

Ekecikdağ Magmatik Birliği (Orta Anadolu) Granitoidlerinin Petrojenezi: Mineral Kimyası Perspektifi

Petrogenesis of the Ekecikdağ Igneous Association (Central Anatolia): Mineral Chemistry Perspective

FATMA TOKSOY-KÖKSAL

Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

Geliş (received) : 28 Şubat (February) 2016

Kabul (accepted) : 27 Temmuz (July) 2016

ÖZ

Ekecikdağ Magmatik Birliği (EMB), Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'ndeki çarpışma-çarpışma sonrası granitoidlerdendir. Değişen oranlarda amfibol, biyotit, muskovit, plajiyoklaz, alkali-feldispat, kuvars ana mineralleri ve apatit, zirkon, titanit, manyetit aksesuar minerallerini içeren birlik granodiyorit, mikrogranit ve lökogradit bileşimli kayalardan oluşmaktadır. Ana granitik faz, mafik mikrogranüler anklav, iri K-feldispat kristali, bol biyotit ve amfibol (% 45-55) içeren faneritik porfiritik dokulu granodiyorittir. Koyu gri mikrogranüler mikrogranit ve orta-eşit tane dokulu, % 5-15 mafik mineral içeren pembemsi beyaz lökogradit, iki mikali (biyotit+muskovit) granitoidlerdir.

Tüm-kayaç element verileri, granitoidlerin kalk-alkalen, yüksek potasik, S- ve I-tipi karakterde olduklarını göstermektedir. Çoklu element dağılım grafiklerinde negatif Ba, Nb, Sr, P, Eu, Ti anomalileri ve nadir toprak element (NTE) grafiklerinde hafif NTE zenginleşmesi karakteristiktir. La, Eu ve Ce negatif anomali gösterirken, Th, U ve Pb pozitif anomali göstermektedir. Lökogradit diğerlerine göre düşük hafif NTE ve yüksek ağır NTE değerleri göstermektedir. Granodiyoritle mikrogranitin NTE dağılımları, magma kaynağında granatın / hornblendin birikmesini vermektedir.

Kayaçlardaki amfibol, biyotit, feldispat ve oksitlerin kimyasal bileşimleri petrolojik özellikler ve yerleşim koşullarının belirlenmesinde kullanılmıştır. Granodiyoritte bulunan amfibol kalsik alt grubundan olup magnezyum-hornblend bileşimindedir. Üç kayaç tipinde de bulunan biyotit Mg'ca zengin olup yüksek $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ oranlarına sahiptir. Alkali-feldispat tüm kayalarda Or_{85-98} içeriğiyle dar kompozisyon aralığı verirken, plajiyoklaz bileşimleri farklılık göstermektedir (granodiyorit: An_{15-49} , mikrogranit: An_{17-62} , lökogradit: An_{1-17}). Oligoklaz tüm kayaç tiplerinde tanımlanmıştır. Mineral kimyası verileri, granodiyorit ve lökograditin kalk-alkalen, mikrogranitin peralüminal karakteri ve granodiyoritin hibridik kökenini ortaya koymaktadır. Ayrıca, kayaların farklı kökenlere sahip olup değişik oranlarda manto katkılı(?) meta-magmatik ve meta-sedimenter kabuksal kaynaklardan türediklerine işaret etmektedir.

Jeotermometrik hesaplamalar magmatikten sub-solidusa geniş aralıkta sıcaklık (granodiyorit: 615-783°C, mikrogranit: 464-565°C, lökogradit: 456-482°C) vermiştir. Düşük değerler, yavaş soğuma sırasında geç evrede yeniden dengelenmeye işaret etmektedir. Jeobarometrik hesaplamalar, jeoloji ve mineral toplulukları yerleşim derinliğinin orta kabuksal seviyelere karşılık geldiğini ortaya koymaktadır (granodiyorit: 3-4.5 kbar / 10-16 km, mikrogranit-lökogradit: 3.3-3.6 kbar / 11-12 km). Oksijen fugasitesi yüksektir (HM-FMQ).

Anahtar Kelimeler: Ekecikdağ, granitoid, mineral kimyası, Orta Anadolu.

ABSTRACT

Ekecikdağ Igneous Association (EIA) belongs to syn- and post-collisional granitoids within Central Anatolian Crystalline Complex. The association, with variable essentials of amphibole, biotite, muscovite, plagioclase, alkali-feldspar, quartz and accessories of apatite, zircon, titanite, magnetite, is made of granodiorite, microgranite and leucogranite. Granodiorite is main granitic phase with mafic microgranular enclaves, K-feldspar phenocrysts, high biotite and amphibole contents (45-55 %) and phaneritic porphyritic texture. Dark-grey microgranular microgranite and medium-equigranular pinkish white leucogranite with low mafic content (5-15 %) are two-mica (biotite+muscovite) granitoids.

*F. Köksal

e-posta: ftkoksal@metu.edu.tr

Whole-rock element data reveal that granitoids are high-K calc-alkaline, S- and I-type. Negative Ba, Nb, Sr, P, Eu and Ti anomalies on multi-element diagrams and LREE enrichment on REE diagrams are characteristic. La, Eu and Ce display negative anomalies while Th, U and Pb have positive anomalies. REE patterns of granodiorite and microgranite infer accumulation of garnet / hornblende in magma source.

Mineral chemistry data from amphibole, biotite, feldspar and oxides are used for interpretation of petrological features and emplacement conditions. Amphibole in granodiorite is of calcic subgroup and magnesium hornblende in composition. Biotite in all rock types is Mg-rich and high $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$. Alkali-feldspars are limited to narrow Or_{85-98} range while plagioclase have variable compositions (granodiorite: An_{15-49} , microgranite: An_{17-62} , leucogranite: An_{1-17}). Mineral chemistry infers calc-alkaline character of granodiorite and leucogranite, peraluminous character of microgranite, and hybridic origin of granodiorite. Moreover, it suggests that granitoids are genetically different, and derived from meta-magmatic and meta-sedimentary continental crustal material with mantle material contributing(?) in variable amounts.

Geothermometric calculations give magmatic to sub-solidus temperatures (granodiorite: 615-783°C, microgranite: 464-565°C, leucogranite: 456-482°C). Low temperatures infer recrystallization at late stage during slow cooling. Geobarometric calculations, geology and mineral assemblages suggest emplacement depth of the granitoids corresponds to mid-crustal levels (granodiorite: 3-4.5 kbar / 10-16 km, microgranite-leucogranite: 3.3-3.6 kbar / 11-12 km). Oxygen fugacity is high (HM-FMQ).

Keywords: Central Anatolia, Ekecikdağ, granitoid, mineral chemistry.

GİRİŞ

Ekecikdağ Magmatik Birliği (EMB) Orta Anadolu'daki en önemli magmatik birliklerden birisi olup Tuz Gölü'nün doğusunda Aksaray civarında bulunan Ekecikdağ bölgesinde yer almaktadır (Şekil 1b). 200 km²'den büyük bir alanı kapsayan EMB kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanmaktadır.

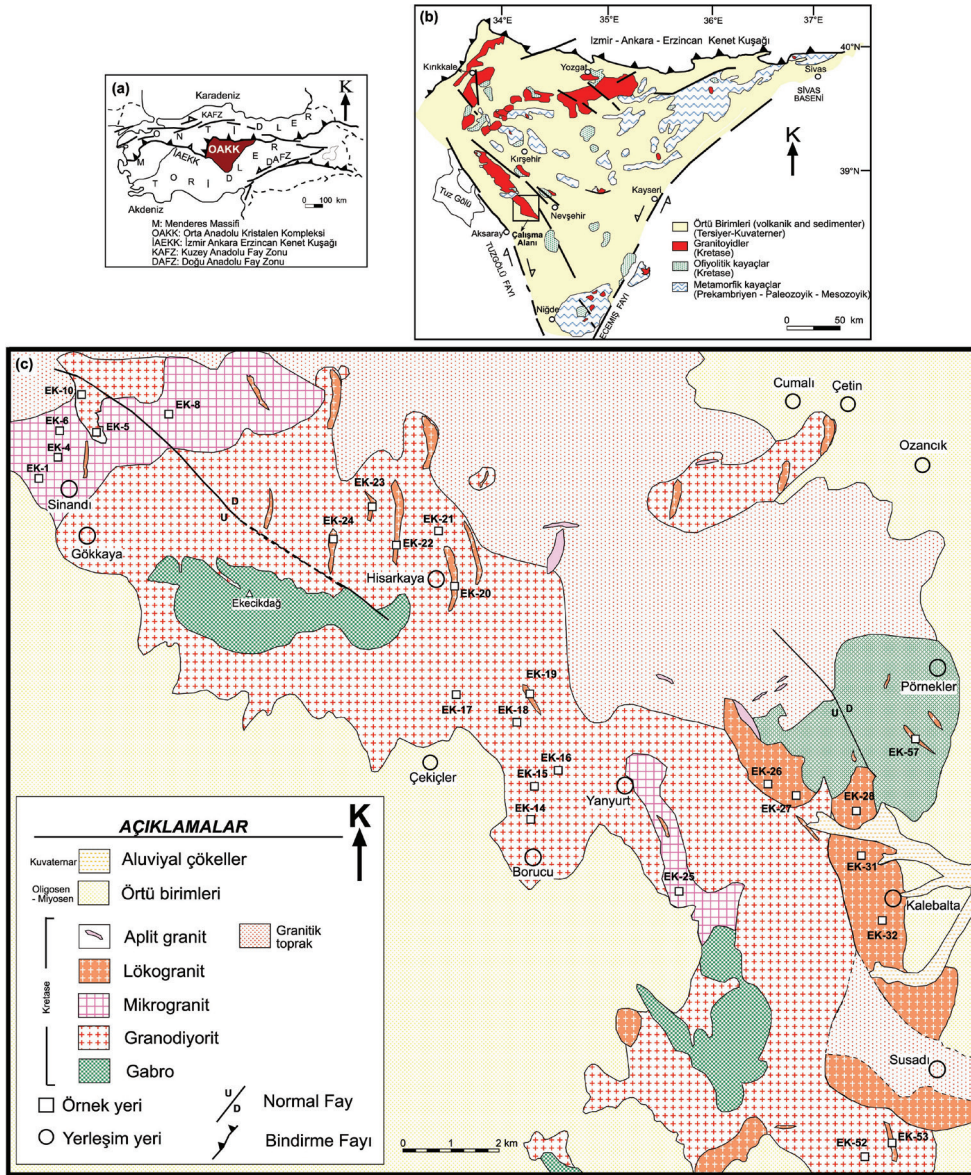
EMB'deki öncel çalışmalar Türel (1991), Türel vd. (1993), Göncüoğlu ve Türel (1993, 1994) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmalarda; detay saha jeolojisi, petrografi, tüm-kayaç element ve sınırlı miktarda izotop verileriyle jeokimyasal özellikleri incelenerek EMB'nin petrolojisi değerlendirilmiştir. Bu alanda daha sonra Göncüoğlu vd. (2004), Köksal (2005) ve Köksal vd. (2008) tarafından yapılan çalışmalar ise EMB'de bulunan granitik kayaların zirkon tipolojisi ve zirkon kimyası özelliklerinin incelenmesini içermiştir. Toksoy-Köksal vd. (2008, 2009a) ise bu kayaların jeokimyasal ile izotopik özellikleri ve U-Pb zirkon yaşlarının belirlenmesini kapsayan bir çalışma yapmıştır.

Orta Anadolu'da yaygın olarak yüzeylenen Orta Anadolu Granitoidleri (OAG) birçok jeolojik ve petrolojik çalışmaya konu olmuştur (Erlar vd., 1991; Göncüoğlu vd., 1991, 1992; Akıman vd., 1993; Yalınz vd., 1999; Boztuğ, 2000; Köksal vd., 2001, 2004, 2012, 2013; Whitney vd., 2001; İlbeyli, 2005; Boztuğ vd., 2007b, 2008, 2009; Delibaş vd., 2011). Ancak, bu granitoidleri mineraloji ve mineral kimyası kullanarak irdeleyen çalışmalar jeotermobarometrik hesaplamalar ve oksijen fugasitesi belirleme ile sınırlı kalmıştır (İlbeyli,

2005; Boztuğ vd., 2007a, 2009). Oysa, magmatik kayaç oluşturan ergiyiğin jeokimyasal özellikleri ile evrimleşme süreci ve koşulları, kayacı oluşturan mineral toplulukları ve minerallerin kimyasal içerikleri ile yakından ilgilidir (Abbott, 1985). OAG'nden Ekecikdağ granitoidi hakkında olan bu çalışmanın amacı; tüm-kayaç element jeokimyası destekli detaylı mineral kimyası verilerini irdeleyerek, 1) mineral kimyasının petrolojik anlamlarını saptamak, 2) magmanın kristallenmesi sırasında etkin olan sıcaklık, basınç ve oksijen fugasite gibi fizikokimyasal özelliklerini belirlemek, 3) OAG'nin kökeni ve yerleşim koşulları konusunda literatüre katkı yapmaktır.

BÖLGESEL JEOLJİ

Çalışma alanının bulunduğu Orta Anadolu Bölgesi'ndeki metamorfik, granitik ve ofiyolitik birimler topluluğu, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı (OAKK) olarak adlandırılmıştır (Göncüoğlu vd., 1991) (Şekil 1a, b). OAKK'nin çökel kökenli temel kayaç birimleri; altta Prekambriyen ve erken Paleozoyik meta-kırıntılı ve meta-magmatik kayaçlar (para-ortognays ve nadir karbonat arabantlı şistler), üstte ise geç Paleozoyik ve Mesozoyik meta-kırıntılı kayaçlar, kalk-şist ve mermerlerden oluşmaktadır (Şekil 1b). Bu metamorfik kayaçlar 'dalma-batma zonu üstü' tipteki ofiyolitik kayaçlarla üzerlenmekte ve granitik sokulumlarca kesilmektedirler (Erlar vd., 1991; Göncüoğlu vd., 1991, 1992; Akıman vd., 1993; Boztuğ, 2000; Boztuğ vd., 2007a, b, 2008, 2009; Yalınz vd., 1999; Köksal vd.,



Şekil 1. (a) Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'nin Türkiye tektonik çerçevesindeki konumu, (b) Çalışma alanı olan Ekecikdağ Magmatik Birliği (EMB)'nin Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı içerisindeki konumunu gösterir harita (Göncüoğlu vd. (1991), Yalnız ve Göncüoğlu (1998)'ndan revize edilmiştir), (c) Ekecikdağ Bölgesi'nin jeolojik haritası (Türel (1991)'den revize edilmiştir) ve örnek lokasyonları.

Figure 1. (a) Location of the Central Anatolian Crystalline Complex in tectonic framework of Turkey, (b) Location of Ekecikdağ Magmatic Association (EMA) in the Central Anatolian Crystalline Complex (modified from Göncüoğlu et al. (1991), Yalnız and Göncüoğlu (1998)), (c) Geological map of the Ekecikdağ area (modified from Türel, 1991) and sample locations.

2001, 2004, 2012, 2013; Whitney vd., 2001; İlbeyli, 2005). Bu birimlerin üstündeki, metamorfik olmayan Üst-Maestrihtiyen-Alt Paleosen örtü birimleri, Paleosen-Eosen volkanik, volkaniklastik ve karbonat kayalarla örtülmekte, Oligosen-Miyosen evaporitleri ve karasal klastikler ile volkaniklastik ve volkanik kayalar ise, OAKK'nın daha genç örtü birimlerini temsil

etmektedir (Göncüoğlu vd., 1991; Köksal vd., 2001).

OAKK granitoidlerinin oluşumları hakkında farklı görüşler vardır. Torid bloğunu Anatolid bloğundan ayıran İç Toros Kuşağının varlığını savunan Görür vd. (1984), Şengör ve Yılmaz (1981), Okay vd. (1996), Kadioğlu vd. (2003), Deniz ve Kadioğlu (2016)'na göre

İç Torid okyanusal litosferi Paleosen-Erken Eosen'de Kırşehir Bloğu altına dalmış ve Kırşehir-Aksaray yöresinde yay (And tipi) granitoidler oluşmuştur. Buna karşılık Kadioğlu vd. (2006), bu granitlerin Toros Platformu ile İç Torid Okyanusu içerisindeki bir hendegin 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 sürmüştür. Ancak Kırşehir bloğunu Torid platformundan ayıran İç Torid Okyanusu'nun olmadığını savunan araştırmacılara (Göncüoğlu vd., 1997; Boztuğ vd., 2009; Köksal vd., 2012, 2013; Hinsbergen vd., 2016) göre OAG Pontidlerin Torid-Anatolid platformu ile çarpışması ve çarpışma sonrası gerilme rejiminde gelişmişlerdir (Göncüoğlu vd., 1997; Göncüoğlu ve Türeli, 1993, 1994; Eler ve Göncüoğlu, 1996; Aydın vd., 1998; Düzgören-Aydın vd., 2001; Boztuğ, 1998, 2000; Boztuğ vd., 2007a, b, 2008, 2009; Otlu ve Boztuğ, 1998; Tatar and Boztuğ, 1998; Yılmaz ve Boztuğ, 1998; Yalınız vd., 1999; Köksal vd., 2004, 2012, 2013; Delibaş vd., 2011). Bu araştırmacılara göre, erken-geç Kretase'de Alpin Orojenezi Neotetisin kuzey kolu İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusunun (İAEO) okyanus içi dalmanın eşlik ettiği jeodinamik mekanizmayla kapanımına, Pontid volkanik yayı ile Torid-Anatolid'in kuzey kısmın çarpışmasına, Torid-Anatolid Platformunun pasif kenarının dilimlenerek kalınlaşmasıyla orta-yüksek derecede metamorfizmasına ve üzerine ofiyolitik birimlerin yerleşimine yol açmıştır. Temel birimler üzerine ofiyolitik dilimlerin yerleşmesiyle kalınlaşan kabuğun gerilmesi basınç azalmasını beraberinde getirmiş ve Kretase sonunda 'çarpışma ile ilişkili' magmatizmaya neden olmuştur.

Farklı mineraloji ve kompozisyonlara sahip OAG Pitcher (1993) sınıflamasına göre S- (sedimenter), I- (magmatik), A- (alkalen) olmak üzere üç gruptur. S-tipi granitoidler lökogranitik veya nadiren granodiyoritik bileşimli, peralüminalı ve çift mikalı olup çarpışma eş zamanlı sedimenter kökenlidirler (Göncüoğlu vd., 1991, 1992, 1993; Göncüoğlu ve Türeli, 1993, 1994; Akıman vd., 1993; Türeli vd., 1993; Eler ve Göncüoğlu, 1996; Yalınız vd., 1999; Boztuğ vd., 2007b). OAGnin büyük bölümünü oluşturan I- ve A-tipi granitoidler ise genel olarak granitik ve monzonitik bileşime sahip olup kalk-alkalen metalümin karakterdeki çarpışma sonrası granitoidlerdir ve manto kökenli mafik magma ile kabuksal kökenli felsik magmanın karışımı sonucu oluşmuşlardır (Tatar ve Boztuğ, 1998; Yılmaz ve Boztuğ, 1998; Yalınız vd.,

1999; Boztuğ, 2000; Boztuğ vd., 2007a, 2009; Köksal vd., 2001, 2012, 2013; İlbeyli, 2005; Delibaş vd., 2011). 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 (Göncüoğlu vd., 1997; Otlu ve Boztuğ, 1998; Boztuğ, 2000; Boztuğ vd., 2007b, 2008, 2009; Köksal vd., 2001, 2004).

OAKK granitoidlerini kalk-alkalen, sub-alkalen-geçişli ve alkalen olmak üzere üç gruba ayıran İlbeyli vd. (2004), bu kayaçların birliktelik oluşturmalarını çarpışma öncesi manto kaynağındaki heterojeniteyle açıklamakta ve Orta Anadolu'da gerilme tektoniği olmadığı görüşüyle, OAG'nin oluşumunu, termal sınır tabakasının delaminasyonu ile metasomatize litosferin yukarı çıkışına veya yitmiş tabakanın yok olmasına yol açan dilim-kopması olayına bağlamaktadır. Köksal vd. (2004) ise I- ve A-tipi granitoidlerin Alpin Orojeninde çarpışmayla kabuk kalınlaşmasını ve çarpışma sonrası gelişen gerilme rejimine bağlı olarak heterojen bir mantodan farklı oranlarda kıtasal kabuk kirlenmesi sonucu oluştuğunu ileri sürmektedir. Boztuğ vd. (2007a, 2008, 2009) de aynı şekilde Orta Anadolu'daki granitlerinin oluşumunu çarpışma sonrası gerilme rejimine bağlamaktadır.

Yukarıda görüldüğü üzere; OAG birçok jeolojik ve petrolojik çalışmaya konu olmuş ancak kökenleri ve oluşumları konusunda araştırmacılar arasında bir fikir birliği oluşmamıştır. Öncel çalışmalarda petrolojik değerlendirmeler tüm-kayaç element ve izotop jeokimyası verileriyle sınırlı kalmıştır. Ayrıca, bölge jeodinamiğinin tartışılmasında önemli olan magma yerleşim koşullarına yönelik çalışmalarda oldukça sınırlıdır (Otlu vd., 2001; İlbeyli, 2005; Boztuğ vd., 2007a, 2009). OAKK granitoidlerinde yapılan öncel çalışmalarda mineral kimyası verileri göz ardı edilmiş veya sınırlı kalmıştır. Halbuki, kayacı oluşturan mineral birliktelikleri ve mineral kimyası, magmanın kökeni ile süreçleri ve yerleşim koşullarıyla yakından ilgilidir. Bu anlamda granitoidi oluşturan mineral toplulukları ve mineral kimyasının jenetik açıdan irdelenmesi önem kazanmaktadır. Bu çalışma kapsamında OAGnden EMB, tüm-kayaç element jeokimya destekli mineral kimyası verileriyle petrolojik açıdan değerlendirilecek ve magma sokulum fizikokimyasal koşullarına bir yaklaşımda bulunulacaktır. Mineral kimyası ağırlıklı bu petrolojik çalışma ile literatüre katkı sağlanacağı ve eklenen her verinin konunun daha iyi anlaşılmasına imkan tanıyacağı düşünülmektedir.

ANALİTİK METODLAR

Granodiyorit ve mikrogranitten 5'er adet, lökograditen ise 12 adet örneğin tüm-kayaç element jeokimya analizleri Acme Analitik Laboratuvarı (Kanada)'nda yapılmıştır (Çizelge 1). Ana, iz ve nadir toprak elementleri (NTE), $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ile füzyon sonrasında ICP-AES (endüktif eşleşmiş plazma atomik emisyon spektrometresi) ve asitte çözündürme sonrası (% 5'lik HNO_3) ICP-MS (endüktif eşleşmiş plazma kütle spektrometresi) kullanılarak ölçülmüştür. Dedeksiyon limitleri ana elementler için SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 'de %0.01, Fe_2O_3 'te %0.04, P_2O_5 ve Cr_2O_3 'te %0.001-0.002 ve ateşte su kaybı (LOI) için %0.10'dır. İz elementler ve NTE dedeksiyon limitleri ise şu şekildedir; V'da 8 ppm, 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, 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 NTE için %0.5'den %1.5'e kadar değişmektedir.

Kayaç tiplerini temsil eden örneklerden minerallerin ana ve minör element içerikleri yerinde noktasal ölçüm yapan elektron mikroprob analizi (EPMA) kullanılarak belirlenmiştir. Analiz için gerekli parlatılmış ince kesitler Potsdam Üniversitesi (Almanya), Yerbilimleri Enstitüsü ve karbon kaplamaları ile analizler CAMECA SX-100 elektron mikroprob kullanılarak Potsdam Yerbilimleri Araştırma Merkezi'nde (Geo-ForschungsZentrum) gerçekleştirilmiştir. Dalga boyu dağılım modundaki cihaz ile 20 nA bombardıman akışı ve 15 kV elektron bombardımanı kullanılarak analizler yapılmıştır. Amfibol ve mikaya 5 μm 'lik bombardıman çapı ve feldispata ise 10 μm uygulanmıştır. Kalibrasyon için çeşitli doğal ve sentetik standartlar kullanılmıştır (Fe için Fe_2O_3 ; Ni için NiO; Ca ve Si için diyopsit ve vollastonit; K ve Al için ortoklaz ve sanidin; Ti için rutil; Cr için Cr_2O_3 ; Mn için rodokrosit; Na için albit; Mg için diyopsit, peric SCOLi, MgO; F için fulorit; Cl için Bora, tugt; Ba için barit; P için YPO_4). Matriks düzeltmeleri CAMECA yazılımında bulunan ve Pouchou ve Pichor (1991) tarafından hazırlanan PAP programıyla yapılmıştır. EPMA yöntemiyle toplam demir ölçülebildiğinden biyotitlerin Fe^{+2} ve Fe^{+3} değerlerini hesaplamak için, Potsdam Üniversitesi, Yerbilimleri Enstitüsü'nde 5 kayaç numunesinden zenginleştirilen saf biyotite $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ titrasyon yöntemi (Andrate vd., 2002) uygulanmıştır.

