

**T.C.
CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**BARANADAĞ VE KORTUNDAĞ (KAMAN-KIRŞEHİR) YÖRESİ
İNTRÜZİF KAYAÇLARININ ZİRKON ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb VE APATİT FİSSİON-
TRACK JEOTERMOKRONOLOJİ YÖNTEMLERİYLE İNCELENMESİ**

Özlem GÜNEY

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

.....
Durmuş BOZTUĞ

.....
Jeoloji Mühendisliği Bölümü - Prof. Dr.

İÇİNDEKİLER	<u>SAYFA</u>
İÇİNDEKİLER DİZİNİ	I
ÖZ	III
ABSTRACT	V
TEŞEKKÜR	VII
ŞEKİLLER DİZİNİ	IX
ÇİZELGELER DİZİNİ	XVII
KISALTMALAR	XVIII
1. GİRİŞ	1
1. 1. Çalışma Alanının Coğrafik Konumu	1
1. 2. Çalışmanın Amacı	2
1. 3. Önceki Çalışmalar	4
2. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ	23
2.1. Arazi Çalışmaları	23
2.2. Laboratuvar Çalışmaları	23
2.2.1. Tüm Kayaç Jeokimyası	24
2.2.2. Mineral Ayırma, Epoksi ve Parlatma İşlemleri	26
2.2.3. Tek zirkon kristali ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Evaporasyon Jeotermokronoloji Çalışmaları	48
2.2.4. Apatit Fission-Track Jeotermokronoloji Çalışmaları	50
2.2.4.1. Yaş Tayini	50
2.2.4.2. Parçalanma İzi Uzunluk Ölçümleri	51
3. BARANADAĞ VE KORTUNDAĞ İNTRÜZİFLERİNİN JEOLJİK KONUMU, MİNERALJİK-PETROGRAİK VE JEOKİMYASAL KARAKTERİSTİKLERİ	52
3.1. Jeolojik Konum	52
3.1.1. Baranadağ Kuvars Monzoniti	52
3.1.2. Hamit Kuvars Siyeniti	53
3.1.3. Çamsarı Kuvars Siyeniti	54
3.1.4. Durmuşlu Nefelin-Nozean-Melanit Siyenit Porfiri	55
3.1.5. Bayındır Nefelin-Kankrinit Siyeniti	56
3.2. Mineralojik-Petrografik İnceleme	59
3.2.1. Baranadağ Kuvars Monzoniti	59

3.2.2. Hamit Kuvars Siyeniti	62
3.2.3. Çamsarı Kuvars Siyeniti	64
3.2.4. Durmuşlu Nefelin-Nozean-Melanit Siyenit Porfiri	66
3.2.5. Bayındır Nefelin-Kankrinit Siyeniti	68
3.3. Jeokimyasal Karakteristikler	70
3.3.1 Ana Element Jeokimyası	70
3.3.2 Eser Element Jeokimyası	71
4. BARANADAĞ VE KORKUNDAĞ YÖRESİ GRANİTOYİDLERİNİN ZİRKON $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ EVAPORASYON YAŞ TAYİNİ	91
5. BARANADAĞ VE KORTUNDAĞ YÖRESİ GRANİTOYİDLERİNİN APATİT FİSSİON-TRACK YAŞ TAYİNİ VE YÜZEYLENME TARİHÇESİ	99
6. JEODİNAMİK EVRİM	121
7.SONUÇLAR	123
8.KAYNAKLAR	128
EK A: Çizelge 1. İnceleme alanından alınan magmatik kayaç Örnekleri üzerinde yürütülen çalışmalar	143
EK B: EK BÖLÜM B: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ TEK ZİRKON EVAPORASYON YÖNTEMİNİN TEMEL PRENSİPLERİ	145
EK C: PARÇALANMA İZİ (FISSION-TRACK) JEOTERMOKRONOMETRİ YÖNTEMİNİN TEMEL PRENSİPLERİ VE JEOLJİK UYGULAMA ALANLARI	166
ÖZGEÇMİŞ	197

ŞEKİLLER DİZİNİ	SAYFA NO
Şekil 1.1. Çalışma alanının bölgesel jeoloji haritası (Boztuğ, ve diğ., 2003’ den alınmıştır.)	3
Şekil 2.1. Mineral ayırma yönteminin basitleştirilmiş akış şeması.	25
Şekil 2.2. Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği kırma-öğütme-eleme laboratuvarındaki Fritsch marka çeneli kırıcı.	28
Şekil 2.3. Cumhuriyet Üniversitesi Maden Mühendisliği cevher zenginleştirme laboratuvarındaki Gy-Ro-Mill (Glen Creston) marka halkalı değirmen.	28
Şekil 2.4. Apatit ve zirkon mineralleri ayırımı sırasında kullanılan 425 µm, 250 µm, 125 µm’ lik elek takımları.	29
Şekil 2.5. Cumhuriyet Üniversitesi MİPJAL’ deki Nüve-FN400 markalı etüv.	29
Şekil 2.6. Technische Universität (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarındaki sallantılı masa.	30
Şekil 2.7. Sallantılı masa üzerinde tanelerin masanın sonuna doğru hareket edişi.	31
Şekil 2.8. Technische Universität (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarındaki ultrasonik cleaner (a), etüv (b).	32
Şekil 2.9. Technische Universität (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında mıknatısla ayırım işlemleri (a, b)	32
Şekil 2.10. Technische Universität (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında ağır sıvıyla ayırım yapmadan önce ağır sıvı (tetrabro metan) yoğunluğunun kontrolü (a, b)	34
Şekil 2.11. Technische Universität (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında ağır sıvıyla (tetrabro metan) mafik mineraller (mikalar, amfiboller, piroksenler, aksesuar mineraller) ile felsik minerallerin (kuvars, feldispatlar) ayırımı.	35
Şekil 2.12. Mineral ayırma işlemleri sonrasında örneklerin kırmızı ışık altında kurutulması (a) ve gruplandırılması (b).	36
Şekil 2.13. Technische Universität (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında kullanılan manyetik seperatör ve bölümleri.	37
Şekil 2.14. Manyetik seperatörde ayrımlanan minerallerin mikroskop altında	38

incelenmesi ve titanit (x80 büyütme altında) ve apatit+zirkon (x80 büyütme altında) mineralleri.

- Şekil 2. 15.** Diodometan yoğunluğunun kontrol edilmesi işlemi. 40
- Şekil 2.16.** Technische Universitat (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında ağır sıvıyla (di-iodometan) apatit ve zirkon minerallerinin birbirinden ayırt edilmesi. 41
- Şekil 2.17.** Kurutulan örneklerin gruplandırılarak paketlenmesi 42
- Şekil 2.18.** Epoksi işlemi uygulamasında aynı örnek için farklı iki kalıp hazırlanması. 42
- Şekil 2.19.** Sertleştirici (Epofix hardener) ve özel reçinenin (spesific resin) karıştırılarak epoksinin hazırlanması (a,b,c) ve etüvde bekletilmesi (d). 43
- Şekil 2.20.** Hazırlanan epoksinin kalıplar içerisine boşaltılması. 44
- Şekil 2.21.** Yaş ve Uzunluk ölçümünde kullanılacak örneklere yaş (A) ve uzunluk (L) simgelerinin verilmesi. 44
- Şekil 2.22.** Parlatma kalıplarının üzerlerindeki herhangi bir kirliliğe karşı etüvde yıkanması. 45
- Şekil 2.23:** Parlatma kalıplarının aşındırılması (a), aşındırma işleminin mikroskop altında kontrolü (b), epoksi içerisinde aşındırma sonucu ortaya çıkan apatit minerallerinin iletimli ışıkta (c), yansıyan ışıkta görünümü (d). 46
- Şekil 2.24.** Struel RotoPol RPM 130 marka susuz moda çalışan parlatma makinesi (a), aşındırma jelinin sürülmesi (b), parlatma kalıplarının yerleştirilmesi (c). 47
- Şekil 2. 25.** Baranadağ ve Kortundağ örneklerini de içeren Orta Anadolu granitoidlerine ait apatit preparatları ve değişik standart preparatların Technische Universitat (T.U) Bergakademie Freiberg (Almanya) Jeoloji Enstitüsü Laboratuvarlarında hazırlanmış 3 adet (FG-01-02-03) örnek setinin termal nötron bombardımanı için nükleer reaktöre gönderilmek üzere hazırlanmış paketi. 48
- Şekil 3.1.** Baranadağ zirvesinden Baranadağ intrüzifi ve Kaman'ın görünümü 53
- Şekil 3.2.** Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri içinde yaygın olarak görülen K-Feldspat megakristallerinin görünümü. 55
- Şekil 3.3.** Baranadağ ve Kortundağ yöresinin jeoloji haritası (Otlu ve Boztuğ 1998' den revize edilmiştir). 57
- Şekil 3. 4.** Baranadağ ve Kortundağ yöresinin kolon kesiti (Otlu ve Boztuğ 58

1998' den alınmıştır).

- Şekil 3.5.** Baranadağ Kuvars Monzoniti'nde yaygın olarak görülen apatit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-55). 60
- Şekil 3.6.** Baranadağ Kuvars Monzoniti'ndeki hornblend, titanit ve zirkon minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-55). 60
- Şekil 3.7.** Baranadağ Kuvars Monzoniti'nde gelişen iğnemsli apatit minerali topluluğunun (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-56). 60
- Şekil 3.8.** Baranadağ Kuvars Monzoniti'nde gelişen antirapakivi dokusunun (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-59). 61
- Şekil 3.9.** Baranadağ Kuvars Monzoniti'ne ait kayaç örneğindeki allanit mineralinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-62). 61
- Şekil 3.10.** Baranadağ Kuvars Monzoniti'nde gelişen iğnemsli apatit minerali topluluğunun (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-62). 61
- Şekil 3.11.** Baranadağ Kuvars Monzoniti'nde yaygın olarak görülen apatit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-56). 62
- Şekil 3.12.** Baranadağ Kuvars Monzoniti'ndeki hornblend ve biyotit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-57). 62
- Şekil 3.13.** Hamit Kuvars Siyeniti kayaç örneğinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-47). 63
- Şekil 3.14.** Hamit Kuvars Siyeniti'ndeki hornblend ve apatit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-48). 63
- Şekil 3.15.** Hamit Kuvars Siyeniti kayaç örneğinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-47). 64
- Şekil 3.16.** Çamsarı Kuvars Siyeniti'nde gelişen antirapakivi dokusunun (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-46). 64
- Şekil 3.17.** Çamsarı Kuvars Siyeniti'nde gelişen pertitleşmelerin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-46). 65
- Şekil 3.18.** Çamsarı Kuvars Siyeniti'nde gelişen yoğun killeşmelerin (a) çift 65

ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-52).

- Şekil 3.19.** Çamsarı Kuvars Siyeniti'nin kayaç örneğindeki zirkon minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-52). 65
- Şekil 3.20.** Çamsarı Kuvars Siyeniti'nin kayaç örneğindeki biyotit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-52). 66
- Şekil 3.21.** Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait kayaç örneğindeki nozean ve hornblend minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-50). 67
- Şekil 3.22.** Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait kayaç örneğindeki nefelin ve kankrinit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-50). 67
- Şekil 3.23.** Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait kayaç örneğindeki hornblend minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-51). 67
- Şekil 3.24.** Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait kayaç örneğindeki kankrinit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-50). 68
- Şekil 3.25.** Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait kayaç örneğindeki kankrinit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-50). 68
- Şekil 3.26.** Bayındır Nefelin Kankrinit Siyeniti'ne ait kayaç örneğindeki filorit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-54). 69
- Şekil 3.27.** Bayındır Nefelin Kankrinit Siyeniti'ne ait kayaç örneğindeki ksenotim ve hornblend minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-54). 69
- Şekil 3.28.** Baranadağ ve Kortundağ yöresi intrüziflerinin (a) Q-P kimyasal adlandırma diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumları (b) Le Maitre ve diğ. (1989) diyagramındaki dağılımları, (c) Shand's (1927) indeksine göre dağılımları ve (d) Toplam alkali-silis (TAS) diyagramındaki konumları (subalkali-alkali ayırım çizgisi Rickwood, 1989' dan alınmıştır). Baranadağ ve Kortundağ yöresi intrüziflerine ait ana element verileri Otlu, 1998'den alınmıştır. 70
- Şekil 3.29.** Baranadağ ve Kortundağ'a ait birimlerin (a) Ce/Pb – Ce; (b) Sm/Yb – Ce/Sm; (c) Nb/Th – Nb; (d) Th/Y – Nb/Y değişim 77

diyagramlarındaki (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) konumları. (a) ve (c) deki primitif manto Hofmann (1988) den; OOSB, OAB, yay volkanitleri ve kıtasal kabuk değerleri ise Schmidberger ve Hegner (1999) dan alınmıştır. (b) deki OOSB ve OAB Harms ve diğ. (1997) den alınmıştır. (d) deki OOSB, OAB ve ÜKK (üst kıtasal kabuk) değerleri Taylor ve McLennan (1985) den alınmıştır

- Şekil 3.30.** Baranadağ ve Kortundağ'a ait birimlerin (a) Rb/Y – Nb/Y; (b) La/Nb – Ti; (c) Th/Yb – Ta/Yb (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990); (d) Th/Yb – Nb/Yb (Miscovic ve Francis, 2005) değişim diyagramlarındaki konumları. (a) daki dalma-batma zonu zenginleşmesi ve kabuksal kirlenme, levha içi zenginleşme vektörleri Pearce ve diğ. (1990) dan; alt kabuk, üst kabuk ve toplam kabuk bileşimleri ise Taylor ve McLennan (1985) den alınmıştır. (b) deki dalma-batma eriyikleri ve metasomatizması bölgeleri Schiano ve diğ. (1995) ve Yogodzinski ve diğ. (1995) den; OOSB ve OAB bileşimleri ise Sun ve McDonough (1989) dan alınmıştır. (c) deki DBZ ve FK vektörleri, sırasıyla, dalma-batma zonu ve fraksiyonel kristalleşmeyi tanımlar (Pearce ve diğ., 1990) 78
- Şekil 3.31.** Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait örneklerin Ba/Nb – La/Nb (Jahn ve diğ., 1999); diyagramındaki konumları. Primitif manto Sun ve McDonough (1989); ortalama kıtasal kabuk (Taylor ve McLennan, 1985), Condie (1993); ortalama detritik sedimanter kayalar Condie (1993); OOSB, OAB ve Dupal-OAB bileşimleri Le Roux (1986)'dan alınmıştır. 79
- Şekil. 3.32.** (a) Sr/Y – Y ve (b) (La/Yb)_{CN} – (Yb)_{CN} diyagramlarındaki (Martin, 1999) konumları. (b) deki normalizasyon değerleri Sun ve McDonough (1989) dan alınmıştır. 80
- Şekil 3.33.** Baranadağ ve Kortundağ'a ait birimlerin Y/Nb-Yb/Ta diyagramındaki konumları. Sarı renkle gösterilen A-tipi feslik kayalar, Gri renkli alan New Hampshire'in White dağlarındaki Jura yaşlı A-tipi granitik, siyenitik ve mafik kayalardır. Çeşitli tektonik ortamlardaki kaya bileşimleri çizgili hatlarla kaplanmış alanlarla gösterilmiştir. Faklılaşma süreçlerinden güçlü derecede etkilenmeyen element oranları magma kaynağının göstergesi olarak kullanılır. Okyanus adası bazaltları ya da manto kaynakları kıtasal kabuk ile birlikte A-tipi kayalarda büyük bir bileşen gibi görülmektedir (Eby, 1990'a dayandırılarak Best ve Christiansen, 2001 tarafından düzenlenen) 87
- Şekil 3.34.** Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait kayaç örneklerinin Kayaç/Kondrit (Sun, 1989) diyagramındaki konumları 89
- Şekil 3.35.** Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait kayaç örneklerinin Kayaç/Prim normalize diyagramındaki konumları. 90
- Şekil 4.1.** Zirkon. 91

- Şekil 4.2.** Baranadağ Kuvars Monzonitine ait BAL-57 numaralı örnekte 5 zirkon tanesi üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması (AOY=Ağırlıklı Ortalama Yaş, n= yaşlandırmada kullanılan zirkon tanelerinin sayısı, ASSO= Ağırlıklı Standart Sapma Ortalaması) 94
- Şekil 4.3.** Hamit Kuvars Siyenitine ait BAL-47 numaralı örnekte 6 zirkon tanesi üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması (AOY=Ağırlıklı Ortalama Yaş, n= yaşlandırmada kullanılan zirkon tanelerinin sayısı, ASSO= Ağırlıklı Standart Sapma Ortalaması) 97
- Şekil 4.4.** Çamsarı Kuvars Siyeniti'ne ait BAL-52 numaralı örnekte 6 zirkon tanesi üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması (AOY=Ağırlıklı Ortalama Yaş, n= yaşlandırmada kullanılan zirkon tanelerinin sayısı, ASSO= Ağırlıklı Standart Sapma Ortalaması). 97
- Şekil 4.5.** Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması için kullanılan örnekleme haritası. 98
- Şekil 5.1.** Hamit Kuvars Siyeniti (BAL-48) ve Durmuşlu Nefelin Nozean Porfiri'ne (BAL-50) ait örneklerdeki apatitlerin dağlama işlemi yapılmadan önceki mikroskop görüntüleri. 101
- Şekil 5.2.** Baranadağ Kuvars Monzoniti'nin BAL-59, BAL-60 ve BAL-63 no'lu örneklerindeki apatitlerin dağlama işlemi yapılmadan önceki mikroskop görüntüleri. 102
- Şekil 5.3.** Hamit (BAL-47), Durmuşlu (BAL-51), Çamsarı (BAL-52) ve Baranadağ (BAL-55,56,58,61) birimerine ait örneklerdeki apatitlerin dağlama işlemi yapıldıktan sonraki mikroskop görüntüleri. 103
- Şekil 5.4.** Hamit Kuvars Siyeniti BAL-47 no'lu örneğine ait apatitlerdeki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradyasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri. 104
- Şekil 5.5.** Hamit Kuvars Siyeniti BAL-48 no'lu örneğine ait apatitlerdeki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradyasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri 105
- Şekil 5.6.** Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-55 no'lu örneğine ait apatitlerdeki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradyasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri. 106
- Şekil 5.7.** Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-56 no'lu örneğine ait apatitlerki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradyasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri. 107

- Şekil 5.8.** Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-57 no'lu örneğine ait apatitlerki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradyasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri 108
- Şekil 5.9.** Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-58 no'lu örneğine ait apatitlerki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradyasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri 109
- Şekil 5.10.** Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-61 no'lu örneğine ait apatitlerki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradyasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri. 110
- Şekil 5.11.** Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-62 no'lu örneğine ait apatitlerki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradyasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri 111
- Şekil 5.12.** Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-65 no'lu örneğine ait apatitlerki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradyasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri. 112
- Şekil 5.13.** Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait yaş-yükselim profili. 114
- Şekil 5.14.** Baranadağ Kuvars Monzoniti'ne ait (a) BAL-55, (b) BAL-56, (c) BAL-57 no' lu örneklerin sıcaklık-zaman (T-t) modellemeleri. 116
- Şekil 5.15.** Baranadağ Kuvars Monzoniti'ne ait (a) BAL- 58, (b) BAL- 61, (c) BAL- 62 no' lu örneklerin sıcaklık-zaman (T-t) modellemeleri. 117
- Şekil 5.16.** Baranadağ Kuvars Monzoniti'ne ait (a) BAL- 63, (b) BAL- 65 no' lu örneklerin sıcaklık-zaman (T-t) modellemeleri. 118
- Şekil 5.17.** (a) Hamit Kuvars Siyeniti'ne ait BAL- 47 no'lu (b) Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait BAL- 50 no' lu (c) Çamsarı Kuvars Siyeniti'ne ait BAL-52 no'lu örneğin sıcaklık-zaman (T-t) modellemeleri. 119
- Şekil 5.18.** Baranadağ Kuvars Monzoniti, Hamit Kuvars Siyeniti, Çamsarı Kuvars Siyeniti ve Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait örneklerin sıcaklık-zaman (T-t) modellemeleri ve haritadaki konumları. 120
- Şekil 6.1.** Baranadağ ve Kortundağ intrüziflerinin petrojenetik-jeodinamik modeli. 122

<u>ÇİZELGELER DİZİNİ</u>	<u>SAYFA</u>
Çizelge 2.1. Minerallerin türüne bağlı olarak manyetik seperatöre verilmesi gereken eğim açıları.	39
Çizelge 3.1. Baranadağ Kuvars Monzoniti, Hamit Kuvars Siyeniti, Çamsarı Kuvars Siyeniti, Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri ve Bayındır Nefelin Kankrinit Siyeniti'ne ait eser (ppm) ve nadir toprak element (REE; ppm) analiz sonuçları	72
Çizelge 4.1. Baranadağ Kuvars Monzonitine ait BAL-57' nolu örnek üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı belirleme verileri.	93
Çizelge 4.2. Kortundağ yöresindeki Hamit ve Çamsarı birimlerinden alınan BAL-47 ve BAL-52'no.lu örnekler üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı belirleme verileri.	96
Çizelge 5.1. Baranadağ ve Kortundağ yöresi apatit parçalanma izi jeotermokronoji verileri	115

KISALTMALAR

ku : kuvars	LREE : hafif nadir toprak elementler
or : ortoklaz	HREE ağır nadir toprak elementler
plj : plajiyoklaz	MREE : orta nadir toprak elementler
bi : biyotit	REE (Rare Earth Element):nadir toprak element
hst-arf : hastingsit-arfvedsonit	MME : mafik magmatik enklav
hb : hornblend	FME : Felsik magmatik enklav
al : allanit	UP : manyetik olmayan (unmagnetik)
ne : nefelin	MP : manyetik (magnetik)
fl : florit	LM : Hafif mineral (Light mineral)
nz : nozean	HM : Ağır mineral (Heavy mineral)
kn : kankrinit	TINT : iz içinde iz (track in track)
eo : egirin-ojit	TINCLE : klivaj içinde iz (track in cleavage)
oj : ojit	T-t : Sıcaklık-zaman (Temperature-time)
di : diyopsit	A : Yaş (Age)
xe : ksenotim	L : Uzunluk (Lenght)
ap : apatit	
ti : titanit	
zr : zirkon	
anr : antirapakivi dokusu,	
grf : grafik doku,	
iap : iğnemsli apatit,	
poik. poikilitik doku	
n : örnek sayısı	
LILE (Large Ion Lithophile Element) :	
büyük iyon yarıçaplı element	
HFSE (High Field Strength Element) :	
dayanıklılık alanı yüksek element	

1. GİRİŞ

Yüksek lisans tez çalışması doğrultusunda gerçekleştirilen bu çalışmada, çalışma alanının coğrafik konumu, çalışmanın amacı, önceki çalışmalar ve çalışma yöntemleri şu şekilde özetlenebilir.

1. 1. Coğrafik Konum

Çalışma alanı, İç Anadolu Bölgesi'nin Orta Kızılırmak bölgesinde Kaman'ın (KB Kırşehir) doğusunda yer almakta olup, 1:25.000 ölçekli Kırşehir J-31. b1 ve Kırşehir J-31. b4 paftaları içerisinde, yaklaşık 300 km² lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.1). Bölgedeki yerleşim alanları güneyden kuzeye doğru, Ömerhacılı, Çağırkan, Başköy, Bayındır, Kamanbahçeleri, Mollaosmanlar, Karakütük, Yenyapan, Çiftlikbala (Yukarıçiftlik), Çamsarı, Darıözü, Hamitköy, Küçük Durmuşlu, Çiftçidamları ve Çalıburnu şeklinde sıralanmaktadır. Bölgedeki yükseltilerini ise Baranadağ, Kortundağ, Üvelek T., Kabak T., Topalak T., Alağılının T., Bozbel T., Çatalçöv, Belbaşı T., Çaltepe, Çiftlik T., Gökçer T., Say T., Tavşanlı T., Güneyin Sr., Bekir T., Kurtbağı Sr., Çukurçayır Sr., Cafertaş T., Aşılık T., Tombak T., Mezar T., Tarla T., Tektaş T., Kamışlı T., Boztepe, Yapanbel T., Kırtış T., Andızlı T., Kayığindere T., Sarıkaya Sr., Soğan T., Türbe T., Sivrioğul T., Borukluçat T., Sarıkaya T., Ceme T., Sarıkuzey T., Acerbağı T., Kapaklıpınar T., Kale T., Ziraat T., Demirci T., Kurtini T., Kocacı T. ve Korkuyu T. oluşturmaktadır. Bölgenin önemli akarsuları, Darıözü D., İsmail D. ve Bağ Deresi ile temsil edilmektedir.

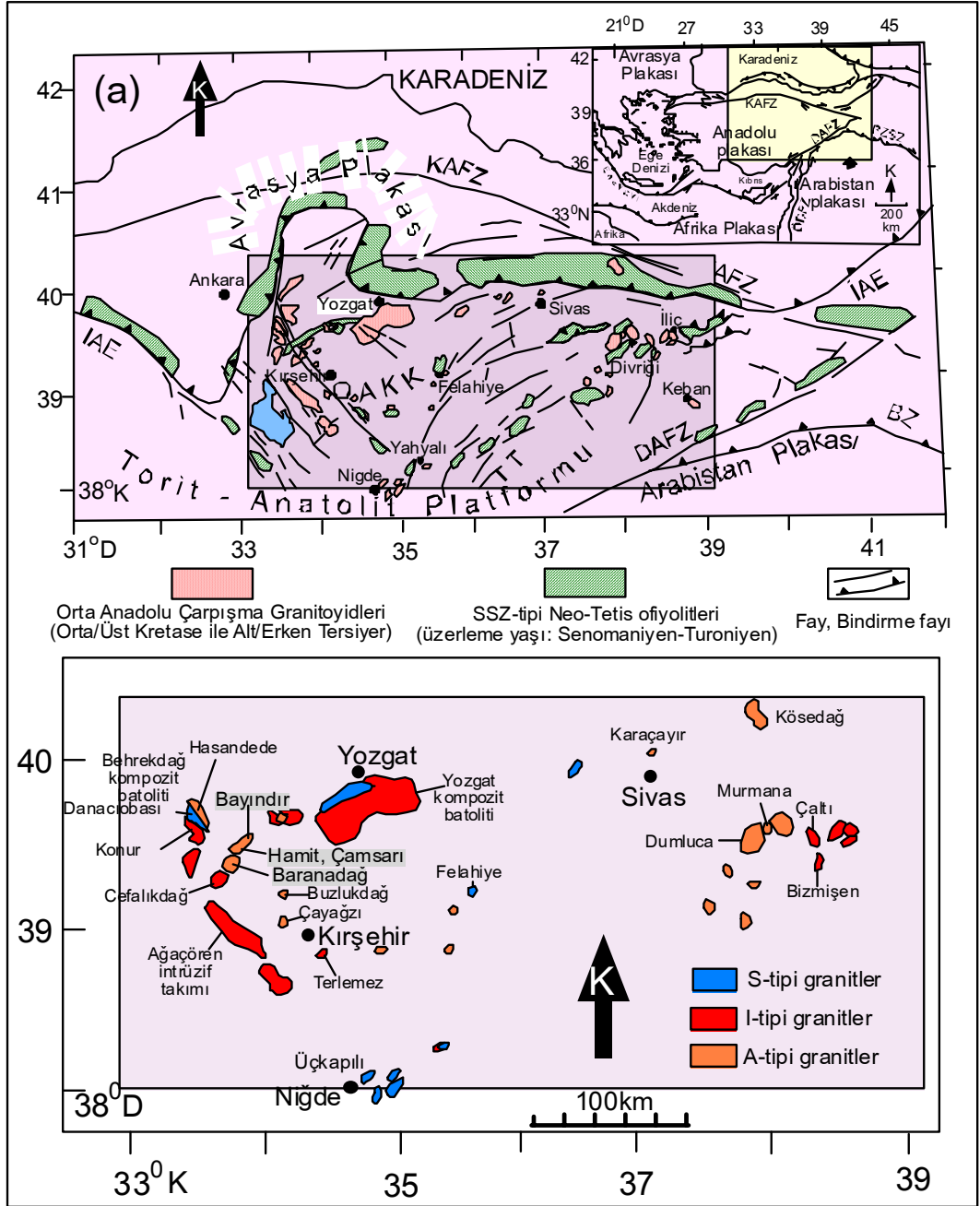
Orta Anadolu' da, Sulakyurt (Ankara), Yozgat, Sivas, Kayseri, Ulukışla (Niğde), Aksaray ve Şereflikoçhisar yerleşim merkezleri arasında; köşeleri Sulakyurt, Ulukışla ve Sivas'ta olan kabaca üçgen biçimli bir alanda yüzeylenen magmatik ve metamorfik kayalar topluluğundan oluşan Kırşehir Bloğu (Görür ve diğ., 1984; Poisson, 1986) veya Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı (Göncüoğlu ve diğ., 1991) içinde yer almaktadır (Şekil 1.1). Kaman' ın GB' sında (KB Kırşehir) yer alan Baranadağ ile Kaman'ın KB' sında (KB Kırşehir) yer alan Kortundağ, inceleme alanının en önemli yükseltileridir.

Çalışma sahasının yer aldığı bölge, bitki örtüsü olarak ilkbahar yağışlarıyla yeşeren, yaz kuraklığının başlamasıyla sararıp kuruyan bitki topluluklarından oluşan tipik bozkır özelliği sergilemekte iken, çevresinin yüksek dağlarla çevrili olması ve denizden uzak olması sebebiyle karasal iklim hüküm sürmektedir. Yöre halkının geçim kaynağı tarım ve hayvancılığa dayalıdır, tarım doğal şartlara bağımlı olarak yapılmaktadır. Özellikle Darıözü üzerinde kurulan sulama göletinden tarım alanlarının sulanmasında yararlanılmaktadır. Bölgenin önemli tarım ürünleri, nohut, mercimek, ayçiçeği, tahıl (buğday, arpa, çavdar) ve cevizdir. Kaman İlçesi'nde her yıl Ekim ayının ilk haftası "Ceviz Festivali" düzenlenmektedir. Dağlık kesimlerde eski çağlarda geniş yer tuttuğu bilinen meşe v.s ormanları yalnızca bazı kesimlerde tutunabilmiş ve çoğu yerde çalılık görünümünü almıştır. Ormanların azlığı, konutlarda ahşap malzeme kullanımını azaltmıştır.

Çalışma alanı içinden eski ve yeni Kayseri - Ankara karayolları geçmekte, bunun yanı sıra bütün köyler arasında genellikle asfalt, yer yer de stabilize yollar bulunmaktadır.

1. 2. Çalışmanın Amacı

Kaman (KB Kırşehir) doğusundaki bölgede yüzeylenen Orta Anadolu Kristalin Kompleksi'ne (OAKK) ait (Göncüoğlu ve diğ., 1991) metamorfik kayaçları intrüzif olarak kesen plütonik kayaçların (Şekil 1.1) jeolojik konum, mineralojik-petrografik, jeokimyasal ve petrojenik karşılaştırmalı incelenmesi önceki çalışmalarda detaylı olarak yapılmıştır (Otlu ve Boztuğ, 1997; Otlu, 1998; Otlu ve Boztuğ, 1998). Bu çalışma kapsamında, Baranadağ ve Kortundağ intrüziflerinin (Şekil 1.1) yer aldığı bölge ile ilgili olan önceki çalışmalar temel alınarak, yüzeyleyen bu intrüzif kayaçların " ^{207}Pb - ^{206}Pb tek zirkon evaporasyon" yöntemiyle yerleşim yaşı, "Apatit fission-track jeotermokronolojisi yöntemi" ile yaş tayini özellikleri, birimlerin yükselim mekanizması (zaman-sıcaklık modellemesi) ve buna bağlı olarak yükselim hızlarının belirlenmesi amaçlanmıştır.



Şekil 1. 1. Çalışma alanının bölgesel jeoloji haritası (Boztuğ, ve diğ., 2003' den alınmıştır).

1. 3. Önceki Çalışmalar

Kırşehir Bloğu (Görür ve diğ., 1984; Poisson, 1986) ve Orta Anadolu Kristalin Kompleksi (Göncüoğlu ve diğ., 1991) bir çok araştırmacı tarafından değişik amaçlı olarak çalışılmıştır. İç Anadolu çarpışma sonrası plütonizmasına (Boztuğ ve diğ., 1994; Göncüoğlu ve Türeli, 1994; Boztuğ, 1997; İlbeyli ve Pearce, 1997; Boztuğ ve Yılmaz, 1997) ait plütonik kayaların D Kaman (KB Kırşehir) yöresinde yüzeylenenleri ile Kırşehir Bloğu'na ait Mesozoyik öncesi yaşlı (Seymen, 1981, 1982) metasedimentleri ve örtü sedimanter kayaları içeren çalışma alanı ve yakın çevresinde gerçekleştirilen çalışmalar aşağıda sıralanmıştır;

Yılmaz (1960), Çelebi yöresindeki granitik kütlelerin Üst Kretase'den daha yaşlı olabileceğini, bu granitik kütlelerin Üst Kretase yaşlı ofiyolitli karışık ile kontakt halinde olduğunu ve olası yaşları Üst Paleozoyik olan mermerleri kontakt metamorfizmaya uğrattığını ifade etmiştir.

Vache (1962), Akdağmadeni bölgesinde iki farklı metamorfizmanın geliştiğini, önce alttaki temel serinin mezo-katazonal koşullar altında bölgesel metamorfizmaya uğradığını, orta ve tavan serilerini teşkil eden kayaların ise transgresif koşullar altında bir bölgesel metamorfizma geçirdiğini ifade etmektedir.

Ayan (1963), Baranadağ plütonunda zirkon mineralinde yaptığı toplam kurşun yöntemi ile zirkonlardan 54 My. yaş tespit etmiştir.

Vache (1963), Akçakışla, Aşağı Çulhalı ve Çiçekdağ granit kütlelerinde incelemeler yapmış ve Lütésiyen yaşlı birimler içerisinde granit molozlarının varlığı ile granitin yaşının en az Lütésiyen (Orta Eosen) öncesi olabileceğini ileri sürmüştür.

Ataman (1972), Cefalıkdağ plütonunda Rb-Sr yöntemiyle yaptığı jeokronometrik çalışmalarda 71 ± 1 My'lık bir yaş elde etmiştir. Granitik kütlelerin, jüvenil bir magma veya Paleozoyik sonrası bir sedimanter kayacın (arkoz veya grovak) Alpin yaşlı bir jeosenklinealin derinliklerinde palinjeneze uğraması sonucu oluşmuş magmadan kök olarak bir intrüzyon mekanizması ile yüzeye çıkmış olabileceği belirtilmektedir. Petrolojik olaylar göz önüne alındığında bu 71 My'lık yaşın, aslında 80 My olarak kabul edilebildiğini ve arazi gözlemleri sonucu bu yaş

jüvenil veya palijenetik bir magmanın intrüzyonunun yaşı (Kampaniyen) verdiğini ifade etmektedir.

Arıkan (1975), Tuz gölü havzasındaki granitik kayaçları iki gruba ayırarak incelemiştir. İlk ve eski fazın granit ve granit-gneyslardan oluştuğunu ve bunların Kırşehir masifinin metamorfik kayaçları ve bunların metamorfizmasıyla ilişkili olduğunu belirtmektedir. Kesikköprü yöresindeki ofiyolitlerin ikinci intrüzyon pegmatitleri tarafından kesildiği ve ayrıca bu ikinci fazın kayaçlarının ilk fazın kayaçlarının enklavlarını kapsadığı ve topoğrafyada yüksek rölyefler oluşturduğunu belirtmektedir. Bunların çakıllarına Paleosen sedimentleri içinde rastlanıldığından, bu intrüzyonların Kretase sonunda Laramiyen fazında meydana geldiğini savunmaktadır.

Erkan (1975), Akdağmadeni yöresinde, Kırşehir bölgesinde rastlanılan mineral topluluklarına benzer topluluklar bulunduğunu, sillimanit+ortoklaz ve ayrıca Kırşehir yöresinde rastlanılmayan ditsen+stavrolit topluluğu nedeni ile bu bölgede metamorfizma basıncının daha yüksek olması gerektiğini belirtmektedir.

Erkan (1976), Kırşehir ve civarında yaptığı çalışmada, bölgedeki metamorfik serilerin, metamorfizma nitelikleri ve metamorfizmanın geliştiği koşulları tipik mineral izogradlarına dayanarak ortaya çıkarmıştır. Metamorfizma derecesinin kuzey ve kuzeydoğuya doğru yükseldiğini belirlemiş ve buna bağlı olarak da bölgede üç metamorfizma zonunu ayırtlamıştır. I. Metamorfizma Zonunda sıcaklığın değişik mineralojik verilere göre 500⁰C'nin üzerinde olduğu ve bu sonucun yeşilüst fasiyesinin yüksek sıcaklık bölümüne karşılık geldiğini belirtmiştir. "diyopsit+kalsit" ve "An₃₀ +kalsit" isogradları ile karakterize edilen II. Metamorfizma Zonunun başlangıç sıcaklığının 600⁰C civarında olduğunu vurgulamıştır. III. Metamorfizma Zonunda ise, "sillimanit + ortoklaz" türü anateksi minerallerinin belirlenmiş olması ile sıcaklığın çok yüksek (~700⁰C) olduğu, ancak basıncın kayaçlarda bir kısmi ergimeye yol açacak kadar yüksek olmadığını (<5 kbar) göstermektedir. Aynı zamanda, mineralojik özellikleriyle II. ve III. Metamorfizma zonlarının amfibolit fasiyesine karşılık geldiğini tespit etmiştir.

Erkan (1978), Kırşehir'in yakın çevresinde yer alan rejyonel metamorfik bölgede bulunan granatların bileşimi ile metamorfizma arasındaki ilişkilerini incelemiştir. Kuzey ve kuzeydoğuya doğru yükselen üç metamorfizma zonundaki metapelit ve mikalı kuvarsitlerden alınan örneklerde çalışarak granatların % MnO içeriğinin belirtilen yönde azaldığını (I. metamorfizma zonunda % MnO = 29.23, II. metamorfizma zonunda 12.81, III. metamorfizma zonunda 1) saptamıştır.

Tülümen (1980), Akdağmadeni (Yozgat) yöresinde çalışma yapmıştır. Akdağmadeni'nin KD'sunda Karapir ve Ortaköy yörelerindeki granitik kayaçların monzogranit bileşiminde olduğunu saptamıştır. Araştırmacıya göre sokulum yaşı ile ilgili olarak kesin bir şey söylemek olası değildir. Ancak Eosen'in taban konglomerası içinde çakılların bulunuşundan dolayı Eosen'den yaşlı ve yine metamorfikleri kestiği için de onlardan genç olduğunu ifade etmektedir.

Erkan (1980), yaptığı çalışmada Akdağmadeni doğusundaki granit intrüzyonu çevresinde gelişen cevherleşmeyi konu alan bir araştırma ile bölgesel metamorfizmaya ilişkin veriler sunmuştur. Granit intrüzyonu çevresinde bulunan kalsilikatik gnays, mermer, kuvarsit/kuvarsist, gnays ve amfibolit şeklinde gruplandırılabilen kayaçlarda belirgin bir kontakt metamorfizmanın geliştiğini, mineral topluluklarının tüm bölgede yüksek mertebeli bir bölgesel metamorfizmaya işaret ettiğini öne sürmüştür.

İncelediği bölgede yaklaşık 1500m'nin üzerinde kalınlığa sahip, yer yer pelitik seviyeler içeren karbonatlı seviyenin, Kırşehir yöresinde olduğu gibi, orta basınç/yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğradığını belirtmiştir.

Erkan ve Ataman (1981), Kırşehir alanındaki şist ve gnayslardan biyotit ve hornblend ayırarak K-Ar yaş tayini yapmışlardır. 69.0 ± 1.7 'den 74.2 ± 2.7 My aralığında yaşlar elde edilmiştir ve bunları alanın bölgesel olarak metamorfize olmuş kayaçlarından etkilenen felsik intrüzyonların yaşı olarak yorumlamışlardır.

Seymen (1981), yaptığı çalışmada ilk olarak "Kaman Grubu" adı altında incelenen Kırşehir Masifi'nin metamorfizmasını üç farklı birime ayırmıştır. Bu birimler alttan üste doğru, gnays, biyotit şist, piroksen şist, amfibol şist, kalsilikatik şistler, kuvarsit ve kuvarsit karmaşığı (Kalkanlıdağ formasyonu); mermer-şist ve gnays ardalanması (Tamadağ formasyonu), ve çeşitli özellikte

mermer, metaçörtlü yarı mermer ve metaçört toluluğu (Bozçaldağ formasyonu) şeklinde gözlendiğini açıklamıştır. Aslında Kaman grubunun, psammitik, ortokuvarsitik, pelitik, yarıpelitik, kumlu, killi ve çörtlü karbonat çökellerinden meydana geldiğini ve bu tortul istifin Kaman yakınında, düşük basınç-yüksek sıcaklık koşullarında yüksek amfibolit-granulit fasiyesinde sonra düşük amfibolit fasiyesinden yeşilist fasiyesine gerileyen başkalaşım geçirdiğini belirtmiştir. .

Çapan ve diğ. (1983), kuzeyde Pontid kenarı, güneyde Toros kuşağı ve doğuda Kırşehir kristalin masifiyle çevrili olan Ankara melanjinin Tetis'in kapanışında önemli bir etken olduğunu belirtmişlerdir. Jeotektonik konumu nedeniyle bu zonun Tetis kapanışının Mesozoyik-Tersiyer başı aralığındaki gelişimini anlamada büyük önem taşıdığını savunmuştur.

Seymen (1983), Tamadağ (Kaman) çevresinde, Kaman Grubu'nun ilerleyen ve gerileyen metamorfizmasına eşlik eden deformasyon evrelerini saptamıştır. Yüksek dereceli metamorfizmalardan oluşan Kaman Grubu'nun dört plastik deformasyon evresi geçirdiği ve ardından Mesozoyik'ten önceki bir zamanda yükselerek kırıklandığı ve bugünkü içyapısını kazandığı belirtilmiştir. Ankara Karışığı' nın Kampaniyen' den sonra ve Geç Maestrihtiyen' den önce gerçekleşen Kaman Grubu' nu üzerlemesi sırasında ilişkili olduğu okyanus kabuğu altındaki, üst mantonun (Karakaya Ultramafiti) dilimlendiği ve yer kabuğunun üst kesimlerine taşınırken ilk yatay konumundan 55⁰ lik bir dönme geçirdiği de açıklanmaktadır. Araştırmacı, Kaman Grubu, Ankara Karışığı, Baranadağ Plütunu ve Geç Maestrihtiyen yaşlı örtü birimlerinin aynı tektonik rejim altında bugünkü konumlarını kazandıkları görüşünü savunmaktadır.

Görür ve diğ., (1984), Tuz Gölü kompleksinde yaptıkları çalışmada, kompleksi başlıca Haymana havzası ve Tuzgölü havzası şeklinde iki havzaya ayırarak incelemişlerdir. Üst Kretase-Üst Paleosen sırasında bu her iki havzanın eş yaşlı olarak meydana geldiğini ifade etmişlerdir. Üst Paleosen-Alt Eosen'de İç Torid Süturu boyunca Kırşehir Bloğu ve Sakarya Kıtası ile Menderes-Toros bloğunun ve Erzincan Süturu boyunca Rodop- Pontid levhası ile Kırşehir Bloğu' nun eş zamanlı çarpışması ile Haymana ve Tuzgölü havzalarının oluştuğunu belirtmektedir. Tuz Gölü'nün doğusunda yer alan granitoyitik

kayaçların ise, İç Torid Okyanusu'nun Kırşehir Bloğu'nun altına dalması ile ilişkili olduğunu savunmaktadırlar.

Lünel ve Akıman (1984), Hamit (Kaman, Kırşehir) dolaylarında inceledikleri, iri taneli felsik magmatik kayaçları kesen, D-B ve KD-GB doğrultulu olarak uzanan silisçe fakir, feldispatoyidli mikrosiyenitik dayklardaki psödölösit fenokristalleri ve lösit oluşumlarının, yer kabuğunun 7 km derinliği ile 2 kbarlık basıncını ifade ettiğini ileri sürmüşlerdir.

Seymen (1984), Kaman (Kırşehir) dolayında yaptığı çalışmalarda Kırşehir Masifi'ne ait metamorfik birimleri incelemiştir. İlk kez bu çalışmada Kaman Grubu adı altında, Kırşehir Masifi'nin metamorfikleri üç ayrı birime ayrılmıştır. Bu birimler, alttan üste doğru, Kalkanlıdağ Formasyonu (gnays, biyotitşist, piroksen şist, amfibolşist, kalsilikatik şistler, kuvarsit ve kuvarşist), Tamadağ Formasyonu (mermer, şist ve gnays aralanımı) ve Bozçaldağ Formasyonu (mermer, metaçörtlü yarı mermer ve metaçört)' dur.

Yaman (1984, 1985), Bayındır (Kaman, Kırşehir) köyü civarında gelişen fluorit cevherleşmelerin metallojenik incelenmesi, dağılımları ve kökenlerini saptamak amacıyla incelemeler yapmış, bunun sonucunda bölgede, iki evreli bir fluorit oluşumunun varlığını belirlemiştir. I. evre fluoritlerinin 190 °C den itibaren kristalleşmeye başladığı ve bu sürecin II. evre fluorit kristallenmesi ile 80 °C civarında son bulduğu yapılan termo-optik çalışmalarla ortaya konmuştur.

Lünel (1985), çalışmasında Kırşehir intrüzif takımı içinde yer alan ve alkali karaktere sahip Baranadağ Monzoniti'nin yaşı ve kökeni ile ilgili araştırmalar yapmıştır. Bölgede incelediği mafik ve ultramafik kayaçlardan iki farklı yaş belirlemiştir, biri Kırşehir intrüzifinden daha genç olan ofyolitik melanja aittir, diğeri ise felsik intrüziflerden ve granitlerde ksenolit olarak oluşanlardan daha yaşlıdır.

Yaman (1985), Akçakent (Çiçekdağı - Kırşehir) bölgesinde Orta Anadolu Kristalin Masifi içinde yer almakta olup, damar tipinde gelişmiş üç fluorit cevherleşmesi (I-Kumlutepe, II-Değirmensırtı, III-Yoncalıöz) saptamıştır.

Yaman (1985), Bayındır (Kaman) filorit filonlarının Kırşehir Masifi Üst Paleosen sokulumlarına ait siyenit ve gabrolardan oluşan bir temel içinde yer

aldığını açıklamıştır. Elde ettiği tüm jeokimyasal verilere dayanarak masif içerisindeki florit filonlarının son evrelerinin Paleosen sonrası meydana gelen basenler ile ilişkili olarak gelişimlerini sürdürdüğü görüşünü ortaya koymuştur.

Göncüoğlu (1986), Niğde bölgesindeki kayçalarda Rb-Sr yaş tayini yapmıştır, Üçkapılı granitoyidi için 95 ± 11 My'lık bir yaş elde etmiştir.

Bayhan (1986), Orta Anadolu Masifi olarak bilinen ve Kırşehir Masifi'nin batı kenarında yer alan İç Anadolu granitoyid kuşağındaki sokulumlardan birini oluşturan Çelebi Granitoyidi'ne ait örnekler üzerinde ana ve iz element kimyasal analizlerini yaparak, jeokimyasal özelliklerini ve kökenini saptamaya çalışmıştır. Çelebi Granitoyidi'nin, mineralojik - petrografik ve jeokimyasal özelliklerine göre, kıtasal kabuk \pm manto malzemesinin bölümsel ergimesiyle oluştuğu da ileri sürülmüştür.

Tolluoğlu (1986), Kırşehir Masifi'ni kesen felsik intrüziflerin (Kötüdağ ve Buzlukdağ) petrografik ve jeokimyasal karakterleri adlı çalışmalarında, Kırşehir Masifi'ni batıda yay biçiminde kuşatan ve yer yer keskin dokanaklarla kesen intrüzif kayaları (kalkalkali-alkali) "İç Anadolu Magmatik Kuşağı" olarak adlandırmıştır. İç Anadolu Magmatik Kuşağı'nın tipik örnekleri olarak kalkalkali-alkali bileşimli Kötüdağ Volkaniti aktif kıta volkanizmasına işaret etmekte; buna karşın Buzlukdağ Siyenitoyidi Kırşehir Masifi içine stok ve dayklar şeklinde yerleşmiş, damar türevleri ise foidli-siyenitlerden oluşmakta ve ana kütleli kesmektedir. İç Anadolu Magmatik Kuşağı'nda yüzeyleyen intrüzif seriler dış zonda kalkalkali, iç zonda (masif içinde) alkali karakterleri ile tipik bir zonlanma göstermektedir.

Bayhan (1987), İç Anadolu granitoyid kuşağının iç kesiminde yer alan Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonları kimyasal-mineralojik ve petrografik yönden incelenmiş ve bu plütonlarda iki petrografik kayaç grubu tanımlamıştır. Bunların, subalkali ve alkali grupta yer aldığı, metaalümino özellikte ve kafemik topluluğa ait olduğu açıklanmıştır. Monzonitik bileşime sahip subalkali kayaçların I tipi, siyenitik bileşime sahip alkali kayaçların A tipi granitoyidlere benzerlik gösterdiği belirtilerek, her iki petrografik grubunda, aynı kaynak malzemenin (kabuk + manto) iki farklı evrede kısmi ergimeye uğraması sonucu oluşan, iki farklı

magmatik eriyikten itibaren türemiş olduğu görüşünde bu çalışmada ortaya konulmuştur.

Bayhan ve Tolluoğlu (1987), Orta Anadolu’da Kırşehir’in kuzeybatısında yer alan siyonid sokulumlarından Çayağzı siyenitoyidi üzerinde çalışmışlardır. Mikroklin siyenitler, felsik damar kayaçları ve nefelinli siyenitler olarak 3 ayrı grup şeklinde belirtilmiştir. Bu siyenitoyidin granotoyid alkali topluluğuna ait olduğu, mikroklin siyenit ve felsik damar kayaçları ile nefelin siyenitlerin farklı kaynak malzemenin kısmi erimesiyle oluşan magmalardan itibaren kristalleştikleri görüşü ileri sürülmüştür.

Bayhan (1988), Kırşehir Masifi’nde bulunan Bayındır–Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali magmatik kayaçların jeokimyası ve kökensel yorumuna ilişkin çalışmaları gerçekleştirmiştir. Bölgedeki alkali kayaçları, kuvars siyenit ve feldispatoyidli siyenit bileşiminde olan siyenitoyidler ve fonolit ve tefritik fonolit türündeki volkanitler şeklinde ikiye ayırarak, petrografik ve jeokimyasal özellikleri bakımından tek bir magmanın fraksiyonel kristallenmesi ile değil, farklı kaynak malzemelerden türemiş değişik magmalardan itibaren oluştuğunu belirtmiştir.

Önen ve Unan (1988), Kaman (Kırşehir) kuzeydoğusunda bulunan gabroların mineralojisi, petrografisi ve jeokimyası üzerinde çalışmıştır. Çalışma alanında bulunan kayaçlardan plajiyoklaz, hornblend, ojit ve nadiren olivin içeren gabroları genellikle “hornblend gabro” ya da “ince taneli gabro” olarak tanımlamışlardır. Kimyasal analizler sonucunda, gabroların subalkali toleyitik magmadan kristalleştikleri ve bunların ofiyolitik dizilimin bir üyesi olabilecekleri kanısına varmışlardır.

Boztuğ (1991), Yozgat batolitinde yaptığı çalışmada orta-kaba taneli ve holokristalin-hipidiyomorf taneli dokulu, zaman zaman da iri K-feldispat megakristallerinin varlığıyla ortaya çıkan porfirik dokulu monzonit, kuvars monzonit, kuvars monzodiyorit ve adamellitlerin yanısıra siyenit porfir türü damar kayaçları belirlemiştir. Batolitin Sorgun güneyi kesimindeki kayaçların, Alt Tersiyer öncesinde meydana gelen yay magmatizması ile derin kabuk magmatik kayaçlardan oluştuğu, Alt Tersiyer’deki çarpışma ile kabuk kalınlaşmasına bağlı

olarak da kısmi erimeye uğramaları sonucu ürettikleri magmadan itibaren meydana gelebilecekleri savunulmaktadır.

Erler ve diğ. (1991), Kaman ve Yozgat yörelerinde yapmış oldukları çalışmalar sonucunda bölgedeki magmatik kayalar 7 farklı gruba ayırmıştır. Özellikle Yozgat granitoidinin kuvarsca zengin olup, ortoklaz/plajiyoklaz oranının değişmesiyle bileşimin alkali feldispat granitten tonalite kadar değiştiğini, kalkalkali S-tipi kayalar olduklarını ve bu kayaların Pontid ve Torid kuşaklarının çarpışması sırasında kısmi ergimesi ile oluşmuş plütonikler olduklarını ileri sürmüştür.

Geven (1992), Cefalıkdağ plütonik kayalarının mineralojisi, petrografisi ve jeokimyasını ayrıntılı olarak incelemiştir. Cefalıkdağ granitoidinin kıtasal kabuk kökenli olup, çarpışma sonrası tektonik ortam özellikleri sergilediğini saptamıştır. Torid-Anatolid platformunun Kırşehir masifiyle çarpışmasından sonra, okyanus kabuğu (iç Torid okyanus kabuğu) ofiyolitik üzerlemesi sonucu önceden kalınlaşmış kıtasal kabuğun (Kırşehir Masifi) altına dalmaya devam ettiğini ve bunun sonucunda kısmen ergiyerek, kıtasal kabuk içerisinde granitik magmanın yükselmeye başladığını belirtmiştir. Oluşan bu magmaların kabuk içerisinde yükselimi sırasında, magmatik farklılaşma ve kabuksal kirlenme sonucu, kökenleri aynı fakat bileşimleri değişik olan Cefalıkdağ plütonik kayalarının meydana geldiğini savunmaktadır.

Akıman ve Boztuğ (1993), Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı içinde yer alan alkali magmatik kayalar adlı çalışmalarında, bu kayaların coğrafik ve bölgesel jeolojik konumları, birbirleri ile olan ilişkileri, jeodinamik oluşum ortamları ve/veya koşulları, birlikte oluşturdukları kayaç toplulukları ve ekonomik önemlerini incelemiştir.

Akıman ve diğ. (1993), Orta Anadolu Kristalen Kompleksi' nin batı kenarında yer alan granitoidlerin jeokimyasal karakteristiklerini incelemiştir. Bu bölgedeki granitoidler granitten monzonite kadar değişen bir bileşimsel aralığa sahip olup, alumino-kafemik ve kafemik, metalumino ya da peralumino karakterli olup, granitoidlerin tamamı S-tipi ve I-tipidir. Eser element incelemeleri de, bu birimlerin çarpışmayla eş zamanlı (syn-collisional) ve geç/çarpışma sonrası

(late/post colisional) tektonik konumlu, kıtasal kabuk kökenli olduğu sonucunu vermektedir.

Erler ve Bayhan (1993), Orta Anadolu'da, Ankara'nın doğusunda; Sulakyurt, Yozgat, Sivas, Kayseri, Ulukışla, Aksaray ve Şereflikoçhisar yerleşim merkezleri arasında; köşeleri Sulakyurt, Ulukışla ve Sivas'ta olan, kabaca üçgen biçimli bir alanda yüzeylenen magmatik ve metamorfik kayalar topluluğunu "Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı", bu karmaşığın granitoid bileşimli kayalarını ise "Orta Anadolu Granitoidleri" olarak adlandırmışlardır.

Geven ve diğ. (1993), Orta Anadolu Granitoidleri'ne ait olan Cefalıkdag Granitoidi'nin, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı içine sokulum yapan bir kütle olduğunu belirtmişlerdir. Bu çalışma kapsamında Cefalıkdag Granitoidi'ni kökensel olarak ilişkili olmak üzere, Küçükçürtepe megakristik graniti, Savcılıbeyit hornblend graniti ve Kaletepe mikrograniti olarak üç ana kayaç birimi tanımlamışlardır. İzmir-Ankara Sütur Zonu'ndan gelen ofiyolitik üzerleme sonucu kalınlaşan kıtasal kabuğun, çarpışma sonrasında kısmen ergimeye uğradığı, oluşan granitik magmaların yükselirken kirlenmesi ile de kökenleri aynı bileşimleri farklı magma tiplerinin oluştuğu fikrini Cefalıkdag Plütünü'nün gelişim mekanizması olarak ifade etmişlerdir.

Göncüoğlu ve diğ. (1993), OAKK'ya ait ofiyolitleri metamorfik ofiyolitler (Orta Anadolu metamorfikleri ile birlikte metamorfize olmuş) olarak 3 grup içinde sınıflandırmışlardır, supra subduction zonu ofiyolitler, monzogabrolar ve kuvars gabrolar. Ancak tektonik ortamlarının henüz açık olmadığını belirtmişlerdir.

Göncüoğlu ve Türeli, (1993), Orta Anadolu kristalen kompleksi içinde oldukça yaygın yüzeylenmeler sunan ofiyolitik kayaların tabanında subofiyolitik metamorfiklerin gözlenmesi ve epiofiyolitik birimlerin çok yaygın felsik volkanit ve volkanoklastit arakatki içermesi, bu ofiyolitlerin İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu içindeki bir okyanus içi dalma-batma zonunda ve bir ensimatik adayıyla ilişkili yorumunu desteklemektedir.

Türeli ve diğ. (1993), yaptıkları çalışmada metamorfik ve ofiyolitik yan kayalara sokulum yapmış olan Ekecikdag granitoidi'nin monzogranit ve granodiyorit bileşiminde olup, hem I hem de S tipi granitlere benzer özelliklere

sahip olduğunu belirtilmektedirler. Ekecikdağ granitoyidi, mineralojik-kimyasal bileşime göre Borucu granodiyorit-monzograniti, Sinandı mikrograniti, Hisarkaya porfirik graniti, Kalebalta lökograditi ve aplitik granitler olmak üzere haritalanabilir çeşitli alt birimlere ayrılmıştır.

Tolluoğlu (1993), İç Anadolu magmatik yay plütonlarına (granitoidler) karşın, siyenitoidlerin ise Kırşehir masifi içinde stok ve dayklar şeklinde yüzeylendiği ve bunun en tipik örneği olan kuvars-siyenit, siyenit, monzonit türü kayaçlar içeren Buzlukdağ siyenitoidinin oluşturduğu fikrini ortaya koymuştur. Kötüdağ volkanitinin riyolit, dasit, trakit, trakiandezit ve andezit türü kayaçlardan oluştuğu, kalkalkali-alkali soy özelliği ile aktif kıta volkanizmasına işaret ettiği savunulmaktadır.

Göncüoğlu ve Türeli (1994), Yozgat Batoliti'nde yaptıkları çalışmada bu birimlerin monzogranit, granodiyorit ve kuvars diyorit bileşimli kalkalkalin, VAG ve yer yer de syn-COLG karakterli olduklarını saptamışlardır.

Güleç (1994), Ağaçören İnrüzifi'nin güney kısmından topladığı tüm kayaç örneklerinin üçünde Rb-Sr izotop analizlerini yapmıştır ve 110 ± 14 My'lık bir yaş belirlemiştir. Ağaçören Granitoyidi'nin bu yaşının Neo-Tetis'in kapanışının başlangıcı için Senomaniyen öncesi bir yaşı işaret ettiğini belirtmiştir. Güleç (1994)'e göre Ağaçören Granitoyidi'nin ilk izotop oranı bir kabuk kadar, bir mantonun varlığını da ima eder.

Erler ve Bayhan (1995), Orta Anadolu Kristalin Kompleksi içerisinde yer alan granitoyid bileşimli kayaçları "Orta Anadolu Granitoyidleri" olarak adlandırmışlardır. Buna göre, Orta Anadolu granitoyidlerinin kuzey kenarında Yerköy, Yozgat, Sorgun, Sarıkaya, Osmanpaşa ve Şefaati arasındaki batolitik boyutlardaki granitoyidler genellikle monzogranit, kuvars monzonit ve granitoyid bileşimli ve kalkalkali yönelimli olarak gözlemlendiğini ileri sürmüşlerdir. Hem I-tipi, hem de S-tipi özellik sergileyen bu granitoyidlerin ada yayı granitoyidleri, levha içi granitoyidleri ve çarpışma sonrası granitoyidleri bölgelerinde yer aldıklarını belirtmişlerdir.

Akgün ve diğ. (1995), Orta Anadolu Kristalin Kompleksi üzerinde yer alan Miyosen yaşlı birimlerin kaya türü özellikleri, stratigrafileri, çökme

ortamları, paleoiklim ve paleocoğrafya koşullarını inceleyerek bunların birbirinden bağımsız çanakcıklarda gelişmiş olduklarını ileri sürmüşlerdir. Bu çanakcıklarda yer alan istiflerde yapılan incelemelerle birimlerin tortullaşma yaşlarının diğer yapılan çalışmalarda belirtildiği gibi Oligo-Miyosen değil Orta Miyosen olduğu görüşünü açıklamışlardır.

Kadioğlu (1996), İç Anadolu Bölgesi'nde, Tuz gölü'nün doğusunda yüzeyleyen Ağaçören Intrüzif Takımı'nı incelemiştir. AİT'nin Çokumkaya Gabrosu, Ağaçören Granitoyidi ve genç dayklar olmak üzere üç ana gruba, Ağaçören Granitoyidini ise, 9 alt birime ayırmıştır. Magma karışımını belirten mafik mikrogranüler enklavların (MME) tüm alt birimlerde görüldüğünü, bunların büyüklüklerinin ve bolluklarının, intrüzif kütlelerin kenarlarındaki az felsik birimlerden merkezdeki daha felsik birimlere doğru artış gösterdiğini saptamıştır. Yapılan rezistivite ve aeromanyetik çalışmalarla ise, Çokumkaya gabrosu'nun yüzleklerinin yaklaşık 1 km. derinlikte yer alan ana bir kütlelerin apofizleri olduğunu saptamıştır. Ağaçören intrüzif takımının sürekli olarak mantodan beslenen dinamik bir magma ocağındaki mafik ve felsik magmaların karışımını içerdiği, karışım şekli ve zamana bağlı olarak, önce intrüzifin kenarlarındaki az felsik ürünleri oluşturan bir homojen karışım (mixing) sürecinden, daha sonra merkeze doğru çok sayıda MME içeren daha felsik ürünleri oluşturan heterojen karışım (mingling) sürecine geçtiği belirtilmektedir. Mantodan gelen son beslenme ile ise, ana kütlelerin yaklaşık katılmasına denk gelerek gabro stoklarının oluştuğu savunulmaktadır.

Alpaslan ve Boztuğ (1997), Yıldızeli yöresinde, Orta Anadolu Kristalin Karmaşığını kesen ve Tersiyer yaşlı birimler tarafından örtülen plütonik kayalar, Yücebaca Granitoyidi ve Davulalan Siyenitoyidi olmak üzere ikiye ayırmışlar ve Davulalan Plütonu'nun, Yücebaca Plütonu'nu kestiğini belirtmişlerdir. Bu çalışmadaki mineralojik ve ana element jeokimyası verileri, Yücebaca plütonu'nun S tipinde ve peralümino karakterde, Davulalan Plütonu'nun ise alkalin karakterde ve alümino-kafemik bileşimde olduğunu; ana ve iz element verileride, Yücebaca Plütonu'nun çarpışma kökenli, Davulalan Plütonu'nun ise çarpışma sonrası plütonlar olduğunu ortaya koymuştur. Bununla birlikte, Yücebaca

Plütonu'nun çarpışma sırasında kalınlaşan kıtasal kabuğun anateksisiyle oluştuğu, Davulalan Plütonu'nun ise kabuk kalınlaşmasından hemen sonra oluşan tansiyonel rejim sırasında kabuk incelmesinin sonucu olarak üst manto malzemesinin kısmi ergimesiyle oluşan bir magmadan türediği bu çalışmada ileri sürülmüştür.

Ekici (1997), Yozgat Batoliti'nin Yozgat ili güneyindeki inceleme alanında, I-tipi, çarpışma sonrası (Post-COLG)-kalkalkalin karakterli Lökköy K-feldispat megakristalli monzograniti, Büyüklök monzograniti, S-tipi çarpışmayla eş zamanlı (Syn-COLG) Sarıhacılı Lökograniti ve düşük K' lu toleyitik M-tipi karakterli Başnayayla diyorit/gabrosundan oluşan granitoyitik birimleri tanımlamıştır. Bu birimlerden Lökköy ve Büyüklök birimlerinde mafik ve felsik magmaların heterojen karışımı sonucu meydana gelen mafik mikrogranüler enklavların (MME) gözlendiğini belirtmiştir. Sonuç olarak, Yozgat batolitinde S-tipi, I-tipi, M-tipi magma kaynaklarının birlikteliğini belirten bir görüş ileri sürmektedir.

Göncüoğlu ve diğ. (1997), Paleozoyik-Mezozoyik metamorfik temele ve Geç Kretase granitoidlerine sokulum yapan İdiş Dağı Magmatik Kompleksi (IMK), Orta Anadolu Kristalen Kompleksi (OAKK)'ndeki geç-evre plütonitlerinden biri olduğunu belirtmiştir. Elde ettiği veriler ile IMK'nin genelde belirgin alkalin ve aşırı doygun peralkalin trende sahip kuvars siyenitleri içerdiğini saptamıştır. OAKK'nin geç-orojenik plütonik kayaçları (granitler ve siyenitler) çarpışma sonu yükselim sırasında kıtasal kabuğun ergime ürünlerini temsil ettiğini vurgulamıştır. Bu olayın, İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu'nun kapanışı sırasında ofyolit naplarının güneye doğru yerleşimiyle bağlantılı olan kıtasal kalınlaşmayı takip ettiğini ileri sürmüştür.

Tatar, (1997), Anatolid-Pontid çarpışma sisteminin pasif kenarında yeralan ve Orta Anadolu'da geniş yüzlekler veren Yozgat Batolitinin bir kısmını oluşturan Şefaati kuzeyinde yeralan granitoidlerin, I-tipi çarpışma sonrası kalkalkalin monzonitik birlik ve M-tipi çarpışma sonrası toleyitik mafik magmayı karakterize eden gabroyik/diyoritik birlikten oluştuğunu ileri sürmüştür. Neotetis'in kuzey kolu Üst Kretase'de Pontidlerin altına dalarak yok olduğunu, bu

dalma-batma zonu boyunca Ankara-Erzincan kenet kuşağı olarak tanımlanan çarpışma zonu meydana geldiğini, kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak I-tipi magmatik kayaçların, kabuk kalınlaşmasından sonra gelişen gerilme rejimi altında yükselen üst manto diliminin adiyabatik dekompresyon sonucu kısmi erimeye uğraması ile de M-tipi magmatik kayaçların oluştuğunu belirtmiştir.

Otlu (1998), Kaman-Kırşehir yöresinde yüzeyleyen önemli üyelerini oluşturan Baranadağ plütunu ve Kortundağ plütunu İç Anadolu çarpışma sonrası alkali plütönizmasının ürünü olup, çeşitli alt birimlere ayrılmıştır. Kortundağ plütununun Hamit Kuvars Siyeniti, Durmuşlu Nefelin-Nozeyan-Melanit Siyenit Porfiri, Bayındır Nefelin-Kankrinit Siyeniti ve Çamsarı Kuvars Siyeniti olmak üzere dört birimden oluştuğunu belirtmiştir. Baranadağ Kuvars Monzoniti, Hamit Kuvars Siyeniti ve Çamsarı Kuvars Siyenitinin jeolojik konum, dokusal özellik ve mineralojik-kimyasal bileşim açısından bir topluluk oluşturduğu ve silisçe aşırı doygun alkalin (ALKOS) karakter sergilediği, ilaveten bu birimlerin mineralojik ve jeokimyasal açıdan Baranadağ'dan Çamsarı'ya doğru fraksiyonel kristalleşme gösterdiğini (bu üç birimin tek bir magma kaynağından itibaren fraksiyonel kristalleşme ile oluştuğu) açıklamış ve bunları oluşturan magmanın % 10-20 non-modal Rayleigh/fraksiyonel tip kısmi erimeyle zenginleşmiş üst mantodan türediğini ileri sürmüştür. Durmuşlu ve Bayındır birimlerinin ise, silisçe tüketilmiş alkalin (ALKUS) karakter gösterdiğini, Durmuşlu'dan Bayındır'a doğru fraksiyonlanma sürecinin var olduğunu belirtmektedir. Bayındır ve Durmuşlu alkalin kayaçlarının Baranadağ, Hamit ve kristalleşmeyle oluştuğunu ve bu birimlerin farklı magma kökeni %10' dan daha az non-modal Çamsarı birimlerinden farklı olan bir magma kaynağından fraksiyonel Rayleigh/fraksiyonel tipi kısmi erimeyle zenginleşmiş üst mantodan kaynaklandığını savunmaktadır. Kaman yöresi, alkalin kayaçlarının farklı zamanlarda üst manto malzemesinin farklı kısmi erime derecesinde kısmi ergimesiyle oluşan iki farklı magma kaynağından fraksiyonel kristalleşme ile oluştuğu fikrini savunmuştur.

Yalnız ve Göncüoğlu (1998), Orta Anadolu ofiyolitlerinin, kümüle ve izotrop gabrolar, plajiyogranitler, çoğu parçalanmış ancak ofiyolit istifi özelliğini

korumuş metamorfik tektonitler, levha-dayk kompleksine ait diyabazlar, yastık lavlar ve Orta Turoniyen-Santoniyen yaşlı epi-ofiyolitik çökeller ile temsil edildiğini belirtmiştir. Bu kayaların Orta Anadolu metamorfikleri üzerinde tektonik dokanakla yer alırlar ve Orta Anadolu granitoidleri tarafından kesildiğini ve Ofiyolitlerin ayrıntılı olarak incelenmiş bölümleri dalma-batma zonu üstü (yay-önü) tektonik konumunda, daha önce tüketilmiş bir okyanusal litosferin kısmi ergimesi ile oluşan ofiyolitlerin tipik özelliklerini sunduğunu saptamıştır. Orta Anadolu ofiyolitlerinin Orta Turoniyen-Erken Santoniyen sırasında İzmir-Ankara Okyanusu içinde, okyanus içi bir dalma-batma zonu ile ilişkili olarak bir yay önu basende geliştikleri öngörülmektedir. Ofiyolitler güneye, Torid-Anatolid platformunun pasif kenarını temsil eden Orta Anadolu Metamorfikleri üzerine Erken Santoniyen sonrası-Geç Maestrihtiyen öncesinde yerleştiğini ifade etmiştir.

Kuşçu (1999), Orta Anadolu içinde en büyük kütleyi oluşturan Yozgat Batoliti granitoidleri ile bu kütlede bulunan Akçakışla Graniti'ni jeokimyasal ve Petrojenetik özellikleri açısından karşılaştırmıştır. Akçakışla Graniti mineralojik ve petrografik olarak Yozgat Batoliti granitoidlerinden Yerköy-Şefaaatlı, Kerkenez ve Gelingüllü granitoidleriyle benzerlik gösterdiğini belirtmiştir. Akçakışla Granitinin metalüminli-hafif peralüminli, kalkalkalen, I-tipi bir granit olduğunu ve daha feslik aplitik dayklar tarafından kesildiğini ifade etmiştir. Akçakışla Graniti ve diğer I-tipi granitoidler için geçerli tektonik ortamın kalıntı dalma-batma bileşenini yansıtan bir çarpışma sonrası ortam olarak düşündüğünü açıklamıştır.

Kuşçu ve Erler, (1999), Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı (OAKK)'nın genel jeolojik ve yapısal çerçevesiyle ilişkili olarak, cevher yatakları oluşum mekanizmalarına göre meta-sedimanter, skarn, damar ve sedimanter-volkanojenik olmak üzere dört ana grupta toplamışlardır. Özellikle Alpin Orojenezi sırasında ortaya çıkan yaygın magmatizma ve onlara bağlı olayların, yatakları kontrol eden belli başlı etmenler olduğunu savunmuşlardır. Jeolojik verilerin iki farklı fazda magmatizma üreten iki üzerlemenin varlığını ortaya koyduğunu ifade etmişlerdir. İlk faz, sin-kolizyon S-tipi granitoidleri üreten magmatizma, yataklara kökensel

açından etkide bulunmamasına rağmen, post-kolizyon S- ve I-tipi granitoyid ve siyenotoyidleri üreten ikinci faz, yatakların oluşumunu kontrol eden en önemli olaydır.

Yalınız ve diğ., (1999), Terlemez kuvars monzoniti Orta Anadolu granitoyid' lerinden (OAG) biri olup kalkalkalin metalumino, H-tipi granit olarak sınıflandırılmaktadır. Terlemez kuvars monzoniti Orta Turoniyen-Alt Santoniyen yaşlı Sarıkaraman Ofiyoliti ile açık bir intrüzif dokanağa sahiptir. Elde ettiği K-Ar hornblend yaşını (81.5 ± 1.9 Ma) intrüzyon yaşı olarak kabul etmektedir. Bu veri, dalma-batma zonu tipi İç Anadolu ofiyolitleri'nin yerleşme yaşlarını Erken Santoniyen sonrası ile Erken Kampaniyen zaman aralığında gerçekleştiğini göstermektedir. Buna ek olarak, bu veriler, OAKK da çarpışma sonrası magmatizmanın yayönü ofiyolitlerinin güneye Toros-Anatolid pasif kıta kenarına yerleşmesinin ardından geliştiğini, Dalma-batma zonu tipi ofiyolitlerinin oluşması ile yerleşmesi arasındaki kısa zaman aralığı, yay önü tipli diğer Doğu Akdeniz ofiyolitlerinin tipik bir özelliği olarak ortaya çıktığını belirtmektedir.

