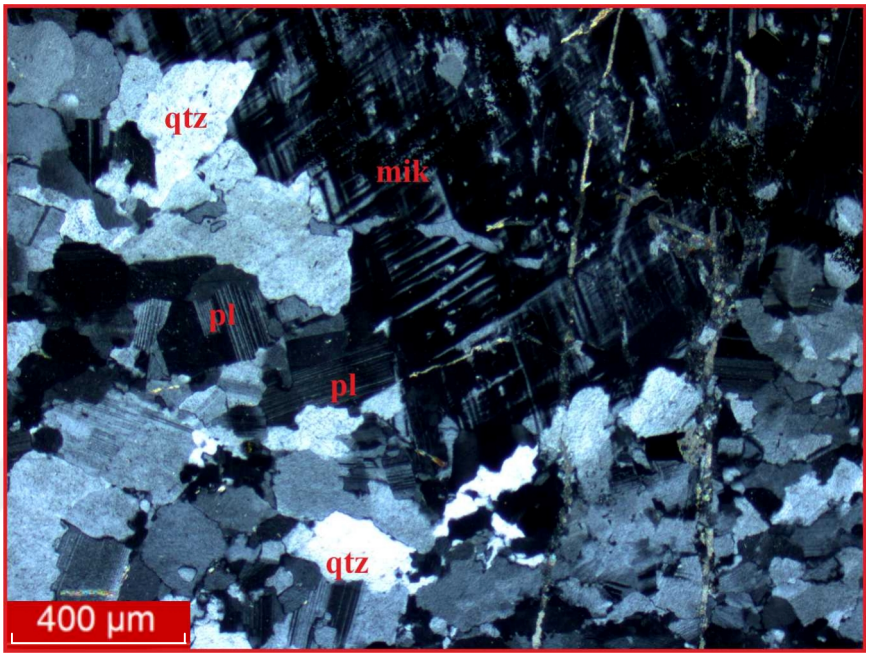
Şekil 4.34. Pegmatitler içerisinde gözlenen a) poikilitik doku çift nikol görüntüsü b) grafik doku çift nikol görüntüsü (qtz: kuvars, ort: ortoklaz).



Şekil 4.35. Pegmatitler içerisinde gözlenen granat minerali a) çift nikol görüntüsü b) tek nikol görüntüsü (grt: granat).

4.3.2.6. Aplit

İnceleme alanında pegmatitlerden farklı olarak sınırlı alanlarda gözlenen aplit damarları ince – orta taneli olup holokristalin hipidiyomorf tanesel doku özelliği göstermektedir. Genel mineralojik bileşimini kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit ± granat minerallerinden oluşur. İkincil olarak serizit, kalsit ve klorit mineralleri gözlenmektedir (Şekil 4.36). Poikilitik ve grafik doku gibi özel dokular ve serisitleşme, karbonatlaşma ve kloritleşme türü alterasyonlar gözlenmektedir.



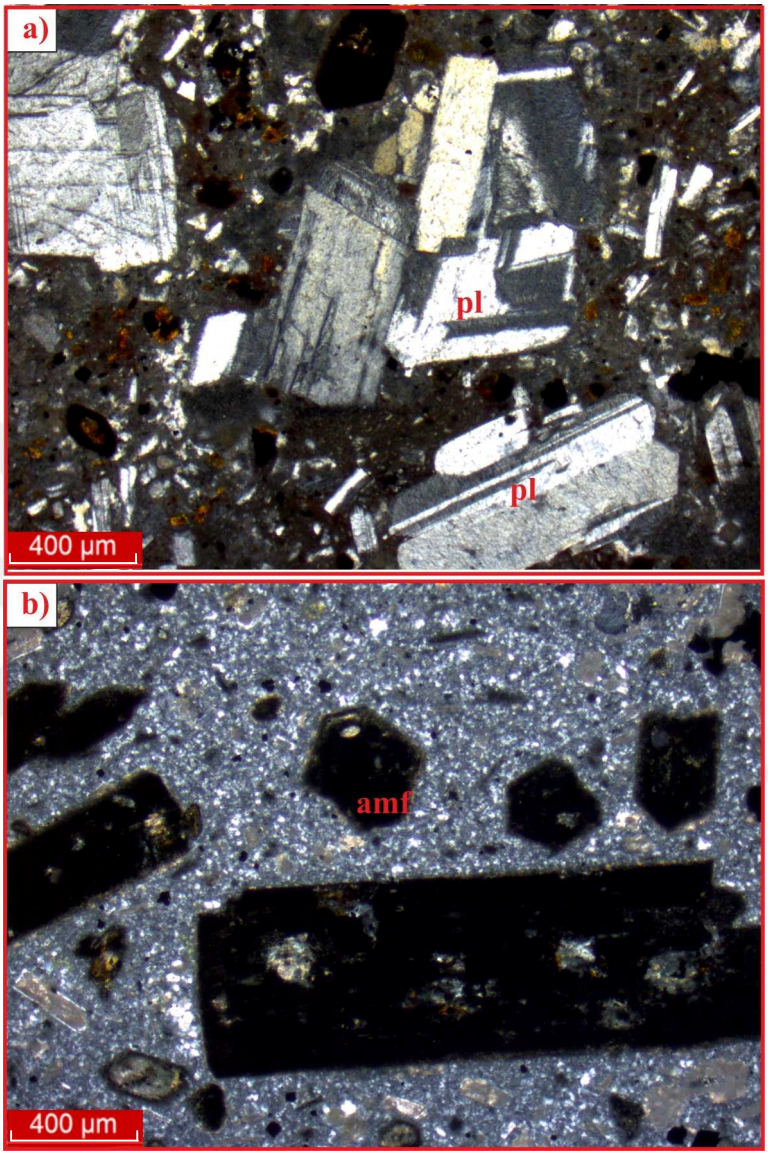
Şekil 4.36. Aplitlerin polarizan mikroskop altında genel doku özelliklerinin mikrofotografı (pl: plajiyoklaz, mik: mikroklin, qtz: kuvars).

4.3.3. Sarıcakaya volkanikleri

Genel olarak volkanik birimler çoğunlukla andezit, nadirende traki-andezit, bazaltik andezit veya latit bileşimindedir (Büyükkahraman, 2013). Genel doku özelliği hipokristalen hipidiyomorf porfirik doku özelliğindedir. Genel mineralojik bileşimi ise plajiyoklaz, plajiyoklaz mikrolitleri, hornblend, biyotit, klorit ve opak mineraller den oluşmaktadır (Şekil 4.37). Kayaçta ikincil olarak kuvars ve kalsit mineralleri tanımlanmıştır.

Çoğunlukla volkanik camdan oluşan hamur içeren volkanitlerde plajiyoklaz mikrolitleri ve az da olsa hornblend mikrolitlerine rastlanılmıştır. İncelenen kesitlerde demiroksitleşme, karbonatlaşma, killeşme ve serizitleşme gibi

alterasyonlar dikkat çekmektedir. Çoğu hornblend mineralleri ve biyotit minerallerinde kenarlardan itibaren opasitleşme/opaklaşma gözlenebilmektedir. Ayrıca glomeroporfirik ve seriate gibi özel dokulara da rastlanmaktadır.



Şekil 4.37. Volkanik kayaçların a) polarizan mikroskopta genel doku özelliklerinin b) opasitleşen amfibol minerallerinin mikrofotgrafı (pl: plajiyoklaz, amf: amfibol).

4.4. Konfokal Raman Spektroskopi (KRS) Çalışmaları

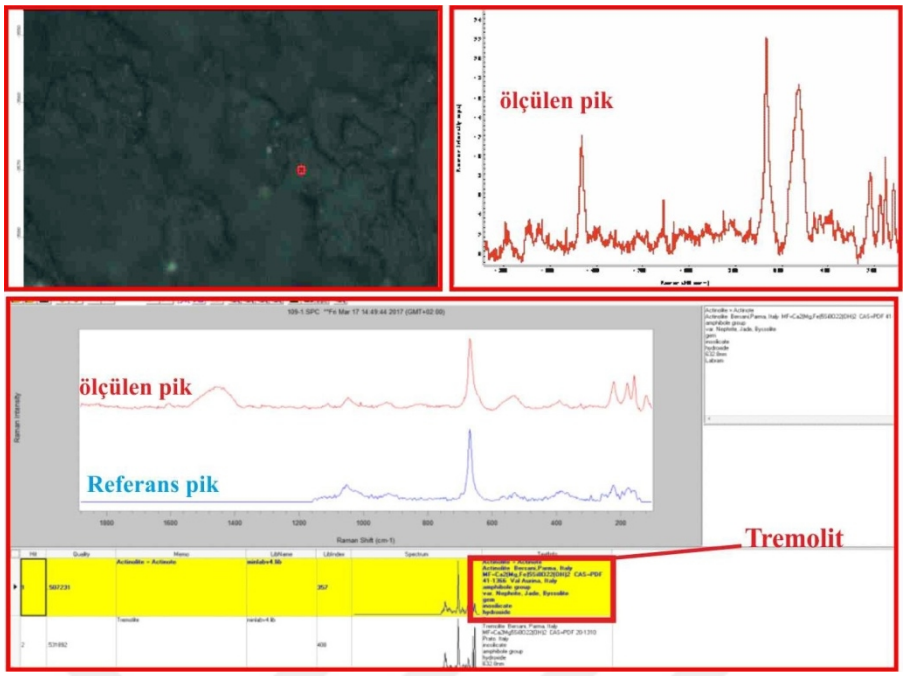
Konfokal Raman Spektroskobisi çalışma prensibi bir örneğin görünür bölge veya yakın IR monokromotik ışığının güçlü bir lazer kaynağından saçılan ışığının ölçülmesine dayanır. Saçılan ışığın enerjisinin madde ile etkileşen ışığın enerjisine eşit olduğu duruma Rayleigh saçılması denir. Raman spektroskobisi lazer kaynağı, numune aydınlatma sistemi ve uygun spektrometre olmak üzere üç bileşenden oluşur. Genel olarak Konfokal Raman Spektrometresi ile nokta analizi, çizgi boyu analizi, şiddet analizi ve haritalama yapılabilmektedir. Genellikle mineralojik tayinler için nokta analizi uygulanmaktadır (Güllü ve Kadıoğlu, 2017).

Pek çok alanda kullanılan Raman spektrometresi son yıllarda jeoloji alanında özellikle de minerallerin adlandırılması, minerallerin bağ yapılarının ortaya konulmasında etkin olarak kullanılmaktadır.

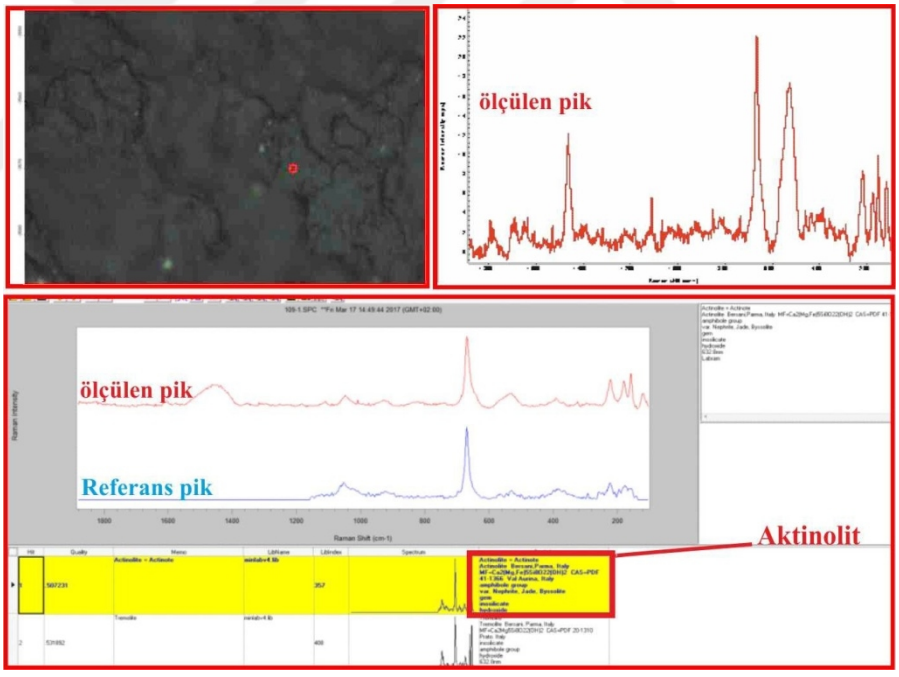
SMK'ya ait örneklerinden Konfokal Raman Spektroskopi (KRS) yöntemiyle minerallerin adlandırılması ve minerallerin bağ yapılarının ortaya konulması amacıyla incelemeler yapılmıştır. SMK'ya ait incelenen örnekler de plajiyoklaz, amfibol, mika, piroksen, granat üzerinde yapılan çalışmalarla magmatik kristallenme süreçlerine yaklaşımda bulunmaya çalışılmıştır.

SMK'ya ait gabro, diyorit, granodiyorit, anklav ve pegmatitler içerisindeki amfibol, piroksen, plajiyoklaz, ortoklaz, biyotit, titanit ve granat minerallerinin Raman spektroskopik incelemeleri yapılmıştır.

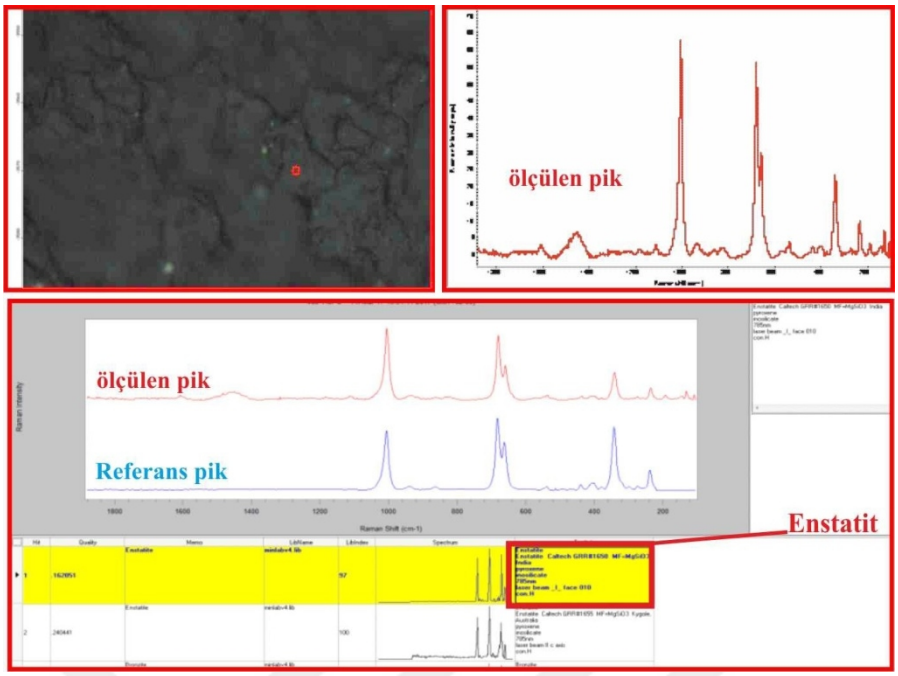
KRS çalışmalarında gabro türü kayaçlardaki amfibol türü tremolit- aktinolit olarak belirlenmiştir (Şekil 4.38, Şekil 4.39). Piroksen mineralinden yapılan ölçümlerde ise piroksen türü enstatit olarak belirlenmiştir (Şekil 4.40). Yapılan plajiyoklaz ölçümlerinde plajiyoklaz türünün labrador bileşimli olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.41).



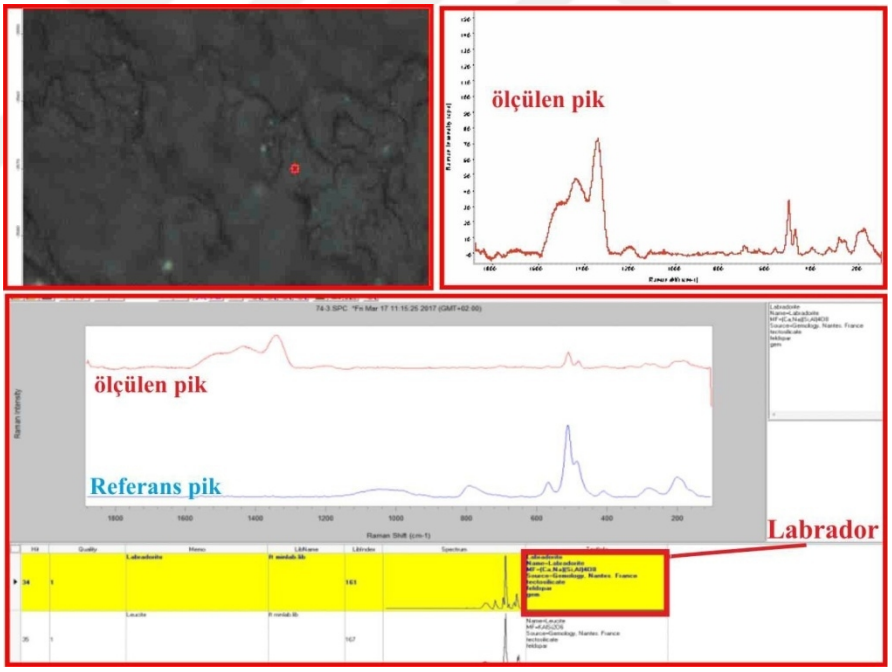
Şekil 4.38. Gabroik kayaçlara ait tremolit türü amfibollerin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.



Şekil 4.39. Gabroik kayaçlara ait aktinolit türü amfibollerin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.



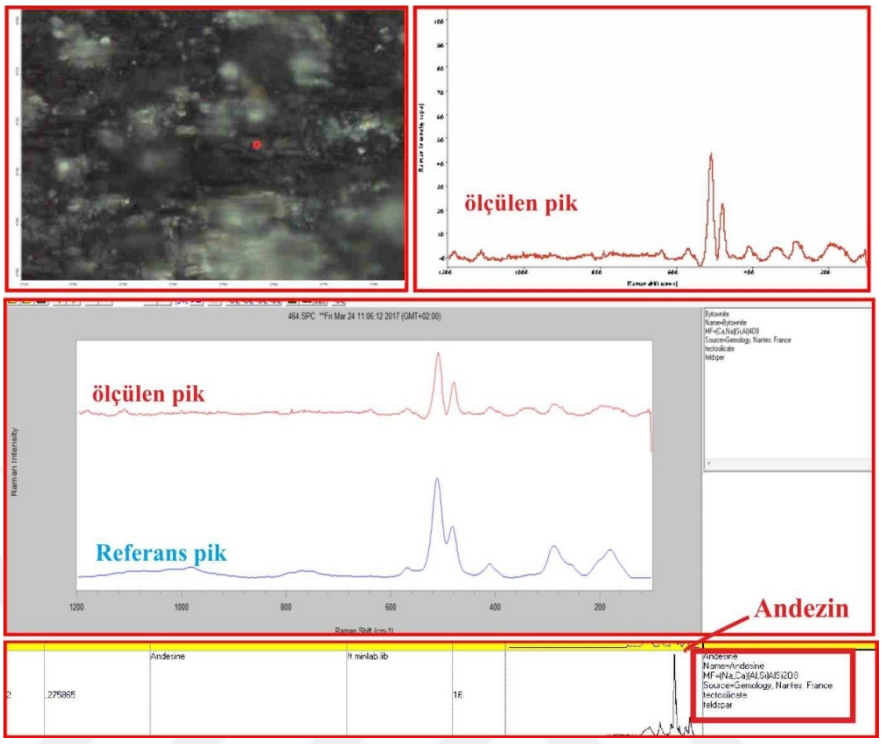
Şekil 4.40. Gabroik kayaçlara ait enstatit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.



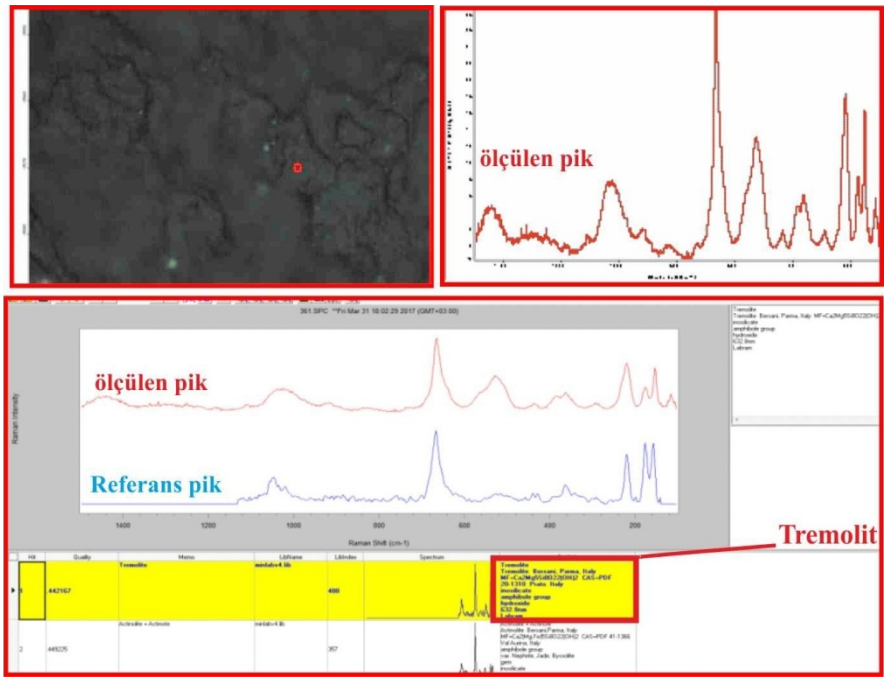
Şekil 4.41. Gabroik kayaçlara ait labrador mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.

Diyorit ve granodiyorit kayaç gruplarında ölçülen plajiyoklazların oligoklaz ve andezin türünde olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.42). Bu kayaç gruplarına ait amfibol minerallerindeki ölçümlerde ise amfibollerin tremolit-aktinolit bileşiminde olduğu

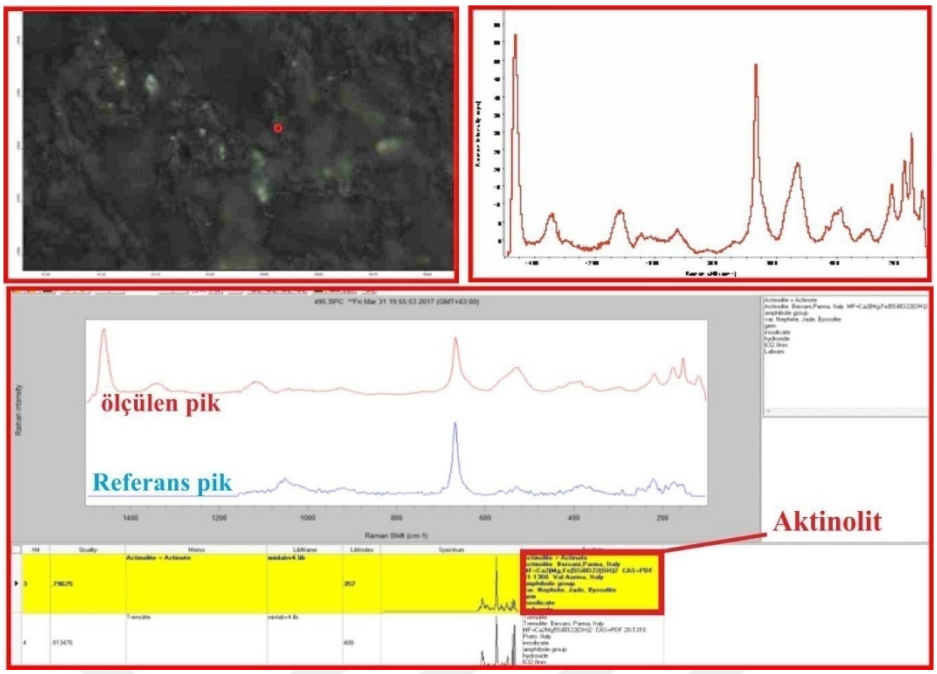
tespit edilmiştir (Şekil 4.43 ve Şekil 4.44). Granodiyoritlerden ayrıca titanit ve biyotit mineral ölçümleri de yapılmıştır (Şekil 4.45 ve Şekil4.46).



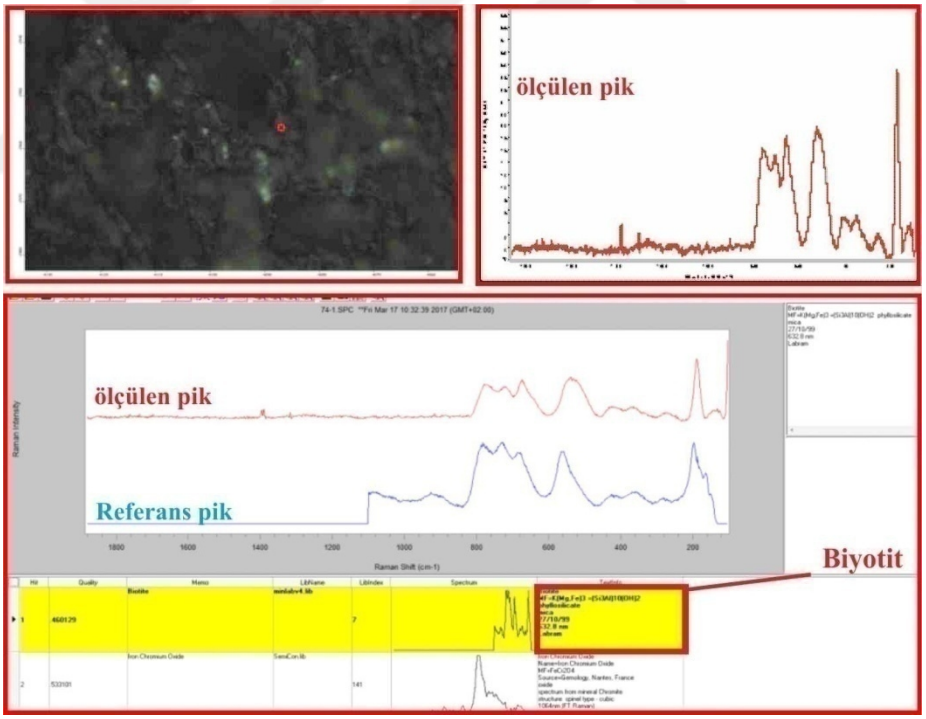
Şekil 4.42. Diyoritik kayaçlara ait andezin mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.



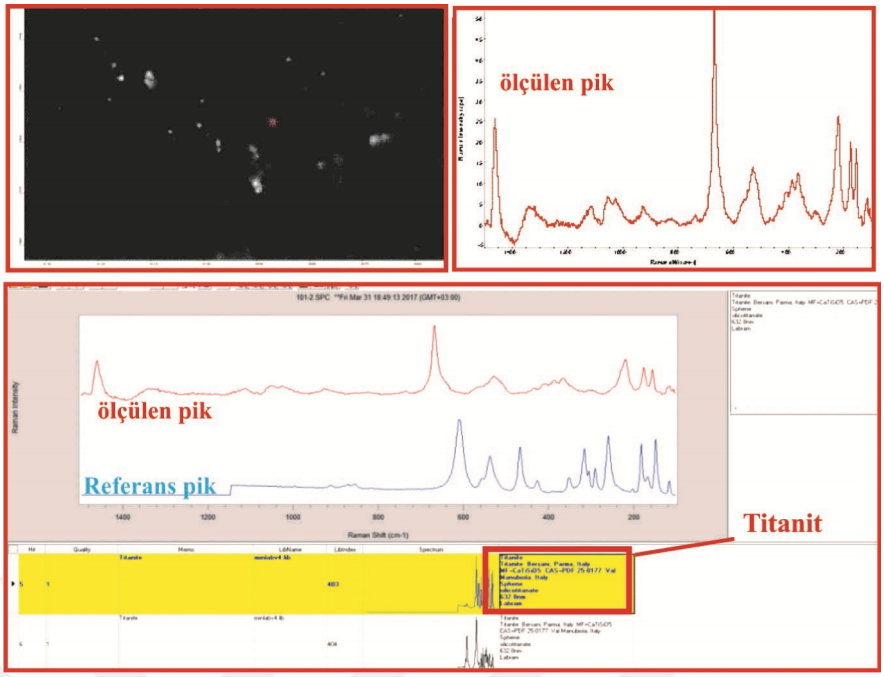
Şekil 4.43. Diyoritik kayaçlara ait tremolit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.



Şekil 4.44. Granodiyoritik kayaçlara ait aktinolit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.

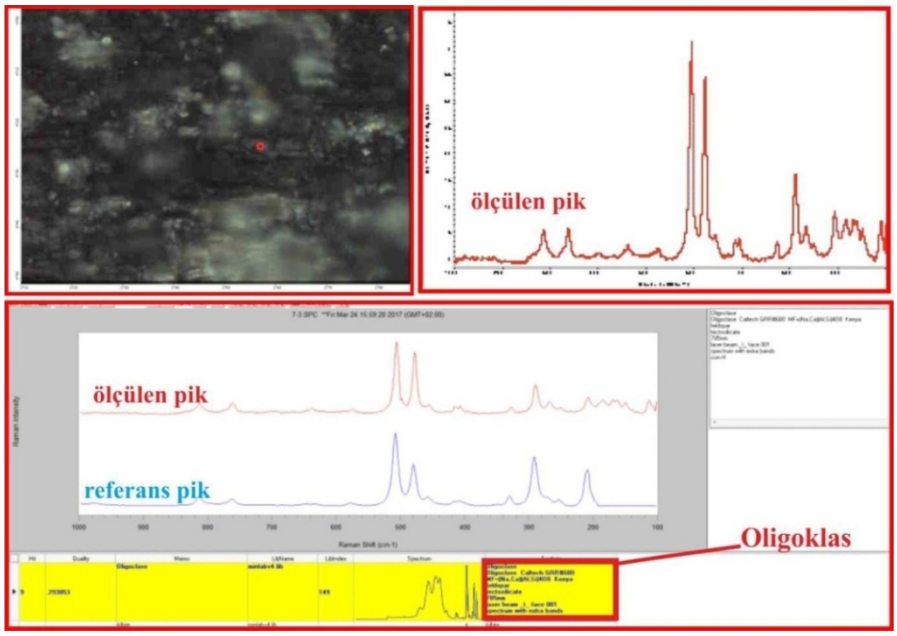


Şekil 4.45. Granodiyoritik kayaçlara ait biyotit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.

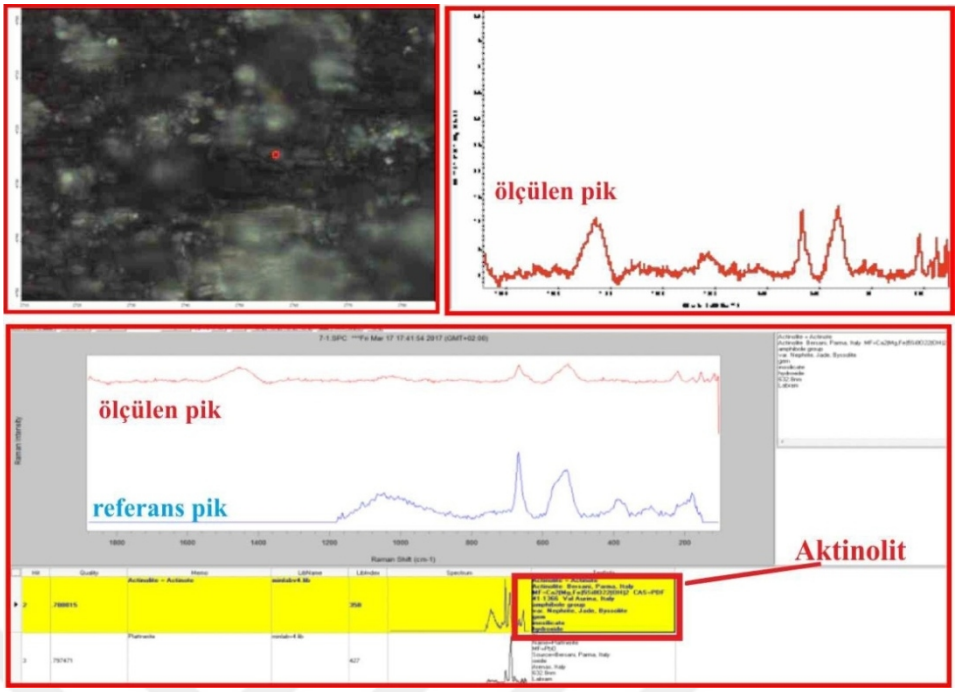


Şekil 4.46. Granodiyoritik kayaçlara ait titanit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.

Anklavlarda yapılan ölçümlerde ise felsik mineral olan plajiyoklaz mineralinin türü oligoklaz olarak belirlenmiştir (Şekil 4.47). Amfibollerden yapılan ölçümlerde ise amfibol türünün tremolit – aktinolit bileşiminde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.48).

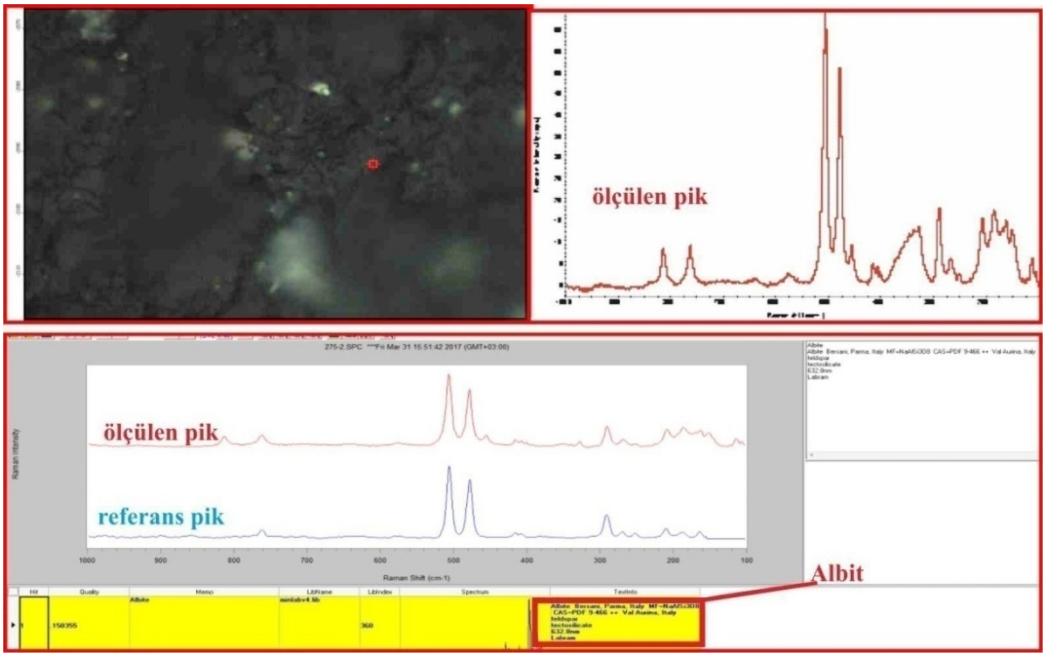


Şekil 4.47. Anklavlara ait oligoklaz mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.

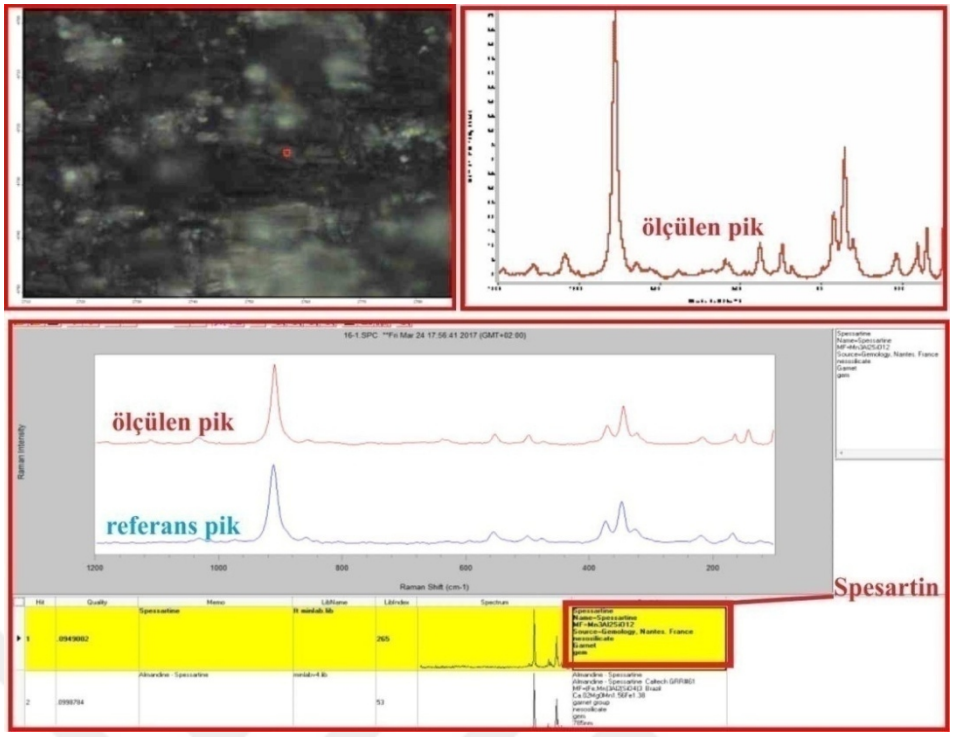


Şekil 4.48. Anklavlara ait aktinolit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.

SMK'daki tüm kayaç gruplarını kesen pegmatitler için yapılan ölçümlerde ise plajiyoklaz türü albit olup ayrıca granat türü spessartin olarak belirlenmiştir (Şekil 4.49 ve Şekil 4.50).



Şekil 4.49. Pegmatitlere ait albit mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.



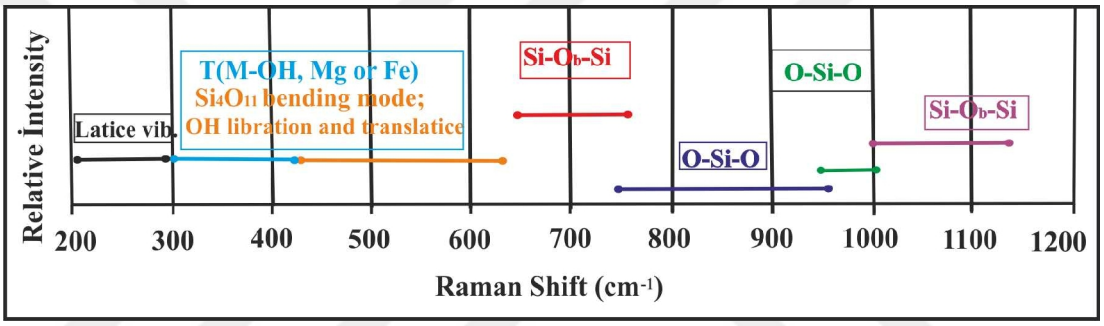
Şekil 4.50. Pegmatitlere ait spesartin mineralinin karakteristik raman görüntüsü, raman piki ve piklerin referans karşılaştırılması.

Çift zincir silikatlar olan amfiboller için major element Raman pikleri oldukça karmaşıktır. Amfibollerden elde edilen Raman titreşimleri Oksijen-Katyon arasındaki titreşimler, Si_4O_{11}'den kaynaklı iç titreşimler ve OH molekülünün titreşimi olmak üzere üç tipten oluşmaktadır. Amfibol grubu içerisinde Mg oranı 90-50 arasında olan mineral aktinolit olarak adlandırılır. Çalışma alanındaki kayaç gruplarının içermiş olduğu aktinolit türü amfiboller birlikte değerlendirilmiştir.

SMK kayaçlarındaki aktinolit mineralleri benzer raman spektroskopik özelliği sunmaktadır. Aktinolit minerallerinin 210 – 300 arası spektral bölgesinde göstermiş olduğu pikler kafes titreşimleri (lattice vibration) olarak değerlendirilirken 300 – 450 arasındaki spektral bölgede göstermiş olduğu pikler ise Ca, Mg veya Fe^{+2} katyonları tarafından üretilen pikler olarak değerlendirilmektedir. Aktinolit mineralinde 650 – 1200 arasındaki spektral alan O – Si – O simetrik germe titreşimleri olarak değerlendirilir (Kloprogge vd., 2001) (Şekil 4.51).

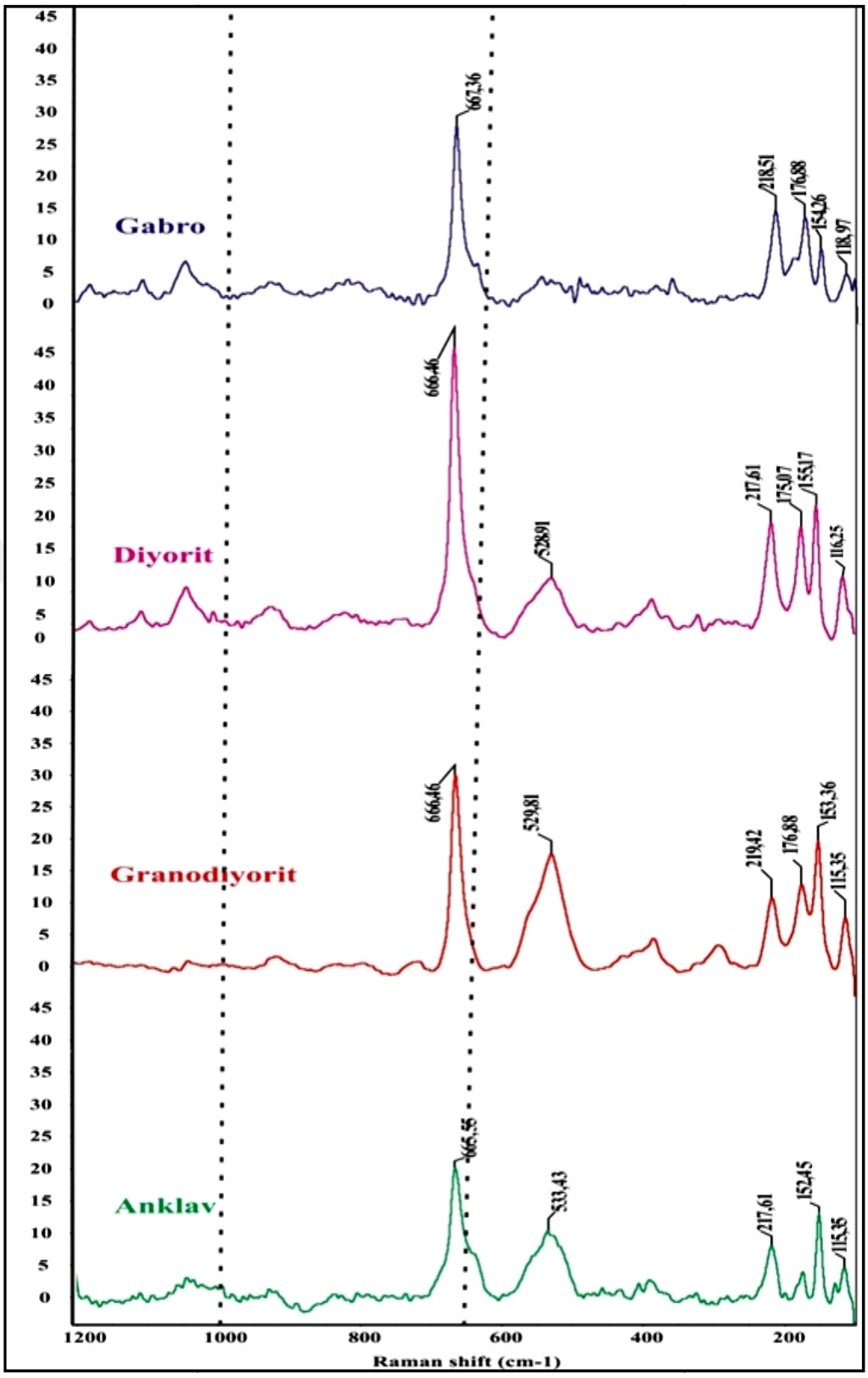
Ayrıca 450 – 650 arasındaki spektral alanda oluşan pikler Si_4O_{11} bükülme (bending) bağları ile OH^- iyonunun salınım (libration) ve dönüşümsel (translation) modları

olarak yorumlanır. Tüm bu bilgiler kapsamında SMK kayaçlarının aktinolit mineralleri 210-300 arasında gösterdiği pikler ile kafes titreşimlerini vurgularken, 650-1000 arasında gösterdiği kuvvetli ve zayıf piklerin tamamı O – Si – O simetrik germe titreşimlerini ifade etmektedir. Ayrıca 450 – 650 arasındaki orta kuvvetli pikler Si_4O_{11} bükülme (bending) bağları ile OH^- iyonunun salınım (libration) ve dönüşümsel (translation) modlarına işaret etmektedir. Amfibollerin en güçlü pikleri 650-750 spektrum aralığında gözlenir. Bu durum SiO_4 halkasının oksijen atomları ile Si-O-Si bağ açılarının düzleminde oluşan atomik titreşimler solunum (breathing) modu olarak açıklanır (Kloprogge vd., 2001). SMK örneklerinde gözlenen 650-750 arasındaki pikler beklenildiği gibi SiO_4 solunum (breathing) modunu göstermektedir (Şekil 4.52).



Şekil 4.51. 200-1200 cm^{-1} dalga boyu arasında amfibol minerallerinin karakteristik frekansları.

Çalışma alanındaki kayaç gruplarının içermiş olduğu aktinolit mineralleri ile yapılan raman spektroskopi çalışmalarında gabrolardaki amfibol minerallerinde OH^- bağ titreşim spektrumu çok zayıf gözlenirken, kristallenmenin son evrelerinde oluşan diyorit ve granodiyoritlerdeki amfibol minerallerinde OH^- bağ titreşim spektrumu çok daha belirgin hale gelmektedir. Bu durum bölgedeki kayaçların fraksiyonel kristallenme süreci ürünleri olduğunu desteklemektedir. SMK'yı oluşturan gabro, diyorit, granodiyorit ve damar kayaçlarının içerdiği aynı amfibol türleri aynı kristalizasyon diferansiyasyon sürecinin ürünleri olabileceğini ortaya çıkarmaktadır.



Şekil 4.52. Çalışma alanındaki gabro, diyorit, granodiyorit ve anklavlardaki amfibol minerallerinin spektrumlarının karşılaştırılması.

