

**Zirkon Jeokronolojisi ve Mineral Kimyası alışmaları ile
Ekecikdağ Magmatik Birliği (Orta Anadolu)
Granitoidlerinin Yaşı, Petrojenezi ve Jeodinamik
Koşullarının Araştırılması**

Proje No: 106Y066

Yrd. Doç. Dr. Fatma TOKSOY-KÖKSAL
Dr. Serhat KÖKSAL
Prof.Dr. M.Cemal GÖNCÜOĞLU

EYLÜL 2008
ANKARA

Önsöz

Granitik kayaçların yaşları ve petrolojileri bölgesel jeolojik özelliklerinin belirlenmesi için büyük önem taşır. Granitoidler üzerindeki çalışmalar yalnız genel jeolojik özelliklerin saptanmasına değil aynı zamanda bölgenin jeotektonik oluşum hikayesinin de ortaya konulmasına katkıda bulunur. Ekecikdağ Magmatik Birliği Orta Anadolu'da yeralan magmatik birlikler içerisinde hem kapladığı alan hem de sahip olduğu petrolojik özellikler açısından önemli bir konuma sahiptir. Bu proje kapsamında, saha jeolojisi, petrografi, tüm kayaç ve izotop jeokimyası ile mineral kimyası gibi yaygın kullanımı olan metodların yanısıra Lazer Aşındırma ICP-MS cihazı ile zirkon U-Pb yaş tayini, zirkon iz element ve zirkon Lu-Hf izotop analizleri gibi daha önce ülkemizdeki jeolojik çalışmalarda çok az kullanılmış veya hiç yararlanılmamış metodlar da kullanılarak EMB granitoidlerinin petrolojisine ışık tutulmaya çalışılmıştır. Bu granitoidlerin petrolojik özelliklerinin saptanmasının, Orta Anadolu'daki diğer granitik kayaçlarla olan ilişkilerinin belirlenmesine de katkıda bulunacağı gibi, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nda henüz çözüme ulaşmamış tartışmalara da ışık tutabileceği düşünülmektedir.

Bu proje, TÜBİTAK tarafından desteklenmiştir. Proje yürütücüsü ve araştırmacıları projeyi destekleyen TÜBİTAK'a teşekkürlerini sunarlar.

Projede yapılan analizlerden, tüm kayaç jeokimyası analizleri ACME Analitik Laboratuvarı (Kanada)'nda, Sr-Nd izotop analizleri O.D.T.Ü. Merkezi Laboratuvarı Ar-Ge Eğitim ve Ölçme Merkezi Radyojenik İzotop Laboratuvarı'nda, mineral kimyası analizleri Potsdam Yerbilimleri Araştırma Merkezi'nde (GeoForschungsZentrum Potsdam – GFZ/Almanya) zirkon U-Pb yaş ve iz element tayinleri Danimarka ve Grönland Jeolojik Araştırma Kurumu (GEUS/Danimarka)'nda ve zirkon Lu-Hf izotop çalışmaları Goethe Üniversitesi (Frankfurt am Main/Almanya)'nde yapılmıştır. Proje yürütücüsü ve araştırmacıları, bu proje kapsamındaki analizlerin yapıldığı O.D.T.Ü. Merkezi Laboratuvarı ve Danimarka ve Grönland Jeolojik Araştırma Kurumu'na ve ücretsiz analiz imkanı sağlayan Potsdam Yerbilimleri Araştırma Merkezi ile Goethe Üniversitesi'ne, LA-ICP-MS zirkon analizlerinde yardımcı olan Dr. Andreas Möller (Kansas Üniversitesi), Dr. Dirk Frei (GEUS) ve Axel Gerdes (Goethe Üniversitesi), EPMA analizlerinde yardımcı olan Dr. Dieter Rhede (GFZ-Potsdam) ve Oona Appelt (GFZ-Potsdam) ile TIMS analizlerinde yardımcı olan Pınar Tokmakkaya (ODTÜ-Merkezi Laboratuvar)'ya teşekkür ederler.

İçindekiler

	Sayfa
Özet	8
Abstract	9
1. Giriş	10
1.1. Bölgesel Jeoloji	10
1.2. Orta Anadolu Granitoidlerindeki Mevcut Radyometrik Yaş Tayini ve Nd-Sr İzotop Verileri	11
1.3. Yöntem	15
2. Saha Jeolojisi ve Petrografi	15
2.1. Saha Jeolojisi	15
2.2. Petrografi	23
3. Tüm-Kayaç Jeokimyası	28
3.1. Analitik Metodlar	28
3.2. Tüm-Kayaç Jeokimya Analizleri.....	28
4. Mineral Kimyası	40
4.1. Analitik Metodlar	40
4.2. Amfibol	40
4.3. Biyotit	44
4.4. Feldispat	48
4.5. Oksijen Fugasitesi (fO_2)	51
4.6. Jeotermobarometre	52
5. Sr ve Nd İzotop Jeokimyası	56
5.1. Analitik Metodlar	56
5.2. Sr ve Nd izotop Analizleri	56
6. Yaş Tayini Çalışmaları	59
6.1. LA-ICP-MS U-Pb Zirkon Analizleri	59
6.1.1. Analitik Metodlar	59
6.1.2. LA-ICP-MS Zirkon U-Pb Yaş Tayini Analizleri	59
6.2. Tüm Kayaç Rb-Sr İzotop Analizleri	62
6.3. Tek zirkon Pb-Pb Buharlaştırma Çalışmaları	62
7. Zirkon İz Element Analizleri	68
8. Zirkon Lu-Hf İzotop Analizleri	72
9. Tartışma	77
10. Sonuçlar	81
11. Değerlendirilen Belgeler.....	83

Tablo Listesi

	Sayfa
Tablo 1. Orta Anadolu granitoidlerindeki mevcut radyometrik yaş verileri.....	12
Tablo 2. Orta Anadolu granitoidlerindeki mevcut Sr-Nd izotop verileri.....	14
Tablo 3. Ekecikdağ granitoidleri tüm kayaç jeokimya verileri (M: Mikrogranit; G: Granodiyorit; L: Lökogranit).....	29
Tablo 4. EPMA analizi yapılan örneklerde mineral tipleri ve analiz nokta sayıları.....	40
Tablo 5. Granitoidler için elde edilen sıcaklık ve basınç değerleri.....	55
Tablo 6. Ekecikdağ Granitoidleri Sr ve Nd izotop analizleri sonuçları (Granit tipleri: M-mikrogranit, G: granodiyorit, L: lökogranit).....	57
Tablo 7. Ekecikdağ zirkonlarında yapılan Lu-Hf izotop analiz sonuçları (G: Granodiyorit;L: Lökogranit; M: Mikrogranit).....	73

Şekil Listesi

	Sayfa
Şekil 1. Ekecikdağ Bölgesinin Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı içerisindeki konumunu gösterir harita.....	16
Şekil 2. Ekecikdağ Bölgesinin jeolojik haritası ve örnek lokasyonları.....	17
Şekil 3. (a) Granodiyoritin genel arazi görünümü, (b-f) Granodiyorit yakın çekim görünümü.....	18
Şekil 4. (a-b) Granodiyorit içerisinde anklav görünümü (c-d) Anklav yakın çekim görünümü.....	19
Şekil 5. (a) Mikrogranitin yaygın olarak bulunduğu Sinandı Tepesi'nin güneyden görünümü, (b) Sinandı Tepesi civarında mikrogranitin arazi görünümü, (c-d) Mikrogranitin yakın çekim görünümü.....	20
Şekil 6. (a) Mikrograniti kesen lökogradit daykısı, (b) Mikrogranit-lökogradit kontağı yakın görünüm.....	20
Şekil 7. (a) Lökograditin genel arazi görünümü, (b-f) Lökograditin yakın çekim görünümü.....	21
Şekil 8. (a) Granodiyoritin Hacımahmutuşağı yöresinde mermerlere sokulumu, (b) Lökograditin Hacımahmutuşağı yöresinde mermerlere sokulumu sırasında oluşturduğu kontak metamorfik zon (Wh: vollastonit hornfels).....	22
Şekil 9. Granodiyoritin Hacımahmutuşağı yöresinde gabrolara sokulumu.....	22
Şekil 10. (a-b) Ekecikdağ yöresinde granitik kayaların (açık renkli birimler) gabrolara (koyu renkli birimler) sokulumu.....	22
Şekil 11. Granodiyoritten genel petrografik görünüm.....	24
Şekil 12. (a) Granodiyoritte gözlenen allanit minerali, (b) Granodiyoritteki zonlu zirkon kristali (zr: zirkon, apa: apatit, op: opak, orth: ortoklas, bio: biyotit).....	24
Şekil 13. Granodiyoritte gözlenen mafik mikrogranüler anklavların petrografik görünümü: (a) analizör kapalı (b) analizör açık (qtz: kuvars, orth: ortoklas, bio: biyotit, hb: hornblend).....	25
Şekil 14. Mikrogranitin genel petrografik görünümü (plag: plajiyoklas; qtz: kuvars; bio: biyotit).....	25
Şekil 15. Mikrogranitte biyotit ve muskovit birlikteliğinin petrografik görünümü (plag: plajiyoklas; qtz: kuvars; bio: biyotit): (a) analizör kapalı (b) analizör açık (qtz: kuvars, orth: ortoklas, bio: biyotit, musc: muskovit).....	26
Şekil 16. (a) Lökograditin genel petrografik görünümü (b) zonlu zirkon kristali (qtz: kuvars, orth: ortoklas, bio: biyotit, musc: muskovit).....	27
Şekil 17. SiO ₂ 'ye karşılık Na ₂ O+K ₂ O grafiği (Irvine ve Baragar, 1971).....	31
Şekil 18. SiO ₂ 'ye karşılık K ₂ O grafiği (Peccherillo ve Taylor, 1976).....	31
Şekil 19. Molar A/NK – Molar A/CNK grafiği (Shand, 1943).....	32
Şekil 20. SiO ₂ 'ye karşılık ana element grafikleri.....	33
Şekil 21. SiO ₂ 'ye karşılık iz element grafikleri.....	34
Şekil 22. Zr'ye karşılık iz element grafikleri.....	35
Şekil 23. Çoklu-element örümcek dağılım grafiği (Normalizasyon için ilksel manto değerleri Sun ve McDonough 1989'dan alınmıştır).....	36
Şekil 24. Nadir toprak elementleri dağılım grafiği (Normalizasyon için kondrit değerleri McDonough ve Sun, 1995'den alınmıştır).....	37
Şekil 25. (Eu/Eu*) _N – Sr grafiğinde örneklerin dağılımı [McDonough ve Sun, 1995] normalize edilmiştir).....	38
	39

Şekil 26. Nadir toprak elementleri dağılım grafikleri (Kondrite göre [McDonough ve Sun, 1995] normalize edilmiştir).....	
Şekil 27. Granodiyoritte bulunan kalsik amfibollerin Leake vd. (1997) isimlendirmesine göre sınıflaması.....	41
Şekil 28. Granodiyoritte edenitik ve tşermakitik yer değişim vektörlerini gösteren hornblend bileşimleri. $Al^{[6]}+Al^{[4]}$ 'e karşı $Si+R^{+2}$ diyagramındaki izobarlar Anderson ve Smith (1995)'den alınmıştır.....	42
Şekil 29. Granodiyoritte bulunan kalsik amfibollerin C-odacığındaki Fe^{+2} ve Ti elementlerinin Mg'a karşı davranımları.....	43
Şekil 30. Granodiyoritte bulunan amfibollerdeki elementlerin $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı değişimleri.....	45
Şekil 31. Granodiyoritte bulunan amfibollerdeki $Al^{[4]}$ ve Ti'nin $(Na+K)_A$ 'ya karşı değişimleri.....	46
Şekil 32. Amfibol ve biyotitte elementlerin $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ 'sına karşı değişimi.....	47
Şekil 33. Mikaların tşermakit ve Mg- Fe^{+2} yer değişimine dayalı $Al^{[4]}-Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ sınıflama diyagramındaki yerleri (Deer vd. (1980)'den Rieder vd. (1998) sonra).....	48
Şekil 34. Mikaların Mg-($Fe^{+2}+Mn$)-($Al^{[6]}+Fe^{3+}+Ti$) sınıflama diyagramındaki yerleri (a) Foster (1960) sınıflaması, (b) Jiang vd. (2002; Foster, 1960'dan sonra) (A: filogopit, B: Fe-filogopit, C: istonit, , D: Mg-biyotit, E: ferribiyotit, F: siderofillit ve lepidomelan.....	49
Şekil 35. Biyotitlerin kristallendiği sistemin jeokimyasal özelliğini göstermek için oksit dağılım diyagramlarındaki yerleri. Kalk-alkalen, alkalen ve peralkalen alanlar Abdel-Fattah (1994, 1996)'dan alınmıştır.....	50
Şekil 36. İncelenen feldispatların feldispat üçgen isimlendirme diyagramındaki yerleri.....	51
Şekil 37. Granodiyorit hornblend bileşimlerinin Anderson ve Smith (1995) oksijen fugasitesi tahmini alanlarında dağılımları.....	51
Şekil 38. Fe^{3+} -Mg- Fe^{+2} üçgen diyagramını kullanarak mika kristallenmesi sırasında indirgenme (redoks) koşullarının tahmini (QFM: kuvars-fayalit-magnetit, NNO: Ni-NiO, HM: hematit-magnetit, Wones ve Eugster (1965)'den sonra deneysel olarak belirlenen oksijen fugasite tamponları.....	52
Şekil 39. Granodiyorit hornblendlerinin göreceli basınç tahmini sağlayan bileşimsel dağılımı (izobarlar Schmidt (1992) kalibrasyonuna göredir ve Anderson ve Smith, (1995)'den alınmıştır).....	54
Şekil 40. Granitoidlerin dengedeki feldispat bileşimlerini kullanarak olası dengelenme sıcaklıklarının tahmini (sıcaklık eğrileri sanidine için Stormer (1975) ve mikroklin için Whitney ve Stormer (1977)'den alınmıştır).....	55
Şekil 41. Ekecikdağ granitoidlerinin Nd-Sr izotop verileri ile oluşturulan $\epsilon Nd_{(t)} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr_{(t)}$ grafiği.....	57
Şekil 42. Ekecikdağ granitoidlerinin Sr ve $1/Sr$ 'a karşılık ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ değişim grafikleri.....	58
Şekil 43. Granodiyorit LA-ICP-MS ölçüm noktaları ve U/Pb yaş verileri (yatay beyaz çizginin uzunluğu $200 \mu m$ 'dir) (Rakamların birimi milyon yıldır); * : Diskordan analizlerdir (${}^{207}Pb/{}^{206}Pb$ yaşları), diğerleri ${}^{206}Pb/{}^{238}U$ yaşlarıdır.....	60
Şekil 44. Granodiyorit (a) Konkordiya grafiği, (b) ortalama ${}^{206}Pb/{}^{238}U$ yaş grafiği (Yalnız konkordan analizler).....	61

Şekil 45. Mikrogranit LA-ICP-MS ölçüm noktaları ve U/Pb yaş verileri ile Hf izotop analiz noktaları (1-14) (Rakamların birimi milyon yıldır); * : Diskordan analizlerdir ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları), diğerleri $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşlarıdır.....	
Şekil 46. Mikrogranit (a) Konkordiya grafiği, (b) ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaş grafiği (Yalnız konkordan analizler).....	64
Şekil 47. Lökogranit LA-ICP-MS ölçüm noktaları ve U/Pb yaş verileri ile Hf izotop analiz noktaları (1-4) (Rakamların birimi milyon yıldır); * : Diskordan analizlerdir ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları), diğerleri $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşlarıdır.....	65
Şekil 48. Lökogranit (a) Konkordiya grafiği, (b) ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaş grafiği.....	66
Şekil 49. Lökogranit Rb-Sr yaş grafiği.....	67
Şekil 50. Granodiyorit zirkonları REE grafikleri (a) Çekirdek REE grafiği, (b) Kenar veya genç zonların REE grafiği.....	68
Şekil 51. Mikrogranit zirkonları REE grafikleri (a) Çekirdek REE grafiği, (b) Kenar veya genç zonların REE grafiği.....	69
Şekil 52. Lökogranit zirkonları REE grafikleri (a) Çekirdek REE grafiği, (b) Kenar veya genç zonların REE grafiği.....	70
Şekil 53. Farklı magmatik kayalardaki zirkon REE dağılımları (Hoskin ve Schaltegger, 2003'ten alınmıştır): (a) Torihama dasiti, Japonya (Sano vd., 2002), (b) Boggy Plain Zonlu Plutonu, Avustralya (Hoskin vd., 2000), (c-d) Chuquicamata West Porfiri graniti, Şili (Ballard vd., 2002), (d) Los Picos diyoriti, Şili (Ballard vd., 2002) (McDonough ve Sun, 1995'e göre normalize edilmiştir).....	71
Şekil 54. Ekcekidağ granitik kayaların zirkonlarında zirkon Lu-Hf izotop sonuçlarına göre $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ 'ye karşılık yaş grafikleri (a) Tüm analizler (>%90 Konkordan analizler için $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşları, diskordan analizler için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları kullanılmıştır), (b) Kretase yaşlı analizler ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşları).....	74
Şekil 55. Ekcekidağ granitik kayaların zirkonlarında zirkon Lu-Hf izotop sonuçlarına göre $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ 'ye karşılık $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ grafikleri (a) Tüm analizler (>%90 Konkordan analizler için $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşları, diskordan analizler için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları dikkate alınmıştır), (b) Kretase yaşlı analizler ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşları).....	76

Özet

Ekecikdağ Magmatik Birliği (Aksaray-Orta Anadolu) granitoidleri, granodiyorit, mikrogranit ve lökogradit olarak tanımlanmıştır. Granodiyorit bölgedeki ana granitik faz olup, mikrogranit tarafından kesilmekte, lökogradit ise her iki kayaca da sokulum yapmaktadır. Granodiyorit iri K-feldispat fenokristlerine sahip olup, yüksek biyotit, amfibol ve yaygın mafik mikrogranüler anklavlar içeren faneritik doku ile karakterize edilir. Mikrogranüler, koyu gri renkli mikrogranit ile pembemsi beyaz renkli, orta-eşit taneli dokulu, düşük mafik mineral içeren lökogradit iki mikalı (biyotit+muskovit) granitoidlerdir.

Üç granitoid de sub-alkalen özellik gösterirken, mikrogranit peralüminalı, granodiyorit ile lökogradit ise metaalüminalıdır. Ekecikdağ granitoidleri ilksel mantoya göre normalize edilmiş çoklu-element örümcek dağılım grafiklerinde (lökograditte daha belirgin olmak üzere) negatif Ba, Nb, Sr, P, Eu ve Ti anomalileri ve kondirite göre normalize edilmiş REE grafiklerinde LREE zenginleşmesi göstermektedir. Lökogradit diğerlerine göre düşük LREE ve yüksek HREE değerleri gösterirken, granodiyorit ve mikrogranitin REE dağılımları yüksek REE fraksiyonlaşması ve magma kaynağında granatın birikmesine işaret etmektedir. Ayrıca, negatif Eu-anomalileri lökograditte daha etkin olmak üzere tüm granitoidlerde plajiyoklas fraksiyonlaşmasını önermektedir.

Mineral kimyası verileri, granodiyorit ve lökograditin kalk-alkalen, mikrogranitin ise peralüminalı karakterini ve granodiyorit hibridik kökenini ortaya koymaktadır. Jeotermobarometrik hesaplamalar, granodiyorit 490-642°C, mikrogranitin 427-648°C ve lökograditin ise 456-482°C sıcaklıkta kristallendiğini ve granodiyorit 6-16 km derinlikte, diğerlerinin ise ≥ 10 km derinliklerde yerleştiğini göstermektedir.

LA-ICP-MS zirkon U-Pb analizleri ile ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşları granodiyorit için $84,57 \pm 0,70$ My, mikrogranit için $81,5 \pm 1,8$ My ve lökogradit için $80,2 \pm 8,3$ My olarak tespit edilmiş, lökogradit Rb-Sr izokron yaşı olarak da $75,3 \pm 4,7$ My bulunmuştur. Proterozoyiğe uzanan kalit zirkon çekirdek yaşları, bunların bölgedeki yaşlı temelden kaynaklandığını göstermektedir.

Tüm-kayaç Sr-Nd TIMS ve zirkon LA-ICP-MS Lu-Hf izotop verilerine dayanarak Ekecikdağ granitoidlerinin düşük miktarda (mikrogranitte en az olmak üzere) manto katkılı olan kıtasal kabuk baskın magma kaynaklarına sahip oldukları önerilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Granitoid, zirkon, Ekecikdağ, Orta Anadolu, TIMS, LA-ICP-MS.

Abstract

The Ekecikdağ Intrusive Suite (Aksaray-Central Anatolia) granitoids are described as granodiorite, microgranite and leucogranite. Granodiorite is the main granitic phase in the area, and cut by microgranite, and both rocks are intruded by leucogranite. Granodiorite having large K-feldspar phenocrysts is characterized by phaneritic texture with high biotite and amphibole content and abundant mafic microgranular enclaves. Microgranular and dark-grey colored microgranite and pinkish white-colored, medium-equigranular leucogranite, including lower mafic mineral content, are two-mica (biotite+muscovite) granitoids.

While all three granitoids show sub-alkaline feature, microgranite is peraluminous, but granodiorite and leucogranite are metaluminous. The Ekecikdağ granitoids exhibit negative Ba, Nb, Sr, P, Eu ve Ti anomalies (more pronounced in leucogranite) on the primitive-mantle normalized multi-element spider diagrams and LREE enrichment on the REE diagrams. While leucogranite shows lower LREE and HREE with respect to others, REE patterns of granodiorite and microgranite point out high REE fractionation and accumulation of garnet in the magma source. Moreover, negative Eu-anomalies suggest plagioclase fractionation for all granitoids, being most effective in leucogranite.

Data from mineral chemistry reveal calc-alkaline character of granodiorite and leucogranite, and peraluminous character of microgranite, and hybridic origin of granodiorite. Geothermobarometric calculations show that granodiorite, microgranite and leucogranite were crystallized at 490-642°C 427-648°C and 456-482°C, respectively, and granodiorite was emplaced at 6-16 km depth, and others were emplaced at ≥ 10 km depths.

Average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages, determined by LA-ICP-MS zircon U-Pb analyses, are 84.57 ± 0.70 Ma for granodiorite, 81.5 ± 1.8 Ma for microgranite, and 80.2 ± 8.3 Ma for leucogranite, and Rb-Sr isochrone age of leucogranite is found as 75.3 ± 4.7 Ma. Inherited zircon core ages up to Proterozoic demonstrate their source from the old basement of the region.

Based on the whole-rock Sr-Nd TIMS and zircon LA-ICP-MS Lu-Hf isotope data, it is suggested that the Ekecikdağ granitoids have crustal dominated magma sources with minor (the least in the microgranite) amounts of mantle contribution.

Keywords: Granitoid, zircon, Ekecikdağ, Central Anatolia, TIMS, LA-ICP-MS.

Zirkon Jeokronolojisi ve Mineral Kimyası Çalışmaları ile Ekecikdağ Magmatik Birliği (Orta Anadolu) Granitoidlerinin Yaşı, Petrojenezi ve Jeodinamik Koşullarının Araştırılması

1. GİRİŞ

Ekecikdağ Magmatik Birliği (EMB) Orta Anadolu'daki en önemli magmatik birimlerden birisi olup Tuz Gölü'nün doğusunda Aksaray civarında bulunan Ekecikdağ bölgesinde yer almaktadır (Şekil 1a, b). 200 km²'den büyük bir alanı kapsayan EMB kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanmakta ve 1:25 000'lik Türkiye topografik haritasında Aksaray K-31-c2, K-32-d1, K-32-d2, K-32-d3 ile K-32-d4 paftalarını kapsamaktadır.

EMB'deki öncel çalışmalar Türel (1991), Türel vd. (1993), Göncüoğlu ve Türel (1993, 1994) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmalarda; detay saha jeolojisi, petrografi, tüm kayaç jeokimyası ve sınırlı miktarda izotop jeokimyası verileri elde edilerek değerlendirilmiştir. Bu alanda daha sonra Göncüoğlu vd. (2004) ve Köksal (2005) tarafından yapılan çalışmalar ise EMB'de bulunan granitik kayaçların zirkon tipolojisi ve zirkon kimyası özelliklerinin incelenmesini içermiştir.

Bu projede, öncel çalışmalardaki jeolojik, petrografik ve jeokimyasal (tüm kayaç ve izotop) verileri detaylandırılmıştır. Bunun yanısıra zirkon minerallerinde Uranyum-Kurşun metodu ile EMB'de bulunan granitoidlerin yaşları ilk olarak belirlenmiş, mikroprob çalışmaları ile granitoidlerin oluşum koşulları ve petrolojik özelliklerine yeni bir bakış açısı getirilmiştir. Zirkon minerallerinde iz element ve Lu-Hf izotop analizleri de yapılarak ülkemizdeki petrolojik çalışmalarda daha önce uygulanmamış bu metodlardan elde edilen sonuçlarla bu kayaçların kökenleri hakkında önemli verilere ulaşılması amaçlanmıştır.

1.1. Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanının bulunduğu Orta Anadolu Bölgesi'ndeki metamorfik, granitik ve ofiyolitik birimler birliği Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı (OAKK) olarak adlandırılmıştır Göncüoğlu vd. (1991, 1992, 1993, 1997). OAKK'nin çökel kökenli kaya birimlerini; Prekambriyen'den Üst Mesozoyik'e uzanan yaş aralığındaki Toros istifi kayalarının eşlenikleri oluşturmaktadır. Bunlar altta Prekambriyen ve erken Paleozoyik istiflerinin karşılığı olan meta kırıntılı ve metamagmatik kayalar (para-ortognays ve nadir karbonat arabantlı şistler) üstte ise daha çok geç Paleozoyik ve Mesozoyik birimlerini temsil eden Metakırıntılı kayalar, kalkışist ve mermerlerden oluşmaktadır (Şekil 1). Bu metamorfik kayaçlar 'dalma-batma zonu üstü' tipteki ofiyolitik kayaçlarla üzerlenmekte ve per-alüminalı ve çift mikalı, S-tipi lökograditik veya nadiren granodiyoritik bileşimde granitoidlerce kesilmektedir (Göncüoğlu vd., 1991, 1993; Yalınız vd., 1999). Çarpışma sonrası I-tipi ve A-tipi kalk-alkalen granitoidler, Orta Anadolu Granitoidlerinin büyük bölümünü oluşturmakta olup, genel olarak granitik ve monzonitik bileşime sahiptirler (Göncüoğlu vd., 1997; Boztuğ, 1998, 2000). Arazi yayılımları nispeten az olan siyenitik (kuvars-siyenitik veya foid-siyenitik) bileşimdeki granitoidler ise yer yer I-tipi granitoidlerle birliktelik oluştururken, yer yer de onları kesmektedir (Otlu ve Boztuğ, 1998; Boztuğ, 2000; Göncüoğlu vd., 1991, 1992, 1993, 1997; Köksal vd., 2004). Bu birimlerin üstündeki, metamorfik olmayan Üst-Maestrihtiyen-Alt Paleosen örtü birimleri, Paleosen-Eosen volkanik, volkaniklastik ve karbonat kayaçlarla örtülmekte, Oligosen-Miyosen evaporitleri ve karasal klastikler ile volkaniklastik ve volkanik kayaçlar ise OAKK'nin daha genç örtü birimlerini temsil etmektedir (Göncüoğlu vd., 1991; Köksal vd., 2001a).

OAKK granitoidlerinin oluşumları hakkında farklı görüşler vardır. Görür vd. (1984) Torid bloğunu Anatolid bloğundan ayıran İç Toros Kuşağının varlığını savunur. Bu görüşe

göre İç Torit okyanusal litosferi Paleosen-Erken Eosen'de Kırşehir Bloğu altına dalmış ve Kırşehir-Aksaray yöresinde yay (And tipi) granitoidleri oluşmuştur (Görür vd., 1984). Buna karşılık Kadioğlu vd. (2006), bu granitlerin Toros Platformun ile İç Toros Okyanusu içerisindeki bir trençin çarpışması ve bir miktar dalmasını takip eden dilim-kopması (slab break-off) ile astenosfer yükselimi ve dalma sonucu metasomatize olan litosferik manto kaynaklı olduğunu ileri sürmektedir.

Bu görüşlerin aksine, Orta Anadolu granitoidlerinin bir yay ile değil çarpışma ve çarpışma sonrası gerilme ile ilgili olduğunu görüşü daha yaygındır (ör: Göncüoğlu vd. 1991, 1992, 1993, 1997; Göncüoğlu ve Türel, 1993, 1994; Eler ve Göncüoğlu, 1996; Yalın vd., 1999; Boztuğ, 1998, 2000, 2007b; Aydın vd., 1998; Düzgören-Aydın vd., 2001). Bu araştırmacılara göre Alpin Orojenezi, Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolunun kapanımına, Torid-Anatolid Platformunun pasif kenarının dilimlenerek kalınlaşmasına ve üzerine ofiyolitik birimlerin yerleşimine yol açmış ve OAKK birimleri üzerine ofiyolitik birimlerin yerleşimini takip eden kabuk kalınlaşması ve gerilmesi sonucunda Kretase sonunda 'çarpışma ile ilişkili' Orta Anadolu Granitoidleri oluşmuştur. Torid-Anatolid Platformu OAKK'nın batıdaki Menderes Masifi ile birlikte İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusuna (İAEO) bakan pasif kenarını oluşturduğu düşünülmektedir (ör: Göncüoğlu vd., 1993). Söz konusu granitoidler, Üst Kretase'de İAEO'nun kapanması ve çarpışma, çarpışma sonrası ve izleyen gerilme dönemlerinde oluşmuştur. Üst Maestrihtiyen-Paleosen dönemindeki termal rahatlatma gerilme rejimine yolaçmış ve Orta Anadolu'da Kızılırmak, Ulukışla ve Sivas gibi büyük basenler oluşmuştur (Göncüoğlu vd., 1993; Dirik vd., 1999; Alpaslan vd., 2004). Bu basenlerin oluşumu, Orta Anadolu'da çarpışma ve sonrasında kıtasal kabuk kalınlaşmasını takip eden bir gerilme rejiminin varlığına, ve bu bağlamda I-tipi ve A-tipi olarak nitelenen granitoidlerin bu dönemde oluştuğuna işaret eder (Göncüoğlu vd., 1997; Köksal vd., 2001a, 2004).

İlbeyli vd. (2004) OAKK granitoidlerini kalk-alkalen (Behrekdağ, Cefalıkdağ ve Çelebi), süb-alkalen-geçişli (Baranadağ) ve alkalen (Hamit) olarak üç gruba ayırmakta, bu kayaçların birliktelik oluşturmalarının ise çarpışma öncesinde, manto kaynağındaki heterojeniteden kaynaklandığını belirtmektedir. İlbeyli vd. (2004), Orta Anadolu'da gerilme tektoniğine ait bir belirtinin olmadığından bahisle, Orta Anadolu Granitoidlerinin oluşumunu, termal sınır tabakasının delaminasyonu ile metasomatize litosferin yukarı çıkışına veya yitmiş tabakanın yok olmasına yol açan dilim-kopması (slab breakoff) olayına bağlamaktadır. Köksal vd. (2004) ise Kaman Bölgesi'ndeki H- ve A-tipi granitoidlerin Alpin orojenezinin sonundaki çarpışma sonrası kabuk kalınlaşması sonrası gerilme rejimine bağlı olarak heterojen bir mantodan farklı oranlarda kıtasal kabuk kirlenmesi sonucu oluştuğunu ileri sürmektedir. Boztuğ vd. (2007b, 2008) de aynı şekilde Orta Anadolu'daki granitoidlerinin oluşumunu çarpışma sonrası gerilme rejimine bağlamaktadır.

Görüldüğü üzere; Orta Anadolu granitoidlerinin kökeni ve oluşumu üzerine araştırmacılar arasında bir fikir birliği oluşmuş değildir. Literatüre eklenen her verinin konunun daha iyi anlaşılmasına imkan tanıyacağı düşünülmektedir.

1.2. Orta Anadolu Granitoidlerindeki Mevcut Radyometrik Yaş Tayini ve Nd-Sr İzotop Verileri

Orta Anadolu granitoidlerinden farklı araştırmacılarla farklı metodlarla elde edilmiş verilerle varılan ortak sonuç bu kayaçların Kretase yaşlı olduklarıdır (Tablo 1). S-tipi (Göncüoğlu, 1986; Boztuğ vd., 2007b; Köksal vd., 2007) olarak sınıflandırılan granitoidlerde U-Pb yaş verileri yaklaşık 80-85 My'lık bir intruzyon ve 78 My'lık bir soğuma yaşına işaret etmektedir.

Tablo 1. Orta Anadolu granitoidlerindeki mevcut radyometrik yaş verileri.

İntrüzyon adı	Metod	Yaş (My)	Granit tipi	Araştırmacılar
Üçkapılı granitoyidi	Rb-Sr (tüm kayaç)	95±11	S-tipi	Göncüoğlu (1986)
Üçkapılı granitoyidi	Rb-Sr (mineral)	77.8±1.2	S-tipi	Göncüoğlu (1986)
Üçkapılı granitoyidi	K-Ar (mineral)	78-75	S-tipi	Göncüoğlu (1986)
Üçkapılı granitoyidi	U-Pb SHRIMP (zirkon)	92-85	S-tipi	Whitney vd. (2003)
Üçkapılı granitoyidi	Ar-Ar (mineral)	79.5±1.2	S-tipi	Whitney vd. (2003)
Behrekdağ kompozit plutonu	K-Ar (mineral)	71.5-69.1	S-tipi	Tatar vd. (2003)
Danaciobası granitoyidi	K-Ar	71.5±1.45 - 69.1±1.42	S-tipi	Tatar ve Boztuğ (2005)
Danaciobası granitoyidi	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb zirkon buharlaştırma yaşı	86.9±8.5	S-tipi	Boztuğ vd. (2007b)
Biyotit-granit (Ağaçören)	Ar-Ar (mineral)	78.4±0.3	S-tipi	Kadioğlu vd. (2003, 2006)
Biyotit-granit (Ağaçören)	U-Pb LA-ICPMS zirkon	84.0±1.9/- 1.7	S-tipi	Köksal vd. (2007)
Mikrogranit (Ekecikdağ)	U-Pb LA-ICPMS zirkon	81.5±3.4/- 2.7	S-tipi	Köksal vd. (2007)
Baranadağ kuvars-monzoniti	Total Pb metodu (zirkon)	54	I-tipi	Ayan (1963)
Baranadağ kuvars-monzoniti	K-Ar (mineral)	76.4±1.3	I-tipi	İlbeyli vd. (2004)
Baranadağ kuvars-monzoniti	U-Pb (titanit)	74.0±2.8	I-tipi	Köksal vd. (2004)
Baranadağ kuvars-monzoniti	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb zirkon buharlaştırma yaşı	74.1±4.9	I-tipi	Boztuğ vd. (2007b)
Cefalıkdağ kuvars-monzoniti	Rb-Sr (tüm kayaç)	73.5±1.0	I-tipi	Ataman (1972)
Cefalıkdağ kuvars-monzoniti	K-Ar (mineral)	66.6±1.1	I-tipi	İlbeyli vd. (2004)
Cefalıkdağ kuvars-monzoniti	Ar-Ar (mineral)	70.0 ±1.0	I-tipi	Kadioğlu vd. (2006)
Ağaçören granitoyidi	Rb-Sr (tüm kayaç)	110±14	I-tipi	Güleç (1994)
Terlemez kuvars-monzoniti	K-Ar (mineral)	81.5±1.9- 67.1±1.3	I-tipi	Yalınz vd. (1999)
Behrekdağ kompozit plutonu	K-Ar (mineral)	81.2-68.8	I-tipi	Tatar vd. (2003)
Behrekdağ granite	K-Ar (mineral)	79.5±1.7	I-tipi	İlbeyli vd. (2004)
Yozgat granitoyidi	K-Ar	79.8±0.1 – 68.0±0.3	I-tipi	Boztuğ ve Harlavan (2007)
Konur granitoyidi	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb zirkon buharlaştırma yaşı	92.4±5.6	I-tipi	Boztuğ vd. (2007b)
Çamsarı kuvars siyeniti	U-Pb (titanit)	74.1±0.7	A-tipi	Köksal vd. (2004)
Çamsarı kuvars siyeniti	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb zirkon buharlaştırma yaşı	95.7±5.1	A-tipi	Boztuğ vd. (2007b)
Çayağzı siyeniti	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb zirkon buharlaştırma yaşı	97.0±12.0	A-tipi	Boztuğ vd. (2007b)

Tablo 1 (devam).

Buzlukdağ siyeniti	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb zirkon buharlaştırma yaşı	84.40±7.5	A-tipi	Boztuğ vd. (2007b)
Karaçayır siyeniti	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb zirkon buharlaştırma yaşı	99.0±11.0	A-tipi	Boztuğ vd. (2007b)
Bayındır feldspatoidal siyeniti	Rb-Sr (tüm kayaç)	70.7±1.1	A-tipi	Gündoğdu vd. (1988)
Bayındır feldspatoidal siyeniti	Ar-Ar (mineral)	69.8±0.3	A-tipi	Kadioğlu vd. (2006)
Bayındır kuvars siyeniti	Rb-Sr (tüm kayaç)	85.1±3.6	A-tipi	Kuruç (1990)
Bayındır sodalit syeniti	Rb-Sr (tüm kayaç)	84.4±0.9	A-tipi	Kuruç (1990)
Bayındır miaskiti	Rb-Sr (tüm kayaç)	71.8±0.1	A-tipi	Kuruç (1990)
Bayındır foyait ve volkanik kayaçları	Rb-Sr (tüm kayaç)	70.5±3.4	A-tipi	Kuruç (1990)
Murmana granitoyidi	K-Ar	77.4±1.5 – 65.0±1.3	Bimodal-A-tipi	Boztuğ ve Harlavan (2007)
Murmana granitoyidi	Rb-Sr (tüm kayaç)	110±5	Bimodal-A-tipi	Zeck ve Ünlü (1988)
Dumluca granitoyidi	K-Ar	76.6±1.65 – 67.8±0.4	Bimodal-A-tipi	Boztuğ ve Harlavan (2007)
Hasandede granitoyidi	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb zirkon buharlaştırma yaşı	77.0±7.8	A-tipi	Boztuğ vd. (2007b)
Hamit kuvars siyeniti	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb zirkon buharlaştırma yaşı	75.0±11.0	A-tipi	Boztuğ vd. (2007b)

I-tipi granitoyidlerde genel olarak 75 My'lık bir sokulum ve yaklaşık 70 My'lık bir soğuma evresinden bahsedilebilir. A-tipi granitoyidlerde ise 75-70 My intruzyon ve 69 My civarında soğuma yaşları olduğu kabul edilebilir. Boztuğ vd. (2007b)'de sunulan yaşlar 90 My'dan yaşlı A-tipi granitoyidlerin varlığına işaret etmektedir. Ancak bu çalışmada elde edilen zirkon buharlaştırma yaşları oldukça yüksek hata paylı (ör: Çamsarı kuvars siyeniti için; 81.3±43.3 My, 91.8±10.3 My, 91.8±11.9 My, 91.9±43.7 My, 96.8±9.0 My, 106.3±13.5 My yaşlarının ortalaması olarak 95.7±5.1 My alınmıştır) olup, bu yaşların ağırlıklı ortalamalarının kayacın gerçek yaşını gösterip göstermeyeceği şüphelidir. Bu yaş verilerinden bazıları jeolojik verilere de aykırı gözükmemektedir (ör: ~95 My yaşında [95.7±5.1 My; Boztuğ vd., 2007b] bulunan Çamsarı kuvars siyeniti; ~75 My yaşında olan [74.1±4.9 My: Boztuğ vd., 2007b; 76.4±1.3 My: İlbeyli vd., 2004; 74.0±2.8 My: Köksal vd., 2004] Baranadağ kuvars siyenitini arazi gözlemlerine göre kesmektedir [ör: Köksal vd., 2004]). Bu granitlerdeki zirkon evaporasyon yaşlarındaki muhtemel sorun bu kayaçların zirkonlarında bulunan kalıt çekirdekler ve yüksek orandaki metamiktizasyondur (ör: Köksal vd., 2008).

Orta Anadolu granitoyidlerinde öncel çalışmalarda yapılmış Sr-Nd izotop analizleri nispeten sınırlıdır (Tablo 2). Mevcut veriler S-tipi, I-tipi ve A-tipi olarak nitelenen granitoyidlerin genel olarak kıtasal kabuk kaynaklı olup S-tipinden I- ve A-tiplerine doğru manto katkısının arttığı şeklinde yorumlanabilir (ör: Köksal ve Göncüoğlu, 2008). OAKK'nin kuzeydoğu bölümünde A-tipi granitoyidlerde yapılmış olan analizlerde Dumluca ve Murmana granitoyidlerinin mafik tiplerinde manto katkısının en çok olduğu verilere ulaşılmıştır (Boztuğ vd., 2007a). Ulukışla bölgesindeki volkanik kayaçlar Orta Anadolu granitoyidlerine izotop verileri açısından benzerlik sunmakta ancak özellikle alkalin olanlar daha az kıtasal kabuk etkisi göstermektedir (Alpaslan vd. 2004).

Tablo 2. Orta Anadolu granitoidlerindeki mevcut Sr-Nd izotop verileri.

İntrüzyon adı	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd	Araştırmacılar
Üçkapılı granitoidi (S-tipi)	0.71336-0.72212	0.7104	-	-	Göncüoğlu (1986)
Sinandı mikrograniti	0.714717 ± 12	0.712827	0.512131 ± 3	-9.1	Köksal ve Göncüoğlu (2008)
Namlıkışla biyotit-graniti	0.717904 ± 9	0.715168	0.512093 ± 13	-9.7	Köksal ve Göncüoğlu (2008)
Borucu granitoidi (I-tipi)	0.715459-0.715723	-	0.512274-0.512325	-6.1 - -7.1	Göncüoğlu ve Türeli (1994)
Borucu granodiyoriti (I-tipi)	0.715323 ± 10	0.710891	0.512181 ± 4	-7.9	Köksal ve Göncüoğlu (2008)
Hisarkaya granitoidi (I-tipi)	0.722029 ± 37	-	0.512329	-6.1	Göncüoğlu ve Türeli (1994)
Hisarkaya porfiri graniti (I-tipi)	0.716245 ± 7	0.708687	0.512277 ± 3	-6.3	Köksal ve Göncüoğlu (2008)
Hisarkaya porfiri graniti (I-tipi)	0.735422 ± 10	0.707818	0.512252 ± 3	-6.7	Köksal ve Göncüoğlu (2008)
Yenişabanlı granitoidi (Ağaçören) (I-tipi)	0.711245-0.712702	0.708616	-	-	Güleç (1994)
Behrekdağ granitoidi (I-tipi)	0.71004 ± 11	0.70923	0.512263 ± 4	-6.3	İlbeyli vd. (2004)
Cefalıkdağ granitoidi (I-tipi)	0.70972 -0.71087	0.70924-0.70964	0.512256-0.512300	-5.7 - -6.7	İlbeyli vd. (2004)
Cefalıkdağ granitoidi (I-tipi)	0.709300-0.710700	0.70867	-	-	Ataman (1972)
Çelebi granitoidi (I-tipi)	0.71028 ± 35	0.70896	0.512298 ± 5	-5.5	İlbeyli vd. (2004)
Baranadağ granitoidi (I-tipi)	0.70873 ± 11	0.70804	0.512324 ± 5	-5.2	İlbeyli vd. (2004)
Baranadağ kuvars monzoniti	0.709029 ± 12	0.708329	0.512317 ± 2	-5.4	Köksal ve Göncüoğlu (2008)
Terlemez kuvars monzoniti	0.709462 ± 9	0.708608	0.512227 ± 3	-7.2	Köksal ve Göncüoğlu (2008)
Bayındır siyenitoidi (A-tipi)	-	0.70850	-	-	Gündoğdu vd. (1988)
Murmano granitoidi (A-tipi)	0.70625-0.71113	0.7058-0.7068	-	-	Zeck ve Ünlü (1987)
Murmano granitoidi (A-tipi)	0.712666 (felsik) 0.70627 (mafik)	0.7100 0.7061	0.512255 0.51247	-6.5 -2.3	Boztuğ vd. (2007a)
Dumluca granitoidi (A-tipi)	0.70963 (felsik) 0.70456 (mafik)	0.70721 0.70424	0.512445 0.512665	-2.9 1.2	Boztuğ vd. (2007a)
Hamit granitoidi (A-tipi)	0.70875-0.71275	0.70822-0.70838	0.512307-0.512349	-4.8 - -5.5	İlbeyli vd. (2004)
Çamsarı kuvars siyeniti	0.711517 ± 11	0.708218	0.512215 ± 3	-7.1	Köksal ve Göncüoğlu (2008)
Ulukışla sodik alkalen volkanik kayalar	0.707242-0.707712	0.70704-0.70740	0.512279-0.512350	-4.1 - -5.5	Alpaslan vd. (2004)
Ulukışla ultrapotasik volkanik kayalar	0.708264-0.709514	0.70798-0.70917	0.512109-0.512231	-6.5 - -9.1	Alpaslan vd. (2006)

1.3. Yöntem

Bu projede, Ekecikdağ granitoidleri üzerindeki çalışmalarla Orta Anadolu granitoidlerinin ve dolayısıyla OAKK'nin oluşumuna yönelik tartışmalara ışık tutmak amacıyla farklı analitik metodlar kullanılarak detaylı çözümlenmelere gidilmesi amaçlanmıştır.

