

Edremit - Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer Stratigrafisi magmatik kayaların petrolojisi ve kökensel yorumu

The origin and the petrology of the magmatic rocks and Tertiary stratigraphy of the Edremit-Korucu (Balıkesir) Region.

TUNCAY ERCAN, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Dairesi, Ankara.
ERDOĞDU GÜNAY, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ege Bölge Müdürlüğü, İzmir.
AHMET TÜRKECAN, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Dairesi, Ankara.

ÖZ : Batı Anadolu'da, Balıkesir iline bağlı Edremit ve Korucu ilçe merkezleri arasındaki alanda yüzeleyen Tersiyer yaşlı çökel ve magmatik kayalarda yapılan stratigrafik araştırma sonuçları verilmiş ve volkanik kayaların kökensel yorumları yapılmıştır. Temel kaya birimleri üzerinde yer alan olası Paleosen-Eosen yaşlı Bağburun formasyonu volkanitleri ile başlayan Tersiyer, Eybek ve Kozak plütonları ile süregelmekte, daha sonra Üst Oligosen - Alt Miyosen yaşlı Hallaçlar formasyonu volkanikleri ile Alt Miyosen yaşlı Dede tepe formasyonu volkanikleri izlenmektedir. Orta Miyosen yaşlı Ballica formasyonu; Orta Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Soma formasyonu çökelleri ve olası Alt Pliyosen yaşlı Rahmanlar aglomerası ile karasal ortam ürünü istif tamamlanmaktadır. Bölgesel jeotektonik evrim ve petrokimyasal özellikleri göz önüne alındığında; Bağburun formasyonu volkaniklerinin bir yitim zonu ürünü olup yay volkanitleri grubuna, daha genç olan Hallaçlar ve Dedetepe formasyonları volkaniklerinin ise kıta kabuğu anateksisi ile oluşmuş kıta içi volkanikleri grubuna ait oldukları ve her 3 evrenin de kalkalkalen özellikler taşıdıkları belirlenmektedir.

ABSTRACT : Results of the stratigraphic investigations on the magmatic and sedimentary rocks cropping out between Edremit and Korucu (Balıkesir) in Western Turkey have been presented and the origin of volcanic rocks of the region have been discussed. The oldest volcanic sequence of the area is represented by the Bağburun formation which is probably of Paleocene-Eocene age. Magmatic activity continues with the Eybek and Kozak plutons which are covered by the Hallaçlar volcanics of Upper Oligocene-Lower Miocene age and with the Dedetepe formation (Lower Miocene). This is in turn succeeded by the Ballica formation (Middle Miocene), and Soma formation (Middle Miocene-Lower Pliocene). The continental Neogene sequence ends with the Rahmanlar agglomerate of possible Lower Pliocene age. From the point of view of regional geotectonic evolution and petrochemical properties, the Bağburun formation is derived from a subduction zone and may be assumed as an arc volcanism. The younger volcanics which are represented by the Hallaçlar and Dedetepe formations have been derived from the anatexis of the continental crust and they may be grouped as intracratonic volcanics. All these three volcanic phases show calc-alkaline characteristics.

GİRİŞ

İnceleme bölgesi, Batı Anadolu'da Balıkesir il sınırları içinde Edremit ilçesi ve daha doğudaki Korucu bucak merkezi arasında yer almakta olup yaklaşık 1200 km² büyüklüktedir (Şekil 1).

Çalışma alanındaki eski incelemeler oldukça uzun yıllardan beri süregelmektedir. Ayrıntılı jeolojik çalışmalar Aşlaner (1965) ile başlamış olup, araştırıcı stratigrafik çalışmalarının yanısıra ilk kez magmatik kayaların petrolojik incelemeleri de yapılmıştır. Bürküt (1966), Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların karşılaştırmalı jenetik etüdünü yapmıştır. İzdar (1968), Kozak intrüfif masifinin ve çevresindeki volkanik kayaların petrolojisini ve kökensel ilişkilerini incelemiştir. Öngür (1972), Dikili-Bergama çevresinde volkanolojik incelemeler yapmış, jeofizik ve jeokimyasal

çalışmalar sonucunda bölgenin jeotermal açıdan zengin olanağlara sahip olduğunu belirtmiştir. Benda ve diğeri. (1974), inceleme alanı ve yakın çevresinde Tersiyer yaşlı gösel çökellerde spor ve polen araştırması yaparak yaşlarını saptamış, ve bu çökellerle aralanmalı olan eşyaşı volkanik tüflerde de radyometrik yaş belirlemeleri yaparak karşılaştırmışlardır. Ataman (1975), Kozak plütonunda petrolojik incelemeler ve radyometrik yaş belirlemeleri yapmıştır. Bürküt (1975), Kuzeybatı Anadolu'daki plütonlarda petrolojik incelemeler yaparak, içlerindeki iz elementlerin dağılımının homojen olduğunu ve tüm plütonların eş kökenli olabileceğini belirtmiştir. Krushensky (1976), inceleme alanındaki volkanik ve plütonik kayalarda petrolojik ve jeokronolojik çalışmalar yaparak bunların olasılıkla yiten bir okyanus kabuğunun kısmi ergimesi ile oluştuğunu belirtmiştir.

Akyürek ve Soysal (1978), inceleme alanındaki tüm kaya birimlerinde ayrıntılı stratigrafik çalışmalar yapmışlar, bu araştırmacıların Tersiyer çökellerinde kullandıkları formasyon adlamaları, bu araştırmada da kabullenilerek kullanılmıştır. Ayan (1979) inceleme alanında yer alan Kozak ve Eybek plütonlarının hornblendli granodiyoritik karakterli olduklarını belirtmiştir.

Bingöl ve diğerleri (1982), Batı Anadolu'daki granitik plütonların tümünde petrolojik ve jeokronolojik çalışmalar yapmışlardır. Ercan (1981-a) Batı Anadolu'daki tüm Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda petrolojik incelemeler yapmış ve inceleme alanındaki volkanitleri, sabbakalin nitelikte olup, Taylor sınıflamalarında andezit ve dasit türde olduklarını belirtmiştir.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında temeli oluşturan Tersiyer öncesi Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayalar araştırmanın kapsamı dışında bırakılarak ayrıntıya gidilmemiştir.

Çalışma alanındaki Tersiyer yaşlı kaya birimleri ayrıntılı olarak incelenmiştir. İlk kez, andezik-dasitik türde bir volkanizma etkin olmuştur. Yer yer bozuşmuş, ayrılmış lavlar, tüfler ve aglomeralar izlenmektedir. Krushensky (1976) tarafından «Bağburun formasyonu» olarak adlandırılan bu volkanik kayaların yaşı kesin belli olmayıp Üst Kretase-Eosen arasındadır ve aynı adlama bu araştırmada da kabullenilerek kullanılmıştır. Olasılıkla, Armutlu yarımadasında başlayıp doğu-batı yönünde Trakya'ya doğru uzanan Üst Kretase-Eosen yaşlı ve eski bir yitim zönünden türeyen bir yay volkanik kuşağına aittir (Ercan/1979). Çok fazla altere olduğundan zaman zaman inceleme alanındaki diğer kaya birimlerinden güçlükle ayırtılmaktadır. Yaklaşık 200 m. kalınlıktadır.

İnceleme alanında daha sonra plütonizma etkin olmuş ve Eybek ve Kozak plütonik masifleri yerleşmişlerdir. Her iki masifte gerek kimyasal, gerek mineralojik, konum ve yaş açısından büyük benzerlik göstermektedirler.

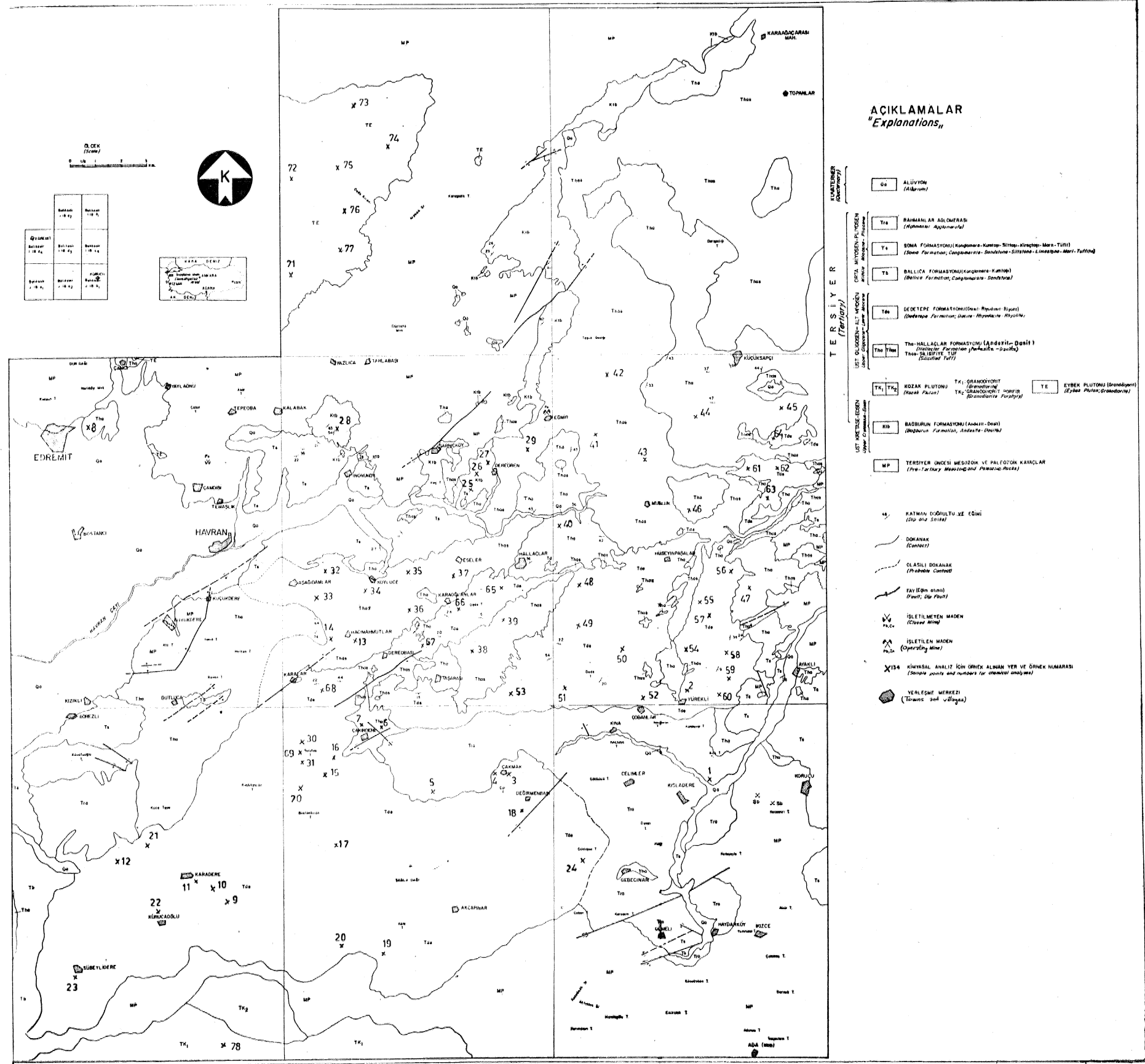
Eybek plütonik masifinin doğu ucu, inceleme alanında $\hat{1}$ 18 d2 paftasında yüzlek vermektedir. Açık gri ve gri renkte olup genellikle homojendir ve ismini çalışma alanı dışındaki Eybek dağından almıştır. Eybek masifi esas olarak granodiyoritik türde olup yer yer pegmatik dayakları ile kesilmiştir. Bazı bölgelerde yer yer de hornblendli granit ve kuvars-monzonit türdedir. Plütonun oransal yaşı, arazi verileri ile Üst Jura sonudur. Üst Jura yaşlı Kocçal tepesi kireçtaşlarını kesmiş ve kontakt metamorfizmaya uğratmıştır. Pek çok araştırmacı da plütonda K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemeleri yapmışlardır. Bürküt (1966) $35,9 \pm 2$ milyon yıllık bir değer elde etmiştir. Krushensky (1976), biyotitlerde $23,6 \pm 0,6$ milyon yıl, hornblendlerde ise $24,2 \pm 0,9$ milyon yıllık sonuçlar elde etmiş, plütonu kesen pegmatit dayaklarında ise $22,9 \pm 0,6$ milyon yıllık bir değer bulmuştur. Ayan (1979), biyotit ve ortoklas mineralleri ile iki adet tüm kayaç örneği üzerinde $23,9 \pm 1,2$; $30,5 \pm 2,2$ ve $331 \pm 1,5$ milyon yıllık sonuçlar elde etmiştir. Araştırmacı ayrıca, örnekler için çizdiği izokron doğrusunda, kayaeta bir miktar radyojen Argon fazlalığının, granitik magma'nın eski çevre kayaları asimile etmesinden meydana geldiğini ve batolit'in hibrit kökenli olduğunu belirtmiştir. Tüm bu araştırmalar göz önüne alındığında Eybek plütonunun yerleşme yaşının Üst Oligosen olduğu, olası olarak belirlenmektedir. Plütonun çevresinde çok sayıda hidrotermal Pb-Zn-Cu yatakları ve skarnlar içinde magnetit yataklanma-

