Maden Tetkik ve Arama Dergisi

http://dergi.mta.gov.tr



SORGUN (YOZGAT)-YILDIZELİ (SİVAS) ÖNÜLKE HAVZASININ JEOLOJİK EVRİMİ, HAVZADA ETKİN OLAN VOLKANİZMANIN PETROGRAFİK, JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE JEOKRONOLOJİSİ

THE GEOLOGICAL EVOLUTION OF SORGUN (YOZGAT)-YILDIZELİ (SİVAS) FORELAND BASIN, PETROGRAPHIC, GEOCHEMICAL ASPECTS AND GEOCHRONOLOGY OF VOLCANISM AFFECTING THE BASIN

Ali Ekber AKÇAY[a*] ve Metin BEYAZPİRİNÇ[b]

[a]*Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara. orcid.org/0000-0002-0771-444X*
[b]*Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara. orcid.org/0000-0001-7907-5977*

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler: Sorgun-Yıldızeli önülke havzası, Slab breakoff, Yitim ve çarpışmayla ilişkili volkanizma, Jeokimya, $^{40}Ar/^{39}Ar$ Jeokronolojik yaş tayini

ÖZ

Sorgun-Yıldızeli havzası, Neotetis'in kuzey koluna ait okyanusal kabuğun tüketilmesi ve kuzeydeki Sakarya Kıtası ile güneydeki Kırşehir Bloğu'nun çarpışması sürecinde, doğu-batı uzanımlı asimetrik eksenli kenar önülke havzası olarak gelişmiş olup, bölgenin jeodinamik evrimi hakkında önemli bilgiler sunmaktadır. İnceleme alanının temelini Geç Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Akdağmadeni Masifi oluşturmaktadır. Senomaniyen-Maastrihtiyen yaşlı granitoyitler tarafından kesilmiş olan Akdağmadeni Masifi'nin üzerine, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı içerisinde yer alan Geç Kretase yaşlı Artova ofiyolitli karışığı ve Senomaniyen-Maastrihtiyen yaşlı Darmik Formasyonu tektonik dokanakla gelmektedir. Kırşehir Bloğu'nun kuzey kenarı boyunca, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın kalıntıları üzerinde gelişmiş olan Sorgun-Yıldızeli önülke havzasında depolanan volkano-tortul istif, Boğazköy Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Geç Paleosen-Orta Eosen yaşlı Boğazköy Formasyonunun İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'na ait dilim ve olistostromlarını içeren, genellikle pelitik, kırıntılı ve kaba kırıntılılardan oluşan düzeyleri Dolak üyesi olarak ayırt edilmiştir. Havzanın iç kesimlerine doğru, yer yer egemen olan bazik, ortaç ve asidik bileşimli, yitim ve/veya çarpışmayla ilişkili üç farklı volkanizmanın eşlik ettiği, seyrek kireçtaşı ara seviyeleri içeren çakıltaşı, kumtaşı, kiltaşından oluşan türbiditik istif çökelmiştir. Sorgun-Yıldızeli havzası içerisinde etkin olan, kalkalkalen karakterli bazalt, bazaltik andezit bileşimli lav ve piroklastikler Pazarcık volkanit üyesi, dasit, riyolit bileşimli lav ve piroklastikler Sarayözü volkanit üyesi, kalkalkalen karakterli andezit, trakiandezit bileşimli lav ve piroklastikler ise Kiremitlik volkanit üyesi olarak ayırtlanmıştır. $^{40}Ar/^{39}Ar$ jeokronolojik yaşlandırma yöntemiyle, Pazarcık volkanit üyesinden 57.2±2.0 My ve 56.7±1.8 My, Sarayözü volkanit üyesinden 48.8±1.5 My ve Kiremitlik volkanit üyesinden 45.1±1.3 My ve 47.3±0.6 My yaşlar elde edilmiştir. Boğazköy Formasyonunun üst kesimlerinde yer alan ve fazla kalınlık sunmayan resifal karakterli kireçtaşları, Kireçtaşı üyesi şeklinde ayırt edilmiştir. İstifin en üst kesimlerinde gözlenen ve genellikle kırıntılı, kaba kırıntılılardan oluşan düzeyleri ise Konacı üyesi olarak ayırt edilmiştir. Havzada sedimantasyon ve volkanik aktivite devam ederken Boğazköy Formasyonunu sıcak dokanakla keserek formasyona ait katmanların arasına sil ve lakolit şeklinde yerleşen gabro bileşimli sığ sokulum kayaları, Yaycılar gabrosu olarak ayırtlanmıştır. Yaycılar gabrosundan $^{40}Ar/^{39}Ar$ jeokronolojik yaşlandırma yöntemi ile 51.0±0.7 My yaş elde edilmiştir. Tüketilmekte olan okyanusal kabuğun son uzantılarının Orta Eosen'de kopması (slab breakoff) sonucunda, rahatlayan masif hızla yükselmiş ve devamında gerilmeli tektonik rejim kontrolünde açılmaya başlayan çarpışma sonrası havzada Orta-Geç Eosen yaşlı Tokuş Formasyonunu oluşturan birimler, Boğazköy Formasyonunun ve yüzeyleyen temel kayaların üzerine transgresif olarak çökelmiştir. Geç Miyosen-Pliyosen (İncesu Formasyonu), Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı karasal çökeller ise tüm istifi açısal uyumsuzlukla örtmektedir.

Geliş Tarihi: 15.12.2016
Kabul Tarihi: 14.09.2017

* *Başvurulacak yazar: Ali Ekber AKÇAY, aliekber.akcay@mta.gov.tr*
http://dx.doi.org/10.19076/mta.307476

Keywords:
Sorgun-Yıldızeli foreland basin, Slab breakoff, Subduction and collision-related volcanism, Geochemistry, $^{40}Ar/^{39}Ar$ Geochronologic dating

ABSTRACT

Sorgun-Yıldızeli basin is an east-west trending asymmetric marginal foreland (peripheral foreland basin) formed as a result of the consumption of oceanic crust of the northern branch of Neotethys due to the collision of Sakarya continent in the north and Kırşehir Block in the south. It provides much information about the geodynamic evolution of the region. The basement of the study area consists of Late Palaeozoic-Mesozoic Akdağmadeni Massif. Akdağmadeni Massif was intruded by Cenomanian-Maastrichtian granitoids and is overlain tectonically by Late Cretaceous Artova ophiolitic melange within the İzmir-Ankara-Erzincan suture zone and by Cenomanian-Maastrichtian Darmik Formation. The volcano-sedimentary sequence deposited in Sorgun-Yıldızeli foreland basin developed on the relicts of the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone along the northern margin of Kırşehir Block and was named the Boğazköy Formation. The pelitic, clastic and coarse clastic levels of Upper Palaeocene-Middle Eocene Boğazköy Formation including İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone slices and olistostromes are differentiated as the Dolak member. Toward the inner part of the basin, a turbiditic sequence of conglomerate, sandstone, claystone including rare limestone beds was deposited, consisting of conglomerate, sandstone, claystone, rarely limestone and alternations of three different volcanic rocks (acidic, basic and intermediate) related to subduction and/or collision. Calc-alkaline lava and pyroclastics of basaltic and basalt-andesite composition were differentiated as the Pazarcık volcanic member, with lava and pyroclastics of dacitic and rhyolitic composition called the Sarayözü volcanic member and calc-alkaline lava and pyroclastics of andesitic, trachyandesitic and dacitic composition called Kiremitlik volcanic member in Sorgun-Yıldızeli basin. According to the $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronologic method, the ages of 57.2±2.0 Ma and 56.7±1.8 Ma were obtained for Pazarcık volcanics, 48.8±1.5 Ma for Sarayözü volcanics and 45.1±1.3 Ma and 47.3±0.6 Ma for Kiremitlik volcanics. The reefal limestones which are not thick and occur in higher parts of the Boğazköy Formation were called the Limestone member. The uppermost section of the sequence which consists of generally clastic and coarse clastics is named the Konacı member. When the sedimentation and volcanism continued in the basin, gabbroic intrusions occurred as sills and laccoliths cutting the Boğazköy Formation. These gabbroic rocks were named the Yaycılar Gabbro. The age of 51.0 ± 0.7 Ma was found for the Yaycılar Gabbro with the $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronologic method. As a result of slab breakoff, the relicts of the consumed oceanic crust and the released massif were uplifted rapidly and the units of Middle-Late Eocene Tokuş Formation were deposited transgressively on the Boğazköy Formation and on outcropping basement rocks in the basin which was controlled by an extensional tectonic regime. Upper Miocene-Pliocene (İncesu Formation), Pliocene and Quaternary terrestrial sediments were deposited unconformably on all older units.

1. Giriş

Türkiye'deki Tersiyer havzalarının önemli bir kısmını yay ile ilgili havzalar, ön ülke havzaları ve çarpışma sonrası havzalar oluşturmaktadır. Yay ile ilgili olan havzalar ve ön ülke havzaları Neo-Tetis Okyanusu'nun kapanmasına bağlı olarak meydana gelmiş paleotektonik havzalardır (Görür vd.,1997).

Anatolid-Torid ve Pontid tektonik birlikleri (Ketin, 1966) arasında İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı boyunca gerçekleşen kıtasal çarpışma sürecinde ve sonrasında gelişen havzalar çoğunlukla volkano-tortul ürünlerle dolgulanmıştır. Çarpışma sonrası havzalar Anatolid-Torid ve Pontid tektonik birlikleri üzerinde yaygın olarak izlenirken, önülke havzaları genel hatlarıyla İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın güney kenarıyla Anatolid-Torid ve Kırşehir Bloğu arasında yaklaşık doğu-batı uzanımlı yayılım gösterirler.

Bu havzalarda yer alan volkanik kayaçlar çok sayıda araştırmacı (Örneğin;Armutlu Yarımadasında: Genç ve Yılmaz, 1997; Ercan vd., 1998; Biga yarımadasında: Ercan vd., 1990, 1995; Genç, 1998; Genç vd., 2004; Dönmez vd., 2005; Gümüşhane yöresinde: Tokel, 1972; Arslan ve Aliyazıcıoğlu, 2001; Ordu yöresinde: Terzioğlu, 1984; Kastamonu yöresinde: Peccerillo ve Taylor, 1976; Kargı yöresinde: Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Taşova-Amasya yöresinde: Alpaslan ve Terzioğlu, 1998; Çankırı ve Çorum yöresinde: Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992; Amasya-Çorum yöresinde: Keskin vd., 2008; Atakay Gündoğdu, 2009; Yozgat yöresinde: Büyükönal, 1985; Tiryaki ve Ekici, 2012; Tokat-Sivas yöresinde: Yılmaz vd., 1994; Yıldızeli-Akdağmadeni yöresinde: Alpaslan, 2000; Koçbulut vd., 2001) tarafından çalışılmıştır. Yılmaz vd. (1997), Akçay vd. (2008) ve Dalkılıç vd. (2008) ise çalışma alanını kapsayan bölgenin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritalarını üretmişlerdir.

Anatolid-Torid ve Pontid tektonik birlikleri üzerinde geniş alanlarda yüzeyleyen Orta Eosen magmatizmasının tektonik ortamı ve kökeni hakkında iki farklı görüş vardır. İlk görüşe göre Eosen magmatik kayaçları magmatik bir yay ortamında oluşmuştur (Örneğin; Peccerillo ve Taylor, 1976; Yılmaz vd., 1981; Yılmaz ve Tüysüz 1984; Okay ve Satır, 2006; Ustaömer vd., 2009). İkinci görüşe göre ise bu magmatik kayaçlar Anatolid ve Pontid tektonik birliklerinin çarpışmasını takiben gelişen çarpışma sonrası olaylara bağlı olarak oluşmuştur (Genç ve Yılmaz vd., 1997; Genç vd., 2005; Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992; Yılmaz vd., 1993; Terzioğlu, 1984; Alpaslan ve Terzioğlu, 1998; Alpaslan, 2000; Tüysüz vd., 1995; Koçbulut vd., 2001; Tiryaki ve Ekici, 2012; Aldanmaz vd., 2000; Köprübaşı ve Aldanmaz, 2004; Altunkaynak, 2007; Keskin vd., 2004, 2008; Yılmaz vd., 2001; Altunkaynak ve Dilek, 2013; Gülmez vd., 2013). Keskin vd. (2004) tarafından Orta Eosen volkano sedimanter birimlerinin oluşumu için alternatif bir model olarak dilim kopması (slab-breakoff) modeli önerilmiştir. Bu model daha sonra diğer araştırmacılar tarafından batı ve kuzeybatı Türkiye'deki Eosen magmatizması için uyarlanmıştır (Örneğin, Köprübaşı ve Aldanmaz, 2004; Altunkaynak ve Dilek, 2006; Altunkaynak, 2007; Genç ve Altunkaynak, 2007; Gülmez vd., 2013).

Yitim izlerini taşıyan volkanitleri (yitim, çarpışma, çarpışma sonrası) sadece jeokimyasal verileri kullanarak birbirlerinden ayırmak oldukça zor olmaktadır. Dolayısıyla çalışılan havzaların hangi jeodinamik süreçlerin sonucunda oluştuğunun ortaya çıkarılması, havza çökelleriyle eş zamanlı olarak etkin olan volkanitlerin kökensel olarak yorumlanmasına da yardımcı olacaktır. Sorgun (Yozgat)-Yıldızeli (Sivas) arasını kapsayan ve kuzeyde ofiyolitik kayaçlar, güneyde ise Akdağmadeni Masifi'ne ait metamofitler tarafından sınırlanan çalışma alanımızda (Şekil 1) hem Geç Paleosen-erken Lütesiyen döneminde yitim ve çarpışmayla ilişkili olarak gelişmiş olan önülke havzasını hem de Orta Eosen'den itibaren açılmaya başlayan çarpışma sonrası havzaları temsil eden volkano-tortul birimler yer almaktadır. Öncel çalışmalarda, inceleme alanımızda yeralan bu havzaların ayrımı yapılmamış olup, bölgede yüzeyleyen Alt Tersiyer yaşlı volkanitlerin tektonik ortamı ve kökensel yorumları çarpışma sonrası havza modeli üzerinden yapılmıştır. Bu çalışmada ise farklı jeodinamik süreçler sonucunda gelişen bu havzaların detaylı bir şekilde ayrılarak haritalanması, havza dolgusunu oluşturan birimlerin stratigrafik, sedimantolojik, petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik özelliklerinin belirlenerek havzanın jeodinamik evriminin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.

2. Bölgesel Jeoloji

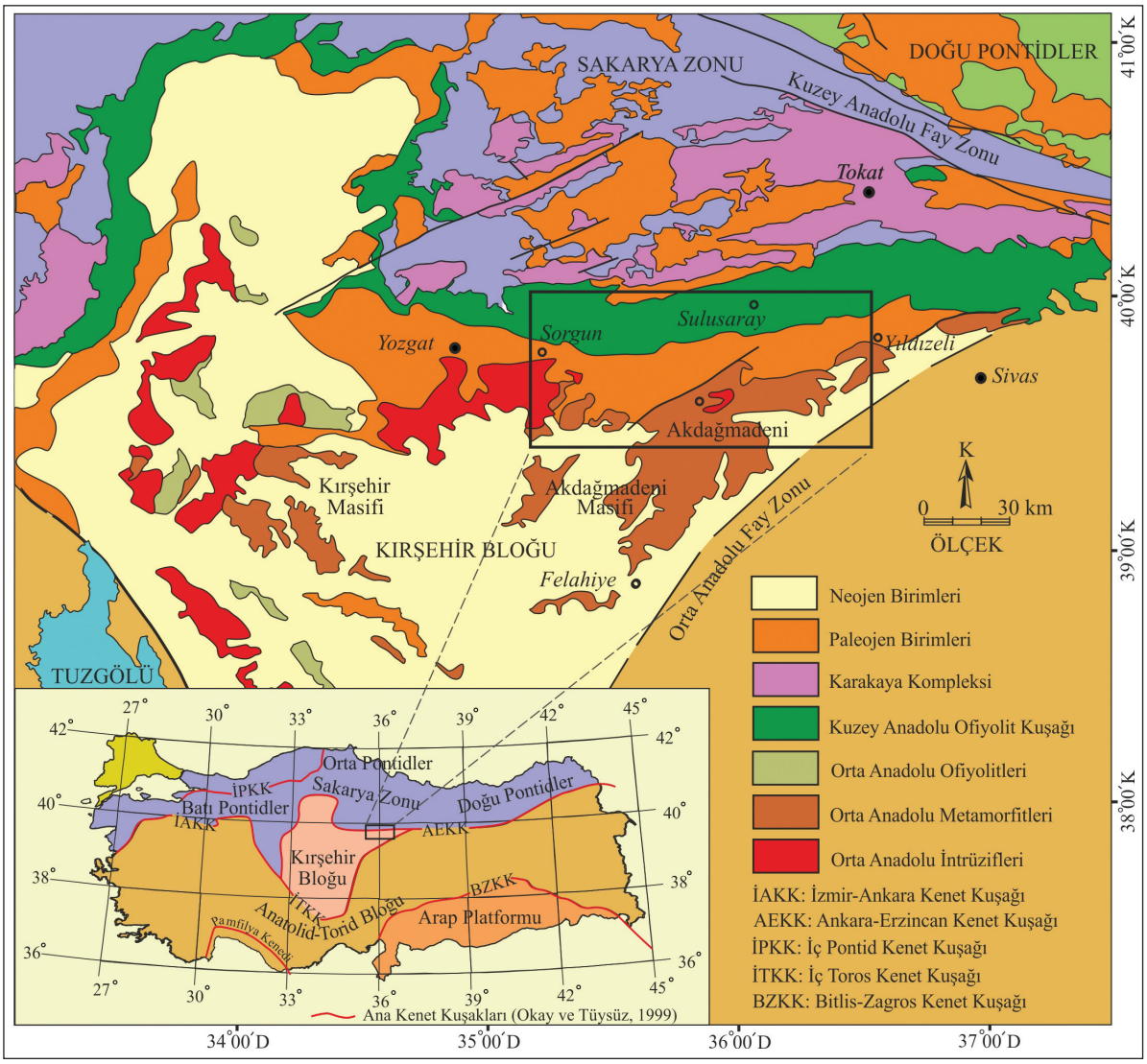
Orta Pontidler'in güneyinde yer alan inceleme alanı, İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi (Şengör ve Yılmaz, 1981) ile Kırşehir Bloğu'nun kuzey kenarını kapsar (Şekil 1).

Yığışım kompleksi ve ensimatik ada yayı birimlerinden oluşan İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı (İAEKK), kuzeydeki Sakarya Kıtası'nı güneydeki Kırşehir Bloğu'ndan ayırmaktadır.

Tüysüz ve Dellaloğlu (1992) ve Tüysüz vd. (1995); Neotetis'in kuzey koluna ait okyanusal kabuğun tüketilmesinin iki farklı yitim olayı ile gerçekleştiğini öne sürerek, ilkinin Sakarya Kıtası üzerinde bir ensialik yay, diğerininde okyanus içi yitim ile ensimatik ada yayını üretmiş olduğunu ifade etmişlerdir.

Güneydeki Kırşehir Bloğu'nu oluşturan metamorfik, ofiyolitik ve plütonik kayaçlar, Kırşehir Kristalin Masifi (Bailey ve McCallien, 1950; Egeran ve Lahn, 1951), Orta Anadolu Masifi, Kızılırmak Masifi (Ketin, 1955, 1963; Erkan ve Ataman, 1981), Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı (Göncüoğlu vd., 1991, 1992), Orta Anadolu Kristalin Kompleksi (Erler ve Bayhan, 1995) gibi değişik isimlerle adlandırılmıştır. Aynı kaya birimleri yerel olarak Kırşehir Masifi (Egeran ve Lahn, 1951), Akdağ Masifi (Vache, 1963) ve Niğde Masifi (Göncüoğlu, 1977; Whitney vd., 2003) olarak adlandırılmaktadır. Bu çalışmada Akdağmadeni Masifi (Şahin, 1999) adı benimsenmiştir. Bu tektonik birlik Geç Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı kalkşist, kuvarsit, kuvarsşist, amfibolşist, amfibolit, gnays, mermer ve dolomitik mermerden oluşmaktadır. Genel olarak yeşilşist ile amfibolit fasiyeslerinde metamorfizma geçirmiş olan birimin alt düzeylerinin daha yüksek derecede metamorfizmaya uğramış olduğu belirtilmiştir (Yılmaz vd., 1995).

Akdağmadeni Masifi'ne ait metamorfik kayalar sıkça Senomaniyen-Maastrihtiyen yaşlı granitoyidik bileşimli kayaçlar (Orta Anadolu Granitoyidleri; Erler ve Bayhan, 1995) tarafından kesilmektedir. Orta Anadolu granitoyidleri başlıca; granit, granodiyorit, siyenit, mikrogranit, granitporfir, monzonit ve tonalit gibi kaya türlerinden oluşmaktadır. Metamorfitlerle



Şekil 1- İnceleme alanının yer bulduru haritası.

olan intrüzif dokanakları boyunca skarn zonları ve Pb-Zn cevherleşmeleri gelişmiştir.