Saha jeolojisi çalışması öncel çalışmalardaki jeolojik haritaların revizyonu ve herbir farklı granitoidi en iyi şekilde temsil edecek örneklerin alınmasını kapsamıştır. Petrografi ve tüm-kayaç element jeokimyası ile kayaçların genel özellikleri ortaya konulmuştur. Mineral kimyası çalışması ile granitoidlerin petrolojik özellikleri hakkında detay bilgi sağlanması amaçlanmıştır. Tüm-kayaç Sr ve Nd izotop jeokimyası analizleri ile yukarıdaki çalışmalarda ortaya konulan veriler denetlenmiştir. Zirkon minerali üzerindeki radyometrik yaş tayini, iz element ölçümleri ve Lu-Hf izotop oranı analizleri ile de magmanın kaynağı ve yaşı üzerine önemli bilgilere ulaşılması amaçlanmıştır.

Yukarıda bahsi geçen analizlerle ilgili analitik metodlar herbir bölümün başında detaylı olarak verilmiştir.

2. Saha Jeolojisi ve Petrografi

2.1. Saha Jeolojisi

EMB granitoidleri öncel çalışmalarda; Türel (1991), Türel vd. (1993), Göncüoğlu ve Türel (1993, 1994), Göncüoğlu vd. (2004) ve Köksal (2005) dört ana birime ayrılmıştır: Borucu granodiyorit-monzograniti, Hisarkaya porfiri graniti, Sinandı mikrograniti ve Kalebalta lökograditi. Bu proje kapsamında, bu adlandırma sadeleştirilerek granodiyorit, mikrogranit ve lökogradit terimleri kullanılmıştır. Hisarkaya porfiri granitinin yaptığımız çalışmalarda Borucu granodiyoritine gerek saha ve gerekse petrolojik özellikleri açısından büyük benzerlik gösterdiği belirlenmiştir. Bu açıdan bu granitoid ayrı bir birim olarak değerlendirilmemiş granodiyorit alanı içerisinde haritalanmıştır. Arazi çalışmalarımız kapsamında; Türel (1991), Türel vd. (1993), Göncüoğlu ve Türel (1993, 1994) tarafından yapılmış jeoloji haritası revize edilmiştir (Şekil 2).

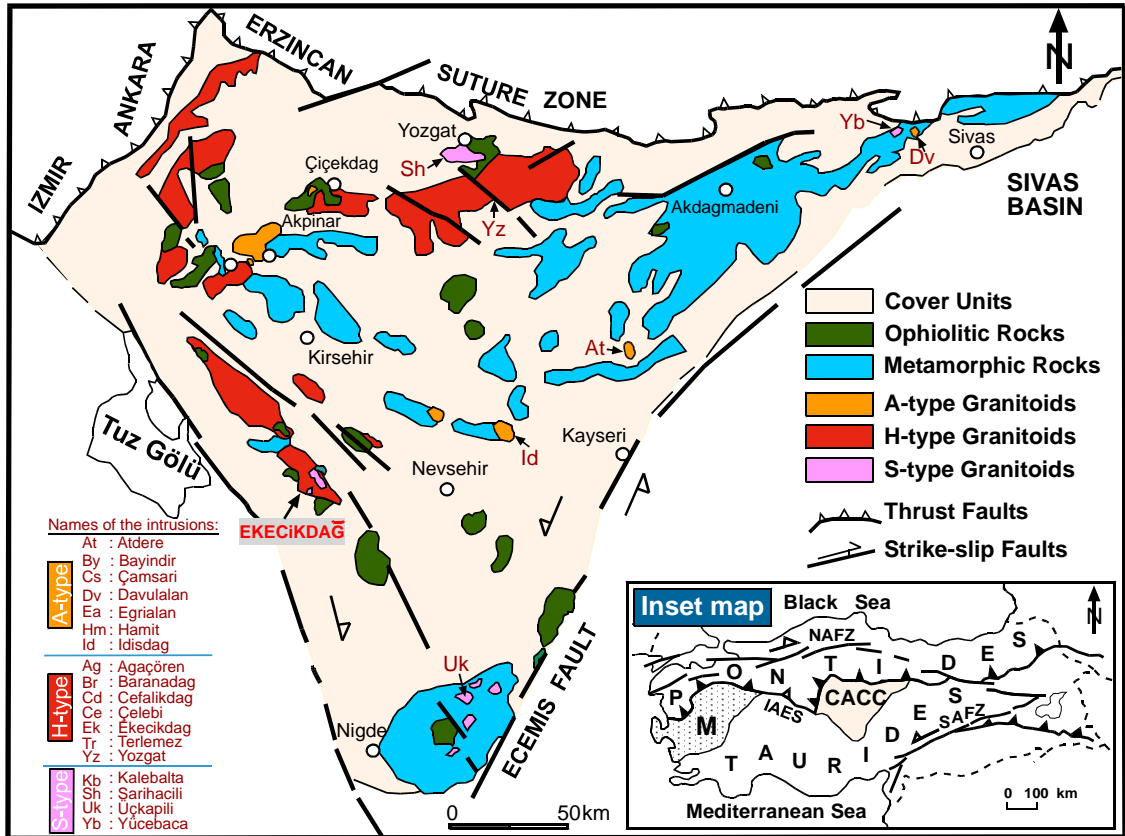
Granodiyorit bölgede ana granitik fazı oluşturmakta olup arazide büyük oval şekilli ve gri tonlu mostralarda halinde geniş yayılım göstermektedir (Şekil 3a). Granodiyorit, faneritik dokusu, yüksek biyotit ve amfibol içeriği (Şekil 3b-f), iri K-feldispat kristalleri (Şekil 3d, e) ile karakterize edilmektedir. Granodiyorit yaygın şekilsiz, köşeli veya yarı yuvarlak mafik mikrogranüler anklav içeriği ile dikkat çekmektedir (Şekil 4a-d).

Bölgede özellikle kuzeydoğu bölümde arazide yerli granitik kütlelerin olmadığı, ancak ayrılmış granitik materyalden oluşan örtü tabakasının var olduğu gözlemlenmektedir. Bu birimler Peçenek formasyonu olarak adlandırılan Oligosen-Miyosen örtü tabakasından farklılık gösterdiği için haritada ayrılmış granitoid olarak adlandırılmıştır (Şekil 2). Bu birim özellikle iri feldispat minerallerinin bulunması nedeniyle granodiyorit ayrılmış ürünleri olarak kabul edilmiştir.

(a)

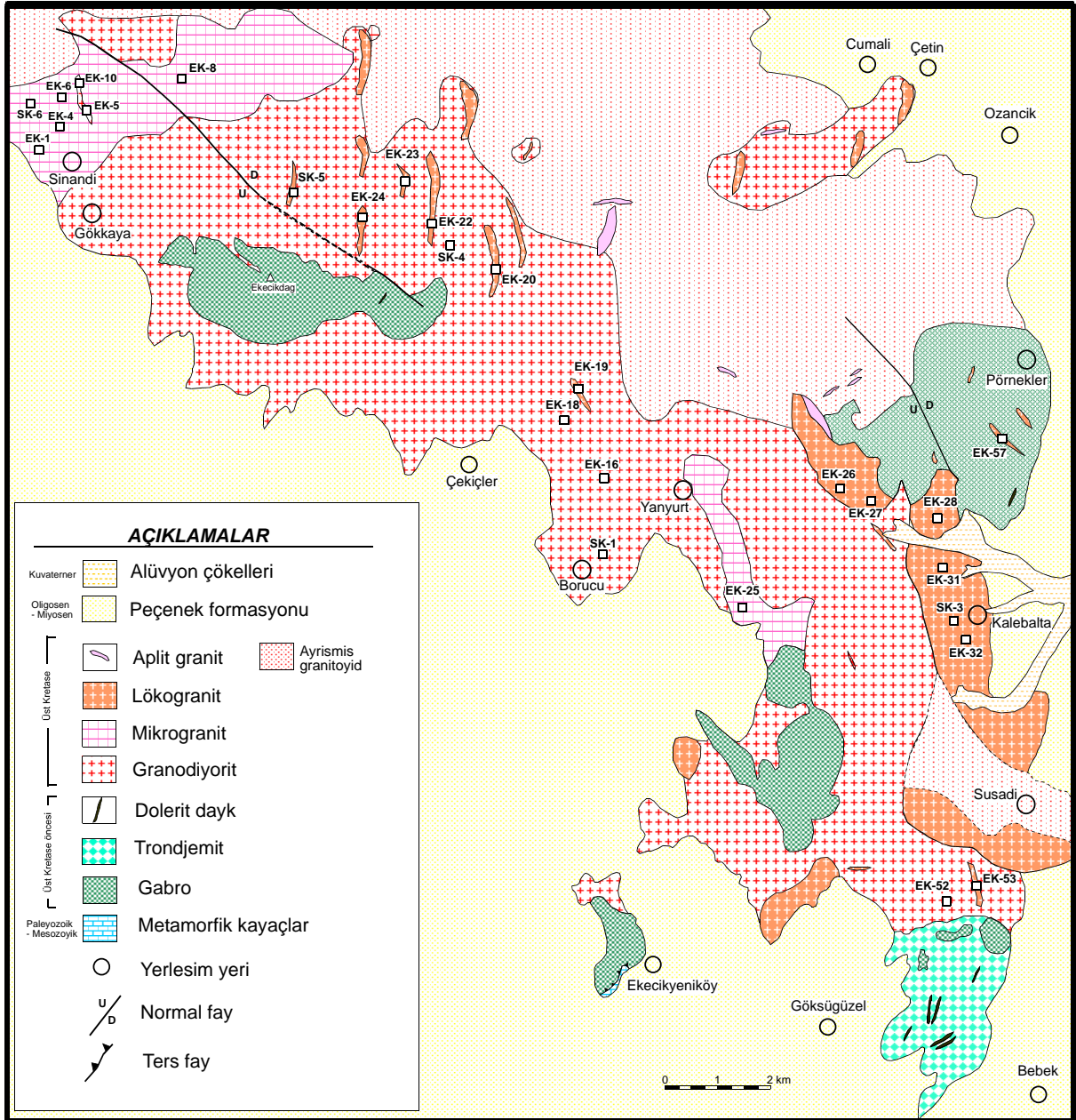


(b)



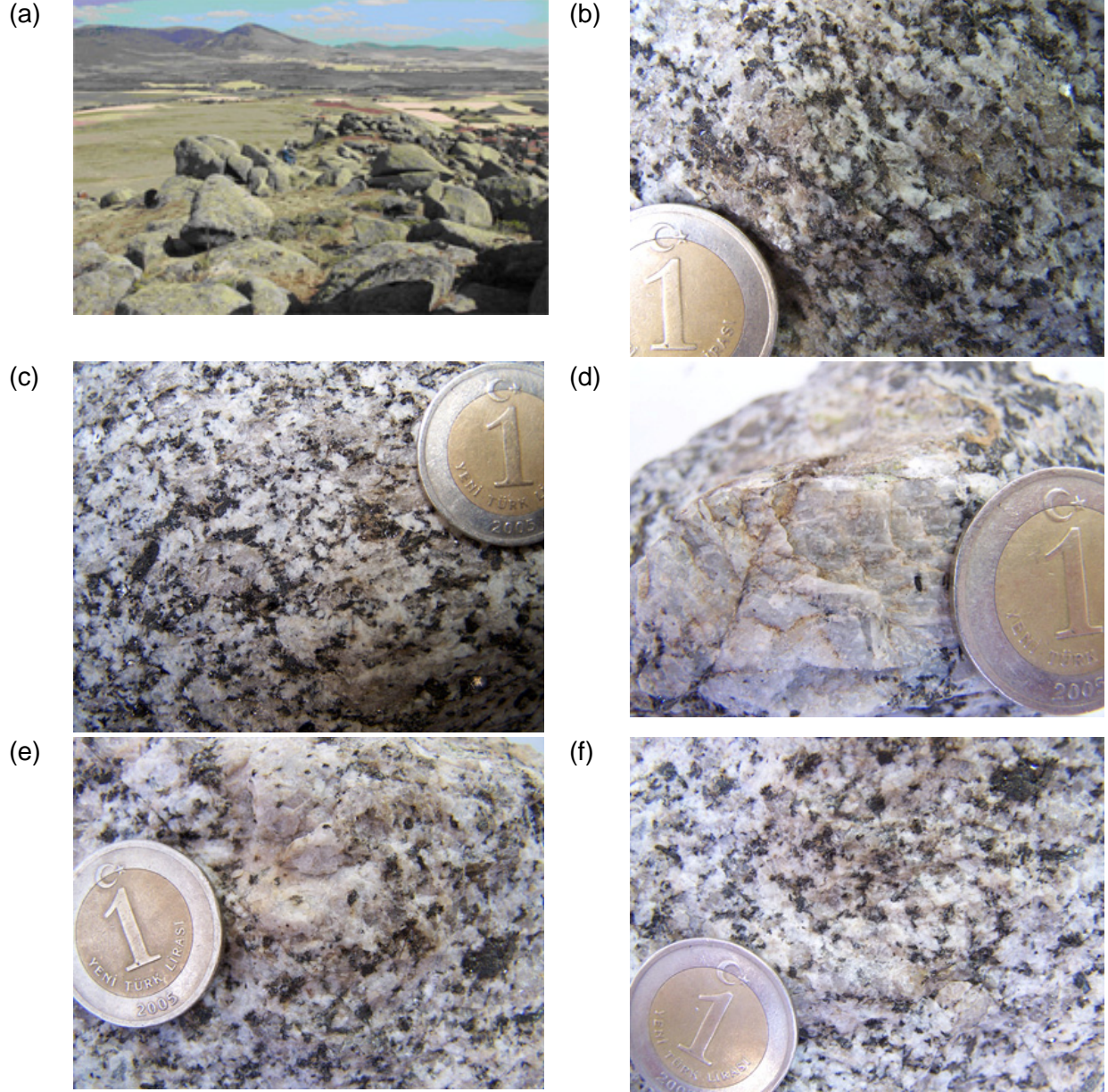
Şekil 1. (a) Ekecikdağ Bölgesinin Orta Anadolu'daki yerini gösterir harita, (b) Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı jeoloji haritası ile Komplekste yer alan granitik kayalar ile Ekecikdağ Magmatik Birliği'nin konumu (Türkiye haritasında CACC: Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı, M: Menderes Masifi) (Köksal vd., 2004'ten modifiye edilmiştir).

Mikrogranit, bölgenin kuzeybatısında Sinandı ve Gökkaya köyleri civarında ve doğusunda Yanyurt civarında yüzeylenmektedir (Şekil 2, 5a, b). Mikrogranit mikrogranüler yapısı ve koyu gri rengi ile arazide ayırtılmakta olup, yüksek biyotit içeriği ile göze çarpmaktadır (Şekil 5c, d). Mikrogranit lökogradit tarafından kesilmekte ancak granodiyoritle olan ilişkisi arazide net olarak tespit edilememektedir (Şekil 6a, b).

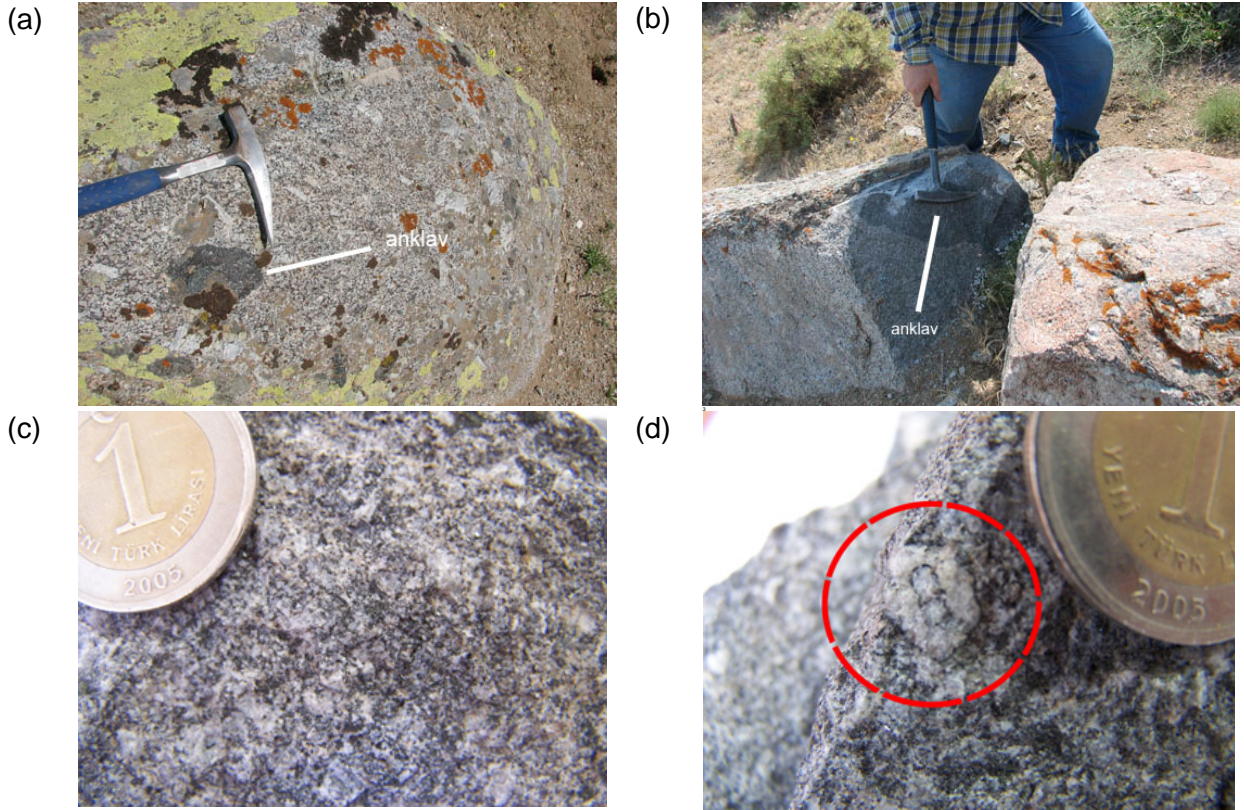


Şekil 2. Ekecikdağ Bölgesinin jeolojik haritası ve örnek lokasyonları (Türel, 1991'den değiştirilerek alınmıştır).

Lökogranit ise bölgenin doğu bölümünde büyük mostra şeklinde diğer bölümlerde ise granodiyorit ve mikrogranit (Şekil 6a, b) ve yer yer gabroyik kayalara sokulum yaparken rastlanmaktadır. (Şekil 2). Lökogranit bölgede pembemsi beyaz rengi, orta-eşit taneli yapısı ve mafik minerallerinin azlığı ile ayırtlanmaktadır (Şekil 7 a-f). Özellikle kuzey bölümde granodiyorite sokulum yapan dayk serileri şeklinde gözlenmektedir (Şekil 2).



Şekil 3. (a) Granodiyoritin genel arazi görünümü, (b-f) Granodiyoritin yakın çekim görünümü.

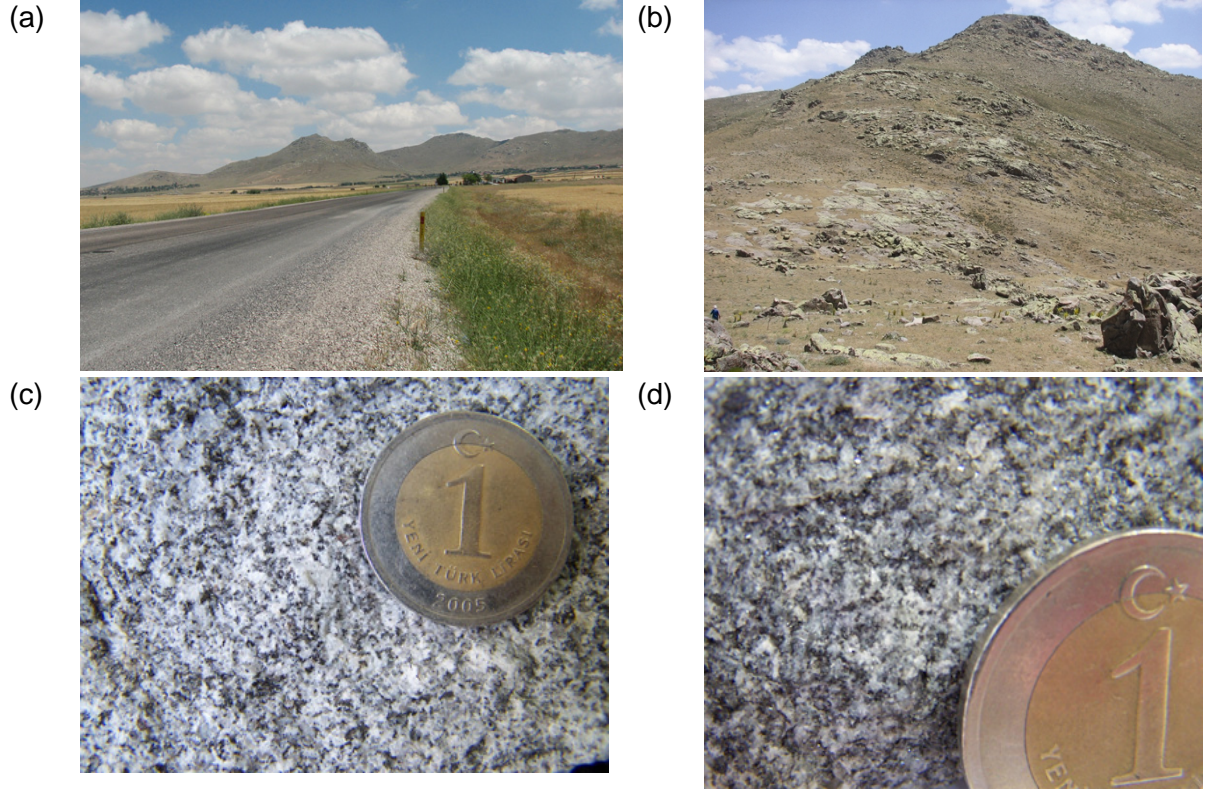


Şekil 4. (a-b) Granodiyorit içerisinde anklav görünümü (c-d) Anklav yakın çekim görünümü.

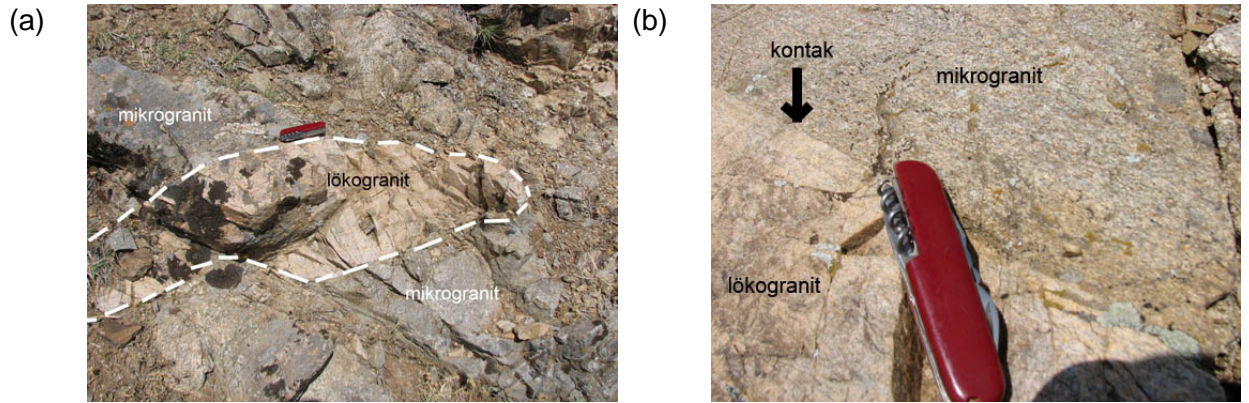
Granitoidler temel olarak el örneklerinde değişik oranlarda kuvars, ortoklas, plajiyoklas ve biyotit içeriğine sahip görünmektedir. Bunun yanısıra hepsinde kloritleşme, kaolinleşme ve serisitleşme ürünü başkalaşım mineraleri bulunmaktadır.

Granodiyorit, Sinandı ve Yanyurt köyleri civarında mikrogranitle kontak halindedir. Ancak bu alanlardaki kesme ilişkisi net olarak belirlenememiştir. Bölgenin kuzeyinde Hisarkaya yöresinde ve güneydoğusunda, Kalebalta yöresinde ise lökogradite ait dayklarca kesilmektedir.

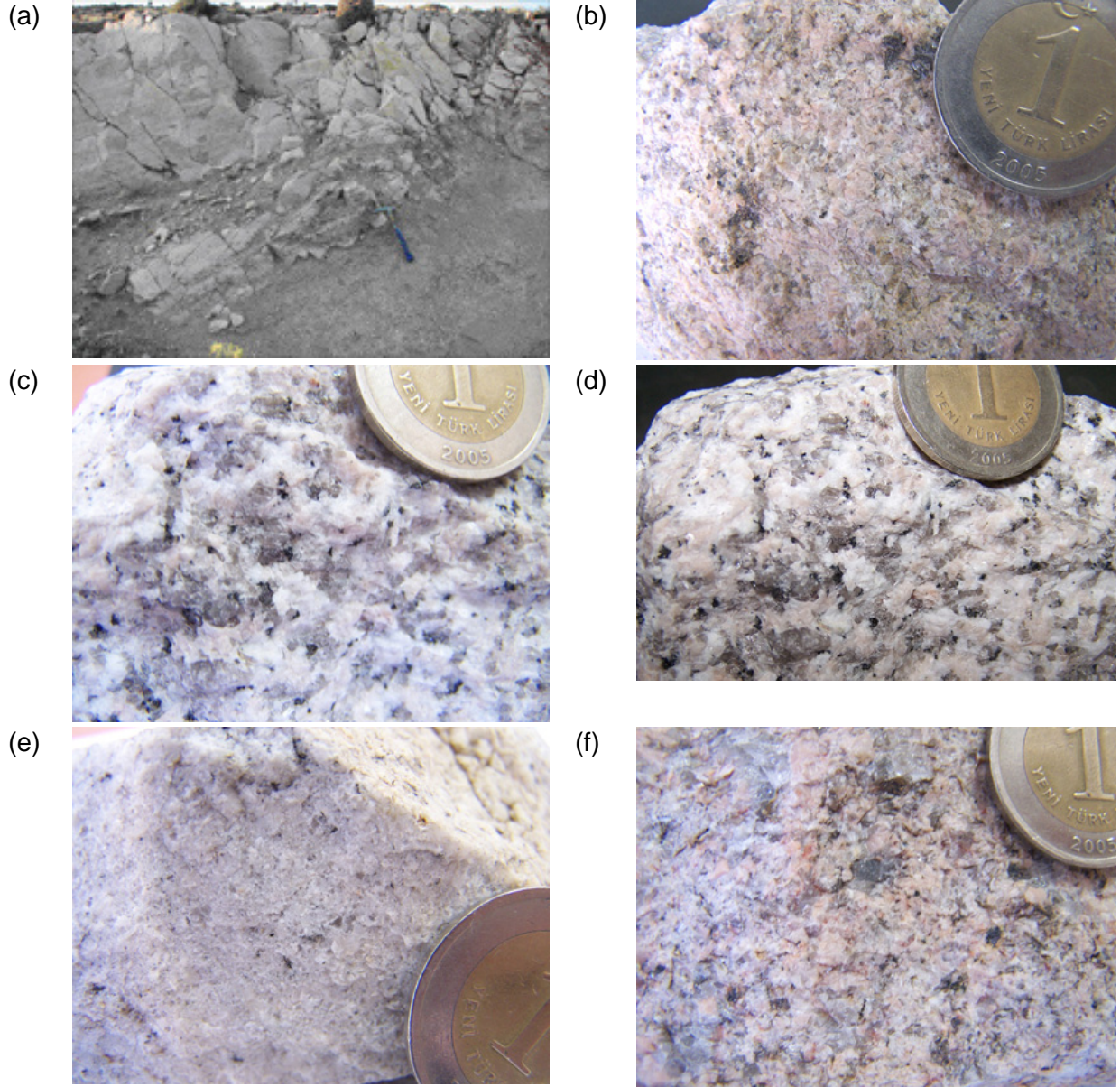
Ekecikdağ bölgesinde granitik kayaçların metamorfik kayaçlarla dokanağı bulunmamaktadır (Şekil 1). Ancak Ekecikdağ bölgesinin kuzeybatısında proje alanı dışında kalan Hacımahmutuşağı yöresinde granodiyorit ve lökograditin Prekambriyen-Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Orta Anadolu Metamorfik Kayaçlarına ait mermerlere (Aşıgediği Mermeri) sokulum yaptığı gözlenmektedir (Şekil 8a ve b) (Köksal vd., 2001b). Granodiyorit sokulum yaptığı bölümlerde mermerlerde dokanak başkalaşımına ve rekristalizasyona neden olmuştur (Köksal vd., 2001b). Hacımahmutuşağı yöresinde lökograditin Orta Anadolu Metamorfitlerinden Aşıgediği mermerlerine sokulum yaptığı yerlerde ise vollastonitli hornfels oluşumları bulunmaktadır (Şekil 8b) (Köksal vd., 2001b). Yine Hacımahmutuşağı yöresinde ofiyolitik kayaçlara ait gabroların granodiyorit tarafından kesildiği gözlemlenmektedir (Şekil 9) (Köksal vd., 2001b). Ekecikdağ bölgesindeki granitik kayaçlar ofiyolitik kayaçlardan trondjemit ve gabrolara sokulum yapmaktadır (Şekil 2, 10). Arazide granitoidlerle ofiyolitik birimlere ait kayaçların kesme ilişkisi Kalebalta köyü batısında en net şekilde gözlenmektedir (Şekil 10). Ancak granitlerce kesilen kayaçlarda dokanak başkalaşımı izlerine rastlanmamıştır.



Şekil 5. (a) Mikrogranitin yaygın olarak bulunduğu Sinandı Tepesi'nin güneyden görünümü, (b) Sinandı Tepesi civarında mikrogranitin arazi görünümü, (c-d) Mikrogranitin yakın çekim görünümü.

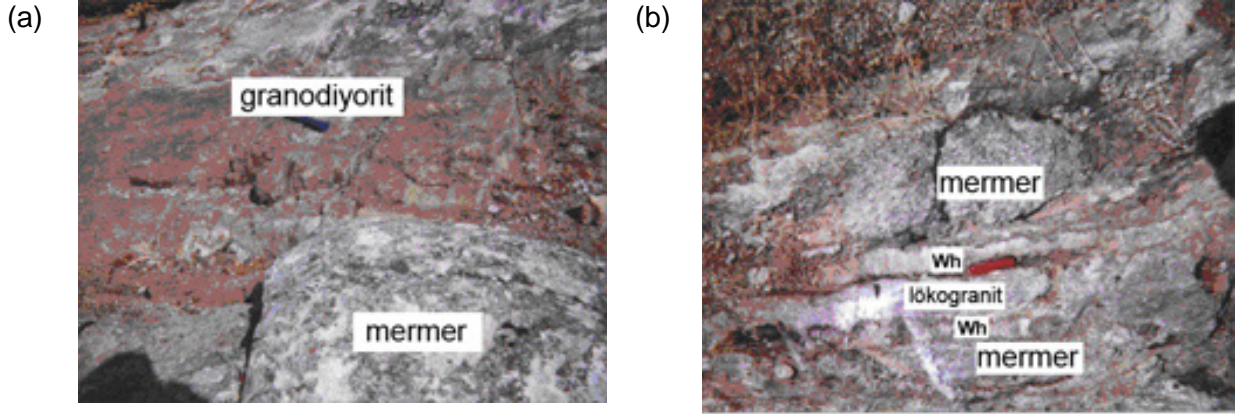


Şekil 6. (a) Mikrograniti kesen lökogradit daykı, (b) Mikrogranit-lökogradit kontağı yakın görünüm.

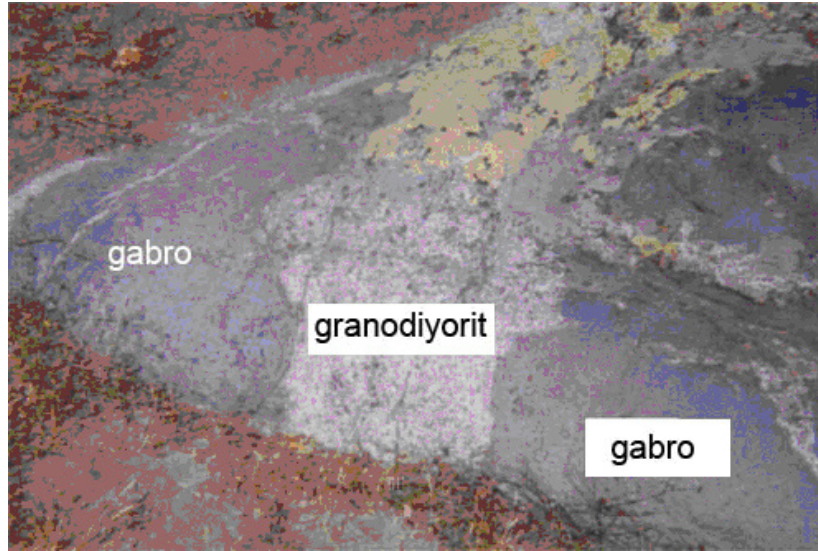


Şekil 7. (a) Lökogranitin genel arazi görünümü, (b-f) Lökogranitin yakın çekim görünümü.

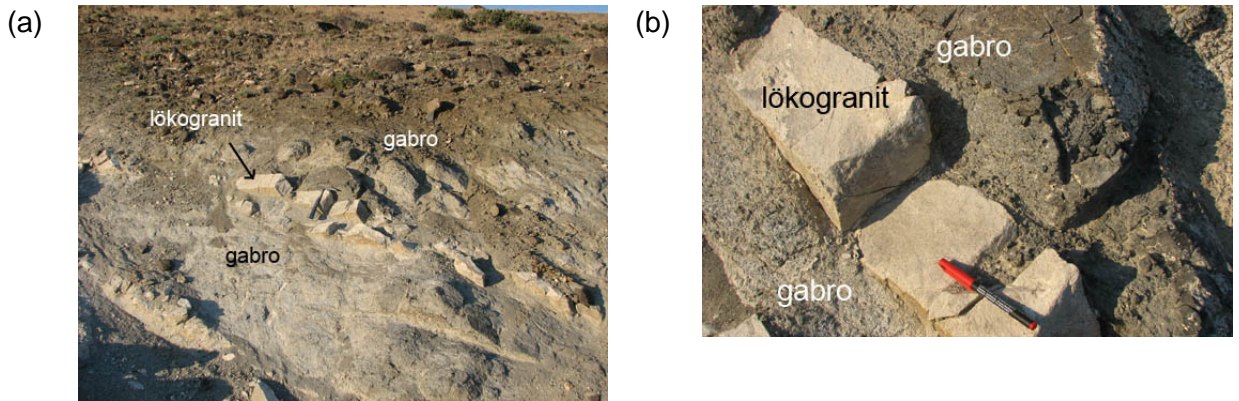
Granitik kayalar ve yöredeki ofiyolitik ve metamorfik kayalar, nehir yatağı ve/veya gölsel ortamı karakterize eden, yatay tabakalı ince taneli killi-tüflü, yer yer kuvars, jips, opal ve biyotit mineralleri içeren Oligosen-Miyosen yaşlı Peçenek formasyonu ile uyumsuz olarak örtülmektedir.



Şekil 8. (a) Granodiyorit in Hacımahmutuşağı yöresinde mermerlere sokulumu, (b) Lökogranit in Hacımahmutuşağı yöresinde mermerlere sokulumu sırasında oluşturduğu kontak metamorfik zon (Wh: vollastonit hornfels).



Şekil 9. Granodiyorit in Hacımahmutuşağı yöresinde gabrolara sokulumu.



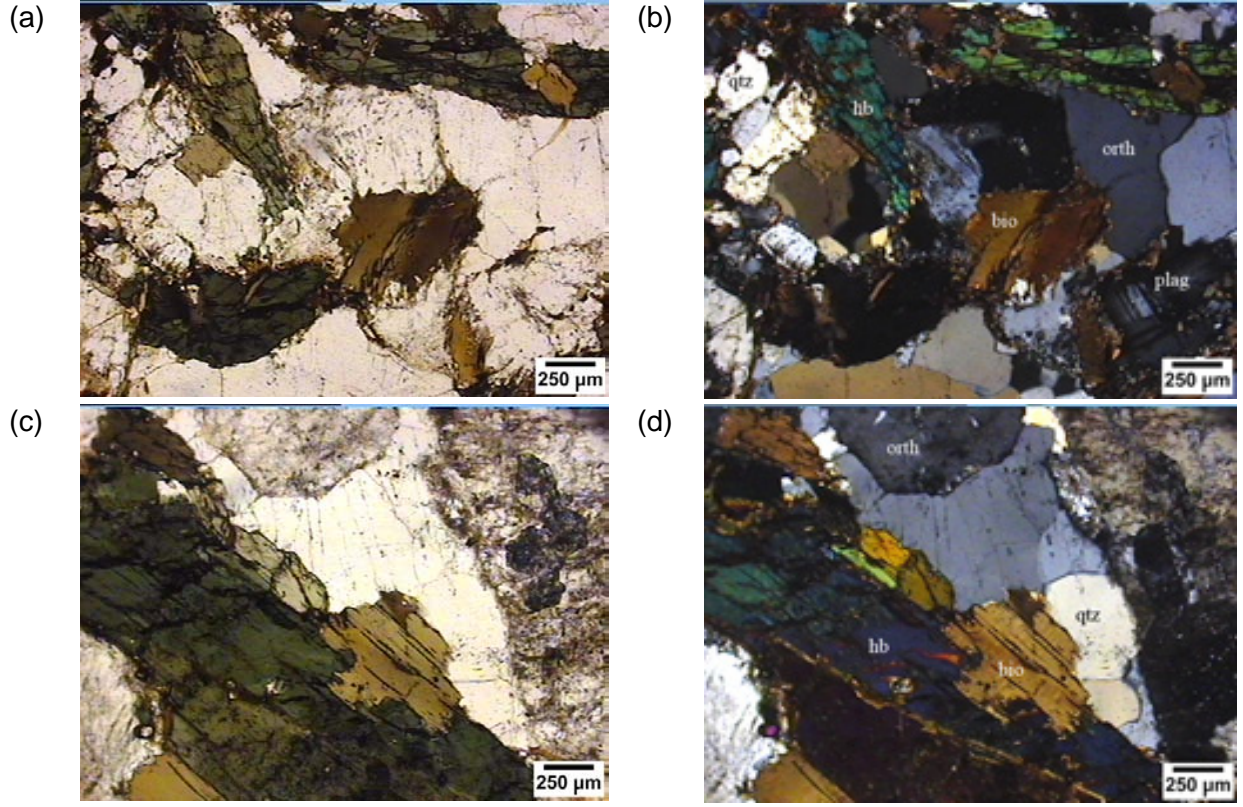
Şekil 10. (a-b) Ekecikdağ yöresinde granitik kayaçların (açık renkli birimler) gabrolara (koyu renkli birimler) sokulumu.

2.2. Petrografi

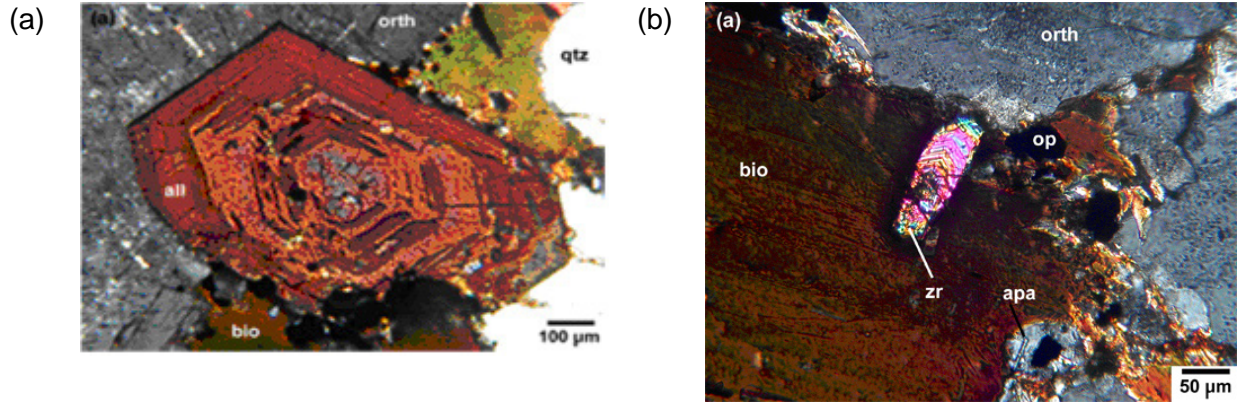
Ekecikdağ yöresindeki granitik kayalar genel olarak değerlendirildiğinde; granodiyoritte hornblend mineralinin varlığı, mikrogranit ve lökogramitlerde ise biyotit-birincil muskovit birlikteliği dikkat çekmektedir. Bu kayaların petrografik özellikleri kısaca aşağıda sunulmaktadır.

Granodiyorit; kuvars, ortoklas, plajiyoklas, biyotit ve hornblend mineralleri içermektedir. Zirkon, titanit, allanit, apatit ve opak mineraller aksesuar olarak belirlenen minerallerdir. Yarıözşekilli ve şekilsiz kristallerden oluşan granodiyorit, orta boylu kuvars, plajiyoklas, ortoklas, biyotit minerallerinden oluşan faneritik ve granitik dokuya sahipken, iri potasyum feldispat kristalleri içeriğiyle yer yer porfiri doku göstermektedir (Şekil 11). Ortoklaslar genellikle Karlsbad ikizlenmesi ile pertitik doku gösterirler. Plajiyoklaslar ise genellikle zonlu yapıdadırlar. Biyotit içeriği yüksek olup, sarı-yeşil-kahverenkli (Şekil 11a, c). Aksesuar minerallerden allanit yer yer 1 mm'ye yakın çapta özşekilli kristaller halinde gözlenmektedir (Şekil 12a). Zirkon kristalleri kesitlerde zonlu yapıları ile biyotit, kuvars, ortoklas ve plajiyoklaslarla dokanakta veya bunların içerisinde kapanım olarak yer almaktadır (Şekil 12b). Kayaç içerisinde bulunan hornblend minerallerinin yanısıra, hornblendce zengin ve az miktarda plajiyoklas içeren mikrogranüler anklavlar da bu granitoidde oldukça yaygındır (Şekil 13).

