

# Kula Yöresinin Jeolojisi ve Volkanitlerin Petrolojisi

"Geology of Kula area and petrology of Kula volcanics"

TUNCAY ERCAN\*

M.T.A. ENSTİTÜSÜ, ANKARA

**ÖZET :** Manisa iline bağlı Kula ve Selendi ilçeleri arasında yer alan inceleme alanı takriben 1800 km<sup>2</sup> lik bir yer kaplar. Temel kayaları, başlıca gnayslar, şistler ve kuvarsitler ile en üst kısımda Permo-Triyas yaşlı mermerler oluşturur. Mesozoyik birimleri, Jura yaşlı dolomitik kireçtaşları ve Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanjdir. Senozoyik birimlerini, alttan yukarıya doğru. Pliyosen yaşlı akarsu çökelleri ve onları örten andezit lav akıntıları ile onlarla eşyaşı gösel kireçtaşları oluşturur. Kuvaterner yaşlı Kula lavları üç ana evrede akmışlardır; İlk evre ürünleri 1,1 milyon yıl önce oluşmuşlardır. Son evre volkanizması tarihsel zamanlara kadar devam etmiştir. Petrografik ve petrokimyasal incelemelere göre, Kula lavları alkali bazaltlardır. Bunların alkali içerikleri ilk evreden üçüncü evreye doğru potasyumca zenginleşmektedir. Kaya türlerinin çoğunluğu trachibazaltlar, alkali olivin bazaltlar, Hawaiiitler ile az miktarda Mujeartitler ve Tefritlerdir. Kula volkanitleri mantodan Sorguç yolu ile yükselen ilksel magmadan türemişlerdir ve bir rift volkanizmasıdır.

**ABSTRACT :** The investigated area lies between Kula and Selendi towns in the province of Manisa, covering an area of approximately 1800 km<sup>2</sup>. The basement rocks consist mainly of gneisses, schists and quartzites with Permo-Triassic merbles in the uppermost section. Mesozoic units consists of dolomitic limestones of Jurassic and an ophiolitic melange of Upper Cretaceous age. Cenozoic units consists of fluvial sediments of Pliocene age overlain by andezitic lava flows with interfingering lacustrine limestones towards the top. Kula volcanics of Quaternary age flowed in three main periods; the initial products being ejected 1,1 million years ago. The last period of volcanism lasted until historic times. According to petrographic and petrochemical investigations, Kula lavas are alkali basalts. Their alkali content increases becoming potassicrich first to the third period. Most of the rock types are trachybasalts, alkali olivine basalts and hawaiites with minor mugearites and tephrites. Kula volcanism has a mantle origin derived from an initial magma rise through plums, and is a rift volcanism.

## GİRİŞ :

Batı Anadolu'da, Manisa iline bağlı Kula ilçe merkezi çevresindeki volkanizma Türkiye'nin en ilginç ve iyi korunmuş volkan bacası-

ları, kraterler ve lavlarını oluşturmuştur. Bu bölge, 1000 yıldan fazla zamandır araştırmacıların ilgisini çekmiş olup, çeşitli araştırmalar yapılmışsa da ayrıntıya gidilmemiş ve daha çok kısa süreli gezilerle yteinilmiştir. Ayrıca

\*İÜ Yerbilimleri Fakültesinde Prof. Dr. Önder Öztunalı yürütücülüğünde tamamlanmış doktora çalışması.

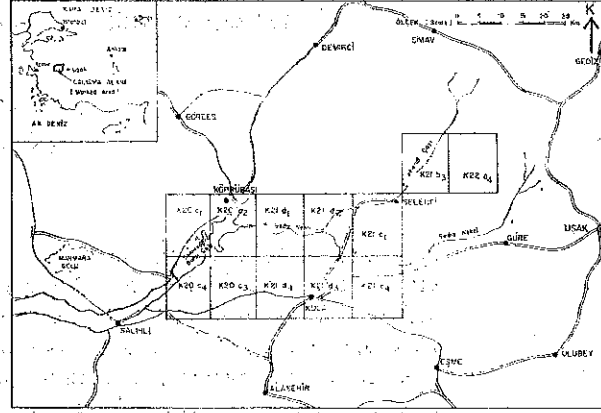
son yıllarda Plaka Tektoniği Kuramının oluşturulması ve bölgesel jeotektonik evrimleri açıklayıcı uygulamalarda volkanik kayaların plaka devinimleri ile olan doğrudan ilişkilerinin göz önüne alınmasıyla çeşitli çözümler elde edildiği bilinmektedir. Volkanik kayalarda yapılan petrolojik çalışmalara son yıllarda Batı Anadolu'da ağırlık verilmiş olup; bu araştırma, bugüne değin Ege bölgesinin jeotektonik evrimini açıklayıcı verilere yeni verilerin eklenmesini öngörür. Araştırmada salt Kula volkanitlerinin incelenmesi ile yetinilmemiş olup tüm Anadolu, Ege Adaları ve Yunanistan'daki Senozoyik yaşlı diğer genç volkanitler de derlenmiş ve karşılaştırmaları yapılmıştır. Ayrıca, incelemeler sonucu bir riftleşme ürünü olan Kula alkali bazaltik volkanitlerinin dünyadaki diğer bazı benzerleriyle de karşılaştırmaları yapılarak, Batı Anadolu'nun Miyosen ve sonrası jeotektonik evrimi yorumuna da gidilmiştir.

Çalışmalara, Kula ilçe merkezi çevresinde saha gözlemcileri ile başlanmış, önce 600 km<sup>2</sup>lik bir alanda ayrıntılı jeolojik harita alınmış ve gidilmiştir. Volkanitlerin geniş yayılan bu alanın çevresindeki 1200 km<sup>2</sup>lik alanda da incelemeler yapılmıştır. 3 evrede yüzlekler verdiği saptanan volkanizmanın her üç evredeki lavlarından sağlıklı kimyasal analizler yapılabilecek taze örnekler toplanmıştır. Toplanan 35 örneğin MTA Enstitüsü TTL Laboratuvarlarında majör element kimyasal analizleri yapılmıştır. Elde edilen kantitatif silikat analiz sonuçları, MTA Jeofizik Dairesi Bilgi İşlem Merkezindeki bilgisayarda programlanmış ve volkanitlerin çeşitli parametreleri saptanmıştır. Veriler, daha sonra çeşitli grafiklere uygulanarak kimyasal yoldan volkanitlerin nitelikleri araştırılmış ve plaka tektoniği açısından kökensel yorumlarına gidilmiştir. Ayrıca pek çok sayıda örnekten yapıldığı petrokimyasal araştırmalarla eşzamanlı olarak ince kesitlerin petrografik incelemeleri yürütülmüştür. Daha sonra tüm Batı Anadolu, Ege denizi ve Yunanistan'daki Tersiyer volkanizmasına ilişkin çeşitli araştırmalar derlenmiş, karşılaştırmaları yapılmıştır. Çalışmalar sonucu bölgesel volkanik dağılım

ve Kula volkanitlerinin plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri belirlenmiştir.

İncelenen bölge, Manisa iline bağlı Kula ilçesi merkezi ve çevresini kapsar (Şekil 1).

Şekil 1- YER BÜLDÜRÜ HARİTASI  
(Figure 1- Location Map)



Yaklaşık 1800 km<sup>2</sup> olup, bunun 600 km<sup>2</sup>lik kısmında ayrıntılı jeolojik harita alınmış ve yapılmıştır (1/25.000 ölçekli İzmir K20-c<sub>3</sub> ve Uşak K21-c<sub>4</sub>, d<sub>3</sub>, d<sub>4</sub> paftaları) bu alana komşu 1200 km<sup>2</sup>lik alanda da (1/25.000 ölçekli İzmir K20-c<sub>1</sub>, c<sub>2</sub>, c<sub>4</sub>; Uşak K21-b<sub>3</sub>, c<sub>1</sub>, d<sub>1</sub>, d<sub>2</sub> ve Uşak K22-a<sub>4</sub> paftaları) salt volkanik kayalar incelenmiştir.

Çalışma alanının doğusunda Uşak il merkezi ve Eşme ilçe merkezi, batısında Göl Marmara, kuzeyinde Gördes, Demirci ve Simav ilçeleri ve güneyinde Salihli ve Alaşehir ilçeleri bulunmaktadır.

Çalışma alanı içinden Selendi Çayı, Eynes Çayı ve Gediz nehri geçmekte olup bunlar birleşerek Demirköprü baraj gölüne dökülmüştür. Ayrıca Gediz nehrine dökülen pek çok küçük dere vardır.

İnceleme alanı genellikle eski metamorfik kayaların penneplen şekillerinden, yatak ve yataya yakın Neojen platolarından ve yer yer yükselen tekçe volkanik konilerinden oluşan bir morfoloji sunar. Yatay ve derin vadiler açılmıştır, ve farklı Neojen çökellerinin farklı aşınmalarından dolayı pek çok vadi, vadecik ve peri macalarına benzer oluşuklar oluşmuştur.

Çalışma alanı 100 m.-1370 m. arasında değişen yükseltiler gösterir. Genellikle fazla en-

gebeli olmayıp doruklar KD-GB gidişlidir. Güneye doğru, inceleme alanında yükseklik azalır ve Kula çevresinde, incelenen volkanik röliyefin genellikle 600-700 m. yükseklikte bir yayla üzerinde yerleştiği görülür.

### ESKİ İNCELEMELER :

Çalışma alanındaki eski jeolojik incelemeler oldukça eski yıllardanberi süregelmektedir. Eski çağlarda, 2000 yıl kadar önce ünlü Yunanlı tarihçi Strabon tarafından Kula bölgesi gezilmiş ve yazar bu yörede pekçok sayıda volkan bulunduğunu yazarak «Katakekau-mene» (Yanık Ülke) adını vermiştir. Hamilton ve Strickland (1841), ilk kez bu bölgede jeolojik incelemeler yapmışlar, volkanizmanın Tersiyer yaşlı olduğunu öne sürerek farklı 3 evrede bazaltik lavların olduğunu saptamışlardır. Daha sonra Tchichatcheff (1867) ve Texier (1882) tarafından Kula bazaltlarında ön çalışmalar yapılmıştır. 19. Asrın sonlarına doğru Washington (1893, 1894, 1900), Kula lavlarında ilk kez ayrıntılı petrokimyasal çalışmalar yapmış ve «Kulaif» adını verdiği Kula bazaltlarını, hornblend içerigince zengin, Nefelin veya lositli bir bazal türü olarak dünyaya tanıtmıştır. Daha sonra Könisberger (1909), Philippon (1913), French (1916), Canet ve Jaoul (1946), Birand (1953), Holzer (1953 ve 1954), Baykal (1954), Nebert (1961), Crawford (1964), Wipern (1964) Beekmann (1969), Arpat ve Bingöl (1969), Ünal ve Ha (1964), Bergo (1964), Çelik (1968) Ozansoy vur (1970), Erinç (1970), Gün (1971), İnceleme alanı yakın çevresinde çeşitli konularda taammlayıcı jeolojik çalışmalar yapmışlardır. Borsi ve diğerleri (1972), bölgede ilk kez ayrıntılı petroloji ve Jeokronolojik çalışmalar yapmış, Kula bölgesindeki en yaşlı bazaltik volkanizmanın 1,1 milyon yıl yaşta olduğu saptayarak, lavların «Nefelinli Hawaiiit» olarak adlanabileceklerini öne sürmüşlerdir.

Öztunalı (1973), İnceleme alanı kuzeyinde yer alan Eğrigöz masifinde yaptığı ayrıntılı çalışmalarla, bu plütonun granodiyorit ailesine ait kayalardan oluştuğunu, masifin yaşının ortalaam 167 milyon yıl olduğunu saptamış ve masifin etrafını çevreleyen volkanitlerin riyolit, riyodasit, dasit, andezit ve bazal-

tit türde olduklarını, bazaltların Kuvaterner yaşta olup, diğer lavların Pliyosen yaşlı olduklarını, bol miktarda da tüf olup bu tüflerin diğer Neojen çökelleri ile arakatlı olarak izlendiklerini belirtmiştir.

Çelik (1972), 3'üncü evreye ilişkin bazaltik litik tüflerde bulunan ilkel insan ayak izlerinde; Ota ve Dinçel (1975) baazldik lavların ince kesitleri üzerinde, çalışmalar yapmışlardır. Arpat ve Şaroğlu (1975), bölgenin grabenleşmesine ilişkin fikirler öne sürmüş; Aydıngöz (1976), Neojen çökellerinde bulunan uranyum minerallerini incelemiştir; Tekkaya (1976) bazaltik tüflerde bulunan ilkel insan ayak izlerinin 12000 yıllık olduğunu öne sürmüştür. Şenol ve Karabıyıkoglu (1977) çökellerde sedimantolojik incelemeler yapmışlardır. Ercan ve diğerleri (1977), Ercan ve diğerleri (1978), Ercan ve diğerleri (1979), inceleme alanına komşu bölgelerdeki çökel kayalarda sedimantolojik; andezitik volkanik kayalarda ise ayrıntılı petrolojik çalışmalar yapmışlardır. Ercan (1979) Batı Anadolu, Trakya ve Ege Adalarındaki Senozoyik volkanizmasını incelemiştir ve Kula volkanitlerinin «Alkali Olivin Bazalt» türde olduklarını, bunların sodik olanlarının Alkali Bazalt, Hawaiiit ve Mujeirit, postassik olanların da trakibazalt olarak adlanmalarını gerektiğini ortaya koymuştur.

Ercan ve diğerleri (1980-a), Kula çevresinde yaklaşık 2900 km<sup>2</sup>lik geniş bir alanda ayrıntılı jeolojik çalışmalar yaparak 1/25.000 ölçekli jeolojik harita almında bulunmuşlar, karasal Senozoyik havzalarında oluşan çökel kaya birimlerinin ayrıntılı stratigrafisini ortaya koymuşlar, bölgede 7 ayrı volkanik evre bulunduğunu saptamış ve kalkalkalin volkanitlerin çevredeki komşu diğer bazı volkanitlerle olan karşılaştırmalarını yaparak inceleme alanının jeotektonik evriminin aydınlatıcı sonuçlar elde etmişlerdir.

### STRATIGRAFI

İnceleme alanında temeli, metamorfik kayalar oluşturur. Gnayslar ve çeşitli şistlerden oluşan bu metamorfik kayalar üzerinde mermerler yer alırlar. Daha üst kısımlarda ise uyumsuz olarak dolomitik kireçtaşları izlenirler. Bu birimleri ofiyolitli melanj birimleri üst-

ler. Üst Kretase yaşlı olan bu ofiyolitli melanaj kayaları üzerinde uyumsuz olarak Pliyosen yaşlı karasal akarsu çökelleri bulunurlar. Bunlarla eşyaşı kalkalkalin andezitik bir volkanizma; daha üst düzeylerde ise gösel ortamda oluşan kireçtaşları izlenir. İnceleme alanında Kuvarterner, karasal (akarsu) ortamda oluşan çökel kayalar, 3 farklı evrede oluşan Kula bazaltik lavları, eski ve yeni alüvyonlarla temsil edilir (Şekil 2).

Ercan ve diğerleri (1977) tarafından komşu bölgelerde yapılan formasyon adlamaları, inceleme alanındaki kaya birimleri için de aynen uygulanmıştır.

### *Eşme Formasyonu (Pzşe)*

Çalışma alanında temeli oluşturan ve eski araştırmacılar tarafından «Menderes Masifi» olarak adlandırılan metamorfik kaya birimlerinde uzun yıllardır pek çok sayıda araştırmacı çalışmış ve henüz tam fikir birliğine varamamışlardır. Araştırmacıların büyük bir çoğunluğu, Menderes masifini, bir çekirdek ve bunun üzerindeki bir örtüden oluşmuş iki kısımda düşünmüşlerdir. Çekirdeği genellikle para, yer yer orta kökenli çeşilli gnayslar oluşturur. Çekirdek gnaysların çevresini, çeşitli şistlerden oluşmuş kalın bir şist örtüsü çevrelemektedir. Çekirdek gnayslar ile örtü şistleri arasındaki ilişki henüz tam olarak saptanamamıştır.

İnceleme alanında, en altta, Menderes masifinin çekirdeğine ilişkin para kökenli başlamaktadır. Gözlü gnayslar, iri feldspat ve kuvars gözlü olup yer yer ekonomik önem taşımayan diyasporit, hematit ve magnetit cevherleşmesi içerirler. Daha üst kısımlara doğru gözlü gnaysların tane boyları küçülür ve ince taneli biyotit gnayslara geçerler. Daha üstte ise, Menderes masifinin örtü şistleri olarak nitelendirilen Mikaşist, Kuvars-Muskovit şist, Kuvarsit şist, Granatlı şist, klorit şist, serizit şist, v.b. ince taneli şistler yer alırlar. Çekirdeğe ilişkin gözlü gnayslarla örtü şistleri arasındaki ilişki inceleme alanında tam belirgin olmayıp, uyumlu gibi görünmektedir. Örtü şistlerinin üst kısımlarına doğru ince mermer bant ve düzeyleri görülmektedir. Çalışma alanında yer alan gözlü gnays ve biyotit gnays-

larla örtü şistleri, jeolojik harita alımında birbirlerinden ayırtanamamış ve bütünüyle «Eşme Formasyonu» adı altında toplanmıştır. Formasyon adını, en yoğun bulunduğu çalışma alanının doğusunda yer alan Eşme ilçesinden almaktadır. Gerek gözlü gnays ve biyotit gnayslar, gerekse örtü şistleri, bol miktarda hidrotermal kuvars damarı tarafından kesilmişlerdir. Çalışma alanına komşu bölgelerde, bu hidrotermal kuvars damarları içinde yer yer altın içeren küçük arsenopirit oluşukları da vardır.

Kuvars damarları yer yer de turmalinlidirler. Gözlü gnayslardan alınan çeşitli örneklerin ince kesitlerinin incelenmeleri sonucu bunların genellikle şistozite ve porfiroblastik doku gösterdiği, allotriyomorf taneli ve kenetlenmeli dış yapısı gösteren kuvars, biyotit, muskovit, çeşitli feldispatlar (albit, oligoklas, ortoklas) ile daha az miktarda granat (almandin), sfen, zirkon, serizit, apatit ve opak mineraller içerdiği, feldispatların yer yer serisitleştiği saptanmıştır. Örtü şistlerinden alınan çeşitli örneklerden yaptırılan ince kesitlerdeki petrografik incelemeler sonucunda ise bunların şistozite, porfiroblastik ve granoblastik doku gösterdikleri, kayacın cinsine göre kuvars, muskovit, biyotit, serizit, turmalin, zirkon, edipks, apatit, klorit, granat (almandin), sfen, amfibol (hornblend), stavrolit ve albit içerdikleri saptanmıştır. Örtü şistleri, içerdikleri minerallere göre çeşitli isimler almaktadırlar. Eşme formasyonu Permiyen öncesi yaşlıdır.

### *Musadağı Mermerleri (Ptrm)*

Çalışma alanında, Eşme formasyonunun örtü şistleri üzerinde uyumlu olarak dolomitik mermerler yer alırlar. Bunlar, beyaz, açık gri renkli, 100 m.yi aşkın kalınlıkta (Çalışma alanı dışında daha da kalın), iri kristalli, orta sertlikte, bazen siyah bantlı, kalın katmanlı, dolomitik mermerlerdir. Yer yer zımparataşı ve diyasporit mercikleri içerirler. Bazı bölgelerde kuvarsit şistlerle ardışıklıdır ve sakkaroid yapı gösterirler. Kırıldıkları zaman kötü koku çıkarırlar ve yer yer kuvvetli, yer yer de zayıf dolomitik özellikler gösterirler. Mer-

merler, örtü şistlerin üst düzeylerinde bazen mercek ve düzeyler şeklinde ardalanmalı, geniş yüzlekler verdikleri yörelerde de örtü şistleri üzerinde uyumludurlar. Mermerler, çalışma alanı doğusunda Uşak L 22-d<sup>2</sup> paftasında Musadağı ve çevresinde çok daha geniş ve tipik yayımlı olup, formasyon adını bu bölgeden almıştır. İnce kesitlerinin incelenmeleri sonucu, birbirine kenetlenmiş ve zayıf şisti sıralanım gösteren kalsit kristalleri (boyları 0,01 mm. - 5 mm. arasındadır), granoblastik ve basınç ikizlenmesi gösteren dolomit, az miktarda ince taneli idiomorf kuvars kristali, çok az klorit, biyotit ve muskovit içerdikleri saptanmıştır.

Mermerler içinde yer yer mercekler şeklinde zımparataşı ve diyasporit cevherleşmesi vardır. Örneğin K 21-d<sub>3</sub> paftasında Kula ilçe merkezi doğusunda Kirpiini tepe çevresinde 150 m. uzunlukta bir horizonla bir çok küçük mercekler şeklinde diyasporit ve zımparataşı cevherleşmeleri izlenmiş olup, bu mercekler 1 m. boyutunu aşmaz ve ekonomik önemleri pek yoktur.

Ancak çalışma alanı dışında ekonomik önem taşıyan daha büyük yataklar da vardır. Diyasporit ve Zımparataşı oluşuklarının ilksel gerci olan boksit'in birikmesi için, içinde karstik çukurların oluşabileceği, bol yıkanmanın olduğu karasal bir ortam gerekmektedir. Bu şekilde kireçtaşları içinde bir boksit birikmesi olmuş ve daha sonra metamorfizmu ile kireçtaşları mermere, boksit te zımparataşı ve diyasporite dönüşmüştür. Bileşim olarak, daha fazla miktarda korund, daha az kloritoid, magnetit, hematit, çok az muskovit, klorit ve margaritten oluşmuşlardır.

İnceleme alanındaki mermerlerde fosil bulunamamıştır. Ancak, komşu bölgelerde, başka araştırmacılarca yapılan çalışmalar sonucu bunların az kristalize olan kısımlarında Permian ve Triyas yaşlı fosiller bulunduğu ve 1000 m. kalınlığı eriştikleri saptanmıştır. Akkuş (1962) Mesozoyik; Akarsu (1969) Permo-karbonifer; Ayan (1973) Permian-Mesozoyik; Boray ve diğerleri (1973) Üst Triyas; Kalafatçıoğlu (1962) Permian; Wippert (1964) Üst Permian-Triyas yaşta olduklarını ileri

sürdüklerinden tüm bu sonuca varımlar göz önüne alınarak inceleme alanındaki mermerlerin Permo-Triyas yaşta oldukları kabullenilmiştir.

#### *Kızılcaşöğüt Formasyonu (jk)*

İnceleme alanında, Musadağı mermerleri üzerinde uyumsuz olarak yer alan Kızılcaşöğüt formasyonu; gri, mavimsi, yer yer de beyaz Çalışılan sahada, salt K 21-d<sub>3</sub> paftasında Karanlı dolomitik kireçtaşlarından oluşmuştur. İnharman köyü batısında Yılanasar Tepe ve Ada Tepe çevrelerinde çok küçük bir alanda yüzlek vermektedir. Fosil içermez, ancak çalışma alanı KD sundaki Murat dağı çevresinde yer alan ve Orta-Üst Jura yaşlı denizel fosiller içerdiği saptanan (Bingöl 1977) kireçtaşları ile olan benzeşmeleri göz önüne alınarak olası jura yaşlı olduğu kabul edilmiştir. Kireçtaşlarından yaptırılan ince kesitlerde, bunların mo-zayik doku gösteren, ortalama tane boyları 0.05 mm. olan kalsit kristallerinden oluşmuş ve çatlakları daha büyük kalsit taneleri ile dolmuş mikrokristalin kireçtaşları oldukları saptanmıştır.

#### *Vezirler Melanji (Kum)*

İnceleme alanında daha sonra ofiyolitli melanç birimleri yer almaktadır. Bu ofiyolitli melanj, çeşitli boyutlarda ultramafik, radyolarit, çörtlü kireçtaşı, çamurtaşı, tuf ve mermer v.b. değişik litolojik birimler karmaşığdır. Çalışma alanında K 21-c<sub>4</sub> paftasında Ziftçi Tepe çevresinde ve K 21-d<sub>3</sub> paftasında Kalınharman köyü yakınlığında dar bir bölgede yüzlekler verirler. Melanj içindeki ultramafitler, çoğunlukla serpantinleşmiş peridotitlerden (harzburgit, dunit, lertzolit) oluşmuştur. Çoğu yerde serpantinleşmiş ultramafitler koyu yeşil renkte olup, yer yer kırıklı ve çatlaklıdır. Çatlaklarda küçük magnezit ve asbest oluşukları izlenmektedir. Olasılıkla, magnezitler, serpantinleşmeden daha sonra CO<sub>2</sub>li suların peridotitlerle olan ilişkisi sonucu olmuşlardır. Melanj kayaları, daha yaşlı birimler üzerinde tektonik bir dokanakla yer almaktadırlar ve melanj birimleri ile alttaki metamorfitletler arasında yer yer ezik zonlar ve breşleşmeler izlenmektedir. Ultramaifk kayalar üzerinde

«Listvenit» olarak adlandırılan, yer yer silisi- fiye olmuş, karbonatlaşmış ve limonitleşmiş bir kabuk bulunmaktadır. Kızıl, sarı ve kahve renklerde olan bu kabuk, ultramafitlerin ve ya bunlardan türeyen serpantinlerin silis- leşme ve karbonatlaşmalarından oluşmuştur.

Ultramafitlerden alınan örneklerin yap- tırılan ince kesitlerinde, bunların serpantin- leşmiş peridotit oldukları, içlerinde bol miktar- da serpantin, aksesuar opak mineral (kromit ve magnetit), zeolit, çok az kuvars ve kalsit saptanmıştır. Serpantinler çoğun antigorit ve krizotil nitelikte olup sonradan kısmen izot- roplaşmışlar ve balıkağı strüktürü göstermek- tedirler. Kuvars ve zeolit, daha sonra çatlak- larda ikincil olarak oluşmuştur. Ofiyolitli me- lanj birimlerinin bölgeye yerleşme yaşı Üst Kretase olarak düşünülmektedir. İnceleme alanında kesin bir yaş saptanmasının olanak- sız olmasına karşın inceleme alanına komşu bölgelerde yapılan araştırmalar bu sonucu ka- nıtlamaktadır.

#### *Balçıklidere Formasyon (Tiab)*

İnceleme alanında Balçıklidere formasyonu ile Pliyosen devri başlamaktadır. Bu formas- yon, konglomera-kumtaşı-tüfitkilitaşı-marn- kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Tüm bi- rimleri akarsu ortamında oluşmuş olup en çok 200 m. kalınlık göstermektedir. Genellikle gri- beyaz, açık mavi, açık sarı, açık yeşil renklerde olup yatay ve yataay yakın 5-10°lik eğimde düzgün katmanlar sunarlar. Yer yer çapraz katmanlanma ve laminalanma, oyu-dolgu yapıları, kuruma çatlakları, sürüklenme izle- ri v.b. yapılar görülür. Bu çökeller temelde yer alan daha yaşlı birimlerin aşınmalarıyla olu- şan çukur havzalarda akarsular aracılığıyla çökeltmişlerdir.

Konglomer ve kumtaşlarının yaptırılan ince kesitlerinin incelenmeleri sonucu, genel- likle kalsit ve kilden oluşmuş bir çimento için- de yarı yuvarlak ve yuvarlak taneli orta ve iyi boylanmış, sist, kuvars, kuvarsit, mermer, ki- reçtaşı, mika, çört, sermaptinik v.b. tanelerden oluştukları belirlenmiştir. Killi ve marnlı dü- zeylerden yaptırılan ince kesitlerde genellikle kriptokristaller halinde kil mineral, daha az

kalsit, mika ve kuras taneleri gözlenmiştir. Killi düzeylerde ender olarak bitki kök ve par- çaları da bulunur. Üst kısımlarda yer alan ince kireçtaşı düzeylerinden yaptırılan ince kesit- lenden, bunların kumlu kriptokristalin kireçta- şı oldukları, çok ince taneli kriptokristalin kal- sit ve tane boyu en çok 0,1 mm.yi bulan kuvars muskovit, klorit, serpantin, plajiyoklas ve opak mineral tanelerinden oluştukları, tane- lerin orta-kötü yuvarlaklaşma ve boylanma gösterdikleri belirlenmiştir.

Balçıklidere formasyonuna ilişkin çeşitli çökeller içinde tüfit düzeyleri de bulunur. Bunlar eş yaşlı Baydağı volkanitlerinden ge- reç olarak oluşmuşlardır. İnceleme alanında ve yakın çevresinde, Balçıklidere formasyonu nizma da etkin olmuş, küller ve çeşitli pirok- çökelleri akarsu ortamında oluşurken, volka- lastikler de yer yer akarsularla taşınarak uy- gun yerlerde tüfit katmanları oluşturmuşlar- dır. Balçıklidere formasyonu çökelleri içinde zengin omurgalı fosilleri bulunmaktadır. Çal- ışma alanı doğusunda L 22-a<sub>2</sub> paftasında Bal- çıklidere mevkiindeki zengin omurgalı fosil ya- takları onlarca çeşit olup uzun süredenberi araştırmacıların ilgilerine çekmektedir. Bu böl- gelerden toplanan fosillerle Balçıklidere for- masyonunun Alt Pliyosen (Ercan ve diğerleri 1977 ve 1978) yaşta olduğu saptanmıştır. For- masyonun içerdiği tüm omurgalı fosil türleri genelleştirilmiş Dikme kesitinde (Şekil 2) be- lirtilmiştir.

Balçıklidere formasyonuna ilişkin çökel- ler, akarsu ortamı ürünü olarak, çoğun yersel küçük havzalarda oluştuklarından yer yer de- ğişken özellikler gösterirler. Örneğin; salt me- tamorfitlerden gereç olarak oluştukları hav- zalarda açık mavi-açık yeşil renkte olup, bu ti- pik renkleri ve içerdikleri mika pullarının pa- rıltılarıyla göze çarparlar. Çalışma alanında tipik dendritik aşınma şekilleri gösterirler. Yer yer aşırı aşınma sonucu Peribacaları biçimin- de oluşuklar şeklinde izlenirler. Metamorfik kayaçların yanısıra kireçtaşı ve ofiyolitli me- lanj birimlerinden ve Bağdağı volkanitlerin- den de gereç aldığı yerlerde ise değişik arda- lanmalı katmanlar sunarlar ve gri, beyaz, açık sarı renkleri ile tanınırlar. Katmanların eğim- leri az olup en çok 15°dir.





Balçıklıdere formasyonu içinde yer yer merccekler şeklinde ikincil uranyum cevherleşmesi izlenmektedir. İkincil Uranyum cevherleşmeleri, birincil uranyumun kaynağı olan Menderes masifinin çekirdeğine ilişkin gnaysların sula aracılığıyla yıkanarak iyonlar halinde alınan uranyumun bir süre yeraltı suları tarafından taşınması ve su sirkülasyonlarına uygun ortamlarda yeniden çökeltilmesiyle oluşmuştur. Genellikle gnayslara yakın yerlerde bulunan Balçıklıdere formasyonu çökellerindeki oksidasyon zonunda bulunan ikincil uranyum yataklarının konglomera, çakıl, kum gibi geçirgen kayaçlar içinde tamamen litolojinin rastlantısına bağlı bulunurlar (Ercan ve diğerleri 1977).