Boztuğ, (2000), Orta Anadolu kristalin kompleksi, Kırşehir bloğu veya Kırşehir masifi olarak adlandırılan ve çok sayıda metasediment, ofiyolitik dilim ve intrüzif içeren bölgede, intrüzif birlikler kendi arasında çarpışma ile eş zamanlı peralumino iki mikalı lökograditler, çarpışma sonrası metalumino yüksek K'lu kalkalkalin, iri K-feldispat megakristallerine sahip, A-tipi çarpışma sonrası, yüksek K'lu silikaca aşırı doymuş iri K-feldispat megakristalleri içeren siyenitik ve monzonitik levha içi alkali birlikler, silikaca doymamış alkali feldispatoyidli-sodalitli siyenitik birlikler olduğunu belirtmiştir. Radyometrik verilere göre Orta Anadolu'da metamorfizma ve magmatizmanın Geç Kretase'de eş zamanlı oluştuğunu ifade etmiştir. Metamorfizmanın Anatolid-Pontid levhaları arasındaki çarpışma, kuzeyden güneye azalan metamorfizma derecesine bağlı olarak terslenmiş metamorfizmayı gösterdiğini açıklamıştır. Orta Anadolu'daki metamorfizma ve magmatizmanın İzmir-Ankara Sütür Zonu boyunca Geç Kretase'de meydana gelen çarpışma ile ilişkili olduğunu ileri sürmektedir.

Floyd ve diğ., (2000), Orta Anadolu Kristalen Kompleksi (OAKK) yada Kırşehir bloğu, Toros-Anadolu karbonat platformu' nun metamorfik kenarıdır.

Birim, Neotetis' in İzmir-Ankara-Erzincan kolundan türemiş okyanus kabuğu parçalarını içerir. Mezozoyik platform mermerlerinin hakim olduğu amfibolit fasiyesindeki temel ve bunları üzerlemiş Üst Kretase yaşlı ofiyolitler olmak üzere iki tektonik birim ayırtlanmıştır. OAKK bloğu ve Ankara Melanji'nin bir kısmının bir kıtasal karbonat platformu-okyanusal litosferi çiftini temsil ettiği ve Sakarya kıtası ile çarpışma esnasında yığışım/dalma-batma kompleksinden sıyrılarak oluştuğu öne sürülmektedir.

Açlan ve diğ., (2001), Çalışma alanındaki plütonik kayaçları üç gruba ayırmıştır. Behrek kuvars monzoniti, Büyüköz biyotit monzograniti ve Hacıyusuflu monzograniti ve tüm bu birimleri uyumsuzlukla örten Bartoniyen yaşlı Bıyıkkebir Kireçtaşıdır. Behrek Kuvars monzonitinden yapılan K-Ar radyometrik yaş tayini verilerine göre, hornblend soğuma yaşı, 80-67.8, biyotit soğuma yaşı, 70.3 ve K-feldispat soğuma yaşı, 65.5-57.5 olduğunu belirtmiştir.

Whitney ve Dilek (2001), OOKK içerisinde yer alan Hırkadağ bloğunun GB kesiminde yer alan metapelitik kayaların yüksek amfibolit derecesinde metamorfe olduğunu, jeotermometrik ve jeobarometrik hesaplamalarla sıcaklık ve basıncın 670-710°C ve yaklaşık 7kbar'a kadar çıktığını belirtmiştir. Hırkadağ metamorfizmasının bu orta basınç metamorfizmasını takiben 3kbar ve 650°C'de gelişen bir alçak basınç yüksek sıcaklık uğradığını ifade etmiştir.

Boztuğ ve diğ., (2002), Mükemmel ters zonlanma gösteren kompozit Yozgat batolitini oluşturan monzonitik birliğin, Anatolid-Pontid çarpışması sonucu pasif kenara yerleştiklerini belirtmişlerdir.

Tatar ve Boztuğ, (2002), Kompozit Behrekdağ batolitini oluşturan S-tipi ve I-tipi granitoidlerin Üst Kretase'de Ankara-Erzincan suture zonu boyunca Anatolid-Pontid çarpışması ile meydana gelmiş olduklarını belirtmiştir.

Demirela ve diğ., (2002), "faktör analizi yöntemi" bu çalışmada Orta Anadolu Kristalen Karmaşı'nda yer alan Fe ve Pb-Zn ile ilişkili (üretken) ve steril (kısır) granitoidlerden derlenen jeokimyasal analiz sonuçlarının değerlendirilmesinde kullanılmıştır. Pb-Zn üreten granitoidlerin Fe üreten granitoidlerden daha yüksek silika değerleriyle ve kısmen yüksek toplam alkali

değerleriyle farklılaştığını belirtmiştir. Diğer yandan kısır granitoidlerin üretken olanlara göre daha fazla magmatik farklılaşmaya uğradıklarını öne sürmüştür.

Doğan (2002), yaptığı çalışmada Kırşehir Masifi'nin tektonik konumu kısa zaman aralığında farklı değişimler göstermekte, dolayısı ile oluşan magmatik kayalar da gerek kompozisyon gerekse yapıları açısından karmaşık özellikler sergilediğini saptamıştır. Magmatizmanın karakterinin önce çarpışma, sonra riftleşme, daha sonra yitim zonu ve en sonunda da tekrar riftleşme ortamlarına uygun olarak geliştiğini belirtmiştir. Sıkışmalı tektonik rejimde oluşan çarpışma ve yay magmatizmasının genellikle masifin kenar kısımlarında gözlemlendiği halde, açılmalı tektonik rejimde oluşan rift magmatizmasının daha çok masifin iç kısımlarında izlendiğini ifade etmektedir.

Doğan ve diğ. (2002), 'Yozgat güneyindeki magmatik kayalar ve maden yatakları' adlı çalışmalarında, bölgedeki magmatik kayaları değişik cevher tipleri içeren dört ana gruba ayırmışlardır. Bu gruplar yaşlıdan gence doğru şu şekilde sıralanabilir; 1-Lökogranitler, 2-Gabro-monzonitler, 3-Granodiyorit-Granitler ve 4-Siyenitler. Bölgenin kuzeyinde bulunan Tersiyer yaşlı volkanik kayaların bölgedeki en geç magmatizmayı temsil ettiğini belirtmiştir.

Doğan ve diğ., (2002), 'Kırşehir kuzeyindeki magmatik kayalar ve maden yatakları' adlı çalışmalarında, bölgedeki bütün magmatik kayaları yaşlıdan gence doğru şu şekilde sıralamışlardır; 1- Meta-bazik kayalar, 2-Lökogranitler, 3-Cefalık dağı granitleri, 4-Gabro-bazaltlar, 5-Gabro-monzonitler, 6-Granodiyorit-granitler, 7-Siyenitler, 8-Çok alkali kayalar 9-Tersiyer yaşlı volkanik kayalar.

Genç ve Türkmen (2002), bu çalışmada altınlı kuvars damarlarının Kırşehir'in yaklaşık altmış kilometre batısında Savcılıbeyit, Karabalı ve Fakılı köyleri arasında kalan alanda yüzelediklerini tespit etmişlerdir. Bu damarların mikaşist, gnays, migmatitik/granitik gnays, kuvarsit ve mermerler gibi yer yer ergime koşullarına kadar ulaşan yüksek dercede metamorfizma ürünü kayalar içinde bulunduğu belirtilmiştir.

Genç ve diğ., (2002), çalışmada elde ettikleri izotop verilerine göre, Pöhenk florit yatağının içinde bulunduğu karbonat kayaları kıtasal karbonatları

temsil ettiğini saptamışlardır. Sıvı kapanımlarında ölçülen değerlerin ise florit yatağının oluşumunda rol oynayan çözeltilerin meteorik kökenli sular olduğunu ifade etmektedirler.

Doğan (2003), ‘Orta Anadolu’daki Bazaltik Magmatik Kayaçlar ve Oluşum Mekanizmaları’ isimli çalışmasında, bölgedeki bazaltik magmatik kayaçların, kuzeydeki suture zonunun en büyük temsilcisi olan ultrabazik kayaçlarla kökensel olarak çok yakın ilişkili oldukları hakkında yorum yapmıştır. Normal magmatik dizilim gösteren birçok magmatik serinin en dışında gabroların bulunması, diğer magmatik kayaçlar içinde bazaltik dayk ve anklavların görülmesi ve mixing-mingling özellikleri, bazaltik magmatik kayaçlarla, granitik ve alkali kayaçlar arasındaki yakın köken ilişkilerini ortaya koyduğunu belirtmiştir. Orta Anadolu’daki bazaltik magmatik kayaçların farklı zaman ve mekan da, farklı jeotektonik ortamlarda meydana gelmiş magmatik serilerin genellikle ilk fazlarını oluşturduğunu açıklamıştır.

Genç (2003), çalışmadaki gözlemlerine göre Kırşehir Masifi metamorfitletlerin tabanı alttan üste doğru, amfibolit ve migmatitik gnayslar, şist-gnays ve mermer ardalanması ve mermerlerden oluşan bir istifte temsil edildiğini saptamıştır. Bu temel serisinin üzerinde açısız uyumsuzlukla metakuvarsit ve seyrek mermer arabanları içeren muskovit ve biyoşistlerin hakim olduğu metamorfitletlerin yer aldığını ifade etmiştir. Bu metamorfitletlerin ise mikaşist-amfibolit-kalksilikatik gnays ve metakuvarsit ardalanması tarafından üzerlendiğini belirtirken, metamorfik istifin üstte mermer arabanlı mikaşist ve amfibolşistlerle sona erdiğini vurgulamıştır.

İlbeyli 2004, Hamit plütonu ile ilgili çalışmasında, plütonun nefelin siyenit, psödolösit siyenit, alkali felsdispat siyenit ve kuvars siyenitten meydana geldiğini ve Nefelin siyenitler ile psödolösit siyenitin, foidli mikrosiyenitik dayklar tarafından kesildiğini belirtmiştir. Peralkalen Hamit intrüzif kayaçlarının arazi, petografik ve jeokimyasal özellikleri ile A-tipi granitlere benzerlik gösterdiğini ifade etmiştir.

Köksal ve diğ., 2004’e göre Orta Anadolu’da Neotetis Okyanusu’nun kapanması süresince kıtasal çarpışmanın son evresi Orta Anadolu Kristalin

Kompleksinin hem metamorfik kayalarını hem de allohton ofyolitik kayaçlarını içine alan çarpışma sonrası H- ve A-tipi granitoidlerle karakterize edilir. Orta Anadolu’da H- ve A-tipi granitoidlerde kullanılabilir Rb-Sr ve K-Ar tüm-kayaç ve mineral yaşı verileri çelişkilidir. Bu nedenle ve H-(Baranadağ kuvars monzoniti: BR) ve A-tipi (Çamsarı kuvars siyeniti: CS) granitoidlerinden alınan titanitler U-Pb metoduyla yaşlandırılmış ve jeokimyasal karakteristikleri yeniden değerlendirilmiştir. H-tipi orta Anadolu granitoidleri (BR) ve A-tipi granitoidleri (CS)’nin U-Pb titanit yaşları sırasıyla 74.0 ± 2.8 ve 74.1 ± 0.7 Ma’dır. Çarpışma sonrası/kalk alkalın H- ile A-tipi magmatizmanın eş yaşı gelişimi, kaynak heterojenitesi ve bu granitoidlerin gelişimi süresince değişik kıtasal materyallerin gerekliliğiyle ilgili olabileceğini belirtmiştir.

Köksal ve diğ. (2006), tarafından farklı granitoid türlerinden (Ekecikdağ, Ağaçören, Baranadağ, Terlemez) örnekler toplanmış ve zirkon kristalleri ayrılarak iç ve dış yapısal özellikleri incelenmiştir. OAG’deki zirkon kristalleri genel olarak özşekilli/yarı özşekilli, zonlanma gösteren çekirdekleri olduğunu belirtmişlerdir. A-tipi granitoidlerin K-, P- ve V-zirkon tiplerini içerdiği ve tipolojik sınıflamaya göre alkalın kaynaktan türediği tespit edilmiştir.

Yukarıda özetlenen çalışmalar genel itibarıyla bölgesel jeoloji ve stratigrafi ağırlıklı çalışmalar olup, yapısal unsurlara önem verilmiştir. Bunların dışında mineral toplulukları, metamorfik kayaçlar, metamorfizma türleri, kayaç tanımlamaları ve ekonomik önemlerine yönelik mineralojik, petrografik ve jeokimyasal çalışmaların yanı sıra, Baranadağ Kuvars Monzoniti’nde Toplam Pb metodu (Ayan, 1963) ve U-Pb (Köksal ve diğ., 2004) yaş tayini yöntemleri, Çamsarı Kuvars Siyeniti’nde U-Pb yaş tayini yöntemi (Köksal ve diğ., 2004) uygulanmıştır. Bu çalışmada ise intrüziflerin yer aldığı bölge ile ilgili olan önceki çalışmalar temel alınarak, yüzeyleyen bu intrüzif kayaçların “ ^{207}Pb - ^{206}Pb tek zirkon evaporasyon” yöntemiyle yerleşim yaşı, “Apatit fission-track jeotermokronolojisi yöntemi” ile yaş tayini özellikleri, birimlerin yükselme mekanizması (zaman-sıcaklık modellemesi) ve buna bağlı olarak yükselme hızlarının ortaya konması amaçlanmıştır.

2.ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

Bu çalışma, Eylül 2003-Haziran 2006 tarihleri arasında, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında (Mineraloji-Petrografi Bilim Dalı) gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada kullanılan yöntem ve teknikler arazi ve laboratuvar çalışması olmak üzere iki bölümden oluşmaktadır.

2.1. Arazi çalışmaları

Yüksek lisans çalışması kapsamında yapılan arazi çalışması 2004 yaz döneminde başlatılmış olup 2005 yaz döneminde tamamlanmıştır. Kırşehir'in kuzey batısında yer alan Baranadağ ve Kortundağ'da gerçekleştirilen temel çalışmalar ve bölgenin jeolojik haritası göz önünde bulundurularak, kimyasal analize ve mineralojik incelemeye yönelik olarak kayaçların el örneği ve mostra düzeyindeki renkleri, yapısal dokusal özellikleri, mineralojik bileşimleri gibi özelliklerine dayanılarak, mümkün olduğu kadar taze (alterasyonun en az görüldüğü) ve karakteristik, 3-5 kg ağırlığında toplam 20 adet tüm kayaç örneği alınmış ve bu kayaç örnekleri "BAL" indisi ile numaralandırılmıştır. Yapılan çalışmada apatit parçalanma izi (fission-track) yöntemiyle bölgede yüzeyleyen plütonik kütlelerin yükselim yaşı, yükselim hızı ve yüzeylenme tarihçesi ortaya konması amaçlandığı için örnekleme sırasında kot farkına dikkat edilmiş, koordinatları ve pafta numaraları yazılmıştır.

2.2. Laboratuvar çalışmaları

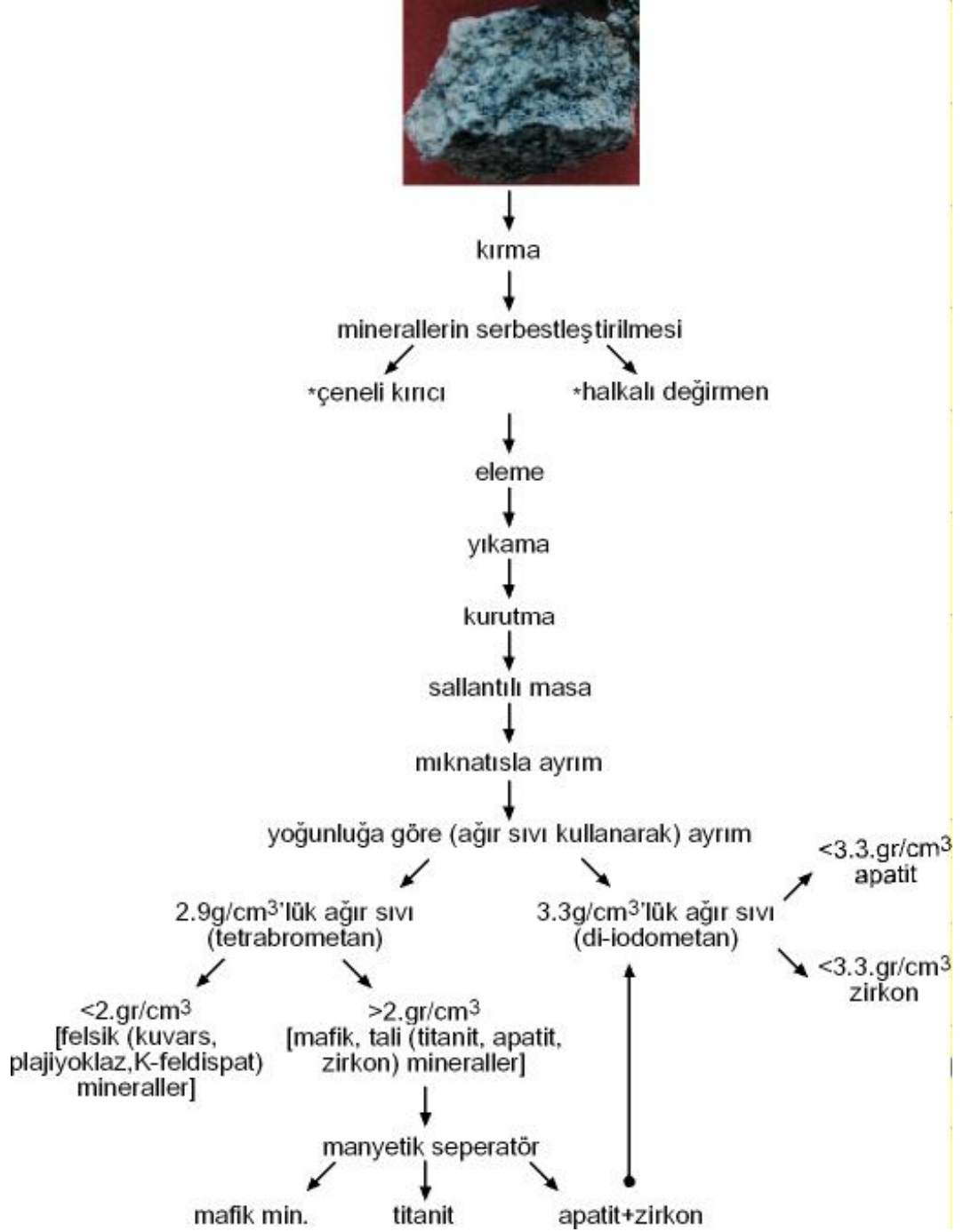
Çalışma kapsamında araziden alınan 20 adet kayaç örneğinin tamamının petrografik ince kesitleri C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında alttan aydınlatmalı NİKON–Labophot –Pol tipi binoküler araştırma mikroskobunda yapılan incelemeler sonucunda kayaç örneklerinin tüm kayaç ve eser element analizleri gerçekleştirilmiştir. Bununla birlikte inceleme alanındaki plütonik kütlelerin yükselim yaşı, yükselim hızı ve tipi araştırıldığından dolayı örneklerin tümü üzerinde mineral ayırma işlemleri de gerçekleştirilmiştir.

Mineral ayırma işlemlerinin bir bölümü Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında, mineral ayırma işlemlerinin geriye kalan kısımları ve jeotermokronolojik incelemeler ise, Institut für Geowissenschaften, Technische Universität Bergakademie Freiberg (Sachsen), Almanya'daki laboratuvarlarda yapılmıştır. Örnekler üzerinde uygulanan mineral ayırma işlemleri ayrıntılı olarak Bölüm 2.2.2' de anlatılmaktadır.

Yapılan mineral ayırma işlemlerinin basitleştirilmiş bir şeması Şekil 2.1'de verilmektedir.

2.2.1. Tüm Kayaç Jeokimyası

Baranadağ ve Kortundağ yörelerine ait kayaç örneklerinin mineralojik ve petrografik özelliklerinin saptanması amacıyla bu birimlerden alınan 65 adet kayaç örneğinin tüm kayaç ana ve eser element analizleri Otlu, 1998 tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada ise 21 adet kayaç örneğinin (Baranadağ Kuvars Monzoniti'den 11 adet, Hamit Kuvars Siyeniti'nden 2 adet, Çamsarı Kuvars Siyeniti'nden 3 adet, Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'nden 3 adet ve Bayındır Nefelin Kankrinit Siyeniti'nden 1 adet) tüm kayaç eser ve nadir toprak element analizleri Kanada, Aktivasyon Laboratuvarları LTD. (ACT LABS)'de yapılmıştır. Bu jeokimyasal analiz sonuçları ana ve eser element jeokimyası özelliklerinin tanımlanması amacıyla ilgili diyagramlara aktarılarak incelenmiştir.



Şekil 2. 1. Mineral ayırma yönteminin basitleştirilmiş akış şeması.

2.2.2. Mineral Ayırma, Epoksi ve Parlatma İşlemleri

Apatit fission-track jeotermokronoloji ve $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yöntemi çalışmaları yapmak amacıyla gerçekleştirilen mineral ayırma işlemlerinde izlenen yollar aşağıda verilmektedir. Radyometrik yaş tayini ve jeokimya oldukça pahalı ve zaman alıcı bir yöntemdir. Bu nedenle oldukça özenli bir çalışma gerektirmektedir. Bu çalışmaların basamakları bu bölümde detaylı olarak anlatılmaktadır.

a. Not tutmak

- ❖ Çalışılan bölge ile ilgili olan önceki çalışmalar dikkatle seçilmiş ve gözden geçirilmiştir.
- ❖ Alınan örnekler oldukça dikkatli bir şekilde seçilmiştir.
- ❖ Örneklerin hazırlanma aşamasında çok dikkatli ve titiz davranılmıştır.
- ❖ Kullanılan aletler, makineler ve çalışılan laboratuvarların temiz olmasına özen gösterilmiştir.
- ❖ Her örnek için ayrı kağıtlar kullanılmıştır.
- ❖ Kullanılan kağıtlar üzerine her örnek için yapılan işlemler yazılmış (örn; eleme, manyetik ayırım vb.) ve ayrıca not edilmesi gereken özellikler olduğunda yazılmıştır (örn; yoğunluk farkı nedeniyle ağır sıvı ile yapılan işlemlerde hafif mineraller için $d < 2.9 \text{ gr/cm}^3$, ağır mineraller için $d < 2.9 \text{ gr/cm}^3$).
- ❖ Her işlemten sonra kalan örnekler daha sonraki dönemlerde yararlanılacağı düşünülerek düzenli bir şekilde saklanmıştır.

b. Örnek almak

Jeokronoloji ve jeokimya çalışmaları için örnek alırken uygulanan kurallar aşağıda verilmektedir.

- ❖ Alınan örneklerin lokasyonu temsil etmesine dikkat edilmiştir.
- ❖ Bozunmamış/temiz örnekler alınmıştır. Alterasyon yüzeylerinden kesinlikle örnek alınmamalıdır

- ❖ Örnek miktarı kayacın türü (bazik kayalardan ~10-20 kg, asidik ve ortaç bileşimli kayalardan ~5-10 kg) ve yapılan çalışmaya uygun olarak alınmalıdır.
- ❖ Alınan kayaç örneklerinin kenar ve köşeleri çekiç yardımıyla düzeltilmiştir.
- ❖ Alınan örneklerin üzerine numaraları yazılmıştır.
- ❖ Örnekler numaralandırıldıktan sonra ayrı ayrı gazete kağıtlarına sarılıp bantlanmış ve daha sonra poşetlere konularak ağızları kapatılmıştır.
- ❖ Bu çalışmalar sırasında alınan örneklerin yerleri kesin olarak GPS yardımıyla belirlenmiş ve harita üzerine işaretlenmiştir (x,y,z koordinatları).

c. Örneklerin kırılması

Araziden alınan örnekler laboratuarlarda çekiç ve çeşitli aletler yardımıyla oldukça küçük parçalara ayrılmıştır. Bu işlemler sırasıyla;

- ❖ Örs üzerinde çekiç yada balyoz yardımıyla örnekler 3-5 cm' lik parçalara ayrılır ve varsa altere yüzeyleri özenle temizlenmiştir.
- ❖ Küçültülen kayaç parçaları arasından en temiz ve uygun parçalar seçilmiştir. (jeokronoloji ve jeokimyasal çalışmalar için uygun olan örnekler).
- ❖ Arta kalan örnekler poşetlenerek saklanmıştır.

d. Minerallerin Serbestleştirilmesi

Küçültülen örneklerin uygun boyutlara getirilmesi ve içlerindeki minerallerin kırılmadan yalnızca serbestleşmelerini sağlamak için çeşitli makineler kullanılmıştır.

- ❖ Örnekler ilk olarak çeneli kırıcıda sırasıyla 5,3,1 aralıklarında kırılarak fındık büyüklüğünde ~0.5 cm' den daha küçük boyutlara getirilmiştir.



Şekil 2. 2. Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği kırma-öğütme-eleme laboratuvarındaki Fritsch marka çeneli kırıcı.

- ❖ Bu örnekler; halkalı değirmende 3 saniye veya çubuklu değirmende 5 dakika öğütülmüş ve öğütme işlemi tamamlandıktan sonra alet kapatılmıştır.



Şekil 2. 3. Cumhuriyet Üniversitesi Maden Mühendisliği cevher zenginleştirme laboratuvarındaki Gy-Ro-Mill (Glen Creston) marka halkalı değirmen.

- ❖ Çalışma yöntemlerine bağlı olarak seçilecek minerallere göre uygun elek takımları hazırlanmıştır (40 μ m, 80-90 μ m, 125 μ m, 250 μ m, 425 μ m, 800 μ m gibi). Öğütülen örnek elek takımı üzerine konularak ve sallayıcıda (shacker) ~5 dakika elenmiştir.



Şekil 2. 4. Apatit ve zirkon mineralleri ayrımı sırasında kullanılan 425 μm , 250 μm , 125 μm ' lik elek takımları.

Yeterli örnek sağlanana kadar elek takımının (+425 μm) üzerinde kalan malzeme tekrar öğütülüp, elenmiştir.

- ❖ Elek takımı ve eleme sonucunda elde edilen her bir elek fraksiyonu özellikle +125 μm , -250 μm aralığı (apatit ve zirkon minerallerinin bulunduğu) ve -425 μm +250 μm “ultrasonik cleaner” (ultrasonik temizleyici) yardımıyla iyice yıkanarak tamamen temizlenmesi sağlanmıştır.
- ❖ Yıkanan örnekler etüvde 40°C’ da ~5-6 saat kurutulmuştur (sıcaklığının belirlenen miktarı geçmemesi gerekir örn; apatit için belirli sıcaklık değerinden sonra parçalanma izleri sıfırlanabilir).



Şekil 2. 5. Cumhuriyet Üniversitesi MİPJAL’ deki Nüve-FN400 markalı etüv.

- ❖ Kuruyan mineraller iç içe geçirilmiş iki adet naylon torbaya konulmuş ve örneğe ait numara, fraksiyon bir kağıda yazılarak poşetin kenarına eklenmiştir.

e. Ayrım yapmak

Belirli fraksiyonlara kadar küçültülen minerallerde; yoğunluk farkından yararlanarak istenilen mineral grupları ayrılabilir. Bu yöntemlerin ana başlıkları sallantılı masa, mıknatıs ile ayırım, ağır sıvı ile ayırım ($d < 2.9 \text{ gr/cm}^3$), manyetik seperatör ile ayırım (titanit minerallerinin apatit ve zirkon minerallerinden ayrımı) ve ağır sıvı ile ayırım ($d < 3.3 \text{ gr/cm}^3$) (apatit ile zirkon minerallerinin birbirinden ayrımı) olarak sayılabilir.

1-Sallantılı Masa

Sallantılı masa üzerinde birbirine paralel şekilde sıralanmış eşikler bulunan dörtgen şeklinde yatay bir düzlem ve besleme alanından oluşur. Sallantılı masa, uzun eksenini doğrultusundaki titreşim hareketi ve besleme alanı tarafından verilen su ile birlikte beslemedeki taneciklerin boyutlarına, bağlı yoğunluklarına göre ayrılması esasına dayanır. Yoğunluğu yüksek olan taneler tabakalaşmadan dolayı eşikler arasında kalırken masanın hareketi nedeniyle masanın sonuna doğru giderler (Şekil 2. 7).



Şekil 2. 6. Technische Universität (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarındaki sallantılı masa.



Şekil 2. 7. Sallantılı masa üzerinde tanelerin masanın sonuna doğru hareket edişi.

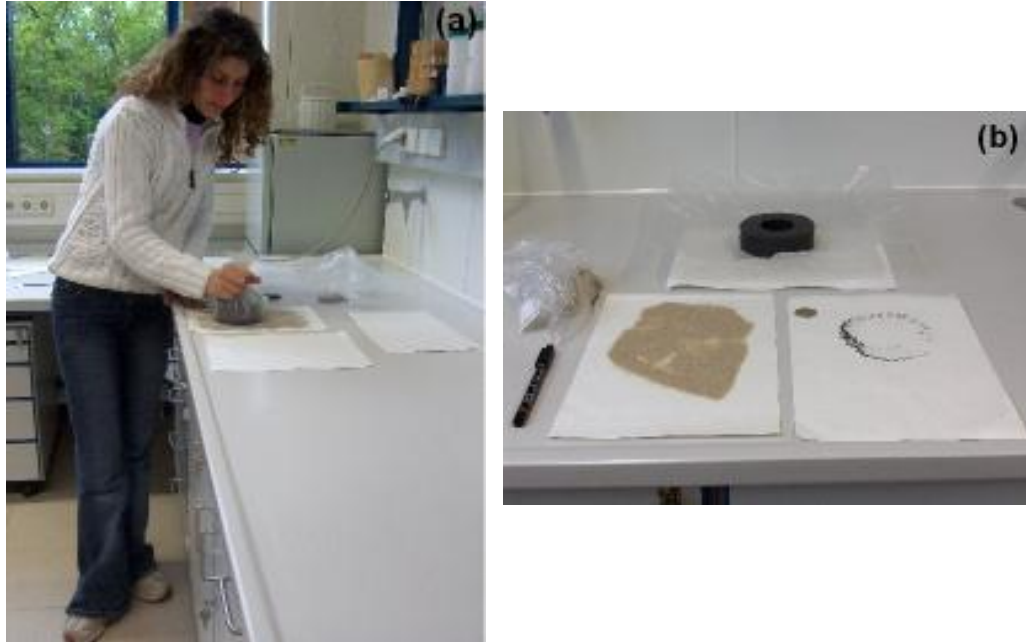
- ❖ Sallantılı masa da ağır mineraller, hafif mineraller ve ince taneli mineraller olmak üzere 3 gruba ayrılmıştır. Ağır mineraller için NST 1a, hafif mineraller için NST 1b, 1c, ince taneli mineraller için ise NST 2, 3, 4 simgeleri kullanılmıştır.
- ❖ Bu ayrılan grupları toplamak için 3 farklı fraksiyonda toplam 6 adet elek kullanılmıştır.
- ❖ Bu elekler her örnekten sonra ultrasonik temizleyici yardımıyla ~7 dakika yıkanmıştır, fazla tazyikli olmayan su ile temizlenmiştir. Aynı şekilde sallantılı masada her örnekten sonra üzerinde bir önceki örneğe ait tek bir tane kalmayacak şekilde su ile temizlenmiştir.
- ❖ Ayrılan bu mineraller ayrı ayrı kaplara konularak ~40°C' da 15 saat etüvde kurutulmuştur.
- ❖ Kuruyan örneklerin her biri ayrı ayrı zarflara konulmuş ve üzerlerine önce örnek numarası daha sonra da sallantılı masada kullanılan ilgili simgeler yazılmıştır.
- ❖ Hafif mineraller (NST 1b, 1c) ve ince taneli mineraller (NST 2, 3, 4) saklanmıştır.
- ❖ Ağır mineraller olarak ayrılan gruba (NST 1a) ile çalışmaya devam edilmiştir.



Şekil 2. 8. Technische Universitat (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuarlarındaki ultrasonik temizleyici (a), etüv (b).

2- Manyetik ayırım

- ❖ Ağır mineraller (NST 1a)'den naylon poşete sarılı mıknatıs yardımıyla (handmagnet) manyetik mineraller ayrılmıştır (mıknatıs nedeniyle naylon poşete yapışmış olan mineraller mıknatısın poşetten çıkarılmasıyla temiz bir kağıt üzerine dökülür) ve manyetik olan minerallere **MP**, manyetik olmayan minerallere **UP** simgesi verilmiştir.



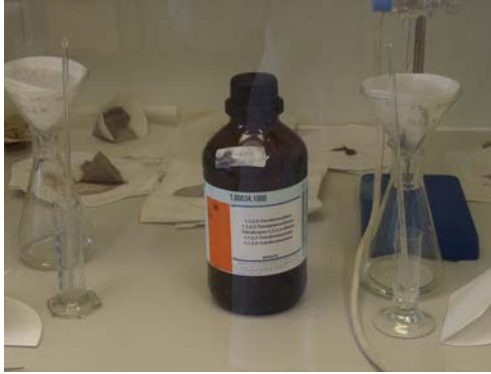
Şekil 2. 9. Technische Universitat (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuarlarında mıknatısla ayırım işlemleri (a, b).

- ❖ Her örnekten sonra bir önceki örneğe ait minerallerin mıknatıs üzerine yapışma ihtimaline karşılık mıknatıs kompresör yardımıyla temizlenmiştir. Manyetik mineraller ayrıldıktan sonra ağır sıvı yardımıyla mineral ayırma işlemlerine devam edilmiştir.

3- Ağır sıvılar ile ayırım

Ağır sıvı ile yapılan ayırım iki etaptan oluşmaktadır. Ancak ayrırılacak mineralin türüne göre arada manyetik seperatör ile ayırma başvurulmuştur.

Tetrabrometan (ağır sıvı) ile ayırım işlemi



TETRABROMETAN:

Formül: $C_2H_2Br_4$

1l= 2.96 kg

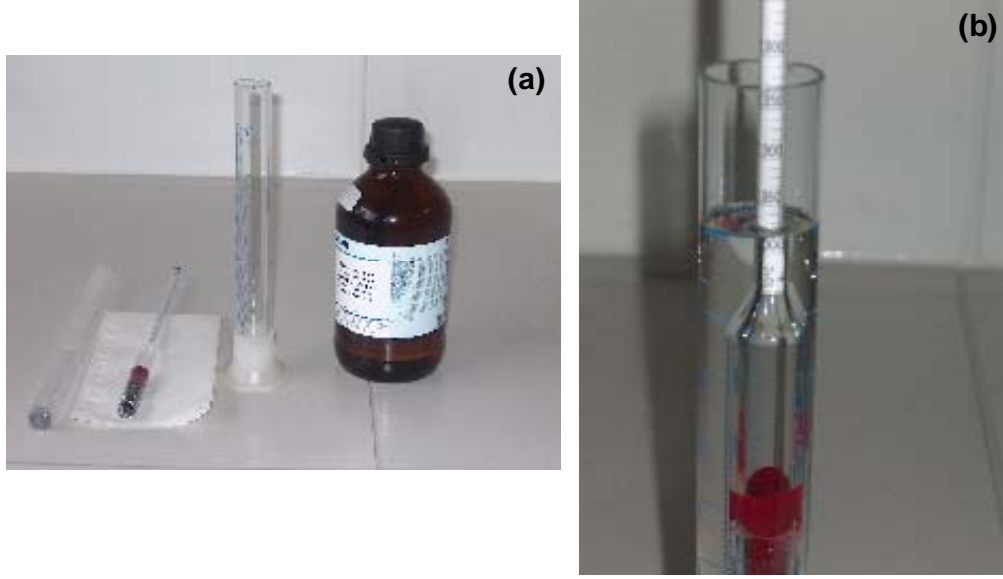
M=345.67 g/mol

Safılık (GC) $\geq 98.5\%$

Yoğunluk (d 20°C/4°C) 2.960-2.970 g/cm³

Su içeriği $\leq 0.05\%$

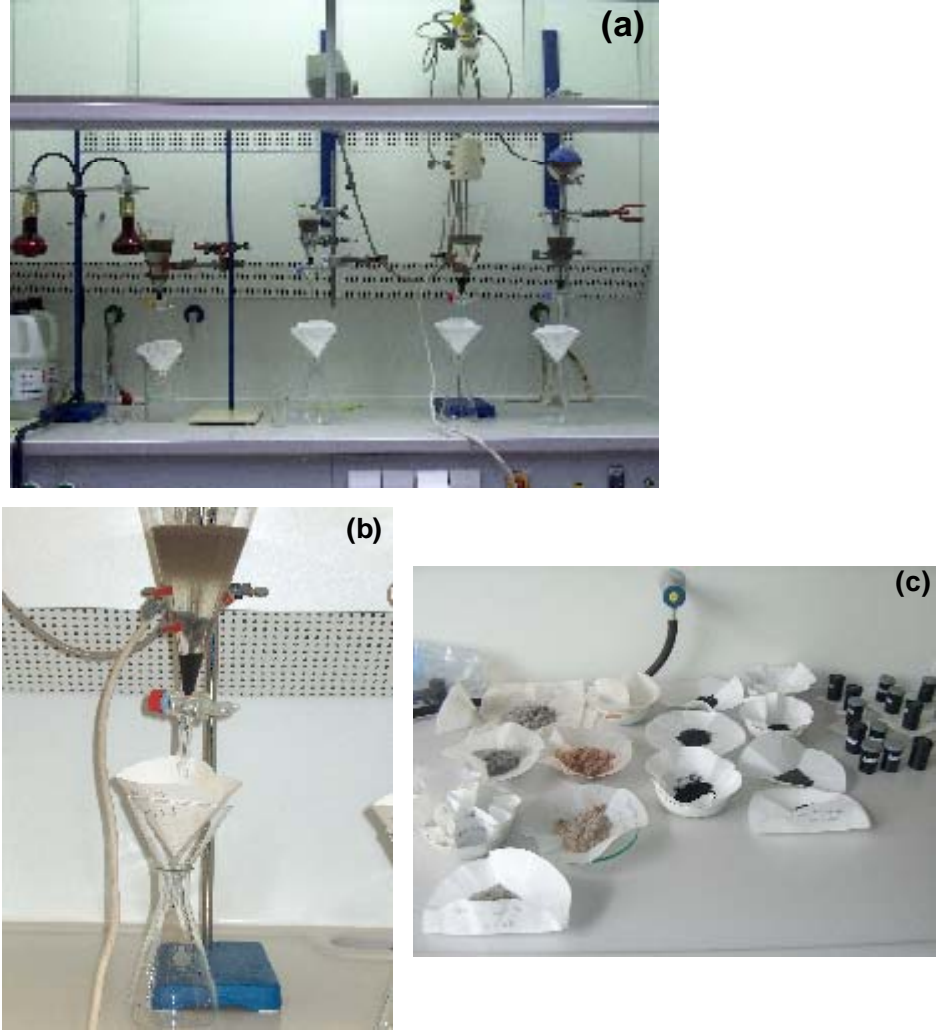
Bu işlem yapılmadan önce ağır sıvının yoğunluğunun 2.960-2.970 g/cm³ arasında bir değer taşıyıp taşımadığı yoğunluk ölçen ve içerisinde yoğunluğu $d < 2.960$ g/cm³ olan bir malzeme içeren cam çubuk yardımıyla dikkatli bir şekilde ölçülmüştür.



Şekil 2. 10. Technische Universität (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında ağır sıvıyla ayırım yapmadan önce ağır sıvı (tetrabrometan) yoğunluğunun kontrolü (a, b).

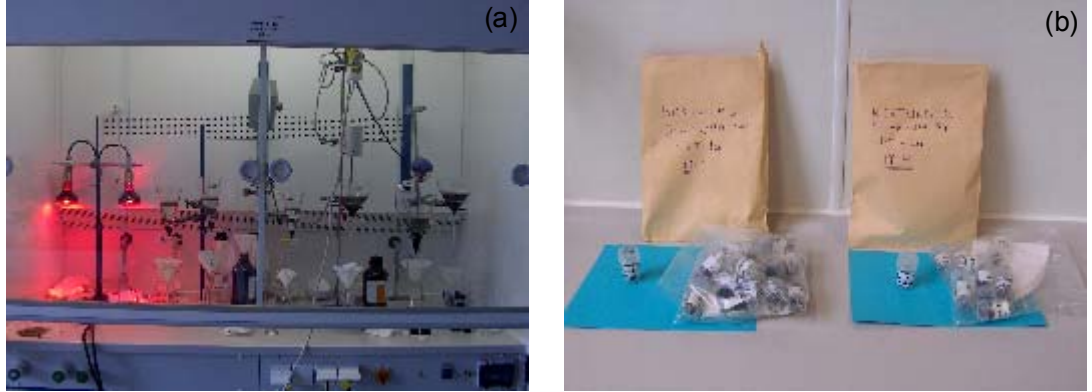
Yoğunluğu kontrol edilen ağır sıvı ayırma hunilerine boşaltılmış ve üzerine de mineral ayırma işlemi gerçekleştirilecek örnek (UP) ilave edilerek karıştırmaya başlanmış ve orta kesimde asılı kalan minerallerin daha kolay çökmesini ya da üst kesimde yüzmesini sağlamak amacıyla bu karıştırma işlemi her 20 dakikada bir tekrarlanmıştır.

Ağır sıvı içerisinde örnekler yoğunluk farklarından dolayı iki gruba ayrılır. Bunlardan birincisi yoğunluğu $d > 2.9 \text{ g/cm}^3$ ten büyük olan minerallerdir (apatit, titanit ve zirkon, FeS mineralleri gibi ağır mineraller ile biyotit, muskovit, amfibol grubu mineraller ve piroksen grubu mineraller gibi mafik mineraller) bunlar ağır sıvı içerisinde ayırma hunisinin dibine çöker, ikincisi ise yoğunluğu $d < 2.9 \text{ g/cm}^3$ ten küçük olan minerallerdir (kuvars, plajiyoklaz, K-Feldispat gibi felsik mineraller) bu mineraller ise ağır sıvı içerisinde asılı kalır (Şekil 2.11 a, b, c).



Şekil 2. 11. Technische Universität (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında ağır sıvıyla (tetrabrometan) mafik mineraller (mikalar, amfiboller, piroksenler, aksesuar mineraller) ile felsik minerallerin (kuvars, feldispatlar) ayırımı.

- ❖ Bu şekilde ayrımlanan mineraller ayırma hunisi yardımıyla üzerine hangi gruba ait olduğu yazılmış olan (ağır mineraller için $HM > 2.9 \text{ g/cm}^3$, hafif mineraller için $LM < 2.9 \text{ g/cm}^3$) filtre kağıtlarına alınmıştır. Filtre kağıtları içerisindeki mineraller etanol yardımıyla yıkanmış ve kırmızı ışık altında kurumaya bırakılmıştır. Kuruyan örnekler örnek numaraları ve hangi gruba ait olduğu yazılı zarflar içerisine konulmuştur (Şekil 2.12).



Şekil 2. 12. Mineral ayırma işlemleri sonrasında örneklerin kırmızı ışık altında kurutulması (a) ve gruplandırılması (b).

4. Manyetik Separatör ile Ayırım (apatit+zirkon ve titanit+monazit minerallerinin birbirinden ayırımı)

Ağır sıvı ile yoğunluk farkından dolayı ayrımlanan mineraller; manyetik separatörde manyetik özellik taşıyıp taşıyamamasına bağlı olarak iki gruba ayrılır.

Manyetik separatör 3 bölmeden oluşmaktadır. Bunlardan ilki örneklerin konulduğu ve 82.1 volt ile titreşen ve örneklerin ayrımlanacağı bölüme ulaşmasını sağlayan kısımdır. İkincisi, ayrımlanacak mineral türlerine göre çeşitli akım değerleri ile çalışan ve gövdesi manyetik mineralleri tutan bir çekim kuvveti alanı oluşturan minerallerin esasen ayrıldığı kısımdır. Bu kısım manyetik olmayan fakat birbirlerine göre göreceli olarak manyetik olan mineralleri ayırmak için iki kola ayrılan bölümlerden oluşmaktadır. Üçüncü kesim ise ampermetre ve voltmetreden oluşmaktadır (Şekil 2.13 a, b, c,d,e).

Manyetik separatör çalıştırılıp örnekler beslenmiş ve minerallerin ayırım sahasına doğru yavaş yavaş gitmesi için gereken titreşim sağlanmıştır. Titreşim sonucunda ayrılma sahasına gelen mineraller 3 gruba ayrılır. Bunlardan ilk grup aletin gövdesine yapışan ve göreceli olarak diğer minerallere göre daha manyetik olan minerallerden oluşur (mika grubu mineraller, amfibol grubu mineraller ve piroksen grubu mineraller gibi mafik mineraller). İkinci grup aletin gövdesinden geçip sağda bulunan bölmeye boşalır bunlar **MP** olarak adlandırılmıştır ve burada bulunan mineraller diğer bölmeye geçen mineraller göre daha farklı manyetik

özelliklere sahiptir. Bu kesimde genellikle **titanit**, **monazit** vb. mineraller bulunur. Sol bölmeye geçen mineraller ise **UP** olarak adlandırılmıştır ve bu mineral topluluğu **apatit ve zirkondan** oluşmaktadır.



Şekil 2. 13. Technische Universität (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında kullanılan manyetik seperatör ve bölümleri.

Bu ayrımlanma sonucunda mineraller tane mikroskobu altında kontrol edilmiş ve titanit ve apatit+zirkon mineralleri birbirlerinden tamamen ayrılıncaya kadar bu işleme devam edilmiştir (Şekil 2.14).



Şekil 2. 14. Manyetik seperatörde ayrımlanan minerallerin mikroskop altında incelenmesi ve titanit (x80 büyütme altında) ve apatit+zirkon (x80 büyütme altında) mineralleri.

Manyetik seperatör minerallerin türlerine göre ayırımın tam olarak gerçekleşebilmesi için değişik eğim açıları verilerek çalıştırılır. Bu açılar ve mineral türleri çizelge 2.1.'de verilmektedir.

Çizelge 2. 1. Minerallerin türüne bağlı olarak manyetik seperatöre verilmesi gereken eğim açıları.

EĞİM 20°				EĞİM 5°	
A	B	C	D	E	F
Mıknatıs	Manyetik (0.4A)	Manyetik. (0.8A)	Manyetik (1.2A)	Manyetik (1.2A)	Manyetik olmayan (1.2A)
Manyetit	İlmenit	Hornblend	Diyopsit	Titanit	Zirkon
Pirotin	Granat	Hipersten	Tremolit	Leukoxen	Rutil
	Olivin	Ojit	Enstatit	Andaluzit	Anataz
	Kromit	Aktinolit	Spinel	Monazit	Brookit
	Kloritoyit	Stavrolit	Muskovit	Ksenotim	Pirit
	Hematit	Epidot	Zoisit		Korund
		Biyotit	Klinozoisit		Topaz
		Klorit	Turmalin		Florit
		Şörlit			Kyanit (Disten)
					Sillimanit
					Anhidrit
					Beril
					Elmas
					Apatit
					Kuvars (eğim 20°)

5. Ağır Sıvı ile Ayrım

Manyetik seperatörde elde edilen apatit+zirkon mineral topluluğu ancak ikinci bir ağır sıvı (Diiodometan) işlemine tabi tutularak ile birbirinden ayrımlanabilmiştir.



DİİODOMETAN:

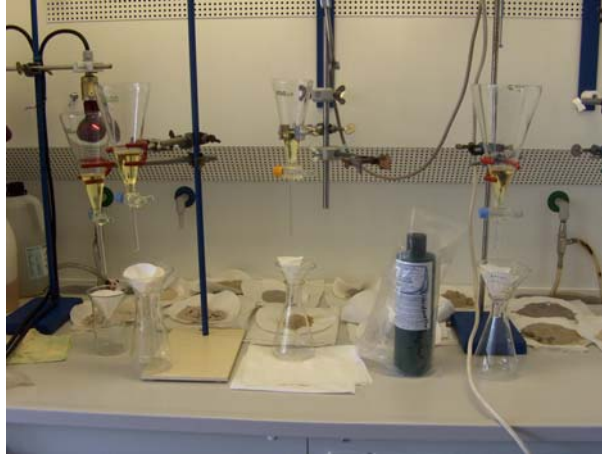
Yoğunluk (d 20°C/4°C) 3.3 g/cm³

- ❖ Bu işlem yapılmadan önce ağır sıvının yoğunluğunun 3.3 g/cm³ olup olmadığı yoğunluk ölçen ve içerisinde yoğunluğu $d < 3.3$ g/cm³ olan bir malzeme içeren cam çubuk yardımıyla özenle ölçülmüştür (Şekil 2.15).



Şekil 2. 15. Diodometan yoğunluğunun kontrol edilmesi işlemi.

- ❖ Ayırma hunilerinin içerisine konulan ağır sıvının üzerine mineraller (apatit+zirkon topluluğu) boşaltılmış ve karıştırmaya başlanmıştır. Bu karıştırma işlemi her 20 dakikada bir tekrarlanmıştır.
- ❖ Ağır sıvı içerisinde örnekler yoğunluk farklarından dolayı iki gruba ayrılmıştır. Bunlardan birincisi yoğunluğu $d > 3.3 \text{ g/cm}^3$ ten büyük olan mineraller (zirkon) ağır sıvı içerisinde ayırma hunisinin dibine çökmüş, ikincisi ise yoğunluğu $d < 3.3 \text{ g/cm}^3$ ten küçük olan minerallerdir (apatit) ve bunlar ağır sıvı içerisinde asılı kalmıştır.



Şekil 2. 16. Technische Universität (T.U) Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında ağır sıvıyla (di-iodometan) apatit ve zirkon minerallerinin birbirinden ayırt edilmesi.

- ❖ Bu şekilde ayrımlanan mineraller ayırma hunisi yardımıyla üzerine hangi gruba ait olduğu yazılmış olan (ağır mineraller için $HM > 3.3 \text{ g/cm}^3$, hafif mineraller için $LM < 3.3 \text{ g/cm}^3$) filtre kağıtlarına alınmıştır. Filtre kağıtları içerisindeki mineraller aseton yardımıyla yıkanmış ve kırmızı ışık altında kurumaya bırakılmıştır. Kuruyan örnekler örnek numaraları ve hangi gruba ait olduğu yazılı zarflar içerisine konulmuştur.

Bu işlemlerin sonucunda apatit, titanit ve zirkon mineralleri birbirlerinden tamamen ayırt edilmiştir.

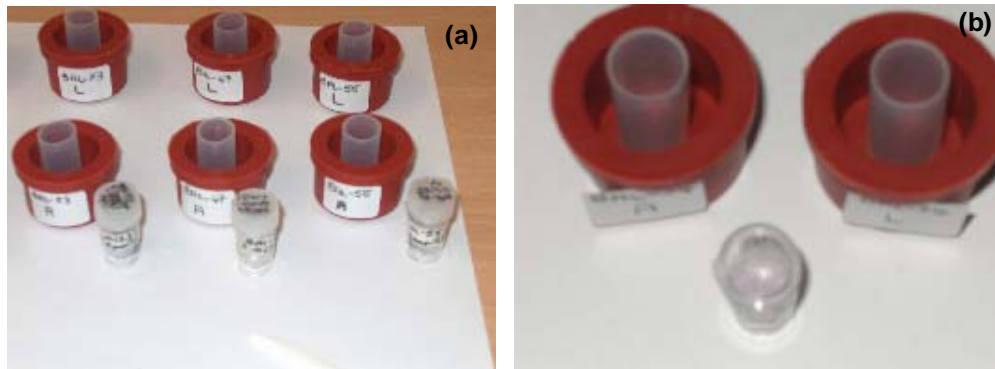


Şekil 2.17. Kurutulmuş örneklerin gruplandırılarak paketlenmesi.

Ayrımlanan apatit minerallerinde parçalanma izi yaş tayini ve T-t evrim modellemesinin yapılabilmesi için, aşındırma, epoksi, aşındırma, aşındırma tozları ile parlatma, kesme işlemleri yapılmıştır. Bu işlemler aşağıda ayrıntılı olarak anlatılmaktadır.

Epoksi ve Parlatma İşlemleri

1. Ayrımlanan apatit mineralleri, tanelerin birbiri üzerine gelmemesine özen göstererek bir kalem yardımıyla plastik kalıplar içerisine boşaltılmıştır. Bu işlemler sonrasında elde edilen apatit minerallerinden bir grup yaş için diğer grup ise uzunluk ölçümleri için incelemeye alınacağından dolayı örnek hazırlama işlemleri sırasında aynı örnek için farklı iki kalıp kullanılmıştır (Şekil 2.18).



Şekil 2.18. Epoksi işlemi uygulamasında aynı örnek için farklı iki kalıp hazırlanması.

2. Kalıplar içerisinde boşaltılan apatit mineralleri için parlatma kalıpları hazırlanmıştır.

Bu işlem için öncelikle sertleştirici (epofix hardener) ve özel reçine (specific resin) belirli oranlarda karıştırma kabı (örn. kağıt bardak) içerisinde tahta bir çubuk yardımıyla birbirleri ile karıştırılmıştır (Şekil 19.a, b, c) ve yaklaşık 25-30°C'lik sıcaklığı geçmemek koşulu ile 30 dakika etüvde bekletilmiştir. Sıcaklık değerinin muhafaza edilmesi gerekir çünkü sıcaklık değeri artmaya başladığı anda karışım içerisinde ekzotermik reaksiyonlar başlar.



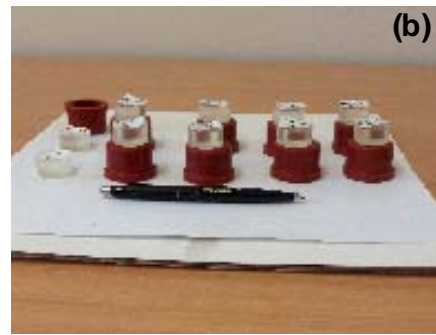
Şekil 2. 19. Sertleştirici (Epofix hardener) ve özel reçinenin (specific resin) karıştırılarak epoksinin hazırlanması (a, b, c) ve etüvde bekletilmesi (d).

Hazır olan epoksi yine tahta bir çubuk yardımıyla apatitlerin bulunduğu kalıplar içerisine hava kabarcıklarının oluşumunu önlemek amacıyla oldukça yavaş bir şekilde boşaltılmıştır (Şekil 2.20). Soğuyup katılaşması için 24 saat süreyle üzerleri kapalı olarak oda sıcaklığında bekletilmiştir.



Şekil 2. 20. Hazırlanan epoksinin kalıplar içerisine boşaltılması.

3. Katılaştıran epoksi özel bir bıçak yardımıyla plastik kalıplara zarar vermeden çıkarılmıştır. Bu örneklere ait numaralar ise çivi kalem yardımıyla mikroskop altında görünümü engellemeyecek ve aşındırma-parlatma işlemleri sırasında silinmeyecek şekilde epoksinin kenar kısmına yazılmıştır. Bu işlem sırasında her bir örneğe ait olan iki farklı grup için L ve A simgeleri kullanılmıştır. Bunlardan yaşlandırma için kullanılacak örneğe A (age) simgesi (örneğin, BAL-52A) uzunluk ölçümü için kullanılacak örneğe L (length) simgesi (örneğin, BAL-52L) verilmiştir.



Şekil 2. 21. Yaş ve uzunluk ölçümünde kullanılacak örneklere yaş (A) ve uzunluk (L) simgelerinin verilmesi.

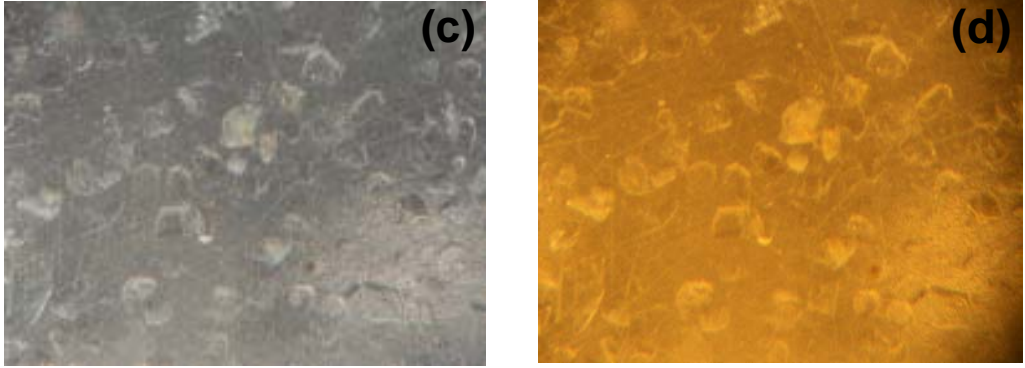
Bu işlem sonrasında parlatma kalıpları 7 dakika yıkanmış daha sonra asetonla silinmiş ve bir havlu peçete yardımıyla kurulanıp üstü örtülmüştür.



Şekil 2. 22. Parlatma kalıplarının üzerlerindeki herhangi bir kirliliğe karşı yıkanması.

4. Aşındırma işleminde örnekler, su ile ıslatılan susuz silikon karbit kağıt üzerinde tam daireler çizdirecek şekilde önce bir dakika aşındırılmış ve mikroskop altında kontrol edilmiştir. Aşındırma işlemi sırasında minerallerinin yüzeyinin açığa çıktığı andan itibaren bu işlem bırakılmalıdır. Çünkü mineral yüzeylerinin yapay olarak çizilmemesi gerekir. Parlatma işleminin başarılı olması bu işlem sırasında oluşan çizgilerin mineralde bitmesi esasına dayanır.





Şekil 2. 23. Parlatma kalıplarının aşındırılması (a), aşındırma işleminin mikroskop altında kontrolü (b), epoksi içerisinde aşındırma sonucu ortaya çıkan apatit minerallerinin iletimli ışıktaki (c) ve yansıyan ışıktaki görünümü (d).

5. Aşındırma işlemi sonrasında parlatma işlemine başlanmıştır. Bu epte çeşitli sıvılar (Dia Duo 6 μ m, Dia Duo 3 μ m ve ihtiyaç duyulduğunda Dia Duo 1 μ m silika jel) kullanılarak Struel RotoPol RPM 130 marka susuz moda çalışan parlatma makinesi ile işlem gerçekleştirilmiştir.

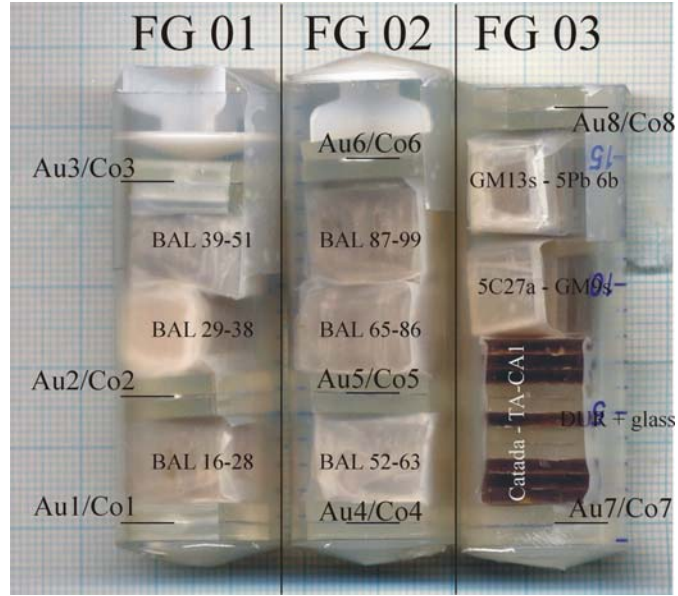


İlk olarak parlatma işlemlerinde örnekler makine üzerinde bulunan bölmelere yerleştirilmiş ve üzerine basınç verilebilmesi için boğumlu basınç aletleri örnek üzerine indirilmiştir. Orta ve kenar kesimlerine jel sıkılıp camla dağıtılmıştır. Parlatma sırasında ilk olarak 6 μ m aşındırma jeli ile işleme başlanmış ve 3 μ m-1 μ m aşındırma jeli ile devam edilmiştir. Gerek görüldüğü takdirde ise silika jel parlatma işlemi bitirilmiştir.



Şekil 2. 24. Struel Roto Pol RPM 130 marka susuz moda çalışan parlatma makinesi (a), aşındırma jelinin sürülmesi (b), parlatma kalıplarının yerleştirilmesi (c).

Hazırlanan örnekler paketlenerek (Şekil 2.25) ilgili bölümlere gönderilmiştir. Örneğin; örnekler içerisinde yaş tayininde yararlanılacak olanlar (A indisli) üzerine 50 μm kalınlığında uranyum içermeyen muskovit dış dedektör bağlanarak termal nötron bombardımanına tabi tutulmak üzere nükleer reaktöre gönderilmiştir (bkz. Bölüm 2.2.4.1). Parçalanma İzi Uzunluk Ölçümlerinde kullanılacak olan L indisli örneklerin üzeri ise, bombardıman sırasında apatit minerallerine verilen enerjinin istenilen düzeyde ayarlanabilmesini sağlayan alüminyum folyo kaplanarak ağır iyon bombardımanına tabi tutulmuştur (bkz. Bölüm 2.2.4.2).



Şekil 2. 25. Baranadağ ve Kortundağ örneklerini de içeren Orta Anadolu granitoidlerine ait apatit preparatları ve değişik standart preparatların Technische Universität (T.U) Bergakademie Freiberg (Almanya) Jeoloji Enstitüsü Laboratuvarlarında hazırlanmış 3 adet (FG-01-02-03) örnek setinin termal nötron bombardımanı için nükleer reaktöre gönderilmek üzere hazırlanmış paketi.

2.2.3. Tek zirkon kristali $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Evaporasyon Jeotermokronoloji Çalışmaları

Tüm kaya örnekleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında kırma, öğütme ve eleme işlemlerinden sonra mafik mineralleri (amfibol ve biyotit) ve aksesuar mineralleri (zirkon, titanit ve apatit) diğerlerinden ayırmak için bromoform türü ağır sıvı kullanılarak mineral ayırma işlemi gerçekleştirilmiştir. Mineralojik-petrografik ve dokusal incelemeler sonucunda genel tane boyu dağılımı 100-150 μm arasında olduğu belirlenen zirkon mineralleri, TU Bergakademie Freiberg Jeoloji Enstitüsü Laboratuvarlarında (Sachsen-Germany) öncelikle manyetik separatör yardımıyla apatit+zirkon fraksiyonu olarak elde edilmiş ve daha sonra da di-iodo-metan ağır sıvı kullanılarak apatitlerden ayrılmıştır. Tek zirkon tanelerinin $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporasyon yöntemiyle yaş tayini çalışmaları, Kober (1986, 1987) tarafından tanımlanan yöntemle göre TU Bergakademie Freiberg Mineraloji Enstitüsü İzotop

Jeokimyası ve Jeokronoloji Laboratuvarlarında (Sachsen-Germany) FINNIGAN MAT-262 model termal iyonizasyon kütle spektrometresinde (TIMS) gerçekleştirilmiştir. Zirkon minerallerinin bolluğu, özşekilliliği, temizliği ve magmatik kristalizasyonu karakterize edebilme kabiliyeti bakımından Baranadağ Kuvars Monzoniti'nden BAL-57, Hamit Kuvars Siyeniti'nden BAL-47 ve Çamsarı Kuvars Siyeniti'nden BAL-52 numaralı kayaç örnekleri temsili örnekler olarak seçilmiştir. Her bir kayaç örneğinden uzun prizmatik biçimli, renksiz veya hafif bal-reçinemsiz renkli, son derece temiz ve özşekilli 10'ar adet zirkon tanesi seçilerek saf Rh'dan (Rhenyum) yapılmış ve işlem öncesi yaklaşık 2000 °C ısı altında yüksek fırında ısıl işleme uğratılmış evaporasyon filamentine içine 30-40 büyütme binoküler mikroskop altında konularak çok ince uçlu çelik penseler ile mekanik olarak sıkıştırma yöntemi ile gömülmüştür. Zirkon içeren bu evaporasyon filamentleri yüksek kaliteli saf çelikten imal edilmiş magazin içerisine yerleştirilmiştir. Daha sonra zirkon içeren her bir evaporasyon filamentinin tam karşısına birkaç yüz mikrometre mesafede (100 büyütme binoküler mikroskop altında mikrometre ölçeğinde hassasiyetle) yine Rh'dan yapılmış ve evaporasyon filamentleri ile aynı sıcaklıkta ısıl işleme uğratılmış düz iyonizasyon filamentine yerleştirilmiştir. Yüksek vakum altında sıvı azot ile soğutulan iyonizasyon odasına konulan magazindeki her bir evaporasyon filamentine öncelikle metamikleşme ve yüzeye yakın mikro çatlaklardaki "common Pb" olarak da adlandırılan ^{204}Pb kirliliğinden arındırmak için 1450°C'de ısıtılır. Bu sırada evaporasyon filamentine içerisinde gömülü olarak bulunan zirkon mineralinden açığa çıkan ^{204}Pb ve diğer iyonların iyonizasyon filamentine yapışmaması için iyonizasyon filamentine de yaklaşık 1250°C ısıda muhafaza edilir. Yaklaşık 1-1.5 dakika süren bu işlemden sonra, iyonizasyon filamentine oda sıcaklığı değerine getirilir ve evaporasyon filamentine ise bir adımda 1600°C'ye kadar ısıtılır. Evaporasyon filamentine içerisinde bulunan zirkondan çıkan Pb iyonları yüksek vakum altında hemen karşısındaki soğuk iyonizasyon filamentine üzerinde kondense olur. Yaklaşık 10 dakikaya kadar devam edebilen bu evaporasyon işlemi sonrasında, evaporasyon filamentine oda sıcaklığı değerine getirilir ve bu sırada iyonizasyon filamentine ~1200°C'de (1180-1260°C) ısı altında

yüksek vakumda iyonlaştırılır. ^{207}Pb , ^{206}Pb ve ^{204}Pb iyonlarının her biri 4 saniye geciktirme zamanı ile kütle spektrometresinde ölçülür. Her bir zirkon tanesi için 10 sayımdan oluşan 9 tarama evresinde analiz edilir. Tek zirkon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporasyon yaşları Stacey ve Kramers (1975) tarafından önerilen “common Pb” düzeltmesi ve uluslar arası standartlar eşliğinde gerçekleştirilir (Tek zirkon kristali $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Evaporasyon yönteminin temel prensipleri ile ilgili detaylı bilgi için bkz. EK- B).

2.2.4. Apatit Fission-Track Jeotermokronoloji Çalışmaları

2.2.4.1. Yaş Tayini

Tümkayaç örneklerinden itibaren ayrılan apatitler, epoksi reçine içine gömülerek zımpara kağıtlarıyla aşındırılmış ve parlatılmıştır (bkz. bölüm 2.2.2 epoksi ve parlatma işlemleri). Fosil izler %23'lük HNO_3 (nitrik asit) içinde 15 saniye dağlandıktan sonra 50 μm kalınlığında uranyum içermeyen muskovit dış dedektör ile kapatılmıştır. Technische Universität München'deki (Garching-München, Germany) yeni FRM-II araştırma reaktörünün hidrolük kanalında iki ayrı irradyasyon içinde termal nötronlarla irradyasyon işlemine tabii tutulmuştur. Durango apatiti yaş standartından hazırlanmış 6 adet preparat da örneklerle birlikte aynı şekilde hazırlanarak nükleer reaktörde ışınlama işlemi gerçekleştirilmiştir. Her bir ışınlamada bilinmeyen örnek+durango apatiti yaş standartının yanısıra aynı zamanda IRMM 540R uranyum cam parçaları da epoksiye gömülerek uygun preparatlar haline getirilmiş ve aynı koşullarda termal nötronlarla irradiye edilmiştir. Işınlamadan sonra, dış dedektörlerdeki nükleer reaktörde ışınlama ile oluşturulmuş izler %40'lık HF içinde 40 dakika kimyasal dağlama işlemine uğratılmıştır. İz sayımları 625 büyütme Olympus BX51 mikroskopta geçirimli ışık altında yapılmıştır. Dış dedektörler ışınlama süresince olduğu gibi aynı pozisyonda, preparatlar üzerinde iz yönü aşağıda olacak şekilde yerleştirilir (Jonckheere et al., 2003). Preparatta bulunan her bir apatit mineralindeki fosil izler ve bu apatit tanesine tekabül eden muskovit dedektördeki « induced » izler atlanmaksızın sayılmıştır. Sayımlar sonucunda elde edilen veriler yardımıyla σ kalibrasyon yöntemiyle apatit parçalanma izi yaşları elde edilmiştir. Fosil ve nükleer reaktörde

ışınlama ile oluşturulmuş izlerin toplam sayısının >1000 olması için mümkün olduğunca her bir örnekte en azından 20 tane sayılmıştır (Parçalanma izi (Fission-track) jeotermokronometri yönteminin temel prensipleri ile ilgili detaylı bilgi için bkz. EK- C).

2.2.4.2. Parçalanma İzi Uzunluk Ölçümleri

İz-uzunluk ölçümleri Autoscan-Easylength modülü sunan Trackscan bilgisayar yazılımlı bir bilgisayara bağlı dijital masaya sahip 1500 büyütmeli Zeiss Axioplan mikroskopta yapılmıştır. Preparatlardaki hapsolmuş izleri yeterli sayıda açığa çıkarmak için, preparatlar, Gesellschaft für Schwerionenforschung (GSI)'da (Darmstadt-Germany) yüzey normali ile 15° açı yapacak şekilde 365 MeV enerjili U-iyonları ile ışınlanmıştır (Jonckheere et al., 2006). Bu şekilde gerçekleştirilen ağır iyon bombardımanı, apatit tanelerinde çok sayıda ve birbirine paralel olarak gelişmiş izler yaratır. Böylece, çok sayıdaki paralel iz içeren apatit tanesinin kimyasal dağlama işlemi sırasında derinlere doğru nüfuz eden dağlama asitinin hapsolmuş yatay parçalanma izleri ile temasa geçme olasılığı artırılmış olur. Hapsolmuş yatay parçalanma izlerinin TINT (track in track/iz içinde iz) veya TINCLE (track in cleavage/klivaj içinde iz) olup olmadığı ayırt edilmeksizin mümkün olduğunca her bir preparattan 100 yatay hapsolmuş iz uzunluğu ölçülmüştür, <100 içeren örneklerde ise tüm izlerin uzunluğu ölçülmüştür.

Termal tarihçe modellemesi HeFTy 4.0 bilgisayar programı (Ketcham, 2005) ile gerçekleştirilmiştir. Bileşimsel bilginin olmaması nedeniyle Laslett et al. (1987)'in kısmi onarılma kinetiği (partial annealing kinetics) denklemleri benimsenmiştir. Çoğu apatit bileşimleri Durango ($|Cl-1| \approx 0.88$) ile yakındır ve $0.75 < |Cl-1| < 1.0$ serisi içindeki değişiklikler onarılma kinetikleri üzerinde çoğunlukla makul bir etkiye sahiptir (Ketcham et al. 1999).

3. BARANADAĞ VE KORTUNDAĞ İNTRÜZİFLERİNİN JEOLJİK KONUMU, MİNERALojİK-PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL KARAKTERİSTİKLERİ

3.1. Jeolojik Konum

3.1.1. Baranadağ Kuvars Monzoniti

İlk kez Otlu (1998) tarafından adlandırılan birim çalışma alanının güney kesimini oluşturmaktadır.

İlbeyli ve diğ., 2003 tarafından Baranadağ plütonunun monzonit ve kuvars monzonitten meydana geldiği ve aplitik-pegmatitik dayklar tarafından kesildiği belirtilmiştir. Monzonitler koyu gri renkli, orta taneli porfirik dokulu ve prizmatik beyaz feldispat megakristallidir. Kuvars monzonitlerin ise gri ve orta taneli porfirik, orta taneli bir hamur içinde açık pembe renkli alkali feldispat megakristallerinin olduğu saptanmıştır. Püskürük enklavlar bütün plüton boyunca yaygındır (İlbeyli ve diğ., 2003).

Magmaların katılaşması sırasında etkin olan ve magmanın bileşimini değiştirerek farklı bileşimlerde kayaçların oluşmasını sağlayan magma karışması süreci, diğer süreçlere göre, daha arazi çalışmalarının başlangıcında tanınabilecek bazı oluşuklar, örneğin mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlar (MME) sergileyebilir (Yılmaz ve Boztuğ, 1994). Baranadağ Kuvars monzoniti içerisinde de mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklav olan elipsoidal şekilli (1-60cm boyutlu) enklavlar gözlemlenmiştir (Otlu, 1998). Bu enklavlar eşyaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen karışımı sonucunda meydana gelirler (magma mingling; Fernandez ve Barbarin, 1991; Pitcher, 1993, Yılmaz ve Boztuğ, 1994). Bunların ince taneli (mikrogranüler) olma özelliği; daha soğuk olan felsik magmalar içerisine karışmış, ancak bağıl viskozite farklılığı nedeniyle daha hızlı bir şekilde soğumuş olan mafik magmalardan (mafik magma damlacıkları/kabarcıkları) kaynaklanmaktadır (Didier ve Barbarin, 1991 a,b, Barbarin, 1991, Didier ve Barbarin, 1992, Yılmaz, 1995; Yılmaz ve Boztuğ, 1996).

