

ERZURUM - KARS PLATOSUNUN ÇARPIŞMA KÖKENLİ VOLKANİZMASININ VOLKANO-STRATİGRAFİSİ VE YENİ K/Ar YAŞ BULGULARI IŞIĞINDA EVRİMİ, KUZEYDOĞU ANADOLU

Mehmet KESKİN*

ÖZ. - Kuzeydoğu Anadolu'da Erzurum ile Kars arasında kalan bölge, denizden ortalama 2.5 km. yüksekte yer alan bir plato morfolojisi sunar. Erzurum-Kars Platosu olarak isimlendirilen bu yüksek alan, Anadolu ve Arap kıtaları arasında Neotetis Okyanusunun güney kolunun kapanmasını izleyen evrede kıtasal çarpışma ve kabuksal kalınlaşma sonucu bugünkü özgün morfolojisini kazanmıştır. Söz konusu platonun büyük kısmı, çarpışma ile kökensel ilişkili (collision-related) bir volkanizmanın ürünü olan lavlar ve piroklastik birimlerle örtülmüştür. Volkanizma 11 my önce, bölgesel yükselmeden hemen sonra bazik lavlarla başlamış, yaklaşık 5-7 my önce doruğa ulaşmış ve 2.5 my önceye dek sürerek plato üzerinde kimi yerde 1 km.yi aşan kalınlıkta istifler oluşturmuştur. Magma yüzeye genel olarak, bölge neotektoniğinin ana hatlarını oluşturan doğrultu atımlı fay sistemlerine bağlı yerel gerilme alanlarını izleyerek çoğunlukla çatlak erüpsiyonlar şeklinde ulaşmıştır. Çıkan malzemenin önemli bir kısmı, yakındaki fay sistemlerine bağlı pull-apart havzalarında depolanmıştır. Volkanik etkinliğin 6-11 my arasındaki dönemi, yaygın felsik piroklastikler/domlar ile bazik lavların oluşturduğu bimodal bir volkanizma ile temsil edilmiştir. Yaklaşık 5-6 my önce, derinde mafik fazda amfibol fraksiyonel kristalizasyonu geçirmiş olan ortaç porfiritik lavlar yüzeye ulaşarak domlar oluşturmuşlardır. Volkanizmanın 2.7-5 my döneminde ise olivinli bazik lavlar özellikle doğu alanlarda egemen olmuşlar, plato oluşturan lav yaygıları oluşturarak geniş alanlar kaplamışlardır. Yeni K/Ar yaş bulgularına göre, plato üzerindeki volkanik etkinlik zaman içinde batıdan doğuya göç etmiş ve bu sırada genel olarak bazikleşmiştir. Bu, doğrultu-atımlı fay sistemleri içindeki yerel gerilmelerin zamanla batı yönünde artması nedeniyle ortaya çıkmış olmalıdır.

GİRİŞ

Doğu Anadolu Bölgesi, kıtasal bir çarpışma zonu içinde çarpışmayla kökensel ilişkili gelişmiş volkanizmanın dünyada en iyi görüldüğü alandır. Bölgenin kuzeydoğusunda yer alan Erzurum-Kars Platosu ise, çarpışma-kökenli (collision-related) volkanik aktivitenin 11 ile 2.5 milyon yıl arasındaki tüm kaydını son derece iyi mostralar şeklinde içermesi nedeniyle özel bir öneme sahiptir.

Bu makale, Erzurum-Kars Platosunun Erzurum'un kuzeybatısında bulunan Dumlu dağı ile Kağızman'ın kuzeyi arasında kalan yaklaşık 3000 km²lik bir kesiminin volkano-stratigrafisini ele almaktadır (Şek. 1). Platonun batıda Dumlu dağı ile doğuda Pasinler kuzeydoğusunda kalan Harabedere vadisi arasındaki yaklaşık 800 km²lik bir kesimi haritalanmıştır (Şek. 2), diğer kesimleri ise belirli jeo-traversler boyunca keşif (reconnaissance) türünde çalışılmıştır. Makalenin temel amacı, platoyu oluşturan farklı volkanik fasiyeslerdeki birimleri erüptif, petrografik, mineralojik ve ortamsal karakterlerindeki farklılıklarına göre ayırtlayıp, plato üzerinde mekân içinde ve yeni K/Ar yaş verileri ışığında zaman içinde dağılımlarını belirlemektir. Böylece volkanitlerin bölge çapında bir korelasyonu yapılacak ve ardından

volkanizmanın plato üzerindeki evrimi ortaya konulacaktır. Erzurum-Kars Platosu ve civarında, çarpışma kökenli volkanitler üzerinde daha önce bu çalışmada sunulan ayrıntıda haritalama ve birim ayırımı yapılmış olduğundan, makalede kullanılan formasyon isimlerinin çoğu, bu çalışmada verilen isimlerdir. Bu isimler, çoğunlukla birimlerin en karakteristik monstralarının görüldüğü yer isimlerine göre belirlenmişlerdir (Keskın, 1994).

Makalede, istifleri oluşturan birimlerin petrografisi ve mineral bileşiminin tanımlanmasında, polarizan mikroskobu ile yapılan petrografi çalışmaları ve volkanik kaya örneklerinin parlatma kesitleri üzerinde yapılmış elektron mikro-prob analizleri (70 numune üzerinden 890 nokta analizi) kullanılmıştır. Volkanik birimleri oluşturan minerallerin tanımlanması sırasında parantez içinde "(An₅₁₋₅₆)" şeklinde yapılan açıklamalar, prob analizlerine dayandırılanlardır. Plato volkanitlerinin isimlendirilmesinde ve sınıflanmasında ise, petrografik çalışmalara ek olarak platodan derlenen 350 temsilci numunenin yüksek hassasiyete sahip majör ve iz element analizlerinin oluşturduğu geniş bir veri tabanından da yararlanılmıştır. Söz konusu analitik veriler, makalenin amaçları dışına taşmaması açısından burada sunulmamışlardır.

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Bölge tektoniğinin genel özellikleri ve bölgede meydana gelen tektonik, morfolojik olaylar ve volkanizma, daha önce pek çok makaleye konu olmuştur (Şaroğlu ve diğerleri, 1980; Şengör, 1980; Şaroğlu ve Güner, 1981; Yılmaz, 1984; Tokel, 1984; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986). Önceki çalışmalar, Arap ve Anadolu levhaları arasında gerçekleşmiş olan çarpışmanın bölgedeki yaygın volkanizmanın gelişmesinden sorumlu olduğunu göstermiştir (Lambert ve diğerleri, 1974; Innocenti ve diğerleri, 1976, 1982 a, b; Gülen, 1980 a, b; Yılmaz ve diğerleri, 1987; Ercan ve diğerleri, 1990; Pearce ve diğerleri, 1990; Keskin, 1994; Notsu ve diğerleri, 1995).

Çalışma alanını kapsayan ve Neoteknotik dönemi ilgilendiren çalışmalar ise, alanın tektoniği ve volkanizması olmak üzere başlıca iki konuda yoğunlaşmışlardır. Bu makalede ele alınan sahanın tektoniği konusundaki çalışmalarda, izleyen paragraflarda Erzurum-Tiflis fay hattı olarak isimlendirilmiş olan (R. Westaway, kişisel görüşme) fay zonu, Koçyiğit ve diğerleri (1985), inan (1987) tarafından da çalışılmış ve haritalanmıştır. Tekman ile Çıldır arasında uzanan ve Horasan dolayında volkanik istif keserek geçen doğrudan atımlı sol yönlü fay hattı ise, Koçyiğit (1985) tarafından çalışılmıştır ve Çobandede fay kuşağı olarak isimlendirilmiştir. Çalışma alanı ve civarındaki volkanizma konusunda Innocenti ve diğerleri (1982 b), Yılmaz ve diğerleri (1987), Pearce ve diğerleri (1990) tarafından çalışmalar yapılmışsa da, bunlar (Yılmaz ve diğerleri, 1987 dışında) volkanik istifin volkano-stratigrafisinden çok neo-volkanizmadaki bölgesel jeokimyasal değişimler üzerinde yoğunlaşmışlardır.

VOLKANİK STRATİGRAFI

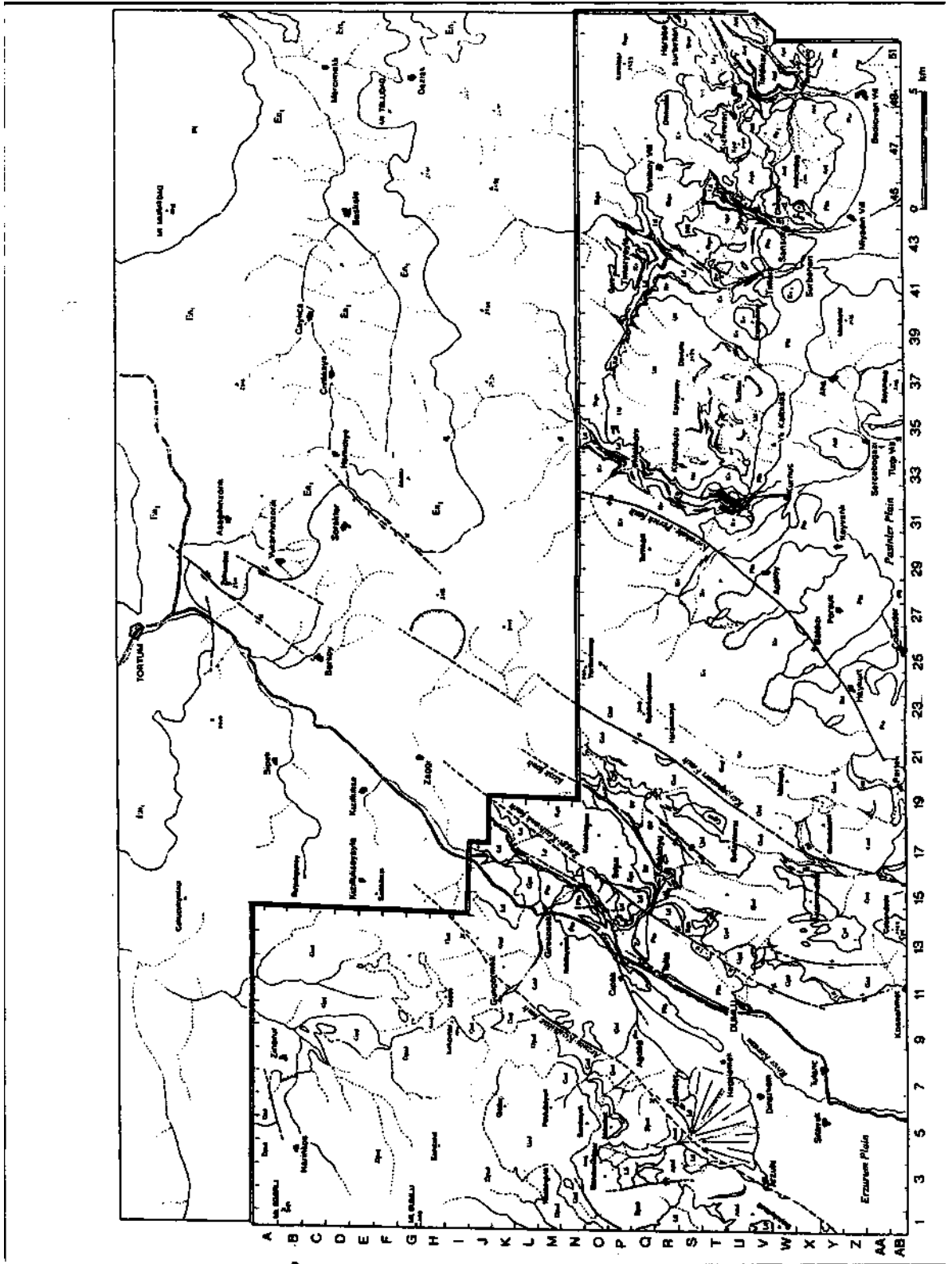
Bilindiği gibi volkanik arazilerde birimlerin dağılımı, son derece karmaşık paternler izleyebilir. Volkanik sahalarda birimlerin ilişkilerinin yorumlanması ve volkano-stratigrafisinin kurulması, diğer kayaçlar üzerinde yapılan çalışmalardan farklıdır ve volkanik fasiyeler konusunda bilgi birikimi ile özel bir çalışma stili gerektirmektedir. Farklı ortamlarda gelişen volkanik istiflerin özellikleri, içlerinde barındırdıkları çok sayıda volkanik fasiyelerin nitelikleri ve ayırtman özellikleri ile bu tür arazilerde yapılması gereken saha çalışması yönteminin güzel bir tanımlaması Cas ve Wright'ta (1998) verilmektedir.

Erzurum-Kars platosu volkanizmasının genel erüptif karakteri


Erzurum-Kars platosu (EKP) volkanizmasına ait lav ve piroklastik ürünlerin büyük çoğunluğu, çatlak püskürmelerine (fisure eruptions) bağlı olarak oluşmuşlardır. Ayrıca volkanik istif içinde Aladağ, Büyük ve Küçük Yağlıca dağları gibi merkezî püskürmeleri belgeleyen bazı volkanik koniler ve çok sayıda felsik dom da vardır.