#### *Beydağı Volkanitleri (Tıbu)*

Pliyosen devri boyunca süregelen ve andezitik lav, tüf ve aglomeraları içeren bir volkanizma olup, Balçıklıdere formasyonuna da yer yer geçmiştir. Ulubey formasyonunun alt düzeyleri ile de yer yer yanall geçişlidir. Çalışma alanı dışında çok geniş yayımlı olmasına karşın, çalışma alanında salt K 20-c<sub>3</sub> paftasında Gök Tepede yüzeyler, inceleme alanı doğusunda L 22-a<sub>1</sub> paftasında Beydağı tamamen bu volkanitlerden oluşmuştur ve formasyon adını buradan alır (Ercan ve diğerleri, 1977). Pembe, gri, mor, renkli andezitik lav ve aglomeralarla, beyaz-sarımsı renkli tüflerle temsil edilirler. Özellikle tüfler, Balçıklıdere formasyonunun çökellerinin oluşumu sırasında yer yer volkan konileri yörelerinde karaad km. boyutunda yayılarak yığılmışlardır. Aglomeralar, volkan bacaları yörelerinde yer alan, püskürme süreçleri sonucu yuvarlaklaşmış blok ve bombalarla, bunları tuturan tüf sel matriksten oluşmuş piroklastik breşlerdir. Aglomeralar içinde çok az metamorfik ve ofiyolitik kaya çakılları da gözlenmiş olup yer yer de katmanlanmalı görünümündedirler. Beydağı volkanitleri tüm Pliyosen boyunca etkin olmuş ve Balçıklıdere formasyonunun akarsu ortamı ürünü olan çökellerinin oluşumuna geç vererek katılmışlardır. Daha genç olan Ulubey formasyonunun akarsu ortamı ürünü olan çökellerinin oluşumuna geç vererek katılmışlardır. Daha

genç olan Ulubey formasyonunun gösel kireçtaşlarını alt düzeyleri ile de yer yer giriktirler.

Lavlardan alınan çeşitli örneklerin ince kesitlerinde yapılan çalışmalar sonucu, bunların genellikle porfiritik yapı gösterdikleri, hyalopiltik dokuda oldukları, volkanik plajiyoklas ve biyotit mikrolitleri; ojit, olivin ve hornblend mikrokristalleri ve çok az opak mineralden oluştuğu saptanmıştır. Bazen, limonitleşme, devitrifikasyon ve kilmineralleşme gösteren bu hamur maddesi içinde bazen zonlu yapı gösteren, çoğun oligoklas ve andezin cinsi plajiyoklas, biyotit, hornblend ve ojit fenokristalleri yer almaktadır. Tüfler ise vitrofirik ve vitroklastik dokunda olup, volkanik cam ve mika pulcuklarından oluşan bir matriks içinde yer alan biyotit, plajiyoklas, muskovit, serisit ve az miktarda zirkon, ojit, opak mineral kristallerinden oluşmuşlardır.

İnceleme alanı yakın çevresindeki Beydağı volkanitlerinde Ercan ve diğerleri (1977 ve 1979) tarafından petrokimyasal araştırmalar yapılmış ve toplanan 22 örneğin majör element kimyasal analizleri yaptırılarak, elde edilen sonuçlara göre halkalkalin oldukları saptanmıştır.

#### *Ulubey Formasyonu (Tıu)*

Balçıklıdere formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alan ve 250 m. kalınlığa değin erişen ve gösel bir ortam ürünü olan kireçtaşlarından meydana gelir. Kireçtaşları, yer yer de ince killi marnlı düzeyler içerirler, kalın, düzgün, yatay ve yataay yakın eğimli katmanlar sunarlar. Bol erime, boşlukla olup yer yer karstik yapı gösterirler.

Gösel kireçtaşlarının daha çok alt kısımlarında yer yer andezitik volkan bombaları ve lav blokları da görülmekte olup, bunlar göllerde kireçtaşları çökelerken, karada etkin olan volkanik püskürmelerle göl içine düşmüşlerdir.

İnce kesitlerinin incelenmeleri sonucu bol erime boşluklu kriptokristalin ve mikrokristalin kalsitten oluştuklarını, detritik olarak çok az kuvarts, muskovit, plajiyoklas, klorit, bi-



yotit, hornblend ve opak mineral içerdikleri, yer yer de erime boşluklarının ikincil kalsit ile dolduğu belirlenmiştir.

Kireçtaşları yer yer silislidir. Olasılıkla gölsel ortam gelişiminin harbonat çökmesi çevresinde kireçtaşları oluşurken karadaki Beydağı volkanitlerinin bacalarından ve çatlaklarından gelen sıcak ve SiO<sub>2</sub> ile doygun eriyikler yer yer karaad eski kaya birimleri ve volkanitler üzerinde soğuyarak katılmışlardır. Bu eriyikler yer yer de göle karışarak henüz sertleşmemiş kireçtaşlarını silisleştirilmiş ve bazen de kireçtaşı katmanları içinde yataklanmışlardır. Yer yer de küçük yumrular şeklinde dağınık olarak kireçtaşları içinde görülmektedirler. Bunlar olasılıkla, büyük silis düzeylerinden kopan parçaların akıntılarla yuvarlanmaları sonucu oluşmuşlardır. Silisli eriyikler gölde yaşayan tek hücreli silissever yosunlar olan diyatomelerin gelişmelerine neden olmuş ve kireçtaşları içinde yer yer diyatomit mercekleri oluşmuştur. Bunlar çalışma alanı içinde önemsiz olmalarına karşın çalışma alanı doğusunda Uşak çevresinde yataklar şeklinde olup ekonomik önem taşırlar.

Kireçtaşları zengin lamelli, gastropod ve ostracod Fosilleri içerirler (Şekil 2). I Paleontolojik incelemelerle bunların Pliyosen yaşlı oldukları belirlenmektedir.

Gölsel kireçtaşlarının renk, katman durumları, sertlik yapı v.b. özellikleri yer yer değişmekte olup en çok 250 m. kalınlığa erişirler.

#### *Asarteppe Formasyonu (Qat)*

Genellikle kırmızı ve turuncu renkte, gevşek kireç-kil-tüfik çimentolu, orta-kalın katmanlanmalı, çok kökenli, yarı yuvarlak ve yuvarlak çakıllı konglomera kumtaşı ardalanmaları şeklinde olup akarsu ortamında oluşmuş çökeltilerdir. Yer yer de ince marnlı-kireçli düzeyler içerirler. Olasılıkla Üst Pliyosen sonunda inceleme alanı ve çevresinde iklim kuraklaşması sonucu göller kurumuş ve taşlaşan gölsel kireçtaşları (Ulubey Formasyonu) üzerinde bir süre sonra yeniden yağışlı iklim rejimi etkisini göstermiş ve gelişen büyük akarsuların temelindeki kaya birimlerinden kopardıkları kı-

rıntıları yataklarının uygun yerlerine katmanlı olarak yığılmasıyla oluşmuşlardır. Fosil içermezler, ancak daha altta yer alan Ulubey formasyonunun yaşlı Üst Pliyosene kadar çıktığından, bu formasyonun olasılıkla Alt Kuvaterner yaşta olduğu kabullenilmiştir. Bu formasyon üzerine 1,1 milyon yıl yaşlı Kula volkanitlerinin ilk evre lavları yer almaktadır. Asarteppe formasyonu en çok 200 m. kalınlığa erişmektedir. Özellikle Uşak - İzmir karayolu yarmalarında ve çevresinde tipik kırmızı renkli olarak yüzeyler, genellikle yatay ve yat ya yakın düzgün katmanlı oluş küçük kapalı havzalarda oluşmuşlardır.

#### **KULA VOLKANİTLERİ (Qkv)**

Kula volkanitleri, inceleme alanındaki en genç volkanizma olup tamamen bazaltik lav akıntıları ve tefralarla temsil olunurlar. Özellikle Kula ilçe merkezi çevresinde geniş alanlarda yüzlekler vermektedir. Kula ilçe merkezinden batıya doğru Demirköprü baraj gölüne kadar olan 30-35 km. uzunlukta ve 10-15 km. genişlikteki bir alanda volkan konileri, kraterler, lav akıntıları ve tefra örtüsü şeklinde ve aktüel volkan görünümünde etmin olurlar. Son derece ilginç olan bu volkanizma Türkiye'nin Kuvaterner yılı genç volkanizmasının ender olarak görüldüğü alanlardan biridir.

Kula ilçe merkezinden başlayarak, Demirköprü barajının batısına kadar uzanan bu volkanik alan (Şekil 3) çoğun 600-700 m. yükseklikte bir yayla üzerindedir. Bu yayla kuzeyinde Gediz Nehri ve güneyde Alaşehir-Salihli grabeninin kuzey kısmı ile sınırlanmıştır. Bu alanda volkan konileri, Alaşehir Salihli grabeninin (Gediz grabeni) uzanımına uygun olarak KB-GK yönde irili ufaklı bir şekilde dizilmektedirler ve graben kırık sistemi ile ilgilidirler. Volkanizma, bugün artık kapanmış bir durumda olan yarıklardan çıkararak, geniş bir alanda yayılan lav ve tefralardan oluşmuştur ve tipik «Fissür» volkanizmasıdır. Tüm lavlar «Aa» tipi olup, üzerlerindeki blok ve pürüzlerdeki girinti ve çıkıntıların büyüklükleri birkaç cm. ile 1 m. arasında değişir. Lavlar ve cüruf- lar üzerinde bol miktarda «Hornitos»lar bulunur. Yer yer de lav tünelleri izlenmektedir. Tüm volkanlar «Maar» tipi volkanlardır. Vol-

kan konileri «Sinder-Spatter» tiptedirler, ve yaşları ile aşınma dereceleri bakımından farklılıklar gösterirler. Bu bazaltik tefra konilerinin 3. ve en yeni olan evreye ilişkin olanları aktüel koni görünümünde olup, 1. ve en eski evreye ilişkin olanları ise çoğun ayrıışmış ve kraterleri belirsizleşmiştir. Özellikle yaşlı konilerde kraterler daha iri olup, daha genç konilerdeki kraterlerle nispeten küçüktür. Konileri lav, lapilli, cüruf (sinder, zcorie) ve çeşitli irilikteki volkan bombaları gibi piroklastikler (Tefra) oluşturmaktadır. Sayıları 70'i bulan bu konilerin çevrelerinde, çıkardıkları siyah bazaltik lav akıntıları görülmektedir. Özellikle en genç 3. evreye ilişkin koniler aktüel koni görünümündedirler ve halk bunlara «Divlit» adını vermektedir. Bazı volkan konilerinde ise kraterler çifttir.

Çalışma alanında yapılan araştırmalar sonucu Kula volkanitlerinin (Qkv), aralıklı 3 ayrı evrede etkin oldukları saptanarak Burgaz volkanitleri (Qkv), Elekçitepe volkanitleri (Qkv<sub>2</sub>), ve Divlittepe volkanitleri (Qkv<sub>3</sub>) olarak adlandırılmışlardır. Petrografik açıdan her 3 evrenin lavları da fazla bir farklılık göstermezler. İnceleme alanındaki Jeomorfolojik özellikleri farklı olup, bu özelliklerle ayırtılmaları gerçekleşmiştir :

#### 1 — Burgaz Volkanitleri (Qkv<sub>1</sub>)

Saptanan ilk evre olup, altlarındaki daha yaşlı kaay birimleri üzerinde plato-bazaltları şeklinde tepelerde yer alırlar. Daha genç olan 2. ve 3. evre lavlarından daha yüksektedir'ler ve volkan konileri zamanın etkisiyle bozulmuş ve şekilleri yuvarlaklaşmıştır. Lavlar genellikle 30-40 m. yükseklikteki şevleri içeren yüksek platolar oluştururlar. Bu ilk evredeki patlama dönemi ile 2. evredeki patlama dönemi arasında oldukça fazla miktarda Tersiyer çökelleri (Balçıklidere fm ) Ulubey fm.) aşınıp röliyefte bir alçalmaya neden olmuş ve 2. evre lavları daha alçak seviyelerde oluşmuşlardır. Lavlarla birlikte yer yer de tüfler izlenir (Şekil 4).

Kula volkanitlerinin il evremisi oluşturan Burgaz volkanitlerinde, Borsi ve diğerleri (1972) tarafından K/Ar yöntemi ile yapılan

radyometrik yaş belirlenmesi sonucu, 1,1 Milyon yıllık bir değer bulunmuştur.

Burgaz volkanitleri, inceleme alanında K21-d<sub>2</sub> paftasında İbrahimağa köyü kuzeyinde ve Çakırca mah. yakınında; K21-d<sub>3</sub> paftasında Gediz nehrinin kuzeyinde, K21-c<sub>1</sub> paftasında Teytepe, Kavtepe ve Bağtepe çevresinde, K21-c<sub>4</sub> paftasında Sarnıç köyü, Delihasan-damları köyü ve Burgaz Köyü (Volkanitler adını bu köyden alır) dolaylarında; K21-b<sub>3</sub> paftasında Kabaklar Mahallesi, Tepenköy Mahallesi, Kepez mevkii ve Kızıtaş mahallesi yakınlarında; K22-a<sub>4</sub> paftasında Rahmanlar köyü GB sında yüzlekler verirler. Bazı yüzleklerde, lavların altındaki Başlıklidere formasyonu çökelleri lavların ısı ile pişmiş ve 2-3 m. kalınlıkta kızıl renkli pişme zonları oluşmuştur. Lavlar bazen tipik altıgen soğuma yüzeyleri gösterirler.

Burgaz volkanitlerine ilişkin lavların petrografik açıdan diğer iki evre lavları ile hiçbir ayrıcalığı olmadığından, tamamen benzeşme gösterdiklerinden, lavların petrografisi daha sonraki bir bölümde betimlenecektir.

#### 2 — Elekçitepe Volkanitleri (Qkv<sub>2</sub>)

Kula volkanitlerinin 2. evresi olup lav ve piroklastiklerden meydana gelmişlerdir. 1. ve 2. evre arasında oldukça fazla miktarda Tersiyer çökelleri aşındığından röliyefte bir alçalma olmuş ve 2. evre lavları daha alçak düzeylerde oluşmuşlardır. 1. evre lavları 1,1 Milyon yıllık olduklarına göre (Borsi ve diğerleri, 1972), ikinci evre lavlarının en çok 200.000-kin Elekçitepe volkanitlerini oluşturan volkan 300.000 yıllık olmaları gerekir. 2. evreye ilişkin konileri ve kraterler daha az aşınmış ve daha iyi korunmuşlardır. uB 2. evrede, 1. ve 3. evredeki volkanizmalarla bulunamıyan bazı özel erüpsiyon ürünü oluşuklar saptanmıştır. Volkanitlerle ilgili yayınlarda «Base Surge» olarak adlandırılan (Fisher ve Waters, 1970) ve yeryüzünde ender olarak izlenebilen bu volkanik depolanmalar, 2. evreye ilişkin bazı volkan konilerinin çevresinde (özellikle K 21-d<sub>4</sub> paftasında Saraçlar-Sandal köyleri arasında) izlenmektedir. «Base Surge» teriminin Türkçe karşılığı henüz bulunmadığından, İngilizcesi kul-

lanılmıştır. Base surge depolanmaları, ender olarak bazı maar tipi volkanların yörelerinde görülen ve ilk bakışta akarsu ya da gölsel ortamda çökelmiş piroklastik depolanmalar izlenimini uyandıran oluşuklardır. Base surge yoğunluk akıntıları, sıg patlamalı buhar erüpsiyonlarının buhar-sıcı-katı ürünlerinin tür-bülent karışımı olarak oluşurlar. Depolonma akıntıları, yapılan araştırmalara göre kraterlerden meydana gelmekte ve yüksek hızla konsantrik olarak kraterlerin çevrelerine yayılmaktadır. Bunlar, kamulların dön'lerine benzer katman şekilleri yaparlar ve onlarca metrelilik dalga boyuna sahip büyük ölçekli ondülasyonlar sunarlar. Büyük ölçekli ondülasyon şekillerini yineliyen devamlı kalınca tabakalı volkanik detritik sıralanmalarından ibarettirler. Bu kalınca katmanlı sıralanmalar yanal olarak sürekli zonlar veya düşük eğimli sinüzoidal dalgaya benzer ondülasyonlar içeren küçük dalga şekilleri gösteren katmanlanma serileridir.

Elekçitepe volkanitlerine ilişkin volkanik ürünler çalışma alanında geniş bir yer kaplarlar. 45 ten fazla volkan konisi saptanmış olup, konilerin bir kısmı iyice aşınmışlardır. Volkan konilerinde sık aralı lav püskürmeleri olmuş ve bazı bacalar kapanmıştır. Bugün at nalı şeklinde olan bir çok koni bu olayı kanıtlar. Konilerin çoğu çökme kırılımı olayı ile karşılaşmışlardır. Sadece birkaç krater orjinal şeklini koruyabilmiştir. İnceleme alanında Elekçitepe volkanitlerine ilişkin lavlar geniş alanlarda yüzlekler vermektedir. Kraterlerden çıkan lavlar son derece geniş bir alana tüm yönlere doğru yayılmışlar, özellikle kuzeye doğru km. lerce akan lavlar Gediz nehrine ulaşmışlar ve nehri aşıp daha kuzeye geçemişlerdir (Şekil 5).

Elekçitepe lavlarının petrografisi de diğer iki evre lavları ile benzeşme göstermektedirler.

### 3 — Divlitempe Volkanitleri (Qkv<sub>3</sub>)

Kula volkanitlerinin 3. ve en yeni evresini oluşturan Divlitempe volkanitlerine ilişkin volkan konileri, kraterler ve lav akıntıları tamamen aktüel görünümündedirler. Vadi içlerin-

de eski alüvyon çökelleri üzerinde akararak km. lerce yol kat etmişlerdir. 2. evre volkanlarında görülen yuvarlanmış şekiller önemsiz yükseklilikler ve üzerlerinde bir bitki örtüsü sunacakları yerde, tam tersine sanki yeni meydana gelmiş gibi tazedirler ve sert, sivri şekillerinden dolayı halk tarafından «Divlit» adı altında diğer volkanitlerden ayırtlanmışlardır. Kraterlerden püsküren cürufur ve lavlar o kadar dağınık ve karışıktır ki tırmanmak ve üzerlerinde yürümek son derece güçtür. Lavlar ve cürufur yaklaşık 60 km<sup>2</sup>lik bir alan kaplarlar. Lavlar, koyu siyah renkleri ile diğer evrelerden ayırd edilirler ve son derece akıcı bazaltlardan oluşmuşlardır. Bu nedenle çok uzun mesafeler kat edebilmişler, lav şelaleleri oluşturarak vadileri aşmışlar, aşttıkları vadilerin bütün girintilerine sokulmuşlardır. Lavlar çok akıcı olmalarına karşın, sahada bloklu lav (aa lavı) görünümündedirler. Lavların yüzeyinde oluşan gaz kaybı çok çabuk olmuş olmalıdır. Lav akıntıları içinde biriken gazlar yer yer yüzeyde kaabrtılara (Hornitos) neden olmuşlardır. Gazlarını kaybederek katılaşmış kabuklaşan bazı lavların altında lav tünelleri oluşmuştur.

İnceleme alanında 3. evre Divlitempe volkanitlerine ilişkin lavlar KB-GD yönlü bir hat üzerinde dizilen 4 ayrı yerden ve toplam 13 kraterden çıkmışlardır:

a) En doğuda K 21-d<sub>3</sub> paftasında Kula ilçe merkezinin kuzeyinde Divlit Tepe, Köfekelli Tepe ve isimsiz 2 küçük tepe olmak üzere 4 kraterden çıkan siyah bazalt lavları, Kula vadisi içinde kuzeye doğru akararak yaklaşık 15 km. yol kat etmişlerdir. Divlit Tepe konisi cürufur ve külden oluşmuştur ve çifte krater sahiptir.

b) Daha batıdaki K 21-d<sub>4</sub> paftasında Sandal köyü batısında, Sandal vadisinin ortasındaki Karadivlit Tepe ve diğer isimsiz 3 tepe olmak üzere 4 kraterden çıkan bazalt lavları kuzeye doğru Sandal vadisi içinde akmışlar ve daha yaşlı 2. evreye ait tefra konilerinin de etraflarını çevirmişlerdir. Karadivlit tepe konisi tamamen aktüel volkan görünümünde olup son derece düzgün olan kraterinin derinliği 80 b. ye erişmektedir. Krater içinde eski

insanlara ait bina kalıntıları bulunmaktadır. Kratere çıkış salt bir yol ile mümkün olduğundan eski ilkel insanlar bu tefra konisini ve krateri doğal bir kale olarak kullanmış ve içinde yaşamışlardır.

c) Daha batıda K 20-c<sub>3</sub> paftasında Kapla vadisi ortasında Kaplan köyü (Hasanhoca, Topal ve Eminbey Mahalleleri) kuzeyinde Divlit Tepe adlı an krater ve isimli iki tane kraterden çıkan bazaltik lavlar, vadi içinde batıya doğru 20 km akarak Adala köyüne ulaşmışlar ve aynı kraterden daha önce çıkan 2. evre lavları üzerinde yer almışlardır.

d) En batıda Demirköprü baraj gölünün batı yakasında Çakallar mevkiinde Divlit Tepe ve Küçükdivlit tepe adlı iki kraterden çıkan lavlar, ilk üç bölgeden çıkan lavlardan daha az bir yer kaplar. Bu bölgede lav akıntılarının yüzeylerindeki hornitoslar bugün baraj gölünün yüzeyinde küçük adacıklar oluşturur. Her iki kraterden de, başlangıçta piroklastikler püskürmüş ve volkanizma durmuştur. Bu esnada piroklastikler yağın yağmurlarla çevredeki gnaysların kırıntıları ile karışıp laaharler şeklinde etkin olmuşlar ve rastlantı sonucu bu çamurlar üzerinde o devirde yaşayan ilkel insanlar yürümüştür. Daha sonra krater yenden lav ve cüruf püskürtmüş ve bunlar ayak izleri üzerinde akarak ve pişirerek zamanımıza değin karınmalarını sağlamışlardır. İlkel insan ayak izleri dünyadaki 4 ncü buluntu olup, önemlidirler. Ayak izlerinin bulunduğu bu bölge pek çok araştırmacı tarafından ziyaret edilmiştir ve dünyadaki pek çok müzeye örnek taşınmış olup şu anda sahaad pek iz kalmamıştır. Bu ilkel insan ayak izleri Tekkaya (1976) ya göre 12.000 yıllıktır. uB sonuca göre Kula 3 ncü evre volkanitlerinin yaşının da 10.000-12.000 yıl olduğu ortaya çıkmaktadır.

#### *Eski Alüvyonlar (Qe) ve Yeni Alüvyonlar (Qy)*

İnceleme alanında yer yer eski ve yeni alüvyonlar yüzlekler vermektedir. Kula volkanitlerinin en yeni evresi olan Divlittepe volkanitlerine ilişkin bazaltik lav akıntıları eski alüvyonlar üzerinde görülmektedirler. Yeni alüv-

yonlar ise bu lavlar üzerinde yer alırlar. Kalınlıkları 30-40 m. ye erişir ve çakıl-kum-millerden oluşmuşlardır.

#### **YAPISAL JEOLoji**

İnceleme alanı, temelde Paleozoyik yaşlı örten Mesozoyik yaşlı tek otokton birim Jura Menderes masifi otokton kütesini içerir. Bunu yaşlı Kızılcaşögüt formasyonudur. Ofiyolitli melanjin alttaki küller üzerine bindirme yarılım ile yerleşmesi ise Üst Kretase zamanında olmuş olmalıdır. Daha üstte yer alan Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı çökel kayalar ve volkanitler, çalışma alanında dağınık bir şekilde yüzlekler verirler. Ancak, Kuvaterner yaşlı Kula volkanitlerinin volkan bacalarının, daha güneydeki Alaşehir-Salihli grabeninin uzanımına tamamen paralel olarak KB-GD yönde sıralandıkları da saptanmıştır (Şekil 5). Esasen çalışma alanında yapısal jeoloji yönünden en önemli olay Alaşehir-Salihli grabeninin oluşmasıdır (Şekil 5). Alt Miyosen'den itibaren oluşmaay (Ercan ve diğerleri 1980-a) ve kırılmalarla çökmeye başlayan bu havza kuzeyde küçük, güneyde ise büyük atımlı basamak faylarla oluşmuş bir rift vadisi niteliğindedir. «Gediz grabeni» olarak ta adlanan bu çöküntü havzasında halen günümüzde de aktif olan faylarla aktivite devam etmektedir. Graben, sıcak su ve maden suları içeriği bakımından zengindir. Alaşehir-Salihli grabeninin Miyosenden bu yana 1000 m. çökmüş olması olasıdır. Vadinin her iki yamacındaki faylar, vadiye doğru eğim sunarlar ve eğim atımlı normal faylardır. Tepelerden vadiye doğru, vadiye paralel pek çok fayla kademeli bir çökme olduğu izlenmektedir. Ayrıca Miyosen ve Pliyosen yaşlı, aakrsu ve gösel ortamda oluşan graben çökellerinde gelişmiş bir kıvrımlanma sistemi olmayıp (Ercan ve diğerleri, 1980-a) fay düzlemlerine doğru yersel eğilmeler vardır. Bunun yanında alanın aktivitesi, bu bölgede sık sık oluşan depremlerle de belirginleşmektedir. Örneğin son 1969 Alaşehir depreminden sonra bölgede çalışan Arps ve Bingöl (1969); deprem sonucu vadide en uzun 12 km. olan en az 6 tane devamlılık gösteren çatlak sistemi geliştiğinin, bunların tansiyon çatlağı olup, blokların hareketlerinin eğim yönünde oldu-

ğunu ve bu çatlak sistemlerinin vadinin çök-  
mekte olduğunun kanıtı olarak yorumlanması  
gerektiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Batı  
Anadolu Menderes Masiif bölgesinde masifin  
yükselmekte olduğunu ve meydana gelen ka-  
baca D-B eksenli bu kabartı üzerinde tansiyon  
bölgelerinde grabenlerin geliştiğini de öne sür-  
müşlerdir. İnceleme alanındaki Senozoyik  
yaşlı çökel kaay birimleri, bu domsu yükselm  
hareketlerinden büyük ölçüde etkilenmişler  
dir. Bu yükselme devinimlerinin şu şekilde dü-  
şünmez olasıdır :

a) İnceleme alanı yakınındaki karasal  
Miyosen çökelleri eğim kazanmışlardır. Pliyo-  
sen çökellerindeki eğim daha azdır. Bu durum  
devinim hızının giderek azalmakta olduğunun  
bir kanıtı olabilir (Ercan ve diğerleri, 1978).

b) Grabenler günümüzde de aktiftir.

c) Bölgede çok sayıda fay sistemi var-  
dır.

d) Deprem ve volkanizma yönünden  
bölgede aşırı bir etkinlik görülür.

e) Akarsular yan aşındırmaay oranla  
çok hızlı bir şekilde derine kazınmışlardır. Bu  
durumu Gediz nehrinde görmek mümkündür.  
Çok yakın zamanlarda bile, örneğin Kula vol-  
kanitlerinin 1 ve 2 evreleri arasında oldukça  
fazla miktarda Neojen çökelleri aşınmışlardır.

f) Günümüzde çalışma alanı ve çevresin-  
de çok yükseklerde temeldeki gözlü gnays yüz-  
lekleri görülmektedir.

g) Masif bölgesi, çevresine oranda fazla  
yüksek olmamasına karşın, üzerinden çok  
büyük Mesozoyik örtü (Kızılcaşöğüt fm., Ve-  
zirler melanji) aşınma ile yok olmuştur.

h) Arpat ve Şaroğlu (1975) nun incele-  
melerine göre, Salihli-Alaşehir grabeni, Batı  
Anadoludaki bu bölgesel yükselmenin kabaca  
eksenini oluşturmakta ve Büyük Menderes  
nehrinin, kendi vadisi içinde giderek güneye  
doğru kayması da domsu yükselmenin en çok

Batı Anadoludaki, bu domsu yükselme ve  
rifleşme olayı, daha ilerdeki bölgesel plaka  
kuzeyde olduğunun bir kanıtı olmaktadır.  
tektoniği bölümünde daha ayrıntılı olarak be-  
tilenecektir.

İnceleme alanında, temeli oluşturan Es-  
me formasyonu ve Musadağı mermerleri ge-  
nel olarak KD-GB doğrultusunda olan ve sık  
sık değişen yönde kıvrımlanma ve yapraklan-  
malar sunarlar. Çok küçük bir alanda görülen  
Kızılcaşöğüt formasyonunun kıvrımları belir-  
sizdir. Çalışma alanındaki ofiyolit yerleşmesi-  
ne ilişkin belirtici veri yoktur ve ayrıntılı ofi-  
yolit incelemesine de gidilmemiştir. Pliyosen  
yaşlı çökel kaya birimleri ise, başlangıçta ka-  
rasal (akarsu ve göl) havzalarda yatay olarak  
oluşmalarına karşın, bölgesel yükselme sonu-  
cu 10-15°lik eğimler kazanmışlardır.

İnceleme alanında yer yer de küçük eğim  
atımlı normal faylar izlenirler, bunlar çoğun  
D-B gidişlidir ve tansiyon kuvvetlerine bağlı  
oluşmuşlardır.

### KULA VOLKANİTLERİNİN PETROGRAFİSİ

Çalışma alanındaki Kula bazaltlarının  
her üç evresinden de derlenen yüzlerce ör-  
neğin ince kesitlerin incelenmeleriyle bu fark-  
lı yaşlardaki (1,1 Milyon yıl; 200.000 - 300.000  
yıl; 12.000 yıl) her üç evreni nde lavları ara-  
sında açık bir farklılık olmadığı saptanmış-  
tır.

Kula bazaltları, dünyaca tanınmış olup,  
petrografi literatürüne, uzun yıllar önce Was-  
hington (1894 ve 1900) tarafından kaydedil-  
mişlerdir. Bu araştırmacı, Kula bazaltlarının  
özel bir önem taşıdığını saptıyarak «Kulait»  
olarak adlanmış ve hornblend, nefelin, plaji-  
yoklas ve olivinli bazalt olduklarını belirtmiş-  
tir.

Daha sonra, Borsi ve diğerleri (1972), bu  
volkanitlerde yaptıkları petrografik inceleme-  
ler sonucu bunların Coombs ve Wilkinson  
(1969) sınıflamasına göre «Nefelinli Trakian-  
dezit» ve «Nefelinli Hawaiiit» olarak adlanabi-  
leceğini öne sürmüşlerdir.

Lavların petrografik ve petrokimyasal  
yönden adlandırılmalarına (nomenclature)  
tam bir uyum yoktur ve aynı lavlar farklı araş-  
tırmacılara göre farklı isimler almaktadır.

