

1. GİRİŞ

Bölgesel metamorfik kuşaklar orojenik süreçlerin ana ürünleri olup, dağ kuşaklarının çekirdeklerinde ve farklı kıtasal alanların eklemlerinde bulunmaktadır. Bu metamorfik kuşakların kayaç topluluklarının tanımlanması, başkalaşım (sıcaklık-basınç) koşullarının ve bu koşulların zamana bağlı değişiminin ortaya konulması orojenik olayların anlaşılmasında veri sağlamaktadır.

Düşük-sıcaklık / yüksek-basınç (DS/YB) başkalaşımı yitim zonları için tipiktir. Yitim zonları boyunca okyanusal kabuk ve üzerleyen tortul kayaçlar ve kısmen de kıtasal malzeme manto derinliğine gömülme ve bir kesimi üzerleyen levhaya yamanarak okyanusal yığışım karmaşalarını oluşturmaktadır. Dalan soğuk levhanın etkisiyle jeotermal gradyan rahatsız edilmekte ve oldukça derinlerde bile sıcaklığın göreceli olarak düşük kalmasına neden olmaktadır. Mavişist gibi DS/YB kayaları bu koşullarda oluşmaktadır. Yüksek-basınç metamorfikleri, ofiyolitler ve okyanusal yığışım karmaşaları zamanla kıtasal kabuğun yanal olarak büyümesine neden olmaktadır.

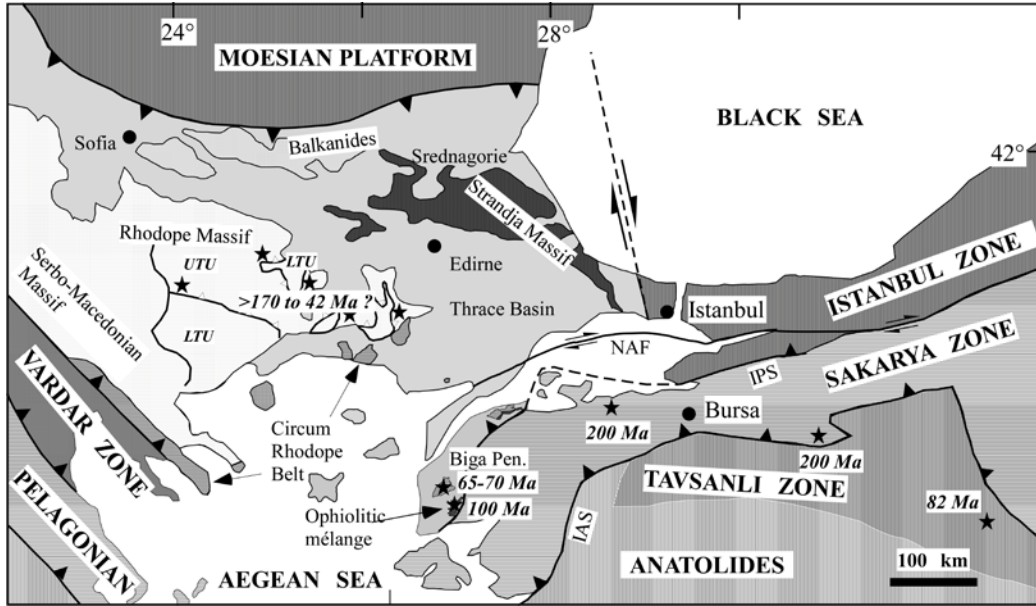
Yığışım karmaşalarındaki başkalaşım, yitim zonunun ısıl yapısının bir işlevidir ve başkalaşım koşullarının saptanması yitim zonunun ısıl yapısının anlaşılmasında katkı sağlamaktadır. Başkalaşım yaşının sınırlandırılması ise yitim ve eklemlenmenin ne zaman gerçekleştiğini söylemektedir. Böylece eski okyanusal alanların evrimleri hakkında nicel veri elde edilmektedir.

Türkiye Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer almakta ve jeolojik evrimi büyük ölçüde eski Tetis okyanusunun ve onun kollarının açılması ve kapanması tarafından denetlenmektedir (Şengör & Yılmaz, 1981; Okay & Tüysüz, 1999; Moix ve diğ., 2008). Bu okyanusal alanlar kapanarak birçok kıtasal alanın kenetler (sütür) boyunca yan yana gelmesine ve bugünkü Anadolu'nun şekillenmesine neden olmuştur. Biga Yarımadası ve Trakya'da yapılan çalışmalarla bu bölgeden bir kenet zonunun geçtiği uzun bir süredir bilinmektedir (Okay ve diğ. 1990, Okay & Tansel 1992, Topuz ve diğ. 2008). Geniş bir alanda yüzeyleyen yüksek-basınç metamorfikleri ve okyanusal

yığışım karmaşalarının Pontid-İçi Okyanusu'nun tüketilmesinin kalıntıları olduğu düşünülmektedir. Bu çalışmanın konusunu, Biga Yarımadası'nın kuzeyinde Marmara Denizi kıyısı boyunca yüzeyleyen Kemer Metamorfikleri ve hemen güney sınırında yer alan okyanusal yığışım karmaşasının (ofiyolitik melanj) (a) kayaç topluluklarının (b) başkalaşım koşullarının ve (c) başkalaşım yaşının anlaşılması oluşturmaktadır. Elde edilen veriler İç-Pontid okyanusunun/kenedinin evrimi açısından taşıdıkları önem ve Kuzey Ege bölgesinin jeodinamiğindeki yeri çerçevesinde tartışılacaktır.

1.1 Bölgesel Jeoloji

Türkiye'nin kuzeybatısı farklı tektonik birliklerin/zonların yan yana görüldüğü bir orojenik kuşağı temsil etmektedir (Şengör & Yılmaz 1981; Okay 1989; Okay ve diğ. 1996; Okay & Tüysüz 1999). Bu birlikler birbirlerinden ofiyolitler, yığışım karmaşaları ve yüksek basınç metamorfikleri ile karakterize olan kenetlerle ayrılmaktadır. Bu tektonik zonları en kuzeyde Rodop-Istranca Masifi, kuzeybatıda İstanbul Zonu güneyde ise Sakarya Zonu oluşturmaktadır (Şek. 1.1). Aşağıda değişik tektonik zonların genel nitelikleri özetlenmektedir.



Şekil 1.1. Kuzey Ege'nin tektonik haritası (Okay & Satır, 2000a'dan yeniden düzenleyen Topuz ve diğ., 2008). Yıldızlar başlıca eklojit alanlarını ve bunların yaşlarını belirtmektedir.

1.1.1 Rodop-Istranca Zonu

Yunanistan ve Bulgaristan sınırları içerisinde yaygın olarak yüzeyleyen Rodop Masifinin temelini güney yönlü bindirmelerden oluşan bir nap istifi oluşturmaktadır.

Yüksek dereceli metamorfizmaya uğramış olan bu temel kendi içinde alt ve üst tektonik dilimler olarak ayrılmaktadır (Burg ve diğ. 1996; Ricou ve diğ. 1998). Alt tektonik birim eklojitik amfibolit seviyeleri içeren ortognays ve pelitik gnayslardan, üst tektonik birim ise metaperidotit ve eklojit dilimleri içeren amfibolit, şist, gnays ve mermerlerden oluşmaktadır. Alt tektonik birim içerisindeki eklojit ve metapelitlere ait granatlar içerisinde aşırı yüksek basınç metamorfizmasını karakterize eden elmas ve kohezit kapanımlarına rastlanmıştır (Mposkos & Kostopoulos 2001). Bu minerallerin varlığı Rodop Masifine ait metamorfitlelerin üst manto derinliklerine kadar gömüldüğünü işaret etmektedir.

Rodop Masifi'nin kuzeydoğusunda Istranca Masifi KB-GD doğrultulu olarak uzanmaktadır. Bu birimin Rodoplarla ve daha güneyde Biga Yarımadası'nda yer alan metamorfitle ve yığışım karmaşalarıyla olan ilişkileri genç çökeller tarafından örtüldüğü için tam olarak gözlenememektedir. Istranca Masifi Geç-Karbonifer-Erken Permiyen yaşlı gnays, migmatit ve bunları kesen granitten oluşan bir temele sahiptir. Bu Variskan temel üzerine Erken Triyas-Orta Jura'da uyumsuz olarak transgresif bir istif gelmektedir. Geç Jura-Erken Kretase'de temel ve transgresif olarak üzerleyen bu istif, yeşilşist-amfibolit fasiyesinde bölgesel metamorfizmaya uğramıştır (Okay ve diğ. 2001; Sunal ve diğ. 2006 & 2008). Geç Jura-Erken Kretase yeşilşist-amfibolit fasiyesli başkalaşımı sırasında kuzey verjanslı bindirme fayları gelişmiştir (Okay ve diğ., 2001). Istranca Masifine ait metamorfik kayaçların üzerine Senomaniyen sığ denizel çökelleri gelmektedir (Okay ve diğ. 2001). Istranca masifi Rodoplardan farklı olarak okyanusal kökenli kayaçlar ve yüksek basınç metamorfitleleri içermemektedir.

1.1.2 İstanbul Zonu

İstanbul Zonu Ordovisyen öncesi bir kristalen temel üzerine uyumsuz olarak gelen Paleozoyik yaşlı tortul istiftten oluşmaktadır (Okay ve diğ. 2006 ve içerdiği atıflar). Kristalen temel kuzey eğimli bir bindirme fayı (Karadere fayı) dolayısıyla yapısal olarak iki birime ayrılmıştır. Bunlar yapısal olarak altta bulunan yüksek dereceli metamorfitlelerden (amfibolit, kuvarso-feldispatik gnays ve migmatit) oluşan Sünnice Gurubu ve yapısal olarak üstte bulunan metavolkanit ve metavolkanokalstitlerden oluşan Çaşurtepe Formasyonu ve her ikisini de kesen metagranitoidlerden oluşmakta ve aktif bir kıta kenarını temsil etmektedir (Ustaömer & Rogers 1999). Metagranitoidlerden ayrılan zirkonlar üzerinde yapılan U-Pb ve Pb-Pb yaş analizleri Geç Proterozoyik yaşını vermektedir (Chen ve diğ. 2002, Ustaömer ve diğ.

2005; Okay ve diğ. 2008). Okay ve diğ (1994) İstanbul Zonu'nun Üst Kretase'de Karadeniz'in açılmasına bağlı olarak doğrultu atımlı faylarla kuzeyden geldiğini söylemektedir. İstanbul Zonu'na ait kayaçların benzerleri daha kuzeydeki Moezyan platformunda da görülmektedir.

1.1.3 Sakarya Zonu

Sakarya Zonu'nun temelini Kazdağ, Uludağ, Devrekani ve Pulur'da yüzeyleyen Karbonifer yaşlı yüksek dereceli metamorfitle ve Triyas yaşlı bir eklenir prizma oluşturmaktadır (Okay ve diğ., 2006 ve içerdiği atıflar). Yüksek dereceli metamorfitle amfibolitler, gnays ve mermerler temsil etmektedir. Son yıllarda yapılan çalışmalar Uludağ ve Kazdağı Masifleri'nin sırasıyla Oligosen'de ve Oligo-Miyosende yeniden başkalaşıma uğradığını göstermektedir (Okay & Satır 2000b, Okay ve diğ. 2008). İçerisinde mavişist ve eklojit dilimleri içeren eklenir prizma ise Karakaya Karmaşası olarak bilinmekte ve üzerine uyumsuz olarak Jura yaşlı transgresif bir istif gelmektedir (Okay & Tüysüz 1999, Okay & Göncüoğlu 2004). Karakaya Karmaşası, içerisinde eklojit ve mavişist dilimleri olan fillit, metabazit ve mermer aralanmasından ve deforme olmuş olistostromal birimlerden oluşmaktadır. Sakarya Zonu'nda bir çok alanda (Söğüt, Bandırma) Permiyen yaşlı, Kazdağının güneybatısında bir alanda ise (Çamlık) Erken Devoniyen yaşlı derinlik kayaları yüzeylemektedir.

1.1.4 Pontid-İçi Kenedi

Pontid-İçi Kenedi'nin esas itibarıyla kuzeydeki İstanbul ve güneydeki Sakarya zonlarını birbirinden ayırdığı ve Armutlu Yarımadası boyunca yüzeyleyen kayaçlarla temsil edildiği düşünülmektedir (Şengör ve diğ. 1980; Şengör & Yılmaz 1981; Okay 1989; Okay & Tüysüz, 1999). Bununla birlikte okyanusal alanın ne zaman açılıp kapandığı, kıtasal parçaların kökenleri ve hatta böyle bir okyanusal alanın var olup olmadığı hala tartışılmaktadır (Moix ve diğ. 2008). Okyanusal alanın tüketilip iki kıtasal alanın çarpışması farklı çalışmalarda Erken Eosen (Okay ve diğ. 1994), Geç Kretase (Yılmaz ve diğ., 1995; Robertson & Ustaömer 2004) ve Senomaniyen (Tüysüz, 1999) olarak sınırlandırılmıştır. Elmas & Yiğitbaş (2001) ise Armutlu Yarımadası'nda yüzeyleyen kayaçların, eski bir okyanusal alanın kalıntılarına değil, doğrultu atımlı faylarla iç içe geçmiş İstanbul ve Sakarya zonlarına ait birimler olduğunu ileri sürmektedir.

Son dönemde Armutlu Yarımadası'nın doğu kesimlerinde (Geyve ve çevresi, Sakarya) yapılan yeni jeokronolojik ve sedimentolojik çalışmalar ise İstanbul ve Sakarya Zonları'nın çarpışmasının Erken Kretase'de gerçekleştiğini göstermektedir (Akbyram ve diğ. 2009; Özgörüş ve diğ. 2009). Batıya doğru ise bu kenet zonunun, Biga Yarımadası'nda ve Trakya-Şarköyde yüzeyleyen ofiyolitik yığışım karmaşaları ve yüksek-basınç metamorfiteeri tarafından temsil edildiği düşünölmektedir. Aşğıda bu bölgenin jeolojisi ayrıntılı olarak tartışılmaktadır.

1.2 Yerel Jeoloji (Biga Yarımadası kuzeybatısı)

Biga Yarımadası kuzeybatısı iki farklı tektonik birim arasındaki geçişe karşılık gelmektedir. Bu tektonik birimleri güneyde Sakarya Zonu ve kuzeyde Istranca Masifi oluşturmaktadır. Yörede yaygın olarak yüksek-basınç metamorfiteeri ve genel itibarıyla başkalaşıma uğramamış okyanusal yığışım karmaşaları yüzeylemektedir. Bu temel kayaçlarını Eosen ve daha genç volkanitler ve çökel kayaçları örtmekte, benzer yaşlı granitoidler de kesmektedir.

Biga Yarımadası'nın jeolojisinin anlaşılmasında ilk kapsamlı çalışma Okay ve diğ. 1990 tarafından yapılmış ve bölgede yüzeyleyen başkalaşım kayaçları ve yığışım karmaşaları haritalanmış ve adlandırılmıştır. Bu çalışmada Gelibolu'dan Biga Yarımadasının güneyine doğru dört tektonik zon tanımlanmıştır. Bu zonlar kuzeybatıdan güneydoğuya doğru sırasıyla (i) Gelibolu (ii) Ezine (iii) Ayvacık-Karabiga ve (iv) Sakarya zonlarıdır. Yukarıdaki zonlardan Gelibolu ve Ayvacık-Karabiga zonları okyanusal yığışım karmaşalarını temsil etmektedir. Ezine, Kemer, Çamlıca ve Marmara Adası'nda yüzeyleyen kıtasal kökenli başkalaşım kayaçları ise Ezine Zonu adı altında toplanmıştır.

Yukardaki zonlamaya daha sonraki çalışmalarda sadık kalınmamıştır. Kıtasal kökenli başkalaşım kayaçlarının kökenleri ve okyanusal yığışım karmaşaları ile olan ilişkisinin belirsizliği farklı yaklaşımların geliştirilmesine neden olmuştur. Özellikle son on yılda yapılan çalışmalarla elde edilen yeni nicel veriler yukarıdaki meselenin anlaşılmasında önemli katkılar koymuştur.

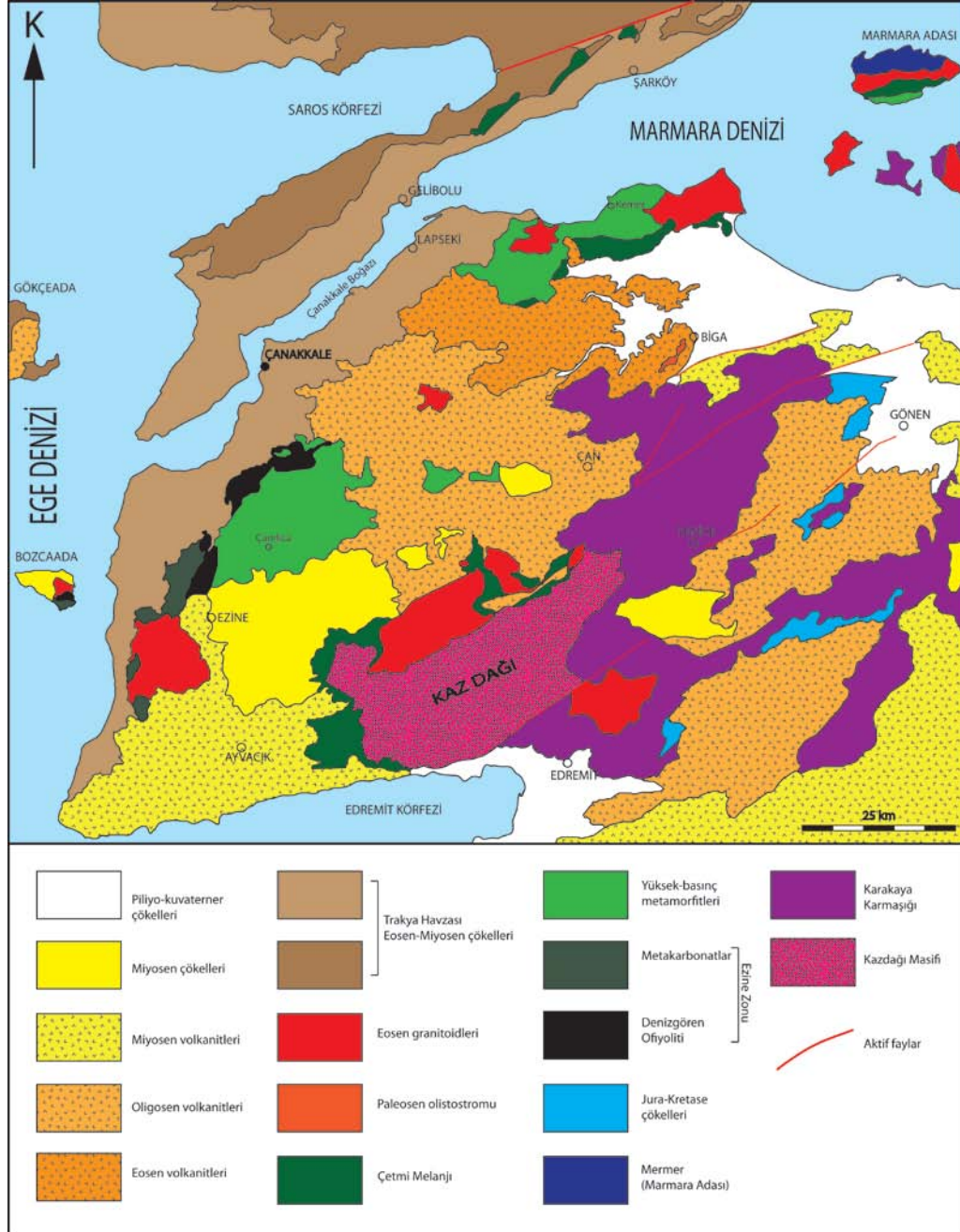
Kemer Metamorfiteeri'nin güneybatısında yer alan Çamlıca Metamorfiteeri baskın olarak mikaşist ve tali oranda kalkşist, mermer ve metabazitlerden oluşmaktadır. Eklojit fasiyesi koşullarında başkalaşıma uğrayan Çamlıca Metamorfiteeri'ne ait

mikaşistler üzerinde yapılan Rb-Sr fengit-toplam kayaç yaşlandırması 65-69 My başkalaşım yaşı vermektedir (Okay & Satır 2000a). Çamlıca Metamorfitleri'nin Rodop Masifi'nin Biga Yarımadası'ndaki uzantısı olduğu düşünülmektedir (Okay & Satır 2000a). Yeşilşist fasiyesinde başkalaşıma uğramış baskın olarak karbonatlardan oluşan metatortul istif ve onun üzerine üzerleyen Denizgören Ofiyoliti'nden oluşan Ezine Zonu bölgedeki diğer bir problemlili birimdir. Peridotitin tabanında görülen amfibolitler üzerinde yapılan Ar/Ar yaşları 125 My vermektedir (Beccaletto & Jenny 2004). Ezine Zonuna ait kayaçların lithostratigrafik özelliklerinden ve Biga Yarımadası'nda yanal devamlılığının bulunmayışından dolayı, bu zonun Rodopların bir uzantısı olduğu ileri sürülmüştür (Beccaletto & Jenny 2004). Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yüzeyleyen ve bu çalışmanın da konusunu oluşturan Kemer Metamorfitleri'nin Geç Kretase-Erken Tersiyer'de çarpışma ile eşanlı olarak gerilmeye maruz kaldığı düşünülmektedir (Beccaletto ve diğ. 2007). Marmara Adası'nda güneyde epidot-amfibolit, amfibolit fasiyesli metapelit ve metakarbonatlar (Gündoğdu Metamorfitleri) ve okyanusal kabuktan malzeme almış bir yığışım karmaşası (Erdek Karmaşığı), kuzeyde ise dolomitik seviyeler içeren mermerler yüzeylemektedir (Aksoy 1999).

Okyanusal yığışım karmaşaları Biga Yarımadası ve Şarköy'de yaygın ve dağınık olarak yüzeylemektedir. Kazdağı Masifinin batısında yer alan Çetmi Melanjı bir makaslama zonuyla masiften ayrılmaktadır. İçerisinde Geç Kretase yaşlı eklojit dilimlerinin yer aldığı melanjın Erken Tersiyer yaşlı olduğu düşünülmektedir (Okay & Satır 2000b). Şarköy'de yüzeyleyen yığışım karmaşasına ait mavişistlerde yapılan Rb-Sr toplam kayaç-fengit ve $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fengit yaşlandırmalarıyla yüksek-basınç başkalaşımı 86 My olarak sınırlandırılmıştır (Topuz ve diğ.2008).

Çetmi melanjına ait bloklar ve matriks üzerinde yapılan biyostratigrafik çalışmalarla melanjı oluşturan kayaçların, İzmir-Ankara veya Pontid-İçi kenedini oluşturan birimlerden çok Rodoplara ait birimlere benzerlik gösterdiği ileri sürülmüştür (Beccaletto ve diğ. 2005). Karapürçek Köyü (Biga, Şekil 1.3b) kuzeyinde Albiyen-Senomaniyen yaşlı tüfit, mikrokonglomera ve litikarenitlerden oluşan istifin melanja ait blokları örttüğü ve bu zaman diliminin melanjın oluşum yaşının üst sınırı olduğu söylenmiştir (Beccaletto ve diğ. 2005). Fakat göreceli olarak dar bir alanda yüzeyleyen istifin blok mu yoksa örtü kayacı mı olduğu tartışmalıdır. Biga Yarımadası ve Şarköy'de yüzeyleyen yüksek-basınç metamorfitlerin başkalaşım

yaşlarının da Geç Kretase’de yoğunlaşması melanjin yaşının Albiyen-Senomaniyen öncesi olma olasılığını azaltmaktadır. Bununla birlikte Gelibolu Yarımadası, Şarköy ve Biga’nın batısında rapor edilen Paleosen yaşlı pelajik kireçtaşı olistolitlerinin varlığı okyanusal alanın Paleosen’e kadar açık olabileceğini işaret etmektedir (Önal 1986; Okay & Tansel 1992; Yıkılmaz ve diğ. 2002).



Şekil 1.2. Biga ve Gelibolu yarımadalarının jeolojik haritası (MTA Türkiye Jeoloji Haritası, 2002; Aksoy 1999; Okay ve diğ. 1990; Okay & Satır 2000a’dan yararlanılarak yeniden çizilmiştir.).

Kuzeybatı Biga Yarımadası'nda gelişen Eosen granitoidleri metamorfileri ve yığışım karmaşalarını kesmekte ve eski-tektoniğin üst sınırını oluşturmaktadır: Karabiga 52 My. (Beccaletto ve diğ. 2007); Marmara Adası 47 My. (Ustaömer ve diğ. 2009); Kapıdağ 40 My. (Delaloye & Bingöl 2000). Bölgede geniş alanlarda yüzeyleyen benzer yaşlı kalkalkalen bazalt, bazaltik andesit, andesit, riyolit ve dasitler ile bunlara eşlik eden volkano-tortul ve tortul kayaçlar temel kayaçlarının üzerine uyumsuzlukla gelmektedir (Siyako ve diğ. 1989; Ercan ve diğ. 1998; Dönmez ve diğ. 2005). Biga Yarımadası'nda gözlenen yaygın Eosen mağmatizmasının kökeni konusunda iki farklı yaklaşım bulunmaktadır: (i) mağmatik bir yay (Okay & Satır 2006; Ustaömer ve diğ. 2009) (ii) çarpışma sonrası dalan levhanın yırtılması (slab break-off) (Altunlaynak & Genç 2006; Karacık ve diğ. 2008).

1.3 Çalışma Alanının Konumu

İnceleme alanı Çanakkale ilinin Biga ilçesine bağlı Kemer köyü civarındadır (Şek. 1.1). Çalışma alanı Marmara Denizi'nin kıyısı boyunca ~10 km uzunluğunda ve içeriye doğru ~9 km genişliğinde olup yaklaşık 90 km²'lik bir alan kapsamaktadır. Kıyı boyunca batıdan doğuya sırasıyla kabaca eşit mesafelerle Kemer, Değirmencik ve Aksaz köyleri yer almaktadır. Batıda Bekirli, güneyde Eskibalıklı ve güneydoğuda Karapürçek ve Çakırlı köyleri bulunmaktadır.

Çalışılan yöre topoğrafik olarak genel olarak engebeli değil yayvandır. Bu duruma tek istisnayı güney sırtında Eskibalıklı köyünün bulunduğu tepeler (örneğin Boztepe, 214 m.; Cami Tepe, 243 m.) oluşturmaktadır. Kuzeye doğru topoğrafik kotun ani bir şekilde deniz seviyesine kadar düşmesiyle Kemer Deresi havzası gelmektedir. Çalışma alanında bulunan diğer tepeler kuzeydoğuda Kara Tepe (210 m.), doğu-güneydoğuda Hacidede (268 m.) ve Bakır (244 m.) tepeleridir. Kıyı şeridi genel olarak yarlardan oluşmakta ve derelerin denizle buluştu noktalarda sınırlı kumsallar bulunmaktadır.

Çanakkale ili Biga ilçesine İstanbul'dan karayolu ile ulaşım iki farklı güzergahtan yapılabilir. Marmara Denizi'nin güneyinden Körfez-Bursa hattı kullanılarak ya da kuzeyden Tekirdağ-Gelibolu üzerinden gerçekleştirilebilmektedir. Diğer bir seçenek olarak deniz ulaşımı kullanılarak Bandırma üzerinden de ulaşılabilir.

1.4 Çalışmanın Amacı ve Yöntemi

Biga Yarımadası'nda geniş alanlarda yüzeyleyen metamorfik birimlerin kökenleri, oluşum koşul ve ortamları, başkalaşım yaşı ve çevre kayaçlarla olan ilişkilerinin ortaya çıkarılması Biga Yarımadası'nın jeolojik evriminin anlaşılmasında önemli katkılar sağlayacaktır. Bölgesel metamorfizmanın orojenik olayların önemli bir bileşeni olduğu düşünülürse bölgede yüzeyleyen metamorfik arazilerden elde edilecek nicel veriler bölgeyi şekillendiren tektonik süreçlerin anlaşılmasını ve bölgesel karşılaştırmalar yapılmasını kolaylaştıracaktır.