Akdağmadeni Masifi'nin üzerine İAEKK içerisinde yer alan Geç Kretase yaşlı Artova ofiyolitli karışığı (Özcan vd.,1980) ile Senomaniyen-Maastrihtiyen yaşlı Darmik Formasyonu (Akçay vd., 2008; Dalkılıç vd., 2008) tektonik dokanakla gelmektedir. Artova ofiyolitli karışığı, ilksel düzeni bozulmuş, serpantinize olmuş, peridotit, dunit, harzburjit, gabro, diyabaz, piroksenit daykları, yastık yapılı lav, derin deniz çökelleri (radyolarit çört, çamurtaşı, kalsitürbiditler) ile Sakarya Kıtası'na ait metamorfitler ve Triyas-Kretase yaşlı kireçtaşlarının dilim ve bloklarından oluşmaktadır. Artova ofiyolitli karışığı içerisinde yer alan epiofiyolitik çökellerden geç Titoniyen-Berriasiyen ve geç Albiyen-erken Senomaniyen yaşları elde edilmiştir (Beyazpirinç vd., 2014). Ayrıca, ofiyolitik seriye ait plajiyogranitlerden de önceki çalışmalarda 179±15 My (Dilek ve Thy, 2006); 180 My (Sarıfakıoğlu vd., 2011) yaşları elde edilmiştir. Bu verilere göre yitim ile tüketilmiş olan okyanus kabuğunun yaşı Jura-Kretase'dir. Artova ofiyolitli karışığı ile tektonik dokanaklı izlenen Darmik Formasyonu (Şekil 3) altta bazaltik, andezitik bileşimli lav ve piroklastiklerinden, üst kesimlerde ise volkanik ara katkıları içeren çakıltaşı, kumtaşı, kiltaşı, çamurtaşı, killi kireçtaşı, mikritik kireçtaşı ile kalsitürbiditlerden oluşmaktadır. Beyazpirinç vd. (2014) Darmik Formasyonunun üst kesimlerini oluşturan kiltaşı, çamurtaşı, killi kireçtaşı ve mikritik kireçtaşlarında aşağıda listesi verilmiş olan fosilleri belirlemiş ve bu fosil topluluklarına

göre de Santoniyen-Maastrihtiyen yaşlı olduğunu belirtmiştir. Santoniyen: *Marginotruncana coronata* Bolli, *Marginotruncana* cf. *tarfayaensis* (Lehmann), *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *Dicarinella* cf. *asymetrica* (Sigal), *Dicarinella concovata* (Brotzen), *Globigerinelloides* sp., *Heterohelix* sp., *Marginotruncana* sp. fosil topluluğu.

Santoniyen-Erken Maastrihtiyen: *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncana* cf. *arca* (Cushman), *Globotruncana* cf. *linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana* sp., *Globotruncanita* sp., *Heterohelix* sp. fosil topluluğu.

Kampaniyen-Maastrihtiyen: *Reinhardtites levis* Prins ve Sissingh, *Micula swastica* Stradner ve Steinmetz, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Lucianorhabus cayeuxii* Deflandre, *Quadrum gothicum* (Deflandre), *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Tranolithus phacelosus* Stover, *Micula decussata* Vekshina, *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini, *Watznaueria barnesae* (Black, Black ve Barnes), *Biscutum* sp. nanno fosil topluluğu.

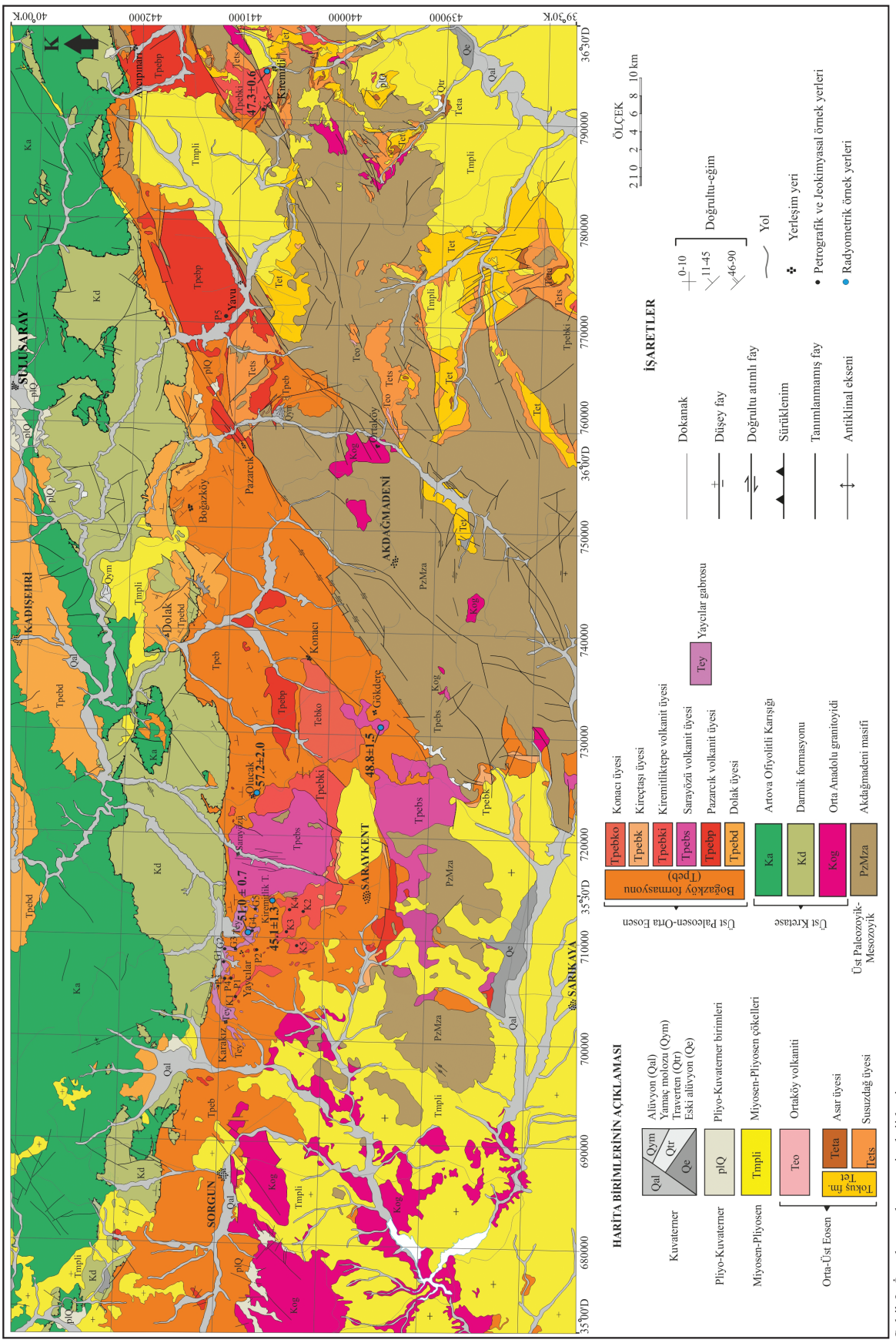
Darmik Formasyonu volkanik kayalarından 98.7±2.4 My ($^{40}Ar/^{39}Ar$; plajiyoklaz) yaşı elde edilmiştir. Paleontolojik ve jeokronolojik veriler birlikte değerlendirildiğinde Darmik Formasyonunun Senomaniyen-Maastrihtiyen döneminde oluştuğu görülmektedir (Beyazpirinç vd., 2014).

Yukarıda tanıtılan birimlerin üzerine Geç Paleosen-Orta Eosen yaşlı volkano-tortullardan oluşan Boğazköy Formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Boğazköy Formasyonunun taban kesimlerine sil ve lakolit şeklinde yerleşen gabroyik kayalar, Yaycılar gabrosu olarak adlandırılmıştır (Şekil 3). Boğazköy Formasyonu ve temel kayaçlar Orta-Geç Eosen yaşlı Tokuş Formasyonu (Yılmaz, 1982) tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Bu çalışmada, Tokuş Formasyonunun taban çakıltaşından oluşan bölümü Susuzdağ üyesi (Yılmaz vd., 1995), kumtaşı, kiltaşı ve fosilli kireçtaşından oluşan bölümü ise Asar üyesi (Yılmaz vd., 1995) olarak ayırtlanmıştır (Şekil 3).

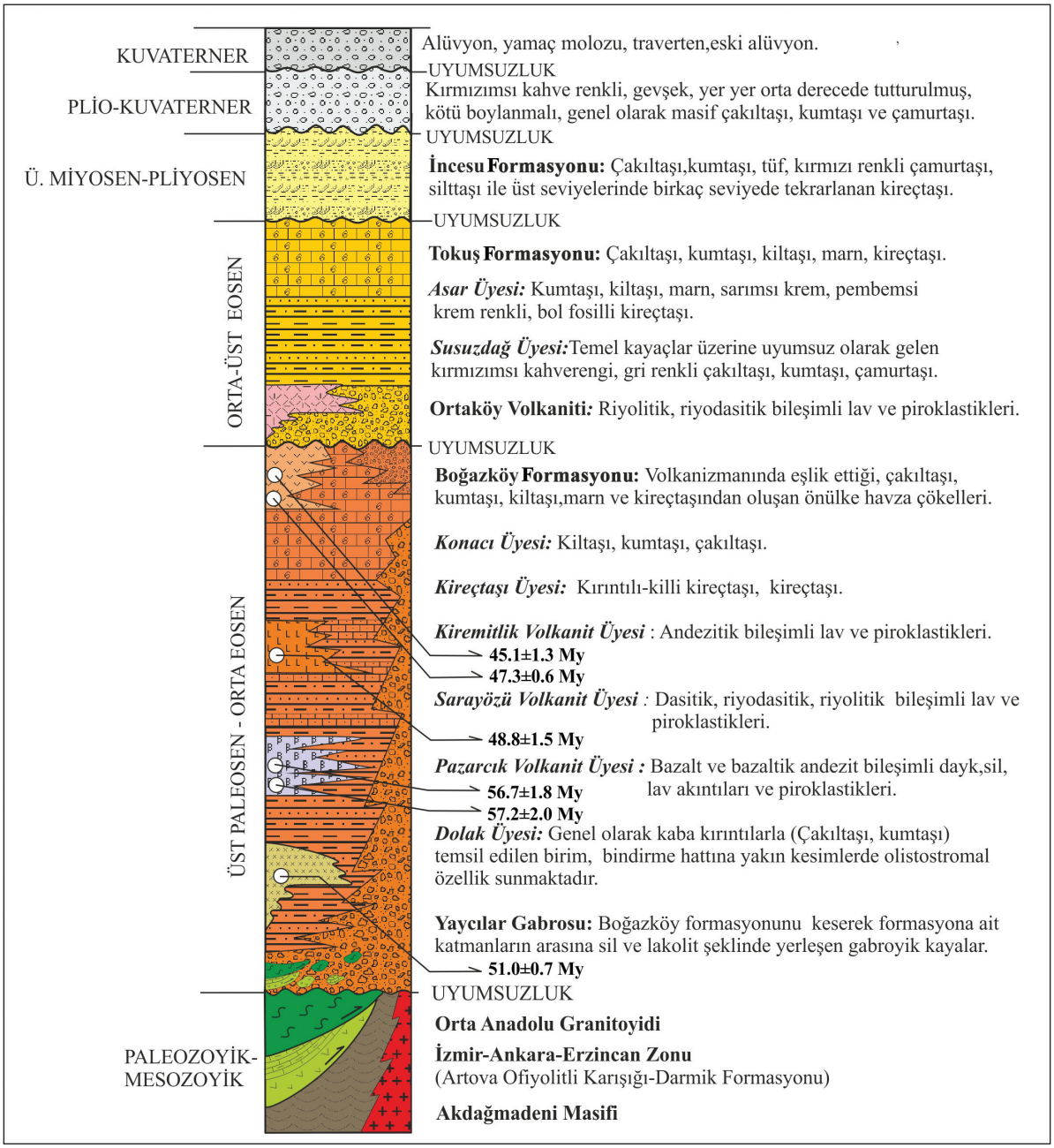
Susuzdağ üyesi kırmızımsı kahve, gri renkli, kötü boylanmalı, çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan alüvyon yelpazesi, fan-delta ve akarsu çökelleriyle temsil edilir. Asar üyesi sarımsı gri, krem, sarı renkli, masif-çok kalın tabakalanmalı, erime boşluklu, taban kesimleri çakıllı, kumlu ve killi; üst kesimleri bol fosilli kireçtaşından oluşur. Asar üyesinin farklı düzeylerinden derlenmiş olan örneklerden; *Discocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Lockhartia* sp., *Asterigerina* sp., *Nummulites* sp., *Nummulites* spp., *Assilina* spp., *Nummulites* gr. *perforatus* (Montfort), *Nummulites* sp., *Orbitolites* sp., *Alveolina* sp., *Rotalia* sp., *Gypsina* sp., *Haymanaella* sp., *Nummulites* gr. *perforatus* (De Montfort), *Nummulites* cf. *perforatus* (De Montfort), *Gyroidinella magna* Le Calvez, *Linderina brugesi* Schlumberger, *Assilina* cf. *exponens* (Sowerby), *Alveolina* gr. *fusiformis* (Sowerby), *Alveolina* cf. *fusiformis* (Sowerby), *Glomalveolina* sp. *Assilina* sp., Rotaliidae, Textulariidae, Miliolidae, alg, bryozoa, gastropoda ve makro kavkı parçaları elde edilerek geç Lütesiyen-Bartoniyen yaşı bulunmuştur. Ancak birim içerisinde yeralan; *Orbitolites complantus* Lamack, *Assilina exponens* (Sowerby), *Assilina* cf. *spira* (de Roissy), *Nummulites* cf. *millecaput* (Boubee), *Nummulites* cf. *helveticus* Kaufmann, *Locharia cushmani* Applin et Jordan fosil topluluğuna (Yılmaz vd., 1995) göre ise birimin yaşı Lütesiyen-Priyaboniyen'dir. Dolayısıyla Tokuş Formasyonunun Orta-Geç Eosen yaşlı olduğu söylenebilir.

Ortaköy civarında Tokuş Formasyonunun taban çakıltaşları (Susuzdağ üyesi) ile girik ilişkiler sunan asidik bileşenli lav ve piroklastik kayalar bu çalışmada Ortaköy volkaniti olarak adlandırılmıştır (Şekil 2, 3). Birim, sarımsı, açık gri renkli riyolit, riyodasit bileşimli lav ve piroklastikler ile temsil edilmektedir. Yılmaz vd. (1995), Ortaköy tüfü olarak adlandırdıkları birimin, Eosen yaşlı Susuzdağ üyesinin arasında gibi gözükmesine rağmen yaşının daha genç olabileceğini ifade etmektedir.

Tüm istifi açısal uyumsuzlukla örten alüvyal yelpaze, örgülü akarsu ve göl ortamında depolanmış olan gevşek tutturulmuş çakıltaşı, kumtaşı, tüf, kırmızı renkli çamurtaşı, silttaşı ile üst seviyelerinde birkaç seviyede tekrarlanan karbonat çökellerinden oluşan Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı çökeller, İncesu Formasyonu (Yılmaz, 1981) olarak adlandırılmıştır. Birimin yayılım gösterdiği değişik lokasyonlardan elde edilen, *Cyprideis* cf. *vetroundulate* Kırstıc, *Cyprideis torosa* Jones, *Cyprideis tuberculata* (Mehes), *Jlyocypris gibba*, *Hypraion gracile* Kaup, *Choerolophodon Pentelici'ye* ait alt azı dişi, *Proboscidae* (Filler) takımına ait kemik ve diş parçaları, *Monoporollenites solaris, Pityosporites microalatus, Periporopollenites multiparatus* gibi polen fosillerine göre Geç Miyosen-Pliyosen'dir (Kara,1997).



Şekil 2- İnceleme alanının jeoloji haritası.



Şekil 3- Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (ölçeksiz).

İncesu Formasyonu, Pliyo-Kuvaterner birimleri tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Pliyo-Kuvaterner çökelleri kırmızımsı kahve renkli, gevşek, yer yer orta derecede tutturulmuş, kötü boylanmalı, genel olarak masif çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır. Genellikle üzerine çökeldiği birimlerden malzeme almış olup, ince örtüler şeklinde yer almaktadır. Çalışma alanındaki en genç çökeller, alüvyon (Qal), eski alüvyon (Qe), yamaç molozu (Qym) ve traverten çökelleriyle temsil edilmektedir.

3. Materyal ve Yöntemler

Sorgun-Yıldızeli arasında kalan 1/100.000 ölçekli Yozgat İ34, İ35 ve Sivas İ36 paftalarını kapsayan çalışma alanının detay jeoloji haritası üretilmiş ve ihtiyaç duyulduğunda çalışma alanı dışına çıkılarak deneştirmeler ve gözlemler yapılmıştır. Çalışma alanından derlenen 58 adet el örneğinin ince kesitleri hazırlanarak polarizan mikroskopta ayrıntılı olarak incelenmiş ve petrografik tanımlamaları yapılmıştır. Arazide yüzeyleyen volkanik kayaçlar çoğunlukla

alterasyondan etkilenmiş durumdadır. Arazi çalışmaları ve petrografik incelemeler sonucunda seçilmiş olan 17 adet örnek, Kanada ACMELabs'a gönderilerek (ana, iz ve nadir toprak element) analizlerinin yapılması sağlanmıştır. Analizleri yapılacak olan örnekler önce labotatuvarda öğütülerek toz haline getirilmişlerdir. Toz haline getirilmiş 0.2 gr örnek 1.5 gr Li-BO_2 ile karıştırılmış ve 105°C de ısıtılmıştır. Erimiş karışım ve 100 ml %5'lik HNO_3 ile karıştırılarak hazırlanan çözeltiler, (indüktif eşleşmiş plazma emisyon spektrometresi) ICP-ES'de buharlaştırılarak ana element oksitlerin ve iz elementlerin okunması sağlanmıştır. Ana element oksitlerin dedeksiyon limiti yaklaşık %0.002-0.04'dür. Nadir toprak element (REE) analizleri ise yukarıda belirtilen yöntemlerle hazırlanmış örnekler kullanılarak (İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi) ICP-MS ile yapılmıştır. İz element dedeksiyon limiti 0.01 ile 5 ppm arasındadır.

Radyometrik yaşlarının belirlenmesi amacıyla Pazarcık volkanit üyesinden 2 adet, Sarayözü volkanit üyesinden 1 adet, Kiremitlik volkanit üyesinden 2 adet ve Yaycılar gabrosundan 1 adet olmak üzere toplam 6 adet örnek, Kanada, Actlabs'da Dr. Yakov Kapusta tarafından analiz edilmiştir. 5 örneğin plajiyoklaz minerallerinden, 1 örneğin ise tüm kayaç hamurundan $^{40}Ar/^{39}Ar$ yöntemi ile jeokronolojik yaşları belirlenmiştir. Örnek hazırlama sürecinde akışkan tarama ve izotop ölçümleri amacıyla alüminyum folyo içine sarılan örnekler, yalıtılmış kuvars tüplerle (vial) şişelenmiştir. Kuvars şişenin içine K ve Ca tuzları ve akışkan monitörü olarak kullanılmak üzere örneklerle karıştırılan LP-6 biyotit paketleri birlikte konmuştur. Akışkan monitörü çalıştıktan sonra, her örnek için ölçülen akışkan gradyanı kullanılarak J değerleri hesaplanmıştır. LP-6 biyotitin 128.1 My yaşında olduğu kabul edilmiştir. Harici ısıtmalı fırında $^{40}Ar/^{39}Ar$ kademeli ısıtma deneyleri gerçekleştirilmiş olup, ısı değerini izlemek için termocople kullanılmıştır. Argon izotop analizleri Micromass 5400 kütle spektrometresi kullanılarak ölçülmüştür. Kütle spektrometresinde ölçülen izotop değerleri, spektorometreye bağlı bilgisayar yardımıyla kaydedilmiş ve işlem görmüştür. Elde edilen yaşların doğruluğunun kontrol edilmesi için plato yaş hesaplamaları izokron hesaplamalarıyla da desteklenmiştir.

4. Sorgun-Yıldızeli Havzasının Jeolojisi

4.1. Stratigrafik, Petrografik ve Jeokronolojik Özellikleri

Sorgun (Yozgat) ile Yıldızeli (Sivas)arasında D-B uzanımlı iki ayrı havzada depolanmış gibi görünen kaya topluluklarının aslında aynı jeodinamik süreçlerin sonucunda gelişmiş tek ve büyük bir havzanın (Sorgun-Yıldızeli havzası) ürünleri oldukları belirlenmiştir (Şekil 2).

Havza dolgusu başlıca Boğazköy Formasyonu ve onun içerisinde ayırdedilen alt birimler ile temsil edilmektedir. Boğazköy Formasyonunun taban kesimlerine sil ve lakolit şeklinde yerleşmiş olan gabroyik sığ sokulum kayaları ise Yaycılar gabrosu olarak ayırt edilmiştir (Şekil 3).

4.1.1. Boğazköy Formasyonu

Geç Paleosen-Orta Eosen dönemini temsil eden volkano-sedimanter istif, Özcan vd. (1980) tarafından adlandırılmış ve Türkiye Stratigrafi Komitesi tarafından resmi adlama olarak benimsenmiştir (Türkiye Stratigrafi Komitesi Bülteni (TSKB), 1987).