Her üç evreden de alınan örneklerin ince  
kesitlerinde yapılan petrografik incelemeler  
sonucu; lavların yer yer siyah, koyu gri, gri ve

kızıl renkli ve gözenekli oldukları; genellikle porfiritik yer yer de hyalopilitik doku gösterdikleri görülür. Pilatsitik dokulu ve vesiküler dokulu hamur maddelerinin volkanik cam, plajiyoklas mikrolitleri, bol ojit, olivin, hornblend tanecikleri, az miktarda da hipersten, nefelin, lösit, analisin, apatit, magnetit, ortoklas tanecikleri ve opak mineralden oluştuğu saptanmıştır. Bu hamur maddesi içinde bol miktarda ojit, titanorit, olivin ve hornblend fenokristalleri bulunur. Daha az olarak ta hipersten, ilmenit, plajiyoklas, nefelin, epidot fenokristalleri saptanmıştır. Hornblendler daha çok bazaltik hornblendler daha çok bazaltik hornblend (Sintagmatit ve Kersütik) türüdür ve yer yer bozumuştur. Plajiyoklaslar labrador, anorit, yer yer de andezin, Oligoklas ve bitovnit türüdür. Bazı ince kesitlerde de Kuvvars ksenokristallerine rastlanmıştır. Ojitler de kısmen uralitleşmişlerdir.

Bu sonuçlara göre tüm lavlar genellikle «Alkali Olivin Bazalt» olarak adlandırılmışlardır. Çok fazla sayıda örnekten yaptırılan ince kesitlerin petrografik inceleme sonuçlarına göre lavlar özel olarak içerdikleri mineralin miktarı göz önüne alınarak; Hornblendli Piroksen Bazalt-İlmenitli Olivin Bazalt-Hornblend Olivin Bazalt-İlmenitli Piroksen Bazalt-Piroksen azalt-Hornblend Bazalt-Ojit Bazalt-Olivinli Hornblend Piroksen azalt-Hiperstenli Piroksen Bazalt-Olivinli Piroksen Bazalt v.b. şekilde adlandırılmışlardır.

Mineralojik bileşimlerine göre yapılan bu adlamalardan sonra, lavların kimyasal nitelikleri göz önüne alınarak da adlamaları yapılmıştır.

### **KULA VOLKANİTLERİNİN PETROKİMYASI**

Ülkemizde, son yıllarda volkanitleri doğrudan konu alan araştırmalar başlamış ve Plaka tektoniği kuramının son yıllarda geliştirilmesi, özellikle Batı Anadolu'nun son derece ilginç bir bölge olması, araştırmacıları volkanitlerde jeokimyasal araştırmalar yapmaya yöneltmiştir. Volkanik kayalar oluşturan magmatik eriyiklerin kimyasal bileşimleri ile bunların durumunu sağlayan jeolojik koşullar arasında sıkı ilişkilere olduğu saptanmıştır.

Batı Anadolu'da halen yapılan ve ileride yapılacak olan jeokimyasal çalışmalara katkıda bulunmak ereği ile Kula bazaltlarının 1 nci evresinden 11, 2 nci evresinden 8; 3 üncü evresinden 16 olmak üzere toplam 35 örnek toplanarak (Şekil 3) MTA Kimya laboratuvarlarında kantitatif silikat analizleri yapılarak ana element içerikleri belirlenmiştir. Volkanik olayların evrimine, kimyasal ve normatif bileşimlerinden elde edilen sonuçların karşılaştırmalı olarak değerlendirilmesiyle açıklık getirilmiştir. Kimyasal analizlerde  $CO_2$  klasik yöntemle,  $Na_2O$  ve  $K_2O$  alev fotometresiyle, diğerleri de X Ray Floresans spektrometresiyle ölçülmüştür. Majör element kimyasal analiz sonuçları MTA jeolojik dairesi Bilgi İşlem Merkezindeki bilgisayarda programlanmış ve volkanitlerin C.I.P.W. normları, Irvine ve Barager parametreleri, Miliatomlar, H. de la Roche parametreleri, Nockolds-Allen üçgen değerleri, Jung ve Murata parametreleri, Rittmann Serisi indisi, Barth katyonları, Niggli değerler v.b çeşitli parametreleri saptanmıştır.

Elde edilen kimyasal analiz sonuçları (Tablo 1 ve 2) ve bilgisayarda hesaplatılan çeşitli parametreler daha sonra çeşitli grafiklere dökülmüş ve kimyasal yoldan volkanitlerin nitelikleri araştırılmıştır. İnceleme alanında örnek alınan yerler Şekil 3 de gösterilmiştir.

Tablo 1 ve 2 deki majör element kimyasal % 42,77-50,75 arasında değişen ölçüde  $SiO_2$  içerik analiz sonuçları incelenecek olursa; örneklerin içerikleri belirlenir.  $Al_2O_3$  miktarı % 14,71-20,50 arasındadır.  $Fe_2O_3$ , % 1,96-8,70;  $FeO$  ise % 1,6-6,49 arasında değişkendir.  $MgO$ , % 1,90-8,00 arasında;  $CaO$  % 7,29-11,15 arasında değerlerdedir.  $Na_2O$  miktarı % 3,20-6,05;  $K_2O$  miktarı ise % 0,85-4,10 arasındadır.  $TiO_2$  içerikleri % 1,72-2,63 arasında değişir.  $P_2O_5$  miktarı % 0,51-1,64 ve  $MnO$  miktarı % 0,14-0,99 arasında değerler verir.

Lavların bilgisayara hesaplatılan C.I.P.W. normları göz önüne alınacak olursa; bir silis noksanlığı ilk bakışta belirlenir. Olivin (Çoğun forsterit olarak) ve nefelin minerallerinin de C.I.P.W. norm hesaplamalarında görünmesi silis noksanlığını vurgular. Ayrıca, hi-

persten zahiri olarak bulunmamata, diyopsit ise daah çok wollastonitte bulunmaktadir. Norm hesaplamalarında magnetit tüm örneklerde bulunmakta, nematit ise çok az örnekte kendini göstermektedir. Petrografik inceleme sonuçlarının yanısıra, kimyasal analiz sonuçları ile zahiri olarak hesaplatılan C.I.P.W. normları da lavların alkali nitelikli olduklarını kanıtlamaktadır.

Lavların majör element kimyasal analiz sonuçları ayrıca bilgisayarda Irvine ve Baragar programına verilmiş ve bilgisayar vasıtasıyla lavlar adlanmıştır. Bilgisayarca saptanan adlar; genellikle Hawaiiit ve Trakibazalt, ender olarak ta Mugearit ve Alkali Bazalt'tır. İlk bakışta 1 nci evre lavlarının sodik olup Hawaiiit türde oldukları ve yavaş yavaş en genç 3 ncü evreye doğru geçişte potassikleştikleri ve Trakibazaltik türde oldukları göze çarpar. Yani, lavlar gençleştikçe potasyum içerikleri artmıştır.

Lavların, ayrıca Rittmann (1952 ve 1962) ye göre de adlamaları yapılmış, bunun için gerekli Rittmann parametreleri şu şekilde hesaplanmıştır:

$$Al = 0,9 Al_2O_3$$

$$Alk = K_2O + 1,5 Na_2O$$

$$FM = Fe_2O_3 + 1,1 FeO + 2 MgO$$

$$k = \frac{K_2O}{Alk}$$

$$an = \frac{Al - Alk}{Al + Alk}$$

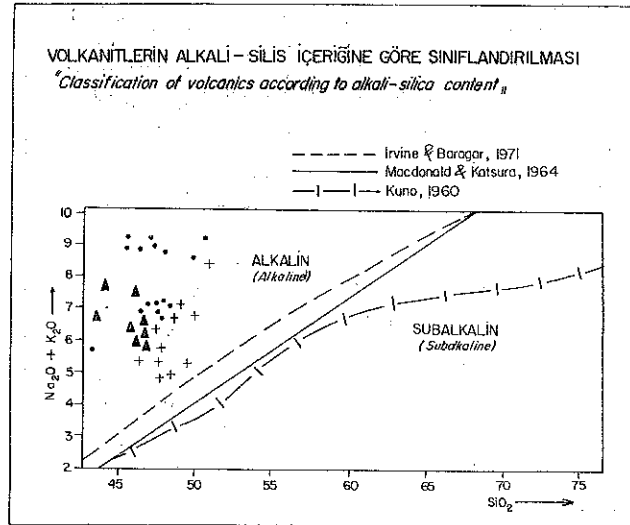
$$P = SiO_2 (an + 0,70).$$

Hesaplanan bu Rittmann parametreleri, Rittmann diyagramlarında kullanılarak örneklerin adlamaları yapılmıştır. Tablo 1 ve 2 de de görülebileceği gibi lavlar Rittmann'a göre, Fonolitik Nefelin Tefrit-Nefelin Tefrik-Nefelin Bazanit-Andezin Bazalt-Olivin Andezin Trakibazalt olarak anlandırılabilirler. Esasen Macdonald ve Katsura (1964), Alkali bazaltlarda % 5 ten fazla normatif nefelin olur ve madel olarak ta nefelin içerirlerse Tefrit ve Bazanit olarak adlanmanın gerekliliğinin öne

sürmüşlerdir. Rittmann'a göre Tefrit ve Bazanit olarak adlanan tüm örneklerin normatif nefelin içerikleri %5 ten fazladır.

Lavların kimyasal analiz sonuçlarının ve bilgisayarda hesaplatılan çeşitli peremetrelerinin çeşitli grafiklere dökülmesiyle şu sonuçlar alınmıştır :

1 — Volkanitlerin  $SiO_2$  ve Alkali ( $Na_2O + K_2O$ ) içeriklerine göre sınıflandırmaları yapıldığında, alkalin nitelikli oldukları belirlenmektedir (Şekil 7).



2 — Bazaltların alkali nitelikli oldukları Rittmann (1953) diyagramında da ortaya çıkmıştır (Şekil 8).

Rittmann diyagramında P değerleri 55 ten küçük olduğu durumda lavlar alkalin niteliktedir.

Kula lavlarında ise P değerleri 39-52 arasındadır ve tümü alkalin kesime düşerler.

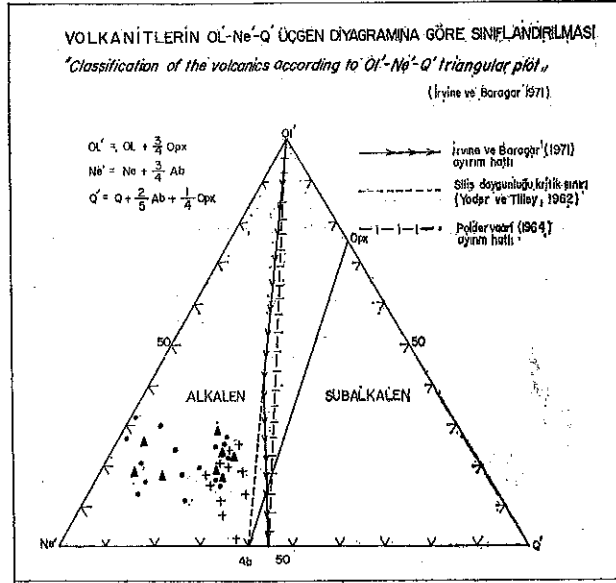
$$3 - \text{Bazaltların ayrıca } \sigma = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$$

Rittmann indisleri hesaplanarak Rittmann (1960)'a göre değerlendirmeleri yapılmıştır. Rittmann indisi 4 değerinden küçük olursa lavların kalkalkalin nitelikli olduğu bilinmektedir. Kula lavlarında Rittmann indisleri, 4,21 ve 15,52 arasında değişmekte olup ortalama 10 civarındadır ve kuvvetli alkali nitelikte oldukları belirlenir. 1 evre lavlarında 5 değerle-



pi en düşük, 3. evre lavlarında ise en yüksektir ve lavlar gençleştikçe alkalin nispetleri artmakta, giderek alkalinleşmektedirler. Lavlar da yaşlıdan gence doğru bir postasikleşme olduğu da daha önce saptanmıştır.

4 — Kula lavlarının Peacock (1931) diyagramında da kalkalkalin indislerinin 49,8 değerinde olduğu saptanmış (Şekil 9), olup



Şekil 10.

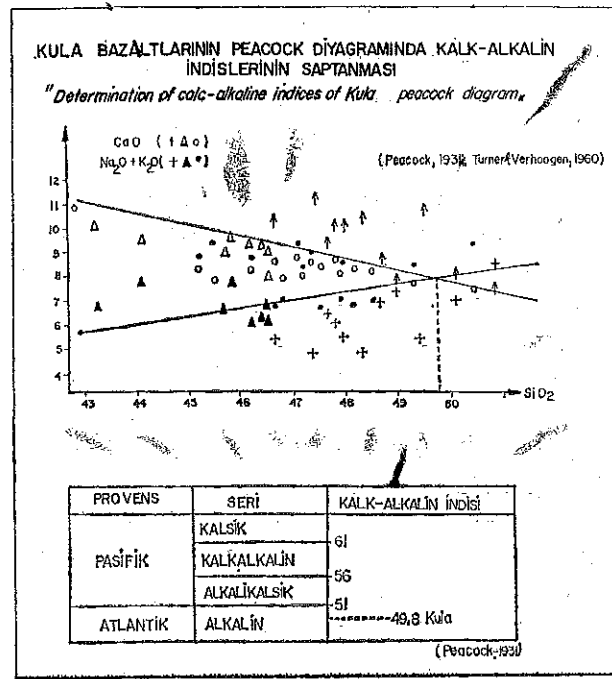
Peacock'a göre bu indis 51 den küçük olduğu zaman volkanitler alkalin nitelikte olduklarından, Kula bazaltlarının da alkalin tilekili oldukları belirlenmiştir.

5 — Volkanitlerin alkalin nitelikli oldukları OL'-Ne'-Q' üçgen diyagramı ile de saptanmıştır (Şekil 10). Tüm lavlar Irvine ve Baragar (1971) in önerdikleri bu diyagrama göre alkalin kesime düşerler.

6 — Lavların  $(FeO + Fe_2O_3)/SiO_2$  ve  $Al_2O_3/SiO_2$  içeriklerine göre Aramaki (1963) diyagramları da yapılmış ve alkalin trend ile uyumluluk sağladıkları (Şekil 11) görülmüştür.

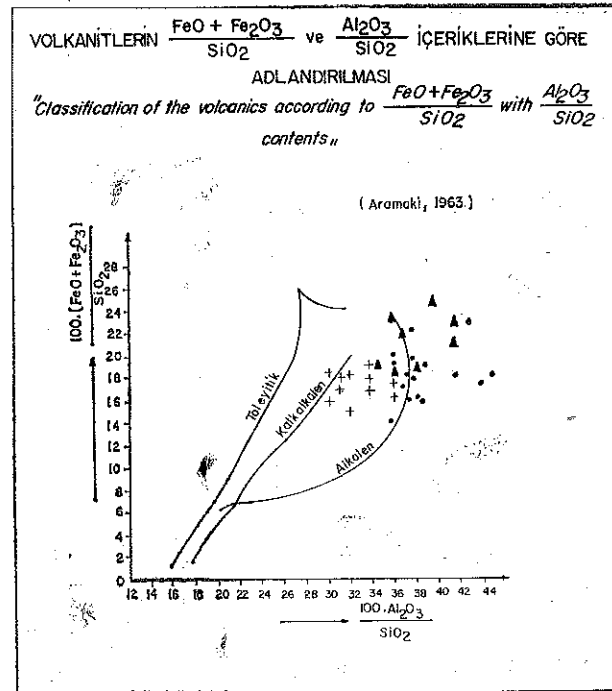
7 — Keller ve diğerleri (1978), Akdeniz ve çevresinde volkanitleri  $(K_2O + Na_2O)/K_2O + Na_2O + CaO$  içeriklerine göre sınıflamışlardır. Kula lavlarının bu önerilen diyagramlarını yapacak olursak (Şekil 12), alkalin nitelikli olup, bazalt ve trakibazalt kesimine düştükleri görülmektedir.

8 — Kula lavlarının  $Al_2O_3$ ,  $(Na_2O + K_2O)$  ve  $SiO_2$  içerikleri göz önüne alınarak yapılan



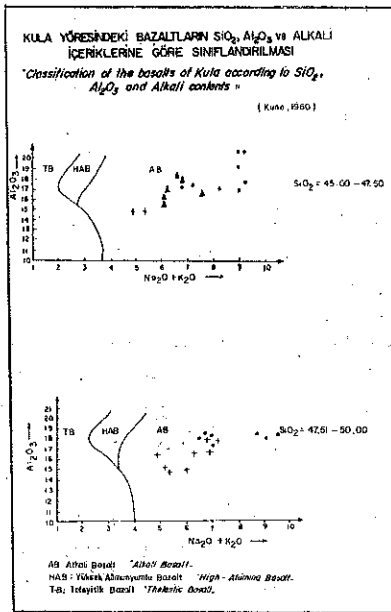
Şekil 9.

Kuno (1960) diyagramında (Şekil 13) bunların alkali bazalt oldukları belirlenmektedir.



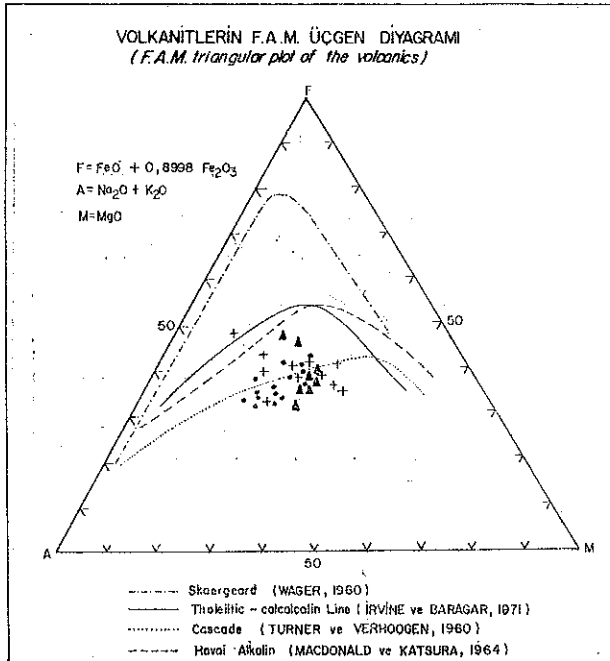
Şekil 11.

9 — Lavların F A M üçgen diyagramları da yapılmış (F=FeO+0,8998 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; A=Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; M=MgO) ve dünyadaki tanınmış volkanik serilerin trendleriyle karşılaştırıldıklarında hiç biri ile tam uyumluluk sağlamadığı sonucuna varılmıştır. Esasen FAM üçgen diyag-



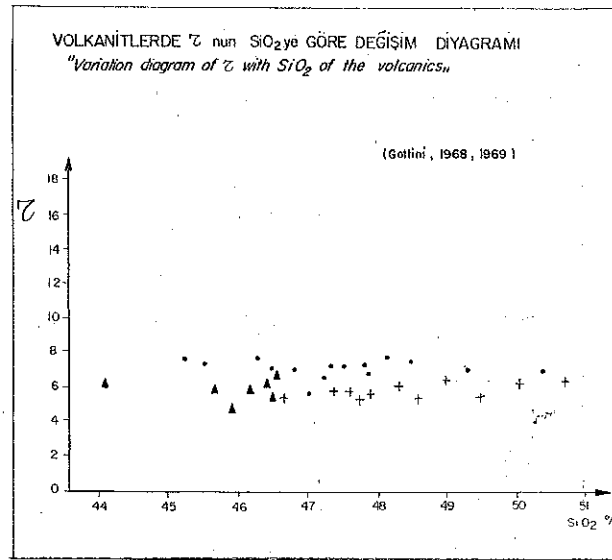
Şekil 13.

ramları Andezitik-Dasitik lavlar için daha geçerlidir (Şekil 14).



Şekil 14.

10 — Lavları oluşturan magmanın kökeninin araştırmak için Gottini (1968; 1969) nin geliştirdiği  $To_1$  değerleri hesaplanmıştır.  $To = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$  formülü ile hesaplanmış olup 4,87-7,81 değerleri arasında değişmektedir. Hesaplanan  $To$  değerlerinin  $SiO_2$  içeriği arttıkça  $To$  değerlerinin hemen hemen değişmediği, sabit kaldığı izlenmektedir. Ancak 1 nci evre lav-

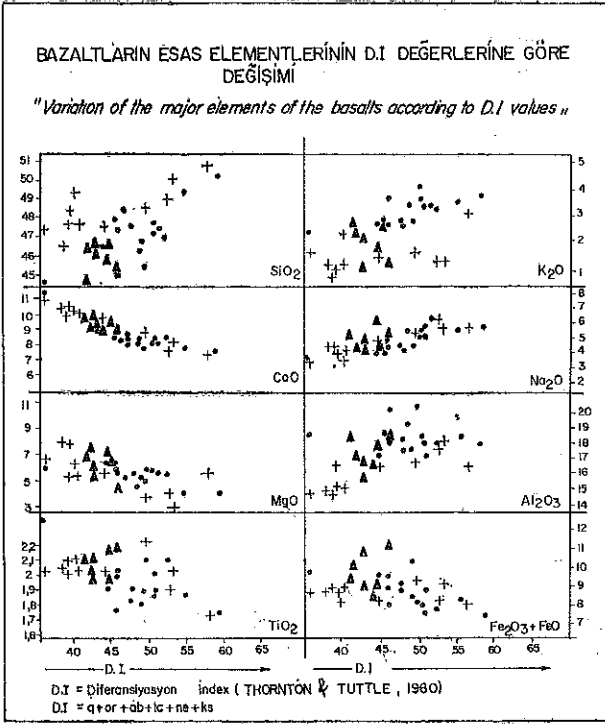


Şekil 15.

larında biraz daha küçük olan  $To_1$  değerleri, 3 ncü evreye gidildikçe hafif bir artma göstermekte, bir başak deyişle lavlar gençleştikçe  $To$  değerleri artmaktadır. Gottini'nin araştırmalarına göre, Sialik kökenli volkanitlerde  $To > 10$ ; Simatik kökenli volkanitlerde ise  $To < 9$  dur. Bu sonuçlar Kula volkanitlerine uygulanacak olursa, Kula lavlarının Simatik kökenli olduğu ortaya çıkar.

Gottini ayrıca, Gottini indisi  $To$  ile Rittmann indisi  $\sigma$  arasında da bir ilişki saptamış ve bu indislerin logaritma değerlerini hesaplayarak yaptığı diyagramda Sialik köken-Simatik köken sınırını çizmiştir. Kula volkanitlerinin de bu her iki indislerinin logaritma değerleri hesaplanmış ve  $\log Ta \log - \sigma$  diyagramı çizildiğinde (Şekil 16) lavların yine Simatik köken kesimine düştükleri saptanmıştır.

11 — Lavların  $K_2O/Na_2O$  içerikli 0,21-0,81 arasında değişmekte olup, genellikle 1 nci lavlarında bu değerler en düşük, 3 ncü lavlarında ise en yüksektir. Lavlar gençleştikçe potasikleşmekte, dolayısıyla  $K_2O/Na_2O$  oranı da artmaktadır. Tüm Kula volkanitlerinin  $K_2O/Na_2O$  ortalaması, 0,51 civarındadır.  $K_2O/Na_2O$  oranı yer yüzünde çeşitli bölgelerdeki çeşitli lavlarla değişik varyasyonlar göstermektedir. Örneğin tüm dünya da yayı Volkanizması için,  $To$ -leyitik lavlarda 0,35 ten küçüktür. Kalkalkalen lavlarda 0,35-0,75 arasındadır; alkalın ve şosonitik lavlar için ise 0,75 büyüktür (Jakes



ve White, 1972). Melanezyadaki alkalin lavlarda 0,75; Japonya alkali lavlarında ise 0,64 dolayındadır (Jakes ve White, 1969).

12 — Kula bazaltlarının Diferensiyasyon indeksleri de incelenmiştir. Diferensiyasyon indeksi (D.I.) Thornton ve Tuttle (1960) tarafından teklif edilmiş olan bir parametre olup,

$$D.I. = Q + or + ab + lc + ne + ks$$

formülü ile hesaplanmıştır.

Tablo 1 ve 2 de de verilen Kula lavlarının D.I. değerlerine göz atacak olursak; D.I. değerlerinin 31,95-58,17 arasında değiştiğini ve genel olarak 1 nci evre lavlarda daha küçük olup 3 ncü evre lavlara gidildikçe, yeni lavlar gençleştikçe yükselmekte olduğu görülür. Kula lavlarının tümünde D.I. ortalama değeri 46 civarındadır. Yapılan istatistiksel araştırmalara göre tüm dünyadaki bazalt ailesi lavlarında diferensiyasyon indeksi ortalaması şu şekildedir (Le Maitre, 1976);

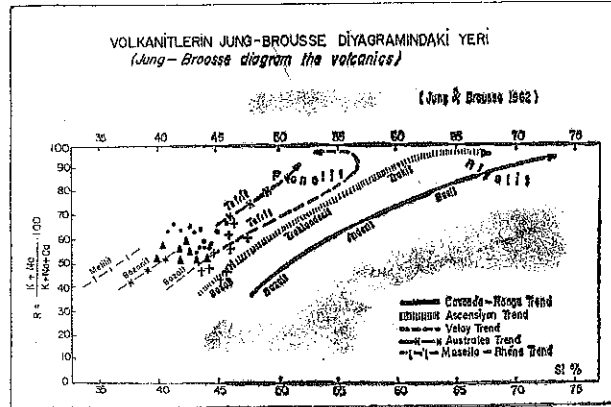
Kayaç	Ortalama D.I.
Mugearit	54,5
Trakibazalt	46,5

Hawaiiit	42,5
Bazalt	31,5
Bazanit	33,5
Nefelin-Lösit-bazalt	28,5
Tefrit	47,5

Bu suretle, Kula bazaltlarının daha çok Tefrit, Trakibazalt ve Hawaiiitik türde olduğu belirlenmektedir.

Ayrıca Kula bazaltlarının, D.I. değerlerine göre esas elementlerinin değişim diyagramlarını yapacak olursak (Şekil 17), D.I. değerleri arttıkça  $SiO_2, K_2O, Na_2O, Al_2O_3$  içeriklerinin de arttığı ancak;  $CaO, MgO, TiO$  ve toplam Fe oksitlerinin içeriklerinin azaldığı belirlenir ve bu özellikler Thornton ve Tuttle 1960)ın önerdikleri varyasyonlara uyup, bazaltik magmanın normal bir kristalizasyon evresi geçirdiğini kanıtlar.

13 — Kula bazaltlarının Jung - Brousse (1962) diyagramındaki yerleri de araştırılmıştır (Şekil 18). Bu amaçla, lavlardan ör-

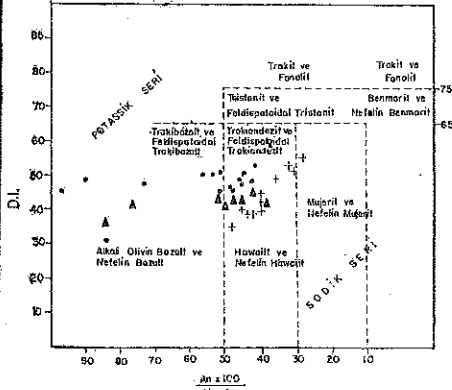


neklerin, bilgisayara hesaplatılan Barth kationlarının atomik yüzde değerleri göz önüne alınarak  $Si$  ve  $R = (K + Na) / (K + Na + Ca)$  parametreleri saptanmış. bunların Velay ve Aust rales trendleri ile uyumluluk sağladıkları ve Bazalt-Tefrit Bazanit olarak kimyasal yoldan da adlanabilecekleri ortaay çıkmıştır.

14 — Kula bazaltlarının kimyasal yoldan Coombs ve Wilkinson (1969) sınıflaması ile de adlandırılmaları yapılmıştır (Şekil 19). Bu amaçla, lavların D.I. değerleri ve  $(An. 100) / (Ab + An)$  içerikleri hesaplanarak diyagramda yerine konmuş ve lavların kısmen sodik,

KULA BAZALTLARININ COOMBS VE WILKINSON SINIFLAMASI  
(Coombs and Wilkinson classification of Kula basalts)

(Coombs ve Wilkinson, 1969)



kısmen potassik olup Trakibazalt-Alkali Olivin Bazalt-Hawaiiit ve Nefelin Hawaiiit-Trakiandezit ve Feldspatoidal Trakiandezit bölgelerine düştükleri saptanmıştır.

15 — Volkanitlerin H. de la Roche (1978) diyagramlarını yapabilmek için H. de la Roche kimyasal parametreleri de hesaplanmış ve  $K - (Na + Ca)$ ;  $Si_3 - (K + Na + 2Ca/3)$ ;  $6Ca + 2Mg + Al$ ;  $5Si - 11Na + K - 2(Fe + Ti)$  değerleri grafiklerde yerlerine konarak, Kula lavlarının

alkalin nitelikte olup kimyasal olarak Hawaiiit Tefrit ve Bazansdnit olarak adlanabilecekleri saptanmıştır (Şekil 20).

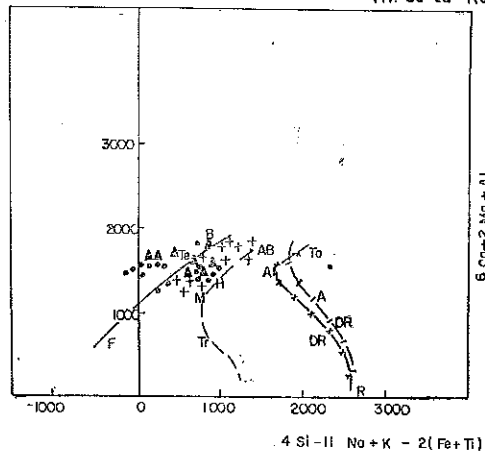
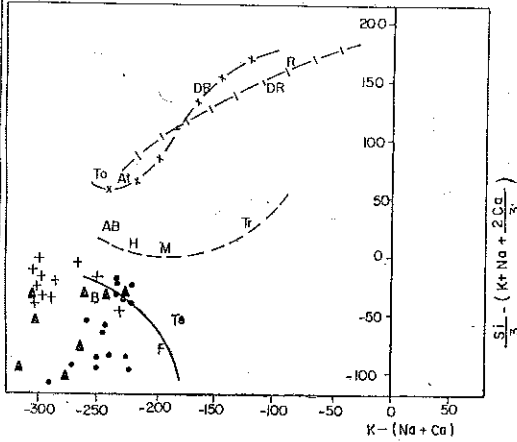
16 — Kula lavlarının, Murata diyagramları da yapılarak, H. de la Roche diyagramları ile elde edilen aynı sonuçlara ulaşılmıştır (Şekil 21). Örneklerin  $Al_2O_3/SiO_2$ ;  $MgO$ ;  $CaO$  ve  $(Na_2O + K_2O)$  içerikleri göz önüne alınarak yapılan 3 murata (1960) diyagramında da Hawaiiit, Alkali Bazalt ve Alkali Olivin Bazalt olarak kimyasal yoldan adlanabilecekleri belirlenmiştir.

