

**TÜRKİYE BİLİMSEL VE
TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU**

**THE SCIENTIFIC AND TECHNICAL
RESEARCH COUNCIL OF TURKEY**

**GÖLCÜK VOLKANİZMASININ (ISPARTA)
JEOLojİK EVRİMİ, GB TÜRKİYE**

PROJE NO: TÜBİTAK 104Y181

Proje Yürütücüsü

Yard. Doç.Dr Ömer ELİTOK

Yardımcı Araştırmacılar

Prof.Dr. Nevzat ÖZGÜR

Yard.Doç.Dr. Kamil YILMAZ

Mart 2008

Isparta

Önsöz

Bu çalışma TUBITAK ile Süleyman Demirel Üniversitesi işbirliği çerçevesince araştırma projesi olarak gerçekleştirilmiştir. Isparta Büklümü içerisinde yer alan potasik-ultrapotasik karakterli Gölcük volkaniklerine yönelik olan bu çalışmada Gölcük volkanizmasının jeolojik evriminin aydınlatılması amaçlanmıştır. Bu proje aynı zamanda içerisinde yardımcı araştırmacı olarak bulunduğum TUBITAK 104Y213 nolu proje ile koordineli olarak yürütülmüştür.

Proje kapsamında 2005,2006 ve 2007 yaz dönemlerinde saha çalışmaları yapılmış, 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası çizilmiş, sahadan petrografik, jeokimyasal, izotop jeokimyasal amaçlı kayaç örnekleri alınmıştır. Alınan kayaç örneklerinin petrografik incelemeleri Süleyman Demirel Üniversitesi Jeotermal Enerji, Yer altısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma Uygulama Merkezi'nde bulunan görüntü analiz sistemiyle gerçekleştirilmiştir. Yine jeokimyasal amaçlı alınan kayaç örnekleri aynı merkezde yer alan kırma ve öğütme sistemiyle öğütülerek analize hazır hale getirilmiştir. Petrografik inceleme amaçlı incekesitler Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bünyesindeki incekesit laboratuvarında yapılmıştır. Kayaç örneklerinin jeokimyasal analizleri Acme Analitik Laboratuvarları'nda (Kanada), izotop jeokimyası analizleri Tubingen Üniversitesi'nde (Almanya), mineral kimyası analizleri Berlin Teknik Üniversitesi'nde (Almanya), K-Ar ve Ar-Ar yaş tayinleri Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS)'de yapılmıştır. Elde edilen tüm veriler değerlendirilerek rapor haline getirilmiştir. Tüm bu çalışmalar Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TUBITAK) tarafından yapılan maddi destekle gerçekleştirilmiştir. Bu nedenle TUBITAK Çevre, Atmosfer, Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Grubuna (ÇAYDAG) teşekkür ederiz.

Önsöz.....	ii
Şekiller Dizini	iv
Tablolar Dizini.....	ix
Özet	x
Abstract.....	xi
1. Giriş.....	1
2. Türkiye’de Neotektonik Dönem ve Volkanizma.....	4
2.1 Neotektonik dönem.....	4
2.2 Volkanizma	9
3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	18
4. BÖLGENİN GENEL JEOLJİSİ.....	21
4.1 Ağlasun formasyonu (Ta).....	21
4.2 Kayıköy formasyonu (Tk)	23
4.3 Gökçebağ karışığı (Mg)	25
4.4 İncesu formasyonu (Ti)	26
4.5 Gölcük volkanikleri (PQg)	28
5. PETROGRAFİ VE JEOKİMYA.....	31
5.1 Petrografi.....	31
5.1.1 Kaldera dışı volkanikler.....	31
5.1.2 Kaldera içi volkanikler ve piroklastikler.....	56
5.2 Jeokimya.....	60
5.2.1 Kaldera dışı volkanikler.....	60
5.2.2 Kaldera içi volkanikler ve piroklastikler.....	86
5.3 Mineral Kimyası.....	98
5.4 Sr-Nd-Pb izotopları.....	109
6 VOLKANİK PÜSKÜRME EVRELERİ VE JEOKRONOLOJİ.....	119
6.1 Püskürme evreleri.....	119
6.2 Jeokronoloji.....	129
7 JEOTEKTONİK ORTAM VE VOLKANİZMANIN KÖKENİ.....	135
8. SONUÇLAR.....	144
REFERANSLAR.....	146

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa	
Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 2. Türkiye’de neotektonik dönemde gelişmiş volkaniklerin dağılımı.....	11
Şekil 4.1 İnceleme alanına ait genelleştirilmiş tektono-stratigrafik sütun kesit...	22
Şekil 4. 2 Pürenli tepe ile Otbitmez tepe arasında altta aglomera, üstte lahar çökelleri ve bunları kesen dayk (a), lahar çökellerinin (b) aglomeraların (c) ve aglomera-lahar sınırının (d) yakından görünümü, volkanik ve sedimanter materyalden yapıli düzensiz iç yapıya sahip lahar çökelleri (e), lahar çökellerini kesen trakiandezit (f,g), lahar çökelleri içerisinde yer alan volkanik dayk (h).....	30
Şekil 5.1 a) Sanidinlerin kenar zonunda yer alan ergiyikler, b) amfibol içerisinde piroksen inklüzyonları, c) amfibol kenar kesimlerinde piroksen reaksiyon kuşağı, d) Piroksen psödomorfuna sahip kalsit kristali, e) biyotit kristal kenarlarında gelişmiş taneseli opaklaşmalar, f,g) amfibol kenar zonunda gelişmiş opak ve piroksen reaksiyon kuşağı.....	37
Şekil 5.2 a) elek dokusu gösteren feldspatlar b) plajiyoklas kenarlarında gelişen çözünmeler c) sanidin kristali içerisinde kenara paralel dizilmiş plajiyoklas inklüzyonları, e) sanidin tarafından mantolanmış plajiyoklas, f) plajiyoklas tarafından kuşatılmış sanidin kristali, g) plajiyoklas kenarlarında gelişmiş albitik rimler.....	39
Şekil 5.3 a) Plajiyoklas içerisinde gelişmiş ergiyikler ve kristal kenarında zonlu büyüme, b) iç kesimi altere olmuş ve kenar zonu boyunca albitik rim gelişmiş plajiyoklas, c) amfibol kristalinin kenar kesimi boyunca gelişmiş küçük taneseli piroksen ve opak reaksiyon kuşağı, d) korozyona uğrayarak kristal yapısı bozulmuş, kenar ve iç kesimlerinde taneseli opaklaşma gelişmiş biyotit kristali, e) merkezi kesimi koyu kahve, kenar zonları ise daha açık kahvemsi pleokroizma sunan biyotit kristali, f) plajiyoklasları inklüzyon olarak içeren biyotit kristali, g) merkezi kesimi koyu kahve orta ve dış kesimi açık kahvemsi olmak üzere zonlanma gösteren ve kenar kesimleri boyunca opak zon gelişmiş amfibol kristali, h) plajiyoklasları inklüzyon olarak içeren amfibol kristali.....	41
Şekil 5.4 a) Mikrolitik feldspatların iç kesimlerinde alterasyon, b) apatit	

içerisinde zirkon inklüzyonu, c,d) küçük ve iri sfen kristallerinin kenar ve iç kesimleri boyunca taneseli opaklaşmalar, e) kenarları boyunca korozyona uğramış girik ikizli sanidin kristali, f) kristal içi ergime ve bu kesimlerde alterasyon nedeniyle poroz yapı sunan sanidin kristali.....	43
Şekil 5.5 a) Piroksen etrafında gelişmiş amfibol, b) korozyona uğramış, kristal içerisine doğru yer yer karbonatlaşmış mikrolitik feldspatların geliştiği amfibol kristali, c) trakiandezit içerisinde yer alan iri amfibol, apatit, sfen, ve opak mineral yığılımları d) trakiandezit içerisinde monzosyenit anklavı, e) olivin latit içerisinde kenarları boyunca iddingsitleşme gösteren olivin kristali, f) monzosyenit içerisinde yer alan iri K-feldspatlar.....	44
Şekil 5.6 ab) Pürenli Tepe ile Otbitmez Tepe arasında fliş, ofiyolitik melanji kesen bazaltik trakiandezit daykı, c) piroksenler içerisinde yer alan mikrolitik matriks faz, d) bazaltik trakiandezit içerisinde yer alan mikrofenokristal boyuttaki apatitler.....	46
Şekil 5.7 a) Pürenli Tepe ile Otbitmez Tepe arasında yer alan aglomeralar, b) aglomera ve laharı kesen bazaltik trakiandezit daykı, c) korozyon, kristal içi ergime ve karbonatlaşma ile kristal yapısı kaybolmuş feldspat, d) kenar kesimleri boyunca opaklaşma gösteren kersutit amfiboller, e) amfibollerin kenar kesimi boyunca gelişmiş ince piroksen reaksiyon kuşağı, f) korozyona uğramış amfiboller etrafında yer alan flogopitler, g) zonlu sönme gösteren klinopiroksenler, h) kenar kesimleri boyunca taneseli opaklaşma gelişmiş biyotit.....	47
Şekil 5.8 a,b) Amfibol kristalleri içerisinde yer alan mikrolitik matriks, c) piroksen içerisinde yer alan kalsit inklüzyonu, d) bazaltik trakiandezit içerisinde bulunan mafik mineral yığılımları.	49
Şekil 5.9 a) Bazaltik trakiandezit içerisinde mafik mineral yığılımları, b) trakiti kesen bazaltik trakiandezit daykı, c) kenar zonu koyu kahvemsii renk sunan flogopit/flogobiyotit, d) porfirik dokulu trakit.	49
Şekil 5.10 a,b) Gilikkaya Tepe’de trakitik-trakiandezitik volkanik çıkışlar içerisinde küçük sivri domlar şeklinde yer alan bazaltik trakiandezitler, c) kenar kesimleri boyunca korozyona uğramış ve d) kenar zonu boyunca zonlanma gösteren klinopiroksenler, e,f,g,h) hızlı büyümeden dolayı ergiyik ve biyotitleri	

inklüzyon olarak içeren piroksen kristalleri.	51
Şekil 5.11a,b) Gilikkaya Tepe'nin hemen doğusunda yer alan küçük bazaltik trakiandezit domunda, c,d) kenarlarından itibaren korozyona uğramış, kristal içinde ergiyiklerin yer adlıği amfibol kristalleri, e,f) amfibol kenar kesimi boyunca gelişmiş küçük taneseli ve iğnemsili piroksen reaksiyon kuşağı.....	52
Şekil 5.12a) Karakaya Tepe'nin kuzeyinde yer alan küçük sivri bazaltik trakiandezit domu, b) zonlu sönme gösteren klinopiroksenler, c) piroksenler içerisinde yer alan ergiyik kapanımları, d) biyotitler içerisinde yer alan taneseli opaklaşma ve mikrolitik matriks fazı, e) bazaltik trakiandezit içerisinde biyotit/flogopit yığılımları, f) biyotit/flogopit kristalleri içerisinde inklüzyon olarak yer alan küçük piroksenler.	53
Şekil 5.13a) Kocakır Tepe'nin yaklaşık 1 km batısında trakiandezitik volkanik çıkışı kesen lamprofir (minet) daykısı, b) bu lamprofir daykısını oluşturan iğnemsili, prizmatik flogopit, feldspat ve çok küçük taneseli piroksenlerden oluşan matriks faz ile flogopit fenokristalleri, c) lahar ve flişli kesen lamprofir daykısı d,e) bu lamprofir daykısında matriks fazı oluşturan mikrolit/kristalit boyu flogopit, piroksen, feldspatlar ve fenokristal fazı oluşturan flogopit, klinopiroksenler, f) Kara Tepe'nin yaklaşık 1 km güneyinde flişli kesen ince lamprofir daykısı, g,h) bu lamprofirik minet daykısında hem mikrolitik matriksi hemde fenokristal fazı oluşturan flogopit ve klinopiroksenler.....	54
Şekil 5.14a) Gölcük kalderası, b) kalderanın kuzeydoğu kenarında tefrifonolitik lav akıntılarını kesen aynı bileşimli yaklaşık 10 m kalınlığında dayk, c) bu tefrifonolitik dayk içinde yer alan nefelinli syenit anklavısı, d) zonlu yapıya sahip genellikle kenar kesimleri boyunca korozyona uğramış sanidinler, e) sanidinler tarafından mantolanmış anortoklaslar, f) pertit yapısı sunan ortoklas kristali, g) özşekilsiz formlarda gelişmiş nefelin kristalleri.....	57
Şekil 5.15a) Gölcük kalderası içerisinde yer alan trakitik domlar, b) sanidin kristalinin kenar zonu boyunca gelişmiş elek dokusu, c) trakit içerisinde yer alan anortoklas, d) klinopiroksenin kenar kesimi boyunca gelişmiş biyotitleşme, e) piroksenler içerisinde yer alan ergiyik kapanımları, f) biyotit içerisinde yarı gömülü yada inklüzyon şeklinde yer alan piroksenler, g,h) biyotitleri inklüzyon olarak içeren piroksenler, i) biyotit kenar zonu boyunca	

gelişmiş tanesel opaklaşma ve piroksenlerden oluşan reaksiyon kuşağı.....	59
Şekil 5.16. Kaldera dışı volkanikler (a), kaldera içi volkanikler ve piroklastikler için TAS-IUGS sınıflama diyagramı.....	68
Şekil 5.17. Kaldera dışı volkaniklerin (a), kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerin SiO_2 - K_2O diyagramındaki sınıflaması.....	70
Şekil 5.18. Gölcük volkaniklerinin a,b) K_2O - TiO_2 ve c,d) SiO_2 - TiO_2 diyagramlarındaki sınıflaması.....	71
Şekil 5.19 Kaldera dışı (a), kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerin Na_2O - K_2O sınıflaması	72
Şekil 5.20. Lamprofirlerin Ba/Rb-Rb/Sr diyagramındaki dağılımları (a), Al_2O_3 - MgO - CaO (b) ve SiO_2 - CaO - TiO_2 (c) diyagramında sınıflaması.....	75
Şekil 5.21. Kaldera dışı volkaniklerin SiO_2 'ye karşı major oksit değişim diyagramları.....	77
Şekil 5.22. Kaldera dışı (a), kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerin Fe_2O_3 'e karşı TiO_2 değişimleri.	78
Şekil 5.23. Kaldera dışı (a), kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerin SiO_2 'ye karşı $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranlarının değişimi.	79
Şekil 5.24. Gölcük volkaniklerine ait a,b)La-La/Yb ve c,d) La-La/K değişim diyagramları.	80
Şekil 5.25. Gölcük volkaniklerinin a,b) Nb-Nb/U, c,d) Ce-Ce/Pb, e,f) Ba/La-Th/Yb diyagramlarındaki dağılımları.	82
Şekil 5.26. Gölcük volkaniklerinin Ta/Yb-Th/Yb diyagramındaki (Pearce, 1983) dağılımları.	85
Şekil 5.27. Kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerin SiO_2 'ye karşı major oksit değişim diyagramları.	88
Şekil 5.28. a) Trakit-trakiandezit ve b) bazaltik trakiandezit grubu kayaçların Primitif manto normalize spider diyagramları.	90
Şekil 5.29. a) lamprofirlerin ve b) monzosyenit anklavının Primitif manto normalize spider diyagramları.	93
Şekil 5.30. a) Tefrifonolit, b) kaldera içi trakit ve c) pomza grubu kayaçların Primitif manto normalize spider diyagramları.	95
Şekil 5.31. a) Trakit-trakiandezit, b) bazaltik trakiandezit, c) lamprofir, d)	

monzosyenit anklavı ve e) lamprofirler ile birlikte Bucak lamproitlerinin Kondrit normalize REE diyagramları.	96
Şekil 5.32. a) Tefrifonolit, b) kaldera içi trakit, c) pomza grubu kayaçlar ve d) kaldera dışı ile kaldera içi volkaniklerin karşılaştırmalı Kondrit normalize REE diyagramı.	97
Şekil 5.33. a) Feldspatlarda merkez-kenar, kenar-kenar profilleri boyunca olan bileşimsel değişimler, b) feldspatların An-Ab-Or diyagramındaki sınıflaması...	100
Şekil 5.34 a) Piroksenlerde kenar-kenar profilleri boyunca olan bileşimsel değişimler, b) piroksenlerin Wo-En-Fs diyagramındaki sınıflaması.....	103
Şekil 5.35 Amfibollerin Leake et al. (1997)'ye göre kimyasal sınıflaması.....	106
Şekil 5.36 Biyotitlerin Foster (1960)'a göre kimyasal sınıflaması.....	107
Şekil 5.37 Gölcük volkaniklerinin a) SiO_2 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, b) Rb/Sr - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, c) $1/\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, d) SiO_2 - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ değişim diyagramları.....	112
Şekil 5.38 Gölcük volkaniklerine ait Sr-Nd izotop korelasyon diyagramı.....	114
Şekil 5.39 Gölcük volkaniklerine ait a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop korelasyon diyagramı.....	117
Şekil 5.40 Gölcük volkaniklerine ait $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop korelasyon diyagramı.....	118
Şekil 5.41 a) Gölcük kalderası ve gölünün görünüm, b) kaldera güney kesimindeki Pürenlioğlu'da yer alan piroklastik akma ve döküntü çökelleri, c) kaldera kuzeydoğu kenarında yer alan tefrifonolitik lav akıntıları ve bunları kesen tefrifonolitik dayk, d,e) kaldera doğu kesiminde pomzalardan oluşan piroklastik döküntü çökelleri.	120
Şekil 5.42 a,b) Gölcük kalderası doğu kesiminde piroklastik akma ve piroklastik döküntü çökellerinin görünümü, c) piroklastik akma çökellerinin en taban kesiminde kömürleşmiş bitkilerin aşınmasıyla oluşmuş oval boşluklar, d) Isparta yerleşim alanı altında yer alan piroklastik akma çökelleri.	122
Şekil 5.43 a) Köhke dere içerisinde, (b,c) Isparta-Antalya karayolu üzerinde yer alan piroklastik akma çökelleri.	123
Şekil 5.44 a) Gölcük kalderası doğusunda mostra veren ignimbiritik tüflerle karakterize edilen tüm piroklastik akma seviyelerinin görünüm, b) tüm piroklastik akma çökellerinin stratigrafik kesiti, c) tüm piroklastik akma	

çökelleri ve üzerine gelen piroklastik döküntü çökellerinin görünümü.....	124
Şekil 5.45 Burdur gölssel çökelleri içerisinde ve üzerinde gelişmiş piroklastik akma çökelleri.....	125
Şekil 5.46 a) Gölcük kalderası etrafında gelişmiş tüf halkasının kuzeydoğu kesimi, b) tüf halkası içerisinde yer alan pomza ve litoklastlar, c) temel türbülans çökelleri ve içerisinde orta-iri lav parçaları, d) temel türbülans çökelleri içerisindeki lapilli pomza ve litoklast karışımından oluşan seviye, e,f) tüf halkasının en üstünde yer alan ve ağırlıklı olarak pomzalardan oluşan piroklastik döküntü çökelleri.	128
Şekil 5.47 Gölcük volkanizmasının gelişimi ve evreleri.....	134
Şekil 5.48 a) Miyosen öncesi yitime bağlı manto zenginleşmesi, b) Miyosen ve günümüz arasında gerilme tektoniğine bağlı olarak zenginleşmiş mantodan itibaren potasik-ultrapotasik Gölcük volkaniklerinin türemesi.....	143

TABLolar DİZİNİ

Tablo 5.1 Gölcük volkaniklerine ait petrografik tablo.....	32
Tablo 5.2. Gölcük volkaniklerine ait major, minör ve iz element sonuçları.....	61
Tablo 5.3. Feldspatlara ait mineral kimyası analiz sonuçları.....	99
Tablo 5.4. Klinopiroksenlere ait mineral kimyası analiz sonuçları.....	102
Tablo 5.5.Amfibollere ait mineral kimyası analiz sonuçları.....	105
Tablo 5.6. Biyotitlere ait mineral kimyası analiz sonuçları.	106
Tablo 5.7. Magnetite ait mineral kimyası analiz sonuçları.....	108
Tablo 5.8 Gölcük volkaniklerine ait bazı örneklerin petrografik özellikleri ve mineral kimyası.....	109
Tablo 5.9 Gölcük volkaniklerine ait izotop jeokimyası sonuçları.....	110
Tablo 6.1. Gölcük volkaniklerinden kaldera içi tefrifonolit, trakit ve kaldera dışı trakitlere ait $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radyometrik yaş tayini sonuçları.....	130
Tablo 6.2 Gölcük volkaniklerine ait tefralardan yaş tayin sonuçları.....	131

Özet

Potasik-ultrapotasik Gölcük volkanikleri (Isparta) Orta Anadolu 'Ova' provensi ve Batı Anadolu Gerilme Provensi arasında kalan Isparta Büklümü içerisinde yer almaktadır. Bölgedeki volkanik kayalar 'kaldera dışı volkanikler' ve 'kaldera içi volkanikler ve piroklastikler' olmak üzere iki gruba ayrılmıştır. Kaldera dışı volkanikler bölgede genellikle dayk, dom, volkanik boyun veya düzensiz lav çıkışları şeklinde yer almakta ve trakit, trakiandezit, bazaltik trakiandezit, lamprofirik (minet) bileşimli kayalardan oluşmaktadır. Kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerin oluştuğu patlamalı Pleyistosen volkanizması her biri farklı volkanik ürünler ile temsil edilen en az üç ayrı püskürme evresine ayrılmıştır: i) kaldera oluşumuyla ilgili ignimbiritik püskürmelere karşılık gelen ve genellikle birbirlerinden paleotoprak yüzeyleri ile ayırt edilen 200 metreden fazla kalınlıkta en az altı piroklastik akma çökelleri ile temsil edilen birinci püskürme evresi (yaklaşık 200 bin yıl), ii) şimdiki kalderanın kenar kesimlerinde kalıntı olarak yer alan tefrifonolitik dayk, lav akıntısı ve dom oluşumları ile karakterize edilen ikinci püskürme evresi (115 ± 3 - 62 ± 2 bin yıl) iii) maar tip volkanik aktiviteye bağlı olarak birkaç kez meydana gelen phreatoplinian püskürmeler sonucu oluşan en son tuf halkası çökelleri ve kaldera içinde trakitik lav domlarının oluştuğu üçüncü püskürme evresi (72.7 ± 4.7 - 24 ± 2 bin yıl).

Potasik-ultrapotasik Gölcük volkanikleri LIL elementler (Cs, Rb, Ba, U, Th, Sr, K) ve hafif nadir toprak elementler açısından zenginleşmiş olup zenginleşmiş manto kaynağını yansıtmaktadırlar. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları kaldera dışı volkaniklerden trakit-trakiandezit grubu kayalarda 0.703659 ile 0.705039 arasında değişmekte ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları ile SiO_2 , Rb/Sr, $1000 \cdot 1/\text{S}$ arasındaki pozitif korelasyon kabuksal kirlenmeye işaret etmektedir. Ancak bazaltik trakiandezit (0.703647-0.703649) ve lamprofirlerin (0.703742-0.703773) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları diğer trakit ve silis içeriği yüksek olan trakiandezitlerden ($\text{SiO}_2 \geq \%57$) daha düşüktür. Volkaniklerin $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları sırasıyla 19.19-19.54, 15.64-15.67, 39.12-39.49 arasında değişmektedir. Sr-Nd-Pb izotopları Gölcük volkaniklerinin DMM-HIMU-EM2 türde kompleks manto rezervuarlarından türediğini göstermektedir. Anadolu'nun altına dalan Neotetisin güney koluna ait okyanusal litosfer ve bununla birlikte manto içerisine dalan karasal sedimanlardan türeyen potasik sıvı ve ergiyikler yitim zonu üzerindeki mantonun zenginleşmesine yol açmıştır. Miyosen ve sonrasında dalan okyanusal litosferin kopması ile birlikte oluşan astenosferik pencere boyunca dalan litosfer altındaki tüketilmemiş astenosferik mantonun yitim zonu üzerine hareket etmesi ve aynı zamanda bölgede gelişen gerilme tektoniğine bağlı kabuk incilmesi litosfer-astenosfer sınırında termal dengesizlik oluşmuştur. Böylece litosfer-astenosfer sınırında flogopit-amfibol-granat içeren mantonun ergimesi sonucu oluşan potasik ergiyikler, gerilme tektoniğine bağlı litosferik ölçekte oluşan kırıklar boyunca hareket ederek yüzeyde potasik-ultrapotasik Gölcük volkaniklerini meydana getirmiştir

Anahtar kelimeler: Potasik-ultrapotasik, zenginleşmiş manto, piroklastik, kaldera, Isparta Büklümü

Abstract

Potassic-ultrapotassic Gölcük volcanics (Isparta) are located in the Isparta Angle between Central Anatolian ‘Ova’ province and Western Anatolian Extensional Province. The volcanic rocks in the region are grouped into two as ‘outer caldera volcanics’ and intracaldera volcanics and pyroclastics’. Outer caldera volcanics take place in the region as dike, dome, volcanic neck, irregular volcanic extrusions and consist mainly of trachyte, trachyandesite, basaltic trachyandesite, lamprophyres (minette). Explosive Pleistocene volcanism corresponding to formation of the intracaldera volcanics and pyroclastics have been separated into three main eruptive cycles represented by different volcanic products: i) cycle I, represented by more than 200m-thick pyroclastic flow deposits occasionally separated by paleosoils and corresponding to caldera-forming ignimbritic eruptions (~ 200 ka), ii) cycle II, consisting of tephriphonolite lava dome-flows extruded throughout the caldera and currently found as remnants along the rim of the present crater (115 ± 3 - 62 ± 2 ka), iii) cycle III made up of late tuff-ring deposits related to several phreatoplinian eruptions of a maar-type volcanic activity and intracaldera trachytic lava domes (72.7 ± 4.7 - 24 ± 2 ka).

Potassic-ultrapotassic Gölcük volcanics are enriched in LIL elements (Cs, Rb, Ba, U, Th, Sr, K), LREE and reflect an enriched mantle source. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios in the trachyte-trachyandesite group of outercaldera volcanics varies between 0.703659 ile 0.705039

and positive correlation between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and SiO_2 , Rb/Sr , $1000 \cdot 1/\text{Sr}$ point to crustal contamination. However, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios of basaltic trachyandesites (0.703647-0.703649) and lamprophyres (0.703742-0.703773) are lower than trachytes and trachyandesites with high silica content ($\text{SiO}_2 \geq 57\%$). $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotope ratios of the volcanics vary between 19.19-19.54, 15.64-15.67, 39.12-39.49, respectively. Sr-Nd-Pb isotope systematics of the volcanics are consistent with derivation from complex DMM-HIMU-EM2 mantle source regions. Potassic fluids and/or melts derived from the north vergent subducted oceanic lithosphere of the southern neotethys with terrestrial sediments gave rise to the enrichment of suprasubduction zone mantle source. Sub-slab pristine asthenosphere flow through a slab window which have been formed during syn- and/or post-Miocene slab breakoff and crustal thinning caused by extensional tectonic regime gave rise to thermal perturbation at the lithosphere-asthenosphere boundary. Hence, potassic melts and/or fluids derived from phlogopite-amphibole-garnet bearing mantle source risid through the lithosphere scale channel ways and formed the Gölcük volcanics at the surface.

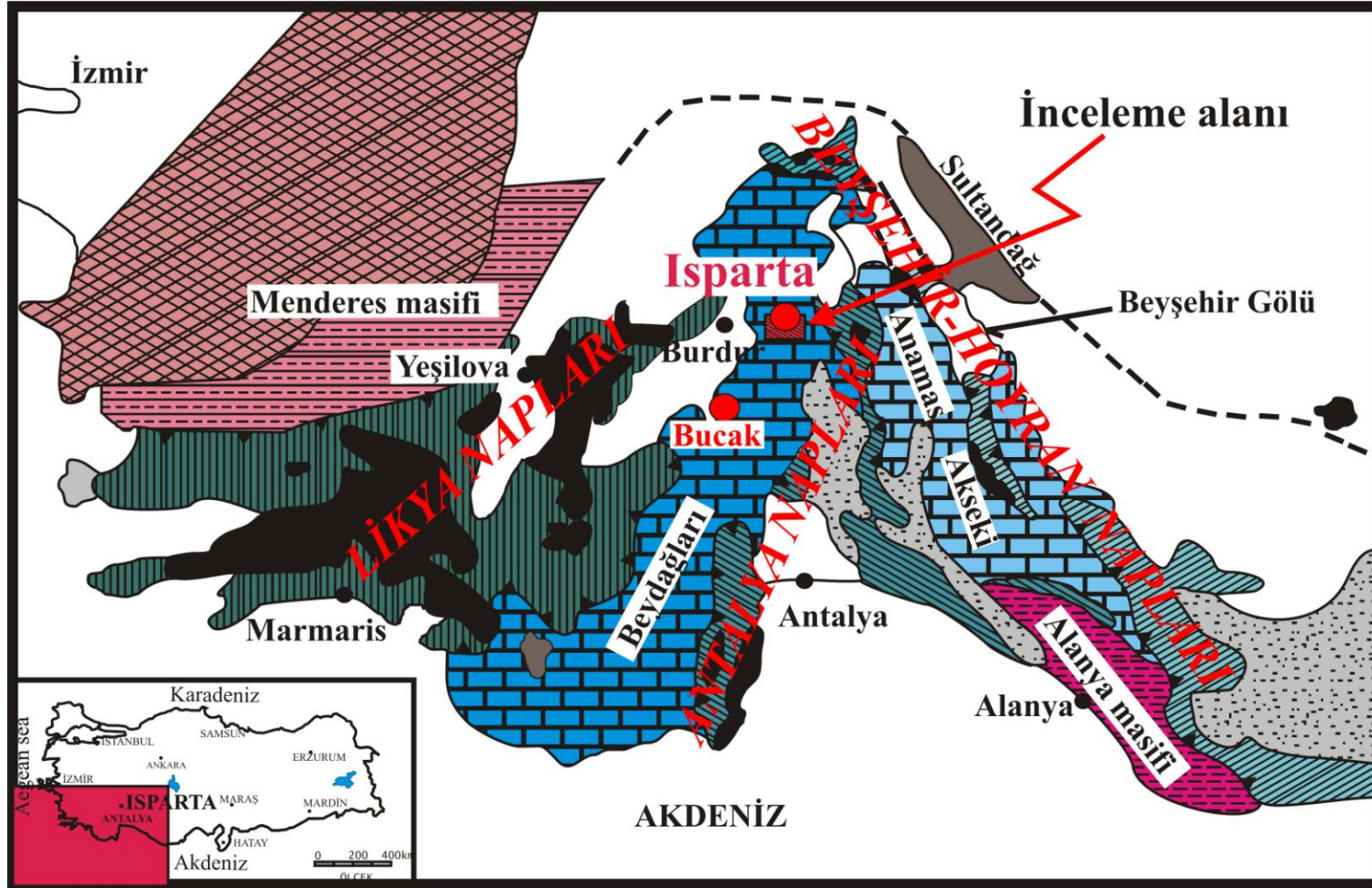
Key words: Potassic-ultrapotassic, enriched mantle, pyroclastic, caldera, Isparta Angle

1. GİRİŞ

Üst Kretase'den itibaren başlayan Neotetis'in kapanma süreci içerisinde Arap-Avrasya kıta-kıta çarpışması gerçekleşmiş ve Üst Miyosen-Pliyosen döneminden itibaren Anadolu plakası Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca batı-güneybatıya doğru kaçmaya başlamıştır (Şengör, 1979; Yılmaz, 2000; Reilinger ve diğ., 1997; Allen, 2004). Aynı zamanda Anadolu'nun batı-güneybatıya doğru hareketlenmeye başladığı Üst Miyosen-Pliyosen dönemi Türkiye'de neotektonik dönemin başlangıcı olmuştur. Bu neotektonik dönem içerisinde Anadolu'nun farklı bölgelerinde gelişen farklı tektonik rejimler neticesinde Doğu Anadolu Sıkışma, Kuzey Anadolu, Orta Anadolu 'Ova' ve Batı Anadolu Gerilme Provensi olmak üzere dört farklı neotektonik provens ortaya çıkmıştır (Bozkurt, 2001). Aynı zamanda Anadolu neotektonik dönem içerisinde yaygın volkanik faaliyetlere sahne olmuştur. Çoban (2007) tarafından Doğu Anadolu Sıkışma, Orta Anadolu 'Ova' ve Batı Anadolu Gerilme Provensi içerisindeki bazaltik kayalarda bu provenslerin oluşumuna yol açan tektonik rejimler ile bazalt magma jenezi arasında yakın ilişki bulunduğu ortaya konulmuştur.

Güneybatı Türkiye'de KD-GB doğrultulu Beydağları otoktonu ile KB-GD doğrultulu Anamas-Akseki otoktonu Isparta civarında birleşerek ters 'V' şeklinde bir yapı oluşturmakta ve bu yapı Isparta Büklümü olarak adlandırılmaktadır. Bu çalışmanın konusunu oluşturan Gölcük volkanikleri Beydağları otoktonu ile Anamas-Akseki otoktonunun birleştiği büklüm bölgesinde yer alan Isparta yerleşim alanı ve güney kesimini kapsamaktadır (Şekil 1). Isparta Büklümü aynı zamanda yukarıda tanımlanan Orta Anadolu 'Ova' ile Batı Anadolu Gerilme Provensi arasında bir geçiş bölgesini temsil etmektedir. Isparta Büklümünün hemen kuzeyinde Afyon ve civarında yer alan volkanikler ile güneye doğru Gölcük volkaniklerinin de (Isparta) içerisinde yer aldığı Isparta Büklümü içerisindeki volkaniklerin oluşturduğu alan Kırka-Afyon-Isparta volkanik provensi olarak tanımlanmıştır (Francalanci ve diğ., 2000). Kırka-Afyon-Isparta volkanik provensi genel olarak potasik-ultrapotasik kayalarla temsil edilmektedir (Francalanci ve diğ., 2000; Alıcı ve diğ., 1998). K₂O

içeriği Na_2O 'den fazla olan yada $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranı ≥ 1 olan magmatik kayalar genel olarak potasik kayalar olarak tanımlanmaktadır. Hem K_2O içeriği hemde MgO



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası

içeriği 3 ün üzerinde olan ve K_2O/Na_2O oranı 2 nin üzerinde olan kayaçlar ultrapotasik kayaçlar olarak sınıflandırılmıştır (Foley ve diğ., 1987). Potasik magmatik kayaçlar konverjan levha kenarlarında (orojenik) yada çarpışma sonrası gerilme tektoniğinin hakim olduğu bölgeler ile gerilme rejiminin etkin olduğu stabil kıta içi ortamlarda (anorojenik) gelişebilmektedir (Pecerillo ve diğ., 1984; Poli ve diğ., 1984; Beccaluva ve diğ., 1991; Van Bergen ve diğ., 1992; Nelson, 1992). Batı Akdenizden başlayarak doğu Asya'ya kadar uzanan ve Türkiye'nin de içerisinde yer aldığı tüm Alp-Himalaya kuşağı boyunca orojenik ve anorojenik potasik-ultrapotasik volkanik kayaçlara rastlanmaktadır (Ding ve diğ., 2003; Pecerrillo ve Martinotti, 2006; Lustrino ve diğ., 2007). Orta ve güney İtalya bölgelerinde olduğu gibi bazı yitimle ilişkili bölgelerde gelişen potasik volkanizmanın yitimin son safhasında mı yoksa yitim sonrası oluşan gerilme tektoniğine bağlı olarak bir rift ortamında mı geliştiği de tartışılmaktadır (Pecerillo ve diğ., 1984).

Potasik-ultrapotasik karakterli Gölcük volkanikleri temel kayaçları keserek yüzeye çıkmış dayk, dom, volkanik boyun yada düzensiz lav çıkışları şeklinde görülen eski (Pliyosen) volkanik kayaçlar ile kaldera oluşumuna bağlı gelişmiş kaldera içi volkanikler ve volkanik patlama sırasında magma haznesinden dışarı atılmış piroklastikleri kapsamaktadır. Bu çalışmada kaldera dışında yer alan lamprofir-bazaltik trakiandezit-trakiandezit-trakit bileşimli kayaçlar 'kaldera dışı volkanikler', volkanik patalama sırasında kaldera içerisinde gelişmiş tefrifonolit-trakit bileşimli kayaçlar ve magma haznesinden dışarı atılmış olan piroklastikler 'kaldera içi volkanikler ve pirokastikler' olmak üzere iki gruba ayrılmıştır. Bu çalışmada, yukarıda tanımlanan kaldera dışı volkanikler ile kaldera içi volkanikler ve pirokastiklerden oluşan potasik-ultrapotasik karakterli Gölcük volkaniklerinin jeolojik evriminin aydınlatılması amaçlanmıştır. Bu nedenle i) bölgenin 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası çizilerek volkanikler ve piroklastikler kendi içerisinde ayırtlanmış, ii) volkanik kayaçlardan ve piroklastiklerden örnekler alınmış, iii) alınan kayaç örneklerine ait petrografik incelemeler, mineral kimyası, kayaç kimyası ve Sr-Nd-Pb izotop analizleri yapılarak değerlendirilmiştir. Ortaklaşa yürüttüğümüz

104Y213 nolu TUBITAK projesi kapsamında volkanik kayalardan ve piroklastiklerden kayaç örnekleri alınmış, bunlarda K/Ar ve Ar/Ar yaş tayinleri yapılmış ve volkanizmanın püskürme evreleri ortaya konmuştur.

2. TÜRKİYE’DE NEOTEKTONİK DÖNEM VE VOLKANİZMA

2.1 Neotektonik dönem

Türkiye’nin büyük bir kesimini de içine alan doğu Akdeniz bölgesi Paleozoik’de Gondwana kıtasının kuzey kesimini oluşturmaktaydı (Robertson, 1998, Platzman ve diğ., 1998). Üst Permien’den itibaren Gondwana kıtasının kuzey kesiminde gelişen riftleşmeyle birlikte Neotetis’in açılma süreci başlamış, ayrılan kıtasal bloklar ilerleyerek kuzeyde Avrasya ile Orta-Üst (?) Jura’da çarpışmış ve böylece Paleotetis tamamen kapanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson, 2002). Atlas okyanusunun açılmaya başlaması ve buna bağlı olarak Afrika kıtasının kuzeye hareketi ile Üst Kretase’de Neotetis’in açılma süreci durmuş ve bunun ardından Neotetis içerisinde gelişen okyanus içi dalmalarla kapanma süreci başlamıştır (Livermore ve Smith, 1985; Savostin ve diğ., 1986). Anadolu’da Tetis okyanusuna ait en son okyanusal litosfer Arap plakasının Avrasya ile Orta Eosende çarpışmasıyla yok olmuş, okyanustan arta kalan havzalarda sedimantasyon devam etmiş ve Erken Miyosen sonlarına doğru bu kalıntı havzalar da tamamen kapanmıştır (Yılmaz ve diğ., 1998). Çarpışmanın devam etmesine bağlı olarak doğu Anadolu’da kuzey-güney yönlü sıkışmadan kaynaklanan kabuk kalınlaşması meydana gelmiş (50-52 km , Dewey ve diğ., 1986; Pearce ve diğ., 1990) ve bölge topoğrafik olarak yükselerek Doğu Anadolu Platosu’nu oluşturmuştur. Üst Oligosen’de (13-15 My) kuzeye dalımlı bir okyanusal litosfer üzerinde doğu Anadolu yığılma karmaşığı gelişmiş, 10-11 My önce bu dalan okyanusal litosferin kopmasıyla Arap plakası altındaki sıcak astenosferik manto doğu Anadolu altına doğru hareket ederek bölgede blok yükselmelerine ve aynı zamanda bu yığılma karmaşığı altındaki litosferik mantonun ergimesine yol açarak bölgede yaygın volkanik faaliyetlere neden olmuştur (Şengör ve diğ., 2003; Keskin, 2003). Üst Miyosen-Pliyosen döneminden itibaren Anadolu plakası Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca batı-güneybatıya doğru kaçmaya başlamıştır (Şengör, 1979; Kissel ve diğ.,

1987; Yılmaz, 2000; Reilinger ve diğ., 1997; Allen, 2004). Anadolu plakasının batı ve güneybatıya doğru kaçışı Ege bölgesinde yaklaşık kuzey-güney yönlü gerilmeleri ve iç Anadolu bölgesinde kabuk içi deformasyonları içeren doğu Akdeniz bölgesinde büyük tektonik değişimlere neden olmuştur (Şengör, 1979). Doğu Akdeniz bölgesinde neotektonik dönemdeki şekillenmede Bitlis-Kıbrıs-Hellenik yayı boyunca dalan okyanusal levhanın hareketi, Orta-Üst Miyosen'de Bitlis-Zagros çarpışma zonu boyunca okyanusal litosferin kopması, Hellenik yayının güneye doğru çekilmeye başlaması, KAFZ'nin gelişimi ve Anadolu plakasının batıya hareketlenmesi gibi olaylar önemli rol oynamıştır (Faccenna ve diğ., 2006). DAFZ boyunca sol yönlü doğrultu atımlı faylar kuzey-güney yönlü Arap-Avrasya çarpışmasına bağlı olarak Üst Miyosen'den beri oblik olarak gelişmiş faylardır (Lyberis ve diğ., 1992). Orta Anadolu'nun doğu kesiminde yine sağ ve sol yönlü doğrultu faylarının egemen olduğu tektonik yapılar gözlenirken, orta Anadolu'nun batı kısmı ise daha çok horst-graben yapıları ile karakterize olmaktadır. Dolayısıyla orta Anadolu bölgesi, sıkışma rejimi altındaki doğu Anadolu ile gerilme rejimi altındaki batı Anadolu arasında bir geçiş zonunu teşkil etmektedir (Koçyiğit ve diğ., 2000). Tuz Gölü havzasının doğu kesimini sınırlayan Ecemiş Fay Zonu (EFZ) Orta-Üst Miyosen döneminde doğrultu atımlı olarak çalışırken Pliyosen ve Kuvaterner'de doğu-batı yönlü gerilme tektoniğine bağlı olarak normal faylanmalar egemen olmuştur (Jaffey ve Robetson, 2001; Jaffey ve diğ., 2004). Paleomanyetik veriler KAFZ ile DAFZ arasındaki bölgeden orta Anadolu bölgesine doğru saatin tersi yönünde tedricen azalan bir rotasyon, Isparta Büklümünün doğu kanadının olduğu kesimlerde saat yönünde ve orta Anadolu'nun güney kesimlerinde Erenlerdağ civarında sifıra yakın bir rotasyon olduğunu göstermiştir (Tatar ve diğ., 2002). Dolayısıyla Anadolu'nun aslında tek bir blok gibi davranmayıp farklı bloklardan oluştuğu, bu blokların farklı bölgelerde farklı rotasyon hareketi sergiledikleri, bu rotasyon hareketlerinin de neotektonik dönemde Anadolu'nun batı-güneybatıya doğru kaçışı ve Kıbrıs yayının güneye doğru çekilmesi ile ilişkili olduğu ileri sürülmüştür. Bu görüşün aksine Reilinger ve diğ. (1997) ve McClusky ve diğ. (2000) GPS verilerine, Kissel ve diğ., (2003) paleomanyetik verilere dayanarak KAFZ ve DAFZ ile sınırlanan Anadolu plakasının saatin tersi yönünde rotasyon hareketi yaparak batıya doğru tümünden kaçış sergilediğini, Reilinger ve diğ. (1997) bu kaçışa hem doğu Anadolu bölgesindeki

sıkışmadan kaynaklanan itmenin hem de Hellenik yitiminden kaynaklanan çekmenin neden olduğunu belirtmişlerdir. Ancak McClusky ve diğ. (2000) Anadolu plakasının batıya doğru artan bir hızla hareket ettiğini, Ege plakasının güneybatıya olan hızlı hareketinin Anadolu plakasının uygulamış olduğu itme kuvvetiyle değil Afrika plakasının daldığı Hellenik yayı boyunca olan hızlı çökme ile ilişkili olduğunu açıklamışlardır. Platzman ve diğ. (1998) orta Anadolu bölgesinde 0-5 my arasında çok düşük rotasyon ($1.2^0/\text{my}$), 5-12 my arasında oldukça yüksek rotasyon ($6.5^0/\text{my}$), 12 my dan daha öncesinde sıfıra yakın bir rotasyon saptamışlardır. 5-12 my arasındaki yüksek rotasyonun Arap-Avrasya çarpışmasına bağlı olarak geliştiğini, 0-5 my arasındaki düşük rotasyonun DAFZ ve KAFZ'nun oluşumu ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Türkiye'de neotektonik dönemle ilgili farklı görüşler ileri sürülmüş ve Koçyiğit ve diğ. (2000) bu görüşleri dört ana başlık altında toplamışlardır: i) tektonik kaçış (tectonic escape), ii) yay arkası açılma (back-arc spreading), iii) orojenik çökme (orogenic collapse), iv) iki evreli graben modeli (two-stage graben model). Aynı araştırmacılar doğu Akdeniz içerisinde Kıbrıs-Hellenik yay sistemleri boyunca gelişen okyanusal levha yitimine bağlı olarak orta ve batı Anadolu'nun bir kıtasal yay-arkası havzasını teşkil ettiğini, dolayısıyla Isparta Büklümü'nü de kapsayan Toroslarla birlikte orta ve batı Anadoludaki magmatizma ve tektonizma olaylarının Kıbrıs-Hellenik yitimiyle ilişkili olduğunu ileri sürmüşlerdir. Gölcük volkaniklerinin de içerisinde yer aldığı Isparta Büklümü Hellenik yitim zonu ile denetlenen Ege gerilim bölgesi ve Kıbrıs yitim zonu ile denetlenen orta Anadolu bölgesinin birleştiği alanda yer almaktadır. Yılmaz (2000) Üst Miyosen'in batı Anadolu ve günümüzdeki Ege deniz alanında yeni bir tektonik dönemin başlangıcını teşkil ettiğini, bu dönemde daha önce kuzey-güney sıkışma rejimi altında kısalıp kalınlaşmış ve topografik olarak yükselmiş olan Ege bölgesinin kuzey-güney yönünde gerilmeye başladığını belirtmiştir. Koçyiğit (1984) GB Türkiye'de yeni tektonik dönemin yerel olarak Orta Oligosen sonunda, bölgesel olarak Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de başladığını, bu dönemin de KAFZ ile DAFZ ve dolayısıyla bunlarla sınırlanan Ege-Anadolu levhasının oluşmaya başladığı zamana karşılık geldiğini ifade etmiştir. Ayrıca gerilme tektoniğine bağlı blok faylanma ile levha içi volkanizma arasında yakın bir ilişki olduğunu vurgulamıştır. Seyitoğlu ve Scott (1991) batı Anadoluda Üst Oligosen'e kadar kuzey-güney yönlü sıkışma ve kabukta

kalınlaşma olduğunu, kalınlaşan kabuğun alt kısımlarında ısı artışına bağlı olarak kabuğun kendi ağırlığı altında yayılım gösterdiğini ve dolayısıyla bölgede Alt Miyosen’de gerilme rejiminin hakim olduğunu ileri sürmüşlerdir. Yine Seyitoğlu ve diğ. (1992) batı Anadoluda gerilme rejiminin ve buna bağlı sedimanter basen oluşumlarının Üst Oligosen’de sıkışma rejiminin sona ermesinin ardından Erken Miyosen’de başladığını belirtmişlerdir. Dhont ve diğ. (2006) Anadolu’da kabuk kalınlaşmasının Eosen’de meydana gelen çarpışmalarla ilişkili olduğunu, Neojen ve Kuvaterner döneminde ise Ege Hellenik yayının güneye çekilmesi ve buna bağlı olarak oluşan gerilme ile Anadolu’da orojenik çökmenin meydana geldiğini, bununla ilişkili olarak da KAFZ’nin batıdan doğuya doğru geliştiğini savunmuşlardır. Aynı şekilde Chorowicz ve diğ. (1999) KAFZ’nin batıdan doğuya doğru geliştiğini ifade etmişler ancak bunun aksine Armijo ve diğ. (1999), Flerit ve diğ. (2004) Arap-Avrasya çarpışması ve Anadolu’nun batı-güneybatıya hareketine bağlı olarak KAFZ’nin doğudan batıya doğru geliştiğini belirtmişlerdir. Elitok ve Dolmaz, (2008) Bitlis-Pötürge zonu boyunca gerçekleşen Arap-Avrasya çarpışmasının ardından Arap plakasına ait dalan okyanusal litosferin kopmasına (slab breakoff) bağlı olarak Arap ön kıtası altından doğu Anadolu altına doğru astenosferik manto akışı geliştiğini, bu manto akışının da Anadolu levhası ile birlikte altında yer alan astenosferik mantoyu batıya doğru hareketlendirdiğini ifade etmişlerdir. Buradan da Türkiye’nin neotektonik gelişiminin Kıbrıs-Hellenik yay sistemleri ve Bitlis-Zagros suture zonu boyunca Arap-Afrika ve Avrasya plakalarının çarpışması ile denetlendiği genel olarak kabul edilirken, neotektonik gelişimde rol oynayan Anadolu plakasının batı-güneybatıya doğru kaçış hareketi ve KAFZ’nin gelişiminin halen tartışmalı olduğu görülmektedir.

Tektonizma kontrolünde gelişen Gölcük volkanizmasının evriminin anlaşılabilmesi için içerisinde yer aldığı jeotektonik ortam koşullarının irdelenmesi gerekmektedir. Gölcük volkaniklerinin içerisinde yer aldığı Isparta Büklümü Hellenik yayı ile kontrol edilen batı Anadolu-Ege bölgesi ve Kıbrıs yayı ile kontrol edilen orta Anadolu bölgesi arasında dinamik bir bağlantıyı oluşturmaktadır. Glover ve Robertson (1998) ya Likya naplarının güneydoğuya doğru yerleşmesi yada muhtemelen Anadolu plakasının batıya doğru kaçışı nedeniyle Üst Miyosen’de

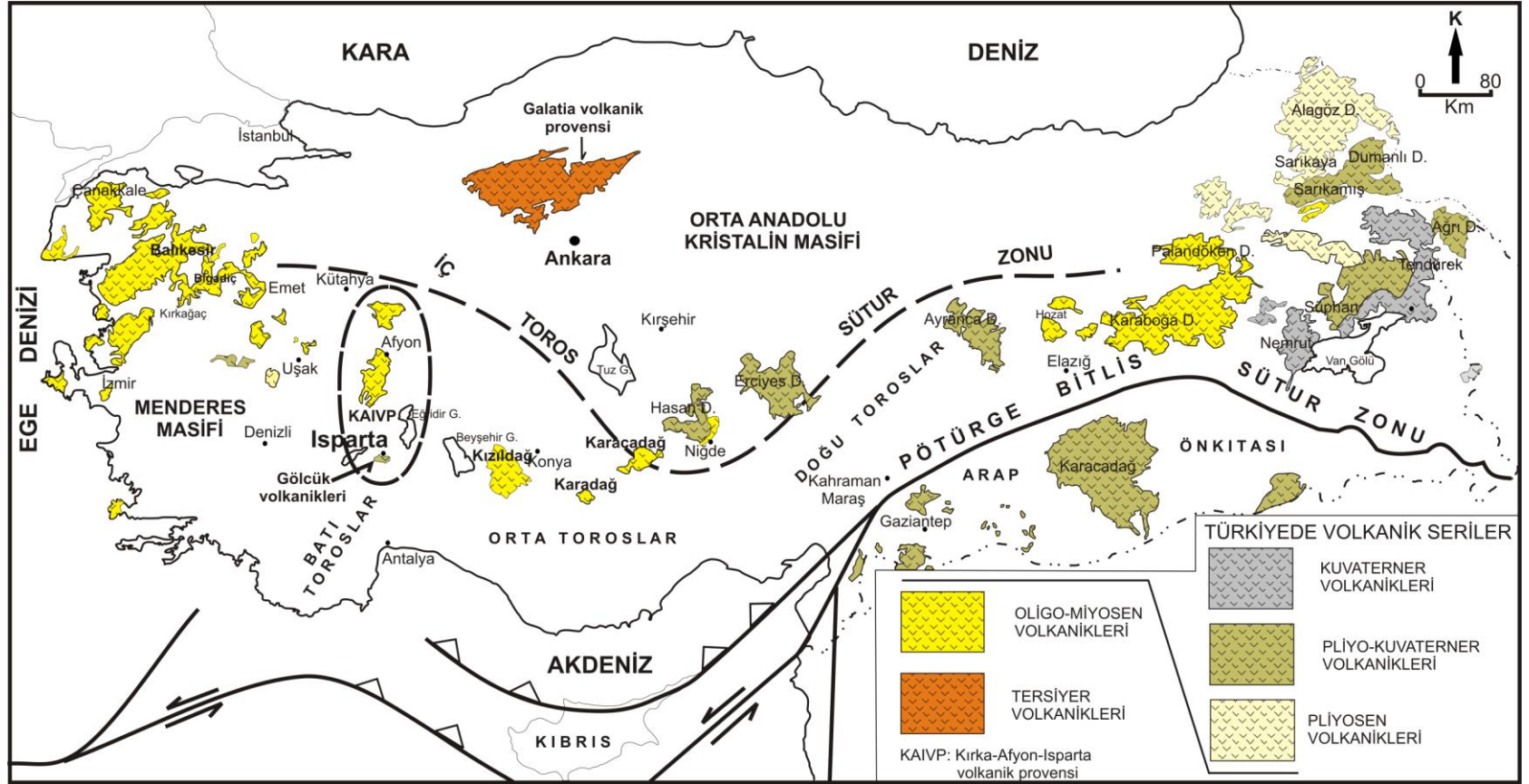
Isparta Büklümü'n n sıkışma rejimine girdiğini belirtmişlerdir. Yazarlar  st Miyosen-Pliyosen'de Isparta Büklümü güneyi ve Antalya körfezi civarında transtansiyonel havzanın,  st Pliyosen-Erken Kuvaterner'de normal faylanmaların geliştiğini, Kuvaterner boyunca Isparta Büklümünün i  kesiminin gerilim rejimi altında olduğunu ve Isparta Büklümü'n n neotektonik gelişiminin Kıbrıs ve Hellenik yayları boyunca olan bir yitim ile kontrol edildiğini ifade etmişlerdir. Ancak Kıbrıs ve Hellenik yaylarının birbirleri ile olan bağlantıları üzerinde farklı görüşler ileri sürülmekte ve tartışmalar halen devam etmektedir. Zitter ve diğ. (2003) sismik verilere dayanarak Isparta Büklümü'n n batı kanadının Akdeniz içerisindeki uzantısını oluşturan Anaximander Dağları civarında Hellenik yayı ile Kıbrıs yayının birbirleri ile bağlantılı olmadığını, ancak Rodos baseni ve kuzeydoğu devamındaki sığ odaklı fakat yüksek şiddette depremler üreten Fethiye-Burdur fay zone ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar Anaximander Dağları'nın aslında Beydağları ve Antalya kompleksinin Akdeniz içerisindeki bir devamı olduğunu, ayrıca Isparta Büklümü, Anaximander Dağları ve Kıbrıs yayının kendi içinde bir bütün sistem oluşturduğunu açıklamışlardır. Bunun aksine Rotstein and Kafka (1982) Anaximander Dağları ve Florence Yükselimi'nin (Florence Rise) aslında Afrika plakasının kuzeyinden kopan ve Anadolu plakası ile çarpışan kıtasal bloklar olduğunu, bu iki kıta bloğunun Anadolu'ya yakınlaşmasını sağlayan ve bunların kuzeyinde yer alan yitim zonunun çarpışmadan sonra hareketinin sona erdiğini ve bu iki kıta bloğunun güneyinde yeniden bir dalma-batmanın başladığını ileri sürmüşlerdir. Yazarlar Antalya körfezi içerisindeki depremlerin bu Anaximander Dağları ve Florence Yükselimi'nin kuzeyinde gelişen eski yitim zonuna ait kopmuş dalan levhanın halen hareketi ile ilişkili olduğunu ifade etmişlerdir. Robertson (1998a, 1998b) Kıbrıs'ın güneyinde yer alan ve Afrika'nın kuzey kesiminden kopan bir kıtasal blok olarak tanımlanan Eratosthenes Seamount'un  st Miyosen-Pliyosen döneminde Kıbrıs yayı ile ilk kez çarpıştığını, Pliyosen-Pleyistosen'de ise bu bloğun kuzey kesiminin kısmen gömülmesiyle eş zamanlı olarak Kıbrıs tarafında yükselmeler meydana geldiğini ileri sürmüştür. Buna paralel paralel olarak Ben-Avraham ve diğ. (1988) sismik aktivite ve gravite anomalilerine dayanarak Eratosthenes Seamount'un Kıbrıs yayı ile çarpışmasından sonra bu kesimde yitimin durduğunu ve bunun da çarpışma bölgesinde şiddetli deformasyona yol açtığını

belirtmişlerdir. Yine Papazachos ve Papaioannou (1999) Akdeniz içerisindeki son birkaç on yıllık deprem verilerini değerlendirerek Kıbrısın hemen güneybatısında bir transform faydan (Paphos Transform Fault, PTF) bahsetmişler ve Kıbrısın bu fay boyunca güneybatıya doğru Afrika plakası üzerine ilerlediğini savunmuşlardır. Ergün ve diğ. (2005) Akdeniz içerisinde Anaximander Dağları ile İskenderun körfezi arasında Kıbrısın hemen güneyinden geçen Kıbrıs yayını KD-GB ve KB-GD doğrultularında kesen dört farklı Bouguer gravite profilleri üzerinde Kıbrıs yayından itibaren kuzeye dalımlı bir okyanusal litosfer göstermişlerdir. Wdowinski ve diğ. (2006) geometrik olarak birbirine oldukça benzeyen Kıbrıs ve Hellenik yaylarının farklı tektonik hareketlere sahip olduğunu, Hellenik yayı boyunca yitim olmasına karşın onun yarısı boyuttaki Kıbrıs yayı boyunca yitim, çarpışma, transform şeklinde hareketler meydana geldiğini ve Hellenik yayı boyunca olan dalma hızının Kıbrıs yayına göre iki-üç kat daha fazla olduğunu (20-40 mm/yıl) ifade etmişlerdir. Yukarıda bahsedilen tüm jeolojik ve jeofizik veriler Gölcük volkaniklerinin içerisinde yer aldığı orta-batı Torosların bir yitimle ilişkili kıta kenarı bölgesini temsil ettiğini göstermektedir.

2.2 Volkanizma

Wilson ve Bianchini (1999) Türkiye'nin de içerisinde yer aldığı doğu Akdeniz bölgesinden İspanya'ya kadar uzanan tüm Akdeniz ve civarını kapsayan alandaki Tersiyer-Kuvaterner magmatizmasının üç farklı jeotektonik ortamda geliştiğini ifade etmişlerdir: i) orojenik olmayan gerilmeye ilişkili kıta içi magmaları olup genelde Na'ca zengin tipik alkali bazaltlar, bazanitler ve türevleri, lokal olarak gelişmiş subalkalen (toleyitik) bazaltlar ve litosferik mantoya ait lösititler, lösit nefelinitler gibi kısmi potasik ergiyikler, ii) plakaların yaklaşmasına bağlı olarak gelişen, ilksel mafik magma ve onların türevlerini de içeren, kalkalkalen, HK-kalkalkalen ve potasik magma serilerine (örneğin şoşonitler ve lamproitler) kadar uzanan bir magma spektrumu ile karakterize olan yitimle ilişkili/çarpışma sonrası gelişmiş magmatizmalar, ve iii) lokal açılma zonlarında gelişmiş okyanus ortası sırt bazaltlarına benzer subalkalen bazaltlar. Türkiye'de özellikle Arap-Avrasya çarpışması ve sonrasını kapsayan neotektonik dönemde Gölcük (Isparta)

volkanizmasının da içerisinde yer aldığı mafik ve felsik karakterli yaygın volkanizma faaliyetleri meydana gelmiştir. Bu volkaniklerin Türkiye'deki dağılımlarına bakıldığında, orta ve batı Anadolu'daki volkaniklerin genel olarak kuzeyde Orta Anadolu Kristalin Masifi (OAKM) ile güneyde Menderes-Toros Bloğu (MTB) arasında kalan İç Toros Sütur Zonu'na (İTSZ) paralel olarak dağılım sundukları görülmektedir (Şekil 2). Innocenti ve diğ. (1982) neotetisin güney kolunu oluşturan okyanusal litosferin Alt-Orta Miyosen'e kadar Arap plakasının kuzeyinde dalımına devam ettiğini ve buna bağlı olarak doğu Anadolu'da kalkalkalen volkanizmanın meydana geldiğini, Üst Miyosen'de Arap-Anadolu blokları arasında kıta-kıta çarpışmasıyla volkanizmanın genel olarak sodik alkali karaktere dönüştüğünü belirtmişler, bu volkanik karakterdeki değişimi kıta-kıta çarpışması sonrası yitimin durması ve okyanusal litosferin kopmasıyla ilişkilendirmişlerdir. Doğu Anadolu'da Van Gölü'nün hemen batısından kuzeydoğuya doğru Kuvaterner döneminde faaliyet gösteren Nemrut, Süphan, Tendürek, Ağrı Dağı volkanikleri yer almakta, bunlardan Tendürek alkali, Ağrı kalkalkali ve Nemrut ile Süphan volkanikleri diğer ikisi arasında geçiş sergilemektedir (Yılmaz ve diğ., 1998). Yazarlar jeokimyasal ve izotop jeokimyasal içeriklerine dayanarak bu volkaniklerin yitimle ilişkili olarak zenginleşmiş heterojen litosferik manto kaynağından türediğini, alkali karakterli Tendürek volkaniklerinin düşük veya hemen hemen hiç kabuksal kirlenmeden etkilendiklerini, Nemrut'un çok düşük ve Süphan ile kalkalkali karakterli Ağrı Dağı volkaniklerinin önemli derecede kabuksal kirlenmeden etkilendiklerini ifade etmişlerdir. Pearce ve diğ. (1990) doğu Anadolu'da çarpışmayla ilişkili olarak gelişen kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak zenginleşmiş litosferik mantonun da kalınlaşma gösterdiğini ve bu litosferik mantonun derinlere doğru gömülerek artan sıcaklıktan yada lokal gerilmelerden dolayı ergimeye uğradığını belirtmişlerdir. Yazarlar Bitlis-Pötürge sütur zonunun güneyinde kalan Arap ön kıtasının (Arabian Foreland) altında yer alan litosferik mantonun en azından Pan-Afrikan orojenez döneminden beri astenosferik mantodan kaynaklanan kısmi ergiyiklerle zenginleşmeye uğradığını ve Arap-Avrasya çarpışmasıyla birlikte gelişen yaklaşık kuzey-güney yönlü kırık sistemlerine bağlı olarak bu zenginleşmiş litosferik mantodan itibaren volkanik faaliyetlerin (örneğin Karacadağ volkanikleri) meydana geldiğini ifade etmişlerdir. Alpaslan ve Terzioğlu (1996) Arguvan yöresindeki (Malatya kuzeyi) Üst Miyosen



Şekil 2 Türkiye’de neotektonik dönemde gelişmiş volkaniklerin dağılımı (Ergüzer BİNGÖL, 1989 tarafından (MTA) derlenen 1/2000 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından sadeleştirilmiştir)

yaşlı subalkalen volkaniklerin manto kökenli ergiyiklerin kalınlaşan kıtasal kabuktan geçerken kabuksal kirlenmeye uğramasıyla, Pliyosen yaşlı alkalen volkaniklerin ise yine manto kökenli eriyiklerin üst mantoya kadar inen kırıklar boyunca kabuksal kirlenmeye çok az uğraması yada hiç uğramadan yüzeye ulaşmasıyla oluştuklarını belirtmişlerdir. Pearce ve diğ. (1990) Arap ön kıtasından kuzeydoğu Anadolu'ya kadar olan volkanikleri karşılaştırmalı olarak incelemişler, Arap ön kıtasında yer alan alkalen karakterli Karacadağ volkaniklerinin geç Prekambriyen' den bu yana astenosferik mantodan kaynaklanan ergiyiklerce zenginleşmiş bir litosferik manto kaynağından, Bitlis-Pötürge suture zonunun kuzeyinde Muş civarında yer alan alkalen volkanikler ile Nemrut ve Tendürek volkaniklerinin de Arap ön kıtasındakilere benzer bir manto kaynağından türediklerini, geçişli karakterdeki Bingöl ve Süphan volkanikleri ile kalkalkalen özellikteki Ağrı ve Kars civarındaki volkaniklerin ise yitim karakteri taşıdıklarını ifade etmişlerdir. Pearce ve diğ. (1990), Keskin ve diğ. (1998) Erzurum-Kars platosunda yer alan kalkalkalen karakterli volkaniklerin yitim karakteri taşıdıklarını, Keskin ve diğ. (2006) bu volkaniklerin özellikle izotop jeokimyalarının platonun altında batıda Rodop-Pontid bloğu ve doğuda Kuzeybatı İran bloğu olmak üzere iki farklı özellikte kabuğun varlığına işaret ettiğini ileri sürmüşlerdir.

Parlak ve diğ. (2001), Orta Anadolu fay zonunun Kızılırmak fay segmenti boyunca yüzeylenen Pliyosen-Pleyistosen alkali olivin bazaltlarının bu kesimde kıtasal litosferin kırılarak incilmesi sonucu OIB türü bir astenosferik manto kaynağının basınç azalmasına bağlı olarak farklı derecelerde kısmi ergimesiyle oluştuklarını belirtmişlerdir. Innocenti ve diğ. (1975) Orta Anadolu'da Ürgüp (Kayseri) yöresindeki volkanizmanın Üst Miyosen'den başlayarak yakın tarihimize kadar kalkalkalen karakterde faaliyet gösterdiğini ve ayrıca tüm Toroslar boyunca olan volkanizmaların kalkalkalen karakter ile başladığını açıklamışlardır. Şen ve diğ. (2004) orta, doğu ve güneydoğu Anadolu'daki volkanikleri karşılaştırmalı olarak incelemişler, orta Anadoludaki bazaltik kayaçların bir yitimle bağlantılı olmayan ancak daha önceki bir yitimin neden olduğu zenginleşmiş bir manto kaynağından gerilme tektoniğine bağlı olarak oluştuklarını belirtmişlerdir. Buna karşın Bitlis-Pötürge suture zonunun kuzeyinde yer alan alkalen Tendürek volkaniklerinin

litosferik manto kaynağının düşük oranda kısmi ergimesiyle oluştuklarını, bunların kalınlaşan kıtasal kabuktan kirlendiklerini, suture zonunun güneyinde yer alan Karacadağ volkaniklerinin ise OIB türü bir manto kaynağından türediklerini ve bu kesimde kıtasal kabuğun ince olması nedeniyle kabuksal kirlenmeden önemli derecede etkilenmediklerini ifade etmişlerdir. Notsu ve diğ. (1995) konverjan levha sınırlarında volkanizmanın yitimle ilişkili (subduction-related) ve çarpışmayla ilişkili (collision-related) olmak üzere iki şekilde gelişebileceğini belirtmişler, Ağrı ve Kars (doğu Anadolu) dolaylarındaki volkaniklerin çarpışma öncesi bir yitimden kaynaklanan zenginleşmeyle yitim karakteri taşıdığını, Erciyes volkaniklerinin ise (orta Anadolu) yitim etkisi taşımayan ve kabuksal kirlenmeden etkilenmiş bazaltik magmanın çarpışma tektoniği etkisi altında fraksiyonel kristallenme ile kalkalkalen andezitleri oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir. Deniel ve diğ. (1998) Hasan Dağ stratovolkanının gelişimini paleovolkan, mezovolkan, neovolkan olmak üzere üç farklı döneme ayırmışlar, bunların genel olarak kalkalkalen karakter sunmasına karşın paleovolkan dönemine ait bazaltların toleyitik, neovolkan dönemine ait bazaltların alkali karaktere kaydıklarını belirtmişlerdir. Yazarlar Hasan Dağ magmalarının oluşumunda iki farklı kökene işaret etmişler, bunlardan birincisinin kabuksal kirlenme etkisi gösteren magmalar olup bunların ya daha önceki dönemlere ait bir yitimden kirlenmiş manto kaynağından türedikleri yada magmanın yüzeye çıkışı esnasında kıtasal kabuktan kirlenmeye maruz kaldıkları, ikincisinin ise zaman içerisinde ergiyiklerce zenginleşmiş litosferik manto kaynağı olduğunu açıklamışlardır. Wilson ve diğ. (1997) orta Anadolu'nun kuzeybatısında yer alan Galatia provansindeki alkali bazaltların Alt Miyosen ve Üst Miyosen olmak üzere iki ayrı aşamada Kuzey Anadolu Fay zonuna bağlı olarak geliştiklerini, ve bunlardan Alt Miyosen bazaltlarının uyumsuz elementler açısından zenginleşmiş yitim karakteri taşıyan manto kaynağından, Üst Miyosen bazaltlarının ise daha fazla tüketilmiş manto kaynağından türediklerini ileri sürmüşlerdir.

Seyitoğlu ve diğ. (1997) batı Anadolu'da Uşak-Selendi-Emet yörelerinde yer alan Erken Miyosen yaşlı volkaniklerin kalkalkalen ve daha asidik karakterli olduğunu, ancak Orta Miyosen yaşlı volkaniklerin daha mafik ve alkali karakter taşıdıklarını belirtmişlerdir. Potasyumca (K) zengin bu volkaniklerin zenginleşmiş litosferik

manto kaynağından türediğini ve zenginleşmeye hem dalan litosferin hem de üst mantodan türeyen küçük miktardaki ergiyiklerin neden olduğunu ileri sürmüşlerdir. Güleç (1991) batı Anadolu'da volkanizmanın

Tersiyer'de (Miyosen-Pliyosen) potasik kalkalkalen ile başlayıp Kuvaterner'de sodik alkalene doğru geçiş yaptığını ve volkanizmanın bölgenin tektonik gelişimi ile yakından ilişkili olduğunu belirtmiştir. Kalkalkalen volkaniklerin genel olarak kıtasal litosferik manto yada sığ astenosferik mantodan türediğini ve bunların üst kabuktan kirlenmeye maruz kaldıklarını, alkali volkaniklerin ise daha derin kökenli izotopik olarak tüketilmiş mantodan türediğini ve bunların da alt kabuktan kirlenmeye maruz kaldıklarını ifade etmiştir. Aydar (1998) batı Anadolu'da lamprofirik afinite gösteren potasik ve ultrapotasik lavların Üst Miyosen-Pliyosen'de yerleştiğini ve volkanik aktivitenin Kuvaterner'de alkali olarak devam ettiğini ortaya koymuştur. Yazar bu lamprofirik magmanın diyapirik olarak yükselen astenosferik mantodan kaynaklandığını ve üst manto parçalarını da beraberinde getirdiğini belirtmiştir. Bununla ilgili olarak Selendi (batı Anadolu) civarındaki volkaniklerin mikali peridotit, Kula bazaltlarının gabro, lerzolit, hornblendit, piroksenit ksenolitlerini içerdiğinden bahsetmiştir. Dolayısıyla bu volkanikler içerisindeki manto ksenolitleri bölgedeki üst manto bileşiminin anlaşılması açısından önem arz etmektedir. Alıcı ve diğ. (2002) Üst Miyosen'den beri gerilim tektoniğine maruz kalan batı Anadolu graben sistemi içerisinde yer alan Kula volkaniklerinin jeokimyasal ve izotop jeokimyasal çalışmalarla OIB benzeri astenosferik manto ile litosferik manto kaynağından türemiş magmaların karışımından meydana geldiklerini ve kabuksal kirlenmeden fazla etkilenmediklerini belirtmişlerdir. Pe-Piper and Piper (2001) Ege bölgesindeki geç Senozoyik volkaniklerinin bölgenin hızlı açılımına bağlı ortaya çıkan termal etkiden dolayı zenginleşmiş sulu litosferik mantonun ergiyerek potasik magmayı ürettiğini vurgulamışlardır. Ayrıca Proterozoyik'deki yitimle ilişkili olarak Th, U ve iri katyonlu litofil elementler (LILE) açısından gelişen zenginleşmeye bağlı olarak farklı kurşun (Pb) izotop kompozisyonu geliştiğini, ancak bunun Mesozoyik yitiminden kaynaklanan karasal sedimanlar nedeniyle değişime uğradıklarını belirtmişlerdir. Ercan ve diğ. (1996) batı Anadolu'daki Oligosen-Orta Miyosen volkaniklerinin genellikle kalkalkalen nitelikli ve yer yer hibrid ve kabuk kökenli

kıta içi volkanikleri, Üst Miyosen-Pliyosen volkaniklerinin kabuk ve manto karışımı hibrid ürünler ve Kuvaterner volkaniklerinin de manto kökenli rift türü volkanikler olduğunu ifade etmişlerdir. Aldanmaz ve diğ. (2006) kuzeybatı Türkiye'deki Üst Miyosen mafik alkaleen volkaniklerinin N-MORB'a göre iri katyonlu litofil elementler (LILE), yüksek değerlikli katyonlar (HFSE), hafif nadir toprak elementler (LREE), orta nadir toprak elementler (MREE) açısından zenginleşme ve ağır nadir toprak elementler (HREE) açısından hafif tüketilme gösterdiği ve okyanusal ada bazalt (OIB) benzeri karakter sergilediklerinden bahsetmişlerdir. Bu alkaleen magmaların izotopik olarak homojen, içerisinde uçucu bileşenlerin bulunduğu, tüketilmiş MORB manto (DMM) ve Primitif mantoya (PM) göre uyumsuz elementlerce zenginleşmiş bir manto kaynağının yaklaşık %2-8 arasında kısmi ergimesiyle oluştuklarını belirtmişlerdir. Bu lavlardaki Toplam Yerküre'ye (BE) göre izotopik açıdan tüketilme ve iz element açısından zenginleşmelerin büyük bir olasılıkla manto kaynağının yada bu kaynaktan türeyen ergiyiklerin oluşumları sırasındaki zenginleşmeye neden olan genç olaylarla ilişkili olduğunu ileri sürmüşlerdir. Innocenti ve diğ. (2005) Batı Anadolu'da Miyosen'den günümüze kadar önce kalkalkaleen ve şoşonitik, daha sonra lamproitik ve en son OIB türü magmatizmanın geliştiğini, kalkalkaleen ve şoşonitik magmatizmanın yitim üstü zonundan kaynaklandığını açıklamışlardır. Yazarlar Anadolu ve Yunanistan plakalarının dahan Afrika levhası üzerine farklı hızlarda ilerlemesinin dahan levha üzerinde yatay gerilim farklılığına neden olduğunu, bu gerilim farklılığının da Kıbrıs ve Ege yitim zonları arasında dahan levhada yırtılmalara yol açtığını ve böylece dahan levha altındaki mantonun bu yırtılma zonundan üstteki manto kaması içerisine hareket ederek sodik (Na) alkaleen karakterde OIB türü volkanizmaya neden olduğunu belirtmişlerdir. Yılmaz ve diğ. (2001) kuzeybatı Anadolu'da Oligosen-Erken Miyosen döneminde magmatizmanın K-G yönlü sıkışmaya bağlı yüksek potasyum (HK) ve şoşonitik karakterde geliştiğini, ikinci magmatik fazın Üst Miyosen-Pliyosen dönemlerinde K-G yönlü gerilme ile oluşmuş D-B yönlü grabenlere bağlı olarak rift-tipi alkali bazaltlar şeklinde geliştiğini ileri sürmüşlerdir. Pe-Piper ve Piper (1992) doğu Egedeniz'de yer alan Lesbos adası Miyosen şoşonitik kayaçlarının Hellenik yitim zonu boyunca dahan okyanusal litosferin neden olduğu zenginleşmiş mantonun kısmi ergimesiyle oluştuklarını ifade etmişlerdir. Robert ve

diğ. (1992) güneydoğu Ege’de Dodecanese provensinde yer alan volkanikleri ultrapotasikler (Bodrum) ve şoşonitikler (Bodrum, Samos) olmak üzere ikiye ayırmışlar, bu volkaniklerin jeokimyasal olarak adayayı karakterinden (Bodrum) daha zayıf orojenik karaktere doğru (Bodrum, Samos) geçiş gösterdiklerini, volkanizmanın evriminde zenginleşmiş manto, tüketilmiş manto ve asimilasyon-fraksiyonel kristallenme ile denetlenen kabuksal kirlenmenin rol oynadığını belirtmişlerdir. Akdenizdeki tuz ve sülfat çökellerinin evaporasyon, doymunlaşma, çökeltme şeklinde değil Neotetisin riftleşmesinden itibaren zaman içerisinde volkanizmanın karakterinin değişimine bağlı olarak Na, K, Cl açısından zengin ve uçucuları da içeren alkali volkanizmanın deniz içerisinde tuz çökellerinin, kalkalkali volkanizmanın ise sülfat çökellerinin oluşumuna yol açtığı şeklinde farklı bir görüş ileri sürülmüştür (Momenzadeh, 1990).