Boğazköy Formasyonunun tabanında yer alan ve İAEKK kökenli dilim ve olistostromlar içeren genellikle pelitik, kırıntılı ve yer yer kötü boylanmalı kaba kırıntılılardan oluşan kesimleri Dolak üyesi olarak ayırt edilmiştir.

Havzanın iç ve göreceli daha derin kesimlerine doğru, bazik, ortaç ve asidik bileşimli yitim ve/veya çarpışmayla ilişkili üç farklı tip volkanizmanın eşlik ettiği seyrek kireçtaşı ara seviyeleri içeren çakıltaşı, kumtaşı, kiltaşından oluşan türbiditik tortullar çökelmiştir. Söz konusu volkanitli düzeyler Pazarcık, Sarayözü ve Kiremitlik volkanit üyeleri olarak ayırtlanmıştır. Boğazköy Formasyonunun üst kesimlerinde yer alan resifal kireçtaşları, Kireçtaşı üyesi olarak, istifin en üst kesimlerini oluşturan ve genellikle kaba kırıntılılardan oluşan çökeller ise Konacı üyesi olarak ayırt edilmiştir (Şekil 2, 3).

Dolak Üyesi: Boğazköy Formasyonunun tabanını oluşturan ve genel olarak kırıntılı, kaba kırıntılılarla temsil edilen birim, Dolak üyesi (Akçay vd., 2008; Dalkılıç vd., 2008) olarak tanımlanmıştır**.** Dolak üyesi, bindirme hattına yakın kesimlerinde olistostromal karakterdedir ve Artova ofiyolitik karmaşığı ile Darmik Formasyonundan aktarılmış irili

ufaklı blok ve dilimler içermektedir (Şekil 4a,b,c,d). Bu birim daha önceki çalışmalarda tanımlanan Kılıçlı Olistostromu'nun (Yılmaz,1982) eşdeğeridir. Dolak üyesi 150-450 m arası kalınlıklar sunmaktadır.

Dolak üyesinin pelitik seviyelerinden derlenen örneklerde aşağıda listesi verilmiş olan fosiller belirlenmiş ve bu fosil topluluklarına göre de Geç Paleosen-Lütesiyen yaşı verilmiştir. Geç Paleosen-Erken Eosen: (Çiçekli köyü civarı) *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette ve Sullivan), *Neochiastozygus perfectus* Perch-Nielsen, *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre ve Fert), *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Ericsonia robusta* (Bramlette ve Sullivan), *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Ericsonia cava (*Hay ve Mohler), *Ericsonia ovalis Black, Sphenolithus moriformis* (Brönnimann ve Stradner), *Toweius tovae Perch-Nielsen, Toweius eminens* (Bramletteve Sullivan), *Cruciplacolithus tenius* (Stradner), *Ellipsolithus macellus* (Bramlette ve Sullivan), *Fasciculithus tympaniformis* Hay ve Mohler nanno fosil topluluğu.

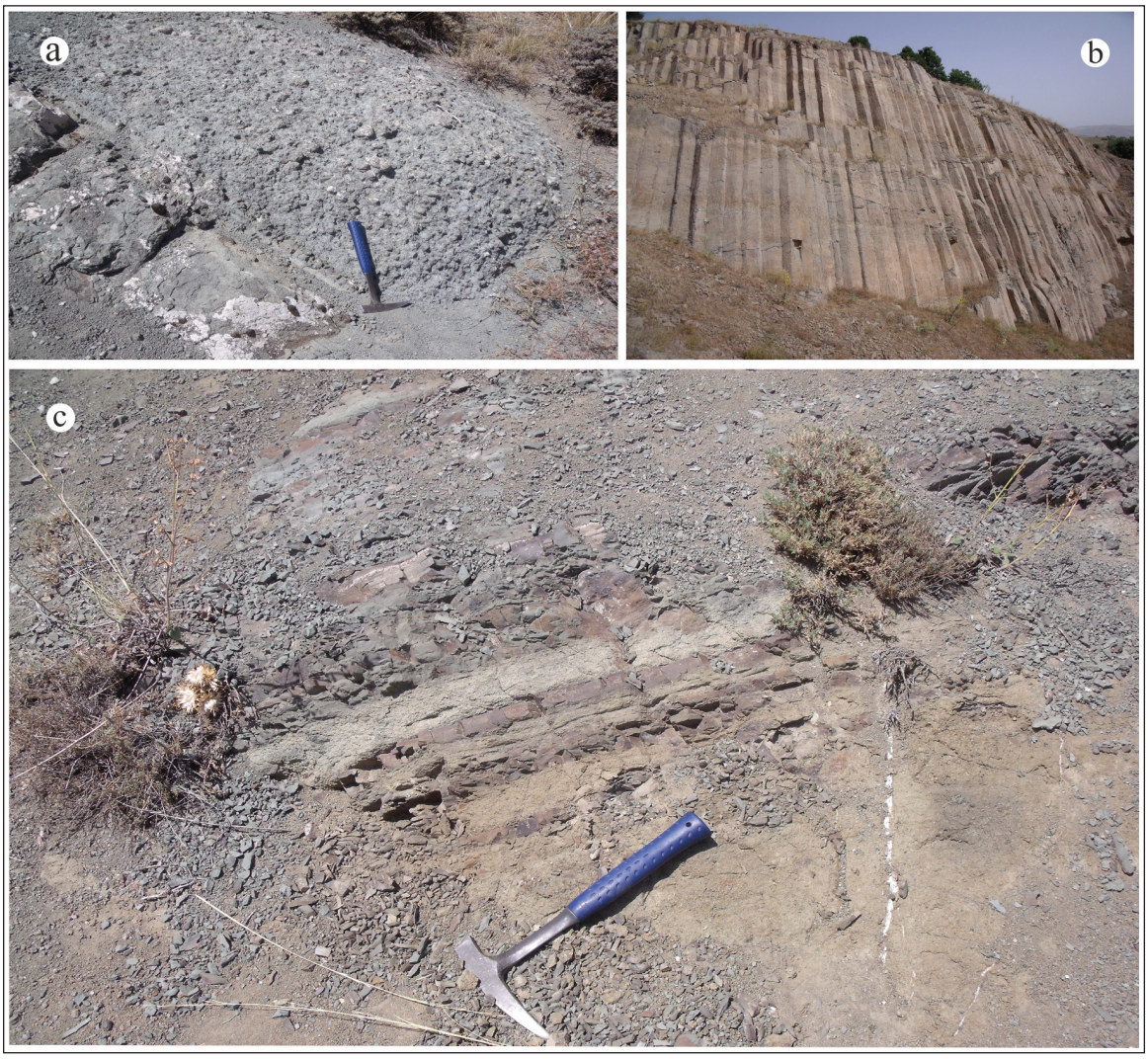
Geç İpresiyen-Lütesiyen: *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Discoaster multiradiatus* Bramlette ve Riedel, *Toweius eminens* (Bramlette ve Sullivan), *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette ve Sullivan), *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre, Deflandre ve Fert), *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre ve Fert), *Tribrachiatus bramlettei* (Brönnimann ve Stradner), *Ericsonia cava* (Hay ve Mohler), *Ericsonia robusta* (Bramlette ve Sullivan), *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette ve Sullivan), *Rhabdosphaera tenius* Bramlette ve Sullivan, *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Ericsonia obruta* Perch-Nielsen, *Pontosphaera plana* (Bramlette ve Sullivan), *Nannotetrina* sp., *Toweius eminens* (Bramlette ve Sullivan), *Toweius tovae* Perch-Nielsen, *Sphenolithus primus* Perch-Nielsen, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Tribrachiatus orthostylus* Shamrai nanno fosil topluluğu.

Pazarcık Volkanit Üyesi: Önceki çalışmalarda Pazarcık Volkanitleri (Özcan vd., 1980; TSKB, 1987) olarak tanıtılan bu birim, Boğazköy Formasyonu içerisinde dayk, sil, lav akıntıları ve piroklastik ara katkılar şeklinde izlenen bazalt ve bazaltik andezit bileşimli volkanitlerden oluşmaktadır (Şekil 5a,b,c).

Pazarcık volkanit üyesinin egemen kaya türü bazaltik andezitlerdir. Bazaltik andezit örnekleri porfirik ve yer yer amigdoloidal dokuludur.



Şekil 4- Dolak üyesinin kaba kırıntılı (a,b) çökellerinden (Kayakışla köyü batısı) ve birimin olistostromal kesimlerinden (c,d) görünüm (Alicik köyü KD'su).

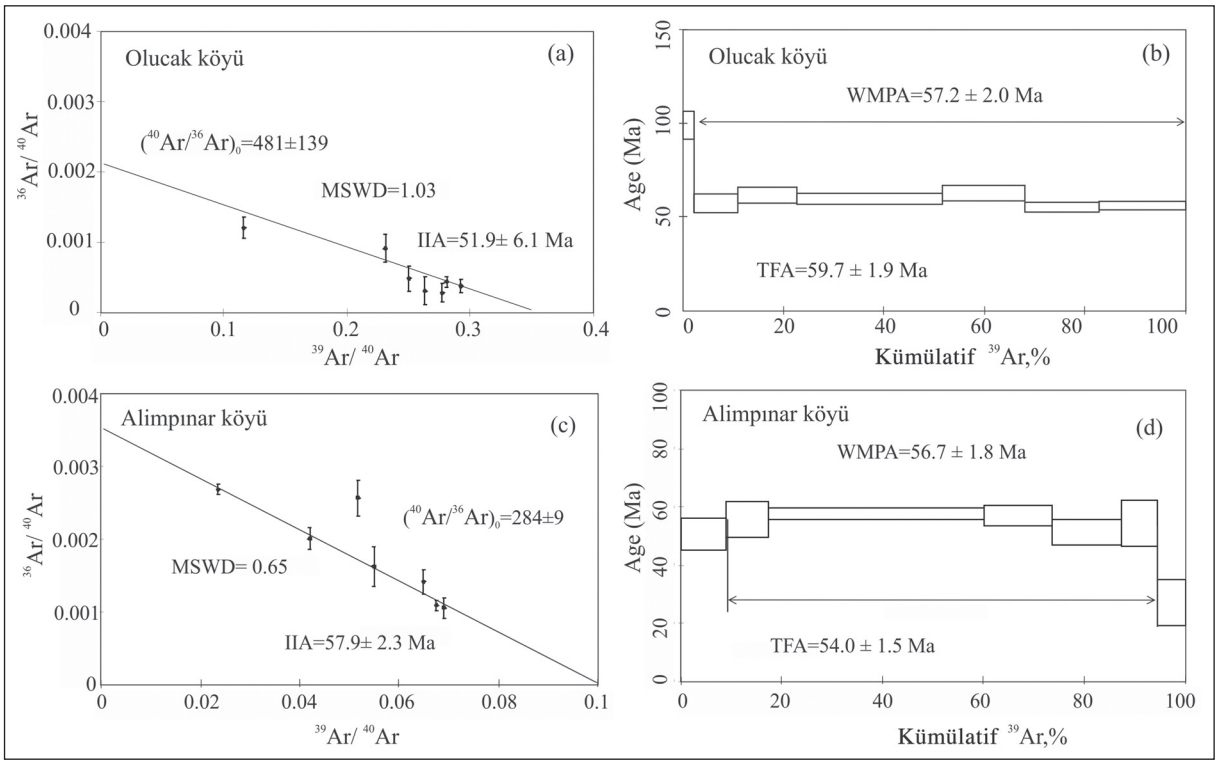


Şekil 5- Pazarcık volkanit üyesinin (a) piroklastik seviyelerinden (Avcıpnarı köyü), (b) sütunsal debili bazalt seviyesinden (Pazarcık köyü), (c) türbiditik çökeller içerisindeki ara seviyelerinden (Avcıpnarı köyü) görünüm.

Fenokristaller halinde plajiyoklaz, altere mafik mineraller ve piroksen mineralleri mikrolitik dokulu bir hamur içerisinde dağılmış haldedir. Plajiyoklaz (optik özelliklerine göre andezin) mineralleri polisentetik ikizli-zonlu ve elek dokuludur. Az miktarda bulunan Piroksenler genellikle özşekilsiz ojitlerden oluşmaktadır. Tümüyle psödomorflar halinde gözlenen iddingsitleşmiş mafik mineraller olasılıkla olivin kökenlidir. Ayrıca bazı örneklerde dış şekli belli belirsiz korunmuş; iç kısımları kil ve klorite dönüşmüş olası amfibol mineralleri saptanmıştır.

Bazaltlar mikrokristalen porfiritik dokulu olup, yarı özşekilli-özşekilli fenokristallerden (başlıca plajiyoklaz, piroksen, olivin ve az oranda mafik mineral psödomorfları) ve devitrifiye olmuş cam matriksten oluşmaktadır. Ana bileşeni oluşturan plajiyoklaz (andezin-labrador) mineralleri çoğunlukla mikrolitler, yer yer de mikrofenokristaller halinde olup, prizmatik şekilleri ve polisentetik ikizlenmesi ile tipiktir. Piroksen grubu mineraller, mikrofenokristaller halinde olup, özşekilsiz ve yuvarlağımsı kristaller şeklindedir. Olivinler de mikrofenokristaller halinde olup, kenarlarından itibaren kısmen iddingsitleşmiş, serpantinleşmiş, merkezlerinden itibaren de kısmen veya tamamen karbonatlaşmış durumdadır. Tali bileşen olarak, farklı kristal boylarına sahip opak mineraller içermektedirler.

Pazarcık volkanit üyesi bazaltlarının plajiyoklazları $^{40}Ar/^{39}Ar$ jeokronolojik yaş tayini yöntemi ile 57.2±2.0 My (Şekil 6a,b); çalışma alanı dışındaki Alimpınar köyünden alınan bazalt örneğinin tüm kayaç hamuru ise 56.7±1.8 My olarak yaşlandırılmıştır (Şekil 6c,d).

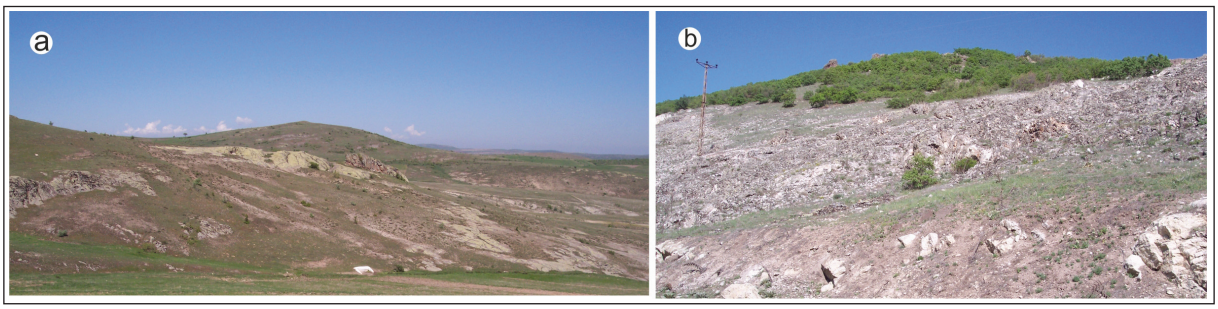


Şekil 6- Pazarcık volkanit üyesinden alınan iki adet bazalt örneğinin plajiyoklas (a,b) ve tüm kayaç (c,d)izokron ve plato yaşı diyagramları (IIA:Ters izokron yaşı; TFA:Toplam fizyon yaşı; WMPA:Ağırlıklı ortalama plato yaşı; MSWD: Ağırlıklı standart sapmanın karesi).

Sarayözü Volkanit Üyesi: Boğazköy Formasyonu içerisinde bulunan dasit, riyodasit, riyolitik bileşimli lav ve piroklastik kayalar bu çalışmada Sarayözü volkanit üyesi olarak adlandırılmıştır (Şekil 7a,b).

Birim, Sarayözü ve kuzey kesimlerinde K-G yönlü faylarla parçalanmış ve altere olmuş durumdadır. Sıcak su çıkışları olan Saray Deresi'nin aktığı vadi boyunca yer yer hidrotermal alterasyona uğramış olup, bu kesimlerde limonitleşme, hematitleşme ve kaolenleşmeler gelişmiştir. Limonitleşme ve hematitleşmelerin hakim olduğu yerlerde sarımsı kahve veya koyu kahve renkli, kaolenleşmelerin etkin olduğu kesimlerde ise sarımsı krem ve beyaz renkli olup, yer yer silisifiye olmuştur.

Porfirik dokulu riyolit örneklerinde fenokristaller halinde kuvars, feldispat ve az miktarda biyotit mineralleri ince taneli felsik bir hamur içerisinde dağılmıştır. Kuvarslar yarı özşekilli-özşekilsiz, kısmen dalgalı sönmeli ve magmatik olarak korozyona uğramış taneler halindedir. Feldispatlar kısmen özşekilli albit-oligoklaz bileşimli plajiyoklazlardan oluşmaktadır. Örneklerde yer yer kuvars ve feldispatlar biraraya gelerek glomeroporfirik dokuyu oluşturmuştur. Riyolitik lavlar içerisinde sferülitik dokulu örneklere de rastlanır.



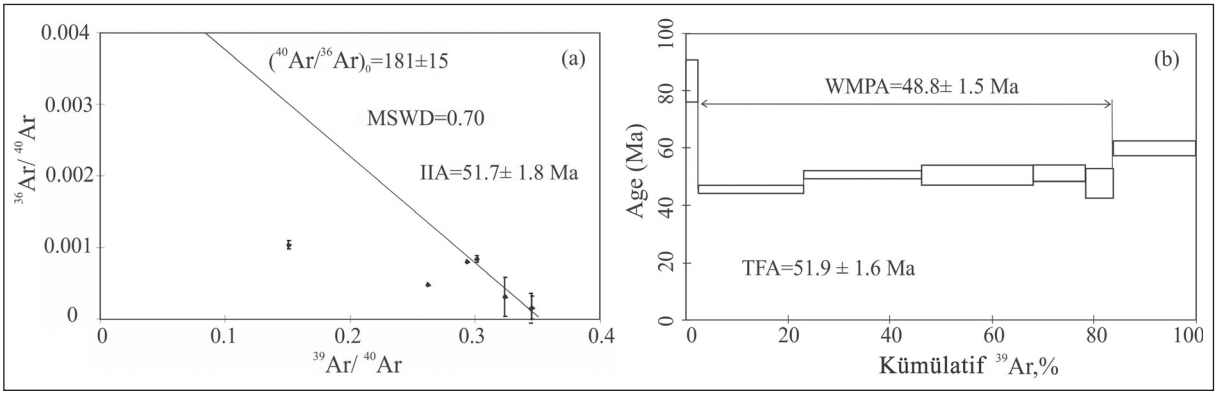
Şekil 7- Sarayözü volkanit üyesinin dom şeklinde yerleşmiş riyolitlerinden mostra görünümü (a) ve ileri derecede altere olmuş riyolitlerden (b) görünüm (Sarayözü köyü).

Sarayözü volkanit üyesi dasitlerinin plajiyoklazlarından $^{40}Ar/^{39}Ar$ jeokronolojik yaş tayini yöntemi ile 48.8±1.5 My yaş elde edilmiştir (Şekil 8a,b).

Kiremitlik Volkanit Üyesi: Genel olarak andezitik bileşimli lav ve piroklastiklerden oluşan ve Boğazköy Formasyonunun üst kesimlerinde yayılım gösteren birim, bu çalışmada, Kiremitlik volkanit üyesi olarak adlandırılmıştır (Şekil 9).

Birim, petrografik incelemelerde, andezit, hiyaloandezit ve piroksen andezit olarak tanımlanmıştır. Andezitler, porfirik dokulu olup, plajiyoklaz, mika ve yer yer amfibol fenokristalleri ile mikrolitik bir matriksten oluşur. Plajiyoklazlar çoğunlukla, polisentetik ikizli-zonlu oligoklaz-andezin türleri ile temsil edilirler. Bazı örneklerde, plajiyoklazlar yoğun olarak karbonatlaşmış, kısmen killeşmiş ve zaman zaman biraraya gelerek glomeroporfirik dokuyu oluşturmuşlardır. Amfiboller opasitleşmiş ve yer yer iç kısımları kloritleşmiş psödomorflar halindedirler. Mika mineralleri ince-iri taneli, kısmen özşekilli, kısmen prizmatik şekillerdeki opasitleşmiş ve opak mineral kusmaları gösteren biyotit mineralleridir. Altere mafik mineraller, dış şekli korunmuş ancak klorit-karbonat psödomorfları halindeki olası amfibol mineralleridir. Mafik minerallerde yer yer opasitleşmeler saptanmıştır. Hamurda akma dokusu izlenmekte olup, plajiyoklaz mikrolitleri ile camsı malzemeden oluşmaktadır. Hamurda volkanik camın artış gösterdiği örnekler, hiyaloandezit olarak tanımlanmıştır.

Piroksen andezitler, mineral parajenezi açısından hiyaloandezitlere benzerler, ancak onlardan çok



Şekil 8- Sarayözü volkanit üyesi dasitlerinden ayrılan plajiyoklasların izokron (a) ve plato yaşı (b) diyagramları (Gökdereköyü-Çarşak Tepe).