17 — Kimyasal yoldan yapılan adlama ile, petrografik inceleme sonucu verilen adlar birbirleriyle uyum sağlamaktadır. Örneğin, Kula bazaltlarının Cox diyagramında (Şekil 22), Bazalt Bazanit-Tefrit-Fonolitik Tefrit-Müjearit ve Trakibazalt-Hawaiiit olarak adlanabilecekleri ortaya çıkmaktadır. Cox diyagramında bu adlaam, örneklerin salt ve silis içerikleri göz önüne alınarak yapılmıştır.

18 — Kula lavlarının Streckeisen (1967) çift üçgen diyagramı ile de adlamaları yapılmı olup (Şekil 23) Latit bazalt (Trakibazalt)-Fonolitik Terit-Tefritik Fonolit-Alkali Bazalt olarak adlanabilecekleri saptanmıştır.

VOLKANİTLERİN H. de La ROCHE KİMYASAL PARAMETRELERİNİN DAĞILIM GRAFİKLERİ  
(The distribution graphs of the H. de La Roche chemical parameters of the volcanics)

(H. de La Roche, 1978)

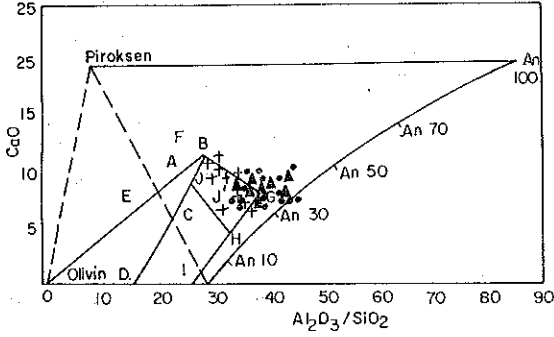


F: Fönolit (Phonolite)  
Te: Tefrit (Tephrite)  
B: Basanit (Basanite)  
AB: Alkali Bazalt (Alkaline Basalt)  
H: Hawaiiit (Hawaiite)  
M: Müjearit (Mugearite)

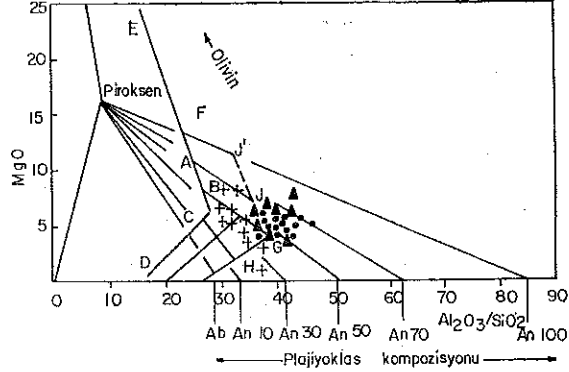
Tr: Trakit (Trachyte)  
To: Toleyit (Tholeiite)  
At: Andezit Toleyit (Tholeiitic Andesite)  
DR: Dosit, Riyodasit (Dosit, Rhyodacite)  
A: Andezit (Andesite)  
R: Riyolit (Rhyolite)

— Doymamis Alkalen (Alkaline under saturated)  
- - - Alkalen (Alkaline)  
-x-x- Toleyilik (Tholeiitic)  
-|-| Kalkalkalen (Calcalkaline)

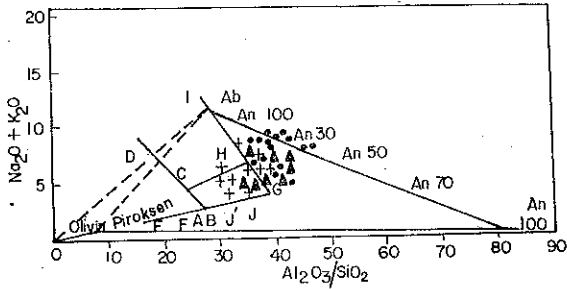
KULA YÖRESİNDEKİ BAZALTLARIN  $Al_2O_3/SiO_2$  ve CaO İÇERİKLERİNİN DİYAGRAMI  
"Diagram of  $Al_2O_3/SiO_2$  with CaO contents of the basalts of Kula"  
(Murata, 1960)



KULA YÖRESİNDEKİ BAZALTLARIN  $Al_2O_3/SiO_2$  ve MgO İÇERİKLERİNİN DİYAGRAMI  
"Diagram of  $Al_2O_3/SiO_2$  with MgO contents of the basalts of Kula"  
(Murata, 1960)



KULA YÖRESİNDEKİ BAZALTLARIN  $Al_2O_3/SiO_2$  ve ALKALİ İÇERİKLERİNİN DİYAGRAMI  
"Diagram of  $Al_2O_3/SiO_2$  with alkali contents of the basalts of Kula"  
(Murata, 1960)



TOLEYİTİK BAZALT SERİSİ

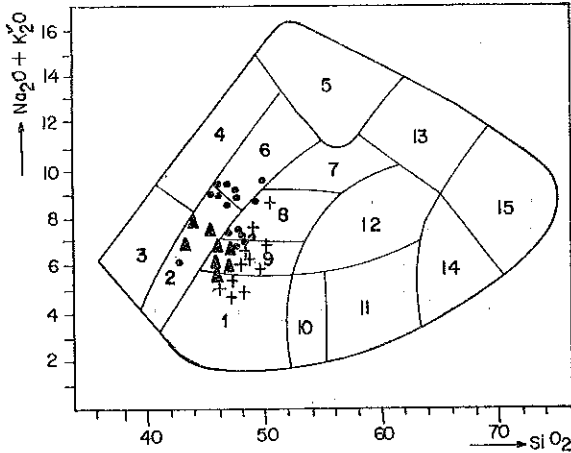
- A= Toleyitik Olivine Bazalt (*Tholeiitic Olivine basalt*)
- B= Toleyitik Bazalt (*Tholeiitic basalt*)
- C= Kuvars Bazalt (*Quartz basalt*)
- D= Granofir (*Granophyre*)
- E= Piroksen Ozeaniti (*Picro Ozeanite*)

ALKALİ BAZALT SERİSİ

- F= Ankaramit (*Ankaramite*)
- G= Hawaiit (*Hawaiite (andesine andesite)*)
- H= Mujearit (*Mugearite (oligoclase andesite)*)
- I= Trakit (*Trachyte*)
- J= Alkali Bazalt (*Alkaline basalt*)
- J= Alkali Olivin Bazalt (*Alkaline olivine basalt*)

Şekil 21.

KULA BAZALTLARININ ALKALİ ve  $SiO_2$  İÇERİKLERİNE GÖRE ADLANDIRILMALARI  
"Nomenclature of the basalts of Kula according to alkali and  $SiO_2$  contents"  
(Cox ve diğerleri, 1979)



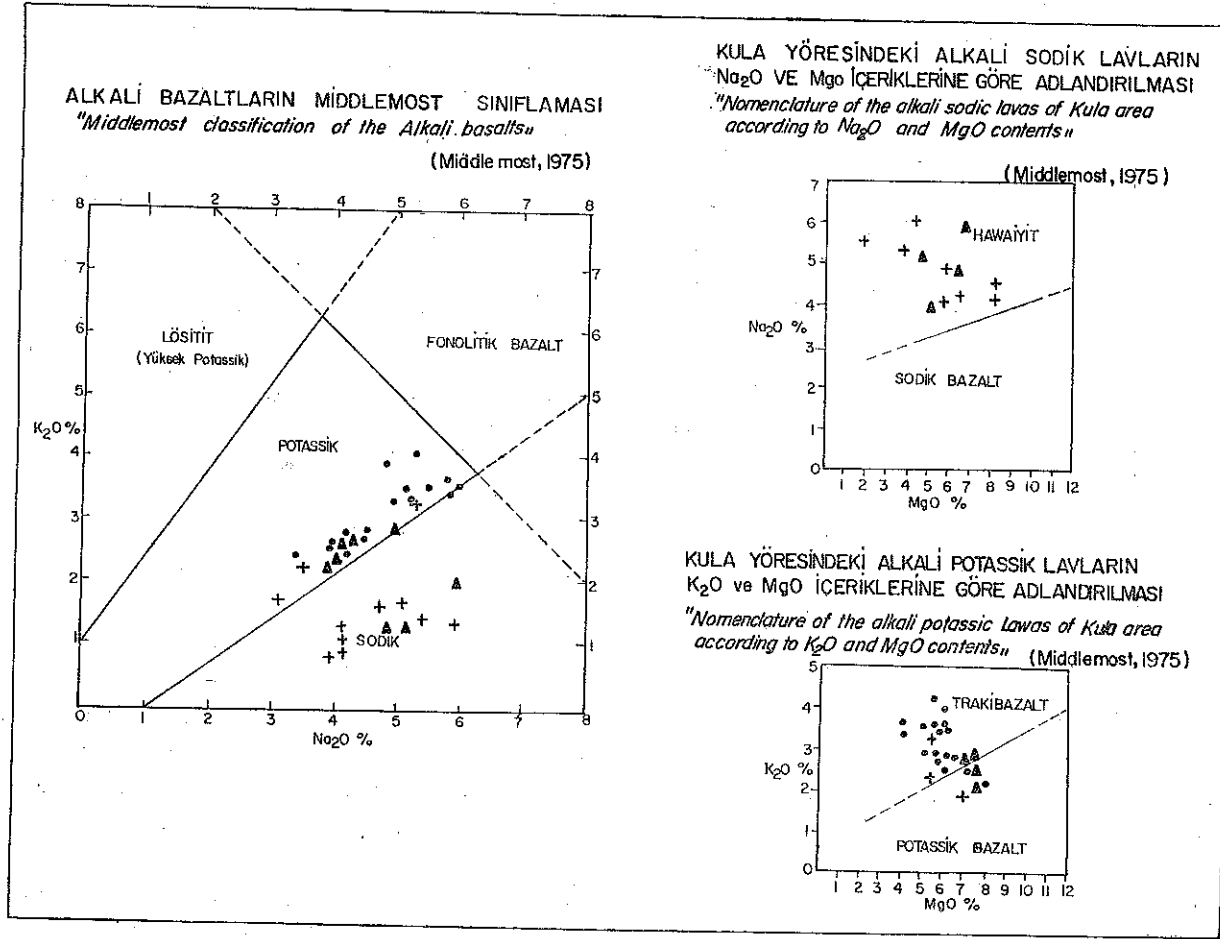
- 1- BAZALT (*Basalt*)
- 2- BAZANİT ve TEFRİT (*Basanite and Tephrite*)
- 3- NEFELİNİT (*Nephelinite*)
- 4- FONOLİTİK NEFELİNİT (*Phonolitic Nephelinite*)
- 5- FONOLİT (*Phonolite*)
- 6- FONOLİTİK TEFRİT (*Phonolitic Tephrite*)
- 7- BENMORİT (*Benmoreite*)
- 8- MUJEARİT VE TRAKİBAZALT (*Mugearite and Trachybasalt*)
- 9- HAWAİYİT (*Hawaiite*)
- 10- BAZALTİK ANDEZİT (*Basaltic Andesite*)
- 11- ANDEZİT (*Andesite*)
- 12- TRAKİANDEZİT (*Trachyandesite*)
- 13- TRAKİT (*Trachyte*)
- 14- DASİT (*Dacite*)
- 15- RİYOLİT (*Rhyolite*)

Şekil 22.

Örneklerin salt Or-Ab-An içerikleri göz önüne alınarak yine Streckeis (1967) üçgen diyagramları yapıldığında normatif olarak; hesaplanan Ne içerikleri 7 den küçük olan lavları Hawaiiit ve Mujearit; Normatif Ne içerikleri 7 den büyük olan örnekleri de Trakitefrit-Tefrit-Bazanit olarak adlamak mümkün olmaktadır.

19 — Kula volkanitlerinin, basit fakat

sağlıklı bir sınıflama olan Middlemost (1975) sınıflamaları yapıldığında lavların bir kısmının sodik, bir kısmının ise potassik olduğu saptanmıştır ve lavların gençleştikçe potassikleştiiğ bu diyagramda da ortaay çıkmıştır. Middlemost, sodik lavları Hawaiiit, potassik lavları ise Trakibazalt ve Potassik bazalt olarak adlanmaktadır (Şekil 24).



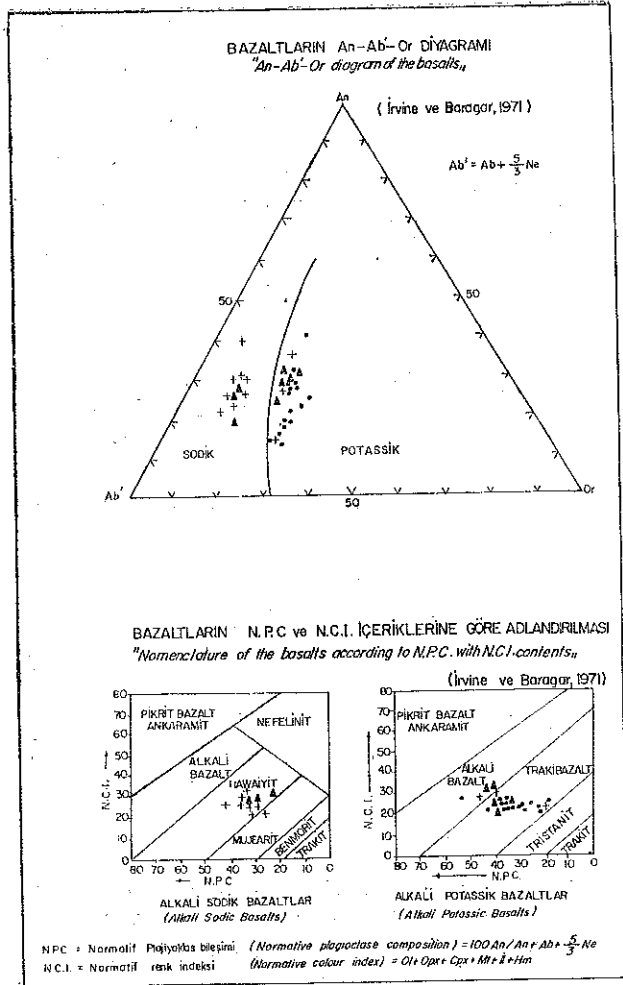
Şekil 24.

20 — Kula lavlarının, Bazaltlarda en gelişmiş sınıflama olan Irvine ve Baragar (1971) sınıflandırmaları da yapılmıştır (Şekil 25). Lavların sodik-Postassik ayırımını yapabilmek için önce An?Ab'-Or üçgen diyagramları oluşturulmuştur. Bu diyagram ile Middlemost sınıflaması ile elde edilen aynı sonuçlara ulaşılmıştır. Daha sonra, bilgisayara hesaplatırılan N.P.C. ve N.C.I. parametreleri kullanılmıştır. N.P.C. = Normatif plajiyoklas bileşimi olup 
$$= 100 \frac{An}{(An+Ab-\frac{5}{3}Ne)}$$
 ofrmülü ile ve N.C.I.

= Normatif renk indeksi olup  $= Ol + Opx + Cpx + Il + Hm + Mt$  formülü ile hesaplatırılan lavlarının Hawaiiit (bi<sub>7</sub> tanesi Mugearit) ve A-1 miştir. Bu diyagramlarla da alkali sodik Kula kali potassik Kula lavlarının ise Alkali Bazalt ve Trakibazalt olarak adlanabilecekleri saptanmıştır. Irvine ve Baragar grafikleri ile elde edilen adların, bilgisayara programlama ile yaptırılan adlarla tüm uyumluluk sağladıkları görülmüştür.

21 — Bazaltlarda oksitlerin, SiO<sub>2</sub> değerlerine göre değıiş diyagramları (Şekil 26) de

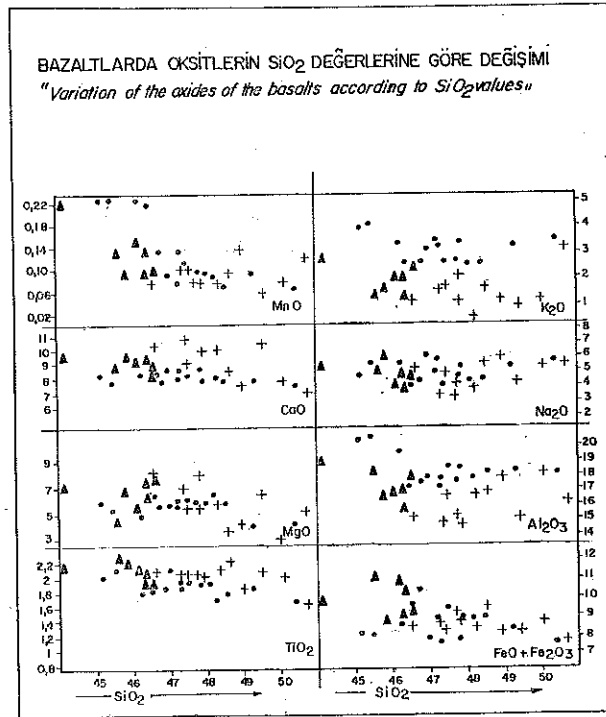
münde belirli bir yönelim göstermemekte oldukları saptanmıştır.



Şekil 25.

yapılmış olup, SiO<sub>2</sub> içerikleri arttıkça, Mn—Ca—Mg—TiO<sub>2</sub> ve Toplam demir oksitleri içeriklerinin azaldığı; Na<sub>2</sub>O değerinin arttığı; K<sub>2</sub>O ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değerlerinin ise belli bir yönelim göstermedikleri görülür. Yine aynı diyagramlarda 1 nci evreden 3 ncü evreye gidildikçe, lavlar gençleştikçe K<sub>2</sub>O—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Mn—(Feo+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) içerikleri artmakta; buna karşın Cao—TiO<sub>2</sub> içerikleri ise azalmaktadır.

22 — Bazaltlarda esas (majör) elementlerin S.I. (Katılaşma indeksi) değerlerine göre ri 1957). Bu amaçla S.I. =  $\frac{Mgo \cdot 100}{(Mgo + \text{değişimleri de incelenmiştir (Kuno ve diğerle. Feo+Fe}_2\text{O}_3 + Na_2O + K_2O)$  formülü ile hesaplanan katılaşma indeksi değerlerine göre oksit-gerleri arttıkça Cao ve Mgo değerlerinin art-lerini içerikleri göz önüne alınmış, ve S.I. de-makta; SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O—Na<sub>2</sub>O—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değerlerinin eksilmekte ve TiO<sub>2</sub> ile (Feo+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) değerleri-



Şekil 26.

Kula lavlarının kimyasal analizlerinin grafiklere dökülmesiyle elde edilen sonuçları çok kısa olarak şu şekilde özetleyebiliriz:

a) Her 3 evreye ilişkin lavlar kimyasal yönden de fazla bir farklılık göstermemekte olup tümü de salt alkalin niteliktedir. Alkali Olivin bazaltik bir magmadan türemişlerdir ve direkt monto kökenlidirler. Manto üstünde Peridotitin kısmi ergimesi ile oluşmuşlardır.

b) Lavların bir kısmı sodik, bir kısmı ise potassik olup, gençleştikçe (1 nci evreden 3 ncü evreye gidildikçe) potasyum içerikleri artmakta ve potassikleşmektedirler. Ayrıca gençleştikçe alkalinitelikleri de giderek kuvvetlenmektedir.

c) Lavlar, çeşitli araştırmacıların önerdikleri yöntemlere göre çeşitli isimler almaktadır:

Tüm adlamalar göz önüne alınacak olursa, hemen hemen her araştırmacıya göre yapılan adlamada da Hawaiiit-Trakibazalt adı bulunmaktadır. Uzun yıllar önce Washington (1894-1900) tarafından «Kulait» olarak adlanan Kula lavlarını, genelde Hawaiiit-Trakibazalt olarak yer yer de daha az Tefrit ve Mugearit olarak adlamak daha uygun olacaktır.



*Araştırcılar :*

Rittmann

*Verilen Adlar :*

- 1 — Fonolitik Nefelin Tefrit
- 2 — Nefelin Tefrit
- 3 — Neflin Bazanit
- 4 — Andezin Bazalt

Irvine ve Baragar

- 5 — Olivin Andezin Trakibazalt
- 1 — Hawaiiit
- 2 — Trakibazalt
- 3 — Alkali Bazalt
- 4 — Mugearit

Middlemost

- 1 — Hawaiiit
- 2 — Trakibazalt
- 3 — Potassik Bazalt

Jung Brousse

- 1 — Tefrit
- 2 — Bazanit
- 3 — Bazalt

H. de la Roche

- 1 — Hawaiiit
- 2 — Tefrit
- 3 — Bazanit

Murata

- 1 — Hawaiiit
- 2 — Alkali Bazalt
- 3 — Alkali Olivin Bazalt
- 4 — Mugearit

Coombs ve Wilkinson

- 1 — Hawaiiit
- 2 — Nefelinli Hawaiiit
- 3 — Alkali Olivin Bazalt
- 4 — Trakibazalt
- 5 — Trakiandezit
- 6 — Feldspatoidal Trakiandezit

Cox ve diğerleri

- 1 — Hawaiiit
- 2 — Trakibazalt
- 3 — Mugearit
- 4 — Fonolitik Tefrit
- 5 — Tefrit
- 6 — Bazanit

Streckeisen

- 1 — Hawaiiit
- 2 — Tefrit
- 3 — Bazanit
- 4 — Trakibazalt (Letit Bazalt)
- 5 — Fonolitik Tefrit
- 6 — Tefritik Fonolit
- 7 — Trakitefrit

Tüm dünya Hawaiiit-Mugearit-Trakibazalt ve Tefrit lavlarının ortalama kimyasal değerleri şu şekildedir (Le Maitre, 1976).

Tablo 1 ve 2 de verilen Kula volkanitlerinin kimyasal analiz sonuçları, Hawaiiit ve Trakibazalt'ın tüm dünya ortalaması sonuçlarına daha çok uyumluluk göstermektedir. Bu takdirde Kula lavlarının sodik olanlarını Hawaiiit, posassik olanlarını da Trakibazalt olarak adlamak uygun olacaktır. Ancak genel anlamda «Kulait» adını kullanmak daha yerindedir.

### KULA VOLKANİTLERİNİN KÖKENSEL GENEL YORUMU

Kula volkanitleri, tektonik ve volkanizma yönünden son derece ilginç bir bölge olan Batı Anadolu'da oluştuklarından kökenisel genel yoruma gidebilmek için, Batı Anadyolu ve Ege adalarında yüzlekler veren diğer Senozoyik yaşlı volkanitlerle karşılaştırmaları yapılmış, bu geniş bölgenin Tersiyen sonrası jeotektonik evrimi araştırılmış, daha sonra bir rift volkanizması olduğu sonucuna varılarak, bölgesel jeotektonik olaylar bu kez daha büyük boyutlarda eel alınmıştır.

### 1 — BATI ANADOLUDAKİ SENOZOYİK VOLKANİZMASI

Batı Anadolu'nun ve Ege adalarının vol-

kanizma yönünden çok ilginç olması, son yıllarda yerbilimcileri bu yörede ayrıntılı çalışmalara yöneltmiş ve pek çok veri elde edilmiştir. Yapılan jeokronolojik, petrolojik ve jeolojik çalışmaların ışığı altında tüm Senozoyik yaşlı volkanitler olası yaşlarına ve niteliklerine göre (alkalin-kalkalkalin) gruplandırılmış ve haritalanmıştır (Şekil 27). Volkanit yüzleklerin dokanakları, son çalışmalara göre yapılan haritaya işlenmiştir. Aynı zamanda çeşitli araştırmacılar tarafından lavlarda K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş belirlemeleri de haritaya aktarılmıştır. Bölgedeki Üst Kretase ve daha genç yaşlı volkanitlerin haritadaki dağılımları göz önüne alındığında, bunların 3 ana grupta toplandıkları belirginleşmektedir:

#### 1.1 — ÜST KRETASE YAŞLI ADA YAYI VOLKANİZMASI

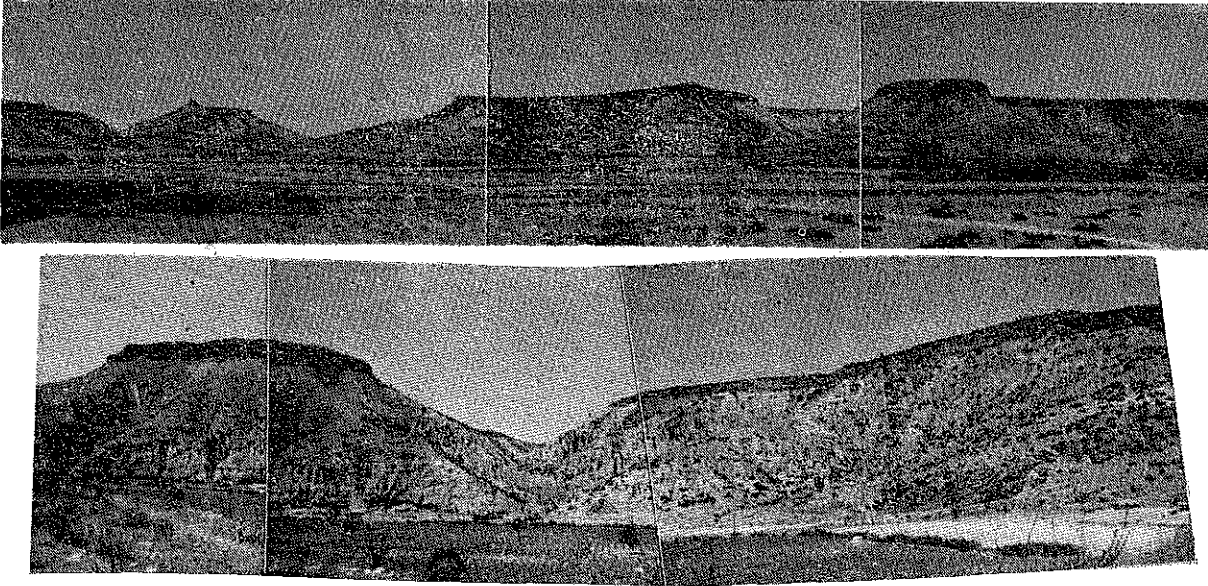
Bu volkanitler eski bir ada yayının belirtilim zonu düşünmekte ve kuzeydeki yitim zonu nundan Bulgaristan-Demirköy-İstanbul (Sarı daha güneydeki ve daha genç olan yitim zoner-Kilyos ve Şile) volkanitlerinin türediğini; nundan ise Armutlu varımadasındaki Yalova volkanitlerinin (Üst Kretase-Eosen), Mudanya-Gemlik volkanitlerinin (Üst Kretase-Eosen), Biga-Bayramiç-Çanakkale yöresindeki salt Eosen yaşlı volkanitlerin, Trakya'da eK-

	<i>Hawaiiit</i>	<i>Trakibazalt</i>	<i>Tefrit</i>	<i>Mugearit</i>
SiO <sub>2</sub>	47,48	49,21	47,80	50,52
TiO <sub>2</sub>	3,23	2,40	1,76	2,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,74	16,63	17,00	16,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,94	3,69	4,12	4,88
FeO	7,36	6,18	5,22	5,86
MnO	0,19	0,16	0,15	0,26
MgO	5,58	5,17	4,70	3,20
CaO	7,91	7,90	9,18	6,14
Na <sub>2</sub> O	3,97	3,96	3,69	4,73
K <sub>2</sub> O	1,53	2,55	4,49	2,46
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,79	0,98	1,03	1,27
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,55	0,49	0,22	0,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,74	0,59	0,63	0,75
CO <sub>2</sub>	0,04	0,10	0,02	0,15

şan çevresindeki volkanitlerin (Alt-Üst Oligosen) türediğini savlamaktadırlar. Bu bölgelerdeki volkanitler genellikle andezitik-Dasitik kalkalkalin nitelikte ve yer yer de alkali bazaltik nitelikte olup, çeşitli evrelerde meydana gelmişlerdir. (Ercan 1979 ve 1981-b).

## 1.2 — EOSEN-OLIGOSEN-MİYOSEN-PLİYÖSEN YAŞLI KALKALKALİN VE ALKALİN VOLKANİZMA

Bu volkanizma, Eosen'de başlamış ve çeşitli evrelerle Üst Pliyosen'e değin sürülmüştür.



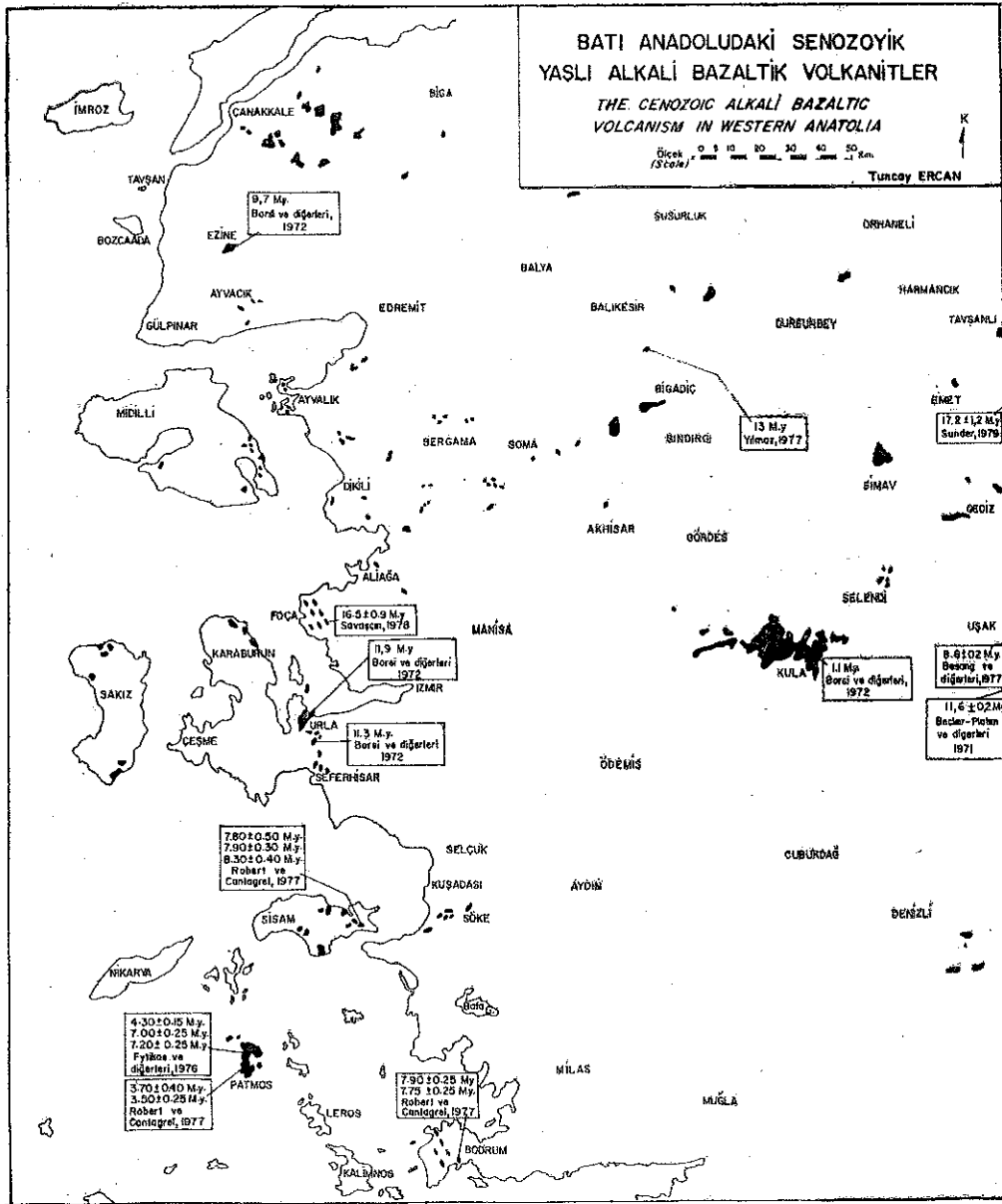
Ankara-İzmir karayolundan, Burgaz köyü yakınlarında, Balçıklidere formasyonu (Tiab) üzerinde yer alan Linci evre Burgaz volkanitlerine (Qkv.) ilişkin plato bazaltları.

tir. Son derece geniş bir alanda yaygın olan bu volkanizmler genellikle andezit-dasitriyodasit-riyolit türde kalkalkalin; yer yer de bazaltik-trakitik türde alkalindirler. Yalova, Mudanya, Gemlik; Biga-Bayramiç-Çaakkale; Keşan; Tekirdağ; Ayvacık-Gülpınar; Edremit-Balya; Gönen-Munyas-Susurluk, Dursunbey-Orhaneli; Tavşanlı; Sındırğa-Bigadiç; Ayvalık Dikili-Çandarlı-Bergama; Gördes; Uşak, Karahisar; Simav; Foça; Karaburun; Çeşme; Urla-Cumaoyası; Söke; Bodrum; İzmir-Menemen; Denizli bölgelerinde yüzlekler verirler ve her bölgede değişik evreler gösterirler. Batı Anadolu'da yaygın yüzlekler veren bu volkanizma; İmroz, Bozcaada, Samothraki, Limni, Sikiros, Ayios, Mimili, Sakız, Psithaúra, Anticisi olarak toleyitik-kalkalkalin ve alkalin lavlardan oluşmuşlardır.