4.5. Jeokimya

Çalışma alanından derlenen örneklerin mineralojik-petrografik incelemeleri sonrasında örneklerin jeokimyasal karakteristiklerini belirleyebilmek için belirlenen 170 adet örneğin ana element oksit ve iz element analizleri Aksaray Üniversitesi Uygulama ve Araştırma Merkezi Laboratuvarı (ASÜBTAM) bünyesindeki Jeokimyasal Analiz Laboratuvarında (JAL) Panalytical Axios Max marka dalga boyu dağılımlı XRF cihazında ve Ankara Üniversitesi Yer Bilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezinde (YEBİM) Spectro Lab2000 marka Enerji dağılımlı x-ray flüoresans cihazları kullanılarak yapılmıştır.

Ana oksit iz ve nadir toprak element analizleri yapılan örnekler ilgili diyagramlara yerleştirilerek değerlendirilmiştir. Tüm kayaç analizleri için sıklıkla kullanılan ana elementler yüzde (%) olarak ifade edilmektedir. Bu elementler sınıflandırma diyagramlarında ve değişim diyagramlarının hazırlanmasında kullanılmaktadır. Jeokimyasal çalışmalarda milyonda bir (ppm) olarak ifade edilen iz elementler ve nadir toprak elementleri ise çeşitli diyagramlar da kullanılmıştır.

4.5.1. SMK'nın jeokimyasal sınıflandırılması

Sarıcakaya magmatik kütlesi gabro, diyorit, granodiyorit ve granit bileşimli kayaçlardan oluşmaktadır. Bu kayaçların ana oksit dağılım aralıkları ve ortalama değerlerleri Şekil 4.53'de verilmiştir. Bu sonuçlara göre;

Gabrolarda SiO_2 % 45.54– 52.74, Na_2O % 0.73 – 4.62, MgO %4.13 – 13.16, Fe_2O_3 % 3.78 – 12.26, TiO_2 % 0.12 – 1.85, Al_2O_3 % 12.33 – 21.89, CaO % 2.84– 13.15, MnO % 0.10 – 0.25, K_2O % 0.05 – 2.59, P_2O_5 % 0.02 – 3.50 arasında değişmektedir. Gabroik kayaçların ana element oksit sonuçları Ek B (Çizelge B1)'de verilmiştir.

Diyoritlerde SiO_2 % 53.87 – 57.74, Na_2O % 1.08 – 4.04,MgO % 1.78 – 11.02, Fe_2O_3 % 2.47– 10.13, TiO_2 % 0.15 – 1.28, Al_2O_3 % 13.56 – 20.25, CaO % 2.23 – 12.13, K_2O % 0.33 – 3.30,MnO % 0.07 – 0.20, P_2O_5 % 0.02 – 4.06arasında değişmektedir. Diyoritik kayaçların ana element oksit sonuçları Ek B (Çizelge B2)'de verilmiştir.

Granodiyoritler SiO_2 % 61.10– 67.59, Na_2O % 1.55 – 3.76, MgO % 0.13 – 4.85, Fe_2O_3 % 1.28 – 7.5, TiO_2 % 0.01 – 1.15, Al_2O_3 % 14.96 – 20.78, CaO % 0.34 – 6.71, K_2O % 0.16 – 3.30, MnO % 0.03 – 3.65, P_2O_5 % 0.02 – 3.00 arasında değişmektedir. Granodiyoritik kayaçların ana element oksit sonuçları Ek B (Çizelge B3)'de verilmiştir.

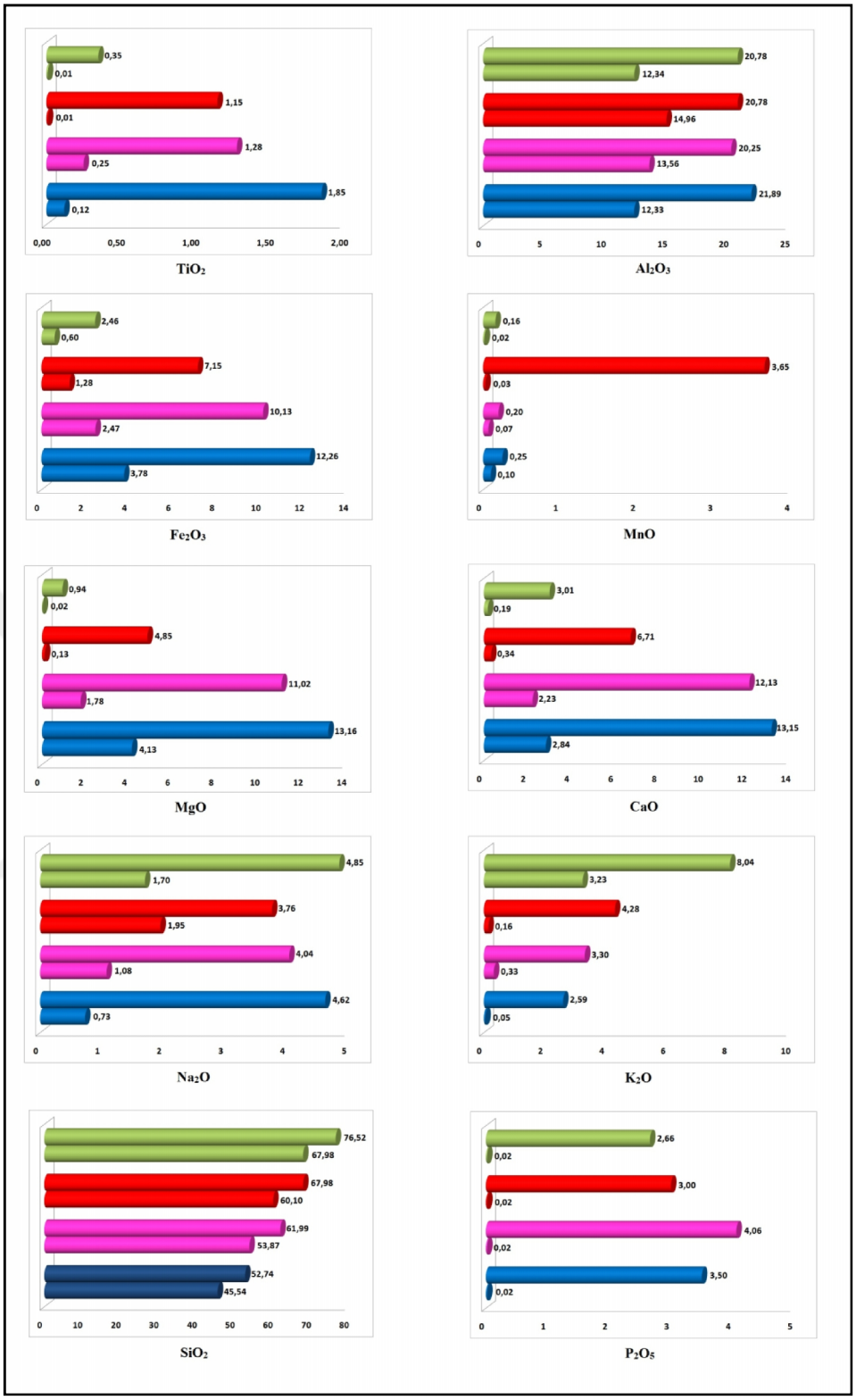
Damar kayaçlarında SiO_2 % 67.98 – 76.52, Na_2O % 1.70 – 3.63, MgO % 0.02 – 0.94, Fe_2O_3 % 0.60 – 2.46, TiO_2 % 0.01 – 0.35, Al_2O_3 % 12.34 – 20.78, CaO % 0.19 – 3.01, K_2O % 3.23 – 8.04, MnO % 0.16 – 0.09, P_2O_5 % 0.02 – 2.66 arasında değişmektedir. Damar kayaçlarının ana element oksit sonuçları Ek B (Çizelge B4)'de verilmiştir.

Ana element oksit jeokimyasal analiz sonuçlarına göre çizilen toplam alkali silika jeokimyasal adlama diyagramında (Cox vd., 1979) SMK kayaları gabro, diyorit, granodiyorit, granit alanlarında yer almaktadır (Şekil 4.54). Analiz sonuçlarına bakıldığında silika içerikleri farklılık göstermektedir. Na_2+K_2O – SiO_2 (Irvine ve Baragar, 1971), sınıflama diyagramın da ise örneklerin çoğunluğu subalkali alanda gözlenmekte olup bazı gabro örnekleri ise toleyitik alanda yer almaktadır (Şekil 4.54).

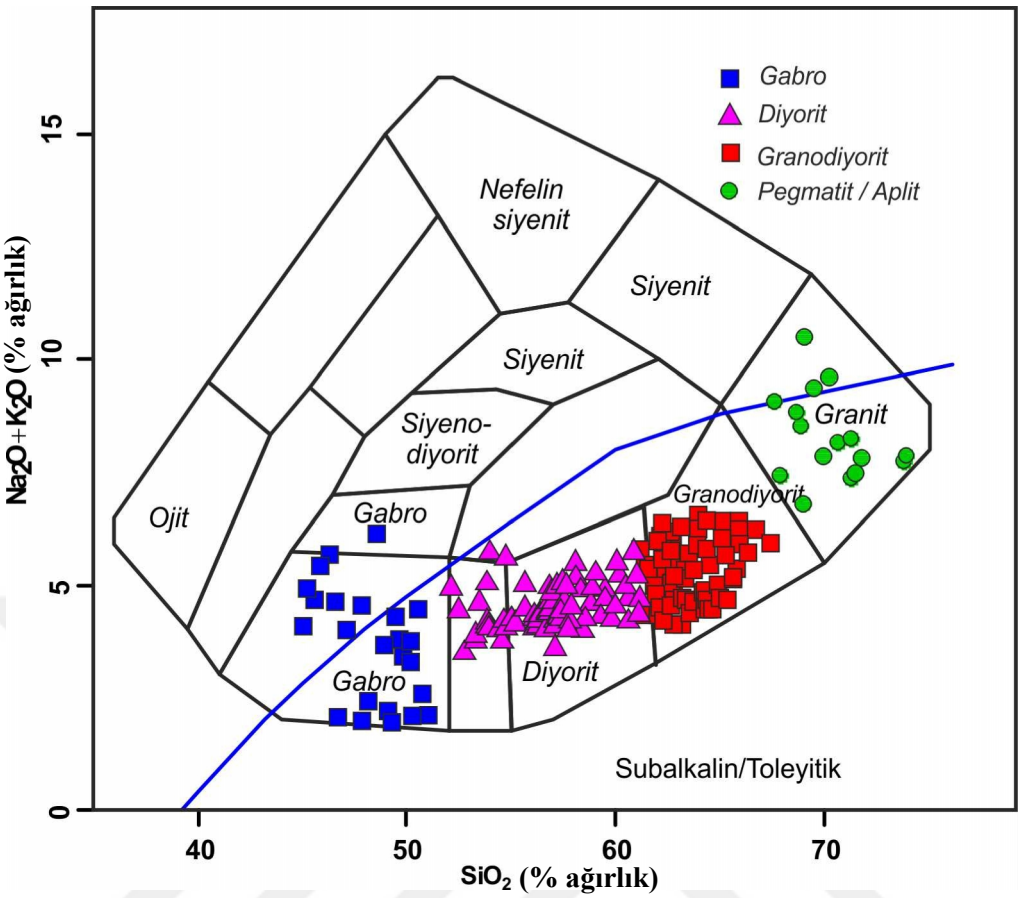
Subalkali kayaçların ayrımı için kullanılan FeO_t - Na_2+K_2O – MgO göre çizilen AFM diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) ise analiz edilen tüm örnekler toleyitikten - kalkalkaliye değişen karakteristikte olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.55).

SMK kayaçlarının Middlemost (1975) Na_2O'e karşı K_2O değişim diyagramındaki dağılımları incelendiğinde örneklerin çoğunluğu K-serisi alanda gözlenirken, gabroik örneklerden bazıları Na serisi alanda gözlenmektedir (Şekil 4.56). Peccerillo ve Taylor (1976) SiO_2'ye karşı K_2O diyagramında SMK'ya ait örnekler incelendiğinde örneklerin toleyitikten – şoşonit seri arasında değişen bileşimde olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.57).

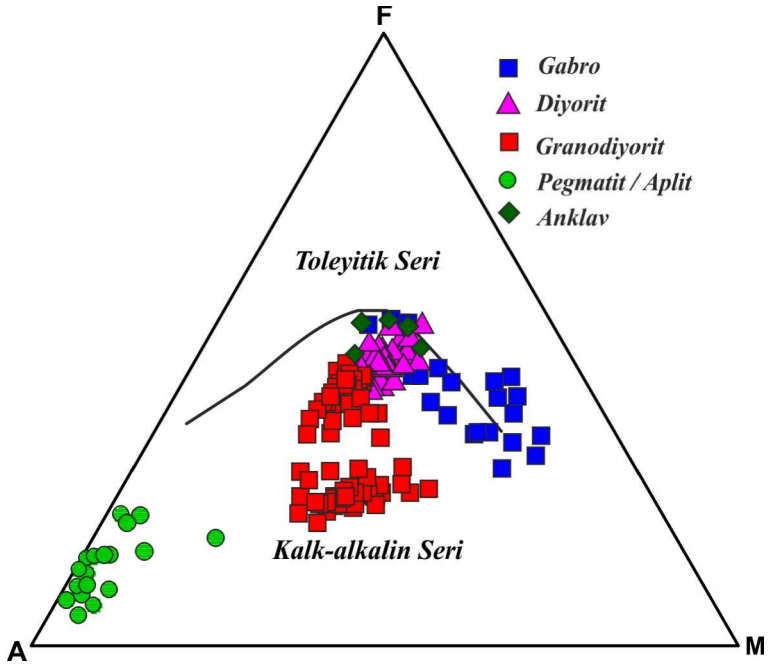
Sand (1943) diyagramında analiz edilen örnekler alüminyum doygunluklarına göre Al_2O_3 / (Na_2O+K_2O) – Al_2O_3 / ($CaO+Na_2O+K_2O$) (ANK / ACNK) diyagramında metaalüminden peralümine değişen özellikte gözlenmektedir. (Şekil 4.58).



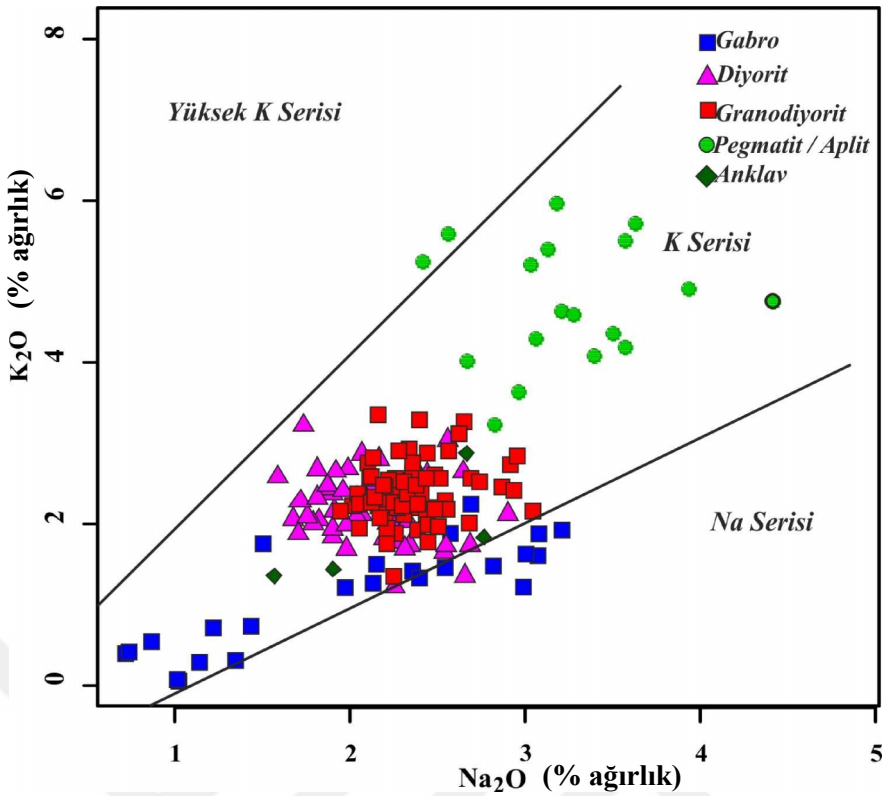
Şekil 4.53. SMK'ya ait kayaç gruplarının ana element oksitlerinin dağılım aralıkları.



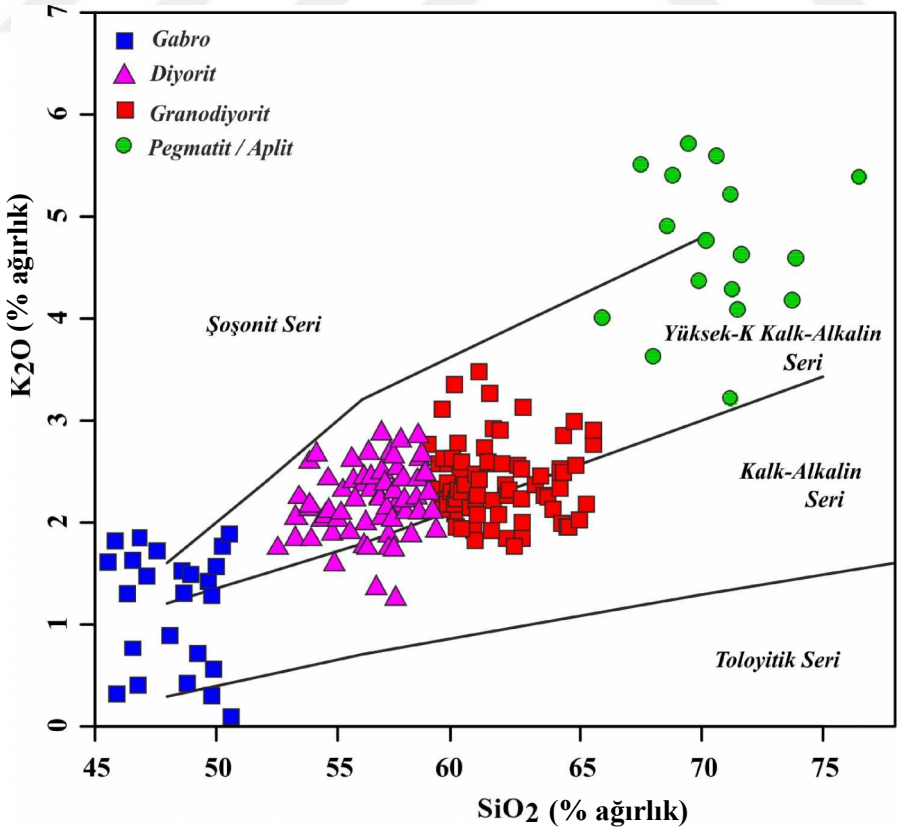
Şekil 4.54. SMK'nın toplam alkali - silika diyagramındaki dağılımı (Cox. vd., 1979).



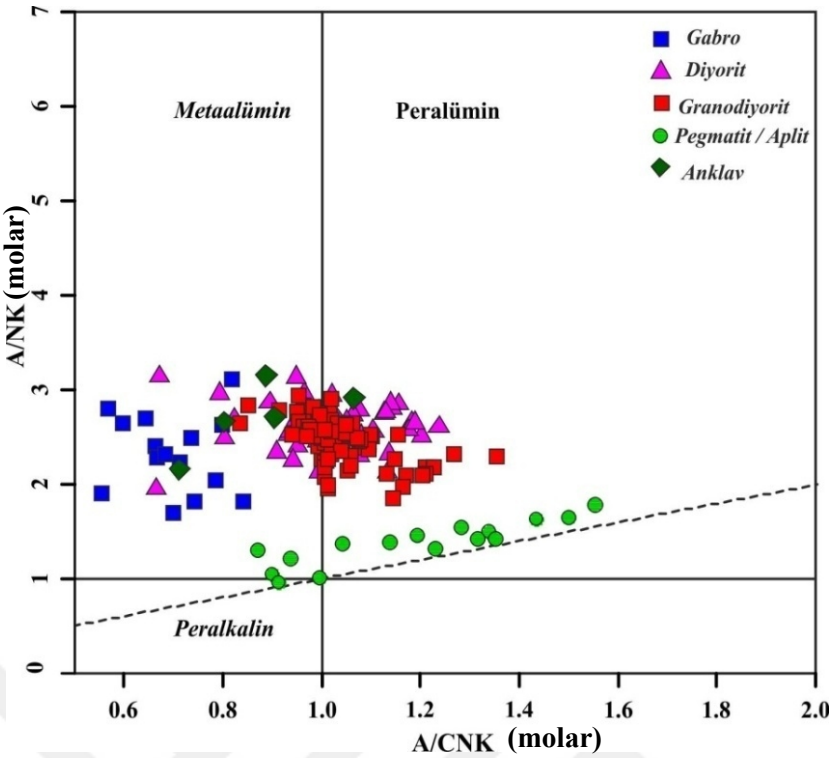
Şekil 4.55. SMK kayaçlarının AFM diyagramındaki dağılımı (İrvine ve Baragar, 1971).



Şekil 4.56. SMK kayaçlarının Na_2O-K_2O değişim diyagramındaki dağılımları (Middlemost, 1975).



Şekil 4.57. SMK kayaçlarının K_2O'ya karşı SiO_2 değişim diyagramında dağılımları (Peccerillo ve Taylor, 1976).

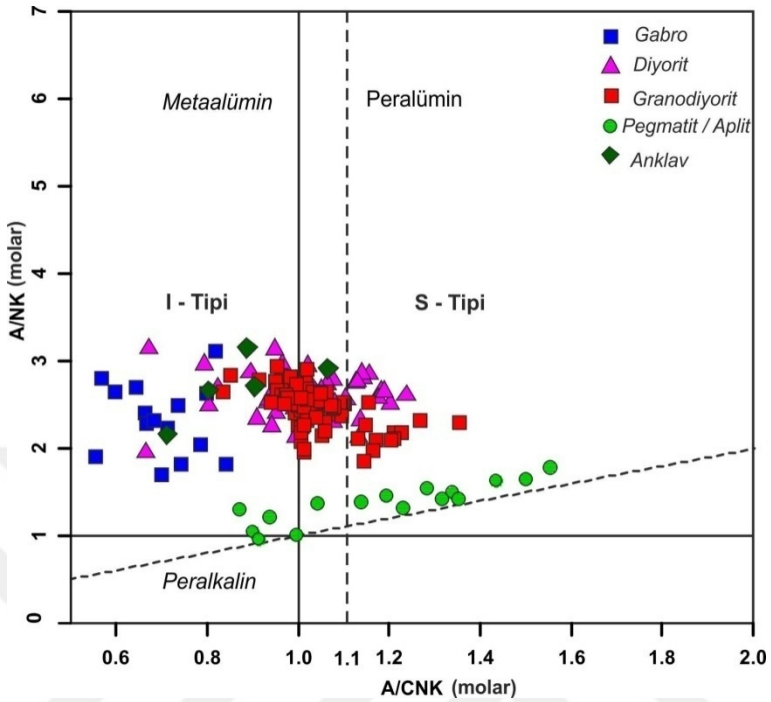


Şekil 4.58. SMK'nın A/NK-A/CNK ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$-$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ diyagramındaki dağılımı (Sand, 1943).

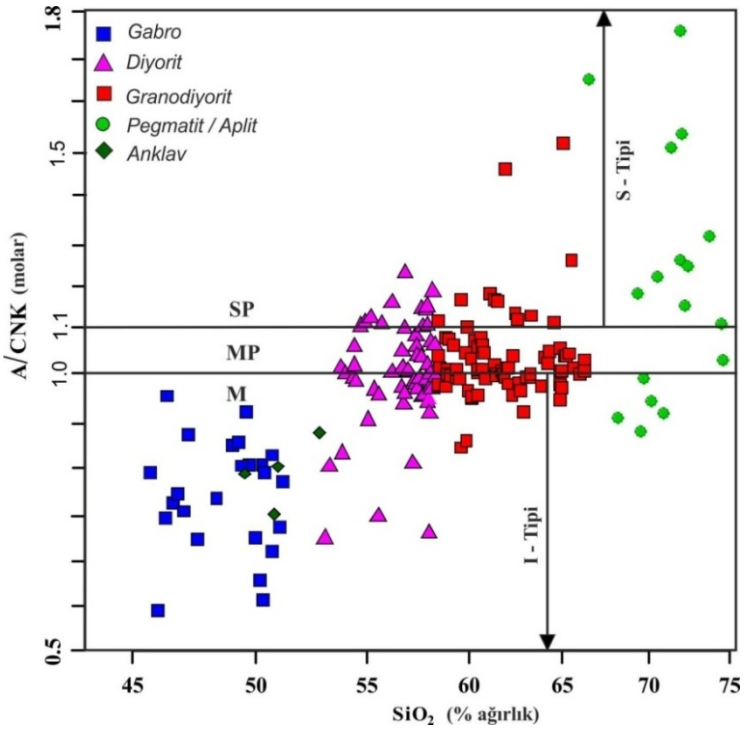
I ve S tipi granitoidleri ayırmak için kullanılan Maniar ve Piccoli (1989) tarafından geliştirilen A/CNK'ya karşı A/NK diyagramı ve Chappell ve White (1974) SiO_2 – A/CNK tarafından önerilen diyagramları çizilmiştir. SMK'ya ait örneklerin Maniar ve Piccoli (1989) tarafından geliştirilen molar A/CNK [Al2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O]-A/NK [Al_2O_3/(Na_2O+K_2O] diyagramında A/CNK=1.1 çizgisinin çoğunlukla altına düşerken bazı örnekler ise A/CNK=1.1 hattının üstüne düştüğü gözlenmektedir. A/CNK=1.1 çizgisinin altına düşen örneklerin çoğunluğu I-tip granitleri için karakteristik olan metaluminus bölgesine karşılık gelmektedir. Ayrıca A/CNK=1.1 hattının üstüne düştüğü SMK örneklerinin bazıları I-S hattı sınırında olup hafif peraluminus özelliği göstermektedirler (Şekil 4.59).

Chappell ve White (1974) tarafından önerilen A/CNK- SiO_2 diyagramında ise, SMK örneklerinin çoğunluğunun A/CNK=1.1 hattının altına düştüklerive metalümina özellik gösterdiği, bazı örneklerin ise orta-peralüminalı ve kuvvetli peralüminalı alanlara düştükleri gözlenmiştir. Manniar ve Piccoli (1989) ve Chappell ve White (1974) yaptıkları çalışmalarda mafik mineral içeriği dikkate alınarak yaptıkları sınıflamalarda SMK kayaçları metaalüminalı ve orta peralüminalı özellik göstermektedir (Şekil 4.60). Çizilen bu grafikler doğrultusunda SMK'ya ait örneklerin çoğunluğu metaalüminalı ve I tipi

özellikte olmasını Çizelge 4.1'de I ve S tipi granitlerin tüm özellikleri birlikte değerlendirildiğinde SMK kayaçlarının I tipi özellik gösterdiğini desteklemektedir.



Şekil 4.59. SMK'nın A/NK–A/CNK ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ –Al_2O_3 /$(CaO+Na_2O+K_2O)$ diyagramındaki dağılımı (Maniar ve Piccoli, 1989).



Şekil 4.60. SMK'nın A/CNK – SiO_2 diyagramı (Al_2O_3 / $(CaO+Na_2O+K_2O)$(Chappell and White, 1974) (M: Metaluminus, MP: Orta Peraluminus, SP: Kuvvetli Peraluminus).

Çizelge 4.1. SMK ve I-S tipi granitoidlerin genel karakteristikleri.

I-Tipi Granitoyidler	S-Tipi Granitoyidler	SMK
*Göreceli olarak daha yüksek sodyum	Göreceli olarak daha düşük sodyum	Göreceli olarak daha yüksek sodyum
*Felsik kayaçlarda Na_2O > %3,2	Na_2O < %3,2 ile $K_2O \approx$ % 5	Na_2O > %3,2
*Daha mafik kayaçlarda Na_2O > %2,2	Na_2O < %2,2 ile $K_2O \approx$ % 2	Daha mafik kayaçlarda Na_2O > %2,2
*A/CNK < 1.1	A/CNK > 1.1	Çoğunluğu A/CNK < 1.1
*Normatif korundum < %1	Normatif korundum > %1	
Felsik kayaç bileşimlerinden mafik kayaç bileşimlerine kadar değişen bileşimsel aralıklarda	Yüksek SiO_2 bileşimleri ile göreceli olarak sınırlı	Felsik kayaç bileşimlerinden mafik kayaç bileşimlerine kadar değişen bileşimi sahiptir.
Plütonların içerisinde düzenli element varyasyonları; doğrusal veya doğrusala yakın varyasyon diyagramları	Varyasyon diyagramları daha düzensiz	Düzenli element değişim grafikleri doğrusal veya doğrusala yakın gözlenmektedir
Hornblend minerali gözlenir	Hornblend minerali gözlenmez	Hornblend minerali gözlenir
Muskovit minerali gözlenmez	Muskovit minerali gözlenir	Muskovit minerali gözlenmez
Sfen minerali gözlenir	Sfen minerali gözlenmez	Sfen minerali gözlenir
Granat minerali gözlenmez	Granat minerali gözlenir	Pegmatitlerde granat gözlenir
Manyetit minerali gözlenebilir	Manyetit minerali gözlenmez	Manyetit minerali gözlenebilir
*Diyoritten monzogranite kadar değişen geniş bir SiO_2 aralığı vardır.	Lökokratik monzogranitlerin hâkim olduğu dar bir SiO_2 aralığı vardır	Diyoritten - granite kadar değişen geniş bir SiO_2 aralığı vardır
Kayaç tipi: kuvars diyorit, granodiyorit, granit	Kayaç tipi: granit	Kayaç tipi: gabro, diyorit, granodiyorit, granit

White vd., 1977; Takahashi vd., 1980
*Raymond, 1995 (I tipi granitoyidler için)

4.5.2. SMK'nın ana element jeokimyası

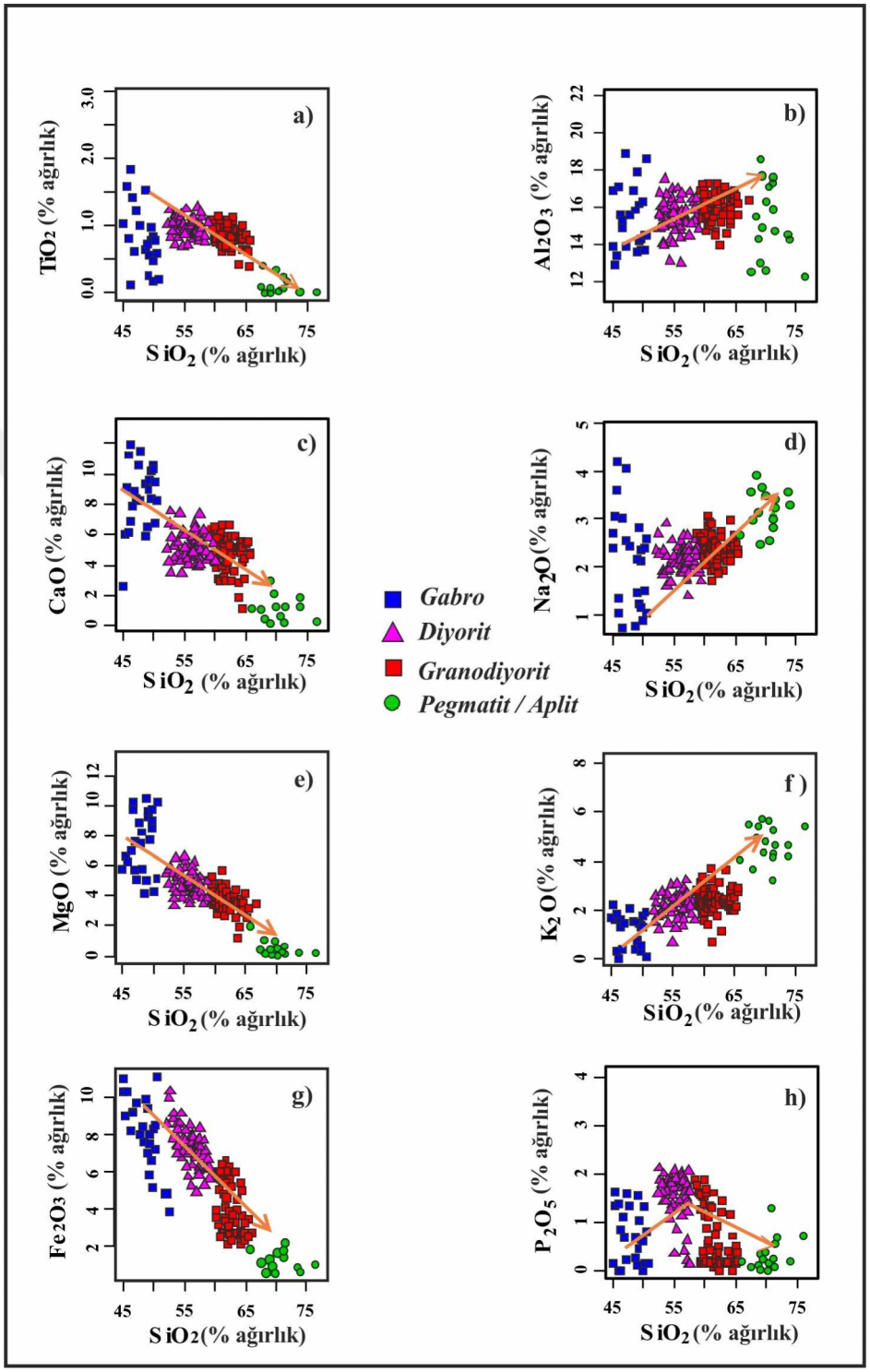
Ana element oksitlerin değerlendirildiği Harker diyagramları ile fraksiyonel kristallenme, kısmi ergime, magma karışımı ve kabuksal kirlenme süreçlerine yaklaşımlarda bulunulabilmektedir.

Analiz edilen örneklerin SiO_2'e karşı çizilen ana oksit değişim diyagramlarında Na_2O, K_2O, değerlerinde gabroik kayaçlardan granitik kayaçlara doğrupozitif korelasyon gözlenirken CaO, MgO, Fe_2O_3, ve P_2O_5 değerlerinde negatif korelasyon P_2O_5 ve Al_2O_3'te ise kısmen bir artış gözlenmektedir (Şekil 4.61).

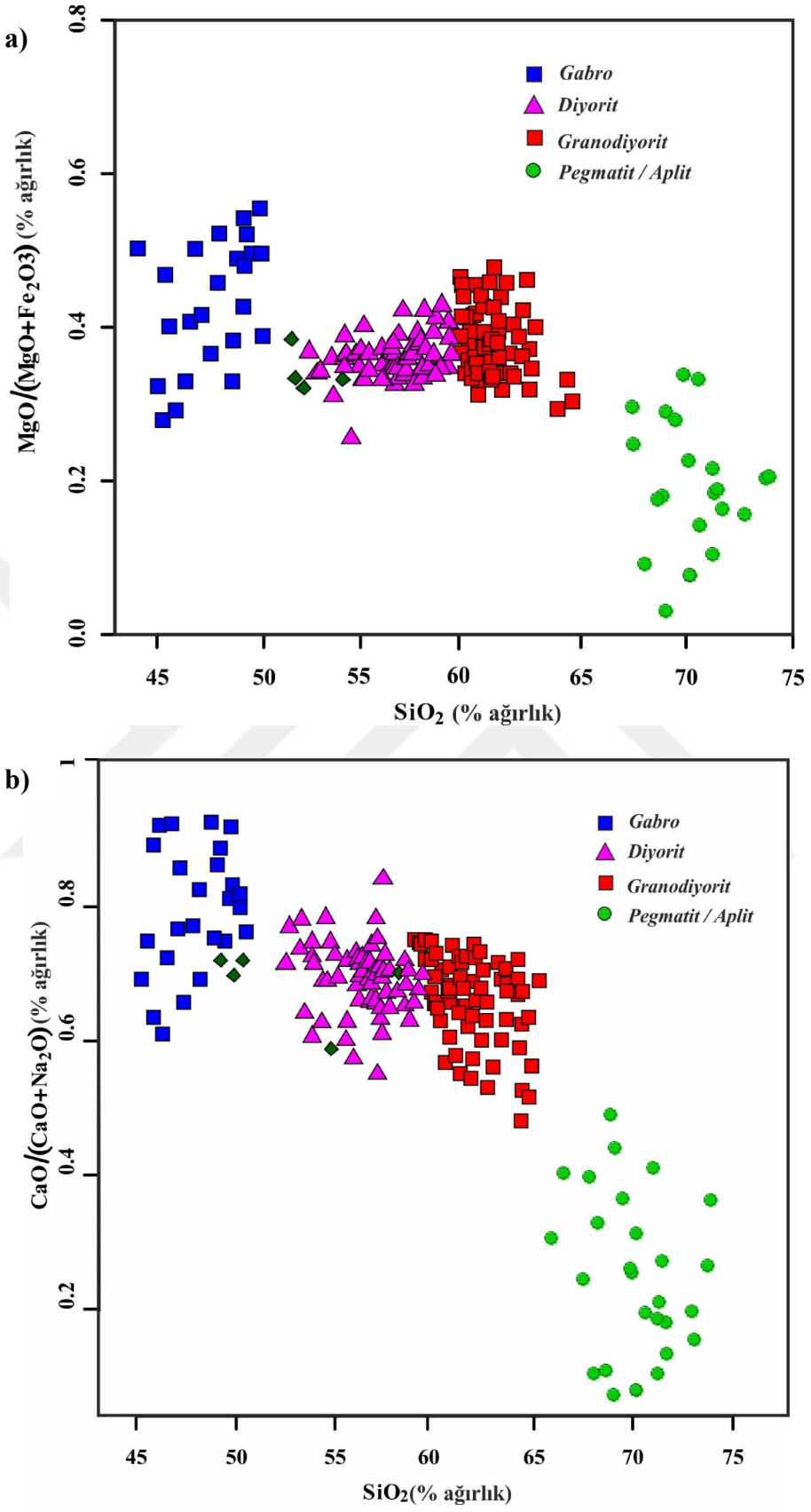
Fraksiyonel kristalleşme sürecinde eriyikten ilk ayrılan mineraller olivin, piroksen, Ca-plajiyoklaz ve opak mineraller şeklindedir. Bu durumda Fe_2O_3, CaO, MgO ve TiO_2 elementleri artık eriyik içerisinde fakirleşecektir. Fraksiyonel kristalleşmenin ileri evrelerinde amfibol oluşumu ile CaO, MgO, Fe_2O_3, P_2O_5, TiO_2 elementlerinde azalma beklenmektedir. Daha sonraki evrelerde Na-plajiyoklaz, biyotit ve alkali feldispat oluşumu sebebiyle Na_2O ve K_2O oranlarında bir artış gözlenmektedir.

Silika artışına bağlı olarak CaO içeriğinin azalması klinopiroksen, amfibol Ca'ca zengin plajiyoklazların kristalleşmesi ile CaO azalmaya sebep olmakta ve negatif bir artış gözlenmektedir. MgO ve CaO'nun ilk kristalleşen minerallerin bünyelerinde girmesiyletüketilme olmaktadır, Artık magmada fraksiyonel kristalleşmenin ileri evrelerinde ise Na_2O ve K_2O'te zenginleşme meydana gelmektedir. Dolayısıyla, SiO_2'e karşı çizilen ana oksit değişim diyagramlarında Na_2O ve K_2O'daki pozitif artış plajiyoklazların kristallenmesi ile yorumlanmaktadır. MgO'daki negatif artışolasılıkla biyotit mineralinin fraksiyonlanması ile ilişkilidir. SiO_2 içeriğinin artmasıyla Fe_2O_3 bileşiminin azalması da mafik minerallerin kristalleşmesi ile ilişkilidir. TiO_2, P_2O_5 değişimlerindeki negatif korelasyon ise demir titan oksit minerallerinin sfen ve apatit kristalleşmesini işaret etmektedir. Al_2O_3 içeriğinin ise sabit bir dizilim göstermesi Al'un uyumsuz davranış sergilemesinden dolayıdır. Ana oksit değişim diyagramlarındaki bu kristalizasyon diferansiyasyonu gabrodan granite değişmesiyle bu değişimin tek tip bir magmadan oluştuğunu ifade etmektedir. Johnston 2001'e göre SiO_2'ye karşı MgO/ ($MgO+Fe_2O_3$) ve ($CaO/CaO+Na_2O$) çizilmiş diyagramlar kristalizasyon diferansiyasyon aşamasını ifade etmektedir (Şekil 4.62 a,b). Çizilen bu diyagramlar incelendiğinde SMK'ya ait örneklerin gabrodan granite değişen bileşimde olduğu ve biribirleri ile geçişli

olarak fraksiyonlanma gösterdikleri gözlenmektedir. Gabrodan granite oluşan negatif trend amfibol, piroksen kristallenmesi ile ilişkilendirilebilir



Şekil 4.61. SMK'ya ait örneklerin ana element oksit değişim diyagramları (Harker, 1909).



Şekil 4.62. a) SiO_2 – $MgO/(MgO+Fe_2O_3)$, b) SiO_2 – $CaO/(CaO+ Na_2O)$ değişim diyagramları (Johnston, 2001).

4.5.3. SMK'nın iz element jeokimyası

Major oksitler de olduğu gibi iz elementlerde fraksiyonel kristallenme sürecini etkileyen faktörlerin yorumu için kullanılmaktadır. Başlangıçta granitik magmada düşük konsantrasyonda olan iz elementler magmatik ayrımlaşmanın sonuna doğru zenginleşirler. Bu sebeple iz elementler belirli bir doygunluğa ulaşınca aksesuar minerallerin bünyesine katılırlar.

SMK kayaçlarının iz element dağılım aralıkları ve ortalama değerlerleri Şekil 4.63'de verilmiştir. Bu sonuçlara göre;

SMK içerisindeki gabroik kayaçların iz element içeriklerinden Ni 8.34– 151.11 (ppm) aralığında değişirken, Rb 14.81-69.83, Sr 197.03-545.93, Y 7.19 – 28.91, Zr 31.77-138.58, Ba 34.91 – 699.77, ve Th ise 0.65-16.7 (ppm) aralığında değişmektedir. Gabroik kayaçların iz element analiz sonuçları Ek C (Çizelge C1)'de verilmiştir.

SMK içerisindeki diyoritik kayaçların iz element içeriklerinden Ni 1.50 – 68.88 (ppm) aralığında değişirken, Rb 13.63 – 113.71 Sr 175.24 -507.96, Y 9.66 – 44.97, Zr 27.72 - 127.4, Nd 12,14 – 53.52, Ba 58.53 – 1100.12 ve Th ise 0.76 – 29.57 (ppm) aralığında değişmektedir. Diyoritik kayaçların iz element analiz sonuçları Ek C (Çizelge C2)'de verilmiştir.

SMK içerisindeki granodiyortilerin iz element içeriklerinden Ni 1.50 – 46.66 (ppm) aralığında değişirken, Rb 13.63 – 113.71 Sr 110,08–507.96, Y 7.66 – 44.97, Zr 27.72 - 331.99, Ba 24.20 – 988.83 ve Th ise 0.01– 61.35 (ppm) aralığında değişmektedir. Granodiyoritlerin iz element analiz sonuçları Ek C (Çizelge C3)'de verilmiştir.

SMK içerisindeki damar kayaçlarının iz element içeriklerinden Ni 3.31 – 7.09 (ppm) aralığında değişirken, Rb 80.64– 231.65, Sr 97.79 – 203.34, Y 7.49 – 44.13, Zr 27.44-199.41, Ba 8.25 – 2027.81, ve Th ise 0.42-24.34 (ppm) aralığında değişmektedir. Damar kayaçlarının iz element analiz sonuçları Ek C (Çizelge C4)'de verilmiştir.

Şekil 4.63. SMK'ya ait kayaç gruplarının iz element oksitlerinin dağılım aralıkları.

SMK kayaçlarına ait örneklerin SiO_2'ye karşı çizilen iz element değişim diyagramında kaya gruplarında düzenli değişimler gözlenmektedir.

Diyagramlar incelendiğinde Y, Ba, Zr, Rb'de zenginleşme gözlenirken Cr, Ni, Sr'da ise fakirleşme gözlenmektedir.

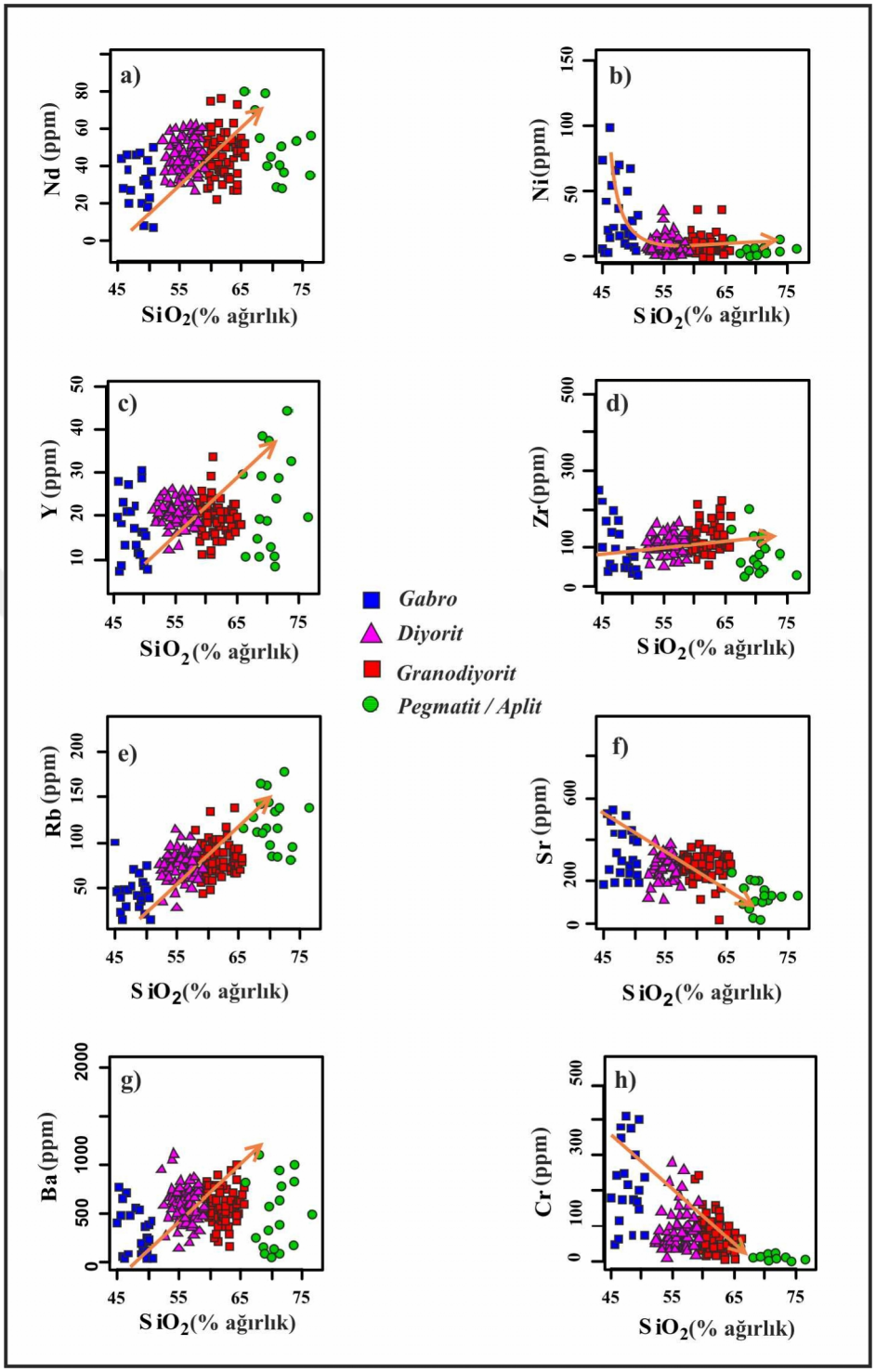
Büyük iyon yarıçapına sahip Ba, Rb elementleri K'ca zengin minerallerin bünyelerine girme eğilimindedirler. Bu nedenle erken evrede kristallenen kayaçlardan katı faz yerine

sıvı fazı tercih ederek geç evrede zenginleşme göstermektedirler (Şekil 4.64e ve Şekil 4.64g). Ba'un tüm davranışları Rb'a benzerlik göstermektedir. Bu benzerlik sebebiyle gabroik kayaçlarda granitik kayaçlara göre daha az zenginleşme göstermesi feldispat minerallerinin daha az olduğunu göstermektedir.