ları vardır.

Kozak plütonunun kuzey ucu da inceleme alanındaki J18 a1 ve J18 a2 paftalarında yer almaktadır. İsmi daha güneydeki Kozak bucağından almıştır. Genellikle açık renkli olup orta-iri tanelidir. Bol çatlaklı ve eklemlidir. Granodiyoritik türde olup küresel ayrışma gösterir ve sık sık aplit damarları ile kesilmiştir. Bingöl ve diğerleri (1982)'ye göre ise monzogranodiyorit ve monzogranit türdedir. Yer yer de granodiyorit porfir bileşimindedir. Kozak plütonu, Alt Triyas yaşlı kayaları kesmiştir. Bu durumda Alt Triyas'tan daha gençtir. Ancak yapılan radyometrik yaş tayinleri ile Ataman (1975) tarafından Biyotit ve tüm kayaçta 13; 16 ve 23 milyon yıl; Bingöl ve diğerleri (1982) tarafından ise Biyotitlerde $20,3 \pm 0,9$ ile $24,6 \pm 1,5$ milyon yıl, ortoklaslarda ise $24,2 \pm 1,1$ ile $37,6 \pm 3,3$ milyon yıllık yaşlar elde edilmiştir. Bu duruma göre, Kozak plütonunun yerleşme yaşı Eosen-Miyosen başı olabilir. Bu plütonun etrafında da, Eybek plütonunda olduğu gibi, kontakt metamorfizma ürünü gelişmiş skarn zonları oluşmuştur, ve skarnlar içinde magnetit yatakları bulunmaktadır.

İnceleme alanında daha sonra ikinci volkanik evre etkin olmaya başlamış ve geniş bir alan kaplayan andezit, dasit, traki-andezit, riyodasit türde lavlar, tüfler ve silisleşmiş tüfler oluşturmuştur. Formasyon, adını tipik olarak izlendiği $\hat{1}$ 18 d3 paftasındaki Hallaçlar köyünden alarak «Hallaçlar formasyonu» olarak Krushensky (1976) tarafından adlanmış ve aynı adlama bu incelemede de kabullenilerek kullanılmıştır. Tüflerin, geniş alanlarda yüzlekler ver. melerine karşın, lav ve lav domları küçük alanlarda yüzeyler. Lavlar gri, siyahımsı, kahverengi renklerdedir olup yer yer altere, yer yer de oldukça serttirler. Tüflerin bir kısmı bozuşmuş, alterasyona uğramış, pek çoğu da silisleşmiştir. Arazide beyaz, sarı, kırmızı, kahve ve yeşilimsi renklerdedir geniş alanlar kaplarlar. Silisleşmiş olan tüfler sert ve midye kabuğu kırılmalıdır. Hallaçlar formasyonunun kalınlığı kesin olarak ölçülmemiş olup yaklaşık 400 m. kadardır. Ayrılmamış lavlar çoğun koyu renklerdedir olup çubuk şeklinde kahverengi plajiyoklas kristalleri içerir. Ayrıca gri-siyah biyotit ve koyu gri piroksen fenokristalleri izlenir. Matriks genellikle altere olmuştur, çoğun siyah renklidir. Yer yer aglomeratik görünümündedir. Lavların büyük bir miktarı silisleşmiş, arjiliteleşmiş ve yer yer de piritleşmiştir. Krushensky (1976), lavlardaki Cu ve Zn içeriklerinin yüksek olduğunu; bunların alterasyon ile doğrudan ilişkili olduklarını belirtmektedir. Araştırmacının incelemelerine göre, alterasyon arttıkça kayalarındaki Zn ve Cu içerikleri de artmaktadır. Formasyon yer yer de tamamen silisleşmiştir. Silisleşmiş lavlar kolaylıkla ayrışır ve açık sarı, beyaz, gri renklerdedir kalsit, kuvars ve plajiyoklas pseudomorfları kapsarlar. Formasyonun büyük bir kısmı, kuvars olarak bütünüyle silisleşmiştir. Özellikle dasitik lavlardaki kuvars fenokristalleri tipiktir. Eymir demir madeni de bu silisifiye tüfler içinde yer almaktadır. Binlerce yıldır işletilen ve tanınan Eymir demir madeninde hakim mineral Hematit'tir ve silisleşmiş Hallaçlar formasyonundan çıkarılmaktadır. Hallaçlar formasyonu olasılıkla "Üst Oligosen-Alt Miyosen sınırında oluşmuştur. Krushensky (1976) tarafından K/Ar yöntemi ile bir lavdaki biyotitte yapılan radyometrik yaş belirlenmesi ile $23,6 \pm 0,6$ milyon yıllık bir değer elde edilmiştir.

Hallaçlar formasyonu üzerinde uyumsuz olarak daha genç bir volkanik evre ile oluşmuş lav akıntıları ve tüfler izlenmekte olup, tipik olarak görüldükleri $\hat{1}$ 18 G4 pafta-



Şekil 1. Edremit-Korucu yöresinin jeoloji haritası.
Figure 1. Geological map of Edremit-Korucu area.

sındaki Dedetepeden isim almışlar (Krushensky, 1976), ve aynı adlama bu incelemede de kabullenilerek kullanılmıştır. Dedetepe formasyonu lavları, Hallaçlar formasyonu lavlarından biraz daha fazla asitik olup dasit-riyodasit-riyolit türde lavlar, ve geniş yer kaplayan tüfler ile temsil olunur. Özellikle J18 d2 paftasında sık sık asitik volkanizma ürünü olan volkan çivilerine (neck) rastlanmaktadır ve bazılarında (sulutaş tepe) lavların soğuma yapıları çok güzel izlenmektedir. Dedetepe formasyonunun alt kısımlarında aglomera ve lavlar izlenir. Çok değişik renklerdeki lavlar yer yer de bozuşmuştur. Yer yer de silisleşmişlerdir. Geniş alanlar kaplayan lavlar, topografik akımla çamur akıntıları yığılımlar şeklinde akmışlardır. Yer yer de kül akıntıları ve tüfler de izlenir. Dedetepe formasyonunun üst kısımlarına doğru laharlar, volkanik kül yığılımları ve tüfler, lavlara egemen olurlar- Tüflerde boyutlar çok değişiktir. Lavlar, kahverengi, pembe, gri, alacalı renklerde görülmektedir. Volkanik küller yer yer kül akıntıları şeklinde (ash flow) volkan yamaçlarından aşağılara doğru hareket eden yüksek sıcaklıktaki çığlar şeklinde yığılımlar; yer yer de kül yağmurları, (ash fall) şeklinde şiddetli patlamalarla havadan gelip katmanlı olarak yığılımlardır. Yer yer lapilliler ve volkan bombaları da seyrek olarak göze çarparlar. Volkanların bacalarından su ile doymuş malzemenin sel gibi aşağı doğru akmasıyla oluşan laharlar da özellikle J18 a2 paftasında yer almaktadırlar. Hallaçlar formasyonunu uyumsuzlukla örten Dedetepe formasyonu volkanikleri, Orta Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı, Soma formasyonu çökelleri tarafından örtülürler. Bu nedenle Alt Miyosen yaşlı oldukları ortaya çıkmaktadır. Esasen, Dedetepe riyodasitik lavlarında K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemesi yapan Krushensky (1976), biyotitlerde $20,3 \pm 0,3$ milyon yıl, hornblendelerde ise $20,8 \pm 0,7$ milyon yıllık sonuçlar elde etmiştir. Benda ve diğerleri (1974) te inceleme alanı yakınında daha kuzeyde, Dedetepe formasyonuna ilişkin tüflerde radyometrik yaş belirlemeleri yapmışlar ve biyotit yaşı olarak $19,5 \pm 0,4$ milyon yıl ve $19,8 \pm 0,3$ milyon yıllık sonuçlar elde etmişler ve Alt Miyosen yaşlı olduklarını kanıtlamışlardır. Dedetepe formasyonu yaklaşık 500 m. kalınlıktadır.