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Kemer metamorfikleri Biga Yarımadası'nın kuzey kesiminde yaklaşık 350 km²'lik bir alanda yüzeyleyen fakat üzerinde sınırlı sayıda çalışmanın yapıldığı bir birimdir. Kabaca doğu-batı doğrultulu bir şerit halinde uzanmakta olan bu birim önceki çalışmalarda güneydoğusunda yer alan Çamlıca yüksek-basınç metamorfiklerinin devamı olarak düşünülmektedir (Okay ve diğ 1990, Okay & Satır 2000a).

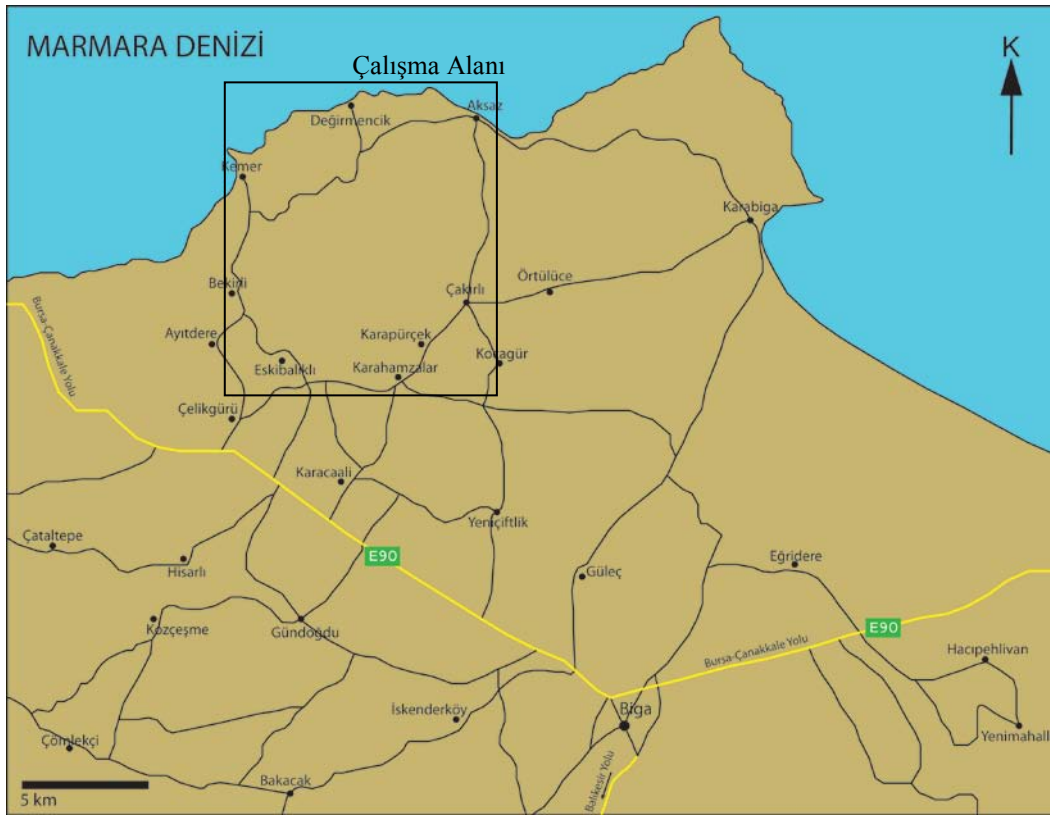
Çalışmanın amacı öncelikle Kemer Metamorfikleri'nin (i) kayaç birlikteliklerini, (ii) oluşum sıcaklık ve basınç koşullarını ve (iii) başkalaşım yaşını saptamaktır. Kemer Metamorfikleri'nin güneyinde yer alan okyanussal yığışım karmaşasıyla olan kökensel ilişkisinin incelenerek bu birimlerin ne tür bir tektonik ortamda oluştuğunun ortaya konması çalışmanın diğer bir amacıdır. Böylece Pontid-İçi Okyanusu'nun/Kenedi'nin Biga Yarımadası'ndaki evrimi açıklanmaya çalışılacaktır. Elde edilecek yeni sonuçlarla ayrıca bölgesel karşılaştırmalar yapılarak Kuzey Ege'nin jeodinamiğinin anlaşılmasına katkı konulması hedeflenmektedir.

Yöntem

Bu çalışma yürütülürken üç aşamalı bir yol izlenmiştir. i) Saha çalışmaları ii) laboratuvar çalışmaları ve iii) ilk iki aşamadan elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve sonuçlandırılması. Veriler gözleme yoluyla ve analitik yöntemler kullanılarak elde edildi. Bu kapsamda jeolojik haritalama, petrolojik ve jeokronolojik çalışmalar gerçekleştirildi.

Jeolojik haritalama çalışmaları sırasında 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritalar kullanıldı. Arazideki düzlemsel ve çizgisel yapılar Brunton tipi jeolog pusulası kullanılarak ölçüldü ve yörede yüzeyleyen formasyon sınırlarıyla birlikte haritaya geçirildi. Coğrafi konumlar Navitech marka GPS vasıtasıyla saptandı. Arazi

çalışmaları sırasında ayrıca her formasyonun litolojik ve dokusal özelliklerini anlamamıza yetecek kadar örnek toplandı. Yaşlandırma için seçilen örneklerin alterasyondan etkilenmemiş olmalarına dikkat edildi.



Şekil 1.3. Çalışma alanı için yer bulduru haritası (www.maps.google.com'dan yeniden düzenlendi).

Arazi çalışmalarında toplanan 150'den fazla örneğin ince kesitleri çıkarılarak petrografik mikroskop altında mineral ve dokuları incelendi. İnce kesitlerin yapımında Maden Fakóltesi İnce Kesit Atólyesi, Tübingen Üniversitesi Jeokimya Enstitüsü ve Heidelberg Üniversitesi Mineraloji Enstitüsü olanakları kullanıldı. Petrolojik olarak önem arz eden mineral topluluklarına sahip dokuz numunenin parlatılmış ince kesitleri çıkartılarak elektron mikroprob analizleri (EMPA) yapıldı. Mineral analizleri için Heidelberg Üniversitesi Mineraloji Enstitüsü'nde yerleşik bulunan CAMECA-SX51 marka elektron-mikroprob cihazı kullanıldı.

Başkalaşım yaşı dört granat-mikaşist rneği üzerinde Rb-Sr fengit-toplam kayaç yaş analizleri yapılarak sınırlandırıldı. Yaşlandırma için gerekli izotop analizleri Tübingen Üniversitesi Jeokimya Enstitüsü'nde bulunan Finnigan MAT-262 oklu-toplayıcı kütle spektrometresi (multicollector mass spectrometer) vasıtasıyla yapıldı.

2. İNCELEME ALANININ GENEL JEOLJİK ÖZELLİKLERİ

2.1 Giriş

Çalışma alanında temel olarak üç farklı birim bulunmaktadır. Bunlar, (i) Kemer Metamorfitleri (ii) Çetmi Okyanusal Yığışım Karmaşası (iii) Karabiga Granitoyidi'dir. Kemer Metamorfitleri ve güneyinde yer alan okyanussal yığışım karmaşası bölgenin temel kayalarını oluştururken, Erken Eosen yaşlı Karabiga granitoidi ise her iki birimi de kesmektedir. Ayrıca yörede bir yerde Kemer Metamorfitleri bazik bir sokulum kayası tarafından kesilmektedir (Şekil 2.1). Aşağıda bu birimlerin stratigrafik ve yapısal jeolojik özelliklerine kısaca değinilmekte daha ayrıntılı bir petrografik ve mineralojik tanımlama ise üçüncü bölümde yapılmaktadır.

2.2 Kemer Metamorfitleri

Kemer Metamorfitleri baskın olarak granat-mikaşist, mikaşist, kalkşist, mermer ve tali oranda metabazit ve metaultramafitlerden oluşmaktadır. İlk olarak Okay ve diğ. (1990) tarafından Kemer Metamorfitleri'nin güneybatısında yer alan Çamlıca Metamorfitleri'nin uzantısı olarak haritalanmış ve Beccaletto ve diğ. (2007) tarafından Kemer Mikaşistleri olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada birimin gösterdiği litolojik çeşitlilikten dolayı Kemer Metamorfitleri adlandırması kullanıldı. Kemer Metamorfitleri güneyde okyanusal bir yığışım karmaşasıyla tektonik olarak sınırlandırılmaktadır. Doğuda ise Karabiga Granitoyidi tarafından kesilmektedir.

Kemer Metamorfitleri'nin baskın litolojisi mikaşistlerdir. (Şekil 2.2). Granatlı mikaşistler çalışma alanının kuzeybatısında yer almaktadır. Granat porfiroblastlarının tane büyüklükleri 1 ile 5 mm. arasında değişmektedir. Mikaşist ile granat-mikaşist arasındaki geçişin niteliği belirgin değildir. Kayaç mineralojisi toplam kayaç kimyasına bağlı olarak farklılaşmış olabileceği gibi metamorfik izograddaki bir değişimi de yansıtır olabilir. Mikaşistler tedrici olarak kalkşist ve kalın tabakalı mermerlere geçiş göstermektedir (Şekil 2.3). Kemer ile Değirmencik köyleri arasında

kalan bölgede boz renkli mikaşistlere rengi yeşile çalan kloritçe zengin şist seviyeleri eşlik etmektedir.

PERİYOD	SERİ	KAT	BİRİM	SİMGE	LİTHOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Kuv				Q		Alüvyon — Uyumsuzluk —
Tersiyer	Eosen	Yipresiyen	Karabiga Granitoidi	E _K		Fillitik matris içinde; serpantinit metabazit kireçtaşı kumtaşı çört blokarı.
Kretase	Üst Kretase?		Çetmi Okyanusal Yığılma Karmaşığı	K _Ç		— Tektonik dokanak —
	Üst Kretase	Kampaniyen-Maastrichtiyen	Kemer Metamorfittleri	K _K		Mikaşist Kalkşist Mermer Metabazit Metaserpantinit Gabro sokulumu ve dokanak başkalaşım halesi

Şekil 2.1. Çalışma alanının dikme kesiti

Çalışma alanının kuzeybatı kesimlerinde yer alan granat-mikaşistler içerisindeki metabazit dilimleri ise, arazide uzun süre takip edilemeyen sucuklar halindedir (Şekil 2.4). Granat, barroyisit, epidot ve albit minerallerinden oluşan metabazitlerin yapraklanma düzlemleri, içerisinde yer aldıkları granat-mikaşitlerinkilerle örtüşmektedir. Budin kalınlıkları 0,5 ile 1,5 m. arasında değişmektedir. Kemer Metamorfittleri içerisinde yersel olarak 2-3 m. kalınlığa ulaşan ve yanal devamlılık göstermeyen metaserpantinit ara seviyeleri bulunmaktadır. Yapraklanma göstermesi ve çevre kayalarında kimyasal etkileşim neticesinde gelişen pleokroik olmayan (Mg'ca zengin) amfibol, epidot, talk minerallerinin olması serpantinit dilimlerinin Kemer Metamorfittleri içerisine başkalaşım öncesinde yerleşmiş olduğunu göstermektedir. Bu durum bize Kemer Metamorfittleri'nin başkalaşım öncesinde okyanusal kabuktan malzeme almış olduğunu göstermektedir.



Şekil 2.2. Kemer metamorfitleri'ndeki makaslama bantları ve kuvarslardaki yapıları



Şekil 2.3. Mikaşist ve mermer arasında dereceli geçiş.

Kemer Metamorfitleri çok sayıda kuvars damarı tarafından kesilmiştir. Kalınlığı 25-30 cm ile 1-2 m arasında değişen bu damarlarda kuvarsa tali oranda albit, klorit, epidot ve cevher mineralleri eşlik etmektedir (Şekil 2.5). Kuvars damarları yalnızca Kemer metamorfitleri içinde bulunmakta okyanusal yığışım karmaşasında gözlenmemektedir.

Kemer Metamorfitleeri içerisinde şu ana kadar iyi muhafaza edilmiş bir fosil rapor edilmemiştir. Dolayısıyla ilksel kayaçların çökme yaşı bilinmemektedir. Birim Geç Kretase de yüksek-basınç başkalaşımına uğramıştır (Bkz. Bölüm 4 & 5). Erken Eosen'de (Beccaletto ve diğ. 2007) ise Karabiga Granitodi'nin sokulmasıyla yerel olarak dokanak başkalaşımına uğramıştır.



Şekil 2.4. Kemer Metamorfitleeri içerisinde yer alan bir metabazit sucuğu (budin).

Mikaşistler iyi gelişmiş bir yapraklanma sunmaktadır ve makaslamaya bağlı olarak gelişmiş bant yapılarına sahiptir. Yapraklanma düzlemleri düzenli bir doğrultu ve eğim göstermeyip, kıvrımlanmış bir durumdadır. Yığışım karmaşası ile olan dokanak boyunca ise yapraklanma düzlemleri belirgin olarak dikleşmekte ve doğu-batı doğrultu kazanmaktadır. Bu durum iki birim arasındaki sınırın doğrultu atımlı bir fay olduğunu işaret etmektedir. Kemer Metamorfitleeri üzerinde deformasyon sırasında çizgisel yapılar da gelişmiştir. Genel olarak lineasyon KD-GB yönelimli ve her iki yöne doğru düşük açıda (10-35°) dalımlıdır. Dolayısıyla çizgisel yapılar da hafif bir kıvrımlanmaya sahiptir (Şekil 2.6).

2.3 Çetmi Okyanusal Yığışım Karmaşası

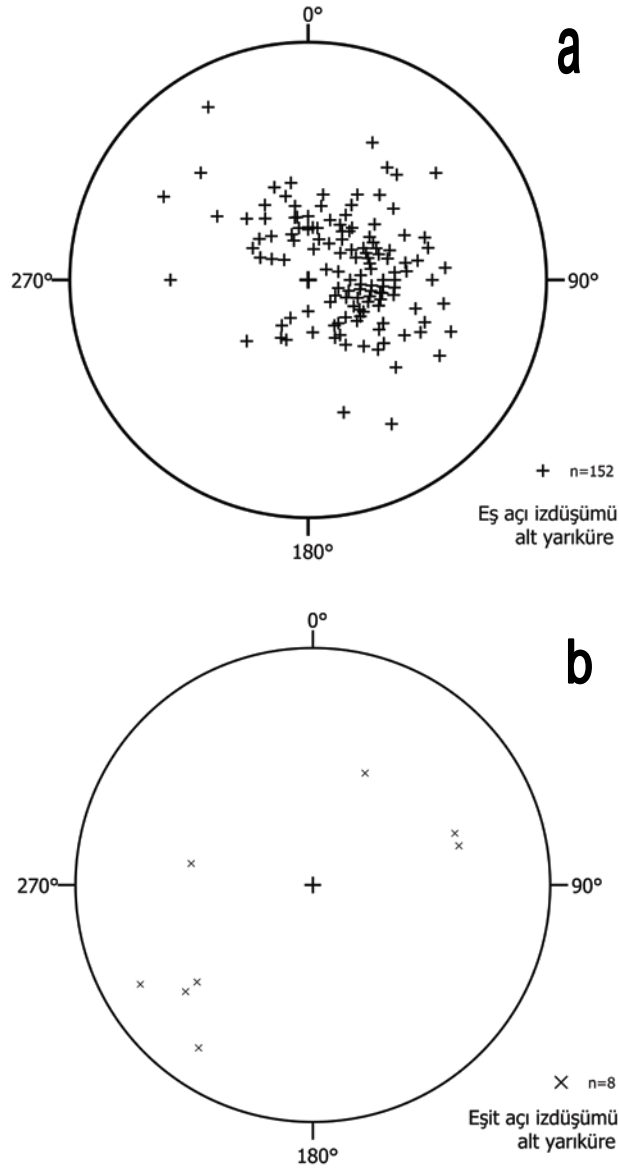
Çetmi Okyanusal Yığışım Karmaşası makaslanmış kayrak/fillit nitelikli sınırlı bir matrikse sahiptir. İçerisinde serpantinit, metabazit, çeşitli volkanitler, mermer, kireçtaşı, kumtaşı, konglomera, çamurtaşı ve radyolarit blokları bulunmaktadır. İlk olarak Okay ve diğ. (1990) tarafından Biga Yarımadası'nda yapılan çalışmalar

sonrasında Karabiga civarında ve Kazdağı'nın batısında haritalanıp Çetmi Melanjı olarak adlandırılmıştır.



Şekil 2.5. Kemer Metamorfitleti'ni kesen ~50 cm. kalınlığındaki kuvars damarı.

Matriksi oluşturan kayraklar boz renkli ve dayanımsızdır. Başlangıç derecesinde gerçekleşen başkalaşım neticesinde ince taneli ak mikalar gelişmiş ve kuvars taneleri yeniden kristallenmiştir. Metamorfik ak mikalar yapraklanmayı tanımlamaktadır. Melanj içerisinde yer alan blokları çoğunlukla serpantinit, kireçtaşı, metavolkanitler ve kumtaşları oluşturmaktadır. Bu bloklara tali oranda yeşilşist, pembe çört, pelajik kireçtaşı, konglomera ve çamurtaşı eşlik eder. Serpantinitler kabaca doğu-batı uzanımlı uzunlukları 3 km'ye kadar varan kıymıklar şeklindedir. Metavolkanitler baskın olarak metabazaltlardır ve Eskibalıklı köyünün kuzeyinde yer alan Cami Tepe ve Boz Tepe ile Çakırlı köyünün kuzeydoğusunda yer alan Hacıdede tepesinde yüzylemektedir. Metabazaltlarda sodik-kalsik amfibol, epidot ve kloritler klinopiroksenlerin kenarları ve kayaç içindeki çatlaklar boyunca gelişmiştir. Bir metabazit örneği ise glokofan, lavsonit gibi yitim zonları için tipik mineral topluluğuna sahiptir. Kireçtaşları kalın katmanlı ve buz rengindedir. Pembe çörtler ve pelajik kireçtaşları ardalanan ince tabakalar halindedir.



Şekil 2.6. Kemer Metamorfitlerine ait (a) yapraklanma ve (b) çizgisellik ölçülerinin eşit açı izdüşümleri.

Melanj boyunca matriks-blok ilişkisinin görülebileceği yerler oldukça sınırlıdır. Orta ve kuzey kesimler neredeyse sadece bloklardan oluşurken güneye doğru blokların miktarı ve büyüklüğü azalmaktadır. Özellikle Eskibalıklı köyünün güney, güneydoğu ve güneybatı kesimlerinde yüzeyleyen mostralarda matriks-blok ilişkisi belirgin bir şekilde görülebilmektedir (Şekil 2.7). Melanjı güney sınırını uyumsuzlukla gelen alüvyonlar oluşmaktadır. Eskibalıklı'dan güneydeki alüvyon dokanağına doğru inildikçe blokların oranı ve büyüklüğü belirgin bir şekilde azalmaktadır.



Şekil 2.7. Ofiyolitik melanjda makaslanmış matriks içindeki bir kumtaşı bloğu. Gri renkli kayrak nitelikli matriks içerisinde büyük kumtaşı bloğunun yanı sıra bir çok çakıl büyüklüğünde bloklar da yer almakta.

Melanjin oluşum yaşı kesin olarak bilinmemektedir. Kazdağı batısında Çetmi Melanjı'nın içerisinde başkalaşım yaşı 100 My olarak saptanan eklojit bloklarının varlığı melanjın oluşum yaşı için bir alt sınır oluşturmaktadır (Okay & Satır 2000b). Karapürçek (Biga) köyünün kuzeyinde tüfit, mikrokonglomera ve litikarenitlerden oluşan Albiyen-Senomaniyen yaşlı bir istifin melanjı örttüğü rapor edilmiştir (Beccalotto ve diğ. 2005). Ancak görece küçük alanda yüzeyleyen bu istifin blok mu yoksa melanjın üzerine uyumsuzlukla gelen bir istif mi olduğu tartışmalıdır. Bu istifin blok olması durumunda melanjın yaşının daha genç olması gerekir ve bu durum Biga Yarımadası'nda yüzeyleyen yüksek-basınç metamorfiteilerinin başkalaşım yaşının Geç Kretase de yoğunlaşmasıyla da uyumludur.

2.4 Karabiga Granitoyidi

Kemer Metamorfiteileri ve güneydeki okyanusal yığışım karmaşası Karabiga Granitoyidi tarafından kesilmektedir. Granitoyid arazide pembe krem renge çalan dayanımsız ve aşınmış yüzeyleriyle kolayca fark edilebilir. Granitoyid kuvars, feldispat, biyotit, hornblend ve opak minerallerinden oluşmaktadır. Biyotit ve hornblend minerallerinin varlığı sokulumun metalümin, I-tipi bir granitoyid olduğunu işaret etmektedir. Bu durum Karacık ve diğ. (2008)'in Karabiga

Granitoyidi üzerinde yaptıkları kimyasal analiz sonuçlarıyla da uyumludur. Bu çalışmada Karabiga Granitoyidi potasyumca zengin metalümin, kalk-alkalen olarak tanımlanmakta ve tektonik ayırım diyagramlarında volkanik yay ve çarpışma graniti alanlarına düşmektedir (Karacık ve diğ., 2008). Granitoyid içerisinde büyüklüğü 50 cm. ile 4-5 m. arasında değişen daha koyu renkli anklavlar yer almaktadır. Çalışma alanında özellikle Aksaz'dan Çakırlı'ya giden yolun hemen başlangıcındaki geniş yol yarmalarında görülen anklavlar (Şekil 2.8), mafik minerallerin daha fazla olması dışında Karabiga Granitoyidi ile benzer bir mineralojiye sahiptir.



Şekil 2.8. Aksaz'dan Çakırlı köyüne giden yolun başlangıcında, yolun sağ kesiminde kalan geniş Karabiga Granitoyidi'ne ait mostra. Büyüklükleri 4-5 m.'yi bulan anklavlar daha koyu renkleri ile açık renkli ve ayrılmış granitoyid içerisinde kolayca seçilebiliyor.

Granitoyid dokanağı boyunca hem Kemer metamorfitlelerinde hem de yığılma karmaşası kayaçlarında sıcaklığa bağlı olarak klorit, epidot, amfibol mineralleri tarafından karakterize olan bir dokanak başkalaşım halesi gelişmiştir.

Sokulumun yaşı biyotitler üzerinde yapılan K-Ar yaşlandırmasıyla 45 My (Lütesyen) olarak (Delaloye & Bingöl, 2000), ksenotim minerali üzerinde yapılan U-Pb yaşlandırmasıyla ise 52 My (Yipresiyen) (Beccaletto ve diğ., 2007) olarak belirlenmiştir.

2.5 Gabro Sokulumu

Kemer ve Bekirli köylerini birbirine bağlayan yol üstünde sınırlı bir mostrada Kemer Metamorfitleri bazik bir sokulum tarafından kesilmektedir. Kayaç egemen olarak klino- ve ortopiroksen, plajioklas, opak, titanit tali oranda ise biyotit, hornblend, K-feldispat ve kuvars minerallerinden oluşmaktadır. Sokulumun etkisiyle yüksek sıcaklığa bağlı olarak çevre kayalarda belirgin bir dokanak başkalaşımı gerçekleşmiş ve vezüvyenit, piroksen ve granat mineralleri gelişmiştir. Sokulumun yerleşim yaşı ise henüz bilinmemektedir.

3. PETROGRAFİ VE MİNERAL KİMYALARI

Çalışma alanında yüzeyleyen birimlerin kayaç birlikteliklerinin, bu kayaçların mineralojik ve dokusal özelliklerinin ortaya konması amacıyla 150'den fazla örneğin ince kesitleri incelendi. Kemer Metamorfitleri'ne ait yedi ve Çetmi Okyanusal Yığılım Karmaşası'na ait iki örneğin parlatılmış ince kesitteki minerallerin kimyasal bileşimleri elektron mikroprob analizleri (EMPA) ile belirlendi. Mineral analizleri için Heidelberg Üniversitesi Mineraloji Enstitüsü'nde CAMECA-SX51 marka cihaz kullanıldı. Standart ölçüm koşulları 15 kV ivmelenme voltajı, 20 nA ışın akısı ve 10 s element sayım zamanıdır. Normal olarak kullanılan ışın demeti genişliği μm 'dir. Feldispat ölçümlerinde alkali kaybını önlemek için ışın demeti genişliği $10\ \mu\text{m}$ olarak ayarlandı. Aşağıda sırayla arazide yüzeyleyen birimlerin petrografileri betimlenmekte ve mineral bileşimleri özetlenmektedir.

3.1 Kemer Metamorfitleri

Kemer Metamorfitleri'nin baskın kaya türünü granat-mikaşist, mikaşist, kalkışist ve mermer ardalması oluşturmaktadır. Baskın kaya türleri içerisinde tali oranda metabazit ve metaultramafit seviyeleri bulunmaktadır. Bu kayaçların hepsi eş anlı olarak yüksek-basınç başkalaşımına maruz kalmışlardır. Aşağıda Kemer Metamorfitlerini oluşturan ana kayaç türlerinin petrografileri sırayla verilmektedir.

3.1.1 Granat-mikaşistler

Granat-mikaşistler, herhangi kalıntı doku belirtisi ve mineral içermemekte ve mükemmel derecede gelişmiş yapraklanma sunmaktadır. Denge mineral topluluğu granat, fengit, (\pm) paragonit, albit, epidot, klorit, kalsit, titanit ve turmalin minerallerinden oluşmaktadır. Fengit, klorit ve epidot kayacın yapraklanmasını tanımlamaktadır (Şekil 3.1, Çizelge 3.1). Büyüklükleri 5 mm.'ye kadar varan granat porfiroblastları öz şekilli ve yarı özşekillidir. Granatlar içerisinde epidot, kuvars, fengit, titanit, rutil, kloritoyid ve glokofan kapanımları bulunmaktadır. Kapanımlar porfiroblastların eş-tektonik olduğunu işaret eden sarmal iç yapraklanmalar

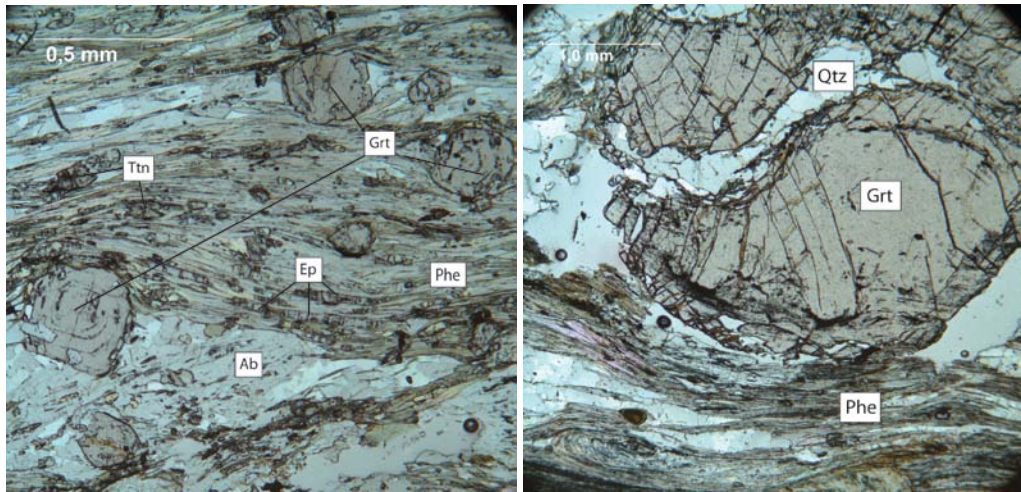
oluşturmaktadır (Şekil 3.1). Glokofan ve kloritoid kapanımlarına matrikste rastlanmamaktadır. Albitler içerisinde fengit, epidot ve titanit kapanımları yer almakta ve bu kapanımlar deformasyon sırasında büyüdüğünü gösteren sigma yapıları sunmaktadır. Kuvarslar düzgün kenarlara sahip çokgensel topluluklar oluşturmaktadır.