EKP volkanizmasının volkano-stratigrafik kesitlerinin oluşturulmasında ve ardından platonun volkano-stratigrafisinin belirlenmesinde birim ve fasiyeler ayırıcı için Cas ve Wright'ın (1988) önerdiği kriterler dikkate alınmıştır. Aşağıda sunulan kesitlerde farklı formasyon isimleri altında tanımlanan volkanik birimler, platodaki volkanizmanın belirli zaman aralıklarında yüzeye ulaşmış olan, belirli erüptif, petrografik ve jeokimyasal karaktere sahip olan düzeylerine karşılık gelmektedirler. Bunlardan bir kısmı aynı litoloji, doku ve kimyasal-mineralojik bileşimdeki volkanik ürünlerden oluşan monoton istiflerdir, diğer bir kısmı ise kökensel olarak birbirleriyle ilişkili olarak aynı erüptif periyot içinde yüzeye çıkan ancak dokusal ve bileşimsel olarak birbirinden çok büyük farklılıklar sunabilen kaya türlerinin ardalandıkları istif veya birimlerdir. Bu ikincisine iyi bir örnek, platonun tabanında bulunan ve Taban Tüf düzeyi olarak adlanan, gri ve beyaz ignimbritler ile piroklastik döküntü katmanları ile bazik lav mercceklerinin ardalanmasından oluşan birimdir (Şek. 2). Bu tür birimlerin oluşmasında, magma odalarındaki fraksiyonel kristalizasyon ile diferansiyasyon, ısıl ve bileşimsel zonlanmalar gibi prosesler (magma Chamber processes) esas denetleyici rolü taşımaktadır (Keskin, 1994). Sunulan birimler bazen tek bir lav veya piroklastik akıntı/döküntü düzeyinden oluştukları gibi bazen de çok sayıda lav akıntıları veya piroklastikleri üstüste istiflenmesinden de meydana gelmişlerdir. Bazen istif içindeki bir lav veya piroklastik birim, anahtar düzey oluşturacak biçimde uzun mesafeler izlenebilmekte, yüzlerce km.² alan kaplayabilmektedir (ör. Kargapazarı volkanitleri, Pasinler kuzeyinde Siyah ignimbrit ve Horasan kuzeyinde Horasan Plato düzeyi olarak adlanan birimler). Bu tür düzeyler, istifte korelasyonların yapılmasını kolaylaştırmışlardır.


izleyen paragraflarda, çarpışma-kökenli volkanik istifin anatomisi, plato üzerinde en iyi mostra verdiği sa-



AÇIKLAMALAR

DUMLU DAĞI ALANI	
	Alıvyen yelpazeleri
Qd	Kuvaterner Alıvyen
Qd0	Eski Alıvyen
Pls	Pliyosen Aras formasyonu
Dyad	Dumlu volkaniti
Gpd	Güreliösek volkaniti
Gad	Güngörmez volkaniti
Aad	Arzutlu ömiti
Ld	Taban Tüf düzeyi

KARGAPAZARI DAĞI ALANI	
	Hövelenler
Qd	Kuvaterner Alıvyen
Pls	Pliyosen Aras Formasyonu
Kv	Kargapazarı volkaniti
Gpcc	Göllerizal ömiti
Kccs	Kargapazarı bezeli
Gpd	Güreliösek volkanik öyesi
Gpd	Çobandede volkanik öyesi
Kpe	Kök volkanik öyesi
Gad	Güngörmez volkaniti
Bl	Taban Tüf düzeyi

PASINLER ALANI	
	Hövelenler
Qd	Kuvaterner Alıvyen
Pls	Pliyosen Aras Formasyonu
Aign	Ardıçlıdağ ignimbriti öyesi
Ard	Ardıçlıdağ rhyolit öyesi
Un	Orta Tüf düzeyi
Kv	Kargapazarı volkaniti
Bün	Büyükdış volkaniti
Bign	Siyah ignimbrit
Wign	Beyaz ignimbrit
Mel	Orta Tüf düzeyi
Kpd	Kraflıveren ösiti
Ld	Taban Tüf düzeyi
Isa	Siyah andezit
En1	Eosen Narman formasyonu, Kışlaköy volkanik öyesi
En	Eosen Narman formasyonu

Sek. 2- Dumlu dağı ile Pasınler kuzeyi arasındaki alanın jeolojik haritası.

balardan geçen kesitler üzerinde ortaya konacaktır. Bu amaçla saha, altı ast alana ayrılarak incelenmektedir. Bunlar: (1) Dumlu dağı, (2) Kargapazarı dağı, (3) Pasinler, (4) Horasan, (5) Aladağ ve (6) Kağızman kuzevidir.

Erzurum-Kars Platosu volkanitlerinin temelinin niteliği

Erzurum-Kars Platosu volkanitleri temelde (1) Pontidler'in sedimanter ve volkanik ürünleri ve (2) Doğu Anadolu Yığılım Karmaşağı olmak üzere iki ana temel üzerinde diskordans ile otururlar.

(1) Pontid istifi, Liyas, Malm ve Kretase formasyonlarından meydana gelir. Özellikle Dumlu alanının batısında ve kuzeyindeki alanlarda çarpışma-kökenli volkanik istif, bu temel üzerinde diskordansla oturur.

(2) Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından Doğu Anadolu Yığılım Karmaşağı olarak isimlendirilen birim, kıtasal çarpışma sonucunda kıta blokları arasına sıkışmış olan ve Neotetis Okyanusuna ait Üst Kretase yaşlı ofiyolitik ve sedimanter birimler içeren tektonik bir karmaşıktır. EKP'nun güneyindeki alanlarda, Pasinler güney alanlarından başlayarak doğuya doğru, Horasan ve Kağızman civarlarında görünür temeli hemen her yerde Doğu Anadolu Yığılım Karmaşağı oluşturur.

Erzurum-Kars Platosunun anatomisi

Dumlu dağı alanı.- Dumlu dağı alanı, EKP'nun en batı kesiminde bulunur. Söz konusu alan, 3000 m.yi aşan yükseklikleri ile yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda bir sırt şeklinde uzanan bir dizi zirvenin meydana getirdiği Gavur dağları silsilesinin içinde yer almaktadır. Dumlu dağı, 3200 m. yüksekliği ile, Mescit dağından (3255 m.) sonra silsile içindeki en yüksek ikinci zirveyi oluşturur. Karahan ve Erinkar arasından geçen hattın batısında, Erzurum-Kars Platosu Volkanitleri (EKPV) tümüyle yok olurlar.

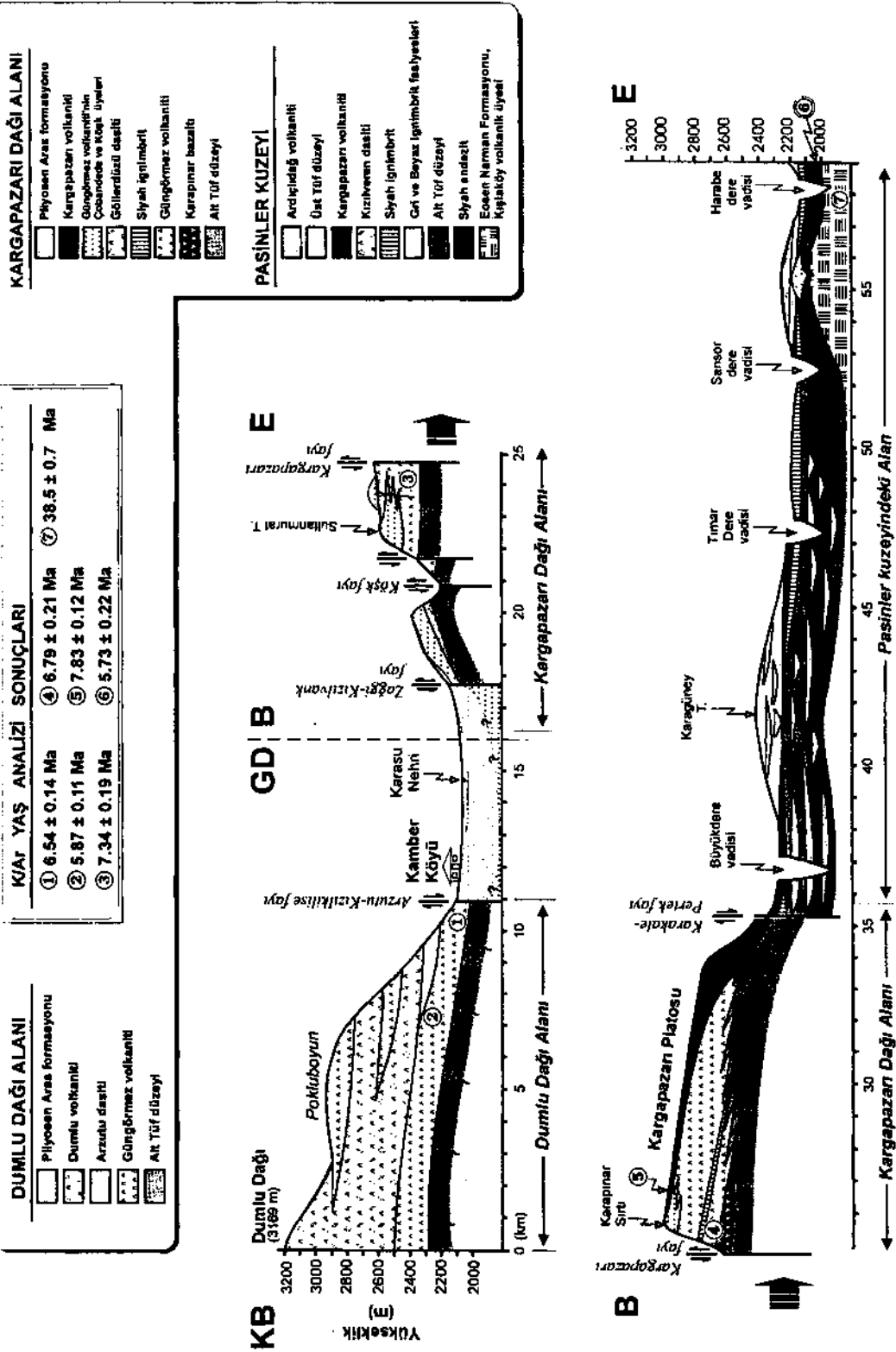
Çarpışma-kökenli volkanik istif, maksimum kalınlığına 1000 m. ile Dumlu alanında ulaşır. Dumlu alanında ortaç ve felsik lavlar, EKP'nun diğer kesimlerinden farklı olarak piroklastiklere oranla çok daha fazla hacim kaplarlar. Piroklastik ürünler, istifin taban kesimleri dışında hemen hemen hiç görülmez. Dumlu dağının çalışma sahası içinde kalan Erzurum ovasına komşu GD

yamacındaki istifin görünür tabanında riyodasitik-dasitik bileşimde bir tuf düzeyi mostra verir (Şek. 1). Taban Tuf düzeyi olarak isimlendirilen birim, krem ve beyaz renkler sunar ve ince külden lapilli boyutuna kadar değişen vitrik piroklastik kırıntılardan oluşur. Taban Tuf düzeyinin kalınlığı, yer yer 150-200 m.ye kadar ulaşır.

Taban Tuf düzeyinin üzerine Dumlu dağının GD yamacında Arzutu köyü ile Kızıldere arasında, başlıca plajiyoklaz (An_{38-64}), amfibol (magnezyo-edenit ve çermakit), çok az miktarda bronzit-hipersten ve ojit mikrokristalleri ve mikrolitleri içeren mikroporfiritik dokulu bir lav düzeyi gelir. Arzutu dasiti olarak isimlendirilen bu birim, çoğun gri, bazen pembemsi renkler sergileyen kalın ve masif lav akıntılarından oluşmaktadır ve toplam kalınlığı yaklaşık 50-70 m. civarındadır. Arzutu dasiti, üst dokanakta Güngörmez volkaniti adı verilen bir birim tarafından örtülür.

Güngörmez volkaniti, sahada çoğunlukla siyahtan açık griye dek değişen renkler ve afirik, yer yer devesiküler doku sergileyen masif genellikle homojen andezitik ve dasitik lav düzeylerinden oluşur. Kızıldere vadisinde, Güngörmez volkanitinin tabandaki Taban Tuf ile olan dokanağına yakın lav düzeyinden alınan bir numunenin K/Ar yaş tayini, 6.54 ± 0.14 milyon yıl vermiştir (Şek. 1). Hacimsel olarak Dumlu alanındaki en yaygın birim olan Güngörmez volkanitinin kalınlığı, genelde 300-400 m. civarında olmakla birlikte, Güngörmez köyü kuzeyinde 600 m.yi aşar. Birim bazı düzeylerde, örneğin Karaçağıldüzü mevki ve Şehitler tepe dolaylarında dış görünüşü itibarıyla bazaltı andıran dasitik bileşimde siyah, kompakt ve afirik lav düzeyleri de içerir. Vitrofirik dokulu bu kayalarda çok az miktarda bulunan plajiyoklaz mikrokristallerinin bileşimi An_{51-52} olup, klinopiroksen ojit ve endiyopsit, ortopiroksen ise bronzit ile temsil edilir. Güngörmez volkanitinde levhamsı eklem takımlarına da yaygınca rastlanır. Kimi yerde, eklemelerin birbirlerine çok yaklaşması sonucunda kaya yapraklanma benzeri bir yapı kazanır.

