

İZMİT KÖRFEZİ VE YAKIN ÇEVRESİNİN SİSMİK AKTİVİTESİ *Seismic activity of the Izmit Bay region*

Fethi Ahmet YÜKSEL İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34580, İstanbul

ÖZ: İzmit Körfezi ve yakın çevresi Kuzey Anadolu Fay Kuşağı'nın (KAFK) batı kesiminde yer alır. İnceleme bölgesi (39.69-41.85) K enlemleri ile (27.90-32.00) D boylamları arasındadır ve çok eski zamanlardan beri aktif bir depremselliğe sahip olduğu bilinmektedir.

1900-1986 yılları arasında meydana gelmiş magnitüdü $M \geq 4.2$ olan depremler için Gumbell ve magnitüdü $M \leq 5.0$ olan depremler için ise, Weibull olasılık dağılımları kullanılarak İzmit Körfezi ve çevresinin teprem riski hesaplanmıştır.

Gumbell olasılık yöntemine göre yıllık ortalama magnitüd değeri 4.9, en sık meydana gelen yıllık magnitüd 4.0 ve 87 yıl içinde oluşabilecek en büyük magnitüd ise 7.5 olarak bulunmuştur. Yapı ömrünün 50 yıl olması halinde beklenebilecek maksimum magnitüd 7.1 dir. Böyle yüksek bir magnitüdü depremin meydana gelme olasılığı 1 yıllık yapı ömrü için $R1 = \% 2$, 50 yıllık yapı ömrü için $R50 = \% 62.95$ ve 100 yıllık yapı ömrü için $R100 = \% 86.3$ dür.

Weibull olasılık dağılımı kullanılarak, magnitüdü $M \geq 5.0$ olan depremlerin bölgedeki yinelenme periyotları 1.1 yıl olarak hesaplanmıştır.

1900-1986 yılları arasında bölgede magnitüdü $M \geq 4.5$ olan toplam 119 adet deprem meydana gelmiştir. Bu depremler sonucu İzmit Körfezi ve yakın çevresinde açığa çıkan kümülatif enerji $7,743 \times 10^{22}$ Erg olup, birim yılda açığa çıkan enerji ise $8,9 \times 10^{20}$ Erg dir. Bu enerjinin değeri $M = 6.0$ magnitüdü bir depremin açığa çıkaracağı enerjiye denk düşmektedir. Bu hesaplamalara göre İzmit Körfezi ve yakın çevresi 1900-1986 yılları arasında yoğun bir sismik aktiviteye sahiptir. Bölgenin içinden geçen KAFK na ait kırıkların üzerinde ve yakın çevresinde, fayların güncel aktiviteleriyle ilişkili olan, belirgin episantır kümelenmeleri oluşmuştur.

ABSTRACT : *The study area, Izmit Bay, is between latitudes of 39.69-41.85 and longitudes of 27.00-32.00 and occurs in the western part of the North Anatolian Fault Zone. It has been known for its seismic activity in historical times.*

The earthquake risk was calculated for earthquakes which occurred between 1900-1986, using the Gumbell probability distribution for earthquakes $M \geq 4.2$ and Weibull for earthquakes $M \geq 5.0$.

For the Gumbell probability method, 4.9 was the annual value of magnitude, 4.0 was the value of most frequent annual magnitude, and 7.5 was value of the maximum magnitude for 87 years. Assuming 50 years of life-span for structures, the value for the maximum magnitude is 7.1. The probability of an earthquake of such magnitude is calculated to be $R1 = \% 2$ = for a year old structure, $R50 = 62.95 \%$ for 50 year old structure and $R100 = 86.3 \%$ for 100 year old structure.

For the Weibull probability distribution, recurrence period is found to be 1.1 year for a magnitude of earthquake $M \geq 5.0$. Between 1900-1986, 119 earthquakes of $M \geq 4.5$ was recorded in the region. The cumulative energy given out is $7,743 \times 10^{22}$ Erg and is 8.9×10^{20} Erg for a year. This energy is equal to that given out by an earthquake of 6.0. Data show that the region has shown intensive activity between 1900-1986. The activity is focussed along fractures and faults in the NAFZ.

İZMİT KÖRFEZ TEKTONİĞİ *Izmit Bay tectonics*

Hayrettin KORAL
Mustafa ERYILMAZ

İstanbul Üniversitesi, Mühendis Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 34580 İstanbul
Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı 81647 İstanbul

ÖZ: İzmit Körfezi birbirini izleyen grabenlerden oluşmuştur. Grabenlerin doğu-batı yönünde uzanan en echelon örnek sunan doğrultu atımlı fayların aşma gösterdiği alanlarda geliştiği düşünülmektedir. Grabenleri oluşturan faylardan biri doğuda İzmit'te başlayıp KD-GB yönünde Marmaraya kadar uzanan ve Karamürselde yersel süreksizlik gösteren doğrultu atımlı faydır. Diğerleri yaklaşık olarak Hereke'de başlar ve bir önceki faya paralel olarak batıya doğru devam eder. Üçüncüsü ise, İzmitin doğusunda başlar ve doğuya doğru uzanır. İzmit Körfez tektoniği Marmara Denizinde gözlenen yapının değişik ölçekli benzer bir modeli olmakla birlikte, bazı farklılıklar da sunmaktadır. Elde edilen yaş verileri, bölgenin yaklaşık 35.000-80.000 yıl öncesinden başlayarak günümüze değin etkin bir tektonizma altında kaldığını düşündürmektedir.

ABSTRACT : Field and subsurface data suggest Izmit Bay is composed of separate basins formed along several dextral strike-slip faults. The grabens are considered to lie at overlapping sections of the faults which display an en echelon pattern. One of these faults begins form Izmit city and extends towards the Sea of Marmara in a NE-SW'ly direction. Another starts near Hereke and extends westwardly almost paralell to the first one. The other begins from Izmit city and extends eastwardly. The geometry of these faults is similar to, but also different from structure reported for the Sea of Marmara. Ages obtained on sea-bottom sediments suggest the presence of tectonic activity in the region for at least last 35.000-80.000 years.

ALP-HİMALAYA OROJENEZ KUŞAĞINDA ÇARPIŞMA KÖKENLİ ORDOVİSİYEN ASİT MAGMATİTLERİN ORTAK JEOKİMYASAL KARAKTERİ *Similar geochemical characteristics of syn-collisional Ordovician acid magmatites in the Alpine - Himalayan Orogenic Belt*

A. Ümit TOLLUOĞLU Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ : Türkiye'deki bazı asit magmatitleri de içine alan Alp-Himalaya orojenik kuşağında Ordovisiyen yaşlı yaygın bir asidik magmatizma yüzeylenir. Bu çalışmada, ilgili plütonizma ve volkanizmanın eş kökenli karakteri kimyasal verilerle (yaklaşık 350 örneğe ait) desteklenmektedir.

Asit magmatitler yüksek silis içeriğine sahiptir. Plütonik türevler granit, granodiyorit ve tonalit bileşimine volkanik kayalar ise dasit bileşimine sahip olup daima peralumino karakterlidir. Tüm örnekler genelde kalk-alkali bileşimli ve S-tipi magmatik kökene işaret eder. Mu kayalar kabuksal ve üst manto malzemesinin kısmi erimesi ürünü hibridik bir magmadan türemiştir. Diğer taraftan, asit magmatitlerin jeokimyasal karakteri orojenik granitoidler (çarpışma kökenli) olduklarını göstermektedir.

ABSTRACT : A widespread Ordovician acid magmatism (plutonism and volcanism) took place in the Alpine-Himalayan Orogenic Belt which also includes some acid magmatites from Türkiye. The cogenetic character of plutonism and volcanism is strongly supported by the chemical data (approximately 350 samples) show in the paper.

Acid magmatites exhibit high silica value. The plutonic derivatives have granite, granodiorite and tonalite composition, volcanic rocks have dacite composition with always peralumino character. All the samples generally belong to calc-alkaline suites and point to a S-type magmatic origin which derived from hibridic magma, is produced by partial melting of crustal and mantle materials. On the other hand, the geochemical characteristics of acid magmatites show the orogenic (syn-collisional) granitoids.

GİRİŞ

Alp-Himalaya Orojenez kuşağında, bölgesel başkalaşıma uğramış temel seriye ait birimler arasına sokulum yapmış Ordovisiyen yaşlı asit karakterli plütonitlere değişik mostralarda rastlanılmaktadır. Doğu Alpler'de (Taein Window) 430-440 m.y. yaş veren asit plütonizma Üst Ordovisiyen yaşa işaret etmektedir (Purtscheller ve Sassi, 1975; Peccerillo ve diğ., 1979).

Güney Asya Himalaya granitoid kuşağında yüzeylenen granitlerde Kambriyen-Ordovisiyen geçişine karşılık gelen, 480-520 m.y. arasında değişen radyometrik yaşlar bulunmuştur (Le Fort ve diğ., 1986).

Aynı orojenik kuşak içinde yer alan Türkiye'de Alt Paleozoyik (Ordovisiyen) yaşlı asit plütonizmanın varlığı önceki çalışmalardan bilinmektedir. Menderes Masifinde tanımlanan leptitler 500 m.y. öncesinde geliştiği varsayılan yay volkanitleri olarak kabul edilmektedir (Dora, ve diğ., 1992). Ada yayı volkanitlerinin derinlik türevleri olarak kabul edilen aynı bölgedeki metagranodiyoritlerde ise 471 ± 9 m.y. 'lık radyometrik yaş saptanmıştır (Satır ve Friedrichsen, 1986).

Türkiye'den bir diğer çarpıcı örnek ise, Bitlis Masifinde Avnik yöresinde tanımlanan asidik metavolkanitlerdir. Bu litoloji topluluğunda yapılan radyometrik yaş tayinleri ise 454 ± 13 m.y.'lık yaşa işaret eder (Helvacı, 1983).

Diğer taraftan, Bitlis Masifi Mutki yöresinde kuvars-feldispat-gneys olarak adlandırılan lökokratik karakterli asit bir kütlenin yüzeylendiği önceki çalışmalardan bilinmektedir (Tolluoğlu, 1981; Tolluoğlu ve Erkan, 1982). Bitlis Masifi çekirdek seriye ait amfibolit, gneys, mika-şist v.b. kayalar arasına sokulum yaptığı ortaya konulmuştur. Mutki metagraniti olarak tanımlanan asit plüton daha sonraki evrelerde bölgesel başkalaşım geçirmiş ve gneysik bir doku kazanmıştır. Diğer taraftan, yörede genç deformasyonlara bağlı olarak zaman zaman ekay zonlarında kataklastik kayaç türlerine de dönüştükleri gözlenir (Mason, 1978). Bölgesel korelasyon sonucu, Mutki metagranitinin oldukça yaşlı anateksitik kökenli asidik bir magmadan itibaren kristallendiği sonucuna varılmıştır (Tolluoğlu, 1988).

Türkiye kuzeyinde stratigrafik korelasyon sonucu Ordovisiyen yaşı verilen asit magmatitler Sünnice masifinde Dirgine granitoidi olarak adlandırılır (Cerit, 1990).

Bu çalışmanın amacı, Doğu Alpler ve Himalaya kuşağında yüzeylenen Alt Paleozoyik (Ordovisiyen) yaşlı bazı asit plütonitleri, Türkiye'de değişik mostralarda yüksek dereceli metamorfiteyle birlikte yüzeylenen ve Ordovisiyen yaşı veren asit magmatik türevlerle petrokimyasal olarak karşılaştırmaktır. Hemen hemen

hepsi bölgesel metamorfik alanlarda yaygın olup çoğu gnayslarla iç içe ve gnaysik doku kazanmış olarak most- ra vermektedir.

JEOKİMYASAL ÖZELLİKLER

Bu çalışmada, Türkiye'nin içinde yer aldığı Alp-Himalaya Orojenez kuşağında yüzeylenen Ordovisiyen yaşlı asit magmatitlerin (plütonik ve volkanik) jeokimyasal özellikleri ana element oksit bileşimleri esas alınarak, belli diyagramlar üzerinde değerlendirilmiştir.

Doğu Alpler'de Üst Ordovisiyen yaşlı granitoidlerden n = 41 adet ve Himalaya granitoid kuşağında yüzeylenen Kambriyen-Ordovisiyen sınırına işaret eden n = 181 adet örneğin ortalama değerleri hesaplanmış olup Türkiye'de benzer yaş dönemine ait asit türevlerle karşılaştırma yoluna gidilmiştir. Türkiye'de Ordovisiyen yaşlı olduğu kabul edilen örneklerden Mendere Masifi leptitlerinden n = 51 adet, Bitlis Masifi Avnik metavolkanitlerinden n = 40 adet, Sünnice masifi Dirgine granitoidlerinden n = 23 adet ve Bitlis Mutki metagranitinden de n = 9 adet örneğin kimyasal analiz sonuçlarının ortalama değerleri alınmıştır (Çizelge 1). Yaklaşık aynı yaşta gelişen magmatizmaya ait 350 adet örneğin ortalama değerleri birbirleriyle karşılaştırıldığında aşağıda sunulan çarpıcı ortak jeokimyasal özelliklere sahip oldukları anlaşılmaktadır.

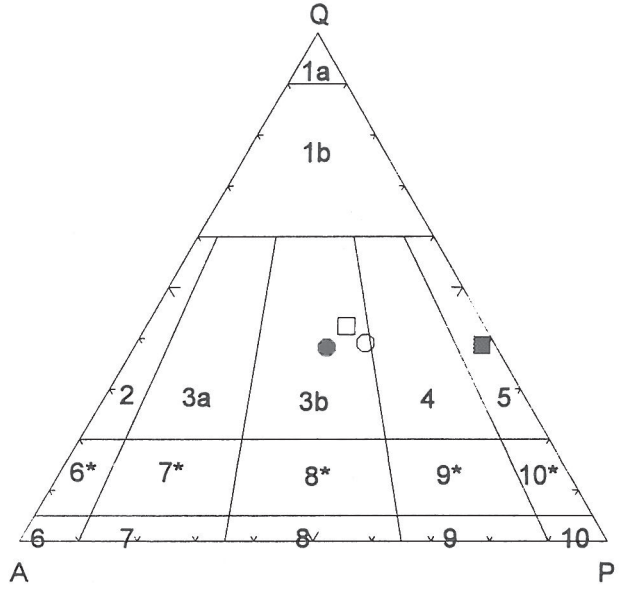
Çizelge 1. Ordovisiyen asit magmatitlerin (plütonit ve volkanit) kimyasal bileşimi (Örnek No : 1/ Peccerillo, ve diğ., 1979; 2 / Le Fort, ve diğ., 1986; 3 / Cerit, 1990; 4 / Tolluoğlu, 1988; 5 / Dora, diğ., 1992; 6 / Helvacı, 1983).

Table 1. Chemical composition of the Ordovician acid magmatites (plutonit and volcanites) (Data from, Sample No : 1 / Peccerillo, et al., 1979; 2 / Le Fort, et al., 1986; 3 / Cerit, 1990; 4 / Tolluoğlu, 1988; 5 / Dora, et al., 1992; 6 / Helvacı, 1983)

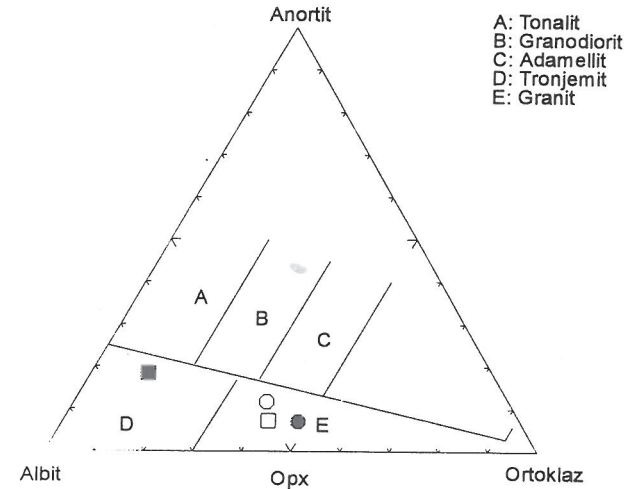
Örnek No.	1	2	3	4	5	6
Petrografik tpi.	PLÜTONİTLER				VOLKANİTLER	
Örnek Adedi	n=41	n=181	n=23	n=9	n=51	n=40
Sembol	○	●	■	□	▼	▽
SiO ₂	71.94	73.23	71.31	74.85	69.45	63.33
Al ₂ O ₃	14.37	13.64	14.55	13.55	14.67	13.85
TiO ₂	0.23	0.34	0.24	0.57	0.75	0.83
Fe ₂ O ₃	0.44	0.76	1.17	0.85	1.51	7.86
FeO	2.14	1.51	2.35	1.71	3.01	2.27
MnO	0.04	0.04	0.07	0.02	0.05	0.06
MgO	0.61	0.42	1.04	0.09	1.91	2.97
CaO	1.63	0.99	2.41	0.83	1.30	1.57
Na ₂ O	3.27	3.04	4.79	3.22	3.04	3.56
K ₂ O	3.97	4.92	1.20	4.01	3.01	3.24
P ₂ O ₅	0.17	0.10	0.10	—	0.08	0.45
%A.K.	1.19	1.00	0.76	0.30	1.21	—
Toplam	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Parametreler						
Norm(c)	2.08	1.68	1.18	1.55	4.16	2.55
A/CNK	1.61	1.52	1.73	1.58	1.99	1.66

a) Plütonik kayalar örneklerinde SiO₂ içeriği 71-74 arasında değişirken, volkanik türevlerde % 63-69 arasında değerler almaktadır (Tablo 1). Tüm magmatitler genelde yüksek SiO₂ içeriğine sahiptir.

b) Asit magmatitlere ait kayalar örneklerinin ortalama kimyasal bileşimleri esas alınarak çeşitli diyag-



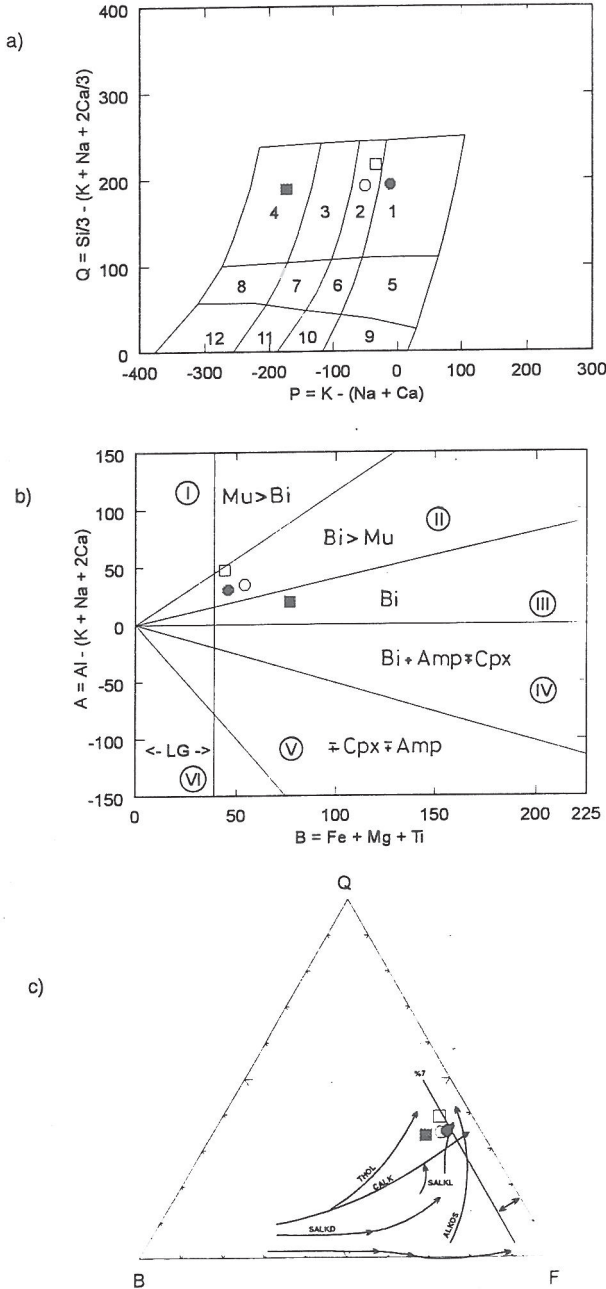
Şekil 1. Ordovisiyen asit plütonitlerin Le Bas ve Streckeisen (1991) diyagramında dağılımı.
Figure 1. Plots of the Ordovician acid plutonites on the Le Bas ve Streckeisen (1991) diagram



Şekil 2. Ordovisiyen asit plütonitlerin "Ab-An-Or" üçgen diyagramında dağılımı.
Figure 2. Distribution of the Ordovician acid plutonites on the "Ab-An-Or" triangular diagram.

ramlarda petrografik tanımları yapılmıştır. QAP diyagramında (Le Bas ve Streckeisen, 1991) üç örneğin granit ve bir örneğin tonalit bölgesine düştüğü izlenmektedir (Şekil 1). Anortit-Albit-Ortoklaz bileşenlerince oluşturulan petrografik sınıflamada benzer ilişki gözlenmektedir (Şekil 2). Örneklerin "Magmatik kayaları isimlendirme" diyagramında (Debon ve Le Fort, 1982) granit, adamellit ve tonalit bileşimine sahip oldukları (Şekil 3a), örneklerin "karakteristik mineraller" diyagramında (Debon ve Le Fort, 1982) peralumino karakterli, mika (muskovit ve biyotit)

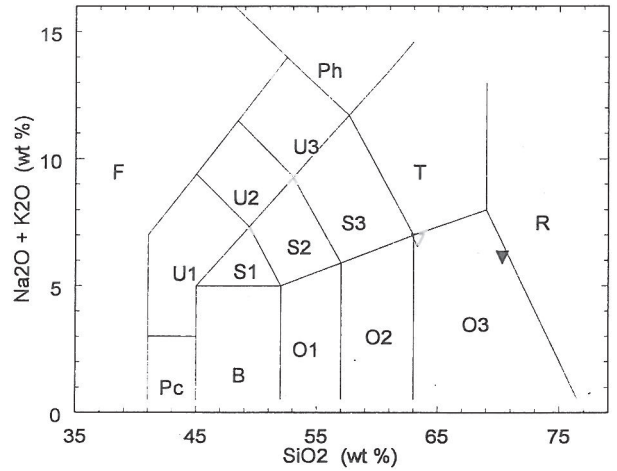
bakımından zengin oldukları ve alumino-kafemik (ALCAF) topluluklarının gidişine uygunluk gösterdikleri izlenmektedir (Şekil 3b). Örneklerin "Q-B-F" diyagramında (Debon ve Le Fort, 1982) ise kalkalkali trende paralel bir konum taşıdıkları anlaşılmaktadır (Şekil 3c).