Koçyiğit (1984) Afyon-Isparta civarını kapsayan Isparta Büklümü’nün kuzey iç kesiminde Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı potasyumca zengin alkali özellikli levha içi volkanizma ürünü volkaniklerin (örneğin trakit, lösit-trakit, lösit-egirin trakit, lösitit, lösitli tuf, tuf, tüfit, aglomera) bir taraftan karasal tortullarla yanall ve düşey geçişli olduğunu, diğer tarafta daha yaşlı birimleri kesen dayk ve yan koniler biçiminde hem grabenlerin içinde hemde onları sınırlayan faylar boyunca dizilmiş olduklarını, dolayısıyla çekme tektoniğine bağlı blok faylanmalar ile volkanizma arasında sıkı bir ilişki olduğunu belirtmiştir. Francalanci ve diğ. (2000) Kırka-Afyon-Isparta volkanik provensi (KAIV) içerisindeki volkaniklerin Isparta Büklümü’nü ortadan kuzey-güney yönünde bölen bir tektonik hat boyunca dizildiklerini, bu volkaniklerin kökensel olarak Afrika plakasının Avrasya altına dalmasıyla ilişkili olduğunu ve orojenik afinite gösterdiklerini, bunun yanında Bucak (Burdur) dolayındaki ultrapotasik volkaniklerin levha içi (within-plate) afinite gösterdiklerini belirtmişlerdir. Yazarlar Isparta yöresindeki potasik volkaniklerin yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerine sahip olup bunda dalan okyanusal litosferden kaynaklanan sıvıların rol oynadığını, Kırka yöresindeki volkaniklerin yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerine sahip olup bunun da manto içerisine dalan silisli sedimanlardan kaynaklandığını ifade etmişlerdir. Keller (1983) Anadolu’daki volkaniklerin genel olarak silisik ignimbiritlerle birlikte yüksek potasyum (HK) kalkalkali andezit ve dasit bileşimli

olduklarını, Konya yöresindeki volkaniklerin kıtasal kalkalkalen yada “And tipi” volkaniklere tipik bir örnek oluşturduğunu, Afyon volkaniklerini de içerisine alan Anadolu’nun büyük bir kesimindeki volkaniklerin kaynağının dalan litosferden türeyen LIL elementlerce zenginleşmiş manto kaynağı olduğunu ifade etmiştir. Aydar ve diğ. (2003) Afyon stratovolkanı içerisinde yer alan lamprofirlerin volkanik aktivitenin son safhasında hidrovolkanik ürünler, afanitik lav akıntıları ve dayk intrüzyonları şeklinde yerleştiklerini, bu lamprofirlerin manto metasomatizması ile ilişkili olarak LILE ve Zr açısından zenginleşme gösterdiklerini belirtmişler, küçük miktardaki lamprofirik magmanın yerleşmesi için gerilme rejimi altında oluşmuş çıkış kanallarının olması gerektiği üzerinde durmuşlardır. Çoban ve Flower (2007) Isparta Büklümü ve kuzeyini kapsayan Kırka-Afyon-Isparta volkanik provensi içerisinde hem orojenik şoşonitlerin hem de orojenik olmayan levha içi karakter taşıyan lamproitik kayaçların birlikte yer aldıklarını, Üst Pliyosen ultrapotasik Buca lamproitlerinin OIB karakteri sunduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar bu volkanik provens içerisinde bulunan orojenik ve orojenik olmayan magmaların hem litosferik manto hem de kabuksal malzemedan kirlenmiş konvektif hareket sunan bir astenosferik manto kaynağından farklı basınçlar altında oluştuklarını ileri sürmüşlerdir. Yine Çoban (2006) Bucak yöresinde yer alan silika açısından fakir lösit lamproitlerin muhtemelen flogopit içeren refrakter peridotitin 1.5-2 GPa basınç altında kısmi ergimesiyle oluştuklarını açıklamıştır.

Türkiye geneline yönelik olarak Yılmaz (1990) batı Anadoludaki volkanik aktivitenin Üst Oligosen-Erken Miyosen’de bölgede sıkışma rejimi devam ederken kalkalkalen olarak başladığını, fakat orta Miyosen’de gelişmeye başlayan kuzey-güney yönlü gerilme rejimi ile volkanizmanın alkalen bir karaktere geçiş gösterdiğini belirtmiştir. Yazar doğu Anadolu’da ise volkanik aktivitenin Üst Miyosen-Pliyosen’de etkin olan sıkışma tektoniğine bağlı orta derecede alkalen-kalkalkalen olarak başladığını ve Kuvaterner’de alkalen volkanizmaya geçtiğini ifade etmiştir. Kıta çarpışmasının batı Anadoluda doğu Anadolu’dan daha önce başladığını, her iki bölgede de genel olarak kalkalkalen volkanizmanın kabuk kalınlaşmasına neden olan sıkışma rejimi ile başladığını, sıkışma rejimi sonlarında ve gerilme rejiminin başlamasıyla alkalen volkanizmaya doğru bir geçişin olduğunu vurgulamıştır. Çoban

(2007) Ege-Anadolu'daki gerilme rejiminin Arap-Avrasya çarpışması öncesi veya sırasındaki astenosferik mantonun yatay hareketi ile ilişkili olduğunu, bu hareketin Anadolu'daki magmatizma için gerekli şartları oluşturduğunu, aynı zamanda litosferik kaçış hareketini sağladığını belirtmiştir. Batı Anadolu'daki bazaltların sığ derinlik fraksiyonlanmasını yansıttığını ve bunun da Ege gerilim sistemiyle ilişkili olduğunu, orta ve doğu Anadolu'daki bazaltların da orta-yüksek basınç fraksiyonlanmasını gösterdiğini ve bununda Arap-Avrasya çarpışması ile ilişkili olduklarını ifade etmiştir. Kısaca özetlenen bu çalışmalar dikkate alındığından Türkiye'de genel olarak kalkalkalen, alkalen, OIB karakteri sunan, hem levha içi hem de yitimle ilişkili magmatizmaların geliştiği görülmektedir.

3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Kazancı ve Karaman (1998) Gölcük (Isparta) Pliyosen volkanoklastiklerinin karasal volkanizma ürünü olduklarını belirtmişler, volkanoklastiklerin en azından iki ayrı evrede pek çok püskürme ile yerleştiklerini ve bu iki ayrı evrenin bir paleotoprak zonu ile ayrıldığını ifade etmişlerdir.

Bilgin ve diğ. (1989) Isparta Gölcük yöresi kayaçlarını mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri açısından, Kuşcu ve Selçuk (1993), Kuşcu ve Gedikoğlu (1990) ise endüstriyel hammadde açısından incelemişlerdir.

Karaman (1990, 1994, 2000) Isparta ve Burdur civarındaki birimlerin jeolojisini ve tektonik özelliklerini detaylı olarak incelemiştir. Karaman (1990) bölgede ilk volkanizma faaliyetinin Miyosen-Pliyosen geçişine rastladığını, iki ayrı evrede faaliyet gösteren volkanizmanın oluşumuna Akdağ bindirmesi ile eş yaşlı olan yanal atımlı fayların neden olabileceğini, yine Karaman (2000) Gölcük volkanizmasının gerilme tektoniğine bağlı gelişen faylanmalarla kontrol edildiğini belirtmiştir. Karaman (1994) bölgenin Üst Miyosen öncesinde genel olarak sıkışma tektoniği, Üst Miyosen-günümüz aralığında ise gerilme tektoniği etkisi altında kalarak deforme olduğunu, gerilme tektoniği etkisi altında egemen olarak KKD gidişli normal faylanmalar, horst-graben oluşumları, aktif volkanizma ve blok faylanmalar

denetiminde Burdur graben havzasında gölsel-karasal tortullaşmalar geliştiğini ifade etmiştir.

Price and Scott (1991) KD-GB gidişli asimetric Burdur grabeninde riftleşme ile eş yaşlı gelişen sedimantasyonun Üst Miyosen-Alt Pliyosen aralığında başladığını ve havzayı kontrol eden fayların aktivitesinin kaybolduğu Pliyosen sonlarına kadar devam ettiğini belirtmişlerdir.

Çiçek (1992) Alt Pliyosen’de gelişen faylanmalar sonucunda volkanik faaliyetin temelini oluşturan andezitlerin püskürdüğünü, Burdur Pliyosen Gölü’nün etkisiyle magma haznesindeki su buharı basıncının artarak volkanik faaliyetin meydana gelmesiyle piroklastik malzeme çıktığını ve bu olayın Orta-Üst Pliyosen’de de devam ettiğini, Pliyosen sonlarında magma haznesinin boşalmasıyla kraterin çökerek kaldera oluştuğunu, Pliyosen sonu- Pleyistosen başlarında bu çökmeye birlikte kaldera içinde genç konilerin meydana geldiğini belirtmişlerdir. Ayrıca Isparta yerleşim alanının kuzeyinde Çünür köyünde yer alan trakiandezitik tepenin Gölcük kalderasının oluşumuyla eş zamanlı olarak Isparta ovasını oluşturan faylanmalara bağlı geliştiğini ve Isparta ovasının Pliyosen sonu Pleyistosen başlarında çöktüğünü ileri sürmüştür.

Kazancı (1993) Eğirdir Gölü güneyinde (Isparta) göle doğru ilerleyen alüvyon koni istifinin içerisinde yer alan Gölcük volkanizmasından kaynaklanan piroklastik döküntü tortullarına dayanarak Eğirdir göl çanağının Orta?-Üst Pliyosen öncesi dönemde oluştuğunu belirtmiştir.

Yağmurlu (1994) Isparta güneyinde yer alan Tersiyer yaşlı türbiditik birimleri Lütasyen yaşlı Kayıköy ve Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu olmak üzere genel olarak ikiye ayırmış, bu formasyonları da kendi içerisinde litofasiyes özelliklerine dayanarak tortul düzeylere bölmüş, bölgeyi kontrol eden sıkışma rejiminin Ağlasun formasyonunun çökmesini izleyen dönemde de etkinliğini sürdürdüğünü ve bu sıkışma dönemi içerisinde Beydağ karbonat platformuna ait

k t lelerin ( rneğin Barla, Akdağ ve Davras dağları) ofiyolitlerle birlikte Tersiyer yaşlı tortullar üzerine itildiklerini belirtmiştir.

Görmüş ve  zkul (1995) Isparta ve yakın çevresinin detay tektonostratigrafisini ortaya koymuş, bölgede Paleosen'de var olan denizin Eosen'de devam ettiğini, Gökçebağ karışının Geç Triyas-Geç Kretase yaşlı Akdağ kireçtaşlarını içerdiğini ve stratigrafik ilişkilere dayanarak bu karışının bölgeye muhtemelen Paleosen'de başlayıp Geç Miyosen'e kadar devam eden bir tektonik aktivite ile yerleştiğini, bölgede volkanizmanın Pliyo- Kuvaterner döneminde faaliyet gösterdiğini ifade etmişlerdir.

Yağmurlu ve diğ. (1997) Isparta Büklümü'n n kuzey-güney yönlü bir sıkışma rejimi altında geliştiğini, Bucak-Afyon arasında gelişmiş kuzey-güney doğrultulu faylar boyunca aralarında Gölcük volkaniklerinin de yer aldığı alkalen volkanik merkezlerin dizilim gösterdiğini ve bu volkaniklerin kuzeyden güneye doğru bir gençleşme gösterdiklerini belirtmişlerdir. Yazarlar Afyon civarındaki volkaniklerin (14.7-8.6 my) yitim zonuna bağlı sıkışma rejimi altında geliştiğini, daha güneyde Isparta civarında yer alan volkaniklerin de kuzey-güney yönlü yarı-graben oluşumlarına bağlı geliştiklerini ileri sürmüşlerdir.

Alıcı ve diğ. (1998) potasik gölcük volkaniklerinin petroloji ve jeokimyasal özellikleri üzerine yaptıkları çalışmada bu volkaniklerin gerilme tektoniği içerisinde metasomatik ve/veya zenginleşmiş litosferik mantodan türediklerini açıklamışlardır.

Nemec ve diğ. (1998) Eğridir gölü (Isparta) civarındaki Gölcük volkanizmasından türeyen tefralar içerisinde yer alan volkanik cam kıymıkları üzerinde yaptıkları jeokimyasal çalışmalarda trakitik ve bazanitik bileşimler saptamışlardır. Yazarlar muhtemelen birincil bazanitik ergiyiklerin volkanik patlama sırasında çok daha derinlerden gelmiş olabileceklerini belirtmişlerdir.

Görmüş ve diğ. (2001) Isparta güneyinde yer alan Miyosen   kelleri ve bunları kesen lamprofirik dayklar üzerinde yaptıkları çalışmada bölgede Miyosen sonrası herhangi

bir ofiyolit yerleşimi olmadığını, bu dönemde bölgenin gerilme rejimine bağlı gelişmiş graben türü yapılarla karakterize edilen çöküntü yapılarının oluştuğunu, özellikle Pliyosen ve sonrası dönemde gelişen blok faylanma, doğrultu atımlı hareketler ve volkanik faaliyetlerin bölgeye son şeklini verdiğini ifade etmişlerdir.

Sagular ve Görmüş (2006) Isparta ve civarını kapsayan Isparta Büklümü'nün kuzey kesiminde yer alan alanda Alt Tersiyer birimlerinin bölgedeki ofiyolitik kayaçları, tabakalı derin deniz çörtleri, Mesozoik denizel kırıntı ve karbonatları üzerinde uyumsuz olarak yer aldıklarını, Alt Miyosen denizel kırıntıları tarafından ise uyumsuz olarak üzerlendiklerini belirtmişlerdir. Alt Tersiyer birimlerini genellikle altta kırıntılı ve üstte karbonat ağırlıklı olmak üzere iki litofasiyese ayırmışlar, Eosen ve Alt Miyosen arasındaki bu uyumsuzlukların ve tektonik yapıların Miyosen öncesi aşınma ve Miyosen sonrası deformasyon olaylarını yansıttığını ifade etmişlerdir. Ayrıca nannofasil çalışmalarına dayanarak Eosen denizinin kuzeyden güneye doğru ilerlediğini ve tekrar geri çekildiğini ileri sürmüşlerdir.

Yukarıda kısaca özetlenen çalışmalar Gölcük volkaniklerini de kapsayan Isparta ve çevresinin genel olarak Üst Miyosen'e kadar sıkışma rejimi altında iken Üst Miyosen sonrası dönemde gerilme rejimi altına girdiğini göstermektedir.

4 BÖLGENİN GENEL JEOLJİSİ

İnceleme alanı içerisinde otokton ve allokton konumlu kaya birimleri yer almaktadır. Bunlar alttan üste doğru Ağlasun formasyonu, Kayıköy formasyonu, Gökçebağ karışığı, İncesu formasyonu, Gölcük volkanikleri ve tüm birimleri uyumsuz olarak üzerleyen alüvyon ve yamaç molozundan oluşmaktadır (Şekil 4.1, Ek-1).

4.1 Ağlasun formasyonu (Ta)

Birim Karaman (1990) tarafından Ağlasun formasyonu olarak adlandırılmış ve bu çalışmada da bu isim kullanılmıştır. İnceleme alanının güneydoğusunda Kadılar

S E N O Z O Y İ K										ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	KARİŞİK-KARM. FORM. LİTODEM ÜYE	SİMGİ	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
T E R S İ Y E R										KUVATERNER		PLİYOSEN			Alüvyon ve yamaç molozu	Qal-Qym																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
N E O J E N											MİYOSEN	Üst			Göçük volkanikleri	Qt	Qpd	Qpd	Qpa	Qtf	Qpa	PQt-ta	PQbta	PQl	Ti	Ma	Mg	Tk	Ta																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															

Şekil 4.1 İnceleme alanına ait genelleştirilmiş tektono-stratigrafik sütun kesit

civarında mostra vermektedir. Genel olarak alt kesimlerde birkaç mm ve dm arası kalınlıklarda değişen, oldukça düzgün tabakalanma sunan kumtaşı, çamurtaşı, şeyl araldanmasından oluşmaktadır. Orta kesimlerde yanal devamlılık sunmayan en fazla 10 m kalınlığına ulaşan ve üst kesimleri genel olarak poroz yapıya sahip kireçtaşı mercekleri yer almakta ve bunun üzerine çamurtaşı, orta-kaba taneli kumtaşları ile birlikte gelişmiş konglomera düzeyleri gelmektedir. Konglomera bileşenlerini farklı boyutlarda kalkarenit, çamurtaşı, gri-yeşil çört, kireçtaşı, kumtaşı kırıntıları oluşturmaktadır. Birim üste doğru farklı renklerde kumtaşı, çamurtaşı, şeyl araldanması ile devam etmekte ve kayaçlarda en üstte tektonik dokanağa yakın kesimlerde bölgeye ofiyolit yerleşimine bağlı gelişen tektonik hareketlerden dolayı kıvrımlı yapılar ve makaslama zonları gelişmiştir. Çamurtaşları genel olarak düzensiz tabakalı, konkoidal kırınımlı olup yer yer çok ince kumtaşı ara seviyeleri içermektedirler.

Karaman (1990) birimin değişik kesimlerinde *Lepidocyclina (eulepidina) favosa* (Cushman), *Lepidocyclina (eulepidina) formosa* (Schlumberger), *Lepidocyclina (eulepidina) sp.*, *Miogypsina cf. Burdigalensis* (Gumbel), *Amphistegina sp.*, *Operculina complanata* (Defrance), *Nodosaria sp.*, Algler ve Bryozoeerler gözlemlemiş ve bu fosil bulgularına göre birimin yaşını Burdigaliyen (Alt Miyosen) olarak belirlemiştir.

4.2 Kayıköy formasyonu (Tk)

Isparta ve civarında mostra veren Eosen yaşlı fliş çökelleri Gutnic ve diğ. (1979) tarafından “Isparta flişi” olarak adlanmıştır. Görmüş ve Özkul (1995) Gönen-Atabey (Isparta) ve Ağlasun (Burdur) yörelerini içerisine alan oldukça geniş bir alanın stratigrafisine yönelik yaptıkları çalışmada aynı birim için “Isparta flişi” tanımlamasını kullanmışlar, birimin İncesu formasyonu ile yanal ve düşey geçişe sahip olduğunu belirtmişlerdir. Poisson ve diğ. (2003)

yine aynı Eosen çökellerini Isparta civarındaki Likya naplarının tabanında yer alan “Eosen Allohton Birimi” olarak ayırtlamış, yaş ve fasiyes özellikleri açısından inceleme alanı dışında Likya naplarının tabanında ayırtlanan Yavuz Flişi ile eşdeğer tutmuştur. Karaman ve diğ. (1988) Isparta civarındaki Eosen yaşlı fliş çökellerini

otokton konumlu olarak kabul etmiş ve bu çökelleri Kayıköy formasyonu olarak adlandırmışlardır. Bu çalışmada da inceleme alanı içerisindeki Eosen yaşlı fliş çökelleri Kayıköy formasyonu olarak adlanmış, ancak birimin inceleme alanının güneyinde Burdigaliyen (Miyosen) yaşlı Ağlasun formasyonu üzerine tektonik olarak geldiği gözlenmiştir. Isparta kuzeyinde Keçiborlu-Senirkent dolaylarında yüzeyleyen Lütesyen yaşlı fliş çökelleri Koçyiğit (1984) tarafından Dereköy formasyonu olarak adlanmış olup Kayıköy formasyonunun eşleniği olabileceği düşünülmektedir.

Birim özellikle Isparta yerleşim alanının batı ve güney kesimlerinde mostra vermekte ve Gölcük volkanikleri tarafından kesilmektedir. Genellikle kumtaşı, kumlu çakıltası, çakıltası, killi kireçtaşı, şeyl, marn, çamurtaşı aralanmalarından oluşmaktadır. Çamurtaşı katmanları sarımsı, yeşilimsi renklerde genelde konkoidal şekilli düzensiz kırınımları ile dikkati çekmektedir. Birim içerisinde birkaç cm ile dm kalınlığında kumtaşı ara katmanları yer almaktadır. Kıltaşı, şeyl, marn aralanmaları yer yer yeşilimsi, bordo renklerde de görülebilmektedir. Kumtaşlarında yer yer çamurtaşı ve şeyl sıvımları gözlenmektedir. Ofiyolitik melanj ve Akdağ kireçtaşlarının tektonik olarak üzerlediği kesimlerde birimde bol makaslama düzlemleri gelişmiş olup katman konumları birkaç metre ile birkaç yüz metre arasında ani değişiklikler göstermekte ve birim kendi içerisinde kaotik bir yapı sunmaktadır.

Karaman ve diğ. (1988) formasyonun farklı düzeylerinden aldıkları örnekler içerisinde gözlemledikleri bentik foraminiferlerden *Alveolina* sp., *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Discocyclina* sp., *Actinocyclina* sp., Miliolidae, planktik foraminiferlerden *Morozovella* cf. *lehneri* (Cushman ve Jarvis), *M.* cf. *Quetra* (Bolli), *Acahnina* cf. *hrodermanni* (Cushman ve Bermudez), *A. matt hewsae* Blow, *Turborotaloides* cf. *rohri* (Brönminan ve Bermudez), *Hantkenina* sp., *Pseudohastigerina* sp., *Otbulinoides* sp., *Pkinorotalides* sp. fosillerine dayanarak birimin yaşını Orta Eosen olarak belirtmişlerdir. Görmüş ve Özkul (1995) birimin değişik kesimlerinden aldıkları örneklerde gözlemledikleri bentik foraminiferlerden *Fabiania cassis* (Oppenheim), *Silvestiralle tetraedra* (Gümbel), *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Eorupertia magna* (Le Calvez), *Eorupertia* sp., *Nummulites* sp., *Nummulites perforatus* (Montfort), *N. aturicus* Loly ve Leymerie, *N. beaumonti*

d'Archiac Textularia sp., *Discocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Globorotalia* sp., *Gypsina* sp., *Operculina* sp., *Peneroplis* sp., *Elphidium* sp., *Dictyoconus* sp., miliolidler'e göre birimin yaşını Alt-Orta Lütesyen olarak ifade etmişlerdir.

4.3 Gökçebağ karışığı (Mg)

Ofiyolitik melanj

Birim ilk defa Sarıiz (1985) tarafından inceleme alanı dışında yer alan Gökçebağ'a atfen Gökçebağ karmaşığı olarak adlandırılmıştır. Daha sonra Karaman (1994) tarafından Gökçebağ ofiyolitli karmaşığı şeklinde tanımlanmıştır. Görmüş ve Özkul (1995) birimi stratigrafi kurallarına göre tekrar Gökçebağ karışığı olarak isimlendirmiş ve bu çalışmada da bu isimlendirme kullanılmıştır. Birim inceleme alanının güney kesimlerinde mostra vermektedir.

Genel olarak yaygın serpantinitle, piroksenit, gabro, diyabaz, amfibolit kırıntı ve parçaları, pelajik derin deniz çökellerine ait kırıntı ve bloklar, kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. İnceleme alanı içerisinde Lütesyen yaşlı Kayıköy formasyonu üzerine tektonik olarak gelmekte, üstte ise İncesu konglomeraları uyumsuz olarak yer almaktadır. Ancak konglomeratik birim ile olan uyumsuz dokanak ilişkisi muhtemelen Miyosen dönemindeki ofiyolit yerleşimi sırasında bozulmuştur. Birim Gölcük volkanikleri tarafından da kesilmektedir. Ofiyolitlerin altında yer alan Lütesyen yaşlı Kayıköy formasyonunun Burdigaliyen (Miyosen) yaşlı Ağlasun formasyonu üzerine tektonik olarak gelmesinden dolayı ofiyolitlerin bölgeye yerleşiminin Burdigaliyen sonrası olduğu düşünülmektedir. Yalçınkaya (1989) birim içerisindeki kireçtaşı bloklarında Triyas-Üst Kretase zaman aralığına işaret eden fosil bulguları elde etmiş ve oluşum yaşını Triyas-Üst Kretase olarak belirlemiştir. Karaman (1990) bölgedeki ofiyolitli karışık ve Akdağ kireçtaşının bölgeye ilksel yerleşim yaşlarının Geç Paleosen veya daha öncesinde olabileceğini, yörede devam eden yatay sıkışma tektoniğine bağlı olarak bu kayaların yeniden aktarılarak Burdigaliyen (Alt Miyosen) yaşlı Ağlasun formasyonu üzerine tektonik olarak bindirdiğini ifade etmiştir. Yine Karaman (1994) Isparta civarındaki allokon birimlerin bölgeye yerleşim yaşlarını üç aşamaya ayırarak ilk tektonik yerleşim yaşının Geç Kretase-Erken Paleosen, ikinci bindirme hareketinin Geç Eosen, üçüncü

bindirmenin ise Geç Miyosen’de gerçekleştiğini belirtmiştir. Ancak yazarın belirttiği ofiyolitlerin bölgeye ilk yerleşimlerinin Geç Kretase-Erken Paleosen aralığı problemlidir. Çünkü Türkiye’de ofiyolitlerin ilk yerleşimlerinin okyanus içi üzerleme ile Üst Kretase’de başladığı düşünüldüğünde ofiyolitlerin okyanus içi üzerleme süreci, kıta kenarına ilk yerleşimleri ve daha sonra aktarılma hareketlerinin Geç Kretase-Erken Paleosen gibi kısa bir zaman aralığında gelişmesi imkansız gözükmektedir.

Akdağ kireçtaşı (Ma)

Akdağ kireçtaşları inceleme alanının güneyinde yer alan Akdağ ve batı kesimlerinde yüzeylenmekte ve ofiyolitik melanj üzerinde bulunmaktadır. Genel olarak masif yapılı kireçtaşlarından yapılı olup bölgede küçük ölçekten 1/25 000 ölçekli haritaya geçirilebilecek boyuta kadar değişen bloklar şeklinde yer almakta, yüksek ve sarp topoğrafik alanları oluşturmaktadır. Bozunma rengi açık-koyu gri, taze kırık yüzey rengi açık krem veya bej renklindedir. Yer yer bol kırık ve çatlaklı olup bu kırık ve çatlaklara bağlı karstik erime boşlukları gelişmiş ve tektonik dokanak zonlarında ezilme ve breşleşmelere rastlanmaktadır.

4.4 İncesu formasyonu (Ti)

Birim ilk kez Gutnic (1977) tarafından inceleme alanı dışında kalan Keçiborlu’nun güneybatısındaki İncesu mevkiine atfen İncesu Konglomeraları olarak adlandırılmıştır. Senirkent dolaylarında ise Koçyiğit (1984) tarafından İncesu formasyonu olarak önerilmiştir. Karaman (1990) inceleme alanı dışında yer alan Gönen’e atfen Gönen Çakıltası olarak adlandırmıştır. Bu çalışmada Koçyiğit (1984)’ün tanımlaması benimsenerek İncesu formasyonu olarak isimlendirilmiştir.

Birim inceleme alanının güneybatı kesimlerinde Gavurdüzü tepe, Bayramkaya tepe, Sorgun yaylası, Kır tepe civarlarında yüzeylenmekte ve Bayramkaya tepede Gölçük volkanikleri tarafından kesilmektedir (Ek-1). Konglomeralar inceleme alanı içerisinde ofiyolitik melanj üzerinde yer almaktadır. Birim tabanda cm-dm boyutları arasında değişen yuvarlaklaşmış kireçtaşı çakılları içeren kaba taneli kumtaşı seviyesi ile başlamaktadır. Kısa mesafede kaba taneli kumtaşı seviyelerinde orta-iyi

yuvarlaklaşmış kireçtaşı, serpantinit, diyabaz çakıllarının oranı artmakta ve daha sonra konglomera seviyeleri ile ardalama göstermektedirler. Üst kesimlere doğru çakıl oranının artmasıyla kum-kaba kum matriks içerisinde ağırlıklı olarak kireçtaşı, ofiyolitik malzeme, çört parçalarının yer aldığı orta-kalın katmanlı konglomeratik seviyelere geçilmektedir. Yine konglomera bileşenlerinin boyutları cm-dm boyutları arasında değişmektedir. Kumtaşı katmanları yada konglomeraların kum matriks ağırlıklı kesimleri küresel ayrışma göstermektedir. İstifin üst kesimlerine doğru çakıl boyutları küçülmekte, matrikse göre çakıl oranı artmakta, matriks oranının azalmasıyla çakıllar birbirleri ile değimli hale gelmektedir. Bu kesimlerde çakıllar genel olarak orta-iyi yuvarlaklaşmış beyazımsı bej, gri kireçtaşı, grimsi-siyahımsı dolomit yada dolomitik kireçtaşı, siyah-kırmızı-kahverengi çört, ince taneli kumtaşı, ofiyolitik kaya kırıntılarından meydana gelmekte ve yer yer bu kaya kırıntıları birbirlerine göre baskın olabilmektedirler. Ayrıca konglomera seviyeleri içerisinde yine konglomeratik kaya kırıntıları ve yanall devamlılığı olmayan ince kumtaşı bantları yer almaktadır. Konglomeraların kendi içerisinde pekişme derecesi farklı olup genelde zayıf pekleşme göstermekte ve dolayısıyla kolay ayrışan konglomera çakılları alt kesimlerde çakıl yığışımalarını oluşturmaktadırlar.

Karaman (1990) Isparta civarındaki Lütasyon yaşlı fliş karakterindeki Kayıköy formasyonu üzerine Gökçebağ karışığının tektonik olarak geldiğini ve Gönen çakıltaşlarının (İncesu formasyonu) Gökçebağ karışığı üzerinde uyumsuz olarak bulunduğunu ifade etmiştir. Yazar ofiyolitikler üzerindeki konglomeratik çökeller için stratigrafik-tektonik denestirmeleri dikkate alarak birimin yaşını Orta-Üst Miyosen olarak benimsemiştir. Görmüş ve Özkul (1995) Isparta ve civarında genel olarak kalın tabakalı konglomeralar ile temsil edilen İncesu formasyonunun Lütasyon yaşlı Isparta flişi (Kayıköy formasyonu) üzerine uyumlu olarak geldiğini ve üstte ise Gökçebağ karışığı tarafından tektonik olarak üzerlendiğini belirtmişlerdir. Görüldüğü gibi konglomeratik birimin stratigrafik konumu ve dokanak ilişkileri tartışmalıdır. Diğer taraftan Koçyiğit (1984) Senirkent dolaylarında yer alan İncesu formasyonu içerisinde gözlemlediği *Nummulites fichteli*, *Nummulites intermedius* and *Amphistegina* sp. fosil bulgularına göre birimin yaşını Alt-Orta Oligosen olarak belirlemiştir. Yazar birimin genel olarak kireçtaşı, dolomit, radyolarit-çört, serpantin,

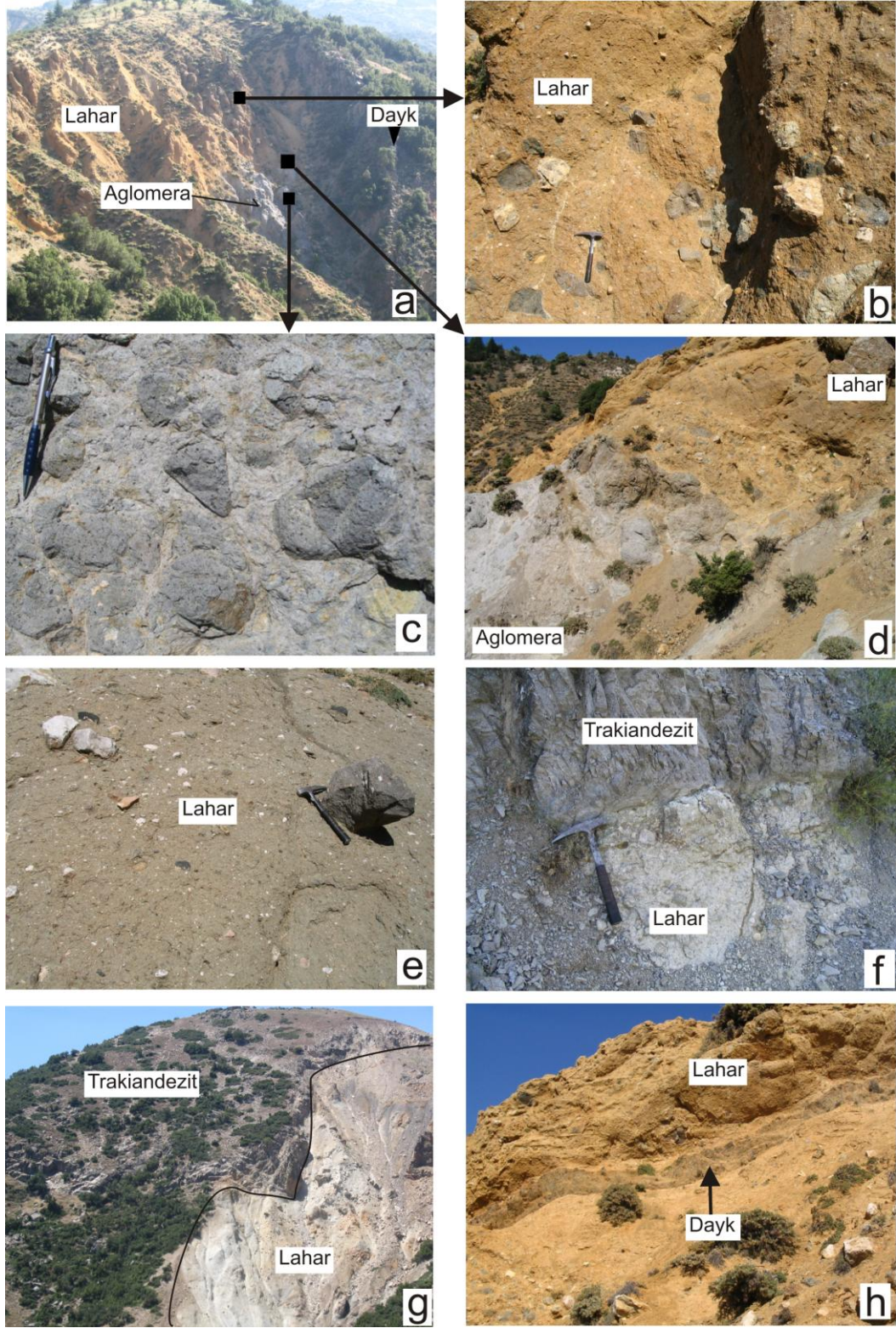
gabro, diyabaz, peridotit, bazaltik tuf, şist, amfibolit, granit kırıntı ve bloklarından yapıldığını, Lütasyen yaşlı fliş karakterindeki Dereköy formasyonu ve bunu tektonik olarak üzerleyen ofiyolitik melanj üzerine uyumsuz olarak geldiğini belirtmiştir. Üst Lütasyen sonlarında Toros ofiyolitlerinin yerleşimine bağlı olarak bölgenin sıkışma rejimi altına girdiğini, bu nedenle bölgenin kuzey-kuzeydoğu kesimlerinin yükseldiğini ve aşındığını diğer taraftan güney-güneybatı kesimlerinin ise sığ denizel ortam koşullarına maruz kaldığını ve Priabonian boyunca sedimantasyonun devam ettiğini ifade etmiştir. Alt Oligosen'den itibaren bölgenin yeni bir gerilme rejimine maruz kaldığını ve bu gerilme neticesinde bölgede çökme ve yükselme alanlarının oluştuğunu belirtmiştir. Yükselen alanların aşınması ve aşınan malzemenin çöküntü alanlarında birikmesiyle İncesu formasyonu olarak tanımlanan konglomeratik birimin oluştuğunu ileri sürmüş ve birimi post-orojenik molas olarak tanımlamıştır. Bu çalışmada konglomeratik birimin Likya naplarına ait ofiyolitler üzerinde yer aldığı gözlenmiş ve birimin yaşı Koçyiğit (1984)'ün bulguları esas alınarak Alt-Orta Oligosen olarak kabul edilmiştir. Ancak inceleme alanı içerisinde birimin alttaki ofiyolitler ile olan uyumsuz dokanak ilişkisi bozulmuş olup muhtemelen ofiyolitlerin bölgeye yerleşimi ve dolayısıyla Isparta Büklümü'nün jeodinamik evrimi sırasında meydana gelmiştir.

4.5 Gölcük volkanikleri (PQg)

İnceleme alanı içerisinde volkanik kayalar volkanik patlama öncesinde temel kayaları keserek yüzeye çıkmış kaldera dışı volkanikler ve bunlara eşlik eden aglomera-lahar çökelleri, volkanizmanın son aşamalarında volkanik patlama ve kaldera oluşumuna bağlı olarak gelişmiş kaldera içi volkanikler ve piroklastikler olmak üzere iki kısımda incelenmiştir. Kaldera dışı volkanikler lamprofir, trakit, trakiandezit, bazaltik trakiandezit, tefrifonolit bileşimli olup genellikle dayk, dom, volkanik boyun veya düzensiz çıkışlar şeklinde temel kayaları veya daha önceden temel kayalar içerisine yerleşmiş olan volkanik kayaları keserek yüzeye ulaşmış lav çıkışları ile temsil edilmektedir. Volkanikler çoğunlukla Isparta'nın güneyi, güneybatısı ile batısında yüzeylenmektedirler (Ek-1). Aglomeralar gri, koyu gri renklerde kum-çakıl boyu volkanik kırıntıların ince taneli yine aynı volkanik malzemeden yapıldığı matriks ile tutturulmasından oluşmaktadır. En belirgin olarak

Pürenli tepe ile Otbitmez tepe arasında küçük bir alanda gözlenmektedir. Bu kesimde aglomeralar KD-GB doğrultulu bazaltik trakiandezitik bir dayk tarafından kesilmekte, genel olarak volkanik ve sedimanter materyalden yapılı ve herhangi bir iç yapı sunmayan sarımsı, kahvemsı lahar tarafından da örtülmektedir (Şekil 4.2a-d). Lahar çökelleri özellikle volkanik çıkışların kenar kesimlerinde yer almakta ya da dayk konumlu volkanikleri kuşatmaktadır (Ek-1). Bu tür oluşumlarda genel olarak mm boyutundan m boyutuna kadar değişen kötü-orta yuvarlaklaşmış volkanik kaya kırıntıları ile kireçtaşı, çört, kiltası, kumtaşı, çamurtaşı, şeyl gibi temel kayalara ait sedimanter kaya kırıntı ve blokları yine daha ince taneli volkanik ve sedimanter matriks tarafından zayıfta olsa tutturulmuş olup düzensiz bir iç yapıya sahiptir (Şekil 4.2e). Lahar çökelleri aşınmalar sonucu yer yer çuval yapısı kazanmış ve düzensiz lav çıkışları (Şekil 4.2f-g) veya dayk şekilli volkanik kayalar tarafından da kesilmektedir (Şekil 4.2h). Lahar çökellerinin bir taraftan Gölcük volkaniklerine ait malzeme içermesi, diğer taraftan da bu volkanikler tarafından kesilmesi bu çökellerin volkanik patlama öncesi lav çıkışlarının herhangi bir aşamasında oluştuklarını göstermektedir.

Kaldera kenar kesimlerinde kesikli de olsa dairesel konumlu olarak yer alan tefrifonolitik lav akıntıları ve bunları kesen aynı bileşimde dayklar ile kaldera içerisinde farklı boyutlarda gözlenen trakitik domlar kaldera içi volkanikleri oluşturmaktadır. Volkanik patlama sırasında magma odasından dışarı atılmış olan piroklastik ürünler ise ignimbiritik piroklastik akma çökelleri ve genellikle pomzalardan yapılı piroklastik döküntü çökelleri şeklinde gözlenmektedir. Piroklastik akma çökelleri Dere Mahallesi ile Akdağ arasındaki derin vadi boyunca ve ayrıca inceleme alanının doğusunda Köhler deresi ve Isparta-Antalya karayolu boyunca mostra vermektedir. Pomzalardan yapılı piroklastik döküntü çökelleri ise kaldera yakın çevresinden itibaren kuzeyde Isparta yerleşim alanına doğru bir yayılım sunmaktadır (Ek-1).



Şekil 4. 2 Pürenli tepe ile Otbitmez tepe arasında altta aglomera, üstte lahar çökelleri ve bunları kesen dayk (a), lahar çökellerinin (b) aglomeraların (c) ve aglomera-lahar sınırının (d) yakından görünümü, volkanik ve sedimanter materyalden yapıllı düzensiz iç yapıya sahip lahar çökelleri (e), lahar çökellerini kesen trakiandezit (f,g), lahar çökelleri içerisinde yer alan volkanik dayk (h).

5 PETROGRAFİ VE JEOKİMYA

5.1 Petrografi

Kaldera dışı ve kaldera içine ait tüm Gölcük volkaniklerinden petrografik ve jeokimyasal amaçlı 115 adet kayaç örneği alınmış ve örnek lokasyonları Ek-2’de sunulmuştur. Kaldera dışı volkanikler genel olarak trakit, trakiandezit, bazaltik trakiandezit, lamprofirik bileşimlidir. Farklı volkanik çıkışlar sadece trakit ya da trakiandezit bileşimli kayaçlarla temsil edildiği gibi aynı volkanik çıkışın farklı kesimlerinde trakitten trakiandezite kadar değişen bileşimsel farklılıklar da görülebilmektedir. Ayrıca aynı volkanik çıkışın farklı kesimlerinde mafik mineral türleri ve bunların birbirlerine olan oranları, matriks/fenokristal oranları ve matriksin kristallenme derecesi farklı olabilmektedir. Genel olarak $\text{SiO}_2 \geq 57$ wt% olan trakit, trakiandezitlerde fenokristallerin hem felsik hem de mafik minerallerden oluştuğu, $\text{SiO}_2 < 57$ wt% olan trakiandezit ve bazaltik trakiandezitlerde fenokristallerin genel olarak mafik minerallerden oluştuğu gözlenmiştir. Kaldera oluşumuna bağlı olarak gelişmiş kaldera içi volkanikler ise kaldera kenarında volkanik patlamadan geri kalan dairesel konumlu tefrifonolitik lav akıntısı, dom kalıntıları ve kaldera ortasında dom şeklinde yerleşmiş trakitlerdir. Örneklerin petrografik tanımlamaları Tablo 5.1’de özetlenmiş ve genel tanımlamalarına aşağıda değinilmiştir.

5.1.1 Kaldera dışı volkanikler

Trakit-trakiandezitler ($\text{SiO}_2 \geq 57$ wt %)

Trakit ve trakiandezitler plajiyoklas oranının değişmesine bağlı olarak aynı volkanik çıkışın farklı kesimlerini oluşturabildiği gibi farklı volkanik çıkışlarda hemen hemen hiç plajiyoklas içermeyen (alkali feldspat trakit) ya da az oranda içeren trakitik kayaçlar şeklinde yer almaktadır. Diğer taraftan trakitik kayaçlar temel kayaçlar içerisinde düzgün olmayan volkanik çıkışlar şeklinde yer aldığı gibi aynı zamanda temel kayaçlar içerisindeki bu volkanikler trakitik dayklar tarafından da kesilmektedir. Trakitler genel olarak sanidin $\pm$ plajiyoklas $\pm$ klinopiroksen $\pm$ amfibol $\pm$ biyotit $\pm$ apatit $\pm$ sfen + opak türü kristallerden yapıları olup genelde porfirik doku sunmaktadırlar. Baskın olarak biyotit içeren trakitler biyotit-trakit olarak adlandırılmıştır. Magma odası içerisinde ya da magmanın yüzeye çıkışı sırasında

Tablo 5.1 Gölcük volkaniklerine ait petrografik tablo

Sıra No	Örnek No	Matriks			Fenokristaller								Sekonder Mineraller				Doku	Kayaç Adı
		mk± mkf feld.	mikr. mafik mineral	kristalit ±volk cam	san	plj	nef	ant	ol	kpr	amf	bt± flog	apt	sf	zrk	opk		
1	Gl-1	X		X	X	X						X		X		X	mp,a	Bt-Trka
2	Gl-2	X			X	X				X		X	X				mp,a	Trka
3	Gl-3	X			X	X				X		X				X	mp,a	Trk
4	Gl-4	X			X	X				X		X	X			X	mp,a	Trka
5	Gl-5	X			X	X				X	X		X			X	mp,a	Trka
6	Gl-6	X		X	X	X						X		X		X	mp,a	Trka
7	Gl-7			X	X	X						X	X	X	X	X	P	Bt-Trka
8	Gl-8			X	X	X						X		X		X	P	Bt-Trk
9	Gl-9	X			---	---	---	---				X		X		X	mp,a	Bt-Trka
10	Gl-12			X	X	X						X	X	X	X	X	P	Bt-Trka
11	Gl-13	X		X	X	X				X	X	X	X				mp,a	Trka
12	Gl-14	X			X	X				X	X	X	X			X	mp,a	Trka
13	Gl-15	X			X	X				X	X	X	X	X		X	mp,a	Trka
14	Gl-16	X			X	X					X	X					mp,a	Trka
15	Gl-17	X	x	X	---	---	---	---		X		X	X			X	mp,a	Trka
16	Gl-18			X	X	X						X	X	X	X	X	P	Trk
17	Gl-19	X		X	X	X				X		X				X	mp,a	Bt-Trka
18	Gl-20	X		X	---	---	---	---		X	X	X	X			X	mp,a	Trka
19	Gl-21	X			---	---	---	---		X	X	X				X	mp,a	Trka
20	Gl-22	X		X	---	---	---	---		X		X	X			X	mp,a	Bz-Trka
21	Gl-24	X		X	---	---	---	---		X	X	X	X			X	mp,a	Trka
22	Gl-25	X		X	---	---	---	---		X	X	X				X	mp,a	Trka
23	Gl-26	X			---	---	---	---		X	X	X	X	X		X	mp,a	Trka
24	Gl-27	X		X	X	X				X	X	X	X	X		X	mp,a	Trka
25	Gl-28			X	X			X						X		X	P	Trk
26	Gl-29	X		X	X	X						X				X	mp,a	Trka
27	Gl-30	X				X					X	X	X			X	mp,a	Trka
28	Gl-31	X		X	X	X				X	X	X	X			X	mp,a	Trka
29	Gl-32	X			X	X				X	X	X	X	X		X	P	Trka

(Tablo 5.1'in devamı)

Sıra No	Örnek No	Matriks			Fenokristaller								Sekonder Mineraller				Doku	Kayaç Adı
		mk± mkf feld.	mikr. mafik mineral	kristalit ±volk cam	san	plj	nef	ant	ol	kpr	amf	bt± flog	apt	sf	zrk	opk		
30	Gl-33			X	X	X						X	X			X	P	Bt-Trk
31	Gl-35			X	X	X						X				X	mp,a	Bt-Trka
32	Gl-36			X	X	X						X	X				mp,a	Bt-Trka
33	Gl-37	X			---	---	---	---		X		X	X			X	mp,a	Trka
34	Gl-38	X	X	X	---	---	---	---				X					mp	Lamprofir
35	Gl-39	X			X	X				X	X	X	X		X	X	mp,a	Trka
36	Gl-40	X	X	X	---	---	---	---		X		X				X	mp	Lamprofir
37	Gl-41	X			X	X				X		X	X	X		X	mp,a	Trk
38	Gl-42	X			X	X					X					X	mp,a	Trk
39	Gl-43	X			X	X				X	X	X	X			X	mp,a	Trka
40	Gl-44	X			X	X				X	X	X	X			X	mp,a	Trk
41	Gl-45			X	X	X				X		X	X	X		X	P	Trka
42	Gl-46	X	X		---	---	---	---		X	X		X			X	mp,a	Trka
43	Gl-47	X			X	X				X		X	X	X		X	mp,a	Trk
44	Gl-48	X	X		---	---	---	---		X	X					X	mp,a	Bz-Trka
45	Gl-49	X			---	---	---	---		X	X	X				X	mp,a	Trka
46	Gl-50	X			---	---	---	---		X		X	X			X	mp,a	Trka
47	Gl-51			X	X	X				X	X	X		X		X	P	Trka
48	Gl-52			X	X	X				X		X		X		X	P	Trka
49	Gl-53			X	X	X				X		X	X	X		X	P	Bt-Trka
50	Gl-54	X			X	X				X	X			X		X	mp,a	Trk
51	Gl-55	X			---	---	---	---		X		X	X			X	mp,a	Bz-Trka
52	Gl-57	X	X	X	---	---	---	---		X		X	X			X	mp	Trka
53	Gl-58	X		X	X				X(?)	X		X	X				P	Trk
54	Gl-59	X			X	X				X	X	X	X				mp,a	Trka
55	Gl-60	X			---	---	---	---		X	X	X	X			X	mp	Trk
56	Gl-61	X		X		X				X	X	X	X					Trka (Amf)
57	Gl-62			X	X	X						X	X	X		X	P	Trka
58	Gl-63			X	X	X						X	X	X		X	P	Trka

(Tablo 5.1'in devamı)

Sıra No	Örnek No	Matriks			Fenokristaller								Sekonder Mineraller				Doku	Kayaç Adı
		mk± mkf feld.	mikr. mafik mineral	kristalit ±volk cam	san	plj	nef	ant	ol	kpr	amf	bt± flog	apt	sf	zrk	opk		
59	Gl-64	X			X	X						X	X			X	mp,a	Trka
60	Gl-65			X	X	X						X				X	P	Trk
61	Gl-66	X			X	X				X	X		X			X	mp,a	Trk/Trka
62	Gl-67	X	X		---	---	---	---		X		X	X			X	mp,a	Trka
63	Gl-68			X	X	X						X	X	X		X	P	Trka
64	Gl-69	X				X				X	X		X			X	mp,a	Trka
65	Gl-70		X	X	---	---	---	---		X		X				X	P	Lamprofir
66	Gl-71A			X	X					X		X				X	P	Trk
67	Gl-71B			X	X					X		X				X	P	Trk
68	Gl-72	X			X	X											mp,a	Trk
69	Gl-73	X			X	X				X				X		X	mp,a	Trk
70	Gl-74			X	X	X						X				X	P	Trk
71	Gl-75	X			---	---	---	---		X	X	X	X				mp,a	Trka
72	Gl-76	X			---	---	---	---		X		X	X			X	mp,a	Trka
73	Gl-77			X	X					X		X	X	X		X	P	Trk
74	Gl-78	X			---	---	---	---		X		X				X	mp,a	Trka
75	Gl-79	X			---	---	---	---		X		X	X			X	mp,a	Trka
76	Gl-80	X			---	---	---	---		X	X	X				X	mp,a	Trka
77	Gl-81	X		X	---	---	---	---		X	X		X	X		X	mp,a	Bz-Trka
78	Gl-82	X		X	---	---	---	---	X	X						X	mp,a	Trka
79	Gl-83A	X		X	X	X				X	X					X	P	Trka
80	Gl-84	X			X	X				X	X						mp,a	Trk
81	Gl-85			X	X	X											P	Trk
82	Gl-86			X	X	X						X			X		P	Trka
83	Gl-87			X	X	X										X	P	Trka
84	Gl-88	X		X	X	X	X			X		X	X				mp	Tef-fon
85	Gl-89	X		X	X	X	X			X		X	X			X	mp	Tef-fon
86	Gl-90	X		X	X	X	X			X		X	X			X	P	Tef-fon
87	Gl-91			X	X	X		X		X		X	X			X	P	Trk

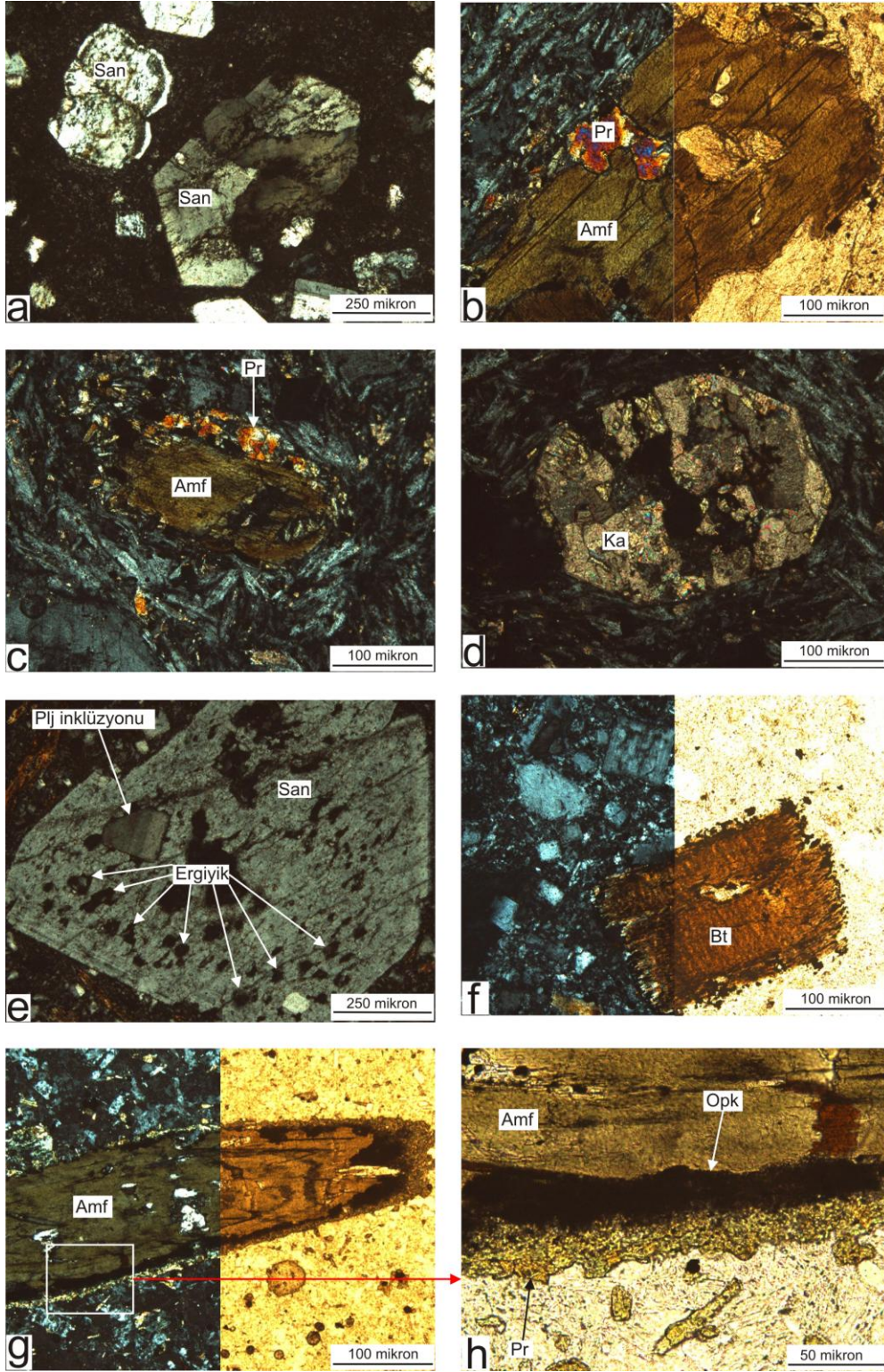
(Tablo 5.1'in devamı)

Sıra No	Örnek No	Matriks			Fenokristaller								Sekonder Mineraller				Doku	Kayaç Adı
		mk± mkf feld.	mikr. mafik mineral	kristalit ±volk cam	san	plj	nef	ant	ol	kpr	amf	bt± flog	apt	sf	zrk	opk		
88	Gl-92	X		X	X			X		X		X				X	mp	Trk
89	Gl-93			X	X	X		X		X		X				X	P	Trk
90	Gl-94			X	X	X		X		X	X	X	X	X		X	P	Trk
91	Gl-95			X	X	X						X			x	X	P	Trk
92	Gl-96	X	X	X	---	---	---	---		X		X	X			X	P	Trka
93	Gl-97	X	X	X	---	---	---	---		X		X	X	X		X	mp,a	Tef-fon
94	Gl-98	X	X	X	---	---	---	---		X		X	X			X	mp,a	Trka
95	Gl-99	X	X	X	---	---	---	---		X		X	X			X	mp,a	Trka
96	Gl-100			X	X	X					X		X	X		X	P	Trka
97	Gl-101	X			---	---	---	---		X	X	X		X		X	mp,a	Trka
98	Gl-102	X		X	X		X	X		X		X	X			X	mp	Tef-fon
99	Gl-103	X		X	X	X				X		X	X			X	P	Tef-fon
100	Gl-104	X		X	---	---	---	---		X		X				X	P	Trka
101	Gl-105	X		X	X	X				X	X					X	P	Trka
102	Gl-106			X	X	X				X	X	X		X		X	P	Trk/Trka
103	Gl-107	X		X	X	X				X	X	X	X	X		X	P	Trka
104	Gl-108	X			X	X				X	X	X					mp,a	Trka
105	Gl-109	X	X	X	---	---	---	---		X		X				X	P	Bz-Trka
106	Gl-110	X		X	---	---	---	---		X	X	X	X				mp,a	Trka
107	Gl-111			X	X	X				X	X	X	X				mp,a	Trka
108	Gl-112	X		X	---	---	---	---		X	X	X				X	P	Trka
109	Gl-113	X		X	X	X				X	X	X		X		X	mp,a	Trka
110	Gl-116	X	X	X	---	---	---	---		X		X				X	P	Trka

mk:mikrolit, mkf:mikrofenokristal, feld: feldspat, san:sanidin, plj:plajiyoklas, nef:nefelin, ant:anortoklas, ol:olivin, bt:biyotit, flog:flogopit, apt:apatit, sf:sfen, zrk:zirkon, opk:opak, Trk:trakit, Trka:trakiandezit, Tef-fon:tefrifonolit, Bz-Trka:bazaltik trakiandezit, p:porfirik, mp:mikrolitik porfirik, a:akma.

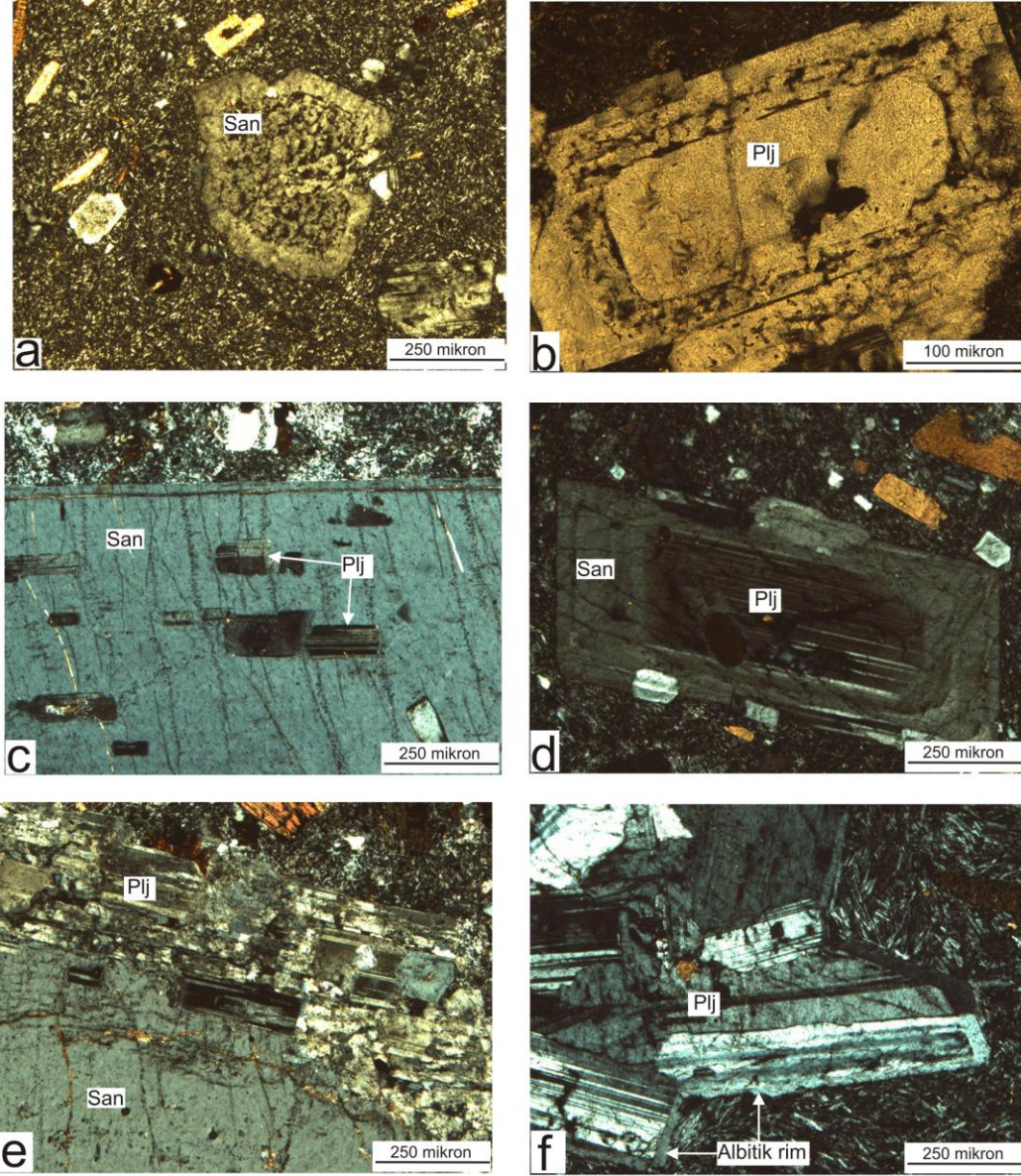
fizikokimyasal koşullardaki değişime bağlı olarak kristallenme derecesindeki farklılıklar nedeniyle farklı doku tipleri ortaya çıkmıştır. Örneğin Kara Tepe'nin hemen kuzeydoğusunda yer alan 3-4 m kalınlığında yaklaşık 1 km uzunlukta dayk konumlu bir trakitten alınan örnekte matriks volkanik cam ve kristalit feldspatlardan oluşmaktadır. Fenokristal fazı ise yer yer girik ikizlenme sunan, yarıözşeekli, özşeekilsiz formlarda gelişmiş ve özellikle kristal kenarlarına paralel gelişmiş ergime zonları içeren sanidinler oluşturmaktadır (şekil 5.1a). Bazı sanidinlerin anortoklas tarafından mantolandığı da görölmektedir. Kocakır Tepe'den alınan trakit örneğinde piroksen kristalleri hem amfiboller içerisinde inklüzyon olarak (şekil 5.1b) hem de amfibollerin kenar zonunda reaksiyon kuşağı şeklinde yer almaktadır (şekil 5.1c). Aynı zamanda piroksenler farklı derecelerde karbonatlaşmışlar, tamamen karbonatlaşanlar da piroksen psödomorfları korunmuştur (şekil 5.1d). Az oranda plajiyoklas içeren bazı trakitik kayaçlarda sanidin kristallerinin ergiyik ve plajiyoklas inklüzyonları iğerdikleri görölmektedir (şekil 5.1e). Yine biyotit kristalleri kenarlarından itibaren korozyona uğramış ve kenar kesimleri boyunca tanesel opaklaşma gelişmiştir (şekil 5.1f). Magmanın hareketi sırasında ani basınę azalması biyotitlerde kenarlardan itibaren tekrar ergime ile sonuçlanan korozyon oluşumlarına neden olmaktadır. Kristal kenarlarında oluşan ergiyik içerisinde hidrojenin ortamı daha hızlı terk etmesi ile ortam oksijen açısından zenginleşmekte ve oksidasyon koşulları hakim olmaktadır. Bu oksidasyon koşulları da kristal kenarlarında opak mineral oluşumlarına yol ağmaktadır. Temel kayaçları kesen küçük sokulumlu bazı trakitlerde mikrokristalen sanidinler matriks fazı oluşturmakta, amfibol ve klinopiroksenlerin fenokristal fazı meydana getirdikleri görölmektedir. Bu kayaçlarda yer alan klinopiroksen ve amfiboller zonlanma göstermekte, amfibollerin kenar zonunun iç kesiminde opak ve en dış kesiminde piroksenden oluşan bir reaksiyon kuşağı gelişmiştir. Amfibollerin kenar kesimlerinde yer alan bu opak zonlar büyük bir olasılıkla yukarıda biyotitler için belirtilen oksidasyon koşulları altında gelişmiştir (şekil 5.1g-h).

Trakiandezitler genel olarak sanidin + plajiyoklas $\pm$ klinopiroksen $\pm$ amfibol $\pm$ biyotit $\pm$ flogobiyotit $\pm$ olivin $\pm$ apatit $\pm$ sfen + opak türü kristallerden oluşmakta ve porfirik doku sunmaktadırlar. Matriksi magmanın hareket hızı ve soğuma derecesine bağlı



Şekil 5.1 a) Sanidinlerin kenar zonunda yer alan ergiyikler, b) amfibol içerisinde piroksen inklüzyonları, c) amfibol kenar kesimlerinde piroksen reaksiyon kuşağı, d) Piroksen psödomorfuna sahip kalsit kristali, e) biyotit kristal kenarlarında gelişmiş tanesel opaklaşmalar, f,g) amfibol kenar zonunda gelişmiş opak ve piroksen reaksiyon kuşağı.

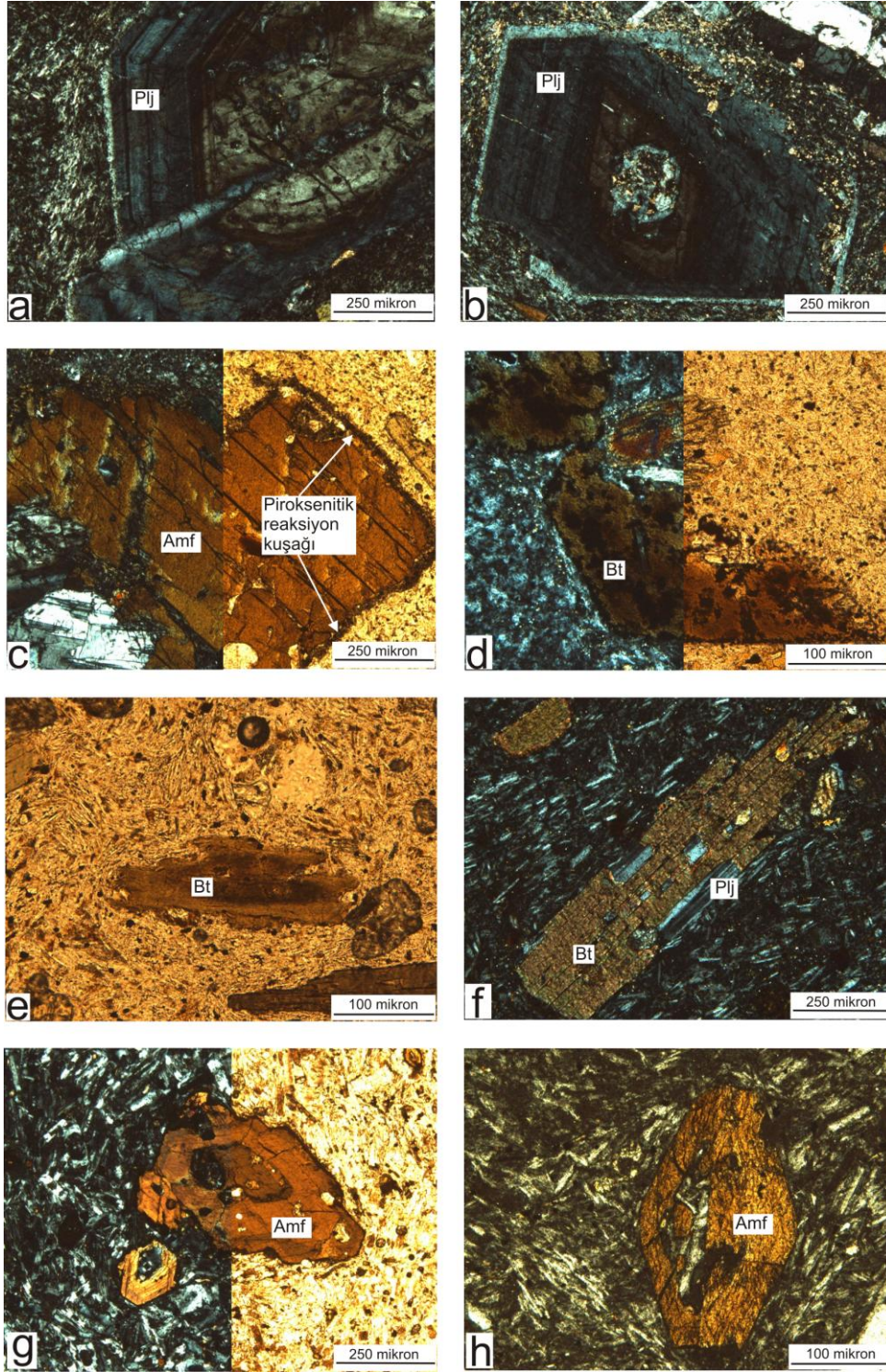
olarak akma yapısı sunan mikrolitik, mikrofenokristal feldspatlar ya da kısmen yönlenme sunan kristalit boyu feldspatlar ile henüz kristallenmemiş volkanik cam karışımı oluşturmaktadır. Sanidinler genellikle yarıözşekilli, özşekilsiz formlarda gözlenmekte ve genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramışlardır. Kristallerin iç kesimlerinde genellikle ergime ya da çözünmeden dolayı süngerimsi yapıda elek dokusu gelişmiştir (Şekil 5.2a). Çapraz nikolde basit ikizlenme sunan kristaller olduğu gibi genelde ikizlenme olmayıp dalgalı sönme göstermektedirler. Plajiyoklas kristalleri genellikle yarı özşekilli, özşekilsiz formlarda olup kenarlarından itibaren korozyona uğramışlar, bazı kristallerin ya tamamen iç kesiminde ya da kenara paralel bir zon boyunca çözünmeden dolayı elek dokusu gelişmiş ve bu ergime ya da çözünme zonunun üzerinde kristal tekrar özşekilli olarak büyümesine devam etmiştir (Şekil 5.2b). Plajiyoklaslardaki elek dokusunun oluşumunda sıcaklık, basınç ve bileşimdeki değişimler rol oynamakta ve buda magmanın püskürme dinamiği açısından önem taşımaktadır (Stewart ve Pearce, 2004). Plajiyoklaslardaki elek dokusunun oluşumuna yol açan çözünmelerin magma karışımı nedeniyle sistemdeki ısının yükselmesine bağlı olarak oluşabileceği gibi (Tsuchiyama, 1985; Nelson ve Montana, 1992) magma karışımı olayları olmadan da magmanın yüzeye doğru hızlı hareketi sırasında meydana gelen ani basınç düşmesiyle de oluşabilmektedir (Nelson ve Montana, 1992). Tsuchiyama ve Takahashi (1983) ergime ve çözünme arasındaki ayrımı yaparak bir kristalin kendi ergime sıcaklığının üzerinde bir ısıya maruz kaldığında bu kristalin ergimeye başladığını, yine bir kristal fazın kendi ergime sıcaklığı altında ve bu kristal faza göre doygun olmayan bir ergiyik tarafından kaplandığında ergiyik ile kristal faz arasında gelişen reaksiyondan dolayı kristal fazdan itibaren çözünmelerin olduğunu ifade etmişlerdir. Tsuchiyama (1985) asit ve bazik magmanın karışması halinde asit magma içerisindeki sodik feldspatın çözünerek elek dokusu gelişebileceğini ve korozyona uğrayan kesimlerin daha kalsik olmak için reaksiyona girebileceklerini ve daha sonra kristalin büyümesine devam ederek daha kalsik bir zonla çevrilebileceğini belirtmiştir. Gölcük volkanikleri içerisinde yer alan feldspatlarda görülen bu elek dokularının gelişiminde yukarıda bahsedilen faktörlerden hangisinin tam olarak etkin olduğu anlaşılamamıştır. Ancak mineral kimyası çalışmalarında zonlu yapıdaki feldspat ve piroksen kristallerinin genel olarak normal zonlanma gösterdikleri ve



Şekil 5.2 a) elek dokusu gösteren feldspatlar b) plajiyoklas kenarlarında gelişen çözünmeler c) sanidin kristali içerisinde kenara paralel dizilmiş plajiyoklas inklüzyonları, e) sanidin tarafından mantolanmış plajiyoklas, f) plajiyoklas tarafından kuşatılmış sanidin kristali, g) plajiyoklas kenarlarında gelişmiş albitik rimler.