Baranadağ Kuvars Monzoniti içinde ve Ömerhacılı Köyünde bulunan taş ocağı işletmesinde bol miktarda MME'ler görülürken, Çağırkan köyü KB'sında ise FME'ler (Felsik magmatik enklav) gözlenmiştir.



Şekil 3. 1. Baranadağ zirvesinden Baranadağ intrüzifi ve Kaman'ın görünümü.

Baranadağ Kuvars Monzoniti'nin yaşı, Otlu (1998) tarafından, Ayan (1963)'e göre 54My olarak belirlenen yaşla örtüşen bir biçimde Kampaniyen sonrası-Orta Eosen öncesi olduğu ileri sürülmüştür. İlbeyli ve diğ., 2003 ise yaptıkları çalışmada Baranadağ plütönuna ait hornblend mineralleri üzerinde K-Ar yaş tayinini uygulamış ve $76.4 \pm 1.3MY$ olarak tespit etmişlerdir. Bunların dışında Köksal ve diğ., (2004a) bu birimde U-Pb (mineral) yaş tayinini yapmış ve $74.0 \pm 2.8My$ sonucunu elde etmiştir.

Baranadağ ve Kortundağ intrüzifleriyle ilgili bu çalışmada sırasında Otlu ve Boztuğ (1998) tarafından yapılan 1:25.000 ölçekli jeoloji haritası dikkate alınmış olup, bu intrüziflerin apatit fission-track yöntemiyle yüzeylenme tarihçesinin açığa çıkarılması amaçlandığından dolayı bölgede KD-GB ve KB-GD doğrultulu haritalanabilir ölçekli faylar revize edilen harita üzerine yerleştirilmiştir (Şekil 3.1).

3.1.2.Hamit Kuvars Siyeniti

Hamit Kuvars Siyeniti, Orta Anadolu Kristalen Kompleksi içerisinde yer alan alkalin intrüzyonlardan biridir. Bu plütön nefelin siyenit, psödölösit siyenit alkali feldispat siyenit ve kuvars siyenit bileşiminden oluşmaktadır. Nefelin

siyenit koyu gri-yeşil renkli, orta taneli ve yer yer alkali feldispat içerikli porfirik dokulu olarak görülür. Peralkalen Hamit intrüzif kayaçları arazi, petrografik ve jeokimyasal özellikleri ile A-tipi granitlere benzerlik gösterirler (İlbeyli, 2004).

İlk kez Otlu (1998) tarafından Hamit Kuvars Siyeniti olarak adlandırılmış olan birim Kortundağ ve civarı, Hamitköy, Çiftlikbaba, Karakütük ve Yenyapan Köyü'nde yüzeylenmektedir.

Arazide bu kaya tipleri megakristal bileşimleri ve renkleriyle diğer birimlerden açıkça ayırt edilebilmektedir. Kuvars siyenitler gri sarımsı-pembe renkli orta taneli ve porfirik, değişik prizmatik biçimlerde alkali feldispatlardan ve biyotit ve amfibol grubu minerallerden oluşmaktadır. Hamit Kuvars Siyeniti, el örneği ve arazi ölçeğinde, çalışma alanında yer alan Baranadağ Kuvars Monzoniti'ne çok benzemektedir; ancak plajiyoklaz minerallerine oranla alkali feldispat minerallerinin Hamit Kuvars Siyeniti'nde daha fazla bulunması nedeniyle kazanılan pembemsi renk tonu ile ayırt edilebilir.

Birim içerisinde eşyaşlı felsik ve mafik magmaların heterojen karışımını (magma mingling; Fernandez ve Barbarin, 1991; Pitcher, 1993; Yılmaz ve Boztuğ, 1994) gösteren 1-25cm boyutunda küremsi-elipsoidal enklavlar gözlenmektedir. Mikrogranüler dokulu "mafik magmatik enklavlar (MME)" olarak adlandırılan bu enklavlar, felsik ve mafik karakterli iki magmanın fiziksel olarak karışımı sırasında, felsik magma içerisinde aniden katılarak korunmuş "mafik magma damlacıkları/kabarcıkları"ni karakterize ederler (Didier ve Barbarin, 1991 a,b; Barbarin, 1991; Yılmaz ve Boztuğ, 1994).

Hamit Kuvars siyenitleri apolitik ve silisik dayklarla kesilmektedir.

3.1.3. Çamsarı Kuvars Siyeniti

Çamsarı Kuvars Siyeniti ilk kez Otlu, 1998 tarafından tanımlanmıştır, çalışma alanının kuzeyinde, Küçük Durmuşlu, Çamsarı ve Bayındır Köyü'nün doğusunda yer almaktadır. Çalışma alanının kuzey kesiminde Ziraattpe Gabrosu'sunu keser konumdayken, Bayındır Nefelin Kankrinit Siyeniti, Sivrioğul Riyoliti ve Karakütük Mafik daykları ile kesilmektedir (Şekil 3.4, Otlu ve Boztuğ, 1998).

Birim arazi ve el örneği düzeyinde, pembemsi-renkli, ince-orta taneli, taneler dokuludur, zengin kuvars içeriğine sahiptir. Bunun yanı sıra pembemsi renkli alkali feldispat mineralleri, ışığa tutulduğunda düzgün yüzeyler boyunca parlayan plajiyoklaz mineralleri, siyah parlak renkli pulsu biyotit mineralleri bulunmaktadır.

Birimin yaşı Kampaniyen Sonrası-Orta Eosen Öncesi olarak ifade edilmiştir (Otlu, 1998). Köksal ve diğ., (2004a) bu birimde U-Pb (mineral) yaş tayinini yapmış ve 74.1 ± 0.7 sonucunu elde etmiştir.

3.1.4. Durmuşlu Nefelin-Nozean-Melanit Siyenit Porfiri

İlk kez Otlu, 1998 tarafından tanımlanan Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri, arazide yanal yayılımı az olan damarlar biçiminde, Ziraat Tepe, Demirci Tepe, Kurtini Tepe, Borukluçat Tepe ve Hamitköy ve 1km güneyinde yer alır.

Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri, inceleme alanındaki Ziraattepe Gabrosu, Hamit Kuvars Siyeniti ve Çamsarı Kuvars Siyeniti'ni keser konumdadır, bu nedenle göreceli olarak bu birimlerden daha gençtir. Dolayısıyla Üst-Kretase-Orta Eosen Öncesi bir zaman aralığında bir yaşa sahip olduğu ileri sürülmüştür (Otlu, 1998).



Şekil 3. 2. Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri içinde yaygın olarak görülen K-Feldispat megakristallerinin görünümü.

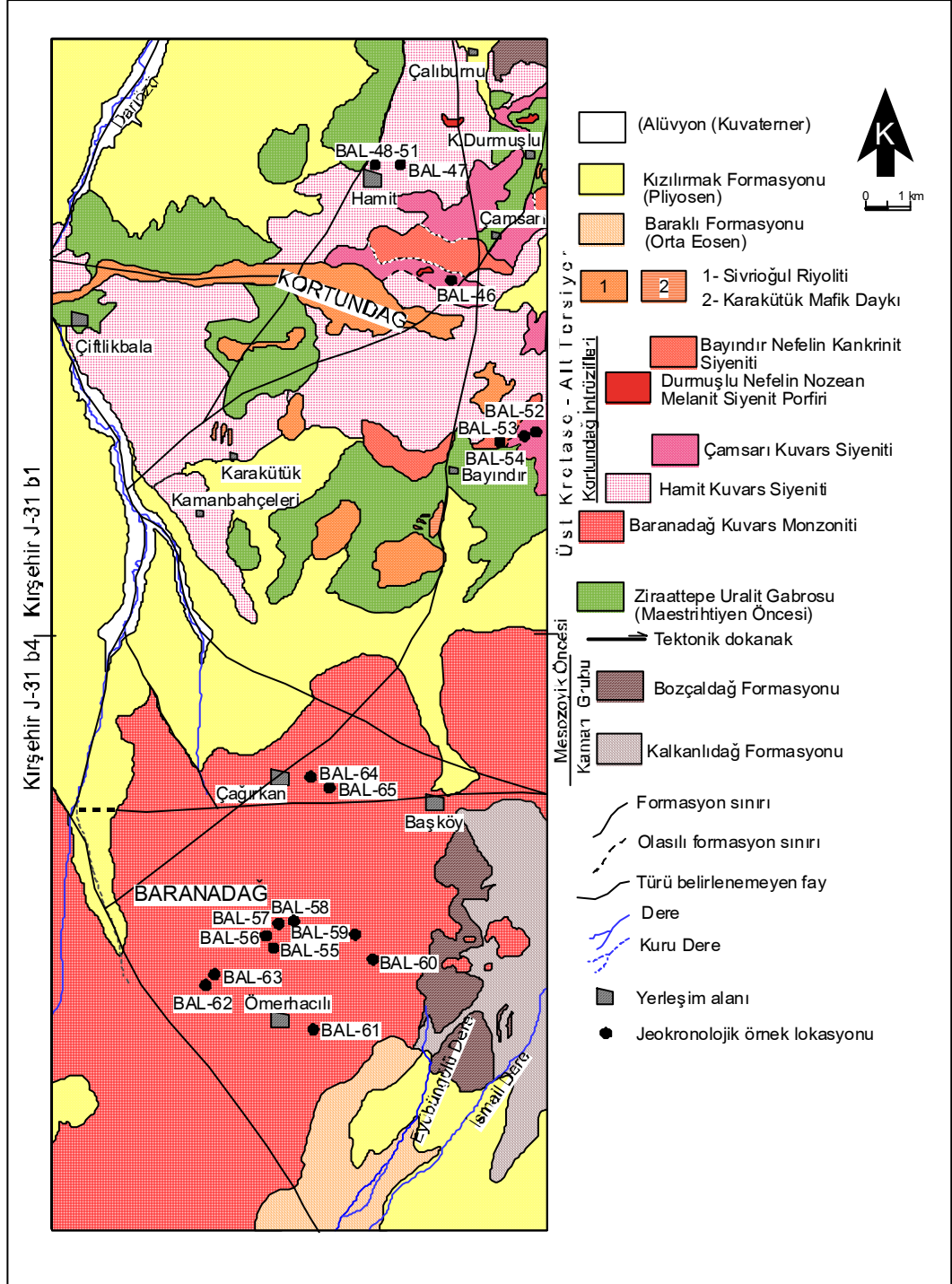
Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri, K-feldispat megakristalleri içeriyor olması nedeniyle belirgin bir porfirik dokuya sahiptir. Birimde porfirik dokunun gelişimini sağlayan megakristaller bazı lokasyonlarda damarların doğrultusuna paralel bir yönlenme özelliği gösterirler (Otlu, 1998). Birime ait kayaçlarda feldispat, amfibol, piroksen ve granat minerallerinden oluşan bir hamur ve ortoklaz, plajiyoklaz, nozean, nefelin, egirin, hornblend, melanit ve biyotit fenokristalleri gözlemlenmiştir (Otlu, 1998). Arazi ve el örneği düzeyinde gri tonlarında koyu renklere sahiptir, sekiz köşeli pseudolösit minerallerini, pembemsi renkli alkali feldispat mineralleri, ışığa tutulduğunda düzgün yüzeyler boyunca parlayan plajiyoklaz minerallerini ve siyahımsı renkli amfibol grubu minerallerini içerir.

3.1.5. Bayındır Nefelin-Kankrinit Siyeniti

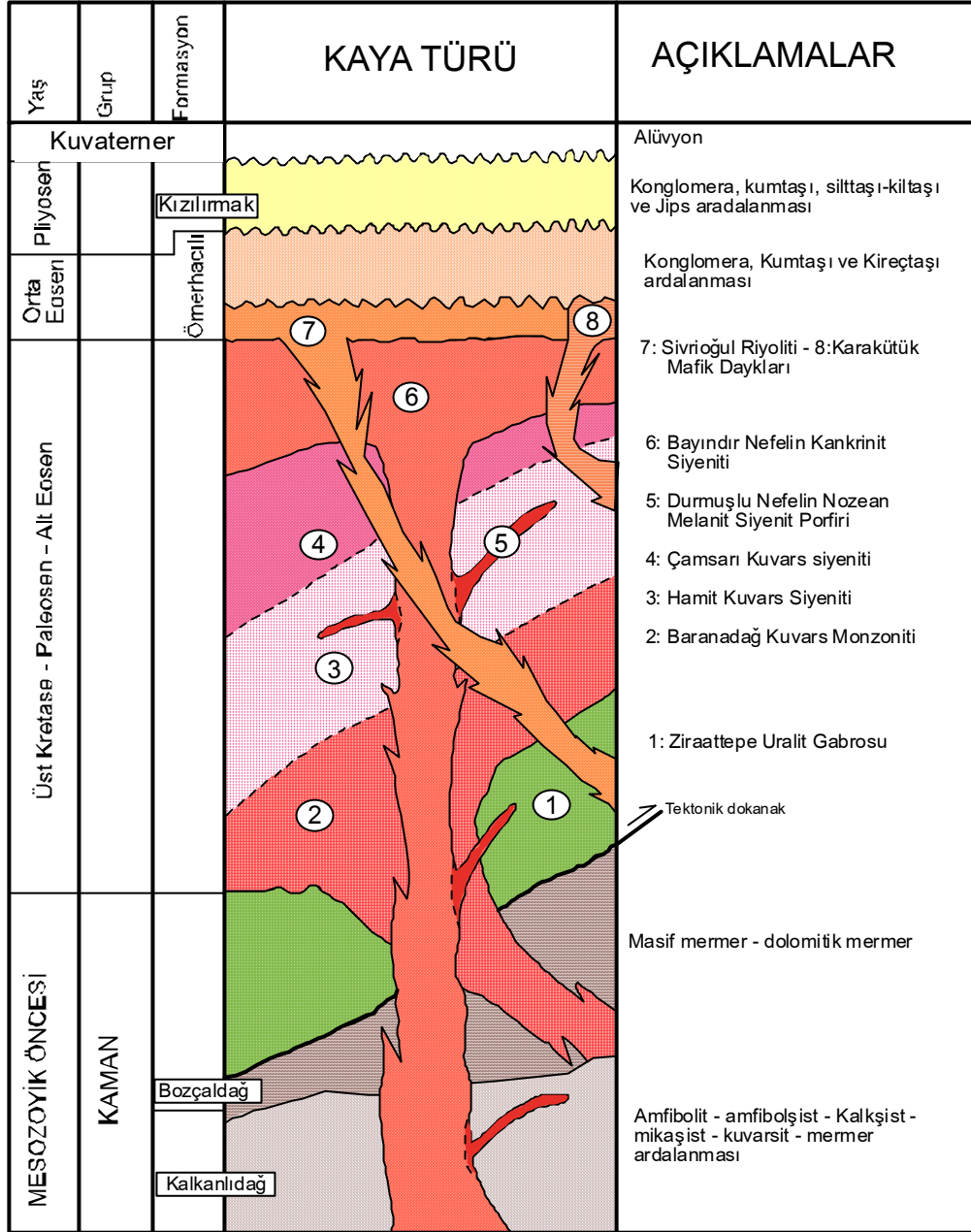
Bayındır Köyü ve 2km doğusu ve Çamsarı köyünün güneyinde yüzeyleyen birim, ilk kez Otlu, 1998 tarafından Bayındır Nefelin-Kankrinit Siyeniti olarak tanımlanmıştır.

Birim tipik bir şekilde, orta-ince taneli, taneler dokuludur. Makroskobik olarak birim içerisinde tanımlanan bileşenler, pembemsi renkli alkali feldispat mineralleri, ışığa tutulduğunda düzgün yüzeyler boyunca parlayan plajiyoklaz minerallerini siyahımsı renkli biyotit ve amfibol grubu mineralleridir.

İnceleme alanında Bayındır Nefelin Kankrinit Siyeniti, Ziraattepe Uralit Gabrosu'nu, Hamit Kuvars Siyeniti'ni ve Çamsarı Kuvars Siyeniti'ni keser konumdadır. Bu birimi de Sivrioğul Riyoliti ve mafik dayklar kesmektedir (Şekil Otlu, 1998). Hamit Kuvars Siyeniti'ni ve Çamsarı Kuvars Siyeniti'ni kestiği için ve Durmuşlu Nefelin-Nozean-Melanit Siyenit Porfiri'nin fraksiyonel kristalleşmesi sonucu geliştiği için Üst-Kretase-Alt Eosen'nin üst düzeylerinde bir yaşa sahip olduğu Otlu, 1998 tarafından ifade edilmiştir. Bayındır Nefelin Kankrinit Siyeniti'nde Gündoğdu ve diğ., 1988 tarafından elde edilen yaş tayininde birimin yaşı 71My olarak bulunmuştur.



Şekil 3. 3. Baranadağ ve Kortundağ yöresinin jeoloji haritası (Otlu ve Boztuğ 1998' den revize edilmiştir).



Şekil 3. 4. Baranadağ ve Kortundağ yöresinin kolon kesiti (Otlu ve Boztuğ 1998'den alınmıştır).

3.2. Mineralojik-Petrografik İnceleme

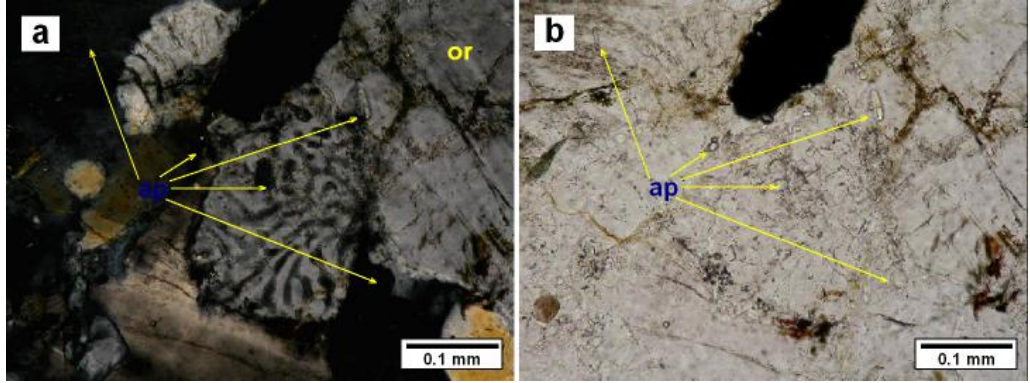
Çalışma alanında yüzeyleyen kayaç birimlerinden çalışma konusunu oluşturan granitoyid türü kayaçların optik-mineralojik yöntemlerle mineralojik-petrografik inceleme, adlandırma ve tanımlamasına yönelik çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar daha önce Otlu (1998) tarafından da yapılan mineralojik ve petrografik incelemelerle uyusmaktadır.

3.2.1. Baranadağ Kuvars Monzoniti

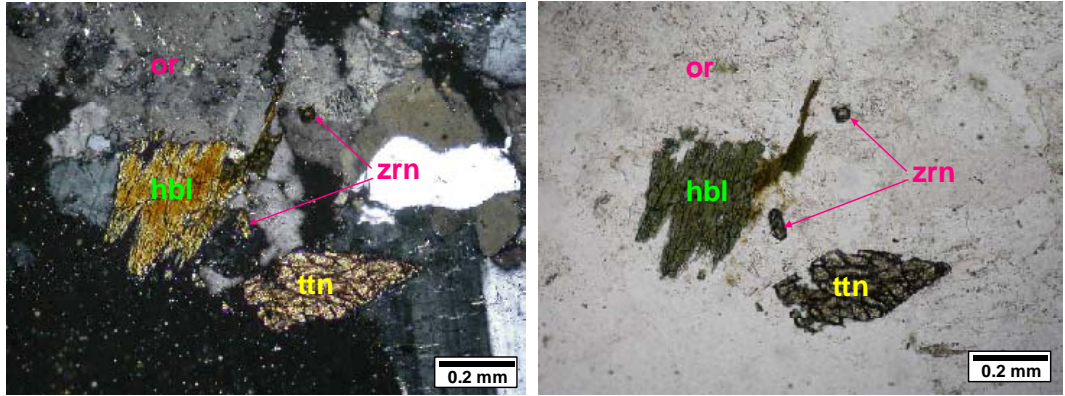
Baranadağ Kuvars Monzoniti; tüm kayaç örnekleri analiz sonuçlarına göre Debon ve Le Ford (1983) isimlendirme diyagramında kuvars monzonit, monzonit, kuvars siyenit ve siyenit türü kayaçlardan oluştuğu görülmektedir (Şekil 3.28a). Baranadağ Kuvars Monzoniti içinde yer alan ve arazi düzeyinde mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklav (MME) olarak tanımlanan (Didier ve Barbarin, 1991a,b; Barbarin ve Didier, 1992) bileşenlerin mikrodiorit/diorit bileşiminde oldukları Otlu, 1998 tarafından saptanmıştır.

Genel olarak kuvars monzonit bileşiminin tamamen aynı olan monzonit bileşimdeki kayaçlar, daha az orandaki kuvars içeriği ile ayrılırlar.

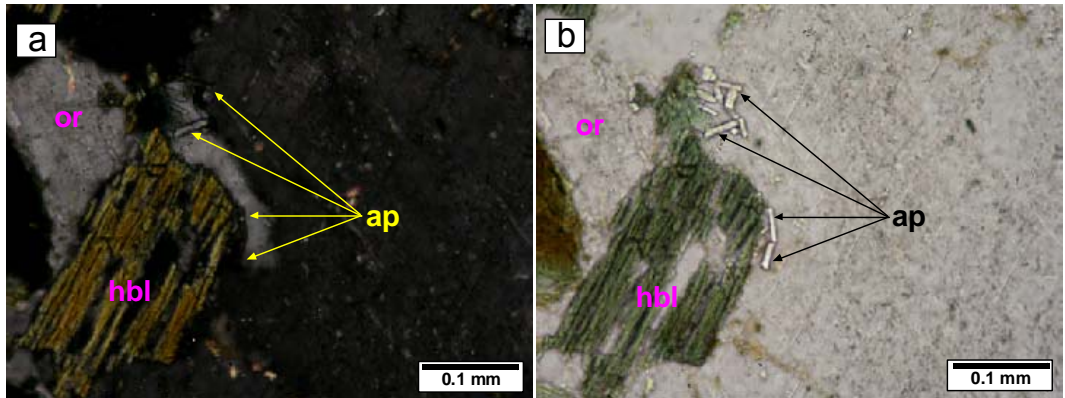
Baranadağ Kuvars monzonitine ait kayaçlarda, holokristalin porfirik doku, grafik doku, monzonitik doku ve Hibbard (1991) tarafından tanımlanan bazı özel magma mixing dokuları (antirapakivi dokusu, poikilitik K-feldispat-plajiyoklaz ve iğnemsî apatit ve bıçağımsı biyotit oluşumları) belirlenmiştir. Kayaç oluşturan ana bileşenleri plajiyoklaz mineralleri (Şekil 3.8), ortoklaz (Şekil 3.5, 3.8) kuvars, amfibol grubu mineraller (Şekil 3.5, 3.6, 3.12), biyotit (Şekil 3.7, 3.12), tali bileşenleri ise, titanit (Şekil 3.6), özşekilli prizmatik veya iğnemsî, c eksenine dik kesitlerde altıgen şekilli, çoğunlukla diğer mineraller içinde kapanımlar halinde gelişmiş apatit (Şekil 3.5, 3.7, 3.10, 3.11), zirkon (Şekil 3.6), allanit (Şekil 3.9), ksenotim ve opak minerallerden oluşmaktadır. Yaygın olarak killeşme, serisitleşme, opasitleşme türü bozunmalar ile magma mixing dokuları olarak da antirapakivi dokusu (Şekil 3.8) ile poikilitik K-feldispat, poikilitik plajiyoklaz ve plajiyoklaz fenokristalleri içinde küçük plajiyoklaz lataları gelişmiştir.



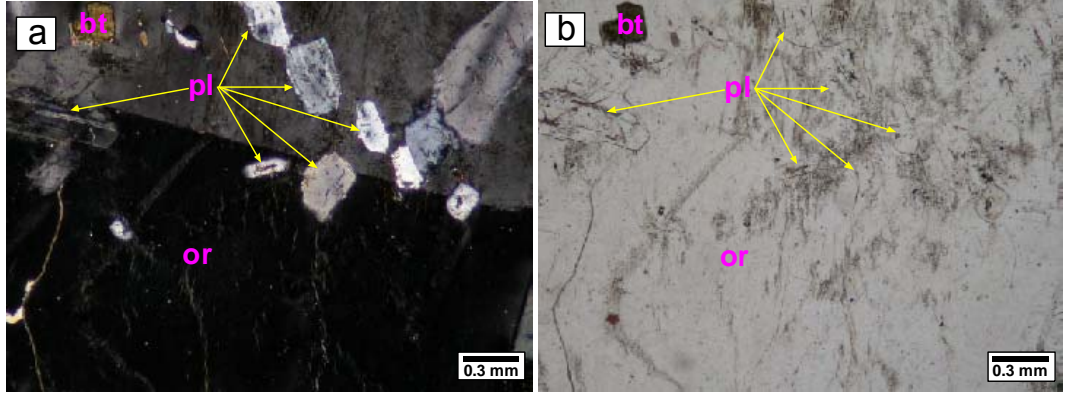
Şekil 3. 5. Baranadağ Kuvars Monzoniti'nde yaygın olarak görülen apatit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-55).



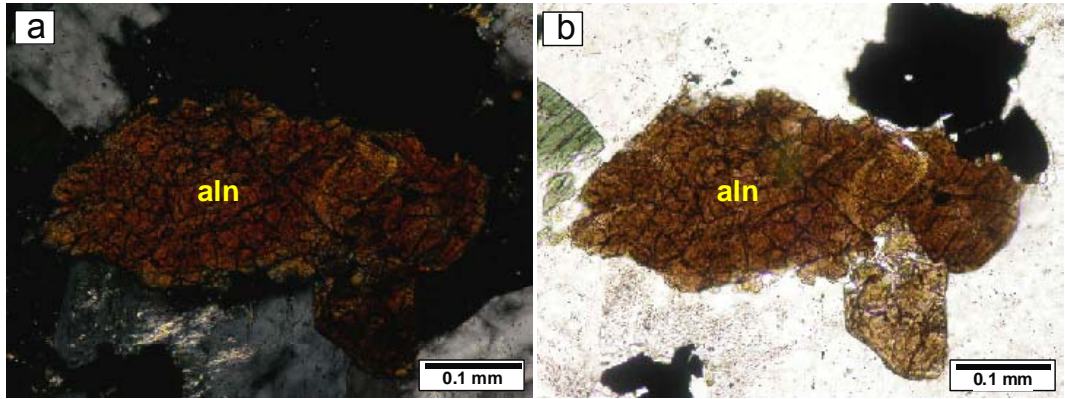
Şekil 3. 6. Baranadağ Kuvars Monzoniti'ndeki hornblend, titanit ve zirkon minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-55).



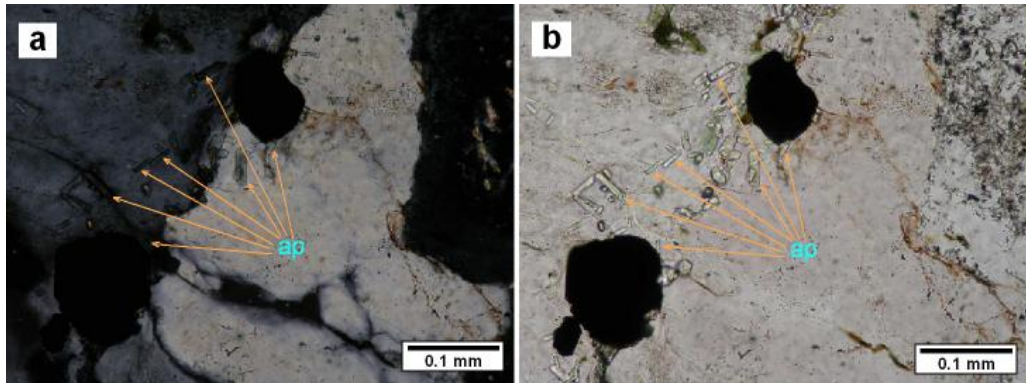
Şekil 3. 7. Baranadağ Kuvars Monzoniti'nde gelişen iğnemsli apatit minerali topluluğunun (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-56).



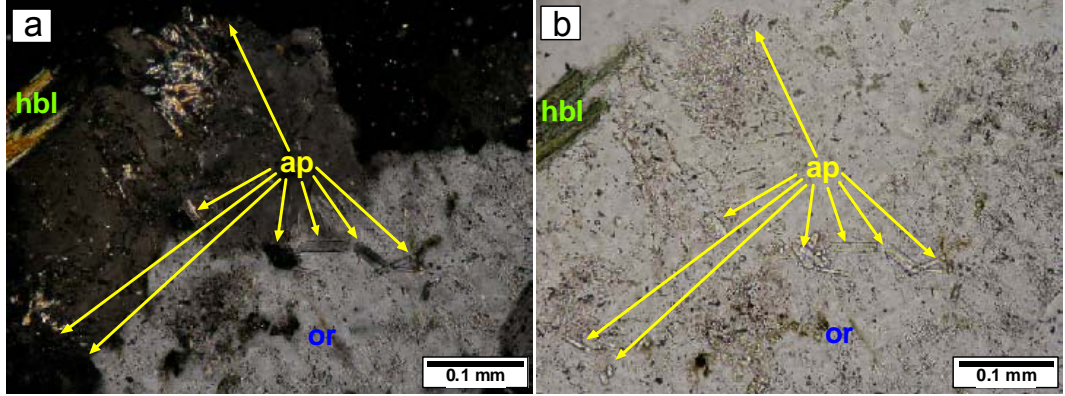
Şekil 3. 8. Baranadağ Kuvars Monzoniti'nde gelişen antirapakivi dokusunun (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-59).



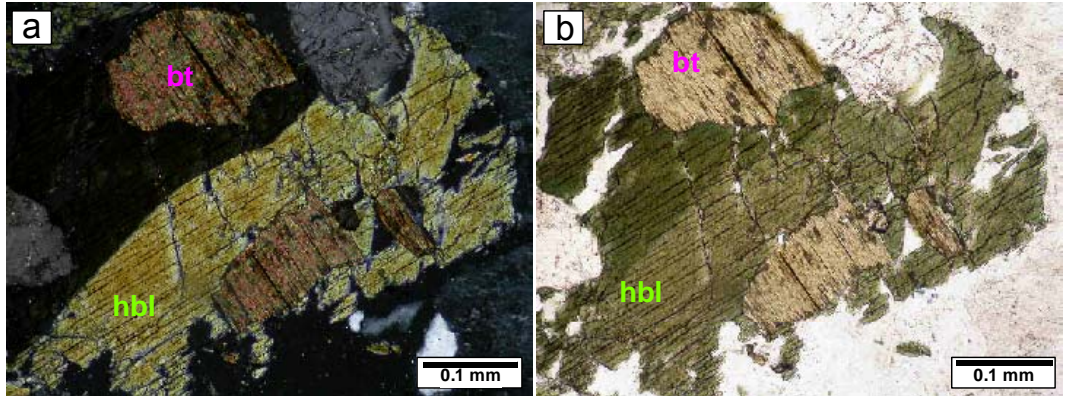
Şekil 3. 9. Baranadağ Kuvars Monzoniti'ne ait kayaç örneğindeki allanit mineralinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-62).



Şekil 3. 10. Baranadağ Kuvars Monzoniti'nde gelişen iğnemsli apatit minerali topluluğunun (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-62).



Şekil 3.11. Baranadağ Kuvars Monzoniti'nde yaygın olarak görülen apatit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-56).

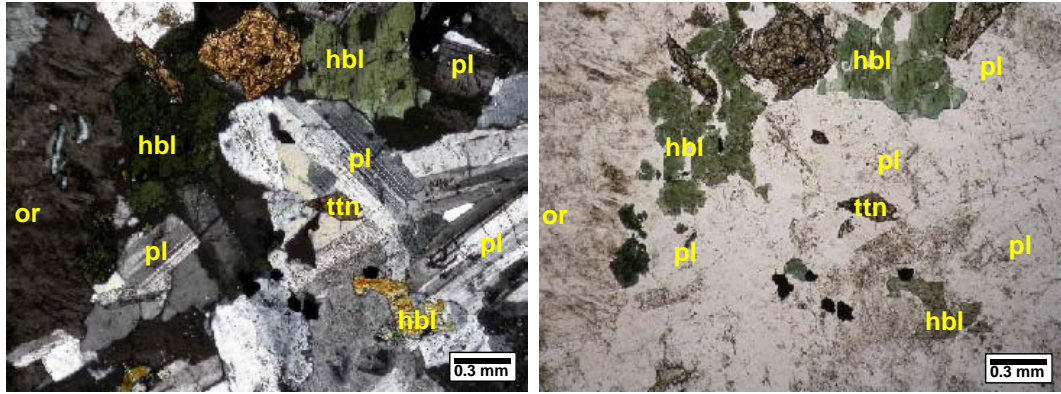


Şekil 3. 12. Baranadağ Kuvars Monzoniti'ndeki hornblend ve biyotit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-57).

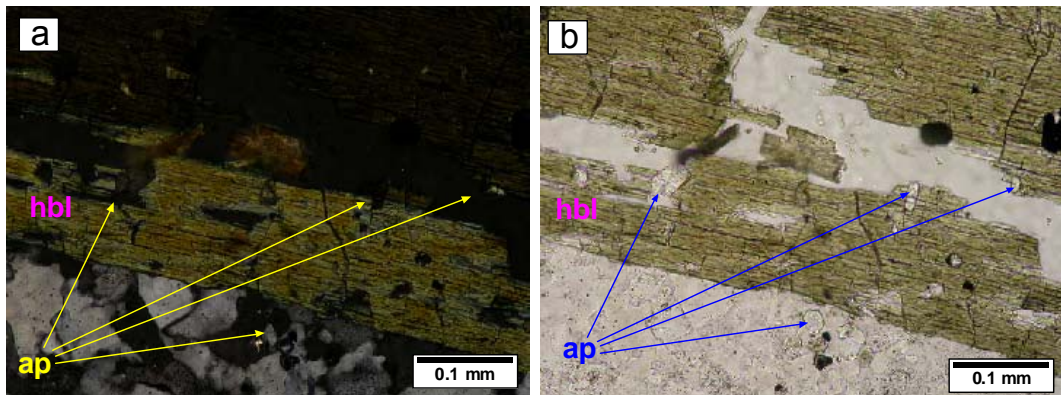
3.2.2.Hamit Kuvars Siyeniti

Hamit Kuvars Siyeniti; ince kesitlerin mikroskopta incelenmesi sonucunda kuvars siyenit bileşimli kayalardan oluştuğu görülmektedir. Hamit Kuvars Siyeniti içinde yer alan ve arazi düzeyinde mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklav (MME) olarak tanımlanan (Didier ve Barbarin, 1991a,b; Barbarin ve Didier, 1992) bileşenlerin diyoritik bileşimli oldukları Otlu, 1998 tarafından saptanmıştır.

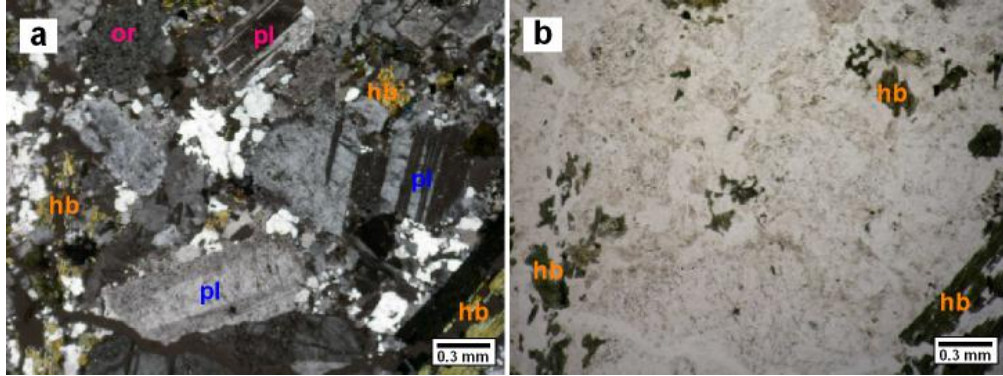
Holokristalin porfirik dokulu olarak incelenen kayaç örneklerinde grafik doku, killeşme, serisitleşme, poikilitik ortoklaz/plajiyoklaz, antirapakivi dokusu, iri plajiyoklaz fenokristalleri içinde küçük plajiyoklaz kristalleri, gibi magma mixing dokuları da gelişmiştir. Birimin kayaç oluşturucu ana bileşenleri, ortoklaz (Şekil 3.13), plajiyoklaz (Şekil 3.13, 3.15), kuvars, hornblend (Şekil 3.13, 3.14, 3.15), biyotit, egirin ojit, ojit olup; titanit (Şekil 3.13), ksenotim, apatit (Şekil 3.14), zirkon ve opak mineral gibi tali bileşenlerden oluşmuştur.



Şekil 3. 13. Hamit Kuvars Siyeniti kayaç örneğinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-47).



Şekil 3. 14. Hamit Kuvars Siyeniti'ndeki hornblend ve apatit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-48).



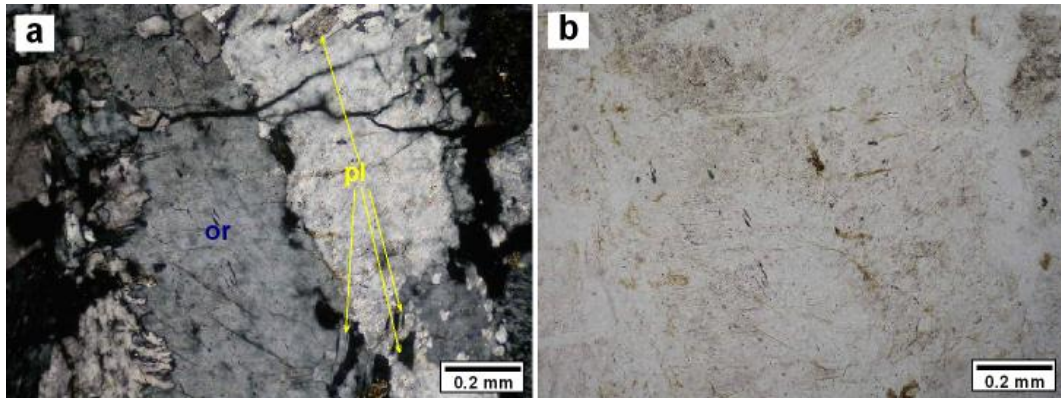
Şekil 3. 15. Hamit Kuvars Siyeniti kayaç örneğinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-47).

3.2.3.Çamsarı Kuvars Siyeniti

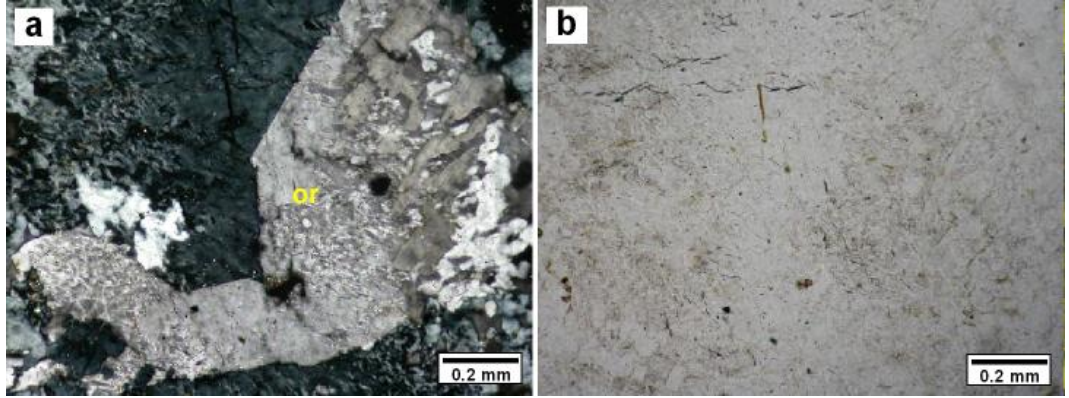
Çamsarı Kuvars Siyeniti'ni oluşturan kaya türleri kuvars siyenit olarak tanımlanmıştır.

Holokristalin taneler dokulu birimde, killeşme (Şekil 3.18), serisitleşme, opasitleşme ve pertitleşme (Şekil 3.17) gibi alterasyon türleri ile, grafik doku, antirapakivi dokusu (Şekil 3.16) gelişmiştir.

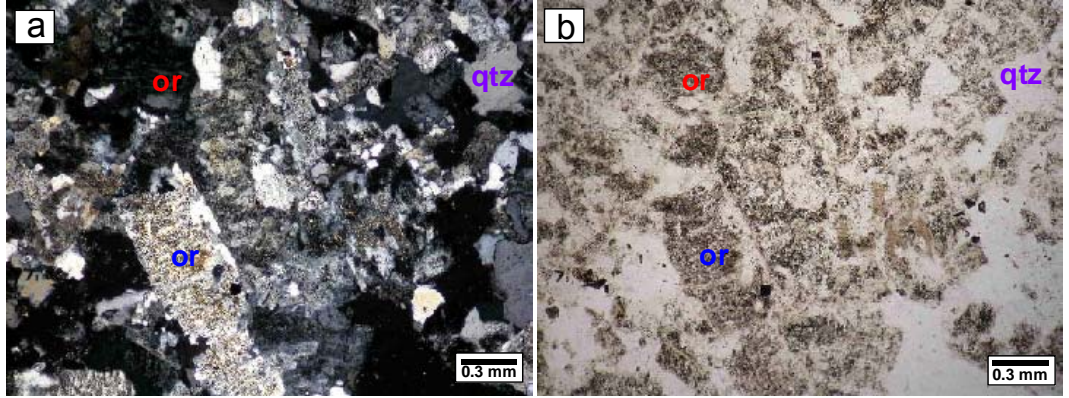
Çamsarı Kuvars Siyeniti'nde kayaç oluşturucu ana bileşenler olarak, ortoklaz (Şekil 3.16, 3.18, 3.20), plajiyoklaz (Şekil 3.16, 3.20), kuvars (Şekil 3.18), hornblend ve biyotit (Şekil 3.20) mineralleri belirlenmiş olup; tali bileşenler olarak, titanit, ksenotim, apatit, zirkon (Şekil 3.19), opak mineral türü mineraller gözlenmiştir.



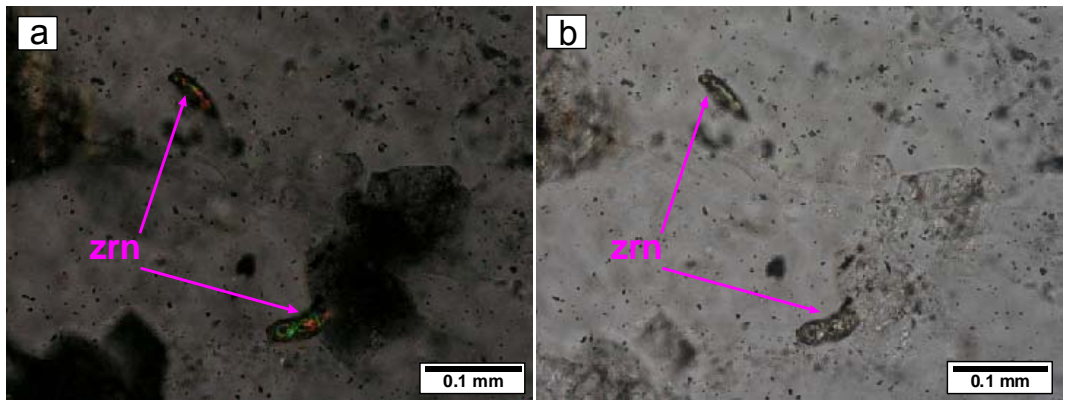
Şekil 3. 16. Çamsarı Kuvars Siyeniti'nde gelişen antirapakivi dokusunun (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-46).



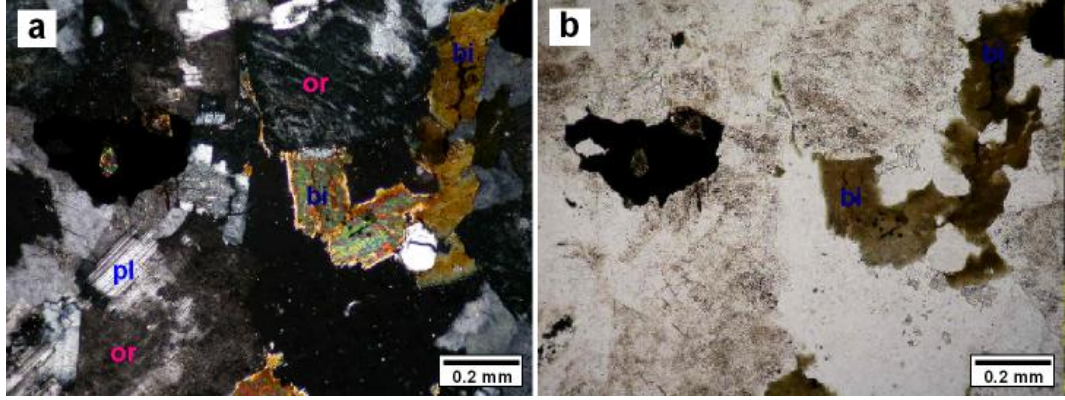
Şekil 3. 17. Çamsarı Kuvars Siyeniti'nde gelişen pertitleşmelerin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-46).



Şekil 3. 18. Çamsarı Kuvars Siyeniti'nde gelişen yoğun killeşmelerin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-52).



Şekil 3. 19. Çamsarı Kuvars Siyeniti'nin kayaç örneğindeki zirkon minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-52).



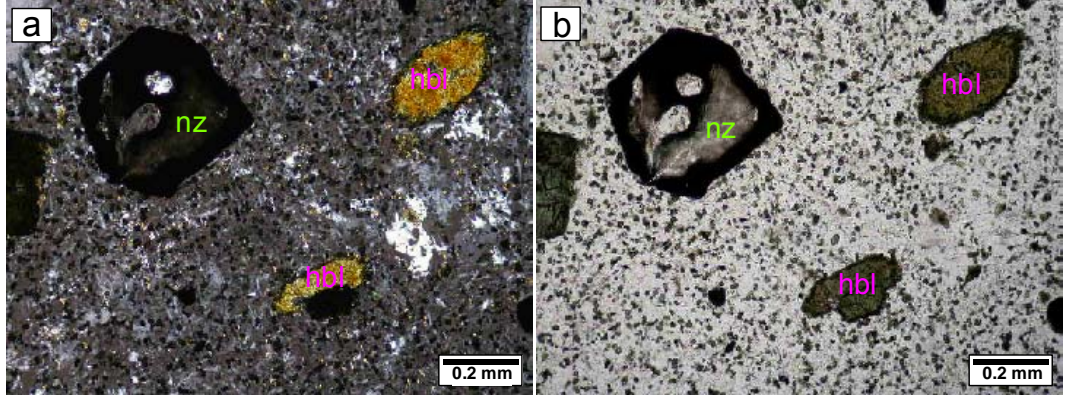
Şekil 3. 20. Çamsarı Kuvars Siyeniti'nin kayaç örneğindeki biyotit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-52).

3.2.4.Durmuşlu Nefelin-Nozean-Melanit Siyenit Porfiri

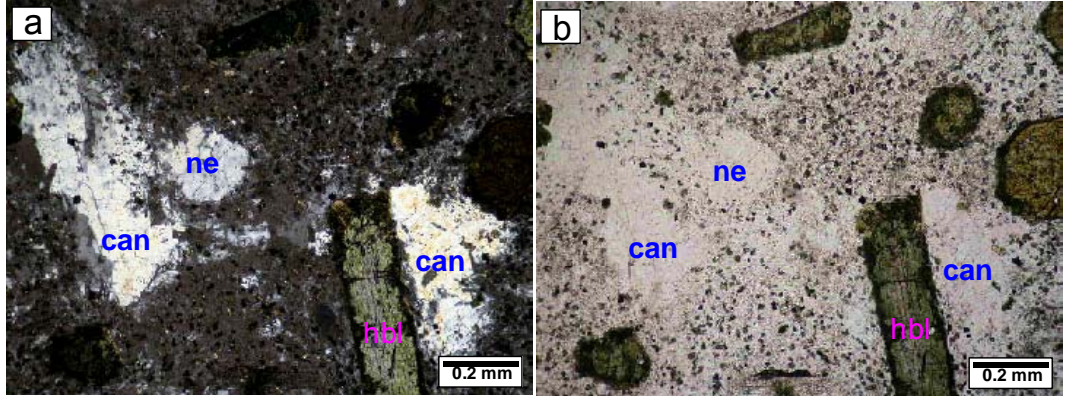
Bu birime ait kayaç örneklerinden yapılan ince kesitlerin incelenmesi sonucunda foidli siyenit bileşiminde olup; kankrinit-nefelin siyenit porfir ve nefelin-nozean- siyenit porfir türü kayaçlardan oluştuğu tespit edilmiştir.

Holokristalin porfirik dokulu olan bu kayaçlarda hornblendin biyotite dönüşümü şeklinde denge kristalizasyonu, poikilitik ortoklaz, antirapakivi dokusu, olarak bilinen doku tipleri tanımlanmıştır. Kayaç oluşturan ana bileşenler olarak plajiyoklaz, ortoklaz, amfibol (Şekil 3.21, 3.22, 3.23), egirinojit, ojit, biyotit, nozean (Şekil 3.21, 3.25), nefelin (Şekil 3.22); tali bileşenleri ise, titanit, ksenotim, kankrinit (Şekil 3.22, 3.24, 3.25), serisit, apatit ve opak mineralleri yer almaktadır.

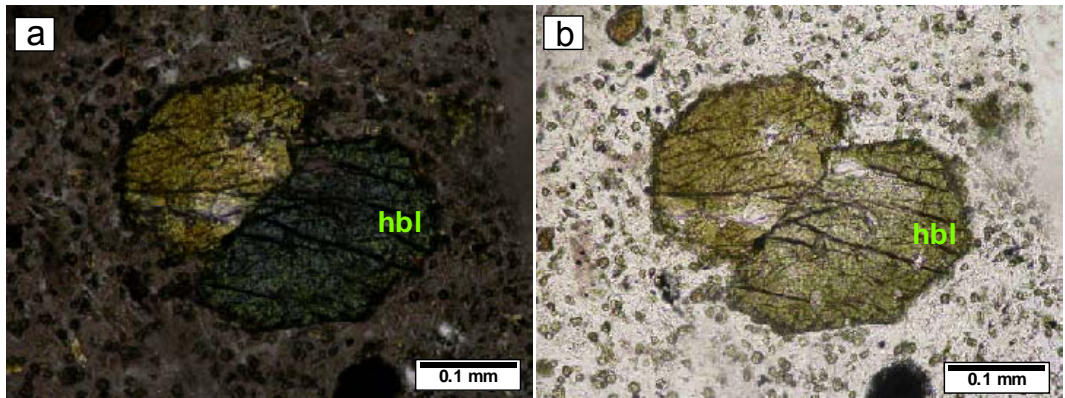
Durmuşlu Nefelin-Nozean-Melanit Siyenit Porfiri'ne ait olan foidli siyenit porfirler içinde killeşme türü bozunmalar gelişmiştir.



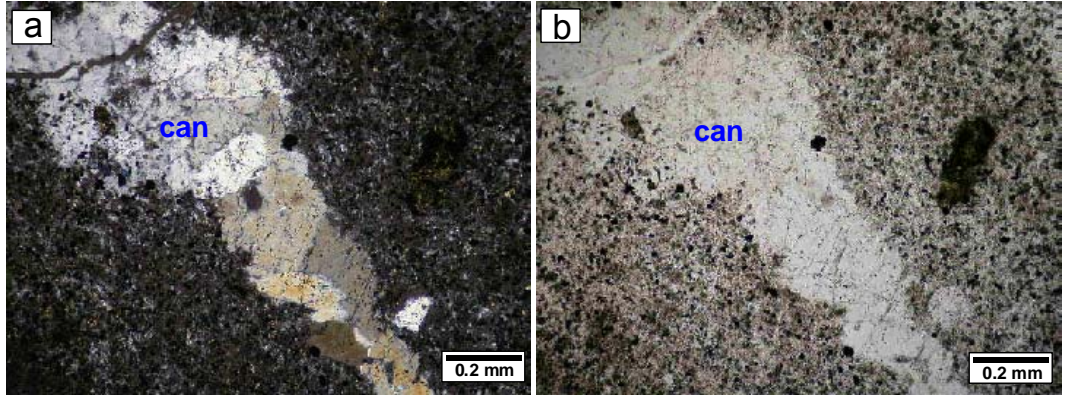
Şekil 3. 21. Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait kayaç örneğindeki nozean ve hornblend minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-50).



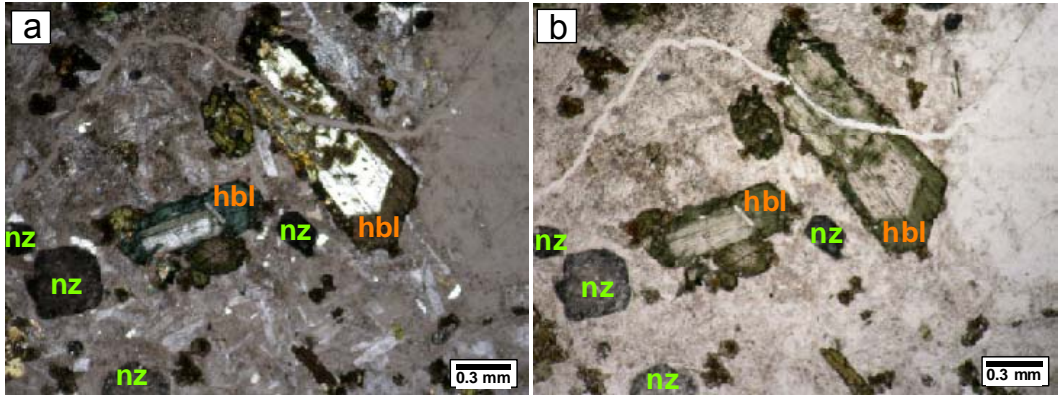
Şekil 3.22. Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait kayaç örneğindeki nefelin ve kankrinit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-50).



Şekil 3. 23. Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait kayaç örneğindeki hornblend minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (Örn. no: BAL-51).



Şekil 3. 24. Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait kayaç örneğindeki kankrinit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-50).



Şekil 3. 25. Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait kayaç örneğindeki kankrinit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-50).

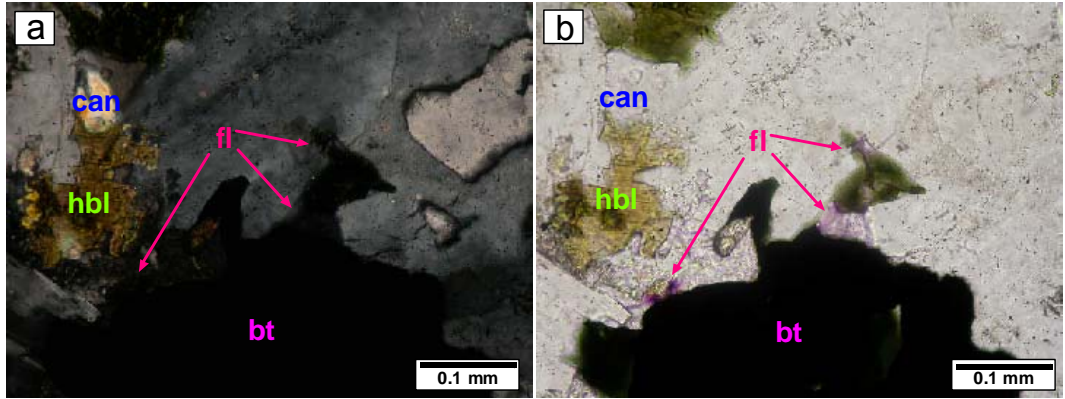
3.2.5. Bayındır Nefelin-Kankrinit Siyenti

Bu birime ait kayaç örneklerinden yapılan ince kesitlerin incelenmesi ve Streckeisen (1976) Q-A-P-F değerlendirilmesi sonucunda foidli siyenit bileşiminde olan, nefelin-kankrinit siyenit bileşimli kayaçlardan oluştuğu belirlenmiştir (Otlu, 1998).

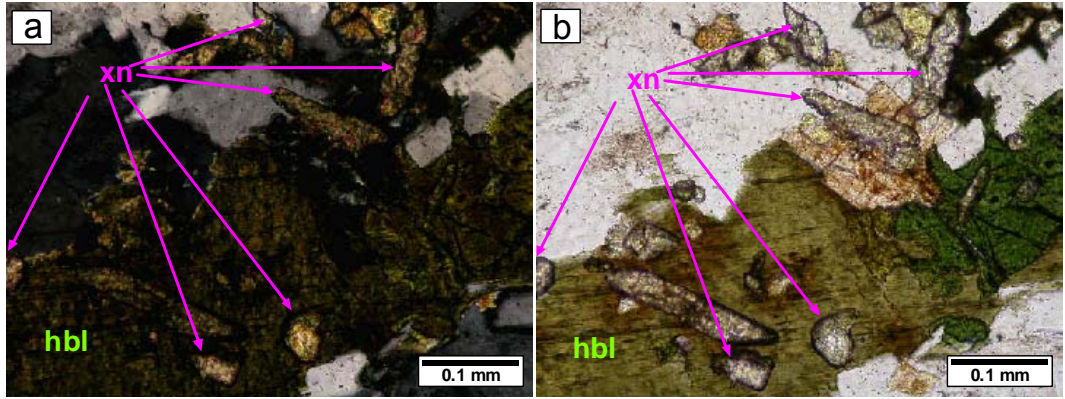
Bayındır Nefelin-Kankrinit Siyenti ortoklaz, plajiyoklaz, nefelin, kankrinit, egirin, hornblend (Şekil 3.26, 3.27), biyotit (Şekil 3.26), florit (çok düşük optik engebeli, genel olarak renksiz, bazı minerallerde mavi-mor renkli de gözlenir, bu durumda renk koyuluğundaki farklılık sonucu zonlu bir yapı ortaya

çıkabilir) (Şekil 3.26, 3.27) minerallerini, aksesuar bileşen olarak apatit, ksenotim (Şekil 3.27), titanit ve zirkon minerallerini içermektedir.

Holokristalin taneseli dokulu olan bu kayalarda hornblendin biyotite dönüşümü şeklinde denge kristalizasyonu, poikilitik ortoklaz, antirapakivi dokusu, zonlu plajiyoklaz, killeşme şeklinde doku ve alterasyon tipleri tanımlanmıştır.



Şekil 3. 26. Bayındır Nefelin Kankrinit Siyeniti'ne ait kayaç örneğindeki filorit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-54).



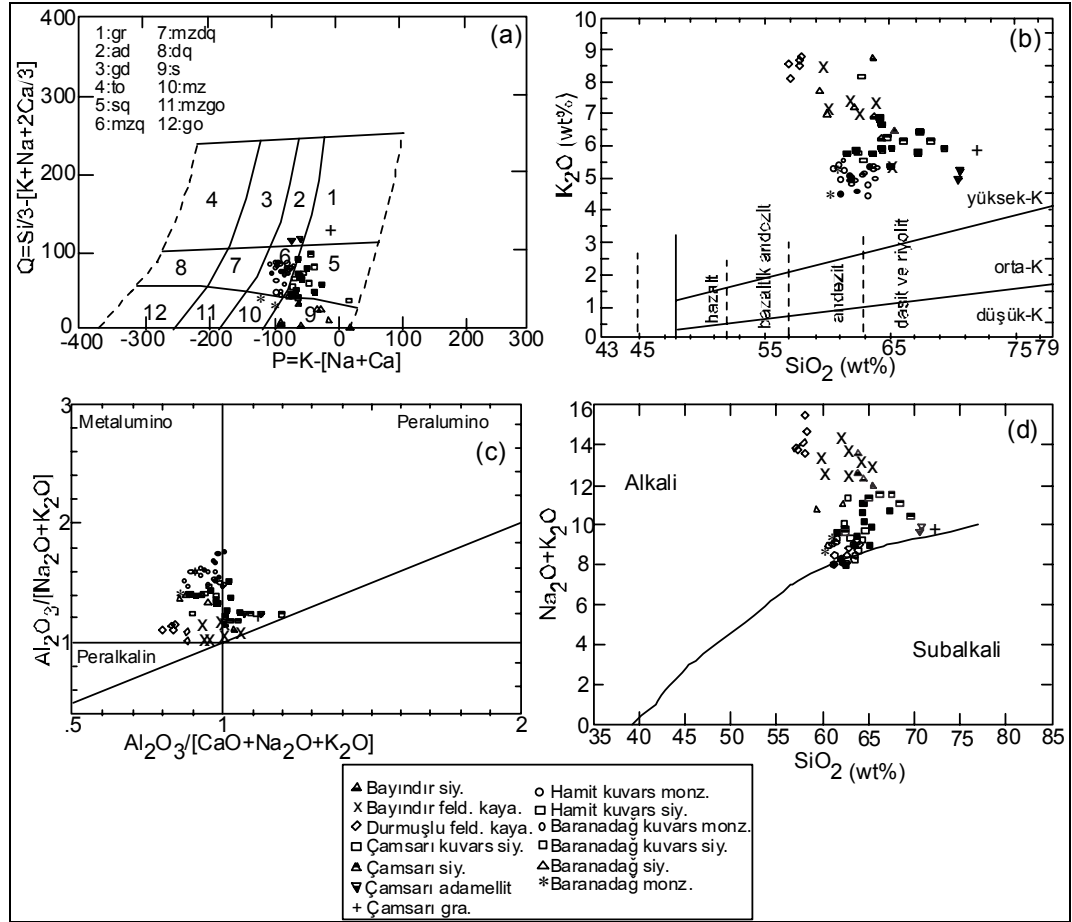
Şekil 3. 27. Bayındır Nefelin Kankrinit Siyeniti'ne ait kayaç örneğindeki ksenotim ve hornblend minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Örn. no: BAL-54).

Baranadağ ve Kortundağ birimlerine ait kayaç örneklerinde gözlenen minerallerin yukarıda verilen mikroskobik fotoğraflarında kullanılan mineral adı kısaltmalarının büyük bir çoğunluğu Kretz (1983) tarafından önerilen kısaltmalara uygun olarak yapılmıştır. Ayrıca bu birimlere ait mineralojik bileşim, doku ve alterasyonlar çizelge şeklinde (EK A ÇİZELGE 1'de) sunulmuştur.

3.3. Jeokimyasal Karakteristikler

3.3.1 Ana Element Jeokimyası

Çalışma alanındaki Baranadağ ve Kortundağ birimlerinin, ana element jeokimyası verileri, magmatik kayacın türediği magmanın soy özelliğinin belirlenmesi, magma bileşiminin değişimine yol açan süreçleri (fraksiyonel kristalleşme, kabuksal kirlenme) tespit etmek amacıyla değerlendirilmiştir.



Şekil 3. 28. Baranadağ ve Kortundağ yöresi intrüziflerinin (a) Q-P kimyasal adlandırma diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) konumları (b) Le Maitre ve diğ. (1989) diyagramındaki dağılımları, (c) Shand's (1927) indeksine göre dağılımları ve (d) Toplam alkali-silis (TAS) diyagramındaki konumları (subalkali-alkali ayırım çizgisi Rickwood, 1989' dan alınmıştır). Baranadağ ve Kortundağ yöresi intrüziflerine ait ana element verileri Otlu, 1998'den alınmıştır.

Baranadağ ve Kortundağ intrüziflerine ait kayaç örneklerinin tüm kayaç ana element kimyasal analiz sonuçları (Otlu, 1998), Debon ve Le Fort (1983) Q-P adlandırma diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 3.28.a).

Birimlerin silis içeriklerine karşılık %K₂O içeriklerinin incelendiği Le Maitre ve diğ. (1989) diyagramında tüm birimlerin yüksek K'lu bölgede yer aldıkları ve en fazla K içeriğine sahip birimin Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri olduğu görülmektedir (Şekil 3.28.b).

İnceleme alanındaki intrüzif birimlerin Shand indeksi diyagramındaki (Maniar&Picolli, 1989) konumlarına bakıldığında, Baranadağ ve Durmuşlu birimlerinin tamamının, Hamit ve Bayındır birimlerinin çoğunluğunun metalümino bölgeye düştüğü görülür. Çamsarı birimi ise peralümino bölgede yer almaktadır (Şekil 3.28.c).

Baranadağ ve Kortundağ plütonlarına ait örneklerin tamamı magma karakteristiklerinin saptanmasına yönelik olarak hazırlanmış Toplam alkalilerin (Na₂O+K₂O) silise göre değişim diyagramında (TAS; Irvine ve Baragar (1971) tanımlanan alkali-subalkali ayırım çizgisinin Rickwood (1989)'a göre düzenlenmesiyle elde edilen diyagramda alkalin bir karakter sergilediği görülmektedir (Şekil 3.28.d). Örneğin Baranadağ ve Hamit birimlerinin silis içerikleri ve birbirine oldukça benzerken, Çamsarı biriminin ise silis içeriğinin daha yüksek olduğu görülmektedir. Baranadağ ve Hamit birimleri toplam alkali içeriği bakımından da yakınlık gösterirken, Bayındır ve Durmuşlu birimleri daha yüksek oranda toplam alkali içeriğine sahiptir (Şekil 3.28.d). Alkalin kayaçlar nispeten yüksek miktarlarda alkali (Li, Na, K, Rb, Cs,) ve alkali toprak elementler (Mg, Ca, Sr, Ba, Ra) içerirler.

3.3.2 Eser Element Jeokimyası

Baranadağ ve Kortundağ yöresinde bulunan intrüzyonlarla ilgili olarak Otlu, 1998 tarafından gerçekleştirilen çalışmada esas olarak ana element ve sınırlı bir şekilde eser element değerlendirmeleri yapılmış olması nedeniyle, eser element ve REE analiz sonuçlarına (Çizelge 3.1) dayalı jeokimya çalışmalarına daha çok ağırlık verilmiştir.

Çizelge 3. 1. Baranadağ Kuvars Monzoniti, Hamit Kuvars Siyeniti, Çamsarı Kuvars Siyeniti, Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri ve Bayındır Nefelin Kankrinit Siyeniti'ne ait eser (ppm) ve nadir toprak element (REE; ppm) analiz sonuçları

**BARANADAĞ KUVARS MONZONİTİ
ESER VE NADİR TOPRAK ELEMENT**

Element	Mo	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	Tl	Co	Cr	V	Ba	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	W
Örnek No																							
BAL-55	5	nd	79	nd	10	nd	4	2.4	2	28	21	1130	10.1	18	3.5	12	258	1	596	0.7	19.2	5.2	nd
BAL-56	6	nd	71	57	nd	nd	2	2.2	5	25	44	1160	11	18	4.9	14	236	2	600	0.8	18.9	5.9	1
BAL-57	4	20	72	42	10	0.7	3.7	1.9	4	31	37	1330	7.2	19	4.6	11	210	2	742	0.9	16.1	4.9	nd
BAL-58	6	15	58	38	nd	nd	0.8	1.5	4	40	35	1420	6.2	20	4.5	10	197	2	797	0.7	13.1	3.9	nd
BAL-59	5	15	53	44	nd	nd	1.1	1.5	5	39	48	1250	6.9	20	5.8	13	194	3	739	1	19.5	5.6	nd
BAL-60	5	16	62	65	nd	nd	1.6	1.5	6	38	57	993	6.8	20	5.7	16	178	3	662	1.3	24.2	5.9	nd
BAL-61	6	23	83	31	13	0.9	7.2	2.5	3	36	26	1260	12.6	19	4.1	8	240	1	668	0.6	15.5	4.2	1
BAL-62	5	nd	74	40	7	nd	3.3	1.9	4	30	37	1150	10.8	19	4.1	11	218	2	638	0.8	21.4	4.9	nd
BAL-63	5	11	56	nd	nd	nd	3.5	1.6	3	31	33	1260	11.7	19	4.3	9	222	1	677	0.7	14	3.2	nd
BAL-64	5	13	46	44	nd	nd	1.1	2	7	32	63	1320	8.4	18	3.8	11	267	2	973	0.7	9.9	4.1	1
BAL-65	5	nd	38	nd	nd	nd	1.4	1.4	6	31	58	1340	8.5	18	4.5	14	262	2	1000	1	14.4	3.8	nd

Element Örnek No	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BAL-55	134	10	32.4	55	5.56	18.2	3	0.92	2.3	0.3	1.7	0.3	1	0.14	1	0.15
BAL-56	190	17	39.6	71.8	7.76	27.1	4.9	1.29	3.8	0.5	2.8	0.5	1.5	0.23	1.5	0.23
BAL-57	183	16	34.4	69.8	7.74	27.1	4.7	1.22	3.6	0.5	2.6	0.5	1.6	0.23	1.4	0.22
BAL-58	179	14	32.1	61.7	6.78	23.8	4.1	1.18	3.2	0.5	2.3	0.4	1.3	0.2	1.2	0.18
BAL-59	228	19	43.5	84	9	31.4	5.3	1.4	4.1	0.6	3	0.6	1.8	0.27	1.7	0.26
BAL-60	226	23	52.8	102	11.1	38.7	6.7	1.47	5.3	0.8	3.8	0.7	2.3	0.33	2	0.31
BAL-61	161	10	29.9	52.1	5.36	17.9	3	0.97	2.2	0.3	1.7	0.3	1	0.14	1	0.15
BAL-62	154	11	34.2	62.9	6.29	20.7	3.4	1.17	2.5	0.3	1.8	0.3	1.1	0.17	1.2	0.2
BAL-63	171	12	28.6	54.7	5.9	20.3	3.5	1.18	2.8	0.4	2	0.4	1.2	0.18	1.1	0.18
BAL-64	159	15	36.1	68.8	7.39	25.8	4.6	1.26	3.4	0.5	2.4	0.5	1.3	0.19	1.3	0.2
BAL-65	186	18	43.2	82.1	9.11	32.2	5.6	1.44	4.2	0.6	2.9	0.5	1.6	0.24	1.5	0.23

HAMİT KUVARS SİYENİTİ ESER VE NADİR TOPRAK ELEMENT

Element Örnek No	Mo	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	Tl	Co	Cr	V	Ba	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	W
BAL-47	5	17	53	41	10	0.7	6.6	2.7	7	30	76	913	18.3	18	5.3	17	306	2	843	1	26.4	8.3	2
BAL-48	4	13	45	45	9	1	2.5	1.4	6	30	44	1540	5.9	19	6.8	13	146	3	733	0.9	22.2	4.7	2

Element Örnek No	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BAL-47	204	19	54.3	99.4	10.6	36.7	6.3	1.56	4.6	0.7	3.2	0.6	1.8	0.27	1.7	0.27
BAL-48	264	17	52.2	87.6	8.88	29.1	4.8	1.36	3.8	0.6	2.8	0.6	1.7	0.25	1.7	0.26

**ÇAMSARI KUVARS SİYENİTİ
ESER VE NADİR TOPRAK ELEMENT**

Element	Mo	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	Tl	Co	Cr	V	Ba	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	W
Örnek No																							
BAL-46	5	34	61	34	nd	0.5	8.9	2.4	nd	22	12	361	13.1	22	4.3	31	271	2	748	1.5	40.8	11.1	6
BAL-52	4	10	31	nd	7	1.1	2.9	4.4	nd	nd	10	156	27.2	21	8.2	31	476	2	148	1.1	107	18.2	9
BAL-53	3	nd	41	nd	15	2.4	10.1	2.2	nd	nd	nd	58	31.6	16	5.1	24	377	1	61	0.7	52.6	12.1	10

Element	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Örnek No																
BAL-46	218	4	44.6	86.1	9.46	27.9	2.7	0.48	1.4	0.1	0.6	nd	0.3	nd	0.3	0.05
BAL-52	332	10	83.7	98.3	7.27	17	2	0.41	1.1	0.2	1.2	0.3	1	0.19	1.5	0.26
BAL-53	216	5	35.4	44.6	3.16	7.2	0.9	0.22	0.4	nd	0.5	0.1	0.5	0.09	0.7	0.13

**DURMUŞLU NEFELİN-NOZEAN-MELANİT SİYENİT PORFİRİ
ESER VE NADİR TOPRAK ELEMENT**

Element	Mo	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	Tl	Co	Cr	V	Ba	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	W
Örnek No																							
BAL-49	8	29	106	131	59	2.1	19.5	3.6	7	21	80	796	34.1	23	10.8	55	321	3	951	3.2	68.6	26.8	6
BAL-50	9	142	97	185	47	2	13.9	3.3	7	28	78	657	32.6	23	11	58	327	3	856	3.3	71.5	28.3	6
BAL-51	8	16	82	127	67	2.2	16.3	2.8	6	nd	78	932	36.4	22	9.7	49	326	2	1090	2.9	66.6	25.5	6

Element	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Örnek No																
BAL-49	576	27	163	281	28.2	88.6	12.6	2.59	8.3	1	4.6	0.8	2.2	0.31	2	0.31
BAL-50	577	26	166	287	28.5	89	12.4	2.59	8	1	4.5	0.7	2.1	0.31	2	0.27
BAL-51	513	26	156	271	27.3	86.3	12.2	2.49	7.9	1	4.4	0.7	2.1	0.3	1.9	0.28

**BAYINDIR NEFELİN-KANKRİNİT SİYENİTİ
ESER VE NADİR TOPRAK ELEMENT**

Element	Mo	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	Tl	Co	Cr	V	Ba	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	W
Örnek No																							
BAL-54	6	nd	81	66	24	1	21.4	3	nd	22	15	32	31.7	22	7.2	44	388	2	47	1.7	131	33.4	5

Element	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Örnek No																
BAL-54	378	17	141	197	14.9	36.3	4	0.53	2.4	0.4	2.2	0.5	1.6	0.28	1.9	0.31

Eser element diyagramlarından Ce/Pb–Ce değişim diyagramında (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) Baranadağ ve Kortundağ intrüziyonlarına ait örneklerin çoğunluğu anlamsız bölgeye düşerken, yalnızca birkaç örnek yay volkanikleri özelliği sergilemektedir (Şekil 3. 29a).

