T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ-CERRAHPAŞA
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

# DOKTORA TEZİ

# ALADAĞ VOLKANI VE DOLAYININ (AKKOZ, KÖTEK VE HAMAMLI; KARS İLİ) VOLKANOSTRATİGRAFİSİ, JEOKİMYASI VE PETROLOJİSİ

**Olgun DURU**

**DANIŞMAN**
**Prof. Dr. Mehmet KESKİN**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Jeoloji Mühendisliği Programı**

**İSTANBUL-2019**

Bu çalışma 26.09.2019 Tarihinde aşağıdaki jüri tarafından
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeoloji Mühendisliği Programı Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.

TEZ JÜRİSİ

Prof. Dr. Mehmet Keskin
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Timur Ustaömer
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Hayrettin Koral
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Ş.Can Genç
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi

Prof. Dr. Zekiye Karacık
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi

20.04.2016 tarihli Resmi Gazete'de yayımlanan Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin 9/2 ve 22/2 maddeleri gereğince; Bu Lisansüstü teze, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa'nın abonesi olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun rapor alınmıştır.

Bu tez, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin 53283 numaralı projesi ile desteklenmiştir.
Bu tez, 108Y222 numaralı TÜBİTAK-RUS TEMEL ARAŞTIRMALARI VAKFI (RFBR) projesi ile desteklenmiştir.

# ÖNSÖZ

Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında "Aladağ Volkanı ve Dolayının (Akkoz, Kötek ve Hamamlı, Kars İli) Volkanostratigrafisi, Jeokimyası ve Petrolojisi" konulu doktora tezi olarak hazırlanmıştır.

Lisans eğitimimin sonrasından başlayarak, master ve doktora çalışmalarım sırasında sürekli çalışma imkânı bulduğum, bana her konuda yardımcı olan, hem saha hem de analitik verilerin yorumlanması evresinde bilimsel düşünme, yaklaşımlarda bulunma ve metod ile uygulama hususlarında birikimlerini benden esirgemeyen danışman hocam Prof. Dr. Mehmet Keskin'e teşekkürü borç bilirim.

Anabilim Dalımız öğretim üyelerinden Doç.Dr. Namık Aysal'a analitik yöntemleri öğretmesi, sorduğum tüm soruları sabırla cevaplaması ve maddi-manevi gösterdiği tüm desteklerden dolayı kendisine teşekkür ederim.

Tezin yazımı sırasında jeolojik tartışma ve katkılarından dolayı Prof. Dr. Okan Tüysüz'e ve Dr. Gönenç Göçmengil'e teşekkürlerimi sunarım. Tez yazımı sırasında gösterdiği hassasiyet ve anlayıştan dolayı çalışma arkadaşım Jeoloji Yüksek Mühendisi Serdar Çalgın'a ayrıca teşekkür ederim.

Saha çalışmalarım sırasında, öğrenci stajyer olarak yanımda çalışmalarda bulunan ve yardımcı olan, şu an Jeoloji Mühendisi ve araştırmacı olarak mesleklerini icra eden Cemil Arkula, Tuğba Yaşar, Ümitcan Erbil ve Erdi Şahin'e teşekkürlerimi sunarım. Saha çalışmalarımın ikinci yılında benimle beraber gezen, mihmandarlık eden ve yardımcı olan Sarıkamış ilçesinden Ömer Alkan'a teşekkür ederim.

Tez jürisi olarak tezin yapıcı eleştiriler ile gelişmesini sağlayan Prof. Dr. Timur Ustaömer, Prof. Dr. Ş.Can Genç, Prof. Dr. Zekiye Karacık ve Prof. Dr. Hayrettin Koral'a teşekkür ederim.

Doktora tez çalışmalarımda kullandığım oksijen izotop analizleri, danışman hocamın koordinasyonunu üstlendiği 108Y222 numaralı TÜBİTAK-RUS TEMEL ARAŞTIRMALAR VAKFI (RFBR) uluslararası projesinden karşılanmıştır. Bu imkân nedeniyle TÜBİTAK ve RFBR'ye teşekkür ederim.

Eğitim hayatım boyunca beni sabırla destekleyen annem, babam, kardeşim ve eşime teşekkürlerimi sunarım.

Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi Yürütücü Sekreterliği tarafından 53283 no'lu "Aladağ Volkanı ve Dolayının (Akkoz, Kötek ve Hamamlı; Kars İli) Volkanostratigrafisi, Jeokimyası ve Petrolojisi" başlıklı doktora tez projesi kapsamında desteklenmiştir.

Ağustos 2019 Olgun DURU

# İÇİNDEKİLER

**Sayfa No**

**ÖNSÖZ** ..... **iv**
**İÇİNDEKİLER** ..... **v**
**ŞEKİL LİSTESİ** ..... **viii**
**TABLO LİSTESİ** ..... **xx**
**SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ** ..... **xxii**
**ÖZET** ..... **xxiv**
**SUMMARY** ..... **xxvii**
**1. GİRİŞ** ..... **1**
**2. GENEL KISIMLAR** ..... **3**
2.1. ÇALIŞMANIN AMACI ..... 3
2.2. İNCELEME ALANININ TANIMI ..... 4
2.2.1. İnceleme Alanının Konumu ..... 4
2.2.2. Ulaşım ..... 4
2.2.3. Morfoloji ..... 4
2.2.4. İklim ve Bitki Örtüsü ..... 5
2.2.5. Tarım ve Hayvancılık ..... 6
2.2.6. Yerleşim Yerleri ..... 6
2.3. ÖNCEKİ İNCELEMELER ..... 7
2.4. BÖLGESEL JEOLOJİ ..... 18
**3. MALZEME VE YÖNTEM** ..... **22**
3.1. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ ..... 22
3.1.1. Önceki Çalışmaların Derlenmesi ..... 22
3.1.2. Arazi Çalışmaları ..... 23
3.1.3. Laboratuar Çalışmaları ..... 23
*3.1.3.1. Petrografik İnce Kesit Çalışmaları* ..... 23
*3.1.3.2. Jeokimyasal Analiz Çalışmaları* ..... 24
**4. BULGULAR** ..... **26**
4.1. STRATİGRAFİ ..... 26
4.1.1. Kağızman Karmaşığı (Kka) ..... 30
4.1.2. Morpet Formasyonu (Km) ..... 33

4.1.3. Tuzluca Formasyonu (Tmt) ..... 36
4.1.4. Akkoz taban tüf düzeyi ..... 38
4.1.5. Hamamlı volkanik kompleksi ..... 45
4.1.6. İmamtepe domu ..... 59
4.1.7. Aladağ volkanitleri ..... 61
*4.1.7.1. Aladağ taban lav düzeyi* ..... 63
*4.1.7.2. Sırataş andeziti* ..... 67
*4.1.7.3. Çengilliçayırı volkaniti* ..... 68
*4.1.7.4. Zazantepe dasiti* ..... 71
*4.1.7.5. Zariftepe trakiandeziti* ..... 72
*4.1.7.6. Gümüştepedüzü volkaniti* ..... 75
4.1.8. Küçük Aladağ volkanitleri ..... 77
4.1.9. Odalar riyoliti ..... 81
4.1.10. Kars volkaniti ..... 85
4.1.11. Yamaç Molozu ..... 86
4.1.12. Alüvyon ..... 87
4.2. YAPISAL JEOLOJİ ..... 87
4.2.1. Doğrultu ve Eğimler ..... 87
4.2.2. Faylar ..... 87
4.2.3. Açılma Çatlakları ve Lav Çıkış Yerleri ..... 88
4.3. PETROGRAFİ ..... 91
4.3.1. Akkoz taban tüf düzeyi ..... 91
4.3.2. Hamamlı volkanik kompleksi ..... 93
4.3.3. İmamtepe domu ..... 96
4.3.4. Aladağ volkanitleri ..... 97
*4.3.4.1. Aladağ taban lav düzeyi* ..... 97
*4.3.4.2. Sırataş andeziti* ..... 99
*4.3.4.3. Çengilliçayırıtepe volkaniti* ..... 99
*4.3.4.4. Zazantepe dasiti* ..... 100
*4.3.4.5. Zariftepe trakiandeziti* ..... 101
*4.3.4.6. Gümüştepedüzü volkaniti* ..... 102
4.3.5. Küçük Aladağ volkanitleri ..... 103
4.3.6. Odalar riyoliti ..... 104
4.3.7. Kars volkaniti ..... 105

4.4. JEOKİMYA ..... 106
4.4.1. Jeokimyasal Sınıflama ..... 116
4.4.2. Tektonik Ayırtlama Diyagramları ..... 120
4.4.3. Volkanitlerin Ana Element Ayrımlaşma Trendleri ..... 122
4.4.4. Volkanitlerin İz Element Ayrımlaşma Trendleri ..... 125
4.4.5. Volkanitlerin Çoklu (Multi) Element Paternleri ..... 131
4.4.6. Volkanitlerin Nadir toprak Element (REE) Desenleri ..... 134
4.5. JEOKİMYASAL STRATİGRAFİ ..... 136
4.6. MİNERAL KİMYASI ..... 145
**5. TARTIŞMA VE SONUÇ ..... 158**
5.1.FRAKSİYONEL KRİSTALLENME VE MAGMA KARIŞIMI SÜREÇLERİNİN PETROLOJİK MODELİ ..... 159
5.2. KABUKSAL KİRLENME SÜREÇLERİNİN MODELLENMESİ ..... 169
5.2.1. DePaolo (1981) eşitliklerine göre AFC süreçlerinin modellenmesi ..... 171
*5.2.1.1. DePaolo (1981) eşitliklerine göre $\delta^{18}O$ izotopu kullanılarak AFC süreçlerinin modellenmesi* ..... 175
5.2.2.Aitcheson ve Forrest'ın (1994) eşitlikleri ile AFC süreçlerinin modellenmesi ... 178
5.2.3. EC-AFC modellemesi ..... 183
5.2.4. Kabuksal asimilasyonun volkanostratigrafik istifteki değişimi ..... 187
5.3. MANTO KAYNAK DOĞASI VE ZENGİNLEŞMELERİ ..... 192
5.3.1. LIL ve LRE elementlere karşı HFS elementlerin kullanıldığı ikili değişim diyagramları ..... 193
5.3.2. Ta/Yb-Th-Yb, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ve Nb/Y-Th/Y ikili değişim diyagramları ..... 196
5.3.3. Kısmi ergime süreçleri ..... 199
5.3.4. Magma odası için basınç-sıcaklık hesaplamaları ..... 204
5.3.5. Magma pompalama sistemi ..... 212
5.4. JEODİNAMİK EVRİM ..... 224
5.5. SONUÇLAR ..... 233
**KAYNAKLAR ..... 235**
**EKLER ..... 246**
**ÖZGEÇMİŞ ..... 250**

# ŞEKİL LİSTESİ

**Sayfa No**

**Şekil 2.1:** Çalışma alanının yer bulduru haritası (ASTER uydu görüntüsü, 2018).....5

**Şekil 2.2:** Doğu Anadolu'daki tektonik birlikler, çarpışmayla ilişkili volkanik ürünler ve volkanik merkezleri gösteren jeolojik haritalar. A. I-Rodop-Pontid Fragmanı; II-Kuzeybatı İran Fragmanı; III-Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi; IV-Bitlis-Pötürge Masifi; V)Arap Platformu (Keskin ve diğ., 2006). B. Miyosen-Güncel yaşlı volkanik ürünlerin dağılımı (Keskin ve diğ., 2006). C. Doğu Anadolu'da ki kıtasal ve okyanusal birliklerin dağılımını gösteren harita (Şengör ve diğ., 2008). D. EKVP üzerinde elde edilen verilerle, platoyu oluşturmuş birimlerin stratigrafik kesitleri ve platodaki dağılımları (Keskin ve diğ, 1998; 2006).....21

**Şekil 4.1:** Çalışma alanının jeoloji haritası. .....27

**Şekil 4.2:** Çalışma alanının Aras nehri vadisi civarındaki genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Keskin, 1994'den değiştirilerek). .....28

**Şekil 4.3:** Çalışma alanının Kağızman kuzeyindeki genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Keskin, 1994'den değiştirilerek).....29

**Şekil 4.4:** Kağızman karmaşığının ve Tuzluca formasyonları ile ilişkisi (Kötek köyü civarı, Kağızman). .....31

**Şekil 4.5:** Aras Nehri vadisinde, Kağızman kuzeyinde, Kağızman Karmaşığı ile Tuzluca Formasyonu ve diğer plato birimlerinin ilişkisini gösterir skeç kesit (ölçeksiz).....32

**Şekil 4.6:** Çalışma alanı içerisinde Morpet formasyonu ve diğer birimler ile ilişkisi.....34

**Şekil 4.7:** Çukurayva Mah. civarında Morpet Formasyonu, Akkoz taban tüf düzeyi ve Gümüştepedüzü volkaniti arasındaki ilişkiyi gösterir skeç kesit. .....35

**Şekil 4.8:** Aras Nehri vadisinde Kalebaşı köyünü geçtikten 2 km sonra yüzeyleyen Tuzluca Formasyonu. a) Tuzluca Formasyonu'na ait kırmızı, sarı, yeşil renkli tabakalı kumtaşlarının üzerinde uyumsuz olarak oturan Akkoz taban tüf düzeyi; b) Kuzeye eğimli, tabakalı Tuzluca Formasyonu; c) Kuzeye eğimli, kızıl, kahverengi renkli altta çakıltaşı ile başlayan üste doğru kumtaşına geçen, ince-orta tabakalı Tuzluca Formasyonu; d) Kağızman karmaşığı, Tuzluca formasyonu ve plato volkanikleri arasındaki ilişki. .....37

**Şekil 4.9:** Çalışma alanı içerisinde Karakurt-Sarıkamış yolu üzerinde Akkoz köyü civarındaki Akkoz taban tüf düzeyi ve plato birimleri. .....40

**Şekil 4.10:** Kağızman-Paslı yolu civarındaki Çukurayva köyü ile Camuşlu köyü arasındaki Akkoz taban tüf düzeyinin beyaz renkli piroklastik döküntü seviyeleri.....41

**Şekil 4.11:** Sarıkamış-Karakurt otoyolunun doğu tarafında yüzeyleyen Akkoz taban tüf düzeyi istifi. Piroklastik döküntü birimleri ve kaynaklanmış ignimbiritler gözlenmektedir. .....41

**Şekil 4.12:** Akkoz taban tüf düzeyine ait kaynaklanmamış ignimbirit, piroklastik akıntı (flow) ve döküntülerin (fall), istif içerisindeki ilişkisi (Çilehane-Çukurayva köyleri arası). .....42

**Şekil 4.13:** Akkoz taban tüf düzeyi alt düzeylerindeki a) kaotik bloklu düzey ve b) obsidyen ve perlitli bölümler (Çukurayva köyü güneyi). .....42

**Şekil 4.14:** a) Akkoz taban tüf düzeyi içerisindeki beyaz ignimbirit düzeyi ile lavlar arasındaki ilişki. b) Karakurt-Kağızman yolu üzerinde Akkoz taban tüf düzeyi içerisindeki ortaç nitelikli lavlar. c) Karakurt-Kağızman yolundaki piroklastikler üzerine gelen sütun yapılı lav istifi. d) Akkoz taban tüf düzeyi içinde kalınlıkları yer yer 15-20 m'ye ulaşan lavlardan biri. e) Akkoz taban tüf düzeyindeki piroklastikler ile lavlar arasındaki ilişki. .....43

**Şekil 4.15:** a, b, c) Paslı batısında Ortaköy-Tunçkaya yolu üzerindeki Akkoz taban tüf düzeyine ait trakiandezitik-trakidasitik lavlar. Yer yer sütun yapılı lavlar gözlenmektedir. d, e) Afirik, camsı masif lavlar gözlenmektedir. .....43

**Şekil 4.16:** Akkoz taban tüf düzeyi ve diğer birimlerin ilişkisini gösterir skeç kesit (ölçeksiz). .....44

**Şekil 4.17:** a) Çalışma alanı içerisinde Hamamlı volkanik kompleksinin (Hvk) konumu. b) Hvk'nın çevresi ve diğer felsik çıkış noktaları. .....45

**Şekil 4.18:** Hamamlı volkanik kompleksi ve diğer birimlerin ilişkilerini gösterir skeç kesit (ölçeksiz). .....46

**Şekil 4.19:** a) Güneypınar sırtı ve çevresindeki riyolitik lavlar. b) Kıvrımlı ve yer yer içerisine kaya parçaları almış olan riyolit lavı. c) Afirik ve kıvrımlı riyolitik nitelikte lav. .....48

**Şekil 4.20:** Kızkale mevkii Komlar dere civarında gözlemlenen a ve c) Yüksek silisli, yapraklı ve kıvrımlı riyolitik lavlar, b ve d) Blok halinde düşmüş kıvrımlı, afirik, akma bantlaşmalı riyolit lavı. .....49

**Şekil 4.21:** a) Armutlu dere, Kireçhane dere mevkiinde görülen doğu-batı yönlü eklem sistemine sahip domsal, riyolit lavı. b) Keklik dere vadisi içerisinde görülen Hamamlı volkanik kompleksine ait kalın riyolit lavları. .....49

**Şekil 4.22:** a, b, d) Yangın sırtındaki bloklu riyolitik lavlar, yer yer yüzey suyu ve hidrotermal aktiviteye maruz kalmışlardır; c) İnce akma bantlaşmalı riyolitler. .....50

**Şekil 4.23:** Yangın sırtı riyolitik lav düzeylerinin tabanında kırıklı obsidyen bantları ve remorfik kıvrımlar gözlenmekte. .....50

**Şekil 4.24:** Riyolit lav akmasındaki litolojilerin şematik gösterimi (Cas ve Wright, 1988). .....51

**Şekil 4.25:** a) Karasal silisik lavın şematik enine kesiti. Sol taraf içsel dokusal farklılıkları vesiküllenme, devitrifikasyon ve akma parçalanmasını göstermektedir. Sağ taraf ise içsel akma foliasyonlarını ve akma kenarındaki moloz ve breş katmanlarını göstermektedir. b) Düşey kesit akışdaki birimlerin pozisyonlarını ve türlerini göstermektedir (McPhie ve diğ., 1993, Fink ve Manley, 1987 ve Duffield ve Dalrymple 1990'den değiştirerek çizilmiştir).....52

**Şekil 4.26:** Kumluk mevkiinde obsidiyen lavının akışı ve yerleşmesi sırasında geçirdiği hidratasyon ile perlite dönüşümü ve stockwork tipi ağsal yapıların gelişimi. .....53

**Şekil 4.27:** Şehitemin köyü güneyinden batıya doğru Ağlısor kuzeyine bakış. Silisik lav istifinin vadi içerisindeki konumu, dağılımı ve riyolitik lavlar ile ilişkisi. .....54

**Şekil 4.28:** a, b, d) Şehitemin köyü güneyinden Hamamlı volkanik kompleksine ait piroklastik istif ve silisik lavların Keklik dere vadisindeki ilişkilerine bakış. c) Şehitemin köyü güneyine batıdan bakış. .....54

**Şekil 4.29:** Şehitemin köyüne doğru Keklikdere vadisine inen yolun başında bulunan breş mostrası. Kaotik bloklardan oluşan perlit düzeyi gözlenmektedir. .....55

**Şekil 4.30:** Şehitemin köyü yolu Keklik dere vadisinde silisik lav lobunda perlit-obsidyen ile ilişkisinin görüldüğü fotoğraf. Dışta perlit içte ise geçişli olarak obsidiyen ve pomza bantları gözlenmektedir. .....56

**Şekil 4.31:** Silisik lavın iç kısmında bulunan riyolitik lav reforming kıvrımlı yapısını göstermektedir. .....56

**Şekil 4.32:** Şehitemin köyü yolu Keklikdere vadisi üzerindeki silisik lav istifinin en üstünü pembe renkli kabuksu, kaotik bloklardan oluşan breş kesimi. .....57

**Şekil 4.33:** a) Karanlıktepe'den KD'sundaki felsik dom, piroklastik ve lav yaygılarının olduğu Buruktepe ve Çobanziyareti tepeye bakış. b, c) Karanlık tepede açılmış bir yol yarmasında görülen obsidyen ve perlit düzeyleri.....58

**Şekil 4.34:** Hamamlı Volkanik Kompleksini kesen İmamtepe domuna GD'dan bakış (mavi sürekli çizgiler saha sınırlarıdır, Google Earth Görüntüsü, 2018). .....59

**Şekil 4.35:** a, b) İmamtepe domunun alt düzeylerindeki dasitik karakterli lavlar. c, d) Domun üst düzeylerindeki akma makaslama yapılı riyolitik lavlar. e, f) Domun tepesinde masif görünümlü, açık renkli riyolitik lavlar.....60

**Şekil 4.36:** Aladağ stratovolkanına ait ölçülü stratigrafikkesit. .....62

**Şekil 4.37:** a) Aladağ volkanına batıdan bakış. b) Aladağ volkanına güney doğudan bakış, Çengilli köyü kuzeyi. c) Akkoz taban tüf düzeyinin üzerine oturan Aladağ volkanı ve ortaç nitelikli lavları, kuzeye bakış, Aras nehri vadisi.....63

**Şekil 4.38:** Çardakçatı köyü civarından platoya bakış (Bakış yönü K'e). Akkoz taban tüf düzeyi ve Aladağ'ın en yaşlı lavı olan Aladağ taban lavı arasındaki ilişki. .....65

**Şekil 4.39:** a) Çengilli köyü batısı Deniz gölü gölü civarında Akkoz taban tüf düzeyi üzerine akmış olan Aladağ taban lavı. b) Çengilli köyü kuzeyi, köy çıkışında camsı, konkoidal kırılmalı, açık bej, mavi renkli dasitik lavlar. c, d) Çengilli köyü doğusu Karaboncuk, Taşbilek köyü yolu üzerinde şeker ve amigdoidal dokulu dasitik lavlar. ..... 65

**Şekil 4.40:** a) Platonun Aras Nehrinin güneyinde kalan kısmındaki birimlerin dağılımı. Plato yüzeyini oluşturan andezitik Aladağ taban lavı. b, c) Karakurt-Kağızman anayolundan Çardakçatı köyüne çıkan yolda Akkoz taban tüf düzeyi ile Aladağ taban lavı arasındaki ilişki. d, e) Andezit bileşiminde dış yüzeyi sarı, siyah renkte afirik, düzgün eklem ve çatlak sistemine sahip taban lav düzeyi. ..... 66

**Şekil 4.41:** a, b) Odalar-Yarkaya köyleri arasındaki yolda Yarkaya köyüne inerken andezitik ve dasitik bileşimdeki lavlar. ..... 67

**Şekil 4.42:** a) Şehitemin köyü güneyinde Hamamlı volkanik kompleksine ait silisik lav istifi ile üzerine akmış olan Aladağ taban lavı arasındaki ilişki. b) Camsı, kırık-çatlak sistemli, akma yapılı trakiandezitik lav. ..... 67

**Şekil 4.43:** a, b, c) Toptaşepe civarında birimin mostraları. d) El örneklerinde mavimsi koyu gri renkli, şeker ve amigdoidal dokuludur. ..... 68

**Şekil 4.44:** Çengilliçayırıtepe volkanitinin yayılımı, Gecikmez köyü güney çıkışından (Bakış yönü B'dan D'ya doğru). ..... 69

**Şekil 4.45**: a, b, c ) Dikyayla mevkiindeki akma yapılı, akma laminalı volkanikler. d, f) Vesiküllü dasitik lavlar. e, f) Afirik, açık mavi renkli anezitik lavlar, Mehmetkaanı mevkii. h, ı, i) Şeker dokulu, mikrokristalli andezitler, Çengilliçayırı tepe. ..... 70

Şekil 4.46: Zazantepe dasitinin plato üzerinde yayılımı (mavi sürekli çizgi saha sınırı, Google Earth görüntüsü, 2018). ..... 71

**Şekil 4.47:** a, b) Şikonun düzünden K-KD'ya bakış, Zazantepe dasitinin oluşturduğu sırtlardan biri olan Nişangah Sırtı görülmekte. c, d) Yüksek silika içeriği nedeniyle büyük mesafeler kat edemeyen birim, bloklu sırtları oluşturmuştur. ..... 72

**Şekil 4.48:** Zariftepe trakiandezitinin yayılımı (Google Earth görüntüsü, 2018). ..... 72

**Şekil 4.49:** Birbiri üzerine akmış olan Zariftepe trakiandeziti (Google Earth Görüntüsü, 2018). ..... 73

**Şekil 4.50:** a, b) 16 OD 92 numaralı örnek, Dikyayla mevkii üstü akma laminalı trakiandezitik lav (Doğu'ya doğru bakış). c, d) 16 OD 102, Yukarıyayla mevkii, akma yapılı, ince laminalı lav. e) 16 OD 96, kalın trakiandezitik lav. f) Zarif tepedeki 16 OD 118 numaralı örneğin alındığı mostra görüntüsü. g, ı) 16 OD 95, Dikyayla üstü, şarabi renkli alterasyon ve akma makaslama yapılı lav. i, h ) Aladağ zirvesinde bulunan 16 OD 107 numaralı lav ve akma makaslama yapılı, mavi-gri renkli, afirik trakiandezitik lav. ..... 74

**Şekil 4.51:** Paslı geçitinden Aladağ'a bakış. Akkoz taban tüf düzeyi ve Gümüştepedüzü volkanitinin ilişkisi (Bakış yönü D'dan B'ya doğru). ..... 75

**Şekil 4.52:** a) Gümüştepedüzü volkaniti ile Akkoz taban tüf düzeyi arasındaki yaklaşık sınır (Paslı Geçidinden GB'ya bakış). b) Gümüştepedüzü volkanitinin Ortaköy-Tunçkaya köyü yolu ve Karanlıkdere ve onunla birleşen dere vadilerindeki ilişkisi (Çaybük yolundan K'ye bakış). c, d) Gümmüştepedüzü volkaniti içerisindeki tüf düzeyi içerisinde ve yer yer üzerine akmış olan riyolitik lav (16 OD 174'nolu örnek) (KB'ya bakış). .....76

**Şekil 4.53:** a) Gümüşetepedüzü volkanitinin morfolojik olarak yayılımı (KB'ya doğru bakış). b, c) Malzeme almak amacıyla açılmış yapay mostra. Obsidiyen akıntısı ve üzerine gelen akma birimleri (KB'ya doğru bakış). d, e) Obsidiyen blokları ve eksfoliasyon yapıları.....77

**Şekil 4.54:** a) Küçük Aladağ volkaniklerinin plato üzerinde (KD'ya doğru bakış). b) BGB'ya doğru bakış. .....78

**Şekil 4.55:** a, b) Küçük Aladağ zirvesinde çıkış yerindeki afririk, koyu renkli, kırık-çatlak sistemli bazaltik trakiandezitik lavlar. c, d) Şehitemin-Gecikmez köyleri arasındaki yolda vadi içerisinde bazaltik andezitik bileşimli, afirik, şarabi renkli Küçük Aladağ lavları.....79

**Şekil 4.56:** a) Küçük Aladağ'dan Erzurumdüzü KB'sındaki Akyoldere civarındaki Hamamlı volkanik kompleksini oluşturan felsik çıkış yerine bakış ve birimler arası ilişki b, c) Çıkış yerinde görülen D-B doğrultulu dayk (Bakış GD'ya). .....80

**Şekil 4.57:** a, b) Gümüştepe'nin yanından akan Delideğirmen derenin kuzey kolu içerisinde Odalar riyoliti domu ve koyu renkli, afirik, şeker dokulu bazaltik trakiandezitik Küçük Aladağ lavı. c, d) Belencik-Gecikmez köyleri arasında Harabedeğirmen dere vadisi içerisindeki bazaltik trakiandezitik Küçük Aladağ lavları. .....81

**Şekil 4.58:** a, b) Odalar riyolitinin dom olarak gözlendiği Kabak Tepe'nin plato düzeyindeki konumu. c, d) Açık renkli, ayrışma rengi bej olan riyolitik lavın Kabak tepe civarındaki mostrası. .....82

**Şekil 4.59:** a, b) Odalar riyolitinin görüldüğü bir diğer dom şeklinde yüzlek olan Gümüştepenin konumu. c, d) Yapraklı, akma bantlı, açık renkli lavları.....83

**Şekil 4.60:** a, b, c, d) Kaya pınarı ve İsa pınarı kuzeyindeki kalın riyolitik lavların görünümü. e, f, g, h) Açık renkli, akma-makaslama bantlı, reforming kıvrımlanmalara sahip viskozitesi yüksek riyolitik lavların yakın plan mostra görünümü.....84

**Şekil 4.61:** a, b) Paslı geçidi civarında Kars Bazalt Platosu ile Taban tüf düzeyi arasındaki ilişki. Platoyu oluşturan birim, morfolojiyi belirlemektedir (GB'ya bakış). .....85

**Şekil 4.62:** Aladağ'ın patlamalı etkinliği sonrası gelişmiş olan zirve düzeylerinde yer alan lav ve döküntü düzeyleri. .....86

**Şekil 4.63:** a) Gümüştepe Yaylası civarı, zirve döküntülerinin parçası olan bloklar, 16 OD 175 ve 176 numaralı örnekler (GB'ya bakış). b) Odalar riyoliti olarak

isimlendirilen Aladağ'ı güneyden kesen ve güney kenarını oluşturan domlardan Aladağ zirve lav ve dökünlülerini gözlenmekte (KKD'ya doğru bakış).....86

**Şekil 4.64:** Ürker ve Çengilli köyleri arasında bulunan Denizgölü gölü. Basamak halinde üstündeki Aladağ taban lav düzeyinin alttaki dayanımsız birim nedeniyle aşağıya doğru kayması ve bunu sağlayan gravite fayları (Bakış yönü KB'ya).....88

**Şekil 4.65:** Doğu Anadolu yüksek platosundaki Neotektonik yapılar ve çalışma alanının konumu (Dhont ve Chorowicz, 2006).....89

**Şekil 4.66:** Çalışma alanı içerisindeki çıkış merkezleri ve domlar; 1) İmamtepe domu, 2) Aşınmış stratovolkan (Hamamlı Volkanik Kompleksi), 3) Küçük Aladağ, 4) Aladağ Stratovolkanı, 5) Odalar riyoliti (Kabaktepe domu), 6) Odalar riyoliti (Gümüştepe domu) (ASTER uydu görüntüsü, 2018).....90

**Şekil 4.67:** Aladağ'ın batı eteklerini oluşturan Çengilliçayırıtepe volkaniti birimin içerisinde rölyefçe yüksek olarak görülen fisürden çıkmışlardır (Google Earth görüntüsü, 2018).....90

**Şekil 4.68:** Akkoz taban tüf düzeyine ait lavlardan ince kesit görüntüleri. a, b) Vitrofirik dokulu trakidasit lav örneği (Örnek No (Ö.N.):15 OD 57, a-Tek Nikol, b-Çift Nikol). c, d) Camsı hamur içindeki kenarları koroze olmuş, öz şekilsiz, ikizlenmeli plajiyoklas minerali (Ö.N.: 16 OD 181, trakidasit).e, f) Psödomorf olarak görülen amfibol kristali, içerisinde hamur ve klinopiroksen mikrokristalleri (Ö.N.:16 OD 184,trakidasit). g, h) Camsı hamur içerisinde, plajiyoklas, K-feldispat ve kuvars mikrokristalleri (Ö.N.:16 OD 189).....92

**Şekil 4.69:** a, b) Camsı hamur içerisinde ikizlenmeli ve koroze olmuş plajiyoklas, K-feldispat ve mikrokristal olarak kuvars mineralleri (Ö.N.: 15 OD 01, riyolit, a-tek nikol, b-çift nikol). c, d) Vitrofirik dokulu riyolit lavı, akma yapılı ve bantlar içerisinde polisentetik ikizlenmeli plajiyoklas ve prizmatik kutucuklar halinde sanidin mikrokristalleri (Ö.N.:15 OD 03). e, f) Vitrofirik dokulu, hamura rengini veren FeO, akma dokuları içerisinde plajiyoklas, K-feldispat ve kuvars mikrokristalleri (Ö.N.:15 OD 17, riyolit).....94

**Şekil 4.70:** a, b) Cam hamur içerisinde hızlı soğumadan (undercooling) dolayı H şeklinde gelişmiş plajiyoklas kristalleri, tek nikolde yeşil-kahverengi, çift nikolde ise 2.sıra renkleri gösteren prizmatik biyotit kristalleri, plajiyoklas mikrolitleri akma yapısı göstermektedirler (Ö.N.: 15OD28, riyolit, a-tek nikol, b-çift nikol). c) Opasitleşmiş camsı hamur içerisindeki biyotitler (Ö.N.:15OD40, riyolit). d) Konsantrik çatlaklar içeren perlit (Ö.N.:15OD69). e, f) Vitrofirik porfirik doku ve bantlı akma yapısı gösteren riyolit. K-feldispat ve kuvars kristalleri yönlenme göstermekte (Ö.N.:15OD40,riyolit).....95

**Şekil 4.71:** a) Camsı hamur içerisinde ortopiroksen, klinopiroksen ve plajiyoklas feno ve mikrokristalleri yer almakta (Ö.N.:15 OD 07). b) Zonlanmalı ve polisentetik ikizlenmeli plajiyoklas fenokristali, magmatik korozyon ve elek dokusu göstermekte (Ö.N.:15 OD 08, dasit). c) Vitrofirik doku, plajiyoklas, K-feldispat kristalleri (Ö.N.:15 OD 10). d) Akma dokusu gösteren plajiyoklas mikrolitleri ve lavın içine aldığı plajiyoklas ve piroksen mikrokristalleri (Ö.N.:15 OD 11).....96

**Şekil 4.72:** Vitrofirik porfirik ve mikrolitik dokulu, basit ikizlenme gösteren ortopiroksen, albit ve karlsbad ikizlenmesi, elek ve korozyon gösteren plajiyoklaslar (Ö.N.:15 OD 59, dasit). b) Plajiyoklas ve klinopiroksenlerden oluşan glomeroporfirik dokulu andezit lavı (Ö.N.: 15 OD 62). c) Magmatik korozyon gösteren plajiyoklas kristalleri (Ö.N.: 15 OD 64). D) Magma tarafından daha sonra koroze edilmiş ortopiroksen, zonlu plajiyoklaslar (Ö.N.: 15 OD 67, andezit).....98

**Şekil 4.73:** a, b) Tipik Aladağ lavı; kısa, küt, prizmatik plajiyoklas ve piroksen kristalleri (Ö.N.:16 OD 154, dasit). c) Piroksen fenokristalinin çeperindeki reaksiyon dokuları (16 OD 156, dasit). d) Basit ikizlenme gösteren ojit minerali (16 OD 165, dasit).....98

**Şekil 4.74:** a) Camsı hamur içerisinde dağılmış halde bulunan plajiyoklas ve piroksen mineralleri (Ö.N.: 15 OD 65). b) Kümülüs dokusu gösteren, kristal kenar zonlarında (rim) reaksiyon dokusu içeren plajiyoklas fenokristalleri (Ö.N.:16 OD 137, andezit). .....99

**Şekil 4.75:** a) Camsı hamur içerisinde piroksen ve plajiyoklas kristalleri ve yan kayaçlardan alındığı görülen kaya parçası (Ö.N.:16 OD 130, andezit). B) Vitrofirik, porfirik dokulu dasit içerisinde elek dokusuna sahip plajiyoklaslar (Ö.N.:16 OD 135, dasit). .....100

**Şekil 4.76:** a) Koyu renkli camsı hamur içerisinde kısa, küt, zonlanmalı ve albit ikizlenmeli plajiyoklas ve 2.-3. Sıra canlı renklerde klinopiroksenler (Ö.N.:16 OD 195, dasit). b) Elek dokusu ve magmatik korozyona sahip plajiyoklas (Ö.N.:16 OD 191).....100

**Şekil 4.77:** a) İntersertal doku gösteren lav örneği, plajiyoklas mikrolitleri arasında piroksen kristalleri ve volkan camı bulunmakta (Ö.N.:16 OD 86). b) Hıyalopilitik doku, koroze olmuş, elek ve reaksiyon dokusu gösteren plajiyoklas (Ö.N.:16 OD 88,trakiandezit). c) Volkan camı içerisinde ortopiroksen ve plajiyoklas fennokristalleri (Ö.N.:16 OD 89). d) Hızlı soğumayı gösteren plajiyoklaslara özgü H yapısı (Ö.N.:16 OD 93). .....101

**Şekil 4.78:** a) Hıyalopilitik, mikrolitik ve trakitoidik doku, polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklas (Ö.N.:16 OD 96). b) trakitoidik, mikrolitik doku (Ö.N.:16 OD 102, trakiandezit). c) Hıyalopilitik doku, mikrolitler plajiyoklas ve ortopiroksenden oluşmakta (Ö.N.:16 OD 107, trakiandezit). d) Pilotaksitik, mikrolitik doku. Plajiyoklas ve klinopiroksen fenokristalleri merkezde yer almaktadır (16 OD 108). ...102

**Şekil 4.79:** Koyu renkli camsı hamur içerisinde koroze olmuş plajiyoklas, K-feldispat ve ortopiroksen kristalleri (Ö.N.:16 OD 174, riyolit).....103

**Şekil 4.80:** a) İntersertal doku, yönlenmiş plajiyoklas mikrolitleri ve aradaki piroksen mikrokristalleri (Ö.N.:15 OD 41). b) Zonlu plajiyoklas kristali (Ö.N.:15 OD 45, bazaltik trakiandezit). c) İntersertal dokulu trakiandezit (Ö.N.:16 OD 83). d) İntersertal doku, Karlsbad ikizlemesine, trakitoidik dokuya sahip plajiyoklas kristali (Ö.N.:16 OD 179, andezit). .....104

**Şekil 4.81:** Camsı hamur içerisinde korozyona uğramış olmuş plajiyoklas ve piroksen kristalleri (Ö.N.:15 OD 61, riyolit). b) Camsı hamur içerisinde zonlu plajiyoklas kristali (Ö.N.:16 OD 148, riyolit). ..... 105

**Şekil 4.82:** Bazalt örneği, ortada koroze olmuş, elek dokulu plajiyoklas fenokristalleri,plajiyoklaslarla beraber bulunan piroksenler (Ö.N.:15 OD 79, bazalt). B) İntersertal doku gösteren bazaltik andezitik örnek, plajiyoklas mikrolitleri arasında piroksen kristalleri ve volkan camı bulunmaktadır (Ö.N.:16 OD 161, bazaltik andezit). ..... 105

**Şekil 4.83:** Volkanik kayalar için kullanılan Toplam Alkali-Silika (TAS; Le Bas ve diğ., 1986) sınıflama diyagramı. R-Riyolit; T-Trakit; TA- trakiandezit; BTA-bazaltik trakiandezit; TB; trakibazalt; PB-pikritik bazalt; B-bazalt; BA; bazaltik andezit; A-andezit; D-dasit. IB-Irvine ve Baragar'ın (1971), K-Kuno'nun (1966) alkali-sub-alkali ayırtlama çizgisi. Lejanttaki formasyon isimleri, stratigrafik pozisyonlarına göre alttan üste dizilerek gösterilmiştir. ..... 116

**Şekil 4.84:** Mg# numaralarına göre volkanik birimlerin değişim diyagramı. ..... 117

**Şekil 4.85:** Volkanitlere ait K2O-SiO2 diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976). ..... 119

**Şekil 4.86:** Volkanik birimlere ait lavların AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971). A (Na2O+K2O); F (FeO*, toplam FeO olarak hesaplanmıştır); M (MgO). ..... 120

**Şekil 4.87:** Volkanitlere ait ( SiO2 < %60) ait tektonik ayırtlama diyagramları. ..... 121

**Şekil 4.88:** Volkanik birimlerin SiO2 konsantrasyonları % 60'dan az olanlarına ait tektonik ayırtlama diyagramları. Syn-COLG: Çarpışma ile eş zamanlı granit; WPG: Plaka içi graniti; VAG: Volkanik yay graniti; ORG: Okyanus ortası sırtı graniti; Ocean arcs: Okyanusal yay; Continental arcs: Kıtasal yay; Alkaline arcs: Alkali yaylar; MORB: Okyanus ortası yay bazaltları; Oceanic islands: Okyanusal adalar; Intraplate: Levha içi; collision-related: çarpışmayla ilişkili; subduction-related: yitim ile ilişkili. ..... 122

**Şekil 4.89:** Çalışma alanındaki volkanitlerin $SiO_2$-ana oksit Harker değişim diagramları. ..... 123

**Şekil 4.90:** Çalışma alaındaki volkanitlerin $SiO_2$-iz element normal-log Harker değişim diyagramları. ..... 126

**Şekil 4.91:** Çalışma alanındaki volkanitlerin SiO2-iz element normal-log Harker değişim diyagramları. ..... 129

**Şekil 4.92:** Çalışma alanındaki volkanitlerin SiO2-iz element normal-log Harker değişim diyagramları. ..... 130

**Şekil 4.93:** Çalışma alanındaki volkanitlerin $SiO_2$-iz element normal-log Harker değişim diyagramları. ..... 131

**Şekil 4.94:** a, b, c, d ve e) Volkanitlerin çoklu (multi) iz element örümcek diyagramarı, parantez içindeki sayısal değerler ilki SiO2, ikincisi MgO değeridir (Pearce vd diğ., 1990).....132

**Şekil 4.95:** a, b, c, d ve e) Çalışma alanındaki volkanitlerin Kondrit'e (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş REE (nadir toprak element) diyagramları. Lejantta parantez içerisinde verilen değerler ilgili lavın SiO2 içeriğidir. .....134

**Şekil 4.96:** Volkanitlerin jeokimyasal stigrafik kesitleri. Rep: Replenishment (tazelenme); FC: fraksiyonel kristallenme…….. .....138

**Şekil 4.97:** Volkanitlerin jeokimyasal stratigrafik kesitleri. .....139

**Şekil 4.98:** Volkanitlerin jeokimyasal stratigrafik kesitleri. .....140

Şekil 4.99: Volkanitlerin jeokimyasal stratigrafik kesitleri.....141

**Şekil 4.100:** Volkanitlerin jeokimyasal stratigrafik kesitleri. .....142

**Şekil 4.101:** Volkanitlerin jeokimyasal stratigrafik kesitleri. .....143

**Şekil 4.102:** Volkanitlerin jeokimyasal stratigrafik kesitleri. .....144

**Şekil 4.103:** Aladağ volkanitleri ve Kars volkanitine ait klinopiroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramı (Morimoto ve diğ., 1988).....150

**Şekil 4.104:** Leake ve diğ. (1997)'ne göre yapılan sınıflandırma.....150

**Şekil 4.105:** Plajiyoklasların Ab (albit)-An (anortit)-Or (ortoklas) üçgen diyagramı (Deer ve diğ., (1992). .....152

**Şekil 5.1:** Rb-Y log-log değişim diyagramları. Diyagram üzerindeki modellenmiş ve iz düşülmüş olan her bir vektör, Rayleigh kristallenmesine göre diyagram altında verilen mineral topluluklarının %50'ye kadar kristallenmesini temsil eder. $V_1$: $Plg_{.5}$ + $Cpx_{.3}$ + $Olv_{.2}$ (B); $V_2$: $Plg_{.5}$ + $Cpx_{.3}$ + $Olv_{.2}$ (I); $V_3$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (B); $V_4$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (I); $V_5$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.5}$ + $Opx_{.15}$ + $Cpx_{.15}$ + $Olv_{.05}$ + $Snd_{.05}$ (A); $V_6$: $Plg_{.6}$+$Cpx_{.4}$ (A); $V_7$: $Plg_{.4}$+$Opx_{.2}$+$Cpx_{.4}$ (A); $V_8$: $Amp_{.3}$ + $Plg_{.5}$ + $Cpx_{.1}$ + $Grn_{.1}$ (A); $V_9$: Amp (B); $V_{10}$: Amp (I); $V_{11}$: Amp (A); $V_{12}$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (A); $V_{13}$: $Amp_{.4}$ + $Plg_{.4}$ + $Opx_{.2}$ (I); $V_{14}$: $Plg_{.5}$ + $Opx_{.2}$ + $Cpx_{.2}$ + $Olv_{.1}$ (A); $V_{15}$: Plg (A); $V_{16}$: $Amp_{.2}$ + $Plg_{.4}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.3}$ (A). Vektörler üzerindeki *F* değerleri % 5 kristallizasyon aralaıklarına göre hesaplanmıştır. Amp: amfibol, Plg: plajiyoklas, Opx: ortopiroksen, Cpx: klinopiroksen, Olv: olivin, Grn: granat, Snd: sanidin, Bi: biotit. .....163

**Şekil 5.2:** Rb-Sr log-log değişim diyagramı. Diyagram üzerindeki modellenmiş ve iz düşülmüş olan her bir vektör, Rayleigh kristallenmesine göre diyagram altında verilen mineral topluluklarının %50'ye kadar kristallenmesini temsil eder. $V_1$: Plg (B); $V_2$: Plg (I); $V_3$: Plg (A); $V_4$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (I); $V_5$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (A); $V_6$: $Plg_{.5}$ + $Opx_{.5}$ (A); V7: $Plg_{.5}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.4}$ (A); $V_8$: $Amp_{.3}$ +$Plg_{.5}$ + $Cpx_{.1}$ + $Grn_{.1}$ (A); $V_9$: Amp (B); $V_{10}$: Amp (I); $V_{11}$: Amp (A); $V_{12}$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (A); $V_{13}$: $Amp_{.4}$ + $Plg_{.4}$ + $Opx_{.2}$ (I); $V_{14}$: $Plg_{.5}$ + $Opx_{.2}$ + $Cpx_{.2}$ + $Olv_{.1}$ (A); $V_{15}$: Plg (A); $V_{16}$: $Amp_{.2}$ + $Plg_{.4}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.3}$ (A). Vektörler üzerindeki *F* değerleri % 5 kristallizasyon aralıklarına

göre hesaplanmıştır. Amp: amfibol, Plg: plajiyoklas, Opx: ortopiroksen, Cpx: klinopiroksen, Olv: olivin, Grn: granat, Snd: sanidin, Bi: biotit. .....164

**Şekil 5.3:** Rb-Ba log-log değişim diyagramı. Diyagram üzerindeki modellenmiş ve iz düşülmüş olan her bir vektör, Rayleigh kristallenmesine göre diyagram altında verilen mineral topluluklarının %50'ye kadar kristallenmesini temsil eder. $V_1$: Snd (A); $V_2$: Snd (I); $V_3$: Snd (B); $V_4$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.5}$ + $Opx_{.15}$ + $Cpx_{.15}$ + $olv_{.05}$ + $Snd_{.05}$ (A); $V_5$: $Amp_{.05}$ + $Plg_{.75}$ + $Opx_{.05}$ + $Cpx_{.1}$ + $Olv_{.05}$ (A); $V_6$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.6}$ + $Opx_{.1}$ + $Olv_{.05}$ + $Snd_{.05}$ (A); $V_7$: $Amp_{.4}$ + $Plg_{.3}$ + $Opx_{.05}$ + $Cpx_{.2}$ + $Grn_{.05}$ (A); $V_8$: $Plg_{.5}$ + $Snd_{.5}$ (A); $V_9$: $Amp_{.5}$ + $Snd_{.5}$ (A); $V_{10}$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.5}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.1}$ + $Snd_{.2}$ (A); $V_{11}$: Plg (A); $V_{12}$: Bio (I); $V_{13}$: Bio (A); $V_{14}$: $Plg_{.5}$ + $Opx_{.3}$ + $Olv_{.2}$ (A); $V_{15}$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (B); $V_{16}$: Cpx (A). Vektörler üzerindeki F değerleri % 5 kristallizasyon aralaıklarına göre hesaplanmıştır. Amp: amfibol, Plg: plajiyoklas, Opx: ortopiroksen, Cpx: klinopiroksen, Olv: olivin, Grn: granat, Snd: sanidin, Bi: biotit. .....165

**Şekil 5.4:** Co-Th normal-normal değişim diyagramı. Diyagram üzerindeki modellenmiş olan her bir eğiri, Rayleigh kristallenmesine göre diyagram altında verlen mineral topluluklarının kristallenmesini karakterize edecek şekilde hesaplanmış ve diyagrama iz düşürülmüştür. Eğriler üzerindeki *F* değerleri % 5 kristalizasyon aralıklarına göre hesaplanmıştır. $C_1$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.77}$ + $Opx_{.05}$ + $Cpx_{.08}$ (I); $C_2$: $Amp_{.14}$ + $Plg_{.65}$ + $Opx_{.05}$ + $Cpx_{.15}$ + $Grn_{.01}$ (I); $C_3$: $Amp_{.05}$ + $Plg_{.7}$ + $Opx_{.07}$ + $Cpx_{.1}$ + $Olv_{.08}$ (I); $C_4$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.7}$ + $Opx_{.05}$ + $Cpx_{.1}$ + $Olv_{.05}$ (I); $C_5$: $Amp_{.07}$ + $Plg_{.53}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.1}$ + $Olv_{.05}$ + $Snd_{.13}$ + $Grn_{.02}$ (I); $C_6$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.4}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.3}$ + $Olv_{.1}$ (I); $C_7$: $Amp_{.15}$ + $Plg_{.39}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.3}$ + $Olv_{.05}$ + $Grn_{.01}$ (I); $C_8$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.5}$ + $Opx_{.15}$ + $Cpx_{.15}$ + $Olv_{.05}$ + $Snd_{.05}$ (I); $C_9$: Amp.1 + $Plg_{.77}$ + $Opx_{.05}$ + $Cpx_{.08}$ (I); $C_{10}$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.64}$ + $Opx_{.08}$ + $Cpx_{.08}$ + $Olv_{.05}$ + $Snd_{.05}$ (I); $C_{11}$: $Amp_{.25}$ + $Plg_{.6}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.05}$ (I); $C_{12}$: $Amp_{.15}$ + $Plg_{.35}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.35}$ + $Olv_{.05}$ (I); $C_{13}$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.4}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.3}$ + $Olv_{.1}$ (I); $C_{14}$: $Amp_{.9}$ + $Grn_{.1}$ (I); $C_{15}$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (I). Amp: amfibol, Plg: plajiyoklas, Opx: ortopiroksen, Cpx: klinopiroksen, Olv: olivin, Grn: granat, Snd: sanidin, Bi: biotit. .....167

**Şekil 5.5:** AFC-Modeler programı (Keskin, 2013) ile volkanikler için DePaolo (1981)'in eşitliklerine göre hazırlanmış AFC model grafiği. *F* değerleri soldan sağa doğru artacak şekilde 0,1 aralıklarla çizilmiştir. .....173

**Şekil 5.6:** a) Volkaniklere ait *r* ve Rb/Th değerleri için oluşturulumuş diyagram. b) Volkaniklerin *r* ve $SiO_2$ değerleri ile oluşturulmuş diyagram (*r* için DP: DePaolo (1981)'e göre hesaplanmış değerler). .....174

**Şekil 5.7:** $\delta^{18}O$-$SiO_2$ diyagramı. .....176

**Şekil 5.8:** AFC-Modeler programı (Keskin, 2013) ile çalışma alanındaki volkanik kayaların DePaolo (1981) eşitliklerine göre hazırlanmış $\delta^{18}O$-Rb AFC model grafiği. Kullanılan parametreler, grafik üzerinde verlmiştir. Üst Kıta Kabuğu: Taylor ve McLennan (1985). .....177

**Şekil 5.9:** Aitcheson ve Forrest (1994) eşitliklerine göre oluşturulmuş grafik modelleme yöntemi için örnek uygulamalar. Primitif magma tarafından tazelenme (recharge) olan örnekler için hazırlanmıştır. 16 OD 80 numaralı örnek için hazırlanmıştır. Modellemede Dr. Keskin'in yayınlanmamış programı kullanılmıştır. .....180

**Şekil 5.10:** Çalışma alanındaki volkaniklere ait her bir lav örneği için hesaplanmış $r$, $\rho$ ve $\beta$ değerlerinin $r - \rho$ ve $\rho - \beta$ diyagramı. Aitcheson ve Forrest (1994)'e göre hesaplanmıştır. ..... 182

**Şekil 5.11:** Volkanikler için EC-AFC modelleme eğrileri. Grafik üzerindeki parametreler Tablo 5.5'de verilmiştir. EC-AFC eğrisi üzerinde siyah ve koyu yazılan % değerleri erimiş kabuksal katkıyı ($M_a$*), gri ve koyu yazılanlar % değeri kristallenme yüzdesini ($M_c$) vermektedir. ..... 186

**Şekil 5.12:** Volkaniklerin AFC süreçlerini gösteren kompozit jeokimyasal stratigrafi sütun kesitleri..... 191

**Şekil 5.13:** Volkanitlerin N-tipi MORB'a normalize ikili değişim diyagramları. Diyagramlar üzerinde vektörel değerler MORB'a normalize element oranlarını vermektedir. a) HFSE-LREE değişim diyagramı, b) LILE-HFSE element diyagrammı. Şekiller üzerindeki simgelerin her biri farklı LIL ve HFS elementlerin kullanılması ile diyagrama iz düşürülmüştür. Mariana yayı Pearce ve diğ. (1995)'den, GLOSS alanı Plank ve Langmuir (1998)'den alınmıştır. ..... 195

**Şekil 5.14:** Çalışma alanındaki volkanitlere ait uyumsuz element çiftleriyle oluşturulmuş ikili değişim diyagramları. PM (primitif manto), EMB (zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltı), OIB (okyanus adası bazaltı), NMB (normal tip okyanus ortası sırt bazaltı) değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan, GLOSS (global okyanusal sediment) değeri Plank ve Langmuir (1998)'den ve üst kıtasal kabuk (UC) değeri Taylor ve McLennan (1985)'den alınmıştır. Şekillerde gösterilen manto alanı Pearce ve diğ. (2005), Sun ve McDonough (1989) ve Saunders ve diğ. (1991)'den elde edilen değerlere göre çizilmiştir. ..... 198

**Şekil 5.15:** Tez alanı volkanitleri için kısmi ergime sürecinin modellemesini içeren La/Sm – Sm/Yb değişim diyagramı. Modellemelerde kullanılan kaynak ve ergiyik mineral oranları ile ayrımlanma katsayıları için Tablo 5.8'e bakınız. Diğer açıklamalar için metne bakınız. Sp: spinel; Gr: granat; Sp-pr: Spinel peridotit; Gr-pr: Granat peridotit. ..... 202

**Şekil 5.16:** Tez alanındaki volkanitlerin manto kaynak alanındaki kısmi ergime modellemesinde kullanılan nonmodal batch melting (modal olmayan yığın ergime) modeli. Model parametre ve ayrımlanma katsayıları ($K_d$) Tablo 5.9 ve 5.8'de verilmiştir. ..... 204

**Şekil 5.17:** MK174 numaralı Akkoz taban tüf düzeyine ait trakidasit örneğine ait amfibollerin a) $\log fO_2$-T diyagramı (Ridolfi ve diğ., 2010; 2012'dan değiştirilerek; "MORB" ve "Arc Magmas" alanları Haral ve Galliard (2006), b) T-$H_2O$ ergiyik diyagramı (Ridolfi ve diğ., 2010) ve c) P-T diyagramı (Ridolfi ve diğ., 2012'den). .... 206

**Şekil 5.18:** Aladağ taban lav düzeyi ve Kars bazalt platosuna ait klinopiroksenlerin Rhodes diyagramı. ..... 208

**Şekil 5.19:** Aladağ taban lav düzeyi ve Kars bazalt platosuna ait ortopiroksenlerin Rhodes diyagramı. ..... 211

**Şekil 5.20:** Akkoz taban tüf düzeyi (erken evre) volkanikleri için manto kaynak alanı ve magma odalarındaki petrolojik süreçleri gösterir blok diyagram ve skeç kesit. Şekil düşeyde ölçekli olup, yatayda ölçeksizdir. .....215

**Şekil 5.21:** Aladağ volkanı için manto kaynak alanı ve magma odalarındaki petrolojik süreçleri gösterir blok diyagram. Koyu renkle gösterilen magma odaları ve enjeksiyon kanalları volkanizmanın bu kesimlerde bittiğini göstermektedirler.....217

**Şekil 5.22:** Aladağ volkanı için magma odalarındaki petrolojik süreçleri gösterir blok diyagram ve skeç kesit. Magma odasında kristallenen mineraller şekil iç yazısında verilmiştir. .....219

**Şekil 5.23:** Küçük Aladağ volkanitleri için magma odalarındaki petrolojik süreçleri gösterir blok diyagram ve skeç kesitler. Magma odasında kristallenen mineraller şekil iç yazısında verilmiştir. Koyu renkle gösterilen magma odaları ve enjeksiyon kanalları volkanizmanın bu kesimlerde bittiğini göstermektedirler. .....220

**Şekil 5.24:** Odalar riyoliti için magma odalarındaki petrolojik süreçleri gösterir blok diyagram ve skeç kesitler. Magma odasında kristallenen mineraller şekil iç yazısında verilmiştir. Koyu renkle gösterilen magma odaları ve enjeksiyon kanalları volkanizmanın bu kesimlerde bittiğini göstermektedirler. .....222

**Şekil 5.25:** Kars volkaniti için magma odalarındaki petrolojik süreçleri gösterir blok diyagram ve skeç kesitler. Magma odasında kristallenen mineraller şekil iç yazısında verilmiştir. Koyu renkle gösterilen magma odaları ve enjeksiyon kanalları volkanizmanın bu kesimlerde bittiğini göstermektedirler. .....223

**Şekil 5.26:** Anadolu boyunca P hızı değişimlerini inceleyen tomografi kesitleri (Keskin, 2007'den alınmıştır). .....228

**Şekil 5.27:** Doğu Anadolu'da litosfer yapısı ve kalınlığının değişimi (Mahatsente ve diğ., 2018'den).....229

**Şekil 5.28:** Doğu Anadolu ve EKVP'nin jeodinamik evrim modeli (Keskin, 2007'den değiştirilerek). KbİF: Kuzeybatı İran fragmanı, PY: Pontid Yayı; SC: Yitim Bileşeni (Subdurction Component); MM: Metasomatize Manto (Metasomatized Mantle). .....230

**Şekil 5.29:** Doğu Anadolu ve EKVP'nin jeodinamik evrim modeli (Keskin, 2007'den değiştirilerek). KbİF: Kuzeybatı İran fragmanı, PY: Pontid Yayı; SC: Yitim Bileşeni (Subdurction Component); MM: Metasomatize Manto (Metasomatized Mantle).; DAF: Doğu Anadolu Fayı; KAF: Kuzey anadolu Fayı; EKVP: Erzurum Kars Volkanik Platosu. .....231

**Şekil 5.30:** Doğu Anadolu ve EKVP'nin jeodinamik evrim modeli (Keskin, 2007'den değiştirilerek). KbİF: Kuzeybatı İran fragmanı, PY: Pontid Yayı; SC: Yitim Bileşeni (Subdurction Component); MM: Metasomatize Manto (Metasomatized Mantle).; DAF: Doğu Anadolu Fayı; KAF: Kuzey anadolu Fayı; EKVP: Erzurum Kars Volkanik Platosu. .....232

# TABLO LİSTESİ

**Sayfa No**

**Tablo 4.1:** Volkanik kayaların ana oksit, CIPW norm, iz element ve nadir toprak element (REE) jeokimyasal analiz sonuçları. ..... 107

**Tablo 4.2:** Traki –ön ekli volkanitlerin $Na_2O$ ve $K_2O$ oranlarına göre daha detaylı sınıflandırılması (Le Maitre, 2002). ..... 118

**Tablo 4.3:** Piroksen minerallerinin mineral kimyası sonuçları (Keskin, 1994). Kısaltmalar: Fnkrs: Fenokristal; Mikrofnkrs: Mikrofenokristal; Microcrst: Mikrokristal; Attd: Akkoz taban tüf düzeyi; Atld: Aladağ taban lav düzeyi; Kv: Kars volkaniti. Px: Piroksen; Amf: Amfibol. ..... 146

**Tablo 4.4:** Amfibol minerallerinin mineral kimyası sonuçları (Keskin, 1994). Kısaltmalar: Fnkrs: Fenokristal; Mikrofnkrs: Mikrofenokristal; Microcrst: Mikrokristal; Attd: Akkoz taban tüf düzeyi; Atld: Aladağ taban lav düzeyi; Kv: Kars volkaniti. Px: Piroksen; Amf: Amfibol. ..... 151

**Tablo 4.5:** Plajiyoklas minerallerinin mineral kimyası sonuçları (Keskin, 1994). Kısaltmalar: Fnkrs: Fenokristal; Mikrofnkrs: Mikrofenokristal; Microcrst: Mikrokristal; Attd: Akkoz taban tüf düzeyi; Atld: Aladağ taban lav düzeyi; Kv: Kars volkaniti; Amf: Amfibol Px: Piroksen; Plg: Plajiyoklas. ..... 153

**Tablo 5.1:** Petrolojik modellemelerde kullanılan asitik-ortaç-bazik magma kompozisyonlarında Ba, Rb, Sr, Y, Th, Co, Lu elementleri için mineral-ergiyik ayrımlanma katsayıları (Partition coefficient: $K_d$). Amf-amfibol, Plj-plajiyoklas, Opx-ortopiroksen, Cpx-klinopiroksen, Olv-olivin, Grn-granat, San-sanidin, Bi-biotit, Grn-granat). ..... 162

**Tablo 5.2:** Üst kıtasal kabuk, BEM: Bazaltik uç üye ve analizi yapılan örneklerin $SiO_2$, $\delta^{18}O$, Rb değerleri (Üst Kıtasal Kabuk (UC): Taylor ve McLennan, 1985). Kısaltmalar: Kv: Kars volkaniti; Attd: Akkoz taban tüf düzeyi; Hvk: Hamamlı volkanik kompleksi; Atld: Aladağ taban lav düzeyi; Sa: Sırataş andeziti; KAv: Küçük Aladağ volkanitleri. GPS koordinatları EK-4'tedir. ..... 175

**Tablo 5.3:** Aitcheson ve Forrest (1994) modellemesinde kullanılmış iz elementler için *D* (toplam ayrımlanma katsayısı) değerleri. *D* değerleri modellemelerde kullanılmış primitif magmaların bileşimleri üzerinden hesaplanmıştır. ..... 179

**Tablo 5.4:** EC-AFC modellemlerinde volkanikler için kullanılmış olan termodinamik termal parametreler. Bohrson ve Spera (2001)'den alınmıştır. ..... 184

**Tablo 5.5:** EC-AFC hesaplamalarında kullanılmış ve hesaplamalar sonucunda elde edilmiş en iyi termal parametreler. ..... 184

**Tablo 5.6:** EC-AFC hesaplamalarında kullanılmış ve hesaplamalar sonucunda elede edilmiş olan en iyi bileşimsel parametreler (Bazik uç üye MK 139 (Keskin 1994 ve Keskin ve diğ., 2006) konst.:konsantrasyon; bulk *D*- toplam ayrımlanma katsayısı). .....185

**Tablo 5.7:** Çalışma alanındaki örneklerin izotop sonuçları (Keskin, (1994) ve Keskin ve diğ., (2006)'dan). .....186

**Tablo 5.8:** Nonmodal (modal olmayan) yığın (batch) ergime modellemesinde kullanılan parametreler. Kaynak mineral oranları ve mineral/ergiyik ayrımlanma katsayıları ($K_d$) McKenzie ve O'Nions (1991; 1995)'den, ergiyik mineral oranları Thirwall ve diğ., (1994)'den alınmıştır. .....201

**Tablo 5.9:** Nonmodal (modal olmayan) yığın (batch) ergime modellemesinde kullanılan parametreler. [1]Thirwall ve diğ. (1994); [2]Thirwall ve diğ. (1994) ve Ionov ve diğ. (2002)'den değiştirilerek; [3]Barry ve diğ. (2003); [4]Workman ve Hart (2005); [5]Ionov ve diğ. (2002).....203

**Tablo 5.10:** Akkoz taban tüf düzeyine ait trakidasit MK174 örneğine ait amfibollerin hesaplama sonuçları (MPa: megapascal).....207

**Tablo 5.11:** Aladağ volkanikleri ve Kars volkanitine ait örneklerin klinopiroksen jeotermometre-barometre hesaplama sonuçları (kbar:kilobar). .....210

**Tablo 5.12:** Aladağ volkaniklerine ait örneklerin ortopiroksen jeotermometre hesaplama sonuçları (28a ve 28b: Putrika (2008)'deki eşitliklerdir). .....212

# SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

**Kısaltmalar** **Açıklama**

**A** : Andezit
**AFC** : Asimilasyon ile birlikte fraksiyonel kristallenme
**Amf** : Amfibol
**B** : Bazalt
**BA** : Bazaltik andezit
**BTA** : Bazaltik trakiandezit
**Cpx** : Klinopiroksen
**D** : Dasit
**DM** : Tüketilmiş manto (Depleted Mamtle)
**EMB** : Zenginleşmiş MORB (Enhanced Mid Ocean Ridge Basalt)
**FC** : Fraksiyonel kristallenme (Fractionation Crystallisation)
**GLOSS** : Global okyanusal yitim sedimenti (Global Oceanic Subduction Sediments)
**Gr** : Granat
**HFSE** : Yüksek alan şiddetli elementler (High Field Strength Elements)
**HREE** : Ağır nadir toprak elementleri (Heavy Rare Earth Elements)
**ICP-MS** : İndüklenmiş Eşli Plazma-Kütle Spektrometrisi
**LILE** : İri iyon yarıçaplı elementler (Large Ion Lithophile Elements)
**LREE** : Hafif nadir toprak elementleri (Light Rare Earth Elements)
**MM** : Manto Metasomatizması (Mantle Metasomatism)
**MORB** : Okyanus ortası sırt bazaltları (Mid Ocean Ridge Basalts)
**MREE** : Orta nadir toprak elementleri (Middle Rare Earth Elements)
**MTA** : Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü
**NMORB** : Normal MORB
**OIB** : Okyanus adası bazaltları (Ocean Island Basalts)
**Ol** : Olivin
**Opx** : Ortopiroksen
**Plj** : Plajiyoklas
**PM** : Primitif manto (Primitive Mantle)
**Px** : Piroksen
**R** : Riyolit

**REE** : Nadir toprak elementleri (Rare Earth Elements)

**Rep** : Magma Replenishment (magma tazelenme)

**Q** : Kuvars

**SC** : Dalma batma zonu bileşeni (Subduction Component)

**Sp** : Spinel

**T** : Trakit

**TA** : Trakiandezit

**TB** : Trakibazalt

**UC** : Üst kıtasal kabuk (Upper Crust)

# ÖZET

## DOKTORA TEZİ

### ALADAĞ VOLKANI VE DOLAYININ (AKKOZ, KÖTEK VE HAMAMLI; KARS İLİ) VOKANOSTRATİGRAFİSİ, JEOKİMYASI VE PETROLOJİSİ

**Olgun DURU**

**İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa**

**Lisansüstü Eğitim Enstitüsü**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman : Prof. Dr. Mehmet KESKİN**

Çalışma alanı, Kars ili sınırları içerisinde, Sarıkamış'ın doğusunda yer alan ve Denizgölü, Kötek, Akkoz ve Hamamlı köylerini kapsamakta olup, Erzurum-Kars Volkanik Platosu (EKVP) olarak bilinen Senozoik yaşlı büyük bir volkanik platonun güneyinin bir bölümünü kapsar. Söz konusu volkanik plato, Arap ve Avrasya kıtalarının ~15 milyon yıl önce çarpışmalarına bağlı jeodinamik değişimlerin bir sonucu olarak yaygınca gelişmiş bir volkanizmanın ürünüdür.

Deniz seviyesinden ortalama 2000 m yüksekte yer alan Erzurum-Kars Volkanik Platosu, yaklaşık Batıdan Doğuya akan Aras nehri tarafından 1 km'ye yakın derinlikte bir vadi şeklinde yarılmıştır. Bu vadinin yamaçlarında Doğu Anadolu'nun en iyi volkano-stratigrafik kesitlerinden biri yüzeylenmektedir. Vadinin tabanında Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı adlı melanj yer almakta, onun üzerine sırasıyla Üst Kretase, Eosen ve Oligo-Miyosen yaşlı sedimenter birimler uyumsuz olarak gelmektedir. Aras Nehri vadisinde yüzeylenen EKVP, başlıca andezitik-dasitik bileşimli afirik lavlar ve asitik karakterde ignimbirit ve tüflerin ardalanmasından oluşur ve $SiO_2$ oranının artmasıyla perlit ve obsidiyen düzeyleri de içerir. Ayrıca piroklastik yağış ve surge ürünü pomza düzeylerine de rastlanır. Platoyu oluşturan ortaç lavlar, volkanik cam bir hamur içinde plajioklas ve orto/klino piroksen fenokristallerinden oluşur. EKVP'de batıdan doğuya doğru yaygınca bulunan bu birim Akkoz taban tüf düzeyi olarak adlandırılmıştır. Çalışma alanının kuzeybatısında, Hamamlı köyü civarında bulunan 19 x 13 km yayılımlı, bu bölgede platonun oluşumu ile muhtemel eş yaşlı aşınmış bir stratovolkan

bulunmakta olup Hamamlı volkanik kompleksi olarak isimlendirilmiştir. Bu volkan, bantlı riyolitik lav, tüf, ignimbirit ve perlit-obsidyen ardalanmalarından oluşmakta ve kalın istifler oluşturmaktadır. Lavlarında hakim doku vitrofirik ve hiyalopilitik olup, başlıca plajioklas, K-feldispat, kuvars ve az olarak piroksen, amfibol mineralleri içermektedir.

EKVP'nin Şehitemin ve Karaboncuk köyleri arasındaki bölümü üzerinde yataya yakın bir dokanakla uyumsuz olarak Aladağ volkanik sistemine ait birimler oturmaktadır. 3000 m yüksekliğe kadar ulaşan, kuzeye açık at nalı şeklinde bir krater içeren ve ~230 $km^2$'lik yaklaşık dairesel bir taban alanına sahip olan kısmen aşınmış Aladağ volkanik sisteminin en büyük volkanı olan Büyük Aladağ stratovolkanının büyük bölümü ortaç lavlar ile temsil edilir. Büyük Aladağ volkanının yamaçlarında daha küçük çıkış konisi ve domlar bulunmaktadır. Bunlardan en büyüğü, kuzeybatısındaki ~9 x 5 km'lik eliptik ve yayvan bir koni olan Küçük Aladağ volkanıdır. Aladağ lavları, stratigrafik, mineralojik, dokusal ve coğrafi ilişkilerine göre dört alt gruba ayrılmaktadır: (1) Büyük Aladağ'ın EKVP'nin hemen üzerine gelen andezitten ve dasitten oluşan en yaşlı lavları, Aladağ taban lav düzeyi, porfirik, vitrofirik dokular gösterirler, başlıca kısa-küt, yarı özşekilli prizmatik plajioklas, orto piroksen ve klinopiroksen fenokristallerinden oluşurlar. Bu lavlar "tipik Aladağ lavları" olarak tanımlanmaktadır. Kimi lav düzeyleri amfibol ksenokristalleri içermektedir. (2) İkinci ve daha genç lav türü, andezitik-dasitik nitelikte, bazıları amfibol ksenokristalleri içeren, çoğunlukla plajioklas, piroksenlerden oluşan ve porfirik vitrofirik doku gösteren geniş alan kaplayan lavlardır (Sırataş andeziti, Çengilliçayırıtepe volkaniti, Zazantepe dasiti, Zariftepe trakiandeziti, Gümüştepedüzü volkaniti). (3) Büyük Aladağ volkanının kuzeybatısında yer alan Küçük Aladağ'ın lavları, afirik ve bazaltik andezit bileşimlidirler. Bunlar mikrolitik doku sergiler ve plajioklas-klinopiroksen minerallerini içerirler. Bunlar Büyük Aladağ'a ait lavları geniş alanlarda örtmektedirler. (4) Büyük Aladağ'ın güney etekleri ve doğusunda onu kesen vitrofirik dokulu, K-feldispat ve plajiyoklas fenokristalleri içeren Odalar riyoliti olarak adlandırılan riyolitik domlar mevcuttur. Kuzeyde, Paslı beldesi dolayında yüzeylenen Kars platosunun güney kenarını oluşturan Üst Pliyosen yaşlı Kars volkanitine ait genç bazik lavlar, arazideki en genç volkanik birimlerdir. Bunlar bazaltik bileşimlidirler, porfirik doku sunarlar, başlıca plajioklas ve yaygınca klinopiroksen ve yer yer olivin fenokristalleri içerirler.

Ana elemet oksitleri ve iz elementler açısından değerlendirildiklerinde çalışma alanındaki bütün volkanik birimler, belirgin bir dalma-batma bileşeni içerirler ve kalk-alkali karakter sunarlar. Petrografik çalışmalarımızda, lavların çoğunda magma karışımı işlemini belgeleyen mineral dokularına rastlanmıştır. Petrolojik model çalışmalarımız, Aladağ volkanik sistemine ait lavların geldikleri magma odasındaki magmanın kendi primitif bazaltik magması tarafından periyodik olarak tazelendiğine işaret etmektedir. Fraksiyonel kristallenme prosesi sırasında plajioklas tüm magma serilerinde kristallenmiştir ancak amfibol küçük bir lav serisi ile sınırlı kalmıştır. K-feldispat kristallenmesi ise evrimleşmiş lavların magma odası evrimi süreci ile sınırlı kalmıştır. DePaolo (1981) ve Aitcheson ve Forrest (1994)' ün eşitlikleri kullanılarak yapılan asimilasyon modellemelerinde, çalışma alanının evrimleşmiş lavlarında fraksiyonel kristallenmeye kabuk asimilasyonunun da eşlik ettiği (AFC) ve bunun önemli bir proses olduğu anlaşılmıştır. Daha bazik bileşimli diğer volkanik birimler (Kars volkaniti) için çok daha yüksek değerler de elde edilmiştir. EC-EFC modellemesinde Kars volkaniti örnekleri kabuksal katkıyı daha fazla içermekte olup (> %2), Akkoz Taban tüf düzeyi ve Aladağ taban lav düzeyi örnekleri ise daha düşük oranda kabuksal katkı (<%2) içermektedirler. Petrolojik modellemelere göre fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı-tazelenme süreçleri hakim süreçler olarak görülmektedir.

Mineral kimyası sınıflamalarına göre Akkoz taban tüf düzeyine ait amfiboller pargasit, Aladağ taban lav düzeyi ve Kars volkanitine ait klinopiroksenler Mg-ojit ve klinoenstatit, Akkoz taban tüf düzeyi, Aladağ taban lav düzeyi ve Kars volkaniti ait lavların plajiyoklasları ise sırasıyla andezin, labrodorit-andezin ve labrodorit türde oldukları ortaya konmuştur.

Manto kaynak alanı için yapılan modellemelerde manto kaynak alanının yitim bileşenince ve global okyanusal yitim sedimentlerince zenginleştiğini göstermektedir. Yapılan kısmi ergime modellemelerinde bazik uç üye niteliğine sahip lavlarda kısmi ergime dereceleri % 0.7 ile % 2 arasında değişmektedir. Modellerde kayaların spinel peridotititik ve flogopit spinel peridotitik arası bir kaynaktan türedikleri işaret edilmektedir.

Sıcaklık-basınç hesaplamalarına göre amfibollü Akkoz taban tüf düzeyi lavlarının magma odaları 5,63 - 6,45 kbar basınç ve 1026 ile 949°C arasında yer almaktadır. Klinopiroksenler üzerinde yapılan hesaplamalarda ise 0,8 – 4,8 kbar basınç ve 1025,2 ile 1077,9 °C arasında sıcaklarda magma odalarında yer aldıklarını. Kars volkaniti için ise 8,8 kbar ve 1178,9 °C koşullarında magma odalarında yer alıp kristallendiklerini göstermektedirler. Aladağ taban lav düzeyine ait lavlardaki ortopiroksenlerde yapılan analizlerde ise 1075 – 1160 °C arasında sıcaklıklar elde edilmiştir.

Erzurum-Kars Volkanik Platosu'nun altındaki magma üretimi, Avrasya-Arap kıtalarının çarpışması neticesinde kalınlaşan Pontid kıtası ve Kuzeybatı İran Fragmanın litosferik mantolarının bir bölümünün bölgesel olarak soyulup ayrılması (delaminasyon) ile sıcak astenosferin yukarı yükselerek, daha önceden yitim bileşenince metasomatize edilmiş litosferik mantoları ergitmesiyle gerçekleşmiştir.

Ağustos 2019, 280 sayfa.

**Anahtar kelimeler:** Doğu Anadalu, EKVP, Aladağ stratovolkanı, Aras vadisi, çarpışmayla ilişkili volkanizma, FC, AFC, magma karışımı-tazelenme.

# SUMMARY

## Ph.D. THESIS

### VOLCANOSTRATIGRAPHY, GEOCHEMISTRY AND PETROLOGY OF ALADAĞ VOLCANO AND AROUND (AKKOZ, KÖTEK AND HAMAMLI; KARS PROVINCE)

**Olgun DURU**

**Istanbul University-Cerrahpasa**

**Institute of Graduate Studies**

**Department of Geological Engineering**

**Supervisor : Prof. Dr. Mehmet KESKİN**

The area including the villages Denizgölü, Kötek, Akkoz and Hamamlı is located on the southern edge of the Erzurum-Kars Volcanic Plateau (EKVP). This volcanic plateau is known to have formed by the collision between the Eurasia and Arabian continents almost 15 Ma ago.

The EKVP lies over 2000 m above the sea level and is cut by the Aras river valley that flows approximately from the west to the east. On the walls of the valley, one of the best volcano-stratigraphic transects of Eastern Anatolia is exposed. The basement of this valley and plateau consists of the Eastern Anatolia Accretionary Complex which is unconformably overlain by the Upper Cretaceous, Eocene and Oligo-Miocene sedimentary sequences. The EKVP, exposed in Aras Valley, is composed mainly of aphyric andesitic-dacitic lavas, acidic ignimbrites and tuff, called the Akkoz basal tuff layer. With the increase of $SiO_2$, perlite and obsidian accompany the pyroclastics. Pumice layers and lenses related to pyroclastic fall and surge processes are also widespread in the plateau sequence. The intermediate plateau forming lavas consist mainly of plagioclase and ortho/clino pyroxene phenocrysts set in volcanic glass. In the northwest of the study area, an eroded stratovolcano probably coeval with the plateau, with a NNE-SSW extending ellipsoidal shape (19 x13 km) is present around the Hamamlı village. The aforementioned volcano consists of a thick sequence of rhyolitic lavas, tuffs, ignimbrites and perlite-obsidian. Vitrophyric and hyalopilitic textures are dominant in these volcanites, which

are made up mainly of plagioclase, K-feldspar, quartz with minor amounts of pyroxene and amphibole crystals.

The Aladağ volcanic system unconformably overlies the plateau sequence with a subhorizontal contact between the villages of Şehitemin and Karaboncuk. The largest volcanic edifice of the Aladağ volcanic system, namely the Greater Aladağ stratovolcano reaches up to 3000 m height and includes a horseshoe-shaped crater open to the North. It is partially eroded with a circular footprint area of 230 $km^2$. The Aladağ volcanic system is composed basically of intermediate lavas. Small volcanic cones and domes sit on the flanks of the Greater Aladağ volcano. The largest of them is Lesser Aladağ volcano with an elliptical and shield cone of 9x5 km, which is located in the northwest of the Greater Aladağ. The Aladağ lavas are divided into four sub-groups on the basis of their stratigraphic positions, mineral assemblages, textural properties and geographical positions. (1) The oldest lavas of the Greater Aladağ stratovolcano, Aladağ basal lava layer, which are composed of andesitic-dacitic composition, overlie the EKVP. They display porphric, vitrophyric, hyalopilitic textures and contain short, prismatic, subhedral plagioclase and orthopyroxene and lesser amounts of clinopyroxene phenocrysts. Some of these comprise amphibole xenocrysts. These lavas are described as "the typical Aladağ lavas". (2) The second and younger lavas are andesitic to dacitic in composition. They consist of plagioclase and pyroxene phenocrysts with occasional amphibole xenocrysts. They show porphyric vitrophyric texture and cover large areas (Sırataş andesite, Çengilliçayırıtepe volcanics, Zazantepe dacite, Zariftepe trachyandesite, Gümüştepedüzü volcanics). (3) The lavas of the Lesser Aladağ, located in the northwest of the Greater Aladağ volcano, are aphyric in texture and basaltic andesitic in composition. They exhibit microlithic textures and include plagioclase and clinopyroxene phenocrysts. They cover the lavas of the Greater Aladağ on a large area. (4) On the southern and eastern slopes of the Greater Aladağ volcano rhyolitic lava domes called the Odalar rhyolite are present. These domes show vitrophyric texture and contain K-feldispar and plagioclase phenocryts. They display very similar homogenous textures and compositions. In the northeast around the town of Paslı, Upper Pliocene lavas exposed on the southern edge of the Kars plateau are the youngest volcanic units in the study area. They are basaltic in composition displaying porphyritic textures. They are composed of plagioclase and clinopyroxene phenocrysts.

All the volcanic products in the study area are calc-alkaline in character with a clear subduction signature. In our petrographic studies, most of the lavas show mineral textures characteristic of magma mixing processes. Results of our petrological modelling studies indicate that the magmas that fed the Aladağ magmatic system were evolved in a chamber which was periodically replenished by fresh and almost primitive basaltic magma. During the fractionation process, plagioclase crystallized throughout the magmatic evolution in all magma series, but amphibole was limited to a subset of lavas. K-feldspar crystallized only from the evolved magmas. Our assimilation models using DePaolo (1981) and Aitcheson and Forrest (1994) equations indicate that assimilation accompanied with fractional crystallization (AFC) process was less important than the fracrtional crystallisiation process in magma chamber evolution of the evolved lavas in the study area. Some of the basic units display higher degrees of crustal assimilation rates in magma chamber evolution. The EC-AFC model results in this study indicate that the Kars volcanics's samples contained more crustal contamination (> %2), whilst Akkoz basal tuff layer and Aladağ basal lava layer included lesser amounts of crustal contributions to the magma genesis (< %2). On the basis of our petrologic models, we argue that FC and magma-mixing/replenisment processes were the dominant processes in magma chamber evolution of the volcanic units comprising the Aladağ volcanic system .

Our mineral chemistry results indicate that, amphiboles of the Akkoz basal tuff layer are pargasitic in composition, while clinopyroxenes of this unit and the Aladağ basal lava layer are Mg-augite and clinoenstatitic in composition. On the other hand, plagioclases of Akkoz basal tuff layer, the Aladağ basal lava layer ve the Kars volcanics are andesine, labradorite-andesine and labradorite in composition, respectively.

Petrological models which are designed to examine the composition and mineralogy of the mantle source region indicete that the mantle region from which the magmas of the Aladağ volcanic system derived were enriched by a clear subduction component and possibly global oceanic subduction sediments. Moreover, partial melting models indicate that the mantle source region was represented by spinel and phologopite bearing peridotites. On the other hand, degree of melting varied between 0.7 % and 2 %.

Our the temprature-pressure calculations, based on crystal chemisty revealed that tne magma chambers of amphibole bearing lavas of the Akkoz basal tuff layer experienced pressures between 5,63 and 6,45 kbar and between 1026 and 949°C. Based on clinopyroxenes thermobarometry of the Aladağ units crystallisation pressures varied between 0,8 and 4,8 kbar while temperatures spanned a range from 1025,2 to 1077,9 °C during the magma chamber evolution of these units. Magma chambers of the Kars volcanics, were evolved under pressures around 8.8 kbar and temperatures ~1178.9 °C. Some orthopyroxenes of Aladağ basal lava layer display crystallisation tempatures varying between 1075 and 1160 °C.

This study supports a geodynamic model in which magma generation beneath the Erzurum-Kars Volcanic Plateau was related to delamination of thickened lithosferic mantles of the Pontide continent and the Nortwest Iranian Fragment which can be linked to the collision between the Arabian and the Eurasian continents. The hot asthenosphere seem to have contributed to melting by upwelling to the shallow depths. This asthenospheric upwelling was the main factor in melting of a previously metasomatized lithospheric mantle by previous subduction events.

August 2019, 280 pages.

**Keywords:** Eastern Anatolia, EKVP, Aladağ stratovolcano, Aras valley, collision reated volcanism, FC, AFC, magma mixing-replenishment.

# 1. GİRİŞ

Doğu Anadolu Platosu, Arabistan ve Anadolu mikrolevhaları arasında yer almış olan Tetis Okyanusu'nun okyanus tabanının kuzeye doğru dalıp batmasına ve bu okyanusun tükenmesini izleyen evrede bahsedilen levhalar arasındaki kıtasal çarpışmaya bağlı olarak Miyosen'den itibaren, kuzey-güney yönlü sıkışmanın etkisi altında oluşmuş bir yüksek alandır (Şengör ve Kidd, 1979). Bu sıkışmalı tektonik aktivitenin sonucunda bölgede doğu-batı uzanımlı kıvrımlar, ters faylar ve KD ve KB doğrultu atımlı iki ana fay sistemi gelişmiştir (Yılmaz ve diğ., 1987).

Serravaliyen (12-13 milyon yıl) de başlamış olan çarpışma ve onu izleyen sıkışma bölgenin yükselmesini sağlayarak, deniz seviyesinden yaklaşık 2 km yükseklikteki bu halen yükselmeye devam eden platoyu oluşturmuştur (Şengör ve Kidd, 1979). Doğu Anadolu'da yaygın olarak gözlenen genç volkanizma, bu yükselimin ardından başlamış, geniş alanlarda lav ve piroklastik ürünler üretmiştir. Bahsedilen volkanizma bölgenin 2/3 ünü kaplamakta olup volkanik istiflerin kalınlığı yer yer 1 km ye ulaşmaktadır (Pearce ve diğ., 1990). Volkanik aktivite püskürmeli ve patlamalı olarak meydana gelmiş olup, çoğunlukla açılma çatlakları vasıtası ile meydana gelmiş olmasına rağmen, birçok merkezi çıkış bölgesi de bulunmaktadır (Ağrı, Tendürek, Süphan, Nemrut, Etrüsk, Aladağ, Kısırdağ, Yağlıca vb.). Açılma çatlakları boyunca volkanik aktivitenin egemen olduğu en büyük volkanik provens ise Erzurum-Kars Volkanik Platosu (EKVP)'dur (Keskin, 1994; Keskin ve diğ., 1998).

Son yıllarda yapılan jeofizik çalışmaları (Al-Lazki ve diğ., 2003; Gök ve diğ, 2000 ve 2003; Sandvol ve diğ., 2003; Angus ve diğ., 2006; Salaün ve diğ., 2012; Koulakov ve diğ., 2011; Biryol ve diğ., 2011; Oruç ve diğ., 2017; Delph ve diğ., 2017; Mahantsente ve dği., 2018) sonucunda bölgenin güneyinde yer alan Bitlis-Pötürge Masifi ile EKVP'nu güneyden sınırlayan Aras Nehri arasında kalan bölgenin önemli oranda litosferik mantodan yoksun olduğu ve Doğu Anadolu Yığışım Kompleksinin (DAYK) doğrudan astenosferik mantonun üzerinde olduğuna dair bulgular elde edilmiştir (Keskin, 2003, 2007; Şengör ve diğ., 2003; 2008). Bu bulguların ışığında Doğu Anadolu Bölgesi'nde kabuğun ortalama 45 km kalınlıkta olduğu, güneyde Bitlis-Pötürge Masifine doğru 38 km, kuzeyde EKVP na doğru ise 50 km ye kadar çıktığı ortaya konmuştur (Zor ve diğ., 2003). Elde edilen bu bulgulara göre, volkanizma ile jeodinamik arasında çok yakın bir ilişki olduğu ve dalan okyanusal litosferin kırılıp astenosfer içine battığı

(Keskin 2003, 2005 ve 2007; Şengör ve diğ.,2003 ve Şengör ve diğ., 2008) ve bölgede kalk-alkaliden alkaliye doğru değişim gösterilmesinin bu mekanizmanın bir sonucu olduğu şeklinde yorumlanmıştır (Keskin, 2003, 2005, 2007).

Keskin (1994); Keskin ve diğ., (1998 ve 2006), EKVP'nin Erzurum-Kars arasındaki bölümünü çalışılmışlardır. Bu tez kapsamında ise ile EKVP'nun Sarıkamış-Kağızman arasında kalan kısmı ayrıntılı olarak çalışılmıştır (Şekil 2.1). Bu bölgede Aras Nehri volkanik platoyu doğu-batı doğrultusunda derinlemesine yarmış ve böylece platoyu oluşturan volkanik lav ve piroklastik istif oldukça iyi bir şekilde ortaya çıkmıştır. Bölge çapında EKVP'nun Aras Nehri vadisi içerisindeki güney kenarını oluşturan volkanitler kesintisiz bir istif oluşturmaktadırlar. Platoyu oluşturan volkanitler üzerine gelen ve Doğu Anadolu bölgesindeki orta büyüklükteki merkezi çıkış noktalarından biri olan Aladağ stratovolkanı, çarpışmayla ilişkili volkanizmayla ilişkili kuzeyde incelenecek ilk volkan olmasından dolayı önem arz etmektedir. Ayrıca plato morfolojisini kazandıran genç plato lavlarının da Aladağ volkanizmasının sonrasındaki evrede faaliyette olması, volkanik faaliyetin evrelerinin tanımlanmasında önemlidir. Daha önce Innocenti ve diğ. (1982b); Pearce ve diğ. (1990); Keskin (1994) ve Keskin ve diğ. (1998; 2006) tarafından yapılan bölgesel çalışmalarda Geç Miyosen'den Geç Pliyosen'e kadar olan zaman aralığında bölgede volkanik aktivite gerçekleştiği ve bölgede yüzeylenen volkanik birimlerin bu volkanizmanın ürünleri olduklarını belirtilmiştir. Tez çalışması ile yaklaşık 668 $km^2$ olan tez arazisi içerisinde volkanizmanın evreleri ve volkanik aktivite sonucunda ortaya çıkan birimlerin çok daha detaylı olarak ele alınması ve tez çalışmasında elde edilen yeni bulguların (saha, jeokimya ve petrolojik model) ışığında tekrar ayırtlanması hedeflenmiştir. Volkanik istifler ölçülerek ve her birinden karakteristik örnekler derlenerek platonun ve Aladağ stratovolkanın volkano-stratigrafik kesitlerinin oluşturulması, lavların ve piroklastik birimlerin petrografik, jeokimyasal özelliklerinin ve magma odası proseslerinin zaman içindeki değişimini incelemek amacıyla petrografik ve jeokimyasal stratigrafik kesitler oluşturulması, lavların oluştukları manto bölgesinin karakteristiklerinin modellenmesi, magma odası evrimlerinde etkili olan proseslerin petrolojik modellemeler yardımıyla ortaya konması ve tüm bu bulguların jeodinamik evrim açısından önemlerinin tartışılması bu tez kapsamında ele alınan konulardır. Yapılan çalışmalar ile elde edilen ilk bulgular 70. Türkiye Jeoloji Kurultayı, (Duru ve Keskin, 2017a) ve EGU-2017 (Duru ve Keskin, 2017b)'da sunulmuştur.

# 2. GENEL KISIMLAR

## 2.1. ÇALIŞMANIN AMACI

Tez alanı, Kars ili, Sarıkamış, Selim ve Kağızman ilçeleri arasında kalmakta olup, güneyindeki Aras Nehri ve vadisini de yer yer içerisinde barındıran yaklaşık 668 $km^2$'lik bir alanı kapsamaktadır. Tez alanında, EKVP olarak bilinen yaygın ve kalın volkanik platonun güney-güneydoğu bölümü, ayrıca volkanizmanın ilk evresini oluşturan taban tüf düzeyinin üst düzeyleriyle girik-kamalı bir ilişkiyle başlayıp, paltonun üzerine oturan Hamamlı köyü civarında felsik ürünlerinin yüzeylendiği, aşınmış bir volkanik çıkış noktası yer almaktadır. Tez konusunu oluşturan ve platonun üzerinde oturan, EKVP'de ki önemli çıkış merkezlerinden biri olan Aladağ stratovolkanının lav ve piroklastik birimleri yüzeylenmektedir. EKVP, Erzurum'dan başlayarak Gürcistan içlerine kadar yaklaşık 350 km uzanan Doğu Anadolu'nun en büyük ve yaygın volkanik bölgesidir. Tekman yaylasından doğup Pasinler ve Tuzluca ilçelerinden doğuya doğru akan Aras Nehri, EKVP'yi derin vadi şeklinde kesmekte ve Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı (DAYK) ile yaklaşık sınırını oluşturmaktadır. Aras Nehrinin açtığı vadi yer yer 1 km'ye ulaşmaktadır. Vadi boyunca EKVP'yi oluşturan volkanik birimler ve EKVP'nin altındaki temel formasyonlar oldukça iyi gözlenmektedir. EKVP'nin kuzey-kuzeydoğusunda bulanan Kura nehrinin oluşturduğu vadide gözlenmekte olan çarpışma ile ilişkili volkanizmanın (Duru, 2013) ürünü olan volkanik istifin kesintisizliğinin bir benzeri ve daha yaşlısı Aras Nehri vadisinde gözlenmektedir.

EKVP'da Innocenti ve diğ., (1982b), Pearce ve diğ. (1990), Keskin (1994), Keskin ve diğ. (1998; 2006; 2007) taraflarından yapılmış çalışmalar olmakla beraber, tez sahası içerisinde MTA'nın H 49 ve H50 paftalarına ait 1/100000 ölçekli jeolojik haritaları ve raporu (Sümengen, 2009) dışında volkanik fasiyes ayrımı temelli yapılmış detay jeolojik harita ve çalışma bulunmamaktadır. Son yıllarda yerbilimciler arasında Doğu Anadolu ve yakın bölgelerdeki magmatizma ve jeodinamiği üzerine odaklanma olurken, bölgenin derin sismik tomografisi (Al Lazki ve diğ., 2003; Piromallo ve Morelli, 2003; Sandvol ve diğ., 2003; Angus ve diğ., 2006; Lei ve Zhao, 2007; Gans ve diğ., 2009; Biryol ve diğ., 2011) ve numerik veya analog jeodinamik modellemesi (Cruden ve diğ., 2006; Faccenna ve diğ., 2006, Göğüş ve Pysklywec, 2007; 2008a ve b) konularında da çok sayıda makale yayınlanmıştır. Buna karşılık güneyindeki magmatizma konusunda yayınlar son birkaç yılda artmasına rağmen, kuzeydeki (EKVP) alanlar

için nispeten sınırlı kalmıştır. Tez alanını içine alan EKVP'nun bu kısmında ise daha önce yapılmış yayınlar (Keskin, 1994; Keskin ve diğ., 1998; 2006) dışında yeni yayın yoktur.

Bu nedenle yapılan tez çalışması kapsamında, daha önce bu bölgede yapılmamış olan ve ilk kez yapılan Aladağ stratovolkanı ve dolayının 1/25000 ölçekli volkanostratigrafik detay harita yapımı, petrolojik olarak EKVP ve Aladağ volkanı altında bulunan magma odalarının ayrıntılı magmatik süreçlerinin ortaya konması, geniş bir jeokimyasal veri seti üretimi ile petrolojik yorumlarda bulunulması ve bölge için önerilen jeodinamik modellerin testi amaçlanmıştır.

## 2.2. İNCELEME ALANININ TANIMI

### 2.2.1. İnceleme Alanının Konumu

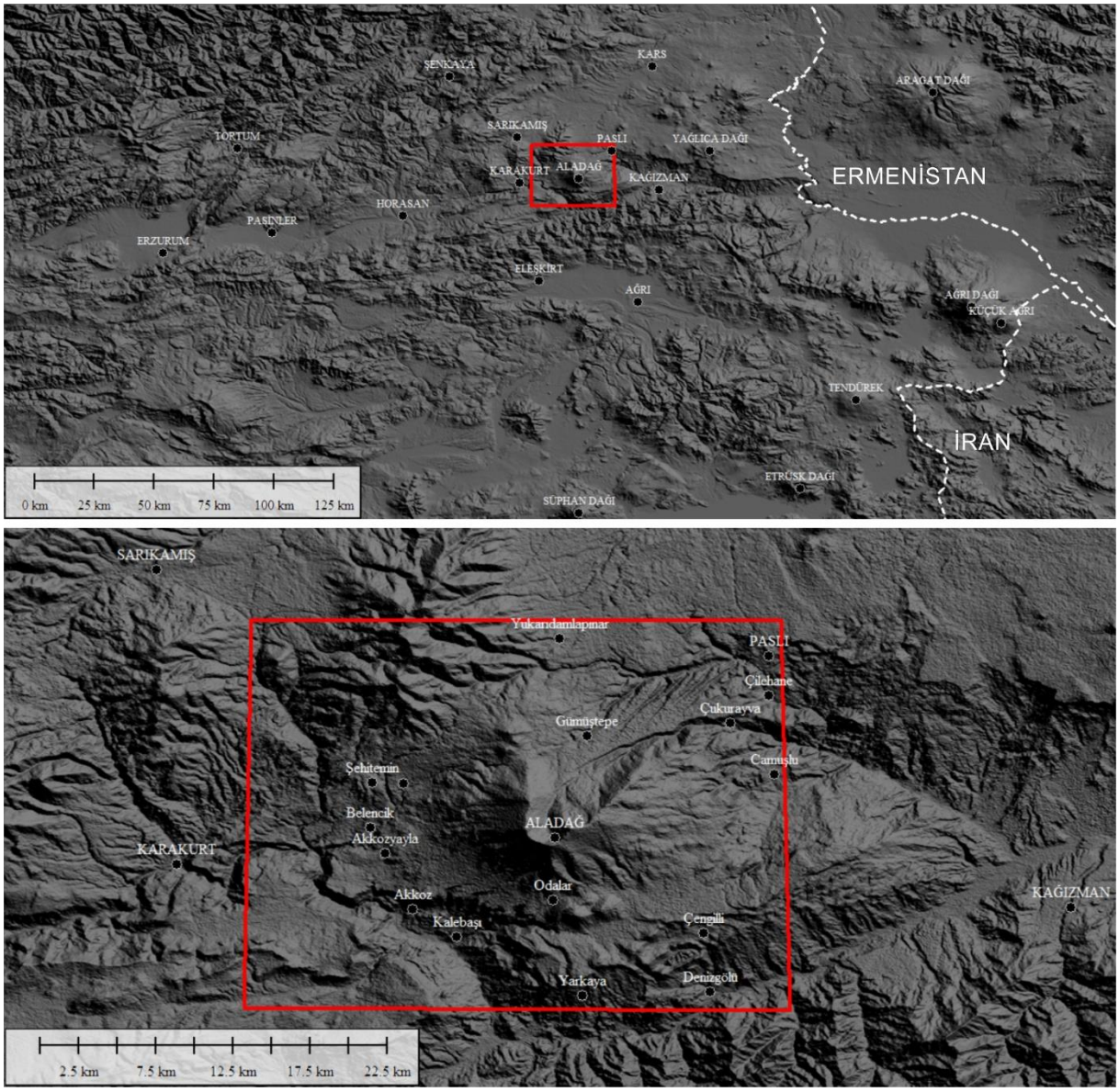
İnceleme alanı Kars ilinin Sarıkamış, Selim ve Kağızman ilçeleri ile Karakurt ve Paslı beldeleri sınırları içerisinde kalmaktadır (Şekil 2.1). Bu alanı kapsayan 1: 25.000 ölçekli paftalar ise H49-a3, H49-b3, H49-b4, H49-c1, H49-c2, H49-c3, H49-c4, H49-d2, H49-d3, H50-a4, H50-d1, H50-d4 dir. Tez sahası 668 $km^2$'dir.

### 2.2.2. Ulaşım

Çalışma alanına Sarıkamış-Karakurt, Karakurt-Kağızman ve Selim-Kağızman asfalt yolları ile ulaşılmaktadır. Bu ilçelere bağlı köy yolları asfalt ve stabilize olup, ilçelerden köylere minibüs ile ulaşım sağlanmaktadır.

### 2.2.3. Morfoloji

Tez alanı morfolojik olarak bir plato özelliğine sahip olup geniş düzlükler mevcut iken, platoyu kesen Aras nehri, yer yer 1 km derinliğe varan Aras kanyonunu oluşturmuştur. Kanyonun tabanı 1210 m yükseklikte iken, plato düzeyi deniz seviyesinden ortalama 2200 m yüksekliktedir. Platonun üzerinde ise 3138 m yüksekliğe çıkan Aladağ volkanı ve volkanın parazit konilerinden Küçük Aladağ Tepe (2532 m ) ve Hamamlı köyü civarında Orta T (2749.7 m), Kıblepınar Tepesi (2648 m), Top T. (2752 m), Karanlık T. (2859 m), Odalar köyü civarında Kabak T. (2401 m), Hamamlı köyü ve Sarıkamış-Karakurt asfalt yolu arasında kalan bölgede İmam T. (2314 m) gibi volkanik çıkış yerleri ve domlar platonun yükseltilerini oluşturmaktadırlar (Şekil 2.1).




**Şekil 2.1:** Çalışma alanının yer bulduru haritası (ASTER uydu görüntüsü, 2018).

### 2.2.4. İklim ve Bitki Örtüsü

Türkiye'nin kuzeydoğusunda yer alan Kars ilinde sert bir yüksek yayla iklimi hüküm sürer. Sibirya yüksek basınç merkezinin tesiri altında olduğundan, kış yedi ay devam etmektedir. Kar yağışı fazla olduğundan, toprak uzun müddet karla kaplı kalır. İlkbahar ve sonbahar mevsimleri yok denecek kadar kısa sürer. Yıllık ortalama sıcaklığı 3,7 °C olup, kışın -30,0 °C'nin altına iner. Kars'a yılda ortalama 550 mm yağış düşer. Sarıkamış ilçesinde ise en soğuk ayın sıcaklık ortalaması -35 °C derecedir. En sıcak ayın ortalama sıcaklığı ise + 25 °C'dir. Kars ilinin yüzde yetmişe yakını çayır ve meralarla, % 20'si ekili alanlarla kaplıdır. Tarıma elverişsiz arazi %

5’tir. Orman varlığı zengin sayılmaz. Bölgede ormanlar 1900 m ile 2800 m kotları arasında varlık sürdürmektedir. Sarıkamış ve Posof’ta çam, Kağızman’da meşe ağaçları yer alır.

### 2.2.5. Tarım ve Hayvancılık

Kars'ta en önemli geçim kaynağı tarım ve hayvancılıktır. Çayır ve otlak alanlarının geniş yer kaplaması küçük ve büyük baş hayvancılığı geliştirmiştir. Kümes hayvancılığı da oldukça gelişmiştir. Ayrıca hayvan ürünleri de halkın en büyük geçim kaynaklarındandır. Zavod denilen mandıralarda bu ürünler işlenerek Türkiye'nin dört bir yanına dağıtılır. Özellikle, Kars Kaşarı ve Kars Balı'na Türkiye genelinde ciddi talep vardır. Kars Kaşarı, İzmir Enternasyonal Fuarı'nda yine burada üretilen gravyer, beyaz peynir ve kreması ile birlikte 1937'den 1950'ye kadar Türkiye birincilik ödülünü almıştır. Kars Balı ise tamamen organik bir üründür. Bu bal Kars ve Ardahan'ın mera ve yaylalarında doğal olarak yetişmekte olan çok sayıda polen ve nektar kaynağı çiçekten üretilmektedir. Bu bitkilerin yetişebilmesi için herhangi bir ilaçlama ve gübreleme işlemi yapılmamaktadır. Bu balı Kafkas Arısı ırkı yapmaktadır. Ekili alanların % 90'dan fazlası tahıl üretimine ayrılmıştır. Tahıl türleri arasında buğday başta gelmekle birlikte, bazı yıllar arpa üretiminin buğday üretimini geçtiği olur. Kış sebzesi olarak lahana ve şalgam yetiştirilir. Üretim bakımından önde gelen kuru sebze patatestir. Ayrıca, yulaf da yetiştirilen tahıllar içerisindedir.

### 2.2.6. Yerleşim Yerleri

Sarıkamış ilçesine bağlı 55 köy bulunmaktadır. İnceleme alanı içerisinde Akkoz, Akören, Beşyol, Armutlu, Çardakçatı, Kalebaşı, Belencik, Gecikmez, Şehitemin, Hamamlı, Odalar, Yarkaya, Ürker köyleri bulunmaktadır (Şekil 2.1). Kağızman ilçesine bağlı 62 köy bulunmaktadır. Çalışma sahası içinde Çengilli, Kuloğlu, Denizgölü, Karaboncuk, Kozlu, Camuşlu, Çaybük, Çukurayva, Tunçkaya, Ortaköy, Çilehane ve Gümüştepe köyleri bulunmaktadır. Selim ilçesine bağlı 53 köy bulunmaktadır. Tez sahası içerisinde bu ilçenin Yukarıdamlapınar köyü yer almaktadır.

## 2.3. ÖNCEKİ İNCELEMELER

Lambert ve diğ. (1974), EKVP'nun güneyindeki plato üzerinde yer alan Ağrı Dağı volkanitlerinde ilk kez jeokimyasal çalışmalar yaparak ender olarak bulunan bazik lavların dışındaki andezit, dasit ve riyolit türde lavları, kalkalkali nitelikli "Yüksek Y"ve kalkalkali + toleyitik nitelikli "Düşük Y" olmak üzere iki gruba ayırmışlardır. Yaptıkları çalışmada petrografik olarak amfibol mineralleri görmeden, "Düşük Y" serisi yorumlayarak bu kayaçlarda amfibollerin magma tarafından tamamen resorbe edildiğini ve psödomorf şeklinde hayaletlerinin (ghost amfibol) kalmış olduğunu ileri sürmüşlerdir. EKVP'nin yakınlarında yapılan ilk çalışmalardandır.

Innocenti ve diğ. (1982a, b), EKVP üzerinde Tersiyer-Kuvaterner volkanizması ve Anadolu ile Kuzeybatı İran'daki volkanik seriyi elde ettikleri jeokronolojik yaş sonuçları ve çarpışma zonu boyunca volkanik serideki kimyasal zonlara dayanarak, andezitik volkanik cephenin Pliyosen boyunca kuzeye doğru 150- 200 km. göç ettiğine işaret etmişlerdir. Araştırmacılara göre, bu bulgular kıtasal çarpışma sonrası dalmış olan okyanusal litosferin kopması için kanıt sunmaktadır. Dalan okyanusal litosfer astenosfer içinde batıyor iken, kopup ayrılan okyanusal litosfer kuzeye doğru hareket etmeye devam etmiştir. Araştırmacılar bu hareketin güneyden kuzeye düşük yoğunluklu magmatizma oluşturduğuna işaret etmişlerdir. Bu görüşe göre volkanizma güneyden kuzeye gençleşmekte, güneyde Miyosen volkanik kuşağı olarak tanımlanmış olan alkalen magmalar, ayrılıp dalan okyanusal litosferin arkasındaki boşluk boyunca astenosfer yükseliminden kaynaklanmış iken, kuzeydeki Pliyo-Kuvaterner volkanik kuşağı oluşturan kalk-alkali magmatizma, dalan okyanusal litosferin üzerinde gelişmiştir.

Dewey ve diğ. (1986), Doğu Anadolu'daki kıtasal çarpışma ve bunun sonucunda gelişen kabuk veya litosferin kalınlaşması üzerine yaptıkları çalışmada, kalınlaşmanın Arabistan ve Avrasya kıtaları arasındaki kıtasal çarpışmanın sonucunda oluştuğunu ve lavların çapraz uzanan pull-apart havzalar boyunca Arabistan içindeki açılmayla oluşan K-G kırıkları boyunca püskürmüş olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca araştırmacılar bölgede iki farklı neotektonik magmatik serinin var olduğunu vurgulamışlardır. Bunlar; manto kökenli nefelin-hipersiten normatif alkalin bazaltları ve silisikten mafiğe kalk-alkalin serisidir. Her iki serinin de doğrultu atımlı rejimler içindeki çek-ayır (pull-apart) havzalarda ve K-G açılma çatlakları boyunca püskürmüş olduklarına işaret etmişlerdir.

Ercan ve diğ. (1990), Doğu ve Güney Anadolu'daki çeşitli lokasyonlaradan aldıkları lav örneklerinin major element oksit, iz, nadir toprak element (REE) analizleri ve Sr izotopik oranlarını ve K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş analizlerini gerçekleştirmişlerdir. Yapmış oldukları analiz sonuçlarına göre Doğu Anadolu bölgesindeki magmatizma etkinliğinin Orta Miyosen'de başladığını ve volkanizmanın genellikle kalkalkali ve alkali ve daha az oranda toleyitik karakterde olduğunu söylemişlerdir. Araştırmacılar elde ettikleri veriler sonucunda Doğu Anadolu bölgesi için Anadolu ve Arap Plakalarının birbirleriyle çarpışmalarından önce alta dalan Arap Plakasına ilişkin kabuk parçasının volkanitleri oluşturabileceği yorumunu ileri sürmüşlerdir.

Pearce ve diğ. (1990), Yaptıkları çalışmada Doğu Anadolu'da Geç Senozoyik volkanizmasının Arap-Avrasya çarpışma zonu çevresinde, GB-KD uzanımlı bir yay şeklinde, güney batıda Arap kıtasından veya ön ülkesinden kuzeydoğu Kars platosuna kadar uzandığını belirtmişlerdir. Arap kıtası üzerindeki volkanizmanın çatlak püskürmeleri şeklinde başlayıp zaman içinde toleyitikten alkaliye geçiş gösterdiğini ve bazaltik kalkan tipi bir volkan geliştirdiği (Karacadağ) vurgulamışlardır. Araştırmacılar Doğu Anadolu'daki etkin vollkanizmanın en büyük sebebinin, bölgenin altındaki manto litosferinin sıyrılarak kopup astenosferik manto içine gömülmesi (delaminasyon) olduğunu belirtmişler ve bunun yanı sıra özellikle EKVP üzerinde volkanizmanın manto litosferinin soyulmasına eşlik eden pull-apart havzalarda doğrultu atımlı faylara bağlı lokal olarak da geliştiğini vurgulamışlardır.

Keskin (1994) ve Keskin ve diğ. (1998), Doktora tezi olarak Erzurum Kars Platosu içerisinde Dumlu Dağı, Kargapazarı Dağı, Pasinler Kuzeyindeki Büyükdere Vadisi, Harabedere Vadisi, Horasan Kuzeyi, Kağızman Kuzeyi alanları volkanostratigrafik, jeokimyasal ve petrolojik olarak ayrıntılı çalışmıştır. EKVP üzerinde ve Erzurum'dan Kars'a kadar olan bölgenin ayrıntılı volkanostratigrafisi, jeokimyası ve petrolojik süreçlerini çalışmıştır. Çalışmada plato volkanizması 3 evreye ayrılmış ilk (11-6 milyon yıl arası) ve üçüncü (5-2.7 milyon yıl arası) evrelerin kalkalkali karakterli ve bimodal (bazalttan riyolite), ikinci (6-5 milyon yıl arası) evrenin ise kalkalkali karakterde olup unimodal (andezit-dasit) özellik gösterdiğini, ilk ve üçüncü evre kristallenmesinde susuz mineralerin (POAM: Plajiyoklas + Olivin + Ojit + Magnetit) hakim olduğunu, 2. evrede ise sulu minerallerin (Pam: Plajiyoklas + Amfibol) egemen olduğunu belirtmilerdir. Ayrıca araştırmacılar, petrografik gözlemleri ve iz element (ör. Y) fraksiyonlanma trendleri üzerindeki yorumlarına göre EKVP lavlarının magma odası

evrimleri sırasında sulu ve susuz mineral fraksiyonlanmasının önemini tartışmışlardır. Araştırmacılara göre orta evrede daha derinde yerleşmiş magma odalarında kıtasal kirlenme fraksiyonel krsirallenmeye eşlik etmiştir. İri iyon çaplı litofil (LIL: Large Ion Lithophile) ve hafif nadir toprak elementlerin (LREE: Light Rare Earth Element) Ta ve Nb gibi yüksek alan şiddetli (HFS: High Field Strenght) elementlere nazaran zenginleşmesine işaret eden ve bunun da manto kaynak alanında önceki yitimlerden miras kalmış tipik bir yay bileşinine bağlı olması gerektiğini ileri süren araştırmacılar, litosferik delaminasyonun bu bölge altında yoğun magma üretimi için en etkin mekanizma olabileceğini öne sürmüşlerdir. Araştırmacılar ayrıca magmatizmanın pull-apart havzalardaki normal faylara bağlı yerel açılmalarla ilişkili gerilme kuşakları ile de kontrol edilmiş olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Koçyiğit ve diğ. (2001), kıta – kıta çarpışması sonucunda gelişen sıkışmalı tektonik rejimin Doğu Anadolu bölgesinin doğusu için Geç Miyosen sonuna ve hatta Erken Pliyosen'e kadar sürdüğünü belirtmişlerdir. Bu tektonik rejimi takiben Doğu Anadolu plakacığının B-GB yönlü kaçma hareketine başladığını ve Erken Geç Pliyosen'den itibaren bölgenin sıkışma – açılma tektonik rejimine geçtiğini saptamışlardır. Sağ yanal doğrultu atımı Kuzey Anadolu, sol yanal doğrultu atımlı Doğu Anadolu transform fayları ve Anadolu Plakacığının Erken – Geç Pliyosen'de oluştuğunu belirten araştırmacılar, Doğu Anadolu'da neotektonik dönemin sağ – sol yönlü doğrultu atımlı faylar, doğrultu atımlı faylarla denetlenen havzalar, K-G doğrultulu çatlaklar ve Pliyo-Kuvaterner volkan dizilerinin oluşturduğu hatlar ile temsil edildiğini belirtmişlerdir.