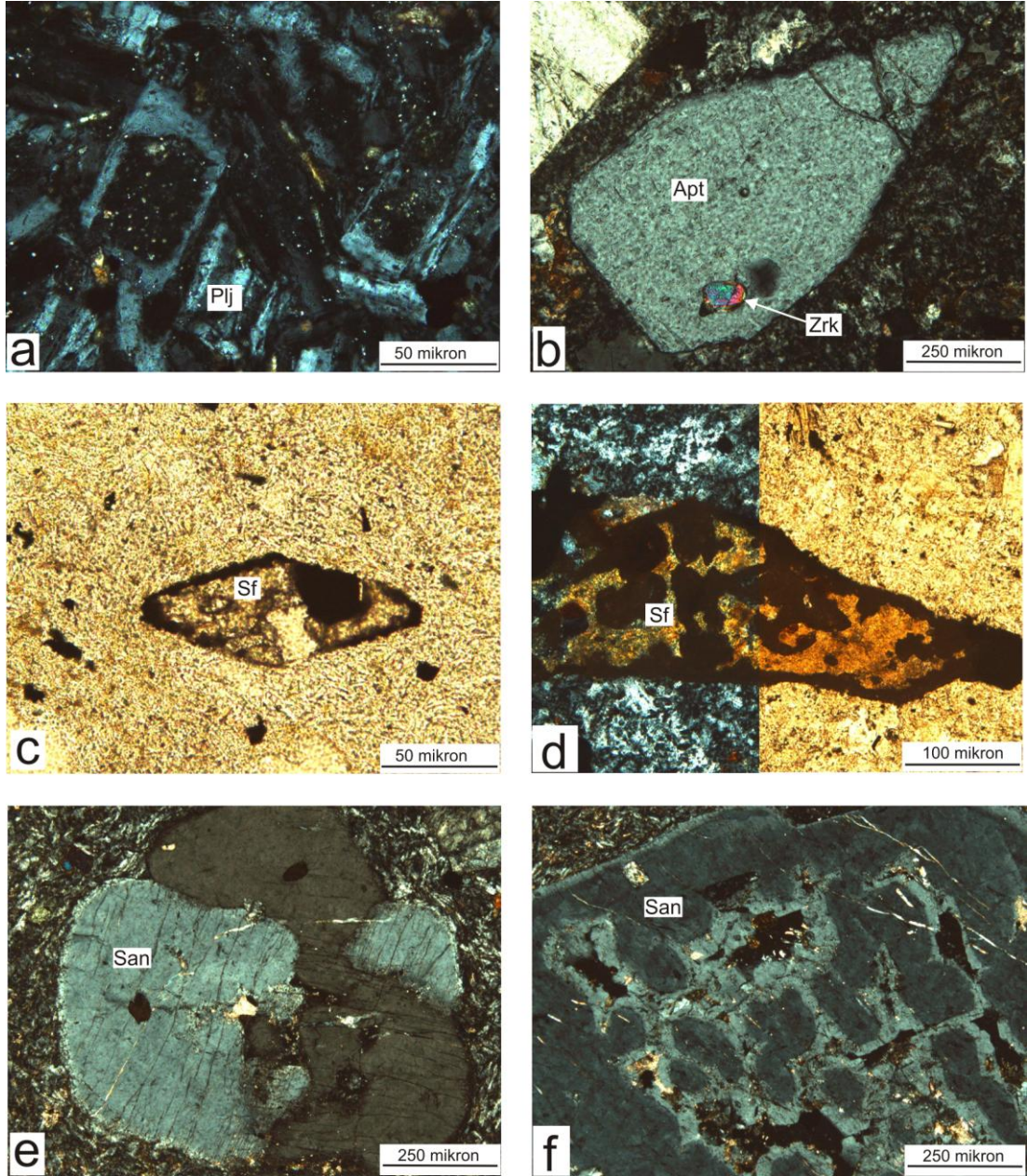
herhangi bir magma karışım olayını yansıtmadıkları görülmüştür. Bu durumda kristaller normal oluşumlarını sürdürürken magmanın yüzeye doğru hızla hareketi neticesinde oluşan ani basınç düşmesi ve sistemdeki ısının hızla düşmesi gibi ortam koşullarının ani değişiminden kaynaklanan hızlı kristalleşme nedeni ile elek dokusunun geliştiği düşünülmektedir. Küçük levhamsı plajiyoklas kristalleri

sanidinler içerisinde kenara paralel olarak dizilmiş inklüzyonlar şeklinde yer almakta (Şekil 5.2c) veya plajiyoklaslar ayrı ayrı sanidinler tarafından mantolanmıştır (Şekil 5.2d). Plajiyoklas kristallerinin sanidinler tarafından mantolanması Wyers ve Barton (1986) tarafından şoşonitik kayaçların bir özelliği olarak da belirtilmiştir. Diğer taraftan nadirde olsa sanidinlerin de plajiyoklaslar tarafından mantolandıkları (Şekil 5.2e), matriksten kaynaklanan sıvıların hem mikrolitik feldspatları hem de sanidinleri mantolayan plajiyoklasları etkiledikleri görülmektedir. Bazı plajiyoklas kristallerinin kenar zonları boyunca albitik rimler gelişmiş (Şekil 5.2f) ve matriksten kaynaklanan sıvılar kristal içine doğru gelişen kılcal kanallar vasıtasıyla hareket ederek kristal içini altere etmişlerdir. Yaklaşık dayk şeklindeki bazı trakiandezitlerde gerek matriks fazı gerekse fenokristal fazı oluşturan feldspatlarda karbonatlaşma gözlenmektedir. Bu kayaçlarda bazı plajiyoklas kristallerinin iç kesimlerinde ergiyikler kapanımlar halinde yer almakta ve bunun üzerinde plajiyoklas kristali zonlu olarak büyümüştür (Şekil 5.3a). Bazı zonlu yapı sunan plajiyoklaslarda merkezi kesim karbonatlaşmış kenar zonda ise albitik rim gelişmiş ve yine kenar zon yer yer korozyona uğramıştır (Şekil 5.3b). Bazı amfibol kristallerinin kenar kesimi boyunca küçük taneseli piroksen ve opaklardan oluşan reaksiyon kuşağı gelişmiştir (Şekil 5.3c). Biyotitler hemen hemen tüm kayaçlarda kenarlarından itibaren korozyona uğramış, genellikle kristal içerisinde veya kristal kenarları boyunca taneseli opaklaşma gelişmiş, yer yer kristallerde bükülmeler ve bazı kayaçlarda biyotitlerin kristal yapılarının bozulmaya başladıkları da gözlenmektedir (Şekil 5.3d). Bazı kayaçlarda biyotit kristallerinin merkezi kesimleri koyu kahverengi, kenar zonları ise daha açık kahvemsii pleokroizma sunmaktadırlar (Şekil 5.3e). Plajiyoklas kristalleri biyotitler içerisinde yarıgömülü ya da inklüzyon olarak bulunabilmektedir (Şekil 5.3f). Kayaçlarda biyotit minerallerinin bulunması magmanın sıgı koşullarda kristalleşmesini yansıtmaktadır. Amfiboller genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramış olup açık kahvemsii, yeşilimsii kahve pleokroizma sunmaktadırlar. Ancak bazı kayaçlarda merkezi kesimi koyu kahve orta ve dış kesimi açık kahvemsii olmak üzere zonlanma göstermekte ve kenar kesimleri boyunca opak zon gelişmiştir (Şekil 5.3g). Mikrolitik feldspatlar bazı amfiboller içerisinde inklüzyon olarak yer almaktadır (Şekil 5.3h). Bu da bize amfibollerin volkanizmanın son aşamalarında matriksi oluşturan mikrolitik feldspatlarla birlikte yüzeye yakın koşullarda kristalleşmiş olabileceğini

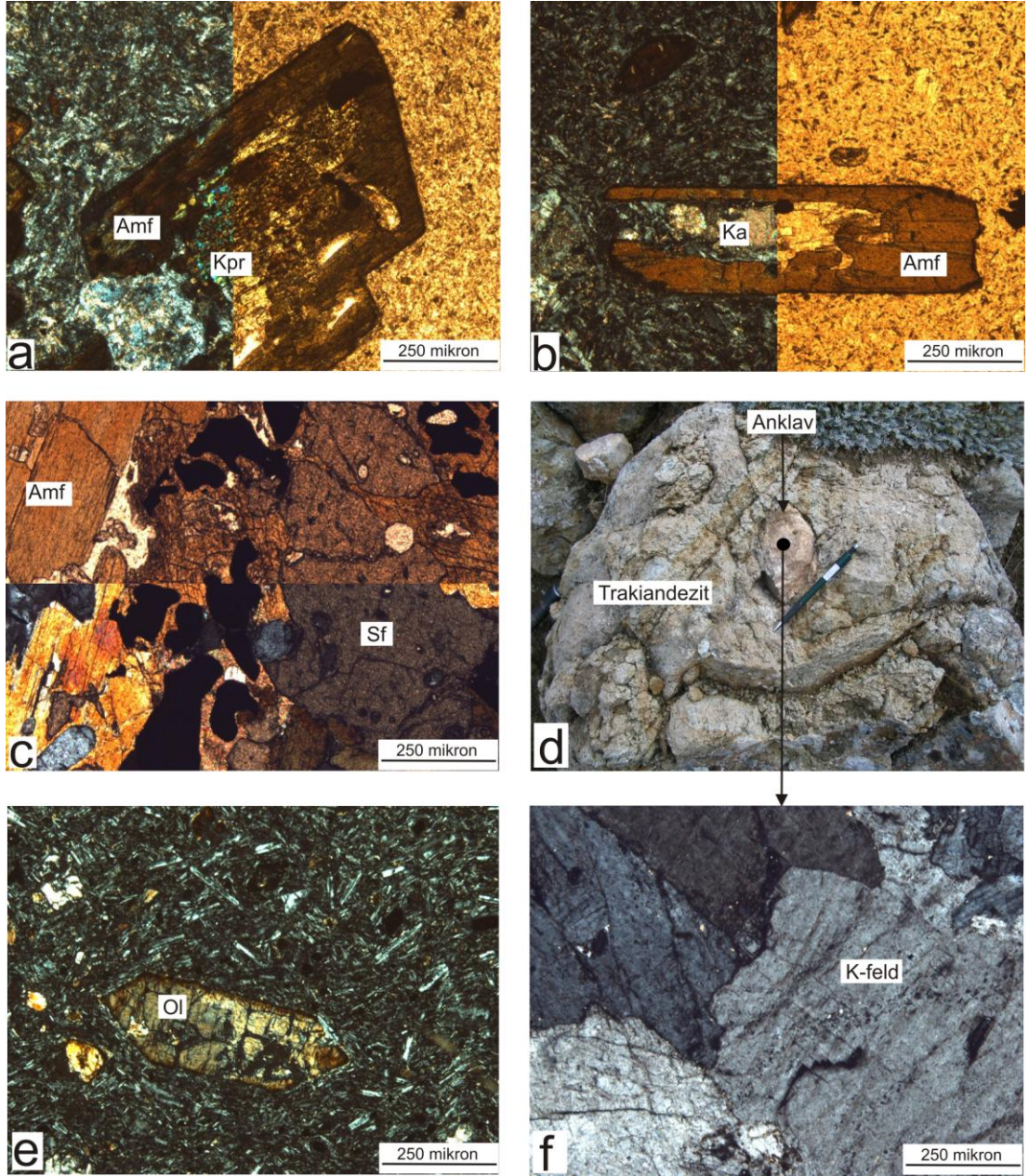


Şekil 5.3 a) Plajiyoklas içerisinde gelişmiş ergiyikler ve kristal kenarında zonlu büyüme, b) iç kesimi altere olmuş ve kenar zonu boyunca albitik rim gelişmiş plajiyoklas, c) amfibol kristalinin kenar kesimi boyunca gelişmiş küçük taneli piroksen ve opak reaksiyon kuşağı, d) korozyona uğrayarak kristal yapısı bozulmuş, kenar ve iç kesimlerinde taneli opaklaşma gelişmiş biyotit kristali, e) merkezi kesimi koyu kahve, kenar zonları ise daha açık kahvemsii pleokroizma sunan biyotit kristali, f) plajiyoklasları inklüzyon olarak içeren biyotit kristali, g) merkezi kesimi koyu kahve orta ve dış kesimi açık kahvemsii olmak üzere zonlanma gösteren ve kenar kesimleri boyunca opak zon gelişmiş amfibol kristali, h) plajiyoklasları inklüzyon olarak içeren amfibol kristali.

yansıtmaktadır. Aynı kayaçlarda mikrolitik feldspatların merkezi kesimlerinin altere oldukları da görülmektedir (Şekil 5.4a). Piroksenler genellikle yarı özşekilli, özşekilsiz formlarda yer almakta olup kenarlarından itibaren korozyona uğramışlardır. Genellikle yeşilin değişik tonlarında pleokroizma sunmakta, ancak bazı kristallerde iç kesimler renksiz iken kenar zonları açık yeşilimsi pleokroizmaya sahiptir. Apatitler yüksek rölyefli, özşekilli yada özşekilsiz, prizmatik formlarda gözlenmekte ve bazılarında zirkon inklüzyonları yer almaktadır (Şekil 5.4b). Sfen kristalleri genellikle özşekilli psödomorboedral formu, farklı boyutlarda merceksel veya özşekilsiz formlarda gelişmiş, bazı kristallerde kenar kesimleri boyunca opak rim ve iri sfen kristallerinin iç kesimlerinde taneseli opaklaşmalar gelişmiştir (Şekil 5.4c-d). Kalın olmayan, birkaç on metre ile birkaç yüz metre arası uzunlukta olup ancak tipik dayk görünümü de vermeyen bazı trakiandezitlerde girik ikizli sanidinler kenarlarından itibaren korozyona uğrayarak yuvarlaklaşmış (Şekil 5.4e), bazı sanidinlerde yer yer kristal içi ergime ve bu kesimlerde alterasyon nedeniyle poroz yapı gelişmiştir (Şekil 5.4f). Piroksen kristali etrafında amfibol kristalinin büyüyerek geliştiği (Şekil 5.5a), bazı amfibol kristallerinin korozyona uğradığı, amfibol içerisine doğru mikrolitik feldspatların geliştiği ve ayrıca bu feldspatların yer yer karbonatlaştığı görülmektedir (Şekil 5.5b). Piroksen etrafında amfibol gelişimi piroksen oluşumu sırasında arta kalan ergiyiğin giderekten H₂O açısından zenginleştiğini ve belirli bir aşamadan sonra piroksen etrafında amfibol oluşumları geliştiğini göstermektedir. Bazı trakiandezitlerde amfibol, piroksen, biyotit, iri apatit, sfen, ve opak minerallerden oluşan mineral yığılımları yer almaktadır (Şekil 5.5c). Oldukça iri kristalli K-feldspat ve plajiyoklas kristallerinden oluşan ve bunun yanında sekonder oranda sfen ve zirkon kristalleri içeren monzosyenitik anklavlar küçük yumrular şeklinde volkanikler içerisinde yer almaktadır (Şekil 5.5d-f). Olivin latitler inceleme alanı güneyinde ve dışında yer alan Ağlasun ilçesine bağlı Dereköy civarında yüzeylenmektedir. Bunlarda mikrolitik feldspatlar matriksi fazı oluşturmakta, olivin ve genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramış klinopiroksenler fenokristal fazı oluşturmaktadır. Olivinler özşekilsiz, yarıözşekilli ve özşekilli formlarda olup genellikle kenar zonlarında iddingsitleşme gelişmiştir (Şekil 5.5e).



Şekil 5.4 a) Mikrolitik feldspatların iç kesimlerinde alterasyon, b) apatit içerisinde zirkon inklüzyonu, c,d) küçük ve iri sfen kristallerinin kenar ve iç kesimleri boyunca taneseli opaklaşmalar, e) kenarları boyunca korozyona uğramış girik ikizli sanidin kristali, f) kristal içi ergime ve bu kesimlerde alterasyon nedeniyle poroz yapı sunan sanidin kristali.

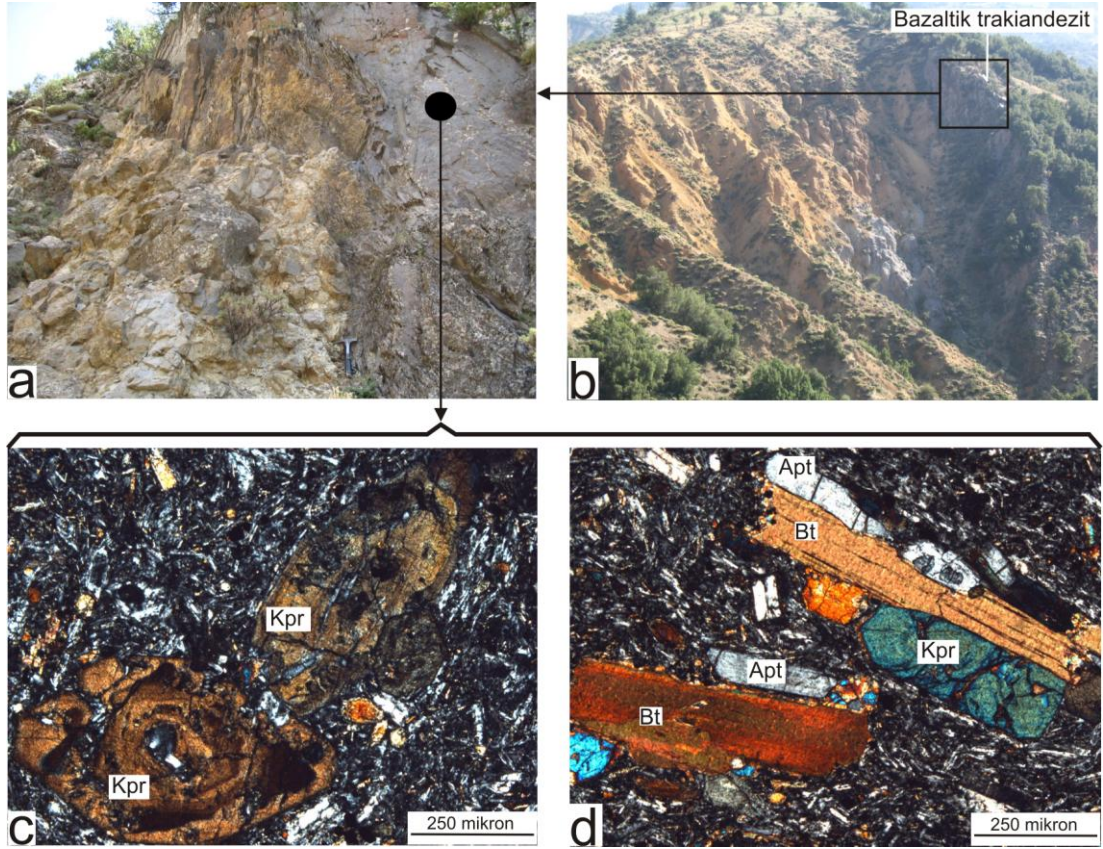


Şekil 5.5 a) Piroksen etrafında gelişmiş amfibol, b) korozyona uğramış, kristal içerisine doğru yer yer karbonatlaşmış mikrolitik feldspatların geliştiği amfibol kristali, c) trakiandezit içerisinde yer alan iri amfibol, apatit, sfen, ve opak mineral yığılımları d) trakiandezit içerisinde monzosyenit anklavı, e) olivin latit içerisinde kenarları boyunca iddingsitlenme gösteren olivin kristali, f) monzosyenit içerisinde yer alan iri K-feldspatlar.

Trakiandezit-bazaltik trakiandezit ($SiO_2 < 57 \text{ wt } \%$)

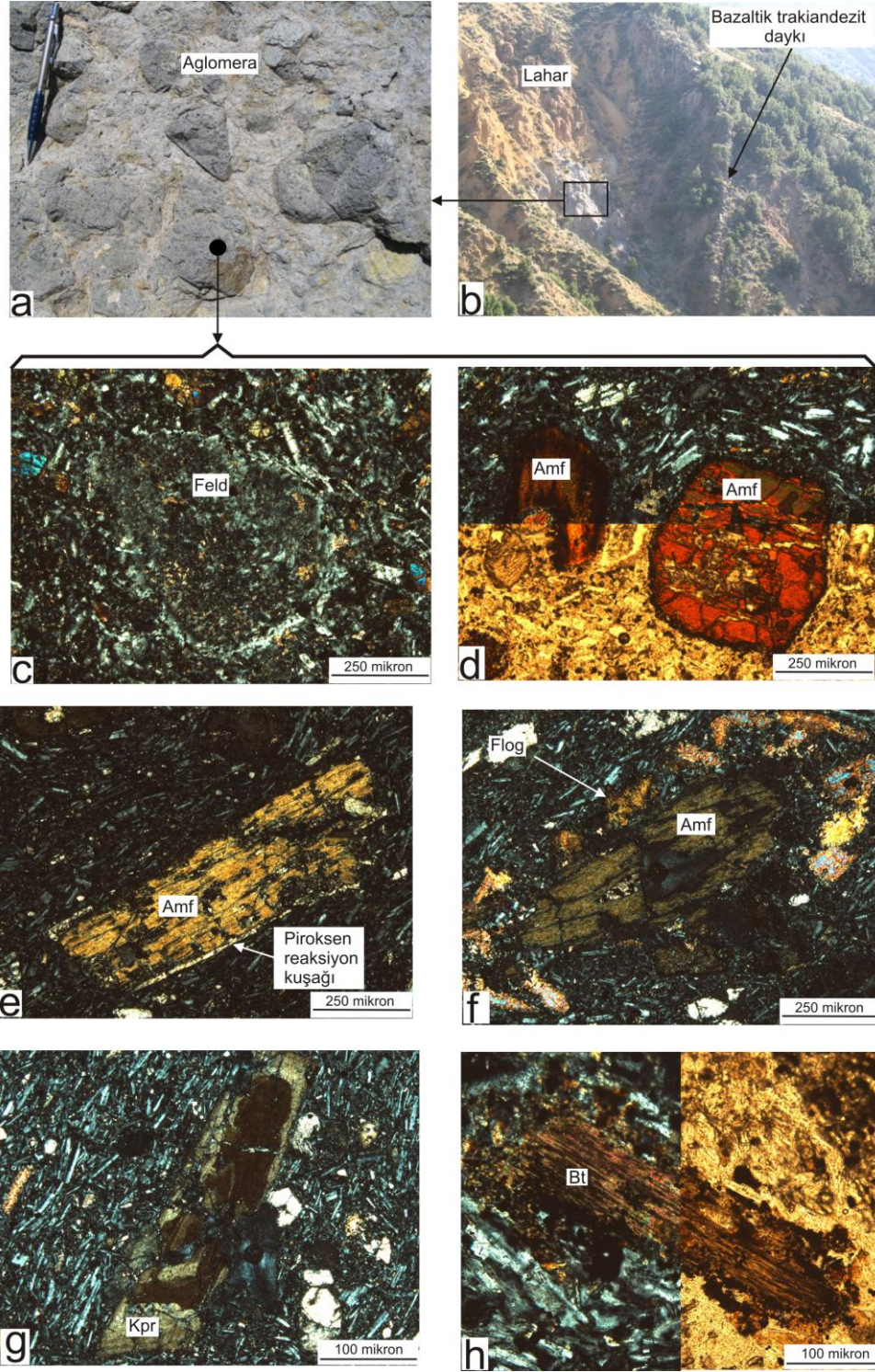
Trakiandezit-bazaltik trakiandezit grubu kayaçlar arazide hem fliş ve ofiyolitik melanj türü temel kayaçları hem de temel kayaçlar içerisine daha önceden yerleşmiş olan trakitik-trakiandezitik bileşimli volkanik kayaçları ince dayklar şeklinde kesmekte yada bunlar içerisinde küçük sivri domlar şeklinde bulunmaktadır. Arazide genellikle gri, koyu gri, siyahımsı gri renklerde gözlenmekte, siyah fenokristaller gri, koyu gri matriks içerisinde yer almakta ve genellikle afanitik porfirik doku sunmaktadırlar. Mikroskobik incelemelerinde genellikle feldspat kristallerinin büyümelerinin baskılanarak mikrolitik boyutta kaldıkları ve dolayısıyla mikrolitik feldspatların matriks fazını teşkil ettiği, klinopiroksen, amfibol, biyotit, flogopit gibi mafik minerallerin fenokristal fazı teşkil ettiği görülmektedir. Bu özellikleri ile diğer trakit-trakiandezit bileşimli kayaçlardan kolaylıkla ayrılmaktadırlar. Potasik sıvılarda % 3-5 arasında su içeriği flogopitin 1-20 kbar gibi geniş bir aralıkta stabil kalmasını sağlamakta (Esparanç ve Holloway, 1986, 1987; Richter ve Carmichael, 1996) ve aynı zamanda bu su içeriği plajiyoklasların kristallenmesini de etkileyerek plajiyoklasların erken kristallenmesini baskılamaktadır (Eggler, 1972; Sisson ve Grove, 1993; Carmichael ve diğ. (1996). Buna göre inceleme alanı içerisindeki trakiandezit-bazaltik trakiandezit grubu kayaçlarda plajiyoklasların baskılanarak matriks fazda yer almaları ergiyikteki belirli miktarlarda su içeriğinden kaynaklanmış olabilir. Ayrıca bu kayaçlarda apatit kristallerinin boyutları diğerlerinden farklı olarak yer yer mikrofenokristal boyutuna kadar ulaşabilmektedir.

Bazaltik trakiandezitler Pürenli Tepe ile Otbitmez Tepe arasında fliş, ofiyolitik melanjdan oluşan temel kayaları, aglomera ve üzerinde yer alan lahar türü çökelleri ve daha önceden temel kayaçlar içerisine yerleşmiş diğer volkanik kayaçları 1.5-2 m kalınlığında bir dayk şeklinde kesmektedir (Şekil 5.6a-b). Dayktan alınan örnekte genel olarak feldspatlar mikrolitik matriksi, klinopiroksen, biyotit-flogobiyotit ve amfibol gibi mafik mineraller fenokristal fazı oluşturmaktadırlar. Sanidin ve plajiyoklasdan oluşan feldspatlar çok az oranda (~%3-5) nadir olarak mikrofenokristal boyuta ulaşmakta ve sanidin mikrofenokristallerinin iç kesimlerinde ergimeler gözlenmektedir. Mafik fenokristaller genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramış olup piroksenler zonlu sönme göstermektedir. Yine piroksenler



Şekil 5.6 a,b) Pürenli Tepe ile Otbitmez Tepe arasında fliš, ofiyolitik melanji kesen bazaltik trakiandezit daykı, c) piroksenler içerisinde yer alan mikrolitik matriks fazı, d) bazaltik trakiandezit içerisinde yer alan mikrofenokristal boyuttaki apatitler.

büyümleri esnasında matriks fazı oluşturan mikrolitik feldspatları inklüzyon olarak içermektedirler (Şekil 5.6c). Biotit yada flogobiotitler kenarlarından itibaren korozyona uğramışlar, apatit kristalleri prizmatik formlarda olup mikrofenokristal boyutuna kadar ulaşabilmektedirler (Şekil 5.6d). Bu kesimde mostra veren aglomera bileşenleri de (Şekil 5.7 a-b) mineralojik bileşim ve petrografik özellikleri açısından bunları kesen bazaltik trakiandezit daykı ile benzer özellikler taşımaktadır. Bunlarda da çoğunlukla mikrolitik feldspatlar matriks fazı oluşturmakta, amfibol, klinopiroksen, biyotit/flogobiyotit gibi mafik mineraller fenokristal fazı oluşturmaktadır. Çok az oranda yer alan feldspat kristallerinin korozyon, kristal içi ergimeler ve karbonatlaşma ile hemen hemen tamamen kristal iç yapılarının kaybolduğu gözlenmektedir (Şekil 5.7c). Kersutit amfiboller kenarlarından itibaren korozyona uğramış, opaklaşmış, paralel nikolde kırmızımsı kahve pleokroizma sunmakta ve kristal içerisinde yer yer mikrolitik feldspat inklüzyonları yer



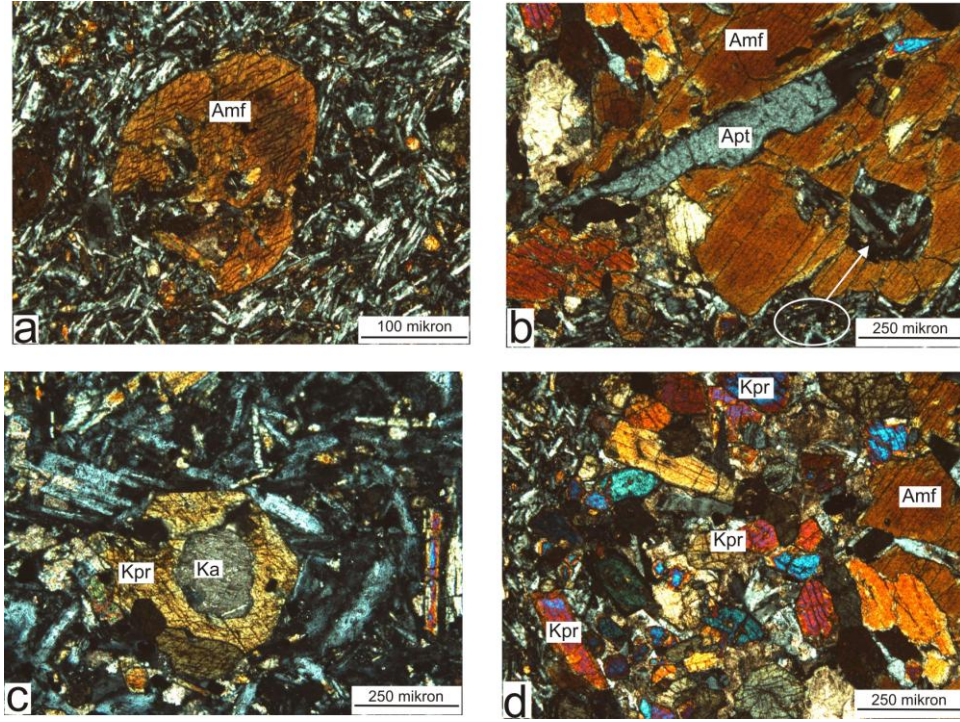
Şekil 5.7 a) Pürenli Tepe ile Otbitmez Tepe arasında yer alan aglomeralar, b) aglomera ve laharı kesen bazaltik trakiandezit dayk, c) korozyon, kristal içi ergime ve karbonatlaşma ile kristal yapısı kaybolmuş feldspat, d) kenar kesimleri boyunca opaklaşma gösteren kersutit amfiboller, e) amfibollerin kenar kesimi boyunca gelişmiş ince piroksen reaksiyon kuşağı, f) korozyona uğramış amfiboller etrafında yeralan flogopitler, g) zonlu sönme gösteren klinopiroksenler, h) kenar kesimleri boyunca tanesel opaklaşma gelişmiş biyotit.

almaktadır (Şekil 5.7d). Bazı amfibol kristallerinin kenar zonu boyunca ince piroksen zonu gelişmiş (Şekil 5.7e), korozyona uğramış amfiboller etrafında flogopitler gelişmiştir (Şekil 5.7f). Klinopiroksenlerde zonlu sönme yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 5.7g). Biyotit yada flogobiyotit fenokristallerinin kenar kesimleri boyunca korozyon ve yoğun taneler opaklaşmalar gelişmiştir (Şekil 5.7h).

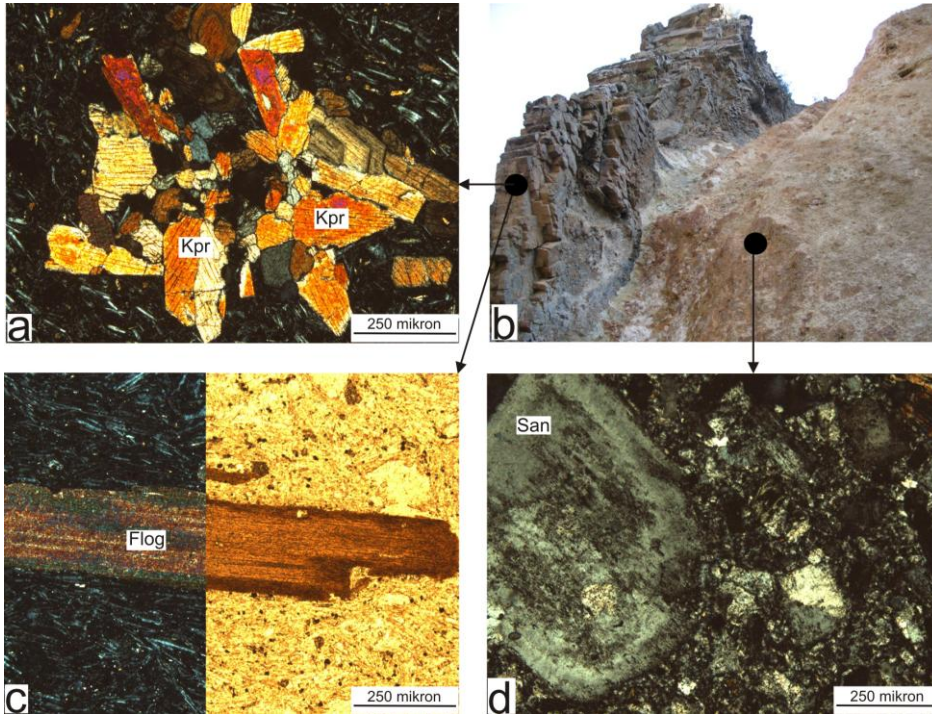
Darıdere mahallesinde bazaltik trakiandezitler flişi ince dayk şeklinde kesmektedir. Kayaçta mikrolitik feldspatlar ve daha az oranda mikrolitik mafik mineraller matriks fazı oluşturmakta, amfibol fenokristalleri hızlı gelişen büyümeleri esnasında bu mikrolitik kristallerden oluşan matriks fazı içerisine almış durumdadır (Şekil 5.8a-b). Bazı piroksen kristallerinin iç kesimlerinde özşekilsiz kalsit kristalleri kapanımlar halinde bulunmaktadır (Şekil 5.8c). Kayaç içerisinde yer yer mafik mineral yığılımları ve bu kesimlerde kısmen karbonatlaşmalar da gözlenmektedir (Şekil 5.8d).

Gilikkaya Tepe'nin batı yamaçlarında bazaltik trakiandezitler trakitik volkanik çıkışları (Şekil 5.9b-d) 1-1.5 m kalınlığında dayklar şeklinde kesmektedir (Şekil 5.9b). Dayklardan alınan örneklerde yer yer mafik mineral yığılımları gözlenmekte (Şekil 5.9a) ve bazı feldspatların karbonatlaştıkları da görülmektedir. Biyotit/flogobiyotit kristalleri iç kesimlerinde daha açık kahvemsî ve kenar zonlarında ise daha koyu kahvemsî renk sunmaktadırlar (Şekil 5.9c).

Gilikkaya Tepe ve hemen doğusu ile Karakaya Tepe'nin yaklaşık 500 m kuzeyinde trakitik-trakiandezitik volkanik çıkışlar içerisinde bazaltik trakiandezitler küçük sivri domlar şeklinde yer almaktadır (Şekil 5.10a-b). Gilikkaya Tepe'deki bazaltik trakiandezitlerde matriksi genellikle feldspat, klinopiroksen, flogopit/flogobiyotit mikrolitleri ve bunlarla birlikte bulunan saçınımlı küçük taneler opak kristaller, fenokristal fazı ise klinopiroksen ve flogopit/flogobiyotit kristalleri oluşturmaktadır. Klinopiroksenler genelde kenarları boyunca korozyona uğramış (Şekil 5.10c) ve kenar zonu boyunca zonlanma göstermektedirler (Şekil 5.10d). Bazı piroksen kristalleri destabilizasyon nedeniyle iskeletsel olarak hızlı bir şekilde büyümeleri



Şekil 5.8 a,b) Amfibol kristalleri içerisinde yer alan mikrolitik matriks, c) piroksen içerisinde yer alan kalsit inklüzyonu, d) bazaltik trakiandezit içerisinde bulunan mafik mineral yığılımları.

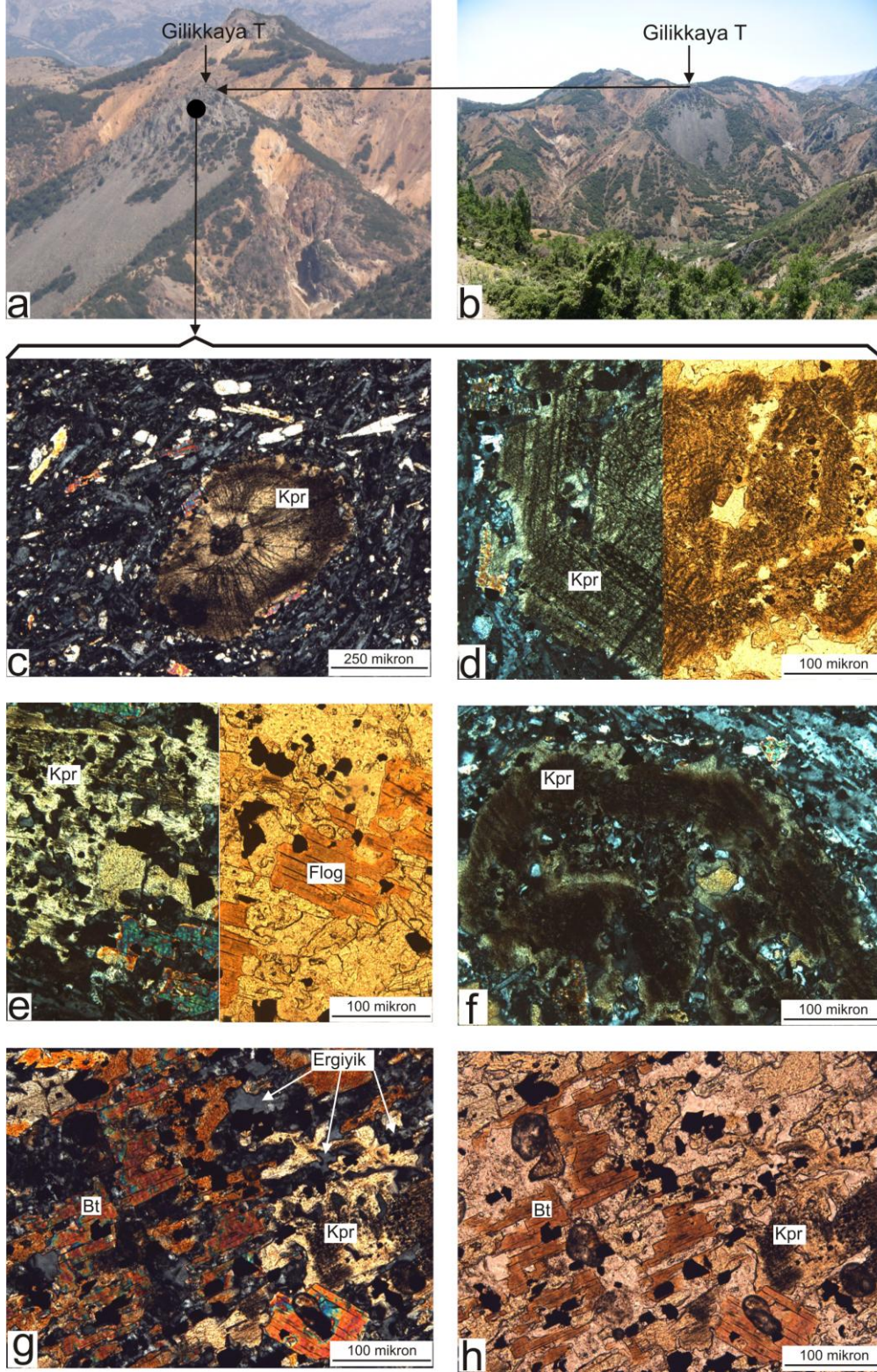


Şekil 5.9 a) Bazaltik trakiandezit içerisinde mafik mineral yığılımları, b) trakiti kesen bazaltik trakiandezit daykı, c) kenar zonu koyu kahvemsı renk sunan flogopit/flogobiyotit, d) porfirik dokulu trakit.

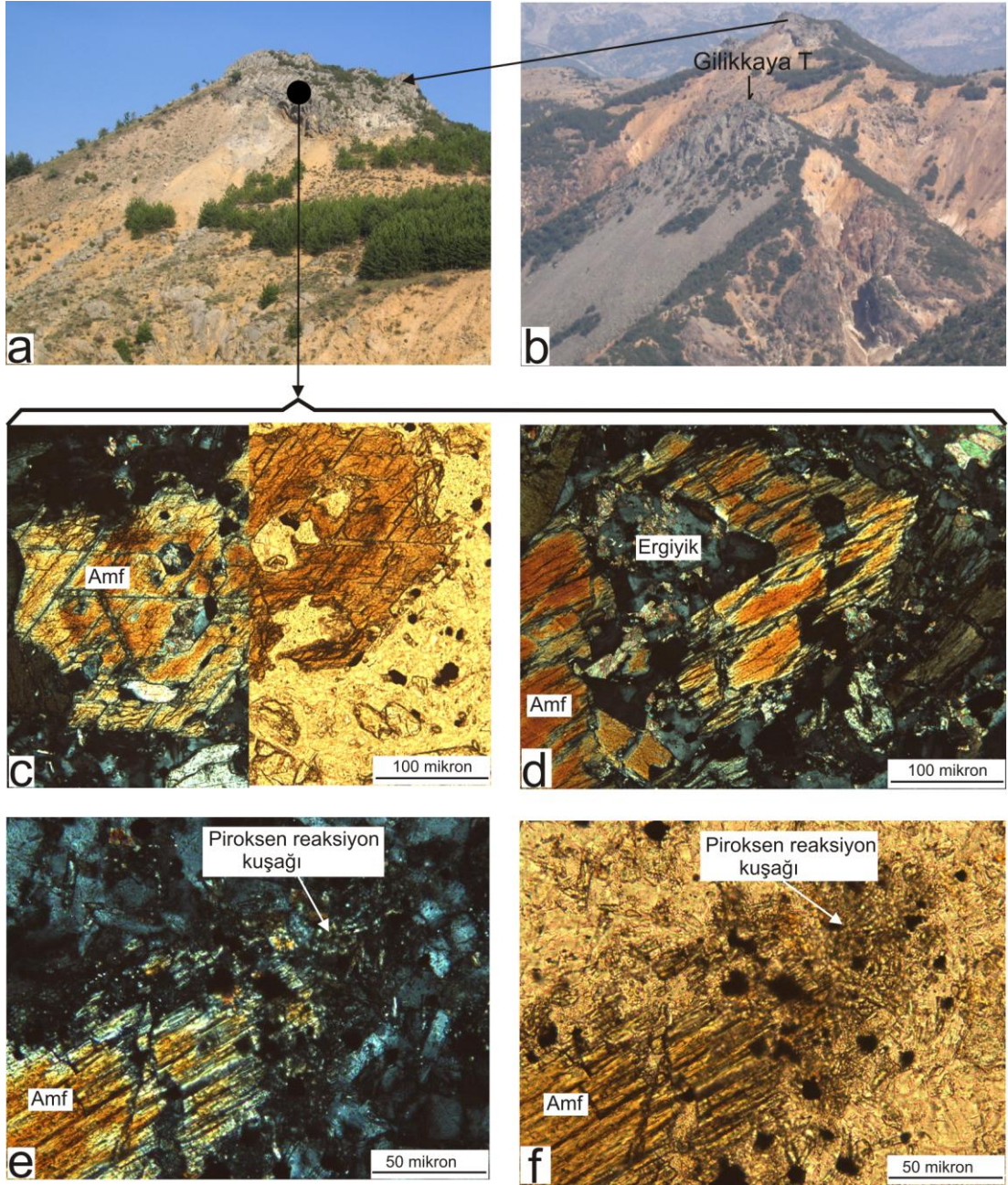
sırasında hem ergiyik malzemesini hem de biyotit kristallerini kuşatarak içerisine almıştır (Şekil 5.10e-h). Gilikkaya Tepe'nin hemen doğusunda yer alan küçük bazaltik trakiandezit domunda (Şekil 5.11a-b) amfibol kristalleri baskın olup genellikle kristaller kenarlarından itibaren korozyona uğramış, kristal içinde ergiyikler yer almakta (Şekil 5.11c-d) ve bazı amfibol kristallerinin kenar kesimleri boyunca küçük taneseli ve iğnemi piroksen kristallerinden oluşan bir reaksiyon kuşağı gelişmiştir (Şekil 5.11e-f). Karakaya Tepe'nin kuzeyinde yer alan küçük sivri bazaltik trakiandezit domundan (Şekil 5.12a) alınan örnekte yine klinopiroksen ve flogobiyotitler mikrolitik feldspatlardan oluşan matriks içerisinde fenokristal fazı teşkil etmekte, klinopiroksenler zonlu sönme göstermekte (Şekil 5.12b) ve ergiyikler kapanım olarak bulunmaktadır (Şekil 5.12c). Biyotitler kenarlarından itibaren korozyona uğramış, kristal içerisinde taneseli opaklaşmalar ve mikrolitik matriks kapanımları bulunmaktadır (Şekil 5.12d). Darıdere mahallesinin yaklaşık 1 km batısından alınan örnekte biyotit/flogopitler yer yer mafik mineral yığılımları şeklinde yer almaktadırlar (Şekil 5.12e). Destabilizasyon nedeniyle iri piroksenler kenarlarından itibaren korozyona uğramışlar ve dengesiz olarak büyümeleri nedeniyle matriks fazı ve mika minerallerini inklüzyon olarak içermektedirler. Aynı şekilde küçük piroksenler biyotit/flogopit kristalleri içerisinde inklüzyon veya yarı gömülü halde gözlenmektedirler (Şekil 5.12f). Isparta yerleşim alanının batı kesiminde yer alan Yakaören köyü civarında fliş içerisinde düzensiz lav çıkışları şeklinde bazaltik trakiandezitikler yer almakta olup (Ek-1) benzer dokusal ilişkiler göstermektedirler.

Lamprofirler (minet)

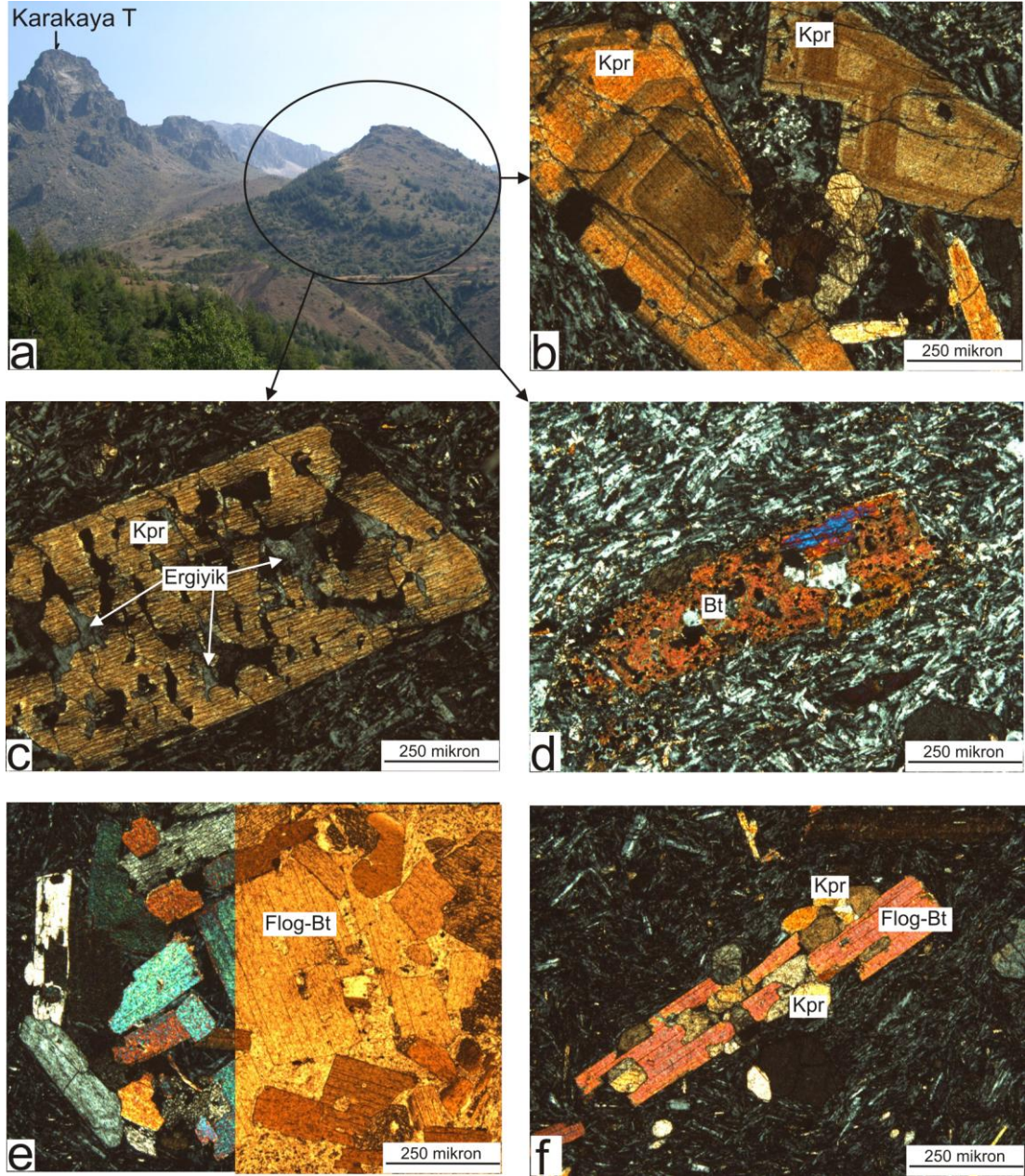
Lamprofirler inceleme alanı içerisinde temel kayaçları oluşturan fliş ve bunlar içerisinde yer alan trakit-trakiandezitik volkanik kayaçlar ile lahar türü oluşumları kesen 1-1.5 m kalınlığında dayklar şeklinde yer almaktadır. Kocakır Tepe'nin yaklaşık 1 km batısında trakiandezitik volkanik çıkışı kesen KD-GB doğrultulu ince lamprofir daykısı (Şekil 5.13a) genel olarak iğnemi, prizmatik flogopit, feldspat ve çok küçük taneseli piroksenlerden oluşan matriks faz ile flogopit fenokristallerinden oluşmaktadır (Şekil 5.13b). Yine bu daykının yaklaşık 50 m kuzeydoğusunda ve bu



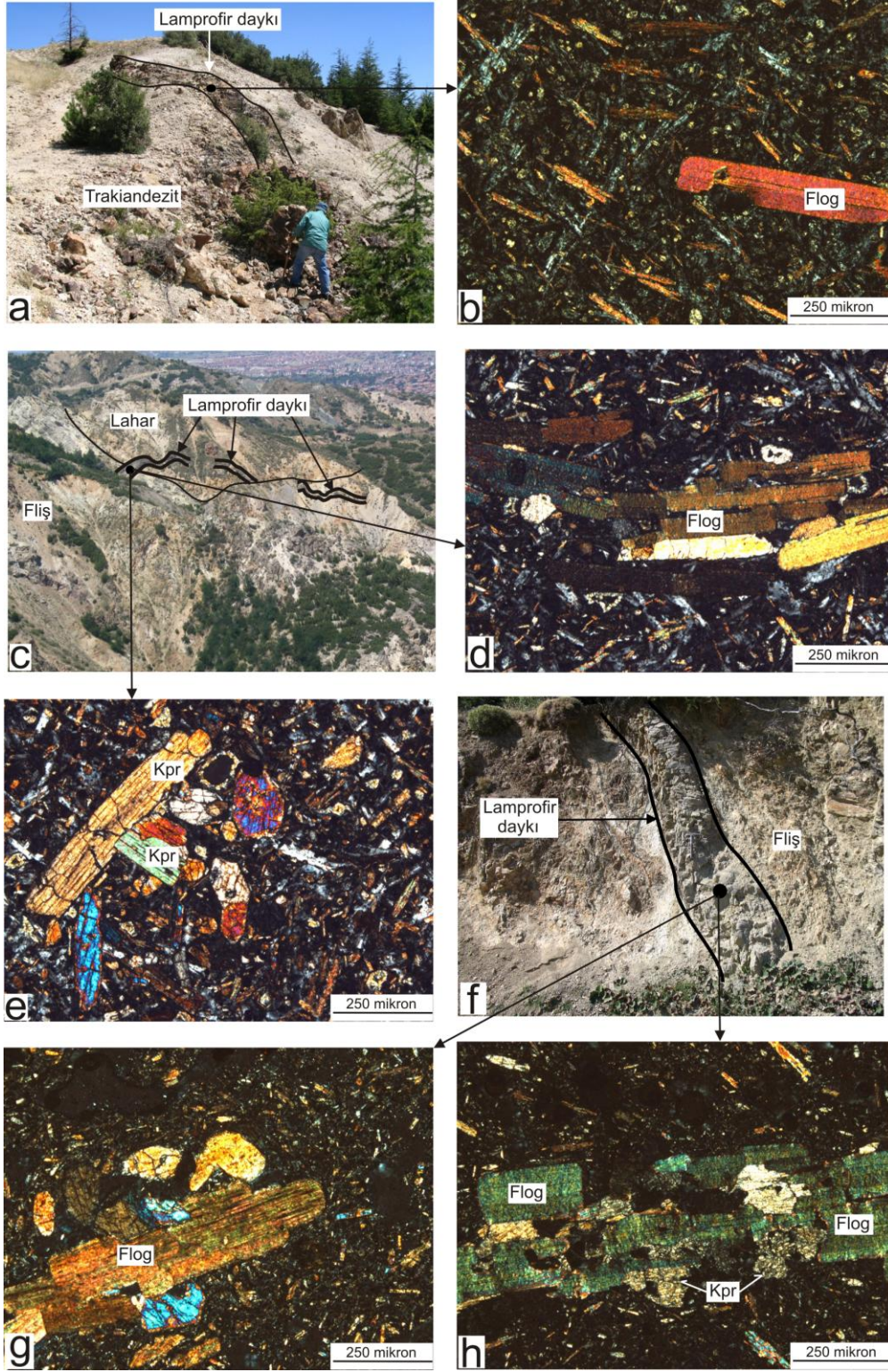
Şekil 5.10 a,b) Gilikkaya Tepe’de trakitik-trakiandezitik volkanik çıkışlar içerisinde küçük sivri domlar şeklinde yer alan bazaltik trakiandezitler, c) kenar kesimleri boyunca korozyona uğramış ve d) kenar zonu boyunca zonlanma gösteren klinopiroksenler, e,f,g,h) hızlı büyümeden dolayı ergiyik ve biyotitleri inklüzyon olarak içeren piroksen kristalleri.



Şekil 5.11a,b) Gilikkaya Tepe'nin hemen doğusunda yer alan küçük bazaltik trakiandezit domunda, c,d) kenarlarından itibaren korozyona uğramış, kristal içinde ergiyiklerin yer aldığı amfibol kristalleri, e,f) amfibol kenar kesimi boyunca gelişmiş küçük taneseli ve iğnemi piroksen reaksiyon kuşağı.



Şekil 5.12a) Karakaya Tepe'nin kuzeyinde yer alan küçük sivri bazaltik trakiandezit domu, b) zonlu sönme gösteren klinopiroksenler, c) piroksenler içerisinde yer alan ergiyik kapanımları, d) biyotitler içerisinde yer alan tanesel opaklaşma ve mikrolitik matriks faz, e) bazaltik trakiandezit içerisinde biyotit/flogopit yığılımları, f) biyotit/flogopit kristalleri içerisinde inklüzyon olarak yer alan küçük piroksenler.



Şekil 5.13a) Kocakır Tepe'nin yaklaşık 1 km batısında trakiandezitik volkanik çıkışı kesen lamprofir (minet) daykı, b) bu lamprofir daykını oluşturan iğnemsî, prizmatik flogopit, feldspat ve çok küçük taneseli piroksenlerden oluşan matriks faz ile flogopit fenokristalleri, c) lahar ve flişi kesen lamprofir daykı d,e) bu lamprofir daykında matriks fazı oluşturan mikrolit/kristalit boyu flogopit, piroksen, feldspatlar ve fenokristal fazı oluşturan flogopit, klinopiroksenler, f) Kara Tepe'nin yaklaşık 1 km güneyinde flişi kesen ince lamprofir daykı, g,h) bu lamprofirik minet daykında hem mikrolitik matriksi hemde fenokristal fazı oluşturan flogopit ve klinopiroksenler.

daykının devamı konumundaki bir başka ince lamprofir daykısı hem lahar türü çökelleri ve hemde flişi aynı doğrultuda kesmektedir (Şekil 5.13c). Bu lamprofir daykısında matriks faz genellikle mikrolit ve kristalit boyu flogopit, piroksen, feldspatlardan, fenokristal faz ise flogopit, klinopiroksenlerden oluşmaktadır (Şekil 5.13d-e). Bileşenlerde herhangi bir yönelme gözlenmemekte, her iki lamprofirik daykının matriks kesiminde döyterik reaksiyonlar gelişmiştir.

Kara Tepe'nin yaklaşık 1 km güneyinde flişi kesen yaklaşık 50 cm kalınlığında bir başka lamprofirik daykısı yer almaktadır (Şekil 5.13f). Diğerlerinden farklı olarak bu lamprofirik minet daykısında hem mikrolitik matriksi hem de fenokristal fazı sadece flogopitler ve klinopiroksen kristalleri oluşturmaktadır. Matriksin fenokristallere göre oranı genelde daha fazla olup flogopit ve klinopiroksen fenokristalleri mafik mineral yığılımları şeklinde de bulunabilmekte (Şekil 5.13g) ya da klinopiroksenlerin flogopitler ile birlikte büyüdüğü gözlenmektedirler (Şekil 5.13h). Klinopiroksenler genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramışlardır. Bu lamprofir daykısı içerisinde tamamen kristalit ve ergiyik bileşiminde anklavlarda gözlenmektedir.

İnceleme alanı içerisindeki lamprofirik kayaların volkanizmanın gelişimi içerisindeki yeri tartışmalıdır. Çoban (2005) Isparta yöresindeki volkanik suksasyonu şöyle özetlemiştir: (i) lamprofirik (minet) dayklarının oluşumu (6.21 ± 0.3 my), (ii) trakiandezitik-trakitik (4.6 ± 0.23 - 4.25 ± 0.21 my) ve (iii) bazaltik trakiandezitik-trakibazaltik volkanizmanın gelişimi (4.07 ± 0.2 - 3.68 ± 0.5 my), volkanik patlamaya bağlı piroklastiklerin (1.5 ± 0.18 - 0.39 ± 0.2 my) ve fonolitik çember dayklarının oluşumu (0.35 ± 0.1 my). Ancak lamprofirik dayklar hem temel kayaları hem de temel kayalar içerisinde daha önceden yerleşmiş olan trakitik-trakiandezitik kayaları ve lahar türü oluşumları kesmektedir. Dolayısıyla bu saha ilişkileri Isparta yöresindeki volkanizmanın ilk önce lamprofirik bir magmanın yerleşimi ile başladığı görüşünü geçersiz kılmaktadır.

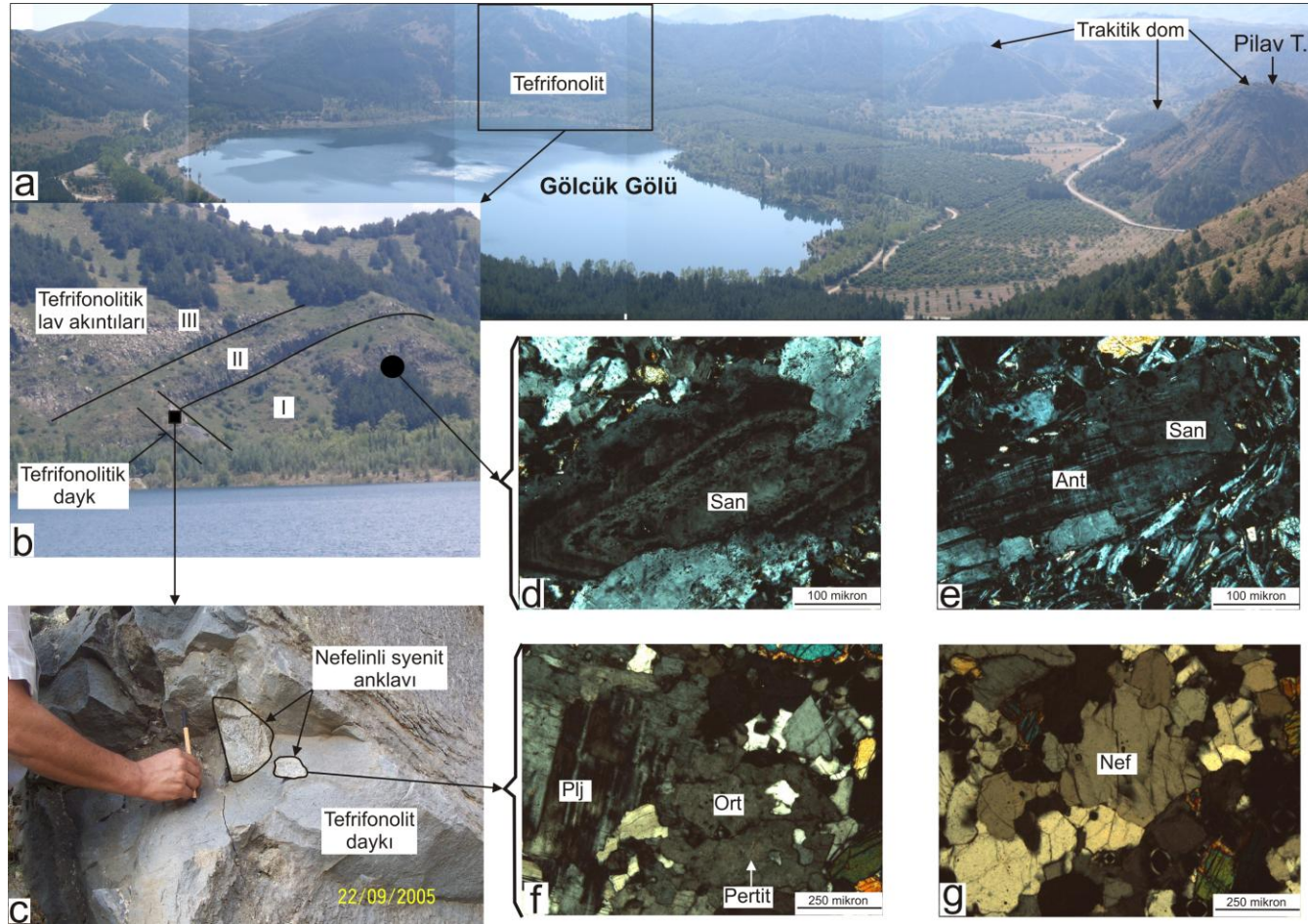
5.1.2 Kaldera içi volkanikler

Tefrifonolitler

Tefrifonolitler Gölcük kalderasının kenar kesimlerinde dairesel şekilli lav çıkışları şeklinde yer almakta ve üst kesimleri genellikle piroklastiklerle örtülüdür. Kalderanın kuzeydoğu kenarında yaklaşık 10 m kalınlığında bir tefrifonolit daykı yine tefrifonolitik lav akıntılarını kesmekte ve nefelinli syenit anklavı içermektedir (Şekil 5.14a-c). Tefrifonolitlerde genellikle mikrolitik ve mikrokristalen feldspatlar ağırlıklı olmak üzere diğer mafik mineraller matriks fazı, sanidin, plajiyoklas, anortoklas, klinopiroksen, biyotit/flogobiyotit gibi kristaller fenokristal fazı meydana getirmektedirler. Sanidinler zonlu yapıya sahip olup genellikle kenar kesimleri korozyona uğramışlardır (Şekil 5.14d). Anortoklas kristalleri kayaç içerisinde ayrı olarak yer alabildiği gibi sanidinlerle birlikte gelişmiş yada sanidinler tarafından mantolanmış oldukları da görülmektedir (Şekil 5.14e). Bazı plajiyoklas kristallerinin kenar kesimlerinde albitik rim gelişmiştir. Klinopiroksenler genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramış, bazılarında kristal içi ergimeler gelişmiş ve zonlu sönmelerde gözlenebilmektedir. Biyotit kristalleri genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramış ve kristal kenar zonları boyunca tanesel opaklaşma gelişmiştir.

Nefelinli syenit anklavı

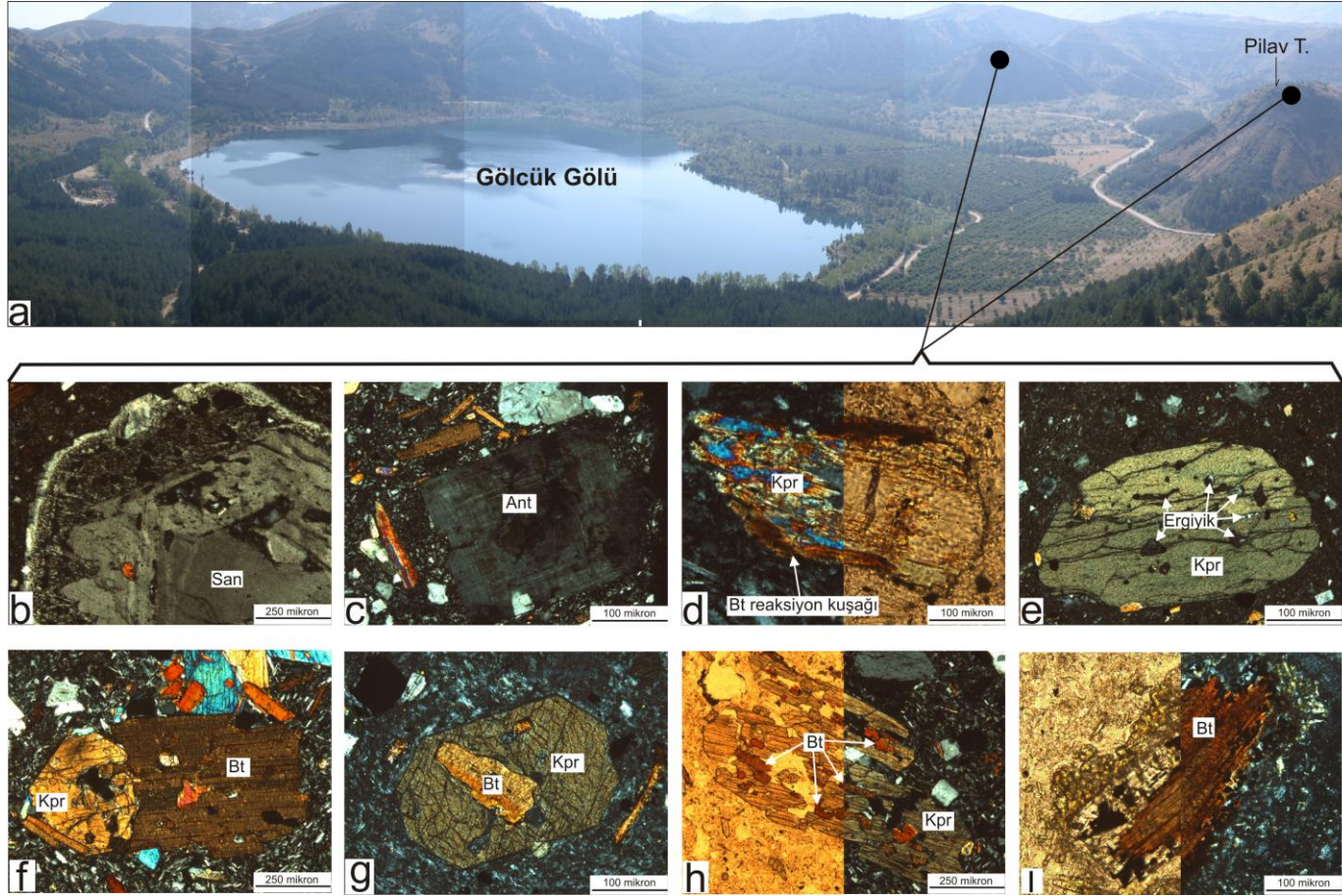
Nefelinli syenit anklavı başlıca ortoklas, mikroklin, plajiyoklas, nefelin, klinopiroksen, biyotit, apatit, opak türü minerallerden oluşmakta ve kayaç holokristalen doku sunmaktadır. Plajiyoklaslar genelde özşekilsiz formlarda ve polisentetik ikizlenme göstermektedir. Ortoklas kristallerinde zayıfta olsa çift yönlü dilinim gözlenebilmekte ve bazı kristaller pertit yapısı sunmaktadır (Şekil 5.14f). Nefelin mineralleri genelde özşekilsiz formlardadır ve yer yer kristal aralarını doldurur şekilde gelişmiştir (Şekil 5.14g). Klinopiroksenler genelde küçük-orta boyutlardadır ve yeşilimsi, sarımsı yeşil pleokroizma göstermektedirler. Biyotitler genelde özşekilsiz formlarda olup kahverengi pleokroizma sunmakta ve bazıları kısmen opaklaşmıştır. Apatitler genelde küçük prizmatik formlardadır.



Şekil 5.14a) Gölcük kalderası, b) kalderanın kuzeydoğu kenarında tefrifonolitik lav akıntılarını kesen aynı bileşimli yaklaşık 10 m kalınlığında dayk, c) bu tefrifonolitik dayk içinde yer alan nefelinli syenit anklavı, d) zonlu yapıya sahip genellikle kenar kesimleri boyunca korozyona uğramış sanidinler, e) sanidinler tarafından mantolanmış anortoklaslar, f) pertit yapısı sunan ortoklas kristali, g) özşekilsiz formlarda gelişmiş nefelin kristalleri.