Sr elementi Ca elementiyle benzer iyonik yarıçapa sahiptirler. Bu nedenle Sr'da Ca gibi fraksiyonel kristallenmenin erken evresinden geç evresine doğru tüketilmektedir. İlk oluşan plajiyoklazların anortit içeriği %50'den fazla olduğundan Sr değeri gabroik kayaçlarda daha fazladır (Şekil 4.64f). Ayrıca CaO değişim diyagramında da Sr ile benzer bir değişim gözlenmektedir. Gabroik kayaçların Ca'ca zengin plajiyoklazlar içerdiği açıkça gözlenmektedir (Şekil 4.64).

Geçiş elementleri olan Cr ve Ni ise magmanın kristallenmesi sırasında Mg, Fe, ve Al elementleri ile birlikte mafik minerallerin bileşimine katılarak tüketilmektedirler. Cr ve Ni'deki bu negatif anomali fraksiyonel kristalleşme ile amfibol ve piroksen mineralleri bünyesine katılmaları ile açıklanabilir (Şekil 4.64b ve Şekil 4.64h).

Zr ve Y elementleri değerlendirildiğinde ise gabroik kayaçlarda daha az olarak görülürken, granodiyoritik- granitik kayaçlarda daha yüksek oranlarda gözlenmektedir. Kalıcılığı yüksek olan elementlerden olan Y elementi SiO_2'ye karşı gösterdiği artış eş kökenli granitik bileşimli kayaçlarda silis içeriğinin artması sebebiyle daha fazla miktarda görülmeye başlayan tali minerallerden (zirkon, allanit, sfen vb.) dolayı artan bir trend gözlenmektedir (Şekil 4.64c). Zr elementi fraksiyonel kristallenme sürecinin son ürünü olarak gözlenmekte ve çoğunlukla tali mineral olarak zirkon, allanit, sfen, rutil vb. minerallerin bileşimine katılma eğilimindedirler (Şekil 4.64d).



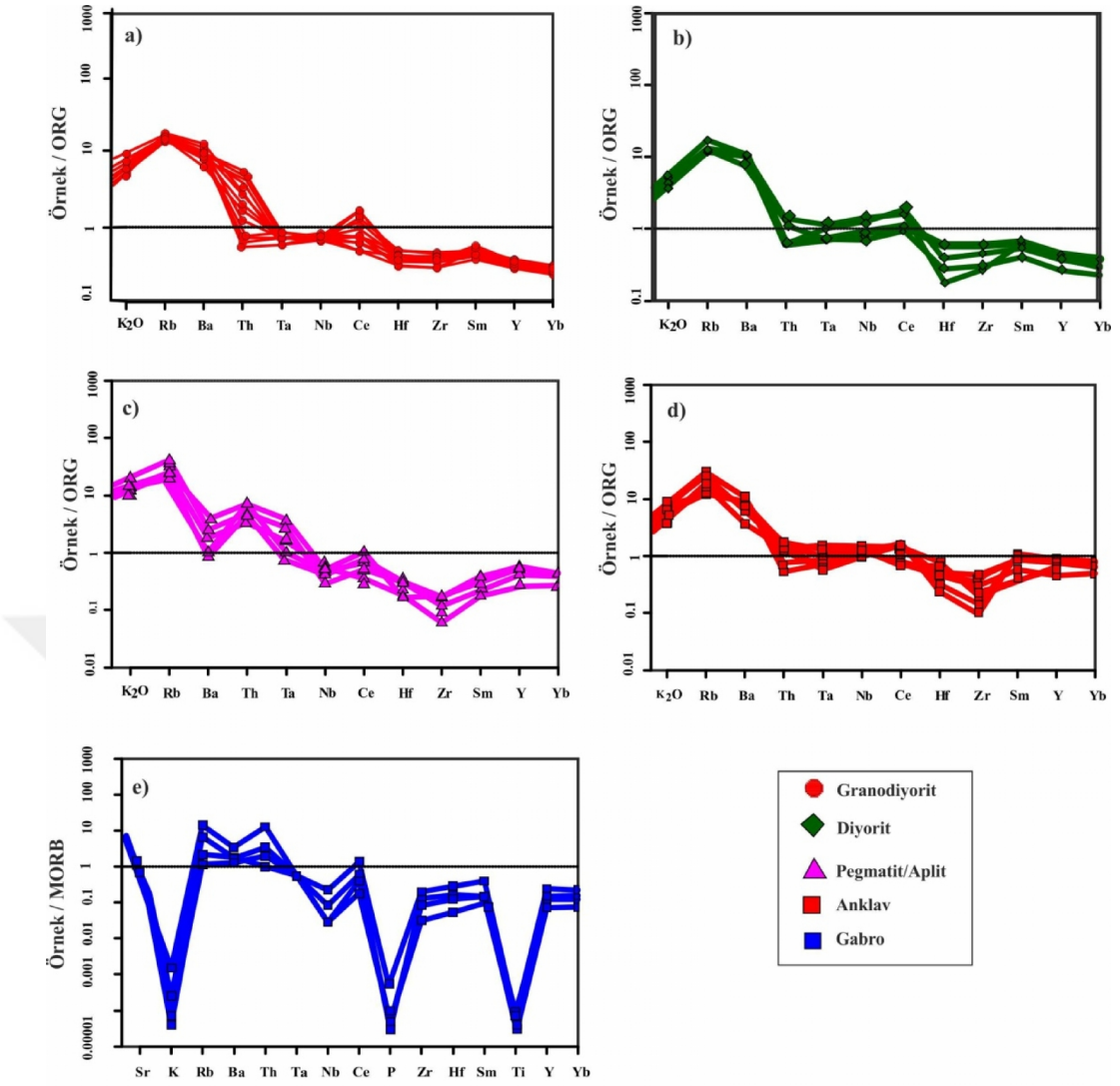
Şekil 4.64. SMK'ya ait örneklerin iz element oksit değişim diyagramları (Harker, 1909).

SMK kayaçlarının magma karakterine farklı bir açıdan yaklaşımda bulunabilmek için, diyorit, granodiyorit, damar ve anklavların iz elementleri okyanus ortası sırtı granitlerine (ORG) göre gabroik kayaçların iz elementleri ise Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları'na (MORB) göre normalize edilmiş değişim diyagramları çizilmiştir. SMK kayaçlarının ORG'ye ve MORB'a normalize edilen iz elementlerin dağılım desenleri Şekil 4.65'de verilmiştir. Bu değişim diyagramlarına göre tüm kayaç birimlerinde LIL elementler bakımından bir zenginleşme, HFS elementler bakımından ise bir fakirleşme gözlenmektedir. LIL elementlerden Rb ve Th değerlerinde gözlenen pozitif anomali, Ba içeriğininde gözlenen negatif anomali magmanın katılaşması sırasında, fraksiyonel kristalleşmenin son evrelerinde zenginleşen kristalizasyon ürünleri olduğunu göstermektedir. Ayrıca Rb elementindeki bu yüksek derecedeki zenginleşme fraksiyonel kristalleşme son safhasına kadar eriyikte kalması biyotit ve K-feldispatın bünyesine girmesi ile ilişkili olup kabuksal kirlenmeyide yansıtmaktadır.

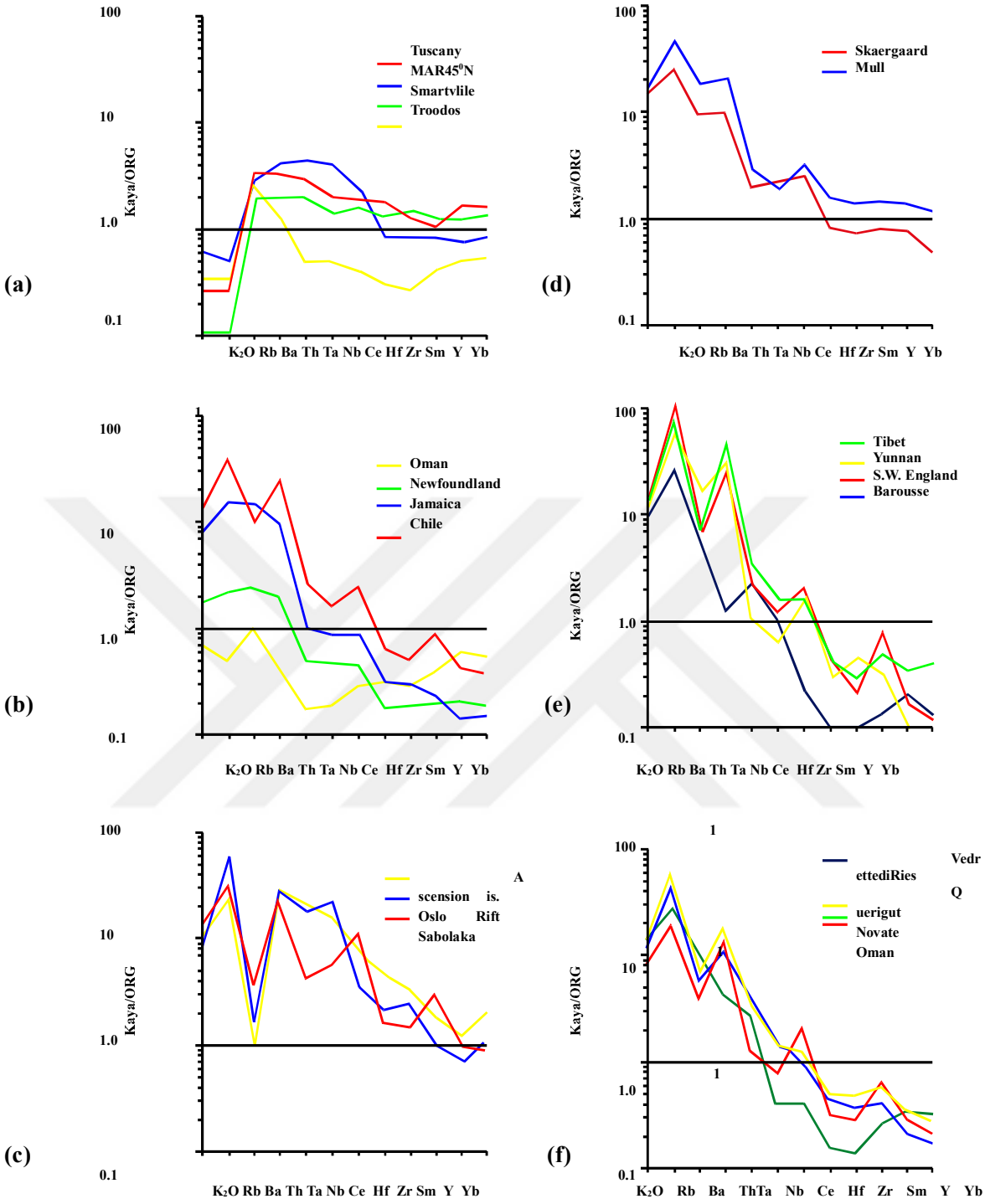
Nb elementi özellikle biyotit, hornblend, manyetit ve titanit minerallerinin fraksiyonlaşması ile ilişkilidir. Diyagramlar incelendiğinde Nb elementinin pozitif bir anomali göstermesi beklenirken çoğunlukla tam sınır hattında bir yoğunlaşmagözlenmektedir. Bu durum, yüksek sıcaklıklarda erken kristalleşen ferromagnezyen silikatlarca zengin mafik kayaç kapanımlarının Nb'u ortamdan uzaklaştırarak arta kalan eriyiklerden itibaren oluşan granitoyidlerde Nb'un düşük anomali göstermesi şeklinde yorumlanmaktadır.

ORG'a göre normalize edilmiş diyagramlarda (Pearce vd., 1984), Ce fraksiyonel kristalleşme sırasında Ce özellikle ortit, apatit ve zirkon minerallerinin bünyesine katılır. İnceleme alanındaki granitoyidlerde izlenen pozitif Ce anomalisinin bu minerallerden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Pearce vd., (1984) çeşitli tektonik ortamlarda oluşan dünyanın farklı bölgelerindeki granitoidlerdeki iz elementlerin, birbirleri arasındaki ilişkileri inceleyerek bir sınıflama modeli ortaya koymuşlardır (Şekil 4.66). Bu sınıflama modellerine göre SMK kayaçlarının grafiklerdeki dağılım desenleri karşılaştırıldığında örneklerin yay granitoidi ile benzer dağılım deseni sunduğu gözlenmektedir.



Şekil 4.65. Çalışma alanındaki kayaçların ORG'e göre normalize edilen iz elementlerinin Örnek/ORG'e göre dağılım desenleri (ORG değerleri Pearce vd., 1984'ten alınmıştır). Gabrolarda ise Örnek/MORB'a göre normalize edilmiş (MORB değerleri Pearce, 1983'ten alınmıştır.) iz elementlerin dağılım desenleri.



Şekil 4.66. Okyanus sırtı granitoidlerine (ORG) göre normalleştirilmiş iz element dağılımdesenleri (Pearce vd., 1984). a) Okyanussırtı granitoidleri, b) Volkanikyay granitleri, c) Levha içigranitleri, d) İncelmiş kıtasal kabuk granitleri, e) Çarpışma granitleri f) Çarpışma sonrası granitler

4.5.4. SMK'nın NTE jeokimyası

SMK kayaçlarına ait gabro, diyorit, granodiyorit, pegmatit/aplit ve anklavlara ait örneklerin nadir toprak element dağılım analiz sonuçları Ek D'de verilmiştir. SMK kayaçlarının nadir toprak element analizleri kondrit ve ilksel mantoya göre normalize edilmiştir. Kondrit değerlerine normalize edilen diyagramlara genel olarak bakıldığında LREE (hafif nadir toprak elementleri)'ce zenginleşmeye karşı HREE (ağır nadir toprak elementleri)'ce bir fakirleşme gözlenmektedir.

LREE elementleri eş yaşlı magmatik farklılaşmanın ilk ürünlerinde fazlaca bulunurken son ürünlerinde ise az olarak bulunur. İlk evrelerde oluşan kayaçların LREE değerleri düşük, HREE ve Eu değerleri ise fazla olması sebebiyle LREE'lerden HREE'lere doğru daha az belirgin fraksiyonlanma beklenirken son evrelerde oluşan kayaçlarda ise bu durumun tersi yani LREE'den HREE 'ye doğru kuvvetli bir fraksiyonlanma ve negatif Eu anomalisi göze çarpacaktır (Boztuğ, 2001).

Örneklerin Eu/Eu*[Eu/Eu*=(Eu/(Sm+Gd)*0.5] oranları gabroik kayaçlarda 1.08-4.32 anklavlarda 0.045–0.048, diyoritik kayaçlarda 13.1–24.52 granodiyoritlerde 13,84–22,12, pegmatit/aplitlerde 7.34–20.34, örneklerin [(La/Yb)n= (La/0.237)/(Yb/0.17)] oranı gabroik kayaçlarda 2.65 – 4.83, anklavlarda 1.46 – 4.53, diyoritik kayaçlarda 3.83 – 8.75, granodiyoritlerde 1.63 – 20.27, pegmatit/aplit 2.62 – 16.01 arasındadır. Örneklerin La/Sm oranları gabroik kayaçlarda 3.08 – 6.34, anklavlarda, 1,37 - 5,6, diyoritik kayaçlarda, 2.72 – 5.43, granodiyoritlerde 1.27 – 10.31, pegmatit/aplitlerde 3.23 – 5.03 ve örneklerin Sm/Yb oranları gabroik kayaçlarda, 0.90 – 1.72, anklavlarda 1.44 – 2.21, diyoritik kayaçlarda 1.75 – 2.42, granodiyoritlerde 1,68 - 2,31, pegmatit/aplitlerde 0.9 – 9.54 arasındadır (Çizelge 4.2).

Ayrıca Eu, oksitlenmiş koşullar altında +3, indirgen koşullar altında ise +2 değerlikli olması ile diğer NTE'den farklılık sunan bir elementtir. Eu/Eu* oranı indirgenmiş koşullar altında basınç, sıcaklık ve akışkanın pH'ına bağlı olarak artar (Bau, 1991). Bau (1991) infiltrasyon ve kayaç etkileşimi ile akışkanların yan kayaçların NTE içeriklerini tüketemeyeceğini ancak kısmen değiştirebileceğini ileri sürmüştür. Özellikle orta dereceli asidik koşullar altında kayaç ile etkileşim sonucunda

akışkanlara aktarılan NTE'lerin kayacın NTE içeriklerini değiştirebileceği ortaya konmuştur. Akışkanların içeriğinin yan kayaçlarınkinden yüksek olduğu durumlarda Eu'un +2 değerlikte olduğu ve bu nedenle pozitif anomali sergilediği görülmüştür (Bau, 1991).

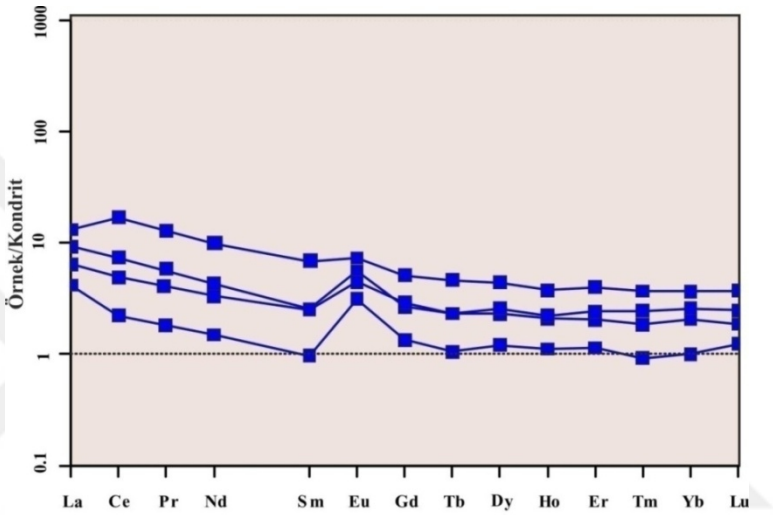
Tüm bu değerler okyanusal kabuk, alt kısal kabuk ve üst kıtasal kabuk değerleri ile karşılaştırıldığında gabroik kayaçların okyanusal kabuktan türemiş olduğu ve üst kıtasal kabukla kirlenmiş olduğu diyoritik ve granodiyoritik kayaçların alt-üst kıtasal kabuğa benzediği, anklavların alt kıtasal kabuk bileşiminde olduğu pegmatit/aplit kayaçlarının ise üst kıtasal kabuktan etkilendiğini işaret etmektedir.

Çizelge 4.2. Örneklerin okyanusal kabuk, üst kıtasal kabuk ve alt kıtasal kabuğa ait bazı indeks değerlerle karşılaştırılması.

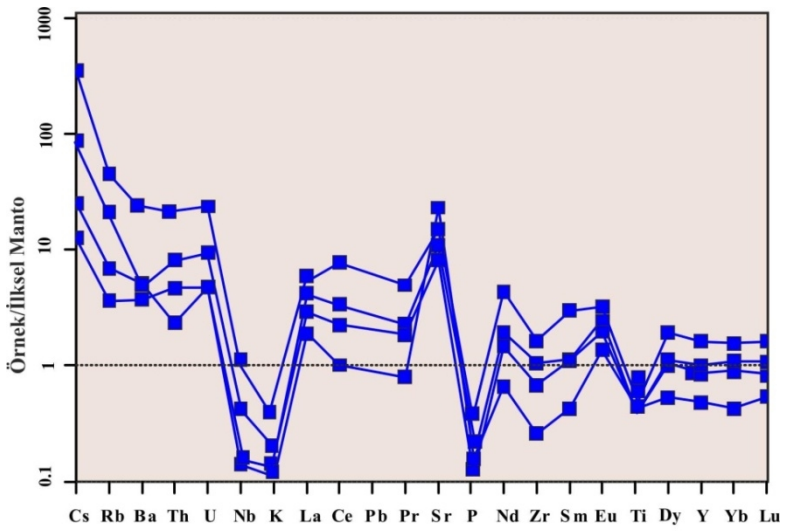
Değerler	Okyanus Kabuk	Alt Kıtasal Kabuk	Üst Kıtasal Kabuk	Gabro (min-max)	Anklav (min-max)	Diyorit (min-max)	Granodiyorit (min-max)	Peg/Apl (min-max)
Eu/Eu*	0,32	0,37	0.21	1,08 - 4,32	0,04 - 0,04	13,1 - 24,52	13,84 - 22,12	7,34 - 20,24
(La/Yb)n	0,72	5,00	13,63	2,65 - 4,83	1,46 - 4,53	3,83 - 8,75	1,63 - 20,27	2,62 - 16,01
La/Sm	1,12	3,47	6,66	3,08 - 6,34	1,37 - 5,60	2,72 - 5,43	1,27 - 10,31	3,23 - 5,03
Sm/Yb	0,64	1,44	2,04	0,90 - 1,72	1,44 - 2,21	1,75 - 2,42	1,68 - 2,31	0,90 - 9,54

Gabro türü kayaçların kondrite normalize edilen değerleri ve iz element değerleri birlikte incelendiğinde fraksiyonel kristalleşme sürecini desteklemektedir. Gözlenen pozitif Eu anomalisi, kümülat doku özelliği gösteren kayaçlarda olduğu gibi SMK gabrolarında da karakteristik olarak izlenmektedir. Gabroik kayaçlardaki bu yığışım dokularını hakim olarak amfibol mineralleri oluştururken yer yer de Ca zengin plajiyoklaz yığuşımları gözlenmektedir. Büyük iyon yarıçaplı (LIL: Rb, Ba, Th, U, K ve Sr) elementlerindeki Sr zenginleşmesi anortit içeriğince zengin plajiyoklazların bulunmasından kaynaklanırken, Rb ve Ba elementleri ise K elementi ile uyumu sebebiyle aynı artışı göstermektedir. İlksel mantoya normalize edilen değerlerinde genel olarak LIL elementlerce zenginleşme, kalıcılığı yüksek elementlerce (HFS; Ta, Nb, Ce, Hf, Y, Zr ve Ti) fakirleşme göstermektedir. LIL elementlerce zenginleşme ve HFS elementlerce fakirleşme dalma batma sürecini işaret etmektedir. Belirgin negatif Nb anomalisi ise ana magmada ki kıtasal kirlenmeyle yorumlanabilir (Şekil 4.67 ve Şekil 4.68).

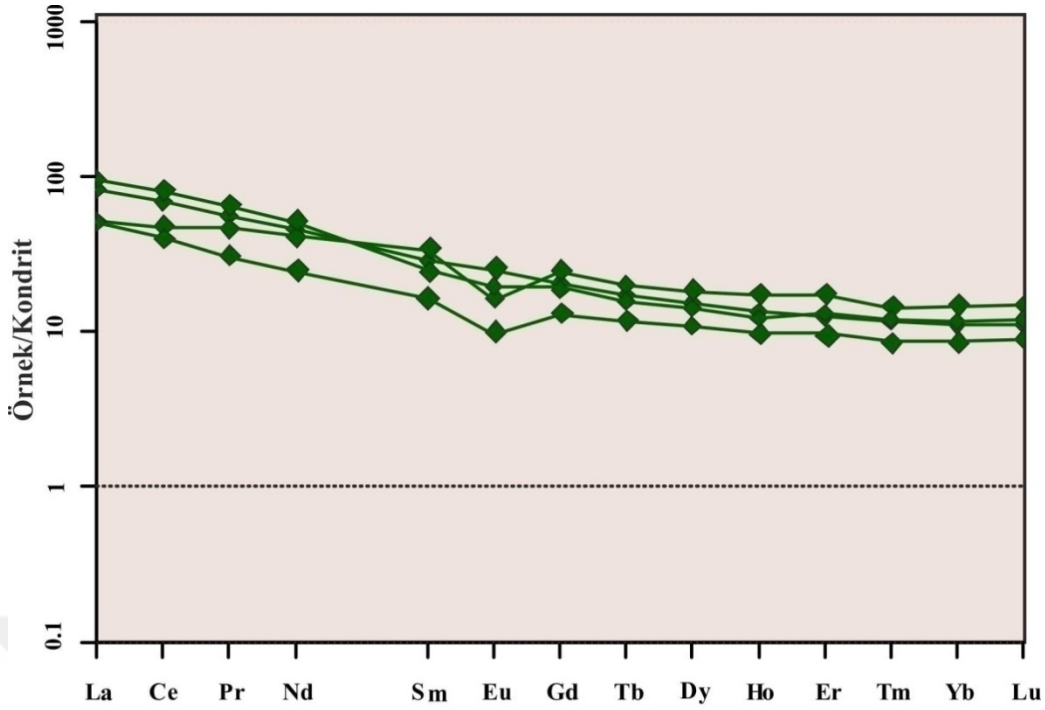
Diyorit türü kayaçların kondrite normalize edilen diyagramlarına bakıldığında gabroik kayaçlara kıyasla LREE'de daha fazla zenginleşmeye karşı HREE'ce bir fakirleşme gözlenmektedir Hafif gözlenen negatif Eu anomalisi ise plajiyoklazların fraksiyonel kristalleşmesi işaret etmektedir. İlksel mantoya normalize edilen değerlerinde genel olarak LIL elementlerce zenginleşme, HFS elementlerce fakirleşme göstermektedir (Şekil 4.69 ve Şekil 4.70). LIL elementlerindeki hafif negatif Sr trendi fraksiyonel kristalleşme süresince plajiyoklaz fraksiyonlaşmasını göstermektedir.



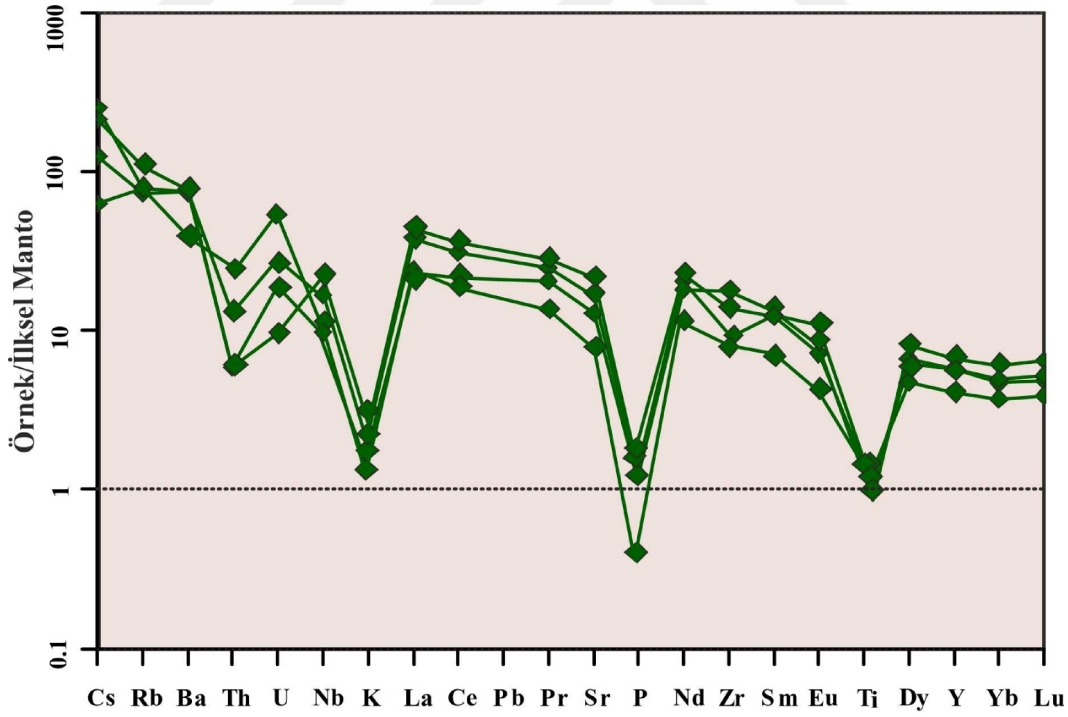
Şekil 4.67. Gabro türü kayaçlara ait kondrite normalize edilen NTE içeriklerininspider diyagramdaki dağılımları (Kondrit değerleri Pearce 1983'ten alınmıştır).



Şekil 4.68. Gabro türü kayaçlara aitilksel mantoya normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (İlksel manto değerleri Sun ve Mcdonough 1989'dan alınmıştır).



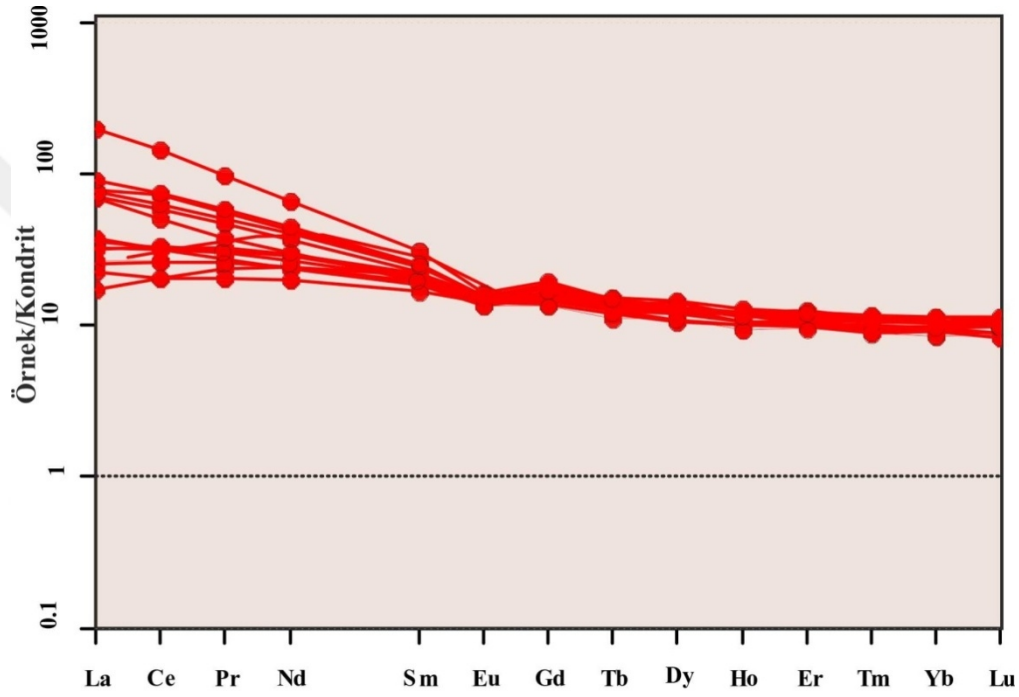
Şekil 4.69. Diyorit türü kayaçlara ait kondrite normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (Kondrit değerleri Pearce, 1983'ten alınmıştır).



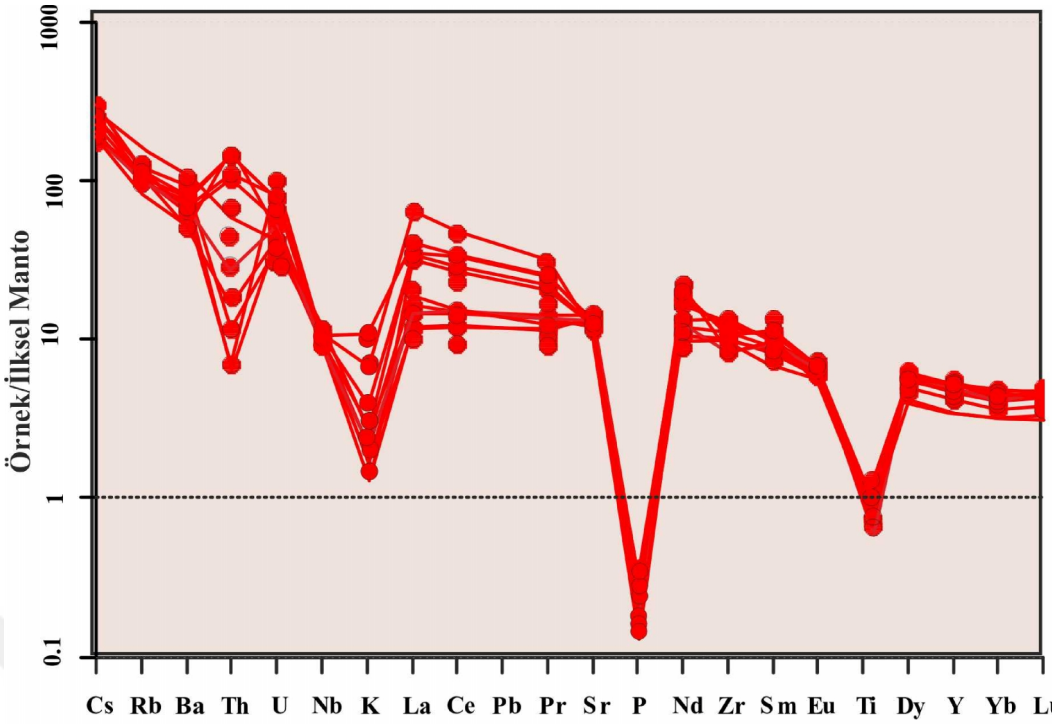
Şekil 4.70. Diyorit türü kayaçlara ait ilksel mantoya normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (İlksel manto değerleri Sun ve Mcdonough, 1989'dan alınmıştır).

Granodiyorit türü kayaçların kondrite normalize edilen değerleri incelendiğinde bakıldığında HNTE'ce zenginleşmeye karşı ANTE'ce bir fakirleşme gözlenmektedir

Gabroik kayaçlara ve anklavlara oranla HNTE'ce zenginleşmeye daha fazla olduğu söz konusudur. Daha çok zenginleştiği görülen HNTE/ANTE oranı zenginleşmiş manto kaynağına işaret etmektedir. Hafif gözlenen negatif Eu anomalisi plajiyokların fraksiyonel kristalleşmesi işaret etmektedir. LREE bakımından zenginleşme yitim sonucu dalan levhanın kaynağa olan katkısı veya kıtasal bileşenlerin etkisiyle gerçekleşebilir (Şekil 4.71). Ayrıca örneklerin ilksel mantoya normalize değerleri incelendiğinde LIL elementlerce genel olarak bir zenginleşme, HFS elementlerce bir fakirleşme gözlenmektedir. (Şekil 4.72).



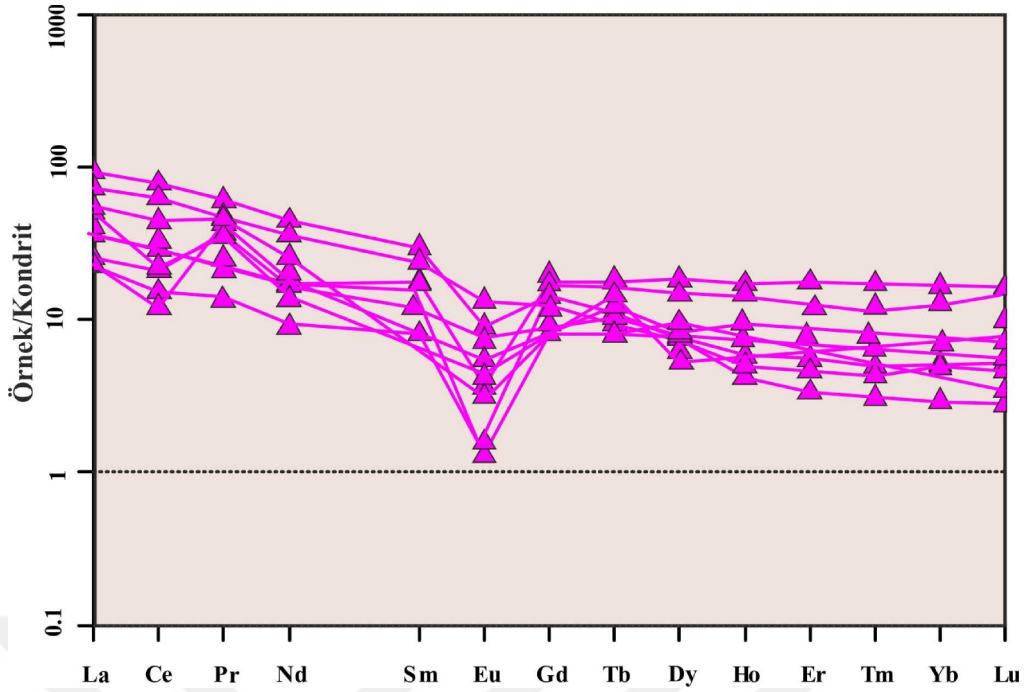
Şekil 4.71. Granodiyorit türü kayaçlara ait kondrite normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (Kondrit değerleri Pearce, 1983'ten alınmıştır).



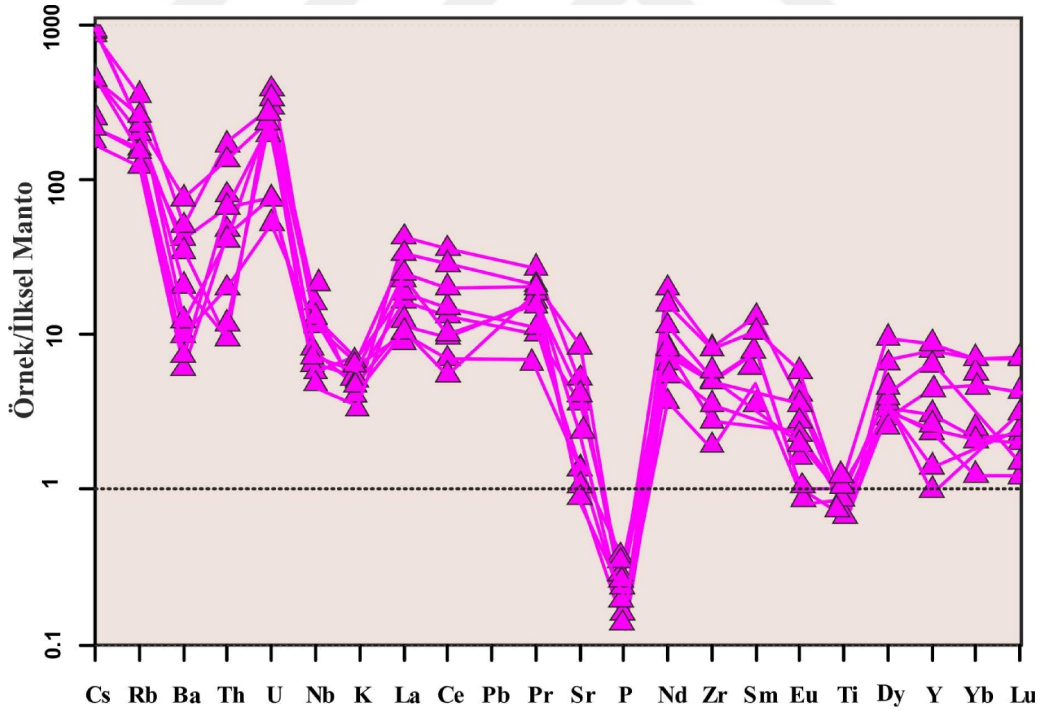
Şekil 4.72. Granodiyorit türü kayaçlara ait ilksel mantoya normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (İlksel manto değerleri Sun ve Mcdonough, 1989'dan alınmıştır).

Damar kayaçlarının kondrite normalize grafiği incelendiğinde bu kayaç türlerinde gözlenen Negatif Eu anomalisi plajiyoklaz fraksiyonlaşması ile ifade ederken, HNTE'ce zenginleşmeye karşı ANTE'ce bir fakirleşmeise zenginleşmiş manto kaynağını ifade etmektedir. Örneklerin değerleri ilksel mantoya normalize edildiğinde ise çok belirgin negatif P anomalisi ise kıtasal kabuk etkisine işaret etmektedir (Şekil 4.73). Ayrıca örneklerin ilksel mantoya normalize değerleri incelendiğinde LIL elementlerce genel olarak bir zenginleşme, HFS elementlerce bir fakirleşme gözlenmektedir (Şekil 4.74).

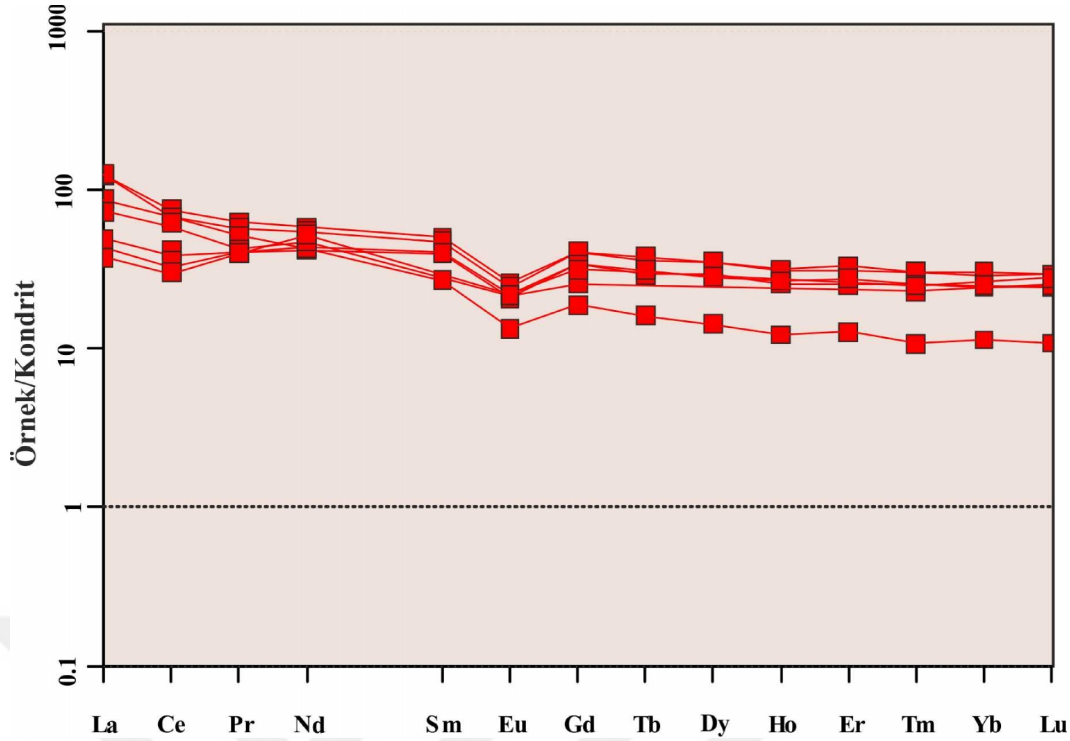
Anklavlardan elde edilen sonuçların kondrite normalize edilen değerlerine bakıldığında negatif Eu (Şekil 4.75) anomalisinin plajiyoklazların fraksiyonel kristalleşmesi ile önemli ölçüde Eu tüketimi ve kıta kabuğu kirlenmesine bağlı tüketilmeyle yorumlanabilir (Şekil 4.76).



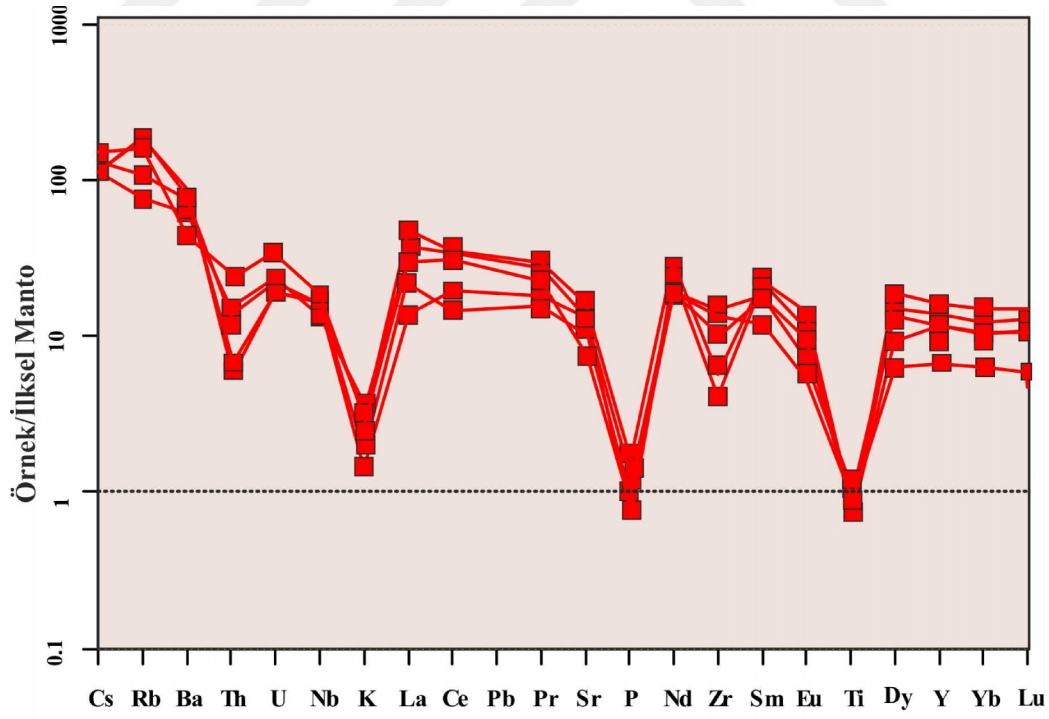
Şekil 4.73. Damar kayaçlarınına ait kondrite normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (Kondrit değerleri Pearce, 1983'ten alınmıştır).