Şekil 3. Ordovisiyen asit plütonitlerinin "nomenklürü", (b) "karakteristik mineral" ve (c) "Q-B-F üçgen" diyagramında dağılımı (Debon ve Le Fort, 1982).

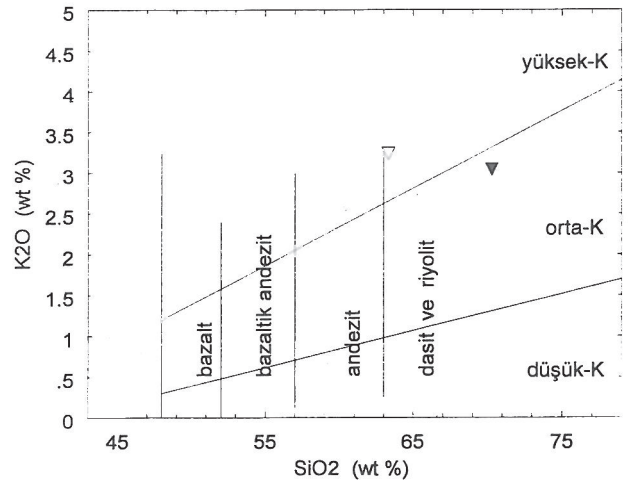
Figure 3. Distribution of the Ordovician acid plutonites on the "nomenclature" (a), "characteristic mineral" (b) and "Q-B-F triangular" (c) diagrams (Debon and Le Fort, 1982).

Volkanik türevlerin, SiO_2 - Toplam alkali diyagramında (TAS) (Le Bas, ve diğ., 1986) dasit alanına düştükleri görülmektedir (Şekil 4). Diğer taraftan, K_2O - SiO_2 sınıflamasında (Peccerillo ve Taylor, 1976) ise benzer şekilde orta potasik ürünler oldukları izlenmektedir (Şekil 5).



Şekil 4. Ordovisiyen asit volkanitlerin Le Bas, ve diğ. (1986)'e göre adlandırılması.

Figure 4. Nomenclature of the Ordovician acid volcanites according to Le Bas, et al. (1986)



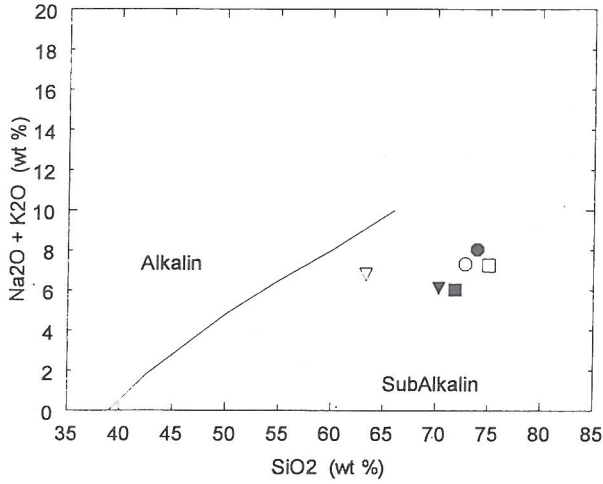
Şekil 5. Ordovisiyen asit volkanitlerinin Peccerillo ve Taylor (1976)'ya göre adlandırılması.

Figure 5. Nomenclature of the Ordovician acid volcanites according to Peccerillo and Taylor (1976).

c) Alp-Himalaya Orojenez kuşağındaki Ordovisiyen asit plütonizmanın bir diğer çarpıcı karakteri kalkalkali provence ait olduklarıdır (Şekil 6 ve 7).

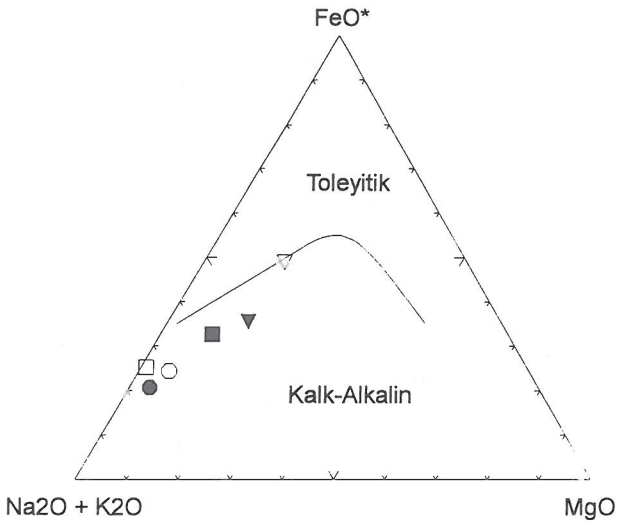
d) Tüm asit magmatik kayaç örneklerinin ortalama kimyasal bileşimleri peralumino karakterli olduklarına işaret etmektedir (Şekil 8).

e) Tüm Asit Magmatitler moleküler $A / CNK > 1.1$ değeri, % 1 den büyük normatif korund (c) içeriği



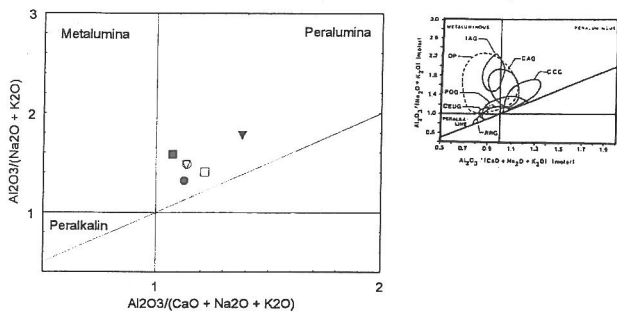
Şekil 6. Ordovisiyen asit volkanitlerin toplam alkali - silis diyagramı.

Figure 6. Total alkali - silica diagram of the Ordovician acid volcanites.



Şekil 7. Ordovisiyen asit volkanitlerin Irvine ve Baragar (1971)'e göre sınıflaması.

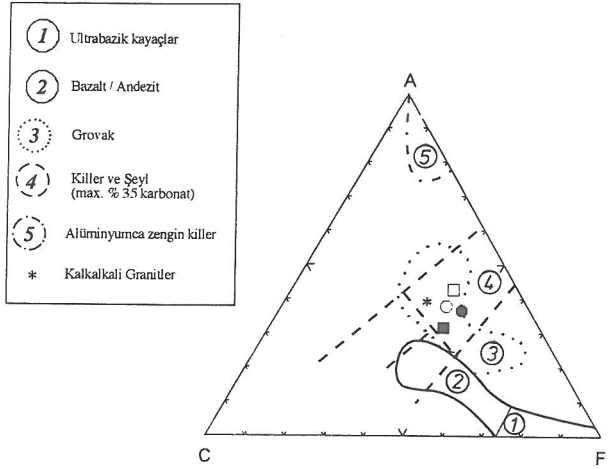
Figure 7. Classification of the Ordovician acid volcanites according to Irvine and Baragar (1971).



Şekil 8. Ordovisiyen asit magmatitlerin (plütonit ve volkanit) Shand indeks'e göre kimyasal sınıflaması (Maniar ve Picoli, 1989).

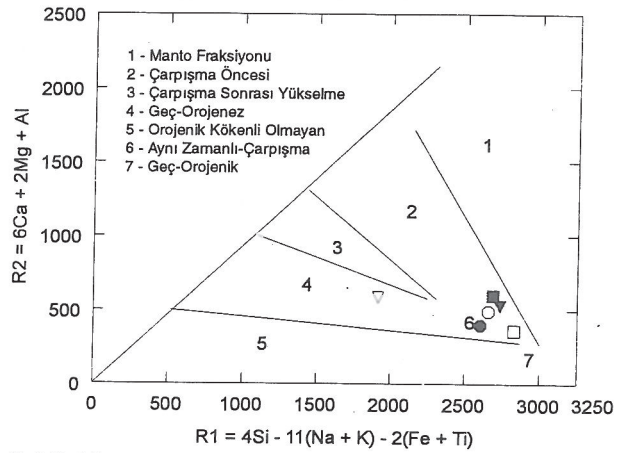
Figure 8. Chemical classification of the Ordovician acid magmatites (plutonite and volcanite) according to Shand's index (Maniar ve Picoli, 1989).

ve yüksek silis değeri nedeniyle S-tipi magmatik bir kökene işaret etmektedir (Chappell ve White, 1974; Pitcher, 1993). Sedimanter bir kaynaktan türedikleri ya da protolitler üst kabuk malzemesinin kısmi erimesi ürünleri olduğu anlaşılmaktadır. ACF diyagramında plütonik kayaç örneklerinin grovaxların sınırladığı alan içinde ve kalk-alkali granitlere yakın olarak konumlandığı gözlenmektedir (Şekil 9).



Şekil 9. Ordovisiyen asit plütonitlerin ACF diyagramı (Winkler, 1979).

Figure 9. Plots of the Ordovician acid plutonites on the ACF diagram (Winkler, 1979).



Şekil 10. Ordovisiyen asit magmatitlerin Batchelor ve Bowden (1985)'e göre tektonik ortam sınıflaması.

Figure 10. Classification of the Ordovician acid magmatites on the tectonic setting according to Batchelor and Bowden (1985).

f) Asit magmatitlerin çarpışma ile eş zamanlı (CCG) granitoidler oldukları görülmektedir (Şekil 10). Maniar ve Picoli (1989) tarafından önerilen granitoid sınıflamasında ise benzer tektonik konum sergiledikleri anlaşılmaktadır (Şekil 8).

Bazı iz elementlerin birbirleriyle ilgili değişimleri granitoidlerin tektonik konumlarının orta-

ya konulmasında oldukça önemlidir. Granitoidler; okyanus ortası granitoidleri (ORG), volkanik yay granitoidleri (VAG), levha içi granitoidler (WPG) ve çarpışma granitoidleri (COLG) olarak başlıca dört grup altında bölümlere ayrılmaktadır (Pearce ve diğ., 1984).

Bu çalışmada ayrıca, Mutki metagranitine ait 9 adet granitoid örneğinin (Çizelge 2) tektonik konumları ilgili diyagramlara dökülmüştür (Şekil 11). Örneklerin tümünün çarpıma ile eşyaşlı volkanik yay granitoidleri (VAG) oldukları izlenmektedir.

SONUÇ

Bugünkü konumu itibarıyla yaklaşık doğu-batı uzanımına sahip ve Türkiye'deki bazı asit magmatitleri de içine alan Alp-Himalaya Orojenik kuşağında yüzeylenen eş yaşlı (Ordovisiyen döneme ait) magmatik ürünlerin yukarıda değinilen petrokimyasal karakterleri, jeolojik tarihte aynı paleocoğrafik evrimden etkilenmiş olabilecekleri ihtimalini desteklemektedir. Bugün farklı coğrafik bölgelerde gözlenen Ordovisiyen yaşlı asit magmatik kayaç topluluklarının jeokimyasal açıdan benzer özellikler taşımasının tesadüfi olmadığına inanılmaktadır.

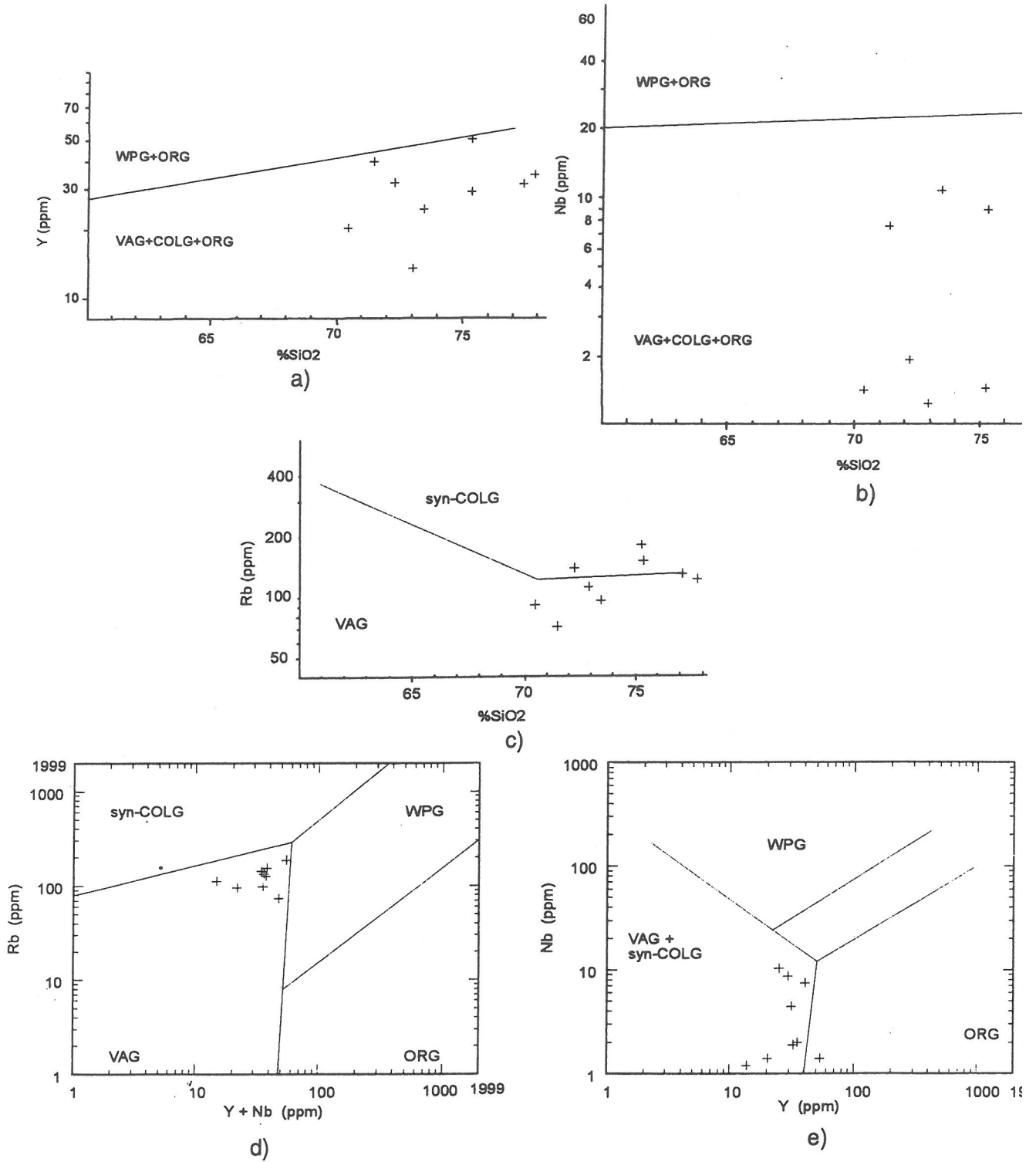
DEĞİNİLEN BELGELER

- Batchelor, R.A., ve Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicatication parameters : *Chemical Geology*, 48, 43-55.
- Cerit, O., 1990, Bolu Masifinin jeolojik ve tektonik incelenmesi : H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 217 s. (yayınlanmamış).
- Chappell, B.W. ve White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types, *Pacific geology*, 8, 173-174.
- Debon, F. ve Le Fort, P., 1982, A chemical, mineralogical classification of common plutonic rocks and association : *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73, 135-149.

- Dora, Ö.O., Kun, N. ve Candan, O., 1992, Menderes Masifinin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu : *Türkiye Jeo. Bült.*, 35, 1-14.
- Helvacı, C., 1983, Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) bölgesi metamorfik kayalarının petrojenezi : *T.J.K. Bült.*, 26, 117-132.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide chemical classification of the common volcanic rocks : *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Le Bas, M.J., ve Streckeisen, A.L., 1991, The IUGS systematics of igneous rocks : *Jour. Geol. Soc.*, London, 148, 825-833.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. ve Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram : *J. Petrol.*, 27, 745-750.
- Le Fort, P., Debon, F., Pecher, A., Sonet, J. ve Vidal, P., 1986, The 500 Ma Magmatic event in Alpine Southern Asia, A thermal Episode at Gondwana Scale : *Sciences de la Terre, Memorie* 47, 191-209.
- Maniar, P.D. ve Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids : *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 635-643.
- Mason, R., 1978, *Petrology of the metamorphic rocks* : George Allen and Unwin, Thomas Murby, London, 254 p.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. ve Trindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks : *Jour. Petrol.*, 25, 956-983.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic Rocks from the Pontic Chain, Northern Turkey : *Bul. Volcanol.* 39, 557-569.
- Peccerillo, A., Poli, G., Sassi, F.P. Zirpoli, G. ve Mezzacasa, G., 1979, New data on the Upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps : *N.Jb. Miner. Abh.* 137/2, 162-183.

Örnek	UT-6	UT-22	UT-37B	UT-73	UT-110	UT-124	UT-128	UT-166	UT-203
SiO ₂	73.48	70.46	75.36	72.24	71.47	78.48	77.38	72.91	75.21
İz element (ppm)									
Nb	10.3	1.4	8.6	1.9	7.4	2.0	4.4	1.2	1.4
Zr	106.6	75.2	98.2	98.4	124.5	107.6	124.5	54.4	76.0
Y	25.0	20.4	29.5	32.6	40.4	35.3	31.7	13.7	53.7
Sr	99.0	135.8	11.3	35.0	133.7	58.0	62.3	47.7	17.0
Rb	97.6	94.8	152.8	142.5	72.7	125.1	133.3	112.2	185.8
Ga	15.8	13.6	17.3	16.0	14.7	15.2	14.8	11.4	15.0
Ni	3.0	1.2	3.2	2.5	2.3	1.2	3.7	2.9	3.5
Co	30.9	67.3	20.0	36.0	37.8	36.6	29.4	32.0	28.8
Cr	9.0	10.2	11.0	10.3	9.1	9.1	9.9	8.3	12.9
V	0.3	1.9	-0.8	0.9	4.8	4.7	7.4	0.2	-0.7
Ba	688.6	1138.4	235.9	831.6	531.7	886.8	876.3	1055.2	369.4

Çizelge 2. Mutki meta-granitinin kimyasal bileşimi.
Table 2. Chemical composition of Mutki Meta-granite.



Şekil 11. Mutki Meta-granitine ait örneklerin, (a) Y-SiO₂, (b) Nb-SiO₂, (c) Rb-SiO₂, (d) Nb-Y ve (e) Rb-(Y+Nb) ayırtman diyagramlarında dağılımları (Pearce, ve diğ., 1984).

Figure 11. Distribution of the samples from Mutki Meta-granite on Y-SiO₂ (a), Nb-SiO₂, (b), Rb-SiO₂ (c), Nb-Y (d) and Rb-(Y+Nb) (e) discriminant diagrams (Pearce, ve diğ., 1984).

- Pitcher, W.S., 1993, The nature and origin of granite : Blackie Academic and Professional, London, 321 p.
- Purtscheller, F. ve Sassi, F.P., 1975, Some thoughts on the Pre-Alpine metamorphic history of the Austridic Basement of the Eastern Alps : *TMPM*, 22, 175-199.
- Satır, M. ve Friedrichsen, H., 1986, The origin and evolution of the Menderes Massif, W-Turkey; A rubidium / Strontium and oxygen isotope study : *Geol. Rund.*, 75/3, 703-714.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1981, Mutki (Bitlis) yöresi Metamorfitlelerinin petrografisi / petrolojisi : Y.Müh. Tezi, H.Ü. Mesef., 163 s. (yayınlanmamış).
- Tolluoğlu, A.Ü., 1988, A geochemical approach to the origin of quartzo-feldspathic-gneiss in the Mutki area, Bitlis Massif, SE Turkey : *METU Jour. Pure and Appl. Sci.*, 21/1-3, 447-460.
- Tolluoğlu, A.Ü. ve Erkan, Y., 1982, Mutki (Bitlis) yöresindeki bölgesel metamorfik kayaların petrografik incelenmesi : *Yerbilimleri*, 9, 73-89.
- Winkler, H.G.F., 1979, *Petrogenesis of metamorphic rocks* : Springer, Berlin, 237 p.