Çizelge 3.1. Kemer Metamorfitleri'ne ait mikaşist ve metabazitlerin modal olarak yaklaşık mineral içerikleri.

	Mikaşistler				Metabazitler		
	212	218	219	226A	K3/5	85*	K3/1
Granat	3	4	4	5	8	7	2
Fengit	33	25	35	40	36	8	-
Paragonit	-	-	-	-	4	-	-
Muskovit (ikincil)		3	2	-	-	-	-
Albit	9	15	8	15	10	5	14
Kuvars	35	33	35	25	32	20	12
Epidot	3	3	2	5	2	10	3
Klorit	8	5	3	3	4	-	7
Klorit (ikincil)	-	6	3	-	-	-	4
Kalsit	6	4	5	4	-	-	-
Titanit	1	-	1	2	2	1	1
İlmenit	-	1	1	-	-	-	-
Turmalin	1	1	1	1	1	-	-
Apatit	1	-	-	-	1	-	1
Na-Ca amfibol	-	-	-	-	-	35	56
Na amfibol	-	-	Kap.	-	-	-	-
Kloritoyit	Kap.	-	-	-	-	-	-

* % 16'lık kesimi ikincil act+cpx+ep+pl+qtz+ttn birlikteliği oluşturmaktadır.

Kap: Granat içerisinde yer alıp matrikste gözlenmeyen kapanımlar.



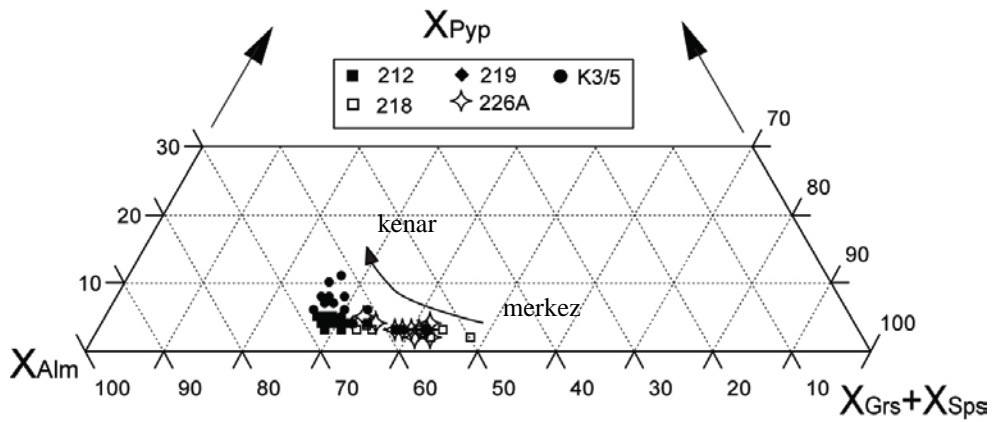
Şekil 3.1. Granat-mikaşistlerde yapraklanma ve granat porfiroblastları (Görüntüler 226A (soldaki) ve K3/5 (sağdaki) numaralı örneklere ait).

Granat-mikaşistler önemli bir alterasyona maruz kalmamışlardır. Granat çatlaklarında ve çevresinde ikincil kloritler gelişmiştir. Bazı örneklerde kloritlere ince taneli muskovitler eşlik etmektedir.

Granatlar $Alm_{0,50-0,74}Grs_{0,24-0,32}Sps_{0,11-0,03}Pyp_{0,03-0,23}$ bileşim aralığına sahiptir (Şekil 3.2, Çizelge A.1). Almandin ve pirop bileşimi çekirdekten kenara doğru artarken, spesartin bileşimi azalmaktadır. Grossüler bileşimi ise önemli bir değişim göstermektedir. Grossülerin bileşiminin değişmemesi Peristerit boşluğunun aşılmasıyla ilgili olmalıdır. Granatlar ilerleyen başkalaşım koşulları için karakteristik olan büyüme zonlanmasına sahiptir (Spear, 1995). Şekil 3.3’de yan yana kristallenen iki farklı çekirdeğin analizleri görülmektedir. İki tane arasındaki sınır uzunluk (x) ekseninde yaklaşık 1750m’ye denk düşmektedir. Tanelerin çekirdekleri ise yaklaşık 900 ve 2500m’de yer almaktadır. Her iki çekirdekte de kenara doğru X_{Sps} bileşeni keskin bir şekilde azalırken, X_{Alm} bileşeni tam tersi bir desen sunmaktadır. X_{Pyp} bileşeni ise her ikisinde de hafif bir eğimle kenara doğru artmaktadır. X_{Grs} ise büyük ölçüde aynı kalmaktadır (Şekil 3.3).

Granat içerisinde saptanan Na-amfibolün B yuvasındaki Na miktarı 1,6 c.p.f.u olup, $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ değeri 0,43 ve $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})$ değeri ise 0,09’dur. Bu değerlerle kapanım Leake ve diğ. (1997)’nin sınıflandırmasında ferroglokofan alanına düşmektedir.

Kloritoyid kapnımlarının $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ oranları 0,86 ile 0,90 arasında değişmektedir (Çizelge A.2). İçerisindeki Mn oranı yok denecek kadar azdır (<0,02 c.p.f.u).

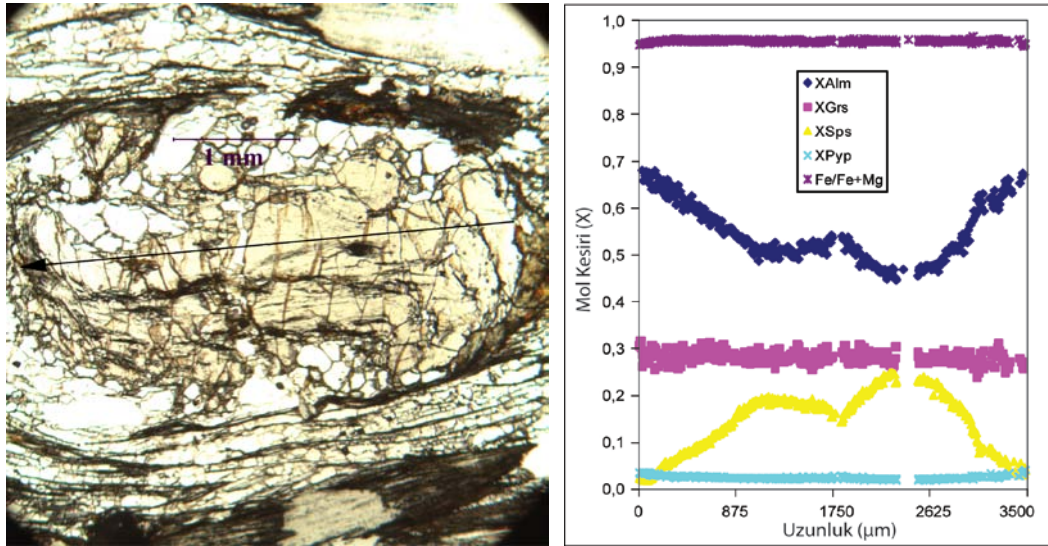


Şekil 3.2. Mikaşistler içerisindeki granatların kimyasal bileşimleri [$X_{Alm} = Fe^{2+} / (Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$, $X_{Pyp} = Mg / (Mg+Fe^{2+}+Ca+Mn)$, $X_{Grs} = Ca / (Ca+Fe^{2+}+Mg+Mn)$, $X_{Sps}=Mn / (Mn+Fe^{2+}+Mg+Ca)$].

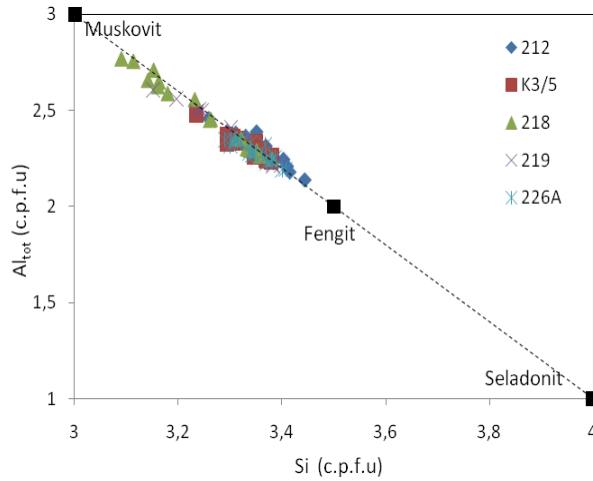
Fengitlerin Si^{4+} içerikleri 11 oksijen tabanına göre 3,30 ile 3,44 c.p.f.u aralığında saçılmaktadır (Şekil 3.3). İkincil muskovitlerde Si oranı belirgin olarak düşmekte ve 3.1-3,24 c.p.f.u değerlerini almaktadır. Fengitler içerisinde Ca katyonu yok denecek kadar azken Na miktarı (Na/Na+K) 0,01-0,14 arasındadır. Paragonitlere yalnızca bir örneğin (K3/5) matriksinde rastlandı. Na/Na+K oranları 0,88-0,99 aralığında saçılmaktadır (Çizelge A.3). Ca hemen hemen içermemektedirler.

Kloritlerin X_{Mg} ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) oranları 0,38 ile 0,64 aralığında değişmektedir (Çizelge A.4). Granat içerisinde kapanım halde bulunan kloritlerin X_{Mg} değerleri 0,37-0,58 arasındadır. İkincil olarak gelişen kloritlere ait X_{Mg} değerleri ise 0,40-0,48 aralığında değişmektedir.

Epidotlar bileşim zonlanması göstermektedir. Nadir toprak elementlerince (NTE) zengin allanit bileşimindeki çekirdeği epidot çevrelemektedir. Bazı örneklerde bu mantoyu tekrar NTE'ce zengin kenar takip etmektedir. Epidotların NTE içeriklerine bağlı olarak Ca miktarları 12,5 oksijen tabanı göre 1,81-2 c.p.f.u aralığında değişmektedir. Bazı allanit kapanımlarında bu değer 1,26'ya kadar düşmektedir. Epidotların $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al$ oranları 0,13 ile 0,18 aralığında değişmektedir (Çizelge A.5). Epidotlarda pistaşit bileşeni genel olarak kenara doğru artarken bazı ölçümlerde (212 ve 226A örneklerinde) tersi durumda söz konusudur.



Şekil 3.3. Mikaşistler içinde yer alan granat tanesinin ok doğrultusundaki kimyasal değişimi.



Şekil 3.4. Granat-mikaşistlere ait fengitlerin toplam Al, Si (c.p.f.u) diyagramına izdüşümleri.

Plajioklaslar albit uç bileşeni ile temsil edilmekte ve X_{An} (Ca/Ca+Na+K) oranı daima 0,03'ün altındadır. geçmemektedir. Dolayısıyla Peristerit boşluğu aşılmamıştır. Granatlardaki grosüler bileşiminde önemli bir değişiklik olmaması da peristerit boşluğunun aşılmamasıyla uyumludur.

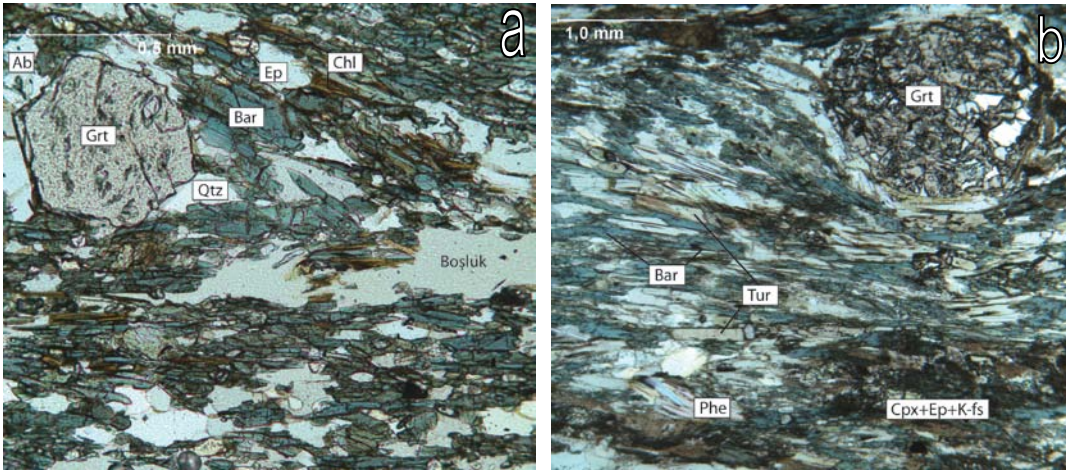
Titanit bir tanesi dışında (218) tüm örneklerde duraylı bir fazdır. Al_2O_3 ağırlık yüzdesi olarak % 2,5'i geçmemektedir. Fe_2O_3 içerikleri ağırlık yüzdesi < % 0,7'dir. Rutil granat içerisinde kapanım olarak görülmektedir. Matrikste ise titanit tarafından zarflanmıştır. Fe_2O_3 içerikleri % 0,6-1,4 arasında değişmektedir. İlmenit 218 ve 219 numaralı örneklerde matrikste gözlenirken K3/5 örneğinde kapanım olarak bulunmaktadır. İlmenit içerisinde % 1,2-3,6 oranında MnO barındırmaktadır.

3.1.2 Granat-barroyisitist

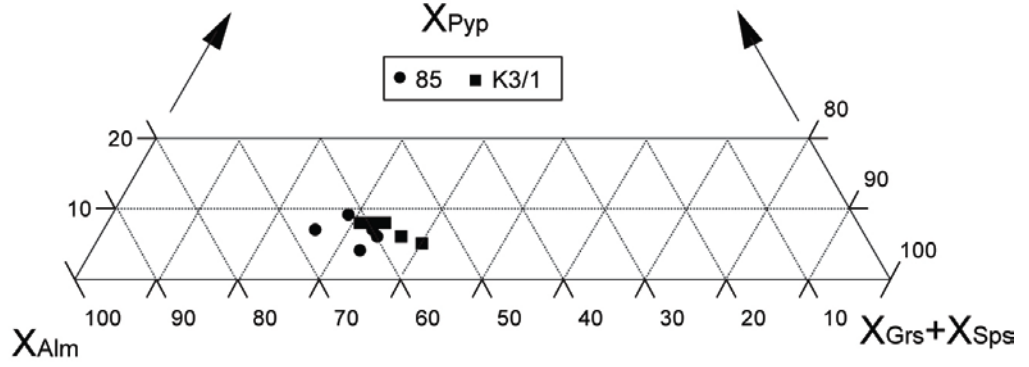
Metabazitler granat, barroyisit, (\pm) magnesio-hornblend, albit, epidot, titanit, kuvars, (\pm) klorit, (\pm) fengit, ve (\pm) apatit mineral topluluğuna sahiptir (Çizelge 3.1). K3/1 örneğinin egemen minerali barroyisit olup, epidot ve kloritle birlikte yapraklanmayı tanımlamaktadır (Şekil 3.5a). Barroyisit kayacın dıştan koyu mavi/lacivert bir renkte gözükmesine neden olmaktadır. Granatlar öz şekilli veya yarı özşekillidir. İçerisinde epidot, rutil, titanit, (\pm) albit, (\pm) apatit ve kuvars kapanımları bulunmaktadır. K3/1'de ikincil kloritler granatları ornatmaktadır. 85 numaralı örnekte yapraklanma barroyisit, fengit ve kuvars mineralleri tarafından karakterize edilmektedir (Şekil 3.5b). Bu örnekte ayrıca sıcak akışkanların etkisiyle ikincil olarak aktinolit, klinopiroksen, epidot, oligoklas, K-feldispat, kuvars ve titanitten oluşan bir mineral

topluluğu gelişmiştir. Kayaç içerisindeki ve granatlardaki çatlaklarda oluşmuşlar ve yapraklanmayı rastgele kesmekte ve keçemsi bir doku sunmaktadırlar (Şekil 3.5b).

Granatlar $Alm_{0,55-0,67}Grs_{0,22-0,29}Sps_{0,13-0,03}Pyp_{0,04-0,08}$ bileşim aralığındadır (Şekil 3.6, Çizelge A.6). Granatlar bileşim zonlanması göstermektedir. K3/1 örneğinde çekirdekten kenara doğru almandin ve pirop bileşenleri artmakta, spessartin ise azalmaktadır. Grossüler önemli bir değişim göstermemektedir (Şekil 3.7). En uç kenarda ise olasılıkla gerileyen başkalaşım döneminde gelişen bir kristallenme dönemini işaret eden bir desen görülmektedir. Burada X_{Sps} ve $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ oranlarında ufak bir artış, X_{Pyp} ve X_{Grs} da ise azalış görülmektedir. 85 numaralı örnekte ise X_{Pyp} ve X_{Grs} kenara doğru artmakta, X_{Alm} azalmaktadır. Granat içerisindeki almandin miktarı K3/1'den farklı bir gelişim göstermektedir. Büyüme zonlanması sadece sıcaklık ve basınca değil aynı zamanda toplam kayaç kimyası ya da kristallenme sırasındaki denge mineral topluluğuna bağlı olarak şekillenmektedir (Spear, 1995). 85 numaralı örnekte denge halindeki fengitin varlığı X_{Alm} bileşiminin farklı evrilmesine neden olmuş olabilir. 85 numaralı örnekte ayrıca K3/5'ten farklı olarak en uç kenarda ikinci bir kristallenme döneminde gelişen desen daha keskindir. X_{Sps} ve $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ oranları keskin bir şekilde önce artıp sonra azalmaktadır. Pirop bileşeni ise tam tersi bir desene sahiptir. X_{Grs} hafif bir eğimle azalırken, almandin bileşimi ise değişmemektedir (Şekil 3.8).

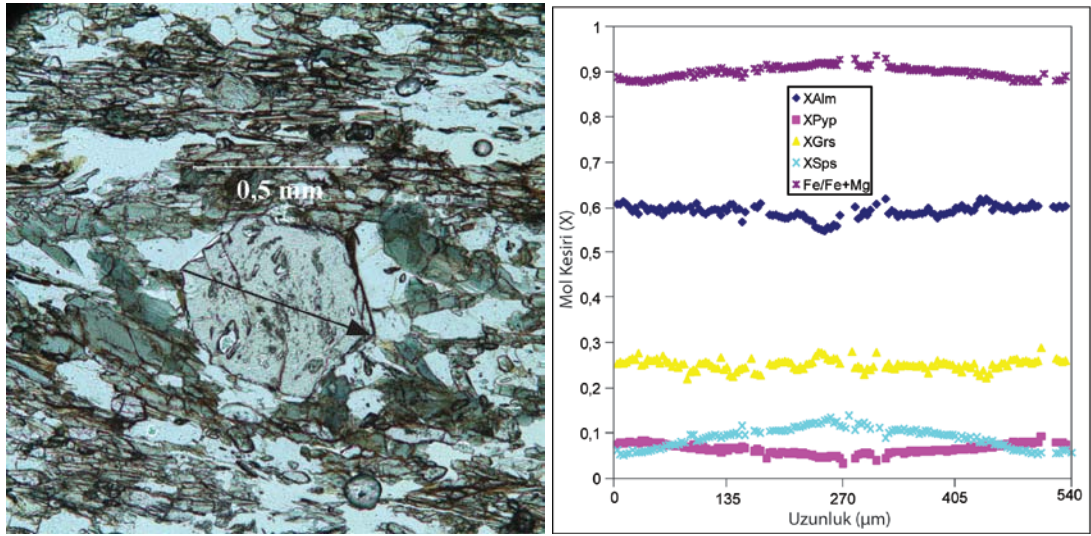


Şekil 3.5. Granat-barroyisit sistesinde ait (a) K3/1 ve (b) 85 örnekleri. Mavi-yeşil pleokrozimalı barroyisit, epidot, klorit ve fengit yapraklanmayı tanımlamaktadır.

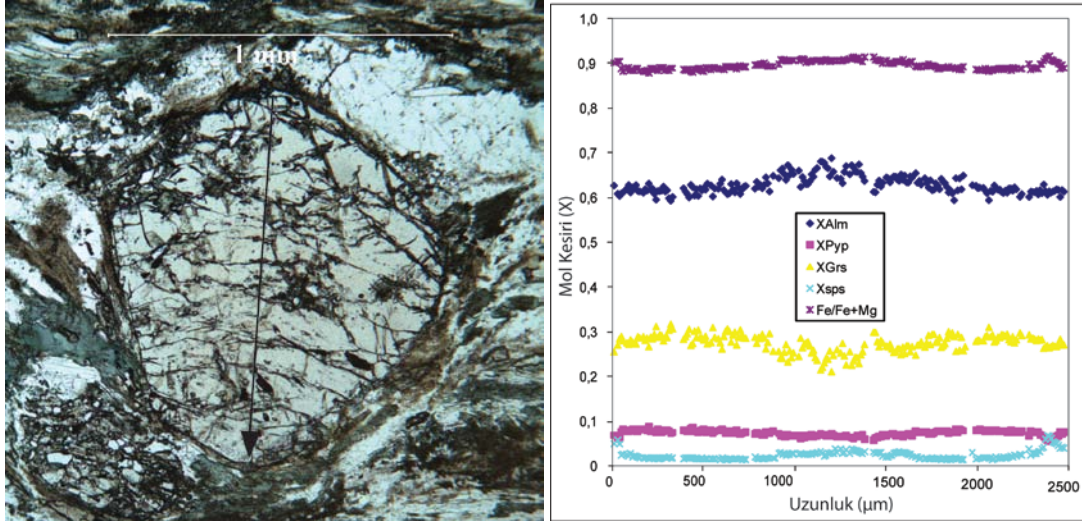


Şekil 3.6. Barroyisitlere ait granatların kimyasal bileşimleri.

Metabazitleri oluşturan amfiboller sodik-kalsik niteliktedir. Na_B içerikleri 0,33-1,0 aralığında değişmekte ve büyük çoğunlunda bu miktar $>0,5$ olup, amfibol diyagramlarında (Leake ve diğ., 1997) barroyisit alanına düşmektedir (Şekil 3.7, Çizelge A.7). Barroyisitlerin Na_B içerikleri çekirdekten kenara doğru artmaktadır. Aktinolitler son derece düşük Na_B içeriğine sahiptir (0,01-0,2 c.p.f.u). 85 numaralı örnekte aktinolitler barroyisitleri bariz bir biçimde ornatmakta iken K3/1’de ise bu ilişki görülmemektedir.

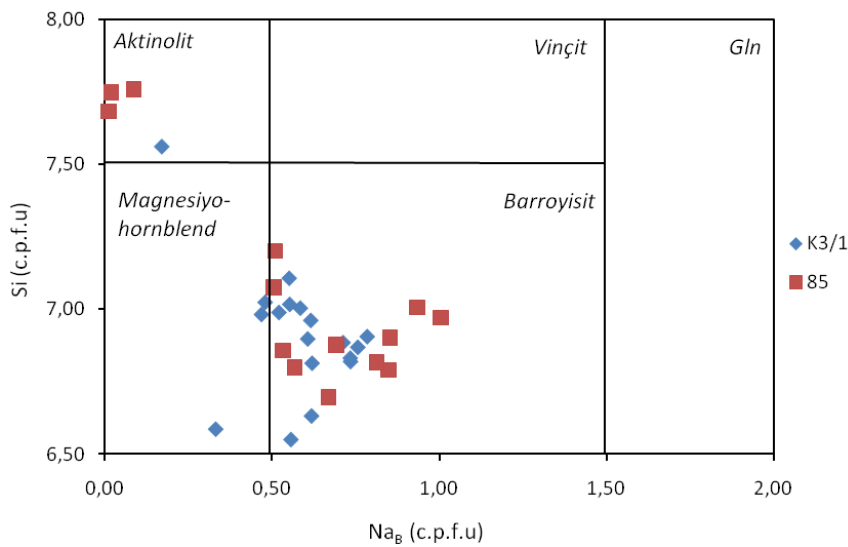


Şekil 3.7. K3/1 numaralı örneğe ait bir granat ve granatın ok doğrultusundaki kimyasal bileşimi.



Şekil 3.8. 85 numaralı örneğe ait bir granat ve granatın ok doğrultusundaki kimyasal bileşimi.

Epidotların Ca miktarları önemli bir değişim göstermemektedir (12,5 oksijen tabanına göre 1,94-2 c.p.f.u). $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al$ ($X_{Fe^{3+}}$) içerikleri K3/1 için 0,15-0,21, 85 için ise 0,14 ile 0,22 aralığında değişmekte (Çizelge A.8) ve salınımlı zonlanma sunmaktadır. K3/1 ait granatlar içerisindeki epidot kapanımlarında bu değer 0,17 ie 0,21 değerlerini almaktadır. K3/1 örneğinde epidot ($X_{Fe^{3+}} = 0,18$) aynı zamanda titanit içerisinde kapanım olarak yer almaktadır. 85 numaralı örnekte ise epidot kapanımlarının pistaşit içeriği 0,12-0,21 aralığında değişmektedir. Bu örnekte çatlaklar boyunca ikincil olarak gelişen epidotların pistaşit içerikleri ise görece yüksetir ($X_{Fe^{3+}} = 0,22-0,24$).



Şekil 3.9. 85 ve K3/1 örneklerine ait amfibollerin kimyasal bileşimleri.

85 numaralı metabazitin matriksinde fengit duraylı bir fazdır. Fengitlerin Si⁴⁺ içerikleri 3,31 ile 3,45 değerleri arasındadır.

Klorit sadece K3/1 numaralı örnekte saptanmıştır. X_{Mg} (Mg/Mg+Fe²⁺) değerleri 0,46 ile 0,52 değerleri arasındadır. İçerisinde % 1,12'ye (wt) kadar varan CaO içermektedir.

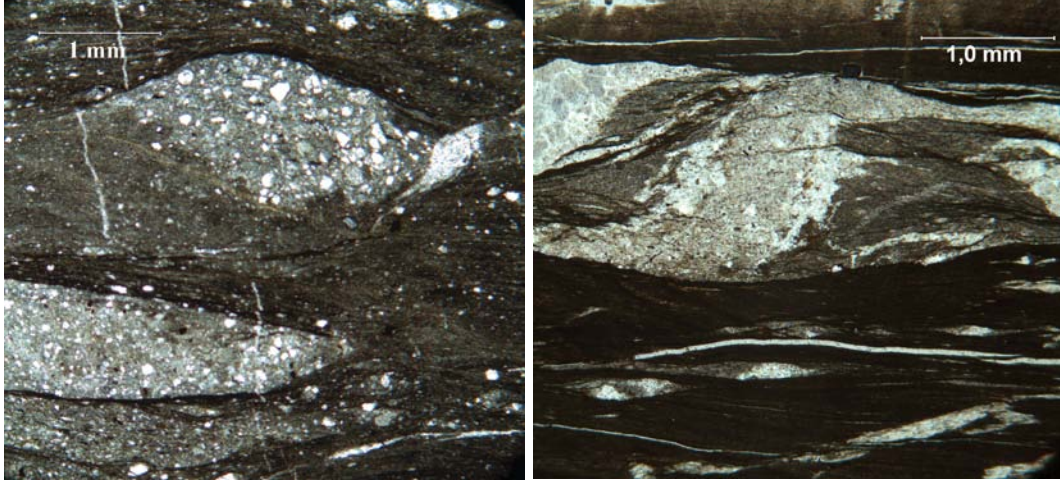
Feldispat K3/1'de albitle temsil edilmektedir. X_{An} (100*Ca/Ca+Na+K) değeri çoğunlukla 1'in altında yer almaktadır. Bir albit ölçümünde ise 4,4'e kadar çıkmaktadır. 85 numaralı örnek ise üç farklı feldispata sahiptir. Matrikste yer alan albitlerin X_{An} içeriği 0,7-1,3 aralığındadır. Granat içerisinde saptanan bir kapanımda ise 1,6'dır. K-feldispatlar ve oligoklaslar (X_{An}= 19,8-30,7) çatlaklar boyunca ikincil olarak gelişmiştir.