Trakitler

Trakitik kayalar volkanik patlamanın en son aşaması olan üçüncü püskürme evresinde Gölcük kalderası içerisinde oluşmuş dom şekilli lav çıkışlarıdır (Şekil 5.15a). Bunlar Gölcük Gölü'nün hemen güneyinde yer alan Pilav Tepe ile bunun güneydoğusunda ve kuzeybatısında yer alan farklı yükseklikteki trakitik domlardır. Trakitler genellikle mikrolit, kristalit ve henüz kristallenmemiş volkanik camdan oluşan matriks ile bunun içerisinde yer alan sanidin, plajiyoklas, anortoklas, klinopiroksen, biyotit/flogobiyotit fenokristallerinden oluşmaktadır. Sanidinler genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramış, iç kesimlerinde veya kenar zonları boyunca elek dokusu gelişmiş (Şekil 5.15b), bazı kristaller dalgalı sönme sunmakta ve bazılarında zayıfta olsa zonlu yapı gözlenmektedir. Anortoklas kristalleri yarıözşekilli, özşekilli formlarda olduğu gibi (Şekil 5.15c) plajiyoklas kristallerinin etrafını mantolamış olarak veya sanidin kristalleri ile beraber geliştikleri de görülmektedir. Bu özellikler magma odası içerisinde magma hareketleri ve magmanın fizikokimyasal özelliklerinin değişiminin bir yansıması olarak ortaya çıkmaktadır. Bununla ilişkili olarak Troll ve Schmincke (2002) Kanarya Adaları'ndan Gran Kanarya' da yer alan ignimbiritler üzerinde yaptıkları çalışmalarda feldspatların fraksiyonel kristallenmenin yanısıra sıg magma odalarında gerçekleşen konvektif magma hareketleri, magma mixing ve kabuksal asimilasyon hakkında da önemli bilgiler verdiklerini belirtmişlerdir. Klinopiroksenler genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramışlar ve yer yer kristal kenarlarında biyotitleşmeler gelişmiştir (Şekil 5.15d). Piroksenler hızlı büyümelerinden dolayı ergiyikleri kapanım olarak bulundurabilmektedirler (Şekil 15e). Yine piroksenler biyotit kristalleri içerisinde yarı gömülü veya inklüzyonlar şeklinde bulunurken (Şekil 5.15f), diğer taraftan biyotitleri inklüzyon olarak da içermektedirler (Şekil 5.15g-h). Biyotitler genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramış, kenar zonları boyunca taneseli opaklaşma gelişmiş ve kristallerde bükülmeler gözlenmektedir. Bazı kristallerde kenar zonları boyunca hem taneseli opaklaşma hem de taneseli ya da iğnemsili piroksenlerden oluşan reaksiyon kuşağı gelişmiştir (Şekil 5.15i). Sfen kristalleri yer yer kenarlarından itibaren opaklaşmışlardır. Pilav Tepe'nin hemen kuzeybatı uzantısında yer alan küçük domdan alınan örnekte çok az oranda (~%2-3) ve mikrofenokristaller şeklinde amfibol kristalleri yer almakta,



Şekil 5.15a) Gölcük kalderası içerisinde yer alan trakitik domlar, b) sanidin kristalinin kenar zonu boyunca gelişmiş elek dokusu, c) trakit içerisinde yer alan anortoklas, d) klinopiroksenin kenar kesimi boyunca gelişmiş biyotitleşme, e) piroksenler içerisinde yer alan ergiyik kapanımları, f) biyotit içerisinde yarı gömülü yada inklüzyon şeklinde yer alan piroksenler, g,h) biyotitleri inklüzyon olarak içeren piroksenler, i) biyotit kenar zonu boyunca gelişmiş taneler opaklaşma ve piroksenlerden oluşan reaksiyon kuşağı.

bunlar kenarlarından itibaren korozyona uğramış ve kırmızımsı kahvemsî pleokroizma sunmaktadırlar.

5.2 Jeokimya

Gölcük volkanizmasının petrokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla bölgede bulunan çeşitli volkanik kayalardan hem arazideki yerleşim şekilleri ve diğer kayalarla olan ilişkileri, hem de petrografik özellikleri dikkate alınarak toplam 53 adet kayaç örneği alınmıştır. Bu örneklerle ait major ve iz element içerikleri Tablo 5.2’de sunulmuştur. Tabloda yer alan GP-1, GP-2, GP-3, GP-4, GP-7, GP-8, GP-9, GP-10, GP-11, GP-12, GP-13, GP-14, GP-16, GP-17, GP-33, GP-34, GP-35, GP-36, GP-37, GP-38 nolu örnekler (20 adet) Özgür ve diğ. (2008)’den alınmıştır. Kayaların ateşte kayıp değerleri 0.1-10.7 wt % gibi oldukça geniş bir aralıkta değişmektedir. Bu yüksek ateşte kayıp değerlerinde özellikle kayalarda yer alan amfibol, biyotit, flogopit gibi sulu minerallerden kaynaklanan H₂O ve az da olsa yer yer görülen karbonatlaşmadan kaynaklanan CO₂ gibi uçucu bileşenler rol oynamaktadır. Dolayısıyla volkanik kayaların sınıflaması yapılırken özellikle H₂O ve CO₂’den kaynaklanan ateşte kayıp değerleri toplam değerden çıkarılarak kalan toplamın tekrar 100’e tamamlanmasıyla SiO₂, K₂O ve Na₂O değerleri yeniden hesaplanmış ve bu değerler TAS diyagramında kullanılmıştır. Diyagram üzerindeki alkali-subalkali ayırım çizgisi Kuno (1966)’ya göre belirlenmiştir.

5.2.1 Kaldera dışı volkanikler

Major ve iz elementler

Kaldera dışında yer alan volkanikler TAS diyagramında tamamen alkali alanda yer almaktadır. Bir örnek sıra dışı olarak tefrifonolitik alana düşmekte, diğer örnekler ise bir tanesi riolit alanında olmak üzere trakiandezit ve bazaltik trakiandezit alanlarında dağılım sunmaktadır (Şekil 5.16). Le Bas ve diğ. (1986) toplam alkaliye karşı silika (TAS) sınıflamasında trakibazalt, bazaltik trakiandezit ve trakiandezit alanında yer alan kayaları Na₂O-2.0>=K₂O olması durumunda bunları sırasıyla havait, mügearit, benmorit, Na₂O-2.0<K₂O olması durumunda ise sırasıyla potasik

Tablo 5.2. Gölcük volkaniklerine ait major, minör ve iz element sonuçları

Örnek	GI-2	GI-4	GI-5	GI-8	GI-13	GI-15	GI-16	GI-17	GI-19	GI-28	GI-29
trakit-trakiandezit											
SiO ₂ (wt%)	60.40	56.83	57.89	66.31	59.55	58.17	58.88	56.94	64.21	67.80	66.09
TiO ₂	0.69	0.60	0.42	0.53	0.70	0.52	0.61	0.79	0.48	0.42	0.41
Al ₂ O ₃	16.50	16.39	18.98	16.99	17.45	18.61	19.81	16.03	17.02	15.96	17.09
Fe ₂ O ₃	4.71	4.87	3.86	2.38	4.54	3.89	2.97	4.74	3.36	1.19	1.37
MgO	2.28	2.39	1.01	0.56	1.51	1.51	1.14	3.32	0.90	0.01	0.49
MnO	0.05	0.06	0.07	0.02	0.05	0.09	0.03	0.07	0.06	0.01	0.01
CaO	4.39	4.19	3.16	1.90	3.30	3.69	3.67	5.25	2.60	0.91	1.51
Na ₂ O	4.38	4.34	4.14	4.68	5.05	4.25	4.95	3.49	4.81	4.69	5.24
K ₂ O	5.21	5.21	6.37	5.33	5.09	5.82	5.61	6.51	5.24	5.37	5.04
P ₂ O ₅	0.38	0.49	0.23	0.29	0.44	0.28	0.38	0.56	0.22	0.06	0.19
Cr ₂ O ₃	0.003	0.006	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.011	0.001	0.006	0.005
LOI	0.6	4.2	3.3	0.8	1.7	2.9	1.6	1.8	0.8	3.2	2.2
Toplam	99.59	99.58	99.44	99.79	99.38	99.73	99.66	99.51	99.69	99.62	99.64
La(ppm)	132.5	136.8	211.6	91.5	194.0	127.0	130.8	139.6	130.3	106.2	85.1
Ce	240.7	258.3	374.6	155.8	351.6	219.8	237.4	245.4	226.4	187.9	144.1
Pr	24.54	26.25	36.45	16.03	35.85	21.31	24.08	36.37	21.96	18.26	14.00
Nd	80.5	91.0	111.8	50.7	121.6	67.5	76.2	87.5	68.9	57.0	44.6
Sm	11.8	13.3	13.3	7.6	16.8	9.9	11.5	13.7	10.3	8.1	6.3
Eu	2.71	3.16	3.15	1.74	3.80	2.21	2.87	3.25	2.39	2.03	1.93
Gd	6.10	7.15	5.89	4.13	9.41	5.69	6.83	8.08	5.59	4.09	2.89
Tb	0.98	1.05	0.93	0.66	1.29	0.91	0.97	1.10	0.95	0.71	0.41
Dy	4.50	4.86	4.02	3.59	5.44	4.49	4.51	5.31	4.52	3.64	2.12
Ho	0.86	0.88	0.73	0.64	1.00	0.77	0.77	0.90	0.88	0.63	0.31
Er	2.27	2.12	1.95	1.86	2.48	2.12	2.00	2.30	2.43	1.80	0.90
Tm	0.36	0.33	0.34	0.30	0.41	0.33	0.31	0.33	0.39	0.34	0.17
Yb	1.95	1.76	1.84	1.80	2.42	2.13	1.81	1.97	2.43	2.06	0.90
Lu	0.31	0.30	0.30	0.26	0.36	0.32	0.24	0.32	0.37	0.33	0.13
Ba	1979.3	1927.7	2350.8	1589.6	2593.6	1977.6	1944.0	2621.7	1772.7	1918.0	1179.8
Be	5	4	4	4	5	5	2	3	3	4	4
Co	14.8	12.7	10.1	19.0	14.2	10.6	9.5	22.7	6.9	19.4	31.3
Cs	1.5	2.6	38.7	5.7	1.9	8.4	2.9	5.4	1.7	4.1	6.9
Ga	21.9	21.7	22.4	21.4	22.8	20.8	21.5	20.7	21.0	20.9	21.4
Hf	8.0	9.2	11.0	8.7	9.6	9.6	8.2	15.0	8.7	8.4	6.6
Nb	38.6	40.3	73.3	42.8	49.8	46.9	46.9	52.3	41.9	41.2	43.8
Ni	28	26	5	9	14	5	8	34	5	17	27
Rb	143.9	131.4	163.7	173.9	129.8	175.8	144.0	165.5	134.9	182.6	129.6
Sc	9	9	3	5	9	6	7	9	4	3	4
Pb	53.0	9.2	10.6	6.5	3.2	13.0	10.8	7.5	16.4	22.9	5.3
Sr	2430.7	2341.6	3096.9	1314.5	2970.6	1304.1	1974.6	2312.2	1873.4	2236.7	2241.6
Ta	2.2	2.6	4.4	2.6	2.8	2.8	3.0	2.9	2.9	2.8	3.0
Th	43.5	45.9	71.4	45.1	81.3	51.6	39.9	47.1	46.4	48.6	38.5
U	10.6	12.9	13.5	10.7	21.1	17.2	10.2	14.2	12.5	15.1	14.7
V	87	94	74	54	100	78	98	95	57	26	42
W	37.1	22.1	37.0	193.3	38.9	26.4	14.1	75.4	24.3	60.2	127.1
Zr	324.2	385.4	477.9	357.8	431.8	420.2	350.4	586.9	325.2	318.5	285.4
Y	26.6	25.5	23.6	20.7	30.8	25.7	23.9	27.5	26.5	19.6	9.6
Mg#	49	50	34	32	40	44	44	58	35	2	42

Örnek	Gl-31	Gl-36	Gl-39	Gl-42	Gl-45	Gl-47	Gl-50	Gl-57	Gl-58	Gl-59	Gl-60
trakit-trakiandezit											
SiO ₂ (wt%)	56.79	64.68	61.35	60.95	64.31	63.40	54.38	55.22	54.69	51.70	56.40
TiO ₂	0.53	0.45	0.40	0.30	0.48	0.50	0.71	0.67	0.91	0.75	0.59
Al ₂ O ₃	17.05	17.03	19.23	19.47	16.81	16.12	15.94	15.60	16.08	14.95	16.59
Fe ₂ O ₃	4.42	2.60	2.66	3.17	3.24	3.38	5.19	5.41	5.46	5.75	4.99
MgO	1.47	1.21	0.40	0.16	0.96	1.39	3.90	4.29	1.77	4.11	2.81
MnO	0.10	0.01	0.03	0.04	0.06	0.06	0.10	0.09	0.07	0.09	0.09
CaO	5.36	1.86	2.00	2.01	2.46	2.49	6.86	6.95	3.77	7.79	5.25
Na ₂ O	4.26	4.32	5.10	5.30	5.09	4.81	2.88	3.14	2.62	3.51	3.87
K ₂ O	5.76	5.51	6.03	6.02	5.43	6.34	6.11	5.67	6.86	4.83	5.38
P ₂ O ₅	0.29	0.26	0.22	0.10	0.26	0.30	0.64	0.65	0.68	0.60	0.52
Cr ₂ O ₃	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.005	0.010	0.007	0.016	0.006	0.003
LOI	3.4	1.6	2.1	1.9	0.7	0.8	2.2	1.4	6.6	5.4	2.8
Toplam	99.42	99.54	99.52	99.42	99.81	99.60	98.93	99.11	99.53	99.49	99.30
La(ppm)	197.1	121.5	211.3	165.2	119.4	158.8	252.2	228.0	159.5	146.7	195.5
Ce	345.4	228.3	350.2	279.5	199.6	262.4	417.1	430.5	292.1	277.9	337.8
Pr	33.86	23.79	32.75	25.40	18.95	25.74	43.73	44.92	30.06	29.74	36.85
Nd	111.9	80.5	101.3	76.0	61.8	82.1	141.3	154.4	102.0	102.9	125.1
Sm	13.9	11.3	13.1	8.8	8.5	11.0	19.8	19.5	15.8	15.0	16.7
Eu	3.47	2.79	3.29	2.19	2.05	2.92	4.90	5.04	3.70	3.95	4.27
Gd	6.66	5.67	7.40	4.45	5.04	5.85	9.58	9.00	9.28	7.86	8.09
Tb	1.02	0.72	1.10	0.73	0.77	0.85	1.25	1.24	1.28	1.10	1.14
Dy	4.65	3.54	5.17	3.43	4.00	3.83	5.90	5.04	6.37	5.27	5.36
Ho	0.80	0.58	1.04	0.61	0.66	0.64	0.91	0.78	0.95	0.80	0.80
Er	2.34	1.41	2.81	1.67	2.19	1.92	2.39	1.98	2.65	2.21	2.23
Tm	0.38	0.23	0.47	0.29	0.31	0.29	0.36	0.31	0.39	0.31	0.35
Yb	2.29	1.43	2.82	1.87	2.04	1.94	2.13	2.03	2.22	2.00	2.26
Lu	0.33	0.22	0.40	0.30	0.33	0.30	0.30	0.27	0.33	0.25	0.32
Ba	2770.3	2243.9	2469.5	2864.7	1379.1	2118.8	3517.2	3456.0	2877.0	2530.8	3526.2
Be	5	3	5	4	6	7	6	4	7	3	5
Co	14.4	9.3	10.6	3.3	22.7	10.1	17.5	19.9	16.9	19.2	15.4
Cs	9.9	2.1	12.3	4.9	5.9	6.9	3.3	7.3	10.8	8.6	3.2
Ga	20.9	22.8	25.4	22.0	21.2	22.4	21.2	21.5	21.3	18.7	23.0
Hf	9.6	7.9	13.1	9.7	9.5	11.1	13.2	9.7	19.5	7.8	10.1
Nb	43.3	31.7	79.4	52.9	44.9	47.1	60.8	54.1	69.1	35.4	55.3
Ni	5	31	5	5	5	28	25	23	28	24	10
Rb	147.8	114.4	187.5	149.8	191.0	202.7	142.5	139.2	184.9	127.6	115.8
Sc	5	4	3	1	4	5	10	11	13	13	8
Pb	9.3	3.4	10.9	14.0	34.7	22.2	5.2	5.8	7.8	4.0	3.9
Sr	3049.5	2788.1	2746.4	3142.8	1373.7	2352.2	6120.8	4978.8	1998.2	2633.0	3505.6
Ta	2.5	2.2	4.2	3.5	2.7	2.6	3.6	3.0	3.6	2.0	3.1
Th	57.6	38.3	98.4	63.6	55.2	65.1	54.6	68.4	54.3	33.2	63.2
U	13.2	10.2	28.0	13.1	16.1	17.6	12.7	16.8	14.8	9.1	16.5
V	92	50	63	50	55	63	106	106	126	123	100
W	62.8	26.0	52.5	23.0	181.6	36.2	30.5	21.0	17.5	24.3	31.7
Zr	388.6	302.5	523.9	443.4	353.5	431.4	552.6	414.6	745.6	311.3	456.9
Y	26.4	17.0	34.2	19.8	23.2	22.3	30.8	25.0	31.1	24.9	28.1
Mg#	40	48	23	9	37	45	60	61	39	59	53

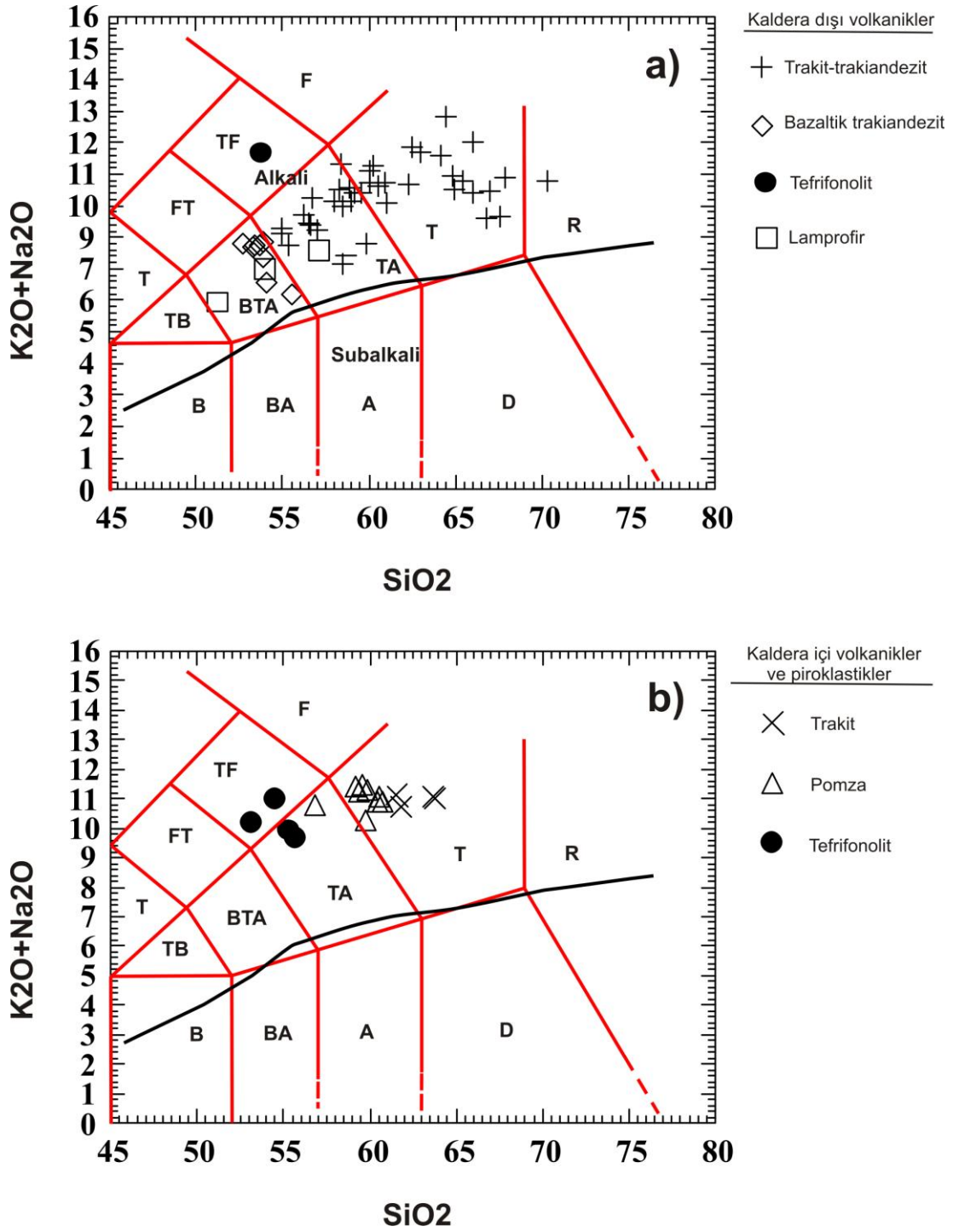
Örnek	Gl-61	Gl-63	Gl-67	Gl-69	Gl-73	Gl-74	Gl-75	Gl-76	Gl-82	Gl-83	Gl-100
trakit-trakiandezit											
SiO ₂ (wt%)	57.11	65.55	57.10	53.19	63.93	64.88	55.71	52.54	57.52	55.93	64.40
TiO ₂	0.59	0.50	0.51	0.62	0.21	0.40	0.65	0.68	0.90	0.47	0.43
Al ₂ O ₃	17.95	15.36	16.75	16.80	19.23	17.25	17.48	17.89	14.86	18.59	17.35
Fe ₂ O ₃	4.80	3.59	4.51	5.45	1.94	2.52	5.37	6.10	5.56	4.31	3.29
MgO	2.70	0.98	2.57	2.11	0.07	0.61	2.83	2.86	4.47	1.18	0.74
MnO	0.09	0.05	0.09	0.11	0.04	0.02	0.10	0.11	0.09	0.11	0.07
CaO	4.96	1.83	5.50	6.72	1.17	0.90	5.90	6.53	6.88	4.31	1.60
Na ₂ O	4.72	4.06	3.75	2.67	6.05	5.95	4.06	2.54	4.12	4.87	5.31
K ₂ O	4.87	4.88	5.71	5.75	6.46	5.59	5.62	5.73	3.41	5.68	4.98
P ₂ O ₅	0.64	0.27	0.31	0.49	0.05	0.23	0.55	0.62	0.55	0.29	0.25
Cr ₂ O ₃	0.003	0.001	0.006	0.001	0.001	0.001	0.003	0.004	0.023	0.001	0.001
LOI	1.0	2.8	2.5	5.4	0.8	1.2	1.1	3.5	1.4	3.0	1.2
Toplam	99.44	99.86	99.31	99.31	99.95	99.55	99.38	99.10	99.79	98.73	99.62
La(ppm)	185.5	108.2	191.3	262.6	198.7	161.7	185.9	259.8	99.0	261.5	166.7
Ce	317.7	183.2	324.5	471.9	315.9	290.7	337.4	475.4	182.9	467.5	288.1
Pr	31.31	17.45	31.49	48.22	25.87	27.16	33.32	45.54	18.32	43.84	28.46
Nd	99.5	56.1	98.4	161.2	70.1	84.2	111.7	150.9	62.8	137.6	92.1
Sm	13.2	8.1	13.1	20.9	8.4	11.1	16.0	20.3	10.4	17.7	13.1
Eu	3.43	1.86	3.41	5.74	1.64	2.51	3.90	5.03	2.39	4.08	2.89
Gd	6.65	5.03	6.56	10.68	4.17	5.36	8.56	10.26	6.74	8.79	6.46
Tb	0.94	0.81	0.94	1.40	0.69	0.90	1.07	1.27	1.07	1.25	0.91
Dy	4.61	4.21	4.71	6.20	3.15	3.82	5.03	5.78	5.37	5.53	4.69
Ho	0.74	0.69	0.72	0.88	0.62	0.78	0.77	0.96	0.99	0.82	0.79
Er	1.95	2.10	2.18	2.54	2.06	2.21	2.20	2.62	2.73	2.40	2.25
Tm	0.30	0.34	0.32	0.39	0.33	0.38	0.33	0.40	0.43	0.37	0.38
Yb	1.85	2.16	2.33	2.34	2.46	2.47	2.25	2.68	2.67	2.36	2.36
Lu	0.31	0.35	0.32	0.36	0.38	0.39	0.34	0.39	0.42	0.36	0.40
Ba	2502.0	1201.2	2634.9	3025.8	591.0	2571.5	2773.5	3567.8	1356.0	4482.2	2032.1
Be	4	6	4	6	6	7	6	13	3	6	7
Co	16.9	8.1	13.3	12.1	5.1	20.7	17.9	20.9	29.6	15.0	9.5
Cs	1.0	2.1	3.1	1.9	5.0	4.0	6.4	13.5	1.6	4.3	6.0
Ga	22.5	20.4	20.1	23.1	28.5	26.7	24.5	22.6	20.3	22.2	24.4
Hf	8.6	9.7	10.0	11.4	15.1	10.1	12.9	11.3	6.7	13.3	8.8
Nb	54.8	42.7	50.2	62.9	93.0	58.4	69.0	64.4	40.2	62.2	50.9
Ni	19	5	15	6	5	7	9	9	52	5	5
Rb	101.0	166.9	134.7	118.7	222.0	152.4	140.9	135.0	97.8	112.5	171.3
Sc	7	4	9	6	1	3	11	9	14	4	3
Pb	9.6	4.3	13.3	19.9	29.7	11.4	12.3	10.4	3.3	18.4	8.0
Sr	3380.2	1061.6	4203.9	3364.7	933.6	2589.4	3629.7	4860.7	1494.2	5086.0	2649.9
Ta	3.4	2.7	3.1	3.5	5.0	3.3	4.1	3.8	2.7	4.0	3.2
Th	45.1	45.9	57.5	62.8	127.9	68.9	62.6	59.5	30.9	66.8	59.6
U	10.5	14.4	15.5	14.2	25.4	17.7	14.6	12.1	8.8	16.4	16.9
V	86	51	89	109	38	62	139	158	124	92	50
W	39.2	49.3	19.7	14.4	24.8	140.6	19.2	20.4	59.8	80.1	49.4
Zr	393.6	342.5	395.7	481.8	631.4	391.1	514.7	462.6	252.5	605.5	329.0
Y	22.9	23.1	24.3	30.7	22.5	25.7	26.3	32.5	30.6	28.7	26.8
Mg#	53	35	53	44	7	33	51	48	62	35	31

Örnek	GI-101	GI-104	GI-105	GI-111	GI-112	GP-3	GP-4	GI-22	GI-48	GI-55	GI-81
	trakit-trakiandezit							bazaltik trakiandezit			
SiO ₂ (wt%)	54.50	59.32	66.25	61.12	57.81	54.31	57.59	50.38	51.29	51.92	50.60
TiO ₂	0.65	0.81	0.41	0.53	0.60	1.12	0.92	0.70	0.82	0.78	0.65
Al ₂ O ₃	17.44	14.09	16.63	17.89	17.23	13.66	15.37	17.33	16.09	16.51	16.15
Fe ₂ O ₃	4.45	5.27	2.39	4.18	4.56	6.23	5.89	6.72	5.59	6.01	5.79
MgO	3.24	4.39	0.92	0.71	2.07	6.54	3.81	3.08	3.57	4.52	3.44
MnO	0.08	0.09	0.04	0.06	0.10	0.10	0.09	0.13	0.11	0.11	0.12
CaO	5.93	6.32	3.30	3.09	2.91	7.00	6.12	7.63	9.12	8.25	9.06
Na ₂ O	3.51	4.00	5.04	4.89	3.70	3.62	4.05	2.28	2.22	2.74	3.24
K ₂ O	4.87	4.25	4.07	5.24	6.13	4.49	3.70	5.50	5.74	4.82	4.56
P ₂ O ₅	0.99	0.50	0.13	0.32	0.41	0.97	0.56	0.67	0.69	0.64	0.61
Cr ₂ O ₃	0.007	0.021	0.001	0.002	0.003	0.044	0.24	0.001	0.002	0.010	0.005
LOI	3.7	0.6	0.4	1.6	4.0	1.4	1.5	4.5	4.0	2.8	5.1
Toplam	99.37	99.67	99.58	99.64	99.53	99.51	99.64	98.92	99.25	99.11	99.32
La(ppm)	171.2	124.9	100.0	141.1	208.2	124.6	129.0	273.4	223.6	196.1	189.3
Ce	297.8	234.3	172.0	255.7	371.4	230.0	210.1	495.9	405.5	354.3	345.2
Pr	27.99	23.55	16.25	24.08	35.64	24.69	25.39	50.54	42.29	36.17	33.89
Nd	94.9	82.8	53.8	77.4	114.3	94.6	97.3	174.6	145.3	118.5	115.0
Sm	12.8	12.9	7.4	10.9	15.6	12.6	13.5	22.7	19.3	16.4	16.4
Eu	3.15	2.99	1.81	2.61	3.82	3.46	3.34	5.70	4.83	4.15	3.98
Gd	6.04	8.93	4.11	5.39	6.75	9.52	10.50	10.54	9.55	8.41	8.50
Tb	0.95	1.14	0.61	0.92	0.97	1.24	1.38	1.30	1.25	1.22	1.16
Dy	4.38	6.17	3.20	3.99	4.64	6.56	6.89	5.38	5.81	5.25	5.38
Ho	0.75	1.10	0.57	0.64	0.77	1.11	1.17	0.82	0.93	0.84	0.87
Er	1.90	3.02	1.71	1.99	2.09	2.87	3.30	2.11	2.50	2.15	2.36
Tm	0.29	0.43	0.27	0.32	0.32	0.43	0.51	0.37	0.36	0.35	0.32
Yb	1.98	2.97	1.68	2.06	2.34	2.98	3.09	2.18	2.24	2.09	2.17
Lu	0.32	0.45	0.26	0.29	0.31	0.43	0.49	0.31	0.33	0.31	0.34
Ba	2723.2	1829.1	2079.4	1917.6	2370.8	2035.9	1652.3	3409.5	2951.0	2835.0	3495.6
Be	4	7	4	6	8	5	3	4	5	4	6
Co	16.7	25.6	12.9	13.7	16.2	32.3	28.1	19.8	17.2	20.8	22.0
Cs	0.9	2.0	1.5	1.7	9.0	2.2	1.7	1.4	3.8	1.7	3.9
Ga	20.2	22.7	22.8	22.6	24.3	18.4	19.5	20.2	19.3	19.1	21.2
Hf	7.9	9.5	6.7	10.2	14.6	12.3	7.3	8.1	10.1	7.8	9.3
Nb	85.1	43.4	31.3	48.1	85.3	71.0	41.3	47.7	47.4	45.3	50.7
Ni	41	37	8	11	5	144.1	34.0	6	12	19	10
Rb	100.8	130.0	111.5	134.2	160.7	205.8	105.2	92.2	149.6	102.7	107.2
Sc	9	14	3	5	7	16	15	10	11	14	13
Pb	0.5	1.3	3.8	14.9	31.2	10.0	6.3	6.4	6.1	3.7	11.3
Sr	3740.8	2203.4	2816.7	2454.7	2654.6	1740.3	1288.5	5410.1	4362.8	5390.0	3530.8
Ta	5.2	2.7	2.1	3.1	5.4	4.0	2.7	3.2	2.7	2.9	3.1
Th	42.1	38.4	31.3	43.3	71.2	27.9	29.0	59.0	48.4	43.6	55.2
U	11.5	10.0	12.0	13.9	19.1	8.5	9.0	11.4	12.7	8.8	13.1
V	89	105	52	74	91	133	125	151	121	130	152
W	13.8	45.8	85.1	75.2	44.1	66.5	49.8	31.2	24.3	28.4	29.7
Zr	387.4	349.5	258.7	428.7	601.5	390.0	240.2	376.6	427.5	336.9	386.1
Y	22.9	34.2	18.3	21.4	26.2	34.1	38.5	28.6	30.4	25.7	28.3
Mg#	59	63	44	25	47	67	56	48	56	60	54

Örnek	GI-96	GI-109	GP-34	GP-35	GI-34	GI-88	GI-97	GI-103	GP-9	GP-10
	bazaltik trakiandezit				syenit	tefrifonolit				
SiO₂(wt%)	51.19	51.12	51.48	50.36	59.46	54.10	51.84	51.94	53.52	53.11
TiO₂	0.97	0.71	0.69	0.68	0.12	0.68	0.87	0.73	0.67	0.67
Al₂O₃	15.98	17.43	17.36	17.04	17.30	17.09	16.68	16.21	16.97	16.98
Fe₂O₃	6.50	6.27	6.36	6.24	1.37	5.56	6.18	6.27	5.64	5.45
MgO	2.87	3.59	3.78	3.67	0.10	3.06	2.40	3.75	3.12	3.15
MnO	0.11	0.12	0.12	0.11	0.05	0.10	0.12	0.11	0.10	0.10
CaO	7.51	8.18	8.12	8.83	4.81	6.62	6.81	8.10	6.49	6.77
Na₂O	1.63	4.56	3.18	3.41	5.31	3.67	4.50	4.58	3.57	4.95
K₂O	4.44	3.30	3.50	4.57	6.63	5.75	6.50	5.39	6.06	5.80
P₂O₅	0.87	0.70	0.62	0.69	0.02	0.63	0.66	0.81	0.67	0.55
Cr₂O₃	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.003	0.001	0.005
LOI	6.5	3.0	3.4	3.2	4.4	2.0	2.2	1.2	2.1	1.3
Toplam	98.57	98.98	98.62	98.80	99.56	99.27	98.76	99.09	98.88	98.83
La(ppm)	317.4	297.6	231.2	240.7	35.5	215.5	330.5	252.6	184.8	177.7
Ce	610.5	55.07	473.1	492.5	65.4	420.6	610.6	495.7	430.0	419.8
Pr	62.36	54.21	47.32	48.51	7.67	43.17	61.47	51.67	40.74	39.71
Nd	215.4	188.7	165.0	169.4	26.8	152.0	203.1	181.7	156.8	149.3
Sm	30.4	23.5	21.3	23.1	4.3	22.3	29.0	26.1	19.2	18.3
Eu	7.69	5.79	5.38	5.42	1.21	5.30	7.43	6.69	5.13	4.94
Gd	15.13	10.08	10.64	11.05	2.72	10.66	14.03	12.72	12.07	10.86
Tb	2.11	1.25	1.33	1.38	0.38	1.44	1.89	1.67	1.41	1.36
Dy	8.07	5.61	5.01	5.03	2.39	6.31	8.08	7.03	6.04	6.03
Ho	1.18	0.93	0.85	0.80	0.49	0.96	1.14	1.10	0.95	0.93
Er	3.04	2.26	2.23	2.24	1.44	2.52	2.97	2.76	2.63	2.49
Tm	0.44	0.36	0.31	0.33	0.25	0.38	0.42	0.44	0.38	0.35
Yb	2.80	2.36	2.04	2.19	1.74	2.43	2.79	2.73	2.37	2.31
Lu	0.44	0.34	0.29	0.27	0.30	0.38	0.37	0.38	0.35	0.35
Ba	5351.6	3586.2	4076.0	3729.8	1247.5	2808.1	4209.2	3180.6	3023.3	2989.7
Be	10	5	7	6	4	5	9	6	7	7
Co	24.7	23.6	20.0	20.3	3.8	19.1	21.3	26.5	17.9	16.9
Cs	7.5	3.4	4.5	3.1	1.5	4.1	4.7	3.9	9.5	4.5
Ga	23.1	22.2	21.9	19.7	22.6	22.7	24.9	21.7	22.0	20.6
Hf	20.4	9.3	10.1	10.9	7.5	10.1	19.9	10.3	11.1	11.0
Nb	90.9	51.8	53.3	52.1	37.9	45.0	94.6	42.6	46.6	45.0
Ni	8	13	3.3		5	9	5	11	4.5	3.8
Rb	28.8	130.9	101.1	65.7	128.1	122.5	96.6	131.7	130.8	126.1
Sc	9	12	12	13	1	11	8	13	12	11
Pb	18.7	1.7	1.9	2.3	15.4	1.7	3.2	2.8	2.2	2.6
Sr	6535.9	5678.5	5813.4	5855.7	3920.8	4618.1	6740.8	5433.1	5329.1	4972.8
Ta	5.0	3.4	3.0	2.8	2.2	2.9	5.2	2.7	2.8	2.7
Th	66.4	66.6	72.3	70.9	45.5	56.1	70.7	56.1	56.7	57.0
U	4.7	14.0	13.3	13.0	12.4	14.3	10.6	13.1	14.3	15.0
V	150	122	138	120	15	143	145	154	148	124
W	13.6	30.7	8.5	9.6	31.6	27.9	50.1	70.3	27.3	22.0
Zr	817.3	415.6	387.5	382	298.9	421.8	857.6	434.6	411.5	395.0
Y	40.5	29.3	25.7	26.9	15.2	32.3	37.0	36.2	31.9	30.3
Mg#	47	53	54	54	13	52	44	54	53	54

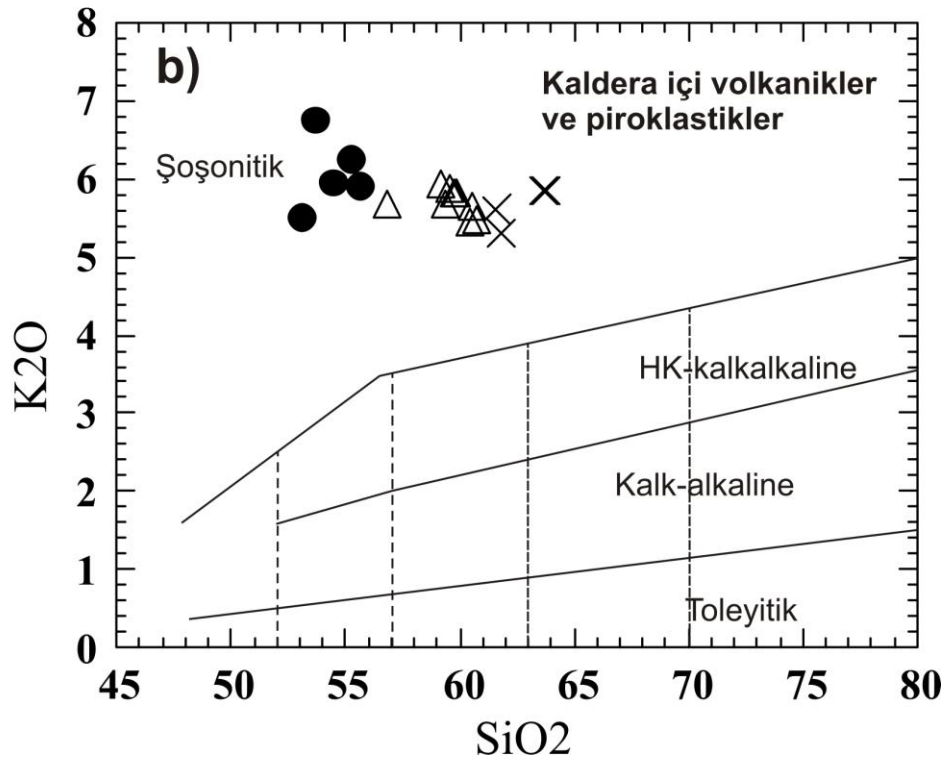
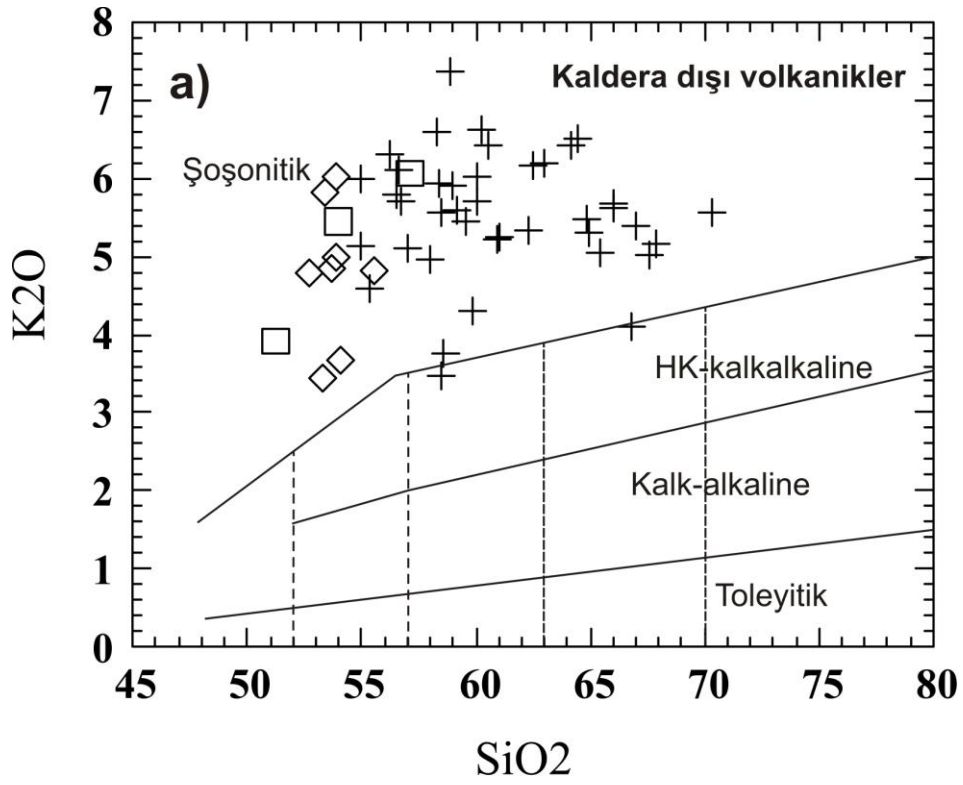
Örnek	GI-93	GP-11	GP-12	GP-13	GI-38	GI-40	GI-70	BC-1	GP-1	GP-2
	kaldera içi trakitler				lamprofir			lamproit		
SiO₂(wt%)	61.06	63.27	63.03	60.53	50.64	50.18	47.81	48.11	48.69	47.46
TiO₂	0.50	0.38	0.37	0.47	1.66	1.41	1.47	1.68	1.71	1.54
Al₂O₃	16.94	16.48	16.40	16.67	19.33	16.34	17.14	10.50	10.50	10.40
Fe₂O₃	3.91	3.07	3.03	3.77	5.45	6.17	7.14	6.83	6.80	6.82
MgO	1.55	1.84	1.72	1.57	1.90	4.33	4.85	11.37	11.49	11.74
MnO	0.09	0.18	0.06	0.09	0.02	0.07	0.09	0.10	0.11	0.11
CaO	3.89	3.03	3.16	3.89	1.41	6.46	7.76	8.34	7.90	8.29
Na₂O	5.34	5.12	5.17	5.41	1.80	1.84	2.25	2.57	2.35	2.65
K₂O	5.25	5.80	5.80	5.48	5.37	5.06	3.64	6.54	7.05	6.19
P₂O₅	0.28	0.18	0.23	0.28	1.09	1.05	1.11	1.75	1.50	1.77
Cr₂O₃	0.003	0.004	0.005	0.0005	0.003	0.005	0.005	0.085	0.082	0.082
LOI	0.6	0.1	0.2	0.9	10.7	6.5	6.0	1.6	1.1	2.2
Toplam	99.41	99.33	99.17	99.06	99.38	99.42	99.28	99.54	99.35	99.31
La(ppm)	165.9	121.5	126.8	152.0	112.6	165.3	174.9	142.8	118.6	116.1
Ce	348.3	265.4	274.9	350.4	214.0	312.9	325.5	281.9	279.6	272.3
Pr	30.95	23.68	24.56	30.69	23.83	32.46	33.62	28.94	26.10	25.33
Nd	102.5	83.3	84.8	109.3	91.9	114.3	113.7	104.5	102.6	101.6
Sm	14.4	9.7	10.2	13.2	16.2	16.2	16.5	14.5	13.1	13.2
Eu	3.39	2.53	2.81	3.14	4.53	4.17	4.48	3.73	3.65	3.59
Gd	7.67	5.29	5.75	7.52	10.57	8.78	9.35	8.33	9.05	8.64
Tb	1.01	0.70	0.75	0.94	1.44	1.18	1.13	1.10	1.17	1.16
Dy	4.46	3.20	3.35	4.20	6.44	5.29	5.50	5.68	5.14	5.49
Ho	0.70	0.51	0.53	0.67	1.15	0.90	0.88	0.85	0.89	0.87
Er	2.00	1.32	1.38	2.03	2.96	1.99	2.21	2.28	2.33	2.33
Tm	0.32	0.22	0.25	0.31	0.40	0.31	0.31	0.32	0.36	0.35
Yb	2.07	1.55	1.65	2.08	2.31	1.65	2.11	1.80	2.20	1.90
Lu	0.34	0.25	0.22	0.32	0.36	0.25	0.26	0.29	0.31	0.28
Ba	2488.6	2153.9	2277.0	2591.8	2887.0	2418.2	2910.9	2316.1	2340.5	2550.3
Be	8	5	6	9	8	1	3	8	8	8
Co	11.4	10.1	9.8	11.4	20.7	20.6	22.6	43.3	43.0	49.0
Cs	2.6	2.3	1.7	2.8	106.0	1.5	0.7	2.3	2.3	3.9
Ga	25.5	22.2	24.1	24.7	21.7	18.9	21.2	17.3	15.0	16.1
Hf	11.3	9.1	9.6	12.5	9.8	8.3	9.9	17.7	22.2	19.8
Nb	47.3	39.5	37.8	47.2	64.7	55.8	61.8	119.7	162.2	131.2
Ni	12	15.1	14.9	3.9	95	54	58	411	316.0	363.0
Rb	158.6	144.3	147.0	154.6	138.2	118.5	42.4	239.2	315.4	608.7
Sc	5	4	3	5	15	13	15	17	17	17
Pb	4.5	19.3	5.6	3.6	6.5	6.0	8.1	14.0	13.9	18.1
Sr	3616.0	3302.4	3470.8	3814.2	2970.7	3143.7	3067.6	2757.4	2244.3	2706.3
Ta	2.6	2.1	2.1	2.5	3.8	3.1	3.5	7.1	8.7	6.7
Th	78.6	61.0	63.1	77.2	35.6	31.2	33.8	24.4	22.8	21.0
U	18.2	17.7	19.7	18.9	4.9	4.7	5.3	6.7	7.8	6.9
V	89	58	61	90	151	138	158	126	140	143
W	21.0	18.0	18.9	22.7	10.8	10.4	6.5	38.8	40.9	107.1
Zr	460.4	319.8	294.5	398.0	419.0	360.2	406.6	732.6	816.4	701.3
Y	24.0	17.0	17.2	23.2	33.9	25.7	26.2	28.1	27.5	26.5
Mg#	44	55	53	45	41	58	58	76	77	77

Örnek	GP-7	GP-8	GP-14	GP-16	GP-17	GP-33	GP-36	GP-37	GP-38
pomza									
SiO ₂ (wt%)	57.18	57.41	56.67	54.01	57.60	58.83	57.72	54.40	58.13
TiO ₂	0.49	0.49	0.50	0.55	0.58	0.50	0.46	0.36	0.44
Al ₂ O ₃	17.08	16.99	17.07	16.59	17.16	16.90	16.90	15.49	17.07
Fe ₂ O ₃	4.36	4.31	4.45	5.11	4.20	4.23	4.36	2.98	4.26
MgO	1.31	1.33	1.45	2.32	2.02	1.44	1.26	0.98	1.23
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.08	0.1	0.10	0.08	0.10
CaO	4.24	4.20	4.30	5.63	4.60	4.11	3.95	7.21	3.77
Na ₂ O	5.36	5.26	5.28	4.83	5.34	5.27	5.24	4.04	5.13
K ₂ O	5.64	5.60	5.68	5.41	5.40	5.48	5.24	5.31	5.31
P ₂ O ₅	0.28	0.30	0.31	0.51	0.36	0.33	0.29	0.17	0.28
Cr ₂ O ₃	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.003	0.001	0.0005	0.0005	0.0005
LOI	2.7	2.9	0.9	3.8	1.4	1.8	3.4	8.3	3.2
Toplam	98.74	98.89	98.71	98.86	98.75	98.99	98.92	99.32	98.92
La(ppm)	180.1	179.9	175.8	204.4	162.6	171.9	197.7	132.5	190.8
Ce	424.3	417.8	408.3	483.3	336.1	360.8	406.1	253.8	383.8
Pr	38.27	38.42	38.48	45.96	30.92	36.87	40.35	25.23	37.54
Nd	138.9	141.7	144.5	174.2	109.3	128.6	134.6	81.7	128.4
Sm	17.2	17.6	17.4	21.8	13.6	18.1	18.6	10.6	17.5
Eu	4.66	4.75	4.84	5.33	3.36	4.46	4.55	2.44	4.25
Gd	10.44	10.30	9.81	12.34	7.53	9.40	9.94	5.45	9.60
Tb	1.30	1.23	1.22	1.51	0.99	1.32	1.22	0.84	1.22
Dy	5.50	5.20	4.86	6.25	4.28	5.16	4.92	3.65	4.90
Ho	0.83	0.81	0.83	0.90	0.69	0.82	0.80	0.65	0.81
Er	2.25	2.24	2.34	2.55	1.84	2.26	2.18	2.04	2.19
Tm	0.36	0.36	0.38	0.40	0.27	0.36	0.34	0.30	0.34
Yb	2.43	2.22	2.36	2.40	2.05	2.39	2.29	1.91	2.21
Lu	0.34	0.39	0.39	0.36	0.30	0.34	0.30	0.31	0.33
Ba	3385.7	3376.3	3395.0	2279.9	2704.7	3361.5	3367.0	1903.9	3442.0
Be	8	11	8	7	6	9	9	11	10
Co	19.4	24.7	16.0	19.5	15.2	11.4	14.5	10.8	12.5
Cs	6.6	6.4	6.3	4.8	3.4	6.9	8.3	6.4	8.2
Ga	23.3	22.6	23.3	22.2	20.8	23.9	25.5	23.1	23.2
Hf	12.2	11.5	10.5	11.5	9.7	12.0	11.4	12.6	11.2
Nb	60.4	63.2	58.6	48.5	44.8	56.5	45.4	56.2	44.8
Ni	1.6	1.7	1.9	3.6	3.4	2.2	1.0	3.8	3.1
Rb	142.9	146.4	143.4	115.8	125.0	157.3	152.4	152.5	148.7
Sc	4	5	5	8	7	5	5	3	5
Pb	8.4	8.6	6.5	20.3	13.6	4.4	6.9	10.0	18.9
Sr	6072.5	6022.2	6052.8	4934.4	3400.3	5192.6	4235.0	2486.9	4032.9
Ta	3.1	3.2	3.0	2.7	2.4	2.9	2.6	2.6	2.1
Th	71.8	72.6	71.5	70.6	61.2	83.3	104.6	87.9	108.4
U	22.8	24.3	22.9	18.3	15.9	25.6	26.4	24.4	26.9
V	116	119	121	121	101	113	114	65	103
W	93.3	130.4	68.6	70.6	51.8	29.9	55.9	52.0	35.0
Zr	403.5	428.2	395.8	419.4	328.8	381.3	370.3	356.8	361.2
Y	27.8	29.0	28.6	31.1	22.9	29.1	27.0	21.9	25.9
Mg#	38	38	39	48	49	40	36	40	37

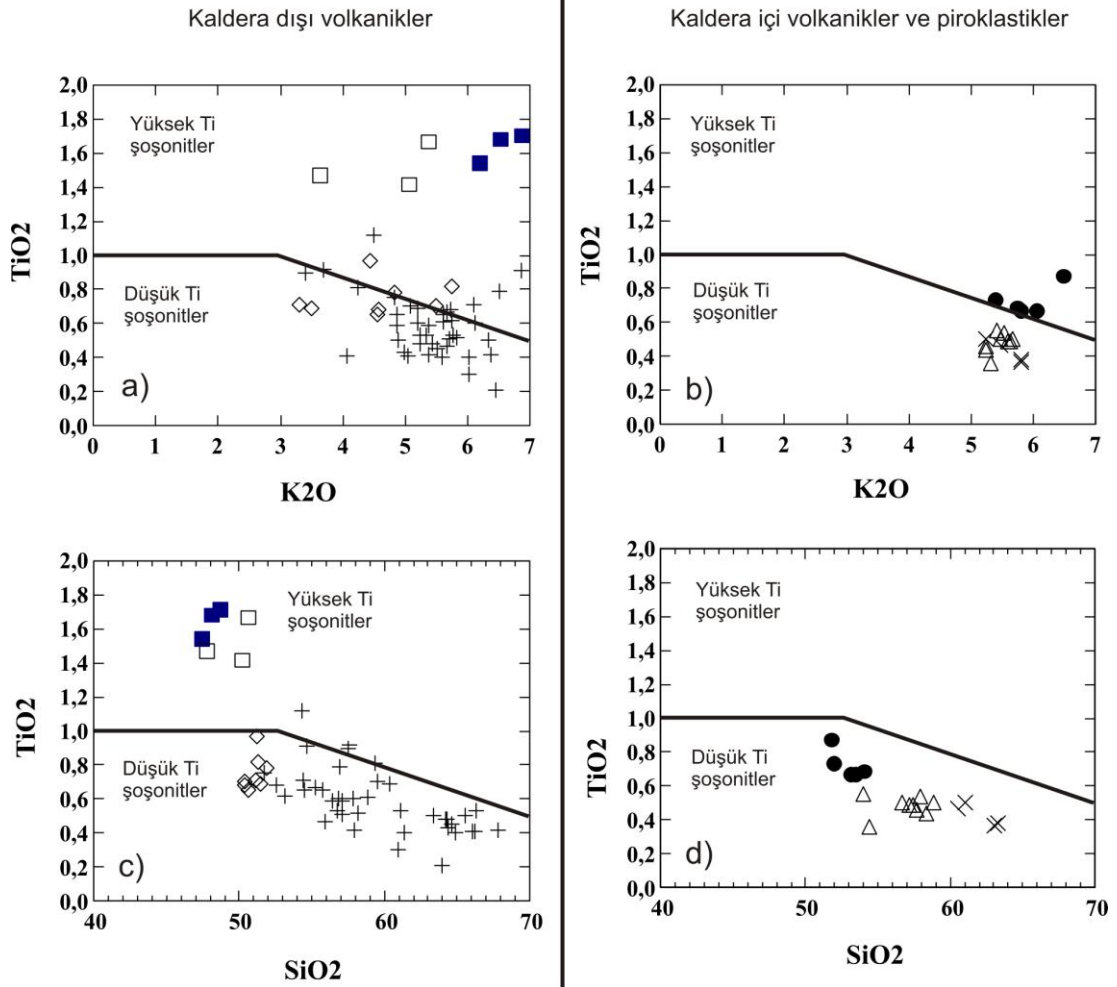


Şekil 5.16. a) Kaldera dışı volkanikler, b) kaldera içi volkanikler ve piroklastikler için TAS-IUGS sınıflama diyagramı (Le Bas ve diğ., 1986). Alkali-subalkali ayırım çizgisi (Kuno, 1966). F: fonolit, TF: tefrifonolit, FT: fonotefrit, TB: trakibazalt, R: riyolit, T: trakit, TA: trakiandezit, BTA: bazaltik trakiandezit, TB: trakibazalt, B: bazalt, BA: bazaltik andezit, A: andezit, D: dasit.

trakibazalt, şoşonit ve latit olarak alt gruplara ayırmışlardır. İnceleme alanında kaldera dışında yer alan trakiandezit ve bazaltik trakiandezitler genel olarak ikinci eşitliği sağlamakta olup şoşonit ve latit sınıfına girmektedirler. Pecerrillo ve Taylor (1976) orojenik volkanik kayalar K_2O ve SiO_2 içeriklerini baz alarak düşük potasyumlu yada toleyitik seriler, kalkalkali seriler, yüksek potasyumlu seriler ve şoşonitik seriler olmak üzere 4 gruba ayırmış ve bu diyagramda Gölcük volkanikleri genellikle şoşonit alanında dağılım sunmaktadırlar (Şekil 5.17). Morrison (1980) şoşonitlerin jeokimyasal açıdan yüksek oranda Al_2O_3 , Fe_2O_3/FeO , toplam alkali, K_2O , iri katyonlu litofil elementler (LILE: P, Rb, Sr, Ba, Pb), hafif nadir toprak elementler (LREE) ve düşük oranda TiO_2 içeriğine sahip olduklarını belirtmiştir. Ancak Kepezhinskas (1995) şoşonitleri $TiO_2-SiO_2-K_2O$ içeriklerine göre düşük titanlı şoşonitler ve yüksek titanlı şoşonitler olmak üzere ikiye ayırmıştır. Gölcük volkanikleri K_2O-TiO_2 ve SiO_2-TiO_2 diyagramlarında lamprofirler dışında genel olarak düşük titanlı şoşonitler alanında dağılım sunmaktadırlar (Şekil 5.18). Aynı diyagramda lamprofirler ile Bucak yöresinden alınan lamproitler yüksek titanlı şoşonitler alanında yer almaktadır. Farklı jeotektonik ortamlarda gelişen magmalarda genellikle K_2O içeriğinin Na_2O içeriğinden düşük yani K_2O/Na_2O oranının <1 olduğu ve dolayısıyla sodik karakterli olduğu bilinmektedir. Ancak özellikle kıtasal levha içi ortamlarda gelişen magmaların K_2O/Na_2O oranlarının 1 civarında veya üzerinde olduğu görülmekte ve bunlar potasik magmatik kayalar olarak tanımlanmaktadır. Foley ve diğ. (1987) hem K_2O içeriği hem de MgO içeriği 3 ün üzerinde olan ve K_2O/Na_2O oranı 2 nin üzerinde olan kayaları ultrapotasik kayalar olarak sınıflandırmışlardır. Nelson (1992) potasik magmatik kayaç dizilerini yitimle ilişkili tektonik ortamlarda gelişen orojenik ve stabil kıtasal levha içlerinde gelişen anorojenik olmak üzere ikiye ayırmıştır. Bu potasik ve ultrapotasik kayalar üst manto içerisindeki uyumsuz element zenginleşmelerini yansıtmaktadır (Harangi ve diğ., 1995). Potasik kayaların kökeni ya manto kaynağının magma oluşumundan önce potasyum (K) açısından zenginleşmesi veya magmanın kıtasal kabuk içerisindeki yükselimi sırasında kıtasal kabuğun neden olduğu kontaminasyona bağlanmaktadır (Faure, 2001, s. 292). Potasik ve sodik kayaların ayrımı ile ilgili K_2O-Na_2O diyagramında kaldera dışı volkanikler çoğunluğu potasik alanda olmak



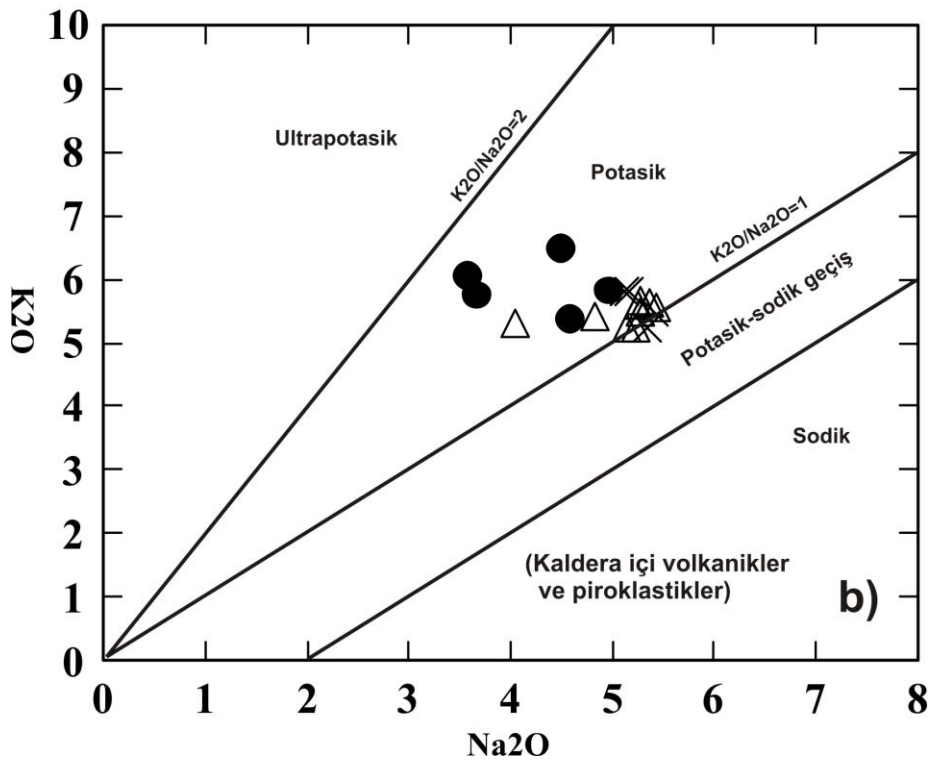
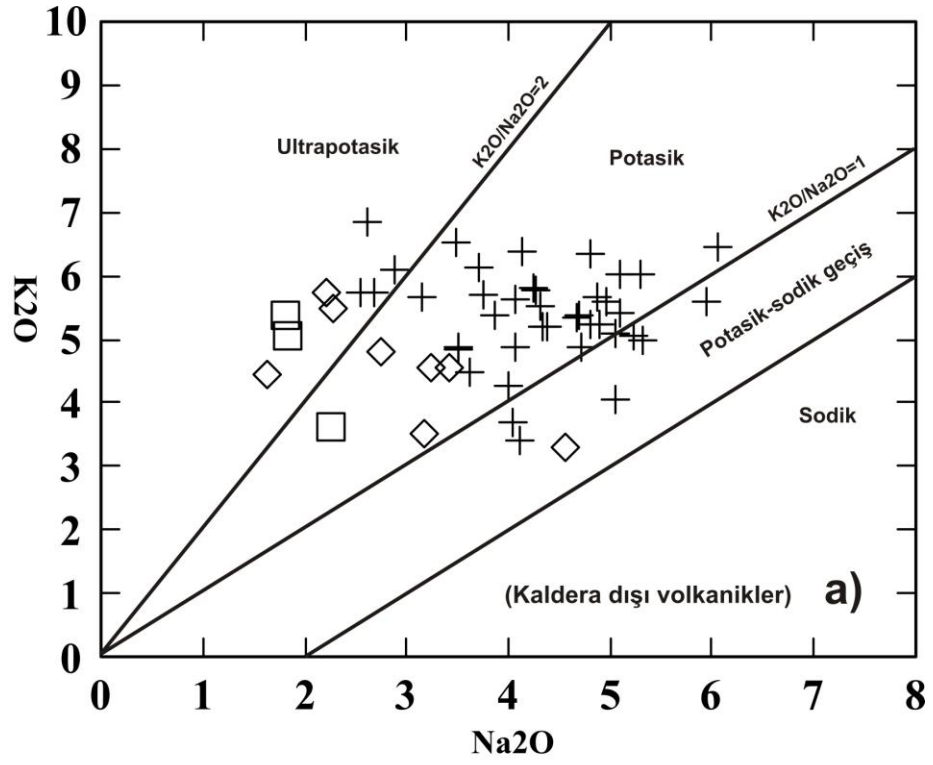
Şekil 5.17. Kaldera dışı volkaniklerin (a), kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerin SiO₂-K₂O diyagramındaki sınıflaması (Pecerillo ve Taylor, 1976). Simge açıklamaları Şekil 5.16 ile aynıdır.



Şekil 5.18. Gölçük volkaniklerinin a,b) K₂O-TiO₂ ve c,d) SiO₂-TiO₂ diyagramlarındaki sınıflaması (Sınıflama Kepezhinskaya, 1995'den alınmıştır).

üzere ultrapotasik alandan potasik ve geçişli sodik alana doğru bir dağılım sergilemektedirler (Şekil 19a). Sr içeriği trakit-trakiandezit türü kayalarda (933.6-6120.8ppm), bazaltik trakiandezitlerde (3530.8-6535.9ppm), lamprofirlerde (2970.7-3143.7ppm) olup bu yüksek Sr içeriği kaynak bölgenin zenginleşmiş bir bölge olduğuna da işaret etmektedir. Volkaniklerde Mg# değerleri 4 örnekte <20 olmak üzere 2 ile 67 arasında değişmekte ve oldukça evolusyona uğradıkları anlaşılmaktadır.

Trakit-trakiandezit grubu kayalarda SiO₂ içeriği 51.70-66.31 wt% arasında değişmektedir. Bu grup içerisinde fenokristalleri mafik ve felsik minerallerden oluşan kayaların SiO₂ içeriği genel olarak 57 wt% üzerindedir. Bunlarda toplam alkali değerleri (K₂O+Na₂O) 7.53-12.51 wt% ve K₂O/Na₂O oranları 0.8-2.25

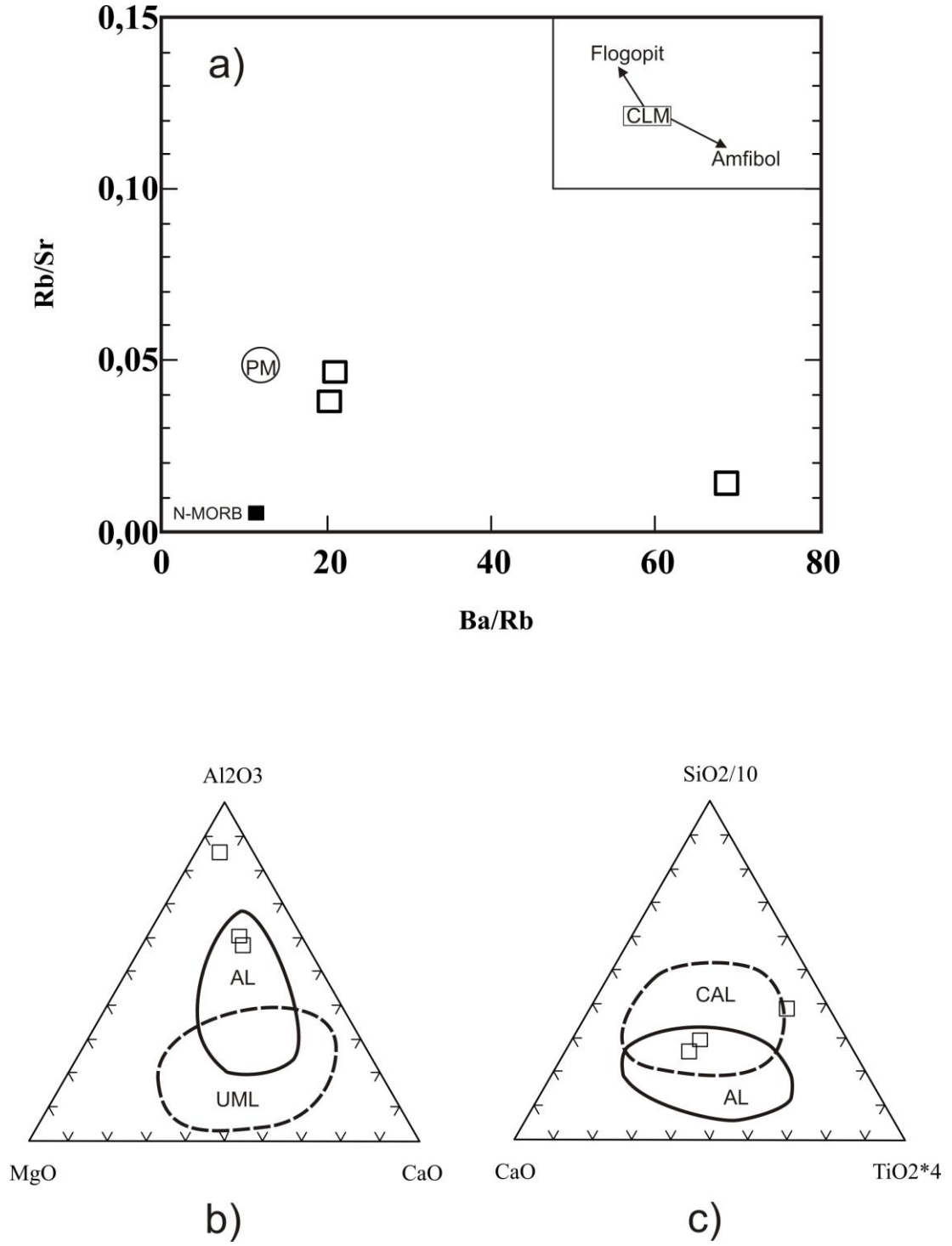


şekil 5.19 a) Kaldera dışı, b) kaldera içi volkaniklerin ve piroklastiklerin Na_2O - K_2O sınıflaması (Turner ve diğ., 1996).

arasında değişmekte olup bu oranlar sadece 5 örnekte 1'in altındadır. Bu grup kayaçların TiO_2 içeriği düşük olup (0.21-1.12 wt%) bir örnek dışında 1 wt% altındadır. Bazaltik trakiandezitler ve fenokristalleri mafik minerallerden yapıları trakiandezitlerde SiO_2 içeriği genel olarak 57 wt% altındadır. Bazaltik trakiandezitlerin K_2O/Na_2O oranları 0.72-2.72 aralığında olup sadece bir örnek 1'in altındadır. Trakiandezit içerisinde yer alan monzosyenit anklavı major oksit içerikleri açısından (SiO_2 :59.46 wt%; TiO_2 :0.12 wt %; Al_2O_3 :17.30 wt%; CaO :4.81 wt%; Na_2O :5.31 wt%; K_2O :6.63 wt%; Fe_2O_3 :1.37 wt%) diğer kaldera dışı ve kaldera içi volkaniklerle benzerlik göstermektedir. Ancak MgO içeriği açısından (0.10 wt%) bu grup kayaçlar içerisinde en düşük değere sahiptirler. Trakit-trakiandezit ve bazaltik trakiandezitlerde Ba sırasıyla 591-4482.2 ppm, 2853-5351.6 ppm, Sr 933.6-6120.8 ppm, 3530.8-6535.9 ppm ve Rb 97.8-222 ppm, 28.8-149.6 ppm aralığında değişmekte ve oldukça yüksek değerler sergilemektedir.