Şekil 4.74. Damar kayalarınına ait ilksel mantoya normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (İlksel manto değerleri Sun ve Mcdonough, 1989'dan alınmıştır).



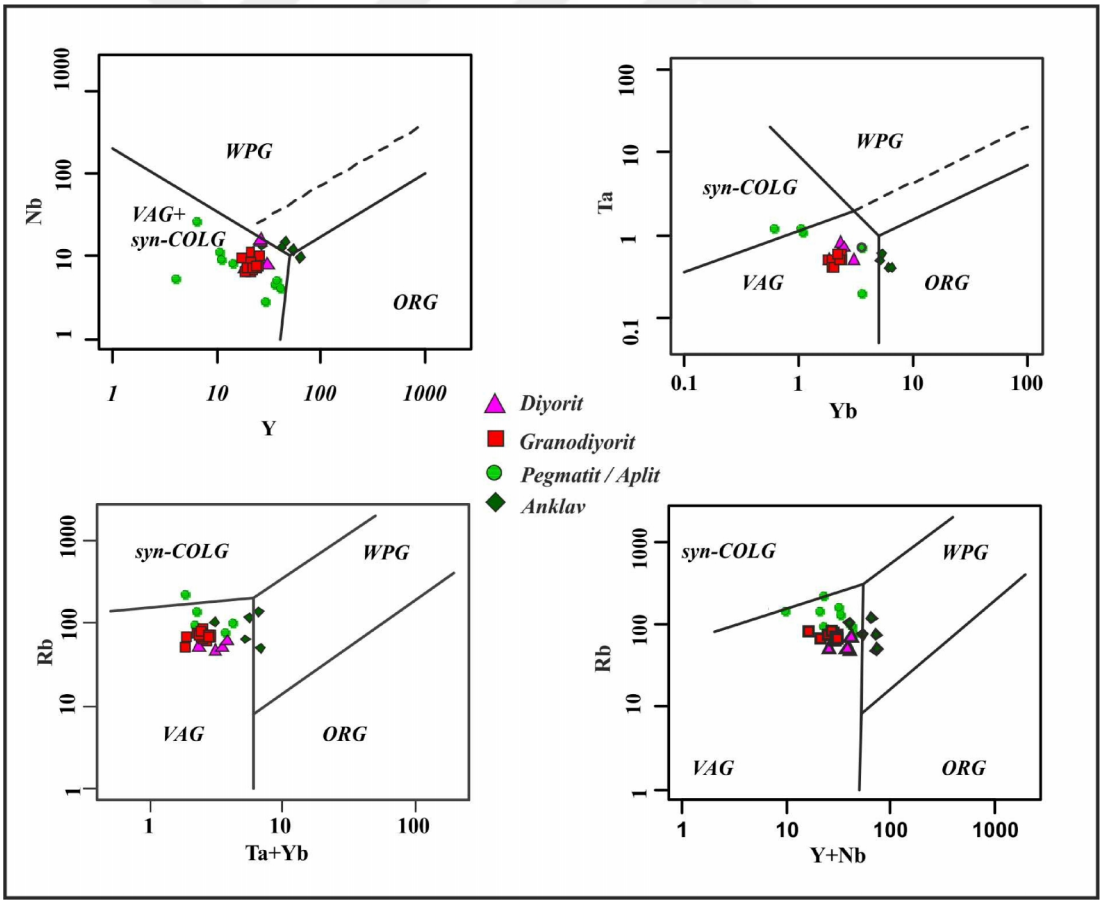
Şekil 4.75. Anklavlara ait kondrite normalize edilen NTE içeriklerinin spider diyagramdaki dağılımları (Kondrit değerleri Pearce, 1983'ten alınmıştır).



Şekil 4.76. Anklavlara ait ilksel mantoya normalize edilen NTE içeriklerinin diyagramdaki dağılımları (İlksel manto değerleri Sun ve Mcdonough, 1989'dan alınmıştır).

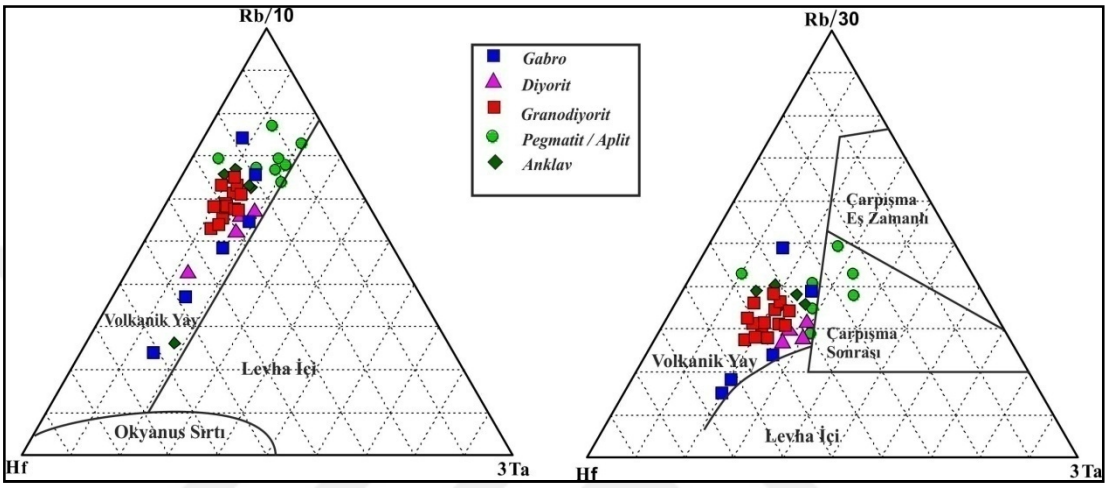
4.5.5. Tektonik ortam

SMK'nın tektonik yerleşimini belirlemek için tektonik ortam ayırtlama diyagramları kullanılmıştır. SMK kayaçları kalkalkalen karakterli, yüksek potasyumlu, LIL elementlerce zengin ve HFS elementlerce fakir bileşimdedir. Bu jeokimyasal özellikler çoğunlukla magmanın dalma batma ile ilşkili ortamlarda oluştuğu şeklinde yorumlanmaktadır (Floyd ve Winchester, 1975; Rogers ve Hawkesworth, 1989). SMK kayaçlarının tektonik ortamını belirlemek için Pearce vd (1984)'nin Rb, Y, Nb, Yb, Ta elementlerinin oluşturduğu ikili diyagramları kullanılmıştır. Bu diyagramlarda VAG (Volkanik yay granitleri) alanı, syn – COLG (Çarpışma ile eş yaşlı granitoidler) alanı, ORG (okyanus ortası sırtı granitleri), WPG (levha içi granitleri) alanları belirlenmiştir. Çizilen Nb-Y, Ta-Yb, Rb-Ta+Yb, Ta-Y+Nb grafiklerinde örnekler VAG (Volkanik yay granitleri) alanlarında gözlenmektedir (Şekil 4.77).



Şekil 4.77. SMK'nın Y-Nb, Yb-Ta, Yb+Ta – Rb, Y+Nb – Rb tektonik ortam ayrım diyagramları (Pearce vd., 1984).

Pearce vd., (1984) diyagramalarında granitoid örneklerinin volkanik yay ve çarpışmayla eş zamanlı granitlerden ayrılmadığından bu diyagramlara ek olarak Harris vd., (1986)'nin Hf – Rb/10 – 3Ta diyagramı ve bu diyagramı güncelleyen Rollinson (1993)'ün Hf – Rb/30 – 3Ta diyagramları çizilmiştir. Bahsi geçen bu diyagramlarda SMK örnekleri çoğunlukla volkanik yay alanına düşmüş bazı damar kayaçları ise çarpışma sonrası alanına düşmüştür (Şekil 4.78).



Şekil 4.78. SMK kayaçlarının Hf-Rb/10-3Ta ve Hf-Rb/30-3Ta sınıflama diyagramları (Harris vd., 1986).

4.5.6. SMK anklavlarının kökeni

İlk olarak Hutton (1795)'te anklav terimi kullanılmıştır. Fransız araştırmacı Lacroix (1890) tarafından ise "anklav" terimi, homojen magmatik kayaçlar bünyesindeki değişik kayaç parçalarını tanımlamak için kullanılmıştır. Lacroix (1890)'den itibaren, Fransızca literatüründe anklav ve inklüzyon terimlerini tamamen farklı anlamda kullanmış olup "Anklav" herhangi bir kayaç içerisinde gözlenen kayaç parçalarını tanımlarken; "inklüzyon" terimi ise, tek bir kristal içerisinde içerilen mineral tanesi, sıvı veya gaz oluştuğunu tanımlamak için kullanılmıştır. Lacroix (1890) tarafından kullanılan anklav ve inklüzyon terimlerinin dışında "enallojen anklavlar", "homojen anklavlar", "polijen anklavlar" ve "pnömatojen anklavlar" terimleri tanımlanmıştır. Diğer terimler açık bir şekilde jenetik bir ilişkiye dikkat çekmektedir. "Otolit" (Holland, 1900), yan kayaçlar ile benzer bir bileşime sahip anklav iken, "ksenolit" (Sollas, 1984) çevre kayaçların bir anklavı olarak tanımlanmaktadır. Otolit ve ksenolit sırasıyla, Lacroix'nın "homojen anklavlar" ve "enallojen anklavları" ile eşdeğer olarak kabul edilmiştir.

Didier ve Barbarin (1991)'de yaptıkları çalışmalarda anklavlar ile ilgili detaylı bir çalışma yaparak bulunuş şekli, sınır ilişkisi ve biçim gibi özelliklerini de değerlendirerek detaylı bir sınıflandırma yapmışlardır (Çizelge 4.3).

Türkiye'de anklavların oluşumu ve kökenleri ile ilgili olarak farklı birçok araştırmacı çalışmalar yapmıştır. Yılmaz, Şahin ve Boztuğ özellikle Rize plutonundaki anklavlardaki dokusal olarak değişimleri ifade ederken Kadıoğlu ve Güleç ise anklavların kökensel sınıflaması üzerine çalışmışlardır. Ayrıca Kadıoğlu ve Güleç (1993) yaptıkları çalışmalarında anklavları kökensel olarak ksenolit, magma segregasyonu, magma karışım ürünleri ve restitler olmak üzere 4 ana gruba ayırmıştır (Çizelge 4.4).

Çizelge 4.3. Anklavların sınıflandırılması (Didier ve Barbarin,1991).

	Terim	**Bulunuş Şekli**	**Dokanak İlişkisi**	**Biçim**	**Karakteristik Özellikler**
ANKLAV	Ksenolit	Yan kayaç parçaları (hornfels)	Keskin	Köşeli	Kontakt metamorfizma dokusu ve mineralleri
	Kseno-kristal	İzole edilmiş yabancı kristaller	Keskin	Küresel	Korozyon reaksiyon kuşağı
	Mikamsı anklav	Erime kalıntısı (restit)	Keskin	Merceksi	Metamorfik doku, mikalar ve Al'ca zengin mineraller
	Şiliren	Düzensizleştirilmiş anklav	Dereceli	Elipsoyidal	Düzlemsel yapılar
	Felsik mikrogranüler anklav (Fma)	Düzensizleştirilmiş ince taneli kenar	Keskin veya dereceli	Yuvarlağımsı-elipsoyidal	İnce taneli magmatik doku
	Mafik mikrogranüler anklav (Mma)	Eş yaşlı mafik magma damlacığı	Çoğunlukla keskin	Yuvarlağımsı-elipsoyidal	İnce taneli magmatik doku
	Kümülat anklav (otolit)	Düzensizleştirilmiş kümülat	Çoğunlukla dereceli	Yuvarlağımsı-elipsoyidal	İri taneli kümülat

Çizelge 4.4. Anklavların kökensel sınıflandırılması (Kadıoğlu ve Güleç,1993).

1- Ksenolitler	Magmanın yükselmesi ve/veya yerleşmesi sırasında yan kayaçtan kopardığı ve eritemediği parçaların oluşturduğu
2-Magma Segregasyonu	Magmanın kristallenmesi esnasında minerallerin kümeler şeklinde kristallenmesini ifade eden magma segrasyonu,
3-Magma Karışımı	Eş yaşlı iki ayrı magmanın kimyasal olarak karışması sonucu oluşan homojen bir karışımı ifade eden "magma mixing" ve iki ayrı magmanın kimyasal karışımından çok mekanik olarak karışması ile oluşan heterojen karışımı ifade eden "magma migling" kavramları ile tanımlanan magma karışım ürünleri,
4-Restitler	Kısmi ergime sonucu kayaçtan arta kalan köken malzemeyi temsil eden restitler,

SMK'nın içerdiği mafik mikrogranüler anklavlar ana kayadan keskin dokanakla ayrılan farklı renk ve dokusal özellik göstermektedir. Boyutları 1 cm'den 10 cm'e kadar değişen anklavlar yuvarlağımsı şekilde gözlenmektedir. Bu nedenle SMK içerisinde gözlenen anklavlar magma karışım süreçlerinde oluşmuş anklavlar sınıfında değerlendirilmiştir. Magma karışım ürünleri olan anklavlar ana kayadan daha koyu renkleri ile ve mineral tane boyları ve bileşimlerinin merkezden kenar doğru artması ile karakteristiktir (Cantagrel vd., 1984; Eberz ve Nicholls, 1990; Castro vd., 1991).

Magma karışım ürünlerinin üç evrede oluştuğunu söyleyen Castro vd., (1991) bu üç evreyi şu şekilde açıklamışlardır. İlk evrede granitik magmada kristalleşen felsik minerallerin bazik magmanın içine alınması ve bazik magmanın bu mineralleri ısıtması ile yuvarlaklaşarak bazik magma kristalleri tarafından kuşatılmasıdır. İkinci evre de bazik magmanın asidik magma dokanağında kristalleşmesi ile anklavların kenar kısımları kristalleşecektir. Son evrede ise asidik magma ile bazik magma arasındaki sıcaklığın en aza inmesi ile birlikte anklavların iç kısmı kristalleşecektir. Bu evrede poikilitik doku gösteren mineraller oluşacaktır.

SMK'ya ait kaya örneklerin de plajiyoklazlarda zonlanma, ortoklaz minerallerinin içerisinde kapanım şeklinde gözlenen minerallerin olduğu poikilitik doku ve iri plajiyoklaz mineralleri üzerinde küçük plajiyoklaz latalarının gözlendiği dokusal özellikler belirlenmiştir.

Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre anklavlar gabro-diyorit bileşimli, kalk-alkali, metaalüminalı özellikler göstermektedir. Anklavların iz element karakteristikleri incelendiğinde Ba, Sr, Y ve Th element içerikleri SiO_2'ye karşı negatif bir anomali olduğu görülmüştür.

Anklavların ORG'ye karşı değişim grafiği incelendiğinde büyük iyon yarıçaplı elementler (LIL) kalıcılığı yüksek elementlere (HFS) oranla daha fazla zenginleşme göstermektedir. LIL elementlerdeki bu zenginleşme yitim esnasında kaynak mantonun etkilendiğinin ya da kaynak magmanın kıta kabuğundan kısmen etlenmiş olabileceği düşünülmektedir. Tektonik sınıflama diyagramlarında anklav örnekleri VAG (volkanik yay graniti) alanında ve volkanik yay ile ilişkili olduğu belirlenmiştir.

4.6. Petrolojik Modelleme

Bu bölümde SMK'ya ait birimlerin magma kökenlerini ortaya koyabilmek, jeotektonik açıdan farklılıklarını ve birimlerin petrolojik yorumlanması ortaya konulması amaçlanmıştır.

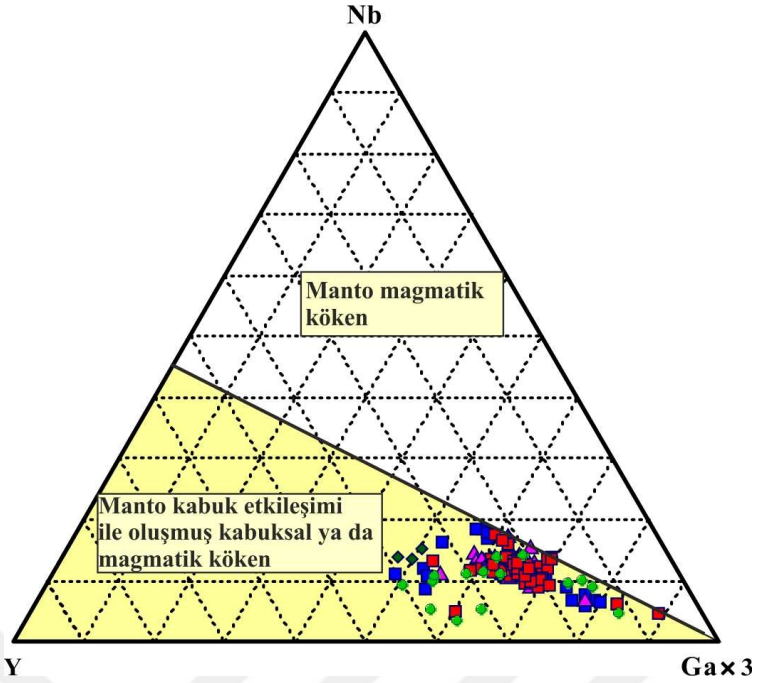
4.6.1. Manto kaynak alanı

Yüksek Potasyumlu I tipi granitoidik magmalar, genellikle alt - orta kabuktaki litosferik manto kaynağı ve alt - orta kabuktaki meta- magmatik kayaçların oluşturduğu birçok araştırmacı tarafından belirtilmiştir. Granitoid kayaçlarını oluşturan magmaların genellikle alt kıta kabuktaki metasedimr ve /veya metamagmatik kayaçların dehidrasyonu ve sonrasında kısmı ergimeleri ile oluşmaktadır (Patiño Douce ve Johnston, 1991; Rapp, 1995; Rapp ve Watson, 1995; Patiño Douce ve Beard, 1996; Singh ve Johannes, 1996; Thompson, 1996). Magmalardaki bileşimsel değişiklikler, basınç, sıcaklık, su ve oksijen fugasitesi gibi farklılıkların sebebi ile farklı köken bileşimlerinden kaynaklanmaktadır (Vielzeuf ve Holloway, 1988; Wolf ve Wyllie, 1994; Gardien vd., 1995; Patiño Douce ve Beard, 1995, 1996; Patiño Douce, 1996; Singh ve Johannes, 1996; Thompson, 1996; 1998; Patiño Douce ve McCarthy, 1998). Ayrıca granitoidleri oluşturanmagmalar mafik - felsik kıtasal kayaçların kısmi ergimesi ile de üretilebilir. (Tepper vd., 1993; Roberts ve Clements, 1993). Patino Douce (1999) yaptıkları çalışmalarda farklı kıtasal kabuk kayaçlarının farklı ergime koşulları altında ergimeleri ile oluşan magmaların bileşimsel farklılıklarını ana oksit içerikleri ile açıklamıştır. Mafik kısmi ergime kaynağı $Al_2O_3/(FeO_{tot}+MgO+TiO_2)$ ve $(Na_2O+ K_2O)/(FeO_{tot}+MgO+TiO_2)$ oranının daha felsik kaynaklara oranla düşük olduğu amfibolitler olabilirken, $Al_2O_3 +FeO_{tot}+MgO+TiO_2$ ve$Na_2O+K_2O+FeO_{tot}+MgO+TiO_2$ değerlerinin düşüklüğü ise daha feslik kaynaklara işaret etmektedir (Patino Douce, 1999).

Farklı oluşum ortamlarında meydana gelen bu magmaları birbirinden ayırmak için farklı araştırmacılar farklı iz element davranışlarını irdelemiştir. Eby (1992) yaptığı çalışmada kabuk kökenli magmalar için Y/Nb oranı > 1.2 iken manto kökenli magmalar için Y/Nb oranı < 1.2 oranlarına sahip olduğunu ifade etmiştir. Green (1995)'e göre de Nb/Ta oranı mantodan türeyen magmalar için 17.5 iken kabuktan türeyen magmalar için ise bu oran 11-12 arasında belirlenmiştir. SMK kayaçlarının ise Y/Nb oranları 1.02 - 3.62 arasında değişirken Nb/Ta oranı 4 - 13 arasındadır. MMA anklavlar için ise Nb/Ta oranı 19 -20 arasındadır. SMK kayaçlarının Y/Nb ve Nb/Ta oranları manto – alt kabuk etkileşimli kabuksal ya da magmatik kökeni işaret etmektedir.

SMK içerisindeki ana kayaç ile farklılıklar bulunmasına rağmen mineralojik olarak benzerlik gösteren MMA'ların varlığı ise mafik ve felsik magmaların karışımına (Barbarin ve Didier, 1992) işaret etmektedir. Bu özelliklerle de ortaya konulan SMK kayaçlarının kaynak alanının kabuksal veya alt kabuk manto etkileşimli kökenli magmaya işaret ettiği desteklenmektedir.

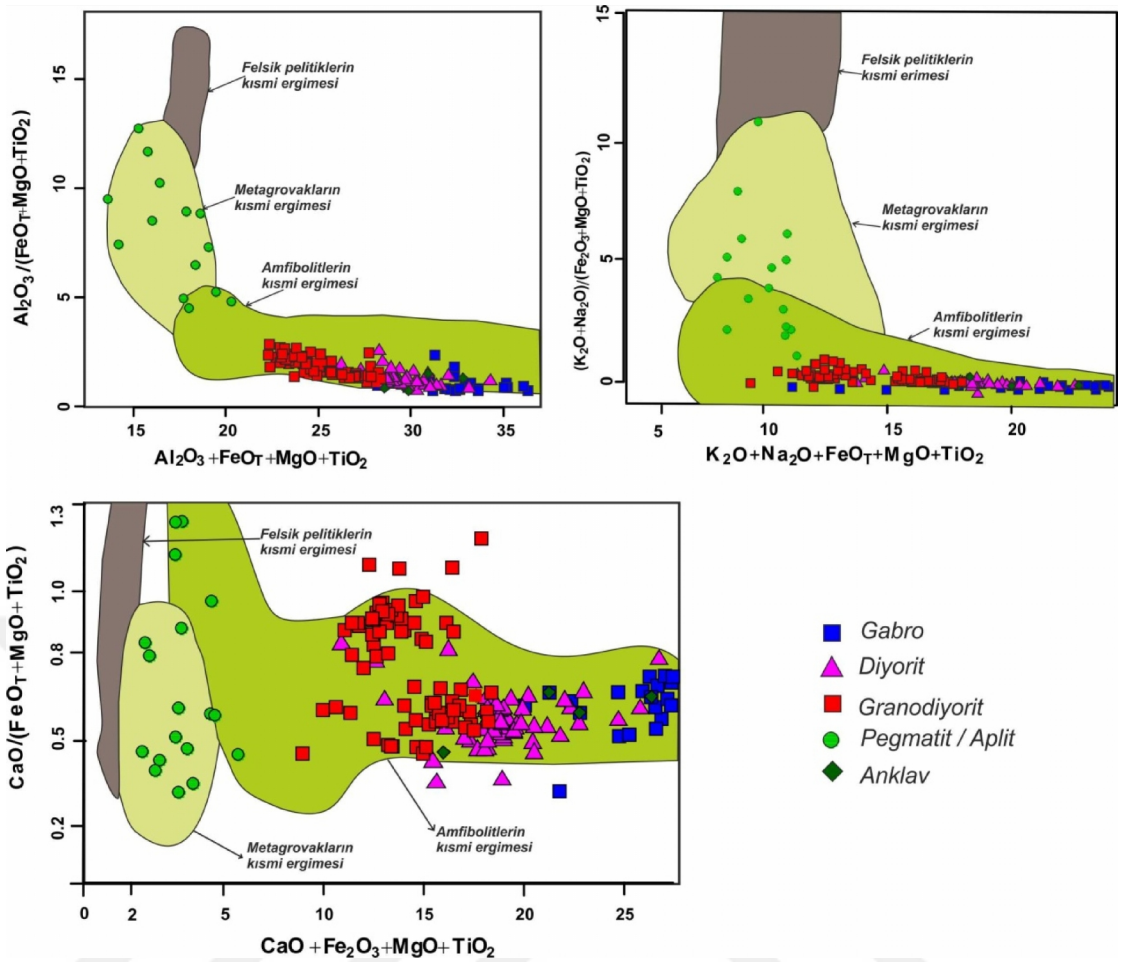
Orta-yüksek potasyumlu, kalkakalkalen karakterli SMK kayaçlarının incelenen tüm jeokimyasal özellikleri yitim zonu etkisi gösterdiği belirlenmiş olup, Eby (1992)'ye göre çizilen üçlü diyagramdaki dağılım deseni incelendiğinde ise SMK kayaçlarının manto kabuk etkileşimi ile oluşmuş kabuksal ya da magmatik köken alanında yer aldığı belirlenmiştir (Şekil 4.79).



Şekil 4.79. SMK'nın Nb-Y-Ga*3 diyagramındaki dağılımları (Eby, 1992).

Patino Douce (1999)'un önerdikleri grafiklere ana oksit değerleri aktarılmıştır. Çizilen grafiklere bakıldığında gabro, diyorit ve granodiyorit türü kayaçların $Al_2O_3/(FeO_{tot}+MgO+TiO_2)$ ve $(Na_2O+ K_2O)/(FeO_{tot}+MgO+TiO_2)$ oranlarının düşükbuna karşın damar kayaçlarının $Al_2O_3/(FeO_{tot}+MgO+TiO_2)$ ve $(Na_2O+ K_2O)/(FeO_{tot}+MgO+TiO_2)$ oranları ise bu kayaçlara oranla daha yüksek olduğu görülmektedir. Bu garfiklere göre SMK'ya ait tüm kayaçlar amfibolitlerin kısmı ergime ürünlerini yansıtmaktadır. Buna karşı damar kayaçlarına ait örnekler metagrovakların ergimesi ile oluşan alanlarda yer alması yoğun kabuksal etki ile açıklanabilmektedir. (Şekil 4.80).

SMK'ya ait örnekler yüksek K'lu, kalkalkalen karakterli bir magma kaynağından türeyen kayçlarla temsil edilmektedir. Bu kayaçlar I tipi bileşim sergilemekte ve geniş SiO_2 (%45.54 - %76.52) içeriğine, nispeten düşük MgO ve NaO içeriğine sahip manto etkileşimli - alt kabuktan türeyen magma/magmaların özelliklerini yansıtmaktadır.



Şekil 4.80. SMK'ya ait birimlerin a) $Al_2O_3/(FeO_t + MgO + TiO_2)$-$Al_2O_3$ + FeOt+ MgO + TiO_2), b) $(Na_2O + K_2O)/(FeOt + MgO + TiO_2)$-$(Na_2O + K_2O$ + FeOt + MgO + TiO_2), c) CaO/(FeOt + MgO + TiO2)-CaO + FeOt + MgO + TiO_2 diyagramlarında felsik pelitiklerin, metagrovakların ve amfibolitlerin kısmi ergimesinden türeyen deneysel ergimelerin bileşimsel alanlarını gösteren diyagramlarda (Patino Douce, 1999) dağılımları.

4.6.2. Kısmi ergime

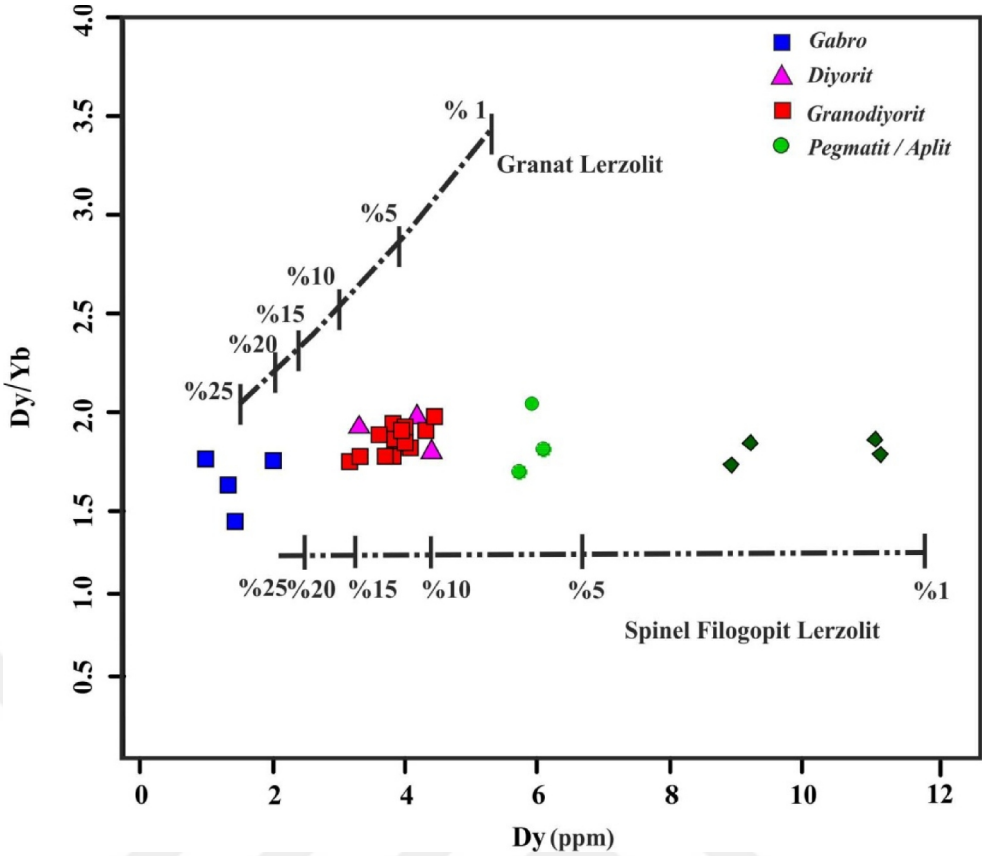
Herhangi bir katı kayacın sıcaklık yükselmesi, basınç ferahlaması ve uçucu bileşen ilavesi gibi faktörlerle ergiyerek belli miktarda sıvı oluşumu kısmi ergime olarak tanımlanmaktadır.

Kaynak alanının oluşumunda etkin olan kısmi ergime sürecinin ortaya konulmasında nadir toprak elementler oldukça kullanışlıdır (Thirwall vd., 1994; Shaw vd., 2003). Spinel ve granat peridotitik kaynağın egimesinde nadir toprak elementleri kaynak alanlarına farklı ergiyik katsayılarla katılırlar. Nadir toprak elementlerinin aşırı uyumsuz olmaları sebebi ile kaynak mineralojisindeki değişikliklerden fazla

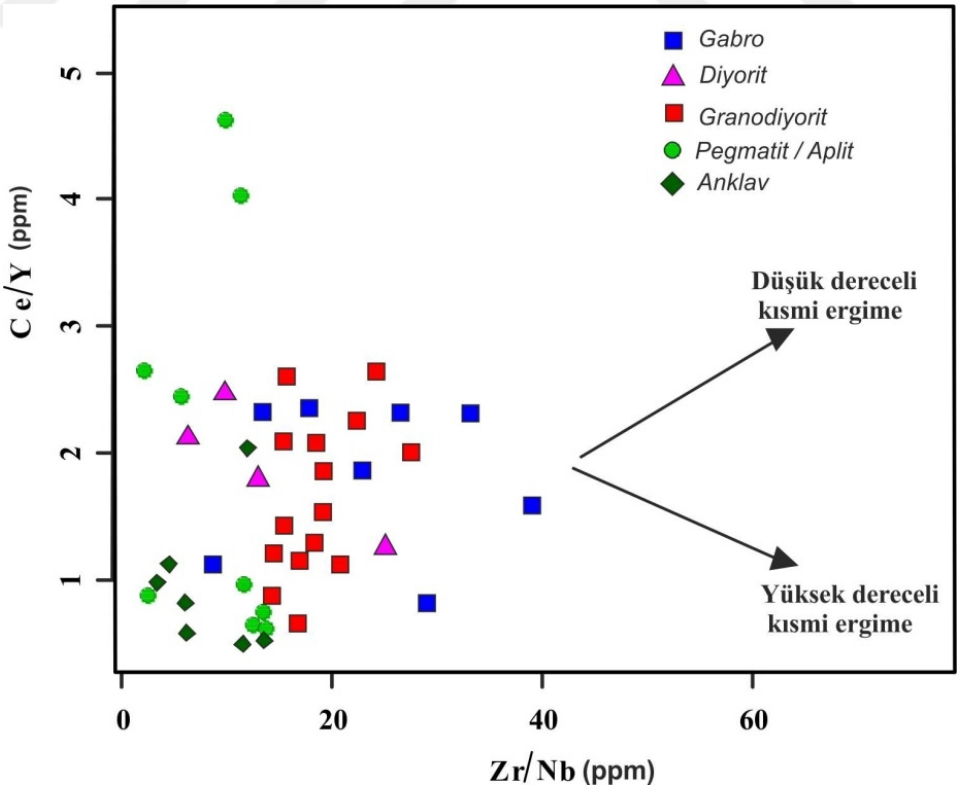
etkilenmezler. Granat ve spinel peridotititk kısmi ergimelerde ilk olarak hafif nadir toprak elementleri (HNTE) zenginleşecek ve spinel peridotit ergimesine göre granat peridotit ergimesi daha yüksek HNTE/ANTE (La/Yb veya Ce/Yb) oranına sahip olacaktır (Thirwall vd., 1994; Shaw vd., 2003). HNTE elementleri çok uyumsuz davranmasından dolayı ergiyik içinde zenginleşecek ANTE elementler daha uyumlu olması sebebiyle özellikle Yb elementi granat için uyumlu olduğundan kalıntı ergiyikte kalacak ve HNTE'lere göre daha az bulunacaktır. Spinel peridotititk ergiyikler 30-80 km derinlik arasında gerçekleştiği kabul edilen ergiyikte HNTE/ANTE oranı düşük olacaktır. Granat peridotititk ergiyik ise 80 km'den daha fazla derinlikte gerçekleşmekte olup granat ergimeye katılması ile HNTE/ANTE oranı daha yüksek olacaktır. Bu bilgiler ışığında SMK için seçilen ikili diyagramlar ile kayaçların kısmi ergime süreçleri belirlenmiştir.

Nadir Toprak Elementlerinin Dy/Yb - Dy değişim grafiği ile üst mantoya ait magma segregasyon derinliği, mineralojik bileşimi ve spinel ya da granat lerzoliti ayırt etmek için kullanılmıştır. Dy/Yb oranı 2'den yüksek ise granat lerzolit kısmi ergiyikleri temsil ederken, Dy/Yb oranı 1.5'ten küçük ergiyikler ise spinel lerzolit ergiyikleri olarak yorumlanmaktadır. SMK kayaçları Dy/Yb - Dy değişim grafiğine göre % 5 -30 oranında spinel flogopit lerzolit erimesi gösterirken ankal örnekleri %1-5 oranında spinel flogopit lerzolit erimesi göstermektedir (Şekil 4.81).

Magmatik evrim olayların da Ce/Y oranı HNTE zenginleşmesini ifade ederken, Zr/Nb oranı ise kısmı ergime değişim derecesini ifade eder (Fitton vd., 1988). İnceleme alanındaki SMK'ya ait kayaçlarının Ce/Y - Zr/Nb diyagramı incelendiğinde düşük dereceli kısmı ergime ile oluşan ürünler olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.82).



Şekil 4.81. SMK'nın Dy- Dy/Yb sınıflama diyagramı (Duggen vd., 2005).



Şekil 4.82. SMK'nın Ce/Y - Zr/Nb değişim grafiği.

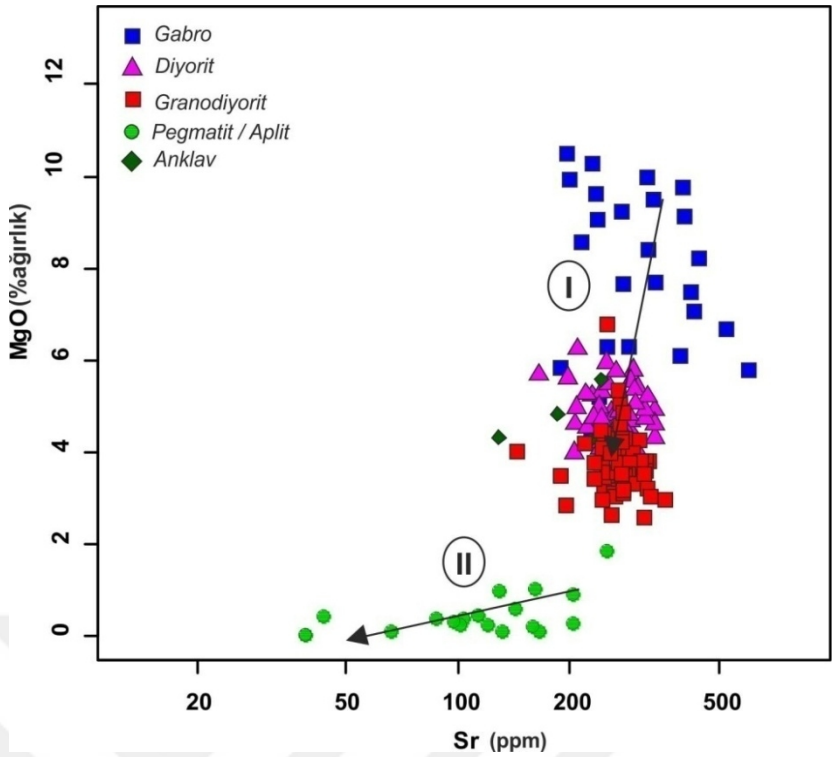
4.6.3. Fraksiyonel kristalleşme

Magmanın tek bir sıcaklıkta kristalleşmediği, kristalleşmenin belirli bir sıcaklık aralığında meydana geldiği ve magma bileşiminin sıcaklığın azalması ile sürekli olarak değiştiği görüşü fraksiyonel kristalleşme olarak tanımlanmaktadır. Mineraller ve magma arasındaki reaksiyon bir kesintiye uğramadan devam ederse magmanın bileşimi sürekli olarak değişecek ve farklı bileşimli bir magma ortaya çıkacaktır. Mineraller ve magma arasındaki reaksiyon kısmen veya tamamen kesintiye uğrarsa fraksiyonel kristallenmeden bahsedilir.

Fraksiyonel kristallenmenin etkili olup olmadığının belirlenmesinde uyumlu ve uyumsuz elementlerin oluşturdukları trendler değerlendirilmektedir. Çalışma alanındaki kayaç gruplarının oluşumunda fraksiyonel kristallenme süreçlerin etkili olup olmadığını ve fraksiyonel kristallenme sürecini kontrol eden mineral ayrımlaşmasını ortaya koyabilmek amacı ile farklı diyagramlar hazırlanmıştır.

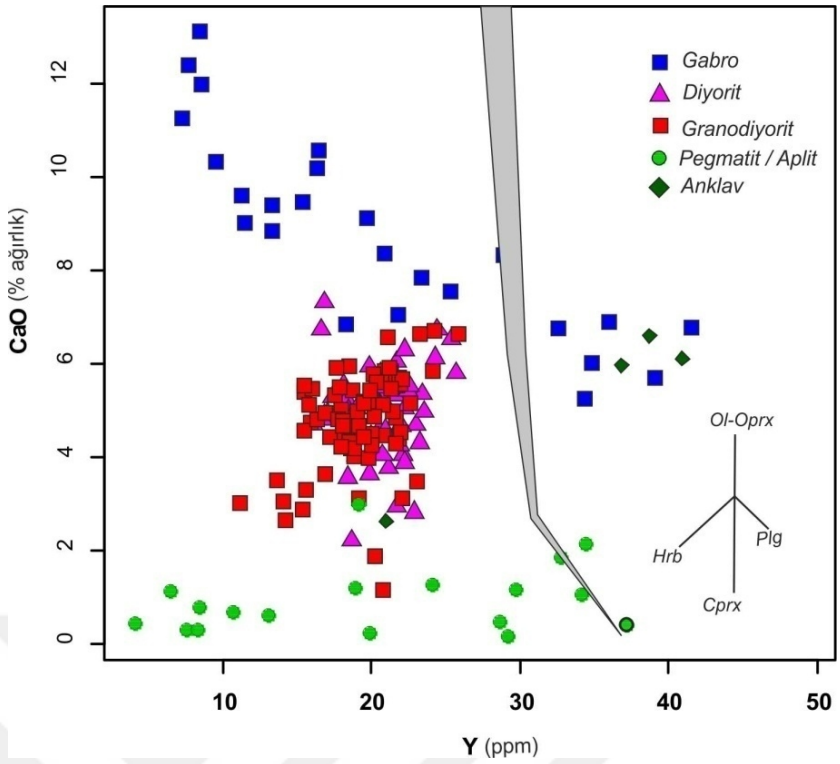
SMK'ya ait Harker diyagramlarında da görüldüğü gibi K_2O ve Rb'deki pozitif korelasyon K-Feldispat ve biyotit fraksiyonlanmasını ifade ederken, SiO_2'ye karşı MgO, CaO, Na_2O, ve Fe_2O_3'teki negatif korelasyon ise plajiyoklaz, hornblend, K-Feldispat biyotit fraksiyonel kristalleşmelerini işaret etmektedir.

MgO'ya karşı Sr değişimlerini ifade eden diyagrama göre magmanın kristallenme sürecinde hangi minerallerin etkin olduğu yorumu yapılabilmektedir. SMK'ya ait magmatik birimler değerlendirildiğinde gabro, diyorit ve granodiyorit türü kayaçların I nolu gidişte yoğunlaştığı görülmekte ve bu durum ferromagnezyen minerallerce ağırlıklı kristalizasyon sürecini ifade etmektedir. Buna karşın pegmatit/aplit türü kayaçların II yönündeki yoğunlaşması magma kristallenme sürecinde feldispat kristalizasyonu ön plana çıkmıştır (Şekil 4.83).



Şekil 4.83. SMK'nınMgO – Sr kristal ayrımlaşması diyagramı.

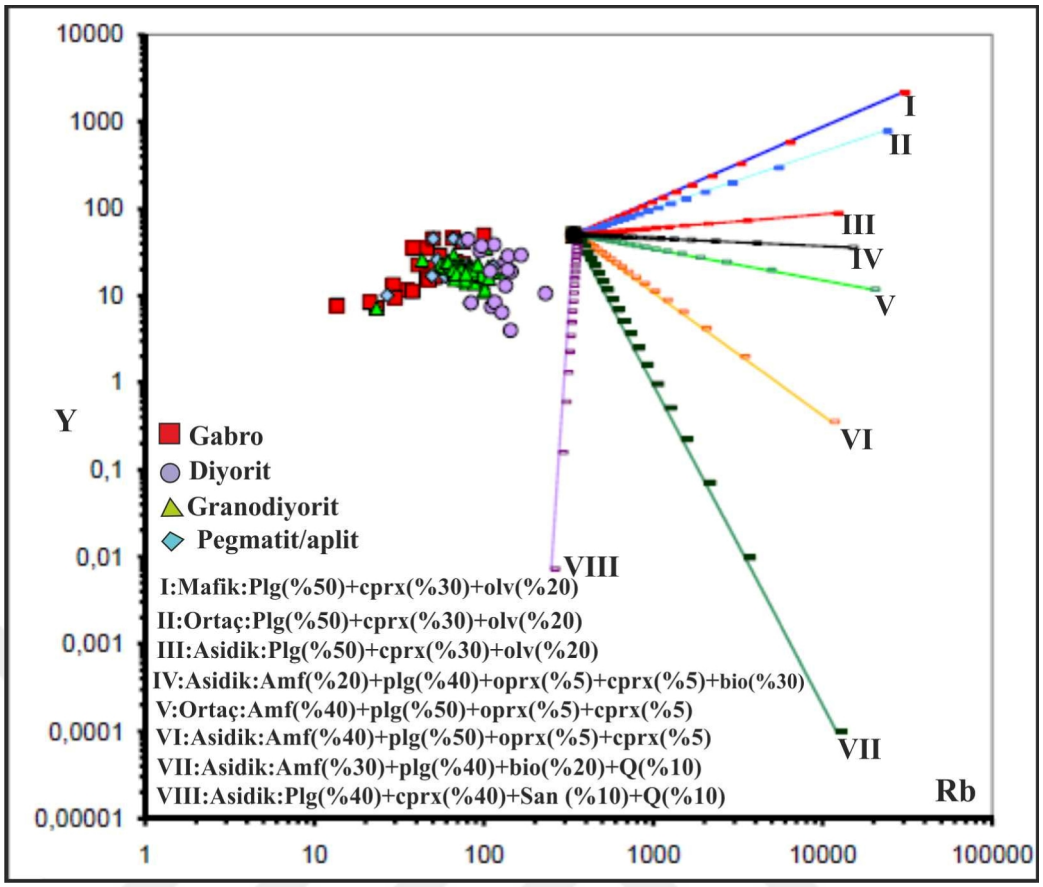
Lambert ve Holdand (1974) Y'nim CaO değişimini ifade ettikleri bu diyagramla düşük ve orta oranda CaO içeriğine sahip kayaçların magma kristalizasyonunu açıklamak için J ve L tipi yönelimlerin oluştuğunu belirtmişlerdir. Kalkalkalen kayaçların standart kalkalkali yönsemesine göre L tipi yönelim plajiyoklaz+klinopiroksen fraksiyonel kristalizasyonu ifade ederken J tipi yönelim ise hornblend+klinopiroksen denetimli fraksiyonel kristalizasyonunu ifade etmektedir. SMK'ya ait diyorit, granodiyorit, granit örnekleri bu diyagramda genel olarak hornblend+klinopiroksen fraksiyonlaşmasını gösteren J tipi yönelimi gösterirken gabrolara ait örnekler ise plajiyoklaz+klinopiroksen fraksiyonlaşmasını göstren L tipi bir yönelim sunduğu gözlenmektedir (Şekil 4.84).



Şekil 4.84. SMK'nın Y – CaO dağılım diyagramı (Lambert ve Holland, 1974).

İz elementlerdeki değişimlerin yönü ve miktarı çizilen ikili diyagramlarla modellenebilmektedir. Modelleme için kullanılacak bir mineral fazın veya mineral topluluğunun fraksiyonlanmasını göstermekte ve fraksiyonlanma trendleri öngörülen fraksiyonlanma trendleri ile karşılaştırılmaktadır. Bu frasiyonlanma trendleri Rayleigh eşitliğinin kabulu ile hesaplanmıştır. FC_modeller (Keskin 2002) pragramı ile mineral vektörleri oluşturulmuştur.