Al-Lazki ve diğ. (2003), Gök ve diğ. (2003), Sandvol ve diğ. (2003) ve Angus ve diğ. (2006) Cornel ve Boğaziçi Üniversitelerinden araştırmacıların bölgede TÜBİTAK-NSF (ABD) projesi kapsamında sürdürmüş oldukları Doğu Anadolu Sismik Projesi (Eastern Turkey Seismic Experiment: ETSE) sonucunda elde etmiş oldukları sonuçlara göre, güneyde Bitlis –Pötürge Masifi ve kuzeyde Aras nehri arasındaki bölgenin altında litosferik mantonun büyük oranda ya hiç olmadığına yada çok inceldiğine, bu bölgenin altını astenosferik mantonun doldurmuş olduğunu ortaya koymuşlardır. Bu çalışmalar sonucunda elde edilen veriler, kabuksal kalınlığın Bitlis kenet zonunun güneydoğu parçası çevresinde 38 km'den kuzede EKP altında 50 km'ye kadar değiştiğini (Zor ve diğ., 2003) ortaya koymuştur (ortalama 45 km).

Keskin (2003), Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı (DAYK) altındaki okyanusal litosferin zaman içerinde tedrici olarak dikleşip daha sonra da kırıldığını, bu sırada bölgenin altında yer alan astenosferik mantoyu güneye doğru vakumladığını ve yaygın volkanizmayı bu mekanizmanın oluşturabileceğini önermiştir. Doğu Anadolu'da ilk volkanizma etkinliğinin 11 milyon yıl önce kuzeyde EKVP üzerinde başlamış olduğunu ileri sürmüştür. Araştırmacıya göre Bitlis-Pötürge Masifi'ne kadar ulaşan okyanusal litosferin Pontidler altında manto derinliklerinde dikleşmeye başlamasının, astenosferin bölge altına kuzeyden güneye hareket etmesini ve yükselerek kabuk altında sığ derinliklere ulaşmasını sonuçlandırıdığını ileri sürmüştür. Keskin (2003) ayrıca dalan okyanusal litosferinin (slab) ilerleyen evrede iyice dikleşmesi ve ardından kırılması sonucunda Arap kıtası altındaki (slab altındaki) sıcak ve yitim bileşeni içermeyen astenosferin yükselerek slab penceresinden kuzeye doğru akarak DAYK altına yerleştiği ve alkali volkanizmayı buna bağlı oluşturduğunu belirtmiştir. Doğu Anadolu'daki volkanizmanın bu jeodinamik modele uygun olarak kuzeyden güneye, kalkalkaliden alkaliye geçiş gösterdiğini ve 2003 yılına kadar literatürde yayınlanmış olan radyometrik yaşların kuzeyden güneye gençleştiğini söylemiştir. Gerek volkanizmanın güneye göçü gerekse kimyasal değişimin, dalan okyanus tabanının (slab) dikleşmesi ve kopması ile DAYK altında bir manto penceresi açması ve güneydeki sıcak ve yitim bileşeni içermeyen astonesferik mantonun bu boşluğa doğru vakumlanarak akması sonucunda oluşan astenosferik akıntıya bağlı olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Şengör ve diğ. (2003), yapılan jeofiziksel çalışmaların sonuçlarına dayanarak Doğu Anadolu'daki kabuk kalınlığının daha önceki çalışmalarda önerildiği gibi 55 km. olmadığı, ortalama yaklaşık 45 km. olduğunu ve Eastern Anatolia Accretionary Complex (EAAC) olarak tanımladığı Doğu Anadolu Yığışım Prizması altında litosferik mantonun olmadığı ve DAYK'ın doğrudan sıcak astenosferin üzerinde bulunduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca araştırmacılar DAYK'ın kuzeye doğru dalan okyanusal litosfer üzerinde şekillenen, Bitlis-Pötürge Masifi ve Pontidler arasında yerleşmiş büyük bir yığışım prizmasının kalıntısı olarak kabul edilebileceğini belirtmişlerdir. Okyanusal litosferin kırılarak ayrılması sonucunda DAYK'ın altına sıcak ve düşük yoğunlukta astenosferin doldurması nedeniye bölgenin rejyonal bir dom şeklinde yükselmiş olduğunu ve magmatizmanın da buna bağlı olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Keskin (2005), çarpışma kuşaklarında domsal yükselme, astenosferin sığ derinliklere kadar yükselmesi ve büyük hacimlerde magmatizmanın manto sorgucu olmaksızın sığ levha tektoniği

hareketleri (dalan okyanus tabanı ya da diğer adıyla slab'ın dikleşmesi ve kırılması) ile gerçekleşebileceğini ileri sürmüş, Doğu Anadolu'nun çarpışma zonundaki sorgucu olmayan sıcak bir noktaya en iyi örneği teşkil ettiğini belirtmiştir. Bölgenin kuzey-güney yönlü sıkışması sonucunda deformasyonun halen aktif olarak devam ettiğini vurgulamıştır. Keskin (2005) ayrıca bu gözlemlerin, yeryüzündeki tüm sıcak nokta ve uzun dalga boylu domların manto sorgucu ile ilişkili olduğunu ileri süren Şengör (2001)'in önerisine ters olduğunu belirtmiştir. Pearce vd. (1990) ve Keskin vd. (1998) yayınları ile ileri sürülmüş olan litosferik delaminasyon modelinin tüm Doğu Anadolu'ya değil, daha ziyade kuzeyde yer alan Erzurum – Kars Platosu için uygulanabilir bir model olduğunu belirtmiştir.

Keskin ve diğ. (2006), EKP'nda çarpışma sonrası ortamda magma-kabuk etkileşimi ve magma pompalama sisteminin jeokimyasal kanıtlarını sundukları çalışmalarında EKVP'nun 11 My ile 1.5 My arasındaki süreçte gelişen volkanizmanın tüm kayıtlarını içerdiğini belirtmişlerdir. Bu çalışmaya göre EKVP'da gerek manto kaynağı ve gerekse ilksel magma bileşimi hemen hemen hiç değişmeden kalmıştır. 11-6 my arasında erken evrede susuz mineral fazları içeren bimodal lavların püskürmüş olduğu volkanizma orta evrede (5-6 My) yerini birdenbire ortaç bileşimde sulu mineral (amfibol) içeren lavlarla karakterize unimodal bileşimde volkanizmaya bırakmış; geç evrede (5-2.7 My) ise tekrar susuz mineral içeren lavlarla karakteristik bimodal aktiviteye geri dönmüştür. Yazarlar bu süreçteki değişimi magma odalarının derinliğindeki zamana bağlı değişimlere bağlanmıştır. Lavların erken ve geç evrede 10-13 km'den sığ derinlikteki sığ magma odalarında susuz fazda ve kabuk materyalini çok az özümsemiş ya da hiç özümsememiş olarak kristallenme evrimi geçirdiğini, ancak orta evrede magma odalarının daha derine yerleşerek içlerinde amfibol kristallendiğini ve diğer taraftan da kabuk malzemesinin önemli miktarda özümsendiğini ileri sürmüştür. Bu evrede asimilasyon ile birlikte gelişmiş fraksiyonel kristallenmenin (AFC) önemli bir süreç olduğunu vurgulamışlardır. İz element jeokimyasının aksine izotop sistematikleri, zamana bağlı değil mekana bağlı değişimin kanıtlarını sunmuştur. Bu değişimi ise en iyi Pb izotopları yansıtmıştır. $^{206}Pb/^{204}Pb$ oranları doğuya doğru gitgide artan bir desen göstermektedir. Keskin vd. (2006)'ya göre platonun doğusundaki lavlar batıya göre daha radyojeniktir ve bu bulgular, mekana bağlı bu değişimlerin, magma içinde özümsenen kabuk malzemesinin türüne bağlı olduğuna işaret etmektedir. Keskin vd. (2006) izotopik açıdan farklı iki kabuk bölgesi olduğunu ileri sürmektedir: (1) doğuda daha radyojenik olan Kuzeybatı İran Fragmanı ve (2) batıda Rodop-Pontid Kıtası. EKVP altında bu iki blokun izotop karakteristiklerinin araştırılması için daha fazla çalışmaya ihtiyaç olduğunu belirtmişlerdir.

Keskin (2007), çarpışma kuşakları içinde manto sorgucu olmadan da sıcak nokta olabileceğini ileri sürdüğü çalışmasında, dalan okyanusal levhanın kırılması ve delaminasyon gibi sığ levha tektoniği proseslerinin sorguçların neden olduğu değişimleri gerçekleştirmede yeterli olabileceğine dikkat çekmektedir. Doğu Anadolu'yu bu gibi yerlere örnek gösterdiği çalışmasında bölgenin jeolojisini açıklamış, bölgenin litosferik yapısı hakkında yeni jeofiziksel bulguları özetlemiş, çarpışma ile ilişkili günümüze kadar geliştirilmiş modelleri tek tek irdeleyerek her bir modeldeki çelişkileri tartışmıştır. Doğu Anadolu çarpışma zonundaki volkanizmanın güneye doğru göç ederken kimyasının kuzeyden güneye kalkalkaliden alkaliye değişmesinin, büyük yığışım prizması altında dalan slabın dikleşmesi ve kırılması ile ilişkili olabileceğini vurgulamıştır. Slab dikleşmesinin derinde astenosferin güneye doğru akmasına neden olduğunu belirtmiş, bunun da volkanitlerin jeokimyasal karakterine yansımış olduğunu belirtmiştir. Litosferin manto kökü incelmiş olsa da halen var olduğu kuzeydoğu alanlar için litosferik delaminasyonun halen geçerli bir model olabileceğini belirtmiştir.

Lebedev ve diğ. (2007), çalışma alanının doğu-kuzeydoğusunda yer alan, Güney Gürcistanda'ki Dzhavakheti volkanik platosundaki üç lav akışını incelemiş, bu lavlar üzerinde yeni yaş ve izotopik veriler elde etmişlerdir. Daha önce Pleistosen yaşlı olduğu kabul edilen Kura akıntısının yaşının Pliyosen olduğu, Khrami akıntısının 3.25-3.10 milyon yaşında faaliyette olduğu, Kura ve Mashavera akıntılarının ise 2.20 ve 2.05 milyon yıllarında oluştuğu ortaya konmuştur. Yazarlar bunun Dzhavakheti volkanik platosunun 2 volkanik evrede oluştuğunu işaret ettiğini ifade etmişlerdir. Kayaçların petrokimyasal ve izotopik özelliklerine göre plaka içi subalkali bazik bir ergiyiğin kabuk içerisinde kesintili olarak veya nadiren sürekli kontaminasyon ile fraksiyonel kristallenmeye maruz kaldığı belirtilmiştir. Khrami akıntısının volkanitleri daha az radyojenik Sr ve yüksek oranlara sahip, daha genç olan Mashavera ve Kura akıntlarının volkanitlerinin ise daha kabuksal oranlarda izotopik işaretlere sahiplerdir. Dzhavakheti subalkalin bazaltlarının $^{87}Sr$ / $^{86}Sr$ oranları, aynı bölgedeki Kuvaterner ve Orta Pliosen dasit lavlarının ilksel Sr izotop oranlarına yakındır. Petrokimyasal ve jeolojik verilerle birlikte ele alındığında, Güney Gürcistan'daki tüm genç kayaların benzer tektonik ve jeodinamik ortamlarda üretildiğini belirtmektedirler.

Şengör ve diğ. (2008), Geç Miyosen'de Arabistan – Avrasya çarpışmasından sonra Doğu Anadolu yüksek platosunda çarpışma sonrası magmatizmanın geliştiğini belirtmişlerdir. Platonun Rodop-Pontid magmatik yayının güneyinde oluşan, Geç Kratese – Oligosen yaşlı

yığışım karmaşığı ile örtülü olduğunu, çarpışmadan bu yana yitim karmaşığının sıkışarak kısaldığını ama bunun yanında platonun domlaştığını ve bölgede yaklaşık 15.000 $km^3$'lük volkanik kayaç hacmi olduğunu söylemişlerdir. Araştırmacılar aynı zamanda volkanik kayaçların platonun kuzeyinde kalkalkali, ortasında geçişli ve güneyinde alkali karakterler sunduğunu, Doğu Anadolu'nun altındaki kabuğun yaklaşık 38-45 km kalınlığında olup başlıca Doğu Anadolu Yığışım Prizması ile temsil edilen çökel kayaçlara ait tektonik dilimler de içeren ofiyolitik melanjlardan oluştuğunu ve volkanizmanın zenginleşmiş manto kaynağından türediğini belirtmişlerdir.

Göğüş ve Pysklywec (2008), sayısal jeodinamik modellemeler ile Doğu Anadolu tektonizması ve magmatizması arasındaki ilişkiyi test etmiş, litosferik mantonun delaminasyonu ile litosferik incelme, platonun yükselmesi, ısınma ve eşzamanlı uzamanın ilişkisini ortaya koymuşlardır.

Kheirkhah ve diğ. (2009), Türkiye'deki Ağrı ve Tendürek gibi volkanik merkezlerden ve kuzeydoğu İran'daki çarpışmasıyla eş yaşlı lav akışlarından yaklaşık 400 km uzunlukta K-G traversler boyunca örnekleme yapmış, bu örneklerin Nd-Sm, Sr-Rb izotop analizleri ve jeokimyasal analizleri ile bölgedeki volkanizmanın evrimi konusunda yorumlamaya gitmişlerdir. Ağrı örneklerinin düşük Nb, LILE konsantrasyonuna ve $^{143}Nd/^{144}Nd$~0.51290 oranına, buna karşın diğer volkanik mekezlerin yüksek Nb, LILE konsantrasyonuna ve $^{143}Nd/^{144}Nd$~0.51290 oranına sahip olduklarını belirtmişler ve kuzeyden güneye LILE ve Nb konsantrasyonunun arttığını söylemişlerdir. Araştırmacılar ergimelerin Mesozoyik-Erken Senozoyik de Neo-Tetis yitimi ile etkilenmiş, kıtasal litosfer kaynaklı olan spinel lerzolit alanında yer aldığını belirtmişlerdir.

Lebedev ve diğ. (2010), Van Gölü'nün kuzeyinde yapılan jeokronolojik çalışmalarla, 45 adet yeni yaş bulgusunu K-Ar yaşlandırma yöntemiyle elde etmişlerdir. Magmatizmanın başlangıcı ve gelişimi ile ilgili elde edilen sonuçlara göre: magmatizma bölgede daha öneki çalışmalarda varsayılanlardan daha önce başlamış ve 15 ile 13.5 milyon yıla kadar ilk evrede devam etmiştir. İkinci evre Geç Miyosen'de 10-9 milyon yıl arasında hüküm sürmüştür. Magmatizmanın üçüncü evresinin ise 5.8 ile 3.7 milyon yıl ve son evresinin ise Kuvaterner'de 1 milyon yıl ile 400.000 yıl arasında etkin olduğunu belirtmişlerdir.

Çolakoğlu ve Arehart (2010), Sarıçimen (Çaldıran-Van) kuvars monzodiyoritin petrojenezi başlıklı çalışmalarında, monzonit plütonunun yaklaşık 11.9 ile 12.9 My arasında ki yaşlara

sahip olduklarını ve bu sokulum kayaçlarının yüksek K'lu, kalkalkalin ve metalümine karakterli olduklarını söylemişlerdir. Araştırmacılar İran sınırındaki diğer yaş verilerine de dayanarak bölgedeki magmatizmanın Orta Miyosen'de başladığını ve volkanizmanın kuzeyden güneye doğru kalk-alkaliden alkaliye değişmeyeceğini belirtmişlerdir.

Neill ve diğ. (2013), çalışma alanının doğusunda yer alan KB Ermenistan'ın Şirak bölgesinde bulunan mafik ve evrimleşmiş lavların Arabistan-Avrasya çarpışması ile genişleme tektoniği sonucu eski bir kıta kenarı yay çizgisine yerleştiğini, mafikten dasitik kompozisyona kadar evrimleşmiş magmaların amfibol, piroksen ve plajiyoklaz baskın fraksiyonel kristallenmeye uğradığı, evrimleşmiş örneklerin kuvars ksenokristallerine sahip olmasına rağmen hiçbirinin büyük ölçekli kabuk asimilasyonu için belirgin bir izotopik kanıt içermediği, magma karışımı süreçlerinin dominant petrojenetik süreç olduğu, asimilasyonun gerçekleşmesi halinde Shirak ergiyiklerindeki izotopik kompozisyona benzer lokal yay ile ilişkili kabukların bulunması gerektiği, en az evrimleşmiş olan magmaların muhtemelen erken Tetis yitim süreçleri ile ilişkili kalıtsal bir yitim bileşeni içerdiği, sığ, spinel peridotitik litosferik manto kaynağından orta derecede (3-4 %) ergimenin gerçekleştiği ve kaynağın veya kısmi ergime işlemlerinin özünde bulunan yüksek Zr konsantrasyonları ve yüksek Zr/Hf oranları içerdiğini, Ermenistan'ın altında bulunan kalın litosferik mantonun bölgenin jeodinamik modellemeleri için gerekli olduğunu, bölgesel ölçekli alt manto ergimesi modeline karşılık bu alanın hesaba katılmasını ifade etmişlerdir.

Allen ve diğ. (2013), İran'ın Mahabad bölgesinde Kuvaterner yaşlı volkanitleri incelemiş, bunların tipik düşük dereceli kısmi ergimenin gerçekleştiği granat amfibol peridotit alanından türediğini belirtmektedirler. Magmatizmayı gerçekleştiren kesin mekanizma makaslama zonlarındaki amfibol dönüşme alanındaki zayıflıklarda gerçekleştiğini, ancak çarpışma zonunda ki litosferik mantonun soyulup, ayrılması ya da dalan okyanusal levhanın kopuşunu imkansız kılmamaktadır.

Özdemir ve diğ. (2011, 2014), Süphan volkanının lavları üzerinde yapmış oldukları mineral kimyasal çalışmaları ile Süphan volkanı altındaki magma gelişimi için, magmanın alt kabukta yerleşip ayrımlaşma ile üst kabuğa doğru yükseldiğini ve yaklaşık 3-8 km arasındaki bir derinlikte evrimini tamamladığını belirtmişlerdir. Araştırmacılar elde ettikleri veriler ışığında

Süphan volkanı altında magma odasında magma karışımı süreçlerinin de etkili olduğunu belirtmişlerdir.

Kaislaniemi ve diğ. (2014), dalma batma sonrası evredeki artan su içeriğinin litosfer-astenosfer sınırındaki dinamiğine etkisini inceledikleri çalışmada, sayısal manto konveksiyon modellemeleri ile manto vizkositesinde meydana gelen azalmanın ve peridotit solidusunun, litosfer-astenosfer sınırında küçük ölçekli bir konveksiyon oluşturduğunu ve magmatizmanın zamana ve mekana göre değişken, dağılmış ve hacimsel olarak Türk-İran Platosundaki gibi özellik gösterdiğini belirtmişlerdir. Küçük ölçekli konveksiyon hücreleriin kaotik yapıda olduklarını ve belirgin bir tektonik sebeb olmaksızın ilk kıtasal çarpışmadan onyıllarca sonra dahi izole edilmiş volkanik merkezleri yaratabileceklerini ifade etmişlerdir. Ayrıca, Akdeniz çevresi ve Tibet platosu altındaki yitim sırasında ve sonrasında üst mantoya su girişinin bu alanlarda gözlenen magmatizmayı açıklayabileceği görüşüne varan çalışmacılar, Türk-İran Platosunda görülen küçük ölçekli konveksiyon ve magmatizmaya neden olması için dalma-batma sonrasında su girdisinin (200-600 ppm) olması gerektiğini önermektedirler.

Neill ve diğ. (2015), Bitlis-Zagros sütur zonu altında kopan Neo-Tetisin güney kolunun tek başına Ermanistan, KB İran ve Doğu Anadolu da etkili olamayacağını aynı zamanda, Pontid yayının altında Neo-Tetisin kuzey kolunun Geç Miyosen'de kopuşunun astenosferik mantonun yükseliminin daha geniş bir alanda etkili olmasını sağladığını belirtmişlerdir. Bölgesel çapta delaminasyonun az miktarda kısmi ergime derecesi, astenosferik bileşenlerinin eksikliği, magmatizmadaki sınırlı kabuksal etki nedeniyle göz ardı edilebileceğinden bahsetmişlerdir. Küçük ölçekli alt litosferik manto konveksiyonun dalan okyanusal kabuğun kırılmasını tamamlayan, litosferik mantonun lokalize kopuşuna neden olabileceği ve dalan okyanusal levhadan sonra belirgin bir zaman aralığında erimeye yardımcı olabileceğini ifade etmişlerdir. Ermenistan'daki gibi çarpışma tipi magmalarının uyumsuz elementlerce zenginleştirilmiş kıtasal kabuğa mantodan türemiş magmaların ilavelerini temsil ettiğini belirtmişlerdir. Ancak, Th/La oranlarının 0.2 den küçük olduğunu ve bu değerin kıta kabuğu (0.25-0.3) için hesaplananlardan çok daha düşük olduğunu işaret etmişlerdir.

Oyan ve diğ. (2016), Erken Pliyosen yaşlı Etrüsk stratovolkanın evriminin inceledikleri çalışmada, 4.30 ile 3.60 milyon yıla arasındaki magmatik etkinliğin magma odasındaki birden fazla kere bazik uç üye niteliğindeki ergiyikle tazelendiğini, aynı zamanda asimilasyonla

beraber fraksiyonel kristallenmenin etkin olduğunu, tazelenme döneminde de asimilasyon prosesinin etkin olduğu işaret etmişlerdir. Ergiyiklerin manto kaynak doğasının ise spinel-granat geçişine yakın olan bir alanda olduğunu, yiten kabuktan gelen sedimentlerce zenginleşmiş bir kaynak olduğunu ortaya koymuşlardır.

Lebedev ve diğ. (2016a), iki serilik çalışmanın ilk aşamasında Tendürek volkanının petrografisi ve stratigrafisine odaklanmışlardır. Çalışmacıların K-Ar yaş analizlerinden elde ettikleri verilere göre, Tendürek volkanının Geç Pleyistosenden günümüze kadar aktif olduğunu, son 250 bin yılda 5 evrede faaliyet gösterdiğini işaret etmişlerdir. I) 250.000-200.000 yıl arası; II) 200 ile 150 bin yılları arası; III) 150 ile 100bin yılları arası; IV) 100-70 bin; V) < 50 bin yıllarıdır. İlk iki aşamada alkali bazaltların çatlak püskürmeleri ve takiben çok geniş lav platolarının oluştuğu belirtmiş, sonraki aşamalarda ise hafif alkalin yada alkalin serinin ortaç ve hafif asitik volkanik kayaçların hakim olduğudur. Petrografik olarak da Tendürek volkanın kayaçlarını alkalin bileşimlerine göre ve Na türlerine göre havait, müjearit ve benmoreitlere ayırmışlardır.

Lebedev ve diğ. (2016b), serinin ikinci çalışmasında petrolojik modellemelerin sonuçlarını, magmaların petrojenezinde ki AFC süreçlerinin rolünü ve Tendürek volkanının lavlarının türediği manto kaynak alanının doğasının niteliğini tartışmışlardır. Tendürek volkanının ürünleri çoğunlukla ortaç ve daha az olarak ise asidik kayaçtır. Çalışmada petrojenetik evrimde AFC sürecinin önemli rol oynadığı gösterilmektedir. Geç Kuvaterner'de Doğu Anadolu altındaki manto bölgesinin OIB tipi bir manto kaynağınca temsi edildiğini ve daha önce slabın dikleşmesi ve ergimesi sonucu Miyosen'de bir miktar metasomatik değişime uğradığını belirten yazarlara göre ergimenin gerçekleştiği derinlik, jeofizik verileri de dayanak alarak bölge altındaki astenosferin üst kısmına (80 km) denk gelmektedir.

Topuz ve diğ. (2017), bölgedeki kıtasal blokları ele almıştır. Neojen öncesi temel kayalar üç gruba ayırmışlardır. Yüzeyde amfibolitten granülit fasiyesine kadar metamorfik kayalar yer almakta olup, bunlar mermer, amfibolit, metapelit, metagranit ve metakuvarsitten oluşurlar. Çalışmacılara göre metamorfik kayaçlar içinde eski bir yüksek basınç metamorfizması belirtisinin bulunmaması, ofiyolitik kayaçların allokton doğası, Geç Ordovisiyen-Erken Silüryen yaşlı bir metagranitin varlığı gibi kanıt ve metakuvarsitlerdeki detrital zirkonların

Neoproterozoyik-Erken Paleozoyik yaş baskınlığı, Neojen birimlerin altında kıtasal temelin varlığına işaret ettiğini belirtmişlerdir.

Oyan ve diğ. (2017), Van Gölü'nün KB'sında bulunan Kuvaterner mafik volkanik kayalarda yaptıkları çalışmalarda; kayaların 1 My – 0,4 My yaş aralığında olduklarını, asimilasyonun bazaltik kayalarda önemsiz miktarlarda ancak daha evrimleşmiş lavlarda daha fazla miktarlarda olduklarını (% 2 - 4), EC-AFC modellemelerine göre asimilant olarak üst kabuğun olduğunu ve asimilantın yaklaşık 300 °C sıcaklıkta olduğu ve evrimleşmiş lavlar için magma odasının derinliğinin 6 ile 8 km arasında yer aldığını, izotopik çalışmalarda bazik kayaların türediği manto kaynak alanının yitim bileşeni bulundurduğu ve kuzeye dalan Neo-Tetisin kuzey kolundan miras kaldığını, primitif mantonun yiten sediment ergiyiklerince modifiye edildiği, yapılan petrolojik modellemelerde kaynakta kalık fazda granat ve amfibol yer aldığını ve kısmi ergime derecesinin % 3 olduğunu, en az evrimleşmiş lavlardan sorumlu manto ergiyiklerinin % 93'ünün metasomatize mantodan, % 7'sinin sediment ergiyiklerinden ve % 0,01'nin ise kalık rutilden oluştuğunu belirtmişler ve ergimenin astenosfer-litosfer sınırı arasında (60-75 km civarında 2-3 Gpa basınçta) olduğunu ortaya koymuşlardır.

Mahatsente ve diğ. (2018), Doğu Anadolu'nun batısından doğusuna kadar dört hat boyunca (38°D-41°D-42°D-44°D) kuzey-güney gravite ölçümleri gerçekleştirmişlerdir. Yapılan ölçümlerde Arap ve Anadolu kıtalarında değişken olarak belirgin litosfer incelmesi olduğunu, litosferik mantonun Anadolu levhası altında daha ince olduğu litosferin kalınlığının ~ 62-74 km, Arap levhasında ise ~ 84-95 km kalınlıkta olduğu belirtmişlerdir. Litosferik kopma prosesinin muhtemelen Miyosen'deki Arap dalan okayanusal levhasının sıyrılmasından sonra meydana gelmiş olduğunu, Doğu Anadolu'daki geniş çaplı Holosen volkanizmasının ve yüksek ısı akısının nedeninin litosferik delaminasyon ve slabın kopması ile ilişkilendirilebileceğini belirtmişlerdir. Astenosferin yükselmesi ve kıta altına yerleşmesi litosferik mantonun soyulup-ayrılması ve dalan okyanusal levhanın kopması tarafından tetiklenmiştir. Bu iki proses Anadolu platosunun hızlı yükselmesi içinde hesap edilebilir. Yapılan gravite modellerine göre, Anadolu platosunun doğu parçası üst manto içerisindeki astenosfer akısı tarafından desteklenmektedir.

Rabayrol ve diğ (2019), Doğu Anadolu ve İç Anadolu'da ki Senozoyik magmatzimasının nedenlerini incelemişlerdir. Magmatizma Doğu Anadolu'nun altındaki kuzey dalımlı dikleşen okyanus levhasının kırılmasına ve sıcak astenosferik mantonun yükelmesine yanıt olarak 23

My önce başladığını belirtmişlerdir. İlk kopma ile ilişkili magmatizmanın başlangıcı, daha önce önerilenden yaklaşık 12 My daha eskidir. Magmatizma Doğu Anadolu'dan (23-15 My) Batı Anadolu'ya (12 Ma) batıya doğru göç etmiş ve okyanusal levhanın kırılması ve buna bağlı astenosferin batıya doğru ilerlemesi için bir neden olmuştur. Daha önce metasomatize olmuş Anadolu kıta altı litosferik mantosunun ve astenosferin sığda ergimesinden, Arap okyanusal levhasının altındaki astenosferik mantosunun, çarpışma nedeniyle oluşan dekompresyon ile oluşan magmatizmadır. Doğu Anadolu'da, dalan okyanusal levhanın kırılması neticesinde oluşan magmatizmayı kalın Anadolu litoferik mantosunun dengesizleşmesine ve konvektif olarak kopmasına yanıt olarak oluşan ikinci bir magmatizma aşaması izlemiştir (13 My - güncel). Bu yeni magmatik model, zaman ve mekanda sürekli evrimleşen ilksel bazaltların kaydettiği gibi, yitim sonrası magmatizmanın jeokimyasal belirtisini vurgular. Yazarlar magmatik kaynakların ve manto eriyiği kaynağı alanlarının, dalan okyanusal levhanın ayrımlanması ve manto akışı ile kontrol edildiğini belirtmişlerdir.

## 2.4. BÖLGESEL JEOLOJİ

Kuzeydoğu Anadolu'da Erzurum ile Kars arasında kalan ve ve Erzurum-Kars Volkanik Platosu olarak isimlendirilen yüksek alan, Anadolu ve Arap kıtaları arasında Neotetis Okyanusunun güney kolunun kapanmasını izleyen evrede kıtasal çarpışma ve kabuksal kalınlaşma sonucu bugünkü özgün morfolojisini kazanmıştır. Söz konusu platonun büyük kısmı, çarpışma ile kökensel ilişkili bir volkanizmanın ürünü olan lavlar ve piroklastik birimlerle örtülmüştür (Keskin, 1998). Çalışma alanının da içinde bulunduğu bölge çok sayıda kıtasal blok ve okyanusal kenet kuşakları (sütur zonları) tarafından çevrelenmiş bulunmaktadır. Şekil 2.2 A, B, C'de Doğu Anadolu'daki kıtasal birlikler ve sütur zonları gösterilmektedir. Bölge 5 kıtasal parçanın bir araya gelmesi ile oluşmuştur (Şengör, 2003).

(I) Rodop-Pontid Fragmanı temelinde metamorfik masif olarak Pulur Kompleksi bulunmaktadır (Topuz ve diğ., 2004). Pulur Kompleksi granülit fasyesinde kayaçlardan oluşmakta olup kuvars açısından zengin mesokratik gnayslardan silika ve alkalice eksik olan, Fe, Mg ve Al'ca zengin melanokratik kayaçlara doğru değişim göstermektedir (Topuz ve diğ., 2004). Metamorfik temel üzerine kuzeydeki Avrasya kıtası altına doğru dalımlı yitim tarafından oluşturulan (Yılmaz ve diğ., 1997), Albiyen-Oligosen yaş aralığında farklı evrelerde püskürmüş

yay mağmatizması ve ilişkili oldukça kalın bir istif gelmektedir. Ayrıca güney kenarında ofiyolitik melanj üzerlemeleri mevcuttur (Şengör, 2003).

(II) Kuzeybatı Iran Fragmanı, çarpışmayla ilgili volkanitler tarafından örtüldüğü için temeli Doğu Anadolu'da yüzeylenmez. Buna karşılık Ermenistan'da Tsakhuniats temeli ve Hankavan-Takarly ve Agveran Masifi olarak ortaya çıkmaktadır (Karapetian ve diğ., 2001) (Şekil 2.1.A, C). Bu metamorfik birlikler heterojen kaya istiflerinden oluşmaktadır ve ,tronjemitik, fillitik, albit-plajiyogranitik, plajiyogranit ve migmatik litolojileri içermektedir (Karapetian ve diğ., 2001). Şekil 2.1 A, B'de görüldüğü üzere Doğu Anadolu sınırları için ise Keskin ve diğ. (2006)'ne göre Erzurum-Kars Platosu üzerinde alınan örneklerde Pb izotop sonuçları değişkenlik göstermiştir. Platonun doğu kısmı olan Horasan, Aladağ ve Kağızman alanlarından alınan örneklerin batı kısmı olan Dumlu ve Kargapazarı alanlarından alınan örneklere göre daha radyojenik olduğu, Pasinler alanın ise geçişli bir özellik gösterdiği belirtilmiştir. Bu değişimlere bakılarak batı kısımdaki volkanitlerin altında olan temel kayaların Rodop-Pontid Fragmanına, doğuda yüzeyleyen volkanitlerin altındaki temel kayaların ise Kuzeybatı İran Fargmanına ait kayalar olduğu vurgulanmıştır. Muhtemel kaya birimleri göz önüne alınarak Şengör ve diğ. (2003) Doğu Anadolu'daki farklı temellere ait olabilecek sınırları çizmişlerdir (Şekil 2.2 A, C).

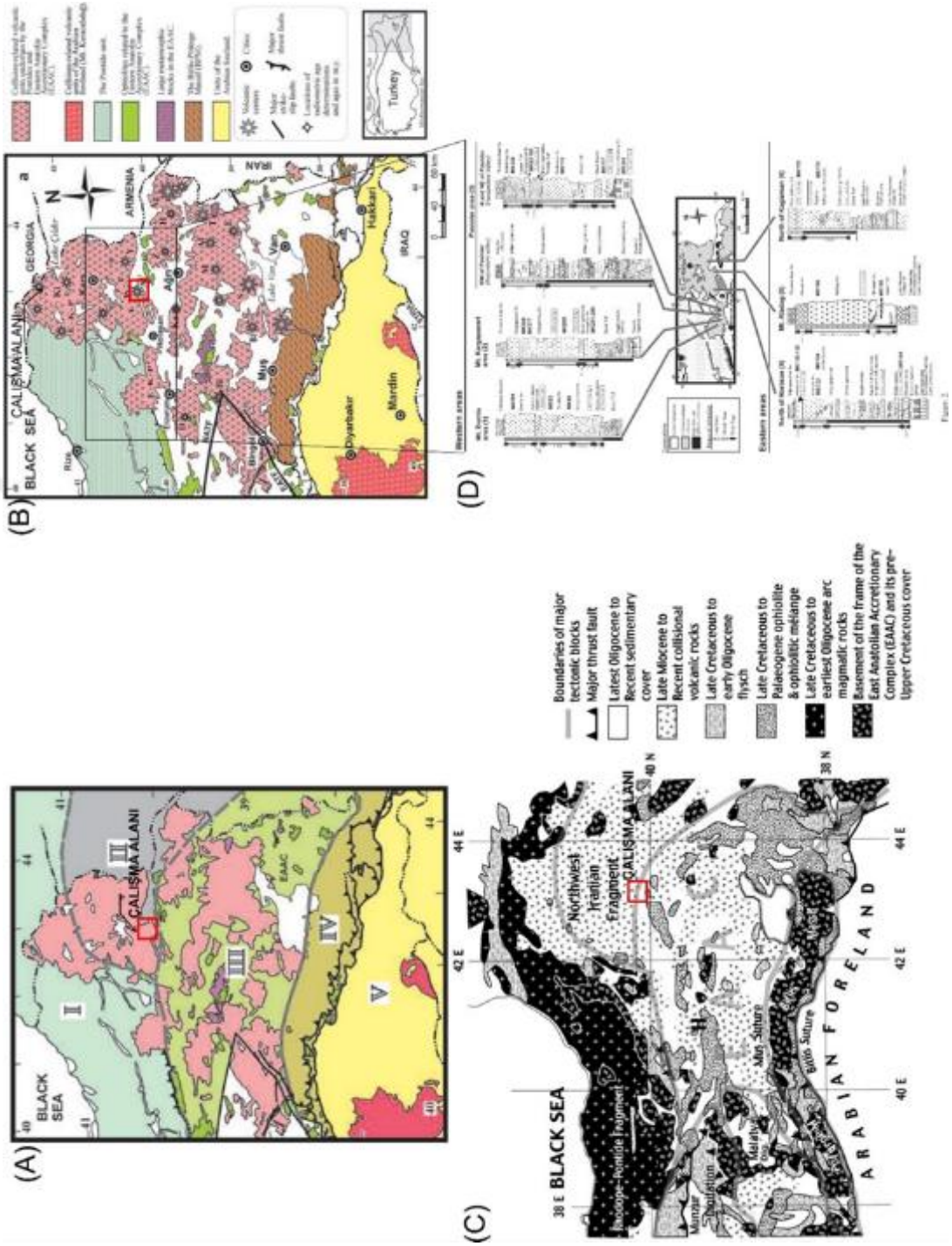
(III) Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı (East Anatolia Accretionary Complex; EAAC). 150 x 180 km boyutlarında, kuzeybatı güneydoğu uzanımlı bir yüzlek alanına sahip olup, Doğu Anadolu bölgesinin ortasında yer almaktadır. Geniş bir yığışım prizmasının kalıntısından oluşmaktadır. Söz konusu yığışım karmaşığı, Geç Kretase -Eosen yaşlı kuzeye dalımlı bir yitim kuşağına bağlı olarak oluşmuştur. Birim kuzeyde Rodop- Pontid Zonu, güneyde ise Bitlis-Pötürge mikrokıtası arasında yer almaktadır (Şengör, 2003). İki ayrı kaya topluluğundan oluşan EAAC içinde Geç-Kretase yaşlı ofiyolitik melanj ve Paleosen-Geç Oligosen yaşlı fliş dizisi kuzeye dalımlı yitim zonu üzerinde kuzeye verjanslı dilimler halinde bulunmaktadır. Fliş dilimleri kuzeyden güneye gençleşirken aynı zamanda çökel birimlerin çökelim ortamı, Kretase'den Oligosen'e doğru sığlaşmaktadır (Şengör ve diğ., 2003).

(IV) Bitlis-Pötürge Masifi kuzeybatı güneydoğu uzanımlı olup, Menderes-Toros blokunun doğusunda bulunmaktadır. Yüksek metamorfizma derecesine sahip sedimenter kayalardan ve derinlik kayalarından oluşmaktadır.

(V) Arap Platformu Atlantik tip kıta kenarı olup duraylı bir platform üzerinde çökelmiş olan, hakim olarak şelfe ait sedimenter kayaçlardan oluşmaktadır.

Yukarıda belirtilen Rodop Pontid Fragmanı, Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı ve Kuzeybatı İran Fragmanı'nı çarpışmayla ilişkili Geç Miyosen – Güncel yaşlı vokanitler örtmektedir. Çalışma alanımız işte bu genç volkanitleri kapsamaktadır. Şekil 2.2 A, C de görüldüğü üzere, çalışma yapılan alanında içinde bulunduğu yer Kuzeybatı İran Bloğu'na karşılık gelmektedir (II. alan). Üzerinde çalışma yapılan birimlerin altında Rodop-Pontid Fragmanı'na ilişkin kıtasal bir temele rastlanmamıştır. Ancak çalışma alanına yakın yerlerdeki gözlemler temel ile ilgili fikir vermektedir. Şekil 2.2 D'de EKP üzerinde yapılan çalışmalarda Keskin (2006) tarafından elde edilen volkano-stratigrafik kesitler sunulmuştur. EKVP'nin batısında Kargapazarı ile Pasinlerin kuzey ve kuzeydoğusundaki alanlarda Miyosen-Pliyosen volkanik birimleri altında Rodop-Pontid Fragmanı'nına ait temeli Eosen yaşlı yay volkanitlerinden Kışlaköy formasyonu örtmektedir (Keskin, 1994; Keskin ve diğ., 1998, 2006). Daha doğuda Horasan'ın kuzeyinde ise EKVP'nin Miyosen- Pliyosen yaşlı volkanik birimleri altında Eosen yaşlı Narman grubu ve onun da altında Geç-Kratese yaşlı Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi uyumsuz olarak yer almaktadır. Aladağ alanında ise temel kayalar Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi ile temsil edilmektedir. Kağızman'ın kuzeyinde temelde Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi üstüne diskordanla Üst Kretase yaşlı Kötek kireçtaşı, kireçtaşları üzerine yine uyumsuzlukla Eosen yaşlı sığ denizel filiş benzeri bir sedimenter birim olan Camuşlu formasyonu gelmektedir. Bu birimler ise Oligo-Milyosen yaşlı kalın jipsli gölsel kırıntılı istif ile diskordan olarak örtülmektedir. Bu birimlerin en üstünde ise EKVP'nun tüfleri ve lavları uyumsuz oturmaktadır (Keskin, 1994, 1998; Keskin ve diğ., 2006).

EKVP'da güneye doğru, Aras nehri ve güneyinde temel birimler Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi ile temsil edilmekte iken, batı ve kuzeyde ise plato volkanitlerinin tabanında Rodop-Pontid kıtasına ait Eosen-Oligosen yaşlı volkanik birimler görülmektedir. EKP'na ait volkanik istif her yerde bu temel birimler üzerine uyumsuz gelmektedir. Çalışma alanın kuzeyinde Posof-Şavşat yolu üzerinde ve daha kuzey alanlarda kalın Eosen-Oligosen volkanik birimleri çok geniş alanlar kaplamaktadır.




**Şekil 2.2:** Doğu Anadolu'daki tektonik birlikler, çarpışmayla ilişkili volkanik ürünler ve volkanik merkezleri gösteren jeolojik haritalar. A. I-Rodop-Pontid Fragmanı; II- Kuzeybatı İran Fragmanı; III-Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi; IV-Bitlis-Pötürge Masifi; V)Arap Platformu (Keskin ve diğ., 2006). B. Miyosen-Güncel yaşlı volkanik ürünlerin dağılımı (Keskin ve diğ., 2006). C. Doğu Anadolu'da ki kıtasal ve okyanusal birliklerin dağılımını gösteren harita (Şengör ve diğ., 2008). D. EKVP üzerinde elde edilen verilerle, platoyu oluşturmuş birimlerin stratigrafik kesitleri ve platodaki dağılımları (Keskin ve diğ, 1998; 2006).

# 3. MALZEME VE YÖNTEM

Aktif kıtasal çarpışma kuşaklarının en tipik örneklerinden biri olan ve çarpışmanın ardından çok etkin ve yaygın volkanik püskürmelere maruz kalan Doğu Anadolu bölgesi, çarpışma zonunun çalışılabileceği doğal bir laboratuvar örneği sunmaktadır. Son 30 yılda yapılan jeolojik, jeokimyasal, izotopik, jeokronolojik ve jeofiziksel çalışmaların sonuçları, Doğu Anadolu'daki bu yaygın volkanizmayı açıklamak konusunda önemli bilgiler üretmişse de, bilmediklerimiz bildiklerimizden daha fazladır (Keskin, 1998). Doğu Anadolu Volkanik Provensi'nin önemli bir bölümünü oluşturan EKVP, çarpışma sonrası volkanizmanın etkin olarak görüldüğü ve çok geniş bir plato oluşturduğu bir volkanik alandır. Önceki birkaç çalışmada EKVP'nun özellikle batı-güneybatı kesimlerinin volkanostratigrafisi, jeokimyası, izotop sistematikleri çalışılmış, petrolojik modellemeleri yapılmış ve böylece volkanizmanın kökenine dair önemli veriler elde edilmişse de (ör. Keskin, 1994; Keskin ve diğ., 1998, 2006), platonun olduğu güney kısımlarını konu alan herhangi bir ayrıntılı çalışma yoktur. Bu tez çalışması ile platonun güneydoğu kenarını kesen derin Aras Nehri vadisi yada diğer adıyla Aras kanyonunun yamaçlarında yüzeylenen volkanik plato istifi ve Aladağ stratovolkanı ayrıntılı olarak çalışılmış ve platonun evrimine dair önemli veriler elde edilmiştir. EKVP'nin güney kenarı ve Aladağ stratovolkanının volkanostratigrafisi ve magmatik evrimini konu alan bu doktora tezini gerçekleştirmek için yapılan çalışmaları üç ana başlık altında toplamak mümkündür. Bunlar aşağıda özetlenmektedir.

## 3.1. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

### 3.1.1. Önceki Çalışmaların Derlenmesi

EKVP ve yakın çevresindeki alanlar konusundaki çalışmalar literatür taraması ile elde edilmiş, makale, kitap bölümü, rapor ve her türlü basılı malzeme doktora tez çalışmasının ilk aşamalarından itibaren derlenmiş ve arşivlenmiştir Önceki çalışmaların derlenmesi, doktora tezinin ilk aşamalarını oluşturmuş ve yapılacak olan doktora tezine ışık tutacağından dolayı detaylı olarak incelenmiştir.

### 3.1.2. Arazi Çalışmaları

2015 yaz döneminde 15 gün süren saha çalışması ile bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası üretilmeye başlanmıştır (Ek-1), ancak bölgedeki terör olayları sebebiyle saha çalışması erken sonlandırılmak zorunda kalınmıştır. 2016 yaz sezonunda ise sahada 30 gün süre ile çalışılmıştır. Jeolojik haritalama çalışmaları sırasında 668 $km^2$ tez alanı kaya stratigrafi birimleri dokanak izlenerek haritalanmıştır. Çalışmada odaklanılan temel hususlardan birisi de Aladağ stratovolkanının lav ve piroklastik birimlerinin, saha gözlemleri ile stratigrafilerine göre birbirlerinden ayrılması, örneklenmesi ve volkanostratigrafisinin ortaya konmasıdır. Diğer önemli nokta ise, EKVP'nun Aras nehri boyunca yüzlek veren volkanik birimlerinin detaylı çalışılarak plato istifinin ortaya çıkarılmasıdır. Jeoloji çalışmalarında zamana bağlı değişimlerin ortaya konması oldukça büyük önem arz etmektedir. Karasal ortamlarda oluşan volkanik birimlerde, sedimenter birimlerden farklı olarak bazen daha genç lavlar, daha yaşlılara nazaran morfolojik açıdan daha alt kesimlerde bulunabilmektedir. Zira volkanizma kısa sürede büyük bir volkan konisini ortaya çıkarabilir; diğer taraftan akarsu aşındırması ile derin vadiler açılabilir. Püsküren daha genç lavlar ise daha çukur yerleri izleyerek akabilir. Lav istiflerinin sedimenter istiflerden bu farkı nedeniyle volkanik birimler arasındaki ilişkiler büyük bir dikkat ile ele alınarak incelenmiştir ve çözümlenmeye çalışılmıştır. Volkanik birimlerdeki lav akış yönleri ve sedimenter birimdeki doğrultu eğimler Brunton tipi pusula ile ölçülmüştür, lav ve piroklastik birimlerin konumları, faylar ve kıvrımlar tespit edilerek haritaya işlenmiştir. Arazi çalışmasında stratigrafinin kurgulanabilmesi için mümkün olduğunca skeç ve enine kesitler alınarak arazi defterine not edilmiştir. Arazi çalışmaları sırasında belirlenen farklı lav ürünlerinden petrografik ve jeokimyasal analizler için 267 adet toplanmıştır.

### 3.1.3. Laboratuar Çalışmaları

#### *3.1.3.1. Petrografik İnce Kesit Çalışmaları*

Saha çalışmalarından derlenen 267 örneğin 176 tanesi İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde bulunan hem petrografik hem de jeokimyasal çalışmalar için kesilmiştir. Petrografik analizler için 176 örneğin tamamı Pamukkale Üniversitesi ince kesit laboratuvarında 30 mikron kalınlıkta olacak boyutlarda ince kesitler haline getirilmiştir. Bu ince kesitler petrografik tanımlamalar için İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı'na ait James

Swift marka polarizan mikroskopta incelenmiştir. Daha önce hazırlanmış olan ince kesitler polarizan mikroskoplarda incelenirken şunlara özellikle dikkat edilmiştir: lav örneklerinin hangi mineraller ve ne tür dokular içerdikleri belirlenmiş, adlandırma ve sınıflandırmaları yapılarak, magmatik prosesler konusunda ipucu sağlayan dokular üzerinde özellikle durulmuştur. Böylelikle her bir volkanik aktiviteye ait mineral toplulukları ve kayaç grupları belirlenmiştir. Daha sonra, petrografik çalışmalar ile belirlenen farklı magma serilerinden, bu birimlerin her birini temsil eden mümkün olduğunca taze örnekler seçilerek, bu örneklerin ana, iz ve nadir toprak element (REE) analizleri yaptırılmıştır.

#### *3.1.3.2. Jeokimyasal Analiz Çalışmaları*

Jeokimyasal analizler için örnek seçiminde, çalışma alanındaki farklı lav düzeylerini karakterize eden temsilci örneklerin belirlenmesine özen gösterilmiştir. Volkanostratigrafik olarak karakteristik olan bu örnekler, önce yukarıda tanımlandığı gibi petrografik olarak lav serilerine ayrılmış ve analiz için en uygun taze örnekler belirlenmiştir. 76 adet örnek ana element oksiti, iz ve REE jeokimyasal analizleri ve 11 örnek ise $\delta^{18}O$ izotop analizi için seçilmiştir. Örnekler elmas kesme diski kullanılarak dış kısmındaki altere kesimler ve ikincil oluşumlar kesilerek temizlenmiştir. Daha sonra çeneli kırıcı kullanılarak kırılan numuneler, agat havan yardımıyla pudra boyutuna kadar öğütülmüş ve jeokimyasal analizler için hazırlanmıştır. Bu örnek hazırlama aşamasında her bir numune kırılıp toz boyutuna getirildikten sonra makineler titizlikle temizlenmiş ve sonra diğer numune kırılıp toz haline getirilmiştir. Böylelikle bir numunenin diğer numune ile kirlenmesinin önüne geçilmiştir. Numuneler öğütüldükten sonra numune saklama kaplarına konup analize gönderilmiştir. Jeokimyasal analizler Kanada ACME laboratuarında yapılmıştır. Tüm kayaç kimyasal analizleri ICP ile yapılmıştır. Esas element analizleri ile C ve S analizleri ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) yöntemi kullanılarak, iz ve nadir toprak elementlerinin analizleri ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) yöntemi kullanılarak yapılmıştır. Oksijen izotop analizleri, Yeni Zellanda Lower Hutt'da bulunan GNS Ulusal İzotop Merkezi'nde (National Isotope Centre), gerçekleştirilmiştir. Oksijen, toz örneklerden BrF5 ve CO2 lazeri kullanılarak (SHARP, 1990) ayrılmıştır. Oksijen analiz sonuçları VSMOW'a oranla δ18O notasyonu ile gösterilmiştir. Örnekler, $\delta^{18}O$ değeri +9.6 ‰ (per mil) olan uluslararası NBS-28 Kuvars standardına normalize edilmiştir. Örneklerle birlikte analiz edilen NBS-28 standardının sonuçları olması gereken değerden 0.15 ‰'den daha az farklılık göstermiştir.

Örnekler vakum ayırma hattına alınmadan önce, bir gece boyunca 150°C'lik etüvde bırakılmıştır. Daha sonra yaklaşık 6 saat süreyle bekletilmiştir. Boş BrF5 analizlerine, elde edilen O değeri 0.2 μ-mol'den az olana kadar devam edilmiştir. Oksijen izotop analizleri, Geo20-20 kitle spektrometresinde gerçekleştirilmiştir.

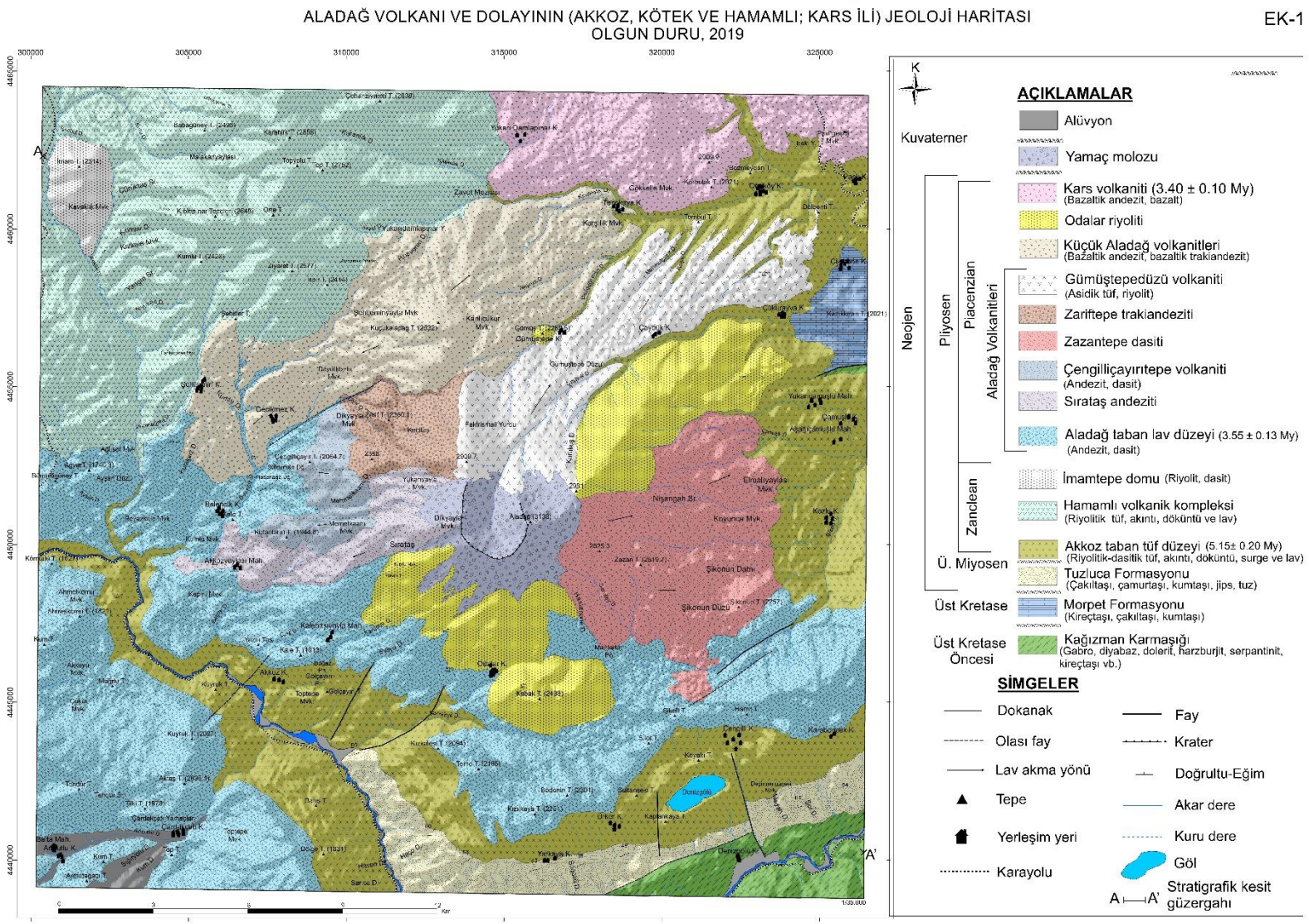
# 4. BULGULAR

## 4.1. STRATİGRAFİ

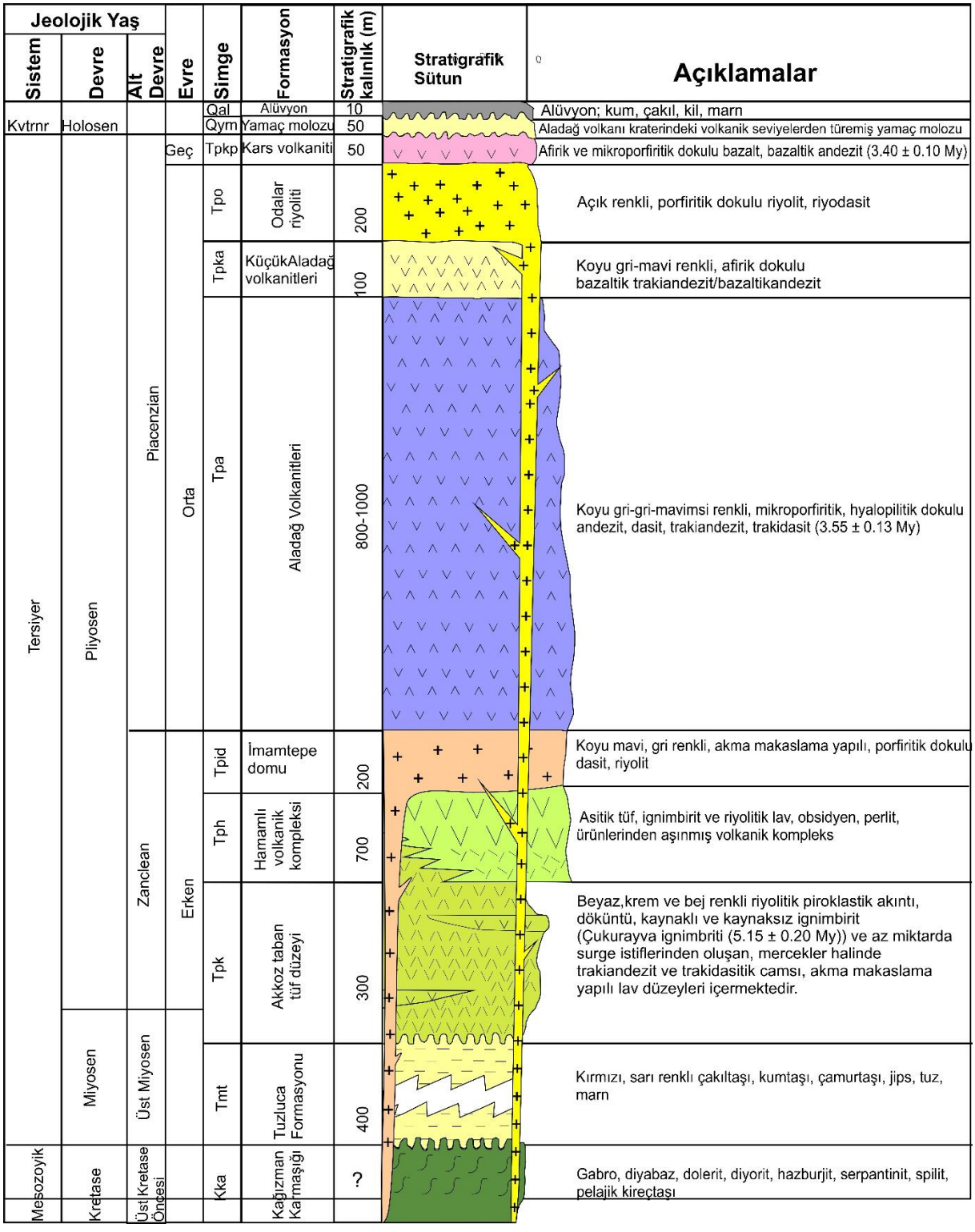
Erzurum-Kars Volkanik Platosu'nun Aras nehri vadisi ile sınırlanmış olan güney kenarı ve Aladağ stratovolkanını kapsayan saha çalışmaları ile petrografik ve jeokimyasal analizler sonucunda volkanizmanın üç evrede gerçekleştiği ortaya konmuştur: 1. Erken Evre (Akkoz taban tüf düzeyi, Hamamlı volkanik kompleksi ve İmamtepe domu), 2. Orta Evre (Aladağ volkanitleri, Küçük Aladağ volkanitleri ve Odalar riyoliti), 3. Geç Evre (Kars volkaniti) ortaya konmuştur. İnceleme alanı içerisinde yer alan ve bölgedeki görünür temeli oluşturan Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığına ait birimler stratigrafik açıdan volkanizmadan önceki temeli temsil etmektedir.

Platoyu oluşturan Erken evre volkanitlerinin kalınlığı yer yer 1200 metreye çıkmakta olup bunlar genellikle Aras nehri vadisi, Keklik dere vadisi, Kağızman-Paslı yolu üzerinde Çilehane-Camuşlu mevkiilerinde gözlenmektedir (Şekil 4.1). Erken evre volkanizmasında tabanda Akkoz taban tüf düzeyi yer almaktadır. Akkoz taban tüf düzeyi, beyaz, krem ve bej renkli kimyasal olarak riyolitik kompozisyonda piroklastik akıntı, döküntü, kaynaklı ve kaynaksız ignimbirit (Çukurayva ignimbiriti) ve az miktarda türbülans (surge) istiflerinden oluşan, mercekler halinde trakiandezit ve trakidasitik lav düzeyleri içermektedir. Akkoz taban tüf düzeyi, çalışma alanının kuzey batısında aşınmış eski bir stratovolkan görüntüsündeki Hamamlı volkanik kompleksi ile yanal geçişlidir. Tamamıyla asitik ürünlerden oluşan sistem, obsidyen, perlit, tüf, ignimbirit ve riyolitik lav ile temsil edilmektedir. Hamamlı volkanı kuzeybatısında İmamtepe domu tarafından kesilmektedir. Bu dom dasitik ve riyolitik felsik lavlardan oluşmuştur.

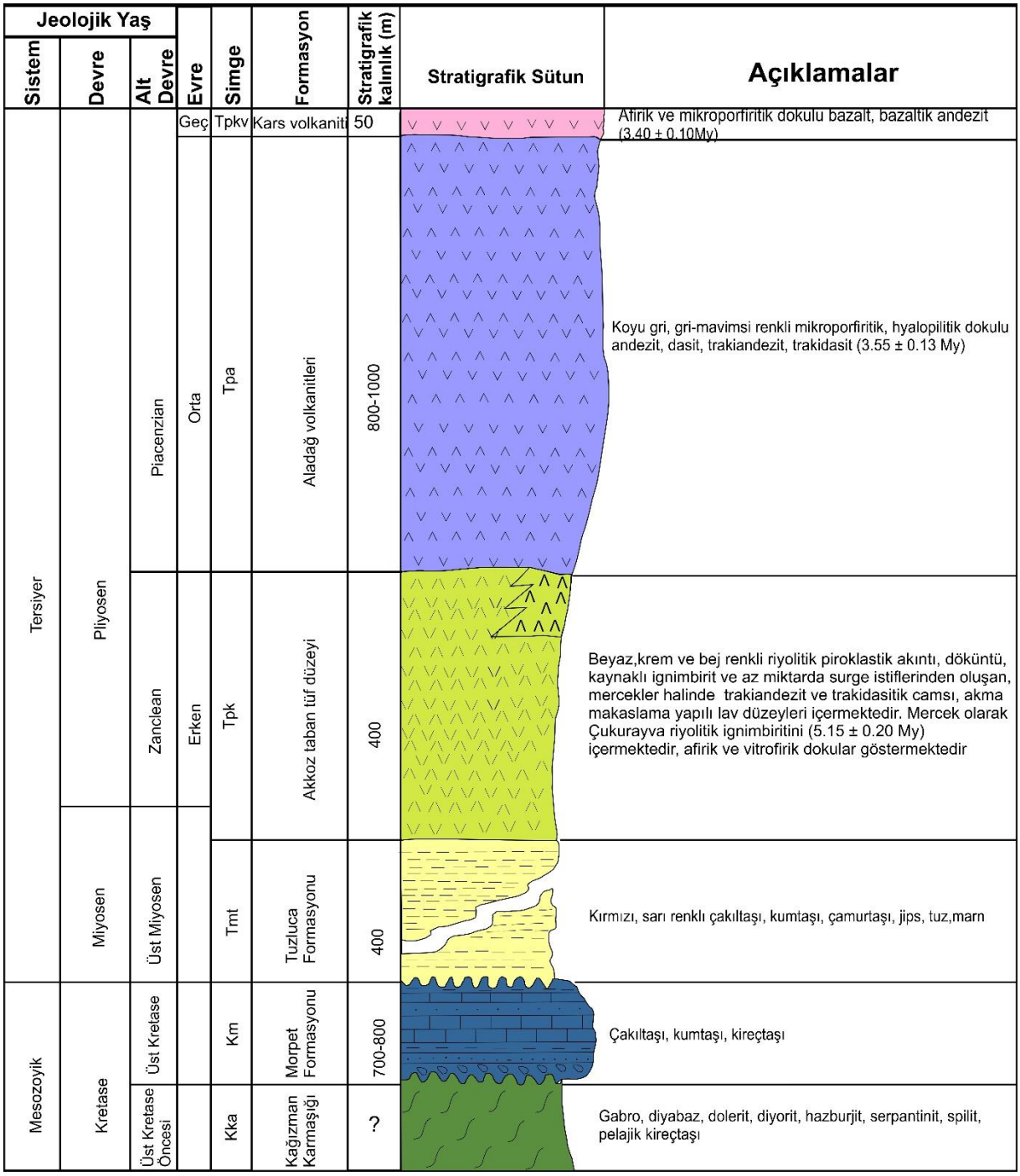
Erken evre volkanizmasının ürünlerini Orta Evre'ye ait olan andezitik-dasitik lavlardan oluşan Aladağ stratovolkanı örtmektedir. Aladağ volkanının kuzey yamacında ise parazitik bir koni olarak ortaç-bazik lavlardan oluşan Küçükaladağ volkanı yer alır. Aladağ stratovolkanının güney eteklerinde ve doğuda, Odalar köyü civarındaki volkanın gövdesini oluşturan birimleri riyolitik domlar kesmektedir. Volkanizmanın geç evresinde ise Erzurum-Kars Volkanik Platosuna plato morfolojisini kazandıran genç bazik lavlar oluşmuştur (Şekil 4.1; 4.2).




**Şekil 4.1:** Çalışma alanının jeoloji haritası.




**Şekil 4.2:** Çalışma alanının Aras nehri vadisi civarındaki genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Keskin, 1994'den değiştirilerek).




**Şekil 4.3:** Çalışma alanının Kağızman kuzeyindeki genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Keskin, 1994'den değiştirilerek).

### 4.1.1. Kağızman Karmaşığı (Kka)

Ofiyolit ve sedimenter kökenli kaya türlerinin tektonik karışığı olan birim, Kıral ve Çağlayan (1980) tarafından adlandırılmıştır. Aynı birim Koçyiğit (1985) tarafından Anadolu ofiyolitli karışığı, Yılmaz ve diğerleri (1986) tarafından ise Ağören karmaşığı olarak tanımlanmıştır. Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı'na (DAYK) karşılık gelir.

Birim, yaygın olarak gabro, diyabaz, dolerit, diyorit, hazburjit, serpantinit, spilit gibi ofiyolitik kayalardan oluşur. Bu kaya türleri genellikle birbirleri ile ya da diğer kayalarla tektonik ilişkilidir. Birim içinde yastık lav, pelajik kireçtaşı, yeşilşist fasiyesindeki metamorfit, mermer ve rekristalize kireçtaşı blokları yaygın olarak yer alır (Sümengen, 2009).

Karmaşık içerisinde ayırtlanmamış olan gabro-diyabaz; yeşilimsi beyaz renkli çoğu yerlerde alterasyona uğramış, başlıca plajiyoklas, amfibol ve piroksen minerallerinden oluşmaktadır. Gabro, yeşil alacalı beyaz renkli, panidiyomorf taneli doku göstermektedir. Diyabaz; çoğunlukla gabro ile birlikte bulunur. Diyabazlarda aşırı alterasyon sonucu serisitleşme, kloritleşme, uralitleşme, killeşme ve albitleşme oluşmuştur. Serpantinit; yeşil, koyu yeşil ve siyahımsı yeşil renklerde, bol kırıklı ve makaslanmalı yapılı olup, bu kayalarda yer yer lisvenitleşme, karbonatlaşma ve tremolit oluşumu gözlenir. Kireçtaşı blokları; gri, beyaz, boz renkli olup, masif, bol kırıklı ve çatlaklıdır.

İnceleme alanında Kağızman karmaşığının taban ilişkisini izleme olanağı olmamıştır. Kağızman karmaşığı üzerine Üst Kretase yaşlı Morpet formasyonu açısal uyumsuzlukla olarak gelmektedir (Şekil 4.2; Şekil 4.4a). Bu ilksel konumları Kazıkkıran dağı ve çevresinde kısmen gözlenmektedir. Aras nehri vadisi içerisinde Denizgölü köyü civarında ise Tuzluca formasyonu ile tektonik dokanağı gözlenmektedir (Şekil 4.2; Şekil 4.4b; Şekil 4.5).

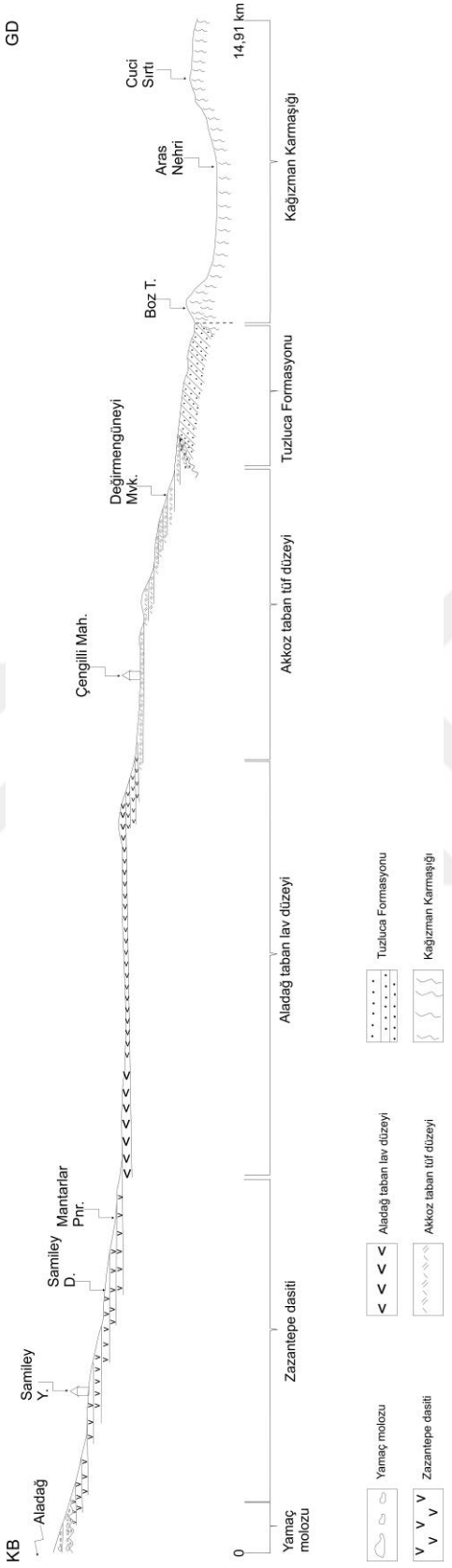
Daha önce yapılan çalışmalarda Kağızman karmaşığı içerisindeki kireçtaşı bloklarından derlenen örneklerde; *Globotrucana spp., Globogerinidae, Rotaliidae, Globigerina sp., Rotaliapora sp., Globoturcana linneiana (d'Orbigny), Globotruncana cf. Lapparenti tricarinata (Quereau), Globerina cretacea (d'Orbigny), Gumbelina globulosa (Reuss), Miliolidae, Ostracoda* fosilleri saptanmış olup Senomaniyen-Santoniyen yaşı verilmiştir (Rathur, 1965).

Üzerinde Kampaniyen-Maastrihtiyen Morpet Formasyon'unun açısal uyumsuzluk ile yer alması nedeniyle, Kağızman karmaşığının bölgeye Kampaniyen-Maastrihtiyen öncesi yerleştiği kabul edilmiştir (Kıral ve Çağlayan, 1980; Yılmaz ve diğ., 1986). Konak ve diğ. (2001) ise Kağızman karmaşığını da kapsayan ofiyolitik kayaları Erzurum-Kars Ofiyolit Zonu kapsamında incelenmiştir.

Kağızman karmaşığı okyanus kabuğu malzemeleri ve çökel kayaların bir dalma batma zonunda yapısal olarak birbirleri ile dilimlenmesi sonucu oluşmuş bir yığışım karmaşığıdır. Karmaşığın büyük çoğunluğu bazik nitelikli denizaltı volkanizmasının ürünüdür.




**Şekil 4.4:** Kağızman karmaşığının ve Tuzluca formasyonları ile ilişkisi (Kötek köyü civarı, Kağızman).




**Şekil 4.5:** Aras Nehri vadisinde, Kağızman kuzeyinde, Kağızman Karmaşığı ile Tuzluca Formasyonu ve diğer plato birimlerinin ilişkisini gösterir skeç kesit (ölçeksiz).

### 4.1.2. Morpet Formasyonu (Km)

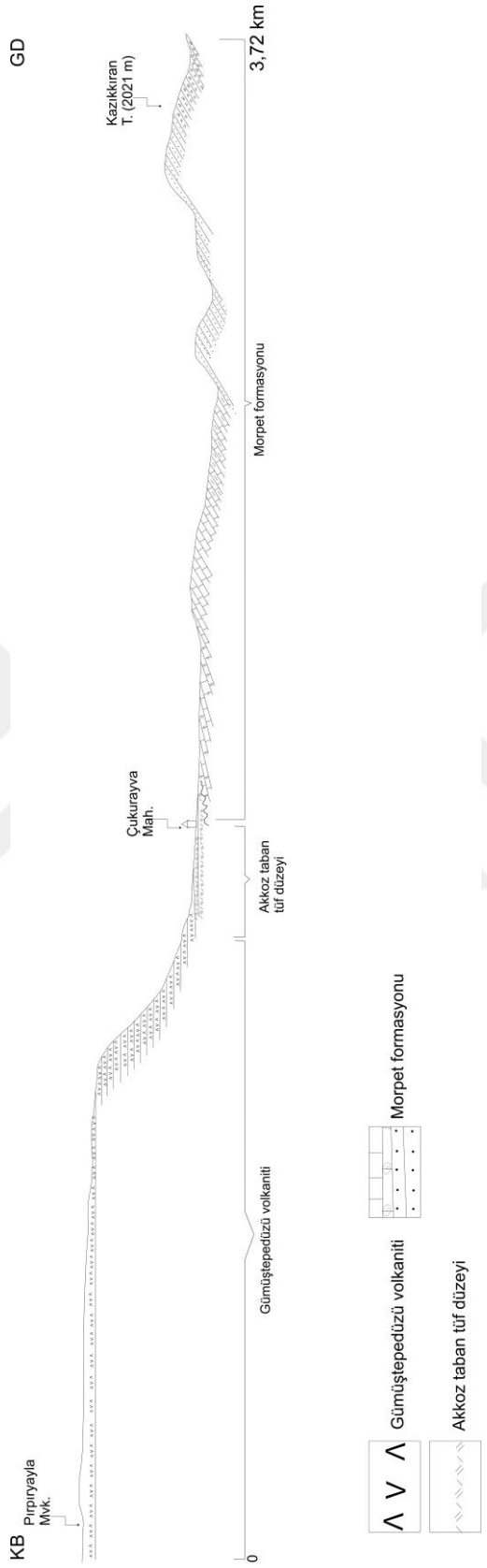
Kireçtaşı ve kırıntılı kayaçlardan oluşan birim, Havur (1968) ve Karamanderesi (1970) tarafından adlandırılmıştır. Birim Kazıkkıran Dağı çevresinde yüzeylenmektedir (Şekil 4.1).

Birimin tabanı çakıltaşı ile başlar, üste doğru killi, kumlu bol fosilli kireçtaşlarına geçer. Kalınlığı yer yer 50 m'ye ulaşan taban çakıltaşı, koyu şarabi renkli, kaba çakıllı, kötü boylanmalı demirli ve kalker çimentoludur. Matriks mil ve kum boyutundadır. Tane boyu üste doğru tedricen ufalarak gri kumtaşı ve beyaz kireçtaşına geçer. Birimin üst seviyelerini genel olarak ince, gri, açık renkli, killi, kumlu, çok kıvrımlı ve kırıklı, bol fosilli kireçtaşları oluşturur. Yer yer çok sert, ince ve kaba tanelidir. Tane boyutu mil boyutundan, kaba çakıla kadar kadar değişir. Kireçtaşlarının yaklaşık kalınlıkları 700-800 m arasında değişmektedir. Bu kireçtaşları arasında, ince kiltaşı, silttaşı, yer yer kumtaşı ve çakıltaşı ara düzeyleri gözlenmiştir (Şekil 4.6).

Birim, çalışma alanı içerisinde faylı olarak Kağızman Karmaşığı ile dokanak halindedir. Birimi Yukarı Camuşlu, Çilehane ve Çukurayva mahalesi civarlarında platoyu oluşturan taban tüf düzeyi uyumuz olarak örtmektedir (Şekil 4.7). Birimden alınan örneklerde; *Miscellanea sp., Rotalia sp., Miliolidae, Triloculina sp., Laffittenia, Siderolites calcitrapoides (Lamarc), Lepidorbitoides socialis (Schlumberger), Orbitoides cf. Apiculata (Leymerie), Clypeorbis sp* fosilleri saptanmıştır ve buna göre formasyonun yaşı Kampaniyen-Maastrihtiyen olarak kabul edilmiştir (Havur, 1968; Karamanderesi, 1970). Birim derin yer yer sığlaşan çalkantılı bir denizel ortamda çökelmiştir (Sümengen, 2009).




**Şekil 4.6:** Çalışma alanı içerisinde Morpet formasyonu ve diğer birimler ile ilişkisi.




**Şekil 4.7:** Çukurayva Mah. civarında Morpet Formasyonu, Akkoz taban tüf düzeyi ve Gümüştepedüzü volkaniti arasındaki ilişkiyi gösterir skeç kesit.

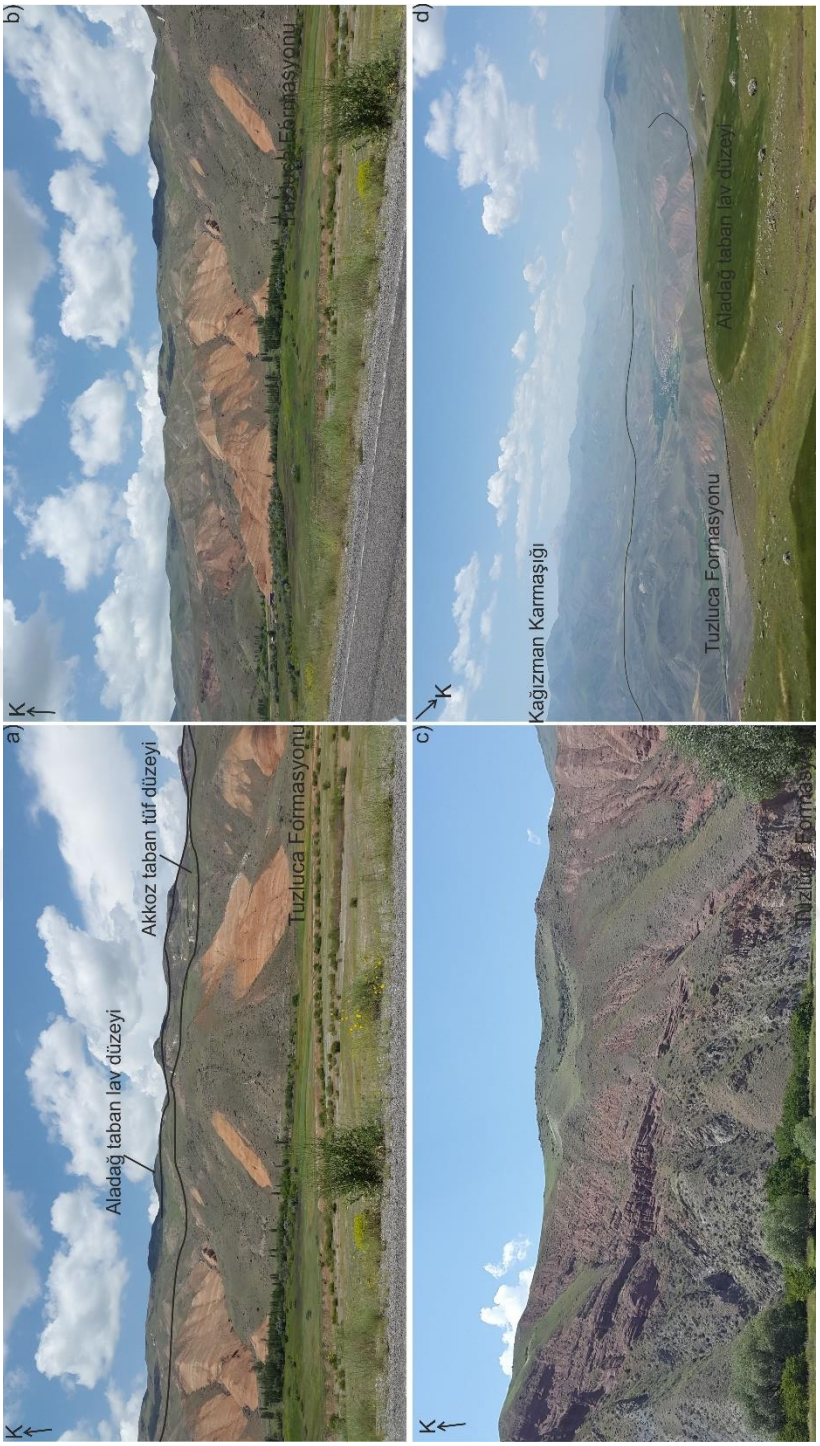
### 4.1.3. Tuzluca Formasyonu (Tmt)

Çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, tuz ve jipslerden oluşan birim, Eşder (1967-1968) tarafından adlandırılmıştır.

Birim tabanda çakıltaşı, kumtaşı ile başlar, bunun üzerine sarımsı, yeşil, ince-orta tabakalı, ince-orta taneli, bitki kırıntılı, kumtaşı, yeşilimsi, gri marn ve kırmızı çamurtaşı ardalanması gelir. Bu seri üste doğru, sarımsı, yeşil, laminalı, killi silttaşı, çamurtaşı ardalanmasına geçer. Bu düzey içerisinde yer yer kalınlıkları 40-50 cm arasında değişen jips seviyeleri izlenir. Formasyon'un en üst düzeyini içinde jips ve tuzların yoğun olduğu kırmızı, sarı kiltaşı- marn-miltaşı ardalanmasını oluşturur.

Tuzluca formasyonu çalışma alanında Kağızman karmaşığı ve çalışma sahasının doğusunda Kötek köyü civarında ise Eosen yaştaki birimler üzerine açısal uyumsuzlukla gelir. Üzerine ise Akkoz taban tüf düzeyi ile başlayan plato volkanizmasının ürünleri gelmektedir (Şekil 4.8).

Formasyon'un yaşı Eşder (1967) ve Şenalp (1967) tarafından Pliyosen olarak kabul edilmiştir. Benzer birim Konak ve diğerleri (2001) tarafından Erken-Orta (?) Miyosen olarak yorumlanmıştır. Bu çalışmada birimin yaşı stratigrafik konumu gereği Geç Miyosen yaşlı kabul edilmiştir. Birim, göl-akarsu ve alüvyon yelpazesi ortamında çökelmiştir (Sümengen, 2009).




**Şekil 4.8:** Aras Nehri vadisinde Kalebaşı köyünü geçtikten 2 km sonra yüzeyleyen Tuzluca Formasyonu. a) Tuzluca Formasyonu'na ait kırmızı, sarı, yeşil renkli tabakalı kumtaşlarının üzerinde uyumsuz olarak oturan Akkoz taban tüf düzeyi; b) Kuzeye eğimli, tabakalı Tuzluca Formasyonu; c) Kuzeye eğimli, kızıl, kahverengi renkli altta çakıltaşı ile başlayan üste doğru kumtaşına geçen, ince-orta tabakalı Tuzluca Formasyonu; d) Kağızman karmaşığı, Tuzluca formasyonu ve plato volkanikleri arasındaki ilişki.

### 4.1.4. Akkoz taban tüf düzeyi

Çalışma alanı içerisinde EKVP'na ilişkin volkanik istifin tabanı Keskin (1994) ve (1998 a, b)'de tarafından Pasinler ve Horasan kuzeyinde Akkoz taban tüf düzeyi olarak isimlendirilen piroklastik istifin yanal eş değeri olarak yer almaktadır. Bu çalışmada en iyi gözlendiği yer ile adlandırılarak Akkoz taban tüf düzeyi olarak isimlendirilmiştir (Şekil 4.1; 4.2; 4.3).

Akkoz taban tüf düzeyi, riyolitik-dasitik bileşimde piroklastik akıntı, döküntü, surge ve mercekler halinde ortaç trakidasitik-trakiandezitik ve asitik riyolit bileşimli lavlardan oluşur. Olasılıkla Plinian tipte patlamalı bir etkinliğin sonucudur. Aras Nehri vadisinin doğuya doğru derinleşmesinden kaynaklı birim çalışma alanının batısında 200 m kadar kalınlıkta gözlemlenirken daha doğuya doğru ve Kağızman'ın kuzeyinde 400 m kalınlığa kadar çıkmaktadır.

Çalışma alanının batı sınırından Karakurt-Kağızman yolu boyunca Akkoz taban tüf düzeyi oldukça iyi mostralar göstermektedir (Şekil 4.9). Ayrıca Kars-Selim-Kağızman yolunda Camuşlu-Çilehane-Ortaköy mevkiilerinde Taban Tüf düzeyi istifi ve istifin bir düzeyi olan Çukurayva ignimbiriti yüzlek vermektedir (Şekil 4.10). Çalışma alanı dışında Karakurt-Sarıkamış yolu boyunca bu istif oldukça iyi bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.11).

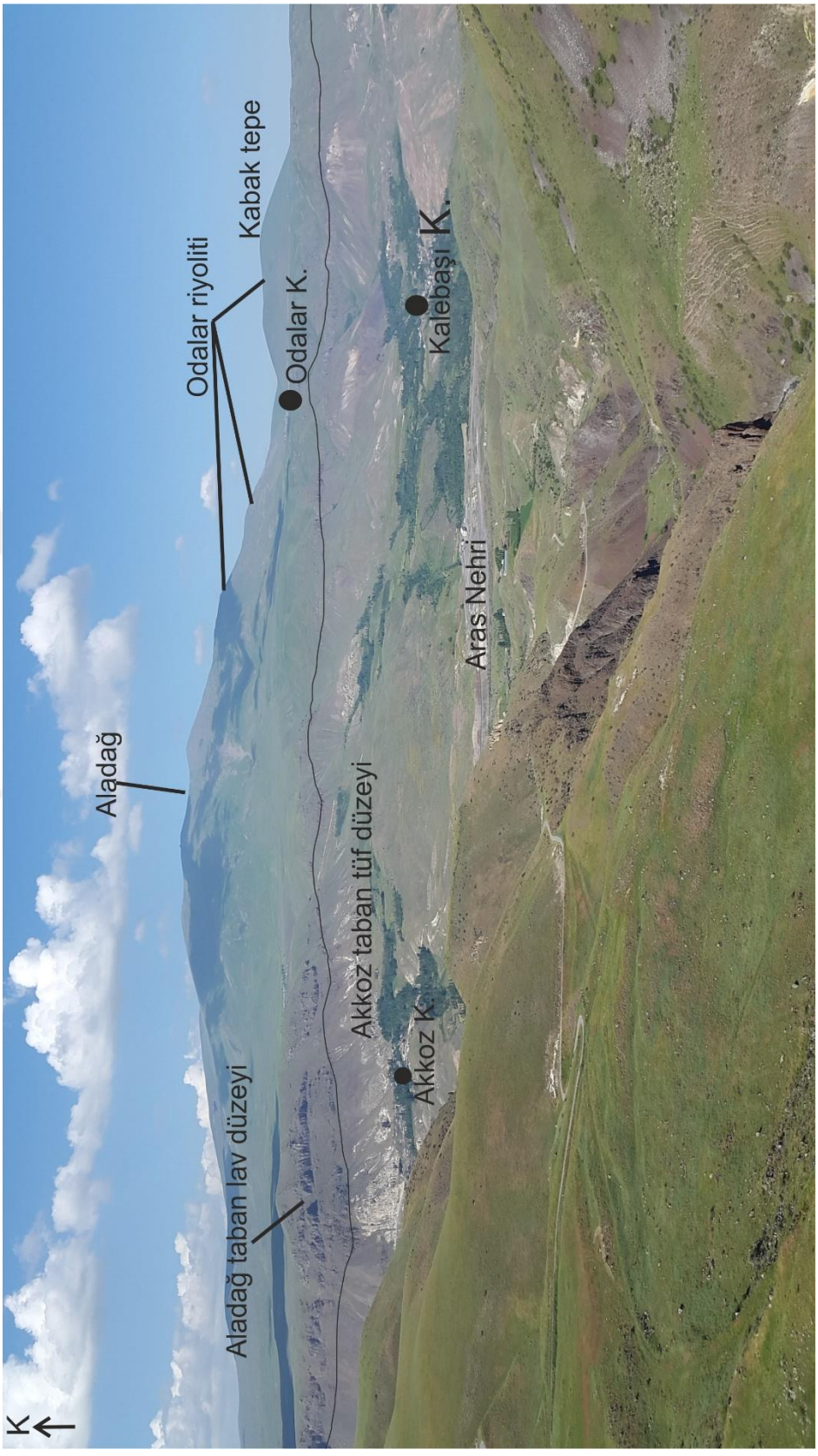
İstif altta beyaz, krem, sarımsı renkli piroklastik akıntı ve döküntü ile başlar. Piroklastik akıntılar diğer malzemelere oranla daha fazla hacme sahiptir. Akıntılar vesiküllü pomzadan oluşmuş ve kaynaklı özelliktedir (Şekil 4.12). Beyaz ignimbirit içerisinde milimetreden birkaç metreye kadar kadar ulaşan akma kıvrımlanmaları gözlenmektedir. Tabana yakın yerlerde akma ünitelerinde, yük basıncının yoğun olduğu yerlerde obsidiyen bantları gözlenmektedir. Sarıkamış'a doğru Karakurt - Sarıkamış yol sapağından 2 km kadar ileride yolun doğu tarafında istifin alt düzeylerinde bu bantlara yaygınca rastlanmaktadır (Şekil 4.13). Beyaz ignimbirit, istif içerisinde üste doğru gri ignimbirite geçer. Gri ignimbirit ise görece daha vesiküler, masif, tümüyle camsı gri renkli pomzalardan oluşmaktadır. Pomzalar oldukça dağılgandır ve tutturulmamıştır. Piroklastik döküntü birimleri ise mm' den birkaç cm' ye kadar ulaşan farklı tane boylarında ince vesiküllü pomzanın oluşturduğu düzeylerden meydana gelir.

Akkoz taban tüf düzeyi içerisinde piroklastiklerle yanal geçişli ve mercekler halinde trakidasitik ve trakiandezitik camsı, afirik dokulu, koyu gri ve mavi renkli yer yer 15-20 m kalınlıklara

ulaşan ortaç nitelikli lavlar mevcuttur. Bu lavlar tipik olarak Karakurt-Kağızman yolu üzerinde Akkoz-Kalebaşı köylerine gelmeden önce yol boyunca piroklastiklerle beraber yaygınca gözlenmektedirler. Bu civarda sütun ve akma yapılı lavların tipik örnekleri gözlenmektedir (Şekil 4.14).

Akkoz taban tüf düzeyi içerisindeki lavlara çalışma sahasının kuzeydoğu tarafında piroklastikler ile yanal geçişli olarak Çilehane köyü civarı, Paslı-Ortaköy-Tunçkaya köyleri yol güzergâhında yaygın bir şeklide rastlanmaktadır (Şekil 4.15). Mostralarda camsı ve afirik olarak gözlenen bu lavlar, akma makaslama bantlarına, reforming kıvrımlara sahip oldukları gözlenmektedirler.

Çukurayva köyü civarından alınan ignimbirit örneğinde K-Ar metodu ile yapılan tüm kaya yaş analizinde 5.15 ± 0.20 My elde edilmiştir (Keskin, 1994). Yaklaşık olarak Akkoz taban tüf düzeyinin üst düzeylerine yakın bir ignimbirit düzeyinden elde edilen bu yaşa göre Akkoz taban tüf düzeyinin faaliyete geçme yaşı 5.15 ± 0.20 My dan daha önce olmalıdır. Çalışma alanının batısında Pasinler ve Horasan kuzeyinde geniş alanlar kaplayan bu birim 7-5 My arasında (Keskin, 1994) bölgede faaliyet göstermiş volkanizmanın sonucu olmalıdır. Akkoz taban tüf düzeyi Aras vadisi içerisinde Akkoz mahallesi üstünde Aladağ taban lav düzeyi lavları tarafından örtülmektedir (Şekil 4.16).




**Şekil 4.9:** Çalışma alanı içerisinde Karakurt-Sarıkamış yolu üzerinde Akkoz köyü civarındaki Akkoz taban tüf düzeyi ve plato birimleri.




**Şekil 4.10:** Kağızman-Paslı yolu civarındaki Çukurayva köyü ile Camuşlu köyü arasındaki Akkoz taban tüf düzeyinin beyaz renkli piroklastik döküntü seviyeleri.




**Şekil 4.11:** Sarıkamış-Karakurt otoyolunun doğu tarafında yüzeyleyen Akkoz taban tüf düzeyi istifi. Piroklastik döküntü birimleri ve kaynaklanmış ignimbiritler gözlenmektedir.




**Şekil 4.12:** Akkoz taban tüf düzeyine ait kaynaklanmamış ignimbirit, piroklastik akıntı (flow) ve döküntülerin (fall), istif içerisindeki ilişkisi (Çilehane-Çukurayva köyleri arası).



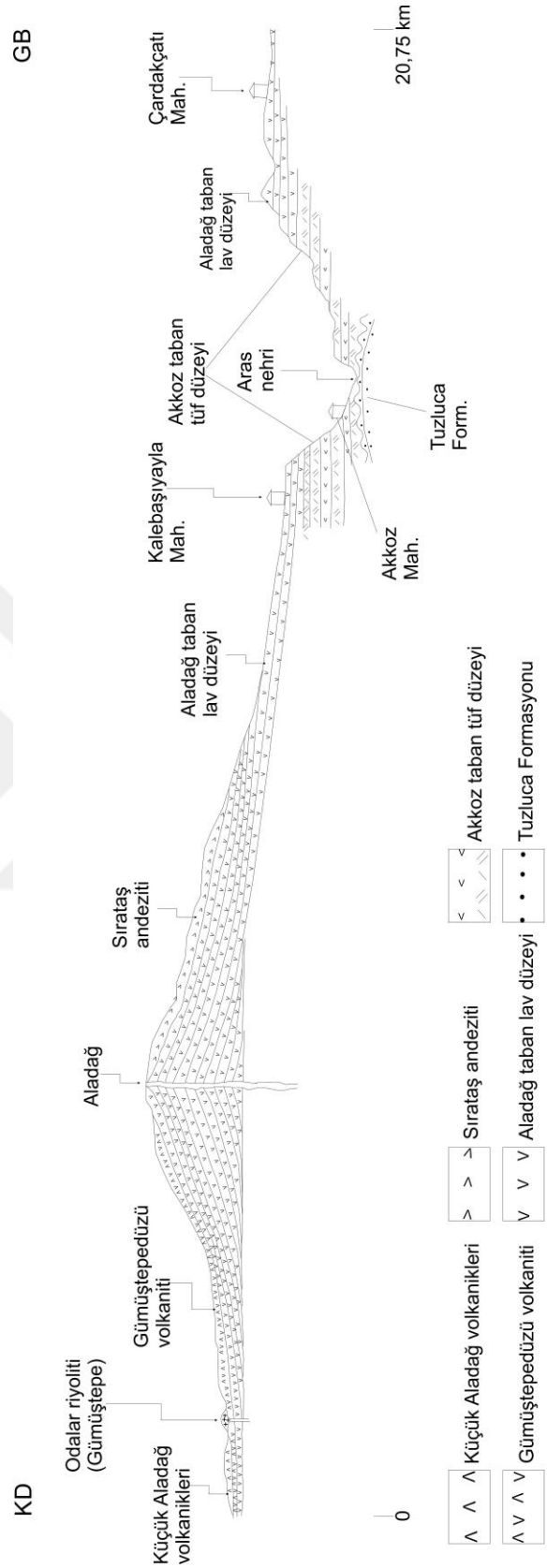

**Şekil 4.13:** Akkoz taban tüf düzeyi alt düzeylerindeki a) kaotik bloklu düzey ve b) obsidyen ve perlitli bölümler (Çukurayva köyü güneyi).




**Şekil 4.14:** a) Akkoz taban tüf düzeyi içerisindeki beyaz ignimbirit düzeyi ile lavlar arasındaki ilişki. b) Karakurt-Kağızman yolu üzerinde Akkoz taban tüf düzeyi içerisindeki ortaç nitelikli lavlar. c) Karakurt-Kağızman yolundaki piroklastikler üzerine gelen sütun yapılı lav istifi. d) Akkoz taban tüf düzeyi içinde kalınlıkları yer yer 15-20 m'ye ulaşan lavlardan biri. e) Akkoz taban tüf düzeyindeki piroklastikler ile lavlar arasındaki ilişki.




**Şekil 4.15:** a, b, c) Paslı batısında Ortaköy-Tunçkaya yolu üzerindeki Akkoz taban tüf düzeyine ait trakiandezitik-trakidasitik lavlar. Yer yer sütun yapılı lavlar gözlenmektedir. d, e) Afirik, camsı masif lavlar gözlenmektedir.

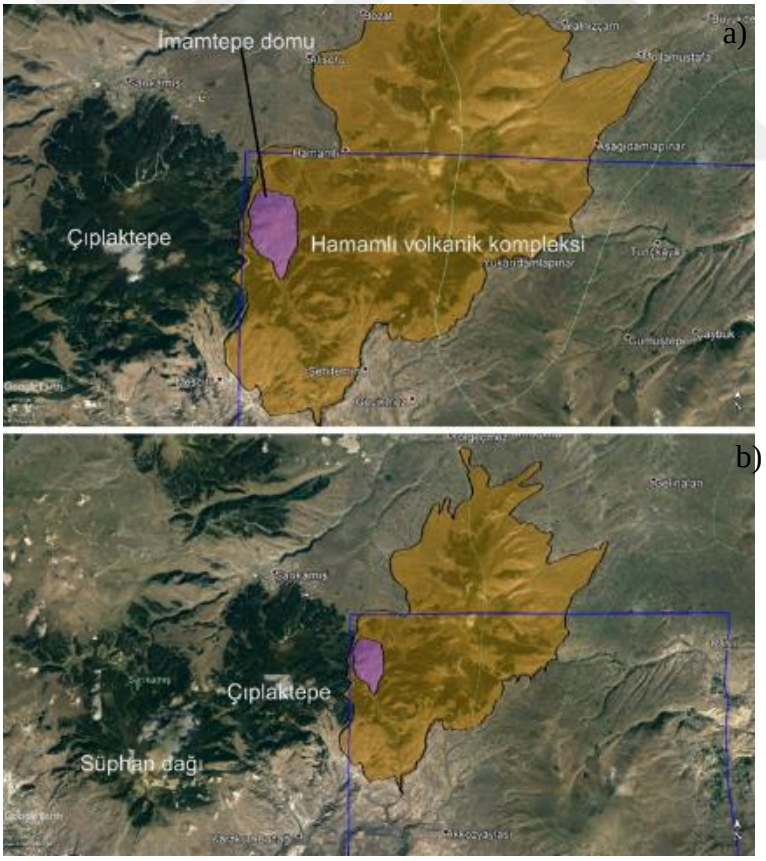



**Şekil 4.16:** Akkoz taban tüf düzeyi ve diğer birimlerin ilişkisini gösterir skeç kesit (ölçeksiz).

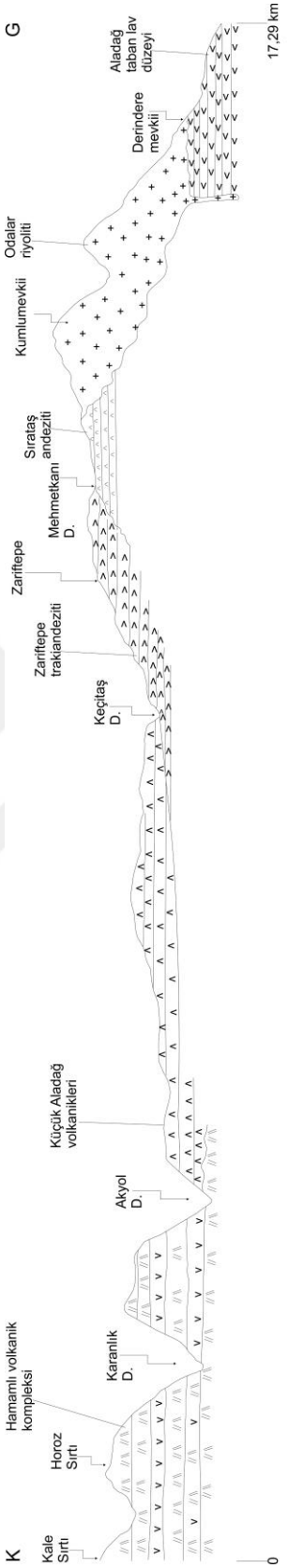
### 4.1.5. Hamamlı volkanik kompleksi

Hamamlı volkanik kompleksi ismiyle adlandırılan birim, çalışma alanın kuzey batısını oluşturmaktadır. Hamamlı, Şehitemin, Mescitli ve Yukarıdamlapınar köyleri arasında kalmaktadır (Şekil 4.2). Ürünleri çalışma sahası dışında kuzeye doğru Yalnızçam, Bozat, Yolgeçmez köylerine kadar gözlenmektedir (Şekil 4.17a).

Hamamlı volkanik kompleksi Akkoz taban tüf düzeyi ile Sürmeligüney tepe güneybatısında, çalışma alanı dışında girik halde olduğu görülen, plato ile yaklaşık eş yaşlı, aşınmış stratovolkan görünümündedir. KD-GB uzanımlı elipsoidal şekilli 23, 4 km X 13,7 km boyutlarındadır (Şekil 4.17). Batısında Süphan dağı ve volkanitleri bulunmaktadır. Muhtemel eş yaşlı ve benzer mekanizma ile oluşmuş felsik çıkış noktaları oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.17b). Hamamlı volanitleri çalışma sahasının kuzeyinde Akyol Dere civarında Küçük Aladağ lavları tarafından örtülmüştür (Şekil 4.18).




**Şekil 4.17:** a) Çalışma alanı içerisinde Hamamlı volkanik kompleksinin (Hvk) konumu. b) Hvk'nın çevresi ve diğer felsik çıkış noktaları.




**Şekil 4.18:** Hamamlı volkanik kompleksi ve diğer birimlerin ilişkilerini gösterir skeç kesit (ölçeksiz).

Hamamlı volkanik kompleksi (Hvk) Akkoz taban tüf düzeyine benzer şekilde riyolitik-dasitik bileşimli tüfler, ignimbiritler ile piroklastik döküntü ve aynı nitelikteki lavların ardalanmasından oluşmaktadır. Birbirinden ayırtlanmamış bu çeşitli birimlerin birlikteliğinden kaynaklı olarak kompleks kavramının kullanılması uygun görülmüştür. İstif altta çok ince taneli tüf ve tüflerle kamalı, girik halde bulunan riyolitik lavlarla başlamaktadır. Bu ince tüfler, bölge çapında yüzeylemekte olup, bu yağma ve akma birimleri muhtemel olarak Plinian tip bir volkanik etkinliğin sonucu oluşmuştur. Tüfler ile lavların ilişkilerine Kumluk mevkii Çürüktaş dere içerisinde, Komlardere içerisinde, Akyol Boğazı civarında, Küçükkışla tepe doğu etekleri kuru dere içerisinde görülmektedir. Piroklastik istifte yer alan riyolitik kaya ve kaynaklı ignimbiritler sırtları ve tepeleri oluşturmaktadırlar. Riyolitler açık mavi, gri renklidirler. Ayrıca bej ve pembe renkli laminalara, yapraklanmalara, akma makaslama düzlemlerine sahiptir. Riyolitik lav düzeyleri içinde akma kıvrımları yaygındır. Lavlar içerisinde yer yer kayaç parçaları da yer almaktadır. El örneklerinde bu lavlar çoğunlukla afirik, camsı ya da mikrokristalen dokular sunmaktadır. Hem fenokristal ve mikrokristalleri hem de hamuru oluşturan mineraller çoğunlukla sanidin ve piroksenlerdir. Daha az oranda kuvarsa rastlanmaktadır. Bunların en iyi örneklerine Babagüneytepe, Güneypınarı sırtı, Çürüktaşsırtı, Kızkale mevkii, Kıblepınar tepelerinde rastlanmaktadır (Şekil 4.2, 4.19, 4.20).

Hamamlı volkanik kompleksinde asitik lavlar, ağdalı nitelikleri nedeniyle kıvrımlı, kalın, keskin soğuma çatlaklarına sahip lav düzeylerine sahiptir (Şekil 4.21). Yer yer 50 metreyi aşan kalınlıklara sahiptirler. İmamtepe karşısında Armutlu dere, Keklik dere, Aydere vadileri içerisinde kesintisiz düzeyler oluşturmaktadırlar (Şekil 4.22). Yangın sırtındaki riyolitik lavlar çıkış yerindeki düşey yönde çıkan ve hızlı soğuyan, kıvrımlı lavlar şeklindedir (Şekil 4.22). Yangın sırtı mevkiinde kalın riyolitik lav akıntılarının taban kesimleri içerisinde kırıklı obsidyen bantları ve reforming kıvrımlanmaların olduğu görülmektedir (Şekil 4.23).




**Şekil 4.19:** a) Güneypınar sırtı ve çevresindeki riyolitik lavlar. b) Kıvrımlı ve yer yer içerisine kaya parçaları almış olan riyolit lavı. c) Afirik ve kıvrımlı riyolitik nitelikte lav.




**Şekil 4.20:** Kızkale mevkii Komlar dere civarında gözlemlenen a ve c) Yüksek silisli, yapraklı ve kıvrımlı riyolitik lavlar, b ve d) Blok halinde düşmüş kıvrımlı, afirik, akma bantlaşmalı riyolit lavı.




**Şekil 4.21:** a) Armutlu dere, Kireçhane dere mevkiinde görülen doğu-batı yönlü eklem sistemine sahip domsal, riyolit lavı. b) Keklik dere vadisi içerisinde görülen Hamamlı volkanik kompleksine ait kalın riyolit lavları.

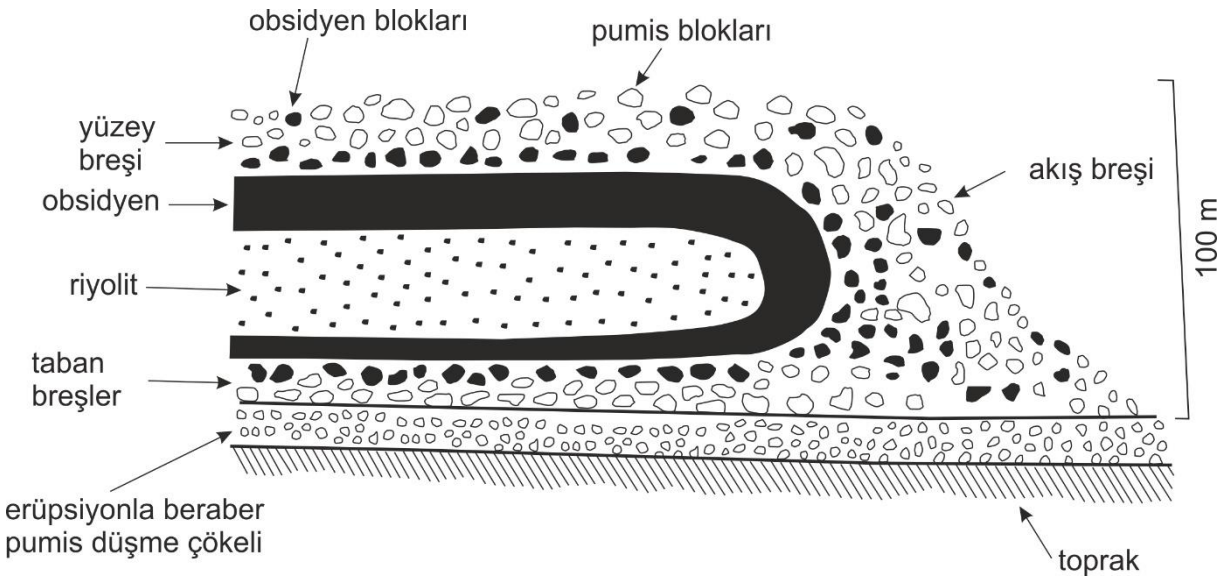



**Şekil 4.22:** a, b, d) Yangın sırtındaki bloklu riyolitik lavlar, yer yer yüzey suyu ve hidrotermal aktiviteye maruz kalmışlardır; c) İnce akma bantlaşmalı riyolitler.




**Şekil 4.23:** Yangın sırtı riyolitik lav düzeylerinin tabanında kırıklı obsidyen bantları ve remorfik kıvrımlar gözlenmekte.

Riyolitik lavlar içerdikleri $SiO_2$, su ve gaz oranlarına göre akma dirençleri (viskozite) değişiklik gösterip, uzun veya kısa mesafeli akma ya da oldukları yerde kristallenme durumları yaşamaktadırlar. Riyolitik lavlarda litolojik ve dokusal değişikliklere göre şu birimler bulunabilmektedirler; obsidyen, sferülit içeren tabakalar, pumis katmanları, litik riyolitik lav, ikincil su alarak obsidyenden oluşan perlit kesimleri. Hamamlı volkanik kompleksi içerisinde yer alan riyolitik lav akıntıları da litolojik ve dokusal çeşitlilik açısından örnek teşkil edebilecek özelliktedir. (Şekil 4.24).

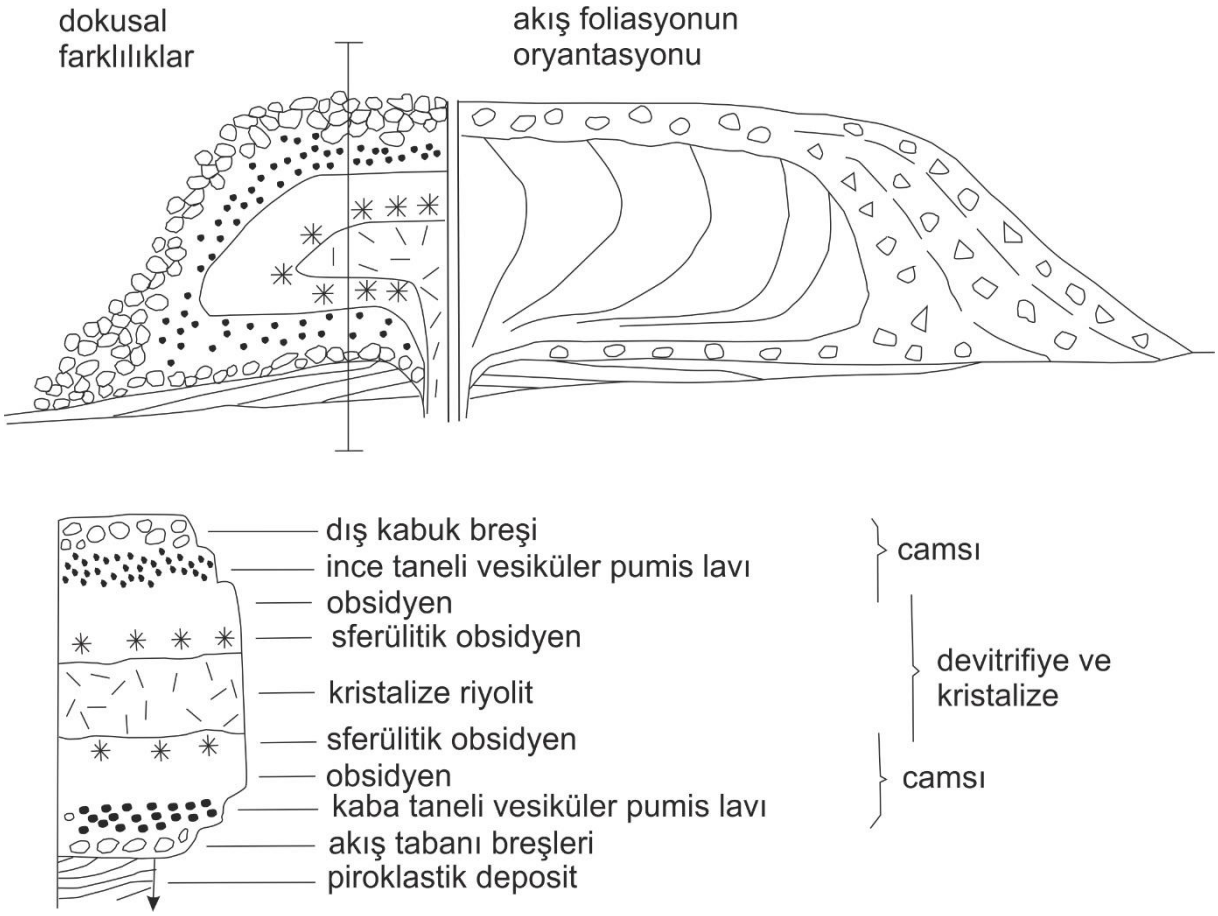



**Şekil 4.24:** Riyolit lav akmasındaki litolojilerin şematik gösterimi (Cas ve Wright, 1988).

Cas ve Wright, 1988'in şematik kesitine göre en dışta bloklu yüzey breşleri ile temsil edilen obsidyen ve pumis blokları yer almaktadır, aynı zamanda bu kısımda ileride değinileceği üzere obsidyenler ile beraber perlit blokları ve perlit kesimleri yer almaktadır. Bu bloklu kesimden içeriye doğru kristal riyolit lavının hemen dışında kristallenmeye zaman bulamayan ve camsı obsidyenin olduğu masif obsidyen tabakası bulunmaktadır. En içte ise riyolitik lav bulunmaktadır. Bu lavın alt düzeylerinde taban breş kesimi yer almaktadır, bu kesim daha fazla pumis blokları ve perlitik bloklardan oluşmaktadır. Bunların hemen altında ise piroklastik pumis düşme birimleri yer almaktadır.