Güngörmez volkaniti, Dumlu volkaniti olarak isimlendirilen porfiritik ve masif bir lav istifi tarafından örtülür. Dumlu alanında en üstte yer alan bu birim, iri fenokristalli porfiritik dokusu ve bol amfibol fenokristalleri içermesiyle istifte tanıtilen bütün diğer birimlerden büyük farklılık sunar. Birim, Dumlu alanındaki en yüksek zirvelerde yaygınca mostra verir (Şek. 2). Andezitten dasite uzanan bir bileşim aralığına sahip olan Dumlu



KB

Dumlu Dağı Alanı

B

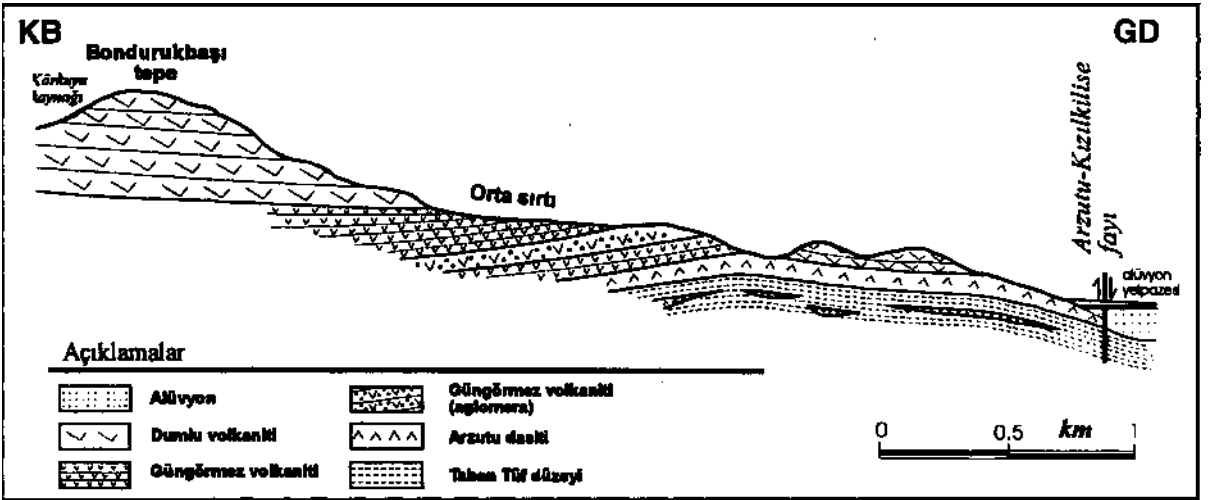
Pasinler Kuzeyinde Alanı

Şek. 3- D-B doğrultusunda haritalama alanını tümüyle kesen jeolojik sikeç enine kesit.

volkaniti, plajiyoklaz (An_{37-65}), amfibol (magnezyo-ferri-çermakit, magnezyo-edenit, bazen de magnezyo-alümino-kersutit ile magnezyo-ferri-taramit), ortopiroksen (çoğun bronzit ve az miktarda hipersten) fenokristalleri ve çok az miktarda klinopiroksen mikrokristalleri (genelde ojit, az miktarda endiopsit) içerir. Kalınlığı değişmekle birlikte, Dumlu dağı dolaylarında 400-450 m. ye ulaşır. Birim, Dumlu dağının güney yamacında, GD'ya doğru 10-15° lik bir eğim sunar (Şek. 4). Bu kesimde, Pokluboyun ve Mihrimat tepeleri ile Kızıldere arasındaki alanda Güngörmez volkanitine benzer bileşim ve dokuda ve yaklaşık 30-50 m. kalınlıkta merccek şeklinde iki lav düzeyi içerir (Şek. 2 ve 3).

Kargapazarı fayı; GD'da uzananı ise Karakale-Pertek fayı olarak isimlendirilmiştir (Şek. 2). Söz konusu faylar, Kargapazarı platosunun uzanımını denetlerler. Kargapazarı fayı boyunca GD bloğun yükselmesiyle, üzerinde lav düzeylerinin son derece güzel mostralral halinde izlenebildiği, 300-500 m. yüksekliğinde sarp bir eskarpment oluşmuştur.

Kargapazarı fayı ile Karasu nehri arasındaki alan da, yine Erzurum-Tiflis fay zonuna ait ve yukarıda tanıtilanlara paralel çok sayıda doğrultu atımlı faylar ile kesilmiştir. Dumlu dağı yamaçlarından D'ya, Kargapazarı dağına doğru bakıldığında, fayların volkanik istifi kese-



Şek. 4- Bondurukbaşı tepe (Dumlu dağı G yamacı) ile Erzurum ovası arasındaki jeolojik enine kesit.

Kargapazarı dağı alanı.- Erzurum'un kuzeyinde, Dumlu dağı yükselimi ile Doğudaki Pasinler platosu arasındaki alanda, KD-GB doğrultusunda 15-16 km. kadar uzanan ve 2800-3000 m. yüksekliğinde zirvelerden oluşan sırt şeklindeki yükselti, Kargapazarı dağı silsilesi olarak bilinmektedir. Erzurum ovasını Pasinler'den bir duvar gibi ayrılan bu sırt, aslında 15-16 km. uzunluğunda ve 3-5 km. eninde, 10-15° ile güneydoğuya eğimli, aşınmaya dayanım 11 olivinli bazaltik ve andezitik lavların en üst seviyesini oluşturduğu dar, uzun ve yüksek bir plato niteliğindedir. Bu çalışmada Kargapazarı platosu olarak isimlendirilen bu alan, Kargapazarı silsilesinin oluşturduğu sırtın hem KB ve hem de GD yamacında, KD-GB doğrultusunda uzanan ve önemli ölçüde normal atım bileşeni içeren doğrultu atımlı sol yönlü faylarla kesilmektedir. Faylardan KB'da olanı

rek, Erzurum ovasına doğru basamaklar şeklinde açtıkları jeomorfolojiden iyi görülür. Karasu nehri ve Köşk dere gibi akarsuların uzanımı da bu faylar tarafından denetlenmektedir. Doğudan batıya doğru bu faylardan en önemlileri: Zağgi-Kızılvanık, Dumlu-Tafta ve Köşk faylarıdır (Şek. 2).

Kargapazarı alanında istifin görünür tabanında, krem-beyaz renkler sunan ve volkanoklastik kum ve silt arakatıkları içeren epiklastik bir tüf düzeyi mostra verir. Birim, Dumlu alanının tabanında görülen Taban Tüf düzeyinin eşdeğeridir. Taban Tüf düzeyi, üst dokanakta Güngörmez volkaniti ve Karapınar bazaltı olmak üzere başlıca iki birim tarafından örtülmektedir. Dumlu alanında homojen ve monoton afirik lav düzeyleri şeklinde izlenen Güngörmez volkaniti, Kargapazarı dağı

KD ANADOLU VOLKANİZMASININ VOLKANO-STRATİGRAFİSİ VE K/AR YAŞ BULGULARI

alanı civarında, birbirinden dokularının farklı olması ile ayrılan ancak benzeri bir bileşim sunan üç üye içermektedir: Girekösek, Köşk ve Çobandede üyeleri.

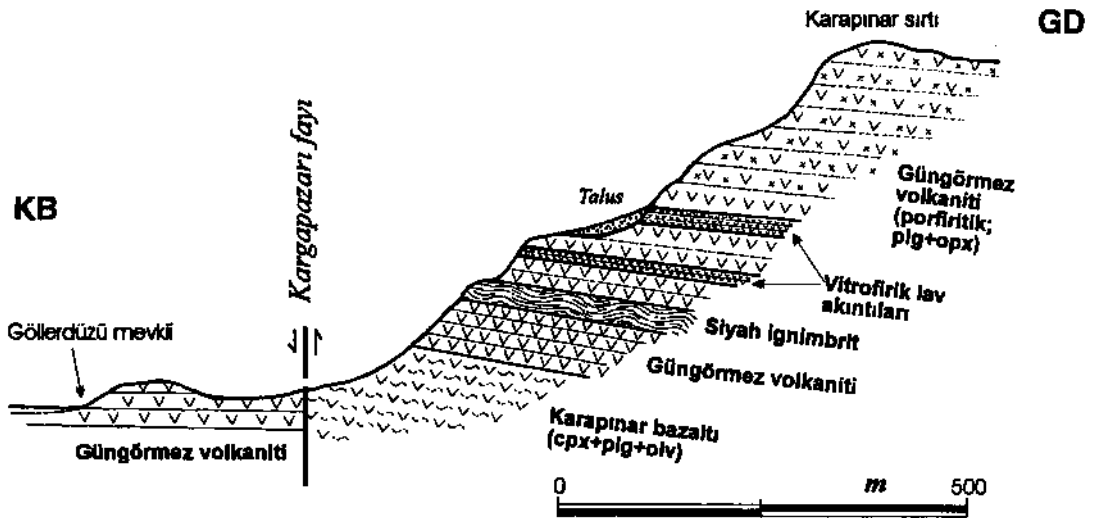
Girekösek üyesi, Karasu nehri vadisi içinde, Erzurum-Tortum yolu ile Girekösek köyü arasındaki alanda Karagöbek Tabya tepe ile Pertekligüney sırtı arasındaki 1 km.² civarında dar bir alanda mostra verir. Mercek şeklindedir ve maksimum kalınlığı 70-100 m. civarına erişir. Siyah camı bir hamur içinde iri, yuvarlak, magmatik korozyon gösteren kuvars ve öhedra / subhedral plajiyoklaz fenokristallerinden oluşur. Birimin diğer mostraları, Dumlu kasabasının 1 km. doğusunda, Zağgi-Kızılvanık fayına komşu 4-5 km.² lik bir alanda bulunur.

Köşk üyesi, Köşk köyünün hemen kuzeyinde, Zağgi-Kızılvanık ile Köşk fayları arasında uzanan bir sırt boyunca mostra verir. Tabanda 20-30 m. kalınlığında merceksi bir aglomera düzeyi ile başlar. Bu aglomera üstte, iri öhedral ojit fenokristalleri, az miktarda bronzit ve plajiyoklaz (An_{60-65}) mikrokristalleri içeren, hyaloplitik-vitrofirik dokulu andezitik-dasitik lav akıntıları ile örtülür. Zağgi-Kızılvanık fayına doğru KB'ya 15-20° ile eğim gösteren birimin kalınlığı 100-150 m. kadardır.

Çobandede üyesi, Köseahmet köyü doğusunda, üzerinde tarihi tabya harabelerinin bulunduğu Çobandede (2453 m.) tepesinden başlayarak KKD-GGB doğrultusunda Köşk yaylasına kadar uzanır. Dasitik-andezitik bileşimli ve kristalce zengin porfiritik dokulu lav akıntılarının oluşturduğu bir birimdir. Bol miktarda (%30-40'a varan oranda) Plajiyoklaz fenokristalleri ($An_{2g.53}$) ile bronzit ve ojit feno-ve mikrokristalleri içerir.

Köşk köyünün 2.5 km. kadar GD'sunda bulunan Çingeneyurdu tepenin kuzeyinde, yarım km.²den daha dar bir alanda, amfibol fenokristalleri içeren dasitik bir dom mostra verir. 40-60 m.ye kadar kalınlığa ulaşan birim, Güngörmez volkanitinin üzerinde yer alır. Dumlu volkaniti ile hemen hemen aynı mineralojik ve dokusal özellikler sergileyen bu birim, Göllerdüzü dasiti olarak isimlendirilmiş olup, Kargapazarı alanında gözlemlenmiş amfibol içeren tek lavdır.

Kargapazarı silsilesi içinde volkanik istifin en iyi görüldüğü kesitlerden birisi, Kargapazarı fayı ile Karapınar sırtı arasında kalan sarp yamaçtır (Şek. 5). Bu yamaçta, Taban Tüf düzeyinin üzerine gelen ilk birim, Karapınar bazaltı olarak bilinen ve plajiyoklaz (An_{37-38}), olivin (Fo_{84-85}) fenokristalleri ve bunları çevreleyen sa-



Şek. 5- Kargapazarı dağının Köşk köyü doğusunda, Göllerdüzü mevki ile Karapınar sırtı (zirve) arasından bulunan batı yamacını oluşturan volkanik birimler.

lit ve camsı hamurdan oluşan lav istifidir. Erzurum-Kars Platosu üzerindeki en bazik lavlardan birisi olan birim, karakteristik olarak subofitik ve intergranüle dokular sergiler. Birimin mostraları, Kargapazarı fayının yükselmiş olan GD bloğunun tabanında, faya paralel dar bir şerit şeklinde uzanır.

Karapınar bazaltı, Güngörmez volkanitine ait ortaç bileşimli afirik lavlarla örtülür. Karapınar sırtının zirvesine kadarki yaklaşık 300 m.lik kesitte Güngörmez volkanitine ait lavlar, kalın bir istif oluştururlar. Güngörmez volkanitinin Karapınar bazaltı ile olan dokanağı yakınında, birim içinde yaklaşık 3-5 m. kalınlıkta bir ignimbrit düzeyi yüzeylenir. Bu piroklastik akıntı, doğudaki Pasinler alanında anahtar bir düzey olarak izlenen Siyah ignimbrit ile aynı özellikleri sergiler, istifte üste doğru gitgide lavların fenokristal içeriği artar ve zirveye varıldığında Çobandede üyesine benzer dokuda, plajiyoklaz ve ortopirosen fenokristalleri içeren kalın lav akıntıları egemen olur.

Tanıtilan tüm bu lav istifi üzerine, zirvenin hemen arkasından başlayarak Kargapazarı Platosunun en üst seviyesini oluşturan, plajiyoklaz (An_{78-49}), olivin (Fe_{75-84}) ve indiyopsit/ojit feno- ve mikrofeno-kristallerinden oluşan ve porfiritik, hyaloplitik dokular sergileyen Kargapazarı volkaniti gelir. Kargapazarı volkanitinin kalınlığı, platonun eğimi yönünde GD'ya doğru artarak Acıköy kuzeyindeki heyelan aynası dolaylarında 300 m.ye ulaşır. Bu kesimde birim, 4-5 km.² lik sınırlı bir alanda Hawaii tipi erüptif karakterde olup lavlarla ardalanmış çoğun kırmızı okside skorya ve lapilliden volkan bombası boyuna ulaşan balistik parçaların (spatter) oluşturduğu piroklastik düzeyler içerir (Şek. 2).

Pasinler alanında ince ve yanal yönde daha devamsız yamalar şeklinde mostra dağılımı sergileyen Kargapazarı volkaniti, Kargapazarı ve Pasinler alanlarındaki istifler içinde olivin içeren tek birimdir. Kargapazarı dağıtımının Karakale-Pertek fayına komşu Doğu ve GD yamaçlarında, KB yamaçta görülen Güngörmez volkaniti ve üyelerine ait birimler hiç bir yerde görülmezler.