SMK kayaçları için çizilen kristal ayrımlaşma modellemesinde 1'den 8'e numaranlandırılan magma odası içinde magma türüne göre mineral konsantrasyonlarına ait farklı ayrımlaşma trenleri gösterilmiştir. SMK'ya ait gabroların 2 numaralı seriye yani %50 plajiyoklaz, %30 piroksen ve %20 olivin trendine yatkınlık gösterirken, diğer örneklerde diyagramda 7 numaralı seriye yani %30 amfibol, % 40 plajiyoklaz, %20 biyotit, %10 kuvars kristal ayrımlaşması trendine uyumluluk göstermektedir (Şekil 4.85).



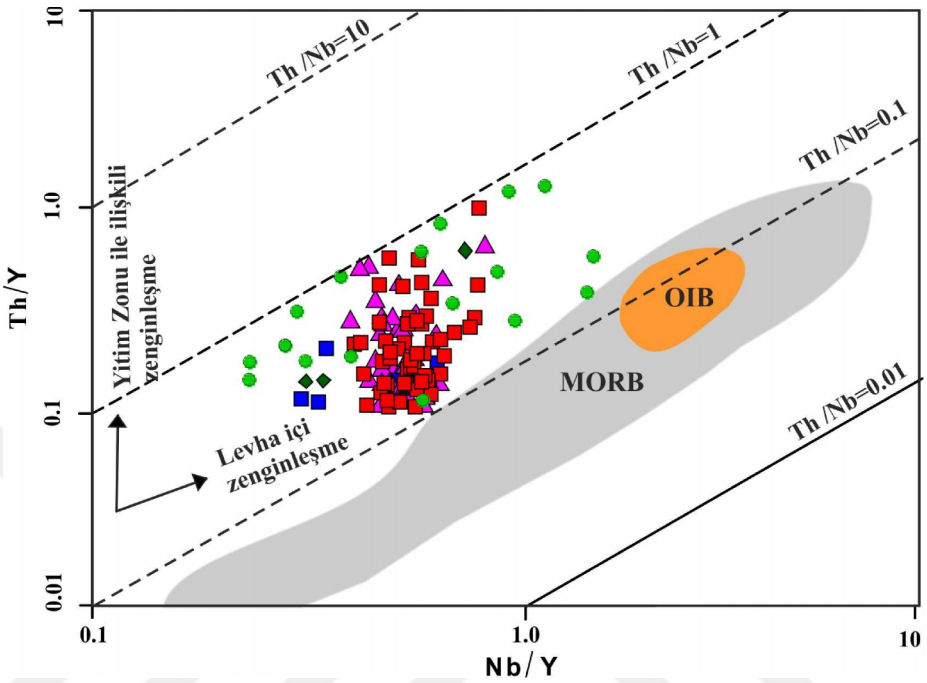
Şekil 4.85. Kristal ayrımlaşmasının genel yönsemelerinin modellendiği Y/Rb diyagramı (Keskin, 2002).

4.6.4. Kabuksal kirlenme/asimilasyon

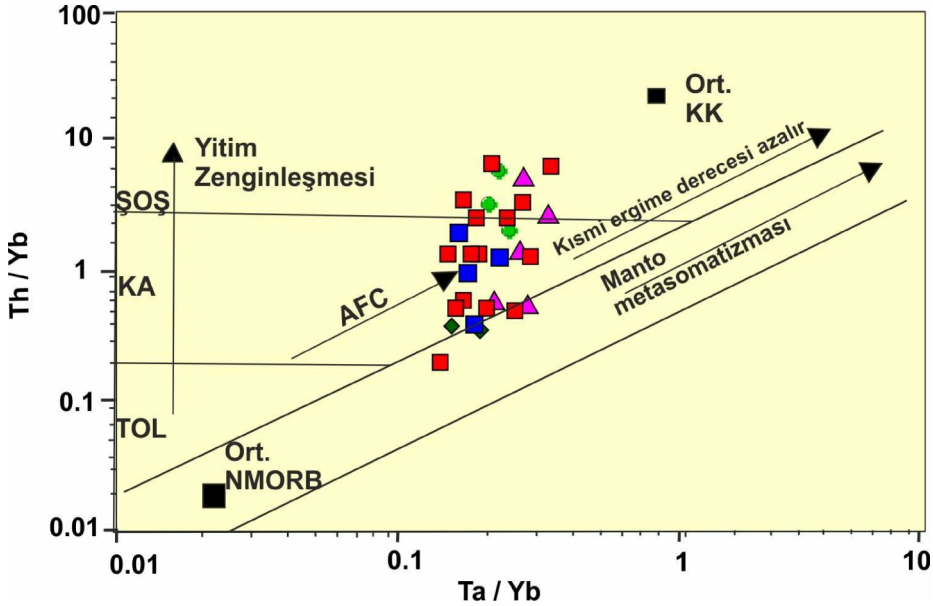
Uyumsuz elementler manto kaynağı, fraksiyonel kristallenme e manto kirlenmesi hakkında önemli bilgiler verir. Özellikle kabuksal kirlenmenin belirlenmesinde kabuktaki zengin Th elementi ile yine kabuktaki fakir Nb elementleri kullanılarak Th/Nb oranı ortaya konulmaktadır. Kıtasal kabuk, Th elementi bakımından zengin, Nb elementi bakımından fakirdir ve yüksek Th/Nb oranı da bu kayaçların kabuksal kirlenmeye maruz kaldığını göstermektedir. Bu kirlenme yitim etkisiyle olabileceği gibi, oluşan magmanın yükselimi sırasında yan kayacı eriterek bünyesine alması ve bileşimini değiştirmesi şeklinde de gelişebilir. Paerce (1983)'ün önerdiği Nb/Y – Th/Y diyagramına göre örneklerin trendi Th/Nb=1 çizgisine yakın olması sebebiyle yitim ve kabuk bileşenleri tarafından zenginleşmiş manto kaynağına işaret etmektedir (Şekil 4.86).

Ta/Yb - Th/Yb değişim diyagramında kaynak bileşimi ve kabuksal kirlenme için kullanılan önemli bir diyagramdır. Yitim sürecinde kaynak bölgesinin

metasomatizmaya uğratılması ile Th elementi Ta elemetine göre daha fazla zenginleşeme gösterecektir. Yitim bileşenleri Ta ve Yb^ye göre daha fazla Th elementi taşıdıkları için kabuksal kirlenme gözlenen kayaçlarda Ta/Yb oranı Th/Yb oranından daha yüksektir (Şekil 4.87).

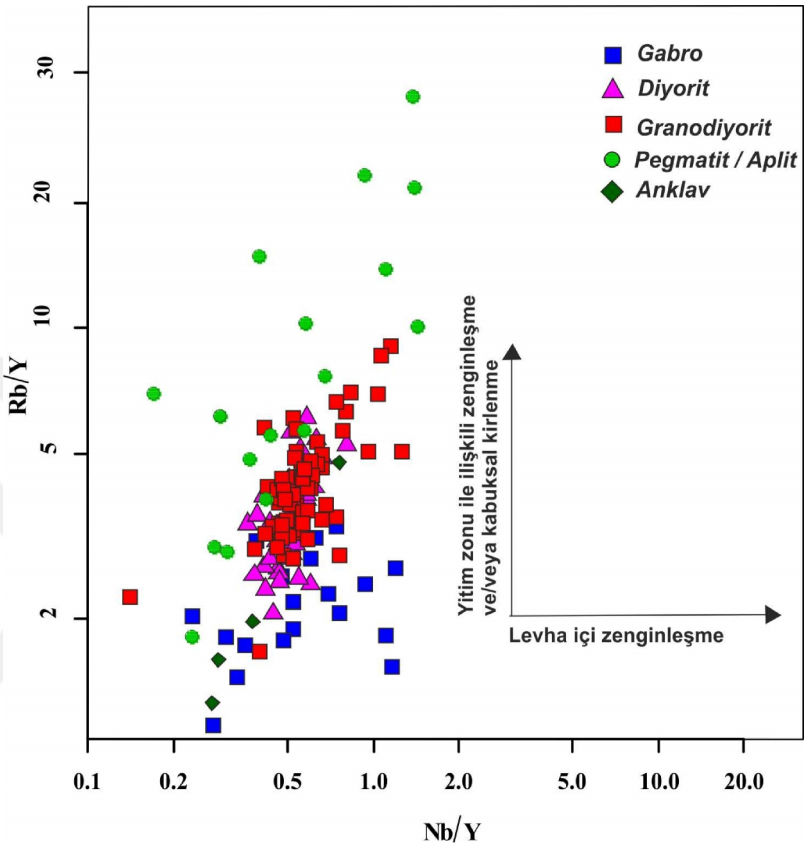


Şekil 4.86. SMK'nın Nb/Y – Th/Y değişim diyagramı.



Şekil 4.87. Ta/Yb'a karşı Th/Yb değişim diyagramı (Pearce vd., 1990) (Ort. KK: Ortalama Kıtasal Kabuk, Ort. NMORB: Ortalama Normal OkyanusOrtası Sırtı Bazaltı, ŞOŞ: Şoşonitik, KA: Kalkalkalen, TOL: Toleyitik, AFC:Asimilasyon Fraksiyonel Kristalleşme).

Yitim zonu zenginleşmesi ve levha içi zenginleşmeyi belirleyebilmek için çizilen bir diğer diyagram ise Edwards vd., (1991)'nin Rb/Y – Nb/Y diyagramıdır. Nb/Y - Rb/Y diyagramında ise kayaç gruplarının yitim zonu ile ilişkili zenginleşme ve kabuksal kirlenme yönünde dizilim sunduğu görülmektedir (Şekil 4.88).

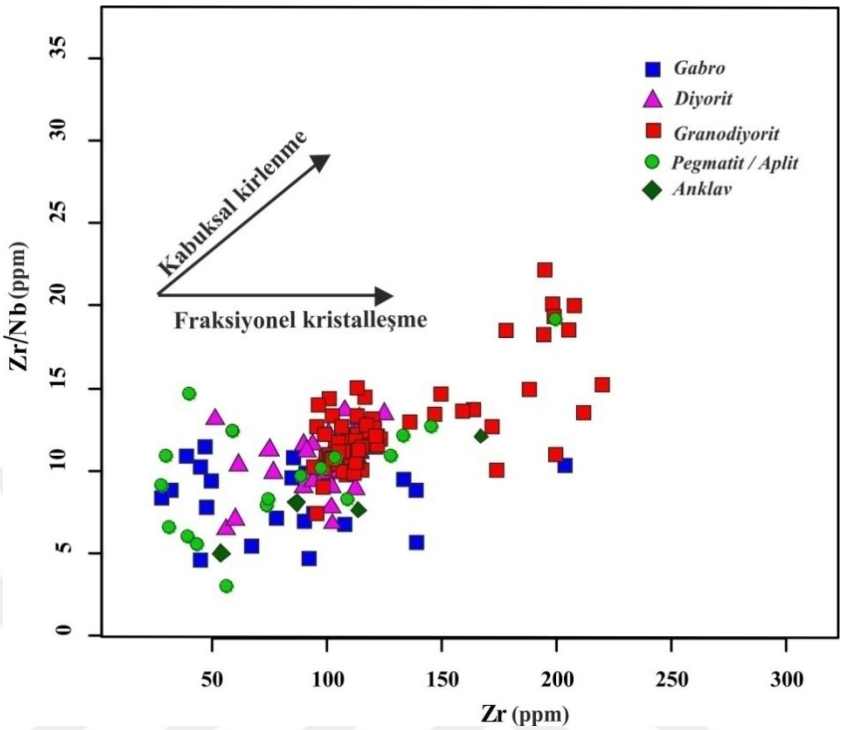


Şekil 4.88. Rb/Y karşı Nb/Y dağılım diyagramı (Edwards vd., 1991).

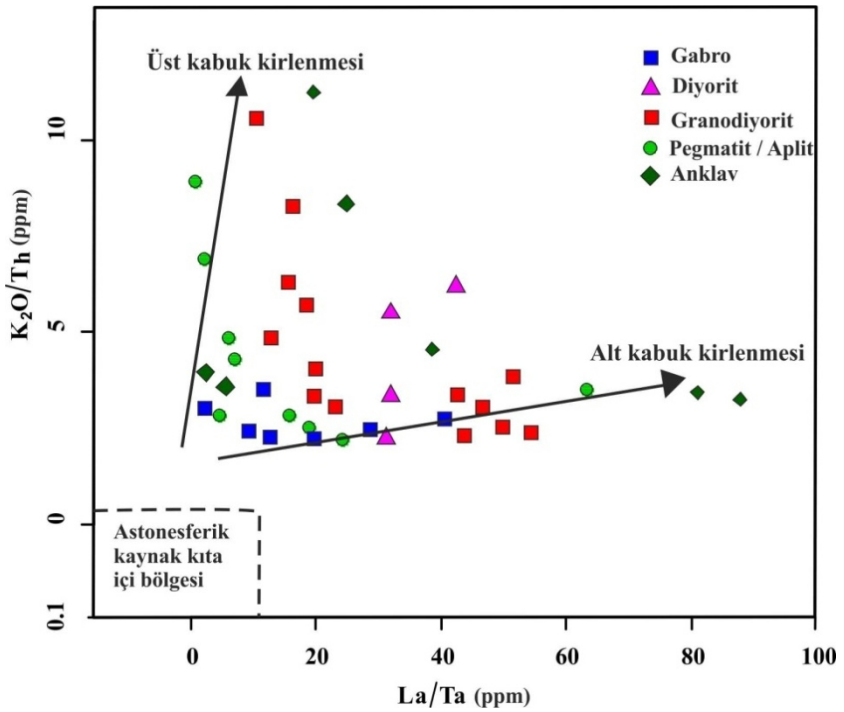
Bu diyagramlara ek olarak Zr- Zr/Nb diyagramı incelendiğinde artan Zr/Nb kabuksal kirlenmeyi gösterirken aynı zamanda artan Zr oranıda fraksiyonel kristalleşmeninde etkin olduğunu ifade etmektedir. SMK örneklerinde kabuksal kirlenmenin yanında fraksiyonel kristelleşmeninde etkisindedir (Şekil 4.89).

SMK'ya ait örneklerin La/Ta – K_2O/Th dağılım diyagramı kıtasal kabuk etkisiyle kirlenmiş astenosfer veya kıta içi kaynaklı kayaçlarla, kabuksal kirlenmeye maruz kalmış litosfer kaynaklı kayaçların ayırt edilmesinde kullanılan bir diyagramdır (Menzies vd., 1991). Bu diyagram ile magmanın kaynağı hakkında ve magma içindeki ve/veya magmanın yukarı çıkması sırasında oluşan kirlenme ile ilgili yorum yapılabilmektedir. SMK için çizilen diyagramlarda kabuksal kirlenme gözlenmektedir. Bu diyagram incelendiğinde ise örneklerin çoğu alt kabuk

kirlenmesinden etkilenmiş olup bazı granodiyorit, damar ve anklav örnekleri ise üst kabuk kirlenmesinden etkilenmiştir (Şekil 4.90).



Şekil 4.89. SMK'nın Zr-Zr/Nb diyagramında (Menzies vd., 1991) dağılımları.



Şekil 4.90. SMK'nın La/Ta – K_2O/Th dağılım diyagramı (Menzies vd., 1991).

4.7. U – Pb Radyometrik Yaş Tayini

4.7.1.Önceki çalışmalara ait yaş verileri

Farklı araştırmacılar tarafından farklı isimlerle tanımlanan granitoid kütlesinin yaşlandırılması ile ilgili çok sayıda çalışma yapılmıştır. İlk çalışmayı Söğüt granodiyoriti olarak tanımlayan Çoğulu vd., (1967) U-Pb yöntemi ile zirkonlardan elde ettiği yaş 295 My olarak belirlenmiştir. Daha sonraki çalışmalarında Çoğulu ve Krummenacher (1967) yaptıkları çalışmada ise K-Ar yöntemi ile biyotitlerden 290±5 My yaş elde etmişlerdir. Bozüyük graniti olarak tanımlayan Deloye ve Bingöl K-Ar yöntemi ile biyotitlerden yaptıkları çalışmada 262 – 312 My olarak yaşlandırmışlardır. Okay vd., (2002) Ar-Ar yöntemi ile biyotit mineralinden elde ettikleri yaş verisi ise 272±3 My olarak belirtilmiştir. Ustaömer vd (2011) Orta Sakarya bölgesindeki Karbonifer yaşlı söğüt magmatiklerinden U-Pb yaşlandırılması yapmıştır. Bu yaşlandırmaya göre Söğüt magmatiklerinden alkali feldispat granit 324.3 My, biyotit granit 327.2 My ve diger bir granit örneği de 319.5 My olarak yaşlandırılmıştır.

4.7.2. Zirkon minerallerinin ayrılması ve analitik teknikler

Yaş analizi için seçilen örnekler Arizona Üniversitesi Laser Chron Center ‘da LA-MC-ICPMS (laser ablation multicollector inductively coupled mass spectrometry) tekniği ile gerçekleştirilmiştir.

Radyometrik U- Pb yaş tayini için seçilen 5-10 kilo arası üç adet örnek altere olmayan temiz örneklerden seçilmiştir. Kayaç örnekleri çeneli kırıcılar yardımıyla kırılıp toz haline getirilmiştir. Kırma işlemi tamamlanan örnekler ağır sıvılar yardımıyla (metilen iyodür) yoğunluk ayrımı yapılmıştır. Ağır minerallerce zengin bu konsantrasyondan zirkonları izole etmek için Frantz LB -1 manyetik seperatör kullanılmıştır. Her numuneden ayrılan zirkonların bir bölümü Sri Lanka zirkon standartları ile birlikte epoksi yuvasına konulmuştur.

Bu işlemden sonra 20 mikronda zımparalanan örnekler kademeli olarak 9,5,3 ve 1 mikron parlatma pedleri kullanılarak cilanmış ve Hitachi S-3400 taramalı elektron mikroskobu (SEM) kullanılarak görüntülenmiştir. İzotop analizinden önce örnekler

%1 HNO_3 içeren ultrasonik banyoda temizlenmiş ve Pb kalıntısı için ise % 1 HCL ile temizlenmiştir.

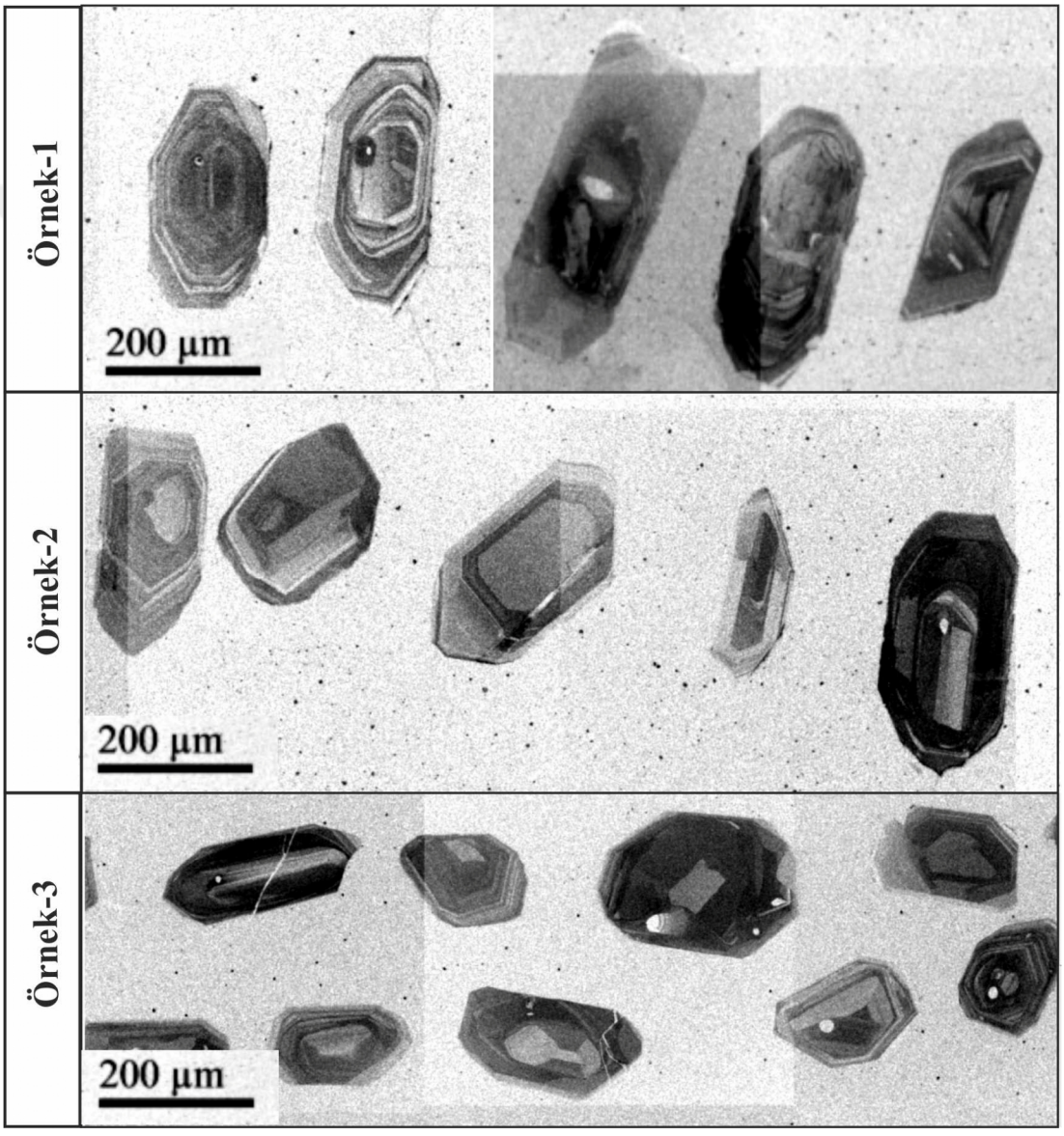
Ayrılan zirkon kristallerinin U- Pb jeokronolojisi Laser Chron Center 'da LA-MC-ICPMS (laser ablation multicollector inductively coupled mass spectrometry) ile gerçekleştirilmiştir.

İzotopik analizler yuzeysel eriyen zirkonlar içerdiğinden bu ergime Photon Machines Analyte G2 excimer laser coupled to a Nu Instruments HR-MC-ICP MS ile sağlanmıştır. Helyum ergimiş materyalini, U, Th ve Pb izotoplarının aynı anda ölçülmesi için yeterli genişlikte bir akıştüpü ile donatılmış olan ICP-MS'nin plazma kaynağına taşınır. Faraday analizleri 30 mikron lazer nokta çapıyla (lazer kapalıyken geride 15 saniyelik bir entegrasyondan oluşan pik, 15 saniyelik entegrasyonlar (lazerle ateşleme), Lazerle ateşleme ile bir saniyelik 15 entegrasyon, önceki numunenin kollektör blokundan temizlenmesini sağlamak için 30 saniye gecikme olmuştur. 3x1011 ohm dirençli Faraday dedektörleri ^{238}U, ^{232}Th, $^{208-206}Pb$'yi ölçer ve ayrık dynode iyon sayaçları ^{204}Pb ve ^{202}Hg'yi statik modda ölçer. Dönme hızı ~ 1 mikron / saniyedir ve nihai yüzeysel erime (ablation) derinliği ~ 15' mikrondur. $^{206}Pb/^{238}U$ ve $^{206}Pb/^{204}Pb$'nin belirlenmesindeki hatalar, her bir analiz için ^{206}Pb / ^{238}U yaşındaki ~ 1-% 2'lik (2-sigma düzeyinde) bir ölçüm hatasına neden olur. $^{206}Pb/^{207}Pb$ ve $^{206}Pb/^{204}Pb$ belirlenmesindeki hatalar, 900 Ma'dan daha yaşlı taneler için yaşta% 1-2 (2-sigma seviyesinde) belirsizlik ile sonuçlanır, ancak düşük yoğunluklu ^{207}Pb sinyalinden dolayı daha genç taneler için daha büyüktür. Yaygın Pb düzeltmesi, Hg-corrected ^{204}Pb kullanımı ve Stacey and Kramers'ın başlangıç Pb bileşimi kullanılmıştır. Bu belirsizlikler için modern kristaline kayaçların bileşimindeki Pb izotopik çeşitliliğine dayandırılan bileşimsel değerlere başvurulmuştur.

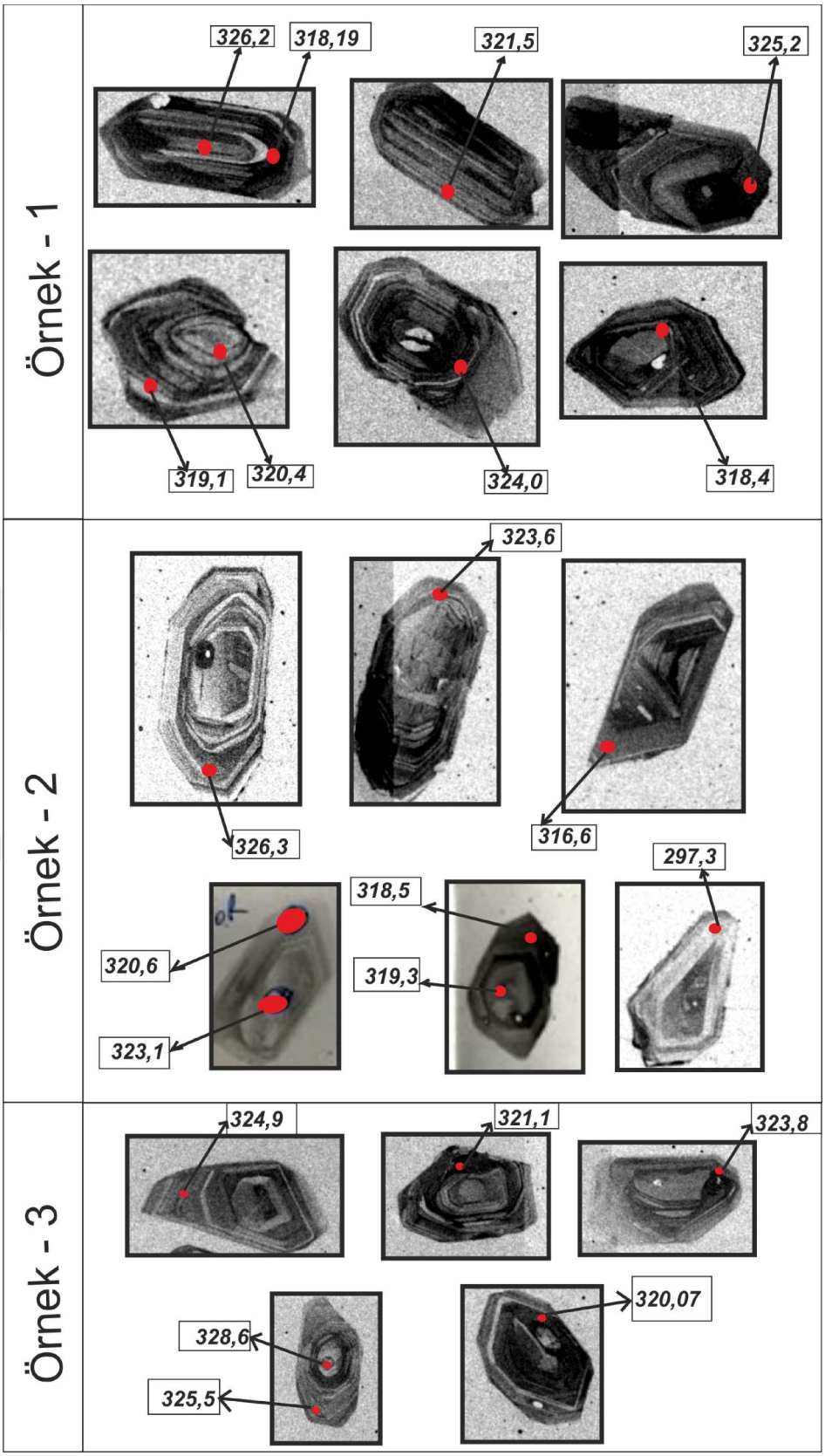
4.7.3. Jeokronolojik bulgular

SMK'nın kristalizasyon yaşının belirlenmesi ve zamansal ve mekansal konumunun yorumlanabilmesi için zirkon mineralleri için U – Pb yaşlandırma tekniği kullanılmıştır. Gabro bileşimli kayaçların zirkon bileşimi çok düşük olduğundan seçilen örnekler granodiyorit bileşimli kayaçlardan seçilmiştir.

Zirkon minerallerinin morfolojilerini belirlemek amacı ile Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) görüntüleri elde edilmiştir. SEM görüntüleri alınan zirkonlar magmatik zirkonlar olup çoğunlukla altıgen prizmatik kristaller şeklindedir (Şekil 4.91). Zonlu iç yapı gösteren zirkonların magmatik zirkon olduğu belirlenmiştir. Bazı zirkonlar merkezden çepere doğru düzgün zonlanma göstermektedir. Zirkon mineralleri yuvarlaklaşma derecelerine göre yuvarlağımsı, yarı yuvarlağımsı ve yarı özşekilli olarak gözlenmektedir (Şekil 4.92).

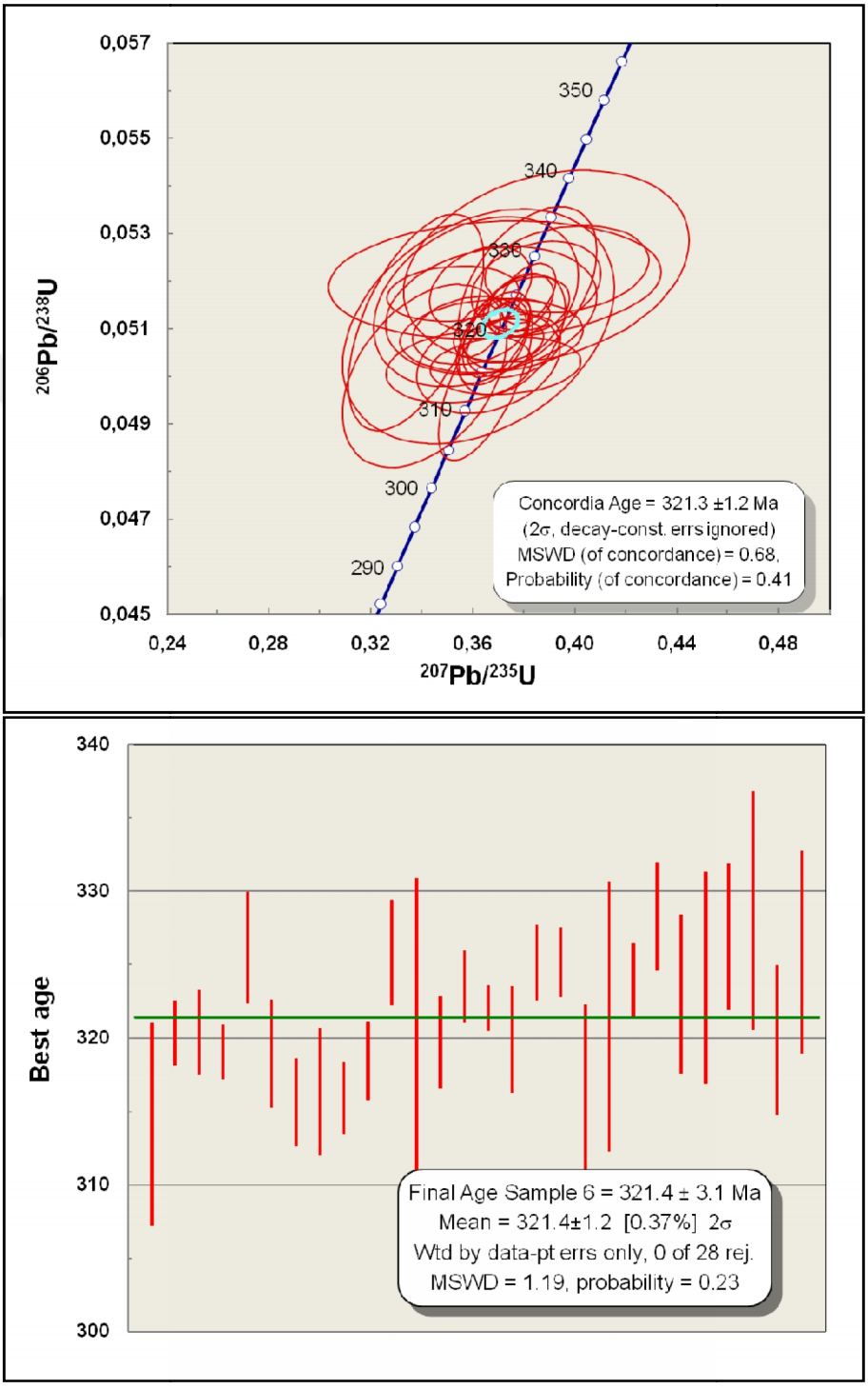


Şekil 4.91. SMK'ya ait zirkon minerallerinin katodoluminesans görüntüleri.



Şekil 4.92. SMK'ya ait seçilen örneklerin analiz edilen zirkon minerallerinin katodoluminesans görüntüleri.

1 no'lu yaş örneğine ait ayıklanan zirkon mineraline ait izotop oranlarının ($^{206}Pb/^{238}U$ ve $^{207}Pb/^{235}U$) konkordiya diyagramları ve ağırlıklı ortalama diyagramları ve Şekil 8.3'te verilmiştir. 1 no'lu örneğin ortalama yaşı 321,3± 1,2 My olarak belirlenmiştir (Şekil 4.93). 1 no'lu yaş örneğine ait izotop oranları ve ortalama yaş analiz sonuçları ise Çizelge 4.5'te verilmiştir.

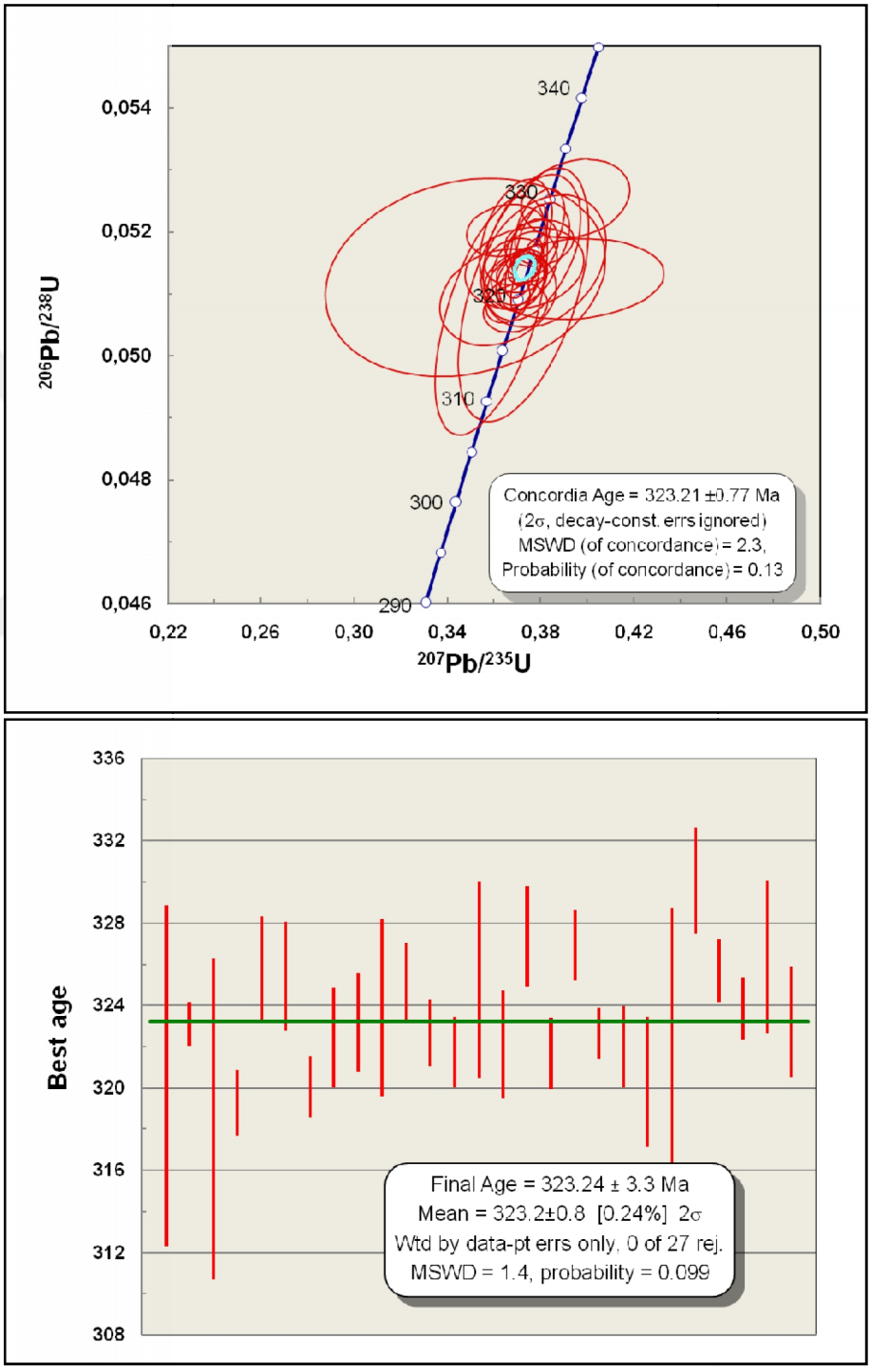


Şekil 4.93. 1 no'lu yaş örneğine ait konkordiya diyagramları.

Çizelge 4.5. 1 no'lu yaş örneğine ait izotop oranları ve ortalama yaş analiz sonuçları.

Örnek No	Analiz Nok.	İzotop Oranları										Görünür Yaş						Ortalama Yaş	
		U (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	U/Th	$^{206}Pb^*/^{207}Pb^*$	± (%)	$^{207}Pb^*/^{235}U^*$	± (%)	$^{206}Pb^*/^{238}U$	± (%)	Hata corr.	$^{206}Pb^*/^{238}U^*$	± (My)	$^{207}Pb^*/^{235}U$	± (My)	$^{206}Pb^*/^{207}Pb^*$	± (My)	Ort. Yaş (My)	± (My)
ÖRNEK 1	1C	103	30285	1,4	18,8666	2,5	0,3649	3,3	0,0499	2,2	0,67	314,1	6,9	315,9	9,1	329,0	55,8	314,1	6,9
	1R	174	66211	2,1	19,4213	1,5	0,3616	1,7	0,0509	0,7	0,42	320,3	2,2	313,4	4,5	262,8	35,0	320,3	2,2
	2C	136	26985	1,1	19,5838	4,0	0,3588	4,1	0,0510	0,9	0,23	320,4	2,9	311,3	11,0	243,7	92,0	320,4	2,9
	2R	154	52118	2,3	18,8089	2,7	0,3720	2,8	0,0507	0,6	0,21	319,1	1,9	321,1	7,7	335,9	62,3	319,1	1,9
	3C	94	19227	1,4	18,5951	4,2	0,3848	4,4	0,0519	1,2	0,27	326,2	3,8	330,6	12,3	361,7	94,7	326,2	3,8
	3R	200	28327	1,6	19,0199	2,3	0,3677	2,6	0,0507	1,2	0,46	318,9	3,7	317,9	7,0	310,5	51,5	318,9	3,7
	4R	112	18190	2,0	19,5125	5,2	0,3546	5,3	0,0502	1,0	0,18	315,6	3,0	308,2	14,1	252,1	120,3	315,6	3,0
	5R	140	17490	1,9	18,9480	4,9	0,3660	5,1	0,0503	1,4	0,28	316,3	4,3	316,7	13,8	319,2	110,4	316,3	4,3
	6R	112	60001	1,8	18,5767	5,1	0,3728	5,2	0,0502	0,8	0,15	315,9	2,5	321,7	14,4	364,0	116,2	315,9	2,5
	7R	140	26658	2,3	18,5733	3,1	0,3759	3,2	0,0506	0,9	0,26	318,4	2,7	324,0	9,0	364,4	70,6	318,4	2,7
	8R	104	20296	2,3	19,6932	3,5	0,3630	3,6	0,0518	1,1	0,31	325,8	3,6	314,4	9,8	230,8	79,8	325,8	3,6
	9R	65	22940	1,7	19,4331	9,2	0,3622	9,7	0,0510	3,2	0,33	320,9	10,0	313,8	26,2	261,4	210,7	320,9	10,0
	10R	80	13319	1,8	19,0889	6,4	0,3673	6,4	0,0508	1,0	0,16	319,7	3,1	317,6	17,6	302,3	145,0	319,7	3,1
	11R	138	65896	2,6	18,6236	2,8	0,3810	2,9	0,0515	0,8	0,27	323,5	2,5	327,8	8,2	358,3	63,8	323,5	2,5
	12R	241	44743	2,7	18,6731	2,0	0,3782	2,1	0,0512	0,5	0,23	322,0	1,6	325,7	5,9	352,3	46,2	322,0	1,6
	13R	174	39972	1,8	19,0002	2,1	0,3692	2,4	0,0509	1,2	0,49	319,9	3,6	319,1	6,5	312,9	47,2	319,9	3,6
	14R	209	34017	2,7	18,6924	1,7	0,3816	1,9	0,0517	0,8	0,43	325,2	2,6	328,2	5,2	350,0	38,0	325,2	2,6
	15R	103	24008	1,9	20,2549	4,8	0,3522	4,8	0,0517	0,7	0,15	325,1	2,3	306,3	12,8	165,5	111,9	325,1	2,3
	16R	83	35549	1,5	20,2190	5,7	0,3410	6,2	0,0500	2,5	0,41	314,5	7,8	297,9	16,1	169,6	132,7	314,5	7,8
	17R	102	45909	1,8	20,8761	4,3	0,3377	5,2	0,0511	2,9	0,57	321,5	9,2	295,4	13,3	94,4	101,3	321,5	9,2
	18R	148	45676	2,4	18,7675	2,1	0,3787	2,2	0,0515	0,8	0,35	324,0	2,5	326,1	6,2	340,9	46,9	324,0	2,5
	19	96	58811	1,9	18,1533	5,2	0,3968	5,3	0,0522	1,2	0,22	328,3	3,7	339,3	15,4	415,7	116,6	328,3	3,7
	20R	63	34955	1,7	19,2937	7,2	0,3672	7,4	0,0514	1,7	0,23	323,0	5,4	317,6	20,3	278,0	165,9	323,0	5,4
	21R	93	16669	2,0	19,6829	7,0	0,3612	7,3	0,0516	2,3	0,31	324,1	7,2	313,1	19,8	232,0	161,2	324,1	7,2
	22R	56	21122	1,6	19,4689	11,6	0,3684	11,7	0,0520	1,6	0,13	326,9	5,0	318,5	31,9	257,2	266,7	326,9	5,0
	23R	100	17741	1,4	18,5490	9,2	0,3888	9,5	0,0523	2,5	0,27	328,7	8,2	333,5	27,0	367,3	206,7	328,7	8,2
	24C	151	55775	1,1	18,6910	3,3	0,3753	3,7	0,0509	1,6	0,45	319,9	5,1	323,5	10,2	350,1	74,7	319,9	5,1
	25R	112	50779	1,9	18,7412	4,2	0,3814	4,7	0,0518	2,2	0,46	325,8	6,9	328,1	13,2	344,1	94,4	325,8	6,9

2 no'lu yaş örneğine ait ayıklanan zirkon mineraline ait izotop oranlarının ($^{206}Pb/^{238}U$ ve $^{207}Pb/^{235}U$) konkordiya diyagramları ve ağırlıklı ortalama diyagramları verilmiştir. 2 no'lu örneğin ortalama yaşı 323,21± 0,77 My olarak belirlenmiştir (Şekil 4.94). 2 no'lu yaş örneğine ait izotop oranları ve ortalama yaş analiz sonuçları Çizelge 4.6'da verilmiştir.

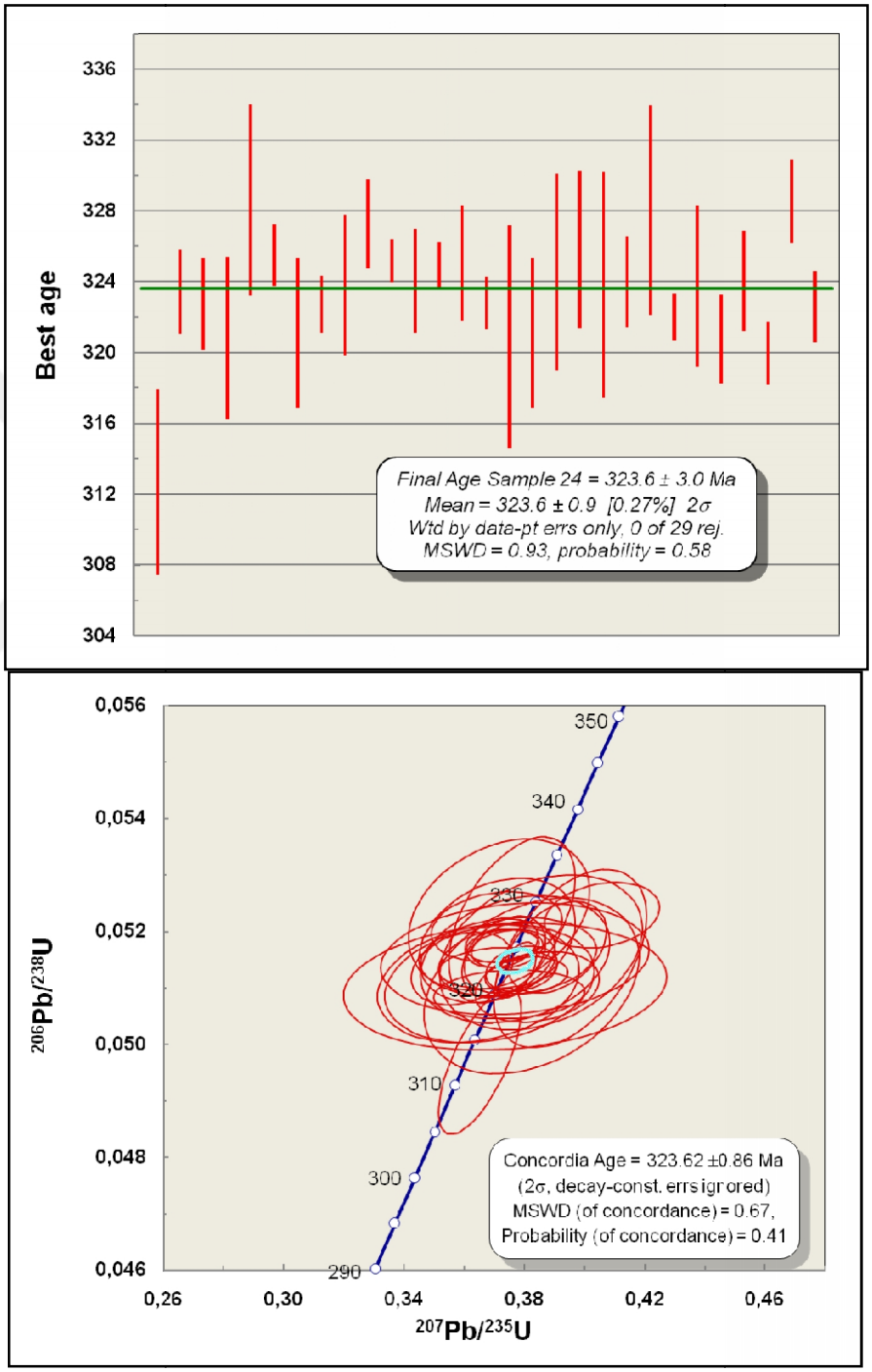


Şekil 4.94. 2 no'lu yaş örneğine ait konkordiya diyagramları ve ağırlıklı ortalama diyagramları.