Bu kesite daha yakından bakılacak olur ise, silisik bir lavın alttan üste değişimi en altta daha önce gerçekleşmiş olan piroklastik düşme düzeyi, onun üzerinde akma taban breşi, iri taneli

vesiküler pumis lavı yada perlitik düzey, obsidiyen ve sferülitik obsidyen, kesitin tam içinde kristalize riyolit, sferülitik obsidiyen ve obsidiyen, lavın üst düzeyine doğru alt düzeyden farklı olarak ince taneli vesiküler pumis lavı ve en üstte ise kabuksu breş düzeyi bulunur. Bu kesit Fink ve Manley (1987) ve Duffield ve Dalrymple (1990) dan değiştirilerek McPhie ve diğ. (1993) tarafından oluşturulmuştur (Şekil 4.25).




**Şekil 4.25:** a) Karasal silisik lavın şematik enine kesiti. Sol taraf içsel dokusal farklılıkları vesiküllenme, devitrifikasyon ve akma parçalanmasını göstermektedir. Sağ taraf ise içsel akma foliasyonlarını ve akma kenarındaki moloz ve breş katmanlarını göstermektedir. b) Düşey kesit akışdaki birimlerin pozisyonlarını ve türlerini göstermektedir (McPhie ve diğ., 1993, Fink ve Manley, 1987 ve Duffield ve Dalrymple 1990'den değiştirerek çizilmiştir).

HVK de Kızkale mevkii, İslimağara, Kumlu tepe, Kıblepınar tepeleri, Topyolu tepe çevrelerinde silisik bir lavın akımı sırasındaki perlit, obsidiyen ilişkisi iyi bir şekilde görülmektedir. Perlit, %1 den daha az su içeren obsidyen lavının ya kaldera içerisinde ya da ikincil su olan, yeraltı suyu ile teması ile bünyesine girerek ya da aynı lavın akışı sırasında,

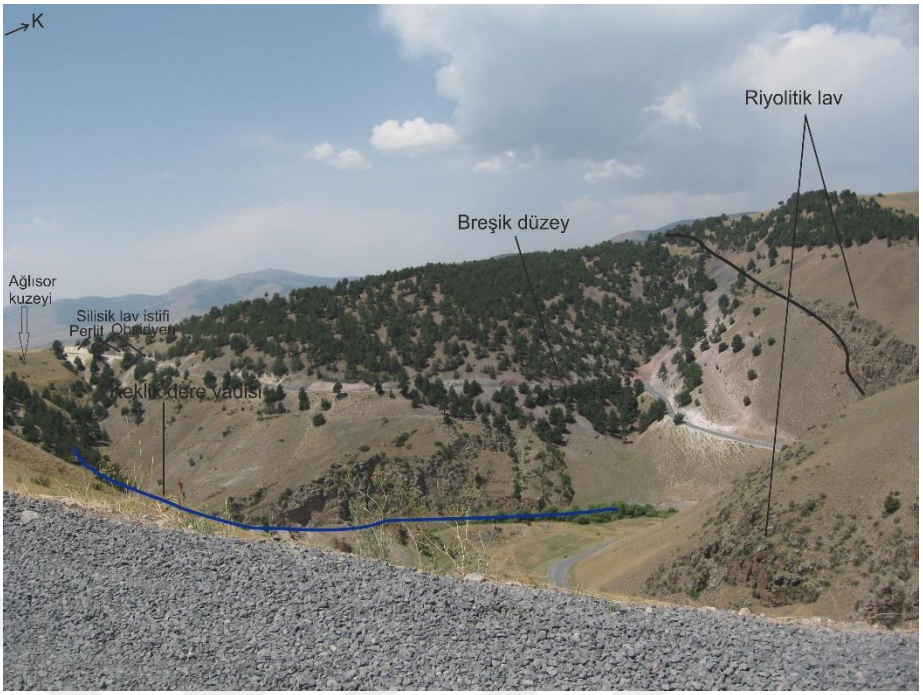
yerleşirken yüzey suyu ile ilişkisi sonucunda obsidyen lavının bileşimde % 2 ile % 5 arasında su bulunması ile perlitleşme gerçekleşir ve perlit pomzası oluşur. Erzurum Kars Volkanik Platosunda bu olay oldukça yaygın bir şekilde gözlenmektedir (Keskin, 1994). Obsidiyen lavının yerleşmesi sırasında gaz ve su bakımından zenginleşen ergiyiklerin soğuması sırası ve sonrasında obsidiyenlerin perlit ağları tarafından sarıldığı yapılar ortaya çıkmaktadır(Şekil 4.26).



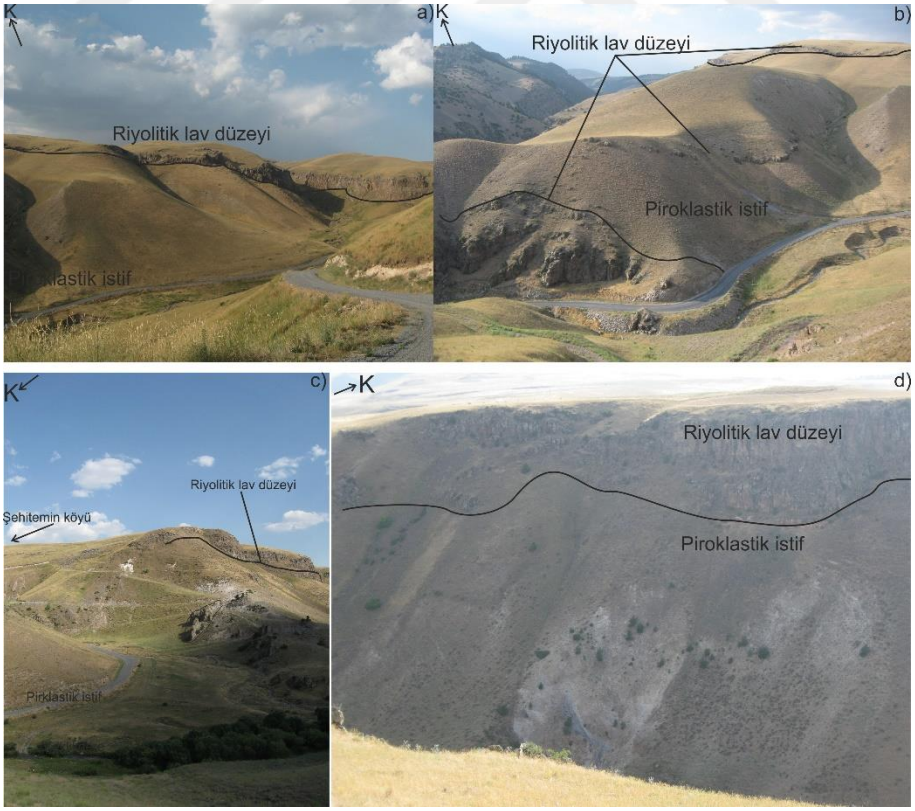

**Şekil 4.26:** Kumluk mevkiinde obsidiyen lavının akışı ve yerleşmesi sırasında geçirdiği hidratasyon ile perlite dönüşümü ve stockwork tipi ağsal yapıların gelişimi.

Keklikdere vadisi içerisinde bu ilişkilerin tipik kesitlerinin gözlendiği mostralar vardır. Karakurt-Sarıkamış ana yolu üzerinde Şehitemin köyü yoluna sapıldığında (Mescitli köyü sapağı karşısı), köy yolundan 2,5 km ilerledikten sonra yol Keklikdere vadisine doğru inişin başlangıcına gelir. Ana yol ve Şehitemin köyü sapağının devamında piroklastik akma ve düşmeler yaygın olarak görülür. İnişin başlangıcından (Ağlısor kuzeyi) vadi içerisine kadar, yukarıda bahsedilen silisik lav istifi oldukça iyi bir şekilde görülmektedir (Şekil 4.27). Keklikdere vadisi içerisinde aynı zamanda istifsel olarak piroklastik birimler ile onların içerisinde lens şeklinde riyolitik lav akıntıları ve üstüne gelen silisik lavlar düzenli şekilde gözlenmekte ve devam etmektedirler (Şekil 4.28).

Vadiye inişin başlangıcında geniş alanlar kaplayan lav düzeyinin en dış kısımlarından birini oluşturan perlit bloklu breşik zon gözlenmektedir. Mostrada ve el örneklerinde açık bej renkli bu kısım, erozyona uğramış, aşınmış ve ayrışarak kumlaşmıştır. Kaotik bloklardan oluşan bu kesimin içerisinde yer yer siyah renkli obsisidyen bloklarına da rastlanmaktadır. Bu obsidiyen blokları masif olduğu gibi, perlitleşmiş olarak da gözlenmektedir (Şekil 4.29).




**Şekil 4.27:** Şehitemin köyü güneyinden batıya doğru Ağlısor kuzeyine bakış. Silisik lav istifinin vadi içerisindeki konumu, dağılımı ve riyolitik lavlar ile ilişkisi.



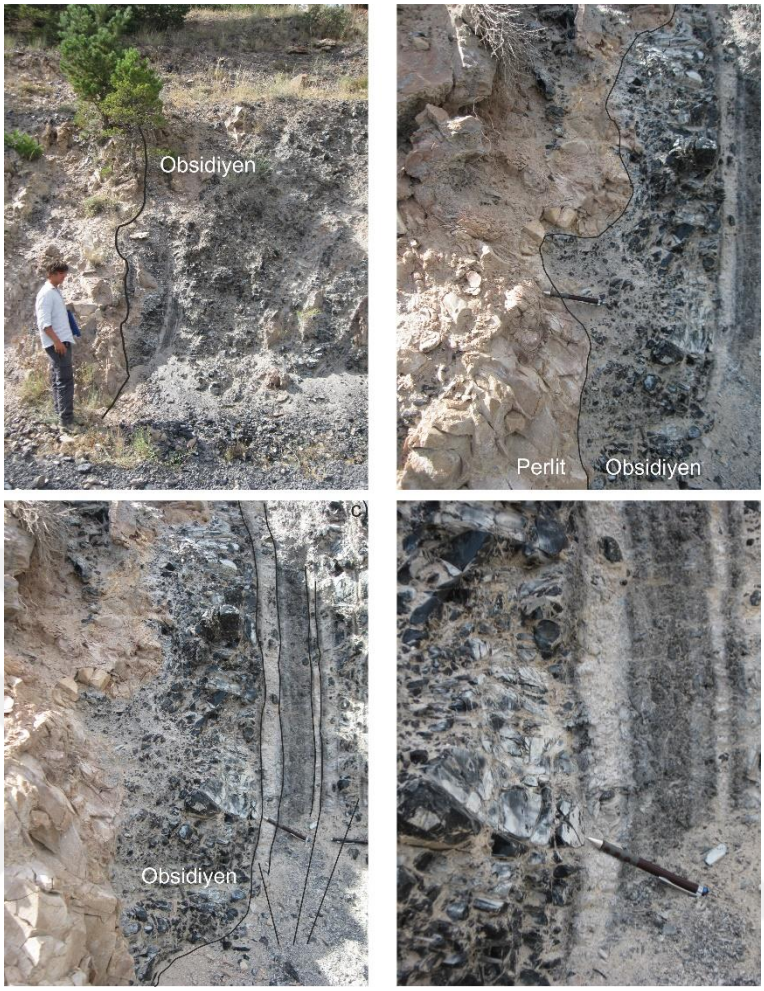

**Şekil 4.28:** a, b, d) Şehitemin köyü güneyinden Hamamlı volkanik kompleksine ait piroklastik istif ve silisik lavların Keklik dere vadisindeki ilişkilerine bakış. c) Şehitemin köyü güneyine batıdan bakış.



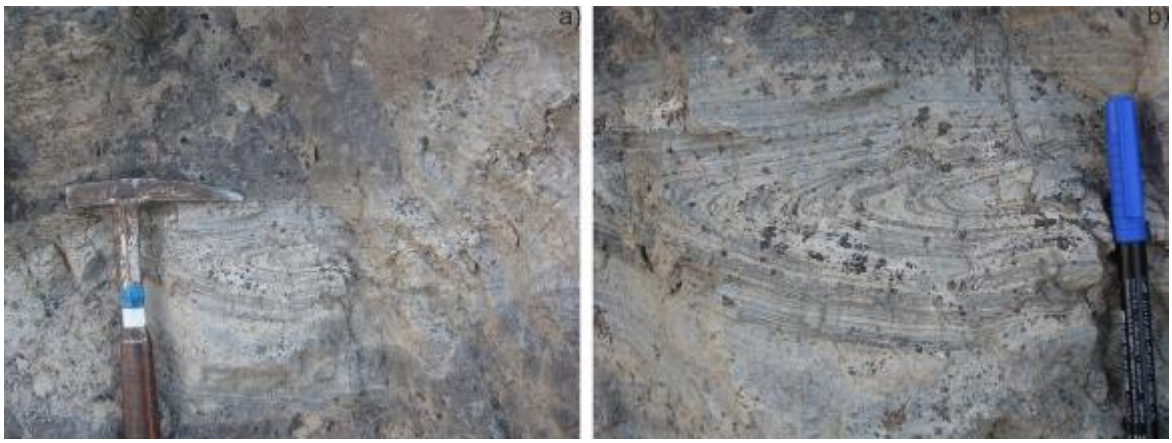

**Şekil 4.29:** Şehitemin köyüne doğru Keklikdere vadisine inen yolun başında bulunan breş mostrası. Kaotik bloklardan oluşan perlit düzeyi gözlenmektedir.

Yüksek viskoziteli bu lav blokunun önüne dökülen perlitik blokları ve bunları da içine almaktadır. Gevrek olan pomza, perlit ve obsidiyen kısımları kırılıp lavın önüne döküldükçe lav bunları da içine alarak ilerlemektedir. Aynı zamanda bu silisik lav daha önce akmış olan lavların üzerinde ilerlemektedir. Daha önceki blokları da lavın gaz ve su bileşiminin değişimi ile iç kesimlerine doğru farklılıklar göstermektedir (Şekil 4.24; 4.25). Vadi istifinde de perlitik bloklu kesimden ince vesiküllü obsidyenli kesime geçmektedir. Bu geçişte obsidiyen ile perlit arasında yer yer grift, iç içe geçmiş dokular, yer yer de net geçişler i gözlenmektedir. Obsidiyen düzeyleri arasında beyaz renkli pomza oluşumları da gözlenmektedir (Şekil 4.30).

Lav düzeyinin en iç kısmında ise riyolitik lav bulunmaktadır. Soğumaya ve harekete devam eden lavın içyapısında reforming kıvrımlar oluşmaktadır. Buna dair örnekler bahsedilen silisik lavın içyapısında çok iyi gözlenmektedir (Şekil 4.31).




**Şekil 4.30:** Şehitemin köyü yolu Keklik dere vadisinde silisik lav lobunda perlit-obsidyen ile ilişkisinin görüldüğü fotoğraf. Dışta perlit içte ise geçişli olarak obsidiyen ve pomza bantları gözlenmektedir.



**Şekil 4.31:** Silisik lavın iç kısmında bulunan riyolitik lav reforming kıvrımlı yapısını göstermektedir.

Silisik lavın en dışındaki soğumayla oluşan kaotik bloklu kısmın güzel bir örneği yine bu istifte, pembemsi belirgin rengi ile gözlenmektedir (Şekil 4.32).



**Şekil 4.32:** Şehitemin köyü yolu Keklikdere vadisi üzerindeki silisik lav istifinin en üstünü pembe renkli kabuksu, kaotik bloklardan oluşan breş kesimi.

Hamamlı volkanik kompleksi içerisinde Kıblepınar tepeleri ve Karanlık tepeden geçtiği düşünülen KKD-GGB yönlü fay ile bu asitik çıkış yerinin ürünlerinin bazaltik plato birimleri ile sınırlandığı daha önceki yapılan çalışmada gösterilmiştir (Sümengen, 2009). Ancak yapılan saha çalışmalarında bu alanda böyle bir fayın olmadığı ve volkanik kompleksin ürünlerinin düzenli bir şekilde yüzeylendikleri görülmüştür. Buradan alınan örneklerin jeokimyasal analiz sonuçlarının hem saha çalışmaları hem de petrografik gözlemler ile uyumlu olduğu görülmüştür. Bu alanda yine daha önce bahsedilen riyolitik lav akıntıları ile beraber görülen obsidyen, perlit kesimleri gözlenmektedir. Bu gözlemler ışığında Hamamlı volkanik kompleksi içerisinde genç bazaltik birimler gözlenmemektedir (Şekil 4.33).




**Şekil 4.33:** a) Karanlıktepe'den KD'sundaki felsik dom, piroklastik ve lav yaygılarının olduğu Buruktepe ve Çobanziyareti tepeye bakış. b, c) Karanlık tepede açılmış bir yol yarmasında görülen obsidyen ve perlit düzeyleri.

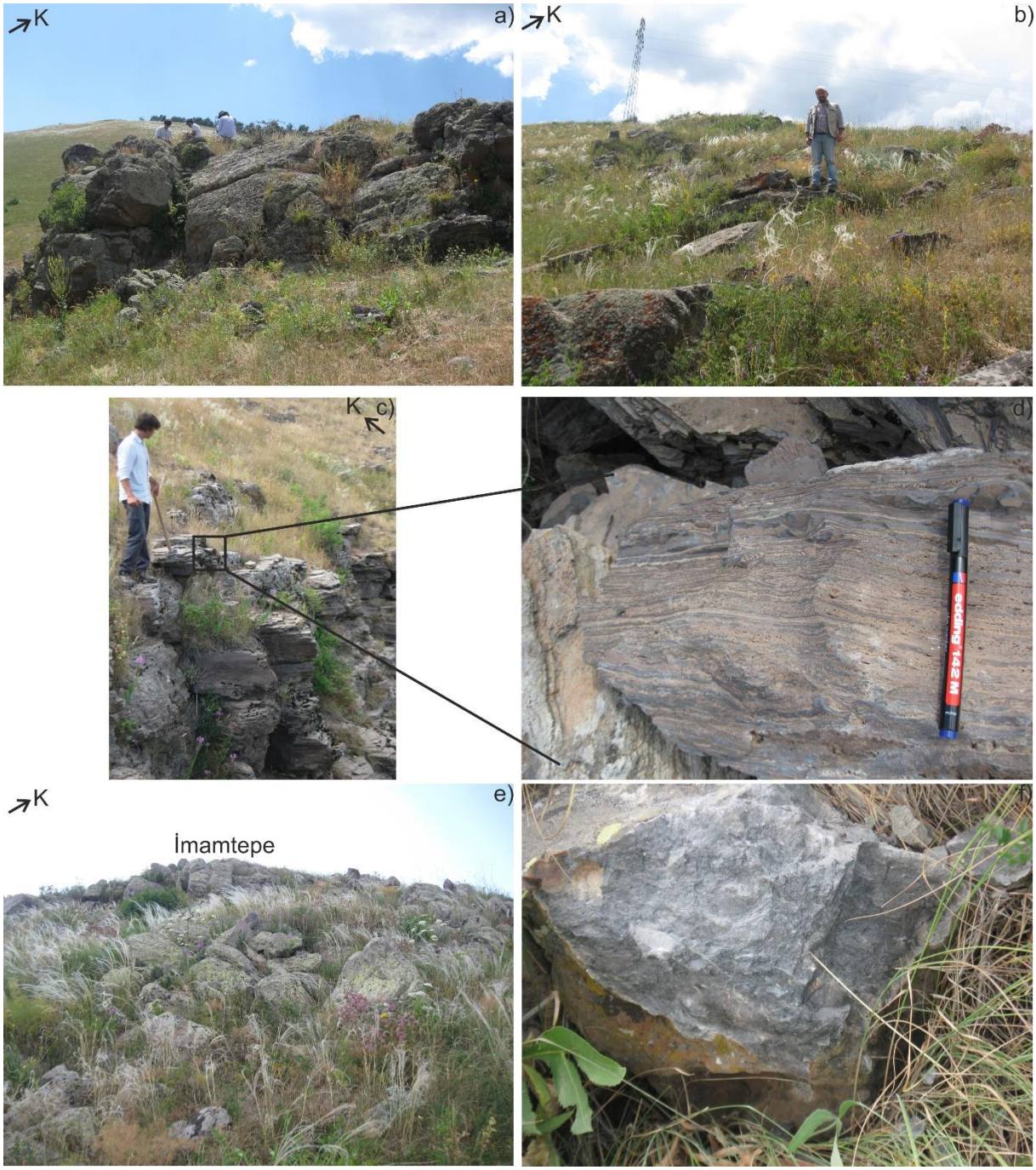
### 4.1.6. İmamtepe domu

İmamtepe çalışma alanının kuzeybatısında Armutlu dere ile Kom dere arasında bulunan, morfolojik olarak kuzey-güney uzanan elipsoid şeklinde çok tipik bir dom morfolojisine sahip tepedir (Şekil 4.1; 4.34). Bu tepe Hamamlı volkanik kompleksini kesen felsik lavlardan oluşmaktadır. Domun alt düzeylerinde, ilk gelen lavlar dasitik karakter taşırken daha sonraki aktivitede ise riyolitik türde lavlar hakimdir.




**Şekil 4.34:** Hamamlı Volkanik Kompleksini kesen İmamtepe domuna GD'dan bakış (mavi sürekli çizgiler saha sınırlarıdır, Google Earth Görüntüsü, 2018).

İmamtepe domunda Armutludere civarında alt düzeylerde bulunan dasitik lavlar mavi renkli, şekersi, mikroporfiritik ya da afirik dokulara sahiptirler (Şekil 4.35). Yer yer mikrofenokristal olarak plajiyoklas gözlenmektedir. Piroksenler ve kuvars ise oldukça nadir gözlenmiştir. Domun üst düzeylerinde ise açık, bej renkli, yer yer obsidiyen bantlı silisçe zengin riyolitik lavlara geçilir. Bu lavlarda akma makaslama yapıları, laminalanma ve yapraklı akma yapıları mevcuttur. Dokusal olarak el örneklerinde camsı, afirik özellik gösterirler (Şekil 4.35). İmam tepe domu sahip olduğu dokusal ve minerolojik bileşim açısından Odalar riyolitinden ayrılmaktadır.




**Şekil 4.35:** a, b) İmamtepe domunun alt düzeylerindeki dasitik karakterli lavlar. c, d) Domun üst düzeylerindeki akma makaslama yapılı riyolitik lavlar. e, f) Domun tepesinde masif görünümlü, açık renkli riyolitik lavlar.

### 4.1.7. Aladağ volkanitleri

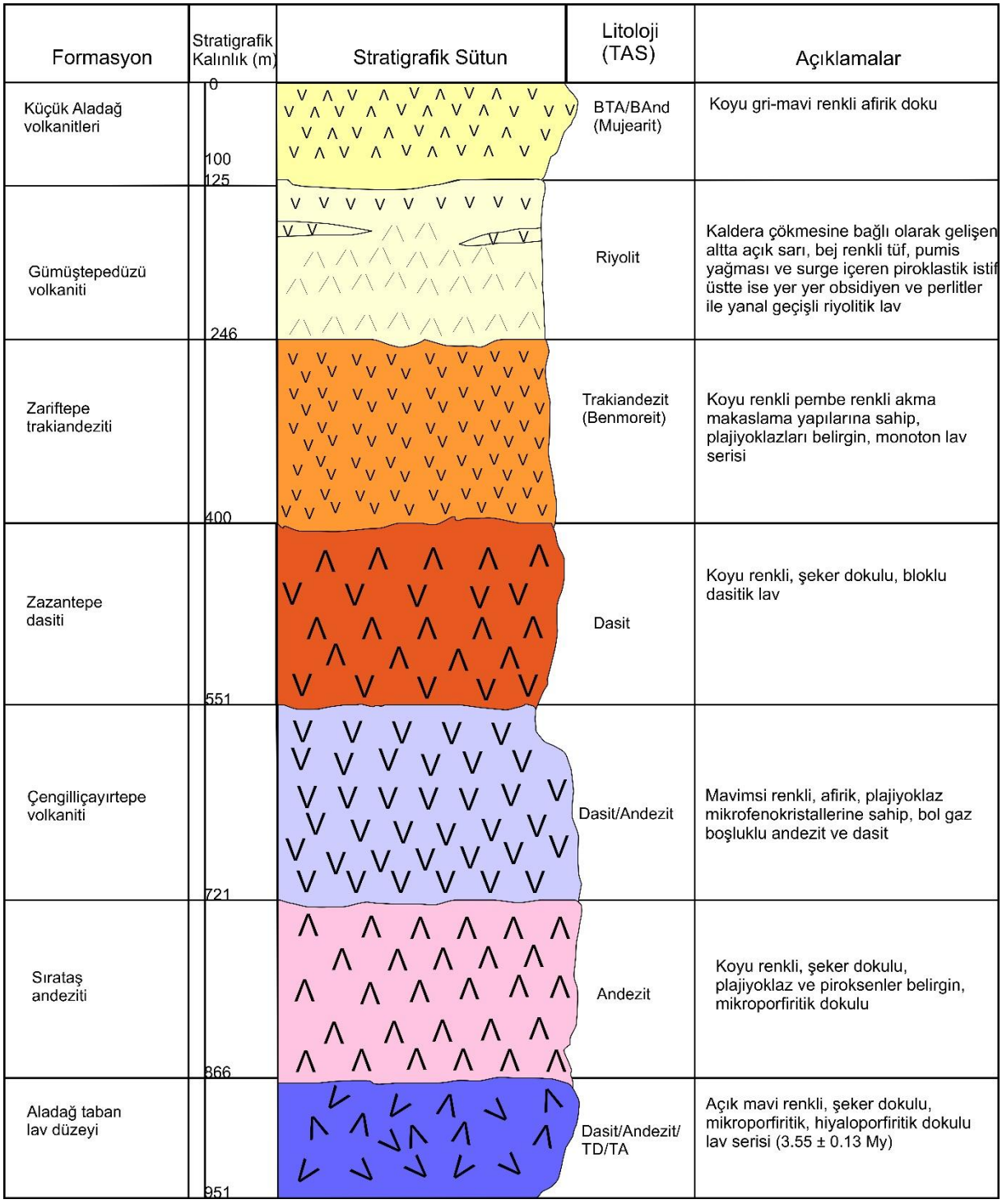
Sarıkamış-Kağızman arasında bulunan ve çalışmanın ana amacını oluşturan Aladağ stratovolkanı Erzurum-Kars Volkanik Platosu üzerindeki orta büyüklükteki volkanlardan biridir. 75 - 80 $km^2$ alan kaplamaktadır. Plato düzeyinden ortalama 1000 m daha yüksektedir (~ 3128 m). Aladağ volkanı radyal drenaj ağları ile aşındırılmış koni şeklindedir. Volkanın kuzey yamacı, muhtemelen şiddetli patlamalar (vulcanian ya da plinian) sonucunda kısmen yok olmuştur (Şekil 4.2; 4.37). Aladağ volkanının lavları plato üzerinde yüzlerce $km^2$ alan kaplamaktadırlar. Aladağ volkanı yoğunlukla lavlardan oluşmuştur, seyrek olarak patlamalı aktivite sonucu oluşmuş piroklastiklere de rastlanmaktadır.

Aladağ'ın lavları güneybatıda Çardakçatı, güneyde Armutlu ve Yarkaya, güneydoğuda Çengilli ve Karaboncuk, kuzeydoğuda Ortaköy, batıda Şehitemin ve Belencik civarında geniş alanlar kaplamaktadır (Şekil 4.1). Aladağ stratovolkanını oluşturan lavlar yoğunlukla andezitik ve dasitik bileşimlidir. Ayrıca trakiandezitik, trakidasitik lavlar da mevcuttur. Kuzey kenarında parazit bir koni olan Küçük Aladağ ise bazik nitelikte lavlara sahiptir.

Aladağ'ın sahip olduğu lavlar kimyasal olarak farklılıklar göstermekle beraber, el örneklerinde genellikle mikroporfiritik, afirik, hiyalopilitik doku sunarlar. Feno ve mikrofenokristal olarak ise plajiyoklas, klinopiroksen ve daha az oranda ortopiroksen içermektedirler. Hamur çoğunlukla camsıdır.

Keskin (1994) tarafından Kalebeşiköyü yaylası civarından alınan ve bu çalışmada taban lavı olarak ayırtlanan andezitik lavdan elde edilen K-Ar yaşı 3.55±0.13 My.'dır. Bu yaşa göre, batısında bulunan fissür çatlaklarından çıkan ve platoyu oluşturan bazik-ortaç nitelikteki lavlardan (Horasan kuzeyi) daha gençtir (Keskin, 1994).

Bu çalışma kapsamında Aladağ stratovolkanının kayaları ilk defa saha gözlemleri, petrografik ve jeokimyasal analizlere göre yedi birime birbirinden ayrılmıştır (Şekil 4.1; 4.2) ve 1/25000 ölçeğinde haritalanmıştır. Ayrıca Şekil 4.36'da Aladağ stratovolkanına ait ölçülü stratigrafik kesit sunulmuştur.




**Şekil 4.36:** Aladağ stratovolkanına ait ölçülü stratigrafikkesit.



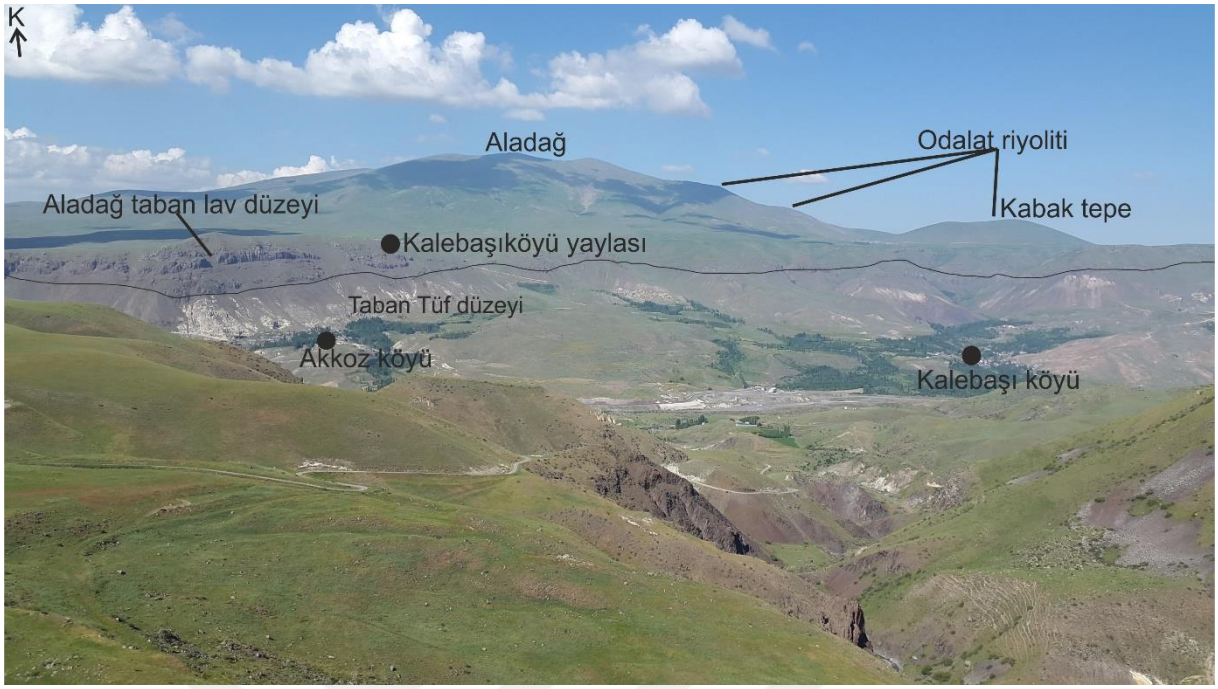

**Şekil 4.37:** a) Aladağ volkanına batıdan bakış. b) Aladağ volkanına güney doğudan bakış, Çengilli köyü kuzeyi. c) Akkoz taban tüf düzeyinin üzerine oturan Aladağ volkanı ve ortaç nitelikli lavları, kuzeye bakış, Aras nehri vadisi.

### *4.1.7.1. Aladağ taban lav düzeyi*

Aladağ taban lav düzeyi Aladağ stratovolkanının platodaki Akkoz taban tüf düzeyi üzerine gelen ilk lav serisidir. Plato üzerinde geniş alanlar kaplayan bu düzey, lavlarının sahip olduğu mineral parajenezi ve dokusal özellikleri nedeniyle Aladağ volkanını temsilen tipik Aladağ lavları olarak da adlandırılmıştır (Keskin, 1994; 1998b, Duru ve Keskin, 2017). Daha önce yapılan çalışmada alınan bir örnekten elde edilen tüm kaya K-Ar yaşı 3.55 ± 0.13 My vermiştir

(Keskin, 1994). Aladağ'ın batısında Horasan doğusunda Uzungazi köyü civarında elde edilen 4.59 ± 0.19 My K-Ar yaşına göre Akkoz taban tüf düzeyi üzerinde oturduğu saptanmaktadır (Keskin, 1994; Keskin ve diğ., 1998). Bu lavlar Le Bas ve diğ. (1986) diyagramında andezit, dasit ve bir kısmı da trakiandezitik ve trakidasitik alanlara iz düşmektedirler. Aladağ'ın ilk ürünleri olan bu lavlar olasılıkla merkezi çıkış yerinde birden fazla fisürden çıkarak Akkoz taban tüf düzeyinin üzerine akmış ve onu örtmüşlerdir. Bu lavlar çok tipik olarak koyu, açık mavi renkli, camsı ve şeker dokulu yer yer mikroporfiritik ve yer yer amigdoidal dokulu, kısa-küt prizmatik plajiyoklas, ortopiroksen ve daha az oranda klinopiroksen feno ve mikrofenokristalleri görülen lavlardır. Amigdallerin içinde kalsit dolguları gözlenmiştir. Çalışma alanında Keklikdere'nin batısında Ayşan Düzünden başlayıp Belencik köyü civarından ve güneyde Odalar köyü ve Kabak tepe güneyi ve güneydoğuda Çengilli Köyü ve kuzeyindeki geniş alanlarda devamlılık göstermektedir (Şekil 4.2).

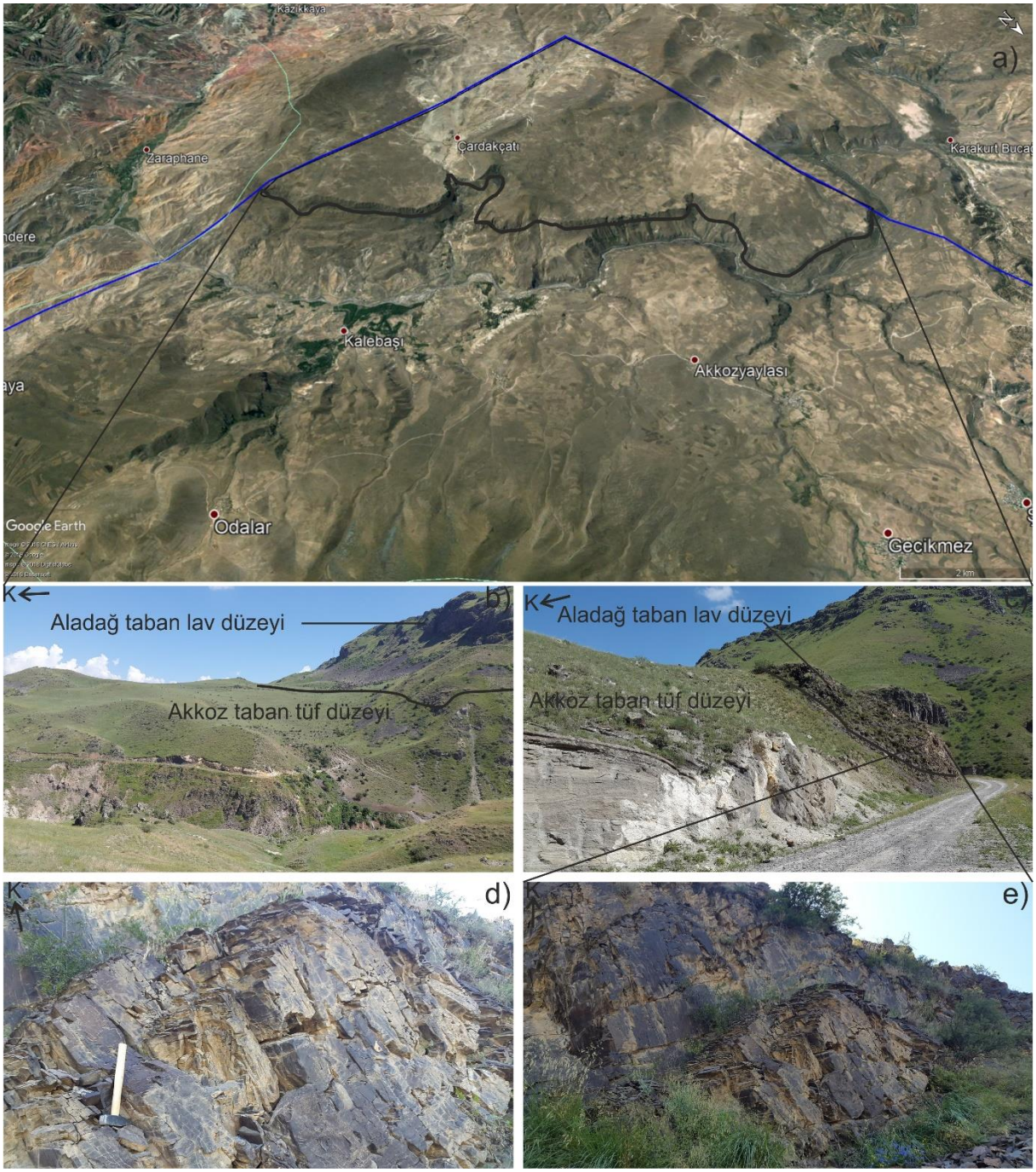
Aladağ taban lavının stratigrafik olarak altında bulunan Akkoz taban tüf düzeyinin üzerine aktığı platonun güneyinde Akkoz, Kalebaşı ve Kalebaşıyaylası köyleri civarında çok iyi görülmektedir (Şekil 4.38). Bu ilişki platoda Belencik köyü yolu üzerinde Ayşan Düzüne doğru Keklik derenin devamı olan Cafık dere içerisinde de gözlenmektedir. GD'ya doğru Aras Nehrinden platoya doğru Denizgölü köyü üzerinden tırmanan yolda Tuzluca formasyonu üzerine gelen Akkoz taban tüf düzeyi ve onun da üzerine gelen Aladağ'ın taban lavı Denizgölü gölü ve Çengilli köyü civarında yaygın mostralar sunmaktadırlar (Şekil 4.39). Çalışma alanının güney batısında Aras Nehrinin güneyinde kalan plato parçasında, Çardakçatı köyü yolu üzerinde, ise Aladağ taban lavı yine Akkoz taban tüf düzeyini örtmektedirler (Şekil 4.30). Aladağ'ın güneyinde Akkoz taban tüf düzeyi üzerinde kurulu olan Yarkaya köyü yolunda, Odalar-Yarkaya yolu üzerinde, Aladağ'ın bu ilk seri lavları ile Akkoz taban tüf düzeyi içerisinde bulunan riyolitik, dasitik lavlarla dokanak halinde gözlenmektedir (Şekil 4.41). Bunu yanında Aladağ'ın batı eteklerine doğru kurulu olan Gecikmez köyü ile Şehitemin köyü arasındaki yol üzerinde platoyu yaran Odak dere içerisinde ve Harabedeğirmeni dere ile Odak dere kesişimi civarında Aladağ lavlarının üzerine gelen Küçük Aladağ'ın bazik lavları ile Aladağ taban lav düzeyinin ilişkisi görülmektedir. Ek olarak Şehitemin köyü güneyinde Keklik dereye inen yol üzerinde trakiandezitik Aladağ taban lavı ile üzerine aktığı Hamamlı volkanik kompleksine ait silisik lav istifi arasındaki ilişki gözlenmektedir (Şekil 4.42).




**Şekil 4.38:** Çardakçatı köyü civarından platoya bakış (Bakış yönü K'e). Akkoz taban tüf düzeyi ve Aladağ'ın en yaşlı lavı olan Aladağ taban lavı arasındaki ilişki.



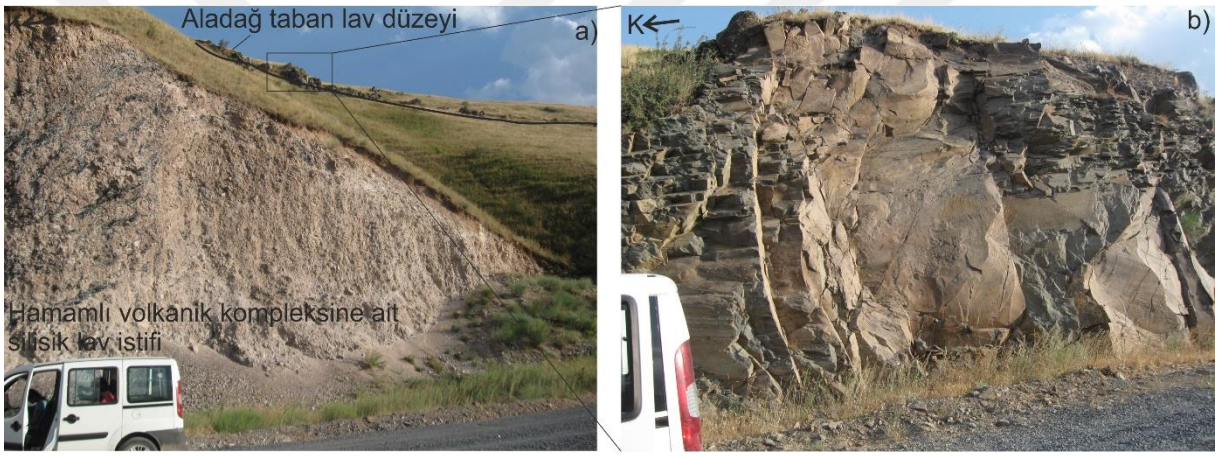

**Şekil 4.39:** a) Çengilli köyü batısı Deniz gölü gölü civarında Akkoz taban tüf düzeyi üzerine akmış olan Aladağ taban lavı. b) Çengilli köyü kuzeyi, köy çıkışında camsı, konkoidal kırılmalı, açık bej, mavi renkli dasitik lavlar. c, d) Çengilli köyü doğusu Karaboncuk, Taşbilek köyü yolu üzerinde şeker ve amigdoidal dokulu dasitik lavlar.




**Şekil 4.40:** a) Platonun Aras Nehrinin güneyinde kalan kısmındaki birimlerin dağılımı. Plato yüzeyini oluşturan andezitik Aladağ taban lavı. b, c) Karakurt-Kağızman anayolundan Çardakçatı köyüne çıkan yolda Akkoz taban tüf düzeyi ile Aladağ taban lavı arasındaki ilişki. d, e) Andezit bileşiminde dış yüzeyi sarı, siyah renkte afirik, düzgün eklem ve çatlak sistemine sahip taban lav düzeyi.




**Şekil 4.41:** a, b) Odalar-Yarkaya köyleri arasındaki yolda Yarkaya köyüne inerken andezitik ve dasitik bileşimdeki lavlar.

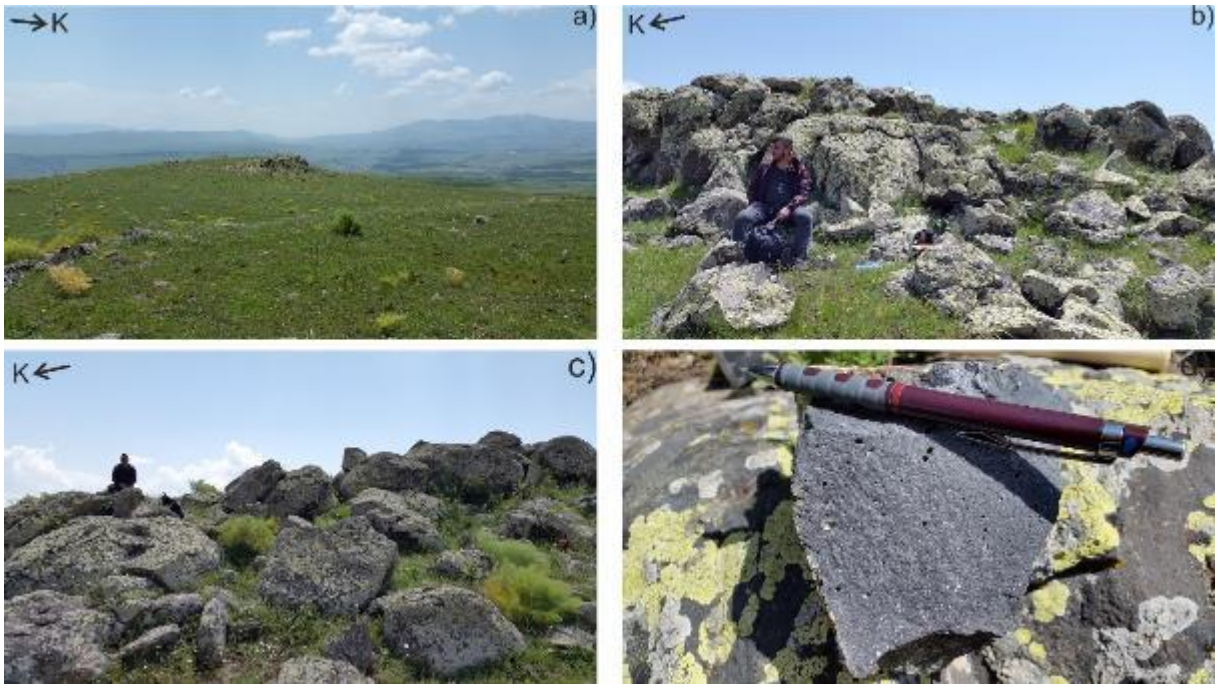



**Şekil 4.42:** a) Şehitemin köyü güneyinde Hamamlı volkanik kompleksine ait silisik lav istifi ile üzerine akmış olan Aladağ taban lavı arasındaki ilişki. b) Camsı, kırık-çatlak sistemli, akma yapılı trakiandezitik lav.

### *4.1.7.2. Sırataş andeziti*

Sırataş andeziti en tipik mostralarını Sırataş mevkiinde verdiğinden dolayı bu mevkii ismi ile adlandırılmıştır. Aladağ taban lavının üzerine gelmektedir. Sırataş andeziti andezitik lavdan oluşan masif bir birimdir. Sırataş andeziti, zirveye yakın olan Yukarıyayla mevkii, Tekçam mevkii, Toptaş, Akkozyaylası ve Iğırboğur civarına kadar gözlenmektedir (Şekil 4.1). Gecikmez köyü su deposu bu birim üzerinde bulunmaktadır. Bu mevkiiler civarında morfolojik olarak yarıklar oluşturan dere yataklarında lav katmanları iyi mostralar sunmaktadırlar. Birim dil yaparak Akkozyaylasına kadar akar. Burada Belencik-Akkozyaylası ve Odalar köyü yolu üzerinde özellikle Akkozyaylası civarında yol yarmasında mostraları görmek mümkündür.

Sırataş andeziti el örneklerinde koyu mavi renkli, dokusal olarak şeker, mikroporfiritik ve amigdoidal dokuludur. Plajiyoklas ve piroksen kristalleri hem mikrofenokristal olarak hem de hamurda yer yer gözlenmektedir. Amigdaller kalsit ile doldurulmuştur. Alterasyon bu birimde gözlenmemektedir (Şekil 4.43).




**Şekil 4.43:** a, b, c) Toptaşepe civarında birimin mostraları. d) El örneklerinde mavimsi koyu gri renkli, şeker ve amigdoidal dokuludur.

### *4.1.7.3. Çengilliçayırı volkaniti*

Çengilliçayırıtepe volkaniti, andezitik ve dasitik ortaç-asitik lav serilerinden oluşmuştur. Lavın kapladığı alan ve saha ilişkilerine bakıldığında, Aladağ'ın batı eteklerinde bulunan bir fissürden çıkmış ve akmış lav serisi olarak gözlenmektedir. Birim Toptaş mevkiine doğru Sırataş andezitinin üzerinde olduğu ve Gecikmez köyüne doğru ise Aladağ taban lavı üzerinde olduğu görülmektedir. Ayrıca Çengilliçayırı dere, Dikyayla mevkii ve Dikyayla dere civarında Zariftepe trakiandezitleriyle aralarındaki ilişki görülmektedir (Şekil 4.1).

Çengilliçayırıtepe volkanitlerinde ilk gelen lavların andezitik sonraki lavların ise dasitik oldukları görülmektedir. Lavlar olasılıkla Mehmetkanı derenin doğduğu derelerden olan Dikyayla derenin güneyinde ve Çengilliçayırıtepe ve üstündeki tepeden çıkmışlardır. Lavlar

fissür şeklinde bir çıkıştan çıkıp bir hat üzerinde ilerlemiş ya da soğuyup kristallenmişlerdir (Şekil 4.44; 4.45). Mehmetkaanı dere civarından daha alt kotlardan ve ilk akan lavlardan alınan örnekler ise andezitik bileşimlidir. Bu birimde lavlar laminalı akıntılar sergilemektedirler. Özellikle Dikyayla dere civarındaki yalak civarında bu lavların mostraları yaygındır. Buralarda kayaların üzeri cilalanmış şekildedir. Bunun nedeni muhtemelen Aladağ zirvesine yakın olan bu kotlarda, Aladağ'ın zirvelerinden kayan buzulların bu lavların yüzeyini cilalamasıdır.

Bu lavların dasitik olanları taze, koyu mavi renkli, şeker ve afirik dokulu, plajiyoklas ve piroksen mineralleri gözlenen ve bol gaz boşlukludurlar. Yer yer kalsit dolgulu amigdallere rastlanmaktadır. Andezitik lavlar ise mavi renkli, afirik ve şeker dokulu, plajiyoklas mikrofenokristalleri belirgin, yer yer ortopiroksen mikrokristalleri gözlenen lavlardır (Şekil 4.44).




**Şekil 4.44:** Çengilliçayırıtepe volkanitinin yayılımı, Gecikmez köyü güney çıkışından (Bakış yönü B'dan D'ya doğru).

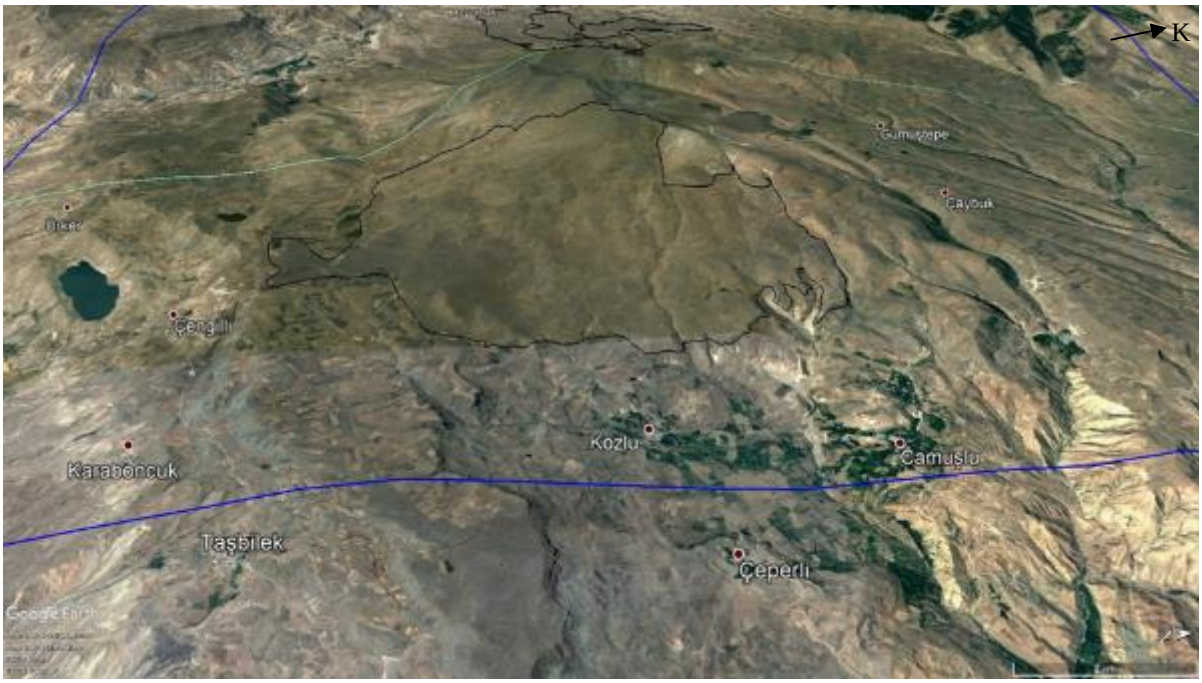



**Şekil 4.45**: a, b, c ) Dikyayla mevkiindeki akma yapılı, akma laminalı volkanikler. d, f) Vesiküllü dasitik lavlar. e, f) Afirik, açık mavi renkli anezitik lavlar, Mehmetkaanı mevkii. h, ı, i) Şeker dokulu, mikrokristalli andezitler, Çengilliçayırı tepe.

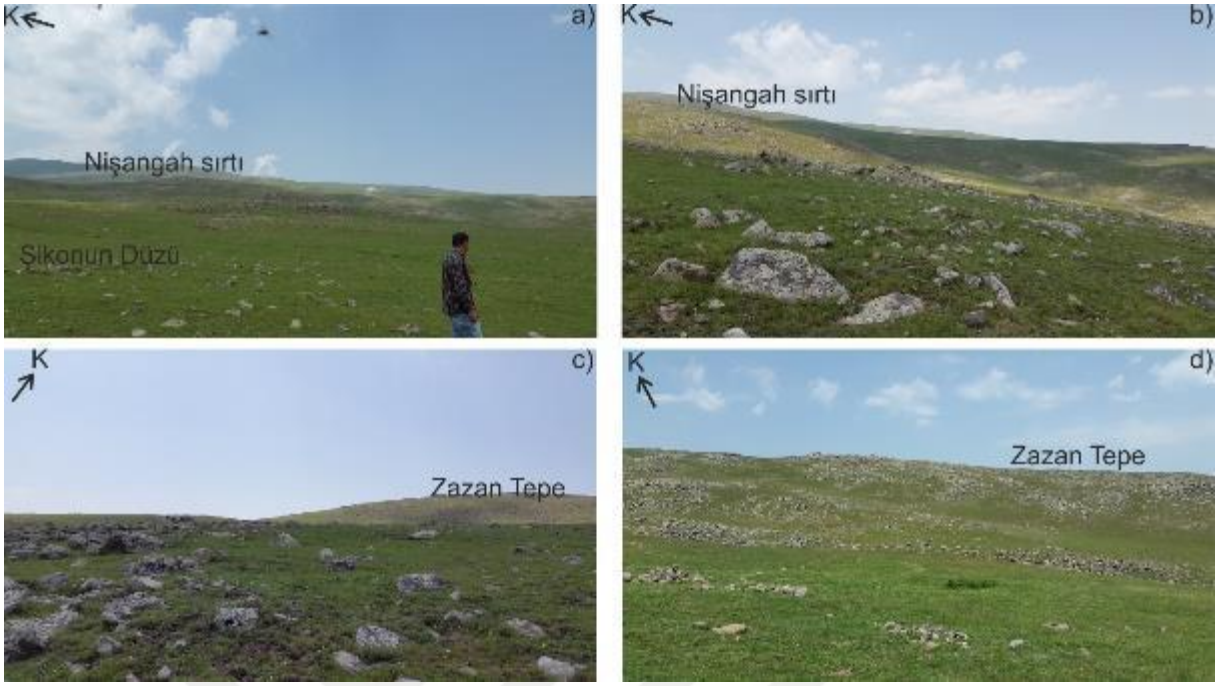
### *4.1.7.4. Zazantepe dasiti*

Birim Aladağ'ın doğu yamaçlarında bulunan Zazan tepe civarında tipik özelliklerini sergiler. Güneyde Şikeft dere, kuzeyde Camışlı dere, doğuda plato kenarlarına kadarki bir alanda yaygındır (Şekil 4.1; 4.46). Bu lavların Aladağ'ın diğer birimlerinden çok daha fazla bloklu oldukları görülmektedir.

El örneklerinde oldukça koyu renkli, şeker dokulu, matriksi camsı, plajiyoklasları belirgin olarak görülmektedirler (Şekil 4.47).




Şekil 4.46: Zazantepe dasitinin plato üzerinde yayılımı (mavi sürekli çizgi saha sınırı, Google Earth görüntüsü, 2018).




**Şekil 4.47:** a, b) Şikonun düzünden K-KD'ya bakış, Zazantepe dasitinin oluşturduğu sırtlardan biri olan Nişangah Sırtı görülmekte. c, d) Yüksek silika içeriği nedeniyle büyük mesafeler kat edemeyen birim, bloklu sırtları oluşturmuştur.

### *4.1.7.5. Zariftepe trakiandeziti*

Birim birbiri üzerine akmış 20'ye yakın trakiandezitik bileşimden oluşmuş monoton bir lav serisidir. Aladağ'ın kuzey - kuzeybatı zirvesinden kuzeybatı eteklerini oluşturup, Gecikmez köyü doğusuna kadar gelen lavlardan oluşur (Şekil 4.1; 4.48; 4.49).



**Şekil 4.48:** Zariftepe trakiandezitinin yayılımı (Google Earth görüntüsü, 2018).

Birimi kuzeyde Küçük Aladağ lavları sınırlamakta ve örtmektedir (Şekil 4.16).




**Şekil 4.49:** Birbiri üzerine akmış olan Zariftepe trakiandeziti (Google Earth Görüntüsü, 2018).

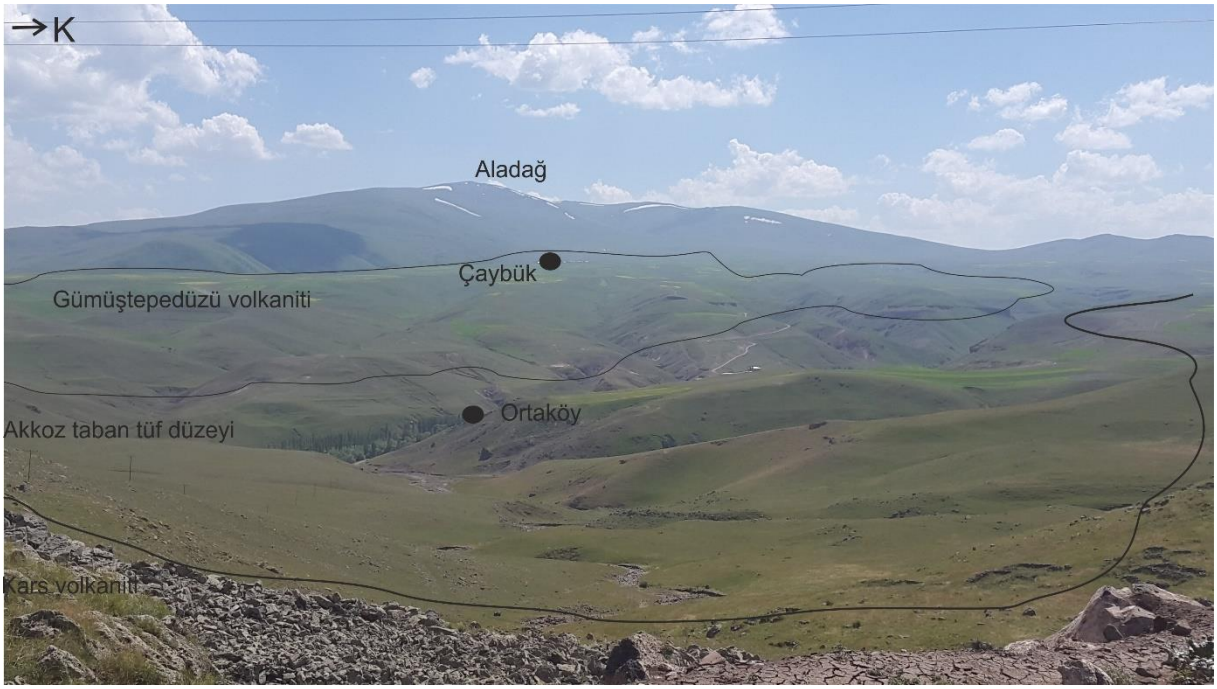
Birimi oluşturan lavlar mostralarda ve taze el örneklerinde gri ve mavi renkte, afirik, şeker dokulu, yer yer mikroporfiritik dokuludur. Mineral parajenezi ise plajiyoklas ve piroksen mikrokristallerinden oluşmaktadırlar, hamur çoğunlukla camsıdır, birimin temel ayırtmanlarından biri pembe renkli akma yapılarına sahip olmasıdır, lavların üst düzeyleri vesiküllü, alt düzeyleri ise daha masiftir, alterasyon rengi yeşil, kahverengimsi ve şarabi renktedir (Şekil 4.50).




**Şekil 4.50:** a, b) 16 OD 92 numaralı örnek, Dikyayla mevkii üstü akma laminalı trakiandezitik lav (Doğu'ya doğru bakış). c, d) 16 OD 102, Yukarıyayla mevkii, akma yapılı, ince laminalı lav. e) 16 OD 96, kalın trakiandezitik lav. f) Zarif tepedeki 16 OD 118 numaralı örneğin alındığı mostra görüntüsü. g, ı) 16 OD 95, Dikyayla üstü, şarabi renkli alterasyon ve akma makaslama yapılı lav. i, h ) Aladağ zirvesinde bulunan 16 OD 107 numaralı lav ve akma makaslama yapılı, mavi-gri renkli, afirik trakiandezitik lav.

### *4.1.7.6. Gümüştepedüzü volkaniti*

Çalışma alanının merkezinden kuzey doğusuna doğru uzanmakta olan birim (Şekil 4.1). Gümüştepe ve Çaybük köyleri civarını kaplar. Birim muhtemelen Aladağ'ın kuzeye bakan tarafının uçmasına da yol açan şiddetli patlama sonucuda oluşan piroklastik akma, tüf ve silisik lavları kapsar. Bu kısımda Aladağ'ın üzerine oturduğu Akkoz taban tüf düzeyi ile Aladağ'ın son evresindeki bu tüf ve akma birimlerinin birbirinden ayrılması oldukça zordur (Şekil 4.51).




**Şekil 4.51:** Paslı geçitinden Aladağ'a bakış. Akkoz taban tüf düzeyi ve Gümüştepedüzü volkanitinin ilişkisi (Bakış yönü D'dan B'ya doğru).

Gümüştepe-Çaybük köyleri civarına Ortaköy-Tunçkaya köy yolu üzerinden bu köylerin yoluna sapılarak gidilmektedir. Bu yollar boyunca Taban tüf düzeyi ve Aladağ'ın Gümüştepedüzü volkanitinin tüf düzeyleri alt düzeyleri oluşturacak şekilde arada mercekler halinde lav akmaları görülmektedir. Bu lav akmaları özellikle Aras nehri boyunca karşılaşılan Taban tüf düzeyi içerisindeki lavların ayırtman özellikleri ve düzey farklılıkları ile birbirinden ayrılabilmektedir. Gümüştepedüzü volkanitinin tüf düzeyleri piroklastik düşme ve akma birimlerinden oluşmaktadır. Bunlarda ara katkı olarak riyolitik türde lavlar gözlenmektedir. Bu lavlar açık mavi-gri renkli, akma bantları bulunmaktadır (Şekil 4.52).




**Şekil 4.52:** a) Gümüştepedüzü volkaniti ile Akkoz taban tüf düzeyi arasındaki yaklaşık sınır (Paslı Geçidinden GB'ya bakış). b) Gümüştepedüzü volkanitinin Ortaköy-Tunçkaya köyü yolu ve Karanlıkdere ve onunla birleşen dere vadilerindeki ilişkisi (Çaybük yolundan K'ye bakış). c, d) Gümmüştepedüzü volkaniti içerisindeki tüf düzeyi içerisinde ve yer yer üzerine akmış olan riyolitik lav (16 OD 174'nolu örnek) (KB'ya bakış).

Gümüştepedüzü volkanitinin silisik ürünlerinin iyi görüldüğü lokasyonlardan biri olan Ortaköy- Çaybük yolu üzerinde, plato düzlüğüne çıkıldığında Kahan Sırtı civarında açılmış mostralarda, akmış olan silisik bir lav içerisindeki obsidyen ve perlit geçişleri görülmektedir. Üstlerine piroklastik akma birimleri gelmiş ve onları örtmüştür. Yer yer obsidiyenlerde eksfoliasyon yapısı gözlenmektedir (Şekil 4.53).




**Şekil 4.53:** a) Gümüşetepedüzü volkanitinin morfolojik olarak yayılımı (KB'ya doğru bakış). b, c) Malzeme almak amacıyla açılmış yapay mostra. Obsidiyen akıntısı ve üzerine gelen akma birimleri (KB'ya doğru bakış). d, e) Obsidiyen blokları ve eksfoliasyon yapıları.

### 4.1.8. Küçük Aladağ volkanitleri

Küçük Aladağ, Aladağ stratovolkanının kuzey eteklerinde oturan parazit bir konidir. Ürünleri Aladağ'ın kuzey, batı ve doğudaki birimlerini yaygın bir şekilde örtmektedir. Batı ve güney

batıda Şehitemin köyünden ve yaklaşık Belencik köyüne kadar ulaşan kuzey ve kuzey doğuda Tunçkaya köyüne kadar yaygınca devam eden lav yaygısıdır (Şekil 4.1; 4.54). Lavlar düşük viskoziteye sahip bir kompozisyondan oluştuğu için plato üzerinde yaygınca akmışlardır. Aladağ'ın ortaç-asitik lavlarından sonra jeokimyasal olarak bazaltik andezit-bazaltik trakiandezit kompozisyonlara sahip olan bu evre gelişmiştir. Bazik nitelikli bu lavlar yüksek dereceli akışkanlıkları nedeniyle vadi içlerini doldurmuş ve daha önce rölyef açısından yüksek görülen yerleri de örtmüşlerdir.




**Şekil 4.54:** a) Küçük Aladağ volkaniklerinin plato üzerinde (KD'ya doğru bakış). b) BGB'ya doğru bakış.

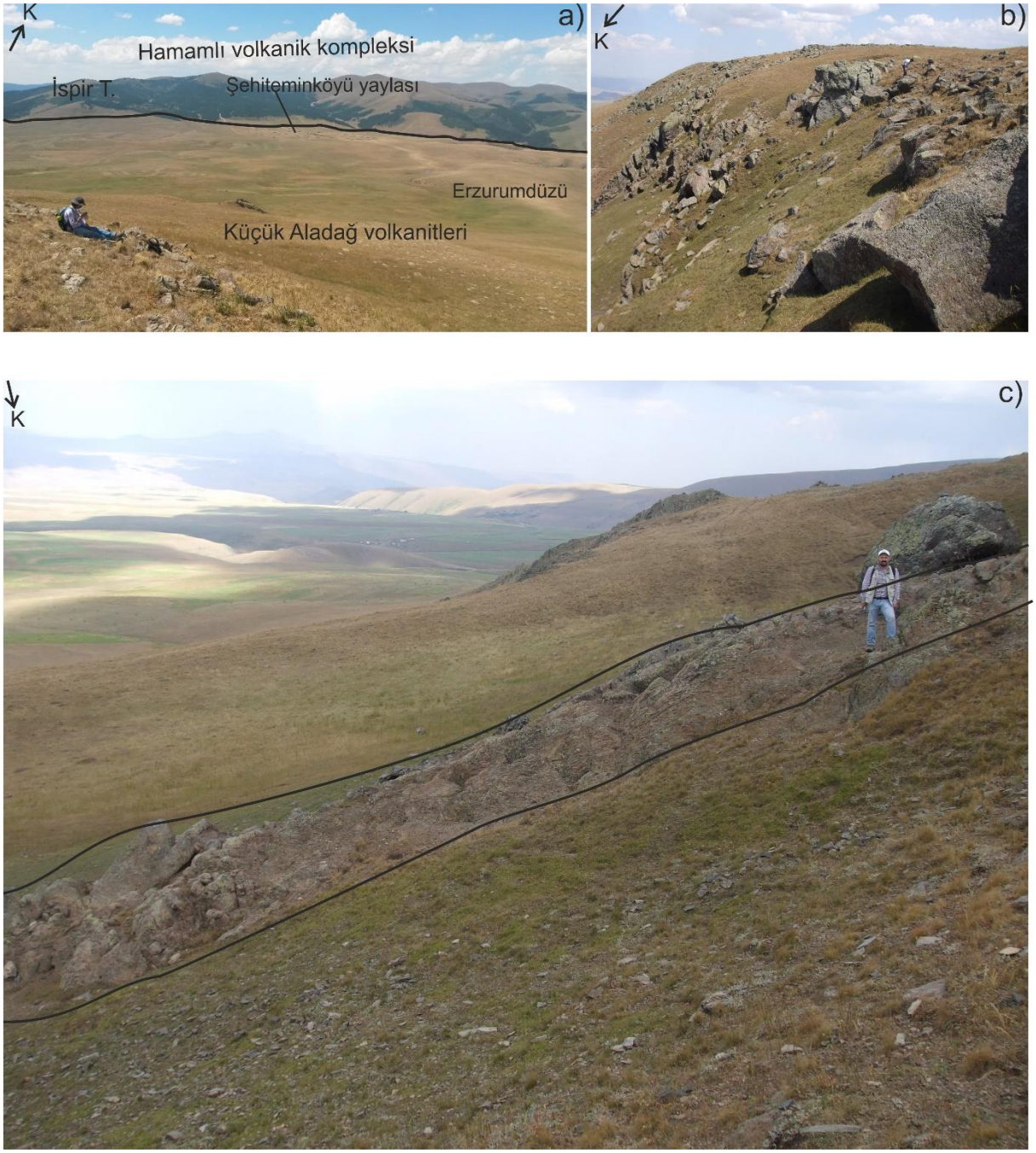
Küçük Aladağ'ın lavları genellikle koyu mavi-mavi renkli, şeker ve afirik dokulu, yer yer trakitik akma dokuları gözlenmekte olup, plajiyoklas ve piroksen mikrokristalleri belirginlik göstermektedir. Çoğunlukla taze kaya olup, alterasyon rengi kahverengimsi-sarı renklerdedir.

Bu birim özellikle Şehitemin köyü kuzeybatısında bulunan Hislimağara deresi içinde ve çevresinde üzerine geldiği Hamamlı volkanik kompleksi birimleri ve Aladağ taban lav düzeyi ile ilişkisi gözlenmektedir. Kuzeye doğru Şehitemin köyü ve Şehiteminköyü Yaylası yolu

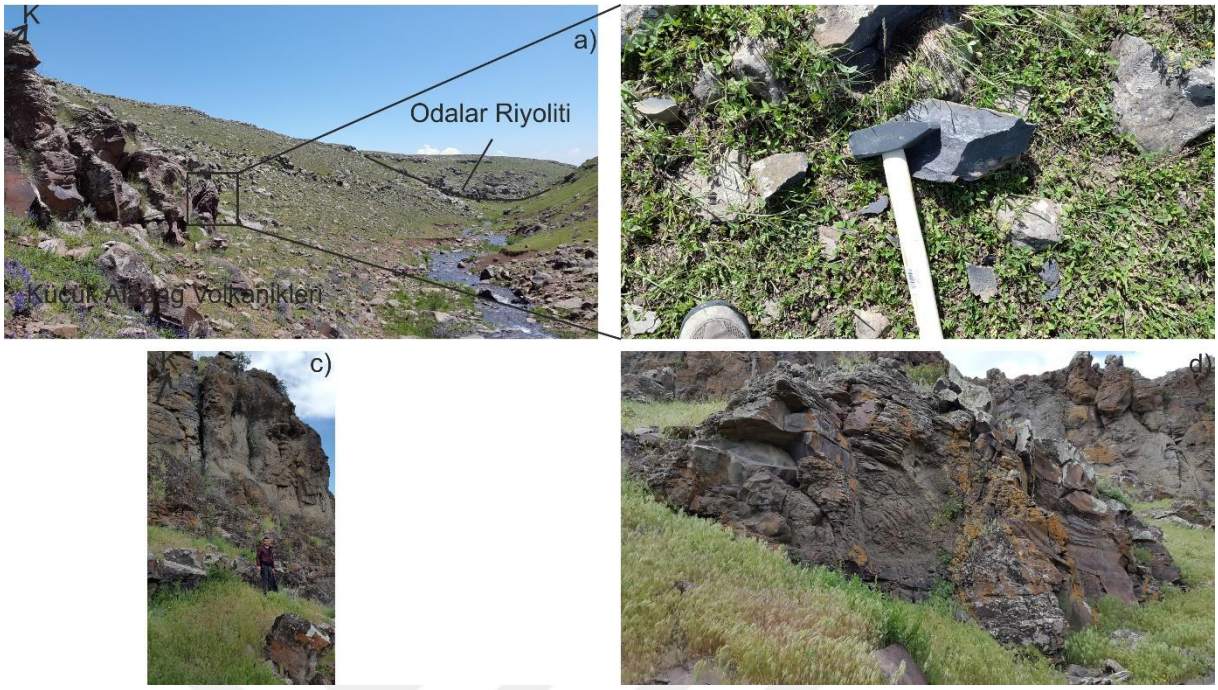
üzerinde, yolun güneyi Küçük Aladağ lavlarından oluşmakta iken kuzeyi ise tepe ve yükseltiler ile Hamamlı volkanik kompleksinin felsik ürünleriyle temsil edilmekte, yol yaklaşık birim sınırı üzerinde yer almaktadır. Platoyu yarmış ve vadiler oluşturmuş olan Dölge dere içerisinde Küçük Aladağ'ın üst üste akmış lavları gözlenmektedir. Yezityatağı D., Çengilliçayırı D., Delideğirmen derelerinin açmış oldukları vadiler içerisinde üst kotlarda Küçük Aladağ lavlarına, üstlerine aktıkları birimler ise Aladağ volkanına ve Odalar riyolitine ait lavlardır. Aynı zamanda Mehmedinçayırı tepe civarında özellikle kuzeyinde yayla yolu civarında Hamamlı volkanik kompleksi ile onu kısmen örten Küçük Aladağ lavları ile ilişkisi gözlenmektedir. Küçük Aladağ tepe ise bir çıkış yeri olarak görülmektedir. Tepede fisürü gösteren KD-GB doğrultulu dayk görülmektedir (Şekil 4.54; 4.55; 4.56; 4.57).




**Şekil 4.55:** a, b) Küçük Aladağ zirvesinde çıkış yerindeki afririk, koyu renkli, kırık-çatlak sistemli bazaltik trakiandezitik lavlar. c, d) Şehitemin-Gecikmez köyleri arasındaki yolda vadi içerisinde bazaltik andezitik bileşimli, afirik, şarabi renkli Küçük Aladağ lavları.




**Şekil 4.56:** a) Küçük Aladağ'dan Erzurumdüzü KB'sındaki Akyoldere civarındaki Hamamlı volkanik kompleksini oluşturan felsik çıkış yerine bakış ve birimler arası ilişki b, c) Çıkış yerinde görülen D-B doğrultulu dayk (Bakış GD'ya).




**Şekil 4.57:** a, b) Gümüştepe'nin yanından akan Delideğirmen derenin kuzey kolu içerisinde Odalar riyoliti domu ve koyu renkli, afirik, şeker dokulu bazaltik trakiandezitik Küçük Aladağ lavı. c, d) Belencik-Gecikmez köyleri arasında Harabedeğirmen dere vadisi içerisindeki bazaltik trakiandezitik Küçük Aladağ lavları.

### 4.1.9. Odalar riyoliti

Keskin (1994) tarafından tanımlanmış olan Odalar riyoliti tipik olarak Aladağ volkanı güneyinde Odalar köyü yakınındaki Kabak tepe dolaylarında görülmektedir. Aladağın andezitik-dasitik Aladağ taban lav düzeyi lavlarını kesmekte ve üzerine akmaktadır (Şekil 4.1; 4.2). Bu lavlar porfiritik ve mikroporfiritik dokulu riyolittir. 200 m. kadar kalınlıkla 5 $km^2$ civarında alan kaplamakta olan birim, açık gri renkli camsı hamur içerisinde plajiyoklas kristalleri içerir, porfiritik ve vitrofirik doku sunarlar (Şekil 4.58).

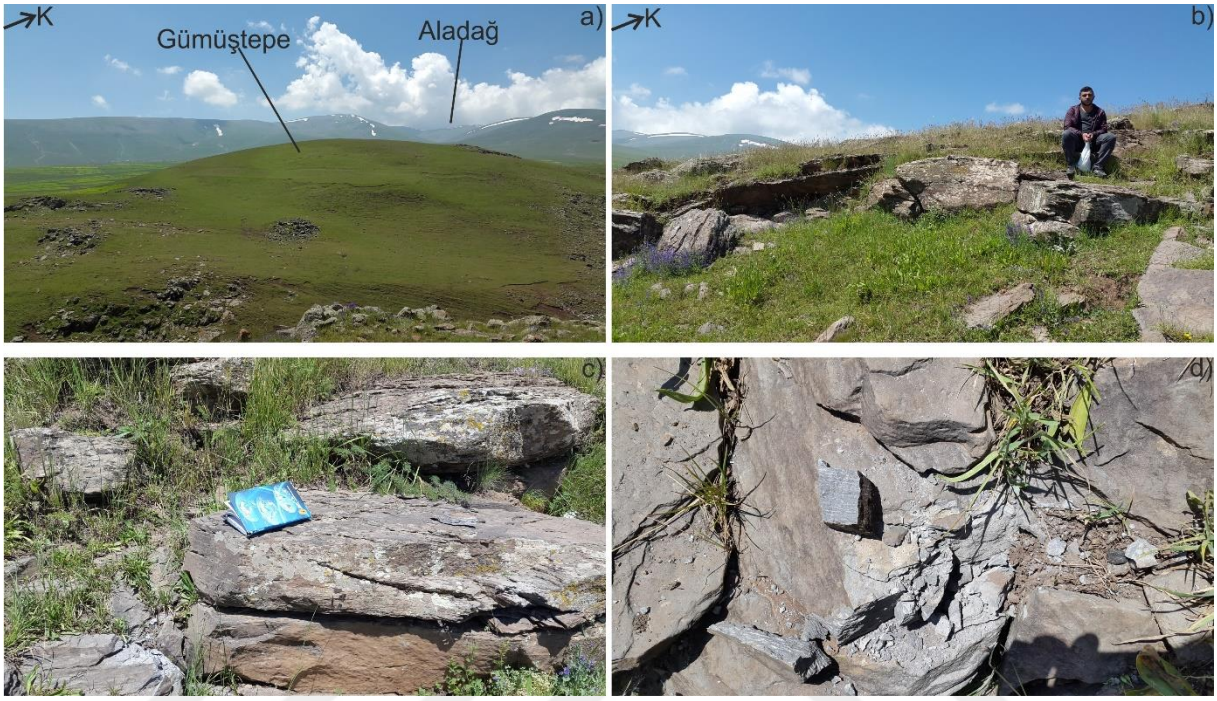
Birime benzer konum ve bileşimde bir dizi asitik dom plato istifini ve Aladağ'ın ürünlerini kesmektedir. Bunlardan ilki Aladağ'ın hemen doğusunda yer alan Gümüştepe köyü civarındaki riyolitik Gümüştepe domudur (Şekil 4.1; 4.2). Gümüştepe hafif rölyefli, Gümüştepe köyünün hemen kuzeybatısında, Delideğirmen dereyi oluşturan iki kolun arasında yer almaktadır ve 250 $m^2$ kadar alan kaplamaktadır ve 40-50 m kadar kalınlıktadır. Gümüştepe domunun lavları, açık mavi renkli, akma bantlı, bantların rengi beyaz ve bej renklidir. Camsı, afirik dokuludur. Kuvars ve plajiyoklas kristalleri belirgin olarak görülmektedir (Şekil 4.59). Domun Küçük Aladağ

lavlarını kestiği ilişki ise Delideğirmen dereyi oluşturan kuzey kolun oluşturduğu vadi içerisinde görülmektedir (Şekil 4.57).




**Şekil 4.58:** a, b) Odalar riyolitinin dom olarak gözlendiği Kabak Tepe'nin plato düzeyindeki konumu. c, d) Açık renkli, ayrışma rengi bej olan riyolitik lavın Kabak tepe civarındaki mostrası.

Odalar riyoliti adı altında tanımlanan diğer asitik domlar ise Aladağ stratovolkanının güney kenarını oluşturan riyolitik domlardır. Bu domlar Odalar riyolitinin diğer ürünleri gibi Aladağ'ın lavlarını kesmiş ve viskoziteleri nedeniyle çok fazla akamamışlardır (Şekil 4.1).




**Şekil 4.59:** a, b) Odalar riyolitinin görüldüğü bir diğer dom şeklinde yüzlek olan Gümüştepenin konumu. c, d) Yapraklı, akma bantlı, açık renkli lavları.

Odalar köyünün kuzeyinde Aladağ'ın güney eteklerini oluşturan domlar Kırmızı sırtı, İsa pınarı, Kaya pınarı, Nadir dere, Halef pınarı civarındaki tepeleri oluşturular (Şekil 4.1; 4.58). Bu lavlar açık mavi renkli, vitrofirik dokulu, mikrokristalli, plajiyoklas ve K-feldispat mineralleri belirgin, akma-makaslama bantlı, remorfing kıvrımlara sahiptirler. Lavlar yer yer serisitik alterasyona uğramışlardır. Alterasyon rengi bej ve gri renklerdedir (Şekil 4.59). Aladağ'ı kesen bu domlar Odalar riyolitinin tanımlandığı Kabak tepenin hemen kuzeyinde yer almakta ve benzer doğrultuda oldukları görülmektedir.




**Şekil 4.60:** a, b, c, d) Kaya pınarı ve İsa pınarı kuzeyindeki kalın riyolitik lavların görünümü. e, f, g, h) Açık renkli, akma-makaslama bantlı, reforming kıvrımlanmalara sahip viskozitesi yüksek riyolitik lavların yakın plan mostra görünümü.

### 4.1.10. Kars volkaniti

Kars volkaniti çalışma alanının kuzey doğusunda görülmektedir (Şekil 4.1). Kars platosuna plato morfolojisi sağlayan birimdir. Kuzeyde Ardahan Çıldır kuzeyinden, güneyde Kağızman kuzeyine kadar ki geniş bir alanda gözlenmektedir. Birim EKVP içerisinde diğer birimlerden daha bazik olması ile ayırt edilir. Bazalt, bazaltik andezit ve bazaltik-trakiandezitik lavlar ile temsil edilir. Genellikle mikroporfiritik, şeker dokularının görüldüğü birim, başlıca plajiyoklas, klinopiroksen, az oranda ortopiroksen ve olivin feno ve mikrofenokristalleri içerir. Kars bazalt platosunun üstüne geldiği birimler ile ilişkisi genellikle düzlemsel ve keskindir. Çalışma alanı içerisinde yaklaşık Paslı geçidi dolaylarından alınan bazaltik andezit örneğinden elde edilen K-Ar yaşı 3.40 ± 0.10 My'dır (Keskin, 1994). Daha doğuda Yağlıca dağı dolaylarında ise tüm kayadan alınmış K-Ar yöntemi ile 2.72 ± 0.10 My yaş elde edilmiştir (Keskin,1994). Pearce ve diğ. (1990)'nin elde ettiği yaş verilerine göre Kars volkanitinin aktivitesi 1.5 My'a kadar sürmüştür. Çalışma alanı içerisinde kuzeydoğuda Paslı geçidi civarında Akkoz taban tüf düzeyi üzerine akmış halde ve daha kuzeye doğru ise plato düzlüklerini oluşturur şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.61).




**Şekil 4.61:** a, b) Paslı geçidi civarında Kars Bazalt Platosu ile Taban tüf düzeyi arasındaki ilişki. Platoyu oluşturan birim, morfolojiyi belirlemektedir (GB'ya bakış).

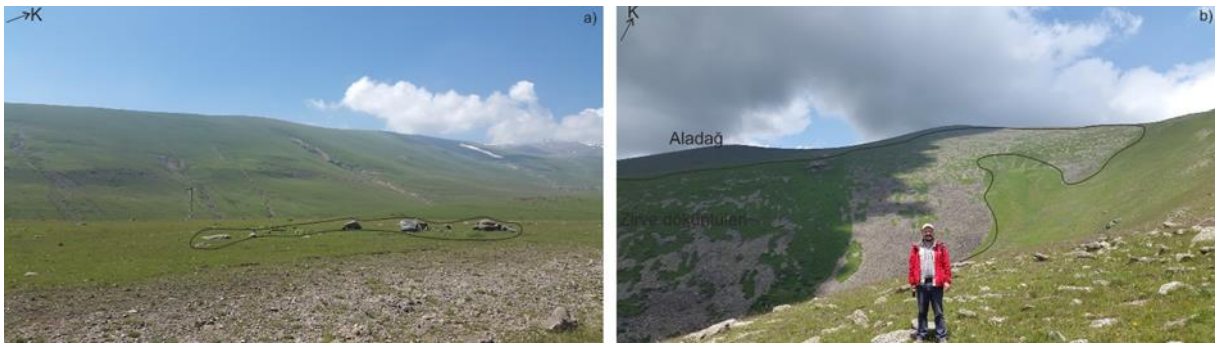
### 4.1.11. Yamaç Molozu

Aladağ'ın zirvelerinde Aladağ'ın lavlarından türemiş, yüzeysel ayrışmayla oluşmuş ve kısmen akmış, çoğunlukla döküntü halinde bulunan bir düzey yer almaktadır (Şekil 4.1; 4.62).




**Şekil 4.62:** Aladağ'ın patlamalı etkinliği sonrası gelişmiş olan zirve düzeylerinde yer alan lav ve döküntü düzeyleri.

Muhtemelen bu yamaç molozu güncel dönemde oluşmuştur. Aladağın zirvesinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Akmış kısımlarına zirve düzeylerinde, Aladağ'ın batı ve güneyinde, bloklarına ise batı, güney ve doğusunda rastlanmaktadır (Şekil 4.63).




**Şekil 4.63:** a) Gümüştepe Yaylası civarı, zirve döküntülerinin parçası olan bloklar, 16 OD 175 ve 176 numaralı örnekler (GB'ya bakış). b) Odalar riyoliti olarak isimlendirilen Aladağ'ı güneyden kesen ve güney kenarını oluşturan domlardan Aladağ zirve lav ve döküntülerini gözlenmekte (KKD'ya doğru bakış).

Bu bloklar açık mavi renkli, afirik, şeker dokuludur. Plajiyoklaslar mikrokristal halinde gözlenmektedir. Bu düzeyden alınan örnekler jeokimya sonuçlarına göre trakiandezitik bileşimdedir.

### 4.1.12. Alüvyon

Çalışma alanı içerisinde Aras Nehri boyunca ve çalışma alanının güneybatısında Armutlu dere, Sığıryolu dere ve Kom dere boyunca hartilanabilenecek ölçekte yüzeylenmektedir. Aras Nehri boyunca alüvyon volkanik lav blokları, ignimbirit blokları ve sedimenter birimlerden aldığı bloklarca oluşturulmaktadır. Güneybatıda ise tamamıyla volkanik malzemeden oluşmaktadır (Şekil 4.1).

## 4.2. YAPISAL JEOLOJİ

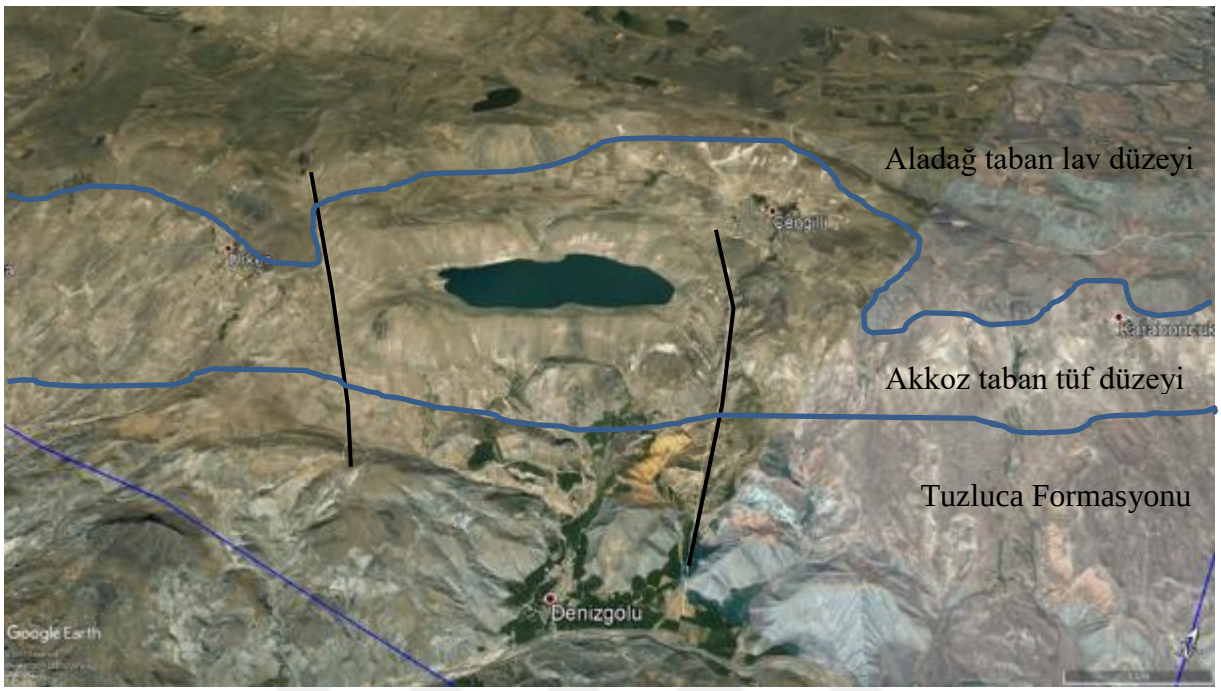
### 4.2.1. Doğrultu ve Eğimler

Çalışma alanı içerisinde doğrultu ve eğimler genel olarak sedimenter birim olan Tuzluca formasyonundan ölçülmüştür. Bu birim içerisinde ölçülen doğrultular K50 - 75D ve eğimler ise 30 – 65 KB'dır (Şekil 4.1). Tabakalar yer yer yersel düşmeler, faylar nedeniyle farklı konumlarda olabilmektedir. Bununla beraber volkanik birimlerde doğrultu-eğimler lavların ya da piroklastik birimlerin yerleşirkenki çıkış noktaları, akım açısı, paleomorfoloji vs. gibi paramaterelere bağlı olarak değişkenlik gösterecektir. Bu açıdan volkanik birimlerin doğrultu-eğimleri sedimenter birimlerin çökelimlerin farklı olarak, bir dizi parametreye bağlı olarak değişecektir.

### 4.2.2. Faylar

Çalışma alanının bulunduğu bölge sıkışmalı ve gerilmeli tektonik rejimlerin etkinlik alanın içerisinde yer almaktadır. Buna bağlı olarak saha içerisinde ve sahanın hemen güneyinde faylı ve bindirmeli birimler yer almaktadır. Sahanın güneyinde Kağızman karmaşığı içerisinde birbiri üzerine bindirmiş tektonik dilimler mevcuttur. Bu bindirmeler genellikle kuzeye eğimli ve düşük açılıdır. Genel olarak kuzey-güney doğrultulu doğrultu atımlı faylarla kesilmişlerdir.

Çalışma alanı içerisinde Kuyruk tepe ile Yazılı Taş arasında yer alan Aras nehrinde hafif bir atıma yol açan muhtemel bir fay olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.1). Yine Taban tüf düzeyi içerisinde Evliya dere ve Sarıkaya dere devamında normal faylar gözlenmektedir. Bu alanda en belirgin faylar Denizgölü gölünün her iki tarafında bulunan gravite faylarıdır. Taban tüf düzeyi, üzerine gelen plato ve Aladağ lavlarını taşıyamayarak özellikle güney ve güneydoğu taraflarında geniş çaplı heyelanlar oluşturmuştur (Şekil 4.1; 4.64).



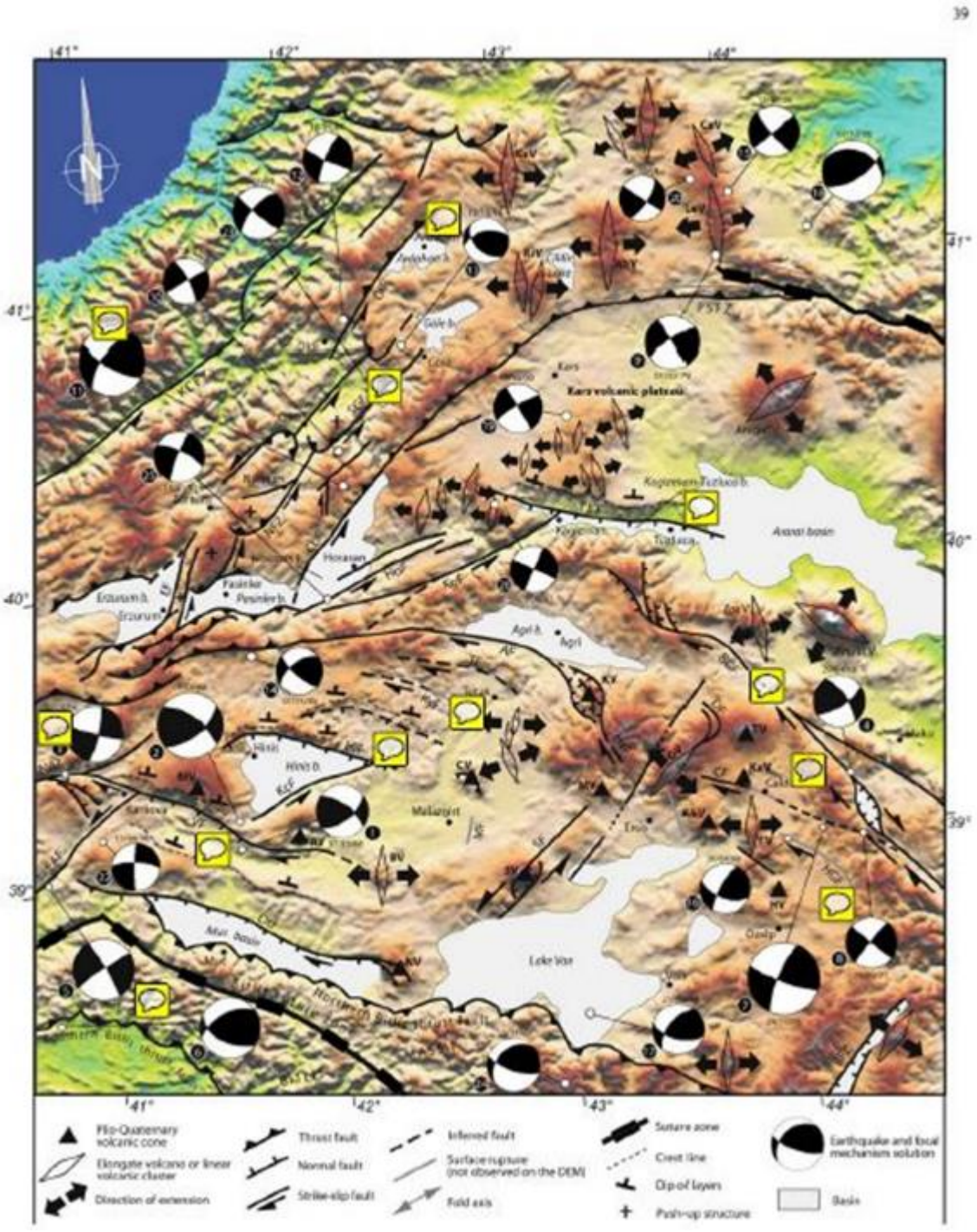

**Şekil 4.64:** Ürker ve Çengilli köyleri arasında bulunan Denizgölü gölü. Basamak halinde üstündeki Aladağ taban lav düzeyinin alttaki dayanımsız birim nedeniyle aşağıya doğru kayması ve bunu sağlayan gravite fayları (Bakış yönü KB'ya).

### 4.2.3. Açılma Çatlakları ve Lav Çıkış Yerleri

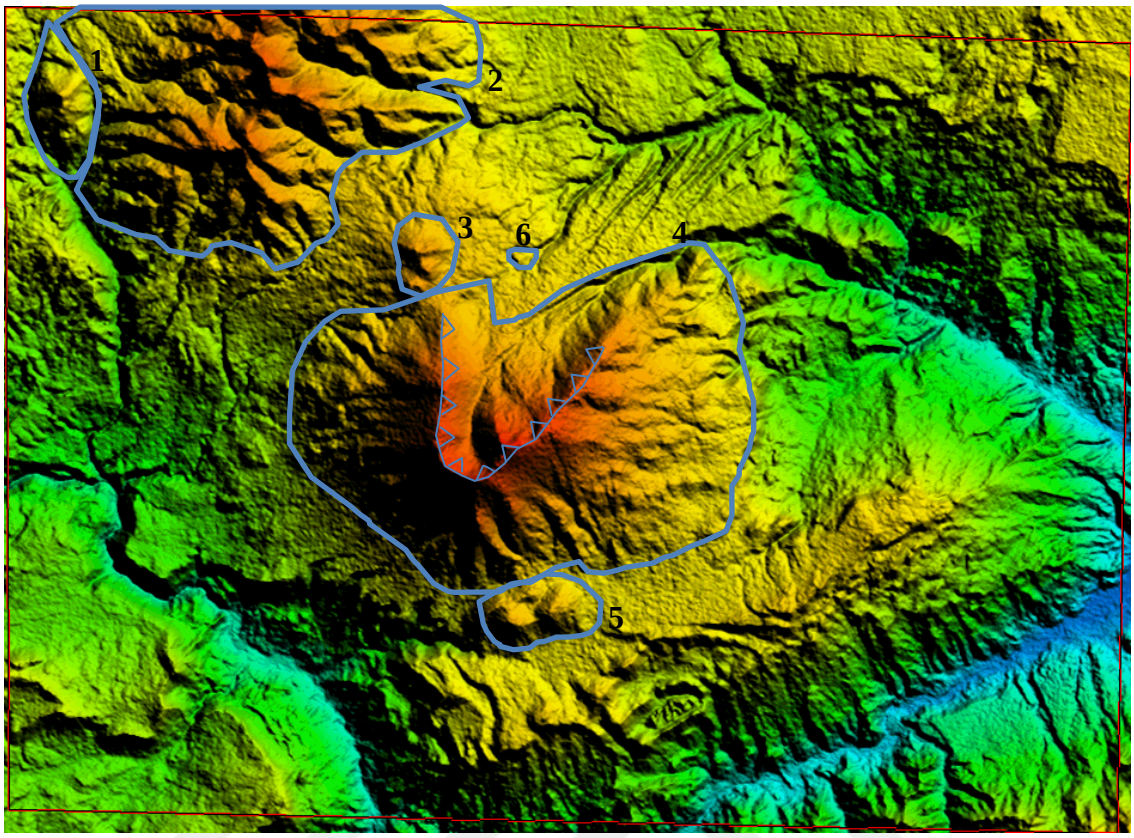
Erzurum-Kars Volkanik Platosu volkanizmasına ait lav ve piroklastikler merkezi büyük-küçük çıkış noktaları ve Pliyosen döneminde genişlemeli tektonik rejime bağlı olarak fay ve açılma çatlaklarından çıkmışlardır (Şekil 4.65).

Çalışma alanı içerisinde EKVP içerisinde orta büyüklükte olan merkezi çıkış yerlerinden biri olan Aladağ stratovolkanı merkezde kalmaktadır. Bunun yanında Hamamlı Volkanik Kompleksi ürünlerinin çıktığı aşınmış stratovolkan bir diğer çıkış noktasıdır. Aladağ'ın kuzey eteklerinde oturan parazit koni niteliğinde Küçük Aladağ bulunmaktadır. Aladağ'ı kesen domlar ise diğer çıkış noktalarını ifade etmektedirler. Ancak yaygın olarak görülen platonun tabanını oluşturan Taban tüf düzeyinin ise çıkış noktaları gözlenmemiştir (Şekil 4.66).

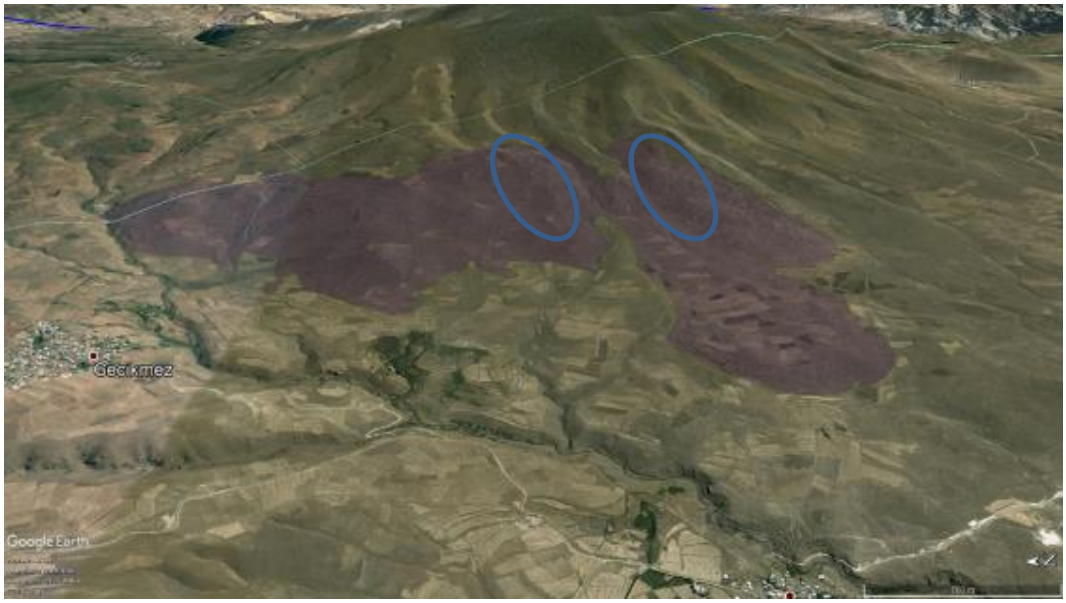
Ayrıca Aladağ volkanının batı kenarında Çengilliçayırı tepe andezit ve dasitininde bir fissurden çıkan lavlar olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.67).




**Şekil 4.65:** Doğu Anadolu yüksek platosundaki Neotektonik yapılar ve çalışma alanının konumu (Dhont ve Chorowicz, 2006).




**Şekil 4.66:** Çalışma alanı içerisindeki çıkış merkezleri ve domlar; 1) İmamtepe domu, 2) Aşınmış stratovolkan (Hamamlı Volkanik Kompleksi), 3) Küçük Aladağ, 4) Aladağ Stratovolkanı, 5) Odalar riyoliti (Kabaktepe domu), 6) Odalar riyoliti (Gümüştepe domu) (ASTER uydu görüntüsü, 2018).




**Şekil 4.67:** Aladağ'ın batı eteklerini oluşturan Çengilliçayırıtepe volkaniti birimin içerisinde rölyefçe yüksek olarak görülen fisürden çıkmışlardır (Google Earth görüntüsü, 2018).

## 4.3. PETROGRAFİ

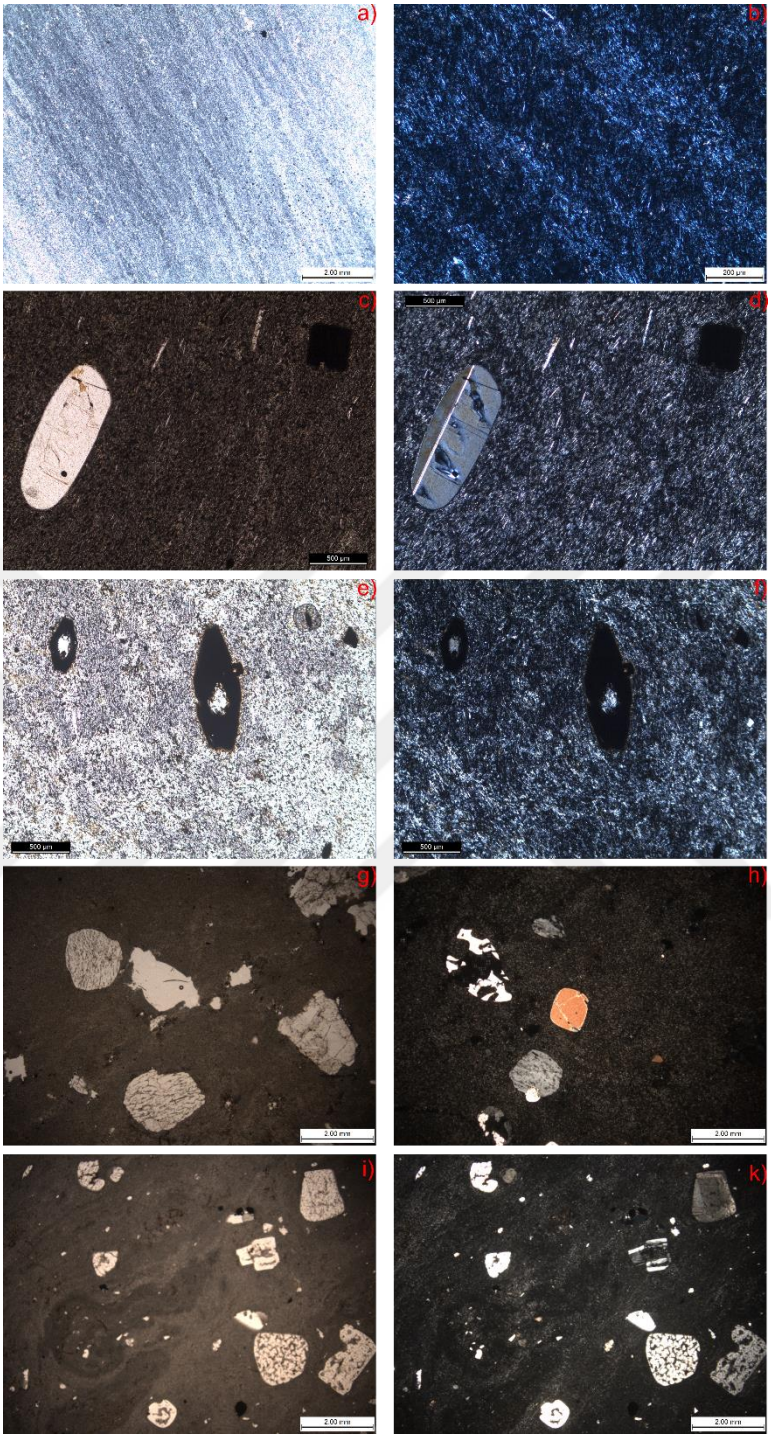
Çalışma alanındaki volkanik birimlerin mineralojik-petrografik karakteristiklerini belirleyebilmek amacıyla ince kesitler hazırlanmış ve bu ince kesitler polarizan petrografi mikroskoplarında incelenmiştir. Arazi çalışmalarında 267 örnek alınmış, farklı birim ve lav seviyelerini temsilen 176 örneğin ince kesitleri Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit laboratuvarında yaptırılmıştır. Analizler ise İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ABD. Optik Mineraloji Laboratuvarında bulunan polarizan mikroskoplarda gerçekleştirilmiştir.

Volkanik birimlerin petrografik incelemesi, stratigrafi bahsinde değinildiği üzere yaşlıdan gence doğru bir sistematik içerisinde gerçekleştirilmiştir.

### 4.3.1. Akkoz taban tüf düzeyi

Akkoz taban tüf düzeyi örneklerinde genellikle vitrofirik dokunun hâkim olduğu görülmektedir. Kayaçların hamurunda volkan camı ve yer yer mikrokristallerin olduğu gözlenmektedir. Fenokristaler zonlu dokular, kemirilmiş ve reaksiyon kuşağı oluşturan mineraller ile temsil edilmektedirler. Kimi örneklerde ise fenokristaller magma karışımını işaret eden özel dokulara sahiptirler.

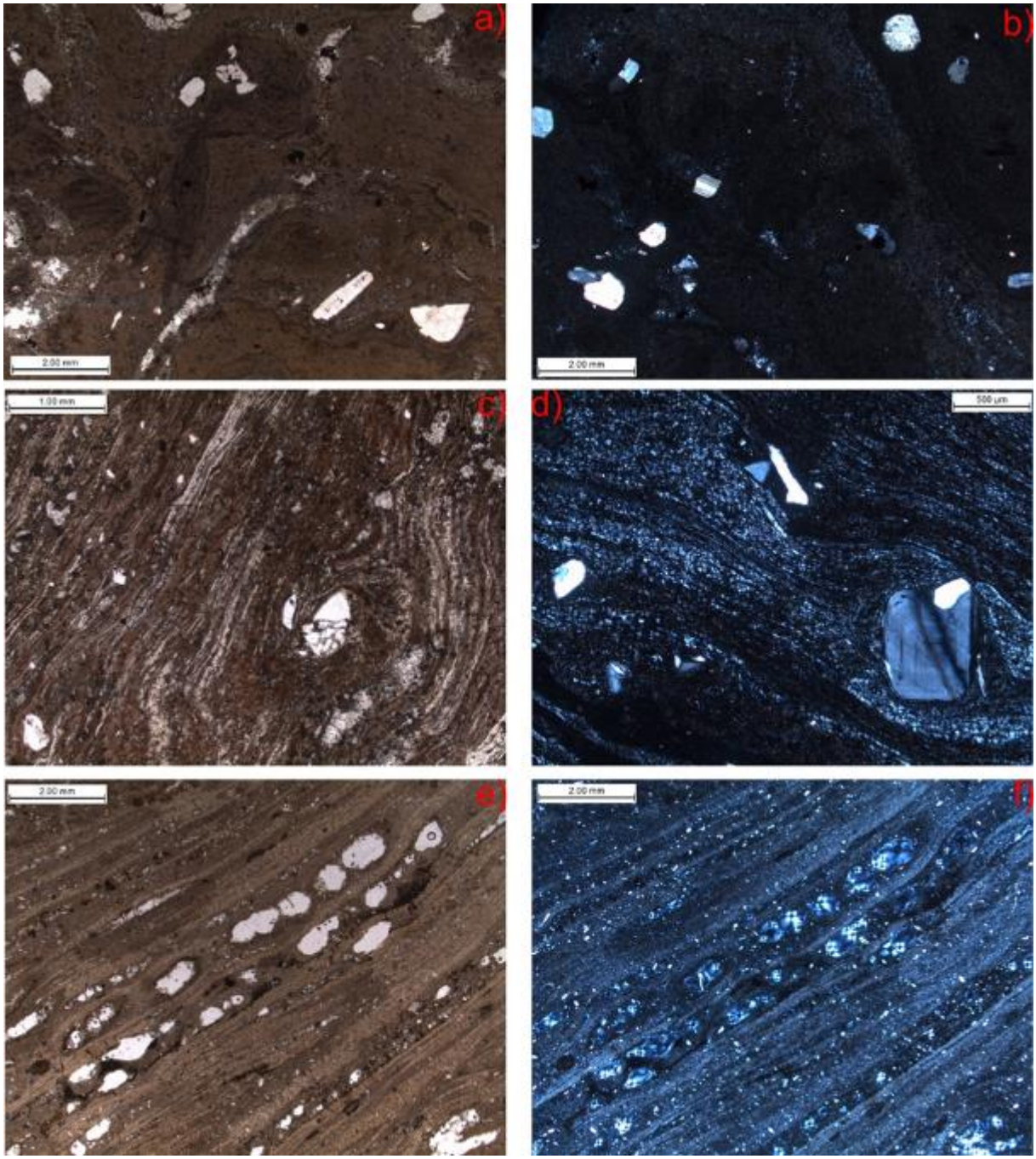
Kayaçların camsı hamuru mikroskop altında çoğunlukla siyah, kahverengi ve renksiz olarak gözlenirken, genel olarak vitrofirik, pilotaksitik, poikilitik, akma ve kimi örneklerde intersertal doku gözlenmektedir (Şekil 4.68). Bu serinin örneklerinde bol plajiyoklas, piroksen, K-feldspat ve az miktarda kuvars minerali mikrofenokristal ve fenokristal olarak saptanmıştır. Amfibole ise psödomorf olarak rastlanmaktadır. “Ghost” amfibol ya da hayalet amfibol olarak da isimlendirilen psödomorf özellikteki bu yapıda amfibolün kristal şeklini korumasına rağmen içi klinopiroksenlerce doldurulmuştur. Plajiyoklaslar öz şekilli ve yarı özşekilli iken, magma karışımına bağlı olarak kristal kenarlarında (rim) korozyon dokuları ve elek dokusu gözlenmektedir. Plajiyoklaslarda polisentetik ikizlenmeler mevcuttur. Piroksenler ise çoğunlukla yarı öz şekilli ve kenarları hamur tarafından yenmiş kristaller olarak gözlenmektedir. Kuvars kristalleri son oluşan mineral olarak öz şekilsiz ve diğer minerallere oranla daha az gözlenmektedir. Akma dokusu mikrokristallerde görülmektedir (Şekil 4.68).