JEOLJİ VE PETROGRAFI

EMB granitoidleri öncel çalışmalarda (Türel, 1991; Türel vd., 1993; Göncüoğlu ve Türel, 1993, 1994; Göncüoğlu vd., 2004; Köksal, 2005) Borucu granodiyorit-monzograniti, Hisarkaya porfiri graniti, Sinandı mikrograniti ve Kalebalta lökograditen olmak üzere dört ana birime ayrılmıştır. Toksoy-Köksal vd. (2008, 2009a) ise, bu adlandırmaların sadeleştirilerek granodiyorit, mikrogranit ve lökograditen terimlerinin kullanılmasını, Hisarkaya porfiri granitinin de gerek saha ve gerekse petrolojik özellikleri açısından Borucu granodiyorite benzerlik göstermesi sebebiyle ayrı bir birim olarak değerlendirilmeyip granodiyorit içinde değerlendirilmesini önermiştir. Arazi çalışmaları kapsamında; Türel (1991), Türel vd. (1993), Göncüoğlu ve Türel (1993, 1994) tarafından yapılmış jeoloji haritası revize edilmiştir (Şekil 1c).

Granodiyorit, bölgede ana granitik fazı oluşturmakta olup arazide büyük oval şekilli ve gri tonlu mostralarda halinde geniş yayılım göstermektedir. Granodiyorit, faneritik dokusu, yüksek biyotit ve amfibol içeriği (Şekil 2a, b), iri alkali-feldispat kristalleri ile karakterize edilmektedir. İri alkali-feldispat kristalleri büyüme sırasında yer yer mikrogranüler amfibollerce kuşatılmış ve bu kuşatılmadan sonra büyüme devam etmiş olup büyümenin en son evresinde yine amfibolce kuşatılmışlardır (Şekil 2b). Granodiyoritte şekilsiz, köşeli veya yarı yuvarlak amfibolce zengin mafik mikrogranüler anklavların (MMA) varlığı dikkat çekmektedir (Şekil 2c). Bölgede, özellikle de kuzeydoğu bölümünde, sadece ayrılmış granitik materyalden oluşan örtü tabakasının var olduğu gözlemlenmektedir. Bu birimler, Peçenek formasyonu olarak adlandırılan Oligosen-Miyosen örtü tabakasından farklılık göstermesi ve özellikle iri feldispat minerallerinin bulunması nedeniyle, Türel (1991), Türel vd. (1993), Göncüoğlu ve Türel (1993, 1994) tarafından kabul edildiği gibi haritada granitik toprak olarak adlandırılmıştır (Şekil 1c). Granodiyorit, Sinandı ve Yanyurt köyleri civarında mikrogranitle dokanak halindedir. Ancak bu alanlardaki kesme ilişkisi net olarak belirlenememiştir. Bölgenin kuzeyinde Hisarkaya yöresinde ve güneydoğusunda, Kalebalta yöresinde ise lökogradite ait dayklarca kesilmektedir.

Mikrogranit, bölgenin kuzeybatısında Sinandı köyü civarında ve kuzey-kuzeydoğusunda, Yanyurt civarında ve doğu-güneydoğusunda yüzeylenmektedir (Şekil 1c). Mikrogranit mikrogranüler yapısı ve koyu gri rengi ile arazide ayırtlanmakta olup, yüksek biyotit

Çizelge 1. Ekecikdağ granitoidleri tüm kayaç jeokimya verileri (M: Mikrogranit; G: Granodiyorit; L: Lökogranit).

Table 1. Whole-rock geochemical data for the Ekecikdağ granitoids (M: Microgranite; G: Granodiorite; L: Leucogranite).

| | EK-1 | EK-4 | EK-6 | EK-8 | EK-25 | EK-5 | EK-10 | EK-14 | EK-16 | EK-17 | EK-18 | EK-21 | EK-52 |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Granitoyid (%) | M | M | M | M | M | G | G | G | G | G | G | G | G |
| SiO ₂ | 70.6 | 69.9 | 71.4 | 71.0 | 70.0 | 69.2 | 68.8 | 69.1 | 69.0 | 68.7 | 69.0 | 71.1 | 72.1 |
| TiO ₂ | 0.36 | 0.40 | 0.34 | 0.37 | 0.42 | 0.27 | 0.29 | 0.36 | 0.31 | 0.36 | 0.32 | 0.31 | 0.22 |
| Al ₂ O ₃ | 14.8 | 15.1 | 14.8 | 15.1 | 14.9 | 15.0 | 15.1 | 14.9 | 14.9 | 14.4 | 14.8 | 13.7 | 14.2 |
| FeO _(t) | 2.68 | 3.14 | 2.83 | 3.05 | 3.33 | 3.41 | 3.64 | 3.82 | 3.32 | 3.79 | 3.64 | 3.37 | 2.53 |
| MnO | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 0.07 | 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 | 1.14 | 0.98 | 1.09 | 1.06 | 0.98 | 0.69 |
| CaO | 2.58 | 2.62 | 2.13 | 2.51 | 2.81 | 2.93 | 2.94 | 3.46 | 2.95 | 2.98 | 3.03 | 2.78 | 2.15 |
| Na ₂ O | 2.66 | 2.76 | 2.72 | 2.74 | 2.80 | 2.92 | 2.92 | 2.76 | 2.81 | 2.70 | 2.87 | 2.43 | 2.80 |
| K ₂ O | 4.01 | 3.95 | 4.17 | 3.56 | 3.78 | 4.20 | 4.06 | 2.99 | 4.67 | 3.18 | 4.06 | 3.18 | 4.58 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.15 | 0.11 | 0.12 | 0.15 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.09 | 0.05 | 0.06 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.05 | 0.01 | 0.02 |
| LOI* | 1.20 | 0.90 | 0.60 | 0.50 | 0.80 | 0.80 | 0.80 | 0.62 | 0.80 | 0.40 | 0.90 | 0.49 | 0.40 |
| Toplam | 99.8 | 99.9 | 99.8 | 99.8 | 99.9 | 99.9 | 99.8 | 99.3 | 99.9 | 97.7 | 99.9 | 98.5 | 99.8 |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 126 | 148 | 152 | 133 | 127 | 164 | 152 | 153 | 163 | 169 | 163 | 157 | 227 |
| Sr | 217 | 237 | 191 | 226 | 219 | 143 | 142 | 145 | 145 | 128 | 142 | 121 | 122 |
| Nb | 12 | 13 | 12 | 13 | 15 | 7 | 7 | 9 | 9 | 10 | 10 | 9 | 10 |
| La | 31.0 | 35.7 | 30.6 | 35.2 | 36.6 | 21.0 | 30.4 | 19.9 | 61.1 | 25.8 | 38.1 | 21.6 | 26.5 |
| Ce | 60.6 | 68.2 | 58.6 | 67.7 | 72.0 | 37.9 | 54.6 | 39.8 | 100.6 | 49.4 | 65.2 | 45.1 | 48.2 |
| Pr | 7.0 | 7.9 | 6.9 | 7.8 | 8.2 | 4.0 | 5.6 | 4.5 | 10.4 | 5.3 | 7.1 | 4.7 | 5.6 |
| Nd | 26.1 | 30.3 | 25.4 | 29.4 | 31.4 | 13.7 | 19.3 | 15.9 | 31.3 | 18.7 | 23.8 | 16.9 | 19.8 |
| Sm | 5.0 | 5.5 | 5.1 | 5.5 | 6.1 | 2.6 | 3.1 | 3.1 | 4.3 | 3.5 | 3.8 | 3.2 | 3.6 |
| Eu | 1.07 | 1.32 | 0.99 | 1.13 | 1.22 | 0.61 | 0.63 | 0.73 | 0.69 | 0.78 | 0.62 | 0.76 | 0.59 |
| Gd | 4.37 | 4.79 | 4.22 | 4.76 | 5.76 | 2.42 | 2.74 | 3.61 | 3.11 | 3.83 | 3.40 | 3.47 | 3.27 |
| Tb | 0.70 | 0.69 | 0.64 | 0.73 | 0.99 | 0.41 | 0.45 | 0.53 | 0.44 | 0.57 | 0.47 | 0.56 | 0.55 |
| Dy | 3.68 | 3.77 | 3.48 | 4.00 | 5.43 | 2.61 | 2.72 | 3.20 | 2.64 | 3.29 | 2.95 | 3.28 | 3.27 |
| Ho | 0.68 | 0.66 | 0.64 | 0.74 | 1.09 | 0.54 | 0.54 | 0.69 | 0.53 | 0.68 | 0.61 | 0.64 | 0.69 |
| Er | 1.89 | 1.87 | 1.68 | 2.01 | 3.09 | 1.57 | 1.63 | 2.14 | 1.52 | 2.09 | 1.88 | 2.07 | 2.09 |
| Tm | 0.28 | 0.27 | 0.27 | 0.31 | 0.48 | 0.25 | 0.26 | 0.32 | 0.26 | 0.33 | 0.28 | 0.33 | 0.34 |
| Yb | 1.78 | 1.80 | 1.69 | 1.96 | 2.88 | 1.74 | 1.75 | 2.10 | 1.70 | 2.18 | 1.90 | 2.14 | 2.32 |
| Lu | 0.26 | 0.27 | 0.24 | 0.30 | 0.42 | 0.27 | 0.25 | 0.34 | 0.26 | 0.34 | 0.29 | 0.37 | 0.36 |
| Y | 20 | 20 | 18 | 21 | 32 | 15 | 16 | 17 | 15 | 19 | 17 | 19 | 21 |
| Cs | 4.6 | 38.2 | 8.1 | 5.5 | 9.2 | 6.6 | 5.0 | 7.0 | 6.1 | 6.6 | 7.3 | 7.4 | 11.0 |

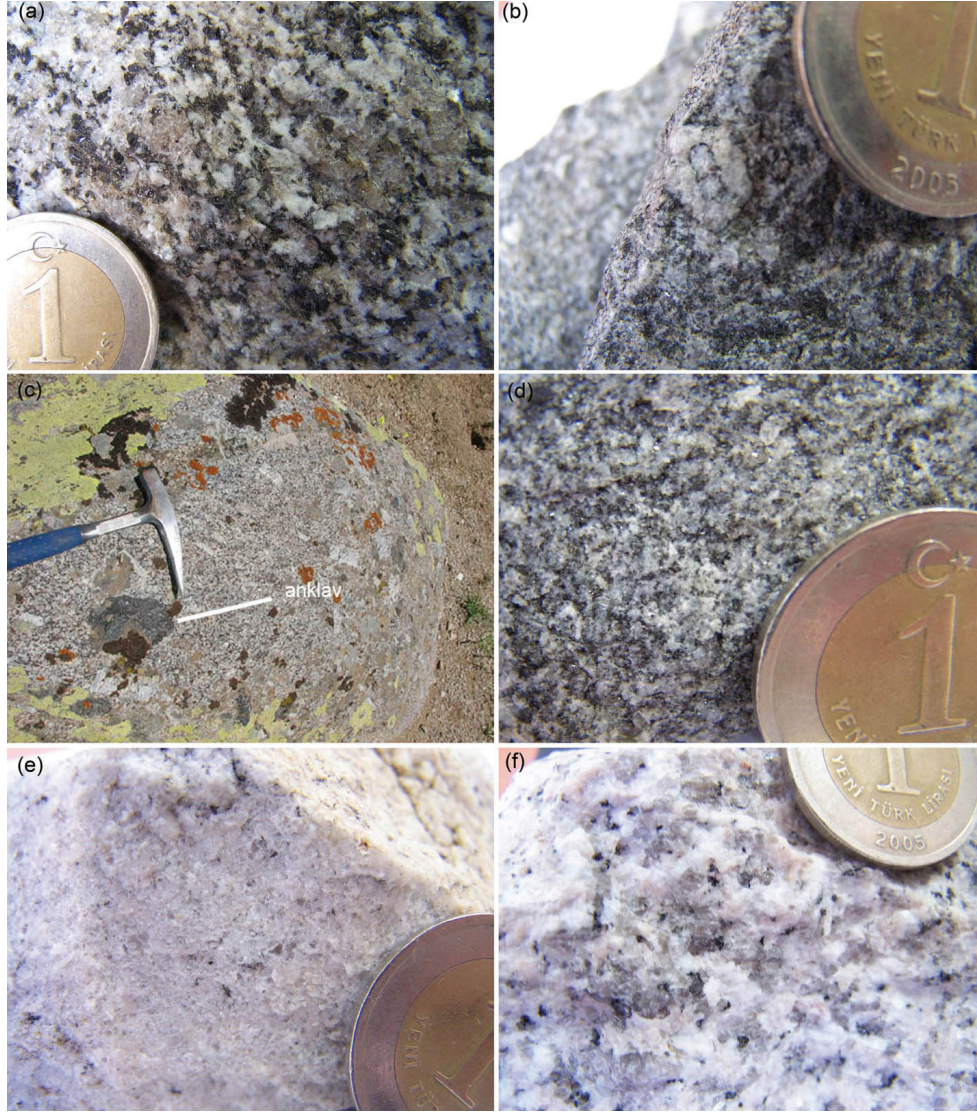
Çizelge 1. Devam ediyor.
Table 1. Continued.

| | EK-1 | EK-4 | EK-6 | EK-8 | EK-25 | EK-5 | EK-10 | EK-14 | EK-16 | EK-17 | EK-18 | EK-21 | EK-52 |
|------------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|----------|
| Granitoyid (ppm) | M | M | M | M | M | G | G | G | G | G | G | G | G |
| Ta | 0.9 | 0.9 | 1.0 | 1.1 | 1.1 | 0.9 | 0.7 | 1.0 | 0.8 | 1.03 | 0.9 | 1.16 | 1.2 |
| Sc | 7.0 | 7.0 | 7.0 | 7.0 | 9.0 | 6.0 | 8.0 | 6.8 | 6.0 | 6.4 | 7.0 | 5.7 | 4.0 |
| Pb | 1.6 | 6.3 | 3.8 | 2.6 | 3.0 | 3.4 | 3.7 | 25.2 | 5.1 | 25.7 | 8.2 | 27.8 | 9.8 |
| U | 2.2 | 2.7 | 2.6 | 2.8 | 2.3 | 5.0 | 4.3 | 4.1 | 6.3 | 5.0 | 4.8 | 6.78 | 8.3 |
| Th | 10.9 | 13.5 | 12.5 | 13.8 | 10.4 | 13.4 | 21.0 | 14.1 | 27.8 | 24.3 | 21.2 | 20.7 | 20.8 |
| Ni | 8.6 | 5.8 | 5.7 | 8.8 | 8.3 | 7.3 | 13 | 4.6 | 9.6 | 4.3 | 11.7 | 3.2 | 4.4 |
| Cu | 2.3 | 2.3 | 3.1 | 2.7 | 1.7 | 3.2 | 2.9 | 9.6 | 5.1 | 4.0 | 27.7 | 1.5 | 2.3 |
| Ga | 15.5 | 16.2 | 15.2 | 16.3 | 16.4 | 13.6 | 13.6 | 14.7 | 14.0 | 14.5 | 14.7 | 13.8 | 14.7 |
| Mo | 1.5 | 2 | 2.1 | 2.9 | 1.9 | 3.2 | 1.8 | 0.31 | 3.3 | n.d. | 5.4 | n.d. | 1.8 |
| Ba | 717 | 901 | 709 | 765 | 799 | 573 | 589 | 473 | 594 | 384 | 445 | 369 | 462 |
| V | 17 | 23 | 18 | 19 | 24 | 40 | 43 | 21 | 37 | 13 | 40 | 14 | 25 |
| Zr | 151 | 179 | 144 | 177 | 177 | 106 | 113 | 40 | 135 | 31.6 | 139 | 39 | 105 |
| Zn | 43 | 49 | 52 | 47 | 56 | 32 | 33 | 36 | 35 | 37 | 38 | 32 | 37 |
| Hf | 4.4 | 5.1 | 4.4 | 5.3 | 5.0 | 3.2 | 3.6 | 1.9 | 4.0 | 1.5 | 3.9 | 1.8 | 3.5 |
| | EK-19 | EK-20 | EK-22 | EK-23 | EK-24 | EK-26 | EK-27 | EK-28 | EK-31 | EK-32 | EK-53 | EK-57 | |
| Granitoyid (%) | L | L | L | L | L | L | L | L | L | L | L | L | |
| SiO₂ | 77.0 | 77.1 | 76.0 | 76.2 | 76.4 | 77.7 | 76.1 | 77.0 | 75.4 | 76.5 | 76.2 | 76.6 | |
| TiO₂ | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.07 | 0.03 | 0.02 | 0.08 | 0.07 | 0.03 | 0.03 | |
| Al₂O₃ | 12.3 | 12.6 | 12.8 | 12.6 | 12.7 | 12.2 | 12.9 | 12.5 | 12.9 | 12.7 | 12.8 | 12.6 | |
| FeO_(t) | 1.05 | 0.92 | 0.94 | 0.98 | 0.97 | 1.21 | 0.88 | 1.07 | 1.33 | 1.08 | 0.75 | 0.91 | |
| MnO | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | |
| MgO | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.14 | 0.12 | 0.10 | 0.10 | |
| CaO | 0.60 | 0.73 | 1.05 | 0.56 | 1.07 | 0.64 | 0.83 | 0.74 | 0.74 | 0.78 | 0.84 | 1.08 | |
| Na₂O | 3.45 | 3.44 | 2.81 | 3.48 | 2.88 | 3.25 | 3.31 | 3.57 | 3.41 | 3.44 | 2.50 | 2.99 | |
| K₂O | 4.64 | 4.70 | 5.25 | 4.98 | 5.10 | 4.94 | 5.10 | 4.66 | 5.08 | 4.90 | 6.07 | 4.90 | |
| P₂O₅ | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | |
| Cr₂O₃ | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | |
| LOI* | 0.80 | 0.40 | 1.00 | 0.90 | 0.60 | 0.20 | 0.70 | 0.20 | 0.70 | 0.30 | 0.60 | 0.70 | |
| Toplam | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 99.9 | 99.9 | 99.9 | 99.9 | 99.9 | 99.9 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 376 | 339 | 209 | 444 | 198 | 398 | 263 | 305 | 400 | 385 | 234 | 209 | |
| Sr | 6 | 10 | 24 | 9 | 26 | 7 | 20 | 5 | 29 | 28 | 35 | 30 | |
| Nb | 13 | 20 | 14 | 40 | 6 | 34 | 10 | 5 | 22 | 22 | 2 | 10 | |

Çizelge 1. Devam ediyor.
Table 1. Continued.

| | EK-19 | EK-20 | EK-22 | EK-23 | EK-24 | EK-26 | EK-27 | EK-28 | EK-31 | EK-32 | EK-53 | EK-57 |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Granitoyid (ppm) | L | L | L | L | L | L | L | L | L | L | L | L |
| La | 8.3 | 8.8 | 8.8 | 11.5 | 7.7 | 11.5 | 13.2 | 8.5 | 19.3 | 18.6 | 17.4 | 17.1 |
| Ce | 23.3 | 19.6 | 22.1 | 27.0 | 24.6 | 25.4 | 26.8 | 17.9 | 38.9 | 37.5 | 39.1 | 32.1 |
| Pr | 2.2 | 2.4 | 2.4 | 3.4 | 2.0 | 3.0 | 2.9 | 2.2 | 4.2 | 4.1 | 3.9 | 3.9 |
| Nd | 8.2 | 8.9 | 8.4 | 12.8 | 7.0 | 10.6 | 9.7 | 7.7 | 14.9 | 14.5 | 13.0 | 13.0 |
| Sm | 2.0 | 2.2 | 1.9 | 3.8 | 1.5 | 2.9 | 2.4 | 1.8 | 3.9 | 3.5 | 2.4 | 3.1 |
| Eu | 0.11 | 0.16 | 0.17 | 0.11 | 0.17 | 0.09 | 0.12 | 0.06 | 0.16 | 0.17 | 0.23 | 0.14 |
| Gd | 1.86 | 2.40 | 2.04 | 4.37 | 1.37 | 3.09 | 2.63 | 1.96 | 4.51 | 3.91 | 1.87 | 3.28 |
| Tb | 0.40 | 0.49 | 0.43 | 1.00 | 0.25 | 0.67 | 0.61 | 0.42 | 1.00 | 0.83 | 0.30 | 0.64 |
| Dy | 2.40 | 3.08 | 2.63 | 6.44 | 1.52 | 4.25 | 4.27 | 2.96 | 6.34 | 5.15 | 1.75 | 4.28 |
| Ho | 0.53 | 0.71 | 0.66 | 1.50 | 0.35 | 0.94 | 1.04 | 0.78 | 1.49 | 1.14 | 0.37 | 0.93 |
| Er | 1.73 | 2.28 | 2.15 | 4.95 | 1.16 | 2.85 | 3.59 | 2.69 | 4.53 | 3.49 | 1.16 | 3.06 |
| Tm | 0.31 | 0.41 | 0.40 | 0.90 | 0.23 | 0.50 | 0.70 | 0.52 | 0.76 | 0.60 | 0.24 | 0.54 |
| Yb | 2.28 | 2.85 | 2.87 | 6.43 | 1.63 | 3.26 | 5.10 | 4.04 | 5.04 | 4.04 | 1.56 | 3.76 |
| Lu | 0.34 | 0.46 | 0.44 | 1.04 | 0.28 | 0.49 | 0.83 | 0.67 | 0.74 | 0.62 | 0.26 | 0.63 |
| Y | 16 | 21 | 18 | 47 | 11 | 26 | 35 | 26 | 47 | 36 | 11 | 30 |
| Cs | 17.4 | 7.9 | 5.1 | 14.0 | 4.6 | 5.1 | 4.2 | 5.7 | 7.7 | 6.8 | 5.0 | 3.0 |
| Ta | 2.3 | 2.7 | 3.7 | 5.3 | 1.3 | 3.7 | 2.8 | 1.0 | 3.1 | 3.6 | 0.6 | 2.9 |
| Sc | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 2.0 | 0.9 | 2.0 | 0.9 | 0.9 | 3.0 | 2.0 | 0.9 | 2.0 |
| Pb | 8.8 | 8.8 | 4.8 | 12.5 | 6.7 | 15.4 | 9.2 | 7.9 | 7.1 | 5.4 | 9.2 | 6.4 |
| U | 3.2 | 5.5 | 10.1 | 18.0 | 5.5 | 5.1 | 7.0 | 5.6 | 11.7 | 16.0 | 6.5 | 5.2 |
| Th | 18.1 | 32.9 | 26.8 | 34.8 | 30.9 | 32.8 | 28.8 | 45.2 | 33.9 | 34.3 | 33.4 | 25.7 |
| Ni | 7.2 | 5.2 | 4.3 | 4.8 | 8.4 | 3.1 | 5.6 | 6.4 | 5.8 | 6.7 | 6.1 | 8.2 |
| Cu | 3.3 | 1.8 | 13.5 | 3.2 | 51.8 | 2.4 | 21.7 | 3.1 | 2.6 | 1.3 | 3 | 3.8 |
| Ga | 10.7 | 11.7 | 11.5 | 13.8 | 11.4 | 12.5 | 12.4 | 12.5 | 12.8 | 12.9 | 10.9 | 12.3 |
| Mo | 5.4 | 2.3 | 1.9 | 4.2 | 4.3 | 2.3 | 1.9 | 2.6 | 4.4 | 1.7 | 4.5 | 4.9 |
| Ba | 6 | 5 | 13 | 21 | 16 | 13 | 17 | 9 | 128 | 109 | 44 | 49 |
| V | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 |
| Zr | 28 | 47 | 24 | 82 | 43 | 68 | 69 | 85 | 75 | 82 | 61 | 57 |
| Zn | 7 | 5 | 8 | 7 | 8 | 7 | 11 | 4 | 12 | 13 | 6 | 5 |
| Hf | 1.5 | 2.3 | 1.5 | 4.4 | 2.3 | 3.0 | 3.9 | 4.5 | 3.0 | 3.2 | 2.8 | 3.2 |

* ateşte su kaybı



Şekil 2. (a) Granodiyoritin yakın görünümü, (b) granodiyoritte hibritleşmenin göstergesi alkali feldspatı çevreleyen mikrogranüler amfibol ve onu da çevreleyerek büyüyen alkali-feldispat, (c) granodiyoritte hibritleşmenin göstergesi mafik mikrogranüler anklav, (d) mikrogranitin yakın görünümü, (e-f) lökograditinin yakın görünümü.