İnceleme alanında, Dedetepe formasyonuna ilişkin volkanitler üzerinde uyumsuz olarak karasal ortamda oluşmuş konglomera-kumtaşı düzeyleri yer almaktadır. Akyürek ve Soysal (1978) tarafından «Ballica formasyonu» olarak adlandırılan bu konglomera ve kumtaşları inceleme alanında J18 a1 paftasında yer alırlar. İnceleme alanı güneyinde daha geniş yayımlı olup çakılla, genellikle yakınlarında bulunan daha eski kaya birimlerine aittir ve çoğun kireçtaşı-volkanik-granodiyorit türdedirler. Kötü boylanmış, az yuvarlaklaşmış çeşitli litolojilerdeki çakıllar, blok iriliğinden küçük çakılçığa kadar değişen çaplarda olurlar. Çimento çok az olup, çoğun killi matriks şeklinde, bazan da karbonattır. Tabakalanma genellikle belirsiz olup yer yer orta-kalm tabakalanmalı konglomera-kumtaşı ardalananmalan izlenir. Ballica formasyonu, daha üstte yer alan Soma formasyonu çökelleri ile tedrici geçişlidir. Yaklaşık 50-60 metre kalınlıkta olan Ballica formasyonunda fosil bulunamamıştır. Ancak, daha üstte yer alan Soma formasyonu bol fosilli olup Orta Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı olduğundan, Ballica formasyonunun Orta Miyosen yaşlı olduğu belirlenmektedir. Ballica formasyonu konglomera ve kumtaşları karasal kökenli olup akarsu ortamı ile zaman zaman etkin olan göl-sel ortam ürünüdürler.

Ballica formasyonu çökelleri üzerinde uyumlu olarak ince taneli konglomera-kumtaşı-silttaşı-kireçtaşı-marn-tüfit ardalananması, ya da bu litolojilerin bir veya birkaçının egemen olduğu bir formasyon izlenir. Akyürek ve Soysal (1982) tarafından bu formasyon tipik olarak, inceleme alanı güneyindeki Soma ilçe merkezi çevresinde tanımlanmış ve «Soma formasyonu» olarak adlandırılmıştır. Beyaz gri, sarı ve bej renklerde izlenen bu birimler ince-orta tabakalısmalı olup killi ve karbonatlı olanlarında yer yer laminalı ve kartonumsu düzeyle, izlenir. Katmanlar genellikle yatay ve yataya yakındır. Bazı yerlerde küçük faylarla kırılmışlardır ve sıkışmadan dolayı yersel kıvrımlar oluşmuştur. Yer yer kömür ve bitümlü şeyi düzeyleri de içerirler. İnceleme alanında daha çok 1 18 43 ve t 18 d4 paftalarında yer alırlar. Formasyonun kalınlığı inceleme alanında 100-150 metreyi aşmamasına karşın, inceleme alanı dışında daha da fazla olup 400 metreye erişmektedir. Formasyon içindeki tüfit düzeyleri, çevredeki Dedetepe formasyonunun tüflerinin akarsular aracılığıyla göller içine taşınıp çökelmeleriyle oluşmuşlardır. Formasyon, spor-polen, ostrakod, gastrapod, balık, yaprak ve omurgalı kemikleri fosilleri bakımından zengin olup, Orta-Miyosen-Alt Pliyosen yaşta olduğu saptanmıştır. İnceleme alanı güneyinde, Soma ilçe merkezi çevresinde, bu birimlerde Brinkmann ve diğerleri (1970) spor polen tayinleri ile Orta Miyosen-Pliyosen yaşlı olduklarını saptamışlardır. Yine aynı yörede Nebert (1978), bu formasyonun Üst Miyosen-Pliyosen yaşta olabileceğini ve o zaman sıcak bir iklimin hüküm sürdüğünü belirtmiştir. Akyürek ve Soysal (1978) in formasyon içinde bulunduğu fosiller, ayrıca formasyon içinde bulunduğu ve Quercas drymeia olarak tanımlanan bitki fosili Üst Miyosen yaşlıdır. Omurgalı kemik ve dişleri tayin edilememiştir. Balık fosili ise *Leuciscus* sp. türde olup yine Üst Miyosen yaşlıdır.

Elde edilen fosillerin yaşam ortamları tatlı sudur. Esasen bitümlü seyiler ve kömür düzeyleri de karasal (gölsel) ortamı ve bataklık ortamını belirtirler. Bu nedenle Soma formasyonunun Orta Miyosen-Alt Pliyosende gölsel ortamda oluşmuş çökeller olduğu ortaya çıkmaktadır.

İnceleme alanında yer yer Soma formasyonu üzerinde, yer yer de içinde ve altında kalın aglomera yatakları izlenmektedir. Aktürek ve Soysal (1978) tarafından «Rahmanlar Aglomerası» olarak adlandırılan bu aglomera yatakları arasında tüffit ve silttaşı tabakaları da izlenmektedir. İnceleme alanında J18 a2 ve J18 b1 paftalarında görülen Rahmanlar aglomerası; genellikle yuvarlak ve yarı köşeli, çoğun andezit-dasit-riyodasit çakıl ve blokların tüfsal bir matriksle tutturulmalardan oluşur. Kalınlığı, inceleme alanında yaklaşık 200 m. kadardır. Rahmanlar aglomerası, Dedetepe volkanitlerinin olduğu dönemden sonra bölgede bulunan göllere taşınan çeşitli boyuttaki volkanik malzemenin göl ortamında çökmesi ve çimentolanması ile oluşmuştur. Aglomera katmanları arasında bulunan tüffit ve silttaşı düzeyleri, aglomeranın sedimantasyonu esnasında gölsel ortama geldiklerini ve birlikte çökdiklerini kanıtlamaktadır. Rahmanlar aglomerası, gölsel ortamın son ürünleridir ve olasılıkla Alt Pliyosen yaşlıdır.

İnceleme alanında yer yer de Kuvaterner yaşlı alüvyonlar izlenmektedir.

MAGMATİK KAYAÇLARIN PETROLOJİSİ

Çalışma alanındaki tüm volkanik kayalardan çeşitli örnekler alınarak MTA Enstitüsü kimya laboratuvarlarının-

da majör element kimyasal analizleri yaptırılmıştır. Bağburun formasyonundan 4, Hallaçlar formasyonundan 5 ve Dedetepe formasyonundan 21 adet olmak üzere toplam 30 örneğin kimyasal analizlerinin yaptırılmalarının yamsıra, bunlara ek olarak, Krushensky (1976) tarafından daha önce kimyasal analizleri yaptırılan Hallaçlar formasyonundan 17 ve Dedetepe formasyonundan 23 örneğin analiz sonuçları da göz önüne alınmış ve çeşitli parametreleri hesaplanarak bölgesel plaka tektoniği açısından kökensel yoruma gidilmiştir. Tüm örneklerin yerleri Şekil 1 deki jeoloji haritasında belirtilmiş olup, kimyasal analiz sonuçları da Çizelge 1 ve 2 de sunulmuştur. Örneklerin Rittmann Parametreleri (Al, Alk, FM, k, an, P) de hesaplanmış ve bu parametreler kullanılarak lavların Rittmann (1952)'ye göre adlamaları da yapılmıştır.

Volkanik kayaların Peccerillo ve Taylor (1976) ya göre de adlamaları yapılmış ve Rittmann adlamalarıyla birlikte çizelgelerde verilmiştir. Ayrıca, kimyasal bileşimleri göz önüne alınarak lavların çeşitli diyagramlarda özellikleri araştırılmış ve çok sayıda örnekte de petrografik incelemeler yapılmıştır. Volkanik kayalarda yapılan bu çalışmaların yamsıra plütonik kayalarda da petrografik çalışmalar yapılmış, ayrıca Krushensky (1976) tarafından Eybek plütonundan yapılan 7 analiz ile Ayan (1979) tarafından Kozak masifinden yapılan 1 analiz de göz önüne alınarak nitelikleri araştırılmıştır.

ÖRNEK No (Sample No.)	EK 6	EK 7	EK 8	EK 13	EK 14	EK 25	EK 26	EK 27	EK 28
SiO ₂	61.60	61.50	60.55	60.00	61.00	62.05	66.70	67.30	56.30
Al ₂ O ₃	14.50	15.40	16.10	16.20	15.50	15.80	16.00	17.40	16.45
Fe ₂ O ₃	3.76	2.60	4.29	5.44	5.79	4.40	4.40	4.67	3.46
FeO	1.57	2.16	1.53	0.06	0.10	0.27	0.04	0.07	0.40
MnO	0.16	0.14	0.16	0.12	0.07	0.09	0.13	0.18	0.17
MgO	2.50	2.90	1.70	0.50	0.50	2.00	2.45	0.96	0.80
CaO	5.70	6.75	6.10	4.95	4.55	4.85	3.95	4.65	6.50
Na ₂ O	3.85	3.25	3.50	3.00	2.90	3.28	3.32	3.28	4.13
K ₂ O	2.27	2.27	1.60	3.60	3.20	3.80	2.53	3.54	2.40
TiO ₂	0.70	0.55	0.62	0.73	0.73	0.65	0.53	0.63	0.66
P ₂ O ₅	0.20	0.12	0.12	0.20	0.16	0.22	0.13	0.25	0.17
H ₂ O	0.63	1.02	0.68	1.28	1.26	0.65	1.52	1.09	1.00
CO ₂	0.30	0.75	1.50	0.72	0.10	3.28	0.07	0.50	2.15
AL	13.05	13.86	14.49	14.58	13.95	14.22	14.40	15.66	14.60
Alk	8.04	7.09	7.45	8.10	7.55	8.72	7.51	8.46	8.59
FM	10.48	10.77	9.37	6.50	6.90	8.69	9.34	6.66	5.68
k	0.28	0.31	0.21	0.44	0.42	0.43	0.33	0.42	0.28
an	0.23	0.32	0.32	0.28	0.29	0.24	0.31	0.30	0.26
P	57.28	62.73	61.76	58.80	60.39	58.32	67.36	67.30	54.04
Rittmann nomenclature) ÖRNEĞİN RITTMANN'A GÖRE ADLAMASI	RİYODASİT	RİYODASİT	DA SİT	KUVARSLATİT	RİYODASİT	KUVARSLATİT	RİYODASİT	RİYODASİT	TRAKİANDEZİT
σ	2.0	1.7	1.7	2.5	2.0	2.63	1.44	1.91	3.20
Log σ	0.30	0.23	0.23	0.39	0.30	0.42	0.15	0.28	0.50
σ	15.2	22.0	19.6	18.0	17.2	19.26	23.92	22.41	18.11
Log σ	1.18	1.34	1.29	1.25	1.23	1.28	1.37	1.35	1.25
K ₂ O / Na ₂ O	0.59	0.68	0.41	1.20	1.10	1.15	0.76	1.08	0.58
K ₂ O / SiO ₂	0.036	0.036	0.026	0.060	0.052	0.06	0.038	0.052	0.042
Peccerillo-Taylor's nomenclature) ÖRNEĞİN PECCEERILLO VE TAYLORAGÖRE ADLAMASI	ANDEZİT	ANDEZİT	ANDEZİT	ANDEZİT yüksek k'lu	ANDEZİT yüksek k'lu	ANDEZİT yüksek k'lu	DASİT	DASİT yüksek k'lu	ANDEZİT yüksek k'lu
(Rock groups) KAYAÇ GRUPLARI	HALLAÇLAR FORMASYONU (Hallaçlar Formation)				BAĞBURUN FORMASYONU (Bağburun Formation)				
DIYAGRAMLARDA KULLANILAN SİMGELELER	+				▲				

Çizelge 1. Bağburun ve Hallaçlar formasyonu volkanitlerinin majör element kimyasal analizleri ve Rittmann parametreleri.