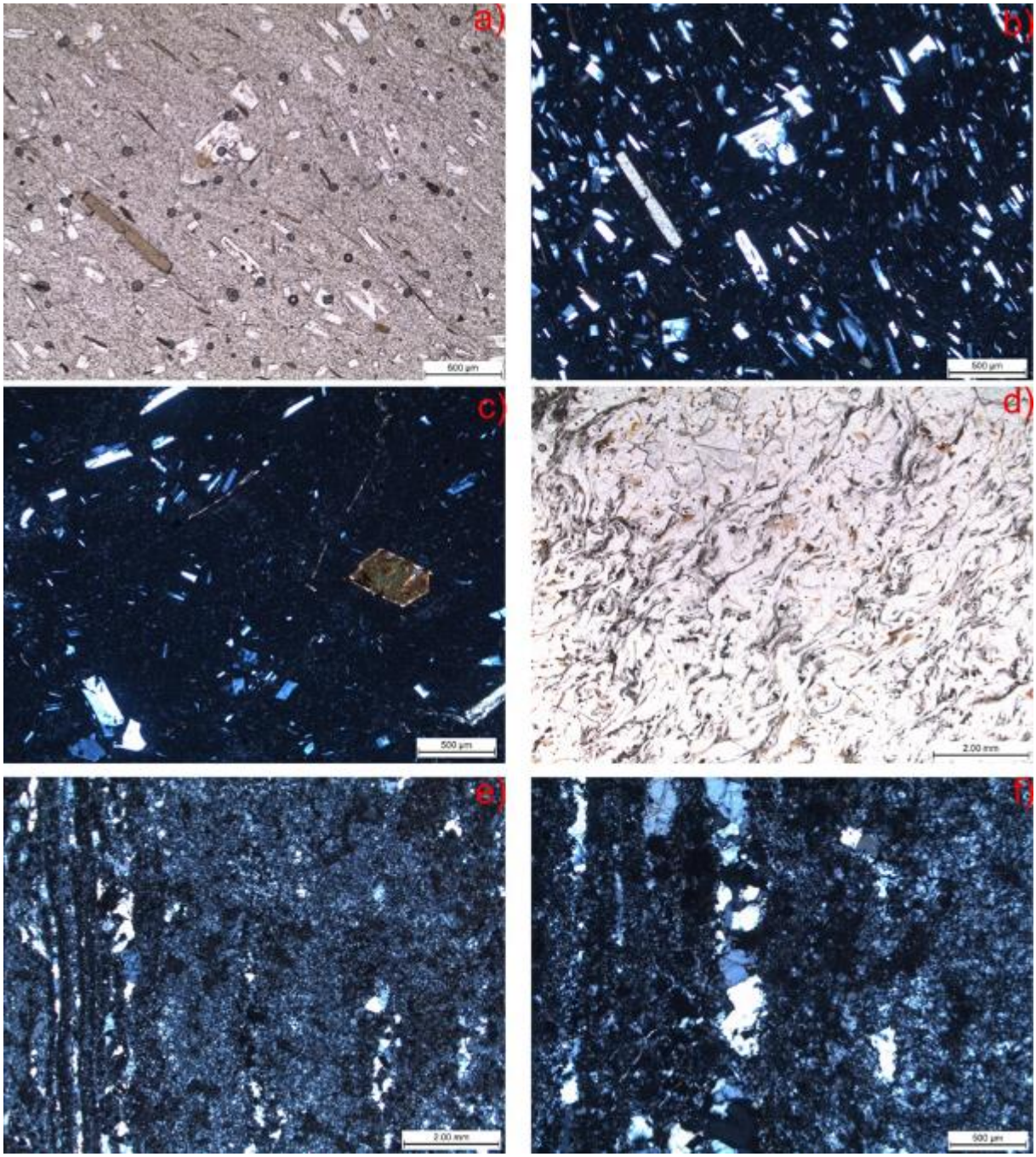

**Şekil 4.68:** Akkoz taban tüf düzeyine ait lavlardan ince kesit görüntüleri. a, b) Vitrofirik dokulu trakidasit lav örneği (Örnek No (Ö.N.):15 OD 57, a-Tek Nikol, b-Çift Nikol). c, d) Camsı hamur içindeki kenarları koroze olmuş, öz şekilsiz, ikizlenmeli plajiyoklas minerali (Ö.N.: 16 OD 181, trakidasit).e, f) Psödomorf olarak görülen amfibol kristali, içerisinde hamur ve klinopiroksen mikrokristalleri (Ö.N.:16 OD 184,trakidasit). g, h) Camsı hamur içerisinde, plajiyoklas, K-feldispat ve kuvars mikrokristalleri (Ö.N.:16 OD 189).

### 4.3.2. Hamamlı volkanik kompleksi

Hamamlı volkanik kompleksi asitik kompozisyonda ürünlere sahip bir çıkış yeridir. Püskürmüş olan çıkan lav ve piroklastik ürünlerin tamamı felsik niteliklidir. Bu birimde genel olarak vitrofirik, akma, elek, korozyon, camsı porfirik, kriptokristalen ve amigdaloidal dokular hakimdir (Şekil 4.69). Birimin ürünleri riyolitik bileşimde olmaları nedeniyle hızlı soğuma göstererek fazla kristallenmeden katılaşmışlardır. Başlıca mineraller; plajiyoklas, K-feldispat, kuvars, piroksen, biyotit ve nadir olarak tridimit fenokristal ve mikrokristalleridir. Plajiyoklaslar öz şekilli ve yarı öz şekilli, zonlu ve polisentetik ikizlenmelidir. Magma karışımını işaret eden elek dokularına sahiptirler. Kimi örneklerde hızlı soğumadan kaynaklı H yapısı şeklindedirler. K-feldispat ise plajiyoklasa göre daha az oranda bulunmaktadır. Kuvarslar öz şekilsiz ve mikro kristaller halinde bulunmaktadır. Bununla beraber kimi lavlarda tridimit gözlenmiştir. Boşluklarda ve yer yer hamurda mikrokristal olarak yer almaktadır. Tridimit'in varlığı, yapılan XRD çalışmaları ile de saptanmıştır. Bunun sonucu olarak bu lavların yüksek sıcaklıklarla aktıkları (~870 - 850° C) ve kristallendikleri düşünülmektedir. Alterasyon olarak opasitleşme, kalsitleşme ve serisitleşme gözlenmiştir (Şekil 4.69; 4.70).



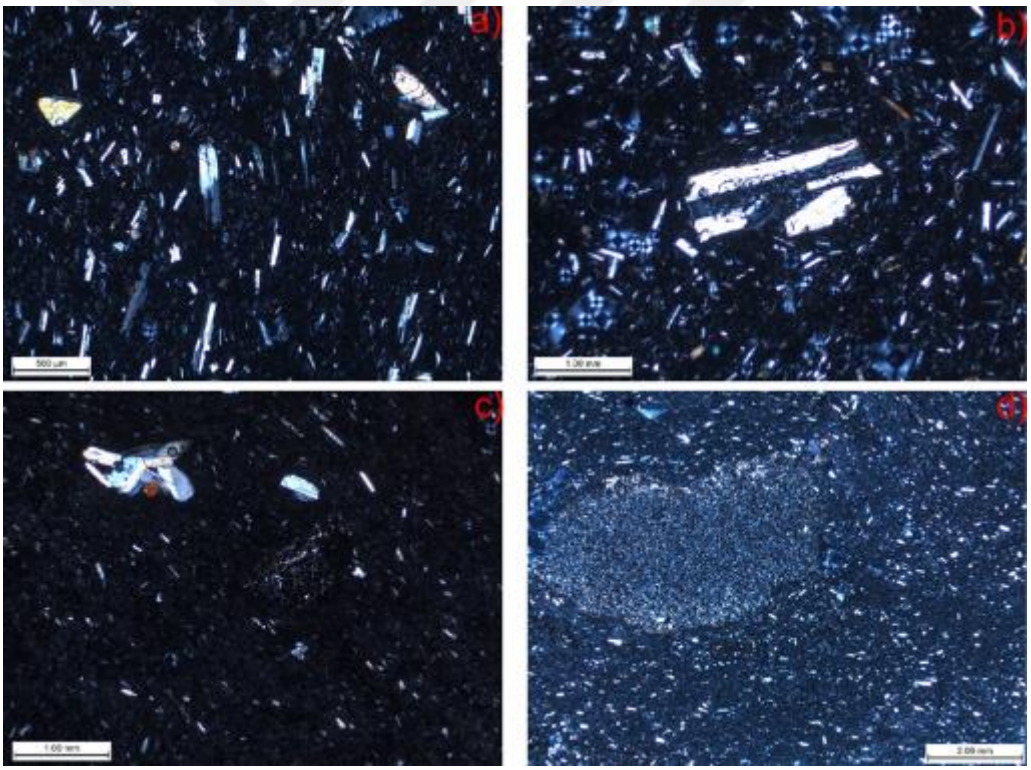

**Şekil 4.69:** a, b) Camsı hamur içerisinde ikizlenmeli ve koroze olmuş plajiyoklas, K-feldispat ve mikrokristal olarak kuvars mineralleri (Ö.N.: 15 OD 01, riyolit, a-tek nikol, b-çift nikol). c, d) Vitrofirik dokulu riyolit lavı, akma yapılı ve bantlar içerisinde polisentetik ikizlenmeli plajiyoklas ve prizmatik kutucuklar halinde sanidin mikrokristalleri (Ö.N.:15 OD 03). e, f) Vitrofirik dokulu, hamura rengini veren FeO, akma dokuları içerisinde plajiyoklas, K-feldispat ve kuvars mikrokristalleri (Ö.N.:15 OD 17, riyolit).




**Şekil 4.70:** a, b) Cam hamur içerisinde hızlı soğumadan (undercooling) dolayı H şeklinde gelişmiş plajiyoklas kristalleri, tek nikolde yeşil-kahverangi, çift nikolde ise 2.sıra renkleri gösteren prizmatik biyotit kristalleri, plajiyoklas mikrolitleri akma yapısı göstermektedirler (Ö.N.: 15OD28, riyolit, a-tek nikol, b-çift nikol). c) Opasitleşmiş camsı hamur içerisindeki biyotitler (Ö.N.:15OD40, riyolit). d) Konsantrik çatlaklar içeren perlit (Ö.N.:15OD69). e, f) Vitrofirik porfirik doku ve bantlı akma yapısı gösteren riyolit. K-feldispat ve kuvars kristalleri yönlenme göstermekte (Ö.N.:15OD40,riyolit).

### 4.3.3. İmamtepe domu

İmamtepe domunun lavlarında vitrofirik, mikrolitik akma dokusu, intersertal, hyalopilitik yer yer glomeroporfiritik dokular görülmektedir (Şekil 4.71). Mineral parajenezleri plajiyoklas, piroksen, K-felsidpat, kuvarsdan oluşmaktadır. Plajioklas fenokristalleri hızlı soğumadan kaynaklı H yapısına sahiptirler. Ayrıca plajiyoklaslarda elek dokusu ve magmatik korozyon gözlenmektedir. Sanidinler ise 49°'lik sönme açıları ile belirgindirler. Piroksenler 3. sıra canlı renkleri ile çift nikolde ayırt edilebilmektedirler. Birkaç lav örneği içerisinde lav parçası aldığı gözlenmiştir bu lav parçaları bazalt bileşiminde olduğu düşünülmüştür (Şekil 4.70). Parça genellikle piroksen ve plajiyoklas minerallerinden oluşmuştur. Parçanın çevresinde akma dokusu gözlenmekte ve sürüklendiği gözlenmektedir. İğnemsi kristalli ve gelişigüzel kristallenmiştir (Şekil 4.71).

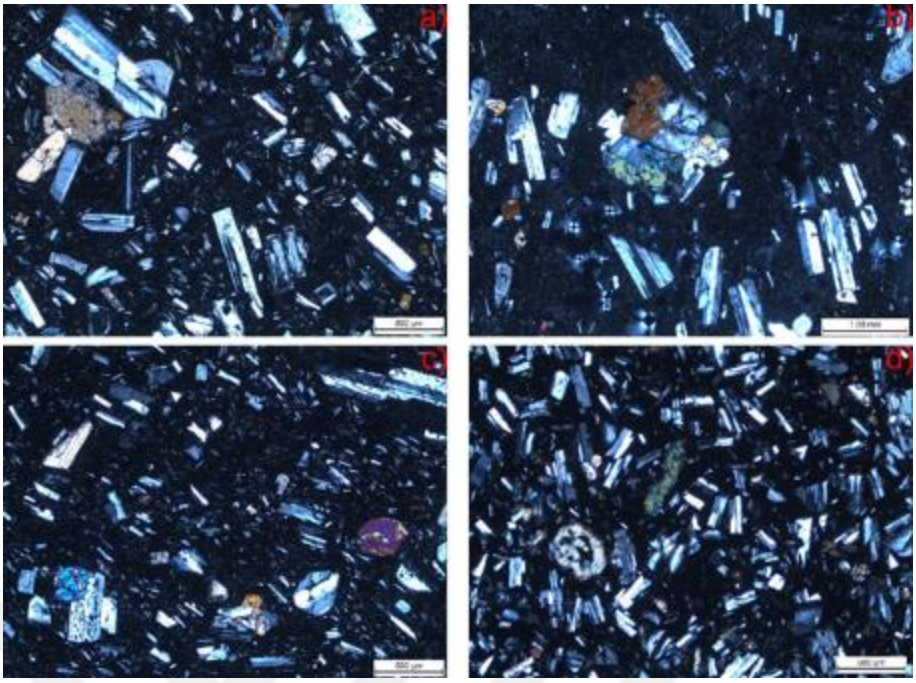



**Şekil 4.71:** a) Camsı hamur içerisinde ortopiroksen, klinopiroksen ve plajiyoklas feno ve mikrokristalleri yer almakta (Ö.N.:15 OD 07). b) Zonlanmalı ve polisentetik ikizlenmeli plajiyoklas fenokristali, magmatik korozyon ve elek dokusu göstermekte (Ö.N.:15 OD 08, dasit). c) Vitrofirik doku, plajiyoklas, K-feldispat kristalleri (Ö.N.:15 OD 10). d) Akma dokusu gösteren plajiyoklas mikrolitleri ve lavın içine aldığı plajiyoklas ve piroksen mikrokristalleri (Ö.N.:15 OD 11).

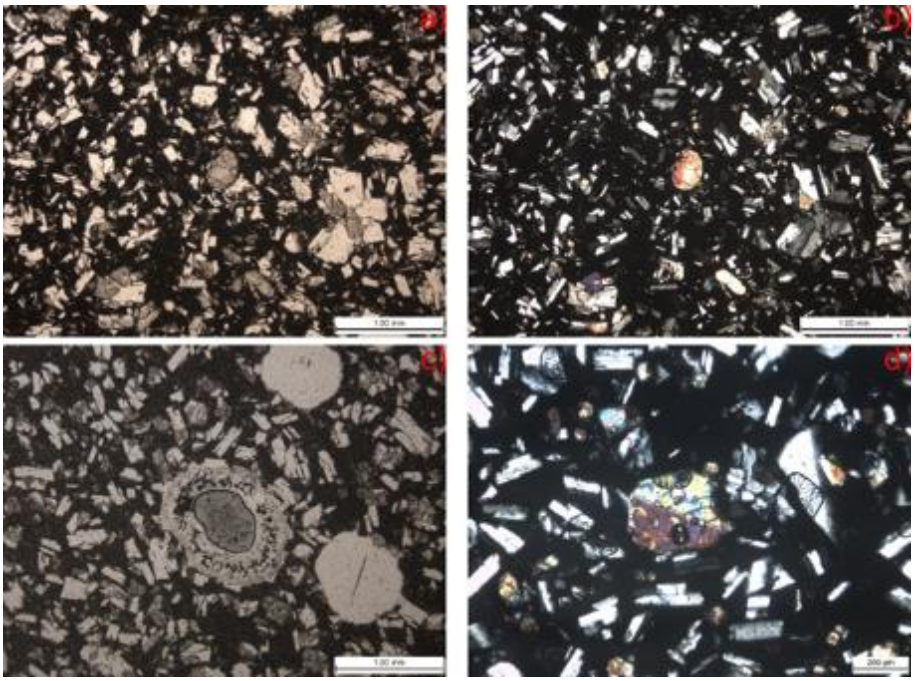
### 4.3.4. Aladağ volkanitleri

#### *4.3.4.1. Aladağ taban lav düzeyi*

Aladağ'ın bu ilksel lavları andezit ve dasit kompozisyonundadır. Vitrofirik, porfirik, hyalopilitik, pilotaksitik, poiklitik, glomeroporfirik, trakitoidik dokulara sahiptirler. Hamur tek nikolde genellikle kahverengi çift nikolde ise daha koyu renklerdedir. Genelde andezin bileşiminde plajiyoklas, yaygın olarak ojit türü klinopiroksen ve daha az ortopiroksen, kimi örneklerde hipersten içermektedirler. Plajiyoklasların sönme açıları Federov masasında 22° olarak saptanmış ve andezin oldukları belirlenmiştir. Magma karışım olayını işaret eder nitelikte rimlerde elek dokusu, magmatik korozyon göstermektedirler. Plajiyoklaslar poiklitik dokulara sahip olup içlerinde piroksen kapantıları mevcuttur (Şekil 4.72). Albit ve Karlsbad ikizlenmeleri gösterirler. Kimi örneklerde zonlu doku göstermektedirler (Şekil 4.72). Bazı örneklerde alttan koparılmış gibi gözüken ya da akmadan önce oluşmuş piroksen minerallerine sahiptirler. Bunlar öz şekillidirler. Piroksenler basit ikizlenme göstermektedirler. Klinopiroksenler 3. sıra canlı renkleri ile ortopiroksenler düşük gecikme renkleri ile gri, yeşilimsi renklerle ayırt edilmektedirler. Klinopiroksen fenokristallerinin kenarlarında magmatik korozyonlar gözlenmektedir. Plajiyoklas ve piroksenlerinin kısa, küt, prizmatik özellikler göstermesinden ve bu dokusal/mineralojik kombinasyonun Aladağ lavlarına özgü olmasından dolayı "tipik Aladağ lavları" olarak da tanımlanabilirler (Şekil 4.72; 4.73).



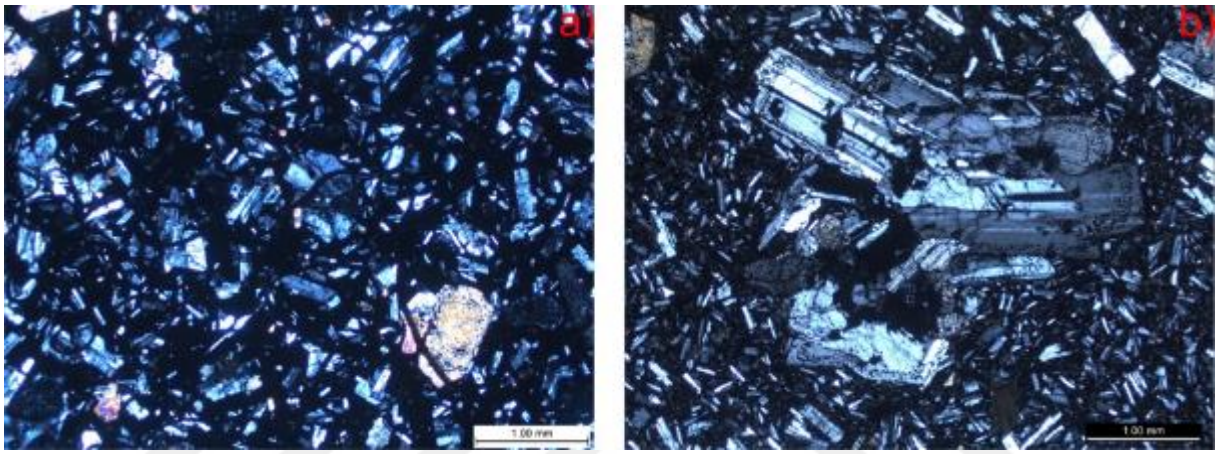
**Şekil 4.72:** Vitrofirik porfirik ve mikrolitik dokulu, basit ikizlenme gösteren ortopiroksen, albit ve karlsbad ikizlenmesi, elek ve korozyon gösteren plajiyoklaslar (Ö.N.:15 OD 59, dasit). b) Plajiyoklas ve klinopiroksenlerden oluşan glomeroporfirik dokulu andezit lavı (Ö.N.: 15 OD 62). c) Magmatik korozyon gösteren plajiyoklas kristalleri (Ö.N.: 15 OD 64). D) Magma tarafından daha sonra koroze edilmiş ortopiroksen, zonlu plajiyoklaslar (Ö.N.: 15 OD 67, andezit).



**Şekil 4.73:** a, b) Tipik Aladağ lavı; kısa, küt, prizmatik plajiyoklas ve piroksen kristalleri (Ö.N.:16 OD 154, dasit). c) Piroksen fenokristalinin çeperindeki reaksiyon dokuları (16 OD 156, dasit). d) Basit ikizlenme gösteren ojit minerali (16 OD 165, dasit).

### *4.3.4.2. Sırataş andeziti*

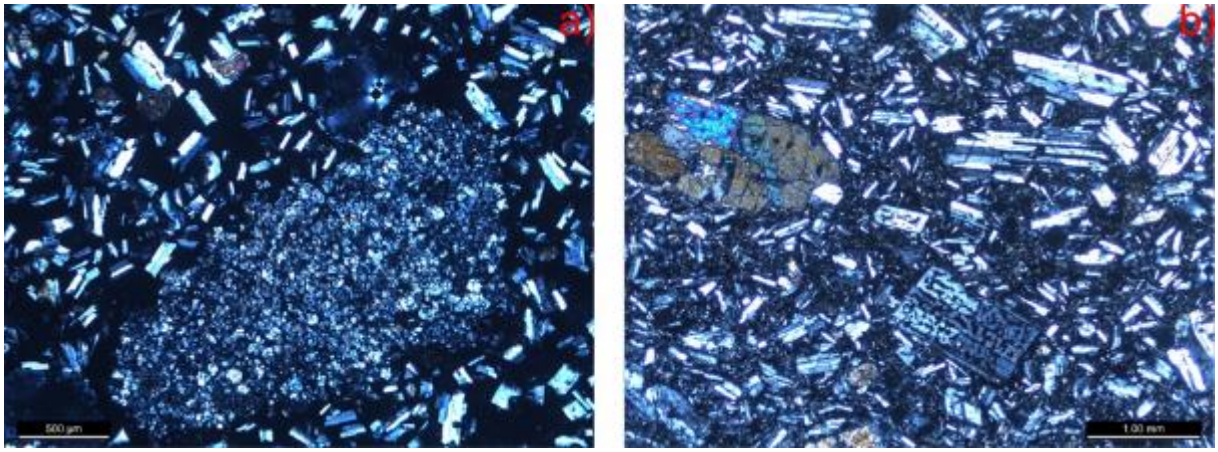
Sırataş andeziti vitrofirik, hiyalopilitik, korozyon, elek ve kümülüs dokuları gösterir. Plajiyoklas, ortopiroksen, daha az klinopiroksen ve çok nadir K-feldispat minerallerinden oluşmaktadır. Plajiyoklaslar dalgalı yanma göstermekte, rimlerinde magma karışımını işaret eden reaksiyon ve elek dokularına rastlanmaktadır. Zonlanma gösteren plajiyoklaslar, albit ikizlenmesi göstermektedirler. Piroksenler düşük gecikme renkleri ile renk skalasında 1. sırada yer alırlar, ortopiroksen bileşimindedirler (Şekil 4.74).



**Şekil 4.74:** a) Camsı hamur içerisinde dağılmış halde bulunan plajiyoklas ve piroksen mineralleri (Ö.N.: 15 OD 65). b) Kümülüs dokusu gösteren, kristal kenar zonlarında (rim) reaksiyon dokusu içeren plajiyoklas fenokristalleri (Ö.N.:16 OD 137, andezit).

### *4.3.4.3. Çengilliçayırıtepe volkaniti*

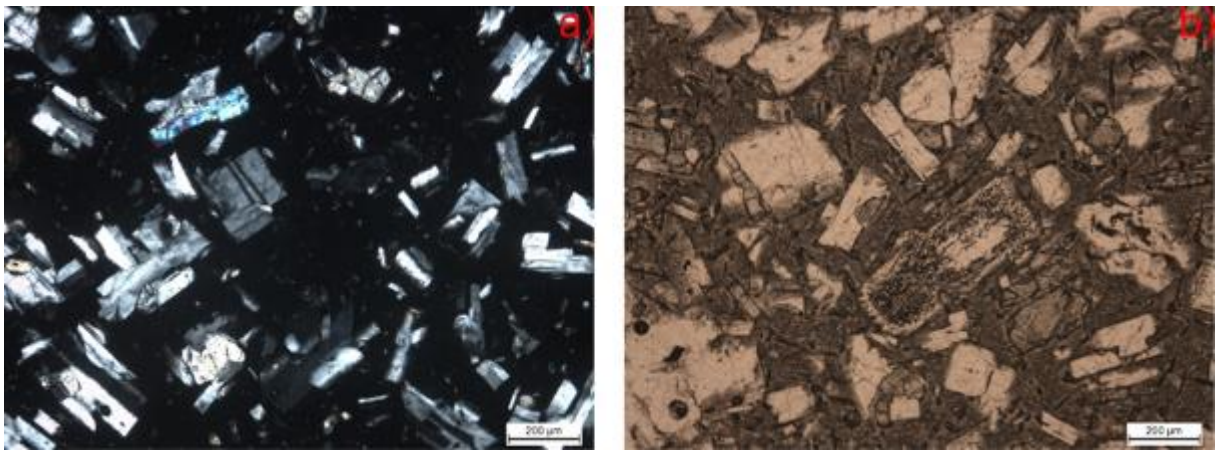
Çengilliçayırıtepe volkaniti, tamamı ile cam hamurlu, plajiyoklas, yaygınca klinopiroksen ve daha az ortopiroksenden oluşan lavlardır. Vitrofirik, porfirik, magma karışımı ve seriate dokuları gözlenmektedir (Şekil 4.75). 16 OD 130 örneği içerisinde kalık (relict) halde kaya parçası yer almaktadır. Çoğunluğu kuvarsitten oluşan parçanın, magma pompalanması sırasında yan kayaçlardan magmanın içerisine katıldığı düşünülmektedir.



**Şekil 4.75:** a) Camsı hamur içerisinde piroksen ve plajiyoklas kristalleri ve yan kayaçlardan alındığı görülen kaya parçası (Ö.N.:16 OD 130, andezit). B) Vitrofirik, porfirik dokulu dasit içerisinde elek dokusuna sahip plajiyoklaslar (Ö.N.:16 OD 135, dasit).

#### *4.3.4.4. Zazantepe dasiti*

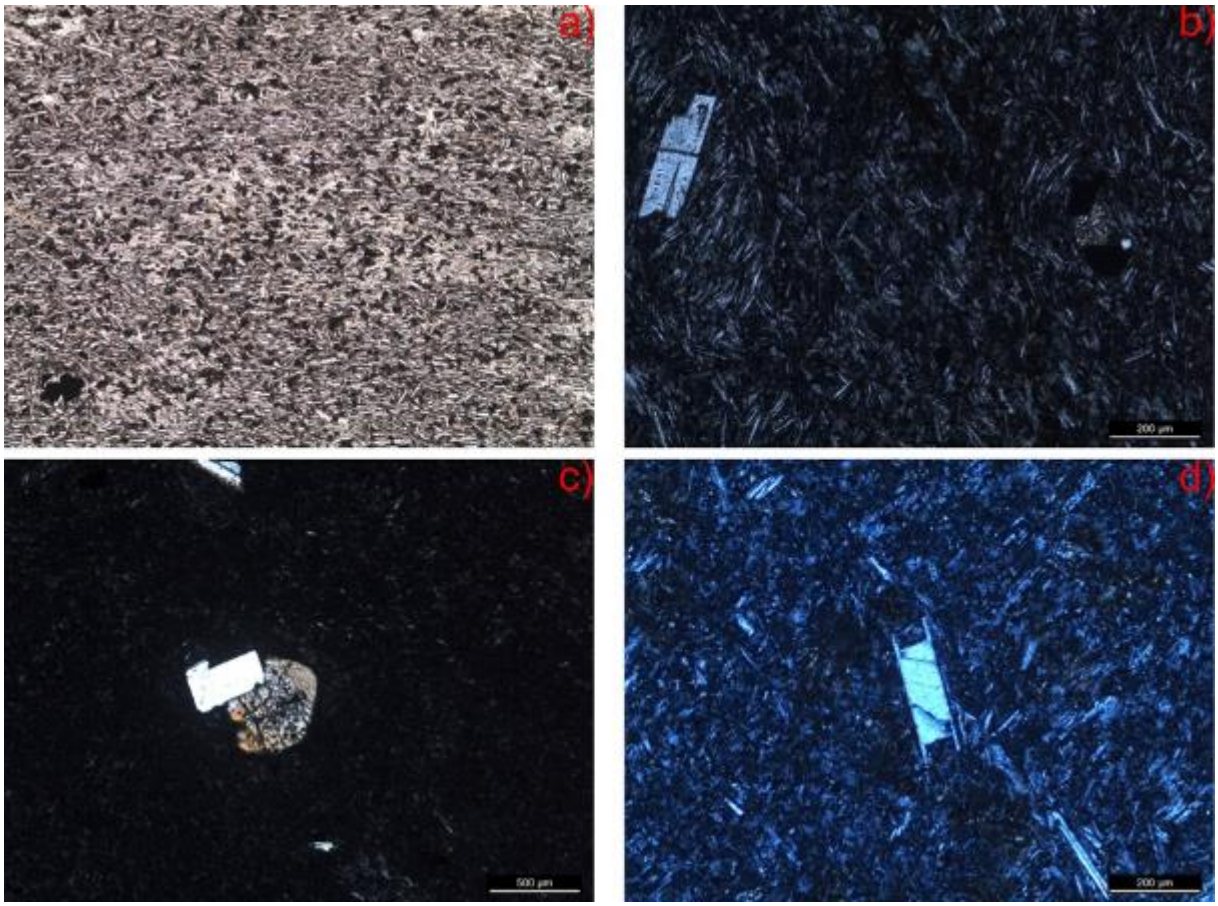
Zazantepe dasiti, vitrofirik, porfirik kümülüs, glomeroporfirik, mikrolitik ve yer yer hıyalopilitik dokulara sahiptir (Şekil 4.76). Mineral parajenezi plajiyoklas, klinopiroksen ve ortopiroksenden oluşmaktadır. Plajiyoklaslarda elek dokusu, magmatik korozyon gibi magma karışımını işaret eden dokulara sahiptir. Plajiyoklaslar kısa, kutu şeklindedir. Albit ikizlenmesi ve zonlanmaya sahiptirler. Piroksenler hem ojit türde hem de ortopiroksenlere sahiptirler (Şekil 4.76).



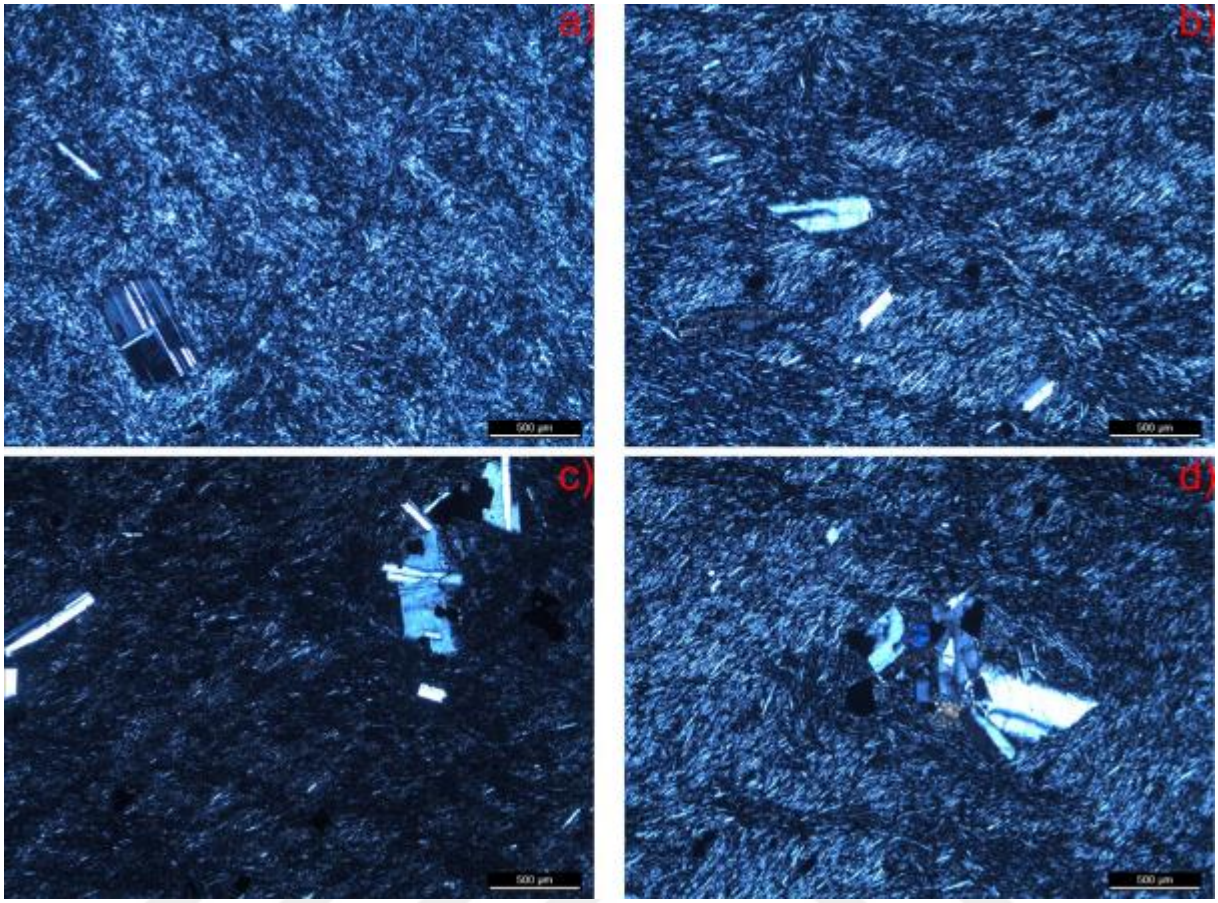
**Şekil 4.76:** a) Koyu renkli camsı hamur içerisinde kısa, küt, zonlanmalı ve albit ikizlenmeli plajiyoklas ve 2.-3. Sıra canlı renklerde klinopiroksenler (Ö.N.:16 OD 195, dasit). b) Elek dokusu ve magmatik korozyona sahip plajiyoklas (Ö.N.:16 OD 191).

### *4.3.4.5. Zariftepe trakiandeziti*

Monoton, aynı tür lav serisinden oluşmuştur. Mineral kombinasyonu olarak plajiyoklas, klinopiroksen, ortopiroksen ve yer yer K-feldispat içermektedir. Vitrofirik, intersertal, pilotaksitik, trakitik, elek dokularını göstermektedirler. Plajiyoklaslar fenokristal ve mikrolitler olarak gözlenmekte ve polisentetik ikizlenme göstermektedirler. Klinopiroksenler 35-38° sönme açıları ile ojit türündedir. Basit ikizlenme göstermektedirler. Kimi örneklerde plajiyoklaslarda hızlı soğuma dokusu olarak görülen H yapısı gözlenmektedir. Trakitik doku yaygın bir şekilde görülmektedir (Şekil 4.77; 4.78).



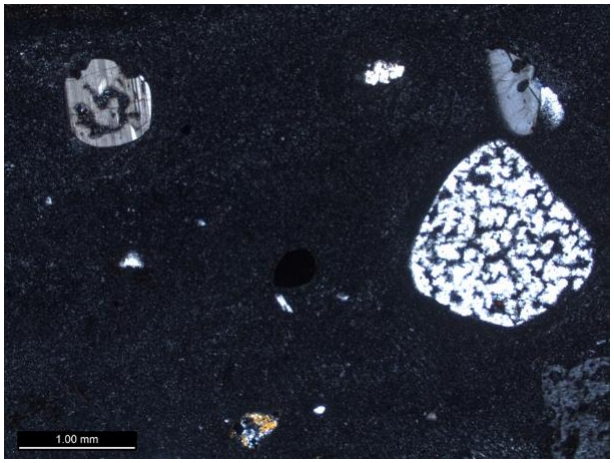

**Şekil 4.77:** a) İntersertal doku gösteren lav örneği, plajiyoklas mikrolitleri arasında piroksen kristalleri ve volkan camı bulunmakta (Ö.N.:16 OD 86). b) Hıyalopilitik doku, koroze olmuş, elek ve reaksiyon dokusu gösteren plajiyoklas (Ö.N.:16 OD 88,trakiandezit). c) Volkan camı içerisinde ortopiroksen ve plajiyoklas fennokristalleri (Ö.N.:16 OD 89). d) Hızlı soğumayı gösteren plajiyoklaslara özgü H yapısı (Ö.N.:16 OD 93).



**Şekil 4.78:** a) Hıyalopilitik, mikrolitik ve trakitoidik doku, polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklas (Ö.N.:16 OD 96). b) trakitoidik, mikrolitik doku (Ö.N.:16 OD 102, trakiandezit). c) Hıyalopilitik doku, mikrolitler plajiyoklas ve ortopiroksenden oluşmakta (Ö.N.:16 OD 107, trakiandezit). d) Pilotaksitik, mikrolitik doku. Plajiyoklas ve klinopiroksen fenokristalleri merkezde yer almaktadır (16 OD 108).

### *4.3.4.6. Gümüştepedüzü volkaniti*

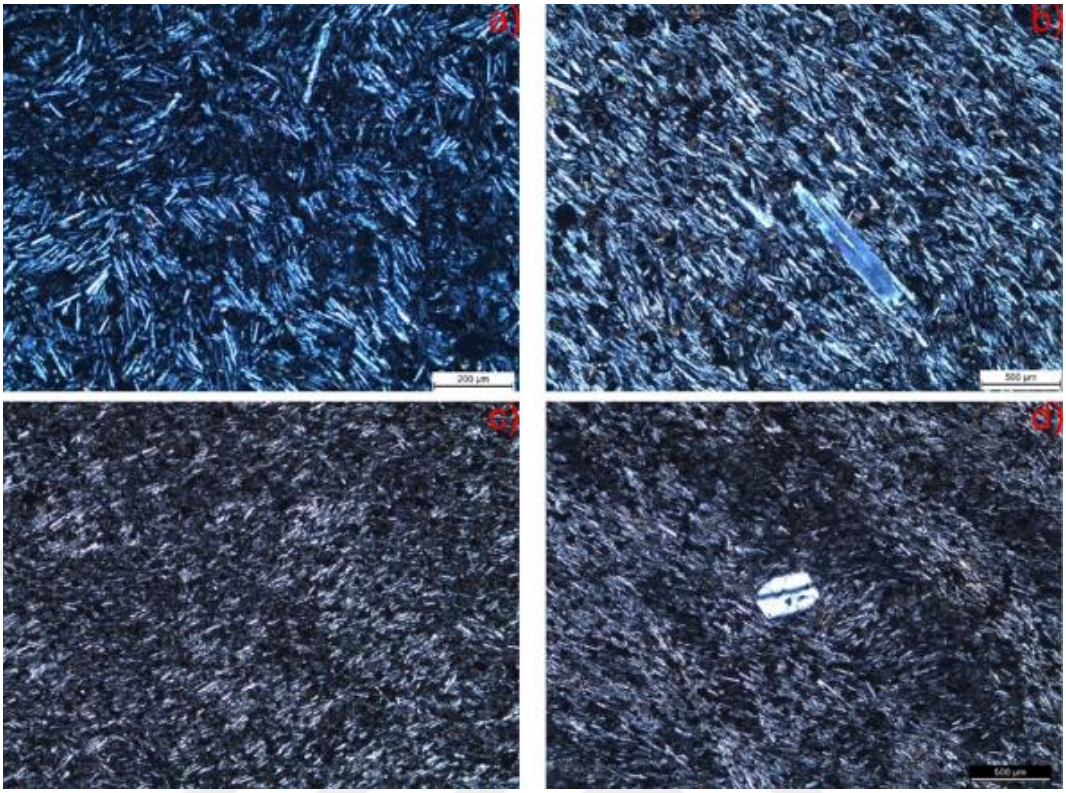
Riyolitik kompozisyonda tüf ve lavdan oluşan birimde, vitrofirik porfiritik, magmatik korozyon ve reaksiyon dokuları gözlenmektedir. Hamur tek nikolde kahverengi renklidir. Plajiyoklas albit ikizli, reaksiyon dokuludur; piroksenler ortopiroksen niteliğinde basit ikizlenmeli ve 1. sıra renklere sahiptir, K feldspatlarda yoğun magmatik korozyon dokuları görülmektedir (Şekil 4.79).




**Şekil 4.79:** Koyu renkli camsı hamur içerisinde koroze olmuş plajiyoklas, K-feldispat ve ortopiroksen kristalleri (Ö.N.:16 OD 174, riyolit).

### 4.3.5. Küçük Aladağ volkanitleri

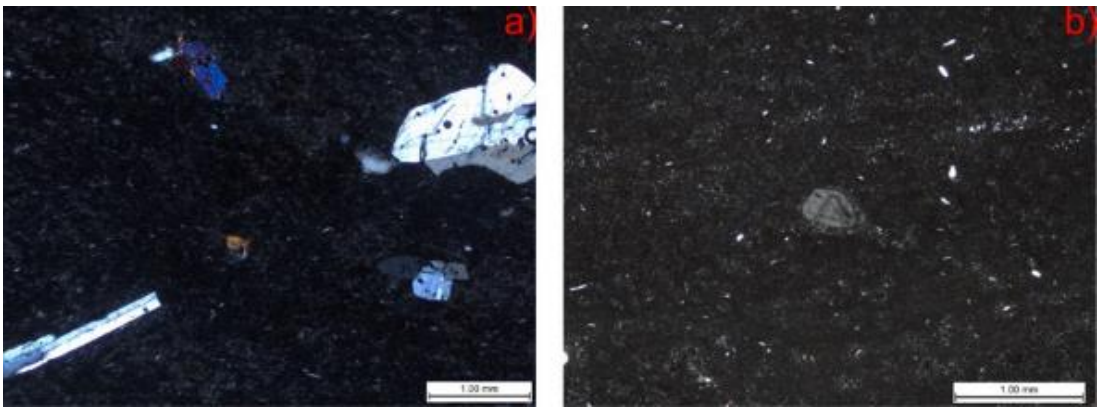
Küçük Aladağ lavları bazaltik andezit ve bazaltik trakiandezit bileşimde olup, hakim olarak intersertal ve trakitoidik dokular görülmektedir. Plajiyoklas mikrolitleri arasında volkan camı ve piroksen mikrokristalleri yer almaktadırlar. Ani soğumaları işaret eden plajiyoklaslarda ağ yapısı mevcuttur. Piroksenler çoklukla klinopiroksen türdedir. Ortopiroksenler ise enstatit türdedir. Piroksenlerde basit ikizlenme gözlenmektedir. Plajiyoklaslar albit ikizlenmeli ve zonludur (Şekil 4.80).



**Şekil 4.80:** a) İntersertal doku, yönlenmiş plajiyoklas mikrolitleri ve aradaki piroksen mikrokristalleri (Ö.N.:15 OD 41). b) Zonlu plajiyoklas kristali (Ö.N.:15 OD 45, bazaltik trakiandezit). c) İntersertal dokulu trakiandezit (Ö.N.:16 OD 83). d) İntersertal doku, Karlsbad ikizlemesine, trakitoidik dokuya sahip plajiyoklas kristali (Ö.N.:16 OD 179, andezit).

### 4.3.6. Odalar riyoliti

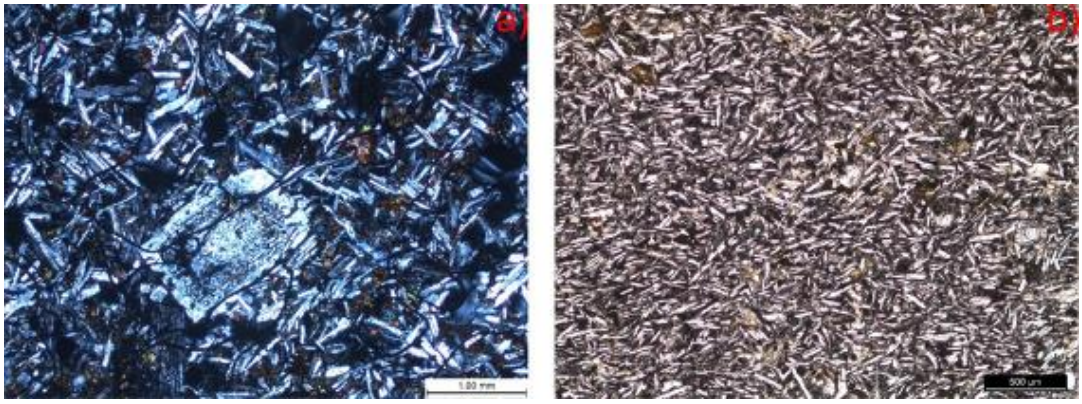
Odalar riyoliti vitofirik, yer yer hyalopilitik dokulu ve plajiyoklas, piroksen, K-feldispat, opak minerallerden oluşmuşlardır. Plajiyoklaslar, zonlu yapı gösterip, albit ikizlenmesine sahiptir. Plajiyoklaslarda elek dokusu ve magmatik korozyon görülmektedir. Piroksenler ise basit ikizlenme göstermekte ve klinopiroksen niteliktedirler (Şekil 4.81).



**Şekil 4.81:** Camsı hamur içerisinde korozyona uğramış olmuş plajiyoklas ve piroksen kristalleri (Ö.N.:15 OD 61, riyolit). b) Camsı hamur içerisinde zonlu plajiyoklas kristali (Ö.N.:16 OD 148, riyolit).

### 4.3.7. Kars volkaniti

Kars bazalt platosu örnekleri bazik niteliğinden kaynaklı, daha önceki birimlerden petrografik olarak büyük farklılıklar göstermektedirler. Bu birimin örnekleri ofitik, sub-ofitik ve intersertal dokuları göstermektedirler. Mineral parajenezi olivin, piroksen, plajiyoklas minerallerinden oluşmaktadır. Olivinler çift nikolde 3. sıra canlı renkleri ile kendini belli etmektediler. Olivinlerde iddingisitleşme gözlenmektedir. Piroksenlerin ise hipersten türde oldukları saptanmıştır. Plajiyoklaslarda kristal boyutları artmış ve latalaşmışlardır. Plajiyoklaslar zonlanma gösterirken aynı zamanda magma karışımını yansıtan korozyon ve elek dokusu da gösterirler (Şekil 4.82).



**Şekil 4.82:** Bazalt örneği, ortada koroze olmuş, elek dokulu plajiyoklas fenokristalleri,plajiyoklaslarla beraber bulunan piroksenler (Ö.N.:15 OD 79, bazalt). B) İntersertal doku gösteren bazaltik andezitik örnek, plajiyoklas mikrolitleri arasında piroksen kristalleri ve volkan camı bulunmaktadır (Ö.N.:16 OD 161, bazaltik andezit).

## 4.4. JEOKİMYA

Bu bölümde çalışma alanı içerisinde yer alan volkanizmanın tüm evrelerine ait volkanik kayaların jeokimyasal özellikleri irdelenecektir. Bu amaçla petrografik çalışmalar ve saha gözlemleri temel alınarak, volkanik birimleri en iyi temsil eden taze lav örneklerinin ana oksit elementleri, iz element ve Nadir Toprak Element (Rare Earth Element: REE) jeokimyasal analizleri ACME (Kanada) analitik laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Bu analizlerin yaptırılması sırasında birçok yurtdışı jeokimya laboratuvarına ait deteksiyon limitleri karşılaştırılmış ve özellikle iz element ve REE elementleri için en uygun düşük dedeksiyon limitleri veren ACME analitik laboratuvarları seçilmiştir. Anaoksit elementleri ve iz-REE element analizleri sırasıyla ICP-OES ve ICP-MS jeokimyasal analitik cihazları kullanılarak ACME analitik laboratuvarlarında yapılmaktadır. Kayalara ait 75 adet taze lav örneği seçilmiş ve analizleri yaptırılmıştır. 41 adet temsilci örneğin ana oksit, iz, REE ve standart analiz sonuçları Tablo 4.1'de verilmiştir. Ayrıca CIPW hesaplama sonuçları da yer almaktadır.

Jeokimyasal verilerin sunumunda stratigrafi ve petrografi alt bölümlerinde olduğu gibi birim adlamaları kullanılmıştır. Metin içerisinde ise tüm seriler beraber değerlendirilecektir. Şekil lejandlarında alttan üste doğru stratigrafik olarak yaşlıdan gence doğru dizilim gösterilmiştir. Toplam Alkali-Silika (TAS; Le Bas ve diğ, 1986) ve $K_2O$-$SiO_2$ (Peccerillo ve Taylor, 1976) diyagramında ise Keskin (1994) çalışmasındaki ayırtlanmış birimlerin örnekleri de iz düşürülmüştür.

**Tablo 4.1:** Volkanik kayaların ana oksit, CIPW norm, iz element ve nadir toprak element (REE) jeokimyasal analiz sonuçları.

| *Birim* | Akkoz taban tüf düzeyi (Attd) | | | | | | Hamamlı volkanik kompleksi (Hvk) | | | | | | | Aladağ taban lav düzeyi (Atld) | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek No* | 15OD57 | 16OD158 | 16OD184 | 16OD181 | 16OD182 | 16OD197 | 15OD01 | 15OD04 | 15OD72 | 15OD28 | 15OD69 | 15OD70 | 15OD53 | 15OD55 | 15OD60 | 15OD62 | 15OD66 | 16OD165 | 16OD168 | 16OD171 |
| *Kayaç tipi* | *TD* | *R* | *TD* | *TD* | *TA* | *R* | *R* | *R* | *R* | *R* | *R* | *R* | *TA* | *TD* | *TA* | *D* | *A* | *D* | *D* | *A* |
| *Koordinat(X)* | *305295* | *308743* | *325181* | *320488* | *319082* | *315804* | 305238 | 304638 | 303469 | 308277 | 303169 | 303187 | 304734 | 306644 | 312955 | 307774 | 306234 | 321554 | 325535 | 305248 |
| *(Y)* | *4445745* | *4445675* | *4458642* | *4460325* | *4460161* | *4440584* | 4464614 | 4462404 | 4453759 | 4462908 | 4453368 | 4453380 | 4453744 | 4454080 | 4446124 | 4447681 | 4450725 | 4444102 | 4445245 | 4442656 |
| *% $SiO_2$* | 63.26 | 74.95 | 67.09 | 64.09 | 62.90 | 73.45 | 72.74 | 76.40 | 77.07 | 72.61 | 77.21 | 77.14 | 59.57 | 63.04 | 57.48 | 65.86 | 62.46 | 63.95 | 64.36 | 60.01 |
| *$TiO_2$* | 1.09 | 0.16 | 0.76 | 0.91 | 1.00 | 0.33 | 0.18 | 0.07 | 0.08 | 0.25 | 0.08 | 0.09 | 1.33 | 0.95 | 1.58 | 0.76 | 0.84 | 0.65 | 0.68 | 0.90 |
| *Al2O3* | 17.12 | 14.18 | 16.79 | 17.09 | 17.22 | 13.98 | 14.89 | 13.13 | 12.95 | 15.06 | 12.90 | 12.92 | 16.84 | 16.78 | 16.85 | 15.91 | 16.02 | 15.96 | 15.65 | 16.27 |
| *$Fe_2O_3^{TOT}$* | 5.22 | 1.84 | 3.35 | 4.52 | 5.78 | 2.05 | 1.48 | 0.96 | 0.64 | 1.34 | 0.67 | 0.69 | 7.28 | 5.67 | 8.51 | 4.85 | 5.61 | 4.87 | 4.97 | 7.61 |
| *MnO* | 0.08 | 0.05 | 0.12 | 0.09 | 0.09 | 0.06 | 0.08 | 0.07 | 0.04 | 0.09 | 0.04 | 0.04 | 0.13 | 0.10 | 0.15 | 0.09 | 0.09 | 0.08 | 0.09 | 0.16 |
| *MgO* | 1.25 | 1.13 | 0.28 | 1.22 | 1.05 | 0.11 | 0.15 | 0.03 | 0.05 | 0.25 | 0.06 | 0.06 | 2.16 | 1.65 | 2.71 | 1.44 | 3.08 | 2.90 | 2.75 | 3.43 |
| *CaO* | 4.26 | 3.58 | 2.86 | 3.68 | 3.68 | 1.16 | 0.81 | 0.27 | 0.43 | 0.90 | 0.43 | 0.43 | 4.84 | 4.31 | 5.49 | 3.68 | 5.30 | 5.09 | 4.88 | 5.63 |
| *$Na_2O$* | 4.58 | 1.45 | 5.10 | 5.27 | 5.20 | 4.64 | 5.13 | 4.50 | 3.95 | 4.79 | 3.83 | 3.97 | 4.89 | 4.67 | 4.60 | 4.33 | 3.62 | 3.56 | 3.59 | 3.63 |
| *$K_2O$* | 2.81 | 2.72 | 3.44 | 2.75 | 2.66 | 3.90 | 4.42 | 4.59 | 4.72 | 4.57 | 4.73 | 4.61 | 2.32 | 2.40 | 2.14 | 2.81 | 2.71 | 2.71 | 2.84 | 2.12 |
| *$P_2O_5$* | 0.40 | 0.03 | 0.22 | 0.36 | 0.41 | 0.07 | 0.09 | 0.01 | 0.02 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.64 | 0.40 | 0.46 | 0.22 | 0.22 | 0.15 | 0.17 | 0.23 |
| *TOT/C* | 0.11 | 0.09 | 0.07 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |
| *TOT/S* | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| *LOI* | 0.80 | 12.30 | 1.00 | 0.50 | 2.00 | 0.60 | 0.60 | 0.30 | 0.20 | 2.30 | 2.80 | 0.30 | 0.20 | 0.00 | 0.70 | 1.50 | 1.40 | 1.00 | 1.60 | 2.30 |
| *Toplam* | 100.09 | 100.08 | 100.02 | 99.97 | 100.00 | 99.75 | 99.97 | 100.04 | 99.96 | 99.91 | 99.98 | 99.97 | 99.99 | 99.97 | 99.98 | 99.96 | 99.96 | 99.92 | 99.98 | 99.99 |
| *Mg#* | 0.35 | 0.58 | 0.16 | 0.38 | 0.29 | 0.108121 | 0.186603 | 0.065645 | 0.149402 | 0.29173 | 0.171863 | 0.163529 | 0.400019 | 0.395919 | 0.42 | 0.40 | 0.55239 | 0.572917 | 0.554348 | 0.502985 |
| *CIPW* | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Q | 16.164 | 46.862 | 18.334 | 14.492 | 14.183 | 29.092 | 24.316 | 32.086 | 35.099 | 25.084 | 35.864 | 35.447 | 11.06 | 16.357 | 9.162 | 20.768 | 16.879 | 19.071 | 19.59 | 15.239 |
| C | 0 | 2.428 | 0 | 0 | 0.076 | 0.185 | 0.428 | 0.297 | 0.608 | 0.71 | 0.736 | 0.655 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Or | 16.603 | 16.067 | 20.333 | 16.246 | 15.703 | 23.029 | 26.127 | 27.119 | 27.902 | 27.003 | 27.982 | 27.221 | 13.704 | 14.206 | 12.641 | 16.583 | 16.032 | 16.022 | 16.782 | 12.547 |
| Ab | 38.738 | 12.276 | 43.156 | 44.563 | 44.017 | 39.28 | 43.374 | 38.065 | 33.419 | 40.57 | 32.401 | 33.626 | 41.366 | 39.495 | 38.932 | 36.648 | 30.607 | 30.132 | 30.402 | 30.723 |
| An | 17.865 | 17.515 | 12.752 | 14.868 | 15.582 | 5.285 | 3.405 | 1.279 | 2.007 | 4.138 | 2.01 | 2.01 | 17.168 | 17.726 | 19.006 | 15.686 | 19.472 | 19.566 | 18.198 | 21.817 |
| Di | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.209 | 0 | 2.181 | 2.14 | 2.212 | 1.669 |
| Wo | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Hy | 3.122 | 2.817 | 0.706 | 3.035 | 2.622 | 0.276 | 0.376 | 0.075 | 0.125 | 0.613 | 0.154 | 0.15 | 5.376 | 4.117 | 6.665 | 3.596 | 6.658 | 6.241 | 5.82 | 7.76 |
| Mt | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.026 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Il | 0.173 | 0.098 | 0.26 | 0.194 | 0.197 | 0.129 | 0.172 | 0.134 | 0.086 | 0.197 | 0.088 | 0.086 | 0.279 | 0.214 | 0.324 | 0.196 | 0.196 | 0.173 | 0.196 | 0.351 |
| Hm | 5.225 | 1.839 | 3.35 | 4.522 | 5.785 | 2.054 | 1.48 | 0.946 | 0.642 | 1.342 | 0.669 | 0.692 | 7.278 | 5.67 | 8.506 | 4.85 | 5.609 | 4.866 | 4.967 | 7.611 |
| Tn | 0.46 | 0 | 0.001 | 0.704 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1.86 | 0.722 | 3.47 | 0.784 | 1.818 | 1.366 | 1.421 | 1.762 |
| Ru | 0.813 | 0.109 | 0.622 | 0.518 | 0.898 | 0.264 | 0.091 | 0 | 0.035 | 0.142 | 0.036 | 0.045 | 0.421 | 0.545 | 0 | 0.34 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Ap | 0.958 | 0.081 | 0.527 | 0.859 | 0.968 | 0.167 | 0.215 | 0.024 | 0.047 | 0.121 | 0.049 | 0.048 | 1.522 | 0.949 | 1.099 | 0.53 | 0.529 | 0.359 | 0.41 | 0.534 |
| Sum | 100.121 | 100.091 | 100.042 | 100 | 100.031 | 99.761 | 99.984 | 100.05 | 99.97 | 99.92 | 99.99 | 99.98 | 100.033 | 100 | 100.014 | 99.981 | 99.981 | 99.937 | 99.998 | 100.012 |

**Tablo 4.1** (devam).

| *Birim* | Sırataş andeziti (Sa) | Çengilliçayırıtepe volkaniti (Çv) | Zazantepe dasiti (Zd) | Zariftepe trakiandeziti (Zta) | | | | | | Gümüştepedüzü volkaniti (Gv) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek No* | 15OD64 | 16OD130 | 16OD195 | 16OD88 | 16OD92 | 16OD97 | 16OD107 | 16OD123 | 16OD-124 | | 16OD174 |
| *Kayaç tipi* | *A* | *D* | *D* | *TA* | *TA* | *TA* | *TA* | *TA* | *TA* | | *R* |
| *Koordinat(X)* | 306574 | 310450 | 320900 | 310418 | 310770 | | 312839 | 311334 | 310350 | | 322060 |
| *(Y)* | 4448755 | 4451709 | 4450594 | 4453936 | 4452761 | | 4452629 | 4452676 | 4454217 | | 4459899 |
| *% $SiO_2$* | 60.07 | 64.07 | 63.84 | 62.29 | 62.33 | 62.12 | 62.39 | 62.58 | 62.53 | | 71.82 |
| *$TiO_2$* | 1.24 | 0.67 | 0.65 | 1.05 | 1.05 | 1.06 | 1.06 | 1.04 | 1.02 | | 0.21 |
| *Al2O3* | 16.23 | 15.92 | 16.17 | 16.72 | 16.85 | 17.01 | 16.83 | 16.75 | 16.89 | | 15.34 |
| *$Fe_2O_3^{TOT}$* | 7.08 | 4.79 | 4.73 | 6.21 | 6.23 | 6.22 | 6.27 | 6.04 | 6.03 | | 2.24 |
| *MnO* | 0.12 | 0.08 | 0.08 | 0.10 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.10 | 0.11 | | 0.05 |
| *MgO* | 3.15 | 2.91 | 2.81 | 1.52 | 1.51 | 1.50 | 1.53 | 1.52 | 1.35 | | 0.23 |
| *CaO* | 5.78 | 5.05 | 5.17 | 4.67 | 4.53 | 4.64 | 4.57 | 4.55 | 4.52 | | 1.37 |
| *$Na_2O$* | 3.97 | 3.60 | 3.57 | 4.63 | 4.61 | 4.61 | 4.57 | 4.59 | 4.64 | | 4.90 |
| *$K_2O$* | 2.09 | 2.70 | 2.77 | 2.32 | 2.34 | 2.33 | 2.30 | 2.33 | 2.41 | | 3.76 |
| *$P_2O_5$* | 0.26 | 0.15 | 0.15 | 0.41 | 0.43 | 0.39 | 0.40 | 0.43 | 0.42 | | 0.07 |
| *TOT/C* | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | | 0.03 |
| *TOT/S* | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | | 0.02 |
| *LOI* | 1.10 | 1.10 | 1.40 | 0.70 | 1.10 | 0.90 | 1.00 | 0.70 | 0.90 | | 1.20 |
| *Toplam* | 100.00 | 99.94 | 99.95 | 99.93 | 99.96 | 99.97 | 100.02 | 99.94 | 99.92 | | 100.00 |
| *Mg#* | 0.50007253 | 0.577015789 | 0.571991193 | 0.355301 | 0.352623 | 0.351088 | 0.35382 | 0.361737 | 0.335385 | | 0.189613956 |
| *CIPW* | | | | | | | | | | | |
| Q | 14.089 | 19.107 | 18.672 | 15.905 | 16.112 | 15.67 | 16.38 | 16.502 | 16.174 | | 25.844 |
| C | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | 0.886 |
| Or | 12.333 | 15.98 | 16.388 | 13.71 | 13.824 | 13.798 | 13.571 | 13.77 | 14.213 | | 22.214 |
| Ab | 33.603 | 30.422 | 30.168 | 39.176 | 38.988 | 38.999 | 38.692 | 38.835 | 39.247 | | 41.494 |
| An | 20.294 | 19.316 | 19.929 | 17.998 | 18.387 | 18.83 | 18.624 | 18.232 | 18.151 | | 6.323 |
| Di | 2.223 | 2.143 | 2.164 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | 0 |
| Wo | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | 0 |
| Hy | 6.818 | 6.247 | 6.006 | 3.794 | 3.759 | 3.726 | 3.805 | 3.794 | 3.373 | | 0.581 |
| Mt | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | 0 |
| Il | 0.26 | 0.173 | 0.174 | 0.216 | 0.195 | 0.195 | 0.195 | 0.216 | 0.238 | | 0.108 |
| Hm | 7.082 | 4.791 | 4.734 | 6.214 | 6.228 | 6.216 | 6.273 | 6.042 | 6.033 | | 2.239 |
| Tn | 2.698 | 1.417 | 1.371 | 1.74 | 0.91 | 1.135 | 0.999 | 1.059 | 1.047 | | 0 |
| Ru | 0 | 0 | 0 | 0.227 | 0.58 | 0.497 | 0.553 | 0.494 | 0.469 | | 0.156 |
| Ap | 0.624 | 0.36 | 0.361 | 0.98 | 1.007 | 0.934 | 0.958 | 1.027 | 1.005 | | 0.168 |
| Sum | 100.024 | 99.957 | 99.967 | 99.961 | 99.991 | 100 | 100.051 | 99.972 | 99.951 | | 100.013 |

**Tablo 4.1** (devam).

| *Birim* | Küçük Aladağ volkanitleri (Kav) | | | | | | Odalar riyoliti (Or) | | Kars volkaniti (Kv) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek No* | 15OD19 | 15OD39 | 15OD45 | 15OD50 | 16OD179 | 16OD180 | 16OD140 | 16OD178 | 15OD80 | 16OD161 |
| *Kayaç tipi* | *BTA* | *BTA* | *BTA* | *BTA* | *BTA* | *BTA* | *R* | *R* | *B* | *BA* |
| *Koordinat(X)* | 305392 | 306919 | 313154 | 313430 | 316188 | 316252 | 314821 | 316191 | 308355 | 325512 |
| *(Y)* | 4455450 | 4455898 | 4456542 | 4456327 | 4456866 | 4456950 | 4446544 | 4456503 | 4476474 | 4462053 |
| *% $SiO_2$* | 54.79 | 54.70 | 54.10 | 55.05 | 55.29 | 54.42 | 73.89 | 75.53 | 49.78 | 55.93 |
| *$TiO_2$* | 1.90 | 1.91 | 1.96 | 1.89 | 1.92 | 1.93 | 0.13 | 0.14 | 1.80 | 1.16 |
| *Al2O3* | 16.45 | 16.46 | 16.75 | 16.51 | 16.52 | 16.92 | 14.39 | 13.09 | 17.74 | 17.56 |
| *$Fe_2O_3^{TOT}$* | 10.25 | 10.23 | 10.51 | 10.17 | 10.15 | 10.35 | 1.52 | 1.85 | 11.22 | 7.65 |
| *MnO* | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.14 | 0.15 | 0.05 | 0.04 | 0.16 | 0.12 |
| *MgO* | 3.38 | 3.42 | 3.49 | 3.35 | 3.07 | 3.37 | 0.14 | 0.04 | 5.50 | 4.24 |
| *CaO* | 6.47 | 6.61 | 6.62 | 6.28 | 6.27 | 6.33 | 1.00 | 0.60 | 9.25 | 8.25 |
| *$Na_2O$* | 4.33 | 4.26 | 4.39 | 4.35 | 4.36 | 4.30 | 4.45 | 3.65 | 3.77 | 3.62 |
| *$K_2O$* | 1.83 | 1.80 | 1.63 | 1.81 | 1.80 | 1.76 | 4.37 | 5.11 | 0.54 | 1.46 |
| *$P_2O_5$* | 0.42 | 0.47 | 0.43 | 0.44 | 0.44 | 0.44 | 0.03 | 0.06 | 0.23 | 0.24 |
| *TOT/C* | 0.03 | 0.05 | 0.07 | 0.03 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.14 | 0.02 | 0.35 |
| *TOT/S* | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | <0.02 | 0.02 |
| *LOI* | 0.20 | 0.20 | 0.10 | 0.10 | 0.74 | 0.29 | 0.90 | 1.30 | 1.20 | 1.70 |
| *Toplam* | 99.97 | 100.00 | 100.02 | 100.01 | 99.96 | 99.97 | 99.98 | 100.11 | 100.00 | 100.24 |
| *Mg#* | 0.425971 | 0.428861 | 0.427677 | 0.425467 | 0.404711 | 0.422338 | 0.172491 | 0.047085 | 0.524208 | 0.555032 |
| *CIPW* | | | | | | | | | | |
| Q | 6.905 | 7.112 | 6.092 | 7.357 | 7.986 | 6.841 | 28.991 | 33.566 | 1.541 | 8.529 |
| C | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.586 | 0.603 | 0 | 0 |
| Or | 10.802 | 10.626 | 9.61 | 10.673 | 10.651 | 10.397 | 25.84 | 30.179 | 3.178 | 8.644 |
| Ab | 36.628 | 36.04 | 37.119 | 36.845 | 36.926 | 36.362 | 37.682 | 30.926 | 31.934 | 30.638 |
| An | 20.059 | 20.495 | 21.22 | 20.182 | 20.176 | 21.671 | 4.762 | 2.574 | 29.887 | 27.346 |
| Di | 2.532 | 2.456 | 1.985 | 1.645 | 1.565 | 0.596 | 0 | 0 | 6.906 | 6.634 |
| Wo | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Hy | 7.258 | 7.369 | 7.782 | 7.585 | 6.917 | 8.111 | 0.352 | 0.101 | 10.496 | 7.499 |
| Mt | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Il | 0.322 | 0.322 | 0.322 | 0.322 | 0.303 | 0.324 | 0.108 | 0.087 | 0.347 | 0.263 |
| Hm | 10.255 | 10.227 | 10.511 | 10.174 | 10.146 | 10.355 | 1.525 | 1.848 | 11.221 | 7.651 |
| Tn | 4.243 | 4.269 | 4.389 | 4.215 | 4.273 | 4.27 | 0 | 0 | 3.96 | 2.498 |
| Ru | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.074 | 0.096 | 0 | 0 |
| Ap | 0.999 | 1.118 | 1.022 | 1.046 | 1.031 | 1.054 | 0.072 | 0.144 | 0.553 | 0.557 |
| Sum | 100.002 | 100.035 | 100.053 | 100.043 | 99.973 | 99.982 | 99.991 | 100.124 | 100.023 | 100.257 |

**Tablo 4.1** (devam).

| Birim | | Akkoz taban tüf düzeyi (Attd) | | | | | Hamamlı volkanik kompleksi (Hvk) | | | | | | | | Aladağ taban lav düzeyi (Atld) | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Örnek No | 15OD57 | 16OD158 | 16OD184 | 16OD181 | 16OD182 | 16OD197 | 15OD01 | 15OD04 | 15OD72 | 15OD28 | 15OD69 | 15OD70 | 15OD53 | 15OD55 | 15OD60 | 15OD62 | 15OD66 | 16OD165 | 16OD168 | 16OD171 |
| Kayaç tipi | TD | R | TD | TD | TA | R | R | R | R | R | R | R | TA | TD | TA | D | A | D | D | A |
| Sc (ppm) | 12 | 5 | 8 | 10 | 11 | 4 | 3 | 3 | 2 | 3 | 2 | 2 | 13 | 10 | 16 | 9 | 13 | 13 | 12 | 14 |
| V | 103 | 26 | 21 | 21 | 45 | 20 | <8 | 9 | <8 | <8 | <8 | 15 | 89 | 67 | 135 | 70 | 116 | 99 | 111 | 126 |
| Cr | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Co | 9.0 | 3.2 | 2.5 | 3.6 | 4.5 | 1.4 | <0.2 | 0.4 | <0.2 | <0.2 | <0.2 | <0.2 | 10.5 | 9.2 | 16.7 | 8.6 | 16.2 | 14.5 | 12.9 | 22.7 |
| Ni | <20 | 25 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | 34 | 44 | 38 | 54 |
| Ga | 18.7 | 18.1 | 18.1 | 18.5 | 17.9 | 15.3 | 18.5 | 16.2 | 11.0 | 13.7 | 10.6 | 11.2 | 17.6 | 16.2 | 18.4 | 15.2 | 14.4 | 15.3 | 15.3 | 19.7 |
| Rb | 65.2 | 97.3 | 84.3 | 59.5 | 58.9 | 55.7 | 110.8 | 146.2 | 130.3 | 121.0 | 126.3 | 128.4 | 46.1 | 56.0 | 40.1 | 67.0 | 61.6 | 70.4 | 70.8 | 49.9 |
| Sr | 365.2 | 238.2 | 238.2 | 289.0 | 291.2 | 74.9 | 51.4 | 5.0 | 20.0 | 79.4 | 20.6 | 23.0 | 362.1 | 337.0 | 343.9 | 219.5 | 292.9 | 235.4 | 243.5 | 308.1 |
| Y | 29.8 | 48.3 | 43.2 | 38.7 | 37.8 | 27.5 | 42.1 | 58.2 | 20.2 | 32.1 | 21.4 | 21.2 | 36.9 | 29.3 | 37.9 | 29.8 | 28.5 | 21.6 | 21.1 | 26.3 |
| Zr | 230.9 | 102.0 | 290.5 | 314.5 | 313.1 | 334.4 | 269.8 | 185.1 | 73.6 | 235.4 | 79.0 | 80.1 | 260.3 | 285.3 | 252.1 | 273.2 | 203.9 | 174.9 | 181.8 | 191.6 |
| Nb | 16.3 | 23.5 | 19.1 | 16.0 | 16.2 | 23.5 | 22.1 | 27.5 | 12.5 | 22.5 | 12.0 | 13.0 | 14.6 | 13.0 | 14.4 | 10.2 | 10.9 | 9.9 | 10.5 | 10.9 |
| Ba | 593 | 67 | 610 | 470 | 462 | 2072 | 737 | 66 | 432 | 661 | 455 | 475 | 422 | 494 | 532 | 533 | 548 | 549 | 557 | 442 |
| Cs | 1.5 | 3.4 | 2.2 | 0.9 | 1.9 | 0.8 | 2.0 | 3.6 | 3.9 | 3.9 | 4.5 | 4.5 | 0.8 | 1.2 | 0.8 | 1.9 | 1.4 | 1.7 | 1.5 | 1.2 |
| La | 34.6 | 6.9 | 34.9 | 34.3 | 31.8 | 31.8 | 45.1 | 43.7 | 21.5 | 42.8 | 22.3 | 23.5 | 35.1 | 32.9 | 31.6 | 27.9 | 28.0 | 26.3 | 24.5 | 23.7 |
| Ce | 62.7 | 14.3 | 64.6 | 66.5 | 60.9 | 59.1 | 77.5 | 62.1 | 38.2 | 73.0 | 40.0 | 39.4 | 66.1 | 57.8 | 63.2 | 53.2 | 50.8 | 41.9 | 42.3 | 41.6 |
| Pr | 7.04 | 2.32 | 8.03 | 8.57 | 8.15 | 7.37 | 8.73 | 9.63 | 4.11 | 7.88 | 4.16 | 4.19 | 8.14 | 6.73 | 7.14 | 6.16 | 5.71 | 5.47 | 5.13 | 5.08 |
| Nd | 27.9 | 10.6 | 32.4 | 33.8 | 31.5 | 27.6 | 32.9 | 35.1 | 13.2 | 28.7 | 13.6 | 13.9 | 33.5 | 26.4 | 28.1 | 24.2 | 21.0 | 20.2 | 19.0 | 20.0 |
| Sm | 5.43 | 4.31 | 6.77 | 7.01 | 6.60 | 5.20 | 6.53 | 7.67 | 2.78 | 5.16 | 2.71 | 3.13 | 7.02 | 5.10 | 6.30 | 4.97 | 4.06 | 3.99 | 3.74 | 3.98 |
| Eu | 1.55 | 0.30 | 1.80 | 2.13 | 2.07 | 2.76 | 1.10 | 0.37 | 0.30 | 0.95 | 0.31 | 0.32 | 2.21 | 1.57 | 1.97 | 1.38 | 1.26 | 1.00 | 1.01 | 1.19 |
| Gd | 5.99 | 6.11 | 7.72 | 7.35 | 7.18 | 5.38 | 6.27 | 8.51 | 2.84 | 5.15 | 2.87 | 2.84 | 7.34 | 5.92 | 6.95 | 5.35 | 4.97 | 4.12 | 3.85 | 4.41 |
| Tb | 0.89 | 1.25 | 1.20 | 1.20 | 1.13 | 0.83 | 1.10 | 1.43 | 0.50 | 0.89 | 0.51 | 0.50 | 1.19 | 0.90 | 1.12 | 0.85 | 0.79 | 0.65 | 0.63 | 0.70 |
| Dy | 5.40 | 8.17 | 7.37 | 7.27 | 6.84 | 5.22 | 6.53 | 9.22 | 3.00 | 5.49 | 3.23 | 3.24 | 7.19 | 5.19 | 6.84 | 5.21 | 4.51 | 4.05 | 3.69 | 4.29 |
| Ho | 0.99 | 1.76 | 1.56 | 1.54 | 1.43 | 1.08 | 1.40 | 2.01 | 0.67 | 1.17 | 0.68 | 0.76 | 1.47 | 1.13 | 1.39 | 1.17 | 0.99 | 0.81 | 0.78 | 0.94 |
| Er | 3.13 | 5.31 | 4.75 | 4.51 | 3.99 | 3.22 | 4.40 | 6.17 | 2.12 | 3.72 | 2.11 | 2.30 | 4.35 | 3.21 | 4.18 | 3.44 | 3.04 | 2.35 | 2.34 | 2.77 |
| Tm | 0.46 | 0.81 | 0.70 | 0.64 | 0.57 | 0.50 | 0.69 | 0.95 | 0.36 | 0.58 | 0.33 | 0.33 | 0.60 | 0.47 | 0.59 | 0.47 | 0.44 | 0.36 | 0.33 | 0.42 |
| Yb | 2.82 | 5.49 | 4.49 | 4.25 | 3.43 | 3.25 | 4.93 | 6.43 | 2.47 | 3.86 | 2.39 | 2.46 | 4.10 | 3.14 | 4.08 | 3.38 | 2.86 | 2.34 | 2.25 | 2.60 |
| Lu | 0.42 | 0.85 | 0.73 | 0.64 | 0.53 | 0.52 | 0.69 | 0.90 | 0.36 | 0.65 | 0.40 | 0.37 | 0.62 | 0.46 | 0.60 | 0.53 | 0.43 | 0.35 | 0.36 | 0.41 |
| Hf | 4.8 | 5.0 | 7.2 | 7.2 | 6.9 | 8.0 | 7.1 | 6.1 | 3.0 | 6.1 | 2.6 | 3.0 | 6.3 | 6.3 | 5.7 | 6.5 | 5.2 | 4.2 | 4.4 | 4.3 |
| Ta | 0.9 | 1.9 | 1.2 | 1.0 | 0.9 | 0.7 | 1.4 | 2.1 | 1.1 | 1.6 | 1.1 | 1.1 | 0.9 | 0.8 | 1.0 | 0.7 | 0.9 | 0.7 | 0.6 | 0.7 |
| Th | 9.7 | 12.8 | 11.7 | 9.2 | 9.0 | 8.8 | 16.3 | 20.5 | 15.1 | 17.5 | 14.9 | 16.0 | 7.9 | 9.4 | 6.3 | 10.6 | 9.3 | 10.5 | 10.2 | 7.5 |
| U | 3.1 | 2.6 | 3.9 | 2.8 | 2.6 | 3.3 | 6.3 | 6.2 | 4.5 | 5.8 | 6.4 | 6.5 | 2.4 | 2.8 | 2.0 | 3.2 | 2.6 | 3.0 | 2.8 | 2.2 |
| W | 2.7 | 4.1 | 2.8 | 2.5 | 4.1 | 20 | 2.5 | 4.8 | 3.0 | 2.1 | 4.8 | 46.8 | 2.4 | 5.1 | 17.5 | 4.8 | 6.3 | 1.6 | 2.3 | 2.2 |

**Tablo 4.1** (devam).

| *Birim* | Sırataş andeziti (Sa) | Çengilliçayırıtepe volkaniti (Çv) | Zazantepe dasiti (Zd) | Zariftepe trakiandeziti (Zta) | | | | | Gümüştepedüzü volkaniti (Gv) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek No* | 15OD64 | 16OD130 | 16OD195 | 16OD88 | 16OD92 | 16OD97 | 16OD107 | 16OD123 | 16OD-124 | 16OD174 |
| *Kayaç tipi* | *A* | *D* | *D* | *TA* | *TA* | *TA* | *TA* | *TA* | *TA* | *R* |
| *Sc (ppm)* | 17 | 12 | 12 | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | 10 | 2 |
| *V* | 151 | 126 | 96 | 108 | 95 | 103 | 94 | 106 | 75 | 16 |
| *Cr* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Co* | 19.5 | 14.7 | 12.9 | 10.7 | 10.3 | 10.6 | 10.3 | 10.4 | 10.7 | 0.6 |
| *Ni* | 21 | 43 | 42 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 |
| *Ga* | 16.0 | 15.2 | 14.9 | 21.3 | 21.2 | 16.7 | 19.5 | 16.7 | 17.1 | 15.5 |
| *Rb* | 50.7 | 73.2 | 66.6 | 50.9 | 51.8 | 49.2 | 51.7 | 51.6 | 52.6 | 82.0 |
| *Sr* | 287.2 | 248.3 | 232.6 | 305.9 | 303.7 | 296.9 | 303.7 | 310.3 | 300.9 | 126.9 |
| *Y* | 31.5 | 20.6 | 20.6 | 31.8 | 30.2 | 27.5 | 28.7 | 29.9 | 32.5 | 27.3 |
| *Zr* | 239.3 | 174.2 | 167.5 | 267.5 | 269.6 | 257.7 | 270.1 | 269.5 | 263.2 | 252.6 |
| *Nb* | 9.8 | 11.1 | 9.9 | 12.9 | 13.0 | 12.4 | 13.3 | 13.1 | 12.5 | 15.4 |
| *Ba* | 440 | 534 | 521 | 470 | 467 | 449 | 464 | 470 | 486 | 580 |
| *Cs* | 1.3 | 1.8 | 1.4 | 0.7 | 1.0 | 1.1 | 0.9 | 1.3 | 1.5 | 1.4 |
| *La* | 24.4 | 25.0 | 24.7 | 31.2 | 29.8 | 28.3 | 28.7 | 29.7 | 31.1 | 35.6 |
| *Ce* | 47.4 | 41.8 | 40.8 | 53.6 | 50.3 | 50.5 | 50.8 | 54.4 | 51.5 | 59.4 |
| *Pr* | 5.52 | 5.08 | 5.11 | 6.61 | 6.66 | 6.47 | 6.49 | 6.78 | 7.04 | 7.32 |
| *Nd* | 22.0 | 18.3 | 19.0 | 26.1 | 26.5 | 25.4 | 25.3 | 27.8 | 27.4 | 26.3 |
| *Sm* | 4.98 | 3.55 | 3.74 | 5.26 | 5.07 | 5.15 | 4.98 | 5.44 | 5.76 | 4.91 |
| *Eu* | 1.46 | 0.91 | 0.97 | 1.58 | 1.62 | 1.55 | 1.46 | 1.61 | 1.67 | 1.08 |
| *Gd* | 5.52 | 3.76 | 3.88 | 5.87 | 5.72 | 5.39 | 5.33 | 5.58 | 6.29 | 4.55 |
| *Tb* | 0.92 | 0.61 | 0.61 | 0.88 | 0.91 | 0.85 | 0.84 | 0.88 | 0.96 | 0.73 |
| *Dy* | 5.64 | 3.78 | 3.72 | 5.27 | 5.36 | 5.20 | 5.11 | 5.44 | 5.72 | 4.45 |
| *Ho* | 1.17 | 0.75 | 0.81 | 1.12 | 1.13 | 1.07 | 1.05 | 1.15 | 1.20 | 0.99 |
| *Er* | 3.38 | 2.33 | 2.28 | 3.15 | 3.29 | 2.99 | 3.00 | 3.18 | 3.53 | 2.97 |
| *Tm* | 0.52 | 0.32 | 0.34 | 0.44 | 0.47 | 0.44 | 0.45 | 0.48 | 0.51 | 0.44 |
| *Yb* | 3.46 | 2.15 | 2.16 | 2.84 | 2.88 | 2.70 | 2.82 | 2.95 | 3.35 | 3.01 |
| *Lu* | 0.50 | 0.34 | 0.34 | 0.47 | 0.46 | 0.43 | 0.43 | 0.46 | 0.50 | 0.47 |
| *Hf* | 5.7 | 4.4 | 4.4 | 6.0 | 6.0 | 5.8 | 5.9 | 5.7 | 5.9 | 6.3 |
| *Ta* | 0.5 | 0.8 | 0.7 | 0.8 | 0.7 | 0.8 | 0.8 | 0.8 | 0.8 | 1.0 |
| *Th* | 7.3 | 11.1 | 10.1 | 8.0 | 8.0 | 8.1 | 8.3 | 8.5 | 8.6 | 13.5 |
| *U* | 2.3 | 3.3 | 2.8 | 2.3 | 2.2 | 2.4 | 2.4 | 2.2 | 2.4 | 4.0 |
| *W* | 3.8 | 4.9 | 1.8 | 2.2 | 2.3 | 3.4 | 3.3 | 3.6 | 1.8 | 2.8 |

**Tablo 4.1** (devam).

| *Birim* | Küçük Aladağ volkanitleri (Kav) | | | | | | Odalar riyoliti (Or) | | Kars volkaniti (Kv) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek No* | 15OD19 | 15OD39 | 15OD45 | 15OD50 | 16OD179 | 16OD180 | 16OD140 | 16OD178 | 15OD80 | 16OD161 |
| *Kayaç tipi* | *BTA* | *BTA* | *BTA* | *BTA* | *BTA* | *BTA* | *R* | *R* | *B* | *BA* |
| *Sc (ppm)* | 20 | 19 | 20 | 19 | 19 | 19 | 2 | 5 | 26 | 16 |
| *V* | 208 | 213 | 230 | 216 | 230 | 215 | <8 | 45 | 204 | 144 |
| *Cr* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| *Co* | 25.1 | 26.7 | 28.8 | 25.2 | 23.9 | 25.7 | 0.6 | 0.5 | 45.6 | 26.2 |
| *Ni* | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | <20 | 76 | 72 |
| *Ga* | 16.7 | 17.4 | 18.1 | 17.6 | 17.2 | 18.4 | 15.2 | 14.9 | 16.4 | 16.3 |
| *Rb* | 33.2 | 33.0 | 19.9 | 42.3 | 33.8 | 24.3 | 102.8 | 68.2 | 5.7 | 29.6 |
| *Sr* | 394.6 | 408.2 | 422.0 | 395.3 | 357.0 | 345.3 | 74.9 | 10.8 | 384.4 | 404.9 |
| *Y* | 29.2 | 31.5 | 31.1 | 30.9 | 29.5 | 30.7 | 24.2 | 26.5 | 29.4 | 19.2 |
| *Zr* | 201.3 | 203.5 | 204.7 | 204.7 | 204.0 | 205.8 | 165.6 | 271.6 | 152.6 | 152.8 |
| *Nb* | 12.1 | 12.2 | 12.5 | 12.3 | 12.4 | 12.3 | 13.8 | 10.1 | 4.3 | 8.6 |
| *Ba* | 341 | 374 | 363 | 338 | 424 | 378 | 552 | 612 | 153 | 342 |
| *Cs* | 0.8 | 0.7 | 0.2 | 2.3 | 0.4 | 0.5 | 1.8 | 0.8 | <0.1 | 0.5 |
| *La* | 29.1 | 28.8 | 30.2 | 27.6 | 27.0 | 26.9 | 32.8 | 51.3 | 9.6 | 19.0 |
| *Ce* | 51.9 | 52.7 | 55.0 | 51.3 | 49.0 | 50.9 | 55.8 | 87.6 | 24.1 | 36.0 |
| *Pr* | 6.33 | 6.43 | 6.70 | 6.21 | 6.39 | 6.55 | 6.65 | 11.53 | 3.36 | 4.46 |
| *Nd* | 25.1 | 25.8 | 26.3 | 25.0 | 25.0 | 26.0 | 22.4 | 41.6 | 15.6 | 16.8 |
| *Sm* | 5.09 | 5.87 | 5.82 | 5.53 | 5.32 | 5.41 | 3.96 | 7.12 | 4.02 | 3.57 |
| *Eu* | 1.71 | 1.78 | 1.78 | 1.74 | 1.68 | 1.77 | 0.79 | 0.94 | 1.48 | 1.17 |
| *Gd* | 5.97 | 6.06 | 6.31 | 5.96 | 5.97 | 5.97 | 3.97 | 6.19 | 4.72 | 3.81 |
| *Tb* | 0.96 | 0.98 | 1.02 | 0.97 | 0.93 | 0.94 | 0.65 | 0.91 | 0.81 | 0.62 |
| *Dy* | 5.40 | 6.02 | 6.02 | 5.74 | 5.37 | 5.79 | 4.04 | 5.18 | 5.16 | 3.73 |
| *Ho* | 1.19 | 1.23 | 1.26 | 1.20 | 1.22 | 1.17 | 0.82 | 1.03 | 1.12 | 0.80 |
| *Er* | 3.50 | 3.59 | 3.50 | 3.54 | 3.32 | 3.37 | 2.56 | 3.08 | 3.15 | 2.24 |
| *Tm* | 0.49 | 0.49 | 0.51 | 0.50 | 0.47 | 0.49 | 0.41 | 0.48 | 0.44 | 0.32 |
| *Yb* | 3.25 | 3.26 | 3.18 | 3.44 | 3.09 | 3.12 | 2.82 | 3.12 | 2.76 | 2.04 |
| *Lu* | 0.45 | 0.52 | 0.47 | 0.51 | 0.48 | 0.48 | 0.42 | 0.51 | 0.42 | 0.31 |
| *Hf* | 4.9 | 4.7 | 4.6 | 4.7 | 4.9 | 4.9 | 4.8 | 6.9 | 3.4 | 3.8 |
| *Ta* | 0.7 | 0.5 | 0.7 | 0.6 | 0.7 | 0.6 | 0.9 | 0.8 | 0.4 | 0.5 |
| *Th* | 5.8 | 5.7 | 5.6 | 5.9 | 5.6 | 5.5 | 16.0 | 13.9 | 1.4 | 4.5 |
| *U* | 1.7 | 1.5 | 1.2 | 1.6 | 1.5 | 1.6 | 4.5 | 3.4 | 0.2 | 1.1 |
| *W* | 1.6 | 1.6 | 0.9 | 2.9 | 27.1 | 3.9 | 2.8 | 1.2 | 1.3 | 6.9 |

**Tablo 4.1** (devam).

| Method | | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Analyte | | SiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | MgO | CaO | Na2O | K2O | TiO2 | P2O5 | MnO | Cr2O3 | Ba | Ni | Sc | LOI | Sum | |
| Unit | | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % | PPM | PPM | PPM | % | % | |
| MDL | | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.002 | 1 | 20 | 1 | -5.1 | 0.01 | |
| **Sample** | **Type** | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Pulp Duplicates | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 15OD62 | Rock Pulp | 64.78 | 15.65 | 4.77 | 1.42 | 3.62 | 4.26 | 2.76 | 0.75 | 0.22 | 0.09 | <0.002 | 533 | <20 | 9 | 1.5 | 99.88 | |
| 15OD62 | REP | 64.66 | 15.73 | 4.76 | 1.44 | 3.62 | 4.31 | 2.74 | 0.77 | 0.22 | 0.09 | <0.002 | 508 | <20 | 9 | 1.5 | 99.88 | |
| Reference Materials | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| STD GS311-1 | STD | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| STD GS910-4 | STD | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| STD SO-19 | STD | 60.81 | 13.83 | 7.40 | 2.90 | 5.85 | 4.02 | 1.29 | 0.69 | 0.32 | 0.13 | 0.494 | 489 | 458 | 27 | 1.9 | 99.79 | |
| STD SO-19 | STD | 60.73 | 13.88 | 7.41 | 2.88 | 5.85 | 4.06 | 1.28 | 0.70 | 0.32 | 0.13 | 0.493 | 465 | 460 | 27 | 1.9 | 99.79 | |
| BLK | BLK | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| BLK | BLK | <0.01 | <0.01 | <0.04 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.002 | <1 | <20 | <1 | 0.0 | <0.01 | |

**Tablo 4.1** (devam).

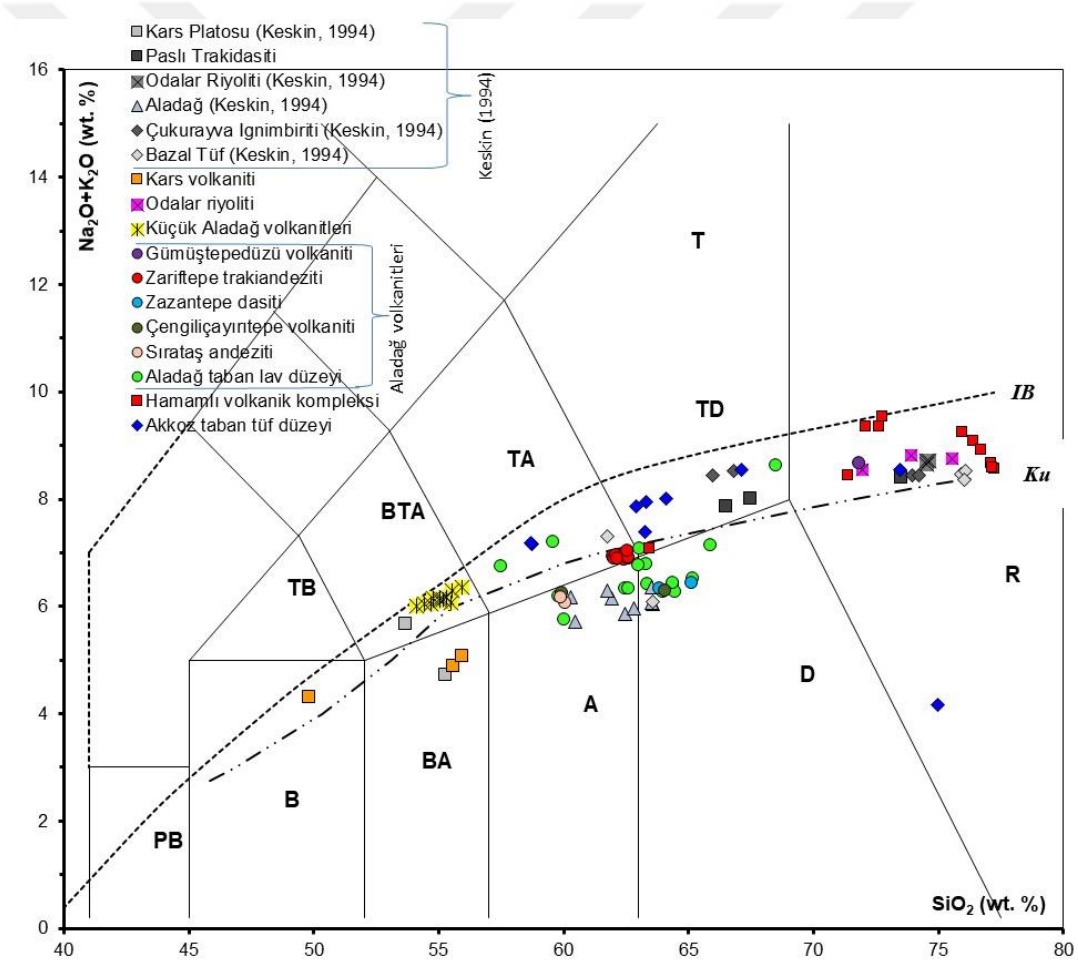
| Method | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Analyte | Be | Co | Cs | Ga | Hf | Nb | Rb | Sn | Sr | Ta | Th | U | V | W | Zr | Y | |
| Unit | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | |
| MDL | 1 | 0.2 | 0.1 | 0.5 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 1 | 0.5 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 8 | 0.5 | 0.1 | 0.1 | |
| **Sample** | **Type** | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Pulp Duplicates | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 15OD62 | Rock Pulp | 2 | 8.6 | 1.9 | 15.2 | 6.5 | 10.2 | 67.0 | 2 | 219.5 | 0.7 | 10.6 | 3.2 | 70 | 4.8 | 273.2 | 29.8 |
| 15OD62 | REP | <1 | 8.1 | 1.6 | 16.3 | 6.6 | 10.0 | 67.3 | 2 | 220.6 | 0.7 | 10.3 | 2.9 | 72 | 2.5 | 266.7 | 29.9 |
| Reference Materials | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| STD GS311-1 | STD | | | | | | | | | | | | | | | | |
| STD GS910-4 | STD | | | | | | | | | | | | | | | | |
| STD SO-19 | STD | 10 | 22.9 | 4.7 | 15.5 | 3.2 | 69.7 | 19.6 | 19 | 327.7 | 4.8 | 12.2 | 19.7 | 167 | 9.4 | 110.4 | 35.0 |
| STD SO-19 | STD | 19 | 22.7 | 4.4 | 15.3 | 3.2 | 68.2 | 19.0 | 18 | 321.0 | 4.8 | 12.9 | 18.8 | 170 | 9.0 | 107.3 | 35.1 |
| BLK | BLK | | | | | | | | | | | | | | | | |
| BLK | BLK | <1 | <0.2 | <0.1 | <0.5 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <1 | <0.5 | <0.1 | <0.2 | <0.1 | <8 | <0.5 | <0.1 | <0.1 |

**Tablo 4.1** (devam).

| Method | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | LF200 | TC000 | TC000 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Analyte | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | TOT/C | TOT/S |
| Unit | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | % | % |
| MDL | 0.1 | 0.1 | 0.02 | 0.3 | 0.05 | 0.02 | 0.05 | 0.01 | 0.05 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.05 | 0.01 | 0.02 | 0.02 |
| **Sample** | **Type** | | | | | | | | | | | | | | | |
| Pulp Duplicates | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 15OD62 | Rock Pulp | 27.9 | 53.2 | 6.16 | 24.2 | 4.97 | 1.38 | 5.35 | 0.85 | 5.21 | 1.17 | 3.44 | 0.47 | 3.38 | 0.53 | <0.02 | <0.02 | |
| 15OD62 | REP | 28.1 | 51.3 | 6.03 | 23.8 | 4.83 | 1.38 | 5.21 | 0.83 | 5.49 | 1.15 | 3.44 | 0.50 | 3.28 | 0.54 | | | |
| Reference Materials | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| STD GS311-1 | STD | | | | | | | | | | | | | | | 1.03 | 2.50 | |
| STD GS910-4 | STD | | | | | | | | | | | | | | | 2.78 | 8.62 | |
| STD SO-19 | STD | 71.0 | 154.9 | 18.99 | 74.3 | 12.61 | 3.63 | 10.37 | 1.37 | 7.41 | 1.41 | 3.70 | 0.51 | 3.56 | 0.53 | | | |
| STD SO-19 | STD | 67.7 | 150.5 | 18.34 | 71.7 | 12.45 | 3.49 | 10.10 | 1.33 | 7.05 | 1.32 | 3.76 | 0.54 | 3.60 | 0.51 | | | |
| BLK | BLK | | | | | | | | | | | | | | | <0.02 | <0.02 | |
| BLK | BLK | <0.1 | <0.1 | <0.02 | <0.3 | <0.05 | <0.02 | <0.05 | <0.01 | <0.05 | <0.02 | <0.03 | <0.01 | <0.05 | <0.01 | | | |

### 4.4.1. Jeokimyasal Sınıflama

Çalışma alanında kimyasal analizleri yapılmış olan örneklerin her birim için temsilci olanlarına ait majör oksit, iz ve REE analiz sonuçları Tablo 4.1'de verilmiştir. Örneklerin jeokimyasal sınıflamaları, analiz edilen örneklerin jeokimyasal sonuçlarının susuz bazda (ateşte su kaybı majör element değerlerine orantılı dağıtılarak) hesaplanmış değerleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Volkanitlerin sınıflamasında Toplam Alkali-Silika (TAS) diyagramı kullanılmıştır. Le Bas ve diğ. (1986)'nin sınıflamasına göre analiz edilen volkanik serilerin ürünlerinin bazalttan riyolite kadar değişen geniş bir jeokimyasal bileşim aralığında dağılıma sahip oldukları görülmüştür (Şekil 4.83).

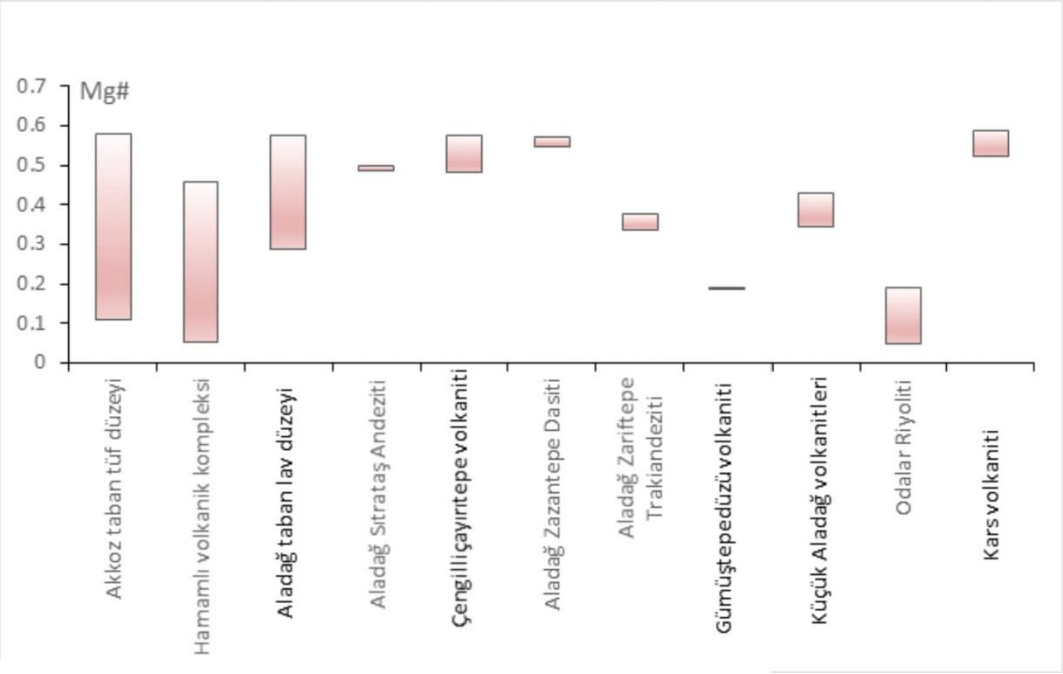



**Şekil 4.83:** Volkanik kayalar için kullanılan Toplam Alkali-Silika (TAS; Le Bas ve diğ., 1986) sınıflama diyagramı. R-Riyolit; T-Trakit; TA- trakiandezit; BTA-bazaltik trakiandezit; TB; trakibazalt; PB-pikritik bazalt; B-bazalt; BA; bazaltik andezit; A-andezit; D-dasit. IB-Irvine ve Baragar'ın (1971), K-Kuno'nun (1966) alkali-sub-alkali ayırtlama çizgisi. Lejanttaki formasyon isimleri, stratigrafik pozisyonlarına göre alttan üste dizilerek gösterilmiştir.

Keskin (1994) çalışmasında belirtilen Basal tüf düzeyi ve Çukurayva ignimbiriti bu çalışmada Akkoz taban tüf düzeyi içerisinde yer almış ve daha geniş alanlarda örneklenmiştir. Bu grup andezit-trakiandezitten başlayıp riyolite kadar evrimleşmiştir. Hamamlı volkanik kompleksine ait olan tüm örnekler riyolit alanına iz düşmektedirler, birime dâhil edilen İmamtepe domu örneği ise dasit ve riyolit alanına iz düşmüştür. Aladağ volkanitlerinin çok büyük bir kısmı ortaç nitelikli andezitik-dasitik alan içerisinde yeralmaktadır, Zariftepe trakiandeziti ve Aladağ taban lav düzeyinin bazı örnekleri ise trakiandezit ve trakidasit alanında yer almaktadırlar. Aladağ volkanının kuzey eteklerinde bulunan Küçük Aladağ volkanının ürünleri ise bazaltik andezit, bazaltik trakiandezit alanlarında yer almaktadırlar. Odalar riyoliti ürünleri ise riyolit alanına iz düşmektedirler. Kars volkaniti lavları ise bazalt ve bazaltik andezit alanlarında kalmaktadırlar.

Örneklerin alkali sub-alkali özelliklerinin belirlenmesi için TAS diyagramı üzerine Kuno (1969) ve Irvine ve Baragar (1971) ayırtlama çizgileri de iz düşülmüştür. Tüm birimler sub alkali alan içerisinde kalmaktadır.

Jeokimya analizlerinin sonuçlarına göre volkanik birimlerin Mg# numralarının değişimi Şekil 4.84'de verilmiştir.




**Şekil 4.84:** Mg# numaralarına göre volkanik birimlerin değişim diyagramı.

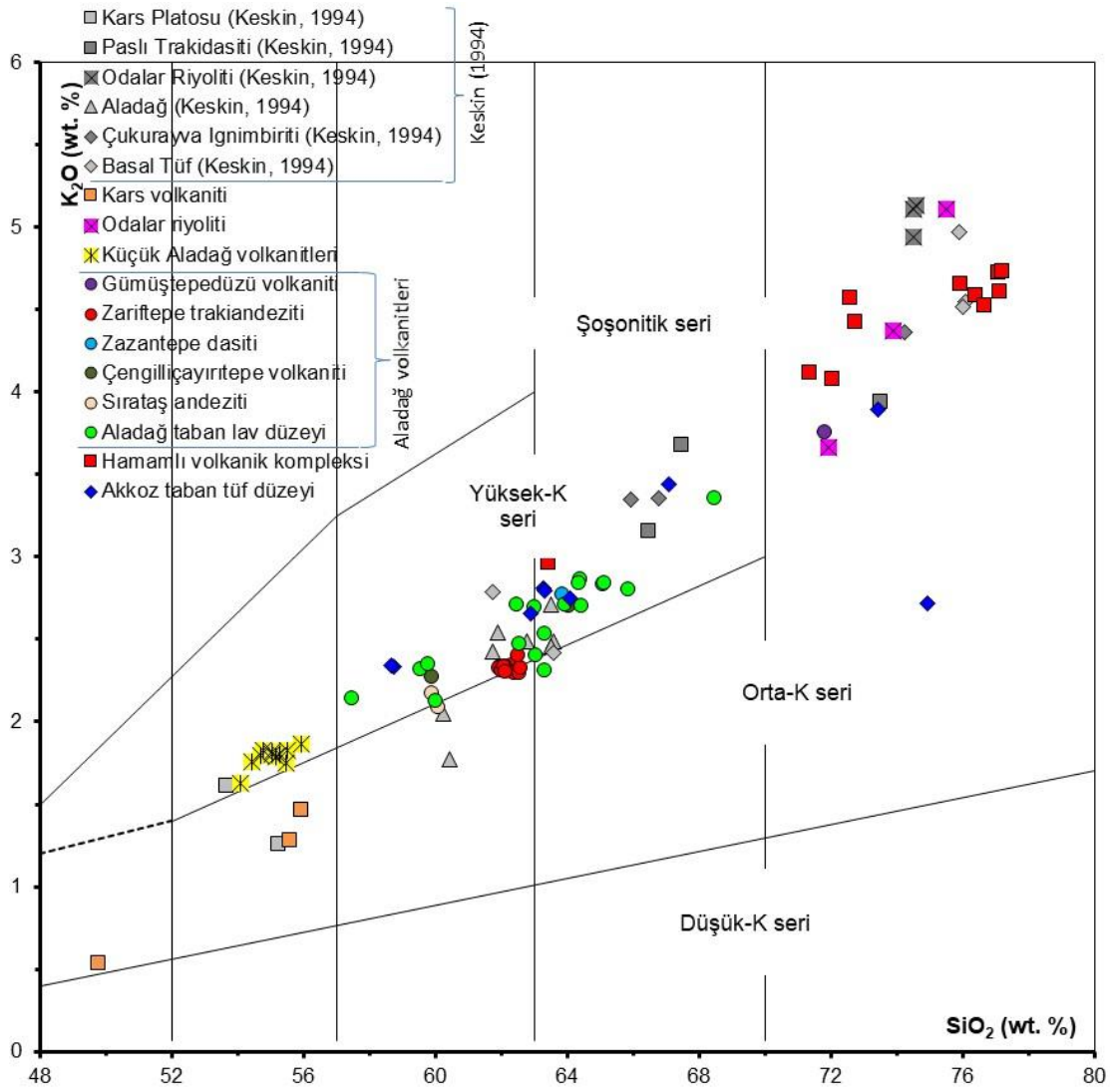
Le Maitre (2002)'nin sistematiği doğrultusunda TAS diyagramındaki bazaltik trakiandezit ve trakiandezit alanlarına düşen volkanikler $Na_2O$ ve $K_2O$ içeriklerine göre daha ayrıntılı olarak sodik ve potasik olarak sınıflandırılmışlardır. Daha detaylı bu sınıflama Tablo 4.2'de verilmiştir. Akkoz taban tüf düzeyi, Zariftepe trakiandeziti ve Aladağ taban lav düzeyine ait olan trakiandezitik lavların benmoreite olduğu, Küçük Aladağ volkanitlerine ait olan bazaltik trakiandezit lavların ise mugearite nitelikte olduğu ortaya konmuştur.

**Tablo 4.2:** Traki –ön ekli volkanitlerin $Na_2O$ ve $K_2O$ oranlarına göre daha detaylı sınıflandırılması (Le Maitre, 2002).