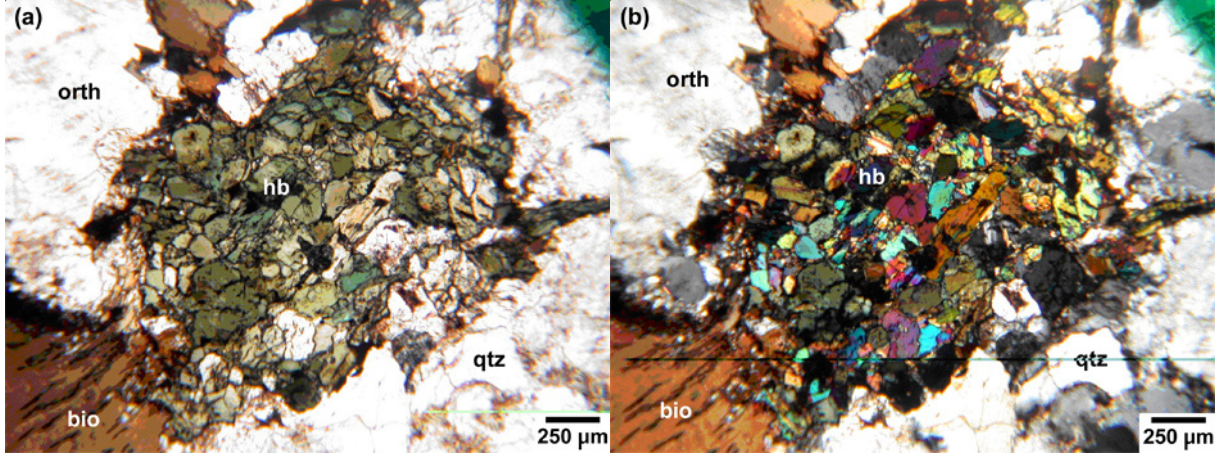
Mikrogranit, kuvars, ortoklas, mikroklin, plajiyoklas, biyotit ve muskovit (birincil ve ikincil) içermektedir. Opak, zirkon ve apatit aksesuar olarak belirlenen minerallerdir (Şekil 14). Yarışekilli ve şekilsiz kristallerden oluşan mikrogranit mikrofaneritik doku ile karakterize edilir (Şekil 14a, b). Ayrıca mikrografik ve mirmekitik doku da gözlenmektedir (Şekil 14b). Kuvarslar anhedral olup, granitik doku göstermektedir (Şekil 14b). Ortoklaslar genellikle Karlsbad ikizlenmesi ile pertitik doku gösterirler. Zonlu plajiyoklasların yanısıra ve albititik ikizlenmeli plajiyoklaslar da yaygındır (Şekil 14a). Biyotitler yeşil, kırmızı-kahverengi renkli olup sarı-yeşil veya kahverengi-yeşil pleokrizma göstermektedir (Şekil 15). Bazı biyotitlerde kloritleşme görülmektedir (Şekil 15 c, d). Biyotit - birincil muskovit birlikteliğinin (Şekil 15a-d) yanısıra ikincil muskovit oluşumları da kesitlerde göze çarpmaktadır (Şekil e, f). Zirkon biyotit, plajiyoklas, kuvars ve ortoklaslarla dokanakta ve yeryer bunların içinde kapanım olarak bulunmakta, biyotitler içerisinde metamikt taneler şeklinde de gözlenmektedir.



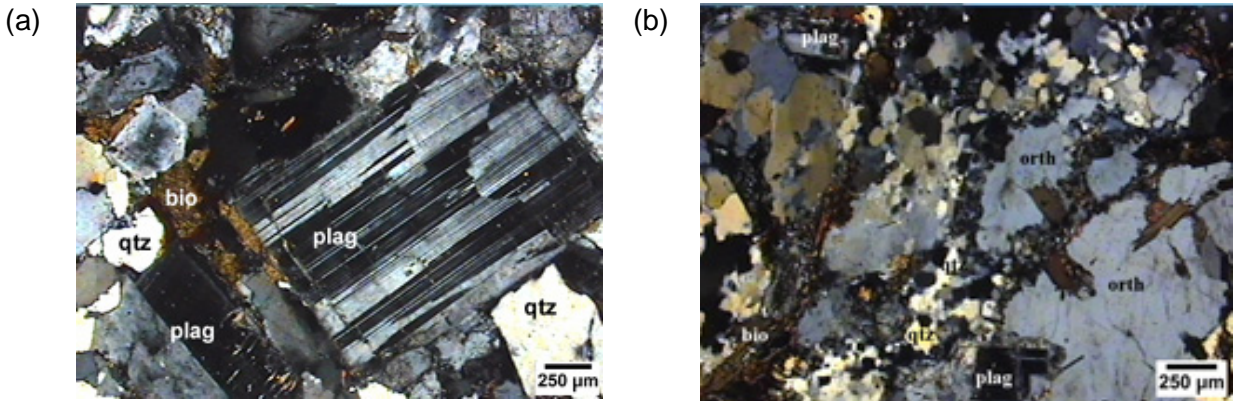
Şekil 11. Granodiyoritten genel petrografik görünümeler.



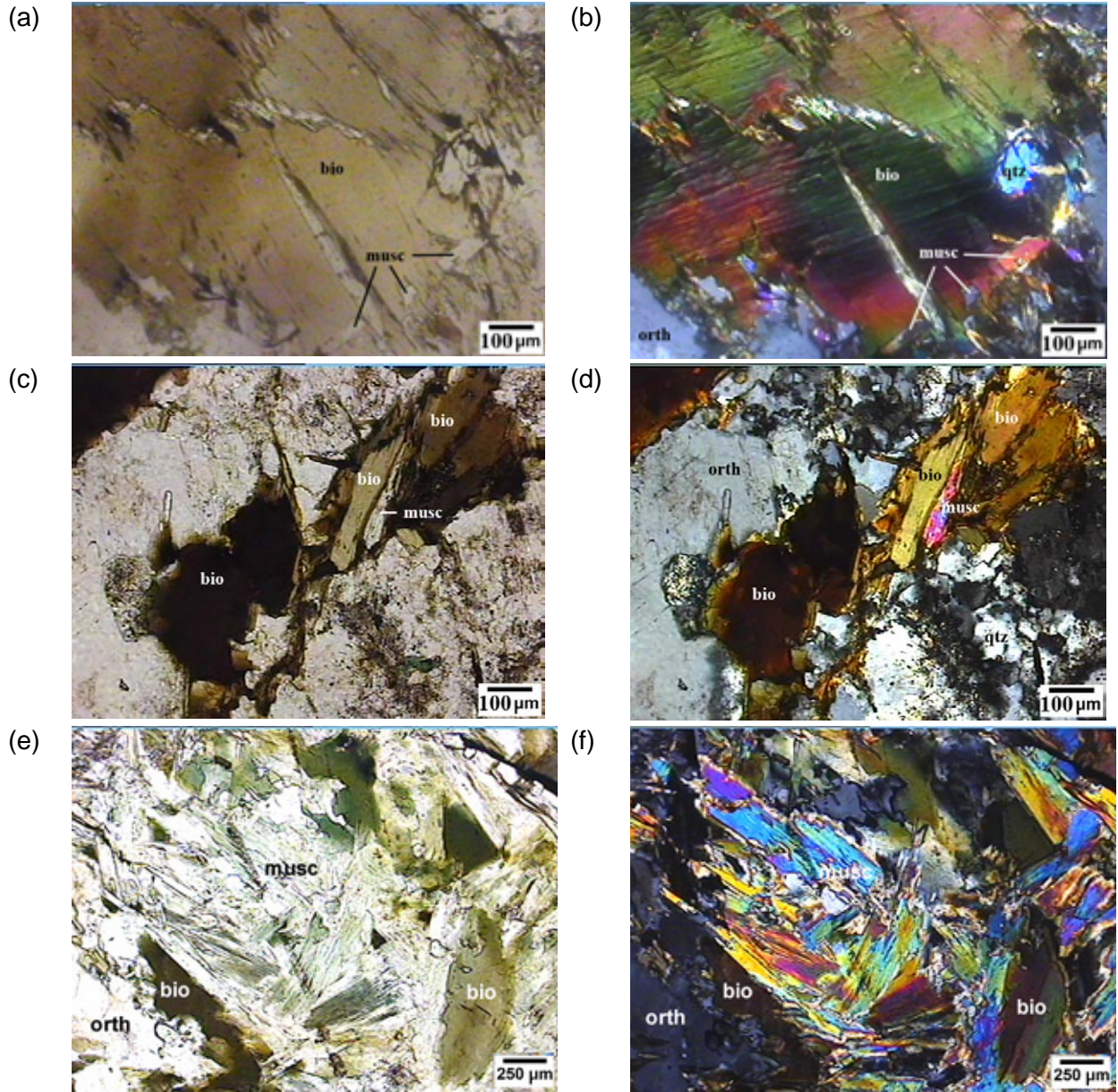
Şekil 12. (a) Granodiyoritte gözlenen allanit minerali, (b) Granodiyoritteki zonlu zirkon kristali (zr: zirkon, apa: apatit, op: opak, orth: ortoklas, bio: biyotit).



Şekil 13. Granodiyoritte gözlenen mafik mikrogranüler anklavların petrografik görünümü: (a) analizör kapalı (b) analizör açık (qtz: kuvars, orth: ortoklas, bio: biyotit, hb: hornblend).

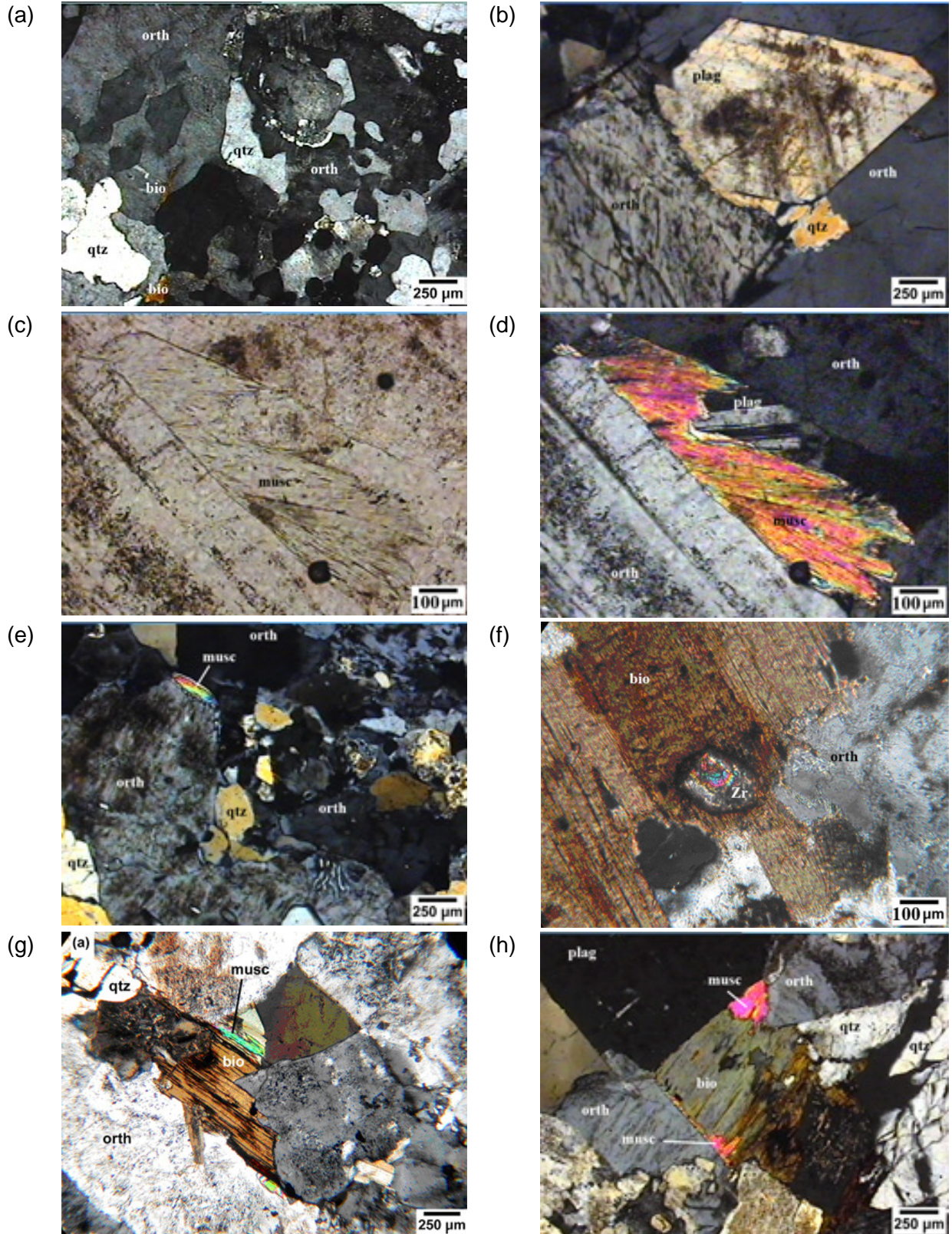


Şekil 14. (a) Mikrogranitin genel petrografik görünümü, (b) Mikrogranitte gözlenen mikrografik doku (plag: plajiyoklas; qtz: kuvars; bio: biyotit, orth: ortoklas).



Şekil 15. Mikrogranitte biyotit ve muskovit birlikteliğinin petrografik görünümü: (a-d) biyotit-birincil muskovit, (e-f) biyotit-ikincil muskovit (a, c, e'de analizör kapalı, b, d ve f'de analizör açık) (qtz: kuvars, orth: ortoklas, plag: plajiyoklas; bio: biyotit, musc: muskovit).

Lökogranitte ise kuvars, ortoklas, plajiyoklas, biyotit ana mineraller olup muskovit (birincil ve ikincil), apatit, zirkon ve opak mineraller aksesuar mineralleridir (Şekil 16). Lökogranit eşit boyutlu kuvars, ortoklas ve az miktarda biyotit ve aksesuar muskovit içeriği ile lökokratik ve granitik doku ile yer yer mikrografik doku göstermektedir (Şekil 16a). Plajiyoklas genelde albit içerikli olup, bazı kesitlerde özşeklini korumuş olarak gözlenmektedir (Şekil 16b). Muskovit birincil olarak bulunduğu gibi (Şekil 16 c-e), yer yer biyotitle beraber ikincil olarak da bulunmaktadır (Şekil 16g, h). Petrografik kesitte zonlu yapısı gözlenebilen zirkon kristalleri biyotit, kuvars, ortoklas ve plajiyoklas mineralleri ile ilişkilidir (Şekil 16f).



Şekil 16. (a) Lökogranitin genel petrografik görünümü ve mikrografik doku (b) lökogranitte özşekilli plajiyoklas kristali, (c-d) birincil muskovit kristali (analizör kapalı ve açık modda), (e) lökogranitte genel görünüm ve birincil muskovit kristali, (f) zonlu zirkon kristali, (g-h) biyotit ve ikincil muskovit (qtz: kuvars, orth: ortoklas, bio: biyotit, musc: muskovit, plag: plajiyoklas, zr: zirkon).

3. Tüm-Kayaç Element Jeokimyası

Proje kapsamında Ekecikdağ granitoidlerinden yapılmış olan tüm-kayaç element jeokimyası analizleri verileri ve bunlara ilişkin değerlendirmeler aşağıda sunulmaktadır.

3.1. Analitik Metodlar

Tüm-kayaç jeokimya analizleri granodiyorit ve mikrogranitten 5'er adet, lökograditten ise 7 adet taze ve kayaçları temsil eden örneklerden Acme Analitik Laboratuvarı (Kanada)'nda, 4a ve 4b standart analitik yöntemleri kullanılarak yaptırılmıştır (Tablo 3).

Ana, iz ve nadir toprak elementleri elementleri (REE), $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ile füzyon sonrasında ICP-AES (endüktif eşleşmiş plazma atomik emisyon spektrometresi) ve asitte çözündürme sonrası (HNO_3 of 5%) ICP-MS (endüktif eşleşmiş plazma kütle spektrometresi) kullanılarak ölçülmüştür.

Saptama sınırları ana elementler için SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 'de 0.01 wt. %, Fe_2O_3 'te 0.04 wt. %, P_2O_5 ve Cr_2O_3 'te 0.001-0.002 wt. % ve LOI için 0.10 wt. % 'dir.

İz elementler ve REE saptama sınırları ise şu şekildedir; V'da 8 ppm in, Ba ve Sn'de 1 ppm, Sr, Gd ve W'de 0.5 ppm, Nd'da 0.3 ppm, Cs, Hf, Nb, Rb, Ta, U, Y, Zr, Th, La and Ce'da 0.1 ppm, Sm, Dy, Yb'da 0.05 ppm, Er'de 0.03 ppm in, Pr, Eu ve Ho'da 0.02 ppm, Tb, Tm, Lu'da 0.01. Analitik hassasiyet ana elementler için % 0.05- 0.15 olup, iz elementler ve REE için % 0.5 'den %1.5'e değişmektedir.

3.2. Tüm-kayaç Jeokimya Analizleri

Ekecikdağ granitoidlerinde öncel çalışmalarda REE de içeren tam bir veri seti bulunmadığından yeni yaptırılan toplam 17 adet örnekten elde edilmiş olan tüm-kayaç jeokimya analizleri verileri Tablo 3'te sunulmaktadır.

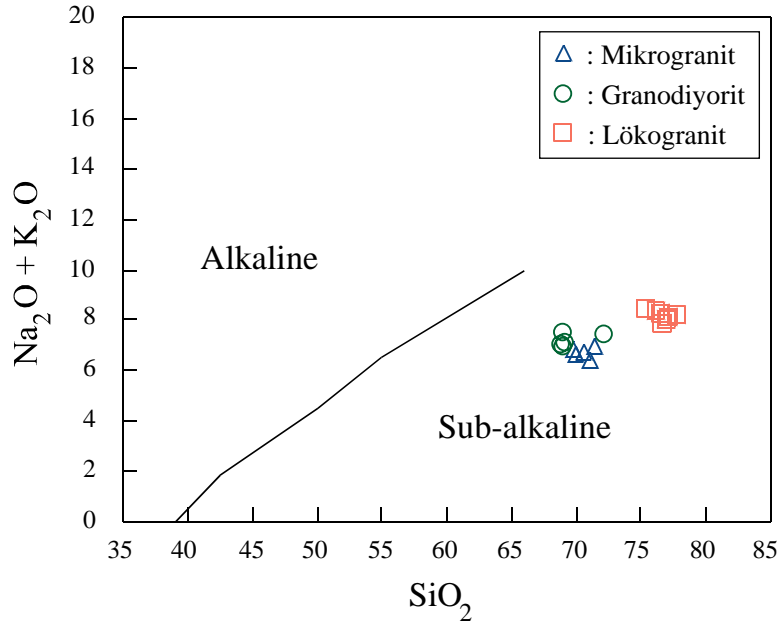
Granitoid örneklerinin tamamı SiO_2 'ye karşılık $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ grafiğinde (Irvine ve Baragar, 1971) sub-alkalen gruba düşmektedir (Şekil 17). $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ grafiğinde (Peccerillo ve Taylor, 1976) ise örnekler yüksek potasyumlu kalk-alkalen seri içinde yer almaktadır (Şekil 18). Shand (1943) grafiğinde granodiyorit metalüminalıdan peralüminalıya geçiş göstermekte, ancak A/CNK oranları 1.1'in altında kalmaktadır (Şekil 19). Buna karşın mikrogranit örnekleri bir adet zayıf peralüminalı örnek dışında $\text{A/CNK} > 1.1$ oranı göstermesiyle Chappell ve White (1974) sınıflamasına göre S-tipi granitoidlerin özelliğine uyum sağlamaktadır. Mineralojik ve petrografik olarak S-tipi olarak nitelendirilebilecek lökograditten ise zayıf peralüminalı özellik sunmakta ve A/CNK oranları 1.1'in altında kalmaktadır. Bu oranın düşük kalması, ortoklasların varlığı ve mineral kimyası analizlerinde saptandığı şekilde plajiyoklasların albitik bileşimde olması ile açıklanabilir.

Tablo 3. Ekecikdağ granitoidleri tüm kayaç jeokimya verileri (M: Mikrogranit; G: Granodiyorit; L: Lökogranit).

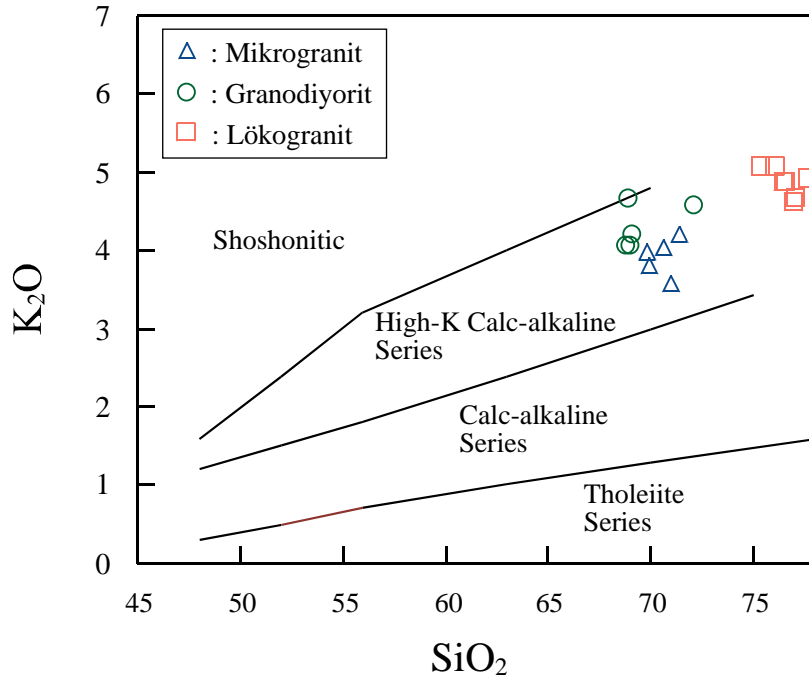
	EK-1	EK-4	EK-6	EK-8	EK-25	EK-5	EK-10	EK-16	EK-18	EK-52
Granitoyid	M	M	M	M	M	G	G	G	G	G
SiO ₂	70.6	69.9	71.4	71.0	70.0	69.2	68.8	69.0	69.0	72.1
TiO ₂	0.36	0.40	0.34	0.37	0.42	0.27	0.29	0.31	0.32	0.22
Al ₂ O ₃	14.8	15.1	14.8	15.1	14.9	15.0	15.1	14.9	14.8	14.2
Fe ₂ O ₃	2.68	3.14	2.83	3.05	3.33	3.41	3.64	3.32	3.64	2.53
MnO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06
MgO	0.71	0.88	0.65	0.76	0.80	1.00	1.10	0.98	1.06	0.69
CaO	2.58	2.62	2.13	2.51	2.81	2.93	2.94	2.95	3.03	2.15
Na ₂ O	2.66	2.76	2.72	2.74	2.80	2.92	2.92	2.81	2.87	2.80
K ₂ O	4.01	3.95	4.17	3.56	3.78	4.20	4.06	4.67	4.06	4.58
P ₂ O ₅	0.12	0.15	0.11	0.12	0.15	0.06	0.07	0.08	0.09	0.06
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.05	0.02
LOI	1.20	0.90	0.60	0.50	0.80	0.80	0.80	0.80	0.90	0.40
Sum	99.85	99.81	99.84	99.82	99.83	99.88	99.87	99.85	99.89	99.85
Rb	126	148	152	133	127	164	152	163	163	227
Sr	217	237	191	226	219	143	142	145	142	122
Nb	12	13	12	13	15	7	7	9	10	10
La	31.0	35.7	30.6	35.2	36.6	21.0	30.4	61.1	38.1	26.5
Ce	60.6	68.2	58.6	67.7	72.0	37.9	54.6	100.6	65.2	48.2
Pr	7.0	7.9	6.9	7.8	8.2	4.0	5.6	10.4	7.1	5.6
Nd	26.1	30.3	25.4	29.4	31.4	13.7	19.3	31.3	23.8	19.8
Sm	5.0	5.5	5.1	5.5	6.1	2.6	3.1	4.3	3.8	3.6
Eu	1.07	1.32	0.99	1.13	1.22	0.61	0.63	0.69	0.62	0.59
Gd	4.37	4.79	4.22	4.76	5.76	2.42	2.74	3.11	3.40	3.27
Tb	0.70	0.69	0.64	0.73	0.99	0.41	0.45	0.44	0.47	0.55
Dy	3.68	3.77	3.48	4.00	5.43	2.61	2.72	2.64	2.95	3.27
Ho	0.68	0.66	0.64	0.74	1.09	0.54	0.54	0.53	0.61	0.69
Er	1.89	1.87	1.68	2.01	3.09	1.57	1.63	1.52	1.88	2.09
Tm	0.28	0.27	0.27	0.31	0.48	0.25	0.26	0.26	0.28	0.34
Yb	1.78	1.80	1.69	1.96	2.88	1.74	1.75	1.70	1.90	2.32
Lu	0.26	0.27	0.24	0.30	0.42	0.27	0.25	0.26	0.29	0.36
Y	20	20	18	21	32	15	16	15	17	21
Cs	4.6	38.2	8.1	5.5	9.2	6.6	5.0	6.1	7.3	11.0
Ta	0.9	0.9	1.0	1.1	1.1	0.9	0.7	0.8	0.9	1.2
Sc	7.0	7.0	7.0	7.0	9.0	6.0	8.0	6.0	7.0	4.0
Pb	1.6	6.3	3.8	2.6	3.0	3.4	3.7	5.1	8.2	9.8
U	2.2	2.7	2.6	2.8	2.3	5.0	4.3	6.3	4.8	8.3
Th	10.9	13.5	12.5	13.8	10.4	13.4	21.0	27.8	21.2	20.8
Ni	8.6	5.8	5.7	8.8	8.3	7.3	13	9.6	11.7	4.4
Cu	2.3	2.3	3.1	2.7	1.7	3.2	2.9	5.1	27.7	2.3
Ga	15.5	16.2	15.2	16.3	16.4	13.6	13.6	14	14.7	14.7
Mo	1.5	2	2.1	2.9	1.9	3.2	1.8	3.3	5.4	1.8
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	2	3	2	3	4	2	2	3	4	7
Sb	<0.1	0.2	0.2	<0.1	<0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1
Ba	717	901	709	765	799	573	589	594	445	462
Zr	151	179	144	177	177	106	113	135	139	105
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Zn	43	49	52	47	56	32	33	35	38	37
Hf	4.4	5.1	4.4	5.3	5.0	3.2	3.6	4.0	3.9	3.5
(Eu/Eu*) _{CN}	0.69	0.78	0.65	0.67	0.63	0.74	0.66	0.58	0.53	0.52
(La/Yb) _{CN}	11.83	13.47	12.30	12.20	8.63	8.20	11.80	24.42	13.62	7.76

Tablo 3 (devam).

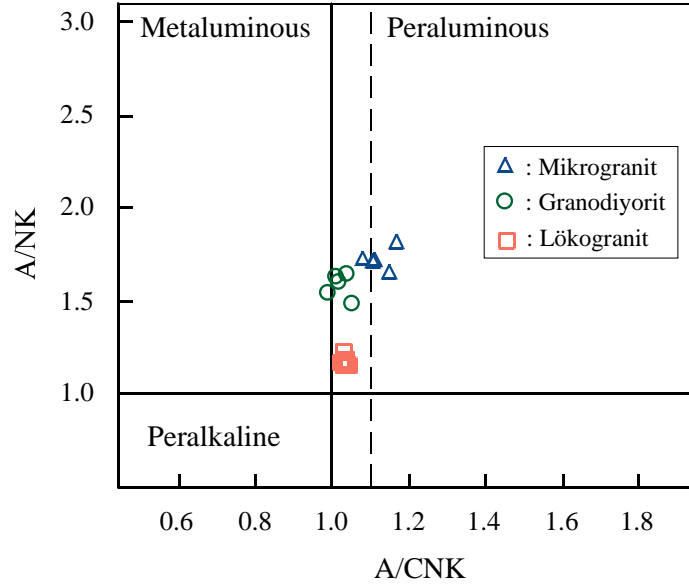
	EK-19	EK-20	EK-22	EK-23	EK-24	EK-26	EK-31	EK-32	EK-28	EK-53	EK-27	EK-57
Granitoyid	L	L	L	L	L	L	L	L	L	L	L	L
SiO ₂	77.0	77.1	76.0	76.2	76.4	77.7	75.4	76.5	77.0	76.2	76.1	76.6
TiO ₂	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.07	0.08	0.07	0.02	0.03	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	12.3	12.6	12.8	12.6	12.7	12.2	12.9	12.7	12.5	12.8	12.9	12.6
Fe ₂ O ₃	1.05	0.92	0.94	0.98	0.97	1.21	1.33	1.08	1.07	0.75	0.88	0.91
MnO	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.06	0.06	0.06	0.01	0.01	0.01
MgO	0.04	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04	0.14	0.12	0.03	0.10	0.03	0.10
CaO	0.60	0.73	1.05	0.56	1.07	0.64	0.74	0.78	0.74	0.84	0.83	1.08
Na ₂ O	3.45	3.44	2.81	3.48	2.88	3.25	3.41	3.44	3.57	2.50	3.31	2.99
K ₂ O	4.64	4.70	5.25	4.98	5.10	4.94	5.08	4.90	4.66	6.07	5.10	4.90
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01
Cr ₂ O ₃	0.05	0.02	0.02	0.04	0.05	0.02	0.04	0.02	0.03	0.05	0.02	0.04
LOI	0.80	0.40	1.00	0.90	0.60	-0.20	0.70	0.30	0.20	0.60	0.70	0.70
Sum	99.99	99.97	99.97	99.93	99.95	99.94	99.92	99.93	99.95	99.96	99.98	99.95
Rb	376	339	209	444	198	398	400	385	305	234	263	209
Sr	6	10	24	9	26	7	29	28	5	35	20	30
Nb	13	20	14	40	6	34	22	22	5	2	10	10
La	8.3	8.8	8.8	11.5	7.7	11.5	19.3	18.6	8.5	17.4	13.2	17.1
Ce	23.3	19.6	22.1	27.0	24.6	25.4	38.9	37.5	17.9	39.1	26.8	32.1
Pr	2.2	2.4	2.4	3.4	2.0	3.0	4.2	4.1	2.2	3.9	2.9	3.9
Nd	8.2	8.9	8.4	12.8	7.0	10.6	14.9	14.5	7.7	13.0	9.7	13.0
Sm	2.0	2.2	1.9	3.8	1.5	2.9	3.9	3.5	1.8	2.4	2.4	3.1
Eu	0.11	0.16	0.17	0.11	0.17	0.09	0.16	0.17	0.06	0.23	0.12	0.14
Gd	1.86	2.40	2.04	4.37	1.37	3.09	4.51	3.91	1.96	1.87	2.63	3.28
Tb	0.40	0.49	0.43	1.00	0.25	0.67	1.00	0.83	0.42	0.30	0.61	0.64
Dy	2.40	3.08	2.63	6.44	1.52	4.25	6.34	5.15	2.96	1.75	4.27	4.28
Ho	0.53	0.71	0.66	1.50	0.35	0.94	1.49	1.14	0.78	0.37	1.04	0.93
Er	1.73	2.28	2.15	4.95	1.16	2.85	4.53	3.49	2.69	1.16	3.59	3.06
Tm	0.31	0.41	0.40	0.90	0.23	0.50	0.76	0.60	0.52	0.24	0.70	0.54
Yb	2.28	2.85	2.87	6.43	1.63	3.26	5.04	4.04	4.04	1.56	5.10	3.76
Lu	0.34	0.46	0.44	1.04	0.28	0.49	0.74	0.62	0.67	0.26	0.83	0.63
Y	16	21	18	47	11	26	47	36	26	11	35	30
Cs	17.4	7.9	5.1	14.0	4.6	5.1	7.7	6.8	5.7	5.0	4.2	3.0
Ta	2.3	2.7	3.7	5.3	1.3	3.7	3.1	3.6	1.0	0.6	2.8	2.9
Sc	<1	<1	<1	2.0	<1	2.0	3.0	2.0	<1	<1	<1	2.0
Pb	8.8	8.8	4.8	12.5	6.7	15.4	7.1	5.4	7.9	9.2	9.2	6.4
U	3.2	5.5	10.1	18.0	5.5	5.1	11.7	16.0	5.6	6.5	7.0	5.2
Th	18.1	32.9	26.8	34.8	30.9	32.8	33.9	34.3	45.2	33.4	28.8	25.7
Ni	7.2	5.2	4.3	4.8	8.4	3.1	5.8	6.7	6.4	6.1	5.6	8.2
Cu	3.3	1.8	13.5	3.2	51.8	2.4	2.6	1.3	3.1	3	21.7	3.8
Ga	10.7	11.7	11.5	13.8	11.4	12.5	12.8	12.9	12.5	10.9	12.4	12.3
Mo	5.4	2.3	1.9	4.2	4.3	2.3	4.4	1.7	2.6	4.5	1.9	4.9
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	3	2	3	4	2	2	3	3	4	<1	1	<1
Sb	0.3	0.2	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
Ba	6	5	13	21	16	13	128	109	9	44	17	49
Zr	28	47	24	82	43	68	75	82	85	61	69	57
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Zn	7	5	8	7	8	7	12	13	4	6	11	5
Hf	1.5	2.3	1.5	4.4	2.3	3.0	3.0	3.2	4.5	2.8	3.9	3.2
(Eu/Eu*) _{CN}	0.18	0.21	0.26	0.08	0.36	0.09	0.12	0.14	0.10	0.33	0.15	0.13
(La/Yb) _{CN}	2.47	2.10	2.08	1.21	3.21	2.40	2.60	3.13	1.43	7.58	1.76	3.09



Şekil 17. SiO_2 'ye karşılık $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ grafiği (Irvine ve Baragar, 1971).



Şekil 18. SiO_2 'ye karşılık K_2O grafiği (Peccerillo ve Taylor, 1976).



Şekil 19. Molar A/NK – Molar A/CNK grafiği (Shand, 1943).

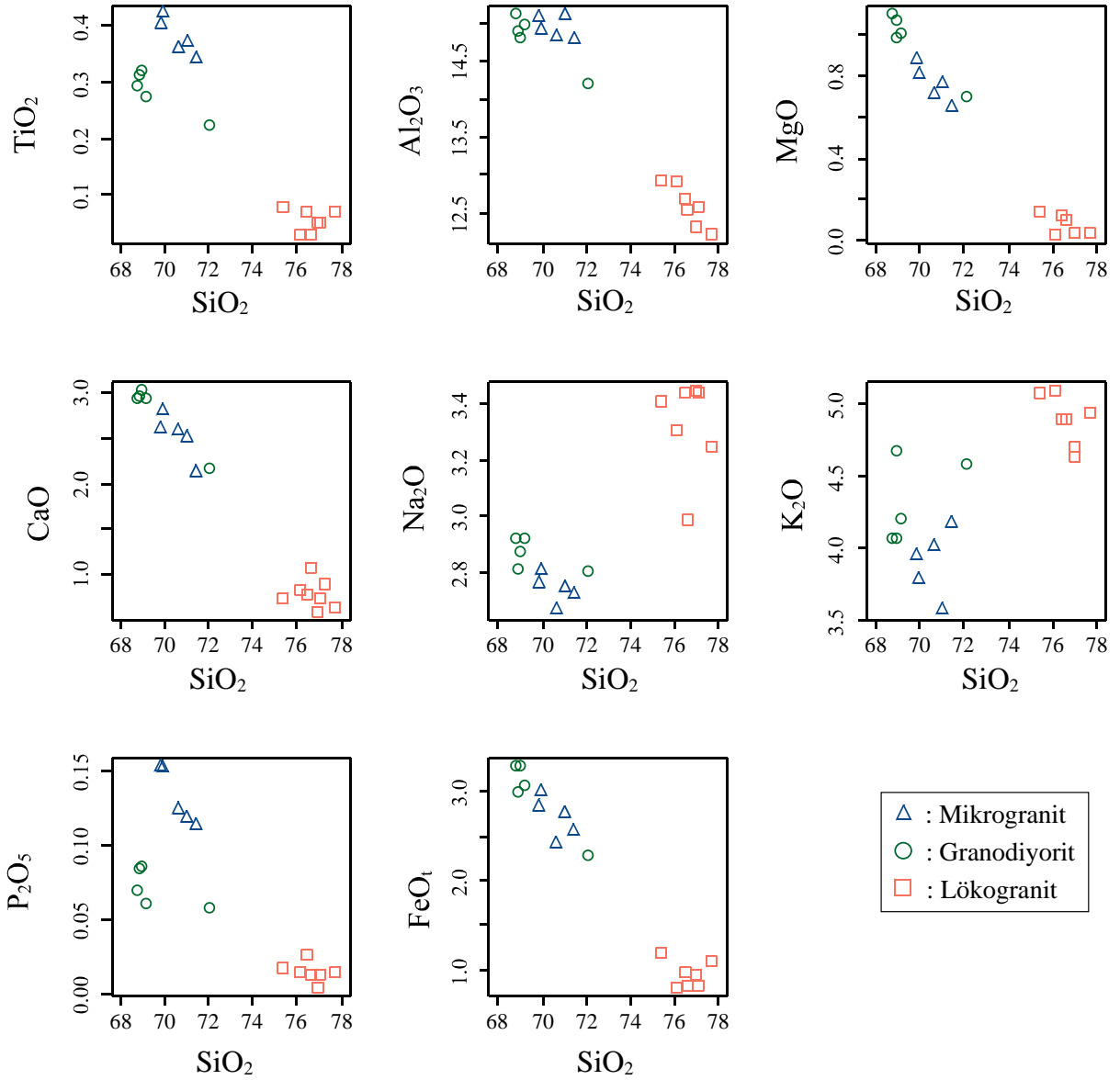
Silikaya karşılık ana element değişim diyagramlarında (Şekil 20) lökogranit örnekleri yüksek silika ve düşük TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 ve FeO_{tot} içerikleriyle diğer örneklerden bariz bir şekilde ayrılmaktadır. SiO_2 - MgO , SiO_2 - CaO , SiO_2 - FeO_{tot} grafiklerine bakıldığında granodiyorit ve mikrogranit arasında bir fraksiyonlaşma ilişkisi olduğu düşünülebilir, ancak SiO_2 - TiO_2 ve SiO_2 - P_2O_5 grafiklerinde mikrogranit ve granodiyorit birbirlerinden farklı trendler göstermektedir. SiO_2 - Al_2O_3 , SiO_2 - Na_2O ve SiO_2 - K_2O grafiklerinde ise herhangi bir eğilim gözlenmemektedir. Lökogranit bölgedeki en son evre kayaların temsil etmekte gibi görünmekle birlikte diğer granitlerden farklı bir alanda kümelenmesi ve diğer granitik örneklerle arasında bir boşluk olması nedeniyle diğer kayalarla olan jenetik ilişkisini bu grafiklerle belirlemek mümkün görünmemektedir.

Bu özellikler silikaya karşılık iz element grafiklerinde de gözlenmektedir (Şekil 21). Lökogranit yüksek silika içeriğine karşılık düşük Sr , Ba , Zr ve Nd içeriğiyle diğer kayalardan ayrılırken, Rb , Th , Y , Pb ve Nb elementlerinde geniş bir dağılım göstermektedir. Mikrogranit ve granodiyoritten alınmış olan örnekler ise farklı kümelenmeler (ör: SiO_2 - Rb , SiO_2 - Sr , SiO_2 - Y) ve/veya farklı trendler (ör: SiO_2 - Th , SiO_2 - Ba , SiO_2 - Pb , SiO_2 - Nd) göstermektedir.

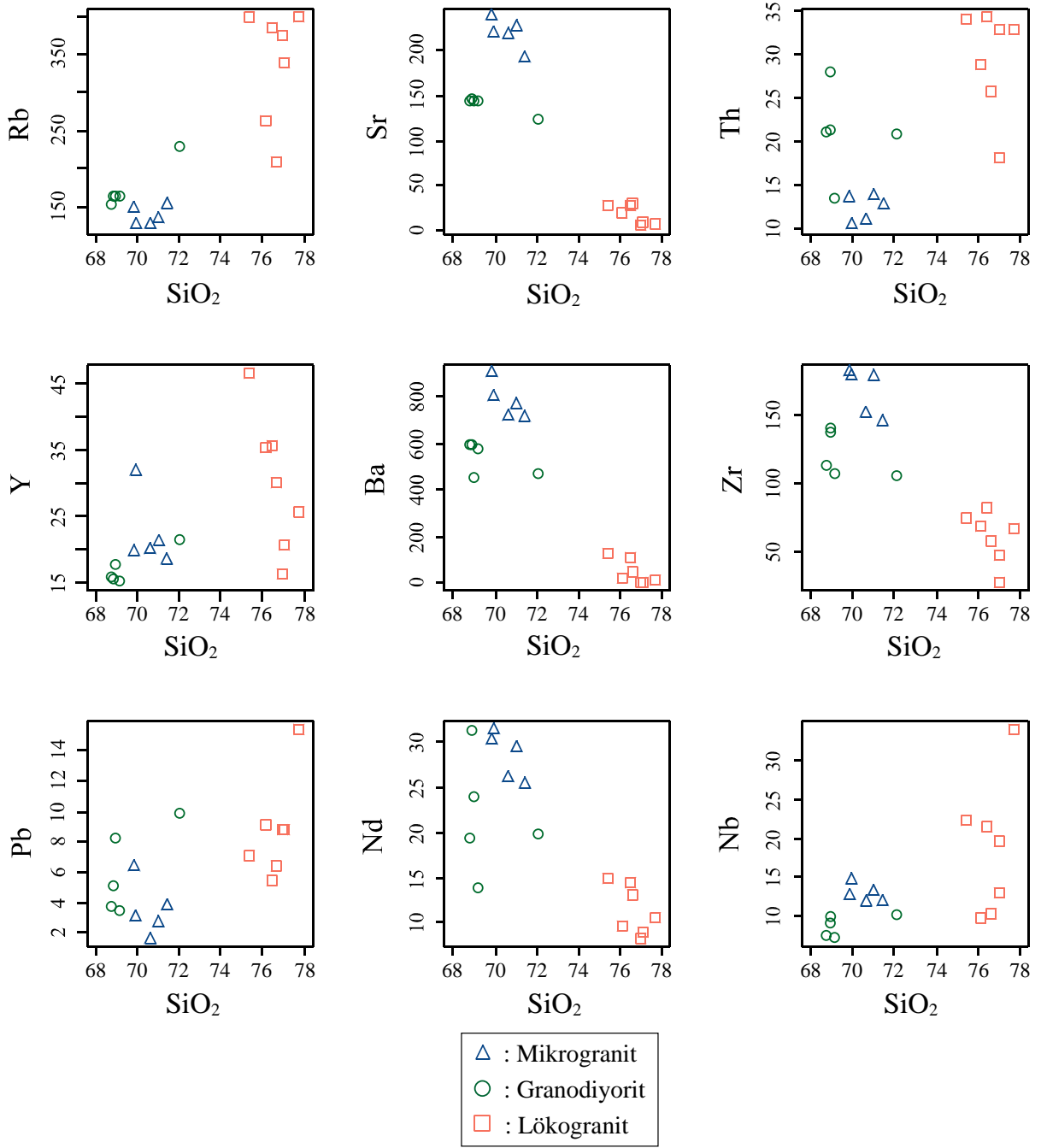
Zirkonyuma karşılık iz element grafikleri çizildiğinde ise (Şekil 22) ilk bakışta kayaların genel bir trend oluşturduğu düşünülmeyle birlikte detay incelemeler, farklı trendlere sahip ve birbirleriyle jenetik ilişkileri belli-belirsiz olan örnek toplulukları ortaya çıkarmaktadır. Bu grafiklerde Rb , Y , Th , Pb ve Nb 'da hareketlilik gözlenmektedir.

Harker grafiklerinin genel değerlendirmesini yapmak gerekirse; bu granitoidlerin magmanın gelişim süreci içerisinde giderek fraksiyonlaşan ortak bir kayaktan türediklerini söylemek mümkün görünmemektedir. Mikrogranit ve lökogranit örnekleri farklı kümelenmeler ve trendler göstermeleri sebebiyle granodiyorit ten ayrılmaktadır. Sonuç olarak; incelenen granitik kayaların ortak bir kayaktan fraksiyonlaşma ile ayrılmış kayalar olmadığı, ya farklı kökenlere sahip oldukları veya ortak kayaktan farklı süreçlerle/farklı zamanlarda ayrıldıkları önerilebilir.