Trakya'da Bulgaristan sınırına yakın Demirköy çevresinde izlenen bu volkanizma dasit, riyodasit ve splitik tuf ve lavlardan ibarettir. Ve daha batıya doğru Bulgaristan'da doğuya doğru ise İstanbul, Sarıyer-Kilyos ve Şi-

le çevresinde devam eder (Ercan 1981-b). Bu volkanik kuşağın özellikle Bulgaristan kesiminde ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır ve Jura-Alt Kretase'de Afrika plakasının kuzeye doğru Avrasya plakasına dalmasıyla oluşan eski bir yitim zonundan türemiş bir ada yayı volkanizması olduğuna ilişkin fikirler öne sürülmüştür (Boccaletti ve diğerleri 1974-a; 1974-b ve 1978), Araştırmacılar, birbirini takip eden ikili yitimsara, Coloyeri, Sisam, Patmas, Kos ve Rodos gibi Ege adalarında; Yunanistan'ın Oxyitkos; Halkidikya ve Edassa gibi bölgelerinde; Bulgaristan ve Yugoslavya'da da devam eder (Şekil 27). Tüm bu geniş alanda yayılan volkanitlerde yapılan ayrıntılı çalışmalar pek fazla sayıda olmayıp, derlenmiş ve ayımlanmıştır (Ercan 1979 ve 1981-b). Bu geniş alandaki volkanizmanın kalkalkalin nitelikte olanlarına değinilmeyecek, salt alkalin nitelikte olanları kısaca gözden geçirilerek Kula volkanitleri ile karşılaştırmaları yapılacaktır:

Bu erekle, Batı Anadolu'daki Senozoyik yaşlı alkalin volkanitlerinin ayrı bir dağılım



Şekil 28.

haritası ayrılmış (Şekil 28) ve volkanitlerde K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş belirlemeleri de haritaya aktarılmıştır.

Simav kuzeyinde Naşa (J 21-c<sub>2</sub>) ve Karacaören (J 21-c<sub>1</sub>) köyleri arasında Pliyosen yaşlı tutturulmamış, gevşek kaba detritikler üzerinde siyah renkli genç bazaltik lav akıntıları izlenir. Siyah, koyu kahve renklere, iri boşluklu, taze görümlü olan bazaltlar amigdaloidal ve porfirik doku gösterirler.

Lavlar, tüm Neojen çökel kaay birimleri üzerinde akmış, olup, salt genç alüvyon ve yamaç molozları ile örtülüdür. Stratigrafik ilişki-

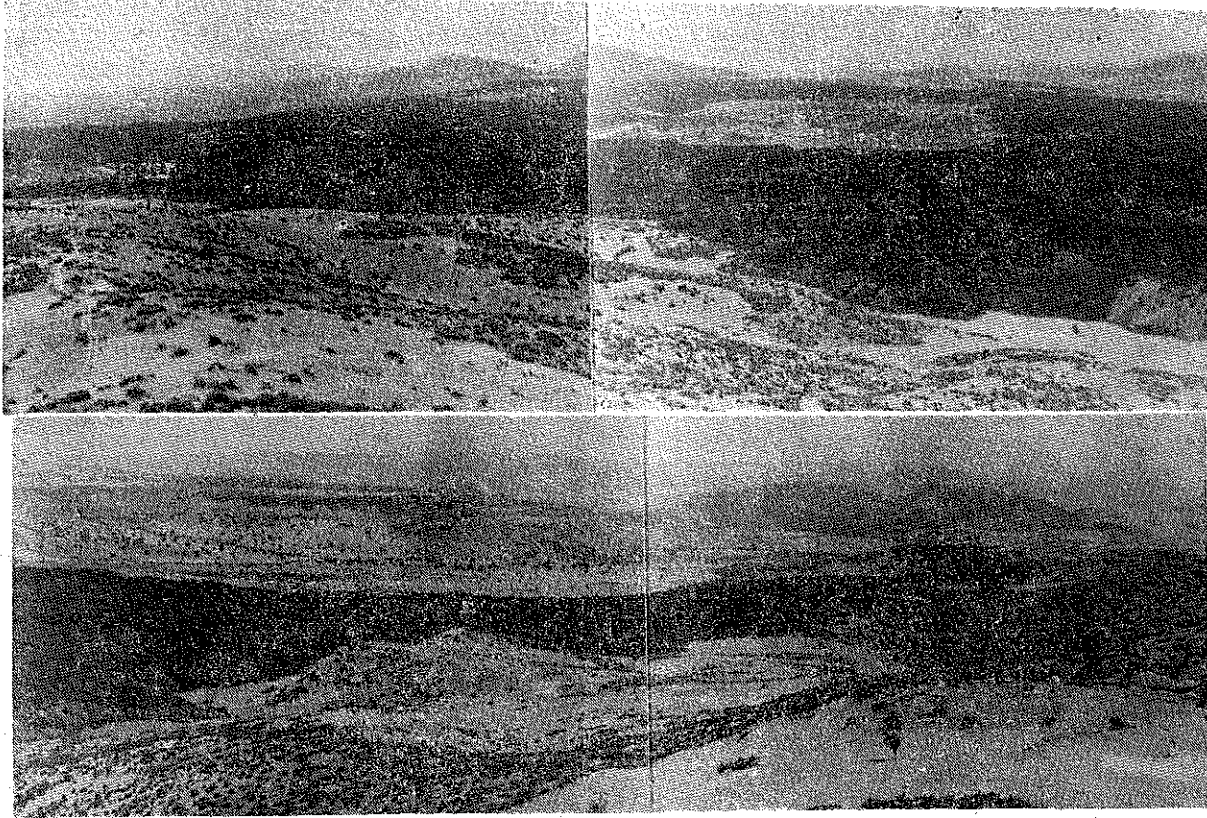
lerine dayanılarak bu Simav (Naşa) bazaltları ile eşlenebileceği öne sürülmüştür (Akdeniz ve Konak, 1979). Aynı bazaltik lavlar Gediz ilçe merkezi çevresinde de yüzlekler verirler. Kırka çevresinde Orta Miyosen yaşlı alkali fonolitik ve tefritik lavlardan daah sonra Alt Kuvaternerde yeni bir volkanik evre ile Alkali Olivin bazaltik lavlar oluşmuştur (Sunder, 1979). Afyon çevresinde alkali riyolitler ve alkali trakit, tefrit, latit, lösitit ve fonolitik lavlar izlenir (Becker-Platen ve diğerleri, 1971; Keller ve Villari, 1972; Basang ve diğerleri, 1977). Bunlar Üst Miyosen yaşlıdır. Denizli GD'sunda

Üst Pliyosen yaşlı alkali trakitik lavlar izlenir (Kastelli, 1971). Daha güneyde yine Üst Pliyosen yaşlı alkali bazaltik lavlar yer alır (Beckec-Platen, 1970). Emet yakınlarında Miyosen yaşlı alkali bazaltik lavlar bulunur (Helvacı, 1977). Tavşanlı civarında Üst Miyosen yaşlı alkali bazaltik lavlar yer alır (Nebert, 1960). Dursunbey-Orhaneli arasında da yer yer Üst Pliyosen yaşlı alkali bazaltik bir volkanizma yüzlekler vermektedir (Ercan, 1979). Sındırgı yakınlarında alkali trakibazaltik lavlar, kalkalkalin riyodasitik lavlarla eş yaşlı olarak (Üst Miyosen) izlenirler (Bergo, 1965). Bigadiç bölgesinde Orta Miyosen yaşlı alkali bazaltik lavlar bulunur (Yılmaz, 1977). Ayvacık doğusunda Alt Kuvarterner yaşlı alkali bazaltik bir

volkanizma yüzlekler verir (Bingöl ve diğerleri 1973). Ezine yakınlarında ise Üst Miyosen yaşlı alkali bazaltik lavlar yer alır (Borsi ve diğerleri, 1972).

Çanakkale-Biga arasında da alkali bazaltik volkanizma yer yer dağıntık yüzlekler vermektedir. Ancak lavların yaşları henüz kesin bilinmemekte olup Üst Miyosen ya da Pliyosen yaşta olma olasılıkları vardır. Ya da Üst Miyosende ayrı, Üst Pliyosen (Alt Kuvarterner) de ayrı olmak üzere farklı iki yaşta alkali bazaltik volkanizma etkin olmuştur.

Ayvalık yöresinde de Üst Miyosen yaşlı alkali bazaltik bir volkanizma yüzlekler vermektedir olup bunlar aynı zamanda tonalitik-monzonitik plütonik kayalarda bir arada bulunur.



Kula ilçesi yakınındaki Divlit Tepe kriterinden çıkarak vadi boyunca akan 3 üncü bazaltik lavların, Yılanasar Tepe üzerinden görünüşü (Altta ki fotoğraf, üsttekinin kuzeye devamıdır).

lar. Ayvalık çevresinde Orta Miyosende başlayan kalkalkalin kabuksal malzeme ürünü volkanizma, belirli bir süreçten sonra giderek manto ürünü alkali olivin bazaltlara dönüşmüştür.

(Ercan, 1981-a; Dora ve Savaşçın 1980).

Ayvalık çevresinde izlenen bu alkali bazaltik volkanizma ile alkali plütonik kayaların bir arada bulunmaları, Batı Anadolu'da, Bodrum, Karaburun, Urla v.b. başka yerlerde de saptanmış olup, bunlarla birlikte polimetalik cevherleşmeler de izlenmektedir (Savaşçın ve diğer-

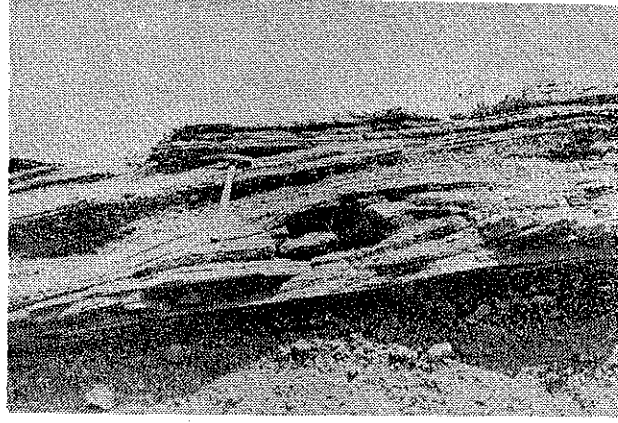


leri, 1980). Midilli adasında da aynı alkali bazaltik volkanizma etkindir ve yine Orta Miyosen yaşlı kalkalkalin lavlarla bir arada bulvaterner yaşlı alkali bazaltik lavlar grabenin her iki tarafında, birer hat boyunca dizilim gösterirler. Bunlar tüm daah yaşlı kaya birimlerini kesmiş olup dokanaklarda kalın pişme zonları vardır (Ercan, 1981-a). Aynı bazaltik volkanizma Soma çevresinde de devam eder. Bu bölgede çalışan Nebert (1978) lavların Üst Pliyosen (yada Alt Kuvaterner) yaşta olduklarını belirlemiştir. Akhisar kuzeyinde bulunan alkali bazalt ise son derece potassik olup Miyosen yaşlıdır (Savaşçın, 1978). Foça yöresinde Hawaiiit, Mugearit, trakibazalt türde alkali bazaltik lavlar, kalkalkalin andezitik dastik lavlarla ardalanmalı olarak bir arada bulvaterner ve Orta Miyosen yaşlıdır (Savaşçın,

1978). Bunlar KD-GB yönlü hatlar boyunca yüzlekler verirler.

Karaburun yarımadasında da Foça'da olduğu gibi KB-GD yönlü hatlar boyunca alkali bazaltik lavların dizildikleri son yapılan çalışmalarla saptanmıştır Savaşçın, 1981, sözlü bilgi), lavlar alkali bazalt, trakibazalt ve trakitik türdedir.

Urla, Seferhisar ve Cumaovası yörelerinde Orta Miyosen yaşlı alkali nitelikli hem alkali bazik, hemde alkali asitik bir volkanizma söz konusudur. Alkali bazik lavlar, Alkali Bazalt ve aHwaiit; alkali asitik lavlar ise trakit ve alkali riyolit türdedir. Bu alkali seri, kabuk altından türemiş alkali bazaltik bir magmanın kabuk içine yavaş yerleşmesi ve bu yerleşme sırasındaki ortaç kimyadaki depolanmanın farklılaşması sonucu oluşmuş olabilir (İnno-



Saraçlar Köyü yakınında Kızıltepe eteklerinde Elekçitepe volkanitlerine (Qkv,) ilişkin "Base Surge" depolanmaları

centi ve Mazzuoli, 1972). Urla'daki bir Hawaiiit türde lavda yapılan ölçüm sonucu Sr 87/Sr 86 oranı 0,7047 olarak bulunmuştur. Aynı Hawa-

iiit örneğinde K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlenmesi de yapılmış ve 11,3 Milyon yıllık bir değer bulunmuştur. Alkali trakit'ten



Genellikle Plajiyoklas mikrolitleri ve opak minerallerden oluşan bir hamur içinde (yer yer ikizlenmeli) ve bozmuş Hornblend (Kersütit) Fenokristalleri Obj: 6,3; Çift Nikol



Plajiyoklas mikrolitlerinden oluşan hamur içinde iri Olivin fenokristali ve etrafındaki Ojit kristalleri Obj: 16; Çift Nikol.

alınan bir örnekte ise 11,9 Milyon yıllık bir sonuca ulaşılmıştır. Urla Hawaii ve trakitik lavlarının yüksek Sr 87/Sr 86 oranı göstermesinin yanısıra, yine yüksek U (5,9 ppm) ve Th (9,6 ppm) içerikleri de alkali magmanın az bir miktar kabuk materyali ile kirlenmiş olabileceğini gösterir. Seferihisar ve Cumaovası yörelerinde ise alkali riyolitik ve riyolitik bir volkanizma etkindir. Bu lavlar 12,5 Milyon yıl yaşlı olup alkali bazit magma gelişimi sonucu oluşan anatektik olayların ürünleridirler. Yapılan Sr 87/Sr 86 oran tayinleri ile 0,7553-0,7665-0,7365-0,7176 gibi yüksek değerler bulunmuştur ve kıta kabuğu kökenli materyal anateksisi ile oluştuklarının kanıtı olarak yorumlanmıştır (Borsi ve diğerleri 1972). Ancak bu alkali riyolitik kayaların üst kabuktan türemiş olacağı çoğu araştırmacılar tarafından benimsenmişse de oluşum işlemi için anateksi,

bölümsel kabul ergimesi ve yükselen magma sonucu anatektik ergimele gibi değişik kavramlar söz konusu olup tartışmalıdır. Alkali riyolitik kayalar yer yer perlit türündedir ve Cumaovası yöresinde belirgin volkanik domları oluştururlar (Özgenç, 1975). Bu alkali riyolit ve perlit türündeki çeşitli camı kayalarlarında yapılan kimyasal analizler sonucu volkanizmanın iki aşamada etkin olduğu öne sürülmüştür (Özgenç 1978).

Sakız adasında kalkalkalin volkanizma ile birlikte Orta Miyosen yaşlı Alkali Nefelin-Olivin latit bazaltlar izlenir (Besenecker ve Pichler, 1974). Söke çevresinde ise, iki evreli alkali bazaltik bir volkanizma etkindir. İlk evre Üst Miyosen (Ya da Alt Pliyosen) de etkin olmuş ve trakibazaltik lavlar oluşmuştur. İkinci evre ise Üst Pliyosen yaşlı olup alkali olivin bazaltik ve trakibazaltik lavlar izlenirler (Ercan ve Günay 1981). Sisam (Samos) adasındaki bazaltik lavlar, Sökedekilerin devamıdır ve lavların içinde daha yaşlı kalkalkalin riyolit anklavları vardır (Robert, 1976). Lavlar Üst Miyosen yaşlı olup (Robert ve Cantagrel, 1977), yarılm hatları boyunca dizilirler (Meisner, 1976).

Patmos adası ve yakınındaki küçük adalar tamamen volkanik kayalardan oluşmuştur. Patmos adasında, ayrıntılı çalışmalarla, alkalin nitelikli fonolit, potassik trakit, potassik bazalt ve riyolitlerin yer aldığı ve ender olarak kuvars latit türde kalkalkalin lavlarla ardalandıkları saptanmıştır (Robert, 1976). Bazaltik lavlarla yapılan radyometrik yaş belirlemeleri ile  $4,30 \pm 0,15$  M.y.  $7,00 \pm 0,25$  M.y. ve  $7,20 \pm 0,25$  M.y. (Fytikas ve diğerleri, 1976)  $3,07 \pm 0,40$  M.y. ve  $3,50 \pm 0,25$  Milyon yıl (Robert ve Cantagrel, 1977) değerler elde edilmiş ve volkanizmanın Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşta olduğu saptanmıştır. Patmos adasındaki alkali lavlar da Söke bazaltları ile eşlenebilir.

Bodrum yarımadasında, Orta-Üst Miyosen yaşlı kalkalkalin bir volkanizmadan bir süre sonra Üst Miyosende alkalisitelikli ikinci bir volkanik evre ile bazalt, trakibazalt ve trakitik türde lavlar oluşmuştur (Ercan 1981 .b). Alkali olivin bazaltlarda K/Ar yöntemi ile





Plajiyoklas mikrolitleri ve Ojit taneciklerinden oluşan bir hamur içinde iri Olivin kristalleri, daha küçük Ojit kristalleri ve koyu renkli bozmuş Hornblend (Kersütit) kristalleri (Obj: 4; Çift Nikol).



Mikrolitik hamur içinde Ojit ve Olivin Fenokristalleri Obj: 6,3; Çift Nikol.

yapılın yaş tayinleri ile  $7,9 \pm 0,25$  ve  $7,75 \pm 0,25$  Milyon yıllık değerler elde edilmiştir (Robert ve Cantagrel, 1977). Bazaltik dayıklar KB-GD yönlü yarılımlar boyunca dizilirler.

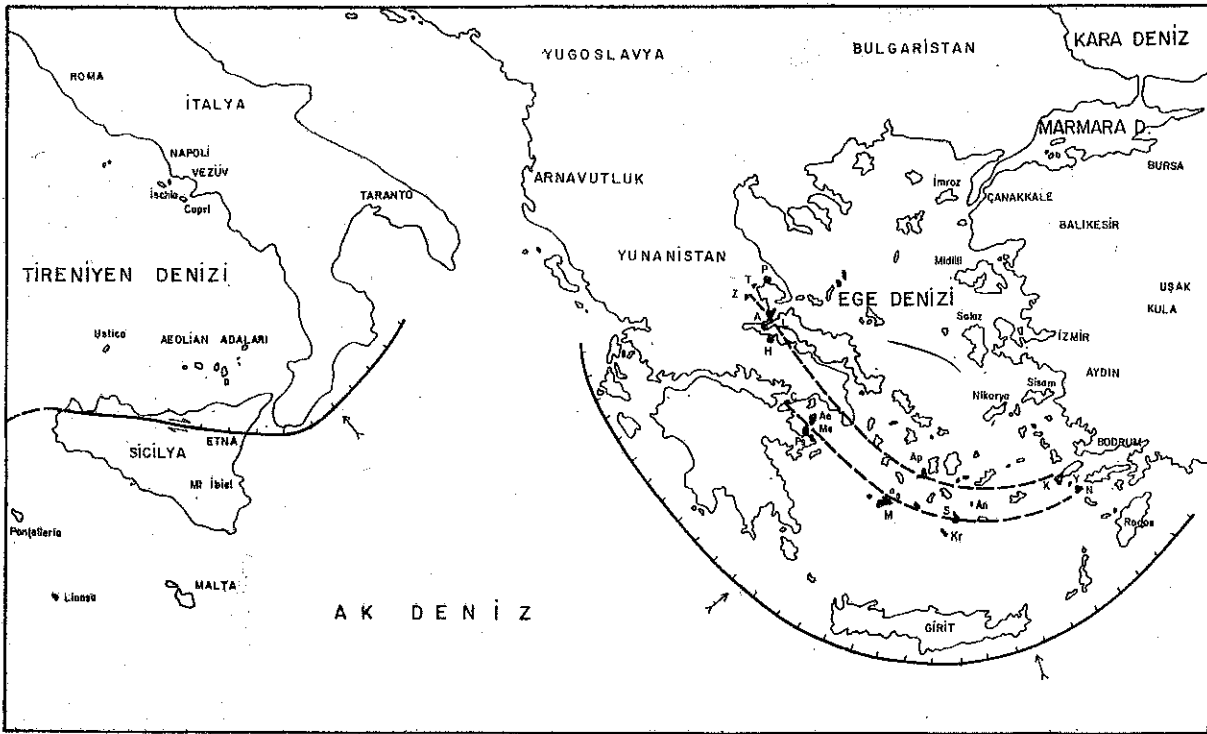
Ayrıca, Batı Anadolu'da yaygın kalkalkalin bir lavlarla birlikte yer alan ve henüz saptanmamış başka alkali bazaltik yüklekler de olabilir. İlerde yapılacak çalışmalar bu konuya açıklık getirecektir.

Eosende başlayıp Üst Pliyosene değin etkinliğini sürdüren, hatta yer yer Alt Kuvaternere kadar etkinliği izlenen, bu geniş alanlardaki alkalin ve kalkalkalin nitelikli volkanizmanın oluşumuna ilişkin çelişkili görüşler öne sürülmektedir. Çeşitli evrelerde ve bir arada oluşan bu volkanitlerin kökeni hakkında araştırmacılar henüz tam bir fikir birliğine varamamışlardır. Bu volkanitlerin bir yitim zonu-

dan çok, bir çiftleşme ürünü olduklarına ilişkin görüş (Sayaşçın, 1978) giderek ağırlık kazanmaktadır. Alkalin lavlar levha içi açılmalarla ilksel magnanın sorguç (Plume) yolu ile yükselmesi sonucu oluşmuşlar ve bölümsel kalkalkalin ergimelerle kendilerine eşlik eden kalkalkalin lavların da gelişimine neden olmuşlardır.

### 1.3 — KUVATERNER-AKTÜEL YAŞLI AKTİF ADA YAYI VOLKANİZMASI

irit adasının güneyinde Afrika plakasının Ege-Anadolu plakası altına dalması sonucu (Şekil 29) olasılıkla Üst Miyosende başlayan yitim olayının günümüze değin etkinliğini sürdürdüğü pek çok araştırmacı tarafından saptanmış ve bu yitim zonuna ilişkin son derece ayrıntılı çalışmalar derlenerek bir araya getirilmişlerdir (Morelli, 1978; Ercan ve diğerleri, 1977; Ercan ve diğerleri, 1979; Ercan 1979; Ercan, 1980-a; Ercan 1980-b; Ercan 1981-c). Ege denizinde, yitim zonundan türeyen ada yayı volkanitleri, çift ada yayı şeklinde bir dizilim gösterirler. Yaklaşık 12 Milyon yıl önce oluşmaya başlayan bu yitim zonu (Fytikas ve diğerleri 1976), Ege denizinde ilk volkanik ürünlerinin 4milyon yıl önce (Bellon ve diğerleri, 1979) vermeye başlamış (Crommyonia) ve volkanik etkinlik günümüze değin süregelmiştir (Santorini, 1950 püskürmesi). Ada yaylarındaki tek aktif volkan Santorini adalarında olup en son 1950 yılında lav püskürtmüştür. Diğer ada yaylarında bilinen son volkanik etkinlikler Methana (M.Ö. 250) ve Nysiros (1888) dedir. Çift ada yayı şeklinde dizilen volkanitler, güneydeki yayda rommyonia, Aegina, Methana, Poros, Milos, Santorini, Christiana, Anidhros, Yelli ve Nysiros volkanik merkezleri ve daah kuzeydeki yayda Porphyrion, Thebes, Zileria, Achilleion, Likades, H. Ioannis, Antiparos ve Kos volkanik merkezleri şeklinde belirgindirler. Her iki volkanik kuşağın da kayaları, bazalt-andeit-dasit-riyolit serisi olup tipik bir kalkalkalin takıma aittir. Kuzeydeki iç yaygın volkanik merkezleri, güneyde dış yaya göre artan bir  $K_2O/SiO_2$  oranında da güneyden kuzeye doğru gidildikçe bir artış göze çarpar ki, bu da  $K_2O/SiO_2$  oranının Benioff zonunun artan derinliği ile art-



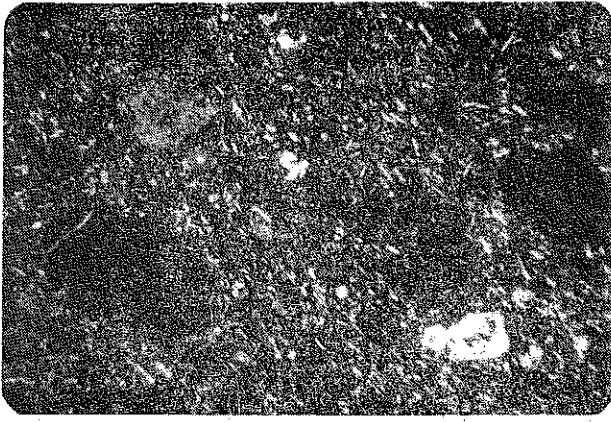
Şekil 23 - Akdeniz'deki aktif yitim zonu ve oluşturduğu Ada yayı volkanizması  
(Figure 23 - Active subduction zone in the Mediterranean sea and its island arc volcanism)

P : Porphyzion	T : Thebes	Z : Zihirli	An : Andhras	N : Nysiros
L : Likodes	H : H. Ioannis	C : Crommyon	A : Achilleion	Ps : Poros
Me : Methone	M : Milos	S : Santorini	Aa : Aegina	
Kr : Khrisiana	Y : Yali	K : Kos	Ap : Anfibotos	

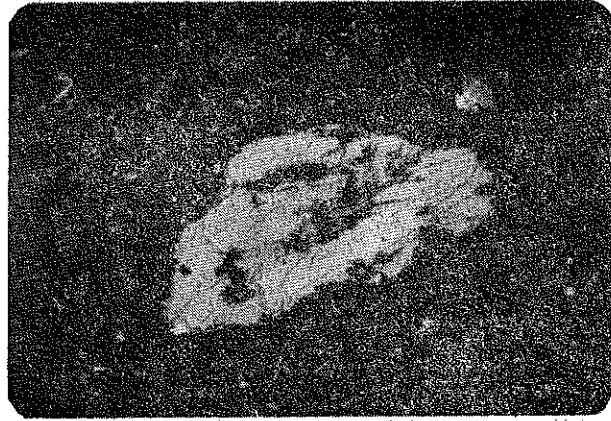
makta olduğu kuramını öne süren araştırmacıları (Hatherton ve Dickinson, 1968) desteklemektedir. Ayrıca değişken fakat nispeten yüksek olan Sr 87/Sr 86 oranları (değerleri 0,7037-0,7134 arasındadır) kuzeydeki iç yayın lavlarında daha yüksektir (Pe ve Gladhill, 1975). Ege ada yaylarında bugüne değin toleyitik lavlara rastlanmamış, bu zonun tipik Pasifik okyanusal yitim zonlarından farklı olduğunu göstermekte, bazı araştırmacılar toleyitik lav olmayışını Afrika plakasının 2,5-2,7 cm/yıl gibi düşük bir hızla yitmekte olmasına bağlamaktadırlar (Pe ve Piper, 1972). Ege denizindeki Kuvaterner ada yayı volkanizmasından salt Santorini, Kos ve Nysiros adasında ki volkanitlere değinilecektir. Zira bu volkanik merkezlerden çıkan volkanik ürünler havadan km.lerce uzaklara saçılmışlar, bu arada Batı Anadolu'ya da ulaşmışlardır. Örneğin, 40-50.000 yıl kadar önce Nysiros adasında çok şiddetli patlamalar olmuş ve bol miktarda lav parçası, lapilli, tüf ve kül gibi volkanik ürünler havadan km.lerce uzaklara saçılmış, bu arada adanın 18 km doğusundaki Datça yarım adasına da düşmüşler ve 30-0 m. kalınlıkta

tüf yataklar oluşturmuşlardır. Başlangıçta, Daça yarımadasının batısının büyük bir kısmının bu volkanik ürünlerle örtülmesine karşın, zamanla yağmur ve akarsuların etkisiyle aşınmaları nedeniyle çoğunluğu yok olmuş olup bugün, ancak çukur havzalarda yığılanlar korunup kalabilmişlerdir. Büyük bir çoğunluğu riolitik tüf olan ve içlerinde yer yer andezitik lav parçası ve süngertaşı parçası içeren bu volkanik ürünler Ercan ve diğerleri (1980-b ve 1981) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş olup Egede'ki aktif ada yayı volkanizmasını Batı Anadolu'ya havadan gelen ürünlerdir.

Ege'deki ada yayı volkanizmasınının Batı Anadolu'ya denizden yüzerek gelen ürünleri de bulunmaktadır. Batı Anadolu'da Kuşadası-Bodrum arasında uzanan kıyılarda, kumsal sırtlarında ve küçük kum tepciklerinde yuvarlaklaşmış, en çok 10-15 cm. irilikte süngertaşı parçaları bulunmaktadır. Buldukları kıyılarda süngertaşı oluşturacak asistik bir volkanik merkez yoktur. Esasen plaj sırtları da çok yeni, aktüel görünümde olup henüz oluşumları tamamlanmamıştır. Olasılıkla kı-



Vesiküler lav ince kesitinde Plajiyoklas mikrolitleri ve Ojit fenokristalleri Obj: 2,5 Çift Nikol.