Figure 2. (a) Close view of granodiorite, (b) alkali-feldspar mantled by microgranular amphibole and remantling alkali-feldspar that reveal hybridization in granodiorite, (c) microgranular mafic enclave showing hybridic character of granodiorite, (d) close view of microgranite, (e-f) close view of leucogranite.

içeriği ile göze çarpmaktadır (Şekil 2d). Granodiyoritle olan ilişkisi arazide net olarak tespit edilemeyen mikrogranit lökogradit tarafından kesilmektedir.

Lökogradit ise bölgenin doğu ve güneydoğu bölümünde büyük mostra şeklinde, diğer bölümlerde ise granodiyorit ile mikrogranite ve yer yer gabroyik kayalara sokulum yaparken rastlanmaktadır (Şekil 1c). Özellikle kuzey bölümde granodiyorite sokulum yapan dayk serileri şeklinde gözlenmektedir (Şekil 1c).

Lökogradit bölgede pembemsi beyaz rengi, orta-eşit taneli yapısı ve mafik minerallerinin azlığı ile ayrılanmaktadır (Şekil 2e, f). İncelenen granitoid örneklerinin büyük bir bölümünde el örneklerinde kloritleşme, kaolinleşme ve serisitleşme ürünü başkalaşım mineralleri gözlenmektedir.

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.

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

Granodiyorit; hornblend, biyotit, plajiyoklaz, ortoklaz ve kuvars minerallerini içermektedir (Şekil 3a). Bu kaya tipinde zirkon, titanit, allanit, apatit ve manyetit aksesuar olarak belirlenen fazlardır. Yarı-özşekilli ve şekilsiz kristallerden oluşan granodiyorit orta boylu mineralleriyle faneritik ve granitik doku ve yer yer iri alkali-feldispat kristalleriyle porfirik doku göstermektedir. Alkali-feldispatlar genellikle karlsbad ikizlenmesi ile pertitik dokuya sahip iken plajiyoklazlar genellikle zonludur. %9-13 civarında bulunan biyotit sarı-yeşil-kahverenklidir. Kayaç içerisinde bulunan hornblend minerallerinin yanısıra, hornblendce zengin ve az miktarda plajiyoklaz içeren MMA da bu granitoidde oldukça yaygındır (Şekil 3b).

Mikrogranitte kuvars, ortoklaz, mikroklin, plajiyoklaz, biyotit ile muskovit ana minerallerdir (Şekil 3c). Kayaçta belirlenen aksesuar mineraller ise zirkon, apatit ve manyetit. Yarı-şekilli ve şekilsiz kristallerden oluşan mikrogranit mikrofaneritik doku ile karakterize edilir. Ayrıca mikrografik ve mirmekitik doku da gözlenmektedir. Kuvarlar özşekilsiz olup, granitik doku göstermektedir (Şekil 3d). Ortoklazlar genellikle karlsbad ikizlenmesi ile pertitik dokuya sahiptirler. Kayaçta yaygın albitik ikizlenmeli plajiyoklazların yanısıra zonlu plajiyoklazlar da bulunmaktadır. Biyotitler yeşil, kırmızı-kahverengi olup sarı-yeşil veya kahverengi-yeşil pleokroizma göstermektedirler. Biyotit - birincil muskovit birlikteliğinin (Şekil 3c) yanısıra ikincil muskovit oluşumları da incelenen kesitlerde saptanmıştır. Bunun yanısıra, bazı biyotit kristallerinde kloritleşme görülmektedir.

Lökograditte ise kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit ana mineraller olup muskovit, apatit, zirkon ve manyetit aksesuar minerallerdir (Şekil 3e,f). Lökogradit eşit boyutlu kuvars, ortoklaz ve az miktarda biyotit ve aksesuar muskovit içeriği ile lökokratiktir. Granitik doku ile yer yer mikrografik doku göstermektedir (Şekil 3f). Plajiyoklaz genelde albit içerikli olup, bazı kesitlerde özşekilini korumuş olarak gözlenmektedir. Muskovit biyotitle beraber birincil olarak bulunduğu gibi, yer yer ikincil olarak da bulunmaktadır.

TÜM-KAYAÇ ELEMENT JEOKİMYASI

Ekecikdağ granitoidlerinde yapılan öncel çalışmalarda nadir toprak elementlerini (NTE) de içeren tam bir veri seti bulunmadığından 22 adet örneğin tüm kayaç element analizi yaptırılmıştır (Çizelge 1).

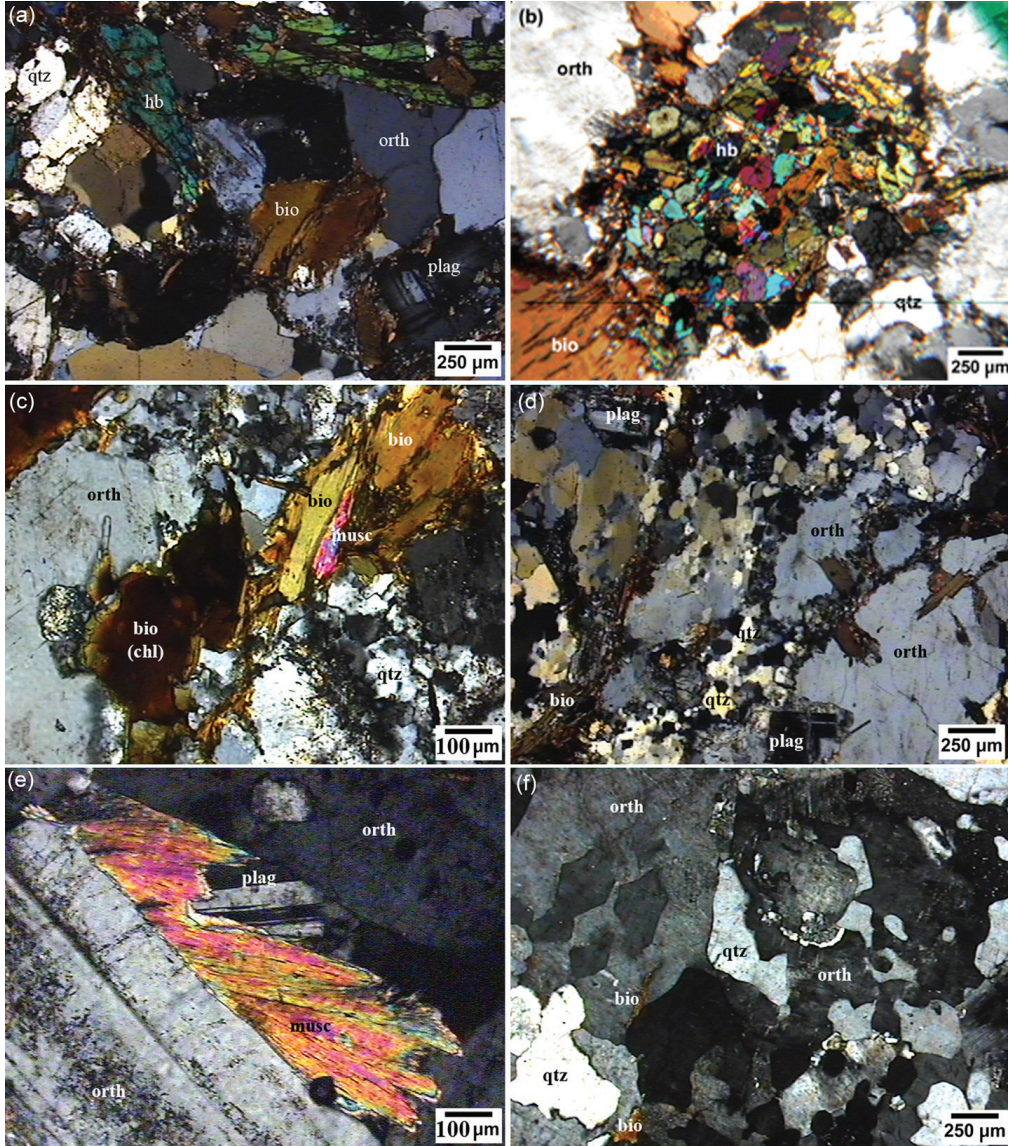
Kayaçların başkalaşımdan etkilenme düzeyini belirlemek üzere zirkonyuma karşılık ana ve iz element grafikleri çizilmiştir (Şekil 4). Genel olarak düzenli dağılım gösteren bu grafiklere göre başkalaşımdan etkilenme minimum olup ana ve iz elementlerin tümü jeokimyasal değerlendirmelerde kullanıma uygundur.

Granitoid örneklerinin tamamı SiO_2 'ye karşılık $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ grafiğinde (Irvine ve Baragar, 1971) sub-alkalen alana düşmektedir (Şekil 5a). SiO_2 - K_2O grafiğinde (Peccerillo ve Taylor, 1976) ise örnekler yüksek potasyumlu kalk-alkalen seri içinde yer almaktadır (Şekil 5b). Maniar ve Piccoli (1989)'nin Shand (1943) sınıflamasında belirlediği sınırlara göre granodiyorit A/CNK $[\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})] < 1.1$ değerleri ile metalüminalidan zayıf peralüminalya geçiş göstermektedir (Şekil 5c). Buna karşın mikrogranit örnekleri bir adet zayıf peralüminalı örnek dışında A/CNK > 1.1 oranıyla peralüminalı karakterdedir. Lökogradit ise 1.0-1.1 arasındaki A/CNK değerleriyle zayıf peralüminyum özellik sunmaktadır.

Zirkonyuma karşı çizdirilen iz element grafiklerinde 24-85 ppm arasında değişen düşük Zr değerleriyle lökogradit diğerlerinden (106-177 ppm) kolayca ayırtlanmaktadır (Şekil 4). Grafiklere bakıldığında kayaçların genel bir eğilim oluşturduğu düşünülmekle birlikte detay incelemeler, farklı eğilimlere sahip ve birbirleriyle jenetik ilişkileri belli-belirsiz olan örnek topluluklarını ortaya çıkarmaktadır.

68.8-77.7 % arasında değişen SiO_2 'ye karşılık çizdirilen ana element değişim diyagramlarında yine lökogradit örnekleri yüksek SiO_2 (75.4-77.5 %) ve düşük TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 ve $\text{FeO}_{(t)}$ (%) içerikleriyle diğer örneklerden bariz bir şekilde ayrılmaktadır (Şekil 6). MgO , CaO ve $\text{FeO}_{(t)}$ 'in SiO_2 'ye karşı davranışlarına bakıldığında, Zr'a karşı iz elementlerin değişimlerinin işaret ettiği gibi granodiyorit ve mikrogranit arasında bir fraksiyonlaşma ilişkisi olduğu düşünülebilir (Şekil 6). Ancak TiO_2 ve P_2O_5 'nin SiO_2 'ye karşı davranışları incelendiğinde mikrogranit ve granodiyoritin birbirlerinden farklı eğilimler gösterdikleri saptanmıştır (Şekil 6).

Bu özellikler iz elementlerin SiO_2 'ye karşı davranışlarında da gözlenmektedir (Şekil 6). Lökogradit yüksek SiO_2 'ye içeriğine karşılık düşük Sr, Ba, Zr ve Nd içe-

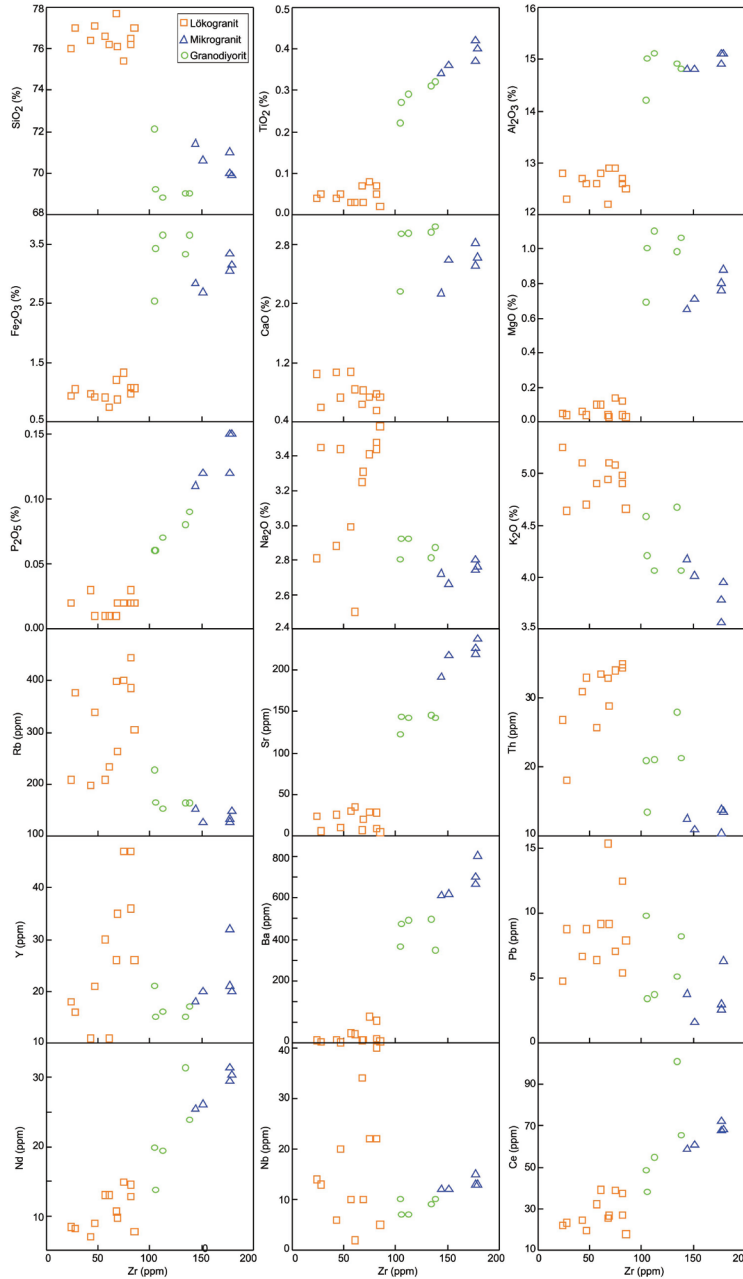


Şekil 3. (a) Granodiyoritten genel petrografik görünüm, (b) granidiyoritteki mikrogranüler amfibolce zengin anklav, (c) mikrogranitde iki mika (biotit-muskovit) birlikteliğini gösteren petrografik görünüm, (d) mikrogranitin son faz mikro-kuvarsların orta tanelerin arasında dağılımı, grafik dokulu büyümeler ve biyotit, (e) lökogranipte birincil muskovit, (f) lökogranipte biyotit ve grafik dokulu kuvars büyümeleri (hb: hornblend, plag: plajiyoklaz, orth: ortoklaz, qtz: kuvars, bio: biyotit, musc: muskovit).

Figure 3. (a) General petrographical view of granodiorite, (b) microgranular amphibole enriched enclave in granodiorite, (c) two mica (biotite-muscovite) assemblage in microgranite, (d) distribution of micro-quartz crystals among medium grained material in microgranite, (e) primary muscovite in leucogranite, (f) biotite and graphically growth quartz in leucogranite (hb: hornblende, plag: plagioclase, orth: orthoclase, qtz: quartz, bio: biotite, musc: muscovite).

riğiyle diğer kayalardan ayrılırken, Rb, Th, Y, Pb ve Nb elementlerinde geniş bir dağılım göstermektedir. Mikrogranit ve granodiyorit örneklerinin iz elementleri incelendiğinde ise Rb, Sr, Y bakımından kayaların kendi aralarında farklı kümelenmeler ve/veya Th, Ba,

Pb, Nd için farklı eğilimler gösterdikleri belirlenmiştir. Elementel değişim diyagramları bir bütün içinde değerlendirildiğinde mikrogranit ve granodiyoritin birbirlerinden farklı eğilimler gösterdikleri görülmektedir. Bunun yanısıra, lökograniit bölgedeki en son evre ka-

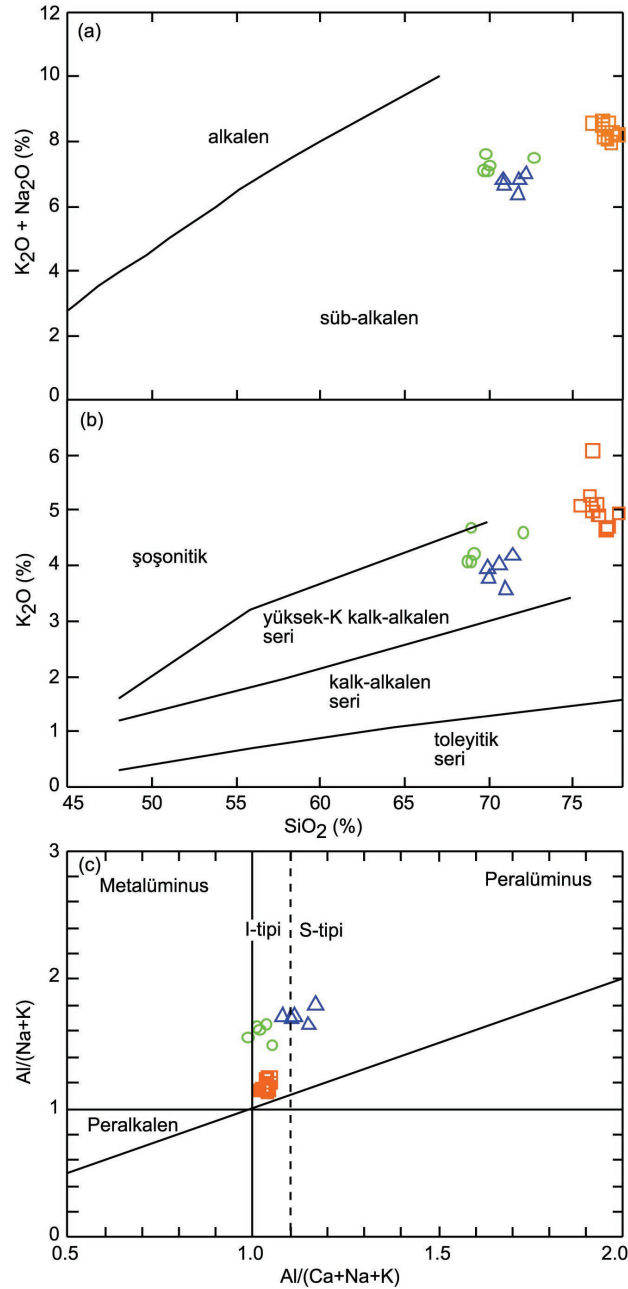


Şekil 4. Zr'ye karşılık element grafikleri.
Figure 4. Plots of elements against Zr.

yaçları temsil etmekte gibi görünmekle birlikte diğer granitlerden farklı bir alanda kümelenmesi ve diğer granitik örneklerle arasında bir boşluk olması nedeniyle diğer kayalarla olan genetik ilişkisini bu grafiklerle belirlemek mümkün görünmemektedir.

İlksel mantoya göre normalize edilmiş (Sun ve McDonough, 1989) çoklu-element dağılım grafiklerinde (Şekil 7a) tüm örneklerde (lökogranitte daha belirgin olmak üzere) negatif Ba, Nb, Sr, P, Eu ve Ti anoma-

lileri gözlenmektedir. Örnekler genel olarak büyük yarıçaplı litofil elementlerce (BİYLE) zengin, yüksek alan dayanımlı elementlerce (YADE) fakir eğilimler göstermektedir. Lökogranit diğer granitoidlere göre Ba, hafif NTE, Sr, P, Ti ve YADE'ce daha fakir, ağır NTE'ce daha zengin, BİYLE ve ağır NTE'ce de geniş dağılımlı desenler sunmaktadır (Şekil 7a). Mikrogranit ve granodiyorit benzer eğilimler ve zenginleşme/tüketilme düzeyleri göstermekle birlikte, mikrogranit



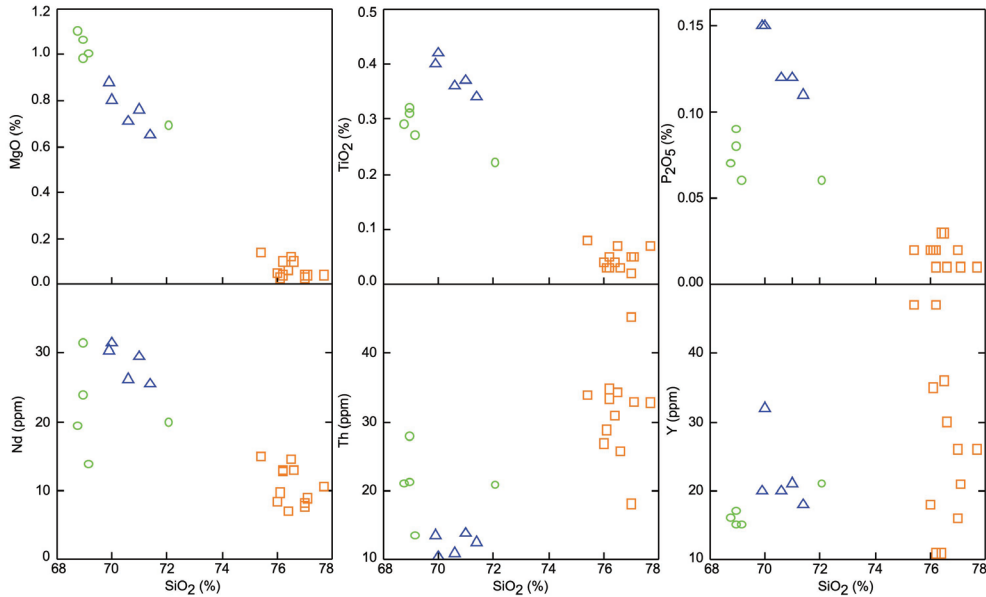
Şekil 5. (a) SiO_2 'ye karşılık Na_2O+K_2O grafiği (Irvine ve Baragar, 1971), (b) SiO_2 'ye karşılık K_2O grafiği (Peccherillo ve Taylor, 1976), (c) Molar $Al/(Ca+Na+K)$ karşılık molar $Al/(Na+K)$ grafiği (Shand (1943)'den sonra I-, S-tipi: Chappell ve White (1974); 1.1 sınırı: Maniar ve Piccoli (1989)) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 5. (a) Plot of Na_2O+K_2O against SiO_2 (Irvine ve Baragar, 1971), (b) Plot of K_2O against SiO_2 (Peccherillo ve Taylor, 1976), (c) Plot of mol $Al/(Na+K)$ against mol $Al/(Ca+Na+K)$ (I-, S-type: Chappell and White (1974); 1.1 limit: Maniar ve Piccoli (1989) after Shand, 1943) (see Figure 4 for symbols).

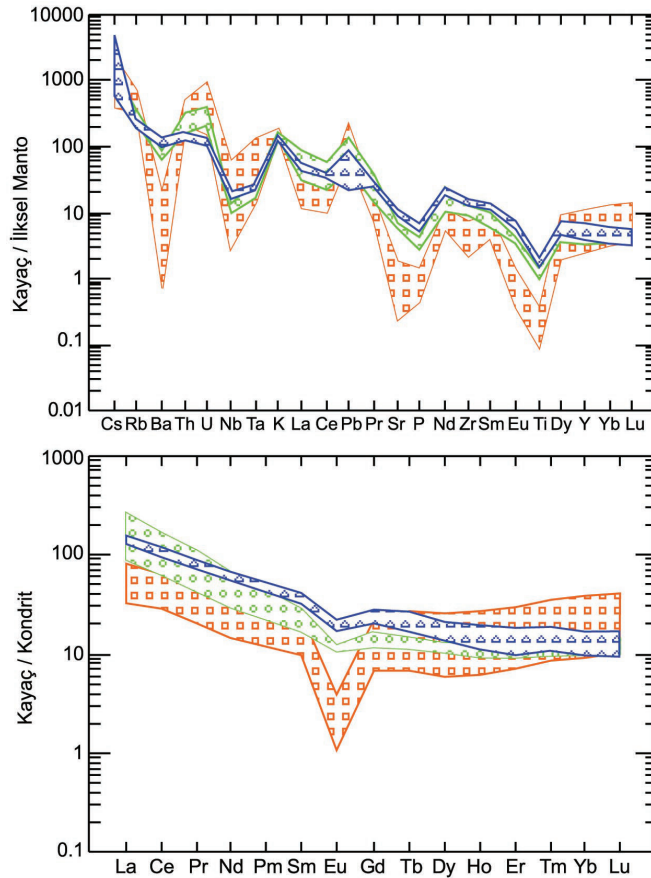
granodiyorite göre Ba, Sr, P'ca zengin, Th ve U'ca fakir gözükmemektedir (Şekil 7a).