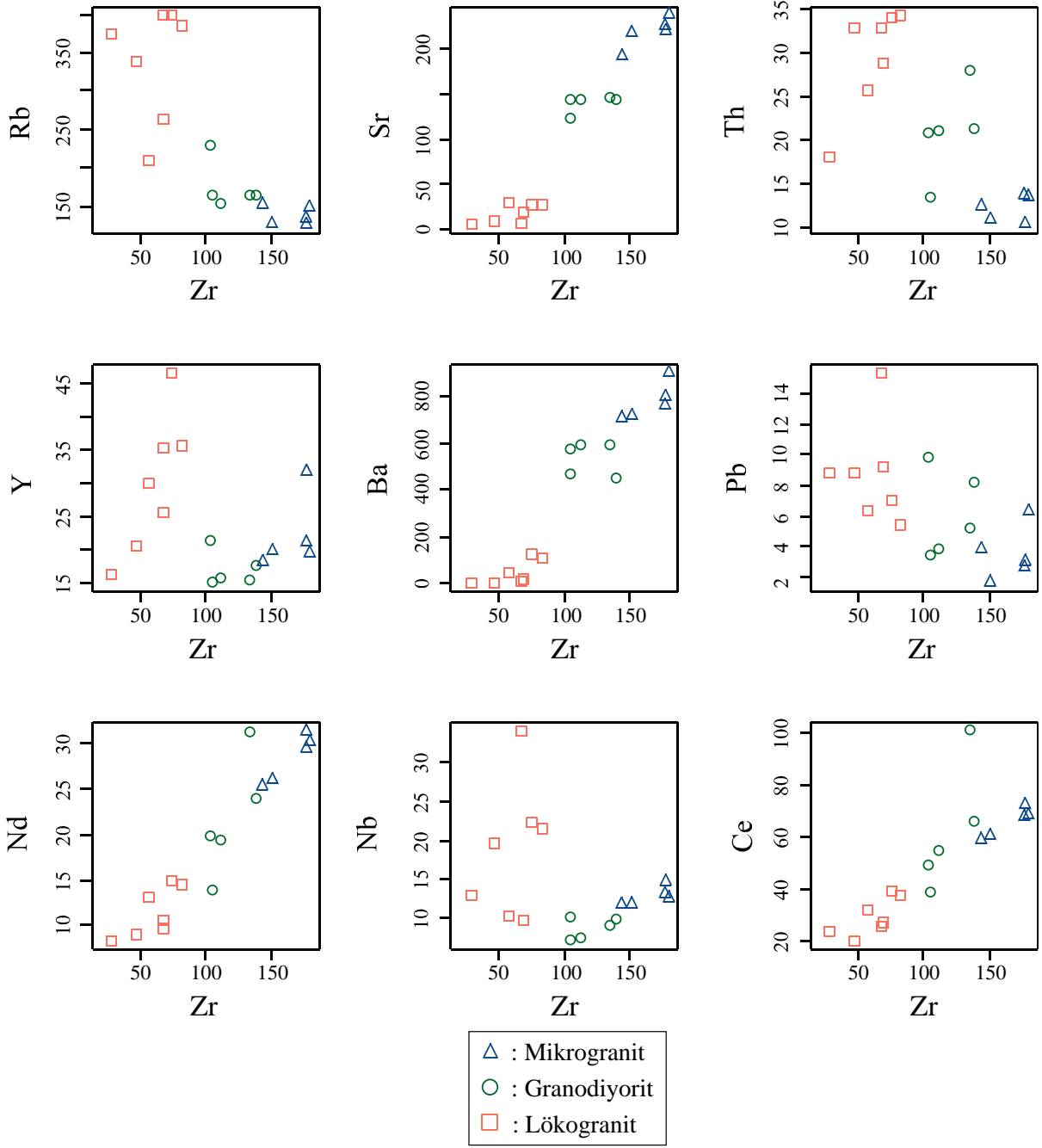
İlksel mantoya göre normalize edilmiş (Sun ve McDonough, 1989) çoklu-element örümcek dağılım grafiklerinde (Şekil 23) tüm örneklerde (lökogranitte daha belirgin olmak üzere) negatif Ba, Nb, Sr, P, Eu ve Ti anomalileri gözlenmektedir. Örnekler genel olarak LILE'ce zengin HREE'ce fakir trendler göstermektedir. Lökogranit diğer granitoidlere göre Ba, LREE, Sr, P, Ti ve HFSE'lerce daha fakir, HREE'ce daha zengin, LILE ve HREE'lerce de geniş dağılımlı örüler sunmaktadır (Şekil 23). Mikrogranit ve granodiyorit benzer trendler ve zenginleşme/tüketilme düzeyleri göstermekle birlikte, mikrogranit granodiyorite göre Ba, Sr, P'ca zengin, Th ve U'ca fakir gözükmemektedir (Şekil 23). Genel olarak örümcek grafikleri granitoidler arasındaki kökensel farklılığa işaret etmektedir.



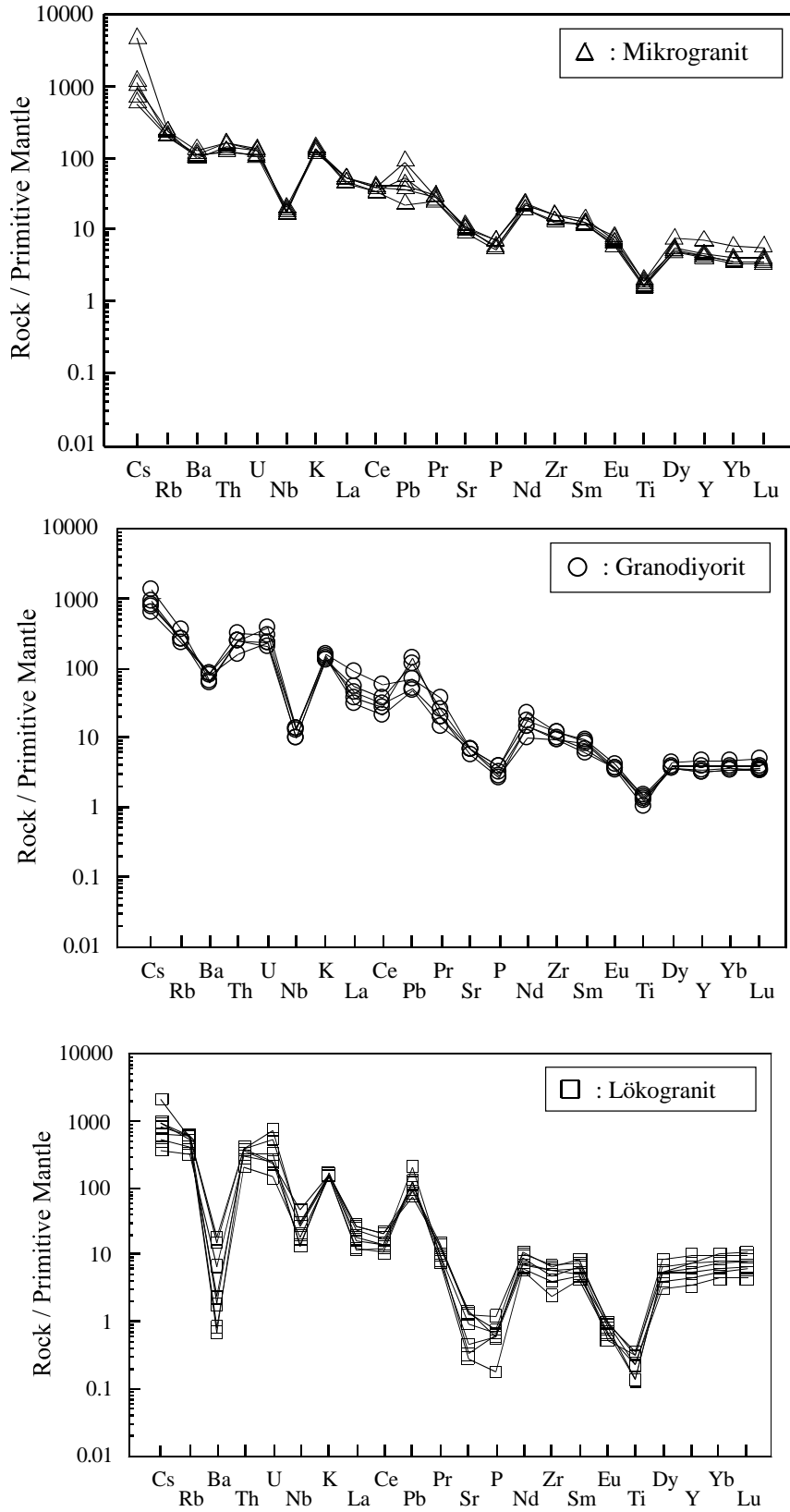
Şekil 20. SiO₂'ye karşılık ana element grafikleri.



Şekil 21. SiO₂'ye karşılık iz element grafikleri.

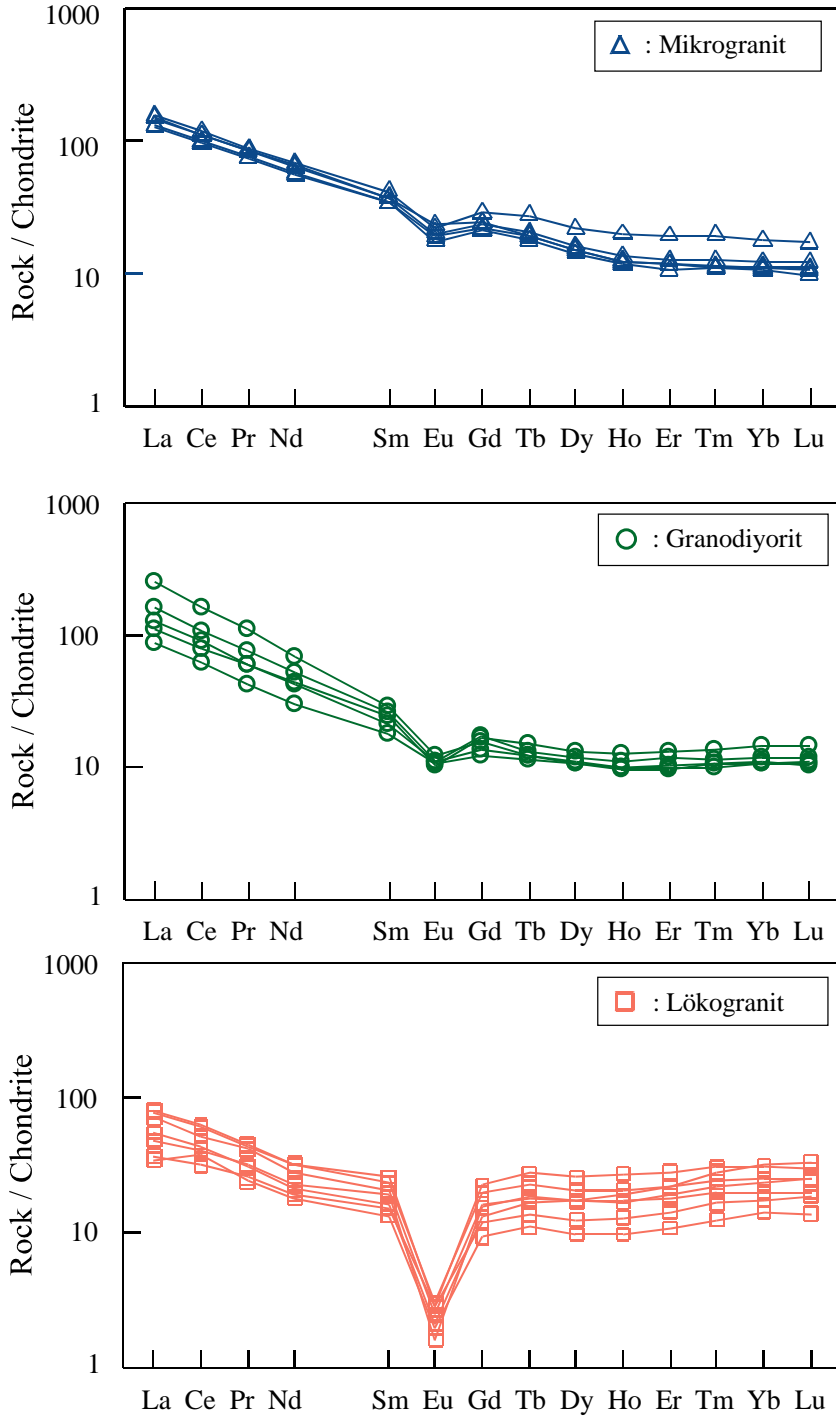


Şekil 22. Zr'ye karşılık iz element grafikleri.



Şekil 23. Çoklu-element örümcek dağılım grafiği (Normalizasyon için ilksel manto değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Şekil 24'te Nadir Toprak Elementleri (REE) dağılım grafiği verilmektedir. Örneklerde genel olarak LREE zenginleşmesi, HREE fakirleşmesi görülmektedir. LREE zenginleşmesi mikrogranit ve granodiyoritte lökogradite göre daha fazladır.

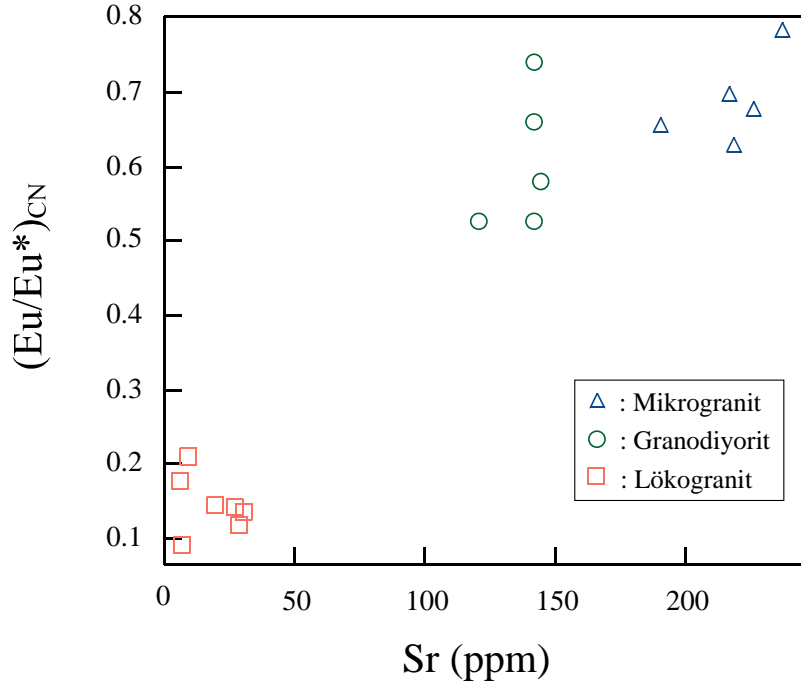


Şekil 24. Nadir toprak elementleri dağılım grafiği (Normalizasyon için kondrit değerleri McDonough ve Sun, 1995'den alınmıştır).

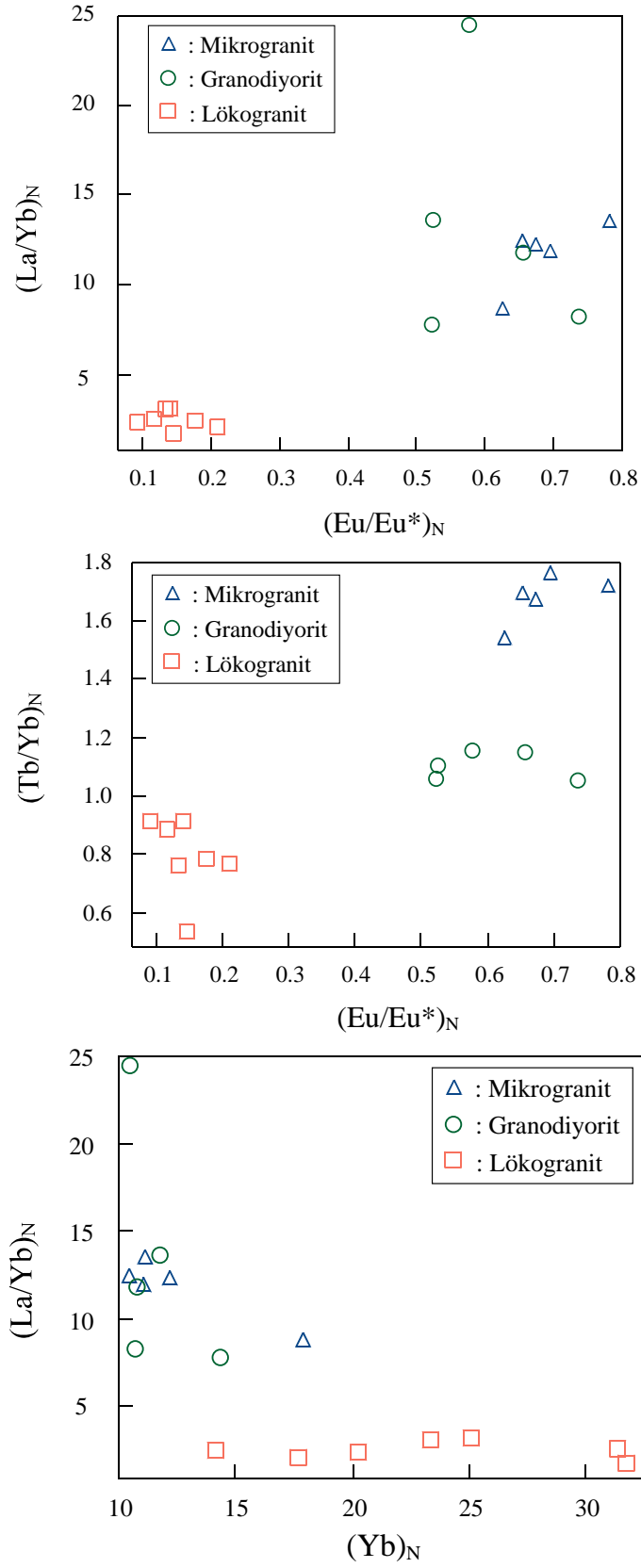
Lökogranit örneği hem LREE'lerde ($La_N=35,02-81,43$) hem de HREE'lerde ($Yb_N=14,16-31,68$) diğer kayalara göre değişken, LREE'ce düşük HREE'ce yüksek değerler sunmaktadır. $(La/Yb)_N$ oranları (Mikrogranit: 8,63-13,47; Granodiyorit: 7,76-24,42; Lökogranit: 1,76-3,13) granodiyorit ve mikrogranitte daha yüksek REE fraksiyonlaşmasına ve magma kaynağında granatın birikmesine işaret etmektedir.

Europium anomalileri mikrogranit ($[Eu/Eu^*]_N=0,63-0,78$), granodiyorit ($[Eu/Eu^*]_N=0,52-0,74$) ve lökogranit ($[Eu/Eu^*]_N=0,09-0,21$) şeklinde olup, lökogranit en belirgin Eu-negatif anomalisini gösterirken, granodiyorit de mikrogranite göre belirgin negatif Eu-anomalisi göstermektedir. Negatif Eu-anomalisi lökogranitte daha etkin olmak üzere tüm granitoidlerde plajiyoklas fraksiyonlaşmasını önermektedir (Şekil 24). Şekil 25'deki stronsiyuma karşılık $[Eu/Eu^*]_N$ grafiğinde plajiyoklas fraksiyonlaşması zayıf bir şekilde de olsa gözlenmektedir.

Şekil 26'daki normalize edilmiş REE grafiklerinde ise granitoidlerin farklı kümelenmeler ve trendler gösterdikleri göze çarpmaktadır. Bu ilişkiler harker diyagramlarında ve çoklu element dağılım grafiklerine dayanılarak önerilen farklı kaynaktan türeme savını desteklemektedir.



Şekil 25. $(Eu/Eu^*)_N$ – Sr grafiğinde örneklerin dağılımı [McDonough ve Sun, 1995] normalize edilmiştir).



Şekil 26. Nadir toprak elementleri dağılım grafikleri (Kondrite göre [McDonough ve Sun, 1995] normalize edilmiştir).

4. Mineral Kimyası

4.1. Analitik Metodlar

Minerallerin ana ve minör element içerikleri yerinde noktasal analiz yöntemi olan elektron mikroprob (EMP) kullanılarak belirlenmiştir. 45mmx27mm boyutundaki parlatılmış ince kesitler Almanya'da Postdam Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsünde (Institut für Geowissenschaften, Universität Potsdam) hazırlanmış ve parlak kesitlerin karbon kaplaması ile analizler yine Almanya'da Postdam Yerbilimleri Araştırma Merkezi'nde (GeoForschungsZentrum Potsdam - GFZ) CAMECA SX-100 elektron mikroprop kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Analizler üç granitoyidi temsil eden üç örnekteki, kayaç oluşturan ana minerallerin yanı sıra başkalaşım minerali klorit ile oksit minerallerden de yapılmıştır. Dalga boyu dağılım modundaki cihaz 20 nA bombardıman akışında ve 15 kV elektron bombardımanı kullanılarak analizler gerçekleştirilmiştir. Amfibol, mika, klorit ve oksit minerallere uygulanan bombardıman çapı 5µm iken feldispat minerallerine uygulanan 10 µm'dir.

Kalibrasyon için çeşitli doğal ve sentetik standartlar kullanılmıştır, bunlar: Fe için Fe₂O₃; Ni için NiO; Ca ve Si için di ve and wo; K ve Al için orth ve san; Ti için rt; Cr için Cr₂O₃; Mn için rhod; Na için ab; Mg için di, peric SCOLi, MgO; F için fl; Cl için Bora, tugt; Ba için bar; P için YPO₄. Matriks düzeltmeleri CAMECA yazılımında bulunan ve Pouchou ve Pichor (1991) tarafından hazırlanan PAP işlemi uygulanarak yapılmıştır.

EMP ölçümlerinden elde edilen demirin toplam demiri temsil etmesi nedeniyle biyotitlerin Fe⁺² ve Fe⁺³ değerlerini hesaplamak için K₂Cr₂O₇ titrasyon yöntemi uygulanmıştır. Söz konusu uygulama yine Almanya'da Postdam Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsünde yapılmıştır. 5 kayaç örneğinden biyotit zenginleştirmesi yapılmış ve elde edilen saf malzemeler 63 µm'nin altına öğütülmüştür. Saf biyotit örnekleri oda sıcaklığında HF ile çözülmüş ve NH₄VO₃ ile okside edilmiştir. Bu örnek çözeltilerinden ölçümler yapılmıştır.

Ekecikdağ bölgesinde granodiyorit, lökogradit ve mikrogranitlerden alınan örneklerden mineral analizleri yapılmak üzere herbir alan için temsili birer örnek seçilmiştir. Tablo 4'te analizi yapılan örneklerden analiz edilen mineraller ve herbiri için analiz nokta sayısı verilmiştir.

Tablo 4. EPMA analizi yapılan örneklerde mineral tipleri ve analiz nokta sayıları.

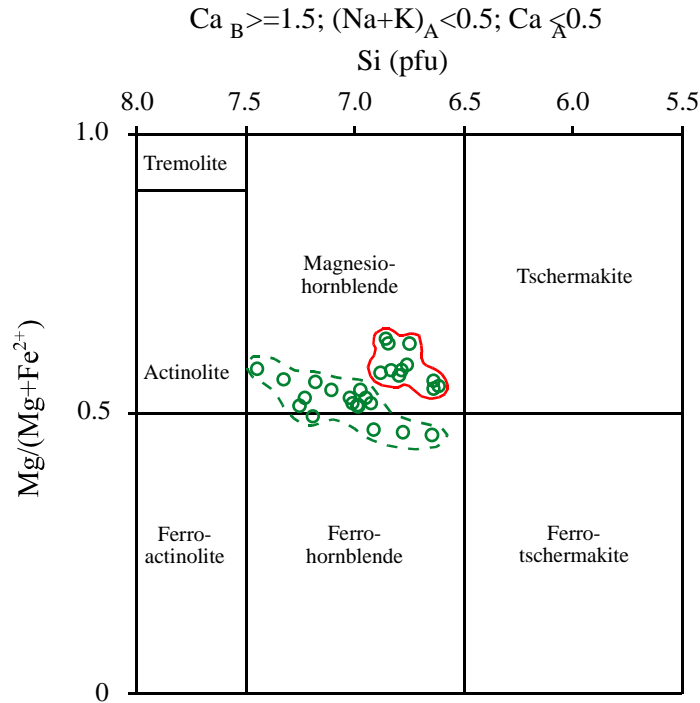
Örnek	Mineraller							
	Amfibol	Biyotit	Feldispat	Kuvars	Muskovit	Klorit	Allanit	Oksitler
Granodiyorit	28	17	47	16	-	-	10	2
Lökogradit	-	2	19	2	3	3	-	4
Mikrogranit	-	11	29	5	-	-	-	-

4.2. Amfibol

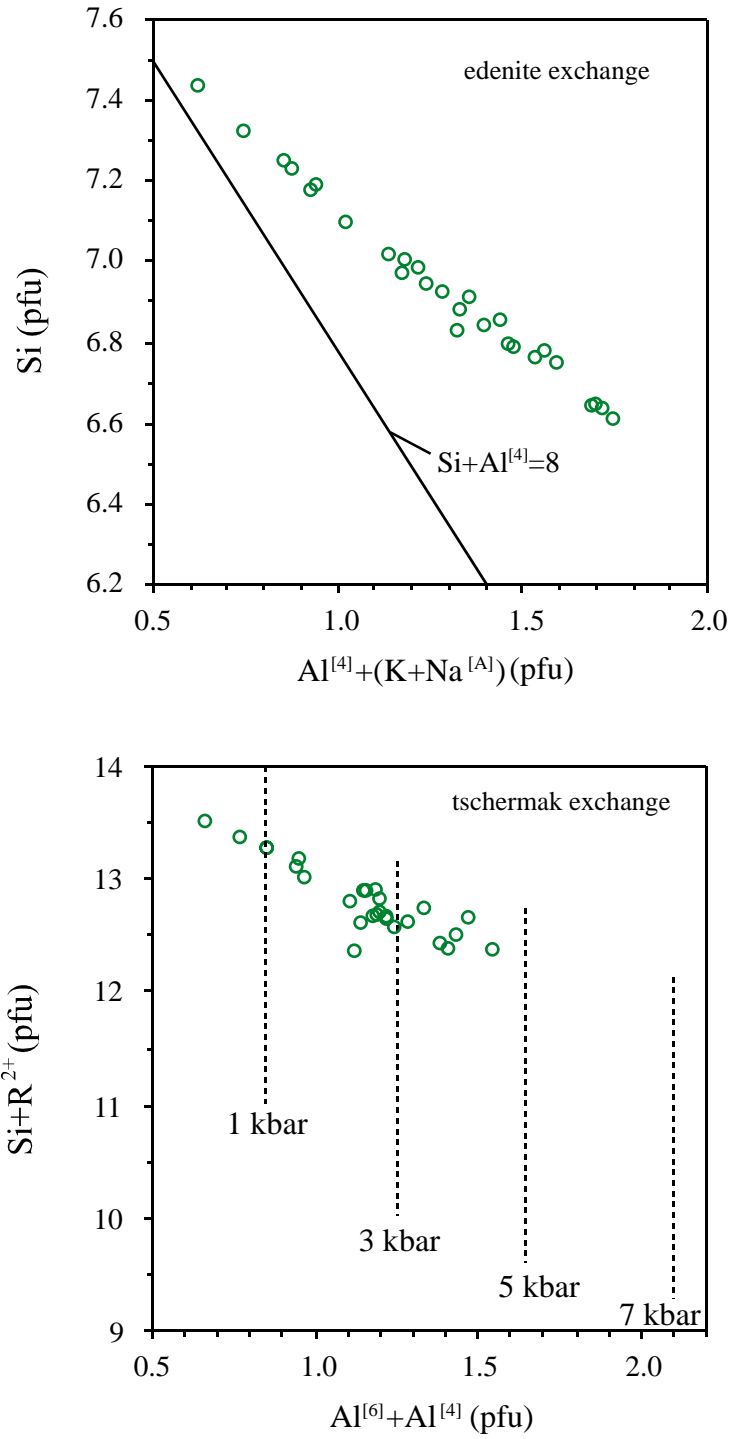
Tablo 4'te görüldüğü üzere amfibol sadece anklavca zengin hibrit karakterdeki granodiyoritte bulunmaktadır. Biyotitçe zengin lökogradit ve mikrogranitte ferromagnezyum

silikat minerali olarak amfibol yoktur. Analizi yapılan amfibol minerallerinin oksit ağırlık toplamları 96,87-99,32 arasında değişmektedir. H₂O içerik ölçümü yapılmamıştır. Amfibol formülü 23-oksijen susuz formüle birimi baz alınarak hesaplanmıştır. H₂O ölçümünün olmaması ve Fe içeriğinin FeO^(t) olarak ölçülebilmesi amfibol formülünün hesaplanmasında belirsizliklere neden olmaktadır. Bununla birlikte amfiboller katyon toplamlarının sabit olmaması ve de katyonik yüklerinin değişken OH içerikleri olması nedeniyle sabit olamayışı gibi nedenlerden dolayı FeO^(t)'den ferrik ve ferrus demirin hesaplanması ve mineral formülü hesaplanması için basit bir yöntem belirlemek mümkün değildir. İncelenen örneklerdeki amfibollerin petrografik çalışmalar sonrası kalsik amfibol tipinde olduklarının belirlenmelerinden sonra mineral formülü 13eCNK alt-toplamlarına göre yeniden hesaplanmamış ve Fe³⁺ içerikleri ise maksimum değerleri veren Droop (1987) metoduna (stokimetric yöntem) göre belirlenmiştir.

Granodiyoritteki amfiboller genel olarak düşük Fe⁺²/(Fe⁺²+Mg) (0.23-0.54) değerleri ile karakterize edilmektedirler. Leake vd. (1997) tarafından yapılan isimlendirmeye göre, granodiyoritteki amfibollerin tümü Ca_B≥1.5, Si=6.5-7.0 pfu, (Na+K)_A <0.5, ve Ca_A<0.5 değerleri ile kalsik amfibol içeriğinde olup, değişken Mg/(Mg+Fe⁺²) değerleri ile ferro-hornblend alanına düşen 4 nokta dışındaki amfibollerden analizler magneziyo-hornblend bileşimini vermektedir (Şekil 27). Şekil 27'de dağılım ve trendleri farklı iki grup sınırlandırmak mümkündür. Amfibollerde edenitik ve tişermakitik yer değişim mekanizmaları baskındır (Şekil 28). Bu raporun 1.2.6. Jeotermobarometre kısmında bahsedileceği üzere, granodiyoritteki amfibollerin kimyasal özellikleri hornblend Al^(t) geobarometresinin uygulanmasına uygundur.



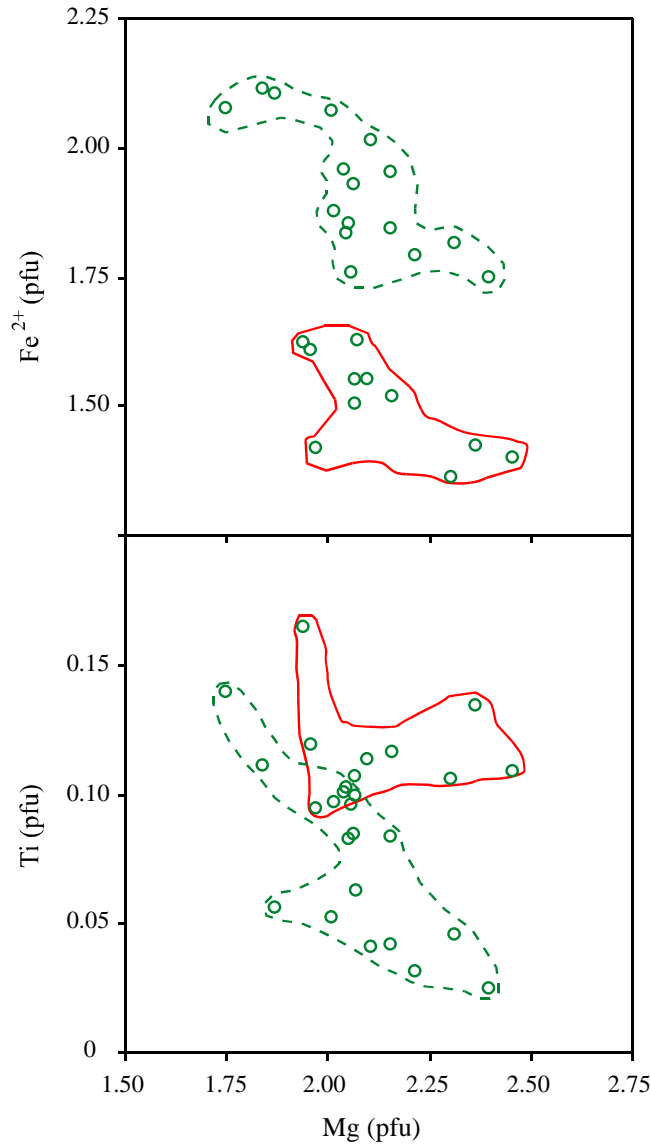
Şekil 27. Granodiyoritte bulunan kalsik amfibollerin Leake vd. (1997) isimlendirmesine göre sınıflaması.



Şekil 28. Granodiyoritte edenitik ve tşermakitik yer değişim vektörlerini gösteren hornblend bileşimleri. Al^[6]+Al^[4]e karşı Si+R²⁺ diyagramındaki izobarlar Anderson ve Smith (1995)'den alınmıştır.

Amfiboller granodiyoritte geniş birleşimsel dağılım göstermektedir. Bu farklılaşma özellikle C-odacığındaki Ti ve Fe⁺²'nin Mg ile yer değişim mekanizmalarında oldukça belirgindir (Şekil 29). Örneğin Şekil 29'da görüldüğü üzere Mg artışı ile Fe⁺² azalım göstermektedir. Ancak grafikte farklı Fe⁺² içerikleri göze çarpmakta ve iki farklı grupta belirlenen değişim eğrileri birbirlerine paralellik göstermektedir. Bununla birlikte Ti miktarının

Mg'a karşı değişim grafiğinde Fe^{+2} -Mg grafiğindeki iki farklı grupta çakışma gözlenmektedir. Mg artışı ile Ti içeriği bazı analiz noktalarında azalım gösterirken bazılarında pek fazla değişkenlik göstermemiştir. Amfibollerde gözlenen bu tür element yer değişim mekanizmaları granodiyoritte farklı magma kaynaklarının etkin olabileceğine, dolayısıyla hibritleşmeye işaret edebilir (Şekil 29). Granodiyoritteki iki farklı amfibol kimyasının varlığı A-odacığındaki K ve Na, T-odacığındaki $Al^{[4]}$, C-odacığındaki Fe^{+2} ve özellikle de Ti nin $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı dağılımında (Şekil 30) belirgin olarak görülmektedir. Bu grafiklerde ayırtlanan ve farklı davranım gösteren gruplar T- odacığındaki $Al^{[4]}$ ile C- odacığındaki Ti'nin A- odacığındaki Na+K ya karşı dağılım grafiklerinde çakışma göstermekte ve aynı farklılaşmayı vermemektedir (Şekil 31). Na ve K'un Mg ve Fe'e göre daha mobil elementler olması nedeniyle bu farklılaşmanın oluşmamış olduğu önerilebilir. İsimlendirme diyagramına göre ferro- ve magneziyo-hornblendin birarada bulunması da hibritleşme olasılığını desteklemektedir.



Şekil 29. Granodiyoritte bulunan kalsik amfibollerin C-odacığındaki Fe^{+2} ve Ti elementlerinin Mg'a karşı davranımları.

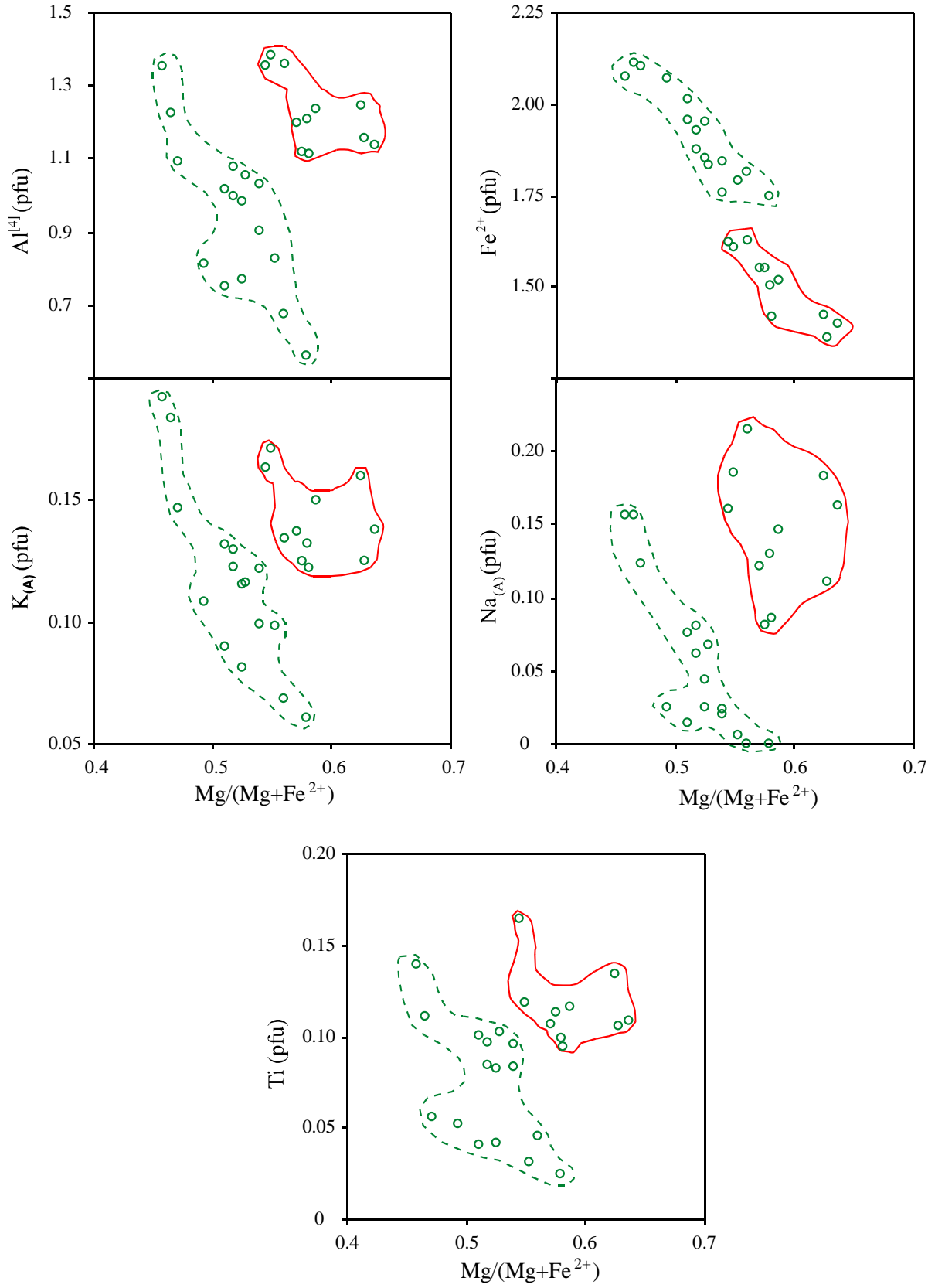
Kalsik amfibol bileşimindeki $Al^{(t)}$, Ti, Fe ve Mg içeriklerinin değişimi kayaçların türedikleri magmanın evrimi hakkında bilgi verebilmektedir (Şekil 32). Granodiyorit amfibollerinin biyotitte olduğu gibi farklılaşma gösteren $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ değerlerine sahip oldukları görülmektedir (Şekil 32). Aynı şekilde $Fe\#$ 'sına karşı $Al^{(t)}$ ve Ti dağılımlarına bakıldığında, amfibollerin değişken Ti ve $Al^{(t)}$ değerler gösterdiği söylenebilir. Bu durum granodiyoritte fazla miktarda bulunan horblend yoğun plajiyoklaslı ankavlara neden olan hibritleşmeden kaynaklanabilir ki yukarıda bahsedildiği üzere bu granitoyidde iki tip amfibol olduğu şeklinde yorumlanabilir.

4.3. Biyotit

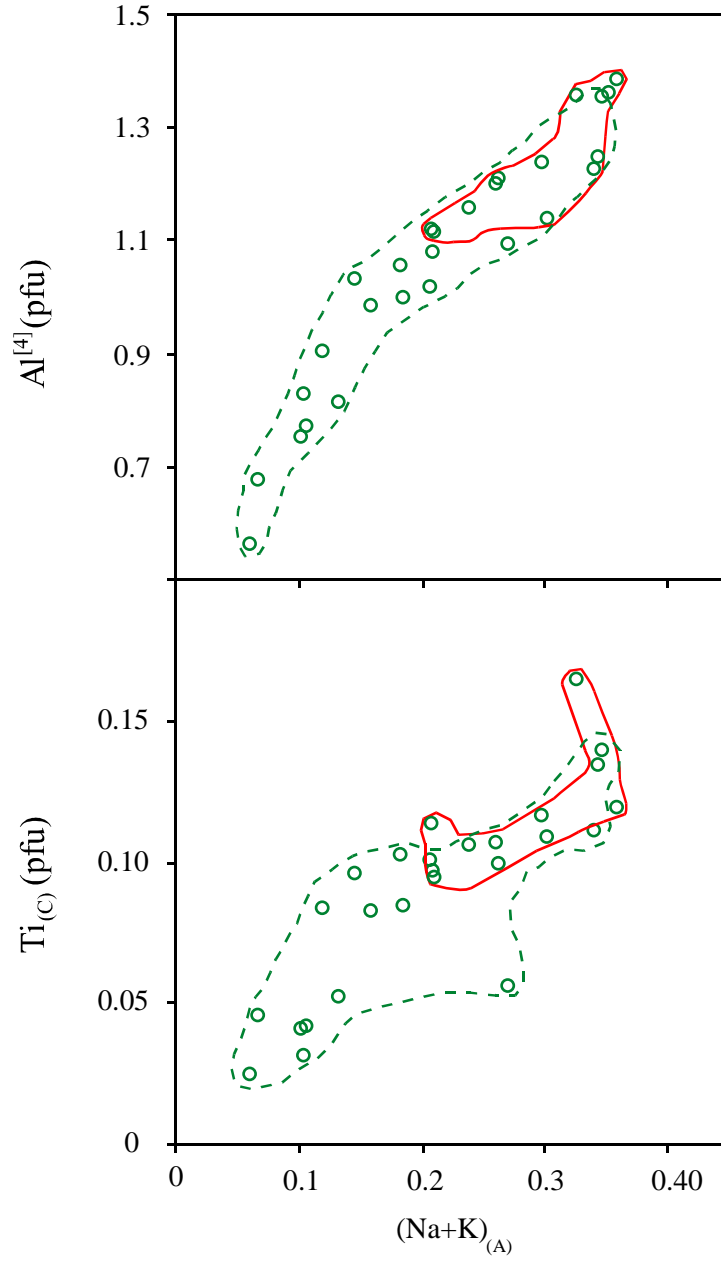
Tablo 4'te görüldüğü üzere Ekecikdağ granitoyidlerini temsil eden ve analizi yapılan örneklerin tümünde biyotit ana mineral olarak bulunmaktadır. Granodiyorit, lökogradit ve mikrograditteki biyotitlerin $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ değerleri 0,45-0,61 arasında değişkenlik göstermektedir. Özşekilliden yarı özşekilliye güçlü pleyokrizma veren çubuksu ve pulsu biyotit kristallerinin tetrahedral odacığındaki Al ($Al^{(iv)}$) içeriği granodiyorit için 2,42-2,54 ve lökogradit için 2,42-2,50 arasında olmak üzere dar bir aralıkta değişim gösterirken mikrogradit için 2,60-3,09 olmak üzere geniş bir aralıkta değişim göstermektedir. Biyotitlerin oktahedral odacıklarındaki Al ($Al^{(vi)}$) ise mikrogradit dışında düşük ve neredeyse sabittir (granodiyorit (0.00-0.13 p.f.u), lökogradit (0.00-0.13 p.f.u), mikrogradit (0.30-0.61 p.f.u)).

Anit-siderofillit-filogopit-istonit dörtgeninde filogopit-biyotit alanında granodiyorit mikaları filogopit alanına geçiş gösterirken diğerler kayaçlardaki mikalar biyotit alanına düşmektedir (Şekil 33). Trioktahedral mika sınıflamasında kullanılan $Mg-(Al^{(iv)}+Fe^{3+}+Ti)-(Fe^{+2}+Mn)$ üçgen diyagramına göre ise bir önceki sınıflamaya göre biyotit alanına düşen granodiyorit, lökogradit, mikrograditteki koyu mikalar Fe-biyotit bileşimini işaret ederken granodiyoritteki filogopite geçiş gösteren mikalar Mg-biyotit alanına düşmektedir (Şekil 34).