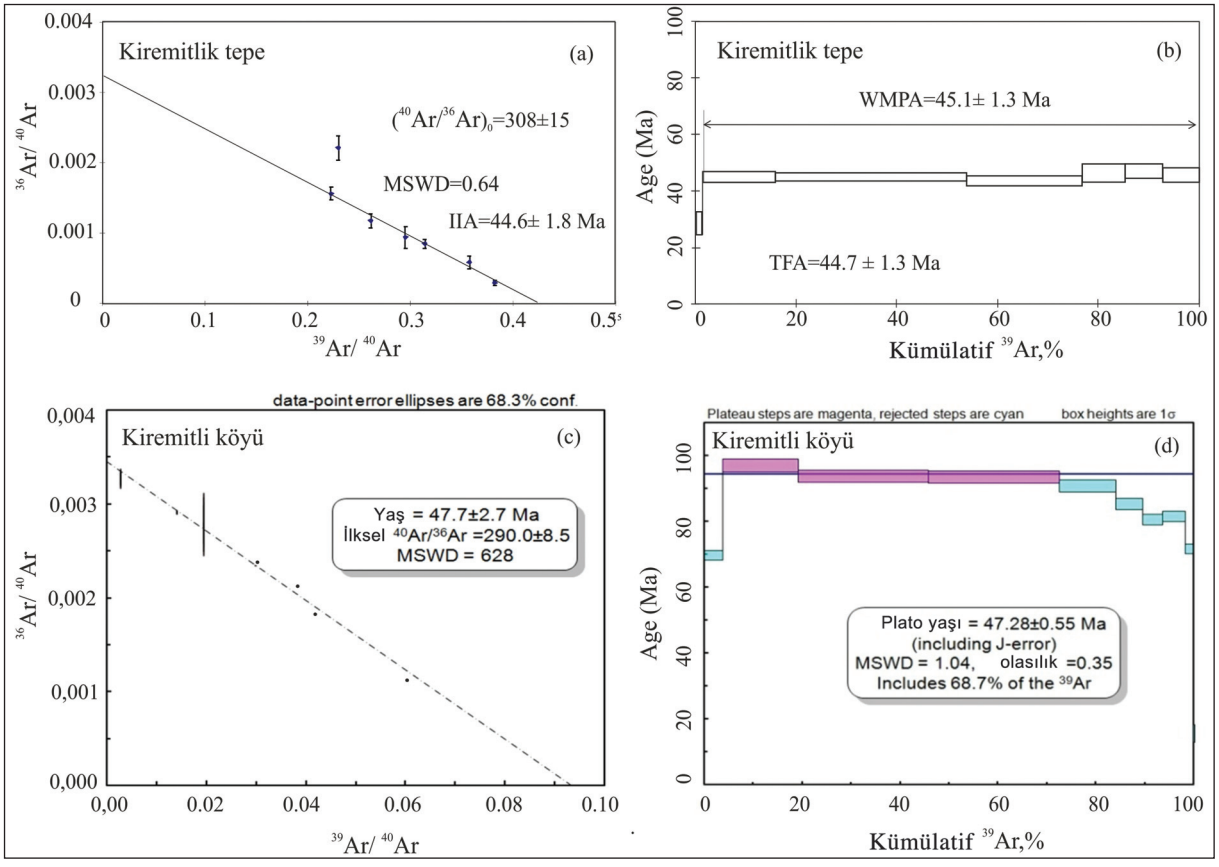
Şekil 9- Kiremitlik volkanit üyesi andezitlerinden genel görünüm (Kiremitlik Tepe güneyi).

daha az oranda volkanik cam gereci içermeleriyle ayırdedilirler. Piroksenandezitler, porfirik doku göstermektedir. Fenokristaller halindeki plajiyoklaz, piroksen ve altere mafik mineraller, mikrogranüler dokulu bir hamur içinde dağılmışlardır. Plajiyoklazlar kısmen kloritleşme-serisitleşme gösteren polisentetik ikizli-zonlu ve oligoklaz-andezin karakterlidirler. Piroksenler ince-iri taneli, kısmen özşekilli ojitlerdir. Altere mafik mineraller kloritleşmiş, karbonatlaşmış amfibol mineralleridir. Ayrıca yer yer demiroksitleri tamamen açığa çıkmış mafik mineral kalıntıları da saptanmıştır. Feldispat ve piroksen mineralleri de yer yer biraraya gelerek glomeroporfirik dokuyu oluşturmuştur.

Kiremitlik volkanit üyesi andezitlerinin plajiyoklazları $^{40}Ar/^{39}Ar$ jeokronolojik yaş tayini yöntemi ile 45.1±1.3 ve 47.3±0.6 My olarak yaşlandırılmıştır (Şekil 10a,b,c,d).

Kireçtaşı Üyesi: Boğazköy Formasyonunun üst kesimlerinde yer alan kırıntılı-killi kireçtaşı ve kireçtaşından oluşan düzeyler, Kireçtaşı üyesi olarak adlandırılmıştır (Akçay vd., 2008; Dalkılıç vd., 2008). Neritik kireçtaşı ile temsil edilen birim, sarımsı gri, sarımsı krem, yer yer bej renkli, kalın-çok kalın tabakalanmalı olup, genel olarak bol fosillidir. Ölçülen en fazla kalınlık 34 m'dir. Birim, fazla çalkantılı olmayan sığ denizel ortam koşullarında oluşmuştur. Boğazköy Formasyonu'na ait kireçtaşı üyesinin farklı düzeylerinden derlenmiş olan örneklerden; *Assilina* gr. *exponens* Sowerby, *Nummulites* sp., *Asterigerina* sp., *Discocyclina* sp., *Lockhartia* sp., *Acarinina* sp., *Globigerina* sp., *Morozovella* sp., Miliolidae, Rotaliidae, Textulariidae, alg, bryozoa ve makro kavkı parçaları elde edilmiş olup, bu paleontolojik verilere göre Lütesiyen olarak yaşlandırılmıştır.

Konacı Üyesi: Boğazköy Formasyonunun genel olarak kırıntılı kayalarla temsil edilen en üst seviyeleri Konacı üyesi (Özcan vd., 1980) olarak adlandırılmıştır. Birim, kiltaşı, killi kireçtaşı ara seviyeleri içeren silttaşı, kumtaşı ve çakıltaşından oluşmaktadır (Şekil 11). Egemen kaya türü olan çakıltaşı ve kumtaşı ardalanmalar şeklinde izlenmektedir. Çakıltaşı; grimsi sarı, sarı, boz renkli, masif, orta-kalın, yer yer ince



Şekil 10- Kiremitlik volkanit üyesine ait iki adet andezit örneğinden ayrılan (Kiremitliktepe ve Kiremitli köyü) plajiyoklazların izokron ve plato yaşı diyagramları.



Şekil 11- Konacı üyesini oluşturan kırıntılı kayaçlardan genel görünüm (Konacı köyü).

tabakalanmalı olup, çakıllar, çok ufak-çok iri boylarda, az köşeli-yuvarlak, hamur destekli, yer yer iyi boylanmalı ve polijeniktir. Yanal yönlerde devamlılık göstermeyen birim, yaklaşık 300 m görünür kalınlığa sahiptir.

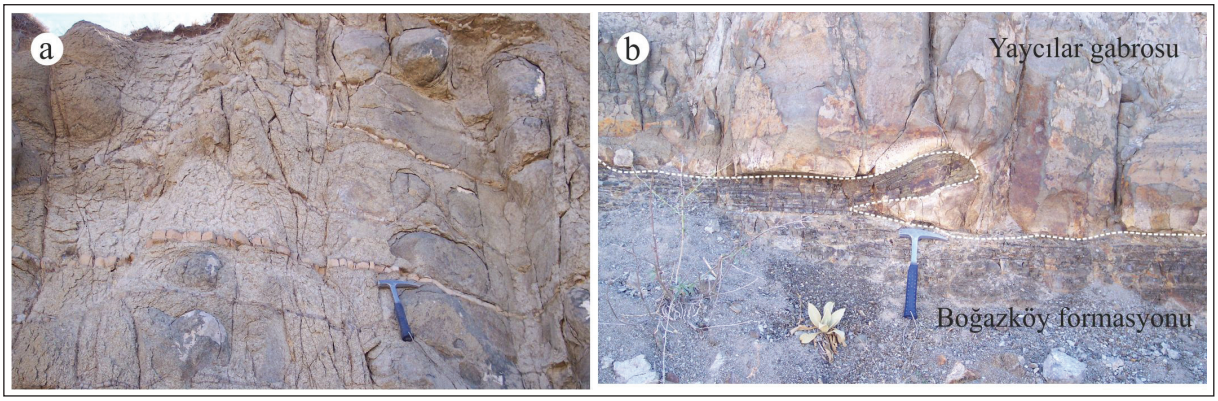
Boğazköy Formasyonunun en üst düzeylerini oluşturan Konacı üyesinin, killi kireçtaşı düzeylerinden derlenmiş olan örneklerden; *Acarinina spinuloinflata* (Bandy), *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Acarinina* cf. *pentacamerata* (Subbotina), *Turborotalia frontosa* (Subbotina), *Turborotalia* sp., *Morozovella* sp. bulguları ile Erken-Orta Eosen (geç İpresiyen-Lütesiyen) yaşı elde edilmiştir. Ancak, altında bulunan volkanik kayaların radyometrik olarak Orta Eosen yaşı vermesi ve stratigrafik konumu dikkate alındığında Konacı üyesinin yaşı Orta Eosen olmalıdır.

4.1.2. Yaycılar Gabrosu

Boğazköy Formasyonunun taban kesimlerine sil ve lakolit şeklinde yerleşen gabroyik kayalar, Yaycılar gabrosu olarak adlandırılmıştır (Şekil 12a,b).

Yaycılar gabrosu, başlıca plajiyoklaz, piroksen, eser miktarda biyotit ve opak mineraller içermektedir. Piroksen grubu mineraller çoğunlukla özşekilsiz klinopiroksenlerden olup, bunlara az miktarda ortopiroksen de eşlik etmektedir. Bir diğer önemli bileşeni oluşturan plajiyoklaz mineralleri (labrador), prizmatik şekilleri ve polisentetik ikizlenmesi ile tipiktir. Genel olarak tanesel dokulu olup, bazı örneklerde ofitik doku da gözlenebilmektedir.

Yaycılar gabrosu, mikro-monzonit bileşimli,



Şekil 12- Yaycılar gabrosunu kesen mikro-monzonitik bileşimli dayk-damar sistemlerinden (a) ve gabronun Boğazköy Formasyonuyla olan intrüzif dokanağından (b) görünüm (Karakız köyü).

5-10 cm kalınlıkta dayk-damar sistemleri tarafından kesilmektedir (Şekil 12a). Gabroları kesen damar kayaçları, holokristalen tanesel dokulu ve monzonitik bileşimlidir. K-feldispat, plajiyoklaz ve ikincil kalsit mineralleri içermektedir. Feldispatlar çoğunlukla killeşmiştir. Kayaçlar içerisinde kloritleşmeler gözlenmekte ve yaygın opak mineraller bulunmaktadır. Monzonitik dayk-damar sistemleri ile gabro arasındaki sınır zonu boyunca gabrolarda ileri derecede alterasyon ve ayrışmalar gözlenir.

Yaycılar gabrosunun plajiyoklazlarından $^{40}Ar/^{39}Ar$ jeokronolojik yaş tayini yöntemi ile 51.0±0.7 My yaş elde edilmiştir (Şekil 13a,b).

4.2. Jeokimyasal Özellikleri

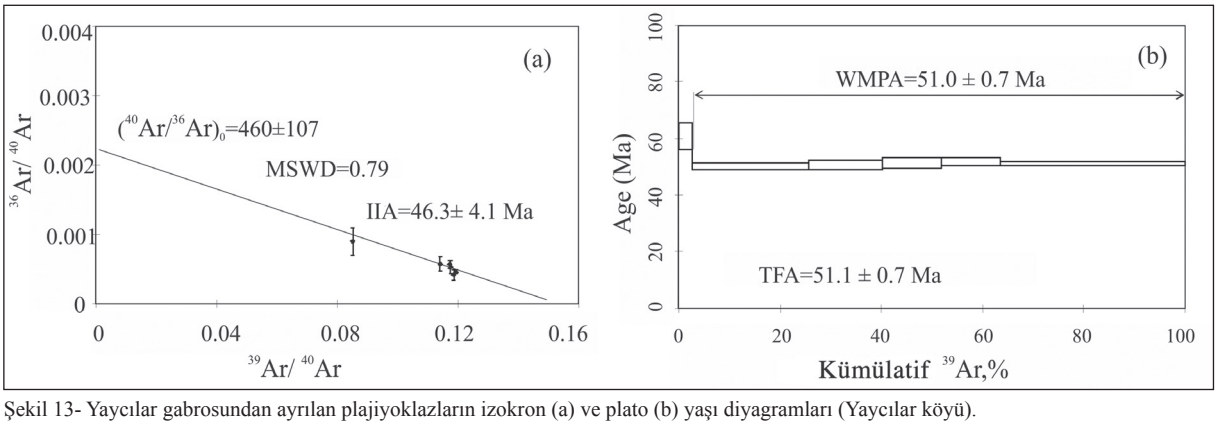
Sorgun-Yıldızeli önülke havzasında etkin olan volkanizmayı jeokimyasal bakımdan karakterize edebilmek için Boğazköy Formasyonu içerisinde üye mertebesinde ayrılan bazaltik bileşimli Pazarcık volkanit üyesinden 5 adet, andezit-dasit bileşimli Kiremitlik volkanit üyesinden 6 adet ve Boğazköy Formasyonunun taban kesimlerine sil ve lakolit şeklinde yerleşen Yaycılar gabrosundan 6 adet olmak üzere toplam 17 adet örnek derlenmiştir. Sarayözü volkanit üyesinden ise ileri derecede alterasyon söz konusu olduğundan taze ve analize uygun örnek derlenememiştir. Elde edilen kimyasal analiz sonuçları çizelge 1'de verilmiştir.

4.2.1. Sınıflandırma

Pazarcık ve Kiremitlik volkanit üyeleri ile Yaycılar gabrosu toplam alkalilere karşı silis (TAS) (Le Bas vd., 1986) diyagramında (Şekil 14a) sınıflandırılmış ve Pazarcık volkanitinin genellikle bazaltik bileşimli olduğu görülmüştür. Örnekler, bazaltik andezit, trakibazalt ve bazaltik trakiandezit alanlarında yoğunlaşmaktadır. Kiremitlik volkanit üyesine ait örneklerden biri trakiandezit, biri riyolit; diğerleri ise dasit olarak sınıflandırılmışlardır.

Çizelge 1'de görülebileceği üzere, örneklerden bazılarının ateşte kayıp değerleri oldukça yüksektir. Ateşte kayıp oranları Pazarcık volkanit üyesinde 3,95-9.06, Kiremitlik volkanit üyesinde 0,80-3,68 ve Yaycılar gabrosunda 3,09-4,53 arasında değişmektedir. Ayrıca, petrografik incelemeler sırasında özellikle Kiremitlik volkanit üyesine ait bazı örneklerde kimyasal analiz sonuçlarını etkileyebilecek nitelikte ince-kalın damarcıklar halinde ve boşluklardan itibaren karbonat, silis dolguları ile çatlaklardan itibaren de demiroksit getirimleri saptanmıştır.

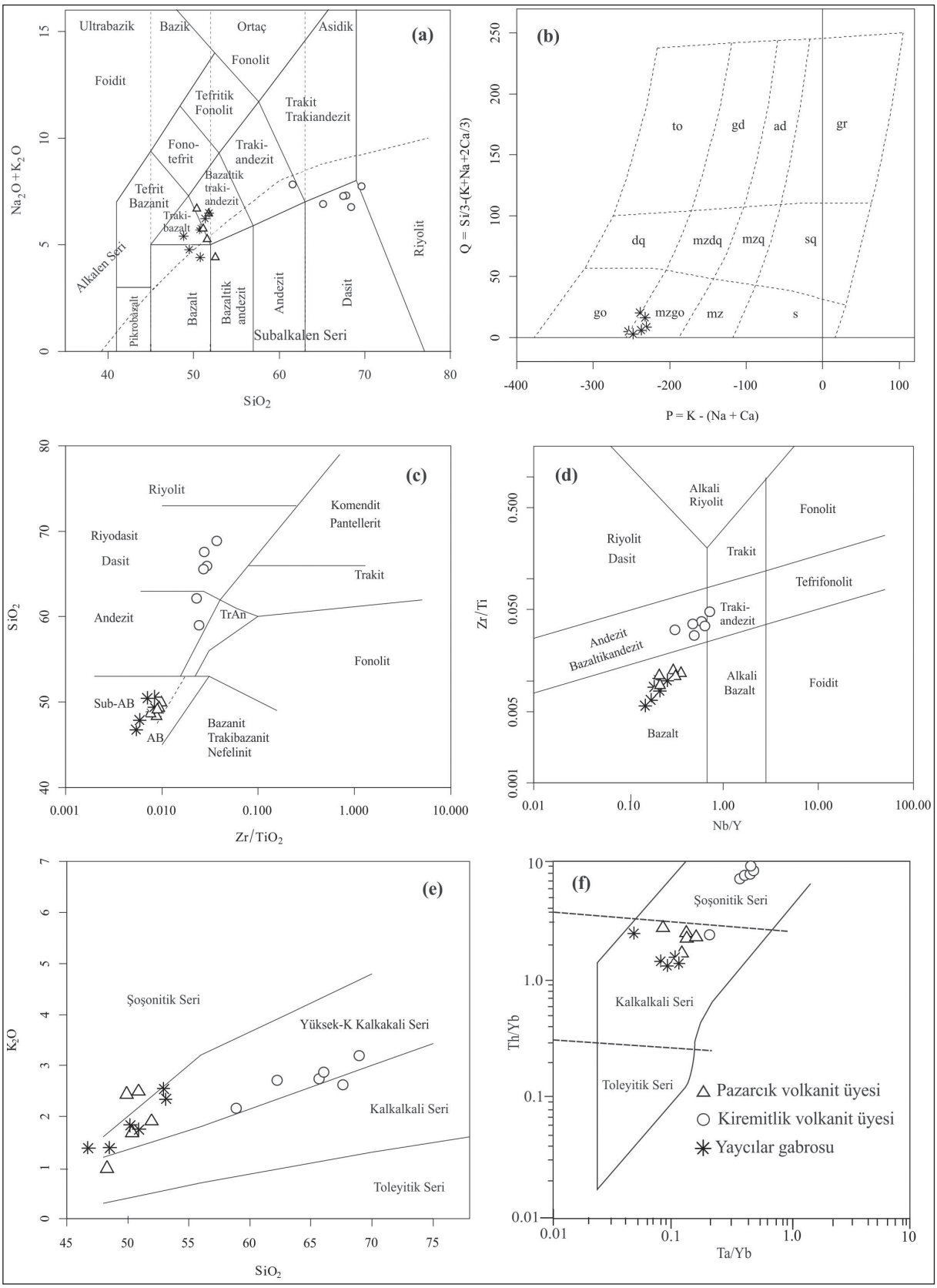
Hidrotermal alterasyon süreçlerinde kayaçların ana element oksit değerlerinde (özellikle SiO_2, CaO, K_2O ve Na_2O gibi) değişimler olabileceğinden, alterasyonun kayaçların kimyasına etkisini kontrol etmek için örnekler düşük alterasyon ve metamorfizma koşullarında kolayca hareketlenemeyen elementlerin kullanıldığı Winchester ve Floyd (1977)'un SiO_2-Zr/TiO_2 ve Pearce (1996) tarafından modifiye edilen Zr/Ti-Nb/Y diyagramlarında da sınıflandırılmıştır (Şekil 14c,d). Pazarcık volkanit üyesi ve Yaycılar gabrosuna ait örnekler SiO_2-Zr/TiO_2 diyagramında sub-alkali bazalt, Kiremitlik volkanit üyesine ait iki örnek, andezit dört örnek ise riyodasit/dasit olarak sınıflanmıştır (Şekil 14c). Pearce (1996)'in Zr/Ti-Nb/Y diyagramında ise Pazarcık volkanit üyesi ile Yaycılar gabrosuna ait örnekler bazalt alanında kümelenirken, Kiremitlik volkanit üyesine ait örnekler andezit/bazaltikandezit ve trakiandezit olarak sınıflanmaktadır (Şekil 14d). Sınıflandırma diyagramları birlikte değerlendirildiğinde özellikle Kiremitlik volkanit üyesine ait örneklerin kimyasal olarak alterasyondan kısmen etkilendiği (silisleşme) anlaşılmaktadır.



Şekil 13- Yaycılar gabrosundan ayrılan plajiyoklazların izokron (a) ve plato (b) yaşı diyagramları (Yaycılar köyü).

Çizelge 1- Pazarcık volkanit üyesi, Kiremitlik volkanit üyesi ve Yaycılar gabrosuna ait kayaç örneklerinin tüm kayaç (ana, eser ve nadir toprak elementleri) kimyasal analiz sonuçları.