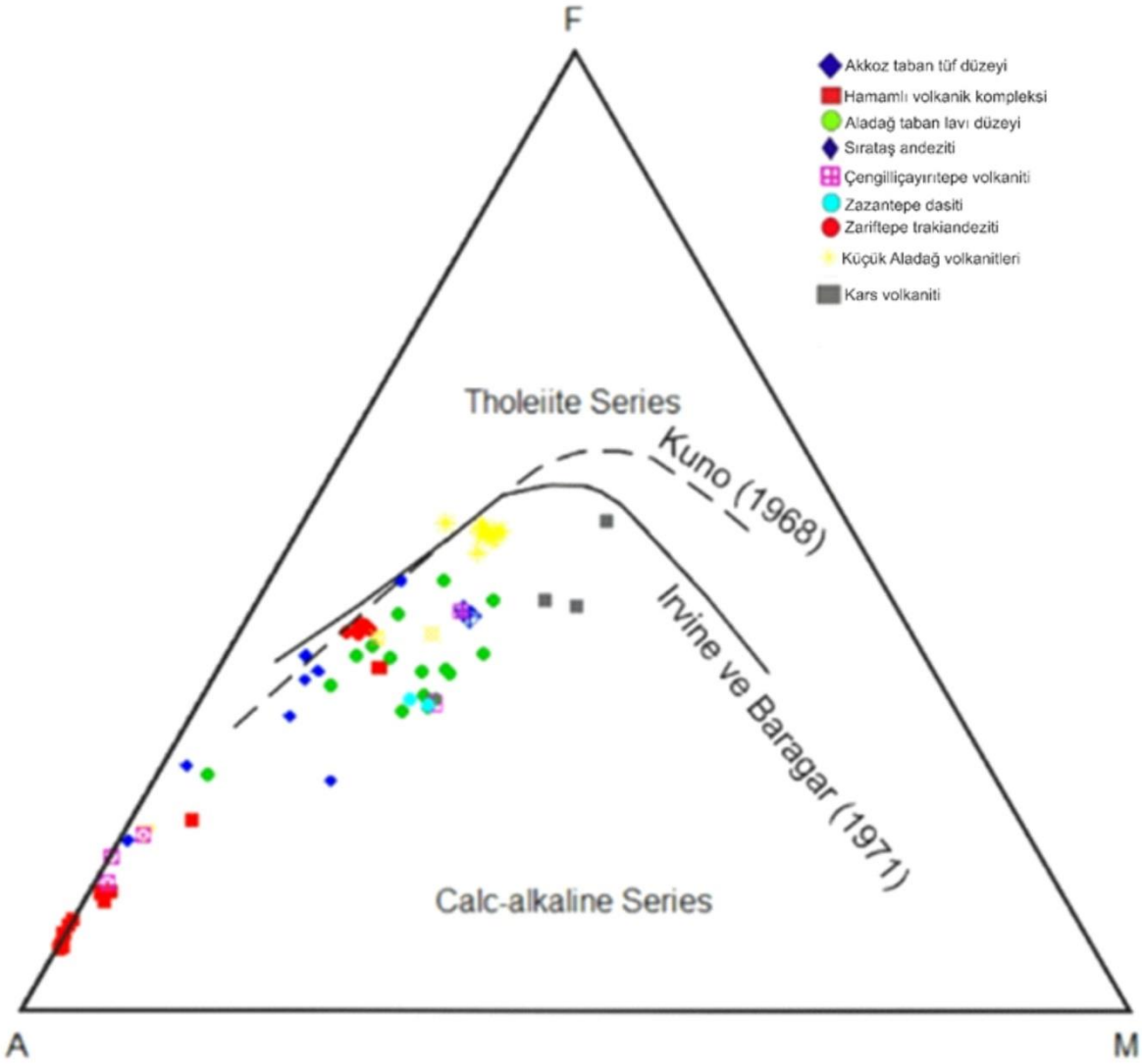
| | | | | Trachybasalt | Basaltic trachyandesite |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | Further subdivisions of shaded fields | | |
| | | | $Na_2O$-2.0≥$K_2O$ | Hawaitite | Mugearite |
| | | Sample | $Na_2O$-2.0≤$K_2O$ | Potassic trachybasalt | Shoshonite |
| Küçük Aladağ | Bazaltik trakiandezit | 15OD19 | 2.33 | | Mugearite |
| Küçük Aladağ | Bazaltik trakiandezit | 15OD39 | 2.26 | | Mugearite |
| Küçük Aladağ | Bazaltik trakiandezit | 15OD45 | 2.39 | | Mugearite |
| Küçük Aladağ | Bazaltik trakiandezit | 15OD50 | 2.35 | | Mugearite |
| Küçük Aladağ | Bazaltik trakiandezit | 15OD56 | 2.48 | | Mugearite |
| Küçük Aladağ | Bazaltik trakiandezit | 15OD73 | 2.32 | | Mugearite |
| Küçük Aladağ | Bazaltik trakiandezit | 15OD75 | 2.36 | | Mugearite |
| Küçük Aladağ | Bazaltik trakiandezit | 16OD83 | 2.29 | | Mugearite |
| Küçük Aladağ | Bazaltik trakiandezit | 16OD99 | 2.50 | | Mugearite |
| Küçük Aladağ | Bazaltik trakiandezit | 16OD179 | 2.36 | | Mugearite |
| Küçük Aladağ | Bazaltik trakiandezit | 16OD180 | 2.30 | | Mugearite |
| Taban lav düzeyi | Trakiandezit | 15OD53 | 2.89 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | 16OD88 | 2.63 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | 16OD92 | 2.61 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | 16OD97 | 2.61 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | 16OD102 | 2.59 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | 16OD107 | 2.57 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | 16OD108 | 2.61 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | 16OD111 | 2.58 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | 16OD114 | 2.61 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | 16OD116 | 2.62 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | 16OD118 | 2.59 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | 16OD123 | 2.59 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | 16OD124 | 2.64 | | Benmoreite |
| Zariftepe trakiandeziti | Trakiandezit | A0-1 | 2.64 | | Benmoreite |
| Taban tüf düzeyi | Trakiandezit | 16OD182 | 3.20 | | Benmoreite |
| Taban tüf düzeyi | Trakiandezit | 16OD185 | 2.83 | | Benmoreite |
| Taban tüf düzeyi | Trakiandezit | 16OD186 | 2.85 | | Benmoreite |

Volkanik kayaçlar Peccerillo ve Taylor (1976) $SiO_2$-$K_2O$ diyagramına iz düşürüldüklerinde örneklerin büyük bir kısmı yüksek K'lu seri alanına düşmekte, daha az oranda ise orta K'lu alan içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.85). Plato için özellikle bazik uç üye niteliği sunan Kars volkaniti lavları ise orta-K serisi alanına iz düşmektedir. Aynı nitelikteki Keskin (1994) örneği de orta-K serisi alanına düşmekte olup, bir tutarlılık mevcuttur. Aynı diyagramda volkanitlerde evrimleşme arttıkça $K_2O$ konsantarsayonu da artmaktadır.

Çalışma alanındaki volkanitler AFM diyagramında ise Küçük Aladağ volkanitine ait bir örnek hariç kalkalkali alana iz düşmektedirler (Şekil 4. 86).




**Şekil 4.85:** Volkanitlere ait K2O-SiO2 diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).



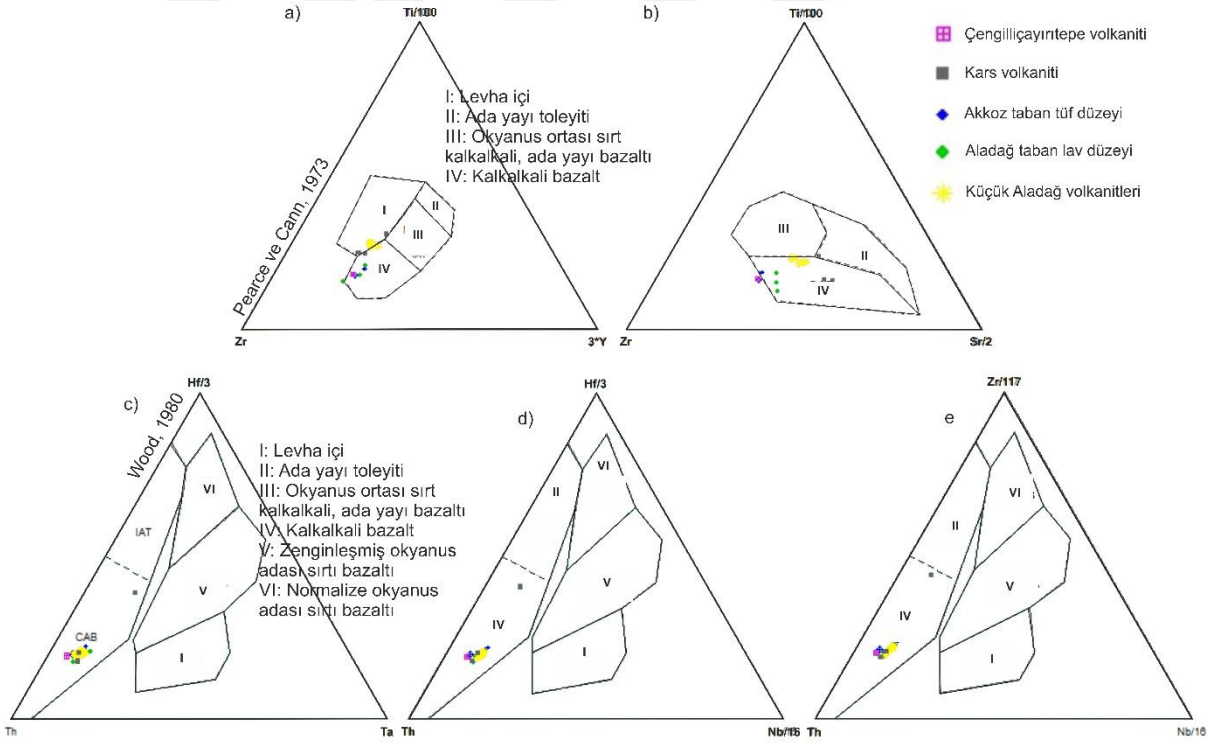

**Şekil 4.86:** Volkanik birimlere ait lavların AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971). A (Na2O+K2O); F (FeO*, toplam FeO olarak hesaplanmıştır); M (MgO).

### 4.4.2. Tektonik Ayırtlama Diyagramları

Volkanik birimlerin % 60'dan daha düşük $SiO_2$ içeren lav örnekleri, paleotektonik ortam yorumu yapabilmek amacıyla bazı araştırmacılar (Pearce ve Cann, 1983; Wood, 1980; Perace ve diğerleri, 1984; Hollocher ve diğerleri, 2012; Thieblmont ve Tegyey, 1994) tarafından önerilen tektonik ayırtlama diyagramlarına iz düşürülmüşlerdir (Şekil 4.88; 4.89). Dikkat edilmesi gereken bir husus, bu tür diyagramlara mümkün olduğunca bazik lavların ($SiO_2$< %60) iz düşülmesine özen göstermektir, zira evrimleşmiş lavlarda magma odası işlemleri, kaynak

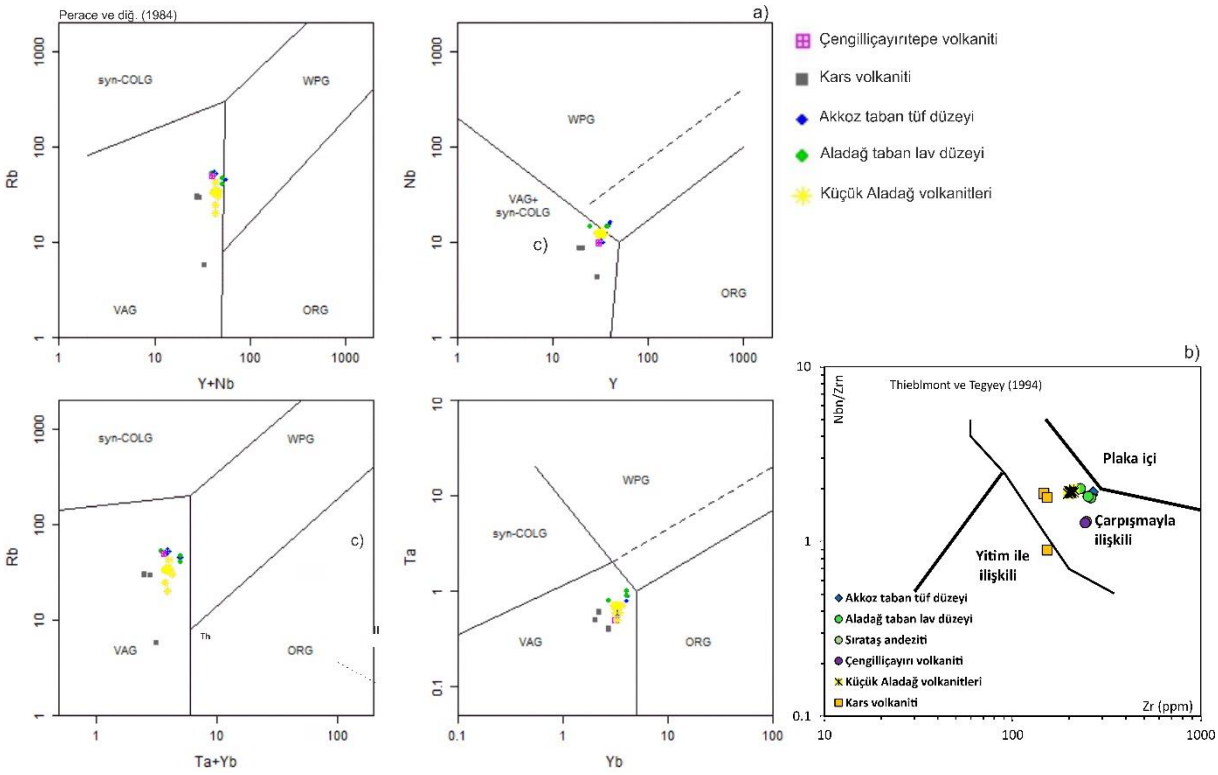
alana özgü elementel izleri büyük oranda değiştirebilir ya da gölgeyebilir. Bu yaklaşımla, Akkoz taban tüf düzeyi, Aladağ taban lav düzeyi, Sırataş andeziti, Çengilliçayırı andezit ve dasiti, Küçük Aladağ volkanitleri ve Kars volkaniti birimlerinde ileri derecede evrimleşmemiş ve % 60'dan daha az $SiO_2$ konsantrasyonlarına sahip bazik-ortaç örnekler bu diyagramlara iz düşülmüştür. Geri kalan evrimleşmiş örnekler kullanılmamıştır.

Pearce ve Cann (1973) diyagramlarına göre % 60'dan daha düşük volkanikler kalkalkali bazalt alanına iz düşmektedirler. Wood (1980) diyagramında ise volkaniklerin önemli bir toplamı yay bazaltları alanına iz düşmektedirler (Şekil 4.87). Bir kısmı ise levha içi ortama iz düşme eğilimi göstermektedirler. Bu bir problemdir. Pearce ve Cann (1973) diyagramlarında Y'u parametre olarak alan diyagramlarda Y azlığına bağlı olarak örnekler levha içine ortamı karakterize eden alana doğru eğilim göstermişlerdir.




**Şekil 4.87:** Volkanitlere ait ( SiO2 < %60) ait tektonik ayırtlama diyagramları.

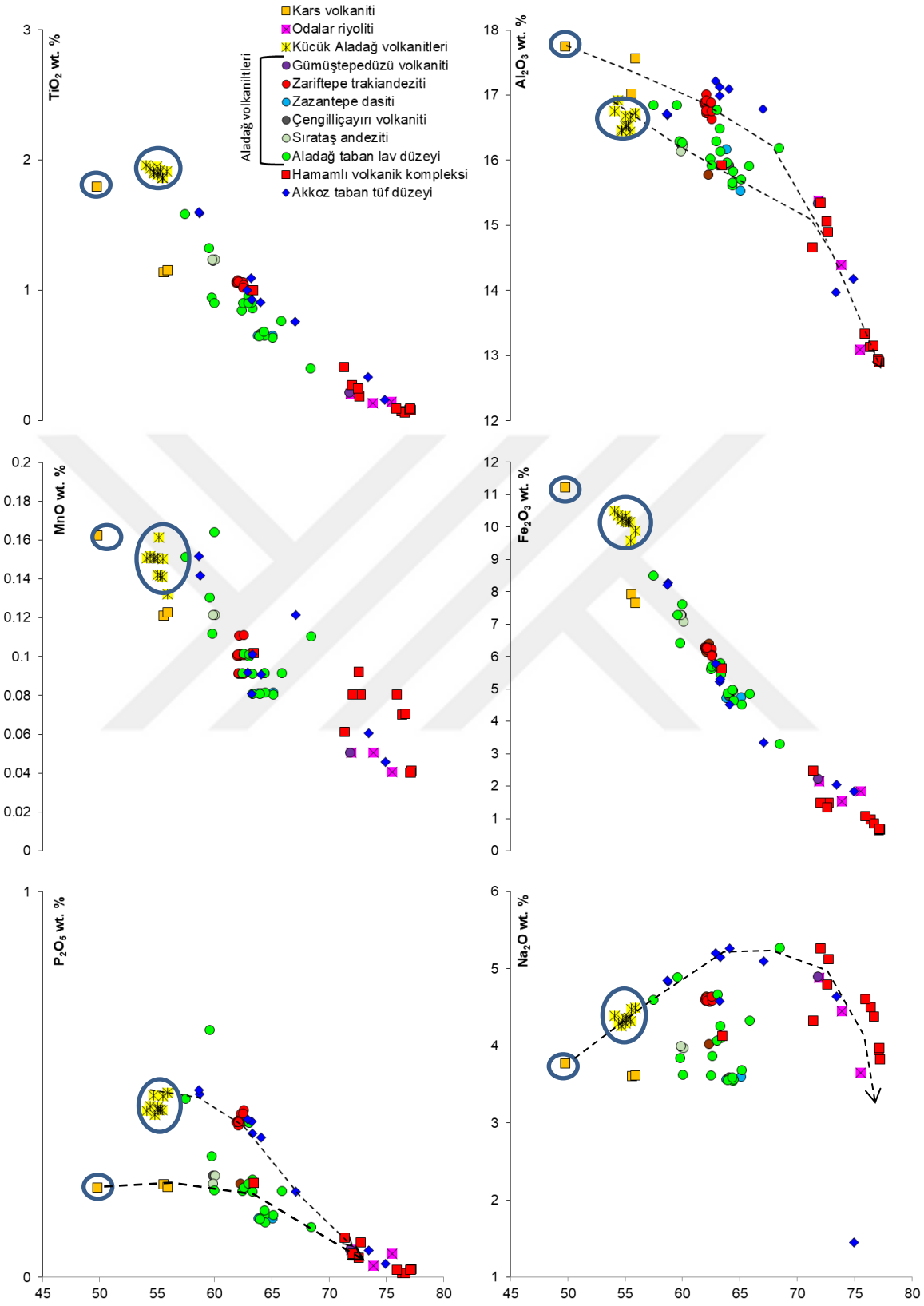
Çalışma alanındaki volkanikler, Pearce ve diğ. (1984) diyagramlarında, volkanik yay granitleri (VAG) ve çarpışmayla eş zamanlı granit alanına iz düşmektedirler. Thieblmont ve Tegyey (1994)'e göre ise çarpışmayla ilişkişli alana iz düşmüşlerdir (Şekil 4.88). Bu veriler ışığında volkaniklerin paleotektonik ortamlarının benzer olduğunu, hem en primitif lavların hem de bir miktar evrimleşmiş ortaç lavların kalkalkali karakter taşıdıkları ve yay bileşeni içeren bir kaynaktan türeyen çarpışma kökenli lavlar olduklarını söylemek mümkündür.



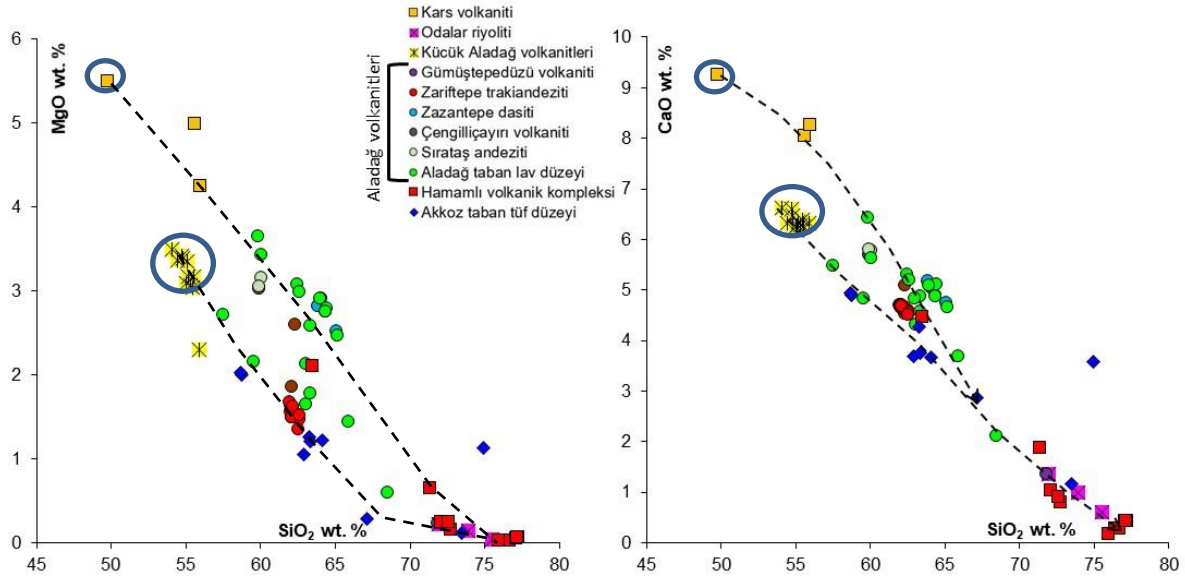

**Şekil 4.88:** Volkanik birimlerin SiO2 konsantrasyonları % 60'dan az olanlarına ait tektonik ayırtlama diyagramları. Syn-COLG: Çarpışma ile eş zamanlı granit; WPG: Plaka içi graniti; VAG: Volkanik yay graniti; ORG: Okyanus ortası sırtı graniti; Ocean arcs: Okyanusal yay; Continental arcs: Kıtasal yay; Alkaline arcs: Alkali yaylar; MORB: Okyanus ortası yay bazaltları; Oceanic islands: Okyanusal adalar; Intraplate: Levha içi; collision-related: çarpışmayla ilişkili; subduction-related: yitim ile ilişkili.

### 4.4.3. Volkanitlerin Ana Element Ayrımlaşma Trendleri

Çalışma alanı içerisindeki volkanik birimlere ait örneklerin ana element oksitlerine karşı $SiO_2$ Harker değişim diyagramları Şekil 4.89'da verilmiştir. Oluşturulan diyagramlarda $Na_2O$ haricindeki tüm majör oksitler $SiO_2$ ile iyi bir korelasyon göstermektedirler. $Fe_2O_3$, CaO, $TiO_2$, MnO, MgO doğrusal negatif eğilim (Şekil 4.89), $K_2O$ ise doğrusal pozitif eğilim sunmaktadır (Şekil 4.85).




**Şekil 4.89:** Çalışma alanındaki volkanitlerin $SiO_2$-ana oksit Harker değişim diagramları.




**Şekil 4.89** (devam).

$Na_2O$, yaklaşık olarak Küçük Aladağ volkanitlerinden başlayıp Akkoz taban tüf düzeyi, Aladağ taban lav düzeyi lavlarının bir kısmını alacak şekilde artan $SiO_2$'nin %71'e kadar ulaştığı daha sonra azaldığı bir davranışa sahiptir. Azalış sürecinde ise Hamamlı volkanik kompleksi, Odalar riyoliti ve Akkoz taban tüf düzeyi örneklerinde tüketilme gözlenmektedir. $Na_2O$ kendi içerisinde parabolik pozitif ve sodik plajiyoklas ve alkali feldispat kristallenmelerinden kaynaklı negatif eğilim gösteren trende sahiptirler.

Bu gözlemlerin bize işaret ettiği nokta, volkanizmadaki magma evriminde fraksiyonel kristallenme sürecinin hâkimiyetidir. Başlangıçta CaO, $Fe_2O_3$, MgO'ca zengin magma ferro-magnezyen ve kalsik minerallerin (olivin, piroksen ve plajiyoklas) zamanla kristallenmesiyle kristallenmenin ilerlemesiyle birlikte bu ana oksit elementler açısından fakirleşmiştir. İlerleyen safhalarda ise kısmen amfibol ve biyotit kristallenmesi ile $P_2O_5$ ve MnO konsantrasyonlarında da ergiyikten tedricen azalmaları ile kristallenmelerin son evrelerinde Na ve K elementleri Na-plajiyoklas, K-feldispat, çok daha az oranda mika ve amfibol minerallerinin bünyelerine girmiş olmalıdır. Böylece artan $SiO_2$ ve $Na_2O$ içerikleri artış göstermiştir. Bu noktada işaret edilmesi gereken bir nokta, amfibol mineralinin ileri derece evrimleşmiş lavlarda dahi çok nadir gözlenmesidir. Petrografik çalışmalarda değinildiği üzere Hamamlı volkanik kompleksinin asitik lavları, Akkoz taban tüf düzeyi ve Aladağ taban lav düzeyinde az oranda amfibol kristali

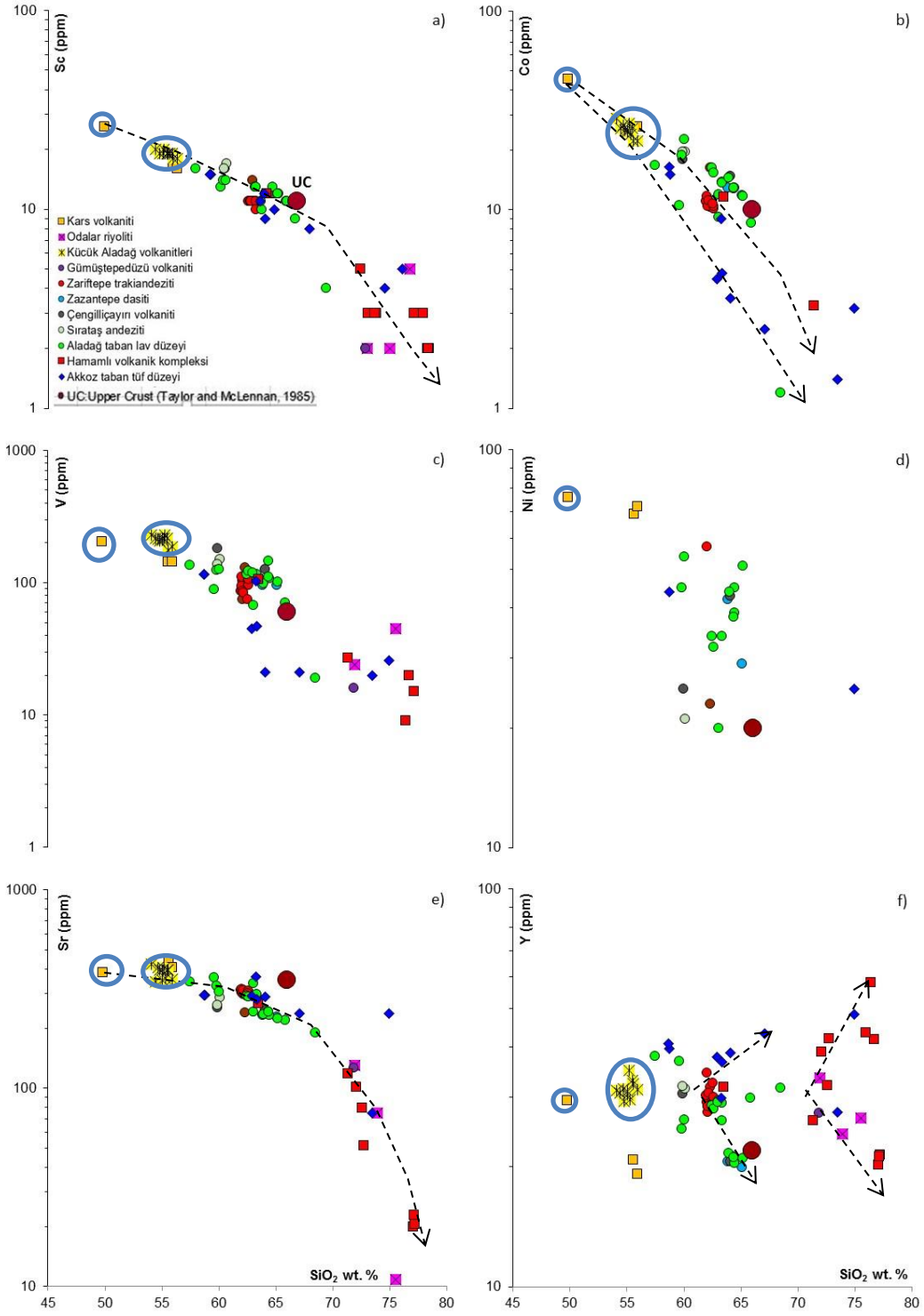
ve psödomorf olarak görülmektedir. Aynı zamanda petrografik olarak volkanizmanın genelinde özellikle evrimleşmiş lavlarda yaygınca sanidin gözlenmiştir. Amfibol açısından iz element ayrımlaşma süreçlerinde değinileceği üzere volkanizmanın kimi süreçlerinde amfibol kriatallenmesi jeokimyasal olarak görülmektedir. Y konsantrasyonunun $SiO_2$ artışı ile azalıyor oluşu amfibol kristallenmesinin bir göstergesi olarak kullanılmaktadır. Böylesi bir negatif trend üzerinde dizilen lavların varlığı ilk kez Ağrı dağı lavlarında Lambert ve diğ. (1974) tarafından farkedilmiş, daha sonra Erzurum - Kars Volkanik Platosu lavlarında da benzeri lav istiflerinin olduğu Pearce ve diğ. (1990), Keskin (1994) ve Keskin ve diğ. (1998; 2006) tarafından ortaya konmuştur. Bu lav serisine "düşük Y-serisi" adı verilmiştir. Bu serinin ortaya çıkmasının derindeki (> 11 km) yaygın bir amfibol kristallenmesine bağlı olduğu ileri sürülmüştür (Pearce ve diğ., 1990; Keskin ve diğ., 1998). Ana element Harker diyagramlarında görüldüğü üzere, iki adet bazik uç üye belli olmaktadır. İlki Kars volkanitine ait olan 15 OD 80 numaralı % 49.78 $SiO_2$, % 5.50 MgO ve 0.52420825 Mg# içeren bazalt örneğidir. Diğeri ise Küçük Aladağ volkanitlerine ait olan 15 OD 45 numaralı % 54.10 $SiO_2$, % 3.49 MgO, 0.42767737 Mg# içeren bazaltik trakiandezit örneğidir.

Ana oksit-Harker diyagramları incelendiğinde, fraksiyonel kristallenme süreçlerinde iki uç bazik üyeden başlayan ve % 71 $SiO_2$'e kadar farklı kristallenme eğrilerine sahip oldukları görülmektedir. $TiO_2$, $Al_2O_3$, $P_2O_5$, MgO ve CaO diyagramlarında, bu iki trend çizilmiştir. % 71 $SiO_2$'den sonra ise beraber evrimleşmişlerdir. Muhtemel olarak iki ayrı farklı derinlik ve koşulda magma odasında ki ergiyiğin fraksiyonel kristallenmesinin bir fonksiyonu olarak bu iki trend oluşmuştur.

### 4.4.4. Volkanitlerin İz Element Ayrımlaşma Trendleri

Volkanitlerin $SiO_2$'ye karşı iz element log-normal değişim diyagramları Şekil 4.90'da verilmiştir. Geçiş metalleri olan Sc, Co, V, Ni gibi uyumlu (compatible) elementler $SiO_2$ ile iyi bir korelasyon oluşturmaktadır (Şekil 4.90 a, b, c, d). Bu elementler $SiO_2$ ile negatif bir trend izlemekte ve ilerleyen kristallenme süreci ile giderek ergiyiğe nazaran minerallerin bünyelerine daha fazla girmektedirler. Böylece bu elementler kristallenme süreci boyunca ergiyikte giderek fakirleşmektedirler. Kristallenmenin ilk evresinde olivin ve piroksen kristallenmesi sırasında Co bu minerallerin bünyelerine girip Fe ile benzer davranmakta ve magma evrimleşme derecesi artması ile konsantrasyonu giderek azalan bir ilişki sergilemektedir. Aynı şekilde Ni de ferro-

magnezyen minerallerin büyesine girerek Mg gibi davranmakta ve magma evrimleştikçe magmadaki konsantrasyonu giderek düşmektedir. Petrografi bahsinde değinildiği




**Şekil 4.90:** Çalışma alaındaki volkanitlerin $SiO_2$-iz element normal-log Harker değişim diyagramları.

gibi piroksen araştırma alanında yüzeylenen volkanik birimlerde en fazla görülen mineral olup, nadiren olivinin de bulunduğu sözkonusu susuz mineral kristallenmelerinin bir sonucu olarak Co, V ve Ni ergiyikte $SiO_2$ arttıkça (ya da magma evrimleştikçe) tüketilmektedir.

Sr ile $SiO_2$ arasında negatif bir korelasyon mevcuttur. Magma evrimleştikçe Sr azalmaktadır. Ancak Sr, $SiO_2$ içeriği % 71' e kadar daha düşük açılı negatif eğilimli trende sahipken, % 71'den sonra ise şiddetli bir şekilde azalmaktadır. Bu ilişki özellikle Hamamlı volkanik kompleksi, Odalar riyoliti, Akkoz taban tüf düzeyi ve Gümüştepedüzü volkanitinin kimi lavlarında şiddetli bir plajiyoklas kristallenmesine işaret etmektedir.

Amfibol dışında diğer mineralleri ise uyumsuz (imcompatible) Y elementi $SiO_2$'ye karşı yataya yakın, pozitif eğimli yada negatif eğimli trendler sergilemektedirler (Şekil 4.86f). Negatif trendler düşük-Y serisi olarak yorumlanan bu eğilim, magmada amfibolün kristallenmede devreye girmesi ile ortaya çıkmaktadır. Y elementi ergiyikte amfibol ile uyumluluk göstermektedir ve kristallenmede amfibolün bünyesine girmektedir, ortaç bileşimde Kd (ayrımlanma katsayısı) değeri 2.5 (Rollinson, 1994) iken asit bileşimde ise $K_d$ değeri daha da yükselerek örneğin 11.3'e (Ewart, A ve Griffin, W.L., 1994) kadar çıkmaktadır. Bazaltik bileşimde ise daha düşük yani 1'e yakın değerlerdedir. Y-$SiO_2$ diyagramında 2 belirgin trendde, bu lavların geldiği magma rezervuarında amfibol kristallenmesini yansıtan bir azalış olduğu görülmektedir. Aladağ taban lav düzeyi, Zazantepe dasiti, Çengilliçayırı volkaniti, Zariftepe trakiandeziti, Odalar riyoliti, Hamamlı volkanik kompleksi, Akkoz taban tüf düzeyinin ortaç ve daha ileri derecede evrimleşmiş asitik kimi lavları düşük-Y trendi göstermektedir. Ancak petrografik çalışmalarda Hamamlı volkanik kompleksinin az sayıdaki riyolitik lavı, Zazantepe dasiti ve Çengilliçayırı volkaniti lavlarındaki amfibolün psödomorfu olarak görülen klinopiroksenler gözlenmektedir. Ancak geri kalan lavlarda gözlenmemektedir. Y-$SiO_2$ diyagramında bir düşük-Y serisi ~ % 62 $SiO_2$ den başlayıp ~ % 65 $SiO_2$'ye kadar devam etmekte, amfibol kristallenmesini göstermektedir. Aynı zamanda bu seri üst kıta kabuğuna doğru yönelmektedir. Bunun asimilasyon neticesinden dolayı mı yoksa tesadüfen mi olduğu bölüm 5.2'de tartışılacaktır. Diğer negatif trend ise ~ % 71 $SiO_2$ den başlayıp ~ % 77 $SiO_2$'ye kadar devam etmektedir. Bu asitik lavlarda gerçekleşen amfibol kristallenmesini göstermektedir.

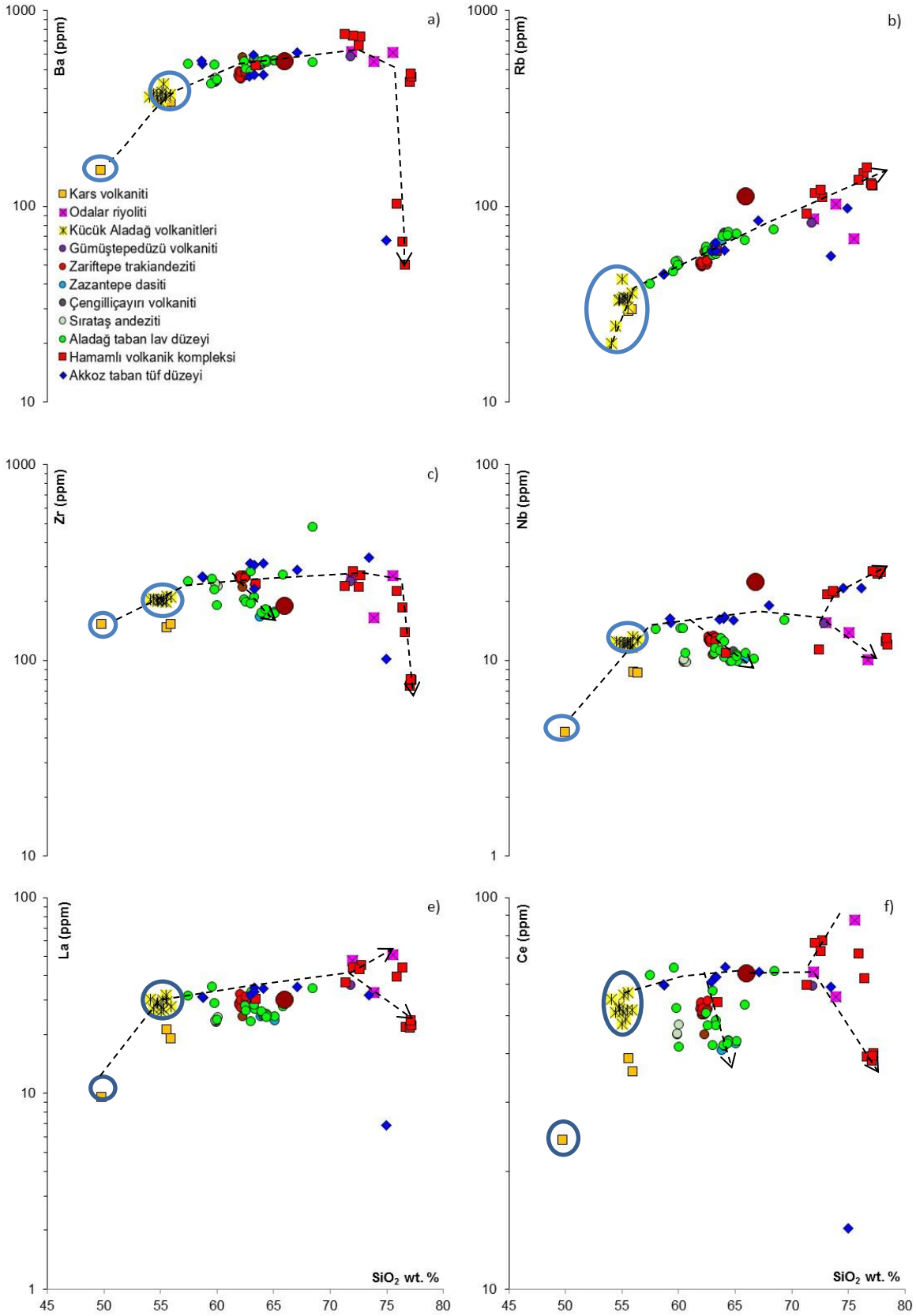
Ba, $SiO_2$'ye karşı ~ % 69'a kadar pozitif bir trend sergilemektedir, ancak ~ % 71'den itibaren ise negatif bir trend sergilemektedir (Şelil 4.91a). Ba ileri derecede uyumsuz (incompatible) bir element olarak gözlenen pozitif eğilim, fraksiyonel kristallenmede alkali feldispatın (sanidin veya anortoklas gibi) önemli bir etkiye sahip olmadığını gösterir. Ancak Hamamlı volkanik kompleksinin büyük bölümünde ve Akkoz taban tüf düzeyinin bir örneğinde tersine negatif eğilim ise şiddetli bir K-feldispat kristallenmesini göstermektedir.

Rb artan $SiO_2$'ye karşı poztif bir trend izlemektedir (Şekil 4.91b). Rb gibi ileri derecede uyumsuz olan bir elementte gözlenen bu pozitif eğilim, fraksiyonel kristallenmede bu elementi magmaya nazaran daha yüksek konsantrasyonlarda bünyesinde barındıran biyotit kristallerinin magma evriminde önemli bir etkiye sahip olmadığını göstermektedir. Diğer yandan Nb-$SiO_2$ diyagramında iki negatif yönde eğilim dikkat çekmektedir (Şekil 4.91d). İlki ~ % 61 $SiO_2$ den başlayıp ~ % 66 $SiO_2$'ye kadar gelmekte, diğeri ise, ~ % 68- % 77 $SiO_2$ arasındadır. Nb'da ki bu ani düşüşler genel olarak amfibol ve piroksen kristallenmesi ile açıklanabilir. La ve Ce'da ki düşüşler ise sulu lavlardaki biyotit ve yer yer amfibol kristallenmesi ile açıklanabilir (Şekil 4.91 e, f).

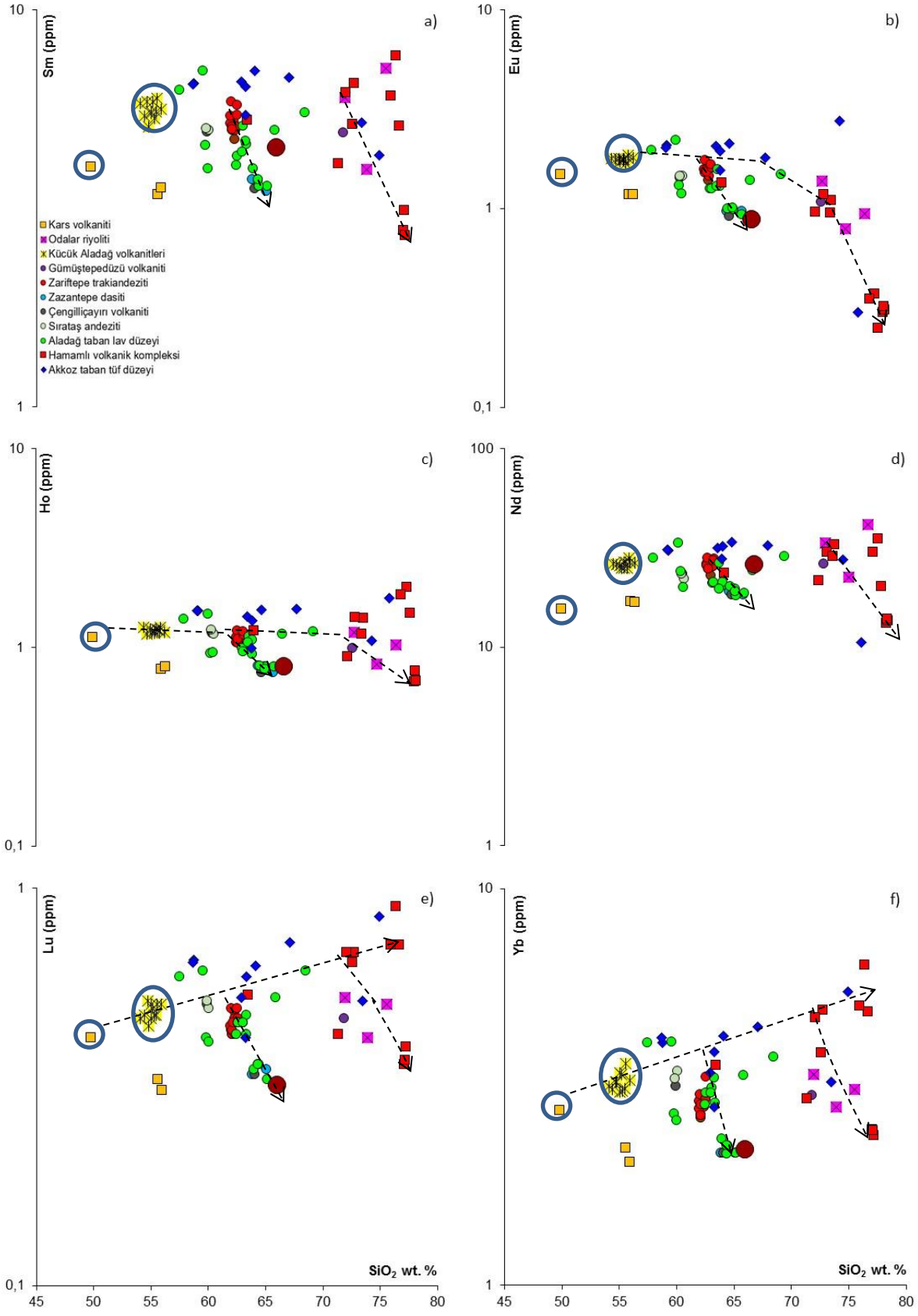
Orta nadir toprak elementlerden (MREE) Sm'da ki azalan trendler, amfibol kristallenmesinin birer göstergesi olarak yorumlanmaktadır (Şekil 4.92a). Eu'nun $SiO_2$'ye karşı izlediği negatif trendler görülmektedir (Şekil 4.92b). Bu trendlerin büyük oranda plajiyoklasın ve daha az olarak amfibolün kristallenme evresinde devreye girmesi ile Eu'un bu minerallerin bünyesine girmesinden kaynaklı olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.92b), aynı şekilde Ho içinde negatif trendin ortaya çıkışı yine amfibol kristallenmesi ile açıklanabilir zira Ho, Y'a çok benzer özellikler taşımaktadır (Şekil 4.92c).

Ağır nadir toprak elementelerinden (HREE) Lu ve Yb artan $SiO_2$ ile hem negatif hemde pozitif trendlere sahiptirler (Şekil 4.92 e, f). Negatif trendlere sahip olmalarının nedeni, magma odasında az oranlarda magmatik kökenli granatın, amfibolün ve klinopiroksenin kristallenmesinin etkisi olarak düşünülmektedir. Bu elementler, büyük oranda granat, benzer şekilde amfibol ve daha az olarak klinopiroksen ile uyumlu davranış göstermektedir.

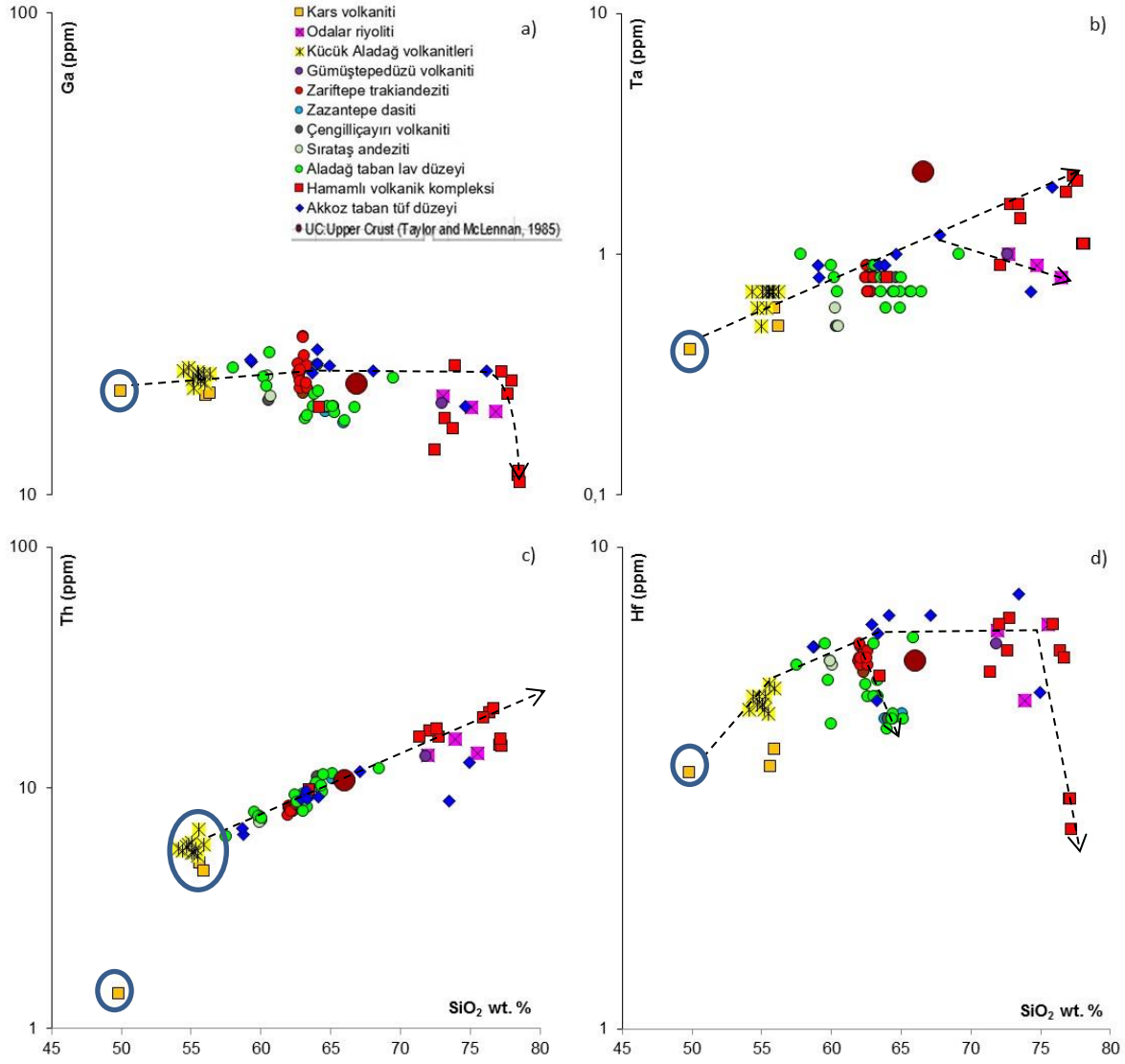
İri iyon çaplı litofil elementlerden (LILE) Th'un artan $SiO_2$ ile pozitif trend göstermesi, Th'un bünyesine girerek tüketildiği ileri derecede evrimleşmiş lavlarda olan ilmenit, allanit gibi aksesuar minerallerinin bulunmadığını göstermektedir (Şekil 4.93c).




**Şekil 4.91:** Çalışma alanındaki volkanitlerin SiO2-iz element normal-log Harker değişim diyagramları.




**Şekil 4.92:** Çalışma alanındaki volkanitlerin SiO2-iz element normal-log Harker değişim diyagramları.

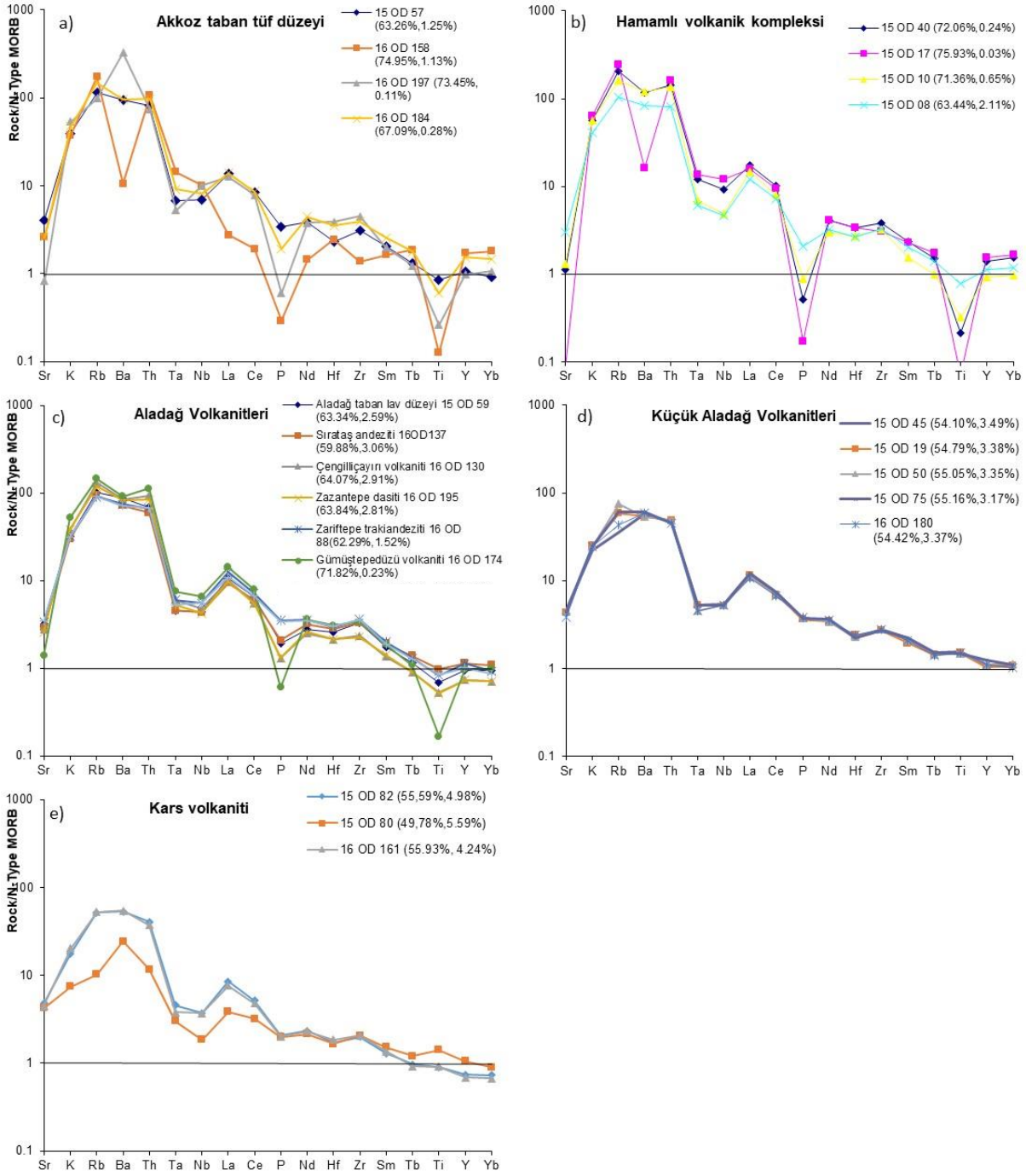



**Şekil 4.93:** Çalışma alanındaki volkanitlerin $SiO_2$-iz element normal-log Harker değişim diyagramları.

### 4.4.5. Volkanitlerin Çoklu (Multi) Element Paternleri

Çalışma alanındaki volkanitlerin magma odası işlemlerine ve kaynak alanın bileşimine ve doğasına yaklaşımda bulunabilmek amacıyla N-Tipi MORB'a normalize edilmiş çoklu (multi) element örümcek (spider) diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 4.94). Bu diyagramlar oluşturulurken normalizasyonda Sun ve McDonough (1989) tarafından önerilmiş olan N-Tipi MORB değerleri kullanışmıştır.

Diyagramda yatay eksende sunulmuş olan olan elementlerin dizilimine Pearce (1983)'ün önermiş olduğu ve Pearce ve diğ. (1990) tarafından revize edilmiş sıralama kullanılmıştır. Bu tür diyagramlarda hareketli (mobil) elementlerin uyumsuzluğu Sr'dan Ba'a doğru artarken,



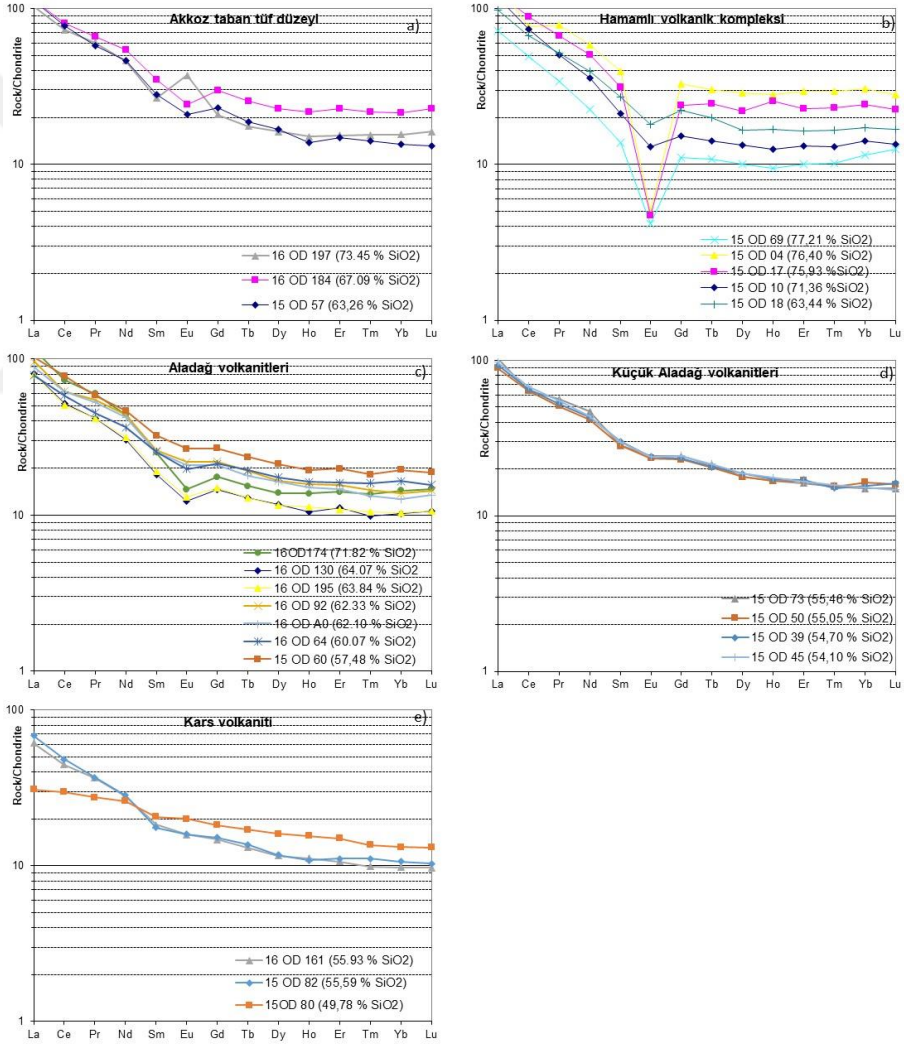

**Şekil 4.94:** a, b, c, d ve e) Volkanitlerin çoklu (multi) iz element örümcek diyagramarı, parantez içindeki sayısal değerler ilki SiO2, ikincisi MgO değeridir (Pearce vd diğ., 1990).

hareketsiz (immobile) elementlerin uyumsuzluğu ise Yb'dan Th'a doğru artmaktadır (Pearce ve diğ., 1990). Çoklu element örümcek diyagramlarına özellikle $SiO_2$ içerikleri % 60'dan düşük olan bazalt, bazaltik andezit, bazaltik trakiandezit, andezit örneklerinin iz düşürülmesine önem verilmiştir. Fraksiyonel kristallenme ve kabuksal özümseme (asimilasyon) doğal olarak evrimleşmiş lavlar üzerinde bazik lavlara nazaran daha etkin bir süreçtir. Bu nedenle, evrimleşmiş lavların çoklu element paternleri çoğu durumda kaynak alanı doğru bir şekilde yansıtmaz. Ancak, Akkoz taban tüf düzeyi, Hamamlı volkanik kompleksi, Aladağ volkanitlerindeki kimi birimlerinin % 60 $SiO_2$'nin üzerinde içeriğe sahip ürünleri temsilci örnek olmaları nedeniyle iz düşülmek zorunda kalınmıştır. Yorumlar üstte verilen genel prensipler dahilinde gerçekleştirilmiştir. Şekil 4.94'de beş biriminde seçilmiş örneklerin N-tipi MORB'a göre normalize edilmiş örümcek diyagramları verilmiştir. Bu diyagramlar üzerindeki örnek numaralarının yanında parantez içinde verilmiş olan değerler sırasıyla $SiO_2$ ve MgO'un ağırlıkça % değerleridir.

Multi element diyagramlarında (Şekil 4.94) her beş birime ait volkanitlerin MORB'a normalize desenlerinde LILE (iri iyon çaplı litofil elementler: Sr'dan Th'a) ve LREE (hafif nadir topraklar: La'dan Nd'a) elementlerin MORB bileşimine göre belirgin bir zenginleşme gösterdiklerini ortaya koymaktadır. HFSE'de (yüksek alan şiddetli elementler: Ta, Nb, Zr, Hf) LILE'e göre belirli oranlarda fakirleşme olduğu görülmekte iken, lavlarda MORB'a göre ise zenginleşme (Ta 3,7 ile 15,3 ppm arası, Nb ise 1,8 ile 12,1 ppm arası) gözlenmektedir. Ta ve Nb bütün örneklerde LILE ve LREE'e (yai Th ve La elementleri) göre negatif anomali göstermektedir. Uyumsuz elementlerden en az konsantrasyon olanlar Ti, P, Y, Yb elementleri MORB değerinin altında olduğu görülmektedir. Ti ve P da ki düşüşler özellikle ileri derecede evrimleşmiş lavlarda gözlenmektedir, bu açıdan magma odası proseslerinden fraksiyonel kristallenme ve asimilasyonun bir fonksiyonu olarak bu şekilde davranmaktadırlar. Çalışma alanında saptanan her beş birim için Perace (1983)'de belirtilen aktif kıta kenarı paternlerine benzerlikler görülmektedir. HFSE'lere göre LILE ve LREE'deki zenginleşme, diğer taraftan Nb ve Ta'da belirgin düşüş bu lavların yitim bileşeniyle zenginleşen mantodan türeyen lavlar olduğunu düşündürmektedir. Diğer yandan çok uyumsuz olan HFSE elementlerden Nb ve Ta'da görülen zenginleşme, daha az uyumsuz olan HFSE elementlerden Zr, Hf ve özellikle Ti ve Y'a göre daha çok zenginleşmesi, bu lavların daha önce levha içi magmatizma ile zenginleşmiş bir manto kaynağından ya da küçük derecede kısmi ergimeye uğramış bir mantodan türemiş olduğu düşünülmektedir.

### 4.4.6. Volkanitlerin Nadir toprak Element (REE) Desenleri

Çalışma alanındaki volkanizmanın ürünü olan volkanitlere ait normalize REE diyagramları Şekil 4.95'de verilmiştir. Normalizasyon değerleri olarak Sun ve McDonough (1989)'un Kondrit değerleri kullanılmıştır (Şekil 4.96). Lejantta sunulan örnek numaraları yanında parantez içerisinde her bir örneğin $SiO_2$ % değerleri yazılmıştır. Her bir birim kendi içlerinde $SiO_2$ içeriklerine göre temsilci örnekler iki uç üye arasında alınmış ve iz düşülmüştür. Serilerin her birinde LREE'ler (hafif nadir toprak elementleri) MREE (orta nadir toprak elementleri) ve HREE (ağır nadir toprak elementleri) nazaran belirgin bir zenginleşme gösterirler.




**Şekil 4.95:** a, b, c, d ve e) Çalışma alanındaki volkanitlerin Kondrit'e (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş REE (nadir toprak element) diyagramları. Lejantta parantez içerisinde verilen değerler ilgili lavın SiO2 içeriğidir.

Diyagramlarda görülen negatif Eu anomalileri plajiyoklas kristallenmesinin bir etkisi olduğunu göstermektedir. Hamamlı volkanik kompleksinde ki ileri derecede evrimleşmiş riyolitlerde plajiyoklas kristallenmesinin daha şiddetli olduğu görülmektedir. Ayrıca Akkoz taban tüf düzeyinde görülen pozitif Eu anomalisi ise muhtemelen magma odası içerisinde çökelmiş bir kümülatın etkisi olarak düşünülmektedir. Küçük Aladağ volkanitlerinin tüm desenlerinde bir çakışma yaşanmakta ve çok benzer özellik göstermektedirler. Diğer yandan orta nadir toprak elementlerindeki (MREE) kaşık şeklindeki negatif anomali ise amfibol kristallenmesinin bir göstergesidir. Hamamlı volkanik kompleksinin evrimleşmiş bir örneği (15 OD 69) bunu belirgin şekilde göstermektedir. HREE'lerde belirgin bir fakirleşme görülmezken, Kars volkaniti lavlarının ikisi ağır nadirlerde daha düşüktür, bunu bir nedeni çok az oranda granat kristallenmesi olduğu düşülünebilinir. Diğer yandan nadir toprak elementlerinin değişimi herbir seri için, o serinin en bazik lavından asidiğini yada ortacından asidiğine doğru sistematik bir değişim göstermemektedir. Daha evrimleşmiş lavlara sahip serilerde LREE/MREE, LREE/HREE oranları daha yüksek olduğu görülmektedir.

## 4.5. JEOKİMYASAL STRATİGRAFİ

Merkezi püskürmelerin egemen olduğu volkanik sistemlerde farklı zamanlarda püsküren lavlar volkandan çıkarak başlıca morfolojinin, lavın fiziksel özelliklerinin, bileşiminin ve püskürme derecesinin kontrolünde farklı yönlere doğru ilerler ve farklı alanlar kaplarlar. Katettikleri mesafe ve kapladıkları alan boyunca da lavların vizkozite ve sıcaklıklarındaki zaman ve mekana bağlı değişimler ve morfolojik unsurlar nedeniyle kalınlıkları da geniş bir aralıkta değişir. Tek bir lavın kalınlığı incelendiğinde, kapladığı alanın farklı yerlerinde kalınlığının geniş bir aralıkta değiştiği görülebilir. Bu nedenle volkanik istiflerde sedimenter istiflere nazaran çok daha karmaşık ilişkiler görülür ve bir volkana ait volkano-stratigrafik kaydı oluşturan lav birimlerinin sadece bir kısmı birbirinden uzağa doğru akarak yerleşmiş ve dolayısıyla ilişkisiz gibi görülen, her birinin kalınlığı kendi içinde belirli bir aralıkta değişen lavlardan oluşur. Dolayısıyla, bir volkanın volkano-stratigrafisinin ortaya konabilmesi, birbiri ile ilişkileri net görülemeyebilen bir dizi lavın yaşlarının ve ortalama kalınlıklarının belirlenmesi ve daha sonra bunların yaşlarını gözeterek bir sütun kesitte dizilerek bir araya getirilmeleriyle mümkündür. Tezin bundan sonraki bölümü bu konuyu jeokimya ile birlikte ele alacaktır.

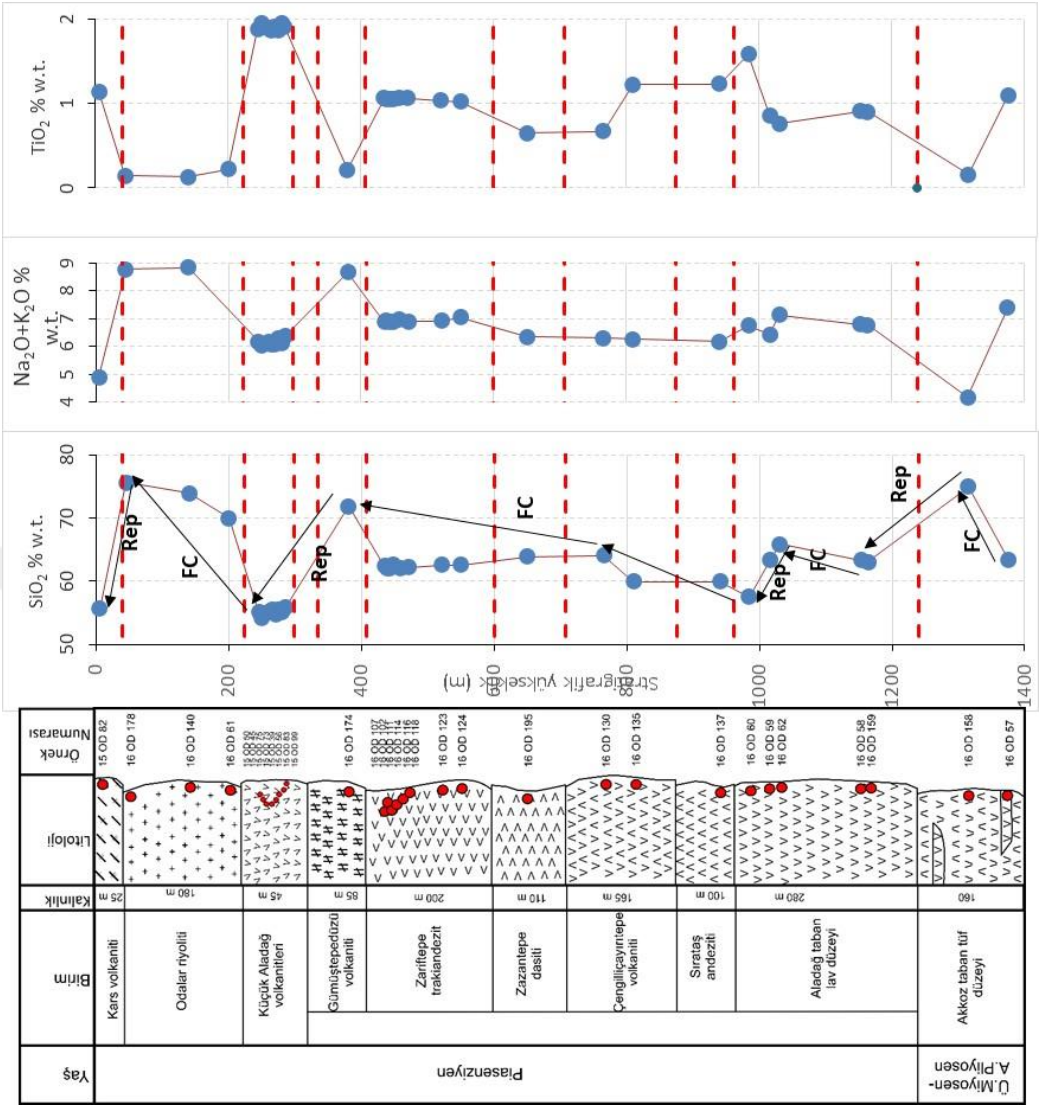
İnceleme yapılan Erzurum-Kars Volkanik Platosunun güney kenarında platonun oluşumu 3 evrede ele alınmaktadır. İlki EKVP'nin güney kenarını oluşturan Keskin (1994) tarafından tanımlanan basal tüf düzeyi, bu çalışmada Akkoz taban tüf düzeyi olarak adlanmıştır. Üstüne ise üst düzeyleri ile girik halde ve sonrasında üstüne gelen Hamamlı volkanik kompleksi gelmektedir. Bunların üzerine oturan Aladağ volkanı ve Küçük Aladağ konisi ikinci evreyi oluşturur. Üçüncü evre volkanizması ise platonun şimdiki morfolojisini oluşturan Kars volkanitidir.

Aladağ stratovolkanı, bölümün giriş paragrafında anlatıldığı üzere merkezi bir çıkış noktası olup lavları özellikleri ve paleomorfolojiye göre geniş alanlara yayılmıştır. Kimi noktalarda zamana bağlı olarak ardaşık lavların ilişkisi görülememektedir. Bundan farklı olarak nereden çıktıkları tanımlanmakta zorluk çekilen platonun tabanını oluşturan Akkoz taban tüf düzeyinin altındaki diğer birimlerle stratigrafik ilişkisi ise Aras nehrinin platoyu yarmasıyla ortaya çıkan vadi yamaçlarında iyi bir şekilde görülmektedir. Genç bazalt platosunu oluşturan çoğunlukla kırık-çatlaklardan (fisürler) çıkan püskürme ürünleri ise yaygınca platoyu kaplamışlardır.

Çalışma alanında istifler oluşturulurken derin vadiler açan başta Aras nehri olmak üzere Aras nehrini besleyen dereler istifsel inceleme için iyi birer ortam oluşturmuşlardır. Sunulacak olan istifte Aras nehri vadisinde oluşturulmuş olan istiftir.

Arazide ölçülmüş kesitler ve bu kesitler üzerinde alınmış örneklerin stratigrafik konumları göz önüne alınarak oluşturulan volkano-stratigrafik kesitler, örneklerin GPS koordinatları, haritalar, uydu fotoğrafları ve jeolojik haritalardan alınan enine kesitler deneştirerek ve jeokimyasal analiz sonuçları bu kesitler üzerine yerleştirilerek "jeokimyasal stratigrafik kesitler" oluşturulmuştur. Söz konusu kesitlerde jeokimyasal veriler, her bir örneğin stratigrafik sütundaki metre cinsinden yerine karşı iz düşürülmüştür. Jeokimyasal verilerin stratigrafiye göre değişimini ortaya çıkarmayı hedef alan böyle bir yaklaşımın temel amacı, istifte zamana bağlı değişimlerin saptanarak yorumlanabileceği kullanışlı grafikler oluşturmaktır. Bu kimyasal kesitler, aynı zamanda herhangi bir volkanın ya da yerel erüpsiyon merkezini besleyen magmanın magma odasının evriminde zaman bağlı değişimlerin magmatik prosesler açısından petrolojik anlamlarını ortaya koymada önemli bir araç niteliği taşıyabilirler. Jeokimyasal stratigrafi, Doğu Anadolu volkanları için ilk kez tez (Keskin, 1994) tarafından uygulanmıştır. Ayrıca aynı yaklaşım Oyan (2011), Duru (2013), Oyan ve diğ. (2016) benimsenmiş ve kullanılmıştır.

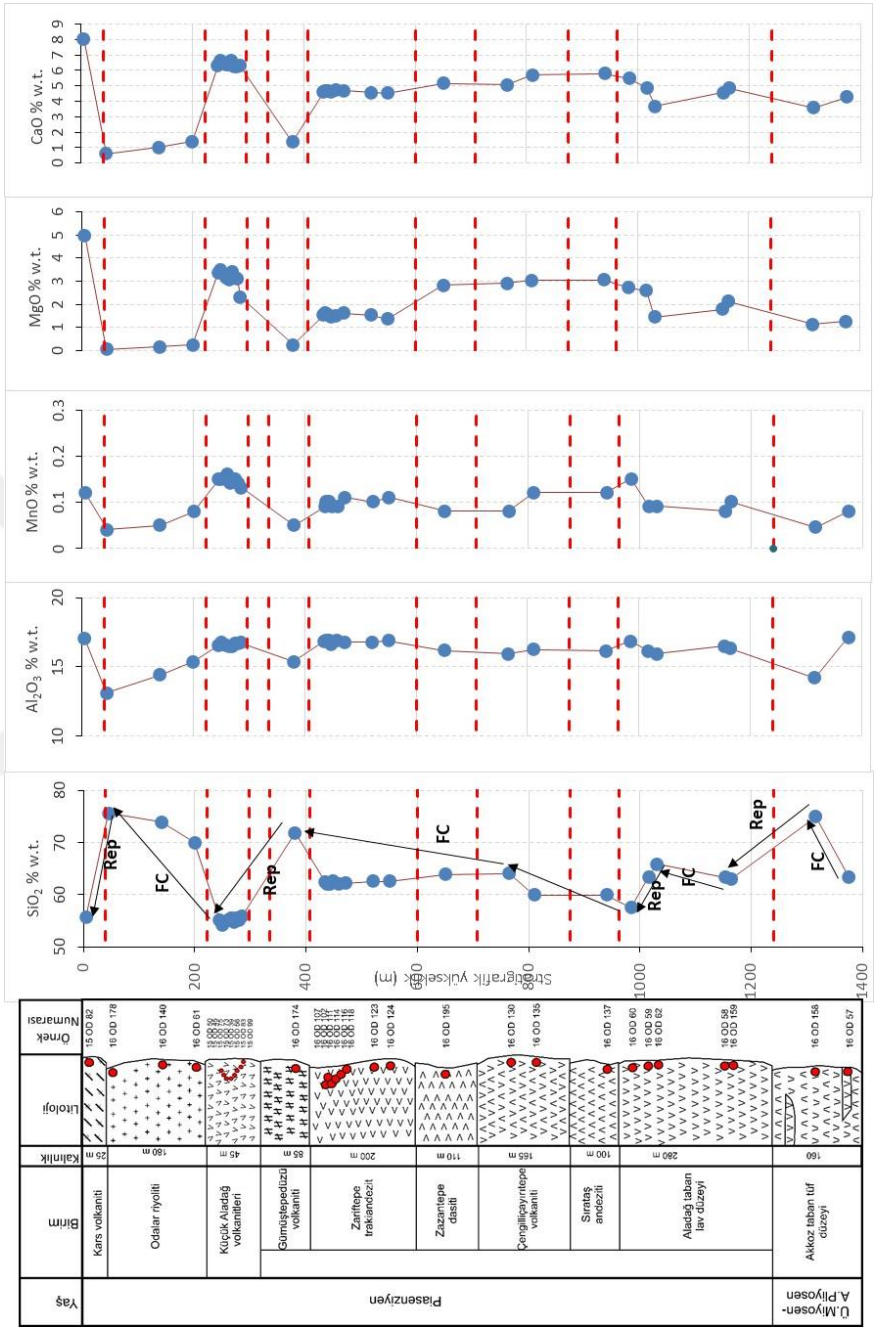
Volkanitlerin çalışma alanın güneybatısından Aras nehri taban düzeyindeki Akkoz taban tüf düzeyinden Kars volkaniti lavlarına kadar oluşturulmuş olan ölçülü jeokimyasal stratigrafik kesitler şekil 4.96'dan 4.102'ye kadar verilmiştir. Kesitler ana oksit elementleri ve seçilmiş iz, hafif nadir, orta nadir ve ağır nadir toprak elementleri ve iri iyon çaplı litofil elementlerden bir kısmını ve birbirlerine oranlarından oluşmuştur.




**Şekil 4.96:** Volkanitlerin jeokimyasal stigrafik kesitleri. Rep: Replenishment(tazelenme); FC: fraksiyonel kristallenme.

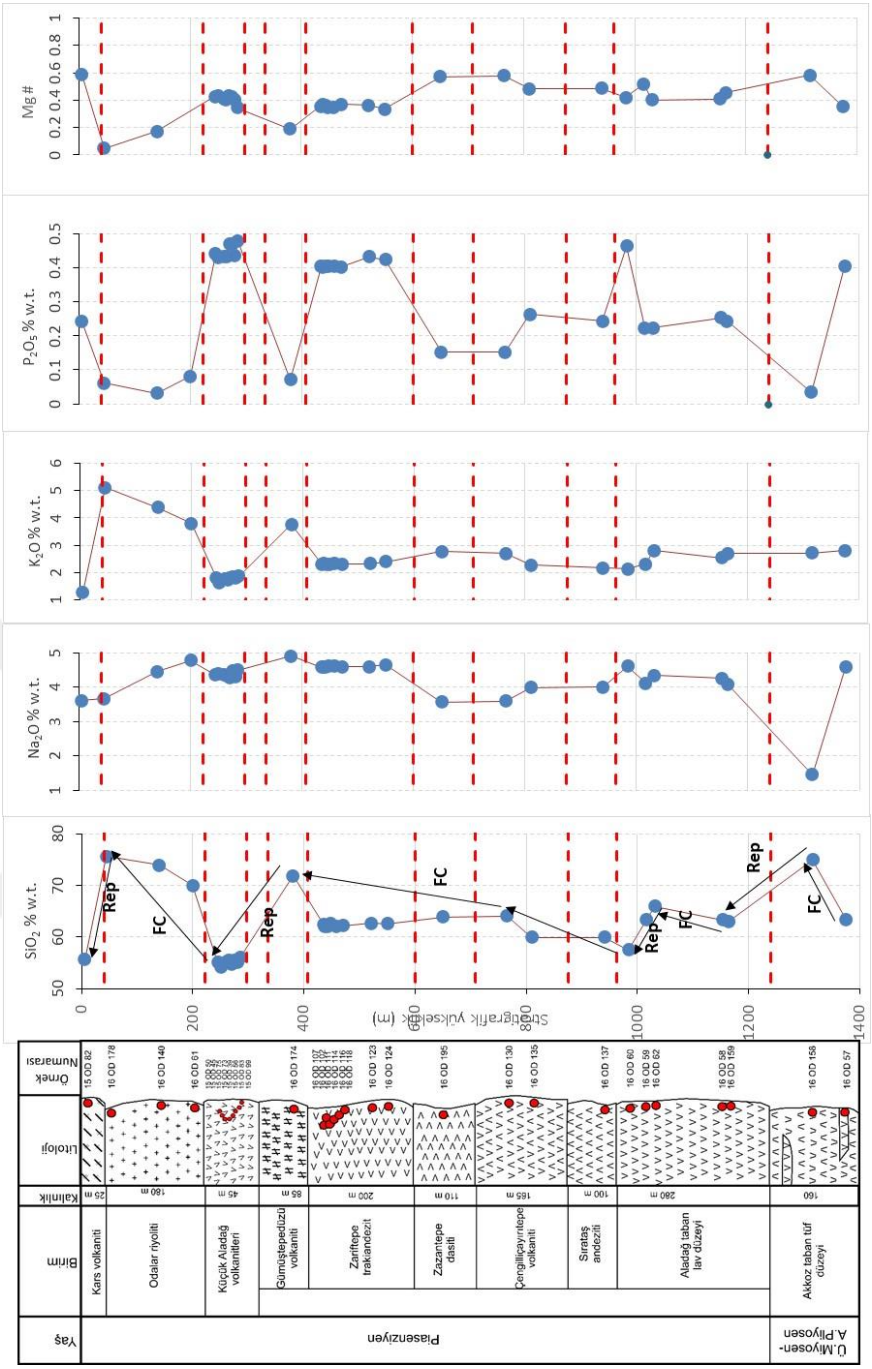
Jeokimyanın istif içinde alttan üste doğru zaman içinde değişimine bakıldığında belli periyotlarda magmanın $SiO_2$ bileşiminin arttığı ve geriye dönerek azaldığı örneklere rastlanmaktadır. Akkoz taban tüf düzeyinde Aras nehri kenarından alınmış olan 15 OD 57 numaralı ~ 63 % $SiO_2$ içerikli trakidasit örneğinden başlayıp ~ 75 % $SiO_2$ içerikli riyolitik bileşimli ignimbiritlere kadar evrimleştiği görülmektedir. Fraksiyonel kristallenme yoluyla gerçekleşen bu süreç şekiller üzerinde FC (fractional crystallisation; fraksiyonel kristallenme) ile gösterilmiştir. Bu kesitlerde görülebilicek bir diğer magmatik işlem ise Akkoz taban tüf düzeyinden sonra başlayan Aladağ'a ait taban lav düzeyinin ~ 63 % $SiO_2$ içerikli andezitleri ile başlayıp ~ 57 % $SiO_2$ içerikli andezitlere kadar $SiO_2$ içerikleri gerilemesidir. Bunu daha iyi bir örneği ise ~ 74 % $SiO_2$ içerikli riyolitik Aladağ Gümüştepedüzü volkanitlerinden ~ 55 % $SiO_2$

içerikli bazaltik trakiandezitik Küçük Aladağ lavlarına doğru $SiO_2$ içeriğinin belirgin bir şekilde azalıyor oluşudur.




**Şekil 4.97:** Volkanitlerin jeokimyasal stratigrafik kesitleri.

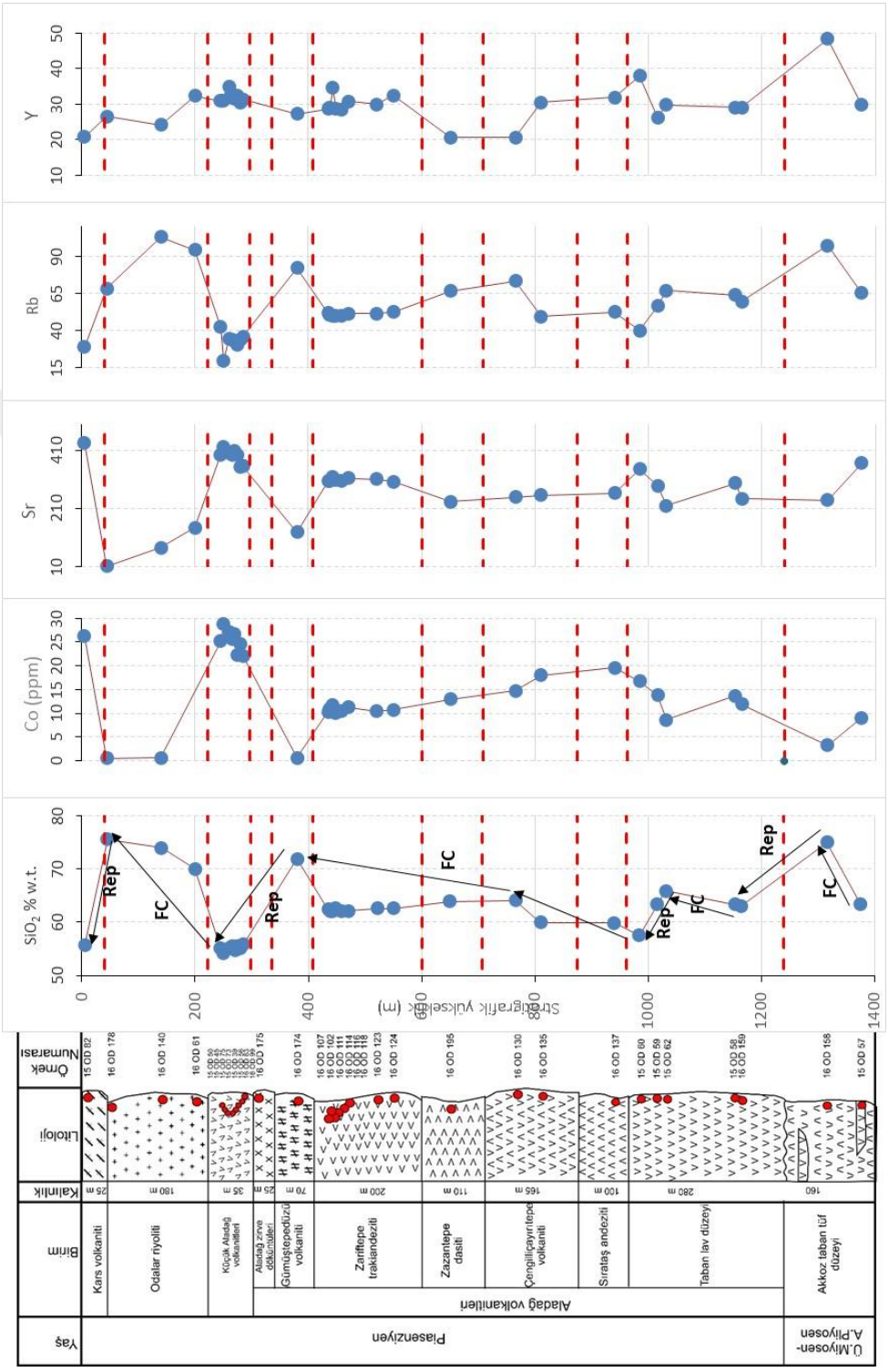
Evrimleşmiş bir lavdan daha bazik kompozisyonlu bir lava doğru gidişin nedeni, magma odasına primitif bazik magma ejeksiyonu olmalıdır yani magma tazelenmiş olmalıdır (replenishment). Şekil 4.96 - 4.102 arasındaki şekillerde "Rep" olarak işaretlenmiş oklar bu magma tazelenme işlemini ifade etmektedir.



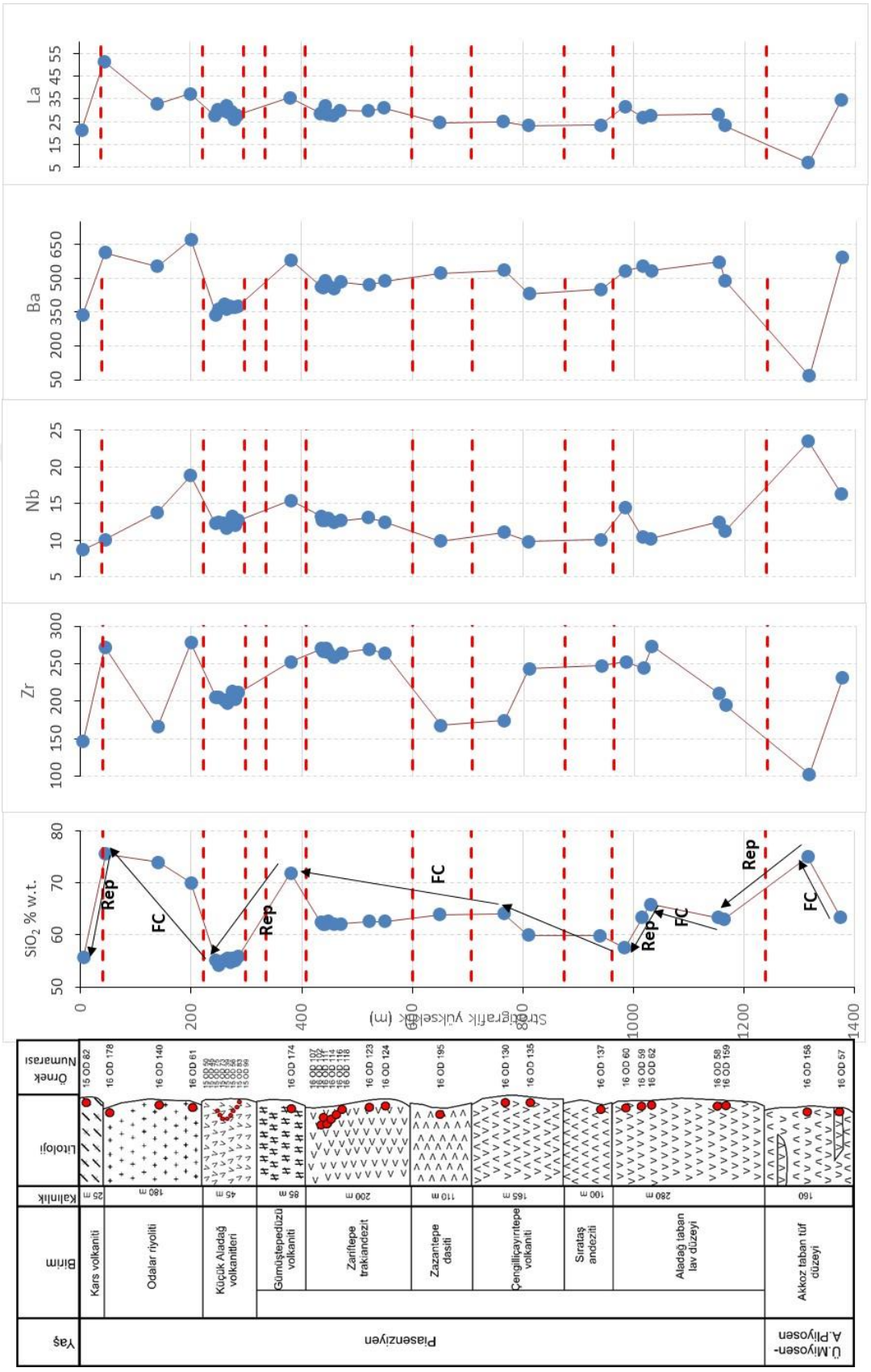

**Şekil 4.98:** Volkanitlerin jeokimyasal stratigrafik kesitleri.

Zira ancak böylesi bir tazeleme işlemi olması durumunda riyolitik magmanın bileşimi zamanla ve istif içeririsinde geriye dönerek bazaltik andezitik bilişimli magma ortaya çıkabilir. İstifte bundan sonra üste doğru magmanın $SiO_2$ bileşimi tekrar artar. Bu kesimde lavların magma evrimi sürecinde derinlerdeki magma odasında tekrar fraksiyonel kristallenme ile evrimleşmenin egemen olduğu düşünülebilir. İstifte bunların üzerine ise tekrar bazik nitelikli bazaltik andezitik lav gelmektedir. Magma odasının tekrar bazik kompozisyondaki bir magma

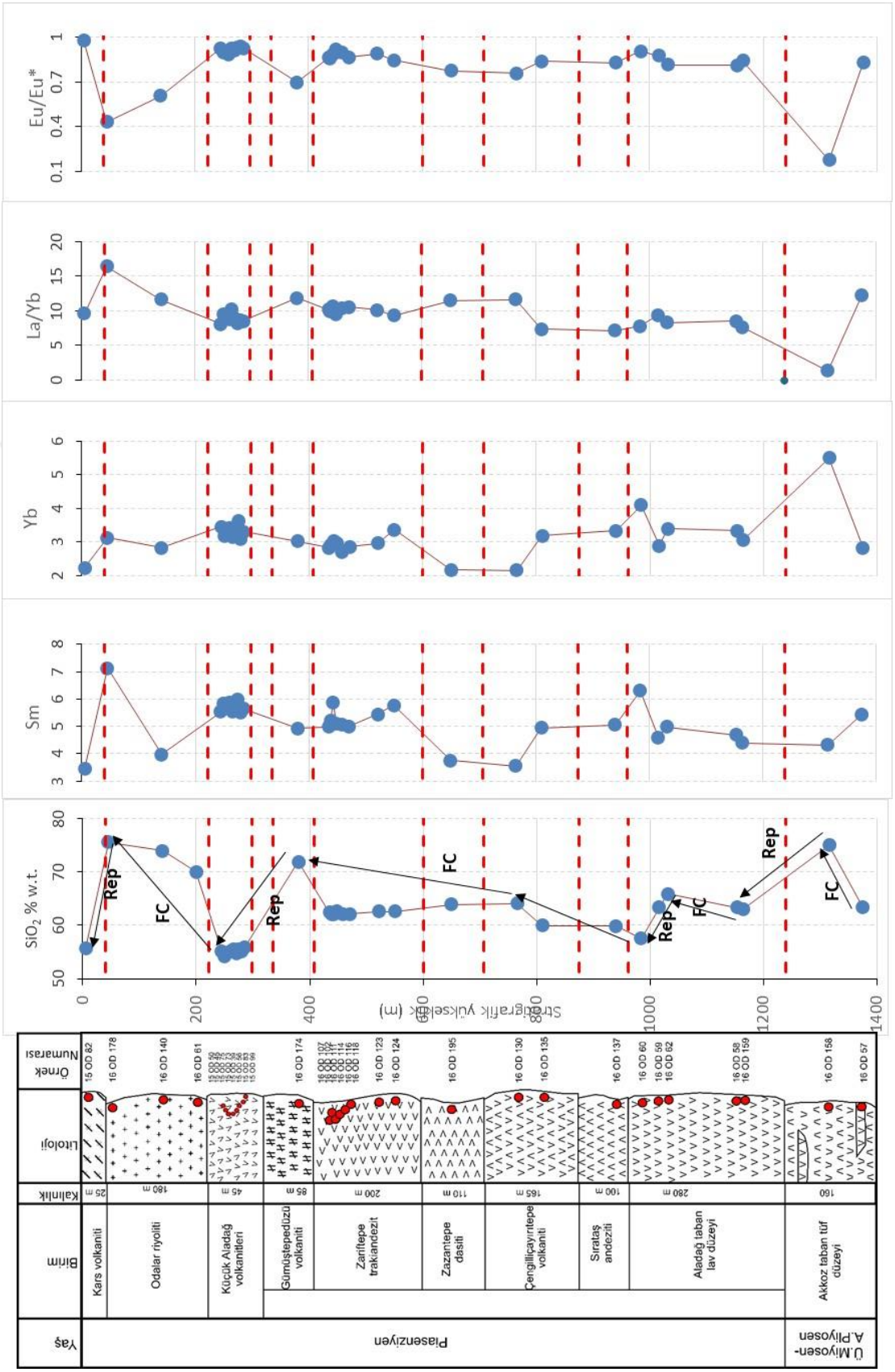
tarafından tazelendiğini ve bunlardan türemiş ilksel nitelikli çok evrimleşmemiş lavlar olarak yüzeyde görmekteyiz.



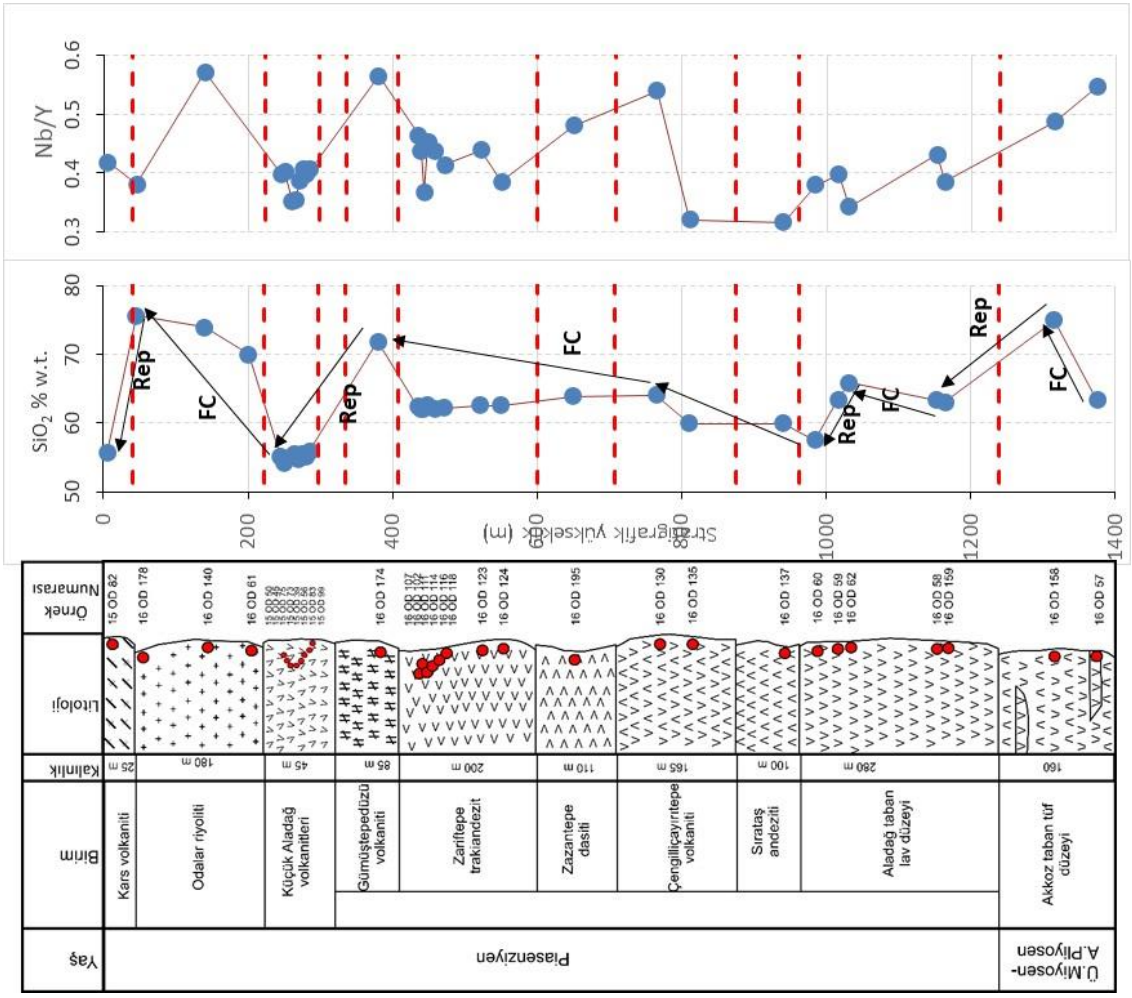

Şekil 4.99: Volkanitlerin jeokimyasal stratigrafik kesitleri.




**Şekil 4.100:** Volkanitlerin jeokimyasal stratigrafik kesitleri.




**Şekil 4.101:** Volkanitlerin jeokimyasal stratigrafik kesitleri.




**Şekil 4.102:** Volkanitlerin jeokimyasal stratigrafik kesitleri.

## 4.6. MİNERAL KİMYASI

Mineral kimyası ölçümleri Keskin (1994)'den alınarak tekrar değerlendirilmiştir. Keskin (1994)'de bir bölgesel örnekleme ölçeğinde tez alanı içerisinden alınmış 6 adet örnek, tez çalışması sırasında ayırtlanan 3 farklı stratigrafik seviyeye denk gelmektedir (Örnek noktalarının GPS koordinatları EK-3'de sunulmuştur). Erzurum-Kars Volkanik Platosu'nun erken evresini temsil eden taban tüf düzeyinin tez alanı içerisindeki eşleniği olan Akkoz taban tüf düzeyine ait trakidasit lavlarından, geç evrede yer alan Aladağ volkanı Aladağ taban lav düzeyine ait andezit-dasit lavlarından, Zazantepe dasitinden ve Kars volkanitini temsil eden bazaltik andezit lavından alınan örneklerdir. Ölçümler Durham Üniversitesi (Durham) ve NERC (Natural Environment Research Council- Nottingham)'de gerçekleştirilmiş ve üç farklı yöntem kulanılmıştır; Electron Microprob (EM, University of Durham), ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, University of Durham) ve Multicollector Mass Spectrometer, MMS, NERC, Nottingham) (Keskin, 1994).

Ortopiroksen, klinopiroksen, amfibol ve feldispat mineralleri için stokiyometrik hesaplamalarda farklı değerler kullanılmıştır. Piroksenlerde 6 oksijene göre, amfiboller 23 oksijene göre ve feldispat türleri ise 8 oksijene göre hesaplanmıştır. Mineral hesaplamalarında tüm minereller Deer ve diğ. (1992), amfiboller için Leake ve diğ. (1997), piroksenler için Morimoto ve diğ. (1988)'den yararlanılmıştır (Tablo 4.2; 4.3; 4.4).

**Tablo 4.3:** Piroksen minerallerinin mineral kimyası sonuçları (Keskin, 1994). Kısaltmalar: Fnkrs: Fenokristal; Mikrofnkrs: Mikrofenokristal; Microcrst: Mikrokristal; Attd: Akkoz taban tüf düzeyi; Atld: Aladağ taban lav düzeyi; Kv: Kars volkaniti. Px: Piroksen; Amf: Amfibol.

| *Birim* | Atld | Atld | Atld | Atld | Atld | Atld | Atld | Atld |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek* | MK147 | MK147 | MK147 | MK147 | MK147 | MK147 | MK147 | MK147 |
| *Mineral Türü* | Px | Px | Px | Px | Px | Px | Px | Px |
| *Ölçülen Mineral* | Fnkrs | Mikrofnkrs | Fnkrs | Mikrofnkrs | Fnkrs | Fnkrs | Mikrofnkrs | Mikrofnkrs |
| *Ölçülen zon* | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez |
| Ölçüm Noktası | MK147-2b | MK147-3f | MK147-4c | MK147-5e | MK147-6a | MK147-7c | MK147-8a | MK147-9a |
| *SiO2* | 52.19 | 51.318 | 51.819 | 52.87 | 52.977 | 51.114 | 51.081 | 51.115 |
| *TiO2* | 0.402 | 0.655 | 0.302 | 0.324 | 0.263 | 0.789 | 0.778 | 0.612 |
| *Al2O3* | 1.308 | 1.727 | 1.778 | 2.601 | 1.881 | 1.991 | 1.97 | 2.177 |
| *FeOt* | 21.175 | 12.714 | 21.464 | 6.522 | 8.287 | 11.807 | 11.753 | 12.999 |
| *MnO* | 0.525 | 0.414 | 0.427 | 0.203 | 0.374 | 0.338 | 0.343 | 0.374 |
| *MgO* | 21.767 | 14.582 | 21.986 | 17.706 | 17.904 | 15.546 | 14.851 | 13.328 |
| *CaO* | 2.015 | 17.779 | 1.887 | 18.788 | 17.701 | 17.611 | 18.802 | 17.822 |
| *Na2O* | 0.151 | 0.32 | 0.259 | 0.356 | 0.223 | 0.527 | 0.448 | 0.506 |
| *K2O* | 0.005 | 0.033 | 0.014 | 0.085 | 0 | 0.008 | 0 | 0.062 |
| *Cr2O3* | 0.244 | 0.178 | 0.125 | 0.549 | 0.16 | 0.249 | 0.199 | 0.041 |
| *Si* | 1.951 | 1.936 | 1.934 | 1.933 | 1.949 | 1.915 | 1.917 | 1.944 |
| *Ti* | 0.011 | 0.019 | 0.008 | 0.009 | 0.007 | 0.022 | 0.022 | 0.018 |
| *Al* | 0.058 | 0.077 | 0.078 | 0.112 | 0.082 | 0.088 | 0.087 | 0.098 |
| *Cr* | 0.007 | 0.005 | 0.004 | 0.016 | 0.005 | 0.007 | 0.006 | 0.001 |
| $Fe^{+2}$ | 0.662 | 0.401 | 0.67 | 0.199 | 0.255 | 0.37 | 0.369 | 0.414 |
| *Mn* | 0.017 | 0.013 | 0.014 | 0.006 | 0.012 | 0.011 | 0.011 | 0.012 |
| *Mg* | 1.213 | 0.82 | 1.223 | 0.965 | 0.982 | 0.868 | 0.831 | 0.756 |
| *Ca* | 0.081 | 0.719 | 0.075 | 0.736 | 0.698 | 0.707 | 0.756 | 0.726 |
| *Na* | 0.011 | 0.023 | 0.019 | 0.025 | 0.016 | 0.038 | 0.033 | 0.037 |
| *K* | 0 | 0.002 | 0.001 | 0.004 | 0 | 0 | 0 | 0.003 |
| *Toplam* | 4.011 | 4.017 | 4.026 | 4.009 | 4.009 | 4.034 | 4.031 | 4.009 |
| *Wo* | 4.2 | 38.03 | 3.99 | 39.28 | 36.57 | 38.35 | 40.57 | 38.86 |
| *En* | 63.07 | 43.4 | 64.7 | 51.5 | 51.47 | 47.11 | 44.58 | 40.43 |
| *Fs* | 32.74 | 18.57 | 31.31 | 9.22 | 11.96 | 14.54 | 14.85 | 20.71 |

**Tablo 4.3** (devam).

| *Birim* | Atld | Atld | Atld | Atld | Atld | Atld | Atld | Atld |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek* | MK147 | MK148 | MK148 | MK148 | MK148 | MK148 | MK159 | MK159 |
| *Mineral Türü* | Px | Px | Px | Px | Px | Px | Px | Px |
| *Ölçülen Mineral* | Fnkrs | Fnkrs | Fnkrs | Fnkrs | Fnkrs | Fnkrs | Fnkrs | Mikrofnkrs |
| *Ölçülen zon* | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez |
| Ölçüm Noktası | MK147-11 | MK148-1a | MK148-2a | MK148-3b | MK148-4b | MK148-5a | MK159-5a | MK159-6b |
| *SiO2* | 54.272 | 55.916 | 51.872 | 52.534 | 50.885 | 54.541 | 50.938 | 50.064 |
| *TiO2* | 0.353 | 0.175 | 0.602 | 0.253 | 0.836 | 0.253 | 0.911 | 0.788 |
| *Al2O3* | 1.254 | 1.574868 | 3.871594 | 1.351194 | 2.303842 | 2.638337 | 2.654 | 2.447 |
| *FeOt* | 16.581 | 9.688309 | 8.962425 | 20.00769 | 11.57438 | 11.91897 | 12.947 | 13.028 |
| *MnO* | 0.344 | 0.362 | 0.463 | 0.572 | 0.461 | 0.343 | 0.345 | 0.29 |
| *MgO* | 25.038 | 30.66785 | 15.55091 | 22.48849 | 14.89644 | 28.8197 | 14.462 | 13.604 |
| *CaO* | 2.049 | 1.218292 | 20.72694 | 2.134008 | 19.00536 | 1.335128 | 17.064 | 17.823 |
| *Na2O* | 0.228 | 0.275 | 0.569 | 0.316 | 0.614 | 0.177 | 0.735 | 0.757 |
| *K2O* | 0.059 | 0.075 | 0.03 | 0 | 0.062 | 0 | 0 | 0 |
| *Cr2O3* | 0.121 | 0.578 | 0.151 | 0.104 | 0.004 | 0.263 | 0.097 | 0.082 |
| *Si* | 1.969 | 1.958108 | 1.880342 | 1.953123 | 1.903273 | 1.933183 | 1.913 | 1.913 |
| *Ti* | 0.01 | 0.005 | 0.016 | 0.007 | 0.024 | 0.007 | 0.026 | 0.023 |
| *Al* | 0.054 | 0.065069 | 0.165722 | 0.058969 | 0.10167 | 0.109804 | 0.118 | 0.11 |
| *Cr* | 0.003 | 0.016 | 0.004 | 0.003 | 0 | 0.007 | 0.003 | 0.002 |
| *$Fe^{+2}$* | 0.503 | 0.283421 | 0.271187 | 0.621895 | 0.361923 | 0.353767 | 0.407 | 0.416 |
| *Mn* | 0.011 | 0.011 | 0.014 | 0.018 | 0.015 | 0.01 | 0.011 | 0.009 |
| *Mg* | 1.354 | 1.600593 | 0.839886 | 1.246799 | 0.830865 | 1.52342 | 0.81 | 0.775 |
| *Ca* | 0.08 | 0.045936 | 0.804872 | 0.084881 | 0.761932 | 0.050929 | 0.687 | 0.73 |
| *Na* | 0.016 | 0.019 | 0.04 | 0.023 | 0.045 | 0.012 | 0.054 | 0.056 |
| *K* | 0.003 | 0.003 | 0.001 | 0 | 0.003 | 0 | 0 | 0 |
| *Toplam* | 4.002 | 4.007127 | 4.037008 | 4.023667 | 4.046663 | 4.008102 | 4.027 | 4.036 |
| *Wo* | 4.13 | 2.4 | 44.7 | 4.5 | 41.88 | 2.66 | 37.7 | 40.2 |
| *En* | 70.15 | 83.91 | 46.66 | 65.93 | 45.67 | 79.95 | 44.46 | 42.7 |
| *Fs* | 25.73 | 13.69 | 8.64 | 29.57 | 12.46 | 17.39 | 17.84 | 17.1 |

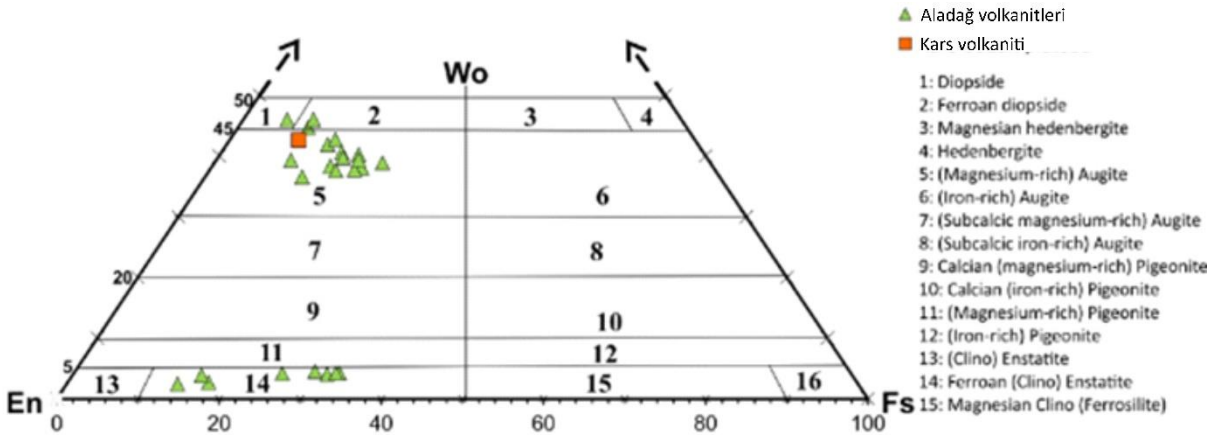
**Tablo 4.3** (devam).

| *Birim* | Atld | Atld | Atld | Atld | azantepeD | azantepeD | azantepeD | azantepeD |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek* | MK159 | MK159 | MK159 | MK159 | MK166 | MK166 | MK166 | MK166 |
| *Mineral Türü* | Px | Px | Px | Px | Px | Px | Px | Px |
| *Ölçülen Mineral* | | | Fnkrs | Fnkrs | | | | |
| *Ölçülen zon* | Merkez | Kenar | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez |
| Ölçüm Noktası | MK159-8C2 | MK159-8R1 | MK159-9d | MK159-10a | MK166-1a | MK166-2a | MK166-3a | MK166-6a |
| *SiO2* | 51.705 | 51.489 | 50.957 | 52.318 | 54.08625 | 51.50801 | 50.9796 | 50.42627 |
| *TiO2* | 0.695 | 0.771 | 0.82 | 0.402 | 0.192 | 0.414 | 0.844 | 0.604 |
| *Al2O3* | 2.263 | 2.367 | 2.616 | 1.417 | 1.822943 | 3.011465 | 2.14727 | 3.286991 |
| *FeOt* | 11.174 | 10.974 | 12.242 | 20.636 | 11.69672 | 6.506449 | 10.66703 | 8.435343 |
| *MnO* | 0.18 | 0.418 | 0.367 | 0.564 | 0.332 | 0.224 | 0.386 | 0.165 |
| *MgO* | 15.614 | 14.857 | 14.117 | 21.961 | 28.44085 | 16.32064 | 14.59176 | 14.74711 |
| *CaO* | 17.427 | 18.307 | 17.915 | 2.013 | 1.894344 | 21.47489 | 19.56857 | 20.80883 |
| *Na2O* | 0.589 | 0.578 | 0.613 | 0.143 | 0.211 | 0.413 | 0.567 | 0.549 |
| *K2O* | 0 | 0.038 | 0 | 0.014 | 0.041 | 0 | 0 | 0.07 |
| *Cr2O3* | 0.053 | 0.138 | 0.1 | 0 | 0.595 | 0.879 | 0.177 | 0.505 |
| *Si* | 1.931 | 1.926 | 1.918 | 1.956 | 1.940162 | 1.890312 | 1.91424 | 1.887321 |
| *Ti* | 0.02 | 0.022 | 0.023 | 0.011 | 0.005 | 0.011 | 0.024 | 0.017 |
| *Al* | 0.1 | 0.104 | 0.116 | 0.062 | 0.077269 | 0.130138 | 0.094553 | 0.145388 |
| *Cr* | 0.002 | 0.004 | 0.003 | 0 | 0.017 | 0.026 | 0.005 | 0.015 |
| *$Fe^{+2}$* | 0.349 | 0.343 | 0.385 | 0.645 | 0.350708 | 0.199822 | 0.335416 | 0.264051 |
| *Mn* | 0.006 | 0.013 | 0.012 | 0.018 | 0.01 | 0.007 | 0.012 | 0.005 |
| *Mg* | 0.869 | 0.829 | 0.792 | 1.224 | 1.520413 | 0.893005 | 0.816834 | 0.822847 |
| *Ca* | 0.697 | 0.734 | 0.723 | 0.081 | 0.072898 | 0.844816 | 0.786897 | 0.83483 |
| *Na* | 0.043 | 0.042 | 0.045 | 0.01 | 0.015 | 0.029 | 0.041 | 0.04 |
| *K* | 0 | 0.002 | 0 | 0.001 | 0.002 | 0 | 0 | 0.003 |
| *Toplam* | 4.02 | 4.02 | 4.021 | 4.007 | 4.01745 | 4.031092 | 4.029939 | 4.034436 |
| *Wo* | 37.57 | 39.72 | 39.34 | 4.18 | 3.84 | 45.98 | 42.7 | 46.01 |
| *En* | 46.84 | 44.85 | 43.14 | 63.5 | 80.24 | 48.62 | 44.3 | 45.37 |
| *Fs* | 15.59 | 15.43 | 17.52 | 32.31 | 15.92 | 5.4 | 12.99 | 8.63 |

**Tablo 4.3** (devam).

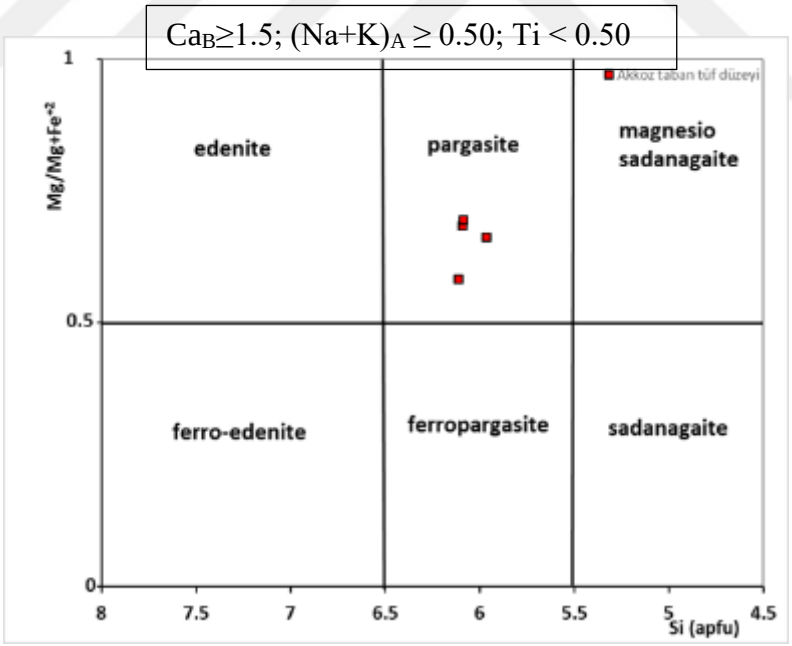
| *Birim* | Kv |
|---|---|
| *Örnek* | MK162 |
| *Mineral Türü* | Px |
| *Ölçülen Mineral* | |
| *Ölçülen zon* | Merkez |
| Ölçüm Noktası | MK162-1f |
| *SiO2* | 51.109 |
| *TiO2* | 0.417 |
| *Al2O3* | 5.381 |
| *FeOt* | 6.669 |
| *MnO* | 0.185 |
| *MgO* | 15.811 |
| *CaO* | 19.186 |
| *Na2O* | 0.78 |
| *K2O* | 0 |
| *Cr2O3* | 0.33 |
| *Si* | 1.877 |
| *Ti* | 0.012 |
| *Al* | 0.233 |
| *Cr* | 0.01 |
| $Fe^{+2}$ | 0.205 |
| *Mn* | 0.006 |
| *Mg* | 0.866 |
| *Ca* | 0.755 |
| *Na* | 0.056 |
| *K* | 0 |
| *Toplam* | 4.018 |
| *Wo* | 42.61 |
| *En* | 48.86 |
| *Fs* | 8.53 |

Klinopiroksenler fenokristal ve mikrokristal olarak hemen hemen tüm birimlerde yaygın olarak gözlenmektedir. Klinopiroksenlerin kompozisyonal olarak ojit-diopsit ve klinoenstatit türde oldukları diyagramda görülmüştür ($Wo_{46-2}$ $En_{84-40}Fs_{5-30}$) (Şekil 4.103) (Tablo 4.2).