HOROZ PLÜTONUNUN (ULUKIŞLA-NİĞDE) OLUŞUMUNDA DENGELENMİŞ HİBRİD SİSTEMİN MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL KANITLARI *Mineralogical and geochemical evidences for the equilibrated hybrid system in the genesis of Horoz Pluton, Ulukışla-Niğde area, Turkey*

Ali ÇEVİKBAŞ	MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüt ve Arama Dairesi 06520, Ankara
Durmuş BOZTUĞ	Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 İst.
Cavit DEMİRKOL	Çukurova Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
Sabah YILMAZ	Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas
Mustafa AKYILDIZ	Çukurova Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
Mustafa AÇLAN	Çukurova Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
Özay DEMİR	Çukurova Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
Rıza TAŞ	Çukurova Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: Permian yaşlı Bolcardağ mermeri içerisine sıcak dokanakla sokulum yapan ve hornblend - hornfels fasiyesinde kontakt metamorfizma etkisi meydana getiren Üst Kretase-Paleosen yaşlı Horoz plütunu, arazide, orta taneli hornblend-biyotit granodiyorit ve ince - orta taneli biyotit granodiyorit olarak haritalanabilir iki kayaç türünden oluşmaktadır. Birkaç cm'den - dm'ye kadar değişen boyutlarda mikrogranüler dokulu ve kuvars monzodiyorit/kuvars diyorit bileşimli mafik magmatik enklav (MME) içeren bu kayaçlar, ayrıca, kuvars monzodiyorit bileşimli mafik ve aplit bileşimli felsik dayklar tarafından da kesilmektedir. Orta taneli hb-bi granodiyoritler kuvars + plajiyoklaz + albit + ortoklaz + biyotit + hornblend mineral topluluğundan oluşurken; ince - orta taneli bi - granodiyoritler ise kuvars + plajiyoklaz + albit + ortoklaz + biyotit topluluğundan oluşmaktadır. Arazide çıkma düzeyinde gözlenen MME'ler ile mafik dayklar, eşyaşlı mafik ve felsik magma kaynaklarının fiziksel (mekanik) karışımı (magma mingling) sırasındaki mafik magma kaynağını; mikroskop altında gözlenen K feldspat-hornblend poikilitik dokusu, kuvars-hornblend, kuvars-titanit ve kuvars-biyotit gözlü dokuları, bıçağımsı biyotit ve plajiyoklazlardaki süngerimsi/hücremsi biçimli çözünme/erime dokuları gibi özel dokular ise bu iki magma kaynağının kimyasal karışımı (magma mixing) sonucu gelişen "dengelenmiş hibrid sistemi" karakterize etmektedirler. Dengelenmiş hibrid sistemin ürünü olan hb-bi granodiyoritler ve bi-granodiyoritler, jeokimyasal olarak, oldukça homojen bir grup oluşturmakta ve kalkalkalin, alümino-kafemik, felsik I-tipi ve çoğunlukla magnezyumlu bir karakter sergilemekte iken; mafik magma kaynağını temsil eden ve kuvars-nzodiyoritlerden oluşan mafik dayklar ise yine homojen bir grup oluşturmakta ve kalkalkalin, kafemik, mafik I tipi ve tamamen magnezyumlu bir jeokimyasal karakter sergilemektedir. Mafik ve felsik magmalar arasındaki dengelenmiş hibrid sistemin ürünü olan hb-bi granodiyorit ve bi-granodiyoritler ile bu karışımdaki mafik magma kaynağını karakterize eden mafik dayklar arasındaki ana element jeokimyası benzerliği, eser element jeokimyasında da görülmektedir.

ABSTRACT: The Horoz pluton (Upper Cretaceous - Palaeocene) intrudes the Bolcardağ marble (Permian) by forming a contact aureole developed in the hornblende - hornfels facies. This pluton can be subdivided into two mapable rock types such as medium - grained hornblend-biotite granodiorite and fine - to medium - grained biotite granodiorite. The Horoz pluton, including some mafic microgranular enclaves (MME) with the quartz monzodioritic and aplitic in compositions, respectively. The medium - grained hb-bi granodiorites and fine-to medium - grained bi-granodiorites are composed of quartz + plagioclase + albite + orthoclase + biotite + hornblend, and quartz + plagioclase + albite + orthoclase + biotite mineral assemblages, respectively. The mafic dykes an MME, observed in the outcrop during fieldwork, are between the coeval mafic and felsic magmas. On the other hand, some special microscopical

textures such as *K. feldspar-hornblende poikilitic texture, quartz-hornblende ocellar, quartz-sphene ocellar, quartz - biotite ocellar, blade biotite, and spongy - cellular dissolution / melting textures due to magma mixing process between the coeval mafic and felsic magma sources. Hb-bi granodiorites and bi - granodiorites, products of the equilibrated hybrid system, constitute a homogenous group in geochemistry indicating calc-alkaline, alumino-caffemic, felsic I-type, and mostly magnesian characteres. As for the mafic dykes, consisting of quartz monzodiorite and remarking the mafic magma source, they also describe a homogenous group in geochemical composition representing calc-alkaline, caffemic, mafic I-type, and purely magnesian features. The similarity in the major element geochemistry of the hb-bi granodiorites, bi-granodiorites and mafic dykes is also observed in the trace element geochemistry.*

GİRİŞ

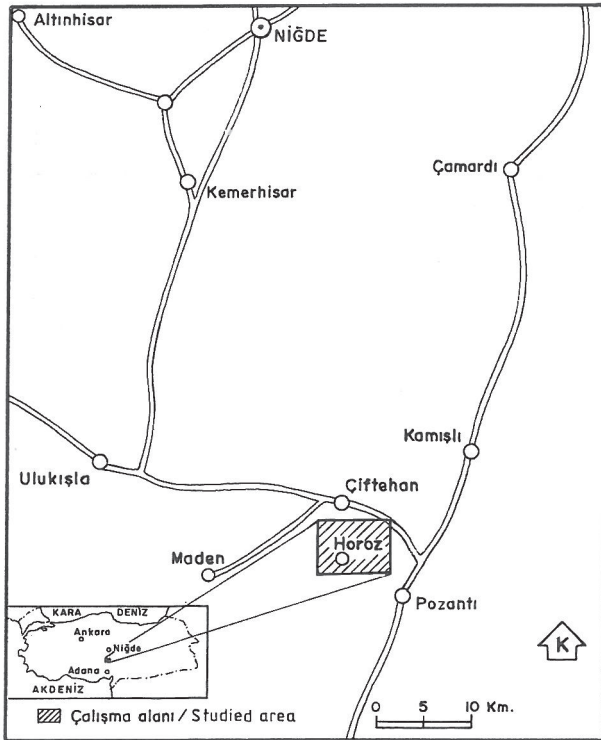
Horoz plütunu, Orta Torosların Bolkaradağları kesiminde, Niğde iline bağlı Ulukışla ilçesi Horoz köyü ve çevresinde (1/25.000 ölçekli Kozan N33-b1 paftasında) yüzeylenmektedir (Şekil 1). Permiyen yaşlı Bolkaradağ mermerleri (Çevikbaş ve Öztunalı, 1992) içerisine sıcak dokanakla yerleşen ve orta taneli hornblend-biyotit granodiyorit ile ince-orta taneli biyotit granodiyorit türü kayalardan oluşan plütון içerisinde (Şekil 2), cm-dm boyutlu ve yuvarlağımsı-elipsoyidal biçimli ve mikrogranüler dokulu mafik magnetik enklavlar (MME) (Didier ve Barbarin, 1991) ile birkaç dm'den-birkaç m'ye kadar değişebilen kalınlıklara sahip mafik dayklar da görülmektedir (Şekil 3). Aynı plütון içerisinde hem MME'lerin hem de mafik daykların birlikte görülmeleri durumunda; MME'lerin, tamamen sıvı haldeki felsik bir magmaya yarı katı-yarı sıvı halde (visko-plastik) iken karışan (fiziksel karışım = magma mingling) mafik magma damlacıklarını /kabarıcılarını, mafik daykların ise katılmış (plastik) haldeki felsik

kayaçlarda gelişen kırık-çatlaklara, tamamen sıvı halde iken yerleşmiş mafik magma kaynağını karakterize ettikleri bilinmektedir (Fernandez ve Barbarin, 1991; Barbarin ve Didier, 1992; Yılmaz ve Boztuğ, 1994). MME'lerin arazide görülmeleri ile birlikte, bu MME'leri içeren plütönik kayaların oluşumunda etkin olan fiziksel (mekanik) magma karışımı (magma mingling) olayının, aynı zamanda, kimyasal karışım (magma mixing) şeklinde de etkin olup olmadığı ancak mikroskopik (Hibbard, 1991) ve jeokimyasal olarak incelenebilmektedir.

Bu çalışmanın amacı, Horoz plütönunun oluşumunda etkin olan eşyaşlı mafik ve felsik magmaların fiziksel (mekanik) karışım (magma mingling) ve kimyasal karışım (magma mixing) süreçlerini (Didier ve Barbarin, 1991; Fernandez ve Barbarin, 1991; Barbarin ve Didier, 1992; Yılmaz ve Boztuğ, 1994) yansıtan saha verileri ile mineralojik ve jeokimyasal kanıtları sunmaktır.

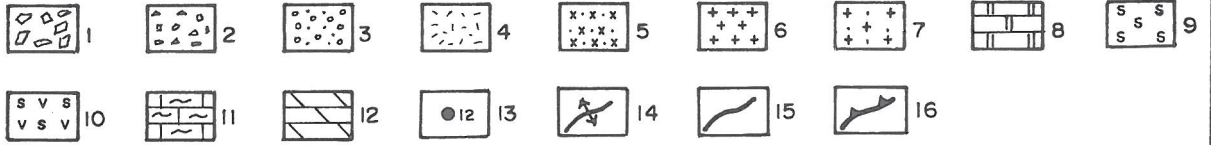
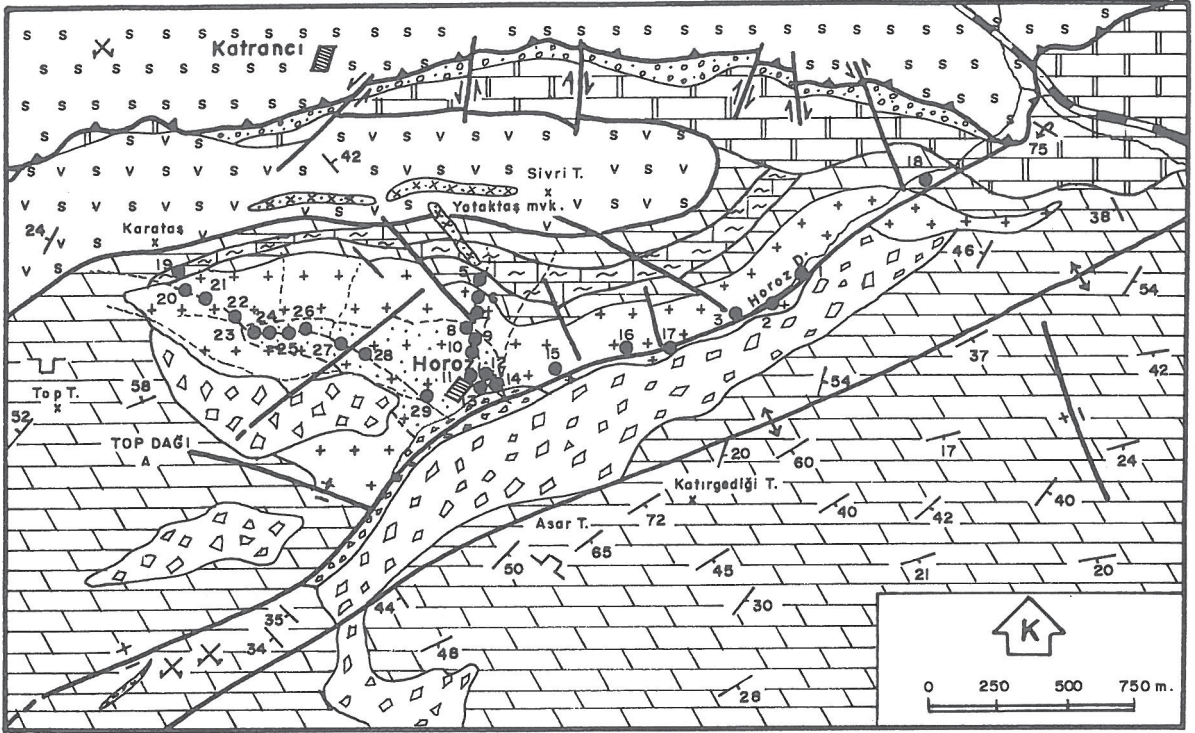
İlk kez Blumenthal (1956) tarafından "biyotitli granit" olarak tanımlanan Horoz plütönü üzerinde, günümüze kadar herhangi bir modern petrolojik-petrojenetik özgün çalışma gerçekleştirilememekle birlikte, Çalapkulu (1980) tarafından plütönün jeolojik konumu ile mineralojik-petrografik özellikleri ve Çevikbaş ve Ateş (1994) tarafından da plütönün Bolkar grubundaki yeri ve cevherleşme bakımından önemi konularında yapılan çalışmaların dışında; Çevikbaş (1991), Çevikbaş ve Öztunalı (1991, 1992) ve Çevikbaş ve diğ. (1992) tarafından Ulukışla-Çamardı-Adana-Pozantı yörelerinin jeolojisi, maden yatakları ve jeodinamik evriminin incelendiği çalışmalarda da Horoz plütönuna değinilmiştir.

Çevikbaş ve Öztunalı (1992) tarafından verilen jeoloji haritasının temel alındığı bu çalışmada, Horoz plütönü, dokusal özellik ve mineralojik bileşim ölçütlerine göre iki farklı fasiyese ayrılmıştır (Şekil 2). Çoğunluğu Horoz plütönundan olmak üzere toplam 29 adet kayaç örneği alınarak, örneklerin tamamının NIKON Labophot-Pol tipi binoküler mikroskopta mineralojik-petrografik incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Mikroskopik çalışmalar sonucunda taze ve karakteristik olduğu kanısına varılan toplam 20 adet örneğin tümkayaç ana ve eser element analizleri, USGS (Flanagan, 1976) ve CRPG (Govindaraju, 1989) kayaç standartları (Çizelge 1) eşliğinde, RIGAKU-3270-E (WDS) tipi X-Işımları Floresans Spektrometresinde (XRF) gerçekleştirilmiştir. Laboratuvar çalışmalarının tümü, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği



Şekil 1. Yer bulduru haritası.
Figure 1. The location map.

HOROZ PLÜTONU VE ÇEVRE KAYAÇLARININ JEOLJİ HARİTASI (GEOLOGICAL MAP OF THE HOROZ PLUTON AND SURROUNDINGS)



Şekil 2. Horoz plütönu ve çevre kayaçlarının jeolojî haritası (Çevikbaş ve Öztunalı, 1992'den değiştirilmiştir.) 1. Yamaç molozu (Kuvaterner), 2. Taraça (Pliyo-Kuvaterner), 3. Geyikpınarı Çakıltası üyesi (Paleosen), 4. Karboğazi andeziti (Ü. Kretase-Paleosen), 5. Yataktaş kuvars-porfiri (Ü. Kretase-Paleosen), 6. Horoz plütönu hb-bi granodiyorit (Ü. Kretase-Paleosen), 7. Horoz plütönu bi-granodiyorit (Ü. Kretase-Paleosen), 8. Kalkankaya formasyonu (Ü. Mestrihtiyen-A. Paleosen), 9. Alihoca ofiyolit kompleksi (Kretase), 10. Madenköy ofiyolitli melanjı (Kretase), 11. Asmacık şist üyesi (Permien), 12. Bolkardağ mermeri (Permien), 13. Örnek lokasyonu, 14. Antiklinal, 15. Fay, 16. Bindirme fayı.

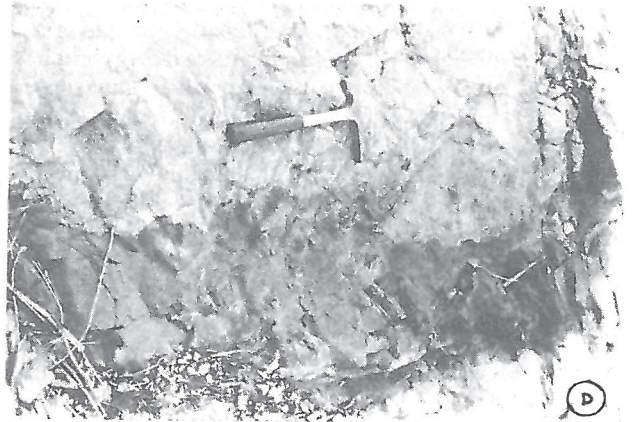
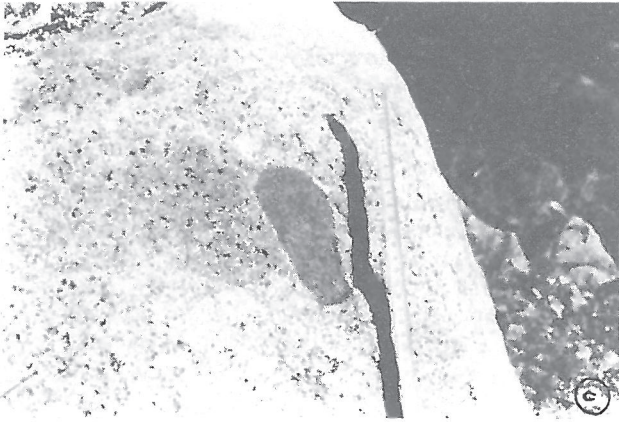
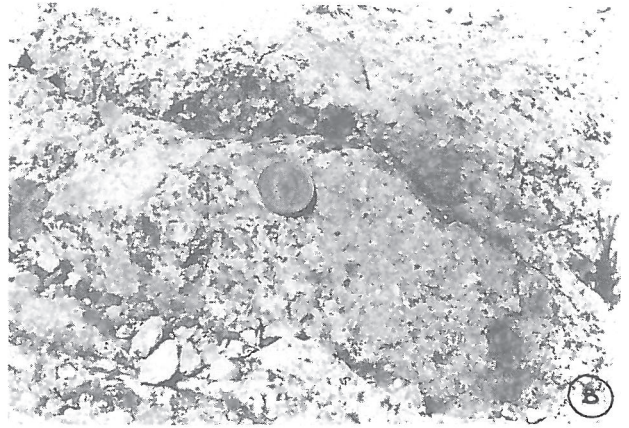
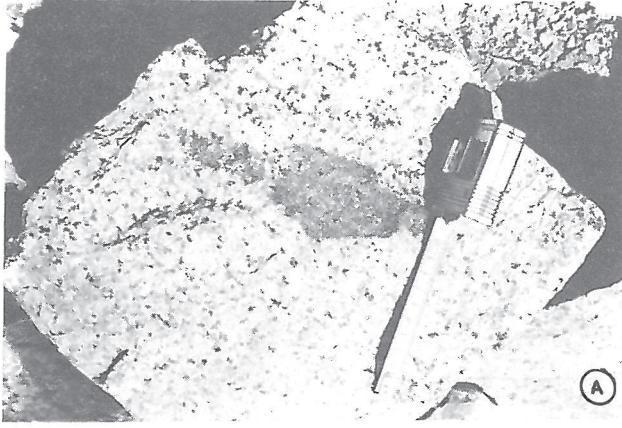
Figure 2. Geological map of the Horoz pluton and surroundings (modified after Çevikbaş and Öztunalı, 1992). 1. Talus (Quaternary), 2. Terrace (Plio-Quaternary), 3. Geyikpınarı conglomerate member (Paleocene), 4. Karboğazi andesite (U. Cretaceous-Paleocene), 5. Yataktaş quartz-porphry (U. Cretaceous-Paleocene), 6. Hb-bi granodiorite from Horoz pluton (U. Cretaceous-Paleocene), 7. Bi-granodiorite from Horoz pluton (U. Cretaceous-Paleocene), 8. Kalkankaya formation (U. Maastrichtian-L. Paleocene), 9. Alihoca ophiolitic complex (Cretaceous), 10. Madenköy ophiolitic mélangé (Cretaceous), 11. Asmacık schist member (Permian), 12. Bolkardağ marble (Permian), 13. Sample location, 14. Anticline, 15. Fault, 16. Thrust fault.

Bölümü İnce Kesit. Kırna-Öğütme-Elleme ve Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Araştırma Laboratuvarlarında (MİPJAL) yürütülmüştür.

JEOLJİK KONUM

Horoz plütönu. Horoz köyünün bulunduğu vadi içinde yaklaşık 3 km uzunluk ve 2 km kadar

genişlikteki bir alanda ve Bolkardağ antiklinalinin kuze-yine doğu-batı uzanımlı olarak yüzeylenir. Dokusal özellik ve mineralojik bileşim esasına göre iki farklı tasıyes halinde haritalanan Horoz plütönünde (Şekil 2), orta taneli ve hornblend - biyotit granodiyorit olarak tanımlanabilecek kayaçlar, plütönün ana kütlelerini



Şekil 3. Horoz plütünü içerisinde görülen mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlar, MME (a-c) ve mafik daykaların (d) genel görünümü.