Sm/Yb–Ce/Sm diyagramında (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) incelenen örneklerin büyük bir kısmının zenginleşmiş mantoyu karakterize eden okyanus adası bazaltlarına (OAB) benzer özelliği işaret etmektedir (Şekil 3.29.b).

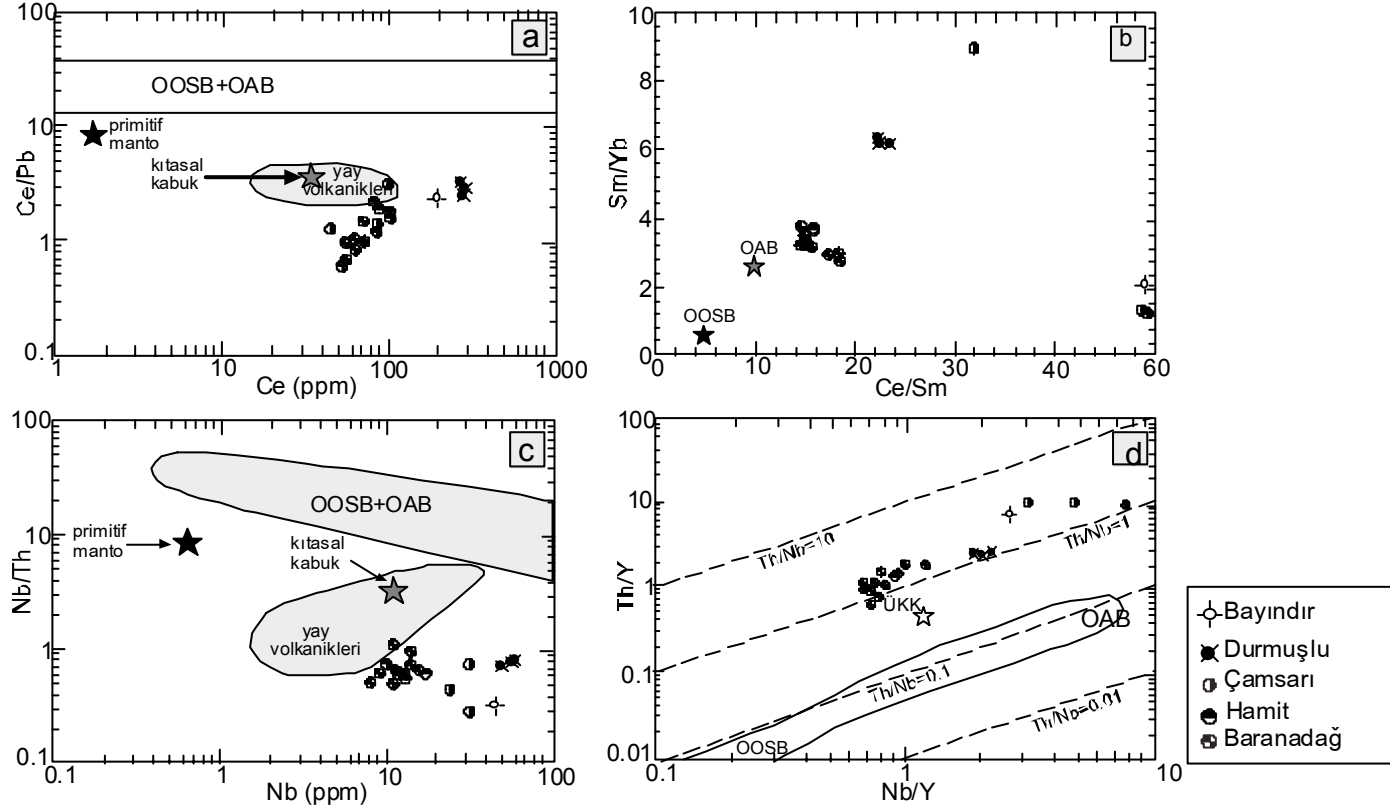
Nb/Th–Nb değişim diyagramında (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) yüksek Th içerikleri nedeniyle örneklerin hemen hemen tümü anlamsız bölgede dağılım göstermektedir (Şekil 3.29.c).

Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait örneklerin Th/Y – Nb/Y değişim diyagramında (Miscovic ve Francis, 2005) konumlarına bakıldığında ise, büyük bir çoğunluğunun belirgin bir Th zenginleşmesine işaret eden Th/Nb= 1 olduğu alanda bulunduğu görülmektedir (Şekil 3.29.d).

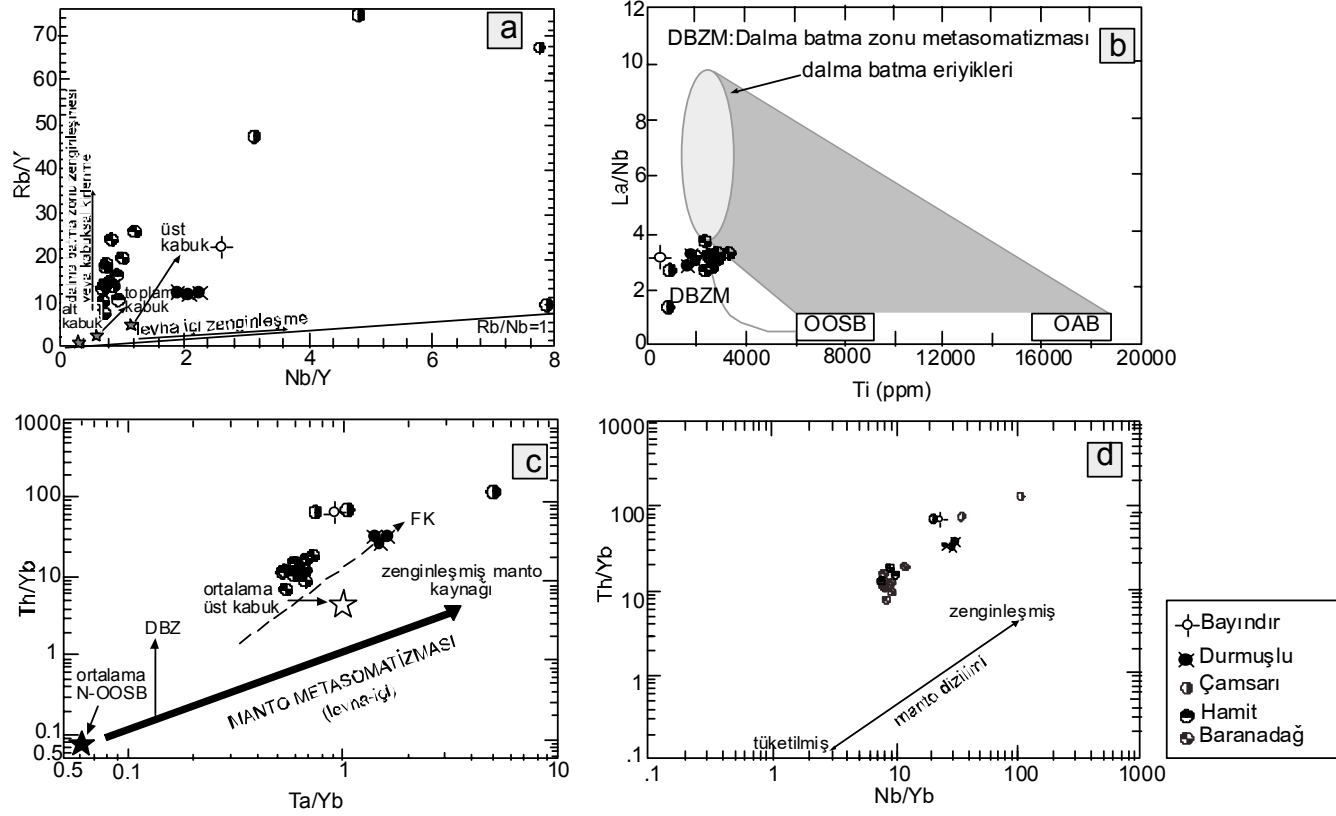
Rb/Y–Nb/Y değişim diyagramında (Miscovic ve Francis, 2005) Baranadağ Kuvars Monzoniti ve Hamit Kuvars Siyenitine ait örnekler dalma-batma zonu zenginleşmesi veya kabuksal kirlenme özelliğine benzer bir dağılım gösterirken, Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri ise daha çok levha içi zenginleşmeye yakın bir alanda yer almaktadır (Şekil 3.30.a).

Diğer diyagramlarda manto metasomatizmasını işaret eden Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarının örnekleri La/Nb – Ti değişim diyagramında (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) da bunu destekler bir biçimde dalma-batma zonu metasomatizması bölgesinde konumlanmıştır (Şekil3.30.b).

Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait örnekler Th/Y – Nb/Y değişim diyagramında (Miscovic ve Francis, 2005) olduğu gibi Th/Yb – Ta/Yb diyagramında (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) da Th zenginleşmesi göstermekle birlikte, örneklerin büyük bir kısmı metasomatizmaya uğramış zenginleşmiş manto kaynağı sergilerken aynı zamanda, fraksiyonel kristalleşme etkisi gösteren bir yönelim sergilemektedir (Şekil 3.30.c).



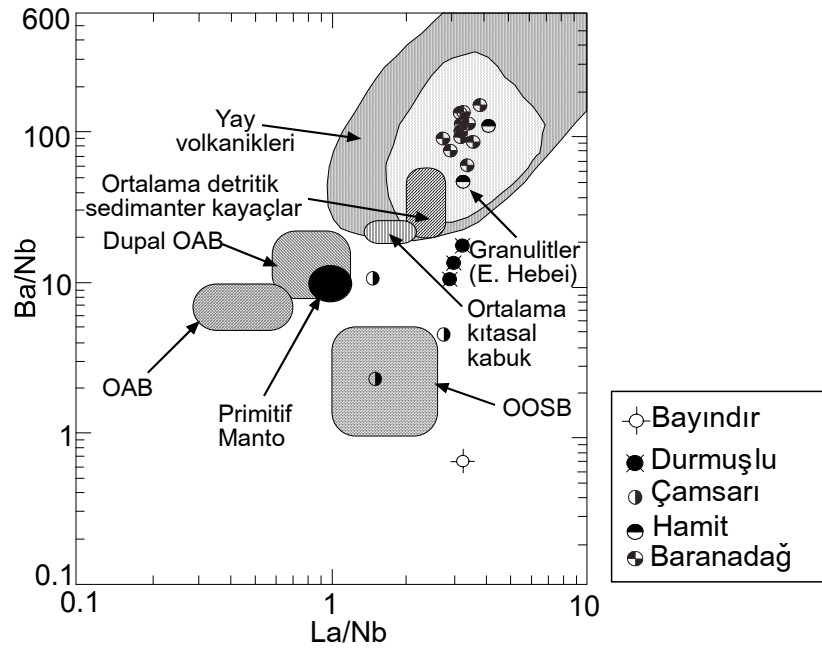
Şekil 3. 29. Baranadağ ve Kortundağ'a ait birimlerin (a) Ce/Pb – Ce; (b) Sm/Yb – Ce/Sm; (c) Nb/Th – Nb; (d) Th/Y – Nb/Y değişim diyagramlarındaki (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) konumları. (a) ve (c) deki primitif manto Hofmann (1988) den; OOSB, OAB, yay volkanitleri ve kıtasal kabuk değerleri ise Schmidberger ve Hegner (1999) dan alınmıştır. (b) deki OOSB ve OAB Harms ve diğ. (1997) den alınmıştır. (d) deki OOSB, OAB ve ÜKK (üst kıtasal kabuk) değerleri Taylor ve McLennan (1985) den alınmıştır



Şekil 3.30. Baranadağ ve Kortundağ'a ait birimlerin (a) Rb/Y – Nb/Y; (b) La/Nb – Ti; (c) Th/Yb – Ta/Yb (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990); (d) Th/Yb – Nb/Yb (Miscovic ve Francis, 2005) değişim diyagramlarındaki konumları. (a) daki dalma-batma zonu zenginleşmesi ve kabuksal kirlenme, levha içi zenginleşme vektörleri Pearce ve diğ. (1990) dan; alt kabuk, üst kabuk ve toplam kabuk bileşimleri ise Taylor ve McLennan (1985) den alınmıştır. (b) daki dalma-batma eriyikleri ve metasomatizması bölgeleri Schiano ve diğ. (1995) ve Yogodzinski ve diğ. (1995)'den; OOSB ve OAB bileşimleri ise Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. (c) daki DBZ ve FK vektörleri, sırasıyla, dalma-batma zonu ve fraksiyonel kristalleşmeyi tanımlar (Pearce ve diğ., 1990). (d) daki manto dizilimi Miscovic ve Francis (2005)'den alınmıştır.

Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait örnekler Th/Yb – Nb/Yb değişim diyagramında (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) daha çok zenginleşmiş mantoya benzer bir dağılım göstermektedir (Şekil 3.30.d).

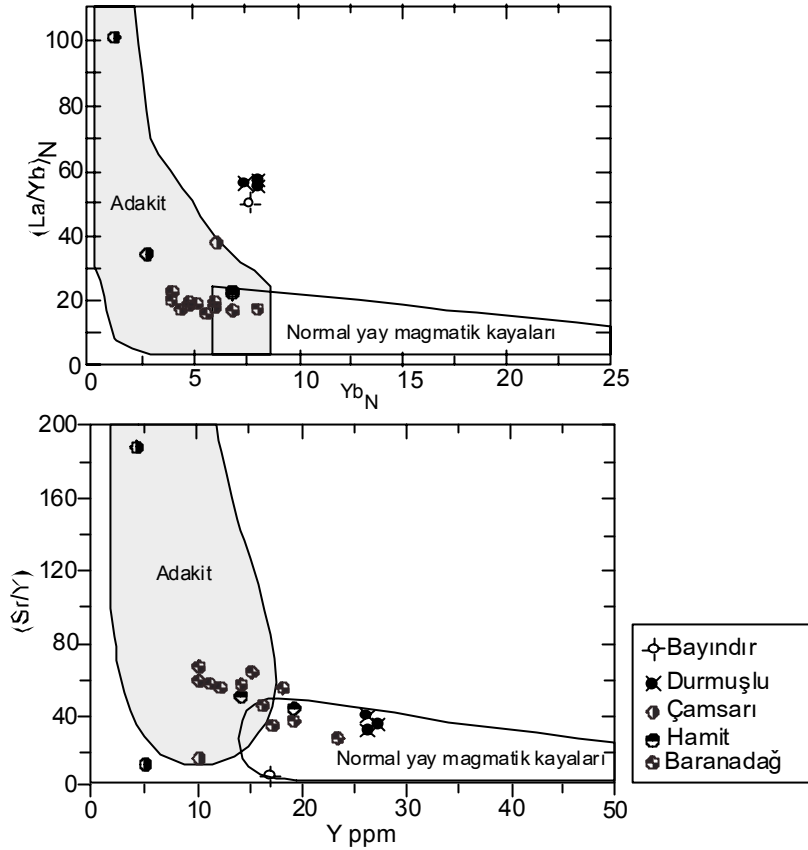
Jahn ve diğ. (1999) tarafından önerilen Ba/Nb – La/Nb diyagramında Baranadağ Kuvars Monzoniti ve Hamit Kuvars Siyeniti birimlerine ait kayaç örnekleri alt kabuk (granülit) özelliği gösterirken, Çamsarı Kuvars Siyeniti'ne ait yalnızca bir örnek okyanus ortası sırtı bazaltına (OOSB) benzer bir köken sergilemektedir (Şekil 3.31).



Şekil 3. 31. Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait örneklerin Ba/Nb – La/Nb (Jahn ve diğ., 1999); diyagramındaki konumları. Primitif manto Sun ve McDonough (1989); ortalama kıtasal kabuk (Taylor ve McLennan, 1985), Condie (1993); ortalama detritik sedimanter kayaçlar Condie (1993); OOSB, OAB ve Dupal-OAB bileşimleri Le Roux (1986)'dan alınmıştır.

Martin ve diğ., 2005 tarafından belirtilenlere göre; özgün bir biçimde tanımlanan (Defant ve Drummond, 1990; Maury ve diğ., 1996; Martin 1999) tarafından adakitler (Şekil 3.32) hornblend-andezitten dasit ve riyalite kadar uzanan bileşim alanına sahip, bazaltik üyeleri eksik olan felsik kayaç grupları arasında yer alır. Bu lavlarda, fenokristaller esas olarak zonlanmış plajiyoklaz,

hornblend ve biyotitlerdir; ortopiroksen ve klinopiroksen fenokristalleri sadece Aleutians ve Mexico'daki mafik andezitlerde bilinir (Kay, 1978; Rogers ve diğ., 1985; Camus ve diğ., 2003). Aksesuar evreler apatit, zirkon, sfen ve titanomanyetittir.



Şekil. 3. 32. (a) $Sr/Y - Y$ ve (b) $(La/Yb)_{CN} - (Yb)_{CN}$ diyagramlarındaki (Martin, 1999) konumları. (b) deki normalizasyon değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.

Thorkelson ve Breitsprecher, 2005'e göre adakitlerin tamamlayıcı ve genel olarak kabul edilen kimyasal tanımı Defant ve Kepezhinskas (2001) tarafından şu şekilde verilmiştir: adakitler yüksek-silika ($SiO_2 > \%56$), yüksek alüminyum oksit ($Al_2O_3 > \%15$), $Na_2O > \%3.5$ olan plajiyoklaz ve amfibol, yüksek Sr (> 400 ppm), düşük Y (< 18 ppm), yüksek Sr/Y (> 40), düşük Yb (< 1.9), ve yüksek La/Yb (> 20) içeriğine sahiptir.

Kapsamlı bir adakit jeokimyasal veri tabanı iki ayrı bileşimsel grup şeklinde tanımlanır. Biri yüksek oranda SiO_2 içeren adakitler (HSA; $SiO_2 > 60$ wt

%) dir, bunların manto sıkışması/kaması ile yükseliş süresince peridotitlerle tepkimede bulunan çökmüş bazaltik liltosferik eriyikleri (slab melt) temsil ettiği düşünülür. İkinci grup düşük SiO₂ içerikli adakitler (LSA; SiO₂<60 wt%) dir, bileşimi felsik levha eriyikleriyle reaksiyona girerek modifiye olan peridotitik manto kaması ile eriyerek oluştuğu şeklinde yorumlanabilir.

Adakitik özellikteki kayalar SiO₂>56 wt.%, yüksek Na₂O içerikleri (3.5 wt.%≤Na₂O≤7.5wt.%)'ne sahiptir ve K₂O/Na₂O oranları düşüktür. Fe₂O₃+MgO+MnO+TiO₂ içerikleri, yüksek Mg# oranı (~0.51) ve yüksek Ni, Cr içerikleriyle(sırasıyla 24 ve 36 ppm) bir dereceye kadar yüksektir (~7 wt.%). Defant ve Drummond (1990) tipik olarak yüksek (>400 ppm), had safhadaki yoğunlaşmaları ise 3000 ppm'e ulaşan Sr içeriklerini de belirtmiştir. Tipik olarak düşük derecede ağır REE (HREE) içerikleri (Yb≤1.8 ppm, Y≤18 ppm), kuvvetli ölçüde fraksiyonlanır ((La/Yb)_N>10). Adakitlerin tanımlanan jeokimyasal özellikleri arasında HREE, Y ve Sr içerikleri ve iki diskriminant diyagramı (La/Yb)_N v.s Yb_N (Martin 1987, 1999) (burada N kondrit normalizasyonunu gösterir) ve Sr/Y v.s Y (Defant ve Drummond, 1990) geniş ölçüde kullanılır.

Adakitler >340 analizi içeren bir veri tabanı kullanılarak yukarıda bahsedilen ölçütler içinde sınıflandırılır. Martin ve Moyen (2003) yüksek-SiO₂ adakitleri ve düşük-SiO₂ adakitleri olarak silika içeriklerine bağlı bir tanımlama ile iki ana bileşimsel grup olduğunu göstermiştir. Benzer bir grupta bağımsız olarak Champion ve Smithies (2003b) tarafından önerilmiştir. Yüksek SiO₂ adakitleri Andes Austral Volkanik zonundaki Cook volkanı dışında tüm volkanlardaki kayaları kapsar (Stern ve Kilian,1996). Yüksek SiO₂ adakitleri El Valle ve La Yeguada volkanlarını (Panama, Defant ve diğ., 1991, 1992), Mt. St. Helens (ABD, Smith ve Leeman,1987), Kalimantan (Borneo; Prouteau ve diğ., 1996), Leyte, Mindanano ve Zamboango (Filipinler, Sajona ve diğ., 1996, 1997), Nevado Cayambe, Pinchincha, Antisana ve Fuya-Fuya (Ekvador Cumh.; Bourdon ve diğ., 2002; Samaiego ve diğ., 2002) ve Sambe ve Daisen (Japonya; Morris, 1995)'de de yer alır.

Düşük-SiO₂ adakitleri ne yüksek-Mg andezit ne de adakit olarak bahsedilen değişken şekilde kayaları içerir. Bunlar Austral Volkanik zonundaki

Cook volkanında (Stern ve Kilian,1996), Baja Kaliforniya volkanlarında (Rogers ve diğ., 1985; Calmus ve diğ., 2003), Adak ve Kormandosky (Aleutians ; Kay, 1978; Yogodzinski ve diğ., 1995) El Baru (Panama; Defant ve diğ., 1992), Zamboanga (Filipinler, Sajona ve diğ., 1996), Cerro Pampa (Arjantin; Mahlburg Kay ve diğ., 1993)'da bulunmuştur. Bu adakitler piroksen fenokristalleri içermesi bakımından esasen mineralojik olarak yüksek silika adakitlerin (HSA)'den farklıdır. Daha yüksek silika içeriğinden başka, yüksek silika adakitleri (HSA) aynı zamanda düşük silika adakitleri (LSA) (MgO 4-9 wt%; CaO+Na₂O>10wt%; Sr>1000 ppm) ile kıyaslandığında daha düşük MgO (0.5 ile 4 wt%), CaO+Na₂O (<11 wt%) ve Sr (<1100 ppm) içeriğine sahiptir. İlksel manto normalize multi-element diyagramları ile düşük silika adakitleri (LSA) ve yüksek silika adakitleri (HSA)' kıyaslanır. Diyagramda (1) düşük silika adakitleri (LSA) yüksek silika adakitleri (HSA)'den daha yüksek LREE (Hafif nadir toprak elementleri) konsantrasyonlarına sahiptir; (2) düşük silika adakitleri (LSA) önemli bir pozitif Sr anomalisi gösterirken yüksek silika adakitlerin (HSA)'de bu anomali zayıftır ya da yoktur (3) düşük silika adakitlerin (LSA)'de nispeten Rb fakirdir. Sr konsantrasyonlarının sadece düşük silika adakitleri (LSA) grubunda olduğu vurgulanmalıdır. (Sr/Y) v.s Y grafiğinde, iki grup paralellik izler, düşük silika adakitleri (LSA) verilen Y konsantrasyonunda daha yüksek Sr/Y oranlarına sahiptir.

Sr konsantrasyonları (Martin ve diğ., 2005); Yüksek Sr ve düşük Y konsantrasyonları ve yüksek Sr/Y oranları genelde yüksek-basınç, litosferik eriyikleri kökenlerini yansıtan adakitin karakteristikleri olarak tanımlanır (Defant ve Drummond, 1990; Drummond ve Defant, 1990). Sonuç olarak, adakitlerin tipik bir özelliği olarak dikkate alınan çok yüksek Sr içeriği muhtemelen sadece düşük silika adakitleri (LSA)'nin karakteristiğidir ve daha önce orojenik granitler için önerilmiştir (Tarney ve Jones, 1994), pür bir litosferik eriyikten ziyade metasomatize olmuş manto kökenle daha çok uyumludur.

Nb Konsantrasyonları (Martin ve diğ., 2005); yüksek silika adakitleri (HSA) ve düşük silika adakitleri (LSA) benzer şekilde düşük Nb

konsantrasyonlarına sahipken, düşük silika adakitleri (LSA) yoğunlaşmaları 10 ppm'den daha büyük genişletilmiştir. Her iki adakit grubu için, manto normalize multi-element diyagramları K ve La ile karşılaştırıldığında negatif Nb ve Ta anomalileri gösterir (Maury ve diğ., 1996; Martin, 1999). Bu görünüm bazalt erimesi sırasında rutil gibi (Nb ve Ta için $Kd^{rut/siv1} > 20$; Green ve Pearson, 1987; Foley ve diğ., 2000) minerallerin rezidual hareketin yansıması olarak klasik bir biçimde yorumlanır. Bununla birlikte, rutil fraksiyonlanması güçlü bir negatif Ti anomalisine de neden olur ve adakitlerde bu durum sözkonusu değildir. Sonuç olarak, yüksek silika adakitlerin (HSA)'de Nb içeriği litosferik erime (slab-melting) ile uyumlu iken, düşük silika adakitlerin (LSA)'de daha yüksek Nb içeriği litosferik erime ile önceden metasomatize olmuş peridotitlerin erimesi ile daha fazla uyumludur.

Ti konsantrasyonları (Martin ve diğ., 2005); yüksek silika adakitlerin (HSA)'de TiO_2 içeriği genelde %0.9'dan düşükken, oysa düşük silika adakitlerin (LSA)'de %3'den daha yüksek olabilir. Bazalt eriyiklerde gerçekleştirilen tüm deneyler ilmenit ve rutilin daima artık evrelerde olduğunu göstermiştir (Rapp ve diğ., 1991; Rapp ve Watson, 1995; Zamora, 2000). Bu tür artık topluluklar düşük değerlerdeki Ti yoğunlaşmalarında ara erime olmalıdır. Böyle bir durumda, düşük silika adakitleri (LSA)'nin yüksek-Ti konsantrasyonları deneysel litosferik dilim erimesine rağmen erime artıklarında Ti'ca zengin evrenin varlığını engeller. Bununla birlikte, yüksek-Ti konsantrasyonları And'ların Orta Volkanik zonundaki gibi okyanus adaları magmalarında ve yay magmalarında da gösterildiği gibi manto peridotit eriyik ürünlerinde yaygındır (Thorpe ve diğ., 1984; Wilson, 1991).

Adakitik özellikteki kayaçların REE element içerikleri fakirken, plajiyoklaz mineralojisi ile denetlenen jeokimyasal özellikleri zengindir. Plajiyoklazlar; anortit ($CaAl_2Si_2O_8$) ve albit ($NaAl_3Si_3O_8$) olmak üzere iki uç üyeye ayrılır. Buradaki Na ve Al'un eser elementler bakımından pek fazla önemi yoktur. Sr, Ba ve \pm Rb elementleri Ca ile birlikte hareket ederler.

Adakitler REE elementlerince fakir, LILE (Rb, Sr, Cs ve Ba) elementlerince zengin, Na ve K'ca bağlı olarak zengin ve HFSE (Nb, Y, Zr, Ta ve

Hf) bakımından da fakir özelliktedir. REE'in fakir olmasının iki nedeni olabilir; ilki kaynaktan olmayışı, ikincisi ise kaynaktan tercihli olarak bünyesinde REE'i tutan minerallerin varlığı ile bu kayaçları oluşturan magmada yer alamayıdır. Örneğin; Mantoda granatlı peridotitlerin düşük dereceli kısmi erimesiyle granitler meydana gelmiş, REE elementlerinde granatın bünyesinde kalmış ve o nedenle kayaçta REE elementler zenginleşmemiş olabilir. Diğer bir öneri alt kabuktan türeyen granülit olasılığıdır. Bunlarda sırasıyla klinopiroksen, ortopiroksen, granat, plajiyoklaz, biyotit ve amfibol minerallerinin oluşumu söz konusudur. Buradaki anaortit türü plajiyoklazların eridiği düşünülürse Ca bakımından zengin bir özellikte olduklarından, bu elemente eşlik eden Sr bakımından da zenginleşmiş olurlar.

Topuz ve diğ., 2005 tarafından gerçekleştirilen çalışmada adakitlerin oluştuğu magmalarla ilgili olarak çeşitli petrojenetik modeller önerilmiştir;

(1) dalan genç ve sıcak okyanusal litosferin bazaltik kısmının erimesi (Defant ve Drummond 1990, 1993; Drummond ve Defant, 1990; Kay et al., 1993) ve peridotitik manto kamasıyla litosferik dilimden türeyen eriyikler arasında meydana gelen etkileşimler (Stern ve Kilian, 1996; Rapp ve diğ., 1999, 2005; Smithies, 2000; Prouteau ve diğ., 2001) ile,

(2) sulu bazaltik magmadan amfibol ve granatın yüksek basınçta parçalanması (Prouteau ve Scaillet, 2003),

(3) bazaltik magmalar nedeniyle ve /veya kıtasal kayalar tarafından itilen akışkanların serbest kalması ile sıcak mafik alt kabuğun kısmi erimesi (Smith ve Leeman, 1987; Atherton ve Petford, 1993; Wareham ve diğ., 1997; Yumul ve diğ., 2000; Chung ve diğ., 2003; Rapp ve diğ., 2003; Garrison ve Davidson, 2003; Stevenson ve diğ., 2005; Wang ve diğ., 2005),

(4) manto konveksiyonları ve sonradan oluşan erime ve peridotitlerle etkileşim sonucunda meydana gelen eski mafik alt kıtasal kabuk (eklojit) magmalardan türemesi sonucu (Xu ve diğ., 2002; Gao ve diğ., 2004)

Adakitlerle ilgili olarak Doğu Pontidler'de Topuz ve diğ., 2005 tarafından Eosen Saraycık granitoidlerinde yapılan çalışmada Saraycık intrüzif kompleksine ait granodiyorit ve dasit örneklerinin çoğu kimyasal özellikleri

yüksek silika adakitleriyle (HSA) benzer olan farklı bir 'adakit türü' gösterdiği ileri sürülmüştür. Granatla uyumlu elementlerin (Y,HREE, Sc) düşük içerikleri, plajiyoklazla uyumlu Ba ve Sr'un yüksek bolluğu Sr/Y ve La/Yb'nın yüksek oranları, önemli Eu anomalilerinin bulunmaması kondrit-normalize HREE örneklerinin konkav yukarı doğru şekilleri olduğu ifade edilmektedir.

Çalışma alanı içerisindeki kayalarda incelenen dalma-batma zonu ve değişik yay magmatizması karakteristiği, adakitik kayalarla normal yay kayalarının ayırt edilmesinde kullanılan $Sr/Y - Y$ ve $(La/Yb)_{CN} - (Yb)_{CN}$ diyagramlarındaki (Martin, 1999) konumlarına bakıldığında Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri ve Bayındır haricindeki birimlere ait kayaç örneklerinin çoğunun tipik olarak adakit bileşimi gösterdiği görülmektedir (Şekil 3.32).

A-Tipi Granitoidler; Loiseau ve Wones (1979) tarafından ilk kez önerilen A-tipi Granitoid terimi, kıtasal rift zonlarında ve kıta içlerindeki orojenik olmayan (anorogenic) tektonik konumlarda, düşük su fugasitesi (anhydrous) koşullarında oluşmuş, zayıf alkalin (alkaline) granitik kayaları tanımlamak üzere kullanılmıştır. Buradaki "A-tipi" ön eki "anorogenic, alkaline ve anhydrous" özellikleri tanımlar. Daha sonraki yıllarda Bowden (1985) bu tanıma alüminalı (aluminous) teriminin de eklenmesi gerektiğini savunmuştur. Genel anlamda, A-tipigranitoidler bol miktarda alkali feldispat içeren feslik kayaları ifade eder, uyumsuz ve HFS iyonlarının konsantrasyonları nispeten yüksektir ve yay kayalarından daha susuzdur, orojenik olmayan bölgelerde meydana gelir (Best ve Christiansen, 2001) .

A-tipi granitoidler, petrografik olarak öncelikle kuvars siyenitleri, alkali feldispat granitleri, subalkalin ve peralkalin granitleri ve bunların volkanik eşleniklerini içerirler.

Best ve Christiansen, 2001'e göre A-tipi magmalar polijeniktir, tek bir süreçle oluşmaz. Peralkalin artık magmaların oluşumunda ana magmada kalsik fraksiyonlaşma, Al'ca zengin plajiyoklaz, küçük miktarda alkalin bazaltik magmanın olduğunu savunur. Bununla birlikte, Rb ve Cs her durumda beklendiği

kadar yüksek değildir ve kalsik plajiyoklazın kristalizasyonu tipik düşük su fugasiteli (etkin basınçlı) A-tipi magmalarınkinden ziyade sulu bir magma ile çok daha benzer olabilir.

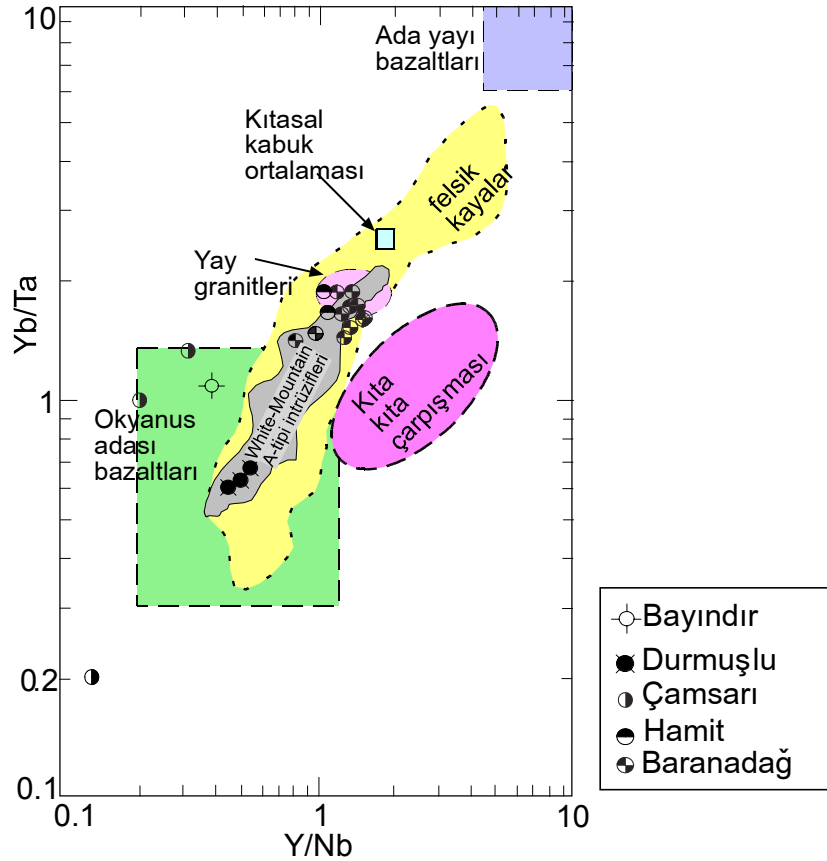
Bonin (1998), A-tipi magmaların kökeni ile ilgili olarak; kıtasal kabuğun, A-tipi granitoid magmalarının oluşumunda doğrudan etkili bir kaynak malzeme olmadığını, ancak buna karşılık, çeşitli bileşim ve yoğunluklardaki magmaların kabuk içerisinde diyapirik olarak yükselmeleri sırasında magmaların yüzebilirlik özelliğine de bağlı olarak bir çeşit “yoğunluk filtresi” olarak davrandığını ve uygun bileşim ve yoğunluktaki magmaları belirli derinliklerde tutarak onların özel bazı koşullar altında diferansiyasyonlanmasına ve böylece A-tipi granitoid magmalarının oluşumuna sebep olması nedeniyle önemli olduğunu ileri sürmektedir.

Jeokimyasal açıdan değerlendirildiğinde A-tipi granitoidler yüksek SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Fe/Mg, F, Zr, Nb, Ga, Sn, Y, ve (Eu dışında) REE içerikleri; düşük CaO, Ba, V ve Sr içerikleri ile karakteristiktir. Örümcek diyagramlarında (kondrit ile normalize), zenginleşmiş, yataya yakın - Ağır REE' lerce hafifçe tüketilmiş ($\text{Ce}/\text{YbN}= 2.2-5.5$) bir desen sunarlar. Eu belirgin olarak negatif anomali gösterir. En belirgin özelliklerden biri, yüksek Ga/Al oranlarıdır. Mineralojik mafik mineraller kristallenmenin geç evresinde oluşmuşlardır ve biyotit/hornblend ve sodik piroksen içerirler. Alkali feldispat türünde olan feldispatlar daha çok albit-ortoklaz katı eriyiği üyeleri ile temsil edilirler.

Y/Nb ve Y/Ta oranlarıyla ilgili diyagram (Şekil 3.33) A-tipi felsik kayalarda manto ve kıtasal kabuk bileşenlerinin her ikisinin de varlığına işaret eder (Best ve Christiansen, 2001). Okyanus adası bazaltları alanına düşenlerin çoğu ve diğerleri kıtasal kabuk ortalamasına doğru bir yönelim sergiler. Bunların dışında ada yayı bazaltları ile kıtasal kabuk arasına da düşebilir.

A-tipi granitoidlerin bir diğer özelliği, bunların diğer granitoid tiplerine göre F ve Cl'ce aşırı zenginleşmiş olmalarıdır. Collins ve diğerlerine (1982) göre, Cl peralkalen tiplerde, F ise metalüminalı ve peralüminalı tiplerde daha yüksektir ve 1000 ppm'i geçen değerlere ulaşmaktadır.

A Tipi-granitoidlerle ilgili olarak hazırlanan Y/Nb-Yb/Ta diyagramında (diyagram Eby, 1990'a dayandırılarak Best ve Christiansen, 2001 tarafından düzenlenmiştir) Baranadağ Kuvars Monzoniti ve Hamit Kuvars Siyeniti yay granitleri ve örnek olarak verilen White Mounain A-tipi intrüzifleriyle benzerlik sunarken, Durmuşlu Nefelin Nozean Siyenit Porfiri'de yine White Mounain A-tipi intrüzifleriyle benzerlik göstermektedir. Bayındır Nefelin Kankrinit Siyeniti ve Çamsarı Kuvars Siyeniti örneklerinin büyük bir kısmı ise tipik olarak zenginleşmiş manto kökenini gösteren okyanus adası bazaltları bölgesinde yer almaktadır (Şekil 3.33).



Şekil 3.33. Baranadağ ve Kortundağ'a ait birimlerin Y/Nb-Yb/Ta diyagramındaki konumları. Sarı renkle gösterilen A-tipi felsik kayalar, Gri renkli alan New Hampshire'in White dağlarındaki Jura yaşlı A-tipi granitik, siyenitik ve mafik kayalardır. Çeşitli tektonik ortamlardaki kaya bileşimleri çizgili hatlarla kaplanmış alanlarla gösterilmiştir. Farklılaşma süreçlerinden güçlü derecede etkilenmeyen element oranları magma kaynağının göstergesi olarak kullanılır. Okyanus adası bazaltları ya da manto kaynakları kıtasal kabuk ile birlikte A-tipi kayalarda büyük bir bileşen gibi görülmektedir (Eby, 1990'a dayandırılarak Best ve Christiansen, 2001 tarafından düzenlenen diyagramdan alınmıştır).

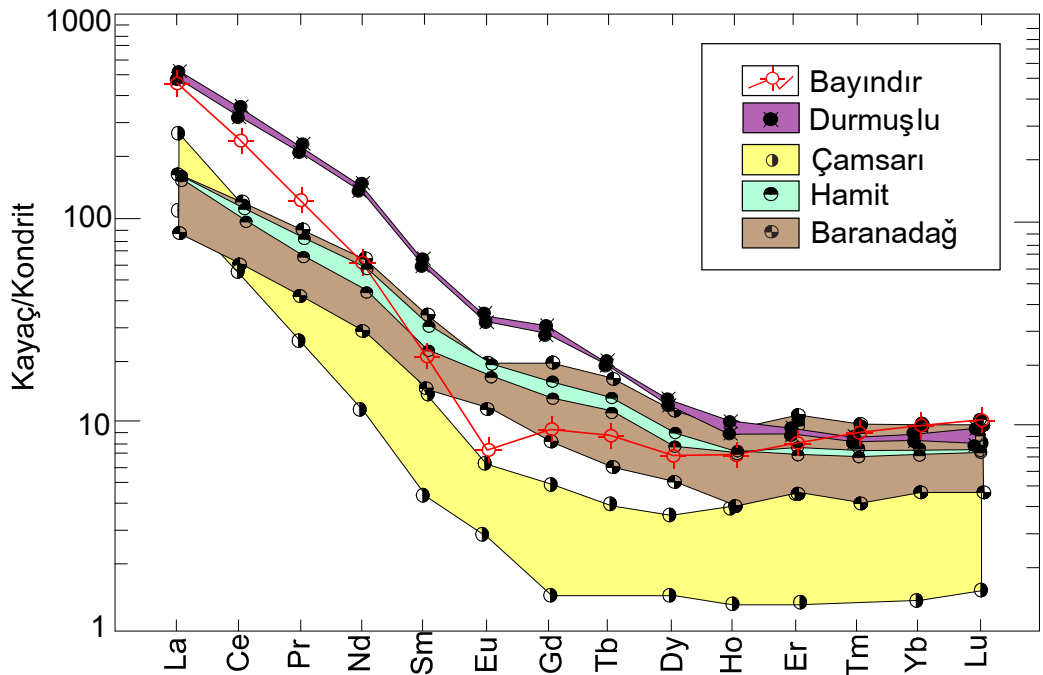
Nadir toprak elementler bütün eser elementlerin en kullanışlı olanlarıdır ve magmatik, sedimanter ve metamorfik petrolojide önemli uygulamalara sahiptir. REE atom numarası 57-71 arasında değişen metalleri içerir. Küçük atom numarasına sahip olanlar hafif nadir toprak elementler (LREE) şeklinde, büyük atom numaralıları ise ağır nadir toprak elementler (HREE) olarak tanımlanır. Nadir olarak da grubun orta üyeleri (Sm-Ho) orta nadir toprak elementler (MREE) diye tanımlanmaktadır (Rollinson, 1993).

Magmatik kayalarda bir kaç ppm'den en fazla birkaç on ppm'e kadar değişebilen konsantrasyonlarda bulunan eser elementlerin, magmatik katılma sırasında oluşan ana minerallerin bünyelerine pek fazla giremedikleri ve bu nedenle ilerleyen katılma ile birlikte bağıl olarak daha geç evrelerde zenginleştikleri bilinmektedir (Lipin ve McKay, 1989). Magmatik kayalarda, daha çok, aksesuar bileşen olarak bilinen minerallerin (apatit, titanit, zirkon, allanit, monazit, ksenotim, vb.) bünyelerine giren nadir toprak elementleri, magmatik jeokimya da bu nedenle başlıca aksesuar bileşen mineralojisine bağımlı olarak davranış sergilemektedir (Lipin ve McKay, 1989).

Kayaçlardaki REE konsantrasyonları yaygın olarak referans standartlar ile normalleştirilir, en yaygın olanı kondrit değerlerdir. Değişik araştırmacılar tarafından tanımlanan kondrit değerlerine göre (McDonough ve Frey, 1989; Rollinson, 1993) normalize edilerek elde edilen örümcek diyagramlardaki yönelimlere göre yorumlanan (Wilson, 1989; Lipin ve McKay, 1989; Rollinson, 1993) REE jeokimyası, herhangi bir magmatik kayaç biriminin katılma sırasında LREE içeriğinden HREE içeriğine göre gelişen fraksiyonlanma özelliği hakkında bilgi verebilir, ayrıca birden fazla magmatik kayaç biriminin yüzeylendiği durumlarda ise ilgili kayaç birimlerinin eş kökenli veya değişik magma kaynaklarından türeyip türemedikleri hakkında da bilgi verebilmektedir (Boztuğ, 2001).

Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait kayaç örneklerinin Kayaç/Kondrit'e göre normalize edilmiş (Sun, 1989) nadir toprak elementi (REE) örümcek diyagramına bakıldığında (Şekil 3.34), Baranadağ, Hamit, Çamsarı,

Durmuşlu ve Bayındır birimlerinin tümünde kayaç örneklerinin hafif nadir toprak elementlerince (LREE) belirgin bir şekilde fraksiyonlanma gösterdiği göze çarpmaktadır. Bayındır birimi plajiyoklaz fraksiyonlanmasından kaynaklanan negatif bir Eu anomalisine sahiptir. Birimler ağır nadir toprak elementleri (HREE) dikkate alınarak kıyaslandıklarında ise, herhangi bir fraksiyonlanma özelliği göstermediği gözlenmektedir.

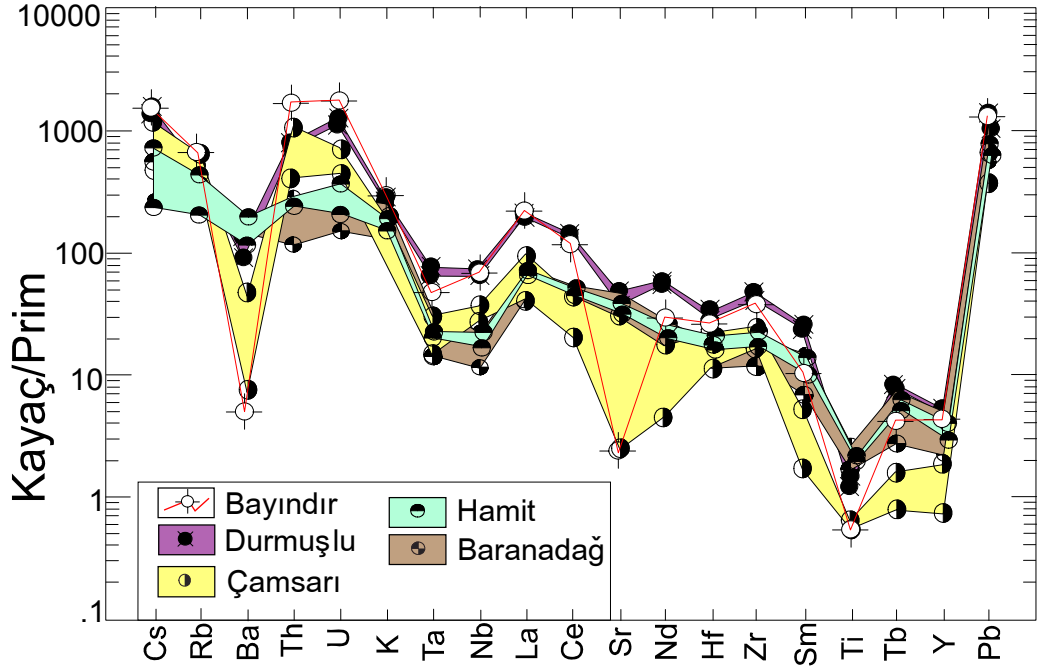


Şekil 3. 34. Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait kayaç örneklerinin Kayaç/Kondrit (Sun, 1989) diyagramındaki konumları (Kondrit: Taşsı meteorit).

Durmuşlu birimi LILE, HFSE, LREE, MREE ve HREE bakımından Kayaç/Prim diyagramında en zengin kayaç birimidir (Şekil 3.35). Bu özelliği ile zenginleşmiş mantodan çok düşük dereceli kısmi erimeyle türemiş alkali bir magma özelliğini yansıtmaktadır.

Birimlerin büyük çoğunluğunda belirgin bir Ba, Nb ve Sr negatif anomalisi gözlenirken, Hamit ve Baranadağ birimlerinde Sr negatif anomalisi gözlenmemekte, Ba negatif anomalisi ise çok zayıf olarak gözlenmektedir. Bu

durum Hamit ve Baranadağ birimlerinin diğer birimlere göre bağıl olarak daha yüksek olmasından kaynaklanmaktadır.



Şekil 3. 35. Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait kayaç örneklerinin Kayaç/Prim normalize diyagramındaki konumları (Prim: İlksel manto).

Hamit ve Baranadağ birimlerindeki bu bağıl Ba zenginliğinin olasılıkla yüksek sıcaklık feldispatlarının bünyesindeki fazla Ba içeriğinden kaynaklanmış olduğu düşünülmektedir.

Diğer taraftan, Bayındır birimi ise Ba ve Sr bakımından en belirgin negatif anomaliye sahip birim iken, Th ve U içeriği bakımından ise en yüksek içeriğe sahip birimdir.

Çamsarı birimi ise, belirgin olarak Bayındır ve Durmuşlu birimlerinden daha az Th, U, K, Nb ve La içeriklerine sahip olup, buna karşılık Sr, Nd, Sm, U, Ga, Dy, Y, Er ve Lu değerleri ise tüm birimlerden daha düşüktür.

4. BARANADAĞ VE KORTUNDAĞ YÖRESİ GRANİTOYİTLERİNİN ZİRKON $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ EVAPORASYON YAŞ TAYİNİ

Yerkabuğunda yaygın olarak bulunmasından dolayı zirkon önemli bir mineraldir. Neredeyse tüm eriyikler ve akışkan bileşimler içerisinde çözünürlüğü düşüktür ve fiziksel ve kimyasal dayanıklılığı sayesinde herhangi bir kabuksal süreçte varlığını sürdürebilir (Hanchar ve Miller, 1993). Bunun yanısıra, radyoaktif çekirdek türlerinin bulunduğu iz elementleri içerir ve yüksek sıcaklık yayılımına karşı direçlidir (Cherniak ve diğ., 1997 ; Belousova ve diğ., 2002). Bu özellikleri nedeniyle magmatik evrime ait çeşitli ipuçlarını üzerinde taşıdığı için pek çok çalışma konusu içerisinde yer almaktadır.

Magmatik kayaçların yaşlandırılmasında oldukça sık kullanılan zirkon minerali (Şekil 4.1) başta bileşimi granitten tonalite kadar değişen plütoniklerde olmak üzere farklı kaya türlerinde aksesuar mineral olarak bulunur, özellikle sodyumca zengin kayaçlarda siyenit ve nefelin siyenitte bol bulunur. Ayrıca iri kristaller halinde granit pegmatitlerde de bulunabilir. Tüm magmatik kayaçlar pegmatitik evrede zirkon bakımından zenginleşebilirler (Erkan, 1994). Zirkonların çoğunluğu önemli miktarlarda U ve Th içerirler. U ve Th'un radyoaktif bozunması ile zirkon yapısında Pb yer alır. Bu elementler zirkonun yapısının bozulmasına neden olur. Bu elementlerin radyoaktif parçalanmasıyla metamiktizasyon gelişir. Amfibol, biyotit ve diğer renkli silikatların içinde yer aldığı için bazen radyoaktif element içeriğinden dolayı pleokroyik hale oluşturur (Göncüoğlu, 2001).



Şekil 4. 1. Zirkon.

Zirkon, yüksek U ve ortaç Th içeriği (U: 10-4000ppm; Th: 3-1000ppm) ile U-Pb, Pb-Pb ve Th-Pb yöntemlerinin her biriyle ölçülebilir. Mineral olarak, diğer yöntemlerde kullanılanlardan çok daha stabil olması, jeolojik olaylara karşı dirençli olması (U-Pb sisteminin kapalı kalabilmesi) gibi nedenlerle, zirkon yaş tayinleri magmatizma olaylarının yaşlandırılmasında en güvenilir yöntemlerdir (Göncüoğlu, 2001).

Kristal kimyasal bileşimi açısından (Deer ve diğ., 1997) zirkon kristallerinin ilk oluşumunda bünyesinde kesinlikle herhangi bir ^{207}Pb veya ^{206}Pb izotopu bulunmamaktadır. Ancak, zirkonun kristal kafesinde bol miktarda bulunan (birkaç yüz ppm'den birkaç bin ppm'e kadar değişen miktarlarda) U atomlarının alfa parçalanması sonucu, örneğin ^{238}U izotopunun 8 adet alfa parçalanması ile ^{206}Pb ve ^{235}U izotopunun da 7 adet alfa parçalanması sonucu ^{207}Pb izotopu meydana gelmektedir. Böylece, belirli bir parçalanma sabiti ve yarılanma ömrü prensibine göre (Steiger ve Jager, 1977) zirkon kristal kafesinde meydana gelen ^{207}Pb ve ^{206}Pb izotoplarının miktarına dayalı olarak elde edilen tek zirkon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporasyon yaşlandırma verileri için geçerli kapanma sıcaklığı, zirkon U/Pb yaş tayini için geçerli olan kapanma sıcaklığı (yaklaşık 750-800 °C) ile kabaca aynı olarak değerlendirilmektedir (Faure, 1986; Kober, 1986, 1987; Gehlers ve diğ., 1991). Baranadağ ve Kortundağ yöresine ait olan intrüziflerden; Baranadağ Kuvars Monzoniti, Hamit Kuvars Siyeniti ve Çamsarı Kuvars Siyeniti birimlerinin yerleşim yaşının saptanması amacıyla Bölüm 2.2.3' de detaylı bir şekilde anlatılan tek zirkon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporasyon yaşlandırma yöntemine başvurulmuş olup elde edilen sonuçlar aşağıda verilmektedir (Çizelge 4.1).

Baranadağ Kuvars Monzoniti'ne ait BAL-57 numaralı örnekten ayırt edilen, uzun prizmatik biçimli, renksiz veya hafif bal-reçinemsiz renkli, son derece temiz ve özşekilli olan (BAL57-Z1, BAL57-Z2, BAL57-Z5, BAL57-Z6, BAL57-Z15) 5 zirkon tanesi üzerinde çalışılmıştır. Gerçekleştirilen bu çalışma sırasında BAL57-Z12* BAL57-Z9* numaralı zirkon kristallerinin ^{204}Pb kirliliğinden (common Pb) kaynaklandığı düşünülen kalıntı veya yüksek yaşlar göstermesinden dolayı ağırlıklı ortalama yaş içerisinde değerlendirilememiştir

Çizelge 4.1. Baranadağ Kuvars Monzonitine ait BAL-57' nolu örnek üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı belirleme verileri.

Birim	Örnek-zirkon Numarası	Tarama sayısı	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$^{204}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}_{\text{corr}}$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ Yaşı (My) (My $\pm 2 \sigma$ hata)	Ağırlıklı ortalama yaş (My $\pm 2 \sigma$ hata)
Baranadağ	BAL57Z12*	89	0.052619 \pm 0.000127	0.000401 \pm 0.00000893	0.046912 \pm 0.000125	44.7 \pm 11.6	74.1 \pm 4.9
	BAL57-Z9*	90	0.049727 \pm 0.000162	0.000196 \pm 0.0000118	0.047031 \pm 0.000167	50.8 \pm 13.7	
	BAL57-Z6	45	0.052138 \pm 0.000226	0.000348 \pm 0.0000136	0.047229 \pm 0.00023	60.8 \pm 16.8	
	BAL57-Z2	44	0.049234 \pm 0.000371	0.00015 \pm 0.0000124	0.047309 \pm 0.000325	64.8 \pm 21.5	
	BAL57-Z5	90	0.049981 \pm 0.0000615	0.00018 \pm 0.00000342	0.047524 \pm 0.00006	75.6 \pm 8.2	
	BAL57-Z15	89	0.049151 \pm 0.0000607	0.000124 \pm 0.00000233	0.047526 \pm 0.0000554	75.7 \pm 8.0	
	BAL57-Z1	36	0.05045 \pm 0.000219	0.000207 \pm 0.0000149	0.047597 \pm 0.000229	79.2 \pm 16.6	

Ortalama yaş kümelerinden oldukça farklı yaşlara sahip olmalarından dolayı yıldızlı örnekler ağırlıklı ortalama yaş hesaplamasında dikkate alınmamıştır

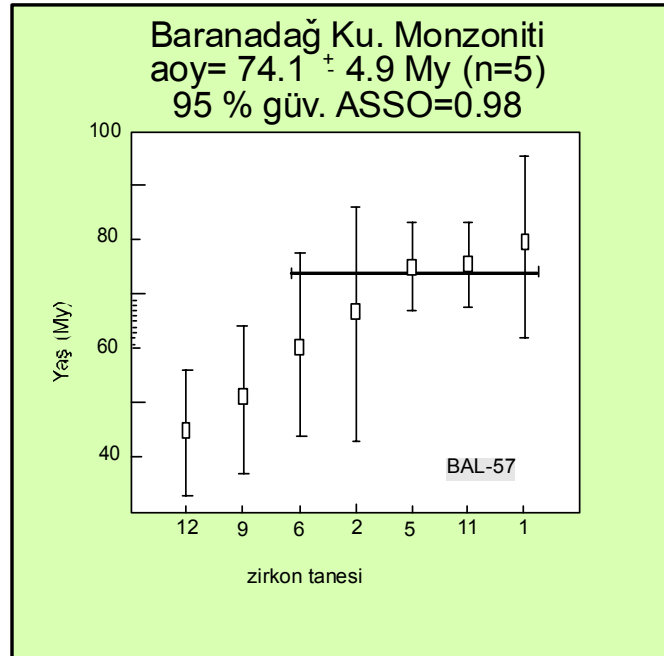
$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}_{\text{corr}}$ = yaygın ^{206}Pb içeriğine göre düzeltilmiş değer

2σ = iki sigma (σ) hata

Toplam 4 adet zirkon kristali üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırma çalışmaları sonucunda elde edilen veriler Çizelge 4.1' de verilmektedir.

Baranadağ Kuvars Monzoniti'nin yerleşim yaşının tespitinde 5 adet zirkon tanesine $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırma yöntemi uygulanmış ve bunun sonucunda birimin yaşı %95 güven sınırında, 0.98 ağırlıklı standart sapma ortalamalı (ASSO) 74.1 ± 4.9 milyon yıl olarak belirlenmiştir (Şekil 4.2).

Baranadağ Kuvars Monzoniti için yapılan yaş tayinleri içerisinde ilki Ayan, 1963 tarafından tek zirkon tanesi üzerinde toplam Pb metoduyla elde edilen 54 My'lık yaştır. Köksal ve diğ., 2004 tarafından yapılan çalışmada ise tittanit minerallerine U-Pb yaşlandırma yöntemi kullanılarak 74.0 ± 2.8 My'lık bir yaş verisi tespit edilmiştir. Çalışma sonucunda ki Kampaniyen (Üst Kretase)'e karşılık gelen 74.1 ± 4.9 My'lık yaşın birimde gerçekleştirilen farklı yaş tayini yöntemi değerlendirmeleri ile uyduğu görülmektedir.



Şekil 4. 2. Baranadağ Kuvars Monzonitine ait BAL-57 numaralı örnekte 5 zirkon tanesi üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması (AOY=Ağırlıklı Ortalama Yaş, n= yaşlandırmada kullanılan zirkon tanelerinin sayısı, ASSO= Ağırlıklı Standart Sapma Ortalaması).

Magmatik kristalizasyonun niteliğini ortaya koyma işlevi göz önünde bulundurularak Hamit Kuvars Siyeniti ve Çamsarı Kuvars Siyeniti birimlerine ait sırasıyla, BAL-47 ve BAL-52 numaralı örneklerden özenle seçilmiş olan, renksiz veya hafif bal-reçinemsiz renkli, son derece temiz, uzun prizmatik biçimli, ve özşekilli zirkonlar üzerinde çalışma yapılmıştır. Bu çalışma sırasında Hamit Kuvars Siyeniti'ne ait BAL- 47 no.lu örnekten 6 adet zirkon tanesi ve Çamsarı Kuvars Siyeniti'ne ait BAL-52 no.lu örnekten de 6 adet zirkon tanesi olmak üzere toplam 12 adet zirkon tanesi kullanılmıştır. Bu birimlerde $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı belirleme işlemleri neticesinde elde edilen veriler Çizelge 4.2' de verilmektedir.

Hamit Kuvars Siyeniti ve Çamsarı Kuvars Siyeniti 'den alınan kayaç örneklerindeki zirkon kristallerinin her birinden elde edilen yaşlar değerlendirilerek, $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yöntemine dayalı yerleşim yaşları sırasıyla; Hamit Kuvars Siyeniti %95 güven sınırında, ağırlıklı standart sapmaların ortalaması (ASSO) 3.20, 75.0 ± 11.0 milyon yıl (Şekil 4.3) ve Çamsarı Kuvars Siyeniti %95 güven sınırında, ağırlıklı standart sapmaların ortalaması (ASSO) 0.80 olan 92.5 ± 5.1 milyon yıl (Şekil 4.4) olarak belirlenmiştir.

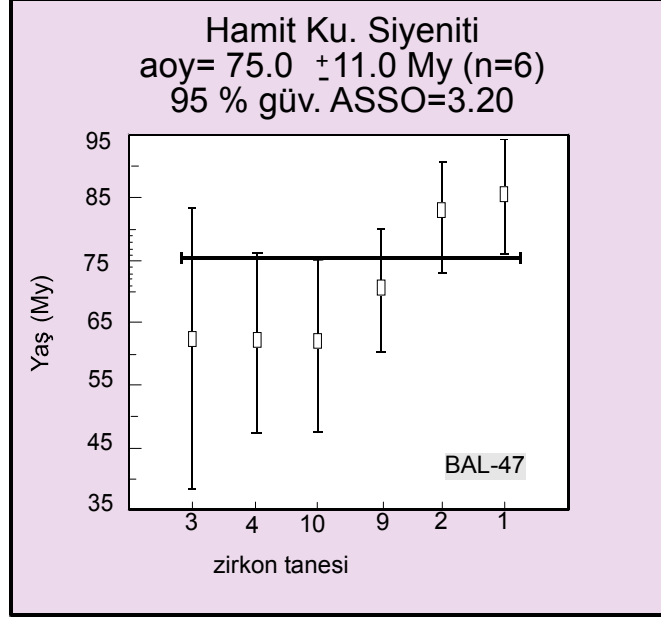
Çamsarı Kuvars Siyeniti'nde Türoniyen (Üst Kretase)'e karşılık gelen 92.5 ± 5.1 milyon yıllık $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yöntemine dayalı yerleşim yaşının, Senomaniyen-Türoniyende başlayan ve Çamsarı Kuvars Siyeniti'nin yerleşmesini sağlayan magmatizmanın aynı zamanda Kampaniyen'e kadar devam etmesi nedeniyle, Köksal ve diğ., (2004) tarafından titanit mineralleri üzerinde U-Pb yaş tayini metodunun uygulanmasıyla elde edilen 74.1 ± 0.7 My'lık yaş verisiyle uyduğu görülmektedir. Hamit Kuvars Siyeniti içinse yerleşim/intrüzyon yaşı (emplacement/intrusion age) 75.0 ± 11.0 milyon yıl ile Kampaniyen (Üst Kretase)'e karşılık gelmektedir.

Çizelge 4. 2. Kortundağ yöresindeki Hamit ve Çamsarı birimlerinden alınan BAL-47 ve BAL-52'no.lu örnekler üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı belirleme verileri.

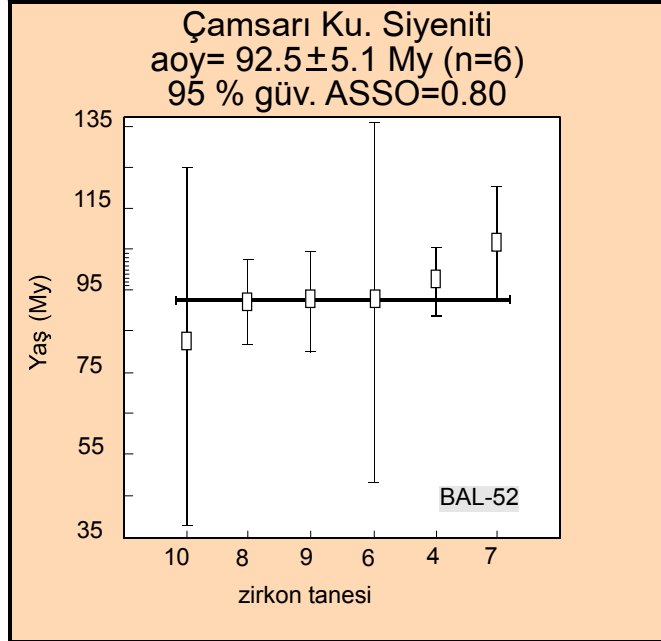
Granitoid	Örnek-zirkon Numarası	Tarama sayısı	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$^{204}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}_{\text{corr}}$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ Yaşı (My) (My \pm 2 σ hata)	Ağırlıklı ortalama yaş (My \pm 2 σ hata)
Hamit	BAL47-Z3	89	0.054753 \pm 0.000357	0.000523 \pm 0.0000291	0.047235 \pm 0.000341	61.1 \pm 22.4	75.0 \pm 11.0
	BAL47-Z4	89	0.051018 \pm 0.000196	0.000273 \pm 0.0000104	0.047247 \pm 0.000183	61.7 \pm 14.4	
	BAL47-Z10	90	0.04981 \pm 0.000174	0.000188 \pm 0.00000727	0.047239 \pm 0.000172	61.3 \pm 13.9	
	BAL47-Z9	90	0.051939 \pm 0.000149	0.00032 \pm 0.00000985	0.04744 \pm 0.000121	71.4 \pm 11.3	
	BAL47-Z2	90	0.049051 \pm 0.0000734	0.000108 \pm 0.00000274	0.047645 \pm 0.0000722	81.6 \pm 8.8	
	BAL47-Z1	90	0.048812 \pm 0.0000808	0.0000874 \pm 0.00000267	0.047708 \pm 0.0000806	84.8 \pm 9.2	
Çamsarı	BAL52-Z1	18	0.052941 \pm 0.000684	0.000375 \pm 0.0000594	0.047639 \pm 0.000764	81.3 \pm 43.3	95.7 \pm 5.1
	BAL52-Z8	90	0.064139 \pm 0.000113	0.00113 \pm 0.0000133	0.047849 \pm 0.000104	91.8 \pm 10.3	
	BAL52-Z9	90	0.051385 \pm 0.000138	0.000254 \pm 0.0000082	0.047851 \pm 0.000136	91.8 \pm 11.9	
	BAL52-Z6	18	0.054934 \pm 0.000691	0.000498 \pm 0.0000581	0.047852 \pm 0.000779	91.9 \pm 43.7	
	BAL52-Z4	89	0.055629 \pm 0.0000653	0.000538 \pm 0.00000548	0.047952 \pm 0.0000661	96.8 \pm 9.0	
	BAL52-Z7	89	0.055568 \pm 0.000177	0.000519 \pm 0.0000133	0.048144 \pm 0.00017	106.3 \pm 13.5	

$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}_{\text{corr}}$ = yaygın ^{206}Pb içeriğine göre düzeltilmiş değer

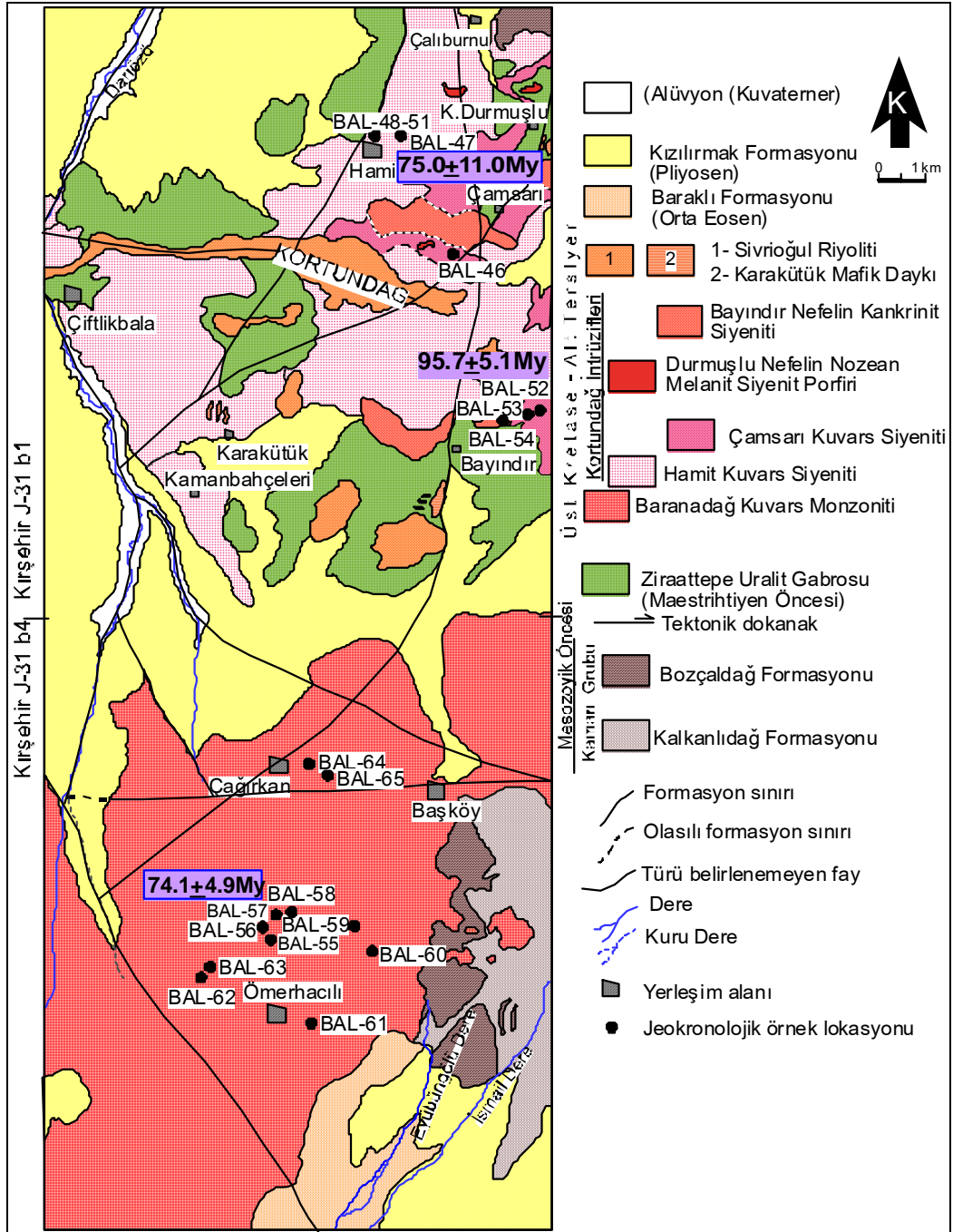
2 σ = iki sigma (σ) hata



Şekil 4. 3. Hamit Kuvars Siyenitine ait BAL-47 numaralı örnekte 6 zirkon tanesi üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması (AOY=Ağırlıklı Ortalama Yaş, n= yaşlandırmada kullanılan zirkon tanelerinin sayısı, ASSO= Ağırlıklı Standart Sapma Ortalaması)



Şekil 4. 4. Çamsarı Kuvars Siyeniti'ne ait BAL-52 numaralı örnekte 6 zirkon tanesi üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması (AOY=Ağırlıklı Ortalama Yaş, n= yaşlandırmada kullanılan zirkon tanelerinin sayısı, ASSO= Ağırlıklı Standart Sapma Ortalaması).



Şekil 4. 5. Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması için kullanılan örnekleme haritası.

5. BARANADAĞ VE KORTUNDAĞ YÖRESİ GRANİTOYİTLERİNİN APATİT FISSION-TRACK YAŞ TAYİNİ VE YÜZEYLENME TARİHÇESİ

Apatit parçalanma izleri analizleri için, genellikle kırılmış ve öğütülmüş kayalarda manyetik ve ağır sıvı teknikleri kullanılarak ana kayadan mineral ayrımı ile örnekler hazırlanır.

Apatit kristali örnekleri, genellikle birkaç yüz taneli bir cam lam üzerindeki bir epoksi filme yerleştirilir ve temel mekanizmayla iç yüzeyi göstermek için parlatılır ve tanelerin içinden geçerek kesilir.

Apatit kristallerinin pek çoğunun tipik prizmatik yapısı epoksiye yerleştirme süresince düzenlenme eğiliminde olduğu anlamını verir. Açığa çıkan parlatılmış yeni yüzeylerin pek çoğu c-eksenine yaklaşık olarak paraleldir. Bu tanelerin önemli bir kısmının birbirine uyan bir şekilde kristalografik yönelmeli yüzeylere sahip olduğu anlamına gelir. Dağlama işlemine genellikle izler aşağı yukarı 1-2 µm oluncaya kadar devam edilir (Gleadow ve Lovering 1977).

Bir apatit kristalinin parlatılmış yüzeyi üzerinde dağlanmış parçalanma izlerinin iyi bir şekilde ortaya çıkması gerekir. C-eksenine paralel yüzeylerdeki izler ilk açığa çıktıklarında iğne gibidir, devam edilen dağlama ile yüzeyi bıçağımsı geniş ve yassı bir şekil alır (Wagner 1969), taban yüzeylerde gözlemlenen geniş hegzagonal çukurlarla zıttırlar. Bu şekiller farklı kristalografik yönlerini izleyen dağlanmanın anizotropisini yansıtır (Gleadow ve diğ., 2002).

İzlerin dağlanma hareketlerinde belli anizotropi olmasına rağmen, c-eksenine göre düzgün bir dağılım gösteren açığa sahipmiş gibi görünürler, şöyle ki izlerin bütün yönelimleri tanıma ve sayım için yeterince ortaya çıkarılır (Gleadow ve diğ., 2002).