Lamprofirler genellikle dayk şekilli yerleşimler olup gerilme tektoniği içerisinde geliştikleri ifade edilmektedir (Esparança ve Holloway, 1987). Genellikle iri katyonlu litofil (LIL) ve hafif nadir toprak elementler (LREE) açısından zenginleşmiş manto kaynağından düşük dereceli ergimelerle oluşmuş olup kökenleri litosferik evolüsyon sırasında gelişen zenginleşme prosesleri ile yakın ilişkilidir (Rock, 1977, 1987; Müller ve Groves, 1995). İnceleme alanı içerisinde yer alan lamprofirler felsik ve/veya mafik mikrolitlerden oluşan bir matriks ve bu matriks içerisinde yer alan flogopit/flogobiyotit $\pm$ klinopiroksen türü fenokristallerden yapıldır. Dolayısıyla bunlar minet türü lamprofirler olarak tanımlanmıştır. Minet lamprofirler volkanik seri içerisinde en az SiO_2 içeriğine sahiptirler (47.81-50.64 wt%) ve dolayısıyla en bazik karakterdedirler. Ateşte kayıp değerleri 6.0-10.7 wt% arasında yüksek değerler sergilemektedir. TAS diyagramında trakibazalt alanına yakın olmak üzere bazaltik trakiandezit ve trakiandezit alanı içerisinde dağılım sunmaktadırlar (Şekil 5.16a). Bu grup kayaçların TiO_2 (1.41-1.66) ve P_2O_5 (1.05-1.11) içerikleri 1 den büyük olup Gölcük volkanikleri içerisinde en yüksek değere sahiptir ve Bucak (Burdur) yöresinde yer alan lamproitlere de benzerlik göstermektedirler. Trakiandezitik çıkışı kesen lamprofir örneğinde (Gl-38) MgO (1.90 wt%) ve CaO (1.41 wt %) değerleri düşük olup, lahar (Gl-40) ve flişi kesen

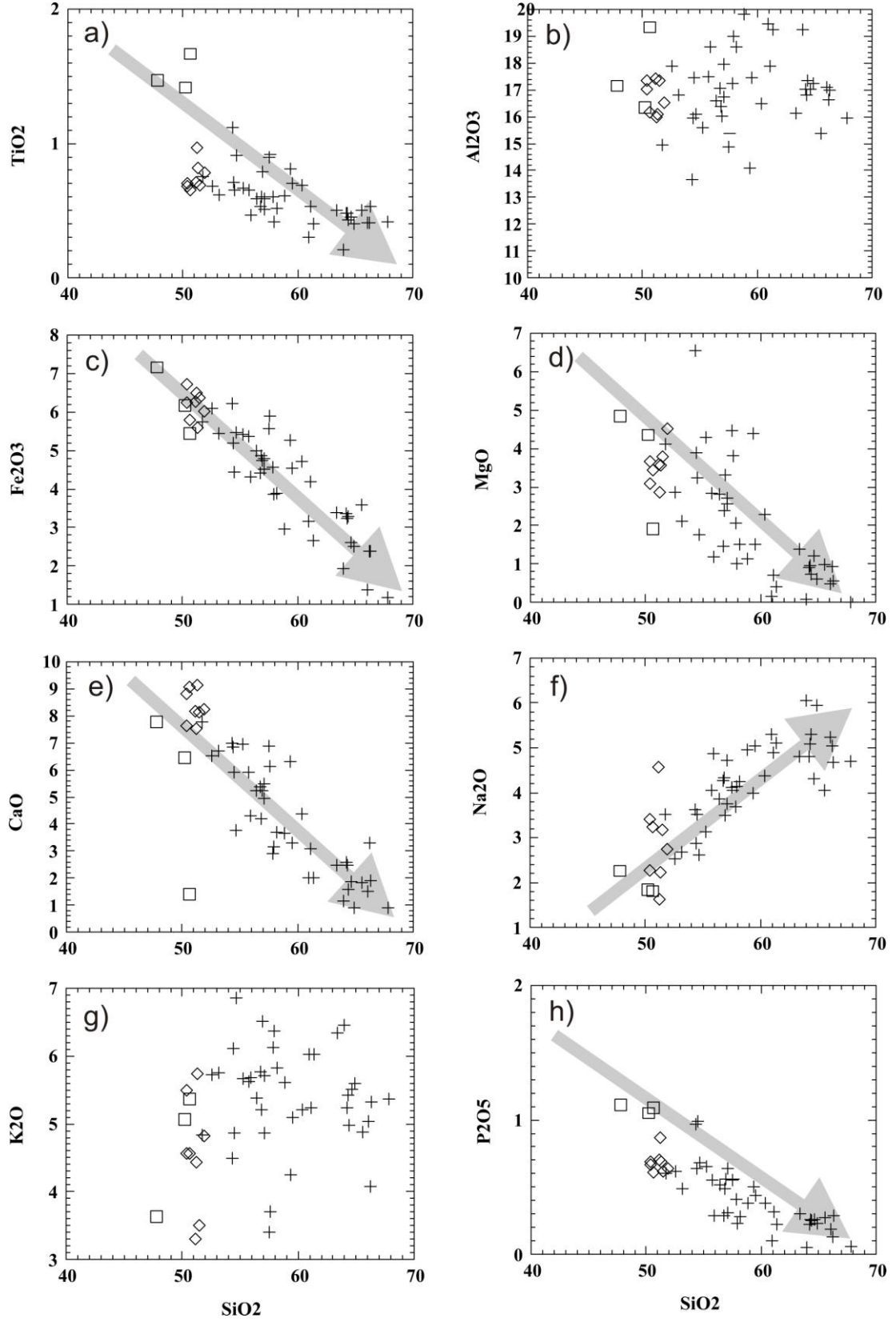
örneklerde (Gl-70) sırasıyla bu oksitler (MgO:4.33-4.85 wt%; CaO:6.46-7.76 wt%) daha yüksektir. Dolayısıyla trakiandezitik çıkışı kesen lamprofir örneğinin (Gl-38) diğer örneklerle göre (Gl-40, Gl-70) daha fazla evolusyona uğradığı anlaşılmaktadır. Bununla ilgili olarak Esperança ve Holloway (1987) deneysel koşullar altında minet magmanın fraksiyonel kristallenmesi sırasında MgO, Mg#, CaO, Al₂O₃ değerlerinin değiştiğini, buna karşın FeO_T, K₂O veya TiO₂ değerlerinin değişmediğini ifade etmiştir. İnceleme alanı içerisindeki lamprofirlerde Ba (2418.2-2910.9 ppm), Sr (2970.7-3143.7 ppm), Rb (42.4-138.2 ppm) değerleri oldukça geniş aralık sunmaktadır. Litosferik mantoda flogopit ve amfibollerin iri katyonlu litofil elementlere (LILE) yataklık ettiği bilinmektedir (Foley ve diğ., 1996; Ionov ve diğ., 1997; Grégoire ve diğ., 2000). Amfibole nazaran flogopit Rb ve Ba için daha fazla ancak Sr için daha az paylaşma katsayısına sahiptir (Guo ve diğ., 2004). Dolayısıyla yüksek Rb/Sr ve düşük Ba/Rb oranları ve aynı zamanda bu oranların kendi aralarında negatif korelasyonu kısmi ergimeye uğrayan kaynak bölgede flogopitlerin amfibollere nazaran daha baskın olduğunu göstermektedir (Guo ve diğ., 2004). Rb/Sr-Ba/Rb diyagramında inceleme alanına ait lamprofirler düşük Ba/Rb yüksek Rb/Sr ve yüksek Ba/Rb düşük Rb/Sr bölgelerinde yer almaktadır (Şekil 5.20a). Buna göre lamprofirlerin türediği kaynak alanda flogopit ve amfibol minerallerinin varlığı anlaşılmaktadır. Lamprofirik kayaçların sınıflaması üzerine henüz tam bir fikir birliği sağlanamamış olmasına rağmen genel olarak alkali lamprofirler, ultramafik lamprofirler ve kalkalkali lamprofirler olmak üzere 3 ana lamprofir tipi tanımlanmıştır. Ancak bazı durumlarda lamprofirlerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin petrojenetik açıdan silisce daha fakir olan lamproit ve kimberlitlerle ilişkili olduğu da ileri sürülmektedir (Esperança ve Holloway, 1987). Bununla ilişkili olarak Rock (1984) ultrapotasik lamproitlerin alt kıtasal kabuk ile kontaminasyonu neticesinde minet türde lamprofirlerin oluşabileceğini ifade etmiştir. İnceleme alanı içerisindeki lamprofirlerden Gl-40 ve Gl-70 nolu örnekler Rock (1987)'nin sınıflamasına göre alkali lamprofir alanı içerisinde yer almaktadır. Ancak trakiandezitik çıkışı kesen örnek (Gl-38) bu her iki sınıflamanın dışında kalmaktadır (Şekil 20b-c). Petrografik açıdan bakıldığında trakiandezitik çıkışı kesen örnekte (Gl-38) fenokristal fazı yalnızca flogopit/flogobiyotit kristalleri oluştururken diğer iki



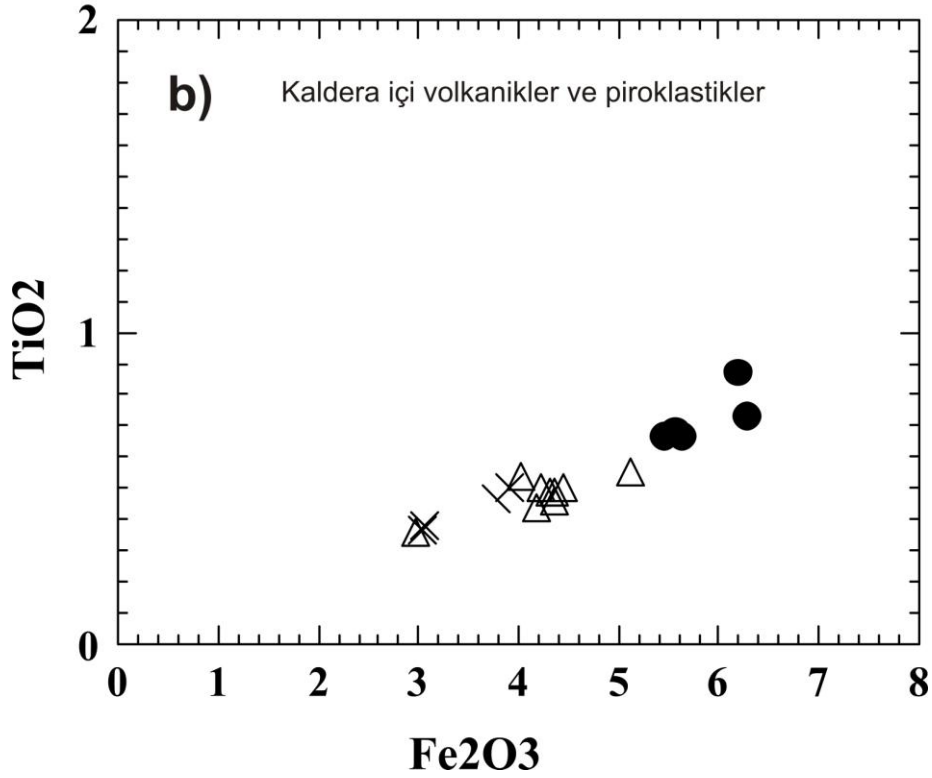
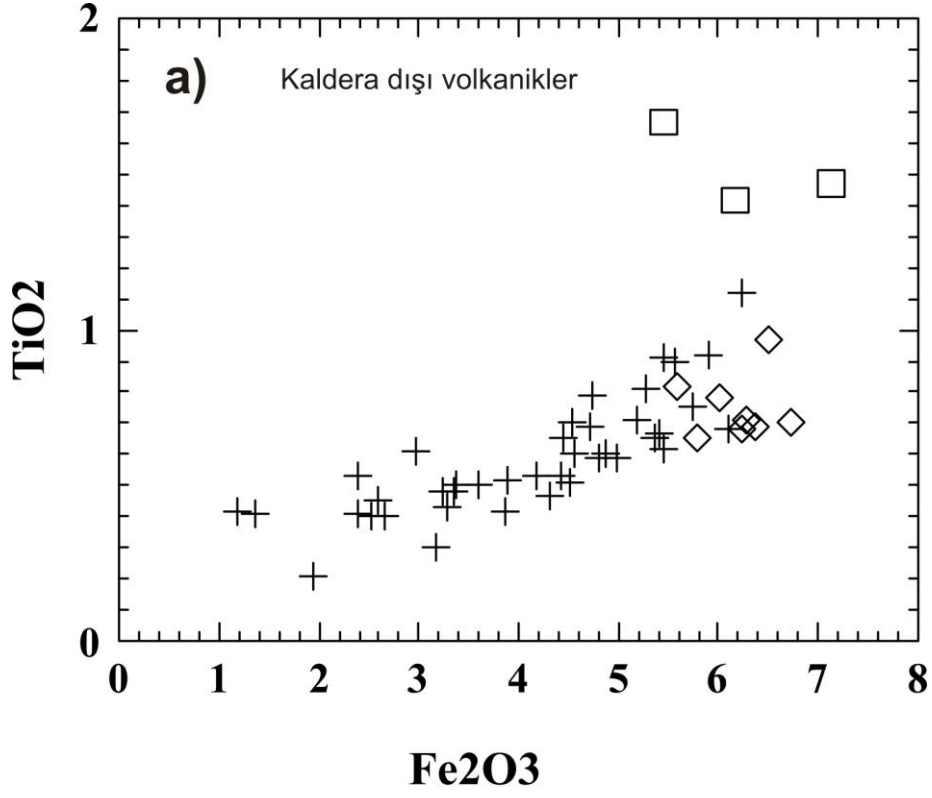
Şekil 5.20. Lamprofirlerin Ba/Rb-Rb/Sr diyagramındaki dağılımları (a), Al_2O_3 - MgO - CaO (b) ve SiO_2 - CaO - TiO_2 (c) diyagramında sınıflaması (Rock, 1987).

örnekte (Gl-40, Gl-70) fenokristal fazı flogopit/flogobiyotit ve klinopiroksenler oluşturmaktadır.

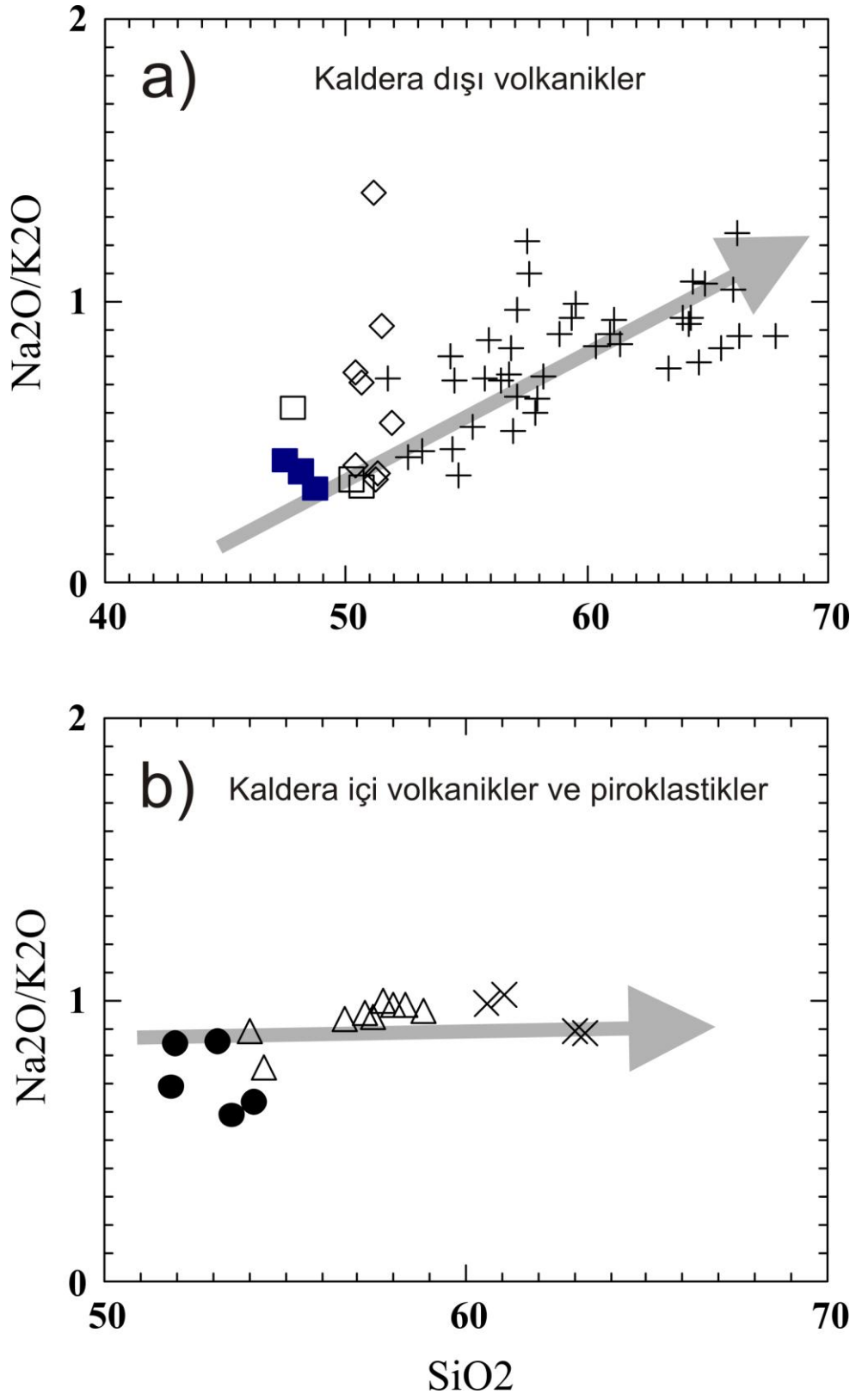
Major oksitlerin silisyuma karşı değişimleri Şekil 5.21 de görülmektedir. Bu değişim diyagramlarında SiO_2 artışına karşın TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , P_2O_5 açısından azalan bir trend görülmektedir (Şekil 5.21a, Şekil c-e ve h). MgO ve CaO 'deki azalış magmanın evolusyonu sırasında major fraksiyonlanma fazı olarak piroksenlerin, Fe_2O_3 ve TiO_2 'deki azalmalar Fe-Ti oksitlerin (magnetit, ilmenit) ve P_2O_5 'deki negatiflik ise apatitin rolünün etkin olduğunu göstermektedir. Bunların yanısıra amfibol fraksiyonlaşması da ana ve iz element değişiminde rol oynamış olabilir. Ayrıca tüm Gölcük volkaniklerinde Fe_2O_3 ve TiO_2 arasında pozitif bir korelasyon bulunması Fe-Ti oksitlerin bu kayaçların bileşiminde etkin rol oynadıklarını desteklemektedir (Şekil 22a-b). Bu da ilksel magmanın türediği kaynak bölgede yüksek oksijen fugasitesi koşullarını yansıtmakta olup yüksek oksidasyon koşullarının çok yeni bir yitimle ilişkili metasomatizmadan kaynaklanabileceği düşünülmektedir. SiO_2 artışına karşın K_2O ve Al_2O_3 düzensiz bir dağılım sunmakta ve fraksiyonlanma ile ilişkili bulunmamaktadır (Şekil 5.21b ve g). Dolayısıyla Gölcük volkaniklerindeki yüksek potasyum içeriğinin kaynak bölgedeki potasyum içeren mineral fazları ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Kaldera dışı volkaniklerde SiO_2 artışına karşılık $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranı da artmaktadır (Şekil 23a). Bu da lamprofirik magmanın kabuksal kontaminasyona uğraması ve fraksiyonel kristallenmesi sırasında SiO_2 artışı ile birlikte $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranının artışı şeklinde yorumlanabilir. Ancak bu durum kabuksal kontaminasyona önemli derecede uğramamış kaldera içi volkaniklerde ve piroklastiklerde görülmemektedir (Şekil 23b). Bunula ilişkili olarak Macdonald ve diğ. (1992) Montana yüksek potasyum provensi içerisindeki Bearpaw dağlarında latitlerin minet türü lamprofirlerle hem potasik olmaları hem de yüksek LILE/HFSE oranına sahip olmaları açısından benzerlik sunduğunu, latitlerin kabuksal malzemeden kirlenmiş minet magmanın fraksiyonel kristallenmesi ile oluşuklarını, bu prosesin de magmanın SiO_2 açısından zenginleşmesine, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranının artmasına ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerinin yükselmesine neden olduğunu belirtmişlerdir. Yüksek miktarlarda ve değişik oranlarda uyumsuz iz element içerikleri muhtemelen kaynak bölgedeki bileşimsel farklılıkları ve farklı derecelerde



Şekil 5.21. Kaldera dışı volkaniklerin SiO_2 'ye karşı major oksit değişim diyagramları.

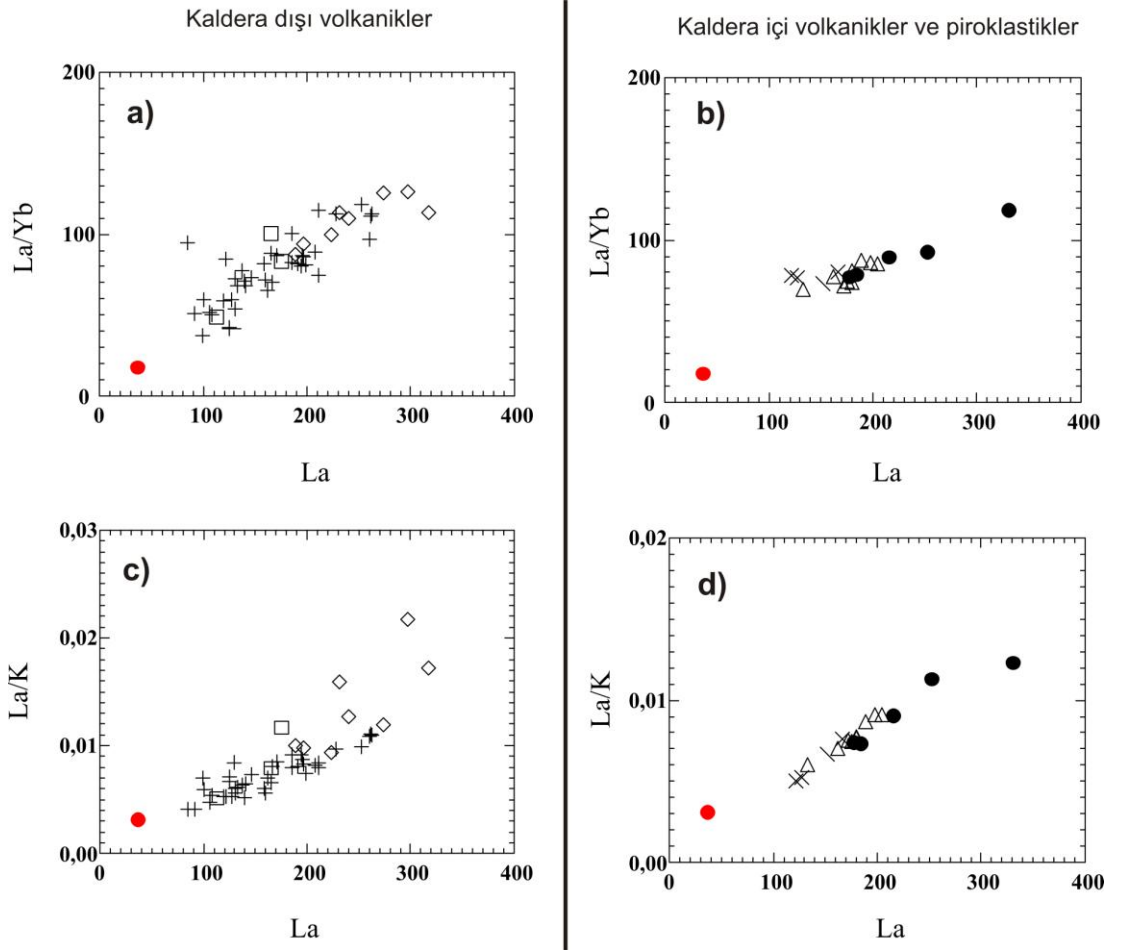


Şekil 5.22. Kaldera dışı (a), kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerin Fe_2O_3 'e karşı TiO_2 değişimleri.



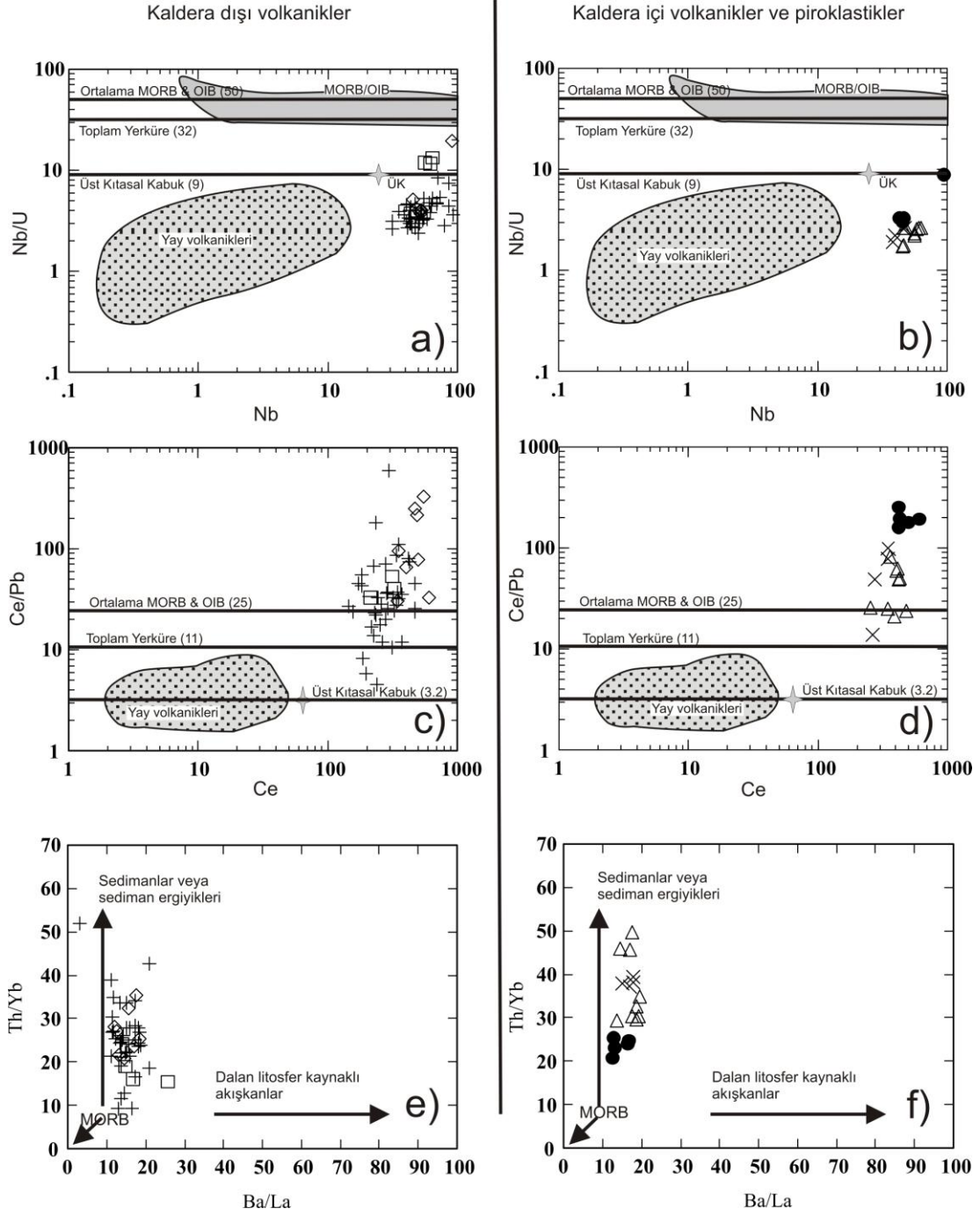
Şekil 5.23. Kaldera dışı (a), kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerin SiO_2 'ye karşı $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranlarının değişimi.

gelişen kısmi ergimeleri yansıtmaktadır. Tüm Gölçük volkaniklerinde genel olarak La değerlerinin La/Yb oranına karşı pozitif bir trend sergilemesi bu kayaları oluşturan magmanın bileşiminde fraksiyonel kristallenmeden ziyade kaynak bölgenin bileşimi ve kısmi ergimenin rol oynadığını ifade etmektedir (Şekil 24a-b). Yine bu volkaniklerde La ve La/K arasında pozitif bir korelasyon bulunması, manto kaynak bölgesinde flogopit ve amfibol gibi potasik fazların bulunduğuna işaret etmektedir (Şekil 24c-d).



Şekil 5.24. Gölçük volkaniklerine ait a,b) La-La/Yb ve c,d) La-La/K değişim diyagramları.

Nb-U, Th-Ta, Ce-Pb gibi element çiftleri benzer tam katı/ergiyik paylaşma katsayısına sahip olmalarından dolayı (Newsom ve diğ., 1986; Hofmann, 1988; Sun ve McDonough, 1989; Brenan ve diğ., 1995) kısmi ergime, kristalizasyon gibi magmatik prosesler sırasında fraksiyonlanmaya uğramamakta ve dolayısıyla ergiyiklerin bileşimi manto kaynağının yaklaşık uyumsuz element oranlarını vermektedir (Zhang ve diğ., 2008). Yine kıtasal kabuktan kaynaklanan kontaminasyonların ortaya konulmasında Nb/U, Ta/U, Ce/Pb oranları kullanılabilir (Ben Othman ve diğ., 1989; Rehkämper ve Hofmann, 1997; Ernst ve Buchan, 2003). Düşük Nb/U oranları volkanik yayların karakteristik bir özelliği olup (Chung ve diğ., 2001) okyanusal ada bazaltları (≈ 50 ; Hofmann ve diğ., 1986), Toplam Yerküre (BE, ≈ 32 , McDonough ve Sun, 1995) ve üst kıtasal kabuk (≈ 9 , Rudnick ve Fountain, 1995) değerlerinden farklıdır. Kaldera dışı volkaniklerden trakit-trakiandezit-bazaltik trakiandezit grubu kayalarda Nb/U oranı (2.6-8.35) bir örnekte dışında üst kıtasal kabuk (≈ 9) değerlerinden daha düşüktür ve metasomatize litosferik mantoyu yansıtmaktadır (Şekil 5.25a). Lamprofirik kayalarda Nb/U oranları daha yüksek olup (11.66-13.2) üst kabuk değerleri üzerine çıkmaktadır. Kaldera dışı volkaniklere benzer olarak kaldera içi volkaniklerde ve piroklastiklerde Nb/U oranı bir örnek dışında düşüktür (Şekil 5.25b). Nb-Nb/U diyagramında Gölcük volkanikleri Nb açısından zenginleşme gösterirken, Primitif mantoya göre normalize edilmiş spider diyagramında negatif Nb anomalisi sunmaktadırlar. Diğer taraftan U-Th serisi izotop çalışmaları (Gill ve Williams, 1990; Elliot ve diğ., 1997) ve mineral-sıvı akışkan ayırılma deneylerinde (Brenan ve diğ., 1995; Kepler, 1996; Ayers, 1998) uranyumun (U) toryuma (Th) göre dalan litosferden itibaren üstteki manto kamasına daha kolay geçtiği ileri sürülmüştür. Dolayısıyla Th/U arasındaki bu ayırılma yaklaşan levha bölgelerinde dehidratasyon olayları sırasında gerçekleşmektedir (Chung ve diğ., 2001). Benzer şekilde Hofmann (1988) manto içerisine dalan bir okyanusal litosferin dehidratasyonu esnasında yeterli oranda Cs, Rb, K, Th, U, Pb ve La gibi elementlerin ada yayı magmatizmasının türediği üstteki manto kamasına doğru göç ettiklerini ifade etmiştir. Bununla birlikte Ba, Pb, Rb, U, Sr gibi elementlerin dalan okyanusal litosferden itibaren sulu akışkanlarla birlikte göç ettiği (Hawkesworth ve diğ., 1997), Th, Nb, Ti, HREE gibi elementlerin ise bu akışkanlar içerisinde çözünmediği (Ayers ve diğ., 1997; Stracke ve Hegner, 1998),



Şekil 5.25. Gölcük volkaniklerinin a,b) Nb-Nb/U, c,d) Ce-Ce/Pb, e,f) Ba/La-Th/Yb diyagramlarındaki dağılımları. Nb-Nb/U ve Ce-Ce/Pb diyagramları Chung ve diğ. (2001)'den alınmıştır.

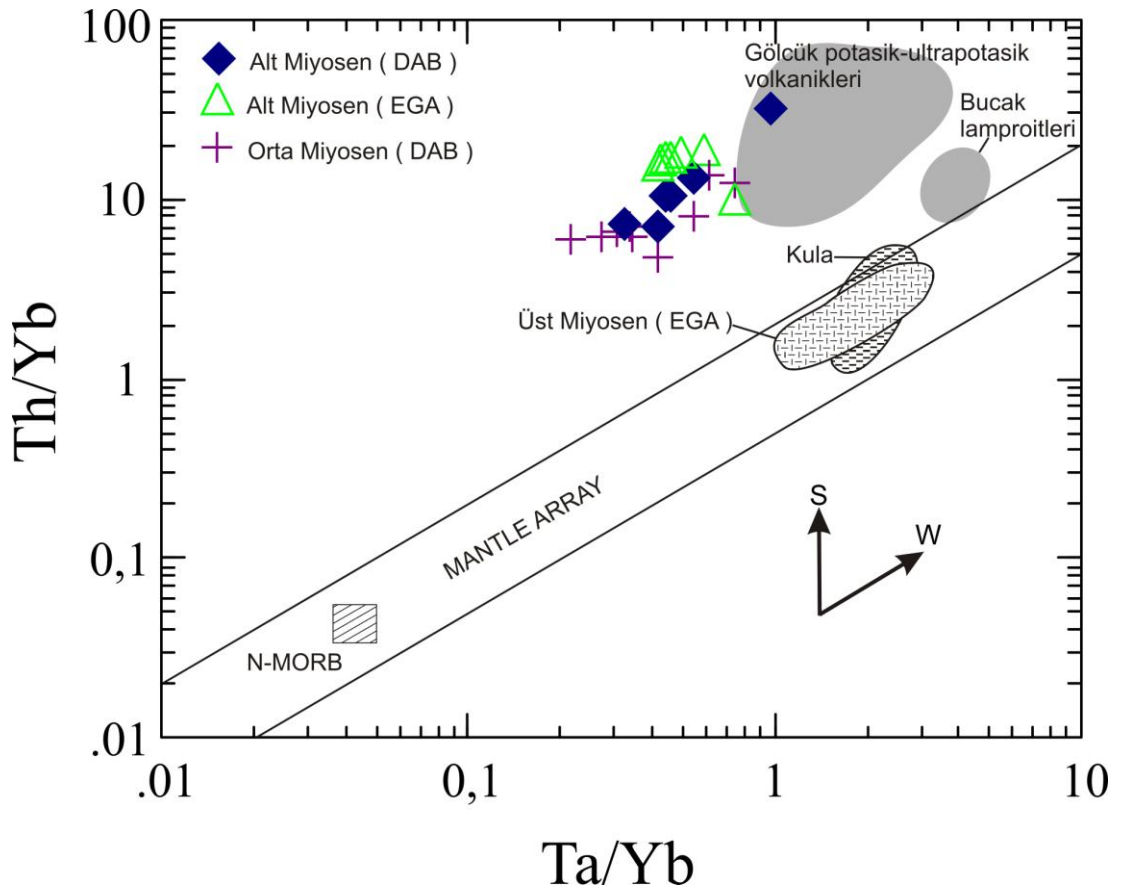
HFSE, Nb, Ta, Ti gibi elementlerin astenosferik kaynaktan itibaren kısmi ergiyiklere geçtiği (Niu ve Hékinian, 1997), Th ve LREE'lerin dalan okyanusal litosferin ergimesiyle oluşan ergiyikler içersinde yer aldığı kabul edilmektedir (La Tourrette ve diğ., 1993; Stern ve Kilian, 1996). Dolayısıyla kaldera dışı volkanikler değişik miktarlarda Pb içeriğine sahip olup Primitif mantoya göre normalize edilmiş spider diyagramında trakit-trakiandezit grubu kayaçlar hem negatif hem de pozitif Pb anomalisi, bazaltik trakiandezitler belirgin ancak lamprofirler düşük derecede negatif Pb anomalisine sahiptirler. Yine kaldera içi volkaniklerden tefrifonolitler ve trakitler negatif ve piroklastikler ise negatiften itibaren pozitif geçiş gösteren Pb anomalisi sunmaktadırlar.

Tüm Gölcük volkanikleri yay volkaniklerinden daha fazla Ce içeriğine sahip olup Ce/Pb oranları 4.25-595.6 arasında değişmektedir. Kaldera dışı volkaniklerde Ce/Pb oranları üst kıtasal kabuktan (3.2) itibaren ortalama MORB/OIB değerleri (25) üzerine çıkan bir dağılım göstermektedir (Şekil 5.25c). Üst kıtasal kabuğa kadar ulaşan Ce/Pb oranlarında özellikle trakit-trakiandezit grubu kayaçlar için kısmen kıtasal kabuktan kaynaklanan kontaminasyon rol oynamış olabilir. Düşük Sr izotop değerlerine sahip kaldera içi volkanikler (0.703612-0.703878) ve piroklastiklerde yine bir kabuksal kontaminasyona yada sediman karışımına uğramamış Toplam Yerküre'den (BE, 11) itibaren ortalama MORB/OIB değerleri (25) üzerine çıkan bir dağılım sergilemektedir (Şekil 5.25d). Manto içerisine dalan bir okyanusal litosferden itibaren dehidratasyon esnasında kurşun (Pb) akışkanlarla üstteki manto kaması içerisine hareket etmekte (Kelley ve diğ., 2005) ve dalmaya devam eden litosfer Ce/Pb oranı açısından giderekten zenginleşmektedir (Brenan ve diğ., 1995). Dolayısıyla Gölcük volkaniklerindeki yüksek Ce içeriğine karşın Ce/Pb oranlarındaki artışı yitim sırasında kurşunun (Pb) önceden manto kaması içerisine hareketiyle dalmaya devam eden yüksek Ce/Pb oranına sahip litosferden kaynaklanan manto metasomatizmasına bağlanabilir. Uranyumun (U) toryuma (Th) göre dalan litosferden itibaren üstteki manto kamasına öncelikli olarak geçtiği yukarıda belirtilmişti. Th/Yb oranının Ba/La oranı karşısında artan trend göstermesi sediman yada sediman ergiyiklerinden kaynaklandığı belirtilmiştir (Zhang ve diğ., 2008). Ba/La-Th/Yb diyagramında hem kaldera dışı volkanikler hem de kaldera içi

volkanikler ve piroklastiklerin yüksek Th/Yb ve düşük Ba/La içeriğine sahip oldukları görülmektedir. Bu da magmanın türediği kaynak bölgede önemli oranda sedimen katkısını göstermektedir (Şekil 5.25e-f).

Ta/Yb-Th/Yb diyagramında Th/Yb oranı yitimle ilişkili gelişmiş yay volkaniklerini yitimle ilişkili olmayan jeotektonik ortamlarda farklı derecelerde zenginleşmeye uğramış kaynaklardan türeyen volkaniklerden ayırt etmede kullanılmaktadır. Bu diyagramda W vektörü yitimle ilişkili olmayan ve fraksiyonel kristallenme yada kısmi ergime ile ilişkili mantoda zenginleşmesi ve tüketilme olaylarını S vektörü ise bir yitim zonu üzerindeki manto zenginleşmesini göstermektedir (Şekil 5.26). Diyagramda Gölcük volkaniklerinin, Batı Anadolu'da Alt-Orta Miyosen Dikili-Ayvalık-Bergama (DAB), Alt Miyosen Ezine-Gülpınar-Ayvacık (EGA), Üst Miyosen (EGA) (Aldanmaz ve diğ., 2000) ve Kula volkanikleriyle (Alıcı ve diğ., 2002) olan karşılaştırması görülmektedir. Aldanmaz ve diğ. (2000) Alt-Orta Miyosen volkanitlerinin eski bir dalmaya bağlı olarak ve çarpışmadan önce zenginleşen manto kaynağından oluştuklarını belirtmişlerdir. Ayrıca Aldanmaz ve diğ. (2000) Üst Miyosen volkanitlerinin, Alıcı ve diğ. (2002) ise Kula volkaniklerinin, astenosferin küçük ölçekli ergiyikleriyle zenginleşen mantonun ergimesiyle oluştuklarını ifade etmişlerdir. Ta/Yb-Th/Yb diyagramında Gölcük volkanitleri yüksek Th/Yb değerleriyle manto dizisi bazaltlarının üstünde dağılım göstermekte ve Alt-Orta Miyosen volkanitlerinden biraz yüksek olmakla birlikte örtüşmektedirler (Şekil 5.26). Ancak Bucak (Burdur) yöresinden alınan lamproit örnekleri diğerlerine göre manto aralığına daha yakın dağılım göstermekte ve bunlardan ayrılmaktadır. Akdeniz kuşağı içerisinde birbirine çok yakın alanlarda orojenik ve orojenik olmayan (anorojenik) volkaniklere rastlanmakta olup bunların farklı manto kaynaklarından türedikleri ifade edilmektedir (Lustrino ve diğ., 2007, Bianchini ve diğ., 2008). Asimilasyon-fraksiyonel kristalleşme (AFC) ile oluşan magma bileşimlerini, yitimle ilişkili manto metasomatizmasına bağlı olarak oluşanlardan ayırmak zordur. Volkaniklerin manto dizisinin üstünde ve Alt-Orta Miyosen volkanitleriyle aynı trend göstermesi, bunların yitime bağlı zenginleşmeyle ve/veya asimilasyon-fraksiyonel kristalleşmeyle oluştukları söylenebilir. Kayaçların yüksek Ta/Yb değerleri, manto aralığında bulunan Üst Miyosen (EGA) ve Kula volkanitleriyle

benzer değerlerdedir. Üst Miyosen ve Kula volkanitleriyle benzer Ta/Yb değerleri bunların kökeninde astenosferdeki küçük miktartlı ergiyiklerin de etkili olduğunu vurgulamaktadır. Gölcük volkanitlerinin yüksek Th/Yb ve Ta/Yb oranları bunların astenosferde küçük miktardaki ergiyiklerle birlikte yitim veya asimilasyon-fraksiyonel kristalleşmeyle zenginleşen ergiyikler veya her ikisinin önemli etkileriyle meydana gelmiş olabileceklerini yansıtmaktadır.



Şekil 5.26. Gölcük volkaniklerinin Ta/Yb-Th/Yb diyagramındaki (Pearce, 1983) dağılımları. Alt-Orta Miyosen (DAB), Alt Miyosen (EGA), Üst Miyosen (EGA) (Aldanmaz ve diğ., 2000), Kula (Alicı ve diğ., 2002)'den alınmıştır.

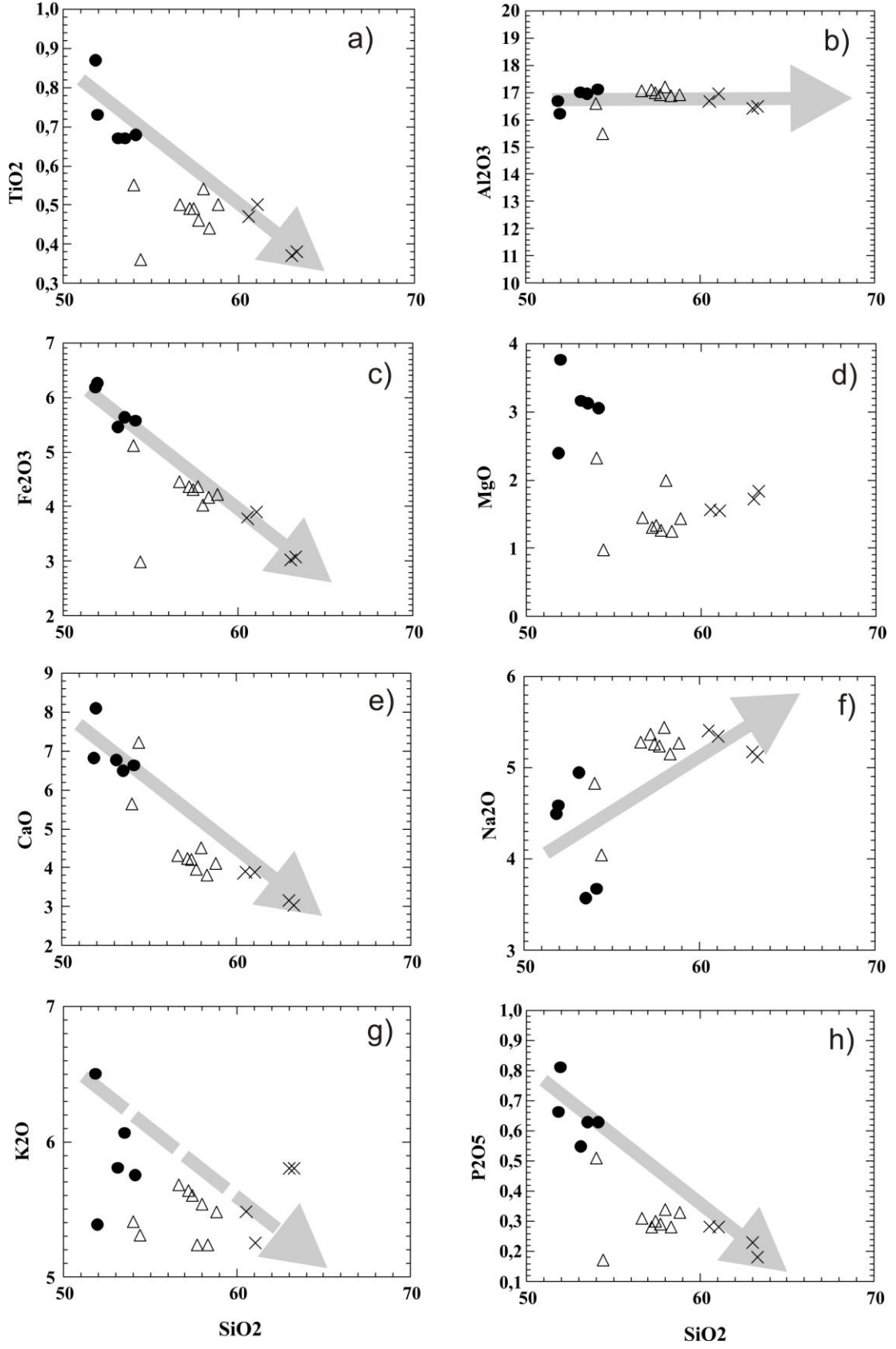
5.2.2 Kaldera içi volkanikler ve piroklastikler

Major ve iz elementler

Kaldera içi volkanikler kesikli de olsa kaldera kenarlarında dairesel şekilde mostra veren masif yapı, dom şekilli lav akıntıları ve bu lav akıntılarını kesen dayk konumlu tefrifonolitler ile kaldera içindeki trakitik domlardan oluşmaktadır. Kaldera içi volkanikler ve piroklastikler TAS diyagramında tamamen alkali alanda yer almakta olup silika açısından doymun olmayan tefrifonolit alanından silikaya doymun trakiandezit ve trakit alanına doğru bir dağılım sunmaktadır (Şekil 5.16b). Yine bu kayaçlarda K_2O/Na_2O oranına göre genel olarak potasik karakter sergilemektedirler (Şekil 5.19b). Tefrifonolitlerde SiO_2 içerikleri 51.84-54.10 wt% arasında olup TiO_2 içerikleri düşüktür (0.67-0.87 wt%). MgO değerleri 2.40-3.75 wt%, K_2O içerikleri 5.39-6.50 wt% arasındadır. Tefrifonolitlere göre kaldera içi trakitlerde SiO_2 (60.53-63.27 wt%) değerleri yüksek olup TiO_2 (0.37-0.50 wt%) ve MgO (1.55-1.84 wt%) içerikleri daha düşüktür. K_2O değerleri 5.25-5.80 wt% arasındadır. Petrografik açıdan tefrifonolitlerde amfibol kristalleri yer almaz iken kaldera içi trakitlerde nadir olarak rastlanmaktadır. Volkanik patlama ürünü pomzalarda SiO_2 içerikleri 54.01-58.83 wt% arasında değişmekte ve bu değerler tefrifonolitler ile kaldera içi trakitlerin sahip olduğu değerler arasında yer almaktadır. Buradan da silis artışına bağlı olarak silikaya doymun olmayan tefrifonolitlerden itibaren silikaya doymun pomza ve trakite doğru giden bir fraksiyonlanmanın ortaya çıktığı anlaşılmaktadır. Silikaca fakir magmadan silikaya doymun magma serilerine doğru olan gidişin ya magmanın fraksiyonel kristallenmesi sırasında amfibollerin erken ayrılmaları yada kabuksal kontaminasyon ile gerçekleşebileceği ileri sürülmektedir (Sørensen ve diğ., 1999). Kaldera dışı volkaniklerde yoğun amfibol kristalleri yer almasına rağmen kaldera içi volkaniklerde amfibol kristallerinin hiç görülmemesi veya nadiren görülmesi ve kaldera içi volkaniklere ait Sr izotop verilerinin kabuksal kontaminasyonu yansıtmaması, silikaya doymun olmayan tefrifonolitlerden silikaya doymun trakite doğru gidişin amfibollerin magmadan erken ayrılmaları ile gelişmiş olabileceği tezini güçlendirmektedir.

Kaldera içi volkanikler ve pomzalarda major element içeriklerinin SiO_2 'ye karşı değişimleri Şekil 5.27' de görülmektedir. Bu diyagramlarda SiO_2 'ye karşı TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 belirgin bir negatif korelasyon gösterirken (Şekil 5.27a,c,e,h), Na_2O pozitif korelasyon göstermektedir (Şekil 5.27f). SiO_2 'ye karşı Al_2O_3 yatay bir dağılım sunmakta (Şekil 5.27b) ve kaldera dışı volkaniklerden farklılık taşımaktadır (Şekil 5.21b). SiO_2 'ye karşı negatif TiO_2 , Fe_2O_3 korelasyonu Fe-Ti oksitlerin fraksiyonlanması, negatif P_2O_5 korelasyonu ise apatit fraksiyonlanması ile açıklanabilir. Yine kaldera dışı volkaniklere benzer şekilde Fe_2O_3 - TiO_2 arasında pozitif bir korelasyon bulunmamaktadır (Şekil 5.22b). Bu volkanikler içerisindeki klinopiroksenler diyopsit olup, CaO açısından negatif korelasyon klinopiroksenlerin fraksiyonlanmasına bağlanabilir. Ancak K_2O açısından her ne kadar negatif korelasyon gibi gözükse de belirgin bir korelasyondan bahsetmek mümkün gözükmemektedir.

Nemec ve diğ. (1998) Eğridir gölü civarındaki tefralar içerisinde yer alan volkanik cam kıymıkları üzerinde yaptıkları elektron mikroprob çalışmalarında trakitik ve bazanitik bileşimler saptamışlardır. Yazarlar muhtemelen birincil bazanitik ergiyiklerin volkanik patlama sırasında çok daha derinlerden gelmiş olabileceklerini belirtmişlerdir. Yazarlar tarafından ileri sürülen ilksel bazanitik magma bileşimi dikkate alınırsa Gölcük volkanizmasının patlama safhasına ait volkaniklerden tefrifonolit ve trakitlerin bazanitik/tefritik bir magmadan türemiş olabileceği muhtemeldir. Bununla ilişkili olarak bazanit-fonolit-trakit şeklinde benzer volkanik diziler batı Sudan'da yer alan Darfur Domu (Faure, 2001, s.294) ve Fransa'nın Mont-Dore masifi (Sørensen ve diğ., 1999) gibi dünyanın farklı bölgelerinde gerilme tektoniği içerisinde gelişmiş volkaniklerde olağandır. Ancak inceleme alanı içerisindeki kaldera dışı volkaniklerde tam tersine genel olarak trakitten itibaren trakiandezit ve bazaltik trakiandezite doğru bir volkanik seri ile karakterize edilen ve asidikten baziğe doğru giden bir magmatik evolüsyon görülmektedir. Sahada kesen kesilen ilişkisine dayalı olarak ortaya konulan bu durum bölgedeki volkanik patlama öncesi gelişen eski (Pliyosen) volkanizmasının tektonik kontrollü bir volkanizma olduğunu ve gerilme tektoniği içerisinde geliştiğini göstermektedir. Kaldera dışı volkaniklerde en bazik kayacın lamprofirler ve kaldera içi volkaniklerde en bazik

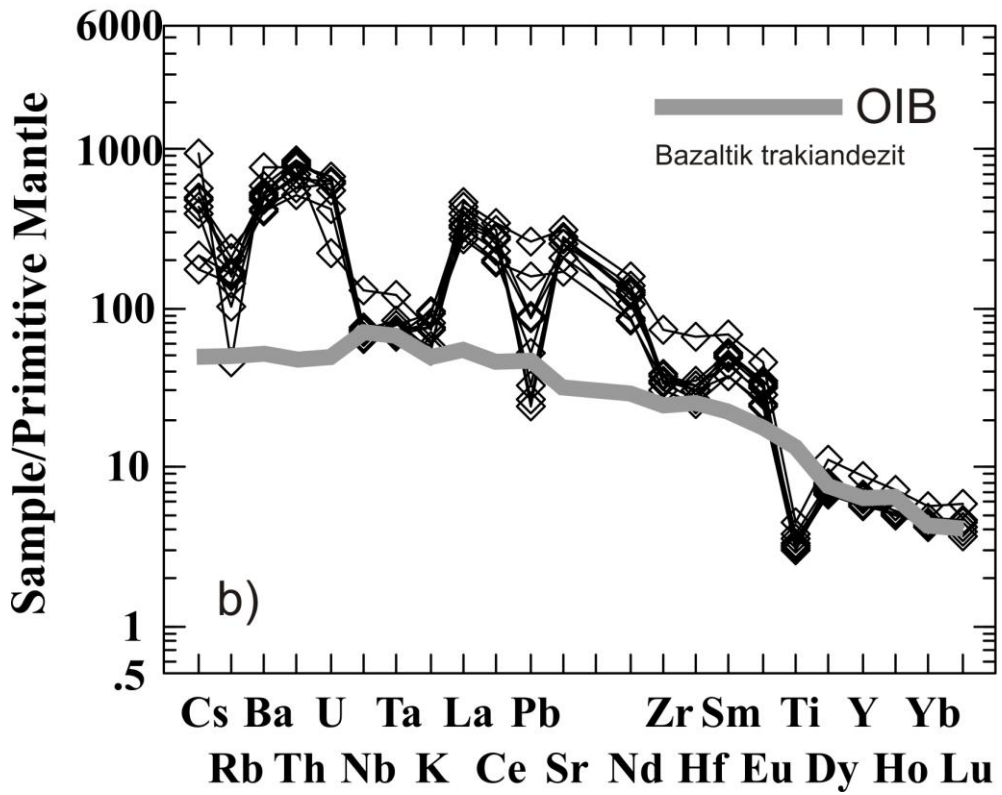
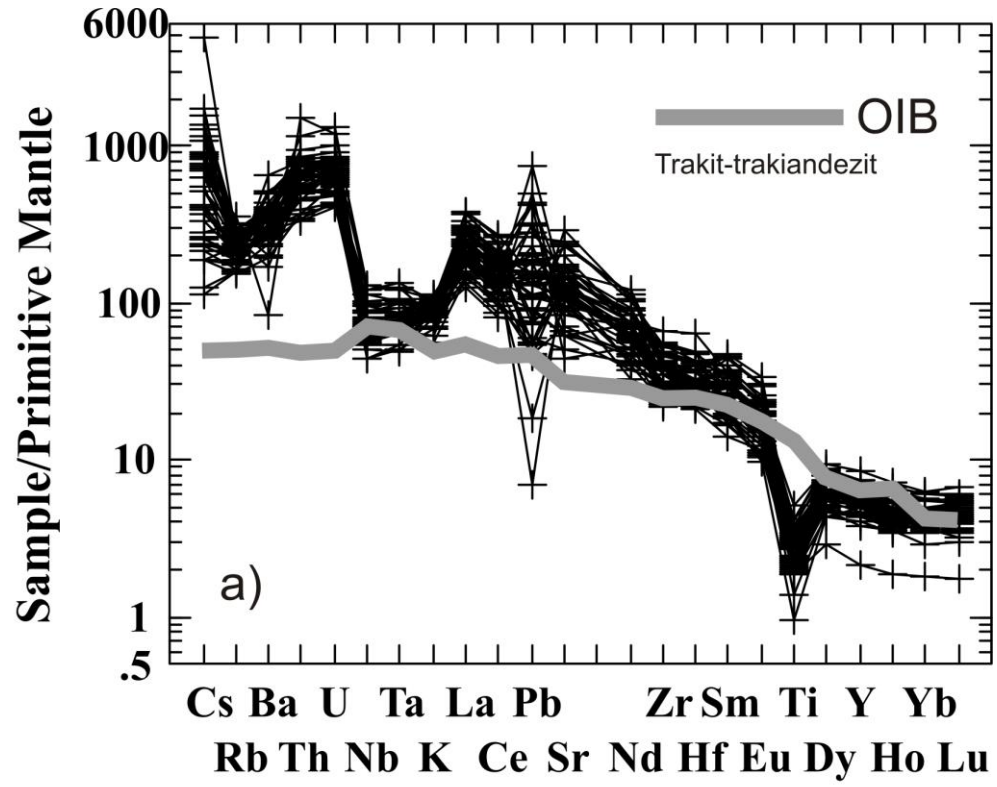


Şekil 5.27. Kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerin SiO_2 'ye karşı major oksit değişim diyagramları.

bileşimin bazanitik olduğu düşünüldüğünde bu defa lamprofir-bazanit arasındaki ilişki ortaya çıkmaktadır. Kaldera dışı volkanikler ile bazanitik/tefritik magma türevi olabileceği düşünülen kaldera içi tefrifonolit ve trakitlerin Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element (REE) diyagramlarındaki gösterdikleri uyumluluk, bazanitik ve lamprofirik magmaların kökensel olarak birbirleri ile yakın ilişkili olabileceklerini göstermektedir. Ayrıca bazanit-lamprofir kayaç dizisi örneklerine dünyada da rastlanmaktadır (örn. Portekiz güneyinde yer alan Algarve Littoral yöresindeki Kretase alkali magmatizması; Martins, 1999).

Spider diyagramları

Primitif mantoya göre normalize edilmiş spider diyagramlarında kaldera dışı volkaniklerden trakit-trakiandezit, bazaltik trakiandezit grubu kayaçlar Cs, Rb, Ba, U, Th, Sr, K gibi bazı iri katyonlu litofil elementler (LILE), HFSE (örn. Nb, Ta, Zr, Hf), hafif nadir toprak elementler (LREE) açısından zenginleşme göstermektedirler (Şekil 5.28a-b). Bu diyagramlarda volkanikler kendi içerisinde negatif Rb, Nb, Ta, Ti, K anomalisi göstermekte ve Nb-Ta-K oranları okyanusal ada bazaltlarına (OIB) yakın değerlerdedir. Ancak Ti oranı OIB'nin de altında olup Primitif manto değerlerine yakındır. LIL elementlere göre negatif K anomalisi görülmesi zenginleşmiş manto kaynağına ve kalıntı fazda muhtemelen K içeren amfibol yada flogopitin varlığına işaret etmektedir. Bazaltik trakiandezitlerde belirgin negatif Zr, Hf anomalisi dikkat çekmektedir. La ve Ce gibi hafif nadir toprak elementler ve Ba, Th, K gibi iri katyonlu elementlere (LILE) göre Nb, Ta ve Ti açısından tüketilmeler (negatif Nb-Ta-Ti anomalisi) yitimle ilişkili gelişmiş yay magmatiklerinin genel özelliği olarak tanımlanmakta ve bu olay okyanus ortası sırt bazaltlarında gözlenmemektedir (Pearce and Cann, 1973; Pearce, 1982; Arculus, 1987; Kelemen ve diğ., 1993). Bunun yanında kıtasal kabuğunda K ve La'ye göre Nb açısından tüketilme gösterdiği ileri sürülmektedir (Taylor ve McLennan, 1985; Weaver ve Tarney, 1984). Nb-Ta-Ti açısından tüketilme yada negatif Nb-Ta-Ti anomalisine yol açan nedenler arasında dalan litosferde metabazalt yada metasedimanların düşük dereceli ergimeleri sonucunda Nb-Ta-Ti ile ilişkili rutil, ilmenit, sfen ve perovskit gibi minerallerin kalıntı faz olarak yer alması, dalan litosferden kaynaklanan rutile doygun kısmi ergiyiklerin Nb'ye nazaran Th ve La açısından daha fazla



Şekil 5.28. a) Trakit-trakiandezit ve b) bazaltik trakiandezit grubu kayaların Primitif manto normalize spider diyagramları.

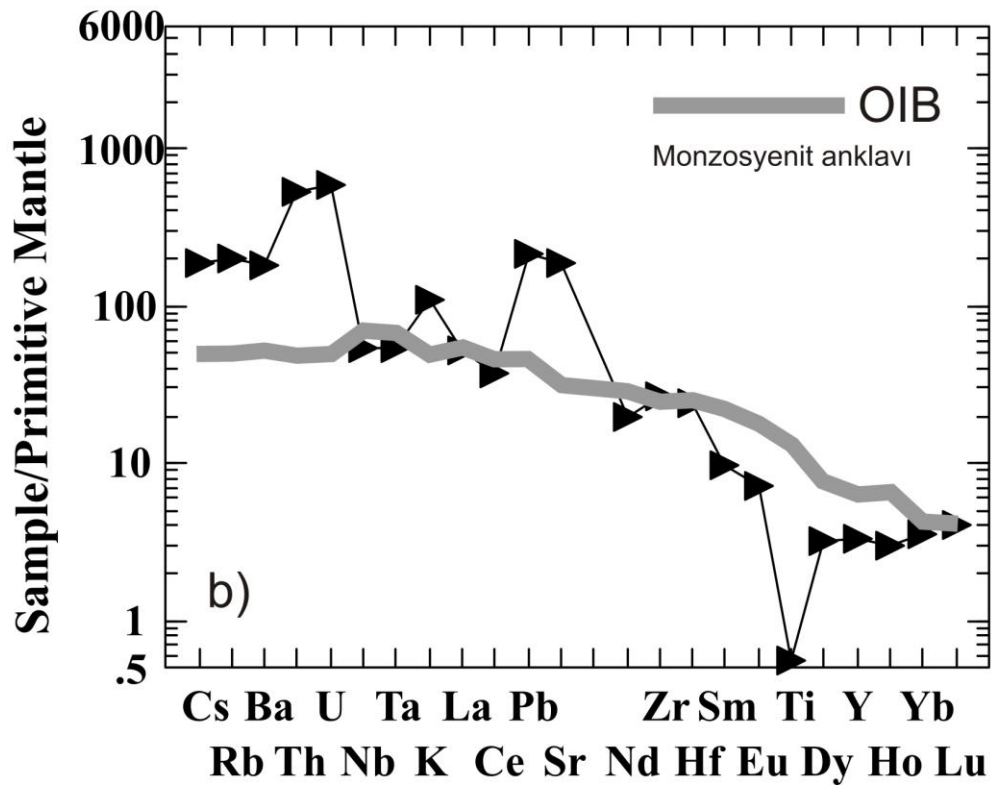
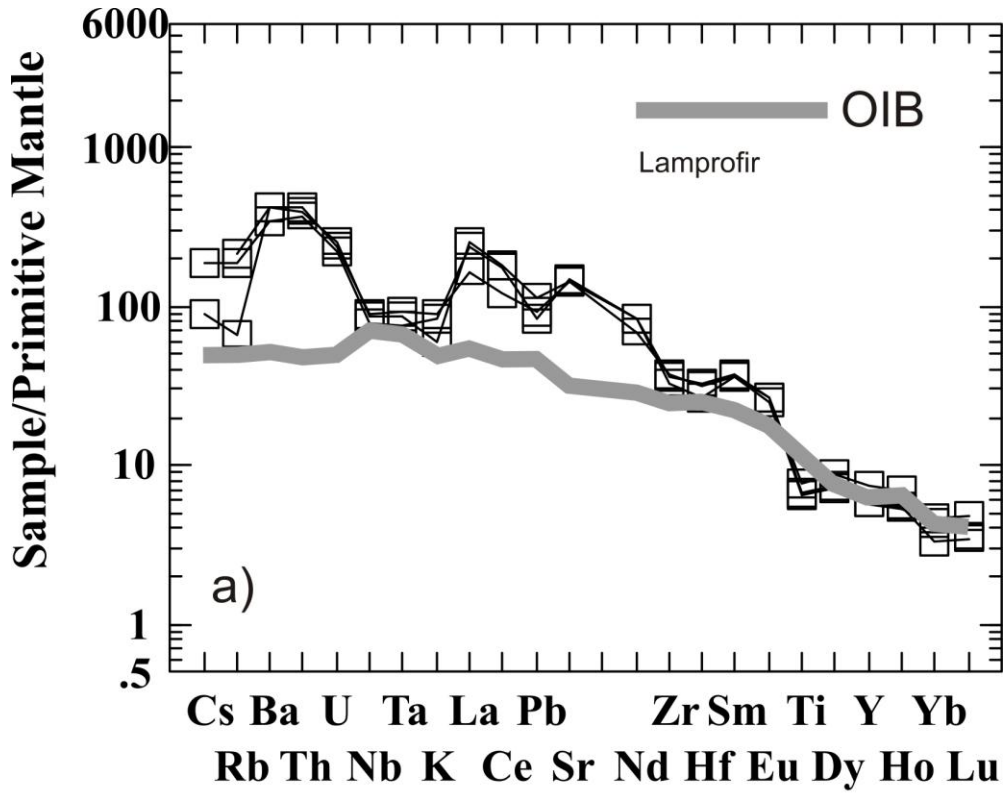
zenginleşmesi (Ryerson ve Watson, 1987; Kelemen ve diğ., 1993; Elliot ve diğ., 1997) yada mantının Nb açısından daha önceden tüketilmiş olması sayılmaktadır (Ewart ve Hawkesworth, 1987; Niu ve Batiza, 1997; Lundstrom ve diğ., 1998). Maury ve diğ., (1992) yay magmalarının HFSE elementler açısından tüketilmiş olmalarını metasomatizma öncesi mantoda bu elementlerin az oranda bulunmaları ve ayrıca bu elementlerin sulu akışkanlar tarafından taşınamamalarına bağlamışlardır. Yazarlar negatif Nb-Ta anomalisine Nb ve Ta'ya göre komşu elementlerdeki zenginleşmelerin de yol açabileceğini belirtmişlerdir. Kil (2006) silikat ergiyiklerinin neden olduğu metasomatizmanın LILE, LREE, HFSE açısından zenginleşmelere, karbonatit ergiyiklerin ise LILE, LREE zenginleşmesine ve negatif HFSE (örn. Nb, Pb, Zr, Hf, Ti) anomalisine neden olduğunu ileri sürmüştür. Primitif mantoya göre normalize edilmiş spider diyagramında Gölcük volkaniklerinin Nb-Ta oranları açısından OIB ile benzerlik sunarken kendi aralarında negatif Nb-Ta anomalisi göstermeleri yitim esnasında kaynak bölgede sediman karışımlarının olasılığını güçlendirmektedir.

La'ya göre U-Th zenginleşmesi lamprofirlerden ve bazaltik trakiandezitlerden itibaren trakit-trakiandezitlere doğru artan bir eğilimdedir. U-Th elementlerinin genellikle üst kabukta zenginleşmiş oldukları bilinmektedir. Ancak U-Th zenginleşmesi dalma-batma zonlarında dahan litosferden de kaynaklanabilmektedir. Dolayısıyla kıtasal kabuk içerisinde kabuksal kontaminasyondan fazla etkilenmeyen daha bazik karakterdeki bazaltik trakiandezitler, düşük SiO₂ içeriğine sahip trakiandezit ve lamprofirlerdeki U-Th zenginleşmesi bir yitim zonundan kaynaklanmakta olup üst kıtasal kabuk malzemesinin dalma ile birlikte manto içerisine girerek kaynak bölgede U-Th zenginleşmesine yol açmış olabileceği düşünülmektedir. Daha yüksek SiO₂ içeriğine sahip trakiandezit ve trakitlerdeki kısmen daha yüksek U-Th zenginleşmesi ise magmanın kıtasal kabuk içerisindeki hareketi sırasında kabuksal kontaminasyona uğramasından kaynaklanabilir.

LIL elementlerdeki zenginleşme içerisinde negatif Rb anomalisi manto kaynağının metasomatizmasına neden olan akışkanların Rb açısından fakir olmaları veya bu mantının Rb açısından tüketilmiş olmasından kaynaklanabilir. Bununla ilişkili

olarak Saunders ve diğ. (1987) çok düşük Rb içeriğinin manto kaynağında Rb eksikliğini yansıttığını, normal bir dalma sırasında Rb'un önce yitim üstü zonuna ve daha sonra hemen kabuğa doğru hareket ettiğini, dalmanın ileriki aşamalarında amfibollerin yapısını kaybetmesiyle yitim üstü zonuna yüksek K/Rb içeriğine sahip akışkanların hareket ettiğini belirtmişlerdir. Bir diğer görüş flogopit'in Rb açısından Ba'ya göre daha fazla paylaşma katsayısına, amfibolün ise tam tersine Ba açısından Rb'ye göre daha fazla paylaşma katsayısına sahip olduğudur (Green, 1994). Dolayısıyla söz konusu negatif Rb anomalisi kaynak bölgede amfibole nazaran flogopitin kalıntı fazda daha fazla yer almasından da kaynaklanabilir. Rb ve K'a nazaran Cs açısından zenginleşmeler yay magmalarının karakteristik özelliği olarak da tanımlanmaktadır (Pearce ve Peate, 1995). Reay ve diğ. (1991) negatif K ve Rb anomalilerinin üst mantoda kalıntı fazda mika türü minerallerin bulunuşundan kaynaklanabileceğini belirtmiştir. Bu potasik minerallerin dengede bulunabildiği koşullar aynı zamanda mantodaki zenginleşmenin gelişebildiği derinlik koşulları ile yakın ilişkili olup amfiboller 25 kbar üzerinde stabilitesini kaybetmekte buna karşın flogopitler ise manto içerisinde 250 km' den daha sığ derinliklerde (Hawkesworth ve diğ., 1990; Olafsson ve Eggler, 1983) özellikle 160 km'den daha sığ koşullarda litosferik manto içerisinde duraylılıklarını koruyabilmektedirler (Olafsson ve Eggler, 1983). Flogopitler daha derin koşullarda yapısını kaybetmekte yada dehidratasyona uğramaktadır. Yukarıda belirtilen flogopitlerin duraylılıklarını kaybedip ergimeye başladıkları sınır yaklaşık olarak litosfer-astenosfer sınırına karşılık gelmektedir. Dolayısıyla flogopit ve amfibol gibi potasik fazlar sığ ve derin koşullardaki zenginleşmelerin ayırımında önemli rol oynamaktadırlar (Hawkesworth ve diğ., 1990). Bununla ilişkili olarak McKenzie ve Bickle (1988) astenosferden kaynaklanan sulu kısmi ergiyiklerin litosfer tabanında katılaşarak flogopit açısından zengin bir metasomatik seviyenin oluştuğunu ve bu seviyenin LIL elementler ve uçucular açısından zengin olduğunu belirtmişlerdir.

Primitif mantoya göre normalize edilmiş spider diyagramında Gölcük volkaniklerine ait trakit-trakiandezit grubu kayaçlar negatif ve pozitif Pb anomalisi gösterirken bazaltik trakiandezitler farklı derecelerde ve lamprofirler zayıfta olsa negatif Pb anomalisi sunmaktadırlar (Şekil 5.28a-b ve Şekil 5.29a). Ancak bu negatif Pb



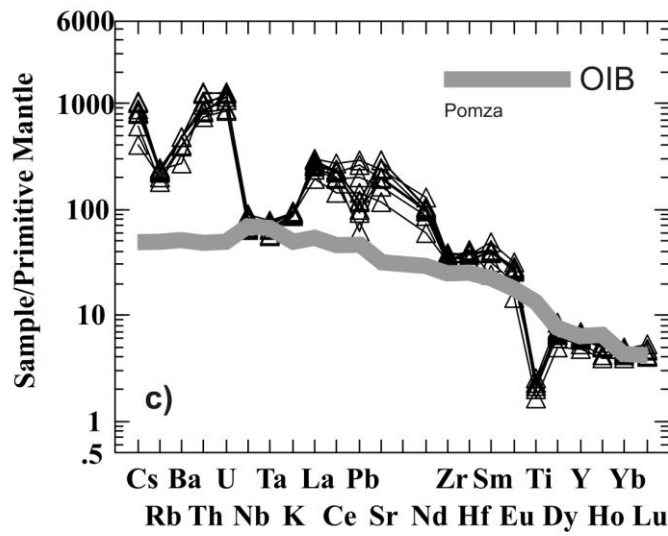
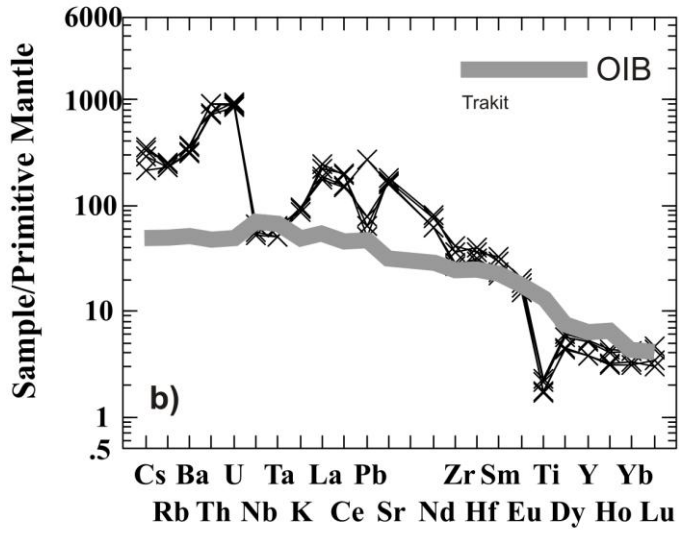
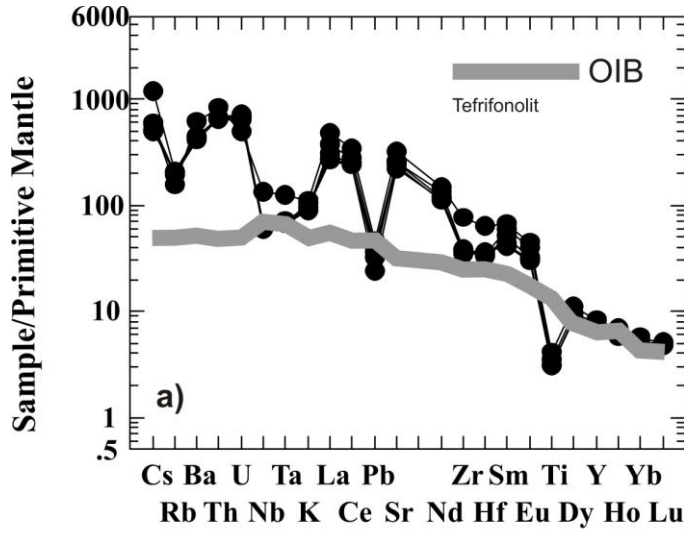
Şekil 5.29. a) lamprofirlerin ve b) monzosyenit anklavının Primitif manto normalize spider diyagramları.

anomalisinin nedeni tam olarak belirli değildir. Negatif Pb anomali genel olarak kısmi ergime sırasında Pb'nin sülfidler içerisinde tutulmasına ya da manto kaynağının Pb açısından daha önceden tüketilmiş olmasına bağlanmaktadır (Hart ve Gaetani, 2006; Panter ve diğ., 2006). Trakiandezit içerisinde yer alan monzosyenit anklavı da diğer Gölcük volkaniklerine benzer şekilde LIL elementler açısından zenginleşme, negatif Nb-Ta-Ti anomali ve pozitif Pb anomali sunmaktadır (Şekil 5.29b).