Figure 3. General view of the mafic microgranular enclaves, MME (a-c) and mafic dykes in the Horoz pluton.

oluştururken; ince-orta taneli ve biyotit-granodiyorit (ve hatta bazan biyotit-tonalit) olarak tanımlanabilecek kayalar ise ana kütlede içerisinde yüzeylenmektedir (Şekil 2). Horoz plütünü kayaları içerisinde, cm-dm boyutlu, yuvarlağımsı-elipsoyidal biçimli ve eşyaşlı mafik ve felsik magmaların fiziksel (mekanik) karışımı karakterize eden mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavların yanı sıra, bol miktarda mafik (Şekil 3) ve az miktarda da felsik dayklara rastlanmaktadır. Horoz plütünü, sıcak dokanakla sokulu yaptığı Bolkaradağ mermerlerinde, hornblend-granat fels türü hornblend-hornfels fasiyesini karakterize eden bir kontakt metamorfizma zonu ile birlikte önemli Pb-Zn cevherleşmeleri de oluşturmuştur.

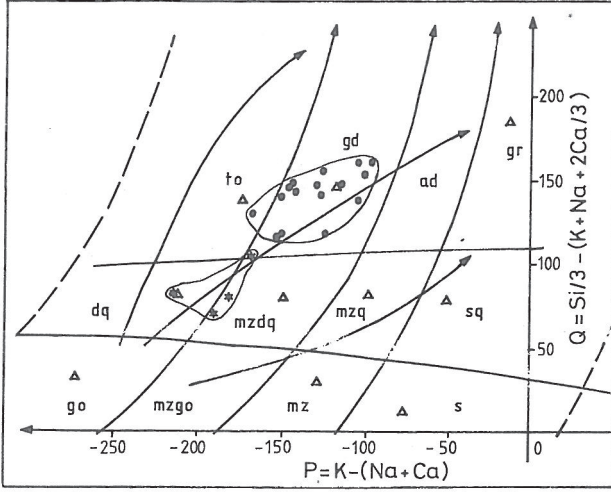
Horoz plütünüün yerleşim yaşı hakkındaki tartışmalar, herhangi bir radyometrik veya çevre kayalarla ilgili biyokronolojik yaş verisi olmamakla birlikte, genellikle Üst Kretase-Paleosen arasında yoğunlaşmaktadır. Bunun nedeni de, plütünü, Bolkaradağ mermerleri içerisinde intrüziif olarak asılı kalmış ve plütünü ile ilgili olabileceği düşünülen kuvars-

porfirlerin de sadece Madenköy ofiyolitli melanjını kesmiş olmasıdır (Şekil 2). Örneğin Çalapkulu (1980) Alt Paleosen sonrası - Alt Eosen öncesi aralığında ve Çevikbaş ve Öztunalı (1992) ise Paleosen öncesi bir yerleşim yaşı önermektedirler. Bu çalışmada ise kabaca Üst Kretase-Paleosen yerleşim yaşı benimsenmiştir.

Güney dokanağı, Horoz vadisi boyunca uzanan fay ile yüzeylenen Horoz plütünü, ayrıca, KD-GB ve KB-GD gidişli doğrultulu atımlı faylardan da etkilenmiştir (Şekil 2).

MİNERALOJİ-PETROGRAFI VE TÜMKAYAÇ JEOKİMYASI

Horoz plütünü daha önce de belirtildiği gibi, orta taneli hb-bi granodiyorit ile ince-orta taneli bi-granodiyorit bileşimli intrüziif kayaların (Şekil 2) yanı sıra, kuvars-monzodiyorit bileşimli bol miktarda MME, mafik dayk ve ender olarak da aplit bileşimli felsik dayklardan oluşmaktadır (Şekil 3). Bu kayaların mineralojik-petrografik ve tümkayaç kimyasal özellikleri şöyle sıralanabilir :



Şekil 4. Horoz plütönu kayâç örneklelerinin kimyasal adlandırma diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumları. to, tonalit; gd, granodiyorit; ad, adamellit; gr, granit; dq, gd, kuvars diyorit; mzdq, kuvars-monzodiyorit; mzq, kuvars-monzonit; sq, kuvars-siyenit; go, gabro/diyorit; mzgo, monzogabro/monzodiyorit; mz, monzonit; s, siyenit. İçi dolu daireler hb-bi granodiyorit ve bi-granodiyoritleri, yıldızlar ise mafik daykları gösterir.

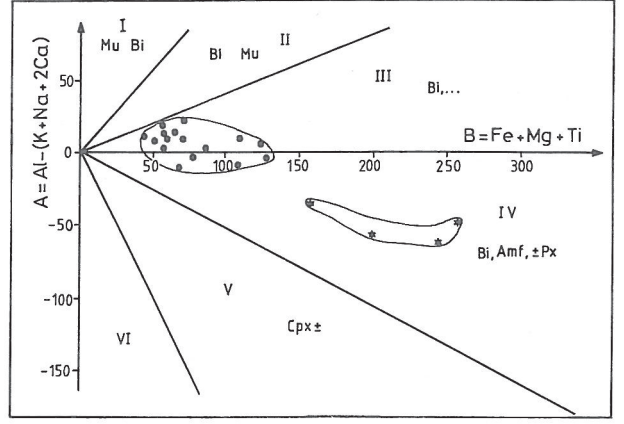
Figure 4. The distributions of the rock samples from Horoz pluton in the chemical nomenclature diagram (Debon and Le Fort, 1983). to, tonalite; gd, granodiorite; ad, adamellite; gr, granite; dq, quartz diorite; mzdq, quartz monzodiorite; mzq, quartz monzonite; sq, quartz syenite; go, gabbro/diorite; mzgo, monzogabbro/monzodiorite; mz, monzonite; s, syenite. Full circles and stars represent granodiorites and mafic dykes, respectively.

Hornblent-biyotit granodiyoritler

Orta taneli bir doku gösteren bu kayâçlar, ana element kimyasal analiz sonuçlarından (Çizelge 2) elde edilen parametreler yardımıyla (Debon ve Le Fort, 1983) isimlendirilmişlerdir (Şekil 4). Ana bileşenleri kuvars+plajiyoklaz +ortoklaz+biyotit+hornblend minerallerinden oluşan bu kayâçların tali bileşenleri ise tita nit+apatit+allanit minerallerinden oluşmaktadır. Feldispat minerallerinde genel olarak serisitleşme, hornblendlerde kloritleşme, karbonatlaşma ve epidotlaşma, biyotitlerde ise genellikle kloritleşme gözlenmektedir.

Biyotit-granodiyoritler

Hb-bi granodiyorit türü kayâçlardan oluşan Horoz plütönu ana kütle içinde ikinci fasiyesi oluşturan bu kayâçlar, tipik olarak daha ince tanelidirler. Tüm özellikleri itibarıyla hb-bi granodiyoritlere benzeyen bi-granodiyoritlerin yegane farklılıkları, ince-orta taneli dokularının yanısıra mineralojik bileşimlerinde hornblend mineralinin bulunmamasıdır.



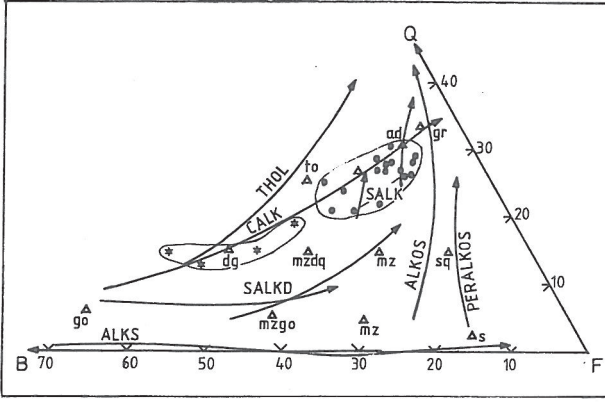
Şekil 5. Horoz plütönu kayâç örneklelerinin karakteristik mineraller diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumları. Diğer açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Figure 5. The distributions of rock samples from Horoz pluton in the characteristic minerals diagram (Debon and Le Fort, 1983). See Fig. 4 for other explanations.

Gerek hb-bi granodiyoritler, gerekse bi-granodiyoritler ana element jeokimyasal karakteristikleri bakımından tamamen benzer özellikler sergileyerek homojen bir grup oluşturmaktadırlar. Yukarıda değinilen mineralojik bileşimleri ve Çizelge 2'de verilen tüm kayâç kimyasal analiz sonuçlarından elde edilen parametrelere göre felsik I-tipi (Chappel ve White, 1974) bileşiminde olan bu kayâçlar, Debon ve Le Fort (1983) tarafından tanımlanan "karakteristik mineraller" diyagramında alümino-kafemik bir magmatik topluluk trendi sergilemektedirler (Şekil 5). Alümino-kafemik topluluğun alt tipini belirlemeye yönelik QBF üçgen diyagramında (Debon ve Le Fort, 1983) ise tipik olarak kalkalkalin özellik göstermektedirler (Şekil 6). Kalkalkalin özellik, ayrıca Irvine ve Baragar (1971) tarafından tanımlanan toplam alkaliler-silis ve AFM diyagramları (Şekil 7, 8) ile Peacock (1931) diyagramında da göze çarpmaktadır (Şekil 9). Hb - bi granodiyoritler ile bi - granodiyoritler, Debon ve Le Fort (1988) tarafından önerilen Mg/Fe+Mg - B diyagramında ise çoğunlukla magnezyumlu bölgede yer alırlar (Şekil 10).

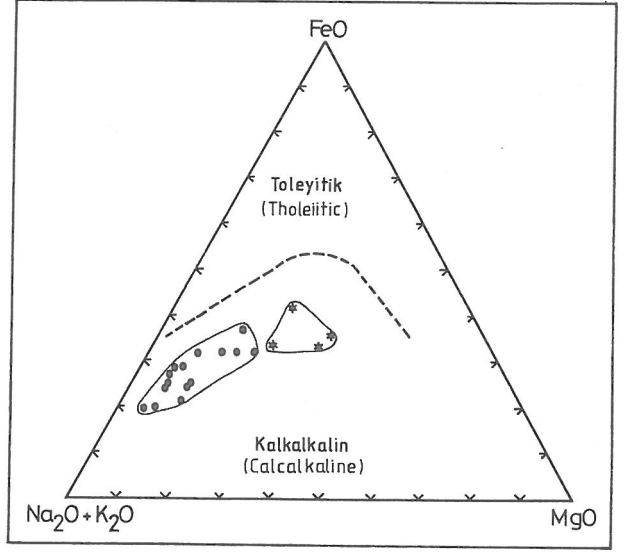
Hb-bi granodiyoritler ile bi-granodiyoritler, ana element jeokimyasal bileşimleri bakımından gösterdikleri bu birlikteliği, eser element jeokimyasında da göstermektedirler. Örneğin, Pearce ve diğ. (1984) tarafından tanımlanan ORG'ye göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılım deseni diyagramında, homojen bir dağılımın yanısıra negatif Ba anomalisi (Şekil 11) ile belirginleşen ve "çarpmışa sonrası granitoidleri, post-COLG" olarak tanımlanan (Pearce ve diğ., 1984; Şekil 1f) trende benzer bir özellik sergilemektedirler.

Horoz plütönu hb-bi granodiyoritleri ile bi-granodiyoritlerinin jeodinamik konumlarını belirlemeye yönelik ana ve eser element diyagramlarına bakıldığında; Batchelor ve Bowden (1985) tarafından



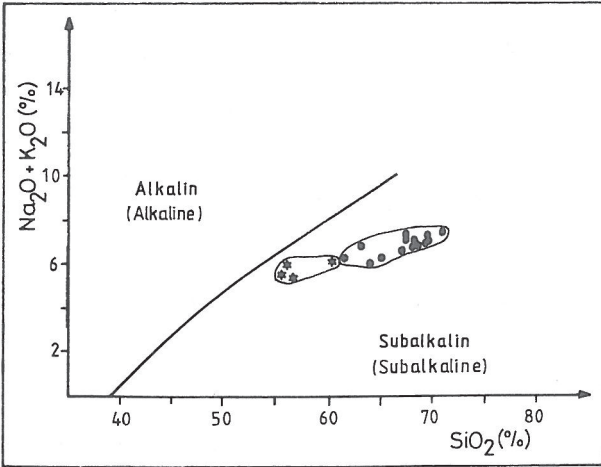
Şekil 6. Horoz plütönu kayâç örneğlerinin QBF üçgen diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumları. THOL, toleyitik; CALK, kalkalkalin; SALKL, açık renkli subalkalin; SALKD, koyu renkli subalkalin; ALKS, silişçe doygün alkalin; ALKOS, silişçe aşırı doygün alkalin; PERALKOS, silişçe aşırı doygün peralkalin. Diğere açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Figure 6. The distribution of the rock samples from Horoz pluton in QBF triangular diagram (Debon and Le Fort, 1983). THOL, tholeiitic; CALK, calc-alkaline; SALKL, light-coloured subalkaline; SALKD, dark-coloured subalkaline; ALKS, alkaline saturated; ALKOS, alkaline oversaturated; PERALKOS, peralkaline oversaturated. See Fig. 4 for other explanations.



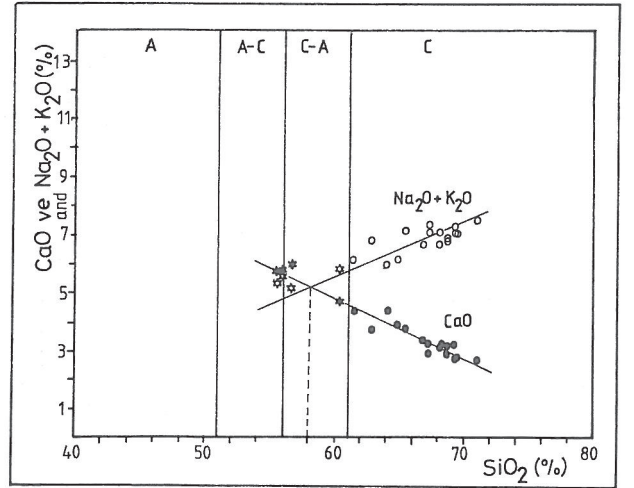
Şekil 8. Horoz plütönu kayâç örneğlerinin AFM üçgen diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumları. Diğere açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Figure 8. The distribution of rock samples from Horoz pluton in AFM triangular diagram (Irvine and Baragar, 1971). See Fig. 4 for other explanations.



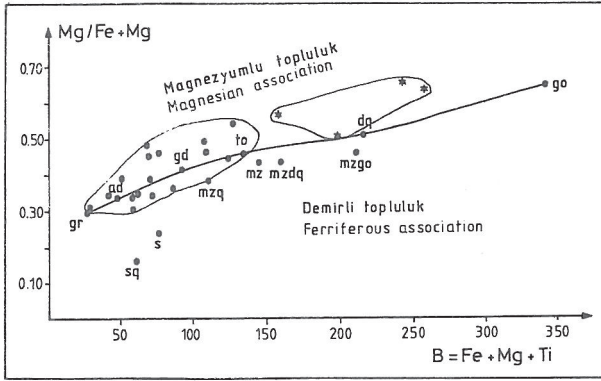
Şekil 7. Horoz plütönu kayâç örneğlerinin TAS diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumları. Diğere açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Figure 7. The distribution of the rock samples from Horoz pluton in the TAS diagram (Irvine and Baragar, 1971). See Fig. 4 for other explanations.



Şekil 9. Horoz plütönu kayâç örneğlerinin Peacock (1931) diyagramındaki konumları. A, alkalic; A-C, alkali-calcic; C-A, calcalkaline; C, calcic. Diğere açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Figure 9. The distribution of the rock samples from Horoz pluton in Peacock (1931) diagram. A, alkalic; A-C, alkali-calcic; C-A, calcalkaline; C, calcic. See Fig. 4 for other explanations.



Şekil 10. Horoz plütünü kayaç örneklerinin Mg/Fe+Mg - B diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1988) konumları. Diğer açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Figure 10. The distribution of rock samples from Horoz pluton in Mg/Fe+Mg - B diagram (Debon and Le Fort, 1988). See Fig. 4 for other explanations.

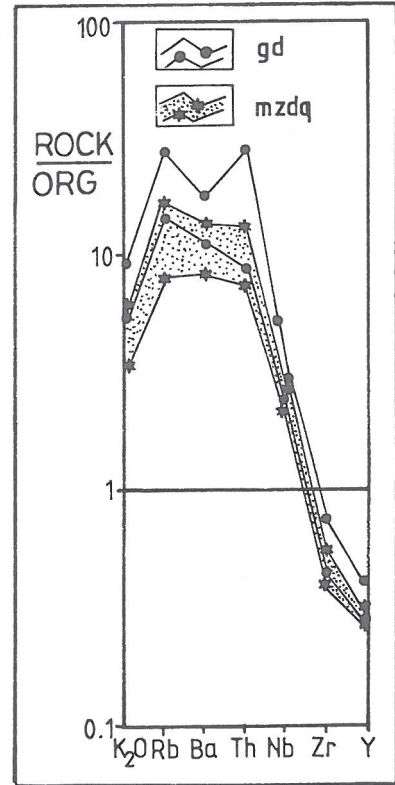
tanımlanan ve ana elementlere dayalı R1-R2 diyagramında yay magmatizması (Şekil 12), Pearce ve diğ. (1984) tarafından tanımlanan ve eser elementlere dayalı diyagramlarda ise yay ve yay-levha içi geçiş özelliği gösteren bölgelere (Şekil 13) düştükleri görülmektedir. Diğer taraftan, özellikle yay ve çarpışma sonrası granitoidlerin bu eser element diyagramlarında birbirlerinden iyi ayırt edilemedikleri, bizzat Pearce ve diğ. (1984) tarafından da belirtilmektedir. Pearce ve diğ. (1984) tarafından belirtildiğine göre, bunun nedeni, post-COLG granitoidlerin, diğer granitoidlerden farklı olarak sadece belirli bir jeodinamik ortamda belirli bir kaynak malzemedenden ziyade, çeşitli jeodinamik ortamlarda çeşitli kaynak malzemelerden türemiş magmalardan itibaren oluşabilmeleridir. Örneğin, çarpışmayı izleyen termal rahatlamadan dolayı alt kabuğun ve çarpışma sonrası yükselme/erozyona bağlı adiyabatik dekompresyon nedeniyle de üst mantonun kısmi erimeye uğraması sonucu "levha içi" veya "yay" konumlu granitoidler meydana gelebilmektedir. Ayrıca, çarpışma sonrası dalma-batma olayının tekrar yenilenmesiyle "çarpışma sonrası" bir jeodinamik ortamda normal "yay" bileşimli granitoidlerin oluşabileceği de belirtilmektedir (Pearce ve diğ., 1984; s. 974-975). Böylece, çarpışmaya bağlı granitoidlerin; çarpışma geometrisinin bir fonksiyonu olarak kısmi erime olayına katılan kabuk ve manto malzemesinin durumuna göre, eser element diyagramlarından özellikle Rb - (Y+Nb) diyagramında, "yay-levha içi-çarpışmayla eş zamanlı" bölgelerin üçlü birleşme noktalarına yakın bir alanda konumlanabilecekleri belirtilmektedir (bkz. Pearce ve diğ., 1984; Şekil 6).

Sonuç olarak, Horoz plütünü granodiyoritlerinin bazı diyagramlarda yay magmatizması, bazı diyagramlarda da çarpışma sonrası veya yay-levha içi geçiş özelliği göstermesi, zaten yerleşmiş olan bir ofiyolitik birimi (Madenköy ofiyolitik melanjını) kesmesi verisi

ile birleştirildiğinde, bunun çarpışma sonrası (post-COLG) kalkalkalin bir plütön olabileceği düşünülmektedir. Bu özellikleri nedeniyle, Harris ve diğ. (1986) tarafından tanımlanan post-COLG grup-III magmatizması ile denetirilebilecek olan Horoz plütünü, petrojenez mekanizması bakımından, Alpler'deki Adamello (İtalya), Vedrette di Ries, Cima di Vila (İtalya-Avusturya); GB Avrupa Hersinidlerindeki Kuzey Portekiz granitik kayaçları, Maladeta magmatik kompleksi (Orta Pireneler, İspanya) Querigut plütönik kompleksi (Pireneler, Fransa) ve ülkemizdeki Çaltı plütönüne (İliç-Erzincan; Boztaş ve diğ., 1995) benzerlikler (Yılmaz, 1994) sunmaktadır.

Kuvars-monzodiyoritler

Horoz plütünü içerisinde mafik dayk olarak görülen H-12 ve H-14 no'lu kayaç örnekleri kimyasal isimlendirme diyagramında (Şekil 4) kuvars-monzodiyorit bölgesine düşerken, H-17 no'lu mafik dayk örneği kuvars-diyorit bölgesine düşmektedir. Diğer taraftan, Horoz plütünü bi-granodiyorit fasiyesi içerisindeki mafik dayktan alınan H-26 no'lu kayaç örneği (Şekil 2) ise granodiyorit-kuvars-monzodiyorit



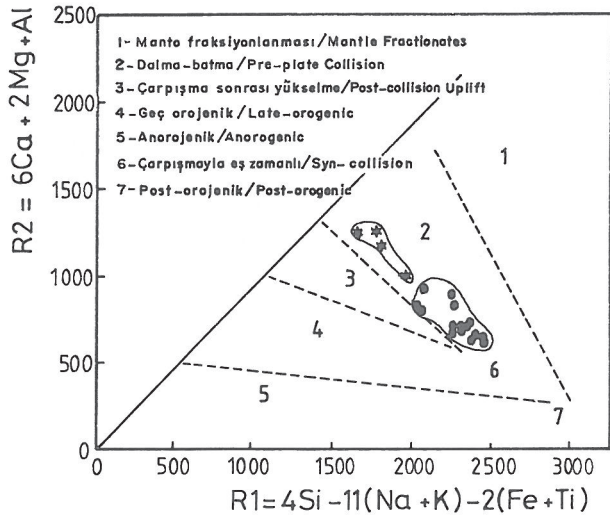
Şekil 11. Horoz plütünü kayaç örneklerinin ORG'ye (Pearce ve diğ., 1984) göre normalleştirilmiş uyumsuz element dağılım diyagramı.