ÖRNEK NO	KİREMİTLİK VOLKANİT ÜYESİ						PAZARCIK VOLKANİT ÜYESİ					YAYCILAR GABROSU					
	K1	K2	K3	K4	K5	K6	P1	P2	P3	P4	P5	G1	G2	G3	G4	G5	G6
Ana Oksitler (Major Oxsides) Wt.%																	
SiO_2	59	62,2	65,7	67,6	68,9	66	49,9	49	48,7	48,3	49,3	46,8	50,5	48,9	47,9	49,3	50,6
Al_2O_3	16,7	15,75	16,8	15,55	15,4	15,5	15,3	16,35	16,5	15,95	16,3	16,05	17,4	16,9	16,85	16,9	19
Fe_2O_3	6,08	5,11	2,77	3,84	2,85	3,47	9,85	9,92	10,45	9	10,1	11,65	10,45	10,65	11,25	10,7	8,5
CaO	3,72	4,43	3,78	3,74	3	3,84	8,46	8,68	7,97	10,05	9,08	8,7	8,08	8,06	9,24	8,84	7,75
MgO	1,84	0,44	0,33	0,6	0,49	0,5	5,42	4,64	5,01	3,18	4,76	5,93	4,02	4,95	5,4	4,17	4,29
Na_2O	5,37	3,91	4,42	4,09	4,51	4,28	4,55	3,42	4,41	2,96	3,47	3,81	4,06	3,84	3,25	4,02	4,36
K2O	2,14	2,72	2,7	2,63	3,18	2,86	1,67	1,56	2,04	1,1	2,07	1,44	2,1	1,65	1,39	1,6	1,98
Cr_2O_3	<0.01	<0.01	<0.01	0,01	<0.01	<0.01	0,01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0,01	<0.01	<0.01	0,01	<0.01	0,01
TiO_2	0,66	0,69	0,67	0,59	0,47	0,58	0,94	1,01	1,14	0,97	1,05	1,15	1,22	1,12	1,15	1,14	0,9
MnO	0,08	0,06	0,01	0,03	0,04	0,03	0,18	0,17	0,18	0,15	0,17	0,19	0,17	0,18	0,17	0,17	0,08
P_2O_5	0,31	0,27	0,27	0,22	0,17	0,24	0,28	0,25	0,29	0,25	0,34	0,24	0,31	0,28	0,24	0,26	0,24
SrO	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06	0,06	0,07	0,05	0,08	0,08	0,07	0,07	0,06	0,05	0,09
BaO	0,06	0,1	0,1	0,13	0,1	0,12	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05
Ateşte Kayıp	3,68	2,84	2,8	2,16	0,8	1,54	4,86	6,15	5,03	9,06	3,95	4,53	3,19	4,3	3,26	4,23	3,81
Total	99,67	98,57	100,4	101,23	99,95	99,01	101,54	101,27	101,85	101,06	100,73	100,64	101,62	100,94	100,21	101,43	101,66
İz Elementler (Trace Elements) ppm																	
Ba	492	777	811	1005	805	933	535	467	488	339	513	469	385	349	364	375	370
Cr	10	30	20	40	20	20	50	10	20	10	20	50	20	40	40	30	60
Cs	1,13	2,75	1,91	2,1	2,43	2,15	3,32	1,03	6,02	0,66	1,29	1,8	0,67	0,71	0,66	2,5	1,25
Ga	19	17,7	19,1	17,1	16,8	17,2	18	18,7	18,7	18,3	18,6	18,7	19,6	19,3	18,7	19,6	18,8
Hf	4,4	4,4	5	4,6	4,9	4,6	2,8	2,9	2,7	2,7	3,1	2,1	2,7	2,6	2,2	3	2,3
Nb	9,3	11,1	13,3	10,5	12,5	11,8	6,5	4,8	5,2	6,2	7,8	3,6	5,4	4,7	3,8	5,3	4,7
Rb	56,2	81,7	58,1	82,1	108	91,9	46,6	32,1	45,9	24,1	61	28,1	50,8	31,8	32,1	33,9	49,1
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	336	463	497	431	388	468	491	550	571	501	710	713	614	626	574	447	762
Ta	0,6	0,8	1	0,8	1	0,9	0,3	0,2	0,3	0,3	0,4	0,1	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2
Th	7,19	15,55	18,65	15,05	20	18	5,29	7,06	4,21	5,38	5,9	5,8	3,8	3,7	3,03	4,46	3,23
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
U	1,65	3,24	2,39	3,2	4,45	4,13	1,43	2,24	1,19	1,1	1,55	1,22	0,92	0,87	0,72	1,08	0,8
V	98	101	107	102	79	98	280	267	300	249	277	385	295	290	375	287	225
W	<1	1	1	<1	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Y	27	20	18,8	18,7	15,8	17,6	24,3	23,4	24,9	22,3	25,1	22,7	26,2	25,5	21,8	26,7	19,9
Zr	159	156	181	160	172	168	93	91	87	87	99	62	86	83	68	98	75
As	0,8	2	1,3	1,7	1,3	0,9	0,6	3,5	0,2	0,2	1,1	0,3	<0.2	1,7	0,8	1,2	<0.2
Be	1,55	1,31	1,4	1,58	1,6	1,76	1,27	1,04	1,11	0,88	1,37	0,88	1,05	0,9	0,8	1,22	1,02
Bi	<0.01	0,1	0,07	0,04	0,06	0,04	0,02	0,17	0,04	0,03	0,07	0,04	0,02	0,07	0,04	0,05	0,02
Cd	0,05	0,06	0,02	0,02	0,02	0,03	0,11	0,08	0,16	0,08	0,1	0,1	0,09	0,15	0,12	0,07	0,04
Co	10,8	7,5	3,8	5	3,1	5,6	30,2	28,6	32,6	26,7	32,2	37,8	30	32,9	37,4	34,2	26,5
Cu	11,8	15,5	17,4	20,6	8,2	45,6	111,5	49,2	96,4	28,4	109	105	113	142,5	89,3	102	14,6
Ge	0,2	0,12	0,12	0,13	0,14	0,16	0,17	0,11	0,12	0,11	0,11	0,1	0,11	0,1	0,08	0,1	0,08
Mo	0,84	0,62	0,66	1,09	1,52	1,27	0,76	0,82	0,86	0,41	1,1	0,74	1,05	0,92	0,5	0,81	1,06
Ni	2,4	8,3	4,6	11,3	5,7	8,3	26,3	9,9	20	10,4	23,5	32,5	16,3	23,3	25	23,5	23,5
Pb	8,3	15,9	17,3	14,1	18,2	16	10	13,2	4,9	5,8	8,8	6,6	4,5	3,3	3,6	3,9	1,8
Sb	0,23	0,36	0,37	0,26	0,41	0,26	0,16	0,52	0,15	0,18	0,21	0,1	0,11	0,15	0,15	0,21	0,1
Zn	45	24	37	36	29	15	89	78	86	71	77	89	74	75	70	82	28
Nadir Toprak Elementler (Rare Earth Elements) ppm																	
Ce	45,6	58,5	68,8	59,5	61	73,5	37,4	37,3	34,2	41,1	42,3	36,8	31	30,4	24,5	33,2	25,6
Dy	4,52	3,55	3,4	3,24	2,77	3,09	4,44	4,28	4,47	4,03	4,51	4,17	4,71	4,47	3,97	4,71	3,58
Er	2,88	2	2,08	2,02	1,68	1,89	2,52	2,63	2,63	2,43	2,55	2,39	2,8	2,75	2,3	2,92	2,16
Eu	1,34	1,18	1,26	1,1	0,97	1,15	1,37	1,41	1,4	1,33	1,38	1,41	1,41	1,35	1,19	1,37	1
Gd	4,75	3,88	4	3,8	3,21	3,75	4,84	4,62	4,88	4,25	5,06	4,66	4,85	4,83	3,97	4,84	3,59
Ho	1,03	0,77	0,73	0,72	0,6	0,69	0,94	0,94	0,97	0,88	0,97	0,91	1,06	0,98	0,86	1,07	0,77
La	25	33,7	38,9	33,4	36,5	42,6	19	19,1	16,7	20,6	21,3	19,1	15,3	14,8	12	16,5	12,8
Lu	0,47	0,34	0,36	0,32	0,29	0,32	0,37	0,38	0,39	0,34	0,39	0,34	0,42	0,41	0,35	0,44	0,34
Nd	21,8	23,1	26,3	23,2	20,9	27,1	19,4	19,3	19,2	20	21,7	19,7	17,7	17,4	14,3	18,3	13,7
Pr	5,78	6,57	7,66	6,83	6,57	8,11	4,83	4,82	4,51	5,21	5,48	4,79	4,14	4,15	3,4	4,38	3,37
Sm	4,47	4,28	4,51	4,05	3,4	4,37	4,24	4,38	4,45	4,18	4,87	4,36	4,26	4,12	3,55	4,42	3,15
Tb	0,74	0,58	0,62	0,59	0,48	0,55	0,72	0,72	0,74	0,66	0,74	0,7	0,77	0,75	0,65	0,79	0,57
Tm	0,43	0,31	0,31	0,29	0,25	0,28	0,36	0,37	0,36	0,33	0,37	0,34	0,41	0,39	0,34	0,43	0,3
Yb	2,88	2,15	2,17	1,92	1,71	1,97	2,29	2,39	2,49	2,25	2,49	2,17	2,63	2,51	2,21	2,76	2,1
Mg#	37,50	14,60	19,10	23,60	25,40	22,20	52,20	48,10	48,70	41,20	48,30	50,20	43,30	47,90	48,70	43,60	50,00
Eu/Eu*	0,89	0,89	0,91	0,86	0,90	0,87	0,93	0,96	0,92	0,97	0,85	0,96	0,95	0,93	0,97	0,91	0,91



Şekil 14- Pazarcık ve Kiremitlik volkanitlerine ait kayaç örneklerinin sınıflama diyagramlarındaki konumları; (a) Le Bas vd. (1986), (b) Debon ve Le Fort (1983), (c) Winchester ve Floyd (1977), (d) Pearce (1996), (e) Peccerillo ve Taylor (1976), (f) Pearce (1983).

Dolayısıyla örneklerin sınıflandırılmasında Winchester ve Floyd (1977) tarafından önerilen ve Pearce (1996) tarafından geliştirilmiş olan Zr/Ti-Nb/Y diyagramını esas almak daha doğru olacaktır. Buna göre, örneklerin petrografik tanımlamaları ve Zr/Ti-Nb/Y sınıflandırma diyagramına bakıldığında, Pazarcık volkanit üyesinin bazaltik bileşimli, Kiremitlik volkanit üyesinin ise andezitik bileşimli volkanizmanın türevlerinden oluştuğu söylenebilir.

TAS diyagramında Pazarcık volkanit üyesine benzer bir dağılım gösteren Yaycılar gabrosuna ait örnekler Debon ve Le Fort (1983) P-Q diyagramında gabro-monzogabro olarak sınıflanmaktadır (Şekil 14b).

Örnekler, Peccerillo ve Taylor (1976)'un SiO_2'ye karşı K_2O diyagramında ve alterasyon esnasında daha az hareketli olan Th, Ta ve Yb gibi elementlerin kullanıldığı Pearce (1983)'in Ta/Yb-Th/Yb diyagramlarında da değerlendirilmiştir (Şekil 14e,f). Örneklerin SiO_2'ye karşı K_2O diyagramındaki konumuna bakıldığında, genellikle kalkalkalen (veya yüksek-K kalkalkalen), Pazarcık volkanit üyesine ait 2 örneğin de şoşonit alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 14e). Pearce (1983) tarafından oluşturulan Th/Yb'e karşı Ta/Yb diyagramında değerlendirildiğinde ise Pazarcık volkanit üyesi ve Yaycılar gabrosuna ait örnekler, kalk-alkalen olarak sınıflanırken, Kiremitlik volkanit üyesine ait örneklerden biri hariç şoşonit alanında yoğunlaşmıştır (Şekil 14f).

Kiremitlik volkanit üyesine ait örnekler; K_2O içeriğinin Na_2O içeriğinden düşük yani K_2O/Na_2O oranı <1 olması dışında, yüksek toplam alkalilere ($Na_2O + K_2O$>% 5) sahip olması, Ba, Rb, Ce, Pb elementlerince zenginleşmiş olması, düşük TiO_2 ve Fe_2O_3 içerikleri yönüyle şoşonitlere benzer özellikler sunmaktadır.

Morrison (1980)'a göre yitim kuşaklarında, yitim fazının bitimi sırasındaki yay deformasyonuyla ilişkili olarak şoşonitik kayaçlar oluşabilmektedir.

Kiremitlik volkanit üyesini oluşturan magmanın tipik olmamakla birlikte, şoşonitik karakterli magmalara benzer özellik sunması dilim kopması sürecinde yükselen sıcak astenosferik mantonun, yitim ve çarpışma olayları sonucunda kıta altında derine itilerek gömülmüş olan kabuksal malzemeyi ergitmesi veya magmanın kıtasal kabuk içerisindeki yükselimi sırasında kıtasal kabuğun neden olduğu kontaminasyondan kaynaklanabilir.

4.2.2. Ana Element Oksitlerin ve İz Elementlerin Özellikleri

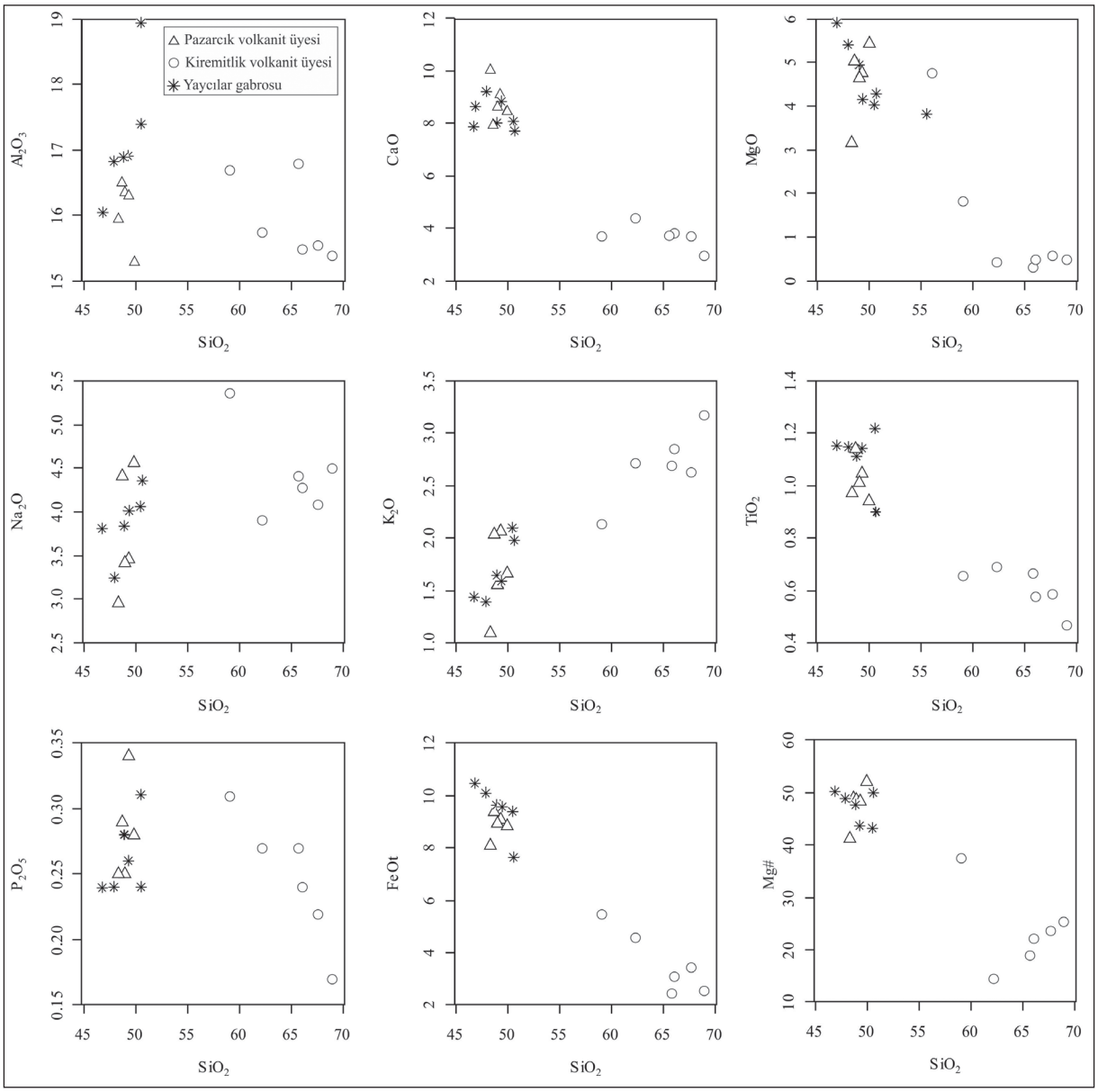
Fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkilerini görebilmek amacıyla ana element oksitlerinin SiO_2 ile olan değişim diyagramları şekil 15'de verilmiştir. Ana element oksitlerinin SiO_2'e karşı davranışlarına bakıldığında, SiO_2 ile CaO, MgO, TiO_2, ve FeO_t arasında negatif, SiO_2 ile Na_2O, K_2O arasında ise pozitif korelasyon gözlenmektedir. Al_2O_3 ve P_2O_5 ise Pazarcık volkanit üyesi ve Yaycılar gabrosunda SiO_2'e karşı dike yakın pozitif korelasyon gösterirken, Kiremitlik volkanit üyesinde ise negatif korelasyon göstermektedir.

Ana element oksitlerinin SiO_2'e karşı negatif korelasyon göstermesi olivin, piroksen, Ca-plajiyoklazlar ve titanohematitlerin kristalleşmenin ilk evrelerinde ergiyikten ayrılmaları sonucunda, pozitif korelasyon ise Na ve K elementlerinin magmadan ilk kristalleşen mineraller tarafından tercih edilmeyip eriyikte giderek zenginleşmeleri ve daha sonra kristalleşen Na-plajiyoklaz ve mika minerallerinin bünyesinde yer almaları sonucunda ortaya çıkmaktadır.

İz elementlerin (Rb, Ba, Sr, Zr, Nb, Sm, Ni, Co, Th, La, Y, V) SiO_2 ile olan değişim diyagramları ise şekil 16'da verilmiştir. Bu diyagramlarda SiO_2 ile Rb, Ba, Th, Zr, Hf, Nb, La elementleri arasında pozitif korelasyon gözlenmektedir. Bu elementler kristallesmenin nispeten daha geç evrelerinde oluşan minerallerin bünyelerinde yer aldıkları için pozitif korelasyon gösterirler. Sr, Sm, Ni, Co, Y, V elementleri ise kristalleşmenin erken evrelerinde oluşan minerallerin bünyelerinde yer aldıkları için SiO_2 ile negatif korelasyon gösterirler. SiO_2 ile Rb, Ba, Th, elementlerinin pozitf korelasyon göstermesi genellikle feldispatların ve amfibollerin ayrımlaşmasıyla, Sr'un negatif trend göstermesi ise fraksiyonel kristalleşmenin ilk evrelerinde eriyikten ayrılan Ca-plajiyoklazların bünyesinde Ca'un yerini Sr'un alması ile açıklanabilir.

Magnezyum numarası (Mg#= molar 100xMgO/[MgO+tFe_2O_3]); Pazarcık volkanit üyesinde 41.18-52.16, Yaycılar gabrosunda 43.25-50.21 ve Kiremitlik volkanit üyesinde 14.57-37.48 aralığında değişmektedir.