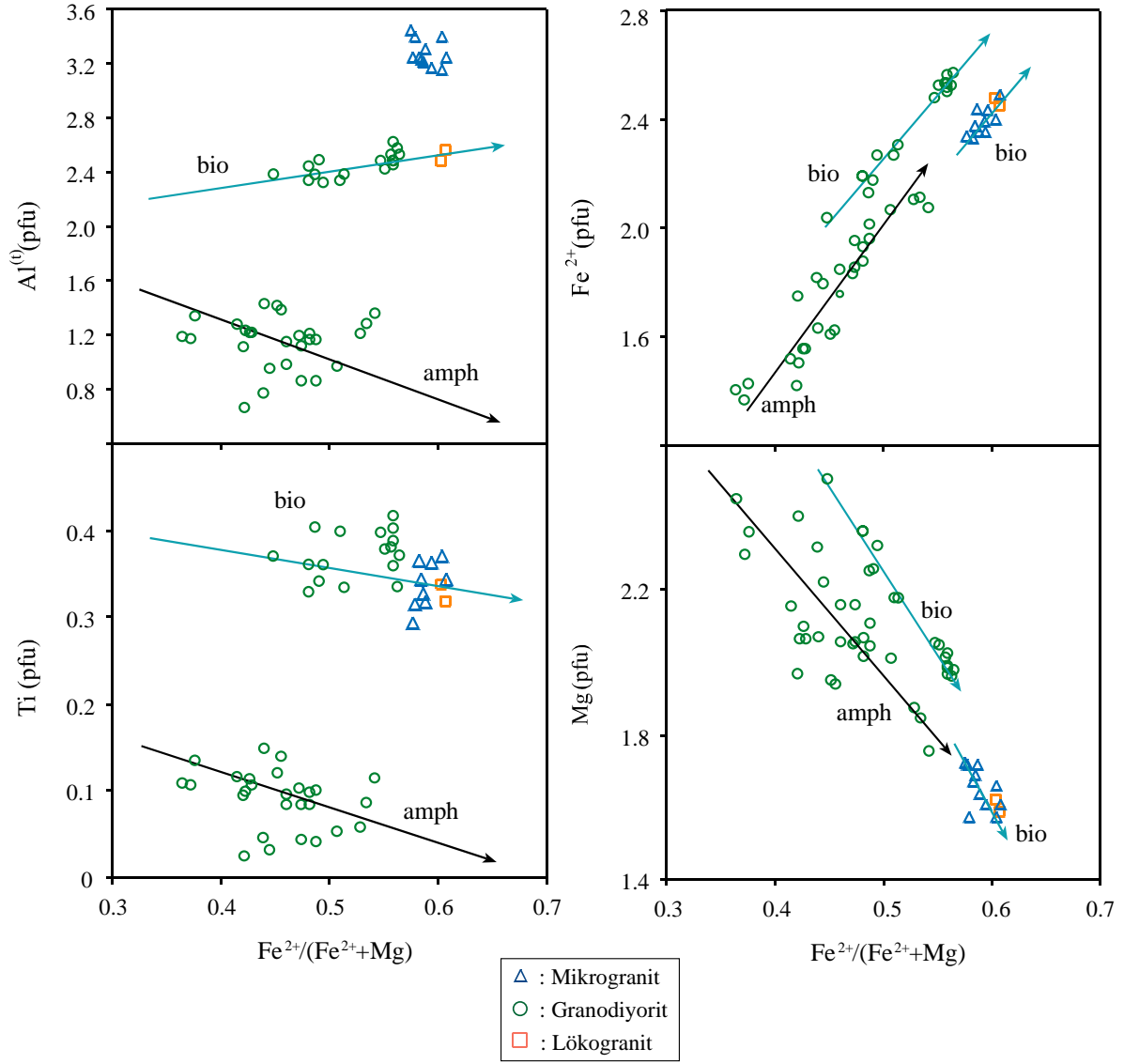
Biyotit bileşimindeki $Al^{(t)}$, Ti, Fe^{+2} ve Mg içeriklerinin değişimi de amfibol gibi kayaçların türedikleri magmanın evrimi hakkında bilgi verebilmektedir (Şekil 32) ki bu değişimler özellikle de biyotitin incelenen üç granitoyidde de bulunması nedeniyle çok önemlidir. İlk bakışta granodiyoritten lökogradite hafif artan $Al^{(t)}$ (p.f.u) gözlenmekte iken mikrogradit biyotitleri diğerlerine göre oldukça yüksek $Al^{(t)}$ içeriği ile karakterize olmaktadır ki bu Shabani vd. (2003)'ne göre alimünümca zengin kabuksal malzemedan katılıma işaret etmektedir. Mikrograditteki biyotitlerin yüksek $Al^{(iv)}$ içeriği kristallendiği magmanın, aşağıda ve tüm-kayaç jeokimyası bölümünde açıklanan peralüminalı karakterini desteklemektedir.



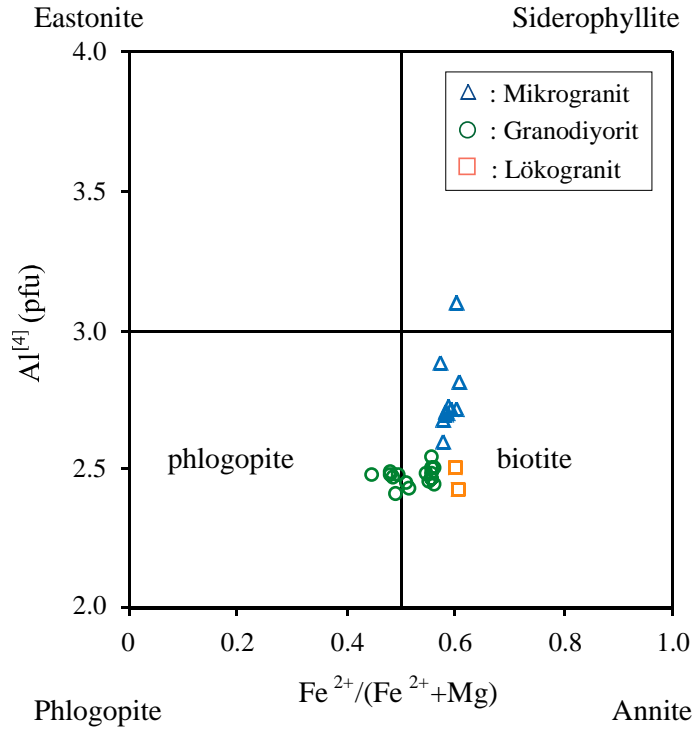
Şekil 30. Granodiyoritte bulunan amfibollerdeki elementlerin $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 'ye karşı değişimleri.



Şekil 31. Granodiyoritte bulunan amfibollerdeki Al^{IV} ve Ti 'nin $(Na+K)_A$ 'ya karşı değişimleri.



Şekil 32. Amfibol ve biyotitte elementlerin $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ 'sına karşı değişimi.



Şekil 33. Mikaların tşermakit ve Mg-Fe²⁺ yer değişimine dayalı Al^{IV}-Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) sınıflama diyagramındaki yerleri (Deer vd. (1980)'den Rieder vd. (1998) sonra).

İncelenen granitik kayalardan amfibolce zengin anklav içeren granodiyoritteki biyotitler diğerlerine göre kısmen yüksek Ti içeriğine sahiptir ki (Şekil 32) bu da bu granitoidin petrografik olarak gözlenen hibridik karakterini destekleyebilir.

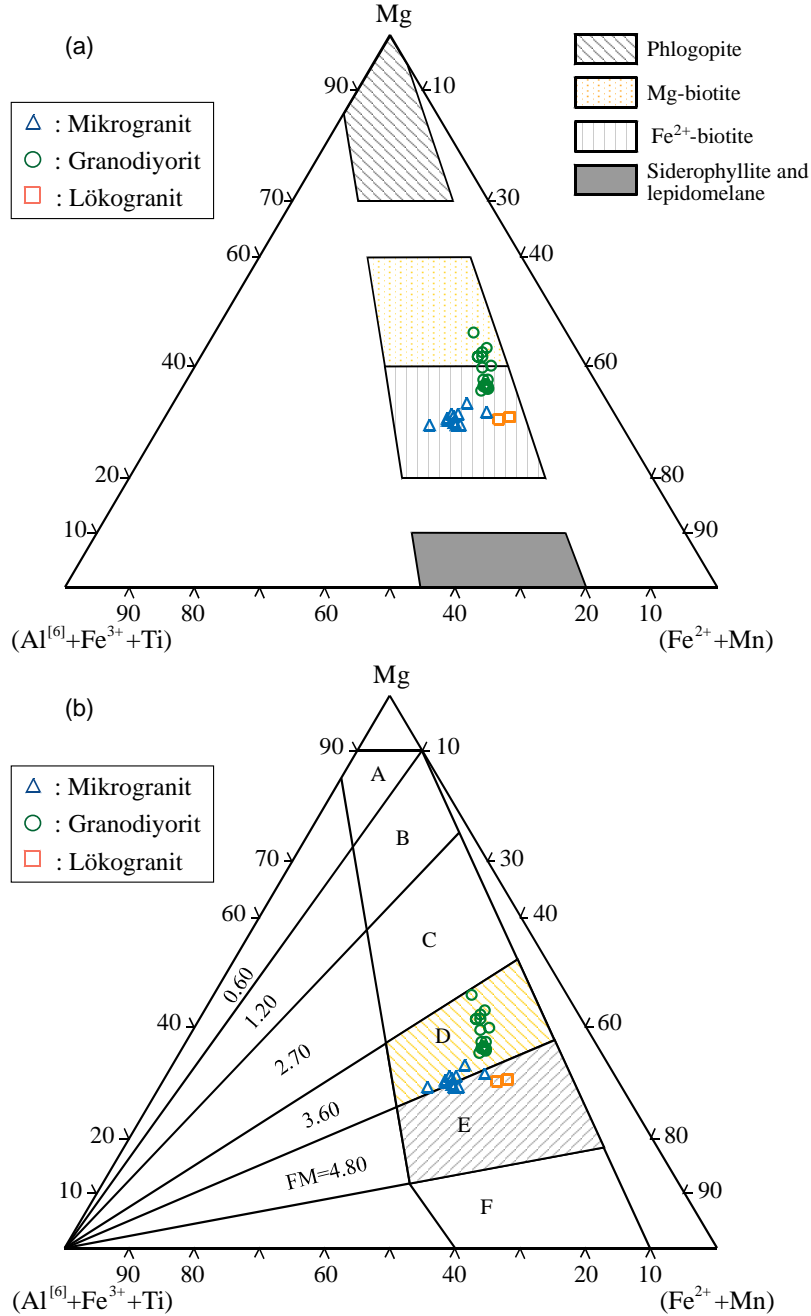
Biyotitlerin Fe²⁺ ve Mg dağılımlarına bakıldığında ise hibridik karakterdeki granodiyoritin bir doğrultuda değişim gösterirken lökogranit ve mikrogranite ait biyotitlerin Fe²⁺ ve Mg içeriklerinin bu doğrultudan farklı bir alanda oldukları gözlenmektedir. Bu da bize kesinlikle mikrogranit ve lökogranitin farklı sistemlere ait olduğunu göstermektedir. Biyotitlerin Ti ve Fe²⁺ içerikleri karşılaştırıldığında farklı granitoidlerdeki biyotitlerin Fe²⁺ değerleri değişkenlik gösterirken Ti içeriklerinin hemen hemen sabit olduğu görülmüştür ki bu da kayalarda ilmenit olmayışı ile açıklanabilir. İlmenit olmaması petrografik olarak da desteklenmektedir. Bunun yanısıra, değişen Fe²⁺ye karşı hemen hemen sabit Ti değerleri farklı granitoidlerin birbirleriyle magmatik fraksiyolaşma ilişkili olmadıklarının işareti olabilir.

Biyotitlerin kristallendikleri magmatik sistemlerin jeokimyasal özellikleri hakkında bir yaklaşımda bulunmak, mikaların major element içeriklerine dayandırılan sınıflama ile mümkündür (Abdel-Fattah, 1994, 1996). Buna göre çalışma kapsamındaki granodiyorit ve lökogranitteki biyotitlerin genel olarak kalk-alkalen karaktere işaret ettikleri ve mikrogranittekilerin ise peralüminalı bileşimi gösterdiği belirlenmiştir (Şekil 35).

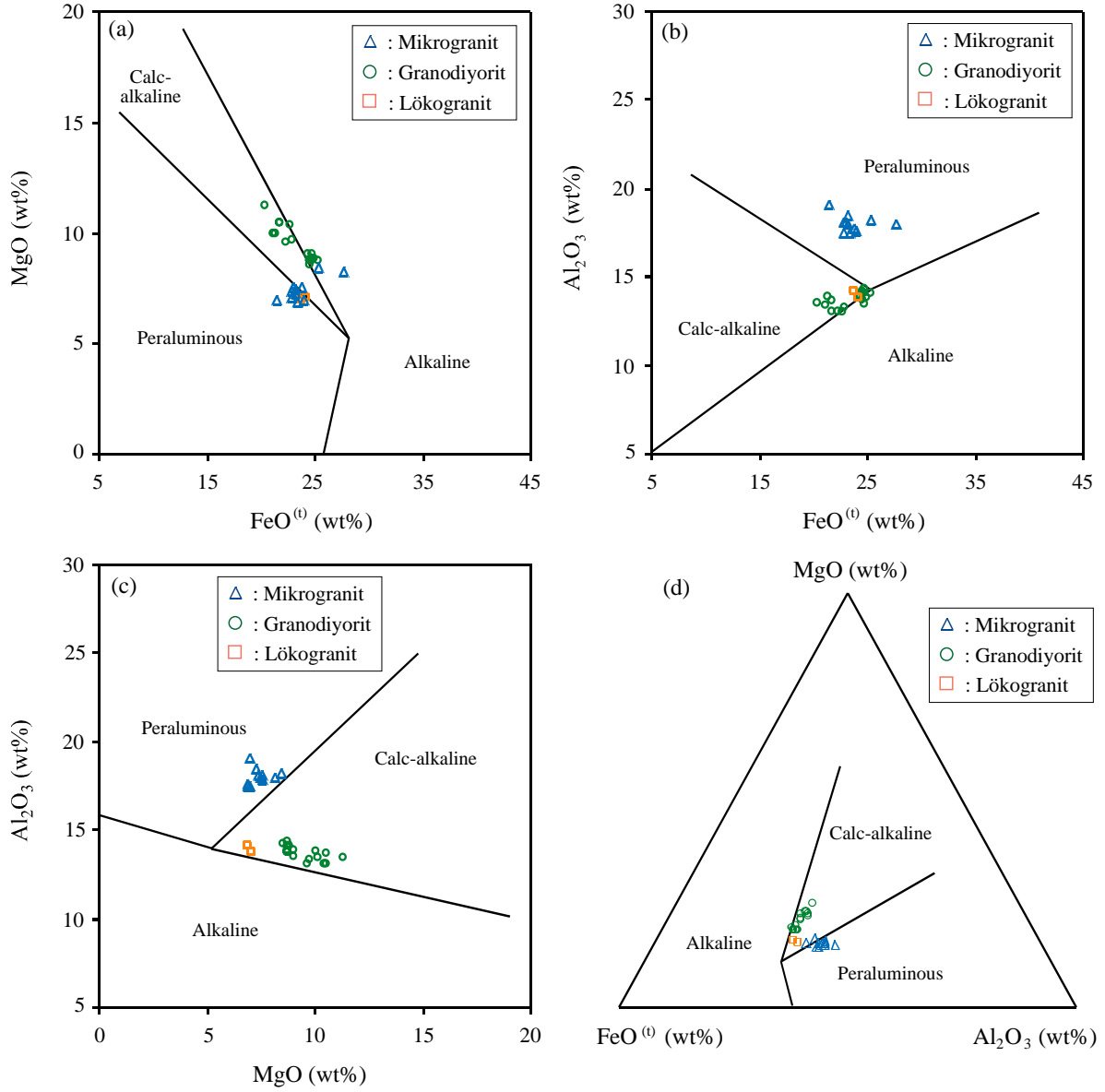
4.4. Feldispat

Analizi yapılan örneklerin tümünde alkali-feldispat ve plajiyoklas olmak üzere feldispatın her iki tipi de bulunmaktadır ki bunlardan çok sayıda EMP analizi yapılmıştır. Alkali feldispat kompozisyonu tüm örneklerde Or₉₄₋₉₈ arasında değişmektedir (Şekil 36).

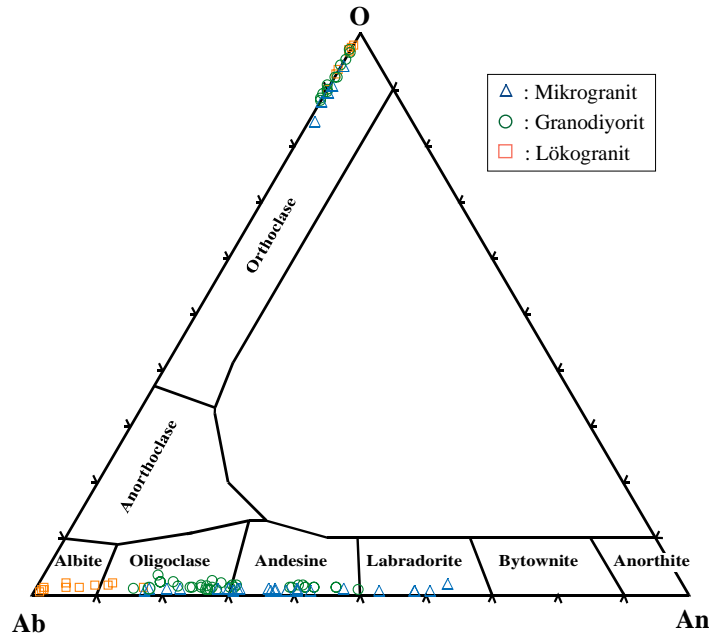
Ancak örneklerin plajiyoklas bileşimlerinde farklılıklar gözlenmektedir. Plajiyoklas bileşimi granodiyoritte An₁₅₋₄₉ ile oligoklastan andezine, lökograditte An₁₋₁₇ ile albitten oligoklas'a ve mikrograditte An₁₋₁₇ ile oligoklastan labrodorite değışikler gösterirken, oligoklas tüm örneklerde tanımlanmıştır. Lökograditte plajiyoklas bileşimi albitten oligoklasa yayılım göstermekle birlikte albit bileşimi baskındır. Özellikle mikrograditi temsil eden örnekte geniş plajiyoklas bileşim aralığı gözlenmektedir.



Şekil 34. Mikaların Mg-(Fe²⁺+Mn)-(Al⁶⁺+Fe³⁺+Ti) sınıflama diyagramındaki yerleri (a) Foster (1960) sınıflaması, (b) Jiang vd. (2002; Foster, 1960'dan sonra) (A: filogopit, B: Fe-filogopit, C: istonit, , D: Mg-biyotit, E: ferribiyotit, F: siderofillit ve lepidomelan.



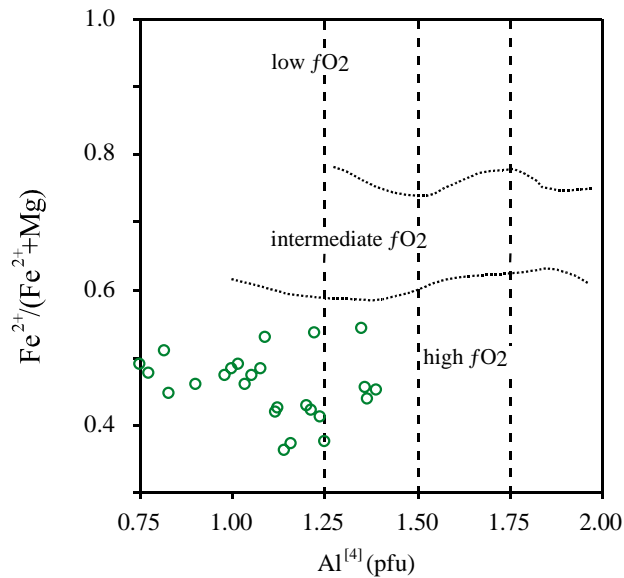
Şekil 35. Biotitlerin kristallendiği sistemin jeokimyasal özelliğini göstermek için oksit dağılım diyagramlarındaki yerleri. Kalk-alkalen, alkalen ve peralkalen alanlar Abdel-Fattah (1994, 1996)'dan alınmıştır.



Şekil 36. İncelenen feldispatların feldispat üçgen isimlendirme diyagramındaki yerleri.

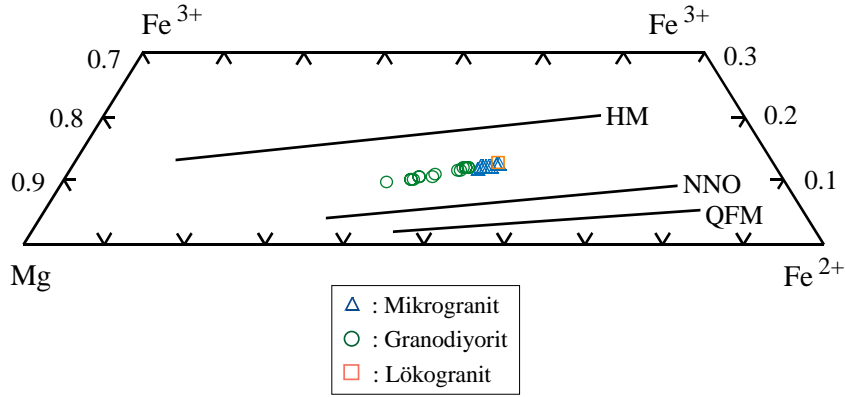
4.5. Oksijen Fugasitesi (fO_2)

Oksijen fugasitesi yükseldikçe hornblendin $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ oranı tüm kayacın Fe/Mg oranından bağımsız olarak dikkate değer bir şekilde düşmektedir (Anderson ve Smith, 1995). Bu projede, hornblende dayalı oksijen fugasitesi tahmininde kullanılan metod Anderson ve Smith (1995)'in çalışmasına dayandırılmıştır. Granodiyoritteki hornblendlerin $Fe^{(t)}/(Fe^{(t)}+Mg)$ değerleri 0.40-0.65 aralığında kalmakta ve Anderson ve Smith (1995)'e göre bu aralık yüksek fO_2 'ye işaret etmektedir (Şekil 37). Kayaçlarda bulunan tek oksit minerali magnetit yüksek fugasiteyi gerektirmektedir.



Şekil 37. Granodiyorit hornblend bileşimlerinin Anderson ve Smith (1995) oksijen fugasitesi tahmini alanlarında dağılımları.

Magmanın oksidasyon durumunu en iyi gösteren mineral biyotittir (ör; Wones ve Eugster, 1965) ve bu çalışmadaki biyotitlerin kimyaları Wones ve Eugster'ın (1965) belirlediği NNO-HM tamponları arasında kalarak (Şekil 38) yüksek fO_2 'ye işaret etmektedir. Çalışılan granitoidlerin hepsi de yüksek fO_2 etkisinde kalmıştır. Göreceli olarak belirlenen yüksek fO_2 , petrografik gözlemlerle de uyum göstermektedir. Kayaçlarda opak mineral olarak yüksek fO_2 'yi işaret eden magnetit vardır.



Şekil 38. Fe^{3+} -Mg- Fe^{2+} üçgen diyagramını kullanarak mika kristallenmesi sırasında indirgenme (redoks) koşullarının tahmini (QFM: kuvars-fayalit-magnetit, NNO: Ni-NiO, HM: hematit-magnetit, Wones ve Eugster (1965)'den sonra deneysel olarak belirlenen oksijen fugasite tamponları).

4.6. Jeotermobarometre

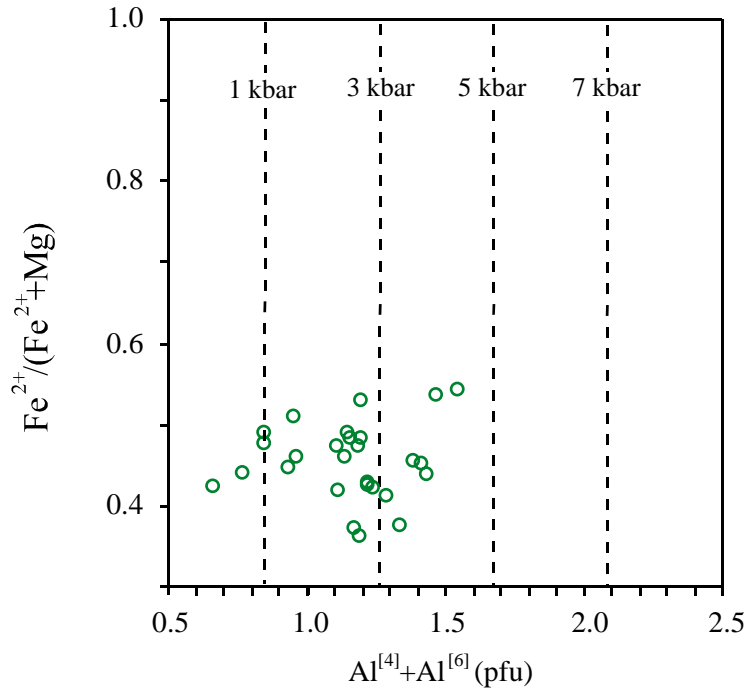
Granodiyoritün kuvars, ikili-feldispat, biyotit, horblend, Fe-oksit ve titanit mineral toplulukları; horblend-Al jeobarometresi (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister vd., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Anderson ve Smith, 1995) ile horblend-plajiyoklas jeotermometresinin (Holland ve Blundy, 1994) kullanımına uygundur. Hornblend-Al barometresi felsik sokulumların yerleşim basıncını belirlemeye yarar. Yukarıda da belirtildiği üzere granodiyoritteki amfiboller kalsik amfibol olup magnesio- ve ferro-hornblend bileşimlerindedir. Çalışılan amfibollerin 23 oksijen ve 13 eCNK baz alınarak hesaplanan $Al^{(t)}$ değerleri 2.0'dan düşüktür ki Hammarstrom ve Zen (1986)'e göre horblendlerin $Al^{(t)} \leq 2.0$ değerleri genelde sığ derinlik sokulumlarına işaret etmektedir. Ayrıca granitoidlerin sığ sokulumlar olduklarını destekleyen dokusal özellikler de (örneğin grafik-büyüme (graphic-intergrowth) dokusu) bu granitoidlerde göze çarpmaktadır. Dolayısı ile söz konusu granitoidlerin sığ derinlik sokulumları olduğu düşünülmektedir.

Hornblend $Al^{(t)}$ değerinin basınç etkisinde olduğu düşünülerek hornblend-Al barometreleri oluşturulmuştur (ör; Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister vd., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1992). Farklı hornblend-Al barometreleri (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister vd., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1992) kullanılarak bu proje kapsamında yapılan hesaplamalar benzer sonuçlar vermiştir. Ancak, genel olarak Granodiyorit için 0.0-4.0 kbar arasında değişen basınç aralıkları yüksek hata payı vermektedir. Granodiyorit için elde edilen 1 kbar'dan düşük basınç değerleri kayaçtaki plajiyoklasların An_{15-49} içeriğinden kaynaklanabilir. Çünkü hornblend-Al barometresinin

uygulanabilirliğinde en uygun pajiyoklas içeriği An_{25-35} 'dir (Anderson ve Smith, 1995) ve granodiyorit plajiyoklaslarının bir kısmı bu aralığa uymamaktadır. Önerilen An içeriği dışındaki bileşimler hornblendde düşük Al içeriğine ve dolayısı ile düşük basınca neden olabilir.

Hornblend kimyasına dayalı daha sonraki jeobarometrik çalışmalarda hornblend-Al^(t) içeriğinin ve dolayısı ile Al^(t)'ye göre hesaplanan basıncın sıcaklık ve oksijen fugasitesi kontrolü altında olduğu ortaya koyulmuş ve sıcaklık kontrollü hornblend-Al barometresi hazırlanmıştır (Anderson ve Smith, 1995). Sıcaklık kontrollü bu barometreyi uygulama koşullarına (Anderson ve Smith, 1995; Schmidt, 1992) bakıldığında, granodiyoritteki Fe-fakir ($Fe^{+3}/(Fe^{3+}+Fe^{+2})=0.22$ ve yüksek fO_2 (Şekil 37) veren hornblendlerin söz konusu sıcaklık kontrollü hornblend-Al barometresinde uygulanabilir oldukları belirlenmiştir. Bu barometrenin uygulanabilmesi için öncelikle sıcaklık hesaplamalarının yapılması gerekmiş ve bu amaçla bu proje çalışmasında Holland ve Blundy (1994)'nin hornblend-plajiyoklas termometresi kullanılmıştır. Uygulama öncesi bu termometrenin çalışılan granitoidler için uygulanabilirliği kontrol edilmiştir. Granodiyoritte edenitik ve tremolitik yer değişim mekanizmaları etken olduğundan (Şekil 28) ve kation dağılım diyagramlarına göre yaklaşık 0.5 kbar'dan 4 kbar'a değişim gösterdiğinden (Şekil 28) söz konusu termometrenin edenit-tremolit sistemi için belirlenmiş formülü bu çalışmada kullanılmıştır. Ancak hornblend-plajiyoklas termometresi de basınca bağlıdır ve bir ön basınç tahmini gerekmektedir. Bu nedenle, sıcaklık kontrollü hornblend-Al barometresinin (Anderson ve Smith, 1995) basınç değerlerinin Schmidt (1992)'in sıcaklık bağımsız hornblend-Al barometresi ile kalibre edilmiş olması sebebiyle bu çalışmadaki hornblend-plajiyoklas sıcaklık hesaplamalarında Schmidt (1992)'den elde edilen basınç değerleri kullanılmıştır. Daha sonra bu jeotermometreden elde edilen sıcaklık değerleri Anderson ve Smith (1995)'in sıcaklık kontrollü hornblend-Al barometresinde kullanılmıştır. Basınca ve sıcaklığa bağlı hesaplamalardan en doğru sonucu alabilmek için sabit sıcaklık ve basınç değerlerine ulaşıncaya dek elde edilen değerler kullanılarak hesaplamalar tekrarlanmıştır yani iterasyon yöntemi uygulanmıştır. Dengedeki hornblend-plajiyoklas ikililerine (Holland ve Blundy, 1994) göre yapılan sıcaklık ve sıcaklık kontrollü hornblend-Al barometresine (Anderson ve Smith, 1995) göre yapılan basınç hesaplamaları, granodiyorit için 490-642°C ($562\pm 54^\circ C$) ile 1,7-4,7 kbar sıcaklık ve basınç değerlerini vermiştir (Tablo 5). Yukarıda verilen basınç değerleri $Al^{[4]}+Al^{[6]}$ 'nin $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ karşısında dağılımına dayalı olarak hazırlanmış yarı-kantitatif basınç tahminine olanak sağlayan izobarlar ile desteklenmektedir (Şekil 39). Elde edilen basınç değerleri granodiyorit için 6-16 km sokulum derinliğini vermiştir. Granodiyorit için elde edilen basınç aralığı ve dolayısıyla derinlik oldukça geniştir ve bu durum granitoyitte yoğun miktarda feldispat fenokristlerinin varlığı ile açıklanabilir. Granitoyitte gözlenen porfiri doku iki farklı çekirdeklenme hızına dolayısı ile karışık soğuma ve derinlik geçmişine (basınca) işaret etmektedir (Zen, 1989).

Mikrogranit ve lökogramitte hornblend mineralinin olmayışı nedeniyle hornblend-biyotit barometrik hesaplamaları yapılamamıştır. Ancak, bu tip genç S-tipi granitlerde muskovit ve kuvarsın yanyana dengede olduğu (mikrogranit ve lökogramit örneklerinde olduğu gibi) ve bunun da ≥ 10 km'lik yerleşim derinliğini gerektirdiği gözönüne alınarak (minimum ıslak granit solidusu ile muskovit + kuvars üst sıcaklık sınırını temsil eden tepkimenin kesişim noktası), bu kayaçlar için ≥ 10 km'lik yerleşim derinliği önerilebilir.



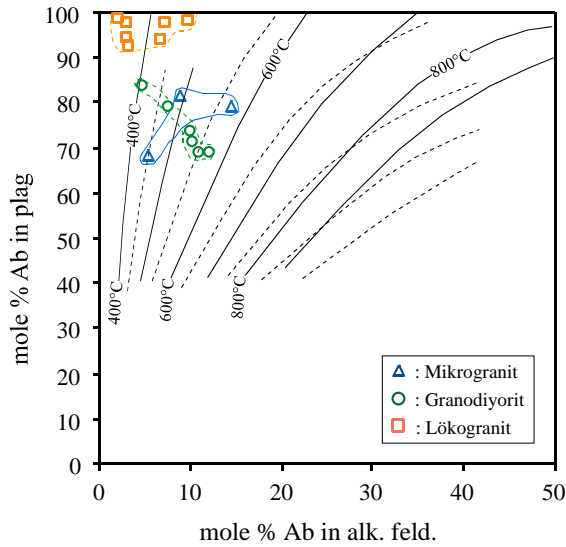
Şekil 39. Granodiyorit hornblendlerinin göreceli basınç tahmini sağlayan bileşimsel dağılımı (izobarlar Schmidt (1992) kalibrasyonuna göre ve Anderson ve Smith, (1995)'den alınmıştır).

Hornblend-plajiyoklas termometresinden (Holland ve Blundy, 1994) elde edilen sıcaklık değerlerinin yanısıra Colombi (1989)'nin hornblend Ti barometresi granodiyorit için 515-803°C (671±72°C) sıcaklık vermiştir. Bunun yanısıra Harris vd. (1999) tarafından biyotitin Ti içeriğine bağlı olarak hazırladığı sıcaklık hesaplamasına göre granodiyorit için 439-615°C (535±51°C), lökogradit için 456-482°C (469±9°C) ve mikrogranit için 427-648°C (523±83°C) sıcaklık değerleri elde edilmiştir. Bu termometrik değerlendirmelerin yanısıra, yavaş soğuyan sokulum kayaların sıcaklığını bulmak için feldispat ikilisi jeotermometresi de kullanılabilir (Whitney ve Stormer, 1977). Bu model, alkali feldispatın orta yapısal durumunda (intermediate structural state) dahi dengelendiği koşullarda alkali feldspar ve plajiyoklasın dengelenme sıcaklığının tahminine olanak sağlar. Bu termometrik tahmine göre çalışılan granitoidlerdeki denge halindeki plajiyoklas ve alkali feldspar ikilileri düşük dengelenme sıcaklığına işaret etmiştir. Bu feldispatlar granodiyorit için 400-550°C, lökogradit için 350-450°C ve mikrogranit için 450-550°C aralıklarında sıcaklığa işaret etmiştir (Şekil 40). Elde edilen bu sıcaklık değerleri feldispatların soğuma sırasında süsolidüs kristal içi değişim ile rekristalize olduklarının göstergesi olabilir.

Denge koşulundaki hornblend-plajiyoklas ikilisine ve feldispat ikilisine göre yapılan termometrik hesaplamalardan çıkan sonuçlar tek minerale bağlı sonuçlardan daha sağlıklı kabul edilebilir. Sonuç olarak, tüm metodlara göre elde edilen sıcaklık tahminleri kısmen birbirleriyle uyum içinde olup solidüs sıcaklığından düşük değerler vermekte ve süsolidüs rekristalizasyon ile yeniden dengelenmeye işaret etmektedir. Minerallerde süsolidüs rekristalizasyona Orta Anadolu'daki nispeten genç (yaklaşık 75 milyon yıl) magmatizmanın, Orta Anadolu'nun Eosen'de yükselmesinin ve/veya yine Eosen'de basen oluşumuna dayalı volkanizmanın neden olmuş olabileceği düşünülmektedir.

Tablo 5. Granitoidler için elde edilen sıcaklık ve basınç değerleri.

	Granodiyorit	Lökogranit	Mikrogranit
Sıcaklık Hesapları			
hornblend-plajiyoklas termometresi (Holland ve Blundy, 1994)	490-642°C (562±54°C)	-	-
Hornblend-Ti termometresi (Colombi, 1989)	515-803°C (671±72°C)	-	-
biyotit-Ti termometresi (Harris vd., 1999)	438-615°C (535±51°C)	456-482°C (469±9°C)	427-648°C (523±83°C)
İkili feldispat termometresi (Whitney ve Stormer, 1977)	400-550°C	350-450°C	450-550°C
Basınç Hesapları			
hornblend-Al barometresi (Hammarstrom ve Zen, 1986)	0.4-3.9 kbar	-	-
hornblend-Al barometresi (Hollister vd., 1987)	0.0-4.0 kbar	-	-
hornblend-Al barometresi (Johnson ve Rutherford, 1989)	0.1-3.1 kbar	-	-
hornblend-Al barometresi (Schmidt, 1992)	2.3-4.4 kbar	-	-
sıcaklık kontrollü hornblend-Al barometresi (Anderson ve Smith, 1995)	1,7-4,7 kbar	-	-



Şekil 40. Granitoidlerin dengedeki feldispat bileşimlerini kullanarak olası dengelenme sıcaklıklarının tahmini (Sıcaklık eğrileri sanidin için Stormer (1975) ve mikroklin için Whitney ve Stormer (1977)'dan alınmıştır).

5. Sr ve Nd İzotop Jeokimyası

Proje kapsamındaki örneklerden yapılmış olan Sr ve Nd izotop çalışmalarının sonuçları aşağıda verilmektedir.

5.1. Analitik Metodlar

Herbir granitoyidten 5'er kg kayaç örneği alınarak kırılıp öğütülmüş ve <63µ boyutuna getirilerek homojenize edilmiştir. Sr ve Nd-izotop jeokimyası çalışmaları ODTÜ Merkezi Laboratuvarı'nda Sınıf-100 Temiz Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir.

Herbir örnekten yaklaşık 80 mg örnek tartılarak 22.7 mL Savillex PFA şişelere aktarılmış ve 4 mL 52% HF içinde 4 gün süreyle 160°C'lik hot plate üzerinde bekletilmiştir. Örnekler daha sonra buharlaştırılarak silika içeriğinden arındırılmıştır. Kurutulan örnekler 4 mL 6 N HCl içinde bir gün süreyle çözülmüş ve ardından kurutularak 1 mL 2,5 N HCl içine alınmış ve sentrifüjde çalkalanarak kolona yüklenmeye hazır hale getirilmiştir.

İyon değişim kromatografisi metodları Romer vd. (2001)'den adapte edilmiştir. Sr 2,5 N HCl asitle 12 mL Bio-Rad polypropilen kolonlarda (10 mL rezervuar, 2 mL reçine hacmi) Bio Rad AG50 W-X12, 100-200 mesh reçine kullanılarak diğer ana fazlardan ve rubidyumdan ayrılmıştır. Stronsiyumun toplanmasından sonra 6 N HCl ile nadir toprak elementleri fraksiyonu toplanmıştır.

Sr tek Re-filamentleri üzerine Ta-aktivatör kullanılarak yüklenmiştir. Ölçümler ODTÜ Merkezi Laboratuvarı Ar-Ge Eğitimi ve Ölçme Merkezi Radyojenik İzotop Laboratuvarı'nda Triton Termal İyonizasyon Kütle Spektrometresi kullanılarak statik modda çoklu-toplama ile yapılmıştır. Analitik belirsizlikler $2\sigma_m$ düzeyindedir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ verileri $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ 'e normalize edilmiştir. Ölçümler sırasında Sr NBS 987 standardı $0,710249 \pm 0,000003$ (Kabul edilebilir değeri $0,710240 \pm 20$) olarak ölçülmüştür. İlksel Sr izotop oranları LA-ICP-MS çalışmasından elde edilen yaş verilerine dayanarak hesaplanmıştır.

Neodimyum elementi diğer nadir toprak elementlerinden 0.022 N HCl asit kullanılarak 12 ml'lik polipropilen Bio Rad kolonlarda 2 ml HDEHP (bis-ethyexyl fosfat) reçineden geçirilerek (biobeads -Bio Rad-lere kaplanmış) ayrılmıştır. Ayrılan Nd $0,005 \text{ N H}_3\text{PO}_4$ ile birlikte filamente yüklenmiş, çift filament tekniği kullanılarak Triton TI kütle spektrometresinde statik çoklu-toplama şeklinde ölçülmüştür. Analitik belirsizlikler 2 sigma düzeyinde verilmiştir. Analizler sırasında, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ verileri $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ ile normalize edilmiş, Nd La Jolla standardı ise $0,511846 \pm 0,000005$ ($n=3$) (Kabul edilebilir değeri $0,511840 \pm 20$) olarak ölçülmüştür. İlksel Nd izotop oranları LA-ICP-MS çalışmasından elde edilen yaş verilerine dayanarak hesaplanmıştır.

5.2. Sr ve Nd İzotop Analizleri

Tablo 6'da verilmiş olan ölçüm sonuçları bize tüm örneklerde kıtasal kabuk katkısının fazla olduğunu göstermiştir. Mikrogranit örnekleri diğer örneklerle göre yüksek ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranı ve εNd değeri ile ayrılmakta ve daha yüksek bir kıtasal kabuk katkısı sunmaktadır (Şekil 41). Lökogranit örneği ise εNd - ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i grafiğinde geniş bir dağılım sunmaktadır. Granodiyorit örneği yine kıtasal kabuk katkısı göstermektedir. Ancak mikrogranit ile karşılaştırıldığında bir miktar manto katkısına sahip olduğu önerilebilir.

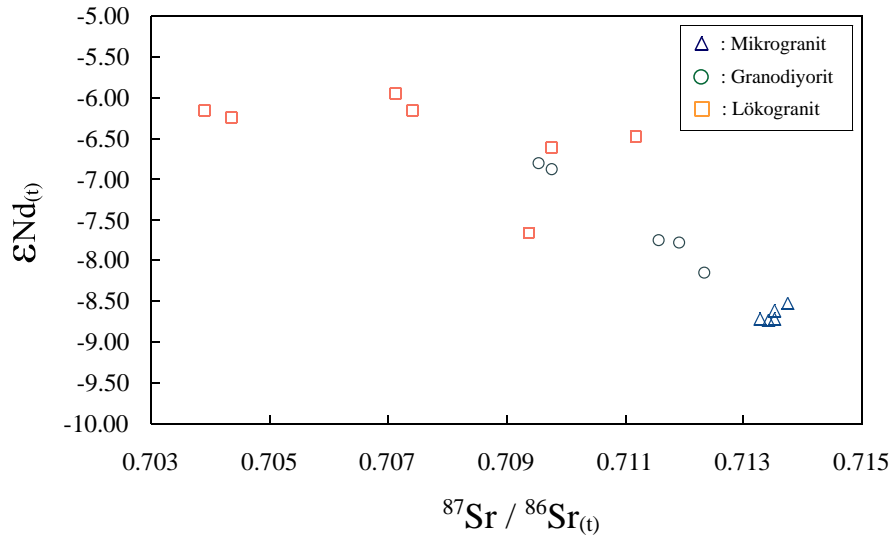
Şekil 42'de EMB granitoyidlerinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 'a karşılık Sr ve 1/Sr grafikleri verilmektedir. Lökogranitte elde edilen trendler iki-bileşenli (C=kıtasal kabuk ve M=manto) bir karışıma işaret etmektedir. Bu durum εNd - ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i grafiğindeki geniş dağılımı da

açıklamaktadır. Ancak lökogradit örneklerinde Sr mobilitesi de kayacın izotop oranlarını etkilemiş gözükmemektedir. Şekil 41’de özellikle $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.707$ olan örneklerde Sr mobilitesinden bahsetmek mümkün görülmektedir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ‘a karşılık Sr ve $1/\text{Sr}$ grafiklerinde (Şekil 42) granodiyorit ve mikrogranit için benzer trendlerin bulunmaması ve daha dağınık bir durum gözlenmesi ikincil bir takım olayların (ör: fraksiyonlaşma ve kirlenme) varlığına işaret edebilir.