Şekil 7b'de kondrite normalize edilmiş (Sun ve McDonough, 1989) NTE dağılım grafiği verilmektedir. Örneklerde genel olarak hafif NTE zenginleşmesi, ağır

NTE fakirleşmesi görülmektedir. Hafif NTE zenginleşmesi mikrogranit ($(La/Yb)_N=9.1-14.2$) ve granodiyoritte ($(La/Yb)_N=8.2-25.8$) lökogradite ($(La/Yb)_N=1.3-8.0$) göre daha fazladır. Lökogradit en belirgin Eu-negatif anomalisini gösterirken, granodiyorit de mikrogranite göre belirgin negatif Eu-anomalisi göstermektedir.



Şekil 6. SiO_2 'ya karşılık çizdirilen temsili ana ve iz element grafikleri (semboller için Şekil 4'e bakınız).
Figure 6. Plots of representative major oxides and trace elements against SiO_2 (see Figure 4 for symbols).



Şekil 7. (a) Çoklu-element dağılım grafiği, (b) nadir toprak elementleri dağılım grafiği (normalizasyon için ilksel manto ve kondrit değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır) (semboller için Şekil 4'e bakınız).
Figure 7. (a) Multi-element variation diagram, (b) rare earth element variation diagram (primitive mantle and chondrite normalization values from Sun and McDonough (1989)) (see Figure 4 for symbols).

MİNERAL KİMYASI

EMB granodiyorit, lökogradit ve mikrograditini temsil eden örneklerin ana (amfibol, biyotit, feldispat) ve oksit minerallerinden mineral kimyası analizleri yapılmış ve temsili analiz verileri Çizelge 2-4'te verilmiştir. Oksit kristallerinden yapılan analizler tüm kayalarda saf manyetiti vermiştir.

Amfibol

Sadece anklavca zengin granodiyoritte bulunan amfibollerde oksit % toplamları 96.9-99.3 arasında değişmektedir (Çizelge 2). $FeO_{(t)}$ 'den ferrik ve ferrus demirin hesaplanması Droop (1987) metodu (stokiyometrik yöntem) kullanılarak yapılmıştır. Optik özellikleriyle amfibollerin kalsik tipte oldukları belirlendikten sonra, katyonlar $13eCNK$ alt-toplamı (Ca, Na, K hariç katyon toplamının 13 olması) kuralıyla 23 oksijene göre hesaplanmış ve 15.07- 15.71 arasında değişen katyon toplamı bulunmuştur. Mineral formülü Leake vd. (1997)'ne göre hesaplanmıştır.

Granodiyorit amfibollerinin $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ değerleri 0.46-0.77 arasındadır. Leake vd. (1997) tarafından yapılan isimlendirmeye göre, amfibollerin tümü $Ca_B \geq 1.5$ fbb (formül birim başı), $Si=6.5-7.0$ fbb, $(Na+K)_A < 0.5$ fbb, ve $Ca_A < 0.5$ fbb değerleriyle petrografik gözlemleri destekler şekilde kalsik amfibol içerindedir. Kısmen düşük $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ değerleri ile ferro-hornblend alanına düşen 4 nokta dışındaki amfibol analizleri magneziyo-hornblend bileşimini vermektedir (Şekil 8). İsimlendirme diyagramında (Şekil 8) amfibol verileri farklı dağılım ve eğilimleriyle iki grupta (Grup1: geniş Mg ve Si aralığı, Grup2: dar Mg ve Si aralığı) toplanmışlardır.

Edenitik ve çermakitik yer değişim mekanizmalarının baskın olduğu bu amfiboller geniş bileşimsel dağılım göstermektedirler ve özellikle $Fe^{(t)}$ ile Mg (fbb) içerikleriyle bahsi geçen iki grubu oluşturmaktadırlar. Bu farklılaşma özellikle C-odacığindeki Ti ve Fe^{+2} 'nin Mg ile yer değişim mekanizmalarında oldukça belirgindir (Şekil 9a,b). Şekil 9'da görüldüğü üzere Mg artışı ile Fe^{+2} birbirine paralel iki farklı grupta (Grup1 ve Grup2) azalım gösteren değişim eğrileri ile tanımlanmaktadırlar. Bununla birlikte, Mg-Ti değişim diyagramında az da olsa çakışan Grup1 ve Grup2'nin davranışlarına bakıldığında Grup2 artan Mg'a karşı azalan Ti içeriği gösterirken Grup1 pek fazla değişkenlik göstermemektedir. Bu grafiklerde ayrıntılan ve farklı davranış gösteren gruplar T-odacığindeki

$Al^{(4)}$ ile C-odacığindeki Ti'nin A-odacığindeki Na+K ya karşı dağılım grafiklerinde çakışma göstermekte ve aynı farklılaşmayı vermemektedir (Şekil 9c,d). Diğer yandan, granodiyoritte iki grup amfibolün varlığını en iyi A-odacığindeki K ve Na, T-odacığindeki $Al^{(4)}$, C-odacığindeki Fe^{+2} ve özellikle de Ti'nin $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı dağılımı vermektedir (Şekil 10). T-odacığindeki Al ($Al^{(4)}$) artışıyla A-odacığindeki K artmakta ve iki grup amfibolün varlığı yine kendini göstermektedir (Şekil 10g). Bu elementlerin birbirine karşı davranışları amfibollerin dengede oldukları magmanın karakteri hakkında bilgi vermektedir (Ridolfi ve Renzulli, 2012), buna göre bu çalışmadaki amfiboller kalk-alkalen granodiyoritik magmanın ürünleri olarak değerlendirilmiştir (Şekil 10g).

Biyotit

EMB granitoidlerini temsil eden ve analizi yapılan örneklerin tümünde biyotit ana mineral olarak bulunmaktadır. Biyotitin katyon değerlikleri 22 oksijene göre hesaplanmıştır (Çizelge 3).

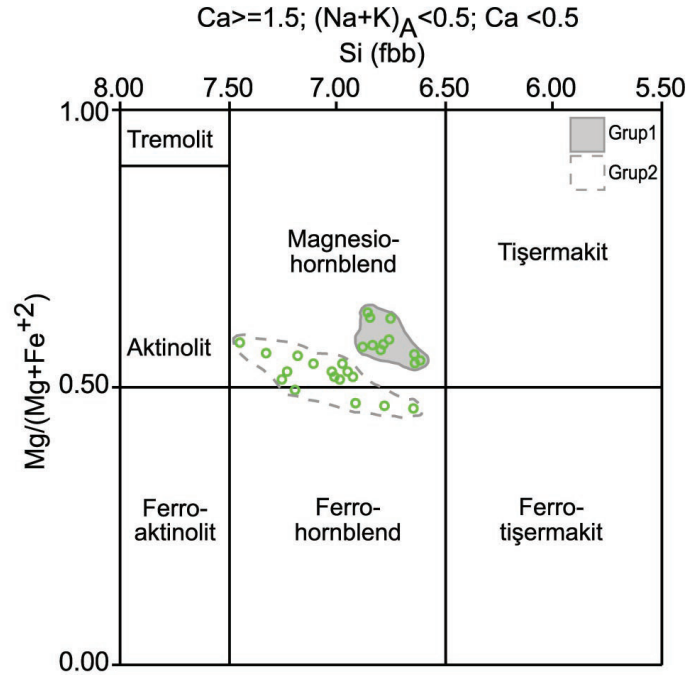
Granodiyorit, mikrogradit ve lökograditteki biyotitlerin $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ (=Fe#) değerleri 0.45-0.61 arasında değişkenlik göstermektedir. Biyotit kristallerinin T-odacığindeki Al ($Al^{(4)}$) içeriği granodiyorit için 2.42-2.54 fbb ve lökogradit için 2.42-2.50 fbb arasında olmak üzere dar bir aralıkta değişim gösterirken mikrogradit için 2.60-2.88 olmak üzere geniş bir aralıkta değişim göstermektedir. $Al^{(4)}$ -Fe# değişimine dayalı anit-siderofilit-filogopit-estonit isimlendirme dörtgeninde granodiyorit biyotitleri amfiboller gibi iki grup oluşturmaktadır. Buna göre, amfibolde olduğu gibi Mg içeriklerindeki farklılık nedeniyle bir grup mikanın (Grup1) tamamı biyotit alanına düşerken diğer grup (Grup2) biyotit alanından filogopit alanına geçiş göstermektedir (Şekil 11a). Mikrogradit ve lökograditteki biyotitler ise biyotit alanına düşmektedir. Trioktahedral mika sınıflamasında kullanılan $Mg-(Al^{(iv)}+Fe^{3+}+Ti)-(Fe^{+2}+Mn)$ üçgen diyagramında ise bir önceki sınıflamaya göre biyotit alanına düşen granodiyorit, lökogradit, mikrograditteki biyotitleri Fe-biyotit bileşimini işaret ederken granodiyoritteki filogopite geçiş gösteren mikalar (Grup1) Mg-biyotit alanına düşmektedir (Şekil 11b).

Granodiyorit biyotitinin iki grubunda Mg (fbb) içeriği mikrogradit ve lökogradittekilere göre daha yüksek olup bu çalışmada diğer elementlerin Mg'ye karşı davranışları incelenmiştir (Şekil 12). Mg'si yüksek olan granodiyorit mikası ile lökograditin Si içerikleri

Çizelge 2. Amfibollerden temsili elektron mikroprob analiz verileri (G: granodiyorit).
Table 2. Representative electron microprobe data for amphibole (G: granodiorite).

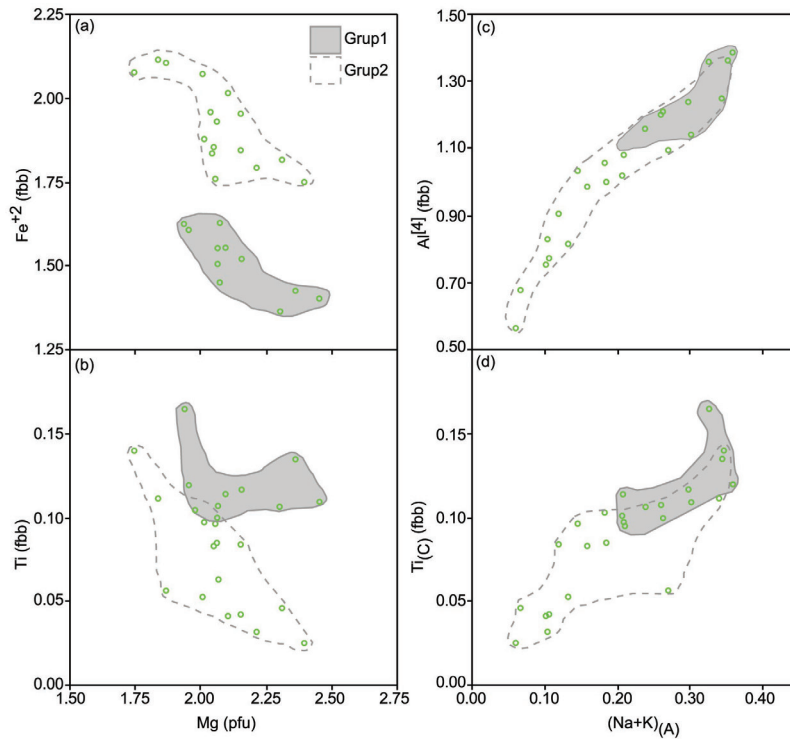
| Örnek No | SK-1 | SK-1 | SK-1 | SK-1 | SK-1 | SK-1 | SK-4 | SK-4 | SK-4 | SK-4 | SK-4 |
|---|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Analiz No | 8 | 20 | 28 | 34 | 44 | 69 | 157 | 161 | 178 | 182 | 197 |
| Granitoyid (%) | G | G | G | G | G | G | G | G | G | G | G |
| SiO ₂ | 47.40 | 44.95 | 47.94 | 45.20 | 48.89 | 49.99 | 46.77 | 45.39 | 45.25 | 46.06 | 45.87 |
| TiO ₂ | 0.76 | 0.98 | 0.75 | 0.57 | 0.37 | 0.42 | 0.99 | 1.04 | 0.88 | 1.01 | 0.96 |
| Al ₂ O ₃ | 6.66 | 8.28 | 5.56 | 8.91 | 4.89 | 4.46 | 6.87 | 7.31 | 7.01 | 6.90 | 6.99 |
| FeO _(t) | 21.01 | 21.45 | 20.97 | 21.67 | 21.33 | 20.02 | 17.94 | 19.52 | 19.98 | 19.29 | 20.28 |
| MnO | 0.67 | 0.73 | 0.72 | 0.69 | 0.68 | 0.70 | 1.54 | 1.98 | 2.38 | 2.21 | 2.29 |
| MgO | 9.39 | 8.19 | 9.78 | 9.50 | 9.78 | 10.60 | 11.22 | 9.70 | 9.24 | 9.42 | 9.35 |
| CaO | 11.33 | 11.26 | 11.19 | 8.99 | 11.44 | 11.44 | 10.90 | 10.59 | 10.39 | 10.49 | 10.60 |
| Na ₂ O | 0.94 | 1.16 | 0.86 | 0.66 | 0.74 | 0.61 | 1.59 | 1.58 | 1.58 | 1.39 | 1.53 |
| K ₂ O | 0.65 | 0.95 | 0.52 | 0.67 | 0.43 | 0.37 | 0.74 | 0.79 | 0.69 | 0.66 | 0.73 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.03 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.04 | 0.01 |
| F | 0.04 | 0.03 | 0.11 | 0.00 | 0.07 | 0.08 | 0.76 | 0.65 | 0.63 | 0.47 | 0.66 |
| Toplam | 98.94 | 97.99 | 98.45 | 96.89 | 98.62 | 98.76 | 99.32 | 98.58 | 98.03 | 97.94 | 99.30 |
| 23 oksijene göre hesaplanan katyon değerleri | | | | | | | | | | | |
| Si | 7.00 | 6.78 | 7.10 | 6.60 | 7.23 | 7.32 | 6.86 | 6.76 | 6.79 | 6.88 | 6.80 |
| Ti | 0.08 | 0.11 | 0.08 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.11 | 0.12 | 0.10 | 0.11 | 0.11 |
| Al | 1.16 | 1.47 | 0.97 | 1.53 | 0.85 | 0.77 | 1.19 | 1.28 | 1.24 | 1.21 | 1.22 |
| Fe ⁺³ | 0.67 | 0.59 | 0.75 | 2.02 | 0.68 | 0.64 | 0.80 | 0.91 | 1.00 | 0.86 | 0.96 |
| Fe ⁺² | 1.93 | 2.11 | 1.84 | 0.63 | 1.95 | 1.81 | 1.40 | 1.52 | 1.51 | 1.56 | 1.55 |
| Mn | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.09 | 0.19 | 0.25 | 0.30 | 0.28 | 0.29 |
| Mg | 2.07 | 1.84 | 2.16 | 2.07 | 2.16 | 2.32 | 2.45 | 2.15 | 2.07 | 2.10 | 2.07 |
| Ca | 1.79 | 1.82 | 1.77 | 1.41 | 1.81 | 1.80 | 1.71 | 1.69 | 1.67 | 1.68 | 1.68 |
| Na | 0.27 | 0.34 | 0.25 | 0.19 | 0.21 | 0.17 | 0.45 | 0.46 | 0.46 | 0.40 | 0.44 |
| K | 0.12 | 0.18 | 0.10 | 0.12 | 0.08 | 0.07 | 0.14 | 0.15 | 0.13 | 0.13 | 0.14 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| P | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| F | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.04 | 0.06 |
| Toplam | 15.18 | 15.33 | 15.12 | 14.71 | 15.10 | 15.05 | 15.36 | 15.35 | 15.33 | 15.25 | 15.32 |
| 13eCNK* | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 |
| Mg/(Mg+ Fe⁺²) | 0.52 | 0.47 | 0.54 | 0.77 | 0.53 | 0.56 | 0.64 | 0.59 | 0.58 | 0.57 | 0.57 |

*Amfibolde Ca, Na, K hariç katyon toplamının 13 olması



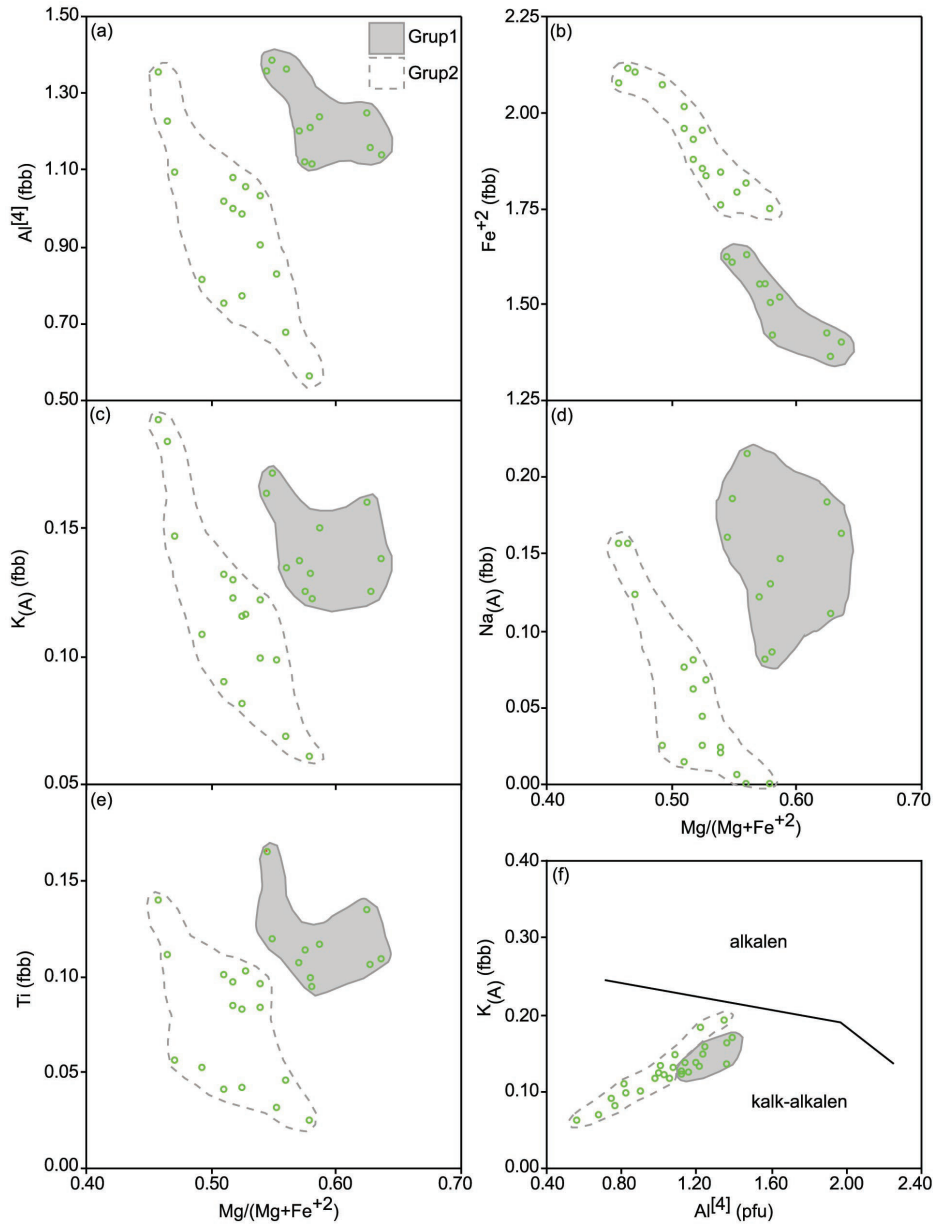
Şekil 8. Granodiyoritte bulunan kalsik amfibollerin Leake vd. (1997)'nin isimlendirmesine göre sınıflaması (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 8. Naming of calcic amphiboles in granodiorite using nomenclature of Leake et al. (1997) (see Figure 4 for symbols).



Şekil 9. Granodiyoritte bulunan kalsik amfibollerin (a, b) C-odaciğındaki Fe^{+2} ve Ti elementlerinin Mg'a karşı davranışları, (c, d) Al^{IV} ve Ti'nin $(Na+K)_A$ 'ya karşı değişimleri (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 9. (a, b) Plots of Fe^{+2} and Ti of C-site against Mg, (c, d) plots of Al^{IV} and Ti against $(Na+K)_A$ for calcic amphiboles in granodiorite (see Figure 4 for symbols).



Şekil 10. Granodiyoritte bulunan amfibollerdeki (a-e) katyonların $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı değişimleri, (f) $K_{(A)}$ 'nın $Al^{[4]}$ 'e karşı davranımı ve granodioritin kalk-alkalen karakteri (kalk-alkalen, alkalen alanları Ridolfi ve Renzulli (2012)'den alınmıştır) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 10. For amphiboles of granodiorite (a-e) plots of cations against $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, (f) plot of $K_{(A)}$ against $Al^{[4]}$ and calc-alkaline character of granodiorite (fields of calc-alkaline and alkaline from Ridolfi and Renzulli (2012)) (see Figure 4 for symbols).

mikrogranite göre yüksek iken $Al^{(t)}$ değerleri düşüktür. $Fe^{(t)}$ içerikleri granodiyoritin kendi içinde Mg artıkça azalan bir eğilim gösterirken lökogradit ve mikrogranite ait biyotitlerin yüksek $Fe^{(t)}$ içerikleriyle bu doğrultudan farklı bir alanda oldukları ve örtüşükleri gözlenmektedir. Artan Mg'ye karşı Ti değerleri granodiyorit için çok hafif düşen bir eğilim göstermekle birlikte di-

ğer kayalar için dar Mg aralığında geniş Ti değişimi gözlenmektedir. Lökogradit Mn içeriğinden oldukça yüksektir. Granodiyorit için artan Mg'ye karşı Mn'de artmakla birlikte mikrogranit hemen hemen sabit değerler göstermektedir. Granodiyorit ve lökogradit Na içerikleri örtüşürken mikrogranitinkinden oldukça fazladır. K içerikleri tüm ka-

Çizelge 3. Biotitlerden temsili elektron mikroprob analiz verileri (M: Mikrogranit; G: Granodiyorit; L: Lökogranit).
Table 3. Representative electron microprobe data for biotite (M: Microgranite; G: Granodiorite; L: Leucogranite).