Figure 11. The ORG (Pearce et al., 1984) normalized incompatible element distribution pattern of the rock samples from Horoz pluton.

geçiş bölgesinde (Şekil 4) konumlanmaktadır. Gerek mineralojik-petrografik, gerekse jeokimyasal özellikleri bakımından birlik oluşturmaları nedeniyle, bu kayalar, kuvars-monzodiyorit olarak gruplandırılmışlardır. Mafik dayk olarak gözlenen bu kayaç örnekleri holokristalin-porfirik doku göstermektedirler. Bu kayalar, hornblend+feldispattan (çoğunlukla plajiyoklaz) oluşan bir hamur içerisinde tipik olarak özşekilli, çoğunlukla çubuğumsu-prizmatit ve ender olarak da bıçağımsı-prizmatik biçimli ve yeşilimsi-kahverenkli hornblend fenokristalleriyle plajiyoklaz fenokristalleri içermektedir. Hornblend minerallerinde zaman zaman kloritleşmenin gözleendiği bu kayalarındaki tali bileşenler ise başlıca kuvars, titanik ve apatit minerallerinden oluşmaktadır.

Kuvars-monzodiyoritler, tıpkı granidiyoritlerde olduğu gibi, Şekil 5'ten 13'e kadar olan tüm diyagramlarda kendi aralarında homojen bir birlik oluşturmakta ve H-26 no'lu kayaç örneği aracılığıyla da granidiyoritlere çok yaklaşan bir trend sergilemektedirler. Çizelge 2'de verilen tümkayaç ana element jeokimyası ve mineralojik bileşim ölçütlerine göre mafik I-tipi karakter gösteren bu kayalar, kafemik bir magmatik topluluğun (Şekil 5) kalkalkalin alt tipine ait (Şekil 6) özellikler göstermektedir. Kalkalkalin özellik, ayrıca, Şekil 7 ve 8'de de kendisini göstermektedir. Horoz plütönündeki granidiyoritlerin çoğunlukla magnezyumlu bir karakter göstermelerine karşılık, kuvars-monzodiyoritler ise tamamen magnezyumlu bir karakter göstermektedir (Şekil 10).

Horoz plütönü granidiyoritleri ve kuvars-monzodiyoritleri, daha önce de belirttilediği gibi, minera-



Şekil 12. Horoz plütönü kayaç örneklerinin R1-R2 diyagramındaki (Batchelor ve Bowden, 1985) konumları. Diğer açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Figure 12. The distribution of rock samples from Horoz pluton in R1-R2 diagram (Batchelor and Bowden, 1985). See Fig. 4 for other explanations.

lojik ve ana element jeokimyası karakteristikleri bakımından (Şekil 4-10) kendi aralarında homojen gruplar oluşturmakla birlikte; diğer taraftan, bu iki grup, H-26 no'lu kayaç örneği vasıtasıyla birbirlerine yaklaşılmaktadır. Bu özellik, eser element davranışı bakımından da (Şekil 11) göze çarpmaktadır. Ayrıca, jeotektonik ortam belirlemeye yönelik Şekil 12 ve 13 te de aynı birliktelik mevcuttur. Böylece, Horoz plütönü granidiyoritlerini ve kuvars-monzodiyoritlerini oluşturan magma kaynaklarının birbirlerinden belirli şekilde etkilendikleri söylenebilmektedir.

DENGELENMİŞ HİBRİD SİSTEMİN KANITLARI

Horoz plütönünde bulunan mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlar (Şekil 3), bu plütönün oluşumunda, eşyaşlı mafik ve felsik magmaların fiziksel (mekanik) karışım (magma mingling) şeklinde etkileşimde bulduklarını göstermektedir. Aşağıda verilen bazı mikroskopik dokular ise bu magmaların aynı zamanda, kimyasal karışım (magma mixing) şeklinde de etkileşimde bulduklarını göstermektedir. Eşyaşlı mafik ve felsik magmaların kimyasal karışımı sonucu oluşan "dengelemiş hibrid sistem" olarak tanımlanan magmalardan itibaren katılmaşan kayalarda görülen bu dokusal özelliklerden (Hibbard, 1991) Horoz plütönünde saptananları şunlardır :

Poikilitik/oikokristik kuvars ve K-feldispat Mafik ve felsik magmaların her ikisi de sıvı durumda iken karışıklarında, ani ısı kaybına uğrayan mafik magmadan itibaren ince taneli plajiyoklaz, hornblend, biyotit, vb. kristaller oluşmaktadır (Şekil 14 a). Bu bileşenlerin, felsik magmadan itibaren daha sonra gelişen iri kuvars ve K-feldispat mineralleri içerisinde poikilitik olarak içerilmeleri dengelemiş hibrid sistemin (EHS, Equilibrated Hybrid system; Hibbard, 1991) göstergesi olarak değerlendirilmektedir (Hibbard, 1991).

Horoz plütönünden alınan H-21 ve H-27 no'lu kayaç örneklerinde poikilitik K-feldispat mineralleri gözlenmektedir (Şekil 15a). Özellikle H-21 no'lu kayaç örneğinde, yarıözşekilli ve 2.75 mm eninde ve 4 mm uzunluğundaki levhamsı-prizmatik biçimli K-feldispat mineralleri ince taneli plajiyoklaz, hornblend ve biyotit kapaınımları içermektedir.

Titanit-feldispat/kuvars gözlü dokusu Hibbard (1991) tarafından belirtildiğine göre, bu doku yuvarlağımsı-elipsoidal biçimli plajiyoklaz, K-feldispat ve kuvars mineralleriyle birlikte bulunan titanit ile karakteristiktir (Şekil 14b). Her iki magma da sıvı halde iken karışıklarında ortaya çıkan bu dokuda, ikinci kez karışma sonucu oluşan dengelemiş hibrid sistemde hornblend ve biyotit mineralleri de gelişmektedir (Hibbard, 1991).

Horoz plütönü kayalarından H-10'lu kayaç örneğinde, uzun eksenli 1.50 mm olan elipsoidal biçimli bir kuvars minerali içerisinde biyotit+titanit mineralleri izlenmektedir (Şekil 15b).

Kuvars-hornblend/klinopiroksen gözlü dokusu Yuvarlağımsı-elipsoyidal biçimli ve bağıl olarak orta-kaba taneli kuvars mineralinin çevresinde dizilim gösteren ince taneli hornblend/klinopiroksen minerallerinin varlığıyla karakteristik olan bir dokudur (Şekil 14c). Felsik magma içerisinde önceden katılmış olan kuvars mineralinin mafik magma ile karışması sırasında, mafik magmadan itibaren ani soğuma ile oluşan ince taneli hornblend/klinopiroksen minerallerinin kuvarsın dış yüzeyine dizilmeleri ile meydana gelmektedir (Hibbard, 1991).

Horoz plütunu içerisinde yüzeylenen kuvars-monzodiyorit bileşimli mafik dayklardan alınan H-12 ve H-14 no'lu kayaç örneklerinde, yuvarlağımsı-elipsoyidal biçimli ksenokristal konumlu kuvars minerallerinin etrafında bazan hornblend, bazan da hornblend+titanit dizilimleri görülmektedir. Örneğin H-12 no'lu kayaç örneğinde, 0.85 mm çapında yuvarlağımsı ve monokristalin özellikli bir kuvars mineralinin çevresinde dizilmiş ince taneli hornblend mineralleri gözlenirken (Şekil 15c); 0.50 mm çapında diğer bir monokristalin kuvars mineralinin çevresinde ise hornblend ve titanit mineralleri birlikte bulunmaktadır. H-12 no'lu kayaç örneğinde, ayrıca, çapı 5 mm'ye kadar ulaşabilen kuvars ksenokristallerinin çevresinde de benzer şekilde dizilmiş hornblend+titanit mineralleri görülmektedir. H-14 no'lu kayaç örneğinde ise uzun eksenleri 0.4 mm'den 1.85 mm'ye kadar değişen elipsoyidal biçimli kuvars ksenokristallerinin çevresinde dizilmiş hornblend+titanit mineralleri gözlenmektedir (Şekil 15d, 16a).

Bıçağımsı biyotit Hibbard (1991) tarafından belirtildiğine göre, Mg ve Fe bakımından zengin alüminosilikatlı bir magmanın (mafik magma), K bakımından zengin bir diğer magma (felsik magma) ile kimyasal karışıma uğraması durumunda; mafik magmadan felsik magmaya Mg ve Fe göçü nedeniyle, "hidrojenik" biyotit oluşumu gerçekleşmektedir. Bu şekilde oluşan biyotitlerin bazis yüzeyleri [(001) yüzeyleri, diğer bir deyişle dilinimsiz yüzeyleri] önceden oluşmuş kristalin fazların engellemesinden dolayı biyotitin kristal yapısının gereği olan altigenimsi biçim yerine bıçağımsı veya çubuğumsu-prizmatik biçimlerde gelişmektedir (Şekil 14 d).

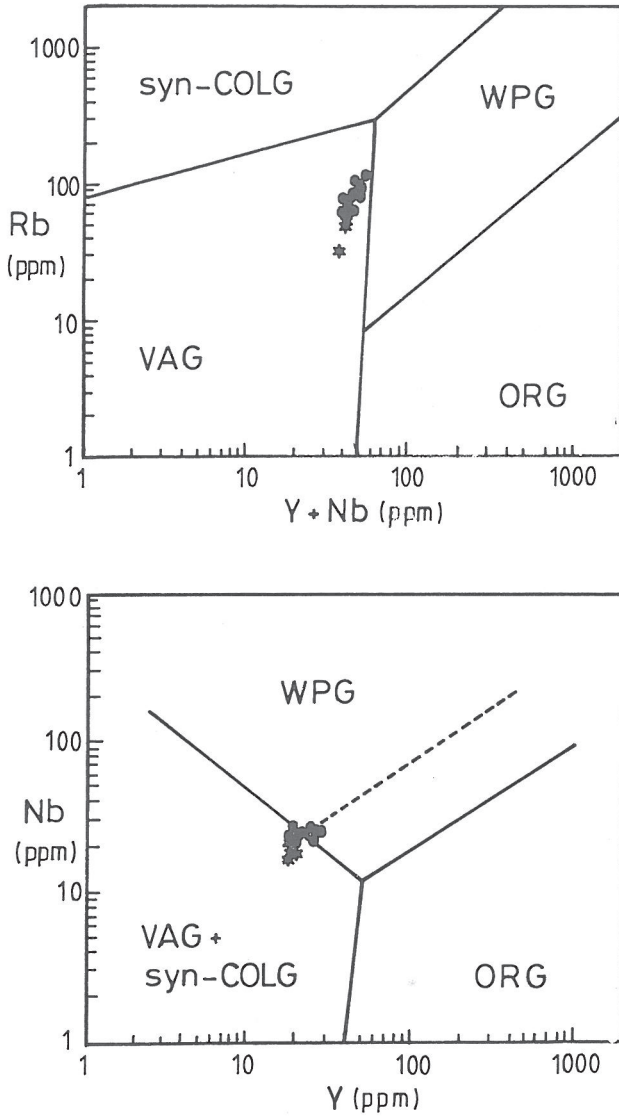
Horoz plütunu kayaç örneklerinde yaygın olarak görülen bıçağımsı biyotit oluşumu, H-9 no'lu kayaç örneğinde oldukça karakteristik bir şekilde görülmektedir (Şekil 16b). Bu kayaç örneğindeki geç evre biyotitlerinin bazis yüzeyleri, kuvars ve K-feldispat mineralleri arasındaki boşluklarda gelişmelerinden dolayı, tipik olarak çubuğumsu-prizmatik biçimde gelişmiştir. Oysa bilindiği gibi, biyotit minerali, herhangi bir magmanın normal katılma evresinde, kuvars ve K-feldispat minerallerinden önce kristalleşen ve bazis yüzeyleri kristal strüktürü gereği altigenimsi biçimlerde gelişen bir mineraldir.

Plajiyoklazlarda süngerimsi-hücremsi biçimli çözünme/erime dokuları Mafik ve felsik magmalar arasında kimyasal karışım şeklinde bir etkileşim meydana geldiğinde, felsik magma içerisinde daha önceden oluşmuş ve bağıl olarak daha sodik bileşimli olan plajiyoklazların, mafik sistemden aktarılan ısı nedeniyle duraylılığını koruyamayarak çözünmeye/erimeye uğrayacakları ileri sürülmektedir (Hibbard, 1991). Bu sırada, çözünme/erime olayından korunmuş olan sodik plajiyoklazlar adacıklar şeklinde diğer bir deyişle süngerimsi-hücremsi boşlukları olan bir mineral şeklinde kalacaktır. Süngerimsi-hücremsi boşlukları olan bu sodik plajiyoklaz kalıntısı, dengelenmiş hibrid sistem aşamasında, mafik magmadan beslenen malzeme nedeniyle -bağıl olarak daha kalsik bileşimli- plajiyoklaz tarafından kuşatılacak ve aynı zamanda içerisindeki süngerimsi-hücremsi boşluklar da doldurulacaktır (Şekil 14e). Böylece, plajiyoklazların farklı yanma-sönme göstermesi nedeniyle; iri bir plajiyoklaz minerali içerisinde gelişigüzel şekil ve biçimlere sahip farklı yanma-sönme konumu gösteren yamaların varlığıyla karakteristik olan bir dokusal özellik ortaya çıkmaktadır. Mikroskopik olarak belirlenen bu özelliğin, aynı zamanda, elektron mikroprob analiz (EMA) yöntemiyle de incelenerek sodik-kalsik plajiyoklaz zonlarının varlığının belirlenmesi gerekmektedir (Hibbard, 1991; Yılmaz ve Boztuğ, 1994).

Horoz plütonundan alınan kayaç örneklerinden H-16 no'lu örnekte görülen bu dokusal özellik, 3 mm uzunluğunda ve 2 mm eninde levhamsı-prizmatik biçimli bir plajiyoklaz minerali içerisinde, farklı yanma-sönme konumuna sahip yamaların varlığıyla karakteristiktir (Şekil 16c). Ancak farklı yanma-sönme gösteren kesimlerin An içeriklerinin de farklı olup olmadığı, EMA yöntemiyle incelenerek test edilmelidir.

Appinitik dokulu hornblend İlk kez Bailey ve Maufe (1916) tarafından, İskoçya'nın Ballachulish bölgesinin "Appin" yöresinde vovezit/spessartit türü damar kayaçlarının plütönik eşdeğeri olarak tanımlanan (Le Maitre ve diğ., 1989) appinit teriminin, granitoid plütonları ile birlikte bulunan mafik dayklar ve hatta plütonun içerisinde bulunan MME'ler için de kullanılabileceği ileri sürülmektedir (Ayrton, 1991). Dokusal özellikleri Palivcova (1981, 1982) tarafından ayrıntılı olarak incelenen appinitlerin en belirgin özellikleri ksenokristal şeklinde kuvars fenokristalleri, iğnemsî apatit ve çekirdek kesiminde plajiyoklaz bulunan özsekilli hornblend (Şekil 14f) minerallerinin bulunmasıdır (Ayrton, 1991). Appinitlerin, eşyaşlı mafik ve felsik magmaların kimyasal karışım (magma mixing) şeklinde etkileşimleri sonucu meydana gelen hibrid magmaların ürünleri oldukları kabul edilmektedir (Ayrton, 1991; Pitcher, 1993).

Horoz plütunu içerisindeki mafik dayklardan alınan H-14 no'lu kuvars-monzodiyorit örneğinde, daha önce de belirtilen kuvars ksenokristallerinin yanısıra,



Şekil 13. Horoz plütönu kayaç örneklerinin Pearce diğ. (1984) diyagramlarındaki konumları. syn-COLG, çarpışmayla eş zamanlı granitoidler; VAG, volkanik yay granitoidleri; WPG, levha içi granitoidleri; ORG, okyanus sırtı granitoidleri. Diğer açıklamalar için Şekil 4'e bakınız.

Figure 13. The distribution of rock samples from Horoz pluton in the diagrams of Pearce et al. (1984). syn-COLG, syn-collisional granitoids; VAG, volcanic arc granitoids; WPG, within plate granitoids; ORG, ocean ridge granitoids. See Fig. 4 for other explanations.

uzunlukları 1.25 mm'den 1.80 mm'ye kadar değişebilen özşekilli hornblend minerallerinin çekirdek kesimlerinde 0.20 mm'den 0.85 mm'ye kadar değişebilen boyutlarda plajiyoklaz mineralleri yaygın olarak görülmektedir (Şekil 16d; Pitcher, 1993'ün Şekil 10.4'ü ile

karşılaştırınız).

Hibbard (1991), Ayrton (1991) ve Pitcher (1993) tarafından tanımlanan ve Horoz plütönünde da görülen yukarıdaki dokusal özelliklerin dışında, Horoz plütönu kayaçlarında yaygın olarak görülen ve ilk kez bu çalışmada "kuvars-biyotit gözülü dokusal quartz-biotite ocellar" olarak tanımlanması önerilen dokusal özelliğin de mafik ve felsik magmaların kimyasal karışımı (magma mixing) sonucu gelişen dengelenmiş hibrid sistemin ürünü olabileceği düşünülmektedir. Polikristalin özellikli iri kuvars minerallerinin, çevrelerinde daha sonradan gelişen biyotitlerce kuşatılması ile karakteristik olan bu dokunun (Şekil 17a, b); karışımdan önce felsik magma içerisinde katılmış olan iri kuvars kristallerinin, daha sonra mafik magmadan beslenen bileşenler nedeniyle gelişen biyotitler tarafından kuşatılmaları sonucu meydana gelebileceği düşünülmektedir.

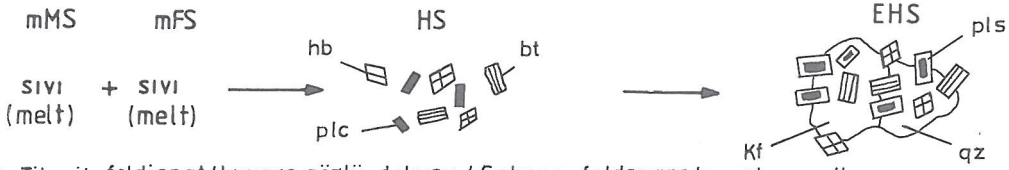
Horoz plütönünün oluşumunda etkin olan ve MME'lerin varlığıyla belirlenen eşyaşlı mafik ve felsik magmaların fiziksel (mekanik) karışımı (magma mingling) olayının, yukarıda değinilen dokusal özellikler nedeniyle, aynı zamanda, kimyasal karışım (magma mixing) şeklinde de etkin olduğu sonucuna varılmaktadır.

Horoz plütönu ana kütlelerini oluşturan granodiyoritlerin ve plütön içerisinde MME ve mafik dayk olarak gözlenen kuvars - monzodiyoritlerin; jeokimyasal olarak kendi aralarında homojen gruplar oluşturmaları ve aynı zamanda bu iki grubun da H-26 no'lu mafik dayk örneği ile birbirlerine yaklaşan özellikte olmaları (Şekil 4-13), bu iki kayaç grubunu oluşturan magma kaynaklarının birbirleriyle fiziksel ve kimyasal olarak karıştıklarını göstermektedir. Güncel mostrada görülen ve iziksel karışımın (magma mingling) ürünü olan MME ve mafik dayklar bu karışımdaki mafik magma kaynağını temsil ederken,, hb - bi granodiyonitler ile bi-granodiyoritlerden oluşan Horoz plütönu kütleleri ise felsik ve mafik magma kaynaklarının kimyasal karışımı (magma mixing) sonucu meydana gelen dengelenmiş hibrid sistemi temsil etmektedir. Horoz plütönu ve içerisindeki MME'ler ile plütönu kesen mafik dayklar arasındaki böyle bir ilişki, Fernandez ve Barbarin (1991) tarafından Velay lökogramiti ve içerisindeki MME'ler ile bu granitoid kütlelerini kesen Peyron diyoriti arasında tanımlanmıştır.

