



T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



DOKTORA TEZİ

ÇANGALDAĞ KOMPLEKSİ VE İLİŞKİLİ TEKTONİK
BİRLİKLERİN PETROLOJİSİ, JEOKRONOLOJİSİ VE TEKTONİK
EVİRİMİ, KASTAMONU

Özge KARSLIOĞLU TURGUT

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

DANIŞMAN
Prof. Dr. Timur USTAÖMER


II. DANIŞMAN
Prof. Dr. Alastair ROBERTSON

Ekim, 2017

İSTANBUL

Bu çalışma, 25.10.2017 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeoloji Mühendisliği Programında Doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi



Prof. Dr. Timur USTAÖMER (Danışman)
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Fahri ESENLİ
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi



Prof. Dr. Hayrettin KORAL
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Doç. Dr. Ömer Faruk ÇELİK
Kocaeli Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Doç. Dr. Namık AYSAL
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



20.04.2016 tarihli Resmi Gazete’de yayımlanan Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin 9/2 ve 22/2 maddeleri gereğince; Bu Lisansüstü teze, İstanbul Üniversitesi’nin aboneli olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Fen Bilimleri Enstitüsü’nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun rapor alınmıştır.

[Bu tez, İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin 16659 numaralı projesi ile desteklenmiştir.]

[

ÖNSÖZ

“o kımıldamadan baktı,
kayalardan iki gözü iki kartal gibi indi ovaya...” (*)

Bu dizeleri ne zaman duysam/okusam, aklıma gelen iki değerli insan oldu. İlki danışman hocam Prof. Dr. Timur USTAÖMER'dir. Kendisiyle lisans öğrenimimin ancak sonunda tanışabildiğim için hayıflanırken, onun danışmanlığında bitirme tezi tamamlamak gibi bir şansa eriştim. Kitaplarda okuyup hayalimde canlandırmaya çalıştığım birçok jeolojik terim, benim için sahada onun dersleriyle gerçek birer unsura dönüştü. Doktoramda, birçok kabulü reddetti, zihnimi hep farklı alternatifleri düşünmeye zorladı ve -hakkını ödeyemem- defalarca çalışma sahama geldi. Kısıtlı bir doktora tezi bütçesinin çok üzerinde analizler yapmamı sağladı, sağlıklı veriye ulaşmam için yol gösterdi.

İkinci danışmanım, Prof. Dr. Alastair ROBERTSON, çalışma sahama gelip beni engin bilgisinden faydalandırdı. Edinburg'da bulunduğum süre boyunca, gerçekleştirdiğim tüm analizlerde/laboratuvar çalışmalarında bilimsel desteğini sundu, kapısını her zaman çekinmeden çalmamı sağladı. Çalışma konumuyla ilgili dersleri ve seminerleri kaçırmamam için her zaman özel bir çaba sarfetti. Edinburg içinde ve dışında gerçekleştirilen saha gezilerine katılmamı sağladı.

Onlara özenerek, yüksek bir dağdan, kayaların üzerinden, kıpırdamadan ovaya bakmaya, Dünya'yı onlar gibi kayalardan okumaya çalıştım ben de. Umarım emeklerini boşa çıkarmayıp, baktığım yerden yeni bir şeyler görebilmişimdir...

Prof. Dr. Sinan ÖNGEN, petrografik çalışmalarına lisansüstü öğrenimimin en başından beri büyük katkı sundu, sabırla ince kesitlerle ilgili sorularımı yanıtladı, XRD sonuçlarımın yorumlanmasına yardımcı oldu. Yetiştirdiği nesillerden birine ait olduğum için çok şanslıyım.

Paleontolojik tاینleri yapan hocam, Prof. Dr. İzver ÖZKAR ÖNGEN, lisansüstü öğrenimimin ilk yıllarımdan itibaren olduğu gibi, bana olan desteğini ve pozitif yaklaşımını doktoram süresince de hiç esirgemedi, aktif bir bilim kadını olarak hepimize rol model oldu.

Prof. Dr. Hayrettin KORAL, bölüm başkanlığı boyunca, yalnız benim değil, tüm lisansüstü öğrencilerin, çalışmalarını daha iyi koşullarda sürdürebilmeleri için duyarlı oldu.

Prof. Dr. Mehmet KESKİN, en yoğun zamanlarında bile bana değerli vaktini ayırdı, jeokimya sorularımı yanıtladı, verdiği doktora dersleriyle eksiklerimi gidermeme imkân sağladı.

Prof. Dr. Sabah YILMAZ ŞAHİN hocam, petrografi sorularımı hep güler yüzle yanıtladı. Bana ayırdığı vakte hep özen gösterdi.

Doç. Dr. Namık AYSAL hocama ne kadar teşekkür etsem az. Bitmeyen sorularımı her zaman sabırla yanıtladı, hep çözüm odaklı oldu, birçok konuda bana inanılmaz zaman kazandırdı. Bana XRD'yi öğretti, mineral kimyasına dair ne biliyorsa paylaştı, her e-postama şaşırtacak kadar kısa sürede yanıt verdi.

Doç. Dr. Nurullah HANİLÇİ, örnek öğüttüğüm bir akşam tozdan bir gözüm kapandığında, o geç saatte bana göz doktoru bulup yeniden görmemi sağladı.

Yard. Doç. Dr. Zeynep ÖZBEY, onu yine sorularıyla bunalttığım bir günün sonunda, telefonundan WhatsApp uygulamasını kaldırmadıysa, beni çok sevdiğindedir. Hocam olduğu zamanlarda kendisinden çok şey öğrendim, kardeşim olduğu zamanlarda onunla çok dertleştim. Arkadaşım olarak ise bu tezin cefasını neredeyse benim kadar o da çekti.

Edinburg Üniversitesi'ndeki çalışmalarım sırasında Dr. Nicholas ODLING, XRF analizleri için örnek hazırlamama ve analizlerin gerçekleşmesine yardımcı oldu. Dr. Chris HAYWARD, Mikroprob analizleri için sorumlu olduğu laboratuvarı, kısıtlı zamanda en verimli şekilde kullanabilmem için çabaladı. Dr. Romesh PALAMAKUMBURA ve Eimear DEADY, arkadaşlıklarıyla, güler yüzleriyle, bana kendimi hiç yalnız hissettirmediler.

Gillian ROBERTSON, bitmek bilmeyen enerjisiyle, günlük onca işinin arasında bana da yetişebildi. Edinburg'da kalacak oda ararken, o odanın kopuk perdesini benim için dikip yerine takarken, eksik eşyalarımı tamamlarken yanımda hep o vardı. Pişirdiği yemekler, yaptığı güzel reçeller ve misafirperverliğiyle kendimi vatanımda gibi hissetmemi sağladı.

Alınan binlerce ölçü, örnek ve gözlem noktasını, farklı saha dönemlerine ait GPS verisini birbirine karıştırmadan bu tezde sunabildiysem, Ar. Gör. Direnç AZAZ sayesinde. Global Mapper programına her tıkladığımda kendisini binlerce kez minnetle andım. Hem bir hoca hem de ağabey olarak bana katkısı büyük oldu.

Seyahat, konaklama ve yaşam giderlerimi karşıladığım TÜBİTAK- BİDEB Yurtdışı Araştırma Bursu ile farklı bir ülkede yeni araştırmacılar tanıdım, bilgi alışverişinde bulundum, yeni teknikler öğrendim ve birçok ders ve seminere katılarak bilgimi arttırma fırsatı buldum.

Yard. Doç. Dr. Özlem MAKAROĞLU, sabrımı ve bilimsel merakımı hep teşvik etti, Yard. Doç. Dr. Mahmut ÖZTÜRK, geç saatlere kadar laboratuvarında çalıştığım günlerde, odasının penceresinden sızan ışığıyla bana destek oldu. Ar. Gör. Elif APAYDIN POŞLUK, Ar. Gör. Merve MENTEŞ İŞCEN, Ar. Gör. Candan BİLEN ve Fulya UZUN, gösterdikleri dayanışmayla tezimin en zor zamanlarının üstesinden gelmemi sağladılar. Ar. Gör. Doğan ÖZCAN, farklı çalışma konularımıza rağmen tezimi tartıştığım yegâne arkadaşarımdan biri oldu. Duygu İŞBİL, geç saatlerde fakülteden benimle birlikte çıktı, bana çalışma/yol arkadaşlığı etti. Olgun DURU, bilimsel sohbetleriyle çalışmalarına katkı sağladı, yeni çıkan yayınlar, onun adıyla posta kutusuna düştü. S. Timuçin KONGAZ, eski model bir arazi aracının her arızasında yardımına koştu, araziye güvenle gitmemi sağladı; yüksek lisansı boyunca anabilim dalındaki birçok işin ve uygulamanın bir ucundan da o tuttu. Nurdan KARAMAN, zorlu arazide, telefonun çektiği noktalarda bana ulaşan en tatlı ses oldu.

Ve arazi arkadaşarıım... Staj ve bitirme tezi için Kastamonu'ya gelip, büyük bir özveriyle bana eşlik ettiler. Şimdi hepsi meslekdaşarıım... Begüm TOKGÖZ BALTAŞ, tekbaşarıma çalışacağıım ilk sene, yakınılardaki bitirme tezi sahası sayesinde benimle aynı yerde konaklayarak, kendimi yalnız hissetmememi sağladı. Gökhan SAPMAZ, Aybikehan KABAĞİL ve Yağız ÖZKAN, kurum stajları için bize katıldılar. Ece ÇEVİK, bitirme tezini tamamladığı zorlu arazi koşullarında bir kez bile yakınmadı. Önce kurum stajı, sonra bitirme tezi için benimle birlikte araziye çıkan ve cefamı en çok çeken F. Betül ALPSOY ve sonraki sene bize katılan Hakan ONAR, hepimiz iyi ki vardınız. Çekiç tutan elleriniz, taş taşıyan

sırtlarımız başka dert görmesin. O en sarp tepeye birlikte tırmandık, en zor örnekleri yerinden çıkardık, yüzlerce ölçü aldık, çamurlara battık, karanlık vadilere girdik, patlayan lastikleri değiştirdik, arazi yollarında en güzel şarkıları dinledik, bazen yolumuzu kaybettik -sonra hemen bulduk-, yağ kartelini delip -karanlık bastırırken- incecik bir sırtın üzerinde mahsur kaldık, yemyeşil ormanların içinden geçtik, farklı bitkiler gördük, farklı kuşları duyduk, telefon çekiyor diye sevindik, öğlenleri peynir ekmek, akşamları patlıcan musakka yemekten bıktık, kapanmış yollardan ağaç dallarını temizledik, kütükleri zar zor ittirip kenara çektik -yine de benzin hortumunu kopardık-, çok yürüdük, çok yorulduk... Milyonlarca yıl yaşındaki kayaları kendi telaşımıza tanık ettik. Biz gittikten sonra da onlar orada olacaklar, neyse ki bunları pek aklımıza getirmedi.

Taşköprü’de birçok dostumuz oldu... Taşköprü Öğretmenevi Müdür Yardımcısı, hocam Ayhan TUNCEL, 2011’de bizi ilk kez kabul ettiğinde, bu kadar kalıcı olacağımızı sanırım tahmin etmemişti. Birkaç odadan oluşan küçük ama temiz binalarında, odaların çoğunu işgal eden bizleri ve çuval çuval örneğimizi ağırladı. Tekin AY ile birlikte her tür konuda bize yardımcı oldular. Onlar olmasa, bu çalışma bu ekonomik şartlarda gerçekleşmezdi.

Taşköprü Belediye Başkanı Hüseyin ARSLAN, 2013 arazi sezonunda bize Belediye Misafirhanesi’ni açtı. Yaklaşık iki ay, çok uygun koşullarda konaklamamızı sağladı. Misafirhane görevlisi Barış Bey, konaklamamızla ilgili tüm sorunlarımızı çözdü.

Arazide aracımızın benzin hortumu koptuğunda, taze dökülmüş asfaltla kaplandığında, lastiğimiz patladığında, hatta fotoğraf makinemiz kaybolduğunda bile, başta Metin KOKURDAK olmak üzere, Taşköprü Opet çalışanları imdadımıza koştular. Taşköprü Sanayi Sitesi’nden Lastikçi Recep Usta, vadiye yuvarlanan aracımız için yardım istediğimizde yarım saat geçmeden yanımızdaydı. O ve Boyalı Mahallesi sakinlerinin çabalarıyla arabamız Vefik’i indiği vadiden ve saplandığı kayadan çıkarmak mümkün oldu.

Özannem Et Lokantası, yemeklerimizi çoğunlukla yediğimiz yer oldu, sanırım lokantalarının isminin de bunda payı büyüktü.

Ar. Gör. Dr. Zeynep CANSU ve Jeo. Yük. Müh. Alper ŞENGÜL, birlikte doktora yapılacak en özel insanlardı. Kendime sürekli, neden bu kadar şanslı olduğumu sormama neden oldular.

Annem Munise ÖZBEY, öğrenimimin her aşamasında olduğu gibi doktoramda da maddi manevi destekçim oldu.

Sevgili eşim, Ozan TURGUT... Yüzlerce kilo kaya örneğinin neredeyse tamamını o kesti, kiralık araç buldu, yolda kaldığımızda yardım çağırdı, ilk şoförlük deneyimimde yanımda oldu, beni cesaretlendirdi, geceleri odamda çalışırken koridorda kitap okuyarak beni bekledi. Ama en önemlisi, benimle birlikte hayatın birçok neşesini erteledi.

Sevgili kızım Başka, tez sınavıma üç gün kala, beklendiği tarihten 24 gün önce gelerek, sınava koca bir karınla girmemi önledi.

Hepsine sonsuz teşekkürlerimi sunarım...

(*) Nazım Hikmet – Şeyh Bedrettin Destanı

| Ekim 2017 |

| Özge KARSLIOĞLU TURGUT |

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ	iv
İÇİNDEKİLER.....	vii
ŞEKİL LİSTESİ	xii
TABLO LİSTESİ.....	xxxii
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ	xxxiii
ÖZET	xxxiv
SUMMARY	xxxvii
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR.....	5
2.1. BÖLGESEL JEOLJİ	5
2.2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	13
2.3. İNCELEME ALANININ TANITIMI.....	17
2.3.1. Yükseltler	17
2.3.2. Akarsular	18
2.3.3. İklim ve Bitki Örtüsü.....	19
2.3.4. Tarım ve Hayvancılık	19
2.3.5. Yerleşim Merkezleri	21
2.3.6. Ulaşım.....	21
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	22
3.1. HARİTALAMA ÇALIŞMASI	22
3.2. PETROGRAFİK İNCE KESİTLERİN HAZIRLANMASI	23
3.3. XRD (X-IŞINI KIRINIMI) ANALİZLERİ	23
3.4. JEOKİMYA ANALİZLERİ.....	24
3.4.1. Cam disk hazırlama	24
3.4.2. Pellet hazırlama	28
3.5. ELEKTRON MİKROPROB MİNERAL KİMYASI ANALİZLERİ.....	30
3.6. LA-ICP-MS TEKNİĞİ İLE U-PB ZİRKON YAŞ ANALİZLERİ	31
4. BULGULAR.....	34
4.1. TEKTONOSTRATİGRAFİ	34
4.1.1. GÜNEY BLOK	35