| Örnek No | SK-6 | SK-6 | SK-6 | SK-6 | SK-1 | SK-1 | SK-4 | SK-4 | SK-4 | SK-3 | SK-3 |
|---|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Analiz No | 114 | 133 | 140 | 152 | 12 | 66 | 156 | 171 | 194 | 92 | 93 |
| Granotoyid (%) | M | M | M | M | G | G | G | G | G | L | L |
| SiO ₂ | 35.82 | 34.71 | 35.07 | 34.84 | 36.30 | 35.26 | 36.93 | 36.53 | 36.79 | 36.40 | 36.02 |
| TiO ₂ | 2.77 | 2.99 | 2.78 | 3.19 | 3.24 | 3.07 | 3.29 | 3.18 | 3.58 | 2.75 | 2.92 |
| Al ₂ O ₃ | 19.11 | 17.97 | 18.51 | 18.10 | 14.11 | 14.37 | 13.55 | 13.12 | 13.44 | 14.16 | 13.78 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 |
| FeO _(t) | 21.52 | 23.27 | 23.21 | 22.87 | 25.33 | 24.72 | 20.38 | 21.68 | 21.15 | 23.88 | 24.22 |
| MnO | 0.26 | 0.30 | 0.33 | 0.31 | 0.52 | 0.31 | 1.12 | 1.43 | 1.55 | 2.31 | 2.72 |
| MgO | 7.00 | 7.44 | 7.26 | 7.35 | 8.74 | 8.76 | 11.25 | 10.50 | 10.05 | 6.94 | 7.11 |
| CaO | 0.06 | 0.00 | 0.04 | 0.07 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.06 | 0.03 |
| Na ₂ O | 0.11 | 0.15 | 0.12 | 0.12 | 0.06 | 0.05 | 0.10 | 0.06 | 0.08 | 0.05 | 0.08 |
| K ₂ O | 9.29 | 9.61 | 9.55 | 9.36 | 9.30 | 8.26 | 9.54 | 9.54 | 9.38 | 8.38 | 9.04 |
| BaO | 0.41 | 0.08 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.10 | 0.10 | 0.09 | 0.05 | 0.01 | 0.23 |
| NiO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 |
| F | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.19 | 0.23 | 1.40 | 1.27 | 1.32 | 1.52 | 1.61 |
| Cl | 0.18 | 0.09 | 0.14 | 0.12 | 0.28 | 0.36 | 0.09 | 0.15 | 0.24 | 0.10 | 0.09 |
| Toplam | 96.53 | 96.65 | 97.07 | 96.35 | 98.11 | 95.54 | 97.77 | 97.56 | 97.67 | 96.58 | 97.88 |
| 22 oksijene göre hesaplanan katyon değerleri | | | | | | | | | | | |
| Si | 5.40 | 5.29 | 5.31 | 5.31 | 5.50 | 5.46 | 5.52 | 5.52 | 5.53 | 5.58 | 5.50 |
| Ti | 0.31 | 0.34 | 0.32 | 0.37 | 0.37 | 0.36 | 0.37 | 0.36 | 0.40 | 0.32 | 0.34 |
| Al | 3.40 | 3.23 | 3.30 | 3.25 | 2.52 | 2.62 | 2.39 | 2.34 | 2.38 | 2.56 | 2.48 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ⁺³ | 0.49 | 0.53 | 0.53 | 0.52 | 0.58 | 0.58 | 0.46 | 0.49 | 0.48 | 0.55 | 0.56 |
| Fe ⁺² | 2.17 | 2.37 | 2.35 | 2.33 | 2.57 | 2.56 | 2.04 | 2.19 | 2.13 | 2.45 | 2.48 |
| Mn | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.07 | 0.04 | 0.14 | 0.18 | 0.20 | 0.30 | 0.35 |
| Mg | 1.57 | 1.69 | 1.64 | 1.67 | 1.97 | 2.02 | 2.51 | 2.37 | 2.25 | 1.59 | 1.62 |
| Ca | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Na | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 |
| K | 1.79 | 1.87 | 1.84 | 1.82 | 1.80 | 1.63 | 1.82 | 1.84 | 1.80 | 1.64 | 1.76 |
| Ba | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Ni | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Sr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| F | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.11 | 0.66 | 0.61 | 0.63 | 0.73 | 0.78 |
| Cl | 0.05 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.07 | 0.09 | 0.02 | 0.04 | 0.06 | 0.02 | 0.02 |
| Toplam | 15.27 | 15.44 | 15.42 | 15.38 | 15.56 | 15.50 | 15.97 | 15.97 | 15.88 | 15.76 | 15.92 |
| Mg/(Mg+ Fe⁺²) | 0.42 | 0.42 | 0.41 | 0.42 | 0.43 | 0.44 | 0.55 | 0.52 | 0.51 | 0.39 | 0.40 |

Çizelge 4. Feldispatlardan temsili elektron mikroprob analiz verileri (M: Mikrogranit; G: Granodiyorit; L: Lökogranit).
Table 4. Representative electron microprobe data for feldspar (M: Microgranite; G: Granodiorite; L: Leucogranite).

| Örnek No Analiz No Granitoid (%) | SK-6 105 M | SK-6 125 M | SK-6 148 M | SK-1 10 G | SK-1 22 G | SK-4 163 G | SK-4 169 G | SK-4 184 G | SK-3 73 L | SK-3 74 L | SK-3 89 L |
|--|------------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|------------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| SiO ₂ | 56.00 | 59.84 | 65.08 | 62.25 | 65.48 | 65.22 | 64.16 | 64.69 | 65.04 | 67.95 | 65.89 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 27.73 | 24.57 | 18.24 | 24.13 | 18.46 | 18.16 | 22.58 | 18.15 | 18.09 | 20.03 | 21.22 |
| MgO | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 |
| CaO | 9.80 | 6.27 | 0.02 | 5.70 | 0.05 | 0.05 | 3.88 | 0.00 | 0.00 | 1.03 | 2.50 |
| MnO | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| FeO _(t) | 0.05 | 0.00 | 0.03 | 0.10 | 0.24 | 0.07 | 0.32 | 0.07 | 0.09 | 0.03 | 0.07 |
| BaO | 0.00 | 0.01 | 0.13 | 0.00 | 0.34 | 0.05 | 0.02 | 0.06 | 0.01 | 0.07 | 0.00 |
| Na ₂ O | 5.98 | 7.92 | 1.14 | 8.53 | 1.17 | 0.83 | 9.28 | 0.53 | 0.34 | 11.17 | 10.25 |
| K ₂ O | 0.15 | 0.12 | 15.22 | 0.12 | 15.28 | 15.66 | 0.36 | 16.16 | 16.47 | 0.16 | 0.31 |
| Toplam | 99.74 | 98.77 | 99.86 | 100.9 | 101.1 | 100.1 | 100.6 | 99.67 | 100.1 | 100.5 | 100.3 |
| 8 oksijene göre hesaplanan katyon değerleri | | | | | | | | | | | |
| Si | 2.52 | 2.70 | 3.00 | 2.74 | 3.00 | 3.01 | 2.82 | 3.00 | 3.01 | 2.96 | 2.89 |
| Ti | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Al | 1.47 | 1.30 | 0.99 | 1.25 | 0.99 | 0.99 | 1.17 | 0.99 | 0.99 | 1.03 | 1.10 |
| Mg | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ca | 0.47 | 0.30 | 0.00 | 0.27 | 0.00 | 0.00 | 0.18 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.12 |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ba | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Na | 0.52 | 0.69 | 0.10 | 0.73 | 0.10 | 0.07 | 0.79 | 0.05 | 0.03 | 0.94 | 0.87 |
| K | 0.01 | 0.01 | 0.90 | 0.01 | 0.89 | 0.92 | 0.02 | 0.96 | 0.97 | 0.01 | 0.02 |
| Toplam | 4.99 | 5.00 | 4.99 | 5.00 | 5.00 | 4.99 | 4.99 | 5.00 | 5.00 | 4.99 | 5.00 |

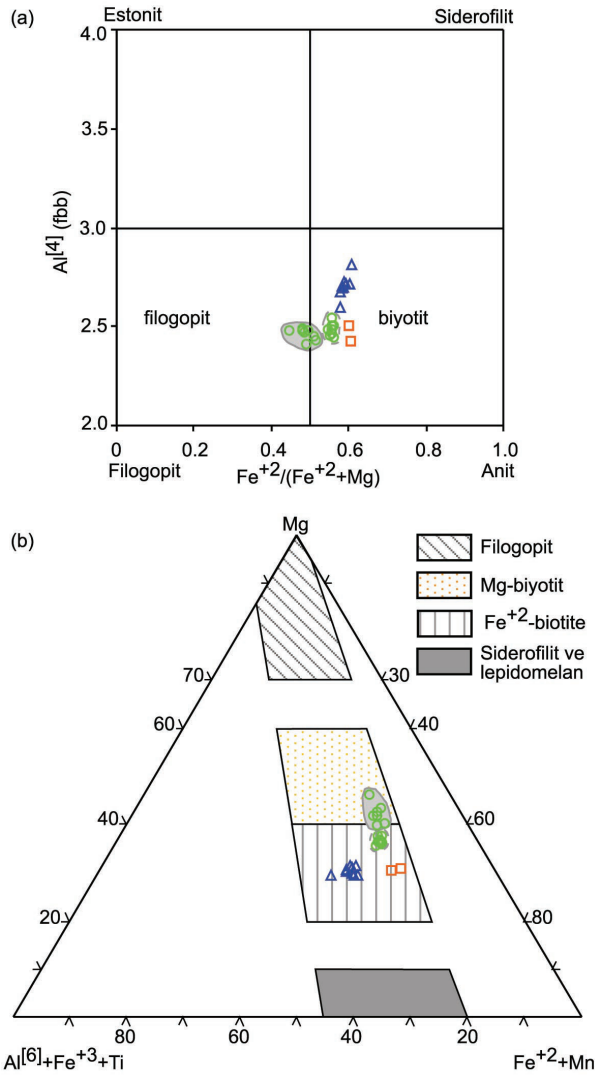
yaçlarda hemen hemen örtüşmektedir. Elementlerin tümü özellikle de Fe^(t) ve Mn içerikleri granodiyoritte Grup1 ve Grup2 olmak üzere amfiboldeki gibi iki biyotit grubunun olduğunu desteklemektedir.

Biyotit kimyası, Abdel-Fattah (1994, 1996) sınıflamasına göre çalışma kapsamındaki granodiyorit ve lökogranitin kalk-alkalen, mikrogranitin ise peralüminalı karaktere sahip olduğuna işaret etmiştir (Şekil 13).

Feldispat

Kayaçalarda alkali-feldispat ve plajiyoklaz olmak üzere feldispatın her iki tipi de bulunmaktadır ki bunlar-

dan çok sayıda EPMA analizi yapılmıştır. Alkali-feldispat kompozisyonu tüm örneklerde Or₈₅₋₉₈ gibi dar bir aralıkta iken plajiyoklaz bileşimleri farklılık göstermektedir (Şekil 14). Plajiyoklaz bileşimi granodiyoritte An₁₅₋₄₉ ile oligoklazdan andezine, lökogranitte An₁₋₁₇ ile albitten oligoklaza ve mikrogranitte An₁₇₋₆₂ ile albitten labrodorite değişiklik göstermekte olup oligoklaz tüm örneklerde tanımlanmıştır. Lökogranitte plajiyoklaz bileşimi albitten oligoklaza yayılım göstermekle birlikte albit bileşimi baskındır. Granodiyorit plajiyoklazları da mafik minerallerde belirlenen gruplaşma gibi iki grup oluşturmaktadır (Şekil 14). Bir grup oligoklaz diğer grup ise andezin vermekte ve



Şekil 11. Mikaların isimlendirilmesi (a) çermakit ve Mg-Fe²⁺ yer değişimine dayalı Al^[4]-Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) sınıflaması (Deer vd. (1980)'den Rieder vd. (1998) sonra), (b) Mg-(Fe²⁺+Mn)-(Al^[6]+Fe³⁺+Ti) sınıflaması (Foster, 1960) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

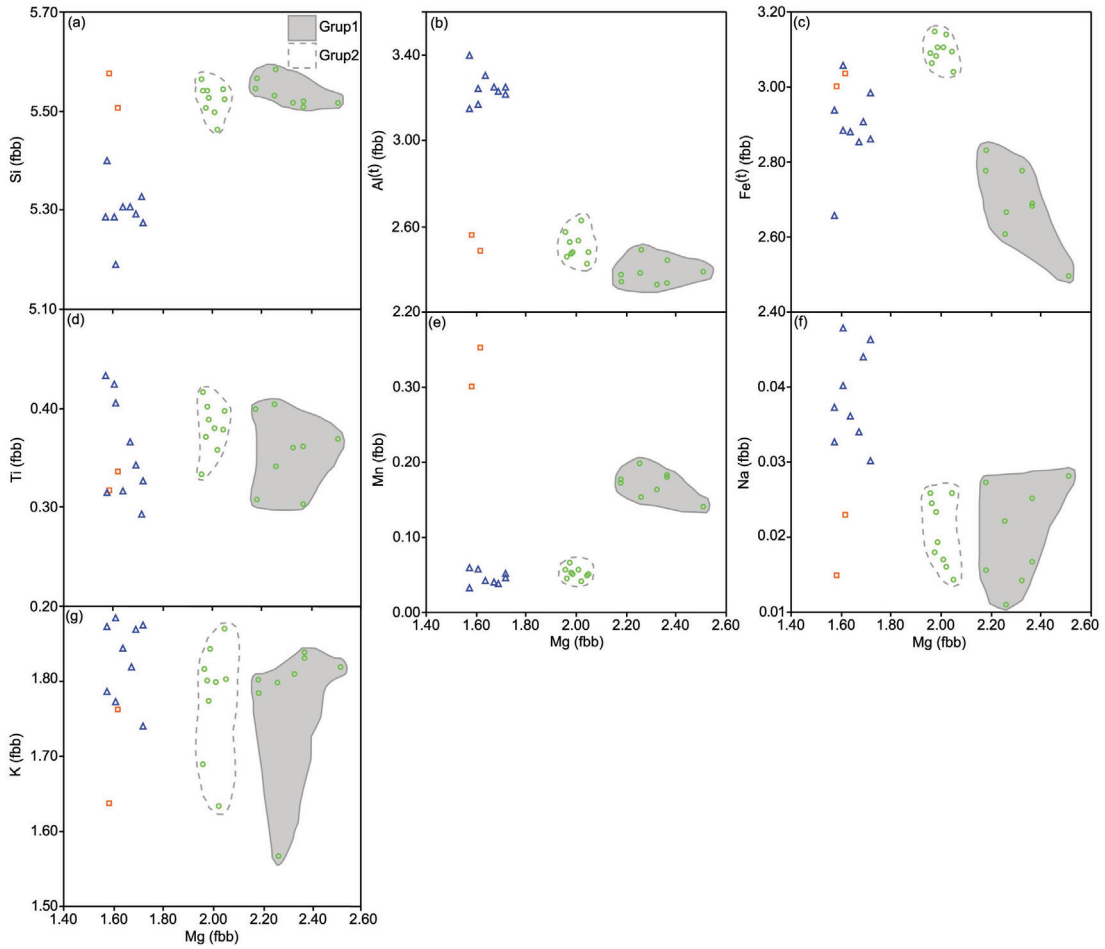
Figure 11. Mica nomenclature (a) tchermakite and Mg-Fe²⁺ substitution based Al^[4]-Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) classification (Rieder et al. (1998) after Deer et al., 1980). (b) Mg-(Fe²⁺+Mn)-(Al^[6]+Fe³⁺+Ti) classification (Foster, 1960) (see Figure 4 for symbols).

arada kompozisyonel boşluk bulunmaktadır. Oligoklaz göreceli düşük Mg'li mafik minerallerle, andezin ise göreceli yüksek Mg'li mafik fazlarla dengededir.

FİZİKOKİMYASAL KOŞULLAR

Kayaç oluşturan mineral toplulukları ve minerallerin kimyasal içerikleri, magmatik kayacı oluşturan ergiyiğin jeokimyasal özellikleri ve kristallenme koşullarıyla yakından ilgilidir (Abbott, 1985). Bu nedenle magma kristallenmesi sırasında etken olan basınç, sıcaklık

ve oksijen fugasitesi gibi fizikokimyasal parametrelerin belirlenmesinde belli mineral ve mineral topluluklarının kullanılması kaçınılmazdır. Ancak, granitoidlerde termobarometrik hesaplamalara uygun mineral topluluklarının sınırlı olması basınç ve sıcaklık koşullarının belirlenmesini zorlaştırmaktadır. Bunun yanısıra, sub-solidus soğuma sırasında minerallerin içerikleri kolayca etkilenip değişebilir. Bu nedenle sokulum kayaçlarındaki mineral denge koşullarının incelenmesinde dikkatli olunması gereklidir. Solidus koşulları veren termobarometrenin bulunabilmesi



Şekil 12. Biyotitte katyonların Mg (fb)'a karşı davranışları (semboller için Şekil 4'e bakınız).
 Figure 12. Plots of cations against Mg (pfu) for biotite (see Figure 4 for symbols).

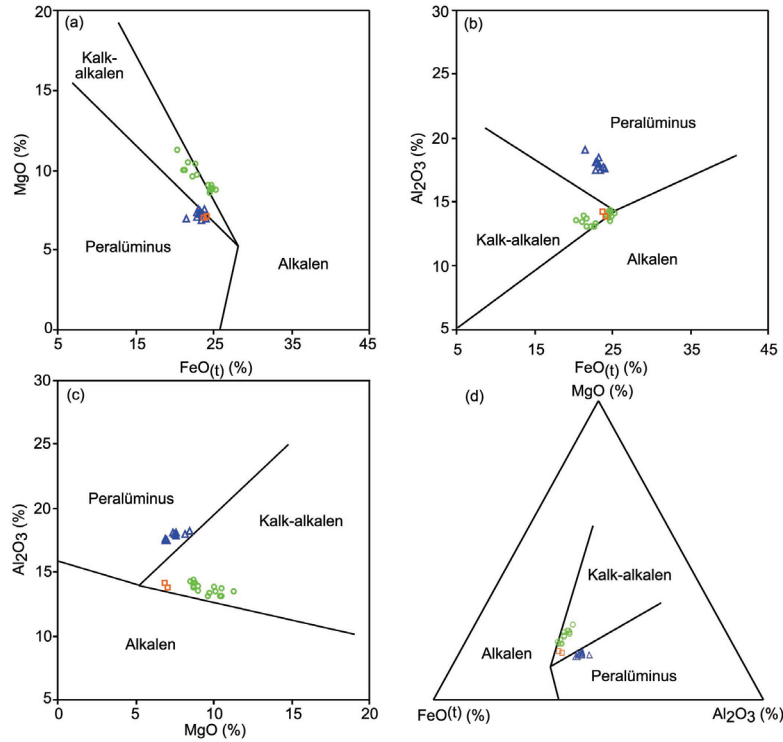
kolay değildir. Magma kristallenme sıcaklığını belirlemek için farklı termometreleri kullanarak deneme yapmak en uygunudur ki likudustan sub-solidusa sıcaklık ve basınç belirlenmesi yapılabilir.

Granitoidlerdeki mineral ve mineral toplulukları (hornblend, biyotit, plajiyoklaz, K-feldispat, kuvars, titanit, Fe-Ti oksitler) baz alınarak çeşitli termobarometrik eşitlikler hazırlanmıştır. Hornblend-Al^(IV) barometresi (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister vd., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidh, 1992; Anderson ve Smith, 1995), hornblend-plajiyoklaz (Holland ve Blundy, 1994) ve hornblend-Ti (Anderson, 1996) termometreleri granitoidlerdeki mineral dengeleri tartışılarak hazırlandığından en uygun sonuçları vermektedirler. Birçok granitoid için hornblend-Al barometresiyle bulunan basınç değerlerinin jeolojik özellikler ve eş-sokulum metamorfiklerden elde edilen basınçla uyumlu oldukları belirlenmiştir (Ague,

1997; Barnes ve Prestwik, 2000; Moazzen ve Drop, 2004). Magmanın oksidasyonu da mineral toplulukları ve mineral kimyası (ör., titanit + manyetit + kuvars birlikteliği: Wones (1989) ile bulunabilir. Granitik magmanın yavaş soğuması ilmenit kusmasına ve dolayısıyla manyetitin Ti içeriğince fakirleşmesine neden olacağından (Haggerty, 1976) magmaların orijinal oksijen fugasitesinin belirlenmesi mümkün değildir ancak göreceli yaklaşımlar ve hesaplamalar mümkündür (Haggerty, 1976; Wones, 1989; Anderson ve Smith, 1995; Kemp, 2004).

Oksijen Fugasitesi (fO_2)

Ekecikdağ granitoidinde belirlenen tek oksit mineralinin özşekilli saf manyetit (Ti-fakir) olması orijinal oksijen fugasitesinin belirlenmesini mümkün kılmaktadır. Ancak, granitik kayalarda özşekilli manyetit erken faz kristallenme ürünü olması magmanın



Şekil 13. Biotitlerin kristallendikleri sistem(ler)in jeokimyasal özelliğini gösteren oksit dağılım diyagramlarındaki yerleri (kalk-alkalen, alkalen ve peralkalen alanlar Abdel-Fattah (1994, 1996)'dan alınmıştır) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

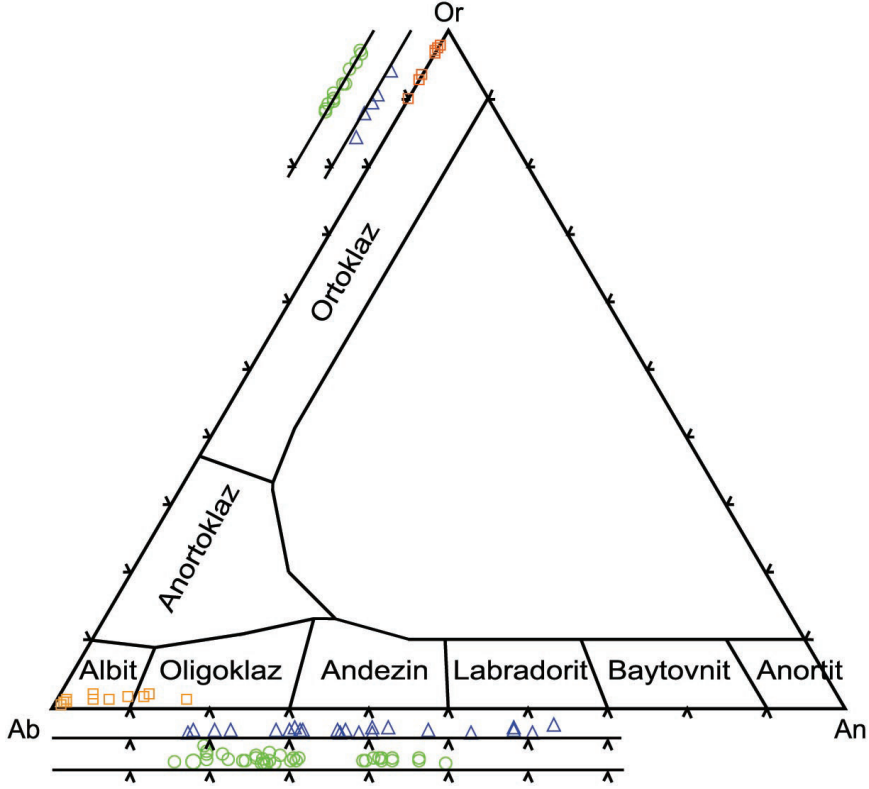
Figure 13. Oxide plots of biotites showing chemical character of magmas from which they are crystallized (calc-alkaline, alkaline and peralkaline fields from Abdel-Fattah (1994, 1996)) (see Figure 4 for symbols).

kısmen yüksek oksijen fugasitesine sahip olduğuna işaret eder (Enami vd., 1993). Bununla birlikte, Ekecikdağ granodiyoritindeki titanit-manyetit-kuvars birlikteliği baz alınarak Wones (1989)'un sıcaklık-basınç kontrollü nicel oksijen fugasitesi metodu kullanılarak -20 ve -15 değerleriyle HM (hematit-manyetit) ve FMQ (fayalit-manyetit-kuvars) tamponları arasında yüksek oksijen fugasitesi bulunmuştur (Şekil 15a). Bu hesaplamada granodiyorit için sırasıyla Holland ve Blundy (1994) ve Anderson (1996) metodlarıyla belirlenen sıcaklık ve basınç değerleri kullanılmıştır. Ancak, mikrogranit ve lökogramit için uygun mineral topluluğu bulunmadığından bu metodu uygulamak mümkün olmamıştır. Bu nedenle farklı yaklaşımlar da düşünülmüştür. Örneğin, magmanın oksidasyon durumunu en iyi gösteren minerallerden biri de biyotittir (Wones ve Eugster, 1965) ve incelenen tüm kayaç tiplerinde bulunmaktadır. Bu çalışmadaki granodiyorit dahil lökogramit ve mikrogranitte bulunan biyotitlerin kimyaları Wones ve Eugster'in (1965) göreceli olarak belirlediği NNO-HM tamponları arasında kalarak (Şekil 15b) yüksek fO_2 'ye işaret etmektedir.

Sadece granodiyoritte bulunan orta yüksek $Fe^{(II)}$ ($Fe^{(II)}+Mg$) ($Fe\#=0.40-0.65$) değerleriyle magnesiyo-hornblend ve ferro-hornblend ile beraberlerindeki manyetit yüksek fO_2 'ye işaret eder (Anderson ve Smith, 1995; Kemp, 2004) (Şekil 15c) ki kayaçtaki hornblend-manyetit-titanit birlikteliği Wones (1989)'a göre bunu destekler.

Jeotermobarometre

Ekecikdağ granitoidinin yerleşim sıcaklık ve basıncını kesin olarak belirlemek, jeotermobarometrik hesaplamalar için uygun mineral birlikteliklerinin sınırlı olması nedeniyle zordur. Ancak, granodiyoritin kuvars, iki-feldispat (K-feldispat ve plajiyoklaz), biyotit, hornblend, Fe-oksit ve titanit mineral toplulukları; hornblend-Al jeobarometresi (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister vd., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Anderson ve Smith, 1995) ile hornblend-plajiyoklaz jeotermometresinin (Holland ve Blundy, 1994) kullanımına uygundur. Hornblend-Al barometresi felsik sokulumların yerleşim basıncını



Şekil 14. İncelenen feldispatların feldispat üçgen isimlendirme diyagramındaki yerleri (semboller için Şekil 4'e bakınız).