Table 1. Major element chemical analyses and Rittmann parameters of Bağburun and Hallaçlar formations volcanics.

Küçük bir kısmı inceleme alanında bulunan Kozak plütonu granodiyoritik türde olup, açık renkli ve bol eklemlidir. Makro gözlemlerde içindeki kuvars, hornblend, biyotit, ortoklas ve plajiyoklas fenokristalleri göze çarpmaktadır. İnce kesitlerinin mikroskopta incelenmeleriyle, holokristalin, hipidiyomorf taneli dokuda olup ana minerallerin kuvars, alkali feldispat, plajiyoklas, biyotit, hornblend olduğu, daha seyrek olarak ojit, apatit, zirkon, titanit, rutil, epidot, magnetit ve ortit kristalleri içerdiği belirlenir. Kuvars fenokristalleri genellikle ksenomorf olup yer yer de ortoklaslar içinde idiyomorf olarak göze çarparlar. Alkali feldispatlar çoğunlukla ortoklas, yer yer de mikroklin olarak izlenirler ve ksenomorf bir yapı gösterirler. Plajiyoklaslar, çoğun hipidiyomorf kristaller şeklinde, yer yer de idiyomorf olarak izlenir ve anortit yüzdeleri yaklaşık % 20-35 dolaylarında değişmektedir. Daha çok oligoklas-andezin karakterindedirler. Biyotitler hipidiyomorf iri kristaller şeklinde olup içlerinde yer yer apatitler izlenir ve pek çok yerde klortleşmişlerdir. Hornblendler de hipidiyomorf iri kristaller şeklinde, bazen ksenomorf olarak izlenmektedir. Granodiyoritler, plütonun kenarlarına doğru porfirik nitelikte olurlar ve yer yer ince taneli granodiyorit porfirite dönüşürler. Kozak plütonunun, çevre kayalarla olan dokanarlarda, kontakt metamorfizma ürünü skarn zonları ve çoğun magnetit, yer yer de pirit ve kalkopirit cevherleşmeleri izlenmektedir. Plüton içinde değişik uzunluk ve kalınlıklarda aplit damarları bulunmaktadır. İnce taneli aplitlerde, plajiyoklas, ortoklas, kuvars, hornblend ve epidot kristalleri saptanmıştır. Kalkalkalin nitelikli bi, plüton olup Ayan (1979)'a göre hibrit magmatik kökenlidir ve Kozak plütonunu oluşturan granodiyorit magmasının daha bazik bir ana magmadan diferensiyasyon yoluyla oluşabileceğine ilişkin görüşler de (İzdar, 1968) bulunmaktadır.

Eybek plütonun da küçük bir kısmı inceleme alanı içinde yer almakta olup, Kozak plütonu ile benzeşme göstermektedir ve esas olarak granodiyorit niteliktedir. Ancak yer yer de kuvars monzonit ve hornblendli granit türde olduğu saptanmıştır. Kalkalkalin türdedir. Açık gri, gri, pembemsi ve sarımtırak renklere izlenir. İnce kesitlerinde yapılan çalışmalarla holokristalin, hipidiyomorf taneli dokuda olup; çoğun kuvars, ortoklas, plajiyoklas, biyotit, hornblend, ojit ve yer yer de apatit, zirkon, sfen kristalleri içerir. Kuvarslar, ksenomorf kristaller halinde ve inklüzyonlu yapıdadır. Ortoklas fenokristalleri, çok yaygın olup (4-5 cm. irilikte olabilirler) % 20-40 arasında kayada yer kaplar. Ender olarak hipidiyomorf şeklinde ve inklüzyonlu yapıdadır. Ortoklaslar, plajiyoklaslarla yer yer giriftir ve içlerinde plajiyoklas olan ortoklas fennokristallerine de rastlanır. Yer yer de anortoklas kristalleri belirgindir. Ortoklaslar yer yer kaolenleşmiş ve serisitleşmiştir. Plajiyoklaslar genellikle hipidiyomorf, ortoklaslar içinde ise idiyomorf şekillerde olurlar. Anortit yüzdeleri yaklaşık % 15-40'tur. Plajiyoklaslar kayada % 25-35 oranında yer kaplarlar ve daha çok oligoklas-andezin türdedirler. Biyotit, genellikle hipidiyomorf kristaller halindedir ve yer yer epidotlaşma, kloritleşme gösterirler. Hornblendler genel olarak hipidiyomorf, ender olarak ta idiyomorf olup içlerinde biyotit inklüzyonları vardır. Ojitler ksenomorf kristaller şeklinde ve hornblendlerle bir arada bulunmakta olup yer yer epidot ve klorite dönüşmüşlerdir. Plüton içinde yer yer pegmatit dayıkları izlenir. Eybek plütonunda çevre kayalarla olan skarn zonlarında, Pb-Zn-Cu-Fe cevherleşmeleri görülmek-

ÖRNEK No: (Sample No)	EK-1	EK-2	EK-3	EK-4	EK-5	EK-9	EK-10	EK-11	EK-12	EK-15	EK-16	EK-17	EK-18	EK-19	EK-20	EK-21	EK-22	EK-23	EK-24	EK-69	EK-70
SiO ₂	62.65	63.50	64.00	65.95	63.80	60.35	64.20	64.20	64.80	66.75	62.00	65.45	65.00	66.60	72.15	71.15	72.75	65.00	64.65	65.00	65.95
Al ₂ O ₃	17.60	15.40	15.35	14.10	15.00	15.00	16.15	14.80	16.80	15.40	14.95	16.05	15.10	16.95	17.60	13.75	15.15	17.00	16.00	15.75	16.30
Fe ₂ O ₃	3.52	4.02	3.55	1.42	3.47	1.82	2.36	2.15	2.26	1.70	1.49	2.53	2.59	4.53	0.76	2.01	1.04	3.40	2.79	1.45	1.85
FeO	0.84	1.02	1.31	2.51	0.48	2.69	1.84	1.22	1.48	1.60	1.63	0.79	0.73	0.10	1.89	0.58	1.00	0.17	0.10	1.76	1.53
MnO	0.10	0.09	0.12	0.12	0.09	0.11	0.10	0.07	0.07	0.12	0.10	0.09	0.07	0.09	0.08	0.05	0.09	0.05	0.10	0.12	0.10
MgO	1.00	0.09	1.20	1.00	1.80	1.80	0.90	0.50	0.50	2.18	2.94	1.92	2.12	2.54	1.68	1.38	1.12	1.65	0.89	1.20	1.00
CaO	4.15	3.80	5.20	4.25	4.50	5.00	3.10	3.80	3.75	4.00	5.40	4.35	5.35	4.88	3.95	2.65	3.59	2.95	3.85	4.50	3.50
Na ₂ O	4.34	3.66	3.70	3.90	3.60	2.70	3.70	3.10	3.00	3.32	3.38	3.52	2.76	2.46	3.58	3.42	3.25	3.42	4.28	3.50	3.50
K ₂ O	2.82	4.12	3.78	2.60	3.78	2.90	3.80	3.00	3.20	3.68	3.50	3.70	3.74	3.48	4.87	4.45	4.45	4.15	5.05	3.30	3.55
TiO ₂	0.49	0.62	0.60	0.50	0.55	0.50	0.55	0.35	0.53	0.45	0.45	0.48	0.46	0.58	0.52	0.28	0.23	0.52	0.47	0.49	0.56
P ₂ O ₅	0.15	0.25	0.19	0.18	0.10	0.22	0.23	0.17	0.25	0.26	0.22	0.30	0.22	0.24	0.30	0.19	0.20	0.24	0.27	0.26	0.20
H ₂ O	1.20	1.20	0.72	0.60	1.13	0.38	0.59	1.03	0.59	0.65	0.74	0.82	0.90	1.04	0.54	0.78	0.40	1.30	0.66	0.40	0.88
Co ₂	0.75	0.30	1.20	0.85	1.30	1.00	0.60	1.45	0.30	0.70	0.75	0.05	1.70	1.25	0.30	0.20	0.65	0.10	0.40	0.22	0.22
AL	15.84	13.86	13.81	12.69	13.50	13.50	14.53	13.22	15.12	13.86	13.45	14.44	13.59	15.25	15.84	12.37	13.63	15.30	14.40	14.17	14.67
Alk	9.33	9.61	9.33	8.45	9.18	6.95	9.35	7.65	7.70	8.66	8.57	8.98	7.88	7.17	9.44	9.58	9.32	9.28	11.47	8.55	8.80
FM	6.44	5.32	7.39	6.18	7.60	7.38	6.18	4.49	4.88	7.71	9.16	7.24	7.63	9.72	6.20	5.40	4.38	6.88	4.68	5.78	5.53
k	0.30	0.42	0.40	0.30	0.41	0.41	0.40	0.39	0.41	0.42	0.40	0.41	0.47	0.48	0.43	0.46	0.47	0.44	0.44	0.38	0.40
An	0.25	0.18	0.19	0.20	0.19	0.32	0.21	0.27	0.32	0.23	0.22	0.23	0.26	0.36	0.25	0.12	0.18	0.24	0.11	0.24	0.25
P	59.70	55.88	56.96	59.35	56.78	61.55	58.42	62.08	66.09	62.07	57.04	60.86	62.40	70.59	68.54	58.34	64.02	61.10	52.36	61.10	62.65
Rittmann's nomenclature ÖRNEĞİN RITTMANN'A GÖRE ADLANMASI	RIYODASİT	KUVARS LATİT	KUVARS LATİT	RIYODASİT	KUVARS LATİT	LABRADORİT RIYODASİT	KUVARS LATİT	RIYODASİT	RIYODASİT	KUVARS LATİT	KUVARS LATİT	KUVARS LATİT	KUVARS LATİT	KUVARS LATİT	KUVARS LATİT	RIYOLİT	RIYOLİT	KUVARS LATİT	RIYOLİT	KUVARS LATİT	KUVARS LATİT
σ	2.60	2.95	2.66	1.84	2.61	1.77	2.65	1.77	1.76	2.06	2.49	2.32	1.92	1.49	2.00	2.20	1.99	2.60	4.02	2.10	2.16
Log σ	0.41	0.47	0.42	0.26	0.41	0.24	0.42	0.24	0.24	0.31	0.39	0.36	0.28	0.17	0.30	0.34	0.30	0.41	0.60	0.32	0.33
Σ	27.62	18.93	19.41	20.40	20.72	24.60	22.63	33.42	26.03	26.84	25.71	26.10	26.82	24.98	26.96	36.89	51.73	26.11	24.93	25.00	22.85
log Σ	1.44	1.27	1.28	1.31	1.31	1.39	1.35	1.52	1.41	1.42	1.41	1.41	1.42	1.39	1.43	1.56	1.71	1.41	1.39	1.39	1.35
K ₂ O/Na ₂ O	0.65	1.12	1.02	0.66	1.05	1.07	1.02	0.96	1.06	1.10	1.03	1.05	1.35	1.41	1.13	1.30	1.37	1.21	1.18	0.94	1.01
K ₂ O/SiO ₂	0.045	0.064	0.059	0.039	0.059	0.048	0.059	0.046	0.049	0.055	0.056	0.056	0.057	0.052	0.056	0.062	0.061	0.063	0.078	0.050	0.053
Peccerillo-Taylor nomenclature ÖRNEĞİN PECCERILLO VE TAYLOR'A GÖRE ADLANMASI	ANDEZİT yüksek K'lu	TRAKİT	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	ANDEZİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	ANDEZİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	RIYOLİT	RIYOLİT	RIYOLİT	DASİT yüksek K'lu	TRAKİT	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu
Rock groups KAYAC GRUPLARI	D E D E T E P E F O R M A S Y O N U (Dedetepe Formation)																				
DIAGRAMLARDA KULLANILAN SİMGELER	(Symbols)																				