4.1.1.1.	<i>Karapınar Birimi</i>	37
4.1.1.2.	<i>Bulak Birimi</i>	41
4.1.1.3.	<i>Bozarmut Birimi</i>	49
4.1.1.4.	<i>Metagranitler</i>	54
4.1.1.5.	<i>Sarpun Metamorfiti</i>	56
4.1.2.	KUZEY BLOK.....	67
4.1.2.1.	<i>Küre Kompleksi- Akgöl Formasyonu</i>	67
4.1.2.2.	<i>Kayadibi Plütönu</i>	70
4.1.2.3.	<i>Bürnük Formasyonu</i>	73
4.1.2.4.	<i>İnaltı Formasyonu</i>	77
4.1.2.5.	<i>Çağlayan Formasyonu</i>	82
4.1.2.6.	<i>Muşrup Metamorfiti</i>	87
4.1.3.	ÖRTÜ BİRİMLERİ.....	91
4.1.3.1.	<i>Kapanboğazı Formasyonu</i>	91
4.1.3.2.	<i>Yemişliçay Formasyonu</i>	92
4.1.3.3.	<i>Akveren Formasyonu</i>	94
4.2.	PETROGRAFI	97
4.2.1.	Güney Blok.....	97
4.2.1.1.	<i>Karapınar Birimi</i>	97
4.2.1.2.	<i>Bulak Birimi</i>	105
4.2.1.3.	<i>Bozarmut Birimi</i>	108
4.2.1.4.	<i>Metagranitler</i>	113
4.2.1.5.	<i>Sarpun Metamorfiti</i>	116
4.2.2.	Kuzey Blok.....	127
4.2.2.1.	<i>Akgöl Formasyonu</i>	127
4.2.2.2.	<i>Kayadibi Plütönu</i>	129
4.2.2.3.	<i>Bürnük Formasyonu</i>	133
4.2.2.4.	<i>İnaltı Formasyonu</i>	136
4.2.2.5.	<i>Çağlayan Formasyonu</i>	137
4.2.2.6.	<i>Muşrup Metamorfiti</i>	139
4.2.3.	Örtü Birimleri	141
4.2.3.1.	<i>Kapanboğazı Formasyonu</i>	141
4.2.3.2.	<i>Yemişliçay Formasyonu</i>	141
4.2.3.3.	<i>Akveren Formasyonu</i>	142

4.3. JEOKİMYA	143
4.3.1. Karapınar Birimi, Bozarmut Birimi ve Muşrup Metamorfiti	143
4.3.1.1. Jeokimyasal Sınıflama	144
4.3.1.2. Ana ve İz Element Ayrışma Trendleri	145
4.3.1.3. Tektonik Ortam	148
4.3.2. Bulak Birimi, Sarpun Metamorfiti ve Muşrup Metamorfiti	155
4.3.3. Kayadibi Plütönu ve Güney Blok'taki Metagranitlerin Jeokimyası	158
4.3.3.1. Jeokimyasal Sınıflama	158
4.3.3.2. Ana ve İz Element Ayrışma Trendleri	161
4.3.3.3. Kaynak alan ve tektonik ortam	164
4.4. MİNERAL KİMYASI	173
4.4.1. Sarpun Metamorfiti	173
4.4.1.1. Mikalar	173
4.4.1.2. Feldspatlar	174
4.4.2. Kayadibi Plütönu	175
4.4.2.1. Piroksenler	175
4.4.2.2. Amfiboller	176
4.4.2.3. Feldspatlar	182
4.5. JEOKRONOLOJİ	183
4.5.1. Güney Blok - Çangaldağ Kompleksi	184
4.5.1.1. Metagranitler	185
4.5.1.2. Metariyolitler	190
4.5.1.3. Sarpun Metamorfiti	193
4.5.2. Kuzey Blok	199
4.5.2.1. Akgöl Formasyonu	199
4.5.2.2. Kayadibi Plütönu	207
4.6. YAPISAL JEOLJİ	209
4.6.1. Mezoskopik Yapılar	209
4.6.1.1. Düzlemsel Yapılar	209
4.6.1.2. Çizgisel Yapılar	222
4.6.1.3. Faylar	229
4.6.2. Mikro Yapılar	232
4.6.2.1. Karapınar Birimi	232
4.6.2.2. Bulak Birimi	233

4.6.2.3. Sarpun Metamorfiti.....	236
5. TARTIŞMA VE SONUÇ	239
5.1. GÜNEY BLOK.....	239
5.2. KUZEY BLOK	252
5.3. GÜNEY VE KUZEY BLOKLARIN BİR ARAYA GELMESİ	257
5.4. ÇANGALDAĞ KOMPLEKSİ İLE İLİŞKİLİ DİĞER TEKTONİK BİRİMLERDEN ELDE EDİLEN VERİLER	257
5.4.1. Kuzey alanlar.....	257
5.4.2. Güney alanlar.....	261
5.5. YENİ VERİLER IŞIĞINDA İNCELEME ALANININ TEKTONİK EVRİMİ.....	265
KAYNAKLAR.....	271
EKLER	289
EK 1: Çangaldağ Kompleksi Bozarmut Birimi metavolkanik kayalarına ait major oksit (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (REE) (ppm) analiz sonuçları.....	289
EK 2: Kayadibi Plütönu'na ait major oksit (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (REE) (ppm) analiz sonuçları.....	291
EK 3: Güney Blok'ta yer alan metagranitler ve 1575 numaralı örneğe ait major oksit (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (REE) (ppm) analiz sonuçları.....	293
EK 4: Sarpun Metamorfiti fillat ve şist örneklerine ait major oksit (%) ve iz element (analiz sonuçları.....	294
EK 5: Bulak Birimi ve Muşrup Metamorfiti'ne (*) ait major oksit (%) ve iz element (analiz sonuçları.....	295
EK 6: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğindeki beyaz mika minerallerinin microprobe analiz sonuçları.....	296
EK 7: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğindeki feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.....	299
Ek 8: Kayadibi Plütönu'na Ait 1888 ve 1813b Numaralı Örneklerdeki Piroksen Minerallerinin Mikroprob Analiz Sonuçları.....	300
EK 9: Kayadibi Plütönu'na ait 1784 ve 1813B numaralı örneklerdeki amfibol minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.....	302
EK 10: Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.....	309
EK 11: Bozarmut Birimi'ni kesen metagranitik bir stoğa ait bir örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb izotop oranları. Örnek no: 12-67.....	317
EK 12: Bozarmut Birimi'ndeki bir metariyolite ait bir örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb izotop oranları. Örnek no: 12-13.....	320
EK 13: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb izotop oranları. Örnek no: 12-341.....	322

EK 14: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb izotop oranları. Örnek no: 11-11.	324
EK 15: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan zirkonların jeokimya analiz sonuçları. Örnek no: 11-11.	325
EK 16: Kayadibi Plütону'na ait bir diyorit örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb izotop oranları. Örnek no: 12-01.	327
EK 17: Güney Blok XRD Sonuçları- Karapınar Birimi.....	328
EK 18: Güney Blok XRD Sonuçları- Bulak Birimi	331
EK 19: Güney Blok XRD Sonuçları- Sarpun Metamorfiti	335
EK 20: İnceleme Alanının Jeoloji Haritası.....	347
EK 21: İnceleme Alanının Numune Haritası.....	347
ÖZGEÇMİŞ	348

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 2. 1: Türkiye ve çevresindeki kenet kuşaklarını ve kıtasal blokları gösteren jeoloji haritası (Okay ve Tüysüz, 1999).	5
Şekil 2. 2: Türkiye kenet kuşakları haritası ve çalışma alanının bulunduğu Orta Pontidler (Ustaömer ve Robertson, 1994).	6
Şekil 2. 3: Orta Pontidler'i oluşturan tektonik birliklerin kuzeyden güneye ilişkisini gösterir şematik kesit.	7
Şekil 2. 4: Orta Pontidler'in sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Tüysüz, 1990 ve Ustaömer ve Robertson, 1997'den değiştirilerek).	8
Şekil 2. 5: Orta Pontidler'in sadeleştirilmiş jeoloji haritası, Altun vd., 1990; Uğuz ve Sevin; 2007; Nzegge vd, 2008'den derlenerek.	11
Şekil 2. 6: Kastamonu ili, Taşköprü ve Hanönü ilçelerini bağlayan karayolunun kuzeyinde yer alan inceleme alanını gösterir yerbulduru haritası.	18
Şekil 2. 7: İnceleme alanının güneyinde yer alan sarımsak tarlaları.	19
Şekil 2. 8: İnceleme alanındaki başlıca yerleşim yeri olan köy, mahalle ve yaylalar ile yükselti ve dereleri gösteren morfoloji haritası.	20
Şekil 2. 9: Karapınar Mahallesi civarında, odun kömürü üretimi.	21
Şekil 3.1: Haritalama çalışmalarından bir görünüm.	22
Şekil 3. 2: XRD analizlerinin yapıldığı, İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı XRD cihazları. a. Philips PW-1730. b. GNR APD-2000.	24
Şekil 3.3: XRF analizi için cam disklerin hazırlanması. a. Etüvde 1 gece bekletilmiş örnekler. b. Örneklerin desikatörde soğutulması. c. Cam disklerin hazırlanmasında kullanılan spectroflux tozu. d. Boş platin krozelerin tartımı. e. Platin krozeler içinde 0.9-1.0 g arasında tartılan örnekler.	26
Şekil 3. 4: a ve b. Örneklerin 1100 °C'deki etüve yerleştirilmesi. c. Etüvden çıkarılan örneklerin soğutulması. d. Etüvden çıkarılan ve ısıda kayıp miktarlarının hesaplanması için yeniden tartılan örnekler. e. Yeniden etüve konmadan önce üzerine spectroflux eklenen örnekler. f. Spectroflux karışımı ile etüvde erimiş	

örnekler. g. Örneklerin alevli ocakta yeniden eritilip tamamen homojen hale getirilmesi. h. Grafit kalıba dökülen örneğin preslenmesi.	27
Şekil 3. 5: a. Cam disk haline getirilmiş bir örnek. b. Cam disklerin sıcak levha üzerinde soğumaya bırakılması. c. Etiketlenerek analize hazır hale getirilmiş cam diskler.	28
Şekil 3.6: a. Cam beherde 8 g. örneğin tartılması. b. Örneğin üzerine % 2'lik PVA (plynyl asetat, C4H6O2) çözeltisi damlatılması. c. Örnek ve çözeltinin homojen hale gelene kadar karıştırılması. d ve e. Örneğin önce alüminyum kaba, sonra pres aleti düzeneğine yerleştirilmesi. f. Pres aleti içinde 2 dakika boyunca 8 ton basınç uygulanarak alüminyum kap içinde sıkıştırılan örnek. g. Pres aletinden çıkarılan ve analiz için tepsiyeye dizilen örnekler.	29
Şekil 3. 7: Edinburgh Üniversitesi'nde Elektron Microprob laboratuvarında mineral kimyası çalışmaları.	30
Şekil 3. 8: a. Örneklerin çeneli kırıcıda kırılması. b. Kırılıp yıkanan örneklerin etüvde kurutulması. c. Kuruyan örneklerin sarsıntılı masa üzerinde farklı elek boylarında ayrılması. d. Mineral ayırmanın farklı aşamalarında örnekler. e. Örneklerin manyatik separatörde manyatik ve non-manyetik fazlara ayrılması. f. SPT (Sodium Polytungstat) içinde zirkonları çökeltilecek örnekler.	32
Şekil 3. 9: a. LA-ICP-MS tekniği ile Bulgar Bilimler Akademisi Laboratuvarlarında gerçekleştirilen yaş analizleri. b. "Mount" (zirkon örneklerinin sabitlendiği kap) içinde birçok farklı örneğe ait zirkon örnekleri. c. Dr. Elitsa Stefanova örnekleri LA-ICP-MS cihazına yerleştirirken. d ve e. Analizin takip edildiği ekranda zirkon taneleri üzerinde analiz edilecek noktanın seçimi. f. Daha önce elde edilmiş CL (Cathodoluminesans) görüntülerinden analiz edilecek zirkonun saptanması.....	33
Şekil 4. 1: İnceleme alanının tektono-stratigrafisi.	36
Şekil 4. 2: Karapınar Birimi'nin alt ve üst dokanak ilişkisini gösterir şematik kesit. Kuzeyden Bulak Birimi ile tektonik olarak üzerlenen Karapınar Birimi, güneyindeki alt dokanağında Üst Kretase yaşlı örtü birimleri üzerine Ekinveren Fayı boyunca itilmiştir. Karapınar Birimi ile Kapanboğazı Formasyonu faylı dokanak boyunca kırıklı ve bloklu bir yapı kazanmıştır.	37
Şekil 4. 3: Karapınar Birimi arazi fotoğrafları. a. Aydınbaşı Sırtı'nda kahverengi alterasyon renkleriyle metavolkanoklastik mostraları. b. Volkanik kırıntılı seviyelerde kıvrımlanma. c. Metavolkanoklastiklerde koyu mavi-lacivert renkleriyle belirgin ribekit seviyeleri.	39
Şekil 4. 4: Küloğlutuzlası Tepe kuzeyinde ölçülmüş, Karapınar Birimi'ne ait 163 m kalınlığında ölçülü stratigrafik kesit.	40
Şekil 4. 5: Karapınar Birimi arazi fotoğrafları. a. Metalavlar içinde bindirme dilimleri (Karakoç Sırtı batısı). b. Metavolkanoklastiklerde kıvrımlanmalar (Karakoç Sırtı batısı). c. Metalav breşleri içinde riyolitik moloz akmaları (Karakoç Sırtı güneyi).	

d. Riyolitik moloz içinde 2 mm ile 20 cm arasında değişen köşeli çakıl ve bloklar (Karakoç Sırtı güneyi).....	41
Şekil 4. 6: Bulak Birimi'nin Çağlayan Formasyonu ve Bozarmut Birimi ile olan dokanak ilişkisini gösterir şematik kesit.....	42
Şekil 4. 7: Bulak Birimi'nin Bozarmut Birimi ile olan tektonik dokanağı. a ve b. Granitle kesilmiş Bozarmut Birimi'nin Kavlak Dere'de, düşük açılı bir bindirme fayı ile Bulak Birimi üzerinde yer aldığı dokanak. c. Dokanakta gelişmiş fay breşleri.....	43
Şekil 4. 8: Karapınar Köyü- Fillat mostrasından genel görünüm.....	44
Şekil 4. 9: a. Fillatlarla birlikte kıvrımlanmış ince kuvars damarları. b. Kuvars damarının oluşturduğu bir kapalı kıvrım.....	44
Şekil 4. 10: a ve b. Fillatlarla birlikte kıvrımlanmış, farklı kalınlıklarda kuvars damarları. c. Foliasyona dik kuvars damarı. Bu damar yerleştikten sonra foliasyon gelişmiş, damar da bu foliasyondan etkilenmiştir. Sonrasında kuvars damarının da fillatlarla birlikte kıvrımlanmış olduğu görülüyor. d) Fillatlarda gözlenen buruşma klivajları.....	45
Şekil 4. 11: Karagüneyi Tepe'nin kuzey doğusunda yüzeyleyen metavolkanoklastik mostraları. a) Metavolkanoklastiklerde laminalanma, açık yeşil renkli klorit ve epidotça zengin seviyeler ve çapraz tabakalanma. b) Metavolkanoklastikler, genel görünüm.....	47
Şekil 4. 12: a. Yanal ve düşeyde geçişli olan fillat ve volkanoklastiklerin Dikmen Mahallesi batısında ardalanması. b ve c. Volkanoklastiklerin üzerinde yer alan fillatların, dokanakta sahip olduğu dubleks yapıları.....	48
Şekil 4. 13: Kıraç Tepe - Garipoğulları Mahallesi hattı boyunca fillatların üzerine tektonik olarak yerleşmiş metavolkanoklastikler.....	48
Şekil 4. 14: Garipoğulları Mahallesi civarında fillat ve volkanoklastiklerin sonradan faylanan stratigrafik dokanağı.....	49
Şekil 4. 15: Bozarmut ve Eynese Sırtı arasında Bozarmut ve Bulak Birimleri'nin ilişkisini gösterir enine kesit.....	50
Şekil 4. 16: Metalavların genel görünümü. a. Karaahmet Dere. b. Domuzburnu Tepe kuzeyi, metalavlarda B-KB eğimli foliasyonlar.....	51
Şekil 4. 17: Haritalama alanının dışında, daha batıda yer alan Dereköy civarında gözlenen mafik ve felsik dayklar.....	52
Şekil 4. 18: Yeşil renkli metalav ve sarımsı beyaz metariyolitler. Bozarmut Köyü civarı.....	53
Şekil 4. 19: Tuzla Tepe kuzeyinde, metariyolit seviyelerinde peperitik oluşumlar.....	54