Harker diyagramlarında gözlenen korelasyonlar ve birimlerin orta-düşük Mg-numarasına sahip olmaları, önemli oranda fraksiyonel kristallenmeye maruz kalmış olduklarını ve dolayısıyla Sorgun-Yıldızeli



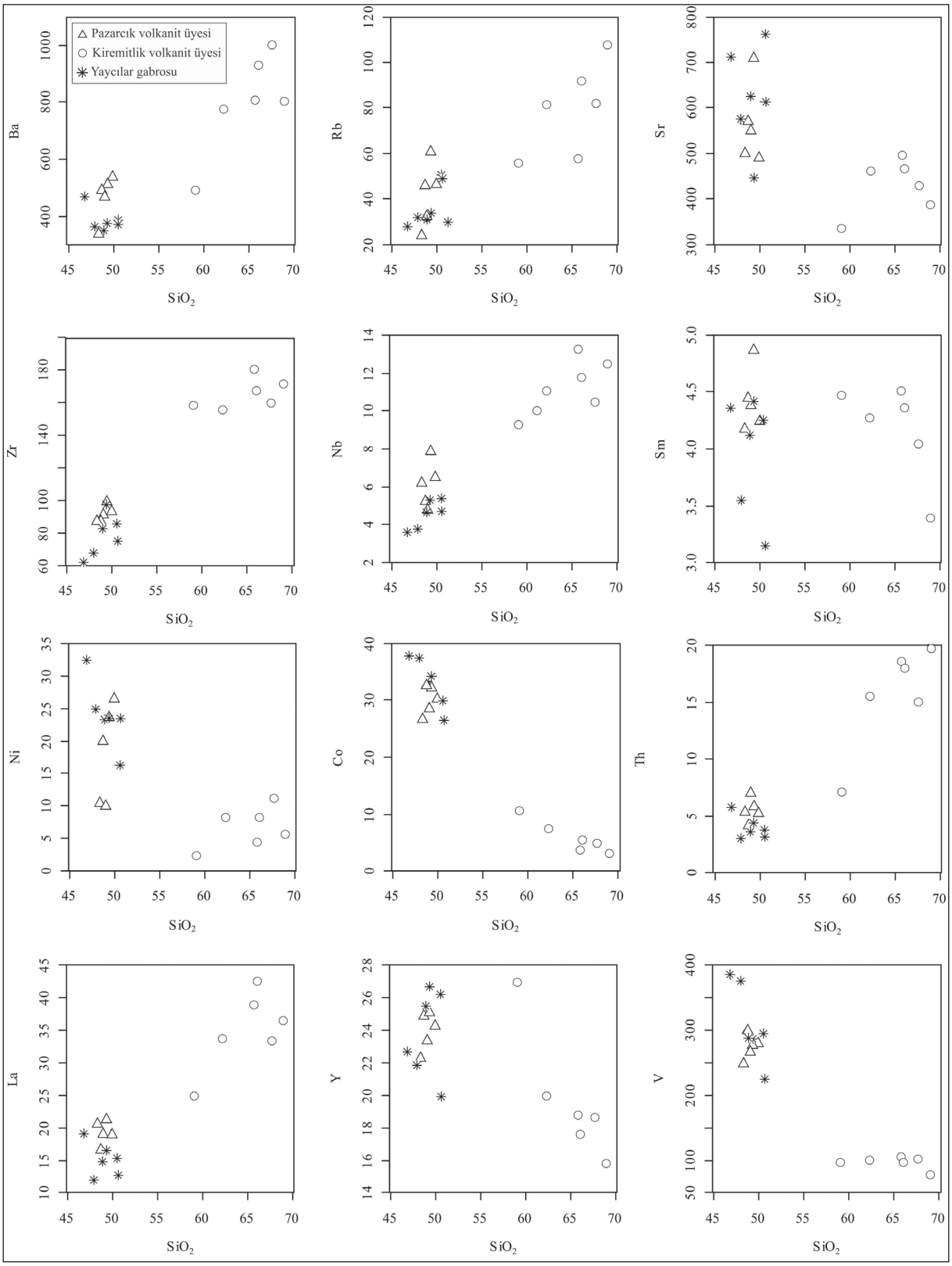
Şekil 15- Pazarcık ve Kiremitlik volkanit üyeleri ile Yaycılar gabrosunun SiO_2(%)'ye karşı ana oksit (%) değişim diyagramları.

havzasında etkin olan volkanizmanın evrimleşmiş bir magmadan türemiş olduklarına işaret etmektedir.

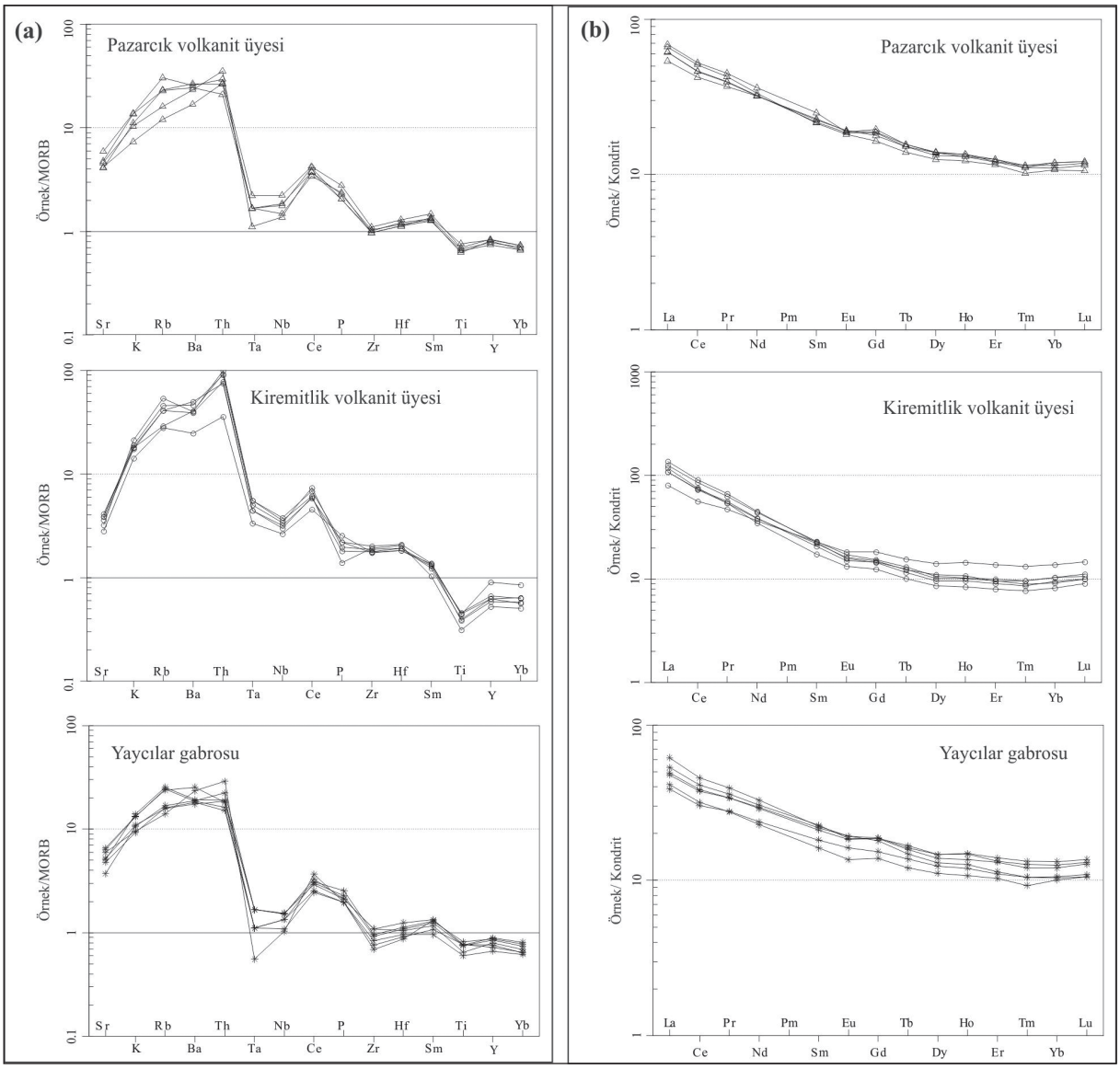
Ana element oksitlerinin ve iz elementlerin SiO_2 ile olan değişim diyagramlarında Pazarcık ve Kiremitlik volkanitlerine ait örneklerin ayrı ayrı gruplar oluşturarak, kendi içlerinde fraksiyonel kristalleşme trendleri sergilemeleri; kabuksal kirlenme, kabukta kalma süresi, magma kaynağının kısmi ergime derecesindeki değişim nedeniyle veya magmanın tek bir fraksiyonel kristalleşme süreci sonucunda evrimleşmeyip, magmatik süreçlerin ayrı evreler halinde gelişmesi gibi farklı nedenlerle olabilir.

4.2.3. İz ve Nadir Toprak Elementlerinin (REE) Dağılımı

Pazarcık ve Kiremitlik volkaniti örnekleri, magma kaynağı ve doğasını belirleyebilmek amacıyla şekil 17'de verilmiş olan MORB'a ve Kondrit'e göre normalleştirilmiş çoklu element dağılım diyagramlarında değerlendirilmişlerdir. Örneklerin MORB'a göre normalleştirilmiş çoklu element dağılım diyagramında gösterdikleri ana desen, diyagramın solunda yer alan büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (Sr, K, Rb, Ba ve Th) bakımından zenginleşme, Ta ve Nb elementleri ile Ti, Y, Yb elementleri açısından fakirleşme şeklindedir. Özellikle büyük iyon yarıçaplı



Şekil 16- Pazarcık ve Kiremitlik volkanit üyeleri ile Yaycılar gabrosunun SiO_2 (%)'ye karşı iz element (ppm) değişim diyagramları.



Şekil 17- Pazarcık ve Kiremitlik volkanit üyeleri ile Yaycılar gabrosunun; (a) MORB'a göre (Pearce, 1983) normalize edilmiş iz elementlerin çoklu element dağılım diyagramları, (b) kondrite göre (Boynton, 1984) normalize edilmiş nadir toprak elementlerinin çoklu element dağılım diyagramları.

elementlerdeki belirgin zenginleşme ve Nb-Ta anomalisi; aktif kıta kenarı veya yay magmatizmasının karakteristik jeokimyasal özellikleri ile benzeşmekte ve magma gelişiminde yitim bileşeninin varlığına işaret etmektedir (Gill, 1981; Fitton vd., 1988; Pearce, 1983; Wilson, 1989). Y, Yb elementlerindeki fakirleşme ise kaynakta amfibol ve/veya bir miktar granatın bulunduğunu düşündürmektedir (Şekil 17a).

Kondrite göre normalleştirilmiş çoklu element dağılım diyagramında Hafif Nadir Toprak Elementleri (LREE)'nin Ağır Nadir Toprak Elementleri (HREE)'ne göre zenginleştiği gözlenmektedir. Nadir toprak elementlerinde görülen konkav dağılım amfibol ve piroksen minerallerinin ayrımlaşmasını ve fraksiyonel kristalleşmedeki etkisini göstermektedir (Şekil 17b).

Eu/Eu* oranı ($Eu/Eu^* = Eu_n/(Sm_n + Gd_n)^{0.5}$) değerleri; Pazarcık volkanit üyesinde 0.85-0.97, Yaycılar gabrosunda 0.9-0.97 ve Kiremitlik volkanit üyesinde 0,86-0,91 aralığında değişmektedir. Bu oran 1 değerinden büyükse pozitif, küçükse negatif bir anomaliden söz edilir. Bu değerlere göre, Eu bakımından Yaycılar gabrosunda zayıf bir negatif Eu anomalisinden, Pazarcık ve Kiremitlik volkanit üyeleri için orta derecede negatif anomalinin varlığından

söz edilebilir. Bu negatif anomali fraksiyonel kristallenmeye ve plajiyoklaz ayrımlaşmasına işaret etmektedir.

4.2.4. Yitim Bileşenleri ve/veya Kabuk Kirlenmesinin Etkisi

Yaycılar gabrosu ile Pazarcık ve Kiremitlik volkanitlerini oluşturan ana magmanın gelişiminde yitim zonu zenginleşmeleri ve/veya kabuk kirlenmesi ile plaka içi zenginleşmelerden hangisinin etkin olduğunun belirlenmesi amacıyla örnekler Th/Y, Nb/Y ve Rb/Y gibi iz element oranlarının kullanıldığı diyagramlarda değerlendirilmiştir (Şekil 18a,b).

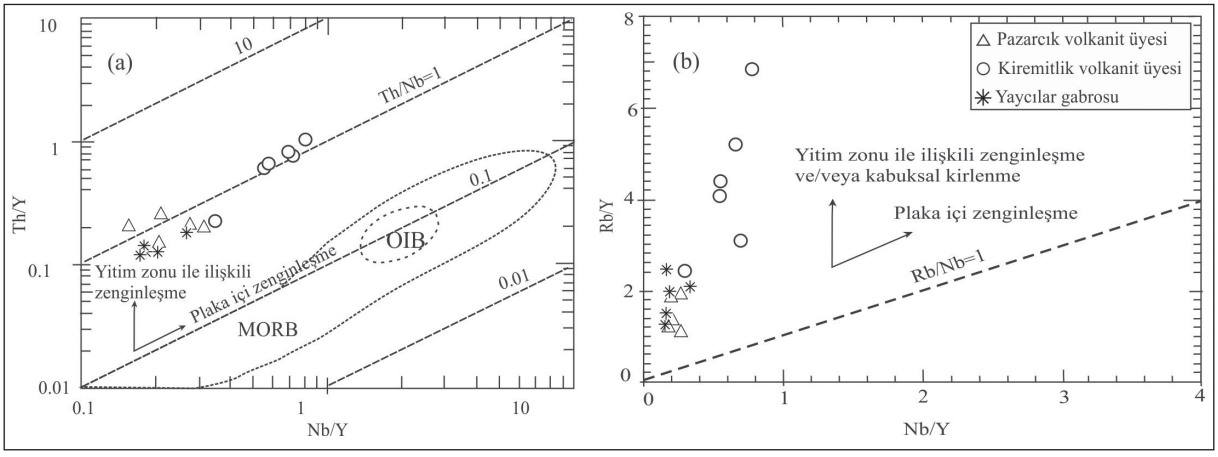
Th/Nb oranı Yaycılar gabrosuna ait örneklerde 0.70-1.61, Pazarcık volkanit üyesine ait örneklerde 0.76-1.47 ve Kiremitlik volkanit üyesine ait örneklerde 0.77-1.60 aralığında değişmektedir. Th/Y'ye karşı Nb/Y diyagramına bakıldığında örneklerin Th/Nb=1 çizgisine yakın alanlara düştüğü görülmektedir. Th elementi kıtasal kabukta zenginken, Nb elementi daha düşük miktarlarda bulunmaktadır. Yüksek Th/Nb oranları kayaçların kabuksal kirlenmeye maruz kaldığını göstermektedir (Pearce, 1983). Bu kirlenme dalma-batma etkisi ile olabileceği gibi magmanın yeryüzüne yükselimi sırasında yan kayacı asimile etmesi sonucunda da olabilmektedir. Nb/Y oranının artışıyla artan Th/Y plaka içi zenginleşmeyi gösterirken, düşük Nb/Y oranına karşı artan Th/Y oranı yitim zonu zenginleşmesini göstermektedir (Şekil 18a).

Rb/Y-Nb/Y diyagramında ise Rb/Nb=1 çizgisi plaka içi zenginleşmeleri gösterirken, düşey yöndeki değişim yitim zonu zenginleşmelerini ve/veya kabuk kirlenmesini göstermektedir (Edwards vd.,1991). Rb/Nb oranları Yaycılar gabrosuna ait örneklerde 6.40-10.45, Pazarcık volkanit üyesine ait örneklerde 3.89-8.83 ve Kiremitlik volkanit üyesine ait örneklerde 4.37-8.64 aralığında değişmektedir. Örneklerin düşey yönde dizilim göstermesi birimleri oluşturan magma kaynağında yitim zonu zenginleşmesinin ve/veya kabuksal katkının büyük ölçüde etkili olduğunu göstermektedir. Kiremitlik volkanit üyesini oluşturan magma, Pazarcık volkanit üyesine kıyasla daha fazla kabuksal kirlenmeye ve/veya plaka içi zenginleşmeye uğramıştır (Şekil 18b).

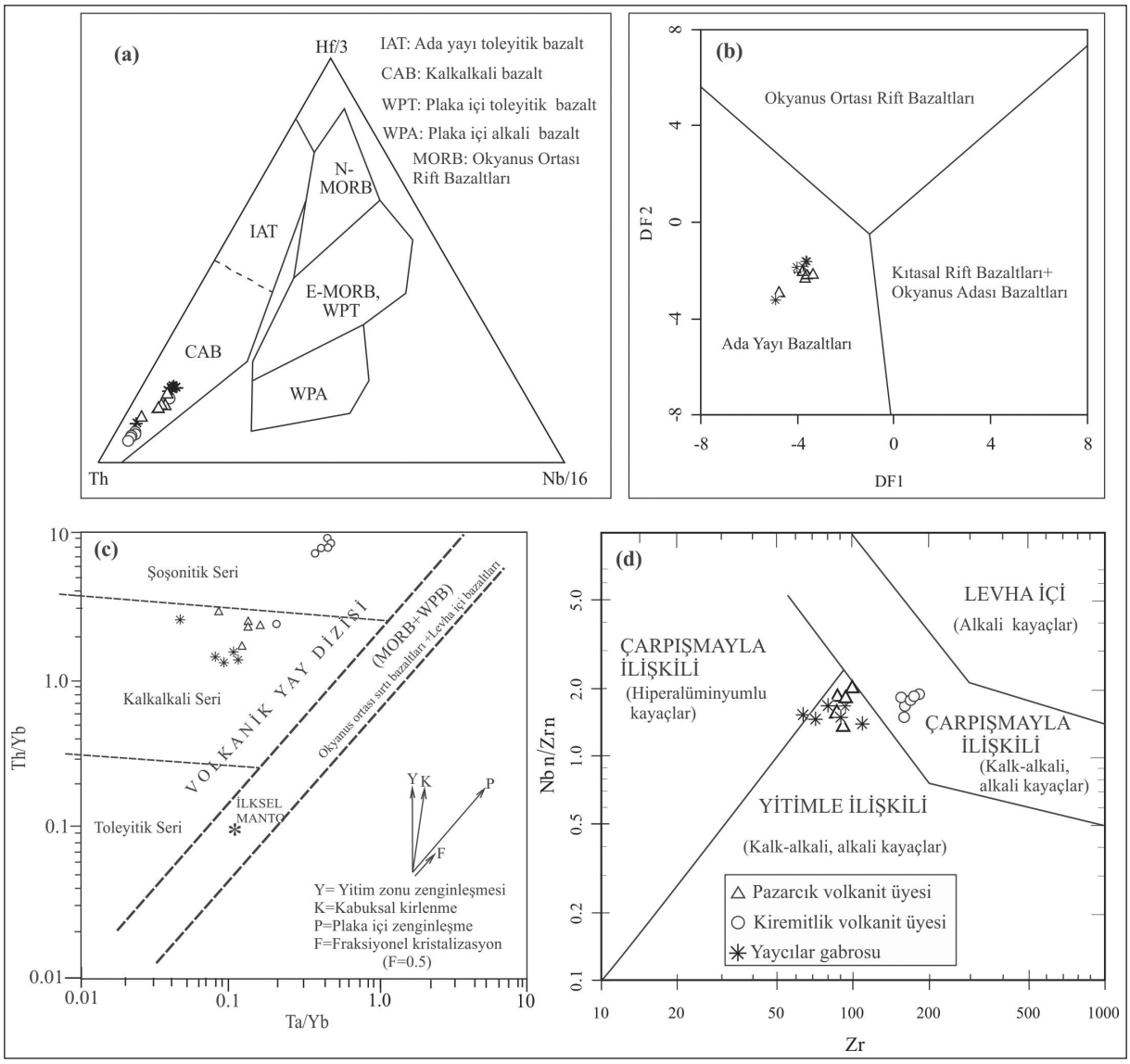
4.2.5. Tektonik Ortam

Pazarcık ve Kiremitlik volkanit üyeleri ile Yaycılar gabrosu, bazı tektonik ayrım diyagramlarında değerlendirilmiştir (Şekil 19). Bu çerçevede kimyasal verilerin Wood (1980) tarafından oluşturulan tektonik ayırtman diyagramındaki iz düşümleri dikkate alındığında örnekler kalkalkali volkanik yay bazaltları alanına düşmektedir (Şekil 19a). Agrawal vd. (2008)'nin düşük alterasyon ve metamorfizma koşullarında kolayca hareketlenemeyen iz elementleri (La, Sm, Yb, Nb ve Th) kullanarak oluşturduğu bazik ve ultrabazik kayaçların (ada yayı, kıtasal rift, okyanus adası ve okyanus ortası sırt) tektonik ortamlarının belirlenmesinde kullanılan tektonik ayırtman diyagramında Pazarcık vokaniti ve Yaycılar gabrosu adayayı bazaltları alanında kümelenmektedir (Şekil 19b).

Pearce (1983) tarafından oluşturulan tektonik ayırtman diyagramındaki iz düşümü dikkate alındığında Pazarcık volkanit üyesi, Kiremitlik volkanit üyesi ve Yaycılar gabrosuna ait örnekler volkanik yay alanında yer almaktadır (Şekil 19c).



Şekil 18- Örneklerin (a) Nb/Y karşı Th/Y (Pearce, 1983) ve (b) Nb/Y karşı Rb/Y (Edwards vd., 1991) değişim diyagramları.



Şekil 19- Pazarcık ve Kiremitlik volkanitlerine ait kayaç örneklerinin tektonik ortam ayırtman diyagramlarındaki konumları: (a)Wood (1980); (b) Agrawal vd. (2008); (c) Pearce (1983); (d) Thieblemont ve Tegyey (1994). (DF1=0.3518*ln(La/Th)+0.6013*ln(Sm/Th)-1.3450*ln(Yb/Th)+2.1056*ln(Nb/Th)-5.4763, DF2=-0.3050*ln(La/Th)-1.1801*ln(Sm/Th)+1.6189*ln(Yb/Th)+1.226*ln(Nb/Th)-0.9944).

Pazarcık volkanit üyesi ve Yaycılar gabrosu kalk-alkali seri alanında yer alırken, Kiremitlik volkanit üyesi şoşonitik seri alanında yoğunlaşmıştır. Pazarcık ve Kiremitlik volkanit üyelerinin kimyasal analiz sonuçları, Thieblemont ve Tegyey (1994) tektonik ortam diyagramına izdüşürüldüğünde ise Pazarcık volkanit üyesi ve Yaycılar gabrosuna ait örnekler yitimle ilişkili alana, Kiremitlik volkanit üyesine ait örnekler ise çarpışmayla ilişkili alana düşmektedir (Şekil 19d).