**Şekil 4.103:** Aladağ volkanitleri ve Kars volkanitine ait klinopiroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagramı (Morimoto ve diğ., 1988).

Akkoz taban tüf düzeyinin trakidasit lavlarından alınan örneklere ait amfibollerde yapılan mikroprop analizi dikkate alındığında, Leake ve diğ. /1997)'ne göre yapılan sınıflandırmada pargasit olarak isimlendirilebilir (Şekil 4.104) (Tablo 4.3).

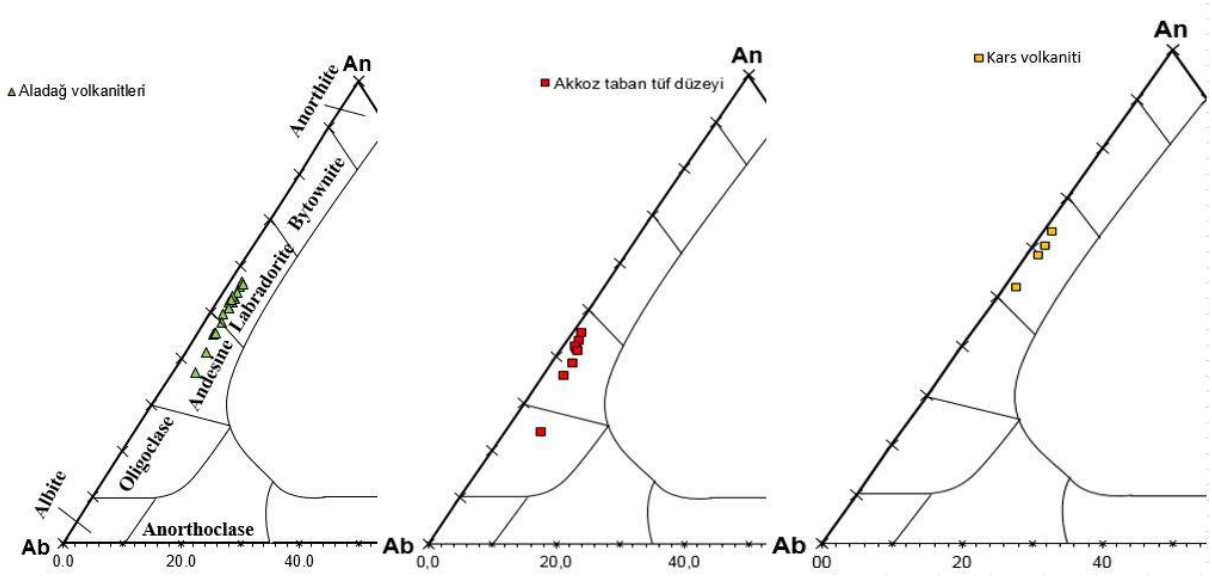



**Şekil 4.104:** Leake ve diğ. (1997)'ne göre yapılan sınıflandırma.

**Tablo 4.4:** Amfibol minerallerinin mineral kimyası sonuçları (Keskin, 1994). Kısaltmalar: Fnkrs: Fenokristal; Mikrofnkrs: Mikrofenokristal; Microcrst: Mikrokristal; Attd: Akkoz taban tüf düzeyi; Atld: Aladağ taban lav düzeyi; Kv: Kars volkaniti. Px: Piroksen; Amf: Amfibol.

| *Birim* | Attd | Attd | Attd | Attd |
|---|---|---|---|---|
| *Örnek* | MK174 | MK174 | MK174 | MK174 |
| *Mineral Türü* | Fenokristal | Fenokristal | Fenokristal | Fenokristal |
| *Ölçülen Mineral* | Amf | Amf | Amf | Amf |
| *Ölçülen zon* | Merkez | Merkez | Merkez | Kenar |
| *Ölçüm Noktası* | MK174-1a | MK174-2d | MK174-3C1 | MK174-3R1 |
| $SiO_2$ | 41.36 | 41.86 | 42.16 | 40.48 |
| $TiO_2$ | 3.65 | 3.31 | 3.44 | 2.97 |
| $Al_2O_3$ | 12.44 | 11.76 | 11.25 | 10.83 |
| $Cr_2O_3$ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 |
| *FeO* | 17.76 | 16.94 | 16.80 | 16.21 |
| *MnO* | 0.31 | 0.58 | 0.47 | 0.45 |
| *MgO* | 10.92 | 11.07 | 11.80 | 11.21 |
| *CaO* | 10.70 | 10.54 | 10.95 | 12.74 |
| $Na_2O$ | 2.85 | 2.59 | 2.72 | 2.39 |
| $K_2O$ | 0.65 | 0.63 | 0.57 | 0.61 |
| *NiO* | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Total* | 100.67 | 99.29 | 100.15 | 97.93 |
| *Si* | 5.96 | 6.09 | 6.09 | 6.11 |
| *Al(IV)* | 2.04 | 1.91 | 1.91 | 1.89 |
| *T-odacığı* | 8.00 | 8.00 | 8.00 | 8.00 |
| *Al(VI)* | 0.08 | 0.11 | 0.00 | 0.04 |
| *Ti* | 0.40 | 0.36 | 0.37 | 0.34 |
| *Cr* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| $Fe^{+3}$ | 0.94 | 0.95 | 0.91 | 0.24 |
| $Fe^{+2}$ | 1.20 | 1.11 | 1.12 | 1.80 |
| *Mn* | 0.04 | 0.07 | 0.06 | 0.06 |
| *Mg* | 2.35 | 2.40 | 2.54 | 2.52 |
| *C-odacığı* | 5.00 | 5.00 | 5.00 | 5.00 |
| *Ca* | 1.65 | 1.64 | 1.69 | 2.00 |
| *Na* | 0.35 | 0.36 | 0.31 | 0.00 |
| *B-odacığı* | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 |
| *Na* | 0.45 | 0.37 | 0.46 | 0.70 |
| *K* | 0.12 | 0.12 | 0.11 | 0.12 |
| *A-odacığı* | 0.57 | 0.49 | 0.56 | 0.88 |

Plajiyoklas mineralleri bütün serilerde yaygın olarak yer almaktadır. Plajiyoklas ölçümleri Akkoz taban tüf düzeyine ait trakidasit lavlarında, Aladağ volkanitlerinin taban lav düzeyi, Zazantepe dasitinde ve Kars volkanitine ait bazaltik andezit lavında gerçekleştirilmiştir. Ölçümler sonucunda Akkoz taban lav düzeyi örneklerinin çoğunlukla andezin, az oranda oligoklas ($An_{23-45}$) bileşiminde olduğu anlaşılmıştır. Aladağ taban lav düzeyi ve Zazantepe dasiti ise yoğunlukla labradorit, daha az oranda ise andezin bileşimindedir ($An_{38-57}$). Kars volkanitine ait örneklerinde ise plajiyoklaslar labrodorit ($An_{51-64}$) niteliktedir (Şekil 4.105) (Tablo 4.4).




**Şekil 4.105:** Plajiyoklasların Ab (albit)-An (anortit)-Or (ortoklas) üçgen diyagramı (Deer ve diğ., (1992).

**Tablo 4.5:** Plajiyoklas minerallerinin mineral kimyası sonuçları (Keskin, 1994). Kısaltmalar: Fnkrs: Fenokristal; Mikrofnkrs: Mikrofenokristal; Microcrst: Mikrokristal; Attd: Akkoz taban tüf düzeyi; Atld: Aladağ taban lav düzeyi; Kv: Kars volkaniti; Amf: Amfibol Px: Piroksen; Plg: Plajiyoklas.

| *Birim* | Attd | Attd | Attd | Attd | Attd | Attd |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek* | MK174 | MK174 | MK174 | MK174 | MK174 | MK174 |
| *Mineral Türü* | Plg | Plg | Plg | Plg | Plg | Plg |
| *Ölçülen Mineral* | Fnkrs | Fnkrs | Fnkrs | Fnkrs | Fnkrs | Fnkrs |
| *Ölçülen zon* | Merkez | Merkez | Merkez | Merkez | Kenar | Merkez |
| *Ölçüm Noktası* | MK174-4a | MK174-4c | MK174-5b | MK174-6C1 | MK174-R1 | MK174-7a |
| $SiO_2$ | 56.48 | 57.30 | 57.38 | 58.07 | 59.47 | 57.98 |
| $TiO_2$ | 0.04 | 0.03 | 0.12 | 0.00 | 0.00 | 0.08 |
| $Al_2O_3$ | 25.90 | 26.51 | 25.75 | 25.44 | 24.68 | 26.04 |
| $Cr_2O_3$ | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 |
| *FeO* | 0.35 | 0.53 | 0.28 | 0.31 | 0.24 | 0.30 |
| *MnO* | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.00 | 0.10 | 0.00 |
| *MgO* | 0.00 | 0.15 | 0.07 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| *CaO* | 9.40 | 9.13 | 8.86 | 8.13 | 7.48 | 8.89 |
| $Na_2O$ | 6.18 | 6.39 | 6.56 | 6.77 | 7.00 | 6.51 |
| $K_2O$ | 0.27 | 0.33 | 0.42 | 0.61 | 0.60 | 0.36 |
| *NiO* | 0.00 | 0.16 | 0.33 | 0.00 | 0.08 | 0.01 |
| *Total* | 98.67 | 100.53 | 99.86 | 99.33 | 99.63 | 100.19 |
| *Si* | 2.57 | 2.56 | 2.58 | 2.62 | 2.67 | 2.59 |
| *Ti* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Al* | 1.39 | 1.40 | 1.37 | 1.35 | 1.30 | 1.37 |
| *Cr* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Fe* | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| *Mn* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Mg* | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Ca* | 0.46 | 0.44 | 0.43 | 0.39 | 0.36 | 0.43 |
| *Na* | 0.55 | 0.55 | 0.57 | 0.59 | 0.61 | 0.56 |
| *K* | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.02 |
| *Ni* | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Total* | 5.00 | 5.01 | 5.01 | 5.00 | 4.99 | 4.99 |

**Tablo 4.5** (devam).

| *Birim* | Attd | Attd | Atld | Atld | Atld | Atld | Atld |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek* | MK174 | MK174 | MK147 | MK147 | MK147 | MK148 | MK148 |
| *Mineral Türü* | Plg | Plg | Plg | Plg | Plg | Plg | Plg |
| *Ölçülen Mineral* | Fnkrs | Fnkrs | Fnkrs | Micrfnkrs | | Fnkrs | Fnkrs |
| *Ölçülen zon* | Merkez | Merkez | | | | Merkez | Merkez |
| *Ölçüm Noktası* | MK174-8a | MK174-9a | MK147-1c | MK147-10b | MK147 | MK148-6a | MK148-10a |
| $SiO_2$ | 58.10 | 62.38 | 54.84 | 56.28 | 55.56 | 55.80 | 54.30 |
| $TiO_2$ | 0.02 | 0.00 | 0.08 | 0.15 | 0.12 | 0.13 | 0.00 |
| $Al_2O_3$ | 25.74 | 22.95 | 27.31 | 26.88 | 27.10 | 26.90 | 26.55 |
| $Cr_2O_3$ | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.00 | 0.04 | 0.05 | 0.09 |
| *FeO* | 0.23 | 0.28 | 0.63 | 0.54 | 0.58 | 0.67 | 0.86 |
| *MnO* | 0.03 | 0.11 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.00 |
| *MgO* | 0.10 | 0.11 | 0.13 | 0.10 | 0.11 | 0.28 | 0.14 |
| *CaO* | 8.63 | 5.03 | 11.40 | 10.88 | 11.14 | 10.38 | 10.76 |
| $Na_2O$ | 6.48 | 8.25 | 4.83 | 5.02 | 4.92 | 5.57 | 5.16 |
| $K_2O$ | 0.48 | 1.05 | 0.35 | 0.44 | 0.40 | 0.40 | 0.45 |
| *NiO* | 0.00 | 0.15 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.05 |
| *Total* | 99.89 | 100.39 | 99.65 | 100.27 | 99.96 | 100.30 | 98.38 |
| *Si* | 2.61 | 2.76 | 2.49 | 2.53 | 2.51 | 2.51 | 2.50 |
| *Ti* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Al* | 1.36 | 1.20 | 1.46 | 1.43 | 1.44 | 1.43 | 1.44 |
| *Cr* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Fe* | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 |
| *Mn* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Mg* | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| *Ca* | 0.42 | 0.24 | 0.56 | 0.53 | 0.54 | 0.50 | 0.53 |
| *Na* | 0.56 | 0.71 | 0.43 | 0.44 | 0.43 | 0.49 | 0.46 |
| *K* | 0.03 | 0.06 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |
| *Ni* | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Total* | 4.99 | 5.00 | 5.00 | 4.98 | 4.99 | 5.01 | 5.01 |

**Tablo 4.5** (devam).

| *Birim* | Atld | Atld | Atld | Atld | Atld | Atld |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek* | MK148 | MK159 | MK159 | MK159 | MK159 | MK159 |
| *Mineral Türü* | Plg | Plg | Plg | Plg | Plg | Plg |
| *Ölçülen Mineral* | Fnkrs | Fnkrs | Fnkrs | Fnkrs | Microlit | Fnkrs |
| *Ölçülen zon* | Merkez | Merkez | Kenar | | | Merkez |
| *Ölçüm Noktası* | MK148-11a | MK159-1C4 | MK159-1R1 | MK159-2c | MK159-3a | MK159-4C3 |
| $SiO_2$ | 54.86 | 53.50 | 56.47 | 56.32 | 59.02 | 56.82 |
| $TiO_2$ | 0.00 | 0.09 | 0.12 | 0.08 | 0.23 | 0.10 |
| $Al_2O_3$ | 26.94 | 28.07 | 25.96 | 26.42 | 24.62 | 26.30 |
| $Cr_2O_3$ | 0.08 | 0.00 | 0.13 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| *FeO* | 0.79 | 0.43 | 0.71 | 0.64 | 0.80 | 0.51 |
| *MnO* | 0.00 | 0.16 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.21 |
| *MgO* | 0.30 | 0.21 | 0.20 | 0.07 | 0.24 | 0.25 |
| *CaO* | 10.54 | 11.74 | 9.32 | 9.82 | 7.74 | 9.61 |
| $Na_2O$ | 5.32 | 4.75 | 5.91 | 5.62 | 6.87 | 6.01 |
| $K_2O$ | 0.43 | 0.34 | 0.49 | 0.50 | 0.69 | 0.51 |
| *NiO* | 0.19 | 0.18 | 0.08 | 0.00 | 0.02 | 0.00 |
| *Total* | 99.45 | 99.46 | 99.41 | 99.46 | 100.22 | 100.30 |
| *Si* | 2.50 | 2.44 | 2.56 | 2.55 | 2.65 | 2.56 |
| *Ti* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| *Al* | 1.45 | 1.51 | 1.39 | 1.41 | 1.30 | 1.40 |
| *Cr* | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Fe* | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.02 |
| *Mn* | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| *Mg* | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.02 |
| *Ca* | 0.51 | 0.58 | 0.45 | 0.48 | 0.37 | 0.46 |
| *Na* | 0.47 | 0.42 | 0.52 | 0.49 | 0.60 | 0.52 |
| *K* | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.03 |
| *Ni* | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Total* | 5.01 | 5.02 | 5.01 | 5.00 | 5.01 | 5.02 |

**Tablo 4.5** (devam).

| *Birim* | Atld | Atld | Zazantepe D. | Zazantepe D. | Zazantepe D. | Zazantepe D. |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek* | MK159 | MK159 | MK166 | MK166 | MK166 | MK166 |
| *Mineral Türü* | Plg | Plg | Plg | Plg | Plg | Plg |
| *Ölçülen Mineral* | Fnkrs | | | | | |
| *Ölçülen zon* | Kenar | | | | | |
| *Ölçüm Noktası* | MK159-4R3 | MK159 | MK166-4a | MK166-5b | MK166-7a | MK166-11a |
| $SiO_2$ | 57.57 | 56.62 | 54.81 | 55.08 | 54.67 | 53.43 |
| $TiO_2$ | 0.21 | 0.14 | 0.16 | 0.00 | 0.09 | 0.05 |
| $Al_2O_3$ | 25.31 | 26.11 | 26.76 | 27.16 | 26.35 | 27.54 |
| $Cr_2O_3$ | 0.03 | 0.03 | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *FeO* | 0.80 | 0.65 | 0.62 | 0.57 | 0.63 | 0.89 |
| *MnO* | 0.12 | 0.08 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.00 |
| *MgO* | 0.35 | 0.22 | 0.39 | 0.17 | 0.13 | 0.24 |
| *CaO* | 8.66 | 9.48 | 10.81 | 11.03 | 10.71 | 11.32 |
| $Na_2O$ | 6.35 | 5.92 | 5.22 | 5.09 | 5.07 | 4.62 |
| $K_2O$ | 0.62 | 0.52 | 0.34 | 0.32 | 0.38 | 0.43 |
| *NiO* | 0.05 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.13 |
| *Total* | 100.06 | 99.82 | 99.19 | 99.47 | 98.06 | 98.65 |
| *Si* | 2.60 | 2.56 | 2.50 | 2.50 | 2.52 | 2.46 |
| *Ti* | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Al* | 1.35 | 1.39 | 1.44 | 1.45 | 1.43 | 1.49 |
| *Cr* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Fe* | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |
| *Mn* | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Mg* | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| *Ca* | 0.42 | 0.46 | 0.53 | 0.54 | 0.53 | 0.56 |
| *Na* | 0.56 | 0.52 | 0.46 | 0.45 | 0.45 | 0.41 |
| *K* | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |
| *Ni* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| *Total* | 5.02 | 5.01 | 5.00 | 4.99 | 4.99 | 5.00 |

**Tablo 4.5** (devam).

| *Birim* | Zazantepe D. | Kv | Kv | Kv | Kv |
|---|---|---|---|---|---|
| *Örnek* | MK166 | MK162 | MK162 | MK162 | MK162 |
| *Mineral Türü* | Plg | Plg | Plg | Plg | Plg |
| *Ölçülen Mineral* | | Microcrst | Micfnkrs | Micfnkrs | |
| *Ölçülen zon* | | | | | |
| *Ölçüm Noktası* | MK166-12a | MK162-2e | MK162-3b | MK162-4d | MK162 |
| *$SiO_2$* | 54.78 | 53.15 | 55.49 | 52.25 | 53.63 |
| *$TiO_2$* | 0.05 | 0.18 | 0.00 | 0.12 | 0.10 |
| *$Al_2O_3$* | 26.85 | 28.20 | 27.37 | 29.11 | 28.23 |
| *$Cr_2O_3$* | 0.02 | 0.02 | 0.06 | 0.04 | 0.04 |
| *FeO* | 0.76 | 0.71 | 0.25 | 0.61 | 0.52 |
| *MnO* | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| *MgO* | 0.29 | 0.38 | 0.18 | 0.24 | 0.27 |
| *CaO* | 10.36 | 12.46 | 10.68 | 13.03 | 12.06 |
| *$Na_2O$* | 5.23 | 4.34 | 5.28 | 4.05 | 4.55 |
| *$K_2O$* | 0.42 | 0.28 | 0.32 | 0.21 | 0.27 |
| *NiO* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.02 |
| *Total* | 98.75 | 99.74 | 99.62 | 99.71 | 99.69 |
| *Si* | 2.51 | 2.43 | 2.51 | 2.39 | 2.44 |
| *Ti* | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Al* | 1.45 | 1.52 | 1.46 | 1.57 | 1.51 |
| *Cr* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Fe* | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.02 |
| *Mn* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Mg* | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.02 |
| *Ca* | 0.51 | 0.61 | 0.52 | 0.64 | 0.59 |
| *Na* | 0.46 | 0.38 | 0.46 | 0.36 | 0.40 |
| *K* | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 |
| *Ni* | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| *Total* | 5.00 | 5.01 | 5.00 | 5.01 | 5.01 |

# 5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Tez çalışmasının saha gözlemleri, volkanizmanın Akkoz taban tüf düzeyi (Üst Miyosen - Alt Pliyosen) ile başlayıp Kars volkaniti (Üst Pliyosen) lavlarına kadar devam ettiğini, lavların önemli kısmını oluşturan Aladağ stratovolkanından ve Hamamlı volkanik kompleksi gibi merkezi çıkış yerlerinden çıkıp yüzeye ulaştıklarını, geri kalanının ise çatlak, kırık zonlarından çıktığını, volkanizmanın ağrılıkça ortaç-asitik bileşimde olduğunu, jeokimyasal karakterinin ise kalkalkali olduğunu göstermiştir. Jeokimyasal veriler, çalışma alanında yüzeylenen lav istiflerinin yüzeye ulaştığı dönem boyunca yani Akkoz taban tüf düzeyinden son evrede püskürmüş olan Kars volkanitine kadarki dönemde magmaların türedikleri kaynak alan bileşiminde çok büyük farklılıklar olmadığına işaret etmektedir. Yine aynı veriler, derindeki magma odalarında magmaların ayrımsal kristallenme ile birlikte kısmen magma tazelenmesi (karışımı) sürecinden etkilenmiş olabileceklerini göstermiştir. Bu bölüm, volkano-stratigrafik konumları bu çalışma ile ayrıntılı olarak ortaya konan ve yaşları önceki çalışmalara göre bilinen birimleri oluşturan magmaların kısmi ergimelerle türediği derinliklerinden yüzeyde katılaşana kadar geçirmiş oldukları süreçlerin ayrıntılı bir irdelenmesini içermektedir. Söz konusu değerlendirme ve yorumlarda, platoyu oluşturan volkaniklerin ürünleri birlikte ele alınıp yorumlanmaktadır.

Bu bölümde ilk önce Akkoz taban tüf düzeyinden Kars bazalt platosu lavlarının oluşumuna kadar geçen zaman aralığında magma odalarındaki fraksiyonel kristallenme (FC) ve magma karışımı-tazelenmesi (replenishment-mixing) süreçleri irdelenecektir. Daha sonra magmaların evrimleri sırasında kabuksal özümsemenin (yani kirlenmenin) magma kimyası üzerindeki etkisi araştırılacak ve kabuksal kirlenme – AFC süreçleri (Asimilasyon ile birlikte görülen fraksiyonel kristallenme) ele alınacaktır. Magmadaki FC ve AFC süreçlerinin ortaya çıkarılmasından sonra volkanizmayı oluşturabilecek manto kaynak alanı ve zenginleşmeler hakkında elde edilmiş bulguların yorumlanması ile tartışma bölümüne devam edecektir. Elde edilen tüm veriler ve yorumlar birlikte ele alınarak bu bölüm, çalışılan alanın volkanizmasının, Erzurum-Kars Volkanik Platosu ve Doğu Anadolu volkanizması ve jeodinamiği içindeki yeri ve önemi gözetilerek en uygun jeodinamik modelin sunulması ile sonlandırılacaktır.

## 5.1. FRAKSİYONEL KRİSTALLENME VE MAGMA KARIŞIMI SÜREÇLERİNİN PETROLOJİK MODELİ

Tezin daha önceki petrografi, jeokimya ve jeokimyasal stratigrafi bölümlerinde değinildiği üzere, volkanitlerde saptanan bazı petrografik ve jeokimyasal değişimler, fraksiyonel kristallenme (FC) ve magma karışımı işlemleri için ipuçları sağlamıştır. Bu bölümde, volkanik malzemelerin beslendikleri magma odalarındaki fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı süreçlerinin petrolojik veriler ışığında bir değerlendirmesi ve petrolojik modellemesi sunulmaktadır. Bu başlık altında değinilecek olan süreçler tüm birimler için birlikte ele alınacak, volkanik etkinliklerin süreçleri ise ayrı ayrı irdelenecektir.

Major element oksitleri ve iz element Harker diyagramlarında, her üç volkanik evre ürünleri için gözlenen genel trendlerde, bazı elementler için bir takım saçılımlar olmakla beraber, bunlar genel olarak fraksiyonel kristallenme süreci ile uyum içindedir. Magmatik süreçlerden fraksiyonel kristallenme ve magma karışımının yüzeyde görülen lavların evrim geçirmiş oldukları magma odalarında etkili süreçler olup olmadığını kontrol etmenin yollarından birincisi, ölçülü jeokimyasal stratigrafik kesitlerde, istifin alttan üste doğru kimyasal değişiminin ortaya konmasıdır. Bu yöntemle magma odasındaki magmatik süreçlere dair ipuçları elde edilmiş ve bir önceki bölümde (Bölüm 4.5) sunulmuştur. Örneklerin stratigrafik konumlarına bağlı olarak major oksit ve iz element konsantrasyonlarındaki değişimleri gösteren Aras vadisi kimyasal stratigrafi kesitinde fraksiyonel kristallenme (FC) sürecine uygun olarak zamanla $SiO_2$, Rb, gibi major oksit ve uyumsuz iz elementlerde düzenli artış gözlenmesi gerekirken, periyodik aralıklarla bunlarda sistematik düşüş ve artışlar gözleniştir. Diğer yandan MgO, $Fe_2O_3$, CaO, Co, Ni, gibi major oksit ve uyumlu iz elementlerin ise fraksiyonel kristallenmeye (FC) bağlı olarak azalmaları gerekirken istif içinde belirli periyotlarda bu elementlerin konsantrasyonlarında da zamanla sistematik artış ve azalışlar gözlenmektedir. $SiO_2$, Rb ve Ba gibi uyumsuz elementlerin konsantrasyonlarının istifte zaman içinde tedricen azalması, uyumlu elementlerin (MgO, $Fe_2O_3$, CaO, Co ve Ni) ise tedricen artması, magma odasının yeni magma ile tazelenmesi ile magmanın kimyasal bileşiminin geriye yani primitif bazaltik magma değerlerine doğru değişmesi şeklinde yorumlanabilir. Zamanla minerallerin bünyesine girerek azalması gereken uyumlu elementlerin konsantrasyonlarında belirli

periyotlarda artış gözlenmekte bu da primitif bazik magma gelimine uygunluk göstermektedir. İncelenen ölçülü jeokimyasal stratigrafi kesitinde magma rezervuarının birden fazla kere magma tazelenmesine maruz kaldığı anlaşılmaktadır (bkz. Bölüm 4.5).

Fraksiyonel kristallenme ve magma karışımının magma odalarında etkili birer süreç olup olmadığını kontrol etmenin çok değerli ipuçları verebilen en iyi yollarından bir diğeri ise, ileri derecede uyumlu ve uyumsuz elementlerin normal-normal eksenli diyagramlar üzerinde oluşturdukları trendlerin geometrisini incelemektedir (bu yöntemin örnek bir uygulaması için Bkz. Keskin ve diğ., 2008; Keskin ve diğ., 2012b; Lustrino et al., 2010). Bu diyagramlarda düşey eksene oldukça uyumlu olan (Co, V, Ni, Sc ve Fe gibi) elementler, yatay eksene ise oldukça uyumsuz olan (ör. Rb ve Th gibi) elementlerin yerleştirilir. Veri noktalarının oluşturduğu trendler magma odalarında FC (aynı zamanda Rayleigh ayırımlaşması) veya magma karışımı süreçlerinin etkili olup olmadığını yansıtabilir. Kuramsal olarak FC ile kristallenme evrimini tamamlamış magmatik sistemlerde evrim geçirmiş olan lavların bu tür diyagramlar üzerindeki veri noktalarının parabolik eğriler üzerinde dizilmesi beklenir. Diğer taraftan bu tür diyagramlarda örnekler arasında doğrusal trendlerin oluşması, FC süreci ile değil magma karışımı veya magma odasında evrimleşmiş magmanın primitif bazaltik magmayla tazelenmesi veya iki farklı kaynaktan türemiş magmaların birbiriyle karışımı ile açıklanabilmektedir. Ayrıca FC süreçleri de, magmaların katılaşmasına kadar geçen zaman diliminde kristallenmenin (Rayleigh fraksiyonlanması) etkisini görebilmek amacıyla modellenebilir (bu yöntemin detayı ve kullanılan programlar Keskin, 2002'de verilmektedir). Bu çalışmalarda Rayleigh fraksiyonalleşme eşitliği olarak; $C_L=C_0.F^{(D-1)}$ kullanılmıştır ($C_L$ = İz elementin magma evriminin herhangi bir evresinde sıvıdaki konsantrastonu, $C_0$ = İz elementin primitif başlangıç magma bileşimindeki konstrasyonu, $F$ = Geriye kalan ergiyik % oranı, $D$ = Tüm kayaç ayrımlanma katsayısı). Her bir mineral topluluğunun herhangi bir element için tüm ayrımlanma katsayıları (Bulk partition coefficient: $D$), topluluktaki her mineralin o element için mineral-ergiyik ayrımlanma katsayısının (partition coefficient: $K_d$) o mineralin kaya içindeki % oranı ile çarpılması ve bunun farklı mineraller için yapılması ve ardından da tüm ağırlıklı değerlerin toplanması ile belirlenmiştir.

Yukarıda verilmiş olan eşitlik, farklı mineral bileşimlerine ve oranlarına sahip magmalar için teorik ayırımlaşma vektörlerinin modellenmesi ve bu teorik vektörler ile doğal örneklerin oluşturduğu trendler arasındaki ilişkinin ortaya çıkarılmasına olanak sağlar (Keskin, 2002;

Keskin ve diğ., 2008). Çalışma alanı içerisinde yüzeylenen volkanitlerin analizlerinden elde edilmiş jeokimyasal veriler ile fraksiyonel kristallenme işlemini araştırmak amacıyla ilk önce bazı minerallerle uyumlu ve uyumsuz elementler arasında log-log diyagramları oluşturulmuş ve daha sonra en iyi uyumu sergileyen bu iz element çiftleri için Rayleigh fraksiyonlanma eşitliği ile Keskin (2002)'nin FC-Modeler programı kullanılarak vektörel modellemeler oluşturulmuş ve FC eğrileri bu model sonuçlardan elde edilmiştir. Daha sonra ise tüm volkanitler için oluşturulmuş olan en uyumlu ve uyumsuz iz elementlerin kullanıldığı fraksiyonel kristallenmeyi gösteren normal-normal diyagramı kullanılmış ve üzerinde fraksiyonel kristallenme, magma tazelenmesi ve magma karışımı trendleri gösterilmiştir.

Çalışma alanındaki volkanikler için FC süreçleri, Rayleigh fraksiyonlanma vektörleri oluşturularak daha ayrıntılı test edilmiştir. Şekil 5.1'de verilen her bir vektör farklı mineral topluluklarının fraksiyonel kristallenme sürecini temsil edecek şekilde F'in (F: geriye kalan magma %'si) bir fonksiyonu olarak hesaplanıp diyagram üzerine iz düşürülmüştür. Kuramsal olarak Rayleigh fraksiyonel kristalenme sürecinden etkilenmiş olan volkanik örneklere ait uyumlu ve uyumsuz element çiftlerinin normal-normal eksenli diyagramlarda oluşturulabilecekleri trendler eğri şeklinde paraboliktir. Burada sunulduğu gibi eksenler logaritmik ölçeğe dönüştürüldüğünde, eğriler de vektörlere dönüşürler. Bu vektörlerin her birinin log-log diyagramlar üzerindeki konumu hassas bir şekilde o magmaların başlarından geçen fraksiyonel kristallenme süreçlerinde hangi bileşimde magmadan hangi minerallerin hangi yüzdelerde kristallendiklerini yansıtmaktadır. Minarel-ergiyik ayrımlanma katsayıları her bir element için http://earthref.org/ (GERM Parttition Coefficient (*Kd*) Database of Earth Reference Data and Models website) internet sitesinden, Rollinson (1993) ve Keskin (1994) den alınmış ve Tablo 5.1'de verilmiştir.

Şekil 5.1'de amfibol mineralinin kristallenmesinin belirlenmesi amacıyla Rb-Y diyagramı oluşturulmuştur. Y elementi amfibol için uyumlu (bazik magmalarda amfibol için $^{amf\text{-}sıvı}K_d^{Y} \sim$ 1.1, ortaç magmalar için ~3, asitik magmalar için ~ 7 ile 9 arasında) ama Rb elementi amfibol ile uyumsuzdur ($^{amf\text{-}sıvı}K_d^{Rb} \sim \leq 0.15$). Bundan dolayı teorik olarak giderek evrimleşen magmada amfibol kristallenmesi yoksa Rb artışıyla Y değerlerinde de yükselme gözlenmesi beklenir. Şekil 5.1 incelendiği zaman çalışma alanındaki volkanitlerin bir kısmının Y konsantrasyonunun kristallenme ilerledikçe azaldığı görülmektedir. Diyagramda $V_4$ de ortaç bir magmada %50 amfibol kristallenmesi, $V_5$ de ise asitik nitelikteki bir magmada % 10 luk bir amfibol

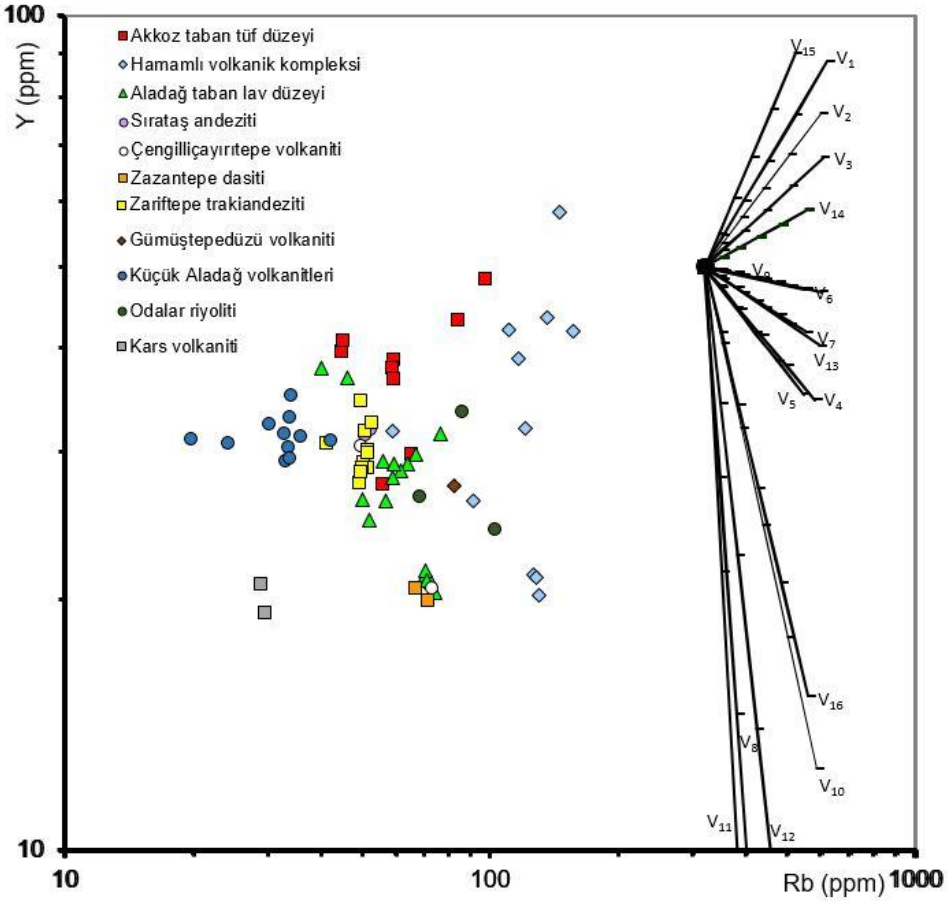
kristallenmesi sağlanmakta ve bu iki vektör negatif eğilimli trendlerden birini sağlamaktadır. Diğer bir negatif trendi, amfibol kristallenmesini, ortaç nitelikteki bir ergiyikte amfibol % 100 kristallenerek sağlamaktadır, $V_{10}$. Diğer bir vektör olarak ise $V_{16}$ asitik bir magmada % 20 lik bir amfibol kristallenmesi ile azalan Y konsantrasyonunu açıklayabilmektedir. Amfibol kristallenmesinin görüldüğü birimler ise Aladağ taban lav düzeyi lavlarının bir kısmı, Hamamlı volkanik kompleksi birimlerinin bir kısmı, Zazantepe dasiti, Gümüştepedüzü volkaniti, Zariftepe trakiandeziti lavarının bazıları ve Odalar riyoliti lavlarıdır. Petrografik çalışmaların da ışığında bakıldığında mineral parajenezi açısından amp + plg + opx + cpx + olv + snd den oluşan bir birliktelik olduğu söylenebilir. Erzurum-Kars Volkanik Platosu ve Ağrı dağı lavlarında görülen düşük Y serisi (Pearce ve diğ., 1990; Keskin, 1994; Keskin ve diğ., 1998; Keskin, 2007) çalışma alanında yer alan lavların bir kısmında da görülmektedir.

**Tablo 5.1:** Petrolojik modellemelerde kullanılan asitik-ortaç-bazik magma kompozisyonlarında Ba, Rb, Sr, Y, Th, Co, Lu elementleri için mineral-ergiyik ayrımlanma katsayıları (Partition coefficient: $K_d$). Amf-amfibol, Plj-plajiyoklas, Opx-ortopiroksen, Cpx-klinopiroksen, Olv-olivin, Grn-granat, San-sanidin, Bi-biotit, Grn-granat).

| *Magma kompozisyonu* | *Element* | *Amf* | *Plj* | *Opx* | *Cpx* | *Ol* | *Bi* | *San* | *Grn* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Ba | 0.96 | 0.23 | 0.013 | 0.026 | 0.0099 | 10 | 0.04 | 0.023 |
| | Rb | 0.15 | 0.3 | 0.2 | 0.1 | 0.0098 | 4.5 | 0.25 | 0.042 |
| | Sr | 0.8 | 4.4 | 0.1 | 0.15 | 0.01 | 0.25 | 3 | 0.012 |
| *Asidik* | Y | 9 | 0.15 | 1 | 2.5 | 0.01 | 0.8 | 0.13 | 9 |
| | Th | 0.16 | 0.03 | 0.13 | 0.15 | 0.12 | 0.31 | 0.02 | 0.0017 |
| | Co | 37 | 0.15 | 0.5 | 17 | 6.6 | 28.5 | 0.09 | 0.7 |
| | Lu | 0.43 | 0.06 | 0.42 | 0.56 | 0.016 | | | 11.9 |
| | Ba | 0.1 | 0.503 | 0.013 | 0.02 | 0.02 | 6 | 0.5 | 0.109 |
| | Rb | 0.13 | 0.13 | 0.025 | 0.06 | 0.035 | 3.2 | 0.18 | 0.01 |
| | Sr | 0.6 | 2.6 | 0.03 | 0.09 | 0.02 | 0.45 | 0.9 | 0.008 |
| *Ortaç* | Y | 3 | 0.06 | 0.45 | 1.2 | 0.01 | 0.45 | 0.1 | 11 |
| | Th | 0.14 | 0.02 | 0.1 | 0.1 | 0.02 | 0.15 | 0.01 | 0.1 |
| | Co | 1.77 | 0.07 | 6 | 5.5 | 1.81 | 4 | 0.01 | 1.8 |
| | Lu | 2 | 0.1 | 0.5 | 2 | 0.35 | 0.13 | 0.002 | 25 |
| | Ba | 0.044 | 0.36 | 0.003 | 0.131 | 0.0099 | 6.36 | 6.12 | 0.017 |
| | Rb | 0.1 | 0.05 | 0.003 | 0.035 | 0.002 | 2.5 | 0.01 | 0.009 |
| | Sr | 0.45 | 2 | 0.007 | 0.06 | 0.002 | 0.15 | 0.34 | 0.015 |
| Bazik | Y | 1.1 | 0.03 | 0.2 | 0.55 | 0.01 | 0.2 | 0.8 | 35 |
| | Th | 0.05 | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 0.0001 | 0.12 | 0.023 | 0.01 |
| | Co | 1.88 | 0.026 | 2.06 | 1.3 | 4.3 | 23 | 0.24 | 2.625 |
| | Lu | 4.53 | 0.062 | 0.9 | 1.54 | 0.016 | 0.185 | 0.006 | 29.6 |

Şekil 5.2'de ise Rb-Sr log-log diyagramı oluşturularak plajiyoklas mineralinin kristallenmesi modellenmiştir. Sr elementi plajiyoklas ile uyumludur (asitik magma içerisinde $^{plj\text{-}sıvı}K_{dSr} \sim 4.4$, ortaç magma içerisinde $^{plj\text{-}sıvı}K_{dSr} \sim 2.6$, bazik magma içerisinde $^{plj\text{-}sıvı}K_{dSr} \sim 2$) ve uyumluluk derecesi dolayısıyla $K_d$ değeri magma evrimleştikçe artar. Diyagramda, hemen hemen tüm örneklerde negatif bir eğilim görülmektedir. Eğilimin açıları plajiyoklas kristallenmesinin diğer

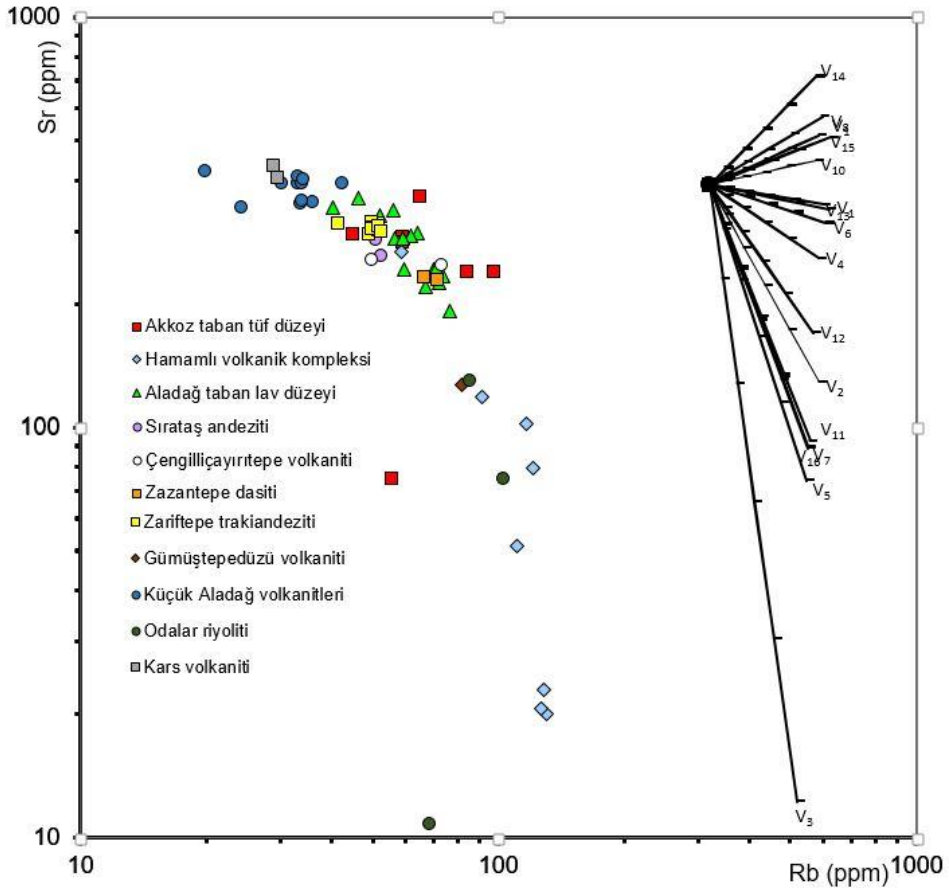
minerallere nazaran oranına göre değişmektedir. Volkaniklerin önemli bir kısmı daha düşük açılı olan negatif trend civarında toplanmıştır. Bu alanı $V_4$ temsil etmektedir. Ortaç nitelikte ergiyikte $amp_{.5}$+$plg_{.5}$ lik bir kristalizasyon bu alanı temsil edebilmektedir. Çoğu ortaç nitelikte lavlardan oluşan bu alan ~ % 50 oranında plajiyoklas kristallenmesi gerektirmektedir.




**Şekil 5.1:** Rb-Y log-log değişim diyagramları. Diyagram üzerindeki modellenmiş ve iz düşülmüş olan her bir vektör, Rayleigh kristallenmesine göre diyagram altında verilen mineral topluluklarının %50'ye kadar kristallenmesini temsil eder. $V_1$: $Plg_{.5}$ + $Cpx_{.3}$ + $Olv_{.2}$ (B); $V_2$: $Plg_{.5}$ + $Cpx_{.3}$ + $Olv_{.2}$ (I); $V_3$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (B); $V_4$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (I); $V_5$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.5}$ + $Opx_{.15}$ + $Cpx_{.15}$ + $Olv_{.05}$ + $Snd_{.05}$ (A); $V_6$: $Plg_{.6}$+$Cpx_{.4}$ (A); $V_7$: $Plg_{.4}$+$Opx_{.2}$+$Cpx_{.4}$ (A); $V_8$: $Amp_{.3}$ + $Plg_{.5}$ + $Cpx_{.1}$ + $Grn_{.1}$ (A); $V_9$: Amp (B); $V_{10}$: Amp (I); $V_{11}$: Amp (A); $V_{12}$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (A); $V_{13}$: $Amp_{.4}$ + $Plg_{.4}$ + $Opx_{.2}$ (I); $V_{14}$: $Plg_{.5}$ + $Opx_{.2}$ + $Cpx_{.2}$ + $Olv_{.1}$ (A); $V_{15}$: Plg (A); $V_{16}$: $Amp_{.2}$ + $Plg_{.4}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.3}$ (A). Vektörler üzerindeki *F* değerleri % 5 kristallizasyon aralaıklarına göre hesaplanmıştır. Amp: amfibol, Plg: plajiyoklas, Opx: ortopiroksen, Cpx: klinopiroksen, Olv: olivin, Grn: granat, Snd: sanidin, Bi: biotit.

Diyagramda daha asitik lavlara doğru negatif eğilim açısının arttığı ve plajiyoklas kristallenmesinin şiddetinin arttığı gözlenmektedir. Aladağ lavlarının daha asitik olanları ve Hamamlı volkanik kompleksinin bazı lavları $V_5$, $V_7$, $V_{11}$ ve $V_{16}$ vektörleri ile temsil edilen % 50 lik plajiyoklas kristallenmesine ihtiyaç duymaktadır. Devamında izleyen daha yüksek açılı

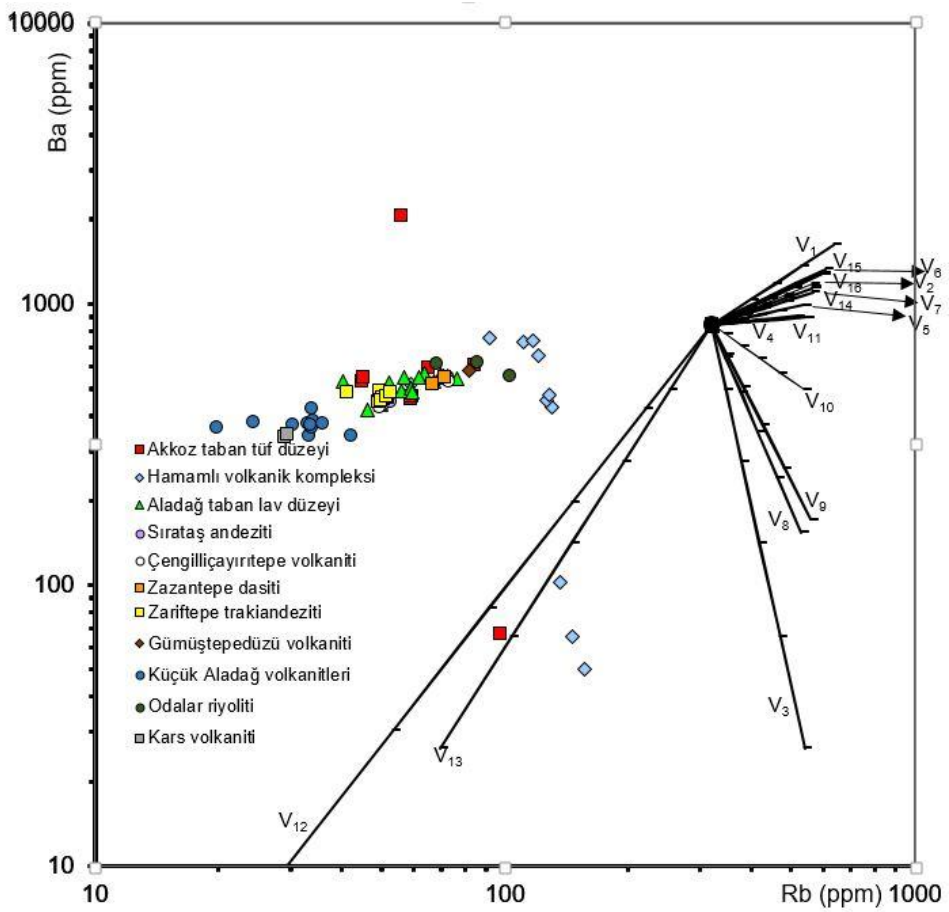
negatif eğilimli trend ise asitik nitelikli $V_3$ ile temsil edilen % 100 plajiyoklas kristallenmesi gerekmektedir. Hipotetik olarak oluşturulan bu vektör, buradaki plajiyoklas kristallenmesinin şiddetini göstermektedir. Mineral parajenezi açısından ise lavlar, amp + plg + opx + cpx + snd + olv mineral bileşiminden oluşmaktadır.




**Şekil 5.2:** Rb-Sr log-log değişim diyagramı. Diyagram üzerindeki modellenmiş ve iz düşülmüş olan her bir vektör, Rayleigh kristallenmesine göre diyagram altında verilen mineral topluluklarının %50'ye kadar kristallenmesini temsil eder. $V_1$: Plg (B); $V_2$: Plg (I); $V_3$: Plg (A); $V_4$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (I); $V_5$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (A); $V_6$: $Plg_{.5}$ + $Opx_{.5}$ (A); V7: $Plg_{.5}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.4}$ (A); $V_8$: $Amp_{.3}$ +$Plg_{.5}$ + $Cpx_{.1}$ + $Grn_{.1}$ (A); $V_9$: Amp (B); $V_{10}$: Amp (I); $V_{11}$: Amp (A); $V_{12}$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (A); $V_{13}$: $Amp_{.4}$ + $Plg_{.4}$ + $Opx_{.2}$ (I); $V_{14}$: $Plg_{.5}$ + $Opx_{.2}$ + $Cpx_{.2}$ + $Olv_{.1}$ (A); $V_{15}$: Plg (A); $V_{16}$: $Amp_{.2}$ + $Plg_{.4}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.3}$ (A). Vektörler üzerindeki *F* değerleri % 5 kristallizasyon aralıklarına göre hesaplanmıştır. Amp: amfibol, Plg: plajiyoklas, Opx: ortopiroksen, Cpx: klinopiroksen, Olv: olivin, Grn: granat, Snd: sanidin, Bi: biotit.

Şekil 5.3'de Rb-Ba log-log değişim diyagramı oluşturulmuştur. K-feldispat minerali ile uyumlu olan Ba elementi, uyumsuz element olarak Rb ile ikili değişim diyagramı izdüşülmüş ve Rayleigh fraksiyonel kristallenme vektörleri bu diyagramda yer almıştır. Diyagramda

görüleceği üzere, Hamamlı volkanik kompleksinin ileri derecede evrimleşmiş lavları ve Akkoz taban tüf düzeyinin ignimbirit örneği hariç tüm örnekler pozitif trend göstermektedir. Pozitif Ba serisi bu volkanitlerde bir K-feldispat kristallenmesi olmadığını göstermektedir. Yüksek Ba serisi ile paralellik gösteren vektörler temsilci özellik göstermektedirler. Diğer yandan Hamamlı volkanik kompleksi örneklerinin önemli bir kısmı şiddetli bir şekilde negatif trend gösteren düşük Ba serisi trendi sergilemektedirler. Bu eğilimi $V_3$ ile % 100 sanidin kristallenmesi sağlamaktadır.



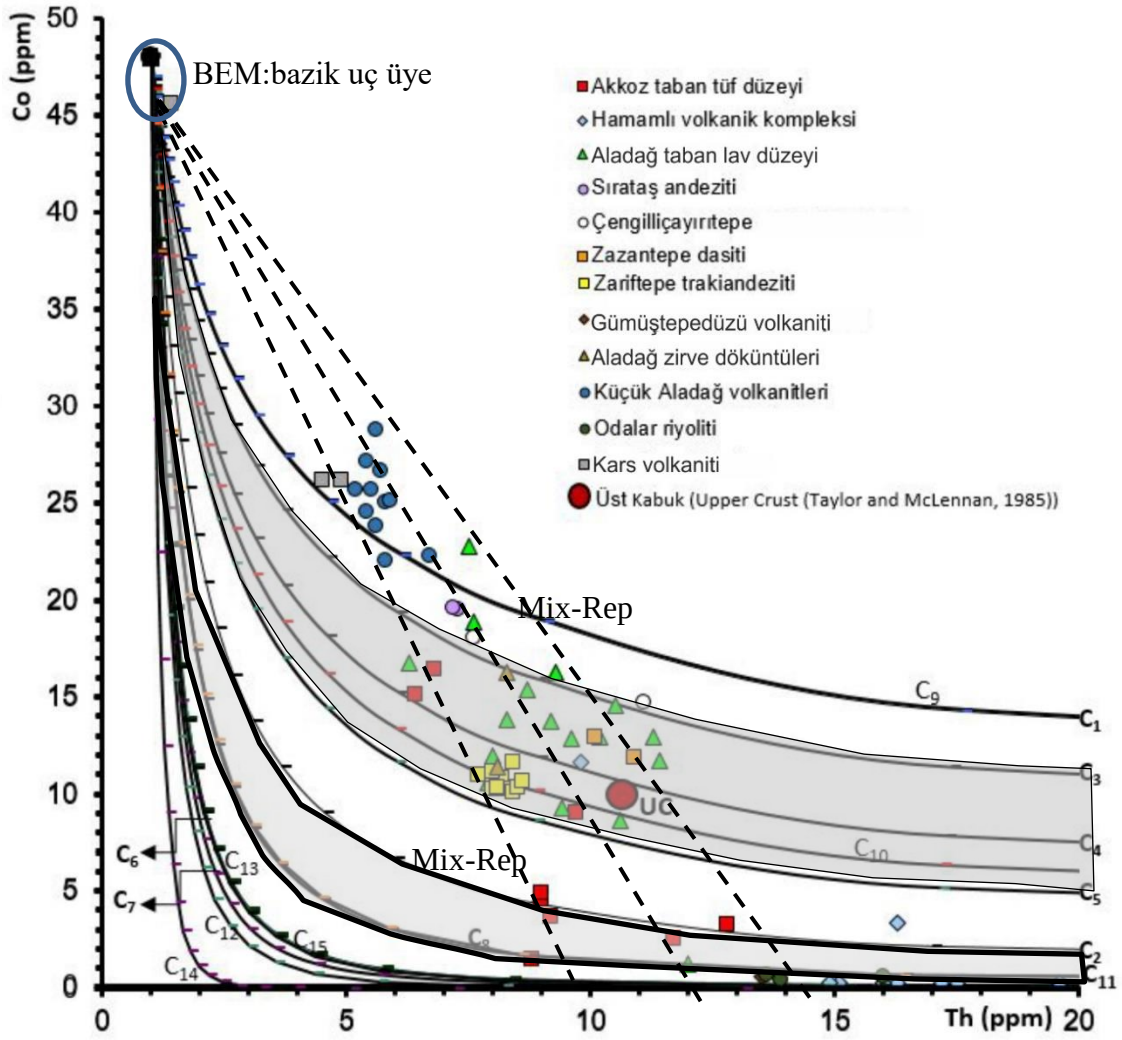

**Şekil 5.3:** Rb-Ba log-log değişim diyagramı. Diyagram üzerindeki modellenmiş ve iz düşülmüş olan her bir vektör, Rayleigh kristallenmesine göre diyagram altında verilen mineral topluluklarının %50'ye kadar kristallenmesini temsil eder. $V_1$: Snd (A); $V_2$: Snd (I); $V_3$: Snd (B); $V_4$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.5}$ + $Opx_{.15}$ + $Cpx_{.15}$ + $olv_{.05}$ + $Snd_{.05}$ (A); $V_5$: $Amp_{.05}$ + $Plg_{.75}$ + $Opx_{.05}$ + $Cpx_{.1}$ + $Olv_{.05}$ (A); $V_6$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.6}$ + $Opx_{.1}$ + $Olv_{.05}$ + $Snd_{.05}$ (A); $V_7$: $Amp_{.4}$ + $Plg_{.3}$ + $Opx_{.05}$ + $Cpx_{.2}$ + $Grn_{.05}$ (A); $V_8$: $Plg_{.5}$ + $Snd_{.5}$ (A); $V_9$: $Amp_{.5}$ + $Snd_{.5}$ (A); $V_{10}$: $Amp_{.1}$ + $Plg_{.5}$ + $Opx_{.1}$ + $Cpx_{.1}$ + $Snd_{.2}$ (A); $V_{11}$: Plg (A); $V_{12}$: Bio (I); $V_{13}$: Bio (A); $V_{14}$: $Plg_{.5}$ + $Opx_{.3}$ + $Olv_{.2}$ (A); $V_{15}$: $Amp_{.5}$ + $Plg_{.5}$ (B); $V_{16}$: Cpx (A). Vektörler üzerindeki F değerleri % 5 kristallizasyon aralaıklarına göre hesaplanmıştır. Amp: amfibol, Plg: plajiyoklas, Opx: ortopiroksen, Cpx: klinopiroksen, Olv: olivin, Grn: granat, Snd: sanidin, Bi: biotit.

Sahada yüzeyleyen bütün volkanik birimlerin incelenmesinde petrografik ve jeokimyasal stratigrafik kesitten elde edilen bulgulara göre ve kurgulanan FC modellenmelerine göre ek olarak magma odasında gerçekleşen prosesleri, özellikle de magma tazelenmesi ve fraksiyonel kristallenme süreçlerini incelemenin bir diğer önemli yolu daha vardır. Bu yöntem, uyumlu ve uyumsuz element çiftleri için oluşturulmuş değişim diyagramları üzerinde veri noktalarının oluşturduğu trendlerin ve ayrımsal kristallenme modelleri ile üretilen teorik trendlerin incelenmesidir (bu yöntemin magma tazelenme işleminin ortaya konmasında etkin bir araç olarak kullanılabileceği Keskin ve diğ., (2008) tarafından anlatılmaktadır).

Bu diyagramlarda ileri derecede uyumlu oldukları bilinen Co, V, Sc, Fe elementleri düşey eksene (y), Zr ve Th gibi ileri derecede uyumsuz elementler ise yatay eksene yerleştirilerek diyagramlar üretilir ve lav serilerinin oluşturdukları trendler gözlemlenir. Şekil 5.4 de magma kristallenme evriminde ilk kristalleşen mineraller için oldukça uyumlu olan Co elementi ve oldukça uyumsuz gözlenen Th elementi seçilmiştir. Co demir ve magnezyumca zengin olivin, klinopiroksen, ortopiroksen, amfibol, biyotit ve granat için ayrıca oksit minerallerinden magnetit için oldukça uyumlu (compatible) yani $K_d$ değeri 1'in üzerindedir ve ayrıca magmada $SiO_2$'nin artışı ile bu değer giderek artar. Minerallerin bünyesine magmaya nazaran daha yüksek konsantrasyonlarda giren Co'in konsantrasyonu, bu nedenle $SiO_2$ arttıkça sürekli olarak azalır. Diğer taraftan Co plajiyoklas ve K-feldispat mineralleri ile oldukça uyumsuzdur. Th ise asitikten baziğe lav kompozisyonları için en son evrede kristallenebilen birkaç aksesuar mineral (ör. allanit gibi) dışında bütün mineraller ile uyumsuz (incompatible) bir elementtir. Bu tür aşırı uyumlu ve uyumsuz element çiftlerinin birbirlerine karşı izdüşüldükleri normal-normal grafikler üzerinde FC işlemi ile evrim geçiren lavlar tipik bir eğri çizerler. Uyumlu ve uyumsuz elementlerin $K_d$ değerleri arasindaki fark arttıkça eğrinin kavisi de artar, fark azaldıkça eğrinin kavisi azalır. İki elementin $K_d$ değerleri eşit olduğunda ise bir doğruya dönüşür. Diğer taraftan magma karışımı işlemi bu tür bir diyagram üzerinde her zaman doğrusal trendler oluşturur (Keskin ve diğ., 2008).

Bu nedenlerden dolayı çok uyumlu ve uyumsuz bu iki elementin birbirine karşı izdüşüldüğü diyagramlar üzerinde Rayleigh fraksiyonlanma işleminin farklı mineral kombinasyonları için modellenmesi ve gerçek lav serilerinin oluşturduğu trendlerle karşılaştırılması yöntemi, sahada yüzeyleyen volkanitlerin evriminde fraksiyonel kristallenme ve magma karışımı işlemlerinin

hangisinin etkin olduğu, bu iki işlemin birlikte olup olmadığı ve eğer öyleyse bağıl önemleri konusunda çok değerli kanıtlar üretebilecek niteliktedir.




**Şekil 5.4:** Co-Th normal-normal değişim diyagramı. Diyagram üzerindeki modellenmiş olan her bir eğiri, Rayleigh kristallenmesine göre diyagram altında verlen mineral topluluklarının kristallenmesini karakterize edecek şekilde hesaplanmış ve diyagrama iz düşürülmüştür. Eğriler üzerindeki *F* değerleri % 5 kristalizasyon aralıklarına göre hesaplanmıştır. $C_1$: $Amp_{.1} + Plg_{.77} + Opx_{.05} + Cpx_{.08}$ (I); $C_2$: $Amp_{.14} + Plg_{.65} + Opx_{.05} + Cpx_{.15} + Grn_{.01}$ (I); $C_3$: $Amp_{.05} + Plg_{.7} + Opx_{.07} + Cpx_{.1} + Olv_{.08}$ (I); $C_4$: $Amp_{.1} + Plg_{.7} + Opx_{.05} + Cpx_{.1} + Olv_{.05}$ (I); $C_5$: $Amp_{.07} + Plg_{.53} + Opx_{.1} + Cpx_{.1} + Olv_{.05} + Snd_{.13} + Grn_{.02}$ (I); $C_6$: $Amp_{.1} + Plg_{.4} + Opx_{.1} + Cpx_{.3} + Olv_{.1}$ (I); $C_7$: $Amp_{.15} + Plg_{.39} + Opx_{.1} + Cpx_{.3} + Olv_{.05} + Grn_{.01}$ (I); $C_8$: $Amp_{.1} + Plg_{.5} + Opx_{.15} + Cpx_{.15} + Olv_{.05} + Snd_{.05}$ (I); $C_9$: Amp.1 + $Plg_{.77} + Opx_{.05} + Cpx_{.08}$ (I); $C_{10}$: $Amp_{.1} + Plg_{.64} + Opx_{.08} + Cpx_{.08} + Olv_{.05} + Snd_{.05}$ (I); $C_{11}$: $Amp_{.25} + Plg_{.6} + Opx_{.1} + Cpx_{.05}$ (I); $C_{12}$: $Amp_{.15} + Plg_{.35} + Opx_{.1} + Cpx_{.35} + Olv_{.05}$ (I); $C_{13}$: $Amp_{.1} + Plg_{.4} + Opx_{.1} + Cpx_{.3} + Olv_{.1}$ (I); $C_{14}$: $Amp_{.9} + Grn_{.1}$ (I); $C_{15}$: $Amp_{.5} + Plg_{.5}$ (I). Amp: amfibol, Plg: plajiyoklas, Opx: ortopiroksen, Cpx: klinopiroksen, Olv: olivin, Grn: granat, Snd: sanidin, Bi: biotit.

Co-Th diyagramında en primitif uç üye bileşimi olarak 15 OD 81 nolu saha dışında alınan Kars bazalt platosunun tipik bazaltik lavına yakın bir kompozisyon alınmıştır ve bu lavdan itibaren farklı mineral topluluklarını ve farklı magma tiplerini karakterize edecek şekilde 15 adet Rayleigh kristallenme eğrisi modellenmiştir. Her bir eğrinin çizilmesinde Şekil 5.4 şekil altyazısında verilmiş olan mineral toplulukları ve Tablo 5.1'de Co ve Th için verilmiş olan ayrımlanma katsayıları ($K_d$) kullanılmıştır. Mineral-ergiyik ayrımlanma katsayıları her bir element için http://eartfref.org (GERM Partition Coefficient ($K_d$) Database of Earth Reference Data and Models website), Rollinson (1993) ve Keskin (1994)'den alınmıştır.

Şekil 5.4'deki diyagram incelendiğinde volkanitlerin Kars volkanitine benzer bazaltik lavlardan başlayıp Hamamlı volkanik kompleksi, Odalar riyoliti ve Akkoz taban tüf düzeyinin asitik-ortaç lavlarına karşılık gelen $C_3$, $C_4$, $C_5$ ve $C_{10}$ ve $C_2$, $C_8$ ve $C_{11}$ eğrileri ile temsil edilen evrimleşen davranışları sergilemişlerdir. İki evrimleşme davranışı hakim görülmektedir; ilki asitik lavlarla temsil edilen Akkoz taban tüf düzeyi, Hamamlı volkanik kompleksi, Aladağ taban lav düzeyinden bir örnek $C_2$, $C_8$ ve $C_{11}$ ile temsil edilen evrimleşme eğrileri üzerine iz düşmektedirler (Şekil 5.4). Diğer grup ise Küçük Aladağ volkanitleri, Aladağ taban lav düzeyi lavlarının bir kısmı dışında kalan birimlerin tamamı $C_3$, $C_4$, $C_5$, $C_{10}$ ile temsil edilen evrimleşme eğrileri üzerine iz düşmüşlerdir. Bu eğrilerin içerdikleri mineral kombinasyonu baskın olarak plajiyoklas (% 50 - % 65 arasında) ve daha az olarak amfibol, klinoproksen, ortopiroksen çok daha az oranda sanidin, granat ve olivinden oluşmaktadır. Örnek yoğunluğu açısından daha fazla sayıda örneği içine alan ortaç nitelikli ergiyiğin mineral kombinasyonu ise plajiyoklas ( %53 - % 70) daha az amfibol, klinopiroksen, ortopiroksen, olivin daha da az oranda granat ve sandinden oluşmaktadır.

Şekil 5.4'de dikkatlice bakıldığında, her bir birim kendi içerisinde fraksiyonel kristallenme eğrileri üzerine iz düşüp FC eğilimi sergilerken, sahada yüzeylenen tüm örnekler beraber ele alındığında ileri derecede uyumlu ve uyumsuz elementlerden oluşan diyagramda herhangi bir eğriyi takip etmek yerine, doğrusal negatif trendler üzerinde dizilen örnekler görülür. Diyagram üzerinde doğrusal bu trendlerden üç adet bulunmaktadır. Bunlardan birincisi yaklaşık primitif plato lavları bileşiminden başlayıp Akkoz taban tüf düzeyinin asitik ürünlerine, diğeri Aladağ taban lav düzeyinin dasitik lavına, diğeri ise Hamamlı volkanik kompleksinin riyolitik lavlarına doğru yönelir. Uyumlu ve uyumsuz elementlerin bulunduğu bu diyagramda bu doğrusal eğilimler, tümüyle FC süreci ile açıklanamazlar; volkanizma sürecinde mixing ve/veya AFC

süreçlerinin de sorumlu olabileceği işaretler verirler. Diyagram üzerine iz düşürülmüş örneklerin üst kıtasal kabuk (UC, Taylor ve McLennan, 1985) değerlerine doğru yönelim sergilememektedir. Bu açıdan, bu doğrusal eğilimler AFC'den ziyade magma karışımı (mixing) süreçlerinin daha etkin bir şekilde sorumlu olabileceğini göstermektedir. Bölüm 4.5'de jeokimyasal stratigrafi bahsinde değinilen jeokimyasal stratigrafik kesitte (Şekil 4.85), Akkoz taban tüf düzeyinden Kars bazalt platosu lavlarına kadar üç kere magma odasına ilksel nitelikli ergiyik girişi gerçekleştiğini, fraksiyonel kristallenme süreçlerinde evrimleşen silikanın, tekrar geri dönüşlerle azaldığı görülmektedir. Tipik bir fraksiyonel kristallenme sürecinde $SiO_2$ in zaman içerisinde artış gösterip, bazikten asitiğe doğru değişmesi gerekir. Kimi periyotlarda $SiO_2$'in geriye çekilmesi ya da azalması, bunun yanında MgO, CaO ve Co daki artışlar magma odasına kendinden daha az evrimleşmiş ya da evrimleşmemiş lavların girişi yani magma karışımı ya da magma tazelenmesi ile açıklanabilir. Bazik uç üye (BEM) ile evrimleşmiş lavlar arasındaki doğrusal negatif trendler üzerinde dizilen örneklerde, Aladağ Taban lav düzeyi örneklerinin andezitik örnekleri, Gümüştepedüzü tüf ve riyolitinden sonraki volkanizmanın ürünü olan Küçük Aladağ volkanitleri Aladağ volkanizmasında bazik uç üyeye yakın bir ergiyiğin magma odasında evrimleşmiş magmayı beslemesi ile ortaya çıkmış ürünlerdir. Volkanizmanın son evresine doğru ise Odalar riyolitinden sonra bazik nitelikli magmatizma baskın olmuş, ya büyük oranda tazelenmiş ya da mantodan türemiş bazik magmalar kabukta beklemeden ve evrimleşemeden doğrudan yüzeye hızla ulaşmıştır..

## 5.2. KABUKSAL KİRLENME SÜREÇLERİNİN MODELLENMESİ

Çalışma alanında yüzeyleyen volkanitlerin üzerinde gerçekleştirilen saha, petrografi, jeokimyasal ve Keskin (1994) ve Keskin ve diğ. (1998)'de yayınlanmış olan izotopik çalışmalar, platoyu oluşturan volkanizmanın ürünlerinin magmatik evriminde fraksiyonel kristallenme, kimi lavlarda ise magma karışımı süreçlerinin de etkili olduğu gösterilmiş, bu süreçler bir önceki bölümde detaylı olarak tartışılmıştır. Bunun yanı sıra özellikle jeokimyasal ve izotopik verilerin değerlendirilmesi ile elde edilen veriler, bahsedilen süreçlerin yanı sıra kıtasal kirlenmenin de magmaların evriminde önemli rol oynamış olabileceğini göstermektedir.

Doğu Anadolu bölgesinde son 20 yılda yapılan jeofizik çalışmalar bölgenin kabuk yapısının fiziksel özellikleri açısından önemli bilgiler üretmiştir. Bölgenin kuzeyindeki kıtada kabuğun ortalama 50 km kalınlıkta olduğu görülmüştür (Zor vd diğ., 2003). Bu kabuksal kalınlık,

Arabistan plakası ile Avrasya plakası arasındaki çarpışmayla ilişkili olarak bölgenin yükselmesi (günümüze kadar yaklaşık 2 km: Şengör ve Kidd, 1979; Dewey ve diğ, 1986) ve bölgesel bir kubbe şekli kazanıp kalınlaşması ile ilişkilidir. Pontid kıtasının kabuk yapısının çeşitli kaya gruplarından oluşmuş olması, iz element ve izotopik çalışmaların eksikliği, Üst Kretase'den Kuvaterner'e devam eden yoğun magmatizmanın ne tür bir kabuk malzemesinden etkilenmiş olabileceği konusunda net bir bilgi elde edilmesini olanaksız hale getirmektedir. Taylor and McLennan (1985) ve Rudnick ve Gao (2003) ortalama Üst Kıtasal Kabuğun sedimenter ve buzul çökelleri ile felsik magmatik kayaçlardan oluştuğunu, derin kabuğun ise orta kabuk ve alt kabuktan meydana geldiğini ve amfibolit ve/veya granülit fasiyesi koşullarda metamorfize olmuş kayaç gruplarından ve mafik magmatik kayaçlardan oluşabileceğini belirtmişlerdir. Bu açıdan Pontid kıtasal kabuğuna dair değerler alınırken Taylor ve McLennan (1985) ve Rudnick ve Gao (2003) tarafından önerilmiş ortalama kabuksal bileşimlerin jeokimyasal ve izotopik oranlarına benzerlik göstereceği düşünülmektedir.

Platoyu ve Aladağ stratovolkanını oluşturan volkanitlerin çoklu iz element örümcek diyagramlarında LIL elementler açısından belirgin zenginleşmeler görülmesi, bu volkanizma etkinliklerini oluşturan magma odalarında fraksiyonel kristallenmeye eşlik eden asimilasyon süreçlerinin etkili olabileceğini ve hatta yitim bileşiminin bir bölümünden sorumlu olabileceğini göstermektedir

Genel bir yaklaşım açısından bakıldığında, biri kıtasal kabukta, diğeri ise magmada zenginleşen bazı uyumsuz iz element çiftlerinin oranları, AFC işleminin varlığı ve derecesinin araştırılması için önemli ipuçları sağlar. Özellikle manto kökenli magmaların (örneğin MORB'dan veya OIB tipi zenginleşmiş kaynaklardan türemiş alkali bazaltik magmaların) Rb/Th, Ta/Zr, K/Nb oranları, kıtasal kabuktaki oranlarına göre daha düşüktür. Primitif magma bileşiminden başlayarak magma odası süreçleri ile evrimleşerek farklılaşan lav türlerinden kıtasal kabukta daha yüksek konsantrasyonlarda bulunan bazı iz elementlerin diğer elementlerinkine nazaran belirgin bir şekilde yükselmesi, kıtasal asimilasyon etkilerini yansıtabilmekte ve bu elementler asimilasyonun derecesini belirlemek üzere petrolojik modellemelerde kullanılabilmektedir.

AFC ve magma karışım süreçlerinin magmaların evrimindeki etkisinin derecesini belirlemeye yönelik petrolojik modelleme çalışmaları, bazı araştırmacıların literatürde sunmuş oldukları

eşitlikleri kullanılarak modellenebilir ve böylece magma-kabuk etkileşiminin derecesine yaklaşım yapılabilir.

Sıcak magma kütlelerinin soğuk kabuğa ısı transfer etmeleri sonucunda magmaların kendilerini çevreleyen kabuğu eriterek asimile edebilecekleri bilinen bir süreçtir (DePaolo, 1992; Kuritani ve diğ., 2005). 1980'li yıllardan bu yana yapılan jeokimyasal ve izotopik çalışmalar, mantodan türeyerek kabuğa yerleşmiş magma kütlelerinin evriminde fraksiyonel kristallenme ile birlikte asimilasyonun da önemli bir süreç olduğunu göstermiştir. Magmaların evriminde AFC süreçlerinin yanı sıra açık magmatik sistemlerde magma karışımı veya tazelenmesi süreçlerinin de etkili olabildiği bilinmektedir (Aitcheson ve Forrest, 1994; Spera ve Bohrson, 2001; Bohrson ve Spera, 2001). Fraksiyonel kristallenmeye eşlik eden kabuksal kirlenme (AFC) veya magma tazelenme süreçlerinin magma sistemini ne ölçüde etkilediğini DePaolo (1981), Aitcheson ve Forrest (1994), Spera ve Bohrson (2001) ve Bohrson ve Spera (2001) gibi araştırmacılar tarafından önerilmiş eşitliklerle modellemek mümkündür. Bu modellemelerden her üçü de bu çalışmada kullanılmış ve aşağıda tartışılmıştır.

### 5.2.1. DePaolo (1981) eşitliklerine göre AFC süreçlerinin modellenmesi

DePaolo (1981)'in AFC modelleme sistematiğinde Rb, Th, Ta, Nb ve Zr iz element konsantrasyonları ve Ta/Zr, Nb/Zr ve Rb/Th iz element oranları ile Nd, Sr ve $\delta^{18}O$ izotopik oranları sık kullanılan değerlerdir. Ta, Nb ve Rb kıtasal kabukta çoğu primitif magmaya nazaran çok daha yüksek konsantrasyonlarda bulunurlar. Bu nedenle kıtasal kabuğun asimilasyonu Ta/Zr, Nb/Zr ve Rb/Th oranları üzerinde arttırıcı bir etkiye sahiptir, kristallenmede ise söz konusu oranlar çok az değişir. Yukarıda belirtilen iz elementler asit magmalardan kristallenen bazı aksesuar minerallerde yer alan Zr ve Th ile yine asit magmadan kristallenen biyotitte yer alan Nb dışında çoğu magmadaki mineraller ile uyumsuz olduklarından ($D$<1) magmanın evrimleşmesi sırasında fraksiyonel kristallenme ile sürekli artış eğilimindedirler. Petrografik çalışmaların sonuçları ve iz element değişimleri de bu minerallerin çalışma alanındaki lavların magma odası evrimlerinde çok önemli olmadıklarını göstermiştir. Bunlar alterasyon sonuçlarından da fazlaca etkilenmezler. Rb, Zr ve Th gibi elementler modellemelerde ayrımlaşma indisi (fractionation index) olarak kullanılırken yatay eksene iz düşürülmektedirler. Rb/Th, Ta/Zr ve Nb/Zr iz element oranları ise asimilasyon indisi olarak kullanılmaktadır.

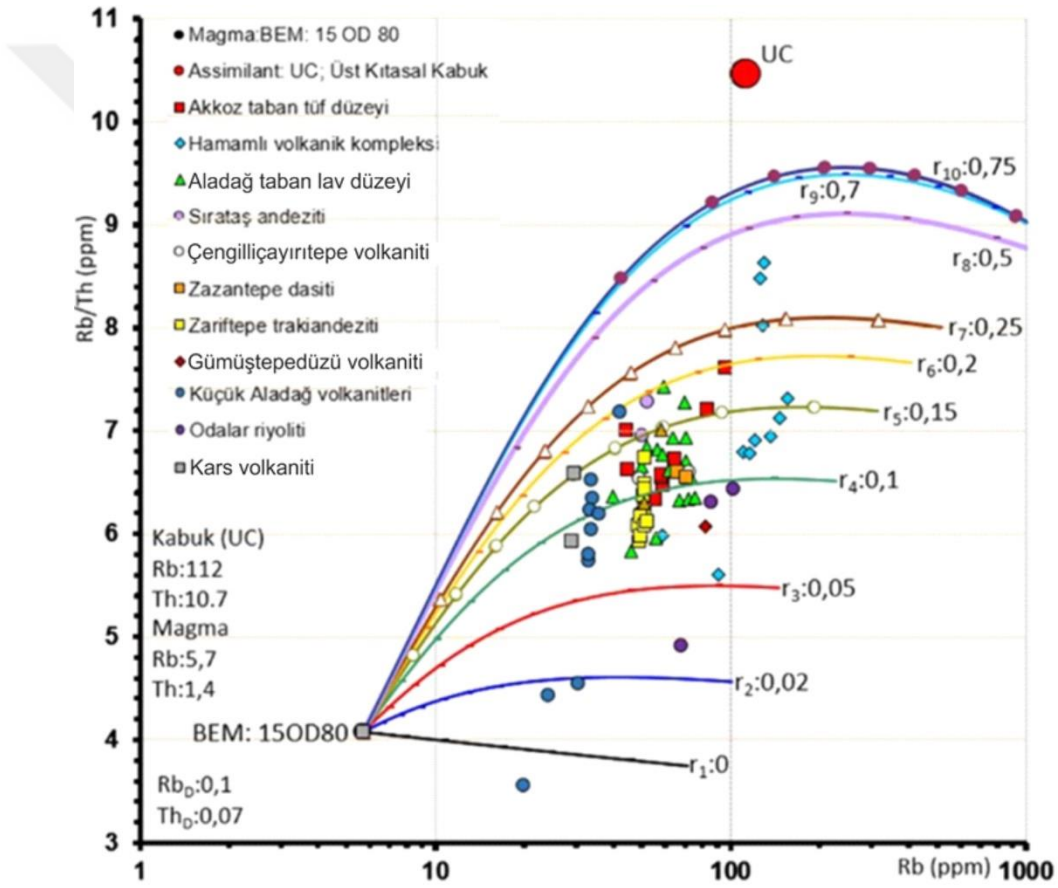
Bu çalışmada yukarıda teorik olarak anlatılan AFC modelleme sistematiği, DePaolo (1981) eşitlikleri ve AFC-Modeler (Keskin, 2013) programı kullanılarak uygulanmıştır.

DePaolo (1981) eşitliklerine göre çalışma sahası içerisinde yer alan tüm volkanik birimlerin beraber ele alındığı AFC modeline ait grafik Şekil 5.5'de verilmiştir. Bu volkanitler için primitif uç üye olarak 15 OD 80 numaralı örnek Kars volkanitinin bazalt örneği tipik temsilcilerinden biri olarak belirlenmiştir. Erzurum-Kars Volkanik Platosu ve Ağrı Dağı'na bakıldığında bölgesel açıdan dalma batma ve çarpışma evrelerini içine alan süreçte püskürmüş olan örnekler arasında yakın bölgede kalkalkali bir lav olarak bazaltik uç üye özelliği göstermektedir.

Plato ve Aladağ'ı oluşturan volkanizmanın ürünlerinde DePaolo (1981)'in kapalı sistemler için önerdiği eşitlikler ile modelleme yapıldığında, Rb elementi ayrımlanma indisi, Rb/Th oranı ise asimilasyon belirteci olarak seçilmiştir. Rb asit magmalarda biyotit tarafından kuvvetli bir şekilde tutulabilse de, biyotitin çalışma sahasındaki volkanikler için büyük önem taşımadığı petrografik çalışmalardan bilinmektedir. Bu mineral sadece Odalar riyolitinin 16 OD 178 lavında görülmüştür. Jeokimyasal olarak ise Akkoz taban tüf düzeyinde 16 OD 158 numaralı dasitik ignimbirit örneği Rb da düşüş göstermektedir. Tüm serilerde Rb zaman içerisinde artan bir eğilime sahiptir. Şekil 5.5'de r değerleri 0 ile 0.75 arasında değişen ve birbirinden farklı 10 adet teorik eğri modellenerek iz düşürülmüştür. Ayrıca bu grafike magma ile asimilant uç bileşenler arasında magma mixing trendi de modellenerek iz düşürülmüştür. Grafiklerden görüleceği üzere Akkoz taban tüf düzeyi ürünleri için *r* değerleri 0,09 ile 0,2 arasında kalmaktadır. Örneklerin çoğunluğunun *r* değerleri 0,1 ile 0,14 arasında yer almaktadırlar. Sahada asitik lav, tüf ve piroklastiklerle temsil edilen Hamamlı volkanik kompleksinin *r* değerleri 0,06 ile 0,35 arasında değişmekte olup, örneklerin yarısı 0,11 ile 0,16 arasında kalmaktadır. Asimilasyon oranları en yüksek örnekler bu seri içerisinde kalmaktadırlar. Yüksek olanlardan biri (*r*: 0,35) 15 OD 72 riyolit, diğeri (*r*: 0,34) 15 OD 69 perlit, 15 OD 70 obsidyen örneğine ait *r* değeri 0,24'dür. Aladağ stratovolkanının Aladağ taban lav düzeyinin ortaç andezit-dasit lavlarının *r* değerleri 0,06 ile 0,19 arasında değişmektedir, örneklerinin *r* değerleri 0,11 ile 0,14 arasına yer almaktadırlar. Sırataş andeziti örneklerinin asimilasyon derecesi Aladağ taban lav düzeyine göre kısmen artmaktadır (*r*= 0,15-0,19). Çengilliçayırıtepe andezit ve dasitinin iki adet örneği 0,11 değerine sahiptir. Zazantepe dasiti örnekleri *r*= 0,11 ve 0,12'dir, sırasıyla. Zariftepe trakiandezitinin *r* değerleri 0,07-0,13 arasındadır. Gümüştepedüzü volkaniti

0,07, Aladağ zirve dökünteleri 0,09-0,15, Küçük Aladağ volkanitleri 0,01 ile 0,2, Odalar riyoliti 0,03-0,09 ve Kars volkanti 0,09 ile 0,15 arasındadır.

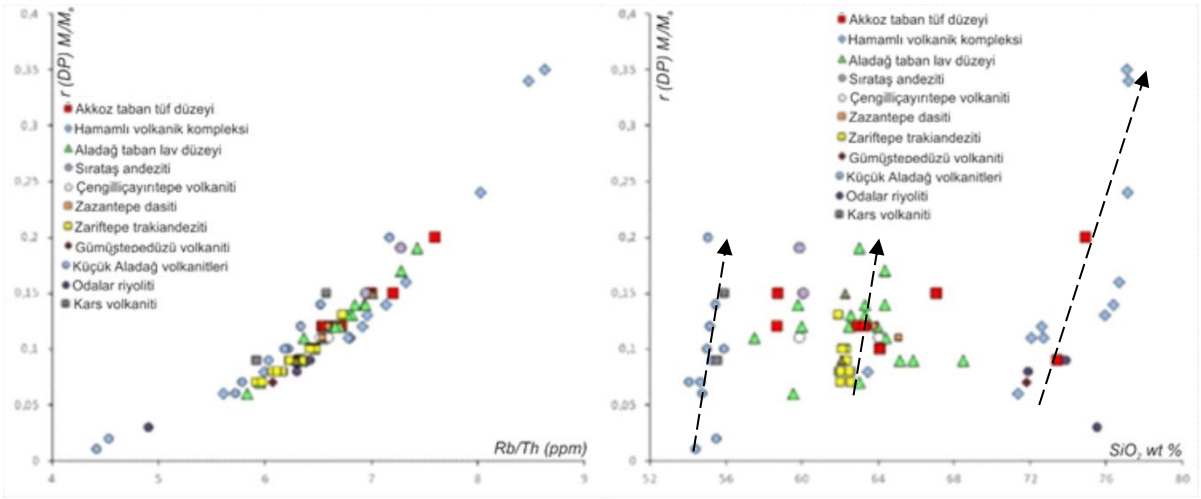
Detayları ile verilen volkanitlere dikkatli bakıldığında birimlerin kısmen asimilasyondan etkilendikleri, Hamamlı volkanik kompleksi riyolitik lavı, obsidyen ve perlit üyeleri, Akkoz taban tüf düzeyi'nin ignimbiritik üyesi gibi kimi ürünlerde yüksek ($r$> 0,20) asimilayon dereceleri görülmektedir. Asimilasyona oranla fraksiyonel kristallenme (FC) ve magma karışımı (mixing) proseslerinin etkilerinin Aladağ ve çevresindeki volkanik sistem için daha etkin olduğu anlaşılmaktadır.




**Şekil 5.5:** AFC-Modeler programı (Keskin, 2013) ile volkanikler için DePaolo (1981)'in eşitliklerine göre hazırlanmış AFC model grafiği. *F* değerleri soldan sağa doğru artacak şekilde 0,1 aralıklarla çizilmiştir.

Şekil 5.6a'da volkanitlerin her bir lav örneği için DePaolo (1981) eşitliklerine göre elde edilmiş *r* değerlerine karşı asimilant indisi olarak kullanılmış Rb/Th değerleri iz düşülmüştür. Bu diyagramda *r* değerlerinin Rb/Th değerlerinin artışıyla pozitif eğilimler sergiledikleri görülmektedir. Şekil 5.6b'de ise *r* değerlerine karşı $SiO_2$ değerleri iz düşürülerek bu diyagram

elde edilmiştir. Diyagramda görüleceği üzere özellikle Hamamlı volkanik kompleksine ait ürünlerde silikanın dar bir alanda değişimine karşılık *r* değerlerinde şiddetli bir artış gözükmektedir. Hamamlı volkanik kompleksinin ileri derecede evrimleşmiş lavlarında AFC süreçlerinin etkili olduğu gözlenmektedir. AFC sürecinin bir sonucu olarak Küçük Aladağ volkanitlerinde ancak *r* değerleri bir miktar küçük olarak görülmektedir ancak F değerlerinin küçüklüğünden kaynaklı asimilasyon trendi göstermektedir. Aladağ taban lav düzeyinde de benzer bir davranış sergilenmektedir. Magma odası proseslerinden biri olan asimilasyon prosesinin kimi lavlarda daha etkili olduğu da diyagramlardan görülmektedir.




**Şekil 5.6:** a) Volkaniklere ait *r* ve Rb/Th değerleri için oluşturulumuş diyagram. b) Volkaniklerin *r* ve $SiO_2$ değerleri ile oluşturulmuş diyagram (*r* için DP: DePaolo (1981)'e göre hesaplanmış değerler).

Kısaca, volkanizmanın başlangıcında etkili olmuş olan Hamamlı volkanik kompleksinin, magma odasında evrimleşmiş lavlarında üst kabuğun özümsenmesi sonucunda AFC değerlerinde yükseklik göze çarpmaktadır. Bunun yanında Bölüm 4.5 ve 5.1 de değinildiği üzere Küçük Aladağ volkanitlerindeki magma tazelenmesi (replenishment) sonucunda rezervuardaki magma sıcaklığı artmış olmalıdır. Sıcak magmaların kabuğu daha yüksek miktarda özümsemesi nedeniyle Küçük Aladağ volkanitlerinin AFC modelleme r değerlerinin, magma bileşiminden beklenenden daha yüksek olmasının bu sebepten olduğu düşünülmektedir.

### *5.2.1.1. DePaolo (1981) eşitliklerine göre $\delta^{18}O$ izotopu kullanılarak AFC süreçlerinin modellenmesi*

Yukarıda bahsedilen AFC süreçlerinin iz elementlerle modellenmesi yanında izotopların kullanımı ile de modellenmesi sonuçları bu bölümde sunulup tartışılmaktadır. Farklı eşitlikler ve metodlarla AFC dereceleri hesaplanırken izotoplardan faydalınılmaktadır. Bunlardan biri de $\delta^{18}O$ izotop verileridir. Duraylı (stable) bir izotop olan $\delta^{18}O$ izotopu, magma odasında AFC ve izotop fraksiyonelleşmesi süreçleri için önemli bilgiler sağlamaktadır. Volkanitler içerisinde analizi yapılması için seçilmiş olan örneklerin $\delta^{18}O$ izotop değerleri değişkenlik göstermektedir (6,2 ile 8,9 arasında) (Tablo 5.2). $\delta^{18}O$ izotop değeri mantodan türeyen ilksel bileşime sahip lavlarda +5.4 ‰ ile +6.6 ‰ arasındaki oranlardadır (< +6 ‰; Kyser, 1986), ancak +5.5 ‰ kabul edilmektedir. Bununla birlikte izotopik kompozisyon kabuksal asimilasyonun artışı ile pozitif yönünde değişmektedir. Evrimleşmiş üst kabuk kayalarında $\delta^{18}O$ izotop değeri +19 ‰ değerindedir (Harmon ve diğ., tablo 5.2).

**Tablo 5.2:** Üst kıtasal kabuk, BEM: Bazaltik uç üye ve analizi yapılan örneklerin $SiO_2$, $\delta^{18}O$, Rb değerleri (Üst Kıtasal Kabuk (UC): Taylor ve McLennan, 1985). Kısaltmalar: Kv: Kars volkaniti; Attd: Akkoz taban tüf düzeyi; Hvk: Hamamlı volkanik kompleksi; Atld: Aladağ taban lav düzeyi; Sa: Sırataş andeziti; KAv: Küçük Aladağ volkanitleri. GPS koordinatları EK-4'tedir.

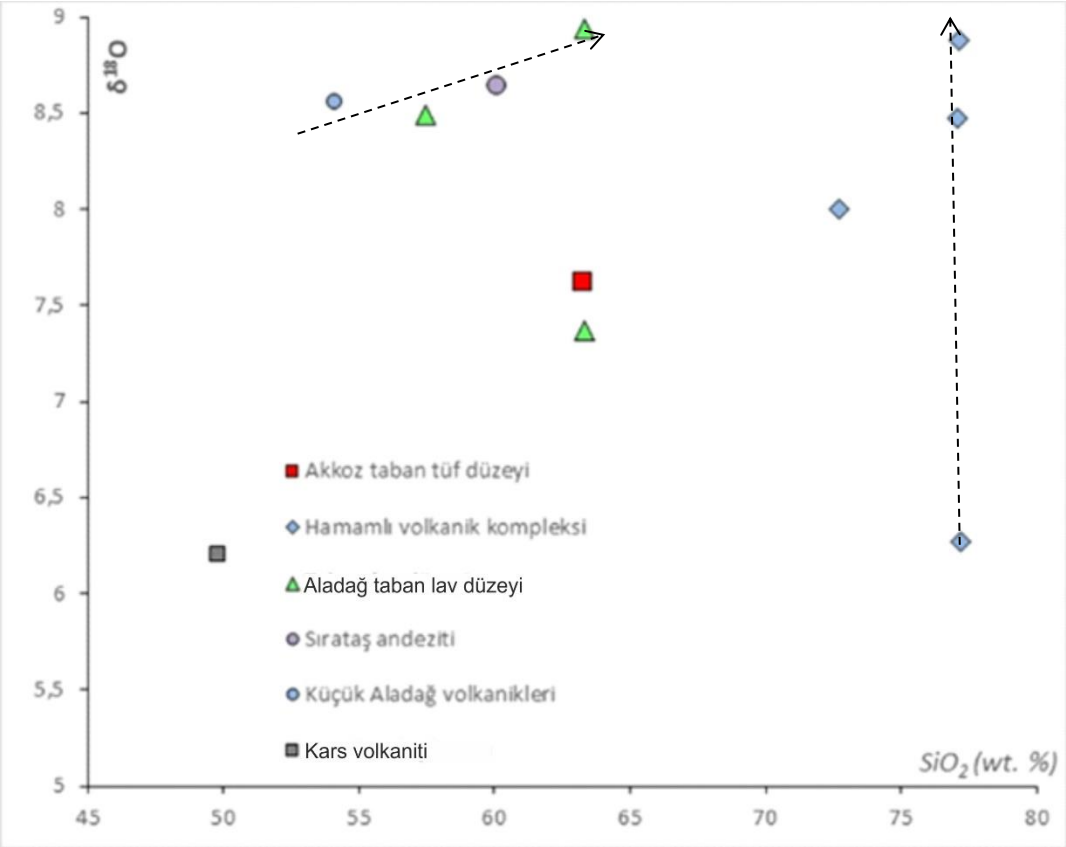
| | Üst Kıtasal Kabuk | 15OD80 | 15OD57 | 15OD01 | 15OD72 | 15OD69 | 15OD70 | 15OD59 | 15OD58 | 15OD60 | 15OD64 | 15OD45 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Kv | Attd | Hvk | Hvk | Hvk | Hvk | Atld | Atld | Atld | Sa | KAv |
| $SiO_2$ | 66.00 | 49.78 | 63.26 | 72.74 | 77.07 | 77.21 | 77.14 | 63.34 | 63.30 | 57.48 | 60.07 | 54.10 |
| $\delta^{18}O$ | 19.00 | 6.20 | 7.62 | 8.00 | 8.47 | 6.27 | 8.88 | 8.94 | 7.37 | 8.49 | 8.64 | 8.56 |
| Rb | 112.00 | 5.70 | 65.20 | 110.80 | 130.30 | 126.30 | 128.40 | 56.60 | 63.80 | 40.10 | 50.70 | 19.90 |

Rb oldukça yüksek uyumsuzluğa sahip olmasından kaynaklı olarak AFC sürecinin modellenmesinde ayrımlaşma indisi olarak kullanılmıştır. Harker diyagramlarına bakıldığında (Bölüm 4.4.1; şekil 4.84b), Rb-$SiO_2$ diyagramında bu iki element arasında pozitif bir trend olduğu görülecektir. Rb'un pozitif bir trend göstermesi volkanizmanın tamamında, Rb ile uyumlu bir ilişkisi olan biyotit mineralinin etkisinin olmadığını göstermektedir. Rb elementi bu durumundan kaynaklı olarak fraksiyonelleşme indisi olarak kullanılmıştır.

Şekil 5.7'de $\delta^{18}O$-$SiO_2$ diyagramı verilmiştir. Şekil 5.6'da verilen diyagramlar paralel sonuçlar içeridiği gözlenmiştir. Volkanizma içersinde Akkoz taban tüf düzeyi ile girik ve/veya üzerine oturan Hamamlı volkanik kompleksinin asitik ürünleri asimilasyon eğilimine çok daha fazla sahip olduğu görülmektedir. Bunu yanında Aladağ taban lav düzeyi de AFC süreçlerinden etkilendiği ve bu yönde bir trend izlediği görülmektedir. Kesikli çizgilerle gösterilen AFC

trendleri örneklerin oluşturduğu eğilim çizgisi ve Taylor ve McLennan (1985)'ın üst kıtasal kabuk değerine uygun olarak çizilmiştir (Şekil 5.7).

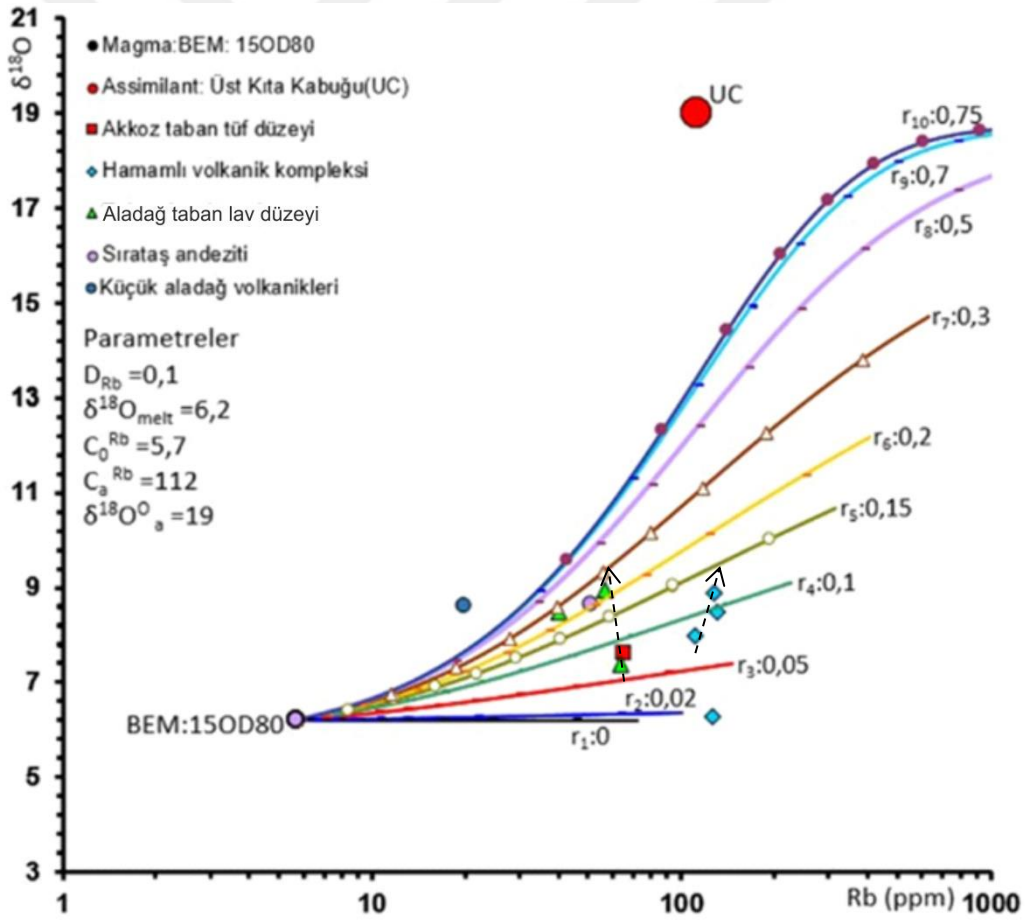
Keskin (2012) tarafinden DePaolo'nun eşitliklerine göre yazılmış olan AFC Modeler programı ile Tablo 5.2'de verilen örnekler modellenmiş ve Şekil 5.8'de verilmiştir.




Şekil 5.7: $\delta^{18}O$-$SiO_2$ diyagramı.

Daha önceki modellemelerde belirtildiği üzere $\delta^{18}O$-Rb diyagramında Rb ayrımlaşma indisi olarak kullanılmıştır. *r* değerleri 0 ile 0,75 arasında değişen ve birbirinden farklı 10 adet hipotetik AFC eğrisi iz düşülerek modelleme gerçekleştirilmiştir. Bazaltik uç üye olarak Kars bazalt platosu lavlarından 15OD80 örneği kullanılmıştır. Kesikli çizgiler AFC sürecini gösteren tahmini eğilim çizgilerini göstermektedir. Daha önce AFC sürecini gösteren diyagramlardan elde edilen sonuçlar ile hemen hemen uyumlu sonuçlar göstermektedir. Hamamlı volkanik kompleksine ait ürünler *r*= 0,02 ile 0,15 arasında değerler için modellenen AFC eğrileri

arasında kalırken, genel yönelimleri AFC sürecine uygun olmaktadır. Bununla beraber Aladağ taban lav düzeyi lavları ise 0,05 ile 0,25 arasındaki *r* değerleri arasında yer almakta olup, iki örnek 0,2 ve 0,25 değerlerine sahiptir. Bu açıdan Hamamlı volkanik kompleksi ürünlerine göre daha fazla asimilasyon derecesine sahip olmaktadırlar. Genel eğilim açısından ise FC süreci ve AFC eğilimlerine de sahiptirler. Sırataş andeziti de r=0,2 değerine sahiptir. Modelleme grafiği dışına düşen Küçük Aladağ lavı, mixing eğrisine yakın bir konumda yer almaktadır. Mixing eğrisi üzerine iz düşen lavlar önemli miktarlarda kabuk malzemesi içermektedir. Bu düşüş kimi zaman için ise bazaltik uç üye seçimi ya da temsilcisinin değerlerinden kaynaklı kimi noktalar dışarıda kalmaktadır. Bu örnekte de hem iz elementler ile yapılmış olan modellemelerde, hem Harker diyagramlarında ki eğilimlerde, hem de petrografik incelemelerde 15 OD 45 numaralı örneğin önemli miktarda kabuk malzemesi özümsediğine ilişkin işaretler gözlenmemiştir.




**Şekil 5.8:** AFC-Modeler programı (Keskin, 2013) ile çalışma alanındaki volkanik kayaların DePaolo (1981) eşitliklerine göre hazırlanmış $\delta^{18}$O-Rb AFC model grafiği. Kullanılan parametreler, grafik üzerinde verlmiştir. Üst Kıta Kabuğu: Taylor ve McLennan (1985).

### 5.2.2. Aitcheson ve Forrest'ın (1994) eşitlikleri ile AFC süreçlerinin modellenmesi

DePaolo (1981) eşitliklerine göre yapılan modellemeler, magma tazelenmesinin olduğu veya olmadığı magmatik sistemlerde yalnızca asimile edilmiş olan materyalin ($M_a$) magmadaki fraksiyonel kristallenmeye ($M_c$) oranını yansıtmaktadır. Bu eşitliklerde magmanın açık sistem (recharge veya tazelenme) veya kapalı sistem (non recharge) özelliklerine bakılmaksızın tek bir formülasyon kullanılmaktadır. Aitcheson ve Forrest (1994)'ın önermiş oldukları eşitlikler ise, DePaolo (1981) eşitliklerine göre araştırmacılara açık ve kapalı magmatik sistemlerde ayrı ayrı AFC modellemesi oluşturmaya olanak sağlamaktadır. Bu modellemelerde hem magma tazelenmesinin gözlendiği hem de magma tazelenmesinin gözlenmediği magmatik sistemler için ayrı formülasyonlar kullanılmakta ve bu formülasyonlarla elde edilen modellerin grafiksel yöntemle çözümlenmesi ile AFC süreçlerinin etkileri ortaya çıkarabilmektedir. Bu metodun bir uygulaması Keskin ve diğ. (2008)'de mevcuttur. Bu sistematik ile AFC modellerinde kullanılan eşitlikler ile 3 tip değişkeni yaklaşık tahmin etmek olasıdır: (I) magmadaki asimilasyonun fraksiyonel kristallenmeye oranı *(r:* $M_a/M_c$); (II) magmadaki kıtasal kabuk katkısının veya asimilasyonun ($M_a$) kütle oranının original magma ($M_m^0$) kütlesine oranı $\rho$ ($\rho$*:* $M_a/M_m^0$); (III) magmadaki tazelenme ($M_r$) oranının asimilasyona oranı $\beta$ ($\beta$*;* $M_r/M_a$).

Aitcheson ve Forrest (1994)'ın formülasyonları kullanılarak yapılmış modellemlerde Nb, Ta, Th, Zr, Rb, La, Ce, Hf ve U gibi yüksek derecede uyumsuz olan elementler seçilmiştir. Çünkü bu elementler duraylı ve uyumsuz olmaları nedeniyle magmatik sistemlerdeki kristallenme ve ayrışma süreçlerinden, ayrıca da alterasyondan göreceli olarak etkilenmemektedirler. Bu elementlerin seçilmelerinin bir diğer nedeni ise, bu elementlerin kullanılması ile oluşturulan ve aynı zamanda original magma ve tazelenen magmanın aynı olduğu koşullarda, magma tazelenme oranının ($\beta$ değerlerinin), hesaplanacak $\rho$ değerleri üzerindeki olası etkisinin önemsiz derecede kalmasıdır (Aitcheson ve Forrest, 1994; Keskin ve diğ., 2008).

Platoyu ve Aladağ stratovolkanını oluşturan volkanitlerin modellenmesinde kullanılan elementler için *D* değerleri Tablo 5.3'de verilmiştir. Mineral-ergiyik ayrımlanma katsayıları her bir element için http://earthref.org (GERM Partition Coefficient $K_d$ Database of Earth Reference Data and Models website) internet sitesinden alınmıştır. 15 OD 80 numaralı bazaltik örnek, primitif magma bileşimi olarak kabul edilmiştir, kabuk bileşimi olarak ise Taylor ve McLennan (1985)'in ortalama kabuk değerleri kullanılmıştır. Aitcheson ve Forrest (1994)'ın

tazelenme olan sistemler için önermiş oldukları formülasyonlarla, Tabloda verilen D değerleri ve her bir lav örneği için eksenleri *r*, $\rho$ ve $\beta$ değişkenlerinden oluşan ve yukarıda bahsedilen iz elementleri kullanılması ile grafikler üretilmiştir. Daha sonra üretilen grafikler üzerinde, teorik olarak bu elementlerden en az üç ya da daha fazlasının kesiştiği nokta saptanarak, her lav örneği için en yuygun *r*, $\rho$ ve $\beta$ değerleri bulunmuştur. Bu yöntemi göstermek amacıyla Prof. Dr. Mehmet Keskin tarafından sözkonusu eşitliklerle kullanılarak yapılmış ancak yayınlanmamış excel tabanlı programın örnek diyagramı Şekil 5.9'da verilmiştir.

**Tablo 5.3:** Aitcheson ve Forrest (1994) modellemesinde kullanılmış iz elementler için *D* (toplam ayrımlanma katsayısı) değerleri. *D* değerleri modellemelerde kullanılmış primitif magmaların bileşimleri üzerinden hesaplanmıştır.

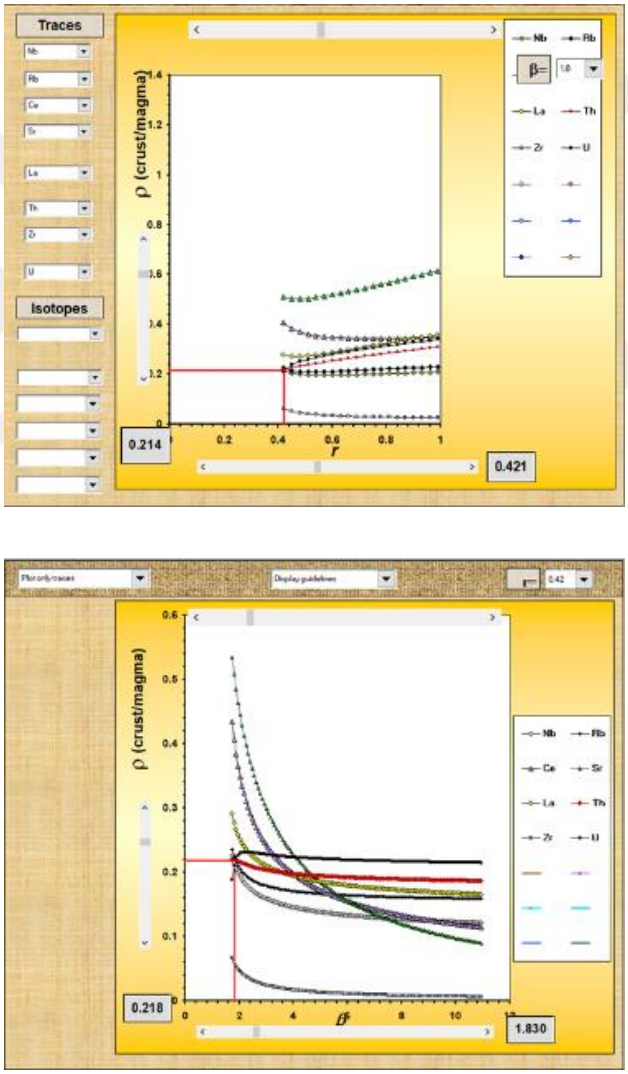
| ***Element*** | ***Nb*** | ***Rb*** | ***Ce*** | ***Sr*** | ***La*** | ***Th*** | ***Zr*** | ***U*** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ***D Değeri*** | 0.15 | 0.09925 | 0.35 | 0.45 | 0.1 | 0.083 | 0.01 | 0.1 |

Volkanitler için Aitcheson ve Forrest (1994)'un hem tazelenmenin olduğu hemde tazelenmenin olmadığı magmalar için önermiş oldukları eşitlikler kullanılmıştır. Bölüm 5.1'de sunulan FC ve magma karışım süreçleri plato Akkoz taban tüf düzeyi, Aladağ volkanitleri ve platonun genç bazik lavların depolandığı magma odalarında FC süreçleri ile birlikte magma tazelenmesi süreçlerinin de etkili olduğunu göstermiştir (Şekil 5.4). Şekil 5.4 'de modelenen FC ve magma mixing-tazelenme süreçlerinde, doğrusal olarak eğilimleri takip eden örneklerin magma karışımı süreçlerinden etkilendiği söylenmiş ve bu sav petrografik olarak da magma tazelenmesi-karışımı olaylarını işaret eden dokularla ortaya konmuştur. Bu nedenle magma tazelenmesinin etkin olduğu düşünülen lavlar için tazelenme olan (recharge) magmalarda kullanılan eşitlikler kullanılarak modellenmiştir.