Şekil 4. 20: Metalavlar içinde görülen mineral zenginleşmeleri. a ve b. Malakitler. c. Bornit.....	54
Şekil 4. 21: Metalavları kesen metagranitler.....	55
Şekil 4. 22: Sarpun Metamorfiti'nin dokanak ilişkileri. a ve b. Kayadibi II Mahallesi kuzeydoğusunda Sarpun Metamorfiti'nin tabanındaki mermerlerle Kayadibi Plütönu'nun ilişkisi ve bu dokanağa yaklaştıkça foliasyon eğimleri dikleşmiş fillatlar (Süle Mahallesi). c. Mermerlerde mikro bindirmeler.....	57
Şekil 4. 23: Sarpun Metamorfiti ve Kayadibi Plütönu'nun Yalakedere vadisindeki dokanak ilişkisini gösterir şematik enine kesit.....	58
Şekil 4. 24: Dangüç Mahallesi kuzeydoğusunda, Sarpun Metamorfiti'ne ait mermerler üzerinde ters fayla yer alan Kayadibi Plütönu. 1. Kayadibi Plütönu kayalarında ezik ve bloklu zon. 2. Mermerler içinde faylanma.....	58
Şekil 4. 25: Sarpun Metamorfiti'nin tabanını oluşturan mermerlerin, Kayadibi Plütönu'yla dokanağındaki kesintili dizilimleri. a. Sületürbesi Tepe güneyi (kuzeydoğuya bakış), b. Göller Tepe kuzeybatısı (kuzeydoğuya bakış). c. Sarısökü Mahallesi girişi (kuzeybatıya bakış).....	59
Şekil 4. 26: Yalak Mahallesi kuzeyi, dokanaktaki mermerlerde foliasyon (Tali bir traktör yolunun zeminine bakış).....	60
Şekil 4. 27: Kayadibi Plütönu, Sarpun Metamorfiti, Bulak Birimi ve Karapınar Birimi'nin ilişkisini gösterir şematik kesit.....	60
Şekil 4. 28: Sarpun Metamorfiti'nin Süle Dere vadisindeki şist ve fillatça zengin seviyelerini ve bu seviyeler arasına yerleşmiş serpantinit dilimlerini gösterir şematik enine kesit.....	61
Şekil 4. 29: Sarpun Metamorfiti'ne ait ölçeksiz stratigrafik sütun kesit.....	62
Şekil 4. 30: Sarpun Metamorfiti: a. Tabanda yer alan mermerler (Üçkaya Mahallesi kuzeyi). b. Fillatlar arasında grafitçe zengin seviyeler. c. Karamahmut Yaylası güneyinde kalkşist mostralarında kıvrımlar.....	63
Şekil 4. 31: Sarpun Metamorfiti'nde açık yeşil renkli silisleşmiş tüflerle ardalanmalı, mavimsi yeşil renkli metabazitler.....	64
Şekil 4. 32: Sarpun Metamorfiti: a ve b. Parlayan mika pulcukları ve grafitli seviyeleriyle ayırt edilen kuvars-mikaşistler. c) Kazıkuzu Mahallesi kuzeyinde kalkşist mostrası. d. Yalakedere vadisinde sarı laminalanmalarıyla belirgin silisleşmiş, riyolitik tuf seviyeleri. e ve f. Sarpun Mahallesi'nde yüzeyleyen şistlerde gelişmiş kıvrımlar.....	65
Şekil 4. 33: Sarpun Metamorfiti'nde serpantinit dilimleri. a ve b. Sületürbesi Tepe güney yamaçlarında serpantinit mostrası. c ve d. Süledere'deki serpantinit mostrasında lifsi serpantin - asbest mineralleri.....	66

Şekil 4. 34: Dibekkorukayası Tepe güneyinde Akgöl Formasyonu ile üzerine uyumsuz olarak gelen İnaltı Formasyonu'nun dokanak ilişkisini gösterir şematik kesit.	68
Şekil 4. 35: Nallitürbe Tepe batısında, diyoritik sokulumların kestiği kumtaşı-şeyl ar dalanmasından oluşan Akgöl Formasyonu'nda gelişen hornfels zonları.	68
Şekil 4. 36: a. Samanlık Sırtı batısında, Akgöl Formasyonu ile üzerinde uyumsuz olarak yer alan Bürnük Formasyonu'nun dokanağı. b. İncegeriş Sırtı doğusunda, 1,5 metreye varan kalınlıklarda kumtaşı tabakaları. c. Çataltepe doğusunda tabaka altı yapıları.	69
Şekil 4. 37: Nallitürbe Tepe'de diyorit- Akgöl Formasyonu dokanağı.	70
Şekil 4. 38: Küçükkaya Sırtı, güneydoğu yamaçlarında Kayadibi Plütону, Bürnük ve İnaltı Formasyonlarının ilişkisi.	72
Şekil 4. 39: Kayadibi Plütону'na ait mostra fotoğrafları. a. Gelinkayası Tepe batısında pembe-yeşil renkli bir aplitik damar ile kesilen diyoritik karakterde kayalar. b. Yağlıca Sırtı doğusunda gözlenen mafik ksenolitler.	72
Şekil 4. 40: Kayadibi Plütону'nunda, farklı renklerdeki diyoritik zonlar. a. Geyikkaya Sırtı. b. Öküztaşkayası Tepe doğusu.	73
Şekil 4. 41: Alt dokanağındaki Akgöl Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alan ve Yemlikli Mevkii'nde İnaltı Formasyonu kireçtaşları ile tektonik olarak üzerlenen Bürnük Formasyonu'nun dokanak ilişkilerini gösterir şematik kesit.	74
Şekil 4. 42: Bürnük Formasyonu mostraları. a. Dikmen Yaylası kuzeydoğusunda, kuzeydoğuya eğimli Bürnük Formasyonu tabakaları. b. Bürnük Formasyonu'nun, görece iyi boylanma gösteren seviyeleri.	75
Şekil 4. 43: a ve b. Korukaya Tepe'nin güneydoğu yamaçlarında, İnaltı Formasyonu ile üzerlenen Bürnük Formasyonu mostraları. ve kötü boylanmış Bürnük Formasyonu'nda kaba çakıldan blok boyutuna kadar farklı boylarda taneler (Korukaya Tepe'nin güneydoğusu). c. Magmatik kökenli bir blok. d. Bürnük Formasyonu'nda köşeli iri çakıllar.	76
Şekil 4. 44: İnaltı Formasyonu'nu oluşturan kireçtaşlarına ait mostra görüntüleri. a. Yemlikli Mevkii'nde Bürnük Formasyonu'nun çakıl seviyesi üzerinde İnaltı Formasyonu. b. Kiseçik Yaylası, batıya bakış. c. Ortada Küçükkaya Sırtı, daha güney doğusunda Öküztaşkayası Tepe'de yüzeyleyen kireçtaşları. d. Korukaya Tepe zirvesinde güneydoğuya eğimli kireçtaşı tabakaları.	78
Şekil 4. 45: İnaltı Formasyonu mostraları. a. Kuzuçal Tepe'nin güneybatı yamaçlarında, Çağlayan Formasyonu içinde kireçtaşı blokları. b. Öküztaşkaya Tepe. c. Küçükkaya Sırtı'nın güneydoğu yamaçlarında, kuzeybatıya eğimli kireçtaşları. d. Kılıçkaya Tepe'de çakıllı seviyeler.	79
Şekil 4. 46: Genel olarak monoton bir kireçtaşı istifli özelliği sunan İnaltı Formasyonu'nun çakıllı seviyelerini gösterir ölçeksiz stratigrafik sütun kesiti.	80

Şekil 4. 47: İnaltı Formasyonu'nda saptanmış karakteristik fosiller. a, b ve c. <i>Trocholina</i> sp. (Örnek no: 12-317, 11-70). d. <i>Trocholina elongata</i> (Leupold) (Örnek no: 12-317). e ve f. <i>Triloculina</i> sp. (Örnek no: 12-317) g. Textulariidae. (Örnek no: 12-317). h. <i>Nauticulina</i> sp. (Örnek no: 12-78). j ve k. Verneullinidae. (Örnek no: 12-317). l ve m. <i>Mayncyna</i> sp. (Örnek no: 12-78 ve 12-295) n. <i>Heteroporella</i> sp. (Örnek no: 11-70).). o ve p. <i>Actinoporella</i> sp. (Örnek no: 1181, 11-70). r. <i>Pseudocyclamina</i> cf. <i>lituus</i> (Yokoyama). (Örnek no: 12-295).....	81
Şekil 4. 48: KB-GD bir hat boyunca. Kılıçkaya Tepe ve Öküztaşkayası Tepe arasında, Kayadibi Plütönu, Bürnük, İnaltı ve Çağlayan Formasyonları'nın ilişkisini gösterir şematik kesit.	83
Şekil 4. 49: Çağlayan Formasyonu içinde kireçtaşı ve diyorit blokları. a. Purköy Tepe. b. Dikmen Gediği Tepe kuzeyi. c. Muşrup Yaylası, kuzeydoğu yamaçları. d. Ekincek Tepe, batı yamaçları.	84
Şekil 4. 50: Çağlayan Formasyonu mostraları. a ve d. Siltaşlarında geçilmiş tabaka altı yapıları. b. Şeyllerde gelişmiş kalem klivajları. c. Sarı renkli siltaşı- gri renkli şeyl aralanmasında gelişmiş şevron kıvrımlar.	85
Şekil 4. 51: Karamahmut Yaylası güneyinde, güneydoğuya dalımlı bir antiklinal.	86
Şekil 4. 52: Çağlayan Formasyonu'na ait bir killi kireçtaşı tabakasında, farklı karbonat bileşimine sahip kayaların oluşturduğu lamine yapı.	86
Şekil 4. 53: Çağlayan Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde saptanan <i>Trocholina</i> sp. fosili. Örnek no: 12-208A.	87
Şekil 4. 54: Muşrup Metamorfiti metabazalt mostraları. a. Oldukça makaslanmış bir metabazalt mostrası. b. Samanlık Sırtı güneybatısındaki bir vadide, metabazaltlar üzerinde mermer blokları.	88
Şekil 4. 55: a. Muşrup Metamorfiti meta bazaltları içinde, metariyolitik bir seviye. b. Karakuz Yaylası güneyindeki bir vadide, koyu gri-siyah renkli fillatlar.	89
Şekil 4. 56: Kapanboğazı Formasyonu'na ait kireçtaşı mostraları, Küloğlu Tuzlası Tepe civarı.	92
Şekil 4. 57: Kapanboğazı Formasyonu içinde saptanan foraminiferler: a. <i>Globotruncana</i> cf. <i>linneiana</i> (d'Orbigny), b. <i>Marginotruncana</i> cf. <i>coronata</i> (Bolli), c. ve d. <i>Globotruncana</i> , <i>lapparenti</i> (Brotzen) (R).	92
Şekil 4. 58 : Asarcık Mahallesi kuzeybatısında Yemişliçay ve Kapanboğazı Formasyonları'nın geçişli dokanağı.	93
Şekil 4. 59: Yemişliçay Formasyonu: a. Küloğlu Tuzlası Tepe civarında bazaltik bloklar. b. Asarcık Mahallesi'nin kuzeybatısında tane destekli aglomeralar. c ve d. Yemişliçay Formasyonu içinde yaklaşık 1,5 m'lik, pembe renkli kireçtaşı tabakası ve altındaki aglomeralar.	94

Şekil 4. 60: Asarcık Mahallesi güneydoğusunda yer alan Akveren Formasyonu mostraları.....	95
Şekil 4. 61: Akveren Formasyonu'nda saptanmış karakteristik fosil fotoğrafları. a ve b. <i>Siderolites</i> sp. c ve d. Rotalidae. e. <i>Marssonella</i> sp. f. Bryozoon. g. <i>Orbitoides</i> cf. <i>apiculatus</i> (Schlumberger). h. <i>Alveolina</i> sp. i. <i>Globigerina</i> sp. j ve k. <i>Nummulites</i> sp. m ve n. <i>Assilina</i> sp. o. <i>Discocyclus</i> cf. <i>douvelli</i> (Schlumberger). p. <i>Discocyclus</i> sp. r. <i>Asterocyclus</i> sp. s. <i>Lenticulina</i> sp. t. <i>Acarinina</i> sp.....	96
Şekil 4. 62: a. Metabazitlerde ojit türü piroksen ve ikizlenme göstermeyen plajioklas fenokristalleri. Çapraz ışık. Örnek no: 1825. b. Bulunduğu kayacın geneline nazaran budinleşmeden korunmuş piroksenler. Çapraz ışık. Örnek no: 11-666.....	98
Şekil 4. 63: Foliasyona paralel olarak yönelmiş iğnemsiz plajioklasların oluşturduğu hamur içinde, plajioklas fenokristali. Çapraz ışık. Örnek no: 11-116.....	98
Şekil 4. 64: Metabazitlerde, budinleşen ojit türü piroksenler ve aralarını dolduran klorit mineralleri. a, c. Doğru ışık. b, d. Çapraz ışık. Örnek no: 11-666.	99
Şekil 4. 65: a. Karapınar Birimi'ne ait volkanoklastik bir kayada plajioklas kristali. Karlsbad ikizi gösteren bu mineral, genel foliasyona paralel olarak yönelmiştir. Daha ufak taneli matriks içinde kloritler yaygındır. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. c. Volkanoklastikleri kesen granoblastik dokuya sahip kuvars ve kalsitçe zengin damarda, genel foliasyona paralel yönelmeler. Doğru ışık. d. Çapraz ışık. Örnek no: 1880.....	100
Şekil 4. 66: Metavolkanoklastiklerde kuvars, klorit ve plajioklasdan oluşan bir matriksle sarmalanan, öz şekilsiz epidot porfiroklastları. a. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 11-662.....	101
Şekil 4. 67: Karapınar Birimi'ne ait volkanoklastik örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Doğru ışıkta mürekkep mavisi renkte, baklava şeklinde görülen ribekit türü amfiboller. b. Çapraz ışık. Örnek no: 664.	102
Şekil 4. 68: Karapınar Birimi'ne ait volkanoklastik örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Doğru ışıkta mürekkep mavisi renkte, uzun, prizmatik ve lifsi agregatlar halinde görülen ribekit türü amfiboller. b. Çapraz ışık. c. Kuvars ve epidotça zengin farklı seviyelerin aralandığı kayaçta, ana foliasyona göre oblik olan foliasyonlar. Doğru ışık. d. Çapraz ışık. Örnek no: 11-667.....	103
Şekil 4. 69: a ve b. Karapınar Birimi'ne ait metavolkanoklastiklerle nadiren araldanmalı kalkıştelerde görülen, kalsit, plajioklas ve kuvarsça zengin seviyelerin oluşturduğu granoblastik doku ve klorit, epidotça zengin lepidoblastik doku. c ve d. Kalkıştelerde öz şekilsiz iri epidotlar. Örnek no: 11-188.	104
Şekil 4. 70: Bulak Birimi'ne ait bir fillat örneği. a. Klorit, biyotit ve muskovitçe zengin seviyelerde gelişmiş buruşma klivajları ve bu bantlarla araldanmalı kuvars seviyeleri. Çapraz ışık. Örnek no: 13-166.	105
Şekil 4. 71: Klorit, biyotit ve muskovitçe zengin seviyelerle, granoblastik dokusu ile de ayırt edilebilen kuvarsça zengin seviyelerin ardalamasının oluşturduğu bantlı yapı	