Bu çalışmada, Pazarcık volkanit üyesinin yitim zonu magmatizması ile metasomatizmaya uğramış manto kaynağından, Kiremitlik volkanit üyesinin ise yitim olayları ile metasomatize olmuş kıtasal litosfer tabanının, çarpışmanın geç evresinde gerçekleşen dilim kopması sürecinde kısmi ergimeye uğratılmasıyla evrimleşmiş olan bir magma kaynağından türemiş olduğu düşünülmektedir.

5. Sorgun- Yıldızeli Havzasının Jeolojik Evrimi ve Tartışma

Bu çalışmada elde edilmiş olan jeolojik, sedimantolojik, petrografik ve jeokimyasal veriler Sorgun-Yıldızeli havzasının, Neotetis'in kuzey koluna

ait okyanusal kabuğun tüketilmesi ve kuzeydeki Sakarya Kıtası'yla güneydeki Kırşehir Bloğu'nun çarpışması sürecinde Kırşehir Bloğu'nun kuzey kenarı boyunca, İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı'nın kalıntıları üzerinde gelişmiş olan doğu-batı uzanımlı asimetrik eksenli bir kenar önülke havzası olduğuna işaret etmektedir.

Sorgun-Yıldızeli önülke havzasından elde edilen veriler ışığında havzanın evrimi; çarpışma öncesi dönem (Maastrihtiyen öncesi), çarpışma dönemi (geç Maastrihtiyen-Erken Paleosen (erken evre) ve Geç Paleosen-erken Lütesiyen (geç evre) dönemleri) ve çarpışma sonrası dönem (Lütesiyen-Geç Eosen) başlıkları altında açıklanmaya çalışılmıştır.

5.1.Çarpışma Öncesi (Maastrihtiyen Öncesi) Dönem

Bu dönem Neotetis Okyanus tabanının Senomaniyen'den itibaren kuzeye Sakarya Kıtası'nın altına doğru dalarak tüketildiği bir dönemdir (Tüysüz ve Dellaloğlu,1992; Tüysüz vd.,1995). Neotetis'in kuzey koluna ait okyanusal kabuğun tüketilmesi, Tüysüz ve Dellaloğlu (1992) ve Tüysüz vd. (1995)'nin verilerine göre iki farklı dalma batma olayı ile gerçekleşmiştir. Bunlardan ilki Sakarya Kıtası üzerinde ensialik bir yay (And tipi aktif kıta kenarı volkanik kuşağı) üretirken, ikincisi okyanus içi yitim olup ensimatik bir ada yayını üretmiştir. (Şekil 20).

5.2. Çarpışma Dönemi

5.2.1. Geç Maastrihtiyen-Erken Paleosen (Erken Evre)

Keskin vd. (2008)'ne göre, Maastrihtiyen sonlarına doğru güneydeki Kırşehir Bloğu ile kuzeydeki Sakarya Kıtası yer yer çarpışacak kadar yakınlaşmıştır. Kısmen çarpışan kıtasal kenarlardaki düzensizlikler nedeniyle çarpışma zonu boyunca varlığını sürdüren kalıntı havzalarda çökelim devam etmektedir. Örnek olarak da, Tokat'ın güneyinde yer alan Hıdırnalı grubunun (Yılmaz vd., 1993, 1997) depolandığı kalıntı havzada denizel sedimantasyonun Lütesiyen'in başlangıcına kadar devam ettiği belirtilmektedir.

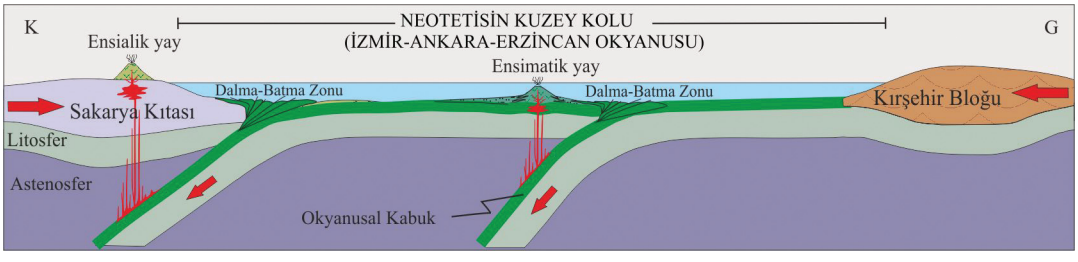
Hıdırnalı grubunun yüzeylediği alanlarda yaptığımız gözlemler (sedimantolojik ve yapısal özellikleri ile Sorgun-Yıldızeli havzası ile korelasyonu) bu kalıntı havzanında Sorgun-Yıldızeli havzasına benzer şekilde Geç Paleosen'den itibaren önülke havzasına dönüştüğüne işaret etmektedir (Şekil 21a,b).

5.2.2. Geç Paleosen-Erken Lütesiyen Dönemi (Geç Evre)

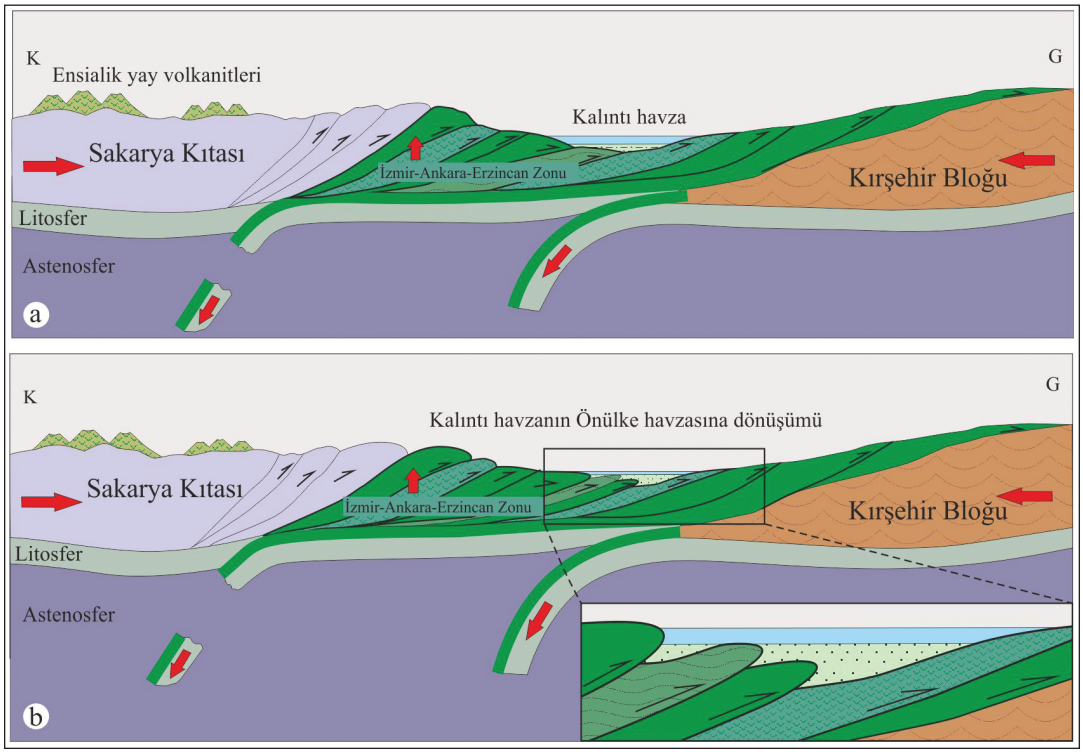
Devam eden K-G yönlü sıkışma nedeniyle yığışım karmaşığının kendi içerisinde dilimlenerek birbiri üzerine bindirmesi ve imbrike bir yapı oluşturması, bu dönemde yığışım karmaşığının kalınlaşmasına neden olmuştur. Okyanusal kabuğun dalımının devam etmesi ve beraberinde Kırşehir Bloğu'nu da alta doğru sürüklemesi sonucunda, çarpışma zonu boyunca iyice daralmış olan kalıntı havzalar deformasyona uğrayarak, Geç Paleosen döneminden itibaren doğu-batı uzanımlı asimetrik eksenli kenar önülke havzasına dönüşmüşlerdir.

Sorgun-Yıldızeli önülke havzasının kuzey kenarı boyunca yığışım karmaşığına ait olistolitler ve dilimler içeren, alüvyal yelpaze ve fan delta çökelleriyle temsil edilen Dolak üyesi Geç Paleosen-Orta Eosen dönemi boyunca çökelimine devam etmiştir. Birimin içinde görülen değişik boyuttaki yığışım karmaşığına ait olistolitler, dilimler ve ofiyolit bindirmeleri, havzanın gelişimi sırasında yoğun bir sıkışma ve kısalmanın etkin olduğunu göstermektedir (Şekil 22a).

Havzada çökelim devam ederken Geç Paleosen-Erken Eosen döneminde, havza içerisinde yitim imzaları taşıyan Pazarcık volkanit üyesine ait bazaltik lav ve piroklastikler oluşmuştur (Şekil 22b).



Şekil 20- Maastrihtiyen öncesi dönemde Neotetis okyanusunun kuzey kolunun tektonik evrimini gösteren model kesit (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992'dan esinlenilmiştir).



Şekil 21- Neotetis okyanusunun kuzey kolunun (a) Geç Maastrihtiyen-Erken Paleosen ve (b) Geç Paleosen dönemlerinde tektonik evrimini gösteren model kesitler.

Bu volkanitler, öncel çalışmalarda; Pontidler ve Anatolidler arasındaki çarpışmayı izleyen evrede bölgede oluşan gerilmeli tektonik rejim altında üst mantonun düşük dereceli kısmi ergimesi sonucunda (Alpaslan, 2000) veya çarpışma sonrası levha içi magmatizmanın ürünleri olarak (Koçbulut vd., 2001) yorumlanmıştır. Bu çalışmada ise Pazarcık volkanitleri sıkışmalı tektonik rejim kontrolünde etkin olmuş yitimle ilişkili bir magmatizmanın ürünleri olarak yorumlanmıştır.

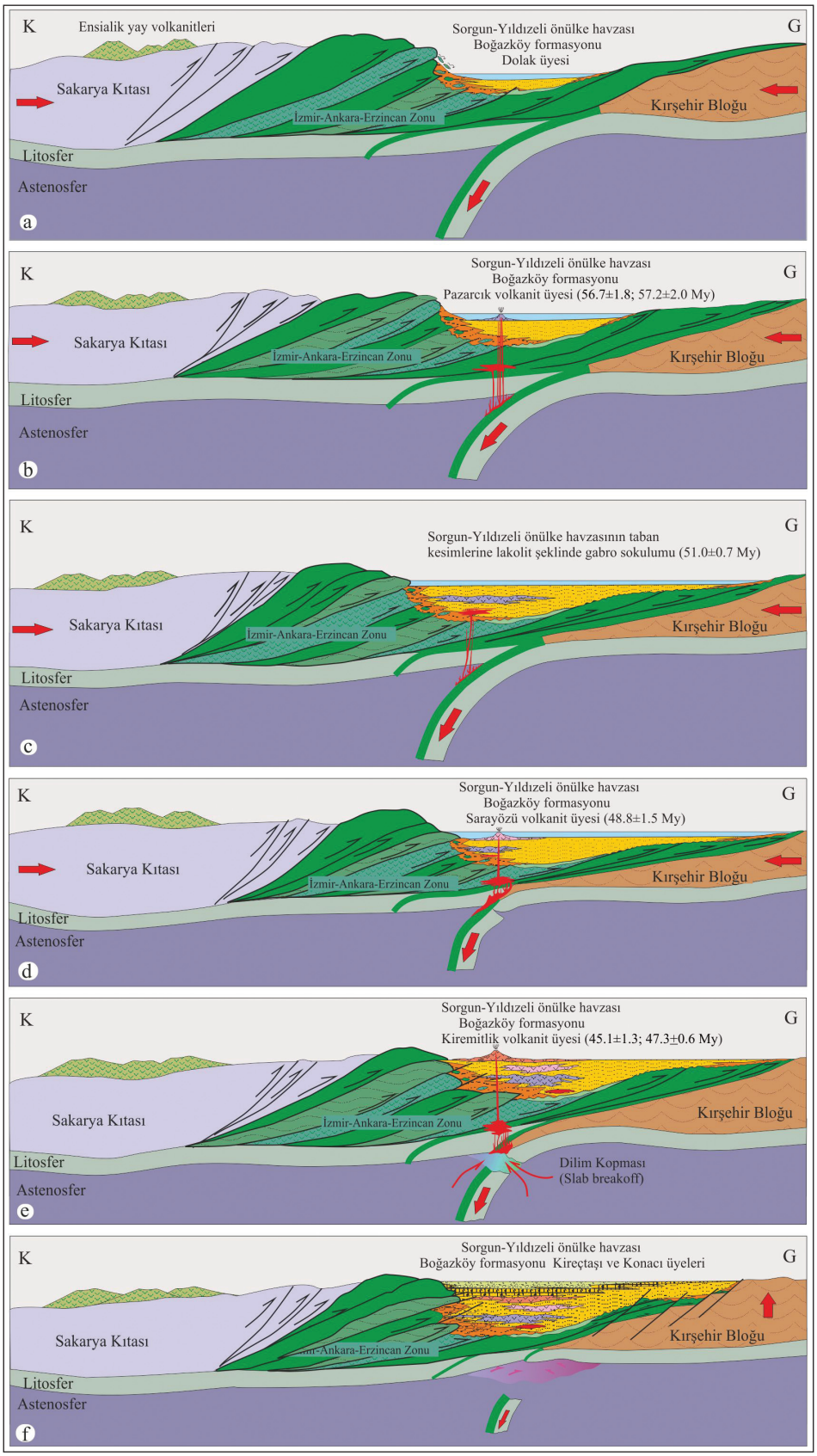
Pazarcık volkanitlerine benzer jeokimyasal özellikler sunan Yaycılar gabrosu Erken Eosen'de Boğazköy Formasyonunun taban kesimlerine sil ve lakolit şeklinde yerleşmiştir (Şekil 22c).

Erken-Orta Eosen döneminde volkanizma bazik bileşimden asidiğe değişmiş, sonuçta dasit ve riyolit bileşimli Sarayözü volkanit üyesi oluşmuştur (Şekil 22d). Volkanizmadaki bu değişim bazik volkanitleri oluşturan magmanın fraksiyonel kristalleşme ile farklılaşması, magma kaynağının kısmi ergime derecesindeki değişim veya bazik magmanın kıtasal kabugun alt kısmına sokulması sonucu kabuksal kayaçları dehidratasyon reaksiyonları sonucunda kısmi ergimeye uğratması gibi farklı mekanizmalar sonucunda gelişmiş olabilir.

Orta Eosen'de çarpışmanın geç evrelerinde gerçekleşen dilim kopması (slab breakoff) sonucunda çarpışma ile ilişkili olarak andezitik bileşimli lav ve piroklastiklerden oluşan Kiremitlik volkanitleri çökelime eşlik etmiştir (Şeki 22e).

Kiremitlik volkanit üyesinin dilim kopması (slab breakoff) mekanizmasıyla kıtasal litosfere ısı transfer edilerek, yitim olayları ile metasomatize olmuş kıtasal litosfer tabanının kısmi ergimeye uğratılması sonucunda evrimleşmiş olan bir magma kaynağından türemiş olduğu düşünülmektedir

Keskin vd. (2008)'nin bu alanın batı devamı niteliğinde olan Amasya-Çorum yörelerinde yaptıkları çalışmada Orta Eosen'de gerçekleşen volkanizmanın dilim kopması sonucunda geliştiğini öne sürmüşlerdir. Bu modele göre; çarpışma zonu boyunca son kalıntı havzalarının kapanması ile birlikte, Çankırı havzasında sedimantasyon Eosen boyunca devam ederken, kenet zonu deniz seviyesinin üzerinde kalmış ve Erken Eosen'in sonuna kadar şiddetli bir erozyona uğramıştır. Çarpışma zonunun altında Kuzey Neotetis Okyanusu olarak ifade edilen dalan okyanusal litosfer diliminin aşağıya doğru çekilmesi ile kontrol edilen havzada, Lütesiyen'de yeni bir transgresyonla birlikte, tüm bölge sığ denizel bir ortam haline gelmiştir.



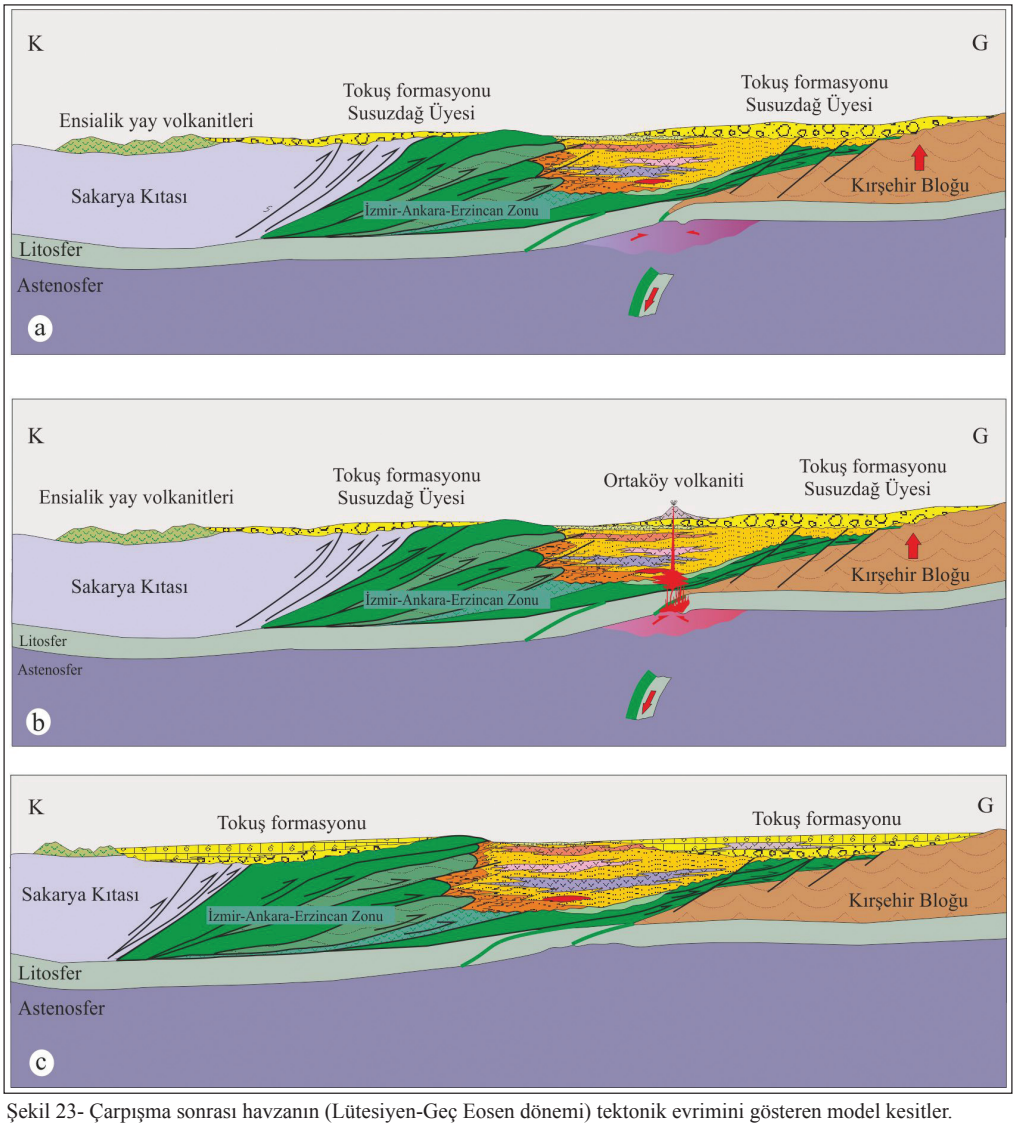
Şekil 22- Sorgun-Yıldızeli önülke havzasının Geç Paleosen-erken Lütesiyen dönemindeki tektonik evrimini gösteren model kesitler.

Kaymakçı vd. (2009) ise Üst Kretase'deki konumu itibariyle yayönü havzasının bir parçası olarak yorumlanan Çankırı havzasında Paleosen ve daha genç dönemlerde üzerinde bir seri piggy-back havzaların geliştiğini ve güneye devinimli çökel ortamlarda ön ülke havza istiflerinin depolandığını belirtmektedir.

Bu çalışmada önerilen modele göre ise, kuzeydeki Sakarya Kıtası'yla güneydeki Kırşehir Bloğu'nun çarpışması sürecinde çarpışma zonu boyunca kalıntı havzanın Geç Paleosen döneminden itibaren deformasyona uğrayarak önülke havzasına dönüşmesiyle birlikte, bazı bölümleri genç birimler tarafından örtülmüş olsa da sadece Çankırı havzasında değil bu havzanın doğu tarafındaki uzantısı niteliğinde olan Çorum, Yozgat, Sorgun ve Yıldızeli havzalarında da sedimantasyon erken Lütesiyen dönemine kadar devam etmiştir. Lütesiyen'de gerçekleşen dilim kopması sonucunda rahatlayan Kırşehir Bloğu'nun yükselmeye başlaması ile Sorgun-Yıldızeli önülke havzası iyice sığlaşmış olup, bu dönemde resifal kireçtalarından oluşan Kireçtaşı üyesi ile kiltaşı ve killi kireçtaşı ara seviyeleri içeren kırıntılı kayaçlardan oluşan Konacı üyesi çökelmiştir (Şekil 22f).