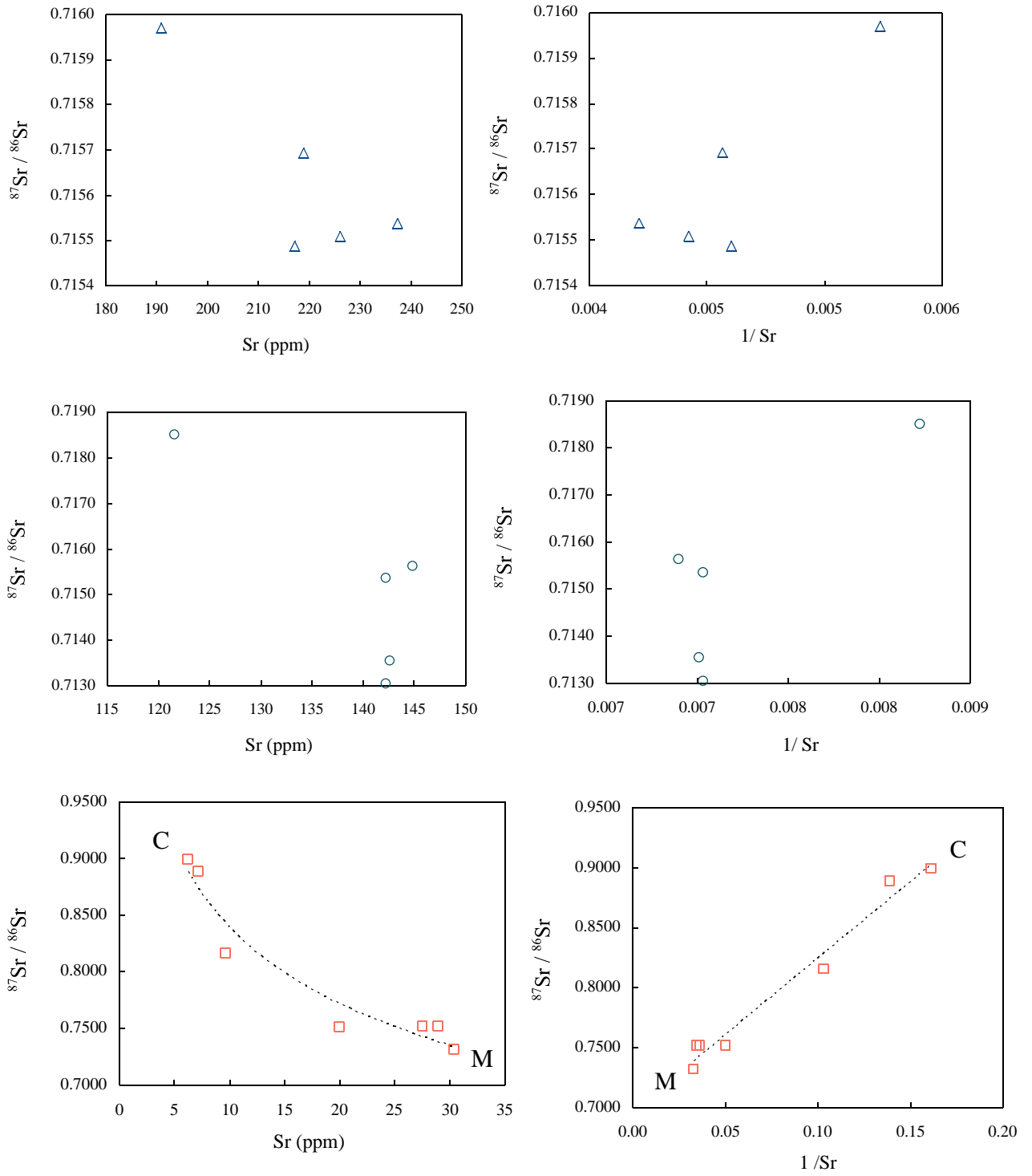
Tablo 6. Ekecikdağ Granitoidleri Sr ve Nd izotop analizleri sonuçları (Granit tipleri: M- mikrogranit, G: granodiyorit, L: lökogradit).

Örnek no	Granit tipi	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ ⁽¹⁾	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}_{(t)}$ ⁽¹⁾	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	T_{DM}
EK-1	M	0.715488±6	126.1	217.1	0.713529	0.512154±3	26.1	5.04	0.512092	-8.61	1.59
EK-4	M	0.715537±5	148.4	237.4	0.713429	0.512144±3	30.3	5.53	0.512085	-8.74	1.60
EK-6	M	0.715970±5	152.3	190.9	0.713279	0.512150±3	25.4	5.05	0.512086	-8.72	1.60
EK-8	M	0.715509±5	133.3	226.1	0.713520	0.512146±4	29.4	5.49	0.512086	-8.72	1.60
EK-25	M	0.715693±5	126.5	218.9	0.713744	0.512159±3	31.4	6.12	0.512096	-8.52	1.58
EK-5	G	0.713539±6	163.7	142.6	0.709762	0.512243±12	13.7	2.63	0.512182	-6.88	1.44
EK-10	G	0.713055±5	151.5	142.2	0.709538	0.512237±3	19.3	3.11	0.512186	-6.81	1.44
EK-16	G	0.715624±9	163.3	144.9	0.711916	0.512179±3	31.3	4.26	0.512136	-7.79	1.52
EK-18	G	0.715320±16	162.9	142.2	0.711577	0.512188±3	23.8	3.81	0.512137	-7.76	1.52
EK-52	G	0.718661±10	227.1	121.6	0.712353	0.512175±3	19.8	3.61	0.512115	-8.15	1.55
EK-19	L	0.898714±7	375.6	6.2	0.704354	0.512291±3	8.2	1.96	0.512214	-6.25	1.39
EK-20	L	0.815896±8	338.6	9.7	0.703904	0.512299±3	8.9	2.24	0.512218	-6.17	1.39
EK-26	L	0.888678±34	398.3	7.2	0.711183	0.512289±3	10.6	2.89	0.512202	-6.49	1.41
EK-31	L	0.751671±5	400.0	29.0	0.707419	0.512302±3	14.9	3.87	0.512219	-6.16	1.39
EK-32	L	0.752031±5	384.8	27.5	0.707138	0.512306±3	14.5	3.47	0.512229	-5.96	1.37
EK-28	L	0.906637±9	304.9	5.3	0.722070	0.512274±3	7.7	1.83	0.512198	-6.57	1.42
EK-27	L	0.751514±5	262.6	20.0	0.709389	0.512221±4	9.7	2.40	0.512142	-7.67	1.51
EK-57	L	0.731832±11	209.1	30.4	0.709765	0.512271±3	13.0	3.08	0.512195	-6.63	1.42

⁽¹⁾ t = 81,5 My (mikrogranit); 84,57 My (granodiyorit); 80,2 My (lökogradit) alınarak hesaplanmıştır.



Şekil 41. Ekecikdağ granitoidlerinin Nd-Sr izotop verileri ile oluşturulan $\epsilon\text{Nd}_{(t)} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ grafiği.



Şekil 42. Ekecikdağ granitoidlerinin Sr ve 1/Sr'a karşılık $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değişim grafikleri.

6. Yaş Tayini Çalışmaları

6.1. LA-ICP-MS U-Pb Zirkon Analizleri

6.1.1. Analitik Metodlar

Zirkon kristalleri standart mineral ayırma teknikleri ile ayrıldıktan sonra binoküler mikroskop altında granitlerdeki zirkon popülasyonlarını temsil edecek şekilde elle seçilmiştir.

LA-SF-ICP-MS U-Pb zirkon analizleri ThermoFinnigan Element2 yüksek çözünürlüklü magnetik sektör alanlı ICP-MS ile Merchantek New Wave 213 nm UV lazer aşındırma sistemi kullanılarak Danimarka ve Grönland Jeolojik Araştırma Kurumu'nda yapılmıştır. LA-ICP-MS çalışması öncesinde zirkonlardan taramalı elektron mikroskobu kullanılarak BSE resimleri çekilmiş, çekirdek ve çevreleyen zonlar incelenerek ölçüm yapılacak noktalar tespit edilmiştir. 40 µm lazer nokta çapı (Lökogranit örneğinde 30 µm) kullanılmış, örnekler 10'luk setler halinde aralarda üçer kez olmak üzere GEMOC GJ1 zirkon standardının ölçülmesi ile yapılmıştır. LA-ICP-MS analizleri iki aşamada yapılmıştır: İlk aşamada belirlenen noktalardan U/Pb yaş tayini yapılmış, ikinci aşamada ise aynı noktalardan iz element tayini yapılmıştır. Yaş tayini ve iz element ölçümü yapılan kristallerden daha sonra noktasal Lu-Hf izotop analizleri yapılmıştır.

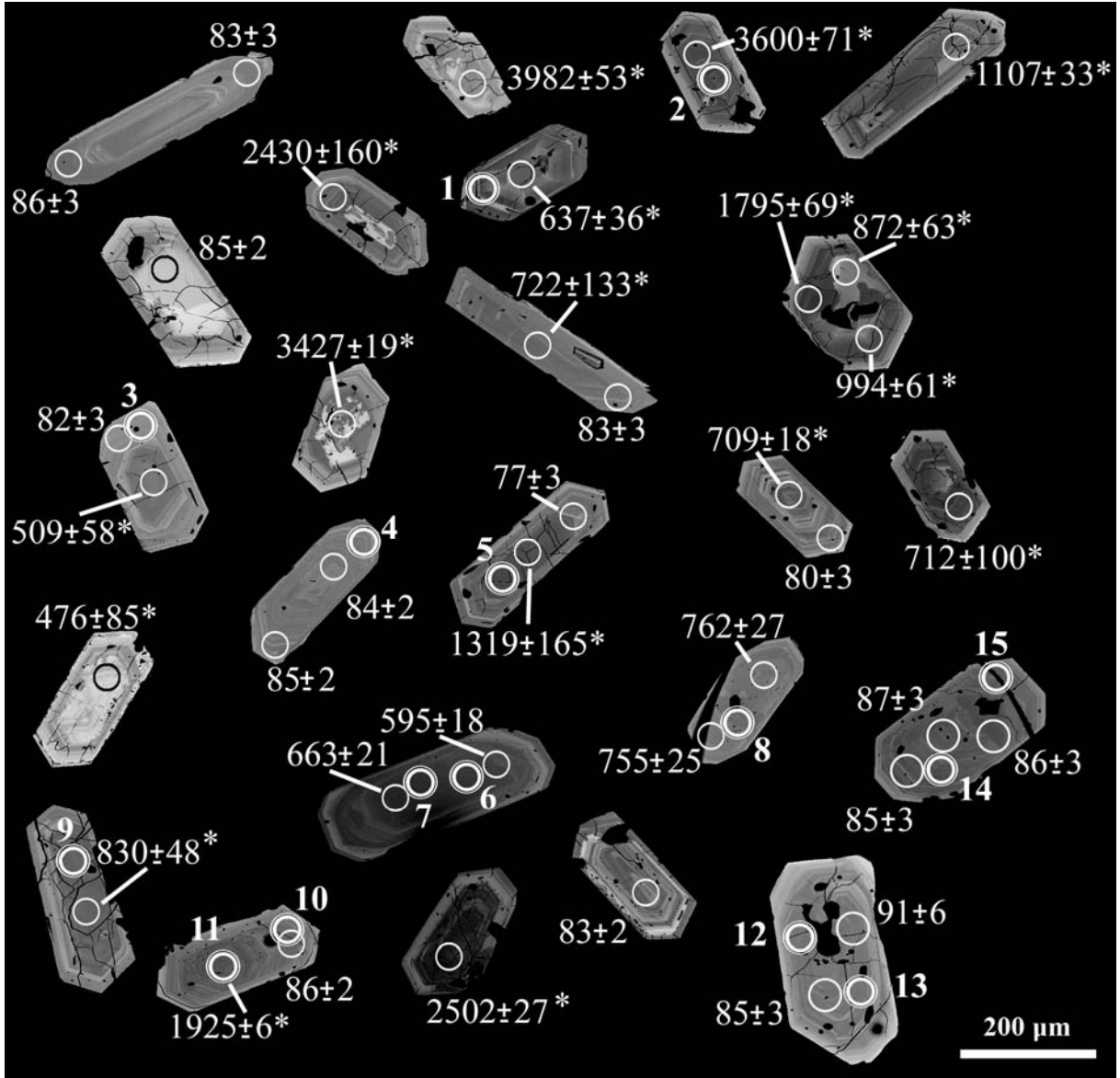
6.1.2. LA-ICP-MS Zirkon U-Pb Yaş Tayini Analizleri

Ekecikdağ granitoidleri zirkonlarının BSE görüntüleri, bunlar üzerinde LA-ICP-MS ölçüm noktaları ve bu noktalardan elde edilen yaş verileri aşağıdaki şekillerde (Şekil 43, 45, 47) verilmektedir. Bu ölçümlerden elde edilen konkordiya grafikleri ile ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaş sonuçlarına ait grafikler de aşağıda sunulmaktadır (Şekil 44, 46, 48).

Bu verilere dayanarak granodiyorit ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşı: $84,57 \pm 0,70$ My (Şekil 44); mikrogrenit ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşı: $81,5 \pm 1,8$ My (Şekil 46) ve lökogranit ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşı: $80,2 \pm 8,3$ My (Şekil 48) olarak tespit edilmiştir.

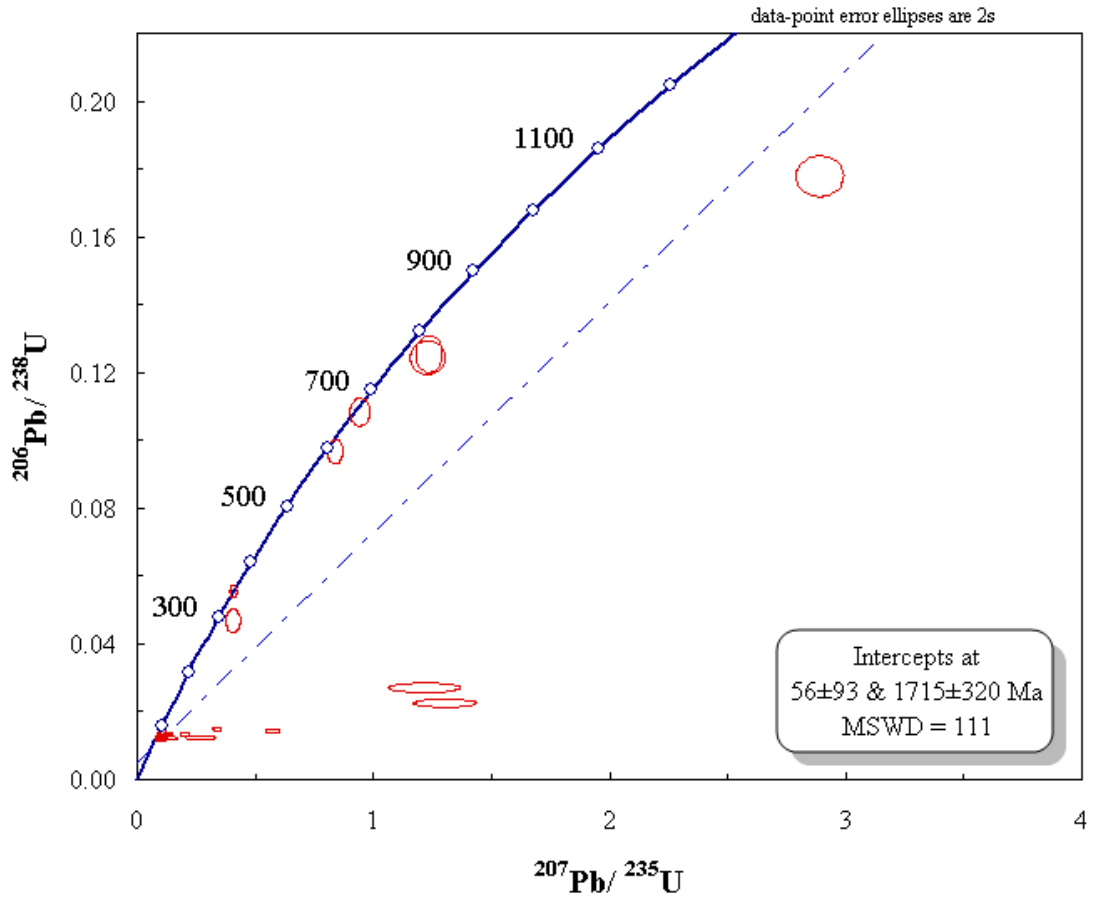
Ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşları hesaplanırken %90'ın altında konkordans düzeyine sahip analizler dikkate alınmamıştır. Bu analizlerde $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları dikkate alınarak BSE fotoğraflarına işlenmiştir. Lökogranitte elde edilen yaş verileri çoğunluğu %90'ın altında konkordans düzeyine sahip olup, ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşı yalnız üç analiz noktasına dayanmaktadır. Bu nedenle standart hata payı oldukça yüksek olmuştur. Hata payları dikkate alındığında Ekecikdağ granitoidlerinden elde edilen bu yaş verileri genel olarak bu kayaların 80-85 My civarında kristallenme yaşına sahip olduklarını göstermektedir. Granodiyoritle mikrogrenit arasında arazide tespit edilemeyen kesme ilişkisi radyometrik yaş tayini sonucunda açıklığa kavuşturulmuş ve $84,57 \pm 0,70$ My yaşındaki granodiyoritin $81,5 \pm 1,8$ My yaşındaki mikrogrenit tarafından kesildiği ortaya konulmuştur.

Granitik kayalardaki zirkonlar magmatik zonlanma göstermekte, yer yer kapanımlar içermektedir. Bu kapanımların apatit veya titanit mineralleri olması muhtemeldir. Granodiyoritten ayrılan zirkon kristalleri Pupin (1980) zirkon tipleri sınıflamasına göre kalk-alkalen hibrid tipteki granitlerde rastlanan zirkon tiplerine benzemektedir. Ayrıca, yuvarlaklaşmış ve korozyona uğramış kalıt çekirdeklerin varlığı göze çarpmaktadır (Şekil 43). Kalıt çekirdeklerde 3,9 milyar yıla kadar $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları bulunmuştur. Bu kalıt çekirdeklerden yapılan yaş ölçümleri bize kaynak alandan miras alınmış tanelerin daha sonra farklı bir magmatik ortamda tekrar gelişimlerine devam ettiklerini önermektedir. Bu kristallerin dış bölümlerinden elde edilen yaşlar ise granitik kayacın son intrüzyon ve kristallenme dönemine işaret etmektedir.

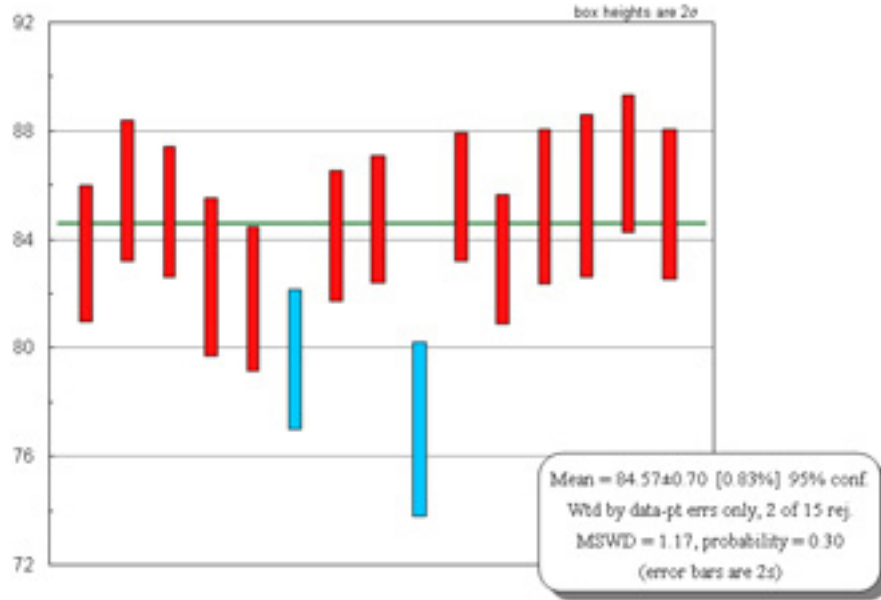


Şekil 43. Granodiyorit LA-ICP-MS ölçüm noktaları ve U/Pb yaş verileri (yatay beyaz çizginin uzunluğu 200 μm'dir) (Rakamların birimi milyon yıldır); * : Diskordan analizlerdir ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları), diğerleri $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşlarıdır.

(a)



(b)



Şekil 44. Granodiyorit (a) Konkordiya grafiği, (b) ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaş grafiği (Yalnız konkordan analizler).

Mikrogranitte gözlenen zirkon kristalleri ise genel olarak Pupin (1980) sınıflamasına göre daha çok kıtasal kabuk kökenli granitik kayalarda rastlanan tiplerdedir (Şekil 45). Bu granit tiplerinin petrolojik özellikleri S-tipi granitlerininkiler ile de büyük ölçüde örtüşmektedir. Mikrogranitte gözlenen ve {121} piramit yüzeyinin baskın olduğu bu zirkon tanelerindeki kalıt çekirdeklerde 1566 My'a uzanan $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşları elde edilmiştir. Kalıt çekirdeklerin dış kısımları muhtemelen taşınma ve magma odasında ısıya maruz kalarak aşınma nedeniyle genellikle yenmiş ve yuvarlaklaşmış yapı göstermekte, ancak dış bölümlere doğru magmatik zonlanma bulunmaktadır. Mikrogranitteki kalıt çekirdek içeren zirkon kristallerinin dış zonlarında ve diğer kristallerin üzerinde yapılan U/Pb yaş tayini çalışmaları granitin intruzyon ve kristallenme yaşının Geç Kretase olduğunu göstermektedir.

Lökogranit zirkonlarının genelde metamikt olduğu görülmektedir (Şekil 47). Bu metamikt alanlardan yapılan ölçümlerde konkordans düzeyleri genelde %90'nın altında kalmaktadır. Lökogranit zirkonlarının çekirdeklerinde 3,5 milyar yıl civarında $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları elde edilmiştir (Şekil 47).

6.2. Tüm Kayaç Rb-Sr İzotop Analizleri

Ekecikdağ granitoidlerinde yapılmış olan Sr ve Nd izotop çalışmaları Sr ve Nd İzotop Jeokimyası bölümünde anlatılmıştır. Bu veriler Rb-Sr izokronlarının oluşturulması için de kullanılmıştır.

Granodiyorit ve mikrogranit örneklerinden elde edilmiş olan Sr ve Nd izotop analiz sonuçları Rb-Sr izokronunun oluşturulmasına uygun veriler sunmamıştır. Lökogranit üzerinde yapılan Rb-Sr çalışmaları sonucunda ise Şekil 49'da verilen izokron elde edilmiştir.

Lökogranitin Rb-Sr yaşı 75.3 ± 4.7 My (MSWD=4.0) olarak bulunmuştur. Bu verinin lökogranitin soğuma yaşını verdiği önerilebilir. Bu durumda lökogranit Rb-Sr yaşı zirkon U-Pb yaşı olarak elde edilen $80,2 \pm 8,3$ My'lık yaşla uyum göstermektedir.

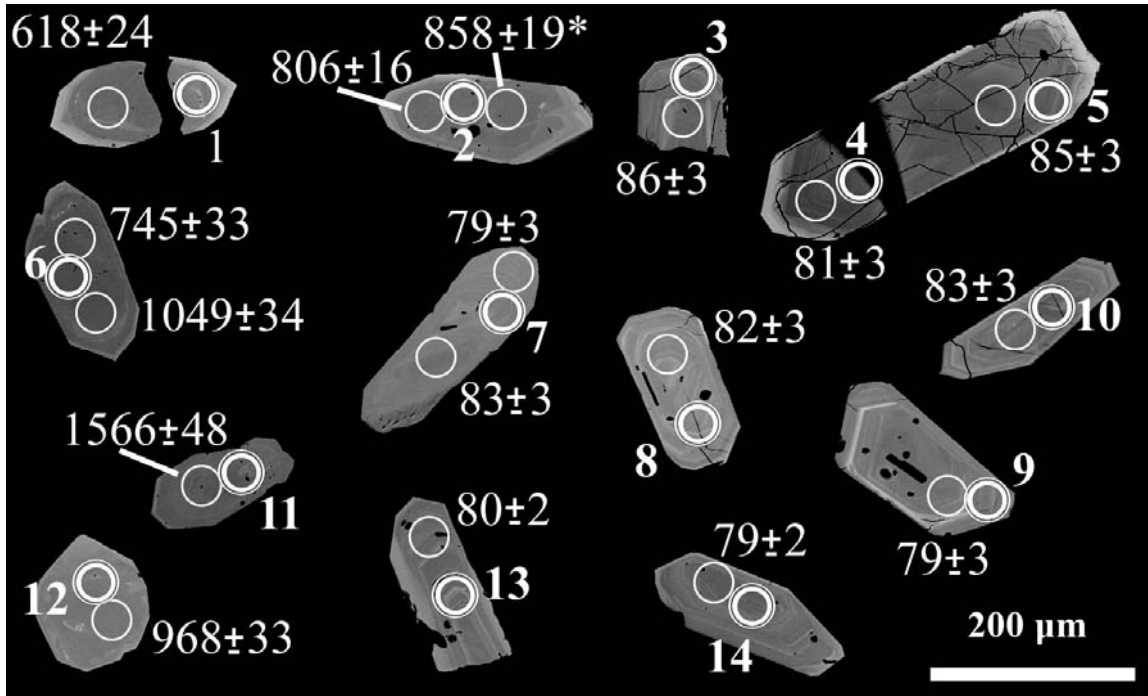
6.3. Tek zirkon Pb-Pb Buharlaştırma Çalışmaları

Proje kapsamında; başlangıçta yapılması planlanan Ekecikdağ granitoidlerinde tek zirkon buharlaştırma çalışmalarından proje kapsamında gerçekleştirilememiştir.

Bunun birinci nedeni bilimseldir. Proje kapsamındaki granitik kayalardan elde edilen zirkonlar BSE görüntülerinde görüldüğü üzere çok yaygın şekilde kalıt çekirdek ve farklı mineral kapanımları içermektedir. LA-ICP-MS yöntemi ile yapılan noktasal ölçümlerde kalıt çekirdeklerle kenar zonlar ve çeperlerin çok farklı yaş aralıkları sunduğu gözlenmiştir. Bu durum tek zirkon Pb-Pb buharlaştırma analizleri için dezavantaj oluşturmaktadır. Bu kalıt çekirdekler ve mineral kapanımları ölçümlerin sağlıklı veriler sunmasını engelleyebilmektedir. Nitekim Boztuğ vd. (2007b)'de verilmiş olan A-tipi Orta Anadolu granitoidlerine ilişkin yaş verileri kalıt çekirdek içerikleri nedeniyle jeolojik gözlemlere uymayan veriler sunmuştur (Bkz. Bölüm 1.2. Orta Anadolu Granitoidlerindeki Mevcut Radyometrik Yaş Tayini ve Nd-Sr İzotop Verileri). Bu durum, Boztuğ vd. (2007b)'nin yanlış değerlendirmesinden değil ölçüm metodunun özünden kaynaklanan bir durumdur. Yine aynı makalede bu projede araştırılan kayalarla aynı yaş aralığında, Kretase döneminde oluşmuş olan granitlerden elde edilen yaş tayini sonuçları çok büyük standart hatalar göstermektedir. Tek zirkon Pb-Pb buharlaştırma analizleri nispeten yaşlı granitik zirkonlar için uygundur. Bu analiz tekniğinin Kambriyen ve Prekambriyen yaşlı kayalarda başarılı uygulamalarına ait literatürde pek çok çalışma vardır. Ancak, Orta Anadolu granitoidlerinden elde edilen veriler bu analiz tekniğinin Kretase ve daha genç zirkonlar için uygun olmadığına işaret etmektedir. Bu nedenle projede tek zirkon

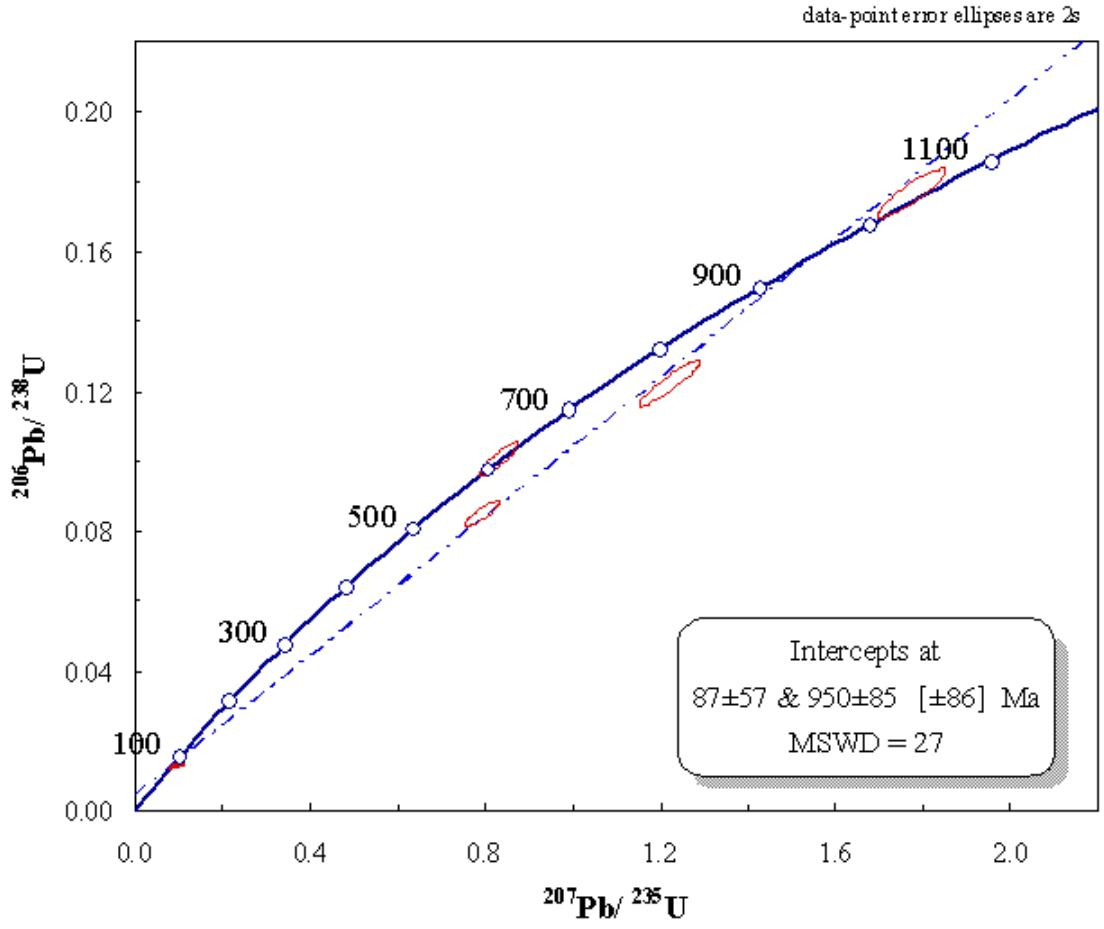
Pb-Pb buharlaştırma analizlerine geçilmemiş zirkonlardan mikroanalitik yöntemle elde edilen yaş verilerine ağırlık verilmiştir.

Tek zirkon Pb-Pb buharlaştırma çalışmalarının proje kapsamında yapılmamasının ikinci nedeni ise bir takım teknik eksikliklerden kaynaklanmaktadır. Analizlerin yapılması planan O.D.T.Ü. Merkezi Laboratuvarı'ndaki TIMS cihazında izotop ölçümleri iyon toplayıcıyla değil Faraday kapları ile yapılabilir. Faraday kapları ise tek zirkon Pb-Pb buharlaştırma analizlerinde gerekli olan hassasiyet düzeyini sağlayamamaktadır (Wolfgang Siebel, 2007-kişisel görüşme). Bu nedenle de tek zirkon Pb-Pb buharlaştırma analizlerinin gerçekleştirilebilmesi için sözkonusu cihaza iyon toplayıcı donanımının alınarak takılması gerekmektedir. Bunun da yüksek maliyetler gerektirdiğinden ileriki dönemlerde ve diğer projelerle gerçekleştirilebilmesi planlanmaktadır. Teknik nedenlerin ikincisi yazılım eksikliğidir. Tek zirkon Pb-Pb buharlaştırma analizlerinden elde edilen verilerin değerlendirilerek yaş sonucuna ulaşılabilmesi için TIMS cihazında standart olarak bulunmayan başka bir yazılıma ihtiyaç vardır. Bu yazılımın da ileriki dönemlerde edinilmesine çalışılacaktır. Bunlara karşın proje kapsamında, zirkon minerallerinin paketlenerek analize hazır hale getirilebilmesi için gerekli düzenek hazırlanmış, yukarıda bahsi geçen eksikliklerin giderilmesinin ardından analizlere geçilebilmesi için altyapı hazırlanmaya çalışılmıştır.

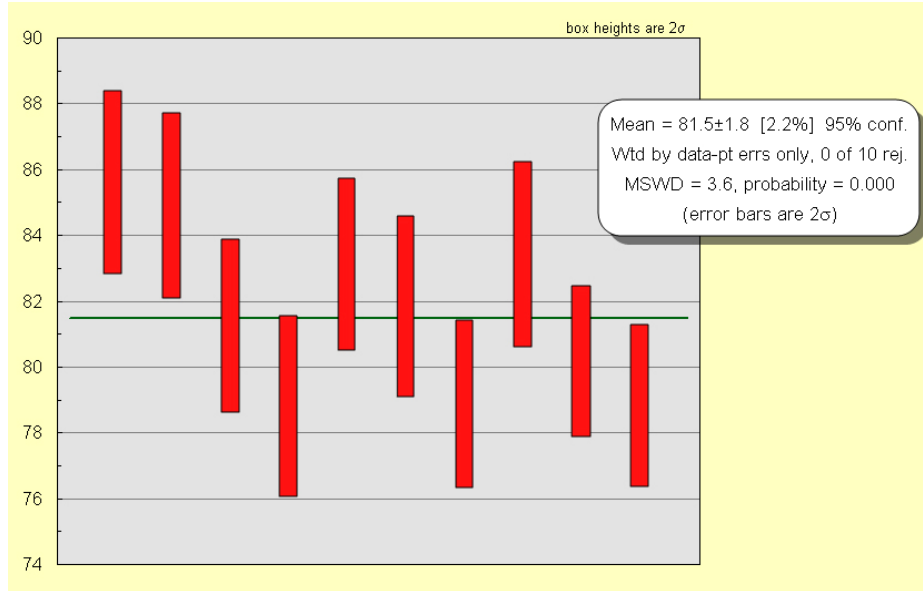


Şekil 45. Mikrogranit LA-ICP-MS ölçüm noktaları ve U/Pb yaş verileri ile Hf izotop analiz noktaları (1-14) (Rakamların birimi milyon yıldır); * : Diskordan analizlerdir ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları), diğerleri $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşlarıdır.

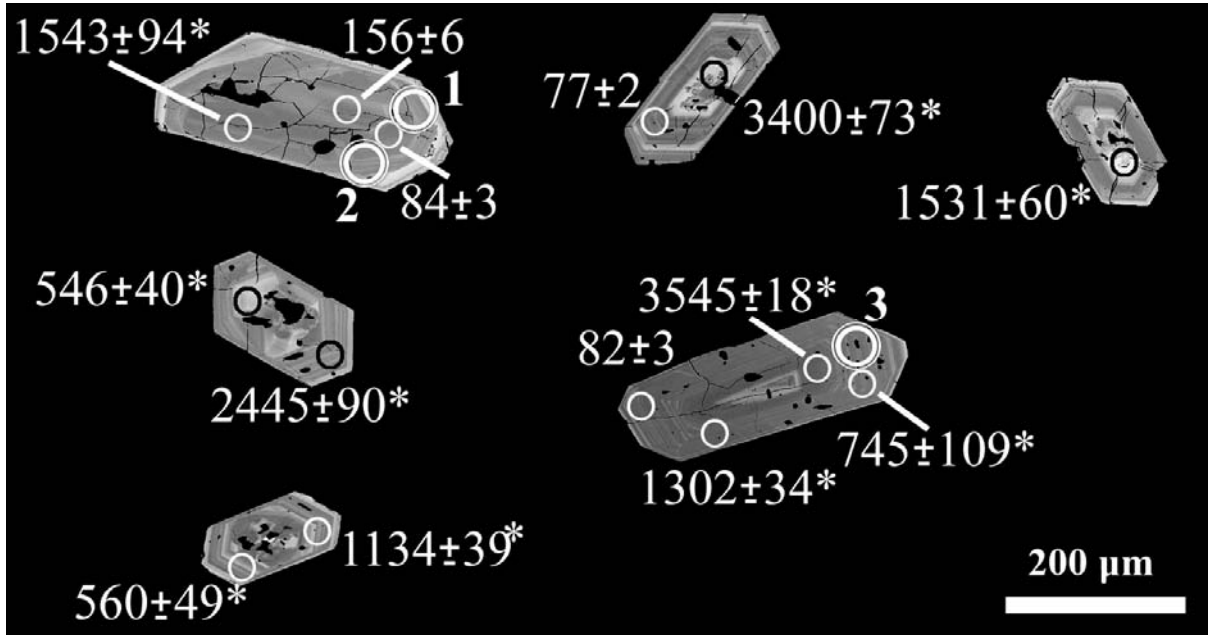
(a)



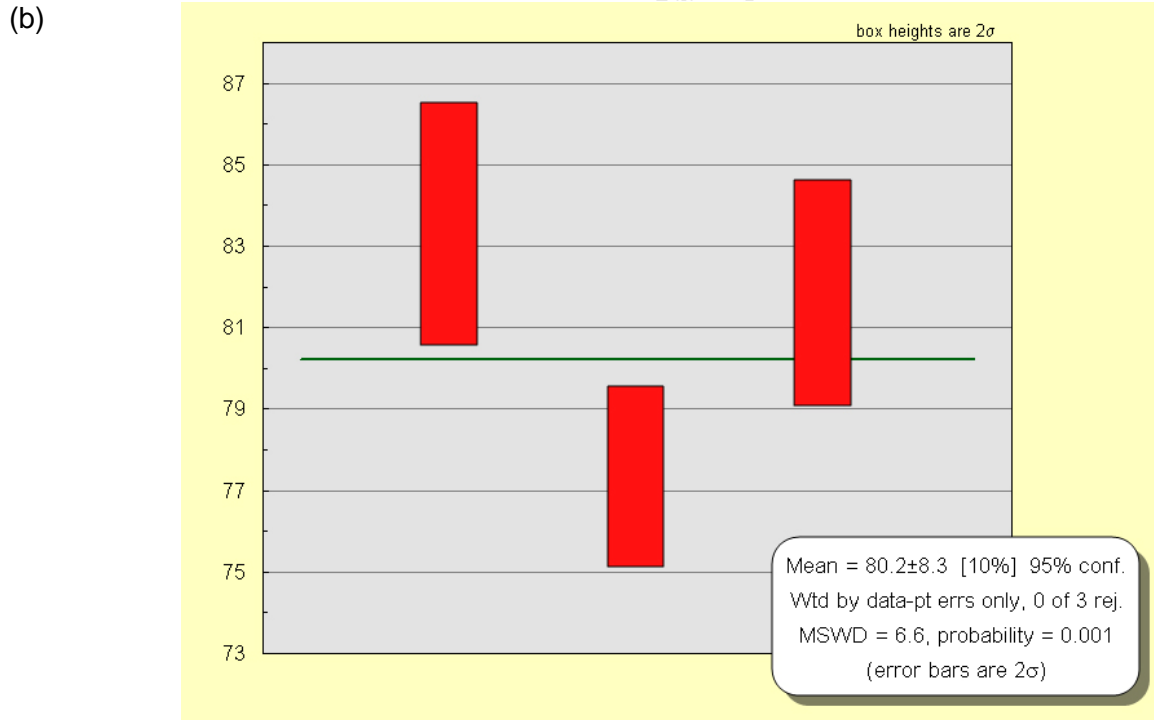
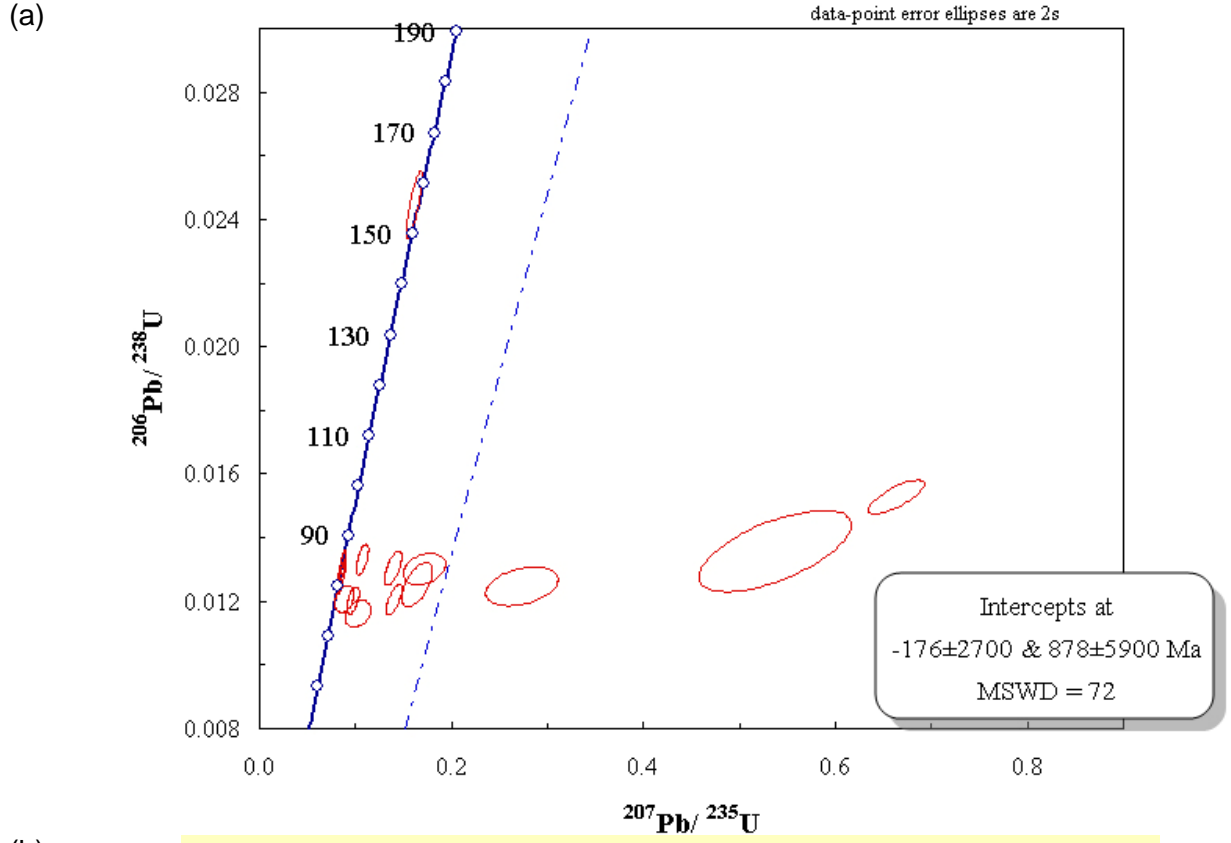
(b)



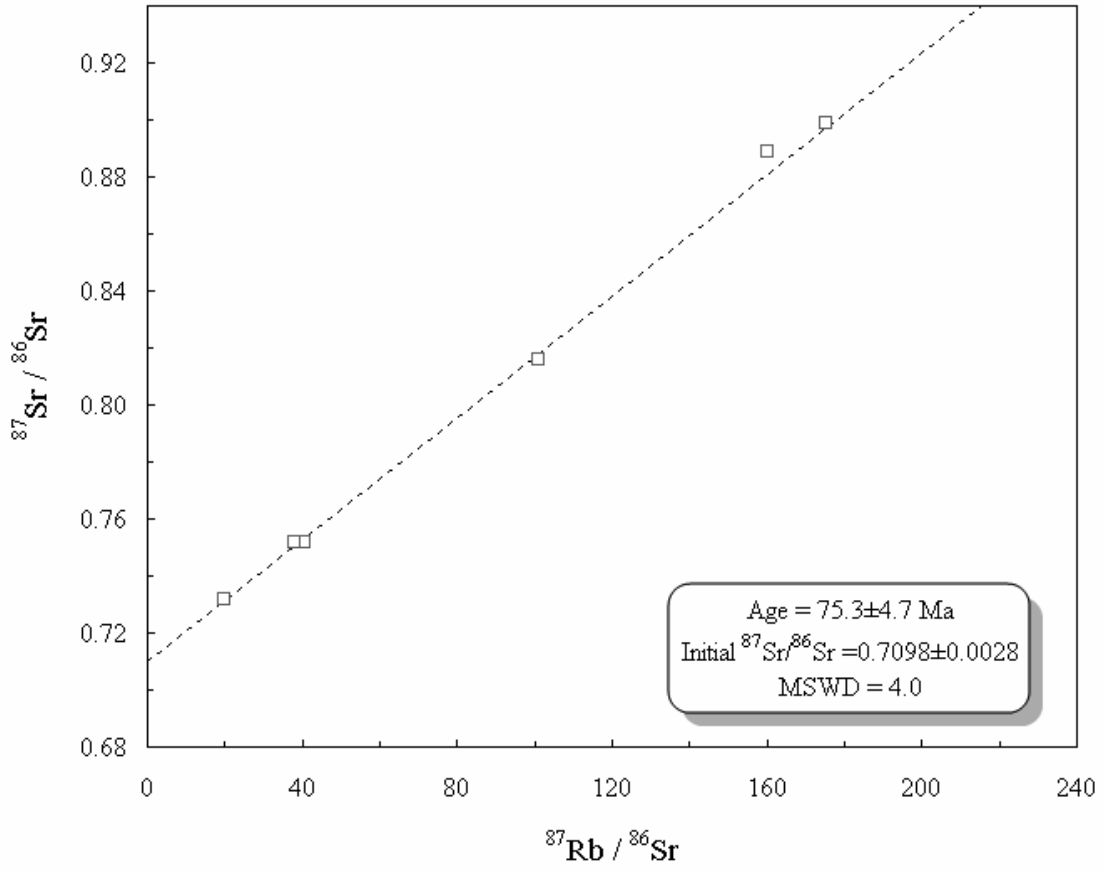
Şekil 46. Mikrogranit (a) Konkordiya grafiği, (b) ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaş grafiği (Yalnız konkordan analizler).