Pasinler alanı. - Bu çalışmada Pasinler alanı olarak isimlendirilen saha, Erzurum'un doğusunda, Kargapazarı dağıtımının GD eteklerinden başlayarak Pasinler ova-

sınının kuzeyinde uzanan arazi parçasıdır. Pasinler ovası, Doğu Anadolu'da Muş havzasından sonra en büyük ikinci dağlar arası havzadır. Sondaj verilerine göre, havza EKP volkanitlerinin, karbonat ve kırıntılı Sedi-ment arakatlıkları da içeren 2000 m.den kalın bir istifini içerir (Gedik, 1978; TPAO Arama Grubu elemanlarıyla sözlü görüşme). Söz konusu istifin içinde çokaldığı havza, pull-apart bir sistem içinde gelişmiştir. Pasinler alanının komşu Kargapazarı alanı ile sınırını, KD-GB doğrultusunda uzanan, sol yanal atımlı Karakale-Pertek fayı belirler (Şek. 2). Bu fay aynı zamanda birbirlerinden morfolojik ve istifsel olarak farklı iki alanı da bir araya getirir. Havzanın güneyinde ise, çarpışma kökenli volkanitler, GB'da Palandöken silsilesi dışında oldukça dar bir alanda mostra verirler.

Komşu Kargapazarı gibi Pasinler alanı da belirgin bir plato morfolojisine sahiptir. Pasinler platosu olarak isimlendirilen bu plato, denizden 2200-2300 m. yüksekliktedir ve batıdaki Kargapazarı platosuna nazaran ortalama 600-700 m. alçakta yer almaktadır. Platonun üst düzeylerinde bulunan daha dayanımlı Siyah ignimbrit ve Kargapazarı volkaniti gibi birimler, alttaki gevşek piroklastikleri koruyarak platonun dayanımlı üst kabuğunu oluştururlar ve morfolojiyi büyük ölçüde denetlerler. Platonu oluşturan volkanik birimler, yataya yakın konumda, güneye doğru 5-10° eğimlidirler. Ova-ya yakın bu eğim kısa bir mesafede 30-35°'ye ulaşır ve bu kesimde volkanik birimler monoklinal bir kıvrım yaparak ovayı örten Pliyosen Aras formasyonu ve Kuvarterner alüvyon örtüsü altında kaybolurlar.

Pasinler Platosu, kuzeyden güneye doğru uzanan, içlerinde volkanik istifin mükemmel mostralarnın ortaya çıkmış olduğu derin vadilerle kesilir. Pasinler ovasına dik olarak ovaya doğru uzanan bu vadilerde kuzeyden güneye akan dereler, ovadaki kalın Kuvaterner kırıntılı istiflerini besleyen ana drenaj kollarıdır. Batıdan doğuya doğru bunlar Büyükdere (Kurnuç), Tımar, Samsor ve Harabe dereleridir (Şek. 2).

Batıdaki Kargapazarı ve Dumlu alanlarının aksine, Pasinler alanındaki volkanik istifin hacimsel olarak büyük kısmını piroklastik akıntı (pyroclastic flow: ignimbrit) ve döküntü (fall) birimleri oluşturur. Lav akıntıları ise çok daha az hacim kaplarlar, istifin alt kesimlerinde piroklastik ürünler egemenken, üst düzeylerine doğ-

KDANADOLU VOLKANİZMASININ VOLKANO-STRATİGRAFİSİ VE K/AR YAŞ BULGULARI

ru lav katkılarında genel olarak artma görülür. Karakale-Pertek fayının hemen batısındaki Kargapazarı alanında ise, Taban Tüf düzeyinde sadece piroklastik döküntü ve tüf düzeyleri hâkimdir, ignimbritlere çok nadir rastlanır. Söz konusu fay istifin bu denli farklı iki kesimini bir araya getirebildiğine göre, önemli ölçüde sol yanallı atıma sahip olmalıdır.

Aşağıda, Pasinler kuzeyinde yüzeyleyen çarpışma kökenli volkanitler, istifin tabanından başlayarak üste doğru sırasıyla tanımlanacaktır.

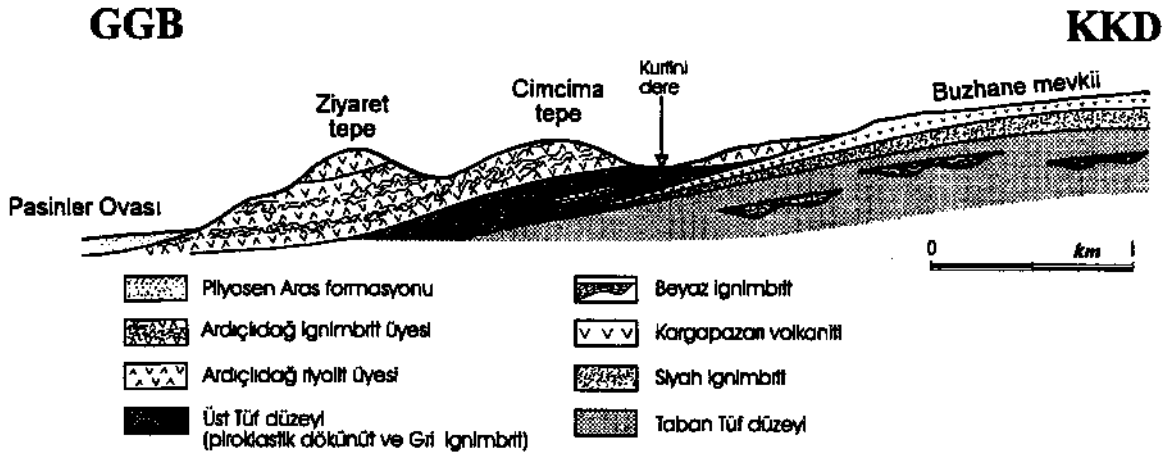
Pasinler ovası güneyinde, Pasinler alanının temelinde yer alan formasyonlar yaygınca mostra verirler. Bu kesimde bölgenin temelini, geniş alanlarda yüzeyleyen Üst Kretase yaşlı Doğu Anadolu Yığılım Karmaşığı oluşturur. Bu karmaşığı ilk üzerleyen birim, ofiyolit kökenli klastikler ve olistostromlara temsil edilen Eosen yaşlı Bulkasım formasyonudur. Bu formasyon, Eosen Narman grubu tarafından örtülür. Tüm bu formasyonlar, Alt-Orta Miyosen periyodunda çökelmiş olan ve evaporitik arakatlıklar içeren karasal kırıntılı istiflerden oluşan Güllüce formasyonu tarafından diskordans olarak örtülür. Stratigrafik istifte daha üstte, Üst Miyosen yaşlı resifal Hündül kireçtaşı bulunur. Dağınık ve küçük yamalar şeklinde izlenen EKP'nun çarpışma kökenli volkanik birimleri, yukarıda tanımlanan birimleri uyumsuz olarak örterler, istifin en genç kesimi ise, Pliyosen yaş-

lı kırıntılardan meydana gelen karasal Aras formasyonu ile temsil edilir.

Pasinler kuzeyindeki alanda ise istifin temeli, kuzeydoğuda bulunan 300-350 m. derinliğindeki Harabedere vadisi tabanında görülür (Şek. 2 ve 8). Bu kesimde, Eosen yaşlı Narman grubuna ait Kışlaköy volkanik üyesi vadi boyunca kuzeye doğru yaygınlık kazanarak mostra verir. Birim başlıca bazik ve ortaç bileşimde lavlar, aglomera ve az oranda fliš benzeri şeyil, marn ve siltaşı arakatlıklarından oluşur. Eosen volkanitlerinin, platoyu oluşturan EKP volkanitlerinden en büyük farkları; çok daha fazla alterasyonu olmaları, eklem takımlarıyla belirgin bir şekilde kesilmeleri ve ayrıca denizel Sediment arakatlıkları kapsamalıdır.

Eosen Kışlaköy volkaniti, bazaltik andezitten, bazaltik trakiandezit ve andezite kadar uzanan dar bir bileşim aralığına sahip, jeokimyasal olarak belirgin bir yay bileşeni içeren kalkalkalen lavlardan oluşmuştur. Lavlar plajiyoklaz fenokristalleri (An_{54-58}) ve ojit mikrofeno-kristallerinden oluşurlar ve porfiritik doku sunarlar. Kızılveren köyü doğusunda, Harabedere vadisi tabanından alınan bir numunenin K/Ar yaş tayini sonucunda 38.5 (± 0.7) milyon yıl yaşta elde edilmiştir.

Harabedere vadisinde Eosen volkanik istifi üzerine uyumsuz olarak gelen ilk birim, Siyah andezit olarak



Şek. 6- Pasinler KD'sunda bulunan Sansor köyü doğusunda, Pasinler ovası ile Buzhane mevkii arasından geçen enine kesit.

adlandırılan, her biri 5-15 m. kalınlıkta 4-5 andezitik lav akıntısından oluşan koyu renkli afirik lav istifidir (Şek. 1). Birim, vadinin her iki yamacında tabanda 3-4 km. uzunlukta bir şerit şeklinde mostra verir. Siyah andezitin tabanına yakın düzeyinden alınan bir numunenin K/Ar yaş tayini 7.83 (± 0.12) milyon yıl vermiştir.

Siyah andezit, üst dokanakta Taban Tüf düzeyi ile örtülür. Taban Tüf düzeyi, Pasinler Platosunun görünür tabanında en yaygın birimdir ve Plinian tipi güçlü patlamalı erüpsiyonlar sonucu yüzeye çıkmış olan riyolitik bileşimde piroklastik akıntı (flow), döküntü (fall) ve az miktarda surge istiflerinden oluşur. Birimin en belirgin özelliği, hemen hemen tümüyle camsı materyalden oluşması (vitrik) ve hiç kristal içermemesidir. Birimin görünür kalınlığı Pasinler ovasına yakın kesimlerde ve özellikle batıda 200-300 m. civarındadır. Doğuya ve kuzeye doğru bu kalınlık gitgide azalır. Doğuda, Harabedere vadisi boyunca kuzeydoğuya doğru gidildikçe, Taban Tüf düzeyi incelenerek kaybolur. Kuzey alanlarda ise, yer yer ince merccekler halinde görülür. Bu alanlarda birimin üzerine gelen Siyah ignimbrit, Eosen volkanitini doğrudan örter.

Batıda, Büyükdere (Kumuç) vadisi dolaylarında Taban Tüf düzeyinin hemen tümünü piroklastik akıntılar oluşturur, istif içinde piroklastik akıntı ürünlerinin döküntü ürünlerine oranı, Karakale-Pertek fayından doğuya, Harabedere vadisine doğru gidildikçe azalır. Büyükdere vadisi boyunca ve özellikle bu vadinin ovaya yakın 300-350 m. derinlikteki dik doğu yamacında, kalınlıkları 100 m.ye kadar ulaşan 3-4 adet piroklastik akıntı üniteleri mükemmel mostralar halinde izlenirler (Şek. 1). Piroklastik akıntı ünitelerinden her biri, kendi içinde rengi, kaynaklanma (welding) derecesi, iç yapısı ve dokusu ile birbirinden farklı "Beyaz" ve "Gri ignimbrit" fasiyesleri olmak üzere iki fasiyese ayrılabilir.

Beyaz ignimbrit, piroklastik akıntılarının esas malzemesini oluşturan bol vesiküllü pomzanın, üstteki yükün etkisiyle taban kesimlerde sıkışarak kaynaklanması sonucunda meydana gelmiştir. Birim, Taban Tüf düzeyinin kabaca %25-30'unu oluşturur. Beyaz ignimbrit içinde çok sayıda ve mm.den birkaç metreye kadar ulaşan boyutta akma kıvrımlanmaları ve 1 ilâ 10 cm. boyutunda yırtışım (accretionary) lapillileri vardır. Akma ünitelerinin tabanına yakın kesimler, kompaksiyonun en yo-

ğun olduğu yerlerdir ve bu düzeylerde obsidiyen bantları çok yaygındır. Beyaz ignimbrit, üste doğru tedricî olarak Gri ignimbrite geçiş gösterir. Gri ignimbrit, oldukça vesiküler, masif, tümüyle camsı gri renkli pomzadan oluşur. 1-2 mm.ye kadar çapta vesiküller içeren pomza, elde dağılacak derecede kırılıgandır, istifte daha az oranda bulunan piroklastik döküntü birimleri ise, genel olarak beyaz ve grimsi beyaz renklerde birkaç mm.den 2-3 cm.ye kadar ulaşan farklı tane boylarında ince vesiküllü pomzanın oluşturduğu düzeylerden meydana gelir. Bazı düzeylerde, tırmanan dün yapıları ve 50 cm.ye ulaşan boyutlarda iri, köşeli bloklar içeren surge düzeylerine de rastlanır. Büyükdere vadisinde görüldüğü gibi (Şek. 1), Taban Tüf düzeyi yer yer Kargapazarı volkanitine ait bazik daykılarla kesilir. Bu daykların çoğu yaklaşık D-B doğrultusundadırlar.

Harabedere vadisi batısında Kızılveren köyü dolaylarında 2 km², lik dar bir alanda mostra veren Kızılveren dasiti (Şek. 8), Dumlu alanında istifin en üst kesiminde yer alan Dumlu volkanitine büyük benzerlik gösterir. Porfiritik doku gösteren birim, dasitik bileşimdedir ve plajiyoklaz ile kahverengi amfibol fenokristalleri ile az miktarda orto ve klinopiroksen içerir. Birimin maksimum kalınlığı 130 m.dir. Birim üst dokanakta önce ince bir tefra, daha sonra da Siyah ignimbrit ile örtülür.