Klinopiroksenler 85 numaralı örnekte aktinolit, epidot, K-feldispat, oligoklas, kuvarsla birlikte çatlaklar boyunca ikincil olarak gelişmiştir. Bileşimi Di₉₇₋₉₈Jd₂₋₃ aralığındadır.

Titanitler her iki örnekte de matrikste ve granat içinde kapanım olarak yer almaktadır. K3/1'de İçerisinde % 0,86 -2,09 (wt) oranında Al₂O₃ ve % 0,32-1,62 (wt) oranında Fe₂O₃ içermektedir. 85 numaralı örnekte ise yukarıdaki oksit oranları % 1,18-3,06 (wt) ve % 0,22-1,03 (wt) aralıklarında değişmektedir. Rutil matrikste duraylı bir faz değildir. Granat içerisinde bireysel ya da titanit tarafından çevrelenmiş kapanımlar halinde bulunmaktadır. Rutilin kimyasında K3/1'de % 1,17-1,24 (wt) ve 85'de % 0,47-1,94 (wt) oranında Fe₂O₃ yer almaktadır.

3.2 Çetmi Okyanusal Yığılım Karmaşası

Çetmi Okyanusal Yığılım Karmaşası fillit/kayrak nitelikte ankimetamorfik bir matrikse sahiptir. Matriks yörede oldukça sınırlı alanlarda gözlenebilmekte, özellikle Eskibalıklı köyünün güney kesimlerinde iyi yüzlekler vermektedir. Bu yörede blokların oranı düşmekte ve büyüklükleri belirgin bir biçimde azalarak çakıl boyutunu almaktadır. Bu çakılları büyük ölçüde kumtaşı parçaları oluşturmaktadır. Makaslama neticesinde çakıllar deforme olmuş ve sigma yapıları sunmaktadırlar. Matriksin yapraklanmasını ince taneli ak mikalar tanımlamaktadır (Şekil 3.10).

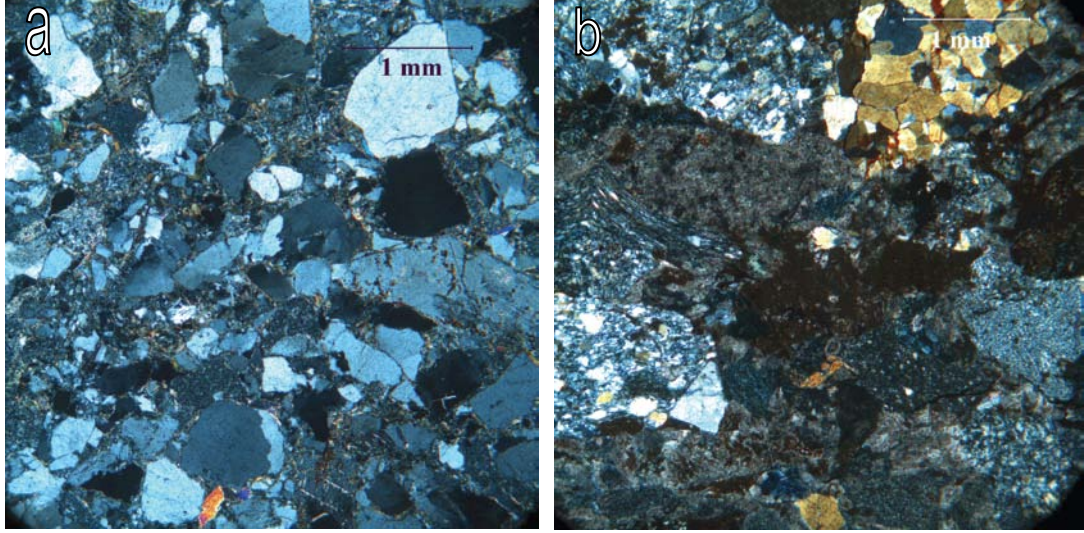


Şekil 3.10. Yığışım karmaşasının matriksini temsil eden iki örneğin tek nikol altındaki görüntüleri.

Matriks içerisinde serpantinit, metabazit, çeşitli volkanitler, kireçtaşı, pembe pelajik kireçtaşı, çört, kumtaşı, çamurtaşı ve konglomera blokları yer almaktadır. Serpantinitler uzun, ince dilimler biçiminde ve makaslama neticesinde gelişmiş yapraklanmalı bir görünüme sahiptir. Volkanitlerin büyük çoğunluğunu plajioklas ve klinopiroksen içeren bazaltlar oluşturmaktadır. Kireçtaşları kabaca iki farklı sınıfa ayrılabilir: (i) kalın katmanlı, gri renkli sparitik kireçtaşları ve (ii) gri/pembe renkli mikritik kireçtaşları. Bunlarla birlikte melanj içerisinde pembe renkli çört/radyolaritlerle ardalı pembe pelajik kireçtaşları yer almaktadır. Kumtaşları dokusal olarak zayıf bir boylanma göstermektedir. Tanelerin yuvarlaklıkları kötü ve oldukça keskin kenarlıdır. Kumtaşı tanelerinin litolojisini büyük ölçüde metamorfik ve volkanik kaya parçaları ile gene bu kayalardan türemiş dalgalanma gösteren kuvarslar, plajioklaslar ve tali oranda fengit, biyotit ve klinopiroksenler oluşturmaktadır (Şekil 3.11). Kumtaşları için yukarıda belirtilen özellikler çamurtaşı ve konglomeralar için de karakteristiktir ve tanelerin/çakılların metamorfik ve volkanik kayalarca temsil edilen ve çökeltme havzasına uzak olmayan bir kaynaktan taşındığını işaret etmektedir.

Metabazitler Na-amfibol/lavsonit metabazit, yeşilist ve Na-Ca-amfibol/epidot metabazit gibi farklı sıcaklık-basınç koşullarını karakterize eden mineral birlikteliklerine sahiptir. Metabazitlerin büyük çoğunluğunu ilksel dokunun muhafaza edildiği metabazaltlar oluşturmaktadır. Metabazaltların mineralojisini büyük ölçüde plajioklas ve klinopiroksen oluşturmaktadır. Mavi-yeşil pleokroizmalı sodik-kalsik amfibol (vinçit?), epidot, klorit ve kuvars birlikteliği kayacın çatlakları

boyunca gelişmiştir. Klinopiroksenler sodik-kalsik amfiboller tarafından ornatılmaktadır (Şekil 3.12). Elektron mikroprob ile kimyasal analizleri gerçekleştirilen Na-amfibol/lavsonit metabazitin ve yeşilşistin mineral kimyaları ve petrografileri ise alt bölümlerde verilmektedir.

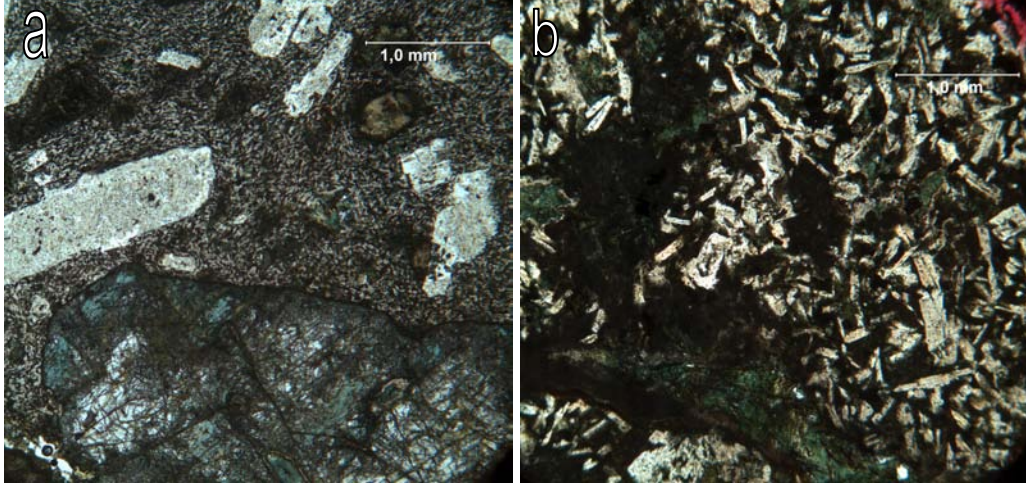


Şekil 3.11. Yığışım karmaşası içerisinde yer alan (a) kumtaşı ve (b) çakıltası blokları. Her iki örnekte metamorfik ve volkanik kaya parçaları ya da gene bunlardan türemiş minerallerden (kuvars, plajiyoklas, fengit) oluşmaktadır.

3.2.1 Glokofan-lavsonit metabazit

Bu metabazit örneği Na-amfibol, Na-Ca-amfibol, lavsonit, Na-klinopiroksen, fengit, klorit, kalsit, albit, kuvars, titanit ve apatit minerallerinden oluşmaktadır. Na-amfibol ve fengit metabazitin yapraklanmasını tanımlamaktadır (Şekil 3.13). Metabazitler içerisinde bozmuş kalıntı mineraller yer almaktadır. Na-amfiboller kalıntı minerallerde yer alan deformasyon çatlakları boyunca da gelişmiştir. Mineral birlikteliği ve dokusal özellikleri metabazitin başlangıç derecesinde gerçekleşen bir mavişist fasiyesi başkalaşımına uğradığını işaret etmektedir.

Na-amfibollerin N_{A} içerikleri 1,6-1,92 (c.p.f.u) arasında değişmekte ve çekirdekten kenara doğru artmaktadır. $X_{Fe^{3+}}$ içerikleri ($Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al^{VI}$) 0,09-0,81 gibi geniş bir aralıkta dağılmakta ve Leake ve diğ. (1997)'nin sınıflamasına göre ferroglokofan-riyebekit arasında bir çizgisellik oluşturmaktadır (Şekil 3.14a ve b; Çizelge A.9). Na-amfibol genel itibarıyla sodik-kalsik amfibolün kenarları boyunca gelişmiştir.

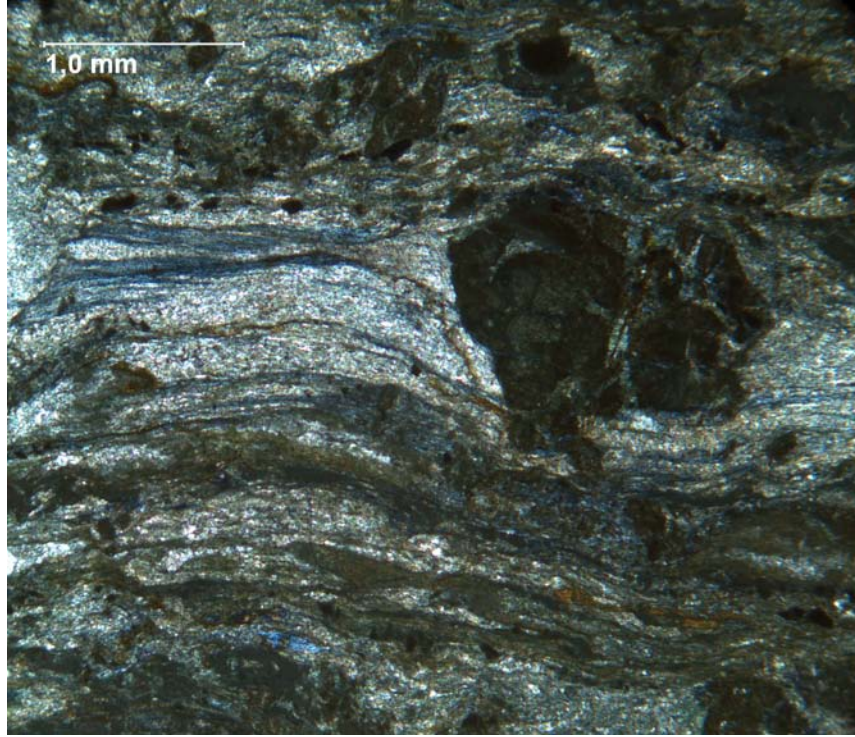


Şekil 3.12. Yığılım karmaşasına ait (a) porfirik ve (b) mikrolitik dokulu metabazalt blokları. Her iki örnekte de ikincil olarak sodik-kalsik amfibol, epidot, klorit ve kuvars gelişmiştir.

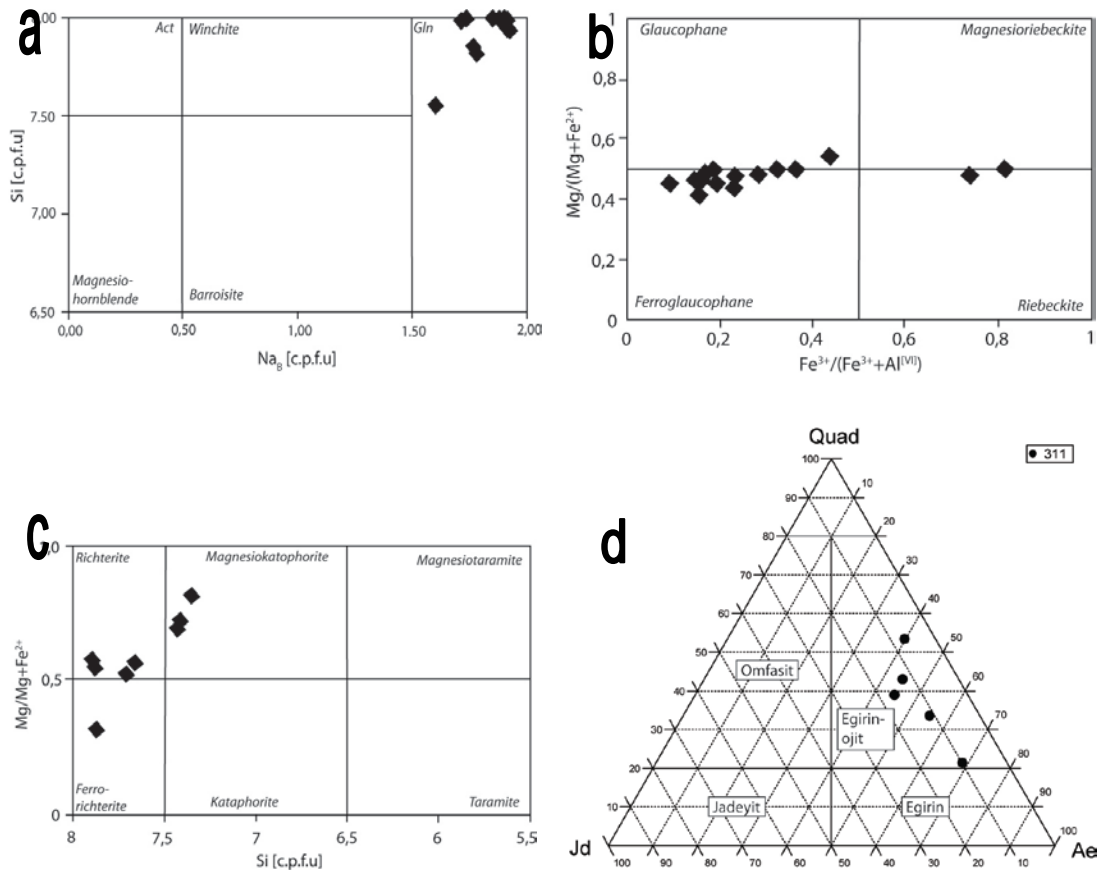
Na-Ca amfibollerin Na_B içerikleri 0,81-1,38 (c.p.f.u) ve Na_A içerikleri 0,26-0,97 (c.p.f.u) değerleri arasındadır. X_{Mg} değerleri ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) 0,31-0,81 aralığına düşmektedir (Çizelge A.10). Bu değerlerle Na-Ca amfiboller Leake ve diğ. (1997) sınıflamasında rihterit-magnesiyo-kataforit olmaktadır (Şekil 3.14c). Bu amfiboller A [$(Na+K)_A > 0,5$ (c.p.f.u)] ve B [$0,5 < Na_B < 1,5$ (c.p.f.u)] yuvalarını işgal eden alkali elementlerce zengin (Leake ve diğ., 1997) olup alkalen ve peralkalen kayalarda görülmektedir (Deer ve diğ., 1992). Lavsonitler ağırlık olarak % 1,82-2,33 oranında Fe_2O_3 içermektedirler (Çizelge A.11).

Na-klinopiroksenler 0,07 ile 0,17 aralığında değişen düşük bir jadeyit ($X_{Jd} = Al^{VI}/(Na+Ca)$) içeriğine sahiptir. Egirin bileşeni ($X_{Eg} = (Na-Al^{VI})/(Na+Ca)$) 0,41-0,66 ve X_{Quad} ($(Ca+Mg+Fe^{2+})/2$) bileşeni 0,20-0,55 aralıklarında değişmektedir (Şekil 3.14d, Çizelge A.12).

Fengitler yüksek Si içeriğine sahiptir. 11 oksijen tabanına göre 3,42 ile 3,85 katyon aralığında değişmektedir. Kloritlerin kimyasal bileşimi önemli ölçüde değişiklik göstermemekle birlikte X_{Mg} oranı 0,50-0,55 aralığındadır. Titanyum içeren fazlar sadece titanit tarafından temsil edilmektedir. Titanitler önemli ölçüde diğer Al_2O_3 (ağırlık olarak % 1,47-3,66) ve Fe_2O_3 (% 1,06-4,96) içermektedir. Plajiyoklas hemen hemen saf albitik bileşimindedir ($X_{An} < 0,7$).



Şekil 3.13. Glokofan-lavsonit metabazit. Glokofan ve fengit mineralleri yapraklanmayı tanımlamaktadır. Sağ üste doğru bozuşmuş bir kalıntı mineral yer almaktadır.

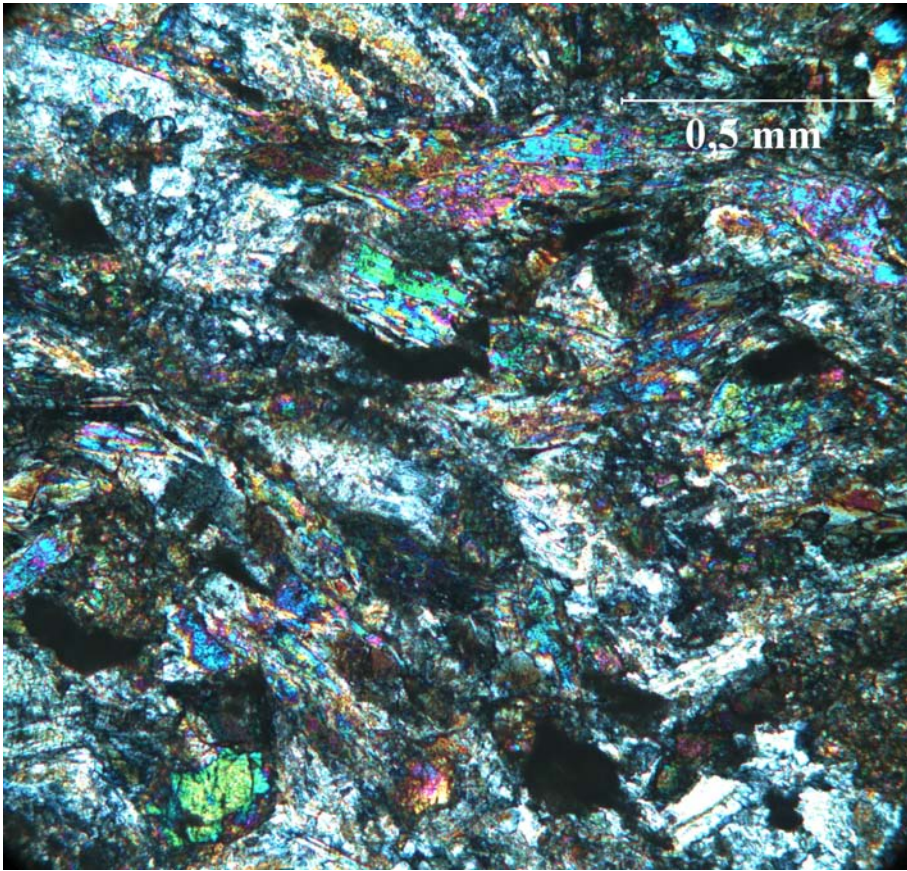


Şekil 3.14. Glokofan-lavsonit metabazite ait sodik amfibollerin (a, b), sodik-kalsik amfibollerin (c) ve Na-klinoiroksenlerin (d) kimyasal bileşimleri.

3.2.2 Yeşilşist

Yeşilşist örneği aktinolit, klorit, epidot, fengit, albit, titanit, opak mineral ve apatit minerallerinden oluşmaktadır. Yapraklanması aktinolit ve klorit mineralleri tarafından tanımlanmaktadır (Şekil 3.15). Kayaç ikincil kalsit damarları tarafından kesilmektedir.

Aktinolitlerin X_{Mg} ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) içerikleri 0,72-0,78 aralığındadır (Çizelge A.13). Si miktarları ise formül birimi başına 7,92-7,66 aralığında yer almakta ve çekirdekten kenara doğru artmaktadır (Şekil 3.16). Al ise tam tersi bir davranış göstermektedir. Dolayısıyla çermak bileşeni kenara doğru azalmaktadır.

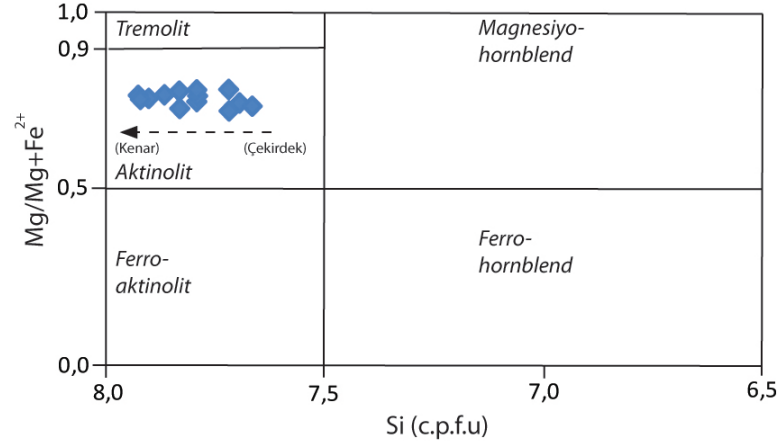


Şekil 3.15. Baskın olarak aktinolit, klorit ve epidottan oluşan yeşilşist örneği.

Epidotların $X_{Fe^{3+}}$ içerikleri ise 0,18-0,30 gibi geniş bir aralıkta saçılmaktadır (Çizelge A.14). Epidotlar salınımlı zonlanmaya sahiptir. Bazı tanelerde pistaşit bileşeni merkezden kenara doğru azalmakta iken (0,28-0,18), bazılarında ise tersi bir zonlanma göstermektedir (0,19-0,21).

Kloritler X_{Mg} oranları 0,60- 0,61 arasındadır. Fengitlerin 11 oksijen tabanına göre Si içerikleri 3,30-3,36 (c.p.f.u) aralığında değişmektedir. Titanitler ağırlık yüzdesi

olarak % 0,61-3,84 oranında Al_2O_3 ve % 0,66-3,45 oranında Fe_2O_3 içermektedirler. Rutiller titanit içerisinde kapanımlar halindedir. Kalsitler epidot minerali tarafından zarflanmıştır.



Şekil 3.16. Yeşilşiste ait amfibollerin kimyasal bileşimleri.

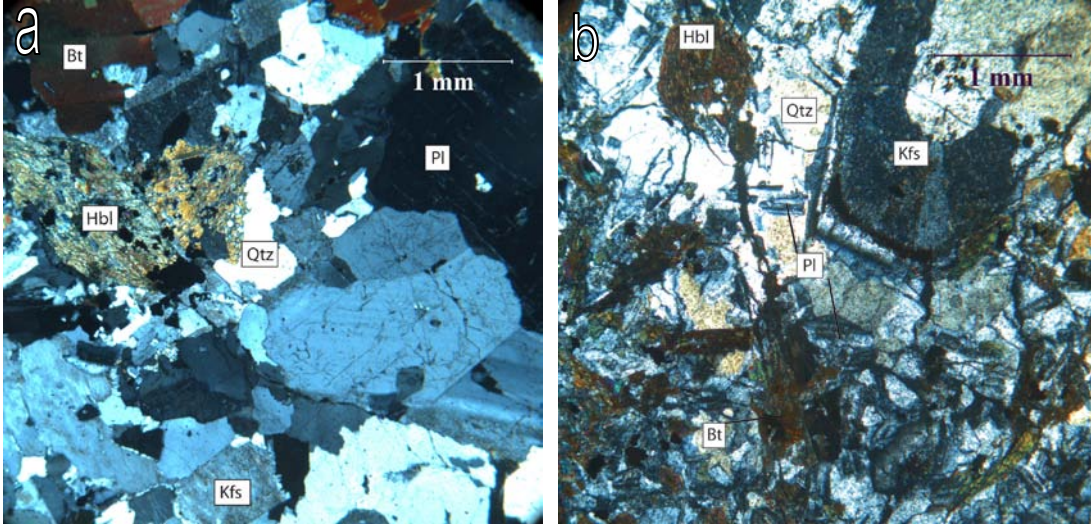
3.3 Karabiga Granitoyidi

Karabiga Granitoyid'i sahada soluk pembe rengindedir. Dayanımsız dış yüzeyleri önemli ölçüde aşınmaya maruz kalmıştır. Granitoyid, plajiyoklas, K-feldispat, kuvars, biyotit, hornblend ve opak minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 3.17a). Plajiyoklaslar bileşim zonlanması göstermektedir. Biyotitler açık ve koyu kahve renkli pleokroizmaya sahiptir ve gelişigüzel gelişmiştir. Hornblendler yarı özşekillidir ve amfiboller için karakteristik baklava dilimleri sunmaktadır. Granitoyid içerisinde yer alan anklavların mineralojisi hornblend, plajiyoklas, K-feldispat, kuvars ve biyotitten oluşmaktadır. Anklavlarda hornblend miktarı ana kütleyle göre belirgin bir biçimde fazladır ve bu anklavların koyu renkli gözükmelerine neden olmaktadır (Şekil 3.17b).

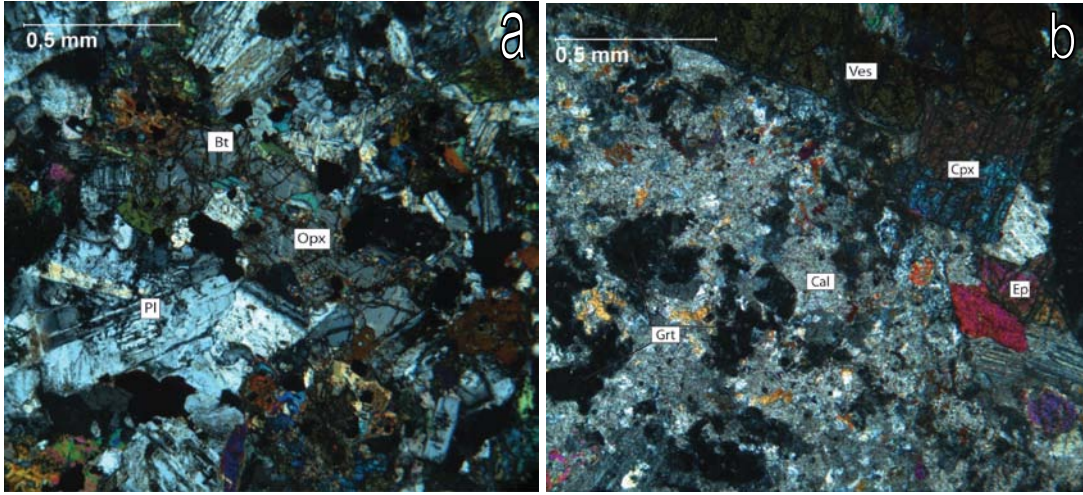
3.4 Gabro sokulumu

Kemer Metamorfizmaları'ni kesen gabro sokulumu baskın oranda klinopiroksen, ortopiroksen, plajiyoklas, titanit ve opak minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 3.18a). Klinopiroksenler içerisinde ortopiroksen, kahverenkli hornblend ve biyotit kapanımları bulunmaktadır. Hidrotermal etkiler neticesinde ikincil amfibol ve epidotlar gelişmiştir. Amfiboller klinopiroksenleri kenarları boyunca bariz bir şekilde ornatmaktadır. Gabro sokulumunun etkisiyle çevre kayalarda dokanak başkalaşımı

gerçekleşmiştir. Bunun neticesinde vezüvyenit, klinopiroksen, granat, epidot ve kuvars mineralleri gelişmiştir (Şekil 3.18b).