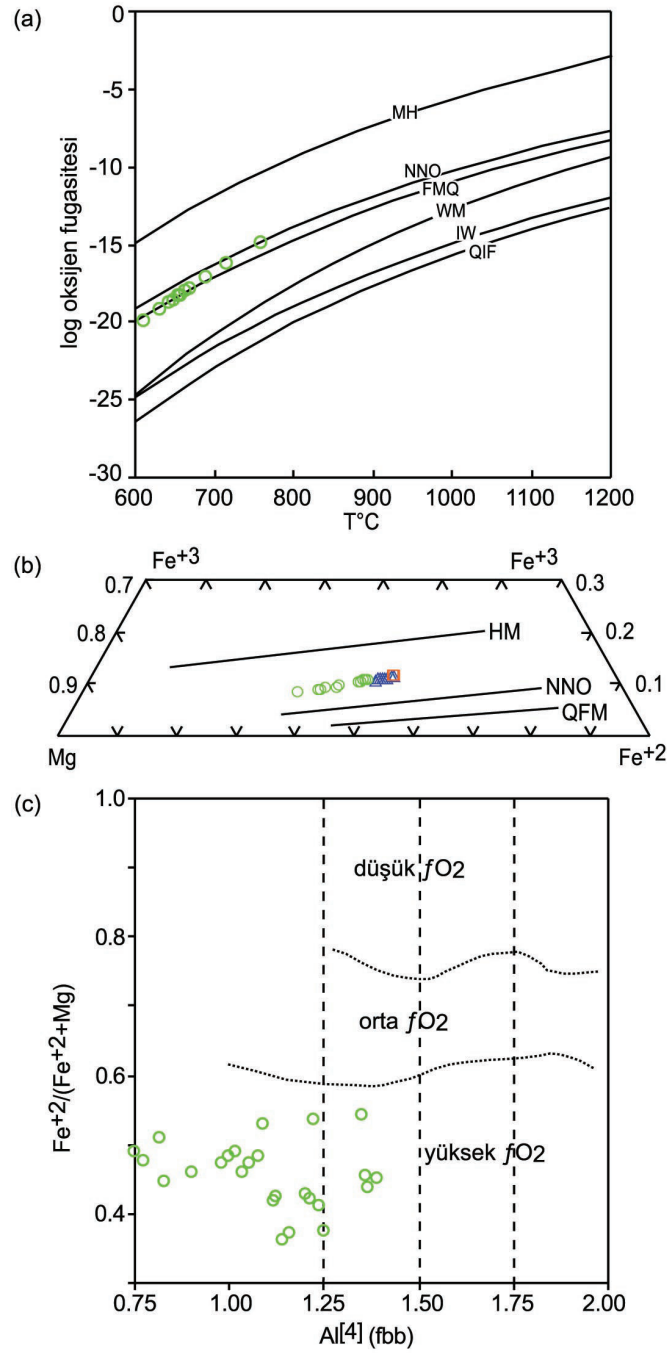
Figure 14. Plots of concerned feldpars in ternary feldspar classification diagram (see Figure 4 for symbols).

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 $Al^{(6)}$ değerleri 2.0'dan düşüktür ki Hammarstrom ve Zen (1986)'e göre hornblendlerin $Al^{(6)} \leq 2.0$ değerleri genelde siğ derinlik sokulumlarına işaret etmektedir. Ayrıca granitoidlerin siğ sokulumlar olduklarını destekleyen grafik-büyüme gibi dokusal özellikler de bu granitoidlerde göze çarpmaktadır. Dolayısı ile söz konusu granitoidlerin siğ derinlik sokulumları olduğu düşünülmektedir.

Bu çalışmada, hornblend $Al^{(6)}$ değerinin basınç kontrolünde olduğunu kabul eden hornblend-Al barometreleri (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister vd., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1992) kullanılarak yapılan hesaplamalar benzer sonuçlar vermiştir. Ancak, granodiyorit için 0.0-4.0 kbar arasında elde edilen basınç aralıkları yüksek hata payı vermiştir. Granodiyorit için elde edilen 1 kbar'dan düşük basınç değerleri, kayadaki plajiyoklazların (An_{15-49}) hornblend-Al barometresinin uygulanabilir-

liğine en uygun plajiyoklaz An_{25-35} aralığı (Anderson ve Smith, 1995) dışındaki değerlerinden kaynaklanabilir. Bunun yanısıra, hornblendde düşük Al içeriği de düşük basınç nedeni olabilir.

Hornblend kimyasına dayalı daha sonraki jeobarometrik çalışmalarda hornblend- $Al^{(6)}$ içeriğinin ve dolayısı ile $Al^{(6)}$ '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 (amfibol: $Na_A > 0.02$ fbb, $Al^{(6)} < 1.8$ fbb ve $Si = 6.0-7.7$ fbb, plajiyoklaz: $An < 90$; Anderson ve Smith, 1995) bakıldığında, granodiyoritteki Fe-fakir ($Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Fe^{+2}) = 0.22$ ve yüksek fO_2 (Şekil 15c) veren magneziyo-hornblendlerin söz konusu sıcaklık kontrollü hornblend-Al barometresinde uygulanabilir oldukları belirlenmiştir. Bu barometrenin uygulanabilmesi için öncelikle sıcaklık hesaplamalarının yapılması gerekmiş ve bu amaçla bu çalışmada Holland ve Blundy (1994)'nin hornblend-plajiyoklaz termometresi kullanılmıştır. Uygulama öncesi bu termometrenin

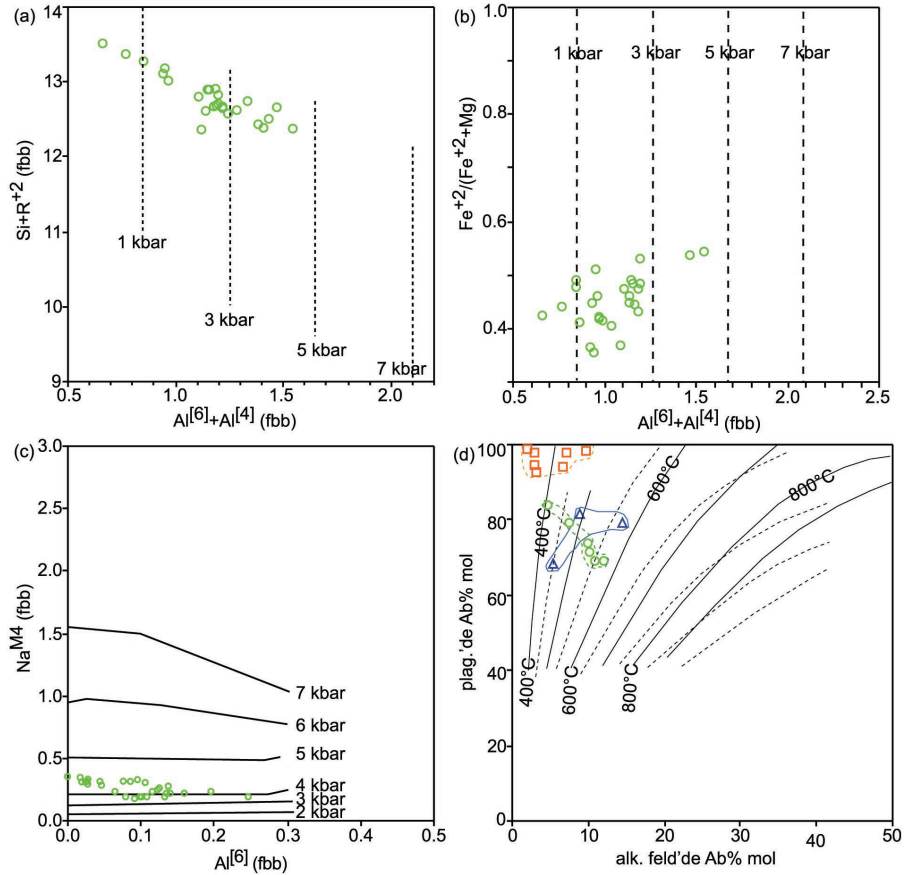


Şekil 15. (a) Sıcaklık - log oksijen fugasitesi diyagramı (MH: manyetit-hematit, NNO: nikel-nikel oksit, FMQ: fayalit-manyetit-kuars, WM: vustit-manyetit, IW: demir-vustit, QIF: kuvars-demir-fayalit; Frost (1991)), (b) Fe^{3+} -Mg- Fe^{2+} üçgen diyagramını kullanarak biyotit kristallenmesi sırasındaki indirgenme (redoks) koşullarının tahmini (QFM: kuvars-fayalit-manyetit, NNO: Ni-NiO, HM: hematit-manyetit; Wones ve Eugster (1965)), (c) Granodiyorit hornblend bileşimlerinin Anderson ve Smith (1995) oksijen fugasitesi tahmini alanlarında dağılımları (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 15. (a) Log oxygen fugacity vs. temperature (MH: magnetite-hematite, NNO: nickel-nickel oxide, FMQ: fayalite-magnetite-quartz, WM: wustite-magnetite, IW: iron-wustite, QIF: quartz-iron-fayalite from Frost (1991)), (b) assumption of redox conditions during crystallization of biotite using Fe^{3+} -Mg- Fe^{2+} triangular diagram (QFM: Quartz-Fayalite-Magnetite, NNO: Ni-NiO, HM: Hematite-Magnetite from Wones ve Eugster (1965)), (c) plots of granodiorite amphiboles on oxygen fugacity assumption diagram of Anderson ve Smith (1995) (see Figure 4 for symbols).

çalışılan granitoidler için uygulanabilirliği kontrol edilmiştir. Granodiyoritte edenitik ve tremolitik yer değişim mekanizmaları etken olduğundan ve katyon dağılım diyagramlarına göre yaklaşık 0.5 kbar'dan 4 kbar'a değişim gösterdiğinden (Şekil 16a) söz konusu termometrenin edenit-tremolit sistemi için belirlenmiş formülü bu çalışmada kullanılmıştır. Ancak hornblend-plajiyoklaz 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-plajiyoklaz 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 tekrarlanmış yani iterasyon yöntemi uygulanmıştır. Dengedeki hornblend-plajiyoklaz ikililerine (Holland ve Blundy,



Şekil 16. Granodiyoritteki amfibollerin göreceli basınç tahmini veren (a) $Al^{[6]}+Al^{[4]}$ 'e karşı $Si+R^{+2}$ diyagramındaki yerleri (izobarlar Anderson ve Smith (1995)'den alınmıştır), (b) $Al^{[6]}+Al^{[4]}$ 'e karşı $Fe^{+2}/(Mg+Fe^{+2})$ diyagramındaki yerleri (izobarlar Schmidt (1992) kalibrasyonuna göredir ve Anderson ve Smith, (1995)'den alınmıştır), (c) $Al^{[6]}$ 'ya karşı Na^{M4} diyagramındaki yerleri (izobarlar Brown (1977)'dan alınmıştır), (d) granitoidlerin dengedeki feldispat bileşimlerini kullanarak olası dengeleme sıcaklıklarının tahmini (sıcaklık eğrileri sanidin için Stormer (1975) ve mikroklin için Whitney ve Stormer (1977)'den alınmıştır) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 16. Qualitative pressure assumption for granodiorite using amphibole plots (a) $Si+R^{+2}$ againsts $Al^{[6]}+Al^{[4]}$ where isobars from Anderson and Smith (1995)), (b) $Fe^{+2}/(Mg+Fe^{+2})$ againsts $Al^{[6]}+Al^{[4]}$ where isobars from Schmidt (1992; Anderson and Smith, 1995). (c) Na^{M4} againsts $Al^{[6]}$ where isobars from Brown (1977), (d) assumption of equilibrium temperature using two-feldspar thermometer (isotherms for sanidine from Stormer (1975), for microcline from Whitney ve Stormer (1977) (see Figure 4 for symbols).

1994) göre yapılan sıcaklık ve sıcaklık kontrollü hornblend Al-barometresine (Anderson ve Smith, 1995) göre yapılan basınç hesaplamaları, granodiyorit için 615-783°C (718±49°C) ile 1.7-4.7 kbar sıcaklık ve basınç değerlerini vermiştir (Çizelge 5). Bu barometrenin hata payının ±0.5 kbar olduğu dikkate alındığında basıncın <5.2 kbar olduğu kabul edilebilir. Bunun yanısıra, deneştirme yapmak amaçlı nitel yaklaşımlar da (Brown, 1977; Anderson ve Smith, 1995) değerlendirilmiştir. Amfibol $Al^{4+}+Al^{6+}$ 'nın $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ karşısında dağılımına dayalı yarı-kantitatif basınç tahmini (Anderson ve Smith 1995) yukarıda verilen basınç değerlerini desteklemektedir (Şekil 16b). Granodiyorit amfibolü düşük krosit ($Na^{M4}<0,36$) içeriyle Brown (1977)'un nitel grafiksel barometresinde 3-4.5 kbar arasında dağılıma işaret etmektedir (Şekil 16c). Bu nitel ve nicel barometre verileri deneştirildiğinde granitoidin sokulum basıncının 3-4.5 kbar arasında olduğu söylenebilir. Hesaplanan basınç değerleri ortalama kabuksal yoğunluk 2.65 g/cm³ ve 3.3 km derinlikle 1 kbar basınç artışı dikkate alınarak yerleşim derinliğinin belirlenmesinde kullanılmıştır. Elde edilen basınç değerleri granodiyorit için 10-16 km sokulum derinliğini vermiştir. Granodiyorit için elde edilen basınç aralığı ve dolayısıyla derinlik oldukça geniştir ve bu durum granitoyitte yoğun miktarda alkali-feldispat fenokristlerinin varlığı ile açıklanabilir. Granitoyitte gözlenen porfiri doku iki farklı çekirdeklenme hızına, dolayısı ile karışık soğuma ve derinlik geçişine (basınca) işaret etmektedir (Zen, 1989).

Mikrogranit ve lökograditte hornblend mineralinin olmayışı nedeniyle hornblend barometresi ve uygun biyotit barometrik hesaplama denklemi olmadığından bu granitoidler için basınç 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 keşişim noktası: ~3.3 kbar, ~10.9km; Thompson, 1974; Chatterjee ve Johannes, 1974), bu kayaçlar için ≥ 10 km'lik yerleşim derinliği önerilebilir.

Granodiyorit için hornblend-plajiyoklaz termometresinden (Holland ve Blundy, 1994) elde edilen sıcaklık değerlerinin yanısıra Anderson (1996)'nin hornblend Ti-termometresi 613-799°C (677±48°C) sıcaklık vermiştir. Yine granodiyorit için, Ridolfi vd. (2010)'nin kalk-alkalen volkanik kayaçlarla kimyasal dengede olan kalsik amfibollerini kullanarak hazırladığı denkle-

me göre yapılan hesaplamalar diğer metodlara göre kısmen yüksek sıcaklık (721-818°C, 769±31°C) 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 kayaçlarının sıcaklığına bir yaklaşımda bulunabilmek için iki feldispat jeotermometresi de kullanılabilir (Whitney ve Stormer, 1977; Haselton vd., 1983; Benisek vd., 2004). Bu model, alkali-feldispatın orta yapısal durumunda dahi dengelendiği koşullarda alkali-feldspar ve plajiyoklazın dengelenme sıcaklığının tahminine olanak sağlar. Ekecikdağ granitoidindeki plajiyoklazlar K-fakir iken alkali-feldispatlar da Ca-fakirdir (Şekil 14). Bu özellik çalışılan kayaçlarda, albitik içeriğin birarada bulunan plajiyoklaz ve alkali-feldispat arasında dağılımına bağlı iki feldispat termometresinin (Haselton vd., 1983) uygulanabilirliği bakımından oldukça önemlidir. Benisek vd. (2004)'in iki feldispat termometresi kullanılarak yapılan nicel hesaplamalar 427-577°C arasında sıcaklık (granodiyorit: 464-577°C mikrogranit: 464-565°C lökogradit: 427-524°C) vermiştir. Sıcaklık eğrileri (Stormer, 1975; Whitney ve Stormer, 1977) kullanılarak yapılan nitel iki feldispat termometrik yaklaşımı da nicel olarak elde edilen sıcaklık değerlerini desteklemiştir (granodiyorit: 400-550°C, mikrogranit: 450-550°C, lökogradit: 350-450°C) (Şekil 16d).

TARTIŞMA

Magma Odası Kristallenme Şartları

Granitoid yerleşimiyle oluşan kontak metamorfik alanlardaki mineral toplulukları magmanın sokulum sıcaklık basınç koşulları hakkında termobarometrik bulguyu verebilir. Ancak metamorfik kayaçlar veya indeks mineralleri tesbit edilemeyebilir. Bu durumda, magma son yerleşim basıncı/derinliğini belirlemenin en iyi yolu granitoidlerin minerallerini kullanmak olacaktır. Çünkü, magmatik kayaçta bulunan birincil minerallerin kimyasal içerikleri ve dengedeki mineral toplulukları; magmanın jeokimyası, jenezisi, oluşum süreçleri ve kristallenme sırasındaki fiziko-kimyasal koşullarla yakından ilgilidir (Abbott, 1985). Bu bağlamda, Ekecikdağ granitoidlerini oluşturan magma(lar)nın yerleşim basıncı, kristallenme sıcaklığı

Çizelge 5. Ekecikdağ Magmatik Birliği granitoidlerinin yerleşim koşulları.

Table 5. Emplacement conditions for the granitoids of the Ekecikdağ Igneous Association.

| | Sıcaklık | Basınç | Oksijen Fugasitesi |
|---------------------|---------------|------------------|------------------------|
| granodiyorit | 615-783°C (1) | 0.0-4.0 kbar (6) | (-20)-(-15) (9) |
| | 613-799°C (2) | 1.7-4.7 kbar (7) | HM-FMQ tamponları (11) |
| | 721-818°C (3) | 3-4.5 kbar (8) | NNO-HM tamponları (12) |
| | 439-615°C (4) | | |
| | 464-577°C (5) | | |
| mikrogranit | 427-648°C (4) | ~3.5 kbar (9) | NNO-HM tamponları (12) |
| | 464-565°C (5) | | |
| lökogranit | 456-482°C (4) | ~3.5 kbar (9) | NNO-HM tamponları (12) |
| | 427-524°C (5) | | |

(1) hornblend-plajiyoklaz: Holland ve Blundy (1994), (2) hornblend-Ti: Anderson (1996), (2) hornblend: Ridolfi vd. (2010), (4) biyotit-Ti: Harris vd. (1999), (5) iki-feldispat: Benisek vd. (2004), (6) hornblend-Al: Hammarstrom ve Zen (1986), Hollister vd. (1987), Johnson ve Rutherford (1989), Schmidt (1992), (7) hornblend-Al: Anderson ve Smith (1995), (8) hornblend-Na^{M4}: Brown (1977), (9) muskovit-kuvars: Thompson (1974), Chatterjee ve Johannes (1974), bölge jeolojisi: Whitney vd. (2003), (10) titanit-manyetit-kuvars: Wones (1989), (11) Sıcaklık - log fO₂: Frost (1991), (12) biyotit: Wones ve Eugster (1965).

ğı, oksijen fugasitesi gibi parametrelerine, belli mineral ve mineral topluluklarını kullanarak nitel ve nicel yaklaşımlarda bulunulmuş, petrografik ve jeolojik özellikler ile birlikte tartışılmıştır.

Yavaş soğuma nedeniyle granitik magmaların orijinal oksijen fugasitesi belirlenemediğinden sadece göreceli yaklaşımlar ve hesaplamalarda bulunabilir (Haggerty, 1976; Wones, 1989; Anderson ve Smith, 1995; Kemp, 2004). Ekecikdağ kayaçlarının tümünde belirlenen tek opak mineral özşekilli saf manyetittir ve erken faz kristallenme ürünü olması magmanın kısmen yüksek oksijen fugasitesine (fO_2) sahip olduğuna işaret eder (Enami vd., 1993). Sadece granodiyoritte bulunan magneziyo-hornblend ve beraberindeki manyetit yüksek fO_2 'yi desteklemektedir (Anderson ve Smith, 1995; Kemp, 2004) (Şekil 15a) ki kayaçtaki titanit-manyetit-kuvars birlikteliğine dayalı Wones (1989) nicel hesaplamasından elde edilen değerler (-20 ve -15 : HM (hematit-manyetit) ve FMQ (fayalit-manyetit-kuvars)) bunu desteklemektedir. Kırşehir civarındaki OAG'nden Wones (1989) eşitliği kullanılarak yapılan hesaplamalarda HM-FMQ tamponları arasını vermiş (İlbeyli, 2005) olup bu çalışmadan elde edilenlerle uyumludur.

Mikrogranit ve lökogranitte hornblend bulunmadığından bu minerale bağlı metod uygulanamamış ve tüm

kayaç tiplerinde var olan biyotit kullanılarak nitel bir yaklaşımda bulunulmuştur. Biyotit kimyası kayaçların tümünde NNO-HM tamponları arasında kalarak (Wones ve Eugster, 1965) (Şekil 15b) yüksek fO_2 'ye işaret etmiştir. Oksijen fugasitesi sıcaklıkla doğru orantılı olarak azalmaktadır (Şekil 15a). Düşen sıcaklıkla azalma gösteren oksijen fugasitesinin soğuma sırasında yeniden dengelenmeye işaret ettiği önerilmiştir (İlbeyli, 2005).

Granodiyoritin mineral içeriği (kuvars, K-feldispat, plajiyoklaz, biyotit, hornblend, Fe-oksit, titanit) hornblend-Al jeobarometresi (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister vd., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Anderson ve Smith, 1995) ve hornblend-plajiyoklaz jeotermometresinin (Holland ve Blundy, 1994) kullanımına olanak sağlamıştır. Granodiyorit için 1.7-4.7 kbar arasında basınç aralığı elde edilmiştir. Bu barometrenin hata payının ± 0.5 kbar olduğu dikkate alınarak basıncın < 5.2 kbar olduğu kabul edilmiştir. Bunun yanısıra, deneştirme amaçlı yapılan nitel yaklaşımlarda (Brown, 1977; Anderson ve Smith, 1995) elde edilen değerleri desteklemiştir (Şekil 16b,c). Amfibolün düşük krosit ($Na^{M4} < 0.36$) içeriyle Brown (1977)'un nitel grafiksel barometresinde 3-4.5 kbar arasında dağılıma işaret etmiştir (Şekil 16c). Bu nitel ve nicel barometre verileri deneştirilerek granodiyoritin yerleşim basıncı 3-4.5 kbar arasına

sınırlandırılmıştır. Çalışma alanında bu basınç değerlerini destekleyebilecek jeolojik bulgu bulunamamıştır. Ancak literatürde bu hornblend Al-barometresini kullanarak granitoidler için hesaplanan basınç değerlerinin jeolojik özellikler ve eş-sokulum metamorfik birliklerinden elde edilen basınç ile uyumlu olduklarını belirleyen çalışmalar vardır (Ague, 1997; Barnes and Prestwick, 2000; Moazzen ve Droop, 2004). Bunun yanı sıra, bu çalışmadaki I-tipi granodiyorit için elde edilen yerleşim basıncı Orta Anadolu'daki diğer I-tipi granitoidler için saptanan basınç değerleriyle (Yozgat: 2-4 kbar (Boztaş vd., 2007a); Kırşehir (Kaman): 2-5 kbar (Otlu vd., 2001), 2.6-5.5 kbar (İlbeyli, 2005)) uyumludur. Hesaplanan basınç değerleri, ortalama kabuksal yoğunluk 2.65 g/cm^3 ve 3.3 km derinlikle 1 kbar basınç artışı dikkate alınarak yerleşim derinliğinin 10-15 km olduğu önerilmektedir. Granitik bir kayadaki porfiri doku iki farklı çekirdeklenme hızına dolayısı ile karışık soğuma ve derinlik geçişine (basınca) işaret ettiğinden (Zen, 1989) Ekecikdağ granodiyoritindeki alkali-feldispat fenokristleri geniş basınç ve derinlik aralığı açıklamaktadır. Granodiyoritte sulu mafik mineral (hornblend, biyotit), titanit ve apatit bulunması magmanın yüksek su ve uçucu içeriğine işaret etmektedir ki bu içerikteki yüksek sıcaklıklı magma tümüyle kristallenmeden kıtasal kabuğun sığ derinliklerine kadar yükselir (Helmy vd., 2004). Bunun yanı sıra Orta Anadolu'daki gerilmeyle üst kabuğun sıyrılması magma yerleşiminin orta-sığ derinlikte gerçekleşmesini açıklamaktadır (Whitney vd., 2003).