Bazı sahte, iz olmayan özellikler, özellikle apatitte dağlama ile ortaya çıkabilir. Bunlar görünüşte bölünme izleriyle benzer olabildikleri için, iz sayımında ciddi sorunlara neden olabilirler, izler güvenilir bir şekilde dağlanmış özellikteki uzunlukları sınırlı ve rasgele yönelmiş düz-çizgi şeklindeki sahte izlerden ayırt edilebilir (Gleadow ve diğ., 2002).

Parçalanma izleri kimyasal dağlama ile açığa çıkarılmıştır, ölçülebilecek aynı zamanda jeolojik yaşı temsil eden ana parametre iz yoğunluğu ve dağlanmış

yüzeyde her bir parçadaki izlerin sayısıdır. Mikroskop merceğinde yüzeyi kullanarak ayarlanan ağ ile kesişen izlerin sayısı sayılarak ölçülebilir. Minerallerin tarihçesinde pratik bir metot sağlayan parçalanma izleri oldukça çabuk meydana gelirler (Gleadow ve diğ., 2002)..

Parçalanma izleri metastabil özelliktedir, her bir iz kısalma etkisi altındadır. Sonuç olarak bu iz kısaltmaları bölünme izi analizindeki iz uzunluğunda ana parametrelerdir (Gallagher ve diğ., 1998).

İzler şekillenirken üç boyutlu alan içerisinde gelişi güzel sıralanırlar. Yaş belirlemede kullanılan iz yoğunluğu ölçümlerinde, örnekte bir iç yüzeyde kesişen izler için iki boyut esas alınır (Gallagher ve diğ., 1998).

Örnekleme önemi belirtmek için Laselett ve diğ., (1982, 1984) bir dönemdeki ortalama parçalanma izi yaşına dikkat çekmiştir, esas olan ana nokta şudur; gelişi güzel seçilmiş bazı yüzeylerdeki uzun izlerin kesişme olasılığı kısa izlerin kesişme olasılığından daha büyüktür. Bu nedenle parçalanma izi yaşı bir yüzeyde kesişen izlerin sayısının hesaplanması ile tespit edilir, biz bir örnek için eski yaşı uzun izlerle belirlenir.

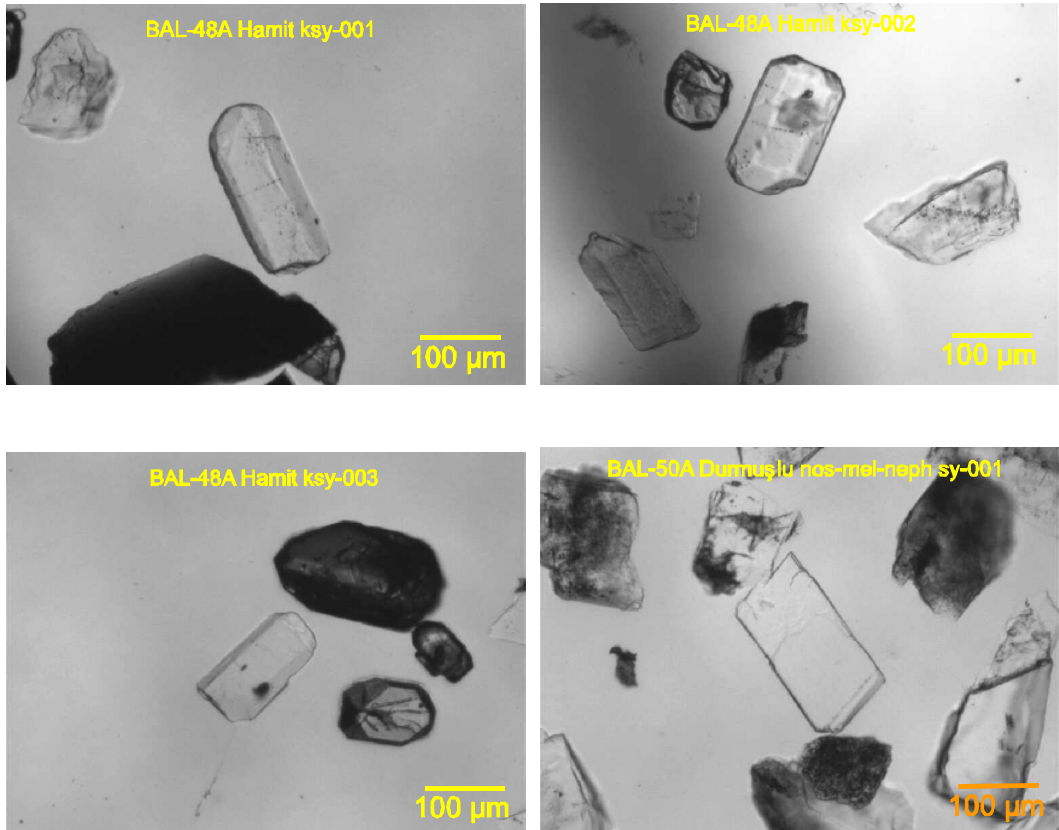
İzler sıcaklık artışı ile kısalır, muhtemelen azalma gösterir, bu nedenle yaş tahminlerimiz daha genç olur. Açıkça bir bölünme izi yaşının anlamını bilmek için temel iz uzunluk dağılımını bilmeye ihtiyaç vardır.

İlk deneysel çalışmalarda onarımla olayı, sıcaklık içeriği, zaman, basınç, kimyasal çözeltiler ve iyon radyasyonu gibi bazı faktörler göz ardı edilmiştir (Fleisher ve diğ.,1965; Ahrens ve diğ.,1970; Gleadow, 1978; Tagami ve diğ., 1990). Oysa, sıcaklık jeolojik uygulamada minerallerin ortaklaşa kullanılması için çok önemlidir ve zamanla gelişen ikincil olayları kontrol eder, ilk oluşum sonrası iz uzunluklarının değişimi için bir Arrhenius-tipi ilişki kurar. Bu nedenle dağılımların şekli sıcaklık tarihçesi ile ilgili bilgiler içerir (Gallagher ve diğ., 1998).

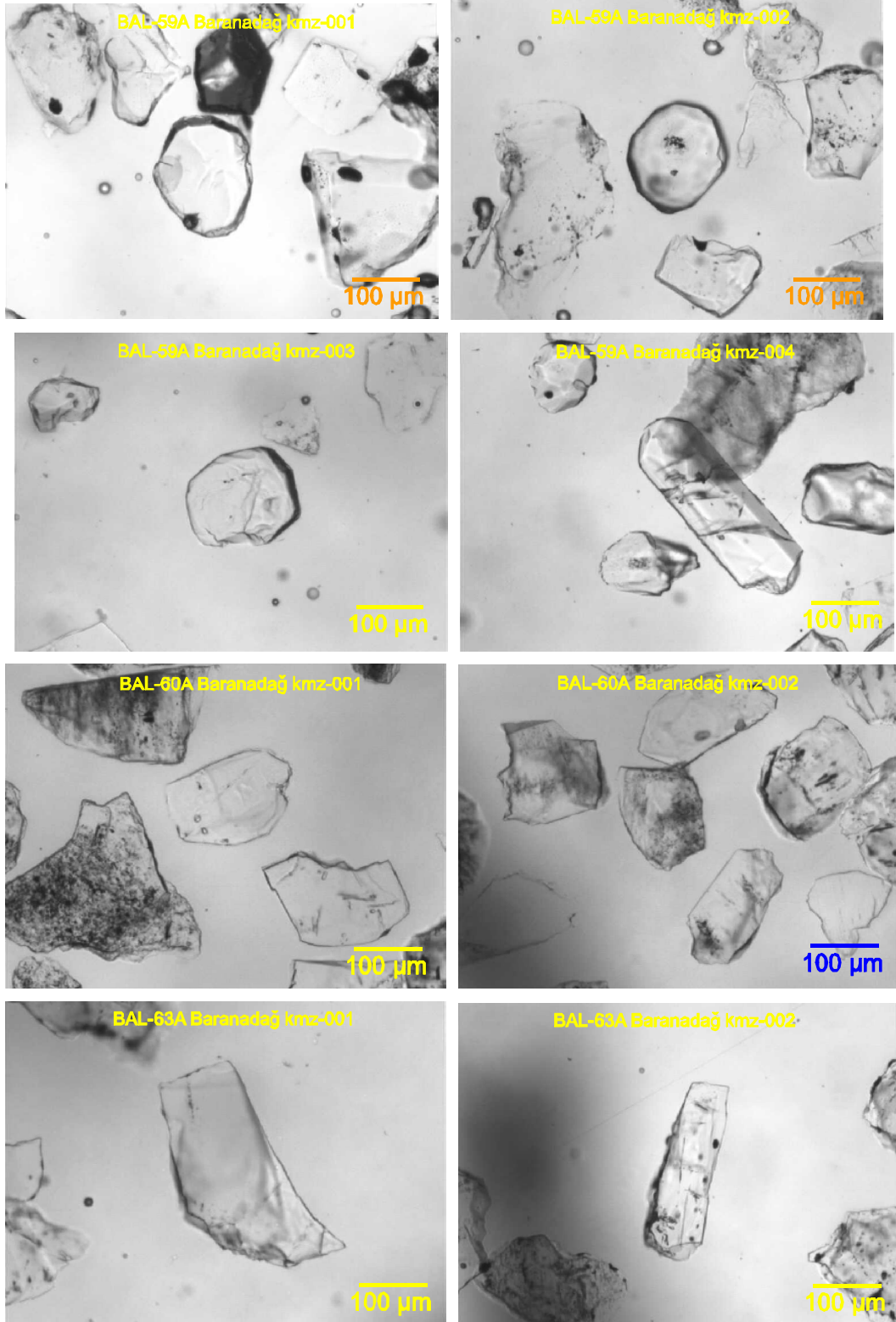
Yüzeydeki ve hapsolmuş izlerin ölçümü olmak üzere iki tip iz uzunluk ölçümü vardır. Wagner (1988) ve Wagner&Hejl (1991) düşünülen iz uzunluk

dağılımının sıcaklık tarihçesi ile ilgili bilgilerin detaylarını içerdiğini nitel olarak kanıtlamıştır. Üstelik Galbraith ve diğ., (1990) ve Laslett ve diğ., (1994) problemi matematiksel olarak ortaya çıkarmışlar ve genelde sıcaklık tarihçesi ile ilgili bilgilerin tahmin edilen iz uzunlukları dağılımının limiti ile ele geçirebileceğini kanıtlamışlardır (Gallagher ve diğ., 1998).

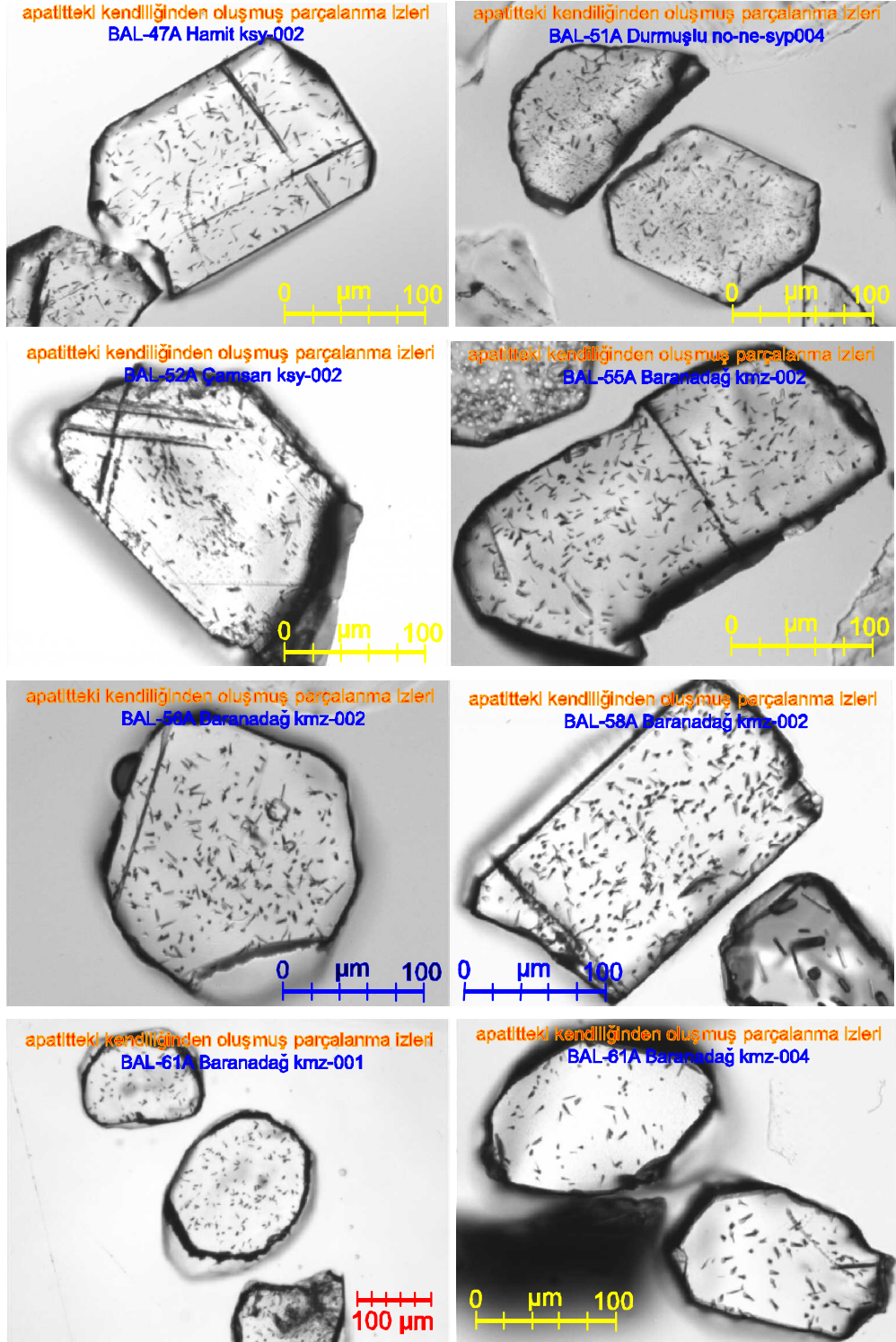
Baranadağ ve Kortundağ intrüziyonlarına ait birimlerde, apatit parçalanma izi çalışmalarındaki iz-uzunluk ölçümlerinin ve yaş tayini çalışmalarının gerçekleştirilebilmesi için hazırlanan örneklerdeki apatitlerin sırasıyla, kimyasal dağlama öncesi ve kimyasal dağlama sonrasında elde edilen mikroskop görüntüleri, ayrıca apatitte kendiliğinden oluşan (spontaneous) ve nükleer reaktörde irradasyon sonucunda U içermeyen muskovit dedektörde oluşturulmuş izlerin mikroskop görüntüleri de karşılaştırılmalı bir biçimde aşağıda verilmiştir. (Parçalanma izi (Fission-track) jeotermokronometri yönteminin temel prensipleri ile ilgili detaylı bilgi için bkz. EK- 1).



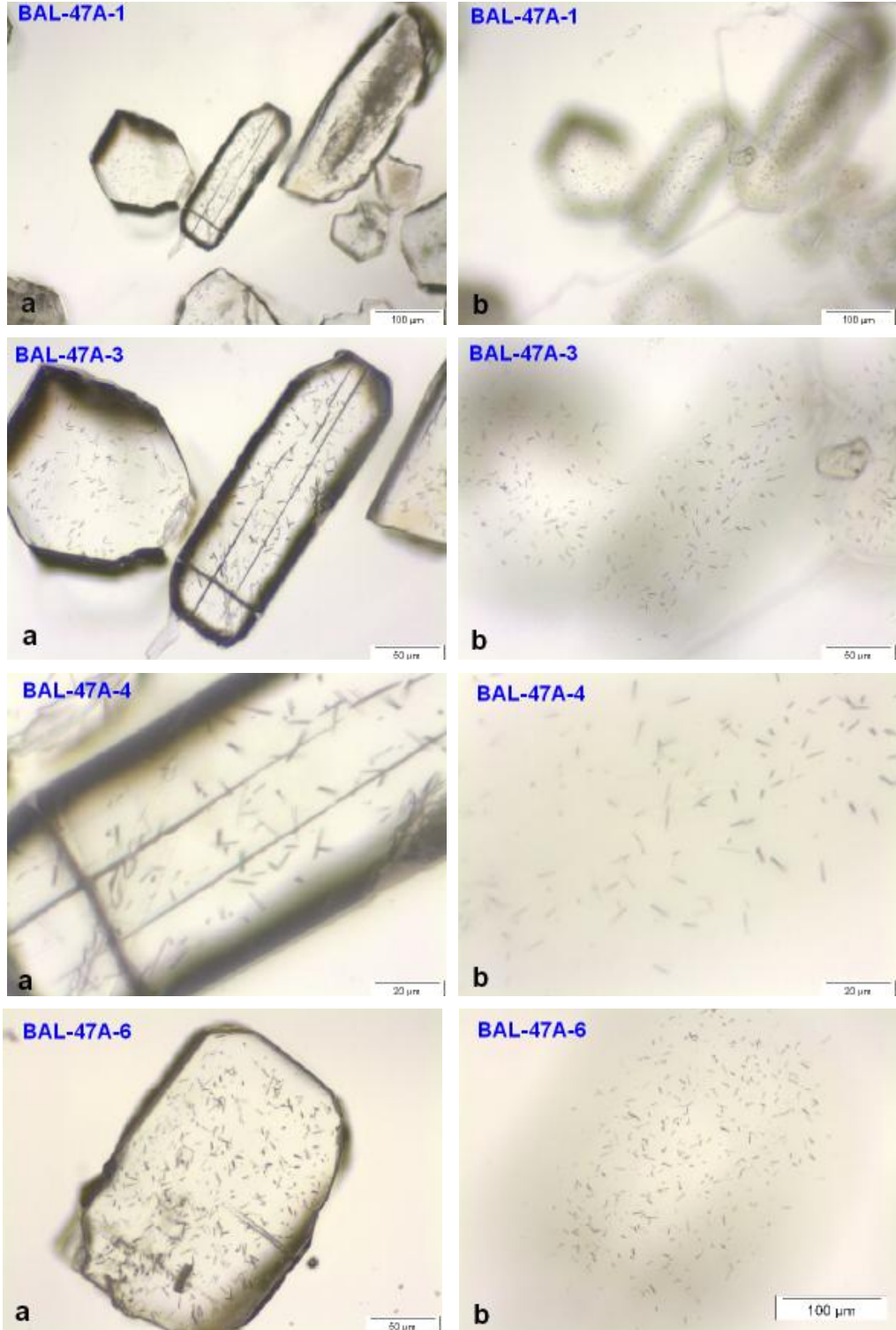
Şekil 5. 1. Hamit Kuvars Siyeniti (BAL-48) ve Durmuşlu Nefelin Nozean Porfiri'ne (BAL-50) ait örneklerdeki apatitlerin dağlama işlemi yapılmadan önceki mikroskop görüntüleri.



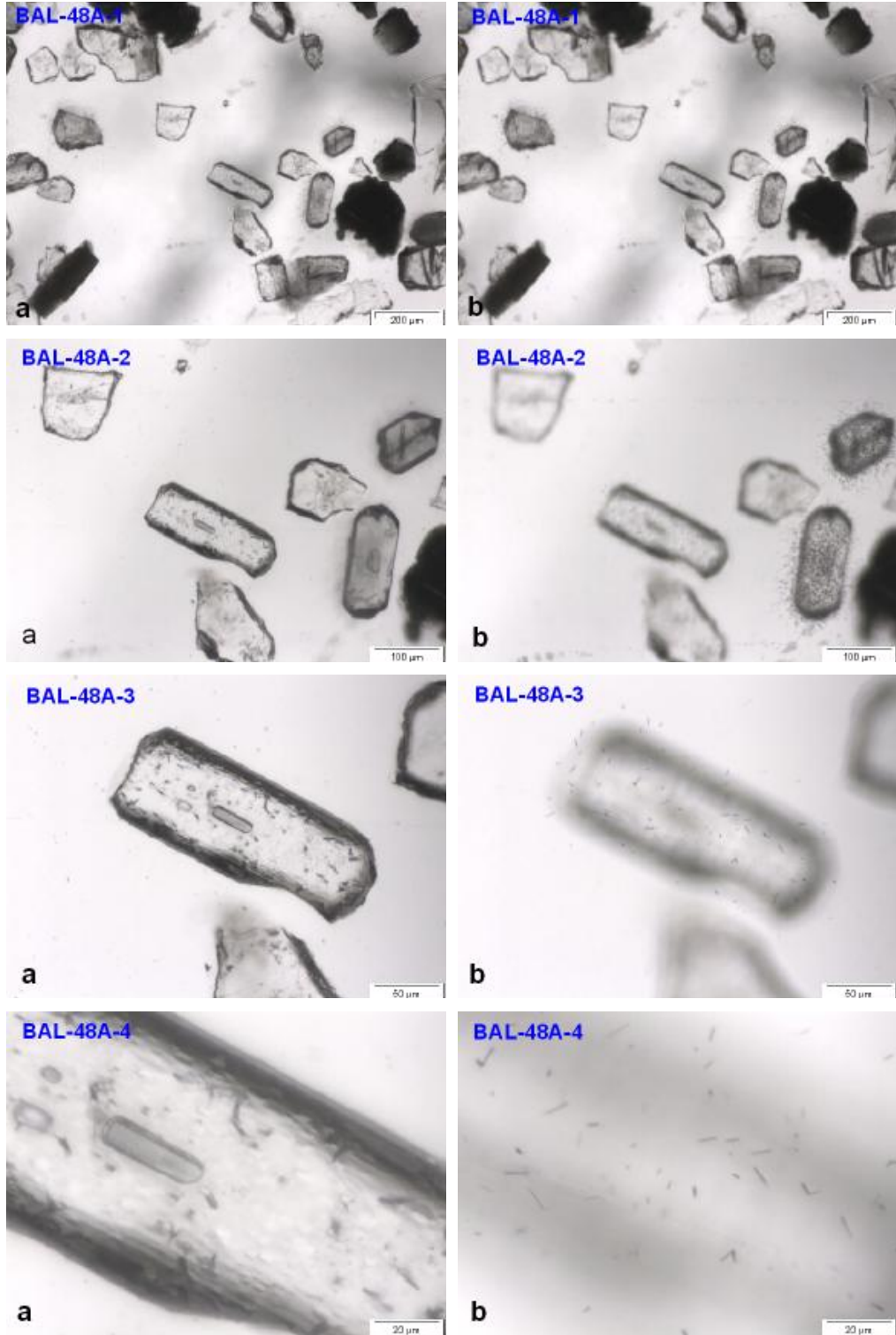
Şekil 5. 2. Baranadağ Kuvars Monzoniti'nin BAL-59, BAL-60 ve BAL-63 no'lu örneklerindeki apatitlerin dağlama işlemi yapılmadan önceki mikroskop görüntüleri.



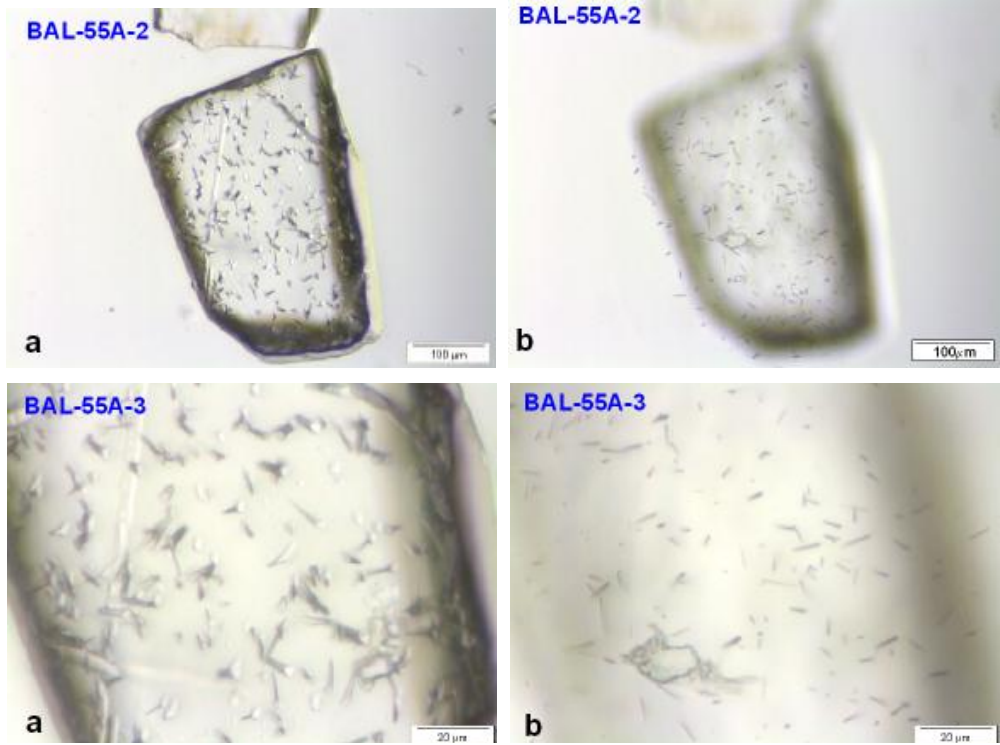
Şekil 5. 3. Hamit (BAL-47), Durmuşlu (BAL-51), Çamsarı (BAL-52) ve Baranadağ (BAL-55,56,58,61) birimerine ait örneklerdeki apatitlerin dağlama işlemi yapıldıktan sonraki mikroskop görüntüleri.



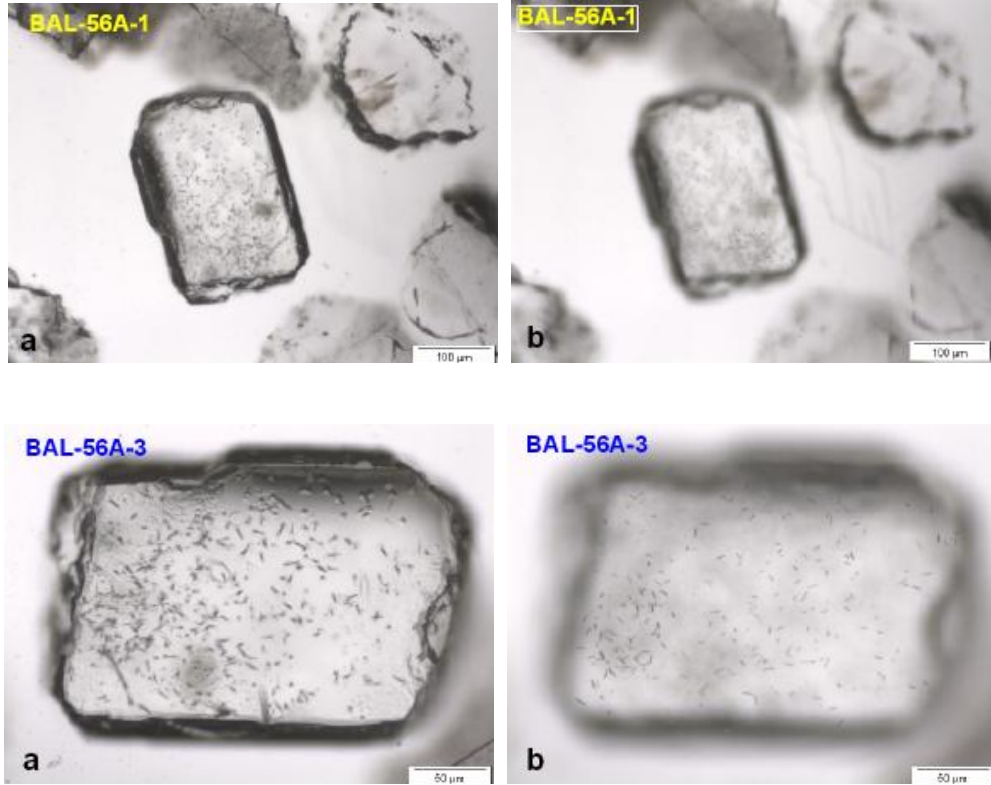
Şekil 5. 4. Hamit Kuvars Siyeniti BAL-47 no'lu örneğine ait apatitlerdeki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri.

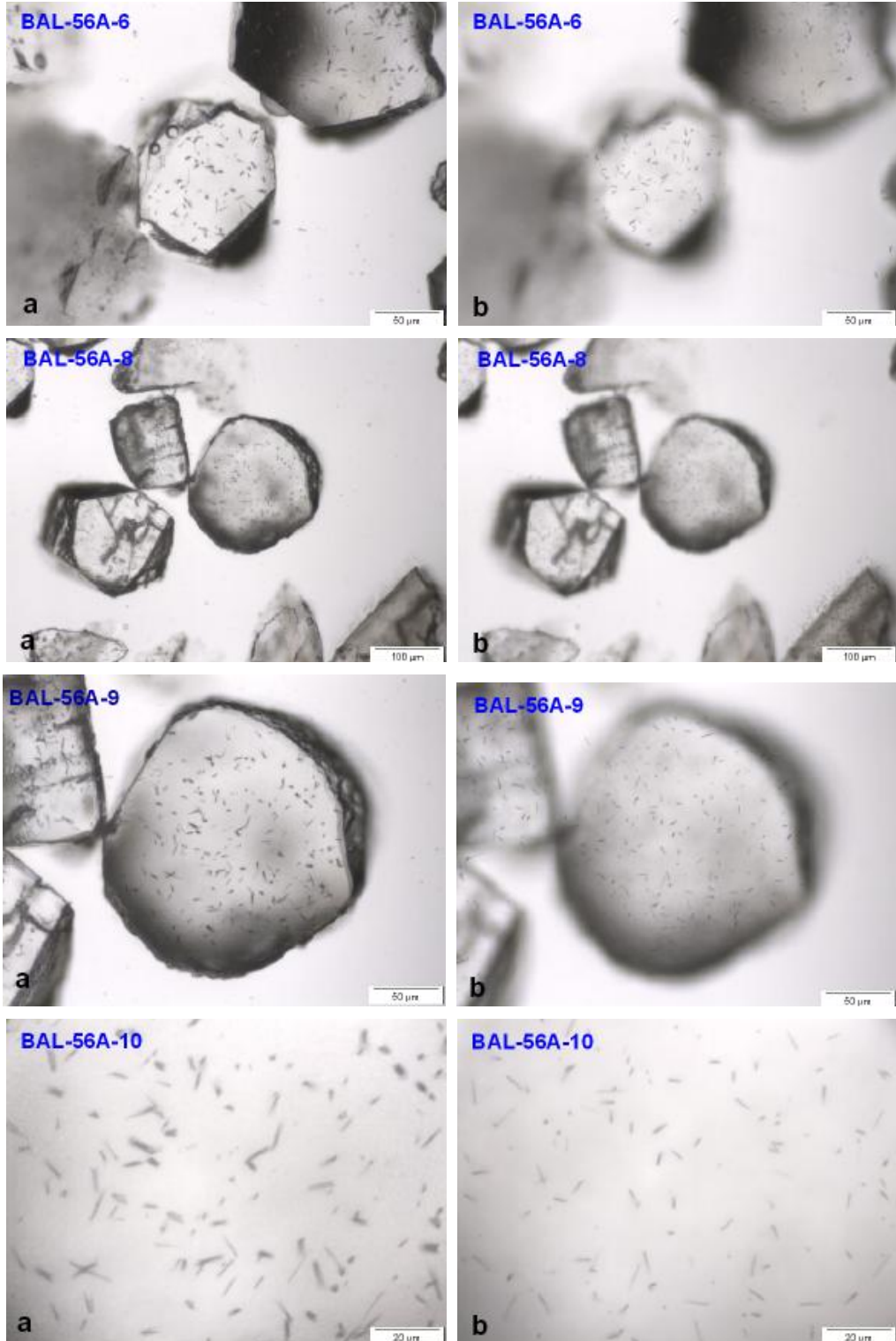


Şekil 5. 5. Hamit Kuvars Siyeniti BAL-48 no'lu örneğine ait apatitlerdeki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri.

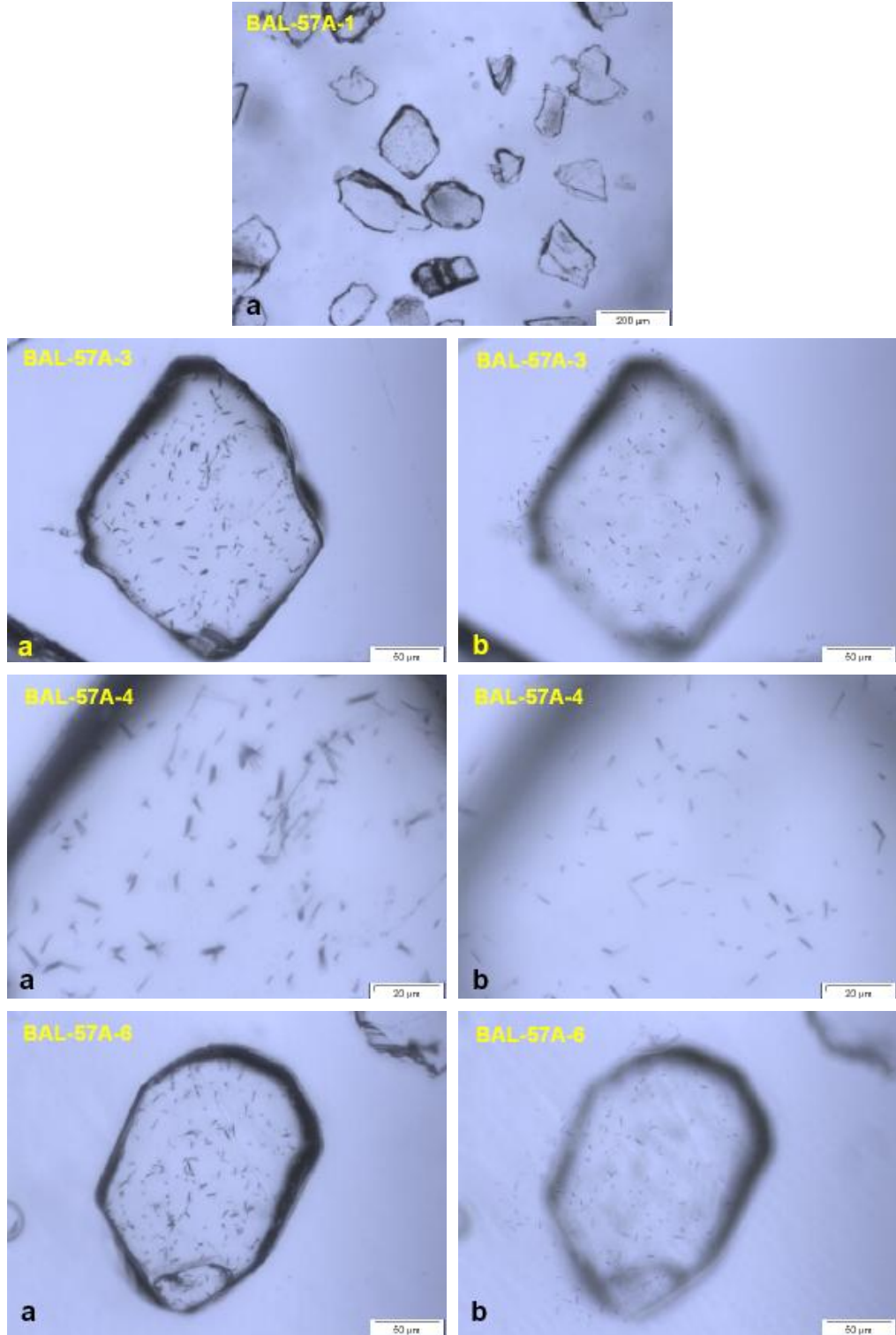


Şekil 5. 6. Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-55 no'lu örneğine ait apatitlerdeki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri.

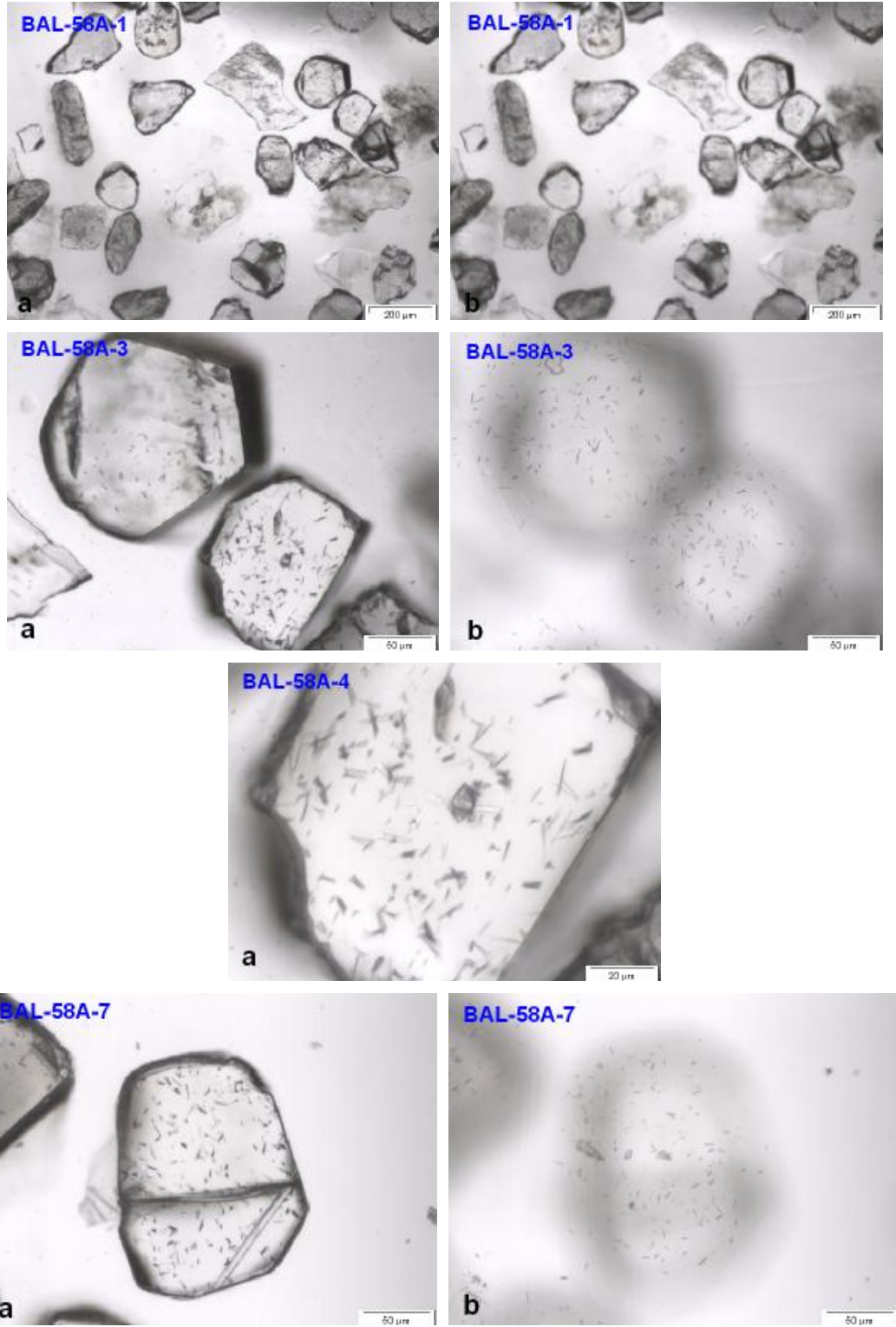




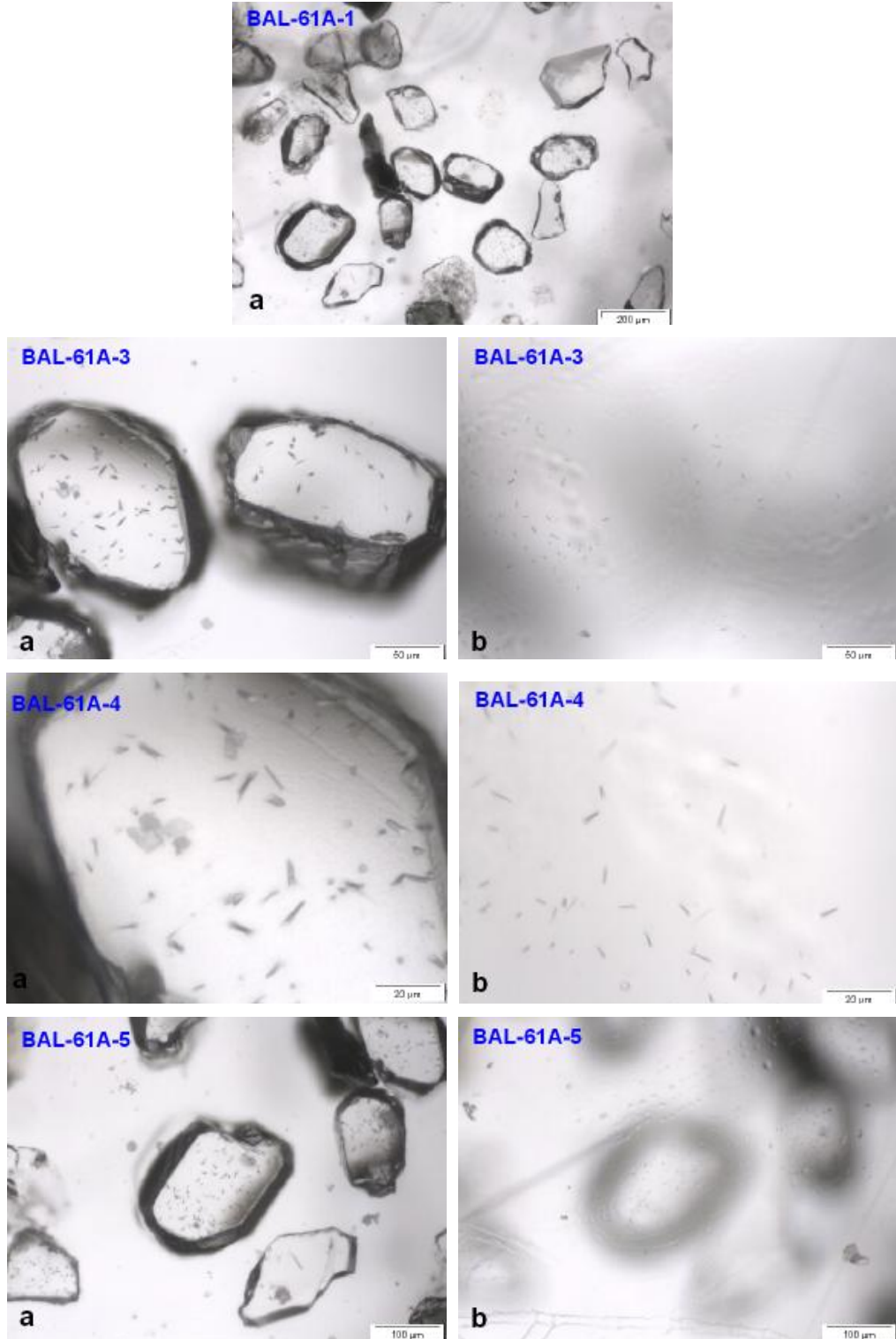
Şekil 5. 7. Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-56 no'lu örneğine ait apatitlerki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri.



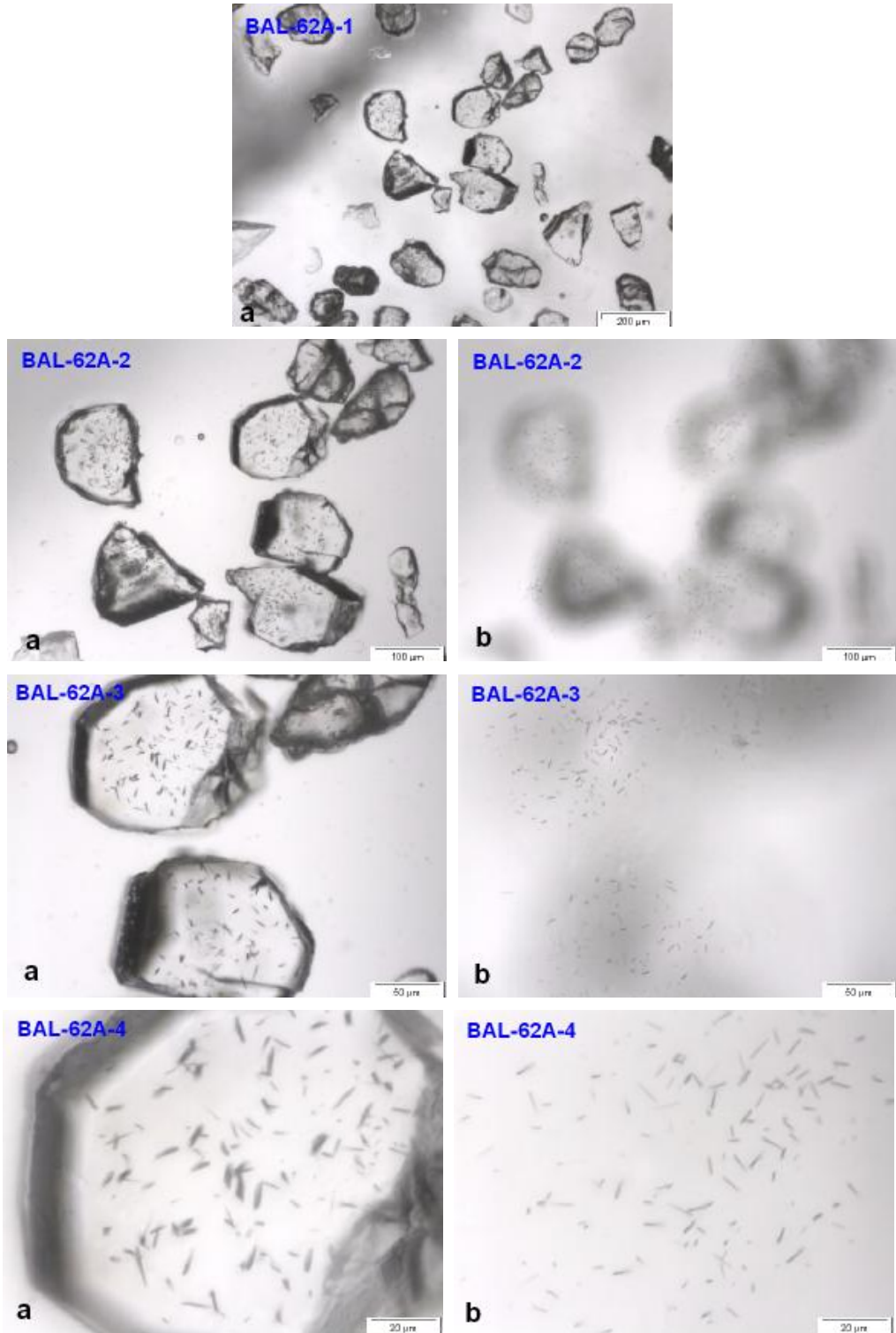
Şekil 5. 8. Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-57 no'lu örneğine ait apatitlerki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde iradyasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri.



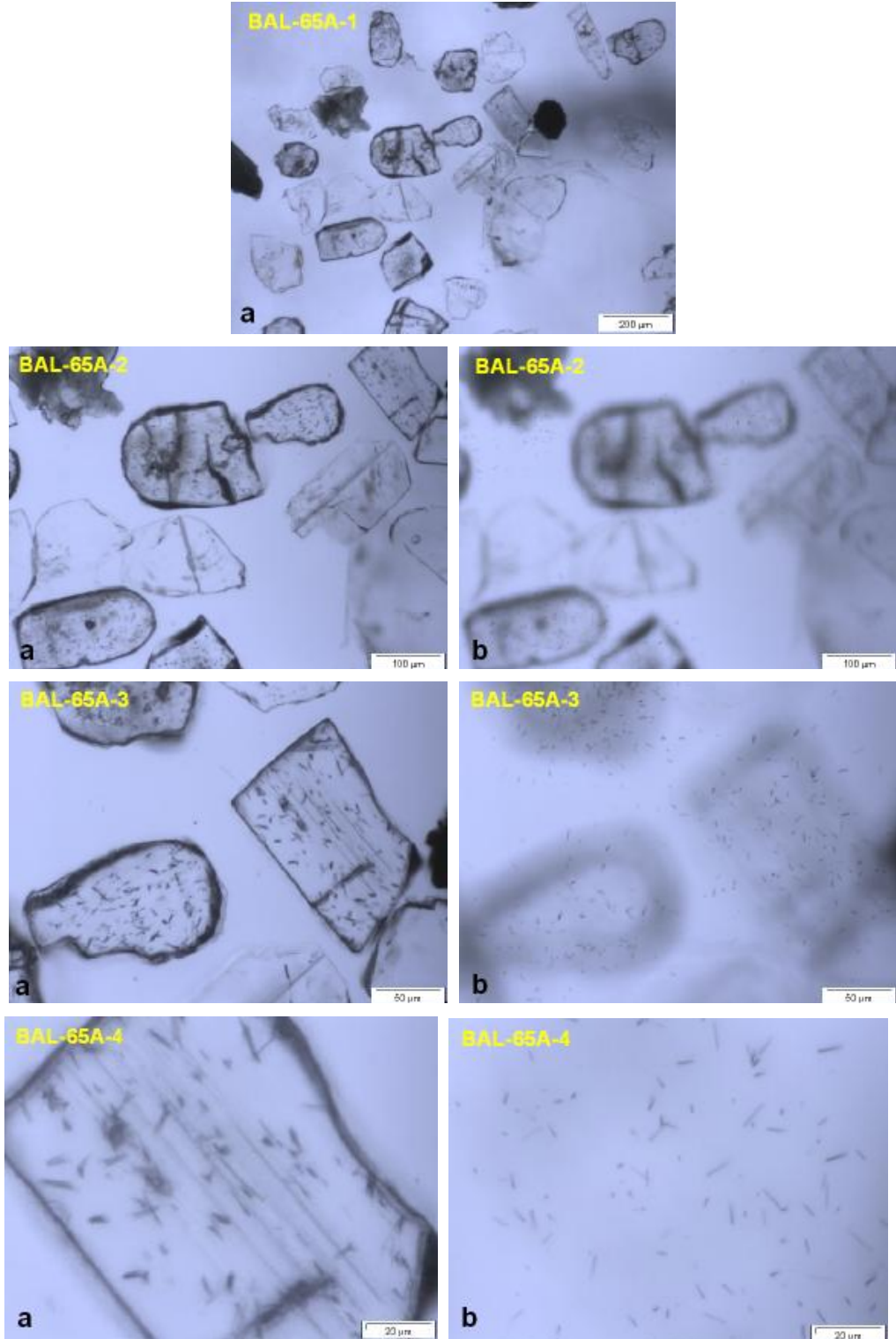
Şekil 5. 9. Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-58 no'lu örneğine ait apatitlerki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri.



Şekil 5. 10. Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-61 no'lu örneğine ait apatitlerki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri.



Şekil 5. 11. Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-62 no'lu örneğine ait apatitlerki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri.

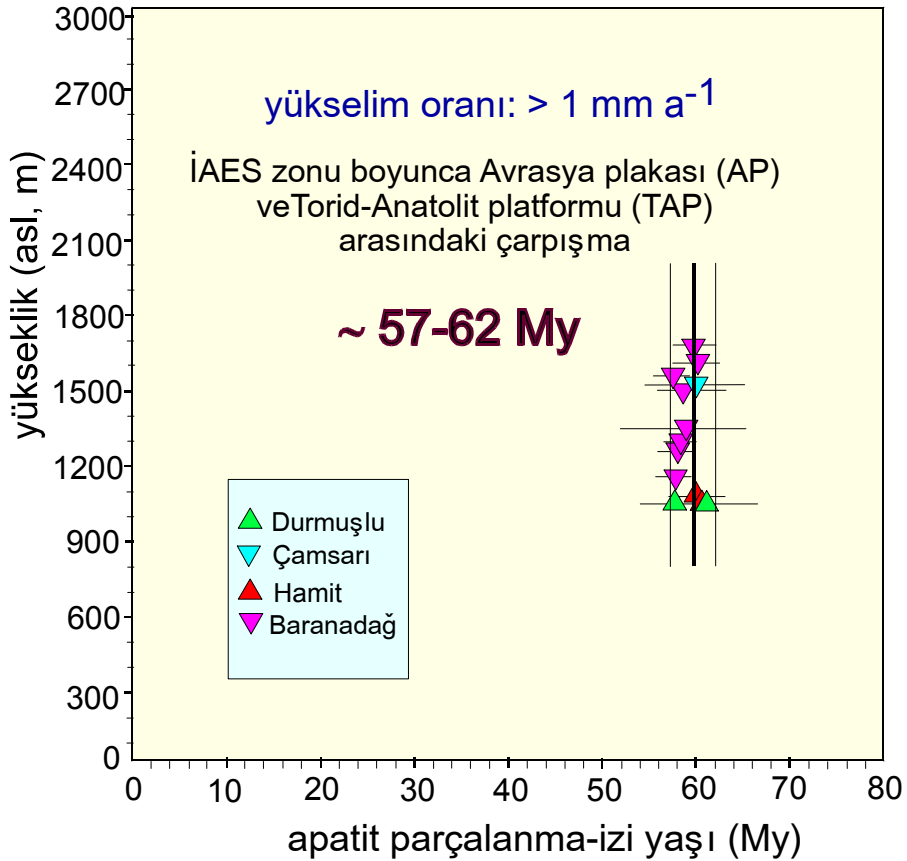


Şekil 5. 12. Baranadağ Kuvars Monzoniti BAL-65 no'lu örneğine ait apatitlerki kendiliğinden oluşmuş (spontaneous) parçalanma izleri (a), nükleer reaktörde irradasyonla oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri (b) mikroskop görüntüleri.

Orta Anadolu'da yüzeylenen granitoyid birimleri arasında, daha önce de belirtildiği gibi, güncel mostrada, tavan ve taban seviyeleri arasında maksimum fark başlıca Baranadağ ve Kortundağ'da gözlenmektedir. Örneğin, Baranadağ Kuvars Monzonit biriminden arazideki güncel mostrada topoğrafik olarak en alçak seviyedeki örnek 1160m (asl; above sea level / deniz seviyesinden yükseklik) ve en yüksekteki örnek ise 1611m olmak üzere 451m'lik bir yükseklik farkına sahip bir profil boyunca toplam 8 adet örnek; Kortundağ intrüzifine ait Hamit Kuvars Monzoniti'nde 1050 ve 1070m'den, Durmuşlu Nefelin Nozean Kankrinit Porfiri'nde 1050m'den, Çamsarı Kuvars Siyeniti'nde ise 1526m'den olmak üzere 476m'lik bir düşey yükseklik farkına sahip profil boyunca toplam 5 örnek alınmıştır.

Baranadağ ve Kortundağ granitodlerinden alınan toplam 13 adet kayaç örneğinden ayrılan apatit mineralleri üzerinde yürütülen fission-track radyometrik yaş tayini çalışmaları sonucunda Baranadağ için 57.0-59.8My ve Kortundağ için 58.9-60.3My arasında değişen yaşlar (Paleosen) elde edilmiştir (Çizelge 5.1). Elde edilen bu apatit fission-track yaş verileri her bir örneğin alındığı topoğrafik yüksekliğe göre yaş-yükseklik diyagramında değerlendirildiğinde, topoğrafik yükseklikten bağımsız olarak, diğer bir deyişle topoğrafik yüksekliğin verildiği y-eksenine paralel ve yaşın verildiği x-eksenine dik olacak şekilde ~57-62 My arasında bir dağılım sergilemektedir (Şekil 5.13). Wagner ve Van den Haute (1992) ve Wagner (1998) tarafından belirtildiğine göre yaş-yükseklik diyagramlarındaki bu tür trendler tipik olarak yıllık yükselme hızı 1 mm'den daha fazla olan « çok hızlı tektonik yükselmeyi » (extremely fast tectonic uplift) karakterize etmektedir. Diğer taraftan, apatit fission-track çalışmalarında elde edilen uzunluk ölçümlerinin HeFTy 4.0 (Ketcham, 2005) programında değerlendirilmesi sonucu T-t modelleme diyagramları oluşturulmuştur. Bu diyagramlarda yaklaşık 57-62 My önce gerçekleşen çok hızlı tektonik yüzeylenme ile uyum içerisindedir (Şekil 5.14, 5.15, 5.16, 5.17, 5.18). Örneğin, tüm kayaç örneklerinin T-t modelleme diyagramları yaklaşık 58 My civarında çok ani ve hızlı bir ısı kaybı ile yaklaşık 140°C lik jeotermal gradyan değerinden yaklaşık 20°C'lik jeotermal gradyan değerine yükseldiğini göstermektedir (Şekil 5.14b).

Bu şekilde gelişen çok ani ve hızlı ısı kaybının derinlik kayaçlarında ancak çok hızlı tektonik yüzeyleme ile meydana geldiği bilindiğinden (Wagner ve Van den Haute, 1992; Wagner, 1998), apatit parçalanma izi (fission-track) yaş verilerinin yaş-yükseklik diyagramında ~57-62 My aralığında gösterdiği çok hızlı tektonik yükselme böylece T-t modelleme çalışmasıyla da desteklenmiştir. Diğer taraftan Doğu Pontidlerde Giresun güneyinde Dereli-Şebinkarahisar arasında yüzeylenen granitoid kayaçlarında yürütülen apatit parçalanma izi (fission-track) jeotermokronoloji yöntemiyle elde edilen yaş-yükseklik ve T-t modelleme çalışmalarında da benzer şekilde 48-57 My arasında gerçekleşen ve yıllık yükselme hızı 1 mm'den fazla olan çok hızlı tektonik yükselme tanımlanmıştır (Boztuğ ve diğ., 2004).



Şekil 5. 13. Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait yaş-yükselme profili.

Çizelge 5. 1. Baranadağ ve Kortundağ yöresi apatit parçalanma izi jeotermokronoloji verileri

Örnek	Birim	Yükseklik (asl) (m)	Irrad. aşaması	Taneler	$\rho_s \pm 1\sigma$	N_s	$\rho_i \pm 1\sigma$	N_i	P (χ^2)	$\rho_d \pm 1\sigma$	N_d	ξ Yaşı $\pm 1\sigma$ (My)	İz uzunluk sayısı	Ort. İz Uzun.	Stand. dev.
BAL-47	Hamit	1070	FG-01	20	1.322 \pm 0.028	2210	1.449 \pm 0.029	2423	100.00	0.423 \pm 0.003	16234	60.1 \pm 2.2	130	13.80	1.01
BAL-48	Hamit	1050	FG-01	20	0.894 \pm 0.019	2117	0.973 \pm 0.020	2304	100.00	0.423 \pm 0.003	16234	60.6 \pm 2.2	-	-	-
BAL-49	Durmuşlu	1050	FG-01	11	1.857 \pm 0.115	260	2.007 \pm 0.120	281	100.00	0.423 \pm 0.003	16234	61.0 \pm 5.4	-	-	-
BAL-50	Durmuşlu	1050	FG-01	10	1.217 \pm 0.071	297	1.361 \pm 0.075	332	100.00	0.423 \pm 0.003	16234	59.0 \pm 4.9	48	14.44	1.00
BAL-52	Çamsarı	1526	FG-02	03	1.100 \pm 0.068	264	1.192 \pm 0.070	286	97.86	0.416 \pm 0.003	16955	59.8 \pm 5.3	120	13.54	0.95
BAL-55	Baranadağ	1675	FG-02	20	1.422 \pm 0.034	1798	1.542 \pm 0.035	1949	100.00	0.416 \pm 0.003	16955	59.8 \pm 2.3	152	13.53	1.12
BAL-56	Baranadağ	1611	FG-02	20	0.864 \pm 0.019	2129	0.930 \pm 0.019	2291	100.00	0.416 \pm 0.003	16955	60.2 \pm 2.2	161	13.64	1.10
BAL-57	Baranadağ	1555	FG-02	20	1.095 \pm 0.019	3451	1.240 \pm 0.020	3909	99.93	0.416 \pm 0.003	16955	57.2 \pm 1.8	133	13.81	0.99
BAL-58	Baranadağ	1502	FG-02	20	1.108 \pm 0.028	1542	1.233 \pm 0.030	1716	100.00	0.416 \pm 0.003	16955	58.3 \pm 2.4	171	13.57	1.03
BAL-61	Baranadağ	1260	FG-02	20	0.621 \pm 0.015	1808	0.693 \pm 0.015	2019	100.00	0.416 \pm 0.003	16955	58.1 \pm 2.2	110	13.51	1.07
BAL-62	Baranadağ	1300	FG-02	20	1.023 \pm 0.020	2657	1.134 \pm 0.021	2945	100.00	0.416 \pm 0.003	16955	58.5 \pm 2.0	134	13.50	1.07
BAL-63	Baranadağ	1350	FG-02	06	0.991 \pm 0.031	1019	1.093 \pm 0.033	1124	99.77	0.416 \pm 0.003	16955	58.8 \pm 2.8	24	13.34	0.96
BAL-65	Baranadağ	1160	FG-02	20	1.134 \pm 0.023	2463	1.272 \pm 0.024	2762	100.00	0.416 \pm 0.003	16955	57.8 \pm 2.0	146	13.33	1.05

ρ_s = kendiliğinden oluşan izlerin yoğunluğu (10^6 cm^{-2}),

N_s = kendiliğinden oluşan izlerin sayısı,

ρ_i = termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan iz yoğunluğu (10^6 cm^{-2}),

N_i = dış dedektördeki termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan iz sayısı,

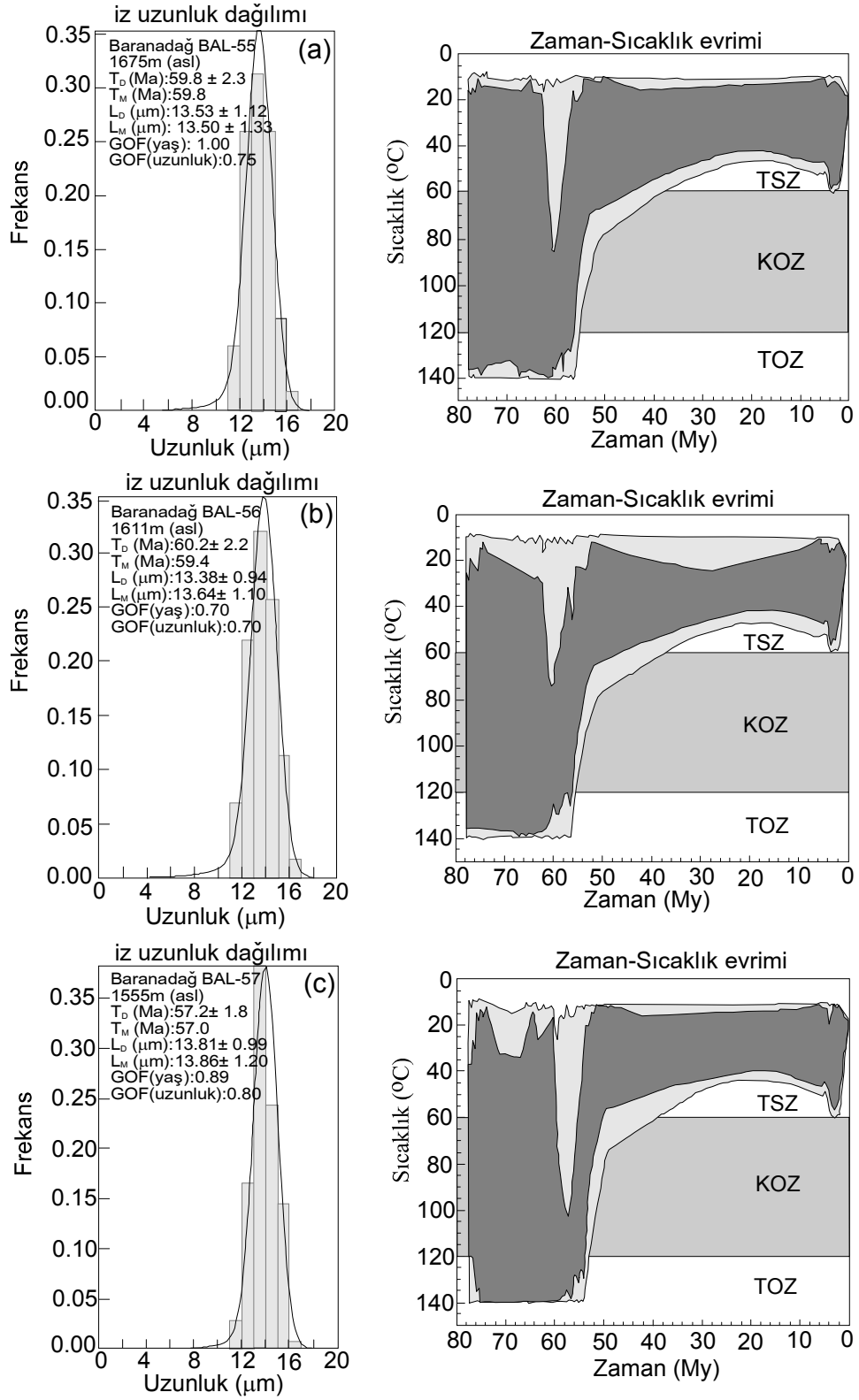
P (χ^2) = %95 güven sınırında olasılıklı değeri

ρ_d = yoğunluk (10^6 cm^{-2}),

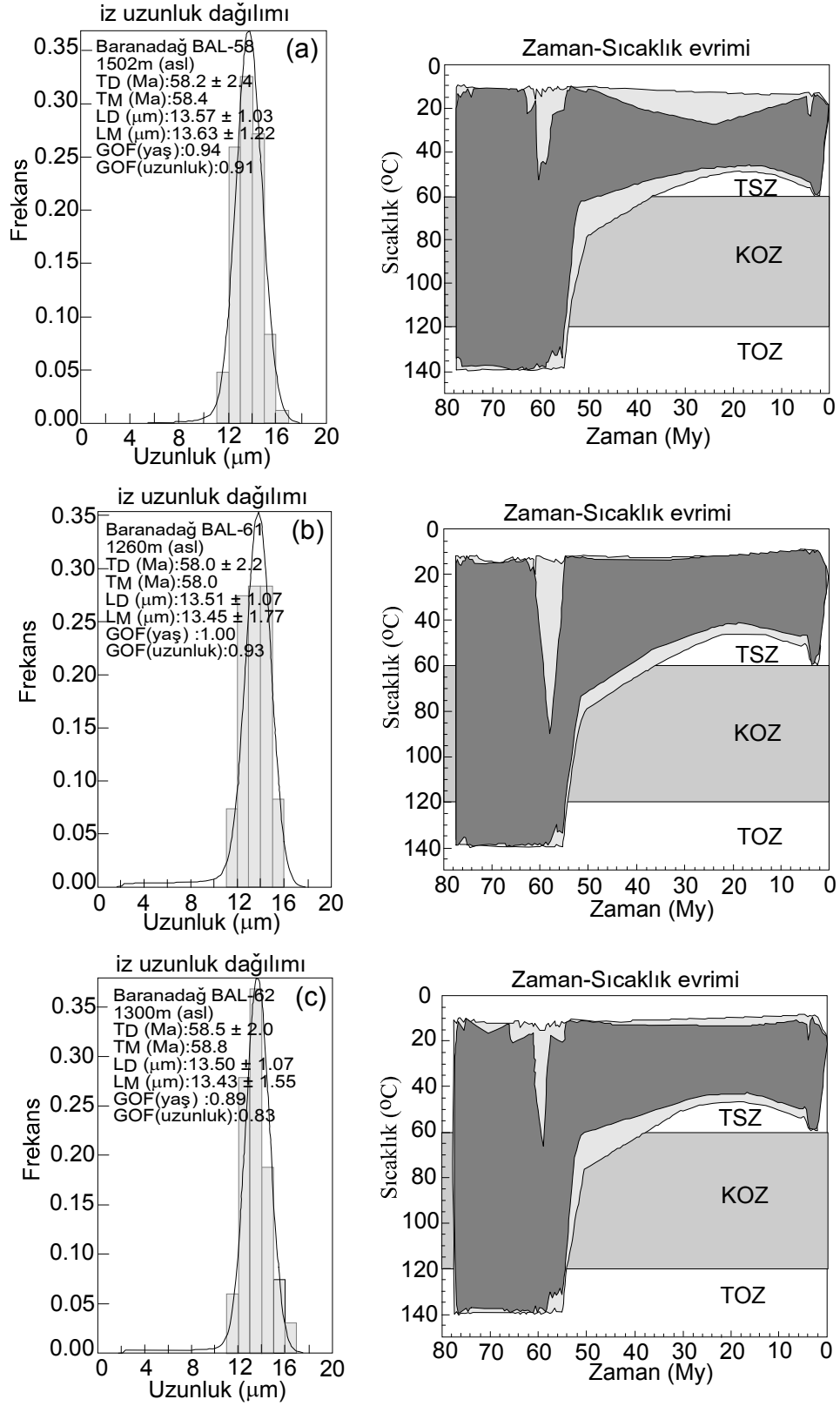
N_d = dozimetrede termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izlerin sayısı, (%) χ^2 değeri; 1σ hatayı gösterir.

Yaşlar, havuz yaşlarıdır (pooled ages) ve dozimetrede IRMM 540R camı için $\zeta = 313 \pm 6.1$ kullanılarak hesaplanmıştır.

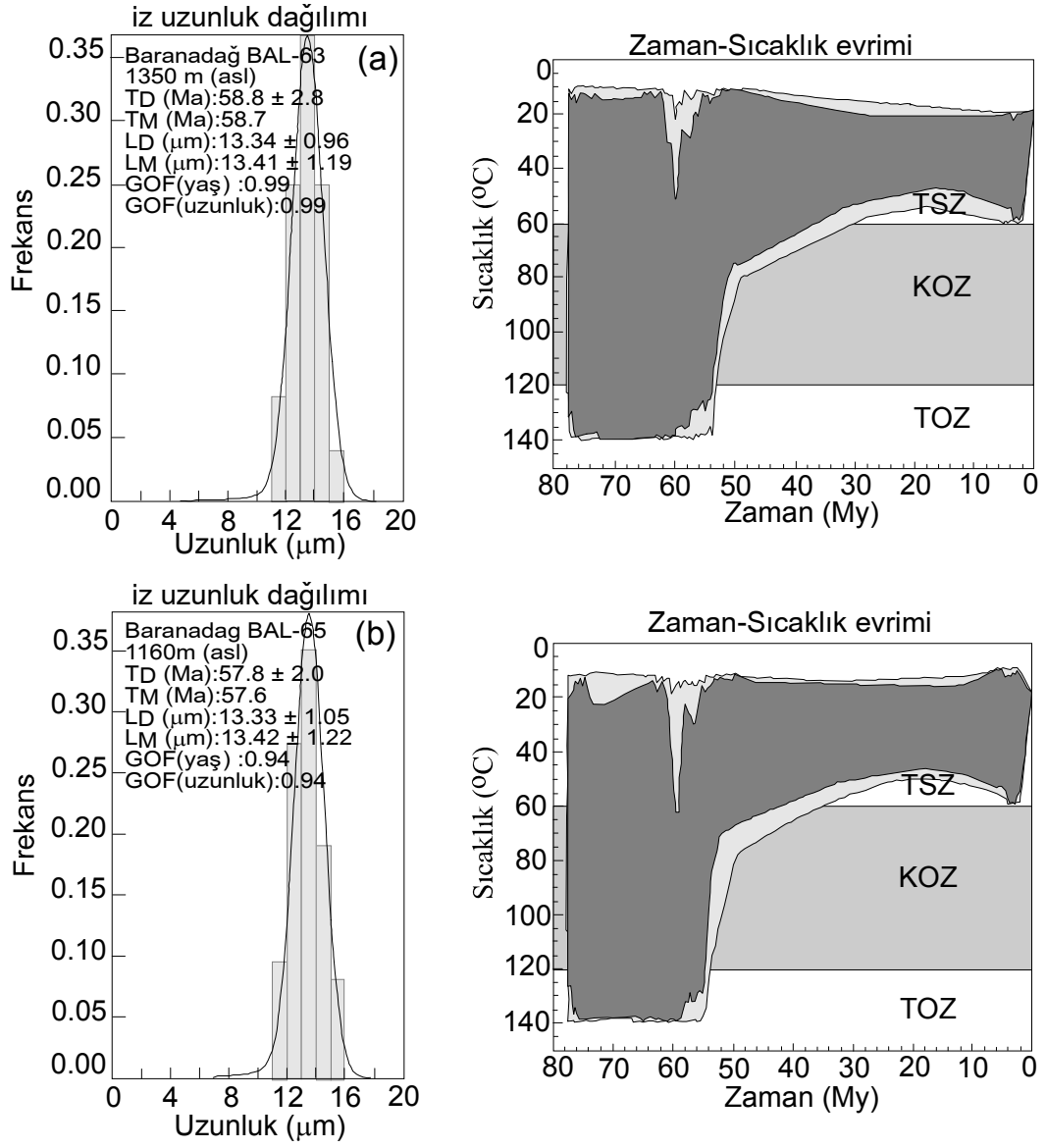
FG-01, FG-02= irradyasyon sıra numarası



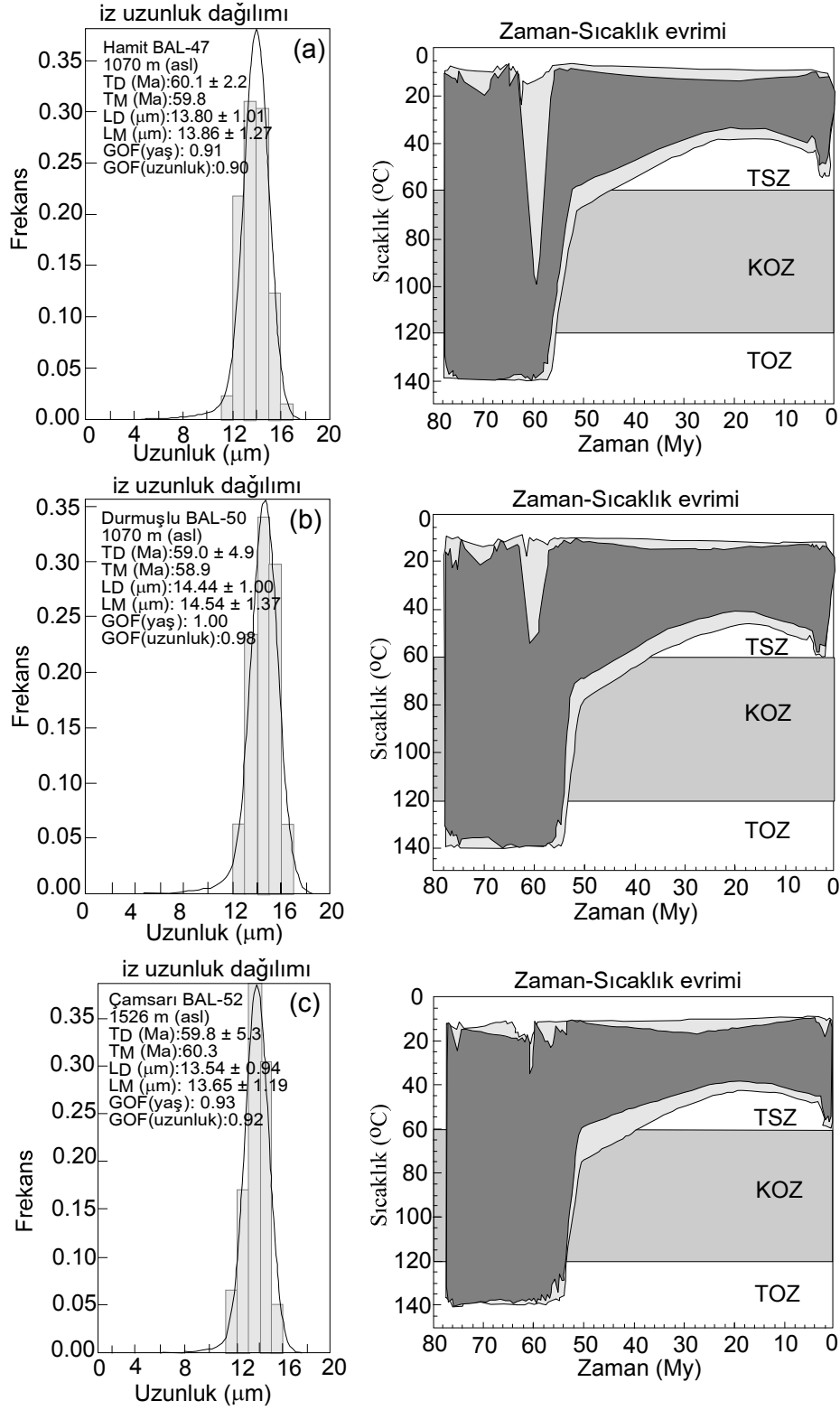
Şekil 5.14. Baranadağ Kuvars Monzoniti'ne ait (a) BAL-55, (b) BAL-56, (c) BAL-57 no' lu örneklerin sıcaklık-zaman (T-t) modellemeleri.