Çizelge 4.6. 2 no'lu yaş örneğine ait izotop oranları ve ortalama yaş analiz sonuçları.

Örnek No	Analiz Nok.	İzotop Oranları										Görünür Yaş						Ortalama Yaş	
		U (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	U/Th (ppm)	$^{206}Pb^*/^{207}Pb^*$	± (%)	$^{207}Pb^*/^{235}U^*$	± (%)	$^{206}Pb^*/^{238}U$	± (%)	error corr.	$^{206}Pb^*/^{238}U^*$	± (My)	$^{207}Pb^*/^{235}U$	± (Ma)	$^{206}Pb^*$ 207Pb*	± (Ma)	Best age (My)	± (My)
ÖRNEK 2	1C	122	10362	1,4	18,8696	4,2	0,3725	4,9	0,0510	2,6	0,54	320,6	8,3	321,5	13,6	328,6	94,8	320,6	8,3
	1R	294	24723	2,5	19,0077	1,1	0,3728	1,2	0,0514	0,3	0,28	323,1	1,0	321,8	3,3	312,0	25,9	323,1	1,0
	2C	110	59938	1,5	19,4654	3,6	0,3588	4,4	0,0506	2,5	0,57	318,5	7,8	311,3	11,8	257,6	83,6	318,5	7,8
	2R	171	56797	2,6	18,9664	2,4	0,3691	2,5	0,0508	0,5	0,21	319,3	1,6	319,0	6,7	317,0	54,5	319,3	1,6
	3R	300	44629	2,7	18,8311	2,1	0,3795	2,2	0,0518	0,8	0,37	325,8	2,6	326,7	6,2	333,2	46,6	325,8	2,6
	4R	290	52701	3,1	19,0118	1,0	0,3755	1,3	0,0518	0,8	0,64	325,4	2,7	323,7	3,6	311,5	22,8	325,4	2,7
	5R	265	48971	2,7	19,1806	1,6	0,3659	1,7	0,0509	0,5	0,28	320,0	1,5	316,6	4,7	291,4	37,7	320,0	1,5
	6R	243	63254	2,6	18,9149	0,9	0,3739	1,2	0,0513	0,8	0,65	322,5	2,4	322,5	3,3	323,2	20,6	322,5	2,4
	7R	259	40131	2,8	19,0119	2,4	0,3728	2,5	0,0514	0,8	0,31	323,2	2,4	321,7	6,8	311,5	53,5	323,2	2,4
	8R	71	15883	2,0	18,6351	4,4	0,3812	4,6	0,0515	1,4	0,29	323,9	4,3	328,0	13,0	356,9	100,0	323,9	4,3
	9R	308	73048	2,9	18,9586	1,9	0,3762	2,0	0,0517	0,6	0,31	325,1	2,0	324,2	5,4	317,9	42,3	325,1	2,0
	10R	406	42246	5,5	19,0536	1,1	0,3715	1,2	0,0513	0,5	0,43	322,7	1,6	320,7	3,3	306,5	24,6	322,7	1,6
	11R	170	17366	2,6	19,1707	1,9	0,3681	2,0	0,0512	0,5	0,28	321,7	1,7	318,2	5,4	292,5	43,3	321,7	1,7
	12R	106	49027	2,2	18,9650	3,3	0,3762	3,7	0,0517	1,5	0,41	325,2	4,8	324,2	10,2	317,1	75,9	325,2	4,8
	13R	102	17459	2,5	17,9110	6,4	0,3944	6,4	0,0512	0,8	0,13	322,1	2,6	337,6	18,4	445,7	141,4	322,1	2,6
	14R	214	39972	2,9	18,9199	1,7	0,3796	1,8	0,0521	0,8	0,41	327,3	2,4	326,7	5,2	322,6	38,1	327,3	2,4
	15R	263	38956	1,9	18,9715	1,6	0,3719	1,7	0,0512	0,6	0,32	321,7	1,7	321,0	4,7	316,3	36,9	321,7	1,7
	16R	118	16688	1,3	19,6539	3,0	0,3649	3,0	0,0520	0,5	0,18	326,9	1,7	315,9	8,2	235,4	69,0	326,9	1,7
	17R	255	39090	3,0	19,0437	1,9	0,3716	1,9	0,0513	0,4	0,21	322,7	1,3	320,8	5,2	307,7	42,1	322,7	1,3
	18R	272	20966	2,4	18,9985	1,9	0,3717	2,0	0,0512	0,6	0,32	322,0	2,0	320,9	5,4	313,1	42,1	322,0	2,0
	19R	119	15014	2,2	19,4263	4,4	0,3616	4,5	0,0509	1,0	0,22	320,3	3,2	313,4	12,2	262,2	101,7	320,3	3,2
	20R	49	12996	2,3	20,3301	11,2	0,3477	11,4	0,0513	2,1	0,18	322,3	6,5	303,0	29,9	156,8	263,2	322,3	6,5
	21R	90	44062	2,4	18,3434	3,8	0,3949	3,9	0,0525	0,8	0,21	330,1	2,6	337,9	11,1	392,4	84,7	330,1	2,6
	22R	203	40802	3,1	18,8448	2,5	0,3791	2,6	0,0518	0,5	0,19	325,7	1,5	326,4	7,2	331,6	57,3	325,7	1,5
	23R	195	21276	3,2	19,2623	2,2	0,3688	2,3	0,0515	0,5	0,21	323,8	1,5	318,8	6,2	281,7	50,5	323,8	1,5
	24R	167	18332	3,3	19,3877	2,5	0,3693	2,8	0,0519	1,2	0,42	326,3	3,7	319,1	7,6	266,8	57,8	326,3	3,7
	25R	153	45856	2,2	19,0032	4,4	0,3730	4,5	0,0514	0,8	0,19	323,2	2,7	321,9	12,4	312,6	100,8	323,2	2,7

3 no'lu yaş örneğine ait ayıklanan zirkon mineraline ait izotop oranlarının ($^{206}Pb/^{238}U$ ve $^{207}Pb/^{235}U$) konkordiya diyagramları ve ağırlıklı ortalama diyagramları Şekil 4.95'de verilmiştir.3 no'lu örneğin ortalama yaşı 323,62±0,86 My olarak belirlenmiştir. 3 no'lu yaş örneğine ait izotop oranları ve ortalama yaş analiz sonuçları Çizelge 4.7'te verilmiştir.



Şekil 4.95. 3 no'lu yaş örneğine ait konkordiya diyagramları ve ağırlıklı ortalama diyagramları.

Çizelge 4.7. 3 no'lu yaş örneğine ait izotop oranları ve ortalama yaş analiz sonuçları.

Örnek No	Analiz Nok.	İzotop Oranları										Görünür Yaş						Ortalama Yaş	
		U (ppm)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	U/Th (ppm)	$^{206}Pb^*/^{207}Pb^*$	± (%)	$^{207}Pb^*/^{235}U^*$	± (%)	$^{206}Pb^*/^{238}U$	± (%)	error corr.	$^{206}Pb^*/^{238}U^*$	± (My)	$^{207}Pb^*$ 235U	± (My)	$^{206}Pb^*/^{207}Pb^*$	± (Ma)	Best age (My)	± (My)
ÖRNEK 3	3C	72	52326	1,6	19,3998	5,1	0,3717	5,3	0,0523	1,7	0,32	328,6	5,4	320,9	14,7	265,4	116,2	328,6	5,4
	3R	302	144010	3,0	19,1652	2,1	0,3726	2,2	0,0518	0,6	0,26	325,5	1,7	321,6	5,9	293,2	47,6	325,5	1,7
	4R	82	30542	2,4	19,3035	5,9	0,3648	6,1	0,0511	1,3	0,22	321,1	4,2	315,8	16,4	276,8	135,2	321,1	4,2
	5R	303	145026	3,0	18,6678	2,0	0,3792	2,1	0,0513	0,5	0,25	322,7	1,6	326,4	5,8	353,0	45,3	322,7	1,6
	6R	94	24032	1,9	18,8431	7,7	0,3769	7,8	0,0515	1,3	0,16	323,8	4,0	324,8	21,7	331,8	175,2	323,8	4,0
	7R	131	62329	2,2	19,3574	3,8	0,3709	3,9	0,0521	0,8	0,20	327,3	2,5	320,4	10,6	270,4	86,7	327,3	2,5
	8R	220	60527	3,3	19,1273	2,1	0,3729	2,1	0,0517	0,4	0,18	325,2	1,2	321,8	5,8	297,7	47,4	325,2	1,2
	9R	106	114769	1,9	19,0422	2,3	0,3732	2,5	0,0515	0,9	0,38	324,0	2,9	322,1	6,8	307,9	51,8	324,0	2,9
	10R	226	169164	2,8	19,0329	2,0	0,3744	2,1	0,0517	0,4	0,21	324,9	1,4	322,9	5,8	309,0	46,4	324,9	1,4
	11R	192	94364	2,6	18,2415	2,6	0,3909	2,8	0,0517	1,0	0,37	325,0	3,3	335,0	7,9	404,9	57,6	325,0	3,3
	12R	233	66187	2,8	19,0750	3,4	0,3711	3,5	0,0513	0,5	0,13	322,8	1,5	320,5	9,5	304,0	78,3	322,8	1,5
	3R	82	23476	2,2	18,3995	5,8	0,3825	6,2	0,0510	2,0	0,33	320,9	6,3	328,8	17,3	385,5	130,9	320,9	6,3
	33R	128	57254	1,4	17,8985	3,4	0,5257	3,4	0,0682	0,5	0,15	425,5	2,1	428,9	12,0	447,2	75,4	425,5	2,1
	14R	81	32653	1,9	19,1138	6,1	0,3684	6,2	0,0511	1,3	0,22	321,1	4,2	318,5	17,0	299,3	138,9	321,1	4,2
	15R	165	39174	2,9	18,4618	5,5	0,3856	5,8	0,0516	1,8	0,30	324,5	5,5	331,1	16,3	377,9	123,4	324,5	5,5
	16R	121	47778	2,2	19,2638	4,4	0,3710	4,6	0,0518	1,4	0,30	325,8	4,5	320,4	12,7	281,5	100,9	325,8	4,5
	17R	81	47064	2,1	17,9696	3,7	0,3953	4,2	0,0515	2,0	0,48	323,8	6,4	338,2	12,2	438,4	82,7	323,8	6,4
	18R	211	72208	2,7	18,9429	2,5	0,3752	2,7	0,0515	0,8	0,30	324,0	2,6	323,5	7,4	319,8	57,5	324,0	2,6
	18C	131	50366	1,6	19,1454	3,2	0,3759	3,7	0,0522	1,9	0,51	328,0	5,9	324,0	10,2	295,6	72,4	328,0	5,9
	19 R	247	103117	2,3	18,5474	2,3	0,3808	2,4	0,0512	0,4	0,18	322,0	1,3	327,6	6,7	367,5	52,8	322,0	1,3
	20R	117	45819	2,1	18,8382	5,3	0,3770	5,5	0,0515	1,4	0,26	323,7	4,6	324,8	15,3	332,4	120,6	323,7	4,6
	21R	175	73171	1,8	18,3007	3,4	0,3843	3,5	0,0510	0,8	0,23	320,7	2,5	330,2	9,9	397,6	77,0	320,7	2,5
	22R	123	31094	2,1	18,9618	5,1	0,3749	5,1	0,0516	0,9	0,17	324,0	2,8	323,2	14,3	317,5	115,3	324,0	2,8
	23R	124	56060	1,8	18,7066	4,4	0,3750	4,4	0,0509	0,6	0,13	319,9	1,8	323,4	12,2	348,2	98,5	319,9	1,8
	24R	173	23769	2,6	17,7613	3,0	0,4059	3,1	0,0523	0,7	0,24	328,5	2,3	345,9	9,1	464,3	66,7	328,5	2,3
	25R	293	139337	3,0	18,7507	1,0	0,3773	1,2	0,0513	0,6	0,54	322,6	2,0	325,1	3,3	342,9	22,5	322,6	2,0

4.8. Olası Jeolojik Evrim

Doğu batı uzanımlı olarak yaklaşık 1400 km^2'lik bir alanı oluşturan Sakarya zonu Kuzeyde intra pontid ve güzenyde İzmir-Ankara-Erzincan süturu zonları arasındadır. Sakarya zonu Hersiniyen, Kimmeriyen ve Alpin orojenezleri ile oluşmuş okyanusal ve kıtasal parçalardan meydana gelen kompozit birlik olarak değerlendirilir. (Göcüoğlu vd., 1997). Geç - Karbonifer - Erken Permiyen granitoyidleri ile Hersiyen kökenli metamorfik bir temelden oluşmaktadır. Sakarya zonu'nun Jua öncesi temeli farklı birimlerden oluşmakta olup, Hersiniyen yaşlı metamorfik birlikler ile Geç Paleozoyik örtüleri ve Kimmeriyen'e ait Karakaya Kompleksi ve Paleotetis'e ait okyanusal birliklerden oluşmaktadır (Göncüoğlu, 2010). Temel'i oluşturan metamorfik birimler Karbonifer yaşlı granitoidlerle kesilmiştir.

Geç Paleozoyik - Erken Mesozoyik zaman aralığında Gondwana ve Lavrasya arasındaki Paleotetis okyanusunun kapanma yaşı ve yitim yönü ile ilgili temel üç tektonik model önerilmiştir. İlk tektonik model geç Paleozoyik'te Sakarya Zonunun kuzeyinde bulunan okyanusal kabuğun güneye doğru yitimini ifade ederken (Şengör, 1984; Şengör vd., 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Göcüoğlu vd., 2000) ikinci modelde okyanusal kabuğun kuzeye doğru dalarak yitimini ifade etmektedir (Boztuğ vd., 1984; Robertson ve Dixson, 1984; Yılmaz ve Boztuğ, 1986; Ustaömer ve Robertson, 1993; Ustaömer ve Robertson, 2009). Üçüncü model ise Paleotetisin kapanmasının Karbonifer melanjının yaşı ve dalma batma ile ilişkili yay granitlerin Lavrasyanın Gondwana altına güneye doğru dalması ile açıklanabilir.

İlk model Şengör (1984)'ün güneye yitim modelinde (Yılmaz vd., 1997) şu şekilde açıklanmaktadır. Paleotetis Okyanusu, Pontidler'in temelini oluşturan Kimmeriyen kıtasının kuzeyinde yer almaktadır. Paleotetis'in kapanması sırasında, okyanus tabanının güneye yitimi nedeniyle Kimmeriyen kıtasında bir "And-tipi" magmatik kuşak gelişmiş, bu dönemde Kimmeriyen kıtasının arkasında yay gerisi havzası olarak Neotetis açılmaya başlamıştır. Dogger'de, güneyde Neotetis büyürken, kuzeyde Kimmeriyen kıtası (Gondwana'nın parçası) ve Lavrasya'nın Skityen platformu arasında çarpışma meydana gelmiş, Paleotetis Okyanus tabanı kuzey yönlü bir yitimle tüketilmiştir. Geç Kretase'de Pontidler'in altında kuzeye doğru yitim nedeniyle Neotetis kademeli olarak tüketilmiş, böylece yeni bir aktif kıta kenarı

oluşmuştur. Pontid yayı ve Torid-Anatolid Platformu arasındaki çarpışma Neotetis'in nihai kapanması ile sonuçlanmıştır.

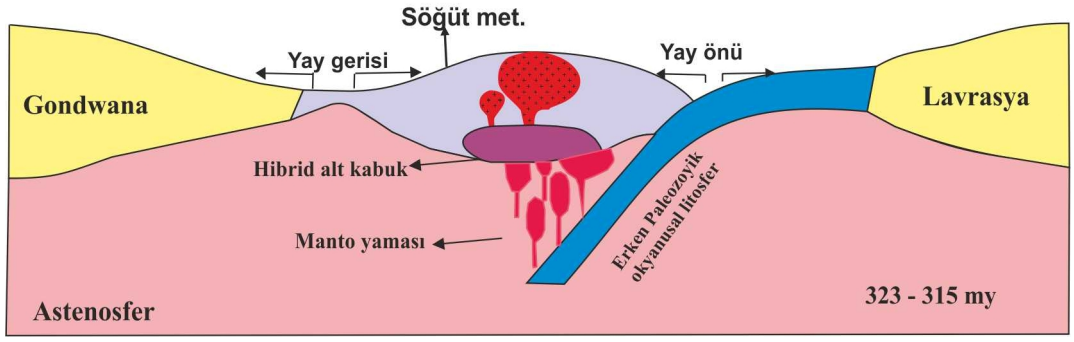
İkinci model de ise Karbonifer granitoidleri Gondwana'nın kuzey kenarı boyunca yay magmatizması ile oluşmuştur. Çarpışma sonrasında amfibolit fasiyes metamorfizması oluşmuştur. Gerçekleşen riftleşme, sürüklenme ve Lavrasya kıtasına eklenmesi ile Karakaya Kompleksi kayaçları oluşmaktadır. Orta Sakarya temelinin kuzeye doru sürüklenerek Lavrasyanın güneyine eklenmiş ve geç Paleozoyik Variskan orojenezi sırasında amfibolit fasiyes metamorfizması gözlenmiştir. Erken karbonifer granitoidleri ise dilim kopması ya da deleminasyon ile oluşmuştur.Geç erken Karbonifer Permiyen esnasında oluşan orojenik çöküntü ve erozyon olayları ile deniz sedimentleri oluşmuştur. Paleotetisin Sakarya kıtasına kuzeye doğru dalması ile Sakarya kıtasının güney kenarı boyunca Karakaya kompleksi oluşmuştur. Bu modelde Orta Sakarya temelinin kuzeyinde dalan ve eklenen bilinen bir kompleks olmaması ve Karbonifer Barroviyen tip metamorfizmasının Bitlis masifi, Anatolid-Torid platformu vb. gibi alanlarda kanıtının olmamasıdır.

Üçüncü model de ise Candan vd., (2016)'da yaptıkları çalışmada Paleotetisin kapanmasının Karbonifer melanjının yaşı ve dalma batma ile ilişkili yay granitlerin Lavrasyanın Gondwana altına güneye doğru dalması ile açıklanabilir olduğunu ancak Geç Permiyende sığ denizel karbonat platformunun Karbonifer melanjı üzerine çökelmesi ile pasif kıta kenarını temsil etmektedir. Bu sebeble Lavrasyanın kuzeye doğru Gondwana altına dalması Geç Karbonifer ve Geç Permiyende sınırlı olduğunu söylemişlerdir. Gondwanın kuzey kenarı boyunca Geç paleozoyikte Gondwana eklenen bilinen bir kıtanın olmadığı ifade edilmiştir. Bu model de yitimin sonlanması için transform plaka modeline ilaveten slab break of etkileri gözlenmektedir. Bu model Kadomiyen orojenezi ve Kuzey Amerika modeli ile benzerdir. Bu bilgiler ışıgında önerilen model Lavrasyanın güney kenarının altına Paleotetisin kuzeye dalması ile ilişkilendirilen hem güney hem kuzeye doğru bir ikili yitim önerilmektedir.

Bu bilgiler ışığında SMK'ın petrografi, petrolojik, jeokimyasal ve jeokronolojik özellikleri incelendiğinde Karbonifer döneminde Gondwana ve Lavrasya kıtaları arasındaki Paleotetis okyanusunda Paleozoyik ve öncesi kaynak alanlarından oluşan dalma batma ile ilişkilendirilmektedir. Permo – Karbonifer'de Paleotetis okyanusal

kabuğunun güneye yitimiyle ilişkili olarak kalk-alkalin yay granitoid magmatizması ile oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 4.96). HFS elementlere göre LIL elementlerce zengin ve bu özelliği ile dalma batma ile ilşkili olduğu gözleniyor. Tektonik ayrım diyagramlarında ise örnekler çoğunlukla VAG (volkanik yay graniti) alanlarında gözlenmektedir. İz element özellikleri incelendiğinde ise dalma batma ile ilşkili oluşumu desteklenmektedir. SMK örneklerinin kondrite, ilksel mantoya ve ORG'ye normalize edilen diyagramları incelendiğinde hafif nadir toprak elementler agır nadir toprak elementlere göre zenginleşme gösterirken negatif Eu anomalisi plajiyoklaz fraksiyonlanması veya plajiyoklaz mineralleri tarafından fraksiyonlanmaya uğramış kıta kabuğu malzemesi ile kirlenmesi olarak açıklanabilmektedir.

SMK kayaçları petrografik, jeokimyasal, petrolojik ve jeokronolojik açıdan incelendiğinde önerilen jeodinamik modele göre Geç-Erken Karbonifer'de Paleotetisin güneye doğru yitimiyle ilişkili olarak gelişen yay magmatizmasının ürünlerini temsil ettiği ifade edilebilmektedir.



Şekil 4.96. Sarıcakaya Magmatik Kompeksi kayaçlarının şematik jeolojik oluşum modeli.

5. SONUÇ VE ÖNERİLER

Doktora tez çalışması kapsamında, Sarıcakaya Magmatik Kompleksi'nin jeolojik, mineralojik-petrografik, jeokimyasal, petrolojik ve jeokronolojik özellikleri incelemeleri gerçekleştirilmiştir.

Sarıcakaya, Mihalgazi ve İnhisar civarının 1/25000 (MTA) ölçekli haritaları çalışma amacına uygun olarak yeniden revize edilmiştir. Sarıcakaya, Mihalgazi ve İnhisar civarının haritaları ise 1/25000 ölçekli olarak hazırlanmış ve SMK içindeki gabro, diyorit ve granodiyorit sınırlarının belirlendiği kayaç-faz haritası oluşturulmuştur.

SMK'ya ait kayaç gruplarından; gabro, diyorit, granodiyorit ve damar kayaçları olarak ayırtlanmıştır. Magmatik kütle genel olarak orta-iri kristalli, holokristalin tanesel dokusal özellikte daha çok granodiyorit, az oranda ise gabro bileşiminde gözlenmektedir.

Ardıçlık Mevki, Tozman köyü mevkilerinde granodiyoritler de kuzeyden güneye gidildikçe kayaçlardaki açık ve koyu renkli minerallerin tane boyu büyümekte ve iri-orta taneli, koyu gri renklidirler. Arenalaşmanın yoğun olarak gözlendiği plüton, gabrodan granite değişen bileşim sunmaktadır

SMK kayaçlarını pegmatit, aplit ve kuvars damarları çeşitli doğrultularda kesmektedir. Pegmatitler; ana bileşen olarak kuvars, mikroklin, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit, ve opak mineralleri içerir. Pegmatitik dayklar daha çok granodiyoritlerde yoğunlaşmıştır. Pegmatitler 30 cm – 100 cm kalınlıklarında olup GB ve KB'ya eğimli olarak gözlenmektedir. İnceleme alanın da çok az bir yayılım gösteren aplitlerana bileşen olarak kuvars, ortoklaz, mikroklin, plajiyoklaz ve biyotit içermektedir. Bu dayklar pegmatitlere göre daha ince tanelidir. Tozman köyü civarında gözlenen Kuvars damarları ise granodiyoritleri D-B yönünde kesmekte olup kalınlıkları 10 cm – 30 cm arasında gözlenmektedir.

SMK'ya ait kayaç grupları boyutları 1 cm'den 10 cm'e kadar değişen anklavlar içermektedir. Diyorit ve granodiyorit içerisinde sıklıkla gözlenen mafik magmatik anklavlar gabro – diyorit bileşiminde gözlenmektedir. Arazi gözlemlerinde yuvarlağımsı şekilde olan bu anklavlar, ana kayadan keskin dokanakla ayrılmış olup daha koyu ve ince taneli olmalarıyla kolayca ayırt edilebilirler.

Konfokal Raman Spektroskopi çalışmalarında SMK kayaçları içerisindeki amfiboller tremolit – aktinolit türünde bileşim sergilerken gabrolardaki plajiyoklazlar labrador, piroksen mineralleri ise enstatit bileşimindedir. Granitoyidlerdeki plajiyoklaz türü ise albit-andezin bileşimindedir. Pegmatitlerdeki plajiyoklaz albit türünde, ayrıca ortoklaz mineralinden ölçüm yapılmıştır. Granat mineralinin türü ise spesartin olarak belirlenmiştir.

Jeokimyasal analizler sonucunda toplam alkali-silika adlama diyagramında SMK kayaçları gabro, diyorit, granodiyorit ve granit alanlarında yer almaktadır. AFM diyagramında ise tüm örnekler kalkalkalin seri alanında gözlenmektedir (Irvine ve Baragar, 1971). Çalışma alanı içerisindeki kayaların ana element ve iz element analiz sonuçları kullanılarak kayalarda fraksiyonel kristalleşmeler olduğu belirlenmiştir. Peccerello ve Taylor, (1976) Na_2O'e karşı K_2O değişim diyagramındaki dağılımları incelendiğinde örneklerin çoğunluğu K-serisi alanda gözlenirken, gabroik örneklerden bazıları Na –serisi alanda gözlenmektedir. Peccerillo ve Taylor (1976) SiO_2'ye karşı K_2O diyagramında SMK'ya ait örnekler incelendiğinde örneklerin çoğunluğu yüksek kalk – alkalin seri alanına düşmektedir. Sand (1943) diyagramında analiz edilen örnekler alüminyum doygunluklarına göre metaalüminalı ve peralüminalı özellik göstermektedirler. I ve S tipi granitoidleri ayırmak için kullanılan A/CNK'ya karşı A/NK diyagramı ve Chappell ve White (1974) SiO_2 – A/CNK diyagramları çizildiğinde SMK'ya ait örnekler metaalüminalı ve I tipi özelliktedir.

SMK'ya ait tüm kayaç gruplarının ana ve iz element oksit değişim diyagramları incelendiğinde birbirleriyle kökensel ilişkili magma/magmalardan fraksiyonel kristallenme yoluyla oluştukları söylenebilir.

Tektonik ortam ayırtlama diyagramlarında ise örnekler volkanik yay graniti alanında yer almaktadır. Harris vd., (1986) ve Rollinson, (1993)'ün diyagramlarında SMK örnekleri çoğunlukla volkanik yay alanına düşmüştür. ORG'ye normalize edilen iz element diyagramlarında isebüyük iyon yarıçaplı elementler (LIL) kalıcılığı yüksek elementlere (HFS) oranla daha fazla zenginleşme göstermektedir. LIL elementlerdeki bu zenginleşme yitim esnasında kaynak mantonun etkilendiğinin ya da kaynak magmanın kıta kabuğundan etlenmiş olabileceği düşünülmektedir. Aynı zamanda

kondrite normalize edilen NTE dağılımlarında da kıtasal kirlenme izleri gözlenmektedir.

SMK kayaçları petrojenetik olarak incelendiğinde Eby, (1992) diyagramında manto kaynak alanının manto kabuk etkileşimi ile oluşmuş kabuksal ya da magmatik köken alanında yer aldığı, (Patino Douce, 1999) diyagramlarındaki dağılımlarında ise örneklerin amfibolitlerin kısmi ergimesiyle oluştuğu gözlenmiştir. Düşük dereceli kısmi ergimeden etkilenen örnekler spinel flogopit lerzolit erimesi göstermektedir.

Pearce (1983)'ün önerdiği Nb/Y – Th/Y diyagramına göre örneklerin yitim ve kabuk bileşenleri tarafından zenginleşmiş manto kaynağına işaret ettiği ve Ta/Yb - Th/Yb değişim diyagramında iseyitim sürecinde kaynak bölgesinin metasomatizmaya uğratılması ile baskın kabuksal kirlenme gözlenmektedir.

Yapılan U-Pb yaş tayininde ise SMK'nın yaşı 321,3±1,2 my – 323,62±0,86 my arasında olduğu belirlenmiştir.

SMK kayaları petrografik, jeokimyasal, petrolojik ve jeokronolojik açıdan incelendiğinde önerilen jeodinamik modele göre Geç-Erken Karbonifer'de Paleotetisin güneye doğru yitimiyle ilişkili olarak yay granitoid magmatizması ile oluşmuş olduğu düşünülmektedir.

KAYNAKLAR

Aldanmaz, E., Pearce, J., Thirlwall, M.F. ve Mitchell, J., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic,post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 102, 67–95.

Altıner, D., Koçyiğit, A., Farinacci, A., Nicosia, U. ve Conti, M.A., 1991. Jurassic Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of north-western Anatolia. Geol. Rom. 28, 13-80.

Altıner, D. ve Koçyiğit, A., 1992. Kuzeybatı Anadolu Güneyinin Jura-Kretase'de paleocoğrafik evrimi. Doğa 1, 1-11, Ankara.

Altınlı, İ.E., 1973a. Orta Sakarya jeolojisi, Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri kongresi, Ankara, 159-190.

Altınlı, İ.E., 1973b. Bilecik Jurasiği. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğleri, Ankara, 103-111.

Altunkaynak, Ş. ve Dilek, Y., 2006. Timing and nature of postcollisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications. Post collisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia. Geological Society of America Special Paper, 409, 321-351.

Altunkaynak Ş. ve Dilek, Y., 2007. Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey. Journal of Geology, 115, 63-82.

Altunkaynak, Ş., Dilek, Y., Genç, C.Ş., Sunal, G., Gertisser, R., Furnes H., Foland, K.A. ve Yang, J., 2012. Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo–Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey.Gondwana Research, 21, Pages 961–986.

Asutay, H.J., Küçükayman, A. ve Gözler, Z., 1989. Dağküplü (Eskişehir Kuzeyi) ofiyolit karmaşığının stratigrafisi, yapısal konumu ve kümülatların petrografisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Dergisi, 109, 1-6.

Ayaroğlu, H., 1979. Bozüyük metamorfitlerinin (Bilecik) petrokimyasal özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22/1, 85-101.

Aysal N., Ustaömer T., Öngen S., Keskin M., Köksal S., Peytcheva I. ve Fanning M., 2011. "Sakarya Zonu'nda Alt-Orta Devoniyen magmatizmasının kökeni (Biga Yarımadası): Jeokronoloji, Jeokimya Ve Sr-Nd Izotop Sistematiği", 64. Türkiye Jeoloji Kongresi, 64, 31-32.

Barbarin, B. ve Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves throug various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transition of the Royal Society Edinburgh Earth Science 83; 145-153.

Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium, Chemical Geology, 93, 219-230.

Begougnan, B. ve Fourquin, C., 1980. Un esemble d'elements communs a une margeactive alpine des carpates meridionales a l' Iran central le domaine İrano balkanique. Bult. Soc. Geol. France 12, 61-83.

Bilgilioğlu H. ve Güllü B., 2017. Petrographic and geochemical properties of Sarıcakaya (Eskişehir) magmatic mass. "International Conference on Advances and Innovations in Engineering", 719.

Bilgilioğlu H. ve Güllü B., 2018. Geochemical and geochronological investigation of Sarıcakaya magmatic complex. "9 th International symposium on Eastern Mediterranean Geology" Antalya-Turkey, 87.

Bingöl E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1973. Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Ankara, 70–77.

Bingöl, E., 1975. Biga Yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri: Cumhuriyetin 50. yılı yerbilimleri kongresi. M.T.A. Ankara. 70-76.

Bingöl, E., 1976. Batı Anadolu'nun Jeotektonik evrimi. M.T.A. enst. Der., 86, s.14-34.

Brinkmann, R., 1966. Geotektonische gliederrung von westanatolian: N. Jb. Geol. Palaont. Monatshefre, 10. 603-618.

Bürküt, Y., 1966. Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plutonların mukayeseli jenetik etüdü. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını, 272.

Büyükkahraman, G., 2013. Bozaniç (Sarıcakaya-Mihalgazi, Eskişehir) Eosen volkanitlerinin petrolojisi ve jeodinamik evrimi, Doktora Tezi, Balıkesir Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Balıkesir.

Candan, O., Akal, C., Koralay, O.E., Okay, A.I., Oberhansli, R., Prelević, D. ve Mertz-Kraus, R., 2016. Carboniferous granites on the northern margin of Gondwana, Anatolide-Tauride Block, Turkey Evidence for southward subduction of Paleotethys. Tectonophysics.

Cantagrel, J.M., Didier, J. ve Gourgaud, A., 1984. Magma mixing: origin of intermediate rocks and "enclaves" from volcanism to plutonism, Physics of the Earth and Planetary Interiors 35, 1–3, 63–76.

Castro, A., Moreno-Ventas I. ve De La Rosa, I.DJ.D., 1991. Multistage crytalisation oftonaliticenclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implication for magma mixing. Geologische Rundschau, 80/1, 109-120.

Chappell, B.W., ve White, A.J.R., 1974. Two Contrasting Granite Types. Pacific Geology8, 173-174.

Channel, J.E.T., Tüysüz, O., Bektas, O. ve Şengör, A.M.C., 1996. Jurassic-Cretaceous Paleomagnetism and Paleogeography of the Pontides (Turkey). Tectonics, 15, 201-212.

Cox, K.G., Bell, J.D. ve Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneus rocks. George, Allen and Unwin, London.

Çoban, F., Aydoğan, M.S., Çoban, H., Büyükkahraman, G. ve Caran, Ş., 2009. Sakarya Zonu (KB Anadolu)'nden bir Kamptonit (Alkalin Lamprofir) Daykı. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara.

Çoğulu, E., 1967. Sarıcakaya-Eskişehir pegmatitlerinin jeolojik ve petrolojik edtüdü. General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), Report no. 1535.

Çoğulu, E. ve Krummenacher, D., 1967. Problemes geochronome triques danslepartie NW del Anatolie Centrale (Turquie). Schweiz. Mineral. Petrogr.Mitt.47, 825–831.

Dağ, N., Kibici, Y. ve Özgenç, İ., 1994. Orta Sakarya Havzası granitik pegmatitlerinin mineralojisi ve jeokimyası. Türk. Jeol. Kurultayı Bül. 9, 25 – 32 in Turkish.

Delaloye, M. ve Bingöl, E., 2000. Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: geochemistry and modeling of geodynamic evolution. International Geology Review, 42, 241-268.

Demirkol, C., 1973. Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) Dolayının Jeolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul (unpublished).

Demirkol, C., 1977. Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) Dolayının Jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 20/1, Ankara.

Didier, J. ve Barbarin, B., 1991. Enclaves and granite petrology: Developments in petrology, 13. Elsevier, Amsterdam, 625 p.

Dilek, Y. ve Altunkaynak, Ş., 2007. Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of post-collisional magmatism in western Anatolia. International Geology Review, 49, 431-453.

Duggen, S., Hoernle, K., Van Den Bogaard, P. ve Garbe-Schönberg, D., 2005. Post collisional transition from subduction- to intraplatetype magmatism in the Westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. J Petrology 46,6:1155–1201.

Duru, M., Gedik, İ. ve Aksay, A., 2002. MTA Genel Müdürlüğü, 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Adapazarı-H24 Paftası, No:37, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

Eberz, G.W. ve Nicholls, I.A., 1990. Chemical modification of enclave magma by postemplacement crystal fractionation, diffusion and metasomatism. Contrib. Mineral Petrol 104, 47-55.

Eby, G.N., 1992. Chemical Subdivision of the A-Type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. Geology 20, 641-644.

Edwards, A., Menzies, M. ve Thirlwall, M., 1991. Evidence from Muriah, Indonesia, for the Interplay of Supra-Subduction Zone and Intraplate Processes in the Genesis of potassic Alkaline Magmas. J. Petrology, 32,3, 555–592.

Ercan, T., 1979. Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması: Jeoloji Mühendisliği Derg., 9, 23-46.

Ercan, T., Satır.M., Kreuzer.H., Türkecan, A., Günay. E., Çevikbaş, A., Ateş, M., ve Can, B., 1985. Batı Anadolu Senezoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bült., 28/2, 121-136.

Eroskay, S.O., 1965. Paşalar boğazı-Gölpazarı sahasının jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, seri B, cilt XXX, 3-4, 135-170.

Floyd, P.A. ve Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet. Sci. Lett. 27, 211-218.

Fitton, J.G., James, D. Kempton, P.D., Ormerod, D.S. ve Leeman W.P., 1988. The role of litospheric mantle in the generation of late Cenezoic basic magmas in the western United States. Journal of petrology, 331-349.

Gardien, V., Thompson, A.B., Grujic, D. ve Ulmer, P., 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz + muscovite assemblages and implications for crustal melting. J. Geophys. Res. 100: 15581-15591.

Gautier, Y., 1984. Deformations et métamorphismes associés á la fermeture téthysienne en Anatolie Centrale (Région de Sivrihisar, Turquie). Ph.D. thesis, University Peris-Sud, 236 (unpubl.).

Genç, Ş.C. ve Tüysüz, O., 2010. Tectonic setting of the Jurassic bimodal magmatism in the Sakarya Zone (Central and Western Pontides), Northern Turkey: a geochemical and isotopic approach. Lithos 118, 95–111.

Granit, Y. ve Tintant, H., 1960. Observations preliminaires sur le Jurassique de la region de Bilecik (Turquie). Lab. de Geol. Geol. Faculte des Sciences, Dijon.

Granit,Y., 2010. Within The felsic ıntrusive rocks of NW Anatolia: Geology and petrology, tectonic crossroads: Evolving orogens Of Eurasia-Africa-Arabia meeting in. METU, Ankara, Turkey, Abstracs book, 43.

Göncüoğlu, M. C., Toprak, V., Kuşcu, İ., Erler, A. ve Olgun, E., 1991. Orta Anadolu masifinin Batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 1-Güney Kesim: Tpao Rapor No. 2909, 140 yayınlanmamış.

Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş., Özcan, A. ve Işık, A., 1996. Orta Sakarya'da Nallıhan Sarıcakaya arasındaki yapısal birliklerin jeolojik özellikleri. Maden Tetkik ve Arama Derleme Ankara Rapor No: 10094.

Göncüoğlu, M.C., Dirik, K. ve Kozlu, H., 1997. Pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory Notes to the Terrane Map of Turkey. Annales Geologique de Pays Hellenique, 37, 515-536.

Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş. ve Yalınız, M.K., 2000 A geotraverse Across NW Turkey tectonics unit of the central Sakarya region and their tectonic evolution.

Göncüoğlu, M.C., 2010. Türkiye Jeolojisine Giriş: Alpin ve Alpin Öncesi TektonikBirliklerin Jeodinamik Evrimi. MTA Gen. Müd. Monografi Ankara Serisi 5, 69.

Güllü, B. ve Kadıoğlu, Y.K., 2009. Orta Anadolu'daki Farklı Turmalinlerin Konfokal Raman Spektrometrisi İle Tanımlanması, 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri II s.630.

Güllü, B. ve Kadıoglu Y.K., 2010. Temporal Relation of Karakaya (Eskişehir) Granite Within The Felsic Intrusive Rocks of NW Anatolia: Geology and Petrology, Tectonic Crossroads: Evolving Orogens Of Eurasia-Africa-Arabia meeting in METU, Ankara, Turkey, 3-8, 43.

Güllü, B., ve Kadıoglu Y.K., 2011. Geochronology of Cenozoic Intrusive Rocks of NW Anatolia: Topkaya-Eskişehir, TURKEY, Mineralogical Magazine, 75-3, 1133, published online 0026-461X (Electronic).

Harker, A., 1909. The natural history of igneus rocks. McMillan, New York.

Harris, N.B.W., Kelley, S. ve Okay, A.İ., 1994. Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia. Contributions to Mineralogy and Petrology 117, 241-252.

Hatipoğlu, M., 1984. Sarıcakaya güneydoğusu jeolojisi ve ekonomik potansiyeli. Izmir Dokuz Eylul Univ., Graduate's Thesis, 49 (in Turkish).

Helvacı, C. ve Bozkurt, S., 1994. Beypazarı (Ankara) granitinin jeolojisi, mineralojisi ve petrojenezi. T.J.Bülteni., 37,2, 31-42.

Holland, T.H., 1900. The charnockite series, a group of hypersthenic rocks in peninsular India. Geol. Surv. India, Mem., 28, 215-218.

Hutton, J., 1795. The Theory of the Earth, Edinburgh: William creech.

Irvine, T. N. ve Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.

İlbeyli, N. ve Kibici, Y., 2009. Collision-related granite magma genesis, potential Sources and tectono-magmatic evolution: comparison between central, Northwestern and western Anatolia (Turkey). International Geology Review, 51,3, 252–278.

İzdar, K.E., 1975. Batı Anadolu'nun jeotektonik gelişimi ve Ege denizi çevresine ait üniteleri ile karşılaştırılması: E.Ü, Müh. Bil. Fak. yayın no 8.

Johnston, B., 2001. Magmatic enclaves and evidence for magma mixing in the OAK point granite, Deer Isle, Maıne, USA, Mc.Thesis. The Univ.of Maine.168.

Kadıoğlu, Y.K., ve Güleç, N., 1993. Granitoidler içindeki anklavların kökeni ve Türkiye'den örnekler. T.J.K. Bülteni. N.8, 113-118.

Kadioğlu Y.K., Kayadibi, Ö. ve Aydal, D., 1994. Söğüt (Bilecik) Magmatik kayaçlarının mineralojisi ve petrografisi. Türkiye Jeol. Kur. B. 9, 1-10. Müh. Sempozyumu, Bildiriler, 161-170.

Kadıoğlu, Y.K. 1996. Anklavların mineral kimyası ve petrografik özelliklerinden yararlanarak kökeninin incelenmesi, Karakaya (Eskişehir) Graniti, S.D.Ü. IX.

Karacık, Z., ve Yılmaz, Y., 1998. Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 251-264.

Keskin, M., 2002. FC-Modeler: a Microsoft® Excel© spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems. Computers and Geosciences, 28, 8, 919-928.

Ketin, İ., 1947. Uludağ masifinin tektoniği hakkında. TJ.K. Bülteni 1. 60-88.

Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 66, 20-34, Ankara.

Kibici, Y., 1986. Sarıcakaya Masifinin jeolojisi petrografisi ve petrolojik etüdü. Ph D. Thesis, Anadolu Üniversitesi, 68.

Kibici, Y., 1990. Sarıcakaya (Eskişehir) volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu. Türk. Jeol.Bül. 33,2, 69-77.

Kibici, Y., 1991. Orta Sakarya havzasındaki derinlik kayaçlarının petrografisi ve petrokimyasal özellikleri. Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi 5, 1-31.

Kibici, Y., 1992. Orta Sarıcakaya (Eskişehir) havzasındaki başkalaşım kayaçlarının petrografik özellikleri ve kökensel yorumu. Çukurova Üniversitesi, Geosound 21, 11-28.

Kibici, Y. ve Özgenç, İ., 1995. Geochemical Properties and genetical interpretion of granitoid belt in the Central Sakarya region. İnternational Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, 31-32.

Kibici, Y., 1999. Geochemical properties and genetical interpration of the central Sakarya region granitoid belt. Afyon Kocatepe Üniversity, J, Sci. 1,2, 143-157.

Kibici, Y., İlbeyli, N., Yıldız, A. ve Bağcı M., 2010. Geochemical constraints on the genesis of the Sarıcakaya intrusive rocks, Turkey: Late Paleozoic crustal melting in the central Sakarya Zone Chemie der Erde 70, 243-256.

Kloprogge, J. T., Case, M. H. ve Frost, R. L., 2001. Raman microscopic study of the Li amphibole holmquistite, from the Martin Marietta Quarry, Bessemer City, NC, USA. Mineralogical Magazine, 65, 6, 775-785.

Lacroix, A., 1890. Sur les enclaves acides des roches volcaniques d'Auvergne. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., 2, 25-56.

Lambert, R.S.J. ve Holland J.G., 1974. Yitrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yitrium relationships in minerals and rocks, Geochim. Cosmoc. Acta, 38, 1393-1414.

Maniar, P.D. ve Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitioids. Geol. Soc. of America Bulletin. 101, 635-643.

Menzies, M.A., Kyle, P.R., Jones, M. ve Ingram, G., 1991. Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: Inferences about intraplate processes and strafied lithosphere. Journal of Geophysical Research, 96, 13645-13671.

Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan. Earth Sci. Rev. 11, 337-364.

Okay, A. I., 1981. Incipient blueschist metamorphism and metasomatism in the ophiolitic rocks of the Tavganh region, Northwest Turkey: Contrib. Mineral. Petrol.

Okay, A.I., 1984, Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (ed. J.E. Dixon & A.H.F. Robertson), Geological Society Special Publication No. 17, 455-466.

Okay, A. I., Siyako, M. ve Bürkan, K.A., 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula. In: Dewey,J.F.(Ed.), SpecialIssueon Tectonics. Bulletin of the Technical University of Istanbul, 44;1991, 191–255.

Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie´ , P., Metzger, R. ve Akyüz, S., 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in North western Turkey: geologic and geochronologic constraints. In:Yin, A., Harrison, M.(Eds.), Tectonics of Asia.. Cambridge University Press,Cambridge, 420–441.

Okay, A. I. ve Monie, P., 1997. Early Mesozoic subduction in the Eastern Mediterranean: evidence from Triassicec logite in north west Turkey.Geology 25, 595–598.

Okay, A._I. ve Tüysüz O., 1999. Tethyansuture sof northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet,L.,Hovarth,F.,Se´ ranne, M.(Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within them Alpine Orogen Tethyan Sutures of Northern Turkey, 156. Geological Society, London Special Publications, 475–515.

Okay, A. I., Monod, O. ve Monie´, P., 2002. Triassic blue schist sandec logites from North west Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. Lithos 64, 155–178.

Okay, A. I., 2004.Tectonics and high pressure metamorphism in North west Turkey: Field trip guidebook-P01.32 nd International Geological Congress, APAT, Italy, 56.

Okay, A. I., Satır, M. ve Siebel, W., 2006. Pre-Alpide Palaeozoic and Mesozoic orogenic events in theEastern Mediterrane an region. In: Gee, D. G., Stephenson, R. A. (Eds.), European Lithosphere Dynamics, 32. Geological Society, London Memoirs, 389–405.

Okay, A.I., 2008. Geology of Turkey: A Synopsis. Anschnitt, 21, 19-42.

Okay, A.I. ve Topuz, G., 2017. Variscan orogeny in the Black Sea region. International Journal of Earth Sciences, 106, 569-592.