Aitcheson ve Forrest (1994)'ün tazelenme olan (recharge magma) magmalar için önerdikleri eşitliklere göre, her bir lav örneğinin $\rho$ değerlerinin hesaplıyabilmek için ilk etapta *r* veya $\beta$ değişkenlerinden birinin sabit olarak alınması gerekir.

Bu işlem şu şekilde gerçekleştirilmektedir; $\beta$ sabit değeri üzerinden recharge magmalar için hesaplamalar iki işlem adımı ile elde edilmiştir. 1. işlem adımında $\rho$ değeri ($\beta$ sabit ve *r* değeri 0 ile 1 arasında 0.001 aralıklarla değişecek şekilde) uyumsuz iz elementler için (Rb, Nb, La, Ce, Sr, Th, Zr, U) hesaplanmış ve *r*- $\rho$ diyagramı üretilmiştir. Bu diyagram üzerinde en az 3 iz elementin kesiştiği noktanın *r* eksenine iz düşüm değeri hesaplanan lav örneği için *r* değeri olarak hesaplanmıştır. 2. işlem adımında ise $\rho$ değeri, (1. İşlem adımıyla elde edilmiş r değeri

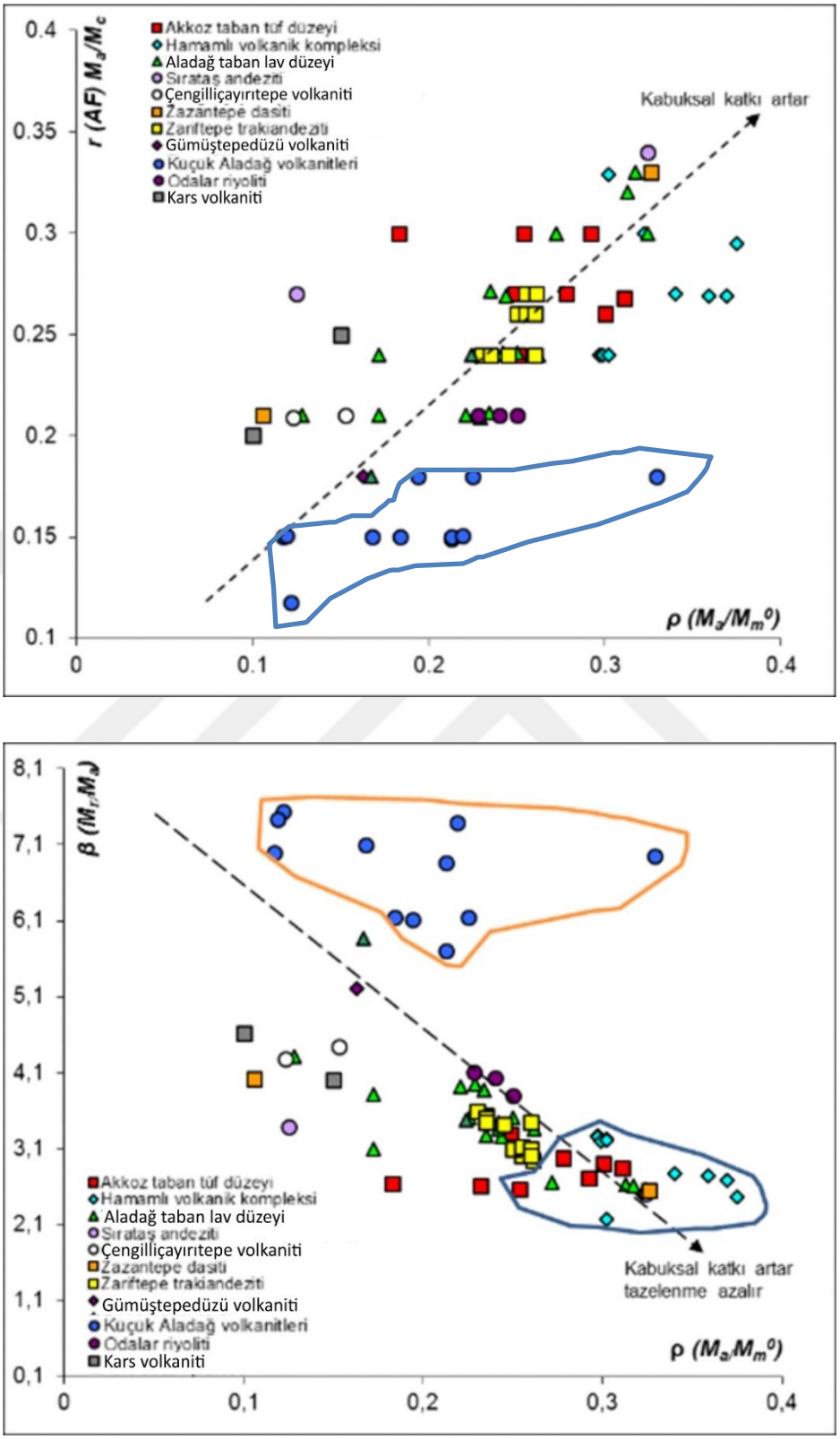
eşitliklerde sabit olarak kullanılmış ve $\beta$ değeri 1-10 arasında 0.001 aralıklarla değiştirilmek suretiyle) yukarıda verilen uyumsuz elementler için tekrar hesaplanmış ve $\rho$- $\beta$ diyagramı üretilmiştir. Bu diyagramda da en az 3 iz elementin kesiştiği noktanın $\beta$ eksenine iz düşümü $\beta$ değeri olarak alınmıştır. Bu son durumda $\beta$ değeri ilk durumuna göre değişeceğinden 1. İşlem ve 2. İşlem tekrarlanmıştır. $r$- $\rho$ ve $\rho$- $\beta$ diyagramlarının her ikisinde de en az 3 iz elementin kesişme noktasının $\rho$ ekseni üzerindeki iz düşüm değeri aynı oluncaya kadar bu işlemler sırasıyla tekrarlanmış ve $\rho$ değerleri aynı olunca hesaplanmak istenilen lav örneği için teorik olarak en uygun $r$, $\rho$ ve $\beta$ değerleri elde edilmiştir.




**Şekil 5.9:** Aitcheson ve Forrest (1994) eşitliklerine göre oluşturulmuş grafik modelleme yöntemi için örnek uygulamalar. Primitif magma tarafından tazelenme (recharge) olan örnekler için hazırlanmıştır. 16 OD 80 numaralı örnek için hazırlanmıştır. Modellemede Dr. Keskin'in yayınlanmamış programı kullanılmıştır.

Elde edilmiş son $\beta$ değeri $r$ ve $\rho$ değerlerine bağımlı olduğundan dolayı, başlangıçta sabit olarak alınan $\beta$ değerinden farklı olacak ve bu son değer asimilasyonunda etkileri altında hesaplanmış olacaktır.

Volkanitlerde tazelenme içeren magmalar için türetilmiş olan örnek grafik modelleme yöntemleri Şekil 5.9'da sunulmuştur. Bu örnek grafiklerde recharge (açık sistem/tazelenme içeren) magmalar için 15 OD 80 nolu Kars volkaniti örneği kullanılmıştır. Volkanikler için primitif magma ve tezeleyen (recharge) magma olarak 15 OD 80 nolu bazaltik Kars volkaniti lav örneği ve kabuk bileşimi için ise Taylor ve McLennan (1985)'in üst kabuk değerleri kullanılmıştır. Plato lavları ve Aladağ volkanı için hesaplanmış olan $\rho$ (kabuksal katkının original magma kütlesine oranı) değerlerinin Akkoz taban tüf düzeyi için yaklaşık % 18,3 ile % 31,1, Hamamlı volkanik kompleksi için % 29,7 ile %3 7,5, Aladağ taban lav düzeyi için % 12,3 ile % 32,4 arasında, Sırataş andeziti için ise % 12,5 ile % 32,4, Çengilliçayırıtepe volkaniti % 12,3 ile % 15,3, Zazantepe dasiti % 10,6 ile % 32,6 arasında, Zariftepe trakiandeziti % 22,4 ile % 26 arası, Gümüştepedüzü volkaniti % 16,3, Zirve döküntüleri % 16,7 ile % 22,4 arasında, Küçük Aladağ volkanitleri % 12,2 ile % 32,9 arasında Odalar riyoliti % 22,8 ile % 25 arasında ve Kars volkaniti örnekleri % 10 ile %15 arasında değişmektedir. Hesaplanmış olan $\rho$, $\beta$ ve $r$ değerleri aynı zamanda Şekil 5.10'da ki $r$ - $\rho$ ve $\rho$ - $\beta$ diyagramlarına iz düşürülmüştür. Plato lavlarının $r$ ve $\rho$ diyagramlarında bu iki değişken arasında pozitif bir korelasyon vardır. Hem $r$ hemde $\rho$ değerleri Kars volkaniti ve Küçük Aladağ volkanitlerinin bazik lavlarından Hamamlı volkanik kompleksi ve Akkoz taban tüf düzeyi ve Aladağ taban lav düzeyinin ileri derecede evrimleşmiş riyolit, trakidasit, andezit lavlarına doğru artış sergilemektedir. $\rho - \beta$ diyagramında ise bu iki parametre arasında negatif bir korelasyon olduğu, artan $\rho$ değerlerine karşı $\beta$ değerlerinin göreceli olarak azaldığını göstermektedir. Bu hesaplamalar ile DePaolo (1981) modelleme sonuçları ile uyumlu ve tutarlı oldukları görülmektedir.




**Şekil 5.10:** Çalışma alanındaki volkaniklere ait her bir lav örneği için hesaplanmış *r*, *ρ* ve *β* değerlerinin *r* – *ρ* ve *ρ* – *β* diyagramı. Aitcheson ve Forrest (1994)'e göre hesaplanmıştır.

### 5.2.3. EC-AFC modellemesi

DePaolo (1981)'nin AFC ve Aitcheson ve Forrest (1994)'un nonrecharge (tazelenme olmayan) ve recharge (tazelenme olan) AFC eşitlikleri ile yapılan modelleme çalışmaları, bir magmatik sistemde asimilasyonun kristallenmeye oranı r ve kabuğun magmaya oranı ($\rho$) hakkında değerli bilgiler sağlayabilmektedir. Ancak her iki çalışmada sunulan eşitliklerde ve dolayısıyla bu eşitlikler ile yapılan modelleme çalışmalarında magmanın ve kabuğun termal koşulları, kabuğun kısmi ergimesi, magma-kabuk arasındaki ısı transferi gibi enerji ile bağlantılı parametreler kullanılmamaktadır. Sıcak magmaların soğuk kabuk ile temasları sonucunda ısı transferi, kabuğun kısmi ergimesi gibi süreçler, magma odasındaki asimilasyon ve fraksiyonel kristallenme süreçleri üzerinde önemli etkilere sahiptirler. Ayrıca bu olayın gerçekleştiği derinlikte hüküm süren koşullar da asimilasyon ve kristallenme süreçleri üzerine belirleyicidir. Spera ve Bohrson (2001) ve Bohrson ve Spera (2001)'nın oluşturmuş oldukları eşitlikler ile EC-AFC (enerjiye bağlı asimilasyona eşlik eden fraksiyone kristallenme) süreçlerinin magmaların evrimindeki rollerini ortaya çıkarmak olasıdır. Enerjiye bağımlı asimilasyon-fraksiyonel kristallenme eşitliklerinde tazelenme olan (recharge) veya olmayan (nonrecharge) magma odalarında magmadan kabuğa gerçekleşen ısı transferi, magmanın soğuması, kabuğun zaman içinde ısınması ve kısmi ergimeye uğraması gibi birçok enerji ile ilgili süreç ele alınmakta ve asimilasyon hesaplamalarında hesaba katılmaktadır (Bohrson ve Spera, 2001; Spera ve Bohrson, 2001). EC-AFC eşitlikleri ile yapılan modellemelerde ikitip parametre kullanılmaktadır: (I) termal parametreler (II) kompozisyonal parametreler.

Çalışma alanındaki volkanitler için oluşturulan EC-AFC modellemelerinde üst kıtasal kabuk ve alt kıtasal kabuk için kristalizasyon entalpisi ($\Delta h_{cry}$), magmanın izobarik spesifik ısısı ($C_{pm}$; J/Kg), füzyon entalpisi ($\Delta h_{fus}$) ve asimilantın izobarik spesifik ısısı ($C_{pa}$; J/Kg) için Bohrson ve Spera (2001)'da verilmiş olan değerler kullanılmıştır. Bu veriler Spera ve Bohrson (2001) ve Bohrson ve Spera (2001) tarafından oluşturulan formüllerde kullanılan termodinamik paremetrelerdir. Volkanikler için aynı olan bu termodinamik termal parametreler Tablo 5.4'de verilmiştir. Tablo 5.5 ve 5.6'da ise EC-AFC hesaplamaları için kullanılan termal ve kompozisyonal parametreler ve hesaplamalar sonucunda elde edilen en iyi sonuçlar verilmiştir.

**Tablo 5.4:** EC-AFC modellemlerinde volkanikler için kullanılmış olan termodinamik termal parametreler. Bohrson ve Spera (2001)'den alınmıştır.

| ***Termodinamik termal parametreler*** | |
|---|---|
| ***Kıtasal Üst Kabuk*** | |
| *Magmanın izobarik spesifik ısısı ($C_{pm}$; J/Kg)* | 1484 |
| *Asimilantın izobarik spesifik ısısı ($C_{pa}$; J/Kg)* | 1370 |
| *Kristalizasyon entalpisi ($\Delta h_{cry}$)* | 396000 |
| *Füzyon entalpisi ($\Delta h_{fus}$)* | 270000 |
| ***Kıtasal Alt Kabuk*** | |
| *Magmanın izobarik spesifik ısısı ($C_{pm}$; J/Kg)* | 1484 |
| *Asimilantın izobarik spesifik ısısı ($C_{pa}$; J/Kg)* | 1388 |
| *Kristalizasyon entalpisi ($\Delta h_{cry}$)* | 396000 |
| *Füzyon entalpisi ($\Delta h_{fus}$)* | 354000 |

**Tablo 5.5:** EC-AFC hesaplamalarında kullanılmış ve hesaplamalar sonucunda elde edilmiş en iyi termal parametreler.

| ***Termal parametreler*** | | |
|---|---|---|
| ***Kıtasal Üst Kabuk için*** | | |
| *Magma Liquis sıcaklığı ($T_{lm}$)* | *1300 °C* | |
| *Magma başlangıç sıcaklığı ($T_m^0$)* | *1300 °C* | |
| *Asimilant Liquid sıcaklığı ($T_{la}$)* | *1000 °C* | |
| *Asimilant başlangıç sıcaklığı ($T_a^0$)* | *400 °C* | |
| *Solidus sıcaklığı ($T_s$)* | *900 °C* | |
| *Denge (Equilibtation) sıcaklığı ($T_{eq}$)* | *1000 °C* | |
| ***Kıtasal Alt Kabuk için*** | *LC-1* | LC-2 |
| *Magma Liquis sıcaklığı ($T_{lm}$)* | *1320 °C* | *1350 °C* |
| *Magma başlangıç sıcaklığı ($T_m^0$)* | *1320 °C* | *1350 °C* |
| *Asimilant Liquid sıcaklığı ($T_{la}$)* | *1100 °C* | *1100 °C* |
| *Asimilant başlangıç sıcaklığı ($T_a^0$)* | *600 °C* | *800 °C* |
| *Solidus sıcaklığı ($T_s$)* | *950 °C* | *950 °C* |
| *Denge (Equilibtation) sıcaklığı ($T_{eq}$)* | *980 °C* | *980 °C* |

EC-AFC modellemelerinde Keskin (1994)'de verilmiş olan Akkoz taban tüf düzeyi için MK 174 ve MK 158, Aladağ volkanitleri için MK 168 ve Kars volkanitleri için ise platonun doğusundan, Yağlıca dağı yakınlarından MK 175'in Sr ve Nd izotopik oranları kullanılmıştır (Örneklerin GPS koordinatları EK-5'de verilmiştir.). Sr ve Nd elementlerinin asimilant *D* değerleri için Bohrson ve Spera (2001) tarafından üst kıtasal kabuk ve alt kıtasal kabuk için önerilmiş bulk $D_a$ (tam ayrımlanma katsayısı) değerleri kullanılmıştır. Magmanın ayrımlanma katsayısı ($D_m$) değerleri ve primitif magma başlangıç değerleri için ise daha önce Keskin (1994);

Keskin ve diğ., (2006)'da kullanılmış olan Horasan plato lavlarından MK 139 numaralı örnek değerleri alınmıştır. Kıtasal üst kabuk ve kıtasal alt kabuk için iz element ve izotop konsantrasyonları Taylor ve McLennan (1985)'dan alınmıştır.

**Tablo 5.6:** EC-AFC hesaplamalarında kullanılmış ve hesaplamalar sonucunda elede edilmiş olan en iyi bileşimsel parametreler (Bazik uç üye MK 139 (Keskin 1994 ve Keskin ve diğ., 2006) konst.:konsantrasyon; bulk *D*- toplam ayrımlanma katsayısı).

| ***Kompozisyonal parametreler*** | | |
|---|---|---|
| ***Primitif magma*** | *Sr* | *Nd* |
| *Magma başlangıç konst (ppm)* ($C_m^0$) | 507 | 18 |
| *Magma izotop oranı* ($\varepsilon_m$) | 0.703705 | 0.512931 |
| *Magma iz element D* ($D_m$) | 1.219 | 0.11 |
| ***Asimilant Kıtasal Üst Kabuk*** | | |
| *Asimilant başlangıç konst. (ppm)* ($C_a^0$) | 350 | 26 |
| *Asimilant izotop oranı* ($\varepsilon_a$) | 0.722 | 0.5118 |
| *Magma iz element D* ($D_a$) | 1.5 | 0.25 |
| ***Asimilant Kıtasal Alt Kabuk*** | | |
| *Asimilant başlangıç konst. (ppm)* ($C_a^0$) | 230 | 12.7 |
| *Asimilant izotop oranı* ($\varepsilon_a$) | 0.71 | 0.5122 |
| *Magma iz element D* ($D_a$) | 0.05 | 0.25 |

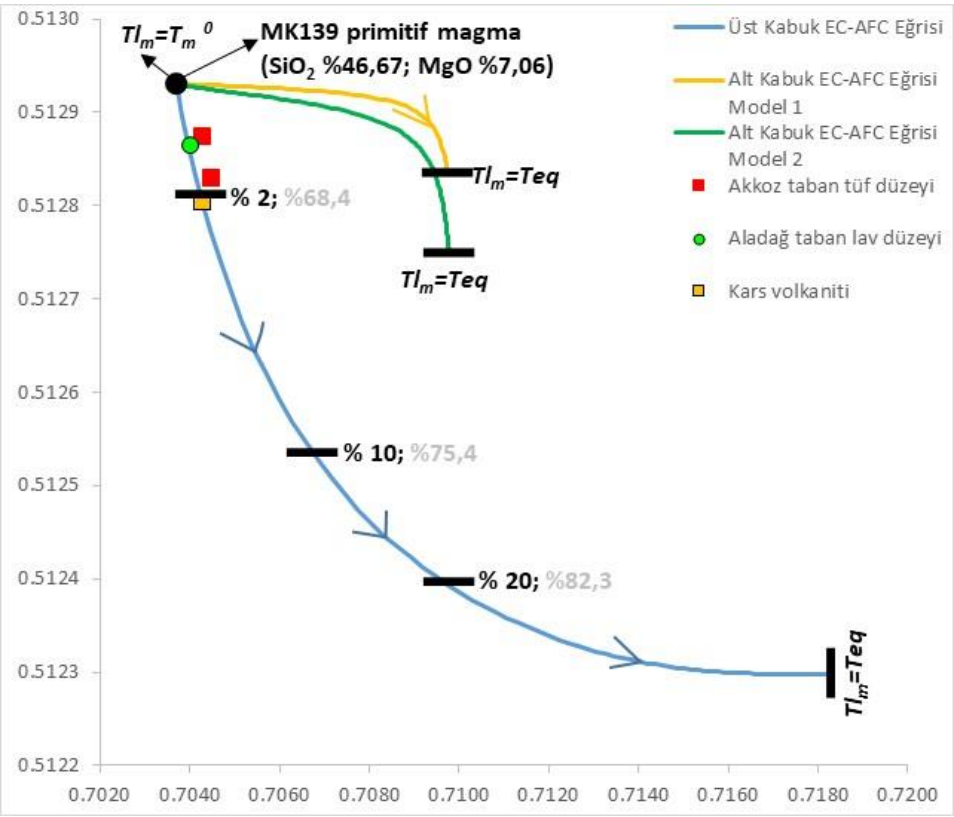
Erzurum Kars Volkanik Platosu altındaki kabuk için daha güneyde bulunan alanlara göre daha az değişken olması ve jeotermal gradyanın daha düşük olması sebebiyle yaklaşık olarak Bohrson ve Spera (2001) tarafından önerilmiş olan Üst Kabuk başlangıç sıcaklığına yakın değerler alınabileceği varsayılmıştır. Bu nedenle EC-AFC hesaplamalarında magma başlangıç sıcaklıkları 1100° ile 1350° arasında, assimilant üst kabuğun değerleri de 300° ile 600° arasında değiştirilmek suretiyle EC-AFC hesaplamaları tekrarlanmış ve volkanitler için en iyi sonuçlar elde edilince hesaplamalar sonlandırılmıştır. En uygun koşullar Tablo 5.5'de verilmiştir.

Modellemelerde kullanılan örnekler çalışma sahası içinde yüzeyleyen ve çalışma sahası dışında devam eden ve daha önce Keskin (1994) ve Keskin ve diğ. (2006)'da kullanılan dört adet örnektir. Bu örneklerin stratigrafik konumları, izotopik ve iz element değerleri Tablo 5.7'de verilmiştir.

**Tablo 5.7:** Çalışma alanındaki örneklerin izotop sonuçları (Keskin, (1994) ve Keskin ve diğ., (2006)'dan).

| ÖRNEK | BİRİM | LİTOLOJİ | $SiO_2$ | LOI | Yaş (My) | $^{87}Sr/^{86}Sr$ | $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ | $^{143}Nd/^{144}Nd$ | $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MK168 | Aladağ volkanitleri | AND | 60.45 | 0.46 | ~3.5 | 0.704053±7 | 0.704031 | 0.512864±2 | 0.512864 |
| MK158 | Akkoz taban tüf düzeyi | TRAND | 61.74 | 1.35 | ~5 | 0.704523±7 | 0.704497 | 0.512832±4 | 0.512829 |
| MK174 | Akkoz taban tüf düzeyi | TRDAC | 66.48 | 1.1 | ~5 | 0.704367±7 | 0.704297 | 0.512878±3 | 0.512874 |
| MK175 | Kars volkaniti | BATRAND | 53.66 | 0.23 | 2.72±0.10 | 0.704303±6 | 0.704298 | 0.512805±3 | 0.512803 |
| **BAŞLANGIÇ** | | | | | | | | | |
| MK139 | Horasan plato lavı | BA | 49.67 | 0.3 | ~4.1 | 0.703708±7 | 0.703705 | 0.512935±3 | 0.512931 |

Volkanikler için oluşturulmuş olan EC-AFC modellemesi Şekil 5.11'de verilmiştir. Grafikte görülen EC-AFC eğrisi, volkanikler için 1300° C magma başlangıç sıcaklığı ve 400°C asimilant




**Şekil 5.11:** Volkanikler için EC-AFC modelleme eğrileri. Grafik üzerindeki parametreler Tablo 5.5'de verilmiştir. EC-AFC eğrisi üzerinde siyah ve koyu yazılan % değerleri erimiş kabuksal katkıyı ($M_a$*), gri ve koyu yazılanlar % değeri kristallenme yüzdesini ($M_c$) vermektedir.

başlangıç sıcaklık değerlerine göre elde edilmiştir ve tekrarlanan hesaplamalar sırasında en uygun rakamlar oldukları saptanmıştır. Şekil 5.11'de görüleceği gibi EC-AFC parametreleri üzerinden hesaplanan ergimiş kabuksal katkının toplam kütlesi ($M_a$*; total mass of melted wallrock) Akkoz taban tüf düzeyi ve Aladağ taban lav düzeyinde % 0 ile % 2 arasında değişmekte iken, Kars volkaniti lavlarından biri (çalışma sahasının dışında, doğusunda Digor ilçesine doğru) için ise % 2 nin biraz üzerinde olduğudur. Daha önce farklı eşitliklerle ve iz

elementler ile yapılan modellemeler de (Şekil 5.10) Kars volkanitine ait lavların bazılarında asimilasyon derecesinin fazla olduğu görülmüştür. Ancak daha önceki modellemelerde ileri dercede evrimleşmiş lavlara sahip olan Akkoz taban tüf düzeyi ve Hamamlı volkanik kompleksine sahip birimlerin asimilasyon oranlarının fraksiyonel kristallenmeye oranlarının daha yüksek olduğunu, bununla beraber bazik örneklerinse (Kars volkaniti) fraksiyonelleşme derecelerinin düşük olmasına rağmen yüksek asimilasyon trendlerine yakın trendlere sahip olduklarını göstermişlerdir. İz elementlerin fraksiyonel kristallenme ve alterasyon gibi süreçlerden etkilenmeleri mümkündür. Asimilasyon modellemelerinde izotoplarla yapılan modellemeler ise doğruya daha yakın sonuçlar vermektedir. Bazik örneklerin asimilasyon derecelerinin yüksek olmasının nedeni, faylarla direkt olarak yüzeye pompalanan kalkalkali bazik magmanın, yükselirken türbülanslı şekilde yükselmesi ve yan kayaçlarla etkileşimle özümseme süreçlerini geçirmesi bir neden iken, diğer neden ise yüzeye yakın ve sıcak magma odalarının üst kabuğu daha rahat ergitmesi ve özümsemesi ve kimyasının değişmesi olarak düşünülmektedir. Bu açıklamarla beraber izotop değerleri ile elde edilen diyagramda kabuksal katkının çok yüksek olmadığı görülmektedir.

Grafikte görülecek olan diğer bir nokta ise kıtasal alt kabuk için 600°C (Şekil 5.11, Model 1) ve 800°C (Şekil 5.11, Model 2) olmak üzere iki asimilant başlangıç sıcaklığının belirlenmiş olmasıdır. Bohrson ve Spera (2001) tarafından kıtasal alt kabuk için asimilant başlangıç sıcaklığı 600°C olarak verilmiştir. Bu sıcaklık verisi hipotetik olarak verilmiştir ve kıtasal alt kabuğun daha yüksek sıcaklıklarda olabileceği düşünülerek Model 2 de 800°C asimilant başlangıç sıcaklığı da kullanılarak modelleme yapılmıştır. Kıtasal alt kabuk için kullanılan her iki asimilant başlangıç sıcaklığı da volkanitlerin veri noktaları için uygun bir eğri sergilememiştir. Bu bulgular volkaniklerin yüksek asimilant sıcaklıklarında bile alt kıtasal kabuktan etkilenmediklerini göstermektedir.

### 5.2.4. Kabuksal asimilasyonun volkanostratigrafik istifteki değişimi

AFC süreçlerinin yorumlanması için oluşturulan modellemelerden elde edilen *r, ρ, β* değişkenleri ve asimilant indisi olarak kullanılan iz element oranının (Rb/Th) volkano-stratigrafik istif içindeki değişimleri bu bölümde ele alınmaktadır. Farklı yaşlara sahip volkanik istiflerin tabanından tavana doğru asimilasyon nasıl bir değişim sergilediğinin ortaya konması, lavların magma odası evrimi konusunda değerli bilgiler sağlayabilir.

Volkanitler için oluşturulmuş olan jeokimyasal sütun kesitler Şekil 5.12'de verilmiştir. İstifin 1400 ile 1240 m arasında bulunan Akkoz taban tüf düzeyi asitik-ortaç volkanizmasının ρ değerleri 0,53-0,54 arasında iken *r (Ma/Mc)* değerleri yaklaşık 0,3 civarlarındadır. Aynı zamanda ise replenishment *β* değerleri ise 2,5 civarındadır. Volkanizmanın ilk evresini teşkil eden bu birim $SiO_2$ değerlerinin trendleri açısında da fraksiyonel kristallenme trendleri göstermektedir. *ρ ( $M_a/M_m^0$)* ve *β ($M_r/M_a$)* değerlerinin birim içerisindeki değişimine bakılarak β faktörünün ve magma tazelenmesinin değişmediği buna karşılık *ρ* kıtasal kabuk oranının orjinal magmaya oranının yansıtan faktörün arttığı bir AFC sürecinin işlediğini göstermektedir. r'nin değerinin pek değişmiyor oluşu asimilasyonun fraksiyonel kristallenmeye oranının pek değişmediği ancak kabuksal katkının ρ ($M_a/M_m^0$) original magmaya oranının arttığını göstermektedir. 1240 m ile 980 m arasında yer alan Aladağ taban lav düzeyinin andezitik-dasitik lavları *ρ ( $M_a/M_m^0$)* değerleri 0,12'ye kadar düşerken *r ($M_a/M_c$)* değerleri 0,26 ile 0,21 değerleri arasında yer almaktadır, *r (DePaolo, 1981; DP)* değerleri de Aitcheson ve Forrest (1994)'daki gibi tedrici bir biçimde düşme gösterirler 0,11 e kadar düşmüşlerdir. Aladağ taban lavlarındaki $SiO_2$ değerlerinin %57'e kadar gerilemesi, MK 139 gibi başlangıç uç üyesi magmatik bir ergiyiğin belirli bir oranda magma odasını beslemesi ve bu süreçte *β ($M_r/M_a$)* faktörünün yaklaşık 3 değerlerinden 4,31 değerlerine kadar yükselmesine yol açan bir nagma tazeleme faaliyetinin olduğunu işaret etmektedir. Asimilasyon indisi görevi gören Rb/Th'da da düşüş görülmektedir.

Jeokimyasal stratigrafik kesitlerde 960 ile 860 m arasında yer alan Sırataş andezitinin *ρ ( $M_a/M_m^0$)* oranı aynı kalmakla beraber, *r ($M_a/M_c$), r (DePaolo, 1981; DP)* ve asimilasyon indisi Rb/Th' da artış, *β ($M_r/M_a$)* değerinde düşme görülmektedir. Bu açık bir şekilde AFC sürecinin etkin olduğunu göstermektedir. 860 m ile 600 m arasında bulunan Çengilliçayırıtepe volkaniti ve Zazantepe dasiti örneklerinde *r (DP)* ve *r (AF),* asimilasyon indisi Rb/Th, *β* ve $SiO_2$ değerlerinde bir değişim görülememektedir. Bunun yanında kabuksal katkının orjinal magmaya oranı olan ρ da ise hafif bir düşüş görülmektedir. Bu trendlerin anlamı fraksiyonel kristallenme prosesinin bu iki birimin ürünlerinin püskürdüğü magma odasında etkin proses olduğudur.

600 m ile 400 arasında yer alan Zariftepe trakiandeziti lavları Zazantepe dasitinden sonra magma odası proseslerinde radikal değişikliklerin olduğu ilk lav düzeyidir. *β* değerleri 4'den 5'e çıkarken, aynı zamanda *ρ* değerleri 0,1'den 0,2'ler mertebesine çıkmıştır. *r* değerlerinde radikal değişiklikler olmamıştır. 285 m ile 245 m arasında bulunan Küçük Aladağ lavları dahil

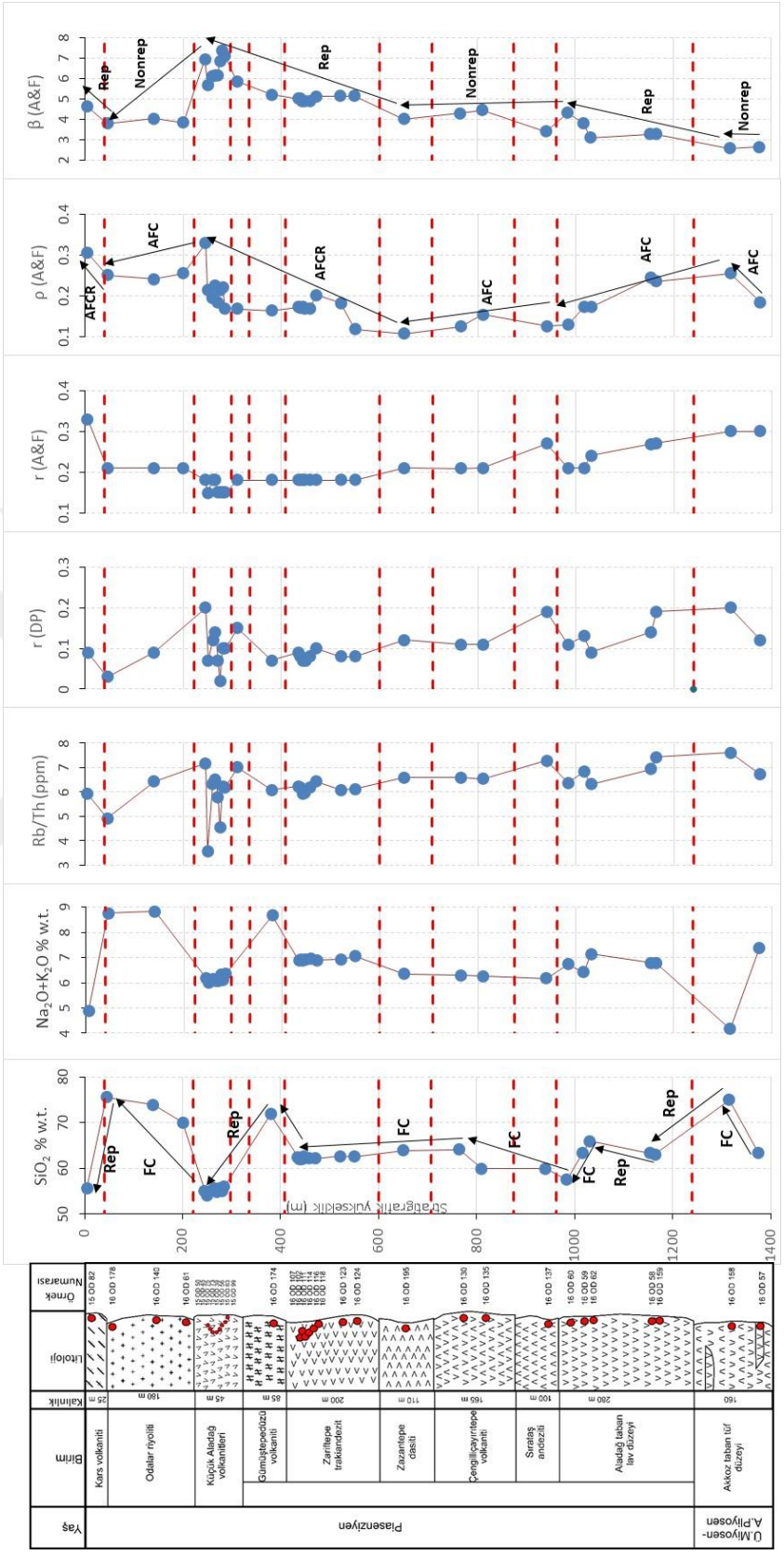
Odalar riyolitine kadar magma tazelenmesi sürecini ve tazelenmeyle beraber AFC sürecini gösteren bir proses hüküm sürmüştür. *r (DP)* değerleri genelde 0,1 ler mertebesinde iken Küçük Aladağ lavlarında kendi içerisinde radikal artış ve azalışlar (0,2 ile 0,02) görülmektedir. Aitcheson ve Forrest (1994) eşitliklerine göre *r* değeri ise 0,18 ile 0,15 arasında değişmektedir. $\beta$ değeri ise yalaşık 8'e kadar çıkmaktadır. Arada Gümüştepedüzü volkanitinde bu parametrelerin tersi yönde süreç işlese de Odalar riyolitine kadarki proseste magma odasının replenishment geçirdiği ve $SiO_2$ değerlerinin geriye dönüp bazik lavların yüzeye çıktığı bununla beraber üst kabuk içerisinde sıcak bazik magmanın kabuksal katkıyı arttırıp $\rho$ değerinde artış gerçekleştiği yorumları çıkarılabilir. Asimilasyon ile beraber fraksiyonel kristallenme süreci baskın olur iken aynı zamanda primitif magmaya yakın bir ergiyiğin magma odasına enjeksiyonu ile tazelenme süreci de bu evrede hakim proseslerden biri olmuştur (AFCR).

222 m ile 25 m arasında yer alan Odalar riyoliti lavları magma odasında evrimleşme ya da benzer kimya da magma tarafından tazelenmenin bir sonucu olarak FC ve AFC süreçlerini göstermektedir. $\beta$ değerleri 4'e kadar düşmüştür. $\rho$, *r (DP)*, Rb/Th değerlerinde düşüşler görülmektedir. Bu evrede $SiO_2$ değerlerinde artış görülmüş olup % 77'e kadar çıkmaktadır. Bu açıkça FC süreci ve daha az oranda asmilasyon sürecinin bir göstergesidir.

İstifte en üstte yer alan genç Kars volkaniti Odalar riyolitinden sonra bazik magmanın platoyu kaplaması ile oluşmuştur. Petrolojik verilere göre magmadaki tazelenme oranı asimilasyon oranına göre artış göstermiştir; $\beta$ $(M_r/M_a)$. Aynı zamanda kıtasal kabuk katkısının orjiinal magmaya oranı; $\rho$ $(M_a/M_m^0)$ ve magmadaki asimilasyon oranı fraksiyonel kristallenmeye oranı artış göstermektedir, *r (DP)* ve asimilasyon indisi Rb/Th'da da artış görülmektedir. Kars bazalt platosu lavları magma odası içerisine enjekte olan ve MK 139 örneği ile temsil edilen primitif magmanın magma odasındaki ergiyiğin kompozisyonunu geriye çekmiştir. Aynı zamanda sıcak primitif magmanın kabuk içerisinde özemsemeyi arttırdığı bu sayede $\rho$ değeri yani kabuksal katkının oranında artış sağlamıştır. Bununla beraber asimilasyonun fraksiyonel kristallenmeye oranı artmış ve magma tazelenmesiyle beraber AFC (AFCR) süreci işlemiştir.

Volkanizmanın ilk safhasından son safhasına kadar bütünlüklü ve özet olarak bakılacak olunursa, petrolojik verilerin volkanostratigrafik kesitler üzerinde gösteriminde işaret ettikleri nokta; Erzurum-Kars Volkanik Platosu'nun çalışma yapılan alanı içerisinde en altta bulunan taban tüf düzeyinden Kars volkanitine kadar, üst kabuk içerisinde bulanan magma odalarının

sürekli olarak primitif bazaltik nitelikli ergiyik ya da ortaç nitelikli ergiyik tarafından recharge olduğu, bu sayede en az iki evrede magma tazelenmesiyle beraber AFC sürecinin meydana geldiği kompozit kemo-stratigrafik kesitlerde görülmektedir (Şekil 5.12). Ayrıca daha önce Şekil 5.4'de FC ve magma tazelenmesi/karışım süreçlerini göstermek amacıyla oluşturulan ileri derecede uyumlu Co ve ileri derecede uyumsuz Th elementi diyagramında gösterilen replenishment-mixing trendlerinin zamana bağlı değişen jeokimyasal stratigrafik kesitlerde sağlaması gerçekleştirilmiştir. Böylece magma odası süreçlerinde magma karışımı ve tazelenme süreçlerinin Aladağ stratovolkanı ve platoyu oluşturan diğer birimler üzerinde etkin bir rol oynadığı görülmüştür.




**Şekil 5.12:** Volkaniklerin AFC süreçlerini gösteren kompozit jeokimyasal stratigrafi sütun kesitleri.

## 5.3. MANTO KAYNAK DOĞASI VE ZENGİNLEŞMELERİ

Çalışma alanındaki Erzurum-Kars Volkanik Platosu'na ait volkanitlerin manto kaynak alanlarının doğası ve bu manto kaynak alanlarını zenginleştirebilecek süreçler bu başlık altında verilecektir. FC ve AFC alt başlıklarında olduğu gibi bu alt bölümde de tüm volkanitler beraber sunulacak ancak volkanitlerin her biri de kendi sistemi içerisinde ele alınacak ve diyagramlarda da aynı anda izdüşülecektir.

OIB ve MORB tipi bazaltik kayaçlar N-tipi MORB veya primitif mantoya göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramları üzerinde Nb ve Ta elementlerince zenginleşme sergilerler (Hoffman, 1986; 1988; 1997). Çalışma alanındaki volkanitler için oluşturulan Şekil 4.87'de ki çoklu element örümcek diyagramlarında volkanik seriler Nb ve Ta elementlerince fakirleşme diğer taraftan LIL elementlerince seçimli bir artış sergilemektedir. Bu veriler volkanikleri oluşturabilecek magmaların manto kaynak alanlarının direk olarak OIB veya MORB tipi tüketilmiş bir kaynaktan türeyemeyeceğine, bundan ziyade bu tip kaynakların zenginleşmesiyle oluşabilecek manto kaynak alanlarından türeyebileceğini göstermektedir. Magmaların manto kaynak alanlarında oluşabilecek kıtasal kirleme süreçlerinin de aynı etkiyi yansıtabileceği düşünülebilirse de AFC için oluşturulmuş modellemelerde (Bkz. Alt bölüm 5.2), volkanitler içindeki kıtasal kirlenmeden etkilenmmenin sınırlı olduğunu ortaya konulması, bu volkanizmaların primitif magmalarında kıtasal kirlenmeden ziyade manto kaynak alanının zenginleşmesi süreçleri ile oluştuğunu ve bu zenginleşmenin Nb ve Ta elementlerindeki tüketilmeye neden olabileceğini göstermektedir. Deneysel veriler (Brennan ve diğ., 1995; Keppler, 1996) ve jeokimyasal çalışmalar (Pearce ve Parkinson, 1993; Pearce ve Peate, 1994; Hawkesworth ve diğ., 1993; 1997; Turner ve diği., 2003) petrojenetik olarak kıta altına dalmış okyanusal litosfer ile ilişkili olan ada yayları ve aktif kıta kenarı mafik magmalarının MORB'a veya primitif mantoya normalize örümcek diyagramlar üzerinde HFS (yüksek alan şiddetli elementler) elementlere göre önemli oranda LIL (iri iyon yarıçaplı litofil elementler) ve LREE (hafif nadir toprak elementler) elementlerce zenginleşme ve Nb ve Ta elementlerince önemli tüketilme ile karakteristik olduğunu göstermektedir. Volkanitlerin MORB'a normalize örümcek diyagramlarında gözlenen HFSE elementlere göre LIL ve LREE elementlerce zenginleşme sergilemesi bu volkanizmaları oluşturan manto kaynak alanının dalan okaynusal levhanın ergimesi veya dalan okyanusal levhanın (slab) suyunu kaybetmesi (dehydration) ile zenginleşmiş olabileceğini göstermektedir.

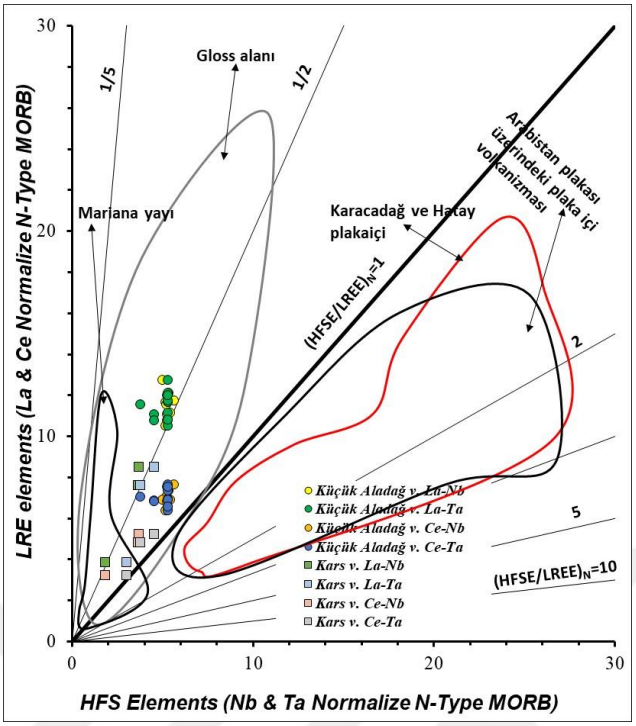
### 5.3.1. LIL ve LRE elementlere karşı HFS elementlerin kullanıldığı ikili değişim diyagramları

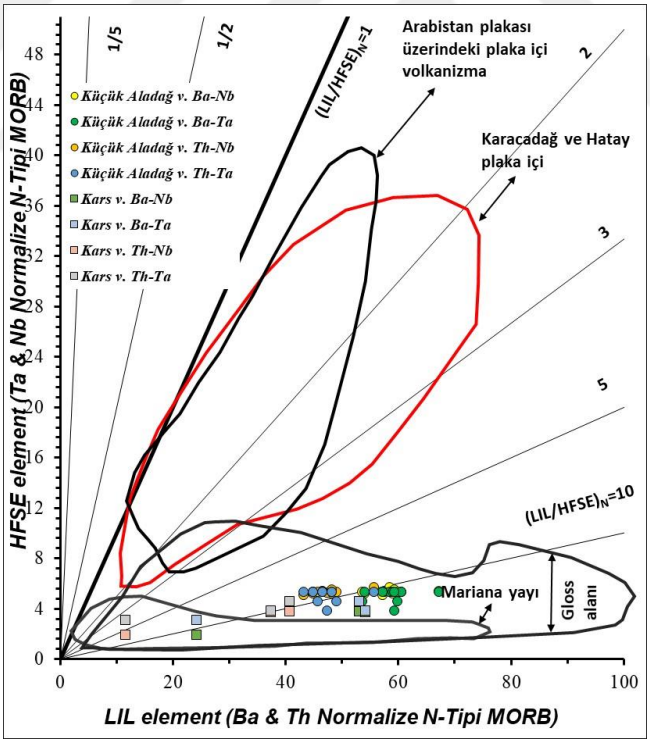
Manto kaynak alanının doğası ve zenginleşme süreçlerinin en iyi yansımalarından biri LIL ve LREE elementlerin HFSE elementlere göre zenginleşme derecesidir. (Pearce ve diğ., 2005). Bu nedenle LIL ve LRE elementlere karşı HFS elementlerin birbibirine karşı izdüşüldüğü ikili değişim diyagramları, manto kaynak alanının zenginleşme süreçlerini yansıtmakta çok kullanışlıdırlar ve değerli veriler sağlayabilirler. MORB'a veya primitif mantoya normalize edilmiş örneklerde gözlenen Ta ve Nb elementlerine göre LREE (La ve Ce) ve LIL (Th, Ba, Cs, U, Rb) elementlerce zenginleşme gözlenmesi dalan okyanus kabuğu ve taşıdığı çökellerin ergimesi (melt(s)) veya dalan okyanusal kabuktan açığa çıkan akışkanların (fluid(s)) mantoyu metasomatize etmesi veya zenginleştirmesi ile ilişkili olabilir.

Bu yaklaşımlara dayanılarak N-tipi MORB'a normalize LREE (La ve Ce) – HFSE (Nb ve Ta) ve LIL (Ba ve Th) elementlere karşı HFSE (Nb ve Ta) element ikili değişim diyagramları her bir volkanik seri için çizilmiştir (Şekil 5.13). Değinilmesi gereken önemli bir nokta ise, sözü edilen element değişim değerlerinin yansımalarını aynı zamanda asimilasyona eşlik eden fraksiyonel kristallenme yoluyla kıta kabuğundan kirlenme (AFC) süreçleri de oluşturabilir. Ama çalışma alanındaki volkanizmayı oluşturan en primitif örneklerde kıtasal kirlenmenin gözlenmeyişi bu element değişimlerinden manto kaynak alanındaki değişimlerin sorumlu olabileceğini göstermektedir. Bu nedenle MORB'a normalize HFSE-LREE değişim diyagramlarında fraksiyonel kristallenme ve kıtasal kirlenmenin etkilerini en aza indirgemek için evrimleşmemiş veya çok az evrimleşmiş bazik (<%55 $SiO_2$) lav örnekleri iz düşülmüştür. Ayrıca bu diyagramlar üzerine $Ta_N/La_N$ ve $LILE_N/HFSE_N$ oranlarıda belirli oran ve aralıklarla çizilmiştir (N ifadesi MORB'a normalize değeri temsil etmektedir). Diyagramlar üzerine karşılaştırma amaçlı olarak levha içi ve yay bileşeni içeren tipik örnek alanları ve global okyanusal yitim sedimenti (GLOSS: global oceanic subduction sediments) alanı da iz düşürülmüştür.

Şekil 5.13a'da görüleceği üzere Küçük Aladağ volkanitlerine ait bazaltik trakiandezit ve bazaltik andezit ve Kars volkanitine ait bazalt ve bazaltik andezit örnekleri, normalize LREE konsantrasyonunun normalize HFSE konsantrasyonuna göre 2 kat zenginleştiği eğri üzerine iz düşmektedirler. Diyagramda, dalma batma zonlarındaki ergime (melt) veya açığa çıkan

akışkanlarda mobil olan LREE (La, Ce, Nd) elementlerin immobil HFSE (Nb, Ta) elementlere göre zenginleştiğini göstermektedir. Şekil 5.13b'de ise LREE (La ve Ce) elementlere göre sediment ergimelerinde açığa çıkan akışkanlarda çok daha mobil olan Ba ve Th gibi LIL elementleri Ta ve Nb gibi bu süreçlerden etkilenmeyen ve immobil olan HFSE elementlere göre ikili değişim diyagramı gösterilmektedir. Bu diyagrama göre, Küçük Aladağ volkanitleri ve Kars volkanitleri LIL elementlerin HFSE elementlere göre 10 kat daha zenginleştiği eğri üzerinde konumlanmaktadırlar. İz düşülen volkanitlerde HFS elementlere göre LIL ve LRE elementlerce gözlenen bu zenginleşmeyi, volkanizmanın manto kaynak alanında dalan okyanusal kabuğun veya sedimentin kaynak alanını zenginleştirmesi ile veya kalık (residual) minerallerin varlığı ile açıklanabilir. İz düşülen volkanik serilere ait en primitif lavların GLOSS veya Mariana yayı alanları içine iz düşmeleri de bu volkanik serilerde yitim bileşeninin önemli olduğunu göstermektedir.




**Şekil 5.13:** Volkanitlerin N-tipi MORB'a normalize ikili değişim diyagramları. Diyagramlar üzerinde vektörel değerler MORB'a normalize element oranlarını vermektedir. a) HFSE-LREE değişim diyagramı, b) LILE-HFSE element diyagrammı. Şekiller üzerindeki simgelerin her biri farklı LIL ve HFS elementlerin kullanılması ile diyagrama iz düşürülmüştür. Mariana yayı Pearce ve diğ. (1995)'den, GLOSS alanı Plank ve Langmuir (1998)'den alınmıştır.

### 5.3.2. Ta/Yb-Th-Yb, Ta/Yb-Ba/Yb, Nb/Yb-Ba/Yb ve Nb/Y-Th/Y ikili değişim diyagramları

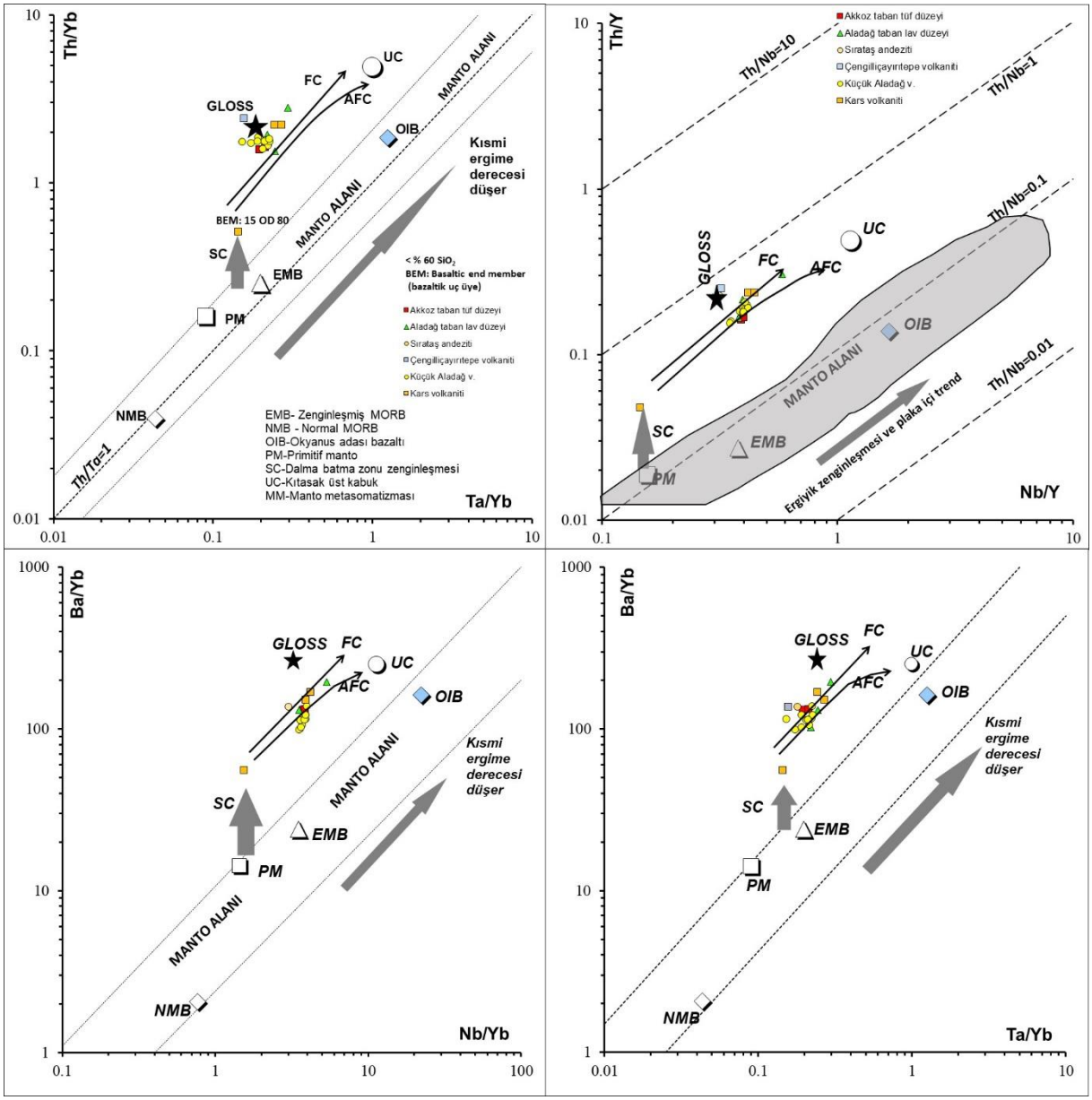
Mantodan türemiş ergiyiklerde yaklaşık aynı ayrımlanma katsayısı ($K_d$) ve uyumsuzluğa sahip olan uyumsuz elementler manto kaynak alanının doğasını ve manto zenginleşmelerini yansıtmada çok elverişli olarak kullanılabilirler. Ta, Nb, Th ve Ba elementleri benzer uyumsuzluk özellikleri ile mantodaki değişimleri yansıtmak için kullanılmışlardır. Y ve Yb elementleri ise fraksiyonel kristallenme, kristal birikimi ve kıtasal kirlenmenin etkilerini minimize etmek için normalizasyon faktörü olarak kullanılmıştır (Keskin ve diğ., 1998; Pearce ve diğ., 2005; Aldanmaz ve diğ., 2006). Ta/Yb (veya Nb/Yb; Nb/Y) ve Th/Yb (veya Ba/Yb) oranları sorguç oluşturan astenosfer, konveksiyonel astenosfer ve astenosferden kaynaklı küçük ergiyikler ile zenginleşmiş litosferde hemen hemen sabittirler (Pearce ve diğ., 1990). Aynı zamanda benzer uyumsuzluğa sahip Th ve Ta elementleri manto ergimeleri ve fraksiyonel kristalizasyon süreçlerinde hemen hemen aynı ayrımlanma katsayısı değerine sahiptirler. Ta/Yb ve Th/Yb elementlerinin her ikisininde yüksek değerleri manto ergimelerinin yüksek derecelerine işaret eder ve bu tip değerlere sahip lav kaynakları diyagramlarda manto alanı (veya manto metasomatizması) boyunca iz düşerler. Ama yitim bileşini içeren ve bu bileşence zenginleşmiş kaynaklar Th ve Ba elementlerince zenginleşeceklerinden dolayı yükselen Th/Yb ve Ba/Yb oranlarına bağlı olarak manto alanından saparak ayrılırlar. Bunun yanı sıra Ba elementi dalma batma olayının sığ olduğu çevrelerde karakteristiktir (Pearce ve diğ., 2005) ve bundan dolayı yitim bileşeni içeren sistemlerde slabın ergimesiyle Ba ve Th zenginleşir ancak slabdan açığa çıkan akışkanlarda (fluid) Th elementine göre Ba zenginleşmesi söz konusudur (Pearce ve diğ., 2005) Yukarıda verilmiş olan elementlerin manto ve manto zenginleşme süreçlerindeki davranışları manto kaynak alanının doğasını yansıtmakta çok kullanışlıdırlar ve bu nedenle bu element çiftleri kullanılarak oluşturulan diyagramlar Şekil 5.14'de çalışma yapılan volkanikler için beraber verilmiştir.

Bu diyagramlara N-tipi MORB, E-tipi MORB, OIB, PM ve GLOSS değerleri ve ortalama manto alanı (veya manto metasomatizma alanı) iz düşürülmüştür. Bu diyagramlarda normalizasyon faktörü olarak kullanılan Yb ve Y elementlerinin en önemli özelliği dalma batma sistemlerinde oldukça uyumsuz elementler olmalarıdır. Bu nedenle bu elementler yitim bileşeni ile zenginleşen manto kaynak alanlarında sabit kalma eğiliminde olacaklarından dolayı oransal

olarak payda kullanılan LIL elementin (Th, Ba) davranışı manto kaynak alanının yitim bileşeniyle zenginleşip zenginleşmediği konusunda veriler üretecektir.

Erzurum-Kars Volkanik Platosu'na (EKVP) volkanitlerine ait örnek noktalarının iz düşürüldüğü diyagramlar Şekil 5.14'de verilmiştir. Bu diyagramlara EKVP volkanizmasına ait lav ürünlerinden yalnızca $SiO_2$ içeriği % 60'dan az olan Akkoz taban tüf düzeyine ait trakiandezit, Aladağ taban lav düzeyinin andezitleri, Sırataş andeziti, Çengilliçayırı volkanitine ait andezit, Küçük Aladağ volkanitlerine ait bazaltik trakiandezit ve bazaltik andezit ve genç platoyu temsil eden Kars volkanitine ait bazalt ve bazaltik andezit örnekleri iz düşülmüştür. Bunun sebebi fraksiyonel kristallenme (FC) ve asimilasyonla beraber fraksiyonel kristallenme (AFC) süreçlerinin etkisini minimize etmektedir. Bu diyagramlar üzerinde gösterilen FC ve AFC eğrileri olası eğilimler olarak diyagramlara eklenmiştir. Diyagramlarda görüleceği üzere Kars volkaniti üyesi olan 15 OD 80 numaralı bazalt örneği manto alanından (veya MM-manto metasomatizması) saparak daha yüksek Th/Yb, Ba/Yb ve Th/Y değerlerine doğru yönelmekte ve daha sonraki volkanikler manto alanına paralel FC ve AFC eğrilerine uygun bir şekilde yönelmiş ve artan element oranlarına uyumlu bir şekilde iz düşmüşlerdir.

Bu veriler iz düşülen tüm volkanik serilerin dikkate değer miktarda yitim bileşeni içeren bir mantodan türediklerini belgelemektedir. Ayrıca bazik uç üye dışındaki volkanitlerin yitim bileşeninin yanı sıra daha ağırlıklı olarak FC ve AFC süreçlerinde de etkilenmiş olabilecekleri gözardı edilmemelidir. Diyagramda yitim bileşenini desteklemesi açısından diğer bir eğilim ise AFC süreçlerinden daha az etkilenmiş olan volkaniklerin dahi GLOSS değerine doğru yönelim sergilemesidir. Çalışma alanı içerisinden 15 OD 80 bazaltik uç örneği, alan dışından, çalışma alanı batısında Horasan kuzeyinden MK 139, MK 130 (Keskin (1994); Keskin ve diğ., 1998;2006)) bölge açısından primitif magma özelliği taşıyan ve volkanizmayı oluşturan magma odalarının türediği manto kaynak alanını net olarak yansıtmaktadır. Çalışma alanındaki en büyük volkanik aktiviteyi oluşturan plato volkanitlerini oluşturan tüm magmatik sistemlerin bu plato bazaltik volkanizması ile başladığı düşünülürse, mantonun dalan okyanusal litosfer veya sedimentten türeyen ergiyikler veya dalan okyanusal levhadan açığa çıkan akışkanlar ile zenginleştiği söylenebilir.




**Şekil 5.14:** Çalışma alanındaki volkanitlere ait uyumsuz element çiftleriyle oluşturulmuş ikili değişim diyagramları. PM (primitif manto), EMB (zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltı), OIB (okyanus adası bazaltı), NMB (normal tip okyanus ortası sırt bazaltı) değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan, GLOSS (global okyanusal sediment) değeri Plank ve Langmuir (1998)'den ve üst kıtasal kabuk (UC) değeri Taylor ve McLennan (1985)'den alınmıştır. Şekillerde gösterilen manto alanı Pearce ve diğ. (2005), Sun ve McDonough (1989) ve Saunders ve diğ. (1991)'den elde edilen değerlere göre çizilmiştir.

### 5.3.3. Kısmi ergime süreçleri

Volkanik platoya ait en bazik lav örneklerinin daha önceki fraksiyonel kristallenme ve asimilasyonla beraber fraksiyonel kristallenme süreçlerinden etkilenmemiş veya önemsenmeyecek derecede az etkilenmiş olması, bu volkanik kayaçların her bir volkanik sisteme ait manto kaynak alanını yansıtacağını teyit eder niteliktedir. Küçük Aladağ volkanitleri ve Kars volkanitine ait %49 - % 55 arası $SiO_2$ ve % 2,30 - % 5,50 arası MgO değerlerine sahip bazalt, bazaltik andezit ve bazaltik trakiandezit örnekleri kısmi ergime diyagramına iz düşülmüştür.

Volkaniklerin manto kaynak alanının doğası ve kaynak alanının oluşumunda etkili olan kısmi ergime süreçlerinin belirlenebilmesi içini kısmi ergimenin derinliğinin ve alanının sınırlarını belirlemek, bu volkanitleri oluşturan kısmi ergime süreçlerinin başlamasını kontrol eden kaynak minerolojisi ve kaynak kimyası temelinde şekillendirebilir (Thirwall ve diğ., 1994; Shaw ve diğ., 2003; Peters ve diğ., 2008). Nadir toprak elementler (REE) kısmi ergime süreçlerinde çok kullanışlıdırlar çünkü spinel peridotit veya granat peridotitik kaynağın kısmi ergimesinde nadir toprak elementler (REE) bu kaynak alanlara farklı katı-mineral/ergiyik paylaşım katsayısı ile katılırlar (Shaw ve diğ., 2003). Ayrıca hafif nadir toprak elementler (LREE) aşırı derecede uyumsuzdurlar ve kaynak mineralojisindeki değişimlerden önemli miktarda etkilenmezler (Aldanmaz, 2000). Granat veya spinel peridotitin kısmi ergimesi sonucunda ergiyikte öncelikli olarak hafif nadir toprak elementler (LREE) zenginleşecek (La, Ce vb.) ve spinel peridotit fasiyesine nazaran granat peridotit kısmi ergimesi çok daha yüksek LREE/HREE (La/Yb veya Ce/Yb vb.) oranı üretecektir (Thirwall ve diğ., 1994; Shaw ve diğ., 2003; Peters ve diğ., 2008). Bunun en önemli sebebi kısmi ergimenin düşük derecelerinde LRE elementler çok uyumsuz davranacağından dolayı hızlıca ergiyikte zenginleşecek ama HRE elementler ve özellikle Yb granat için oldukça uyumlu olduğundan dolayı kalık fazdaki (residual) granat içinde tutulacak ve ergiyikte LREE'lere göre çok daha az oranda bulunacaktır. Bu durum göreceli olarak spinel peridotitin ergimelerine oranla granat peridotitik mantonun ergimelerinde yüksek LREE/HREE (La/Yb, Ce/Yb vb.) oranları daha yüksek değerler taşıyacaktır. Oldukça uyumsuz olan hafif nadir toprak elementlerin (LREE, La ve Ce), LREE'lere göre daha uyumsuz olan orta nadir toprak elementlerine (MREE Sm, Gd, Tb, Dy) oranı da kaynak mineralojisindeki değişimleri yansıtır. Granat fasiyes veya spinel fasiyes ergimelerinin düşük derecelerinde LREE elementler MREE'lere göre ergiyikte daha fazla

zenginleşeceğinden LREE/MREE (La/Sm, La/Dy, La/Tb vb.) oranları yüksek değerlerde gözlenecektir. Ergime derecesi düştüğünde ise, bu oran MREE'lerinde ergiyiğe geçmesiyle göreceli olarak düşecektir. Bunun yanı sıra ağır nadir toprak elementlerine (HREE, Yb ve Lu) kıyasla orta nadir toprak elementlerin (MREE, Sm, Tb, Dy, Gd) zenginleşmesi, yalnızca kalık (residual) faz olarak granatın var olduğu fasiyeslerde ortaya çıkacaktır ($^{\text{Granat-ergiyik}}D_{Yb} \sim 4$; $^{\text{Granat-ergiyik}}D_{MREE} \sim$ 0,21-1, McKenzie ve O'Nions, 1991). Bu durum granat içeren peridotitin kısmi ergimelerinde yüksek MREE/HREE (Tb/Yb, Sm/Yb, Dy/Yb, Gd/Yb) oranı üretecek ve ergiyik ile kaynak oranları arasında büyük farklılıklar oluşturacaktır (Shaw ve diğ., 2003; Wang ve diğ., 2004; Peters ve diğ., 2008). Bunun aksine spinel peridotitin kısmi ergimeleri ergiyik fraksiyonlanmasında çok az oranda MREE/HREE değişim üretecek ve kaynak oranları ile ergiyik oranları çok benzer olacaktır ($^{\text{spinel-ergiyik}}D_{Yb} \sim 0.01$; $^{\text{spinel-ergiyik}}D_{MREE} \sim 0.30$, McKenzie ve O'Nions, 1991).

Verilen bilgiler ışığında kısmi ergime dereceleri ve farklı kaynak mineralojilerinin REE'ler üzerindeki etkileri farklı olacağından dolayı, kısmi ergime derinliğinin ve alanının sınırları hakkında değerli ipuçları nadir toprak elementlerin oranları ile elde edilebilir. Dolayısıyla LREE/MREE, LREE/HREE ve MREE/HREE element oranlarının birbirine göre iz düşürüldükleri diyagramlar kısmi ergime süreçlerinin yansımalarını izlemede iz sürücüler olarak yaygınca kullanılmaktadır.

Tez alanındaki volkanik kayaçların kısmi ergime süreçlerini belirleyebilmek amacıyla La/Sm-Sm/Yb (LREE/MREE – MREE/HREE) ikili değişim diyagramı üretilmiş ve 5.15'de verilmiştir. Bu diyagramda çizilen granat peridotit ve spinel peridotit ergime eğrileri Shaw (1970)'in metodolojisi ve modal olmayan yığın (batch) ergime eşitlikleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bu modellemelerde kullanılan kaynak ve ergime mineral oranları ile mineral/ergime ayrımlanma katsayıları ($K_d$) Tablo 5.8'de verilmiştir. Çalışma alanı içinde mantoya ait ksenolit verisi olmadığından dolayı, modellemelerde kullanılan kaynak mineral oranları McKenzie ve O'Nions (1991)'den ergiyiğe katılan (ergime modu) mineral oranları Thirwall ve diğ. (1994), Shaw ve diğ. (2003)'den alınmıştır. Bu ergime modellemelerinde kullanılan mineral/ergiyik ayrımlanma katsayısı ($K_d$) değerleri ise McKenzie eve O'Nions (1991; 1995)'dan alınmıştır.

Şekil 5.15'de diyagramlara sadece $SiO_2$ içeriği % 55'den daha düşük olan primitif lav örnekleri ve primitife yakın örnekler iz düşürülmüştür. Diyagram üzerine kaynak minerolojisindeki değişimler iki bileşenli karışım eğrisi (Langmiur ve diğ., 1978) çizilerek gösterilmiştir. Ayrıca her iki kaynak bileşenindeki ergime dereceleride (*F*) modellenmiş grafiksel diyagramlar üzerinde verilmiştir. La/Sm – Sm/Yb diyagramında Küçük Aladağ volkanikleri %70 - %50 spinel peridotit ile % 30 - % 50 granat peridotit karışım eğrileri arasında ve kısmi ergimenin % 0.4 ile % 0.8 arasında değiştiği bir kaynağa işaret etmektedir. Diğeryandan Kars volkaniti örnekleri ise % 60 - % 55 spinel peridotit ile % 40 - % 45 granat peridotit karışım eğrileri arasında ve kısmi ergimenin ~% 0.3 ile ~% 4 arasında değiştiği bir kaynağa işaret etmektedir. Kars volkaniti örneği olan ve bazik uç üye olarak kullanılan 15 OD 80 numaralı örnek iz düşülen bazik örnekler içinde ergime derecesi en yüksek olan örnek olarak görülmektedir. İz düşülen örneklere bakıldığında, daha yaşlı olan Küçük Aladağ volkanitlerinden genç platonun Kars volkaniti örneklerine geçişte sistematik olarak ergime derecesi ve kaynak mineralojisinde değişim olmadığı görülmektedir. Zamansal olarak kısmi ergime süreçlerinde sistematik değişimler gözlenmemektedir.

**Tablo 5.8:** Nonmodal (modal olmayan) yığın (batch) ergime modellemesinde kullanılan parametreler. Kaynak mineral oranları ve mineral/ergiyik ayrımlanma katsayıları ($K_d$) McKenzie ve O'Nions (1991; 1995)'den, ergiyik mineral oranları Thirwall ve diğ., (1994)'den alınmıştır.

***Kaynak mineralojisi***

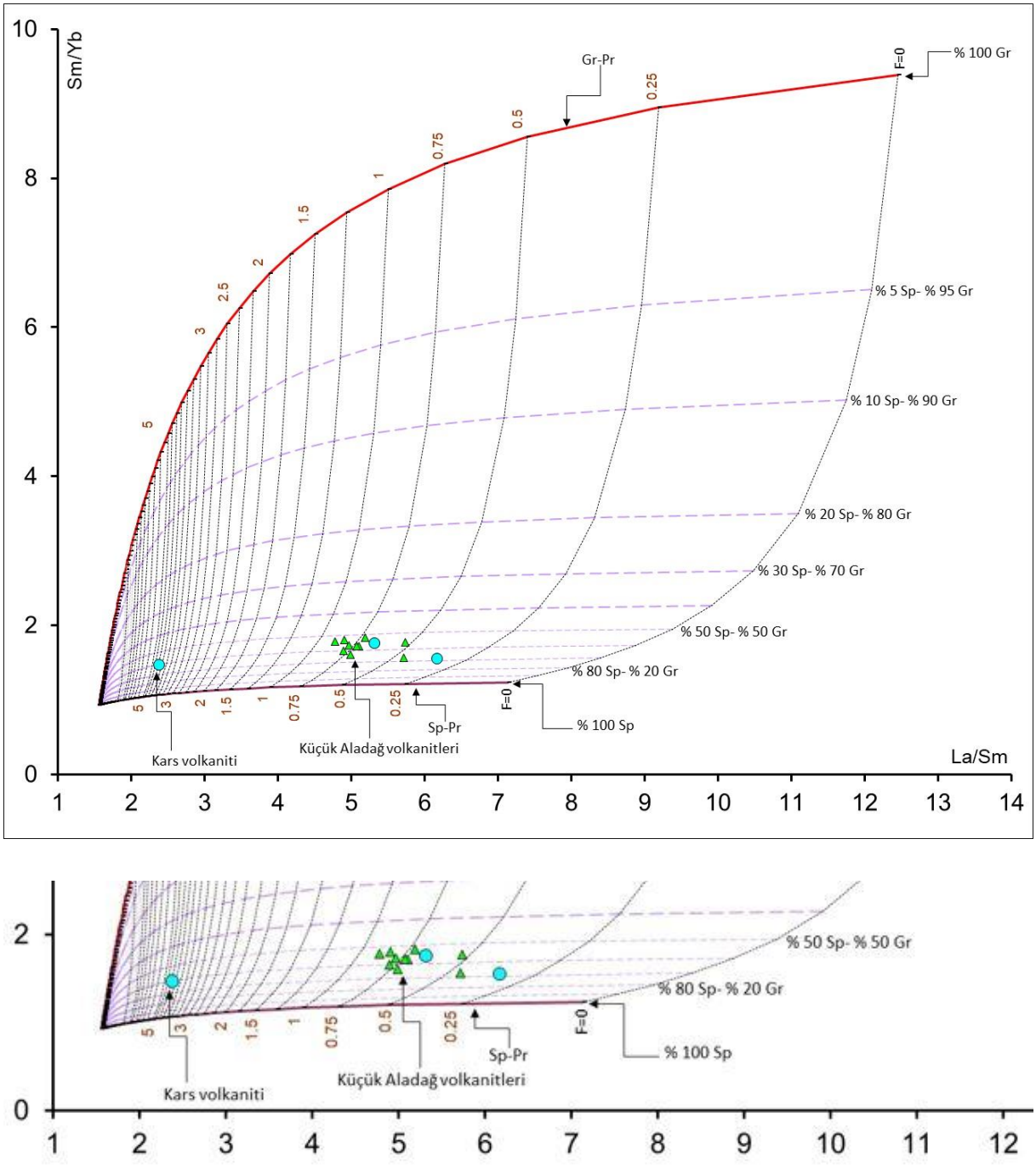
| | ***Kaynak mineral oranları*** | | ***Ergiyik mineral oranları*** | |
|---|---|---|---|---|
| | *Granat peridotit* | *Spinel peridotit* | *Granat peridotit* | *Spinel peridotit* |
| *Olivin (Ol)* | 0.598 | 0.578 | 0.05 | 0.1 |
| *Ortopiroksen (Opx)* | 0.211 | 0.27 | 0.2 | 0.27 |
| *Klinopiroksen (Cpx)* | 0.076 | 0.119 | 0.3 | 0.5 |
| *Granat (Grn)* | 0.115 | - | 0.45 | - |
| *Spinel (Sp)* | - | 0.033 | - | 0.13 |

*Mineral/ergiyik ayrımanma katsayısı değerleri ($K_d$)*

| | La | Sm | Tb | Yb |
|---|---|---|---|---|
| *Olivin (Ol)* | 0.0004 | 0.0013 | 0.002 | 0.0015 |
| *Ortopiroksen (Opx)* | 0.002 | 0.01 | 0.019 | 0.049 |
| *Klinopiroksen (Cpx)* | 0.054 | 0.26 | 0.31 | 0.28 |
| *Granat (Grn)* | 0.01 | 0.217 | 0.75 | 4.03 |
| *Spinel (Sp)* | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |

Kısmi ergime süreçlerinde manto kaynak mineralojisi çeşitlendirilerek karışım eğrileri sayısı arttırılabilir, primitif lav örneklerinin manto kaynak doğasının ergidiği alanlar çoğaltılabilir. Şekil 5.15'de modellenen kısmi ergime modellemesine ek olarak literatürden alınan ve bilim camiasında kabul görmüş olan alternatif farklı olası manto bileşimlerinin farklı eğriler şeklinde modellemesi Şek. 5.16'da verilmektedir. Modellemede MREE/HREE (Tb/Yb) – LREE/HREE

(La/Yb) nadir toprak elementleri kullanılmıştır. Mineral/ergiyik ayrımlanma katsayıları Tablo 5.8'de verilmiştir. Ayrıca kaynak minerolojisi de Tablo 5.9'da belirtilmiştir.

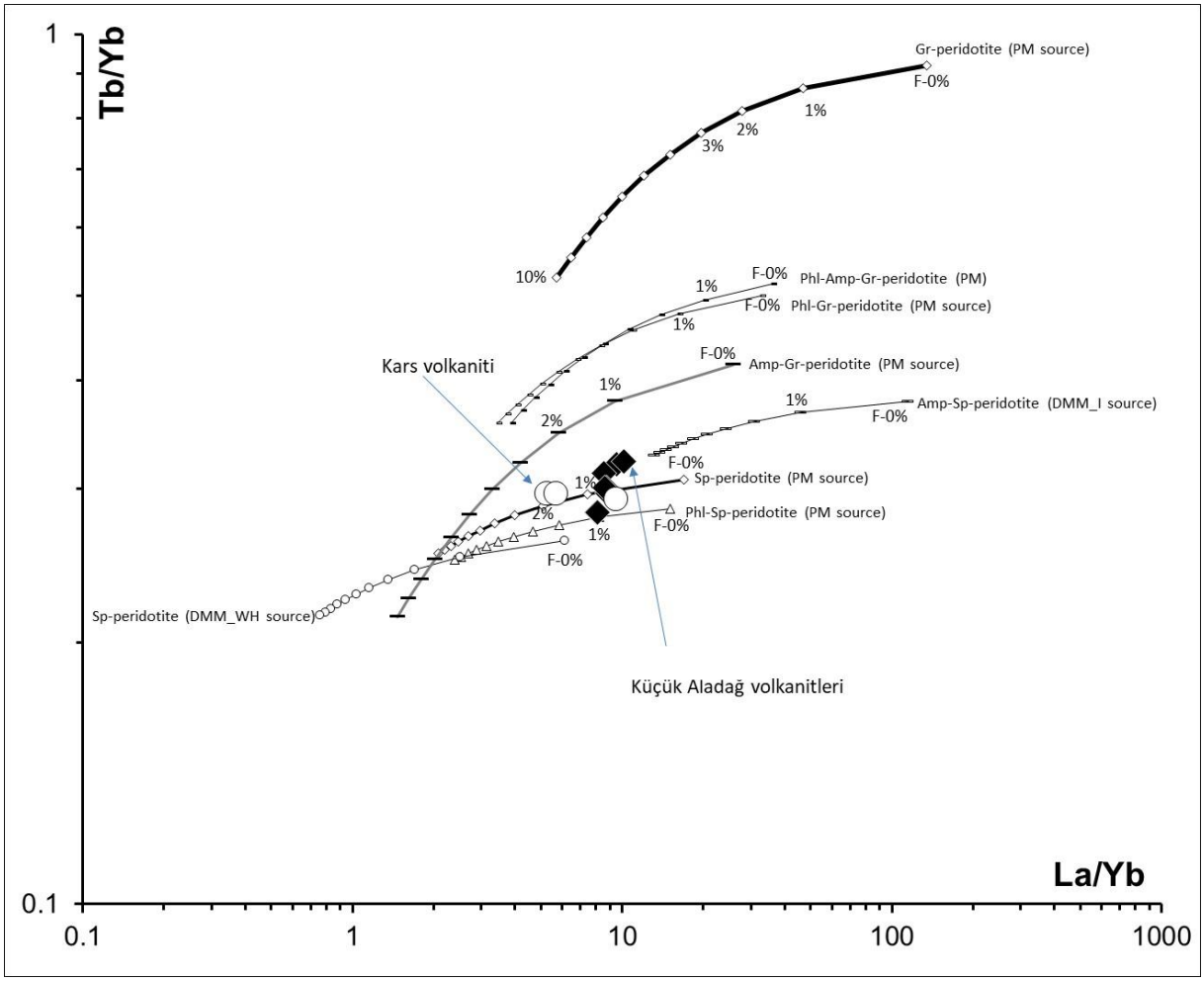



**Şekil 5.15:** Tez alanı volkanitleri için kısmi ergime sürecinin modellemesini içeren La/Sm – Sm/Yb değişim diyagramı. Modellemelerde kullanılan kaynak ve ergiyik mineral oranları ile ayrımlanma katsayıları için Tablo 5.8'e bakınız. Diğer açıklamalar için metne bakınız. Sp: spinel; Gr: granat; Sp-pr: Spinel peridotit; Gr-pr: Granat peridotit.

Şekil 5.16'da Küçük Aladağ volkanitleri ve Kars volkanitine ait örnekler kısmi ergime modellemesi için iz düşürülmüştür. Diyagram dikkatli bir şekilde incelendiğinde Küçük Aladağ volkanitlerine ait bir örneğin flogopit spinel peridotit (phl-sp peridotite) karışım eğrisi üzerinde ve birkaç örneğin spinel peridotit karışım eğrisi arasında izdüştüğü ancak örneklerin önemli kısmının ise Şekil 5.15'de görüldüğü gibi spinel peridotitik bir kaynak bileşim karışım eğrisi üzerine iz düştüğü görülür. Küçük Aladağ volkanitleri % 0.5 ile % 0.8 arasında, Kars volkaniti örnekleri ise % 0.5 ile % 2 arasında kısmi ergime derecelerine sahiptir. Bu oranlar Şekil 5.15'de verilen kısmi ergime modellemesindeki değerlerle hem her bir volkanik seri için hem de hepsi için uyumludur.

**Tablo 5.9:** Nonmodal (modal olmayan) yığın (batch) ergime modellemesinde kullanılan parametreler. [1]Thirwall ve diğ. (1994); [2]Thirwall ve diğ. (1994) ve Ionov ve diğ. (2002)'den değiştirilerek; [3]Barry ve diğ. (2003); [4]Workman ve Hart (2005); [5]Ionov ve diğ. (2002).

| | Olivin (Ol) | Ortopiroksen (Opx) | Klinopiroksen (Cpx) | Spinel (Sp) | Granat (Gr) | Amfibol (Amp) | Flogopit (Phl) | Toplam (Sum) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Gr-peridotit (PM source)*[1] | | | | | | | | |
| Source mode | 0.598 | 0.211 | 0.076 | | 0.115 | | | 1 |
| Melt mode | 0.05 | 0.2 | 0.3 | | 0.45 | | | 1 |
| *Amp-Gr-peridotit (PM source)*[2] | | | | | | | | |
| Source mode | 0.794 | 0.123 | 0.03 | | 0.011 | 0.042 | | 1 |
| Melt mode | 0.15 | 0.15 | 0.22 | | 0.15 | 0.33 | | 1 |
| *Phl-Gr-peridotit (PM source)*[2] | | | | | | | | |
| Source mode | 0.55 | 0.22 | 0.15 | | 0.03 | | 0.05 | 1 |
| Melt mode | 0.05 | 0.05 | 0.65 | | 0.05 | | 0.2 | 1 |
| Phl-amp-Gr-peridotit (PM source)[3] | | | | | | | | |
| Source mode | 0.55 | 0.2 | 0.15 | | 0.05 | 0.04 | 0.01 | 1 |
| Melt mode | 0.05 | 0.05 | 0.2 | | 0.2 | 0.4 | 0.1 | 1 |
| *Sp-peridotit (PM)*[1] | | | | | | | | |
| Source mode | 0.578 | 0.27 | 0.119 | 0.033 | | | | 1 |
| Melt mode | 0.1 | 0.27 | 0.5 | 0.13 | | | | 1 |
| *Phl-Sp-peridotit (PM source)*[2] | | | | | | | | |
| Source mode | 0.48 | 0.3 | 0.18 | 0.02 | | | 0.02 | 1 |
| Melt mode | 0.1 | 0.35 | 0.47 | 0.02 | | | 0.06 | 1 |
| *Sp-peridotit (DMM_WH source)*[4] | | | | | | | | |
| Source mode | 0.55 | 0.2 | 0.1 | 0.15 | | | | 1 |
| Melt mode | 0.2 | 0.15 | 0.3 | 0.35 | | | | 1 |
| *Amp-Sp-peridotit (DM_IM source)*[5] | | | | | | | | |
| Source mode | 0.794 | 0.123 | 0.03 | 0.011 | | 0.042 | | 1 |
| Melt mode | 0.15 | 0.15 | 0.22 | 0.06 | | 0.42 | | 1 |




**Şekil 5.16:** Tez alanındaki volkanitlerin manto kaynak alanındaki kısmi ergime modellemesinde kullanılan nonmodal batch melting (modal olmayan yığın ergime) modeli. Model parametre ve ayrımlanma katsayıları ($K_d$) Tablo 5.9 ve 5.8'de verilmiştir.

### 5.3.4. Magma odası için basınç-sıcaklık hesaplamaları

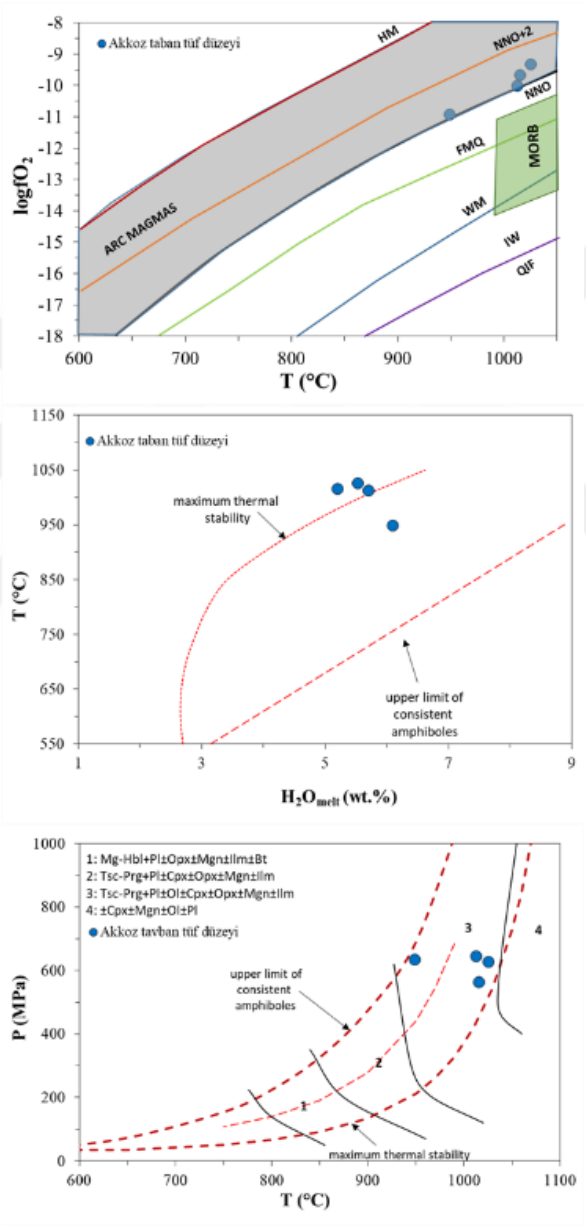
Magma odasının fizikokimyasal koşullarını belirlemek amacıyla mineral kimyası bölümünde (Bölüm 4.6) sınıflandırmaları yapılan mineraller (amfibol, piroksen, plajiyoklas) kullanılmıştır. Magma odasının basınç, sıcaklık, oksijen fugasitesi ve magma su içeriği koşullarına yaklaşımlarda bulunmak amaçlanmıştır. Çarpışma sonrası magmatizmanın gerçekleştiği bölgelerde; farklı fizikokimyasal koşullarda evrim geçiren magma odalarına rastlanmaktadır (Turner ve diğ., 1996). Söz konusu evrim sürecini anlayabilmek amacıyla literatürde yer alan metodlar tüm kaya kimyası, amfibol, klinopiroksen ve feldispat mineral kimyası verilerinden yararlanılmıştır. Daha önce bölgede Keskin (1994) ve Keskin ve diğ. (2006) mineral kimyası çalışmaları gerçekleştrilmiş ve çalışma alanı içerisindeki birimlerin magma odası koşullarına

yaklaşımlarda bulunmuştur. Amfibol jeobarometresi için Keskin (1994)'de ayrıntılı tartışmalar gerçekleştirilmiş ve Keskin ve diğ. (2006)'da Johnson ve Rutherford (1989) kalibrasyonunun daha iyi sonuç verdiği belirtilerek, Johnson ve Rutherford (1989) eşitlikleri kullanılmıştır. İki piroksen jeotermometresi için ise Lindsey ve Andersen (1983) eşitlikleri kullanılarak hesaplamalar yapılmıştır. Amfibol-plajiyoklas jeotermometresi için Blundy ve Holland (1990) eşitlikleri tartışılmıştır. Plajiyoklas jeotermometresi için Kudo ve Weill (1970) iki feldispat termometresi için ise Seck (1971) ve Brown ve Parson (1981) ele alınmıştır.

Mineral kimyası çalışmalarının erken döneminde gerçekleştirilen bu hesaplama çalışmalarına katkı amacıyla, yeni metod ve formülasyonlarla tez sahası içinde kalan örneklerden elde edilen mineral kimyası verileri tekrar değerlendirilmiştir. Tablo 4.2; 4.3 ve 4.4'de bu veriler mevcuttur.

Amfibol hesaplamaları için amfibollerdeki 4 ve 6 koordinasyonlarda bulunan Al elementine bağlı eşitlikler kullanan, Ridolfi ve Renzulli (2012) yöntemi seçilmiştir. Putirka (2016) Microsoft Excel® tabanlı hesaplama programı ve Yavuz (2007) WinAmphcal programı kullanılarak farklı eşitlikler kullanılarak elde edilmiş değerler karşılaştırılmış ve sınırlandırılmıştır (Tablo 5.10). Ayrıca amfibol mineral kimyasında oksijen fugasitesi, sıcaklık, basınç ve su içerikleri kullanılarak amfibollere ilişkin diyagramlar üretilmiştir (Şekil 5.17). Kalkalkali magmalar içerisinde amfibolerin Mg içeriği oksijen fugasitesi için kestirimler sağlamaktadır (Ridolfi ve Renzulli, 2012; Ridolfi ve diğ., 2008; 2010). Çalışma alanı içerindeki pargasit türdeki amfibollerde yapılan oksijen fugasitesi hesaplamaları da yüksek sıcaklıklar elde edilmiştir (~ 1000°C ve Nikel-Nikel-Oksit (NNO)) (Şekil 5.17a). Bu sonuçlar kalkalkali magmalardaki oksijen fugasitesi aralıkları ile tutarlılık göstermektedir (ΔNNO -1 - +3, (Ridolfi ve diğ., 2010). Oksijen fugasitesi ($\log fO_2$) değerleri Ridolfi ve Renzulli (2012) ile hesaplanmıştır. Değerler - 9,32 ile -10,93 arasında değişmekte olup (ortalama: -9,98), tüm örnekler Harald ve Gillard (2006) tarafından tanımlanan yay magmatizması alanına iz düşmektedirler. Amfibollerin $Al^{VI}$ içerikleri ergiyikyeki su içeriklerine duyarlıdır ve amfibol kristallenmesinin stabilizasyon alanını belirlemek amacıyla kullanılırlar. $H_2O$ konsantrasyonu Ridolfi ve Renzulli (2012)'deki hidrogermik formülasyonlarla hesaplanmıştır (Şekil 5.17b). Değerler % 5,2 ile % 6,09 arasında olup ortalaması % 5,63'tür. Bir örnek dışındaki analiz sonuçlarının stabilizasyon sınırının biraz dışında kalıyor olmalarının replenishment ya da mixing sürecinin bir etkisi olarak yorumlanabilir. P-T diyagramında (Şekil 5.17c), amfiboller

Tsg – Prg ± Pl ± Ol ± Cpx ± Opx ± Mgn ± Ilm'den oluşan bir alan olarak tanımlanan 3 alanına iz düşmektedirler. Manyetit ve ilmenit ise petrografik çalışmalarda gözlenmemiştir. Ridolfi ve Renzulli (2012) deneysel çalışmalarına göre, kalsik amfibollerin kristalizasyonları 1130°C ve 1,5GPa kadar ve düşük sıcaklık ve sığ kabuk koşulları (T<800°C, P<20 MPa)'dan 1000°C ve 2.2 GPa (yüksek sıcaklık stabilite eğrisine) kadardır (Şekil 5.17c).




**Şekil 5.17:** MK174 numaralı Akkoz taban tüf düzeyine ait trakidasit örneğine ait amfibollerin a) log$fO_2$-T diyagramı (Ridolfi ve diğ., 2010; 2012'dan değiştirilerek; "MORB" ve "Arc Magmas" alanları Haral ve Galliard (2006), b) T-$H_2O$ ergiyik diyagramı (Ridolfi ve diğ., 2010) ve c) P-T diyagramı (Ridolfi ve diğ., 2012'den).

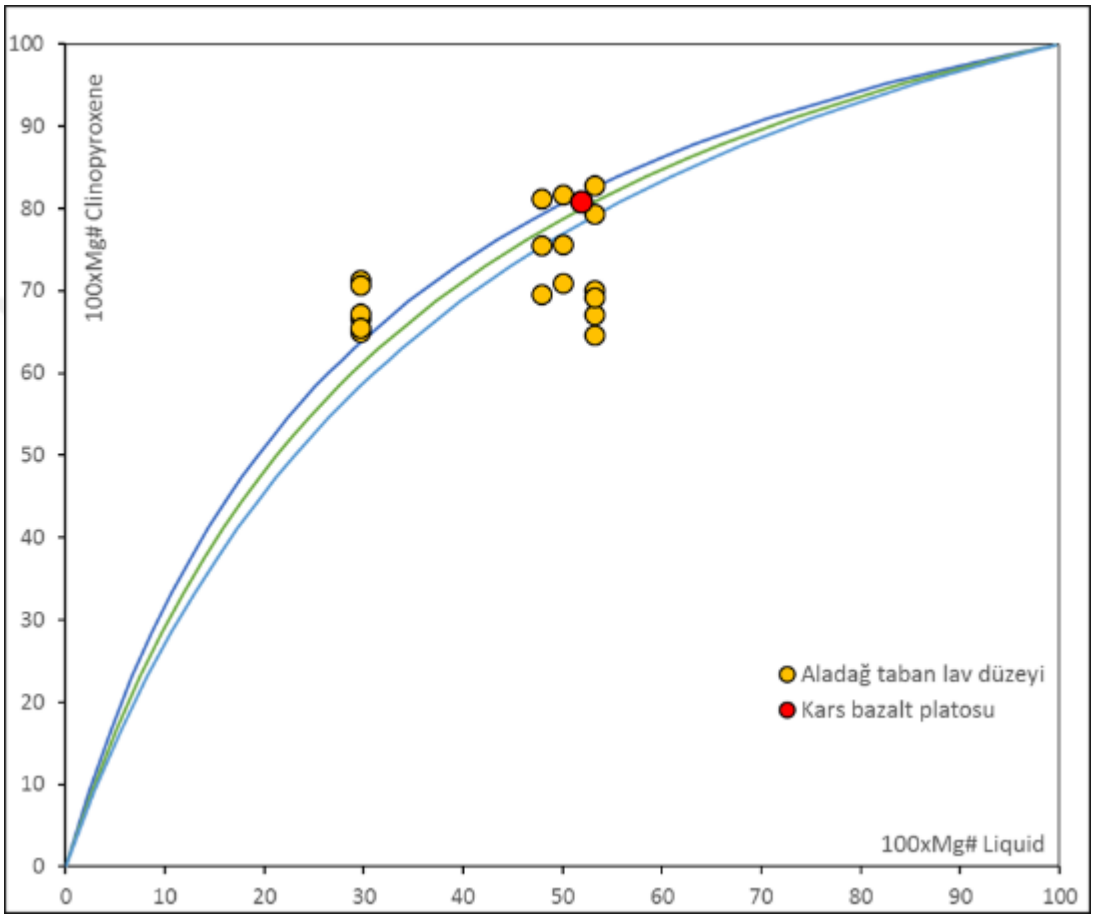
**Tablo 5.10:** Akkoz taban tüf düzeyine ait trakidasit MK174 örneğine ait amfibollerin hesaplama sonuçları (MPa: megapascal).

| Yöntem | MK174<br>MK174-1a | MK174<br>MK174-2d | MK174<br>MK174-3C1 | MK174<br>MK174-3R1 |
|---|---|---|---|---|
| Ridolfi ve diğ. (2010) | P(Mpa): 402±44<br>T: 957±22 | P(Mpa): 349±38<br>T: 936±22 | P(Mpa): 301±33<br>T: 938±22 | P(Mpa): 306±34<br>T: 970±22 |
| Ridolfi ve Renzulli (2012) | P(Mpa): 645±35<br>T: 1013±55 | P(Mpa): 627±26<br>T: 1026±55 | P(Mpa): 563±19<br>T: 1015±55 | P(Mpa): 635±30<br>T: 949±55 |
| Blundy ve Holland (1994) | | P(Mpa): 1150<br>T: 972-1232 | | P(Mpa): 710<br>T: 987-1157 |

Tablo 5.10'da ki elde edilen değerlere bakıldığında, Ridolfi ve diğ (2010) ile Ridolfi ve Renzulli (2012) arasında P-T değerleri arasında önemli bir fark olduğu görülmektedir. Keskin (1994) ve Keskin ve diğ. (2006)'da amfibol jeobarometresi için ortaya çıkan sonuçlar Paslı trakidasiti olarak isimlendirilen MK174 örneği için 6,2-7,3 kbar değerleri arasındadır. Değerler tabloda verilmemekle beraber Blundy ve Holland (1990) ve Schmidt (1992) eşitlikleri ile elde edilen sonuçlar ile tutarlılık göstermektedir. Alüminyumun kristal odacıklarına girdiği ve kristal şebeke yapısında yerini alarak amfibol kristalini oluşturduğu koşullar, barometrik açıdan 13-18 km den daha derin ortamlarda gerçekleşmektedir. Keskin (1994)'ün MK174 örneğinden yola çıkılarak bulduğu değerlere göre P-T koşulları 23,5 - 27,5 km derinliklerde ve Keskin ve diğ. (2006)'ya göre ise 18 - 22 km arasındaki magma odalarını işaret etmektedir. Hem deneysel ve ölçüm değerlerinden elde edilen amfibol kristallenme önermesi hem de tez alanı içindeki amfibol değerlerinden elde edilen sonuçlar ele alındığında Ridolfi ve Renzulli (2012) eşitliklerinin daha uyumlu ve güvenilir sonuçlar verdiği düşünülmektedir. 5,63 - 6,45 kbar derinliklerde kristallenen amfibol kristallerinin kıtasal kabuk içerisinde 20 ile 24 km derinliklerde yer aldığı ortaya çıkmaktadır. Jeotermometre sonuçları açısından ise 1026 ile 949°C arasında sıcaklık değerleri elde edilmiştir. EKVP içerisinde bu tür magma odaları derin yerleşmiş olarak kabul edilebilmektedir.

Klinopiroksen kristalleri için ise Putirka (2003); Putirka (2008) ve Neave ve Putirka (2017)'de değinilen eşitlikler kullanılarak hesaplamalar gerçekleştirilmiştir. Bu metodlar beraber kullanılarak karşılaştırmalar ve sınırlandırmalar gerçekleştirilmiştir (Tablo 5.11). Bununla beraber klinopiroksenlerin ve ergiyiğin içinde bulunan Mg#, Rhodes diyagramında Aladağ taban lav düzeyi ve Kars volkaniti için oluşturulmuştur (Şekil 5.18). Bu durumu incelemek için kayaların ergiyik kimyası (söz konusu durumda ortalama tüm kaya kimyası) ile klinopiroksen

Mg# değerleri karşılaştırılarak Rhodes diyagramında minerallerin içinde bulunduğu kayalarla olan kimyasal uyumuna bakılmıştır. Diyagramda ölçüm sonuçlarına göre MK159 numaralı Aladağ taban lav düzeyi andezit örneğinin klinopiroksenlerinin bir küme haline benzer davranış gösterdiği hem merkez hem de kenar ölçümlerinde büyük değişimler olmadığı gözlenmektedir.




**Şekil 5.18:** Aladağ taban lav düzeyi ve Kars bazalt platosuna ait klinopiroksenlerin Rhodes diyagramı.

Ayrıca MK147 örneğinin elektron prob analizi yapılan bazı klinopiroksenleri ise benzer Mg numaraları ile benzer özellikler göstermektedir. Rhodes diyagramında faz denge durumunu temsil eden sürekli çizgileri içinde bulunan örnekler, kristallendikleri ergiyikle uyumlu oldukları durumları göstermektedir. Bunun dışındakilerin, çizgilerin dışında bulunuyor olmaları ise ikincil proseslerden etkilendiklerini işaret etmektedir (alterasyon, metamorfizma, magma karışımı - tazelenme vs.). Diğer bir nokta ise klinopiroksen içerisindeki Mg# artışı yada azalışı ancak ergiyik içerisinde ise sabit oluşu tek bir mineralin sistemde kristallendiğini ve kompozisyonal olarak zenginleştiğini işaret etmektedir. Aladağ volkanı lavlarının örneklerinin içinde bulundukları ergiyik ile uyumsuzluğu, önemli bir kısmının denge durumu dışında oluyor

olmaları içinde bulundukları ergiyiğin zaman içerisinde değişikliğe uğraması yada replenishment-magma karışımı süreçlerinin etkili olduğunu göstermektedir.

Aladağ volkanitlerine ait klinopiroksen kristallerinden elde edilen değerler, bu fenokristallerin Putirka (2003)'nın önermiş olduğu formülasyona göre yaklaşık 2,8 kbar basınç altında, Putrika (2008)'e göre 5 kbar basınçta ve Neave ve Putirka (2017)'ye göre ise 3,3 kbar basınçta kristallendikleri göstermektedir. Aynı örnekten elde edilen değerlerin basınç koşulları açısından daha yüksek ve düşük olması analitik hatadan ziyade olasılıkla magma hareketlerine bağlı olarak, kristallenme koşullarının kabuk içerisinde değiştiğini göstermektedir. Aladağ taban lav düzeyine ait MK159 nolu örnekte bulunan bir piroksen fenokristali üzerinde MK159-8CR2 ve MK159-8R1 nolu nokta ölçümlerinde merkezinde (C: core) tüm ölçüm yöntemleri ve hesaplamalarında yüksek, kenar (R: rim) zonunda ise düşük basınç değerleri elde edilmesi magmanın kabuk içerisinde yükselmesinin bir göstergesi olarak yorumlanmaktadır. Aladağ taban lav düzeyine ait andezit ve dasitlerin klinopiroksenleri, Putirka (2008) ve Neave ve Putirka (2017) sonuçlarına göre ortalama 9 ile 15 km arasında derinliklerde kristallenmiş olabilecekleri görülmektedir. Zazantepe dasitine ait klinopiroksenler ise biri sığ diğeri ise ondan daha derin basınç koşullarını göstermektedir: 0,8-3,2 kbar (Neave ve Putrika, 2017) (Tablo 5.11). Bu basınç değerleri, piroksenlerin kıtasal kabuk içerisinde 2,4 ile 12 km derinlikleri arasında sığ derinliklerde kristallendiklerini göstermektedir. Kars volkanitinin lavları ise bu seriler içerisinde tüm hesaplama yöntemleri sonuçlarına göre en derin kristallenme koşullarını işaret etmektedir. Putirka (2008)'nın formülasyonuna göre en yüksek basınç değeri olarak 11,4 kbar iken daha sınırlayıcı bir hesaplama olarak Neave ve Putirka (2017)'ya göre ise 8,8 kbar hesaplanmaktadır. Neave ve Putirka (2017)'da belirtildiği üzere Putirka (2008) daha yüksek değerler vermektedir. Kıta kabuğu içerisinde sırasıyla yaklaşık 34 ile 26 km derinlikleri işaret etmektedir. Bu sonuçlara göre çalışma alanı içerisindeki en derinde kristallenen mineraller piroksenler olup, bunlar en son evrede püskürmüş olan Kars volkanitini oluşturan magmatizma sırasında gelişmişlerdir.

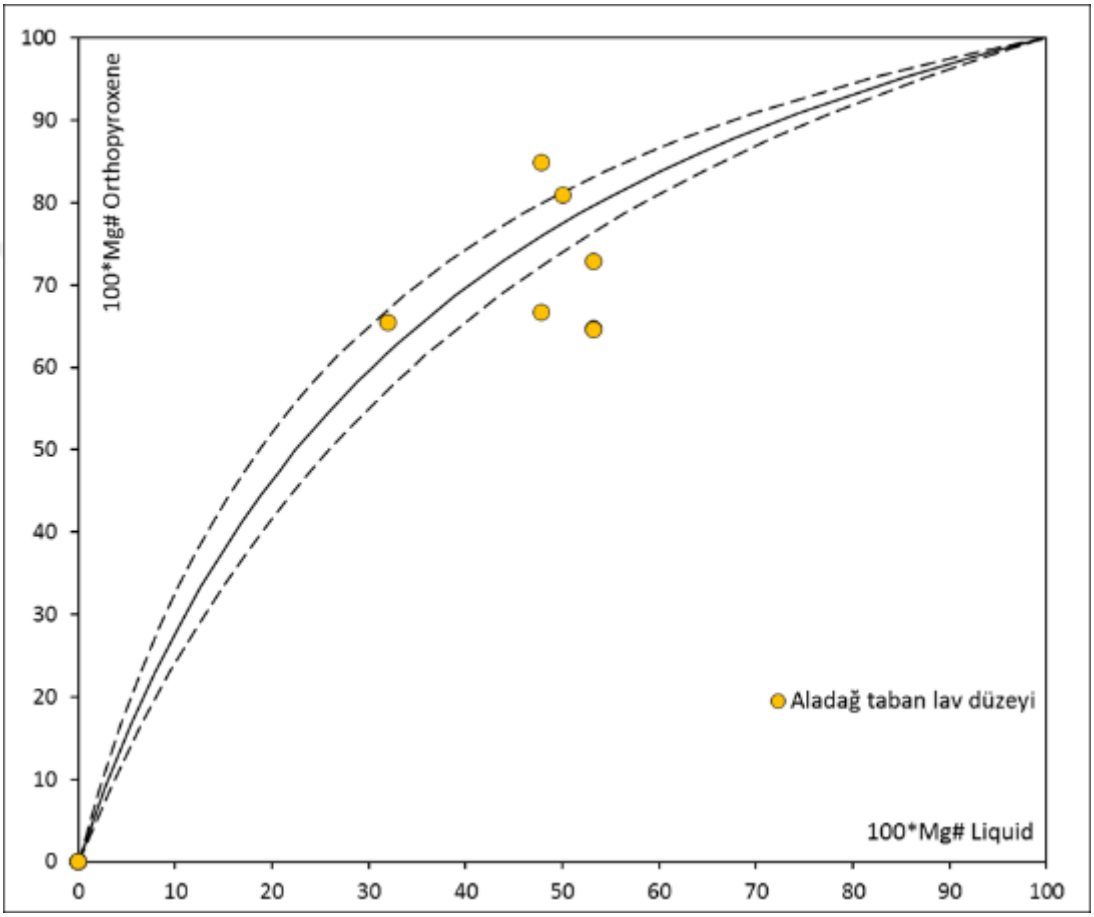
Hesaplanan kristallenme sıcaklıkları, Akkoz taban tüf düzeyindeki klinopiroksenlerin amfibol kristallerinden daha yüksek sıcaklıklarda kristallendiklerini göstermektedir. Aladağ volkanitine ait magmaların piroksen kristallenme sıcaklıkları, 1025°C ile 1100°C arasında değişmektedir. Kars bazalt platosuna ait örnekler ise yaklaşık 1150°C sıcaklıklarda kristallenmişlerdir. Bu

sonuçlar özellikle Aladağ volkanikleri için Keskin (1994)'in hesapladığı iki piroksen jeotermometre sonuçları ile uyumluluk göstermektedir.

**Tablo 5.11:** Aladağ volkanikleri ve Kars volkanitine ait örneklerin klinopiroksen jeotermometre-barometre hesaplama sonuçları (kbar:kilobar).

| Yöntem | MK147 | MK147 | MK148 | M159 | M159 | M159 | M159 | M159 | MK166 | MK166 | MK162 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | MK147-5e | MK147-9a | MK148-2a | MK159-5a | MK159-6b | MK159-8C2 | MK159-8R1 | MK159-9d | MK166-2a | MK166-6a | MK162-1f |
| Putrika (2003) | P (kbar): 3,7 T:1125,6 | P (kbar): 5,6 T:1193,3 | P (kbar): 5,4 T: 1108,5 | P (kbar): 1,6 T: 1040,9 | P (kbar): 0,3 T: 1027,1 | P (kbar): 1,7 T: 1039,7 | P (kbar): 1,5 T: 1034,6 | P (kbar): 2,2 T: 1041,1 | P (kbar): 1,8 T: 1080,2 | P (kbar): 3,8 T: 1096 | P (kbar): 7,9 T: 1190,2 |
| Putrika (2008) | P (kbar): 4,6 T:1196,6 | P (kbar): 7,2 T:1162,5 | P (kbar): 5,6 T:1181,3 | P (kbar): 6,5 T:1120,6 | P (kbar): 5,6 T:1100,1 | P (kbar): 5,2 T:1140,6 | P (kbar): 4,5 T:1133,5 | P (kbar): 5,6 T:1132,5 | P (kbar): 1,1 T:1155,9 | P (kbar): 4,0 T:1160,6 | P (kbar): 11,4 T:1252,5 |
| Neave ve Putrika (2017) | P (kbar): 2,3 T:1080,2 | P (kbar): 4,5 T:1100,6 | P (kbar): 4,8 T:10779 | P (kbar): 3,8 T:1045,4 | P (kbar): 2 T:1025,2 | P (kbar): 3,9 T:1044,8 | P (kbar): 3,4 T:1035,6 | P (kbar): 4,3 T:1045,3 | P (kbar): 0,8 T:1043,7 | P (kbar): 3,2 T:1065,7 | P (kbar): 8,8 T:1178,9 |

Ortopiroksen kristallerinde yapılan ölçümler sonucunda elde edilen veriler de Putrika (2008) eşitlikleri kullanılarak değerlendirilmiştir. Putrika (2008) hesaplamalarında 28b eşitlikleri temel alınmış ve diğer eşitlikler ile karşılaştırılmak suretiyle sınırlandırılmıştır (Tablo 5.12). Ortopiroksenler için Rhodes diyagramı oluşturulmuş ve ergiyik-kristal denge durumuna bakılmıştır (Şekil 5.19).




**Şekil 5.19:** Aladağ taban lav düzeyi ve Kars bazalt platosuna ait ortopiroksenlerin Rhodes diyagramı.

Şekil 5.19'da Aladağ taban lav düzeyine ait ortopiroksenlerin ölçümleri ile bir kısım örneğin içinde bulundukları ergiyik ile denge halinde olmalarına ragmen, geri kalanların ise ergiyik içerisinde daha dengesiz durumda olduğu gözlenmektedir. Bunun bu muhtemel sebeplerinden birinin magma odasının farklı bir kompozisyondaki ergiyikçe beslenmesi olmalıdır.

Daha önce metinde tartışılan klinopiroksen jeotermometre-jeobarometre hesaplamaları ve Keskin (1994)'de tartışmalarla daha uyumlu bir sonuç olduğu görülmüştür. Aladağ volkanitlerine ait ortopiroksen kristallerinin kristallenme sıcaklıkları, 1075°C - 1160°C arasında değişmekte olan bir magmadan kristallendiklerini göstermektedir. Bu sonuçlara göre

ortopiroksen hesaplamalarına bağlı sınırlandırmalar da klinopiroksenlerle yapılan hesaplamaların sonuçları ile tutarlılık içermektedir.