Şekil 3.17. (a) Karabiga Granitoidi ve (b) granitoid içerisinde yer alan anklav.



Şekil 3.18. (a) Gabro sokulumunu ve (b) dokanak başkalaşımına uğramış Ca'ca zengin çevre kayacı.

4. BAŞKALAŞIM KOŞULLARI

4.1 Giriş

Başkalaşım kayaçlarının sıcaklık ve basınç koşullarına dayalı tasnifi geçen yüzyılın başlarına kadar uzanmaktadır. George Barrow (1853-1932) yaptığı öncü çalışmalarla indeks mineraller vasıtasıyla başkalaşım dereceleri tanımlamıştır. Barroviyen zonları olarak bilinen bu derecelendirme indeks minerallerin ilk ortaya çıkışı ya da tüketilmesine bağlı olarak ayırtlanmıştır. Fin jeolog Pentti Eskola (1883-1964) ise metamorfik fasiyes kavramını ortaya koymuştur. Benzer kimyasal bileşime sahip bazik kökenli başkalaşım kayaçlarının farklı sıcaklık-basınç koşullarını maruz kalmalarından dolayı her biri farklı fasiyesleri temsil eden farklı mineral topluluklarına sahip olduğunu söylemiştir. Böylece başkalaşım koşullarının saptanmasında tekil indeks minerallerin ötesinde mineral birliktelikleri kullanılır olmuştur (Spear 1995). Günümüzde ise başkalaşım kayalarının sıcaklık ve basınç koşullarının ortaya çıkarılmasında jeotermobarometrik yöntemler yaygın olarak kullanılmaktadır. Denge halinde bulunan mineraller ya da mineral kümeleri arasındaki tepkimelerin denge sıcaklık ve basınç koşullarının ortaya çıkarılmasına yaslanan geleneksel jeotermobarometri ile nicel sonuçlar elde edilebilmektedir. Sıcaklık değişimlerine duyarlı Fe-Mg değiş tokuş tepkimeleri ya da basınç bağımlılığı yüksek olan albitin, jadyit ve kuvars oluşturduğu net-transfer tepkimesi literatürde sıklıkla başvurulan tepkimelerdir. Minerallerin termodinamik özellikleri hakkındaki bilgilerin her geçen gün artması ve mineral doğasının gösterdiği tüm kimyasal çeşitlilik ve karmaşıklığa rağmen gerçeğe yakın aktivite-bileşim modellerinin oluşturulması tepkimelerin sıcaklık ve basınç koşullarının sınırlandırılmasında daha kesin sonuçlar vermektedir.

Kemer metamorfitlelerinin başkalaşım koşulları da sıcaklık-basınç bağımlılıkları yüksek denge mineral topluluklarının kimyasal bileşimleri kullanılarak geleneksel jeotermobarometrik yöntemlerle sınırlandırıldı. Sıcaklığın saptanması için Green & Hellman (1982)'nin deneysel ve Wu ve diğ. (2002)'nin ampirik olarak kalibre

edilmiş granat ile fengit arasındaki Fe-Mg dağılım esasına dayanan iki termometre kullanıldı. Wu ve diğ. (2002) fengitin Fe^{+3} içeriğine bağlı olarak iki farklı model ortaya koymuşlardır. Model A fengitin Fe^{+3} içermediğini varsayarken Model B toplam demirin %50 oranında Fe^{+3} olduğunu kabul etmektedir. Yazarların kendi çalışmalarında iki model arasındaki sıcaklık değerleri önemli bir sapma göstermemektedir ($\sim 10^{\circ}C$). Kemer Metamorfitleleri'ne uyguladığımızda ise önemli sıcaklık farkları oluşmakta ve Model A'dan elde edilen değerler aşırı yüksek değerler vermektedir ($>700^{\circ}C$). Bu çalışmada i) Model A'dan çıkan değerlerin aşırı yüksek olması ve ii) Model B'den elde edilen sıcaklık değerlerinin Green & Hellman (1982)'den çıkan sonuçlarla da uyuyor olması dolayısıyla, Model B Kemer Metamorfitleleri için daha gerçekçi görülmüş ve kullanılmıştır. Basınç ile fengit mineralinin Si içeriğinin doğru orantılı bir şekilde arttığı uzun süredir bilinmektedir (Velde 1967). Basınç değerleri Massonne & Schreyer (1987)'nin kalibrasyonu kullanılarak fengitin Si içeriklerine bağlı olarak saptandı. Buradan elde edilen değerler çeşitli net-transfer denklemleri ile birlikte değerlendirilerek başkalaşımın basınç koşullarının son haline ulaşıldı. Net-transfer tepkime eğrilerinin P-T alanındaki konumları THERMOCALC (v. 3.25) (Powell & Holland 1988) programı vasıtasıyla hesaplandı. Program Holland & Powell (1998)'in kendi-içerisinde tutarlı termodinamik veritabanını kullanmaktadır. Tepkime içerisinde yer alan minerallerin aktiviteleri AX programı (<http://rock.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/ax.html>) kullanılarak hesaplandı. Mineral adlarının kısaltmaları kullanılırken Kretz (1983)'e sadık kalındı. Kretz (1983)'ün içermediği mineraller için ise THERMOCALC içerisinde yer alan kısaltmalara başvuruldu.

4.2 Kemer Metamorfitlelerinin Sıcaklık-Basınç Tahminleri

Kemer metamorfitleleri içerisinde yer alan metapelitik kayaçların denge mineral topluluğunu granat, fengit ($3,30-3,44 Si^{+4}$ c.p.f.u.), paragonit, albit, klorit, epidot ve titanit oluşturmaktadır. Metabazitler ise granat, barroyisit, epidot, albit, klorit ve titanit mineral birlikteliğine sahiptir. Benzer mineral topluluklarına jeoloji literatüründe de rastlanmaktadır. Vuichard & Balleve (1988) Sesia Zonu'nda (Batı Alpler) yer alan eklojitik metapelitlerde fengit, paragonit ve rutile eşlik eden ve yüksek basınç başkalaşımını karakterize eden iki farklı birliktelik saptamışlardır: Granat+kloritoid+klorit ve Granat+kloritoid+disten. Aynı yazarlar bu farklılığın

sıcaklık ya da basınçtan değil toplam kayaç kimyasından kaynaklandığını işaret etmektedir. Her iki mineral birlikteliği için sıcaklık basınç koşulları ise 550 °C ve 15-18 kbar olarak saptanmıştır. Bohemya Masifi'nde yer alan Krosne Hory Dağları'nda yapılan bir çalışmada granat+fengit+paragonit birlikteliğinin metapelitler için yüksek basınç başkalaşımını karakterize eden bir birliktelik olduğu belirtilmiş ve başkalaşımın koşulları 580-630 °C sıcaklık ve 13-15 kbar basınç olarak sınırlandırılmıştır (Konopasek 1998). Barroyisit hakkındaki termodinamik verilerin son derece sınırlı olması, Na-Ca amfibol içeren faz diyagramlarının oluşturulmasını ve duraylılık alanlarının hesaplanmasını zorlaştırmaktadır. Oh & Liou (1998) bazik kökenli yüksek-basınç kayaları için barroyisit başat bir faz olarak yer aldığı bir petrojenetik ağ oluşturmuşlardır. Barroyisit+granat+epidot birlikteliği ağ üzerinde görece geniş bir alan oluşturmakta ve epidot-amfibolit ile eklojit fasiyesleri arasındaki geçiş karşılık gelmektedir.

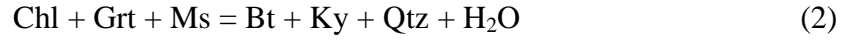
Kemer Metamorfitlelerinin başkalaşım sıcaklığı için Wu ve diğ. (2002)'nin ampirik kalibrasyonu (Model B) 560-620 °C vermektedir. Green & Hellman (1982)'nin deneysel kalibrasyonu ise açık bir şekilde basınç değişimine duyarlı olmakla birlikte önemli bir sapma göstermemekte ve sıcaklık değerleri 560-640 °C aralığına düşmektedir (Şekil 4.1).

Massonne & Schreyer (1987) K-feldispat, flogopit ve kuvars birlikteliğinin sınırlayıcı olduğu koşullarda fengit barometresini deneysel olarak kalibre etmişlerdir. Yukarıdaki sınırlayıcı mineral birlikteliği Kemer Metamorfitleleri'nde yer almamaktadır. Dolayısıyla fengit barometresiyle elde edilen sonuçlar minimum basınç değerlerine karşılık gelmektedir. Granat-mikaşistlerde bulunan fengitlerdeki Si⁺⁴ içeriği 3,30–3,44 c.p.f.u. arasında değişmekte ve bu yukarıda belirtilen sıcaklık koşulları için minimum basınç değeri olarak yaklaşık 10 kbar vermektedir (Şekil 4.1). Kemer Metamorfitleleri'nde albitin duraylı olması

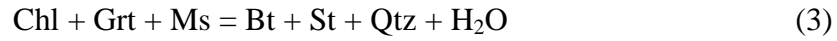


tepkimesinin basıncın üst sınırı olmasını gerektirmektedir. Bu durumda başkalaşımın gerçekleştiği sıcaklık değerleri için basıncın üst sınırı yaklaşık 16 kbar olmaktadır (Şekil 4.1).

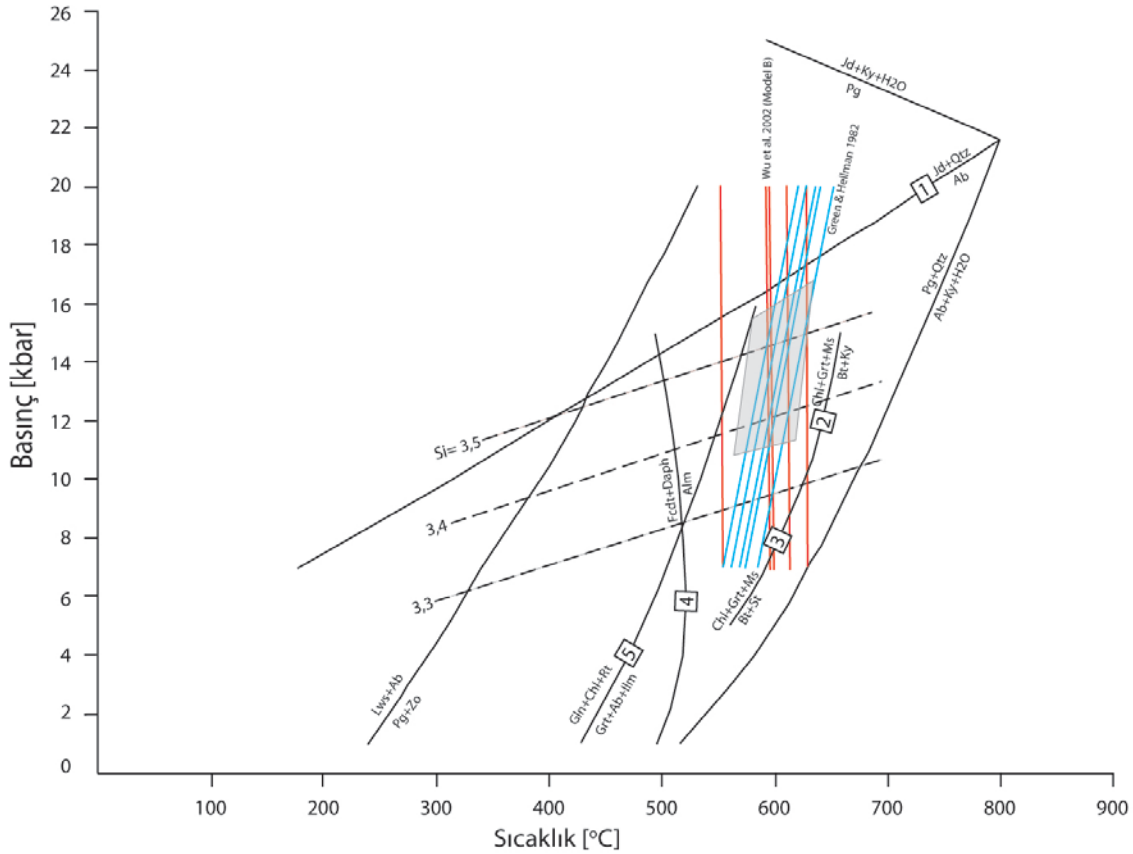
Kemer Metamorfitleleri'nde klorit duraylı bir fazdır. Dolayısıyla kloritin duraylılık alanının üst sınırı niteliğindeki



ve

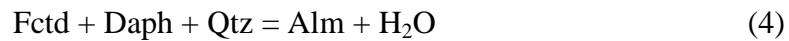


tepkimleri aşılmamıştır. Sıcaklığa duyarlı her iki tepkime de başkalaşım sıcaklığının petrolojik olarak üst sınırını oluşturmaktadır ve yukarda iki farklı termometre ile elde edilen sıcaklık değerleri bu üst sınır ile uyumludur (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Kemer metamorfite için sıcaklık-basınç diyagramı.

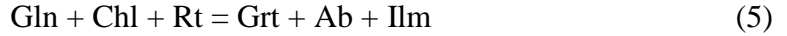
212 numaralı örnekte granat porfiroblastları içinde kloritoyid kapanımları bulunmakta matrikste ise gözlenmemektedir. Kloritoyid, klorit ile tepkiyerek granat oluşturmuştur:



Tepkime oluşturulurken Fe^{+2} li uç-üyeler kullanılmıştır. Aktivitelerin hesaplandığı koşullarda ise tepkime eğrisi daha düşük sıcaklığa doğru kayacaktır.

Yitim zonlarında gerçekleşen yüksek basınç-düşük sıcaklık başkalaşımını karakterize eden glkofan minerali 219 numaralı örnekte granat içerisinde kapanım olarak

gözlenmiştir. Glokofan matriks mineralleri içerisinde ise bulunmamaktadır. Kayacın matriks ve kapanım mineralleri glokofanın;



tepkimesiyle tüketildiğini işaret etmektedir.

Sonuç olarak Kemer Metamorfikleri (4) ve (5) tepkimelerini kesen bir çıkır izlemiş ve Şekil 4.1’de gri renkle taranan başkalaşımın doruk noktasına ulaşmıştır. Başkalaşımın doruk noktası 560-640 °C sıcaklık 10-16 kbar basınç olarak sınırlandırılmıştır. Kemer metamorfiklerinde bulunan granat-mikaşistlerde ikincil kloritler gelişmiştir. Bazı örneklerde ikincil klorite muskovit minerali eşlik etmektedir. Metabazitlerde ise ikincil kloritler ile aktinolit mineraline rastlanmaktadır.

4.3 Çetmi Okyanusal Yığışım Karmaşası

Çetmi Okyanusal Yığışım Karmaşasının ankimetamorfik fillit/kayrak nitelikli bir matrikse sahiptir. İnce taneli ak mikalar yapraklanmayı tanımlamaktadır.

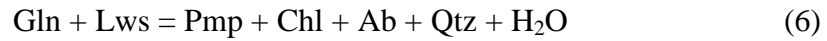
Matriks içerisinde serpantinit, metabazit, çeşitli volkanitler, kireçtaşı, pembe pelajik kireçtaşı, çört, kumtaşı, çamurtaşı ve konglomera blokları yer almaktadır. Metamorfik olan bloklar Na-amfibol ve lavsonit içeren metabazit, Na-Ca-amfibol ve epidot içeren metabazalt ve yeşilşit gibi farklı başkalaşım koşullarını işaret eden denge mineral topluluğuna sahiptir. Bu durum bize yığışım karmaşasını oluşturan blokların eklenir prizmanın farklı derinliklerinden geldiği göstermektedir.

Metamorfik blokların büyük çoğunluğunda ilksel doku ve mineraller korunmuştur. Düşük-dereceli bir başkalaşım neticesinde gelişen mineraller ilksel mineral kenarlarında ve kayaçta yer alan çatlaklar boyunca oluşmuştur. Düşük dereceli metamorfiklerde düşük tepkime kinetiğine bağlı olarak gerçek bir denge durumuna ulaşamaması ve bir çok anahtar mineral için güvenilir termodinamik verilerin ve aktivite-kimyasal bileşim modellerinin bulunmayışı başkalaşım koşulları hesaplamalarında jeotermobarometrik yöntemlerinin uygulanmasını kısıtlamaktadır (Schiffman & Day, 1999; Spaggiari ve diğ., 2002; Topuz ve diğ. 2008). Dolayısıyla başkalaşım koşulları tahminleri kesinlikten uzak yaklaşımlar olarak görülmelidir. Başkalaşım koşulları sınırlandırmalarında Schiffman & Day (1999)’un düşük-dereceli metabazitler için NCMASH sisteminde oluşturduğu petrojenitik ağ

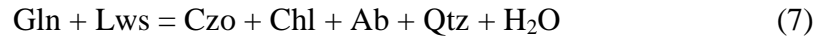
kullanıldı. Sodik, sodik-kalsik ve kalsik amfibol duraylılık alanlarını gösteren faz diyagramı Otsuki & Banno (1990)'dan alınarak petrojenetik ağa eklendi (Şekil 4.2).

Glokofan-lavsonit metabazit

Na-amfibol ve lavsonit birlikteliğinin karakterize ettiği örnek bu mineraller dışında, Na-Ca amfibol, Na-klinopiroksen, fengit, klorit, albit, kalsit ve titanit minerallerine sahiptir. Glokofan ve lavsonit birlikteliğinin duraylılık alanı aşağıdaki tepkimelerle sınırlanmaktadır:



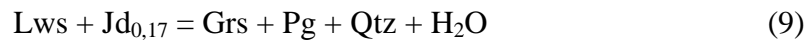
ve



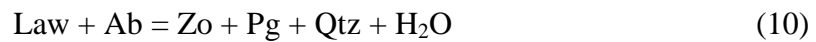
Yukarıdaki tepkimelere göre Gln + Lws birlikteliği için alt sınır 200 °C için ~6,5 kbar, 300 °C için ise ~8,5 kbar olmaktadır (Şekil 4.2). Yukarıdaki tepkimelerin konumları Fe göz ardı edilerek hesaplanmıştır. Sisteme Fe²⁺ ve Fe³⁺ eklendiğinde tepkime eğrileri, daha düşük basınçlara doğru ötelenecek ve Gln + Lws duraylılık alanını genişleyecektir (Maruyama ve diğ., 1986; Schiffman & Day, 1999).

Na-klinopriksenler büyük oranda Fe³⁺'li uç üye olan egirin bileşimindedir ($X_{\text{Ac}} = 0,4-0,66$). Jadeit bileşeni ise (X_{Jd}) ise 0,07 ile 0,17 arasındadır. Jadeyit, albit ve kuvars birlikteliği (1) numaralı tepkimeyi kullanmamızı sağlamaktadır. Jd_{0,17} için tepkime Şekil 4.2'deki gibidir (8 numaralı tepkime).

Lws+Jd birlikteliğinin bulunması granat ya da paragonitin duraylı olmaması aşağıdaki tepkimeyi basınç için alt sınır yapmaktadır (Altherr ve diğ., 2004):



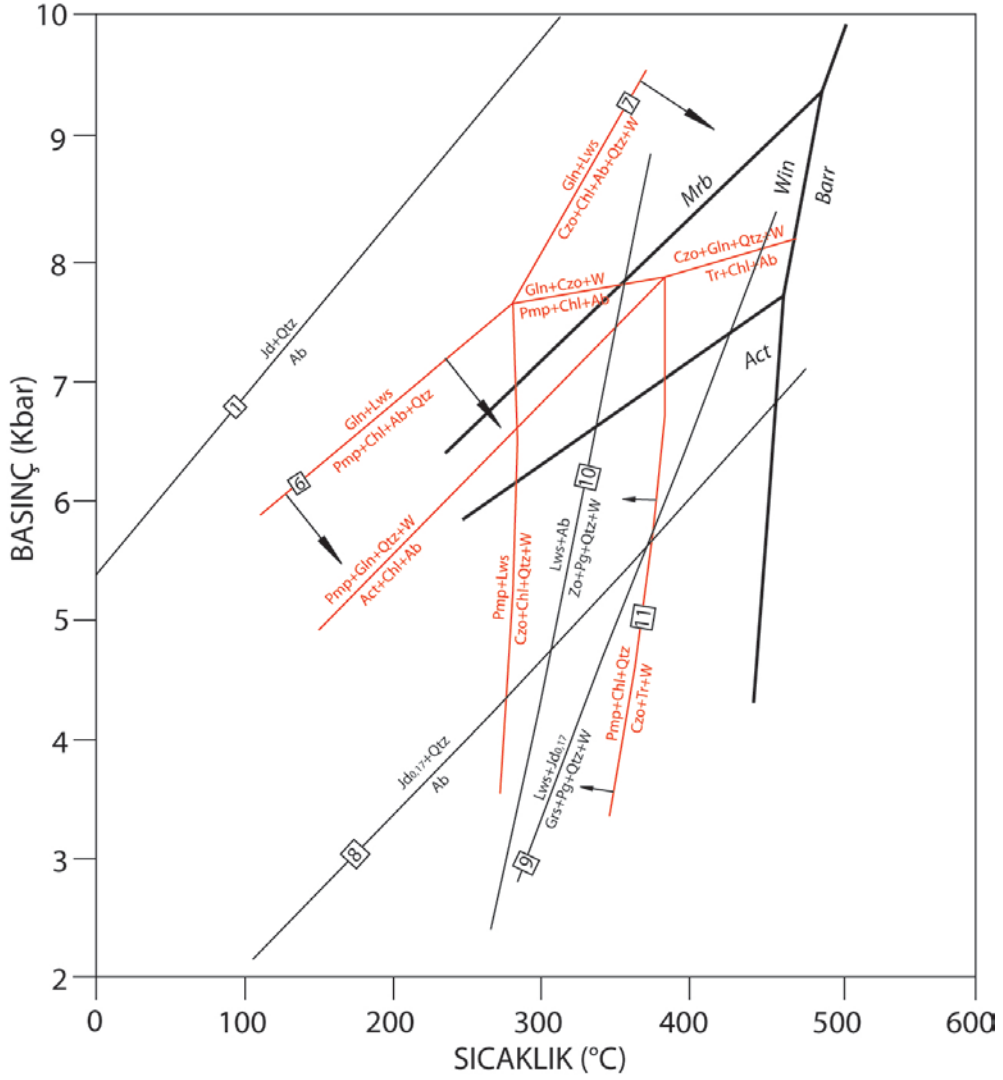
Lavsonit ve albitin duraylı olması ve zoisit/epidot, paragonitin gözlenmemesinden dolayı;



tepkimesi sıcaklığın üst sınırı olarak düşünülebilir (Droop ve diğ. 2005).

Yukarıdaki (8), (9) ve (10) tepkimeleri bloğun başkalaşım koşullarını 270 °C için 4,2 kbar ve 310 °C için 5 kbar olarak sınırlandırmaktadır (Şekil 4.2).

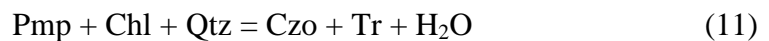
Değerlerin görece düşük çıkması albit, kuvars, Na-klinoproksenin dengede olmayışı, albitin gerileyici başkalaşım sırasında oluşmuş olması ile açıklanabilir. Bu durumda başkalaşımın daha yüksek basınçlarda gerçekleşmiş olması gerekir. Bu durum fengitlerin Si içeriğinin yüksek olmasıyla da uyumludur (3,5-3,6 Si⁴⁺ c.p.f.u.).



Şekil 4.2. Yığılım karmaşalarına ait bloklar için sıcaklık- basınç diyagramı.

Yeşilist

Ca-Al silikat olarak prehnit ya da pumpelleyit yerine epidotun bulunması ve epidotun klorit ve aktinolit eşlik etmesi kayacın;



tepkimesini sıcaklığın alt sınırı yapmaktadır. Bu tepkimeye göre yeşilistler için karakteristik mineral topluluğu olan Czo+Tr+Chl birlikteli sıcaklığın alt sınırı ~320 °C

olmaktadır (Şekil 4.2). Sisteme Fe^{2+} eklenmesi durumunda ise tepkime daha düşük sıcaklıklara doğru kayacaktır.

Cathelineau (1988) klorit içerisindeki tetrahedrik alüminyum miktarlarını gözeterek ampirik yollarla klorit termometresi kalibre etmiştir. Klorit termometrisinin her ne kadar güvenilirliği sorgulansa ve yaygın olarak kabul görmesede (Topuz & Altherr, 2004) yeşilşist içerisinde yer alan kloritlere uyguladığımızda sıcaklık için 290-340 °C aralığı vermektedir.

Yeşilşist fasiyesinden amfibolit fasiyesine geçişte plajiyoklas albitten oligoklas bileşimine sıçramaktadır. Artan sıcaklığa bağlı olarak plajiyoklas serisinde yer alan peristerit boşluğunun aşılmasıyla gerçekleşen bu sıçrama oligoklas izogradı olarak bilinmektedir (Spear 1995). Yeşilşist ait plajiyoklaslar albitle temsil edilmektedir ($X_{An} < 2,5$). Oligoklas izogradı sıcaklık için üst sınır oluşturmaktadır.

Ak mikalar fengitik bileşime sahiptir (3,30-3,36 Si^{4+} c.p.f.u.). Bu durum 290-340 °C için minimum 5,5-6,5 kbar basınca karşılık gelmektedir (Massonne & Schreyer, 1987).

4.4. Sonuç

Kemer Metamorfikleri bir yitim zonu boyunca gömülerek yüksek-basınç başkalaşımına uğramıştır. Başkalaşım koşulları 560-640 °C sıcaklık ve 10-16 kbar basınç olarak sınırlandırılmıştır. Kemer Metamorfikleri'nin güneyine tektonik olarak ankimetamorfik fillitik bir matrikse sahip bir okyanusal yığışım karmaşası gelmektedir. İçerisinde bulunan bloklardan Na-amfibol ve lavsonitin varlığıyla karakterize olan metabazit 270-310 °C sıcaklık ve 4,2-5 kbar basınç, yeşilşist ise 290-340 °C sıcaklık ve 5,5-6,5 kbar basınç koşulları altında oluşmuştur. Blokların farklı sıcaklık-basınç koşullarında başkalaşımına uğramış olmaları eklenir prizmanın farklı derinliklerinden geldiklerini işaret etmektedir.