Parlak, B., 2013. Eskişehir -Sarıcakaya Mayıslar Polimetalik Cevher Oluşumlarının Maden Jeolojik İncelemesi , Ankara

Patino Douce, A.E. ve Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implication for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 107, 202–218.

Patino Douce, A.E. ve Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. J.Petrol.36,707–738.

Patino Douce, A.E. ve Beard, J.S., 1996. Effects of P, e(O2) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. J. Petrol. 37, 999–1024.

Patiño Douce, A.E. ve McCarthy, T.C., 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker, B.r., Liou, J.G. (Eds.), When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks. Petrology and Structural Geology, vol. 10. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 27-55.

Patino Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?.In: Castro, Y., Fernandez, C., Vigneressese, J.L. (Eds.), Understanding Granites: Intergrating New and Classical Techniques, 168. Geological Society, London Special Publications, 55–75.

Peacock, M. A., 1931. Classification of Igneous Rock Series. J. Geol.39, 54– 67.

Pearce, J.A., 1983. Role of the Sub-continental litosphere in magma genesis at activecontinental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (eds). Continental basalt and mantle xenoliths, Shiva Publishing ltd. Cheshire. 230-249.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. ve Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagramsfor the tectonic interpratation of granitic rocks. J. Petrology, 25, 956-983.

Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. ve Mitchell, J.J., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia Turkey. J Volcanol Geotherm Res 44,189–229.

Peccerillo, R. ve Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc–alkaline volcanic rocks from the Kasramonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63–81.

Rapp, R.P. ve Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. J. Petrol. 36, 891–931.

Raymond, L.A., 1995. Petrology: The Study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks. WC Brown, 742.

Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., Sharp, I. ve Ustaömer, T., 1996. Alternative Tectonic Models for the Late Palaeozoic-Early Tertiary Development of Tethys in the Eastern Mediterranean Region. Geol. Soc. London Spec. Publ., 105, 1, 239-263.

Rogers, G., ve Hawkesworth, C.J., 1989. A geochemical traverse across the North Chilean andes:evidence for crust generation from the ml wedge. Earth and Planetary Science Letters 91, 271-285.

Rollinson, H.R., 1983. The Geochemistry of Mafic and Ultramafic Rocks from the Archaean Greenstone Belts of Sierra Leone. Mineral. Mag., 47, 267-280.

Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation. Pearson Education Limited, Longman, ISBN 978-0-582-06701-1, 352s, England.

Shaw, J.E., Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F. ve İbrahim, K.M., 2003. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian plate (Jordan): a mixing lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension. J Petrol 44, 1657–1679.

Saner, S., 1980. Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 39-52.

Singh, J. ve Johannes, W., 1996. Dehydration melting of tonalites: Part II. Composition of melts and solids. Contib. Mineral. Petrol. 125: 26-44.

Sollas, J.W., 1894. On the volcanic district of Carlingford and Slieve Gullion: Part I. On the relation of the granite to the gabro of Barnavave, Carlingford, Trans. R. Irish Acad., 30, 477-512.

Soussi, M., Boughdiri, M., Enay, R. ve Mangold, C., 1998. Ammonitico rosso-like facies of Late Toarcian age in the Northwestern Tunisian Atlas belt: consequences for correlations and palaeogeography. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 327, 135-140

Streckeisen, A., 1976. To Each Plütonic Rocks Its Proper Name. Earth Science Rev., 12, 1-33

Sun, S.S. ve Mcdonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceaningbasalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Nory M.J. (eds), Magmatism in oceran basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, 313–345.

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

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha TektoniğiAçısından Bir Yaklaşım: TJK Yerbilimleri Özel Dizisi, No. 1.

Şengör, A.M.C., Satır, M. ve Akkök, R., 1984. Timing of Tectonic Events in the Menderes Massif, Western Turkey: Implications for Tectonic Evolution and Evidence for Pan-African Basement in Turkey. Tectonics, 3, 693-707.

Şengör A.M.C., Yılmaz Y. ve Sungurlu O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and Evolution of the Western Termination of Palaeo-Tethys. In: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (Eds.) - The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Publ., 17, 77-112.

Şengör, A.M.C., 1987. Tectonics of the Tethysides: Orogenic Collage Development in aCollisional Setting. Ann. Rev. Earth and Planetary Sci., 15, 213-244.

Şentürk, K. ve Karaköse, C., 1979. Orta Sakarya Dolayının Temel Jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Derleme Rapor No: 6642.

Şentürk, K., Karaköse, C., 1981. Orta Sakarya Bölgesinde Liyas Öncesi Ofiyolitlerin ve Mavişistlerin Oluşumu ve Yerleşimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 24, 1-10.

Şimşek, S., 1972. Sarıcakaya-İğdir (Eskişehir ili) alanının jeolojik incelemesi. İstanbul Univ., Master's Thesis, 78.

Thompson, A.B., 1996. Fertility of crustal rocks during anatexis. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences, 87, 1-10.

Tekeli O., 1981. Subduction Complex of Pre-Jurassic Age, Northern Anatolia, Turkey.Geology, 9, 68-72.

Thirlwall, M.F., Smith, T.E., Graham, A.M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J.P. ve Arculus, R.J. 1994. High fi eld strength element anomalies in arc lavas; source or process? Journal Petrogly 35, 819–838

Uğuz, M., 2013. "A New Age Finding In The Central Sakarya Region (NW Turkey)". Bulletin Of The Mineral Research and Exploration 146: 1-25

Ustaomer, T. ve Robertson, A. H. F., 2010. Late Palaeozoic–Early Cenozoic tectonic development of the Eastern Pontides (Artvin area), Turkey: stages of closure of Tethys along the southern margin of Eurasia. Geological Society, London, Special Publications 340, 281–327.

Ustaömer, P. A., Ustaömer, T. ve Robertson A. H. F., 2011. Ion-Prob U-Pb Dating of the Central Sakarya Basement: A Peri-Godwana Terrane Intruded by Late Lower Carboniferous Subdiction/Collision-Related Granitic Rocks. Turkish Journal of Earth Siences, 21, Ankara.

Ünal, Ü., 1997. Beypazarı granitoidinin (Dümrek-Yalnızçam) mineralojik-petrografik vejeokimyasal incelenmesi. H.Ü. Fen Bil. Ens. Yüksek müh. tezi. 67s.

Varol, B., ve Gökten, E., 1994. The facies properties and depositional environments of nodular limestones and red marly limestones (Ammonitico Rosso) in the Ankara Jurassic sequence, central Turkey. Terra Nova, 6, 64-71.

Varol, N.Ö., Karayiğit, A.İ., Gayer, R.A. ve Yürür, T., 1999. Zeolit içeren koyunağılı linyitinin jeolojik konumu kalitesi ve rezervi Mihallıççık-Eskişehir. 52.T.J.K.Bildiriler kitabı s. 10-12. 199s.

Vielzeuf, D. ve Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of fluid-absent melting relations in the pelitic relation in pelitic system. Contrib. Mineral. Petrol. 98, 357-376.

White, A.J.R., Beams, S.D. ve Cramer, J.J., 1977. Granitoid types and Mineralization with special reference to tin, N. Yamada (Ed.), Plütonism in Relation to Volcanism and Metamorphism, 7th CPPP Meeting, Toyama, 89-100.

Winchester, J.A. ve Floyd, P.A., 1977. Geochemichal discrimination of different Magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol. 20, 325-432.

Wolf, M.B. ve Wyllie, J.P., 1994. Dehydration melting of amphibolite at 10 kbar: The reflects of temperature and time. Contrib. Mineral. Petrol. 115: 369-383.

Yalçınlar, İ., 1976. Türkiye Jeolojisine Giriş (Paleozoyik açısından). İ.Ü. Ed. Fak. Yay. No: 2089, Coğ.Ens.Yay.No:87.

Yıldız, A., Kibici, Y., Çoban, F., Bağcı, M., Dumlupunar, İ., Kocabaş, C., Arıtan, E. ve Bilge Y., 2008. Mihalgazi (Eskişehir) bentonit yatağının jeolojisi ve bentonitin endüstriyel hammadde olarak değerlendirilmesi. Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK), Ankara, Proje No: 104Y160, 286 s.

Yıldız, A., Kibici, Y., Bağcı, M., Çoban, F., Dumlupınar, İ. ve Kocabaş, C., 2010. Kalko-alkalen bileşimli lavların petrografik ve jeokimyasal özellikleri; Sakarya Zonu, Sarıcakaya (Eskişehir), Türkiye, 45. Yıl Jeoloji Sempozyumu, Trabzon, 25-27.

Yılmaz Y., 1979. Söğüt-Bilecik bölgesinde metamorfizma ve bunların jeoteknik anlamı. Türk. Jeol. Kurumu Bül. 22, 85-100.

Yılmaz, Y., 1977. Bilecik-Söğüt dolayındaki eski temel karmaşığının petrojenetik evrimi: Doçentlik tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi (yayınlanmamış).

Yılmaz Y., 1981. Sakarya kıtası güney kenarının evrimi. İstanbul Yerbilimleri, pp. 33-52.

Yılmaz, Y., 1990. Comparisons of young volcanic association of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44, 69-87.

Yılmaz, Y., 1997. Geology of Western Anatolia. In: Schindler, C. ve Pfister, M. (Eds.) Active tectonics of Northwestern Anatolia-The MARMARA Poly Project; 179 Amultidisciplinary approach by Space Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology. Vdf. Hochschulerl, an der ETH Zurich, 31-53.

Yılmaz, O. ve Boztuğ, D., 1986. Kastamonu Granitoid Belt of Northern Turkey: First arc Plutonism Product Related to the Subduction of the Paleotethys. Geology, 14, 179-183.

Zoroğlu. O. ve Kadıoğlu, Y.K., 2003. Oymaağaç granitoyidinin zonlu kristalizasyon özelliği: Beypazarı-Ankara" Fırat Üniv. Fen Bil. Dergisi 16, 1, 81-95.

Zoroğlu, O., 2009. Sivrihisar – Günyüzü (Eskişehir) Granitoyidlerinin Jeolojisi, Petrolojisi ve Anklavlarının Kökeni, Ankara Üniv. Fen Bilimleri Ens. Doktora Tezi 252.

EKLER

EK A: Çalışma alanındaki kayaçların modal mineralojik bileşimleri

EK B: Çalışma alanındaki kayaçlarınana element oksit analiz sonuçları

EK C: Çalışma alanındaki kayaçların iz element analiz sonuçları

EK D: Çalışma alanındaki kayaçların nadir toprak element analiz sonuçları

EK A: Çalışma alanındaki kayaçların modal mineralojik bileşimleri

Ek A Çizelge A.1. Çalışma alanındaki kayaçların modal mineralojik bileşimleri (Kesitlerden ortalama 500 nokta sayılmıştır).

Örnek No	Plajiyoklaz	Kuvars	Ortoklas	Mikroklin	Biyotit	Muskovit	Amfibol	Piroksen	Klorit	Opak Min,	Titanit	Zirkon	Apatit	Serisit	İkincil Kuv.	Toplam	Kaya Adı
S-488	42,10	21,30	7,60	0,00	18,20	0,00	7,40	0,00	0,20	0,10	0,30	0,30	0,50	1,20	0,80	100,00	Granodiyorit
S-122	41,60	20,50	8,50	0,00	13,80	0,00	11,40	0,10	0,20	0,00	0.0	0,40	0,20	3,20	0,10	100,00	Granodiyorit
S-307	40,30	25,10	6,80	0,00	14,10	0,00	11,00	0,10	0,20	0,10	0,10	0,20	0,30	1,70	0,00	100,00	Granodiyorit
S-320	40,40	25,00	11,60	0,00	10,70	0,00	9,10	0,00	0,20	0,10	0,50	0,40	0,20	1,80	0,00	100,00	Granodiyorit
S-441	41,70	23,50	8,70	0,00	13,00	0,00	11,10	0,00	0,20	0,00	0,30	0,30	0,30	0,90	0,00	100,00	Granodiyorit
S-466	42,80	22,10	6,30	0,00	10,20	0,00	17,00	0,00	0,10	0,10	0,10	0,20	0,30	0,80	0,00	100,00	Granodiyorit
S-159	41,10	24,70	8,40	0,00	15,70	0,00	8,40	0,00	0,20	0,20	0,00	0,30	0,40	0,60	0,00	100,00	Granodiyorit
S-58	42,70	20,40	6,30	0,00	20,40	0,00	7,70	0,00	0,30	0,00	0,00	0,40	0,50	1,30	0,00	100,00	Granodiyorit
S-74	42,90	20,20	5,60	0,00	11,30	0,00	14,00	0,00	0,90	0,20	0,00	0,50	0,90	2,50	1,00	100,00	Granodiyorit
S-504	48,10	21,10	6,70	0,00	14,90	0,00	8,20	0,00	0,00	0,20	0,00	0,40	0,30	1,10	0,00	101,00	Granodiyorit
S-264	39,60	24,40	5,90	0,00	15,00	0,00	9,50	0,00	0,00	0,50	0,00	0,50	1,10	3,50	0,00	100,00	Granodiyorit
S74	39,90	20,80	6,60	0,00	12,60	0,00	14,60	0,00	0,90	0,10	0,20	1,00	1,50	1,80	0,00	100,00	Granodiyorit
S-504	47,70	20,50	9,30	0,00	11,90	0,00	8,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,70	0,50	1,20	0,00	100,00	Granodiyorit
S- 264	36,60	25,50	8,20	0,00	14,80	0,00	9,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	1,10	3,20	0,00	100,00	Granodiyorit
S-433	43,90	4,80	4,70	0,00	5,20	0,00	37,10	0,50	2,30	0,00	0,00	0,00	0,10	0,80	0,00	100,40	Diyorit
S-420	22,70	4,90	4,50	0,00	2,40	0,00	63,00	0,00	1,90	0,10	0,00	0,00	0,10	0,40	0,00	100,00	Diyorit

Ek A Çizelge A.2. Çalışma alanındaki kayaçların modal mineralojik bileşimleri (devam) (Kesitlerden ortalama 500 nokta sayılmıştır).

Örnek No	Plajiyoklaz	Kuvars	Ortoklaz	Mikroklin	Biyotit	Muskovit	Amfibol	Piroksen	Klorit	Opak Min,	Titanit	Zirkon	Apatit	Serisit	İkincil Kuv.	Toplam	Kaya Adı
S-420	20,70	4,50	4,50	0,00	2,40	0,00	66,00	0,00	1,90	0,10	0,00	0,00	0,10	0,40	0,00	100,60	Diyorit
S-410	49,20	4,50	5,00	0,00	2,10	0,00	38,70	0,00	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00	101,00	Diyorit
S-427	42,00	1,80	1,00	0,00	1,20	0,00	13,80	40,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,60	Gabro
S-235	45,10	4,20	3,80	0,00	1,80	0,00	36,10	7,10	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	1,20	0,00	100,00	Gabro/diyorit
S-3	34,10	5,70	1,50	0,00	0,20	0,00	43,60	10,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,40	0,00	100,00	Gabro/Diyorit
S-426	37,50	1,80	4,50	0,00	2,00	0,00	41,50	12,50	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,30	Gabro
S-274	39,50	29,50	27,00	4,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	Granit
S-40	25,70	46,90	21,70	0,00	4,60	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,10	0,50	0,00	100,00	Granit
S-424	29,90	45,50	9,80	2,10	9,50	4,70	0,00	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	103,00	Granit
S-415	25,90	41,90	10,00	2,80	10,70	7,70	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	101,00	Granit
S- 423	26,50	41,50	11,50	2,10	11,90	5,50	0,00	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50	0,00	100,00	A.Feldispat Granit
S-12	3,90	47,90	42,40	5,50	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,20	A.Feldispat Granit
S-14	3,70	56,50	28,50	9,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,50	100,00	A.Feldispat Granit
S-142	4,20	47,50	28,60	20,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,70	A.Feldispat Granit
S-132	3,70	48,40	25,30	21,60	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	A.Feldispat Granit

EK B: Çalışma alanındaki kayaçların ana element oksit analiz sonuçları

EK B Çizelge B.1. Sarıcakaya magmatik kompleksine ait gabroik kayaçların ana element oksit analiz sonuçları.

Ana Oksit	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	TOTAL
Örnek	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**		**%**
103	45,54	1,59	12,97	9,96	0,14	6,67	9,13	3,07	1,61	1,85	2,48	100,02
433	46,89	0,81	21,89	8,30	0,10	6,29	11,26	1,35	0,31	0,03	1,8	99,03
468	46,15	0,12	17,10	4,82	0,12	13,16	12,00	1,03	0,05	0,02	5,2	99,77
104	46,32	1,85	15,65	9,14	0,12	4,49	6,85	4,38	1,29	0,87	2,01	99,97
90	46,54	1,43	14,92	10,26	0,14	7,05	7,85	3,01	1,63	1,80	2,33	99,95
237	46,76	0,61	15,29	10,15	0,17	10,26	8,86	0,73	0,40	0,71	5,38	99,32
101	47,11	1,22	13,92	10,80	0,15	7,70	8,37	2,54	1,47	0,25	3,33	99,87
89	47,88	1,02	15,59	8,85	0,13	7,49	8,24	2,44	2,08	3,50	2,63	99,85
104	48,56	1,52	16,89	8,42	0,10	4,13	5,97	4,62	1,52	0,29	1,96	99,99
237	49,79	0,64	15,86	10,93	0,18	10,49	9,40	0,74	0,42	0,71	0,2	99,36
SK-9	49,93	0,73	15,6	10,39	0,251	7,09	7,55	2,15	1,498	0,14	3,10	99,44
65	49,11	0,25	17,89	7,76	0,13	9,23	9,03	1,44	0,75	0,46	3,42	99,46
239	49,24	0,55	16,16	8,85	0,13	9,64	9,61	1,22	0,72	1,04	2,61	99,78
2	49,48	0,97	14,25	8,36	0,13	8,22	8,35	2,82	1,47	0,65	2,18	99,88
107	49,67	0,80	14,32	7,62	0,12	9,14	10,22	2,36	1,42	1,28	2,14	99,67
428	49,78	0,18	20,84	3,78	0,13	8,56	13,15	1,14	0,30	0,02	1,73	99,61
105	49,81	0,83	13,70	7,83	0,12	9,74	10,58	2,13	1,28	1,38	1,72	99,62
238	49,90	0,49	16,34	9,17	0,14	9,05	10,35	0,88	0,55	0,63	2,00	99,50
3	50,21	0,78	14,53	7,85	0,13	9,48	9,48	2,40	1,33	1,48	1,90	99,87
7	50,55	0,61	14,52	12,26	0,22	5,22	8,25	2,58	1,89	0,84	2,51	99,44
427	50,65	0,20	18,61	4,20	0,17	10,31	12,41	1,02	0,09	0,16	1,68	99,49
255	52,15	1,02	18,19	9,52	0,12	5,54	2,84	2,34	2,59	1,47	3,74	99,51
121a	52,52	1,24	12,33	11,06	0,16	5,68	6,75	2,69	1,74	2,13	2,81	99,12
256	52,74	0,83	14,91	11,46	0,18	5,95	7,56	2,26	1,22	0,76	1,7	99,57

EK B Çizelge B.2. Sarıcakaya magmatik kompleksine ait diyoritik kayaçların ana element oksit analiz sonuçları.

Ana Oksit	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O5	LOI	TOTAL
Örnek	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**		**%**
86	54,26	1,16	15,12	9,82	0,14	5,50	5,33	1,91	1,84	1,80	2,64	99,52
170	54,30	1,11	14,09	10,12	0,15	4,53	6,55	1,83	2,05	2,01	2,55	99,28
356	54,45	0,72	14,03	9,63	0,13	5,33	4,21	2,35	2,25	0,16	4,05	99,29
156	54,82	0,98	15,12	8,25	0,12	5,24	4,47	2,91	2,12	1,65	4,25	99,92
63	53,87	0,83	15,07	9,55	0,14	5,33	4,71	1,59	2,59	1,73	4,07	99,47
71	54,88	0,91	15,09	8,66	0,12	4,93	5,06	1,92	2,17	1,82	3,82	99,39
246	54,94	1,15	15,44	9,21	0,13	5,27	5,54	2,20	1,83	1,88	2,98	100,57
177	54,14	1,02	20,25	5,20	0,07	1,78	4,59	4,04	2,67	4,06	3,08	100,91
247	54,36	1,12	15,18	9,59	0,14	5,49	4,32	1,95	2,02	1,87	3,01	99,05
230	54,52	1,18	15,32	10,13	0,14	5,40	6,06	1,68	2,07	1,92	1,59	100,01
178	54,62	1,03	16,27	8,40	0,13	4,95	4,60	2,07	2,12	1,87	3,93	99,99
130	54,71	0,70	18,42	7,89	0,10	3,90	2,96	2,56	3,04	1,39	4,11	99,77
130	54,71	0,70	18,42	7,89	0,10	3,90	2,96	2,56	3,04	1,39	4,11	99,77
235	54,77	1,02	16,45	8,60	0,13	4,27	6,32	2,13	1,89	1,65	2,47	99,71
119	54,98	0,25	14,12	7,45	0,13	9,23	9,83	1,08	0,46	0,36	2,07	99,96
249	55,01	0,95	15,90	7,88	0,12	4,55	5,96	2,22	2,02	1,73	3,06	99,40
181	55,15	1,05	16,07	8,52	0,13	4,63	4,65	2,04	2,09	1,81	3,36	99,51
257	55,62	0,91	17,02	7,73	0,12	4,58	4,06	2,40	2,61	1,54	2,47	99,06
184	55,63	0,97	15,67	8,44	0,12	4,53	5,27	2,05	2,41	1,79	2,29	99,17
226	56,10	1,07	14,73	8,69	0,13	4,67	5,21	1,90	2,37	2,02	2,12	99,01
172	56,11	1,00	16,44	8,20	0,12	4,76	4,87	2,27	1,77	1,84	3,29	100,67
160	56,12	1,13	14,94	8,78	0,12	4,70	4,90	1,89	2,44	1,94	2,08	99,03
251	56,19	1,05	14,42	9,20	0,14	4,88	5,38	2,15	2,00	1,90	2,96	100,26
173	56,24	0,88	15,84	7,92	0,11	4,54	4,56	2,35	1,75	1,45	4,11	99,74
145	56,25	0,92	15,81	8,88	0,13	4,29	5,82	2,54	1,66	1,70	2,67	100,66
145	56,25	0,92	15,81	8,88	0,13	4,29	5,82	2,54	1,66	1,70	1,67	99,66
109	56,40	1,13	15,89	8,76	0,12	4,65	4,94	1,88	2,45	1,96	2,64	100,81
171	56,63	0,46	14,52	8,59	0,15	6,24	6,74	2,66	1,36	0,42	1,60	99,37
169	56,71	0,95	15,34	7,90	0,12	4,04	5,23	2,33	2,05	1,79	3,24	99,68
175	56,74	0,94	15,52	8,14	0,12	4,26	5,44	2,15	2,25	1,71	2,09	99,35
118	56,77	0,90	16,25	7,65	0,11	4,30	4,60	2,39	2,23	1,63	2,61	99,44

Çizelge B.2 (devam). Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait diyoritik kayaçların ana element oksit analiz sonuçları.

Ana Oksit	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	TOTAL
Örnek	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**		**%**
182	56,80	0,95	15,02	7,91	0,11	4,09	4,08	2,07	2,87	1,54	4,07	99,51
157	56,84	0,99	16,13	8,07	0,12	4,52	5,11	2,34	2,03	1,84	1,20	99,19
13	56,85	0,92	16,60	7,56	0,11	4,01	5,62	1,95	2,50	1,64	2,98	100,73
87	56,95	0,90	16,27	7,78	0,12	4,48	5,06	2,14	2,48	1,74	1,90	99,82
484	57,05	0,99	15,30	8,38	0,12	4,81	3,96	2,08	2,14	1,47	2,20	99,51
251	57,09	1,28	15,19	8,70	0,19	5,08	6,15	1,71	1,88	0,22	3,70	101,20
253	57,09	0,87	15,89	7,89	0,11	4,55	4,58	2,35	1,75	1,45	3,20	99,72
236	57,16	0,86	15,24	7,76	0,12	4,22	5,31	1,74	3,22	1,67	2,33	99,62
165	57,16	1,10	18,65	8,29	0,12	4,00	2,23	1,81	2,68	1,23	2,63	99,90
125	57,25	0,90	15,75	7,98	0,12	4,53	5,51	2,24	2,03	1,63	1,72	99,67
141	57,04	0,95	16,54	7,72	0,12	4,64	5,81	2,08	2,47	1,79	1,83	100,99
99	57,34	1,01	14,86	8,50	0,12	4,30	4,67	2,10	2,30	1,76	2,07	99,03
245	57,34	0,78	16,80	6,94	0,11	4,22	4,16	2,65	2,65	1,40	2,40	99,45
456	57,36	0,82	15,59	6,69	0,10	4,08	5,82	2,55	1,74	1,78	2,69	99,22
5	57,41	0,93	15,41	3,67	0,20	11,02	7,34	1,38	1,25	0,16	1,92	100,69
28	57,44	0,83	14,98	7,77	0,12	4,82	5,56	2,33	2,37	1,38	1,79	99,38
114a	57,46	1,00	15,77	8,63	0,13	4,91	5,30	2,22	2,22	1,89	1,02	100,53
176	57,51	1,02	14,52	8,36	0,13	4,46	5,03	1,87	2,48	1,66	2,60	99,64
482	57,54	1,02	15,48	8,32	0,13	4,41	5,06	1,87	2,47	1,68	2,63	100,62
164	57,69	0,96	15,67	8,14	0,12	4,81	4,26	1,96	2,42	1,42	2,40	99,85
161	57,74	0,87	15,68	7,89	0,12	4,27	5,55	2,32	1,70	1,60	1,96	99,71
180	57,86	0,83	15,99	7,54	0,12	4,16	5,85	2,26	1,89	1,67	1,74	99,90
113	57,88	0,78	17,08	6,70	0,10	3,70	4,05	2,40	3,30	1,43	2,33	99,75
131	57,89	0,94	17,06	7,97	0,12	3,98	5,24	2,07	2,30	1,53	1,51	100,61
116	57,89	0,92	15,22	7,43	0,11	4,40	4,59	2,18	2,33	1,48	2,51	99,06
122	57,93	0,85	17,61	7,13	0,11	3,82	4,85	2,26	2,56	1,53	2,00	100,67
115	57,31	0,98	16,34	8,28	0,12	5,84	3,90	2,12	2,12	1,52	2,18	100,72
99	57,34	1,01	14,86	8,50	0,12	4,30	4,67	2,10	2,30	1,76	2,07	99,03
245	57,34	0,78	16,80	6,94	0,11	4,22	4,16	2,65	2,65	1,40	2,40	99,45
456	57,36	0,82	15,59	6,69	0,10	4,08	5,82	2,55	1,74	1,78	2,69	99,22
5	57,41	0,93	15,41	3,67	0,20	11,02	7,34	1,38	1,25	0,16	1,92	100,69

Çizelge B.2 (devam). Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait diyoritik kayaçların ana element oksit analiz sonuçları.

Ana Oksit	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	TOTAL
Örnek	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**		**%**
28	57,44	0,83	14,98	7,77	0,12	4,82	5,56	2,33	2,37	1,38	1,79	99,38
114a	57,46	1,00	15,77	8,63	0,13	4,91	5,30	2,22	2,22	1,89	1,02	100,53
176	57,51	1,02	14,52	8,36	0,13	4,46	5,03	1,87	2,48	1,66	2,60	99,64
114	57,51	0,90	15,85	7,96	0,12	3,98	4,45	2,41	2,33	1,62	2,50	99,63
482	57,54	1,02	15,48	8,32	0,13	4,41	5,06	1,87	2,47	1,68	2,63	100,62
164	58,69	0,96	15,67	8,14	0,12	4,81	4,26	1,96	2,42	1,42	2,40	100,85
161	58,74	0,87	15,68	7,89	0,12	4,27	5,55	2,32	1,70	1,60	1,96	100,71
180	58,86	0,83	15,99	7,54	0,12	4,16	5,85	2,26	1,89	1,67	1,74	100,90
113	58,88	0,78	17,08	6,70	0,10	3,70	4,05	2,40	3,30	1,43	2,33	100,75
131	58,89	0,94	17,06	7,97	0,12	3,98	5,24	2,07	2,30	1,53	1,51	101,61
116	58,89	0,92	15,22	7,43	0,11	4,40	4,59	2,18	2,33	1,48	2,51	100,06
122	58,93	0,85	17,61	7,13	0,11	3,82	4,85	2,26	2,56	1,53	2,00	101,67
134	58,24	0,82	15,99	7,23	0,11	3,97	5,55	2,37	2,28	1,68	1,35	99,59
194	59,28	0,91	15,78	7,60	0,11	4,11	4,43	2,12	2,58	1,62	1,94	100,47
254	59,32	0,87	15,62	7,40	0,11	4,00	5,00	2,37	2,20	1,67	2,08	100,64
182a	59,35	0,97	14,79	8,05	0,11	4,27	4,95	2,02	2,23	1,90	2,16	100,80
193	59,42	0,88	16,20	6,76	0,10	3,81	4,45	2,37	2,58	1,91	1,87	100,35
185	59,44	0,82	16,03	6,91	0,10	3,68	5,45	2,31	2,12	1,59	2,26	100,71
74	59,60	0,81	16,03	6,97	0,10	4,13	4,46	2,36	2,63	1,77	2,01	100,87
229	59,76	0,92	14,58	7,91	0,12	4,18	4,49	2,10	2,76	1,72	1,83	100,39
158	59,79	0,83	15,94	6,97	0,10	3,58	5,02	2,14	2,81	1,60	1,25	100,04
11	61,91	0,85	15,37	7,38	0,11	3,55	5,00	2,28	2,43	1,64	0,76	101,27
153	61,99	0,94	15,15	7,18	0,12	4,50	3,07	2,49	2,62	2,33	0,71	100,11
439	61,00	1,03	14,71	3,37	0,17	5,08	6,64	2,21	1,77	0,02	3,20	99,20
74	61,22	0,71	15,63	8,09	0,08	2,96	4,76	2,26	2,21	1,57	2,20	101,68
191	61,28	1,09	15,69	5,42	0,18	5,34	6,66	2,25	1,37	0,19	2,19	100,64
440	61,34	0,71	16,18	5,96	0,09	3,78	3,64	2,63	3,12	1,29	2,81	101,55
135	61,36	0,85	16,87	3,10	0,16	5,27	6,38	2,20	2,14	0,17	2,57	101,05
460	61,41	0,87	13,56	2,47	0,11	6,77	12,13	1,46	0,33	0,18	1,90	101,20

Ek B Çizelge B.3. Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait granodiyoritik kayaçların ana element oksit analiz sonuçları.

Ana Oksit	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	TOTAL
Örnek	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**		**%**
58	61,51	0,83	15,34	7,15	0,10	3,69	4,54	2,47	2,21	1,54	1,83	101,23
6	61,53	1,09	16,00	6,36	0,14	4,58	5,87	2,26	2,39	0,20	1,68	101,10
477	61,72	0,78	15,85	6,75	0,10	3,74	4,30	2,54	2,30	1,39	2,10	101,58
117	60,82	0,84	14,96	7,05	0,10	3,52	4,22	2,16	3,35	1,90	1,16	100,09
139	61,86	0,77	16,12	6,51	0,10	3,44	4,65	2,55	2,18	1,53	2,15	101,86
189	60,89	0,89	17,87	3,14	0,15	4,30	6,59	2,21	1,95	0,18	2,85	101,02
436	60,89	0,91	16,57	5,15	0,16	4,29	5,67	2,20	2,23	0,18	2,37	100,62
190	62,09	0,82	15,73	6,73	0,10	3,68	4,52	2,36	2,30	1,63	1,68	101,64
192	60,10	0,99	17,91	5,20	0,16	4,08	5,58	2,06	1,95	0,20	2,80	101,01
454	62,15	0,82	15,43	7,08	0,11	3,64	4,33	2,36	2,59	1,69	1,20	101,40
224	61,25	0,95	16,32	6,08	0,14	4,05	5,78	2,05	2,38	0,20	1,97	101,17
129	61,50	1,15	16,03	6,69	0,12	3,99	3,14	3,04	2,15	3,00	0,90	100,82
497	61,50	1,15	16,03	6,69	0,12	3,99	3,14	3,04	2,15	3,00	1,10	100,82
474	62,71	0,82	15,61	6,33	0,11	3,28	3,03	2,87	2,47	2,09	1,99	101,29
335	62,73	0,73	15,08	6,29	0,10	3,82	4,70	2,28	2,22	1,70	1,77	101,42
135	62,78	0,77	14,99	6,72	0,11	4,18	4,83	2,24	2,27	1,34	1,55	101,77
195	62,79	0,75	15,61	6,63	0,10	3,27	5,15	2,44	2,08	1,49	1,38	101,69
154	62,08	0,70	15,19	6,11	0,10	3,75	3,99	2,92	2,74	1,32	1,96	101,87
26	62,27	0,86	18,67	3,13	0,12	4,10	3,25	2,66	3,27	0,16	1,60	101,09
515	62,03	0,98	17,42	3,23	0,16	4,31	5,97	2,06	2,26	0,22	2,07	100,72
268	62,06	0,85	17,84	3,02	0,14	3,78	5,70	2,17	2,32	0,08	2,18	99,13
108	63,24	0,84	17,44	4,96	0,13	3,49	5,62	2,13	2,59	0,16	1,05	101,65
476	63,57	1,02	15,38	3,32	0,16	4,85	5,86	1,95	2,17	0,19	1,60	100,08
250	63,22	0,83	16,07	6,01	0,15	3,81	4,82	2,69	2,58	0,18	1,20	101,56
145	63,34	0,88	17,16	3,02	0,15	4,79	5,42	2,39	1,92	0,17	2,22	101,47
320	63,41	0,83	17,60	4,03	0,14	3,56	5,48	2,16	2,22	0,16	1,92	101,51
18	63,43	0,86	17,31	3,00	0,14	3,58	4,95	2,34	2,93	0,19	2,67	101,40
396	63,64	0,88	17,48	3,06	0,13	3,97	5,73	2,17	2,08	0,16	1,13	100,42
512	63,69	0,67	15,79	6,04	0,09	3,12	4,20	2,57	2,91	1,45	1,22	101,75

Çizelge B.3 (devam). Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait granodiyoritik kayaçların ana element oksit analiz sonuçları.

Ana Oksit	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	TOTAL
Örnek	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**		**%**
159	63,81	0,77	15,54	6,37	0,11	3,21	3,02	2,52	2,58	1,99	0,79	101,71
390	63,93	0,84	17,45	2,86	0,15	3,98	4,25	2,41	2,37	0,15	1,60	100,01
485	63,65	0,69	15,25	5,76	0,10	3,04	2,97	2,63	3,13	1,87	1,22	100,31
21	63,62	0,84	17,83	3,11	0,16	3,97	4,68	2,75	2,53	0,18	1,66	100,33
371	64,26	0,80	16,59	3,00	0,15	3,78	6,71	2,45	1,77	0,02	1,98	101,51
325	64,44	0,88	16,06	3,94	0,12	3,45	5,34	2,22	2,55	0,19	2,09	101,28
490	64,62	0,76	16,94	2,80	0,12	3,33	5,93	2,31	2,23	0,17	1,57	101,78
330	64,19	0,81	16,72	2,96	0,14	4,01	5,92	2,33	2,37	0,19	1,22	100,85
137	64,37	0,75	16,04	3,06	0,14	4,47	4,96	2,21	2,46	0,16	2,30	100,92
351	64,56	0,93	17,77	3,01	0,13	3,68	5,13	2,12	2,27	0,18	1,90	101,68
149	64,67	0,85	16,82	2,91	0,14	3,55	5,20	2,39	2,24	0,17	2,05	100,98
123	64,75	0,89	16,63	5,03	3,64	1,12	3,88	2,162	0,15	1,7	1,89	100,88
305	64,91	0,43	15,71	4,65	0,06	1,94	2,89	3,76	2,12	2,45	2,05	100,97
387	64,20	0,86	16,19	2,94	0,13	3,49	5,21	2,31	2,52	0,18	2,01	100,02
333	64,21	0,79	16,47	2,82	0,12	3,33	4,82	2,38	2,48	0,16	2,31	99,88
514	65,22	0,89	15,27	3,15	0,15	3,61	5,59	2,15	2,34	0,18	1,85	100,39
436	65,25	0,84	15,91	2,96	0,14	3,43	5,56	2,45	1,99	0,18	2,20	100,92
347	65,30	0,86	15,78	3,08	0,14	3,49	5,49	2,19	2,49	0,03	2,11	100,96
441	65,31	0,65	15,88	2,70	0,13	3,78	4,26	2,96	2,85	0,15	2,52	101,19
442	65,37	1,02	15,63	6,05	0,07	2,99	1,19	2,13	4,28	1,22	1,03	100,99
248	65,47	0,83	16,47	2,89	0,13	3,54	5,18	2,51	1,96	0,18	1,02	100,18
187	66,57	0,83	16,47	2,89	0,13	3,54	5,18	2,51	1,96	0,18	1,04	101,29
479	66,76	0,77	16,44	2,69	0,11	3,10	4,45	2,56	3,00	0,16	1,3	101,33
20	66,87	0,17	16,68	3,05	0,16	4,23	3,13	2,44	2,56	0,19	2,09	101,57
241	66,95	0,66	16,86	3,62	0,11	3,06	5,46	2,68	2,02	0,16	1,90	101,49
346	66,30	0,62	16,56	2,61	0,11	2,59	5,52	2,49	2,18	0,20	1,48	100,63
144	66,56	0,78	16,20	2,86	0,12	3,20	4,81	2,36	2,76	0,02	1,33	101,01
407	67,58	0,78	15,61	2,78	0,12	3,12	4,69	2,28	2,90	0,16	1,13	101,15
46	67,86	0,56	19,43	2,08	0,07	1,88	1,18	2,67	4,02	0,19	1,78	101,71
162	67,98	0,01	20,78	1,28	0,03	0,13	0,34	2,96	3,65	2,23	1,54	99,92

Ek B Çizelge B.4. Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait damar kayaçlarının ana element oksit analiz sonuçları.

Ana Oksit	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	TOTAL
Örnek	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**	**%**		**%**
P-3	67,98	0,01	20,78	1,28	0,03	0,13	0,34	2,96	3,65	2,23	1,54	99,92
132	68,82	0,06	14,33	1,33	0,04	0,29	3,01	3,13	5,41	0,35	2,43	99,21
P-1	68,99	0,01	13,05	0,68	0,14	0,02	0,19	2,48	8,04	0,03	0,98	94,62
416	69,45	0,05	14,95	1,02	0,07	0,40	2,09	3,63	5,73	0,35	2,01	99,73
413	69,85	0,35	16,34	1,83	0,04	0,94	1,24	3,50	4,38	0,20	1,12	99,78
SK-10	70,14	0,01	16,67	0,60	0,15	0,05	0,42	4,85	5,77	0,02	1,84	100,53
231	70,61	0,04	17,09	1,61	0,16	0,27	0,62	2,56	5,61	0,11	1,04	99,72
424	71,18	0,24	17,59	1,91	0,05	0,22	0,33	2,83	3,23	0,26	2,16	100,00
412	71,22	0,24	15,89	1,73	0,03	0,47	0,69	3,03	5,22	0,03	2,6	101,16
40	71,25	0,07	17,32	1,52	0,02	0,34	0,82	3,06	4,29	0,09	1,14	99,93
38	71,44	0,22	14,72	2,46	0,06	0,57	1,28	3,40	4,10	0,59	0,9	99,75
163	71,65	0,18	14,73	2,33	0,05	0,46	0,50	3,20	4,65	0,71	1,46	99,91
72	73,73	0,04	14,53	0,96	0,07	0,25	1,30	3,57	4,19	0,21	0,49	99,33
44	73,87	0,02	14,35	0,75	0,05	0,19	1,87	3,28	4,61	0,22	0,64	99,86
184A	76,52	0,01	12,34	1,15	0,02	0,14	0,27	1,70	5,40	2,66	0,7	99,92

EK C: Çalışma alanındaki kayaçların iz element analiz sonuçları

Ek C Çizelge C1. Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait gabroik kayaçlarının iz element oksit analiz sonuçları.

İz element	Cl	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sb	Ba	Nd	Sm	Gd	Hf	Pb	Th
Örnek No	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
103	310,41	14,16	47,11	37,36	42,37	47,55	75,36	16,08	0,79	47,49	525,23	19,64	107,67	15,46	9,74	0,88	467,22	24,29	5,14	4,22	3,78	nd	2,06
433	68,10	14,21	242,76	23,88	19,99	36,35	38,00	17,41	0,95	23,25	253,12	7,19	38,73	6,89	8,87	1,33	58,53	8,33	2,23	2,63	6,18	nd	1,41
468	60,81	18,09	562,02	44,52	97,84	96,67	32,70	13,77	1,35	14,81	491,98	10,55	58,25	4,04	13,41	1,04	34,91	26,60	4,93	0,98	3,22	3,24	2,34
104	164,11	12,88	62,36	23,53	14,91	37,04	64,83	18,61	1,63	48,13	545,93	12,95	103,60	12,73	5,59	0,78	699,77	26,17	3,73	4,09	3,75	10,30	10,00
90	351,12	5,99	72,91	36,58	54,35	31,36	73,06	18,19	0,86	48,31	431,37	23,34	138,58	15,67	3,50	0,91	698,19	18,24	1,31	3,62	3,62	8,63	nd
237	48,96	17,86	175,87	34,29	22,51	26,57	80,47	15,81	1,02	29,23	197,03	13,24	47,39	6,93	7,59	0,97	80,28	0,00	1,28	0,65	3,99	nd	16,70
101	32,10	27,58	247,54	34,03	65,46	26,67	78,70	16,76	0,57	48,22	338,55	20,87	94,24	14,59	1,67	0,49	480,04	7,32	1,08	3,17	6,57	nd	nd
89	163,96	19,96	219,33	33,10	70,38	9,85	73,53	17,08	0,78	69,83	423,95	20,98	93,53	15,65	nd	1,49	551,68	25,77	4,64	3,33	4,62	4,87	nd
104	228,22	15,90	72,66	25,97	10,10	22,49	70,41	18,88	1,40	40,96	514,47	22,40	92,13	21,97	nd	0,53	536,10	26,91	4,91	5,59	3,53	3,27	nd
237	48,96	17,86	175,87	34,29	22,51	26,57	80,47	15,81	1,02	29,23	197,03	13,24	47,39	6,93	7,59	0,97	80,28	0,00	1,28	0,65	3,99	3,82	16,70
65	142,84	15,77	302,26	26,67	8,34	24,74	43,59	16,47	0,91	35,37	274,14	11,46	46,97	4,48	9,73	0,92	137,22	nd	1,87	0,02	5,68	nd	nd
239	119,60	23,34	170,00	34,40	18,05	43,82	53,58	16,00	1,11	38,11	234,10	11,20	49,25	5,83	6,19	0,57	146,23	12,27	2,89	3,34	4,63	14,52	0,97
2	138,89	29,27	200,52	36,96	67,22	47,07	61,90	16,32	1,08	55,01	444,39	28,91	89,98	15,07	4,49	1,48	357,10	13,14	3,08	1,83	4,39	16,64	0,65
107	141,93	19,86	402,32	30,69	123,95	27,17	45,45	15,06	1,62	51,28	404,10	16,32	90,39	10,19	5,24	0,92	236,93	23,39	5,86	3,56	6,57	34,25	3,55
428	68,86	14,69	436,92	31,72	28,12	42,31	36,52	15,45	1,69	21,28	215,25	8,40	31,77	4,02	8,97	1,10	35,92	nd	nd	2,83	5,50	nd	1,01
105	146,03	23,70	443,08	36,90	151,11	93,00	46,19	15,73	0,51	46,12	403,47	16,45	84,66	9,87	4,85	1,57	207,37	9,50	2,78	3,28	1,95	19,29	nd
238	113,37	29,46	158,46	37,05	15,77	39,64	52,45	16,30	0,81	30,04	236,49	9,52	44,56	4,82	7,83	0,91	110,31	3,30	1,84	0,77	3,95	4,24	1,39
3	189,03	18,85	474,53	37,30	129,25	27,16	54,21	15,09	0,89	47,63	389,89	15,38	85,35	8,66	4,06	1,38	226,80	16,68	4,29	2,44	4,63	4,07	nd

nd: Analiz edilemedi.

Çizelge C 2. Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait diyoritik kayaçların iz element oksit analiz sonuçları.