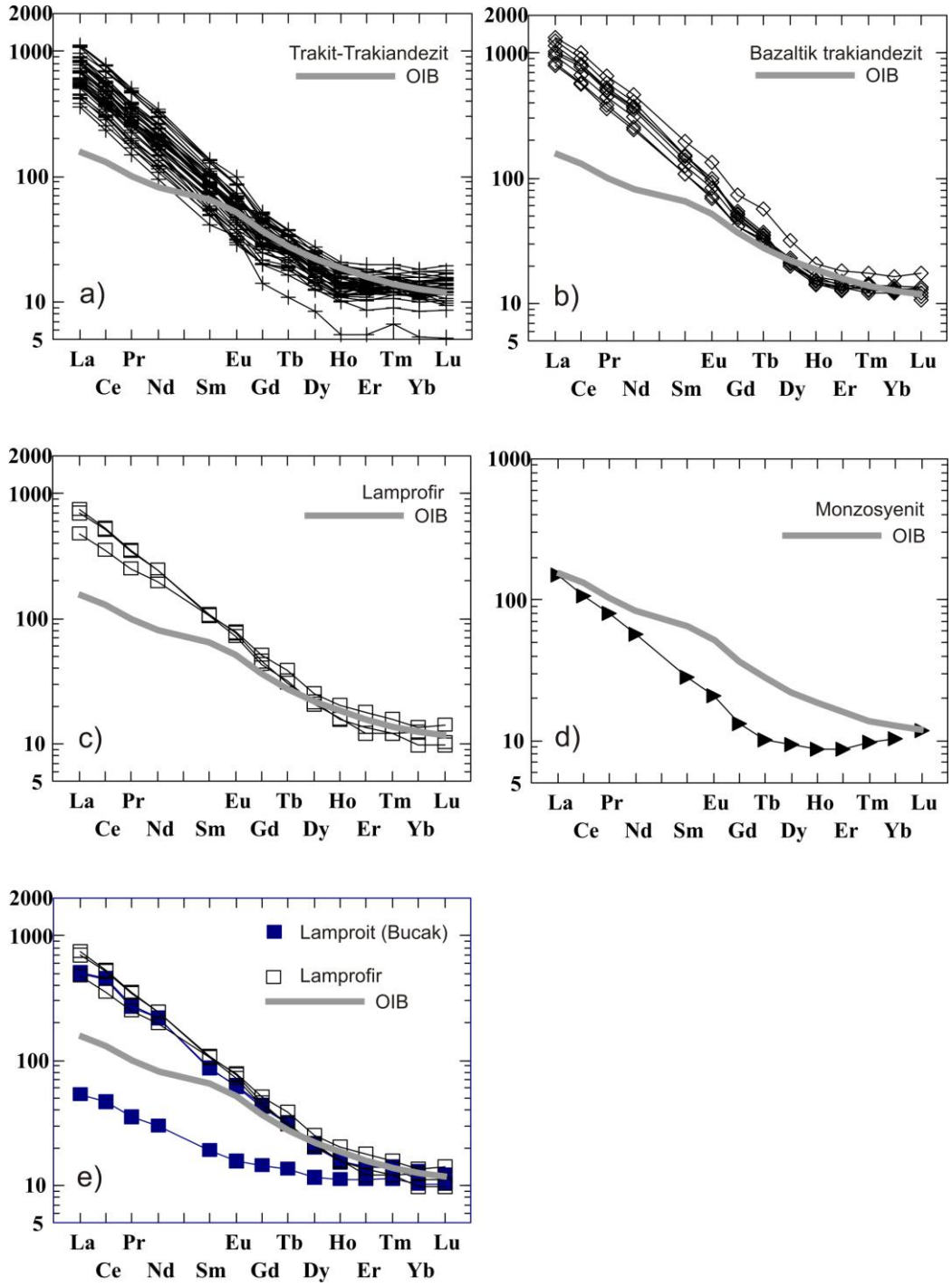
Kaldera içi volkanikler (tefrifonolit ve trakitler) ve piroklastik ürün olan pomzalar primitif mantoya göre normalize edilmiş spider diyagramlarında bazı iri katyonlu litofil elementler (LILE) açısından (örn. Cs, Rb, Ba, U, Th, Sr) zenginleşme, negatif Nb-Ta-Ti ve potasyum (K) anomali sunmaktadırlar (Şekil 5.30a-c). Kaldera dışı volkaniklerde olduğu gibi bunlarda da LIL elementlerdeki zenginleşme içerisinde tefrifonolit ve pomzalarda belirgin ancak trakitlerde zayıf bir negatif Rb anomali dikkat çekmektedir. Kaldera içerisindeki tefrifonolit ve trakitler negatif Pb anomali sunarken pomzalar azalan yönde bir negatif Pb anomali görülmektedir. Yine bunlarda iri katyonlu litofil elementler (Cs, Rb, Ba, U, Th, Sr gibi), hafif nadir toprak elementler (LREE) açısından OIB'ye göre oldukça zenginleşme gösterirken ağır nadir toprak elementler (HREE) ve bazı HFSE elementler (Zr, Hf gibi) açısından benzerlik sunmaktadırlar. Tüm bu benzer jeokimyasal özellikler kökensel olarak kaldera dışı volkaniklerle ilişkili olduklarını göstermektedir.

Nadir Toprak Elementler (REE)

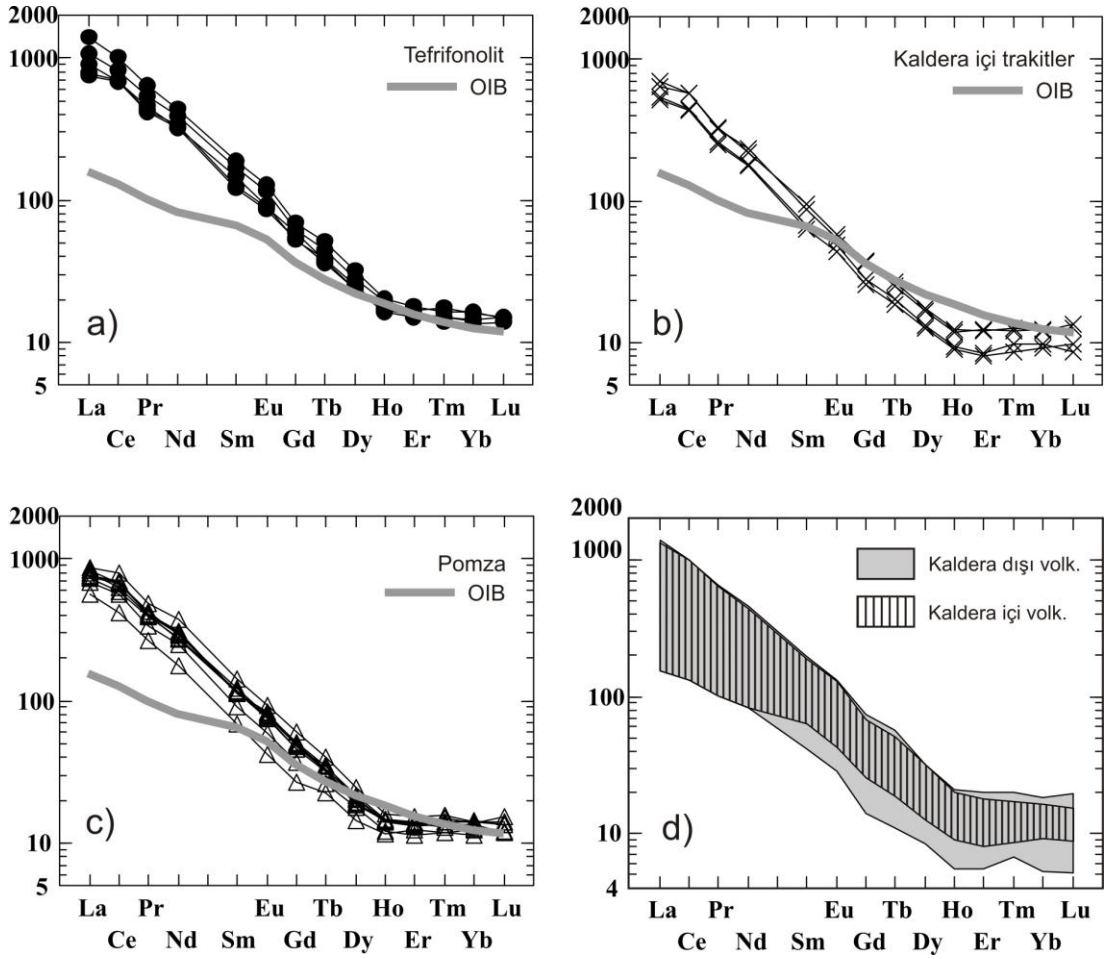
Gölcük volkaniklerine ait nadir toprak element (REE) içerikleri Tablo 5.2'de sunulmuştur. La_N değerleri kaldera dışı volkaniklerden trakit-tarkiandezit grubu kayalar (359-1108), bazaltik trakiandezitlerde (799-1339), lamprofirlerde (475-738) arasında değişmekte olup monzosyenit anklavında en düşüktür (150). Kaldera içi volkaniklerden tefrifonolitlerde (750-1395), trakitlerde (513-700), pomzalarda (559-862) arasındadır. Bir örnek dışında bütün volkaniklerde Yb değerleri 3'ün altındadır. Gölcük volkaniklerinde Yb_N değerleri 5-18 arasında değişmekte ve $(La/Yb)_N$ oranları ise yaklaşık 30-90 arasında geniş bir aralık sunmakta olup hafif nadir toprak elementler (LREE) açısından OIB'ye göre zenginleşme göstermektedir (Şekil 5.31a-c ve Şekil 5.32a-c). Böyle bir zenginleşme ya da manto kaynağının aşırı



Şekil 5.30. a) Tefrifonolit, b) kaldera içi trakit ve c) pomza grubu kayaların Primitif manto normalize spider diyagramları.



Şekil 5.31. a) Trakit-trakiandezit, b) bazaltik trakiandezit, c) lamprofir, d) monzosyenit ankları ve e) lamprofirler ile birlikte Bucak lamproitlerinin Kondrit normalize REE diyagramları.



Şekil 5.32. a) Tefrifonolit, b) kaldera içi trakit, c) pomza grubu kayaçlar ve d) kaldera dışı ile kaldera içi volkaniklerin karşılaştırmalı Kondrit normalize REE diyagramı.

metasomatizmaya uğraması veya bu bölgede düşük ergime koşullarından kaynaklanabilir. Gölcük volkaniklerinde monzosyenit (Şekil 5.31d) dışındaki kayaçlar Kondrit'e göre normalize edilmiş REE diyagramında Er-Yb arasında yaklaşık yatay bir trend ($Er_N/Yb_N \sim 1$) sunmaktadırlar. La gibi hafif nadir toprak elementler (LREE) Sm gibi orta nadir toprak elementlere (MREE) göre daha fazla uyumsuz oldukları için hem granat peridotitler hem de spinel peridotitlerin kısmi ergimesiyle oluşan ergiyiklerde daha fazla zenginleşme göstermektedirler. Ancak MREE'lerin Yb gibi ağır nadir toprak elementlere (HREE) göre zenginleşme dereceleri HREE'lerin kısmi ergime sırasında granatın kalıntı fazdaki varlığı ile ilişkilidir (Zhang ve diğ., 2008). Çünkü HREE'ler kısmi ergime sırasında granatın

bünyesinde kalmayı tercih etmektedirler. Gölcük volkaniklerinde LREE'lerin HREE'lere göre olan bu yüksek orandaki zenginleşmeleri kaynak bölgede granatın varlığını yansıtmaktadır. Şoşonitlerde HREE dağılımı kaynak bölgede granatın varlığı ile ilişkili olup HREE açısından yatay bir trend sunmaları halinde spinel lertzolit bileşiminde bir kaynak bölgeden, fraksiyonel bir trend sunmaları halinde ise granat lertzolit bileşiminde bir kaynak bölgeden türemektedirler (Manetti ve diğ., 1979). Gölcük volkaniklerinde $Eu/Eu^* = (Eu_N / \sqrt{Sm_N \times Gd_N})$ değerleri genelde 0.90-1.10 arasında değişmekte ve belirgin bir Eu anomalisi sunmamaktadırlar. Negatif Eu anomalisinin olmaması genel olarak i) kaynak bölgede plajiyoklasların bulunmaması, ii) magmatik diferansiyasyonda plajiyoklasların etkin olmaması, iii) kaynak bölgede oldukça yüksek oksidasyon koşullarının hakim olması ve buna bağlı yüksek oksijen fugasitesi (f_{O_2}) koşulları ile ilişkilendirilmektedir (Kurt ve Arslan, 2001; Zhang ve diğ., 2008). Kaldera dışı volkanikler ile kaldera içi volkaniklerde REE dağılımları birbirleri ile genelde paralellik sunmakta olup bunların kökensel olarak ilişkili olduğunu göstermektedir (Şekil 5.32d). Tüm bu jeokimyasal veriler kaynak bölgede flogopit, amfibol ve granat minerallerinin varlığına işaret etmektedir.

5.3 Mineral kimyası

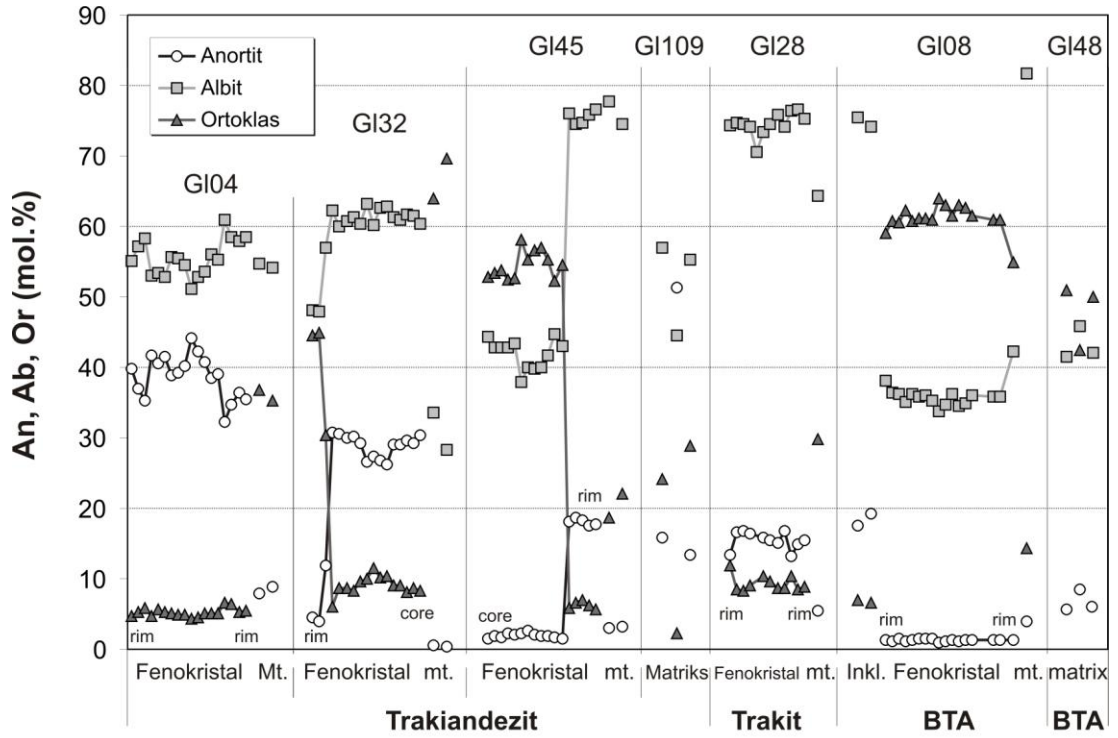
Gölcük volkaniklerine ait 5 adet trakiandezit (Gl-4, Gl-32, Gl-36, Gl-45, Gl-63), 2 adet trakit (Gl-8, Gl-28) ve 2 adet bazaltik trakiandezit (Gl-109, Gl-48) olmak üzere toplam 9 adet örnek üzerinde mineral kimyası çalışmaları yapılmıştır. Mineral kimyası sonuçları Tablo 5.3-5.7' de verilmiş ve ayrıca petrografik ve mineral kimyası incelemeleri Tablo 5.8'de özetlenmiştir.

Feldspatlar

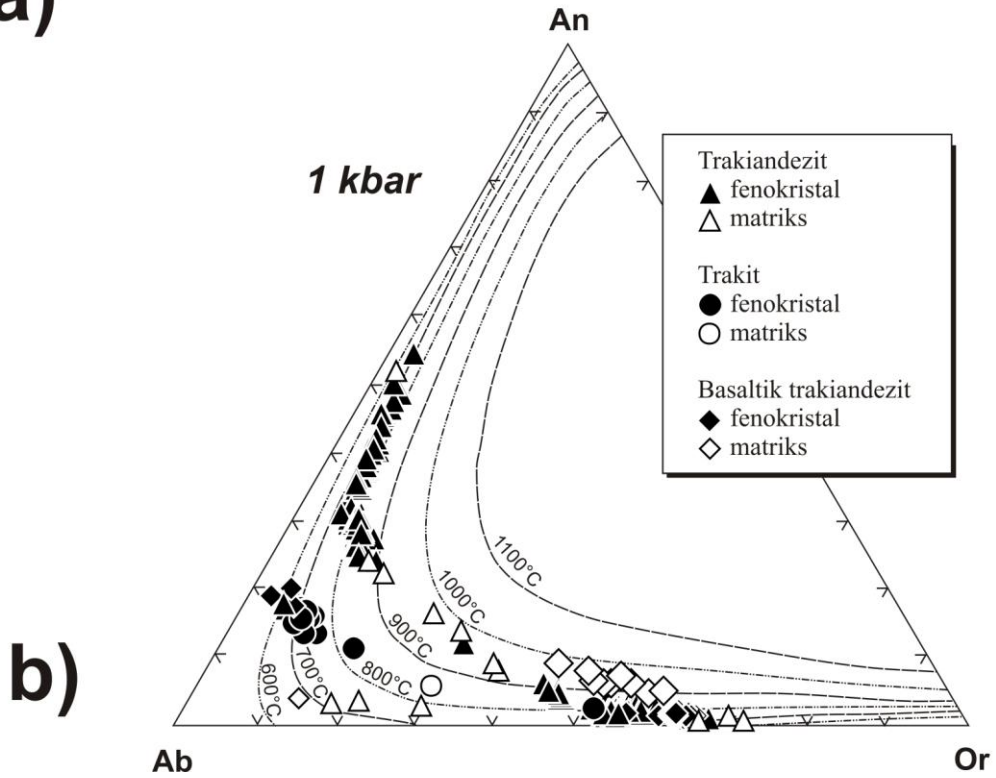
Feldspatların formulleri 8 oksijen baz alınarak hesaplanmıştır. Analiz sonuçları Tablo 5.3' de verilmiş ve seçilen profiller Şekil 5.33a' da sunulmuştur. Trakiandezitler içerisinde analiz edilen plajiyoklas fenokristalleri (An_{24-55}) zonlu sönme göstermekte, anortit içeriği oligoklas ve labradorit arası bileşimdedir (Şekil 5.33b). Kristallerde anortit içeriği %8 mol'e kadar ulaşabilmektedir. Plajiyoklaslarda Ce içeriği genellikle 0.5 mol. % altındadır. Plajiyoklas kristali oldukça geniş bir alkali feldspat (Or_{31-66}) tarafından mantolanmış olup aynı zamanda bu alkali feldspat

Tablo 5.3. Feldspatlara ait mineral kimyası analiz sonuçları.

Kayaç türü	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	T	T	T	T	BT	BT	BT	BT
Örnek no	GI04	GI04	GI04	GI04	GI04	GI32	GI32	GI32	GI32	GI32	GI45	GI45	GI45	GI45	GL109	GL109	GI28	GI28	GI28	GI28	GI08	GI08	GI08	GI08
mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Kfs	Pl	Pl	Kfs	Pl	Kfs	Kfs	Kfs	Pl	Kfs	Kfs	Pl	Pl	Pl	Kfs	Pl incl	Kfs	Kfs	Kfs	Pl
Nokta	prof. 4	prof. 4	prof. 5	prof. 5	matrix	prof. 7	prof. 7	prof. 8	prof. 8	matrix	prof. 9	prof. 9	prof. 9	matrix	matrix	matrix	prof. 3	prof. 3	prof. 3	matrix	prof. 6	prof. 6	prof. 6	matrix
	58	64	81	86	92	153	158	175	171	168	197	195	209	212	125	126	38	40	49	52	113	103	117	121
SiO ₂	56,62	53,51	56,58	59,72	65,42	59,19	61,12	64,51	59,46	64,87	64,23	63,84	63,61	67,73	61,62	53,95	65,85	65,10	65,56	66,95	64,18	66,33	66,05	68,76
Al ₂ O ₃	23,87	27,79	25,30	23,41	19,32	25,24	24,10	19,88	23,88	19,14	18,54	19,22	21,60	18,44	22,00	28,05	22,21	22,93	22,05	20,04	22,45	18,98	19,07	19,75
MgO	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	5,55	9,56	8,80	6,62	1,81	6,19	5,37	1,18	4,68	0,10	0,51	0,43	3,72	0,65	3,13	9,88	2,77	3,53	2,75	1,14	3,70	0,20	0,27	0,81
MnO	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,09	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,01	0,00
Fe ₂ O ₃	2,92	0,48	0,37	0,40	0,45	0,32	0,32	0,48	0,38	0,26	0,24	0,21	0,19	0,27	0,73	1,01	0,23	0,26	0,22	0,63	0,20	0,14	0,14	0,11
BaO	0,19	0,19	0,17	0,15	0,87	0,44	0,17	0,18	0,64	1,04	1,11	0,93	0,08	0,06	1,60	1,05	0,13	0,16	0,07	0,19	0,01	0,71	0,86	0,01
Na ₂ O	6,46	5,02	5,63	6,92	6,10	6,91	7,02	5,56	6,65	3,66	4,33	4,14	8,88	8,47	6,20	4,74	8,45	8,61	8,74	7,38	8,80	3,69	4,64	9,30
K ₂ O	1,52	0,64	0,73	1,14	6,04	1,03	1,68	7,25	2,23	10,55	9,07	9,67	0,99	3,81	3,98	0,35	2,05	1,46	1,79	5,20	1,23	10,62	9,17	2,47
TiO ₂	0,11	0,00	0,04	0,01	0,05	0,02	0,00	0,08	0,05	0,04	0,04	0,02	0,00	0,04	0,13	0,16	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00
SrO	0,85	1,34	1,43	1,02	0,40	1,39	0,75	0,44	1,24	0,41	0,61	0,52	0,56	0,19	1,40	1,47	0,57	0,55	0,54	0,28	0,34	0,31	0,29	0,17
Toplam	98,26	98,53	99,10	99,38	100,46	100,75	100,55	99,55	99,21	100,07	98,72	98,99	99,63	99,66	100,81	100,77	102,29	102,66	101,73	101,86	100,94	101,04	100,51	101,38
Si	2,62	2,47	2,59	2,71	2,94	2,65	2,73	2,93	2,71	2,97	2,97	2,95	2,84	3,01	2,79	2,46	2,86	2,82	2,86	2,94	2,82	2,99	2,98	2,99
Al ⁽⁶⁾	1,30	1,51	1,37	1,25	1,02	1,33	1,27	1,06	1,28	1,03	1,01	1,05	1,14	0,97	1,18	1,51	1,14	1,17	1,13	1,04	1,16	1,01	1,02	1,01
Mg	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,28	0,47	0,43	0,32	0,09	0,30	0,26	0,06	0,23	0,00	0,03	0,02	0,18	0,03	0,15	0,48	0,13	0,16	0,13	0,05	0,17	0,01	0,01	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,10	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Na	0,58	0,45	0,50	0,61	0,53	0,60	0,61	0,49	0,59	0,32	0,39	0,37	0,77	0,73	0,55	0,42	0,71	0,72	0,74	0,63	0,75	0,32	0,41	0,78
K	0,09	0,04	0,04	0,07	0,35	0,06	0,10	0,42	0,13	0,62	0,54	0,57	0,06	0,22	0,23	0,02	0,11	0,08	0,10	0,29	0,07	0,61	0,53	0,14
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,02	0,04	0,04	0,03	0,01	0,04	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Toplam	5,01	5,00	4,99	5,00	4,98	5,00	4,99	4,99	5,00	4,98	4,98	4,99	5,00	4,97	4,99	4,99	4,98	4,99	4,99	4,99	5,00	4,97	4,97	4,97
An	29,02	49,10	44,17	32,23	8,89	30,82	26,66	5,92	23,85	0,50	2,61	2,19	17,71	3,19	15,91	51,28	13,49	16,88	13,25	5,48	17,55	1,00	1,36	3,92
Ab	61,17	46,62	51,15	60,92	54,21	62,28	63,13	50,47	61,42	33,66	40,07	37,90	76,57	74,61	57,06	44,56	74,39	74,52	76,34	64,34	75,52	33,74	42,18	81,75
Or	9,44	3,93	4,38	6,58	35,34	6,11	9,91	43,29	13,55	63,93	55,25	58,19	5,59	22,10	24,07	2,17	11,88	8,32	10,28	29,85	6,93	63,96	54,89	14,31
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00



a)



b)

Şekil 5.33. a) Feldspatlarda merkez-kenar, kenar-kenar profilleri boyunca olan bileşimsel değişimler, b) feldspatların An-Ab-Or diyagramındaki sınıflaması.

kuşağı matriks içerisinde yer alan potasyum feldspatlara (Or_{36-70}) benzerlik sunmaktadır. Trakiandezitler içerisinde yer alan potasyum feldspat fenokristalleri merkezden kenara doğru ortoklas içeriğinin azalmasına bağlı olarak normal zonlanma göstermekte (merkezde: Or_{59} , kenarda: Or_{55}), kenar zonunda geniş plajiyoklas kuşağı (An_{17-19}) gelişmiş olup bu da feldspatların büyümesi sırasında magma kompozisyonunun değişimini ifade etmektedir. Diğer taraftan matriksi oluşturan feldspatlar potasyum feldspat fenokristalleri ile karşılaştırıldığında zonlanma göstermeyen düşük ortoklas içerikli (Or_{22-30}) feldspatlardan oluşmaktadır. Gl-109 nolu bazaltik trakiandezit örneğinde fenokristal fazı mafik mineraller oluşturmakta, matriks fazda yer alan eş tane boyulu feldspatları yaklaşık eşit oranlarda zonlanma göstermeyen potasyum feldspatlar (Or_{25-29}) ve plajiyoklaslar (An_{52}) oluşturmaktadır. Yine Gl-48 nolu bazaltik trakiandezit örneğinde matriks fazdaki feldspatları zonlanma göstermeyen potasyum feldspatlar (Or_{44-59}) oluşturmaktadır. Gl-28 nolu trakit örneğinde bunun aksine normal zonlanma gösteren alkali feldspat fenokristalleri ($An_{13}Ab_{75}Or_{12}-An_{17}Ab_{75}Or_8$) zonlanma göstermeyen alkali feldspatlardan ($An_5Ab_{65}Or_{30}$) oluşan matriks faz içerisinde yer almaktadır. Gl-08 nolu trakit örneğinde feldspat fenokristalleri (Or_{56-65}) genellikle normal zonlanma göstermekte ve matriksi oluşturan alkali feldspatlardan ($An_4Ab_{82}Or_{14}$) daha fazla potasyum içeriğine sahiptirler. Ayrıca daha önce kristallenmiş plajiyoklas kristallerini de (An_{18-19}) inklüzyon olarak içermektedirler. Matriksi oluşturan feldspatlar genel olarak zonlanma göstermeyen potasyum feldspatlardan oluşmaktadır (Or_{44-59}).

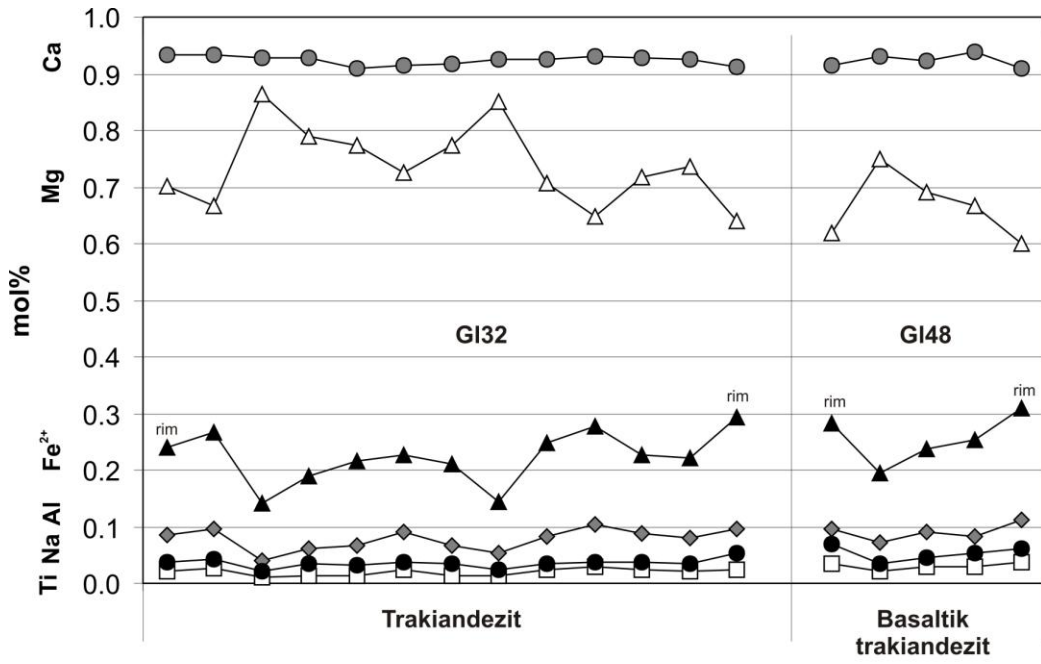
Klinopiroksenler

Klinopiroksenlerin formülleri 8 oksijen baz alınarak Papike ve Cameron (1980) tarafından ileri sürülen metoda göre hesaplanmıştır (Tablo 5.4). Morimoto (1988)'in IMA-sınıflamasına göre tüm trakiandezit ve bazaltik trakiandezitlerdeki klinopiroksenler diyopsit bileşimindedirler ve 0.66-0.89 arasında değişen benzer X_{Mg} (molar $Mg/(Mg+Fe^{2+})$) değerlerine sahiptirler (Şekil 5.34a-b). Diyopsitler 1.5 wt % ile 5.4 wt % arasında değişen oldukça yüksek Al_2O_3 içeriğine sahip olup, bunun aksine TiO_2 değerleri genellikle 1 wt.% in altındadır.

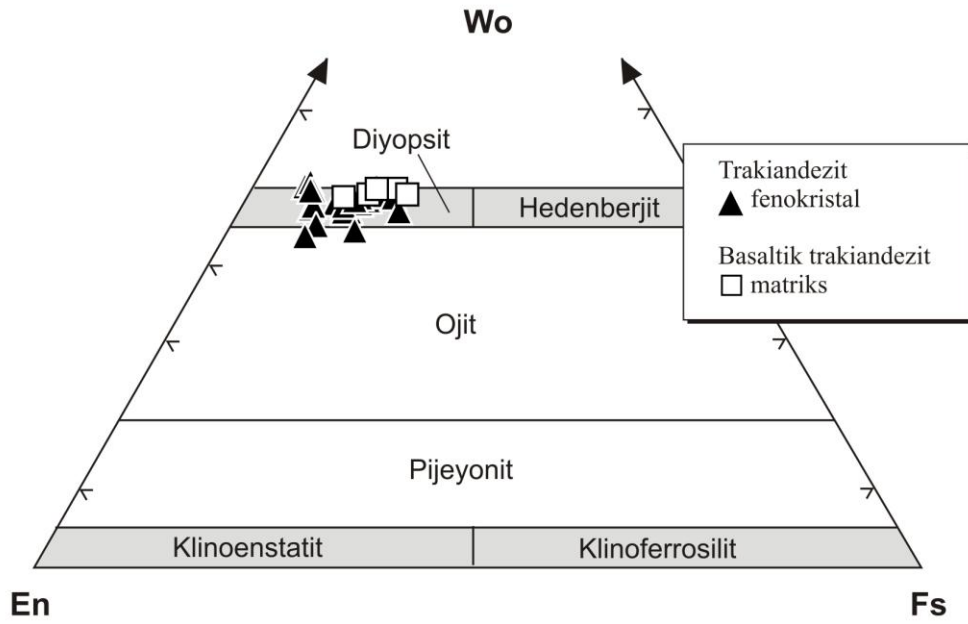
Tablo 5.4. Klinopiroksenlere ait mineral kimyası analiz sonuçları.

Kayaç türü	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	BT	BT
Örnek	Gl32	Gl32	Gl32	Gl45	Gl45	Gl109	Gl109	Gl48	Gl48
Örnek	prof. 4	prof. 4	prof. 4	prof.1	prof.1	prof.1	prof.1	prof. 9	prof. 9
Nokta	32	37	40	57	59	6	8	77	78
SiO ₂	53,34	52,77	50,31	53,07	51,91	52,09	53,58	51,82	49,58
TiO ₂	0,36	0,45	0,83	0,24	0,85	0,45	0,45	0,72	1,04
Al ₂ O ₃	2,09	3,01	5,36	1,51	3,88	3,12	3,34	3,65	5,26
FeO	4,60	4,73	7,34	10,53	5,23	3,14	3,66	6,34	7,58
MnO	0,15	0,10	0,18	0,53	0,09	0,04	0,06	0,09	0,15
MgO	15,85	15,66	13,06	11,85	16,20	14,65	14,49	13,63	12,37
CaO	23,72	23,70	23,53	22,37	21,22	23,55	24,25	23,51	22,99
Na ₂ O	0,32	0,32	0,52	0,91	0,72	0,39	0,43	0,49	0,62
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00
Sum	100,42	100,75	101,12	101,00	100,11	97,44	100,26	100,28	99,58
Formül									
Si	1,95	1,92	1,85	1,98	1,90	1,95	1,95	1,91	1,86
Al	0,05	0,08	0,15	0,02	0,10	0,05	0,05	0,09	0,14
Sum	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al ⁽⁶⁾	0,04	0,05	0,09	0,05	0,07	0,08	0,09	0,07	0,09
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03
Fe ²⁺	0,14	0,14	0,23	0,33	0,16	0,10	0,11	0,20	0,24
Mn	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,86	0,85	0,72	0,66	0,88	0,82	0,79	0,75	0,69
Ca	0,93	0,93	0,93	0,89	0,83	0,94	0,95	0,93	0,92
Na	0,02	0,02	0,04	0,07	0,05	0,03	0,03	0,04	0,05
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum	2,01	2,01	2,02	2,01	2,02	1,99	1,98	2,01	2,02
Toplam	4,01	4,01	4,02	4,01	4,02	3,99	3,98	4,01	4,02
X _{Mg}	0,86	0,86	0,76	0,67	0,85	0,89	0,88	0,79	0,74

Trakiandezitlerde diyopsit fenokristalleri oldukça belirgin zonlanma gösterirken bazaltik trakiandezitlerde kenara doğru Fe içeriği artan, Mg içeriği azalan normal zonlanma göstermektedirler (Şekil 5.34a).



a)



b)

Şekil 5.34 a) Piroksenlerde kenar-kenar profilleri boyunca olan bileşimsel değişimler, b) piroksenlerin Wo-En-Fs diyagramındaki sınıflaması.

Amfiboller

Gl-32 nolu trakiandezit ve Gl-48 nolu bazaltik trakiandezit örneğinde yer alan amfibol kristalleri analiz edilmiş olup sonuçlar Tablo 5.5' de verilmiştir. Amfibol formülleri susuz 23 oksijen baz alınarak hesaplanmıştır. Minimum ve maksimum Fe^{3+} içeriği için Spear ve Kimball (1984) tarafından belirtildiği üzere sırasıyla 15 katyon (Na ve K dışında) ve 13 katyon (Na, K, Ca dışında) modusu seçilmiştir. Ortalama Fe^{3+} ün hesaplanması için iki uç bileşim arasındaki ortalama Papike ve diğ. (1974) tarafından önerilen ve Franz ve Häussinger (1990) tarafından modifiye edilen metoda göre hesaplanmıştır.

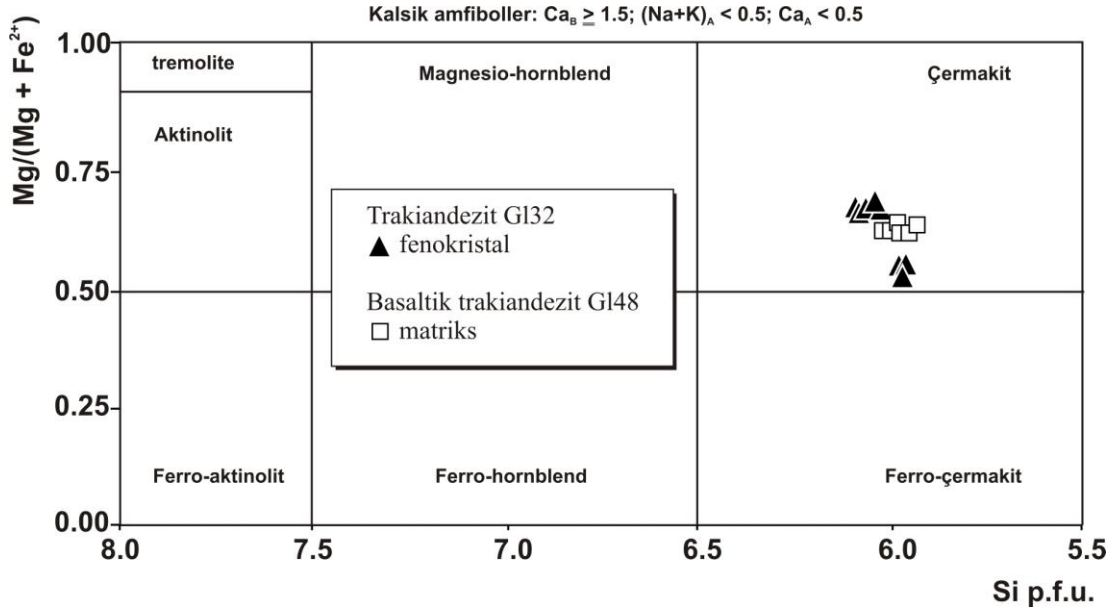
Tüm amfiboller Leake ve diğ. (1997)'nin sınıflamasına göre kalsik amfibol olarak adlandırılmıştır (Şekil 5.35). Bu sınıflamaya göre trakiandezitler içerisindeki amfiboller (Al p.f.u.: 2.38-2.49; X_{Mg} : 0.51-0.65) ve bazaltik trakiandezitlerdeki amfiboller (Al p.f.u.: 2.39-2.42; X_{Mg} : 0.61-0.63) hemen hemen zonlanma göstermeyen çermakitlerdir. Burada amfibol fenokristalleri genellikle Mg ve Al açısından (Al p.f.u.: 2.42-2.49; X_{Mg} : 0.64-0.66) matriks fazda yer alan amfibollere göre (Al p.f.u.: 2.38-2.39; X_{Mg} : 0.51-0.53) daha zengindirler. Amfibollerdeki Ti içerikleri kaya tipi ve dokusal özelliklere bağlı olmaksızın genelde düşüktürler (Ti p.f.u.: 0.29-0.33).

Biyotitler

Biyotitlerin formülü susuz 22 oksijen baz alınarak hesaplanmış ve Tablo 5.6'te sunulmuştur. Biotitlerin kimyasal bileşimlerinin kayaç türleri ve dokusal özellikleri ile yakın ilişkili oldukları görülmektedir. Foster (1960)'ın sınıflamasına göre trakiandezitlerdeki biyotit fenokristallerinin (X_{Mg} : 0.56-0.98; Ti p.f.u.: 0.08-0.66) büyük çoğunluğunda merkezi kesimin flogopit ve kenar kesimlerin meroksen olmak üzere meroksen/flogopit zonlanması sunduğu görülmektedir (Şekil 5.36). Gl-109 nolu bazaltik trakiandezit örneğinde hiçbir biyotit fenokristali yer almamakta iken matrikste yer alan biyotitler flogopit bileşimine sahiptirler (X_{Mg} : 0.93-0.98; Ti p.f.u.: < 0.1).

Tablo 5.5.Amfibollere ait mineral kimyası analiz sonuçları.

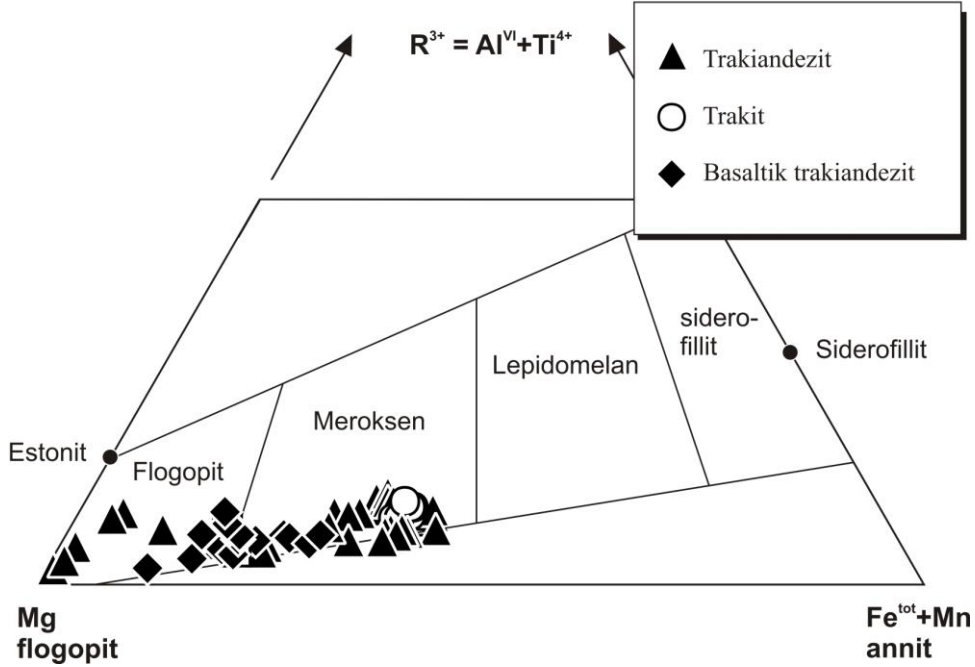
Kayaç türü Örnek	TA Gl32 prof. 3	TA Gl32 prof. 3	TA Gl32 prof. 3	TA Gl32 prof. 3	TA Gl32 matrix	TA Gl32 matrix	TA Gl32 matrix	BT Gl48 prof. 6	BT Gl48 prof. 6	BT Gl48 prof. 6	BT Gl48 prof. 6	BT Gl48 prof. 6
Nokta	26	27	28	29	43	44	45	62	63	64	65	67
SiO ₂	40,00	40,63	40,15	40,31	39,35	39,41	39,35	39,60	39,67	40,20	39,61	40,06
TiO ₂	2,83	2,68	2,55	2,37	2,75	2,60	2,54	2,70	2,87	2,83	2,85	2,84
Al ₂ O ₃	13,47	13,72	14,03	13,83	13,38	13,33	13,36	13,48	13,52	13,80	13,57	13,50
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,14	0,48	2,33	2,05	2,06	0,93	0,51	1,29	0,74	0,50
FeO	11,65	11,83	11,98	11,59	15,88	15,27	15,41	13,31	13,28	12,71	13,35	13,32
MnO	0,20	0,15	0,15	0,14	0,41	0,35	0,29	0,18	0,18	0,12	0,13	0,15
MgO	12,23	12,26	12,12	12,46	9,18	9,70	9,75	11,46	11,52	11,78	11,54	11,54
CaO	11,93	12,02	11,95	11,94	11,44	11,63	11,58	11,78	11,69	11,71	12,03	11,86
Na ₂ O	1,95	1,97	2,06	2,16	1,92	2,03	2,16	2,24	2,21	2,02	2,18	2,08
K ₂ O	1,83	1,95	1,93	1,95	1,99	1,93	1,98	2,12	2,08	2,16	2,14	2,05
Sum	96,09	97,21	97,06	97,23	98,63	98,28	98,49	97,79	97,52	98,61	98,14	97,90
formül (O=23)												
Si	6,05	6,08	6,02	6,03	5,96	5,97	5,96	5,97	5,98	5,98	5,95	6,01
Al ^{IV}	1,95	1,92	1,98	1,97	2,04	2,03	2,04	2,03	2,02	2,02	2,05	1,99
Sum T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{IV}	0,45	0,50	0,50	0,47	0,35	0,35	0,34	0,36	0,38	0,40	0,35	0,40
Ti	0,32	0,30	0,29	0,27	0,31	0,30	0,29	0,31	0,33	0,32	0,32	0,32
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,02	0,05	0,27	0,23	0,24	0,11	0,06	0,14	0,08	0,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,76	2,73	2,71	2,78	2,07	2,19	2,20	2,57	2,59	2,61	2,58	2,58
Fe ²⁺	1,47	1,47	1,48	1,43	2,00	1,93	1,93	1,65	1,64	1,53	1,66	1,65
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum M2	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,05	0,01	0,02
Mn	0,03	0,02	0,02	0,02	0,05	0,04	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Ca	1,93	1,93	1,92	1,91	1,86	1,89	1,88	1,90	1,89	1,87	1,93	1,91
Na	0,04	0,04	0,04	0,05	0,08	0,06	0,07	0,05	0,06	0,07	0,03	0,05
Sum M4	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,54	0,53	0,56	0,58	0,49	0,54	0,57	0,60	0,59	0,51	0,60	0,55
K	0,35	0,37	0,37	0,37	0,38	0,37	0,38	0,41	0,40	0,41	0,41	0,39
Sum A	0,89	0,90	0,93	0,95	0,87	0,91	0,95	1,01	0,99	0,92	1,01	0,95
Toplam	15,89	15,90	15,93	15,95	15,87	15,91	15,95	16,01	15,99	15,92	16,01	15,95
X _{Mg}	0,65	0,65	0,65	0,66	0,51	0,53	0,53	0,61	0,61	0,63	0,61	0,61



Şekil 5.35 Amfibollerin Leake et al. (1997)'ye göre kimyasal sınıflaması

Tablo 5.6. Biyotitlere ait mineral kimyası analiz sonuçları.

Kayaç türü	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	TA	BTA	BTA	BTA	BTA	BTA
Örnek	G104	G104	G104	G145	G145	G145	G109	G109	G163	G163	G163	G136	G136	G108	G108	G108
Nokta	prof. 10	prof. 11	prof. 11	matrix	rim	matrix	core	matrix	rim	matrix	core	prof. 13	prof. 13	prof. 14	prof. 14	prof. 14
	83	86	87	46	47	53	13	14	17	22	97	100	103	106	107	107
SiO ₂	36,43	37,41	37,97	37,50	37,80	38,70	40,51	39,45	38,03	37,75	38,40	38,28	39,26	39,25	38,82	
TiO ₂	4,37	2,13	3,16	3,56	3,64	3,78	2,97	6,26	3,94	3,93	4,12	4,05	3,96	3,99	4,11	
Al ₂ O ₃	14,57	13,73	14,76	13,43	13,55	13,26	13,29	13,06	13,32	13,37	13,62	14,02	13,80	13,65	13,93	
FeO	16,12	11,00	13,40	18,75	17,54	16,31	1,25	2,24	17,34	17,10	16,82	16,80	11,41	13,22	10,11	
MnO	0,14	0,12	0,10	0,24	0,27	0,27	0,03	0,06	0,14	0,27	0,17	0,14	0,21	0,27	0,20	
MgO	14,18	19,27	16,13	13,49	14,31	14,89	24,24	20,86	13,38	13,04	14,45	13,60	17,87	17,00	18,87	
CaO	0,05	0,05	0,05	0,00	0,02	0,02	0,12	0,16	0,03	0,01	0,00	0,05	0,09	0,05	0,06	
Na ₂ O	0,49	0,55	0,61	0,47	0,46	0,62	0,47	0,76	0,37	0,40	0,41	0,48	0,56	0,51	0,57	
K ₂ O	8,49	8,60	8,10	8,57	8,85	8,57	8,93	8,71	8,69	8,93	8,35	8,26	8,29	8,44	8,58	
F	0,52	0,75	0,81	0,58	0,78	1,22	3,46	3,09	0,39	0,81	0,46	0,75	2,04	1,80	2,27	
Toplam	95,36	93,62	95,10	96,60	97,22	97,65	95,27	94,65	95,63	95,61	96,80	96,43	97,49	98,18	97,51	
O=F	-0,11	-0,16	-0,17	-0,12	-0,16	-0,26	-0,73	-0,65	-0,08	-0,17	-0,10	-0,16	-0,43	-0,38	-0,48	
Sum	95,25	93,46	94,93	96,47	97,06	97,39	94,54	94,00	95,55	95,44	96,70	96,27	97,06	97,80	97,04	
Si	5,46	5,58	5,60	5,61	5,60	5,65	5,64	5,57	5,71	5,67	5,66	5,66	5,59	5,61	5,51	
Al ^{IV}	2,54	2,41	2,40	2,37	2,37	2,28	2,18	2,17	2,29	2,33	2,34	2,34	2,32	2,30	2,33	
Ti ^{IV}	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,06	0,17	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,10	0,15	
Sum T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
Al ^{VI}	0,04	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,03	0,10	0,00	0,00	0,00	
Ti ^{VI}	0,49	0,23	0,35	0,38	0,37	0,35	0,14	0,41	0,44	0,44	0,46	0,45	0,34	0,33	0,28	
Fe ²⁺	2,02	1,37	1,65	2,35	2,17	1,99	0,15	0,26	2,18	2,15	2,07	2,08	1,36	1,58	1,20	
Mg	3,17	4,28	3,55	3,01	3,16	3,24	5,03	4,39	2,99	2,92	3,17	3,00	3,80	3,62	4,00	
Mn	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	
Sum VI	5,74	5,90	5,72	5,77	5,73	5,62	5,32	5,07	5,69	5,59	5,75	5,64	5,52	5,56	5,51	
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	
Na	0,14	0,16	0,17	0,14	0,13	0,17	0,13	0,21	0,11	0,12	0,12	0,14	0,15	0,14	0,16	
K	1,62	1,64	1,52	1,64	1,67	1,60	1,59	1,57	1,66	1,71	1,57	1,56	1,51	1,54	1,56	
Sum XII	1,78	1,80	1,70	1,77	1,81	1,77	1,73	1,80	1,78	1,83	1,69	1,70	1,67	1,69	1,72	
Sum Cat.	15,52	15,70	15,43	15,55	15,54	15,39	15,05	14,88	15,47	15,42	15,44	15,34	15,19	15,25	15,23	
F	0,25	0,35	0,38	0,28	0,36	0,56	1,52	1,38	0,18	0,38	0,21	0,35	0,92	0,81	1,02	
X _{Al₂}	0,61	0,76	0,68	0,56	0,59	0,62	0,97	0,94	0,58	0,58	0,60	0,59	0,74	0,70	0,77	



Şekil 5.36 Biotitlerin Foster (1960)'a göre kimyasal sınıflaması.

Gl-36 nolu trakiandezit örneğindeki biyotit kristali zonlanma göstermeyen meroksen bileşimindedir (X_{Mg} : 0.59-0.61; Ti p.f.u.: 0.43-0.49). Diğer bazaltik trakiandezitlerde yer alan biyotitler (X_{Mg} : 0.70-0.87; Ti p.f.u.: 0.34-0.68) trakiandezitlerde yer alan biyotitlere göre Mg ve Ti açısından daha zengindirler ve dolayısıyla flogopit olarak tanımlanmaktadırlar. Trakiandezitlerde olduğu gibi merkezi kesim ile kenar zonlar arasında bileşim farklılığı bulunmamakta, ancak kenar kesimlere doğru çok az Fe artışına bağlı olarak çok zayıf bir zonlanma görülebilmektedir.

Lloyd ve diğ. (1985) klinopiroksen, flogopit, az oranda titanomagnetit, sfen, apatit kristallerinden oluşan manto kökenli bir ksenolit üzerinde 20-30 kbar ve 1175-1300 °C arası koşullar altında deneysel çalışma yapmışlardır. Bu çalışmada birincil flogopitlerin oluşan ergiyiğin tekrar ikincil flogopiti oluşturabileceği kadar suyu kristal yapılarını kaybetmeleri esnasında açığa çıkardığını gözlemlemişlerdir. Birincil flogopitlerle ikincil flogopitlerin kimyasının farklılık gösterdiğini, ikincilerin daha iğnemsî formlarda geliştiğini, yüksek TiO_2 ve daha düşük Mg# değerine sahip

olduklarını belirtmişlerdir. Buradan yitim zonlarında iki farklı tipte flogopit oluşabileceği anlaşılmaktadır. Bir yitim zonu boyunca dalan levhadan türeyen potasyumca zengin ergiyikler hemen yitim zonu üzerinde Ti açısından fakir ve Mg açısından zengin, tabular ve/veya levhamsı birincil flogopitleri oluşturmakta, bu birincil flogopitler tekrar çözünerek manto kamasının üst kesimlerinde daha yüksek TiO₂ ve düşük Mg# değerine sahip ikincil flogopitleri meydana getirmektedirler. Gölcük volkanikleri içerisinde yer alan flogopitler orta ve yüksek TiO₂ içeriklerine sahip olup genel olarak ikincil kökenli flogopitler olduğu düşünülmektedir.

Magnetit

Manyetit volkanik kayalarda bulunan yegane opak kristalleri oluşturmaktadır. Magnetitin formülü 4 oksijen baz alınarak hesaplanmıştır (Tablo 5.7). Magnetitteki Fe³⁺'in belirlenmesi için 3 katyon baz alınarak hesaplama modu seçilmiştir. Analiz edilen manyetitlerde TiO₂ (1.5-4.3 wt%) ve MnO (0.2-1.7 wt%) arasında pozitif bir korelasyon bulunmaktadır. En düşük ortalama TiO₂ ve MnO içerikleri bazaltik trakiandezitlerdeki magnetitlerde elde edilirken bunun aksine en yüksek ortalama değerler trakiandezitlerdeki magnetitlerde elde edilmiştir.

Tablo 5.7. Magnetite ait mineral kimyası analiz sonuçları.

Kayaç türü Örnek Nokta	TA GI32 23,00	TA GI45 29,00	TA GI45 30,00	TA GI109 35,00	TA GI109 36,00	T GI36 16,00	T GI36 21,00	BTA GI08 6,00	BTA GI08 10,00
SiO ₂	0,10	0,04	0,34	0,07	0,03	0,01	0,01	0,05	0,49
TiO ₂	4,23	1,88	4,26	2,96	4,34	2,41	3,03	3,01	1,51
Al ₂ O ₃	0,91	0,26	0,43	0,43	0,45	1,29	1,23	0,69	0,33
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,06	0,02	0,04	0,01	0,00	0,01	0,05
Fe ₂ O ₃	60,43	65,62	59,72	63,76	61,43	63,53	62,74	62,20	64,64
MgO	0,58	0,19	0,38	1,39	2,14	0,97	1,18	0,36	0,00
MnO	1,71	0,89	1,06	0,59	1,65	1,13	1,13	0,84	0,25
FeO	32,92	31,99	33,93	31,42	30,37	30,99	31,34	32,51	32,97
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	100,89	100,90	100,17	100,63	100,46	100,34	100,66	99,66	100,24
Formula (O=4)									
Si	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Mg	0,03	0,01	0,02	0,08	0,12	0,05	0,07	0,02	0,00
Mn	0,05	0,03	0,03	0,02	0,05	0,04	0,04	0,03	0,01
Fe ²⁺	1,04	1,02	1,08	0,99	0,95	0,98	0,98	1,04	1,05
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sum	1,13	1,06	1,15	1,09	1,12	1,07	1,09	1,09	1,08
Ti	0,12	0,05	0,12	0,08	0,12	0,07	0,09	0,09	0,04
Al	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,06	0,05	0,03	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	1,71	1,88	1,71	1,81	1,73	1,80	1,77	1,79	1,86
Sum	1,87	1,94	1,85	1,91	1,88	1,93	1,91	1,91	1,92
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00

Tablo 5.8 Gölcük volkaniklerine ait bazı örneklerin petrografik özellikleri ve mineral kimyası

Kayaç adı	Feldspat fenokristal	Matriks feldspat	Piroksen	Amfibol	Biyotit	Oksit
Trakiandezit (G104)	Pl: An _{29.1} Ab _{61.3} Or _{9.6} - An _{55.1} Ab _{41.9} Or _{3.0}	Kfs: An _{8.1} Ab _{54.9} Or _{37.0} - An _{9.3} Ab _{54.9} Or _{35.8}	-	-	-	-
Trakiandezit (G132)	Pl: An _{24.3} Ab _{61.9} Or _{13.8} - An _{31.0} Ab _{62.6} Or _{6.4} Kfs: An _{1.0} Ab _{32.9} Or _{66.1} - An _{12.0} Ab _{57.2} Or _{30.8}	Kfs: An _{0.8} Ab _{28.9} Or _{70.3} - An _{1.3} Ab _{30.6} Or _{68.1}	diyopsit X _{Mg} : 0.69-0.86	çermakit X _{Mg} : 0.51-0.65	meroksen/flogopit X _{Mg} : 0.61-0.88	magnetit
Trakiandezit (G145)	Pl: An _{17.5} Ab _{76.2} Or _{6.3} - An _{18.7} Ab _{74.7} Or _{6.6} Kfs: An _{1.7} Ab _{43.4} Or _{54.9} - An _{2.3} Ab _{38.1} Or _{58.7}	Kfs: An _{2.5} Ab _{67.3} Or _{30.2} - An _{3.2} Ab _{74.7} Or _{22.1}	diyopsit X _{Mg} : 0.67-0.83	-	meroksen X _{Mg} : 0.56-0.62	magnetit
Trakiandezit (G1109)	-	Pl: An _{52.3} Ab _{45.4} Or _{2.3} Kfs: An _{14.0} Ab _{56.6} Or _{29.4} - An _{16.4} Ab _{58.7} Or _{24.9}	diyopsit X _{Mg} : 0.87-0.89	-	flogopit X _{Mg} : 0.93-0.98	magnetit
Trakit (G128)	Pl: An _{13.5} Ab _{74.6} Or _{11.9} - An _{17.0} Ab _{74.7} Or _{8.3} Kfs: An _{2.5} Ab _{46.4} Or _{51.1}	Kfs: An _{5.5} Ab _{64.5} Or _{30.0}	-	-	-	-
Bazaltik trakiandezit (G108)	Pl: An _{17.6} Ab _{75.5} Or _{6.9} - An _{19.2} Ab _{74.3} Or _{6.5} Kfs: An _{1.5} Ab _{42.8} Or _{55.7} - An _{1.1} Ab _{33.9} Or _{65.0}	Kfs: An _{3.9} Ab _{81.8} Or _{14.3}	-	-	meroksen X _{Mg} : 0.70-0.77	magnetit
Bazaltik trakiandezit (G148)	-	Kfs: An _{4.9} Ab _{36.5} Or _{58.6} - An _{8.9} Ab _{47.1} Or _{44.0}	diyopsit X _{Mg} : 0.66-0.79	çermakit X _{Mg} : 0.61-0.63	flogopit/meroksen X _{Mg} : 0.78-0.87	magnetit

5.4 Sr-Nd-Pb izotopları

Sr-Nd izotop oranları kısmi ergime yada ergiyiklerin hareketi esnasında fraksiyonlanmaya uğramamakta ve dolayısıyla bu izotop oranları manto kaynağının özellikleri hakkında bilgiler vermektedir. Pb izotopları magmatik kayaçların petrojenezinde yitim sırasında mantoya karışmış karasal yada denizel sedimanların veya magmanın asimile ettiği kabuksal malzemenin anlaşılması açısından en kullanışlı radyojenik izotoplardır. Bu nedenle Gölcük volkaniklerinden ve Bucak yöresi lamproitlerinden toplam 17 adet kayaç örneğinin Sr-Nd-Pb izotop analizleri yapılmıştır. Analiz sonuçları ve ϵ_{Nd} değerleri Tablo 5.9 da sunulmuştur. Volkanizma oldukça genç olduğu için ($< 5\text{my}$) izotop oranlarında herhangi bir yaş düzeltmesi yapılmamıştır. Manto metasomatizması mantonun üst kesimlerindeki peridotitlerinin daha alt kesimlerden gelen silikat magma, karbonatit magma, $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ açısından zengin ergiyik yada akışkanlar ile reaksiyona girmeleri sonucu toplam kimyasal

Tablo 5.9 Gölçük volkaniklerine ait izotop jeokimyası sonuçları

	Gl-2	Gl-5	Gl-8	Gl-28	Gl-45	Gl-50
	Trakit-Trakiandezit					
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704122	0.703659	0.705039	0.704165	0.704852	0.703977
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512667	0.512729	0.512638	0.512680	0.512636	0.512712
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	19.31	19.49	19.32	19.28	19.27	19.19
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.65	15.64	15.65	15.65	15.66	15.66
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	39.23	39.44	39.20	39.21	39.17	39.12
eNd(0)	0.6	1.8	0.0	0.8	0.0	1.4

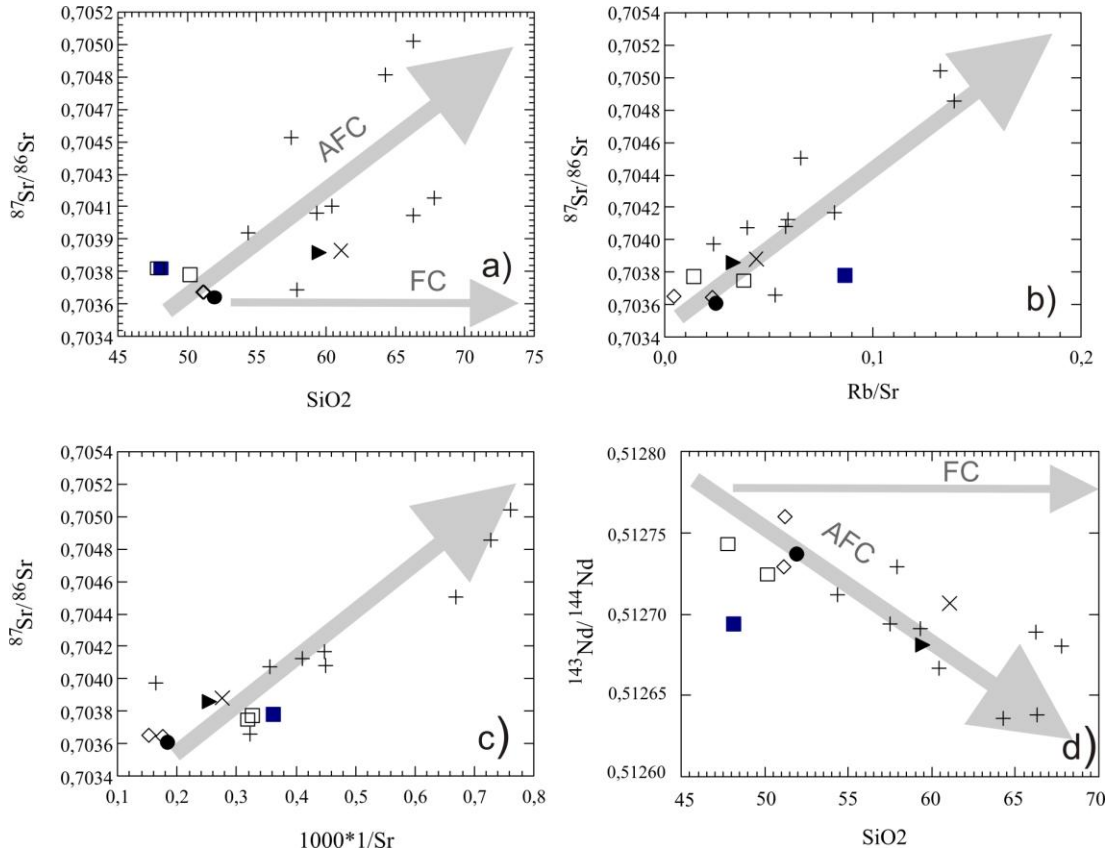
	Gl-82	Gl-104	Gl-105	Gl-96	Gl-109
	Trakit-Trakiandezit			Bazaltik Trakiandezit	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704501	0.704084	0.704072	0.703649	0.703647
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512694	0.512691	0.512689	0.512760	0.512729
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	19.26	19.41	19.31	19.49	19.45
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.67	15.66	15.66	15.66	15.66
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	39.18	39.36	39.24	39.44	39.46
eNd(0)	1.1	1.0	1.0	2.4	1.8

	Gl-40	Gl-70	Gl-34	Gl-103	Gl-93	BC-1
	Lamprofir		Monzosyenit	Tefrifonolit	Trakit	Lamproit
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703742	0.703773	0.703863	0.703612	0.703878	0.703778
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512724	0.512743	0.512681	0.512737	0.512707	0.512694
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	19.45	19.41	19.42	19.45	19.33	19.54
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.65	15.65	15.67	15.66	15.68	15.65
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	39.39	39.33	39.38	39.26	39.27	39.49
eNd(0)	1.7	2.0	0.8	1.9	1.3	1.1

bileşim ve modal bileşim açısından meydana gelen değişimleri kapsayan bir prosestir (Menzies, 1983; Galer ve O'nions, 1986; Roden, 1987; Kil ve Wendlandt, 2007). Hatta sülfat, karbonat- H_2O , alkalilerce zengin alüminosilikat ergiyikleri manto içerisine dalan bir okyanusal litosferden türeyebilmektedirler (Stracke ve Hegner, 1998). Bu süreç içerisinde uyumsuz elementler ve hafif nadir toprak elementler açısından zengin sulu mineraller ana kayadaki birincil minerallerin yerini almaktadırlar. Manto metasomatizmasına neden olan ergiyik yada akışkanlar İspanya ve İtalya'da olduğu gibi dalan bir okyanusal litosferi oluşturan kayaların

dehidratasyonu/ergimesi veya doğu Afrika rift sisteminde olduğu bir manto sorgucu veya böyle sorguç benzeri manto yükselimlerinin sığ kesimlerinde basınç azalmasına bağlı gelişen kısmi ergimelerden kaynaklanabilmektedir (Faure, 2001, s. 281). Metasomatik zenginleşme oldukça uzun bir süre önce meydana gelmişse iz element içeriğindeki değişimler izotop bileşimlerine yansımakta ve metasomatizmaya uğrayan mantodan türeyen volkanikler hem kimyasal hem de izotop bileşimleri açısından yüksek değerler sergilemektedir. Genç metasomatizma sözkonusu ise volkanikler iz element içerikleri açısından zenginleşme göstermekte fakat izotop bileşimleri açısından tüketilmiş bir rezervuarı işaret etmektedir (Güleç, 2001).