ve iyi gelişmiş buruşma klivajları. a ve c. Doğru ışık. b ve d. Çapraz ışık. Örnek no: 13-166.....	106
Şekil 4. 72: Bulak Birimi içinde yer alan volkanoklastiklere ait mikroskop fotoğrafları. a. Doğru ışıkta yeşilimsi sarı renkleriyle epidotlar ve soluk yeşil renklerde uzun, lifsi aktinolit türü amfiboller. b. Çapraz ışık. Örnek no: 12-234.....	107
Şekil 4. 73: Bulak Birimi içinde yer alan volkanoklastiklere ait mikroskop fotoğrafları. a. Epidotça zengin seviyeler ile feldspat, kuvars ve kloritçe zengin seviyelerin ardalanması. Bu ardalanma içinde kuvars ve feldspatça zengin seviyede kıvrımlanmanın geliştiği görülmekte. Çapraz ışık. Örnek no: 1077. b. Ufak taneli lifsi minerallerden oluşan seviye ile epidot, kuvars ve feldspatça zengin iki farklı seviyenin ardalanması Örnek no: 12-329. Çapraz ışık.....	107
Şekil 4. 74: Bir metabazalt örneğine ait mikroskop fotoğrafları. Tipik yeşilist mineralleri; albit, epidot ve kloritten oluşan kayada herhangi bir yönlenme bulunmamakta. a. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 1850.	108
Şekil 4. 75: a ve b. Kayaç içinde ilksel volkanik dokuya uygun olarak düzensiz bir şekilde saçılmış ince uzun plajioklas kristalleri ve sol üst köşede bir epidot minerali. Örnek no: 12-104. c. Epidot, plajioklas ve kloritten oluşan ufak taneli bir matriks içinde kalık plajioklas fenokristalleri. Çapraz ışık. Örnek No: 1862. d. Plajioklas ve epidot kristalleri arasında, parlak lacivert girişim renkleriyle seçilen kloritler. Çaprazışık. Örnek no: 12-136A.....	109
Şekil 4. 76: a. Bir metabazalt örneğinde serpantinleşmiş olivinler. Çapraz ışık. Örnek no: 12-182. b. Kalık piroksenler. Çapraz ışık. Örnek no: 12-57.	109
Şekil 4. 77: a ve b. Gaz boşluğunda yelpaze şeklinde gelişmiş epidot ve kuvars. Örnek no: 12-97. c. Metabazit örneğinde gelişmiş pseudotakilit dokusu. Çapraz ışık. Örnek no: 12-100. d. Epidotlaşan plajiklaslar. Çapraz ışık. Örnek no: 1829.....	110
Şekil 4. 78: Metariyolitlere ait mikroskop fotoğrafları. a ve b. Porfirik dokuya sahip metariyolit örneğinde yarı özşekilli kuvars ve plajioklas fenokristalleri. Örnek no: 12-185. c. Karlsbad ikizine sahip bir feldspat fenokristali. Çapraz ışık. Örnek no: 12-123. d. Diğer örneklere göre daha ufak taneli bir hamur içinde kuvars ve feldspat fenokristalleri. Çapraz ışık. Örnek no:12-180. e. Ufak taneli hamur içinde öbikleşerek “glomeroporfirik” doku oluşturan kuvars ve feldspat kristalleri. Örnek no: 12-128. f. Glomeroporfirik doku içinde epidot kristalleri.....	111
Şekil 4. 79: Metariyolit örneklerinde bulunan kuvars fenokristallerinde körfezlenmeler. Örnek no: a. 12-51, b. 12-123, c. 12-15, d.12-13.	112
Şekil 4. 80: Metariyolit örneklerinde bulunan kuvars fenokristallerinde budinleşmeler. Budinleşen kuvarsların aralarını kloritler doldurmaktadır. Örnek no: 12-17.....	112
Şekil 4. 81: a. Plajioklas fenokristalinin çekirdeğinde başlamış olan epidotlaşma. Örnek no:12-52. b. Bir metariyolit örneğinde gelişmiş sferulit. Örnek no: 12-17.....	113
Şekil 4. 82: 12-13 numaralı metariyolit örneğinde, foliasyona paralel uzanım gösteren muskovit mineralleri.....	113

- Şekil 4. 83:** Metagranitlere ait mikroskop fotoğrafları. a. Kuvarlarda rekristalizasyon başlangıcı. Çapraz ışık. Örnek no: 12-82. b. Albit ikizlenmesine sahip plajiolaslarda gevrek deformasyon. Çapraz ışık. Örnek no: 1131. c. Feldspatlarda yoğun serizitleşme. Çapraz ışık. Örnek no: 12-67. d. Mikro fay zonları boyunca gelişmiş fay breşleri. Çapraz ışık. Örnek no: 1131. e ve f. Granitlerde gelişmiş mirmekit dokusu. Çapraz ışık. Örnek no:12-196 ve 1845..... 114
- Şekil 4. 84:** Metagranitlere ait mikroskop fotoğrafları ve b. Metagranitlerde görülen iki farklı tür epidot. Fotoğrafı üst kısmında pistazit, alt kısmında ise gri-mavi girişim renkleri ile klinozoisit tüeü epidotlar. Örnek no: 12-194. c. Kuvars ve epidot minerallerinin etrafını sarmış, soluk yeşil renkli kloritler. Doğru ışık. Örnek no: 1840. d. Metagranitlerin kenar zonunda bir araya gelerek glomeroporfirik dokuyu oluşturan kuvars ve plajiolas fenokristalleri. Çapraz ışık. Örnek no: 12-147G. 115
- Şekil 4. 85:** Plajiolas ve kuvarların oluşturduğu mirmekitik doku. Çapraz ışık. Örnek no: 12-185..... 116
- Şekil 4. 86:** Sarpun Metamorfiti'nde bir fillat örneğinde kuvars, albit, muskovit ve grafitçe zengin seviyelerin ardalanması ve gelişen buruşma klivajları. Çapraz ışık. Örnek no:11-146..... 117
- Şekil 4. 87:** Sarpun Metamorfiti- Şist örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Foliasyona paralel dizilmiş, yüksek rölyefli muskovitler, düşük rölyefli, renksiz kuvars seviyeleri ve albit porfiroklastı. Doğru ışık. Örnek no: 11-93. b. Çapraz ışıkta belirginleşen delta tipi albit porfiroklastı ve yüksek girişim renkli muskovitler. Örnek no:11-93. c. Biyotit ve muskovitçe zengin seviyeler ile kuvarsça zengin seviyelerin ardalanması. Doğru ışık. d. Çapraz ışıkta yüksek girişim renkleriyle belirgin muskovitler. Örnek no:11-181. 119
- Şekil 4. 88:** Sarpun Metamorfiti- Metabazit örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a, b ve c. Yüksek rölyefli, renksiz ve öz şekilsiz ojit kristalleri. a: doğru ışık. b ve c: çapraz ışık. d. Albit, klinoklor, aktinolit ve epidotça zengin ufak taneli bir matriks içinde yarı öz şekilli sfen kristalleri. Doğru ışık. Örnek no:11-58. 120
- Şekil 4. 89:** Sarpun Metamorfiti- Metabazit örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Metabazit örneği içinde ufak, prizmatik florapatit kristalleri. Doğru ışık. Örnek no: 11-59. b. Metabazit örneğinde albitlerin oluşturduğu kitap rafı kayma (domino) yapıları. Çapraz ışık. Örnek no: 11-60. 121
- Şekil 4. 90:** Sarpun Metamorfiti – Metavolkanoklastik (riyolitik tüf) örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Plajiolas (albit) porfiroklastları, daha ufak taneli minerallerce sarmalanıyor. b. Plajiolaslarda budinleşme. c. Plajiolasta sünek deformasyon ve rekristalizasyon. d. Epidotça zengin seviyeler ile albit+kuvarsça zengin seviyelerin ardalanmasıyla belirgin foliasyon. Çapraz ışık. Örnek no: C4. 121
- Şekil 4. 91:** Sarpun Metamorfiti'nin Yalakdere vadisinde yaklaşık 160 m boyunca değişen stratigrafisi ve bu stratigrafiye ait petrografisini gösterir şematik kesit. 1. Riyolitik tüf içerisinde feldspat kristalleri. 2. Kuvars- epidot şist içinde karbonatça zengin seviyeler. 3 ve 4. Albit ve kuvars kristallerinden oluşan kuvarsşistler. 5. Silisiklastik bir kayada kuvars ve albitçe zengin seviye ile kalsit ve kuvarsça zengin,

- daha iri taneli seviyenin ar dalanması. 6 ve 8. Epidotça zengin metabazit örnekleri.
7. Riyolitik tuf içinde ribekit türü amfiboller içeren seviyeler. 122
- Şekil 4. 92:** a) Metakarbonatlarda, kalsit, kuvars ve feldspatların oluşturduğu granoblastik doku. Doğru ışık. b) Çapraz ışık. Örnek No: 11-82. 124
- Şekil 4. 93:** a. Kalsitlerde ikizlenme. Doğru ışık. Örnek no: 11-152. b. Tek yönde dilinimleriyle kalsit mineralleri ve kuvarslar. Çapraz ışık. Örnek no: 11-153. 124
- Şekil 4. 94:** Sarpun Metamorfiti - Metakarbonat örneklerine ait mikroskop fotoğrafları.
a. Granoblastik doku içinde klorit minerali. Çapraz ışık. Örnek no: 11-85. b. Kalkıştelerde lepidoblastik dokuyu oluşturan fengit türü muskovitler ve onlarla ar dalanmalı grafit seviyeleri. Çapraz ışık. Örnek no: 11-153. 124
- Şekil 4. 95:** a. Protoliti kırıntılı bir kireçtaşı olan kayaç içinde gelişmiş iri epidot mineralleri. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 11-65. 125
- Şekil 4. 96:** Sarpun Metamorfiti - Serpantinit örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Serpantin minerallerinin (Klinokrizotil, antigorit, lizardit) oluşturduğu lifsi doku. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 12-33. c. Serpantin minerallerinin oluşturduğu ağsı elek dokusu ve kalık bir piroksen. Doğru ışık. d. Çapraz ışık. Örnek no: 11-164. e. Ağsı elek dokusu içinde, paralel sönme gösteren kalık bir piroksen. Doğru ışık. f. Çapraz ışık. Örnek no: 11-84. 126
- Şekil 4. 97:** Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinin mikroskop fotoğrafları (Çapraz ışık). a. Kumtaşını oluşturan kuvars, plajiolklas, kalsit ve yuvarlaklaşmış epidot mineralleri. Örnek no: 12-305. b. Aynı örneğin içinde, rekristalize kuvarslardan oluşan, yuvarlaklaşmış bir metamorfik kaya parçası (kuvarsit). c. Kötü boylanmalı kuvars ve kalsit kristalleri. Örnek no: 12-239. d. Kuvars ve kalsit mineralleri arasında, yüksek girişim renkleriyle bir muskovit tanesi. Örnek no: 12-230. 127
- Şekil 4. 98:** Nallıtürbe Tepe civarında Akgöl Formasyonu'nda kumtaşı-şeyl ar dalanmasından oluşan bir istif keserek, onu yer yer hornfelsleştiren diyoritik sokulumlar ve yaklaşık 60 m'lik bir mostra boyunca farklı seviyelere ait mikroskop fotoğrafları. Çapraz ışık. 128
- Şekil 4. 99:** Kayadibi Plütönu'nu oluşturan 1. Grup kayalara ait mikroskop fotoğrafları.
a. Bir granit örneğinde granofir dokusu ve yüksek girişim renkleriyle pistasit türü epidotlar. Çapraz ışık. Örnek no: 1883. b. İri kuvarslar arasında, kırık bir plajiolklas kristali. Örnek no: 11-73. c ve d. Kayadibi Plütönu'nun Sarpun Metamorfiti'yle olan faylı dokanağına yakın kesimlerdeki örneklerde, kuvarslarda gelişmiş çatlaklar. Örnek no: 11-73. 130
- Şekil 4. 100:** Kayadibi Plütönu'nu oluşturan 2. Grup kayalara ait mikroskop fotoğrafları. a ve b. Çift yönde dilinimi belirgin, soluk yeşil pleokroizma rengi gösteren, ikizli bir hornblend kristali. Örnek no: 1784. c ve d. Bir diyorit örneğinde zonlu, iri plajiolklas kristalleri ve kloritleşmiş biyotitler. e ve f. Çift yönde dilinimi belirgin amfiboller ve albit ikizli plajiolklaslar. Örnek no: 11-86. 131

- Şekil 4. 101:** Kayadibi Plütönu'nu oluşturan 2. Grup kayalara ait mikroskop fotoğrafları. a ve b. Diyoritik bir kayanın genel dokusu. Yarı özşekilli, yer yer serizitleşmiş plajiyoklaslar, doğru ışıkta soluk yeşil renklere amfiboller, kahverengi, kloritleşmiş biyotitler ve bu kristallerin arasını dolduran öz şekilsiz kuvarlar. Örnek no: 1710. c ve d. Başlıca plajiyoklas ve amfibolden oluşan diyoritik bir kayada, daha mafik ve ufak taneli anklav. Örnek no: 1881.....132
- Şekil 4. 102:** Kayadibi Plütönu'nu oluşturan 3. Grup kayalara ait mikroskop fotoğrafları. İri plajiyoklas kristalleri arasında, yüksek girişim renkli, özşekilsiz klinopiroksenler. Örnek no: 1888.....133
- Şekil 4. 103:** Bürnük Formasyonu'na ait mikroskop fotoğrafları. a. Kuvar, muskovit, kalsit ve plajiyoklas minerallerinden oluşan kötü boylanmalı bir kumtaşı çakılında, oldukça yuvarlaklaşmış volkanik kaya parçası. Çapraz ışık. Örnek no: 1162. b. Kumtaşı çakılı içinde, yuvarlaklaşmış bir kuvarsit çakılı. Çapraz ışık. Örnek no: 1159. c. Bir çakılda içinde, mirmekitik dokusu korunmuş granit çakılları. Çapraz ışık. Örnek no: 12-278. d. Kumtaşı çakılı içinde, onu kesen kuvars damarı ile korunmuş, foliasyonlu bir volkanik kaya parçası. Çapraz ışık. Örnek no: 1162.....134
- Şekil 4. 104:** Bürnük Formasyonu'na ait mikroskop fotoğrafları. a, b ve c. Bir silttaşı içinde kuvar, plajiyoklas ve kloritleşmiş biyotitler içeren granit çakılları. Örnek no: 1162. d. Aynı örnek içinde, yuvarlaklaşmış bir mermer çakılı. e. Silttaşı içinde, köşeli, volkanik kaya parçası. f. Bürnük Formasyonu'nda yer yer serizitleşmiş plajiyoklas ve kuvarlardan oluşan bir granit çakılı. g ve h. Rekrystalize olmuş bir kuvar damarıyla kesilmiş, yarı yuvarlaklaşmış, deforme bir volkanik kaya çakılı. Örnek no: 15-08.....135
- Şekil 4. 105:** İnaltı Formasyonu'na ait mikroskop fotoğrafları. a ve b. Biyosparitik kireçtaşları içinde *Trocholina* sp. ve *Mayncyna* sp. fosilleri. Örnek no: 12-78. ve 12-317. c. Sparitik damarlarla kesilmiş mikritik kireçtaşı. Örnek no: 15-01. d. Mikritik bir kireçtaşı içinde *Trocholina* sp. fosili. Örnek no: 11-70. e. İnaltı Formasyonu kireçtaşlarının çakılı seviyelerinde köşeli kuvarlar ve yuvarlaklaşmış bir granit çakılı. Örnek no: 12-315. f. Aynı örnek içinde laminalı bir çamurtaşı çakılı.136
- Şekil 4. 106:** Çağlayan Formasyonu'na ait mikroskop fotoğrafları. a ve b. Bir kumtaşı örneğinde kötü boylanmalı, köşeli kuvar ve kalsitler ile yeşil renkli, yuvarlaklaşmış glokoni mineralleri. Örnek no: 1583. c. *Trocholina* sp. fosilleri ve mikritik parçalar içeren kumtaşı seviyesi ile fosilsiz şeyl seviyesinin ardalanması. Örnek no: 11-208A. d. Mikritik bir kireçtaşı içinde tek dikenli radyoler fosili. Örnek no: 15-35. e. Ekstraklastlı biyomikritik kireçtaşı. Örnek no: 15-16. f. Sparit damarlı, killi kireçtaşı.137
- Şekil 4. 107:** Çağlayan Formasyonu içindeki rekrystalize kireçtaşı ve mermer bloklarına ait mikroskop fotoğrafları. a. Gevrek deformasyon sonucu kırılmış kalsit kristalleri. Örnek no: 12-231. b. Alt Kretase yaşlı olduğu tespit edilen biyosparitik bir kireçtaşı. Örnek no: 12-236. c. Mikritik, sparitik ve rekrystalize kireçtaşı parçaları içeren gevrek deformasyona uğramış bir kireçtaşı. Örnek no: 1623. d. Mermer içinde granoblastik dokuyu oluşturmuş kalsit mineralleri. Örnek no: 12-249.....138