**Tablo 5.12:** Aladağ volkaniklerine ait örneklerin ortopiroksen jeotermometre hesaplama sonuçları (28a ve 28b: Putrika (2008)'deki eşitliklerdir).

| Yöntem | MK147<br>MK147-2b | MK147<br>MK147-4c | MK147<br>MK147-11 | MK148<br>MK148-1a | M159<br>MK148-3b | M159<br>MK159-10a | MK166<br>MK166-1a |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Putrika (2008)<br>Beattie (1993) | 1236,50 | 1214,26 | 1214,26 | 1313,57 | 1254,99 | 1192,65 | 1251,88 |
| Putrika (2008)<br>28a | 1048,74 | 1035,02 | 1084,85 | 1232,56 | 1083,29 | 1089,54 | 1155,49 |
| Putrika (2008)<br>28b | 1129,24 | 1111,99 | 1111,99 | 1160,71 | 1135,55 | 1078,10 | 1143,83 |

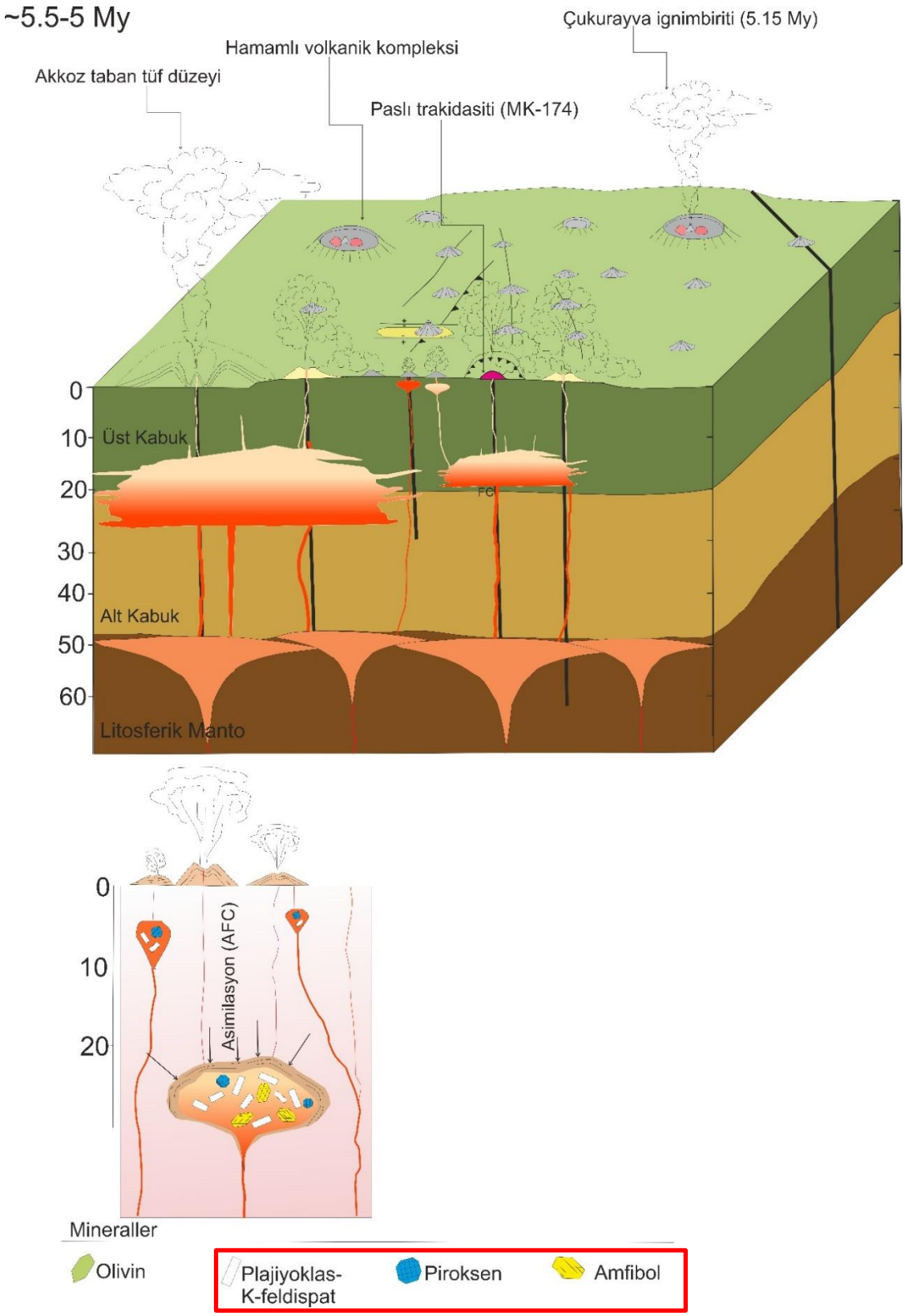
### 5.3.5. Magma pompalama sistemi

Tezin daha önceki bölümlerinde sunulan bulgular, Akkoz taban tüf düzeyi, Hamamlı volkanik kompleksi, Aladağ volkanitleri, Küçük Aladağ volkanitleri, Odalar riyoliti ve Kars volkanitine ait lavların tümünün veya bir bölümünün kabuk içindeki magma evriminde FC, AFC ve magma karışımı süreçlerinin belirli oranlarda etkili olduğunu belgelemiştir. Bu süreçler için yapılmış olan modelleme diyagramları FC (fraksiyonel kristallenme) ve magma karışımı süreçlerinin etkili olduğu, ancak, yukarıda adı geçen birimlerin magmatik evriminde AFC süreçlerinin daha az etklili olduğunu göstermiştir. Aladağ stratovolkanın altında yer almış olduğu varsayılan magma odasında FC ve magma karışım süreçlerinin etkili olduğu petrolojik bulgular ile ortaya konmuştur. Bununla beraber Aladağ stratovolkanının parazit konisi niteliğindeki Küçük Aladağ volkanı ve volkanizmanın son evresini teşkil eden Kars volkaniti magma tazelenmesi ve ayrıca AFC prosesinin de önem taşımış olduğu gözlenmektedir. Saha gözlemleri, petrografik gözlemler, jeokimyasal veriler ve petrolojik modellemelerin sonuçları birlikte yorumlandığında magma pompalama sisteminde, erken evre volkanizmasında magma odasının derinde, Aladağ volkanizması ile temsil edilen volkanizmanın magma odalarının ise sığ-orta derinlikte yer almış olması gerektiği ortaya çıkmaktadır. Geç evrede ise Kars volkanitine ait magma odalarının ise derin ve sığ magma odaları içermiş olmalıdır (Şekil 5.20-25). Bu bölümde volkanik evrelerin her birinin magma pompalama evrimi anlatılacaktır.

Akkoz taban tüf düzeyi Erzurum Kars Volkanik Platosunda taban tüf düzeyi olarak anılan ve Üst Miyosen- Alt Pliyosen arasında bölge çapında aktif olmuş patlamalı (explosive) tip bir

volkanizmanın sonucudur. Ürünleri piroklastik yağma, akma, base-surge, kaynaklı ve kaynaksız ignimbirit ve ortaç nitelikli lav ara katkılarından oluşmaktadır. Çalışma alanında Aras vadisi boyunca ve Kötek köyü-Paslı geçidi arasında (Kağızman kuzeyi) gözlenmiştir. Aktif olduğu zaman dilimi ise Çukurayva ignimbiritinden alınan örneğin K-Ar yöntemiyle saptanmış püskürme yaşı 5.15 My'dır (Keskin, 1994). Ancak Aras nehri vadisinde Çukurayva ignimbiritinden daha yaşlı taban tüf düzeyi birimleri olduğundan 5.15 My çok önce aktiviteye başladığı ve sürdürmüş olduğu düşünülmektedir. Jeokimyasal analizler sonucunda ara katkı olarak bulunan lavların daha çok trakidasit- trakiandezit ve az oranda riyolit bileşimde oldukları ortaya konmuştur. Yapılan fraksiyonel kristallenme (FC) ve magma mixing-replenishment modellemelerinde magma odalarında büyük oranda FC prosesinin hakim olduğu anlaşılmıştır. Zira Aitcheson ve Forrest (1994)'ün eşitlikleri elde edilmiş ρ ( $M_a/M_m^0$) değerleri ~0,18 - 0,25 arasında yer almakta olup, EC-AFC hesaplamalarında ise ~ %1 civarlarında kabuksal katkı içerdikleri görülmektedir. Akkoz taban tüf düzeyi lavlarında MK-174 (Paslı trakidasiti Keskin, 1994); Keskin ve diğ., 1998) örneğinden yapılan amfibol mineral kimyası analizlerinde ise pargasit türde olan minerallerin kristallenme sıcaklıklarının 949±55 -1026±55 °C arasında olduğu ve amfibol kristallenme derinliklerine bakıldığında ise 563 - 645 MPa denk gelen derinliklerde, 20 - 24 km, kristallendikleri ortaya konmuştur. Tez kapsamında hesaplanan bu basınç ve derinlik değerleri, Keskin (1994) ve Keskin ve diğ. (2006)'da belirtilen değerlerle uyumlu olup, amfibol kristallenmesinin sağlanabileceği derin magma odalarını işaret etmektedir (Şekil 5.20). Üst Miyosen- Pliyosen döneminde bölgesel olarak sıkışmalı rejimden genişlemeli rejime geçişin (Koçyiğit ve diğ., 2001) bir sonucu olarak ve ayrıca fay-kırık-çatlak zonlarının magma getirimi ve depolanmasındaki aktif rolü nedeniyle volkanitlerin depolandığı pull-apart havzalar (Pasinler pull-apart havzası vb.) oluşmuştur (Keskin vd., 1998). EC-AFC modellemelerinde (Bölüm 5.2.3; Şekil 5.11) ise asimilant olarak üst kıtasak kabuk ve sıcaklığının 400°C, alt kıtasal kabuk için ise biri 600°C diğeri hipotetik olarak önerilen kıtasal kabuk 2 modelinin ise 800°C olduğu modelde magma odasında kabuksal özümsemesinin üst kıtasal kabuk koşullarında olduğu ortaya konmuştur. Bu açıdan derin magma odalarında kristallenmeye başlayan ergiyiğin fay sistemleri ile yukarı yükseldiği ve üst kabuk içerisinde depolanıp daha sonra yüzeye çıkarak püskürdüğü düşünülmektedir. Ayrıca Akkoz taban tüf düzeyi örnekleri uygun olmamakla beraber, yapılan kısmi ergime modellemelerinde (Bölüm 5.3.3; Şekil 5.15) spinel oranının 70-50 % olduğu, spinel peridotitik bir alandan türediği kabul edilmektedir.

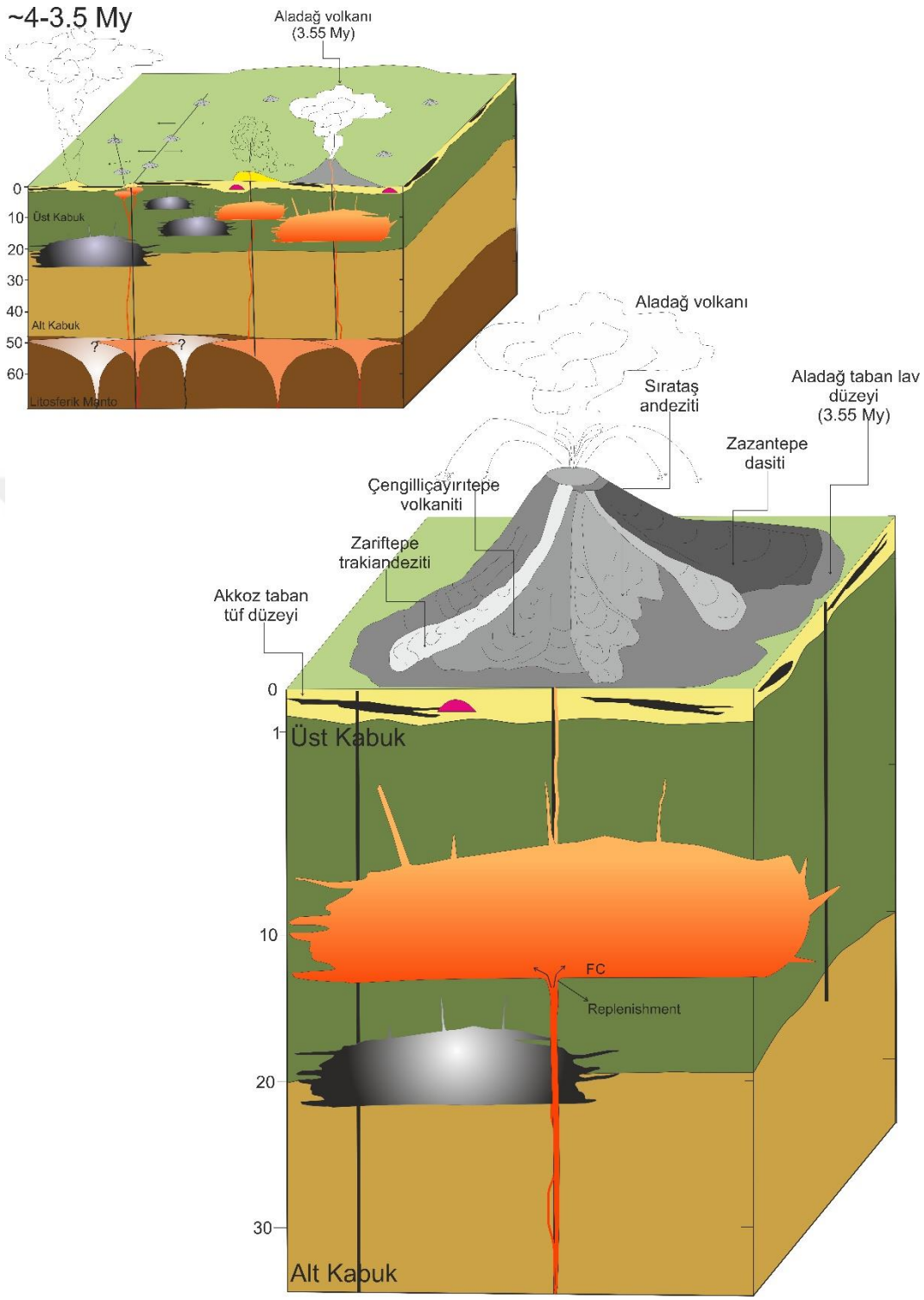
Çalışma alanı içerisinde Akkoz taban tüf düzeyi üzerine Aladağ stratovolkanın Taban lav düzeyi lavları gelmekte ve plato üzerinde çeşitli lav yaygıları ile Aladağ volkanını oluşturan birimler yer almaktadır (Ek-1). Aladağ volkanını oluşturan volkanizmanın yaşı için Keskin (1994)'in saptamış olduğu K-Ar yaşı 3.55±0.20 My'dır. Muhtemel olarak bir füsür ya da fay zonundan çıkış ile başlayan magmatizma, merkezi bir çıkış noktasına dönüşmüştür. Muhtemel olarak ~ 4 My'dan sonra başlayan evrenin ise 3.40 My'a kadar sürdüğü düşünülmektedir. Kars-Kağızman karayolunda Paslı geçidi civarında alınan bir plato örneği (MK 174) K-Ar yaş analizine göre 3.40±10 My'dır (Keskin, 1994). Bu sınırlamalar ile Aladağ volkanı bir kaç yüz bin yıl içinde püskürmeye başlamış ve evrimini tamamlamış olmalıdır (Şekil 5.21; 5.22). Aladağ volkanını oluşturan birimlere stratigrafik açıdan bakıldığında Aladağ taban lav düzeyi 3.55 My civarında aktif olmuş andezit ve dasitlerden oluşmaktadır. FC ve magma karışma/tazeleme (magma mixing/replenishment) süreçlerine bakıldığında, Harker değişim diyagramları ve ileri derecede uyumlu ve uyumsuz elementlerin birbirine iz düşürüldüğü diyagramda (Şekil 4.82-86 ve Şekil 5.4) Aladağ magmatik sistemi ve çevresinde yüzeylenen çarpışma kökenli volkanitlerin magma odası evrimlerinde en etkili süreçlerin FC ve magma karışımı olduğu anlaşılmaktadır.




**Şekil 5.20:** Akkoz taban tüf düzeyi (erken evre) volkanikleri için manto kaynak alanı ve magma odalarındaki petrolojik süreçleri gösterir blok diyagram ve skeç kesit. Şekil düşeyde ölçekli olup, yatayda ölçeksizdir.

Aynı şekilde Aladağ taban lav düzeyinin AFC süreçlerine bakıldığında Aitheson ve Forrest (1994) eşitlikleri ile elde edilen $\rho$ ($M_a/M_m^0$) değerleri ~ 0,23-0,1 aralığında yer almakta olup, asimilasyon derecesi Akkoz taban tüf düzeyine oranla düşüktür. Kompozit kemostratigrafi kesitleri (Şekil 5.12) magma odasındaki ergiyiklerin kimyasının zaman içinde asitikten ortaça doğru gerilemiş olduğunu göstermektedir. EC-AFC modellemesinde (Şekil 5.11) kabuksal katkı oranı % 1 civarlarındadır. Kabuksal özümsemenin etkisinin oldukça düşük kaldığı ancak magma karışımı ve fraksiyonel kristallenmenin baskın bir işlem olarak işlediği bir süreç geçirmiştir. Sırataş andeziti, Çengilliçayırıtepe volkaniti ve ayrıca Zazantepe dasitine bakıldığında birbirine yakın kimyada lavlara sahip olan bu birimler birbirleri ardı sıra magma odasının faaaliyetiyle püskürmüş ve akmışlardır. $\rho$ ($M_a/M_m^0$) değerleri 0,15-0,1 arasında yer almaktadır. Magma odasının bazik nitelikte bir magma ya da kendi bileşimine yakın bir başka bir magma odasından gelen ergiyik ile tazelendiği ya da karıştığı koşullarda bir miktar kristallenme geçirip evrimleştiği ve bu sırada püskürmelerle zaman zaman yüzeye çıktığı bir magma pompalama sistemi çalışmış olmalıdır Yukarıda adı geçen birimlerin üzerine gelen Zariftepe trakiandeziti, Gümüştepedüzü volkaniti FC-magma mixing süreçlerinin etkin olduğu ancak magma karışımı ile Aitheson ve Forrest (1994) eşitlikleri ile $\beta$ ($M_r/M_a$) değerlerinin arttığı asimilasyonla beraber magma tzelenmesi/karışımı gerçekleştiği magma odası süreçleri yaşanmış olmalıdır (Şekil 5.21; 5.22).

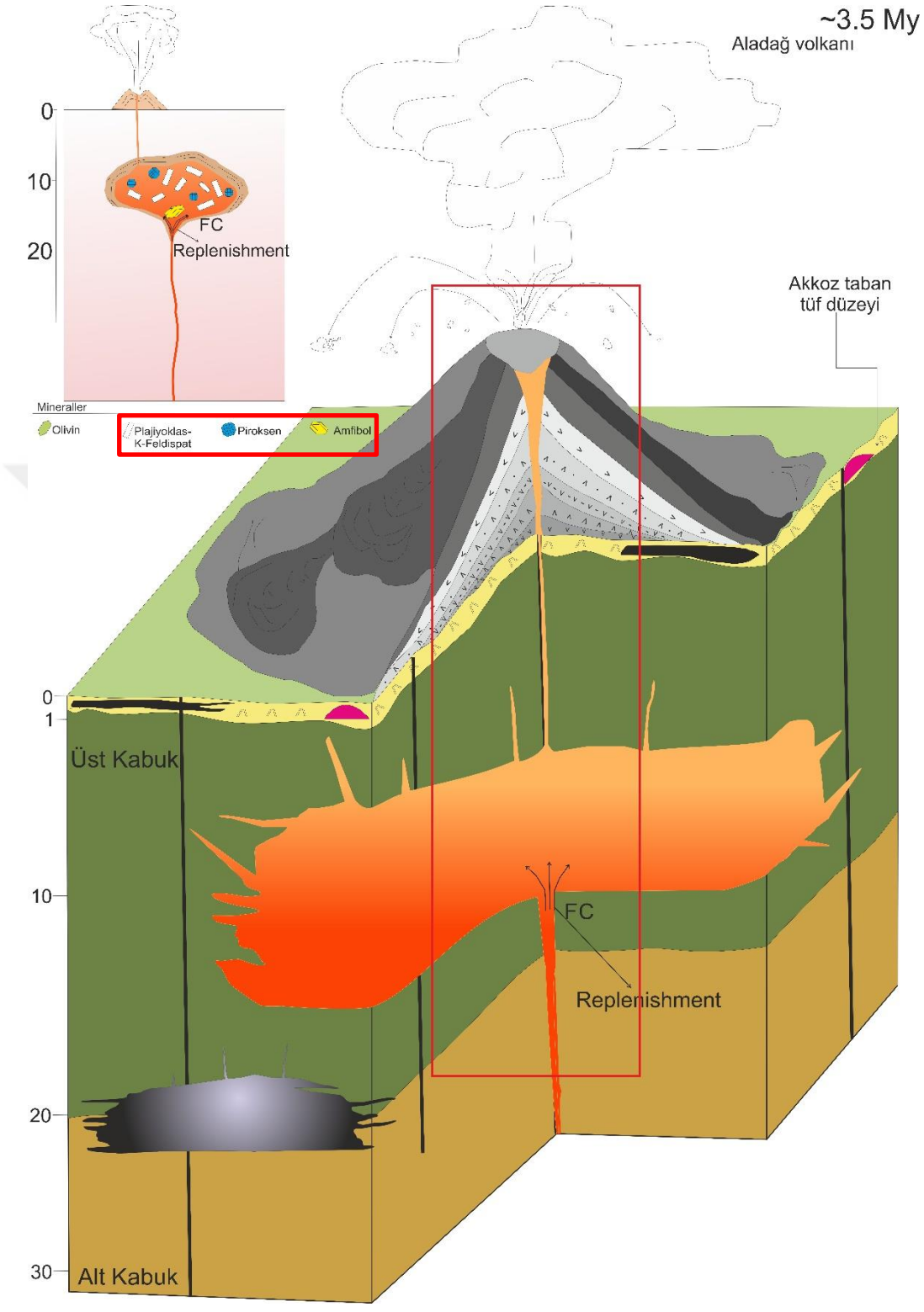
Aladağ volkanitleri üzerinde tez kapsamında yapılan petrografik çalışmalar, amfibolün kristallenen mineral fazı içinde yer almadığını göstermiştir. Ancak lavlarda fenokristal olarak olmasa da yer yer amfibol ksenokirstalleri görülmektedir (Şekil 5.1). Amfibol ve piroksen mineral kimyasına göre hesaplanan jeobarometre sonuçları, Aladağ volkaniti lavlarının 9 ila 15 km, Zazantepe dasitinin ise 2.4 ila 12 km derinlikten kristallenmiş fenokirstaller içerdiklerini göstermiştir. Bu bulgular, Aladağ volkanının altındaki magma odasının sığ-orta derinlikte olduğu ortaya konmaktadır (Şekil 5.22). EC-AFC modellemelerinde de Aladağ taban lav düzeyi örneğinin asimilasyon başlangıç sıcaklığı 400°C olduğuna göre, bulunduğu derinlik üst kıtasal kabuğun seviyesinde olmalıdır ve magma bu malzemenin az oranda asimilasyonundan etkilenmiştir.



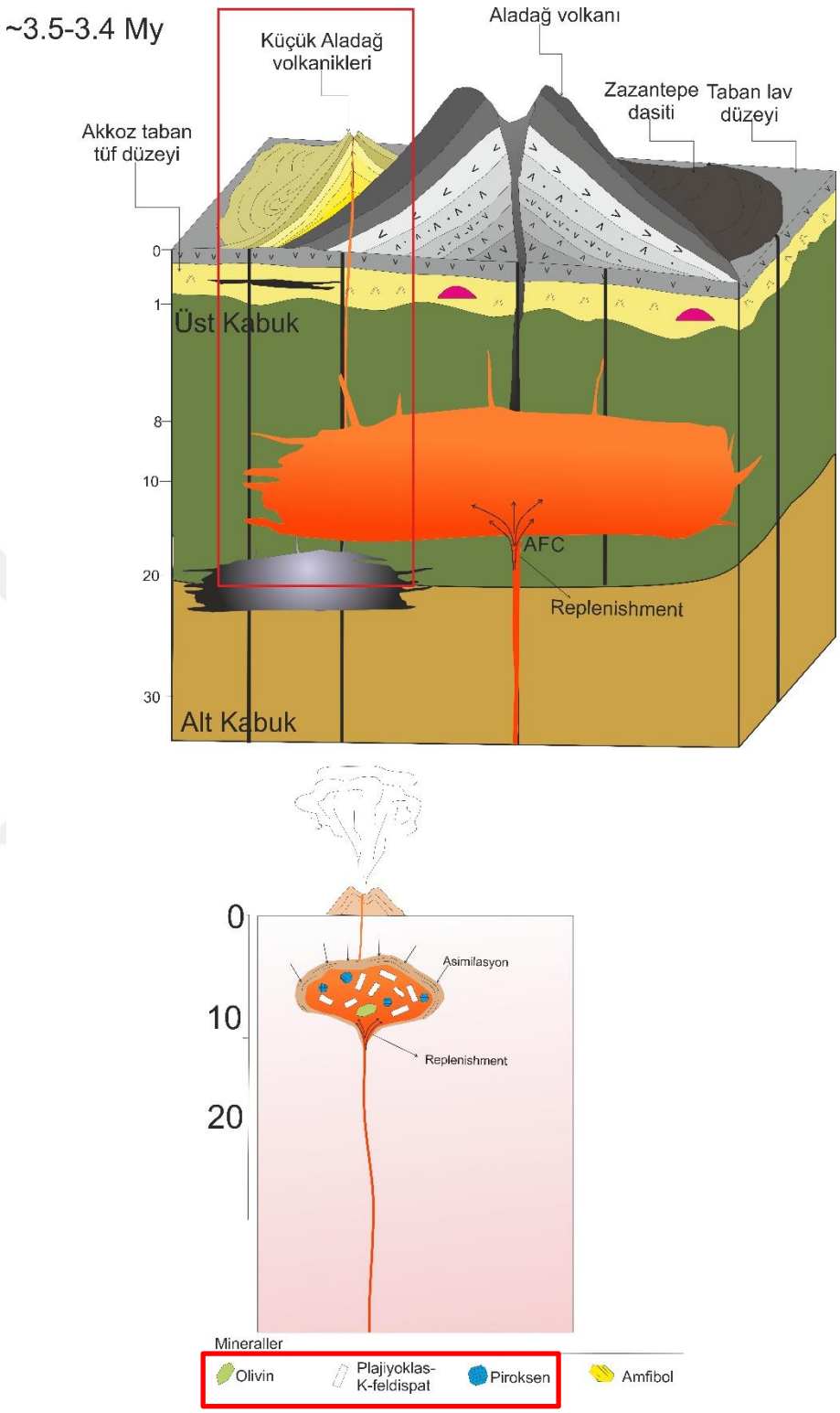

**Şekil 5.21:** Aladağ volkanı için manto kaynak alanı ve magma odalarındaki petrolojik süreçleri gösterir blok diyagram. Koyu renkle gösterilen magma odaları ve enjeksiyon kanalları volkanizmanın bu kesimlerde bittiğini göstermektedirler.

Aladağ stratovolkanının ana magmatik faaliyetinden sonra volkanik aktivite daha bazik karakterli bazaltik andezit-bazaltik trakiandezitik türde lavlardan oluşan, Aladağ volkanının kuzey eteklerinde yer alan bir parazit koni olan Küçük Aladağ volkanından lavların püskürmesi ile devam etmiştir. (Şekil 5.23). Jeokimyasal stratigrafik kesitlerde görüleceğe üzere (Şekil 5.12; 4.97-102) Aladağ volkanitlerinden sonra magma kimyasının karakterinin değiştiği, Aitchesson ve Forrest (1994) eşitlikleri ile magma tazelenmesi $\beta$ ($M_r/M_a$) oranının arttığı, yerleştiği kabuk içerisinde kabuksal özümseme oranının arttığı ($\rho$: $M_a/M_m^0$) asimilasyonla beraber magma tazelenmesinin de olduğu magma odası evrimi geçirmiştir. $\rho$ değerleri 0,15 düzeylerinden 0,25'lere kadar çıkmaktadır. $\beta$ ($M_r/M_a$) değerleri de Aladağ volkanitlerinin son evre lavlarına göre yükselmiştir. Bu durum alttan bazik nitelikte yeni bir ergiyiğin magma odasını basmış olduğunu işaret eder. Bu bulgulara göre, mineralojik parajenez ve bazik nitelikli lavların yaygın bir alanı kaplıyor oluşu da bu magma odasının sığa yakın magma odalarında depolanıp kısa bir süre içerisinde Aladağ'ın kuzey eteğindeki fisürden çıkıp akmış olması gerektiğini işaret etmektedir (Şekil 5.23).

Küçük Aladağ volkanitlerinden sonra, Aladağ volkanı güneyde Odalar köyü civarında riyodasitik- riyolitik domlar ve doğuda Gümüştepe köyü civarında sferülitli riyolitlerden oluşan domlar tarafından kesilmektedir. Odalar riyoliti olarak isimlendirilen bu domlar, bazik bir magmatizma sonrasında magma odasında ileri derecede evrimleşen ve depolanan viskoz ergiyiğin yüzeye çıkması ve Aladağ volkaniklerini kesmesi ile oluşmuştur (Şekil 5.24). Odalar riyoliti Aladağ ve Küçük Aladağ volkanizması sonrasında kalan ergiyiğin bir süre daha evrimleşip daha sonra püskürmesiyle gerçekleşmiştir. Bu dom ve lav yaygıları sınırlı alanlarda gözlenmektedir. Magma odası prosesleri açısındansa Şekil 5.12'de gösterildiği üzere magma tazelenmesinin sona erdiği, fraksiyonel kristallenme ve asimilasyonun beraber işlediği (AFC) bir süreç etkili olmuştur.



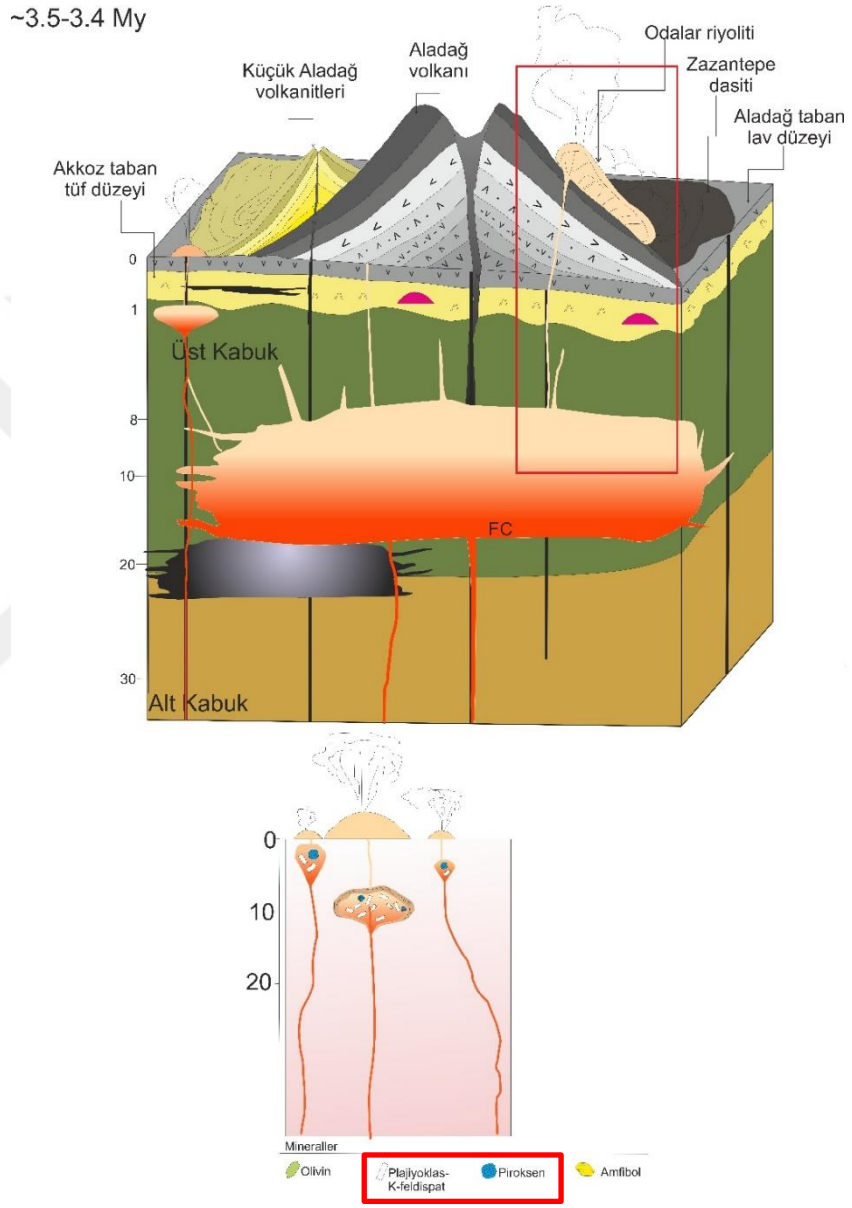

**Şekil 5.22:** Aladağ volkanı için magma odalarındaki petrolojik süreçleri gösterir blok diyagram ve skeç kesit. Magma odasında kristallenen mineraller şekil iç yazısında verilmiştir.



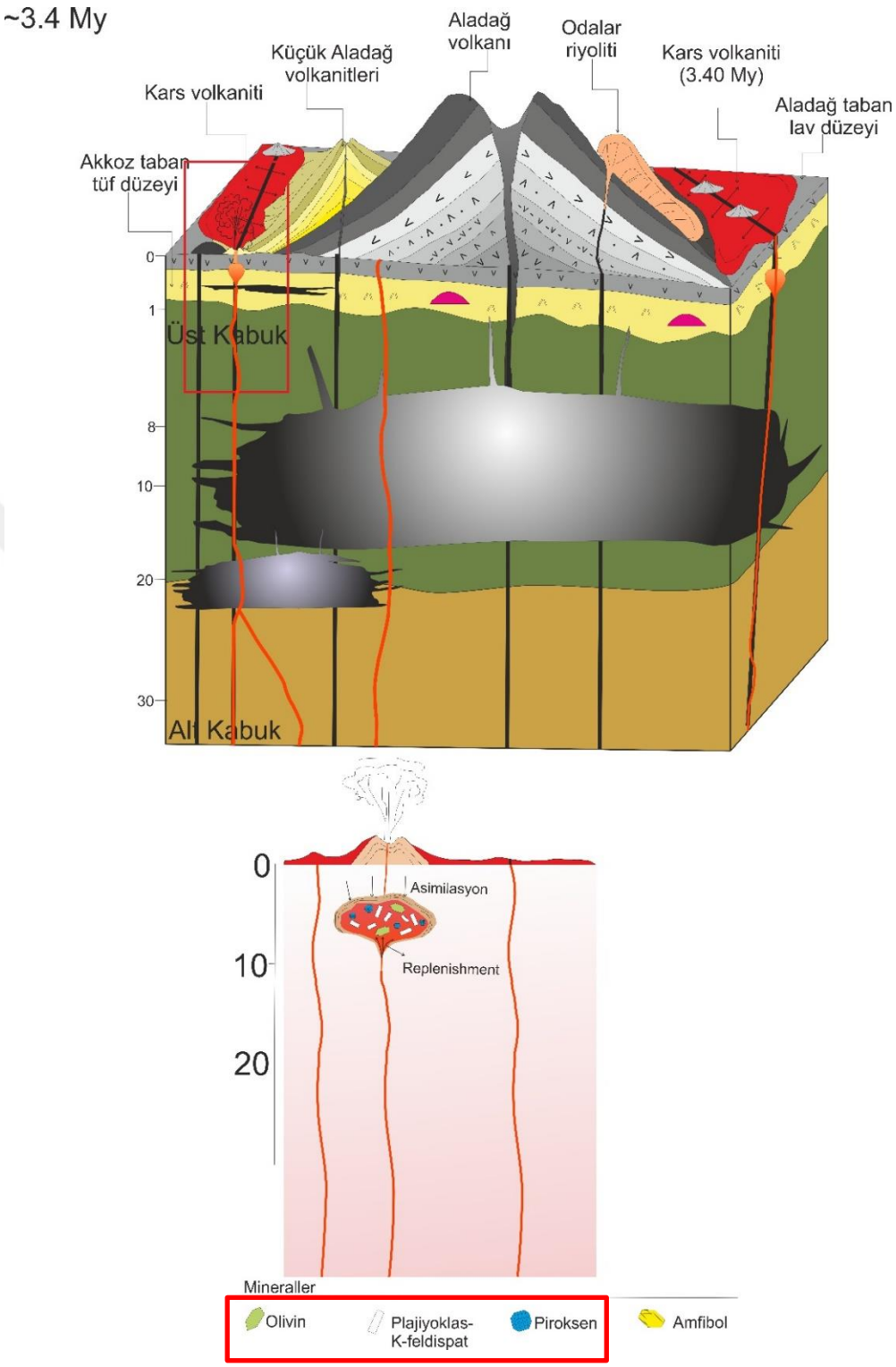

**Şekil 5.23:** Küçük Aladağ volkanitleri için magma odalarındaki petrolojik süreçleri gösterir blok diyagram ve skeç kesitler. Magma odasında kristallenen mineraller şekil iç yazısında verilmiştir. Koyu renkle gösterilen magma odaları ve enjeksiyon kanalları volkanizmanın bu kesimlerde bittiğini göstermektedirler.

Volkanizmanın 3,5 ile 3 My arasındaki evresi, çalışma alanı içerisinde ve yakın çevresinde, Kars platosunu oluşturan volkanizmasının etkin olduğu dönemdir. Keskin (1994), Keskin ve diğ. (1998) ve Keskin ve diğ. (2006)'ya göre çarpışma kökenli volkanik aktivite Erzurum-Kars Platosu boyunca batıdan doğuya doğru gençleşmiştir. Çalışma alanının kuzeydoğusunda, plato lavlarının yaşı 2.7 My (Keskin, 1994; Keskin ve diğ., 1998), daha kuzeyde ise 1.5 My'a (Pearce ve diğ., 1990) kadar düşmüştür. Erzurum Kars Volkanik Platosuna, plato morfolojisi kazandıran Kars volkanitine ait lavlar ile temsil edilmektedir. Kilometrekarelerce alan kaplayan bu bazik lavlar platonun son evresini oluşturmaktadırlar. Koçyiğit ve diğ. (2001)'ne göre Erken-Geç Pliyosen'de tektonik rejimin sıkışmadan açılma rejimine dönmesi ile çarpışma sonrası gerçekleşen volkanizmanın rahatlıkla yüzeye ulaşmasını sağlayan fay zonları gelişmişir. Bunun en iyi gözlendiği evre volkanizmanın geç evresidir. Bu doğrultu atım etkisindeki gerilmeli tektonik ortam, platonun yaygınca bazik lavlarla kaplanmasına yol açmıştır. Yapılan fraksiyonel kristallenme (FC) / magma karışım ve tazelenmesi (magma mixing-replenishment) modellemelerinde (Şekil 5.6) ve petrolojik modellerle elde edilmiş değerlere göre dizayn edilmiş jeokimyasal stratigrafik kesitlerde $\beta$ $(M_r/M_a)$ değerlerinin arttığı bununla beraber, kabuksal katkı ($\rho$ $(M_a/M_m^0)$) oranının da artmış olduğu görülmektedir. EC-AFC asimilasyon modellemesinde Kars volkaniti birimleri, Akkoz taban tüf düzeyi ve Aladağ taban lav düzeyi birimlerine oranla daha fazla kabuksal materyal asimile ettiği görülmektedir, % 2'nin üzerinde. Aynı modellemede kullanılan asimile olan kabuksal kesim için üst kabuğu temsilen 400°C başlangıç sıcaklığında asimilant ve alt kabuğu temsil eden ilki gerçek alt kabuk değerleri (Taylor ve McLennan, 1985) ve diğeri hipotetik alt kabuk değerleri olarak, 600°C ve 800°C başlangıç değerleri alınmıştır. Bu modelleme veri noktalarını üst kabuk değerlerini gösteren bir eğri üzerinde yer aldıkları görülmektedir. Bu da 9-12 km arası bir derinliğe sokuldukları ve kabuk içinde depolandıklarına işaret etmektedir. Ancak Kars volkaniti lavlarında bulunan klinopiroksen minerallerinde yapılan mineral kimyası ölçümleri ise Putirka (2008)'de kristallenme derinliği için 11.4 kbar değeri verirken daha sınırlayıcı bir hesaplama yöntemi olan Neavada ve Putirka (2017) ise 8.8 kbar değeri vermiştir. Oldukça yüksek olan bu değerlere göre ise kıtasal kabuk içerisinde sırasıyla 34 ile 26 km derinlikleri işaret etmektedir. Kabuk içinde derinde kristallenmeyi ifade eden bu değerler, faylar vasıtasıyla yüzeye çıkan bazik lavların derinden yüzeye doğru oldukça hızlı bir şekilde pompalandıklarını bu sırada az da olsa kristallendiklerini ve daha yukarıda, sığ magma odalarında sürekli tazelenerek depolanıp, daha sonra tazelenmenin de etkisiyle çok fazla evrimleşmeden yüzeye çıktıklarını düşündürmektedir.

Kars volkaniti için sıcak bazik magmanın kabuğu daha rahat özümsemesinden kaynaklı olarak da asimilasyon derecesinin arttığı kabul edilmektedir (Şekil 5.25). Klinopiroksenlerden elde edilen sıcaklık değerleri ise 1150°C civarındadır. Bu çalışmada hesaplanan değerler, Keskin (1994)'in hesapladığı iki piroksen jeotermometre sonuçları ile uyumluluk göstermektedir.




**Şekil 5.24:** Odalar riyoliti için magma odalarındaki petrolojik süreçleri gösterir blok diyagram ve skeç kesitler. Magma odasında kristallenen mineraller şekil iç yazısında verilmiştir. Koyu renkle gösterilen magma odaları ve enjeksiyon kanalları volkanizmanın bu kesimlerde bittiğini göstermektedirler.




**Şekil 5.25:** Kars volkaniti için magma odalarındaki petrolojik süreçleri gösterir blok diyagram ve skeç kesitler. Magma odasında kristallenen mineraller şekil iç yazısında verilmiştir. Koyu renkle gösterilen magma odaları ve enjeksiyon kanalları volkanizmanın bu kesimlerde bittiğini göstermektedirler.

## 5.4. JEODİNAMİK EVRİM

Doğu Anadolu, Arap levhası ile Anadolu levhası arasında bulunan Tetis Okyanusu'nun dalıp-battığı ve izleyen evrede kıta-kıta çarpışmasının gerçekleştiği bir bölgedir (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey ve diğ., 1986; Pearce ve diğ., 1990; Yılmaz ve diğ., 1998; Keskin ve diğ., 1998; Keskin ve diğ., 2006; Keskin 2005; 2007;). Çarpışma ile ilişkili volkanizmanın Doğu Anadolu dışında doğuda İran ve Ermenistan, kuzeydoğuda ise Gürcistan içlerine doğru devam ettiği bilinmektedir. Son yıllarda İran (Mahabad GD'su, KB İran ve Doğu İran (Kheirkhah ve diğ., 2013; Allen ve diğ., 2013; Kheirkhah ve diğ,. 2015), Ermenistan (Kuzey Ermenistan, Küçük Kafkaslar; Lori, Şirak bölgeleri: Neill ve diğ., 2013; Neill ve diğ., 2015; Kaislaniemi ve diğ., 2014) ve Gürcistan (Akhalkalaki platosu, Javakheti sırtı Gürcistan-Ermenistan içerisinde: Sugden ve diğ., 2019) ve Doğu Anadaolu'da Topuz ve diğ., 2017; Rabayrol ve diğ., 2019 tarafından bölgesel jedinamik mekanizmayı ortaya koyan bir dizi çalışma yapılmıştır. Neo-Tetis okyanusunun kuzey ve güney kollarının evrimi ve kıta-kıta çarpışması ile meydana gelen magmatizmanın jeodinamik evrimine dönük modeller önerilmiştir. Bu son bölümde, önerilen modellemelerden çalışma alanına yakın ve benzer jeolojik özellikler gösteren alanlarda önerilen modeller ele alanacak ve model önerisinde bulunulacaktır.

Bölgesel olarak çarpışmaya bağlı olarak kalınlaşan litosfer ve çarpışma ile ilişkili volkanizmanın başlangıcı ve gelişimi konusunda modeller önerilmiştir. Bunların bir kısmına değinilecek olursa ; Allen ve diğ. (2013) ve Kheirkhah ve diğ. (2013)'de, batı ve kuzeybatı İran'daki volkanizmadan yola çıkılarak kalınlaşan metasomatize olmuş litosfer içerisinde ergimeyi tetikleyen mekanizmanın, genişleme ve özellikle potansiyel amfibol peridotit ergime sınırlarında genişleme ve makaslama zonları içerisinde gerçekleşen ergime ile volkanizmanın oluştuğunu, İran-Türk platosundaki yaygın volkanizmanın sadece dalan okyanusal levhanın kırılıp ayrılması (slab break-off) ve litosferik mantonun soyulup ayrılması (delaminasyon) ile açıklanamayacağını belirtmişlerdir. Dalan okyanusal levhanın kırılması ve litosferk mantonun soyulup ayrılmasından çok sonra meydana gelen volkanizmanın bu iki mekanizma tarafından yaratılamayacağını ifade etmiştir. Diğer yandan kuzeybatı İran (Mahabad civarı)'daki volkanizma için ise Kheirkhah ve diğ. (2013), ergimeyi tetikleyen mekanizmanının litosferik kalınlaşma sırasında sulu kesimin duraylı olmayan hale geçmesi ve bunun sonucunda küçük ölçekli litosfer altı mantonun konveksiyon hücreleri (small-scale convection) vasıtasıyla

ergimesi şeklinde bir model ileri sürmüşler ve bu prosesin, küçük hacimli, çarpışmayla eş zamanlı volkanizma için hesap edilebileceğini belirtmişlerdir.

Çalışma alanının daha güneyinde önerilen bu modellere ek olarak, çalışma alanın hemen doğusunda kuzey Ermenistan'da Shirak-Lori bölgesi ve Erivan civarında, Pliyosen-Kuvaterner yaşlı bazik plato lavları, ortaç nitelikli ürenlere sahip çıkış yerleri ve asitik lav sırtlarında yapılan çalışmalar sonucunda ise Pliyosen-Kuvaterner yaşlı volkanizmayı oluşturan jeodinamik unsurun küçük ölçekli kıta altı litosferik manto konveksiyonu olduğu öne sürülmüştür. Özellikle Kaislaniemi ve diğ. (2014) farklı su içeriği ve su duyarlılığı ile yaptığı numerik modellemelerde 200-600 ppm su içeriği ile astenosfer-litosfer sınırındaki zayıflık zonlarında küçük ölçekli konveksiyon hücreleri yaratılıp yersel volkanizmayı tetikleyici mekanizma olarak önermiş ve bölgesel çapta delaminasyon ya da dalan okyanus levhasının kırılmasının kalın güney Ermenistan Bloku (Kuzeybatı İran fragmanı) altında meydana gelen ergimeyi sağlayabilecek bir proses olmayacağını belirtmişlerdir. Bu çalışmaya bağlı olarak Neill ve diğ. (2015), Pliyosen ve Kuvaterner volkanizması için bunların bölgesel delaminasyon ve slab break-off ile açıklanamayacağını, önerilen proseslerden çok sonra olduğunu, elde edilen verilere göre sınırlı kabuksal katkı, bölgesel alt kıta kabuğu ergimesi ve astenosferik manto bileşeni yokluğu nedeniyle bu proseslerin volkanizmanın nedeni olmağını belirtmişlerdir. Bunun yerine yersel olarak su girişi ve uyumsuz element girişleri ile tetiklenen kalın güney Ermenistan Bloku litosferi içinde küçük ölçekli kıta altı litosferik manto konveksiyonu (small-scale convection) ile ergimenin oluşabileceği ve volkanizmanın meydana geldiğini önermişlerdir.

Rabayrol ve diğ. (2019)'ne göre Doğu Anadolu ve İç Anadolu'da Senozoyik magmatizması dört aşamada gerşekleşmiştir; 1) Neotetisin güney kolunun Anatolid-Torid platformu altına daldığı (43-30 My) evre; 2) Kıtasal çarpışmanın başladığı ve dalan okyanusal levhanın roll-back yaptığı (30-25 My) evre: bu evrede Cevizlidere (Erzincan) magmatik stoku oluşmuştur; 3) Dalan okyanusal litosferin kırıldığı ve ilerlediği (25-16,5 My) bu evrede Ağrı magmatik kompleksi, Sivas volkanitleri ve Yamadağ kompleksi oluşmuştur; 4) Okyanusal litosfer boşluğunun açılması ve kıta altı litosferik mantosunun kopup ayrılması (16,5- güncel My) evresi: bu evrede İncesu-Kapadokya ignimbiritleri, Erzurum-Kars volkanik platosu, Melendiz-Hasandağ stratovolkanları, Karaman çıkış yeri, Nemrut stratovolkanı, Kuzey Anadolu Fay Zonu içerisindeki volkanikler, Galatya provensi, Sulutaş volkanik bölgesi ve Konya kompleksi

oluşmuştur. Zaman ve bölgesel değişime göre, dalan okyanusal levhanın yırtılması ve batıya doğru yırtılarak devamı, ve akabinde kıta altı litosferik mantosunun kısmen kopup ayrılması mekanizması ile volkanizmanın gelişmesi açıklanmıştır.

Erzurum-Kars Volkanik Platosu'na yakın alanlar için önerilen modeller irdelendiğinde güney Ermenistan Bloku'nda (Kuzeybatı İran fragmanı) bulunan volkanitlerin oluşumu için önerilen lokal kıta altı litosferik mantosunun küçük ölçekli konveksiyon hücreleri sayesinde magma üretimi, çalışma sahasının doğusunda yer alan alanlarda kalın litosfere sahip yapılar için de geçerli olabilmektedir. Kuzeybatı İran fragmanının kalınlığı batı İran ve Ermenistan içerisinde 200 km'ye kadar çıkabilmektedir (Sugden ve diğ., 2019). Ancak Doğu Anadolu'da yapılan jeofiziksel çalışmalarda ise 100 km'den daha az kalınlıkta olduğunu göstermişlerdir (Piromallo ve Morelli, 2003; Maggi ve Pirestley, 2005; Al-Lazki ve diğ., 2003; Angus ve diğ., 2006; Delph ve diğ., 2017; Biryol ve diğ., 2011; Oruç ve diğ., 2017; Gök ve diğ., 2007; Gök ve diğ., 2000; Sandvol ve diğ., 2003; Lei ve Zhao, 2007; Toksöz ve diğ., 2010; Salaün ve diğ., 2012; Koulakov ve diğ., 2011). Aynı zamanda Piromallo ve Morelli (2003) ve Maggi ve Pirestley (2005) çalışmalarında EKVP altında soyulup ayrılmış litosferik manto kökleri ve okyanusal levhalar yer aldığını belirtmişlerdir (Şekil 5.26). Mahatsente ve diğ. (2018) Doğu Anadolu platosunda yaptıkları gravitasyonal ölçüm ve modelleme çalışmalarında Pontidler ile Arap kıtası arasında 38-41-42-44 Doğu boylamlarını izleyen dört jeotravers boyunca ölçümler gerçekleştirilmiştir. Araştırmacılar Doğu Anadolu platosunun litosfer kalınlığının ~ 62 - 74 km arasında, Arap kıtasının litosfer kalınlığının ise ~ 84 - 95 km arasında olduğunu ifade etmişlerdir (Şekil 5.27). Bu bulgular yukarıda bahsedilen çalışmalar ile tutarlılık ve uygunluk içermektedir. Doğu Anadolu altında bulunan litosferin Arap kıtası litosferine göre daha ince oluşu, çarpışma zonlarında 200 km'ye kadar kalınlaşan ve kısalan litosferin, bu inceleği Piromallo ve Morelli (2003) ve Maggi ve Pirestley (2005)'in çalışmalarında gösterdikleri litosferik mantonun kısmen kopmasını kanıtlamaktadır. Şekil 5.27'de A ve B kesitlerinde kuzeye doğru litosfer kalınlığı artmakta, yine aynı kesitlerde batıdan doğuya doğru da artmaktadır. Bu açıdan Kuzeybatı İran fragmanının litosferinin doğuya doğru kalınlığının artması beklenebilir. Doğu'da KB Iran ve Ermenistan'da litosfer kalınlığının ~ 120 - 200 km civarında olduğu belirtilmiştir (Allen ve diğ., 2013; Sugden ve diğ., 2019).

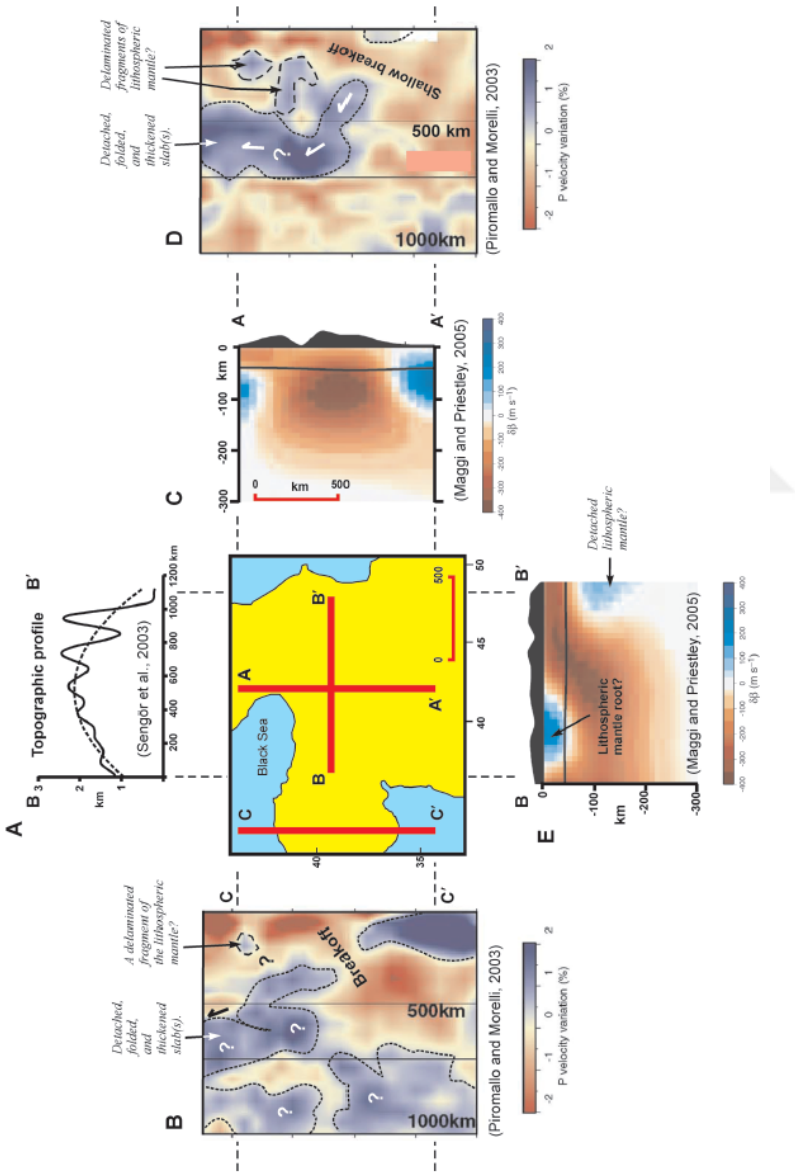
Neill ve diğ, (2013); Kaislaniemi ve diğ., (2014); Neill ve diğ., (2015)'de belirtilen modeli tetikleyen mekanizmanın, güney Ermenistan Bloku litosferinin kalın oluşu ve litosferik

mantonun daha önceki yitim olaylarından kaynaklı yitim bileşenince metasomatize edilmesi ve kıta-kıta çarpışması ile kalınlaşan litosferin yitimden gelen suyun etkisiyle kıta altı litosferik mantosunda küçük ölçekli konveksiyon hücreleri ile lokal delaminasyonlarla (convective removal) ergiyikler oluşturmasıyla açıklanabiliyor olması kendi içinde tutarlılık içermektedir. Ancak Rabayrol ve diğ. (2019)'da ileri sürüldüğü üzere Neotetis'in güney kolunun 25-16,5 My arasında bir evrede dikleşip, koptuğu önermesi ise Bitlis-Zagros sütur zonunun kuzeyinde bu dönem içerisinde astenosferik manto kökenli ergiyiklerden türemiş herhangi bir magmatik ürün bulunmuyor oluşu bu tezi belli noktalarıyla geçersiz kılmaktadır.

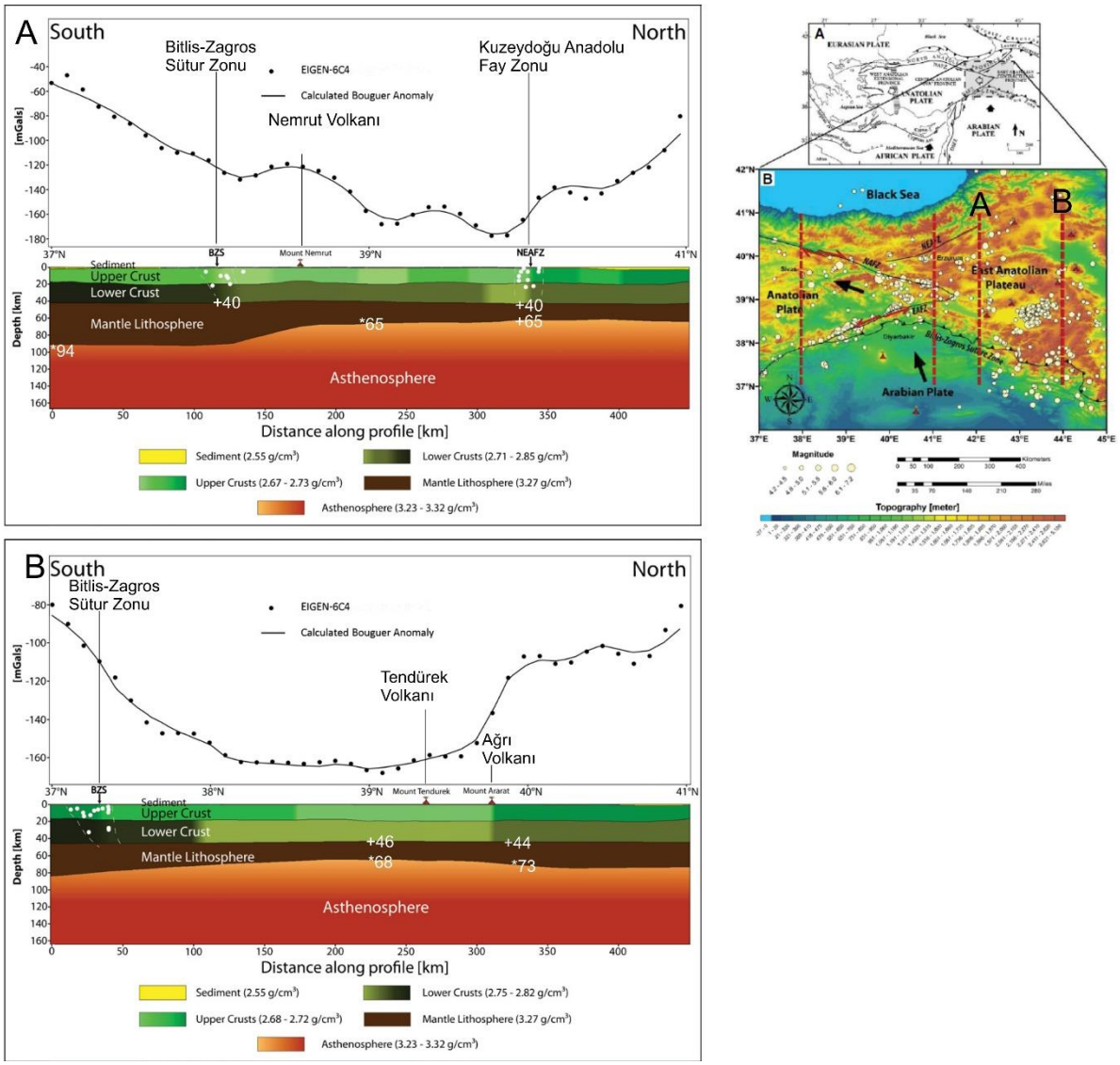
Bu çalışmaların üzerinde durduğu ana fikir bölgesel delaminasyon ve/veya slab-break-off vasıtası ile volkanizmanın açıklanamayacağıdır. Çalışma alanın güneyinde kalan alanlar için daha önce Keskin (2003; 2005; 2007)'de, Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı (DAYK) altında dikleşen dalan okyanusal litosferin giderek daha fazla açtığı hacme kuzeyden güneye doğru metasomatize mantonun dolması ve bu şekilde yükselip basıncı düşen normal sıcaklıktaki mantonun adiyabatik basınç serbestlemesi ile ergimesi sonucunda çarpışma kökenli magmatizmanın ortaya çıktığını ileri sürmüştür. Bir önceki çalışma alanı ise Keskin (1994); Keskin ve diğ. (1998; 2006)'de sunulduğu gibi Pontidlerin ve kuzeybatı İran fragmanının üzerinde yer aldığı çarpışmaya bağlı litosfer kalınlaşmasının olduğu bir bölgede yer almaktadır. Çalışma alanı DAYK üzerinde yer almamakta olup, önerilen magmatizmayı tetikleyen proses bu alan için geçerli değildir. Keskin (2007)'de ise, dalan okyanusal litosferin dikleşmesi ve astenosferin yükselmesinin kabuk bileşimi DAYK ile temsil edilen güney alanlarda egemen olduğu, Erzurum Kars Volkanik Platosu gibi tipik bir kıtasal kabuk üzerinde oturan kuzey alanların ise litosferi inceltip astenosferi yükselten, bunun sonucu olarak magma oluşturan temel işlemin "delaminasyon" olduğu (Bakınız Keskin, 2007'de Şekil: 10b) ileri sürülmektedir.

Keskin (2005 ve 2007)'ye göre Üst Kretase'den itibaren dalıp-batmaya başlayan ve 15 Milyon yıldan daha önceki dönemde bölgede Pontidler'in altına halen dalmakta olan Tetis Okyanus tabanı, Pontidlerin altındaki manto bölgesini yitim malzemesince zenginleştirmiş ve bu mantonun kısmi ergimesi ile Pontid yay kuşağını oluşturan kalkalkali lavların egemen olduğu tipik bir kıta kenarı yay magmatizması gelişmiştir. Bu dönemde bölgede daha güneyde Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi gelişmeye başlamıştır.

Yaklaşık Serravalian döneminde, dalıp batan Tetis Okyanusu'nun kapanması ile Arabistan ile Anadolu levhaları arasında kıta-kıta çarpışması başlar, bölge kuzey-güney yönde büyük çaplı sıkışmalı bir rejime geçer. Bu sıkışma sonucu doğu-batı uzanımlı kıvrımlar, ters faylar ve doğrultu atımlı fay zonları gelişmeye başlamıştır. Bu dönemde dalan okyanusal kabuğun yitmesi ve kıta-kıta çarpışması döneminde, dalan okyanusal kabuğun üzerinde gelişen kıtasal kabuklar arasında Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi (DAYK) da yer almaktaydı ve çarpışma zonu içinde şiddetle sıkışıp kalınlaşarak deforme olmaktaydı (Şekil 5.28).



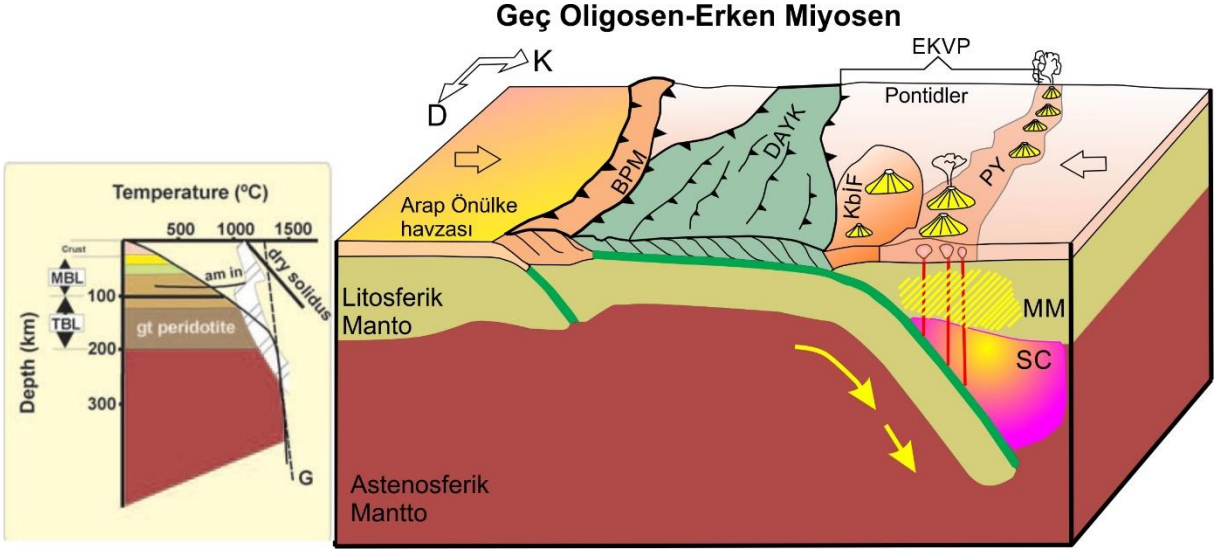

**Şekil 5.26:** Anadolu boyunca P hızı değişimlerini inceleyen tomografi kesitleri (Keskin, 2007'den alınmıştır).




**Şekil 5.27:** Doğu Anadolu'da litosfer yapısı ve kalınlığının değişimi (Mahatsente ve diğ., 2018'den).

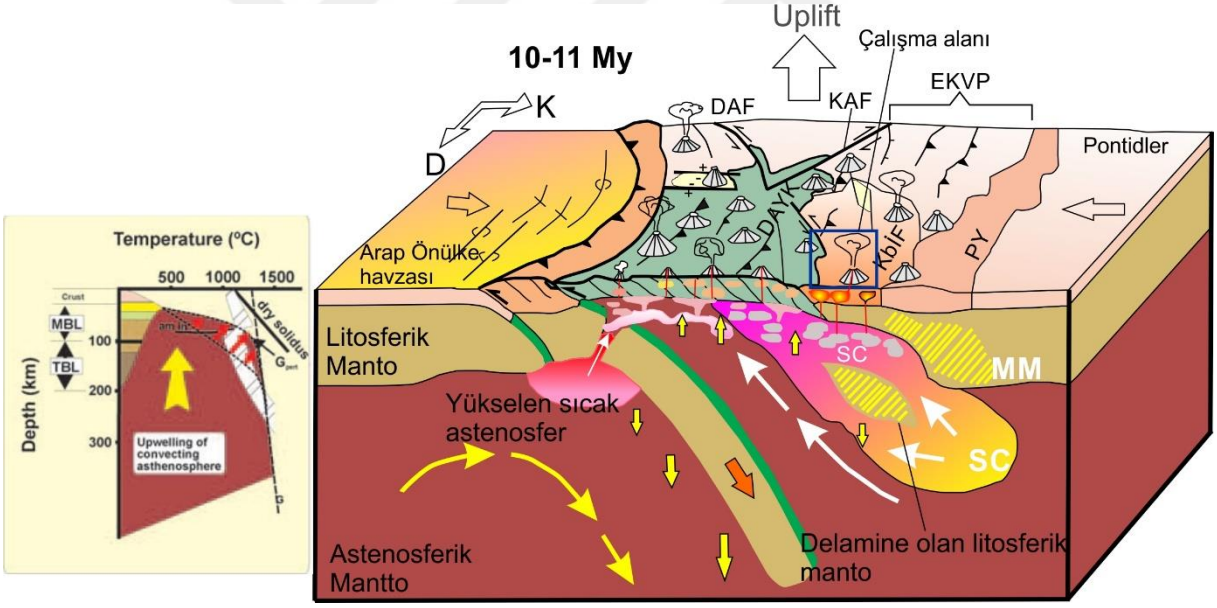
11-10 Milyon yıl önce dalan okyanusal litosferin astenosferden daha yoğun olması nedeniyle Doğu Anadolu'da yaklaşık olarak Bitlis-Pötürge Masifi kuzeyindeki alanın altında aşağı doğru çöküp dikleşmesi ile Pontidler'in altındaki yitim bileşeni içeren astenosferik manto, hızla genişleyip açılan manto kamasına, yani güneye doğru vakumlanarak akmıştır (Keskin, 2003, 2005 ve 2007) (Şekil 5.29). Astenosferden daha yoğun olan okyanus tabanının aşağıya doğru çekilmesi ve buna karşılık yüzücü Arap kıtası kabuğunun direnmesi, litosferin yırtılması ve ardından da kopması ile sonuçlanmıştır (Keskin, 2003, 2007; Şengör ve diğ., 2003, 2008). Böylece okyanus tabanını aşağı doğru düşmüş, giderek astenosferin derinliklerine gömülmesi

nedeniyle Doğu Anadolu Yığışım Kompleksi'nin altı sıcak astenosferik manto ile dolmuştur (Keskin, 2003, 2007; Şengör ve diğ., 2003, 2008). Aynı zamanda çalışma alanının üzerinde bulunduğu Pontid ve kuzeybatı İran kıtası da çarpışmadan şiddetle etkilenip kalınlaşmıştır. Kıtanın altındaki litosferik manto kesiminin aşırı kalınlaşması, astenosferden daha yoğun bu kesimin gravitasyonel dengesinin bozulup kopmasına ve mantoya gömülmesine, yani soyulup ayrılmasına (delamination) neden olmuştur (Keskin ve diğ., 1998; Keskin, 2005 ve 2007). Kopan manto litosferinin yerini yükselerek akan sıcak astenosferik mantonun Pontidlerin ve kuzey batı İran fragmanının altında kalan litosferik mantoyu ısıtıp ergitmesi sonucunda bölgenin altında geniş alanlarda magma üretilmiştir (Keskin ve diğ., 1998; Keskin, 2007). Yaklaşık 10 milyon yıldan 2 milyon yıla kadar olan bir evrede ise çalışma alanının merkezinde olan Aladağ stratovolkanı ve platoyu oluşturan volkanitler EKVP üzerinde meydana gelmişlerdir. EKVP üzerinde batıdan doğuya doğru volkanizma gençleşerek bölgesel çapta etkinlik kazanmıştır (Keskin ve diğ., 1998). Bu magmanın kabuk içine yerleşmesi, evrimleşmesi ve yüzeye püskürmesi ile çalışma alanındaki volkanik istifler oluşmuştur (Şekil 5.29; 5.30). Çalışma alanı dışında doğuda Ermenistan ve kuzeybatıda Gürcistan içlerine kadar yaygın volkanizma devam etmiştir.

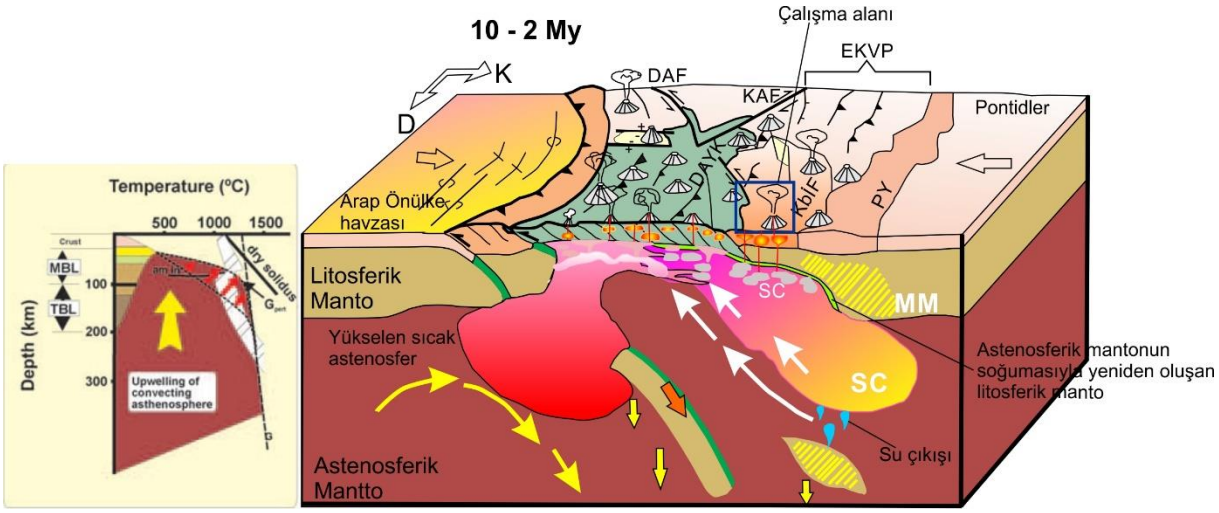



**Şekil 5.28:** Doğu Anadolu ve EKVP'nin jeodinamik evrim modeli (Keskin, 2007'den değiştirilerek). KbİF: Kuzeybatı İran fragmanı, PY: Pontid Yayı; SC: Yitim Bileşeni (Subdurction Component); MM: Metasomatize Manto (Metasomatized Mantle).

Pearce ve diğ. (1990), Keskin (1994) ve Keskin ve diğ. (1998)'de belirtildiği üzere kalınlaşan litosferik mantonun, kalınlaşmadan dolayı perturbasyona uğayıp, stabilizasyonunu kaybedip termal sınır tabakası (TBL) ve mekanik sınır tabakası (MBL) arasında bir yerden ayrıldığı önerilirken bunun yeni bulgular ışığında mekanik sınır tabakasına yakın, daha sığ bir bölgeden kopup ayrıldığı önerilebilir. Özellikle Şekil 5.29 ve 5.30'da gösterilen genç volkanizmanın oluşumu daha önceden metasomatize edilmiş su içeriği açısından zengin kıta altı litosferik mantosunun sıyrılıp - kopan parçasının yerine astenosferin yükselip doldurması ve litosferik manto sınırları içerisinde ergimelere neden olması ile açıklanabilmektedir. Bu açıdan EKVP'nun altında olan Pontid ve kuzeybatı İran fragmanı kıtalarının litosferik mantolarının bir kısmının sıyrılıp- kopması ile bölgesel çapta delaminasyonun meydana gelip, ergimeleri tetiklediği ve yaygın genç volkanizmayı oluşturduğu modeli tarafımızca desteklenen modeldir.




**Şekil 5.29:** Doğu Anadolu ve EKVP'nin jeodinamik evrim modeli (Keskin, 2007'den değiştirilerek). KbİF: Kuzeybatı İran fragmanı, PY: Pontid Yayı; SC: Yitim Bileşeni (Subdurction Component); MM: Metasomatize Manto (Metasomatized Mantle).; DAF: Doğu Anadolu Fayı; KAF: Kuzey anadolu Fayı; EKVP: Erzurum Kars Volkanik Platosu.




**Şekil 5.30:** Doğu Anadolu ve EKVP'nin jeodinamik evrim modeli (Keskin, 2007'den değiştirilerek). KbİF: Kuzeybatı İran fragmanı, PY: Pontid Yayı; SC: Yitim Bileşeni (Subdurction Component); MM: Metasomatize Manto (Metasomatized Mantle).; DAF: Doğu Anadolu Fayı; KAF: Kuzey anadolu Fayı; EKVP: Erzurum Kars Volkanik Platosu.

## 5.5. SONUÇLAR

Bu tez çalışması kapsamında ulaşılan sonuçlar ve katkılar aşağıda maddeler şeklinde sıralanmaktadır:

- EKVP'da ilk kez Aladağ stratovolkanının volkanostratigrafik fasiyes ayrımına göre 1/25000'lik jeoloji haritası yapılmıştır.
- Aladağ stratovolkanı ve dolayının ayrıntılı stratigrafisi ortaya konmuştur.
- Bu çalışmada Aladağ volkanı ve çevresindeki volkanizma üç evrede ele alınmıştır; (1) erken evre Akkoz taban tüf düzeyi ile simgelenen bölgesel olarak bazal tüf düzeyine karşılık gelen birimdir; (2) orta evre Aladağ stratovolkanı ve ona bağlı volkanizmanın devamı olan Küçük Aladağ volkanitleri ve Odalar riyoliti ile temsil edilmektedir; (3) geç evre ise EKVP'na plato morfolojisi kazandıran Kars volkaniti.
- Ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri volkanitler için HFS elementlere nazaran LIL ve LRE elementlerin zenginleşme gösterdiğini ortaya koymuştur. Bu veri, volkanitlerin yitim bileşeni içerdiğine işaret etmektedir.
- Aras Nehri vadisi, Aladağ stratovolkanı ve sonrasındaki volkanik aktiviteye ait birimlerin, Aras Nehri vadisi içerisinden başlayarak plato üstüne kadar ölçülü volkano-stratigrafik kesitleri oluşturulmuştur. Bu çalışmada ilk kez kesitler jeokimyasal verilerle ve petrolojik modellemelerin sonuçları ile entegre edilerek, zamana bağlı değişimleri gösteren jeokimyasal stratigrafik kesitler üretilmiştir. Bu alan için bu orijinal bir katkıdır.
- Magma odası içerisindeki fraksiyonel kristallenme (FC), kıtasal kabuğun özümsenmesi (asimilasyon) ve magma tazelenmesi/karışımı süreçlerinin petrolojik modellemeleri farklı sistematik ve formülasyonlara göre gerçekleştirilerek, volkanizmanın erken evre ürünü olan Akkoz taban tüf düzeyi ve orta evrede meydana gelen Aladağ volkanının magma odalarında fraksiyonel kristallenme ve magma tazelenmesi/karışımı süreçlerinin kabuksal özümseme işlemine göre daha etkin süreçler olduğu ortaya konmuştur. Geç evrede ise Kars volkaniti lavlarının magma odası süreçlerinde ise magma tazelenmesi ve asimilasyonun baskın süreçler olduğu görülmüştür.
- LIL ve LRE elementlere karşı HFS elementlerin kullanıldığı ikili değişim ve LILE/HREE-HFSE/HREE değişim diyagramlarında volkanitlerin manto kaynak

alanından yükselen LILE/HREE oranlarına doğru yöneldikleri ve manto kaynak alanın global okyanusal yitim sedimentlerince (GLOSS) zenginleştirildiğini göstermektedir.

- Nadir toprak elementlerin kullanıldığı, primitif bazik örneklerin kullanıldığı kısmi ergime modelleme diyagramında manto kaynak alanının olasılıkla spinel peridotitik bir kaynak olduğu ve bu alanın ergime ile volkanitlerin oluştuğu görülmüştür. Ergime modellemeleri, Aladağ volkanik sistemini oluşturan volkanitlerde ilk kez bu çalışmada gerçekleştirilmiştir.
- Mineral kimyası ve petrolojik ergime model sonuçları Kars volkanitini oluşturan magmaların ergiyerek türediği alandan fayların oluşturduğu gerilme zonları boyunca yukarıya taşındığı ve yer yer ise orta-üst kabuk sınırları içerisinde daha az beklediğini ve bu yüzden fazla evrimleşmemiş ve daha sıcak olduğunu, Akkoz taban tüf düzeyini oluşturan amfibollü lavların ise yapılan hesaplamalara göre derin magma odalarından geldikleri, Aladağ volkanı, Küçük Aladağ volkanitleri ve Odalar riyoliti lavlarının ise sığ-orta derinliklerde yer alan magma odalarından türedikleri ortaya konmuştur.
- Bu çalışmada magmatizmayı tetikleyen ve oluşturan jeodinamik sürecin kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak kalınlaşan EKVP altında bulunduğu düşünülen Pontid ve Kuzeybatı İran Fragmanlarının litsoferlerinin, kıta altı litosferik mantolarının (SCLM) bir kısmının bölgesel çapta soyulup-kopması (delaminasyon) ile ayrılan kısma doğru yükselen astenosferin daha önce Neotetis okyanusunun yitim sürecinde metasomatize edilmiş litsoferik mantosunu ergitmesi sonucunda, ergimeleri tetiklediği ve yaygın volkanizmayı oluşturduğu desteklenmektedir.

# KAYNAKLAR


Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirwall, M.F., Mitchell, J.G., 2000, Petrogenetic evolution of Late Cenozoic post-collision volcanism in Western Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (102): 67-95.

Aldanmaz, E., Yalınız, M.K., Güçtekin, A., Göncüoğlu, M.C., 2006, Geochemical characteristics of mafic lavas from the Neotethyan ophiolites in western Turkey implications for heterogeneous source contribution during variable stages of ocean crust generation, *Geological Magazine*, (145): 37-54.

Aitcheson, S.J., Forrest, A.H., 1994, Quantification of crustal contamination in open magmatic systems, *Journal of Petrology*, 35, 461–488.

Al-lazki, A., Seber, D., Sandvol, E., Türkelli, N., Mohammad, R., Barazangi, M., 2003, Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions, *Geophysica Research Letter*. 30(24): 8043-8046.

Allen, M., Kheirkhah, M., Neill, I., Mcleod, C., 2013, Generation of Arc and Within-plate Chemical Signatures in Collision Zone Magmatism: Quaternary Lavas from Kurdistan Province, Iran, *Journal of Petrology*. 54(5): 887-911.

Angus, D.A., Wilson, D.C., Sandvol, E., Ni, J.F., 2006, Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in Eastern Turkey from S-wave receiver functions, *Geophysical Journal of International*. 166 (3): 1335-1346.

Bacon, C.R., Druitt, T.H., 1988, Compositional Evolution of the Zoned Calcalkaline Magma Cha,mber of Mount-Mazama, Crater Lake, Oregon, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, (98): 224-256.

Barazangi, M., Sandvol, E., Seber, D., 2006, Structure and tectonic evolution of the Anatolian plateau in eastern Turkey. *GSA Special Paper*. (409): 463–474.

Biryol, C.B., Beck, S.L., Zandt, G., Özacar, A.A., 2011, Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography, *Geophysical Journal International*, 184, 1037-1057.

Blundy, J.D. and Holland, J.B. (1992) "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer": reply to the comments of Hammarstorm and Zen, and Rutherford and Johnson, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 111, pp. 269-272.

Blundy, J.D. and Holland, J.B., 1992, Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 104, pp. 208-224.

Bohrson, W. A., Spera, F. J., 2001, Energy-constrained open-system magmatic processes II: application of energy-constrained assimilation–fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems, *Journal of Petrology*, 42,1019–1041.

Brenan, J. M., Shaw, H. F., Ryerson, F. J. & Phinney, D. L. , 1995, Mineral– aqueous fluid partitioning of trace elements at 9000C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids, *Geochimica et Cosmochimica Acta* (59): 3331–3350.

Brown, W.L. and Parsons, I., 1981, Towards a more practical two-feldspar geothermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 76, pp. 369-377.

Cruden, A.R., Nasseri, M.H.B., and Pysklywec, R., 2006, Surface topography and internal strain variation in wide hot orogens from three-dimensional analogue and two-dimensional numerical vice models, in Buiter, S.J.H., and Schreurs, G., eds., Analogue and numerical modelling of crustal-scale processes: *Geological Society, London, Special Publication* 253, p. 79–104.

Çolakoğlu, A.R., Arehart, G.B., 2010, The petrogenesis of Sarıçimen (Çaldıran-Van) quartz monzodiorite: Implication for initiation of magmatism (Late medial Niocene) in the East Anatolia collision zone, Turkey, *Lithos*, (119), 607-620.

Delph, J.R., Abgarmi, B., Ward, K.,M., Beck, S., L., Ozacar, A.A, Zandt, G., Sadvol, E., Turkelli, N., Kalafat, D., 2017, The effects of subduction termination on the continental lithosphere: Linking volcanism, deformation, surface, uplift and slab tearing in central Anatolia, *Geosphere* 13, 1-18.

DePaolo, D., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet Science Letters*, 53,189- 202.

DePaolo, D.J., Perry, F.V., Baldridge, W.S., 1992, Crustal vs. mantle sources of graniticmagmas: A two parameter model based on Nd isotopic studies: *Royal Society of Edinburgh Transactions*, Earth Sciences, 83, 439-446.

Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia – young collision zone in Collision Tectonics, *Geological Society Special Publications* (19): 3-36.

Dhont, D., Chorowitz, J., 2006, Review of the neotectonics of the Eastern Turkish–Armenian Plateau by geomorphic analysis of digital elevation model imagery, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* (2006) 95: 34–49.DOI 10.1007/s00531- 005-0020-3.

Duru, O. ve Keskin, M., 2012a, 65, *Türkiye Jeoloji Jeolji Kurultayı Bildiri Kitapçığı*, 386-387, 2012.

Duru, O. ve Keskin, M., 2012b, V. *Jeokimya Sempozyumu Bildiri Özleri Kitapçığı*, 239-240, 2012.

Ercan, T., Fujitani, T., Molsuda, J., Notsu, K., Tokel, S., Tadahide, Uİ., 1990, Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotropik verilerin yorumu, *MTA Dergisi*, (110): 143-164.

Eşder, T., 1967-1968, Orta aras depresyon bölgesinin 1/25.000 ölçekli detay petrol etüdü raporu, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Derleme Rapor No: 4243*, Ankara (yayınlanmamış).

Ewart, A., Griffin, W.L., 1994, Application of Proton-Microprobe Data to Trace- Element Partitioning in Volcanic-Rocks, *Chemical Geology*, 117, 251-284.

Faccenna, C., Bellier, O., Martionad, J., Piromallo, C., Regard, V., 2006, Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth Planet Science Letter*, (242): 85–97.

Gateni, G.A., Grove, T.L., 1997, Partitioning of moderately siderophile elementsamong olivine, silicate melt, and sulfide melt: Constraints on core formation in the Earth and Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (9): 1,829-1,846.

Gill, J.B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics, *Springer*, Berlin.

Göğüş, O.H., Pysklywec, R.N., 2008, Mantle lithosphere delamination driving plateau uplift and synconvergent extension in eastern Anatolia, *Geology*, (36): 723-726.

Gök, R., Sandvol, E., Türkelli, N., Seber, D., Barazangi, M., 2003, Sn attenuation in the Anatolian and Iranian plateau and surrounding regions, *Geophysical Research Letter*. 30(24): 8038 -8042.

Gök, R., Pasyanos, M.E., Zor, E., 2007, Lithospheric structure of the continent-continent collision zone: eastern Turkey, *Geophysical Journal International*, 169, 1079-1088.

Green, T.H., and Pearson, N.J., 1985a, Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic liquids at high pressure, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1465-1468.

Harald, B., Galliard, F., 2006, Geochemical aspects of melts: volatiles and redox behavior, Elements, 2 (5), 275–280.

Harmon, R.S., Thorpe, R.S., and Francis, P.W., 1981, Petrogenesis of Andean andesites from combined O-Sr isotope relationships: *Nature*, v. 290, no. 5805, p. 396–399, doi: 10.1038/290396a0.

Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M., MCdermott, F., 1993, Mantle and slab contributions in arc magmas, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, (21): 175–204.

Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., MCdermott, F., Peate, D. W., Vancalsteren, P. 1997, U–Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, (276): 551–555.

Havur, E., 1968, Kötek-Kağızman (Kars) çevresinin 1/25.000 ölçekli detay petrol etüdü, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Derleme Rapor No:4271*, Ankara (yayımlanmamış).

Hofmann. A. W., 1986, Nb in Hawaiian magmas: constraints on source composition and evolution, *Chemical Geology* (57): 17–30.

Hofmann, A. W., 1988, Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and the oceanic crust, *Earth and Planetary Science Letters*, (90): 297–314.

Hofmann, A. W., 1997, Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism, *Nature* (385): 219–229.

Innocenti, F., Mannetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G., and Villari, L., 1982a, Anatolia and north-western Iran, *in Andesites*, Ed. R.S. Thorpe, John Wiley & Sons.

Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati Di Brozolo, F., Villari, L., 1982b, Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum-Kars area (Eastern Turkey): Geochronological data and geodynamic evolution. *Joural of Volcanology and Geothermal Research*, (13): 223-240.

Irvig, A.J. and Frey, F.A., 1978, Distribution of Trace-Elements between Garnet Megacrysts and Host Volcanic Liquids of Kimberlitic to Rhyolitic Composition, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42(NA6): 771-787. doi: 10.1016/0016- 7037(78)90092-3

Irvine, N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523–548.

Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1980, Experimental calibration of the aluminium-in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks, *Geology*, V.17, pp. 837-841.

Kaislaniemi, L., Van Hunen, J., Allen, M.B., Neill, I., 2014, Sublithospheric small-scale convection- A mechanism for collision zone magmatism, *Geology*, 42, 291-294.

Karamanderesi, İ.H., 1970, Kars-H-49-b3-c2 paftalarının 1/25.000 ölçekli detay petrol etüdü raporu. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Derlama Rapor No:4285*, Ankara (yayınanmamış).

Karapetian, S.G., Jrbashian, R.T., and Mnatsakanian, A.K., 2001, Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 112, no. 1–4, p. 189–220, doi: 10.1016/S0377-0273(01)00241-4.

Kheirkhah, M., Allen M.B., Emami, M., 2009, Quaternary syn-collosion magmatism from the Iran/Turkey borderlands, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (182): 1-12.

Kheirkhah, M., Neill, I., Allen M.B., Ajdari, K., 2013, Small-volume melts of lithospheric mantle during continental collision: Late Cenozoic lavas of Mahabad, NW Iran, *Journal of Asian Earth Science*. (74): 37-49.

Kepler. H., 1996, Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids, *Nature* (380): 237–240.

Keskin, M., 1994, *Genesis of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, Northeastern Turkey,* Doktora tezi, Durham Üniversitesi, Durham, İngiltere, 358 s.

Keskin, M., 2002, FC-Modeler: a Microsoft® Excel© spreadsheet program formodeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems, *Computers and Geosciences* (28): 919–928.

Keskin, M., 2003, 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 Letter*. 30, (24): 8046-8050.

Keskin, M., 2005, Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia, *http://www.mantleplumes.org/ Anatolia.html.*

Keskin, M., 2007, Eastern Anatolia: A hot spot in a collision zone without a mantle plume, *GSA Special Paper,* (430): 695-722.

Keskin, M., Pearce, J.A., Mitchell, J.G., 1998, Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* (85): 355-404.

Keskin, M., Pearce, J.A., Kempton, P.D., Greenwood, P., 2006, Magma – crust interactions and mama plumbing in a postcollisional setting: Geochemical evidence from the Erzurum-kars volcanic plateau, Eastern Turkey, *Geological Society of America Special Paper*, (409): 475-505.

Keskin , M., Genç, C.Ş., Tüysüz, O., 2008, Petrology and geochemistry of postcollisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean, *Lithos*, 104, 267-305.

Keskin, M., 2012, AFC-Modeler: a Microsoft® Excel© Workbook Program for Modeling Assimilation Combined with Fractional Crystallization (AFC) Process in Magmatic Systems by Using Equations of DePaolo (1981), *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.),* Vol. 21, 2012, pp. 1–, Copyright©TÜBİTAK doi:10.3906/yer-1110-3.

Kıral , K. Ve Çağlayan, A., 1980, Kağızman (Kars-Ağrı-Taşlıçay) dolayının jeolojisi, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Derleme Rapor No:6785*, Ankara (yayınlanmamış).

Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kulshili, S., 2001, Neotectonics of East Anatolian plateau (Turkey) and lesser caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting, *Geodinamica Acta*, (14): 177-195.

Konak, N., Hakyemez, H.Y., Bilgiç, T., Bilgin, R., Hepşen, N. ve Ercan, T. 2001. Kuzeydoğu Pontidlerin (Oltu-Olur-Şenkaya-NarmanUzundere-Yusufeli) Jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 10489*, Ankara (yayımlanmamış).

Koulakov, I., Zabelina, I., Amanatashvili, I. and Meskhia, V., 2012, Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography, *Solid Earth* 3, 327-337.

Kudo, A.M. and Weill, D.F., 1970, An igneous plagioclase thermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 25, pp. 52-65.

Kuno, H., 1966, Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island arcs: *Bulletin of Volcanology*, (29): 195–222.

Kyser, T.K., 1986, Stable isotope variations in the mantle, in Valley, J.W., et al., eds., Stable isotopes in high temperature geological processes: *Reviews in Mineralogy*, vol. 16: Mineralogical Society of America, Washington, D.C, p. 141– 164.

Lambert, R.S.T., Holland, J.G., Owen, P.F., 1974, Chemical petrology of a suite of calc-alkaline lavas from Mount Ararat, Turkey. *J. Geol*. 82, 419–438.

Langmuir, C.H., Vocke R.D., Hanson G.N. and Hart S.R., 1978, A general mixing equation with applications to icelandic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 380-392.

Le Bas, M.J., Le maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram, *Journal of Petrology*, 27, 745–750.

Lebedev, V.A., Sharkov, E.V., Keskin, M., Oyan, V., 2010, Geochronology of Late Cenozoic volcanism in the area of Van Lake, Turkey: An example of development dynamics for magmatic processes. *Doklady Earth Science*, 433(2): 1031-1037.

Lebedev, V.A., Sharkov, E.V., Ünal, E., Keskin, M., 2016a, Late Pleistocene Tendürek Volcano (Eastern Anatolia, Turkey): I Geochronology and Petrographic Characteristics of Igneous Rocks, *Petrology*. 24 (2): 127-152.

Lebedev, V.A., Chugaev, A.V., Ünal, E., Sharkov, E.V., Keskin, M., 2016b, Late Pleistocene Tendürek Volcano (Eastern Anatolia, Turkey): II Geochemistry and Petrogenesis of the Rocks, *Petology*, 27 (2): 137-149.

Lei, J., Zhao, D., 2007, Teleseismic evidence for a break off subducting slab under Eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 257, 14-28.

Le Maitre, R.W., 2002, Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, *Cambridge University Press*, Cambridge, UK 236 s.

Lindsley, D. H. and Andersen, D. J., 1983, A two pyroxene thermometer: Proceedings of the Thirteenth Lunar and Planetary Science Conference, Part 2, *Journal of Geophysical Research*, V. 88, Supplement, pp. A887-A906.

Maggi, A. and Priestly, K., 2005, Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau, *Geophysical Journal International*, v. 160, no:3, syf: 1068-1080.

Mahatsente, R., Önal, G. And Çemen, I., 2018, Lithospheric structure and the isostatic state of Eastern Anatolia: Insight from gravity data modelling, *Lithosphere*, 10(2): 279-290.

Mc kenzie, D. P., O'nions, R. K., 1991, Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations, *Journal of Petrology*, (32): 1021-1091.

Neave, D. and Putirka, K., 2017, A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones, *American Mineralogist*, 102, 777-794.

Neill, I., Meliksetian, Kh., Allen M.B., Navarsardyan, G., Karapetyan, S., 2013, Pliocene-Quaternary volcabic rocks of NW Armenia: Magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau, *Lithos*, (180-181):200-215.

Neill, I., Melisksetian, K., Allen, M., Navasardyan, G.H., Kuiper, K.F., 2015, Petrogenesis of mafic collision zone magmatism: The Armenian sector of the Turkish-Iranian Plateau, *Chemical Geology*. doi: 10.1016/j.chemgeo.2015.03.013.

Oruç, B., Gomez-Ortiz, D., Petit, C., 2017, Lithospheric flexural strength and effective elastic thicknesses of the Eastern Anatolia (Turkey) and surrounding region, *Journal of Asian Earth Sciences*, 150, 1-13.

Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, V.A., Chugaev, A.V., Sharkov, E.V., 2016, Magmatic Evolution of the Early Pliocene Etrüsk Stratovolcano, Eastern Anatolian Collision Zone, Turkey, *Lithos*, 256-257, 88-108.

Özdemir, Y., Blundy, J., Güleç, N., 2011, The importance of fractional crystallization and magma mixing in controlling chemical differentiation at Süphan stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 162 (3), 573-597.

Özdemir, Y., Güleç, N., 2014, Geological and Geochemical Evolution of the Quaternary Süphan Stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey: Evidence for the Lithosphere-Asthenosphere Interaction in Post-Collision Volcanism, *Journal of Petrology*. 55 (1), 37-62.

Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in Hawkesworth, C.J., and Norry, M.J., eds., *Continental basalts and mantle xenolites*: Nantwich, Shiva, p. 230–249.

Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290–300.

Pearce, J.A., Norry M.J., 1979, Petronegenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volvanic rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.

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, G.J., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (44): 189-229.

Pearce, J. A., Parkinson, I. J., 1993, Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. & Neary,C. R. (eds) Magmatic Processes and Plate Tectonics, *Geological Society, London, Special Publications* (76): 373–403.

Pearce, J. A., Peate, D. W., 1994, Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* (123): 251–285.

Pearce J. A., Peate d. W., 1995, Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* (23): 251- 285.

Pearce, J.A., Stern.R.J., Bloomer, H.S., Fryer, P., 2005, Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components, *Geochemistry, Geophysics, Geosystem* (3G), 6, 1-27.

Philpotts, J.A. and Schnetzler, C.C. (1970), Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(3): 307-322.

Piromallo, A., and Morelli, P., 2003, P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area: *Journal of Geophysical Research*, v. 108.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.

Peters, T.J,. Menzies, M., Thirwall, M., Kyle. P., 2008, Zuni-Bandera volcanism, Rio Grande, USA – melt formation in garnet- and spinelfacies mantle straddling the asthenosphere-lithosphere boundary. *Lithos*, 102, 295-315.

Plank, T., Langmuir, C. H., 1998, The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle, *Chemical Geology*, (145): 325– 394.

Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F., & Shaw, H., 2003, New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho, *American Mineralogist*, 88 (10), 1542-1554.

Putirka, K. D., 2008, Thermometers and barometers for volcanic systems, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 61-120.

Putirka, K., 2016, Amphibole thermometers and barometers for igneous systems, and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes, *American Mineralogist*, 101, 841-858.

Rathur, Q., 1965, Pasinler-Horasan (Erzurum) sahasına ait genel jeolojik rapor, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Derleme Rapor No:4168*, Ankara (yayımlanmamış).

Rabayrol, F., Hart, C.J.R. and Thorkelson D.J., 2019, Temporal, spatial and geochemical evolution of late Cenozoic post-subduction magmatism in central and eastern Anatolia, Turkey, *Lithos*, 336-337, 67-96.

Ridolfi, F., Puerini, M., Renzulli, A., Menna, M., Toulkeridis, T., 2008, The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by texture, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 176, 94–106.

Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010, Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes, *Contrib. Miner. Petrol.* 160, 45–66.

Ridolfi, F., & Renzulli, A., 2012, Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 Gpa, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877-895.

Rollinson, H., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, *Longman Scientific & Technical*, Newyork, 352s.

Rudnick, R.L., Gao, S., 2003, Composition of the continental crust, *Treatise on Geochemistry (Editör: H.D. Holland ve K.K. Turekian)*, Elsevier, Pergamon. 203s.

Salaün, G., Pedersen, H.A., Paul, A., Farra, V., Karabulut, H., Hatzfeld, D., Papazachos, C., Childs, D.M. and Pequegnat, C., 2012, High resolution surface wave tomography beneath the Aegean-Anatolia region: Constrains on upper mantle structure: *Geophysical Journal Inrenational*, v.190, 406-420.

Schnetzler, C.C. and Philpotts, J.A., 1970, Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts; *II. Geochimica et Cosmochimica Acta* 34(3): 331-340.

Sandvol, E., Türkeli, N., Barazangi, M., 2003, The Eastern Turkey Seismic Experiment: The study of a young continent-continent collision, *Geophysical Research Letter*. 30(24): 8035-8038.

Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J., 1991, Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace elements constraints, *Journal of Petrology*, 415-445.

Seck, H.A., 1971, Der EinfluB des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspate und Plagioclase im System NaMSi30g-KAlSi308-CaAl2Si208-H2Q, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 31, pp. 67-86.

Shaw, D. M., 1970, Trace element fractionation during anatexis, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (34): 237-243.

Shaw, J.E., Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirwall, M.F., İbrahim, K.M., 2003, Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere asthenosphere source activated by lithospheric extension, *Journal of Petrology*, (44): 1657– 1679.

Spera, F. J., Bohrson, W. A., 2001, Energy-constrained open-system magmatic processes I: general model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation, *Journal of Petrology*, 42, 999–1018.

Sugden, P.J., Savov, I.P., Wilson, M., Meliksetian, K., Navasardyan, G. And Halama, R., 2019, The Thickness of the Mantle Lithosphere and Collision-Related Volcanism in the Lesser Caucasus, *Journal of Petrology*,Vol.60,No:2, 199-230.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, (Magmatism in Ocean Basins, editor Saunders, A.D., Norry, M.J.) Magmatism in Ocean Basins. *Geological Society of London Special Publication*, 42, 313–345.

Sümengen, M., 2009, 1/100.000 ölçekli Kars-H-49 paftası jeoloji rapor ve haritası, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapaor No: 107*, Ankara.

Şenalp, M., 1967-1968, Tuzluca (Kars) havzasının 1/25.000 ölçekli detay petrol etüdü, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Derleme Rapor No: 4084*, Ankara (yayınlanmamış).

Şengör, A.M.C., Kidd, W.S.F., 1979, Post – collisional tectonics of the Turkısh – Iranian plateau and a comparison with tibet, *Tectonophysisics*, (55): 361-376.

Şengör, A.M.C., Özeren, S., Zor, E., Genç, T., 2003, East Anatolian high plateau as a mantlesupported, N-S shortened domal structure, *Geophysical Research Letter*, 30(24): 8043-8045.

Şengör, A.M.C., Özeren, S., Keskin, M., Sakınç, M., Özbakır, A.D., ve Kayan, I., 2008, Eastern Turkish high-plateau as a small Turkish type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic type orogens, *Earth sciences Rewievs*, (90): 1-48.

Taylor, S.R., Mc Lennan, S.M., 1985, The continental crust: its composition and evolution, *Blackwell, Oxford Press*, 312 s.

Thieblemont, D., Tegyey, Y., 1994. Geochemical discrimination of differentiated magmatic rocks attesting for the variable origin and tectonic setting of calc-alkaline magmas. Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie II 319 (1), 87–94.

Thirwall, M.F., Upton, B.G.J., Jenkins, C., 1994, Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume-Sr–Nd–Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland, *Journal of Petrology*, (35): 839–879.

Toksöz, M.N., Van der Hilst, R.D., Sun, Y., and Zhang, H., 2010, Seismic tomography of the Arabian-Eurasian collision zone and surrounding areas, *in Proceedings of the 28th*

*Seismic Research Review*, Ground Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies: Cambridge, Massachusetts, Air Force Research Laboratory, p. 292–301.

Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Werner, O., and Schwarz, W.H., 2004, Aluminous granulites from the Pulur complex, NE Turkey: Acase of partial melting, efficient melt extraction and crystallization, *Lithos*, v. 72, p. 183– 207.

Topuz, G., Candan, O., Zack, T., Yılmaz, A., 2017, East Anatolian plateau constructed over a continental basement: no evidence for the east Anatolian accretionary complex, *Geology* 45, 791–794.

Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Harris, N., Hawkesworth, J., Kelley, S., Rogers, N., van Calsteren, P. and Deng, W., 1996. 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, 45-71. (175)

Turner, S., Bourdon, B., Gill, J., 2003, Insight into magma genesis at convergent margins from U-series isotopes. In: Bourdon, B., Henderson, G. M., Lundstrom, C. C. & Turner, S. P. (eds) Uranium-Series Geochemistry, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, *Mineralogical Society of America* 52, 255–310.

Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.L., Treuil, M., 1981, Distribution Coefficients of Major and Trace-Elements - Fractional Crystallization in the Alkali Basalt 350 Series of Chaine-Des-Puys (Massif Central, France), *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (11): 1997-2016.

Yavuz, F., 2007, WinAmphical: a Windows program fort he IMA-04 amphibole classification, *Geochemistry Geophysic Geosystem*, 8, 1-12.

Yılmaz, A., Terlemez, İ., Uysal, Ş., 1986, Erzurum güneydoğusunda yer alan Hınıs, Tekman ve Karayazı arasının jeolojisi, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Rapor No:8089*, Anakara (yayınlanmamış).

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş¸, E., Genç, S.C., and Sengör, A.M.C., 1997, Geology and tectonic evolution of the Pontides, in Robinson, A.G., ed., Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: Tulsa, Oklahoma, *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 68, p. 183–226.

Wood, D.A., 1980, The application of a Th–Hf/Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, Earth and Planetary Science Letters, 50, 11–30.

Zor, E., Gürbüz, C., Türkelli, N., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M. 2003. The crustal structure of the East Anatolian Plateau from receiver functions, *Geophysical Research Letter*, 30 (24): 8040-8044.

# EKLER

EK-1 Çalışma alanının jeoloji haritası

EK-2 Jeoloji haritasından alınan jeolojik enine kesit

EK-3 Çalışma sahası içerisine iz düşen Keskin (1994)'de mineral kimyası ölçümleri verilmiş olan örneklerin koordinatları.

EK-4 Çalışma sahası içerisinde $\delta^{18}O$ izotopu analizi yapılmış olan volkanitlerin GPS koordinatları.

EK-5 Çalışma sahası içerisine ve yakın çevresine iz düşen Keskin (1994)'de Sr/Nd analizleri verilmiş olan örneklerin GPS koordinatları.

EK-3

Çalışma sahası içerisine iz düşen Keskin (1994)'de mineral kimyası ölçümleri verilmiş olan örneklerin koordinatları.

| Örnek No | Birim | X | Y |
|---|---|---|---|
| MK174 | Akkoz taban tüf düzeyi | 328188 | 4461547 |
| MK147 | Aladağ taban lav düzeyi | 311784 | 4447187 |
| MK148 | Aladağ taban lav düzeyi | 306235 | 4450910 |
| MK159 | Aladağ taban lav düzeyi | 306323 | 4447074 |
| MK166 | Zazantepe dasiti | 323562 | 4450534 |
| MK162 | Kars volkaniti | 325112 | 4462790 |

EK-4

Çalışma sahası içerisinde $\delta^{18}O$ izotopu analizi yapılmış olan volkanitlerin GPS koordinatları.

| Örnek No | Birim | X | Y |
|---|---|---|---|
| 15OD57 | Akkoz taban tüf düzeyi | 305295 | 4445745 |
| 15OD01 | Hamamlı volkanik kompleksi | 305238 | 4464614 |
| 15OD72 | Hamamlı volkanik kompleksi | 303469 | 4453759 |
| 15OD69 | Hamamlı volkanik kompleksi | 303169 | 4453368 |
| 15OD70 | Hamamlı volkanik kompleksi | 303187 | 4453380 |
| 15 0D 58 | Aladağ taban lav düzeyi | 309651 | 4446463 |
| 15 OD 59 | Aladağ taban lav düzeyi | 309902 | 4447147 |
| 15OD60 | Aladağ taban lav düzeyi | 312955 | 4446124 |
| 15OD64 | Sırataş andeziti | 306574 | 4448755 |
| 15OD45 | Küçük Aladağ volkanitleri | 313154 | 4456542 |
| 15OD80 | Kars volkaniti | 308355 | 4476474 |

EK-5

Çalışma sahası içerisine ve yakın çevresine iz düşen Keskin (1994)'de Sr/Nd analizleri verilmiş olan örneklerin GPS koordinatları.

| Örnek No | Birim | X | Y |
|---|---|---|---|
| MK158 | Akkoz taban tüf düzeyi | 304622 | 4445721 |
| MK174 | Akkoz taban tüf düzeyi | 328188 | 4461547 |
| MK168 | Aladağ taban lav düzeyi | 323001 | 4454394 |
| MK175 | Kars volkaniti | 348680 | 4455671 |

# ÖZGEÇMİŞ



| Kişisel Bilgiler | |
|---|---|
| Adı Soyadı | Olgun Duru |
| Doğum Yeri | Ceylanpınar |
| Doğum Tarihi | 05.04.1983 |
| Uyruğu | ☑ T.C. ❒ Diğer: |
| Telefon | 05076123386 |
| E-Posta Adresi | lineasyon@gmail.com |
| Web Adresi | https://www.researchgate.net/profile/Olgun_Duru |

| Eğitim Bilgileri<br>Lisans | |
|---|---|
| Üniversite | İstanbul Üniversitesi |
| Fakülte | Mühendislik Fakültesi |
| Bölümü | Jeoloji Mühendisliği |
| Mezuniyet Yılı | 2010 |

| Yüksek Lisans | |
|---|---|
| Üniversite | İstanbul Üniversitesi |
| Enstitü Adı | Fen Bilimleri Enstitüsü |
| Anabilim Dalı | Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı |
| Programı | Jeoloji Mühendisliği Programı |

| Doktora | |
|---|---|
| Üniversite | İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa |
| Enstitü Adı | Lisansüstü Eğitim Enstitüsü |
| Anabilim Dalı | Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı |
| Programı | Jeoloji Mühendisliği Programı |

**Makale ve Bildiriler**

**Elmas, A., Koralay, O. E., Duru, O., Schmidt A.**, 2016, Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Oligocene magmatic rocks (Marmaros Magmatic Assemblage) in Gökçeada Island, Northwest Turkey, International Geology Review, DOI: 10.1080/00206814.2016.1227941.

**Aysal, N., Keskin, M., Peytcheva, I., Duru, O**, 2017, Geochronolgy, Geochemistry and Isotope Systematics of a Mafic-Intermediate Dyke Complex in the İstanbul Zone. New constraints on the evolution of the Black Sea in NW Turkey, Geological Society, London, Special Publications, 464 (1), 131-168.

**Duru, O. ve Keskin, M.**, 2018, Genesis and Magmatic Evolution of the Pliocene Aladağ Volcanic System (Kars, NE Turkey, Goldschmidt Geochemistry Symposium-2018, Boston, USA.

**Duru, O ve Keskin, M.**, 2017, The Preliminary Findings of Petrography, Geochemistry and Petrology of the Aladağ Volcanic System and Its Surrounding Area (Sarıkamış, City of Kars, Turkey), EGU-2017, Viyana, Avustralya.

**Aysal, N., Keskin, M., Peytcheva, I., Duru, O., Akgündüz, S.**, 2015, Geochronology, Geochemistry and Isotope Systematics of a Mafic-Intermediate Dyke Complex in the İstanbul Zone, Northern Turkey, Goldschmidt 2015, Viyana, Avusturya.

**Keskin, M., Oyan, V., Evgenii, V.S., Chugaev, A. V., Genç, Ş.C., Ünal, E., Aysal, N., Duru, O., Kavak, O.**, 2013, Magmatism and Geodynamics of Eastern Turkey, Vol. 15, EGU2013-12874-2, Viyana, Avusturya.

**Duru, O. ve Keskin, M.**, 2014, Kars Volkanik Platosu'nun Çıldır (Ardahan İli) Kuzeyindeki Bölümünün Volkanostratigrafisi, Petrografisi ve Magmatik Ayrımlaşma Süreçleri, İstanbul Yerbilimleri Dergisi, C.27, S1, SS 17-38.

**Akgündüz, S., Duru, O., Elmas, A.**, 2012, KB Anadolu'da Eosen-Oligosen Çarpışma Sonrası Magmatizma Biga Yarımadası'ndaki Asartepe Granitik ve Sarıkaya Volkanik Kayalarından Jeokimyasal ve Jeokronolojik Veriler, İstanbul Yerbilimleri Dergisi, C.25, S.2, SS. 119-143.

**Duru, O. ve Keskin, M.**, 2017, The Preliminary Findings of Petrography, Volcanostratigraphy, Geochemıstry and Petrology of the Aladağ Volcanıc System and Its Surroundıng Area (SARIKAMIŞ, Cıty of Kars, Turkey), 70. Türkiye Jeoloji Kurultayı bildiri kitapçığı, Ankara, Türkiye, sy 446-447.

**Aysal, N., Keskin, M., Peytcheva, I., Duru, O.**, 2017,Geochronology, Geochemistry and Isotope Systematics Of A Mafic-Intermediate Dyke Complex in The Istanbul Zone. New Constraints on The Evolution of Black Sea in NW Turkey, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu 5, 12-13-14 Mayıs 2017, İstanbul, Türkiye.

**Akgündüz, S., Duru, O., Elmas, A.**, 2014, Asartepe Granitik ve Sarıkaya Volkanik Kayalarından (Biga Yarımadası - KB Anadolu) Jeokimyasal ve Jeokronolojik Veriler, 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, s.466-467, Ankara, Türkiye.

**Duru, O ve Keskin, M**., 2013, Volcanostratigraphy, Geochemistry and Petrology of the Eastern Part of the Kars Volcanic Plateau, North of Çıldır, Ardahan City, North Eastern Turkey, 66th Geological Congress of Turkey, s. 372-373.

**Duru, O ve Keskin, M**, 2012, Volcano-stratigraphy, Petrology and chemical-stratigraphy of the Kars Volcanic Plateau in the North of Çıldır (Ardahan, NE Turkey), 5th Geochemistry Symposium, s. 240, Denizli, Turkey.

**Duru, O ve Keskin, M** , 2012, Volcanostratigraphy and Petrography of the Eastern Part of The Kars Volcanıc Plateau, North of the Town of Çıldır, Ardahan City, North Eastern Turkey, 65th Geological Congress of Turkey, s. 387, Ankara, Turkey.