Şekil 47. Lökogranit LA-ICP-MS ölçüm noktaları ve U/Pb yaş verileri ile Hf izotop analiz noktaları (1-4) (Rakamların birimi milyon yıldır); * : Diskordan analizlerdir ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları), diğerleri $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşlarıdır.



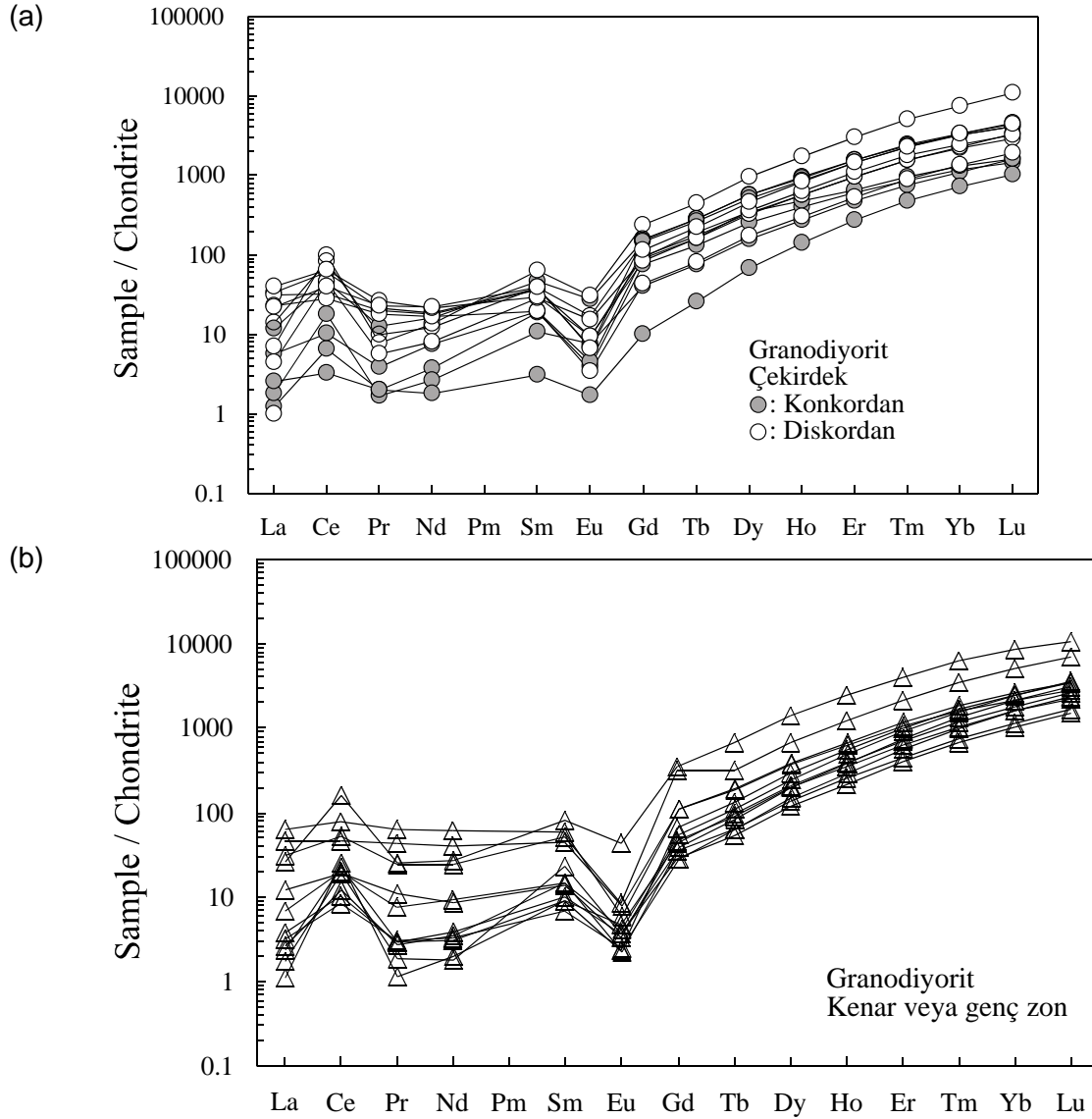
Şekil 48. Lökogranit (a) Konkordiya grafiği, (b) ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaş grafiği.



Şekil 49. Lökogranit Rb-Sr yaş grafiği.

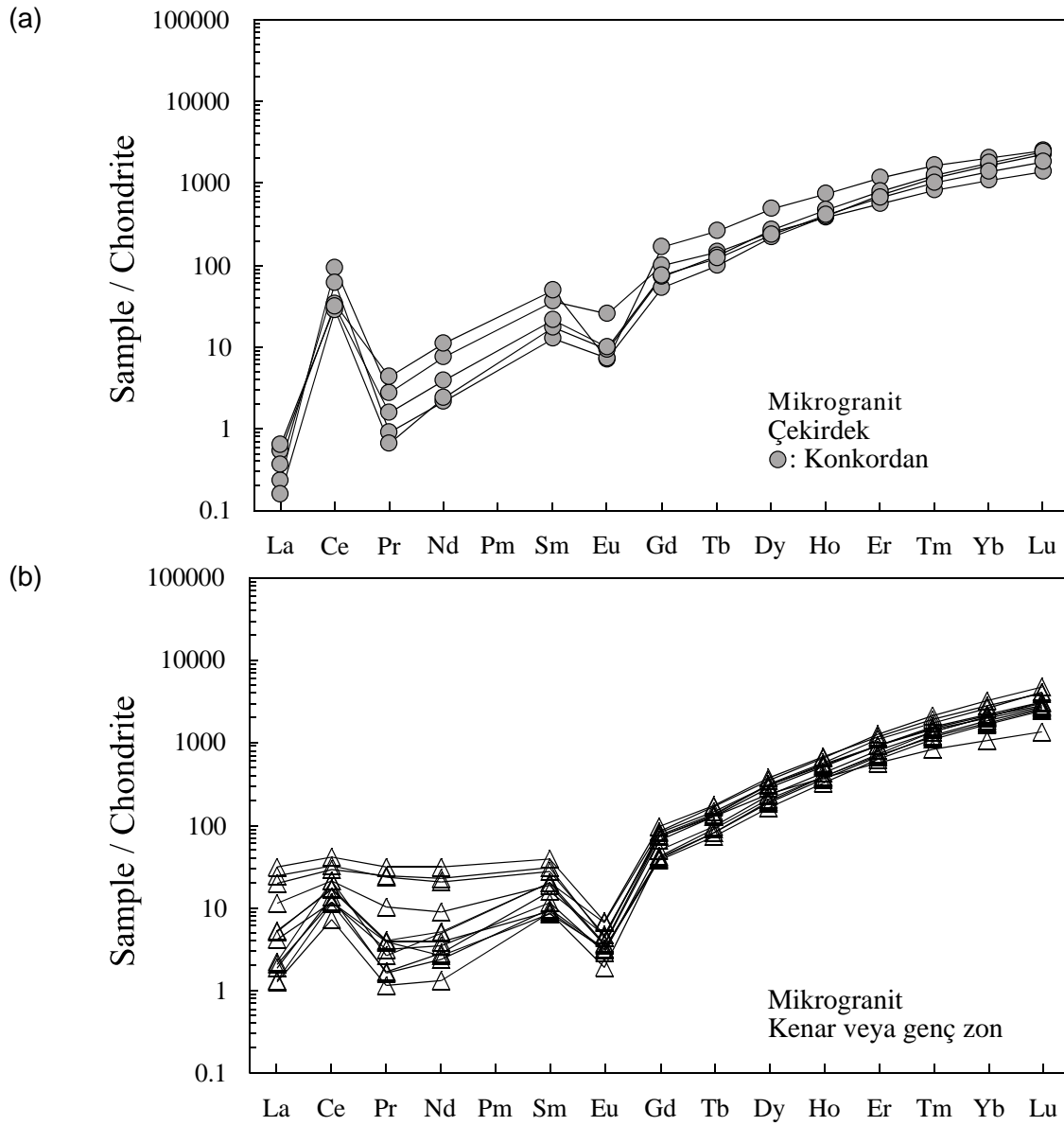
7. Zirkon İz Element Analizleri

Zirkon mineralinde +3 (ve +4) değerlikli nadir toprak elementleri Zr^{+4} ile yer değiştirdiğinden, zirkon REE içeriği bu mineralin kristallendiği eriyikteki magmatik koşulları önemli ölçüde yansıtır (ör: Hanchar ve Van Westrenen, 2007). Ancak metamorfik kayalar için daha etkin bir petrojenetik indikatör olan zirkon REE dağılımları granitik zirkonlar için o düzeyde bir özellik göstermemektedir (ör: Hoskin ve Ireland, 2000; Hoskin vd., 2000). Kimberlit ve karbonitit zirkonlarında rastlanan çok farklı REE dağılımları (ör: negatif Eu anomalisinin olmayışı) ayırıcı bir özellik olarak göze çarpmaktaysa da, kıtasal kabuk kaynaklı zirkonlarda kayaca bağlı olarak çok fazla değişimler gözlenmediği rapor edilmiştir (Hoskin ve Ireland, 2000). Ancak Ekecikdağ granitoidlerinde zirkon REE içerikleri gerek kayaçtan kayaca ve gerekse de zirkonlarda içten dışa değişimlerin varolup olmadığı araştırılması için noktasal iz element analizleri gerçekleştirilmiştir. Zirkon kristallerinde LA-ICP-MS çalışmaları ile elde edilen verilere dayanılarak hazırlanmış olan REE grafikleri aşağıda verilmektedir (Şekil 50-52).



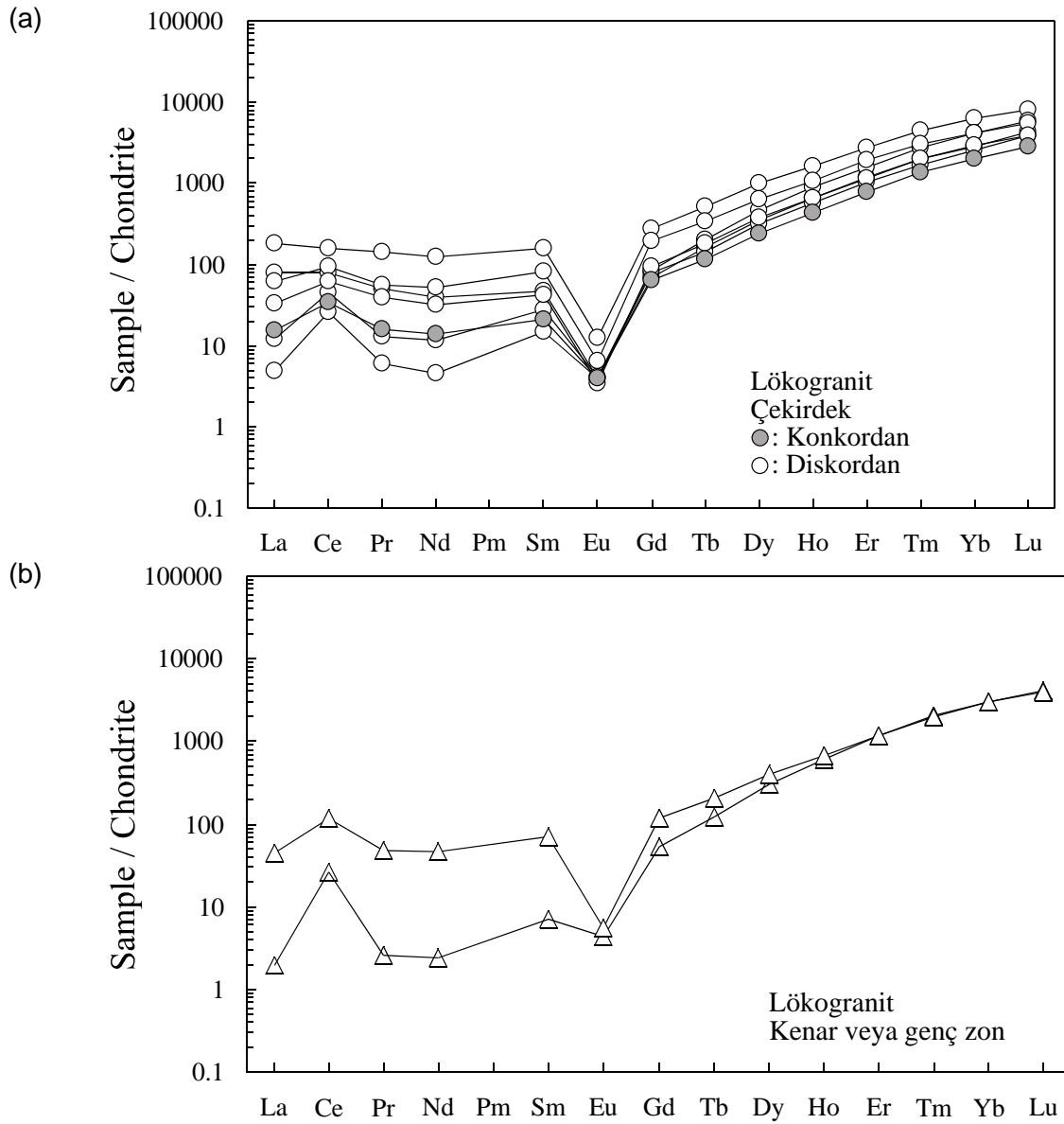
Şekil 50. Granodiyorit zirkonları REE grafikleri (a) Çekirdek REE grafiği, (b) Kenar veya genç zonların REE grafiği (McDonough ve Sun, 1995'e göre normalize edilmiştir).

Ekecikdağ granitoidlerinden elde edilen kondrite normalize edilmiş (McDonough ve Sun, 1995) zirkon REE grafikleri genelde tüketilmiş LREE ve zenginleşmiş MREE ve HREE içerikleriyle magmatik zirkonların genel özelliklerine uymaktadır (ör: Hoskin ve Ireland, 2000). Analizlerin tümü değerlendirildiğinde zirkon REE içeriklerinde özellikle LREE'lerde zirkonda rastlanması zor zenginleşmeler gözlenmiştir. Bu tür zenginleşme ve fakirleşmeler analiz spotu içinde derine gidilirken geçilen mineral kapanımlarından kaynaklanabildiği gibi zirkonun kristallendiği eriyikteki element içeriğine de bağlı olabilir (ör: Hanchar ve Van Westrenen, 2007). Bu nedenle zirkon REE grafikleri oluşturulurken REE ölçümleri ile paralel olarak yapılan diğer iz element konsantrasyonları da (Ti ve P gibi) dikkate alınmış ve zirkon içindeki kapanımlardan kaynaklanabilecek zenginleşme ve fakirleşmelerin elimine edilmesine çalışılmıştır.



Şekil 51. Mikrogranit zirkonları REE grafikleri (a) Çekirdek REE grafiği, (b) Kenar veya genç zonların REE grafiği (McDonough ve Sun, 1995'e göre normalize edilmiştir).

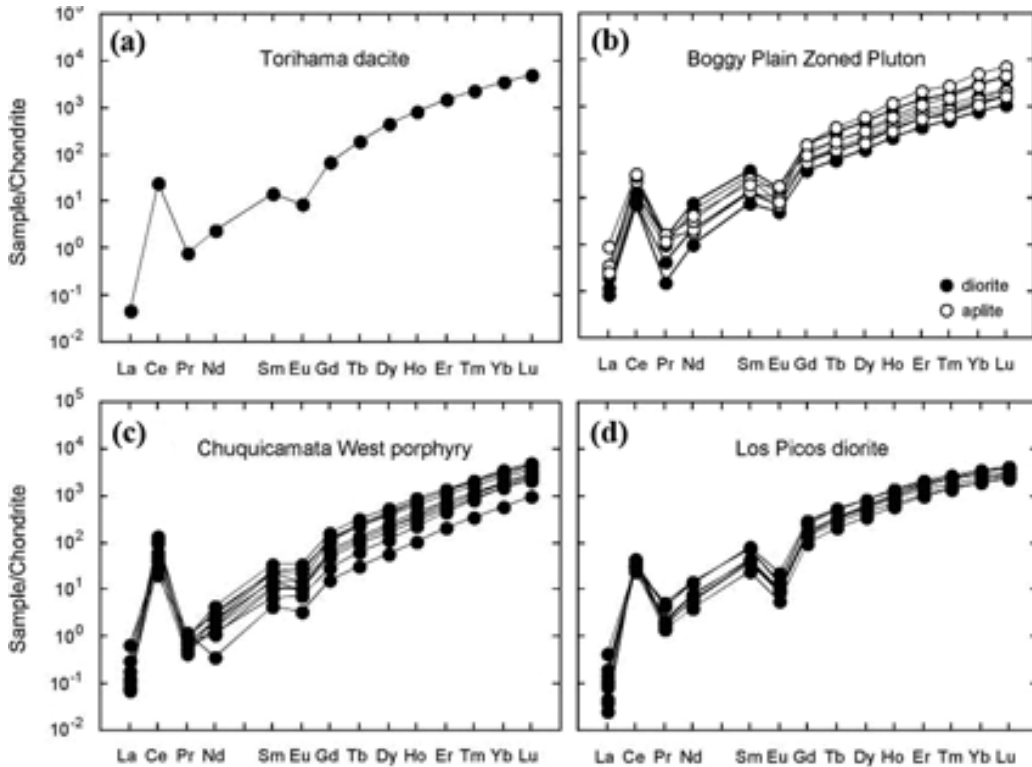
Ekecikdağ granitoidlerinin zirkonlarında görülen REE grafikleri genelde negatif Eu anomalisi, pozitif Ce anomalisi ve LREE'den HREE'ye doğru yükselen trendler sunmaktadır. Bu özellikler altere olmamış granitik zirkonlarda rastlanılan karakteristik özelliklerdir (Şekil 53) (ör: Hoskin ve Schaltegger, 2003). Genel olarak değerlendirildiğinde Ekecikdağ zirkonları kıtasal-afinite gösteren REE dağılımları sunmaktadır (ör: Hoskin ve Ireland, 2000). Hoskin ve Schaltegger (2003)'e göre LREE içerikleri tipik olarak 10xkondirit değerinden düşük olurken, La içerikleri genelde daha düşük, Ce içerikleri ise 10-100xkondirit değerleri arasında olabilmektedir. Ekecikdağ granitoidlerinin zirkonları bu değerlere göre (mikrogranit zirkon çekirdekleri dışında) nispeten yüksek LREE'ler sunmaktadır. Bu çok aşırı olmayan zenginleşmenin analitik bir hatadan çok Ekecikdağ granitik zirkonlarının olduğu magmanın LREE'ce nispeten zengin olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Tüm-kayaç jeokimyası verileri de bu savı desteklemektedir.



Şekil 52. Lökogranit zirkonları REE grafikleri (a) Çekirdek REE grafiği, (b) Kenar veya genç zonların REE grafiği (McDonough ve Sun, 1995'e göre normalize edilmiştir).

Magmatik zirkonlardaki karakteristik pozitif Ce ve negatif Eu anomalileri bu elementlerin zirkon yapısına farklı şekillerde girme özelliklerinden kaynaklanmaktadır. Ce zirkon yapısına Ce^{+3} veya Zr^{+4} ile daha uyumlu olan Ce^{+4} olarak girebilir. Dolayısıyla Ce-anomalisinin büyüklüğü eriyikteki Ce^{+4} 'ün çokluğu ile kontrol edilmekte, bu da oksijen fugasitesine de bağlı olan Ce^{+4}/Ce^{+3} oranını etkilemektedir. Eu ise Eu^{+2} ve Eu^{+3} olarak bulunabilmektedir. İyonik çapı Zr^{+4} 'e göre daha büyük ve dolayısıyla Zr ile uyumsuz olan Eu^{+2} ($Eu^{+2} \rightarrow 1,25 \text{ \AA}$; $Zr^{+4} \rightarrow 0,84 \text{ \AA}$)'nun zirkon yapısına girmesi zor olacağından negatif Eu anomalisi beklenebilir (Hoskin ve Schaltegger, 2003). Ancak Ce^{+4} 'ün duraylı olduğu koşullarda Eu^{+3} Eu^{+2} 'e göre daha duraylı olduğundan negatif Eu anomalisinin oluşmaması gerekir. Bu durumda negatif Eu anomalisine yolaçan başka bir faktör bulunmalıdır. Negatif Eu anomalisi magmadaki Eu'nun eş oluşumlu ya da daha önceki bir plajiyoklas fraksiyonlaşması ile tüketildiğini gösterebilir (ör: Rubatto vd., 1999; Hoskin vd., 2000). Zirkon negatif Eu anomalileriyle ortaya konulan bu durum, tüm kayaç jeokimya çalışmalarında belirlenen plajiyoklas fraksiyonlaşmasının varlığı görüşünü desteklemektedir. Buna ek olarak negatif Eu, pozitif Ce anomalileri ve yüksek HREE içeriği zirkon kristallenmesi kaynaktan eş oluşumlu bir granatın olmadığına göstergesi olarak nitelenebilir (ör: Baldwin vd., 2004). Bu iki olgu çekirdek ve iç zonlardan yapılan (Kretase öncesi yaşlara karşılık gelen) ölçümlerde de, kenar veya daha genç zonlardan yapılmış olan Kretase yaşlı ölçümlerde de geçerlidir.

Granodiyoritte LREE ve HREE geniş aralıklar sunmaktadır (Şekil 50). Mikrogranitin çekirdek ve dış zon REE trendleri genelde dar bir aralıkta bulunmaktadır (Şekil 51). Mikrogranitin çekirdek verileri düşük La içeriği, daha belirgin Ce anomalisi, daha belirsiz Eu anomalisi ile kenar zon verilerinden ayrılmaktadır (Şekil 51). Lökogranitte ise LREE ve HREE farklılaşması görülmektedir (Şekil 52).



Şekil 53. Farklı magmatik kayaçlardaki zirkon REE dağılımları (Hoskin ve Schaltegger, 2003'ten alınmıştır): (a) Torihama dasiti, Japonya (Sano vd., 2002), (b) Boggy Plain Zonlu Plutonu, Avustralya (Hoskin vd., 2000), (c-d) Chuquicamata West Porfirli graniti, Şili (Ballard vd., 2002), (d) Los Picos diyoriti, Şili (Ballard vd., 2002) (McDonough ve Sun, 1995'e göre normalize edilmiştir).

8. Zirkon Lu-Hf İzotop Analizleri

^{176}Lu β^- -bozumasıyla ^{176}Hf 'a dönüşen radyojenik bir izotoptur, ve ^{176}Hf izotopundaki değişim genelde konsantrasyonu doğada sabit olan ^{177}Hf 'a oranlanarak ifade edilir ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) (Kinny ve Maas, 2003). Lu-Hf izotop sistemi kıtasal kabuk manto ayrışmasının izlenmesi için kullanılan ve Sm-Nd sistemine göre bir takım avantajları olan bir sistemdir (ör: Kinny ve Maas, 2003; Hawkesworth ve Kemp, 2006). Hafniyum Lu'a göre daha uyumsuz bir element olduğundan kısmi ergime sonrasında uzun-vadede Hf kıtasal kabukta Lu'a göre daha fazla birikerek kıtasal kabuk kayalarında tüketilmiş mantoya göre daha düşük $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ oranları sunar. Hafniyum zirkon kristallerinin yapısına Lutesyum ve diğer REE'e göre daha fazla miktarda girerek zirkon kristal kafesine tutunur, bu nedenle de zirkon oldukça düşük Lu/Hf oranına sahiptir (Hawkesworth ve Kemp, 2006). Bu nedenle de zirkon ilksel $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ oranı zirkonun oluşum anındaki eriyikteki izotop oranlarına çok yakındır (Hawkesworth ve Kemp, 2006). Bu özelliğinden dolayı zirkon noktasal Hf izotop analizleri için tercih edilen bir mineraldir.

Ekecikdağ zirkonlarından yapılmış olan Lu-Hf izotop çalışmasının sonuçları Tablo 7'de ve Şekil 54 ve 55'te verilmektedir. Şekil 54'de yaklaşık 3,9 milyar yıldan Kretase dönemine doğru ilksel $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ oranındaki yükselme dikkat çekicidir. Kalıt çekirdeklerden elde edilmiş olan düşük $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ oranları bu kristallerin eski kıtasal kabuktan türemiş olduğunu göstermektedir (Şekil 55).

Tablo 7. Ekecikdağ zirkonlarında yapılan Lu-Hf izotop analiz sonuçları (G: Granodiyorit; L: Lökogranit; M: Mikrogranit).

no:	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ f ^a	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ f ^a	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ f	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig _{Hf}	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ f	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ c	$\pm 2\sigma$	T _{DM2} ^d (Ga)	age ^e (Ma)	$\pm 2\sigma$
(V)													(Ga)		(Ma)
G(1)-1	0.0335	18	0.00096	5	1.46725	1.88702	12	0.282545	20	0.282543	-6.1	0.7	1.34	91	6
G(1)-2	0.0414	9	0.00108	2	1.46728	1.88704	14	0.282516	19	0.282515	-7.2	0.7	1.40	85	3
G(1)-3	0.0422	20	0.00128	9	1.46735	1.88693	17	0.282516	19	0.282514	-7.2	0.7	1.40	87	3
G(1)-4	0.0315	8	0.00090	3	1.46719	1.88686	18	0.282546	16	0.282545	-6.2	0.6	1.34	85	3
G(2)-1	0.1850	152	0.00452	29	1.46720	1.88686	18	0.282536	26	0.282481	3.8	0.9	1.24	637	36
G(2)-2	0.1413	195	0.00368	51	1.46722	1.88689	21	0.282623	24	0.282367	67.9	0.9	-0.05	3600	71
G(2)-3	0.0522	10	0.00144	3	1.46728	1.88700	19	0.282608	18	0.282606	-4.1	0.7	1.23	82	3
G(2)-4	0.0359	4	0.00103	1	1.46726	1.88691	18	0.282563	19	0.282561	-5.6	0.7	1.31	85	2
G(2)-5	0.0526	23	0.00132	5	1.46722	1.88684	37	0.282630	20	0.282597	23.2	0.7	0.71	1319	165
G(2)-6	0.0400	29	0.00097	7	1.46720	1.88691	17	0.282257	18	0.282246	-5.5	0.7	1.72	595	18
G(2)-7	0.0420	31	0.00103	8	1.46726	1.88681	17	0.282282	19	0.282269	-3.2	0.7	1.65	663	27
G(2)-8	0.0440	45	0.00116	12	1.46723	1.88681	16	0.281863	23	0.281846	-16.1	0.8	2.43	755	25
G(2)-9	0.2261	172	0.00581	43	1.46711	1.88685	33	0.282848	30	0.282757	17.9	1.1	0.62	830	48
G(2)-10	0.0285	15	0.00084	3	1.46720	1.88685	17	0.282574	18	0.282572	-5.2	0.6	1.29	86	2
G(2)-11	0.0172	15	0.00043	4	1.46709	1.88677	18	0.281406	21	0.281390	-5.9	0.7	2.82	1925	6
L-1	0.0754	32	0.00213	10	1.46718	1.88677	22	0.282628	20	0.282624	-3.4	0.7	1.19	84	3
L-2	0.0388	37	0.00112	11	1.46718	1.88678	22	0.282685	15	0.282683	-1.3	0.5	1.08	84	3
L-3	0.0503	7	0.00147	3	1.46719	1.88678	20	0.282620	19	0.282599	10.4	0.7	0.97	745	109
M-1	0.0325	16	0.00092	6	1.46730	1.88690	25	0.282143	19	0.282133	-9.0	0.7	1.93	618	24
M-2	0.0234	37	0.00058	8	1.46718	1.88696	16	0.282340	18	0.282331	2.2	0.6	1.47	806	16
M-3	0.0437	10	0.00123	3	1.46723	1.88692	20	0.282579	16	0.282577	-5.0	0.6	1.28	86	3
M-4	0.0350	8	0.00097	2	1.46717	1.88671	20	0.282505	17	0.282503	-7.7	0.6	1.43	81	3
M-5	0.0340	13	0.00095	4	1.46728	1.88699	18	0.282505	17	0.282504	-7.6	0.6	1.42	85	3
M-6	0.0448	24	0.00123	5	1.46719	1.88673	21	0.281730	16	0.281705	-14.5	0.6	2.58	1049	34
M-7	0.0406	12	0.00124	3	1.46726	1.88699	19	0.282576	19	0.282574	-5.3	0.7	1.29	79	3
M-8	0.0356	31	0.00100	9	1.46715	1.88675	21	0.282515	16	0.282513	-7.3	0.6	1.40	82	3
M-9	0.0499	38	0.00146	11	1.46720	1.88679	19	0.282532	20	0.282530	-6.8	0.7	1.37	79	3
M-10	0.0403	14	0.00112	4	1.46728	1.88700	19	0.282501	18	0.282500	-7.8	0.6	1.43	83	3
M-11	0.0410	11	0.00113	3	1.46724	1.88693	16	0.281406	18	0.281372	-14.7	0.6	3.01	1566	48
M-12	0.0390	11	0.00109	3	1.46722	1.88694	18	0.282192	21	0.282172	0.2	0.7	1.71	968	33
M-13	0.0388	18	0.00119	5	1.46721	1.88691	18	0.282540	19	0.282539	-6.5	0.7	1.36	80	2
M-14	0.0501	20	0.00153	6	1.46734	1.88704	19	0.282572	19	0.282570	-5.4	0.7	1.30	79	2
GJ-1 ^f n=11	0.01036	94	0.000307	8	1.46721	1.88685	19	0.282005	13	0.282002	-13.8	0.5	2.19	609	9

$$^a \text{}^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} = (^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf})_{\text{true}} \times (^{173}\text{Yb}/^{177}\text{Hf})_{\text{meas}} \times (M_{176(\text{Yb})}/M_{173})^{b(\text{Yb})}/(M_{176(\text{Yb})}/M_{177})^{b(\text{Hf})}$$

¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf ölçülen ¹⁷⁵Lu/¹⁷⁷Hf ve β_{Yb} değerleri kullanılarak aynı şekilde hesaplanmıştır.

^b Ortalama Hf sinyali (volt cinsinden).

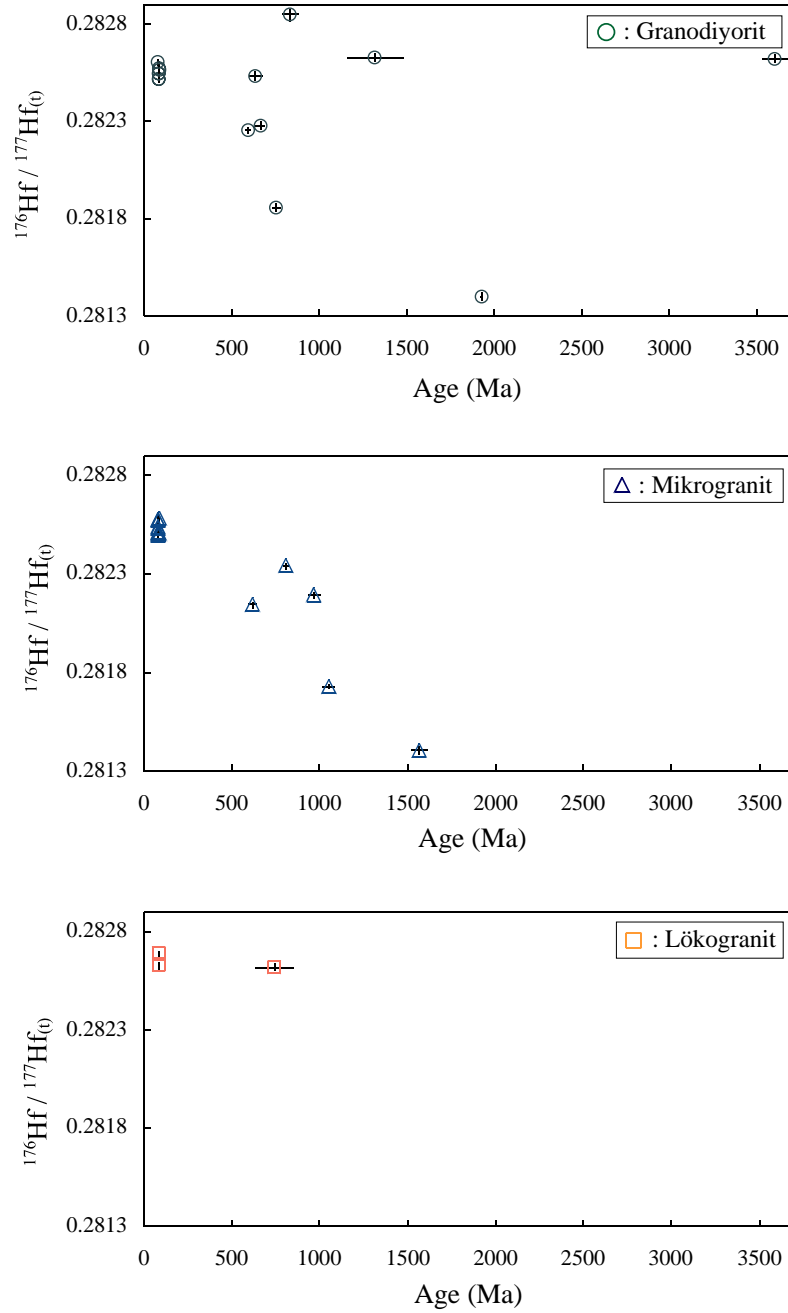
^c Bozunma katsayısı 1.865 x 10⁻¹⁰, CHUR ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Lu ve ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.0332 ve 0.282772 kullanılarak hesaplanmış, yaşlar LA-ICP-MS ile tespit edilmiştir..

^d 2 aşamalı model yaşları her bir noktadan ölçülen ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Lu (ilk aşama=zirkon yaşı), ve (ikinci aşama) ortalama kıtasal kabuki ortalama değeri 0.0113, ve tüketilmiş manto ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Lu değeri = 0.0384, ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf değeri = 0.28325

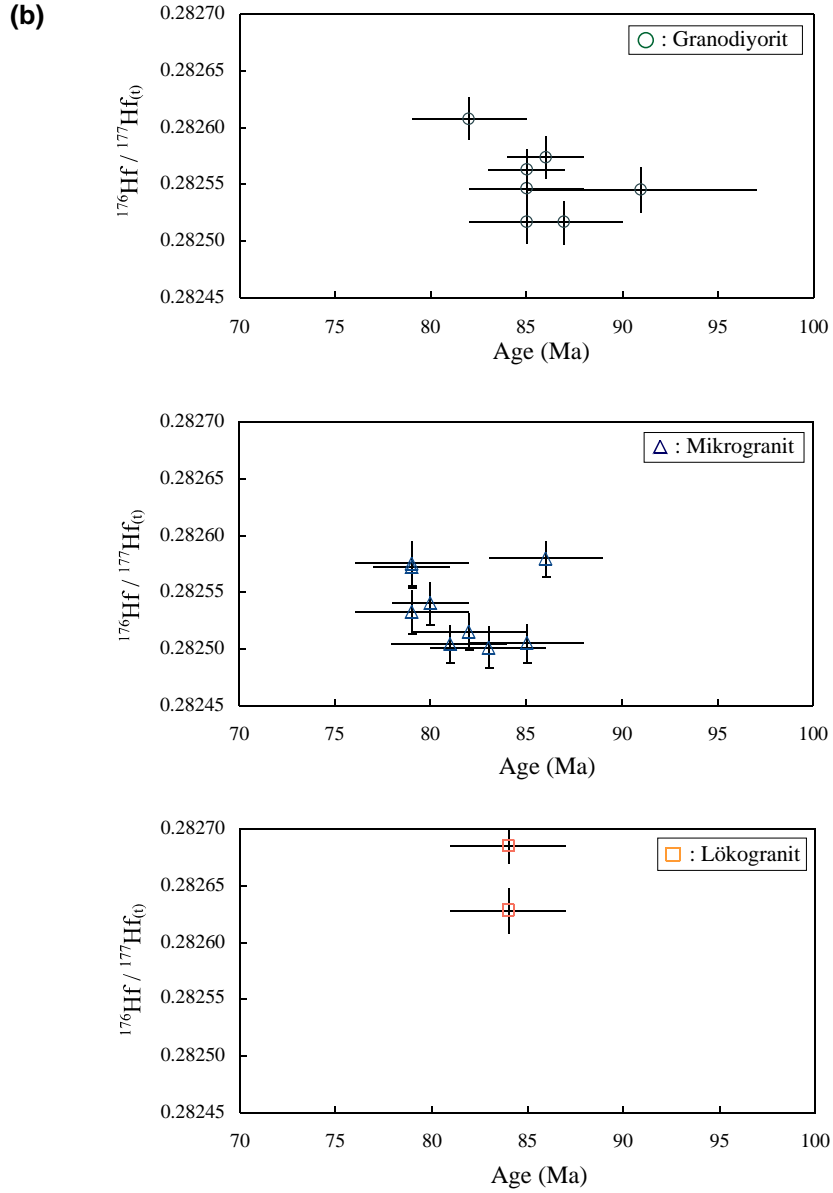
^e U-Pb zirkon yaşları (²⁰⁶Pb/²³⁸U yaşları)

^f GJ-1 referans zirkondan 11 adet noktasal analizinin ortalama ± 2s standard sapması

(a)

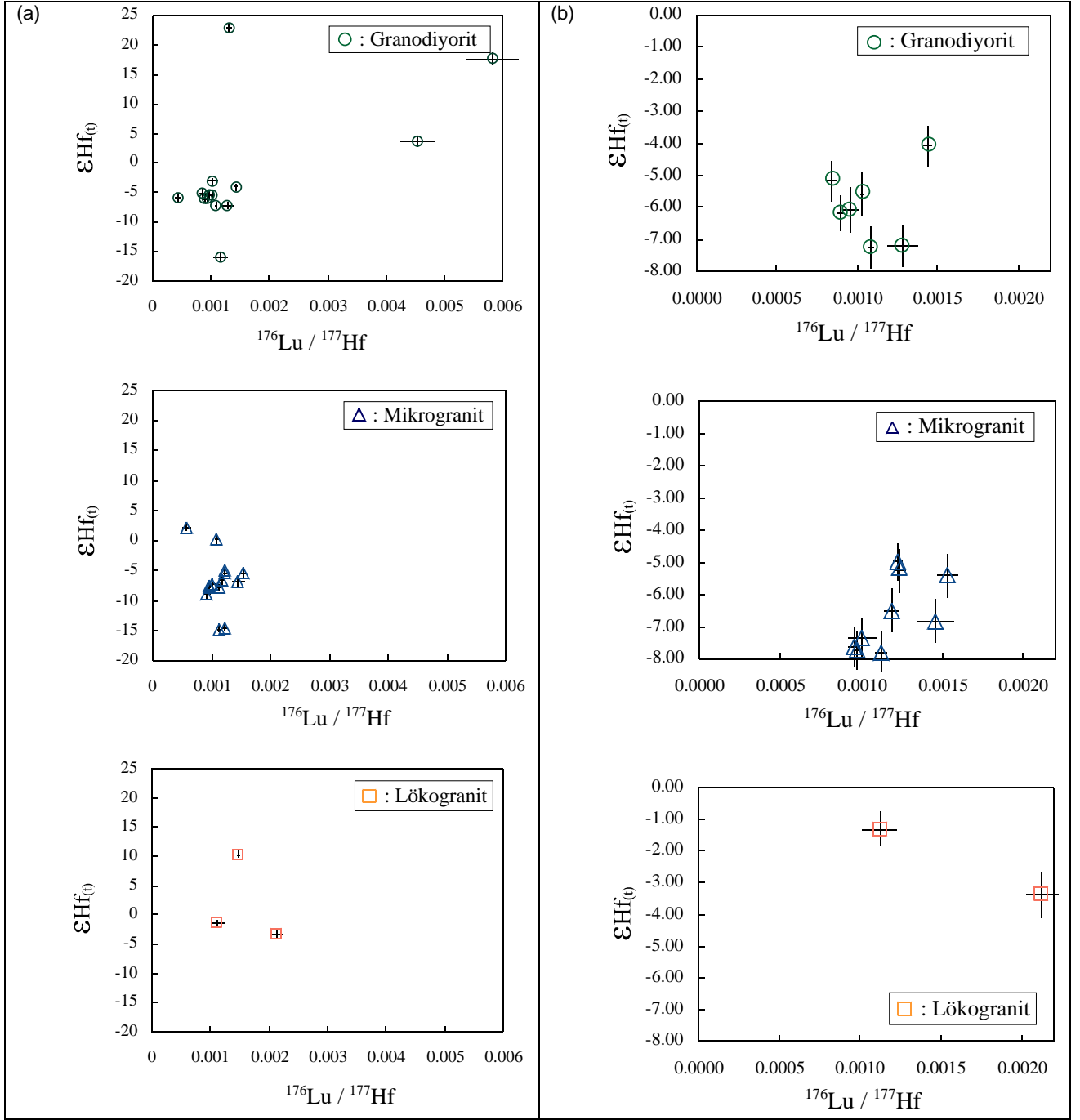


Şekil 54. Ekecikdağ granitik kayaçların zirkonlarında zirkon Lu-Hf izotop sonuçlarına göre $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_f(t)$ 'ye karşılık yaş grafikleri (a) Tüm analizler (>%90 Konkordan analizler için $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşları, diskordan analizler için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları kullanılmıştır), (b) Kretase yaşlı analizler ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşları).



Şekil 54 (devam).

$\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ – $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ grafiklerinde (Şekil 55) EMB granitoidlerinin dağılımı görülmektedir. Şekil 55b'de sadece Kretase yaşlı zirkon zonlarından elde edilmiş $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ – $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ grafiği sunulmaktadır. Bu grafikte mikrogranit, granodiyorit ve lökogranit örneklerinin çoğunlukla kıtasal kabuk karaktere uygun $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ değerlerine sahip olduğu görülmektedir. Şekil 55a'da ise kalıt çekirdeklerden yapılmış az miktarda analiz noktasının juvenil magmanın ve manto katkısının varlığına işaret ettiği görülmektedir. Bunun granitoidlerde gözlenen hibridik özelliğine işaret ettiği düşünülmektedir.



Şekil 55. Ekecikdağ granitik kayaların zirkonlarında zirkon Lu-Hf izotop sonuçlarına göre $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ 'ye karşılık $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ grafikleri (a) Tüm analizler (>%90 Konkordan analizler için $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşları, diskordan analizler için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları dikkate alınmıştır), (b) Kretase yaşlı analizler ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşları).

Şekil 54 ve 55 genel olarak incelendiğinde Ekecikdağ granitik kayalarının kıtasal kabuk baskın bir kaynağa sahip oldukları ancak Proterozoyikten Kretase dönemine doğru manto etkisinin nispeten arttığı ve Kretase döneminde Hf izotoplarının bir homojenleşme meydana geldiği önerilebilir.

9. Tartışma

Bu projede; Aksaray (Orta Anadolu) yöresindeki Ekecikdağ Magmatik Birliği'nde yeralan granitik kayaçlarının yaşı, petrojenezi ve jeodinamik koşulları araştırılmıştır. Orta Anadolu'daki belli başlı magmatik birliklerden birisi olan bu birlikteki granitlerin petrolojik özelliklerinin ortaya konulması Orta Anadolu'nun jeolojik evrimine açıklık getirmesi açısından önem taşımaktadır.