Şekil 4. 108: Muşrup Metamorfiti mikroskop fotoğrafları. a ve b. Metalavlar içinde plajioklas kristallerinin düzensiz dağılımı ve bu kristaller arasında gelişmiş kloritler. Örnek no: 12-299. c ve d. Metavolkanoklastikler içinde ikizlenmeleri belirgin plajioklas kristalleri ve özşekilsiz epidotlar. Örnek no: 1639. e ve f. Ufak ve kaba taneli seviyelerin ardalanmasından oluşan fillat içinde, kaba taneli kısımda, opak mineral etrafında kuvars liflerinin oluşturduğu gerilme şeritleri. Örnek no: 12-242.	140
Şekil 4. 109: a. Pelajik, biyomikritik Kapanboğazı Formasyonu. Fotoğrafın sol alt köşesinde, yaklaşık 500 µm bounda bir foraminifer fosili (<i>Globotruncana, lapparenti</i> (Brotzen) (R) görülmektedir. Doğru ışık. Örnek no: 12-59. b. Akveren Formasyonu kireçtaşlarına ait mikroskop fotoğrafı. Fotoğrafta biyomikritik kireçtaşı içerisinde <i>Assilina</i> sp., <i>Nummulites</i> sp. ve <i>Discocyclina</i> sp. gibi fosiller görülmektedir. Doğru ışık. Örnek no: 12-177.	141
Şekil 4. 110: Yemişliçay Formasyonu'na ait mikroskop fotoğrafları. a ve b. Yüksek rölyefleri ve eğik sönme özellikleriyle tanınan klinopiroksen fenokristalleri. c ve d. Camsı ve daha ufak taneli kristallerden oluşan hamur içinde halkalı zonlanma ve polisentetik ikizlenme gösteren plajioklaslar ve turuncu-mavi girişim renkleriyle piroksenler. Örnek no: 12-60.	142
Şekil 4. 111: Magmatik kayaların sınıflandırılmasında kullanılan Zr/Ti-Nb/Y diyagramında (Pearce, 1996) Güney Blok ve Muşrup Metamorfiti'ne ait metavolkanik kayaları.	144
Şekil 4. 112: Güney Blok ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait sınıflama diyagramı (Jensen, 1976).	145
Şekil 4. 113: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait Zr (ppm) değerlerine karşı ana element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.	146
Şekil 4. 114: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait Zr (ppm) değerlerine karşı iz element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.	147
Şekil 4. 115: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait tektonik ortam ayırt diyagramları. a. Ti/ 100 – Zr – Y*3 diyagramı (Pearce ve Cann, 1973). A alanı, ada yayı toleyitlerini; B alanı, okyanus ortası sırt bazaltlarını; ada yayı ve kalk-alkali bazaltlarını; C alanı, kalk-alkali bazaltlarını; D alanı, levha içi bazaltlarını temsil etmektedir. b. 2Nb-Zr/4-Y diyagramı (Meschede, 1986). AI alanı, levha içi alkali bazaltları; AII alanı, levha içi alkali bazaltları ve levha içi toleyitleri; B alanı, E-tip MORB (okyanus ortası sırt bazaltı); C alanı, levha içi toleyitleri ile volkanik yay bazaltları; D alanı, N-tip MORB ve volkanik yay bazaltları.	148
Şekil 4. 116: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait tektonik ortam ayırt diyagramları. a) Mullen, 1983. b) Shervais, 1982.	149

Şekil 4. 117: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait Ada yayı, Levha içi ve okyanus ortası sırt lavlarını ayıran Ti-Zr diyagramı (Pearce, 1982).....	149
Şekil 4. 118: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait tektonik ayırt diyagramları; a Pearce, 2008. b. Pearce ve Norry, 1979.....	150
Şekil 4. 119: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait Ti/Y-Nb/Y diyagramı (Manikyamba ve diğ., 2015; Pearce, 1982'den değiştirilerek).....	150
Şekil 4. 120: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkaniklerine ait örneklerin kondrite normalize edilmiş değerlerin kullanıldığı örümcek diyagramları (değerler Sun ve McDonugh, 1989'dan alınmıştır).	151
Şekil 4. 121: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkaniklerine ait örneklerin N-MORB'a normalize edilmiş değerlerin kullanıldığı örümcek diyagramları (değerler Sun ve McDonugh, 1989'dan alınmıştır).	152
Şekil 4. 122: Pearce ve diğ. (1984)'e ait tektonik ayırt diyagramları (Syn-Colg: Çarpışma ile ilişkili; WPG: levha içi ; VAG: volkanik yay; ORG: okyanus ortası sırt granitleri. Pembe daire içine alınmış alan ise post collisional –çarpışma sonrası alanını göstermektedir).....	153
Şekil 4. 123: Çangaldağ Kompleksi Bozarmut Birimi metafelsik kayalarına ait tektonik ortam ayırt diyagramı (Harris ve diğ., 1986).....	154
Şekil 4. 124: Çangaldağ Kompleksi Bozarmut Birimi'nde yer alan metafelsik kayalara ait örneklerin kondrite normalize örümcek diyagramı (Değerler Sun ve McDonugh, 1989'dan alınmıştır).	154
Şekil 4. 125: Çangaldağ Kompleksi Bozarmut Birimi'nde yer alan metafelsiklere ait örneklerin N-MORB'a normalize örümcek diyagramı (Değerler Sun ve McDonugh, 1989'dan alınmıştır).	155
Şekil 4. 126: Bulak Birimi, Sarpun Metamorfiti ve Muşrup Metamorfiti metasedimenter kayalarının sınıflama diyagramı (Herron, 1988).....	156
Şekil 4. 127: Bulak Birimi, Sarpun Metamorfiti ve Muşrup Metamorfiti metasedimenter kayalarının diskriminant fonksiyonu diyagramı (Roser ve Korsch, 1988). $D1 = -1.773TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76 Fe_2O_3 (total) - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.09$; $D2 = 0.445TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.25Fe_2O_3(total) - 1.142MgO + 0.438CaO + 1.475 Na_2O + 1.426 K_2O - 6.861$	156
Şekil 4. 128: Bulak Birimi, Sarpun Metamorfiti ve Muşrup Metamorfiti'ne ait tektonik ayırt diyagramları. a) Roser ve Korsch (1986). b) Bhatia and Crook (1986). OIA: Okyanusal Ada Yay; CIA: Kıtasal Ada Yay; ACM: Aktif Kıtasal Kenar; PM: Pasif Kenar.	157

Şekil 4. 129: Bulak Birimi, Sarpun Metamorfiti ve Muşrup Metamorfiti'ne ait tektonik ayırt diyagramları (Bhatia and Crook (1986). OIA: Okyanusal Ada Yayısı; CIA: Kıtasal Ada Yayısı; ACM: Aktif Kıtasal Kenar; PM: Pasif Kenar.....	157
Şekil 4. 130: Nb/ Y - Zr/ Ti diyagramına göre Kayadibi Plütону ve Güney Blok metagranitlerinin sınıflaması. (Pearce, 1996).....	158
Şekil 4. 131: Zr/Ti-Nb/Y (Pearce, 1996) diyagramında saptanan farklı kaya türlerinin QAP diyagramındaki izdüşümleri (Streckeisen, 1974). ,.....	159
Şekil 4. 132: Magmatik kayaların sınıflandırılmasında kullanılan A/CNK-A/NK diyagramı (Shand, 1943). Bu diyagrama göre Güney Blok granitleriyle birlikte, Kayadibi Plütону örneklerinin de çoğunun I tipi alanda yer aldığı görülmektedir.	160
Şekil 4. 133: P ₂ O ₅ 'e karşılık SiO ₂ diyagramı (Chappell, 1999). A/CNK-A/NK diyagramında olduğu gibi örneklerin I tipi alanında yer aldığı görülmektedir.	160
Şekil 4. 134: Kayadibi Plütону ve Güney Blok'taki metagranitlere ait SiO ₂ (%) değerlerine karşı ana element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.	162
Şekil 4. 135: SiO ₂ (%) değerlerine karşı iz düşürülen iz elementlere ait Harker diyagramları.....	163
Şekil 4. 136: Kondrite normalize edilmiş değerlerin kullanıldığı örümcek diyagramlar (değerler Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).....	165
Şekil 4. 137: N-MORB'a göre normalize edilmiş değerlerin kullanıldığı örümcek diyagramlar (değerler Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).	166
Şekil 4. 138: Pearce vd (1984)'e ait tektonik ayırt diyagramları (Syn-Colg: Çarpışma ile ilişkili; WPG: levha içi ; VAG: volkanik yay; ORG: okyanus ortası sırt granitleri. Pembe daire içine alınmış alan ise post collisional –çarpışma sonrası- granitlerinin alanını göstermektedir).....	167
Şekil 4. 139: a. Sr/Y-Y diyagramı (Defant ve Drummond, 1990). b. (La/Yb)N- YbN diyagramı (Martin, 1987). Örneklerin klasik ada yayı alanına düştükleri görülmektedir.	168
Şekil 4. 140: Kayadibi Plütону ve diğer stoklara ait kayaların tektonik ortam ayırt diyagramı (Harris ve diğ., 1986).	168
Şekil 4. 141: Kayadibi Plütону ve Güney Blok'ta yer alan metafelsik kayalara ait Th/Yb-Nb/Yb diyagramı (Condie ve Kröner, 2013).....	169
Şekil 4. 142: Kayadibi Plütону ve diğer stoklara ait kaynak alan tanımlama diyagramları (Altherr ve Siebel (2002), Lee ve diğ. (2003) ve Xia ve diğ. (2014)'den değiştirilerek).....	170
Şekil 4. 143: a. TiO ₂ 'ye karşılık SiO ₂ diyagramı (Green and Pearson, 1986). b. P ₂ O ₅ 'e karşılık SiO ₂ diyagramı (Harrison ve Watson, 1984).....	171

Şekil 4. 144: Kayadibi Plütönu ve Güney Blok'taki metagranitlerin SiO ₂ ve Zr (ppm)'ye karşılık olası oluşum sıcaklıkları.....	172
Şekil 4. 145: Sarpun Metamorfiti'nde, 12-341 numaralı örnekte saptanan mika minerallerinin Fe _{tot} +Mn + Ti'ye karşılık Mg-Li grafiğinde tespit edilen türleri.....	173
Şekil 4. 146: Sarpun Metamorfiti'nde mineral kimyası saptanan feldspatların türlerini gösteren üçgen diyagram.....	174
Şekil 4. 147: Kayadibi Plütönu'na ait piroksen ölçümlerinin Q-J diyagramı (Morimoto ve diğ., 1988).....	175
Şekil 4. 148: Kayadibi Plütönu'na ait örneklerde saptanan Ca-Mg-Fe piroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagram sınıflaması (Rock, 1990).....	176
Şekil 4. 149: (Ca +Na) _B - Na _B diyagramında Kayadibi Plütönu'na ait iki örnekteki amfibollerin "Kalsik Amfibol" alanında yer aldığı görülmektedir (Mogessie ve diğ., 1990'dan değiştirilerek).....	178
Şekil 4. 150: Kayadibi Plütönu'na ait kalsik amfibollerin Mg/ (Mg + Fe ²⁺)'ye karşı Si (apfu) sınıflaması (Leake ve diğ.,1997).....	178
Şekil 4. 151: (Ca + AlIV) (apfu)' e karşılık (Si + Na + K) (apfu) diyagramında amfibollerin bileşimi (Giret ve diğ. 1980).....	179
Şekil 4. 152: Kayadibi Plütönu'na ait örneklerdeki amfibollerin log fO ₂ - T (°C) diyagramı. MH: magnetit-hematit; NNO: Nikel-nikel oksit; FMQ: fayalit-magnetit-kuvars; WM: vustit-magnetit; IW: demir-vustit; QIF: kuvars-demir-fayalit. (Grafik: Ridolfi ve diğ. 2010; Aysal, 2015 - Yay magmaları alanı: Harald and Galliard, 2006).....	180
Şekil 4. 153: Kayadibi Plütönu'na ait örneklerdeki amfibollerin T (°C)- H ₂ O melt (wt.%) diyagramı (Ridolfi ve diğ., 2010).....	181
Şekil 4. 154: Kayadibi Plütönu'na ait örneklerdeki amfibollerin P (MPa) – T (°C) diyagramı (Ridolfi ve diğ. 2010).....	181
Şekil 4. 155: Kayadibi Plütönu'na ait feldspatların türlerini gösteren üçgen diyagramlar.....	182
Şekil 4. 156: Çangaldağ Kompleksi'nden toplanan ve zirkon minerali zenginleştirme süreçleri uygulanan örneklerin lokasyon haritası. Sağ alttaki haritanın daha büyük boyutu için bkz Şekil 2. 5.....	184
Şekil 4. 157: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-82 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların katedolüminesans(CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir.....	186
Şekil 4. 158: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-67 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların katedolüminesans(CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir.....	187

Şekil 4. 159: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-197 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların katedolüminesans(CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir.	187
Şekil 4. 160: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-82 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.	188
Şekil 4. 161: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-67 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.	188
Şekil 4. 162: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-197 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.	189
Şekil 4. 163: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-197 numaralı örneğin ağırlıklı ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaş diyagramı.	189
Şekil 4. 164: Bozarmut Birimi'ndeki bir metariyolite ait 12-13 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların katedolüminesans(CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir.	190
Şekil 4. 165: Bozarmut Birimi'nde bir metariyolite ait 12-13 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.	191
Şekil 4. 166: Bozarmut Birimi içindeki bir metariyolite ait GPS-217 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların katedolüminesans(CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir.	191
Şekil 4. 167: Dereköy civarında Bozarmut Birimi içindeki bir metariyolite ait GPS-217 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların konkordiya diyagramı.	192
Şekil 4. 168: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan yuvarlaklaşmış zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.	193
Şekil 4. 169: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan yarı yuvarlaklaşmış zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.	194
Şekil 4. 170: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan yarı özşekli zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.	195
Şekil 4. 171: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.	196
Şekil 4. 172: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan zirkonların maksimum çökme yaşı.	196

Şekil 4. 173: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan zirkonların olasılık yoğunluğu diyagramı. Örnek no: 12-341.....	197
Şekil 4. 174: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan zirkonların diskordan, %75-90 konkordan ve %90-110 konkordan yaş dağılımları.	198
Şekil 4. 175: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan yarı özşekli zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler yaş, mavi daireler jeokimya ölçümlerinin yapıldığı noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.	199
Şekil 4. 176: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan yarı özşekli zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.	200
Şekil 4. 177: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan yarı yuvarlaklaşmış zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler yaş, mavi daireler jeokimya ölçümlerinin yapıldığı noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.....	201
Şekil 4. 178: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan yuvarlaklaşmış zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler yaş, mavi daireler jeokimya ölçümlerinin yapıldığı noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.....	202
Şekil 4. 179: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiyası diyagramı.	203
Şekil 4. 180: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan zirkonların olasılık yoğunluğu diyagramı. Örnek no: 11-11.....	204
Şekil 4. 181: Zirkonların jeokimyasal bileşimlerine göre kaynak kaya ayırt diyagramları.....	206
Şekil 4. 182: Kayadibi Plütonu'na ait 12-01 numaralı diyorit örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiyası diyagramı.....	207
Şekil 4. 183: Kayadibi Plütonu'na ait bir diyorit örneğinde yaşlandırılan zirkonların katedolüminesans(CL) görüntüleri. Örnek no: 12-01. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir.	208
Şekil 4. 184: Karapınar Birimi'nde ölçülen toplam 17 adet foliasyon ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.	211
Şekil 4. 185: Bulak Birimi fillatlarında ölçülen toplam 153 adet foliasyon ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.....	212

Şekil 4. 186: Bulak Birimi volkanoklastik kayalarında ölçülen toplam 36 adet foliasyon ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.	213
Şekil 4. 187: Bulak Birimi'ne ait tüm kayalarda ölçülen toplam 189 adet foliasyon ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.	214
Şekil 4. 188: Bozarmut Birimi metalavlarında ölçülen toplam 48 adet foliasyon ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.	215
Şekil 4. 189: Sarpun Metamorfiti'nde ölçülen toplam 80 adet foliasyon ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.	216
Şekil 4. 190: Akgöl Formasyonu'na ait toplam 23 adet tabaka ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.	218
Şekil 4. 191: Bürnük Formasyonu'na ait toplam 14 adet tabaka ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.	219
Şekil 4. 192: İnaltı Formasyonu'na ait toplam 16 adet tabaka ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.	220
Şekil 4. 193: Çağlayan Formasyonu nokta ve kontur diyagramları.	221
Şekil 4. 194: Bulak Birimi'nde gözlenen mostra ölçeğinde kıvrımlar (a ve b) ve buruşma klivajları (c ve d).	223
Şekil 4. 195: Bulak Birimi'ne ait 77 adet kıvrım eksen çizgisinin nokta ve kontur diyagramları.	224
Şekil 4. 196: Bulak Birimi'ne ait 43 adet buruşma klivajı lineasyonunun nokta ve kontur diyagramları.	225
Şekil 4. 197: Sarpun Metamorfiti'nde gelişmiş kıvrımlar.	226
Şekil 4. 198: Sarpun Metamorfiti'ne ait fillat seviyelerinde gelişmiş buruşma klivajlarına bir örnek.	226
Şekil 4. 199: Sarpun Metamorfiti'ne ait 24 adet kıvrım eksen çizgisinin nokta ve kontur diyagramları.	227
Şekil 4. 200: Sarpun Metamorfiti'ne ait 12 adet buruşma klivajı lineasyonunun nokta ve kontur diyagramları.	228
Şekil 4. 201: İnceleme alanında bulunan fay zonları boyunca gelişen yapılar. a ve c. Çağlayan Formasyonu içinde bir kireçtaşı bloğunda gelişmiş, sol yönlü bir atımı gösteren fay kertikleri. b. Bir mermer bloğunda fay çizikleri. d. Bozarmut ve Bulak Birimleri faylı dokanağında gelişmiş fay breşleri.	230
Şekil 4. 202: Bulak- Kıvrım eksen düzlemleri (25 adet)	231