Çoğun siyah, şarabî kırmızı, kiremit rengi, bordo, kahverengi ve bej renkler sergileyen Siyah ignimbrit, Pasinler Platosunun 1/3'den fazlasını kaplar. Bileşimi trakidasitten riyolite kadar değişir. Birimin kalınlığı birkaç metreden, 150-200 m.ye (ör. Tımar dere vadisinde görüldüğü gibi) kadar değişir. Çok iyi gelişmiş ötekstitik doku (eutaxitic texture) ve boyları 5-10 cm.ye ulaşan siyah renki fiammeler içeren birim, çoğunluğunu plajiyoklazların oluşturduğu %40'a ulaşan miktarda fenokristal içerir. Bazı düzeylerde Beyaz ve Gri ignimbritlere ait çok sayıda parçalar içerir. Harabesürbehan köyü civarındaki mostralarında görüldüğü gibi, birim içinde yer yer iyi gelişmiş sütun yapıları da vardır. Birimin tabanındaki Taban Tüf düzeyi ile dokanağı çoğun keskin ve düzlemseldir. Birim, üst dokanakta Kargapazarı volkaniti tarafından örtülür (Şek. 2 ve 8).

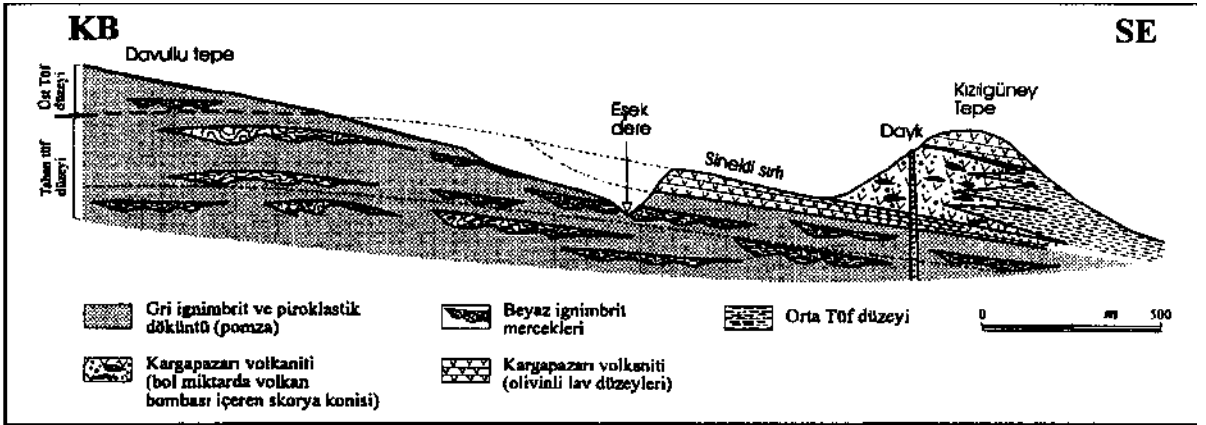
Komşu batı alanlarda kalın istifler oluşturmalarına karşın, Kargapazarı volkaniti Pasinler Platosu üzerinde ince (3-30 m.), yanal yönde devamsız, yer yer merccek

KD ANADOLU VOLKANİZMASININ VOLKANO-STRATİGRAFİSİ VE K/Ar YAŞ BULGULARI

biçimli lav akıntıları şeklindedir. Tımar köyü KB'sında Kızılgüney tepe dolaylarında 2 km², lik bir alanda birim, bol miktarda volkan bombası ve skoryadan oluşan bir spatter konisi içermektedir (Şek. 7).

Büyükdere vadisi ile Sansor dere arasındaki alanlarda Siyah ignimbrit ve Kargapazarı volkaniti, Taban Tüf düzeyi ile hemen hemen aynı özelliklere sahip afirik-riyolitik bir piroklastik istifile örtülür. Birim, Büyükdere köyü kuzeyinde Kotandüzü komu ile Karagüney ve Davullu tepelerini kapsayan geniş bir alanda ve ayrıca Sansor dere vadisi boyunca mostra verir (Şek 2 ve 7). Genel olarak birimin kalınlığı güneye, yani ovaya doğru artar. Üst Tüf düzeyi ise üst dokanakta Ardıçlıdağ riolyiti adlı porfiritik bir lav istifi ile örtülür.

sahip birimi besleyen bacalardan (conduit) birisi, Badı-civan köyü kuzeybatısında, Sarıtaş derenin yatağında görülür. Bu kesimde Eosen yaşlı Narman grubuna ait silttaş-şeyl istifini kesen birim, dokanakta yaklaşık 1 m.lik bir zonda yan kayaç renginin siyaha dönüştüğü bir pişme zonu oluşturmuştur (Şek. 8). Ardıçlıdağ volkanitine ait ignimbrit üyesi, Sansor dere vadisinin doğu yamacında yüzeylenir ve KKD-GGB doğrultusunda bir mostra paterni sergiler. Birimin lavları ile aynı mineralojik bileşime sahip olan ignimbrit, şiddetli kompaksiyona uğramış beyaz kaynaklı pomzadan oluşur ve ötek-sitik (eutaxitic) doku gösterir. Platodaki diğer ignimbrit düzeylerinden bol feldispat ve kuvars fenokristalleri içermesiyle farklılık gösterir.

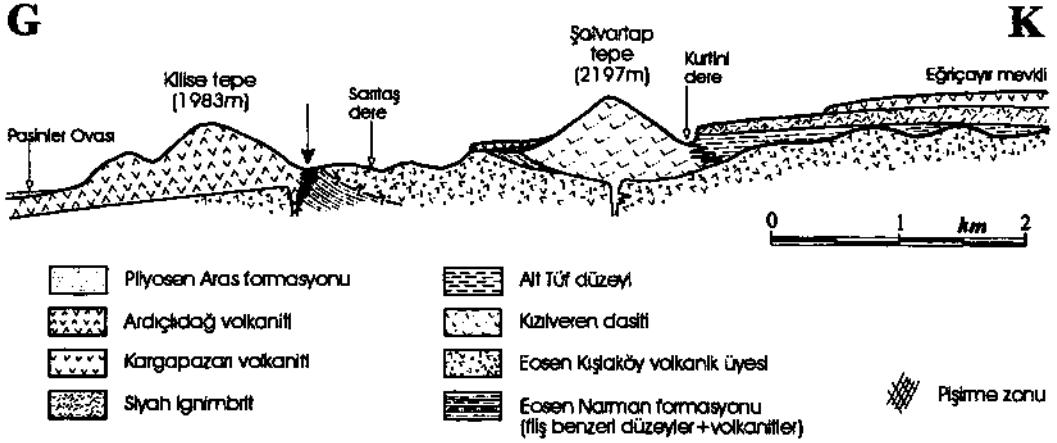


Şek. 7- Pasinler KD'sında bulunan Tımar köyü batısında, Kızılgüney tepe ile Davullu tepe arasından geçen jeoloji enine kesiti.

Pasinler alanında volkanik istifin en üstünde yer alan Ardıçlıdağ volkaniti, porfiritik dokulu masif riolyolitik lav ve ignimbritten oluşur. Harabedere vadisinin her iki yanında platonun üst seviyelerinde, özellikle Sansor ile Badı-civan köyleri arasında Ardıçlıdağ dolaylarında, ayrıca Pasinler kasabası KW'sında Serçeboğazı ve Tizgi köyleri dolaylarında mostra verir. Ardıçlıdağ riolyolitik lav üyesinin Ardıçlıdağ tepe dolaylarında kalınlığı 200 m.ye kadar ulaşır ancak kuzeye ve doğuya gidildikçe bu kalınlık 30-50 m.ye düşer. Sarımsı beyaz, krem renkler sunan birim, iri sanidin, anortoklaz, plajiyoklaz, kuvars fenokristalleri ile az miktarda klinopiroksen mikrokristalleri içerir, camsı bir hamura sahiptir ve Vitrofirik doku gösterir. Çoğu yerde yaygınca altere olmuştur. Büyük oranda aşınmış bir dom geometrisine

Horasan kuzeyi. - Horasan kuzeyinde temel hemen hemen tümüyle Üst Kretase yaşlı Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı (DAYK) (Yılmaz ve diğerleri, 1988) tarafından temsil edilir. DAYK, içerdiği Triyastan Senomaniyene kadar yaşlara sahip kireştaşı olistolitleri, serpantinleşmiş peridotit, hazburjit, gabro, diyabaz ve yer yer yastık yapılı spilitik bazalt gibi ultrabazik ve bazik kaya blokları ile tipik bir ofiyolitik melanj niteliği sunar. DAYK- Karaurgan'ın batısında Kızılcadağ, Gökdağ ve Karataşdağ dolaylarında yaygınca mostra verir.

Horasan kuzeyinde DAYK üzerine uyumsuz olarak gelen ilk birim, ince tabakalı kumtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşan Eosen yaşlı Narman grubudur. Ofiyolitik temeli uyumsuz olarak örten ilk volkanik birim



Şek. 8- Pasinler KD'sunda bulunan Badıcivan köyü kuzeyinde, Kilise tepe ile Kızilveren köyü kuzeyindeki Eğriçayırı mevki arasında geçen jeoloji enine kesiti.

ise, Akveren dasiti olarak adlandırılan ve öhedral/sub-hedral plajiyoklaz, aşırı altere hornblend ve yer yer biyotit fenokristalleri içeren ve pembemsi-bej renkler sunan masif bir porfiritik lav istifidir. Plato volkanitlerinin temelinde dağınık küçük mostralalar halinde yüzeylenen birim, Pasinler güneyinde K/Ar yöntemiyle yaşı saptanmış olan Tuzluyolları dasitine büyük benzerlik sunar. Bu nedenle EKP volkanitlerinden daha yaşlı (~ 23 milyon yıl) olduğu düşünülmektedir. Çerkezintaş tepe dolayında birim, 11 milyon yıl yaşındaki Kötek bazaltı ile örtülür.

Horasan kuzeyinde EKP volkanitlerine ilişkin volkanik istifin tabanı, Pasinler kuzeyinde tanımlanan Taban Tüf düzeyine çok benzer, aynı dönemde oluşmuştur ve dolayısıyla istifsel olarak onun yanal eşdeğeridir. Bu nedenle, bu çalışmada Horasan kuzeyindeki taban düzeyi için de aynı isim kullanılmıştır. Taban Tüf düzeyi, riyoilitik ve bazen riyo dasitik bileşimde afirik dokulu piroklastik akıntı, döküntü birimleri, surge üniteleri, epiklastik tüf düzeyleri ve ortalama 2-5 m. kalınlıkta bazik-ortaç lav ve aglomera arakatıkları içerir. Piroklastik taban düzeyinin maksimum toplam kalınlığı 200-250 civarındadır. Piroklastik materyal, birimin hacimce % 70-80'lik bir kesimini oluşturur.

Piroklastik döküntü birimleri, matriks destekli, ince vesiküler dokulu yuvarlak beyaz pomza parçalarının

oluşturduğu, tabakalı istiflerden oluşur. Piroklastik akıntı birimleri ise, Pasinler alanındaki ile aynı özellikler sunan Gri ve Beyaz ignimbrit düzeylerinden meydana gelir. Her iki fasiyese ait volkanik birimlerin mostralara, Büyükçay dere vadisi boyunca izlenir.

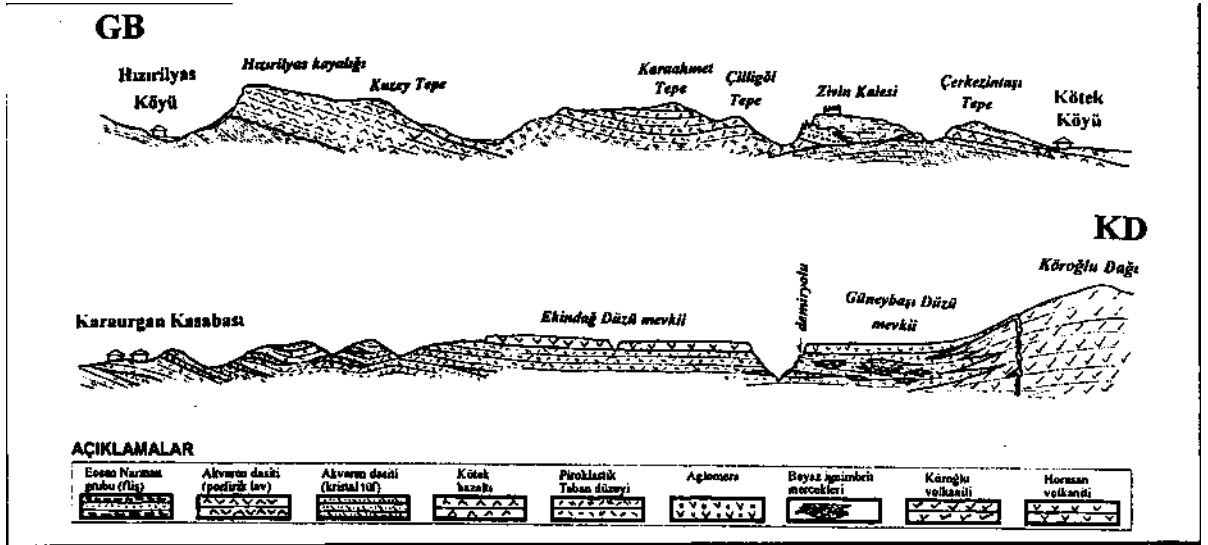
Piroklastik Taban düzeyinin görünür tabanında, Kötek köyü yakınlarında afirik dokulu ve siyah renkli bazik bir lav düzeyi mostra verir. Plajiyoklaz ve olivin mikrofeno kristalleri içeren, hiyalopilitik, intersertal ve bazen de amigdaloidal dokular sergileyen birim, 10-30 m. kalınlıktadır. Kötek bazaltı olarak isimlendirilen birimin (Şek.9) tabanından alınan bir numunenin K/Ar yaşı tayini sonucunda 11.1 (± 0.5) milyon yıl bulunmuştur. Aynı birimin daha kuzeydeki mostralardan alınan diğer bir numune ise, 9.94 (± 0.40) milyon yıl yaşı vermiştir. Bu veriler, bu çalışmada EKP volkanitlerinden bulunan en eski K/Ar yaş sonuçlarıdır. Buna göre Kötek bazaltı, EKP üzerinde volkanik aktivitenin en erken merkezlerinden birini temsil etmektedir.