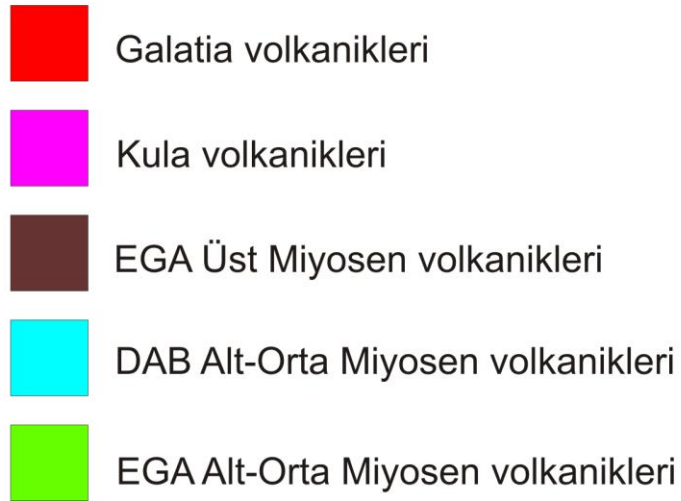
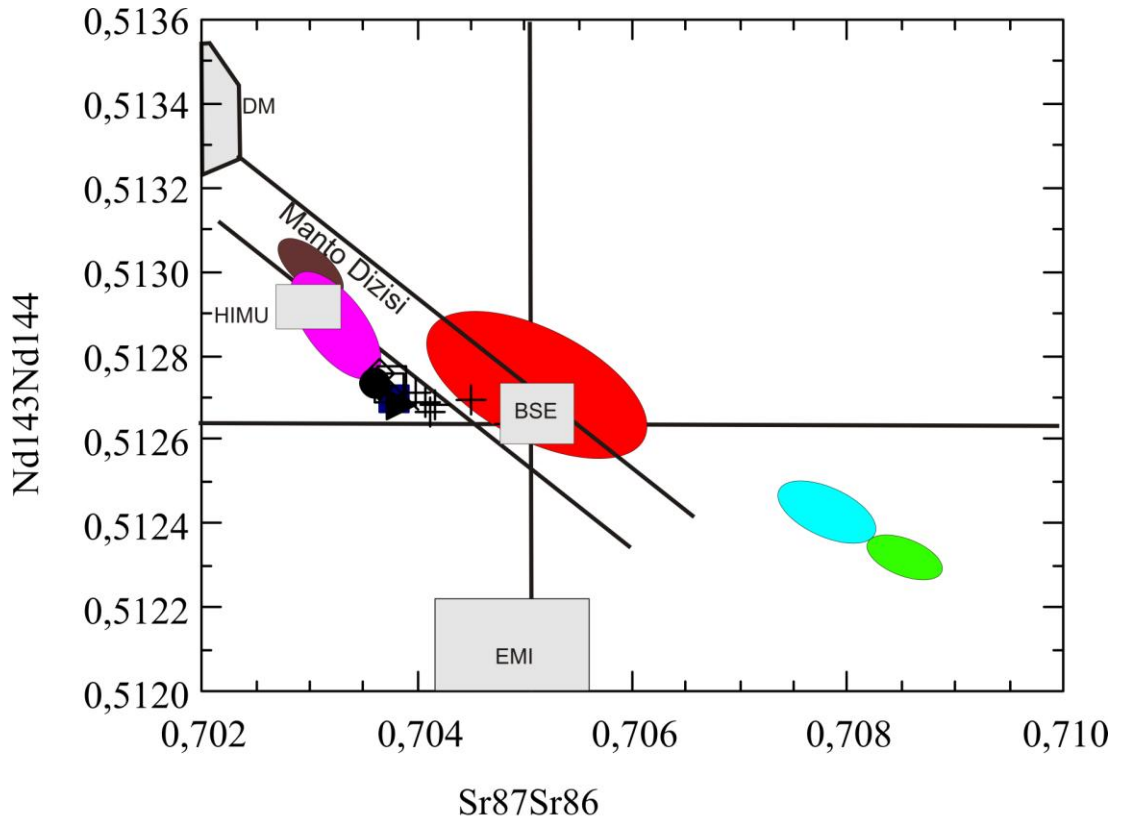
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları kaldera dışı volkaniklerden trakit-trakiandezit grubu kayalarda 0.703659 ile 0.705039 arasında değişmekte olup kabuksal kontaminasyona işaret eden SiO_2 , Rb/Sr ve $1000 \cdot 1/\text{S}$ indisleri arasında pozitif bir korelasyon sergilemektedir (Şekil 5.37). Bu da mantodan türeyen ve trakit-trakiandezit grubu kayaları oluşturan magmanın kıtasal kabuk içerisindeki hareketi ve fraksiyonel kristallenmesi sırasında kabuksal kontaminasyona uğradığını göstermektedir. Ancak $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri bazaltik trakiandezitlerde 0.703647-0.703649 ve lamprofirlerde 0.703742-0.703773 gibi oldukça düşük değerlerde olup dar aralıklarda değişim göstermektedir. Bu değerler ortalama okyanus ortası sırt bazaltlarından (0.7028; Faure, 1977) yüksek olup ortalama okyanus adası magmatik kayalarına (0.7039; Faure, 1977) yakın değerler sergilemektedir. Düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranlarına sahip bu bazik karakterli volkanikler Cs, Rb, Ba, U, Th, Sr, K gibi LIL elementler ve LREE açısından oldukça zenginleşme göstermekte ve bu zenginleşmenin oldukça genç olup izotop oranlarının değişimi için yeterli zamanın geçmediği anlaşılmaktadır. Trakiandezitler içerisinde yer alan monzosyenit anklavında da $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı 0.703863 olup bazaltik trakiandezit ve lamprofirlere yakın değerlerdedir. SiO_2 içeriği ile kabuksal kontaminasyon arasında da negatif bir ilişki görülmekte ve gerilme tektoniği rejimi içerisinde magmada SiO_2 içeriğinin azalmasına bağlı olarak kabuksal kontaminasyonun etkisini yitirdiği anlaşılmaktadır. Yine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop bileşimleri kaldera içi volkaniklerden tefrifonolitlerde 0.703612 ve trakitik domda 0.703878 olup oldukça düşük değerlerdedir. Dolayısıyla bu düşük Sr izotop değerleri kaldera içi volkaniklerin kabuksal malzemedan kaynaklanan



Şekil 5.37 Gölcük volkaniklerinin a) SiO_2 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, b) Rb/Sr - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, c) $1/\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, d) SiO_2 - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ değişim diyagramları.

radyojenik ^{87}Sr izotopundan önemli derecede etkilenmeden doğrudan mantodan türeyen ergiyiklerden itibaren fraksiyonel kristallenme ile oluştuklarını göstermektedir. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop değerleri kaldera dışı volkaniklerden trakit-trakiandezit grubu kayalarda 0.512636-0.512729, bazaltik trakiandezitlerde 0.512729-0.512760, lamprofirlerde 0.512724-0.512743, monzosyenit anklavında 0.512681 olarak belirlenmiş ve genel olarak SiO_2 içeriğinin azalmasına bağlı olarak $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranlarının arttığı görülmektedir. Bu da bazaltik trakiandezitlerden itibaren trakiandezit ve trakite doğru olan magma gelişiminde asimilasyon fraksiyonel kristallenmenin rol oynadığını göstermektedir. Dolayısıyla üst kabuk bileşenlerinin asimilasyonunu içeren bu asimilasyon fraksiyonel kristallenme olayı trakit-trakiandezit grubu kayaların petrojenezinde önemli rol oynamıştır. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranları kaldera içi volkaniklerden tefrifonolitte

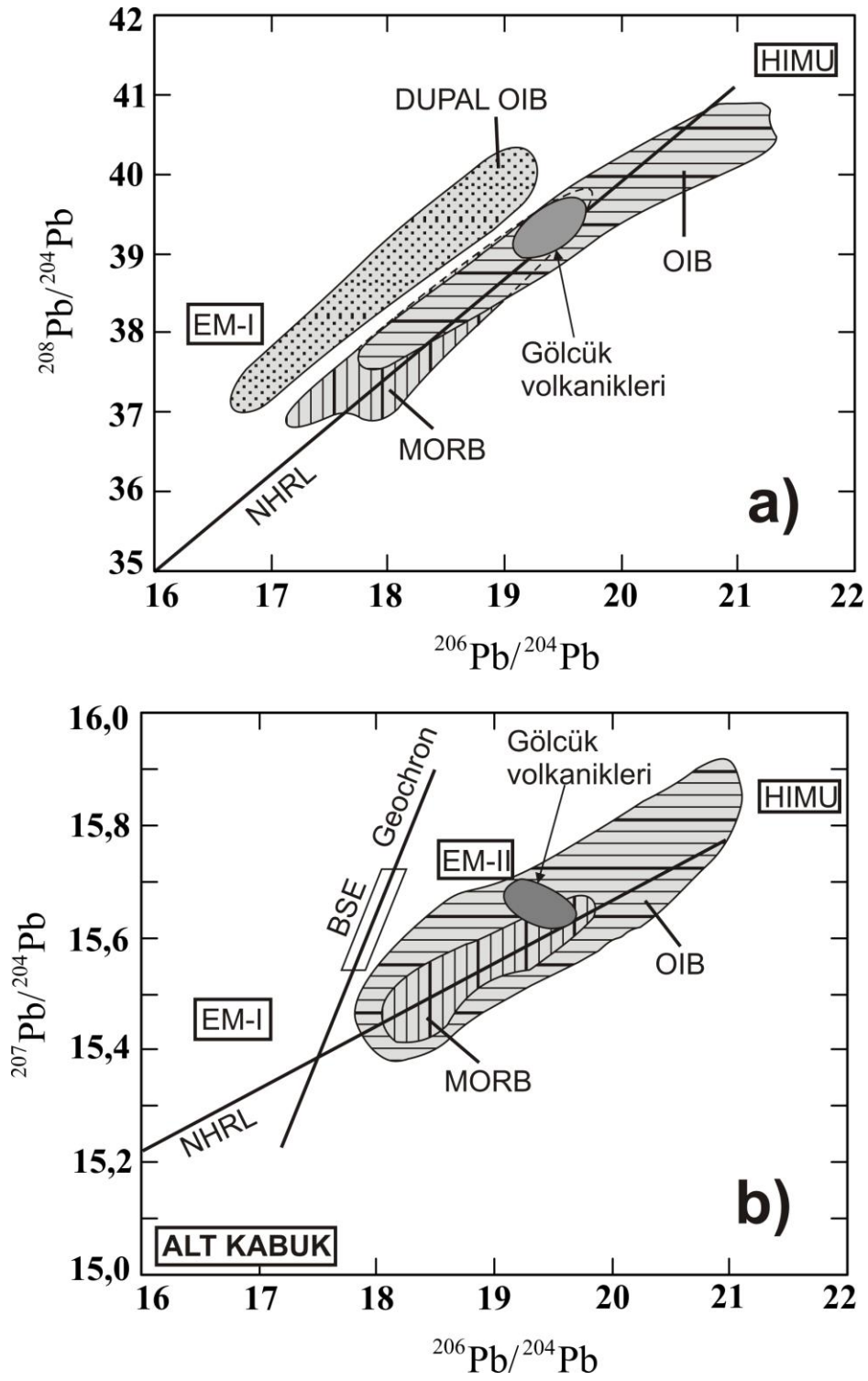
0.512737, trakit domunda ise 0.512707 olup trakit-trakiandezit grubu kayaçlardan genel olarak daha yüksektir. Gölcük volkanikleri Sr-Nd izotop diyagramında sol üst köşede yer alan düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve yüksek ϵ_{Nd} değerleri ile karakterize edilen izotopik olarak tüketilmiş manto alanı içerisinde HIMU'ya yakın olarak dağılım sunmaktadır (Şekil 5.38). Bu bölgede volkaniklerden ikisi Toplam Yerküre'ye (BE) yakın olmak üzere üç örnek kontaminasyona uğramamış MORB+OIB manto alanı olarak tanımlanan Manto Dizisi alanında, diğerleri Manto Dizisi'nin hemen dışında ancak Manto dizisine paralel olarak dağılım göstermekte ve genel olarak $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ile $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ arasında negatif bir korelasyon bulunmaktadır. Gölcük volkaniklerinde ϵ_{Nd} değerleri 0-2.0 değişmektedir. Genel olarak volkanik kayaçlarda pozitif ϵ_{Nd} değerleri bu kayaçları oluşturan magmanın izotopik olarak tüketilmiş manto kaynağından (DMM) türediği şeklinde açıklanmaktadır (Rollinson, 1993). Hawkesworth ve diğ. (1990) spinel peridotit ve granat peridotit ksenolitleri üzerinde yaptığı izotop çalışmalarında spinel peridotitlerin Sr-Nd izotop diyagramının sol üst köşesinde yer aldıklarını belirlemişlerdir. Sr, Nd, Pb, Hf, Os, He izotop bileşimlerine göre okyanusal ada bazaltlarının genel olarak tüketilmiş MORB manto (DMM), high- μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, HIMU) manto, EM1, EM2 ve FOZO (Focal Zone) olarak tanımlanan beş farklı manto rezervuarından türedikleri kabul edilmektedir (Zindler ve Hart, 1986; Ernst ve Buchan, 2003). DMM düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, düşük $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, yüksek $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotopları ile karakterize edilmekte ve MORB kaynak alanını teşkil etmektedir. HIMU manto (high μ , $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) yüksek U, ^{204}Pb izotopuna nazaran yüksek ^{206}Pb ve ^{208}Pb izotopları ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20.5$) ancak düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (< 0.702) oranları ile karakterize edilmektedir (Hart, 1998). Okyanusal litosfer manto içerisine dalarken okyanusal litosferin dehidratasyonu sırasında sülfidlerin ve oksitlerin yapısının bozulmasıyla kurşun (Pb) açığa çıkmakta ve LIL elementlerle birlikte kurşun litosferden ayrılarak üstte ada yayı magmatizmasının kaynağını oluşturan manto kaması içerisine geçmektedir (Aizawa ve diğ., 1999). Dalmaya devam eden litosferde U+Th/Pb oranı artmaktadır. Yüksek U+Th/Pb oranına sahip litosfer manto içerisine karışarak bu uranyum ve toryum (U+Th) zamanla yüksek $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranlarına dönüşmekte ve böylece HIMU manto oluşmaktadır. Gölcük volkanikleri bu açıdan ele alındığında $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları 19.19-19.54 arasında olup HIMU değerlerinden biraz düşük ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları ise



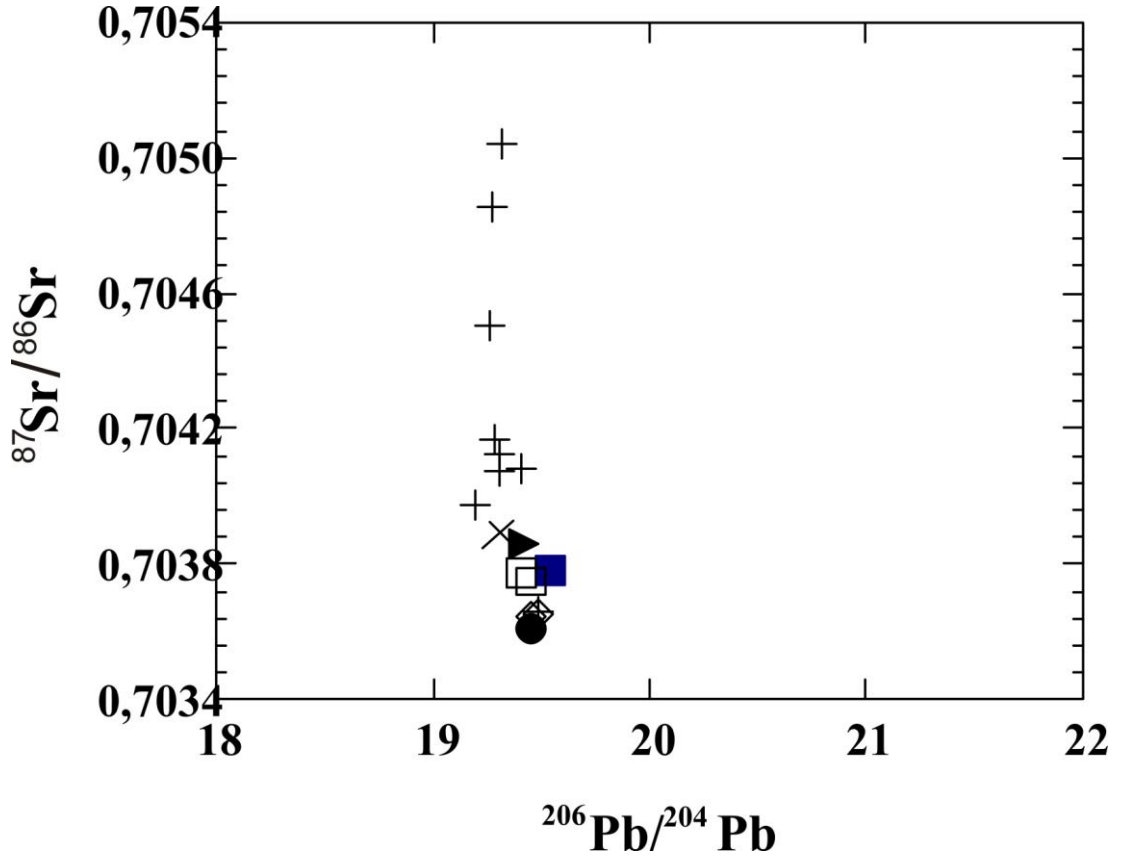
Şekil 5.38 Gölcük volkaniklerine ait Sr-Nd izotop korelasyon diyagramı

0.703612-0.705039 arasında olup HIMU değerlerinden biraz daha yüksektir ve güney Avustralya lavlarına benzerlik göstermektedir (Lassiter ve diğ., 2003). Hart ve diğ. (1986) metasomatizmaya yol açan faktörlere bağlı olarak litosferik mantonun HIMU veya EM1 türde izotopik özellik kazanabileceğini ileri sürmüştür. Benzer şekilde Halliday ve diğ. (1995) okyanusal litosfere ait litosferik mantonun uyumsuz elementlerce zenginleşmesi sonucu çok yüksek U/Pb değerlerine sahip bir manto rezervuarının gelişebileceğini, bunda hem yüksek $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve düşük $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları ile karakterize edilen ‘genç’ (<100 my) HIMU rezervuarı ve hem de bu litosferin konvektif manto içerisine karışmasıyla ‘yaşlı’ HIMU rezervuarını oluşturabileceğini ifade etmişlerdir. Macera ve diğ. (2003) yüksek $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (genellikle ≥ 19), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (39-39.5) ve orta $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.60-15.65) izotop oranları ile karakterize edilen Veneto bölgesindeki (GD Alpler) Tersiyer volkaniklerinin HIMU karakterini yansıttığını belirtmişlerdir. Aynı şekilde Gölcük volkanikleride $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20.5$ izotop oranı ile karakterize edilen tipik bir HIMU izotop oranına sahip olmayıp ancak buna yakın değerler sergilemektedir. Kıtasal litosferin tüketilmiş mantoya (DMM) karışmasıyla OIB karakterinde zenginleşmiş bir bileşim (zenginleşmiş manto, EM) meydana gelebilmektedir (Hart, 1988). Zenginleşmiş manto (EM) belli bir $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerinde değişken $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ve yüksek $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri ile karakterize olmaktadır (Zindler ve Hart, 1986; Güleç, 2001). Bu rezervuar düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerine sahip EM1 ve yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerine sahip EM2 rezervuarı olmak üzere 2 alt rezervuara ayrılmaktadır. EM1 alt rezervuarı ise alt kıtasal kabuk, EM2 alt rezervuarı üst kıtasal kabuk için tipik olan bir bileşime sahip olup söz konusu manto rezervuarlarındaki zenginleşme yitim zonlarında mantoya karışan üst ve alt kıtasal kabuk malzemelerinin döngüleri ile açıklanmaktadır (Aizawa ve diğ., 1999; Ikeda ve diğ., 2000; Güleç, 2001). EM2 zenginleşmesine yol açan sedimanlar dalma-batma zonlarındaki yığılma prizmalarından da kaynaklanabilmektedir. Sun ve McDonough (1989) EM2 türde mantonun yitimle ilişkili metasomatizmaya uğramış kıtasal litosferik mantonun delaminasyonu veya yitimden etkilenmiş manto kaması içerisindeki mantonun döngüsü ile oluşabileceğini belirtmiştir. Aizawa ve diğ. (1999) Sr-Nd izotoplarına göre tüketilmiş veya primitif mantoya düşük miktarda dalan sedimanların karışmasıyla EM2 türde zenginleşmiş bir mantonun oluşabileceğini

ifade etmişlerdir. Weaver (1991) zenginleşmiş manto (EM) komponentlerini HIMU OIB, EM1 OIB ve EM2 OIB olmak üzere üç kısımda incelemiştir. EM1 OIB komponentleri 0.5124-0.5125 gibi düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (N-MORB, HIMU ve EM2 OIB'den düşük) ve 0.7050-0.7055 gibi orta düzeyde $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları ile (N-MORB ve HIMU OIB'den yüksek ancak EM2 OIB'den düşük) karakterize edilmektedir (Weaver, 1991). EM2 OIB ortalama 0.51255 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranı ile HIMU ve EM1 OIB arasında yer almaktadır. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları EM2 OIB'de sırasıyla 19.0, 15.7, 39.5 civarındadır. Gölçük volkaniklerinde $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları sırasıyla 19.19-19.54, 15.64-15.67, 39.12-39.49 arasında değişmekte olup Pb izotopları açısından EM2 OIB değerlerine yakındır. Sun ve McDonough (1989) EM2 tip mantoda $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranlarının ≥ 19 olduğunu, iz element ve izotop jeokimyalarının manto içerisine çok yeni dalan sedimanların varlığını yansıttığını ifade etmişlerdir. Diğer taraftan Widom (1997) EM1 türdeki manto kaynağını okyanusal kabuğukla birlikte pelajik sedimanlar ve EM2 türdeki manto kaynağını ise metasomatize kıtasal litosferik manto karışımı ile ilişkilendirmekle birlikte sediman veya metasomatize kıtasal litosferik manto karışımının ancak Re-Os izotop sistemleriyle ayırt edilebileceğini ifade etmiştir. Yurimoto ve diğ. (2004) HIMU mantoya sediman karışımı ile EM1 ve EM2 manto kaynakları arasındaki ilişkiden bahsetmiştir. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramında Gölçük volkanikleri Kuzey Yarımküre Referans Çizgisi'nin (Northern Hemisphere Reference Line, NHRL) hemen üzerinde ve buna paralel olarak dizilmişlerdir (Şekil 5.39a). Bu diyagramda volkanikler MORB alanının yüksek $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ tarafındaki uç kesiminde dağılım göstermekte olup zenginleşmiş MORB kaynağını yansıtmaktadır. Yine aynı şekilde $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramında Geochron'un sağ tarafında ve NHRL çizgisinin hemen üzerinde MORB alanının yüksek $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ tarafındaki uç kesiminde dağılım göstermekte ve EM2'ye yakın alanda yer almaktadırlar (Şekil 5.39b). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değişim diyagramında volkanikler $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranında fazla bir değişim olmadan $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ eksenine yaklaşık paralel olarak dizilmekte ve bu da yüksek SiO_2 içeriğine sahip trakit-trakiandezit grubu kayalarda kabuksal kontaminasyonu yansıtmaktadır (Şekil 5.40). EM1 OIB'de LILE ve LREE'lere göre Ba açısından zenginleşme pelajik sediman komponentlerine, EM2 OIB'de dikkate değer Ba zenginleşmesinin görülmemesi ise



Şekil 5.39 Gölcük volkaniklerine ait a) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$,
b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop korelasyon diyagramı



Şekil 5.40 Gölcük volkaniklerine ait $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop korelasyon diyagramı

karasal sediman komponentlerine bağlanmaktadır (Weaver, 1991). Tüm bu veriler Gölcük volkaniklerinin DMM-HIMU-EM2 türde manto komponentlerinin rol oynadığı kompleks manto rezervuarlarından türediğini göstermektedir.

Batı Anadolu’da Ezine-Gülpınar-Ayvacık (EGA) Dikili-Ayvalık-Bergama volkanik provensi içerisinde yer alan Alt-Orta Miyosen yaşlı volkaniklerde $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları 0.70757-0.70868 ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranları 0.5132-0.51246 arasında değişmektedir (Aldanmaz ve diğ., 2000). Bu da yitim karakteri taşıyan litosferik manto kaynağına işaret etmektedir. Buna karşın Üst Miyosen volkanikleri düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70311-0.70325) ve yüksek $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51293-0.51298) izotop oranına sahiptirler ve zenginleşmiş astenosferik manto kaynağını yansıtmaktadır (Aldanmaz

ve diğ., 2000). Yine batı Anadolu'da Kula lavlarında $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları sırasıyla 0.703029-0.703490, 0.512773-0.512941, 18.68-19.064, 15.606-15.683, 38.560-39.113 arasında değişmektedir (Alıcı ve diğ., 2002). Kula lavlarında kabuksal kirlenme önemli derecede rol oynamamış olup OIB türü astenosferik manto ile litosferik manto rezervuarları magma oluşumunda etkili olmuşlardır (Alıcı ve diğ., 2002). Sr-Nd izotop korelasyon diyagramında Gölcük volkanikleri $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları açısından Kula lavlarına benzerlik teşkil etmekte ve Sr-Nd diyagramında yakın alanlarda dağılım sunmaktadırlar (Şekil 5.38).

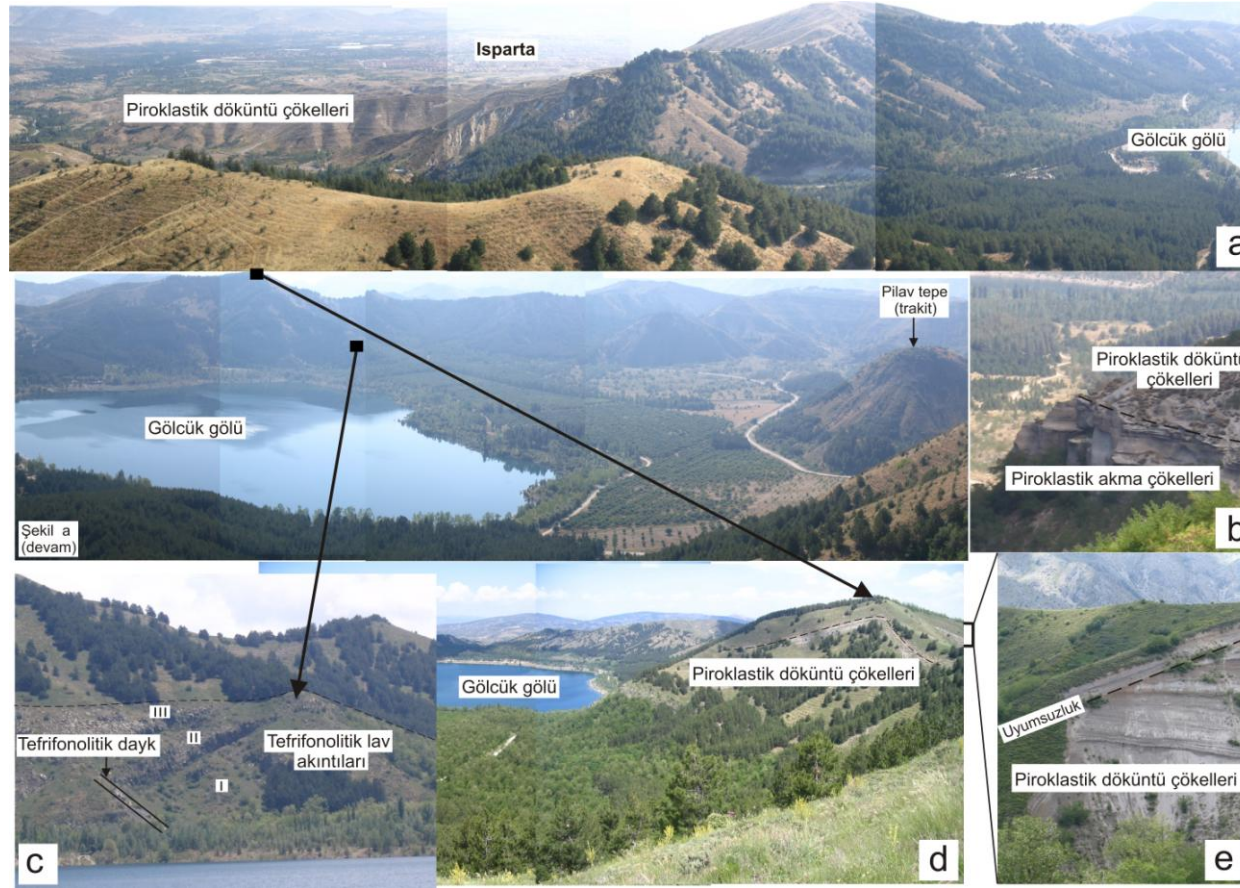
6 VOLKANİK PÜSKÜRME EVRELERİ VE JEOKRONOLOJİ

6.1 Volkanik püskürme evreleri

Isparta yerleşim alanının güneyinde yer alan Gölcük kalderası yaklaşık 2.5 km çapında bir volkanik patlama çukuru olup içerisinde küçük bir göl yer almaktadır (Şekil 5.41a). Kalderanın doğu, güney ve batı kenarları boyunca tefrifonolitik lav akıntıları mevcut olup (Şekil 5.41c) iç kesiminde kaldera oluşumuna bağlı olarak gelişmiş trakitik domlar bulunmaktadır (Şekil 5.41a). Volkanik patlama sırasında magma odasından dışarı atılan piroklastik ürünler hemen kaldera ve yakın civarında piroklastik akma (flow), döküntü (fall), türbülans (surge) ve daha küçük ölçekte lahar çökelleri şeklinde gözlenmektedir (Şekil 5.41b,d,e). Özellikle piroklastik döküntü çökelleri bu patlama çukuru etrafında katmansı şekilde konsantrik olarak içe ve dışa doğru eğimli bir konumda yığılmışlardır. Bu özellikleriyle patlamalı Gölcük volkanizmasının maar tipi bir volkanizma özelliğini taşıdığı görülmektedir. Patlamalı Pleyistosen volkanizması her biri farklı volkanik ürünler ile temsil edilen en az üç ayrı püskürme evresine ayrılmıştır.

I. püskürme evresi: piroklastik akma çökellerinin oluşumu

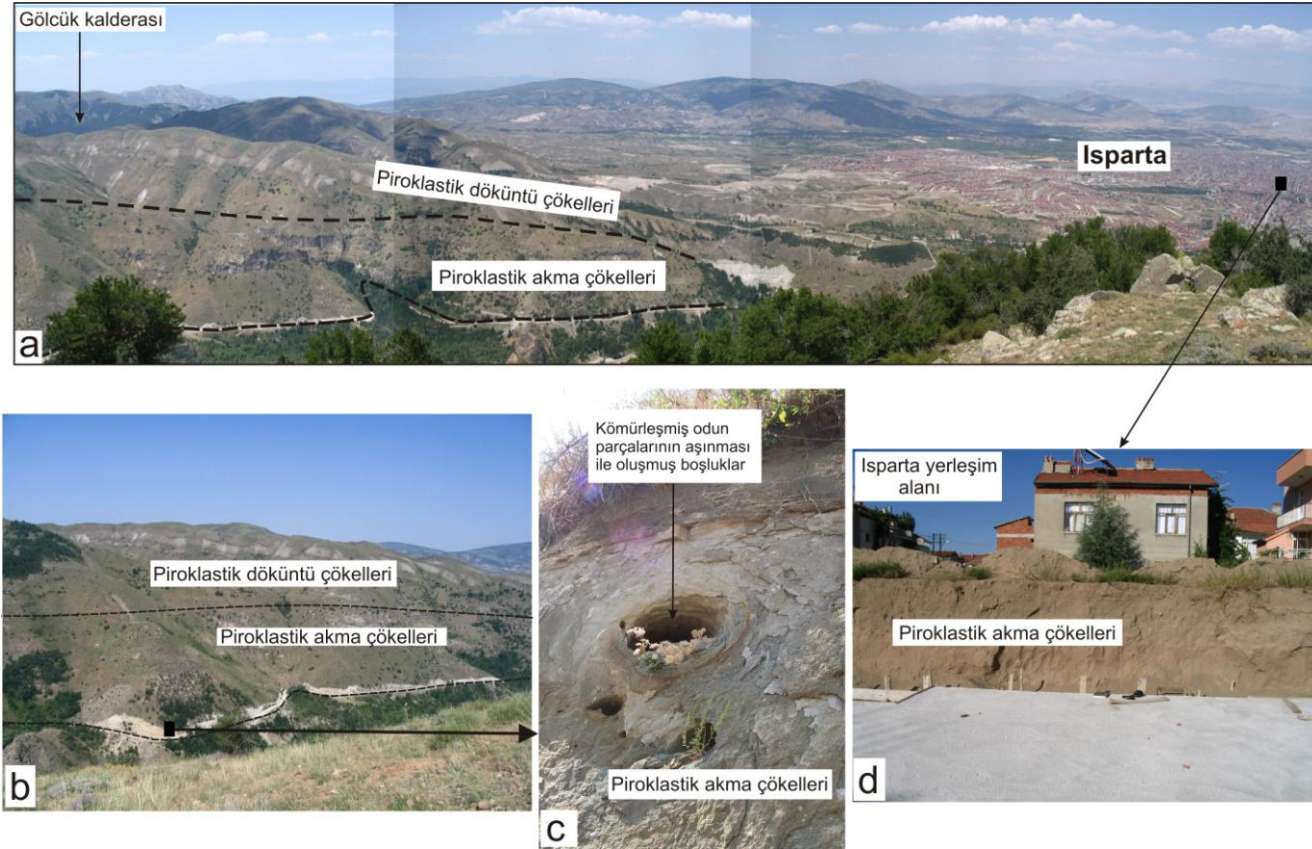
Piroklastik akma çökelleri genellikle masif ignimbritik tüfler ile karakterize edilmektedir. Gölcük maar kraterinin güneyinde Pürenlioşa civarında yer alan piroklastik akma çökelleri (Şekil 5.41b) birinci püskürme evresinde birincil kaldera



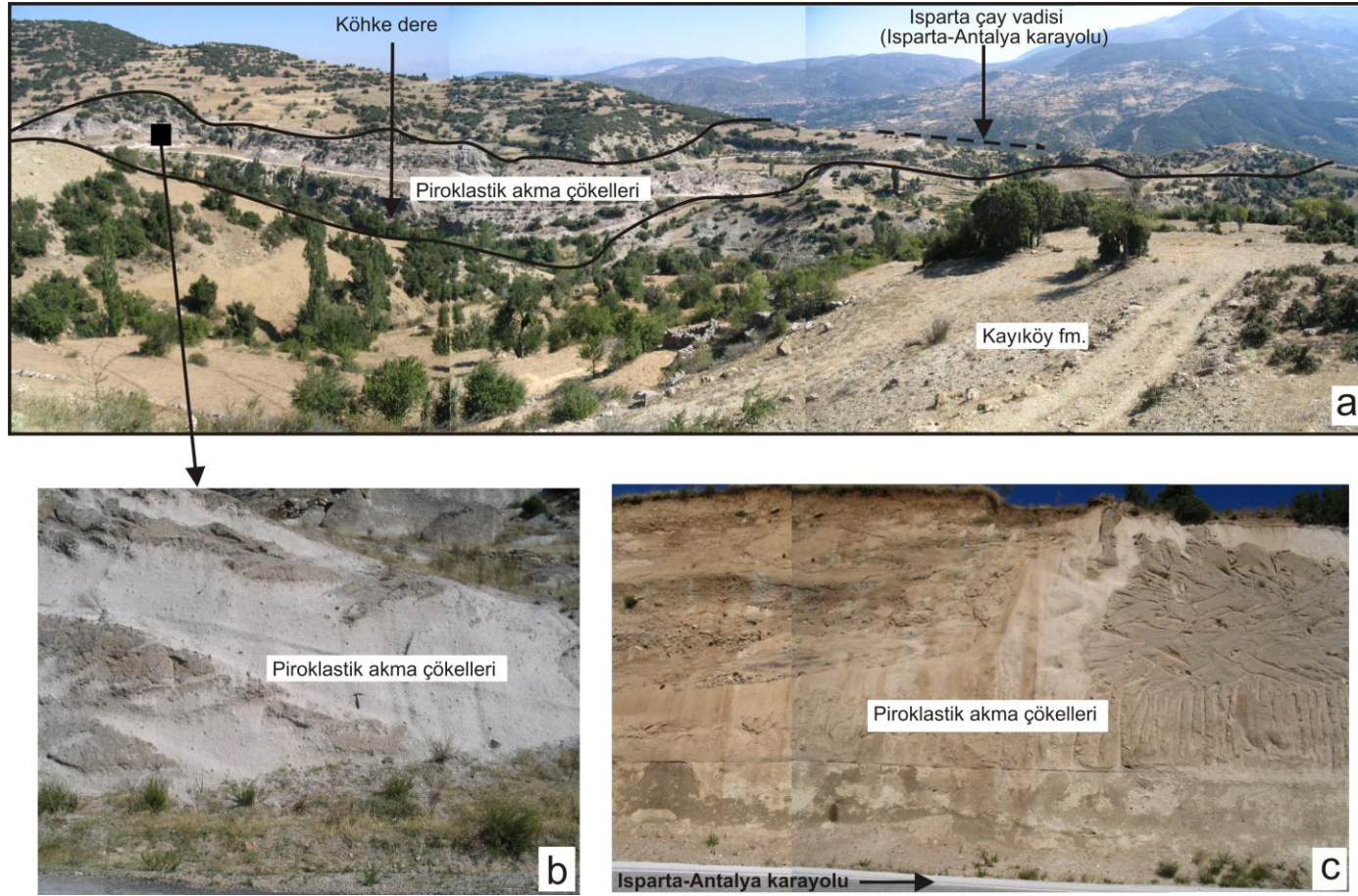
Şekil 5.41 a) Gölçük kalderası ve gölünün görünüm, b) kaldera güney kesimindeki Pürenlio'va'da yer alan piroklastik akma ve döküntü çökelleri, c) kaldera kuzeydoğu kenarında yer alan tefrifonolitik lav akıntıları ve bunları kesen tefrifonolitik dayk, d,e) kaldera doğu kesiminde pomzalardan oluşan piroklastik döküntü çökelleri.

içerisini dolduran ve üçüncü evrede meydana gelen phreatoplinian tipi bir patlama sonrası korunarak geriye kalan kısmını temsil etmektedir. Piroklastik akma çökelleri Dere mahallesi güneyindeki derin vadi içerisinde piroklastik döküntü çökellerinden oluşan tuf konisi altında (Şekil 5.42a-b), Isparta yerleşim alanının temelinde (Şekil 5.42a,d), inceleme alanı doğusunda Köhke dere (Şekil 5.43a-b) ve Isparta-Antalya karayolu boyunca uzanan Isparta Çay vadisi içerisinde yer yer gözlenmektedir (Şekil 5.43c). Ancak en iyi şekilde Gölcük kalderası doğusunda yer alan ve Dere mahallesine doğru uzanan derin vadi içerisinde gözlenmekte olup (Şekil 5.44a,c; Özgür ve diğ., 2008; Platevoet ve diğ., 2008) kendi içerisinde birbirinden yer yer paleotoprak düzeyleri ile ayrılan üst üste gelişmiş altı piroklastik akma düzeyinden oluşmaktadır (Şekil 5.44a-b). Bu piroklastik akma çökelleri temel kayalar içerisinde gelişmiş paleovadileri doldurur şekilde bulunmaktadırlar. Her bir piroklastik akma düzeyi genellikle cm-dm boyutlarında pomza parçaları içeren zayıf pekleşmiş, homojen yapılı taze yada kaynaklanmış kül matriksten oluşmaktadır. Ayrıca pomzalarla birlikte temele ait sedimanter ve bunlar içerisinde yer alan volkanik kayalara ait kırıntılara da rastlanmaktadır. Piroklastik akma çökelleri içerisinde orta düzeyde tabakalanma gösteren, litoklast bileşenleri de içeren çoğunlukla pomzalardan yapılı dm kalınlığında katmansız seviyeler de gözlenmektedir. Yine bu piroklastik akma düzeylerinin taban kesimlerinde eski volkanik kaya ve pomzalardan yapılı matriks içerisinde boyutları 10 ile 50 cm arasında değişen volkanik kaya yığılımlarının oluşturduğu kalın düzeyler bulunmaktadır. Piroklastik akma çökel istifinin en alt seviyesinde belirli bir yönde uzunlamasına gelişmiş çapı 30 cm ye kadar ulaşan oval boşluklar bulunmakta ve bu boşlukların kenar kesimlerinde kömürleşmiş bitki kalıntılarına rastlanmaktadır (Şekil 5.42c). Bu boşluklar piroklastik malzemenin akışı esnasında tabandan sürükleyerek içerisine aldığı bitki dallarının kömürleşmesi, bu kömürleşen bitkilerin zamanla aşınarak yerini boşaltması ile oluştuğu anlaşılmaktadır. Bu veriler piroklastik akmanın geliştiği dönemde bölgenin yer yer bitkilerle kaplı olduğunu ve piroklastik akma çökellerinin yüzeyde akışı esnasında yüksek sıcaklığa sahip olduğunu da göstermektedir.

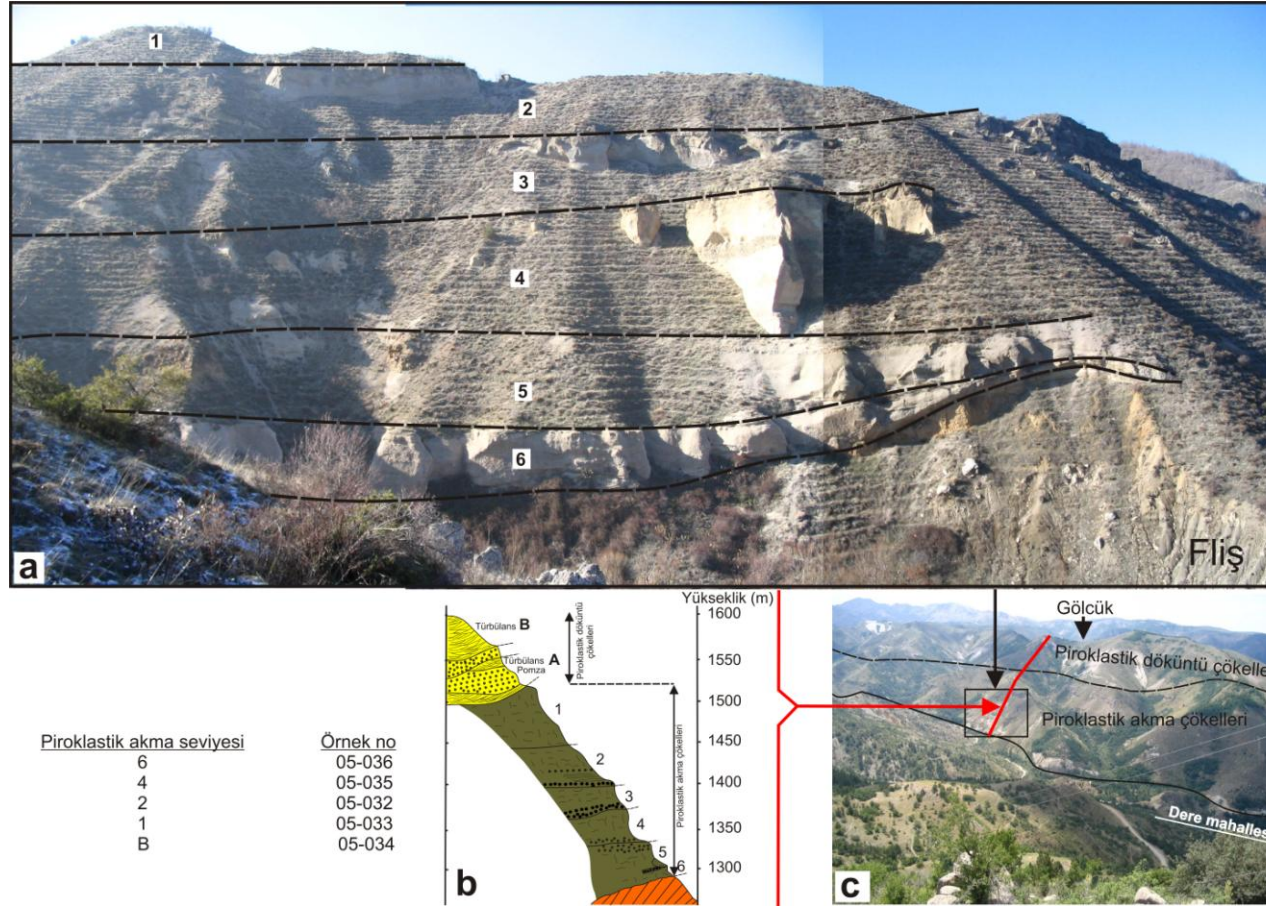
Piroklastik akma çökelleri Gölcük volkanizmasının pliniyen tipteki faaliyetinin başlangıcına tekabül etmektedir. İnceleme alanının batı kesiminde ve dışında kalan



Şekil 5.42 a, b) Gölçük kalderası doğu kesiminde piroklastik akma ve piroklastik döküntü çökellerinin görünümü, c) piroklastik akma çökellerinin en taban kesiminde kömürleşmiş bitkilerin aşınmasıyla oluşmuş oval boşluklar, d) Isparta yerleşim alanı altında yer alan piroklastik akma çökelleri.

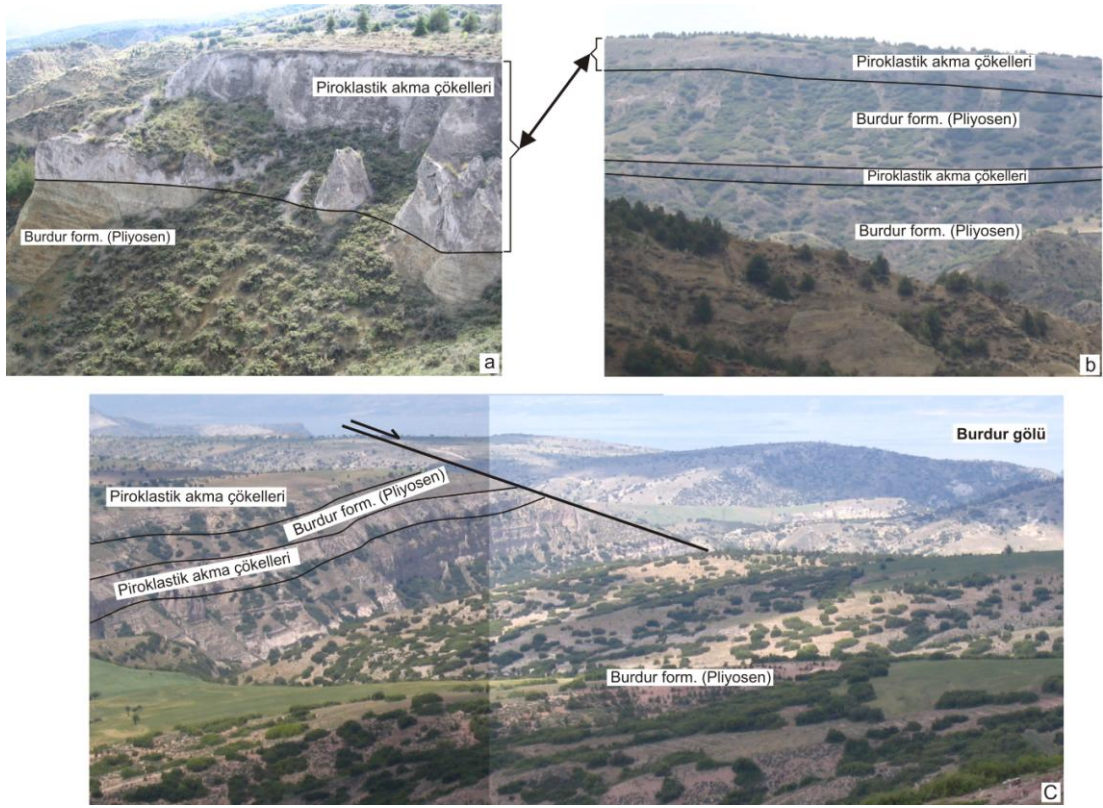


Şekil 5.43 a) Köhke dere içerisinde, (b,c) Isparta-Antalya karayolu üzerinde yer alan piroklastik akma çökelleri.



Şekil 5.44 a) Gölcük kalderası doğusunda mostra veren ignimbiritik tüflerle karakterize edilen tüm piroklastik akma seviyelerinin görünümü, b) tüm piroklastik akma çökellerinin stratigrafik kesiti, c) tüm piroklastik akma çökelleri ve üzerine gelen piroklastik döküntü çökellerinin görünümü.

bölgede Gölcük volkanizmasına ait en az iki piroklastik akma seviyesi Burdur formasyonunu oluşturan Pliyosen gölsel çökelleri içerisinde yer almaktadır (Şekil 5.45a-c). Bu gölsel çökeller ile piroklastik çökellerin ardalanmalı yapısı blok faylanmalar kontrolünde gelişen Burdur graben havzası ile Gölcük volkanizması arasındaki yakın ilişkiyi de ortaya koymaktadır. Bununla ilişkili olarak Karaman (1994) Isparta ve yakın civarında Üst Miyosen öncesi genel olarak sıkışma tektoniğinin hakim olduğunu, Üst Miyosen ve günümüz arasında çekme tektoniğinin etkin olduğunu, bu çekme tektoniğine bağlı olarak bölgede KKD normal faylanmalar, horst-graben yapıları, aktif volkanizma ve blok faylanmalara bağlı Burdur graben havzasında gölsel-karasal tortullaşmaların geliştiğini belirtmiştir.



Şekil 5.45 Burdur gölsel çökelleri içerisinde ve üzerinde gelişmiş piroklastik akma çökelleri

II. püskürme evresi: tefrifonolitik dayk, lav akıntısı ve dom oluşumları

İkinci püskürme evresi kaldera içi ve kenar kesimlerinde daha az miktarda lav çıkışları ile karakterize edilmektedir. Gölcük kalderasının kuzeydoğu kenarında en az üç seviye halinde birbiri üzerinde gelişmiş tefrifonolitik lav akıntıları yer almakta ve

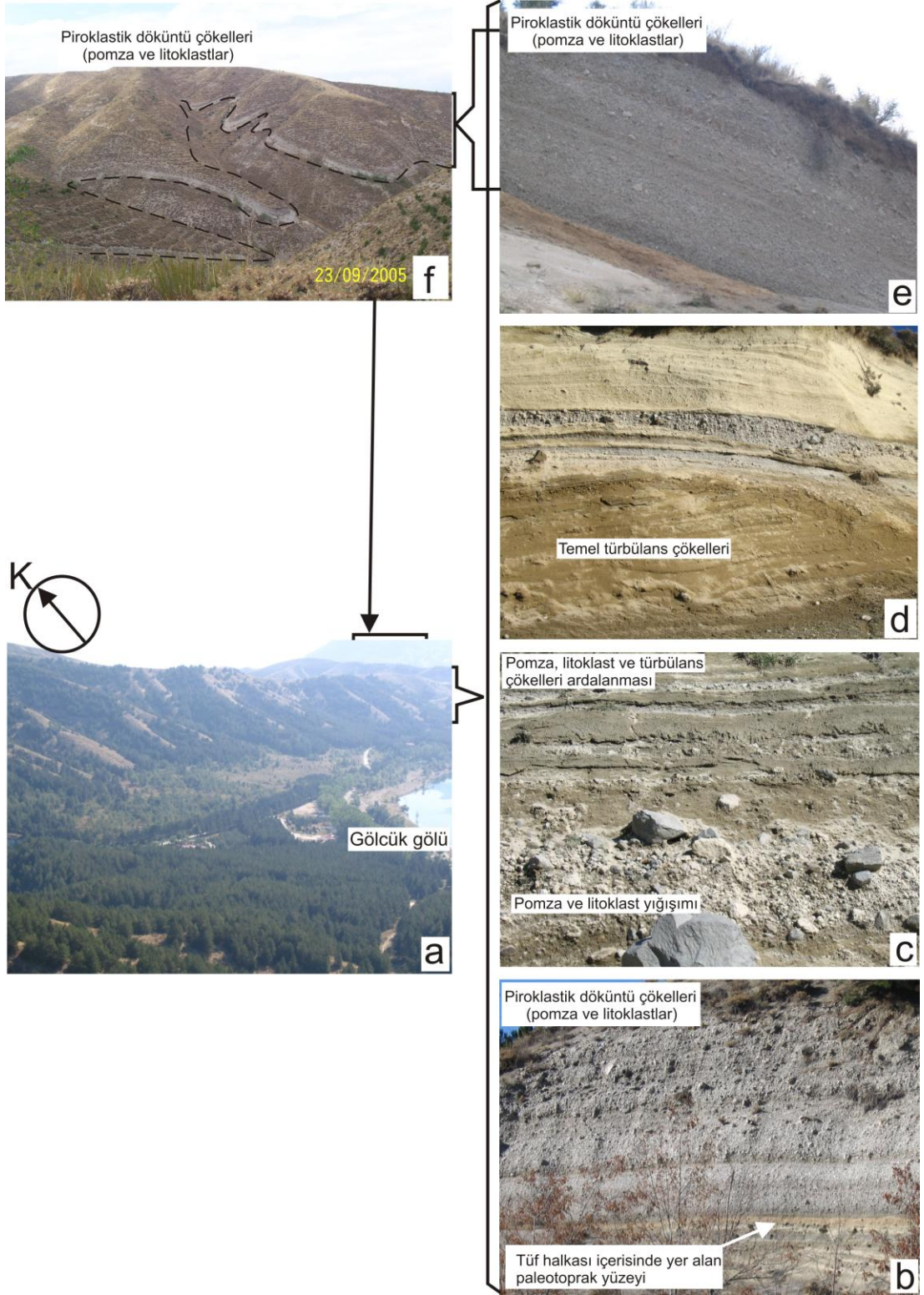
bunlardan alttaki iki seviye yaklaşık 10 m. kalınlığında yine aynı bileşimdeki bir tefrifonolitik dayk tarafından kesilmektedir (Şekil 5.41a,c). Her bir lav akıntısı tabanda yine tefrifonolitik matriks içerisinde aynı magmaya ait cm-dm boyutlarında ve bozunma rengi kırmızımsı kahve, yeşilimsi gri renk tonlarında lav parçaları içeren aglomeratik bir seviye ile başlamaktadır. Kalderanın güney ve batı kenarlarında kalınlığı 30-50 m arasında değişen yine masif yapılu tefrifonolitik lav akıntıları yer almaktadır. Gölcük kalderasının iç kenar kesimlerinde yer alan kesikli de olsa dairesel konumlu bu tefrifonolitik lavlar daha önceki araştırmacıların belirttiği gibi (Kumral ve diğ., 2006) çember dayklar olmayıp kaldera içerisine yerleşmiş olan tefrifonolitik dom ve kenar kesimlerde yamaç üzerine akmış lav akıntılarının üçüncü püskürme evresinden arda kalan korunmuş kalıntılar olduğu düşünülmektedir. Bu tefrifonolitik lav akıntısı ve domlar aynı magma haznesine ait olup birinci pliniyen püskürme evresinin hemen ardından patlama çukuru içerisine yerleşmişlerdir. Birinci Püskürme evresinde zonlu bir magma odasının en üst kesiminden türeyen akışkanlar açısından zengin, daha patlayıcı özelliğe sahip trakitik bir magmanın ardından viskoz, H₂O açısından doygun olmayan, tefrifonolitik lav çıkışlarının olması ve dolayısıyla magma karakterindeki bu değişim aynı zamanda ikinci püskürme evresinde magma püskürme dinamiğindeki değişime neden olmaktadır. Tefrifonolitik lavlarda amfibol kristallerinin yer almaması dikkati çekmektedir.

III. püskürme evresi: en son tuf halkası çökellerinin oluşumu

Üçüncü püskürme evresine ait piroklastik döküntü ve turbülans çökelleri kaldera içindeki birinci püskürme evresine ait ignimbiritik piroklastik akma çökelleri (Pürenlioiva) ile tefrifonolitik lav akıntılarını örtmekte, kaldera kenar kesimlerinde kaldera merkezine doğru eğimli olmak üzere maar krater etrafında geniş bir tuf halkası oluşturmaktadır. Bu üçüncü evreye ait piroklastik döküntü çökellerinin kalınlığı tuf konisi civarında maksimum 100-150 m arasındadır (Şekil 5.44b). Ancak maar krater kenarından uzaklaştıkça bu kalınlığın azaldığı, Isparta yerleşim alanı ve Eğridir grabeninin kenar kesimlerinde 30-100 cm arasında değiştiği görülmüştür. Kalderanın kuzeydoğu ve doğu yamaçlarında üç ayrı piroklastik döküntü-turbülans çökel seviyesi ayırt edilmiştir (Şekil 5.46a-f). Bu piroklastik çökeller volkanın kuzey kesimindeki sırt ve yamaçları örterek düşük bir eğimle Isparta yerleşim alanına doğru

kesiksiz olarak devam etmektedir. Kuzeydoğu kesimlerinde ise bu piroklastik döküntü çökellerinin oldukça aşınmış olduğu görülmektedir. III. püskürme evresine ait piroklastik çökeller tümüyle maar tipi bir volkanda su-magma etkileşimi neticesinde ardı sıra gelişen phreatopliniyen tipi püskürmeler şeklinde gelişmiş ve maar krater içerisinde trakitik dom çıkışları ile son bulmuştur.

Tüf halkası bir paleotoprak seviyesi ile ayrılan iki piroklastik sekans ve bir formasyon içi uyumsuzlukla karakterize edilen çoğunlukla da erozyona maruz kalmış en üst piroklastik seriden oluşmaktadır. Taban piroklastik sekansı 5-10 m kalınlığında pomza döküntü çökellerinden oluşmaktadır. Bu döküntü çökelleri kendi içerisinde lapilli pomza (1-5 cm) yığışımından oluşan 4-5 katman düzeyine ayrılmakta ve bu katman düzeyleri üstte püskürme gücünde azalmasıyla da ilişkili olarak 20-30 cm boyutlarına ulaşan daha iri taneli pomza ve litoklastlara geçmektedir (Şekil 5.46b). Bu kesimde lapilli pomzalar yine lapilli lavlarla karışık halde bulunmaktadır. Döküntü çökelleri içerisinde yer yer ultramafik, mafik, felsik plütonik bloklara rastlanmakta ve bunların muhtemelen magma yükselimiyle magma odasının tavan kesimine ulaşan ve oradanda püskürme ile dışarı fırlatılan parçalar oldukları düşünülmektedir. Bu döküntü çökelleri dune-antidune, düşme yapıları ile karakterize edilen ve 5-10 m kalınlığında kül yığışımından oluşan temel türbülans çökelleri ile devam etmekte ve bu çökeller iri balistik lav parçası içerikli lapilli pomza ve litoklast karışımı çökeller ile ar dalanma göstermektedir (Şekil 5.46c-d). Bu balistik bloklar maar aktivitesi sırasında parçalanmış daha önceden patlama çukuru içerisine yerleşmiş tefrifonolitik domlara ait parçaları teşkil etmektedir. Tüf konisinin en üst seviyesinde en son faza ait daha küçük hacimde piroklastik döküntü yada yağış çökelleri uyumsuz olarak yer almakta (Şekil 5.46e-f) ve bu çökeller kuzeye Isparta yerleşim alanına doğru olan alanı tedricen eğimi azalan bir topoğrafya görüntüsü içerisinde kaplamaktadır (Şekil 5.42a). Bu 30 cm ile 1 metre arası kalınlıktaki çökel düzey lapilli pomza döküntü çökellerinden yapıldır. Hatta bu en son püskürme evresine ait piroklastik döküntü çökellerine doğuda Gölcükten 25 km uzakta Eğridir grabeni içerisinde, güneybatıda 25 km uzakta Bucak civarında gözlenmektedir. Bu son evre muhtemelen maar krater içerisinde özellikle Pilav tepe ile karakterize edilen trakitik dom gelişimi ile ilişkilidir.



Şekil 5.46 a) Gölcük kalderası etrafında gelişmiş tüf halkasının kuzeydoğu kesimi, b) tüf halkası içerisinde yer alan pomza ve litoklastlar, c) temel türbülans çökelleri ve içerisinde orta-iri lav parçaları, d) temel türbülans çökelleri içerisindeki lapilli pomza ve litoklast karışımından oluşan seviye, e,f) tüf halkasının en üstünde yer alan ve ağırlıklı olarak pomzalardan oluşan piroklastik döküntü çökelleri.

6.2 Jeokronoloji

Daha öncede belirtildiği gibi farklı magmatik ürünlerle karakterize edilen Gölcük volkanizmasına bağlı olarak gelişen volkanik aktivitelerin jeokronolojik gelişiminin ortaya konulabilmesi açısından I. püskürme evresi öncesi oluşan kaldera dışı trakiandezitik domdan, II. püskürme evresinde gelişen trakiandezitik, tefrifonolitik lav akıntısı, dom ve dayklardan, III. püskürme evresinde kaldera içinde oluşan trakitik domdan örnekler alınmış ve bu örneklerden $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemleriyle yaş tayinleri yapılmıştır (Özgür ve diğ., 2008; Platevoet ve diğ., 2008). Elde edilen yaş tayini sonuçları Tablo 6.1’de sunulmuştur. Lav akıntısı ve domlardan alınan volkanik kayaç örneklerinde püskürme zamanını ortaya koymak amacıyla matriks faz fenokristal fazdan ayırtlanarak matriks fazdan yaş tayini yapılmış ve bu yaş tayini çalışmaları sırasında Guillou ve diğ. (1998)’nde belirtilen yöntemler uygulanmıştır. I. Püskürme evresine ait piroklastik akma çökelleri içerisinde özellikle pomzalarda yer alan K-feldspatlardan (anortoklas-sanidin) yaş tayini yapılmış ve bu yaş tayini çalışmaları sırasında Nomade ve diğ. (2005)’nde belirtilen yöntemler uygulanmıştır. Elde edilen yaş tayini sonuçları da Tablo 6.2’de sunulmuştur (Özgür ve diğ., 2008; Platevoet ve diğ., 2008).

I. püskürme evresi öncesinde oluşmuş trakiandezitik domdan alınan örnekte (05-019b) yapılan yaş tayini çalışmalarında 2.77 ± 0.06 my elde edilmiş olup Gölcük civarında Orta Pliyosen döneminde (Piacenzian) dom oluşumu şeklinde gelişen trakiandezitik bir volkanizmanın faaliyette olduğu anlaşılmaktadır. Bu volkanik aktivitenin belirgin bir şekilde 4.0 ± 0.2 ile 4.7 ± 0.2 my zaman aralığında gelişen Alt Pliyosen yaşlı Bucak lösititik lavlarından ve Isparta civarındaki bazı dayk ve volkanik çıkışlardan (Lefevre ve diğ., 1983) daha genç olduğu görülmektedir. II. püskürme evresinde gelişmiş Gölcük maar kraterinin kenar kesiminde yer alan tefrifonolitik lavlardan alınan iki örnekten birinde 115 ± 3 bin yıl (örnek 005-08) ve diğerinde 62 ± 2 bin yıl (örnek 005-11) elde edilmiştir. Bu veriler bize krater içindeki bu volkanik aktivitenin oldukça genç olduğunu ve civardaki Pliyosen volkanikleriyle arasında uzun bir zaman aralığı bulunduğunu göstermektedir. Dolayısıyla eski Pliyosen volkanikleri ile en son volkanik patlamaya bağlı gelişen krater içi volkanikleri doğrudan ilişkili olmayabilirler. Maar krater içerisinde yer alan ve III.

Tablo 6.1. Gölcük volkaniklerinden kaldera içi tefrifonolit, trakit ve kaldera dışı trakitlere ait yaş tayini sonuçları

Örnek no	Deney	Ergiyik ağırlığı (g)	K* (Wt. %)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (10 ⁻¹³ mol/g)	⁴⁰ Ar* Ağırlık ortalaması (±1σ)	Yaş±2σ Bin yıl
005-14	7208	0.90213	4.674±0.047	1.327	1.753±0.123		
005-14	7272	1.47871	“.....”	1.740	1.990±0.064	1.939±0.057	24±2
005-12	7197	0.96924	4.724±0.047	6.503	4.133±0.125		
005-12	7212	1.36758	“.....”	10.143	4.283±0.065	4.251±0.058	52±2
005-11	7160	1.02303	5.230±0.052	1.287	5.805±0.118		
005-11	7192	1.03662	“.....”	1.061	5.403±0.117	5.603±0.083	62±2
005-08	7159	0.99451	5.819±0.058	11.722	11.658±0.013		
005-08	7175	1.06733	“.....”	10.411	11.553±0.013	11.605±0.0009	115±3
Örnek no	Deney	Ergiyik ağırlığı (g)	K* (Wt. %)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (10 ⁻¹³ mol/g)	⁴⁰ Ar* Ağırlık ortalaması (±1σ)	Yaş±2σ Bin yıl
005-19b	7183	1.13575	4.831±0.048	23.322	2.33±0.012		
005-19b	7207	0.50320	“.....”	21.816	2.313±0.012	2.325±0.0008	2.77±0.06

Tablo 6.2 Gölcük volkanizmasına ait tefralardan yaş tayin sonuçları

Örnek No	Tefra yaşı	MSWD	Ksenokrist yaşı
005-36	206.1 ± 9.8 bin yıl	0.39	-
005-32	173.0 ± 7.4 bin yıl	0.19	350-660 bin yıl
005-34	72.7 ± 4.7 bin yıl	1.5	150-190 bin yıl
005-30	53.5 ± 2.7 bin yıl	0.73	70-80 bin yıl

püskürme evresi ile ilişkili olarak gelişmiş iki trakitik domdan alınan örneklerde 52 ± 2 bin yıl (örnek 005-12) ve 24 ± 2 bin yıl (örnek 005-14) edilmiş olup bu veriler Gölcük volkanizmasının en son faaliyetinin oldukça genç olduğuna ilişkin en yeni verilerdir.

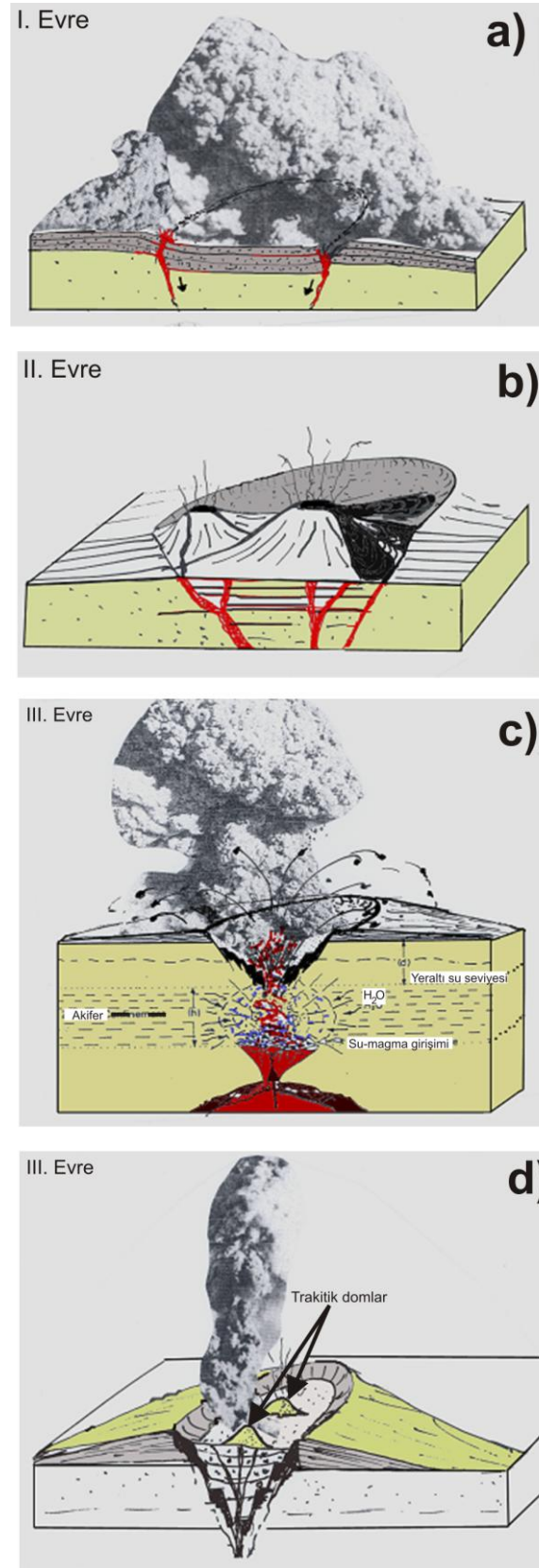
Gölcük kalderası doğusundaki derin vadi içerisinde mostra veren piroklastik akma çökellerinin en altta yer alan birinci ve en üste yakın beşinci piroklastik akma seviyesinden alınan tek kristal örnekleri üzerinde yapılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayini çalışmalarında karışık yaşlar veren oldukça karmaşık sonuçlar elde edilmiştir. Bunun muhtemelen püskürme sırasında farklı yaşlara sahip ksenokrist kontaminasyonundan kaynaklandığı düşünülmektedir. Örneğin 05-034 nolu örnekte 73-190 bin yıl, 05-032 nolu örnekte 173-660 bin yıl elde edilmiştir. Bu durumda piroklastik akma çökel seviyelerini zaman olarak ayırt etmek mümkün gözükmemektedir. Ancak K-Ar yaş tayinleri ile belirlenen volkanik patlama öncesi gelişen Pliyosen volkanikleri ile volkanik patlamanın son dönemi olan üçüncü evreye ait elde edilen yaş verileri (115-24 bin yıl) arasında kalması nedeniyle jeokronolojik sıralamaya uygunluk göstermektedir. Yine üçüncü patlama evresinde oluşan tuf halkasından alınan pomza örneklerinde 68-77 bin yıl (örnek 005-034) ve Dere mahallesi civarında bir toprak seviyesi altından alınan pomza örneklerinde 56-60 bin yıl (örnek 005-030) gibi oldukça genç yaş verileri elde edilmiştir. Bu yaş verileri de 50 ile 77 bin yıl arası karışık bir yaş aralığı vermekte olup bu maksimum yaş aralıkları K-Ar yöntemiyle belirlenen kaldera içi domların (50-25 bin yıl) yaşları ile uyumluluk göstermektedir.

Gölcük gölü ile Isparta arasında ve inceleme alanı dışında yer alan Burdur Pliyosen göl çökellerinin en üst seviyesinde yer alan piroklastik akma çökellerinin tabanında bulunan kömürleşmiş bitki kalıntılarında ^{14}C yöntemiyle yaş tayini çalışmaları yapılmış ve 38.6 ± 1.3 bin yıl elde edilmiştir. Bu yaş bulgusu gölsel Burdur Pliyosen çökelleri üzerinde yer alan piroklastik akma çökellerinin oluşumlarının piroklastik döküntü ve kaldera içi trakitik dom oluşumları ile karakterize edilen III. püskürme evresine karşılık geldiğini göstermektedir.

Ancak yine de bu yaş verilerinin doğruluğu piroklastiklerde yapılacak çalışmalarla test edilmelidir. Bu yaş verilerinin doğru olması halinde normal faylarla şekillenen Burdur çöküntü alanının gelişiminin oldukça genç olduğu ortaya çıkmaktadır. Diğer taraftan inceleme alanının doğusunda Köhke dere içerisinde ve Isparta-Antalya karayolu boyunca yer alan piroklastik akma çökellerinin I. püskürme evresinde mi yoksa III. püskürme evresinde mi olduğu problemlidir.

Sonuç olarak volkanik aktivite I. Püskürme evresinde 200 metreden fazla kalınlığa sahip üst üste gelişmiş en az altı ignimbiritik piroklastik akma çökel oluşumu ile sonuçlanan ve pliniyen tipi bir püskürmeyi tetikleyen kaldera oluşumu ile başlamıştır (Şekil 5.47a). Bu piroklastik akma çökelleri Gölcük gölünün içerisinde yer aldığı volkanik patlama çukurundan yaklaşık 10-15 km uzağa kadar ulaşmış olup çoğunlukla aşınmış durumdadırlar. Ancak derin vadiler içerisinde, Isparta ve Burdur gibi çöküntü alanlarında yer yer korunmuşlardır. Jeokronolojik veriler I. Evre püskürme hareketlerinin bölgede temel kayaçları keserek yüzeylenen Pliyosen volkaniklerinden (2.77 ± 0.06 my) daha genç olduğunu, yaklaşık 200 bin yıl önce başladığını ve 50 bin yıl sürdüğünü göstermektedir. Volkanik aktivitenin ikinci evresinde kaldera içinde tefrifonolitik lav akıntısı, domlar ve bunları kısmen kesen yine aynı bileşimde dayklar gelişmiş olup, bu faaliyet 115 bin ile 62 bin yıl arasında gerçekleşmiştir (Şekil 5.47b). Bu evrede püsküren magmalar I. Evrede pliniyen püskürmesiyle oluşan trakitik bileşimdeki ürünlerle karşılaştırıldığında daha az evolusyona uğradığı görülmektedir. Tefrifonolitik magma piroklastik akma çökellerini oluşturan daha fazla evolusyona uğramış trakitik magmanın I. püskürme evresinde magma odasının üst kesiminden dışarı atılmasının akabinde magma odasının üst kesimine yerleşmiş ve daha az evolusyona uğramış magmayı teşkil etmektedir. 72 bin yıl önce başlayıp 24 bin yıl önce sona eren üçüncü ve son püskürme evresinde (III. püskürme evresi) birden fazla meydana gelen maar tipi püskürmelerle tuf halkası meydana gelmiştir. III. evrede gerçekleşen phreatopliniyen püskürmesi bir önceki evrede gelişen tefrifonolitik lav akıntısı ve dom yapılarını tamamen yok etmiş olup sadece diatrem kenarları mevcuttur (Şekil 5.47c). Bu phreatopliniyen püskürmesi kaldera tabanında trakitik dom oluşumları ile son bulmuştur (Şekil 5.47d). I. Püskürme evresi ile başlayıp en son III. püskürme evresinin sonuna kadar devam eden volkanik faaliyet yaklaşık 200 bin yıl sürmüş olup ardı sıra gelişen volkanik faaliyetler arasında erozyon, toprak oluşumları, uyumsuzluk yüzeyleri ile karakterize edilen suskunluk dönemleri yer almaktadır. Üçüncü ve son püskürme evresi sonunda gelişen iki trakitik domun oluşumları arasında yaklaşık 30 bin yıl gibi bir zaman aralığı bulunmaktadır. Gölcük volkanizması yaklaşık 22 bin yıldan bu yana

suskinluğunu korumaktadır. Tüm bu veriler Gölcük volkanizmasının faaliyetini sona ermediğini ancak bir suskinluk dönemi içerisine girdiğini yansıtılmaktadır. İnceleme alanının batısında ve hemen dışında Burdur graben havzasını şekillendiren ve Türkiye'nin en önemli fay zonlarından birisini teşkil eden aktif Fethiye-Burdur fay zonu yer almakta ve dolayısıyla Isparta ve Burdur yöreleri sismik olarak aktif olan bölgelerin başında gelmektedir. Bu sismik aktivitelerden bazılarının odak merkezleri Isparta civarında özellikle Ek-1 de verilen olası fayların olduğu kesimlerde yer almakta olup odak derinlikleri 3-6 km arasında değişmektedir. Bu değer aynı zamanda sığ bir magma odasının derinliğini yansıtılmaktadır. Bölgenin blok faylanmalara bağlı graben havzalarının oluşumuna yol açan gerilme tektoniği rejimi içerisinde yer aldığı ve volkanizmanın da tektonik kontrollü olarak geliştiği dikkate alınırsa Gölcük volkanizmasının şimdiki verilerle zamanı belirli olmaksızın ileriki zamanlarda yeniden faaliyete geçmesi olası gözükmektedir. Böyle olası bir volkanizmanın faaliyete geçmesi durumunda Isparta ve hemen batısında yer alan Burdur başta olmak üzere yakın civardaki yerleşim alanları bu volkanizmanın yaratacağı tehlikeden etkilenecek riskli bölgeleri oluşurmaktadır.