Şekil 4. 203: Karapınar Birimi'ne ait bir metavolkanoklastik kaya örneğinde, ufak taneli matriksle sarmalanmış σ tipi plajioklas porfiroklastı. a. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 11-79.....	232
Şekil 4. 204: Metavolkanoklastik bir kayada gelişmiş domino yapıları. Doğru ışık. Örnek no: 11-80.....	233
Şekil 4. 205: Bulak Birimi'ne ait fillatlarda, kuvarşça zengin seviyede gelişmiş "S" kıvrımı. a. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 11-185.....	234
Şekil 4. 206: Epidotça zengin seviyeler (a) ve kuvars damarının (b) oluşturduğu izoklinal kıvrımlar. Foliasyonların eksen düzleli foliasyonu olarak geliştiği görülmektedir. Çapraz ışık. Örnek no: 12-329.....	234
Şekil 4. 207: Fillatları kesen kuvars damarlarında kopma ve kıvrımlanmalar. a. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 11-81.....	234
Şekil 4. 208: Bulak Birimi'ne ait bir kuvarşit örneği. a. Önce, sünek deformasyonun gerçekleşmesiyle oluşan kuvars bantlarının, gevrek deformasyon evresinde kırılmasıyla oluşan mikro faylar boyunca ötelenmesi. b. Mikro fay zonlarında gelişmiş fay breşleri. Doğru ışık. Örnek no: 12-24.....	235
Şekil 4. 209: Fillatlarda biri daha az belirgin olmak üzere gelişmiş iki farklı foliasyon. Çapraz ışık. Örnek no: 11-196.....	235
Şekil 4. 210: Sarpun Metamorfiti - Fillat örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Kuvars ve albitçe zengin seviyelerde gelişmiş bir kapalı kıvrım. Doğru ışık. b. Çapraz ışık.....	236
Şekil 4. 211: a. Fillatlarda gelişmiş S-C yapıları. Doğru ışık. b. Kuvars mineralinin oluşturduğu ϕ tipi porfiroklast morfolojisi. Doğru ışık. Örnek no: 1759.....	236
Şekil 4. 212: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir fillat örneğinde üç farklı deformasyon fazının gelişimi. Örnek no: 11-146.....	237
Şekil 4. 213: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir fillat örneğinde, opak bir mineral (pirit) etrafında gelişmiş gerilme şeritlerinde kuvars lifleri. Çapraz ışık. Örnek no: 11-119. (Şematik çizim, Passchier ve Trouw, 1998).....	238
Şekil 5. 1: Sarpun Metamorfiti'ne ait beyaz mikaların Si (p.f.u)'ye karşılık Al_{Top} (p.f.u) grafiği.....	243
Şekil 5. 2: Sarpun Metamorfiti'nden elde edilen zirkonların Mesozoyik ve Paleozoyik'deki dağılımları (Koyu mavi simgeler %90-110 arası konkordan, açık mavi simgeler %75-90 arası konkordan ölçümleri göstermektedir).....	247
Şekil 5. 3: Sarpun Metamorfiti ile eş yaşlı Çağlayan Formasyonu ve Martin Kompleksi örneklerinin zirkon yaş dağılımlarının karşılaştırılması.....	249

Şekil 5. 4: Orta Pontidlerin jeoloji haritası (Okay 2013'ten alınmış ve harita üzerine Ustaömer ve Robertson 1997'de rapor edilen radyometrik yaş tayini bulguları eklenmiştir). Siyah dörtgen inceleme alanının yerini göstermektedir.....	258
Şekil 5. 5: Devrekâni-Örenbaşı Köyü batısında açılmış krom ocağı mostralarında, metaofiyolitleri kesen dasitik dayk.....	259
Şekil 5. 6: Orta Pontidler'de Orta Jura metamorfizması ve magmatizması (Okay vd., 2014).....	260
Şekil 5. 7: Okay ve diğ. 2013'e göre Orta Pontidler'de Avrasya güney kenarının tektonik evrimi. Bu modelde Çangaldağ yayının altına doğru bir yitimin olmadığına dikkat ediniz.	262
Şekil 5. 8: Ustaömer ve Robertson 1993'e göre Orta Pontidlerde yüzeyleyen birimlerin tektonik ortamları.	263
Şekil 5. 9: Okay ve diğ. (2015)'e göre çalışma alanının da yer aldığı bölgenin Üst Triyas palaeocoğrafya haritası.....	264
Şekil 5. 10: İnceleme alanı ve yakın çevresindeki Jura magmatizması.	266
Şekil 5. 11: İnceleme alanının önerilen tektonik evrimi.	270

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 5. 1: Çangaldağ Kompleksi metabazalt örneklerinin tektonik ayırt diyagramlarında yer aldığı alanların listesi.	242
--	-----



SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

Kısaltmalar	Açıklama
Bon	: Boninite
CAB	: Calk-Alkaline Basalt
Ga	: Giga annum (Milyar yıl)
IAT	: Island Arc Toleiite
LIP	: Large Igneous Province (Büyük magmatik saha)
LOI	: Loss on ignition
MORB	: Middle Ocean Rift Basalts
MPa	: MegaPascal
My	: Milyon Yıl
ppm	: parts per million
XRD	: X-Ray Diffraction

ÖZET

[DOKTORA TEZİ]

[ÇANGALDAĞ KOMPLEKSİ VE İLİŞKİLİ TEKTONİK BİRLİKLERİN PETROLOJİSİ, JEOKRONOLOJİSİ VE TEKTONİK EVRİMİ, KASTAMONU]

[Özge KARSLIOĞLU TURGUT]

İstanbul Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

[Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı]

Danışman : [Prof. Dr.] [Timur USTAÖMER]

[II. Danışman: Prof. Dr. Alastair ROBERTSON]

[Bu çalışma, Tetis Okyanusu'nun Erken Mesozoik ve Geç Mesozoyik-Erken Senozoyik'teki evriminin kayıtlarını tutmuş, Paleotetis ve Neotetis'e ait farklı kıtasal ve okyanusal birlikleri içeren Orta Pontidler'de gerçekleştirilmiştir. Çalışma kapsamında, Taşköprü (Kastamonu) KD'sunda kritik bir alanda bu okyanusal birliklerden biri olan Çangaldağ Kompleksi ve benzer yaş konağında metamorfizmaya uğramış ve metamorfizma göstermeyen kaya toplulukları ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bölgenin tektono-stratigrafisi kurularak, jeokronolojik ve jeokimyasal verilerin yardımıyla Orta Pontidler'in bu dönemdeki evrimine ışık tutulması amaçlanmıştır. Bu çalışmada Çangaldağ Kompleksi yaklaşık 200 km²'lik bir alanda ilk kez ayrıntılı olarak haritalanarak dört farklı birime ayrılmıştır. Bu birimlerden Sarpun Metamorfiti, ilk kez bu çalışmada tanımlanarak yaşlandırılmıştır.

İnceleme alanı, birbirinden yaklaşık D-B doğrultulu bir makaslama hattı boyunca ayrılan Güney ve Kuzey olmak üzere iki farklı blokta yer alan tektonik birliklerden oluşmaktadır. Güney Blok tamamen metamorfik, Kuzey Blok ise metamorfik olmayan birimlerden oluşmaktadır.

Güney Blok'ta, Çangaldağ Kompleksi birbiriyle tektonik dokanaklı dört farklı birimle temsil edilmektedir. Karapınar Birimi, yer yer metalav ve lav breşi seviyeleriyle ardalı metavolkanoklastik kayalardan meydana gelmektedir. Birime ait jeokimyasal veri, lavların ada yayı toleyiti bileşiminde olup bir yitim zonu üstünde püskürdüğünü göstermektedir. İçerdiği

tipik yeşilşist fasiyesi mineral topluluğunun yanı sıra, metavolkanoklastiklerde ribekit türü amfibollerin varlığı, birimin bu fasiyesin daha yüksek basınca sahip koşullarında metamorfizmaya uğradığına işaret etmektedir. Bu birim, güneyinde bulunan örtü birimleri üzerine Ekinveren Fayı boyunca itilmiştir, Bulak Birimi ile ise tektonik olarak üzerlenmektedir. Bulak Birimi'ndeki başlıca litolojiyi oluşturan ve geniş alanlar kaplayan fillatlar, yer yer metavolkanoklastik kayalarla yanal ve düşey olarak geçiş göstermektedir. Bulak Birimi Bozarmut Birimi ile tektonik olarak üzerlenmektedir. Bozarmut Birimi, başlıca bazaltik metalavlarla temsil edilmektedir. Birim içindeki ikincil litoloji, metariyolitlerdir. Metariyolit seviyelerinden elde edilen zirkonlardan yapılan U-Pb yaş analizi ile 164.7 ± 2.3 My (Orta Jura – Kalloviyen) yaşı elde edilmiştir. Bu metavolkanik istif, birçok farklı lokasyonda, ufak metagranitik stoklarla kesilmektedir. İki farklı lokasyona ait örneklerdeki zirkonlarda yapılan U-Pb yaş analizi sonucunda 156.61 ± 1.91 My (Üst Jura- Kimmericiyen), 163.2 ± 1.3 My (Üst Jura – Oksfordiyen) ve 159.1 ± 1.1 My (Üst Jura-Oksfordiyen) yaşları elde edilmiştir. Jeokimyasal özellikleri birimin, bir yitim zonunun üstünde gelişmiş okyanus içi bir magmatik yayın parçası olduğuna işaret etmektedir. Güneyde Karapınar Birimi üzerinde yer alan Bulak Birimi, kuzey dokanağında Sarpun Metamorfiti üzerinde tektonik olarak yer almaktadır. Sarpun Metamorfiti, tabanda mermer seviyesiyle başlar. Üste doğru fillatların baskın olduğu, metavolkanojenik kayalar, kuvars-kalkşist ve kalkşistlerle ardalandığı bir istif sunar. Bu istif içine, farklı lokasyonlarda serpantin dilimlerinin yerleştiği saptanmıştır. Sarpun Metamorfiti'ne ait bir metakumtaşı örneğinden elde edilen kırıntılı zirkonların U-Pb yaş analizleri sonucunda birimin maksimum çökme yaşı 136.8 My (Alt Kretase – Valanjiniyen) olarak hesaplanmıştır.

Kuzey Blok'un stratigrafisinde tabanda Akgöl Formasyonu yer alır. Akgöl Formasyonu kumtaşı-şeyl ardalmasıyla temsil edilir. Akgöl Formasyonu, Kayadibi Plütonuna ait stoklarla kesilmiş ve yer yer hornfelsleşmiştir. Kayadibi Plütonu, granitik, diyoritik ve gabroik fazları bir arada bulduran bir magmatik küttedir. Bu çalışma kapsamında birime ait bir diyorit örneğindeki zirkonlarda yapılan U-Pb yaş analizi ile 166.7 ± 1.1 My (Orta Jura – Batoniyen) kristalizasyon yaşı elde edilmiştir. Yine diyorit örneklerindeki piroksen ve amfibol minerallerinde yapılan mineral kimyası analizleri sonucunda Plüton'un oluşum sıcaklıkları $859-910$ °C arasında ve yerleşme derinlikleri de $46-124$ MPa arasında hesaplanmıştır. Jeokimyasal özellikleri, Plüton'un magmatik bir yay ortamında oluştuğunu göstermektedir.

Gerek Akgöl Formasyonu gerekse de Kayadibi Plütonu üzerine uyumsuz olarak, başlıca kumtaşı ve granit çakılları içeren Bürnük Formasyonu gelir. Daha üstte ise neritik kireçtaşlarından oluşan İnaltı Formasyonu yer alır. İnaltı Formasyonu üzerinde ise Kuzey Blok'un silttaşı-kumtaşı-şeyl aradalanmasından oluşan en genç birimi Çağlayan Formasyonu uyumlu olarak yer almaktadır.

İnceleme alanının en güneyinde bulunan örtü birimleri, Kastamonu-Boyabat – Havzası'na ait çökellerdir. Kapanboğazı Formasyonu, pembe renkleriyle karakteristik, pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu formasyon üst dokanağında andezitik-bazaltik konglomerelerin yer yer kumtaşı ve şeyllerle ardalandığı Yemişliçay Formasyonu ile geçişlidir. Yemişliçay Formasyonu üzerinde, gittikçe sığlaşan bir ortamda çökelen Akveren Formasyonu'na ait bol fosilli kireçtaşları, uyumlu olarak yer alır. Çangaldağ Kompleksi, Ekinveren Fayı boyunca bu örtü birimlerinin üzerine tektonik olarak itilmiştir.

Kuzey ve Güney Blok'tan elde edilen jeokimyasal veriler, her iki bloktaki Jura yaşlı felsik magmatizmanın yitim zonu üstü ortamında oluştuğuna işaret etmektedir. Kuzey Blok'ta yer alan Orta Jura magmatizması, And-tipi bir kıta kenarı yayının; Güney Blok'taki Orta-Üst Jura

felsik magmatizması ise okyanus içi bir yayın ürünü olmalıdır. Bu iki farklı magmatizma, iki farklı yitim zonunun ürünüdür. Sarpun Metamorfiti, Kuzey Blok'un güney kenarı boyunca gerçekleşen yitim sırasında gelişmiştir.

Çangaldağ Kompleksi'ne ait farklı birimlerinden elde edilen kıvrım eksenleri ve lineasyon gibi çizgisel unsurların DKD-BGB gidişli olması, bu birimlerin benzer deformasyona sahip olduğunu göstermektedir. Yapısal unsurların paralellik göstermesi, Güney Blok'ta bulunan dört birimin bir araya geldikten sonra, birlikte deformasyona uğradığına işaret etmektedir. Alt Kretase ve sonrası yaşlı olan Sarpun Metamorfiti'nin de benzer deformasyona uğraması, bu birimlerin Alt Kretase ve sonrasında hep birlikte deforme olduklarını düşündürmektedir.

İnceleme alanında Kuzey ve Güney Blok sınırı yüksek açılı bir fay zonu olup bu fay zonunun Çağlayan Formasyonu'nun çökeliminin ardından, olasılıkla Alt Eosen sonrasındaki bir dönemde yeniden çalıştığına işaret etmektedir. |

[Ekim 2017], [389] sayfa.

Anahtar kelimeler: [Orta Pontidler, Çangaldağ Kompleksi, Tetis, Sarpun Metamorfiti, Jeokronoloji |

SUMMARY

[Ph.D. THESIS]

**[PETROLOGY, GEOCHRONOLOGY AND TECTONIC EVOLUTION OF
THE ÇANGALDAĞ COMPLEX AND ASSOCIATED TECTONIC UNITS,
KASTAMONU]**

[Özge KARSLIOĞLU TURGUT]

İstanbul University

Institute of Graduate Studies in Science and Engineering

[Department of Geological Engineering]

Supervisor : Prof. Dr. [Timur USTAÖMER]

[Co-Supervisor Prof. Dr. Alastair ROBERTSON]

[This work has been carried out in the Central Pontides which contains different continental and oceanic assemblages of Paleotethys and Neotethys, keeping records of the Early Mesozoic and Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Tethyan Ocean. Within the scope of the study, the Çangaldağ Complex, one of these oceanic assemblages and the similar aged metamorphosed and non-metamorphosed rock assemblages were examined in detail on a critical area at northeastern of Taşköprü (Kastamonu). It was aimed to shed light on the evolution of the Central Pontides by establishing of tectono-stratigraphy of the region with the help of geochronological and geochemical data. In this study, the Çangaldağ Complex was mapped in detail on an area of about 200 km² for the first time and divided into four different units. The Sarpun Metamorphics among these units was distinguished for the first time in this study.