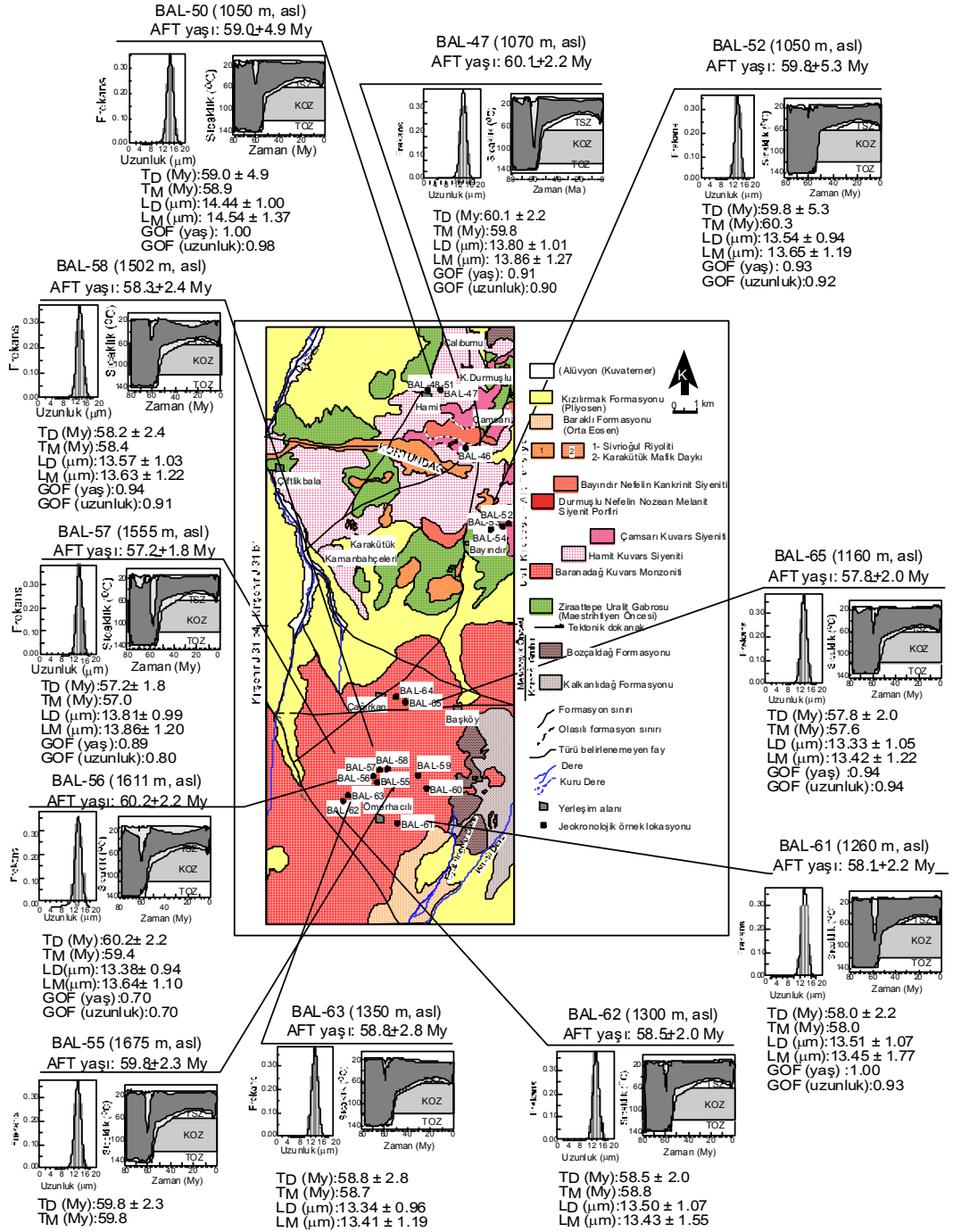
Şekil 5. 15. Baranadağ Kuvars Monzoniti'ne ait (a) BAL- 58, (b) BAL- 61, (c) BAL- 62 no' lu örneklerin sıcaklık-zaman (T-t) modellemeleri.



Şekil 5. 16. Baranadağ Kuvars Monzoniti'ne ait **(a)** BAL- 63, **(b)** BAL- 65 no'lu örneklerin sıcaklık-zaman (T-t) modelleri.



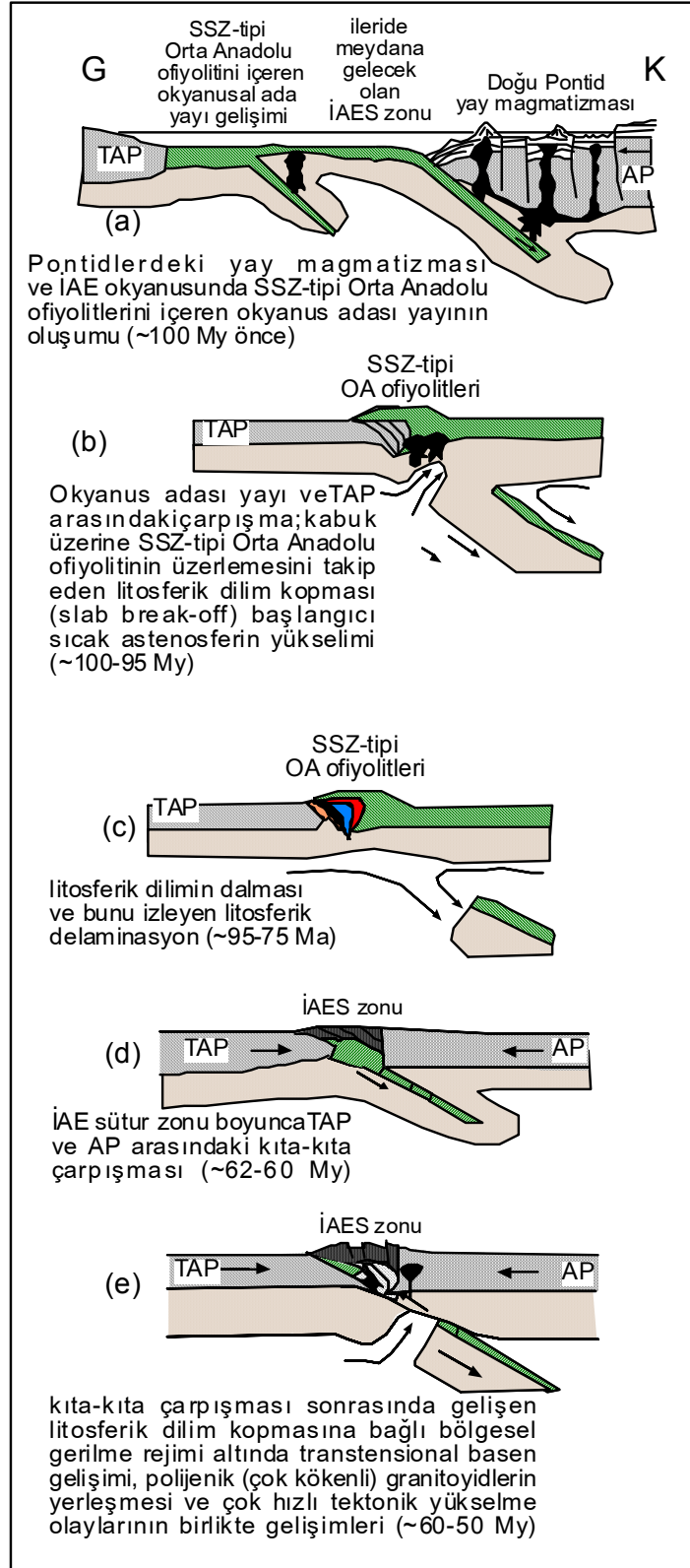
Şekil 5. 17. (a) Hamit Kuvars Siyeniti'ne ait BAL- 47 no'lu **(b)** Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait BAL- 50 no' lu **(c)** Çamsarı Kuvars Siyeniti'ne ait BAL-52 no'lu örneğin sıcaklık-zaman (T-t) modelleri.



Şekil 5. 18. Baranadağ Kuvars Monzoniti, Hamit Kuvars Siyeniti, Çamsarı Kuvars Siyeniti ve Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri'ne ait örneklerin sıcaklık-zaman (T-t) modelleri ve haritadaki konumları.

6. JEODİNAMİK EVRİM

Elde edilen bu veriler, başlıca Şengör ve Yılmaz (1981), Okay ve Şahintürk (1997), Yılmaz ve diğ. (1997), Boztuğ ve diğ. (2004, 2006) tarafından tanımlanan bölgesel jeolojik konum içerisinde zaman-konuma bağlı olarak değerlendirildiğinde, Baranadağ ve Kortundağ intrüziiflerinin oluşum ve yüzeylenme tarihçesi şu şekilde önerilebilmektedir. Alt Kretase'den beri Avrasya levhasının (AL) altına İzmir-Ankara-Erzincan (İAE) kenet zonu boyunca kuzeye doğru dalmakta olan Neo-Tetis'in kuzey koluna ait İAE okyanusu içerisinde meydana gelen okyanusal ada yayları (Şekil 6.1a), Senomaniyen-Türoniyen'de, okyanusun güneyindeki kıtasal levhayı oluşturan Torid-Anatolid platformu (TAP) ile çarpışarak, dalma-batma zonu üzerinde gelişen ofiyolit (supra-subduction zone-type ophiolite) karakterindeki Orta Anadolu Ofiyoliti ve subofiyolitik metamorfik temel kayaçlarının TAP üzerine yerleşimini sağlamıştır (Parlak ve Delaloye, 1999 ; Floyd ve diğ., 2000 ; Robertson, 2002 ; Garfunkel, 2004) (Şekil 6.1). Orta Anadolu'da TAP ve okyanusal ada yayı arasında gerçekleşen bu çarpışmanın yol açtığı çarpışma sonrası litosferik dilim kopması (Şekil 6.1b) ve kopan dilimin astenosfer içerisine batması olayı, Senomaniyen-Türoniyende başlayan ve Çamsarı Kuvars Siyeniti'nin yerleşmesini sağlayan magmatizmanın aynı zamanda Kampaniyen'e kadar devam etmesini sağlamış ve böylece tek zirkon ^{207}Pb - ^{206}Pb evaporasyon yaşları 75.0 ± 11.0 My olan Hamit Kuvars Siyeniti ile 74.1 ± 4.9 My olan Baranadağ kuvars monzoniti birimlerinin de yerleşmesine neden olmuştur (Şekil 6.1c). Böylece, Senomaniyen-Türoniyende oluşan TAP ve okyanusal ada yayı çarpışmasına bağlı olarak gelişen ve aynı zamanda Kampaniyen'e kadar devam eden çarpışma sonrası litosferik dilim kopması ve kopan dilimin astenosfere batması süreçlerinin yol açtığı gerilme rejimiyle meydana gelen Çamsarı Kuvars Siyeniti, Hamit Kuvars Siyenti, Baranadağ Kuvars Monzoniti Paleosen'de İAE kenet zonu boyunca TAP ve AL arasında gerçekleşen kıta-kıta çarpışması sonucunda (Şekil 6.1d) yıllık yükselimi 1 mm'den daha hızlı olan çok hızlı bir tektonik yükselme rejimi altında yükselerek evrimini tamamlamıştır (Şekil 6.1e).



Şekil 6. 1. Baranadağ ve Kortundağ intrüziflerinin petrojenetik-jeodinamik evrim modeli.

7. SONUÇLAR

Orta Anadolu Kristalin Kompleksi (OAKK) içerisinde yer alan Baranadağ ve Kortundağ intrüzifleriyle ilgili olarak “Baranadağ ve Kortundağ (Kaman-Kırşehir) yöresi intrüzif kayaçlarının zirkon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ve apatit fission-track jeotermokronoloji yöntemleriyle incelenmesi” konulu bu çalışma kapsamında elde edilen sonuçlar şu şekilde özetlenebilir;

1. Baranadağ ve Kortundağ intrüzifleriyle ilgili bu çalışmada sırasında Otlu ve Boztuğ (1998) tarafından yapılan 1:25.000 ölçekli jeoloji haritası dikkate alınmış olup, bu intrüziflerin apatit fission-track yöntemiyle yüzeyleme tarihesinin açığa çıkarılması amaçlandığından dolayı bölgede KD-GB ve KB-GD doğrultulu haritalanabilir ölçekli faylar revize edilen harita üzerine yerleştirilmiştir.

2. Baranağ ve Kortundağ intrüziflerinden toplam 21 adet tümkayaç örneğinden eser ve nadir toprak element (REE) jeokimyasal analizleri yapılmış, yapılan bu analiz sonuçları doğrultusunda çeşitli diyagramlar yardımıyla birimlerin jeokimyasal karakteristikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

3. Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait örneklerin eser element değişim diyagramındaki dağılımlarına bakıldığında, örnekler Sm/Yb–Ce/Sm diyagramında büyük bir kısmı zenginleşmiş mantoyu karakterize eden okyanus adası bazaltlarına (OAB) benzer özelliği işaret etmektedir. Nb-Nb/Th diyagramında yüksek Th içerikleri nedeniyle örneklerin hemen hemen tümü anlamsız bölgede dağılım gösterdiği gözlenirken, Th/Y–Nb/Y değişim diyagramında konumlarına bakıldığında ise, büyük bir çoğunluğunun belirgin bir Th zenginleşmesine işaret eden Th/Nb=1 olduğu alanda bulunduğu görülmektedir. Rb/Y–Nb/Y değişim diyagramında Baranadağ Kuvars Monzoniti ve Hamit Kuvars Siyenitine ait örnekler dalma-batma zonu zenginleşmesi veya kabuksal kirlenme özelliğine benzer bir dağılım gösterirken, Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri ise daha çok levha içi zenginleşmeye yakın bir alanda yer almaktadır. Örnekler Th/Y – Nb/Y değişim diyagramında olduğu gibi Th/Yb – Ta/Yb diyagramında da Th zenginleşmesi göstermekle birlikte, örneklerin büyük bir kısmı metasomatizmaya uğramış zenginleşmiş manto kaynağını işaret ederken

aynı zamanda, fraksiyonel kristallenme etkisi gösteren bir trend sergilemektedir. Diğer diyagramlarda manto metasomatizmasını işaret eden grantiyid örnekleri La/Nb – Ti değişim diyagramında da bunu destekler bir biçimde dalma-batma zonu metasomatizması bölgesinde konumlanmıştır. Th/Yb – Nb/Yb değişim diyagramında ise örnekler daha çok zenginleşmiş mantoya benzer bir dağılım göstermektedir.

4. Jahn ve diğ. (1999) tarafından önerilen Ba/Nb – La/Nb diyagramında Baranadağ Kuvars Monzoniti ve Hamit Kuvars Siyeniti birimlerine ait kayaç örnekleri alt kabuk (granülit) özelliği gösterirken, Çamsarı Kuvars Siyeniti'ne ait yalnızca bir örnek okyanus ortası sırtı bazaltına (OOSB) benzer bir köken sergilemektedir.

5. Çalışma alanındaki kayaçların dalma-batma zonu ve değişik yay magmatizması karakteristikleri adakitik kayaçlarla ilgili diyagramlarda incelendiğinde, $\text{SiO}_2 > 56\text{wt.}\%$, yüksek Na_2O içerikleri ($3.5\text{ wt.}\% \leq \text{Na}_2\text{O} \leq 7.5\text{wt.}\%$), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranları düşük, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ içerikleri, yüksek Mg# oranı (~ 0.51) ve Ni, Cr oranlarına sahip olan, düşük derecede ağır REE (HREE) ($\text{Yb} \leq 1.8\text{ ppm}$, $\text{Y} \leq 18\text{ ppm}$) içerikleri kuvvetli ölçüde fraksiyonlanan ($(\text{La}/\text{Yb})_N > 10$) jeokimyasal özelliklere sahip adakitik kayaçlarla normal yay kayaçlarının ayırt edilmesinde kullanılan $\text{Sr}/\text{Y} - \text{Y}$ ve $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} - (\text{Yb})_{\text{CN}}$ diyagramlarındaki (Martin, 1999) konumlarına bakılarak Durmuşlu Nefelin Nozean Melanit Siyenit Porfiri ve Bayındır haricindeki birimlere ait kayaç örneklerinin çoğunun tipik olarak adakit bileşimi gösterdiği görülmektedir.

6. A Tipi-granitoidlerle ilgili olarak hazırlanan Y/Nb-Yb/Ta diyagramında (diyagram Eby, 1990'a dayandırılarak Best ve Christiansen, 2001 tarafından düzenlenmiştir) Baranadağ Kuvars Monzoniti ve Hamit Kuvars Siyeniti yay granitleri ve örnek olarak verilen White Mounain A-tipi intrüzifleriyle benzerlik sunarken, Durmuşlu Nefelin Nozean Siyenit Porfiri'de yine White Mountain A-tipi intrüzifleriyle benzerlik göstermektedir. Bayındır Nefelin Kankrinit Siyeniti ve Çamsarı Kuvars Siyeniti örneklerinin büyük bir kısmı ise tipik olarak zenginleşmiş manto kökenini işaret eden okyanus adası bazaltları bölgesinde yer almaktadır.

7. Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarına ait kayaç örneklerinin Kayaç/Prim'e göre normalize edilmiş nadir toprak elementi (REE) örümcek diyagramına bakıldığında; Hamit ve Baranadağ birimlerindeki bağıl Ba zenginliğinin olasılıkla yüksek sıcaklık feldispatlarının bünyesindeki fazla Ba içeriğinden kaynaklanmış olduğu düşünülmektedir. Durmuşlu birimi LILE, HFSE, LREE, MREE ve HREE bakımından diyagramındaki en zengin kayaç birimidir. Bu özelliği ile zenginleşmiş mantodan çok düşük dereceli kısmi erimeyle türemiş alkali bir magma özelliğini yansıtmaktadır.

8. Baranadağ ve Kortundağ intrüzyonlarından alınan tümkayaç örnekleri Apatit fission-track ve tek zirkon ^{207}Pb - ^{206}Pb evaporasyon yaş tayini çalışmalarında kullanılmak üzere Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında kırma, öğütme, eleme (125-250-425 mesh'lik elek sistemi) ve yıkama işlemleri uygulandıktan sonra, TU Bergakademie Freiberg Jeoloji Enstitüsü Laboratuvarlarında (Sachsen-Germany) gravite yöntemi ile ilgili mineraller zenginleştirilmiştir. Mika minerallerini (amfibol ve biyotit) ve aksesuar mineralleri (zirkon, titanit ve apatit) diğerlerinden ayırmak için bromoform türü ağır sıvı kullanılarak mineral ayırma işlemi gerçekleştirilmiştir. Mineralojik-petrografik ve dokusal incelemeler sonucunda genel tane boyu dağılımı 100-150 μm arasında olduğu belirlenen zirkon mineralleri, öncelikle manyetik separatör yardımıyla apatit+zirkon fraksiyonu olarak elde edilmiş ve daha sonra da di-iodo-metan ağır sıvı kullanılarak apatitlerden ayrılmıştır. Ayrılan apatit mineralleri daha sonra epoksiye gömme, parlatma, kimyasal dağlama işlemlerine tabii tutulmuştur.

9. Baranadağ Kuvars Monzoniti'nden alınan 5 adet zirkon tanesine ^{207}Pb / ^{206}Pb tek zirkon evaporasyon yaşlandırma yöntemi uygulanmış ve bunun sonucunda birimin yaşı %95 güven sınırında, 0.98 ağırlıklı standart sapma ortalamalı (ASSO) 74.1 ± 4.9 milyon yıl olarak belirlenmiştir. Elde edilen verilere göre Baranadağ Kuvars Monzoniti'nin yerleşim/intrüzyon yaşı 74.1 ± 4.9 milyon yıl olarak öne sürülmektedir.

10. Hamit Kuvars Siyeniti ve Çamsarı Kuvars Monzoniti'den alınan kayaç örneklerindeki zirkon kristallerinin her birinden elde edilen yaşlar değerlendirilerek, $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yöntemine dayalı yerleşim yaşlarının sırasıyla; Hamit Kuvars Siyeniti için %95 güven sınırında, ağırlıklı standart sapmaların ortalaması (ASSO) 3.20, 75.0 ± 11.0 milyon yıl ile Kampaniyen (Üst Kretase)'e karşılık geldiği ve Çamsarı Kuvars Monzoniti için de %95 güven sınırında, ağırlıklı standart sapmaların ortalaması (ASSO) 0.80 olan 92.5 ± 5.1 milyon yıl ile Türoniyen (Üst Kretase)'e karşılık geldiği belirlenmiştir.

11. Baranadağ Kuvars Monzonit biriminden arazideki güncel mostrada topoğrafik olarak en alçak seviyedeki örnek 1160m ve en yüksekteki örnek ise 1611m olmak üzere 451m'lik bir yükseklik farkına sahip bir profil boyunca toplam 8 adet örnek alınmış, ve bu örneklerden ayrılan apatit mineralleri üzerinde yürütülen fission-track radyometrik yaş tayini çalışmaları sonucunda Baranadağ için 57.0-59.8My arasında değişen yaşlar ile Paleosen'e karşılık gelen bir yükselim yaşı elde edilmiştir.

12. Kortundağ intrüzifine ait Hamit Kuvars Monzoniti'nde 1050 ve 1070m'den, Durmuşlu Nefelin Nozean Kankrinit Porfiri'nde 1050m'den, Çamsarı Kuvars Monzoniti'nde ise 1526m'den olmak üzere 476m'lik bir düşey yükseklik farkına sahip profil boyunca toplam 5 örnek alınmıştır. Alınan bu örneklerden ayrılan apatit mineralleri üzerinde yürütülen fission-track radyometrik yaş tayini çalışmaları sonucunda Kortundağ için 58.9-60.3My arasında değişen yaşlar ile Paleosen'e karşılık gelen bir yükselim yaşı elde edilmiştir

13. Apatit fission-track yaş verileri her bir örneğin alındığı topoğrafik yüksekliğe göre yaş-yükseklik diyagramında değerlendirildiğinde, topoğrafik yükseklikten bağımsız olarak, diğer bir deyişle topoğrafik yüksekliğin verildiği y-eksenine paralel ve yaşın verildiği x-eksenine dik olacak şekilde ~57-62My arasında bir dağılım sergilemektedir. Apatit fission-track çalışmaları sırasında elde edilen uzunluk ölçümlerinin HeFTy 4.0 (Ketcham, 2005) programında değerlendirilmesi sonucu T-t (sıcaklık-zaman) modelleme diyagramları

oluşturulmuştur, bu diyagramlarda ~ 57-6My 6nce gerçekleşen çok hızlı tektonik y6zeylenmeyi destekler bir biçimdedir.

14. Baranadağ Kuvarts Monzoniti, amsarı Kuvarts Monzoniti ve Hamit Kuvarts Siyenti birimleri, Senomaniyen-T6roniyende oluşan TAP ve okyanusal ada yayı çarpışmasına bağlı olarak gelişen ve aynı zamanda Kampaniyen'e kadar devam eden çarpışma sonrası litosferik dilim kopması ile kopan dilimin astenosfere batması s6relerinin yol açtığı gerilme rejimiyle meydana gelmiştir. Paleosen'de İAE kenet zonu boyunca TAP ve AL arasında gerçekleşen kıta-kıta çarpışması sonucunda yıllık y6kselimi 1 mm'den daha hızlı olan çok hızlı bir tektonik y6kselme rejimi altında y6kselerek evrimini tamamlamıştır

8. KAYNAKLAR

- Açlan, M., Parlak, O., İşler, F., Boztuğ, D., Delaloye, M., 2001**, Geochemistry and geochronology of west-northwestern part of Behrek Batholite, Central Anatolia. *Fourth International Turkish Geology Symposium. ITGS IV, 24-28 September, Turkey*, p. 217.
- Ahrens, T.J., Fleischer, R.L., Price, P. B., Woods, R.T.,1970**, Erasure of fission tracks in glasses and silicates by shock waves, *Erth Planet Sci. Lett.* 8, 420-426.
- Akgün, F., Olgun, E., Kuşcu, İ., Toprak, V. ve Göncüoğlu, M.C., 1995**, Orta Anadolu Kompleksinin “Oligo-Miyosen“ örtüsünün stratigrafisi, çökeltme ortamı ve gerçek yaşına ilişkin yeni bulgular: *Türkiye Petrol Jeologları Der. Bülteni*, 6/1, 51-68.
- Akıman, O. ve Boztuğ, D., 1993**, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı içinde yer alan alkali magmatik kayalar. *Hacettepe Ün.versitesi' nde Yerbilimlerinin 25. Yılı Sempozyumu, bildiri özleri*.
- Akıman, O., Erler, A., Göncüoğlu, M. C., Güleç, N., Geven, A., Türeli, T. K. ve Kadioğlu, Y. K., 1993**, Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications. *Geological Journal*, 28, 371-382.
- Akishin, P.A., Nikitin, O.T., Panchenkov, G.M., 1957**, A new effective ion emitter for the isotopic lead analysis. *Geochem Int*, pp. 500-505.
- Albrecht, D., Armbruste, P., Spohr, R., and Roth, M., 1982**, Small angle neutron scattering from oriented latent nuklear tracks. *Radiation Effects*. 65, 145-148.
- Albrecht, D., Armbruste, P., Spohr, R., and Roth, M., Schauptert, K., and Stuhmann, H., 1984**, Small angle neutron scattering from oriented latent nuklear tracks. *Nucl. Instr. Meth. B2*, 702-705.
- Allegre, C.J., Albarede, F., Grunfelder, M., Koppel, V. 1974**, $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ - $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ zircon geochronology in Alpine and non-Alpine environment. *Contrib Mineral Petrol* 43, 163-194
- Alpaslan M., Boztuğ, D., 1997**, Yıldızeli yöresinde (B-Sivas) çarpışmayla eş zamanlı ve çarpışma sonrası plütonların birlikteliği. *J.of earth Sci.*, 6, 1-12.
- Arıkan, Y., 1975**, Tuzgölü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları: *MTA Dergisi*, 85, 17-38.
- Ataman, G., 1972**, Ankara'nın güneydoğusundaki granitik-granodiyoritik kütlelerden Cefalık dağın radyometrik yaşı hakkında ön çalışma : *Hacettepe Fen ve Müh. Bil. Dergisi.*, 2/1, 44-49.
- Atherton, M.P., Petford, N., 1993**, Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362, 144-146.
- Ayan, M., 1963**, Contribution a L'etude petrographique et de la region situee an Nort-Est de Kaman. *M.T.A. Enst.yayınları*, 115, 332 p.
- Barbarin, B. And Didier, J., 1992**, Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences*, 83, 145-153.
- Barbarin, N., 1991**, Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. In: Didier, J and Barbarin,B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology. *Developments in Petrology 13, Elsevier*, 135-153.
- Bayhan, 1986**, İç Anadolu Granitoid Kuşağındaki Çelebi sokulumunun jeokimyası ve kökensel yorumu. *Jeoloji Mühendisliği*, 29, 27-36.

- Bayhan, H. ve Tolluoğlu, A. Ü., 1987,** Çayağzı siyenitoyidinin (Kırşehir kuzebatısı) mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri. *Yerbilimleri*, 14, 109-120.
- Bayhan, H., 1987,** Cefalıkdağ ve Baranadağ plütonlarının (Kaman) petrografik ve kimyasal-mineralojik özellikleri. *Jeoloji Müh. Derg.* s. 30-31, 11-16
- Bayhan, H., 1988,** Bayındır-Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali kayaçların jeokimyası ve kökensel yorumu. *T. J. K. Bül.*, 31, 59-71.
- Bean, C. P., Doyle, M. V., and Entine, G., 1970,** Etching of submicron pores in irradiated mica. *J. Appl. Phys.* 141; 1454-1459.
- Belousova E.A., Griffin, W.L, O'Reilly, S.Y., and Fisher, N.I., 2002,** Igneous zircon, trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral Petrol*, v.143, p. 602-622.
- Best ve Christiansen, 2001,** Igneous petrology. *Departman of Geology Brigham Young University, Blackwell Science*, s. 458.
- Bonin, B., 1998,** Alkaline rocks and Geodynamics. *Tr. J. of Earth Sciences*, 7, 105-118.
- Bourdon, E., Eissen, J.P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Joseph, C., Hall, M.L., 2002,** Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador), evidence for slab melt metasomatism beneath Andean northern volcanic zone. *J. Petrol.* 43 (2), 199-217.
- Bowden, P., 1985,** The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa (a review). *J. Afr. Earth Sci.*, 3, 17-39.
- Boztuğ, D. ve Yılmaz, S., 1997,** Some variabilities in the partial melting of the source and solidification processes of the melts in the genesis of the Central Anatolian (CA) post-collisional alkaline plutonism, Turkey. *European Union of Geosciences (EUG) 9, Strasbourg - France*, p. 502.
- Boztuğ, D., 1991,** Kırşehir bloğundaki Yozgat batoliti Doğu kesiminin (Sorgun güneyi) Petrografisi, ana element jeokimyası ve petrojenezi. *İstanbul Üniversitesi, Yerbilimleri*, 8,1-2.
- Boztuğ, D., 2000,** S-I-A- type intrusive associations: geodynamic significance of synchronism between metamorphism and magmatism in Central Anatolia, Turkey. *Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding area. Geological Society, London, Special Publications, Bozkurt, E., Winchester, J. A. and Piper, J. D. A. (eds)*, 173, 441-458.
- Boztuğ, D., 2001,** Suşehri (Sivas)-Gölköy (Ordu) arasında KAFZ'nun kuzey ve güney kesimlerindeki granitoidlerin ve çevre kayaçlarının petrolojik incelenmesi. *Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve Çevre Araştırma Grubu. Proje No: YDABÇAG-9*, 113s.
- Boztuğ, D., A.İ. Erçin, M.K. Kuruçelik, D. Göç, İ. Kömür, and A. İskenderoğlu, 2006,** Geochemical characteristics of the composite Kaçkar batholith generated in a Neo-Tethyan convergence system, Eastern Pontides, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, (in press).
- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G.A., and Yeğingil, Z., 2004,** Slow Senonian and fast Palaeocene–Early Eocene uplift of the granitoids in the Central Eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results. *Tectonophysics*, 382, 213– 228.
- Boztuğ, D., Yılmaz, S. ve Kesgin, Y., 1994;** İç-Doğu Anadolu alkalin provensindeki Köseadağ plütonu (Suşehri -KD Sivas) doğu kesiminin petrografisi ve petrojenezi. *T.J.K. Bül. C. 37, sayı 2, s. 1-14.*
- Calmus, T., Aguillon-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003,** Spatial and temporal evolution of basalts and

magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico, the role of slab melts. *Lithos* 66 (1-2), 77-105.

- Cameron, A.E., Smith, D.E., Walker, R.L., 1969**, Mass spectrometry of nanogram size samples of lead. *Anal Chem* 41, 525-526.
- Catanzaro, E.J., Kulp, J.L., 1964**, Discordant zircons from the Little Belt (Montana), Beartooth (Montana) and Santa Catalina Mountains (Arizona). *Geochim Cosmochim Acta* 28, 87-124.
- Champion, D.C., Smithies, R.H., 2003**, Slab melts and related process, Archaean versus Recent. In: Arima, M., Nakajima, T., Ishihara, S. (Eds.), Hutton Symposium V, The Origin of Granites and Related Rocks. *Geological Survey of Japan*, pp. 19.
- Cherniak D.J., Hanchar, J.M., and Watson, E.B., 1997**, Rare-earth diffusion in zircon. *Chem Geol*, v. 134, p. 289-301.
- Chukhonin, A.P., 1978**, A mass spectrometric study of the forms taken by lead in zircon. *Geochim Int* 15, 186-189
- Chung, S-L, Liu D, Ji J, Chu M-F, Lee H-Y, Wen D-J, Lo C-H, Lee T-Y, Qian Q, Zhang Q., 2003**, Adakites from continental collision zones, melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology* 31, 1021-1024.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. ve Chappell, B. W., 1982**, Nature and origin of A-type granites with particular reference to south eastern Australia: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189-200.
- Compston, W., Williams, I.S., Meyer, C., 1984**, U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J Geophys Res Suppl.* 89, B525-13534.
- Condie, K.C., 1993**, Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.* 104, 1 –37.
- Coppens, R., Durand, G., Roubault, M., 1965**, Etude de l'age des zircons par rapport des plombs 207 et 206; application a l'etude du granite de la Clarte-Ploumanac'h (Bretagne, France). *Int Coll Gcochron Nancy, France*, pp. 1-9.
- Çapan, ve diğ., 1983**, Ankara melanji (Orta Anadolu) Tetis kapanışını belirlemede önemli bir eleman. *Yerbilimleri*, 10, 35-43.
- Debon, F. and Le Fort, P., 1983**, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences*, 73, 135-149.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1997**, An introduction to the-ock forming minerals, 2nd ed. *London, Longman*.
- Defant M., Kepezhinskas, P., 2001**, Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS (Transactions, American Geophysical Union)* 2, 65-69.
- Defant M.J., Drummond, M.S., 1990**, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Defant, M.J., Clarck, L.F., Stewart, R.H., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Maury, R.C., Bellon, H., Jackson, T.E., Restrepo, J.F., 1991**, Andesite and dacite genesis via contrasting process: the geology and geochemistry of El Vale volcano, Panama. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 309-324.
- Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C., Stewart, R.H., 1992**, The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica, *an overview. J. Geol. Soc. (London)* 149, 569-579.
- Demirela, G., Kuşçu, İ., Kuşçu, G.G., ve diğ., Yılmaz, E., Saraç, C., 2002**, Orta Anadolu'daki üretken Fe, üretken Pb-Zn ve kısır granitoidelerin jeokimyasal

karakterizasyonu için İstatistik Uygulamaları. 55. *Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*. s. 55-56.

- Didier, J. ve Barbarin, B., 1991 b**, The different types of enclaves in granites nomenclature: In Didier, J. and Barbarin, B. (eds). Enclaves and Granite Petrology. *Developments in Petrology, Elsevier*, 13, 19-24.
- Didier, J. ve Barbarin, B., 1991a**, Enclaves and Granite Petrology. *Developments in petrology Elsevier, Amsterdam*. 13, 625 p.
- Doğan, R., 2002**, Kırşehir Masifi kuzeyinin tektonik ve magmatik evrimi konusunda bazı düşünceler. 55. *Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*. s. 66-69.
- Doğan, R., 2003**, Orta Anadolu'daki bazaltik magmatik kayalar ve oluşum mekanizmaları. 56. *Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*. s. 22-25.
- Doğan, R., Ayaz, E., Önenç İ.D., Uçar, K., Zimitoğlu, O., 2002**, Kırşehir kuzeyindeki magmatik kayalar ve maden yatakları 52. *Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*. s. 72-75.
- Doğan, R., Kuşcu, E., Zimitoğlu, O., Önenç İ.D., Ayaz, E., Reçber A., 2002**, Yozgat güneyindeki magmatik kayalar ve maden yatakları 52. *Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*. s. 70-71.
- Drummond, M.S., ve Defant, M.J., 1990**, A model for trondhjemite-tonalite dacite genesis and crustal growth via slab melting. Archaean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.* 95, 21503-21521.
- Durani, I.R., and Bull, R. K., 1987**, Solid State Nuclear Track Detection (Prinsiple, Methods and Applications). *Pergamon Press, Oxford*.
- Eby, G. N., 1990**, The A-type granitoids: A review of thir occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26, 115-134.
- Ekici, T., 1997**, Yozgat Batoliti Yozgat güneyi kesiminin petrolojisi. *C. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış)*.
- Erkan, Y. ve Ataman, G., 1981**, Orta Anadolu Masifi (Kırşehir Yöresi) metamorfizma yaşı üzerine K/Ar yöntemi ile bir inceleme. *H.Ü. Yerbilimleri*, 8, 27-30.
- Erkan, Y., 1975**, Orta Anadolu masifinin güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonel metamorfizmanın petrolojik incelenmesi. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü, Doçentlik Tezi, Ankara, (yayınlanmamış)*147 s.
- Erkan, Y., 1976**, Kırşehir çevresindeki rejyonel metamorfik bölgede saptanan izogradlar ve bunların petrolojik yorumlanmaları. *Yerbilimleri*, 2, 1, 23-54.
- Erkan, Y., 1978**, Kırşehir masifinde granat minerallerinin kimyasal bileşimi ile rejyonel metamorfizma arasındaki ilişkiler. *TJK Bülteni*, 21, 1, 43-50.
- Erkan, Y., 1980**, Amfibolit sorunu ve Orta Anadolu amfibolitlerinin oluşumu ve kökenlerinin incelenmesi. *Yerbilimleri*, 5-6, 61-76.
- Erkan, Y., 1994**, Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta İncelenmeleri. *TMMOB Jeoloji Mühendisliği Odası Yayınları*. 42. s.405.
- Erlar, A. Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, F., Dalkılıç, B., Geven, A. ve Önen, P., 1991**, Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir masifi magmatik kayalarının petrolojisi ve jeokimyası. *Doğa-Tr. J. of Engineering and Environmental Sci.*, 15, 76-100.
- Erlar, A. ve Bayhan, H., 1993**, Orta Anadolu granitoidleri. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimlerinin 25. Yılı Sempozyumu*, 19-20.
- Erlar, A. ve Bayhan, H., 1995**, Orta Anadolu granitoidleri'nin genel değerlendirilmesi ve sorunları. *Yerbilimleri*, 17, 49-67.
- Faure, G., 1986**, Principles of isotope geology. *The Ohio State University Columbus, Ohio*, p. 589.

- Fernandez, A.N., Barbarin, B., 1991**, Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas. Nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. *In Enclaves and Granite Petrology*, Didier J, Barbarin (eds). Developments in Petrology 13. Elsevier. Amsterdam 263-275.
- Fleischer, R. L., Price, P. B., and Walker, R. M., 1975**, Nuclear Tracks in Solids; Principle and Application. *University of California Press, Berkeley*.
- Fleischer, R.L., and Price, P.B., 1964**, Fission track evidence for the simultaneous origin of the tektites and other natural glasses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 755-766.
- Fleisher, R. L., Price, P.B., Walker, R.M., 1965**, Effects of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *J. Geophys. Res.* 70. 1497-1502.
- Floyd, P. A., Göncüoğlu, M. C., Winchester, J. A., ve Yalnız, M.K., 2000**, Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Bozkurt, E., Winchester, J. & Piper, J.A., (Eds.) Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geol. Soc. London Special Publ.*, 173, 183-202.
- Foley, S.F., Barth, M.G., Jenner, G.A., 2000**, Rutile/melt partition coefficients for trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 933-938.
- Froude, D.O., Ireland, T.R., Kinny, P.D., Williams, I.S., Compston, W., 1983**, Ion microprobe identification of 4100-4200 Myr old terrestrial zircons. *Nature* 304, 616-618.
- Galbraith, R.F., Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy I.R., 1990**, Apatite fission track analysis, geological thermal history analysis based on a three-dimensional random process of linear radiation damage. *Proc. R.Soc. London Ser. A.* 332, 419-438.
- Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C., 1998**, Fission track analysis and its applications to geological problems. *Earth Planet Sci.* 26, 519-572.
- Gao, S., Rudinick, R.L., Yuan, H-L, Lui, X-M., Lui, Y-S., Xu W-L., Ling, W-L., Ayers J., Wang X-C., Wang Q-H., 2004**, Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature* 432, 892-897.
- Garfunkel, Z., 2004**, Origin of the Eastern Mediterranean basin: a reevaluation. *Tectonophysics*, 391, 11 –34
- Garrison, J.M., Davidson, J.P., 2003**, Dubious case for slab melting in the northern volcanic zone of the Andes. *Geology* 31 (6), 565-568.
- Gehrels, G.E., McClelland, W.C., Samson, S.D., Patchett, P.J., and Brew, D., 1991**, U-Pb geochronology of Late Cretaceous and early Tertiary plutons in the northern Coast Mountains batholith. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 899-911.
- Genç, Y., 2003**, Kırşehir Masifi Metamorfikleri stratigrafisinde yeni gözlemler. 56. *Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*. s. 55-56.
- Genç, Y., ve Türkmen, H., 2002**, Kırşehir Masifi'nde altınlı kuvars damarları 52. *Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*. s. 102-103.
- Gentry, R.V., Sworski, T.J., McKown, H.S., Smith, D.H., Eby, R.E., Christie, W.U., 1982**, Differential lead retention in zircons: implications for nuclear waste containment. *Science* 216, 296-297.
- Geven, A., 1992**, Mineralogy, petrography and geochemistry of Cefalıkdag plutonic rocks (Kaman Region-Central Anatolia). *PhD. Thesis, Middle East Technical*

University, (unpublished) 165p.

- Geven, A., Unan, C., Erler, A., Göncüoğlu, M.C., and Akıman, O., 1993**, Petrology of Cefalıkdağ granitoid. *Symposium for the 25th Anniversary of Earth Sciences at Hacettepe Univerity, November 15-17, 1993, Beytepe-Ankara, Abstracts*, 43-44.
- Gleadow, A. J. W., 1978**, Comparison of fission track dating methods. effects of anisotropic etching and accumulated a-damage, U.S. Geol. Surv. Open-File Report 78-701, 143-145.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F., and Lovering, J.F., 1986**, Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contrib. Mineral. Petrol. Expl. Ass. J.*, 23, 93-102.
- Gleadow, G.W., Belton, D.X., Kohn, B.P., and Brown, R.W., 2002**, Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite. In: Kohn, M., Rakovan, J., and Hughes, J.M. (eds.), *Phosphates. Reviews of Mineralogy*, v. 48, p. 579-611.
- Goldich, S.S., Mudrey, M.G., 1972**, Dilatancy model for discordant U-Pb zircon ages. *Contrib Rec Geochem Anal Chem (Vinogradov volume), Nauka Publ Office Moscow*, pp 415-418
- Göncüoğlu, M. C. ve Türeli, T. K., 1994**, Alpine collisional-type granitoids from western central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Jour. of Kocaeli Univ., Earth Sci., No. 1*, pp. 39-46.
- Göncüoğlu, M. C., Köksal, S. ve Floyd, P. A., 1997**, Post-collisional A-type magmatism in the central Anatolian crystalline complex: Petrology of the İdiş dağı Intrusives (Avanos, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6, 65-76.
- Göncüoğlu, M.C. ve Türeli, K.T., 1993**, Orta Anadolu ofiyoliti plajiyogranitlerinin petrolojisi ve jeodinamik yorumu (Aksaray-Türkiye). *Doğa Türk Yerbilimleri Dergisi*, 2, 195-203.
- Göncüoğlu, M.C., 1986**, Geochronological data from the southern part (Niğde area) of the Central Anatolian Massif. *Mineral Research and Technical Institute of Turkey (MTA) Bulletin*, 105/106, 83-96.
- Göncüoğlu, M.C., 2001** Magmatik Kayaçalarda Radyometrik Yaş Tayini Yöntemleri. *Magmatik Petrojeniz, Tübitak Lisans Üstü Yaz Okulu*, 7-12 Haziran, 2001, Akçakoca-Düzce, 366-376.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Erler, A. ve Kuşçu, İ., 1991**, Orta Anadolu batı kesiminin jeolojisi, Bölüm I, güney kesim. *TPAO Rap. No 2909, (yayınlanmamış)* 176 p.
- Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, İ. ve Şengör, A. M. C., 1984**, Paleo-tectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neo-tethyan closure. In: *Dixon, J. E. and Robertson, A.H.F., (eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Blackwell Sci. Publ., Edinburgh*, 467-482.
- Görz, H., 1974**, Microprobe studies of inclusions in zircons and compilation of minor and trace elements from the literature. *Chem Erde* 33, 326-357.
- Green, T.H., Pearson, N.J., 1987**, An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 55-62.
- Güleç, N., 1994**, Rb-Sr isotope data from the Ağaçoören granitoid (East of Tuz Gölü): Geochronological and genetical implications. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 3, 39-43.
- Gündoğdu, M.N., Bros, R., Kuruç, A. And Bayhan, H., 1988**, Rb-Sr wholerock systematic of Bayındır feldspathoidal syenites (Kaman –Kırşehir). Symposium

for the 20th Anniversary of Earth Sciences at Hacettepe University, October 25-27, Abstracts. 55, Beytepe-Ankara.

- Hahn, O., and Strassmann, F., 1939**, Über den Nachweis und das Verhalten der bei Bestrahlung des Urans mittels Neutronen entstehenden Erdalkalimetalle. *Naturwissenschaften* 27, 11-15.
- Hanchar, J.M., and Miller, C.F., 1993**, Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and back-scattered electron images, Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem. Geol.*, v. 110, p. 1-13.
- Harms U, Cameron KL, Simon K, Bratz H 1997** Geochemistry and petrogenesis of metabasites from the KTB ultradeep borehole, Germany. *Geologische Rundschau* 86. 155-166.
- Hejl, E., and Wagner, G.A., 1990**, Geothermische und tektonische Interpretation von Spaltspurdaten am Beispiel der Kontinentalen Tiefbohrung in der Oberpfalz. *Naturwissenschaften*, 77, 63-71.
- Henderson, G.H., Bateson, S., 1934**, A quantitative study of pleochroitic haloes. 1st Proc R Soc London Ser A 145, 563-581.
- Hibbard, M. J., 1991**, Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In *Didier, J. ve Barbarin, B. (eds). Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology, 13, Elsevier, 431-444.*
- Hinthorne, JR., Anderson, C.A., Conrad, R.L., Lovering, J.F., 1979**, Single-grain $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and U/Pb age determinations with a 10 μm spatial resolution using the ion microprobe mass analyser (IMMA). *Chem Geol* 25, 271-303.
- Hofmann, A.W., 1988**, Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297-314.
- Holland, H.D., Gottfried, D., 1955**, The effect of nuclear radiation on the structure of zircon. *Acta Cryst S*, 291-300.
- Hoppe, G., 1963**, Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrologische Auswertungen. *Abh Dtsch Akad Wiss Berlin I*
- İlbeyli, N., J.A. Pearce, M.F. Thirwall, and J.G. Mitchell 2004**, Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey, *Lithos*, 72, 163-182.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971**, A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sciences*, 8, 523-548.
- İlbeyli, N. ve Pearce, J., 1997**; Petrogenesis of the collision - related Central Anatolian Granitoids, Turkey. European Union of Geosciences (EUG-9), Strasbourg - France, abstracts p.502.
- İlbeyli, N., 2004**, Field, Petrographic and Geochemical Characteristics of the Hamit Alkaline Intrusion in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Turkish J. Earth Sci.* v.13, 269-286.
- Jahn, BM, Wu, F., Lo, C-H., Tsai, C-H, 1999** Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post-collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical Geology* 157, 119–146.
- Jonckheere, R., Enkelmann, E., Min, M., Trautmann, C., and Ratschbacher, L., 2006**, Improved confined fission-track length measurements in apatite using ion irradiation and step etching. *Chemical Geology*, (in review).
- Jonckheere, R., Ratschbacher, L., Wagner, G.A., 2003**, A repositioning technique for counting induced fission-tracks in muscovite external detectors in single-grain

dating of minerals with low and inhomogeneous uranium concentrations, *Radiation Measurements*. 37, 217-219.

- Kadioğlu, 1996**, Genesis of Ağaören Intrusive Suite and its enclaves (Central Anatolia): Constraints from geological, petrographic, geophysical and geochemical data. *ODTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi*, 242 s, (yayınlanmamış).
- Kay S.M., Ramos, V.A., Marquez, M., 1993**, Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab melting prior to ridge-trench collision in Southern South America. *J Geol* 101, 703-714.
- Kay, R.W., 1978**; Aleutian magnesian andesites, melts from subducted Pacific Ocean crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4, 117-132.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Carlson W.D., 1999**, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. extrapolation to geological time scales, *American Mineralogist* 84 1235-1255.
- Ketcham, R.A., 2005**, Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 275-314.
- Kober, B., 1986**, Whole-grain evaporation bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single-zircons using a double-filament thermal ion source *Contrib Mineralogy and Petrology* 93, 482-490.
- Kober, B., 1985**, Radiogenblei-Evaporation aus Zirkon-Einzelkristallen in einer Zweiband-Thermionenquelle zur Bestimmung von $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Altern. *Fortschr Mineral* 63, 117.
- Kober, B., 1986**, Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib Mineral Petrol* 93, 482-490
- Kober, B., 1987**, Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology, *Contrib Mineralogy and Petrology* 96, 63-71.
- Kosztolanyi, C., 1965** Nouvelle methode d'analyse isotope des zircons a l'etat naturel apres attaque directe sur le filament. *CR Acad Sci* 261, 5849-5851.
- Köhler, H., 1970**, Die Änderung der Zirkonmorphologie mit dem Differentiationsgrad eines Granits. *N Jahrb Mineral Mh* 9, 405-420.
- Köksal, S., Köksal-Toksoy F., Göncüoğlu, M.C., 2006**, Farklı granitoid tiplerinde zirkon oluşumu: Orta Anadolu Granitoidlerinden Örnekler. *59.TJK Bildiriler Kitabı*, s.271-272.
- Köksal, S., Romer, R.L., Göncüoğlu, M.C., F. Toksoy-Köksal 2004**, Timing of post-collision H-type to A-type granitic magmatism: U-Pb titanite ages from the Alpine central Anatolian granitoids Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 93 974-989.
- Köppel V., Sommerauer, J., 1974**, Trace elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and newly formed zircons. *Contrib Mineral Petrol* 43, 71-82.
- Kretz, R., 1983**, Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Krogh, T.E., 1973**, A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations, *Geochim Cosmochim Acta* 37, 485-494.
- Krogh, T.E., 1982**, Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochim Cosmochim Acta* 46, 637-649.
- Kuşçu, İ., 1999**, Orta Anadolu Kristalen Kompleksindeki Akçakışla graniti (Yozgat) ve Yozgat batoliti granitoidlerinin jeokimyasal ve petrojenetik karşılaştırması. *52.TJK Bildiriler Kitabı*, s.247-254.

- Kuşçu, İ., Erler A., 1999,** Çarpışma ortamı metalojenisine bir örnek: Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı. *52.TJK Bildiriler Kitabı*, s.175-182.
- Lancelot, J., Vitrac, A., Allegre, C.J., 1976,** Uranium and lead isotope dating with grain by grain zircon analysis: a study of complex geological history with a single rock. *Earth Planet Sci Lett* 29, 357-366.
- Laselett, G.M., Gleadow, A.J.W., Dudy, I.R., 1984,** The relationship between fission track length and track density in apatite. *Nucl. Tracks* 9. 29-38.
- Laselett, G.M., Kendall, W.S., Gleadow, A.J.W., Dudy, I.R., 1982,** Bias in measurement of fission track length distributions. *Nucl. Tracks* 6. 79-85.
- Laslett, G.M., Gabraith, R., Green, P.F., 1994,** The analysis of projected fission-track lengths, *Nucl. Tracks* 23. 103-123.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., 1987,** Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2. a quantitative analysis, *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 65 1-13.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streickeisen, A., Woolley, A. R. ve Zanettin, B., 1989,** A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks. *Blackwell Sci. Publ.*, 193 pp.
- Le Roux, B., Rouanet, H., 1986,** Contrastes essentiels et directions principales d'un nuage, *Math. et Sc. Hum.*, 95, p. 71-81
- Lehmann, Chr., 1977,** Interaction of Radiation with Solids and Elementary Defect Production. *North-Holland, Amsterdam*.
- Levskiy, L.K., Murin, A.N., Zaslavskiy, V.G., 1969,** Use of thermionic emission in isotope analysis of lead and lithium. *Geochem Int* 6, 601-605.
- Lipin, B. R. ve McKay, G. A. (eds), 1989,** Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. *Mineralogy Society of America*, 21, 348 p.
- Lipova, I.M., Kuznetsova, G.A., Makarov, E.S., 1965,** An investigation of the metamorphism in zircons and zirconolites. *Geochem Int* 2, 513-525.
- Loiselle, M. C. ve Wones, D.R., 1979,** Characteristics of anorogenic granites: *Geological Society of America Abstracts with Programs* , 11, 468.
- Lünel, A.T., ve Akıman, O., 1984,** Hamitköy, Kaman, Kırşehir bölgesinde bulunan psodolösit oluşuğu ve basınç göstergesi olarak kullanımı: M.T.A. derg. 103, 104, 117-124
- Mamedov, S.A., 1970,** Migration of radiogenic products in zircon. *Geochem Int* 7, 203.
- Martin, H., Moyen, J.F., 2003,** Secular changes in TTG composition: comparison with modern adakites. *EGS-AGU-EUG joint meeting. Nice, April*, VGP7-IFR20-001.
- Martin, H., 1999,** The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46 (3), 411-429.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen J.-F., Champion, D., 2005,** An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid, relationship and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1-24.
- Maruette, M., Pellas, P., and Walker, R.M., 1964,** Etude des traces de fission fossiles dans le mica. *Bull. Soc. Franç. Minér. Crist.*, 89, 41-75.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H., Defant, M.J., 1996,** Fusion de la croûte oceanique dans les zones de subduction/collision recetes, l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 167 (5), 579-595.

- McDonough, W. F. ve Frey, F. A., 1989**, Rare Earth Elements in upper mantle rocks. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. *Lipin, B. R. ve McKay, G. A. (eds). Mineralogy Society of America, 21, 348 p.*
- Miskovic, A., Francis, D., 2005**, Interaction between mantle-derived and crustal calc-alkaline magmas in the petrogenesis of the Paleocene Sifton Range volcanic complex, Yukon, Canada. *Lithos (in press).*
- Morris, P.A., 1995**, Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwestern Japan. *Geology* 23, 395-398.
- Oberli, F., Kagami, H., Meier, M., Steiger, R.H. 1985**, Correlated Sr-Nd and U-Pb systematics of total-rock, zircon and other accessory minerals. *Terra Cognita* 5, 324
- Okay, A., and Şahintürk, Ö., 1997**, Geology of the Eastern Pontides. in: *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, Memoir 68, edited by A.G. Robinson, pp. 291-311, AAPG.*
- Oosthuysen, E.J., Burger, A.J., 1973**, The suitability of apatite as an age indicator by the uranium-lead method. *Earth Planet Sci Lett* 18, 29-36.
- Otlu, N., 1998**, Kortundağ-Baranadağ arası (D Kaman, KB Kırşehir) plütonik kayaların petrolojik incelenmesi. *C.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 187s. (yayınlanmamış).*
- Otlu, N., ve Boztuğ, D., 1998**, The coexistence of the silica oversaturated (ALKOS) and undersaturated alkaline (ALKUS) rocks in the Kortundağ and Baranadağ plutons from the Central Anatolian alkaline plutonism, E Kaman/NW Kırşehir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences.*
- Önen ve Unan 1988**, Kaman (Kırşehir) kuzeydoğusunda bulunan gabroların mineralojisi, petrografisi ve jeokimyası. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 31, 23-28.*
- Parlak, O., and Delaloye, M., 1999**, Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the metamorphic sole of the Mersin ophiolite (southern Turkey). *Tectonophysics*, 301, 145-158.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J. G., 1990**. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, 189-229.
- Pearce, J.A., 1982**, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites. Wiley, New York, 525-548.*
- Pidgeon, R.T., O'Neil J.R., Silver, L.T., 1966**, Uranium and lead isotopic stability in a metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. *Science* 154, 1538-1540.
- Pidgeon, R.T., O'Neil, J.R., Silver, L.T., 1972**, Observations on the crystallinity and the U-Pb isotopic system of a melamict Ceylon zircon under experimental hydrothermal conditions (abstract). *2nd Europ Coll Geochron Cosmochron Isotop Geol, Heidelberg, 118 p.*
- Pin, C., Lancelot, J., 1982**, U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib Mineral Petrol* 79,1-22.
- Pitcher, W. S., 1993**, The Nature and Origin of Granite. *Chapman & Hall, Glasgow.*
- Poisson, A., 1986**, Anatolian micro-continents in the Eastern Mediterranean context: The neo-Tethysian oceanic troughs. *Sci. de la Terre, Mém., 47, 311-328.*
- Poldervaart, A., 1950**, Statistical studies of zircon as a criterion in granitization. *Nature* 165, 574-575.
- Poldervaart, A., 1955**, Zircon in rocks. 1. Sedimentary rocks. *Am J Sci* 253, 433-461.
- Poldervaart, A., 1956**, Zircon in rocks. 2. Igneous rocks. *Am J Sci* 254, 521-554.

- Price, P. B., and Walker, R. M., 1962a**, A new detector for heavy particle studies. *Phys. Lett* 3, 113-115.
- Price, P. B., and Walker, R. M., 1962b**, Observations of charged-particle tracks in solids. *J. Appl. Phys.* 33, 3400-3406.
- Price, P. B., and Walker, R. M., 1962c**, Chemical etching of charged-particle tracks in solid. *J. Appl. Phys.* 33, 3407-3412.
- Prouteau, G., Scaillet, B., 2003**, Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatabu dacite. *J Petrol* 44.2203-2241.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R.C., 2001**, Evidenca for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410, 197-200.
- Pupin, J.P., 1980**, Zircon and granite petrology. *Contrib Mineral Petrol* 73, 207-220.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., 2003**, Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature* 425, 605-609.
- Rapp, R.P., Laporte, D., Martin, H., 2005**, Interactions between the subducting slab and the mantle wedge during adakite petrogenesis, experimental constraints at 1.5-4.0 Gpa. *Geophys Res. Abstracts* 7, 08116.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999**, Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995**, Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar. Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J.Petrol.* 36 (4), 891-931.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991**, Partial melting of amphibolite/eclogite and origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res.* 51, 1-25.
- Rickwood, P. C., 1989**, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- Robertson, A.H.F., 2002**. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos* 65, 1-67.
- Rogers, G., Saunders, A.d., Terrell, D.J., Verma, S.P., Marriner, G.F., 1985**, Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature* 315, 389-392.
- Rollinson, H. R., 1993**, Using geochemical data: Evoluation, presentation, interpretation. *Longman Scientific and Technical, John Wiley and Sons, 352 p.*
- Sajona, F.G., Bellon, H., Maury, R., Pubellier, M., Quebral, R., Cotten, J., Bayon, F., Pagado, E, Pamatian, P., 1997**, Tertiary and Qyaternary magmatism in Mindanao and Leyte (Philippines), geochronology, geochemistry and tectonic setting. *J. Asian Earth Sci.* 15 (2-3), 121-153.
- Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Weiss, D. ve Mattielli, N., 1994**, Cogenetic silica-rich and carbonate rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths: Implications for metasomatism in the oceanic upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 123, 167-178.
- Schmidberger, S.S., Hegner, E., 1999**, Geochemistry and isotope ststematics of calc-alkaline volcanic rocks from the Saar-Nahe basin (SW Germany)-implications for Late-Variscan orogenic development. *Contributions to Mineralogy Petrology* 135, 373-385.
- Seymen, İ., 1981**, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin stratigrafisi ve metamorfizması. *T. J. K. Bül.*, 24, 101-108
- Seymen, İ., 1982**, Kaman dolayında Kırşehir masifinin jeolojisi : Doçentlik Tezi, İ.T.Ü.Maden Fak., İstanbul 164 s. (yayınlanmamış).

- Seymen, İ., 1983**, Tamadağ (kaman-Kırşehir) çevresinde Kaman grubunun ve onunla sınırdas oluşukların karşılaştırmalı tektonik özellikleri : T.J.K .Bült., 26, 2, 89-97.
- Seymen, İ., 1984**, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifi'nin metamorfizması: T.J.K.yayını, Ketin Simpozyumu, 12-15.
- Shand, S. J., 1927**, Eruptive rocks. *Murby, London, 360p. (Gabbroid, metaluminous, Peraluminous).*
- Shannon, R.D., Prewitt, C.T., 1969**, Effective ionic radii in oxides and fluorides. *Acta Cryst B* 25, 925-946.
- Sheslakov, G.I., 1972**, Diffusion of lead in monazite, zircon, sphene and apatite. *Geochem Int* 9, 801-807.
- Shukolyukov, Y.A., 1964**, Interpretation of discordant ages calculated from the isotopic ratios $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. *Geochem Int* 1, 843-852.
- Smirnova, E.V., 1967**, In: Gmelin (1970) Handbuch der anorganischen *Chcmie: Blei*, C3, p. 851.
- Smith, D.R., Leeman, W.P., 1987**, Petrogenesis of Mount St. Helens dacitic magmas. *J. Geophys Res.* 92, 10313-10334.
- Smithies, R.H., 2000**, The Archaean tonalite-trondhjemite-granodirite (TTG) series is not an analogue of Cenezoic adakite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 182, 115-125.
- Sommerauer, J., 1976**, Die cliemisch-physikalische Stabililat natürlicher Zirkone und ihr U-(Th)-Pb System. *Unpubl thesis, ETH Zurich*, No. 5755, p. 151.
- Stacey, J.S. and Kramers J.D., 1975**, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, v.26, p.207-221.
- Steiger, R.H., and Jäger, E., 1977**, Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 359-362.
- Steiger, R.H., Wasserburg, G.J., 1966**, Systematics in the Pb^{208} - Th^{232} , Pb^{207} - U^{235} , Pb^{206} - U^{238} systems. *J Gcophys Res* 71, 6065-6090.
- Stern, C.R., Kilian, R., 1996**, Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust i the generation of adakites from Austral Volcanic Zone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 263-281.
- Stern, T.W., Goldich, S.S., Newell, M.F., 1966**, Effects of weathering on the U-Pb ages of zircon from the Morion gneiss, Minnesota. *Earth Planet Sci Leu* 1, 369-371.
- Stevenson, J.A., Daczko, N.R., Clarke, G.L., Pearson, N., Kleipeis, K.A., 2005**, Direct observation of adakite melts generated in lower continental crust, Fiordland, New Zelland. *Terra Nova* 17, 73-79.
- Sun, S. S., and McDunough, W. F., 1989**, Chemical and isotopic systematics of oceanic, Implications for mantle composition and processes, in Saunders, A. D., and Norry, M. J., eds., Magmatism in the ocean basins. *Geological Society of London Special Publication*
- Sunin, LV., Malyshev V.I., 1983**, The thermoisochron method of determining Pb-Pb ages. *Geochem Int* 20, 34-45.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Genç, T., and Zor, E., 2003**, East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure, *Geophysical Research Letters*, 30(24), 8045, doi: 10. 1029 / 2003 GL017858.
- Tagami, T., Ito, H., Nshimura, S., 1990**, Termal annealing characteristics of spontaneous fission tracks in zircon. *Chem. Geol.* 80, 159-169.
- Tarney, J., Jones, C.E., 1994**, Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of the Geological Society* 151, 855-868.

- Tatar, S., 1997**, Yozgat batoliti Şefaattli kuzey kesiminin (G Yozgat) petrolojik incelenmesi. *C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi*, 94 s., (yayınlanmamış).
- Tatar, S., and Boztuğ. D., 2002**, Composite Behrekdağ Batholith: Siganture for the Collision Between Anatolides and Pontides Along Ankara-İzmir-Erzincan Suture Zone in Central Anatolia, Turkey. *1. International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering 16-18 May 2002, İstanbul, Turkey.*
- Tatsumolo, M., Unruh, D.M., Naeser, C.W., Gramlich, J.W., 1973**, Grain by grain analysis applied to a U-Pb systematics study of zircon from Amitsoq Gneiss, Greenland (abstract). *3rd Europ Colt Geochron Cosmochron Isolop Geol, Oxford, United Kingdom.*
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1985**, The continental crust: Its composition and evolution. *Oxford, UK, Blackwell.*
- Tera, F., Wasserburg, G.J., 1975**, Precise isotopic analyses of lead in picomole and subpicomole quantities. *Anal 47, 2214-2220.*
- Thorkelson, J.D., and Breitsprecher K., 2005**, Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. *Lithos, 79, 25-41.*
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., O'Callaghan, L., 1984**, Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., A 310, 675-692.*
- Tilton, G.R., 1960**, Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *J Geophys Res 65, 2933-2945.*
- Tolluoğlu, A. Ü., 1986**, Orta Anadolu masifinin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler. *Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 237 s., 8 Ek, (yayınlanmamış).*
- Tolluoğlu, A. Ü., 1993**, Kırşehir masifini kesen felsik intrüziyonların (Kötüdağ ve Buzlukdağ) petrografik ve jeokimyasal karakterleri. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 16, 19-41.*
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel W., Satır M., Dokuz A., 2005**, Post-collisional plutonism with adakite-like signatures, the Eocene Saraycık granitiorite (Eastern Pontides, Turkey). *Contrib. Mineral. Petrol. 150, 441-455.*
- Tülümen, E., 1980**, Akdağmadeni (Yozgat) yöresinde petrografik ve metallojenik incelemeler:K.T.Ü., Doktora Tezi, 157 s., yayınlanmamış.
- Türel, T. K., Göncüoğlu, M.C., ve Akıman, O., 1993**, Orta Anadolu kristalen kütleli batısındaki Ekecikdağ granitoyitinin petrolojisi ve kökeni: *Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 115, 15-28.*
- Vache, R., 1963**, Akdağmadeni kontakt yatakları ve bunların orta Anadolu kristaline karşı olan jeolojik çerçevesi: *Maden Tet. Arama Derg., 60, 22-36.*
- Wagner, G.A., 1972**, The geological interpretation of fission track ages. *Trans. Amer. Nucl. Soc., 15, 117.*
- Wagner, G. A., and Van den haute, P., 1992**, Fission Track Dating, *Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, Kluwer Academic, Dordrecht, p.285.*
- Wagner, G.A, 1968**, Fission track dating of apatites. *Earth Planet Sci.Lett. 4, 411-415.*
- Wagner, G.A, 1969**, Spuren der spontanen Kernspaltung des ²³⁸Urans als Mitte zur Daiterung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes. *N Jahrb Mineral Abh 110, 252-286.*

- Wagner, G.A., 1990**, Apatite fission-track dating of crystalline basement of Middle Europe: concepts and results. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 17, 277-282.
- Wagner, G.A., 1998**, Age determination of young rocks and artifacts. *Physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology*, Springer, p. 466.
- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J-F, Bellon, H., Zhu, Y-T., 2005**, Cenezoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet, lower-crustal melting in an intracontinental setting. *Geology* 33, 465-468.
- Wareham, C.D., Millar, I.L., Vaughan, APM., 1997**, The generation of sodic granitic magmas, western Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Contrib. Mineral. Petrol.* 128, 81-96.
- Welherill, G.W., 1956**, Discordant uranium-lead ages. *Trans Am Geophys Union* 37, 320-326.
- Whitney, D.L., Dilek Y., 2001**, Metamorphic and tectonic evolution of the Hırkadağ Block, Central Anatolian Crystalline Complex. *Turkish J. Earth Sci.* v.10, pp. 1-15.
- Williams, I.S., Compston, W., Black, L.P., Ireland, T.R., Foster, J.J., 1984**, Unsupported radiogenic lead in zircon: a cause of anomalously high Pb-Pb, U-Pb and Th-Pb ages. *Contrib Mineral Petrol* 88, 322-327.
- Wilson, M., 1989**, Igneous Petrogenesis. *Unwin Hyman, London*, p. 456
- Wilson, M., 1991**, Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach. *Harper Collins Academic*. 466pp.
- Xu, J.E., Shinjo, R., Defant, M.J, Wang, Q., Rapp, R.P., 2002**, Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China, partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology* 30 (12), 1111-1114.
- Yada, K., Tanji, T., and Sunagawa, I., 1981**, Application of lattice imagery to radiation damage investigation in natural zircon. *Phys. Chem. Mineral*, 7, 47-52
- Yada, K., Tanji, T., and Sunagawa, I., 1987**, Radiation induced lattice defect in natural zircon (ZrSiO₄) observed at atomic resolution. *Phys. Chem. Mineral*, 14, 197-204
- Yalnız ve diğ., 1999**, Terlemez quartz monzonite of Central Anatolia (Aksaray-Sarıkaraman) age, petrogenesis and geotectonic implications for ophiolite emplacement. *Geological Journal*, 34, 233-242.
- Yalnız, K ve Göncüoğlu, M. C., 1998**, General geological characteristics and distribution of Central Anatolian Ophiolites. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri*, 20, 19-30.
- Yaman, S, 1985**; Bayındır (Kaman) Fluorit Filonlarında nadir toprak elementleri jeokimyası. *Jeoloji Mühendisliği /Ekim 1985*.
- Yaman, S., 1984**, Bayındır (Kaman) Fluorit Filonlarının Termo-Optik Analizi. *H.Ü. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 11, 23-30.
- Yılmaz, A., Uysal, Ş., Ağan, A., Göç, D., Aydın, N., 1997**, 1:100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji haritaları, No: 47, Sivas-F23 paftası. *MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara*, 15 s.
- Yılmaz, S., 1960**, Keskin-Çelebidağı bölgesindeki granat felsler zuhuratı hakkında: *MTA* 54, 100-102
- Yılmaz, S., Boztuğ, D., 1996**, Space and time relations of three plutonic phases in the Eastern Pontides, Turkey. *International Geology Review* 38, 935-956.
- Yılmaz, S., ve Boztuğ, D., 1994**, Granitoid petrojenezinde magma mingling/mixing kavramı, *Jeoloji Mühendisliği*, 44-45, 1-20.
- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M., 1995**, Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region. Implications

for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin* 107, 505-519.

Yumul, G.P., Dimalanta C.B., Bellon H., Faustino D.V., De Jesus J.V., Tamayo, R.A., Jumawan F.T., 2000, Adakitic lavas in the Central Luzon back-arc region, Philippines, lower crustal partial melting products? *The Island Arc* 9, 499-512.

Zamora, D., 2000, Fusion de la croûte océanique subductée approche expérimentale et géochimique. *Université Thèse Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand*, 314. pp.

Zartman, R.E., 1982, Some observations on discordance in the zircon chronometer (abstract). *5th Int Coll Geochron Cosmochron Isotop Geol Nikko, Japan*, pp 409-410.

Zykov, S.I., Stupnikova, N.I., 1957, Isotopic analysis of lead not requiring any preliminary chemical preparation of the mineral. *Geochem Int*, pp. 506-510.