Kesütlit fenokristali etrafında küçük Olivin ve Ojit kristalleri Obj: 2,5; Çift N.kol.

yıldaki bu süngertaşı parçalarının denizden taşınmış olmaları gerekir. Bunlar aktif ada yayı volkanik merkezlerinden olan Santorini adasından şiddetli püskürmelerle denize yayılan süngertaşı parçalarıdır ve daha sonra denizde yüzebilenleri dalgalarla Batı Anadolu kıyılarına gelmiştir (Ercan ve Günay 1981). Hatta Santorini adasının M.S. 726 tarihindeki püskürmesi ile geldiklerini öne süren araştırmacılar da bulunmaktadır (Eisma, 1977).

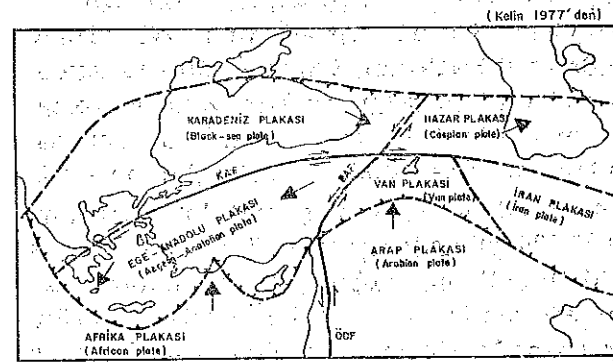
Eski Yunan tarih kitaplarında M.S. 726 tarihinde Santorini adasında çok şiddetli patlamalar olduğu, Ege denizinin km.lerce yüzen süngertaşı parçaları ile kaplandığı da kayıtlıdır.

Ada yayını oluşturan volkanik merkezlerde zaman zaman çok şiddetli patlamalar meydana gelmiş ve volkanit ürünler havadan çok uzaklara, Batı Anadolu haricinde de başka böl-

gelere kadar ulaşmışlardır. Örneğin, Kos adasının Batı ucunda şiddetli bir patlama ile riyolit ve dasit türde lavlar ve süngertaşı tüfler havadan son derece geniş bir alana yayılmışlar, Piskopi (Tilos), Pserimos (Kappari), Kalimnos adalarında tüf ve ignimbrit platoları oluşturmuşlardır (Keller, 1970). Bu adalardaki ignimbrit ve tüf'lerden alınan örnekler incelenerek, bunların içerdikleri litik klastların ve fenokristallerin aynı bileşimde ve eş kökenli oldukları tanımlanmıştır. Bu ignimbritlerin çıkış merkezi, Kos adasının batı ucundaki, şimdi denizaltında olan bir kalderadır (Wright, 1977). Kos adasındaki bu çıkış merkezinden patlama ile havadan çok uzaklara saçılan tüfler ve süngertaşı parçaları Bodrum yarımadasına da erişmişler (Ercan, 1981-a), ve lüvyonlar altında yığılımlar oluşturmuşlardır. Kos adasındaki bu volkanitlerde K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş belirlemeleride  $1,6 \pm 0,2$  Milyon yıl;  $1,6 \pm 0,3$  Milyon yıl;  $2,5 \pm 0,5$  Milyon yıl ve  $2,5 \pm 0,15$  Milyon yıl gibi değerler elde edilmiştir (Bellon ve diğerleri, 1979).

Ege denizinde Pliyo-Kuvaterner ada yayı volkanizmasını oluşturan, Girit adasının güneyindeki yitim zonunda son yıllarda ayrıntılı tektonik çalışmalar da yapılmaktadır. Le Pichon ve Angelier (1979) Ege ada yayı ve sismik kuşağın uzantısı boyunca oluşan sığ depremlerin fay düzlemi mekanizmalarına dayanarak, Ege ada yayı ve komşu deniz tabanı arasında meydana gelen bağıl hareketi kantitatif olarak açıklamaya çalışmışları ve buna

TÜRKİYE İÇİN PLAKA TEKTONİĞİ MODELİ  
"Plate Tectonics Model For Turkey"



KAF: Kuzey Anadolu Fayı (North Anadolion Fault)  
DAF: Doğu Anadolu Fayı (East Anadolion Fault)  
ÖDF: Ölü Deniz Fayı (Dead Sea Fault)

Şekil 30.



Mikrolitik hamur içinde Lössit taneleri Obj: 6,3; Tek Nikol.



Plajiyoklas mikrokristallerinden oluşan namur içinde Ojite fenokris-talleri ve daha küçük Nefelin kristalleri Obj: 16; Çift Nikol.

daha sonra Ege alanındaki deformasyonu değerlendirerek ve Doğu Akdeniz alanındaki son 13 milyon yılda oluşan hareketler modelini ortaya koymak için kullanmışlardır. Bu araştırmacıların ortaya koydukları hareket modeli Ege'de daha önce yapılmış neotektonik ve sismik çalışmalarla uyum göstermektedir. Le Pic-hon ve Angeliler daha önce başka araştırmacı-

larca yapılmış tüm bu neotektonik ve sismik çalışmaları da derlemişlerdir.

## 2 — BATI ANADOLU'NUN MİYÖSEN SONRASI JEOTEKTONİĞİ

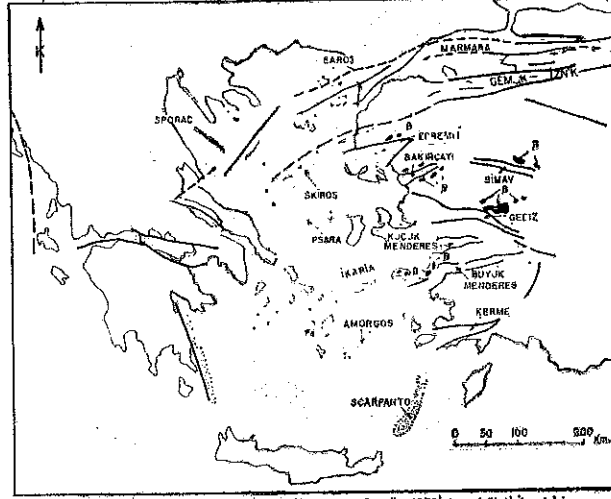
İnceleme alanı, Türkiye'nin plaka tektoniği açısından ilginç bir bölgesi olup (Şekil 30)'da da izlenebileceği gibi Ege-Anadolu pla-

kası içinde yer almaktadır. Doğu Akdeniz ve Türkiye'ye ilişkin plaa tektoniği çalışmaları son yıllarda yoğunlaşmış ve pek çok araştırmacı çeşitli çelişkili fikirler öne sürmüşlerdir. Ancak araştırmacıların çoğunluğunun birleştikleri konu, bu bölgedeki plaa sınırlarıdır. Anadolu'nun güneydoğu parçası, Arap plakasının bir devamı şeklindedir ve Afrika plakası ile Arap plakası kuzeye doğru hareket etmektedir. Doğu Anadolu bir sıkışma bölgesi şeklindedir.

Ege-Anadolu plakası ise kuzeyde «Kuzey Anadolu Transform Fayı» güneyde de irit adasının güneyinden geçen ve Marmaris-Kıbrıs boyunca devam eden ve bir önceki bölümde betimlenen yitim zonu ile sınırlanmaktadır. Bu yitim zonu doğuya doğru gözlenecek olursa Kıbrıs güneyinden geçtiği ve KD'ya doğru dönerek daha sonra bir transform fay şeklinde (Doğu Anadolu Fayı) Ege-Anadolu plakasını Van plakacığından ayırdığı belirlenmektedir. Ayrıca Arap-Afrika plakalarını sınırlayan «Ölü Deniz Transform Fayı» da Türkiye'ye uzanmaktadır. Son yapılan çalışmalarda, Doğu ve güneydoğu Anadolu'da sıkışma tektoniğinin etkin olduğu, Türkiye'de Neotektonik devrenin Bitlis kuşağı boyunca Orta Miyosende Anadolu-Arap kıta çarpışması ile başladığı belirlenmektedir (Şengör, 1980; Gözübol ve Gürpınar, 1980). Avrasya ile Arap kıtası arasında son okyanus litosferinin de kaybolmasını sonuçlayan Orta Miyosen yaşlı bir çarpışma ile birlikte, normal kalınlıktaki kıtasal litosfer, okyanusal litosfer gibi rahat dalamiyacağından Arap-Avrasya plakalarının çarpışması sonucu Doğu Anadolu'da sıkışma tektoniği etkin olmaya ve kıtasal kabuk kalınlaşmaya başlamış ve sıkışmanın ilerki aşamalarında Doğu Anadolu Transform Fayı ve Kuzey Anadolu Transform Fayının gelişmesi ile Anadolu plakası bu faylar boyunca batıya doğru itilmeye başlamıştır. Anadolu plakası Doğu Akdeniz litosferi üzerine itilmektedir. Ancak Doğu Akdeniz litosferinin nitelikleri henüz tam aydınlatılmamıştır. Marmara bölgesi, Gelibolu yarımadasının Saros kârfezi batısında, Kuzey Anadolu Transform Fayının GB-KD doğrultulu Yunan makaslama zonuna dönüşmesi, Anadolu plakasının batıya hareketine mani olduğundan tüm Ege ve Batı Anadolu'da D-B yön-

lü bir sıkışma rejimi ortaya çıkmıştır. Bu D-B sıkışmasının K-G yönlü bir gerilme ile karşılanması sonucunda Ege graben sistemi (Şekil 31) oluşmuştur. urada Tortoniyen'den beri

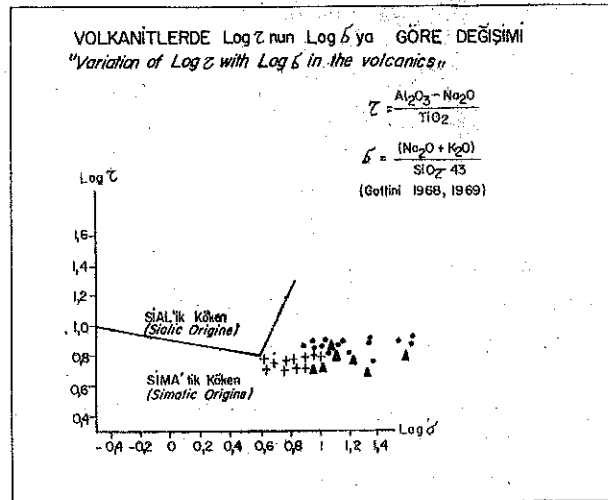
BATI ANADOLUDAKI GRABEN SİSTEMİ  
"The Graben System in West Anatolia"



(Dewey ve Şengör, 1979'den değiştirilmiştir.)

Şekil 31.

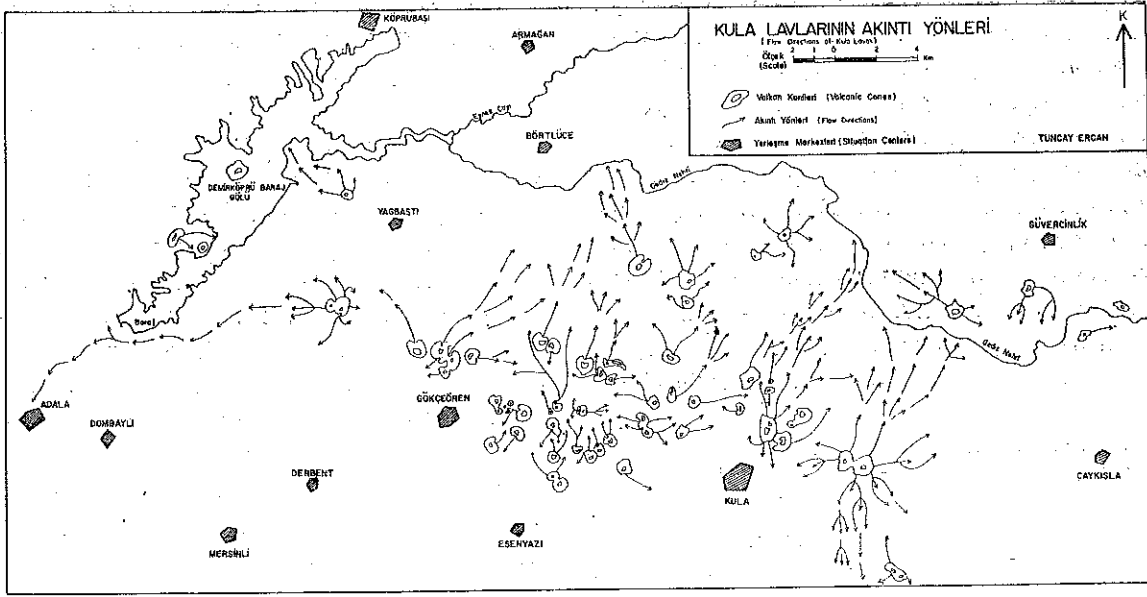
gelişmiş olan % 50 arasındaki K-G gerilme, eikisini, gittikçe azalarak Kuzey ve Doğu Anadolu Faylarının birleşikleri Karlıova eklemine kadar gösterir (Şengör, 1980). Doğu Anadolu bölgesinde ise K-G yönde bir sıkışma olduğundan kıta kabuğu kalınlaşmıştır. Ve bu olay süregelmektedir. Bu bölgede yaygın olan Üst Kretase-Miyosen yaşlı eski kalkalkalin volkanizma, bu zaman süresince bu bölgede faaliyet gösteren dalma tektoniğinin bir ürünü olabilir. Ancak bu volkanizmanın bitiminden son-



Şekil 16.







Şekil 15.

menin bir elin parmaklarının açılmasına benzer bir görünümde olduğu görülür. Grabenlerin kenar faylarının hemen hepsinin eğimlerinin derine doğru hızla azalan kürek şekilli normal faylar olmaları nedeniyle, bu fayların geometrileri gereği yüzeyde ölçülebilen atımlardan çıkabilecek yatay genişleme değerlerinin daha üstünde genişlemleri temsil ettikleri göz önüne alınarak Batı Anadolu'nun Üst Miyosenden bu yana % 50 oranında bir K-G genişleme geçirdiği sonucuna varılmıştır (Şengör, 1978). Ege graben sistemi Arabistan-Avrasya plakaları çarpışmasının bir ürünüdür ve hareketin Doğu Anadolu'dan Kuzey Anadolu Transform Fayı ile batıya iletilmesi sonucu oluşmuştur. Batı Anadolu'daki grabenler (Şekil 31) Marmara-Saros-Edremit-emlik-Bakırçay (Dikili)-Simav-Gediz (Alaşehir-Salihli)-Küçük Menderes-Büyük Menderes ve Kerme grabenleridir. Bunların hemen hepsinde pek çok çalışmalar yapılmış, ancak Kerme grabeninde henüz pek ayrıntıya gidilmemiştir.

Bu grabenler Ege denizi içinde de bir süre devam ederler. Orta Miyosenden itibaren Ege-Anadolu ve Karadeniz plakalarının bağlı hareketini karşılamaya başlayan sağ yanlı kuzey Anadolu Transform Fayı, İstanbul güneyinde, biri düz olarak Marmara denizine giren, diğeri de Bursa'nın kuzeyinden geçen kısım olmak üzere ikiye ayrılır. Daha sonra bölgede ikinçil faylar da oluşmaya başlamış ve fay-

lar arasındaki bölge aktif grabenlerle karakterize edilmiştir (Dewey ve Şengör, 1979). Bunlar Marmara grabeni ve Bursa kuzeyindeki Gemlik-İznik grabeni olup, Batı Anadolu'daki D-B doğrultulu graben topluluğunun en kuzeyde olanlarıdır. Kuzeyde Saros körfezi ve güneyde Rodos arasında, doğuda birbirine yaklaşan ve batıda açılan diğer grabenler yer alır. Grabenler aktif normal faylarla bağlıdır. Batı Anadolu drenaj sisteminin oluştururlar, arada da Horst'lar yer alır. Çevrelerinde pek çok yerde sıcak su kaynakları vardır.

### 3 — YERYÜZÜNDEKİ RİFT SİSTEMİ, SICAK NOKTALAR, KULA VOLKANİTLERİNİN OLUŞUMU VE KÖKENİ

Yeryüzündeki çeşitli graben bölgelerinde yapılan çalışmalarla bu bölgelerde tipik alkali bazaltik rift volkanizması oluştuğuna ilişkin güçlü veriler elde edilmiştir. Özellikle Doğu Afrika'daki rift kuşağı boyunca püsküren alkali bazaltik volkanizma incelenmiş ve kıtasal yırtılma kuşakları boyunca püsküren lavların  $K_2O$  ve  $Na_2O$ 'ca zengin ve  $SiO_2$  ce fakir oldukları, içlerinde lösit-nefelin ve olivin minerallerinin hem iri fenokristaller halinde, hem de camsı matriks içinde saçılmış küçük kristaller halinde bulunduğu saptanmıştır (Mitchel ve Garson, 1976).

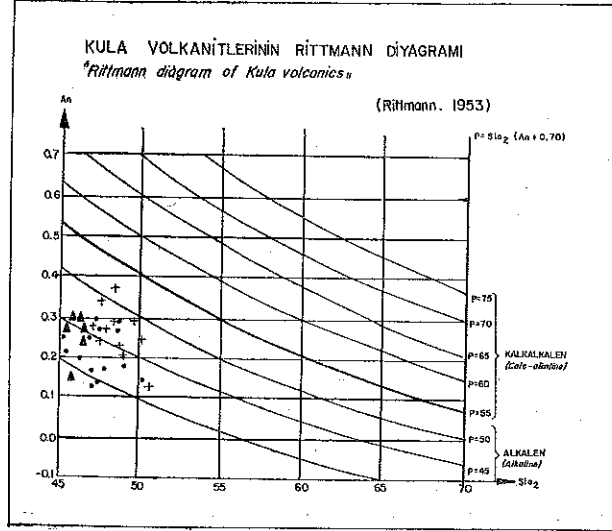
raben oluşumunda riftleşmenin ilerki aş-



malarında, levha içi açılmalara, kırılma düzlemlerin düşey hareketlerini daha derinlere iletir ve Sıcak Nokta (Hot Spots) lardan gelen ilksel manto ürünü alkali bazaltik magma, sorguç (Plume) yolu ile bu çatlaklardan yeryüzüne çıkar.

«Rift» tanımı ilk kez birbirine paralel gelişmiş graben sistemleri arasındaki çöküntü alanları olarak kullanılmışsa da daha sonra Riftlerin, Yerkabuğunun Litosfere kadar varan kırıkları içindeki dar havzalar olduğu ve Rift gelişmesi için tansiyon olaylarının gerektiği, kompresif sistemlerin ve yanıl atımlı sistemlerin rift terimi içine giremeyeceği kabullenilmiştir (Yılmaz, 1981). Rift diyebilmek için Yerkabuğunun bütün kalınlığı boyunca yırtılmış olması gerekir, ayrıca birbirine paralel fay sistemleri içinde olmaları da gerekmez. Rift yapılarının özellikleri olarak çöküntü gelişimi, donlaşma gelişmesi ve yaygın bir volkanik aktivite öne sürülür. Yeryüzünde, riftler, okyanus kabukları daha ince olduğundan okyanuslarda daha çoktur. Rift bölgelerindeki volkanizmaları Hot spot (Sıcak Nokta) volkanizmalarıdır ve kıta kenarı volkaniklerinden farklıdır. Bunlar tekçe volkanlardır ve bugün dünyada 120 den fazla sıcak Nokta (Şekil 32) saptanmıştır. Sıcak noktalar yeryuva-

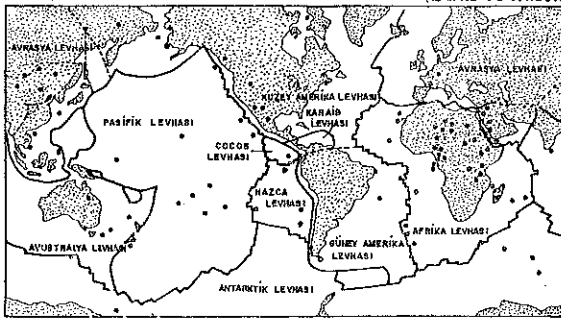
kaldıkları saptanmıştır (Burke ve Wilson, 1976). Sıcak noktalar ve bunların yeryüzündeki volkanik izleri levhaların yer değiştirmelerinin belirticileri olmaktadır. Plaka kenarları ile ilgili olmayan bu plaka içi sıcak nokta volkanizmaları, olasılıkla yeryuvarındaki volkanik etkinliğin küçük bir bölümünü (% 1) oluşturmaktadır. Sıcak noktaları yaratan mekanizmanın mantoda oluşması gerekmektedir. Sıcak noktalar katı sıcak malzemenin yukarıya doğru yükselmesi olan sorguçların (Pulm) yü-



Şekil 8.

YERYUVARINDAKİ SICAK NOKTALAR  
"Hot Spots in the Earth"

(Burke ve Wilson, 1976)



Şekil 32.

rı üzerinde saçılmış durumdadır ve çoğunlukla levha sınırlarında bulunmaktadır. Bunların çoğu levha içlerinde yer alır. Yapılan çalışmalarla sıcak noktaların bir kısmının ya yaş olarak yer değiştirdiği ve bazı durumlarda hareketli lavhaların altındaki bu noktalar üzerinden geçmesiyle sönmüş volkanların iz olarak

zeyde görülen bölümleri olabilir ve sorguçlar mantonun birkaç yüz km. içinden yukarıya doğru fışkırlar. Sıcak nokta lavlarının kimyasal bileşimleri, bunların mantonun genel dolaşım düzeninden kaynaklandıklarını kanıtlar (Burke ve Wilson, 1976). Ancak bu mekanizma işlevi henüz yeteri kadar bilinmemektedir. Yeryuvarında bulunan ve sayıları 120 den fazla olan sıcak noktalar son 10 Milyon yıl içinde etkinleşmişlerdir. Sıcak noktaların büyük bir çoğunluğu (32 tane) Afrika plakası içinde bulunmaktadır (Şekil 32). Afrika plakasının Yeryuvarı yüzeyinin % 12 sini oluşturmaya karşın sıcak noktaların % 35 inin burada toplanması, bu plakanın volkanizma bakımından çok aktif olduğunu kanıtlamaktadır.

Sıcak nokta volkanizmasının olduğu bölgelerde domlaşma, yükselme ve firtleşme (yarıklaşma) olaylarının etkin olduğu görül-

mektedir. Domlaşma'dan sonra riftleşme başlamakta ve riftleşmenin ilerki aşamalarında da volkanizma oluşmaktadır. Sıcak noktaların üzerinde bulunan bölgelerde kıta kabuğu kabarıp şişmekte ve domlaşma başlamaktadır. Domlaşmanın ilerki evrelerinde «Kıtasal inceleme aşaması» olmakta olup bu aşama ile yüzeyde derin bir aşınma ve peneplen oluşumu meydana gelir. Riftleşme öncesine ilişkin bu olay dünyada pekçok yerde izlenmiştir. Örneğin Kızıl Deniz'in evriminde de bir Uplift aşamasının varlığı saptanmış olup, Etyopya ve Arabinistan'da kalın Üst Miyosen çökellerinin tabanındaki bu yaygın uyumsuzluğun bölgede Üst Eosen-Miyosen arasında hızlı ve derin bir aşınma döneminin varlığını gösterdiği öne sürülmüştür (Coleman, 1974).

İnceleme alanının da içinde bulunduğu Batı Anadolu «Menderes Masifi» bölgesinde de domsu yükselme olup, bu yükselmenin kanıtları, daha önce «Yapılan Jeoloji» bölümünde betimlenmiştir. Menderes Masifi'nin domlaşmasına ilişkin bilimsel çalışmalar halen devam etmektedir. Ayrıca Mesozoyik sonundan itibaren Batı Anadolu'da deniz çekilmesi ve karasallaşma başlamış ve bu karasal bölgedeki akarsu, yağmur v.b. etkenlerle hızlı bir kıtasal inceleme aşaması başlamıştır. Mesozoyik yaşlı Kızılcaşöğüt formasyonu (jk) ve Vezirler melanjı (Kvm) kaya birimleri aşınarak pek çok yerde yok olmuşlar, bugün ancak dağınık yersel küçük yüzlekler şeklinde kalmışlardır. Bu yüzlekler üzerinde açılal diskordansla Miyosen yaşlı ve akarsu oluşuğu çökelleri bütün Batı Anadolu'da yaygın olarak izlenmekte olup bu detritikler hızlı bir çökelmelinin belirticisidirler.

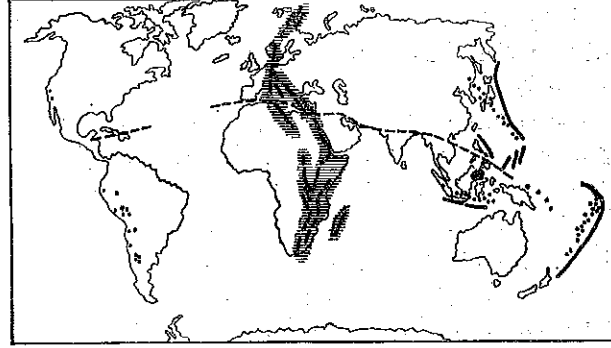
Sıcak nokta bölgelerinde, domlaşma ve kıtasal inceleme aşamalarından sonra riftleşme olayları izlenmektedir. Sıcak nokta üzerinde kabaran dom kırılmağa uğramakta ve yarık çoğu kez üç kollu olarak meydana gelmektedir. Genellikle bu üç kollu yarık sisteminde yarığın iki kolu okyanus havzası oluşturmak için açılmakta, üçüncü kol ise körelerek kıta içi güdük bir yarık olarak kalmaktadır. Ancak bazen riftleşme tümüyle gelişmemekte ve her üç kol da kıta içinde bir yarık olarak kalıp bir süre sonra kapanmaktadır.

Yeryüzündeki ana rift kuşağı olarak Güney Afrikadan başlayıp kuzey-güney yönde Akdenizi aşarak İskandinavya kadar devam eden (Şekil 33) kuşağın varlığı uzun zamandan beri bilinmektedir (Cloos, 1948). İncelemedir. Bu ana rift kuşağının daha ayrıntılı bir alanı da bu ana rift kuşağı içinde yer almakta-şekilde (Şekil 34) Miyosenden itibaren Güney

#### DÜNYADAKİ ANA RİFT KUŞAĞI

"Rift Belt on Earth"

(Cloos, 1948)

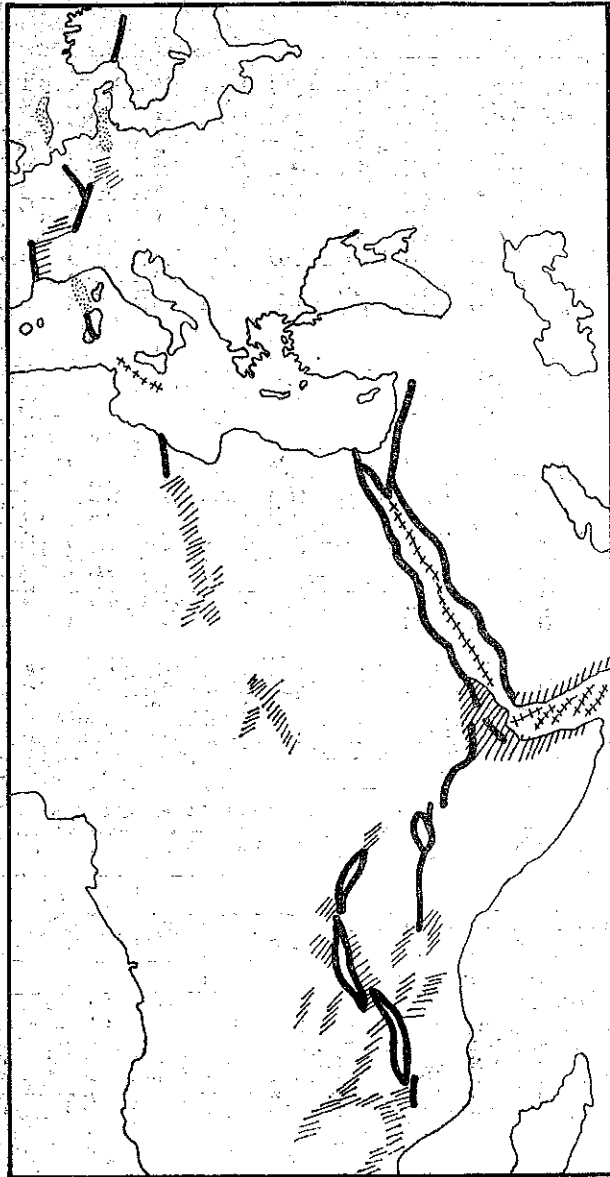


Şekil 33.