The study area can simply be divided into two blocks, separated by an E-W trending tectonic line. The Southern Block is composed of completely metamorphic and the Northern Block is composed of non-metamorphic units.

In the Southern Block, the Çangaldağ Complex is represented by four different tectonic units. The Karapınar Unit is composed of metavolcanoclastic rocks alternating with metalava and lava breccia levels. The geochemical data indicate that the lavas are of island arc tholeiitic composition and erupted above a subduction zone. In addition to the typical greenschist facies

mineral assemblage, the presence of ribeckite-type amphiboles in metavolcanoclastics indicates that the unit underwent higher pressure metamorphism of this facies. This unit was thrust along the Ekinveren Fault over the cover units located to the south, and it is overlain tectonically by the Bulak Unit. The phyllites, forming the main lithology in the Bulak Unit and covering large areas, occasionally transitional laterally and vertically with metavolcanoclastic rocks. Bulak Unit is tectonically overlain by the Bozarmut Unit. The Bozarmut Unit is mainly represented by basaltic metalavas. The secondary lithology within the unit is metarhyolites. The U-Pb age analysis of the zircons obtained from metarhyolite yielded an age of 164.7 ± 2.3 Ma (Middle Jurassic-Callovian). This metavolcanic sequence is cut by small metagranitic stocks at many different locations. Zircons from two metagranite stocks, dated by U-Pb method, gave ages of 156.61 ± 1.91 Ma (Upper Jurassic-Kimmeridgian), 163.2 ± 1.3 Ma (Upper Jurassic-Oxfordian) and 159.1 ± 1.1 Ma (Upper Jurassic-Oxfordian). The geochemical features indicate that the unit is a part of an oceanic magmatic arc developed above a subduction zone. The Bulak Unit, located on the Karapınar Unit in the south, is tectonically located on the Sarpun Metamorphics in the northern contact. The Sarpun Metamorphics starts with marble at the base. It continues with the alternation of metavolcanogenics, quartz-calcschists, and calcschists while phyllites are predominant. In this sequence, serpentinite slices were found at different locations. The maximum sedimentation age of the unit was calculated to be 136.8 Ma (Lower Cretaceous - Valanginian) as a result of the U-Pb age analysis of the detrital zircons obtained from a sample of a meta-clastic rock from the Sarpun Metamorphics.

The stratigraphy of the northern block contains the Akgöl Formation at the base. The Akgöl Formation is represented by sandstone-shale alternation. The Akgöl Formation was cut by stocks of Kayadibi Pluton and metamorphosed into hornfels locally. The Kayadibi Pluton is a magmatic mass containing a combination of granitic, dioritic and gabbroic phases. In this study, the U-Pb age analysis of zircons in a diorite sample yielded 166.7 ± 1.1 Ma (Middle Jurassic-Bathonian) crystallization ages. As a result of the mineral chemistry analyzes made on the pyroxene and amphibole minerals in the diorite samples, the formation temperatures of Pluton were calculated between 859-910 °C and the depth of emplacement between 46-124 MPa. Its geochemical characteristics indicate that Pluton was formed in a magmatic arc environment. Both the Akgöl Formation and the Kayadibi Pluton are unconformably overlain by the Bürnük Formation which consists mainly of sandstones and conglomerates rich in granite pebbles. At the top is İnaltı Formation which is composed of neritic limestones. On the İnaltı Formation, the youngest unit consisting of siltstone-sandstone-shale intercalations of the North Block is conformable with the Çağlayan Formation.

The cover units are the deposits of the Kastamonu-Boyabat-Basin which are located at the south part of the study area. The Kapanbogazi Formation is composed of pink pelagic limestones. This formation is transitional with the Yemişlicay Formation where the andesitic-basaltic conglomerates are intercalated with sandstones and shales in the upper contact. Abundant fossiliferous limestones belonging to the Akveren Formation, which deposited in shallowing upward environment unconformably overlies the Yemişlicay Formation.

The geochemical data obtained from the Northern and Southern Blocks indicate that the Jurassic felsic magmatism in both blocks is formed above a supra-subduction zone. The Middle Jurassic magmatism in the Northern Block should be the product of an Andean-type continental margin while the Middle-Upper Jurassic felsic magmatism in the Southern Block represents an intra-oceanic arc. These two different magmatism are the products of two different subduction

zones, one located near the S Eurasian margin and the other way to the south. Sarpun Metamorphics developed during the subduction of the southern margin of the North Block.

The fact that the linear elements such as the fold axis and the lineation obtained from the different units belonging to Çangaldağ Complex have ENE-WSW trend shows that these units have similar deformation. The coherence of the structural elements suggests that the four units in the Southern Block were deformed together, after they have come together. The similar deformation of the Lower Cretaceous and later aged Sarpun Metamorphite suggests that these units are deformed together in Lower Cretaceous and later.

In the study area, the Northern and Southern Block boundary is a high-angle fault zone indicating that this fault zone has been reworked after the deposition of the Çağlayan Formation, possibly at a time after the Lower Eocene.

[October 2017], [389] pages.

Keywords: [Central Pontides, Çangaldağ Complex, Tethys, Sarpun Metamorphics, Geochronology]

1. GİRİŞ

Tetis, Pangea'yı oluşturan Lavrasya ve Gondwana kıtalarını birbirinden ayıran, batıya doğru bir üçgen şeklinde daralan büyük bir okyanustur (Suess, 1893; Wilson, 1963; Bullard ve diğ., 1965; Ziegler ve diğ., 1979; Smith ve diğ., 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981). Türkiye'nin de yaklaşık 1500 km uzunluklu bir kesimini oluşturduğu Alp-Himalaya dağ kuşağı Tetis Okyanusu'nun kapanmasının bir ürünüdür. Tetis Okyanusu, Paleozoyik'ten Senozoyik'e kadar uzanan bir zaman dilimi içinde açılmış ve kapanmış bir dizi okyanusal havzayı temsil etmektedir (Metcalf, 1999). Bu nedenle, Tetis'in evrimi, hem Türkiye Jeolojisi hem de dünya ölçeğinde en tartışmalı ve araştırmacılar için en merak uyandıran konulardan biridir. Farklı araştırmacılarca uzun yıllardır yapılan çalışmalarda, Türkiye'de özellikle kuzey Tetis'in evrimine ilişkin farklı modeller öne sürülmüş (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1984; Şengör, 1984; Robertson ve Dixon, 1984; Adamia ve diğ., 1977; Dercourt ve diğ., 1986); daha sonra bu modeller stratigrafik, yapısal, jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalar ile test edilmiş (Yılmaz ve Boztaş, 1986; Marron, 1985; Tüysüz, 1990; Ustaömer ve Robertson, 1994, 1997; Yılmaz ve diğ., 1997; Robertson ve diğ., 2004; Okay ve diğ. 2006; 2008, 2014; Dilek ve Thy, 2006; Topuz ve diğ. 2013a, b; Çelik ve diğ. 2011, 2016; Aygül ve diğ. 2015, 2016; Sarıfakıoğlu ve diğ. 2017) ve halen test edilmeye devam edilmektedir.

Türkiye'de Tetis'in evrimi birçok araştırmacıya göre Paleotetis ve Neotetis olarak isimlendirilen iki ana faza ayrılmaktadır. Tetis terimi, Paleo ve Neotetis ile onlara ait kenarları kapsamaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Şengör (1979)'a göre Paleotetis, Triyas boyunca Gondwana'dan riftleşmiş Kimmerid kıtasının Lavrasya ile çarpışması sonucu Orta Mesozoyik'de kapanmıştır. Bu kapanma sonrasında, Türkiye'de iki okyanusal bölge kalmıştır; çok kollu kuzey Neotetis (Intra-Pontid, İzmir-Ankara-Erzincan ve İç Toros Okyanusları) ve göreceli olarak daha basit güney Neotetis kolları (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Pontidler, Paleotetis ve Neotetis Okyanusları'nın farklı kollarının kapanmasıyla oluşmuş, birbirinden farklı kıtasal ve okyanusal birlikleri içeren ve Avrasya'nın Tetis Okyanusu'na olan kenarının en iyi gözlendiği bölgelerden biridir. Bu bölge ayrıca Tetis havzalarının evrimiyle ilişkili Variskan, Kimmerid ve Alpin orojenezlerinin izlerini de içermektedir. Bu nedenlerle, özellikle Orta Pontidler, Tetis Okyanusu'nun Erken Mesozoik ve Geç Mesozoik-Erken

Senozoik evrimi ile ilişkili tektono-stratigrafisinin incelenmesi için önemli bir kesişim noktasıdır. Bölgede bulunan D-B uzanımlı tektonik birimler yitim-yığışım ve Güney Avrasya kenarının gelişimine dair önemli veriler sunmaktadırlar.

Orta Pontidler başlıca dört farklı tektonik birlikten oluşmaktadır. Bunlar içinde Devrekâni Metamorfiti kıtasal; Çangaldağ, Küre ve Domuzdağ Kompleksleri ise okyanusal birlikleri temsil etmektedir (Yılmaz ve Şengör, 1985; Tüysüz 1990; Ustaömer ve Robertson, 1994, 1997). Evrimle ilişkili olarak sunduğu litolojik, yapısal ve stratigrafik veriler nedeniyle Çangaldağ Kompleksi, bu birlikler içinde ayrıca dikkat çekmektedir. Okyanusal yay olarak tanımlanmış Çangaldağ Kompleksi, bölgede gerçekleşen dalma-batmanın yaşı ve bu dalma-batmayla hangi tektonik birliklerin ilişkili olduğuna, bir başka deyişle, paleocoğrafik yorumlara dair önemli veriler içermektedir. Çangaldağ Kompleksi ile ilişkili Küre Kompleksi, Domuzdağ Kompleksi, Devrekâni Metamorfiti gibi tektonik birliklerin aynı paleocoğrafyayı paylaşıp paylaşmadıkları, bu tezin ışık tutmaya çalıştığı konulardan biri olmuştur.

Çangaldağ Kompleksi levha dayklar ve bazik lavlardan oluşan bir ofiyolitik temel üzerinde imbrike olmuş bazik ve evrimleşmiş volkanik/volkanoklastikler ile fillatlardan oluşan bir kaya topluluğu olarak tanımlanmıştır (Ustaömer ve Robertson, 1990). Çangaldağ Kompleksi doğuda Boyabat'tan batıda Kastamonu'ya kadar yayılım gösteren, yaklaşık 70 km uzunluklu ve kuzey-güney yönünde yaklaşık 20 km genişlikli bir kuşakta yüzeyler. Bu tez kapsamında, Taşköprü ilçesinin (Kastamonu) kuzeydoğusunda Çangaldağ Kompleksi'nin yüzeylediği alanın yaklaşık 200 km² lik bir kısmı ayrıntılı olarak çalışılmış ve 1/25.000 ölçeğinde haritalanmıştır. Bu çalışma sonucu Çangaldağ Kompleksi birbirleriyle tektonik dokanaklı dört farklı birime ayrılmıştır. Haritalama alanının kuzey kesimi Mesozoyik dönemi için Avrupa güney kıta kenarını temsil eden kaya topluluklarını kapsar ve Çangaldağ Kompleksi ile olan sınırı yüksek açılı bir tektonik hattır. Kuzey blok olarak adlandırılmış bu alanda, Küre Kompleksi'ne ait türbiditik kumtaşı-şeyl istifini temsil eden Akgöl Formasyonu (Ketin ve Gümüş, 1962), Orta Jura yaşlı granitler, Geç Jura-Erken Kretase aralığında çökelmiş kırıntılı ve karbonatlar yer alır. Çangaldağ Kompleksi'nin inceleme alanındaki güney sınırında ise Kastamonu-Boyabat Havzası çökelleri yer alır.

Aşağıdaki bölümlerde inceleme alanının tektono-stratigrafisi sunulmuş ve her bir birimin saha özellikleri ayrıntılı olarak tanımlanmıştır.

Arazi çalışmaları sırasında sistematik olarak toplanmış örnekler, ince kesit, jeokimya ve yaş analizleri için farklı simgeler kullanılarak haritaya işlenmiş, numune haritası hazırlanmıştır (EK 21). Bu numunelere ait 500 ince kesit üzerinde yapılan petrografik çalışmalarla mineral parajenezleri belirlenmiş; ufak taneli örneklerde ayrıca XRD çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Plütonik ve metasedimenter kayaların mineral kimyalarının ve dolayısıyla oluştukları sıcaklık-basınç koşullarının saptanması amacıyla Edinburgh Üniversitesi'nde mikroprob analizleri yapılmış ve elde edilen veriler farklı yazılımlarla değerlendirilmiştir. Kayaçların jeokimyasal özelliklerinin ortaya konması amacıyla Edinburgh Üniversitesi ve Acme Laboratuvarları'nda farklı zamanlarda XRF ve ICP-MS analizleri gerçekleştirilerek sınıflama - kaynak alan - tektonik ortam gibi sonuçlara ulaşılmıştır. Bu çalışmanın uzun ve zahmetli kısmını ise LA-ICP-MS tekniği ile U-Pb zirkon yaş analizi oluşturmuştur. Çalışma alanında farklı kaya türlerinden alınan yüzlerce kilo örnekten zenginleştirilen zirkonlar, Bulgar Bilimler Akademisi, Jeoloji Enstitüsü Laboratuvarı'nda yaşlandırılarak, birimlerin kristalizasyon ve maksimum çökme yaşları elde edilmiş, bu yaşlar, bölgenin tektonik evrimine ışık tutmuştur.

Bu tez 5 bölümden oluşmaktadır. Giriş bölümünün ardından 2. Bölüm'ü Bölgesel Jeoloji, Önceki Çalışmalar ve İnceleme Alanının Tanıtımı oluşturmaktadır. 3. Bölüm'de bu çalışmanın veri toplama ve analizlerin gerçekleştirilme süreçleri "Malzeme ve Yöntem" başlığı altında ayrıntılı olarak anlatılmaktadır. 4. Bölüm'de saha ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler sunulmaktadır. Tektonostratigrafi başlığı altında her bir birimin başta saha gözlemlerine dayalı kaya türü özellikleri olmak üzere diğer birimlerle olan dokanak ilişkileri ve fosil kapsamı/yaş verileri ayrıntılı olarak anlatılmaktadır. Yine bu bölümde "Petrografi" başlığı altında farklı kaya topluluklarının mineralojik bileşim, doku gibi özellikleri, polarizan mikroskobu ve XRD çalışmaları yardımıyla ortaya konmaktadır. Ardından, jeokimya analizlerine değinilmekte ve bu analizlere dayanılarak yapılan jeokimyasal sınıflama, ana ve iz element ayrışma trendleri, kaynak alan/tektonik ortam değerlendirmeleri verilmektedir. Yine bu bölümde, plütonik ve metasedimenter kayalarda gerçekleştirilen "Mineral Kimyası" çalışmalarına ait veriler, ilgili diyagramlar ve hesaplama sonuçlarıyla birlikte sunulmaktadır. 4. Bölüm'ün bir diğer alt başlığını "Jeokronoloji" oluşturmakta ve Çangaldağ Kompleksi ve ilişkili tektonik birliklere ait U-Pb zirkon yaş analizleri bu başlık altında ayrıntılı olarak anlatılmaktadır. Saha çalışmalarında elde edilen yapısal verilere ait değerlendirmeler, bu bölümün son konusudur. 5.ve son bölüm ise, bu tez kapsamında, Çangaldağ Kompleksi ve