EK A Çizelge 1. İnceleme alanından alınan magmatik kayaç örnekleri üzerinde yürütülen çalışmalar

Örnek No	Lokasyon	Ana Doku	Özel Dokular/ Alterasyonlar	Mineralojik Bileşim	İnceleme Yöntemleri				Kayaç Adı	Fasiyes Adı
					İK	Tüm Kayaç Eser ve REE	A FT	Z. ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
BAL-46	J31-b1 (73.01- 66.90)	tanesel	pert, klş, grf, anr	ku, pl, or, xe, zr	*	+			kuvars siyenit	Çamsarı
BAL-47	J31-b1 (71.67- 69.41)	porfirik	klş, znpl, anr, poik	ku, pl, or, hb,oj, eo, ap, ti	*	+	x	❖	kuvars siyenit	Hamit
BAL-48	J31-b1 (71.10- 69.60)	porfirik	klş, srs, grf, znpl	ku, pl, or, hb, bi, ap, zr,	*	+	x		kuvars siyenit	Hamit
BAL-49	J31-b1 (71.28 –69.61)	porfirik	anr, dnk	or, pl, hb, ti, nz, ap	*	+	x		nz siy. porf.	Durmuşlu
BAL-50	J31-b1 (71.42-69.66)	porfirik	klş, srs, anr	pl, or, nz, kn, ne, hsd- arf	*	+	x		nz-ne-kn siy. porf.	Durmuşlu
BAL-51	J31-b1 (71.52- 69.62)	porfirik	klş, port,	pl, nz, eo, ti, kn, ne, hsd-arf	*	+			nz-ne-kn siy. porf.	Durmuşlu
BAL-52	J31-b1 (75.04- 63.83)	tanesel	klş, srs, pert, anr	ku, or, pl, xe, ap, zr	*	+	x	❖	kuvars siyenit	Çamsarı
BAL-53	J31-b1 (74.56- 63.66)	tanesel	klş	ku, pl, bi, xe, gr	*				kuvars siyenit	Çamsarı
BAL-54	J31-b1 (73.78- 63.36)	tanesel		or, pl, bi, hb, hsd-arf, ti, xe, ap, fl	*	+			siyenit	Bayındır
BAL-55	J31-b4 (70.94- 51.96)	porfirik	klş, srs grf	ku, pl, or, hb, ti, bi, xe, ap	*	+	x		kuvars monzonit	Bayındır
BAL-56	J31-b4 (70.77- 52.34)	porfirik	klş, srs, anr, grf, znpl, iap	ku, pl, hb, bi, ti, ap	*	+	x		kuvars monzonit	Baranadağ
BAL-57	J31-b4 (71.21- 52.48)	porfirik	klş, srs, grf, anr, port	ku, pl, or, hb, bi, ti,	*	+	x	❖	kuvars siyenit	Baranadağ

BAL-58	J31-b4 (71.74- 52.67)	porfirik	klş, srs, grf, anr, port	Ku, pl, or, hb, xe, bi, ti, ap, zr	*	+	x		kuvars monzonit	Baranadağ
BAL-59	J31-b4 (72.20- 51.10)	porfirik	srs, grf, anr, port	Ku, or, pl, hb, bi ti, xe, ap, zr	*	+			siyenit	Baranadağ
BAL-60	J31-b4 (72.22- 51.50)	porfirik	srs, anr, port	Ku, or, pl, hb, bi, eo, xe, ap, zr	*	+			kuvars siyenit	Baranadağ
BAL-61	J31-b4 (71.52- 49.37)	porfirik	klş, grf, srs, pert, znpl, ppl	Ku, pl, or, ti, hb, hsd- arf, ap	*	+	x		monzonit	Baranadağ
BAL-62	J31-b4 (68.76- 51.03)	porfirik	klş, grf, anr,	Ku, pl, or, xe, bi, hsd- arf, al, ti, ap	*	+	x		kuvars monzonit	Baranadağ
BAL-63	J31-b4 (68.85- 51.17)	porfirik	klş, srs, grf, anr,	ku, pl, or, hsd-arf, bi, xe, ti, ap	*	+	x		kuvars monzonit	Baranadağ
BAL-64	J31-b4 (69.90- 55.10)	porfirik	klş, srs	ku, pl, or, hb,xe, ti, ap	*	+			monzonit	Baranadağ
BAL-65	J31-b4 (69.17- 55.65)			pl, oj, di, ap	*	+	x		gabro	Baranadağ

Kısaltmalar: İK: İnce Kesit, A FT: Apatit Fission Track (Parçalanma İzi) Yaş Tayini, Z. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$: Zirkon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Evaporasyon Yaş Tayini

Mineral kısaltmaları: **ku:** kuvars, **or:** ortoklaz, **pl:** plajiyoklaz, **bi:** biyotit, **hb:** hornblend, **hst-arf:** hastingsit-arfvedsonit, **oj:** ojit, **eo:** egirin-
ojit, **ne:** nefelin, **fl:** florit, **nz:** nozean, **kn:** kankrinit, **al:** allanit, **gr:** granat, **xe:** ksenotim, **ap:** apatit, **ti:** titanit, **zr:** zirkon, **di:** diyopsit

Özel doku ve bozunma türleri: **anr:** antirapakivi dokusu, **grf:** grafik doku, **iap:** iğnemsli apatit, **poik.** poikilitik doku, **znpl:** zonlu plajiyoklaz, **dnk:** denge
kristalizasyonu, **klş:** killeşme, **srs:** serisitleşme, **ops:** opasitleşme, **pert:** pertitleşme

EK BÖLÜM B: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ TEK ZİRKON EVAPORASYON YÖNTEMİNİN TEMEL PRENSİPLERİ

1. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ YAŞI İÇİN TEK ZİRKON TANESİNDE ÇİFT FİLAMAN TERMAL İYON KAYNAĞI KULLANARAK TÜM TANE EVAPORASYONU ARAŞTIRMALARI

İlk kez Kober (1986) tarafından ortaya konan ve geliştirilen bu metot için yapılan çalışmalar aşağıda özetlenmektedir (Kober, 1986; 1987)

İşlenmemiş zirkon tanelerinden (≤ 0.3 mm) direk olarak radyojenik kurşunun termal evaporasyonu ile $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ belirli yaşlarının analizi için bir teknik geliştirilmiş ve test edilmiştir. Evaporasyon analizleri termal iyon kütle spektrometrisinde (thermal ion mass spectrometers/ThIMS) çift filaman kullanılarak yapılır. Bu metot aynı tane içerisindeki kurşun izotoplarının farklılıklarını ayırt etmek için kullanılan güçlü bir araçtır. Bu farklılık evaporasyon sırasında zirkondaki kurşun izotoplarının arasında gelişen aktivasyon enerjisi farklılığından kaynaklanır (Kober, 1986).

Kober (1986) tarafından ortaya atılan bu metodun geliştirilmesi için çeşitli örnekler üzerinde denemeler yapılmıştır ve test örneklerinden elde edilen evaporasyon sonucunda elde edilen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları bu örneklerin literatürden bilinen U/Pb yaşları ile uyumlu sonuçlar vermiştir. Örneğin;

- ◆ Kaliforniya Marble Dağları'ndan alınmış olan granit örneklerinin kristalizasyon yaşları 1410 ± 30 milyon yıl
- ◆ Ağır mineral içeren çakıllardan alınmış "Seylon" zirkonlarında 560 ± 40 milyon yıl (çakılları oluşturan pegmatitik kaynağın kristallenme yaşı)
- ◆ Güney Schwarzwald (GB Almanya)'da bir diateksitedeki her bir heterojen zirkon topluluğu içerisinde saptanan yaşlar 500 milyon yıl civarında bulunmuştur metamorfik zirkon oluşumuna işaret etmektedir ve Orta Preterozoik kalıntıları vardır.

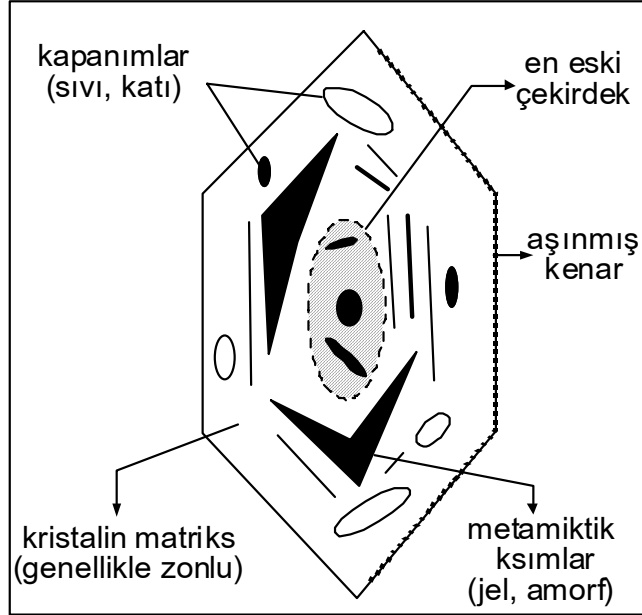
Evaporasyon analizleri, zirkon yoğunluğuna bağlı olan U/Pb analizleri ile ortaya konan diskordans-yönelimlere bakılmaksızın incelenen tüm zirkonların

kristalin alanlarındaki kapalı sistem U/Pb evrimini gösterir. Bu nedenle zirkon örneklerindeki U/Pb dağılımından elde edilen diskordiya-eğrisinin esası faz karışımlarından dolayı olmalıdır. Kristalin alandaki kurşun izotopları konkordandır ve bunlar karışım dizilimini son üyeleridir. Açık sistem şeklinde davranırlar ve U/Pb fraksiyonu yalnızca düşük Pb aktivasyon enerjisi ile bağlantılı olmalıdır. Örneğin; metamiktik zirkonlar.

Zirkon mineralleri jeokronolojik araştırmalar için kullanılan en önemli mineraller arasında yer almaktadır. Belirli şartlarda zirkon minerallerinin kristal kafesleri oldukça dayanıklıdır ve alterasyon, metamorfizma veya magmatik olaylara rağmen kristallenme zamanındaki U/Pb izotop bilgileri günümüze kadar saklanabilmektedir. Kapalı sistem davranışını yapısal özelliklerle ve radyoaktif eser elementler etkileyebilir. Yüksek U ve Th içerikleri değişik derecelerde radyasyon hasarlarına neden olabilir ve böylece U, Th ve Pb'un çoğalma veya azalma olaylarını arttırır. Bu nedenle aynı ortamdaki farklı zirkonlar içerisindeki izotopik saat veya tek zirkon tanesinin farklı alanlarındaki izotopik saat metamorfik şartlara karşılık değişebilir. Basit durumlara karşı konkordiya-eğrilerinde “diskordiya karşılaştırmaları” kullanılarak zirkon fraksiyonlarının farklı türlerinin U/Pb analizleri ile bir zirkondan farklı jeokronolojik bilgiler elde edilebilir (Wetherill, 1956). Çok taneli çok taneli zirkon örneklerindeki U/Pb izotop dağılımının jeolojik olarak taşıdığı anlam polimetamorfizma ile anlaşılması oldukça güç bir hal alabilir. Çok farklı zamanlarda bir araya gelen kristallerden elde edilen sonuçlar basit konkordiya/diskordiya diyagramlarında gözden kaçabilir (Steiger ve Wasserburd, 1966; Allegre ve diğ., 1974).

Bir zirkon topluluğundaki karışık jeokronolojik kayıtları ortaya çıkarmak için, her bir küçük zirkon tanesinin analiz edilmesine olanak sağlayan metotlar geliştirilmiştir (Krogh, 1973; Tatsumoto ve diğ., 1973; Tera ve Wasserburg, 1975; Lancelot ve diğ., 1976; Pin ve Lancelot, 1982; Oberli ve diğ., 1985). Bu tür tek-tane süreçleri kullanılarak yapılan çeşitli çalışmalarda her bir zirkonda U, Th, Pb izotopları ile taşınan jeokonolojik bilgiler başarılı bir şekilde çözümlenmiştir (örneğin, Lancelot ve diğ., 1976; Pin ve Lancelot, 1982; Oberli ve diğ., 1985).

Fakat bu süreçler zirkonların hızlı kristal büyümeleri veya kristalde iç içe büyümelerle ve kristal olmayan zirkon alanları (amorf jeller, Livapo ve diğ., 1965; Şekil 1.1) ile karakterize edildiği karmaşık bileşimli durumlarda hatalıdır. Tanecikteki amorf fazlar örneğin alterasyonun neden olabilceği (Steiger ve Wasserburd, 1966) karmaşık U/Th/Pb fraksiyonları sunabilirler. U/Pb izotop dağılımının evrimi zirkon olmayan kapanımlardan kaynaklanan izotoplarla ve (analitik olarak) kimyasal davranış sırasındaki element fraksiyonu ile daha karmaşık bir hal alabilir.



Şekil 1. 1. Zirkon kristalinin iç yapısının şematik gösterimi. Zirkonlar genellikle taneden taneye değişebilen ve açıkça gözlenebilen karmaşık bileşimler gösterirler. Taneler metamiktizasyon gelişimi (=amorf) ve kristalin alanlar ile karakterize edilebilir. Genç materyaller tarafından sarılan kalıntı çekirdek gözlenebilir. Taneler çeşitli türlerde kapanımlar içerebilir ve hidrotermal alterasyon ile aşındırılabilir.

Çok fazlı zirkonların analizi aynı mineral içerisinde bulunan fakat farklı olaylarla meydana gelen değişik fazlar arasındaki fiziksel ayrımı sağlayan metotlar gerektirir. İyon mikroprop kütle spektrometresi ile kristalin farklı bölgelerinin çözülmesi farklı kurşun bileşenlerinin analizi için oldukça iyi bir

yaklaşımıdır. Çeşitli Prekambriyen zirkon taneleri ve bu zirkonlarının her birinin U/Pb izotop dağılımları orta ile yüksek kütle çözünürlüklü kütle analizi yapan aletler kullanılarak başarılı bir şekilde analiz edilmiştir (Hinthorne ve diğ., 1979; Compston ve diğ., 1984; Williams ve diğ., 1984). Fakat bu teknikler homojen kısımları oldukça küçük olan (0.1-1 μm ; Shukolyukov, 1964) her bir zirkon için yalnızca 10-40 μm^2 'lik çözümüleme ile sınırlıdır. Üstelik İyon prop kütle spektrometresi zaman alıcı ve karmaşık örnek hazırlama gerektirdiği kadar yararlı izotop verilerini garantilemek için düzeltme ve kalibrasyon süreçleri gerektirir (Hinthorne ve diğ., 1979). Rutin uygulamalar yalnızca bir kaç laboratuvarında yapıldığından dolayı araştırmaların sayısı oldukça sınırlıdır.

Bu yöntemi takiben tek zirkon kristalinde farklı kurşun bileşenlerinin ayırımına izin veren alternatif yaklaşımlar sunulmuştur. Bu yaklaşımlar, hassas süreçlere bağlı değildir ancak fizikokimyasal anlamda kurşun bileşenlerini ayırır.

1.1. Kütle Spektrometresinde Kurşun İzotop Analizi İçin Evaporasyon Teknikleri

Çok yönlü olaylar tarafından meydana getirilen kurşun izotop dağılımlarının jeokronolojik çözümlemesi yapılabilir, çünkü tek zirkon tanesinde bulunan farklı kurşun bileşenleri için katılmanın çeşitli türleri vardır: radyojenik ve/veya yaygın kurşun izotop dağılımları tarafından belirtildiği gibi aksesuar kurşun bileşenleri kristal kafesinde yalnızca çok zayıf bir şekilde absorbe edilir veya kırık veya çatlaklar içerisinde yakalanır. Karışık süreçlerin olmadığı ve radyasyondan harap olan hasarlı bölgeler amorf jel yapıları ile ifade edilir. Bu yapılar tek başlarına genellikle taneler içerisinde küçük alanlarda sub-mikroskobik ölçekte meydana gelir fakat kristaller üzerinde geniş alanlarda baskın olabilirler. Bu metamiktik zonlar ve bu zonlar içerisinde meydana gelen radyojenik kurşun düşük dereceli metamorfik üzerlemelerde olduğu kadar alterasyon veya gömülü kayaların yükselimi sırasındaki basınç ferahlamasında fazlasıyla hassastır (Holland ve Gottfried, 1955; Catanzaro ve Kulp, 1964; Stern ve diğ., 1966; Pidgeon ve diğ., 1966, 1972; Goldich ve Mudrey, 1972; Oosthuyzen ve Burger,

1973; Sommerauer, 1976; Zartman, 1982). Yeniden kristallenme, dehidrasyon ve kimyasal çözünme olayları amorf zirkon alanlarındaki kurşun izotoplarının aktivasyon enerjilerinin düşük olmalarından dolayı kurşun kaybının fazla olmasına neden olurlar (0.1-0.4 eV; Tilton, 1960). Diğer taraftan zirkon tanelerinin kristalin alanları çok daha fazla tutucudur (Pb aktivasyon enerjisi: 2.2-2.5 eV; Mamedov, 1970; Shestakov, 1972). Bu nedenle kurşun, kristalin alanlardan yüksek dereceli şartlarda ($>900\text{K}/627^\circ\text{C}$, Sommerauer, 1976) harekete geçer. Zirkon alanlarının yapısındaki farklılıktan dolayı kurşunun oldukça farklı hareketi diğer taraftan yorumu zor olan U/Pb dağılımları için göze çarpan bir nedendir. Bununla birlikte bu kurşun bileşenlerinin analitik olarak ayrılmasına olanak sağlayan belirli özellikleri vardır. Termal iyon kaynaklı kütle spektrometresinde vakum altında zirkonun ısıtılması farklı aktivasyon enerjilerine göre kurşun bileşenlerinin kristalden serbestleşmesini sağlar. U/Pb izotop dağılımını karmaşık bir hal almasına neden olan bu sorun zirkon tanesindeki farklı şekilde yapılanmış alanlarda bulunan kurşun bileşenlerinin ayrımı için kullanılır.

Termal iyon kaynaklı kütle spektrometresinde (ThIMS) ile tek zirkon tanelerinin kurşun analizi için bir evaporasyon tekniği belirlemek üzere ilk deneme Kosztolanyi (1965) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmalar sırasında her bir zirkon tanesinin pudra boyutuna getirilmesi için öğütülmesi ve bu öğütülmüş malzemenin $\text{HF}/\text{H}_3\text{PO}_4$ çözeltisinde katı kaynaklı kütle spektrometresine yerleştirilmesi önerilmiştir (Kosztolanyi, 1965). Coppens ve diğ. (1965) tarafından bir granitten alınan zirkon tanesi üzerinde uygulanan işlemler Chuckhonin (1978) tarafından ele alınmıştır. Spektrumlar aksesuar kurşun bileşenlerinin etkisini açıkça göstermiştir. Üstelik, H_3PO_4 çözeltileri kararlı fosforik kurşun komplekslerinden oluşturur, bu kompleksler yaygın ve radyojenik kurşun bileşenlerinin ileri düzeydeki analizleri için Si-jel metodu olarak kullanılır (Akishin ve diğ., 1957; Cameron ve diğ., 1969). Bu kompleksler $1500\text{K}/1127^\circ\text{C}$ sıcaklığa kadar yaygın kurşun bileşenlerini filaman üzerinde tutar ve böylece kurşun bileşenlerinin arka arkaya meydana gelen evaporasyonlarına neden olur. Bu nedenle Chuckhonin (1978) yaptığı çalışmada asit yerine H_2O kullanmıştır. Çeşitli kayaç örneklerinden alınan tek zirkon tanelerinde başvurulan çeşitli

yöntemler, direk olarak evaporasyona tabi tutulan radyojenik kurşunun jeolojiksel anlamını ortaya çıkarmıştır (Sunin ve Malyshev, 1983).

Bununla birlikte, tek zirkon tane analizinde rutin uygulamaları engelleyen problemlerden dolayı değişik teknikler geliştirilmeye başlamıştır:

(1) Küçük zirkon parçaları içerisindeki kısa göçlerden dolayı, kurşun bileşenleri evaporasyon filamanı üzerine yerleştirilen pudra haline getirilmiş zirkondan hızlı bir şekilde ayrılır (~2-3 dakika, Sunin ve Malyshev, 1983). Bu hızlı odaklanma hareketleri ve ölçümlerinin kısa olmasından dolayı hızlı bir şekilde birbirini izleyen kurşun bileşenlerinin analizlerinin istatistiksel kalitesinin az olduğu anlamına gelir.

(2) Filaman üzerindeki pudra haline getirilmiş zirkonlar filaman üzerinde bir kaç mm dağılır ve yinede filamanın sıcaklık profilinde kalır. Küçük kısımlardaki sıcaklık gradyanı (kenarı ısı kaynağı ile kontakta olan) ve pudra halindeki zirkonların tamamı farklı kurşun bileşenlerinin analitiksel çözümlerini azaltır.

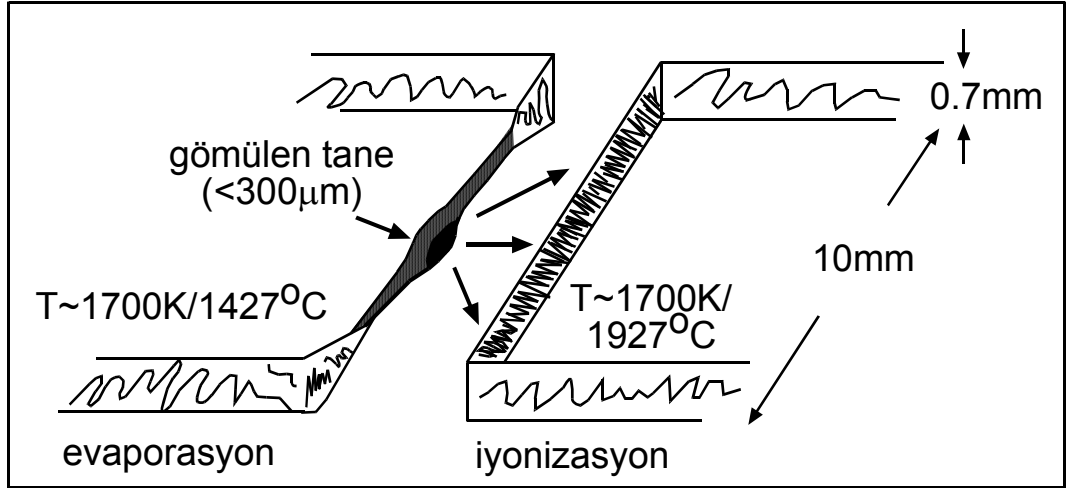
(3) Minerallerin öğütülmesi ard arda işlenmiş örnekler arasında birbirine karışarak kirlenme olasılığını arttırır. Üstelik iyi öğütülmemiş zirkon tozları aletlerin kirlenip zarar görmesine neden olabilir. Bu zorluklar öğütülmemiş tane analiz edilerek üstesinden gelinmiştir. Bu analizlerin yapımı sırasında aşındırma yöntemi kullanılmıştır.

1.2. Tüm Tane Evaporasyonu

Bu yöntem için kullanılan teknik kırılmamış tüm zirkon tanelerinin (maksimum boyutu 0.3 mm) evaporasyonuna bağlıdır. Zirkon tanesi mikroskop altında katı kaynaklı bir MAT261 kütle spektrometresindeki (Şekil 1.2) renyumdan yapılmış çift filamandan biri olan evaporasyon filamanı içerisine gömülür.

Gentry ve diğ. (1982) tarafından gerçekleştirilen tek filaman yöntemine benzer şekilde çift filaman yönteminde de gömme 3 aşamada gerçekleştirilir

(Kober, 1986). Birinci aşamada evaporasyon filamanına kano şekli verilir, ikinci aşamada her bir tane kano şeklinde evaporasyon filamanındaki çukurun merkezine yerleştirilir, üçüncü adımda ise renyum metal tane etrafına sarılır. İyonizasyon filamanı ile karşı karşıya gelen yüzeyde küçük bir açıklık bırakılır.



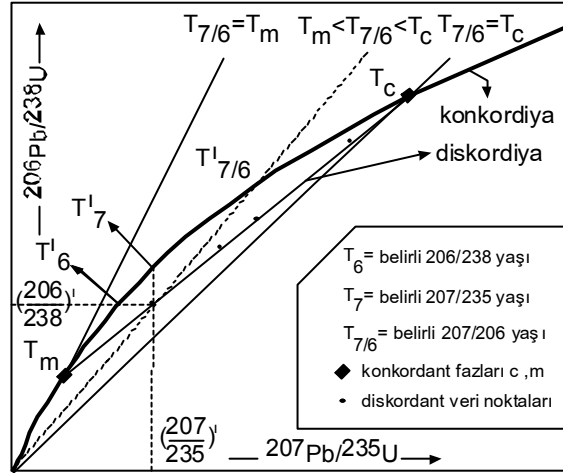
Şekil 1. 2. Pb evaporasyon analizleri için kullanılan renyum-çift filaman düzeneği. Düzenek MAT261 kütle spektrometresinin termal iyon kaynağının bir kısmıdır.

Aşındırma sürecinden önce tanenin kullanılmaması gerekir. Tüm taneler kaplandığında kristalin her yerinde eşit bir sıcaklık hakim olur. Bu nedenle tüm kristal alanı ve tüm kurşun bileşenleri tane içerisindeki konumları ne olursa olsun eşit evaporasyon şartlarına maruz kalır. Kütle spektrometresinde filamanların her ikisinin sıcaklığı yavaş bir şekilde artırılır (iyonizasyon filamanı ~2200K (1927 °C); evaporasyon filamanı 1600-1700K (1323-1423°C). 10^{-14} A'da meydana gelen kurşun iyon demetlerinin oluşumuna kadar bu ısıtma devam eder. Evapore edilmiş örneğin hacmindeki çok az miktarda artış (<0.3 mm) ışın odaklama şartlarını optimize eder. Dedektör olarak geleneksel bir çoğaltıcı kullanılır. Yükselteç sisteminin doğrusallığı SRM 982 ve SRM 983 NBS izotop standartlarının analizi ile kontrol altında tutulur. Elde edilen veriler 204-206-207-208-207-206 tarama sırasında pik sekmeleri ile tamamlanır. $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranı aksesuar kurşun bileşimlerini görüntüler. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranını İlk ve ikinci taramaların ortalamasından elde edilir, her taramada elde edilen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranı jeokronolojik bilgiler taşır (Şekil 1.3). $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranı fraksiyonlanma

yöneliminin kontrolü ve farklılaşan radyojenik kurşun bileşenlerinin tanımında kullanılır.

Düşük ile orta evaporasyon sıcaklıklarında (500-1500K (327-1327°C)) meydana gelen kurşun iyon ışını demetleri kararsız veya düşük şiddetli ise atılır. İzotop düzeni genellikle radyojenik kurşunla ortak olarak hızla değişen bir karışımı gösterir. Evaporasyonu daha yüksek sıcaklıklarda olan (1650K (1317°C)-1750K (1417°C)) olan daha kararlı fazdaki (=kristalin) kurşun üzerine dikkat çekmek ve bu ilk bileşenlerin analizlerini kabul etmemek için son çalışmalarındaki yaklaşımlar bu şekildeydi.

Şekil 1.3'deki şema ile kristalizasyon yaşından düşük değerde olan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşlarının ürünü konkordiya eğrisinin altında diskordant veri noktaları gösterilmiştir.



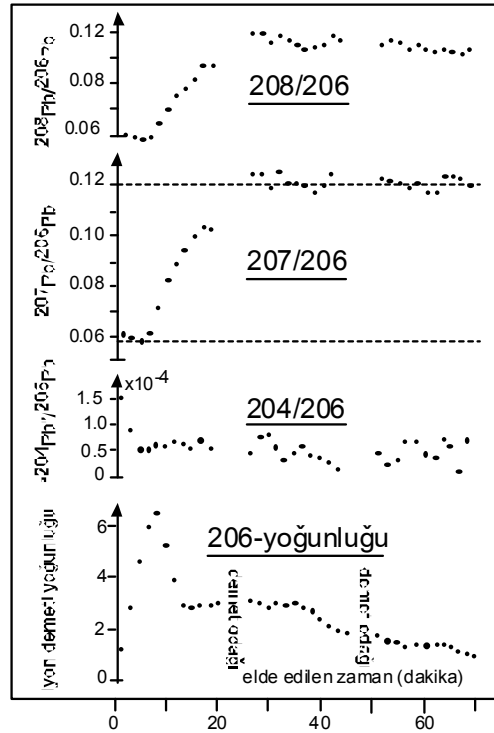
Şekil 1.3. Klasik konkordiya diyagramı (Wetherill 1956) şematik olarak iki-bölümde U/Pb izotop değişimini gösterir.

Yaygın kurşun düzeltmesinin ihmal edilebilir olduğu durumlarda 206/204 oranının 5000 olduğu minimum değerde kararlı Pb iyonu demetinin olması durumunda (göreceli ışın dalgaları $\Delta I/I < \%5$) elde edilen veriler yalnızca jeokronolojik amaçlar için kullanılır. Böylece bu oran yükselteç ses seviyesinde oluşan Pb sinyallerinin minimum aralığını yansıtır. Süreçlerin etkin çalışması ve güçlerinin test edilmesi için farklı durumlarda çalışmalar yapılmış ve zirkon tanesinin kristalin alanındaki radyojenik kurşunun 1 ng' ı yaklaşık 10-15 dakika

boyunca 10^{-14} A halinde iyon demeti olarak sonuç verdiği tahmin edilmiştir. Bunun anlamı buharlaştırılan kristalden tek bir yüklenmiş iyon kaydetmek için 5×10^{-14} A kurşun atomu gerektirmektedir. Üzerinde araştırmalar yapılan tüm zirkonlar tutulma alanındaki kurşun bileşenleri 1650K (1317°C)-1750K (1417°C)' de dar bir sıcaklık aralığını işaret etmektedir (Chukhonin, 1978). Sunin ve Malshyev (1983) tarafından belirtilen 2300K (2027°C)'ye varan sıcaklıklarda kurşun evaporasyonu kesinlikle gözlenmemektedir.

Şekil 1.4' te gösterilen veri metamorfik bir kayaktan (diateksite) alınan tek zirkon tanesi üzerinde yapılan çalışmaları yansıtmaktadır. Tek tane analizi için seçilen örnekte iki radyojenik kurşun arasındaki analitiksel farklılıklar araştırılmıştır (Kober, 1986).

Tüm araştırılmış zirkonların kristalin alanlarında görülen Pb/Pb yaşlandırılmalarının kristalizasyonun kendi yaşlarıyla yakın bir dağılım sergilediği belirtilmiştir.



Şekil 1. 4. ^{206}Pb demeti yoğunluğunun ve 204/206, 207/206 ve 208/206 kurşun izotop oranlarına karşı elde edilen zamanın kaydı. Elde edilen bu kayıt metamorfik zirkondan (diateksite) sağlanmıştır (Kober, 1986'dan alınmıştır).

Çeşitli zirkon taneleri üzerinde uygulanan tüm tane evaporasyonu kristalin zirkon alanlarının bazı önemli özelliklerini ortaya koymuştur:

1. Bu alanlardaki yaygın kurşun miktarı 10^{-2} pikomol'den daha azdır ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranından tahmin edilmiştir, Kober, 1986).
2. Zirkon kafesindeki uranyum kökenli (uranojenik) ve toryum kökenli (torjenik) kurşunların aktivasyon enerjileri genellikle farklı değildir. Farklı radyojenik kökene sahip kurşun izotopları benzer kristalmiş gibi görünürler. Üstelik mineralin iz element heterojenitesi ve muhtemelen ayrıca kristalizasyon olayı sırasında mineral kaynağını yansıtan değişik U/Th alanlarından buharlaşırlar. Yapılan gözlemden, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranı kayıtları genellikle pegmatitik zirkon olduğunda sabit değerlerle, granitik veya metamorfik zirkon olması durumunda ise sadece önemsenmeyecek oranlarda artan veya azalan değerlerle karakterize edildiği sonucu çıkarılabilir (Kober, 1986).
3. Zirkon taneleri içerisindeki kristalin alanlar kapalı U/Pb sisteminde radyojenik kurşun üretirler (Kober, 1986).

Göreceli olarak kristalin olan alanların genellikle tek-aşamalı gelişiminde yalnızca bir radyojenik kurşun bileşeni içerdiği, çok-safhalı tarihçelerde ise farklı olmayan radyojenik bileşikler içerdiği anlamına gelir. Buharlaşma çalışmaları sırasındaki problemler farklı kristalizasyon yaşlı kristalin alanlarda içsel büyümelerin ortaya çıkmasından olabilir. Bununla birlikte, bu sorunla ardışık buharlaşma ile farklı bileşiklerin tanımlanma şansı vardır.

2. TERMAL İYON KÜTLE SPEKTROMETRESİ KULLANARAK $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ YAŞI ARAŞTIRMALARI İÇİN TEK ZİRKON EVAPORASYON İLE Pb^+ EMİTÖR GÖMÜLMENİN BİRLEŞTİRİLMESİ VE ZİRKONOLOJİYE UYGULANMASI

Çift-filamanlı bir katı kaynaklı kütle spektrometresinde tek zirkon evaporasyonunu kullanarak Pb izotop analizlerinin duyarlılığı (Kober 1986) uygun Pb^+ emitör (yayıcı) gömülme teknikleri ile direkt olarak tek bir taneden Pb buharlaşması ile kombineli olarak geliştirilebilir. Direkt olarak kristallerden çıkan bileşimler ve daha başka elementlerle birlikte Pb'nun "soğuk" iyonlaşma filamanında birikimi, 1700-1800K (1427-1527°C)'lik sıcaklıkta incelenmiş taneleri buharlaştırmakla daha kolayca yapılabilir. 1400-1500K'de iyonlaşma filamanında birikme sıcaklığı uzun sürelidir ve sabit Pb^+ iyon demetleri gönderir. Yığışımıldaki "aktif belirteçler" HfO_2 ve SiO_2 'dir. Radyojenik Pb ile birlikte zirkon tanesinden onların serbest kalışı muhtemelen tanede bulunan iz element silikaların ayrışma reaksiyonuna bağlıdır.

Birleşik buharlaşma/emitör (yayıcı) gömülme teknikleri farklı köken ve izotop standartları olan doğal zirkonlara uygulanmıştır. Rutin bir şekilde, $2 \cdot 10^{-4}$ - $1 \cdot 10^{-3}$ 'lük bir Pb^+ iyonu ve %1'lik $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranlı standart bir sapma örneklerdeki ve standartlardaki Pb miktarlarından bulunmuştur. Metotlar hızlı bir şekilde Paleozoyik zirkon topluluğundan çıkan ± 15 -20My'lık yaştan standart bir sapma ile 'uygun' (concordant) zirkon evrelerindeki Pb izotopu ile ilgili bilgi oluşturabilir.

Zirkon minerali, kayaların yaşı, evrimi ve kökenindeki araştırmalar için büyük bir öneme sahiptir. Zirkonların, kristalizasyonları süresince Pb'dan radyoaktif U ve Th elementlerinin güçlü bir şekilde parçalanmaları oldukça yaygındır ve radyoaktivitenin göze çarpan bir taşıyıcısıdır. Bundan dolayı, magmatik ve metamorfik olayların yaşlandırılmasında temel oluştururlar.

Jeolojik çevrede, mineral kaynaklarının özgül koşullarındaki minerallerin kimyasal olduğu kadar, kristal yapısında da güçlü bir bağ vardır. Jeolojik

çevredeki sık mineral karışımı ve yerel karakterin hassasiyeti, kompleks iç yapılarında, tek kristallerin özel karakteristikleri ve zirkon topluluklarında güçlü varyasyonları belirtir. Çevresel koşullardaki değişikliklere her bir zirkon tanesinin özel tepkisi izotop kimyası ve evre ilişkisi düşünülerek kabul edilmiştir. Bu özellikle kristallerdeki Pb izotop örnekleri ve kristal içindeki eğimlerini doğru tutar. Tek bir tanede değişen Pb izotop yayılımı, katı veya sıvı inklüzyonlarda bulunan radyojenik Pb ve Pb bileşiklerinin değişimine bağlı olabilir. Aynı zamanda, metamiktizasyon evrelerinden yeniden kristalizasyon veya aşınma süreciyle Pb'nun yeniden yayılımına ve yeni gelişen kenarlarla oluşmuş radyojenik Pb'nun bileşimlerine bağlı olabilir.

Böylece, jeolojik çevreyi karakterize etmek için zirkon morfolojisinin taneden taneye (grain by grain) istatistiklerinin uyumu (örn., Poldervaart 1950, 1955, 1956; Hoppe 1963; Köhler 1970; Pupin 1980) kabul edilmek zorundadır. Alternatif metotlar rutin tek zirkon analizlerinden geliştirilmiştir. Yerleşmiş ıslak - kimyasal prosedürlerin sub-pikomol Pb miktarlarının işlenmesindeki alt ölçeklendirme, tek zirkondan önemli jeokronolojik bilgilerin elde edilmesinde önemli bir gelişmedir. Tek zirkonlardan önemli jeokronolojik bilgilerin elde edilmesi ile atılım yapılmıştır (örn., Tera and Wasserburg 1975; Lancelot ve diğ., 1976). Tüm tanelerin kavranması, bununla birlikte kaçınılmaz olarak aynı kristalde bulunan çeşitli Pb bileşimlerinin analitik bir karışımı ile sonuçlanır. Özellikle bu, temizleme yöntemleriyle yerleştirilen ve kolay bir şekilde etkilenmeyen kristalin zirkon alanlarında farklı Pb bileşenlerinin farklı-yaşlarda oluştuğunu doğrular (taneleri filtreleme veya kenarlarının aşınması; Krough 1973, 1982). Güçlü bir alternatif olarak ıslak-kimyasal yöntemler yüksek-çözünürlüklü ikincil kütle spektrometresi ("SIMS"; örn., Hinthorne ve diğ., 1979; Froude ve diğ., 1983; Compston ve diğ., 1984; Williams ve diğ., 1984) kullanılan tek zirkon analizlerinin uygulamasıdır. Deneysel sonuçlar bu tekniğin uygun veri sağladığını göstermektedir. Şimdilik uygun olarak uyarlanan enstrümantasyonun sınırlı oluşu tek zirkon yaşlandırma tekniğinin kapsamlı rutin uygulamalarını engeller. Üstelik, tekniğin sınırlı geometrik çözümünün analizinden dolayı SIMS analizlerle zirkon

tanelerindeki uygun evrelerin izlemesi bu ölçekte homojen olan kristallerle sınırlıdır (10-40 μm).

SIMS’li birincil iyonla artan zirkon buharlaşmasıyla farklı zirkon değerlerinden bütünleştirilmiş Pb bileşenlerinin yerine kristal alanlarından Pb’nun hareketliliği ile güçlü bir şekilde artan aktivasyonunda, seçici Pb izotop analizleri ve klasik termal iyon kütle spektrometresinin (“ThIMS”) uygulanması kullanılabilir. Tek bir filamanlı katı-kaynaklı spektrometrede Pb emitörü (yayıcı) gibi zirkon materyalinin kendisinin kullanımının basit bir düşüncesi uzun süre önce yayınlanmıştır (Zykov and Stupnikova 1957; Kosztolanyi 1965) ve o zamandan beri yenilenen bir şekilde analitik değişikliklerle gelişmiştir (Chukhonin 1978; Gentry ve diğ., 1982; Sunin and Malyshev 1983). Bununla birlikte, kararlı ve uzun süreli Pb iyon demetleri daha fazla başarılı bir şekilde bir çift filaman düzeninde katı bir kaynaktan oluşturulur (Kober 1985, 1986). Test örneklerinin analizleri mevcut süreçlerle çıkan yaşlar için aşağı yukarı 30-40My’lık bir standart sapmayı göstermiştir (Kober 1986). Bu Fanerozoik zirkonlarda bahsedilen yetersiz yarı-nitelikli yaş tahminleriyle sonuçlanabilir. Çift-filaman düzeninin uygulanması daha önce yayınlanan evaporasyon tekniklerinin üzerinde en azından 10 üzerinde bir ilerleme demek olan aşağı yukarı $2 \cdot 10^{-5}$ ’lik bir Pb^+ iyonunu garanti eder. Pb izotop analizi için ıslak-kimyasal yöntemlerle ThIMS temel tekniği karşılaştırılabilir (“Si-jel”-metodu; Akishin ve diğ., 1957; Cameron ve diğ., 1969; Krogh 1973). İnceleme altındaki taneden buharlaşan Pb atomlarının pek çoğu iyonlara dönüştürülemez ve izotop analizleri için elverişli değildir. Yeterli buharlaşma çalışmaları yayınlanan ıslak-kimyasal metodların benzeri olan uygun temel teknik kullanılarak iyonlaşma ve buharlaşma işlemi iki adımda ilerleyebilir. Pb evaporasyonu ve Pb^+ emitör (yayıcı) gömülmenin basit bir kombinasyonu, zirkon mineralinin fiziko-kimyasal karakteristiklerine bağlı ve esas olarak “Si-jel gömülme” fikri tartışılacaktır. Si-jel gömülme tekniğinin temel özelliği Pb iyonlarının geniş bir miktarı ile kimyasal oluşumu yalnızca yüksek filaman sıcaklıklarda parçalanmış kararlı bileşimleri Pb’a dönüştürmektedir. Temel Si-jel gömülme tekniğinin emitör (yayıcı) bileşimi

yüksek sıcaklıklarda Na_2SiO_3 'ten ve $\text{Pb}_3(\text{PO}_4)_2$ 'tan oluşturulan PbSiO_3 olarak düşünülür. Pb fosfat, Pb silikatların oluşumuna kadar orta sıcaklık düzeyinde filamandaki Pb'ü sabitleştirme de önemli olduğu dikkate alınır (Levskiy ve diğ., 1969). Bununla birlikte PbSiO_3 , 1400K (1127°C)'de erir ve hızlı bir şekilde 1270-1300K (997-1027°C)'de buharlaşır (Smirnova 1967). Bu Si-jel-gömülmenin kullanımı rutin Pb izotop analizlerinin uygulandığı sıcaklıklarda önemlidir (1400-1600K (1127-1327°C); örn., Cameron ve diğ., 1969). Bu nedenle, PbSiO_3 'ün yerine bir $\text{Pb/SiO}_2/\text{PO}_x$ bileşimi "Si-jel" metodunun Pb emitörü (yayıcı) olarak daha uygun gibi görülmektedir.

Tek zirkon analizleri için birleşik bir buharlaşma/emitör (yayıcı) gömülme tekniğini oluşturmada esas sorun, $\text{Pb/SiO}_2/\text{PO}_x$ bileşimine benzer bir şekilde etkili bir Pb^+ iyonu gibi rol oynayan sabit bir bileşimde buharlaşmış Pb atomlarının nasıl transfer olacağına çözümlenmesidir. Belli sıcaklıkların üstünde kristallerin termal uyumu esnasında, belirteçlerin termal olarak sabit Pb bileşiklerinden oluşan minerallerden yaygın bir şekilde serbest kaldığı bulunmuştur. Bu bileşikler çift-filamanlı bir termal iyon kaynağında yüksek derecede etkili Pb^+ iyon emitörü (yayıcı) olarak kullanılabilir.

2.1. Pb^+ Emitör Gömülme Tekniği İle Zirkon Evaporasyonun Birleştirilmesi

Günümüz çalışmaları için geleneksel şekilde çift filamanlı katı kaynaklı MAT261 termal iyon kütle spektrometresi kullanılmıştır. Filamanların sıcaklığı $\pm 10\text{K}(-263^\circ\text{C})$ 'e göre ayarlanan dişli yüksek ısı termometresi ile kontrol altında tutulmuştur. Araştırılan zirkon tanelerinin termal hareketi Kober (1986) tarafından tanımlanan yöntemle güçlü bir şekilde izlenir. Genellikle 1-20 μg 'lık işlem görmemiş tek zirkonlar kano şekilli (Renyum) buharlaşma filamanı içine yerleştirilerek iyon kaynağı içinde sabitleştirilirler. İyonlaşma filamanının ilk sıcaklığı 2200K (1927°C) civarında yükselir. Bu "ön koşul" son derece kararlı zirkon alanlarında ve en azından 1600-1650K (1327-1377°C) sıcaklıklarda serbestleşme ile oluşan radyojenik Pb izotoplarındaki bu tür Pb bileşiklerinin

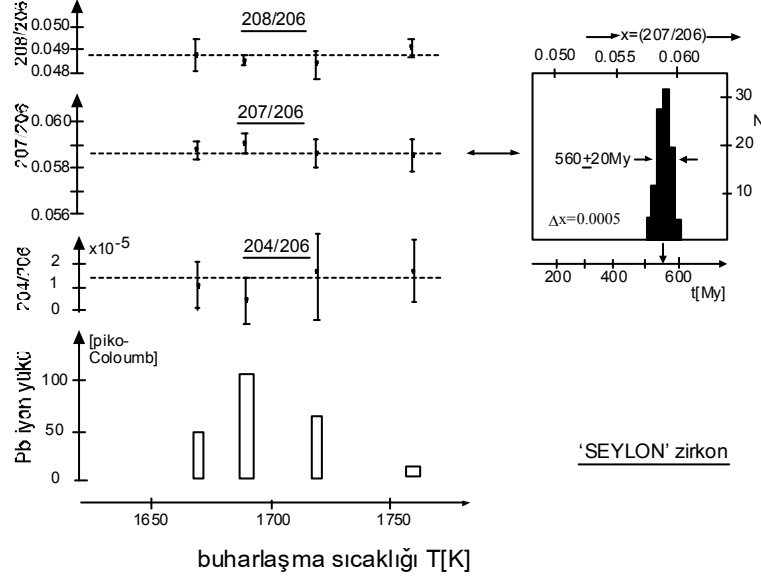
analitik ayrımını kesinleştirir. “verimsiz” Pb bileşiklerinin uzaklaşması 204/206 oranı ile ve ^{204}Pb işaretinin yoğunluğu ile denetlenir. Bu oran $1 \cdot 10^{-4}$ veya daha az ise veriyi elde etmek için analitik yöntem devam edilir. Bu durumda buharlaşma sıcaklığı en azından 1397°C 'de artar ve iyonlaşma filamanın ısıtılması kesilir. Seçilmiş buharlaşma sıcaklığında buharlaşmanın 5-10 dakikalık bölümü izlenir. Pb ve başka element veya bileşiklerin buharlaşması ve soğuk iyonlaşma filamanı üzerinde serbestleşen materyallerin birikimi karşı karşıya elde edilir. Birikim buharlaşma akımının kesilmesiyle durdurulur. İyonlaşma filamanı akımı 1400K (1127°C) civarındaki bir sıcaklığa kadar tekrar yükselir. Bu sıcaklık, biriken Pb^+ iyonlarının yüksek derecede etkili bir biçimde dışarı verilmesi için uygulanan ve uzun süre (10-100 dak) içinde bulunduğu sıcaklığa yakındır. Çeşitli durumlarda çarpan üzerinde verinin ilk toplanması bir parça arttırılmış sıcaklıkta (1500K (1227°C), 1-30 dak. süresince $I=1 \cdot 10^{-13}$ - $1 \cdot 10^{-11}\text{A}$) bir Faraday çoklu toplayıcı kullanılarak elde edilen veriyle izlenebilir. Bu seriler farklı dedektör sistemlerinin hesaplanmasında ve fraksiyonlanma yönelimlerinin kontrolünde kullanılmıştır.

Pb'nun yanıp kül olmasından sonra, iyonlaşma filamanı 1927°C civarında artan sıcaklıkla temizlenir. Sonrasında başka bir taneden Pb buharlaştırma dönüşümü için araç gereçler hazır hale getirilir. Pb'nun adım adım buharlaştırılmasında 1477 - 1527°C 'ye kadar yavaş yavaş artırılarak oluşturulan buharlaşma sıcaklıklarında genellikle birkaç kere uygulanan iyonlaşma filamanında biriken izotop analizleri “hat dışı ekipman” tarafından izlenir. Küçük bir “Seylon” zirkon parçasında tanımlanan yöntemin uygulanması ile türetilen verinin (ortalama) kaydı Şekil 2.1. 'de gösterilmektedir.

$1 \cdot 10^{-13}$ 'e göre “Si-jel-gömülme” tekniğinin verim oranı ile yakın olan bu teknik kullanılarak Pb^+ iyonları test örneklerden tahmin edilir.

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranı için rutin olarak elde edilen verinin standart sapması %1'dir. Verinin doğruluğu zirkon buharlaşmasının başlangıcı süresince iyon kaynağında biriken ve kaynağın artırılan sıcaklığından dolayı tekrar hareketlenen yaygın Pb bileşikleri tarafından etkilenebilir. Yaygın Pb, bununla birlikte

kaydedilen 204//206 oranı ile tanımlanabilir. Toplanan veriler üzerindeki yaygın Pb etkisi küçük bir yaygın Pb düzeltmesi ile kolaylıkla ortadan kaldırılabilir.



Şekil 2. 1. Zirkon buharlaşma/ Pb⁺ emitör-gömülme tekniğinin uygulandığı küçük bir 'Seylon' zirkon parçasından elde edilen ortalama Pb izotop verilerinin kaydı. Parçacık 1670K (1397°C), 1690K (1417°C), 1720K (1447°C) ve 1760K (1487°C) sıcaklıklar da 10'ar dak. bir çift-filamanlı katı kaynaklı MAT261 kütle spektrometresinde buharlaştırılmıştır.

2. 2. Aktif Hale Getirilen Belirteçlerin Doğası

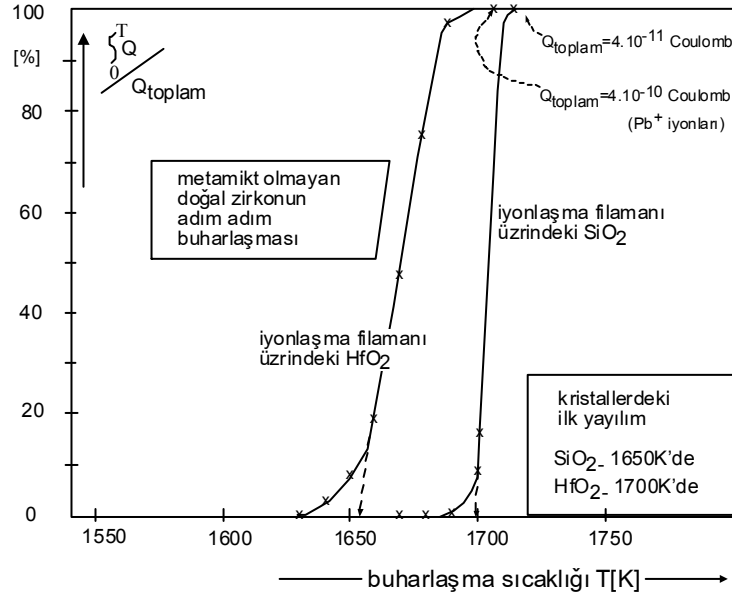
Zirkonlar bir çok-element sistemlerine sahip ve çok-fazlı kompleks bir yapıda olarak bilinir. H₂O ve nadir toprak elementlere ek olarak, çoğu Zr ve Si'un yerini almayan düzinelerce daha pek çok iz elementi içerir, bu nedenle mikroskobik ve submikroskobik ölçekte farklı evrelerden oluşurlar (Görz, 1974). Zirkonlardan harekete geçirilen belirteçlerin genel kullanılabilirliği şu ana kadar araştırılmıştır, bununla birlikte kurşunun çok fazlı kümelerin yaygın bileşenlerini içerdiği tahmin edilmektedir. Emitör (yayıcı)-gömülme testleri, bu yüzden nadir toprak elementleri, Zr, Hf, U ve Th'dan bazıları ve oksitlerinin SiO₂ ile karışımı üzerine odaklanmıştır. İyi bir şekilde pudra haline getirilmiş oksitler µg miktarında H₂O çözeltilerden itibaren Renyum filaman üzerinde biriktirilmiştir. Benzer miktarda SiO₂ ile karıştırılmış bu oksitlerin kaplanması yatağa göre

Na_2SiO_3 eklenerek yapılır. Standart Pb izotopları daima asitlerle karışması engellenerek üretilen saf H_2O 'da yatağa taşınır (örn., $\text{Pb}/\text{SiO}_2/\text{PO}_x$ Si-jel metodu). Sabit ve güçlü Pb^+ iyon demetleri HfO_2 ve SiO_2 'nin bir karışımı olan yalnızca bir şekilde oluşturulur. İyonlar ve Pb^+ iyon yayılımının sıcaklık alanı ((1400-1500K (1127-1227°C)) doğal zirkonlardan türeyen yataklarla benzerdir. Sonuç olarak, harekete geçirilen belirteçlerin jeokronolojik olarak önemli olan radyojenik Pb ile birlikte termal olarak ele alınan tek zirkondan direk bir biçimde serbest kalabilen HfO_2 ve SiO_2 olduğu varsayılır. Termal olarak sabit $\text{Pb}/\text{HfO}_2/\text{SiO}_2$ bileşiğinin varlığı ile (örn., PbHfSiO_5) sabit Pb silikat fosfatlarla benzer bir şekilde yaklaşık 1127°C sıcaklıkta parçalara ayrılarak dağıldığı (PbSiO_3 'e göre yüksek) ve daha düşük sıcaklıklarda ($\leq 900-1000\text{K}$ ($\leq 627-727^\circ\text{C}$)) olduğu varsayılır.

Belirteçlerin karışım oranına ve yükleme türüne göre Pb^+ iyonunun güçlü bir hassasiyetini gösteren $\text{HfO}_2/\text{SiO}_2$ süspansiyonlu testler tekrar edilerek not edilmelidir. Bu olasılıkla Renyum filaman üzerinde belirteçlerin heterojen birikiminin neden olduğu, farklı şekilde oluşan alanların üretiminden dolayıdır. Bu tür alanların ve yatağın homojen olmayan bileşiminin üretiminde zirkon tanelerinden direk buharlaşma olması durumundan kaçınılır. Moleküler bir sprey olarak radyojenik Pb ile birlikte “aktif hale getirilen belirteçler” serbest kalır.

Pb^+ iyonlarının etkili bir şekilde dışarı verilmesi için kabul edilen $\text{Pb}/\text{HfO}_2/\text{SiO}_2$ bileşiklerinin önemi daha başka deneylerin sonucuyla da desteklenmiştir: HfO_2 pudrası ve alternatif olarak SiO_2 (NaSiO_3 gibi) buharlaşma filamanında gömülü olan doğal zirkonlarla (“Marble Mountains” granitlerindeki zirkonlar, Kober 1986) karşı karşıya iyonlaşma filamanında biriktirilmiştir. Zirkonlar 10K (-263°C)’den yavaş yavaş arttırılan sıcaklıkta adım adım buharlaşmıştır. Her bir buharlaşma aşamasında, devamlı 5 dak, yüzey filamanındaki gömülme alanından oluşturulan bir Pb iyon demetinin izlenmesi denir. Pb^+ iyon yükü, her biri ayrı taneden oluşturulan normalize edilmiş toplam Pb^+ iyon yükü ve 1, 2,..., i aşamaları için birleştirilmiş iyonlaşma filamanı üzerindeki ileri gelmiş olabilir. Bu hesaplama sonucundaki yük oranı buharlaşma

sıcaklığına karşı uygulanan buharlaşma aşamaları biçiminde Şekil 2.2.de gösterilmiştir.



Şekil 2. 2. Vakum koşulları altında doğal zirkondan SiO_2 ve HfO_2 yayılımının “görünen” sıcaklıkları. Zirkonlardan SiO_2 ve HfO_2 ’nin serbest kalışı farklı sıcaklıklarda sırasıyla 1650K (1377°C) ve 1700K (1427°C)’de başlamıştır.

Sonuçlar zirkonlardaki HfO_2 ve SiO_2 ’nin serbest kalışı için (“görünür” sıcaklıklar: SiO_2 -1650K (1377°C), HfO_2 -1700K (1427°C)) hafifçe farklı sıcaklık alanlarını göstermektedir. Yaklaşık 1700K’den yukarıda başlayan Hf serbestleşmesi doğal zirkonlara gömülme tekniğinin uygulanması için kontrol faktörüdür.

2.3. Kristal Zirkonda Pb’un Yeri

Yüksek sıcaklıklarda kristal zirkonlardan radyojenik Pb evaporasyonunun gözlemlenmiş yeniden üretilebilir özelliği, kristallerdeki bu izotopların yerini sınırlar, bilinmeyen her bir Pb bileşimi genel olarak ZrSiO_4 ’lü katı çözültide zirkon kafesinde oluşur ve yalnızca yüksek sıcaklıklarda ayrışır ($\geq 1650\text{K}$ ($\geq 1377^\circ\text{C}$))’de).

Termal olarak kristallerde bulunan sabit Pb bileşimi yalnızca minerallerin temel yapılarında oluşmuş olabilir. Şimdiye kadar bilinen bütün Pb bileşimleri 1650-1750K (1377-1477°C) sıcaklıkta parçalara ayrılır. Kopel ve S.. (1974) uyumlu (concordant) U/Pb sistemi ile karakterize edilen zirkondaki elementlerin çoğunun uyumlu U/Pb izotop yayılımını oluşturduğunun bilindiğini ileri sürdüler. Onların termal stabilitesi Si-jel gömülme tekniğinin önemine işaret eder. Bununla birlikte, fosfatlar genellikle önemli miktarda Pb olarak kabul edilir. Bu onların 206/204 oranlarında olduğunu gösterir. Common/yaygın Pb bileşenleri genellikle zirkonların evaporasyonu yüksek sıcaklıkta görülmez.

Radyojenik Pb izotoplarından oluşan zirkon kafesi bileşenlerinin ornatılması düşünülme zorundadır. Pb izotopları Zr için uygun değildir ve zirkondaki Hf yalnızca onlar 4+durumunda olduklarında uygundur (Sommerauer 1976). Diğer bir deyişle, onların dalgaları (Zr^{4+} ve Hf^{4+} 'ün etkili iyonik dalgaları: 0.72-0.84Å ve 0.71-0.83 Å, Pb^{2+} ve Pb^{4+} 'ün etkili iyonik dalgaları: 1.18-1.29Å ve 0.78-0.94Å; Shannon and Prewitt 1969) zirkon kafesine uymak için çok fazladır. Bunun anlamı bir mekanizmanın yüksek oranda oksitlenmiş durumdaki yapılandırılan Pb izotoplarını oluşturduğu kabul edilmek zorundadır. Radyoaktif bozunmanın kendisinin gerekli koşullarda olduğu düşünülebilir. Bir U'un ve Th'un her bir dönüşümünde bir Pb atomu 7-8 He^{2+} ve 4-6 β^- partikülleri serbest bırakır. Böylece, β^- partiküllerinin kaynak kristallerinden kopması başarılıdır. A-partiküllerinin çoğu önemli derecede daha düşük bir alana sahiptir (0.01-0.03 mm, Henderson ve Bateson 1934) ve ağır radyojenik izotopları taşırlar. Sonuç olarak, kristallerde dengesiz bir kalıcı değişim oluşur. Pozitif aşırı değişim He^{2+} veya He^+ ile gerçekleştirilir. Radyojenik izotoplar özellikle radyojenik Pb izotopları ile elektron verme, zirkon kafesinde radyojenik Pb kullanımı ile değişimin yeniden dağılımının sağlanmasında önemli bir süreç olabilir.

2.4. Sonuçlar

Katı kaynaklı spektrometrelerin iyon kaynağındaki zirkonların termal uyumu zirkonun önemli özelliklerini açıklamıştır. Gözlemlenmiş olaylar, çoklu- iz

element yayılımı, çoklu-faz toplulukları ve farklı kristal yapıları, bu mineralde karakterize edilen bütün yapıların ışığında tartışılabilir.

Tek bir tanede olan daha az kararlı fazlar yalnızca düşükten orta dereceye kadar olan sıcaklıktan etkilenirler. Zirkon içermeyen inklüzyonların buharlaşması ve amorf alanların onarılması esnasında Pb bileşenleri, çoğunlukla radyojenik ve yaygın Pb'nun çeşitli karışımlarının olduğu taneden ayrılırlar. Böylece, termal olarak taneden serbest kalışlarının kontrolü ^{204}Pb işaretleri izlenerek kolaylaştırılabilir. Daha yüksek sıcaklıktaki (1600K (1327°C)) farklı ısı değiştirilmiş iç yüzeyli bir kristalde sonuçlanır. O artık Pb ihtiva etmez. Sonuç olarak sıcaklığın daha fazlası duraylı fazlardaki “temizlenmiş” Pb ürünüdür.

1600-1650K (1327°C-1377°C)'lik sıcaklık oranlarındayken kristalin zirkon alanlarında yeni bir organizasyon başlar. U-Th-Pb yayılımının oluşumu ve daha fazla elementler muhtemelen iz element silikatlarının parçalarının başlangıcını gösterir. Bu sıcaklıklarda ZrSiO_4 matriks hala korunur, fakat önceki iz element serbestleşmesi ve yayılımı ile olasılıkla tetiklenen nokta hasar birikimine ve iz elementlerin yeniden dağıtımına maruz kalmış gibi görünür. 1650K (1377°C)'in üstündeki sıcaklıklarda SiO_2 önemli miktarda uzaklaştığı düşünülür. SiO_2 gerekli sıcaklıklarda çözülen iz element silikatlarından ve U ve Th'un radyoaktif bozunması durumunda parçalanmış uranyum ve toryum silikatlardan çıkabilir. İlave SiO_2 tanelerde bulunan zirkon olmayan inklüzyonlardan ve onarılmış metamikt alanlardan sağlanabilir.

Daha fazla artan sıcaklıklarda (1427°C'de) yüksek sıcaklık koşullarındaki kristal kafeslerin yeniden düzenlenmesi taneden HfO_2 'nin serbest kalışı ile devam eder. Hf'in küçük bir parçasının bu sıcaklıklarda hareketlendiği varsayılır. Örn., kristalin zirkonda nokta hasarların yeniden dağılımından dolayı, veya onarılmış metamikt alanlardaki kimyasal reaksiyonlardan dolayı.

Radyojenik Pb izotopları asıl iz elementlerle birlikte kristal zirkon alanlarından ayrılır. Kafesin yeniden organizasyonunda radyojenik Pb bileşimlerinin yayılımı ve Zr'lara benzer olan Pb mobilizasyonu için yüksek buharlaşma sıcaklıkları kararlı alanlardaki radyojenik Pb çekirdeklerini gösterir.

Zirkon tanelerinden Hf ve SiO₂'nin serbest kalışı ve aynı zamanda çoğu kararlı evrelerde radyojenik Pb'nun buharlaşması tek zirkonlarda Pb izotop analizleri için ileri tekniklerin oluşturulması için temeldir. Vakum koşulları altında termal olarak kararlı Pb/Hf/SiO₂ bileşikleri (PbHfSiO₅?) Pb, HfO ve SiO₂ karışımlarını oluşturur. Pb⁺ iyonlarının serbest kalışıyla işaret edilen bu bileşimlerin parçalanma reaksiyonları, yalnızca 1400K üzerindeki sıcaklıkta bulunabilir. Bu nedenle kararlı bileşimler ThIMS ile Pb izotop analizleri için etkili Pb⁺ iyonu verici olarak kullanılabilir. Onların aşırı termal kararlılıklarına göre PbSiO₃'e göre daha üstündürler ve Pb-fosfat-silikatlara denktirler.

Termal iyon kaynaklı bir kütle spektrometresinde Pb/Hf/SiO₂ bileşikleri için Kober (1986) tarafından tanımlandığı gibi çift filaman kullanılabilir. Kararlı bileşikler buharlaşma filamanı içinde konulmuş tane ile karşı karşıya olan filaman üzerine buharlaşmış bileşiklerin biriktirilmesi ile oluşturulur.

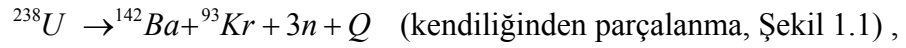
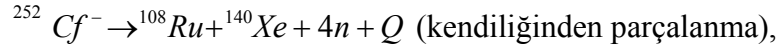
İzotop standart çözeltisi ve doğal zirkon taneli testler bir gömülmeden Pb⁺'nin dışarı verildiği tek tane buharlaşma kombinasyonunun Protözoyik ve Paleözoyik zirkon topluluklarına uygun olduğunu göstermiştir.

EK BÖLÜM C: PARÇALANMA İZİ (FISSION-TRACK) JEOTERMOKRONOMETRİ YÖNTEMİNİN TEMEL PRENSİPLERİ VE JEOLOJİK UYGULAMA ALANLARI

1. NÜKLEER PARÇALANMA (FISSION) SÜREÇLERİ

Nükleer parçalanma ağır, kararsız (radyoaktif) izotopların içinde meydana gelen birkaç parçalanma şeklinden biridir. Bu parçalanma reaksiyonunda, kararsız çekirdek boyutları birbirinden farklı olan iki kız izotopa ayrılır. Bölünme reaksiyonları kendiliğinden veya nötron bombardımanı ile yapay olarak meydana gelmektedir. Parçalanma reaksiyonları, Hahn ve Strassmann (1939) tarafından ^{235}U atomlarının düşük-enerjili nötronlarla bombardıman edilmesi sonucu keşfedilmiştir.

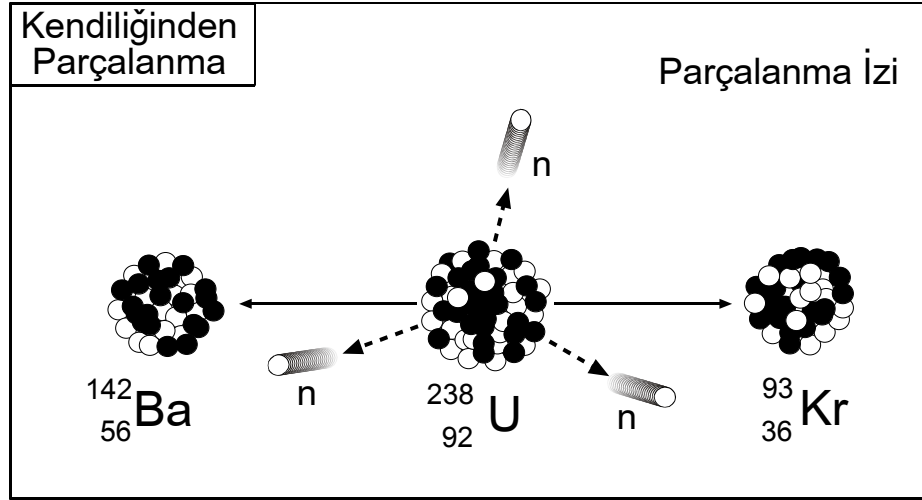
Bölünme reaksiyonu örnekleri;



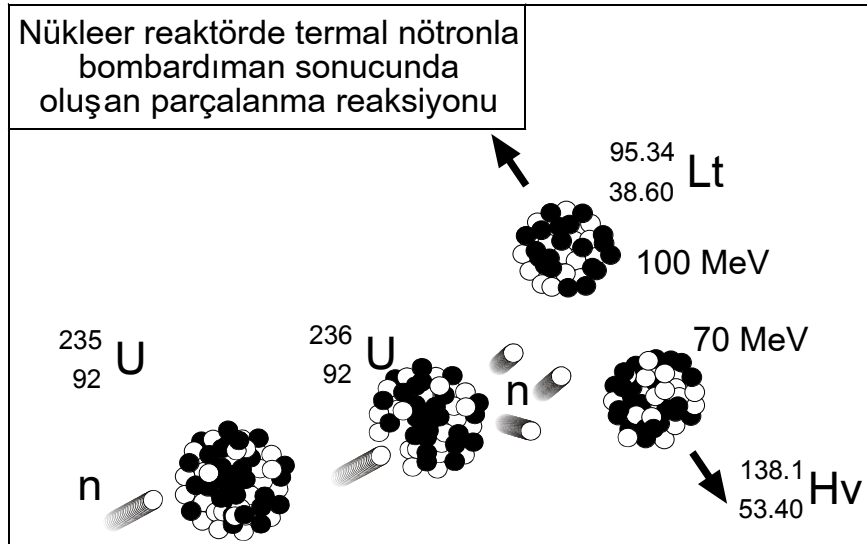
$^{235}\text{U} + n \rightarrow ^{236}\text{U} \rightarrow ^{138.1}\text{I} + ^{95.35}\text{Lr} + 3n + Q$ (nükleer reaktörde termal nötron bombardımanı sonucu oluşan parçalanma, Şekil 1.2).

Her bir bölünme reaksiyonu birkaç nötronun ve Q enerjisinin büyük bir miktarının (tipik olarak 200 MeV, bu enerji $E=mc^2$ formülüne göre ortaya çıkan enerjidir) çok çabuk bir şekilde dışarı atılmasına neden olacaktır. Bu enerji esasen her ikisi de pozitif olarak yüklenmiş, yüksek hızda karşı yönlerde birbirinden uzaklaşarak hareket eden iki bölünme parçacığının kinetik enerjisinden dolayı ($E=1/2 mv^2$) yaklaşık $E \sim 170$ MeV olarak ortaya çıkmaktadır.

Bölünen izotop yalıtkan bir katının (kristal) kafes atomunda ise, bölünme reaksiyonu her iki parçacık yörüngeleri boyunca **parçalanma izi** denilen bir hasar izi yaratacaktır.



Şekil 1. 1. ^{238}U atomunun kendiliğinden parçalanması (^{238}U atomu çekirdeğinden 3 nötronu atarak ^{142}Ba ve ^{93}Kr atomlarına ayrılır. (+) yüklü olan bu iki atom birbirini iter ortaya çıkan enerji sonucunda bozulan kristal kafesinde bir hasar izi meydana gelir) olayının şematik gösterimi (Wagner, 1998).



Şekil 1. 2. ^{235}U atomunun nükleer reaktörde termal nötronla bombardıman edilmesi sonucu meydana gelen parçalanma olayı (Bombardımandan önce apatit minerali üzerine uranyum içeriği sıfır olan bir dedektör yapıştırılır. Termal nötronlarla bombardıman edilen apatit minerali içerisinde olan ^{235}U dengesi, fırlatılan bir nötron ile bozulur öncelikle ^{236}U atomuna dönüşür ve çok kısa bir süre sonra parçalanma gerçekleşir. Parçalanma ile birlikte Hv (heavy) ve Lt (light) iki

atoma ayrılan ^{236}U bünyesinden 3 nötron açığa çıkar ve bu sırada dedektör (muskovit) üzerinde hasar izleri meydana gelir).

2. PARTİKÜL İZLERİ VE PARÇALANMA İZLERİ

2.1. Katılardaki Partikül İzleri: Genellemeler

Yüklü bir partikül, yalıtkan bir katı içerisinde hızla geçtiğinde, geçmiş olduğu yön boyunca dar bir hasar izi gelişir. Partikül stabil hale ulaştıktan sonra katı içerisinde kalan bu hasar izi “**yüklü partikül izi**” (*charged particle track*) veya “**nükleer iz**” (*nuclear track*) olarak adlandırılır. İzlerin bu şekilde kaydedildiği katı genellikle **dedektör** olarak adlandırılır.

Herhangi bir nükleer izin uzunluğu, partikülün yükü ve enerjisi ile dedektörün bileşimine bağlı olarak (cam, mineral, plastik) μm ' den birkaç mm 'ye kadar değişebilmektedir. İzlerin genişliği ise büyük ölçüde submikroskopik olup birkaç nm (nanometre) seviyesindedir.

Katılarda bu şekilde meydana gelen nükleer izler, genel olarak, kimyasal dağlama malzemeleri ile muamele edildiklerinde; bu kimyasallar, izlerden içeriye doğru kolayca nüfuz ederek izlerin belirli büyütmelerdeki optik mikroskoplarla görünebilir hale gelmesini sağlarlar. Kimyasal dağlanma, izleri bir boyutta genişletir ve izler optik mikroskop altında gözlenebilir hale gelir (Price ve Walker, 1962d). Optik mikroskop altında gözlenemeyen dağlanmamış iz genelde **gizli iz** (*latent track*) olarak adlandırılır.

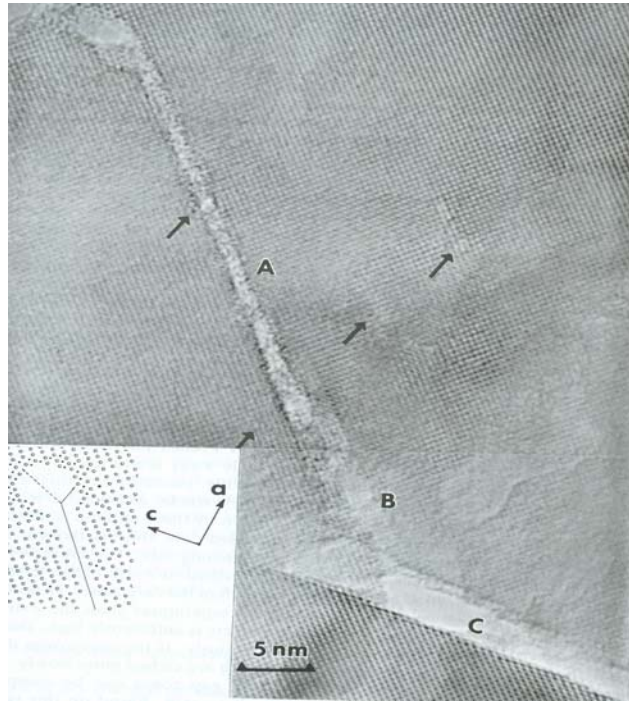
Nükleer iz çalışmaları, değişik bilim dallarında radyometrik yaşlandırma yöntemi de dahil olmak üzere oldukça geniş bir uygulama alanı bulmuş ise de; gizli izleri oluşturan süreçler ile bu izlerin yapıları konusunda henüz tam anlamıyla uzlaşma sağlanamamıştır.