Çizelge 2. Dedetepe formasyonu volkanitlerinin majör element kimyasal analizleri ve Rittmann parametreleri.
Table 2. Major element chemical analyses and Rittmann parameters of the Dedetepe formation volcanics.

tedir. Yer yer granodiyorit, yer yer de kuvars monzonit ve hornblendli granit türdedir. Eybek plütönünde kalkalkalin nitelikli ve Ayan (1979)'a göre Mbrid magmatik kökenlidir.

İnceleme alanındaki, Tersiyer yaşlı ilk volkanik evrenin ürünleri olan Bağburun formasyonu, andezitik-dasitik türde lavlar, tüfler ve aglomeralardan oluşmuştur. Lavlar yeşilimsi, gri, boz ve sarımsı renklerde olup çok fazla bozuşmuş ve ayrılmışlardır. Olasılıkla Üst Kretase sonrası, Paleosen-Eosen yaşta olup üzerlerinde Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Hallaçlar formasyonuna ilişkin volkanik ürünler diskordan olarak yer alırlar. Tipik olarak $\hat{1}$ 18 62 ve d3 paftalarında yüzlekleri gözlenmiştir. Lavlar daha çok andezitik-dasitik türde olup, ince kesitlerinde yapılan çalışmalarla; porfirik-hyaloporfirik-mikrolitik ve yer yer fluidal dokulu olup plajiyoklas (Oligoklas-andezin), hornblend, biyotit, ojit, sanidin ve kuvars fenokristalleri içerdikleri, hamur maddelerinin volkanik cam ve plajiyoklas mikrolitlerinden oluştuğu belirlenmiştir. Kuvarstan başka bütün mineraller bozuşmuşlardır. Hornblend fenokristalleri, iğne tipi kristal şeklinde ve birbirini keser durumda görülmektedirler. Ojit kristalleri de kısa-ince şekilde karakteristik olarak izlenirler. Hornblend ve ojit kristalleri çoğun bozuşmuş ve kloritleşme, limonitleşme ve kalsitleşme özellikleri göstermektedirler. Lavlar fazlaca küleşmişlerdir ve daha eski çökel kaya birimlerinden pek çok yerde güçlükle ayırtlanırlar. Yer yer de silisleşme görülmektedir. Plajiyoklaslar çoğunlukla kalsitle ye, değiştirmişler, kısmen de killeşmişlerdir. Ender olarak oligoklas ve andezin türde plajiyoklas fenokristalleri ve albit kalıntıları kalmıştır. Sanidinler ko[^]runabilmiş ve kuvars kristalleri ile birlikte hem lavlarda hem de tüflerde küçük kristaller şeklinde kalmışlardır. Yer yer de pirit mikrokristalleri izlenmektedir.

İnceleme alanında. Tersiyerdeki ikinci volkanik evre olan Hallaçlar formasyonu; andezit, trakiandezit, dasit ve riyodasit türde lavlar, tüfler ve silisleşmiş tüflerden oluşmuştur. Olasılıkla Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşadılar. Lavların ince kesitlerinde yapılan çalışmalarla; mikrolitik, hyaloporfirik, porfirik» fluidal, yer yer vitrofirik dokuda olup, çoğun oligoklas-andezin cinsi plajiyoklas, biyotit, hornblend, ojit ve kuvars fenokristallerinden oluştuğu, hamur maddesinin volkanik cam ile plajiyoklas ve biyotit mikrolitlerinden meydana geldiği ve kayaçların limonitleşme, devitrifikasyon ve kil mineralleşme gösterdikleri saptanmıştır. Büyük bir çoğunluğu silisleşmiştir. Kuvars fenokristalleri çoğu kez kuşatılmıştır. Hornblendler paralel zonlanma gösterirler, çoğun alteredirler ve prizmatik biçimdedirler. Plajiyoklas ve ojit kristalleri belirsiz, tümsek halinde çıkıntı gösterirler. Ojit, hornblend ve biyotitler, kloritleşmiş ve kalsitle yer değiştirmişlerdir. İnce kesitlerde yer yer de pirit gözlenmiştir.

Çalışma alanındaki üçüncü ve son volkanik evre olan Dedetepe formasyonu; Hallaçlar formasyonu lavlarından biraz daha fazla asitik olup dasit, riyodasit ve riyolit türdedir. Ayrıca bu evre ile geniş yer kaplayan tuf yatakları ve laharlar tipiktir. Çok asitik lavlar yer yer volkan çivileri şeklinde izlenirler. Olasılıkla Alt Miyosen yaşlıdır. Lavların ince kesitlerinde yapılan çalışmalarla; porfirik, hyaloporfirik, fluidal ve vitrofirik dokuda oldukları, kuvars, plajiyoklas (oligoklas-andezin), biyotit hornblend, ojit yer yer sanidin ve apatit fenokristalleri içerdikleri ve Hallaçlar formasyonu kadar bozuşma göstermedikleri, daha taze durumda oldukları gözlenmiştir. Yer yer anortoklas kristalleri

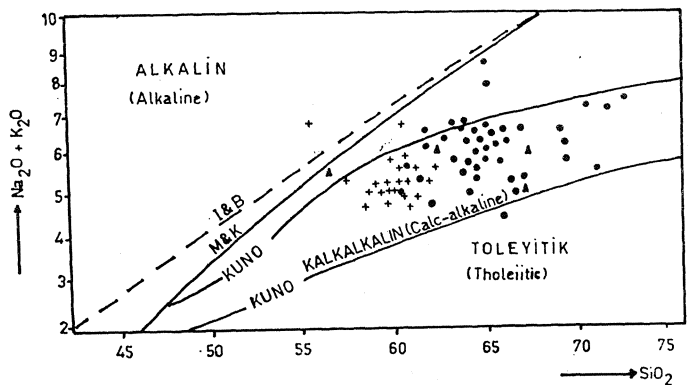
içerirler. Hem kuvars, hem de anortoklas kristalleri, resorbsiyon gösterirler. Hamur maddelerinde volkanik cam hakimdir. Plajiyoklas kristalleri genellikle korunmuştur, ve devamlı zonlanma gösterirler. Hornblend ve ojit kristalleri % 15-20 miktarda bulunurlar, hornblend düzgün prizmatik kristaller şeklindedir ve ojitler üzerinde kafes yapısı gösterirler. Yer yer de zirkon ve magnetit gözlenmiştir.

İnceleme alanında yüzlekler veren her 3 evre volkanizma lavlarından da örnekler toplanarak majör element kimyasal analizleri yapılmış ve toplam, 70 örneğin kimyasal analiz sonucu incelenmiştir. Kimyasal analizlerde CO₂ klasik yöntemle, Na[^]O ve K[^]O alev fotometresiyle, diğerleri de X-Ray floresans spektrometresiyle ölçülmüştür. Analiz sonuçları göz önüne alınarak lavların çeşitli parametreleri ve Rittmann normları hesaplanmış ve Rittmann normları göz önüne alınarak bunların Rittmann (1952) ye göre adlanması yapılmıştır.

Bağburun formasyonu lavları trakiandezit, kuvars latit ve riyodasit; Hallaçlar formasyonu lavları, trakiandezit, kuvars latit, labradorit riyodasit, dasit ve riyodasit; Dedetepe formasyonu lavları ise kuvars latit-labradorit riyodasit, riyodasit ve riyolit olarak bileşimlerine göre ve Rittmann normları göz önüne alınarak (Al,Alk,FM,k,an,P) adlandırılmışlardır.

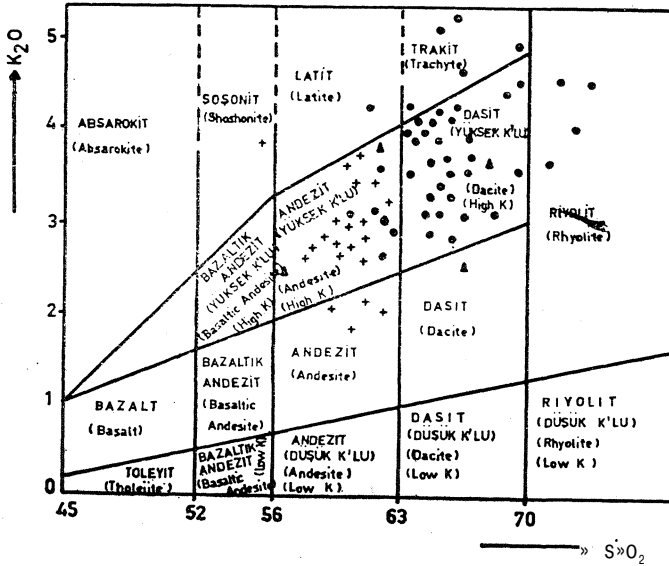
Lavların, alkali (Na[^]O+K₂O) ve SiO₂ içeriklerine göre sınıflandırılmaları yapıldığında (Şekil 2), Irvine ve Baragar (1971), Macdonald ve Katsura (1964) ve Kuno (1960) ayırım hatları göz önüne alındığında, her evre volkanitlerin de tamamen kalkalen nitelikte oldukları, belirlenmektedir. Örneklerin Rittmann indisleri hesaplandığında, bunlardan Bağburun formasyonu volkanitlerinin Rittmann indislerinin 1,44-3,20 arasında; Hallaçlar formasyonu lavlarının indislerinin 1,7-4,7 arasında ortalama 2 civarında; Dedetepe formasyonu lavlarının ise 1,10-4,02 arasında (ortalama 2 civarında) oldukları ve hepsinin kalkalkalin nitelik gösterdikleri bir kez daha belirlenmiş olmaktadır. Zira, kabaca Rittmann indisleri 4 ten küçük olan lavlar kalkalkalin, 4 ten büyük olan lavlar ise alkalin nitelikte olmaktadır.