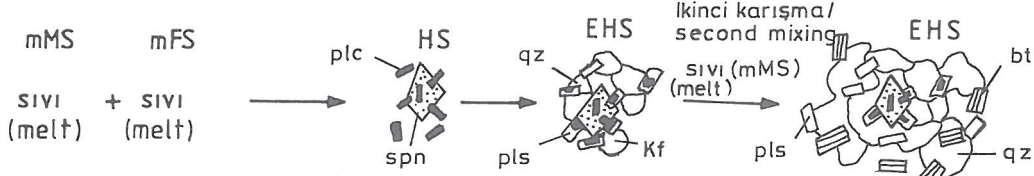
SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Permişen yaşlı Bolkardağ mermerlerine sıcak dokanakla sokulum yapan ve hornblend-hornfels fasiyesinde kontakt metamorfizma zonunun yanısıra Pb-Zn cevherleşmeleri de oluşturan Üst Kretase-Paleosen yaşlı Horoz plütönu, arazide, orta taneli hb-bi granodiyorit ve ince - orta taneli bi-granodiyorit olarak haritalanabilecek iki fasiyesten meydana gelmektedir. Horoz plütönu, kuvars-monzodiyorit bileşiminde, birkaç cm'den-dm'ye kadar değişen boyutlarda ve bol miktarda mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklav (MME) ve dm'den-m'ye

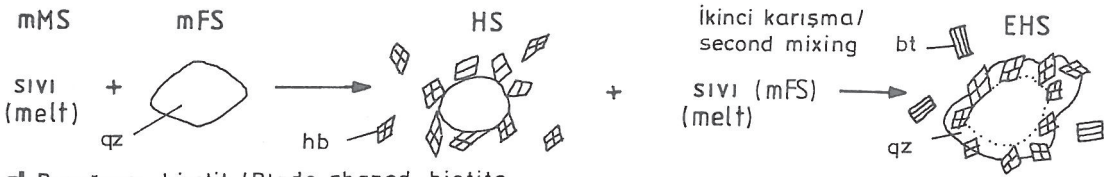
a. Poikilitik/oikokristik kuvars ve K-feldispat / Poikilitic/oikocrystic quartz and K-feldspar



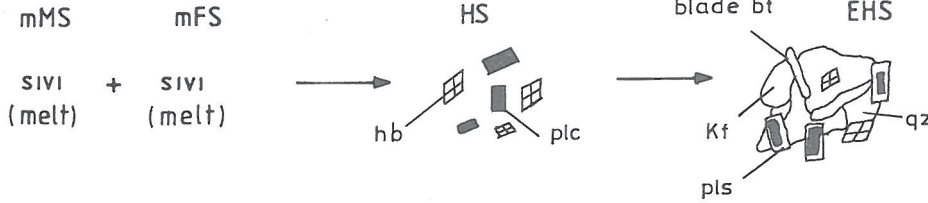
b. Titanit-feldispat/kuvars gözlü dokusu / Sphene-feldspars/quartz ocellar



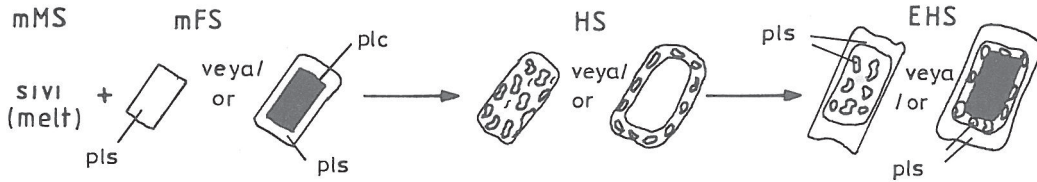
c. Kuvars hornblend/klinopiroksen gözlü dokusu / Quartz hornblend/cpx ocellar



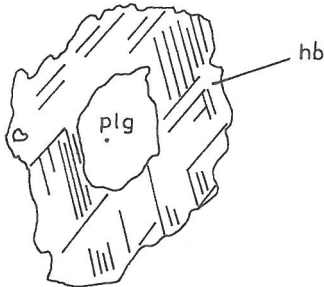
d. Bıçağımsı biyotit / Blade shaped biotite



e. Plajiyoklazlarda süngerimsi-hücremsi bicimli çözünme/erime dokusu / Spongy-cellular dissolution/melting plagioclase

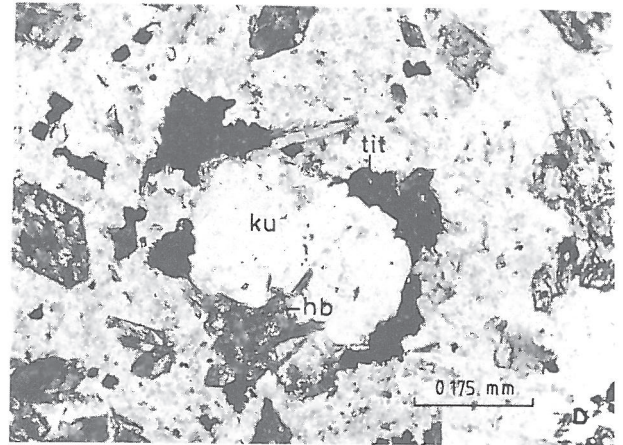
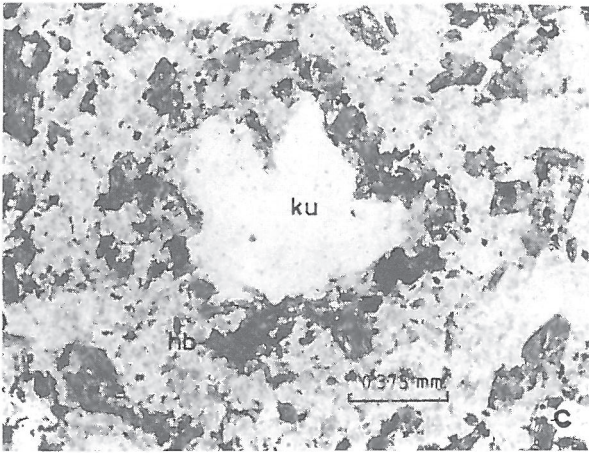
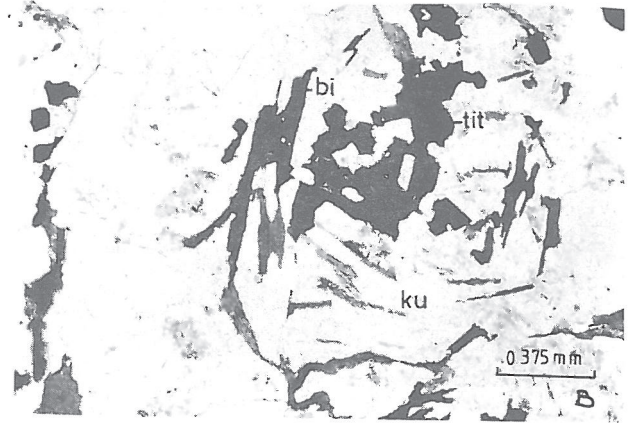


f. Appinitik dokulu hornblend / Appinitic textured hornblende



Şekil 14. Horoz plutonu kayaçlarında görülen ve dengelenmiş hibrid sistemi karakterize eden (Hibbard, 1991; Pitcher, 1993) mikroskopik dokular. mMS, daha mafik sistem; mFS, daha felsik sistem; HS, hibrid sistem; EHS, dengelenmiş hibrid sistem; hb, hornblend; plc- kalsik plajiyoklaz; bt, biyotit; Kf, K-feldispat; qz, kuvars; pls, sodik plajiyoklaz; spn, titanit.

Figure 14. Some microscopical textures, described by Hibbard (1991) as the evidences for equilibrated hybrid system, observed in the rock samples from Horoz pluton. mMS, more mafic system; mFS, more felsic system; HS, hybrid system; EHS, equilibrated hybrid system; hb, hornblende; plc, calcic plagioclase; bt, biotite; Kf, K-feldspar; qz, quartz; pls, sodic plagioclase; spn, sphene.



Şekil 15 a. Poikilitik K-feldispat (Kf) içinde hornblend (hb), plajiyoklaz (pl) ve biyotit (bi) kapanıları (H - 21 nolu kayaç örneği, çift nikol); b. Kuvars (ku) içinde gözlenen titanit (tit) ve biyotit (bi) minerallerinin oluşturduğu gözlü doku (H-10 no'lu kayaç örneği, tek nikol); c. Yuvarlağımsı kuvars (ku) minerali çevresinde gelişmiş hornblend (hb) minerallerinin oluşturduğu gözlü doku (H-12 no'lu kayaç örneği, tek nikol); d. Elipsoidal kuvars (ku) minerali çevresinde gelişen hornblend (hb) ve titanit (tit) minerallerinin oluşturduğu gözlü doku (H-14 no'lu kayaç örneği, tek nikol).

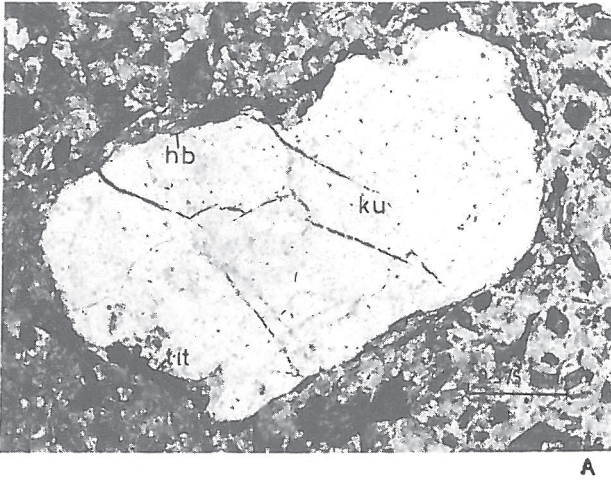
Figure 15 a. Poikilitic K-feldspar (Kf) including hornblende (hb), plagioclase (pl) and biotite (bi) ocellar (rock sample no H-10, plane-polarized light); c. quartz (ku) - hornblende (hb) ocellar (rock sample no H-12, plane-polarized light); d. quartz (ku) - hornblende (hb) / sphene (tit) ocellar (rock sample no H-14, plane-polarized light).

kadar değişen kalınlıklarda mafik dayklar da içermektedir.

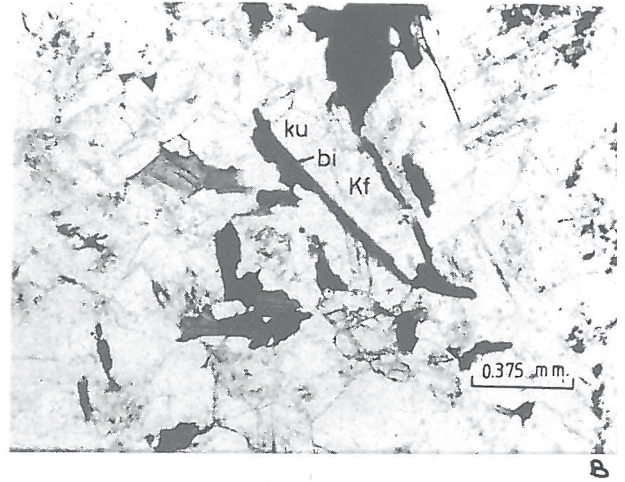
Horoz plütounundaki granodiyorit ve kuvars-monzodiyorit bileşimli kayaçlar, jeokimyasal olarak, kendi aralarında homojen gruplar oluşturmakla birlikte; bunları oluşturan farklı magma kaynaklarının fiziksel (mekanik) karışım (magma mingling) ve kimyasal karışım (magma mixing) şeklinde birbirleriyle etkileşime girdiklerini gösteren arazi verileri ve mineralojik-jeokimyasal kanıtlar bulunmaktadır. Eşyaşlı mafik ve felsik magmaların fiziksel karışımındaki mafik

magma kaynağı, güncel mostrada görülen kuvars-monzodiyorit bileşimli MME ve mafik dayklarla temsil edilmektedir. Horoz plütoununu oluşturan granodiyoritler ise bu magma kaynaklarının kimyasal karışımları sonucu gelişen ve "dengelenmiş hibrid sistem" olarak tanımlanan magmadan itibaren katılmışlardır.

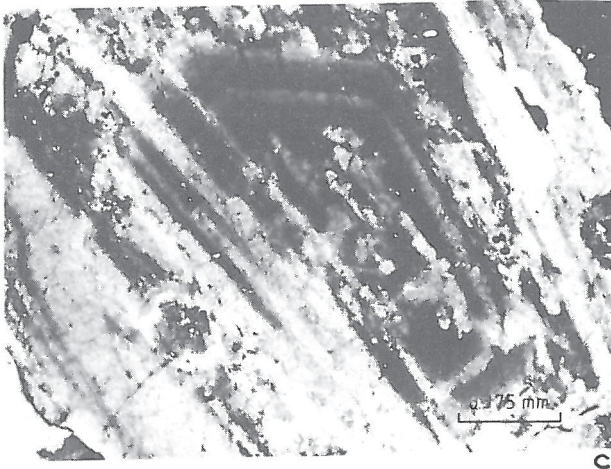
Horoz plütoununun yerleşme yaşının belirlenebilmesi için radyometrik yaş tayinin yanısıra, eşyaşlı mafik ve felsik magma kaynaklarının kimyasal karışımı sonucu oluşan ve "dengelenmiş hibrid sistem" olarak tanımlanan magmadan itibaren katılmayı karakterize



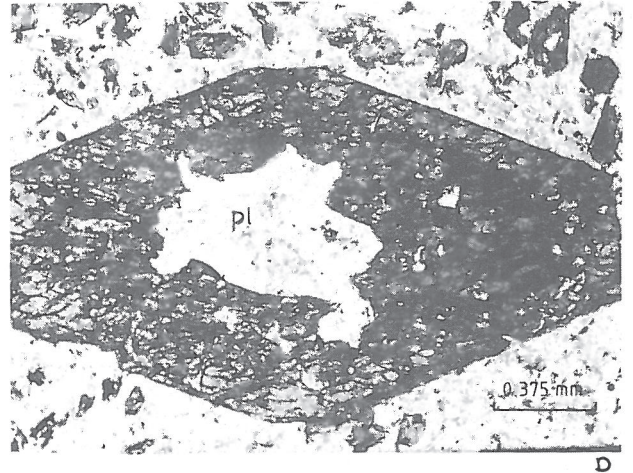
A



B



C



D

Şekil 16 a. Kuvars (ku) ksenokristali içinde gelişen titanit (tit) ve hornblend (hb) minerallerinin oluşturduğu gözlü doku (H-14 no'lu kayaç örneği, tek nikol); b. K-feldispat (Kf) ve kuvars (ku) mineralleri arasında gelişen bıçağımsı biyotit (bi), (biyotitin bazis yüzeyi, H-9 no'lu kayaç örneği, tek nikol); c. Süngerimsi-hücremsi biçimli çözünme-erime dokusu gösteren plajiyoklaz (H - 16 nolu kayaç örneği, çift nikol); d. Özşekilli hornblend minerali içerisinde görülen plajiyoklaz (pl) ile karakteristik olan appinitik dokulu hornblend (H-14 no'lu kayaç örneği, tek nikol).

Figure 16 a. Quartz (ku) - sphene (tit) / hornblende (hb) ocellar (rock sample no H-14, plane-polarized light); b. blade biotite (bi, basal section of biotite) developed in between K-feldspar (Kf) and dissolution/melting textures in plagioclase (rock sample no H-16, crossed polars); d. appinitic textured hornblende (hb) characterized by plagioclase (pl) inclusion within euhedral hornblende (rock sample no H-14; plane-polarized light).

eden bazı özeml dokulu plajiyoklaz minerallerinde süngerimsi-hücremsi biçimli çözünme - erime dokuları) sodik - kalsik plajiyoklaz yamalarının ayırımı için EMA yöntemiyle mikrokimyasal analiz çalışmalarının yapılması gerekmektedir.

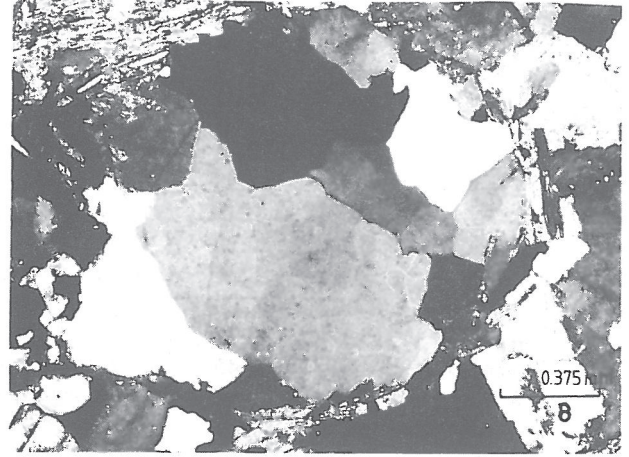
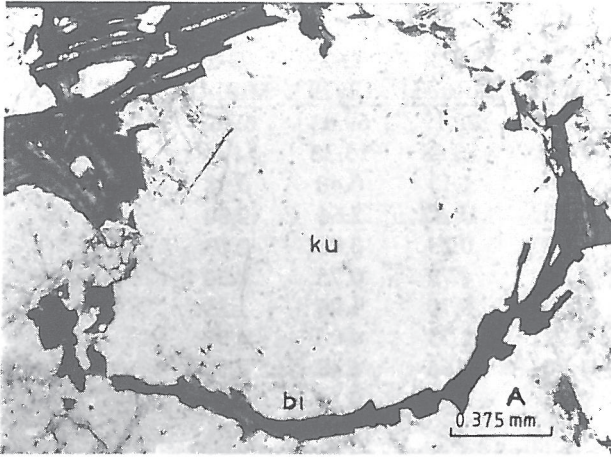
KATKI BELİRTME

Bu çalışma, ikinci yazarın, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı bünyesinde verdiği "Granitoid Petrojenezi" adlı yüksek lisans dersinin uygulaması kapsamında gerçekleştirilmiştir. Çalışmayı

destekleyen Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığına, Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığına ve MTA Adana Bölge Müdürlüğüne teşekkürlerimizi sunarız.

DEĞİNİLEN BELGELER

Ayrton, S.N. 1991, Appinites, lamprophyres and mafic microgranular enclaves: Three related products of interaction between acid and basic magmas. In Didier, J. ve Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13, Esvier, 465- 476.



Şekil 17. Yuvarlağımsı kuvars (ku) minerali çevresinde gelişen biyotitlerin (bi) oluşturduğu gözlü doku (H-26 no'lu kayaç örneği, a. tek nikol; b. çift nikol).

Figure 17. Ocellar texture formed by biotites (bi) developed around spheroidal quartz (ku) (rock sample no H-26, a. plane-polarized light; b. crossed polars).

- Bailey, E.B. ve Maufe, H.B., 1916, The geology of Ben Nevis and Glen Coe. Mem. Geol. Surv. Scotland, 247 pp.
- Barbarin, B. ve Didier, J., 1992, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences, 83, 145-153.
- Batchelor, B. ve Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem. Geol., 48, 43-55.
- Blumenthal, M.N., 1956, Yüksek Bolkarığın kuzey kenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi. MTA Yayınları, Seri No : 7, Ankara.
- Boztuğ, D., Debon, F., İnan, S., Tutkun, S.Z., Avcı, N. ve Kesgin, Ö., 1995, Comparative geochemistry of four plutons from the Cretaceous-Palaeogene Central Eastern Anatolian alkaline province (Divriği region, Sivas, Turkey). Doğa Turkish Journal of Earth Sciences, (incelemede).
- Chappel, B.W. ve White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, 173-174.
- Çalapkulu, F., 1980, Horoz granodiyoritinin jeolojik incelemesi. TJK Bült., 23, 1, 59-68.
- Çevikbaş, A., 1991, Ulukışla-Çamardı (Niğde) Tersiyer havzasının jeodinamik evrimi ve maden yatakları yönünden önemi : Doktora Tezi, İstanbul Üniv., 235 s, (yayınlanmamış), İstanbul.
- Çevikbaş, A. ve Öztunalı Ö., 1991, Ulukışla-Çamardı (Niğde) havzasının maden yatakları. Jeoloji Mühendisliği, 39, 22-40.
- Çevikbaş, A. ve Öztunalı, Ö., 1992, Ulukışla-Çamardı (Niğde) Mestirhtiyen sonrası çökel havzasının jeolojisi. MTA Dergisi, 114, 155-172.
- Çevikbaş, A., Ateş, Z. ve Hasarı, M., 1992, Adana-Pozantı civarının jeolojisi hakkında rapor. MTA Rap. No : 9432, (yayınlanmamış), Ankara.
- Çevikbaş, A. ve Ateş, Z., 1994, Horoz granodiyoritinin Bolkar grubundaki (Orta Toroslar) yeri ve cevherleşme bakımından önemi. 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 140.
- Debon, F. ve Le Fort, P., 1983, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and their associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh : Earth Sciences, 73, 135-149.
- Debon, F. ve Le Fort, P., 1988, A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, method, applications. Bull. Mineral., 111, 439-510.
- Didier, J. ve Barbarin, B., 1991, The different types of enclaves in granites-Nomenclature. In Didier, J. ve Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology 13, Elsevier, 19-23.
- Fernandez, A.N. ve Barbarin, B., 1991, Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas : Nature and resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In Didier, J. ve Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology 13, Elsevier, 263-275.
- Flanagan, F.J., 1976, Descriptions and analyses of eight new USGS rock standards. In Flanagan, F.J. (ed.), Twenty-eight Papers Present Analytical Data on New and Previously Described Whole Rock Standards. USGS Professional Paper 840, 171-172.
- Govindaraju, K., 1989, 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandards.. Geostandards Newsletter, 13, 1-113.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. ve Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In Coward, M.P. ve Ries, A.C.