2.2. Gizli İzlerin Yapısı

2.2.1. İz Genişliği

Aşırı derecede küçük olmalarından dolayı bir nükleer izin boyutunu kesin olarak tanımlamak zordur. Nükleer iz çalışmalarının yaygınlaşmasından önceki dönemlerde, doğal ve sentetik mikalarda uranyumun parçalanmasıyla oluşan gizli

nükleer izlerin mikrofotografı, geçirimli elektron mikroskobunda (transmitted electron microscope; TEM) kontrast difraksiyon koşullarında çekilmiştir (Price ve Walker, 1962 a,b). TEM görüntüleriyle elde edilen bu izler, ~ 10 nm' lik bir genişliğe sahip koyu çizgiler şeklinde ortaya çıkmıştır. TEM görüntülerinde kristal kafes içerisindeki hasarlı bölgede meydana gelen elektron difraksiyonu nedeniyle ortaya çıkan ve ~ 10 nm' lik genişliğe sahip olan bu nükleer izlerin genişliği, bu izlerin maksimum genişliği olarak yorumlanmıştır. Hidroflorik asit ile kısa bir zaman aralığı boyunca gerçekleştirilen kimyasal dağlama işleminden sonra ise merkezi iz kanalları olarak değerlendirilen ve çapları 2.5-4 nm arasında değişen daha küçük çaplı izler de görüntülenebilmiştir (Price ve Walker, 1962 c).



Şekil 2.1. Zirkon mineralinin 100 yüzeyi ile (şekildeki yüzey) farklı açılar yapan üç uranyum parçalanma izinin (A, B ve C) yüksek geçirimli elektron mikroskobu altındaki görünümü. Oklar nokta hasarlarının yönünü belirtmektedir (Wagner ve Van den haute, 1992).

Daha sonraları Yada ve diğ., (1981, 1987) tarafından yürütülen yüksek çözünürlüklü elektron mikroskobu (High Resolution Electron Microscopy; HREM) çalışmalarında zirkon kristallerindeki uranyum parçalanma izlerinin görüntüleri elde edilebilmiştir. Bu görünümelerde izler; kafes düzlemleriyle olan

açlarına bağlı olarak genişlikleri 1.5-4 nm arasında değişen çizgisel hasar izleri olarak görülmektedir (Şekil 2.1).

İz genişliklerini ölçmek için birçok dolaylı yöntemler geliştirilmiştir. Elektriksel ölçümler, muskovit mika içerisindeki gizli iz çaplarının 6-7 nm boyutunda olduğunu göstermiştir (Bean ve diğ., 1970). Elektriksel ölçüm yönteminde aşağıda belirtilen teknikler kullanılmıştır:

İz içeren ince bir dedektör, aynı zamanda kimyasal dağlayıcı asit işlevi de olan bir elektrolit içerisine bölmeli bir duvar şeklinde yerleştirilmiştir. Bu düzende, izlerin çaplarının ilksel değeri ve dağlamaya bağlı olarak iz çapındaki büyüme hızı, iletkenlikteki değişimin bir fonksiyonu olarak işlemektedir.

Bir diğer yöntemde ise değişik enerjilere sahip ağır iyonlar tarafından bombardıman edilen dedektörlere (mika, plastik) küçük açılı X-ışını veya nötron saçınımı uygulanmıştır (Albrecht ve diğ., 1982, 1984). Bu deneylerin sonucunda iyonların kütle ve enerjilerine bağlı olarak hasar yarıçapları 2-6 nm arasında değişen aralıklarda ölçülmüştür.

Yukarıda bahsedilen deneysel çalışmalarda elde edilen veriler genel olarak şu şekilde özetlenebilir. Yüklenmiş ağır partiküllerin minerallerde bıraktıkları izler yüksek derecede hasara uğramış bir çekirdek zonuna sahiptir. Bu çekirdek zonunun genişliği 5 nm veya daha düşük değerlerde olup, daha az oranda hasar içeren ve yaklaşık 10 nm ye kadar ulaşabilen bir kuşak ile çevrelenir. Bütün bu durumlarda, gerek çekirdek zonunun, gerekse çevresindeki daha az hasarlı kuşağın çapları, dedektörün bileşimine ve aynı zamanda bombardıman eden parçacığın enerjisine bağlı olarak değişim gösterebilir.

2.3. İz Oluşumu

Bu çalışma kapsamında parçalanma izlerinin daha çok jeolojik malzeme ve ortamlardaki uygulaması konu edildiğinden; iz oluşumuyla ilgili temel teorik bilgiler için başlıca Fizik bilimiyle ilgili temel eserlere başvurulması önerilmektedir. Bu eserler arasında örneğin Fleischer ve diğ. (1975), Lehmann (1977), ve Durani ve Bull (1987) sayılabilir.

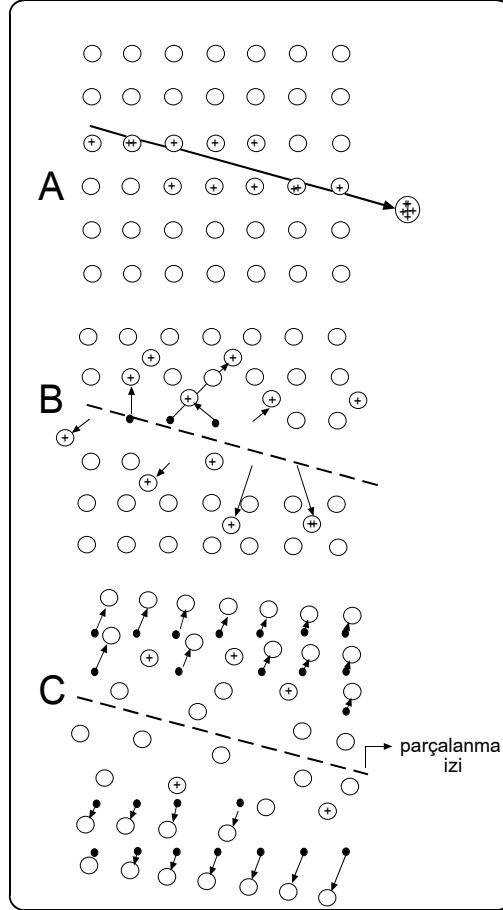
Ağır ve yüklü bir partikül, bir katı içerisinde yüksek hızla hareket ettiği zaman, bu yüklü ve hızlı partikül ile katının atom ve elektronları arasında bir dizi etkileşimler meydana gelir ki bu etkileşimler sonucunda partikülün hızı tedrici bir şekilde azalır ve nihayet hareketi sona erer. Partikül tarafından alınan yol “**menzil**” (range) olarak adlandırılır. Menzil çeşitli şekillerde tanımlanabilir, örneğin; başlangıç veya bitiş noktalarını birleştiren bir vektör olarak tanımlandığında, menzil vektörü “**R_v**” olarak tanımlanır. Başlangıç ve bitiş noktaları arasında alınan yolun toplam uzunluğu olarak tanımlandığında ise **toplam menzil** veya **çizgisel menzil “R”** olarak tanımlanır. Partikül tarafından alınan yol düz olduğunda, ki genellikle iz parçacıkları gibi ağır partiküllerin aldığı yol bu şekilde düzdür, menzil R değeri **R_v = R** olarak tanımlanır; yani bir diğer deyişle vektörel menzil ile çizgisel menzil birbirlerine eşit olmaktadır.

Partikülün hareket ettiği yörünge boyunca birim uzaklıkta kaybettiği enerji miktarına ($-dE/dx$) “**durma gücü**” (stopping power) denilir. İz oluşturan herhangi bir yüklü partikülün hızının yavaşlaması başlıca iki tür etkileşimin sonucu olarak ortaya çıkmaktadır. Bunlardan birincisi, katının kafesindeki atomlarla çarpışması (nükleer çarpışma, nükleer durma gücü); ikincisi ise elektronlarla oluşturduğu etkileşimlerdir ki elektronlarla meydana gelen bu etkileşimler, elektronların uyarılmasına veya yörüngelerinden atılmasına sebep olmaktadır. Bu durumda da kafes atomlarının iyonlaşma olayı meydana gelmektedir (elektronik çarpışma, elektronik durma gücü). Bu olay, aynı zamanda, “fission-track jeotermokronolojisi” olarak da bilinen “**parçalanma izi jeotermokronolojisi**” yönteminin asıl nedenini oluşturmaktadır. Bu durum, Şekil 2.2 de şu şekilde özetlenebilir:

(A) Yüklü partikül yüksek hızla katı içerisinde hareket ederken, elektronik etkileşim veya elektronik çarpışma nedeniyle bazı atomlar elektronlarını kaybederek pozitif yüklü iyonlar haline gelirler ve bu pozitif yüklü iyonlar yüklü partikülün katı içerisindeki hareket güzergahı boyunca meydana geldiklerinden bunlar aynı zamanda bir çizgisel dizilim de oluştururlar.

(B) Yan yana duran benzer yüklü atomlar birbirlerini iterler ve böylece bir seri boşluk alanı meydana getirirler.

(C) Bu boşluk “parçalanma izi” (fission track) olarak tanımlanır.



Şekil 2. 2. Fleischer ve diğ. (1975) tarafından tanımlanan iz oluşumunun üç aşaması. (A) Yüklenmiş partikülün hareketi ile atomların kafeslerinde meydana gelen iyonlaşma, (B) Coulomb geri tepkimesine göre, iyonların atom kafeslerinde yer değiştirmesi, (C) Parçalanma izlerinin oluşumu (Wagner ve Van den haute, 1992).

3. PARÇALANMA İZİ RADYOMETRİK YAŞ TAYİNİ TEMEL DENKLEMİ

Herhangi bir izotopik yaşlandırma metodu, diğer bir deyişle radyometrik yaş tayini, doğal olarak bulunan ve radyoaktif özelliği olan ebeveyn (parent) bir izotopun, kararlı bir doğurgan (daughter) izotopa dönüşmesi esasına dayanır. Bu esas şu şekilde formülize edilir:

$$N_D = (N_P)_0 - N_P$$

Formülde;

N_D = doğal olarak bulunan ve radyoaktif özelliğe sahip olan ebeveyn izotopun parçalanması ile oluşmuş doğurgan izotop

$(N_P)_0$ = ebeveyn izotopun $t=0$ anındaki ilksel miktarı

N_P = ebeveyn izotopun şu andaki ölçülmüş miktarını gösterir.

$N_D = (N_P)_0 - N_P$ formülü ile gösterilen olayın zaman içerisindeki değişimi veya zamana olan bağımlılığı şu şekilde ifade edilebilir:

$N_P \frac{d}{dt} = -\lambda N_P$ bağıntısının $t=0$ iken integrali alındığında

$$N_P = (N_P)_0 e^{-\lambda t}$$

$$(N_P)_0 = N_P e^{\lambda t}$$

$$N_D = N_P e^{\lambda t} - N_P$$

$$N_D = N_P (e^{\lambda t} - 1)$$

formülüne ulaşılmış olunur. Bu formül parçalanma izi metodunu da kapsayan izotopik yaş tayini yöntemlerinin çoğunluğu için geçerli olan temel bir formüldür.

$$N_D = N_P (e^{\lambda t} - 1)$$

Bu teorik hesaplamaların parçalanma izi yöntemine uygulanmasında ise N_D yerine U^{238} izotopunun kendiliğinden parçalanması (spontaneous fission) sonucu oluşan izlerin (track) sayılması ile elde edilen değer (N_D) alınmaktadır. N_P yerine ise N^{238} alınır.

$$N_D = N_P (e^{\lambda t} - 1)$$

Buradaki λ değeri ise, sadece parçalanma (fission) ile oluşan λ_f değil, aynı zamanda U^{238} in Pb^{206} ya dönüşümüne neden olan α parçalanmasını ifade eden λ_α 'dan oluşmaktadır. Diğer bir deyişle

$$\lambda_d = \lambda_\alpha + \lambda_f$$

$$N_S = N^{238} (e^{\lambda dt} - 1)$$

$$N_S = \lambda_f / \lambda_d N^{238} (e^{\lambda_d t} - 1) \quad (\lambda_d : \text{toplam bozunma sabiti})$$

Diğer taraftan, kendiliğinden parçalanma sabiti olan λ_f değeri, α parçalanma sabitinden çok küçük olduğu için, $\lambda_d \approx \lambda_\alpha$ olarak alınabilmektedir. Bu nedenle, yukarıdaki formül

$$N_S = \lambda_f / \lambda_\alpha N^{238} (e^{\lambda_\alpha t} - 1) \text{ şeklinde yazılabilmektedir.}$$

Formülde t değeri çekildiğinde ise

$$t = 1/\lambda_\alpha \ln [(\lambda_\alpha / \lambda_f) (N_S / N^{238}) + 1]$$

formülü elde edilebilmektedir. Bu formülden itibaren işlem yapabilmek için U^{238} miktarının belirlenmesi ve kendiliğinden parçalanma (spontaneous fission) ile oluşan izlerin (track) sayısının bilinmesi gereklidir. Böylece, formüldeki değerlerden N_S değeri U^{238} ' in kendiliğinden radyoaktif parçalanmaya uğraması sonucu oluşmuş izlerin (spontaneous fission track) mikroskop altında sayımı ile bulunur.

U^{238} değeri ise şu şekilde bulunur:

$$U^{235} / U^{238} = I$$

olarak ve sabit bir katsayı şeklinde kabul edilmektedir.

$$U^{235} = I U^{238}$$

diğer taraftan, herhangi bir U^{235} izotopunun, nükleer reaktörde termal nötronlarla bombardıman edilmesi sonucunda “induced fission track” meydana getirdiği bilinmektedir. Termal nötronlarla bombardıman sırasında, U^{235} atomlarından itibaren meydana gelen “induced fission-track” miktarı (N_i), U^{235} atomlarının miktarına (N^{235}), U^{235} atomunun cross-section değerine (σ) ve termal nötron akısı katsayısına (ϕ) bağlıdır.

Bu izlerin miktarı, şu şekilde formülize edilir

$$N_i = N^{235} \sigma \phi$$

$U^{235} = I U^{238}$ bağıntısından hareketle $N_i = N^{235} \sigma \phi$ formülünden itibaren

$N_i = U^{238} I \sigma \varphi$ formülü elde edilir.

Yukarıdaki parametreler

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln [(\lambda_{\alpha} / \lambda_f) (N_S / N^{238}) + 1]$$

formülünde yerine konulduğunda,

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln [(\lambda_{\alpha} / \lambda_f) (N_S / N_i) I \sigma \varphi + 1]$$

temel formülü elde edilmektedir.

Parçalanma izi yaş ölçümü nükleer reaktörde irradyasyon ile oluşturulmuş iz yoğunluğuna göre kendiliğinden oluşmuş (fossil) iz oranının belirlenmesi ve termal nötron akışının belirlenmesine dönüşür.

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln [(\lambda_{\alpha} / \lambda_f) (N_S / N_i) I \sigma \varphi + 1] \text{ formülünde;}$$

- $\lambda_{\alpha} = \alpha$ parçalanma sabiti (U^{238} için)
- $\lambda_f =$ kendiliğinden parçalanma (spontaneous fission) sabiti (U^{238} için)
- $N_S =$ Kendiliğinden parçalanmayla oluşan parçalanma izleri
- $N_i = U^{235}$ in termal nötronlarla bombardımanı sonucu oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri
- $I = U^{235} / U^{238}$ değeri
- $\sigma = U^{235}$ cross-section sabiti
- $\varphi =$ termal nötron katsayısıdır.

Burada, şimdiye kadar bahsedilen değerlerden gerek N_S , gerekse N_i mineralin birim hacminde bulunan parçalanma izlerinin (fission track) sayısını göstermektedir. Oysa, parçalanma izi yaşlandırma yönteminde, mikroskop altında iki boyutlu düzlem ile kesişen parçalanma izleri ölçülmektedir. Bu durumda, düzlemsel parçalanma izleri sayısına δ denildiğinde;

$$\delta_S = N_S R_S \eta_S f(t)_S q_S g_S$$

$$\delta_i = N_i R_i \eta_i f(t)_i q_i g_i$$

formülleri ortaya konulmuştur. Bu formüllerde;

- $\delta_{S,i}$ = düzlemsel parçalanma izi yoğunluğu
- $g_{S,i}$ = geometri faktörü
- $N_{S,i}$ = sayılan parçalanma izi
- $R_{S,i}$ = parçalanma izlerinin ortalama dağılanma aralığı
- $\eta_{S,i}$ = dağılama yeterliliği faktörü
- $f(t)_{S,i}$ = dağılama zaman faktörü
- $q_{S,i}$ = gözlem faktörüdür.

Diğer taraftan, bu formüldeki değerlerden

$$g_i / g_S = G$$

$$\eta_i f(t)_i q_i / \eta_S f(t)_S q_S = Q$$

denildiğinde yukarıdaki temel formül,

$$t = 1 / \lambda_{\alpha} \ln [(\lambda_{\alpha} / \lambda_f) (\delta_S / \delta_i) Q G I \sigma \varphi + 1]$$

şeklinde yazılabilir. *Bu pratik yaş denklemdir.*

- λ_{α} = sabit
- λ_f = sabit
- δ_S = kendiliğinden oluşmuş(spontaneous) izlerin bir düzlemdeki yoğunluğu
- δ_i = reaktörde oluşturulmuş (induced) izlerin bir düzlemdeki yoğunluğu
- Q = çalışılan laboratuvarın sabit değeri
- G = sabit
- I = sabit
- $\sigma = U^{235}$ cross-section değeri (sabit)
- φ = termal nötron akısı (nükleer reaktör sabiti) olarak bilinmektedir.

Pratik yaş denkleminde en tartışmalı değerler;

$$\lambda_f = U^{238} \text{ spontaneous fission sabiti}$$

$$I = U^{235} / U^{238} \text{ değeri}$$

$$\sigma = U^{235} \text{ cross-section değeri (sabit)}$$

$$\varphi = \text{termal nötron akısı (nükleer reaktör sabiti)}$$

- λ_f , ^{238}U kendiliğinden oluşmuş (fosil) parçalanmanın bozunma sabitidir ve
- iyonizasyon odaları ya da dönen kabarcık odaları (rotating bubble chamber) ile direk ölçümler,
 - parçalanma ürünü ölçümlerini kapsayan radyokimyasal metotlar,
 - mika ya da diğer dedektörlerde doğal parçalanma izlerinin birikimi (U-dedektörü sandviç metotları),
 - bilinen yaş örneklerinin analizlerinde kullanılır.

3.1. Yaşlandırma Sistemleri

3.1.1. Mutlak Yaklaşım: Mutlak yaklaşımın başlıca ilgisi, örnek irradyasyonu süresince etkili olarak parçalanan ^{235}U atomları kesrinin doğru bir tespitinin yapılmasıdır. Bunu yapmanın en etkili ve direkt yolu bir uranyum monitörü kullanmak ve bir irradyasyondan sonra bu monitördeki parçalanma ürünlerini ölçmektir (örn., γ -spektrometresi ile). Bu amaç için kullanılan metal monitörler ise Au ve Co'tır (daha az oranda Mn).

3.2.2. Yaş Standart Yaklaşımı: ζ -metodu

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln [(\lambda_{\alpha} / \lambda_f) (\delta_s / \delta_i) Q G I \sigma \varphi + 1]$$

pratik yaş denkleminde $I \sigma \varphi / \lambda_f = Z$ denilirse yaş denklemi şu şekilde yeniden yazılabilir;

$$t = 1/(\lambda_{\alpha} \ln [(\lambda_{\alpha} (\delta_s / \delta_i) Q G Z + 1]$$

Z değeri, aynı reaktör koşullarında (aynı φ) ve tamamen aynı yöntemle analiz edilen, bilinmeyen yaşlı örneklerle birlikte ışınlanmış, bilinen bir t_s yaş standardının analizinden elde edilir. Standart analizden;

$$Z = (e^{\lambda_{\alpha} t_s} - 1) / \lambda_{\alpha} (\delta_s / \delta_i)_s G$$

denkleminde elde edilir.

ζ -kalibrasyon metodu Hurford ve Green (1982, 1983) tarafından geliştirilerek bu yaklaşıma özenli ve daha pratik bir yaklaşım sunulmuş, bunun sonucunda;

$$\zeta = (e^{\lambda_{\alpha} t_s} - 1) / \lambda_{\alpha} (\delta_s / \delta_i) G$$

$$\zeta = (e^{\lambda_a t_s} - 1) / \lambda_a (\delta S / \delta_i)_s G \delta_m$$

denklemleri elde edilmiştir.

ζ-metodu kişisel, bazı boyutlara göre olan kalibrasyon faktörlerini gösterir. Bundan dolayı, her mineral türünde analiz yapmak isteyen ve bu metodu uygulamak isteyen her araştırmacı tarafından kalibrasyon kişisel olarak uygulanmalıdır.

ζ-kalibrasyon metodu, halihazırda, parçalanma izi yaş tayininde olabildiğince doğru sonuçlara ulaşmada önemli bir yöntemdir.

4. PARÇALANMA İZİ YAŞLANDIRMA YÖNTEMİNİN JEOLojİDEKİ UYGULAMALARI: DAĞ KUŞAKLARININ YÜZEYLENMESİNDE ETKİN OLAN ZAMAN-SICAKLIK (t-T) MODELLEMESİ

Herhangi bir mineral içinde ölçülen bir parçalanma izi yaşı (fission-track age), ilk bakışta, bu örnek içerisinde parçalama izlerinin birikmesi için geçen zaman dilimini gösteren bir fiziksel nicelik olarak kabul edilebilir. Bu fiziksel nicelik (radyometrik yaş) jeolojik olarak anlamlı olabileceği gibi anlamsız da olabilir. Ölçülen bu fiziksel niceliğin (yaşın) jeolojik yorumu, jeolojik olarak anlamlı bir olayla birlik oluşturup oluşturmadığını kapsar. Özellikle, jeolojik olarak anlamlı bir olayla birlik oluşturduğu ortaya konulduğunda, bu fiziksel nicelik, artık bir jeolojik yaş olarak değerlendirilir. Bu nedenle, herhangi bir radyometrik yaş tayini çalışmasında, ölçümler sonucunda elde edilen fiziksel nicelikler ile jeolojik yorum birbirlerinden açık bir şekilde ayırt edilmeli; bunlar uzay-zaman içerisinde bir bütünlük oluşturdukları zaman jeolojik olarak anlamlı veriler olarak değerlendirilmelidir. Böylece, bir parçalanma izi yaş ölçümü sırasında gösterilen analitik hassasiyet ve dikkat, aynı zamanda elde edilen sonucun jeolojik yorumu sırasında da gösterilmelidir.

Genellikle, parçalanma izi yaşı, örneklerin oluşum yaşından daha gençtir. Örneğin, 1970'li yıllarda başlıca obsidiyen oluşukları üzerinde uygulanan parçalanma izi yaş tayinlerinde elde edilen ilk sonuçlar oldukça şaşırtıcı ve hayal

kırıklığına uğratici özellikler sergilemiştir. Bu durumun ana nedeni, obsidiyen örneğinin oluşumundan itibaren meydana gelen parçalanma izlerinin, örnek içerisinde sabit olarak kalması ön koşulunun iyi anlaşılmasından kaynaklanmıştır. 1964' lü yılların başlarında Fleischer ve Price (1964a) Güney Avustralya ve Güney Asya'da bulunan tektitler (australitler ve indoşinitler) üzerinde çalışırken; tektit oluşumunda beklenen 0.7 milyon yıldan oldukça genç parçalanma izi yaşları elde etmişlerdir. Australitlerden birinde, kendiliğinden oluşan izlerde altere olmuş oyuk görünüşleri gözlemlemişlerdir. Bu oluşuklar üzerinde yürütülen laboratuvar çalışmaları sırasında, australitlerdeki parçalanma izlerinin ısıtma deneyleri sırasında daha yavaş dağıldıkları ve boylarının da kısaldığı görülmüştür. Bu laboratuvar sonuçlarına dayanarak, Fleisher ve Price (1964a), australitlerdeki parçalanma izlerinde görülen değişimin, tektitin yeryüzüne düşmesinden sonraki bir zaman diliminde ısınmaya maruz kalmasından türeyebileceğini ileri sürmüştür. Bu çalışmalardan çok kısa bir zaman sonra da doğal cam oluşukları ve minerallerdeki parçalanma izlerinin zaman içerisinde değişikliğe uğrayabilecekleri ve özellikle boylarının kısalmayacağı gerçeğine ulaşılmıştır (Maurette ve diğ.,1964; Fleisher ve diğ., 1965a).

Yukarıda belirtilen gelişmelerle birlikte, herhangi bir jeolojik oluşuğun parçalanma izi yaşının, bu oluşuğun (cam veya mineral) ilk oluşma yaşından çok genç olması dezavantajı, kısa bir zaman sonra büyük bir avantaja dönüştürülmüştür. Çünkü, parçalanma izlerinin zaman ve sıcaklığa bağlı olarak boylarının kısılması olayından yararlanılarak, duyarlı bir jeolojik termokronometre yöntemi olan "**fission-track jeotermokronolojisi**" yönteminin temelleri atılmıştır. Günümüzde, parçalanma izi jeotermokronoloji çalışmaları, kayaçların oluşum yaşını belirlemekten ziyade, bunların yeryüzüne ulaşmaları (exhumation) sırasında $\sim 300^{\circ}\text{C}$ 'nin daha altındaki sıcaklıklarda etkin olan yükselme tipi, hızı ve hangi zaman aralıklarında hangi sıcaklıklardaki jeotermal gradyandan etkilendiklerini konu alan zaman-sıcaklık modelleme çalışmalarında yaygın bir analitik yöntem olarak başarılı bir şekilde kullanılmaktadır. Diğer bir deyişle, parçalanma izi yöntemi, Rb-Sr ve K-Ar radyometrik yaş tayini gibi yöntemlerin etkili olduğu $\sim 300\text{-}500^{\circ}\text{C}$ 'den daha düşük sıcaklıklardan başlayarak

yeryüzüne yakın bölgelerdeki sıcaklıklara kadar değişen sıcaklık aralığındaki jeotermokronolojik saatteki boşluğu kapatmaktadır.

Yukarıdaki bölümlerde teorik olarak temel prensipleri verilen parçalanma izi (fission-track) radyometrik yaş tayini yöntemi oldukça değişik jeolojik sorunların çözümünde başarıyla uygulanmaktadır. Bunlardan başlıcaları (1) dağ kuşaklarının yüzeyleme tarihçesi (2) bünyelerinde volkan camı bulunduran piroklastik yataklanmaların yaşlandırılması (tefrakronoloji), (3) basenlerin epirojenik yükselimi, (4) faylar boyunca yer değiştirmenin miktarı ve yaşı, (5) maden yataklarının yaşı ve termal tarihçesi, (6) meteorit çarpması, (7) okyanus tabanı yayılması, (8) arkeometri.

Parçalanma izi (fission-track) radyometrik yaş tayini yöntemi, jeolojik araştırmalarda kabuk deformasyonu ve evrimi konularında en önemli problemlerden birisini oluşturan dağ kuşaklarının yükselimi sırasında etkin olan yükselmenin (1) yaşı, (2) tipi ve (3) hızı'nın analitik olarak belirlenmesini mümkün kılmaktadır. Örneğin, dağ kuşaklarında yapısal unsurlara (dağ kuşaklarının ana eksenini, faylar, kıvrımlar, vb) dik doğrultuda ve belirli bir yükseklik profili boyunca alınan örneklerden ayrılacak olan apatit minerallerinde yürütülecek parçalanma izi radyometrik yaş tayini verileri ile yükselmenin yaşı ve tipi (hızlı tektonik yükselme mi yoksa kabuktaki isostatik denge gereği ortaya çıkan durağan yükselme mi) belirlenirken; parçalanma izlerinde gerçekleştirilecek parçalanma izi uzunluk çalışmaları sonucunda ise yükselme sırasında etkin olan T-T modellemesi elde edilebilmektedir.

4.1. Sıcaklık-Zaman (T-t path) Modellemesi ve Parçalanma İzi Uzunluk Dağılımı

Bir örnekteki parçalanma izi boylarının dağılımı, örneğin jeolojik geçmişi boyunca maruz kaldığı termal evrimi gösterir ve böylece farklı zaman dilimlerinde farklı ısısal geçmişe sahip olan örnekler, kendilerine özgü bir parçalanma izi boyu dağılımı pateni sergilerler. Bu yüzden, minerallerde bulunan parçalanma izlerinin boylarının dağılımını incelemek suretiyle, o örneğin

bulunduran kayacın jeolojik zaman içerisinde maruz kalmış olduğu zaman-sıcaklık modellemesi elde edilebilir.

Minerallerdeki parçalanma izlerinin boyları, mineral hazırlama işlemleri sırasında aşındırma-parlatma süreçlerine bağlı olarak mineral yüzeyi ile kesit yapmamış ancak mineral yüzeyine yakın mesafelerde bulunan ve ayrıca mineral yüzeyine tam paralel olan ve mineral yüzeyi ile başka bir parçalanma izi veya bir süreksizlik düzlemi boyunca irtibatlı olan parçalanma izlerinin boyu ölçülür. Bu tür izlere “yatay hapsolmuş izler” (horizontal confined tracks) denilir.

Bu izler mineral yüzeyine doğru bir başka parçalanma izi ile irtibatlanıyorsa “parçalanma izi içerisindeki parçalanma izi” (track in track/ TINT); veya bir süreksizlik düzlemi boyunca irtibatlanıyorsa “klivaj içindeki parçalanma izi” (track in cleavage/ TINCLE) olarak adlandırılır.

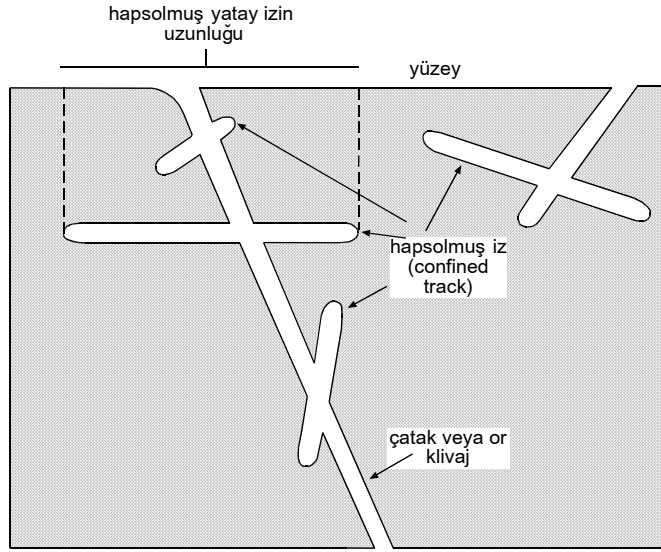
4.2. Parçalanma İzlerinin Değişime Uğraması (Annealing/Onarılma)

Parçalanma izi (Fission-track) yaşlandırma yönteminde elde edilen verilerin jeolojik yorumlanması sırasında, **izlerin değişime uğrayarak boylarının kısalması olayı** en önemli parametre olup başlıca aşağıda belirtilen nedenlerden dolayı gerçekleşmektedir.

1. Sıcaklık, şok dalga basıncı, sulu çözeltiler ve iyonlaştırıcı radyasyon, vb. değişik jeolojik parametreler; zaman ve miktar bakımından gerekli yeterlilikte etkili olduklarında, minerallerde oluşmuş olan gizli parçalanma izlerini silebilir. Ancak, şu ana kadar yapılan çalışmalarda ortaya konduğu kadarıyla, bu parametrelerin içerisinde en önemli olanı **sıcaklıktır**.

2. Parçalanma izi içeren herhangi bir mineralin daha uzun süre ve daha yüksek ısıda onarıma (annealing) maruz kalması, bu mineraldeki iz yoğunluğunun karakteristik bir şekilde azalmasına yol açar.

3. Sıcaklık arttırıldığında parçalanma izleri aniden kaybolmazlar, onarılma olarak tanımlanabilecek kısalma tedrici bir süreç olup dereceli olarak etkili olmaktadır. Yok olma yavaş yavaş gelişen bir süreçtir.

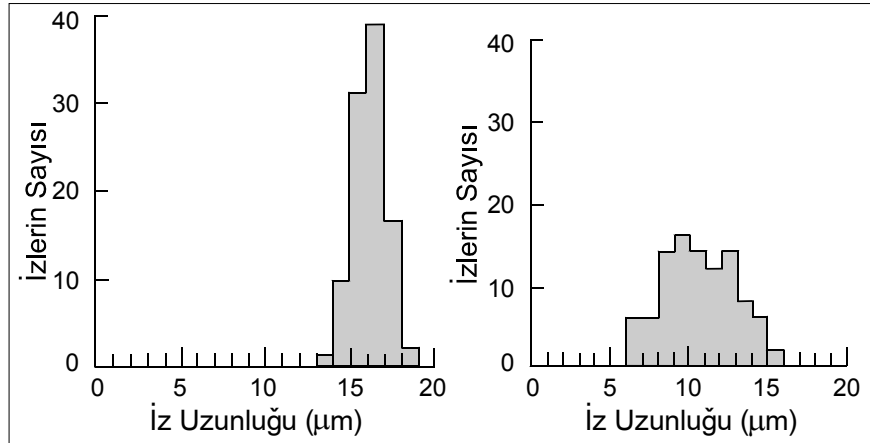


Şekil 4. 1. İz uzunluk çalışmalarında kullanılan iki tip iz: hapsolmuş izler ve yüzeydeki izler (Wagner ve Van den haute, 1992' den alınmıştır).

4. Parçalanma izlerinin onarılma işlemine (annealing) maruz kalması, genellikle oldukça uzun zaman dilimini kapsayan jeolojik zamanlar boyunca meydana geldiğinden, onarılma sıcaklığı (annealing temperature) bağlı olarak daha düşüktür. Diğer taraftan, apatit ve volkan camı gibi bazı jeolojik malzemelerde yeryüzüne çok yakın yüzey sıcaklığı koşullarında dahi parçalanma izlerinin herhangi bir onarılma işlemine maruz kalamayacağı tam stabilite zonuna (TSZ) erişilemeyebilir. Yani, diğer bir deyişle, bu tür mineral ve jeolojik malzemelerde yeryüzüne yakın sığlıktaki sıcaklıklarda dahi jeolojik zamanlar boyunca izlerin onarılması işlemi gerçekleşebilir.

5. Parçalanma izlerindeki termal stabilite karakteristikleri mineralden minerale değişir. Örneğin, parçalanma izleri sfen'den, zirkon'a ve apatit'e doğru daha da artan bir termal kararsızlığa sahiptir. Yani, apatitteki parçalanma izleri daha düşük sıcaklıkta ($\sim 120^{\circ}\text{C}$) onarılmaya maruz kalırken, zirkonda biraz daha yüksek sıcaklıkta ($\sim 225^{\circ}\text{C}$) ve titanitte ise en yüksek sıcaklıkta ($\sim 275^{\circ}\text{C}$) meydana gelmektedir.

Bu onarılma karakteristiklerinden dolayı, aynı örnekteki fosil parçalanma izleri (fossil/spontaneous fission-tracks) ile örneğin nükleer reaktörde termal nötronlarla bombardıman edilmesi sonucu meydana getirilen parçalanma izleri (induced fission-tracks) arasında önemli bir farklılık bulunmaktadır. Bu fark, nükleer reaktörde meydana getirilen parçalanma izlerinin herhangi bir jeolojik zaman dilimi boyunca sıcaklığa maruz kalmamış olmasından kaynaklanmakta ve bu nedenle teorik olarak maksimum büyüklükteki parçalanma izi uzunluğuna sahip olmasını mümkün kılmaktadır. Tipik olarak diğer parçalanma izlerine göre daha uzun olan bu parçalanma izleri aynı zamanda dar bir dağılım aralığı sergilerler (Şekil 4.2). Buna karşılık, fosil parçalanma izleri ise jeolojik zamanlar boyunca meydana geldiklerinden dolayı, jeolojik zamanlar sürecince etkili olan jeotermal gradyanın neden olacağı sıcaklıktan etkilenmiş olacaktlardır ve bu nedenle jeolojik zamanın süresi ve jeotermal gradyanın derecesine göre az veya çok onarılmaya (annealing) maruz kalmış olacaktlardır. Bu nedenle, fosil izlerin uzunluğu bağıl olarak daha kısadır ve daha geniş bir dağılım aralığında değişim sunarlar (Şekil 4.2).



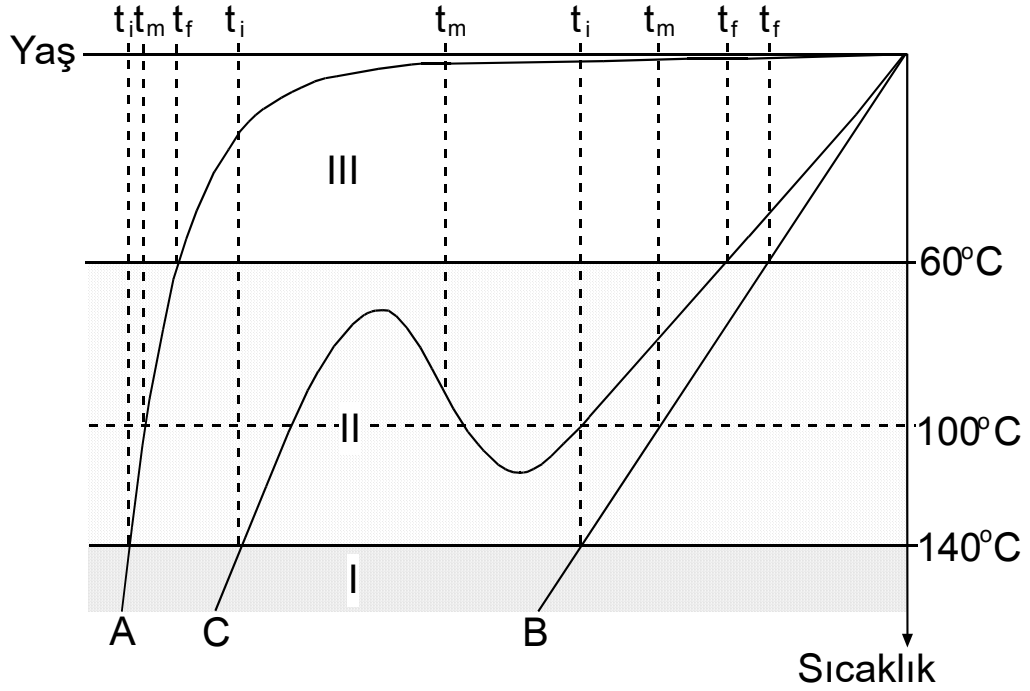
Şekil 4. 2. Apatit mineralleri içerisinde nükleer reaktörde meydana getirilen hapsolmuş parçalanma izlerinin (solda) dar uzunluk dağılımı ve hapsolmuş fosil parçalanma izlerinin (sağda) geniş uzunluk dağılımının tipik görünümü (Gleadow ve diğ., 1986).

4.3. Parçalanma İzlerinde Kısmi Onarılma (Partial Annealing) ve Etkin Korunma (Effective Retention) Kavramları

Mineraller ve volkan camlarında parçalanma izlerinin onarılması konusunda yapılan tüm deneylerde, bu sürecin dereceli bir şekilde etkin olduğu sonucu ortaya çıkmıştır. Parçalanma izlerinin onarılması sırasında noktasal bir sıcaklık değeri yerine, bir sıcaklık aralığının etkin olduğu gözlemlenmiştir. Bu gözlemler, ilk kez Wagner (1972b) tarafından tanımlanan “**kısmi stabilite zonu**” kavramı yerine “**kısmi onarılma zonu (KOZ)**” (partial annealing zone-PAZ) kavramının tanımlanmasına yol açmıştır. Bu kavrama göre, herhangi bir jeolojik ortam, parçalanma izinin stabil bir şekilde korunması veya onarılmasına bağlı olarak üç zona ayrılır. Sıcaklığın aşağıya doğru arttığı bu zonlar Şekil 4.3’ de gösterilmiştir.

Yüksek sıcaklıklardaki **toplam onarılma zonu** (total annealing zone) veya **toplam kararsızlık zonunda “TKZ”** (total instability zone-TIZ) (**I no’lu zon**), gizli parçalanma izleri (latent fission-tracks), oluşumlarından hemen sonra hızlı bir şekilde onarılarak kapatılırlar. Çünkü, parçalanma izinin oluşumunu sağlayan süreçler sırasında mineralin kristal kafesinde (+) yüklü iyonlar haline gelen ve bu nedenle birbirlerini iterek kristal kafeste bir hasar izi veya yaygın tanımla parçalanma izi meydana gelmesine neden olan bu (+) yüklü iyonlar, kristal kafes içerisinde parçalanma izinin hemen yakınlarında bir yerlerde bulunmaktadır. Yüksek sıcaklık ortamında, bu (+) yüklü iyonlar tekrar mobilize olarak ilksel yerlerini almakta ve böylece oluşan gizli parçalanma izi hemen kapanmaktadır.

Kısmi onarılma zonundaki “KOZ” (partial annealing zone-PAZ) (**II no’lu zon**) orta sıcaklıkta ise, parçalanma izleri tam onarılma yerine kısmen onarılırlar, diğer bir deyişle yukarıda belirtilen (+) yüklü iyonlar, gizli parçalanma izini tam onarma yerine kısmen onarılırlar.



Şekil 4. 3. Üç tip T-t evrim modeli A, B, C için ölçülen iz uzunluk yaşı t_m , soğuma zamanı t_i ve kısmi onarılma zonunun bitiminden itibaren başlayan soğumanın yaşı t_f gösterilmektedir (Wagner, 1990). I (tam onarılma zonu; TOZ), II (kısmi onarılma zonu; KOZ), III (toplam stabilite zonu; TSZ). t_o =oluşum yaşı; t_i =KOZ'nun taban kesimlerindeki son soğuma yaşı; t_f =KOZ'nun tavan kesimlerindeki son soğuma yaşı; t_m = KOZ'nun taban ve tavan seviyeleri arasındaki herhangi bir sıcaklığa ait ölçülen yaş ($t_m: t_i > t_m > t_f$) (Wagner, 1990).

Toplam stabilite zonunda “TSZ” (total stabilite zone-TSZ) (III no’lu zon) düşük sıcaklık altında tüm izler stabildir. Bu zon içerisinde bulunan bir örnek, bu zon (III no’lu zon) içerisinde oluşmuş ve düşük sıcaklıktan dolayı herhangi bir onarılma işlemine maruz kalmamış parçalanma izleri içerebileceği gibi, II. no’lu zonda oluşmuş ve kısmi onarılmaya maruz kalmış parçalanma izlerini de içerebilir.

Sonuç olarak, parçalanma izi jeotermokronoloji çalışmalarında, parçalanma izlerinin kesin olarak korunmaya başladığı ve herhangi bir değişimin artık meydana gelemeyeceği kesin sınırlarla tanımlanmış bir kapanma sıcaklığı

(retention, closure, blocking temperature) kavramı yoktur. Bunun yerine, parçalanma izlerinin kısmen onarılmaya başlandığı sıcaklık ile kısmen onarılmanın bittiği sıcaklık aralığı ile temsil edilen bir kısmi onarılma sıcaklık aralığı kavramı mevcuttur. Bu sıcaklık aralıkları farklı minerallerde farklı değerlerdedir ve en iyi tanımlanmış olanı apatit minerali için tanımlanmış olup; kısmi onarılma zonunun **alt sınırı yaklaşık 140-120 °C ve üst sınırı ise yaklaşık 70-40 °C** arasındadır (Wagner ve Van den haute, 1992).

Diğer taraftan, klasik jeotermokronoloji yöntemlerinde ana izotoptan türeyen kız izotopun birikmeye başladığı sıcaklığı tanımlayan kapanma sıcaklığı (closure temperature), bloklama sıcaklığı (blocking temperature) veya tutma sıcaklığı (retention temperature) kavramlarının, parçalanma izi jeotermokronoloji yöntemindeki karşılığı ise parçalanma izlerinin etkin korunma sıcaklığı (effective retention temperature) kavramı olup, bu sıcaklık değeri farklı minerallerde farklı değerlerde olup; örneğin, apatit mineralinde yaklaşık 100 °C; zirkon için yaklaşık 210 °C ve titanit için ise yaklaşık 250 °C olarak önerilmiştir (Wagner ve Van den haute, 1992).

4.4. Sıcaklık-Zaman Modellemesi (T-t-Path) ve Parçalanma İzi Birikimi

Herhangi bir mineral I no'lu toplam kararsızlık zonunda (sıcaklığın en yüksek olduğu zon) kaldığı sürece, tüm gizli parçalanma izleri (latent fission-tracks) oluşumlarından sonra derhal onarılıp yok olurlar (Şekil 4.3). Mineral, bu zonda kaldığı sürece herhangi bir parçalanma izi birikimi yoktur ve bu nedenle parçalanma izi jeotermokronoloji yaş henüz sıfır değerindedir.

Sıcaklığın düşmesi veya diğer bir deyişle soğumanın başlamasıyla birlikte, mineral kısmi onarılma zonuna (II no'lu zon) girer ve bu andan itibaren parçalanma izi jeotermokronoloji saati çalışmaya başlar. Bununla birlikte,

parçalanma izi jeotermokronoloji çalışmalarında, göz önünde bulundurulması gereken başlıca iki önemli nokta şu şekilde vurgulanabilir:

a. Mineral içerisinde oluşan gizli parçalanma izlerinin kayıt edildiği başlıca iki sıcaklık zonu mevcut olup, bunlardan birisi bağıl olarak orta sıcaklık değerlerine sahip olan kısmi onarılma zonudur ki (II no'lu zon) bu zonda gizli parçalanma izleri bağıl olarak daha fazla onarılma işlemine maruz kalırlar; diğeri ise daha düşük sıcaklık değerine sahip olan toplam stabilite zonu (III no'lu zon) olup, bu zondaki onarılma işlemi bağıl olarak daha azdır veya hiç yoktur.

b. Kısmen onarılma işlemine maruz kalan parçalanma izlerinin boyları doğal olarak kısalır ve mineralin analiz edildiği yüzeyine ulaşma şansları herhangi bir onarılma işlemine maruz kalmamış parçalanma izlerine göre daha azdır.

Parçalanma izi oluşumu ve kısmi onarılma, kısmi onarılma zonu (II no'lu zon) içerisinde aynı anda oluştuğu için, mineralin birim alanındaki net parçalanma izi birikim oranı, bu zon içerisindeki sıcaklığa bağlıdır; örneğin, iz sıcaklık azaldıkça, diğer bir deyişle yüzeye yaklaşıldıkça parçalanma izi birikim oranı artar. Bu yüzden mineralin birim alanında biriken parçalanma izi yoğunluğu, sadece parçalanma izi birikme süresini değil aynı zamanda sıcaklık-zaman modellemesini de (T-t path) yansıtır.

Mineraldeki U içeriğine bağlı olarak meydana gelebilecek parçalanma izi birikimi başlıca üç değişik termal evrim modeli olarak ortaya çıkar (Şekil 4.4). Bu evrim modellerinin her birine karşılık gelen parçalanma izi birikimi ise Şekil 4.4'ün alt kesiminde gösterilmiştir.

Her üç termal evrim modeli için de mineralin t_0 anındaki oluşum sıcaklığının I no'lu zon içerisinde olduğu kabul edilir.

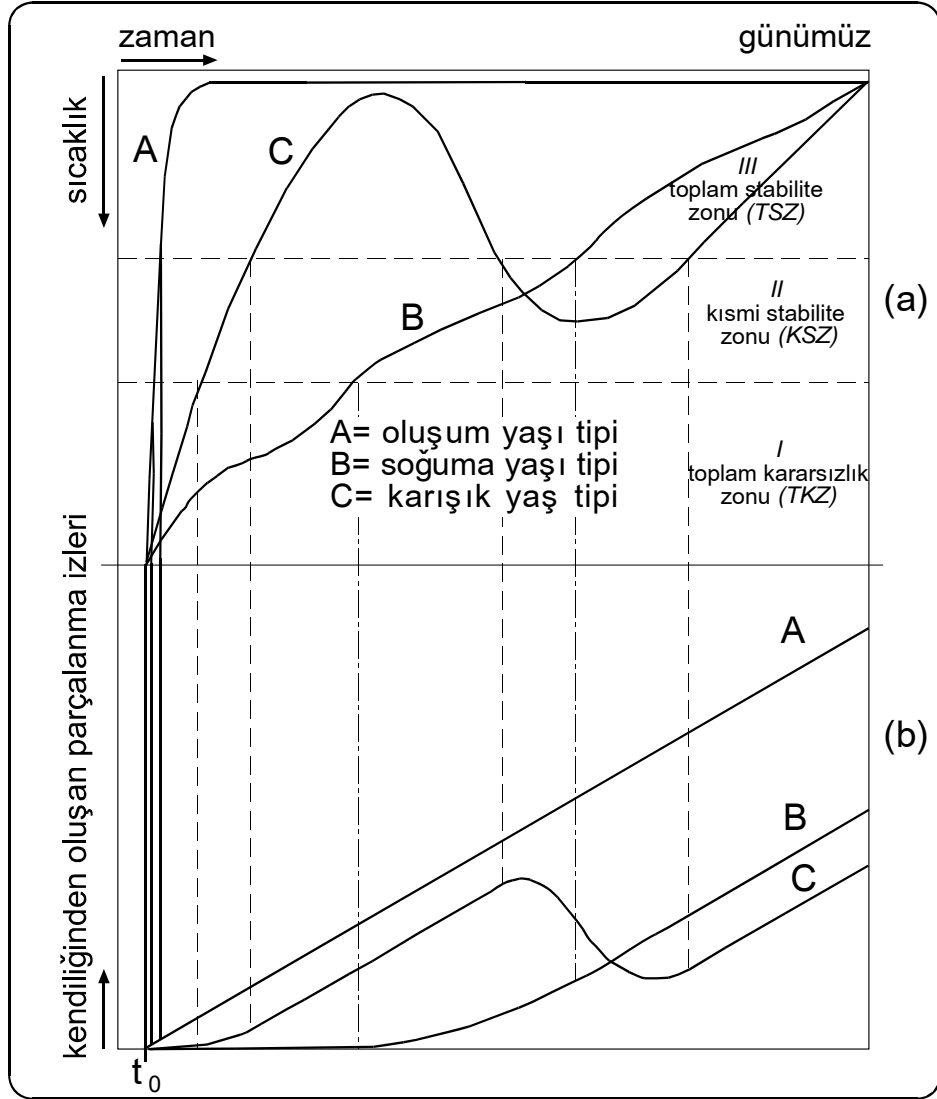
A ile gösterilen ve hızlı soğumayı karakterize eden termal evrim modeli, başlıca volkanik kayalarda etkin olan soğumaya karşılık gelir ki kayaç hızlı bir şekilde soğuyarak II no'lu zonu çabucak geçer ve jeolojik tarihçesi boyunca da III no'lu zonda kalarak evrimini tamamlar.

B ile gösterilen ve bağıl olarak daha yavaş bir şekilde soğumayı gösteren termal evrim modeli daha çok yükselmiş temel kayaçlarını içeren bölgelerde geçerli olup; parçalanma izi birikimi, mineralin oluşumundan epey bir zaman sonra başlamaktadır. Yükselmeye bağlı olarak düşen sıcaklık nedeniyle kısmi onarılma zonuna (II no'lu zon) geçiş sırasında parçalanma izi birikimi dereceli olarak artış gösterir. Kayacın evrimi sırasında, III no'lu zona ulaşıldıktan sonra, parçalanma izlerinin sayısı çizgisel olarak artar. Bu durumda, ölçülen parçalanma izi yaşları, mineralin t_0 oluşum yaşından bir hayli küçük olacak ve II no'lu zondaki soğuma yaşına karşılık gelecektir.

Daha kompleks termal evrim modelini gösteren ***C evrim modelinde ise,*** mineral önce normal bir şekilde soğuyarak II no'lu zona ve hatta III no'lu zona ulaşabilir ancak daha sonra tektonik olaylarla yeniden ısınmaya uğrayabilir ve bu yeniden ısınma sürecinde I no'lu zonun sıcaklığına ulaşmadan normal soğuma süreci boyunca soğuyarak nihayet III no'lu zona ulaşabilir.

Kısmi onarılma zonu içerisinde bulunduğu sürece, artan sıcaklığa bağlı olarak onarılma nedeniyle mineralde önceden oluşan parçalanma izlerinin boyları kısalmış ve ayrıca birikmiş parçalanma izlerinin sayısı da azalır. Bu durumda da ölçülen parçalanma izi yaşı, mineralin t_0 oluşum yaşından küçüktür. C termal modelinde, yeniden ısınma sırasında I no'lu zonda etkin olan sıcaklığa ulaşılması

durumunda, mineralde önceden oluşmuş olan tüm parçalanma izleri tam onarılma nedeniyle yok olacağından, mineralin bu andan sonraki termal evrim modelini A veya B modelinden ayırmak olanaksızlaşacaktır.



Şekil 4. 4. Kendiliğinden oluşan parçalanma izlerinin (spontaneous fission track) birikiminde termal tarihenin etkisi. t_0 oluşum yaşı aynı fakat T-t evrim modelleri farklı olan üç hipotetik örnek, diyagramın üst kesimindeki iz onarılma zonu ile ilişkili olarak hızlı sabit soğuma (**A tipi**), yavaş sabit soğuma (**B tipi**) ve termal üzerleme gösteren kompleks soğumayı (**C tipi**) göstermektedir. Diyagramın alt kesiminde parçalanma izi birikimine ilişkin eğriler gösterilmektedir. Üç örneğin parçalanma izi yaşları birbirinden farklıdır ve örneğin oluşumu (A tipi) ve soğuması (B tipi) jeolojik olaylarla ilişkili olabilir veya direk jeolojik anlamı olamayabilir (C tipi) (Wagner, 1972 b).

4.5. Parçalanma İzi Yaş Tipleri

Herhangi bir kayaç örneğinin parçalanma izi yaşının jeolojik yorumu, bu kayaç örneğinin geçirmiş olduğu termal evrime bağlı olup, bu termal evrim parçalanma izlerinin boyunun ölçülmesi ile elde edilebilmektedir. Kayaç örneğinin geçirmiş olduğu T-t evrimine bağlı olarak parçalanma izi yaşları kayacın oluşumu, soğuması, yükselimi, aşınması, ikincil termal etkiler, vb. süreçlerin yaşını göstereceği gibi jeolojik olarak anlamsız herhangi bir yaş da olabilir (Wagner, 1972b). Şekil 4.4’de görüldüğü gibi başlıca üç tip parçalanma yaşı bulunmakta olup; bunlar **A-tipi**, **B-tipi** ve **C-tip yaşlar** olarak adlandırılabilir.

4.5.1. A-Tipi Yaşlar (Oluşum ve Erken Soğuma)

A tipi T-t evrimi, $(t_i - t_f) \ll t_f$ ile karakterize edilir (Şekil 4.3). Bu T-t evrim modelinde, ilgili kayaç örneğinin II no’lu KOZ’unda geçirdiği süre, III no’lu TSZ’unda kaldığı süreye göre ihmal edilecek kadar azdır. Diğer bir deyişle, kayaç örneği oluşur oluşmaz hemen çok hızlı bir şekilde II no’lu zonu geçerek III no’lu zona ulaşmıştır.

Bu tür T-t evrim modeline sahip örneklerdeki parçalanma izlerinin boylarında önemli bir kısalma meydana gelememektedir; çünkü, örnek, parçalanma izlerinde onarılmamanın meydana geldiği II no’lu KOZ’nu çok hızlı bir şekilde geçerek, artık herhangi bir onarılmamanın meydana gelemeyeceği toplam stabilite zonuna (TSZ) ulaşmıştır.

A tipi T-t evrim modeline sahip parçalanma izlerindeki dağılım, hem dar hem de simetrik olup, 14.5 ile 15 μm arasında bir ortalama uzunluk ile 1.0 μm civarında bir standart sapma değerine sahiptir. Gleadow ve diğ. (1986) tarafından “undisturbed volcanic” terimi ile adlandırılan A-tipi T-t evrim modeli sadece volkanik kayaçlarda değil aynı zamanda plütonik kayaçlarda da görüldüğünden, Wagner ve Van den Haute (1992), bu terimin kullanılmamasını önermektedir.

A-tipi T-t evrim modelinin jeolojik yorumlamasında iki farklı durum mevcuttur:

(1) Kayaç örneğinin oluşumunu takiben düzenli ve hızlı bir yükselme-soğuma meydana gelmişse, bu durumda $t_o \approx t_i \approx t_f$ olup, ölçülen parçalanma iz yaşı t_m ise kayaç örneğinin oluşum yaşını tanımlar.

(2) Kayaç örneğinin oluşumunu takiben meydana gelen yükselme-soğuma düzenli ve yavaş ise, $t_i \approx t_f$ olup, t_o oluşum yaşından önemli oranda daha gençtirler ve ölçülen parçalanma izi yaşı t_m ise kayaç örneğinin soğuması sırasında erken soğuma yaşını tanımlar.

4.5.2. B-Tipi Yaşlar (Soğuma ve Yükselme)

B-tipi T-t evrim modelinde, kayaç örneği, II ve III no'lu zonlarda bağlı olarak daha yavaş bir şekilde soğumaya uğrar ve bu soğuma tipinde (t_i-t_f) zaman aralığı, t_f (parçalanma izlerinin önemli miktarda kısmi onarılmaya uğradığı zaman aralığı) zamanına göre kısmen daha büyük değerlere sahiptir (Şekil 4.3).

KOZ'unda daha uzun zamanlar boyunca soğumanın sonucu olarak, fosil parçalanma izlerinin boyunda da önemli miktarlarda kısaltmalar meydana gelir. B-tipi soğuma sırasında, kayaç örneği oluşum zamanı olan t_o yaşından epeyce sonra KOZ'unun alt sınırına ulaşır. Ölçülen parçalanma izi yaşı olan t_m yaşı, KOZ içerisindeki soğuma sırasında, parçalanma izlerinin belirli bir sıcaklıkta etkin bir şekilde biriktiği anı gösteren $t_o > t_i > t_m > t_f$ ilişkisine uyumlu bir yaşı tanımlar. Bu yüzden, *B-tipi T-t evrim modeline sahip bir örneğin parçalanma izi yaşı, aynı zamanda jeolojik soğuma yaşıdır.*

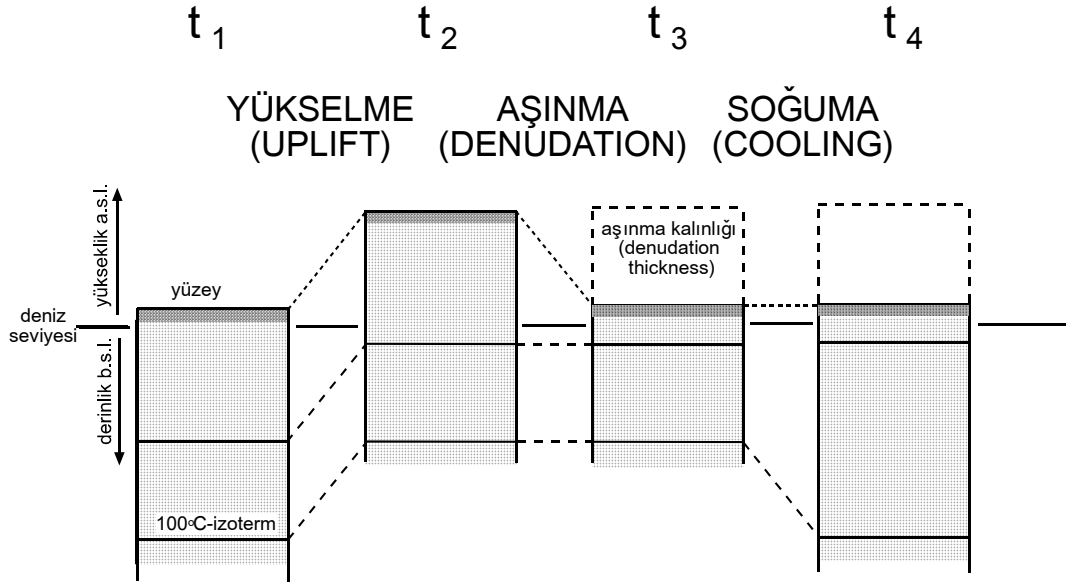
Diğer taraftan, B-tipi olarak tanımlanan T-t evrim modelinde, parçalanma izleri 12 veya 13 μm arasında değişen ortalama uzunluk ve 1.2 - 2 μm arasında değişen standart sapma değerlerine sahip olup, parçalanma izi uzunluk dağılımı ise aynı zamanda negatif eğilme de gösterir.

Tektonik yüzeylenme süreci, kayaçlardaki parçalanma izlerinin düşük sıcaklık rejimi altında birikmesine neden olur ve bu şekilde biriken parçalanma izlerinin gösterdiği yaş aynı zamanda tektonik yükselme yaşı olarak da kabul

edilir. Kayaç dilimi, yukarıya doğru yükselmesine devam ettiği sürece, sabit bir şekilde soğur ve bu sırada, yükselme olayı erozyonel aşınma ile dengelenirse jeotermal gradyan sabit kalır, yani parçalanma izleri birikimi sabit derinlikte muhafaza edilir. Böylece, ortalama yükselme hızı şu şekilde hesaplanabilir.

$$\text{Yükselme hızı} = \text{soğuma hızı} / \text{jeotermal gradyan}$$

Bu formülle elde edilen parçalanma hızı yaşı da, şu anda yeryüzünde mostra vermiş olan kayaç örneğinin, parçalanma izi birikme sıcaklığını gösteren jeotermal gradyan değerini geçtiği andan günümüze kadar olan zaman dilimini gösteren “**yükselme yaşı**” olarak değerlendirilir. Burada dikkat edilmesi gereken nokta, soğumaya, sadece yükselme olayı neden olmamaktadır, bunun yanı sıra yükselmenin yol açtığı erozyonel aşınmada neden olmaktadır (Şekil 4.5).



Şekil 4. 5. Yükselme, aşınma ve bir kıtasal bloktaki izotermilerin düşüşünün arasındaki nedensel ilişkinin sistematik örnekleme. t_1 zamanında jeotermal gradyana bağlı olarak belirli bir derinlikte 100°C olan kayaç kütlelerinin sıcaklığı t_2 zamanının başlangıcında meydana gelen hızlı yükselme sonucunda herhangi bir değişikliğe uğramaz, jeotermal gradyanı sabit kalır. Kayaç kütlelerinin hareketine bağlı olarak jeotermal gradyan pasif olarak hareket eder. t_2 zamanı ile t_3 zamanına arasındaki sürede meydana gelen aşınmaya bağlı olarak kayaç kütlelerindeki sıcaklık aşınan kesimin

kalınlığı kadar düşüş gösterir. t_3 zamanı ile t_4 zamanı arasında soğuma olayı jeotermal gradyanın düşüşü ile açıklanır. Yükselme olayı aşınma olayı ile dengelenirse yani, aşınan kesimin kalınlığı kadar aşağı doğru gidilen mesafede sıcaklık sabit kalır. Bu durumda jeotermal gradyan apatitin kapanma sıcaklığını gösteren 100°C ' ye eşit olur (Hejl ve Wagner, 1990).

4.5.3. C Tipi Yaşlar (Kompleks ve Üzerlenmiş Yaşlar)

C tipi T-t evrim modelinde, kayaç örneği, öncelikle I no'lu TOZ'undan II no'lu KOZ'una ve hatta III no'lu TSZ'una kadar soğuyabilir (Şekil 4.4). Bir süre sonra, II no'lu zon içerisinde iken sıcaklık değerinde yeniden ısınma ile bir artış meydana gelir ancak bu artış I no'lu zonun sıcaklıklarına kadar ulaşamayabilir. Bu durumda, mevcut bütün parçalanma izi kayıtlarının silinip, yeni sıcaklık değerini yansıtır biçimde parçalanma izi jeokronometresinin yeniden çalışmaya başlaması beklenir. Böylece, son sıcaklık yükselmesinden itibaren başlayan parçalanma izi jeotermokronometresi, artık A veya B tipi parçalanma izi yaşlarından ayırt edilemeyecek bir özellik kazanarak evrimine devam eder.

Parçalanma izlerinin tam olarak kararlı bir duruma ulaşmaları ise, ilgili kayaç örneğinin, ancak, III no'lu zonun sıcaklık değerlerine, yani daha düşük sıcaklık değerine ulaşmasıyla mümkün olur. Kayaç örneğinin, II no'lu zon içerisinde kalma süresi ve bu süre içerisinde etkin olan sıcaklık değerine göre parçalanma izi uzunluklarında üzerlenmiş olan bir kısalma etkisi gözlenir.

C tipi T-t evrim modeline sahip bir örneğin parçalanma izi uzunluk dağılımı incelendiğinde, hapsolmuş yatay parçalanma izlerinin uzunluklarının ve aynı şekilde standart sapma değerlerinin de bağıl olarak daha düşük değerlerde olduğu görülür. Diğer taraftan, bi-modal dağılım gösteren parçalanma izi uzunlukları ise aynı zamanda iki değişik evrede etkin olan iki farklı termal tarihenin kanıtı olarak değerlendirilir (Şekil 4.3).

Tablo 4. 1. Farklı termal tarihçedeki örneklerin (apatitlerin) parçalanma izi yaşının jeolojik yorumu (Wagner ve Van den haute, 1992).

TERMAL TARİHÇE	JEOLJİK ORTAM		ÖLÇÜLEN PARÇALANMA İZİ YAŞI t_m 'DEKİ JEOLJİK YORUMLAMA	FOSİL PARÇALANMA İZLERİNİN BOYUTUNDAKİ KISALMA	YAŞ-DERİNLİK PROFİLİ
Erken soğuma (A tipi)	Genç volkanizma Erken yükselim		Oluşum yaşı Erken yükselim yaşı ($t_0 \geq$) $t_i \approx t_m \approx t_f$	Önemsiz	Stratigrafik profil Yükselim profili (unresolvable uplift rate)
Sabit soğuma (B tipi)	Plütonizma Sabit yükselim		Soğuma yaşı $T_{I\text{eff}}$ ($t_0 >$) $t_i > t_m > t_f$	Önemli	Yükselim profili (eğim=yükselim oranı)
Termal üzerleme gösteren soğuma tarihçesi (C tipi)	Zayıf ($T \approx T_{II}$)	Gömülme jeotermal gradyanı artırır	Anlamsız karışık yaş ($t_0 >$) $t_i > t_m > t_f + T_{\text{max}}$ of event	Güçlü	Kompleks profil (yükseltilmiş fosil KOZ profili)
	Güçlü ($T \approx T_I$) ama kısa	Meteor çarpması Kontakt ısınma (siller, dayklar)	Isınma olayı yaşı ($t_0 >$) $t_i \approx t_m \approx t_f + T_{\text{min}}$ of event	Önemsiz	Kompleks profil yaşı ısı kaynağına doğru azalır
	Güçlü ($T \approx T_I$) ama uzun	Metamorfizma, kontakt ısınma (batolitler)	$T_{I\text{eff}}$ de olay sonrası soğuma yaşı ($t_0 >$) $t_i > t_m > t_f + T_{\text{min}}$ (olayın)	Önemli	Karışık yada yükseklik profili

Sıcaklık için semboller; T_I : tam onarıma zonu için, T_{II} : KOZ için $T_{II/III}$: KOZ' un tavanı için, $T_{I\text{eff}}$: KOZ' un içindeki etkili tutulma sıcaklığı, T_{min} : Termal üzerleme sırasındaki min sıcaklık, T_{max} : termal üzerleme sırasındaki max sıcaklık, Zaman için semboller; t_0 : Oluşum yaşı, t_i : KOZ içerisine giriş zamanı, t_m : Ölçülen parçalanma izi yaşı; t_f : KOZ'dan ayrılma zamanı.

4.6. Yaş-Yükselim Profilleri

Parçalanma izi yaşlarının yorumu yaş-yükselim eğrisi ile yorumlanmaktadır.

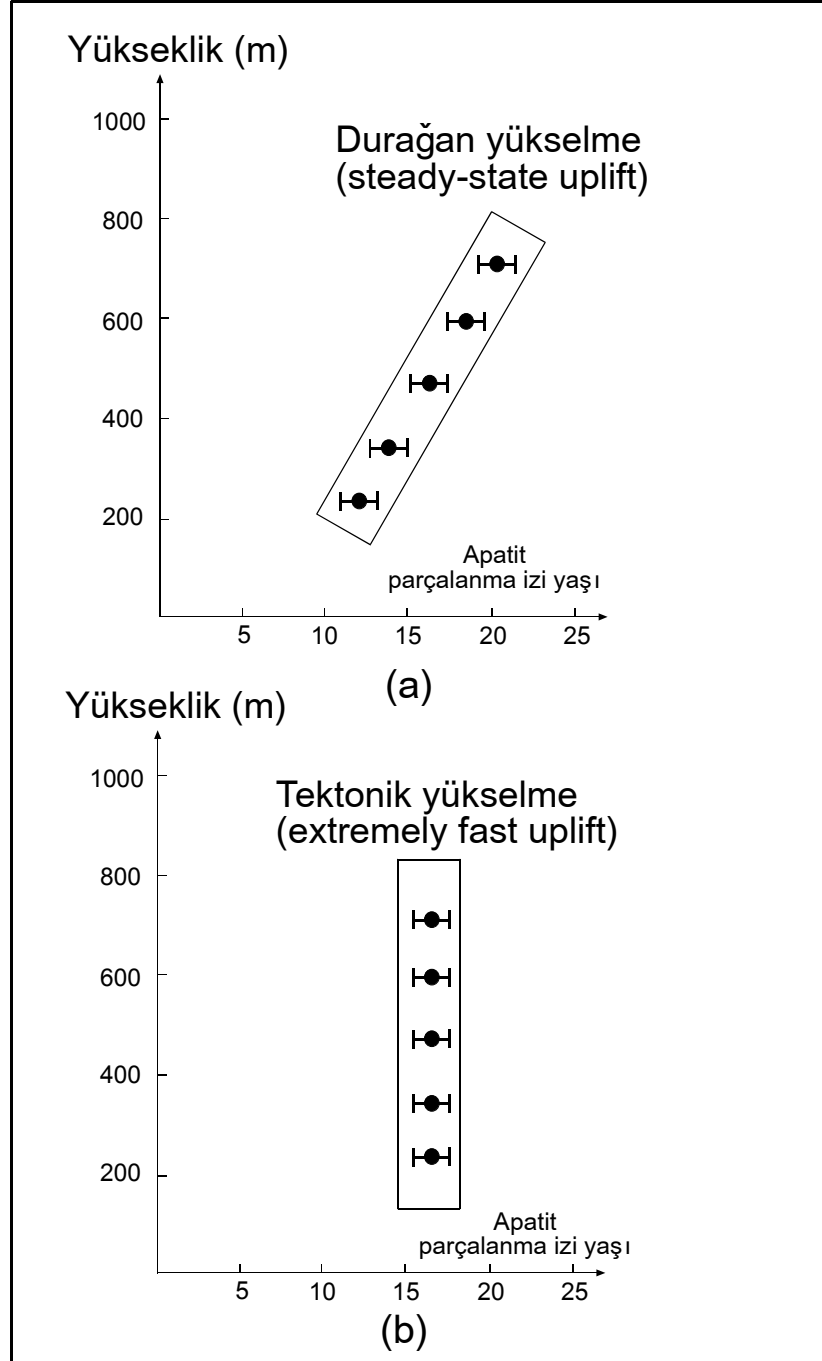
Genellikle jeolojik yaş süper pozisyon kuralına göre derinlikle birlikte artar. Özellikle kristallerden elde edilen parçalanma izi yaşları sıklıkla ters bir davranış gösterirler. Stratigrafik olarak yaşlı kayaçlar olsalar bile derinlikle

birlikte azalan bir yaş gözlenir. Derinliğin artmasına paralel olarak artan sıcaklık, minerallerdeki tutulma sıcaklığını geçtiği andan itibaren yeni bir parçalanma izi saati çalışmaya başlar. Bu andan itibaren önceki saatin gösterdiği değer minerallerden silinmiş (izler tamamen ya da kısmen onarılmış) yeni değerler kaydedilmeye başlamış olur.

Yaş-yükselim profilinin yönelimi ve şekli parçalanma izi yaşlarının yorumlaması ile yakından ilişkilidir ve kayaçların termal tarihçelerinin çözümlenebilmesi için ipucu niteliği taşır.

Son yıllarda yaş-yükselim profiline ait yorumlamalar başlıca iki grupta toplanmaktadır. Bu yorumlamaların yapılabilmesi için x ekseninde apatit parçalanma izi yaşı (milyon yıl) ve y ekseninde yükseklik (örneklerin arazide deniz seviyesinden itibaren yüksekliği, m.) değerlerinin olduğu bir grafik çizilir. Bu grafikte;

- Yaş-yükselim profiline ait eğri, pozitif eğim sunan bir çizgi şeklindeyse yükselim yavaş soğuma ile gerçekleşmiştir ve **durağan yükselme (steady-stead uplift)** olarak adlandırılır (Şekil 4.7a).
- Yaş-yükselim profiline ait eğri, düz bir çizgi şeklindeyse, burada yükselime neden olan etken tektonik olaylardır ve **tektonik yükselme (extremely uplift)** olarak tanımlanır (Şekil 4.7b).



Şekil 4. 7. Apatit parçalanma izi jeokronolojisi verileri yardımıyla (a) durağan yükselme ve (b) tektonik yükselme olaylarının yükseklik-apatit parçalanma izi diyagramındaki yönelimleri.