5. BAŞKALAŞIMIN YAŞI

5.1 Giriş

Kemer yüksek-basınç metamorfitlelerinin başkalaşım yaşı üzerine bugüne kadar yapılmış nicel bir çalışma bulunmamaktadır. Daha önce yapılan çalışmalar yardımıyla ise başkalaşımın yaşına ilişkin jeolojik sınırlandırmalar yapılabilmektedir. Kemer Metamorfitleleri'ni kesen 52 My (Eosen) yaşlı Karabiga Granitoyidi başkalaşımın üst sınırını vermektedir (Beccaletto ve diğ. 2007). Biga Yarımadası boyunca yüzeyleyen diğer metamorfitlelerin ve yığışım karmaşalarının da benzer yaşlı granitoidler tarafından kesilmesi (bkz. Altunkaynak & Genç 2008, Karacık ve diğ. 2008, Ustaömer ve diğ. 2009) ve Eosen ve daha genç volkanitler ve volkano-sedimenterler tarafından örtülmesi başkalaşımın Erken Eosen'den önce gerçekleşmiş olduğuna işaret etmektedir. Biga Yarımadası ve Şarköy'de yüzeyleyen diğer yüksek-basınç metamorfitlelerinin yaşları ise şöyledir: Kemer Metamorfitleleri'nin güneybatı uzantısı olduğu düşünülen Çamlıca Metamorfitleleri 65-69 My (Okay & Satır 2000); Çetmi Melanjı'nın içerisinde yer alan bir eklojit bloğu 100 My (Okay & Satır 2000); Şarköy'de yüzeyleyen mavişist fasiyesli metamorfitleler 86 My (Topuz ve diğ. 2008). Yukarıda sıralanan yaşlardan görüleceği gibi Biga yarımadasında görülen yüksek-basınç başkalaşımının yaşı Geç Kretase'de yoğunlaşmaktadır. Kemer Metamorfitleleri içerisinde şu ana kadar iyi muhafaza edilmiş bir fosil rapor edilmemiştir. Dolayısıyla Kemer Metamorfitleleri'nin ilksel kayaçlarının çökelme yaşı bilinmemektedir.

Kemer Mikaşistleri'nin başkalaşım yaşını sınırlandırmak için dört granat-mikaşist örneği (212, 218, 219, 226A) üzerinde fengit-toplam kayaç Rb-Sr yaş tayinleri yapıldı. Örneklerin petrografisi aşağıda betimlenmektedir. Takip eden alt bölümlerde analitik yöntem izah edilmekte ve analitik veriler tartışılmaktadır.

5.2 Örneklerin Petrografik Betimlemeleri

Pelitik kökenli dört örnek de iyi yapraklanmalı olup, kalıntı doku veya mineraller içermemektedirler (Şekil 5.1). Yapraklanma fengit, klorit ve epidot mineralleri

tarafından tanımlanmaktadır. Granat porfiroblastları yarı öz şekilli ve öz şekillidir. İçerisinde yer alan kapanımlar sarmal iç yapraklanmalar oluşturmaktadır. Tüm örneklerde granatlar klorit minerali tarafından kenarlar ve çatlaklar boyunca ornatılmaktadır. Kapanım olarak epidot, kuvars, klorit, rutil, titanit, apatit, zirkon mineralleri saptanmıştır. Matriks fazları kuvars, fengit, klorit, albit, epidot, kalsit, titanit, turmalin ve apatit minerallerinden oluşmaktadır. Kuvarslar düzgün kenarlı poligonal topluluklar oluşturmaktadır. Epidotlar ince ve uzun prizmalar şeklindedir.

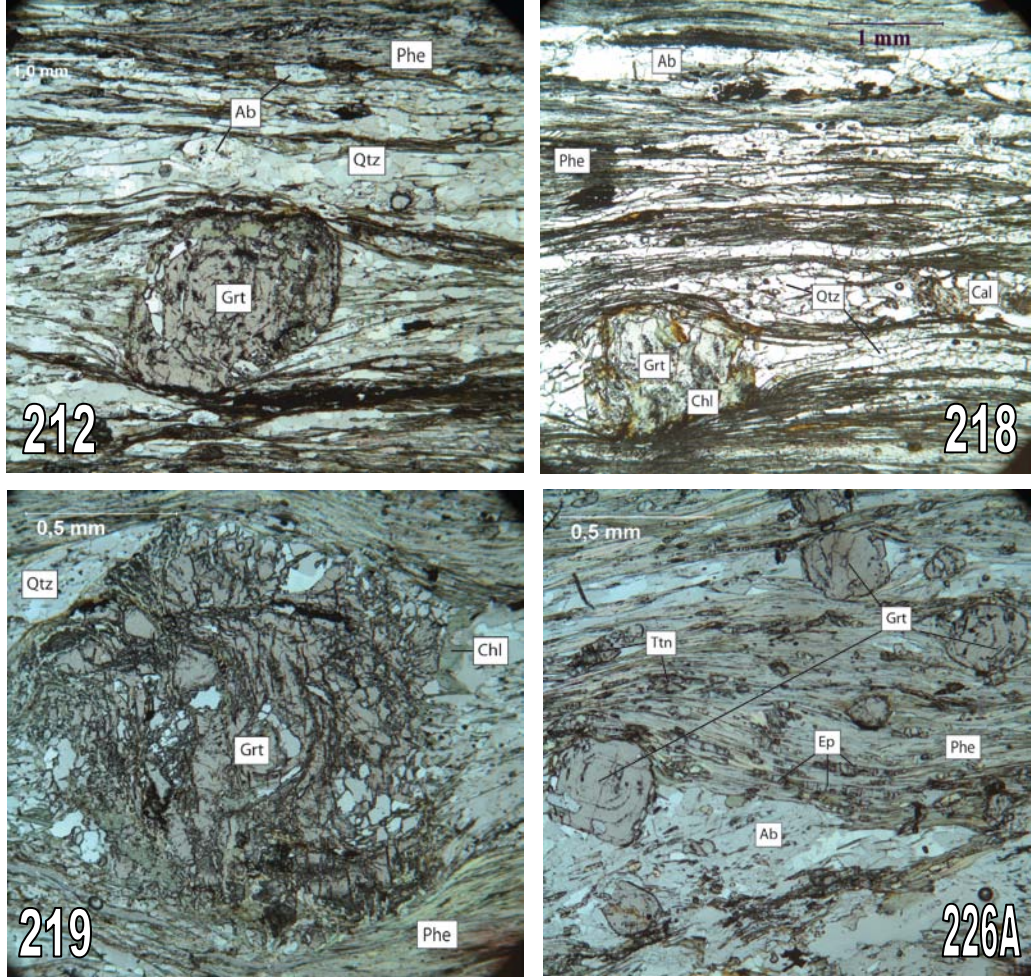
212 ve 226A numaralı örneklerde morfolojik olarak iki farklı granat bulunmaktadır: (i) görece iri taneli ve kapanımca zengin (ii) ince taneli ve kapanımca fakir olanlar. Albit mineralleri fengit, epidot ve titanit kapanımlarına sahiptir ve sigma yapıları oluşturmaktadır. Kloritoyid minerali sadece 212 numaralı örnekte granat içinde kapanım olarak saptanmıştır. Kloritoyid matrikste ise gözlenmemektedir. 218 numaralı örnekte ilmenit matrikste duraylı bir fazdır. Granat çatlaklarında ikincil klorite ince taneli ikincil muskovitler eşlik eder. Muskovitler kimyasal bileşimleri ($Si^{+4} \sim 3,15$ c.p.f.u.) ve dokusal olarak fengitlerden ayırt edilebilmektedir. 219 numaralı örnekte granat içerisinde Na-amfibol kapanımları bulunmakta fakat matrikste bu minerale rastlanmamaktadır. Titanyum içeren fazlar titanit ve ilmenittir. Her iki mineral de hem kapanım halde granat içerisinde hem de matrikste bağımsız ya da birbirleriyle dokanak halde taneler halinde bulunmaktadır. 218 numaralı örnekte olduğu gibi 219'da da fengit minerali dışında ikincil muskovit ve klorit beraber bulunmaktadır.

5.3 Rb-Sr Analizleri ve Yaş Tayinleri

Fengit-toplam kayaç Rb-Sr yaş analizleri için gerekli fengit seperatları Tübingen Üniversitesi Jeokimya Enstitüsü Mineral Ayırma laboratuvarında elde edildi. Örnekler ilk olarak çeneli ve merdaneli kırıcı kullanılarak ince taneli hale getirildi. Numuneler daha sonra elekten geçirilerek değişik tane boyutlu kısımları ayırlandı. Bu değişik tane boyutlu fraksiyonlar arı suda yıkanarak üzerlerindeki tozdan arındırıldı. Elekte 125-250 μm aralığına düşen kesim daha sonra ağır sıvı ve manyetik ayırma işlemlerine tabi tutularak zenginleştirilmiş fengit elde edildi.

İzotop analizleri Tübingen Üniversitesi Jeokimya Enstitüsünde bulunan Finnigan MAT-262 çoklu-toplayıcı kütle spektrometresi (multicollector mass spectrometer) ile yapıldı. 125-250 μm aralığındaki fengit taneleri HF ve HClO₄ içerisinde çözüldü.

İyon alışverişi kromatografisi (ion exchange chromatography) yöntemi ile Sr nadir toprak elementlerinden izole edildi. Analizlerde Sr izotop standardı olarak NBS 987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı 0,710248) kullanıldı. Boşluktaki Sr miktarı 213 pikogram, Rb miktarı ise 59 pg olarak saptandı.



Şekil 5.1. Yaşlandırılan dört numunenin petrografik mikroskop altındaki tek nikol görüşleri.

Dört örnek için Rb-Sr fengit-toplam kayaç analizleri Çizelge 5.1’de verilmektedir. Rb IA grubu alkali metallerine dahil olup (Rb^+ iyon yarıçapı: 1,48 Å), muskovit, biyotit gibi minerallerde benzer atomik çapa ve iyonik yüke sahip olan K’la yer değiştirmektedir. Sr ise (Sr^{+2} iyon yarıçapı: 1,13 Å) kalsit, epidot gibi minerallerde Ca’un yerini almaktadır. (Faure & Mensing 2005). Fengit seperatlarının Rb/Sr oranları 4,42 ile 7,82 arasında değişmektedir. Bütün seperatlardaki Rb miktarının belirgin bir şekilde Sr’dan yüksek olması seperatların Ca’ca zengin herhangi bir kirletici (epidot, kalsit) içermediğini göstermektedir. Toplam kayaç analizlerinde Rb ve Sr değerleri kayacın mineralojisi tarafından kontrol edilmekte ve 212 için 0,44;

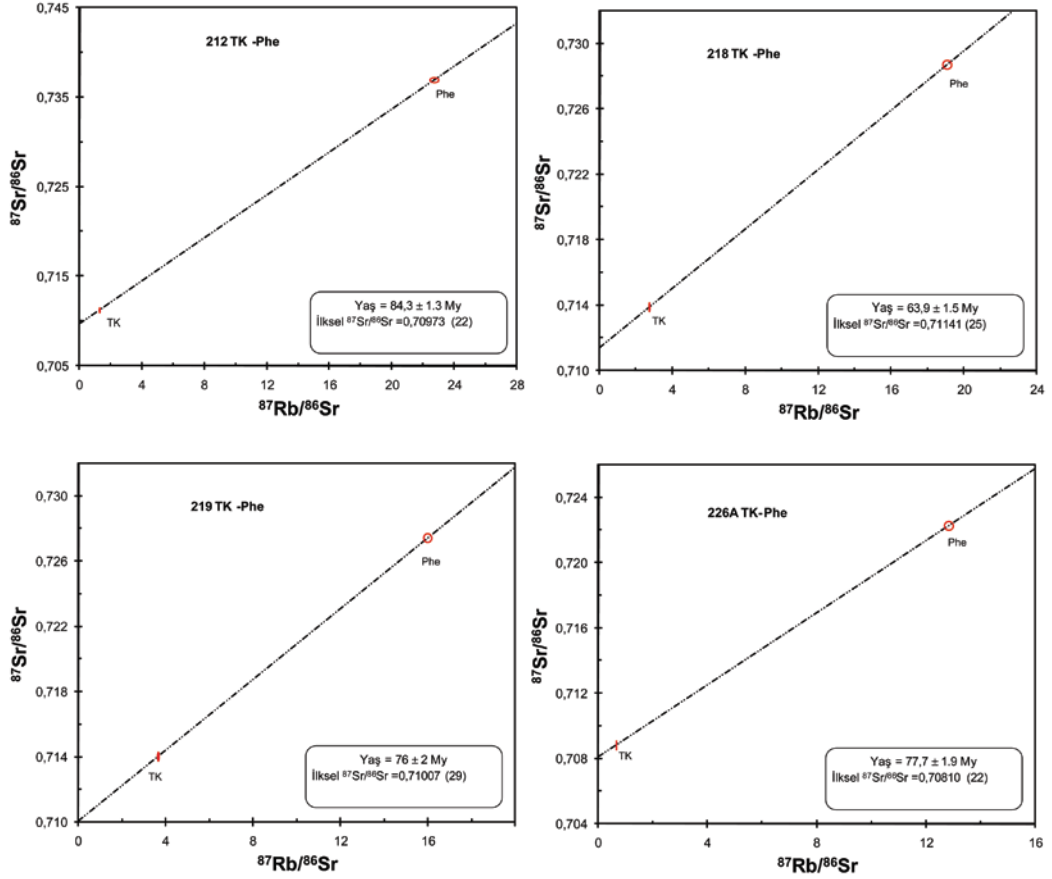
218 için 0,94; 219 için 1,25; 226A için 0,22 Rb/Sr oranları vermektedir. 226A numaralı örneğin toplam kayaç Sr içeriğinin yüksek olması bu örneğin kalsit ve epidot gibi Sr barındıran minerallerce zengin olmasıyla bağlantılıdır. Dört granat-mikaşist örneğinin ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları ise 0,708 ile 0,711 arasında değerlere sahip olup, sedimenter ortamı karakterize eden değerlerle örtüşmektedir (Rollinson, 1993).

Çizelge 5.1. Fengit-toplam kayaç Rb-Sr isotop analizleri ve hesaplanmış yaş değerleri.

	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	dSr (2 σ)	İlksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2 σ)	Yaş [My, 2 σ]
212 TK	113,6	258,5	1,2722	0,711251	(10)	0,70973 (22)	84,3 \pm 1,3
212 Phe	409,2	52,29	22,710	0,736929	(10)		
218 TK	109,8	116,6	2,7258	0,713883	(09)	0,71141 (25)	63,9 \pm 1,5
218 Phe	399,5	60,72	19,077	0,728719	(07)		
219 TK	126,5	100,5	3,6411	0,714024	(09)	0,71007 (29)	76,0 \pm 2,0
219 Phe	334,4	60,67	15,979	0,727417	(10)		
226A TK	99,80	440,4	0,6557	0,708826	(08)	0,70810 (22)	77,7 \pm 1,9
226A Phe	322,2	72,81	12,822	0,722257	(10)		

TK: Toplam kaya; Phe: Fengit

Şekil 5.2 Rb-Sr fengit-toplam kayaç iki nokta izokronlarını göstermektedir. İzokronlar 84,3 \pm 1,3 My (212), 63,9 \pm 1,5 My (218), 76 \pm 2 My (219) ve 77,7 \pm 1,9 My (226A) değerleri vermektedir. Elde edilen sonuçlar hata payı değerleri dışında yaklaşık 20 My'lık bir yaş aralığında saçılmaktadır. Sr difüzyonu için muskovitin kapanma sıcaklığı yaklaşık 500 °C olarak düşünülmektedir (Cliff 1985, Villa 1998). Kemer mikaşistlerinin başkalaşım sıcaklığının 570-640 °C olması saptanan yaşların soğuma yaşları olduğunu işaret etmektedir.



Şekil 5.2. Fengit-toplam kayaç Rb-Sr iki nokta izokronları. TK: toplam kayaç, Phe: fengit

5.4 Tartışma

Minerallerin çevresiyle olan element (izotop) değiş tokuşunun sonlanıp kapalı bir sistem haline gelmeleri büyük oranda sıcaklığın bir işlevidir ve bu kapanım sıcaklığı olarak tanımlanmaktadır (Villa 1998). Dodson (1973) tarafından formülleştirilen kapanım sıcaklığı soğuma hızı, difüzyonu etkinleştirme enerjisi ve tane boyu tarafından denetlenmektedir. Kapanma sıcaklığını veren denklem Spear (1995)'de aşağıdaki gibi yeniden düzenlenmiştir:

$$T_c = \frac{E/R}{\ln \left[\frac{AR(T_c)^2 D_o/a^2}{E(dT/dt)} \right]}$$

Yukarıdaki denklemde T_c kapanma sıcaklığını, E difüzyon etkinleştirme enerjisini, D_o difüzyonu tanımlayan bir katsayıyı, A kristalin geometrik biçimine bağlı bir değişkeni, a tane uzunluğunu ve (dT/dt) ise soğuma hızını temsil etmektedir.

Farklı mineraller aynı element için farklı difüzyon parametrelerine sahiptirler. Bu parametreler bileşime bağlı olarak da değişmektedir (Spear 1995). Dört örneğe ait fengitlerin kimyasal bileşimleri benzer olup, 11 oksijen tabanına göre Na miktarı ~0,05 (c.p.f.u) olup, Ca ise 0,01'den azdır (Çizelge 5.2). Bu durumda yukarıdaki değişkenlerden E , D_o ve A yaşlandırılan tüm fengit mineralleri için benzer olmak durumundadır. Dört granat-mikaşist örneğinin de fengit boylarında bariz bir farklılık bulunmaması a değişkenini de göz ardı etmemizi sağlamaktadır. Bu durumda kapanım sıcaklıklarını etkileyebilecek değişken olarak geriye sadece soğuma hızı kalmaktadır. Soğuma hızı yüksek olan kayaçlara ait mineraller üzerinde yapılacak yaşlar da yüksek olacaktır. Fakat elimizdeki veriler yaş değerleri arasındaki farkın soğuma hızından kaynaklandığını söylemek için yeterli değildir. Diğer taraftan Kemer metamorfitelerinde başkalaşım koşulları açısından bariz bir sıçramanın gözlenmemiş olması hata payı sınırları dışında ki yaklaşık 20 My'lık farkı kapanma sıcaklığı kavramıyla açıklamamızı kısıtlamaktadır.

Son olarak metamorfik kristallenme sonrası gerçekleşen alterasyonlar da kayaçların ve kısmen de minerallerin izotopik bileşimini değiştirebilmektedir. Yaşlandırılan granat-mikaşistler belirgin bir alterasyondan muaftırlar. 218 ve 219 numaralı numunelerde granat çatlaklarında gelişen ikincil kloritlere muskovitler eşlik etmektedir. Fakat oldukça ince taneli olan ikincil muskovitlerin fengit seperatlarını kirletmesi düşük bir olasılıktır. Fengit ve paragonitin mekanik olarak ayırtlanması zordur ve fengit seperatlarının paragonit tarafından kirletilmesi de izotop bileşimi etkilemektedir. Dört granat-mikaşist

örneğin matriksinde paragonite rastlanamamış olması bu olasılığı ortadan kaldırmaktadır.

Yukarıda tartışılanların ışığında özet olarak söylenebilecek olan hata payı değerleri dışındaki sapmanın nedenin belirsiz olduğudur. Farklı yaşlandırma yöntemleriyle ve daha fazla örnek üzerinde yeni yaş tayinleri yapılarak daha iyi sınırlandırmalar elde edilebilir.

Çizelge 5.2. Yaşlandırılan örneklere ait seçilmiş fengit ve muskovit kimyasal analizleri. Katyon değerleri 12 oksijen tabanına göre hesaplandı.

	Phe (212)	Phe (212)	Phe (212)	Ms (218)	Phe (218)	Phe (218)
SiO ₂	51,48	49,32	51,1	49,08	50,01	50,74
TiO ₂	0,17	0,17	0,12	0,23	0,32	0,28
Al ₂ O ₃	28,27	28,85	29,76	35,8	30,13	29,66
Cr ₂ O ₃	0,02	0,09	0,00	0,07	0,03	0,06
FeO	2,66	3,12	2,45	2,26	3,18	3,51
MnO	0,07	0,02	0,06	0,03	0,00	0,01
MgO	2,65	2,45	2,26	1,09	2,36	2,43
CaO	0,00	0,09	0,03	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	0,34	0,29	0,36	0,54	0,39	0,41
K ₂ O	9,83	9,41	9,47	8,32	8,97	9,34
Toplam	95,48	93,81	95,60	97,42	95,40	96,45
11 oksijen tabanına göre katyon dağılımı						
Si	3,410	3,335	3,369	3,153	3,312	3,312
Ti	0,008	0,009	0,006	0,011	0,016	0,016
Al	2,207	2,299	2,312	2,710	2,352	2,352
Cr	0,001	0,005	0,000	0,003	0,002	0,002
Fe ⁺²	0,147	0,176	0,135	0,122	0,176	0,176
Mn	0,004	0,001	0,003	0,002	0,000	0,000
Mg	0,262	0,247	0,222	0,104	0,233	0,233
Ca	0,000	0,007	0,002	0,001	0,000	0,000
Na	0,044	0,038	0,046	0,067	0,051	0,051
K	0,830	0,812	0,797	0,682	0,758	0,758
Toplam	6,914	6,929	6,891	6,854	6,900	6,900

Çizelge 5.2. Devam

	Phe (219)	Phe (219)	Ms (219)	Phe (226A)	Phe (226A)	Phe (226A)
SiO ₂	49,87	52,39	47,51	50,34	50,45	52,22
TiO ₂	0,25	0,20	0,23	0,24	0,20	0,18
Al ₂ O ₃	30,90	29,23	33,38	30,35	29,88	28,55
Cr ₂ O ₃	0,05	0,14	0,16	0,03	0,04	0,09
FeO	2,34	3,26	2,68	2,80	2,97	3,14
MnO	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00	0,02
MgO	2,21	2,83	1,34	2,66	2,66	2,96
CaO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00
Na ₂ O	0,42	0,28	0,56	0,46	0,19	0,24
K ₂ O	8,90	9,78	10,18	9,72	8,57	9,99
Toplam	94,97	98,14	96,08	96,62	94,97	97,38

11 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	3,302	3,382	3,151	3,302	3,340	3,400
Ti	0,012	0,010	0,012	0,012	0,010	0,009
Al	2,411	2,224	2,609	2,346	2,331	2,191
Cr	0,002	0,007	0,008	0,001	0,002	0,005
Fe ⁺²	0,130	0,176	0,149	0,153	0,165	0,171
Mn	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001
Mg	0,218	0,272	0,133	0,260	0,262	0,287
Ca	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000
Na	0,053	0,035	0,072	0,058	0,024	0,030
K	0,751	0,805	0,861	0,814	0,724	0,830
Toplam	6,882	6,913	6,996	6,949	6,858	6,923

5.5 Sonuç

Yüksek-basınç başkalaşımının yaşını sınırlandırmak için dört granat-mikaşist örneği üzerinde Rb-Sr fengit-toplam kayaç yöntemiyle yapılan yaş tayinleri 64 ile 84 My arasında sonuçlar vermektedir. Hata payı sınırları dışında yaklaşık 20 My'lık bir saçınım göstermesine rağmen elde edilen değerler Biga Yarımadası'ndaki ve Şarköy'deki yaşlarla uyumludur ve Kemer yöresinde de yüksek-basınç başkalaşımının Geç Kretase'de gerçekleştiğini göstermektedir.

6. JEODİNAMİK EVRİM

Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nda yüzeyleyen yüksek-basınç metamorfiteı ve okyanusal yığışım karmaşaları yörede eski bir okyanusal alanın var olduğunu ve kapandığını işaret etmektedir. Son yıllarda yapılan çalışmalarla bölgede yüzeyleyen okyanusal ya da kıtasal tüevli metamorfiteın başkalaşım koşulları ve yaşları ortaya konulmuştur (Çamlıca Metamorfiteı, 65-69 My (Okay & Satır, 2000a); Çetmi Melanjı içerisinde yer alan eklojit bloğu, 100 My (Okay & Satır, 2000b); Denizgören Ofiyolit'i tabanında yer alan amfibolitler, 125 My, (Beccaletto & Jenny, 2004); Şarköy mavişistleri, 86 My (Topuz ve diğ., 2008) ve Kemer Metamorfiteı, 64-84 My (bu çalışma)). Yukarıdaki yaşlar Alt Kretase'den Üst Kretase'ye kadar saçılmaktadır ve bu dönem boyunca görece dar bir alanda deformasyon ve başkalaşımın etkin olduğunu göstermektedir. Bu zaman dilimi için bölgesel olarak iki farklı orojen ayırtlanmaktadır: (i) Geç Jura-Erken Kretase Balkan orojenizi ve (ii) Geç Kretase Alp Orojenezi. Bununla birlikte Eosen ve sonrasında gelişen jeolojik olayların yukarıdaki birimler arasındaki ilişkileri büyük ölçüde yeniden düzenlemesi ve örtmesi karşılıklı deneştirmeleri ve farklı orojenik süreçleri ayırtlamayı zorlaştırmaktadır.

6.1 Okyanusal Alanın Açılması

Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nda yüzeyleyen ve bir kenet zonunu temsil eden birimler kuzeyde Rodop-Istranca ve güneyde Sakarya olmak üzere iki farklı tektonik birlik arasındaki geçişe karşılık gelmektedir. Dolayısıyla eski okyanusal alan bu iki kıtasal alanın arasında açılmış olmalıdır.

Istranca Masifinin temelini Permiyen granitleri tarafından kesilen gnays ve migmatitler oluşturmaktadır (Okay ve diğ., 2001). Bu Variskan temel Erken Triyas-Orta Jura yaşlı transgresif bir istif tarafından örtülmektedir. Geç Jura –Erken Kretase'de her iki birim bölgesel bir deformasyon ve yeşilşist fasiyesi koşullarında başkalaşıma uğramıştır. Son olarak Senomaniyen yaşlı sığ denizel çökelleri masifi uyumsuzlukla örtmektedir (Okay ve diğ., 2001).

Sakarya zonu Pulur, Gümüşhane, Uludağ ve Kazdağı'nda yüzeyleyen gnays, amfibolit, mermerlerden oluşan Karbonifer yaşlı bir temele sahiptir (Topuz ve diğ., 2004, Topuz ve diğ., 2007, Okay ve diğ., 2006). Bu Variskan temel bir çok yerde Karbonifer ve Permian granitoidleri eşlik etmektedir. Permo-Karbonifer yaşlı granitoidlerin dışında, Sakarya Zonu içerisinde Kazdağı'nın güneybatı kesimlerinde, Devonian yaşlı bir granitoid de rapor edilmiştir (Okay ve diğ., 2006). Variskan temel kayalarını Permo-Triyas yaşlı bir yığılma karmaşası takip etmektedir. Karakaya Karmaşası olarak bilinen bu birim, eklojit ve mavişist dilimleri içeren metabazit, fillat ve mermerlerden oluşan Nilüfer Birimi ile Karbonifer ve Permian kireçtaşı ve çört blokları içeren deforme klastiklerden oluşmaktadır (Okay & Göncüoğlu 2004 ve içerdiği atıflar). Sakarya Zonuna ait temel kayaçlarını Jura yaşlı transgresif bir istif uyumsuzlukla örtmektedir.

Yukarıda anlatılan iki tektonik birimin de temeli Variskan orojenik olaylarından etkilenmiştir ve bir süreklilik sunmaktadır (Okay ve diğ., 2006). Dolayısıyla her iki zonun birbirinden ayrılmaları Variskan olaylarından sonra (Permo-Karbonifer sonrası) gerçekleşmiş olmalıdır. Bu bize okyanusal alanın açılmasının alt sınırını vermektedir. Bu durumu destekler nitelikteki diğer veriler ise Biga Yarımadası'nda yüzeyleyen yığılma karmaşaları içindeki bloklardan gelmektedir. Çetmi Melanjı içerisinde yer alan bloklar üzerinde yapılan biyostratigrafik çalışmalarda en yaşlı blokların Orta Triyas yaşlı (Ladinyen) kireçtaşları olduğu rapor edilmiştir (Beccalotto ve diğ., 2005). Bunların dışında Üst Triyas (Noriyen-Ratiyen) yaşlı neritik ve pelajik kireçtaşları da saptanmıştır (Okay & Satır 2000b; Beccalotto ve diğ., 2005). Çörtler ise Orta Jura'dan Alt Kretase'ye (Bajosiyen-Aptiyen) kadar süreki bir istif olarak yaşlandırılmıştır (Beccalotto ve diğ., 2005). Sonuç olarak okyanusal alan Variskan orojenezi sonrasında en azından Orta Triyasta, kuzeydeki Rodop-Istranca Masifi ile güneydeki Sakarya Zonu birbirinden ayırarak, açılmaya başlamış olmalıdır.