Mikrogranit ve lökograditte uygun mineral ve/veya mineral topluluğu olmaması nedeniyle barometrik hesaplama yapılamamıştır. Ancak, bu granitoidlerin dengedeki muskovit ve kuvars içerikleri dikkate alınarak yerleşim basıncının >3.3 kbar ve derinliğinin ise ≥ 10 olduğu söylenebilir. Çünkü bu tip genç S-tipi granitlerde bulunan dengedeki muskovit + kuvars ikilisinin üst sıcaklık sınırını temsil eden tepkimeyle minimum ıslak granit solidusu kesişim noktası ~ 3.3 kbar basınç ve ~ 10.9 km derinlikte olmaktadır (Thompson, 1974; Chatterjee ve Johannes, 1974). Bunun yanı sıra, Orta Anadolu'da S-tipi granitik magma; yüksek sıcaklık orta kıtasal kabuk meta-sedimenter kayaların basınç azalmasıyla 12 km'den sığ derinlikte kısmi ergimesiyle oluştuğu kabul edilmektedir (Üçkapılı granitoid: Whitney vd., 2003). Bu bilgi de dikkate alındığında mikrogranit ve lökograditin yerleşim derinliği 11-12 km arasına sınırlandırılabilir. S-tipi granitik magmanın oluşum yerinden çok fazla yükselmeden yerleştiği söylenebilir.

Su doygun magmatik sistemlerde solidus sıcaklıkları iyi bilindiğinden, hornblend-biyotit±muskovit bulunan Ekecikdağ granitik kayalarında minerallerin su doygun solidusta dengeye ulaştıkları düşünülerek magmanın kristallenme sıcaklığı tahmin edilebilir. Basıncın >3 kbar olduğu durumda su doygun granitin solidusu $650-675^\circ\text{C}$ izotermindedir (Wyllie, 1984). Ancak granitoidlerden yapılan termobarometrik değerlendirmeler, minerallerin solidus üzerinde korunması veya buhar doymamış koşullar nedeniyle çoğunlukla $>700^\circ\text{C}$ verdiğini göstermektedir (Anderson ve Smith, 1995). Ekecikdağ granitoidindeki mineral birliktelikleri düşünülerek farklı termometrik yaklaşımlar kullanılmış ve makul bir kristallenme sıcaklığı elde edilmeye çalışılmıştır. Granodiyorit için hornblend-plajiyoklaz (Holland ve Blundy, 1994), hornblend-Ti (Anderson, 1996) termometrik hesaplamaları sırasıyla $615-783^\circ\text{C}$ ($718\pm 49^\circ\text{C}$) ve $613-799^\circ\text{C}$ ($677\pm 48^\circ\text{C}$) değerlerini vermiştir. Bunlara ek olarak, kalk-alkalen volkanik kayalarla kimyasal dengede olan kalsik amfiboller kullanılarak hazırlanan denklem (Ridolfi vd., 2010) ile kısmen yüksek ($721-818^\circ\text{C}$, $769\pm 31^\circ\text{C}$) sıcaklık değerleri bulunmuştur. Hornblend temelli termometrik hesaplamaların yanı sıra biyotit-Ti termometresi (Harris vd., 1999) de kullanılmıştır. Biyotitin kayac tiplerinin tümünde bulunması granodiyoritle birlikte mikrogranit ve lökogradin içinde bir yaklaşımda bulunulmasına olanak sağlamıştır. Buna göre; granodiyorit için $439-615^\circ\text{C}$ ($535\pm 51^\circ\text{C}$), mikrogranit için $427-648^\circ\text{C}$ ($523\pm 83^\circ\text{C}$) ve lökogradin için $456-482^\circ\text{C}$ ($469\pm 9^\circ\text{C}$) sıcaklık değerleri elde edilmiştir. Yine tüm kayac tiplerinde bulunan dengedeki plajiyoklaz-alkali-feldispat mineral verileriyle iki feldispat termometresi (Benisek vd., 2004) uygulanmış ve granodiyorit için $464-577^\circ\text{C}$, mikrogranit için $464-565^\circ\text{C}$, lökogradin için ise $427-524^\circ\text{C}$ değerleri elde edilmiştir. Feldispatların albitik ve anortitik içeriklerini Stormer (1975), Whitney ve Stormer (1977)'in iki-feldispat grafiğinde belirledikleri sıcaklık eğrileriyle karşılaştırarak yapılan nitel yaklaşım bu nicel değerleri desteklemiştir (Şekil 16d).

Denge koşulundaki hornblend-plajiyoklaz ve iki feldispata göre yapılan termometrik hesaplamalardan çıkan sonuçlar tek minerale bağlı sonuçlardan daha sağlıklı kabul edilebilir. Ancak bu çalışmada, kullanılan termometrelerin tümünün uygun olduğu granodiyorit için biyotit-Ti ve iki feldispat termometreleri (sırasıyla $427-648^\circ$ ve $427-565^\circ\text{C}$) kısmen uyumlu değerler verirken hornblend-plajiyoklaz ve hornblend-Ti termometreleri daha yüksek ve geniş sıcaklık aralığı

(612-799°C) vermiştir. Hornblend-plajiyoklaz gibi termometrelerin verdiği solidus sıcaklığı genelde >700°C'dir (Anderson, 1996). Hornblend-plajiyoklaz termometresi ile elde edilen sıcaklığın solidus sıcaklığından (~700°C) daha düşük olması sub-solidus yeniden dengelenmeyi gösterir (Moazzen ve Droop, 2004). Bununla birlikte, feldispatların çoğunlukla sub-solidus yeniden dengelenmenin etkisinde kalabildiklerinden iki-feldispat termometresi kristallenme sıcaklığını vermez (Anderson, 1996). Sonuç olarak biyotit-Ti ve iki-feldispat termometrelerinden düşük sıcaklık değerleri feldispatların soğuma sırasında sub-solidus kristal içi değişim ile yeniden dengelenmelerini göstermektedir. Ayrıca, magmatik değerlerden sub-solidus değerlere geniş bir aralık veren amfibol-plajiyoklaz termometresi de yavaş soğuyan kayalarda geç evrede yeniden dengelenmenin varlığına işaret etmektedir. Kırşehir civarında yüzeylenen granitoidlerden yapılan jeotermometrik (hornblend-plajiyoklaz: 698-853°C, iki feldispat: 485-742°C) değerlendirmeler de OAGnde sub-solidus yeniden dengelenmenin var olduğunu göstermiştir (İlbeyli, 2005). Kırşehir bölgesi granitoidlerinde yapılan diğer çalışmalarda solidus sıcaklığın altında değerler vermiştir (600-680°C: Otlu vd., 2001; 590-695°C: Boztuğ vd., 2008).

Petrojenez

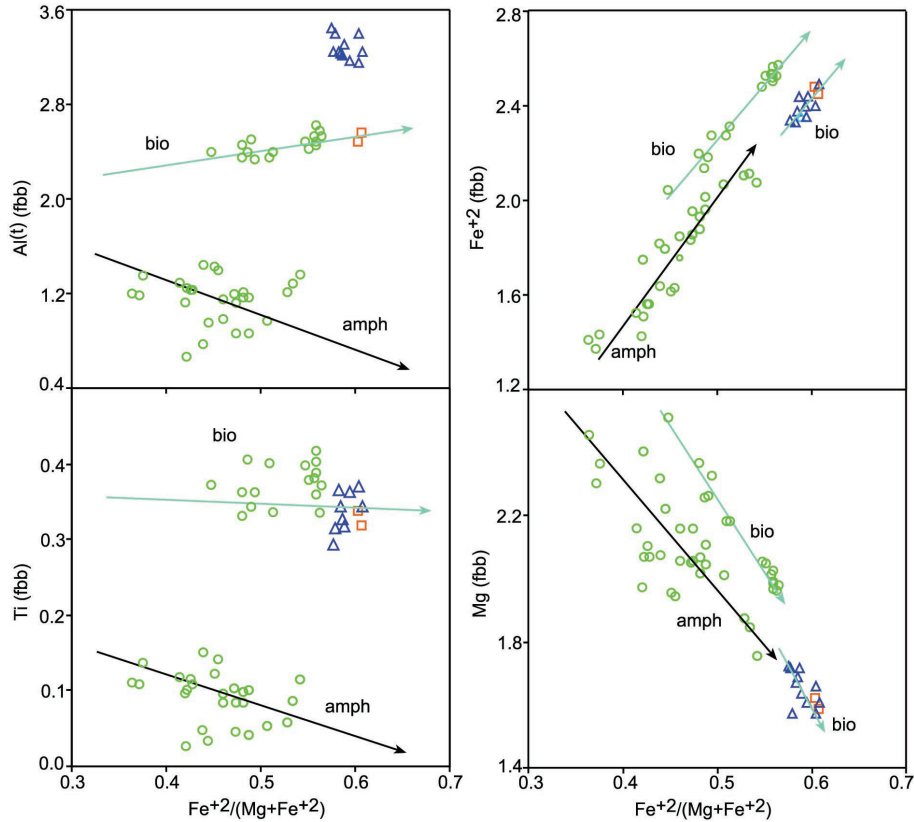
Bu çalışmada incelenen üç kayaç tipi de, tüm-kayaç elementel veriye göre sub-alkalen ve yüksek-K kalk-alkalen özellikler sunmaktadır. Magmanın karakteri hakkında bilgi veren minerallerin kimyasal davranışları (amfibol: K^A-Al^{IV} (Ridolfi ve Renzulle, 2012); biyotit: $FeO_{(t)}-MgO$, $FeO_{(t)}-Al_2O_3$, $MgO-Al_2O_3$, $MgO-FeO_{(t)}-Al_2O_3$ (Abdel-Fattah, 1994, 1996)) da granitoidlerin kalk-alkalen karakterlerini desteklemektedir. Granodiyorit A/CNK<1.1 ile metalüminalından peralüminaliya geçiş göstermekte olup hornblend ve tita nit içermeyle I-tipi granitoid (Chappell vd., 1987) özellikleri göstermektedir. Biyotit kimyasına göre peralüminal karakteri olan mikrogranitin bu özelliği A/CNK > 1.1 oranıyla desteklenmiş olup bu kayaç Chappell ve White (1974) sınıflamasına göre S-tipi granitoidlerin özelliğine uyum sağlamaktadır. 1.1'in altındaki A/CNK oranlarıyla zayıf peralüminal özellik sunan lökogradit ise CIPW normatif korundum > 1.0 ile Chappell ve White (2001)'e göre S-tipidir. Lökograditin düşük A/CNK değerleri yoğun ortoklaz varlığı ve plajiyoklazların albitik bileşimde olması ile açıklanabilir. Mikrogranit ve lökograditin S-tipi karakter-

lerini, kayalarda hornblend olmaması ve iki mikali (biyotit - birincil muskovit) olmaları desteklemektedir.

Biyotit ve amfibol bileşimindeki katyonların (Al^{IV} , Ti, Fe ve Mg) değişimi kayaların türedikleri magmanın evrimi hakkında bilgi verebilmektedir (Slaby ve Martin, 2008) ki bu değişimler özellikle de biyotitin incelenen üç granitoidde de bulunması nedeniyle çok önemlidir. Granodiyorit ve lökograditteki biyotit katyonlarının Mg'ye karşı davranışları kayaların farklı sistemlere ait olduklarına işaret etmektedir (Şekil 12). İlk bakışta granodiyoritten lökogradite hafif artan Al^{IV} (fbb) gözlenmekte iken mikrogranit biyotitleri diğerlerine göre oldukça yüksek Al^{IV} içeriği ile karakterize olmaktadır. Bunun yanısıra, değişen Fe^{IV} 'ye ve hatta Mg'ye karşı hemen hemen sabit Ti değerleri farklı granitoidlerin birbirleriyle magmatik fraksiyonlaşma ilişkisi göstermediklerinin göstergesidir (Şekil 12). Çünkü biyotit ve amfibolde Mg#'ye karşı Ti içeriğinin düşmesi fraksiyonel kristallenme yoluyla magma farklılaşmasından kaynaklanmaktadır (Slaby ve Martin, 2008).

Kayalardaki biyotit katyonlarının $Fe\#$ 'ye karşı davranışları ve farklılaşma eğrileri kayaların kökensel farklılıklarını sunduklarını göstermektedir (Şekil 17). Sadece granodiyoritte gözlenen amfibollerin de biyotitte olduğu gibi farklılaşma gösteren $Fe\#$ değerlerine sahip oldukları görülmektedir (Şekil 17). Aynı şekilde $Fe\#$ 'sına karşı Al^{IV} ve Ti (fbb) dağılımlarına bakıldığında, amfibollerin değişken Ti ve Al^{IV} (fbb) değerler gösterdikleri söylenebilir ki yukarıda bahsedildiği üzere iki grup amfibolün varlığına işaret edebilir. Amfibollerde gözlenen bu tür element yer değişim mekanizmaları granodiyoritte farklı magma kaynaklarının karışımına, dolayısıyla hibritleşmeye işaret edebilir ki (Toksoy-Köksal vd., 2009b) (Şekil 17) saha ve petrografik gözlemlerle granodiyoritte saptanan bol miktardaki hornblend ve plajiyoklaz içeren, mafik mikrogranüler anklavların (MMA) varlığı, felsik ve mafik magmaların eş zamanlı olarak karışımını, etkileşimini ve birlikte katılmış oldukları fikrini destekler (Barbarin ve Didier, 1992). Granodiyoritteki amfibole benzer şekilde biyotit ve plajiyoklazda belirlenen bileşimsel farklılıktan kaynaklanan iki grubun da yine magma kökeninde karışım / hibritleşmeye işaret ettikleri (Toksoy-Köksal vd., 2009b) saptanmıştır.

Amfibol ve biyotitin katyonik davranışlarını destekler şekilde, tüm-kayaç elementel değişim diyagramlarında da lökogradit, mikrogranit ve granodiyorit farklı eğilimler verdikleri görülmektedir (Şekil 6) ve kayaç-



Şekil 17. Amfibol ve biyotit katyonlarının $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ 'ye karşı değişimi (amph: amfibol, bio: biyotit) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 17. Plots of cations against $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ for amphibole and biotite (amph: amphibole, bio: biotite) (see Figure 4 for symbols).

ların farklı kökenlere sahip olduklarını akla getirmektedir. Granitoidlerin çoklu iz element değişim diyagramlarında ve NTE karşılaştırmalarında farklı özellikler saptanmıştır ki bu da granitoidler arasındaki kökenel farklılığı desteklemektedir. Lökogranit örnekleri hem hafif NTE'lerde ($La_N=35.02-81.43$) hem de ağır NTE'lerde ($Yb_N=14.16-31.68$) diğer kayalara göre değişken olup, hafif NTE'ce düşük ağır NTE'ce yüksek değerler sunmaktadır. $(La/Yb)_N$ oranları (granodiyorit: 7.76-24.42; mikrogranit: 8.63-13.47; lökogranit: 1.76-3.13) granodiyorit ve mikrogranitte daha yüksek NTE fraksiyonlaşmasına ve magma kaynağında granatın (Hauri vd., 1994; Petermann vd., 2003) ve/veya hornblendin varlığına (Tiepolo ve Tribuzio, 2008; Reichardt ve Weinberg, 2012) işaret etmektedir. Bu da magma kaynağının granat-lerzolitik manto veya granatlı / hornblendli alt kıtasal kabuk olduğunu akla getirmektedir. Bunun yanısıra, 7.76'dan 24.42'ye geniş aralıkta değişen $(La/Yb)_N$ granodiyoritin kökeninde hibritleşmenin göstergesi olabilir.

Evropiyum anomalileri mikrogranit için $[Eu/Eu^*]_N=0.63-0.78$, granodiyorit için $[Eu/Eu^*]_N=0.52-0.74$ ve lökogranit için ise $([Eu/Eu^*]_N=0.09-0.21)$ şeklindedir. 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 plajiyoklaz fraksiyonlaşmasını önermektedir (Şekil 7).

Mikrogranitteki biyotitin düşük Si içeriğine karşın yüksek Al içermesi Shabani vd. (2003)'ne göre alüminyumca zengin kabuksal malzemeden katılıma işaret etmektedir. Bunun yanısıra, peralümina karakterli mikrogranitte muskovitle birlikte bulunan biyotitlerin oldukça yüksek Al^{IV} içeriği (2.81-3.09 fbb) ve düşük $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Mg#) (0.39-0.43 fbb) değerleri Kemp (2004)'e göre meta-sedimenter kabuksal kıta kısmi ergimesiyle oluşan magmayı işaret etmektedir (Şekil 18). Düşük Mg# (0.39-0.40 fbb) ve kısmen düşük Al^{IV} (2.42-2.50 fbb) değerleriyle meta-

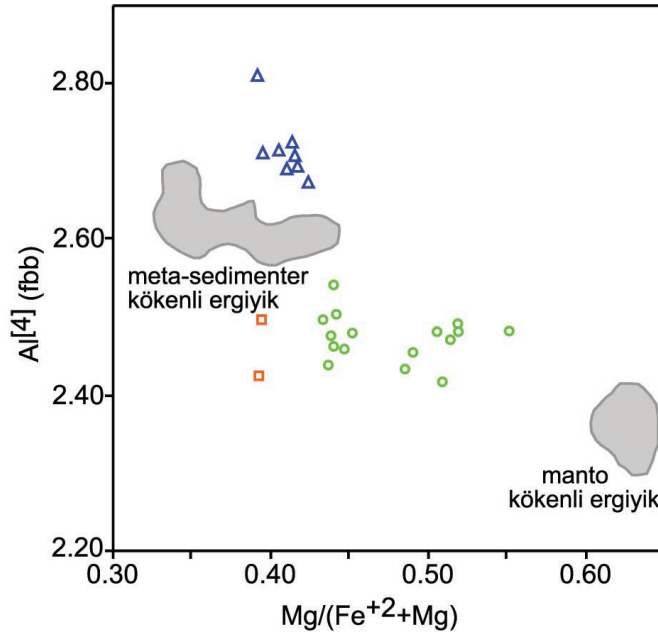
sedimenter ergiyik alanına yakın olan lökograditteki muskovit birliktelikli biyotitlerin ise meta-sedimenter katkılı kıtasal kabuk kökenine işaret ettikleri düşünülmektedir (Şekil 18). Hibritik karakterli granodiyorit biyotitleri orta değerlerdeki $Al^{[4]}$ (2.42-2.54 fbb) ve kısmen yüksek Mg# (0.43-0.55) değerleriyle manto kaynaklı magma ürünü granitoid biyotitlerine ($Al^{[4]}=2.3-2.4$ fbb ve $Mg\#>0.60$) yakın olmakla birlikte farklılık göstermektedir (Şekil 18). Şekil 18'de de görüldüğü üzere granodiyorit biyotitleri manto kökenli ergiyik ile meta-sedimenter ergiyik karışım eğrisinin dışında kalmaktadır. Bu da kaynak kayanın tek başına manto olamayacağını düşündürmektedir. Aksine sığ manto kaynaklı ergiyiğin kabuksal kaynaklı ergiyikle karışması granodiyorit biyotitlerinin daha düşük Mg# ve yüksek $Al^{[4]}$ değerlere sahip olmasına yol açmış olabilir. Bununla birlikte, tüm-kayaç element jeokimyasının da kaynakta granat / hornblend birikmesini işaret ettiği dikkate alındığında sığ manto kaynak kayasının yanısıra granatlı kabuksal meta-magmatik kayaçlar da hibritleşmiş bu granodiyoritik magmanın kaynağı olarak önerilebilir. Granodiyorit kökeninde farklı kaynakların etkin olabileceği bu bileşenlerin de mantonun(?) yanısıra meta-magmatik ve meta-sedimenterden oluşan kabuksal malzeme olabileceği düşünülebilir. Sr-Nd izotop verileri de az miktarda manto katkılı kıtasal kabuk kaynağına işaret etmektedir (Toksoy-Köksal vd., 2009a). Bunun yanısıra, Toksoy-Köksal vd. (2009a)'de verilen zirkon Lu-Hf verileri (ϵ_{Hf} : [-1.3±0.5] - [-8.8±0.5] aralığı) de kıtasal kabuk değerleriyle eşleşmektedir. Köksal vd. (2012, 2013)'de OAKK granitoidlerin kıtasal kabuk baskın kaynak özelliklerine dikkat çekmiştir. Granitik magma orta kıtasal kabuk meta-sedimenter kayaçların ~750°C'de dehidrasyon kısmi ergimesiyle oluşabilmektedir (Harris ve Massey, 1994).

Granodiyorit I-tipi özelliği meta-magmatik kabuğun ergimesini (Chappell vd., 1987) ve mikrogranit ile lökograditin S-tipi karakteri ise meta-sedimenter kaynak kayanın ergimesini (Chappell ve White, 1974) önermektedir. Ancak tüm veriler toplu olarak değerlendirildiğinde EMB granitoidlerini 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 mikrogranitte manto katkısının(?) da varlığı görülmektedir. Bu nedenle Gray (1984), Keay vd. (1997), Chen vd. (2016) gibi araştırmacıların da 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 (Maas vd., 2001), I-tipi granitoidlerin de kabuksal sedimenter malzemenin manto-benzeri magma ile tekrar çalışması ile (Kemp vd., 2007) oluşabileceği ortaya konulmuştur. Sonuç olarak, Ekecikdağ bölgesindeki granitoidleri, kıtasal kabuk baskın kökenli ancak kaynağında granodiyoritte en fazla ve mikrogranitte en az olmak üzere manto katkısı(?) da içeren kayaçlar olarak nitelemek kabul edilebilir görülmektedir.

Chen vd. (2016) tarafından önerildiği üzere I-tipi granitik kayaçların kökeninde felsik-ortaç magmatik - metamorfik - sedimenter kayaç karışımı kabuksal malzeme rol oynayabilir. Bu nedenle, özellikle granodiyorit kökeninde diğer granitoidlere göre daha baskın görünen mafik magma kaynağı manto veya meta-magmatik kabuksal malzeme olabileceği gibi ikisinin karışımını da karakterize edebilir.

Yukarıda bahsedildiği üzere, Orta Anadolu'da pek çok çarpışma ve çarpışma sonrası gerilmeli ortamda gelişen granitoid vardır ve temeli oluşturan metamorfikleri ve ofiyolitik birimleri kesmektedirler. Şistik ve gnaysik meta-sedimenter kayaçlar yüksek sıcaklık orta basınç koşullarında (maksimum 700-770°C / 6-8 kbar) üst amfibolit fasiyesinde maksimum 20-26 km derinlikte (Whitney vd., 2001; Lefebvre vd., 2015) 84.1±0.8 Ma önce (Whitney ve Hamilton, 2004) metamorfizmaya uğramışlardır. Amfibolit fasiyesindeki bu metamorfizmayı düşük basınç (3-4 kbar) orta-yüksek sıcaklık (550-700°C) yeşilşist fasiyesine gerileyen metamorfizma takip etmiştir (Whitney vd., 2001, 2003; Lefebvre vd., 2015). Basınç azalmasına bağlı gelişen gerileyen metamorfizmaya S-tipi granit sokulumu eşlik etmiştir (Whitney vd., 2001, 2003; Lefebvre vd., 2011, 2015). Meta-sedimenter birimlerden migmatit ve beraberindeki granitlerden yapılan çalışmalar, bu granitik magmanın orta kıtasal kabuk meta-sedimenter kayaçların yüksek sıcaklık bölgesel metamorfizması sırasında ve/veya basınç azalmaya (<12 km) başladığında kısmi ergime gerçekleştiğini, ancak gerilmeli sistemde uzun süreli ergime ve yüksek sıcaklık metamorfizmasının devam etmediğini göstermiştir (Üçkapılı granitoid: Whitney vd., 2003). Ergime, halihazırda sıcak olan temelin gerilmesini ve metasomatizmaya uğramış mantoda basınç azalmasını (dekompresiyon) tetiklemiştir (Boztaş vd., 2009; İlbeyli, 2005; Köksal vd., 2013). Litosferik delaminas-



Şekil 18. EMB granitoidlerindeki biyotitlerde $Al^{[4]}$ değerlerinin $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'e karşı dağılımı ve bunların meta-sedimenter kökenli ergiyik ile manto kökenli orta-felsik karakterli ergiyikle karşılaştırmaları (meta-sedimenter ergiyik alanı Kemp (2001)'den, manto kökenli ergiyik alanı ise Kemp (2004)'den alınmıştır) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 18. Plots of $Al^{[4]}$ againsts $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ for biotites of the EMA granitoids and their comparison with biotites deriving from melts of meta-sedimentary rocks and felsic-intermediate melt of mantle source rock (melt of metasedimentary rocks from Kemp (2001), melt of mantle source from Kemp (2004)) (see Figure 4 for symbols).

yon veya dalan dilimin kırılması (slab breakoff) gibi süreçlerle sıcak astenosferin litosferik mantoya doğru yükselmesiyle bölgede oluşan yüksek ısının manto ergimesine ve I-tipi granitoid sokulumlara neden olduğu önerilmektedir (İlbeyli, 2005; Boztuğ vd., 2009; Köksal vd., 2012, 2013). I-tipi granitoidlerin kökeninde kabuksal malzemenin de etkisi de vardır (İlbeyli, 2005; Boztuğ vd., 2007b, 2009; Toksoy-Köksal vd., 2009a; Köksal vd., 2012, 2013).