İz element	Cl	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sb	Ba	Nd	Sm	Gd	Hf	Th	U
Örnek No	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
7	409,00	21,56	76,77	23,66	4,18	66,33	91,32	18,00	1,20	50,33	238,51	44,97	44,46	12,27	10,67	0,63	415,93	30,37	5,64	5,14	4,40	nd	0,69
427	74,03	16,16	235,92	38,26	32,20	43,70	43,58	15,10	0,82	13,63	193,96	7,66	27,72	3,73	13,68	0,89	24,20	13,24	1,88	1,50	4,00	nd	1,17
255	44,40	20,71	52,40	25,28	7,62	15,36	83,55	16,99	1,12	75,53	116,56	22,83	97,22	10,95	1,46	1,43	939,06	33,32	3,71	4,77	5,43	nd	0,06
121a	143,15	24,99	69,05	22,97	5,50	7,29	86,09	17,28	0,28	68,19	165,08	24,44	101,63	12,58	nd	0,64	573,52	11,58	1,72	1,96	4,50	nd	0,10
256	394,27	21,70	53,00	27,97	4,14	686,16	85,79	17,23	1,36	33,06	249,87	31,90	56,09	10,24	8,08	1,10	260,38	24,68	5,41	3,91		nd	1,28
86	155,45	19,55	141,81	24,71	6,03	30,08	78,58	17,14	1,72	55,88	272,48	21,60	119,06	10,56	1,47	0,87	452,62	21,61	4,35	2,19	4,86	4,23	0,22
170	208,02	17,18	72,09	25,13	3,88	8,15	80,81	17,80	0,87	67,14	286,10	25,34	105,57	11,79	nd	0,99	657,50	38,32	6,68	4,28	6,37	nd	0,11
356	141,17	16,58	42,14	18,92	4,23	1,05	79,02	18,96	1,05	81,28	302,79	20,04	116,35	11,04	nd	1,16	654,28	10,20	1,03	1,46	7,78	nd	0,76
156	44,40	24,30	44,53	27,59	6,69	8,19	71,59	17,09	1,54	84,01	230,25	19,94	93,70	10,82	1,38	1,06	662,97	21,58	2,29	3,42	5,95	6,35	0,83
63	63,70	19,88	78,68	19,25	12,39	19,80	97,57	18,08	1,26	82,06	243,66	16,01	100,37	8,90	0,05	0,40	1051,12	30,23	2,86	3,16	5,17	7,35	1,20
71	56,71	23,14	57,32	18,43	4,69	13,30	77,67	18,83	0,32	72,35	338,51	22,19	113,34	9,59	nd	1,17	742,60	53,52	9,26	7,43	5,11	3,57	0,73
246	112,01	18,05	45,25	24,11	5,73	10,52	77,35	18,20	1,56	71,03	221,27	20,87	114,23	11,26	nd	0,94	620,25	31,76	4,98	4,60	5,61	4,25	0,44
177	45,47	7,00	9,22	10,82	1,50	40,90	61,18	20,53	1,09	82,54	507,96	18,20	311,99	17,80	nd	1,20	1101,12	31,17	3,27	2,26	0,84	4,70	1,76
247	111,40	22,18	69,66	22,35	5,29	15,06	78,31	17,16	1,79	81,68	254,09	22,18	113,47	10,30	6,80	0,73	592,19	19,38	2,28	3,84	6,53	9,83	1,53
230	247,82	21,92	66,70	23,51	6,29	10,16	77,50	17,52	0,61	55,75	263,48	21,69	102,48	10,12	3,64	0,98	471,03	26,72	5,32	2,43	5,21	3,93	nd
178	111,55	26,95	47,80	21,41	4,66	13,40	72,65	18,35	1,12	86,08	345,29	20,53	124,54	9,97	nd	1,77	698,52	32,91	5,39	4,49	4,76	2,33	1,69
130	35,29	21,79	34,46	12,16	4,18	4,02	91,07	20,82	1,55	113,71	110,08	21,68	102,71	14,45	5,57	0,98	284,61	12,79	2,13	2,88	5,06	17,34	2,60
235	299,17	21,68	54,81	21,41	4,06	15,05	73,58	18,67	0,79	66,96	307,49	22,22	100,28	10,35	nd	1,00	393,45	29,49	5,24	5,99	5,99	2,39	0,71
119	129,02	26,65	278,97	26,57	16,51	16,09	41,67	16,56	0,70	26,89	290,47	10,07	50,96	4,18	10,77	0,76	134,79	10,45	3,70	1,38	6,87	7,32	nd
249	115,50	25,32	55,31	20,78	5,79	17,59	67,07	17,67	0,80	79,27	252,98	19,80	103,53	10,03	13,64	1,16	632,79	24,28	3,55	3,93	5,17	7,44	1,21

nd: Analiz edilemedi.

Çizelge C2 (devam). Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait diyoritik kayaçların iz element oksit analiz sonuçları.

İz element	Cl	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sb	Ba	Nd	Sm	Gd	Hf	Th	U
Örnek No	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**
181	129,02	22,89	81,45	22,80	3,65	11,32	70,14	18,16	0,37	79,66	337,32	18,41	114,25	9,37	9,25	1,31	559,07	24,20	4,96	2,41	6,27	11,15	0,66
257	82,08	9,90	46,64	18,25	4,45	7,28	68,69	17,32	0,42	105,88	297,10	18,94	103,87	9,79	nd	1,17	621,28	40,66	7,02	5,56	6,55	5,45	2,45
184	159,25	16,64	51,24	20,99	4,85	4,88	73,69	17,05	1,40	82,68	286,44	20,72	117,36	11,01	7,75	0,63	691,02	35,70	6,63	3,40	6,71	1,08	0,94
226	194,50	18,27	98,39	21,19	3,85	5,18	71,64	18,11	0,77	78,67	290,17	18,14	100,40	10,65	8,26	0,57	553,66	18,68	3,66	1,46	8,48	0,76	1,12
160	144,67	19,61	158,75	22,13	5,75	0,10	76,19	19,06	0,91	77,00	291,98	16,80	100,70	10,79	10,75	0,72	716,70	24,37	3,28	2,26	5,69	10,59	0,35
251	272,58	14,91	184,94	19,23	7,06	13,42	73,09	17,71	nd	65,25	257,18	23,43	108,42	10,19	9,70	0,74	510,85	27,38	5,37	3,94	5,87	2,94	0,44
173	43,03	19,51	48,28	20,26	5,45	11,05	72,95	17,55	0,40	66,46	217,14	21,64	112,93	9,97	11,86	1,43	367,60	16,63	3,65	1,12	5,19	7,69	0,80
145	197,38	16,73	49,72	25,35	7,43	9,44	77,45	18,83	0,44	53,14	278,13	25,72	119,80	11,52	nd	1,12	558,41	33,46	5,74	5,31	6,86	nd	nd
172	159,86	10,19	63,65	17,34	5,82	12,42	70,17	16,96	0,78	90,40	273,18	16,70	112,54	10,56	nd	1,09	526,18	26,23	3,43	4,84	6,17	1,74	1,78
109	150,29	10,57	163,36	19,59	5,52	0,39	77,07	18,09	1,65	79,41	289,92	16,98	102,58	10,94	nd	0,87	769,53	24,86	3,94	2,64	6,38	nd	0,72
171	98,48	24,87	210,43	21,29	21,82	0,72	73,50	17,23	0,52	59,20	208,82	16,64	61,43	6,54	6,33	1,67	192,27	13,37	3,02	3,00	6,60	7,03	0,57
169	164,42	18,86	41,62	19,90	3,52	0,80	72,02	17,79	0,87	68,23	298,65	20,35	114,19	11,23	7,25	0,25	521,70	19,87	2,61	3,41	6,98	4,69	0,57
175	161,99	20,65	41,64	21,77	4,74	0,24	73,89	19,01	0,52	71,15	280,08	22,45	103,61	11,65	nd	0,93	730,53	41,71	6,67	5,40	7,23	nd	0,23
118	87,09	14,54	46,44	19,78	6,66	40,98	68,50	18,42	1,31	82,83	277,28	20,95	103,94	8,60	nd	1,96	586,74	29,42	4,88	3,27	5,31	16,23	1,92
182	202,09	19,84	38,15	19,57	4,93	10,09	75,35	18,33	1,17	80,64	282,10	22,11	120,07	11,52	nd	1,10	834,42	29,92	4,05	2,45	6,33	4,36	1,09
157	133,12	20,36	43,74	23,99	5,68	6,52	75,41	18,23	0,74	75,92	270,57	18,30	112,33	11,34	nd	0,73	640,83	25,96	4,16	4,67	5,64	6,48	0,47
13	222,14	25,68	257,88	14,73	6,30	9,51	65,54	17,83	0,18	69,85	272,10	20,53	108,39	8,92	nd	1,36	550,76	38,31	7,18	6,11	5,90	21,62	1,57
87	171,86	14,59	48,93	17,95	5,67	9,96	70,60	18,58	1,85	73,07	264,46	21,93	101,70	9,87	5,38	1,05	809,67	23,34	2,86	2,97	6,60	11,50	0,96
141	392,75	20,71	188,34	20,92	6,21	7,34	66,06	18,37	0,87	72,07	285,76	18,64	102,61	10,85	nd	1,48	530,88	12,85	1,60	2,58	6,01	10,51	0,27

nd: Analiz edilemedi.

Çizelge C.2 (devam). Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait diyoritik kayaçların iz element oksit analiz sonuçları.

İz element	Cl	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Ba	Nd	Sm	Gd	Hf	Th	U
Örnek No	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**
484	80,10	16,07	70,04	17,30	3,88	23,44	71,60	18,32	1,03	64,67	263,62	20,49	103,04	11,68	0,50	520,11	14,07	2,43	2,14	6,38	1,92	0,16
251	149,38	18,04	72,04	25,07	5,12	17,26	87,42	17,92	2,04	61,22	217,29	24,26	119,72	12,03	0,86	487,83	28,72	5,31	4,17	7,08	2,03	0,27
253	30,58	21,56	51,70	21,40	5,78	12,49	70,63	17,77	0,93	66,89	222,73	22,57	105,37	11,56	1,17	350,80	17,81	3,82	2,14	5,66	1,96	0,27
236	132,06	11,35	37,60	22,99	5,25	20,10	71,83	17,51	1,48	105,39	238,78	17,32	97,70	10,08	1,27	682,07	33,94	5,28	5,22	6,05	0,00	1,61
165	164,87	17,06	94,56	31,39	46,66	8,71	85,53	21,43	1,59	88,26	204,68	18,67	101,46	14,89	1,27	428,78	24,83	4,36	4,19	7,52	29,57	2,16
125	146,95	16,12	54,08	21,63	6,03	3,56	75,22	18,12	1,23	70,12	278,62	20,50	108,94	10,78	1,05	498,69	15,20	2,34	2,22	5,45	1,81	0,73
141	110,64	20,67	52,07	19,08	3,54	14,12	71,01	18,56	1,07	73,23	299,66	19,59	109,21	10,20	0,72	677,01	26,02	3,56	2,78	6,34	7,49	1,12
115	114,74	13,38	73,12	20,94	6,24	21,72	73,15	18,26	0,72	63,86	258,64	22,26	107,65	11,51	0,68	553,84	25,52	4,44	3,97	5,80	8,31	0,33
99	162,90	21,07	41,36	22,81	4,79	7,39	73,36	18,05	1,25	71,01	274,56	22,04	112,00	11,95	1,43	750,66	25,56	4,34	2,09	6,11	3,71	0,71
245	104,11	18,53	43,39	20,14	5,51	9,97	66,23	18,55	0,98	84,20	241,36	20,21	97,39	10,80	1,01	689,22	36,49	5,97	4,02	5,58	2,01	1,35
456	124,16	10,13	29,25	16,50	4,58	10,80	60,25	19,06	1,98	68,03	241,11	20,57	92,70	10,36	0,62	437,12	6,48	1,07	1,24	5,66	nd	0,35
5	247,21	14,90	66,55	26,08	6,71	35,89	68,75	17,09	0,36	73,68	232,33	18,29	89,63	8,46	1,40	561,90	24,84	4,95	1,95	4,58	2,07	0,49
28	248,73	19,90	64,41	19,90	6,82	49,30	63,09	16,61	1,26	68,60	249,12	18,06	91,27	8,92	0,86	444,01	11,14	1,24	2,61	3,49	7,91	0,10
176	196,77	17,86	66,71	19,80	4,54	nd	89,32	17,79	0,98	73,26	271,11	18,45	107,29	10,83	1,56	567,32	41,54	8,09	6,27	6,51	6,87	0,23
114	108,51	16,27	102,90	22,93	6,90	2,54	75,34	17,18	0,90	83,23	304,96	19,43	107,57	9,73	1,25	862,81	21,92	3,01	0,72	6,41	nd	1,06
482	181,43	19,66	95,35	20,48	5,38	nd	90,14	18,31	0,99	71,77	263,58	19,01	112,98	11,59	0,74	539,22	30,23	5,60	2,39	6,28	nd	0,54
13	125,98	21,89	157,93	21,53	6,15	5,19	77,86	18,33	0,13	87,91	242,85	17,97	106,24	12,00	0,87	725,59	nd	2,19	0,25	8,14	nd	1,01
164	180,82	22,23	90,84	20,95	7,11	22,66	69,20	18,73	1,49	78,79	289,11	21,94	198,14	10,27	0,75	504,35	20,55	3,85	2,96	5,84	8,89	1,46
161	142,24	20,98	43,72	19,58	5,39	4,98	70,63	17,52	1,55	62,76	285,00	22,55	109,38	10,12	0,54	510,70	18,28	3,50	2,25	5,65	5,14	0,41
134	212,42	28,56	43,53	17,98	6,04	15,11	67,52	19,55	0,23	71,50	284,83	21,77	102,68	10,99	1,02	535,28	16,20	2,27	1,83	5,45	8,67	0,62
130	35,29	21,79	34,46	12,16	4,18	4,02	91,07	20,82	1,55	113,71	110,08	21,68	102,71	17,45	0,98	284,61	12,79	2,13	2,88	5,06	17,34	2,60

nd: Analiz edilemedi.

Çizelge C.3. Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait granodiyoritik kayaçların iz element oksit analiz sonuçları.

İz element	Cl	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Ba	Nd	Sm	Gd	Hf	Pb	Th	U
Örnek No	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**
180	186,60	22,81	35,70	22,83	5,85	11,49	69,09	18,45	1,14	59,45	284,29	20,89	99,57	10,08	1,18	492,29	18,70	2,66	5,19	5,57	1,43	0,00	0,13
113	90,74	14,10	32,90	19,78	5,96	8,17	64,31	17,68	1,17	114,23	307,86	18,83	103,64	9,89	1,39	829,43	31,66	4,62	2,88	6,83	nd	5,98	2,87
131	201,64	16,84	47,78	22,62	4,99	10,60	97,45	19,04	1,66	70,19	268,70	19,99	95,24	14,85	nf	493,50	75,23	15,49	0,37	5,73	11,14	2,55	0,63
116	118,84	15,53	34,63	18,87	4,74	16,54	70,10	18,98	0,80	85,27	245,97	18,47	98,02	12,16	1,30	623,08	31,69	5,09	3,24	6,17	16,29	0,91	1,29
122	173,53	21,03	129,11	18,22	4,51	12,41	65,14	18,86	1,58	72,68	326,81	21,58	107,15	10,59	0,78	922,55	36,88	5,56	4,58	5,82	16,67	2,41	0,81
134	212,42	28,56	43,53	17,98	6,04	15,11	67,52	19,55	0,23	71,50	284,83	21,77	202,68	10,99	1,02	535,28	16,20	2,27	1,83	5,45	13,15	nd	0,62
194	181,73	21,59	37,18	11,75	5,55	3,96	73,76	18,42	1,11	83,09	273,72	21,89	115,39	10,23	0,87	833,71	42,81	6,63	4,71	6,94	1,31	4,94	1,36
254	169,13	15,21	39,40	21,00	6,35	17,83	65,42	17,88	0,79	77,08	280,53	19,06	111,65	10,18	0,98	635,84	38,80	6,51	4,72	6,32	nd	2,06	1,13
182a	137,68	9,85	34,28	18,10	4,65	10,67	67,90	17,72	1,25	75,05	307,06	17,44	120,30	10,45	0,75	607,60	22,77	3,68	3,53	6,44	nd	1,62	1,12
193	188,42	14,55	41,01	17,44	5,22	2,52	70,15	20,35	1,35	91,51	318,76	17,15	122,06	10,91	1,25	656,46	19,96	3,33	3,33	5,59	3,25	2,79	1,86
185	153,33	22,18	57,18	22,04	3,07	2,65	65,52	18,52	0,98	69,86	311,44	18,68	112,74	9,98	0,90	532,27	28,68	4,76	3,02	7,19	nd	3,45	0,93
74	126,59	21,53	54,57	17,77	6,41	10,93	69,31	17,44	0,40	81,99	261,47	18,16	116,84	11,00	1,01	738,24	41,62	6,60	5,21	8,13	14,71	nd	1,01
229	225,64	19,99	43,71	19,43	4,66	24,65	71,85	19,09	0,50	85,55	259,53	20,75	107,98	12,31	1,79	592,66	17,51	1,93	4,68	4,99	11,19	2,69	1,29
158	220,17	15,09	235,21	18,42	5,42	6,20	60,45	18,43	1,00	77,58	282,65	17,92	107,30	9,95	0,70	704,65	17,12	1,86	2,72	6,09	nd	0,00	1,00
11	168,67	22,43	39,88	19,02	3,76	13,57	67,45	18,29	0,62	83,00	268,13	21,36	207,27	10,81	0,82	529,33	12,61	1,03	3,40	7,35	13,77	6,10	1,39
153	173,23	15,68	81,84	14,61	4,26	1,42	78,98	19,36	1,29	98,55	269,37	14,04	146,76	11,74	0,80	234,71	20,25	4,18	4,54	5,60	4,77	17,93	2,24
439	278,66	34,28	189,05	21,07	9,15	23,31	71,12	16,25	1,01	55,82	272,11	23,20	119,58	9,83	0,14	539,42	16,97	3,36	1,66	5,03	nd	3,75	0,14
74	120,66	10,53	79,14	15,20	3,10	2,03	61,39	18,74	1,06	72,03	359,90	15,92	113,18	9,14	0,68	646,58	24,70	4,17	3,52	6,30	nd	6,55	1,09
191	223,36	29,24	67,70	25,69	8,57	8,08	73,16	17,23	1,17	43,21	271,20	25,82	197,97	10,34	1,87	501,23	18,10	3,22	2,70	4,12	nd	7,98	1,24
440	95,45	17,42	36,37	18,31	5,50	7,71	59,97	17,31	0,46	96,05	242,20	16,86	106,10	9,02	1,00	930,79	33,62	4,84	3,09	7,63	nd	7,01	2,01

nd: Analiz edilemedi.

Çizelge C.3 (devam). Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait granodiyoritik kayaçların iz element oksit analiz sonuçları.

İz element	Cl	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Ba	Nd	Sm	Gd	Hf	Pb	Th	U
Örnek No	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**
460	68,10	14,21	242,76	23,88	19,99	36,35	38,00	17,41	0,95	23,25	253,12	7,19	138,73	3,89	1,33	58,53	8,33	2,23	2,63	6,18	7,82	1,41	1,52
58	165,63	14,35	31,97	17,73	3,62	1,51	68,17	17,77	0,46	75,08	295,26	22,00	198,55	10,68	1,10	716,34	32,00	5,01	4,13	6,85	nd	5,27	0,66
6	485,11	12,00	82,93	21,72	5,04	12,42	86,82	19,19	0,95	67,09	272,87	24,08	115,17	12,68	0,68	775,50	16,63	1,82	3,00	7,77	nd	2,84	0,45
476	273,95	19,73	68,00	20,53	6,63	9,79	77,31	18,27	1,26	67,59	278,16	21,30	100,93	10,06	0,54	609,43	20,29	2,28	3,32	6,20	nd	4,27	0,49
477	181,13	15,78	39,62	20,53	4,31	4,89	68,46	19,21	0,53	70,91	290,18	21,63	113,17	11,88	1,39	572,05	15,41	2,68	0,68	6,16	nd	nd	0,25
117	219,87	15,87	36,33	15,67	4,71	11,41	66,22	17,55	1,34	89,04	259,38	18,64	100,59	10,44	1,13	775,90	41,17	6,52	5,09	5,85	6,27	1,56	1,47
139	197,69	21,82	37,40	20,36	5,11	1,83	67,35	17,97	1,04	76,43	304,04	18,54	122,76	11,23	0,77	643,61	23,22	3,95	3,12	6,10	5,46	1,09	0,86
189	176,42	17,13	43,70	20,43	5,60	3,36	70,36	17,81	0,98	61,79	278,61	21,12	177,76	10,12	0,26	428,20	20,11	3,29	2,96	6,18	6,95	2,31	0,22
436	159,25	20,11	53,10	23,61	4,87	14,42	81,29	17,74	0,50	71,07	280,47	20,74	110,05	10,53	0,63	426,93	9,29	0,53	4,48	5,00	nd	nd	0,53
494	156,21	17,12	46,91	23,24	6,61	14,12	69,42	18,50	0,46	73,72	270,79	21,66	112,93	10,06	0,76	453,84	12,31	1,81	3,50	4,37	nd	1,43	1,09
494	164,11	24,48	31,44	20,13	4,97	6,21	63,39	19,71	0,83	76,86	319,91	15,47	120,05	10,29	1,34	619,50	28,07	4,24	4,02	5,96	13,27	nd	1,19
190	171,25	14,12	110,35	20,30	4,97	4,99	69,93	18,63	0,65	75,09	286,68	19,95	116,69	10,20	1,22	592,14	25,17	3,94	5,28	7,95	12,97	0,40	0,97
192	175,66	20,96	72,68	21,80	4,51	10,78	71,75	18,18	0,54	58,27	257,74	22,00	107,90	11,44	0,88	466,50	21,44	3,88	2,57	6,35	nd	13,29	0,79
454	152,72	20,72	34,48	18,05	5,77	16,48	66,87	18,47	1,46	93,20	269,47	18,44	116,87	9,91	1,32	594,33	41,29	7,68	3,96	3,90	10,06	8,54	1,32
224	222,30	18,05	40,23	18,71	3,58	11,77	67,53	19,05	0,86	69,13	275,93	20,12	104,64	11,06	0,60	612,19	30,70	5,68	3,58	5,84	nd	4,11	0,75
129	61,26	16,07	17,90	18,78	6,27	6,99	93,95	18,93	1,22	62,89	296,03	22,02	211,70	16,85	0,24	604,59	33,31	5,85	3,11	5,04	1,39	9,82	0,87
497	84,36	11,47	136,51	18,32	36,59	19,51	140,09	23,85	1,43	133,53	110,96	19,16	199,57	17,91	0,30	655,30	19,55	2,75	4,69	6,34	86,28	20,81	7,68
474	157,88	17,50	35,79	15,87	6,11	5,45	83,00	19,03	0,72	100,50	256,31	15,12	163,84	12,87	1,95	250,41	13,42	2,60	3,27	5,26	13,26	8,79	2,19
335	184,32	17,41	45,08	21,32	5,11	20,80	58,89	17,85	0,72	71,28	308,89	18,26	116,31	8,63	0,08	685,35	25,78	3,92	2,17	5,34	15,94	2,11	0,90
135	321,04	19,00	46,33	23,19	6,01	22,54	60,61	16,83	1,47	66,29	220,10	29,28	120,46	14,12	0,83	594,83	78,65	16,16	11,05	6,92	15,52	61,35	2,69

nd: Analiz edilemedi.

Çizelge C.3 (devam). Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait granodiyoritik kayaçların iz element oksit analiz sonuçları.

İz element	Cl	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Ba	Nd	Sm	Gd	Hf	Pb	Th	U
Örnek No	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
195	202,70	12,26	30,53	18,03	4,88	4,99	65,88	18,43	1,27	68,97	254,55	20,73	194,62	9,16	0,27	497,77	21,68	3,24	4,04	7,13	5,56	17,42	1,31
195	126,44	15,92	20,07	17,19	4,73	1,52	83,97	18,70	0,63	101,40	246,87	11,82	158,86	11,53	1,36	281,56	1,60	0,13	2,63	7,71	4,14	22,93	2,58
154	2046,21	13,95	38,10	18,43	5,80	12,66	66,41	18,58	1,15	86,55	268,71	19,82	198,66	10,78	1,34	636,32	13,13	0,85	2,40	6,06	6,27	4,54	1,43
250	298,71	26,46	49,56	18,92	4,42	1,06	65,64	17,94	1,08	67,92	244,97	16,27	194,86	6,90	1,77	483,70	20,45	3,62	3,01	6,71	nd	5,27	0,27
108	261,19	12,57	83,73	19,14	2,27	9,99	62,24	18,30	0,65	70,09	269,35	20,35	109,69	10,06	0,64	498,86	42,79	8,37	5,82	6,47	nd	nd	0,53
26	305,24	27,56	96,70	29,62	3,08	29,90	100,54	18,00	1,48	102,72	244,48	34,89	188,25	13,46	0,80	536,82	18,21	2,98	4,25	4,81	7,95	nd	1,70
145	202,24	21,05	48,97	18,83	3,72	3,17	69,02	17,95	1,01	75,58	269,69	15,46	102,19	8,24	0,67	360,55	19,63	3,52	3,48	7,68	nd	nd	0,91
320	250,55	15,64	38,63	16,70	5,51	1,57	62,73	18,40	0,89	68,51	252,67	15,95	195,68	8,14	0,79	461,47	30,09	5,50	4,63	6,53	nd	nd	0,48
18	216,07	18,42	42,09	21,54	4,43	14,33	68,70	19,10	0,54	92,43	268,28	21,02	110,08	11,34	1,03	530,78	17,38	2,22	4,00	5,95	nd	9,26	2,08
396	117,63	20,42	58,73	20,44	5,63	6,13	69,67	17,35	0,72	68,19	262,55	21,80	103,24	10,46	0,56	544,32	23,41	3,85	3,20	6,74	7,72	5,97	0,45
512	186,75	14,11	36,87	14,77	4,70	4,40	65,66	19,24	1,06	88,42	262,68	18,79	107,07	11,91	1,04	712,06	24,05	3,96	3,12	6,98	3,57	6,24	1,67
159	126,29	7,95	40,16	15,38	3,91	4,63	72,84	18,36	1,72	79,02	323,45	13,95	149,32	10,94	0,41	423,79	17,51	3,92	2,23	6,64	26,79	14,74	1,54
390	159,71	20,71	161,24	20,14	7,92	1,12	68,56	17,73	0,63	103,90	256,97	17,97	120,61	7,48	1,01	470,79	25,24	5,00	3,03	6,77	nd	5,73	2,08
515	288,53	18,48	149,58	19,57	4,95	10,92	68,91	17,64	0,39	66,74	275,80	18,44	102,28	10,39	0,69	494,68	15,54	1,98	3,85	6,95	nd	13,55	0,02
268	218,04	13,78	71,96	15,27	3,74	8,47	71,11	18,46	1,00	65,51	270,80	22,00	193,76	10,14	0,75	539,61	16,96	2,77	2,35	5,90	5,15	9,29	0,73
371	203,61	17,09	42,69	21,50	4,38	3,64	68,80	18,97	0,81	61,36	288,10	24,23	101,38	10,38	1,48	457,75	37,91	6,58	6,02	6,87	nd	0,07	0,26
325	229,44	14,78	59,55	17,86	3,91	0,11	70,30	18,72	1,00	77,71	283,83	17,54	109,71	10,71	1,29	627,69	30,37	5,69	3,11	7,63	5,86	0,00	0,89
490	153,48	21,57	69,34	16,91	4,73	5,13	61,40	18,32	0,58	71,64	288,21	17,61	113,10	8,06	0,88	511,85	38,36	7,79	4,95	5,81	nd	10,67	1,29
21	264,23	10,14	144,03	19,83	4,75	5,99	66,91	17,73	0,80	82,41	255,76	19,19	207,78	10,91	0,60	567,78	21,87	3,07	3,87	5,46	5,81	6,54	0,94
485	269,69	16,09	101,88	12,44	4,99	7,03	64,59	19,22	1,05	88,02	265,10	14,00	135,70	11,30	0,80	409,49	14,03	2,52	2,12	6,12	1,01	1,99	1,38

nd:Analiz edilemedi.

Çizelge C.3 (devam). Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait granodiyoritik kayaçların iz element oksit analiz sonuçları.

İz element	Cl	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Ba	Nd	Sm	Gd	Hf	Pb	Th	U
Örnek No	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**
123	202,24	21,27	46,01	20,70	6,23	9,21	67,31	19,18	0,21	67,86	272,11	20,26	104,82	9,73	0,73	701,69	32,41	4,93	5,03	6,52	20,98	0,64	0,46
330	38,63	25,07	39,55	12,55	5,47	7,06	94,29	21,38	0,85	106,43	143,90	21,16	198,93	16,72	0,65	277,81	13,19	3,55	0,76	7,58	43,34	6,04	2,03
137	95,45	17,42	36,37	18,31	5,50	7,71	59,97	17,31	0,46	96,05	242,20	16,86	106,10	9,02	1,00	930,79	33,62	4,84	3,09	7,63	0,94	7,01	2,01
351	36,63	18,58	3,92	65,32	18,86	1,18	-0,67	72,89	284,49	107,11	10,86	15,82	171,00	11,22	3,77	0,99	6,61	0,06	3,43	0,67	nd	3,21	nd
149	126,29	22,09	45,02	17,85	4,42	4,54	71,12	17,98	0,82	71,32	287,56	19,50	121,76	11,46	1,03	620,08	42,73	7,50	5,49	6,79	nd	8,77	1,14
305	69,32	17,24	4,03	11,19	3,61	2,64	82,50	18,47	0,85	77,53	164,82	15,30	171,75	14,62	0,81	507,36	30,32	6,16	4,15	7,85	0,13	11,81	1,17
387	256,48	10,16	55,94	22,40	5,62	8,74	64,66	18,87	0,57	78,92	279,63	19,77	112,46	10,37	1,00	554,82	7,23	0,55	1,64	6,70	1,40	2,35	0,97
333	109,73	13,21	30,86	15,30	4,87	1,55	63,87	18,78	1,36	84,44	296,20	17,70	108,52	10,65	0,65	587,11	27,16	4,74	2,10	7,62	0,65	3,54	1,21
436	221,84	16,69	50,12	21,13	5,12	1,72	64,17	18,92	1,38	67,27	233,07	15,51	96,01	7,39	1,21	408,80	10,24	1,80	1,88	6,91	0,83	5,12	0,33
347	232,02	14,91	100,01	18,05	5,17	9,88	69,71	19,25	1,27	66,46	275,85	21,31	111,47	12,57	0,89	593,08	15,96	2,75	0,92	6,50	1,27	4,21	0,33
441	101,22	17,00	38,86	19,31	4,82	15,53	77,66	18,92	0,46	82,53	232,44	20,01	112,04	11,74	1,27	839,14	52,93	9,51	6,50	5,70	nd	3,13	0,94
442	35,14	23,28	105,94	19,95	36,40	-2,47	84,80	18,94	1,49	137,90	244,12	20,76	220,01	15,39	1,29	988,83	28,13	3,78	2,58	4,89	31,13	8,27	3,77
248	82,99	21,56	58,73	20,95	6,00	0,12	71,10	17,99	1,11	92,18	275,67	22,57	113,29	10,99	0,60	466,67	31,79	6,08	5,81	6,26	nd	6,16	1,95
187	93,93	17,19	30,27	20,13	5,90	2,28	77,48	19,19	1,27	65,77	316,74	19,46	115,14	10,95	1,01	629,52	33,25	5,50	4,13	6,42	0,26	5,09	0,46
479	188,27	17,32	34,97	17,61	4,83	11,13	66,26	18,31	0,79	85,12	277,92	19,44	121,25	10,90	1,01	495,14	27,50	4,75	3,66	7,65	nd	8,37	1,53
20	82,99	21,56	58,73	20,95	6,00	0,12	71,10	17,99	1,11	92,18	275,67	22,57	113,29	10,99	0,60	466,67	31,79	6,08	5,81	6,26	nd	6,16	1,95
241	165,02	13,42	28,60	14,25	4,09	2,75	60,54	19,05	1,42	73,48	329,61	19,85	106,88	10,46	1,28	619,72	35,31	6,29	3,77	7,58	1,55	5,21	0,67
346	156,97	7,65	65,74	14,75	4,16	3,47	53,23	18,13	1,67	69,13	316,16	17,81	98,72	8,80	1,15	681,84	31,51	5,83	3,80	7,67	10,16	nd	0,93
144	181,13	16,98	49,03	16,28	4,29	3,14	62,54	19,18	0,45	78,35	278,38	18,03	104,70	10,24	nd	588,45	25,02	4,08	2,37	7,19	nd	nd	1,12
407	177,33	15,68	37,22	18,10	4,85	8,04	63,29	17,63	0,77	82,80	264,40	18,10	101,81	10,43	0,76	759,08	31,59	4,56	3,55	7,48	nd	2,26	1,02

nd:Analiz edilemedi.

Çizelge C.4. Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait damar kayaçların iz element oksit analiz sonuçları.

İz element	Cl	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sb	Ba	Nd	Sm	Gd	Hf	Pb	Th	U
Örnek No	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**
162	76,30	5,26	8,85	2,23	4,37	2,50	10,82	17,41	1,02	111,00	164,97	7,49	29,54	2,95	1,09	1084,50	35,24	4,30	2,56	8,35	6,08	1,88	2,13
132	29,21	7,77	11,11	2,91	4,66	4,85	23,84	15,98	0,83	108,68	202,90	19,09	199,41	10,91	0,70	2027,81	59,03	5,72	3,54	5,11	85,22	14,87	2,62
416	151,35	9,00	16,21	6,28	5,27	8,90	14,49	19,54	1,39	114,93	103,82	38,40	73,59	10,59	0,79	318,78	20,23	3,02	5,03	8,02	108,74	21,46	2,97
413	45,31	9,57	16,57	12,09	6,78	21,35	57,54	19,73	0,86	144,87	203,34	18,88	127,76	12,80	0,58	570,70	24,69	3,65	2,61	5,49	31,89	9,81	4,12
231	41,36	6,76	12,87	5,78	5,00	0,80	9,90	19,50	0,89	134,26	101,93	13,05	38,67	7,54	0,17	113,63	9,28	2,15	2,56	7,66	36,83	0,42	3,12
424	31,49	7,13	11,94	11,40	5,48	3,44	40,59	18,65	0,46	83,98	158,48	8,29	132,86	11,82	0,80	926,94	28,89	3,02	3,31	7,28	8,79	6,26	0,99
412	79,34	10,62	19,04	7,60	7,09	0,18	67,48	20,28	1,15	231,65	126,83	11,60	108,41	12,66	nd	385,02	20,03	4,03	2,63	7,19	36,94	6,12	7,59
40	35,74	7,08	22,92	9,39	3,95	nd	16,24	22,35	0,56	116,16	97,79	8,41	42,98	9,28	nd	76,29	8,25	2,10	3,23	6,63	22,84	9,31	2,77
38	108,21	8,80	8,66	16,59	3,48	4,55	50,18	20,07	0,47	133,78	116,54	24,08	103,06	10,44	0,77	619,54	17,82	2,07	3,14	3,74	7,30	24,34	3,87
163	56,71	11,34	13,11	10,61	5,41	2,07	55,31	18,65	0,66	138,71	113,48	28,61	97,01	10,54	0,15	768,71	30,52	3,65	3,98	7,99	1,90	19,74	4,80
72	68,71	8,77	12,59	12,30	4,37	4,10	13,06	18,55	0,59	80,64	120,34	44,13	88,49	10,13	0,65	168,71	33,25	7,42	4,19	5,31	35,81	5,92	0,65
44	34,53	9,10	5,41	5,48	3,31	24,81	11,70	16,99	0,70	94,68	134,66	32,70	74,27	10,07	0,25	993,73	33,49	3,68	4,54	6,76	16,22	7,58	1,58
184A	94,99	9,57	7,05	20,77	5,95	4,62	7,57	13,50	0,57	138,50	131,68	19,80	27,44	9,36	0,21	487,24	14,78	2,08	2,34	6,51	9,27	1,54	3,37

nd:Analiz edilemedi.

EK D: Çalışma alanındaki kayaçlarınnadir toprak element analiz sonuçları

Ek D Çizelge D.1. Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait gabroik kayaçların nadir toprak element analiz sonuçları.

N.T.E.	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Örnek No	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
468	36	1	38,1	0,2	9,2	0,1	0,1	4,4	490,3	0,6	0,2	0,1	140	14,3	2,9	2,2	1,3	1,8	0,22	0,9	0,19	0,23	0,35	0,05	0,39	0,08	0,24	0,03	0,21	0,04
433	35	1	22,7	0,7	14,4	0,4	0,3	13,4	230,6	0,5	0,7	0,2	127	29,1	11,7	3,8	2,9	6	0,63	2,6	0,5	0,41	0,69	0,11	0,74	0,15	0,43	0,06	0,43	0,06
427	26	1	37,9	0,1	12,2	0,3	0,1	2,3	172,9	0,5	0,4	0,1	254	28,7	7,6	4,6	2	4	0,51	2	0,49	0,33	0,76	0,11	0,83	0,16	0,51	0,08	0,54	0,08
235	238	1	22,9	2,8	14,9	0,7	0,8	28,8	318,6	0,4	2,6	0,5	228	12,1	18,3	7,4	4,1	13,8	1,37	5,9	1,33	0,54	1,33	0,22	1,42	0,27	0,84	0,12	0,77	0,12
SK-4	394,2		59,8		23,8	7,1	11,5	100,1	188,8	8,1	1,7	10,4		28,7	100	49,3	21,1	55,4	0,98	2,1	1,24	0,47	0,54	0,19	0,79	0,14	0,47	0,02	0,54	0,05

Ek D Çizelge D.2. Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait diyoritik kayaçların nadir toprak element analiz sonuçları.

N.T.E.	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Örnek No	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
101	519	1	29,9	1,0	16,9	1,2	14,4	47,0	345,7	0,8	1,1	0,6	236	8,8	91,1	26,4	25,9	55,9	6,88	27,9	5,60	1,82	5,38	0,82	4,96	0,97	2,63	0,38	2,31	0,36
173	530	1	20,3	2,0	18,1	5,3	7,9	50,2	272,0	0,5	0,5	0,4	156	33,1	198,6	30,6	16,1	38,4	5,69	24,9	5,91	1,35	6,35	0,96	5,91	1,23	3,61	0,46	3,01	0,48
456	252	1	38,3	0,5	12,7	2,5	7,0	50,5	162,6	0,5	7,7	1,8	230	15,1	90,5	18,4	15,8	33,0	3,73	14,5	3,21	0,71	3,34	0,55	3,52	0,71	2,07	0,28	1,83	0,29
89	542	1	31,0	1,7	15,6	3,5	15,7	68,9	455,9	0,7	0,5	0,2	189	11,1	154,6	26,2	29,9	64,6	7,86	30,7	5,50	1,45	5,08	0,75	4,57	0,88	2,77	0,39	2,45	0,39

Ek D Çizelge D.3. Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait ankalavların nadir toprak element analiz sonuçları.

N.T.E.	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Örnek No	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**
7	435	1	20,2	0,9	19,5	1,7	9,6	48,7	281,4	0,4	1,3	0,5	152	20,1	31,8	62,4	38,5	61,1	7,64	35,1	9,79	1,91	10,63	1,7	11,33	2,21	6,53	0,99	6,09	0,95
134	550	1	23,4	0,9	21,8	4,6	11,7	117,2	278	0,5	0,3	0,4	200	15,8	158,7	53,5	12,5	27,9	4,96	25	7,76	1,53	8,99	1,39	9,45	1,86	5,35	0,82	5,12	0,8
anklav-7	458	1	22,7	0,9	19,8	1,8	9,8	51,2	262,5	0,4	1,0	0,4	155	20,5	34,5	63,9	39,3	54,5	7,08	32,9	9,23	1,81	10,63	1,80	11,41	2,29	6,95	0,99	6,38	0,95
anklav-134	549	1	25,1	0,9	22,2	4,1	12,1	119,9	265,6	0,6	0,3	0,4	214	19,2	139,3	53,5	10,8	26,1	4,93	26,0	7,85	1,61	8,83	1,48	9,16	1,93	5,83	0,82	5,28	0,79
anklav-130	309	<1	10,8	1,2	20,2	4,1	13,3	102,8	85,9	0,7	1,2	1,0	108	20,2	159,3	26,8	27,2	54,7	6,29	25,7	5,27	0,99	4,92	0,77	5,62	0,88	2,69	0,35	2,38	0,35
SK-9	185	1	33	0,8	21,8	11	15	66	206,4	14	1,1	0,8	110	37,6	67	45,3	26,1	50,9	5,2	28,6	7,01	1,59	6,70	0,98	7,80	1,64	4,25	0,75	4,87	0,82
A-1	376,5	1	37,7	1,0	20,6	6	12,6	75,2	227,1	6,3	1,4	1,1	168	56,1	77,9	41,5	17,7	23,8	4,90	31,6	6,98	1,62	8,20	1,02	5,24	1,14	4,01	0,81	4,14	0,90

Ek D Çizelge D.4. Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait damar kayaçlarının nadir toprak element analiz sonuçları.

N.T.E.	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Örnek No	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**
132	294	2	3,3	0,4	13,2	2,8	4,6	101,5	76,3	0,7	6,5	1,6	8	50,8	57,1	36,4	11,3	23,4	2,77	10,5	3,49	0,27	4,64	0,85	5,95	1,24	3,7	0,56	3,49	0,53
14	70	3	4,1	0,2	15,3	1,6	8,2	96,8	28,8	1,1	1,7	1,1	8	63,4	20,4	14	7	12,4	1,41	5	1,57	0,08	2,1	0,38	2,49	0,42	1,17	0,16	1,07	0,17
275	42	2	2,3	0,2	13,2	2,8	4,1	77,3	28,7	0,2	3,7	1,6	8	36,8	55,6	40	12,7	26,6	3,06	11,4	3,4	0,09	4,81	0,87	6,31	1,29	3,62	0,55	3,47	0,52
424	354	4	5,6	6,9	15,8	3,1	11,4	224,6	102,3	1,2	15,5	6,2	10	76,6	91,9	10,7	29,3	63,7	7,46	27	5,82	0,63	4,3	0,53	2,44	0,3	0,7	0,1	0,61	0,09
415	533	3	6,1	7,3	15,5	2,7	9,3	143,7	178	1,2	11,5	5,2	22	57,9	90,6	11	23	50,9	5,78	21,5	4,67	0,98	3,72	0,45	2,34	0,36	0,97	0,14	1,03	0,15
P-2	243,5	2	13,6	3,6	30,3	2	27,1	128,1	87,2	8,2	0,8	8,1	8	226,8	56,1	6,4	7,9	17	4,56	10	1,98	0,6	3,24	0,49	2,54	0,44	1,01	0,24	0,98	0,18
TOZ-1	144,2	1	10,1	7,5	13,8	2,7	5,5	143,4	66,2	3,1	1	5,7	9	219,6	31	4	7,2	9,8	5,2	11	2,54	0,4	3,01	0,58	2,68	1,04	0,89	0,61	1,04	0,23
P-1	86,4	3	10,1	3,5	16,8	2,7	2,9	165,5	18,7	2,2	3,5	6,4	10	177,7	39,8	29,1	15,8	18	4,28	10,5	1,98	0,38	2,54	0,69	2,13	0,47	0,94	0,57	1,14	0,32
SK-10	51,1	2	9,5	3,6	18,4	1,5	5,1	97	17,1	3,5	5,7	6,4	8	213,5	58,7	37,2	17,2	35,9	5,6	15,4	1,87	0,34	2,87	0,38	3,1	0,58	1,02	0,54	0,87	0,11

Ek D Çizelge D.5. Sarıcakaya Magmatik Kompleksine ait granodiyoritlerin nadir toprak element analiz sonuçları.

N.T.E.	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Örnek No	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**
58	456	1	19,8	2,4	16,6	4,3	7,3	75,9	299	0,6	0,6	2,1	142	59,1	152,2	23,8	11,3	26,5	3,96	17,7	4,27	1,14	4,57	0,68	4,3	0,86	2,46	0,37	2,36	0,35
159	443	1	13,8	1,5	15,7	4,4	6,5	66,8	261,6	0,5	8,7	1,2	106	31,1	144,9	21,3	22	48	5,71	22,4	4,43	1,02	4,05	0,61	4,04	0,77	2,2	0,32	2,08	0,32
488	566	3	15,1	2,4	16,6	3,2	6,7	75	294,1	0,5	0,5	0,9	112	21	113	18,9	8,3	21,6	3,14	14,4	3,56	0,99	3,54	0,53	3,63	0,67	2,01	0,29	1,78	0,28
320	531	1	13,8	1,6	15,5	3,8	6,7	62,3	278,3	0,5	12,5	1,6	112	25,8	124,7	22,1	24,3	59,2	6,85	25,8	4,88	1,15	4,14	0,64	4,07	0,83	2,31	0,34	2,18	0,32
441	352	1	16,2	2,0	15,3	3,5	7,0	68,6	251,8	0,5	1,4	0,9	125	40,5	123,6	23,8	10,1	26	3,72	16,3	4,01	1,03	4,32	0,65	4,53	0,84	2,43	0,36	2,38	0,34
446	648	2	16,9	2,0	16,5	3,0	7,6	77,6	289	0,5	1,0	0,8	127	26,3	111,4	21,1	8,0	21,3	3,19	14,5	3,79	1,03	4,01	0,62	4,16	0,76	2,19	0,3	2,01	0,32
122	510	1	16,2	2,4	16,4	3,6	7,7	73,5	280,6	0,5	0,3	0,5	126	53,4	128,8	25,4	5,4	16,6	2,88	14,6	4,24	1,07	4,57	0,72	4,68	0,92	2,61	0,38	2,37	0,37
74	480	2	16,4	1,5	15,7	2,6	6,5	64,4	279,1	0,5	1,7	1,1	121	25,7	94,1	22,6	10,0	27,1	3,78	17,2	4,14	1,1	4,2	0,64	4,2	0,83	2,17	0,33	2,03	0,34
330	555	1	16,2	1,4	17,2	3,5	8,3	70,1	274,7	0,5	2,3	0,7	112	37,7	125,1	21,0	11,7	25,5	3,36	14,3	3,64	0,99	3,93	0,60	3,86	0,77	2,17	0,31	1,91	0,29
yas-6	551	1	13,9	2,0	17,2	2,7	6,6	72,7	311,3	0,4	0,2	0,4	103	39,9	94,5	18,9	7,0	16,6	2,50	12,1	3,29	1,05	3,63	0,57	3,38	0,73	2,10	0,29	1,93	0,27
yas-5	732	1	13,1	1,5	15,3	3,6	7,3	82,0	242,0	0,4	5,8	0,8	109	30,4	135,7	19,8	21,9	41,3	4,66	18,3	3,77	1,06	3,76	0,59	3,53	0,73	2,05	0,29	1,99	0,29
yas-26	504	2	17,7	2,0	17,3	3,5	7,3	72,5	246,8	0,6	28,5	1,4	130	65,2	128,5	21,7	61,9	116,6	12,10	40,2	6,00	1,22	5,06	0,70	4,22	0,81	2,40	0,35	2,19	0,32
159	475	2	15,4	1,5	17,4	3,7	7,5	73,2	257,7	0,5	9,5	1,7	130	34,9	134,1	24,5	23,8	50,8	6,14	24,3	4,71	1,14	4,55	0,69	4,22	0,88	2,63	0,36	2,29	0,32
320	548	1	16,0	1,8	17,8	3,2	7,6	67,2	266,9	0,6	12,4	1,6	126	26,0	119,4	23,5	28,0	61,2	7,11	27,0	5,05	1,16	4,77	0,70	4,16	0,86	2,50	0,35	2,18	0,34

ÖZGEÇMİŞ

Adı ve Soyadı **: Hacer BİLGİLİOĞLU**

Adres **: Aksaray Üniversitesi Mühendislik Fakültesi**

E-posta adresi **: bilgiliogluhacer@gmail.com**

EĞİTİM BİLGİLERİ (Kurum ve Yıl)

Lisans **:** Selçuk Üniversitesi, 2014-2009

Yüksek Lisans **:** Selçuk Üniversitesi, 2009 – 2013

Doktora : Aksaray Üniversitesi 2013 - 2019

TEZDEN ÜRETİLEN YAYINLAR, SUNUMLAR VE PATENTLER

1. Bilgilioğlu H. ve Güllü B., 2017.Petrographic and Geochemical Properties ofSarıcakaya (Eskişehir) Magmatic Mass. "International Conference onAdvances and Innovations in Engineering", 10 Mayıs 2017, 12 Mayıs 2017, 719.

2. Bilgilioğlu H. ve Güllü B., 2018. Geochemical and Geochronological Investigation of Sarıcakaya Magmatic Complex. "9th International symposium on Eastern Mediterranean Geology" Antalya-Turkey. 7-11 May 2018 p.87.