	BEN	BEN	AGV	AGV	DRN	DRN	G-2	G-2
	CRPG	MIPJAL	USGS	MIPJAL	CRPG	MIPJAL	USGS	MIPJAL
SiO ₂	38.20	38.53	58.79	58.54	52.85	52.17	69.08	69.62
Al ₂ O ₃	10.07	9.95	17.14	15.93	17.52	16.58	15.38	15.84
TiO ₂	2.61	2.58	1.05	1.09	1.09	1.13	0.48	0.48
tFe ₂ O ₃	12.84	12.04	6.76	7.29	9.70	10.52	2.66	2.60
MnO	0.20	0.18	0.09	0.10	0.22	0.23	0.03	0.03
MgO	13.15	12.97	1.53	0.84	4.40	4.79	0.75	0.60
CaO	13.87	13.59	4.94	4.57	7.05	6.70	1.96	1.89
Na ₂ O	3.18	3.37	4.26	3.72	2.99	2.73	4.08	4.02
K ₂ O	1.39	1.45	2.91	2.89	1.70	1.66	4.48	4.52
P ₂ O ₅	1.05	0.92	0.49	0.39	0.25	0.21	0.14	0.12
Rb	47	48	67	55	73	66	170	162
Sr	1370	1248	662	781	400	349	478	673
Ba	1025	914	1226	1195	385	496	1882	1855
Y	30	17	20	20	28	22	11	33
Zr	265	240	227	242	125	116	309	358
Nb	100	65	15	10	8	5	12	11
Th	11	8	7	10	5	8	25	31
Co	61	49	15	12	35	35	5	11
Cr	360	307	10	nd	42	11	9	nd
Cu	72	52	60	55	50	45	11	33
Ni	267	270	16	nd	15	nd	15	nd
V	235	267	121	129	220	146	36	61
Pb	4	21	36	31	55	35	30	30
Zn	120	98	88	96	145	124	86	105

Çizelge 1. BEN (CRPG), DRN (CRPG), AGV (USGS) ve G-2 (USGS) kayaç standartlarının C.Ü. MİPJAL'da (Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Araştırma Laboratuvarları) elde edilen analiz sonuçlarının uluslararası önerilen değerleriyle karşılaştırılması. CRPG ve USGS değerleri, sırasıyla, Govindaraju (1989) ve Flanagan (1976)'dan alınmıştır.

Table 1. The comparison of the C.Ü. MIPJAL (Mineralogical-Petrographical and Geochemical Research Laboratory of the Dept. of Geological Engineering of Cumhuriyet University, Sivas) chemical analyses results and international recommended values of the BEN (CRPG), DRN (CRPG), AGV (USGS) and G-2 (USGS) rock standards. The CRPG and USGS results have been taken from Govindaraju (1989) and Flanagan (1976), respectively.

Açıklamalar / Explanations :

- Ana elementler % ağırlık, eser elementler ise ppm cinsinden verilmiştir / The major and trace element contents are given in weight % and ppm, respectively.
- t- Fe₂O₃, ferrik cinsinden toplam demir oksiti gösterir / tFe₂O₃ represents total iron oxide as ferric iron.

(eds.), Collision Tectonics, Geological Society of London Spec. Publ., No : 19, 67-81.

Hibbard, M.J., 1991, Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In Didier, J. ve Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology 13, Elsevier, 431-444.

Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Can Jour. Earth Sci., 8, 523-548.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid,

R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woodley, A.R. ve Zanettin, B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Sci. Publ., 193 pp.

Palivcova, M., 1981, Microtextures of gabbroic and dioritic rocks associated with intrusive granitoid complexes. Geol. Carpathica, 32, 559-589.

Palivcova, M., 1982, Petrogenetic significance of textural development of basic rocks in the southern Adamello massif (Mte Matteoni, Mte Cadino),

	H-7	H-8 ₁	H-8 ₂	H-9	H-10	H-12*	H-14*	H-15	H-16	H-17*	H-20	H-21	H-22	H-24	H-26*	H-26 ₁	H-26 ₂	H-27	H-28	H-29
SiO ₂	61.43	67.37	69.28	62.92	68.14	55.54	55.95	71.10	69.36	56.63	67.35	64.13	69.26	68.58	60.29	68.66	68.10	65.53	64.99	66.89
Al ₂ O ₃	16.38	16.29	15.19	16.65	16.44	16.24	16.24	15.48	15.04	16.39	15.23	16.28	15.59	16.28	15.82	15.69	16.61	14.04	16.07	16.11
TiO ₂	0.55	0.28	0.31	0.46	0.28	0.82	0.76	0.27	0.33	0.90	0.33	0.41	0.37	0.31	0.67	0.32	0.39	0.37	0.53	0.33
tFe ₂ O ₃	4.46	2.77	2.27	4.50	3.59	7.47	6.82	2.09	2.94	7.56	2.57	4.20	3.13	2.88	5.37	3.33	3.28	4.18	5.27	3.06
MnO	0.07	0.02	0.04	0.05	0.03	0.11	0.10	0.04	0.05	0.10	0.05	0.08	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06	0.11	0.10	0.05
MgO	2.67	0.76	0.74	1.91	0.95	6.23	6.02	0.56	1.22	3.72	1.30	2.06	1.34	0.78	3.35	0.76	1.00	1.20	2.07	0.65
CaO	4.30	2.94	2.64	3.72	3.02	5.88	5.91	2.57	2.70	6.15	3.20	4.40	3.14	3.15	4.90	2.95	3.24	3.75	3.82	3.33
Na ₂ O	3.85	4.17	3.86	3.76	3.96	3.59	3.94	4.00	3.67	4.07	3.76	4.05	4.17	4.42	3.93	4.03	4.26	4.34	3.94	4.16
K ₂ O	2.27	2.87	3.41	3.04	3.08	1.86	2.01	3.40	3.34	1.28	3.48	1.92	2.87	2.47	2.10	2.77	2.40	2.76	2.18	2.45
P ₂ O ₅	0.21	0.13	0.13	0.24	0.13	0.21	0.21	0.10	0.14	0.13	0.14	0.22	0.14	0.12	0.15	0.15	0.14	0.19	0.16	0.14
AK/LOI	2.44	1.07	0.71	1.28	0.86	1.56	1.93	1.01	0.56	1.44	0.69	1.24	0.89	0.94	2.29	0.78	1.59	1.18	0.56	1.23
Total	98.63	98.67	98.58	98.53	100.5	99.51	99.89	100.6	99.35	98.37	98.10	98.99	100.9	99.99	98.94	99.50	101.1	100.6	99.69	98.40
Rb	70	104	113	99	79	53	59	95	93	32	90	59	88	81	68	101	82	66	77	104
Sr	1046	820	680	1048	792	996	1153	610	533	650	606	1892	672	680	1008	559	711	874	646	670
Ba	779	884	744	825	762	632	702	719	763	409	609	731	582	651	469	605	639	720	570	677
Y	19	21	27	22	20	19	18	26	27	18	27	21	25	24	21	25	19	29	26	21
Zr	193	214	178	254	179	178	191	159	155	137	154	238	174	186	190	208	218	263	171	231
Nb	10	11	14	14	9	7	8	13	14	4	12	8	12	12	9	11	13	16	11	11
Th	8	16	17	11	7	nd	6	16	14	9	14	19	23	13	11	21	14	22	7	17
Co	55	112	131	70	125	42	37	150	124	44	104	100	123	148	36	127	192	94	133	103
Cr	6	nd	nd	9	14	129	111	5	nd	nd	11	nd	15	16	3	7	nd	nd	3	11
Cu	28	35	29	29	49	30	24	27	25	31	30	28	29	30	28	26	27	25	27	26
Ni	nd	nd	nd	nd	nd	38	36	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
V	74	51	54	65	52	110	104	50	54	125	54	64	61	53	95	55	62	61	75	54
Pb	25	23	25	23	25	23	27	25	23	23	23	25	22	24	25	24	25	24	25	23
Zn	70	61	64	70	66	83	76	63	64	73	63	72	65	67	67	68	71	75	77	66

Çizelge 2. Horoz plütünü kayaç örneklerinin tümkayaç ana ve eser element jeokimyasal analiz sonuçları.

Table 2. Wholerock major and trace element geochemical analyses results of the rock samples from Horoz pluton.

Açıklamalar / Explanations :

- Yıldızlı örnekler mafik damarlardan alınmıştır /Samples with asterisk have been taken from mafic dykes.
- Ana ve eser element içerikleri, sırasıyla % ağırlık ve ppm cinsinden verilmiştir /Major and trace element contents are given in weight % and pm, respectively.
- tFe₂O₃, ferrik demir cinsinden toplam demir oksiti gösterir /tFe₂O₃ represents total iron oxide as ferric iron.
- AK, ateşte kayıp /LOI, loss on ignition.

Italy. In Drescher-Kaden, F.K. ve Augustithis, S.S. (eds.), Transformists' Petrology. Theophrastus Publ., Athens, 149-175.

Peacock, M.A., 1931, Classification of igneous rock series. Jour. Geol., 39, 54-67.

Pearce, J. A., Harris, N.B.W. ve Tindle, A.G.W., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. Petrol., 25, 956-983.

Pitcher, W.S., 1993, The nature and origin of granite. Chapman and Hall, 321 pp.

Yılmaz, S., 1994, Çarpışma zonu magmatizması : Dünyadan ve Türkiye'den örnekler. Doktora Semineri II, C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 104 s, (yayınlanmamış), Sivas.

Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1994, Granitoid petrojenezinde magma mingling/mixing kavramı : Türkiye'den bazı örnekler. Jeoloji Mühendisliği (incelemede).

ORTA DERECEDE ALKALİN MEYDAN (ERCİŞ-VAN) VOLKANİK KAYAÇLARININ JEOKİMYASI VE PETROJENEZİ *Geochemistry and petrogenesis of the mildly alkaline Meydan (Ercis-Van) volcanic rocks, Eastern Turkey*

Mehmet ARSLAN

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080, Trabzon

ÖZ: Pliyosen yaşlı orta derecede alkalın Meydan volkanitleri, yüksek oksijen fugasitesini işaret eden alkali olivin bazaltdan trakite doğru bir alkalın farklılaşma evrimi gösterir. Mujearit, benmorit ve trakit, magma karışımı ve dengersiz kristalleşme sonucu gelişen petrografik dokular gösterir. Kayaçlar, magma odasında uzun bir dönem kalma sonucu artan kesirli kristalleşmeyle açık-sistem ayırılması ve yenilenmesiyle modifiye edilmişlerdir. Kayaçların bileşimindeki değişimleri kontrol eden ana faktör kristal ayırılmasıdır. Havayitler, yüksek basınçta ojit, olivin ve titanomagnetit ayırılmasıyla alkin olivin bazaltdan türemişlerdir. Daha fazla farklılaşmış kayaçlarda, plajiyoklas ve apatit ayırılmaları da önemli olmuştur. Lavların ana magması, orta-yüksek basınç olivin, ojit ve titanomagnetit ve bunu izleyen düşük basınç olivin, ojit, plajiyoklas ve titanomagnetit ayırılmalarına maruz kalmış olabilir. Kayaçların kimyasal değişimi, LILE ve LREE'ce zenginleşmiş bir manto kaynağının büyük derece ergiyikleri olarak değişebilen ölçüde zenginleşmiş kıtasal litosferden türediğini yansıtmaktadır.

ABSTRACT: The Pliocene aged mildly alkaline Meydan volcanics show evolution from alkaline olivine basalt to trachyte, indicating relatively high oxygen fugacity. Mugearite, benmoreite and trachyte show petrographical textures as a result of magma mixing and disequilibrium crystallization. These rocks were modified by open-system fractionation and replenishment with increasing fractional crystallization as a result of a long period in the magma chamber. Crystal fractionation was the main factor controlling the variations in bulk compositions. Hawaiites have been derived from an alkali olivine basalt parent by fractionation of augite, olivine and titanomagnetite at high pressure. Plagioclase and apatite fractionations were also significant in the more evolved rocks. Parental magma of the lavas may have undergone medium to high pressure fractionation of olivine, augite and titanomagnetite, followed by low pressure olivine, augite, plagioclase and titanomagnetite fractionation. The chemical variability of the rocks is controlled by open-system fractionation and crustal contamination. The chemical variation of the lavas reflect derivation from a variably enriched subcontinental lithosphere as large degree melts of a mantle source enriched in LILE and LREE.

GİRİŞ

Doğu Anadolu volkanizması Geç Miyosende (Innocenti ve diğ., 1976) başlamış olup, Arab ön kıtasından Kars platosuna doğru, GB-KD yönünde maksimum 350 km genişliğe ulaşmaktadır. Günümüzde kalın bir kıtasal kabuğu (50 km), ve aktif deformasyonu yansıtan bir plato ile karakterize edilen bölgede (Pearce ve diğ., 1990) volkanizma başlıca, Karacalıdağ, Muş havzası, Nemrut, Süphan, Bilgöl, Tendürek, Ağrı ve Kars Platosunda bulunmaktadır. Volkanik kayaçlar, kalkalkalinden orta-kuvvetli derecede alkalın tiplere doğru gelişim gösteren bileşimlere sahiptir.

Bu çalışma, Van gölünün kuzeyinde yer alan Meydan volkanitlerini içine almaktadır. Genel olarak Neojen-Kuvaterner volkanitleri ile kaplı olan yörede temel kayaçlar gözlenmektedir. Stratigrafi, volkanosedimenter bir istif olan kireçtaşı, kumtaşı, marn, lav akıntıları, tüf ve tüfit içeren Kızıldere Formasyonu ile başlar ve karasal volkanizma ürünleriyle devam eder.

Volkanizma üç evreyle temsil edilebilir: Yaşlı kalkalkalin, alkalın ve genç kalkalkalin. Bu evrelerden her biri kendine özgün petrolojik ve jeokimyasal karakterlere sahiptir (Arslan, 1994). Volkanitlerin altında bulunan Akitaniyen-Geç Burdigaliyen çökelleri volkanik malzeme içermediğinden volkanik etkinliğin Geç Burdigaliyen'de başladığı ileri sürülmüştür (Innocenti ve diğ., 1980).

PETROGRAFI

Meydan volkanitlerinin alkalın karakteri mineralojilerinden yansıtmakta olup, bir manto kaynağıyla dengede olabilecek mineral bileşimleri olan alkali olivin bazaltdan kersitik amfibol ve iki piroksen içeren trakitelere doğru bir evrim gösterirler.

Olivin (Fo₉₂ - 40), kayaçlarda ilk kristalleşen faz olup, bazaltlardan trakitelere kadar kristalleşmeye devam etmiştir. Piroksen ikinci kristalleşen faz olup, bazaltlar-

da ve havayitlerde pembe titanojitlerden, mujearitlerde salit-ferrosalite kadar değişmekte fakat trakitlerde birincil ortopiroksenle birliktedir. Alkali olivin bazalt ve havayit, 2 mm'ye kadar ojit fenokristalleri içerir. Plajiyoklas yaygın olarak kristalleşen faz olup değişen bileşimlere sahiptir. Alkali olivin bazalt ve havayitte matriks plajiyoklası yaklaşık olarak An 72'den An58'e değişmekte, benmorit ve trakitte ise anortoklas yaygındır. Trakitler, az oranda da matriks sanidini içerir. Titanomanyetit ana oksit minerali olup, az oranda olivinle birlikte spinel gözlenir. Genel olarak, kayaçların ilmenit ve Na'ca zengin alkali feldispatca yoksun oluşu yüksek bir oksijen fugasitesine işaret etmektedir.

Alkali olivin bazalt, kısmi ergime reaksiyonu sonucu oluşan boşluklarda klinopiroksen büyümleri içeren bazı plajiyoklas fenokristalleri içermektedir. Korrode plajiyoklas kristallerinin (An 26-38) etrafını saran matriksle reaksiyon halinde olduğu gözlenmiştir. Havayitlerde, bazı plajiyoklas fenokristalleri elek dokusu ve korrode kenarlar gösterir. Bazı klinopiroksenler, bir reaksiyon ürününe veya dengesiz büyümeye işaret eden ince-taneli opak minerallerle sarılmıştır. Yuvarlaklaşmış şekilde ve iğnemi klinopiroksen kristalleriyle çevrelenmiş kuvars ksenokristalleri bulunmaktadır. Mujeartitlerde, plajiyoklas megakristalleri (An 48-53 veya An 53-59) halkalı zonlanma göstermekte ve bol miktarda cam inklüzyonları içermektedir. Bu megakristallerin halkalı zonlanma profilleri % An'ce ani artış ve düşüş göstermekte olup, magma karışımı ve dengesiz kristalleşmeye işaret etmektedir (St. Seymour ve diğ., 1990). Benmoritlerde bazı anortoklas fenokristalleri, korrode ve/veya opaklarla çevrelenmiş reaksiyon kenarları gösterir. Trakitlerde kısmen yuvarlaklaşmış şekilli kersititik amfiboller, muhtemelen magma karışımının sebep olduğu demirce zengin (opak) kenarlara sahiptir.

JEOKİMYA

Tanımlama

Meydan volkanitlerinden alınan örneklerin (Çizelge 1) tanımlamasında, alkalilere karşın silika (TAS) diyagramı esas alınmıştır. (Şekil 1). Meydan lavları bu diyagramda, orta derecede alkalin bir farklılaşma trendi boyunca yer almaktadır (Şekil 1). Kayaçlar yüksek FeO ve TiO₂ ve düşük Al₂O₃ içerikleriyle, bölgedeki kalkalkalin lavlardan farklı olup, düzenli bir şekilde MacDonald ve Katsura (1964) ve Irvine ve Baragar (1971)'in alkalin alanlarında yer alırlar.

Alkali olivin bazalt ve havayit örnekleri ol, ne ve di normativ, mujeartitler ise ne ve di normativdir. Silika doygunluğuna sahip benmorit ve trakitler ise q, hy ve di normativdir (Çizelge 2). Kayaçlar bileşim bakımından sodik fakat birkaç örnek sodik-potasik geçiş gösterir.

Çizelge 1. Meydan volkanitlerinin örnek tanımlaması ve yerleri.

Table 1. Sample description and locations of the Meydan volcanics.

örnek No (sample no)	Örnek Tanımlaması (sample description)	Koordinatlar (Boylam-Enlem) (grid references) (Long. - Latid.)
MA- 1	Trakit	42250 - 38875
MA- 6	Benmorit	45275 - 40675
MA- 10	Trakit	43125 - 38375
MA- 14	Trakit	43935 - 37685
MA- 20	Alkali olivin bazalt	41750 - 35310
MA- 23	Alkali olivin bazalt	40250 - 33500
MA- 27	Alkali olivin bazalt	39810 - 35560
MA- 29	Havayit	38685 - 45375
MA- 34	Benmorit	46125 - 41310
MA- 35	Benmorit	45125 - 40500
MA- 39	Trakit	41950 - 38775
MA- 43	Trakit	40575 - 40700
örnek No (sample no)	Örnek Tanımlaması (sample description)	Koordinatlar (Boylam-Enlem) (grid references) (Long. - Latid.)
MA- 47	Mujeartit	38225 - 45175
MA- 53	Mujeartit	46425 - 43675
MA- 64	Havayit	39100 - 34250
MA- 70	Havayit	47950 - 46925
MA- 140	Havayit	54100 - 33825
MA- 153	Trakit	41550 - 41575
MA- 155	Mujeartit	41250 - 41425
MA- 157	Trakit	41275 - 40800
MA- 163	Trakit	40600 - 38725
MA- 169	Havayit	45075 - 40950
MA- 176	Mujeartit	45425 - 46125
MA- 230	Havayit	58025 - 34025

Ana ve İz Element Kimyası

Meydan lavlarında ana ve iz elementler, erken ürünlerden daha fazla farklılaşmış kayaçlara doğru ilerleyen bir stratigrafik ve geçici değişim göstermektedir. MgO'un artışı uyumlu elementlerde (Ni, Co) genel bir azalmaya ve uyumsuz elementlerde (Zr, P, Ba ve K) genel bir artmaya karşılık gelir. MgO'nun azalmasıyla TiO₂ ve P₂O₅'de ki artış trendleri (özellikle alkali olivin bazalt, havayit ve mujeartitde), bazaltik magmaalarda Ti ve P'nin uyumsuzluğunu yansıtır. Bunun yanında, trakitlerde de önemli bir TiO₂ ve P₂O₅ azalması gözlenir.

AFM diyagramında (Şekil 1), kayaçların Hawaii volkanitleri alkalin trendinden daha düşük bir demir zenginleşmesi gösterdiği ortaya çıkmıştır ki bu muhtemelen demir-oksitlerin (özellikle Ti-magnetitin)

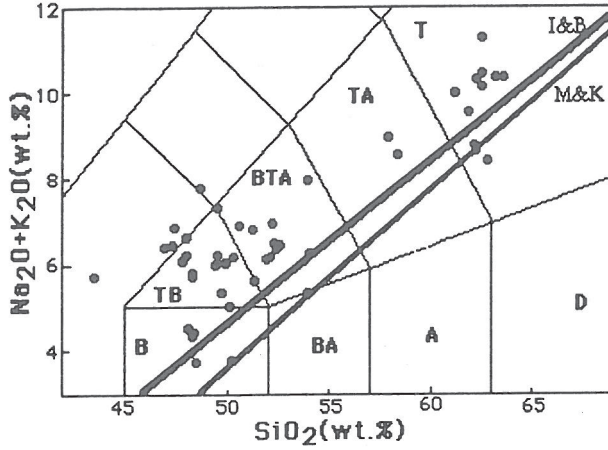
Çizelge 2.
Table 2.