Piroklastik Taban düzeyi, amfibol içeren porfiritik dokulu lavlarla örtülür. Bu lavlar, bileşim ve dokuları bakımından batıda Dumlu dağı dolaylarında yüzeylenen Dumlu volkanitine çok benzerler. Söz konusu lavlar hemen hemen hiç piroklastik materyal içermezler ve plato üzerinde diğer birimlere nispetle yanal yönde az yayımlı ve yüzlerce metre kalınlığa ulaşan dom ben-

zeri yapılar şeklinde mostra verirler. Horasan kuzeyindeki alanlarda birimin en iyi mostraları, kuzeyde Köroğlu köyü civarındaki Köroğlu dağı dolaylarındadır ve bu nedenle birim Köroğlu volkaniti olarak isimlendirilmiştir. Köroğlu dağı dolaylarında birim, 400-500 m. kalınlığa kadar ulaşan porfiritik masif lav düzeylerinden oluşur (Şek.9). Fenokristallerin çoğunu plajiyoklaz (An_{40-57}), amfibol (magnezyo-ferri-çermakit, magnezyo-ferri-taramit ve magnezyo-edenit), ve az miktarda hipersten oluşturur. Ayrıca bazı lav düzeylerinde az miktarda korozyonlu kuvarsa da rastlanır.

K/Ar yaş tayinine göre birimin yaşı 4.14 milyon yıldır (± 0.21).

Süphan dağı dolaylarında ve Kağızman'a kadar Araş nehrinin kuzey ve güneyinde kalan yüzlerce km^2 .lik alanlarda, Horasan volkanitini oluşturan volkanik aktivite ile hemen hemen aynı zaman diliminde yüzeye çıkmış olan, aynı stratigrafik pozisyonu gösteren ve benzeri kimya ve petrografi sergileyen bazik lavlar, platonun en üst düzeylerinde yaygınca mostra verirler.



Şek. 9- Horasan kuzeyinde Hızırilyas köyü ile Köroğlu dağı arasından geçen jeoloji enine kesiti.

Horasan kuzeyinde EKP'nun en üst düzeyi, siyah-koyu gri renkli afirik lav akıntılarının oluşturduğu bir birimle temsil edilir. Horasan volkaniti olarak isimlendirilen birim, platonun yatay morfolojisini oluşturur (Şek. 9). Horasan volkaniti, bazaltdan bazaltik andezitike kadar dar bir bileşim aralığına sahip vitrofirik, hiyalopilitik, intersertal ve nadiren de mikroporfiritik ve kümülüüs dokular sergileyen lavlardan oluşur. Başlıca plajiyoklaz, olivin ve klinopiroksen fenokristalleri içerir. Birimin kalınlığı yerel olarak geniş bir aralıkta değişir. Örneğin Abulbart (Kurbançayırı) köyü doğusunda birim bir-iki metre kalınlıkta lav düzeyinden oluşurken, kuzeyde Sırbasan köyü kuzeyinde toplam 60-70 m. kalınlıkta bir istif oluşturan 7-8 adet benzeri doku ve bileşimde lavdan meydana gelir. Sırbasan köyü kuzeydoğusunda bulunan Karaderenin sırtı dolayından alınan bir numunenin

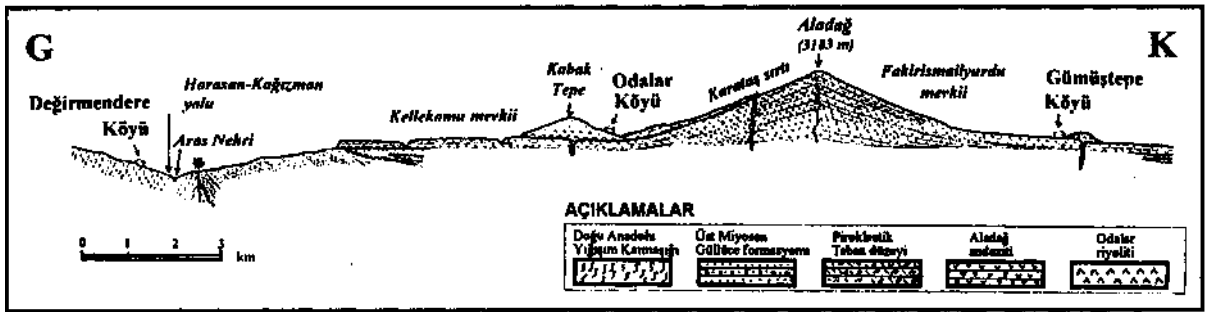
Horasan'ın güneyinde, Ağullu ve Yazılıtaş köyleri civarında Saçdağ ve Yazılıtaş tepeler dolaylarında dasitik bileşimli masif lavlar, bir iki km. çapında dom benzeri kitleler halinde Eosen Bulkasım ve Oligo-Miyosen Güllüce formasyonları üzerine diskordansla gelirler. Tipik porfiritik dokular gösteren ve iri Plajiyoklaz (An_{41-28}) yeşil amfibol (çermakit-edenit) ve öhedral biyotit fenokristallerinden oluşan bu lavlar, Saçdağ dasiti olarak isimlendirilmişlerdir. Besi ve Haydar komları arasında, Saçdağ dasiti bileşiminde ancak daha ince dokulu 5-15 m. kalınlıkta bir dayk, Güllüce formasyonunu keserek D-B doğrultusunda uzanır. Boyu 6-7 km. civarında olan bu sokulum, EKP, üzerinde bu çalışmada gözlenmiş olan en büyük dayktır.

Aladağ alanı. - Karakurt ile Kağızman arasında bulunan Aladağ, EKP üzerindeki orta büyüklükte volkan-

lardan biridir. Plato üzerinde yaklaşık 75-80 km² alan kaplar ve ortalama plato düzeyinden 950 m. daha yüksek (~ 3000 m.) bir zirveye ve radyal drenaj ağı ile kısmen aşındırılmış bir koni şekline sahiptir. Volkan konisinin kuzey yamacı, olasılıkla püskürmeler sırasında kraterin çökmesine bağlı olarak kısmen yok olmuştur. Aladağ volkanından çıkan lavlar, plato üzerinde yüzlerce km² alan kaplarlar. Aladağ'ın gövdesi, hemen tümüyle lavlardan oluşmuştur (Şek.10). Söz konusu koniyi ve çevre alanlarda platoyu oluşturan lavlar, çoğunlukla andezitik nadiren de dasitik bileşimlidirler. Mikroporfiritik, hyalopilitik ve zaman zaman da seriate dokuları gösteren lavlar, başlıca plajiyoklaz (An₃₇₋₅₈), ojit

doğuya doğru giderek derinleşir ve Çayarası ile Değirmendere köyleri arasında bölgenin temelini oluşturan DAYK'na ulaşır. Bu lokasyondan doğuda Kağızman'a kadar DAYK, Aras nehri güney alanlarında yaygınca mostra verir.

Aladağ alanında, EKP'na ilişkin volkanik istifin tabanında da, Horasan alanı için tanıtılmış olan Taban Tüf düzeyine benzer piroklastik akıntı, döküntü birimleri ve bunlarla ardalanmış bazik-ortaç lav akıntılarının yaygınca mostra verir. Bazı kesimlerde, örneğin Mescitti köyü dolaylarında, mesa biçimli obsidiyen akıntıları, coulee ve lensleri yaygınlık kazanır. Bu kesimlerde ob-



Şek. 10- Aras nehri ile Aladağ arasından geçen jeoloji kesiti.

(az oranda endiyopsit) ve çok az miktarda ortopiroksen (bronzit ve hipersten) mikrofeno kristalleri içerirler. Hamur hemen hemen tamamen volkanik camdan oluşur. Aladağ andeziti olarak isimlendirilen bu birimin Kalebaşı köyü civarındaki mostralardan alınan bir numunenin, K/Ar yöntemi ile 3.55 milyon yıl yaşında (± 0.13) olduğu saptanmıştır. Aladağ andezitinin EKP'nun en üst seviyesinde yer alan Horasan volkaniti gibi diğer birimlerden en büyük farkı, olivin içermemesi ve SiO₂'ce daha zengin olmasıdır.

EKP Aladağ güneyinde, batıdan doğuya doğru akan Aras nehri tarafından derince kesilir. Horasan ile doğusundaki Akkoz köyü arasında Aras nehri, ortalama derinliği 300 m. olan ve içinde EKP volkanitlerinin mükemmel bir kesitinin yüzeylendiği dik yamaçlı kanyon benzeri bir vadi oluşturur. Bu vadide EKP'nun temeli, doğudaki Kalebaşı köyü dolaylarına kadar yüzeylenmez. Kalebaşı köyünün doğusundaki alanlarda ise EKP volkanitlerinin Oligo-Miyosen Güllüce formasyonunun canlı kırmızı, sarı, beyaz, krem renkli kırıntılı düzeylerinin üzerine diskordansla geldiği görülür. Vadi

sidiyen siyah, gri, kahverengi, kırmızı, sarı renklerde, yer yer şeffaf yamalar içerir ve yer yer de kalem kılıvı gösterir. Karakurt-Sankamış yol yarmalarında bu tür obsidiyenlerin iyi mostralara rastlanır. Taban Tüf düzeyi, Horasan volkanitinin eşdeğeri plato oluşturan bir bazik lav düzeyi ile örtülür.

Plato üzerinde, Horasan volkanitinin üstünde bazı küçük, Hawaii tipi lav fıskiyelerinin oluşturduğu genç spatter konilerine de rastlanır. Bunlardan birisi, Karakurt'un 7 km. batısında, Uzungazi (Kızıl) köyü dolaylarında mostra vermektedir. 1/4 km² taban alanına ve 50-70 m. yüksekliğe sahip olan koni, kırmızı okside skorya, lapilli ve 30-40 cm.ye kadar varan boylarda iğ ve disk şeklinde çok miktarda balistik bombalar içerir. Piroklastik materyal yer yer kaynaklanmıştır (agglutinated). Volkan bombalarından alınan bir numunenin K/Ar yaş tayini, 4.59 milyon yıl (± 0.19) vermiştir.

Aladağ'ın güneyinde, Odalar köyüne yakın Kabak tepe dolaylarında, Aladağ andeziti üzerine porfiritik ve mikroporfiritik dokulu riyolitik ve diyodasitik bir lav do-

KDANADOLU VOLKANİZMASININ VOLKANO-STRATİGRAFİSİ VE K/Ar YAŞ BULGULARI

mu gelmektedir (Şek. 10). 200 m. kadar kalınlıkla 5 km² civarında alan kaplayan birim, açık gri renkli camsı bir hamur içinde sodik plajiyoklaz kristallerinden oluşur, porfiritik ve Vitrofirik doku sunar. Birim, Odalar riyodasiti olarak isimlendirilmiştir. Birime benzer konum ve bileşimde bir başka asitik dom, Aladağ'ın kuzeyinde, Gümüştepe köyü yakınındaki Gümüş tepede mostra vermektedir (Şek. 10).

Kağızman kuzeyi.- Kağızman alanının temelini, DAYK oluşturur (Şek.1). Aras nehri güneyinde geniş alanlar kaplayan birimi diskordansla örten en yaşlı formasyon, Kötek köyünün KD'sunda 15-20 km²'lik bir alanda mostra veren Üst Kretase yaşlı Kötek kireçtaşıdır (Şahintürk ve Erakman, 1978). İnce tabakalı mikritik karbonat düzeylerinden oluşan birim, *Globotruncana* sp. ve Globogeriinde fosilleri içerir. Kötek kireçtaşı, Camuşlu formasyonu adı verilen Eosen yaşlı sığ denizel fliş benzeri bir sedimanter birim ile diskordans olarak örtülür. Bazı düzeylerde *Nummulites* sp. içeren birim, başlıca kumtaşı, şeyl ve konglomera tabakalarından oluşur, tabana yakın düzeylerde ise karasal fasiyesler ve yer yer kömür tabakaları da kapsar.

Yukarıda tanımlanan tüm birimler, Üst Miyosen yaşlı Güllüce formasyonunun oluşturduğu kalın klastik sedimanter bir istif ile geniş alanlarda diskordans olarak örtülür. Tabanda kırmızı, bordo, kahverengi, sarı, bej, yeşilimsi gri ve beyaz gibi son derece renkli kalın tabakalı, konglomera hâkimken, birimde üste doğru çamurtaşı yaygınlık kazanır. Çamurtaşı, kötü boylanmalı kumtaşı ve konglomera arakatıkları da içerir. Karasal bir ortamın ürünü olan bu formasyonun en üst düzeylerine yakın tuz ve jipsli evaporitik tabakalar da mostra verir. Aras nehrinin kuzeyindeki alanlarda, doğuda sınıra kadar EKP volkanitleri, Güllüce formasyonu üzerinde diskordans ile oturur.