Erken Triyasta Doğu Akdeniz bölgesinde gerçekleşen yaygın riftleşmelerin kaynağında manto sorgucları olduğu düşünülmektedir (Dixon & Robertson, 1999; Okay ve diğ., 2006). Okyanusal alanın açılmasında bu riftleşme süreci etkin olmuş olabilir (Okay ve diğ., 2006).

6.2 Okyanusal Alanın Kapanması

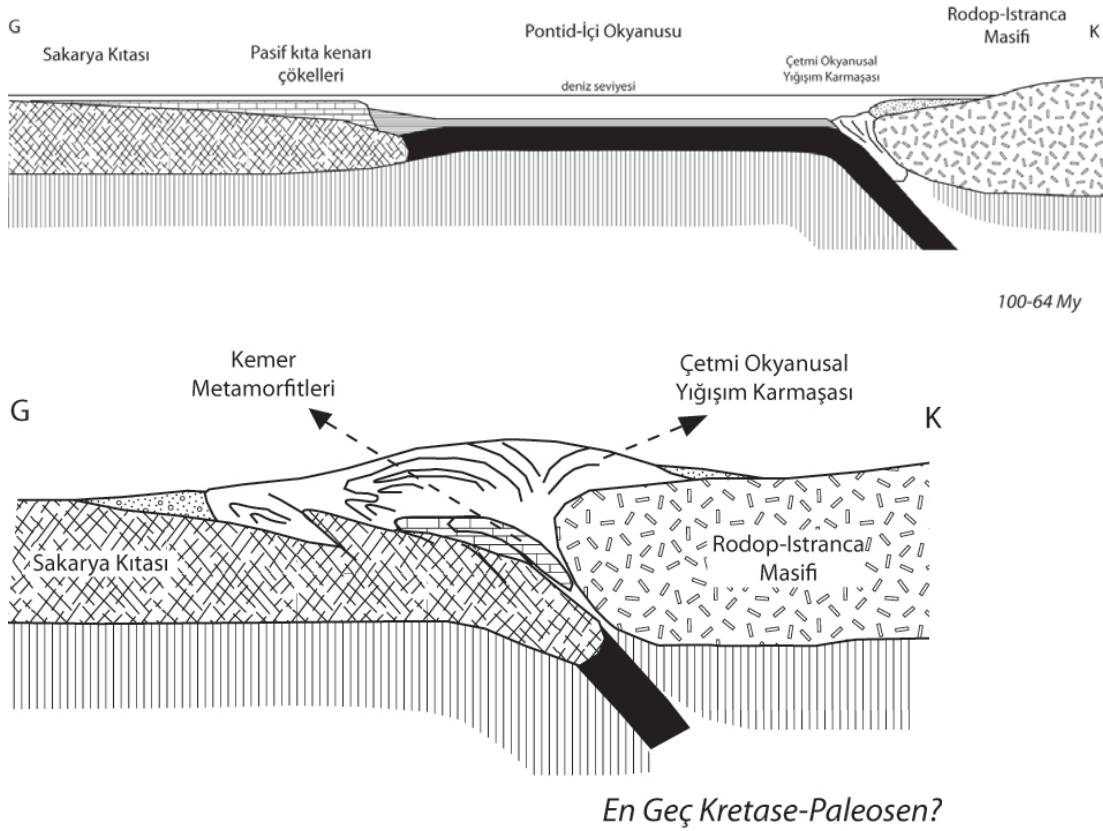
Bölgede yüzeyleyen yüksek-basınç metamorfitlelerinin ve yığışım karmaşalarının Erken Eosen granitoidleri tarafından kesilmiş olması okyanusal alanın kapanmasının üst sınırını vermektedir (Karabiga Granitoidi, 52 My, Beccaletto ve diğ., 2007). Bununla birlikte Biga ve Gelibolu yarımadalarında yüzeyleyen yüksek-basınç metamorfitlelerinin yaşlarının 100-65 My (Senomaniyen-Maastrichtyen) aralığında saçılması yitimin bu zaman aralığında gerçekleşmiş olduğunu işaret etmektedir. Yığışım karmaşalarına ait en genç blokların ve matriksin yaşı ise tartışmalıdır. Kazdağı batısında yapılan çalışmalar yörede Üst Kretase yaşlı pelajik kireçtaşları rapor etmiştir (Okay & Satır, 2000b). Bununla birlikte Şarköy'de ve Biga ilçesi batısında Paleosen yaşlı pelajik kireçtaşı olistolitleri de bulunmaktadır (Okay & Tansel, 1992; Yıkılmaz ve diğ., 2002). Diğer taraftan melanjın matriksi içerisinde saptanan Erken-Orta Albiyen yaşlı polenler ve melanjı örttüğü düşünülen Geç Albiyen-Senomaniyen yaşlı tüfit, konlomera ve litikarenitten oluşan istifeye dayanarak melanj oluşumunun bu dönemde durduğu da iddia edilmiştir (Beccaletto ve diğ., 2005). Fakat yazarların da belirttiği gibi polen yaşlandırması yeniden taşınma riski dolayısıyla güvenilir olmayabilir. Melanjı örttüğü düşünülen istifin ise görece küçük bir alanda yüzeyleyen olması ve yanal devamlılığının rapor edilmemesi istifin bir blok olma olasılığını güçlendirmektedir.

6.3 Kemer Metamorfitleleri

Kemer Metamorfitleleri baskın olarak mikaşist, kalkışist ve mermer ardalanmasından oluşmaktadır. Kuvarsa doygun olması, Al'ca zengin minerallerce zengin olması ve karbonatlı kayaların varlığı Kemer metamorfitlelerinin kıtasal malzemedan beslenen fakat sakin bir ortamda çökeldiğini işaret etmektedir. Şeyl-marn-kireçtaşı ardalanması olarak düşünülebilecek bu tür istifler pasif kıta kenarları için tipiktir. Dolayısıyla Kemer Metamorfitleleri olasılıkla okyanusal alanın açılmaya başladığı Triyasla birlikte pasif bir kıta kenarında çökelmeye başlamış olmalıdır.

Sakarya ve Rodop-Istranca zonlarını birbirinden ayıran okyanusal alanın (Pontid-İçi Okyanusu) yitim yönü kuzey olarak düşünülmektedir (Okay ve diğ., 1994; Topuz ve diğ., 2008). Istranca Masifi ve İstanbul Zonu'nun kuzey kesimlerinde görülen Geç Kretase volkanizması kuzeye doğru gerçekleşen yitimin ürünleri olarak

düşünülmektedir (Şekil 6.1a). Diğer taraftan Rodop-Istranca Masifinin Geç Jura-Erken Kretase’de gerçekleşen Balkan Orojenezinden de etkilenmiştir. Orojenezin (i) kıtasal bir alanın (Okay ve diğ., 2001) ve (ii) bir ada yayı-yığışım karmaşası sisteminin (Bonev & Stampfli, 2008) Geç Jura-Alt Kretase’de Rodop-Istranca Masifi ile çarpışması sonucu oluştuğu ileri sürülmüştür. Bu durum okyanusal alanın kuzey kesiminin uzun bir dönem deformasyon ve başkalaşımdan etkilendiğini ve aktif olduğunu işaret etmektedir. Dolayısıyla pasif kıta kenarı çökellerinin okyanusal alanın güney kesiminde, Sakarya zonu önünde çökelmiş olması güçlü bir olasılıktır. Geç Kretase’de bu pasif kıta kenarı yitim zonu boyunca gömülerek yüksek-basınç başkalaşımına uğramıştır (Şekil 6. 1b).



Şekil 6.1. Pontid-İçi Okyanusunun ve Kemer Metamorfitlelerinin evrimini gösterir model: a) Geç Kretase döneminde Pontid-İçi Okyanusunun ve kıtasal parçaların konumları b) kıtasal kökenli Kemer Metamorfitlelerinin başkalaşımı (Dewey & Bird 1970’den yeniden çizildi.).

Sonuç olarak Biga Yarımadası’nda geniş alanlarda yüzeyleyen kıtasal kökenli yüksek basınç metamorfitleleri (Kemer ve Çamlıca Metamorfitleleri, Marmara Adası?) Geç Kretase’de yitim zonu içerisinde yüksek-basınç başkalaşımına uğramış Sakarya

Zonu'na ait pasif kıta kenarı çökelleri olmalıdır. Yığışım karmaşalarının yüksek-basınç metamorfitlerine göre daha güneyde yer almaları ise sıkışmanın (çarpışma?) etkisiyle güneye doğru itilmelerinden kaynaklanmış olabilir. Oligosen'de ise gerilmeye bağlı olarak gelişen faylar güneye itilmiş olan yığışım karmaşasının altındaki Sakarya Zonu'na ait temel kayaçların tekrar yeryüzüne çıkmasına neden olmuştur (Kazdağı Masifi, Okay & Satır, 2000b).

7. SONUÇLAR

Kemer Metamorfitleri baskın olarak mikaşist, kalkşist ve mermer araldanması ile tali oranda metabazit ve metaserpantinit seviyelerinden oluşmaktadır. Mikaşistlerde denge mineral topluluğu granat, fengit (3,30–3,44 c.p.f.u.), (±) paragonit, albit, epidot, klorit, kalsit, titanit ve turmalinden oluşmaktadır. Kemer Metamorfitleri Geç Kretase’de Pontid-İçi Okyanusunun kapanmasına bağlı olarak 560-640 °C sıcaklık ve 10-16 kbar basınç koşullarında yüksek-basınç başkalaşımına uğramıştır.

Çetmi Okyanusal Yığılım karmaşası makaslanmış fillitik bir matrikse sahiptir. Matriks içerisinde serpantinit, metabazit, çeşitli volkanitler, kireçtaşları, pelajik kireçtaşı, radyolarit, kumtaşı ve konglomera bloklarından bulunmaktadır. Metabazit blokları farklı sıcaklık ve basınç koşullarını temsil eden mineral birlikteliklerine sahiptir. Bu bloklardan gokofan-lavsonit metabazitin başkalaşım koşulları 270-310 °C sıcaklık ve 4,2-5 kbar basınç ve yeşilşistinki ise 290-340 °C sıcaklık ve 5,5-6,5 kbar basınç olarak sınırlandırılmıştır. Mavi amfibollü metabazitlerin varlığı melanjin yitim zonu boyunca gelişen yığılım karmaşası içerisinde oluştuğunu belgelemektedir. Blokların farklı sıcaklık-basınç koşullarını işaret eden mineral birlikteliklerine sahip olması, blokların karmaşanın farklı derinliklerden geldiğini göstermektedir.

Kemer Metamorfitlerinin baskın kayaç topluluğu metamorfitlerin ilksel kayaçlarının şeyl-marn-kireçtaşından oluşan pasif kıta çökelleri olduğunu işaret etmektedir. Geç Kretase’de okyanusal alanın kapanmasıyla Rodop-Istranca kıtasal alanı eklemlenmeyle güneye doğru gelişirken, güneydeki pasif kıta kenarının yitim zonunda yüksek-basınç başkalaşımına uğramasına neden olmuştur. Yüksek-basınç metamorfitlerinin ve yığılım karmaşasının Erken Eosen granitoyidi tarafından kesilmesi ve benzer yaşlı volkanitler ve volkano-tortullar tarafından örtülmesi okyanusal alanın kapanmasını Geç Kretase-Erken Eosen olarak sınırlandırmaktadır.

KAYNAKLAR

- Akbayram, K., Okay, A.İ., Satır, M. & Topuz, G.,** 2009. Armutlu Yarımadası'ndaki Pontid-İçi Kenet Zonu'ndan yeni U-Pb ve Rb-Sr yaşları; Erken Kretase'de kıta-kıta çarpışması. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı. s. 468-469.
- Aksoy, R.,** 1999. Marmara Adası'nda ilerleyen bölgesel metamorfizma ile tektonik tarihçe arasındaki ilişki. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 42: 1-14.
- Altherr, R., Topuz, G., Marschall, H., Zack, T. & Ludwig, T.,** 2004. Evolution of a tourmaline-bearing lawsonite eclogite from the Elekdağ area (Central Pontides, N Turkey): evidence for infiltration of slab-derived B-rich fluids during exhumation. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 148: 409-425.
- Altunkaynak, Ş. & Genç, Ş.C.,** 2008. Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos*, 102: 316-340.
- Beccaletto, L. & Jenny, C.,** 2004. Geology and correlation of the Ezine Zone: A Rhodope fragment in NW Turkey? *Turkish J. Earth. Sci.*, 13: 145-176.
- Beccaletto, L., Bartolini, A.C., Martini, R., Hochuli, P.A., Kozur, H.,** 2005. Biostratigraphic data from Çetmi Melange, northwest Turkey: Palaeogeographic and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 221: 215-244.
- Beccaletto, L., Boney, N., Bosch, D., Bruguier, O.,** 2007. Record of a Palaeogene syn-collisional extension in the north Aegean region: evidence from the Kemer micaschists (NW Turkey). *Geol. Mag.*, 144 (2): 393-400.
- Boney, N. & Stampfli, G.,** 2008. Petrology, geochemistry and geodynamic implications of Jurassic island arc magmatism as revealed by mafic volcanic rocks in the Mesozoic low-grade sequence, eastern Rhodope, Bulgaria. *Lithos*, 100: 210-233.
- Burg, J. P., Ricou, L. E., Ivanov, Z., Godfriaux, I., Dimov, D. & Klain, L.,** 1996. Syn-metamorphic nappe complex in the Rhodope Massif: Structure and kinematics. *Terra Nova*, 8, 6-15.
- Cathelineau, M.,** 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23: 471-485.
- Chen, F., Siebel, W., Satır, M., Terzioğlu, N. & Saka, K.,** 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone. *Int. J. Earth Sci.*, 91, 469-481.
- Cliff, R.A.,** 1985. Isotopic dating in metamorphic belts. *Journal of the Geological Society of London*, 142:97-110.

- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J.,** 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals (2nd ed.). Longman, England, 696 s.
- Delaloye, M. & Bingöl, E.,** 2000. Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42: 241-268.
- Dewey, J.F. & Bird, J.M.,** 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75: 2625-2647.
- Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F.,** 1999. Are multiple plumes implicated in the Triassic break-up of the Gondwanan margin in the Eastern Mediterranean region? *Journal of Conference Abstracts*, 4: 314.
- Dodson, M.H.,** 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 40: 259-274.
- Dönmez, M., Akçay, A.E., Genç, Ş.C. & Acar Ş.,** 2005. Biga Yarımadası'nda Orta-Üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbiritler. *MTA Dergisi*, 131: 49-61.
- Droop, G.T.R., Karakaya, M.Ç., Eren, Y. & Karakaya, N.,** 2005. Metamorphic evolution of blueschists of the Altınekin Complex, Konya area, south central Turkey. *Geological Journal*, 40: 127-153.
- Elmas, A. & Yiğitbaş, E.,** 2001. Ophiolite emplacement by strike-slip tectonics between the Pontides Zone and the Sakarya Zone in northwestern Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 90: 257-269.
- Ercan, T., Türkecan, A., Guillou, H., Satır, M., Sevin, D. & Şaroğlu, F.,** 1998. Marmara Denizi çevresindeki Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *MTA Dergisi*, 120: 199-221.
- Faure, G. & Mensing, T.M.,** 2005. Isotopes: Principles and Applications (3rd ed). John Wiley and Sons, New Jersey, 897 s.
- Green, T.H. & Hellman, P.L.,** 1982. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15: 253-266.
- Holland, T. & Powell, R.** 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 309-343.
- Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J.A., Ece, Ö.I.,** 2008. Petrochemistry of the south Marmara granitoids, northwest Anatolia, Turkey. *Int. J. Earth Sci.*, 97: 1181-1200.
- Kretz, R.,** 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Konopasek, J.,** 1998. Formation and destabilization of the high pressure assemblage garnet-phengite-paragonite (Krusne hory Mountains, Bohemian Massif): The significance of the tschermak substitution in the metamorphism of polydeformed rocks. *Lithos*, 42: 269-284.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C & diğ.,** 1997. Nomenclature of amphiboles: report of subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.

- Maruyama, S., Cho, M. & Liou, J.G.**, 1986. Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: Pressure dependence of Al₂O₃ contents of sodic amphiboles – A new geobarometer. *GSA Memoir*, 164: 1-16.
- Massonne, H.J. & Schreyer, W.**, 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 96: 212-224.
- Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H.W., Hochard, C., Rosselet, F. & Stampfli, G.M.**, 2008. A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics*, 451: 7-39.
- Mposkos, E. & Kostopoulos, D.**, 2001. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 497-506.
- MTA**, 2002. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Oh, C.H. & Liou, J.G.**, 1998. A petrogenetic grid for eclogite and related facies under high-pressure metamorphism. *The Island Arc*, 7: 36-51.
- Okay, A.İ.**, 1989. Tectonic units and sutures in the pontides, Northern Turkey. *In: Sengör AMC (ed) Tectonic evolution of the Tethyan region*, Kluwer academic publishers, pp 109-116.
- Okay, A. İ. & Tansel, İ.**, 1992. New data on the upper age of the Intra-Pontide ocean from north of Sarköy (Thrace). *Bulletin of Mineral Research and Exploration*, 114: 23-26.
- Okay, A.İ. & Tüysüz, O.**, 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. *In Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., & Seranne, M. (eds), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publication, 156, 475-515.
- Okay, A.İ. & Satır, M.**, 2000a. Upper Cretaceous Eclogite-Facies Metamorphic Rocks from the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Turkish J. Earth. Sci.*, 9: 47-56.
- Okay, A.İ. & Satır, M.**, 2000b. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137: 495–516.
- Okay, A.İ. & Göncüoğlu, M.C.**, 2004. Karakaya Complex: A review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 77-95.
- Okay, A.İ. & Satır, M.**, 2006. Geochronology of Eocene plutonism and metamorphism in northeast Turkey: evidence for a possible magmatic arc. *Geodinamica Acta*, 19/5: 251-266.
- Okay, A.İ., Siyako, M. & Bürkan, K.A.**, 1990. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. *TPJD Bülteni*, C. 2/1: 83-121.
- Okay, A.İ., Şengör, A.M.C., Görür, N.**, 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effects on the surrounding regions. *Geology*, 22, 267-270.

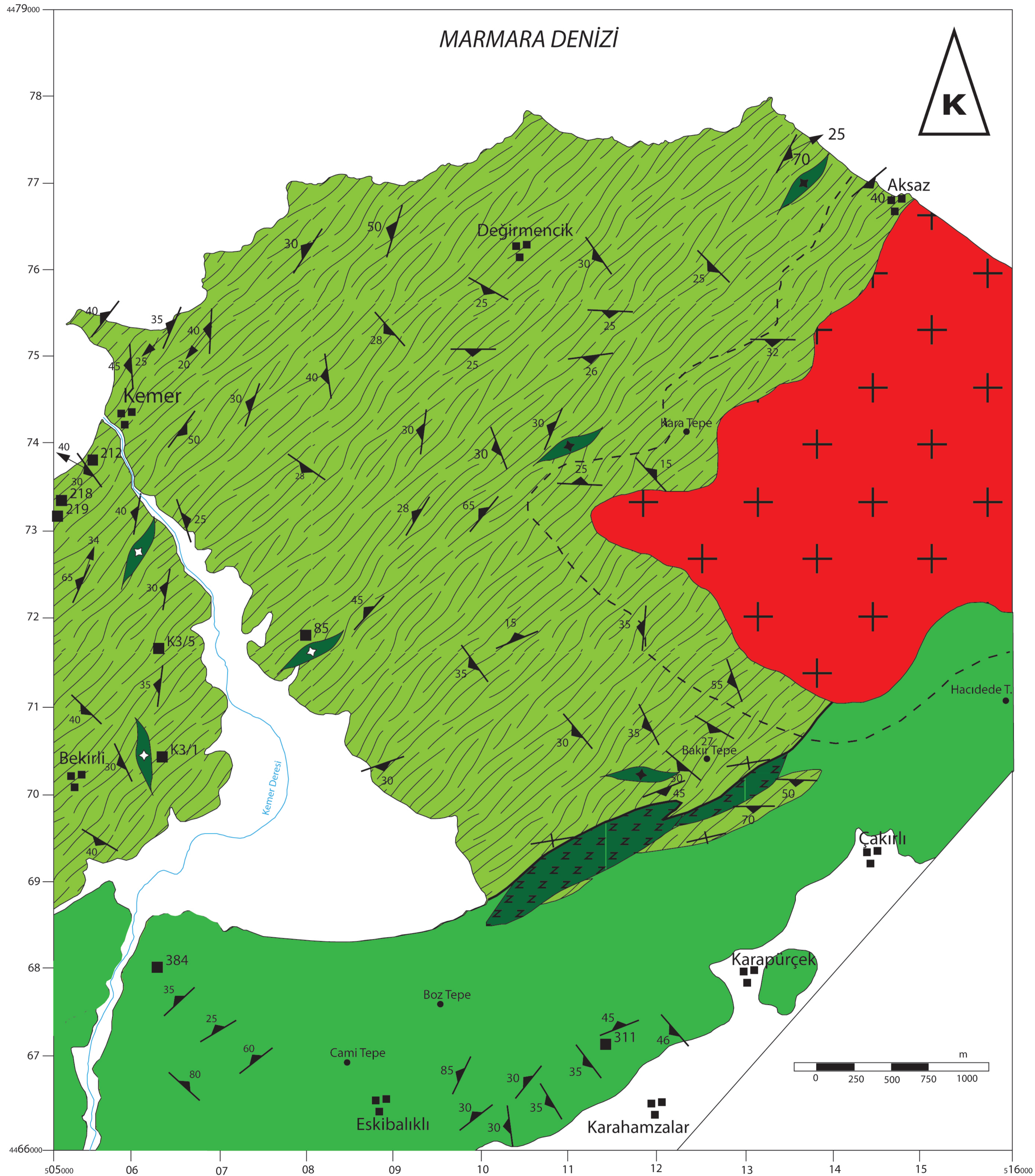
- Okay, A.İ., Satır, M., Siebel, W.,** 2006. Pre-Alpide Palaeozoic and Mesozoic orogenic events in the Eastern Mediterranean region. *In* Gee, D.G. & Stephenson, R.A. (eds), *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, *Memoirs*, 32, 389-405.
- Okay, A.İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. & Akyüz, S.,** 1996. Palaeo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey. *In* Yin E & Harrison M (eds) *Tectonics of Asia*, Cambridge University Press, pp 420-441.
- Okay, A.İ., Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S., Chen, F.,** 2001. The tectonics of the Strandja Massif: late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *Int. J. Earth Sci.*, 90: 217-233.
- Okay, A.İ., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q.G. & Shang, C.K.,** 2008. Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: Geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics* 461: 252-264.
- Okay, A.İ., Satır, M., Zattin, M., Cavazza, M. & Topuz, G.,** 2008. An Oligocene ductile strike-slip shear zone: The Uludağ Massif, northwest Turkey—Implications for the westward translation of Anatolia. *GSA Bulletin*, 120: 893-911.
- Otsuki, M. & Banno, S.,** 1990. Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. *Journal of Metamorphic Geology*, 8: 425-439.
- Önal, M.,** 1986. Gelibolu Yarımadası orta bölümünün sedimanter fasiyesleri ve tektonik evrimi, KB Anadolu, Türkiye. *Jeoloji Mühendisliği*, 29: 37-46.
- Özgörüş, Z., Okay, A.İ. & Özcan, E.,** 2009. İstanbul ve Sakarya Zonlarının batı kesiminin Geç Kretase-Eosen'deki evrimi. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı. s. 462-463.
- Powell, R. & Holland, T.,** 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations : 3. Application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6:173-204.
- Ricou, L.-E., Burg, J.-P., Godfriaux, I. & Ivanov, Z.,** 1998. Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. *Geodinamica Acta*, 11, 285-309.
- Robertson, A.H.F. & Ustaömer, T.,** 2004. Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsulalı NW Turkey. *Tectonophysics*, 381: 175-209.
- Rollinson, H.,** 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Pearson Education Limited, England, 344 s.
- Schiffman, P. & Day, H. W.,** 1999. Petrological methods for the study of very low-grade metabasites. *Low-Grade Metamorphism* (eds Frey, M. & Robinson, D.) içerisinde, 313 s. Blackwell Science Ltd., Oxford, London.
- Siyako, M., Bürkan, K.A. & Okay, A.İ.,** 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *TPJD Bülteni*, C. 1/3: 183-199.

- Spaggiari, C.V., Gray, D.R. & Foster, D.A.,** 2002. Blueschist metamorphism during accretion in the Lachlan Orogen, south-eastern Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 20: 711-726.
- Spear, F.S.,** 1995. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 799 s.
- Sunal, G., Natal'in, B., Satır, M. & Toroman, E.,** 2006. Paleozoic magmatic events in the Strandja Massif, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 19, 283-300.
- Sunal, G., Satır, M., Natal'in, B.A., Toraman, E.,** 2008. Paleotectonic Position of the Strandja Massif and Surrounding Continental Blocks Based on Zircon Pb-Pb Age Studies. *International Geology Review* 50: 519-545.
- Şengör, A.M.C. & Yılmaz, Y.,** 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. & Ketin, İ.,** 1980. Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in the northern Turkey: fragments of Permian–Triassic Paleo-Tethys? *GSA Bulletin*, 91: 599–609.
- Topuz, G. & Altherr, R.,** 2004. Pervasive rehydration of granulites during exhumation – an example from the Pular complex, Eastern Pontides, Turkey. *Mineralogy and Petrology*, 81: 165-185.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M. & Schwartz, W. H.,** 2004. Low grade metamorphic rocks from the Pular Complex, NE Turkey: implications for the pre-Liassic evolution of the Eastern Pontides. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 72–91.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwartz, W.H., Dokuz, A., Meyer, H.-P.,** 2007. Variscan amphibolites-facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex (Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey). *Int. J. Earth Sci.* 96: 861–873.
- Topuz, G., Okay, A.İ., Altherr, R., Satır, M., Schwarz, W.H.,** 2008. Late Cretaceous blueschist facies metamorphism in southern Thrace (Turkey) and its geodynamic implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 26: 895-913.
- Tüysüz, O.,** 1999. Geology of the Cretaceous sedimentary basins of the Western Pontides. *Geological Journal*, 34: 75-93.
- Ustaömer, P.A., Rogers, G.,** 1999. The Bolu Massif: remnant of a pre-Early Ordovician active margin in the west Pontides, northern Turkey. *Geological Magazine*, 136: 579-592.
- Ustaömer, P.A., Mundil, R., Renne, P.R.,** 2005. Massif (W Pontides, NW Turkey): evidence for Late Precambrian (Cadomian) age. *Terra Nova*, 00:1-9.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Collins, A.S. & Reischpeitsch, J.,** 2009. Lutetian arc-type magmatism along the southern Eurasian margin: New U-Pb LA-ICPMS and whole-rock geochemical data from Marmara Island, NW Turkey. *Mineralogy and Petrology*, DOI 10.1007/s00710-009-0051-8.
- Velde, B.,** 1967. Si⁺⁴ content of natural phengites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 14: 250-258.
- Villa, I.M.,** 1998. Isotopic closure. *Terra Nova*, 10:42-47.

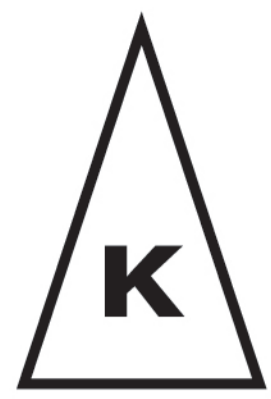
- Vuichard, J.P. & Balleve, M.,** 1988. Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks from the Sesia zone (Western Alps): their bearing on phase relations in high pressure metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 135-157.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. & Yılmaz, K.,** 1995. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia. *Tectonophysics*, 243: 155-171.
- Yıkılmaz, M.B., Okay, A.İ. & Özkar, İ.,** 2002. Biga Yarımadası'nda pelajik bir Paleosen istifi. *MTA Dergisi*, 123: 21-26.
- Wu, C.M., Wang, X.S., Yang, C.H., Geng, Y.S., & Liu, F.L.,** 2002. Empirical garnet-muscovite geothermometry in metapelites. *Lithos*, 62: 1-13.