5.3. Çarpışma Sonrası Dönem (Lütesiyen-Geç Eosen)

Lütesiyen'de gerçekleşen dilim kopması sonucunda rahatlayan Kırşehir Bloğu'nun hızla yükselmesi sonucu regresif olarak sonlanan önülke havzasının ve temel kayaçların üzerinde gerilmeli tektonik rejim kontrolünde transgresif olarak çarpışma sonrası havzalar gelişmiştir (Şekil 23a).



Şekil 23- Çarpışma sonrası havzanın (Lütesiyen-Geç Eosen dönemi) tektonik evrimini gösteren model kesitler.

Lütesiyen dönemine kadar bindirme faylarıyla karakterize olan sıkışmalı tektonik rejimin Lütesiyen'de normal faylanmaların etkili olduğu gerilmeli tektonik rejime dönüşmesinde dilim kopması olayı etkili olmuştur.

Çarpışma sonrası havzanın ürünü olan Orta-Geç Eosen yaşlı Tokuş Formasyonunun taban konglomerasını oluşturan Susuzdağ üyesi, Akdağmadeni Masifi ve Boğazköy Formasyonu üzerine uyumsuz olarak çökelmiştir. Alüvyal yelpaze ve fan delta çökellerinden oluşan Susuzdağ üyesi; Tokuş Formasyonunun kumtaşı, kumlu kireçtaşı, kiltaşı, şeyl ve Nummulites'li kireçtaşından oluşan sığ denizel çökellerine yanal ve düşey olarak geçmektedir (Şekil 23c).

Lütesiyen-Geç Eosen dönemini temsil eden bu çarpışma sonrası havzalar da, Geç Paleosen-erken Lütesiyen döneminde evrimleşen önülke havzalarındaki volkanitlere kısmen benzer özellikler sunan volkanik ürünler içermektedir. Bu çalışmada önerilen modele göre önülke havzası; dilim kopması öncesinde etkin olan yitimle ve dilim kopması sürecinde gelişen çarpışmayla ilişkili volkanitleri içerirken, Orta-Üst Eosen dönemini temsil eden çarpışma sonrası havza; dilim kopması ile oluşan hacmin sıcak astenosfer tarafından doldurulması sonucunda, daha önceki yitim olayları ile metasomatize olmuş kıtasal litosfer tabanının kısmi ergimeye uğratılması ve kıtasal kabuğun farklı kesimlerine yerleşen magma odalarında evrimleşmesiyle oluşan volkanitleri içermektedir. Çalışma alanında Ortaköy civarında Tokuş Formasyonunun taban çakıltaşları (Susuzdağ üyesi) ile girik ilişkiler sunan asidik bileşenli lav ve piroklastik kayalar (Ortaköy volkaniti) bu tür bir mekanizma sonucu gelişmiş olmalıdır (Şekil 23b).

6. Sonuçlar

Sorgun (Yozgat) ile Yıldızeli (Sivas) arasında D-B uzanımlı iki ayrı havzada depolanmış gibi görünen kaya topluluklarının aslında aynı jeodinamik süreçlerin sonucunda gelişmiş tek ve büyük bir havzanın (Sorgun-Yıldızeli havzası) ürünleri oldukları belirlenmiştir.

Sorgun-Yıldızeli havzası, Neotetis'in kuzey koluna ait okyanusal kabuğun tüketilmesi ve kuzeydeki Sakarya Kıtası'yla güneydeki Kışehir Bloğu'nun çarpışması sürecinde, Geç Paleosen-Orta Eosen döneminde yitim ve/veya çarpışmayla ilişkili volkanizmanında eşlik ettiği doğu batı uzanımlı asimetrik eksenli kenar önülke havzası olarak gelişmiştir.

Havza dolgusu başlıca Boğazköy Formasyonu ve onun içerisinde ayırdedilen alt birimler ile temsil edilmektedir. Boğazköy Formasyonunun taban kesimlerine sil ve lakolit şeklinde yerleşmiş olan gabroyik sığ sokulum kayaları ise Yaycılar gabrosu olarak ayırt edilmiştir.

Havza içerisindeki çökel kayalarıyla girik olan, bazalt, bazaltik andezit bileşimli lav ve piroklastikler, Pazarcık volkanit üyesi, dasit, riyolit bileşimli lav ve piroklastikler, Sarayözü volkanit üyesi, andezit, trakiandezit bileşimli lav ve piroklastikler ise Kiremitlik volkanit üyesi olarak ayırtlanmıştır.

Jeokimyasal veriler, tektonik ortam ayrım ve çoklu element dağılım diyagramlarına göre, Pazarcık volkanit üyesi, Geç Paleosen-Erken Eosen döneminde (57.2±2.0 My ve 56.7±1.8 My) aktif olan yitimle ilişkili, kalkalkalin karakterli bir volkanizmanın ürünleri olarak değerlendirilmektedir. Pazarcık volkanitlerine benzer jeokimyasal özellikler sunan Yaycılar gabrosu (51.0±0.7 My) yitimle ilşkili bir magmatizmanın ürünüdür. Kiremitlik volkanit üyesi ise Orta Eosen'de (45.1±1.3 My ve 47.3±0.6 My) gerçekleşmiş olan dilim kopması sürecinde gelişen, çarpışmayla ilişkili kalkalkalin karakterli bir volkanizmanın ürünü olarak yorumlanmıştır.

Lütesiyen'de gerçekleşen dilim kopması sonucunda rahatlayan Kırşehir Bloğu'nun hızla yükselmesi sonucu regresif olarak sonlanan önülke havzasının ve temel kayaların üzerinde, gerilmeli tektonik rejim kontrolünde, transgresif olarak çarpışma sonrası havzalar gelişmiş olup, bu havzalarda da volkanik etkinlik devam etmiştir.

Ortaköy civarında çarpışma sonrası havzanın dolgusunu oluşturan Tokuş Formasyonunun taban çakıltaşları (Susuzdağ üyesi) ile girik ilişkiler sunan asidik bileşenli lav ve piroklastik kayalardan oluşan Ortaköy volkaniti dilim kopması sonrasında etkin olan çarpışma sonrası volkanizmanın ürünleri olarak yorumlanmıştır.

Katkı Belirtme

Bu çalışma Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı tarafından yürütülmüş olan 'Akdağmadeni Masifinin

Jeolojisi ve Jeodinamik Evrimi Projesi' kapsamında elde edilen bulguların bir kısmını içermektedir. Tümkaya jeokimyasal analizleri ve $^{40}Ar/^{39}Ar$ jeokronolojik yaş tayinleri Kanada ActLabs'da yapılmıştır. Örneklerin; petrografik tanımlamaları; Jeo. Yük. Müh. Asuman Besbelli, Dr. Nihal Görmüş, Jeo. Müh. Sema Çobankaya, Jeo. Yük. Müh. Ezgi Ulusoy tarafından, paleontolojik yaşlandırmalar; Dr. Erkan Ekmekçi, Dr. Aynur Hakyemez, Dr. Fatma Gedik, Jeo. Yük. Müh. Ayşegül Aydın ve Jeo. Yük. Müh. Dilek Tokatlı tarafından yapılmıştır. Başta Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı olmak üzere, yayının hazırlanması aşamasında yapıcı eleştirileri ve katkılarından dolayı, Prof.Dr. Ali Yılmaz'a, Jeo. Müh. Mustafa Dönmez'e, Jeo. Yük. Müh. Sibel Karaca Doğan'a ve Jeo. Müh. Halil Keskin'e teşekkür ederiz. Ayrıca makaleyi titizlikle değerlendirip yararlı ve önemli eleştirileriyle ilk metnin geliştirilmesini sağlayan hakemler Prof. Dr. Ş.Can Genç, Prof. Dr. Orhan Tatar ve Prof. Dr. Faruk Aydın'a teşekkür ederiz.

Değinilen Belgeler

Agrawal, S., Guevara, M., Verma S. 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. International Geology Review 50, 1057-1079.

Akçay, A.E., Dönmez, M., Kara, H., Yergök, A.F., Esentürk, K. 2008. 1/100.000 Ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Kırşehir İ-34 paftası, No: 81. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlügü, Ankara.

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

Alpaslan, M. 2000. Pazarcık volkanitinin (Yıldızeli-Sivas) mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 43/2, 49-60.

Alpaslan, M., Terzioğlu, N. 1998. Pontidlerde çarpışma sonrası volkanizmaya bir örnek: Sürmeli Volkaniti (Taşova-Amasya). CÜ Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A: Yerbilimleri, 15, 1, 13-20.

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

Altunkaynak, Ş., Dilek, Y. 2006. Timing and nature of postcollisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications. In: Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia, Y. Dilek and S. Pavlides (eds.).Geological Society of America, Special Paper, 409, 321-351.

Altunkaynak, Ş., Dilek, Y. 2013. Eocene mafic volcanism in northern Anatolia: its causes and mantle sources in the absence of active subduction. International Geology Review 55 (13), 1641-1659.

Arslan, M., Aliyazıcıoğlu, İ. 2001. "Geochemical and petrological characteristics of the Kale(Gümüşhane) volcanic rocks: Implications for the Eocene evolution of Eastern Pontide arc volcanism, Northeast Turkey.International Geology Review43, 595-610.

Atakay Gündoğdu, E. 2009. Çorum güneybatısındaki volkanik kayaçların jeolojik ve petrolojik özellikleri ve Alaca Höyük kazısında jeoarkeolojik çalışmalar. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 194.s. (yayımlanmamış).

Bailey, E.B., Mc Callien, W.J. 1950. Ankara melanjı ve Anadolu şariyajı. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 40, 12-16.

Beyazpirinç, M., Akçay, A.E., Tarhan, N., Sönmez, M.K., Havzoğlu, T., Bilgiç, T., Bademler, F., Ünal, M. 2014. Akdağmadeni masifinin jeolojisi ve jeodinamik evrimi projesi 2011-2012 yıllarına ait ara rapor. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11763, Ankara (yayımlanmamış).

Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (eds) Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 63-114.

Büyükönal, G. 1985. Yozgat Yöresi volkanitlerinin asal ve iz elementlerinin dağılımı. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 105-106; 97-111.

Dalkılıç, H., Dönmez, M., Akçay, A.E. 2008. 1/100 000 Ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Yozgat-İ35 Paftası, No: 82. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

Debon, F., Le Fort, P. 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 73, 135–149.

Dilek, Y., Thy, P. 2006. Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara melange, Central Turkey. Island 15, 44-57.

Dönmez, M., Bilgin, Z.R., Akçay, A.E., Kara, H., Yergök,

A.F., Esentürk, K. 2005. 1/100 000 Ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Kırşehir İ31 paftası, No: 46. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

Dönmez, M., Akçay, A.E., Genç, Ş.C., Acar Ş. 2005. Biga yarımadasında Orta-Üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbiritler.Maden Tetkik ve Arama Dergisi131, 49-61.

Edwards, A., Menzies, M., Thirlwall, M. 1991. Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of suprasubduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas. J.Petrol., vol. 32(3), p.555-592.

Egeran, E.N., Lahn, E. 1951. Kuzey ve Orta Anadolu'nun tektonik durumu hakkında not. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 41, 23-27.

Ercan, T., Ergül, E., Akçören, F., Çetin, A., Granit, S., Asutay, J. 1990. Balıkesir-Bandırma arasının jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 110, 113-30.

Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H.J., Yıldırım, T. 1995. Biga yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 117, 55-86.

Ercan, T., Türkecan, A., Guillou, H., Satır, M., Sevin, D., Şaroğlu, F. 1998. Marmara denizi çevresindeki Tersiyer volkanizmasının özellikleri. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 120, 199–221.

Erkan, Y., Ataman, G. 1981. Orta Anadolu masifi (Kırşehir yöresi) metamorfizma yaşı üzerine K-Ar yöntemi ile bir inceleme. Yerbilimleri 8, 27-30.

Erler, A., Bayhan, H. 1995. Orta Anadolu granitoyitlerinin genel değerlendirilmesi ve sorunları. Yerbilimleri 17, 49-67.

Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S., Leeman, W.P. 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the Western United States.Journal of Petrology, Special Issue, 331-349.

Genç, Ş.C. 1998. Evolution of the Bayramiç magmatic complex. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85 (1-4), 233-249.

Genç, Ş.C., Yılmaz, Y. 1997. An example of post-collisional magmatism in northwestern Anatolia: the Kızderbent volcanics (Armutlu peninsula, Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences 6, 33–42.

Genç, Ş.C., Dönmez, M., Akçay, A.E., Altunkaynak, Ş. 2004. The Middle Eocene to Late Miocene magmatic evolution of the Biga peninsula, NW Turkey. 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, Abstracts Part 2, 1298.

Genç, Ş.C., İşseven, T., Keskin, M., Tüysüz, O. 2005. Armutlu yarımadası (KB Anadolu) Eosen magmatik kayalarının petrolojik evrimi ve paleomanyetizma özelliklerinin araştırılması. TÜBİTAK Projesi (Proje No: 102Y032).

Genç, Ş.C., Altunkaynak, Ş. 2007. Eybek graniti (Biga yarımadası, KB Anadolu) üzerine: yeni jeokimya verileri ve yeni bir değerlendirme. Hacettepe Universitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi28 (2), 75-98.

Gill, J.B. 1981. Orogenic andesites and Plate tectonics, Springer - Verlag, New York, 138 p.

Göncüoğlu, M.C. 1977. Geologie des westlichen Niğde Massivs. Bonn Üniv. Doktora Tezi, 181 s. (yayımlanmamış).

Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşçu, I., Erler, A., Olgun, E. 1991. Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 1: Güney Kesim. TPAO Rapor No: 2909, 140 s. (yayımlanmamış).

Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, V., Yalınız, K., Olgun, E., Rojay, B. 1992. Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 2: Orta Kesim. TPAO Rapor No: 3155, 76 s. (yayımlanmamış).

Görür, N., Akkök, R., Sakınç, M., Ünalan, G., Yaltırak, C. 1997. Türkiye'nin Tersiyer Havzaları ve Kömür Potansiyeli. Türkiye Kömür Arama Hedeflerinin Belirlenmesi ve Arama Yöntemlerinin Saptanması. Yurt Madenciliğini Geliştirme Vakfı Yayınları, s. 8-37.

Gülmez, F, Genç, S.C., Keskin, M., Tüysüz, O. 2013. A postcollision slab-breakoff model for the origin of the Middle Eocene magmatic rocks of the Armutlu-Almacık belt, NW Turkey and its regional implications, in Robertson, A.H.F., Parlak, O., and Ünlügenç, U.C., eds., Geological development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean region. Geological Society, London, Special Publications, 372.

Kara, H. 1997. 1/100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Yozgat G 19 paftası, No. 54. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

Kaymakçı, N., Özçelik, Y., White, S.H., Van Dijk, P.M. 2009. Tectono-stratigraphy of the Çankırı Basin: Late Cretaceous to Early Miocene evolution of

the Neotethyan Suture Zone in Turkey. Geological Society, London, Special Publications 311, 67–106.

Keskin, M., Genç, Ş.C., Tüysüz, O. 2004. Tectonic setting and petrology of collision-related Eocene volcanism around the Çankırı Basin, North Central Turkey. 32nd IGC, Florence 2004 Abstracts Part 2, 1299.

Keskin, M., Genç, Ş.C., Tüysüz, O. 2008. Petrology and geochemistry of postcollisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean. Lithos 104(1-4), 267-305.

Ketin, İ. 1955. Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu Masifinin tektonik konumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 6, 1-40.

Ketin, İ. 1963. 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası (Kayseri). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü yayınları, 82 s. Ankara.

Ketin, İ. 1966. Anadolunun tektonik birlikleri. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 66, 20-34

Koçbulut, F., Yılmaz Şahin, S., Tatar, O. 2001. Akdağmadeni (Yozgat)- Yıldızeli (Sivas) arasındaki Kaletepe volkanitinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. İÜ Yerbilimleri Dergisi, Cilt 14, Sayı 1-2, 77-91.

Köprübaşı, N., Aldanmaz, E. 2004. Geochemical constraints on the petrogenesis of Cenozoic I-Type granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: Evidence for magma generation by litospheric delamination in a post-collisional setting. International Geology Review 46, 705-729.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27, 745–750.

Morrison, G.W. 1980. Characteristics and Tectonic Setting of the Shoshonite Rock Association. Lithos 13, 97-108.

Okay, A.İ., Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515.

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.

Özcan, A., Erkan, A., Keskin, E., Oral, A., Sümengen, M., Tekeli, O. 1980. Kuzey Anadolu fayı-Kırşehir masifi arasının temel jeolojisi.Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 1604. Ankara (yayımlanmamış).

Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkeswoeth, C.J. and Norry, M.J., (Eds), Continental basalts and Mantle Xenolithes. Nantwich: Shiva, 230-249.

Pearce, J. A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.

Peccerillo, A., Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58, 63-81.

Sarıfakıoğlu, E., Sevin, M., Esirtgen, E., Duran, S., Parlak, O., Bilgiç, T., Dönmez, M., Dilek, Y. 2011. Çankırı-Çorum havzasını çevreleyen ofiyolitik kayaçların jeolojisi: Petrojenezi, tektoniği ve cevher içerikleri. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11449, Ankara (yayımlanmamış).

Şahin, M.B. 1999. Akdağmadeni masifi metamorfitleri, Evciler-Çatköy kesiminin mineralojik ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi. Doktora Tezi, HÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, 105 s. Ankara (yayımlanmamış).

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey. A Plate Tectonic Approach. Tectonophysics 75, 181-241.

Terzioğlu, N. 1984. Ordu güneyindeki Eosen yaşlı Bayırköy volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi. C.Ü. Mühendislik Fak. Dergisi, Seri-A Yerbilimleri, 1, 43-60

Thieblemont, D., Tegyey, Y. 1994. Geochemical discrimination of differentiated magmatic rocks attesting for the variable origin and tectonic setting of calc-alkaline magmas. Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie II 319 (1), 87–94.

Tiryaki, C., Ekici, T. 2012. Çarpışma sonrası kalk-alkalin Yozgat Volkaniklerinin Petrolojisi.Türkiye Jeoloji Bülteni 55, 1

Tokel, S. 1972. Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Region (NE Turkey). Doktora Tezi, Univ. Col. of London, UK.

Türkiye Stratigrafi Komitesi Bülteni. 1987. Sayı: 1, 15 s. Ankara.

Tüysüz, O., Dellaloğlu, A.A. 1992. Çankırı havzasının tektonik birlikleri ve jeolojik evrimi.Türkiye 9. Petrol Kongresi Kitabı, 333-349.

Tüysüz, O., Dellaloğlu, A.A., Terzioğlu, N. 1995. A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of Northern Turkey. Tectonophysics 243, 173-191.

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.Mıneralogy And Petrology 96, 177-196.

Vache, R. 1963. Akdağmadeni kontakt yatakları ve bunların Orta Anadolu Kristaline karşı olan jeolojik çerçevesi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 19, 22-36.

Whitney, D.L., Teyssier, C., Fayon, A.K., Hamilton, M.A. and Heizler, M. 2003. Tectonic controls on metamorphism, partial melting and intrusion: timing and duration of regional metamorphism and magmatism in the Niğde Massif, Turkey, Tectonophysics, Vol. 376, p. 37-60

Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis, Unwin Hyman Ltd., London, UK, 466p.

Winchester, J.A.,Floyd, P.A. 1977. Geochemical classification of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20, 325-343.

Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas on the British Tertiary Volcanic Province: Earth and Planetary Science Letters, 50, 11-30.

Yılmaz, A. 1981. Tokat ile Sivas Arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 24, 31-38

Yılmaz, A. 1982. Dumanlı dağı (Tokat) ile Çeltek dağı (Sivas)dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No:7230, Ankara (yayımlanmamış).

Yılmaz, A., Uysal, Ş., Yusufoğlu, H., Ağan, A., İnal, A., Aydın, N., Bedi, Y., Havzoğlu, T., Göç, D., İnal, E., Erkan, E.N. 1994. Akdağmasifi (Sivas) dolayının jeolojik incelemesi.Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No:9721, Ankara (yayımlanmamış).

YıImaz, A., UysaI, Ş., Bedi, Y., YusufoğIu, H., HavzoğIu, T., Ağan, A., Göç, D., Aydın, N. 1995. Akdağ masifi ve dolayının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi 117, 125-138.

YıImaz, A., UysaI, S, Bedi, Y., Atabey, E., YusufoğIu, H., HavzoğIu, T., Ağan, A., Aydın, N. 1997. 1/100.000 Ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Sivas-F22 paftası, No: 46. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlügü, Ankara.

Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Yiğitbaş, E.,Yıldırım, M., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Elmas, A., Bozcu, M., Çalışkan, B.A. 1993. Tokat masifi ve yakın çevresinin jeolojisi. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı RaporNo: 3390.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E.,Genç, Ş.C., Şengör, A.M.C. 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G. (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. Memoir, vol. 68. American Association of Petroleum Geologists, pp. 183–226.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O. 1984. Kastamonu-Boyabat-Vezirköprü-Tosya arasındaki bölgenin jeolojisi (Ilgaz-Kargı masiflerinin etüdü). Maden Tetkik Arama Enstitüsü Rapor No: 275, 275p

Yılmaz, Y., Genç, S.C., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. 2001. Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. Journal of Geodynamics 31, 243-271.