Her üç evre volkanitlerin kimyasal yoldan da adlandırılmaları yapılmış olup, bu amaçla ilk kez, alkali (Na₂O+K₂O) ve SiO₂ içerikleri göz önüne alınarak Cox ve diğerleri (1979) tarafından önerilen diyagramları da hazırlan-



Şekil 2. Volkanitlerin alkali-silis içeriklerine göre sınıflandırılması.

Figure 2- Classification of the volcanics according to their alkali-silica contents.



Şekil 3. Yolkanitlerin Peccerillo ve Taylor (1976) ya göre adlandırılmaları.

Figure 3. Nomenclature of the volcanics according to Peccerillo and Taylor (1976)-

miştir. Bu diyagramda Bağburun volkanitlerinin trakiandezit (Latit) ve dasit; Hallaçlar volkanitlerinin andezit ve trakiandezit; Dedetepe volkanitlerinin ise ender olarak andezit ve trakiandezit, çoğun dasit ve riyolit kesimine düştükleri görülmektedir. Dedetepe volkanitlerinin, diğer iki evre volkanitlerinden daha fazla asitik olduğu ilk bakışta göze çarpmaktadır.

Volkanitlerin, bu kez K_2O ve SiO_2 içerikleri göz önüne alınarak Peccerillo ve Taylor (1976) ya göre kimyasal yoldan adlandırılmaları da yapılmış (Şekil 3) ve tüm lavların yüksek potasyumlu kalkalkalin seriye dahil oldukları, Bağburun volkanitlerinin yüksek potasyumlu andezit-ctasit-yüksek potasyumlu dasit; Hallaçlar volkanitlerinin pek azmin andezit, büyük bir kısmının da yüksek potasyumlu andezit oldukları, sadece iki örneğin de sapma gösterip şoşonit ve latit bölgesine düştükleri görülür. Dedetepe volkanitlerinin ise pek azı yüksek potasyumlu andezit, büyük bir kısmı yüksek potasyumlu dasit ve riyolit kesiminde görülür. Birkaç örnek te sapma gösterip latit ve trakit bölgesine düşerler. Örneklerin Peccerillo ve Taylor (1976) ya göre adlandırılmaları çizelgelere de konmuştur.

Ayrıca, volkanitleri oluşturan magmanın kökeni araştırmak için Gottini (1968 ve 1969) nin geliştirdiği $\% - (Al_2O_3 / Na_2O) / TiO_2$ Gottini indisleri de hesaplanmıştır. Çizelgede de izlenebileceği gibi Bağburun volkanitlerinin Gottini indisleri 18, 11-23, 92 arasında; Hallaçlar volkanitlerinin indisleri 15,2-26,2 arasında; Dedetepe volkanitlerinin indisleri ise 18,93-94,50 arasında değerlerdedir. Tümünde de ortalama 20 dolayındadır.

Gottini, Gottini indisini ve Rittmann indisinin logaritmik değerleri arasında da bir ilişki kurmuş ve önerdiği diyagramda sialik (kıta kabuğu) ve simatik (manto) köken sınırlarını çizmiştir. Çalışma alanındaki volkanitlerin bu diyagramda da (Şekil 4) sialik kökenli oldukları görülmektedir.

İnceleme alanındaki her 3 evredeki lavlarda B_2O_3/Na_2O oranları da incelenmiş olup, tüm volkanitlerde bu oranın

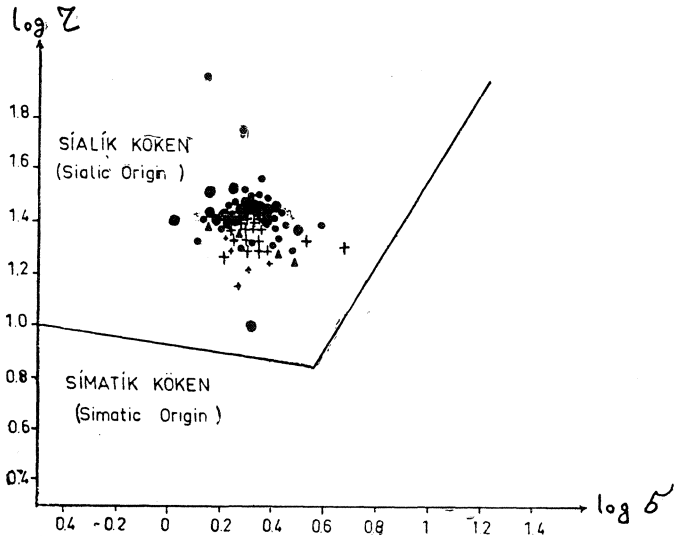
bir hayli yüksek olduğu (Bağburun volkanitlerinde ortalama 0,75 dolayında; Hallaçlar volkanitlerinde ortalama 0,80 dolayında; Dedetepe volkanitlerinde ise ortalama 1,00-1,10 dolayında) belirlenmiştir. Son yıllarda yapılan çalışmalarla K_2O/Na_2O içeriğinin, volkanik kayalarda oluşum koşulları ve kimyasal niteliklerinde bazı ayırtıcı özellikler gösterdiği saptanmıştır. Jakes ve White (1972), toleyitik volkanitlerde K_2O/Na_2O oranının en düşük, yaklaşık 0,35 ten daha az olduğunu; kalkalkalin volkanitlerde ise ada yaylarında yaklaşık 0,35-0,75 arasında olduğunu, ancak kıta içlerinde oluşan kalkalkalin volkanitlerde SiO_2 kapsamı yaklaşık % 63 ten fazla olanlar için yaklaşık 1 ve daha büyük değerler gösterdiğini saptamışlardır. Şoşonitik nitelikli volkanitlerde ise bu oran daha da büyük değerlere erişebilir. Ayrıca şoşonitik nitelikli lavlarda K_2O/Na_2O oranı, SCX^* içeriği arttıkça kalkalkalin olanların aksine azalır. İnceleme alanındaki tüm volkanitlerin tümünün de kalkalkalin nitelikte ve genel olarak kıta içi volkanitlerinden oldukları bir kez daha belirlenmiş olmaktadır, öte yandan Yamasaki (1956), kıtasal kalkalkalin lavlardaki yüksek K_2O/Na_2O içeriğinin, bunları oluşturan magmanın granitik malzeme ile kirlenmesi sonucu meydana geldiklerini öne sürmekte, bir başka deyişle anatektik köken kuramını belirtmekte olup inceleme alanındaki volkanitlerin kabuk kökenli oldukları konusuna ilerde tekrar değinilecektir. İnceleme alanındaki volkanitlerde CO_2/SiO_2 oranları da göz önüne alınmıştır. K_2O/SiO_2 oranının SiO_2 içeriğine göre değişim diyagramı çizildiği zaman, genel olarak SiO_2 kapsamı arttıkça K_2O/SiO_2 oranının da arttığı görülür.

Bu da, lavların kalkalkalin nitelikte olup normal bir kristalizasyon evrimi geçirdiklerini belirler. Şoşonitik nitelikli lavlarda ise bu durum tam tersinedir.

Bu suretle tüm petrokimyasal veriler inceleme alanındaki volkanitlerin kalkalkalin nitelikte olduklarını kanıtlamaktadır.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

İnceleme alanında 3 evrede oluşan volkanik kayalar, tamamen kalkalkalin nitelikte olmalarına karşın, oluşum



Şekil 4. Volkanitlerin Gottini (1968) diyagramı.
Figure 4. Gottini (1968) diagram of the volcanics.

koşulları ve kökensel yönden farklı oldukları sonucuna varılmıştır. Konuya daha fazla açıklık getirmek için Batı Anadolu, Ege denizi ve Balkan yarımadasında Üst Kretaseden itibaren oluşmaya başlamış volkanizma incelenmiş ve volkanik kayaç yüzlekleri toplu halde bir haritaya işlenmişlerdir (Şekil 5). Volkanik kayaçların dağılımı göz önüne alındığında yaşça kuzeyden güneye doğru gençleştikleri ve 4 ayrı grupta toplandıkları görülmektedir:

1 — Kuzeyde, Sofya'dan başlayıp doğuya doğru bir kuşak halinde Karadeniz kıyılarında uzanarak İstanbul'dan geçen ve Trabzon'a kadar devam eden Üst-Kretase yaşlı, Pontid kuşağına ilişkin Şili tipi bir yay volkanizması.

2 — Daha güneyde birinci kuşağa paralel olarak uzanan; Belgrad'dan başlayıp, Batı Trakya, Biga yarımadası, inceleme alanı ve Bursadan geçerek Bilecik'ten daha doğuya doğru devam eden kabaca Paleosen-Eosen yaşlı ve Pontid kuşağına ilişkin yay volkanizmasının güneye kaymasıyla oluşmuş ikinci bir yay volkanizması,

3 — Daha güneyde yer alan tüm Batı Anadolu, Ege denizi ve batıya doğru Edessa ile Üsküp'e kadar devam eden, Üst Oligosen'de başlayıp, Pliyosen'e kadar devam eden; giderek kalınlaşan kıta kabuğunun derinlerde kısmi ergimesi ve anateksi yoluyla oluşan, geniş alanlara yayılan volkanizma,

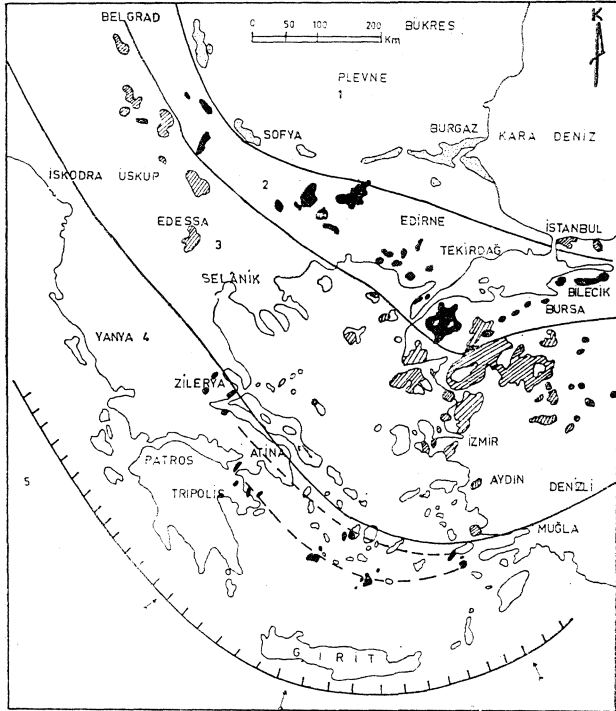
4 — Afrika plakasının, Ege-Anadolu plakası altına dalmasıyla oluşan yitim zonundan türeyen ve en güneyde yor alan, günümüzde de etkin olan Pliyo-Kuvaterner ada yayı

volkanizması.