Afrika (Kenya) bölgesinde başladığı, büyük Kenya rift vadisini içerdiği izlenir. Bu Afrika yırtılma kuşağı 6500 km. uzunlukta olup Kenya rift vadisinden sonra Kızıl Deniz'i bir uçtan diğer uca aşar ve Ölü Deniz üzerinden Anadolu'nun güneyine kavuşur. Yapılan çalışmalarla Kenya rift vadisinde kabuğun incelendiği ve Miyosen başından bu yana 10 km. kadar açılma olduğu saptanmıştır (Kaker ve Wohlenberg, 1971). Yeryüzünde rift bölgelerinde üç kollu yarığın tipik bir kanıtı olun, Aden kârfezinden kuzeye doğru devam eden rift Kuşağı Kızıl Deniz'i oluşturmuştur. Arap yarımadası, Kızıl Deniz rifti ile Afrika'dan kopmaktadır. Miyosen başlangıcında bir rift zonu boyunca graben biçimli Kızıl Deniz çöküntü havzası gelişmiştir. Bu havzada Miyosen boyunca, Akdeniz'in transgresyonu sonucu gelişen akarsu ve göl ortamlarında alkali bazalt lavlarıyla arakatlı ve 5 km. kalınlığa erişen evaporit ve klastik istifler çökelmiştir (Coleman, 1974). Jeofizik çalışmalar da Aden körfezi ve Kızıl Deniz'in, Arap-Afrika kıtasal plakalarının ayrılmasının bir sonucu olarak oluştuğunu kanıtlamaktadır (Baker, 1970). Ancak Kızıl Deniz, Aden ve Etyopya rifleri ala-

BATI AVRUPA, YAKIN DOĞU VE DOĞU  
AFRİKADAKİ RİFT SİSTEMİ  
"The Rift System in West Europe,  
Near East and East Africa,"

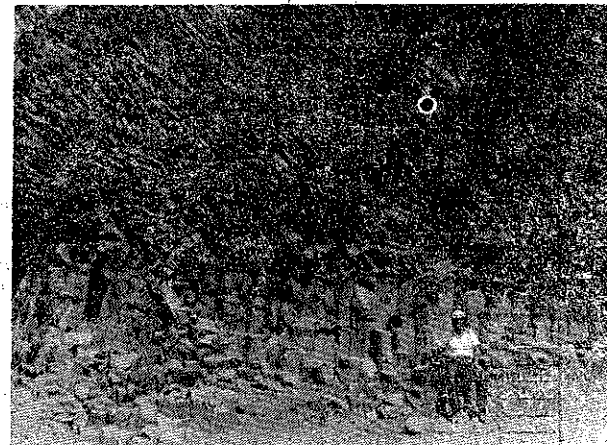
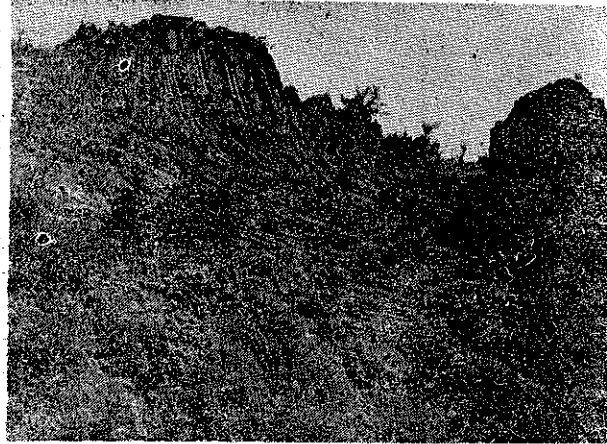
(Illies, 1969)



- Kıtasal Graben (*Continental Graben*)
- - - Okyanusal Rift Vadisi (*Oceanic Rift Valley*)
- //// Rift Vadisi Oluşturan Kırık Zonu (*Taphrogenic Fracture Zone*)
- ..... Gömülü Graben (*Buried Graben*)

Şekil 34.

nında magmatik ve tektonik faaliyetin Miyosen'den itibaren hızlanmasına karşın, başlangıcın daah da eski 70 Milyon yıl önce olduğuna dair güçlü veriler elde edilmiştir (Gaas, 190), Kızıl Deniz ve Aden körfezinde açılma Miyosen'de, bazı kısımlarda ise, Oligosen'de durmuştur. Pliyosen'de yeniden başlayan hareket, Doğu Afrika rift sisteminde Plevistosen'de başlayıp zamanımıza kadar devam eden açılmanın da etkisiyle oldukça hızlanmıştır (Illies, 1975).



KD1-di pahtasında Palankaya Mahallesi yakınında 2'nci evreye ilişkin (Elekçitepe volkanitleri Qıtv.) bazaltik lavalarda alüven soğuma sütunları.

Kızıl Deniz'de riftleşme olayı çok ileri aşama olduğu için hem alkali bazaltik, hem Peral. kalın, asitlik, hem de toleyitik bazaltik lav ürünleri izlenirler. Dickinson ve diğerleri (1969), Aden alkali bazaltlarının manto kökenli olduklarını gösteren 0,7040-0,7070 lik Sr 87/Sr 86 oranlarına sahip olduklarını saptamışlardır.

**VOLKANİTLERİN**  
**ANA (MAJOR) ELEMENT KİMYASAL ANALİZ SONUÇLARI, C.I.P.W. NORMLARI**  
**VE RITTMANN PARAMETRELERİ**

ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER (SAMPLE NO)	KU 30 KULA DİVLİT T.	KU 31 KULA KARADİVLİT T.	KU 22 KULA KARAKUZ DERE	KU 34 KULA KÖPEKELİ T.	KU 35 KULA DİVLİT T.	KU 38 KULA KÜÇÜK DİVLİT T.	KU 40 KULA DİVLİT T.	KU 44 KULA DİVLİT T.	KU 48 KULA DİVLİT T.	KU 49 KULA İLCE	KU 60 KULA KARADAS	KU 63 KULA KONCAK	KU 95 KULA BAĞHADA T.	KU 98 KULA ADALA KÖYÜ	KU 99 KULA SARAÇLAR KÖYÜ	KU 100 KULA GÖKCEPİRİN KÖYÜ
SiO <sub>2</sub>	47.07	47.32	48.15	48.50	47.55	46.50	47.80	46.90	47.25	47.90	50.40	49.30	46.27	45.56	45.24	42.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.80	17.78	17.47	18.14	18.50	17.23	17.59	17.36	17.88	18.32	18.05	18.25	19.51	20.50	20.42	19.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.98	2.41	3.58	3.81	4.32	3.92	5.81	6.70	4.24	2.21	2.55	1.96	2.76	2.30	2.39	3.63
FeO	4.85	3.98	5.36	4.98	5.07	5.57	3.87	1.60	4.69	5.71	4.86	6.34	9.61	5.78	5.78	6.13
H <sub>2</sub> O	5.57	3.78	6.90	5.90	5.80	6.30	5.50	5.30	5.70	5.89	4.00	4.08	4.88	5.18	6.83	5.98
CaO	8.62	8.62	8.28	8.04	8.21	8.71	8.64	7.84	8.25	8.15	7.58	7.85	8.21	7.84	8.27	11.14
MgO	8.85	5.73	4.18	4.35	4.08	6.08	4.28	4.35	5.00	5.22	5.75	5.38	5.41	5.25	4.85	3.35
K <sub>2</sub> O	3.28	3.21	2.55	2.88	2.68	2.69	2.78	2.78	3.35	3.48	3.60	3.30	3.50	4.10	3.85	2.38
H <sub>2</sub> O	8.58	8.85	8.68	8.07	8.51	8.34	8.20	8.78	8.25	—	0.02	0.08	0.19	—	—	1.86
TiO <sub>2</sub>	2.11	1.89	1.75	1.80	2.00	1.89	1.90	1.86	1.85	1.89	1.76	1.85	1.80	2.18	2.08	2.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.87	0.83	0.90	0.72	1.02	0.88	0.86	0.84	0.84	0.88	0.84	0.99	0.51	0.65	0.67	0.88
MnO	0.16	0.15	0.16	0.15	0.17	0.25	0.16	0.18	0.18	0.16	0.15	0.16	0.89	0.81	0.58	0.43
CO <sub>2</sub>	—	—	0.28	0.44	0.44	0.44	0.28	0.39	0.50	0.27	0.38	0.42	—	—	—	—
TOPLAM (Total)	100.04	99.87	109.12	99.59	100.35	98.79	99.01	98.99	98.32	99.96	99.85	99.80	99.56	99.89	100.04	99.83
Q	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Or	19.37	19.62	15.05	15.90	15.74	16.93	16.59	16.59	19.83	20.39	21.28	19.54	20.77	24.25	23.33	14.07
Ab	10.53	10.34	24.19	25.80	25.40	20.26	24.85	25.76	18.11	14.13	22.95	22.61	6.68	2.20	0.86	5.48
An	11.72	13.06	22.39	22.14	24.16	21.04	21.14	19.87	14.36	16.37	12.81	16.29	18.69	20.28	22.27	29.11
Hy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
En	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	4.32	3.50	5.15	5.54	6.24	5.75	7.23	0.35	6.19	3.20	3.70	2.85	4.02	3.47	3.48	3.26
Hm	—	—	—	—	—	—	—	0.54	—	—	—	—	—	—	—	—
Ce	—	—	0.63	1.00	0.89	1.01	0.64	0.88	1.14	0.61	0.66	0.95	—	—	—	—
Ap	2.29	1.87	2.13	1.71	2.41	2.11	2.29	2.25	2.39	2.08	1.99	2.35	1.21	1.54	1.48	1.13
Ne	22.01	28.75	6.07	6.04	4.89	7.95	5.98	6.19	13.26	16.28	13.93	12.09	21.29	22.80	21.70	12.38
OL	4.42	5.10	9.17	8.10	8.54	6.19	8.18	6.49	6.15	6.91	3.73	4.78	5.23	6.39	7.78	6.27
Fa	1.14	1.69	2.65	2.02	1.79	2.49	0.15	—	1.14	3.08	1.73	3.84	3.26	3.26	3.52	2.19
DI	18.31	10.21	4.61	4.33	2.82	5.87	5.90	4.78	7.19	6.94	7.08	5.67	7.88	6.01	6.19	8.47
En	7.56	7.18	3.32	3.20	2.21	4.19	5.01	4.06	5.50	4.58	4.63	3.15	4.76	3.81	4.01	3.98
Fa	1.77	2.15	0.87	0.72	0.42	1.16	0.11	—	0.92	1.85	1.95	2.30	2.69	1.81	1.68	1.87
IL	4.00	3.79	3.32	3.43	3.78	3.63	3.64	3.57	3.54	3.59	3.34	3.52	3.43	3.98	3.78	4.58
Al	16.02	16.05	16.06	16.39	16.60	15.70	16.00	15.78	15.48	16.50	16.25	16.46	17.84	18.46	18.36	18.81
Al <sub>2</sub>	12.35	11.94	8.82	9.24	8.77	8.90	9.17	9.39	10.91	11.28	12.22	11.27	11.66	11.99	11.22	7.40
FM	19.63	19.81	22.80	21.34	21.60	23.21	20.74	21.47	21.14	20.26	16.06	17.12	19.87	19.74	21.33	22.76
k	0.26	0.27	0.29	0.29	0.30	0.30	0.30	0.30	0.31	0.30	0.29	0.29	0.30	0.34	0.35	0.32
an	0.12	0.14	0.29	0.28	0.30	0.27	0.27	0.25	0.17	0.18	0.14	0.18	0.20	0.21	0.24	0.38
p	38	40	48	48	47	46	47	45	41	42	42	43	42	41	42	48
ÖRNEĞİN RITTMANN'YA ÖĞRE ADLAMASI	Fonolitik Nefelin Tefrit	Fonolitik Nefelin Tefrit	Olivin Andezin Trakibazalt	Olivin Andezin Trakibazalt	Olivin Andezin Trakibazalt	Nefelin Tefrit	Olivin Andezin Trakibazalt	Nefelin Tefrit	Fonolitik Nefelin Tefrit	Fonolitik Nefelin Tefrit	Fonolitik Nefelin Tefrit	Fonolitik Nefelin Tefrit	Fonolitik Nefelin Tefrit	Fonolitik Nefelin Tefrit	Fonolitik Nefelin Tefrit	Nefelin Bazalt
ÖRNEĞİN IRVINE & BARAGAR ÖĞRE ADLAMASI	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Trakibazalt (Potasik)	Alkali Bazalt (Potasik)
N.P.C	19.88	22.52	39.48	38.17	41.89	38.56	37.78	35.47	26.32	28.41	21.72	27.59	30.72	33.44	37.49	52.69
N.C.I	24.20	24.30	24.91	23.43	23.29	25.94	23.22	23.67	24.21	23.73	19.59	20.87	23.83	23.23	24.89	27.21
D.I	51.92	50.72	45.32	47.75	46.06	44.25	47.43	48.54	51.31	50.81	58.17	54.25	48.74	49.36	48.00	31.95
S.I	24.51	25.94	29.65	27.15	26.42	27.94	25.63	23.32	24.80	25.90	19.27	19.14	22.06	22.93	26.31	27.79
δ	21.47	18.38	8.90	8.76	10.35	11.51	9.42	12.13	15.48	15.29	11.79	11.60	23.05	23.57	34.83	-16.43
Z	5.56	7.26	7.81	7.64	7.22	6.96	7.04	6.98	6.54	6.93	6.99	7.01	7.82	7.28	7.78	5.85
Log δ	1.33	1.26	0.95	0.94	1.01	1.06	0.97	1.08	1.19	1.18	1.07	1.06	1.36	1.52	1.54	—
Log Z	0.74	0.86	0.89	0.88	0.86	0.84	0.84	0.84	0.81	0.84	0.84	0.84	0.89	0.86	0.89	0.76
(FeO/FeO+SiO <sub>2</sub> )	0.16	0.16	0.18	0.18	0.19	0.20	0.18	0.22	0.19	0.16	0.14	0.17	0.18	0.17	0.18	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0.38	0.37	0.37	0.37	0.39	0.37	0.36	0.37	0.36	0.39	0.36	0.37	0.42	0.44	0.45	0.43
H <sub>2</sub> O/(H <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O+CaO)	0.52	0.51	0.45	0.46	0.45	0.43	0.44	0.47	0.50	0.51	0.55	0.52	0.52	0.54	0.51	0.34
An/(Ab+An)	82.67	85.81	48.06	46.18	48.74	50.94	45.96	43.49	44.22	53.87	35.82	41.87	73.66	90.21	95.86	84.15
K <sub>2</sub> O/H <sub>2</sub> O	0.54	0.57	0.61	0.61	0.65	0.65	0.66	0.64	0.67	0.66	0.62	0.62	0.64	0.72	0.81	0.71
KAYAÇ GRUPLARI	K U L A ( D İ V L İ T T E P E ) V O L K A N İ Y L E R İ															
ÖYAGRAMLARDA KULLANILAN SEMBOLLER	●															

Bu Kenya'da başlayıp Kızıl Denize kadar süregelen rift havzasında pek çok alkali bazaltik türde lavlar vardır. Örneğin Kenya rift vadisinde, fonolitik ve nefelinitik lavlar Miyosen

yaşta, trakit, kuvars-trakit ve alkali olivin bazaltik lavlar ise Pliyo-Pleyistosen yaştaadır (Wright, 1970) Kızı Deniz rift sistemi daha kuzeye doğru da uzanmakta ve «Lavantin De-

**VOLKANİTLERİN ANA (MAJOR) ELEMENT KİMYASAL ANALİZ SONUÇLARI, C.I.P.W. NORMLARI VE RİTTMANN PARAMETRELERİ**

ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER (SAMPLING NO)	KU 51 KULA İNÇİRLİK	KU 52 KULA İNÇİRLİK	KU 53 KULA BOZTEPE	KU 54 KULA BURGAZ KÖYÜ	KU 55 KULA İNKALE T.	KU 56 KULA KAVTEPE	KU 57 KULA SARNIC KÖYÜ	KU 58 KULA KARĞILIK	KU 59 KULA ÇAKIRKA	KU 61 KULA KIRAN SR	KU 62 KULA İBRAHİM AĞA KÖYÜ	KU 29 KULA GEDİZ VAĐISI	KU 33 KULA KİRPİİNİ T.	KU 36 KULA PALAN-KAYA MAH.	KU 37 KULA PALAN-KAYA MAH.	KU 43 KULA DİVLİT T.	KU 50 KULA KEPEZ	KU 56 KULA SAĞAL KÖYÜ	KU 57 KULA ERİKLİ T.	
SiO <sub>2</sub>	47.85	47.85	46.65	46.60	47.80	50.15	49.55	49.35	47.40	49.00	50.75	45.48	46.40	45.25	45.65	46.55	46.45	43.20	44.05	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.51	14.71	14.83	16.85	14.99	17.99	15.09	15.58	14.75	17.73	16.19	16.53	17.26	16.66	18.60	17.91	15.72	18.25	18.52	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.07	3.04	2.79	4.04	2.39	5.50	2.64	3.45	2.42	3.49	2.78	2.87	6.47	4.46	5.18	4.08	3.40	5.17	6.39	
FeO	5.17	5.73	4.82	5.29	6.43	3.41	5.63	4.55	5.94	4.60	5.21	5.47	3.70	6.47	5.73	4.99	5.56	4.93	2.96	
MnO	5.70	8.00	4.00	3.70	5.30	1.90	6.60	5.50	6.90	4.20	5.50	6.90	7.30	5.20	6.40	7.20	6.20	6.03	7.06	
CaO	3.20	10.07	10.20	8.68	10.11	9.00	10.54	10.27	11.15	7.56	7.29	9.73	9.33	9.20	8.95	8.17	9.18	10.11	9.51	
MgO	4.80	4.20	4.20	5.22	3.55	5.45	4.20	4.00	3.20	6.00	5.35	5.37	3.95	4.00	5.25	4.20	4.85	4.18	5.70	
K <sub>2</sub> O	1.60	1.15	1.20	1.65	2.30	1.40	1.10	0.85	1.65	1.35	3.30	1.68	2.30	2.10	1.35	2.83	1.20	2.83	2.70	
H <sub>2</sub> O	1.63	1.84	2.18	1.96	2.02	3.31	1.29	1.81	2.61	2.76	—	1.47	0.26	0.30	0.45	0.47	2.49	0.66	0.65	
TiO <sub>2</sub>	2.04	2.04	2.06	2.28	2.02	2.02	2.10	2.09	2.03	1.47	1.72	2.17	2.02	2.11	2.17	1.54	1.84	2.34	2.21	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.78	0.73	0.64	0.87	0.69	0.92	0.87	0.85	0.73	0.84	0.81	1.13	1.04	1.34	1.64	0.99	1.15	0.88	0.76	
MnO <sub>2</sub>	0.16	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.14	0.15	0.16	0.19	0.17	0.16	0.16	0.16	0.18	0.18	0.18	0.18	0.21	
Co <sub>2</sub>	0.58	0.62	0.58	0.35	0.62	0.35	0.38	0.58	0.42	0.42	0.50	—	0.61	0.44	0.67	0.39	0.27	—	—	
<b>TOPLAM (Total)</b>	<b>98.99</b>	<b>99.33</b>	<b>99.00</b>	<b>99.63</b>	<b>98.23</b>	<b>100.55</b>	<b>100.09</b>	<b>99.63</b>	<b>99.35</b>	<b>99.50</b>	<b>99.57</b>	<b>99.56</b>	<b>100.00</b>	<b>98.80</b>	<b>100.42</b>	<b>98.72</b>	<b>98.58</b>	<b>99.77</b>	<b>100.02</b>	
Q	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Or	9.55	6.80	7.16	9.78	12.82	8.72	6.49	9.05	9.81	8.02	19.58	9.93	13.40	12.56	2.84	15.58	7.19	15.37	15.95	
Ab	28.55	27.32	25.30	33.81	23.28	44.28	32.02	34.04	23.32	37.35	27.32	15.34	22.76	26.40	31.18	21.21	29.07	4.35	6.04	
An	18.87	17.90	18.25	17.74	18.50	20.37	19.05	24.91	21.14	17.54	10.46	13.35	22.39	21.54	22.56	22.34	17.83	23.32	19.66	
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	0.48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
En	—	—	—	—	—	—	—	3.27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Mi	4.49	4.41	5.55	5.88	7.53	5.59	3.82	5.61	3.53	5.08	4.05	4.16	6.54	8.54	7.49	5.91	5.00	7.51	4.76	
Mm	—	—	—	—	—	—	—	1.61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.10	
Cc	1.33	0.93	1.15	0.80	0.97	0.79	0.86	1.32	0.96	0.96	1.14	—	1.37	1.01	1.51	0.89	0.82	—	—	
Ap	1.86	1.72	1.53	2.07	1.66	2.16	1.96	2.82	1.74	2.00	1.92	2.67	2.44	3.21	3.07	2.35	2.78	1.01	1.80	
Ms	6.76	4.46	3.74	5.70	3.61	0.86	1.89	—	2.12	7.40	8.83	18.04	4.87	5.26	7.06	7.81	8.80	16.84	20.10	
U <sub>1</sub>	6.11	8.72	6.17	2.81	4.84	0.57	6.28	3.48	6.88	4.85	6.16	6.71	9.35	8.88	8.23	10.64	7.94	6.48	8.87	
U <sub>2</sub>	1.64	2.37	1.00	1.02	2.78	—	2.08	0.56	2.51	1.43	2.35	1.34	—	2.83	1.67	1.81	2.28	1.23	—	
W <sub>1</sub>	7.64	10.29	10.62	7.33	10.55	4.56	10.59	7.12	11.29	4.69	7.25	11.50	5.41	5.58	2.82	3.91	7.84	3.39	9.41	
W <sub>2</sub>	5.61	7.49	8.46	5.09	6.52	3.94	7.45	5.54	7.75	3.58	4.86	8.32	4.67	3.71	2.02	3.02	5.81	7.22	8.13	
Fs	1.53	1.85	0.94	1.63	3.40	—	2.24	0.81	2.64	0.96	1.72	2.12	—	1.45	0.55	0.47	1.64	1.17	—	
Jl	3.91	3.87	3.95	4.31	3.90	3.81	3.98	3.99	3.88	3.57	3.28	4.12	3.80	4.05	4.10	3.77	3.73	4.43	4.00	
Al	15.01	13.24	13.40	15.21	13.73	16.10	13.57	15.01	13.36	16.03	14.63	14.88	15.40	15.17	18.49	16.16	14.74	15.48	16.86	
Alk	8.89	7.45	7.57	9.52	7.75	9.52	7.40	8.88	8.48	10.60	11.36	10.62	8.16	8.20	8.18	8.95	8.80	8.92	10.35	
FM	20.53	24.84	25.29	17.69	20.66	13.14	22.15	20.13	23.07	17.23	19.77	22.86	25.31	22.44	20.60	24.20	22.43	25.60	24.21	
K	0.14	0.15	0.16	0.17	0.30	0.14	0.15	0.12	0.25	0.13	0.28	0.16	0.28	0.26	0.14	0.29	0.14	0.29	0.26	
an	0.25	0.28	0.28	0.23	0.28	0.25	0.29	0.37	0.24	0.21	0.12	0.16	0.30	0.20	0.28	0.28	0.25	0.29	0.23	
P	45	46	46	45	48	47	49	52	49	45	42	39	46	47	44	45	45	47	41	
<b>ÖRNEĞİN RİTTMANN'A GÖRE ADLAMASI</b>	Andezit Bazalt	Andezit Bazalt	Andezit Bazalt	Nefelin Tefrit	Olivin Andezit Trakibazalt	Andezit Bazalt	Andezit Bazalt	Andezit Bazalt	Olivin Andezit Trakibazalt	Nefelin Tefrit	Fonolitik Nefelin Tefrit	Fonolitik Nefelin Tefrit	Olivin Andezit Trakibazalt	Olivin Andezit Trakibazalt	Nefelin Tefrit	Nefelin Bazalt	Andezit Bazalt	Nefelin Bazalt	Nefelin Bazalt	
<b>ÖRNEĞİN IRVINE &amp; BARAGAR'IN GÖRE ADLAMASI</b>	Hawaiiit (Sodik)	Hawaiiit (Sodik)	Hawaiiit (Sodik)	Hawaiiit (Sodik)	Hawaiiit (Sodik)	Hawaiiit (Sodik)	Hawaiiit (Sodik)	Hawaiiit (Sodik)	Alkali Bazalt (Polasik)	Mujerit (Sodik)	Trakibazalt (Polasik)	Hawaiiit (Sodik)	Alkali Bazalt (Polasik)	Trakibazalt (Polasik)	Hawaiiit (Sodik)	Trakibazalt (Polasik)	Hawaiiit (Sodik)	Alkali Bazalt (Polasik)	Trakibazalt (Polasik)	
N.P.C.	32.27	33.88	34.16	28.05	31.21	30.81	35.14	42.26	44.04	26.09	19.31	22.08	41.06	39.16	34.62	39.45	38.62	41.83	33.21	
N.C.I.	24.22	29.68	29.71	21.65	25.61	16.12	26.78	24.52	27.90	19.84	22.10	27.75	27.03	25.60	22.52	25.92	26.80	29.49	27.90	
O.J.	44.86	38.58	38.21	48.30	41.38	53.37	40.40	39.09	35.27	56.73	44.35	41.88	43.22	46.21	44.61	44.07	36.78	42.09	42.90	
S.I.	24.02	38.17	36.68	18.59	28.46	10.76	32.72	29.33	34.31	21.34	24.84	30.14	30.78	23.38	20.88	31.17	28.22	28.77	23.16	
σ	8.14	5.87	7.22	8.23	8.26	6.75	4.31	4.23	5.06	8.74	3.47	20.21	12.68	18.00	17.57	12.75	9.15	15.52	58.41	
σ'	5.74	5.15	5.16	5.14	5.65	8.20	3.18	6.92	5.70	6.27	4.29	4.87	6.69	5.84	6.06	6.90	5.59	6.00	6.18	
Log f	0.81	0.77	0.88	0.91	0.79	0.83	0.62	0.70	0.94	0.97	1.30	1.10	1.00	1.24	1.10	0.98	2.19	1.76	—	
Log Z	0.76	0.71	0.71	0.71	0.76	0.79	0.71	0.76	0.76	0.79	0.80	0.68	0.82	0.77	0.74	0.84	0.74	0.78	0.80	
(FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) <sub>W</sub>	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.16	0.17	0.17	0.18	0.15	0.18	0.22	0.23	0.24	0.19	0.18	0.25	0.21	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0.34	0.30	0.31	0.34	0.31	0.36	0.30	0.34	0.31	0.36	0.32	0.38	0.37	0.38	0.40	0.38	0.34	0.42	0.42	
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	0.34	0.34	0.44	0.38	0.46	0.38	0.32	0.30	0.49	0.54	0.44	0.40	0.39	0.42	0.45	0.42	0.40	0.45	
An <sub>100</sub> (Ab <sub>100</sub> )	38.92	30.58	41.90	34.41	43.79	31.50	37.30	42.25	47.53	31.95	27.68	46.46	48.89	44.93	41.97	51.26	38.01	84.27	78.49	
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.33	0.27	0.28	0.31	0.34	0.25	0.26	0.26	0.21	0.22	0.21	0.28	0.28	0.28	0.25	0.22	0.24	0.23	0.23	
<b>KAYAÇ GRUPLARI</b>	<b>KULA (BURGAZ) VOLKANİTLERİ</b>										<b>KULA (ELEKÇİTEPE) VOLKANİTLERİ</b>									
<b>DIYAGRAMLARDA KULLANILAN SEMBOLLER</b>	+										▲									

niiz (Doğu Akdeniz) Graben Sistemi»ni oluşturmaktadır. Bu sistem, Akabe körfezinden Suriye-Lübnan boyunca Hatay (Karasu) vadisine kadar uzanır. Bu graben sistemi boyunca oluşan alkali bazaltik lavların «Kontinental Plato Tipi» olup, fissur (çatlak) volkanizması şeklinde yaygın olduğu uzun zamandanberi bilinmektedir (Picard, 1965). Ayrıca yeryüzündeki diğer rift sistemlerinde olduğu gibi bu bölgede de gravite (Bouguer) anomalileri de negatif değerdedir.

Orta Afrika'da başlayıp Tunus'tan geçip

kuzeye doğru Sicilya adasının güneyinden (Pantelleria rifti) ve Sardunya adasından geçen ikinci bir rift kuşağı da Ren grabenini oluşturarak İsveç'e kadar uzanmaktadır (Şekil 34).

Batı Anadolu'daki rift sistemi Afrika'da başlayan bu ana rift kuşağının tali bir parçasıdır. Şekil 31 de izlenen grabenler de Batı Anadolu'daki domlaşma ve kıtasal inceleme aşamasından sonra Miyosenden itibaren oluşmaya başlamışlardır. Batı Anadolu Mendere Ma-

sifinin domlaşmasının tektonik kanıtlarının yanısıra, temeldeki yaşlı metamorfik kayalardan elde edilen bulgular da bu domlaşmayı belirlerler. Örneğin, Menderes Masifinin merkezi kısımlarında yüksek dereceli metamorfitlerin ve migmatitlerin yüzeylenmesi ve merkezden kenarlara doğru metamorfizma derecesinin giderek azalması da domlaşmanın bir kanıtıdır. Ancak bölgede tek bir domdan ziyade, çok sayıda küçük domlardan oluşmuş bir domsal topluluk olduğu göz önüne alınmalıdır (Könak, 1981, sözlü bilgi). İnceleme alanında domlaşma sonrası oluşan bu grabenlerin en önemlisi olan Alaşehir-Salihli (Gediz) grabeni yer alır (Şekil 6). Alt Miyosen'den itibaren oluşmaya ve kırılmalarla çökmeye başlayan bu havza, Kuzeyde küçük, Güneyde ise büyük atımlı basamak faylarla oluşmuştur ve graben içinde Miyosen yaşlı karasal akarsu ürünü çökeller birikmişlerdir (Ercan ve diğerleri, 1980-a). «Günümüzde de aktif olan bu grabende yapılan jeofizik çalışmalar da, grabenin aktivitesini ve bir rift vadisi niteliğinde olduğunu kanıtlarlar. Gediz grabeninde yapılan gravite etüdüleri sonucunda (Erden, 1965) elde edilen Bouguer anomali hatirasında ve ikinci türev anomali haritasında negatif değerler bulunmuştur ve bir rift bölgesi olduğu kanıtlanmıştır.

Öte yandan Doğu Akdeniz, Ege denizi ve Anadolu'da yapılan genel gravite çalışmaları da Batı Anadolu'da graben ve rift sistemlerinin oluşmakta olduğunu kanıtlamaktadır (Özelçi, 1973). Alaşehir-Salihli grabeni içinde Orta Miyosen'den günümüze değin akarsu ürünü çökeller birikmişlerdir. Grabenin Alt Miyosen'de oluşmaya başlamasından sonra ilk kez Orta Miyosen yaşlı konglomera-kumtaşı-silttaşı ardalanmaları sunan karasal çökeller izlenir (Ercan ve diğerleri, 1980-a). Bunlarla gelişmiş kıvrımlanma olmayıp vadinin her iki tarafındaki fay düzlemlerine doğru yersel eğilimler vardır. Vadide çökme mekanizmasının aktif olduğu, havzada sık sık meydana gelen depremlerden de anlaşılmaktadır.

Kula volkanitleri, Alaşehir-Salihli grabenin kuzey kenarında yer almaktadır (Şekil 6). Kraterler tamamiyle vadinin KD-GB yönü-

ne uyum göstererek dizilmektedirler. Batı Anadolu'daki diğer pek çok Senozoyik yaşlı alkali bazaltik volkanitler gibi, Kula alkali bazaltik lavları da manto üzerindeki bir sıcak noktadan (Hot spot) sorguç (Plume) yolu ile direkt manto yükselmesi sonucu peridotitin kısmi ergimesi ile oluşmuş tipik bir rift volkanizmadaki termal konveksiyon akımları meydana gelmiştir. Levha altındaki sorguçları Üst Mantaya getiriyor olmalıdır. Esasen lavların Sr 87/Sr 86 oranları da 0,7020 olup (Borsi ve diğerleri, 1972) direkt manto-kökenli olduklarını işaret eder. Lavlar Alaşehir-Salihli rift vadisinin çatlak sistemi içinde fissür volkanizması şeklinde yeryüzüne ulaşmışlardır. Batı Anadolu'daki genç KB-GD yönlü açılmalar, kırılma düzlemlerinin düşey devinimlerini daha derinlere iletmislerdir. Batı Anadolu'da sıcak nokta (Hot spot) görüşü çevrede bulunan termal sularla da geçerlilik kazanmaktadır.

Batı Anadolu'daki diğer genç alkali bazaltik lavlarda yapılan çalışmalarda da, bunların Sr izotop dağılımı, hafif lantanitlerin bollaşması ve öteki iz element değerleri ile birincil manto kökenli oldukları saptanmıştır (Savaşçın, 1981).

Batı Anadolu'daki rift sistemi günümüzde de aktif olduğuna ve Plaka tektoniği kuramına göre daha bir süre süreceğine göre, 3 evreli Kula volkanizmasının, yakın zamanda ya da binlerce yıl sonra yeniden aktif olması ve 4 ncü bir evre ile yeni alkali bazaltik lavlar oluşturması olasıdır.