Projede saha jeolojisi, petrografi, tüm kayaç ve izotop jeokimyası ile mineral kimyası gibi yaygın kullanımı olan metodların yanısıra Lazer Aşındırma ICP-MS cihazı ile zirkon U-Pb yaş tayini, zirkon iz element ve zirkon Lu-Hf izotop analizleri gibi daha önce ülkemizdeki jeolojik çalışmalarda çok az kullanılmış veya hiç yararlanılmamış metodlar da kullanılarak EMB granitoidlerinin petrolojisine ışık tutulmaya çalışılmıştır.

Proje kapsamında yanıt bekleyen birinci soruyu bu kayaçların kökeni ve oluşum koşulları oluşturmaktadır. Ekecikdağ granitoidleri arazi gözlemleri ve petrografik çalışmalar baz alınarak granodiyorit, mikrogranit ve lökogradit olarak üç ana birime ayrılmıştır. Tüm-kayaç element ve izotop jeokimyası ve mineral kimyası çalışmaları bu üç kayaç tipinin birbirinden farklı karakterlere sahip olduğunu ortaya koymuştur. Her üç kayaç tipi de sub-alkalen ve yüksek-K kalk-alkalen özellikler sunmakta, ancak ana, iz element ve REE karışlaştırma ve dağılım grafiklerinde farklı özellikler göstermektedir.

Granodiyoritte yapılan arazi ve petrografi gözlemleri bu kayaçlarda yaygın bir şekilde mafik mikrogranüler anklavların varlığını göstermiştir. Bu anklavlar granodiyorit oluşumunda magma karışımına dolayısıyla hibridleşmeye işaret eder. Granodiyorit ana minerallerden hornblend, aksesuar minerallerden titanit içermesi ile I-tipi granitoid (metamagmatik kabuğun erimesi ile oluşmuş granitler; ör., Chappell vd., 1987) özellikleri göstermektedir. Mikrogranit ve lökograditteki gözlemler ise bu kayaçların iki mikalı (biyotit + birincil muskovit) hornblend içermeyen S-tipi granitoidler (sedimenter protolitlerden türemiş granitler; ör., Chappell ve White, 1974) olduklarını önermektedir. Mikrogranit örnekleri S-tipi granitlerde rastlanılan peralüminalı (molar A/CNK > 1,1) özellik gösterirken lökogradit örnekleri bu özelliği göstermemektedir. Lökograditte bu oranın düşük kalması, plajiyoklasların albitik bileşimde olması ve ortoklasların varlığı ile açıklanabilir. Biyotitlerde yapılan elektron mikroprob analizleri de mikrogranitin peralüminalı özelliğini desteklemektedir. Tüm-kayaç Sr ve Nd izotop jeokimyası verileri de yüksek ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve düşük ϵNd değerlerine sahip olan mikrogranitin kıtasal kabuk kökenli olduğu savını desteklemektedir. İzotop jeokimyası verileri granodiyorit tipik I-tipi granitlere göre nispeten yüksek ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve düşük ϵNd değerlerine sahip olduğunu ortaya koymuştur. Lökograditlerden elde edilen Sr-Nd izotop verileri ise özellikle Sr izotop oranlarında oldukça dağınık değerleri göstermektedir. Bu dağınık görüntü, lökograditin petrojenetik özelliklerine bağlı olabildiği gibi, Sr'daki mobiliteden de kaynaklanabilir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 'a karşılık Sr ve 1/Sr grafikleri lökograditte kıtasal kabuk katkısının yanısıra manto katkısının da varlığını önermektedir.

Zirkon iç yapılarının BSE görüntülerinde incelenmesi ile her üç granitik kayaçta da kalıt zirkon çekirdeklerinin bulunduğu belirlenmiştir. Bu kalıt çekirdeklerden elde edilen U-Pb yaş verileri bu zirkon çekirdeklerinin çoğunlukla kenar zonlara ve dış çeperlere göre çok daha yaşlı olduklarını ortaya koymuştur. Zirkon kristallerinde yapılan LA-ICP-MS Lu-Hf izotop analizleri de yine her üç granitin de çoğunlukla kıtasal kabuk karaktere uygun $\epsilon\text{Hf}(t)$ değerlerine sahip olduğunu göstermiştir. Kalıt çekirdeklerden yapılmış az miktarda analiz noktasının juvenil magmanın ve manto katkısının varlığına da işaret ettiği görülmektedir ki bu da granitoidlerin kısıtlı oranda da olsa hibridik kökene sahip olduğu düşüncesini doğrulamaktadır.

Tüm bu veriler toplu olarak değerlendirildiğinde Ekecikdağ granitlerini S- ve I-tipi granitler olarak sınıflamanın petrolojik açıdan tam olarak doğruyu yansıtmayacağı

düşünülmektedir. Çünkü çoğunlukla I-tipi özellikler gösteren granodiyoritte kıtasal kabuk katkısı çok yüksek gözükürken, S-tipi özelliklere sahip lökogradit ve hatta mikrograditte manto katkısının da varlığı görülmektedir. Bu nedenle Gray (1984) ve Keay vd. (1997) gibi araştırmacılarında önerdiği gibi hem S-, hem de I-tipi Ekecikdağ granitoidlerinin manto-kıtasal kabuk katkılı heterojen bir kaynaktan türediği savı önerilebilir. Zaten son yıllarda yapılan çalışmalarda, S-tipi granitlerin kaynaklarında mantodan türemiş magmanın bulunabildiği gibi (ör., Maas vd., 2001), I-tipi granitoidlerin de sedimenter malzemenin manto-benzeri magma ile tekrar çalışması ile (ör., Kemp vd., 2007) oluşabileceği ortaya konulmuştur. Sonuç olarak, Ekecikdağ bölgesindeki granitoidleri, kıtasal kabuk baskın kökenli ancak kaynağında granodiyoritte en fazla ve mikrograditte en az olmak üzere manto katkısı da içeren kayaçlar olarak nitelemek kabul edilebilir görülmektedir.

Proje kapsamında cevabı aranan ikinci soruyu ise bu granitik kayaçların yaşları oluşturmuştur. LA-ICP-MS U-Pb zirkon analizlerinden elde edilen verilere göre, granodiyoritin ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşı $84,57\pm 0,70$ My olup, bölgedeki en yaşlı granitik kayaç tipini oluşturmaktadır. Mikrogradit ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşı $81,5\pm 1,8$ My ve lökogradit ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşı $80,2\pm 8,3$ My olarak tespit edilmiştir. Lökograditten ayrıca Rb-Sr tüm kayaç izokron yaşı da $75,3\pm 4,7$ My olarak elde edilmiştir. Bu yaşlar toplu olarak değerlendirildiğinde, Ekecikdağ granitoidlerinin ortalama olarak 80-85 My civarında yaşlara sahip olduğunu ortaya koymuştur.

Bu yaş verileri Orta Anadolu'nun diğer yerlerindeki granitik kayaçlarla karşılaştırıldığında farklılıklar sunmaktadır. Kırşehir bölgesi granitik kayaçlarının yaşları İlbeyli vd. (2004) tarafından $76,4\pm 1,3$ My (Baranadağ granitoidi); Ataman (1972) tarafından $73,5\pm 1,0$ My (Cefalıkdağ granitoidi); Köksal vd. (2004) tarafından ($74,0\pm 2,8$ My-Baranadağ granitoidi; $74,1\pm 7$ My-Çamsarı granitoidi) olarak tayin edilmiştir. Ekecikdağ granitoidlerinin yaşları bu durumda Kırşehir granitoidlerinden 5-10 My daha yaşlı bir intruzyona işaret etmektedir. Ağaçören bölgesinden Kadioğlu vd. (2003) $77,6\pm 0,3$ My Ar-Ar yaşı (soğuma yaşı) elde etmiştir. Bu veri Ekecikdağ granitoidlerinden elde ettiğimiz yaşlarla uyumlu gözükmektedir. Benzer şekilde İlbeyli vd. (2004) tarafından Behrekdağ granitoidinden elde edilmiş $79,5\pm 1,7$ My K/Ar yaşı mevcuttur. Niğde yöresindeki Üçkapılı granitoidinden de Göncüoğlu (1986) tarafından elde edilmiş 95 ± 11 My (Rb-Sr tüm-kayaç) ve $77,8\pm 1,2$ My (Rb-Sr mineral izokron); Whitney vd. (2003) tarafından bulunmuş $79,5\pm 1,2$ My (Ar-Ar) ve 92-85 My'lık U-Pb SHRIMP zirkon yaşları söz konusudur.

Bu kapsamda; Ekecikdağ granitoidlerinden elde edilen yaşlar bu magmatik birliğin Orta Anadolu'daki diğer magmatik birliklerle karşılaştırılmasını mümkün kılmaktadır. U-Pb yaş verilerimiz Ekecikdağ magmatik birliğinin Kırşehir sokulumlarından yaşlı olduğunu, Ağaçören'deki bazı sokulumlarla ve Niğde Üçkapılı granitoidi ile eşyaşlı olduğunu önermektedir.

Ekecikdağ granitoidleri de kapsayan Orta Anadolu'daki magmatizmanın bölgesel metamorfizma ile olan ilişkisi de önemli bir konudur. Niğde (Whitney vd., 2003) ve Kırşehir (Whitney ve Hamilton, 1994) yörelerinde metamorfik kayaçlardan tespit edilmiş U-Pb SHRIMP zirkon ve monazit yaşları mevcuttur. Zirkon U-Pb yaşları $91,0\pm 2$ My (Niğde, Whitney vd., 2003), monazit yaşları ise $84,7\pm 0,7$ My (Niğde, Whitney vd., 2003) ve $84,1\pm 0,8$ My (Kırşehir, Whitney ve Hamilton, 1994) olarak belirtilmiştir. Bu araştırmacılar, zirkon U-Pb yaşlarını metamorfizmanın zirve noktasını temsil ettiğini, monazit yaşlarının ise soğuma evresini gösterdiğini bildirmektedirler. Zirkon yaşları (Whitney vd., 2003) yalnızca üç zirkon kristalindeki üç noktadan elde edilebilmiştir. Bu yaşlar, dikkate alınması gereken önemli veriler olmakla birlikte, daha çok analizle desteklenmesi gerektiği gözden kaçırılmamalıdır. Çünkü bu araştırmacılar, bölgesel metamorfizmaya ilişkin yaş değerlendirmelerini sadece bu üç analiz verisine dayandırmakta, daha sağlam olan monazit yaş verilerini gözardı etmektedir. Zirkon kristallerinde rekristalizasyon ve kurşun kaybı zaman zaman yaş verilerinde sapmalara ve hatalara sebep olabilmektedir. Bu nedenle bölgesel

metamorfizmanın gerçek yaşının saptanması için daha geniş bir veri tabanına ihtiyaç bulunmaktadır. Buna karşın mevcut verilerle bölgesel metamorfizma yaşı 91-84 My civarında sınırlandırılabilir. Ekecikdağ granitoidlerinin yaşları, bu çalışmamız kapsamında 85-80 My civarında olarak bulunmuştur. Bu durumda, Ekecikdağ bölgesindeki magmatizmanın bölgesel metamorfizmayı takip eden birkaç milyon yıllık bir süreçte gerçekleştiği önerilebilir. Bölgede granitik kayaların metamorfik kayalarla ilişkisi görülmemektedir. Ancak, Orta Anadolu'da granitoidlerin metamorfik kayalardan genç olduğu bulgusu çeşitli araştırmacılarca belirtildiği gibi, Ekecikdağ bölgesinin hemen kuzeybatısında, proje alanı dışında kalan Hacımahmutuşağı yöresinde de granodiyorit ve lökogradit metamorfik kayaları kestiği ve kontak metamorfizmaya neden olduğu gözlenmiştir.

Alpin Orojenezi, Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolunun kapanımına, Torid-Anatolid Platformunun pasif kenarının dilimlenerek kalınlaşmasına ve üzerine ofiyolitik birimlerin yerleşimine yol açmıştır (ör: Göncüoğlu vd. 1991, 1992, 1993, 1997; Göncüoğlu ve Türel, 1993, 1994; Erler ve Göncüoğlu, 1996; Yalınız vd., 1999; Boztuğ, 1998, 2000, 2007b; Aydın vd., 1998; Düzgören-Aydın vd., 2001). OAKK birimleri üzerine ofiyolitik birimlerin yerleşimini takip eden kabuk kalınlaşması orta basınç-yüksek sıcaklıktaki bölgesel metamorfizmaya neden olmuş ve bunu izleyen sistemdeki gerilme sonucunda Kretase sonunda 'çarpışma ile ilişkili' Ekecikdağ granitoidlerini de kapsayan Orta Anadolu Granitoidleri oluşmuştur (ör: Göncüoğlu vd. 1991, 1992, 1993, 1997; Göncüoğlu ve Türel, 1993, 1994; Erler ve Göncüoğlu, 1996; Yalınız vd., 1999; Boztuğ, 1998, 2000, 2007b; Aydın vd., 1998; Düzgören-Aydın vd., 2001). Orta Anadolu'da bulunan 75 My civarındaki diğer granitoid oluşumları (ör: Baranadağ, Çamsarı, Köksal vd., 2004) ile daha genç silikaca doymamış manto katkısı nispeten yüksek magmatizma ürünlerinin (Gündoğdu vd., 1988; Göncüoğlu vd., 1993; Dirik vd., 1999; Alpaslan vd., 2004) ise devam eden çarpışma sonrası gerilme döneminde litosferik delaminasyon ve incelleme sonucu oluştuğu kabul edilebilir.

LA-ICP-MS çalışmasının ortaya koyduğu bir diğer önemli bulgu da Ekecikdağ granitoidlerindeki kalıt zirkon çekirdeklerinden elde edilen ve 3,9 milyar yıla ulaşan yaşlardır. Proterozoyiğe uzanan bu yaşlar bölgedeki yaşlı temelden zirkon tanecikleri alındığını göstermektedir. Bu kalıt çekirdekler bölgedeki granitlerin metasedimenter bir birimin ergimesi ile oluştuğu ipucunu vermektedir.

Bu proje kapsamında sağlanan tüm bu veriler OAKK'nin jeodinamik evriminin araştırılmasında yeni yorumların ve soruların ortaya çıkmasına yol açmaktadır.

İlk olarak incelenen zirkon tanelerinin çekirdeğinde rastlanan çok eski zirkon tanelerinin kökeni problemi ortaya çıkmaktadır. LA-ICP-MS yöntemi ile granodiyoritler ve lökograditlerdeki zirkonların çekirdek yaşlarının Eoarkeen'e kadar indiği gözlenmektedir. Bu tür yaşlar bugüne kadar sadece Kanada Kalkanından tanınmaktadır. Aynı şekilde 2500-1600 My arasındaki Paleoproterozoyik yaşların varlığı OAKK granitoidlerinin çok eski bir kıtasal kabuk ile ilişkili olduklarına işaret etmektedir. Bu çok eski yaşlar dışındaki 1000-500 My arasındaki yaşlar Pan-Afrikan ve Kadomiyen temellerde yaygın olarak bilinen yaşlardır ve OAKK'nin Gondwana kökenli bir temele sahip olduğunu destekleyecek bir veri olarak değerlendirilmelidir. Buna karşılık, bu zirkonlarda Geç Neoproterozoyik yaşların oldukça az temsil edilmesi de dikkat çekicidir. Zira Torit-Anatolit birimlerindeki kanıtlanmış en eski magmatizma olan Kadomiyen granitik magmatizmasına ait 550-600 My yaşlar iki lökogradit örneğinde kenara yakın zonlarda, bir granodiyorit örneğinde ise merkezde tesbit edilebilmiştir. Öte yandan, incelenen zirkonların hemen hiçbirinde Variskan ve Kimmeriyen yaşlarının kaydedilmemiş olması da ilgi çekicidir. Zirkonların dış çeperlerinde, yani son magmatik evreye ait oluşumlarda saptanan yaşlar genel olarak öncel çalışmalarda saptanan yaşlarla uyumludur. Bu bulgularda yeni bir olgu olarak ortaya çıkan, OAKK'nin batı kenarında yer alan Ekecikdağ Magmatik Birliği kayalarının aynı özelliğe sahip olan Kırşehir bölgesindeki granitoidlerden daha yaşlı olmasıdır. OAKK'inde yapılacak daha ayrıntılı çalışmalarla bu olgu genelleştirilebilirse, konunun OAKK'nin doğusu ve orta kısmının evrimleşmesine ilişkin tektonik modelde dikkate alınması gerekmektedir.

Bu projede ilk kez yapılan araştırma ile ortaya çıkan bir başka olgu, Orta Anadolu Granitoidleri ile ilgili olarak yapılan I-, S- ve A-tipi sınıflamalarda manto katkısının çok geçerli olmadığıdır. Zira, incelenen granitoidlerde kıtasal kabuk katkısı baskın olmakla birlikte granodiyoritten mikrogranite doğru azalan manto etkisi de gözlenebilmektedir.

Jeodinamik anlamdaki bir başka değerlendirme ise Ekecikdağ Magmatik Birliği granitoidlerinin jeotermobarometrik yönden incelenmeleridir. Mineral kimyası kullanılarak yapılan jeotermobarometrik hesaplamalara göre, granodiyorit için 490-642°C (Holland ve Blundy, 1994'e göre), mikrogranit için 427-648°C (Harris vd., 1999'a göre) ve lökogradit için ise 456-482°C (Harris vd., 1999'a göre) sıcaklık aralıkları önerilmiştir. Elde edilen değerler kayaların kristallenme sıcaklığından ziyade sübsolidüs rekristalizasyon sıcaklıklarıdır. Minerallerde sübsolidüs rekristalizasyona Orta Anadolu'daki nispeten genç (yaklaşık 75 milyon yıl) magmatizmanın, Orta Anadolu'nun Eosen'de yükselmesinin ve/veya yine Eosen'de basen oluşumuna dayalı volkanizmanın neden olmuş olabileceği düşünülmektedir. Jeobarometrik hesaplamalar ise granodiyoritin 6-16 km derinlikte oluştuğunu önermektedir. Mikrogranit ve lökograditte hornblend mineralinin olmayışı nedeniyle hornblend-biyotit barometrik hesaplamaları yapılamamıştır. Ancak, bu tip genç S-tipi granitlerde muskovit ve kuvarsın yanyana dengede olduğu (mikrogranit ve lökogradit örneklerinde olduğu gibi) ve bunun da ≥ 10 km'lik yerleşim derinliğini gerektirdiği gözönüne alınarak (minimum ıslak granit solidusu ile muskovit + kuvars üst sıcaklık sınırını temsil eden tepkimenin kesişim noktası), bu kayalar için ≥ 10 km'lik yerleşim derinliği önerilmiştir.

Yürütülen projenin bu yeni bulgularının ayrıntılı olarak tartışılması ve yorumlanması, hazırlanacak olan makalelerde çok daha ayrıntılı olarak gerçekleştirilecektir.

10. Sonuçlar

1. Ekecikdağ Magmatik Birliği'nde bulunan granitik kayalar üç ana tipte incelenebilir: granodiyorit, mikrogranit ve lökogranit. Bu üç granitoidin, gerek arazi ve petrografi gözlemleri dikkate alındığında, gerekse tüm-kayaç element ve Sr-Nd izotop jeokimyası ve mineral kimyası verileri değerlendirildiğinde farklı özelliklere sahip oldukları görülmektedir.
2. Granodiyorit bölgede ana granitik fazı oluşturmakta olup, faneritik dokuya, yüksek biyotit ve amfibol içeriğine, iri K-feldispat kristalleri ve yaygın şekilsiz, köşeli veya yarı yuvarlak mafik mikrogranüler anklav içeriğine sahiptir. Mikrogranit mikrogranüler ve koyu gri renkli olup, yüksek biyotit ve birincil muskovit içeriğine sahiptir. Lökogranit ise pembemsi beyaz rengi, orta-eşit taneli yapısı ve mafik minerallerinin azlığı ve birincil muskovit içeriği ile ayırtlanmakta, granodiyorit ve mikrograniti kesmektedir.
3. Üç granitoid de sub-alkalen ve yüksek potasyumlu kalk-alkalen olarak nitelenebilirler. Granodiyorit ve lökogranit meta-alüminalı iken mikrogranit peralüminalı özellik sunar. Ekecikdağ granitoidlerinde ilksel mantoya göre normalize edilmiş çoklu-element örümcek dağılım grafiklerinde (lökogranitte daha belirgin olmak üzere) negatif Ba, Nb, Sr, P, Eu ve Ti anomalileri gözlenmektedir. Lökogranit örneği hem LREE'lerde hem de HREE'lerde diğer kayalara göre değişken, LREE'ce düşük HREE'ce yüksek değerler sunmaktadır. (La/Yb)_N oranları granodiyorit ve mikrogranitte daha yüksek REE fraksiyonlaşmasına ve magma kaynağında granatın birikmesine işaret etmektedir. REE grafiklerinde gözlenen negatif Eu-anomalisi lökogranitte daha etkin olmak üzere tüm granitoidlerde plajiyoklas fraksiyonlaşmasını önermektedir.
4. Mineral kimyası verileri granodiyorit ve lökogranitin kalk-alkalen, mikrogranitin ise peralüminalı olduğuna, granodiyorit ise hibrid bir magmadan türediğine işaret etmektedir. Mineral kimyası kullanılarak yapılan jeotermometrik hesaplamalara göre, granodiyorit için 490-642°C (Holland ve Blundy, 1994'e göre), mikrogranit için 427-648°C (Harris vd., 1999'a göre) ve lökogranit için ise 456-482°C (Harris vd., 1999'a göre) sıcaklık aralıkları önerilmiştir. Elde edilen değerler kayaların kristallenme sıcaklığından ziyade süsolidüs rekristalizasyon sıcaklıklarıdır. Minerallerde süsolidüs rekristalizasyona Orta Anadolu'daki nispeten genç (yaklaşık 75 milyon yıl) magmatizmanın, Orta Anadolu'nun Eosen'de yükselmesinin ve/veya yine Eosen'de basen oluşumuna dayalı volkanizmanın neden olmuş olabileceği düşünölmektedir. Jeobarometrik hesaplamalar ise granodiyorit için 6-16 km derinlikte yerleştiğini önermektedir. Mikrogranit ve lökogranitte muskovit ve kuvarsın yanyana dengede olduğu gözönüne alınarak ≥ 10 km'lik yerleşim derinliği önerilmektedir.
5. Tüm-kayaç Sr ve Nd izotop jeokimyası verileri yüksek ilksel ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ve düşük εNd değerlerine sahip olan mikrogranitin kıtasal kabuk kökenli olduğunu, granodiyorit için tipik I-tipi granitlere göre nispeten yüksek ilksel ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ve düşük εNd değerlerine sahip olduğunu ve lökogranitin ise özellikle Sr izotop oranlarında oldukça dağınlık değerler sunduğunu göstermektedir.
6. LA-ICP-MS zirkon U-Pb analizleri ile ortalama ²⁰⁶Pb/²³⁸U yaşları granodiyorit için 84,57±0,70 My, mikrogranit için 81,5±1,8 My ve lökogranit için 80,2±8,3 My olarak tespit edilmiş, lökogranit Rb-Sr izokron yaşı olarak da 75,3±4,7 My bulunmuştur. Kalıt zirkon

ekirdeklerinden elde edilen ve Proterozoyie uzanan yaşlar bölgedeki yaşlı temelden zirkon tanecikleri alındığını göstermektedir.

7. Zirkon kristallerinde yapılan LA-ICP-MS Lu-Hf izotop analizleri her üç granitin de çoğunlukla kıtasal kabuk karaktere uygun $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ değerlerine sahip olduğunu göstermiştir.
8. Sonuç olarak, Ekecikdağ granitoidlerinin kıtasal kabuk baskın bir magma kaynağından 80-85 My yaşlarında oluştuğu, ancak bu kayalarda granodiyoritte daha belirgin ve mikrogranitte en az olmak üzere manto katkısının da bulunduğu önerilebilir. Orta Anadolu granitoidlerinde ileriki dönemlerde yapılacak detay yaş tayini ve izotop çalışmalarının bu kayalaların petrolojik özelliklerinin ve bölgenin jeodinamik evriminin daha net bir şekilde ortaya konulabilmesini sağlayacağı düşünülmektedir.

Değinilen Belgeler

- ABDEL-FATTAH, M.A., Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas, *Journal of Petrology*, 35(2), 525-41, (1994).
- ABDEL-FATTAH, M.A., Discussion on the comment on nature of biotites in alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas, *Journal of Petrology*, 37(5), 1031-5, (1996).
- ALPASLAN, M., Frei, R., Boztuğ, D., Kurt, M.A., Temel, A., Geochemical and Pb-Sr-Nd isotopic constraints indicating an enriched-mantle source for Late Cretaceous to Early Tertiary volcanism, central Anatolia, Turkey, *International Geological Review*, 46, 1022-41, (2004).
- ALPASLAN, M., Boztuğ, D., Frei, R., Temel, A., Kurt, M.A., Geochemical and Pb-Sr-Nd isotopic composition of the ultrapotassic volcanics from the extension-related amardı-Ulukışla basin, Niğde Province, Central Anatolia, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 613-27, (2006).
- ANDERSON, J.L., Smith, D.R., The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer, *American Mineralogist*, 80, 549-59, (1995).
- ATAMAN, G., The preliminary study on the radiometric age of Cefalık Dağı that is one of the granitic-granodioritic bodies in the SW of Ankara, *Journal of Hacettepe Fen ve Mühendislik Bilimleri*, 2, 44-9, (1972).
- AYAN, M., Contribution a l' etude petrographique et geologique de la region situee au Nord - Est de Kaman, *Bull Mineral Res Explor Inst Turkey*, 115, 332, (1963).
- AYDIN, N.S., Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Latest Cretaceous magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex: review of field, petrographic and geochemical features, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 259-68, (1998).
- BALDWIN, S.L., Monteleone, B.D., Webb, L.E., Fitzgerald, P.G., Grove, M., Hill, E.J., Pliocene eclogite exhumation at plate tectonic rates in eastern Papua New Guinea, *Nature*, 431, 263-7, (2004).
- BALLARD, J.R., Palin, J.M., Campbell, I.H., Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144:347-64, (2002).
- BOZTUĞ, D., Post-collisional central Anatolian alkaline plutonism, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 145-65, (1998).
- BOZTUĞ, D., S-I-A-type intrusive associations: geodynamic significance of synchronism between metamorphism and magmatism in Central Anatolia, Turkey, in: *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, eds: Bozkurt E., Winchester J.A., and Piper J.D.A., Vol: 173, *Geological Society, London, Special Publications*, (2000), 441-58.

- BOZTUĞ, D., Harlavan, Y., Arehart, G.B., Satir, M., Avci, N., K-Ar age, whole-rock and isotope geochemistry of A-type granitoids in the Divriği-Sivas region, eastern-central Anatolia, Turkey, *Lithos*, 97, 193–21, (2007a).
- BOZTUĞ, D., Jonckheere, R.C., Heizler, M., Ratschbacher, L., Harlavan, Y., Tichomirova M., Timing of post-obduction granitoids from intrusion through cooling to exhumation in central Anatolia, Turkey, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.05.035, (2008).
- BOZTUĞ, D., Tichomirova, M., Bombach, K., ^{207}Pb - ^{206}Pb single-zircon evaporation ages of some granitoid rocks reveal continent-oceanic island arc collision during the Cretaceous geodynamic evolution of the central Anatolian crust, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 71-86, (2007b).
- CHAPPELL, B.W., White, A.J.R., Two contrasting granite types, *Pacific Geology*, 8, 173–4, (1974).
- CHAPPELL, B.W., White, A.J.R., Wyborne, D., The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis, *Journal of Petrology*, 28, 1111–38, (1987).
- COLOMBI, A., Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno), *Mémoires de Géologie, Lausanne*, (1989), Pp. 216.
- DEER, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., An Introduction to the Rock Forming Minerals. 1st Edition (20th Impression), Longman, London, (1980), Pp. 528.
- DİRİK, K., Göncüoğlu, M.C., Kozlu, H., Stratigraphy and pre-Miocene tectonic evolution of the southwestern part of the Sivas Basin, central Anatolia, Turkey, *Geological Journal*, 34, 303-19, (1999).
- DROOP, G.T.R., A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine*, 51, 431-7, (1987).
- DÜZGÖREN-AYDIN, N.S., Malpas, J., Göncüoğlu, M.C., Erler, A., A review of the nature of magmatism in central Anatolia during the Mesozoic post-collisional period, *International Geological Review*, 43, 695-710, (2001).
- ERLER, A., Göncüoğlu, M.C., Geologic and Tectonic Setting of the Yozgat Batholith, Northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, *International Geological Review*, 38, 714-26, (1996).
- FOSTER, M.D., Interpretation of the composition of trioctahedral micas, U.S. Geological Survey, Professional Paper, Vol: 354-B, 11-49, (1960).
- GÖNCÜOĞLU, M.C., Geochronological data from the southern part (Niğde Area) of the Central Anatolian Massif, *Bulletin of Mineral Resources and Explorations Inst Turkey*, 105/106, 83-96, (1986).
- GÖNCÜOĞLU, M. C., Erler, A., Toprak, V., Olgun, E., Yaliniz, K., Kuşçu, I., Köksal, S., Dirik, K., *Geology of the central part of the Central Anatolian Massif: part III geological evolution of the Tertiary Basin of the Central Kızılırmak*, (Report No: 3313), Turkish Petroleum Company, (1993).

- GÖNCÜOĞLU, M. C., Erler, A., Toprak, V., Yaliniz, K., Olgun, E., Rojay, B., *Geology of the western part of the Central Anatolian Massif: part II central part*, (Report No: 3155), Turkish Petroleum Company, (1992).
- GÖNCÜOĞLU, M. C., Toprak, G. M. V., Kuşçu, İ., Erler, A., Olgun, E., *Geology of the western part of the Central Anatolian Massif: part I southern part*, (Report No: 2909), Turkish Petroleum Company, (1991).
- GÖNCÜOĞLU, M.C., Türeli, T.K., Petrology and geodynamic interpretation of plagiogranites from Central Anatolian ophiolites (Aksaray, Turkey), *Ofioliti*, 18, 187, (1993).
- GÖNCÜOĞLU, M.C., Türeli, T.K., Alpine collision-tipi granitoidler in the western central Anatolian Crystalline Complex, *Journal of Kocaeli University*, 1, 39-46, (1994).
- GÖNCÜOĞLU, M.C., Köksal, S., Toksoy-Köksal, F., Zirkon Tipolojisi ile Granit Petrojenezinin Araştırılması Yönteminin Orta Anadolu Granitoidlerine Uygulanması. TÜBİTAK Projesi, no: 101Y051, (2004).
- GÖNCÜOĞLU, M.C., Köksal, S., Floyd, P.A., Post-collisional A-Type magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex: petrology of the İdiş Dağı intrusives (Avanos, Turkey), *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6(2), 65-76, (1997).
- GÖRÜR, N., Oktay, F. Y., Seymen, İ., Şengör, A. M. C., Paleotectonic evolution of Tuzgölü basin complex, central Turkey, in: The geological evolution of the Eastern Mediterranean, eds: Dixon J.E., Robertson A.H.F., Vol: 17, *Geological Society of London, Special Publications*, (1984), 81-96.
- GRAY, C.M., An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks insoutheastern Australia, *Earth and Planetary Science Letters*, 70, 47-60, (1984).
- GÜLEÇ, N., Rb-Sr Isotope Data From the Ağaçören Granitoid (East of Tuz Gölü) : Geochronological and Genetical implications, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 3, 39-43, (1994).
- GÜNDOĞDU, N. N., Bros, R., Kuruç, A., Bayhan, H., Rb-Sr whole-rock systematic of the Bayındır Feldspathoidal Syenites (Kaman-Kırşehir), Proc 20th Ann of Earth Sci at Hacettepe Univ Symp, Ankara-Turkey, (1988), pp: 55.
- HAMMASTROM, J.M., Zen, E., Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer, *American Mineralogist*, 71, 1297-1313, (1986).
- HANCHAR, J.M., van Westrenen, W., Rare earth element behaviour in zirkon-melt systems, *Elements*, 3, 37-42, (2007).
- HARRIS, M.J., Symons, D.T.A., Blackburn, W.H., Hart, C.J.R., Paleomagnetic and geobarometric study of the Late Cretaceous Mount Lorne stock, southern Yukon Territory, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, 905-15, (1999).
- HAWKESWORTH, C.J., Kemp, A.I.S., Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution, *Chemical Geology*, 226, 144-62, (2006).
- HOLLAND, T.J.B., Blundy, J., Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 433-47, (1994).

- HOLLISTER, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *American Mineralogist* 72, 231-9, (1987).
- HOSKIN, P.W.O., Ireland, T.R., Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator, *Geology*, 28, 627-30, (2000).
- HOSKIN, P.W.O., Kinny, P.D., Wyborn, D., Chappell, B.W., Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach, *Journal of Petrology*, 41, 1365-96, (2000).
- HOSKIN, P.W.O., Schaltegger, U., The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis, in: Zircon, eds: Hanchar J.M., HOSKIN P.W.O., Vol: 53: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, (2003), 27-62.
- İLBEYLİ, N., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G., Petrogenesis of collision-related plutonics in central Anatolia, Turkey, *Lithos*, 72, 163-82, (2004).
- IRVINE, T.N., Baragar, W.R.A., A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-48, (1971).
- JIANG, Y.-H., Jiang, S.-Y., Ling, H.-F., Zhou, X.-R., Rui, X.-J., Yang, W.-Z., Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid genesis, *Lithos*, 63, 165–87, (2002).
- JOHNSON, M.C., Rutherford, M.J., Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera California volcanic rocks, *Geology*, 17, 837–41, (1989).
- KADIOĞLU, Y.K., Dilek, Y., Güleç, N., Foland, K.A., Tectonomagmatic evolution of bimodal plutons in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, *Geological Journal*, 111, 671-90, (2003).
- KADIOĞLU, Y.K., Dilek, Y., Foland, K.A., Slab break-off and syncollisional origin of the Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian crystalline complex, Turkey, in: Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia, eds: Dilek Y., Pavlides S., Vol: 409, Geological Society of America, Special Paper, (2006) 381-415.
- KEAY, S., Collins, W.J., McCulloch, M.T., A three component Sr-Nd mixing model for granitoid genesis, Lachlan fold belt, eastern Australia, *Geology* 25, 307–10, (1997).
- KEMP, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., Whitehouse, M.J., Magmatic and Crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon, *Science* 315, 980–3, (2007).
- KINNY, P.D., Maas, R., Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon, in: Zircon, eds: Hanchar J.M., HOSKIN P.W.O., Vol: 53, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, (2003), 327-41.
- KÖKSAL, S., *Zircon Typology and Chemistry of the Granitoids from Central Anatolia, Turkey*, (Doktora Tezi), Orta Doğu Teknik Üniversitesi, (2005).
- KÖKSAL, S., Göncüoğlu, M.C., Floyd, P.A., Extrusive members of postcollisional A-Type magmatism in central Anatolia: Karahidir volcanics, İdışdagi-Avanos area, Turkey, *International Geological Review*, 43, 683-94, (2001a).

- KÖKSAL, S., Göncüoğlu, M.C. and Toksoy-Köksal, F., The geological and petrographical characteristics of the magmatic rocks and their contact zones in the Hacimahmutusagi (Ortaköy-Aksaray) area, Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, 4th Int. Turkish Geology Symposium, Work in Progress on the Geology of Turkey and Its Surroundings, Çukurova University, Adana-Turkey, (2001b) pp: 216.
- KÖKSAL, S., Romer, R.L., Göncüoğlu, M.C., Toksoy-Köksal, F., Timing of post-collisional H-tipi to A-tipi granitic magmatism: U-Pb titanite ages from Alpine central Anatolian Granitoyidis (Turkey), *International Journal of Earth Sciences*, 93, 974-89, (2004).
- KÖKSAL, S., Möller, A., Frei, D., Göncüoğlu, M.C., Toksoy-Köksal, F., Petrological Characteristics and LA-SF-ICP-MS U-Pb ages of S-type Granitoids from Central Turkey, Goldschmidt Conference, (2007), *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol: 71, Supplement:1, pp: A505.
- KÖKSAL, S., Göncüoğlu M.C., Sr and Nd isotopic characteristics of some S-, I- and A-type granitoids from Central Anatolia, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 111-27, (2008).
- KÖKSAL, S., Göncüoğlu, M.C., Toksoy-Köksal, F., Möller, A., Kemnitz, H., Zircon Typologies and Internal Structures as Petrogenetic Indicators in Contrasting Granitoid Types from Central Anatolia, *Mineralogy and Petrology*, 93, 185-211, (2008).
- KURUÇ, A., *Rb/Sr geochemistry of syenitoids from Kaman-Kırşehir region*, (M. Sc.), Hacettepe University, (1990).
- LEAKE, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Larid, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schmacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names, *American Mineralogist*, 82, 1019–37, (1997).
- MAAS, R., Nicholls, I.A., Greig, A., Nemchin, A., U–Pb zircon studies of mid-crustal metasedimentary enclaves from the S-type Deddick granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia, *Journal of Petrology* 42, 1429–48, (2001).
- McDONOUGH, W.F., Sun, S., The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120, 223-54, (1995).
- OTLU, N., Boztuğ, D., The coexistence of the silica oversaturated (ALKOS) and undersaturated (ALKUS) rocks in the Kortundag and Baranadag plutons from the central Anatolian alkaline plutonism, E Kaman/NW Kirsehir, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 241-57, (1998).
- PECCERILLO, A., Taylor, S.R., Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81, (1976).
- POUCHOU, J.L., Pichoir, F., Quantitative analysis of POUCHOU, J.L., Pichoir, F., (1991) Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes: applying the model "PAP". In: Heinrich, K.F.J., and Newbury, D.E. (eds) *Electron probe quantification*. Plenum Press, New York, 31-75.

- PUPIN, J.P., Zirkon and granite petrology, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 207-20, (1980).
- RIEDER, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.-L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R., Nomenclature of the micas, *Canadian Mineralogist*, 36, 905-12, (1998).
- ROMER, R.L., Forster, H.-J., Breitzkreuz, C., Intracontinental extensional magmatism with a subduction fingerprint: the late Carboniferous Halle Volcanic Complex (Germany), *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, 201-21, (2001).
- RUBATTO, D., Williams, I.S., Günther, D., 1999. Trace-element characterization of metamorphic zircons. IXth Goldschmidt Conference, Abstracts, p. 7111.
- SANO, Y., Terada, K., Fukuoka, T., High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicateglass, apatite and zircon: lack of matrix dependency, *Chemical Geology*, 184, 217-30, (2002).
- SCHMIDT, M.W., Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-inhornblende barometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-10, (1992).
- SHABANI, A.A.T., Lalonde, A., Whalen, J.B., Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator? *Canadian Mineralogist*, 41, 1381-96, (2003).
- SHAND, S.J., *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. 2nd Edition. John Wiley & Sons, New York, (1943). Pp: 444.
- STORMER, J.C., Jr., A practical two-feldspar geothermometer, *American Mineralogist*, 60, 667-74, (1975).
- SUN, S.S., McDonough, W.F., Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implication for mantle composition and processes, in: *Magmatism in Ocean Basins*, eds: Saunders A.D., Norry M.J., Vol: 42, Geological Society of London, Special Publication, (1989), 313-45.
- TATAR, S., Boztuğ, D., Harlavan, Y., Arehart, G.B., The composite Behrekdag batholith: an igneous record for the collision between Anatolides and Pontides along Izmir-Ankara-Erzincan Zone around Kirikkale region, central Anatolia, Turkey, 56th Geological Congress of Turkey, Ankara-Turkey, (2003), pp: 28-31.
- TATAR, S., Boztuğ, D., The syn-collisional Danaciobası biotite leucogranite derived from the crustal thickening in central Anatolia (Kirikkale), Turkey, *Geological Journal* 40, 571-91 (2005).
- TÜRELİ, T.K., *Geology, Petrography and Geochemistry Of Ekecikdağ (Aksaray) Plutonic Rocks (Doktora Tezi)*, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, (1991).
- TÜRELİ, T.K., Göncüoğlu, M.C., Akıman, O., Ekecikdağ granitoidinin petrolojisi ve kökeni (Orta Anadolu Kristalen Kütlesi batısı), *Bull Mineral Res Explor Inst Turkey*, 115, 15-28, (1993).

- WHITNEY, J.A., Stormer, J.C., Jr., The distribution of NaAlSi₃O₈ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations, *American Mineralogist*, 62, 687-91, (1977).
- WHITNEY, D.L., Teyssier, C., Fayon, A.K., Hamilton M.A., Heizler, M., Tectonic controls on metamorphism, partial melting, and intrusion: timing and duration of regional metamorphism and magmatism in the Nigde Massif, Turkey, *Tectonophysics*, 376 (1-2), 37-60, (2003).
- WHITNEY, D.L., Hamilton M.A., Timing of high-grade metamorphism in central Turkey and the assembly of Anatolia, *Journal of the Geological Society, London*, 161, 823-828, (2004).
- WONES, D.R., Eugster, H.P., Stability of biotite: experiment, theory and applications, *American Mineralogist*, 50, 1228-72, (1965).
- YALINIZ, M.K., Aydın, N.S., Göncüoğlu, M.C., Parlak, O., Terlemez quartz monzonite of Central Anatolia (Aksaray-Sarıkaraman): age, petrogenesis and geotectonic implications for ophiolite emplacement, *Geological Journal*, 34, 233-42, (1999).
- ZECK, H.P., Ünlü, T., Parallel whole rock isochrones from a composite, monzonitic pluton, Alpine belt, Central Anatolia, Turkey, *Neues Jahrb Mineral Monatsh*, 5, 193-204, (1987).
- ZEN, E.-An, Plumbing the depths of batholiths, *American Journal of Science*, 289, 1137-57 (1989).

Ekler

TÜBİTAK PROJE ÖZET BİLGİ FORMU

Proje No: 106Y066
Proje Başlığı: Zirkon Jeokronolojisi ve Mineral Kimyası Çalışmaları ile Ekecikdağ Magmatik Birliği (Orta Anadolu) Granitoidlerinin Yaşı, Petrojenezi ve Jeodinamik Koşullarının Araştırılması
Proje Yürütücüsü ve Araştırmacılar: Yrd. Doç. Dr. Fatma Toksoy-Köksal (Proje Yürütücüsü) Dr. Serhat Köksal (Araştırmacı) Prof. Dr. M. Cemal Göncüoğlu (Araştırmacı)
Projenin Yürütüldüğü Kuruluş ve Adresi: Orta Doğu Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İnönü Bulvarı, 06531 Ankara
Destekleyen Kuruluş(ların) Adı ve Adresi: TÜBİTAK Tunus Caddesi No:80 06100 Kavaklıdere / Ankara
Projenin Başlangıç ve Bitiş Tarihleri: 01.08.2006-01.08.2008
Öz (en çok 70 kelime) Ekecikdağ Magmatik Birliği granodiyorit, mikrogranit ve lökograditten oluşur. Granodiyorit amfibol, biyotit ve mafik-mikrogranüler anklavlar içermekte, mikrogranit ve lökograditse biyotit-muskovit birlikteliği sunmaktadır. Jeotermobarometrik çalışmalar granodiyorit 6-16 km derinlikte, diğerlerinin ise 10 km ve üzerinde derinliklerde yerleştiğini göstermiştir. Bu granitoidlerin yaşları LA-ICP-MS U-Pb yöntemi ile 80-85 My olarak saptanmıştır. Proterozoyiğe kadar kalıt zirkon yaşları da bulunmuştur. Sr-Nd ve zirkon Lu-Hf izotop analizleriyle bu granitoidlerin düşük manto katkılı, kıtasal kabuk-baskın magma kaynaklı olduğu belirlenmiştir.
Anahtar Kelimeler: Granitoid, zirkon, Ekecikdağ, Orta Anadolu, TIMS, LA-ICP-MS
Projeden Yapılan Yayınlar: KÖKSAL, S., Möller, A., Frej, D., Göncüoğlu, M.C., Toksoy-Köksal, F., Petrological Characteristics and LA-SF-ICP-MS U-Pb ages of S-type Granitoids from Central Turkey, Goldschmidt Conference, (2007), Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol: 71, Supplement:1, pp: A505. KÖKSAL S., Göncüoğlu M.C., Sr and Nd isotopic characteristics of some S-, I- and A-type granitoids from Central Anatolia, <i>Turkish Journal of Earth Sciences</i> , 17, 111-27, (2008). KÖKSAL, S., Göncüoğlu, M.C., Toksoy-Köksal, F., Möller, A., Kemnitz, H., Zircon Typologies and Internal Structures as Petrogenetic Indicators in Contrasting Granitoid Types from Central Anatolia, <i>Mineralogy and Petrology</i> , 93, 185-211, (2008).