En kuzeydeki I numaralı bölgede yer alan ve Bulgaristan'da Sofya'da başlayıp Doğu'ya doğru tüm Karadeniz kıyılarında uzanan yay volkanizması; olasılıkla Alt Kretase sonuna doğru bir okyanus levhasının kuzeye doğru dalması ve bu yitim zonundan bir yay-hendek sistemi gelişmesiyle meydana gelmiştir. Bölgede Alt Kretasen'in sonundan itibaren yer yer çökellerle ardalanmalı denizel bir yay volkanizması başlamıştır. Son yıllarda, özellikle Bolu-Sakarya bölgesinde yapılan ayrıntılı çalışmalarla (Yılmaz ve diğerleri, 1981; Yılmaz 1981), bölgede kuzeyde Pontid kıtası, güneyde ise Sakarya kıtasının yer aldığı, bu iki kıta arasında Jura başında bir okyanusun açılmaya başladığı Üst Kretaseye doğru tam bir okyanus halini aldığı Sakarya kıtasının kuzey kenarında bu okyanusa doğru kuzeve bakan Atlantik tip bir kıta kenarı; Pontid kıtasının güney kenarında ise kuzeye doğru bir yitim ve hendek-yay sisteminin geliştiğine ilişkin güçlü veriler elde edilmiştir. Üs. Kretase yaşlı bu yay volkanizmasının Bulgaristan'daki uzantısında ayrıntılı petrokimyasal çalışmalar yapan Boccialetti ve diğerleri (1978) lavların toleyitik, kalkalkalin ve şoşonitik niteliklerde olup tüm petrokimyasal verilerin, volkanitlerin tipik bir ada yayı volkanizması olduğunu kanıtladığını öne sürmüşlerdir. Yılmaz ve diğerleri (1981)'e göre Pontid kıtasının güneyindeki dalmanın başlaması ile birlikte Pontid kıtası önünde, kıtanın ucuna karşı sıyrılan ve dilimlenen okyanus, litosfer ve manto parçaları bir melanj, yığılma prizması geliştirmiştir. Sakarya kıtasının okyanusun dalmasıyla gitgide Batı Pontid kıtasına yaklaşması, aradaki okyanus tabanının dilimlenmesine yol açmış böylece melanj prizması giderek büyümüştür. Okyanus litosferi Jura başında Sakarya kıtası ve Pontidlerin birbirine yaklaşmaları sonucu şiddetle dilimlenmesi, bu dilimlerin namlı melanj prizması içine, hem de kıta dilimleri içine kamilleşmesine yol açmış ayrıca yayın da güneye doğru göçmesine neden olmuştur. Çünkü Eosen döneminde Ada yayı, tüm Pontidlerde güneye kaymış, yer yer retroşaryiil kıta üzerine daha önce yerleşmiş olan melanj topluluğu üzerinde büyümüştür. Okyanus tabanının yitimi, Pontid kıtası ile Sakarya kıtasının tam çarpışması ile olasılıkla Eosen sonunda bitmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981).

Bu şekilde, açıklanan mekanizma ile 2 numaralı bölgede (Şekil 5) oluşan Paleosen-Eosen yaşlı yay volkanizması Bilecik ve Bursa civarında, Biga yarımadasında, Batı Trakya'da uzanmakta olup (Ercan, 1979), inceleme alanındaki Bağburun formasyonu volkanitleri de bu yay volkanizmasının en güney kısmını oluşturmaktadır. Bolu-Sakarya çevresinde bu yay volkanizması Yılmaz ve diğerleri (1981) tarafından «Dikmen volkanitleri» olarak adlandırılmış olup birkaç evrelidir ve Orta-Üst Eosen yaşlıdır. Bursa kuzeyinde, Armutlu yarımadasında Paleosen-Eosen yaşlı ve yine birkaç evrelidir (Kipman, 1981, sözlü bilgi). Gemlik ve Mudanya'da da yüzlekler verir ve Paleosen-Üst Eosen yaşlı olduğu belirtilmiştir (Altınlı, 1943). İnceleme alanında «Bağburun formasyonu» olarak ayrılanmıştır ve olasılıkla Paleosen-Eosen yaşlıdır. Daha batıda Biga yarımadasında yine Paleosen-Eosen yaşlıdır, Eosen yaşlı çökellerle yer yer arakatlıdır (Bingöl ve diğerleri, 1973). Trakya'da Keşan civanada olasılıkla Üst Eosen yaşlıdır (Temek, 1949), Batı Trakya'da da olasılıkla Eosen yaşlı yüzlekler bulunmaktadır (Ercan, 1981-a).

İnceleme alanındaki Bağburun formasyonunun yay



AÇIKLAMALAR (Explonot. ons)

- 1. Üst Kretase yaşlı ada yayı volkanizması (Upper Cretaceous aged island arc volcanism)
- 2. Paleosen-Eosen yaşlı ada yayı volkanizması (Paleocene-Eocene aged island arc volcanism)
- 3. Miyosen-Pliyosen yaşlı kıta içi volkanitleri (Miocene - Pliocene aged intra-continental volcanics)
- 4. Pliyo - Kuvaterner yaşlı aktif ada yayı volkanizması (Pliocene-Quaternary aged active island arc volcanism)

Şekil 5- Batı Anadolu ve Balkan yarımadasındaki Üst Kretase-Senozoyik yaşlı volkanitler.

Figure 5- Upper Cretaceous-Cenozoic volcanics in Western Anatolia and Balkan peninsula.

volkanizması niteliğinde olmasına karşın ondan daha sonra oluşan Hallaçlar volkanitleri ve Dedetepe volkanitleri bir yay değil, 3 numaralı bölgede oluşan (Şekil 5) ve Batı Anadolu ve Ege adalarında çok geniş yer kaplayan kıta içi volkanitleri grubundandır. Batı Anadolu ve Ege adalarında pek çok alanda yüzlekler veren bu çoğun kalkalkalen, yer yer alkalın ve şoşonitik kıta içi volkanitlerinde yapılan ayrıntılı çalışmalar halen devam etmekte olup, bunlar olasılıkla kıta kabuğu kökenlidir ve yer yer de manto kökenli bir magma ile karışarak oluşmuşlardır. Batı Anadolu'da Orta Miyosen'den bu yana bir graben sistemi geliştiğine ve % 50 oranında K-G yönde genişleme geçirdiği ile ilişkin güçlü veriler elde edilmiştir (Şengör, 1978). 3au Anadolu graben sistemi Arabistan ve Avrasya plakalarına Orta Miyosendeki çarpışmasının bir sonucu olarak meydana gelmiştir ve Doğu Anadoludaki bu çarpışmanın, Ku^y Anadolu transform fayı ile Batıya doğru iletilmesi sonucu (Şengör, 1980) oluşmuştur. Anadolu plakasının batıya doğru olan hareketinin Yunan makaslama zonu boyunca freu-lenmesi, bölgede genel bir D-B yönde sıkışmaya neden ol-muş (Şengör ve Yılmaz, 1981) ve bu D-B yönde sıkışma so-nucu K-G yönde açılmalar başlamıştır. Öte yandan, da*pa önce kalınlaşmış olan kıta kabuğu, derin kesimlerde kısail ergimelere başlamış ve anatektik bu kısmi ergime ile Batı Anadolu'da yaygın Miyosen yaşlı asitik kalkalkalen volka-nizma, açılma sonucu oluşan kırık sistemleri ile yeryüzüne ulaşmaya başlamıştır. (Ercan ve Öztunalı, 1982). Batı Anı-doludaki Miyosen öncesi kabuk kalınlaşması, olasılıkla; Kretase sonunda, sialik bir kabuğu simgeleyen Menderes Masifinin kuzeydeki Paleotetis ve Tetis simatik kabuğu ile eşit tutulan ultramafik birim altına bindirmesi ve ultrama-fik kayaların da alta bindirmiş Menderes masifi üzerine olan edilgen bir üzerlemesi (Kaya, 1981) sonucu oluşmuştur. Batı Anadolu, Ege adaları ve daha batıda Edessa civarın la-ki Miyosen yaşlı asitik kalkalkalen volkanitlerin kabuk kö-kenli oldukları ve anateksi sonucu oluştuğu çeşitli araş-tırmacılar tarafından öne sürülmektedir. Örneğin, Kell3r (1969) Bodrum yarımadası güneyindeki Kos adasında; Bor-si ve diğerleri (1972) İzmir-Seferihisa, volkanitlerinde; Ma-rakis ve Sideris (1972) Edessa yöresindeki volkanitleri?; Keller ve Villari (1972) Afyon yöresindeki volkanitlerde; Yılmaz (1977). Gördes KD sundaki volkanitlerde; Özgenc (1978) İzmir-Cumaovası volkanitlerinde; Ercan ve diğerim (1979) Uşak volkanitlerinde; Sunder (1979) Eskişehir-Kır^a volkanitlerinde; Ercan (1982) Gördes B'smdaki volkanitler-de; Ercan ve diğerleri (1982-b) Gediz-Emet çevresindeki vol kanitlerde petrolojik incelemeler yaparak bunların kabuk kökenli olup, anatektik olaylar sonucu ergiyen kabuk gere-cinden oluştuğunu belirtmişlerdir. Esasen asitik kalkalkı-len volkanitlerin kabuksal materyalin anateksisi ile oluşa-bileceği, ileri derecede metamorfizmaya uğramış granitik bileşimli kay açların 2 Kilobar basınç ve 680-690°C sıcaklık-ta 7-8 km. lik sığ derinliklerde gelişebilecek bir anateksi ile bu işlemin meydana geldiği Tutti'i ve Bowen (1958) ta-rafından uzun yıllar önce öne sürülmüştür. Öte yandar., Eatı Anadoluda bu kabuksal malzeme ürünü kalkalkaKı (>er yer de ender olarak şoşonitik) volkanizmanın pek çok yerde, gençleştikçe alkalınleştiği ve Pliyosenden itibaren Kuvaternere doğru alkali bazaltik volkanitlerin egemea ol-dukları da son yapılan çalışmalarla saptanmıştır (Ercan 1981-b; Ercan ve diğerleri 1982-a; Ercan ve diğerleri(1982-b).