#### KATKI BELİRTME

Manisa ili, Kula ilçe merkezi çevresinin jeolojisi ve volkanik kayaların petrolojisini konu alan bu doktora tezi, 1977 yılında saha çalışmaları ile başlamış ve 1981 de laboratuvar araştırmaları ile tamamlanmıştır. Saha çalışmaları M.T.A. Enstitüsü olanakları kullanarak yapılmış olup, laboratuvar çalışmaları ise gerek M.T.A., gerekse İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Mineraloji ve Petrografi laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

Yazar, çalışmalarını yöneten, değerli görüşleriyle ışık tutan ve her türlü desteği sağlayan İ.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Dekanı Sayın

Prof Dr. Önder Öztunalı'ya şükranlarını sunar. Çalışmaları sırasında yardımcı olan, değerli fikirlerinden yararlandığı İ.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Tatbiki Jeoloji Kürsüsünden Doç. Dr. Yücel Yılmaz'a teşekkürü borç bilir. Ayrıca zaman zaman kendisine yardımcı olan Ege Üniv. Yerbilimleri Fakültesinden Doç. Dr. Yılmaz Savaşın'a; Dr. İker Batum ve Tahir Öngür'e; M.T.A. Enstitüsü Jeoloji Dairesinden Dr. Evren Yazgan, Erdoğan Günay, Ali Dinçel, Bülent Can, Ali Çevikbaş, Müslim Ateş ve Ahmet Türkecan'a; volkanik kayalardan arazide topladığı örneklerin M.T.A. Enstitüsü laboratuvarlar dairesinde majör element kimyasal analizlerinin yapılmasını sağlayan o zamanki M.T.A. Jeolojisi Dairesi Başkanı Necdet Özgül'e; kimyasal analizleri yapan M.T.A. Enstitüsü Laboratuvarlar Dairesinden E. Alparslan, T. Akyüz, N. Özbilgen ve M. Türkalp'a; analiz sonuçlarının M.T.A. Jeolojik Dairesi Bilgi İşlem Merkezinde bilgisayar programlanmasını yapan A. Fikret Torun'a; arazi den topladığı fosillerin tanımını yapan M.T.A. Enstitüsü Paleontologlarından Meral Erkan, Aynur İnal, Gerçek Saraç, Fehmi Aslan ve Nezayir Ağtürk'e ve şekillerin çizimine katkıda bulunan ressam M. Yapıcıoğlu ve E. Çil'e teşekkür ve şükranlarını ifade yazar için büyük mutluluktur.

### DEĞİNİLEN BELGELER

- 1 — AKARSU, İ. (1969): Ege bölgesinin (Babadag ve civarı) jeolojisi: T.J.K. Bült. c: 12, S: 1-2, p: 1-9.
- 2 — AKDENİZ, N. ve KONAK, N. (1979): Simav - Emet - Tavşanlı - Dursunbey - Demirci Yörelerinin Jeolojisi: MTA Rapor No: 6547 (Yayınlanmamış).
- 3 — AKKUŞ, M.F. (1962): Kütahya - Gediz arasındaki sahanın jeolojisi: MTA Derg. S: 58, p: 21-30.
- 4 — ANGELIER, J., CANTAGREL, J.M. ve VILMINOT, J.C. (1977): Nectectonique cassante et volcanisme Plio-Quaternaire dans L'arc Egeen interne: L'île de Milos (Grece): Bull. Soc. Geol. France V: 19/1, p: 119-124.
- 5 — ARAMAKI, S. (1963): Geology of Asama volcano: Japon Fac. Sc. Üniv. Tokyo, Sec: 14, p: 233-439.
- 6 — ARPAT, E. ve ŞARO/LU, F. (1975): Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar: T.J.K. Bült. C: 18, S: 1, p: 91-101.
- 7 — ARPAT, E. ve BİNGÖL, E. (1969): Ege bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler: MTA Derg. S: 73, p: 1-9.
- 8 — AYAN, M. (1973): Gördes migmatitleri: M.T.A. Derg. S: 81, p: 132-155.
- 9 — AYDINÖZ, F. (1976): Alaşehir - Yeşilyurt uranyum konsantrasyonlarının oluşumu ve çevrenin jeolojisi: MTA Rapor No: (Yayınlanmamış).
- 10 — BAKER, B.H. (1970): The structural pattern of Afro-Arabian rift system in relation to plate tectonics: Phil. Trans. Royal. Soc. London v: A 267, p: 383-391.
- 11 — BAKER, B.H. ve WOHLBERG, J. (1971): Structure and evolution of the Kenya rift valley: Nature, v: 229, p: 538-542.
- 12 — BAYKAL, F. (1954): Alaşehir - Uşak mntıkasının jeolojisi hakkında rapor: MTA Rapor No: 2296 (Yayınlanmamış).
- 13 — BEEKMAN, H.P. (1964): Geological investigations near Kula and Borlu: MTA Rapor No: (Yayınlanmamış).
- 14 — BECKER - PLATEN, J.D. (1970): Lithostratigraphische untersuchungen im Kanozoikum Südwest - Anatoliens (Turkei): Geol. Jb. v: 97, 244 pp.
- 15 — BECKER - PLATEN, J.D., BESANG, C., HARRE, W., KREUZER, H., MULLER, P. (1971): Kalium - Argon Alter des Afyon vulkanismus (Anatolien) und die datierung der Miozan - Pliozangrenze: Datierungsbericht 2/71 — Zwischenbericht - Bundesanstalt Für Bodenforschung, Hannover.
- 16 — BELLON, H., JARRIGE, J.J. ve SOREL, D. (1979): Les activites magmatiques Egeennes de L'Oligocene a nos jours et leurs Cadres geodynamiques. Donnees nouvelles et synthese: Rev. Geol. Dyna. Geogr. Phys. v: 21/1, p: 41-55.
- 17 — BENDA, L., INNOCENTI, F., MAZZUOLI, R., RADICATI, F. ve STEFFENS, P. (1974): Stratigraphic and radiometric data of the Neogene in Northwest Turkey: Z. Deutsch. Geol. Ges. v: 125, p: 183-193.
- 18 — BERGO, G. (1964): Kula bölgesinin volkanizması: MTA Rapor No: (Yayınlanmamış).
- 19 — BERGO, G. (1965): Sındırgı bölgesi volkanizması: MTA Rapor No: (Yayınlanmamış).
- 20 — BESANG, C., ECKHARDT, F.J., HARRE, W., KREUZER, H. ve MULLER, P. (1977): Radiometrische Altersbestimmungen an Neogenen eruptivgesteinen der Turkei: Geol. Jb. B. 25, p: 3-36.
- 21 — BİLGİN, A.Z. ve ERCAN, T. (1980): Ceyhan - Osmaniye yöresindeki Kuvaterner bazaltların petrolojisi: MTA Rapor No: 6798.
- 22 — BİLGİN, A.Z. ve ERCAN, T. (1981): Ceyhan -



- Osmaniye yöresindeki Kuvaterner bazaltların petrolojisi: T.J.K. Bült. C: 24, S: 1, p: 21-30.
- 23 — BİNGÖL, E., AKYÜREK, B., KORKMAZER, B. (1973): Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri: Cumhuriyetin 50 nci Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğler Kitabı p: 70-76.
- 24 — BİNGÖL, E. (1977): Muratdağı jeolojisi ve ana kayaç birimlerinin petrolojisi: T.J.K. Bült. C: 20, S: 2, p: 13-66.
- 25 — BİRAND, Ş. (1953): Gördes civarında dikkati çeken bazı mineral ve taşlar: T.J.K. Bült., C: 4, S: 2.
- 26 — BOCCALETİ, M., MANETTİ, P., PECCERİLLO, A. (1974-a): The Balkanids as an instance of Back-Arc thrust belt possible relation with the Hellenids: Geol. Soc. Amer. Bull. V: 85, p: 1077-1084.
- 27 — BOCCALETİ, M., MANETTİ, P., PECCERİLLO, A. (1974-b): Hypothesis on the plate tectonic evolution of the Carpatho - Balkan Arcs: Earth. Planet. Scien. Lett. v: 23, p: 193-198.
- 28 — BOCCALETİ, M., MANETTİ, P., PECCERİLLO, V. ve VASSİLEVA, G. (1978): Late Cretaceous high potassium volcanism in Eastern Srednegorie, Bulgaria: Geol. Soc. Amer. Bull. v: 89, p: 439-447.
- 29 — BORAY, A. ve diğerleri (1973): Menderes masifinin güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri: (cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kong. Tebliğler kitabı, p: 11-20.
- 30 — BORSİ, S., FERRARA, G., İNNOCENTİ, F. ve MAZZUOLİ, R. (1972): Geochronology and Petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea: Bull. Volcanologique, v: 36/3, p: 473-496.
- 31 — BURKE, K.C. ve WILSON, J.T. (1976): Hot spots on the Earth's surface: Scientific American, v: 235/2, p: 46-57.
- 32 — CANET, J. ve JAOUİL, P. (1946): Manisa - Aydın - Kula - Gördes bölgesi jeolojisi hakkında rapor: MTA Rapor No: 2068 (Yayınlanmamış).
- 33 — CLOOS, H. (1948): Grundsohollen und Erdnahte: Geol. Rdsch. v: 35/2.
- 34 — COLEMAN, R.G. (1974): Geologic Background of the Red-Sea: Burk, CA. ve Drake, C.L., 1974, The Geology of Continental Margins p. 743-752.
- 35 — COOMBS, D.S. ve WILKINSON, J.F.G. (1969): Lineages and Fractionation trends in undersaturated volcanic rocks. From the East Otago volcanic province (New Zealand) and related rocks: Journal of Petrology v: 10/3, p: 440-501
- 36 — CRAWFORD, A.R. (1964): Demirci - Simav-Selendi arasında kalan sahanın jeolojisi hakkında rapor: MTA Rapor No: (Yayınlanmamış).
- 37 — ÇELİK, M. (1972): Fossil insan ayak izleri: Prospektör Derg. S: 1, p: 107-122.
- 38 — ÇELİK, R. (1968): Salihli (Manisa) Hacıhıdır köyü, Çamlığı ve Kenelik mevkiilerindeki asbest zuhurları hakkında etüd raporu: MTA Rapor No: 4429 (Yayınlanmamış).
- 39 — DEWEY, J.F. ve ŞENGÖR, A.M.C. (1979): Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: Geol. Soc. Amer. Bull. v: 90, p: 84-92.
- 40 — DICKINSON, D.R., DODSON, M.H., GASS, I.G. ve REX, D.C. (1969): Correlation of initial Sr 87/Sr 86 with Rb/Sr in some late Tertiary volcanic rocks of South Arabia: Earth. Planet. Scien. Lett. v: 6, p: 84.
- 41 — DORA, O.Ö. ve ŞAVAŞÇIN, Y. (1980): Cunda-Maden adası (Ayvalık) bölgesi magmatizması: Tübitak 7 nci Bilim Kongresi Yerbilimleri Sektörünü Tebliğler Kitabı, p: 9.
- 42 — ERCAN, T., DİNÇEL, A., TÜRKECAN, A., ve GÜNAY, E. (1977): Uşak yöresinin jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi: MTA Rapor No: 6354 (Yayınlanmamış).
- 43 — ERCAN, T., DİNÇEL, A., METİN, S., TÜRKECAN, A., ve GÜNAY, E. (1978): Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi: T.J.K. Bült. C: 21, S: 2, p: 97-106.
- 44 — ERCAN, T. (1979): Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması: Jeoloji Müh. Derg. S: 9, p: 23-46.
- 45 — ERCAN, T., DİNÇEL, A. ve GÜNAY, E., (1979): Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve Plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri: T.J.K. Bült. C: 22, S: 2, p: 185-198.
- 46 — ERCAN, T., GÜNAY, E., DİNÇEL, A., TÜRKECAN, A. ve KÜÇÜKAYMAN, A. (1980-a): Kula-Selendi yörelerinin jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi: MTA Rapor No: 6801 (Yayınlanmamış).
- 47 — ERCAN, T., GÜNAY, E., BAŞ, H. ve CAN, B. (1980-b): Datça yarımadasının Neojen Stratigrafisi ve volkanitlerin petrolojisi: MTA Rapor No: 6799 (Yayınlanmamış).
- 48 — ERCAN, T. (1980-a): Akdeniz ve Ege denizindeki Pliyo-Kuvaterner ada yayı volkanizması: Jeomorfoloji Derg. S: 9, p: 37-59.
- 49 — ERCAN, T., (1980-b): Akdeniz ve Ege denizindeki Pliyo-Kuvaterner ada yayı volkanizması: T.U.J.J.B. Bült. S: 12, p: 19.

- 50 — ERCAN, T. ve GÜNAY, E., (1981): Söke yöresindeki Tersiyer kanızması ve bölgesel yayılımı: Jeomorfoloji Derg. S: 10, p: 117-137.
- 51 — ERCAN, T., GÜNAY, E., BAŞ, H. ve CAN, B., (1981): Datça yarımadasının Pliyo-Kuvaterner jeolojisi: jeoloji Müh. Derg. (Baskıda).
- 52 — ERCAN, T., (1981-a): Batı Anadolu Tersiyer Magmatizması ve Stratigrafisi Projesinin 1980 yılı çalışmasına ilişkin ara rapor: MTA, Jeoloji Dairesi, Ankara, 21 pp.
- 53 — ERCAN, T., (1981-b): Batı Anadolu Tersiyer volkanitleri ve Bodrum yarımadasındaki volkanizmanın durumu: İ.Ü.-İ.T.Ü. Yerbilimler Kollokium kitabı (Baskıda).
- 54 — ERCAN, T., (1981-c): Akdeniz ve Ege denizindeki Pliyo-Kuvaterner Ada yayı volkanizması ve aktif yitim zonu: Tübitak Doğa bilim dergisi Seri: 8, Temel Bilimler, Cilt: 5, S: 3, p: 189-201.
- 54 — ERDEN, F., (1965): Salihli-Manisa gravite etüdü: MTA derleme No: 3931 (Yayınlanmamış).
- 56 — EİSMA, D., (1977): Selçuk yakınındaki kumsal (Plaj) sırtları, Türkiye: Jeomorfoloji dergisi S: 6, p: 149-167.
- 57 — ERİNÇ, S., (1970): Kula-Adala arasında genç volkan reliefi: İ.Ü. Coğrafya Enst. Derg., S: 17, p: 7-22.
- 58 — FISHER, R.V. ve WATERS, A.C., (1970): Base surge bed Forms in maar volcanoes: Amer. Jour. Scien, V: 268, p: 157-180.
- 59 — FRENCH, F., (1916): Geologie kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn: Stuttgart, p: 142-145.
- 60 — FYTIKAS, M., GIULIANI, O., INNOCENTI, F., MARINELLI, G., ve MAZZUOLI, R., (1976): Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea: Tectonophysics, v: 31, p: T29-T34.
- 61 — GASS, I.G., (1970): The evolution of volcanism in the junction area of the Red sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts: Phil. Trans. Royal. Soc. London v: A 267, p: 369-381.
- 62 — GOTTINI, V. (1968): The  $TiO_2$  Frequency in volcanic roks: Geol. Rdsch. v: 57, p: 930-935.
- 63 — GOTTINI, V. (1969): Serial character of the volcanic roks of Pantelleria: Bull. Volcan. v: 39/3, p: 818-827.
- 64 — GÖZÜBOL, A.M. ve GÜRPINAR, O., (1980): Kahramanmaraş kuzeyinin jeolojisi ve tektonik evrimi: Türkiye 4 ncü Petrol kongresi Tebliğler kitabı, p: 20, Ankara.
- 65 — GÜN, H., (1971): Kula-Eşme bölgesinde mevcut radyoaktif seviyenin etüdüne ait rapor. MTA. Rapor No: 4670 (Yayınlanmamış).
- 66 — HAMILTON, W.J. ve STRICKLAND, H.E., (1841): On the geology of Western part of Asia Miner: Transactions of the Geol. Soc. of. London. v: 6, p: 1-11.
- 67 — HATHERTON, T. ve DICKINSON, W.R. (1968): Andesitic volcanism and seismicity in New Zealand: Jour. Geophys. Res. v: 73/14, p: 4615-4619.
- 68 — HELVACI, C. (1977): Geology, Mineralogy and geochemistry of the Borate deposits and associated rock at the Emet valley, Turkey: Doktora tezi (Yayınlanmamış), Nottingham Üniv. 338 pp.
- 69 — HOLZER, H. (1963): 88/3, 88/4, 89/3, 105/1 ve 89/1 paftalarının jeolojik haritası hakkında rapor: MTA Rapor No: 2365 (Yayınlanmamış).
- 70 — HOLZER, H., (1964): Beyce 54/4 ve Simav 71/2 paftalarının jeolojik löveleri raporu: MTA. Rapor No: 2366 (Yayınlanmamış).
- 71 — H. De La ROCHE (1978): La chimie des roches presentee et interpretee d'apres la structure de leur facies mineral dans L'espace des variables chimiques: Chemical Geology v: 21, p: 63-87.
- 72 — IRVINE, T.N. ve BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. Jour. Earth. Scien. v: 8, p: 523-548.
- 73 — ILLIES, J.H. (1969): An Intercontinental Belt of the World Rift System: Tectonophysics, v: 8/1, p: 5-29.
- 74 — ILLIES, J.H. (1975): Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system: Geol. Rdsch. v: 64/3, p: 677-699.
- 75 — INNOCENTI, F. ve MAZZUOLI, R. (1972): Petrology of the İzmri-Karaburun volcanic area: Bull. Volcanologique, v: 36/1, p: 83-103.
- 76 — JAKES, P. ve WHITE, A.J.R. (1969): Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types: Tectonophysics, v: 8, p: 223-236.
- 77 — JAKES, P. ve WHITE, A.J.R. (1972): Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas: Geol. Soc. Amer. Bull. v: 83, p: 29-40.
- 78 — JONGSMA, D. (1974): Heat flow in the Aegean Sea: Geophys Jour. Royal Astr. Soc. v: 37, p: 337.
- 79 — JUNG, J. ve BROUSSE, R. (1962): Les provinces volcaniques Neogenes et Quaternaires de la France: Bull. Serv. Geol. France, V: 267, p: 569-629.
- 80 — KALAFATÇIOĞLU, A. (1962): Tavşanlı - Dağ-

- ardı arasındaki bölgenin jeolojik raporu ve serpantin ve kalkerlerin yaşı hakkında not: MTA Derg. S: 58, p: 38-46.
- 81 — KASTELLİ, M. (1971): Denizli vilayeti güneyinin jeolojik incelemesi ve Jeotermal alan olanakları: MTA Rapor No: 5199 (Yayınlanmamış).
- 82 — KELLER, J. (1970): Origin of Rhyolites by anatectic melting of granitic crustal rocks: Bull. Volcanologique, v: 33/3, p: 942-959.
- 83 — KELLER, J. ve VİLLARİ, L. (1972): Rhyolitic ignimbrites in the region of Afyon (Central Anatolia): Bull. Volcanologique, v: 36/4, p: 342-358.
- 84 — KELLER, J., RYAN, W.B.F., NİNKOVİCH, D. ve ALTHERR, R. (1978): Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200.000 years as recorded in deep-sea sediments: Geol. Soc. Amer. Bull. v: 89, p: 591-604.
- 85 — KETİN, İ. (1977): Genel Jeoloji, Cilt: 1, Yer-bilimlerine Giriş: İ.T.Ü. Yayın Sayı: 1096, 597 pp.
- 86 — KRUSHENSKY, R.D. (1976): Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey: Bull. Volcanologique.
- 87 — KÖNISBERGER, J. (1909): Studien an Vulkanen: Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. v: 18, p: 43.
- 88 — KUNO, H., YAMASAKI, K., HIDA, C. ve NAGASHIMA, K. (1957): Differentiation of Hawaiian magmas: Jap. Jour. Geol. Geogr. v: 28, p: 179-218.
- 89 — KUNO, H. (1960): High-Alümina basalt: Journal of Petrology, v: 1, p: 121-145.
- 90 — LE PİCHON, X. ve ANGELİER, J. (1979): The Hellenic arc and trench system: A key to the Neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Area: Tectonophysics, v: 60,
- 91 — LE MAİTRE, R.W. (1976): The chemical variability of some common igneous rocks: Journal of Petrology, v: 17/4, p: 589-637.
- 92 — MACDONALD, G.A. ve KATSURA, J. (1964): Chemical composition of Hawaiian Lavas: Jour of Petrology, v: 5, p: 82-133.
- 93 — MAKRİS, J. (1975): Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys: J. Geophys., v: 41, p: 441.
- 94 — Mc KENZİE, D.P. (1972): Active tectonics of the Mediterranean region: Geophys. Jour. Royal Astr. Soc., v: 30, p: 109-185.
- 95 — Mc KENZİE, D.P. (1977): Present deformation of the Aegean region: Sixth Colloq. on the Geology of the Aegean Reg, Atina.
- 96 — MEİSSNER, B. (1976): Das Neojen von ost Samos. Sedimentationsgeschichte and korrelation: N. Jb. Geol. Palaont. Abh., v: 152/2, p: 161-170.
- 97 — MIDDLEMOST, E.A.K. (1975): The Basalt Clan: Earth. Sci. Rev. v: 11, p: 337-364.
- 98 — MITCHEL, A.M.G. ve GARSON, M.S. (1976): Mineralization at plate boundaries: Minerals Sci. Engng., v: 8, p: 129-169.
- 99 — MORELLİ, C. (1978): Eastern Mediterranean: Geophysical results and implications: Tectonophysics, v: 46, p: 333-346.
- 100 — MURATA, K.J. (1960): A new method of plotting chemical analyses of basaltic rocks: Amer. Jour. Scien., v: 258-A, p: 247-252.
- 101 — NEBERT, A. (1960): Taşanlı'nın batı ve kuzeyindeki Linyit ihtiva eden Neojen sahasının mukayeseli Stratigrafisi ve tektoniği: MTA. Derg. S: 54, p: 7-36.
- 102 — NEBERT, A. (1961): Undasyon nazariyesi bakımından Anadolu orojeni: MTA Derg. S: 56.
- 103 — NEBERT, K. (1978): Linyit içeren Soma Neojen bölgesi, Batı Anadolu: MTA. Derg. S: 90, p: 20-69.
- 104 — OTA, R. ve DİNÇEL, A. (1975): Volcanic rocks of Turkey: Bull. Geol. Soc. Surv. Japan., v: 26, p: 19-45.
- 105 — OZANSOY, F. (1969): Ege omurgalı fosil faunaları ve Hipparionlu faunaların dike yayılımı: MTA. Derg., S: 72, p: 189-193.
- 106 — ÖZGENÇ, İ. (1975): İzmir Cumaovası bölgesi perlit oluşumlarının jeolojisi: Tübitak 5 nci Bilim Kongresi Tebliğler Kitabı, p: 261-272.
- 107 — ÖZGENÇ, İ. (1978): Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerinde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki görel yaş ilişkisi: T.J.K. Bült., c: 21, s: 1, p: 31-34.
- 108 — ÖZELÇİ, F. (1973): Doğu Akdeniz bölgesi gravite anomalileri: MTA. Derg., S: 80, p: 54-88.
- 109 — ÖZTUNALI, Ö. (1973): Uludağ (Kuzeybatı Anadolu) ve Eğrigöz (Batı Anadolu) masiflerinin petrolojileri ve jeokronolojileri: İ.Ü. Fen Fak. Monog., Sayı: 23.
- 110 — PE, G.G. ve GLADHİLL, A. (1975): Strontium isotope ratios in volcanic rocks from the Aegean area: Lithos, v: 8, p: 209-214.
- 111 — PE, G.G. ve PİPER, D.J.W. (1972): Volcanism at subduction zones the Aegean area: Bull. Geol. Soc. Greece, v: 9, No: 1-3, p: 113-143.
- 112 — PEACOCK, A. (1931): Classification of igneous rocks: Jour. of Geology, v: 39, p: 54-67.
- 113 — PHILIPPSON, A. (1913): Das volkangebiet von Kula in Lydien, die Katakekaumene der Alten: Pet. Geog. Mitt., V: 2, p: 237-241.
- 114 — PİCARD, L. (1965): Thoughts on the graben

- system in the Levant: The World rift System, Report of Symposium, Ottawa, Canada, 4-5 September, p: 22-32.
- 115 — PİCHLER, H. ve KUSSMAUL, S., (1972): The calc-alkaline volcanic rocks of the Santorini group (Aegean Sea, Greece): N. Jb. Miner. Abh., v: 116, p: 268-307.
- 116 — PİCHLER, H. ve FRIEDRICH, W., (1976): Radiocarbon dates of Santorini volcanics: Nature, v: 262, p: 373-374.
- 117 — PİPER, G.P. ve PİPER, D.J.W. (1977): Palaeomagnetic Stratigraphy of the Miocene volcanic rocks of Lesbos, Greece: Sixth. Colloq. on the Aegean Region, Atina.
- 118 — PİŞKİN, Ö., (1980): Kadıkalesi-Girelbelen (Bodrum Yarımadası) Hidrotermal ve Kontakt Metasomatik Pb, Zn, Cu Cevherleşmelerinin Minerolojik ve jeolojik incelenmesi: Doçentlik tezi, (Yayınlanmamış), Ege Üniv. İzmir.
- 119 — POLDERVAART, A., (1964): Chemical definition of alkali basalts and tholeiites: Bull. Geol. Soc. Amer. v: 75, p: 229-232.
- 120 — RİTTMANN, A., (1952): Nomenclature of volcanic rocks: Bull. volcanologique, v: 12, p: 75-102.
- 121 — RİTTMANN, A., (1953): Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes: Bull. Volcanologique, v: 14, p: 45-58.
- 122 — RİTTMANN, A., (1960): Vulkane und ihre taetigkeit: Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 336 pp.
- 123 — RİTTMANN, A., (1962): Volcanoes and their activity; John Wiley and Sons, New York, London, 305 pp.
- 124 — ROBERT, U., (1976): Données nouvelles sur le volcanisme du Sud-Est de la Mer Egee: Sixth. Colloq. on the Aegean Region, Atina.
- 125 — ROBERT, U. ve CANTAGREL, J.M., (1977): Le volcanisme basaltique dans le sud-est de la mer Egee. Données geochronologiques et relations avec le tectonique; Sixth. Colloq. on Geology of the Aegean Region, Atina.
- 126 — SAVAŞÇIN, M.Y., (1978): Foça-Uria Neojen volkanitlerinin minerolojik jeokimyasal incelenmesi ve kökensel yorumu. Doçentlik tezi, Ege Üniv. Yerbilimleri Fak. (Yayınlanmamış), 64 s.
- 127 — SAVAŞÇIN, M.Y., ERCAN, T., GÜNAY, E. (1980): Young Alkaline complex of Western Anatolia: 26. Congres Geologique International, Résumés Abstracts, Paris 7-17 juillet 1980, Volume I, p: 85.
- 128 — SAVAŞÇIN, M.Y., (1981): Batı Anadolu (Ege kıyı şeridi) gençleşme tektoniği ve genç alkali magmatizma: T.J.K. 35. Bilimsel ve Teknik kurultayı Tebliğler kitabı, p: 36-37.
- 129 — STRECKEISEN, A.L., (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks: N. Jb. Miner. Abh. v: 107, p: 144-240.
- 130 — STRECKEISEN, A.L., (1976): Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition; A provisional attempt: N. Jahrbuch F. Min., Monats., 1976, p: 1-15.
- 131 — SUNDER, M., (1979): Kırka (Eskişehir) ve çevresinin jeolojisi, petrolojisi ve Sarıkaya Borat yataklarının jeokimyasal incelenmesi. Doktora tezi (Yayınlanmamış) İ.Ü. Fen Fak. Mineraloji ve Petrografi kürsüsü.
- 132 — SENGÖR, A.M.Ç., (1978): Über die angebliche primaere vertikalktektonik im Aegaeisraum: N. Jb. Geol. Palaeont. Mh., v: 11, p: 698-703.
- 133 — SENGÖR, A.M.C., (1980): Türkiyenin Neotektoniğinin esasları: T.J.K. Yayını, 40 pp, Ankara.
- 134 — ŞENOL, M. ve KARABIYIKOĞLU, M., (1977): Kula ve Köprübaşı yöresinde uranyum içeren Neojen dolgularının sedimantolojisi MTA Rapor No: 5863 (Yayınlanmamış).
- 135 — TEKKAYA, İ., (1976): İnsanlara ait fosil ayak izleri: Yeryuvarı ve insan, C: 1, S: 2, p: 8-10.
- 136 — TEXIER, C., (1882): Asie Mineure, Paris, v: 5.
- 137 — TCHICHATCHEFF, P., (1867): Asie Mineure, Paris, v: 1, p: 21.
- 138 — THORNTON, C.P. ve TUTTLE, O.F., (1960): Chemistry of igneous rocks, Part 1, Differentiation index: Amer. Jour. Scien, v: 248, p: 654-684.
- 139 — TURNER, F.J. ve VERHOOGEN, J., (1960): Igneous and metamorphic petrology: Mc. Graw-Hill Book co. Inc. New York.
- 140 — ÜNAL, E. ve HAVUR, F. (1970): Alaşehir-Salihli bölgesinin jeotermik enerji yönünden detay jeoloji etüdü: MTA Rapor No: 4679 (Yayınlanmamış).
- 141 — VAN COUVERING, J.A. ve MILLER, J.A. (1971): Late Miocene marine and non-marine time scale in Europe: Nature, v: 230, p: 559-563.
- 142 — WAGER, L.R., (1960): The major element variation of the Layered Series of the Skaergaard intrusion: Jour. of Petrology, v: 1, p: 364-398.
- 143 — WASHINGTON, H.S., (1893): The volcanoes of the Kula basin in Lydia: Diss., Leipzig 1893, New York, 1894.
- 144 — WASHINGTON, H.S., (1894): On the basalts of Kula: Amer. Jour. Scien, v: 48, p: 144-123.
- 145 — WASHINGTON, H.S., (1900): The composition of Kulaite: Journal of Geology, v: 8, p: 610-620.

- 146 — WİPPER, J. (1964): Manisa ve Uşak illerindeki zımpara yatakları: MTA Rapor No: 3420 (Yayınlanmamış).
- 147 — WRİGH, J.B., (1970): Distribution of volcanic rocks about midocean ridges and the Kenya rift valley: Geol. Mag., v: 107/2, p: 125-131.
- 148 — WRİGH, J.W., (1977): Aegean ignimbrites and welded tuffs: Sixth. Collog. on the Aegean Region, Atina.
- 149 — YILMAZ, İ., (1977): Bigadiç bölgesi bazaltik volkanizmasının mutlak yaşı: Tübitak, Doğa Bilim Derg., c: 1, S: 6, p: 210-212.
- 150 — YILMAZ, Y. (1981): Rift, Alakojen, İmpaktöjen ve Türkiye'den örnekler: T.J.K. Yayını (Baskıda).
- 151 — YODER, H.S., ve TİLLEY, C.E., (1962): Origin of Basalt Magmas: And experimental study of natural and synthetic rock systems: Jour. of Petrology, v: 3, p: 342-532.