Sample No	MA-1	MA-6	MA-10	MA-14	MA-20	MA-23	MA-27	MA-29	MA-34	MA-35	MA-39	MA-45	MA-47	MA-53	MA-64	MA-70	MA-140	MA-153	MA-155	MA-157	MA-163	MA-169	MA-176	MA-231
SiO ₂ (wt.%)	61.30	56.98	63.07	62.27	48.94	48.00	50.28	48.51	49.73	58.67	62.26	62.36	52.62	52.50	49.96	50.82	43.62	65.21	50.05	60.55	61.49	49.52	50.08	47.81
TiO ₂	1.12	1.72	1.07	0.98	1.18	1.19	0.99	1.52	1.64	1.80	1.06	1.10	1.96	2.11	0.92	1.60	2.30	0.79	1.61	1.09	1.08	1.53	1.54	1.59
Al ₂ O ₃	17.41	15.31	17.30	17.97	18.80	18.02	14.91	18.20	19.04	15.46	17.18	17.67	19.81	18.91	14.67	16.82	14.20	16.26	19.24	17.05	17.63	17.62	16.73	17.26
Fe ₂ O ₃	3.42	8.37	2.86	2.72	3.52	3.24	3.41	2.59	4.45	5.32	4.24	2.66	7.19	8.64	3.21	5.62	8.68	3.39	5.41	3.12	2.94	5.02	7.11	4.14
FeO	1.48	1.16	1.76	1.39	4.95	5.23	4.64	6.83	4.28	4.16	0.80	1.99	1.32	2.04	4.41	3.66	3.26	0.66	4.04	1.77	2.02	4.99	2.94	7.09
MnO	0.18	0.18	0.10	0.11	0.13	0.16	0.10	0.13	0.18	0.18	0.07	0.13	0.20	0.13	0.10	0.19	0.15	0.18	0.18	0.14	0.18	0.14	0.18	0.18
MgO	1.17	1.54	1.56	1.38	6.48	7.29	10.41	6.90	3.10	1.50	0.84	1.90	1.74	2.32	9.65	2.65	6.38	1.05	2.74	1.35	1.41	5.46	3.61	5.86
CaO	2.90	3.55	3.15	2.45	11.09	10.82	10.49	10.59	7.93	3.54	2.64	2.42	8.28	7.60	10.21	9.77	14.27	2.42	8.07	2.83	2.91	8.88	9.20	9.16
Na ₂ O	6.07	5.49	8.23	7.10	3.51	3.68	4.05	4.39	5.85	5.21	6.84	6.78	4.66	5.09	5.11	4.15	4.54	5.91	5.27	6.09	5.80	3.64	4.26	5.39
K ₂ O	3.39	3.32	3.56	3.80	0.78	0.78	1.08	1.33	2.16	3.37	3.50	3.57	1.87	1.87	1.16	1.13	1.17	3.28	2.23	3.32	3.31	1.67	1.33	1.16
P ₂ O ₅	0.46	0.73	0.46	0.36	0.35	0.37	0.31	0.44	0.86	0.72	0.43	0.49	0.70	0.64	0.26	0.56	1.12	0.26	0.79	0.45	0.43	0.49	0.35	0.53
LOI	0.55	0.71	0.44	0.42	0.18	0.51	0.18	0.26	0.57	0.89	0.59	0.44	1.25	1.10	0.31	1.93	0.86	0.52	0.69	1.48	0.36	0.20	2.21	0.04
Total	99.45	99.06	102.56	102.95	99.91	99.29	100.85	101.69	99.79	100.82	100.45	101.51	101.66	102.95	99.99	99.60	100.61	99.52	100.35	99.28	99.52	99.20	99.61	100.21
Zr (ppm)	361	396	379	401	123	129	131	185	269	389	388	443	221	252	127	334	241	375	283	369	357	239	178	199
Y	52	68	51	55	31	25	31	37	58	43	43	49	39	45	27	43	37	53	36	51	42	34	38	32
Sr	410	302	460	382	679	630	429	767	837	306	434	440	685	565	502	1125	1232	245	805	404	374	660	459	673
U	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	2	bdl	bdl	0	bdl	bdl	16	bdl	1	1	1	1	2	1	bdl
Rb	106	114	106	121	10	14	28	16	57	114	110	109	48	13	14	145	25	111	62	86	105	45	26	37
Tb	17	14	14	16	5	5	11	4	10	14	16	17	10	10	4	8	10	12	10	13	14	10	8	8
Pb	20	16	20	19	5	0	6	7	11	16	21	22	8	11	6	22	7	18	11	17	14	10	5	8
Ga	22	23	19	18	15	17	17	15	21	24	19	22	22	19	14	39	17	21	20	20	23	20	17	18
Zn	85	107	69	69	52	66	66	61	84	101	67	64	60	73	56	209	114	66	107	77	67	67	76	61
Cu	8	72	0	bdl	31	45	51	20	74	28	3	bdl	57	64	32	6	84	4	46	3	4	15	59	25
Ni	4	3	8	5	62	57	216	49	17	8	13	2	23	18	222	10	47	4	16	7	8	24	32	34
Co	0	13	10	8	56	33	42	45	22	11	9	9	13	25	64	26	39	4	24	3	4	31	35	34
Cr	4	17	10	29	11	94	414	67	29	-3	12	14	29	57	449	36	66	129	0	18	13	7	35	52
Ce	119	133	135	146	53	52	43	67	124	132	150	137	109	105	48	101	129	88	126	120	107	78	55	63
Ba	932	680	846	1068	397	326	306	426	773	679	895	750	731	612	396	678	678	619	685	801	792	565	428	417
La	70	79	60	69	28	25	28	31	60	61	65	60	61	51	26	54	65	45	56	72	62	48	26	40
Nb	21	19	20	25	7	8	5	8	14	18	24	15	13	11	9	17	17	28	19	26	24	14	10	14
Ap	1.09	1.72	0.99	0.81	0.81	0.86	0.70	0.98	2.02	1.67	0.99	1.09	1.63	1.46	0.60	1.42	2.62	0.60	1.84	1.11	1.05	1.16	0.84	1.23
Il	2.15	2.47	1.94	1.79	2.26	2.30	1.84	2.79	3.13	3.42	1.69	2.03	2.74	3.91	1.75	3.13	4.43	1.39	3.08	2.17	2.15	2.94	3.04	3.02
Or	20.27	19.98	19.98	21.45	4.67	4.67	6.26	7.57	12.88	19.92	20.74	20.39	10.99	10.82	6.80	11.11	6.97	19.50	13.24	20.51	20.39	9.87	8.16	6.86
Ab	51.94	47.29	59.92	57.36	25.76	25.22	26.39	18.26	31.77	44.07	57.95	55.49	39.25	42.13	22.48	36.12	8.59	50.33	33.87	45.01	42.30	31.22	37.39	24.51
An	10.36	7.47	2.33	5.67	33.67	30.70	18.90	20.77	19.47	8.85	5.85	7.05	27.52	22.78	13.67	22.49	15.04	8.19	22.33	11.55	12.09	27.21	23.43	19.44
Mt	1.52	0.00	2.43	1.56	5.09	4.68	5.15	4.28	6.47	7.79	0.00	3.05	0.00	0.42	5.54	7.32	3.82	0.00	7.87	2.66	3.53	6.93	5.14	5.99
Hem	2.39	8.36	1.30	1.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.25	0.64	7.21	8.42	0.00	0.27	5.36	3.41	0.00	1.20	0.43	0.00	3.82	0.00
Di	0.86	3.19	7.55	2.84	15.80	16.97	23.85	21.81	11.49	3.14	2.99	4.90	5.51	7.84	27.70	14.67	34.65	1.58	9.93	0.00	11.25	14.56	18.15	
Hy	2.54	2.43	0.00	1.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.48	0.70	2.31	1.75	2.02	0.00	0.00	0.00	1.91	0.00	3.54	3.66	4.30	0.00	
Q	6.66	5.79	0.00	4.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.46	4.32	2.87	1.93	0.03	0.00	1.38	0.00	12.78	0.00	10.98	13.34	0.00	2.12	
Ol	0.00	0.00	0.13	0.00	9.43	10.98	12.73	9.54	2.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.77	0.00	0.00	4.93	0.00	
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	3.33	3.44	3.95	13.86	9.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.11	0.00	16.40	0.00	5.90	0.00	0.00	0.00	11.39	
Cm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.09	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.10	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	
Mg#	29.27	22.35	35.36	35.57	56.30	59.07	67.79	53.56	37.56	21.07	22.58	40.23	26.25	27.04	99.73	99.73	99.74	31.87	35.03	33.09	33.43	99.73	32.24	99.61
SI	7.46	7.73	8.48	8.27	32.83	35.29	42.82	28.42	16.94	7.45	5.15	11.01	10.25	11.36	39.16	14.60	26.14	7.34	14.20	9.24	9.69	25.64	14.52	25.56
DI	78.87	73.06	83.23	83.52	32.79	33.33	36.60	39.69	54.49	72.45	83.01	78.75	52.17	52.97	40.39	48.61	31.96	-	82.61	53.01	76.50	76.03	31.22	47.67

Not: CIPW normalar ağırlık % cinsinden olup, uçucu serbest bir tabaqda ana elementler toplumu % 100'e normalize edildikten sonra hesaplanmıştır; bdl=alelin belirleme sınırının altında.
Mg# (Mg-numarası)=100xMg/(Mg+Fe); SI (Katılaşma indisi)=100xMgO/(MgO+FeO+Na₂O+K₂O); DI (Farklılaşma indisi)=q+or+ab+ne+ic+kp.
Note: CIPW normative mineralogy is in wt.% and calculated from the major element oxide data after normalizing the totals to 100 % on a volatile free basis; bdl= below the detection limit.
Mg# (Mg-number)=100xMg/(Mg+Fe); SI (Solidification index)=100xMgO/(MgO+FeO+Na₂O+K₂O); DI (Differentiation index)=q+or+ab+ne+ic+kp.

Meydan volkanik kayaların tüm kayaç ana ve iz element analizleri ve CIPW normları.
Whole - rock major and trace element analyses, and CIPW norms of the Meydan volcanic rocks.

bolluğundan kaynaklanabilir. Yüksek CaO içeriği, ana magmada yüksek oranda normativ diopsite ve düşük FeO içeriği de yüksek FeO içerikli bir artık faza işaret edebilir.



Şekil 1. (A);Meydan volkaniklerinin alkaliye karşın silika (TAS) diyagramı (Le Bas ve diğ., 1986). Alkalın ve subalkalin alanları ayıran kalın çizgiler I&B; Irvine ve Baragar (1971), ve M&K; MacDonald ve Katsura (1964)'dan alınmıştır. (B); Meydan alkalin kayaların AFM diyagramı. Kalın eğri Hawaii alkalin trendini temsil eder (Irvine ve Baragar, 1971).

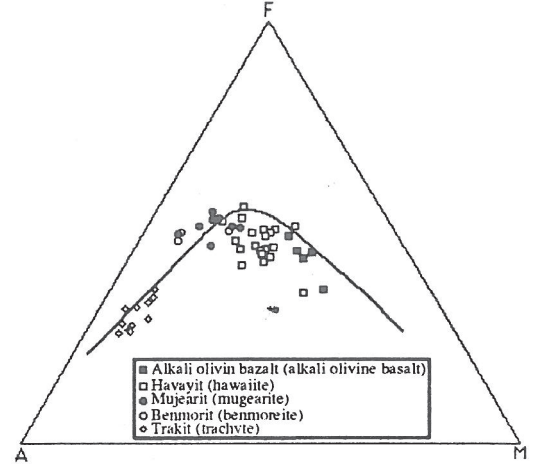
Figure 1. (A);Total alkali versus silica (TAS) diagram of Meydan volcanics (Le Bas et al., 1986). Solid lines dividing alkaline and subalkaline fields are from I&B; Irvine and Baragar (1971), and M&K; MacDonald and Katsura (1964). (B); AFM plot of the Meydan alkaline rocks. Solid line represents Hawaiian alkalin trend (Irvine and Baragar, 1971).

Kayaçların evriminde esasen kesirli kristalleşme ve az önemli olarak da diğer magmatik olayların etkili olduğunun en önemli delili, bazı iz elementlerin davranışlarından ortaya çıkar. Çünkü sadece kesirli kristalleşme olayı, artık elementlerin oranını değiştirmez. Zr ve Nb elementleri, SiO₂ ile çok küçük artışlar gösterir ve birbirleriyle zayıf korelasyonludur. İki elementin dağılım katsayıları yakın olduğundan, Zr/Nb oranını sınırlı kesirli kristalleşme ile değiştirmek çok zordur (Pearce ve Norry, 1979).

Uyumsuz elementlerin konsantrasyonu örnekten örneğe değişmekle birlikte genelde Rb, Sr, Ba ve Nb'un yüksek bollukları gözlenmiştir. Özellikle farklılaşmış kayaçlar, kesirli kristalleşme ile açıklanabilen çok ayırtman Sr, Rb, Ba ve Zr içeriğine sahiptir. Nb, La, Ce, P, Ti ve Y elementleri, olivin, piroksen ve plajiyoklas ayrımlaşması esnasında yüksek derecede uyumsuzdur (Cox ve diğ., 1979). Bununla beraber, ilksel lavlarda iz element içerikleri hemen hemen sabittir fakat uyumlu elementler (Co, Cr ve Ni) ferromagnezyum mineralleri ayrımlaşmasının etkisiyle fazla dağılım gösterir.

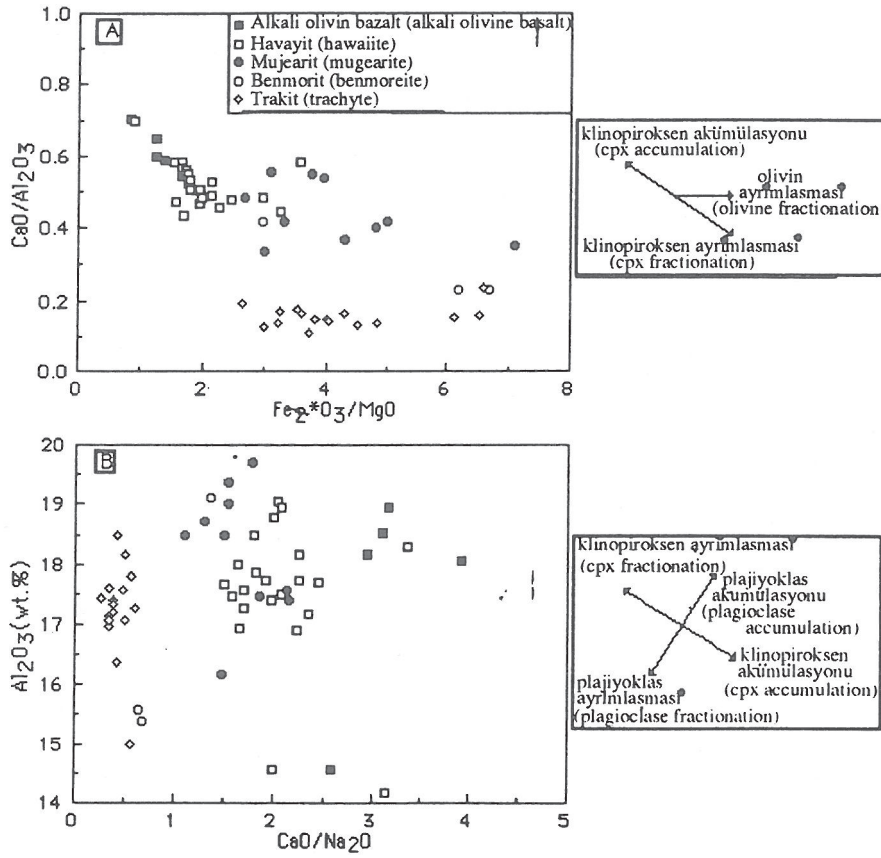
CaO/Al₂O₃ oranı Fe₂O₃/MgO ile düşme göstererek kuvvetli klinopiroksen ve olivin ayrımlaşması etkisine işaret eder (Şekil 2A). Bununla beraber alkali olivin bazalt ve bazı havayitlerin, yüksek

CaO/Al₂O₃ ve düşük Fe₂O₃/MgO oranları bir bakıma klinopiroksen akümüasyonu nedeniyledir. Trakitler düşük CaO/Al₂O₃ ve Fe₂O₃/MgO oranlarıyla genel trendten sapma göstererek ayrımlaşmayla birlikte diğer



magmatik olaylardan (karışma±kontaminasyon) da etkilendiklerini göstermektedir. Alkali olivin bazalt ve havayitde SiO₂ artışı ile Al₂O₃ artışı başlangıçta plajiyoklasın muhtemelen önemli bir liquidus faz olmadığını belirtir. CaO/Na₂O'ye karşın Al₂O₃ diyagramında, alkalın olivin bazalt ve havayit, plajiyoklas ayrımlaşması ve, veya akümüasyonu ile belirlenen bir trend boyunca yer almıştır (Şekil 2B).

Ba, La, Ce ve P elementleri, olivin, priksen ve plajiyoklas içeren bir kaynağın ergimesi sırasında oldukça uyumsuzdur. Bu yüzden, bu elementlerin Meydan bazaltlarındaki bolluk oranları manto kaynağındaki değerlerini yansıtabilir. Meydan bazaltlarının Ba/La oranları ilksel manto değeri olan 9.9'a (Sun ve McDonough, 1989) yakındır. Bazaltların P/Ce oranları ise yaklaşık 70 olup, Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları (MORB) ve Okyanus Adası Bazaltlarının değeri 75±15 ile karşılaştırılabilir (Sun ve McDonough, 1989). Hafif nadir toprak elementleri (LREE), Rb ve Ba'un ağır nadir toprak elementlere (HREE) göre kuvvetli zenginleşmesi, manto kaynağının zenginleştiğini ve, veya böyle bir zenginleşmeyi sağlaan ergime olayının REE'yi olduğu kadar nadir toprak elementi olmayan elementleri de etkilediğini ortaya çıkarmaktadır.



Şekil 2. Meydan alkalin kayaların ayrılmış mineral fazlarının etkisini gösteren Fe₂*O₃/MgO karşılık CaO/Al₂O₃ (A) ve CaO/Na₂O karşılık Al₂O₃ (B) diyagramları.

Figure 2. Fe₂*O₃/MgO versus CaO/Al₂O₃ ratio (A), and CaO/Na₂O versus Al₂O₃ plots (B), indicating influence of fractionating mineral phases in the Meydan alkaline rocks.

Uyumsuz Element Özellikleri

Kayaçların okyanus ortası sırtı bazaltı (MORB) ve ilksel manto (PM)'ya göre normalleştirilmiş iz element diyagramları oldukça benzerlik sunmaktadır (Şekil 3). Alkali olivin bazaltdan trakite, genel olarak Sr'dan Y'a tüm elementlerce zenginleşme gözlenir. P (trakitde) ve Ti (tüm kayaçlarda) ise negatif anomali gösterir. Kayaçlar ayrıca, dalma-batmayla ilişkili lavlara (Hildreth ve Moorbath, 1988) benzer şekilde negatif ve ilerleyerek artan krakteristik Nb anomalilerine sahiptir. Nb'un komşu büyük iyonlu litofil elementlere (LIL) göre tüketilmesi, manto kaynağında az oranda bir dalma-batma bileşenini veya magmanın erüpsiyondan önceki kabuksal kontaminasyonunu karakterize eder.

Levha içi bazaltik kayaçların, Nb ve Ta anomalileri göstermedikleri (sun ve McDonough, 1989) ve birincil ergiyik özellikleriyle alkalin lavların bir grubunu içine aldıkları belirtilmiştir (Frey ve diğ., 1978). Meydan alkalin olivin bazalt ve havayitleri, levha içi bazaltik kayaçlara göre önemli Nb anomalileri verir. Bu nedenle Meydan bazaltlarının jeokimyasal bileşimi,

bu onların zenginleşmiş bir manto kaynağından türediğini gösterir, fakat zenginleşme işleşi, yaklaşan levha kenarı magmalarını üreten olaylarla ilişkili değildir.

Nadir Toprak Element Özellikleri

Kayaçlar, farklılaşmış az derecede yukarı-konkav REE dağılımları gösterirler (Şekil4 ve Çizelge3). Alkalin olivin bazaltdan trakite hemen hemen birbirine paralel REE dağılımları karakteristiktir. Alkalin olivin bazalt, havayit ve mujearit, kondrit, kondrit-normalleştirilmiş (La/Lu)_N = 9-11 ile oldukça farklılaşmış dağılım gösterir. Bazaltik kayaçların ağır - REE içerikleri (Lu)_N = 7-15 ve hafif - REE (La)_N = 72-165 arasında değişmektedir. Benmorit ve trakitler (Lu)_N = 11-19, (La)_N = 156-182 ve (La/Lu)_N = 9-13 ile bazaltik kayaçlardan daha büyük REE ayrılması gösterir. Benmorit ve trakit az fakat önemli negatif Eu anomalileriyle (Eu/Eu* < 1), diğer kayaçlara göre plajiyoklas ve klinopiroksen ayrılmasına uğradıkları ortaya çıkmaktadır. Genelde önemli bir Eu anomalisinin olmaması, oldukça yükseltgen şartlara işaret eder.