SONUÇLAR

Bu çalışmada; Aksaray (Orta Anadolu) yöresindeki Ekecikdağ Magmatik Birliği'nde yer alan granitik kayaların tüm-kayaç element jeokimyası ve mineral kimyasına dayalı petrojenetik özellikleri ve magma kristalizasyon koşulları araştırılmıştır. Orta Anadolu'daki belli başlı magmatik birliklerden birisi olan bu birlikteki granitlerin mineral kimyasal özellikleri kullanılarak jenetik ilişkilerinin belirlenmesi ve fiziko-kimyasal özelliklerinin ortaya konulması Orta Anadolu'nun jeolojik evrimine katkı sağlaması açısından önem taşımaktadır.

Ekecikdağ granitoidleri arazi ve petrografik gözlemler, tüm-kayaç element ve mineral kimyası verilerine dayalı çalışmalar baz alınarak granodiyorit, mikrogranit ve lökogradit olarak üç ana birime ayrılmıştır. Üç granitoid de sub-alkalen ve yüksek potasyumlu kalk-alkalen nitelikte olmalarına karşın birbirlerinden farklı karakterlere sahiptirler. Granodiyorit metalüminalı, lökogradit zayıf peralüminalı ve mikrogranit peralüminalı özellik sunar. Ekecikdağ granitoidlerinde ilksel mantoya göre normalize edilmiş çoklu-element dağılım grafiklerinde (lökograditte daha belirgin olmak üzere) negatif Ba, Nb, Sr, P, Eu ve Ti anomalileri gözlenmektedir. Lökogradit diğer kayalara göre hafif NTE'ce düşük ağır NTE'ce yüksek değerler sunmaktadır. $(La/Yb)_N$ oranları granodiyorit ve mikrogranitte daha yüksek NTE fraksiyonlaşmasına ve magma kaynağında granatın / hornblendin birikmesine işaret etmektedir. NTE grafiklerinde gözlenen negatif Eu-anomalisi lökograditte daha etkin olmak üzere tüm granitoidlerde plajiyoklaz fraksiyonlaşmasını önermektedir. Tüm-kayaç element-element değişim ile çoklu element grafikleri ve mineral katyon yer değişim diyagramları bu granitoidlerin magma-

nın gelişim süreci içerisinde giderek fraksiyonlaşan ortak bir kaynaktan türemediklerini veya ortak heterojen kaynaktan farklı süreçlerle fraksiyonlaştıklarını ortaya koymaktadır.

Mineral kimyası özellikleri tüm-kayaç verisini destekler şekilde kayaçların birbirlerinden farklı kökenlere sahip olduklarını göstermektedir. Veriler ışığında I- ve S-tipi EMB granitoidlerinin magma kökeninde manto katkısının soru işareti olup meta-magmatik ve/veya meta-sedimenter alt kıtasal kabuk katkısının önemli olduğu önerilmiştir. Petrografik ve jeolojik bulguları destekleyen mineral kimyası verileri granodiyoritin hibrid bir magmadan türediğine işaret etmektedir.

Jeodinamik anlamda katkı sağlayacağı düşünülerek EMB granitoidlerinde yapılan jeotermometrik hesaplamalar, granodiyorit için 615-783°C (hornblend-plajiyoklaz ve hornblend-Ti termometreleri), mikrogranit için 464-565°C (biotit-Ti ve iki feldispat termometreleri) ve lökogradit için ise 456-482°C (biotit-Ti ve iki feldispat termometreleri) sıcaklık aralıklarını ortaya koymuştur. Genelde hornblend-plajiyoklaz termometresinin >700°C solidus sıcaklığı verdiği ve feldispatların çoğunlukla sub-solidus yeniden dengelenmenin etkisinde kalabildikleri (Anderson, 1996) düşünülerek; bu çalışmada magmatik değerlerden sub-solidus değerlere geniş aralıkta elde edilen sıcaklıkların yavaş soğuyan bu kayaçlarda geç evrede yeniden dengelenmeye işaret ettikleri önerilmektedir. Minerallerde sub-solidus rekristalizasyona, Orta Anadolu'daki nispeten genç (yaklaşık 75 milyon yıl) magmatizmanın (Köksal vd., 2004, 2013), Orta Anadolu'nun Eosen'de yükselmesinin ve/veya yine Eosen'de basen oluşumuna dayalı volkanizmanın neden olmuş olabileceği düşünülmektedir.

Jeobarometrik hesaplamalar granodiyoritin yerleşim basıncının (3-4.5 kbar) dolayısıyla 10-16 km derinlikte yerleştiğini önermektedir. Mikrogranit ve lökogradite uygulanabilecek uygun jeobarometrik hesaplama mümkün olmadığından, bu granitoidlerin yerleşim derinliği jeolojik ve teorik verilerle 11-12 km'ye sınırlandırılmıştır. EMB granitoidlerinin yerleşim derinliği orta kabuksal seviyelere karşılık gelmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TÜBİTAK tarafından 106Y066 nolu proje kapsamında desteklenmiştir. Yazar değerli görüş ve katkılarından dolayı Orta Doğu Teknik Üniversitesi'nden M. Cemal Göncüoğlu ve Serhat

Köksal'a teşekkür eder. Yazar, ayrıca, yayını değerlendirip katkı sağlayan hakemler Sabah Yılmaz Şahin ve Faruk Aydın'a da teşekkür eder.

KAYNAKLAR

- Abbott Jr., R.N., 1985. Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. *Canadian Mineralogist*, 23, 553-561.
- Abdel-Fattah, M.A., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541.
- Abdel-Fattah, M.A., 1996. Discussion on the comment on nature of biotites in alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 37, 1031-1035.
- Ague, J.J., 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology*, 25, 563-566.
- Akıman, O., Eler, A., Göncüoğlu, M.C., Güleç, N., Geven, A., Türel, T.K., and Kadioğlu, Y.K., 1993. Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications. *Geological Journal* 28, 371-382.
- Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Trans Royal Society Edinburgh, Earth Sciences*, 87, 125-138.
- Anderson, J.L., and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.
- Andrade, S., Hypolito, R., Ulbrich, H.G.J., and Silva, M.L., 2002. Iron(II) oxide determination in rocks and minerals. *Chemical Geology*, 182, 85-89.
- Aydın, N.S., Göncüoğlu, M.C., and Eler, A., 1998. Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex: review of field, petrographic and geochemical features. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 259-268.
- Barbarin, B., and Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Royal*

- Society of Edinburgh, Transactions: Earth Sciences, 83, 145-153.
- Barnes, C.G., and Prestvik, T., 2000. Condition of pluton emplacement and anatexis in the Caledonian Batholith, north-central Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 80, 259-274.
- Benisek, A., Kroll, H., and Cemië, L., 2004. New developments in two-feldspar thermometry. *American Mineralogist*, 89, 1496-1504.
- Boztuğ, D., 1998. Post-collisional Central Anatolian alkaline plutonism, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 145-165.
- Boztuğ, D., 2000. S-I-A-type intrusive associations: geodynamic of 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., Geological Society, London, Special Publications, 173, 441-458.
- Boztuğ, D., Güney, Ö.Z., Heziler, M., Jonckheere, R.C., Tichomirowa, M., and Otlı, N., 2008. ^{207}Pb - ^{206}Pb , ^{40}Ar - ^{39}Ar and Fission-Track Geothermochronology Quantifying Cooling and Exhumation History of the Kaman-Kırşehir Region Intrusions, Central Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18, 85-108.
- Boztuğ, D., Harlavan, Y., Arehart, G.B., Satir, M., and Avcı, N., 2007b. K-Ar age, whole-rock and isotope geochemistry of A-type granitoids in the Divriği-Sivas Region, Eastern-Central Anatolia, Turkey, *Lithos*, 97, 193-221.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R.C., Heizler, M., Ratschbacher, L., Harlavan, Y., and Tichomirowa, M., 2009. Timing of post-obduction granitoids from intrusion through cooling to exhumation in central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 473, 223-233.
- Boztuğ, D., Tichomirowa, M., and Bombach, K., 2007a. ^{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.
- Brown, E.H., 1977. The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology*, 18, 53-72.
- Chappell, B.W., and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Chappell, B.W., and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 489-499.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., and Wyborne, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*, 28, 1111-1138.
- Chatterjee, N.D., and Johannes, W., 1974. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M_1 -muscovite, $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48, 89-114.
- Chen, W., Xu, Z., Chen, M., and Yu, Y., 2016. Multiple sources for the origin of the early Cretaceous Xinxian granitic batholith and its tectonic implications for the western Dabie orogeny, eastern China. *Mineralogy and Petrology*, 110, 29-41.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1980. *Introduction to the Rock Forming Minerals*. Longman, London.
- Delibaş, O., Genç, Y., and De Campos, C.P., 2011. Magma mixing and unmixing related mineralization in the Karacaali Magmatic Complex, central Anatolia, Turkey. In: *Granite-Related Ore Deposits*, Sial, A.N., Bettencourt, J.S., De Campos, C.P. (eds.), Geological Society, London, Special Publications, 350, 149-173.
- Deniz, K., and Kadioğlu, Y.K., 2016. Assimilation and fractional crystallization of foid-bearing alkaline rocks: Buzlukdağ intrusives, Central Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25, 341-366.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-437.
- Düzgören-Aydın, N.S., Malpas, J., Göncüoğlu, M.C., and Erler, A., 2001. A review of the nature of magmatism in central Anatolia during the mesozoic post-collisional period. *International Geological Review*, 43, 695-710.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G., and Bird, D.K., 1993. Al- Fe^{3+} and F-OH substitutions in titanite

- and constrains on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy*, 5, 231-291.
- Erlor, A., and Göncüoğlu, M.C., 1996. Geologic and tectonic setting of the Yozgat Batholith, northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *International Geological Review*, 38, 714-726.
- Erlor, A., Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, B., Geven, A., and Önen, P., 1991. The petrology and geochemistry of the Kırşehir massif magmatic rocks in Kaman (Kırşehir) and Yozgat regions. *Dođa-Türk Yerbilimleri Dergisi*, 15, 76-100.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 354-B, 11-49.
- Frost, B.R., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic significance. In: *Reviews in Mineralogy: Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, Ed: Lindsley, D.H., Mineralogical Society of America, 25, 1-10.
- Göncüoğlu, M. C., Erlor, A., Toprak, V., Olgun, E., Yalınız, K., Kuşçu, İ., Köksal, S., and Dirik, K., 1993. Geology of the central part of the Central Anatolian Massif: part III geological evolution of the Tertiary Basin of the central Kızılırmak. Turkish Petroleum Company, Report No: 3313, Ankara (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M. C., Erlor, A., Toprak, V., Yalınız, K., Olgun, E., and Rojay, B., 1992. Geology of the western part of the Central Anatolian Massif: Part II central part. Turkish Petroleum Company, Report No: 3155, Ankara (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Kozlu, H., and Dirik, K. 1997. Pre-Alpine and Alpine terranes in Turkey: explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Ann. Geol. Pays Helleniques*, 37, 515-536.
- Göncüoğlu, M.C., Köksal, S., and Floyd, P.A., 1997. 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.
- Göncüoğlu, M.C., Köksal, S., ve Toksoy-Köksal, F., 2004. Zirkon tipolojisi ile granit petrojenezinin araştırılması yönteminin Orta Anadolu Granitoidlerine uygulanması. TÜBİTAK, No: 101Y051, Ankara (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M. C., Toprak, G.M.V., Kuşçu, İ., Erlor, A., and Olgun, E., 1991. Geology of the western part of the Central Anatolian Massif: part I southern part. Turkish Petroleum Company, Report No: 2909, Ankara (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., and Türeli, T.K., 1993. Petrology and geodynamic setting of plagiogranites from Central Anatolian Ophiolites (Aksaray-Türkiye). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2, 195-203.
- Göncüoğlu, M.C., and Türeli, T.K., 1994. Alpine collision-tipi granitoidis in the western Central Anatolian Crystalline Complex. *Journal of Kocaeli University*, 1, 39-46.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ., Şengör, A.M.C., 1984. Paleotectonic evolution of Tuzgölü Basin Complex, central Turkey. In: *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*, Eds: Dixon J.E., Robertson A.H.F., Geological Society of London, Special Publications, 17, 81-96.
- Gray, C.M., 1984. An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in southeastern Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 70, 47-60.
- Haggerty, S.E., 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *Mineralogical Society of America Short Course Notes*, 3, 101-300.
- Hammastrom, J.M., and Zen, E., 1986. Aluminium in Hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- Harris, N., and Massey, J., 1994. Decompression and anatexis of the Himalayan metapelites. *Tectonics*, 13, 1537-1546.
- Harris, M.J., Symons, D.T.A., Blackburn, W.H., and Hart, C.J.R., 1999. Paleomagnetic and geobarometric study of the Late Cretaceous Mount Lorne Stock, southern Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, 905-915.
- Haselton, H.T., Hovis, G.L., Hemingway, B.S., and Robie, R.A., 1983. Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short-range order and implications for two-feldspar thermometry. *American Mineralogist*, 68, 398-413.
- Hauri, E.H., Wagner, T.P. and Grove, T.L., 1994. Experimental and natural partitioning of Th, U,

- Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology* 117, 149-166.
- Helmy, H.M., Ahmed, A.F., El Mahallawi, M.M., and Ali, S.M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences*, 38, 255-268.
- Hinsbergen van, D.J.J., Maffione, M., Plunder, A., Kaymakçı, N., Ganerød, M., Hendriks, B.W.H., Corfu, F., Gürer, D., de Gelder, G.I.N.O., Peters, K., McPhee, P.J., Brouwer, F.M., Advokaat, E.L., and Vissers, R.L.M., 2016. Tectonic evolution and paleogeography of the Kırşehir Block and the Central Anatolian Ophiolites, Turkey. *Tectonics*, 35, 983-1014.
- Holland, T.J.B., and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72, 231-239.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- İlbeyli, N., 2005. Mineralogical-geochemical constraints on intrusives in Central Anatolia, Turkey: tectono-magmatic evolution and characteristics of mantle source. *Geological Magazine*, 142, 187-207.
- İlbeyli, N., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2004. Petrogenesis of collision-related plutonics in central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 72, 163-182.
- Johnson, M.C., and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera California volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- Kadioğlu, Y.K., Dilek, Y., and Foland, K.A., 2006. 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., and Pavlides S., Geological Society of America, Special Paper, 409, 381-415.
- Kadioğlu, Y.K., Dilek, Y., Güleç, N., and Foland, K.A., 2003. Tectonomagmatic evolution of bimodal plutons in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Journal of Geology*, 111, 671-690.
- Keay, S., Collins, W.J., and McCulloch, M.T., 1997. A three component Sr-Nd mixing model for granitoid genesis, Lachlan Fold Belt, Eastern Australia. *Geology*, 25, 307-310.
- Kemp, A.I.S., 2001. Petrogenesis of granitic rocks: A source based perspective. PhD Thesis, Australian National University, Canberra, Australia (yayımlanmamış).
- Kemp, A.I.S., 2004. Petrology of high-Mg, low-Ti igneous rocks of the Glenelg River Complex (SE Australia) and the nature of their interaction with crustal melts, *Lithos*, 119-156.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., and Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315, 980-983.
- Köksal, S., 2005. Zircon typology and chemistry of the granitoids from Central Anatolia, Turkey. PhD Thesis, Middle East Technical University, Ankara (yayımlanmamış).
- Köksal, S., and Göncüoğlu M.C., 2008. Sr and Nd isotopic characteristics of some S-, I- and A-type granitoids from central Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 111-127.
- Köksal, S., Göncüoğlu, M.C., and Floyd, P.A., 2001. Extrusive members of postcollisional A-type magmatism in central Anatolia: Karahidir Volcanics, Idisdagi-Avanos Area, Turkey. *International Geological Review*, 43, 683-694.
- Köksal, S., Möller, A., Göncüoğlu, M.C., Frei, D., and Gerdes, A., 2012. Crustal homogenization revealed by U-Pb zircon ages and Hf isotope evidence from the Late Cretaceous granitoids of the Ağaçören intrusive suite (Central Anatolia/Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v: 163, 725-743.

- Köksal, S., Romer, R.L., Göncüoğlu, M.C., and Toksoy-Köksal, F., 2004. Timing of post-collisional H-Tipi to A-Tipi granitic magmatism: U-Pb titanite ages from Alpine Central Anatolian Granitoids (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 93, 974-989.
- Köksal, S., Toksoy-Köksal, Fatma; Goncuoglu, M. C., Moller, A., Gerdes, A., and Frei, D., 2013. Crustal source of the Late Cretaceous Santsari monzonite stock (central Anatolia - Turkey) and its significance for the Alpine geodynamic evolution. *Journal of Geodynamics*, 65, 82-93.
- 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., Lint-hout, K., Larid, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schmac-her, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- Lefebvre, C., Barnhoorn, A., van Hinsbergen, D.J.J., Kaymakci, N., and Vissers, R.L.M., 2011. Late Cretaceous extensional denudation along a marble detachment fault zone in the Kırşehir massif near Kaman, central Turkey. *Journal of Structural Geology*, 33, 1220-1236.
- Lefebvre, C., Peters, K., Wehrens, P., Brouwer, F.M., and van Roermund H.L.M., 2015. Thermal and extensional exhumation history of a high-temperature crystalline complex (Hırkadağ Massif, Central Anatolia). *Lithos*, 238, 156-173.
- Maas, R., Kamenetsky, V., Nicholls, I.A., and Steele, D., 2001. The petrogenesis of mafic c S-type magmas: quenched melt inclusions in phenocrysts of a Silurian dacite (Lachlan Fold Belt). In: *S-Type Granites and Related Rocks*, Chappell, B.W., and Fleming, P.D. (eds.). Australian Geological Survey Organisation Record, 2001/02, 77-78.
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Moazzen, M., and Droop, G.T.R., 2004. Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive Complex, W Scotland. *Mineralogy and Petrology*, 83, 27-53.
- Okay, A.I., Satir, M., Maluski, H., Siyako, M., Monié, P., Metzger, R., and Akyüz, S., 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic and geochronologic constraints. In: *The Tectonic Evolution of Asia*, Yin, A., and Harrison, T.M. (eds), Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., 420-441.
- Otlu, N., and Boztuğ, D., 1998. The coexistence of the silica oversaturated (alkos) and under-saturated (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, 241-257.
- Otlu, N., Boztuğ, D., and Bonin, B., 2001. Mineral chemistry and geothermobarometry of some silica oversaturated alkaline plutons from the post-collisional alkaline plutonism in Central Anatolia, Turkey. *Fourth International Turkish Geology Symposium, (ITGSIV), 24-28 September 2001, Abstracts*, p. 56.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Petermann, M., Hirschmann, M.M., Hametner, K., Gunther, D., and Schmidt, M.W., 2003. Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, doi: 10.1029/2003gc000638.
- Pitcher, W.S., 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Academic and Professional, Glasgow and London, 321 pp.
- Pouchou, J.L., and Pichoir, F., 1991. Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes: applying the model "PAP". In: *Electron Probe Quantification*, Heinrich, K.F.J., and Newbury, D.E. (Eds), Plenum Press, New York, 31-75
- Reichardt, H., and Weinberg, R.F., 2012. The dike swarm of the Karakoram shear zone, La-

- dakh, NW India: Linking granite source to batholith. Geological Society of America Bulletin, 124, 89-103.
- Ridolfi, F., and Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 Gpa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 163, 877-895.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., and Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contribution to Mineralogy and Petrology, 160, 45-66.
- 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., and Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas. Canadian Mineralogist, 36, 905-912.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110, 304-310.
- Shabani, A.A.T., Lalonde, A., and Whalen, J.B., 2003. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian Orogen: A potential tectonomagmatic indicator? Canadian Mineralogist, 41, 1381-1396.
- Shand, S.J., 1943. Eruptive Rocks: their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley and Sons, New York.
- Slaby, E., and Martin, H., 2008. Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). Journal of Petrology, 49, 353-391.
- Stormer, J.C., Jr., 1975. A practical two-feldspar geothermometer. American Mineralogist, 60, 667-674.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Magmatism in Ocean Basins, Saunders A.D., Norry M.J. (eds), 42, Geological Society of London, Special Publication, 313-345.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tatar, S., and Boztuğ, D., 1998. Fractional crystallization and magma mingling/mixing processes in the monzonitic association in the SW part of the composite Yozgat batholith (Şefaatli-Yerköy, SW Yozgat). Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 215-230.
- Thompson, A.B., 1974. Calculation of muscovite-paragonite-alkali-feldspar phase relations. Contributions to Mineralogy and Petrology, 44, 173-194.
- Tiepolo, M., and Tribuzio, R., 2008. Petrology and U-Pb zircon geochronology of amphibole-rich cumulates with sanukitic affinity from Husky Ridge (northern Victoria Land, Antarctica); insights into the role of amphibole in the petrogenesis of subduction-related magmas. Journal of Petrology 49, 937-970.
- Toksoy-Köksal, F., Gerdes, A., Göncüoğlu, M.C., Möller, A., Frei, D., and Köksal, S., 2009a. U-Pb age and isotope data from the S- and I-type syn-collisional granites in the Ekecikdağ area, central Anatolia. Geochim. Cosmochim Acta, 73, Suppl. S Goldschmidt 2009, A1335.
- Toksoy-Köksal, F., Oberhaensli, R., and Göncüoğlu, M.C., 2009b. Hydrous aluminosilicate metasomatism in an intra-oceanic subduction zone: Implications from the Kurancali ultramafic-mafic cumulates within the Alpine Neotethys Ocean, Turkey. Mineralogy and Petrology, 95, 273-290.
- Toksoy-Köksal, F., Köksal, S., ve Göncüoğlu, M.C., 2008. Zirkon Jeokronolojisi ve Mineral Kimyası Çalışmaları ile Ekecikdağ Mağmatik Birliği (Orta Anadolu) Granitoidlerinin Yaşı, Petrojenezi ve Jeodinamik Koşullarının Araştırılması. TÜBİTAK, Proje No: 106Y066, Ankara (yayımlanmamış).
- Türel, T.K., 1991. Geology, petrography and geochemistry of Ekecikdağ (Aksaray) Plutonic Rocks. PhD Thesis, Middle East Technical University, Ankara, (yayımlanmamış).
- Türel, T.K., Göncüoğlu, M.C., ve Akıman, O., 1993. Ekecikdağ granitoidinin petrolojisi ve kö-

- keni (Orta Anadolu Kristalen Kütlesi batısı). Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 115, 15-28.
- Whitney, D.L., and Hamilton, M.A., 2004. Timing of high grade metamorphism in central Turkey and the assembly of Anatolia. *Journal of the Geological Society, London*, 161, 823-828.
- Whitney, D.L., Teyssier, C., Dilek, Y., and Fayon, A.K., 2001. Metamorphism of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: influence of orogen-normal collision vs. wrench-dominated tectonics on P-T-t paths. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 411-432.
- Whitney, D.L., Teyssier, C., Fayon, A.K., and Hamilton, M.A., Heziler, M., 2003. Tectonic controls on metamorphism, partial melting, and intrusion; timing and duration of regional metamorphism and magmatism in the Niğde Masif, Turkey. *Tectonophysics* 376, 37-60.
- Whitney, J.A., and Stormer, J.C., Jr., 1977. The distribution of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *American Mineralogist*, 62, 687-691.
- Wones, D.R., 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74, 744-749.
- Wones, D.R., and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: Experiment, theory and applications. *American Mineralogist*, 50, 1228-1272.
- Wyllie, P.J., 1984. Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A310, 439-456.
- Yalınz, M.K., and Göncüoğlu, M.C., 1998. General geological characteristics and distribution of Central Anatolian Ophiolites. *H.U. Yerbilimleri*, 20, 19-30.
- Yalınz, M.K., Aydın, N.S., Göncüoğlu, M.C., and Parlak, O., 1999. Terlemez quartz monzonite of central Anatolia (Aksaray-Sarıkaraman): age, petrogenesis and geotectonic implications for ophiolite emplacement. *Geological Journal*, 34, 233-242.
- Yılmaz, S., and Boztuğ, D., 1998. Petrogenesis of the Çiçekdağ Igneous Complex, north of Kırşehir, Central Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 185-199.
- Zen, E.-An, 1989. Plumbing the depths of batholiths. *American Journal of Science*, 289, 1137-1157.