Bu suretle, inceleme alanındaki olasılıkla Paleosen-E>

sen yaşlı Bağburun volkanitlerinin bi, yitim zonu ürünü olup yay volkanitleri grubuna; daha genç olan Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Hallaçlar volkanitleri ile Alt Mi-yosen yaşlı Dedetepe volkanitlerinin, kıta kabuğu anateki'si ile oluşmuş kıta içi volkanitleri grubuna ait oldukları ve her 3 volkanizmanın da kalkalkalen nitelikli oldukları bi-lirilenmiş olmaktadır.

Volkanik kayaçlarda yapılmakta olan iz element, nadir toprak elementleri tayinleri ve jeokronolojik çalışmalar ko-nuya ilerde daha fazla açıklık getirecektir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, inceleme alanından topladıkları volkanik fca-yaç örneklerinin kimyasal analizlerini yapan MTA Enstİ-tüsü Laboratuvarlar Dairesinden T. Saltoğlu, E. Alpaslan T. Akyüz, M. Türkalp ve E. Esen'e; yorumsal yardımların-dan dolayı MTA Jeoloji Dairesinden Behçet Aktürek ve Erdoğan Demirtaşlı'ya teşekkürü borç bilirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyürek, B. ve Soysal, Y., 1978, Kırkağaç-Soma (Manisi-Savaştepe-Korucu-Ayvalık (Balıkesir)-Bergama (İz-mir) civarının jeolojisi: Maden Tetkik Arama Ens t. Rap. No. 6432
- Akyürek, B., ve Soysal, Y., 1982, Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri: Maden Tetkik Arama Enst Derg. 95/96, 1-12.
- Altınlı, I.E., 1943, Bandırma-Gemlik arasındaki kıyı sıra-dağının Jeolojik incelenmesi : İ.Ü. Fen Fak- Mecm., 8, 1-2, 76-137.
- Aslaner, M., 1965, Etude geologique et petrographiques de la region d'Edremit-Havran (Turquie) : Maden Tet-kik Arama Enst. Yay., 110, 98 s.
- Ataman, B., 1975, Plutonisme calco-alkalin d'age Alpin Anatolie du Nord Quest : C.R. Acad. Sc Paris-, 280, D, 2065-2068.
- Ayan, M., 1979, The origin of the some granites occurring in the Menderes massif and their relations with the uranium mineralization : Comm. de la Fac des-Scien. de L'Univ. d'Ankara, C1, 22, 91-128.
- Benda, L., innocenti, F., Mazzuoli, R., Radicati, F ve Stf-fens, P., 1974, Stratigraphic and radiometric daha of the Neogene in Northwest Turkey : Z. Deutsch. Geol-Ges-, 125, 183-193-
- Bingöl, E., Akyürek, B., ve Korkmazer, B., 1973, Biga yarım-adasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri : Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kong-resi Tebliğler Kitabı, 70-76.
- Bingöl, E., Delaloye M., ve Ataman. G., 1982, Granitic int-rusion in Western Anatolia; a contribution to the geodynamic study of this area : Eclo- Geol. Helv. 75/2, 437-446-
- Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A., ve Vassileva, G.S., 1978, Late Cretaceous high-potassium volcanism in Eastern Srednogie, Bulgaria : Geol. Soc. Amer. Bull-, 89, 439-447.
- BorsL S., Ferrara, G., innocenti, F., ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea : Bulletin Volcanologique, 36-1, 473-496.
- Brinkmann, R., Feist, R., Marr, W.U., Nickel, E., Schlimm, W., ve Walter, H.R., 1970, Soma dağlarının jeolojisi : Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 74, 41-56.

- Bürküt, Y., 1966, Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların mukayeseli jenetik etüdü : Doktora tezi, İ.T.Ü. Yayın, 272 s.
- Bürküt, Y., 1975, Kuzeybatı Anadolu granitik plütonları içindeki Ti, P, Zr, Mn, V tayini ve dağılımı : Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 84,13-19.
- Cox, K.F., Bell J.D., ve Pankhurst, D.V., 1979, The interpretation of igneous rocks : George Allen and Unwin Ltd., Londra, 450 pp.
- Ercan, T., 1979, Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması : Jeoloji Mühendisliği Derg., 10, 117-137.
- Ercan, T., Dinçel, A., Günay, E., 1979, Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege Bölgesindeki yeri : Türkiye Jeol. Kur. Bül., 22, 185-198.
- Ercan, T., 1981-a, Batı Anadolu Tersiyer volkanitleri ve Bodrum yarımadasındaki volkanizmanın durumu : İstanbul Yerbilimleri Derg., 2/3-4, 263-282.
- Ercan, T., 1981-b, Kula yöresinin jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi : Doktora tezi, İstanbul Üniv. Yerbilimleri Fak., İstanbul 168 pp.
- Ercan, T., 1982, Gördes Volkanitleri : Türkiye Jeol. Kur. Bül., 26/1, 41-48.
- Ercan, T., Türkecan, A., Dinçel, A., Günay, E., 1982-a, Kula-Selendi (Manisa) dolaylarının jeolojisi : Jeoloji Mühendisliği Derg., 17, 3-28.
- Ercan, T., Savaşçın, Y., Günay, E., 1982-b, Gediz-Simav-Emet yöresindeki volkanitlerin petrolojisi : Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 97/98, 86-101.
- Ercan, T., ve Öztunalı, Ö., 1982, Demirci-Selendi (Manisa) çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanitlerin petrolojisi ve kökensel yorumu : Hacettepe Yerbilimleri Derg., 10, 1-15.
- Gottini, V., 1968, The TiO₂ Frequency in volcanic rocks : Geol. Rdsch. 57, 930-935.
- Gottini, V., 1969, Serial character of the volcanic rocks of pantelleria : Bulletin Volcanologique, 3, 818-827.
- Irvine, T.N., ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks : Can. Jour. Earth. Scien., 8, 523-548.
- Izdar, E., 1968, Kozak intrüzif masifi petrolojisi ve Paleozoyik çevre kayaçlarıyla jeolojik bağlantıları : Türkiye Jeoloji Kur. Bül., 11,1-2,140-179.
- Jakes, P., ve White, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas : Geol. Soc. Bull., 83, 28-40.
- Kaya, O., 1981, Batı Anadolu alta bindirmesi; Ultramafik birimin ve Menderes masifinin Jeolojik konumu : Doğa Bilim Dergisi, 5, Atatürk özel Sayısı, 15-36.
- Keller, J., 1969, Origin of Rhyolites by anatectic melting of granitic crustal rocks : Bulletin volcanologique, 33/3, 942-959.
- Keller, J., ve Villan, R., 1972, Rhyolitic ignimbrite in the region of Afyon (Central Anatolia) : Bulletin volcanologique, 36, 342-358.
- Krushensky, R.D., 1976, Neogene Calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karala, Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey : Bulletin volcanologique, 40, 336-360.
- Kuno, H., 1960, High-alumina basalt : Journal Petrology, 1, 121-145.
- Macdonald, G.A., ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas : Journal of Petrology, 5, 82-133.
- Marakis, G., ve Sideris, C., 1972, Petrology of Edessa area volcanic rocks, West Macedonia, Greece : Ann. Geol. de Pays Hellen, 24, 247-256.
- Nebert, K., 1978, Linyit içeren Soma Neojen Bölgesi, Batı Anadolu : Maden Tetkik Arama Enst. Der., 90, 20-69.
- Öngür, T., 1972, Dikili-Bergama Jeoterjnal araştırma sahasına ilişkin jeoloji raporu : Maden Tetkik Arama Enst. Rap. No. 5444, Ankara.
- Özgenç, I., 1978, Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerinde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki görece ilişki : Türkiye Jeoloji Kur. Bül., 21/1, 31-34.
- Peccerillo, A., ve Taylor, J.R., 1976, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, Northern Turkey : Bulletin Volcanologique, 39/4, 557-569.
- Rittmann, A., 1952, Nomenclature of volcanic rocks : Bulletin volcanologique, 12, 75-102.
- Rittmann, A., 1953, Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes : Bulletin volcanologique, 14, 45-58.
- Streckeisen, A., 1976, Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition : A provisional attempt; N. Jb. Für Miner. Monatshefte, 1-15.
- Sunder, M., 1979, Kırka (Eskişehir) ve çevresinin jeolojisi, petrolojisi ve Sarıkaya borat yataklarının jeokimyasal incelenmesi : Doktora tezi, İstanbul Üniv. Fen Fak., İstanbul.
- Şengör, A.M.C., 1978, Über die angebliche primäre vertikale tektonik im Aegeisraum : N- Jb. Geol. Palaeont Mh., 11, 698-703.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları : Türkiye Jeol. Kur. Yayını., 40, s., Ankara.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey; A plate tectonic approach : Tectonophysics, 75, 181-241.
- Ternek, Z., 1949, Geological study of the region Keşan-Korudağ : Doktora tezi, İstanbul Üniv. Fen Fak., 78 s.
- Tuttle, O.F., ve Bowen, N.L., 1958, Origine of granite in the lights of experimental studies in the system Na⁺SiO₃, SiO₂, KAlSi₃O₈, K₂O : Geol. Soc. Amer. Memoir, 74, 153 pp.
- Yamasaki, M., 1956, Petrogenetic significance of the K₂O/Na⁺O ratios of volcanic rocks of Fuji and Nasu volcanic zones in Japan : Jour. Geol. Soc. Japan, 62, 504-514.
- Yılmaz, H., 1977, Beğenler-Geçtin köylerinin kuzeybatı yöresi (Gördes) stratigrafik tektonik ve petrografik incelenmesi : Ege Üniv. Fen Fak. Derg., A, 1, 2, 143-169.
- Yılmaz, Y., 1981, Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi : İstanbul Yerbilimleri Derg., 1, 1-2, 33-52.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A.M., ve Yiğitbaş, E., 1981, Abant (Bolu)-Dokurcun (Sakarya) arasında kuzey Anadolu fay zonunun Kuzey ve Güneyinde kalan Tektonik birliklerin jeolojik evrimi : İstanbul Yerbilimleri Der., 2, 3-4, 239-261.

Yazının Geliş Tarihi : 16.11.1982

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 18.6.1983

Yayıma Verildiği Tarih : 15.2.1984