Şekil 5.47 Gölçük volkanizmasının gelişimi ve evreleri

7 JEOTEKTONİK ORTAM VE VOLKANİZMANIN KÖKENİ

İnceleme alanı içerisinde yer alan volkanik kayalar volkanik patlama öncesi temel kayaları keserek yüzeye çıkmış trakit, trakiandezit, bazaltik trakiandezitik, lamprofir ve tefrifonolit bileşimde kaldera dışı volkanikler, volkanizmanın son aşamalarında volkanik patlama ve kaldera oluşumuna bağlı olarak gelişmiş tefrifonolit ve trakitik bileşimde kaldera içi volkanikler ile volkanik patlama sırasında magma odasından dışarı atılmış volkanoklastik kayalardan meydana gelmektedir. Kaldera dışı volkanikler ile kaldera içi volkanikler Primitif mantoya göre normalize edilmiş spider diyagramlarında ve Kondrit normalize nadir toprak element (REE) diyagramlarında genel olarak birbirleri ile paralellik sunmakta olup benzer bileşimdeki manto kaynağından türediklerine işaret etmektedir. Kaldera dışı volkanik seri içerisinde lamprofirler (minet) en az SiO_2 içeriğine sahip olup (47.81-50.64 wt%) en bazik karaktere sahiptirler. Bunlarda $\text{Mg\#}$ değerleri 41-58 arasında değişmekte ve oldukça evolusyona uğradıkları anlaşılmaktadır. La_N değerleri (475-738) ve $(\text{La/Yb})_N$ oranları 35-72 arasında olup hafif hadir toprak element (LREE) açısından zenginleşme göstermektedirler. Dolayısıyla kaldera dışı volkaniklerin minet türü lamprofirik bir magmadan itibaren türedikleri düşünülmektedir. Mafik lamprofirlere benzerlik gösteren ancak olivin içermeyen ve $\text{Mg\#} \leq 65$ olan minet türü lamprofirler felsik minet yada potasik latit olarak tanımlanmıştır (Esperança ve Holloway, 1987). Yine minet magmanın oluşumu ve minet-latit ilişkisi ile ilgili olarak çok farklı görüşler ileri sürülmüştür. Macdonald ve diğ. (1992) minet magmalarının i) kıtasal kabuktan kirlenmiş astenosferik mantodan, ii) OIB kaynağına göre Nb, Ti açısından tüketilmiş ve Ba, Sr açısından zenginleşmiş litosferik manto ile etkileşime girmiş astenosferik mantodan ve iii) hiç bir astenosferik katkı olmadan doğrudan litosferik mantodan türeyebilecekleri ile ilgili olarak üç farklı görüş ileri sürmüşlerdir. Esperança ve Holloway (1987) ve Roden (1981) felsik minetlerin mafik minetlerden itibaren alt kabukta fraksiyonel kristallenme sonucu oluştuklarını ve aynı zamanda kabuksal kontaminasyona uğradıklarını ifade etmişlerdir. Yine Esperança ve Holloway (1987) deneysel çalışmalarda lamprofirik magmanın türediği manto kaynağının granat içermesi durumunda 20 kbar üzeri koşulları yansıttığını belirtmişlerdir. Ancak $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$ artışına bağlı olarak granat ve ortopiroksen için stabilite alanının deneysel olarak belirlenememesine rağmen metasomatik granat peridotitlerin lamprofirik magma için kaynak teşkil edebileceğini ifade etmişlerdir. Bu durumda basınç ve $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$ 'ya bağlı olarak muhtemelen flogopitin bozulmaya başlamasıyla ergimenin yaklaşık 1200 °C'de gerçekleşebileceğini belirtmişlerdir. Bu sıcaklık değerinde yaklaşık litosfer-astenosfer sınırına karşılık gelmektedir. Konverjan levha kenarlarında, kıtasal rift zonlarında ve dünyanın birçok bölgesinde yer alan minet türü kayalarda LREE açısından yüksek oranda

zenginleşmelerin olduğu bilinmektedir (Bachinski ve Scott, 1979; Foley ve diğ., 1987). Bu zenginleşmiş minet magmasının uyumsuz elementlerce zengin apatit ve flogopit gibi mineral fazlarının rol oynadığı LREE açısından zenginleşmiş bir kaynak bölgeden türediği de ifade edilmektedir (Frey ve diğ., 1978; Roden, 1981). Rogers ve diğ. (1982) Arizona minet magmasının uçucularca zengin koşullar altında granatlı lerzolitlerin düşük dereceli ergime koşulları altında oluştuklarını ifade etmişlerdir. Benzer şekilde Shand ve diğ. (1994) güneydoğu İskoçya'daki Geç Kaledoniyen lamprofirlerinin muhtemelen granat ve flogopit içeren bir kaynak bölgeden türediğini ileri sürmüşlerdir. Bachinski ve Scott (1979) karbonatit, kimberlit, ultrapotasik ve minet türü lamprofirik kayaçların jeokimyasal açıdan benzerliklerine dikkat çekmiş, litosferik mantonun K, uçucular, REE ve diğer uyumsuz elementler açısından metasomatik olarak zenginleştiklerini, zenginleşmiş litosferik mantonun ergimesiyle oluşan REE açısından zengin ergiyiklerin bileşiminin uçucu fazdaki CO₂/H₂O oranı ile ilişkili olduğunu, uçucu fazın CO₂ açısından zengin olması durumunda karbonatitik/kimberlitik yada ultrapotasik ergiyiklerin, H₂O açısından zengin olması durumunda ise minet bileşimde ergiyiklerin oluşabileceğini ifade etmişlerdir. Bununla ilişkili olarak Foley ve Pecerrillo (1992) mantodan türeyen H₂O açısından zengin ergiyiklerin flogopit ve klinopiroksen açısından zengin ürünler oluşturabileceğini, karbonatca zengin ergiyiklerin ise olivin açısından zengin verlit oluşumlarına yol açabileceğini belirtmişlerdir. McDonough (1990) kıtasal litosferik mantonun levha içi alkale bazaltlar, plato bazaltları, ultrapotasik lavlar ve kimberlitler için kaynak teşkil edebileceğini belirtmiştir. Esperança ve Holloway (1987) mantonun derin kesimlerinde ($p \geq 20$ kbar) metasomatik granatlı peridotit kaynağından yada 17-20 kbar basınç koşullarında flogopit içeren verlitik ($\pm \text{Opx}$) bir kaynaktan indirgen yada yükseltgen koşullar altında minet magmanın oluşabileceğini, kabuk içerisinde geçerken bu mafik minet magmadan itibaren potasik latit ve felsik minet gibi bir seri potasik ürün ergiyiklerin oluşabileceğini açıklamışlardır. Yazarlar buna ilaveten potasik minet ve bazanitik magmaların indirgen yada yükseltgen koşullar altında farklı uçucular tarafından modifiye olmuş üst mantoda aynı kaynak bölgeden türeyebileceğini de ifade etmişlerdir. Kaldera dışı volkaniklerde SiO₂ artışına karşılık Na₂O/K₂O oranı da artmaktadır. Bu da lamprofirik magmanın kabuksal kontaminasyona uğraması ve fraksiyonel kristallenmesi sırasında SiO₂ artışı ile birlikte Na₂O/K₂O oranının artışı şeklinde yorumlanabilir. Ancak bu durum kabuksal kontaminasyona önemli derecede uğramamış kaldera içi volkaniklerde görülmemektedir. Bununla ilişkili olarak Macdonald ve diğ. (1992) Montana yüksek potasyum provensi içerisindeki Bearpaw dağlarında yer alan latitlerin minet türü lamprofirlerle hem potasik olmaları hemde yüksek LILE/HFSE oranına sahip olmaları

açısından benzerlik sunduğunu, latitlerin kabuksal malzemeden kirlenmiş minet magmanın fraksiyonel kristallenmesi ile oluştuklarını, bu prosesin de magmanın SiO_2 açısından zenginleşmesine, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ oranının artmasına, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerinin yükselmesine neden olduğunu belirtmişlerdir. Nemec ve diğ. (1988) Gölcük volkanizmasından türeyen Eğridir gölü (Isparta) civarındaki tefralar içerisinde yer alan volkanik cam kıymıkları üzerinde yaptıkları jeokimyasal çalışmalarda trakitik ve bazanitik bileşimler saptamışlardır. Yazarlar muhtemelen birincil bazanitik ergiyiklerin volkanik patlama sırasında çok daha derinlerden gelmiş olabileceklerini belirtmişlerdir. Nemec ve diğ. (1988)'in bulguları dikkate alındığında kaldera içi volkaniklerin de bazanitik bileşimdeki bir magmadan itibaren türemiş olabilecekleri düşünülmektedir.

Gölcük volkaniklerinde $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranları 0.80 ile 2.98 arasında değişmekte olup sadece 8 örnek birin altındadır. Dolayısıyla volkanikler genel olarak potasik kayalar olarak tanımlanmaktadır. Potasik kayaların uyumsuz elementler açısından zenginleşmiş, amfibol ve mika içeren bir manto kaynağından türediği genel olarak kabul edilmekle birlikte (Foley ve Pecerrillo, 1992) K açısından manto zenginleşmesine yol açan prosesler, bu zenginleşmenin zamanı ve potasik ergiyiklerin oluşum koşulları halen tartışmalıdır. Lloyd ve Bailey (1975) uyumsuz elementlerin manto içerisinden geçerken manto metasomatizmasına neden olduklarını, yüksek potasyumlu kayaların amfibol denge sınırı altında yer alan flogopit açısından zengin mantodan türediğini, sodik-potasik karakterli lavların ise daha yukarıda amfibol içeren mantonun da ergimeye katılmasıyla oluştuklarını ileri sürmüşlerdir. Yüksek oranda uyumsuz element içeren megalitlerin dalma zonlarında manto içerisine girerek manto içerisinde ergimeleriyle kirlenen manto bölgesi ultrapotasik kayaların kaynağını teşkil edebilmektedir (Nelson ve diğ., 1986). Van Bergen ve diğ. (1992) Batu Tara volkanındaki potasik kayalarda K zenginleşmesine hem OIB karakterindeki zenginleşmiş mantodan türeyen ergiyiklerin hem de okyanusal litosferle birlikte dalan karasal sedimanların yol açmış olabileceğini ileri sürmüştür. Conticelli ve Pecerrillo (1992) Roman Provansindeki (İtalya) potasik-yüksek potasik magmaların tüketilmemiş bir manto kaynağından, ultrapotasik magmaların ise daha önceden tüketilmiş ve sonra pelitik sediman bileşimine benzer ergiyikler tarafından kirlenilmiş metasomatik bir manto kaynağından türediklerini açıklamışlardır. Harangi ve diğ. (1995) bu tür kayaların jeokimyasal özelliklerinin aslında geliştikleri jeotektonik ortamdan ziyade kayaların oluşumunda rol oynayan proseslerle ilişkili olduğu üzerinde durmuşlardır. Dolayısıyla potasik kayalardaki K zenginleşmesi şöyle özetlenebilir: i) mantodan türeyen magmanın kabuk içerisinden yükselirken kabuksal kirlenmeye uğraması

(Turi ve Taylor, 1976), ii) üst kabuk malzemesinin yitim zonlarından itibaren manto içerisine dalması (Conticelli ve Pecerrillo, 1992), iii) çok eski dönemlerde yitim zonlarından itibaren kabuksal malzemenin manto içerisine dalarak mantoyu kirletmesi ve bu kabuksal kirlenmeye uğramış mantodan türeyen potasik ergiyiklerin litosferik mantoyu metasomatize etmesi (Harangi ve diğ., 1995).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları kaldera dışı volkaniklerden trakit-trakiandezit grubu kayalarda 0.703659 ile 0.705039 arasında değişmekte olup, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları ile SiO_2 , Rb/Sr ve $1000 \cdot 1/\text{S}$ indisleri arasındaki pozitif korelasyon kabuksal kontaminasyona işaret etmektedir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları bazaltik trakiandezitlerde 0.703647-0.703649, lamprofirlerde 0.703742-0.703773 gibi oldukça düşük değerlerde olup dar aralıklarda değişim göstermektedir. Bu değerler ortalama okyanus ortası sırt bazaltlarından (0.7028; Faure, 1977) yüksek olup, ortalama okyanus adası magmatik (OIB) kayalarına (0.7039; Faure, 1977) yakın değerler sergilemektedir. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop değerleri kaldera dışı volkaniklerden trakit-trakiandezit grubu kayalarda 0.512636-0.512729, bazaltik trakiandezitlerde 0.512729-0.512760, lamprofirlerde 0.512724-0.512743 olarak belirlenmiştir. Genel olarak SiO_2 içeriğinin azalmasına bağlı olarak $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranlarının artışı asimilasyon fraksiyonel kristallenme olaylarını yansıtmaktadır. Dolayısıyla üst kabuk komponentlerinin asimilasyonunu içeren bu asimilasyon fraksiyonel kristallenme olayı trakit-trakiandezit grubu kayaların petrojenezinde önemli rol oynamıştır. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop bileşimleri kaldera içi volkaniklerden tefrifonolitlerde 0.703612 ve trakitik domda 0.703878 olup oldukça düşük değerlerdedir. Dolayısıyla bu düşük Sr izotop değerleri kaldera içi volkaniklerin kabuksal malzemeden kaynaklanan radyojenik ^{87}Sr izotopundan önemli derecede etkilenmeden doğrudan mantodan türeyen ergiyiklerden itibaren fraksiyonel kristallenme ile oluştuklarını göstermektedir. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranları kaldera içi volkaniklerden tefrifonolitte 0.512737, trakit domunda ise 0.512707 olup trakit-trakiandezit grubu kayalardan genel olarak daha yüksektir. Tüm Gölçük volkanikleri Sr-Nd izotop diyagramının sol üst köşesinde yer alan düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve yüksek ϵ_{Nd} değerleri ile karakterize edilen tüketilmiş manto alanı içerisinde dağılım sunmakta ve dolayısıyla izotopik olarak tüketilmiş bir manto kaynağından türedikleri anlaşılmaktadır. Volkaniklerin $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ oranları sırasıyla 19.19-19.54, 15.64-15.67, 39.12-39.49 arasında değişmekte olup, Pb izotopları açısından Weaver (1991) tarafından tanımlanan EM2 OIB değerlerine yakındır. EMII alt rezervuarı üst kıtasal kabuk için tipik olan bir bileşime sahip olup sözkonusu manto rezervuarlarındaki zenginleşme yitim zonlarında mantoya

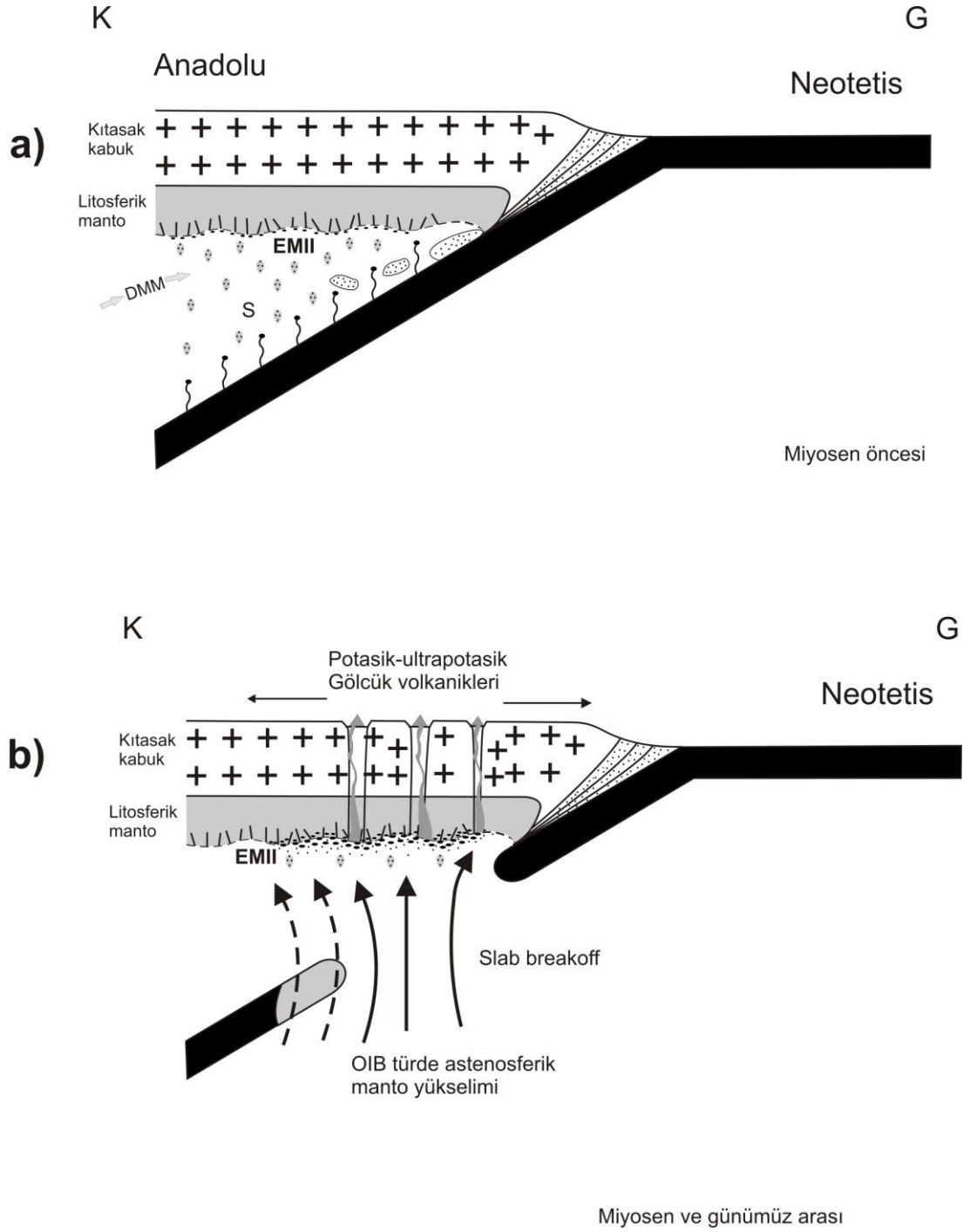
karişan üst ve alt kıtasal kabuk malzemelerinin döngüleri ile açıklanmaktadır (Aizava ve diğ., 1999; Ikeda ve diğ., 2000; Güleç, 2001). Buna paralel olarak Aizava ve diğ. (1999) Sr-Nd izotoplarına göre tktilmiş veya primitif mantoya düşük miktarda dalan sedimanların karişmasıyla EMII türde zenginleşmiş bir mantonun oluşabileceğini ifade etmişlerdir. Manto içerisine dalan okyanusal litosfer ve sedimanların kıtasal kabuk altındaki litosferik mantoyu etkileyebileceği de ileri sürülmektedir (Carlson, 1984).

Sr-Nd-Pb izotop oranlarına göre Gölcük volkaniklerinin DMM-HIMU-EM2 türde manto komponentlerinin rol oynadığı kompleks manto rezervuarlarından trediniğini göstermektedir. Buna göre volkaniklerin izotopik olarak tktilmiş ancak daha sonradan yitim zonu boyunca dalan sedimanların neden olduğu zenginleşmiş bir manto kaynağından türedikleri grlmektedir. Ancak bu zenginleşme sürecinin Neotetisin güney kolunun tüm kapanma sürecini kapsayan yitimle ilişkili olduğu düşünülmektedir (şekil 5.48a). Buna paralel olarak doğu Asya kıta kenarlarında yapılan çalışmalarda kıtasal litosferik mantoda EM2 benzeri bileşime sahip zenginleşmenin en azından erken Mesozoyik'ten beri devam eden bir yitimden kaynaklanabileceği üzerinde durulmaktadır (Pouclet ve diğ., 1995).

Primitif manto normalize spider diyagramında Gölcük volkanikleri Nb, Ta, Hf, Zr HREE açısından OIB değerleri ile aynı oranlara sahip olup kayaçların kökeninde OIB türü astenosferik ergiyiklerin etkisini yansıtmaktadır. Yine Ta/Yb vs. Th/Yb diyagramında Gölcük volkanikleri artan Ta/Yb oranlarına karşın yüksek Th/Yb değerleriyle manto dizisi bazaltlarının üstünde dağılım göstermekte ve OIB türü astenosferik ergiyiklerin etkisini desteklemektedir. Yaklaşan levha kenarlarında gelişen magmaların petrojenezinde dalan okyanusal litosfer (taze ve altere bazaltlar, kıtasal kabuk malzemesi ve pelajik sedimanlar), dalma zonu üzerindeki manto ve magmanın kıtasal kabuk içerisinde hareket sırasında uğradığı kabuksal kontaminasyon rol oynamaktadır (Hawkesworth, 1982). Ancak dalma-batma zonlarında yada yitimle ilişkili jeotektonik ortamlarda gelişen ve OIB karakteri sunan volkanizmalara dünyada oldukça sık rastlanmakta olup, OIB karakteri taşıyan volkanizma ile yitim zonu mekanizması arasındaki ilişkiler tartışmalara sahne olmuştur (Hole ve diğ., 1995; D'Orazio ve diğ., 2000). Yitim zonlarında dalan litosfer astenosferi ikiye ayırarak altta ve üstte zamanla farklı jeokimyasal bileşime ve termal özelliklere sahip iki ayrı manto rezervuarı meydana gelmektedir (Johnston ve Thorkelson, 1997). Yitimle ilişkili ada yayı bölgelerinde OIB karakteri sunan magmaların oluşumu herhangi bir etkiye maruz kalmamış dalan litosfer altındaki astenosferik materyalin yitim üstü zonuna hareket ederek üstteki yitimden etkilenmiş

bölgede yerini alması ile mümkün olabileceği belirtilmiştir (D’Orazio ve diğ., 2000; Trua ve diğ., 2003). Dalan bir litosfer altındaki astenosferik materyalin dalma zonu üzerine hareketi i) volkanik yaydaki riftleşme (Leeman ve diğ., 1990; Marquez ve diğ., 1999), ii) dalan litosfer diliminin kopması yada yayılma sırtının ilerleyerek hendek ile çarpışması ve manto içerisine dalmış olan litosferin dalım hareketine devam etmesi sonucu oluşan astenosferik pencere (asthenospheric window/slab window) (Dickinsen ve Snyder, 1979; Hole ve diğ., 1991, 1995; Johnston ve Thorkelson, 1997; Scarrow ve diğ., 1997; D’Orazio ve diğ., 2000, 2001; Kinoshita, 2002; Gorrington ve diğ., 2003), iii) dalan litosferdeki yırtılmalar (slab tearing) (Guivel ve diğ., 2006; Pallares ve diğ., 2007; Agostini ve diğ., 2007; Pallares ve diğ., 2007), iv) dalan litosfer diliminin geri çekilmesine (slab roll-back) bağlı olarak yitimden etkilenmiş manto kaması içerisine yitimden etkilenmemiş astenosferik mantonun yatay olarak girişim yapması ile gerçekleşebileceği belirtilmiştir (Furlong ve diğ., 1982; Ferrari ve diğ., 2001; Ignacio ve diğ., 2001). Türkiye ile Ege güneyinde yer alan doğu Akdeniz içerisindeki Kıbrıs ve Hellenik yay sistemlerinde yukarıda bahsedilen mekanizmalardan dalan litosfer diliminin geri çekilmesi (slab roll-back), yırtılması (slab tearing) ve kopması (slab breakoff) gibi olayların gerçekleştiği ileri sürülmektedir. Wdowinski ve diğ. (2006) geometrik olarak birbirine oldukça benzeyen Kıbrıs ve Hellenik yaylarının farklı tektonik hareketlere sahip olduğunu, Hellenik yayı boyunca yitim olmasına karşın onun yarısı boyuttaki Kıbrıs yayı boyunca yitim, çarpışma, transform şeklinde hareketler meydana geldiğini ve Hellenik yayı boyunca olan dalma hızının Kıbrıs yayına göre iki-üç kat daha fazla olup yılda yaklaşık 20-40 mm arasında değiştiğini ifade etmişlerdir. Benzer şekilde Yunanistan levhasının Hellenik yayı boyunca Afrika levhası üzerine hareketinin Türkiye’nin Kıbrıs yayı boyunca olan hareketinden daha hızlı olduğu (Doglioni ve diğ., 2002), bu farklı levha hareketlerinin sözkonusu iki yay sistemi arasında yırtılma zonu yada astenosferik pencere gelişimi ile karakterize edilen Strabo hendeğini (Strabo trench) oluşturduğu belirtilmektedir (Sonia ve diğ., 2005). Rotstein and Kafka (1982) Anaximander Dağları ve Florence Yükselimi’nin Afrika plakasının kuzeyinden kopan ve Anadolu plakası ile çarpışan kıtasal bloklar olduğunu, bu iki kıta bloğunun Anadolu’ya yaklaşmasını sağlayan ve bunların kuzeyinde yer alan yitim zonunun çarpışmadan sonra hareketinin sona erdiğini belirtmişler ve bu iki kıta bloğunun güneyinde yeniden bir dalma-batmanın başladığını ileri sürmüşlerdir. Dolayısıyla jeolojik, jeofizik, jeokimyasal ve radyometrik yaş verilerine göre Gölcük volkaniklerinin oluşumu ile astenosferik pencere modeli arasında bir uyumluluk olduğu söylenebilir. Astenosferik pencereden manto kaması içerisine hareket eden OIB türdeki astenosferik manto Isparta yöresi altında yer alan flogopit, amfibol, granat bileşimindeki metasomatik kıtasal

litosferik mantoda termal etkileşime yol açarak bu mantonun ergimesine neden olmuştur. Üst Miyosen-Pliyosen sonrası Arap-Avrasya çarpışması ile birlikte Anadolu'nun batı-güneybatıya doğru kaçışı ve rotasyonu, Oligosen sonrası gelişen Isparta Büklümü'nün batı kanadının saatin tersi yönünde (Duermeijer ve diğ., 2000) ve doğu kanadının saat yönünde yaptıkları rotasyonlar (Kissel ve diğ., 1993) bölgede gerilim tektoniğine yol açmıştır. Bu gerilim tektoniğine bağlı kırık sistemleri boyunca metasomatik kıtasal litosferik mantonun en tabanından türeyen potasik-ultrapotasik ergiyikler Gölçük volkaniklerini oluşturmuştur (Şekil 5.48b).



Şekil 5.48 a) Miyosen öncesi yitime bağlı manto zenginleşmesi, b) Miyosen ve günümüz arasında gerilme tektoniğine bağlı olarak zenginleşmiş mantodan itibaren potasik-ultrapotasik Gölcük volkaniklerinin türemesi

8 SONUÇLAR

Potasik-ultrapotasik karakterli Gölcük volkanikleri Pliyosen döneminde temel kayaları keserek yüzeye çıkmış kaldera dışı volkanikler ve bunlara eşlik eden aglomera-lahar çökelleri ile Pleyistosen'de volkanik püskürme ve kaldera oluşumuna bağlı olarak gelişmiş kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerden meydana gelmektedirler. Kaldera dışı volkanikler bölgede genellikle dayk, dom, volkanik boyun veya düzensiz lav çıkışları şeklinde yer almakta ve trakit, trakiandezit, bazaltik trakiandezit, lamprofirik (minet) bileşimli kayalardan oluşmaktadır. Lamprofirler temel kayaları oluşturan fliş ve bunlar içerisinde yer alan trakit-trakiandezitik volkanik kayalar ile lahar türü oluşumları kesen 1-1.5 m kalınlığında dayklar şeklinde yer almaktadır. Patlamalı Pleyistosen volkanizması her biri farklı volkanik ürünler ile temsil edilen en az üç ayrı püskürme evresine ayrılmıştır: i) kaldera oluşumuyla ilgili ignimbiritik püskürmelere karşılık gelen ve genellikle birbirlerinden paleotoprak yüzeyleri ile ayırt edilen 200 metreden fazla kalınlıkta en az altı piroklastik akma seviyesi ile temsil edilen birinci püskürme evresi ii) şimdiki kalderanın kenar kesimlerinde kalıntı olarak yer alan tefrifonolitik dayk, lav akıntısı ve dom oluşumları ile karakterize edilen ikinci püskürme evresi, iii) maar tip volkanik aktiviteye bağlı olarak birkaç kez meydana gelen phreatoplinian püskürmeler sonucu oluşan en son tuf halkası çökelleri ve kaldera içinde trakitik lav domlarının oluştuğu üçüncü püskürme evresi.

Genel olarak SiO₂ içeriği 57 %wt üzerinde olan trakit, trakiandezitlerde fenokristaller hem felsik hem de mafik minerallerden oluşmakta, 57 %wt altında olan trakiandezit ve bazaltik trakiandezitlerde ise genel olarak mafik minerallerden yapıldırlar. Fenokristaller genelde kenarlarından itibaren korozyona uğramış, feldspatlarda çoğunlukla elek dokusu, plajiyoklaslarda sanidin tarafından mantolanma veya kenar zonları boyunca albitik rim oluşumu, biyotit ve amfibol gibi mafik minerallerde kristal içi ve özellikle kenar kesimleri boyunca taneseli opaklaşmalar gözlenmektedir.

Gölcük volkanikleri genel olarak Primitif mantoya göre normalize edilmiş spider diyagramlarında Cs, Rb, Ba, U, Th, Sr, K gibi bazı iri katyonlu litofil elementler (LILE), HFSE (örn. Nb, Ta, Zr, Hf), hafif nadir toprak elementler (LREE) açısından zenginleşme göstermektedirler. Bu diyagramlarda volkanikler kendi içerisinde negatif Rb, Nb, Ta, Ti, K anomalisi göstermekte ve Nb-Ta-K oranları okyanusal ada bazaltlarına (OIB) yakın değerlerdedir. Ti oranı OIB'nin de altında olup Primitif manto değerlerine yakındır. Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramında Yb_N değerleri 5-18 arasında

değişmekte ve $(La/Yb)_N$ oranları ise yaklaşık 30-90 arasında geniş bir aralık sunmakta olup hafif nadir toprak elementler (LREE) açısından OIB'ye göre zenginleşme göstermektedir. Tüm bu jeokimyasal veriler manto zenginleşmesini yansıtmakta ve. kaynak bölgede flogopit, amfibol ve granat minerallerinin varlığına işaret etmektedir.

$^{87}Sr/^{86}Sr$ oranları kaldera dışı volkaniklerden trakit-trakiandezit grubu kayalarda 0.703659 ile 0.705039 arasında değişmekte ve $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranları ile SiO_2 , Rb/Sr, $1000 \times 1/S$ arasındaki pozitif korelasyon kabuksal kirlenmeye işaret etmektedir. Ancak bazaltik trakiandezit (0.703647-0.703649) ve lamprofirlerin (0.703742-0.703773) $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranları diğer trakit ve silis içeriği yüksek olan trakiandezitlerden ($SiO_2 \geq 57\%$) daha düşüktür. Volkaniklerin $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ oranları sırasıyla 19.19-19.54, 15.64-15.67, 39.12-39.49 arasında değişmektedir. Sr-Nd-Pb izotopları Gölcük volkaniklerinin DMM-HIMU-EM2 türde kompleks manto rezervuarlarından türediğini göstermektedir.

REFERANSLAR

AGOSTINI, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Tonarini, S., Savaşçın, Y., The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatism in the Western Anatolia and Aegean area, Geological Society of America Special Paper, 418, 1-15, (2007).

- AIZAVA, Y., Tatsumi, Y., Yamada, H., Element transport by dehydration of subducted sediments: implication for arc and ocean island magmatism, *The Island Arc*, 8, 38-46, (1999).
- ALDANMAZ, E., Pearce, J. A., Thirwall, M. F., Mitchell, J. G., Petrogenetic evolution of late Cenozoic post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 102, 67-95, (2000).
- ADANMAZ, E., Köprübaşı, N., Gürer, Ö.F., Kaymakçı, N., Gourgaud, A., Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for the mantle sources and melting processes, *Lithos*, 86, 50-76, (2006).
- ALICI, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer, G., Gündoğdu, M.N., Petrology and geochemistry in the Gölcük area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 423-446, (1998).
- ALICI, P., Temel, A., Gourgaud, A., Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2437, 1-24, (2002).
- ALLEN, M., Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530, (2004).
- ALPASLAN, M., Terzioğlu, N., Arguvan (Malatya kuzeyi) yöresinde Üst Miyosen ve Pliyosen yaşlı volkaniklerin karşılaştırmalı jeokimya özellikleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni* 9(2), 75-86, (1996).
- ARCULUS, R.J., The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32, 1-12, (1987).
- ARMİJO, R., Meyer, B., Hubert, A., Barka, A., Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean: timing and Kinematics, *Geology*, 27, 267-270, (1999).
- AYDAR, E., Early Miocene to Quaternary evolution of volcanism and the basin formation in western Anatolia: a review, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 69-82, (1998).
- AYDAR, E., Bayhan, H., Gourgaud, A., The lamprophyres of Afyon stratovolcano, western Anatolia, Turkey: description and genesis, *C.R. Geoscience*, 335, 279-288, (2003).
- AYERS, J.C., Dittmer, S.K., Layne, G.D., Partitioning of elements between peridotite and H₂O at 2.0-3.0 GPa and 900⁰-1100⁰, and applications to models of subduction processes, *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 381-398, (1997).

- AYERS, J., Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones, *Contribution to Mineralogy and Petrology* 132, 390-404, (1998).
- BACHINSKI, S.W., Scott, R.B., Rare-earth and other trace element contents and the origin of minettes (mica-lamprophyres), *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 93-100, (1979).
- BECCALUVA, L., Di Girolama, P., Serri, G., Petrogenesis and tectonic setting of the Roman Volcanic Province, Italy, *Lithos*, 26, 191-221, (1991).
- BEN-AVRAHAM, Z., Kempler, D., Ginzburg, A., Plate convergence in the Cyprean Arc, *Tectonophysics*, 146, 231-240, (1988).
- BEN OTHMAN, D., White, W.M., Patchett, J., The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, *Earth Planetary Science Letters*, 94, 1-21, (1989).
- BIANCHINI, G., Beccaluva, L., Siena, F., Post-collisional and intraplate Cenozoic volcanism in the rifted Apennines/Adriatic domain, *Lithos*, 101, 125-140, (2008).
- BİLGİN, A., Köseoğlu, M., Özkan, G., Isparta Gölçük yöresi kayaçlarının mineraloji, petrografi ve jeokimyası, *TÜBİTAK Dergisi (DOĞA)*, 14, 342-361, (1989).
- BOZKURT, E., Neotectonics of Turkey-a synthesis, *Geodinamica Acta*, 14, 3-30, (2001).
- BRENAN, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Experimental evidence for the origin of lead enrichment in convergent-margin magmas, *Nature*, 378, 54-56, (1995).
- CARLSON, R.W., Isotopic constraints on Columbia River flood basalt genesis and the nature of the subcontinental mantle, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2357-2372, (1984).
- CARMICHAEL, ISE., Lange, R.A., Luhr, J.F., Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Moscato, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124, 302-333, (1996).
- CHOROWICZ, J., Dhont, D., Gündoğdu, N., Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extension: Mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model, *Journal of Structural Geology*, 21, 511-532, (1999).
- CHUNG, S-L., Wang, K-L., Crawford, A.J., Kamenetsky, V.S., Chen, C-H., Lan, C-Y., Chen, C-H., High-Mg potassic rocks from Taiwan: implications for the genesis of orogenic potassic lavas, *Lithos*, 59, 153-170, (2001).
- CONTICELLI, S., Pecerrillo, A., Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inference on the evolution of the mantle source, *Lithos*, 28, 221-240, (1992).

- ÇİÇEK, İ., Gölcük kalderası (Isparta), Türkiye Coğrafyası Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi, 1, 137-150, (1992).
- ÇOBAN, H., New geochronologic, geochemical and isotopic constraints on the evolution of Plio-Quaternary alkaline volcanism from Isparta district, SW Turkey, International Symposium on the Geodynamics of Eastern Mediterranean: Active Tectonics of the Aegean Region, 15-18 June 2005, Kadir Has University, İstanbul, Turkey, 253, (2005).
- ÇOBAN, H., Mineral phase compositions in silica-undersaturated “lössit” lamproites from the Bucak area, Isparta, SW Turkey, Lithos, 89, 275-299, (2006).
- ÇOBAN, H., Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. Earth-Science Reviews, 80, 219-238, (2007).
- ÇOBAN, H., Flower, M.F.J., Late Pliocene lamproites from Bucak, Isparta (southwestern Turkey): Implications for mantle “wedge” evolution during Africa-Anatolian plate convergence, Journal of Asian Earth Sciences, 29, 160-176, (2007).
- DENIEL, C., Aydar, E., Gourgaud, A., The Hasan Dağı stratovolcano (Central Anatolia, Turkey): evolution from calc-alkaline to alkaline magmatism in a collision zone, Journal of Volcanology and Geothermal Research 87, 275-302, (1998).
- DEWEY, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone. In: Coward, M.P. and Ries, A.C (Eds.), Collision Tectonics, Geol. Soc. Special Publication, 19, 3-36, (1986).
- DHONT, D., Chorowicz, J., Luxey, P., Anatolian escape tectonics driven by Eocene crustal thickening and Neogene-Quaternary extensional collapse in the eastern Mediterranean region. In: Dilek, Y., and Pavlides, S. (Eds.). Post-Collisional tectonics and magmatism in the eastern Mediterranean region and Asia, Geological Society of America, Special Paper, 409, 441-462, (2006).
- DICKINSON, W.R., Snyder, W.S., Geometry of subducted slabs related to the San Andreas transform, Journal of Geology, 87, 609-627, (1979).
- DING, L., Kapp, P., Zhong, D., Deng, W., Cenozoic volcanism in Tibet: evidence for a transition from oceanic to continental subduction, Journal of Petrology, 44(10), 1833-1865, (2003).
- DOGLIONI, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F., Savaşçın, Y., On the extension in western Anatolia and the Aegean sea. In: Rosenbaum, G. and Lister,

- G.S. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 161-176, (2002).
- D'ORAZIO, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J., Lahsen, A., The Pali Aike Volcanic Field: slab-window magmatism near the tip of South America, *Tectonophysics*, 321, 407-427, (2000).
- D'ORAZIO, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M.J., Manetti, P., Mazzarini, F., Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area ($\sim 52^{\circ}\text{S}$, Argentina-Chile), *Lithos*, 57, 67-89, (2001).
- DUERMEIJER, C.E., Nyst, M., Meijer, P.Th., Langereis, C.G., Spakman, W., Neogene evolution of the Aegean arc: paleomagnetic and geodetic evidence for a rapid and young rotation phase. *Earth and Planetary Science Letters*, 176, 509-525, (2000).
- EGGLER, D.H., Water saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 34, 261-271, (1972).
- ELİTOK, Ö., Dolmaz, M. N., Mantle flow-induced crustal thinning in the area between the easternmost part of the Anatolian plate and the Arabian Foreland (E Turkey) deduced from the geological and geophysical data, *Gondwana Research*, 13, 302-318, (2008).
- ELLIOT, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., Element transport from subducted to volcanic front at the Mariana arc, *Journal of Geophysical Research*, 102, 14991-15019, (1997).
- ERCAN, T., Satır, M., Sevin, D., Türkecan, A., Batı Anadolu'daki Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda yeni yapılan radyometrik yaş ölçümlerinin yorumu, *MTA Dergisi*, 119, 103-112, (1996).
- ERGÜN, M., Okay, S., Sarı, C., Oral, E.Z., Ash M., Hall, J., Miller, H., Gravity anomalies of the Cyprus Arc and their tectonic implications, *Marine Geology*, 221, 349-358, (2005).
- ERNST, R.E., Buchan, K.L., Recognizing mantle plumes in the geological record, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 31, 469-523, (2003).
- ESPERANÇA, S., Holloway, J.R., The origin of the high-K latites from Camp Creek, Arizona: constraints from experiments with variable $f\text{O}_2$ and $\alpha_{\text{H}_2\text{O}}$, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93, 504-512, (1986).

- ESPERANÇA, S., Holloway, J.R., On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 207-216, (1987).
- EWART, A., Hawkesworth, C. J., The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec arc lavas: interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source, *Journal of Petrology*, 28, 495-530, (1987).
- FACCENNA, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., Regard, V., Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian Fault, *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 85-97, (2006).
- FAURE, G., *Principles of Isotope Geology*, Wiley, New York, (1977). Pp: 464
- FAURE, G., *Origin of igneous rocks: the isotopic evidence*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany, (2001). Pp: 496.
- FERRARI, L., Petrone, C.M., Francalanci, L., Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexicon volcanic belt by slab-rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting, *Geology*, 29(6), 507-510, (2001).
- FLERIT, F., Armijo, R., King, G., Meyer, B., The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean, *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 347-362, (2004).
- FOLEY, S. F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models, *Earth Science Reviews*, 24, 81-134, (1987).
- FOLEY S., Pecerrillo, A., Potassic and ultrapotassic magmas and their origin, *Lithos*, 28, 181-185, (1992).
- FOLEY, S.F., Jackson, S.E., Fryer, J.D., Greenough, G.A.J., Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 629-638, (1996).
- FOSTER, M.D., Interpretation of the composition of trioctahedral micas, U.S., *Geol. Surv. Prof. Paper*, 354-B, 11-46, (1960).
- FRANCALANCI, L., Innocenti, F., Manetti, P., Savaşçın, M.Y., Neogene alkaline volcanism of the Afyon-Isparta area, Turkey: petrogenesis and geodynamic implications, *Mineralogy and Petrology*, 70, 285-312, (2000).

- FRANZ, L., Häussinger, H., Die Anwendung interaktiver Programme in der Mineralogie am Beispiel des Programms “Amphibol”, Beiheft zum European Journal of Mineralogy 2, 68, (1990).
- FREY, F.A., Green, D.H., Roy, S., Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data, *Journal of Petrology*, 19, 463-519, (1978).
- FURLONG, K.P., Chapman, D.S., Alfeld, P.W., Thermal modeling of the geometry of subduction with implications for the tectonics of the overriding plate, *Journal of Geophysical Research*, 87, 1786-1802, (1982).
- GALER, S.J.G., O’nions, R.K., Magmagenesis and the mapping of chemical and isotopic variations in the mantle, *Chemical Geology*, 56, 45-61, (1986).
- GILL, J.B., Williams, R.W., Th isotope and U-series studies of subduction related volcanic rocks, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1427-1442, (1990).
- GLOVER, C., Robertson, A., Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey, *Tectonophysics*, 298, 103-132, (1998).
- GORRING, M., Singer, B., Gowers, J., Kay, S.M., Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenas Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism, *Chemical Geology*, 193, 215-235, (2003).
- GÖRMÜŞ, M., Özkul, M., Gönen-Atabey (Isparta) ve Ağlasun (Burdur) arasındaki bölgenin stratigrafisi, *Suleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 1, 43-64, (1995).
- GÖRMÜŞ, M., Sagular, E.K., Çoban, H., The Miocene sequence characteristics, ist contact relation to the older rocks and lamprophyric dikes in the Dereboğazı area (S Isparta, Turkey). 4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Isparta, Turkey, 21-25 May 2001, *Proceedings*, (2001) pp. 69-90.
- GREEN, T.H., Experimental studies of trace element partitioning applicable to igneous petrogenesis-Sedona 16 years later, *Chemical Geology*, 117, 1-36, (1994).
- GRÉGOIRE, M., Lorand, J.P., O’Reilly, S.Y., Cottin, J.Y., Armalcolite-bearing, Ti-rich metasomatic assemblages in harzburgitic xenoliths from the Kerguelen Islands: implications from the oceanic mantle budget of high-field strength elements, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 673-694, (2000).

- GUILLOU, H., Juan Carlos Carracedo, J.C., Simon, J., Days, S.J., Dating of the Upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K-Ar technique, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 86(1-4),137-149, (1998).
- GUIVEL, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R.C., Lagabriele, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotton, J., Benoit, M., Suárez, M., Cruz, R., Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46-47°S): Geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149, 346-370, (2006).
- GUO, F., Fan, W., Wang, Y., Zhang, M., Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: implications for enrichment processes beneath continental collisional belt, *Lithos*, 78, 291-305, (2004).
- GUTNIC, M., *Geologie du Taurus Psidien au nord d'Isparta, Turquie : Principaux resultats extraits des notes de M. Gutnic entre 1964 et 1971 par O. Monod, Universite du Paris-Sud Orsay*, (1977) Pp.130.
- GUTNIC, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J.F., *Geologie des Taurides occidentales (Turquie)*, *Mem. Soc. Geol. France*, 137, (1979) pp. 112.
- GÜLEÇ, N., Crust-mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics, *Geological Magazine*, 128, 417-435, (1991).
- GÜLEÇ, N., *Magmatik kayaçların izotop jeokimyası. Boztuğ, D. ve Otlı, N., (Ed.), Magmatik Petrojenez, TUBİTAK Lisans Üstü Yaz Okulu, 7-12 Haziran 2001, Akçakoca-Düzce*, (2001) Pp:332-365.
- HALLIDEY, A.N., Lee, D.-C., Tommasini, S., Davies, G.R., Paslick, C.R., Fitton, J.G., James, D.E., Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the suboceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 379-395, (1995).
- HARANGI, S., Wilson, M., Tonarini, S., Petrogenesis of Neogene potassic volcanic rocks in the Pannonian Basin, *Acta Vulcanologia*, 7(2), 125-134, (1995).
- HARANGI, S., Lenkey, L., Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. In Beccaluva, L., Bianchini, G., and Wilson, M., (Eds.), *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*, *Geological Society of America Special Paper*, 418, 67-92, doi: 10.1130/2007.2418(04), (2007).

- HART, S.R., Gerlach, D.C., White, W.M., A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Cosmochim. Acta*, 50, 1551-1557.
- HART, S.R., Heterogenous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies, *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 273-296, (1988).
- HART, S.R., Heterogenous mantle domains: signatures, genesis amd mixing chronologies, *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 273-296, (1998).
- HART, S.R., Gaetani, G.A., Mantle Pb paradox: the sulfide solution, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152, 295-308, (2006).
- HAWKESWORTH, C.J., 1982. Isotope characteristics of magmas erupted along destructive plate margins. Thorpe, R.S. (ed.) *Andesites*. John Wiley & Sons New York, 549-571.
- HAWKESWORTH, C.J., Kempton, P.D., Rogers, N.W., Ellam, R.M., Van Calsteren, P.W., Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 96, 256-268, (1990).
- HAWKESWORTH, C.J., Turner, S., Peate, D., McDermott, F., Van Calsteren, P., Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes, *Chemical Geology*, 139, 207-221, (1997).
- HOFMANN, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W.M., Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 33-45, (1986).
- HOFMANN, A.W., Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 297-314, (1988).
- HOLE, M.J., Rogers, G., Saunders, A.D., Storey, M., Relation between alkalic volcanism and slab-window formation, *Geology*, 19, 657-660, (1991).
- HOLE, M.J., Saunders, A.D., Rogers, G., Sykes, M.A., The relationship between alkaline magmatism, lithospheric extension and slab window formation along continental destructive plate margins. In Smellie, J.L. (Ed.) *Volcanism Associated with Extension and Consuming Plate Margins*, Geological Society Special Publication, 81, 265-285, (1995).
- JAFFEY, N., Robertson, A.H.F., Pringle, M., Latest Miocene and Pleistocene ages of faulting, determined by Ar/Ar single-crystal dating of airfall tuff and silicic extrusives of the Erciyes Basin, central Turkey: evidence for intraplate deformation related to the tectonic escape of Anatolia, *Terra Nova*, 16(2), 45-53, (2004).

- JAFFEY, N., Robertson, A.H.F., New sedimentological and structural data from the Ecemiş Fault Zone, southern Turkey: implications for its timing and offset and the Cenozoic tectonic escape of Anatolia, *Journal of the Geological Society, London*, 158, 367-378, (2001).
- JOHNSTON, S.T., Thorkelson, D.J., Cocos-Nazca slab window beneath Central America, *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 465-474, (1997).
- IGNACIO, C., López, I., Oyarzun, R., Márquez, A., The northern Patagonia Somuncura plateau basalts: a product of slab-induced, shallow asthenospheric upwelling?, *Terra Nova*, 13, 117-121, (2001).
- IKEDA, Y., Stern, R.J., Kagami, H., Sun, C-H., Pb, Nd, Sr isotopic constraints on the origin of Miocene basaltic rocks from northeast Hokkaido, Japan: implications for opening of the Kurile back-arc basin, *The Island Arc*, 9, 161-172, (2000).
- INNOCENTI, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati Di Brozolo, F., Villari, L., The Neogene calcalkaline volcanism of the Central Anatolia : geochronological data on Kayseri-Niğde area, *Geological Magazine*, 112(4), 349-360, (1975).
- INNOCENTI, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati Di Brozolo, F., Villari, L., Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (eastern Turkey) : geochronological data and geodynamic evolution, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13, 223-240, (1982).
- INNOCENTI, F., Agostini, S., Di Vincenzo, G., Doglioni, C., Manetti, P., Savaşçın, M.Y., Tonarini, S., Neogene and Quaternary volcanism in Western Anatolia : Magma sources and geodynamic evolution, *Marine Geology*, 397, 397-421, (2005).
- IONOV, D.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle, *Chemical Geology*, 141, 153-184, (1997).
- KARAMAN, E., Isparta güneyinin temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 33, 57-67, (1990).
- KARAMAN, E., Isparta-Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 37 (2), 119-134, (1994).
- KARAMAN, E., Meriç, E., Tansel, I., Çünür (Isparta) dolaylarındaki Kretase-Tersiyer geçişi, *Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi*, Isparta, 4, 90-98, (1988).
- KARAMAN, E., Tectono-stratigraphic outline of the Burdur-Isparta area (western Taurides, Turkey), *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 43 (2), 71-81, (2000).
- KAZANCI, N., Eğirdir gölü çanağının oluşum zamanına ilişkin bir gözlem, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 42, 50-51, (1993).

- KAZANCI, N., Karaman, M.E., Gölcük (Isparta) Pliyosen volkanoklastiklerinin sedimanter özellikleri ve depolanma mekanizmaları, Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, 4, 16-35, (1988).
- KELEMEN, P. B., Shimizu, N., Dunn, T., Relative depletion of Nb in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 111-133, (1993).
- KELLER, J., Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18, 321-335, (1983).
- KELLEY, K.A., Plank, T., Farr, L., Ludden, J., Staudigel, H., Subduction cycling of U, Th, and Pb, *Earth and Planetary Science Letters*, 234, 369-383, (2005).
- KEPEZHINSKAS, P., Diverse shoshonite magma series in the Kamchatka Arc: relationships between intra-arc extension and composition of alkaline magmas. In Smellie, J.L. (Ed.) *Volcanism Associated with Extension and Consuming Plate Margins*, Geological Society Special Publication, 81, 249-264, (1995).
- KEPEZHINSKAS, P., Defant, M.J., Contrasting styles of mantle metasomatism above subduction zones: constraints from ultramafic xenoliths in Kamchatka, *American Geophysical Union Monograph*, 96, 307-313, (1996).
- KEPLER, H., Constraints from partitioning experiments on the compositions of subduction-zone fluids, *Nature*, 380, 237-240, (1996).
- KESKİN, M., Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Geophysical Research Letters*, 30 (24), 8046, doi:10.1029/2003GL018019, (2003).
- KESKİN, M., Pearce, J.A., Mitchell, J.G., Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 355-404, doi:10.1016(S0377-0273(98)00063-8, (1998).
- KESKİN, M., Pearce, J.A., Kempton, P.D., Greenwood, P., Magma-crust interactions and magma plumbing in a postcollisional setting: Geochemical evidence from the Erzurum-Kars volcanic plateau, eastern Turkey, *Geological Society of America Special Paper*, 409, p. 475-505, doi: 10.1130/2006.2409(23), (2006).
- KIL, Y-W., Characteristics of subcontinental lithospheric mantle beneath Baegryeong Island, Korea: spinel peridotite xenoliths, *Island Arc*, 15, 269-282, (2006).

- KIL, Y-W, Wendlandt, R.F., Depleted and enriched mantle processes under Rio Grande rift: spinel peridotite xenoliths, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 135-151, (2007).
- KINOSHITA, O., Possible manifestation of slab window magmatisms in Cretaceous southwest Japan, *Tectonophysics*, 344, 1-13, (2002).
- KISSEL, C., Laj., C., Şengör, A.M.C., Poisson, A., Paleomagnetic evidence for rotation in opposite senses of adjacent blocks in northeastern Aegea and western Anatolia, *Geophysical Research Letters*, 14(9), 907-910, (1987).
- KISSEL, C., Averbuch, O., Frizon, D., Lamotte, D., Monod, O., Allerton, S., First paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of the Western Taurides thrust belt east of the Isparta reentrant (Southwestern Turkey), *Earth and Planetary Science Letters*, 117, 1-14, (1993).
- KISSEL, C., Laj., C., Poisson, A., Paleomagnetic reconstruction of Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, 362, 199-217, (2003).
- KOÇYİĞİT, A., Tectono-stratigraphic characteristics of Hoyran Lake region (Isparta Bend). *Geology of Taurus Belt*. In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (Eds.), *Geology of the Taurus Belt*, Proceedings of the International Symposium, Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA), Ankara, Turkey, (1984) pp: 53-67.
- KOÇYİĞİT, A., Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27, 1-16, (1984).
- KOÇYİĞİT, A., Ünay, E., Saraç, G., Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society, London, Special Publications, 173, 405-421, (2000).
- KUMRAL, M., Çoban, H., Gedikoğlu, A., Kılınç, A., Petrology and geochemistry of augite trachytes and porphyritic trachytes from the Gölcük volcanic region, Isparta, SW Turkey: a case study, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 707-716, (2006).
- KUNO, H., Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island arcs, *Bulletin of Volcanology*, 29, 195-222, (1966).
- KURT, H., Arslan, M., Bodrum (GB Anadolu) volkanik kayaçlarının jeokimyasal ve petrolojik özellikleri: fraksiyonel kristalleşme, magma karışımı ve asimilasyona ilişkin bulgular, *Yerbilimleri, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 23, 15-32, (2001).

- KUŞCU M., Gedikoğlu, A., Isparta-Gölcük yöresi pomza yataklarının jeolojik konumu, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 37, 69-78, (1990).
- KUŞCU, M., Selçuk, G., Isparta yöresi ignimbiritlerinin tras olarak kullanılabilirliğinin araştırılması, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 43, 15-23, (1993).
- LAPIERRE, H., Bosch, D., Narros, A., Mascle, G.H., Tardy, M., Demant, A., The Mamonia Complex (SW Cyprus) revisited: remnant of the Late Triassic intra-oceanic volcanism along the Tethyan southwestern passive margin, *Geological Magazine*, 144, 1-19, (2007).
- LASSITER, J.C., Toft-Blichert, J., Hauri, E.H., Barsczus, H.G., Isotope and trace element variations in lavas from Raivavae and Rapa, Cook-Austral islands: constraints on the nature of HIMU- and EM-mantle and the origin of mid-plate volcanism in French Polynesia, 202, 115-138, (2003).
- LA TOURRETTE, T.Z., Kennedy, A.K., Wasserburg, G.J., Thorium-uranium fractionation by garnet: evidence for a deep source and rapid rise of ocean basalts, *Science*, 261, 739-742, (1993).
- LEAKE, B.E., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., Nomenclature of amphiboles, *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-642, (1997).
- LE BAS, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, 27, part 3, 745-750, (1986).
- LEEMAN, W.P., Smith, D.R., Hildreth, W., Palaci, Z., Rogers, N., Compositional diversity of Late Cenozoic basalts in a transect across the southern Washington Cascades: implications for subduction zone magmatism, *Journal of Geophysical Research*, 95(19), 561-582, (1990).
- LEFEVRE, Ch., Bellon, H., Poisson, A., Presences de leucitites dans le volcanisme Pliocene de la region d' Isparta (Taurides occidentals, Turquie), *C.R.A.Sc. Paris*, 297(2), 367-372, (1983).
- LIVERMORE, R.A., Smith, A.G., Some boundary conditions for the evolution of the Mediterranean region. In: Stanlet, D.J., Wezel, F.C. (Eds.), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, Berlin, (1985) Pp: 83-100.

- LLOYD, F.E., Arima, M., Edgar, A.D., Partial melting of a phlogopite-clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift volcanics, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 321-329, (1985).
- LUNDSTROM, C. C., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Williams, Q., Gill, J., 1998. Crystal chemical control of clinopyroxene-melt partitioning in the Di-Ab-An system: implications for elemental fractionations in the depleted mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 2849-2862.
- LUSTRINO, M., Morra, V., Fedele, L., Serracino, M., The transition between 'orogenic' and 'anorogenic' magmatism in the western Mediterranean area: the Middle Miocene volcanic rocks of Isola del Toro (SW Sardinia, Italy), *Terra Nova*, 19, 148-159, (2007).
- LYBERIS, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E., Gündoğdu, N., The East Anatolian Fault: an oblique collision belt, *Tectonophysics*, 204, 1-15, (1992).
- MACDONALD, R., Upton, B.G.J., Collerson, K.D., Hearn, B.C., James, D., Potassic mafic lavas of the Bearpaw Mountains, Montana: mineralogy, chemistry, and origin, *Journal of Petrology*, 33 (2), 305-346, (1992).
- MACERA, P., Gasperini, D., Piromallo, Blichert-Toft, J., Bosch, D., Moro, A. D., Martin, S., Geodynamic implications of deep mantle upwelling in the source of Tertiary volcanics from the Veneto region (South-Eastern Alps), *Journal of Geodynamics*, 36, 563-590.
- MANETTI, P., Pecerrillo, A., Poli, G., REE distribution in Upper Cretaceous calc-alkaline and shoshonitic volcanic rocks from eastern Srednogie (Bulgaria), *Chemical Geology*, 26, 51-63, (1979).
- MÁRQUEZ, A., Oyarzum, R., Doblas, M., Verma, S.P., Alkalic (ocean island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for plume related magmatism and propagating rifting at an active margin?, *Geology*, 27, 51-54, (1999).
- MARTINS, L. T., Cretaceous alkaline magmatism in Algarve Littoral (South Portugal): a basanite-lamprophyre rock suite, *Geolines*, 9, 84-91, (1999).
- MAURY, R.C., Defant, M.J., Joron, J-L., Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths, *Nature*, 360, 661-663, (1992).
- MCCLUSKY, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., Ring, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G., Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the

- eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, 105 (B3), 5695-5719, (2000).
- MCDONOUGH, W.F., Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 101, 1-18, (1990).
- MCDONOUGH, W.F., Sun, S.-S., Composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120, 223-253, (1995).
- MCKENZIE, D.P., Bickle, M.J., The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere, *Journal of Petrology*, 29, 625-679, (1988).
- MEEN, J.K., Formation of shoshonites from calcalkaline basalt magmas: geochemical and experimental constraints from the type locality, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97, 333-351, (1987).
- MENZIES, M., Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (eds.). 1983. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Limited, Cheshire, (1983) 92-110.
- MOMENZADEH, M., Saline deposits and calcalkaline magmatism: a genetic model, *Journal of Petrological Geology*, 13(3), 341-356, (1990).
- MORIMOTO, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52, 535-550.
- MORRISON, G.W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13, 97-108.
- MÜLLER, D., Groves, D.I., Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, Springer-Verlag, (1995). Pp: 210.
- NELSON, D.R., McCulloch, M.T., Sun, S.-S., The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 231-245, (1986).
- NELSON, D.R., Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis, *Lithos*, 28, 403-420, (1992).
- NELSON, S.T., Montana, A., Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression, *American Mineralogist*, 77, 1242-1249, (1992).
- NEMEC, W., Kazancı, N., Mitchell, J.G., Pleistocene explosions and pyroclastic currents in west-central Anatolia, *Boreas*, 27, 311-332, (1998).
- NEWSOM, H.E., White, W.M., Jochum, K.P., Hofmann, A.W., Siderophile and calcophile element abundances in oceanic basalts, lead isotope evolution and growth of the Earth's core, *Earth and Planetary Science Letters*, 80, 299-313, (1986).

- NIU, Y., Batiza, R., Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern pacific mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 471-483, (1997).
- NIU, Y., Hékinian, R., Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett transform: a case study at fast spreading ridges, *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 243-258, (1997).
- NOMADE, S., Renne, P.R., Vogel, N., Deino, A.L., Sharp, W.D., Becker, T.A., Jauni, A.R., Mundil, R., Alder Creek Sanidine (ACs-2): A Quaternary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Standard, *Chemical Geology*, 218(3/4): 319-342, (2005).
- NOTSU, K., Fujitani, T., Ui, T., Matsuda, J., Ercan, T., Geochemical features of collision-related volcanic rocks in central and eastern Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64, 171-192, (1995).
- OLAFSSON, M., Eggler, D.M., Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate and phlogopite-carbonate peridotite: petrologic constraints on the asthenosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 305-315, (1983).
- ÖZGÜR, N., Yağmurlu, F., Ertunç, A., Karagüzel, R., Görmüş, F., Elitok, Ö., Yılmaz, K., Çoban, H., Assesments of tectonics and volcanic hazards in the area of Isparta around the Gölcük volcano. Süleyman Demirel Üniversitesi, Tübitak Araştırma Projesi Final Raporu (104Y213), (2008) pp: 46.
- PALLARES, C., Maury, R.C., Bellon, H., Royer, J-Y., Calmus, T., Aguilón-Robles, A., Cotton, J., Benoit, M., Michaud, F., Bourgois, J., Slab-tearing following ridge-trench collision: evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 95-117, (2007).
- PANTER, K.S., Blusztajn, J., Hart, S.R., Kyle, P.R., Esser, R., Mcintosh, W.C., The origin of HIMU in the SW Pacific: evidence from intraplate volcanism in southern New Zealand and Subantarctic islands, *Journal of Petrology*, 47, 1673-1704, (2006).
- PAPAZACHOS, B.C., Papaioannou, Ch.A., Lithospheric boundaries and plate motions in the Cyprus area, *Tectonophysics*, 308, 193-204, (1999).
- PAPIKE, J.J., Cameron, K.L., Baldwin, K., Amphiboles and pyroxenes: Characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data, *Geological Society of America, Abstracts with Program* 6, 1053-1054, (1974).
- PAPIKE, J.J., Cameron, M., Crystal chemistry of silicate pyroxenes. In: Prewitt, C.T. (Ed.), *Pyroxenes. Reviews in Mineralogy* 7, Mineralogical Society of America, Washington D.C., 5-92, (1980).

- PARLAK, O., Delaloye, M., Demirkol, C., Ünlügenç, U.C., Geochemistry of Pliocene/Pleistocene basalts along the Central Anatolian Fault Zone (CAFZ), Turkey, *Geodinamica Acta*, 14, 159-167, (2001).
- PEARCE, J.A., Cann, J.R., Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth Planetary Science Letters*, 19, 290-300, (1973).
- PEARCE, J.A., Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.) *Andesites*, Wiley, Newyork, (1982). Pp: 525-548.
- PEARCE, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J.G., Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229, (1990).
- PEARCE, J.A., Peate, D.W., Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285, (1995).
- PECERILLO, A., Taylor, S. R., Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81, (1976).
- PECERILLO, A., Poli, G., Tolomeo, L., Genesis, evolution and tectonic significance of K-rich volcanics from the Alban Hills (Roman comagmatic region) as inferred from trace element geochemistry, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 230-240, (1984).
- PECERILLO, A., Martinotti, G., The Western Mediterranean lamproitic magmatism: origin and geodynamic significance, *Terra Nova*, 18, 109-117, (2006).
- PE-PIPER, G., Piper, D.J.W., Geochemical variation with time in the Cenozoic high-K volcanic rocks of the island of Lesbos, Greece: significance for shoshonite petrogenesis, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 371-387, (1992).
- PE-PIPER, G., Piper, D.J.W., Late Cenozoic, post-collisional Aegean igneous rocks : Nd, Pb, and Sr isotopic constraints on petrogenetic and tectonic models, *Geological Magazine*, 138, 653-668, (2001).
- PLATZMAN, E.S., Tapirdamaz, C., Sanver, M., 1998. Neogene anticlockwise rotation of central Anatolia (Turkey): preliminary paleomagnetic and geochronological results. *Tectonophysics*, v. 299, 175-189,
- POISSON, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M., Şentürk, M., New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW Turkey), *Geological Journal*, 38, 257-282, (2003).

- POLI, G., Frey, F.A., Ferrara, G., Geochemical characteristics of the south Tuscany (Italy) volcanic province: constraints on lava petrogenesis, *Chemical Geology*, 43, 203-221, (1984).
- POUCLET, A., Lee, J-S., Vidal, P., Cousens, B., Bellon, H., Cretaceous to Cenozoic volcanism in south Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin. In Smellie, J.L. (Ed.) *Volcanism Associated with Extension and Consuming Plate Margins*, Geological Society Special Publication, 81, 169-191, (1995).
- PRICE, S.P., Scott, B., Pliocene Burdur basin, SW Turkey: tectonics, seismicity and sedimentation, *Journal of the Geological Society, London*, 148, 345-354, (1991).
- REAY, A., McIntosh, P.E., Gibson, I.L., Lherzolite xenolith bearing flows from the east Otago province: crystal fractionation of upper mantle magmas, New Zealand, *Journal of Geology and Geophysics* 34, 317-327, (1991).
- REHKÄMPER, M., Hofmann, A.W., Recycled ocean crust and sediment in Indian ocean MORB, *Earth and Planetary Science Letters*, 147, 93-106, (1997).
- REILINGER, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksoz, M.N., Global Positioning System measurements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B5), 9983-9999, (1997).
- RIGHTER, K., Carmichael, I.S.E., Phase equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and P-T estimates for biotite-bearing igneous rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 1-21, (1996).
- ROBERT, U., Foden, J., Varne, R., The Dodecanese Province, SE Aegean: A model for tectonic control on potassic magmatism, *Lithos*, 28, 241-260, (1992).
- ROBERTSON, A.H.F., Tectonic significance of the Eratosthenes Seamount: a continental fragment in the process of collision with a subduction zone in the eastern Mediterranean (Ocean Drilling Program Leg 160), *Tectonophysics*, 298, 63-82, (1998a).
- ROBERTSON, A.H.F., Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Camerlenghi, A. (Eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.160, 723-782, (1998b).
- ROCK, N.M.S., The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions, and derivations, *Earth-Science Reviews*, 13, 123-169, (1977).
- ROCK, N.M.S., Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *Trans. R. Soc. Edinb., Earth Sciences*, 74, 193-227, (1984).

- ROBERTSON, A.H.F., Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region, *Lithos*, 65, 1-67, (2002).
- RODEN, M.F., Origin of coexisting minette and ultramafic breccia, Navajo Volcanic Field, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77, 195-206, (1981).
- RODEN, M.F., Rb/Sr and Sm/Nd ratios of metasomatized mantle; Implications for the role of metasomatized mantle in the petrogenesis of Na₂-rich alkaline basalts, *Geological Society of America Special Paper*, 215, 127-138, 1987 ().
- ROGERS, N.W., Bachinski, S.W., Henderson, P., Parry, S.J., Origin of potash-rich basic lamprophyres: trace element data from Arizona minettes, *Earth and Planetary Science Letters*, 57, 305-312, (1982).
- ROLLINSON, H.R., Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, Wiley, New York, (1993). Pp: 352.
- ROTSTEIN, Y., Kafka, A.L., Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, Eastern Mediterranean region: subduction, collision, and arc jumping, *Journal of Geophysical Research*, 87(B9), 7694-7706, (1982).
- RUDNICK, R.L., Fountain, D.M., Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective, *Rev. Geophys.*, 33, 267-309, (1995).
- RYERSON, F.J., Watson, E.B., Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island arc magmas, *Earth and Planetary Science Letters*, 86, 225-239, (1987).
- SAGULAR, E.K., Görmüş, M., New stratigraphical results and significance of reworking based on nannofossils, foraminiferal and sedimentological records in the Lower Tertiary sequence from the northern Isparta Angle, Eastern Mediterranean, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 78-98, (2006).
- SARIİZ, K., Keçiborlu kükürt yataklarının oluşumu ve yörenin jeolojisi, (Doktora Tezi) Anadolu Üniversitesi yayınları, Yayın no: 21, , Eskişehir, (1985).
- SAUNDERS, A.D., Rogers, G., Marriner, G.F., Terrell, D.J., Verma, S.P., Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of post-subduction magmas, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32, 223-245, (1987).
- SAVOSTIN, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., Rolet, J., Kinematic evolution of the Tethys belt, from the Atlantic to the Pamirs since the Triassic, *Tectonophysics*, 123, 1-35, (1986).

- SCARROW, J.H., Vaughan, A.P.M., Leat, P.T., Ridge-trench collision-induced switching of arc tectonics and magma sources: clues from Antarctic Peninsula mafic dykes, *Terra Nova*, 9, 255-259, (1997).
- SEYİTOĞLU, G., Scott, B.C., Rundle, C.C., Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey, *Journal of the Geological Society, London*, 149, 533-538, (1992).
- SEYİTOĞLU, G., Scott, B., Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey, *Geological Magazine*, 128, 155-166, (1991).
- SEYİTOĞLU, G., Anderson, D., Nowell, G., Scott, B., The evolution from potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the lithospheric mantle, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 127-147, (1997).
- SHAND, P., Gaskarth, J.W., Thirlwall, M.F., Rock, M.S., Late Caledonian lamprophyre dyke swarms of South-eastern Scotland, *Mineralogy and Petrology*, 51, 277-298, (1994).
- SISSON, T.W., Grove, T.L., Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 143-166, (1993).
- SONIA, T., Agostini, S., Innocenti, F., Manetti, P., $\delta^{11}\text{B}$ as tracer of slab dehydration and mantle evolution in Western Anatolia Cenozoic Magmatism, *Terra Nova*, 17, 259-264, (2005).
- SØRENSEN, H., Bernth, U., Brousse, R., Trachytes and phonolites from the Mont-Dore region, Auvergne, France, *Geolines*, 9, 114-118, (1999).
- SPEAR, F.S., Kimball, K.L., RECOMP-A FORTRAN IV program for estimating Fe⁺³ contents in amphiboles, *Computer in Geosciences*, 10, 317-325, (1984).
- STERN, C.R., Kilian, R., Role of subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 263-281, (1996).
- STEWART, M.L., Pearce, T.H., Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results, *American Mineralogist*, 89, 348-351, (2004).
- STRACKE, A., Hegner, E., Rifting-related volcanism in an oceanic post-collisional setting: the Tabar-Lihir-Tanga-Feni (TLFT) island chain, Papua New Guinea, *Lithos*, 45, 545-560, (1998).
- SUN, S-S., McDonough, W.F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Sunders AD, Norry MJ, eds. Magmatism in the ocean basins*, Boston, Blackwell Scientific, 313-345, (1989).

- ŞEN, P.A., Temel, A., Gourgaud, A., Petrogenetic modelling of Quaternary post-collisional volcanism: a case study of central and eastern Anatolia, *Geological Magazine*, 141(1), 81-98, (2004).
- ŞENGÖR, A.M.C., The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance, *Journal of the Geological Society, London*, 136, 269-282, (1979).
- ŞENGÖR, A.M.C., Yılmaz, Y., Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241, (1981).
- ŞENGÖR, A.M.C., Özeren, S., Genç, T., Zor, E., East Anatolian high plateau as a mantle-supported, North-south shortened domal structure, *Geophysical Research Letters*, 30 (24), 8045, doi:10.1029/2003GL017858, (2003).
- TATAR, O., Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Different neotectonic rotations in Anatolia and the Tauride Arc: paleomagnetic investigation of the Erenlerdağ Volcanic Complex and Isparta volcanic district, south-central Turkey, *Journal of the Geological Society, London*, 159, 281-294, (2002).
- TAYLOR, S.R., McLennan, S.M., The continental crust: its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks, Blackwell, Oxford, (1985). Pp: 312.
- TROLL, V.R., Schmincke, A.H., Magma mixing and crustal recycling recorded in ternary feldspar from compositionally zoned peralkaline ignimbrite 'A', Gran Canaria, Canary Islands, *Journal of Petrology*, 43, 243-270, (2002).
- TRUA, T., Serri, G., Marani, M.P., Lateral flow of African mantle below the nearby Tyrrhenian plate: geochemical evidence, *Terra Nova*, 15, 433-440, (2003).
- TSUCHIYAMA, A., Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesite, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 1-16, (1985).
- TSUCHIYAMA, A., Takahashi, E., Melting kinetics of a plagioclase feldspar, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84, 345-354, (1983).
- TURI, B., Taylor, H.P., Oxygen isotope studies of potassic volcanic rocks of the Roman Province, central Italy, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 55, 1-31, (1976).
- TURNER, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P., Deng, W., Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts, *Journal of Petrology*, 37(1), 45-71, (1996).

- VAN BERGEN, M.J., Vroon, P.Z., Varekamp, J.C., Poorter, R.P.E., The origin of the potassic rock suite from Batu Tara volcano (East Sunda Arc, Indonesia), *Lithos*, 28, 261-282, (1992).
- WDOWINSKI, S., Ben-Avraham, Z., Arvidsson, R., Ekström, G., Seismotectonics of the Cyprean Arc, *Geophysical Journal International*, 164, 176-181, (2006).
- WEAVER, B.L., Tarney, J., Major and trace element composition of the continental lithosphere., *Phys. Chem. Earth*, 15, 39-68, (1984).
- WEAVER, B.L., The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints, *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 381-397, (1991).
- WIDOM, E., Source of ocean island basalts: a review of the osmium isotope evidence, *Physica A*, 244, 484-496, (1997).
- WILSON, M., Bianchini, G., Tertiary-Quaternary magmatism within the Mediterranean and surrounding regions. In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVATH, F., SERANNE, M. (eds.) *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, Geological Society, London, Special Publications, 156, 141-168, (1999).
- WILSON, M., Tankut, A., Güleç, N., Tertiary volcanism of the Galatia province, north-west Central Anatolia, Turkey, *Lithos*, 42, 105-121, (1997).
- WYERS, G.P., Barton, M., Petrology and evolution of transitional alkaline-sub alkaline lavas from Patmos, Dodecanesos, Greece: evidence for fractional crystallization, magma mixing and assimilation, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93, 297-311, (1986).
- YAĞMURLU, F., Isparta güneyinde yer alan Tersiyer yaşlı türbiditik birimlerin fasiyes özellikleri, *Geosound*, 24, 17-28, (1994).
- YAĞMURLU, F., Savaşçın, Y., Ergün, M., Relation of alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of the Isparta Angle, SW Turkey, *The Journal of Geology*, 105, 717-728, (1997).
- YALÇINKAYA, S., Isparta-Ağlasun (Burdur) dolaylarının jeolojisi, (Doktora Tezi) İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 176 s., İstanbul, (Yayınlanmamış), (1989).
- YILMAZ, Y., Ege bölgesinin aktif tektoniği. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, *Bildiriler Kitabı*, (2000) pp: 3-14.
- YILMAZ, Y., Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 69-87, (1990).

- YILMAZ, Y., Güner, Y., Şaroğlu, F., Geology of the Quaternary volcanic centres of the east Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 173-210, (1998).
- YILMAZ, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance, *Journal of Geodynamics*, 31(3), 243-271, (2001).
- YURIMOTO, H., Kogiso, T., Abe, K., Barsczus, H. G., Utsunomiya, A., Maruyama, S., Lead isotopic compositions in olivine-hosted melt inclusions from HIMU basalts and possible link to sulfide components, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146, 231-242, (2004).
- ZHANG, Z., Xiao, X., Wang, J., Wang, Y., Musky, T.M., Post-collisional Plio-Pleistocene shoshonitic volcanism in the western Kunlun Mountains, NW China: geochemical constraints on mantle source characteristics and petrogenesis, *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 379-403, (2008).
- ZINDLER, A., Hart, S., Chemical geodynamics, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493-571, (1986).
- ZITTER, T.A.C., Woodside, J.M., Mascle, J., The Anaximander Mountains: a clue to the tectonics of southwest Anatolia, *Geological Journal*, 38(3-4), 375-394, (2003).