Kağızman kuzeyinde EKP volkanitleri tabanda bir piroklastik düzey ile başlar. Piroklastik döküntülerin yoğun olduğu bu düzey içinde az miktarda piroklastik akıntı ve bazik/ortaç lav arakatıkları da bulunur. Bu düzeyin kalınlığı 150-200 m. civarında değişir. Kuzeyde, Camuşlu köyü dolaylarından başlayarak Çukurayva ve Çilehane köylerine dek uzanan ve kalınlığı 50-150 m. ye kadar ulaşan bir piroklastik akıntı ünitesi, Taban Tüf düzeyinin en üst kesimine yakın düzeyde yer alır. Yoğun bir şekilde yataya yakın akma eklemleri içerir. Çu-

kurayva riyoliti olarak isimlendirilen birim, açık gri renkli camsı bir hamur içinde anortoklas, sanidin, andezin/oligoklaz ve kuvars fenokristalleri içerir. Boğaz Değirmeni mevki civarında, Çukurayva riyolitinin tabanında sütun yapıları sunan kesimden alınan bir numunenin K/Ar yaş tayini 5.15 (± 0.20) milyon yıl vermiştir.

Daha doğuda, Kağızman-Kars karayolunun platonun güney yamacına tırandığı Paslı köyü dolaylarında, porfiritik dokulu, masif bir trakidasit birimi mostra verir. Açık gri-krem renkler gösteren birim, subhedral plajiyoklaz (An₃₆₋₄₅), kuvars, az miktarda amfibol ve biyotit fenokristalleri içerir. Paslı trakidasiti olarak isimlendirilen birim, piroklastik döküntü ve kül düzeylerine yan al yönde geçiş gösterir.

Kağızman kuzeyinde volkanik istifin en üst düzeyi olivin içeren Kars Plato volkaniti ile temsil edilir. Birim, EKP'ndaki diğer birimlere göre daha bazik bazalt, bazaltik andezit ve bazaltik trakiandezitik (hawaiiite) bileşimler sergileyen lavlardan oluşur. Mikroporfiritik ve piroklastik dokuların yaygın olduğu birim, başlıca plajiyoklaz, klinopiroksen ve olivin feno ve mikrofenokristalleri içerir. Kars Plato volkanitinin alttaki birimlerle olan dokanağı çoğunlukla keskin ve düzlemseldir. Kars Plato volkaniti düzeyini oluşturan çok sayıda lav akıntıları, doğu ve kuzey alanlarda bölgenin önemli bir bölümünü kaplayarak, denizden 2 km. yüksekte bulunan Kars Platosunu oluştururlar.

Kars Plato volkaniti, doğuya doğru gidildikçe gençlesin Paslı köyünün 1 km. kuzeyinde birimden alınan numunenin K/Ar yöntemiyle saptanan yaşı 3.40 (± 0.10) milyon yıl iken, daha doğuda Yağlıca dağıının güney yamaçlarında platodan alınan numunenin yaşı ise 2.72 (± 0.10) milyon yıl olarak belirlenmiştir. Pearce ve diğerlerinin (1990) yaş bulguları, Kars Plato volkanitinin yaşının 1.5 my'a kadar gençleştiğini göstermektedir.

VOLKANİK İSTİFLERİN BÖLGESEL KORELASYONU

Yukarıda altı ast alanda tanımlanan volkanik istifler karşılaştırıldıklarında, Erzurum-Kars Platosu üzerinde erüptif karakterlerine ve mineralojik, petrografik ve kimyasal bileşimlerine göre temelde dört farklı düzeyin varolduğu görülmektedir. Tabandan üste doğru bu düzeyler (Çizelge 1):

Çizelge 1- Erzurum-Kars Platosunun çarpışma kökenli volkanitlerinin korelasyon çizelgesi.

Bölgelere göre formasyonların dağılımı							
Stratigrafik düzey	Alt tip	Dumlu Dağı Alanı	Kargapazarı Dağı Alanı	Pasinler Alanı	Horasan Alanı	Aladağ Alanı	Kağızman Alanı
Plato düzeyi üzerindeki felsik domlar	—	—	—	Ardıçdağ volkaniti	—	Odalar riyodasiti	—
	olivmalı	—	Kargapazarı volkaniti	Kargapazarı volkaniti	Horasan volkaniti	Horasan volkaniti	Kars Plato volkaniti
Plato oluşturan bazik/ortaç lav düzeyi	olivsüz	—	—	—	—	Aladağ andeziti	Aladağ andeziti
Amfibolitik, porfiritik lavlar	Dumlu volkanitli Arzuza dasiti	Göllerdağı lasiti	Kızılören dasiti	Köprü volkaniti	—	—	Yarı epiklastik
	Göğüşmen volkaniti Ortaçlık byeni	Göğüşmen volkaniti Uranlı Girekdağ Kâk Çelmeçdağı	Siyah ignimbrit Taban Tuf düzeyi	Üst tuf düzeyi Siyah ignimbrit Taban Tuf düzeyi	Üst tuf düzeyi Siyah ignimbrit Taban Tuf düzeyi	Üst tuf düzeyi Siyah ignimbrit Taban Tuf düzeyi	Üst tuf düzeyi Siyah ignimbrit Taban Tuf düzeyi
Taban Tuf düzeyi; piroklastik döküntü, akıntı (ignimbrit) surge, epiklastik tuf ve bunlarla arakatlı bazik/ortaç lav arakatlıları (bimodal volkanizma)	Taban Tuf düzeyi; (epiklastik tuf, tefra)	—	—	—	—	—	—
	—	Karapınar bazaltı	Siyah andezit	Kötek bazaltı	—	—	—
Bazik-ortaç taban lav düzeyi	—	—	—	—	—	—	—

B

D

KD ANADOLU VOLKANİZMASININ VOLKANO-STRATİGRAFİSİ VE K/Ar YAŞ BULGULARI

1. Taban Tüf düzeyi: Büyük hacmini riyoitik bileşimde piroklastik akıntı, döküntü ve surge birimlerinin oluşturduğu bu düzey, genel olarak platonun tabanını meydana getirir. Bu düzey içinde bileşimleri genelde riyoitik olup, yer yer de dasite kadar ulaşan küçük porfiritik domlar ve ayrıca bazik lav arakatıkları vardır, istifte andezitik bileşimli lavlar hemen hemen hiç yoktur. Taban Tüf düzeyi, bu özellikleriyle Bimodal bir karakter sunar.

Amfibol fraksiyasyonel kristalizasyonu gösteren düzey: Bu düzey (a) amfibol içeren porfiritik masif lav istifleri ve domlar ve (b) amfibol içermemelerine karşın yoğun bir amfibol kristalizasyonuna ilişkin jeokimyasal ve petrografik kanıtlar gösteren afirik veya mikroporfiritik lavlardan (düşük-Y serisi; Keskin, 1994) oluşur. Bu düzeyde yer alan birimlerin belirgin bir özelliği, hemen tümünün ortaç bileşimde olmaları, bazalt ve riyoitin hiç bulunmaması (unimodal) ve ayrıca piroklastik materyalin çok az olmasıdır.

2. Plato düzeyi: Bu düzey, Erzurum-Kars Platosunun karakteristik plato morfolojisini meydana getiren ve bazikten ortaca kadar değişen bileşimler sergileyen lavlardan oluşur. Çoğunlukla siyah, koyu gri renkler ve afirik, mikroporfiritik dokular sergileyen lavlar içeren bu düzey, olivinli ve olivinsiz olmak üzere iki alt tipe ayrılabilir. Kargapazarı, Horasan ve Kars Plato volkanitleri olivin içeren, Aladağ andeziti ise olivin içermeyen plato lavlarına örnek gösterilebilir. Çoğun Hawaii tipi çatlak erüpsiyonlar! ve bazen de merkezi erüpsiyonlar (Aladağ andeziti gibi) ile yüzeye çıkmış lavlardan meydana gelir. Bu düzeyde piroklastik materyal ya çok azdır ya da hiç bulunmaz.

3. Plato düzeyi üzerindeki felsik domlar: Taban Tüf düzeyindekilere benzer az sayıda felsik domlardan meydana gelirler. Platonun en üst seviyesinde bulunurlar.

VOLKANİZMANIN PLATO ÜZERİNDEKİ EVRİMİ

11-7 milyon yıl önce

Eldeki verilerin ışığında, Erzurum-Kars Platosunu oluşturan volkanik aktivite, çalışma alanı içinde yaklaşık 11 milyon yıl önce, bölgesel yükselmeden (uplift) kısa bir süre sonra Horasan kuzeyinde başlamıştır

(Şek.11a ve 12). Hawaii tipi çatlak erüpsiyonlarının oluşturduğu bazaltik lavlarla temsil edilen bu ilk volkanik örtü (Kötek bazaltı), fazla yaygınlık göstermemiş, yerel, ince lav istifleri şeklinde sınırlı alanlarda kalmıştır. Plato üzerinde en primitif lavlar, bu dönemde yüzeye ulaşmışlardır (Şek.11).

6-7 milyon yıl önce

K/Ar yaş verilerine göre, volkanik aktivite en şiddetli evresine 6-7 milyon yıl önce piroklastik taban düzeyini oluşturan erüpsiyonlar sırasında ulaşmıştır (Şek. 11 b). Volkanik aktivite özellikle EKP'nun batı alanlarında yaygınlık göstermiştir. Bu evre.yaygın riyoitik -dasitik piroklastik ürünler ve domların, bazik/ortaç lav arakatıkları ile ardalananak kalın istifler oluşturduğu "bimodal bir volkanizma" ile karakterize edilir. Bu evrede yüzeye ulaşmış olan ürünlerin hacimsel olarak % 70-80'i piroklastik akıntı, döküntü ve surge düzeyleridir. Piroklastik materyal yüzeye sub-Plinian ve Plinian türü yüksek enerjili patlamalarla çıkmış ve geniş alanlara piroklastik pomza/kül döküntüleri ve ignimbritler şeklinde yayılmıştır. Piroklastik malzeme, çoğunlukla tümüyle camsıdır; ya çok az oranda kristal içerir veya hiç içermez. Buna rağmen, bu birimlerin şiddetli feldispat (plajiyoklaz ve K-feldispat + klinopiroksen) fraksiyonel kristalizasyonu geçirdiklerine dair jeokimyasal kanıtlar bulunmaktadır (Keskin, 1994; Keskin, hazırlamada). Asit piroklastik birimlerin tersine, istif içinde birkaç yüz metreden km. mertebesine kadar değişen çaplarda gözlenen asitik bileşimli domların çoğu porfiritiktir ve önemli oranda feldispat (plajiyoklaz, anortoklaz, sanidin), çok az kuvars ve mafik mineral (çoğun klinopiroksen nadiren biyotit ve amfibol) fenokristalleri içerirler. Bu dönemde oluşan diğer birimler, Pasinler kuzeyinde yaygınca mostra veren Siyah ignimbrit gibi porfiritik trakidasitik-dasitik piroklastik akıntılar ve piroksen ve olivinli bazik-andezitik lavlardır.

Piroklastik taban düzeyi ile aynı zaman aralığında, ortaç bileşimli afirik lavlar (Güngörmez volkaniti) Dumlulu ve Kargapazarı alanlarında kalın istifler oluşturmuşlardır. Bunlar, amfibolün mafik fazda egemen olduğu bir fraksiyonel kristalizasyon evrimi geçirmiş olan lavlardır ve aynı dönem zarfında platoda yüzeye ulaşmış volkanik materyalden farklı bir kristalizasyon evrimi çizgisi izlenmiştir (Keskin, 1994).

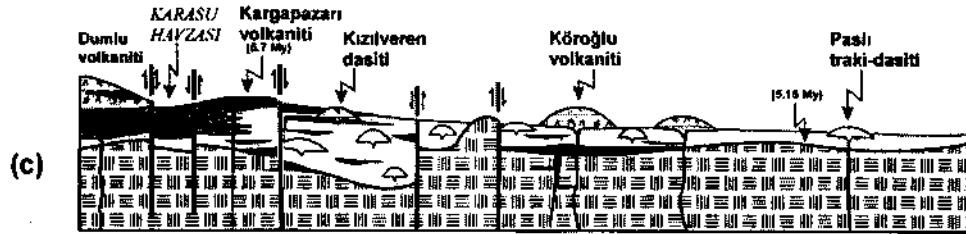
11-7 Milyon yıl önce: Platodaki ilk bazik lavların yüzeye çıkışı



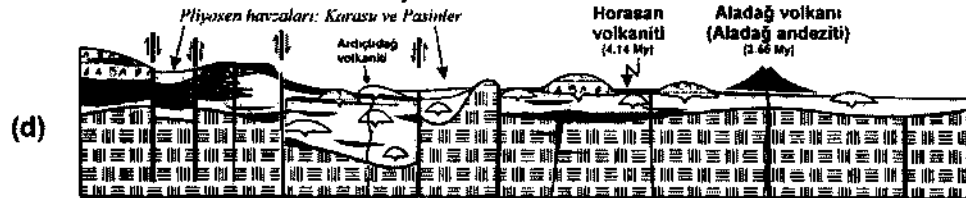
7-6 Milyon yıl önce: Piroklastik Taban düzeyini oluşturan bimodal volkanizma, Erzurum-Tiflis doğrultu atımlı fayna bağlı havza oluşumu



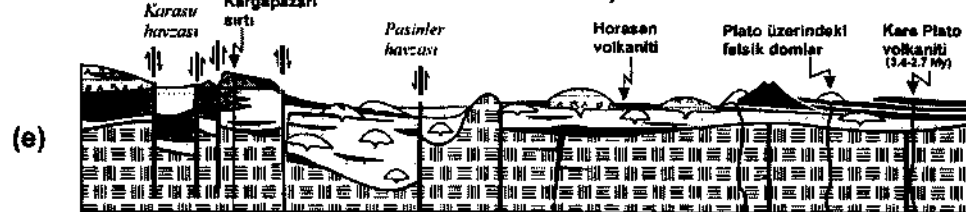
6-5 Milyon yıl önce: Amfibol içeren porfiritik domların oluşumu



5-3.5 Milyon yıl önce: Plato oluşturan lav düzeyinin ve Pliyosen çökellerinin oluşumu



3.5-2.5 Milyon yıl önce: Platonun doğusunda Plato oluşturan lav düzeyinin ve felsik domların oluşumu



Şek. 11- Erzurum-Kars Platosu üzerinde çarpışma kökenli volkanizmanın zaman ve mekândaki evrimini gösterir model. Kesit, yaklaşık 150 km. boyundadır.