EKLER

EK A.1 : Çalışma alanının jeoloji haritası.



MARMARA DENİZİ



Çizelge A.1 : Mikaşistler içindeki granatlara ait seçilmiş mineral kimyası analizleri.

	K3/5	K3/5	218	218	219	219	226A	226A
	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	37,26	37,46	37,34	37,11	37,43	36,55	37,77	37,60
TiO ₂	0,15	0,09	0,17	0,11	0,16	0,12	0,07	0,06
Al ₂ O ₃	21,08	21,14	21,02	21,41	21,10	21,02	21,22	21,71
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,04	0,01	0,00	0,10	0,00	0,05
FeO	31,07	28,38	22,30	28,88	29,15	25,08	24,44	28,66
MnO	1,10	0,43	7,87	1,05	0,42	6,21	5,87	0,48
MgO	1,60	2,87	0,62	0,84	0,92	0,65	0,90	1,28
CaO	8,55	9,31	10,52	10,87	10,80	9,99	10,46	11,37
Na ₂ O	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,05	0,00
Toplam	100,83	99,75	99,87	100,28	100,01	99,77	100,77	101,22

12 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	2,971	2,980	2,994	2,965	2,992	2,953	2,999	2,964
Ti	0,009	0,005	0,010	0,007	0,010	0,007	0,004	0,003
Al	1,981	1,982	1,987	2,016	1,988	2,002	1,985	2,018
Cr	0,000	0,002	0,002	0,001	0,000	0,006	0,000	0,003
Fe ²⁺	2,072	1,888	1,496	1,930	1,949	1,695	1,622	1,890
Mn	0,075	0,029	0,534	0,071	0,029	0,425	0,395	0,032
Mg	0,190	0,340	0,074	0,100	0,110	0,078	0,106	0,150
Ca	0,731	0,793	0,904	0,930	0,925	0,865	0,890	0,961
Na	0,004	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,007	0,005	0,000
Toplam	8,032	8,027	8,001	8,020	8,005	8,039	8,006	8,023

X _{Alm}	0,68	0,62	0,50	0,64	0,65	0,55	0,54	0,62
X _{Pyp}	0,06	0,11	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05
X _{Grs}	0,24	0,26	0,30	0,31	0,31	0,28	0,30	0,32
X _{Sps}	0,02	0,01	0,18	0,02	0,01	0,14	0,13	0,01

X_{Alm} : Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg+Ca+Mn)X_{Pyp} : Mg/(Mg+Fe²⁺+Ca+Mn)X_{Grs} : Ca/(Ca+Fe²⁺+Mg+Mn)X_{Sps} : Mn/(Mn+Fe²⁺+Mg+Ca)

Çizelge A.2 : 212 numaralı örneğe ait granat içinde yer alan kloritoyid kapanımlarının kimyasal analizleri.

	212	212	212	212	212
	Clđ	Clđ	Clđ	Clđ	Clđ
SiO ₂	23,76	23,88	23,91	24,70	25,47
TiO ₂	0,06	0,03	0,02	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	40,31	40,58	40,61	39,51	39,73
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,03	0,11	0,01
FeO	25,12	25,98	25,11	25,59	24,17
MnO	0,11	0,18	0,13	0,17	0,18
MgO	2,01	1,51	2,11	1,63	2,09
CaO	0,09	0,11	0,13	0,12	0,09
Na ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,50
Toplam	91,48	92,31	92,06	91,86	92,31

12 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	1,993	1,992	1,992	2,065	2,105
Ti	0,004	0,002	0,001	0,001	0,002
Al	3,985	3,990	3,986	3,894	3,870
Cr	0,001	0,002	0,002	0,007	0,001
Fe ²⁺	1,762	1,813	1,749	1,790	1,671
Mn	0,008	0,013	0,009	0,012	0,013
Mg	0,251	0,188	0,262	0,203	0,257
Ca	0,008	0,010	0,012	0,010	0,008
Na	0,000	0,001	0,001	0,003	0,006
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,052
Toplam	8,011	8,011	8,014	7,985	7,986

Fe ²⁺ #	0,88	0,91	0,87	0,90	0,87
--------------------	------	------	------	------	------

Fe²⁺# : Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)

Çizelge A.3 : K3/5 örneğine ait paragonitlerin kimyasal analizleri.

	K3/5	K3/5	K3/5	K3/5	K3/5	K3/5	K3/5
	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg	Prg
SiO ₂	46,29	47,64	47,92	47,30	47,95	47,86	47,68
TiO ₂	0,10	0,03	0,08	0,04	0,04	0,08	0,07
Al ₂ O ₃	39,87	40,70	40,65	39,90	40,10	39,81	40,80
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	0,05
FeO	1,00	0,29	0,39	0,32	0,30	0,37	1,10
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,08
MgO	0,08	0,06	0,16	0,14	0,13	0,14	0,04
CaO	0,32	0,07	0,16	0,14	0,11	0,13	0,12
Na ₂ O	6,77	6,98	5,97	6,63	7,18	6,19	7,56
K ₂ O	1,34	0,53	0,88	0,81	0,74	0,85	0,13
Toplam	95,79	96,33	96,29	95,28	96,54	95,43	97,63
11 oksijen tabanına göre kation dağılımı							
Si	2,961	2,997	3,012	3,011	3,017	3,036	2,976
Ti	0,005	0,001	0,004	0,002	0,002	0,004	0,003
Al	3,006	3,018	3,011	2,994	2,973	2,976	3,001
Cr	0,001	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003
Fe ²⁺	0,054	0,015	0,021	0,017	0,016	0,019	0,057
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004
Mg	0,007	0,006	0,015	0,013	0,012	0,014	0,004
Ca	0,022	0,005	0,011	0,009	0,007	0,009	0,008
Na	0,840	0,851	0,727	0,819	0,876	0,761	0,915
K	0,110	0,042	0,071	0,066	0,060	0,069	0,010
Toplam	7,005	6,938	6,876	6,932	6,963	6,888	6,981
Na#	0,88	0,95	0,91	0,93	0,94	0,92	0,99
Na# : Na/(Na+K)							

Çizelge A.4 : Mikaşistlerde bulunan kloritlere ait seçilmiş kimyasal analizler.

	212	212	K3/5	K3/5	226A	218
	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl
SiO ₂	27,15	24,98	28,17	25,22	26,04	24,64
TiO ₂	0,00	0,02	0,07	0,06	0,03	0,08
Al ₂ O ₃	19,40	21,23	20,10	20,80	20,49	21,97
Cr ₂ O ₃	0,03	0,06	0,06	0,02	0,03	0,05
FeO	25,64	27,02	18,53	27,13	25,70	30,73
MnO	0,59	0,40	0,09	0,06	0,27	0,36
MgO	12,01	13,56	18,50	13,39	14,97	10,85
CaO	0,54	0,00	0,61	0,08	0,01	0,05
Na ₂ O	0,03	0,00	0,06	0,04	0,00	0,02
K ₂ O	0,25	0,00	0,14	0,00	0,02	0,03
Toplam	85,64	87,26	86,34	86,79	87,58	88,77
14 oksijen tabanına göre katyon dağılımı						
Si	2,941	2,675	2,900	2,713	2,752	2,642
Ti	0,000	0,002	0,005	0,005	0,003	0,006
Al	2,477	2,679	2,439	2,636	2,552	2,776
Cr	0,002	0,005	0,005	0,002	0,002	0,004
Fe ²⁺	2,323	2,419	1,595	2,440	2,272	2,755
Mn	0,054	0,036	0,008	0,006	0,025	0,032
Mg	1,939	2,165	2,839	2,148	2,359	1,734
Ca	0,063	0,000	0,067	0,009	0,002	0,006
Na	0,006	0,000	0,012	0,008	0,000	0,005
K	0,034	0,000	0,019	0,000	0,003	0,003
Toplam	9,840	9,981	9,889	9,967	9,969	9,965
X _{Mg}	0,45	0,47	0,64	0,47	0,51	0,39

X_{Mg} : Mg/(Fe²⁺+Mg)

Çizelge A.5 : Mikaşistlerde bulunan epidotlara ait seçilmiş kimyasal analizler.

	212 Epid	212 Epid	K3/5 Epid	K3/5 Epid	226A Epid	226A Epid
SiO ₂	38,29	36,55	37,93	36,80	38,52	38,73
TiO ₂	0,15	0,14	0,20	0,12	0,19	0,10
Al ₂ O ₃	27,40	25,92	28,14	26,20	27,08	28,13
Cr ₂ O ₃	0,01	0,14	0,06	0,00	0,00	0,03
Fe ₂ O ₃	7,96	8,29	6,68	7,44	8,98	8,01
MnO	0,16	0,03	0,00	0,05	0,05	0,08
MgO	0,01	0,10	0,04	0,14	0,03	0,03
CaO	23,47	20,77	23,62	20,84	23,69	23,93
Na ₂ O	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01
K ₂ O	0,00	0,01	0,04	0,03	0,06	0,00
Toplam	97,48	91,95	96,70	91,66	98,61	99,05

12,5 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	3,000	3,024	2,984	3,044	2,993	2,985
Ti	0,009	0,009	0,012	0,007	0,011	0,006
Al	2,530	2,527	2,609	2,554	2,480	2,555
Cr	0,000	0,009	0,004	0,000	0,000	0,002
Fe ³⁺	0,469	0,516	0,396	0,463	0,525	0,464
Mn	0,011	0,002	0,000	0,003	0,003	0,005
Mg	0,001	0,012	0,004	0,017	0,003	0,003
Ca	1,970	1,841	1,991	1,847	1,973	1,976
Na	0,003	0,003	0,001	0,004	0,003	0,002
K	0,000	0,001	0,004	0,004	0,006	0,000
Toplam	7,994	7,943	8,003	7,943	7,998	7,999

Fe ³⁺ #	0,16	0,17	0,13	0,15	0,17	0,15
--------------------	------	------	------	------	------	------

Fe³⁺# : Fe³⁺/(Fe³⁺+Al)

Çizelge A.6 : Granat-barroyistşistler içinde yer alan granatlara ait seçilmiş kimyasal analizler.

	K3/1	K3/1	K3/1	85	85	85
	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO ₂	37,24	37,93	37,56	37,23	37,77	36,96
TiO ₂	0,24	0,06	0,08	0,08	0,08	0,02
Al ₂ O ₃	20,78	21,10	21,18	21,09	21,78	21,25
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,11	0,04
FeO	25,26	27,70	26,46	30,38	28,23	27,06
MnO	5,87	2,62	3,56	1,38	1,23	1,43
MgO	1,20	2,10	2,05	1,82	2,28	1,86
CaO	9,73	8,90	9,25	8,00	9,46	10,27
Na ₂ O	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,04
K ₂ O	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04
Toplam	100,35	100,45	100,18	100,00	100,96	98,98

12 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	2,981	3,008	2,988	2,983	2,972	2,971
Ti	0,014	0,003	0,005	0,005	0,005	0,001
Al	1,960	1,972	1,986	1,992	2,020	2,013
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,007	0,003
Fe ²⁺	1,691	1,837	1,760	2,036	1,858	1,820
Mn	0,398	0,176	0,240	0,093	0,082	0,098
Mg	0,143	0,249	0,244	0,217	0,267	0,223
Ca	0,834	0,756	0,789	0,687	0,798	0,885
Na	0,004	0,003	0,001	0,003	0,003	0,006
K	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,004
Toplam	8,027	8,005	8,015	8,018	8,012	8,024

X _{Alm}	0,55	0,61	0,58	0,67	0,62	0,60
X _{Pyp}	0,05	0,08	0,08	0,07	0,09	0,07
X _{Grs}	0,27	0,25	0,26	0,23	0,27	0,29
X _{Sps}	0,13	0,06	0,08	0,03	0,03	0,03

$$X_{Alm} : Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg+Ca+Mn)$$

$$X_{Pyp} : Mg/(Mg+Fe^{2+}+Ca+Mn)$$

$$X_{Grs} : Ca/(Ca+Fe^{2+}+Mg+Mn)$$

$$X_{Sps} : Mn/(Mn+Fe^{2+}+Mg+Ca)$$

Çizelge A.7 : K3/1 ve 85 numaralı örneklerdeki barroyisitlere ait seçilmiş kimyasal analizler.

	K3/1	K3/1	K3/1	85	85	85
	Bar	Bar	Bar	Bar	Bar	Bar
SiO ₂	44,77	46,87	47,25	47,37	49,09	49,27
TiO ₂	0,49	0,24	0,19	0,27	0,25	0,26
Al ₂ O ₃	13,62	11,21	8,50	12,47	8,05	11,83
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,06	0,03	0,06	0,07
Fe ₂ O ₃	14,35	9,84	9,66	9,48	8,27	7,85
FeO	3,65	8,60	10,64	7,31	7,51	6,99
MnO	0,13	0,31	0,34	0,27	0,24	0,23
MgO	9,18	8,96	9,43	10,03	12,52	10,73
CaO	9,21	8,18	9,68	7,47	9,68	6,99
Na ₂ O	3,03	2,83	1,90	3,05	1,87	3,43
K ₂ O	0,21	0,27	0,30	0,42	0,36	0,29
Toplam	98,64	97,32	97,94	98,17	97,89	97,92

23 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	6,422	6,843	6,947	6,791	7,068	7,003
Ti	0,053	0,027	0,021	0,029	0,027	0,028
Al	2,303	1,930	1,472	2,106	1,366	1,981
Cr	0,000	0,002	0,007	0,004	0,006	0,008
Fe ³⁺	1,549	1,081	1,069	1,023	0,896	0,839
Fe ²⁺	0,438	1,050	1,308	0,876	0,904	0,831
Mn	0,016	0,038	0,043	0,033	0,029	0,027
Mg	1,962	1,949	2,066	2,142	2,688	2,274
Ca	1,416	1,280	1,525	1,148	1,493	1,064
Na	0,841	0,801	0,542	0,848	0,523	0,944
K	0,039	0,050	0,057	0,076	0,065	0,053
Toplam	15,039	15,050	15,057	15,076	15,065	15,053

Çizelge A.8 : Granat-barroyistşistlere ait seçilmiş epidot analizleri.

	K3/1	K3/1	85	85
	Epid	Epid	Epid	Epid
SiO ₂	38,30	37,86	38,08	37,71
TiO ₂	0,09	0,03	0,11	0,20
Al ₂ O ₃	27,69	25,49	27,48	26,32
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,06	0,00
Fe ₂ O ₃	7,68	10,58	8,05	9,55
MnO	0,10	0,08	0,06	0,14
MgO	0,00	0,01	0,04	0,04
CaO	24,10	24,01	23,48	22,99
Na ₂ O	0,02	0,00	0,02	0,02
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,01
Toplam	98,01	98,07	97,39	96,97

12,5 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	2,987	2,984	2,987	2,986
Ti	0,005	0,002	0,007	0,012
Al	2,545	2,368	2,540	2,456
Cr	0,001	0,000	0,004	0,000
Fe ³⁺	0,451	0,628	0,475	0,569
Mn	0,007	0,006	0,004	0,009
Mg	0,000	0,001	0,005	0,004
Ca	2,014	2,028	1,973	1,950
Na	0,003	0,000	0,003	0,004
K	0,000	0,002	0,000	0,001
Toplam	8,012	8,017	7,998	7,991

Fe ³⁺ #	0,15	0,21	0,16	0,19
--------------------	------	------	------	------

Fe³⁺# : Fe³⁺/(Fe³⁺+Al)

Çizelge A.9 : Glokofan-lavsonit metabazite ait seçilmiş Na-amfibol analizleri.

	311	311	311	311	311	311
	NaAmph	NaAmph	NaAmph	NaAmph	NaAmph	NaAmph
SiO ₂	55,21	55,42	56,45	56,57	56,96	56,67
TiO ₂	0,06	0,14	0,12	0,04	0,08	0,16
Al ₂ O ₃	10,45	9,93	7,98	8,09	9,72	8,88
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,03
Fe ₂ O ₃	3,39	5,48	4,82	4,55	3,19	3,51
FeO	13,36	11,84	13,83	13,92	13,95	14,43
MnO	0,14	0,20	0,05	0,13	0,12	0,15
MgO	7,41	6,91	7,17	7,03	7,11	6,91
CaO	0,74	1,55	0,64	0,41	0,30	0,48
Na ₂ O	6,48	6,81	6,83	6,94	7,02	6,89
K ₂ O	0,03	0,01	0,00	0,01	0,03	0,04
Toplam	97,27	98,29	97,90	97,70	98,52	98,16
23 oksijen tabanına göre katyon dağılımı						
Si	7,827	7,800	8,002	8,028	7,970	7,997
Ti	0,007	0,015	0,012	0,004	0,008	0,016
Al	1,746	1,646	1,334	1,354	1,602	1,477
Cr	0,000	0,000	0,000	0,003	0,005	0,003
Fe ³⁺	0,362	0,581	0,514	0,486	0,336	0,373
Fe ²⁺	1,584	1,393	1,640	1,652	1,632	1,703
Mn	0,017	0,024	0,006	0,016	0,014	0,018
Mg	1,565	1,450	1,516	1,487	1,483	1,454
Ca	0,112	0,234	0,098	0,062	0,045	0,073
Na	1,781	1,857	1,878	1,908	1,905	1,886
K	0,005	0,001	0,001	0,001	0,006	0,006
Toplam	15,005	15,001	15,001	15,001	15,006	15,006
Na _B	1,78	1,77	1,88	1,90	1,86	1,88
Mg#	0,50	0,46	0,48	0,50	0,45	0,46
Fe ³⁺ #	0,19	0,15	0,28	0,32	0,09	0,19

Na_B : B yuvasına giren Na miktarı.

Mg# : $Mg/(Mg+Fe^{2+})$

Fe³⁺# : $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})$

Çizelge A.10 : Glokofan-lavsonit metabazite ait seçilmiş Na-Ca-amfibol analizleri.

	311	311	311	311	311	311
	NaCaAmph	NaCaAmph	NaCaAmp	NaCaAmp	NaCaAmp	NaCaAmp
SiO ₂	50,15	52,41	51,21	51,30	51,68	53,35
TiO ₂	1,12	0,52	1,63	1,49	1,23	0,45
Al ₂ O ₃	3,08	3,16	2,31	2,54	1,18	0,72
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,04
Fe ₂ O ₃	16,76	21,40	18,23	17,49	19,17	18,87
FeO	0,00	0,00	0,00	0,09	1,98	3,06
MnO	0,29	0,19	0,27	0,34	0,43	0,44
MgO	7,59	4,92	13,58	13,96	11,85	12,29
CaO	14,28	9,92	7,40	7,60	6,41	4,59
Na ₂ O	5,23	8,10	4,68	4,42	5,23	5,56
K ₂ O	0,06	0,02	0,90	0,88	0,96	0,84
Toplam	98,58	100,65	100,20	100,13	100,13	100,21
23 oksijen tabanına göre katyon dağılımı						
Si	7,284	7,471	7,224	7,227	7,374	7,570
Ti	0,122	0,055	0,172	0,158	0,132	0,048
Al	0,528	0,530	0,384	0,421	0,198	0,120
Cr	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,004
Fe ³⁺	1,832	2,296	1,935	1,854	2,059	2,014
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,011	0,237	0,363
Mn	0,036	0,023	0,033	0,040	0,052	0,053
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,644	1,045	2,856	2,932	2,521	2,600
Ca	2,223	1,515	1,118	1,147	0,980	0,698
Na	1,474	2,240	1,280	1,206	1,446	1,529
K	0,011	0,003	0,163	0,157	0,175	0,152
Toplam	15,155	15,181	15,165	15,157	15,175	15,152
Na _B	1,22	1,38	0,89	0,87	0,93	0,99
Mg#	0,81	0,31	0,69	0,72	0,57	0,55

Çizelge A.11 : Glokofan-lavsonit metabazite ait seçilmiş lavsonit analizleri.

	311	311	311	311	311	311
	Lws	Lws	Lws	Lws	Lws	Lws
SiO ₂	40,34	39,96	38,67	40,45	39,56	39,13
TiO ₂	0,37	0,08	0,25	0,20	0,17	0,35
Al ₂ O ₃	31,48	32,22	32,47	30,99	32,32	33,31
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	2,04	1,94	2,33	2,14	1,82	1,96
FeO	0,93	0,83	1,22	1,03	0,71	0,85
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,06
MgO	0,02	0,11	0,09	0,03	0,01	0,02
CaO	17,35	16,56	16,57	16,90	16,52	17,20
Na ₂ O	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,02	0,09	0,04	0,01	0,02	0,08
Toplam	90,51	89,87	89,34	89,63	89,33	91,01
8 oksijen tabanına göre katyon dağılımı						
Si	2,065	2,053	2,008	2,087	2,044	1,994
Ti	0,014	0,003	0,010	0,008	0,006	0,014
Al	1,899	1,951	1,987	1,885	1,968	2,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,040	0,036	0,053	0,045	0,031	0,036
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003
Mg	0,001	0,008	0,007	0,002	0,001	0,002
Ca	0,952	0,912	0,922	0,934	0,915	0,939
Na	0,000	0,002	0,004	0,002	0,000	0,000
K	0,001	0,006	0,003	0,000	0,001	0,005
Toplam	4,972	4,972	4,993	4,963	4,966	4,994

Çizelge A.12 : Glokofan-lavsonit metabazite ait seçilmiş Na-klinopiroksen analizleri.

	311	311	311	311	311
	NaCpx	NaCpx	NaCpx	NaCpx	NaCpx
SiO ₂	52,76	50,94	50,56	52,58	51,26
TiO ₂	0,74	0,69	2,05	0,81	0,66
Al ₂ O ₃	3,04	5,05	3,71	3,95	3,34
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	14,26	15,83	12,41	19,99	24,17
FeO	5,87	4,41	5,76	2,15	0,78
MnO	0,35	0,21	0,22	0,16	0,08
MgO	5,46	5,58	8,13	4,32	2,32
CaO	9,75	8,45	11,36	8,93	6,20
Na ₂ O	7,60	7,76	5,73	9,08	10,53
K ₂ O	0,02	0,05	0,23	0,01	0,05
Toplam	99,85	98,97	100,21	101,98	99,40

6 oksijen tabanına göre katyon dağılımı

Si	1,988	1,928	1,898	1,939	1,949
Ti	0,021	0,020	0,058	0,022	0,019
Al	0,135	0,225	0,164	0,171	0,150
Al ^{VI}	0,123	0,153	0,062	0,110	0,099
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,404	0,451	0,350	0,555	0,692
Fe ²⁺	0,185	0,140	0,181	0,066	0,025
Mn	0,011	0,007	0,007	0,005	0,003
Mg	0,306	0,315	0,455	0,237	0,131
Ca	0,393	0,343	0,457	0,353	0,253
Na	0,555	0,570	0,417	0,649	0,776
K	0,001	0,002	0,011	0,001	0,002
Toplam	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000

X _{Jd}	0,13	0,17	0,07	0,11	0,10
X _{Ae}	0,46	0,46	0,41	0,54	0,66
X _Q	0,44	0,40	0,55	0,33	0,20

$$X_{Jd} = \text{Al}^{\text{VI}} / (\text{Na} + \text{Ca}),$$

$$X_{Ae} = (\text{Na} - \text{Al}^{\text{VI}}) / (\text{Na} + \text{Ca})$$

$$X_Q = (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) / 2$$

Çizelge A.13 : Yeşilşiste ait seçilmiş amfibol analizleri.

	384	384	384	384	384	384
	Act	Act	Act	Act	Act	Act
SiO ₂	53,88	54,82	55,33	56,25	53,81	55,10
TiO ₂	0,03	0,04	0,07	0,04	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	2,72	1,96	1,29	0,82	3,13	1,27
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,01	0,07	0,01
Fe ₂ O ₃	1,53	1,32	0,81	0,65	2,20	2,72
FeO	10,70	9,31	9,40	10,17	9,96	8,64
MnO	0,27	0,32	0,26	0,30	0,31	0,31
MgO	15,53	16,81	17,26	17,42	15,44	17,15
CaO	12,56	12,70	12,76	12,58	12,57	12,63
Na ₂ O	0,33	0,33	0,24	0,26	0,50	0,40
K ₂ O	0,11	0,15	0,06	0,04	0,14	0,08
Toplam	97,65	97,75	97,50	98,55	98,16	98,33
23 oksijen tabanına göre katyon dağılımı						
Si	7,721	7,793	7,869	7,924	7,668	7,795
Ti	0,003	0,004	0,007	0,005	0,004	0,001
Al	0,459	0,328	0,215	0,137	0,526	0,211
Cr	0,000	0,000	0,002	0,001	0,008	0,001
Fe ³⁺	0,165	0,141	0,086	0,069	0,236	0,290
Fe ²⁺	1,282	1,107	1,118	1,198	1,186	1,022
Mn	0,032	0,038	0,031	0,035	0,037	0,037
Mg	3,317	3,563	3,660	3,659	3,279	3,617
Ca	1,928	1,934	1,945	1,899	1,918	1,915
Na	0,093	0,092	0,066	0,072	0,138	0,111
K	0,020	0,027	0,010	0,007	0,025	0,015
Toplam	15,020	15,027	15,010	15,007	15,025	15,015
X _{Mg}	0,72	0,76	0,77	0,75	0,73	0,78

X_{Mg} : Mg/(Mg+Fe²⁺)

Çizelge A.14 : Yeşilşiste ait seçilmiş epidot analizleri.

	384	384	384	384	384	384
	Epid	Epid	Epid	Epid	Epid	Epid
SiO ₂	38,59	36,81	38,32	38,30	38,55	38,57
TiO ₂	0,06	4,37	0,19	0,05	0,13	0,04
Al ₂ O ₃	26,95	20,41	26,54	23,41	26,69	26,63
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,02	0,03	0,00	0,07
Fe ₂ O ₃	9,31	12,69	9,34	13,22	9,28	9,98
MnO	0,10	0,26	0,07	0,07	0,12	0,10
MgO	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01
CaO	23,63	23,56	23,47	23,42	23,65	23,50
Na ₂ O	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,04	0,01	0,03	0,02
Toplam	98,72	98,17	98,00	98,55	98,46	98,92
12,5 oksijen tabanına göre katyon dağılımı						
Si	2,998	2,947	3,000	3,025	3,004	2,996
Ti	0,004	0,263	0,011	0,003	0,008	0,003
Al	2,467	1,925	2,449	2,179	2,451	2,438
Cr	0,002	0,001	0,001	0,002	0,000	0,004
Fe ³⁺	0,544	0,765	0,550	0,786	0,544	0,583
Mn	0,006	0,017	0,004	0,005	0,008	0,007
Mg	0,003	0,002	0,000	0,004	0,000	0,002
Ca	1,966	2,021	1,969	1,982	1,974	1,956
Na	0,002	0,004	0,000	0,003	0,000	0,000
K	0,000	0,001	0,004	0,001	0,003	0,002
Toplam	7,994	7,947	7,990	7,990	7,992	7,990
X _{Fe3+}	0,18	0,28	0,18	0,27	0,18	0,19

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Mesut Aygöl

Doğum Yeri ve Tarihi: İstanbul, 1982

E-posta: aygulm@itu.edu.tr

Lisans Üniversitesi: İstanbul Teknik Üniversitesi

Yayın Listesi:

Aygöl, M., Topuz, G. & Satır, M., 2009. Biga Yarımadası Kuzeyinde (KB Türkiye) Geç Kretase Yaşlı Yüksek Basınç Metamorfizması ve Bunun İç-Pontid Okyanusu'nun Evrimi Açısından Önemi. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı.

Aygöl, M., Topuz, G. & Satır, M., 2009. Metamorphic evolution of the high-pressure metamorphic rocks from the Kemer area (Biga Peninsula, NW Turkey): Implications for the accretionary continental growth and closure of the Intra-Pontide Ocean. EGU General Assembly, Vienna.