KD ANADOLU VOLKANİZMASININ VOLKANO-STRATİGRAFİSİ VE K/Ar YAŞ BULGULARI

5-6 milyon yıl önce

Bu evrede plato üzerinde amfibol içeren andezitik porfiritik lavlar, yüzeye çıkarak domlar ve kalm-masif lav istifleri oluşturmuşlardır (Şek.11 c). Volkanik aktivite, özellikle batıda, Dumlu dağı dolaylarında etkin olmuş, daha doğuda ise irili ufaklı domlar oluşturmuştur. Bu evrede oluşan lavlar, 6-6.5 my önce Dumlu dağı alanında yaygınlık gösteren Güngörmüz volkanit! ile başlayan aktivitenin devamı niteliğindedirler. Bu evrede, 5.7 my önce olivini bazalt ve bazaltik andezitik lavlar Kargapazarı alanında yüzeye çıkarak, Kargapazarı platosunu oluşturmuşlardır.

3.5-5 milyon yıl önce

Bu evrede Horasan kuzeyindeki alanlardan, doğuya, Kağızman kuzeyine kadar uzanan geniş alanlarda, çoğunlukla olivini bazalttan bazaltik andezite kadar değişen bileşimde plato lav akıntıları platoyu kaplamışlardır (Şek.11 d). Horasan kuzeyinde geniş alan kaplayan Horasan volkaniti 4.1 my önce, daha doğudaki Aladağ volkanı ise 3.5 my önce oluşmuşlardır. Bu dönemde Karasu, Pasinler ve Horasan havzaları içinde Aras formasyonuna ilişkin karasal kırıntılılar çökelmiştir.

2.7-3.5 milyon yıl önce

Bu dönemde platonun en doğusunda Kağızman kuzeyi ile Kars arasındaki alanlarda Kars Plato volka-

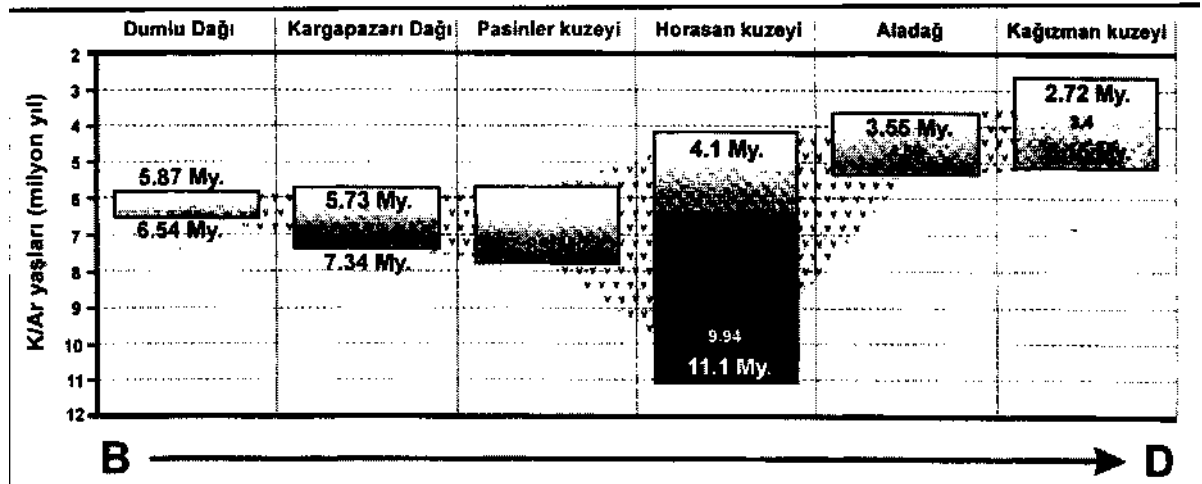
nit! olarak isimlendirilen bazalt ve bazaltik andezitlerin plato lav yaygıları şeklinde oluştuğunu görmekteyiz. Olivin ve klinopiroksenin esak mafik fazı temsil ettiği bu lav düzeyi üzerinde son evrede yüzeye ulaşmış birkaç küçük riyolitik dom (Odalar riyodasit! gibi) da bulunmaktadır.

SONUÇLAR

1- Erzurum-Kars Platosu üzerindeki çarpışma-kökenli volkanizma, 11 my önce Horasan alanında bazik bileşimli lavlarla başlamıştır.

2- Volkanik aktivite 6-7 my önce doruğa ulaşmış ve asit piroklastik ve az oranda bazaltik lavların oluşturduğu bimodal bir karakter kazanmıştır. Bu evrede magma evrimi, piroksen ve plajiyoklaz (bazik üyelerde olivin) fraksiyonel kristalizasyonu tarafından denetlenmiştir. Aynı dönemde, mafik mineral olarak amfibol ve ortopiroksenin (\pm klinopiroksen) fraksiyonasyonu ile farklı bir evrim çizgisi izlemiş olan ortaç bileşimli afirik ve yer yer mikroporfiritik lavlar, Dumlu alanında yüzeye çıkmışlardır.

3- Erzurum-Kars Platosu volkanitleri, bölgeyi KD-GB doğrultusunda keserek geçen ve volkanizmanın gelişimi süresince aktif olan doğrultu atımlı fay sistemleri içindeki yerel gerilme alanları ve çatlaklar boyunca yüzeye çıkmıştır. Bu çatlaklardan çoğu, daha sonra çıkan volkanik ürünlerle örtülmüşlerdir. Söz konusu fay



Şek. 12- K/Ar yaş bulgularının batıdan doğuya plato üzerindeki dağılımları.

sistemleri aynı zamanda, Pasinler, Karasu gibi pull-apart havzaların oluşmasına neden olmuştur. Yüzeğe ulaşan volkanik ürünler, bu havzalar içinde kalın istifler halinde birikerek, kimi yerde kalınlıkça 2000 m.yi aşmışlardır (or. Pasinler havzası). Magmanın izlediği zayıflık düzlemlerini temsil eden dayklar, genel olarak D -B doğrultusunda uzanırlar ve doğrultu atımlı fay sistemlerinin oluşturduğu pull-apart sistemler üzerindeki bazı fayların gidişleri ile uyum gösterirler.

4- K/Ar yaş tayinlerinden görüleceği üzere volkanizma, genel olarak batıdan doğuya doğru gençleşmektedir. Buna göre, volkanik aktivite genel olarak zaman içinde doğuya doğru göç etmiş ve felsikten baziğe doğru bir evrim çizgisi izlemiştir.

5- Volkanizmanın zaman içinde giderek bazikleşmesinin nedeni, bölgede kabuğu derinlemesine kesen doğrultu atımlı sistemler içindeki gerilmelerin, volkanik etkinliğin son evresine doğru tedericen artmasıdır. Magma odalarında depolanan magma, yerel tektonik gerilmelerin serbestlendiği bir ortamda, magma pompalama sistemi aracılığıyla yüzeğe zaman içinde gittikçe daha kolay ve çabuk ulaşmıştır. Böylece magma, fraksiyonel kristalizasyon ile farklılaşmaya fazla uğramadan daha primitif lavlar şeklinde yüzeğe çıkmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu makale, İngiltere'nin Durham Üniversitesi'ndeki doktora çalışmam sırasında yürütmüş olduğum saha incelemelerimin bir bölümünün sonuçlarını içermektedir. Doktora çalışmam süresince gerek saha çalışmaları ve gerekse laboratuvar ve tez yazım aşamasında eleştirileri ve yardımlarıyla çalışmamı zenginleştiren danışmanlarım Dr. Julian A. Pearce ve Dr. Dave Hirst'e teşekkürlerimi sunarım. Bu çalışma, yurtdışındaki doktora süresince maddi kaynak sağlayan Milli Eğitim Bakanlığı, Yurt Dışı Eğitimi Genel Müdürlüğü sayesinde mümkün olmuştur. Kendilerine teşekkürü bir borç bilirim. Çalışmamın saha kesimi, araç ve kamp imkânları açısından TPAO Arama Grubu Başkanlığı'nca desteklenmiştir. Arazi çalışmalarım sırasında sağladıkları olanaklar için Arama Grubu'ndaki tüm meslektaşlarıma ve özellikle 1991 Erzurum kampında görev alan Jeoloji Mühendisleri Ayhan Üngör ve Ömer Şahintürk'e teşekkür ederim. Arazi çalışmam sırasında, Dr. Evren

Yazgan, Dr. Jerf Asutay, Jeoloji Mühendisleri Ali Arbas, Latif Gök, Mehmet İmîk kamp imkânları konusunda destek vermişlerdir. Kendilerine içten teşekkürlerimi burada ifade etmek isterim.

Yayına verildiği tarih, 19 Şubat 1997

DEĞİNİLEN BELGELER

Ercan, T.; Fujitani, T.; Matsuda, J.L; Notsu, K.; Tokel, S. ve Di, T., 1990, Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu; MTA Derg. 110, 143-164.

Gedik, A., 1978, Doğu Anadolu'da açılan stratigrafik inkişaf (açınama) sondajları; Yeryuvarı ve insan, 31-35.

Gülen, L., 1980 a, Strontium isotope geochemistry of Mount Ararat and Mount Süphan Volcanics, Eastern Turkey; EOS, V. 61,17, 412.

———, 1980 b, Sr, Nd and Pb isotope systematics of Ararat and Süphan volcanoes, Eastern Turkey; EOS, V. 63, no. 45, p. 1145.

Innocenti, F.; Manetti, P.; Mazzuoli, R.; Pasquare, G. ve Villari, L., 1982 a, Anatolia and north-western Iran, in Andesites: (R.S. Thorpe ed.), John Wiley ve Sons.

———; Mazzuoli, R.; Pasquare, G.; Radicati di Brozola, F. ve Villari, L., 1976 Evolution of volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian, and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey): Journal of Volcanology and Geothermal Research, V. 1, 103-112.

•;———; Pasquare, G.; Radicati di Brozola, F. ve Villari, L., 1982 a, Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey): geochronological data and geodynamic evolution, Journal of Volcanology and Geothermal Research, V. 13, pp. 223-240.

KD ANADOLU VOLKANİZMASININ VOLKANO-STRATİGRAFISI VE K/Ar YAŞ BULGULARI

- inan, S., 1987, Erzurum-Tortum arasında Dumlu fay kuşağının sistematik ve yapısal özellikleri: C.Ü Mühendislik Fakültesi Derg. Seri A, Yerbilimleri- C.4, 3-11.
- Keskin, M., 1994, Genesis of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, Northeastern Turkey: Ph. D. Thesis (Doktora Tezi), University of Durham, U.K.
- Keskin, M., (incelemede), Partitioning of trace and REES between feldspars and melt: application to the modelling of fractional crystallisation history of Erzurum-Kars Plateau volcanics, NE Turkey.
- Koçyiğit, A., 1985, Muratbağı-Balabantaş (Horasan) arasında Çobandede fay kuşağının jeo-tektonik özellikleri ve Horasan-Narman depremi yüzey kırıkları: C.Ü. Mühendislik Fakültesi Yer Bilimleri Derg. C.2, S 1,17-33.
- ; Öztürk, A.; inan, S. ve Gürsoy, H., 1985, Karasu Havzası'nın (Erzurum) tektonomorfolojisi ve mekanik yorumu: C.Ü. Mühendislik Fakültesi Yer Bilimleri Derg. C.2, S 1, 4-15.
- Lambert, R.S.T.; Holland, J.G. ve Owen, P.F., 1974, Chemical Petrology of a suite of calc-alkaline lavas from Mount Ararat, Turkey: Journal of Geology, 82,419-438.
- Notsu, K.; Fujitani, T.; Ui, T.; Matsuda, J. ve Ercan, T., 1995, Geochemical features of collision-related volcanic rocks in Central and eastern Anatolia, Turkey: Journal of Volcanology and Geothermal Research, V. 64171-192.
- Pearce, J.A.; Bender, J.F.; De Long, S.E.; Kidd, W.S.F.; Low P.J.; Güner, Y.; Şaroğlu, F.; Yılmaz, Y.; Moorbath, S. ve Mitchell, J.G., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44, 189-229.
- Sungurlu, O., 1971, Kuzeydoğu Anadolu'nun 1/50.000 ölçekli Jeolojik Haritaları: TPAO arşivi, (yayımlanmamış).
- Şaroğlu, F.; Güner, Y.; Kidd, W.S.F. ve Şengör, A.M.C., 1980, Neotectonics of Eastern Turkey: new evidence for Crustal shortening and thickening in a collision zone, EOS, Transactions of American Geophysical Union, V. 61 360 (Abstract).
- ve Güner, Y., 1981, Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler, jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24, 39-52.
- ve Yılmaz, Y., 1986, Doğu Anadolu'da Neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri: MTA Derg. 107,73-93.
- ve ———, 1987, Geological evolution and basin models during neotectonic episode in Eastern Anatolia: MTA Derg. 107, 62-83, Ankara-Turkey.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: Türkiye Jeoloji Kurumu, Konferans Serisi, 2, 40.
- Tokel, S., 1984, Doğu Anadolu'da kabuk deformasyonu mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi: Türkiye Jeoloji Kurumu, Ketin Sempozyumu, 121-130.
- Yılmaz, Y., 1984, Magmatic activity in the geological history of Turkey and its relation to tectonic evolution: special Publication of Türkiye jeoloji Kurumu, Ketin Symposium, (T. Ercan and M.A. Çağlayan eds.) 63-81, Ankara-Turkey.
- ; Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1987, Initiation of the neomagmatism in East Anatolia: Tectonophysics, 134, 117-199.