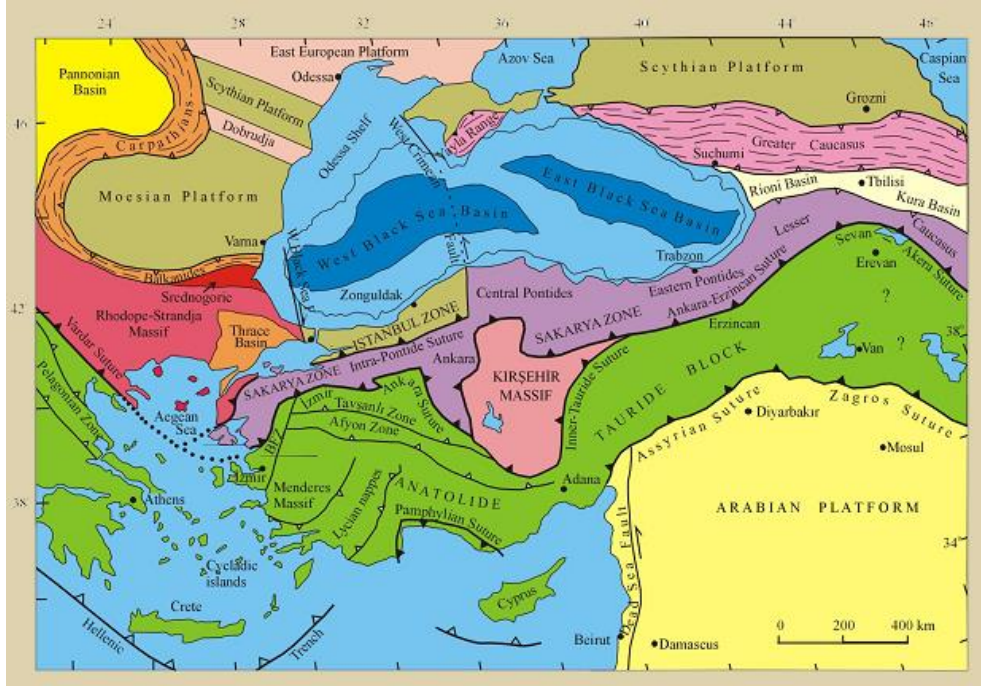
ilişkili tektonik birliklere ait elde edilmiş tüm verilerin tartışıldığı ve bu tartışma ışığında varılan tüm sonuçların sunulduğu bölümdür. |



2. GENEL KISIMLAR

2.1. BÖLGESEL JEOLoji

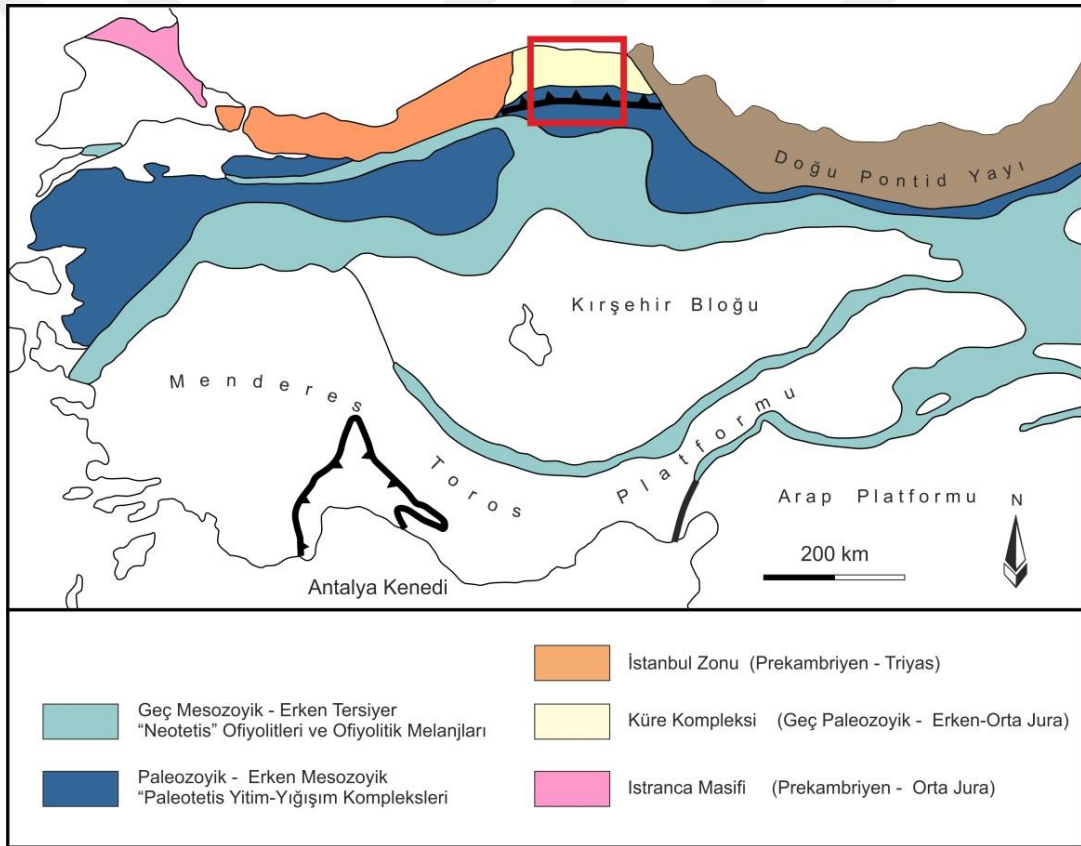
Türkiye, Tetis okyanusunun kapanmasıyla oluşmuş bir tektonik yapı çerçevesinde, birbirinden farklı kıtasal ve okyanusal birliklerin bir arada bulunduğu bir bölgede yer almaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Okay, 1989; Okay ve Tüysüz, 1999) (Şekil 2. 1). Pontidler batıda Trakya'dan doğuya doğru Gürcistan'a kadar uzanan, Türkiye'nin kuzey kıyılarını oluşturan karmaşık bir sıkışma kuşağıdır (Robinson, 1997). Güneyde Tetis Okyanusu'nun kapanmasıyla Mesozoyik ve Erken Tersiyer boyunca bir araya gelmiş ofiyolitlerle birlikte geniş bir yitim-yığışım kompleksi ile sınırlanmıştır. Pontidler, Batı, Orta ve Doğu Pontidler olmak üzere üç coğrafi alana ayrılmaktadır. Bu ayrım, her bir bölgenin sıkışma, gerilme ve doğrultu atımlı deformasyonları olan, kendine has karakteristik geçmişe sahip olmasına dayanmaktadır (Robinson, 1997; Yılmaz ve diğ., 1997).



Şekil 2. 1: Türkiye ve çevresindeki kenet kuşaklarını ve kıtasal blokları gösteren jeoloji haritası (Okay ve Tüysüz, 1999).

İnceleme alanının bulunduğu Orta Pontidler, batıda İstanbul Zonu, doğuda Doğu Pontid Yayı, güneyde Geç Mesozoyik ofiyolitleri ve ofiyolitik melanjlari ve kuzeyde Karadeniz ile sınırlıdır (Şekil 2. 2).

Kıtasal bir blok olan İstanbul Zonu (Okay, 1989), farklı araştırmacılarca İstanbul Napı (Şengör ve Yılmaz, 1983) ve İstanbul Fragmanı (Ustaömer ve Robertson, 1993) olarak da adlandırılmıştır. Prekambriyen yaşlı, gnays, metaofiyolit, metagranitoid ve metavolkanik türünde kayalardan oluşan bir temelin (Arpat ve diğ., 1978; Yılmaz ve Tüysüz, 1984, Aydın ve diğ., 1987, Dean ve diğ., 1997, Chen ve diğ., 2002; Ustaömer ve diğ. 2005) üzerine uyumsuz olarak Ordovisiyen-Karbonifer aralığında çökelmiş, Hersiniyen Orojenezi sırasında deformasyona uğramış ve Avrasya'nın güneye bakan pasif kıta kenarı çökelleri olarak yorumlanmış, Paleozoik yaşlı bir istif (İstanbul Paleozoik istifi) (Kaya, 1971; Abdüsselamoğlu 1977; Sayar, 1979; Önalın, 1982; Şengör ve Yılmaz, 1981) ve bu istifi yine uyumsuz olarak örten Triyas ve daha genç yaşlı kaya birimlerinden oluşmaktadır (Görür ve diğ., 1997).

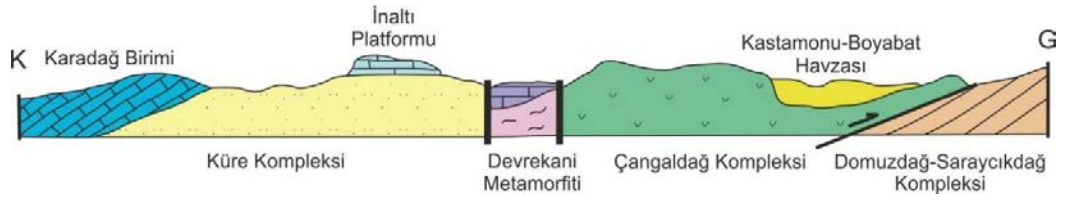


Şekil 2. 2: Türkiye kenet kuşakları haritası ve çalışma alanının bulunduğu Orta Pontidler (Ustaömer ve Robertson, 1994).

Sakarya Zonu, batıda Biga Yarımadası'ndan doğuda Küçük Kafkasya'ya uzanan 1500 km uzunluğunda ve 90 km genişliğindeki uzun bir kıta parçasıdır (Okay, 2000). Güneyindeki Anatolid-Torid Bloğu ile sınırlı, İzmir-Ankara kenedi oluşturmaktadır. İstanbul Zonu, Çangaldağ Kompleksi'ni içeren Sakarya Zonu'ndan Intra-Pontid kenedi ile ayrılmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz 1990; Yılmaz ve diğ. 1995; Robertson ve Ustaömer, 2004;

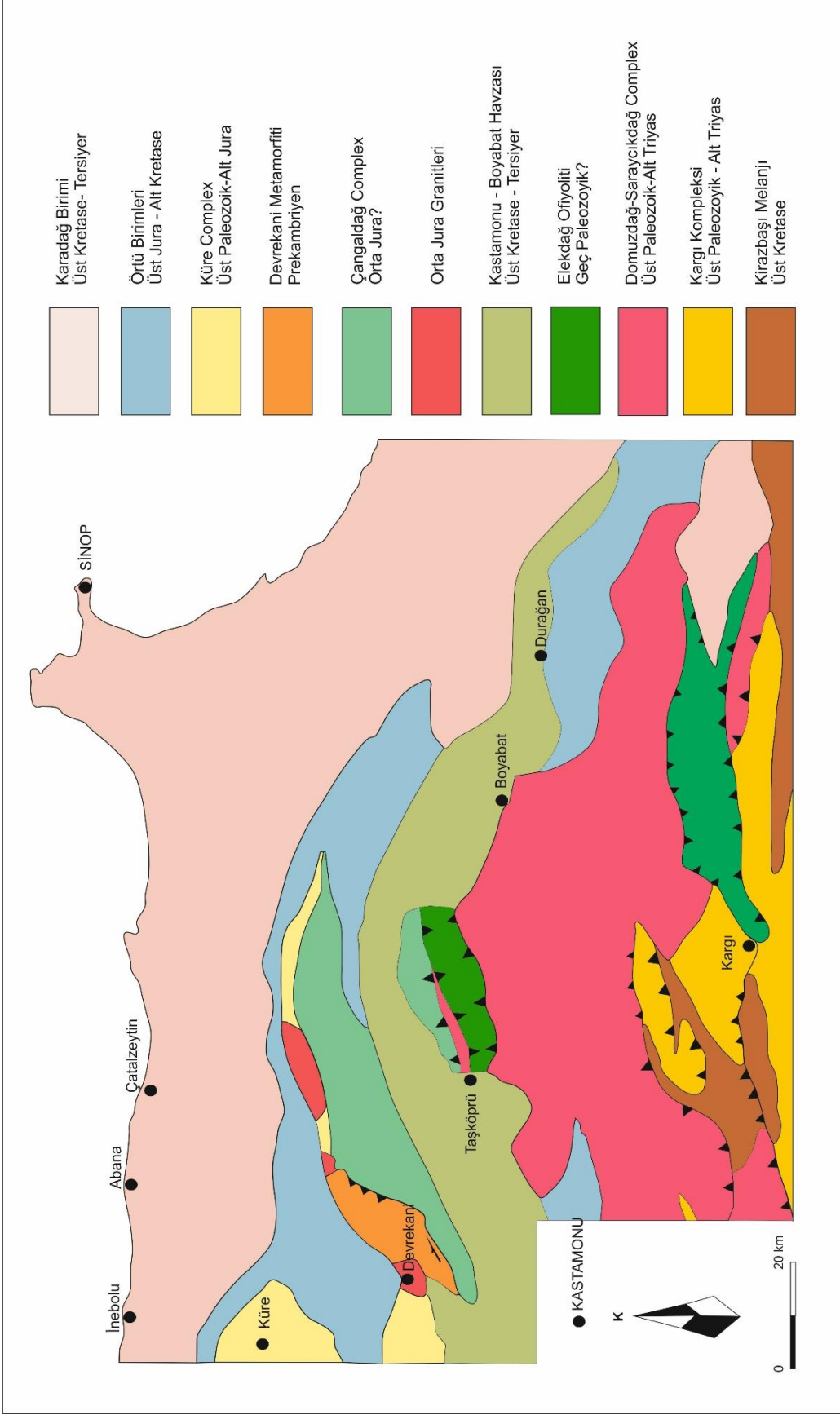
Marroni ve diğ., 2014; Akbayram ve diğ., 2016). Sakarya Zonu, Doğu Pontidler’de, litolojik ve tektonik özelliklerine göre kuzey ve güney olmak üzere iki farklı kısma ayrılmaktadır. Kuzey kısımda Geç Kretase ve Orta Eosen volkanik ve volkanoklastik kayaları baskınken, güney kısımda Geç Kretase öncesi kayaları baskındır (Arslan ve diğ., 1997; Şen ve diğ., 1998; Şen, 2007; Temizel ve diğ., 2012). Doğu Pontidler’in temeli Erken Karbonifer yaşlı metamorfik kayalar, bunları kesen Geç Karbonifer yaşlı granitoidler ve metamorfize olmayan Permo-Karbonifer yaşlı molas çökellerinden oluşmaktadır (Okay and Şahintürk, 1997; Topuz ve diğ., 2004, 2007). Bu temel üzerine Liyas yaşlı birimler uyumsuz olarak gelir (Topuz ve diğ., 2010). Sakarya Zonu’nun Orta Pontid kesiminde bu temel, kıtasal kısmı oluşturan, Karbonifer ve Permian yaşlı granitlerle kesilmiş metamorfik kayalar ve Permo-Triyas yaşlı yitim-yığışım komplekslerinden oluşmaktadır. Temel kayaları, Jura ve daha genç sedimentler örtü birimleri uyumsuz olarak örtülmektedir (Okay ve Tüysüz, 1999; Robertson ve diğ., 2004; Göncüoğlu, 2004).

Daha ayrıntılı incelendiğinde Orta Pontidler’in kuzeyden güneye doğru D-B uzanımlı birçok tektonik birlikten oluştuğu görülmektedir. Bu tektonik birliklerin başlıcaları Küre Kompleksi, Devrekâni Metamorfiti, Çangaldağ Kompleksi, Domuzdağ-Sarayıkdağ Kompleksi ve Kargı Kompleksi’dir (Şekil 2. 4). İki okyanusal kompleks; Güneyde Domuzdağ-Sarayıkdağ Kompleksi ile kuzeyde Küre Kompleksi arasında, bu tezin başlıca konusu olan Çangaldağ Kompleksi ile Devrekani Metamorfiti yüzeylenmektedir (Şekil 2. 3).



Şekil 2. 3: Orta Pontidler’i oluşturan tektonik birliklerin kuzeyden güneye ilişkisini gösterir şematik kesit.

Silisiklastik sedimentler ve eksikli bir ofiyolitin tektonik dilimlerinden oluşan Küre Kompleksi, kuzeyde Üst Kretase-Alt Tersiyer volkanik sedimentler istifi tarafından Karadeniz sahili boyunca uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Ustaömer ve Robertson, 1993; Ustaömer Robertson, 1997). Güneyde ise Orta Jura granitleri ve ilişkili felsik lavlarca kesilmektedir. Yine güneyde, Çangaldağ Kompleksi ve Devrekani Metamorfiti ile tektonik dokanıklı olan kompleks, Üst Jura-Alt Kretase sedimentleriyle uyumsuz olarak örtülmektedir (Ustaömer ve Robertson, 1997).



Şekil 2. 4: Orta Pontidler'in sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Tüysüz, 1990 ve Ustaömer ve Robertson, 1997'den değiştirilerek).

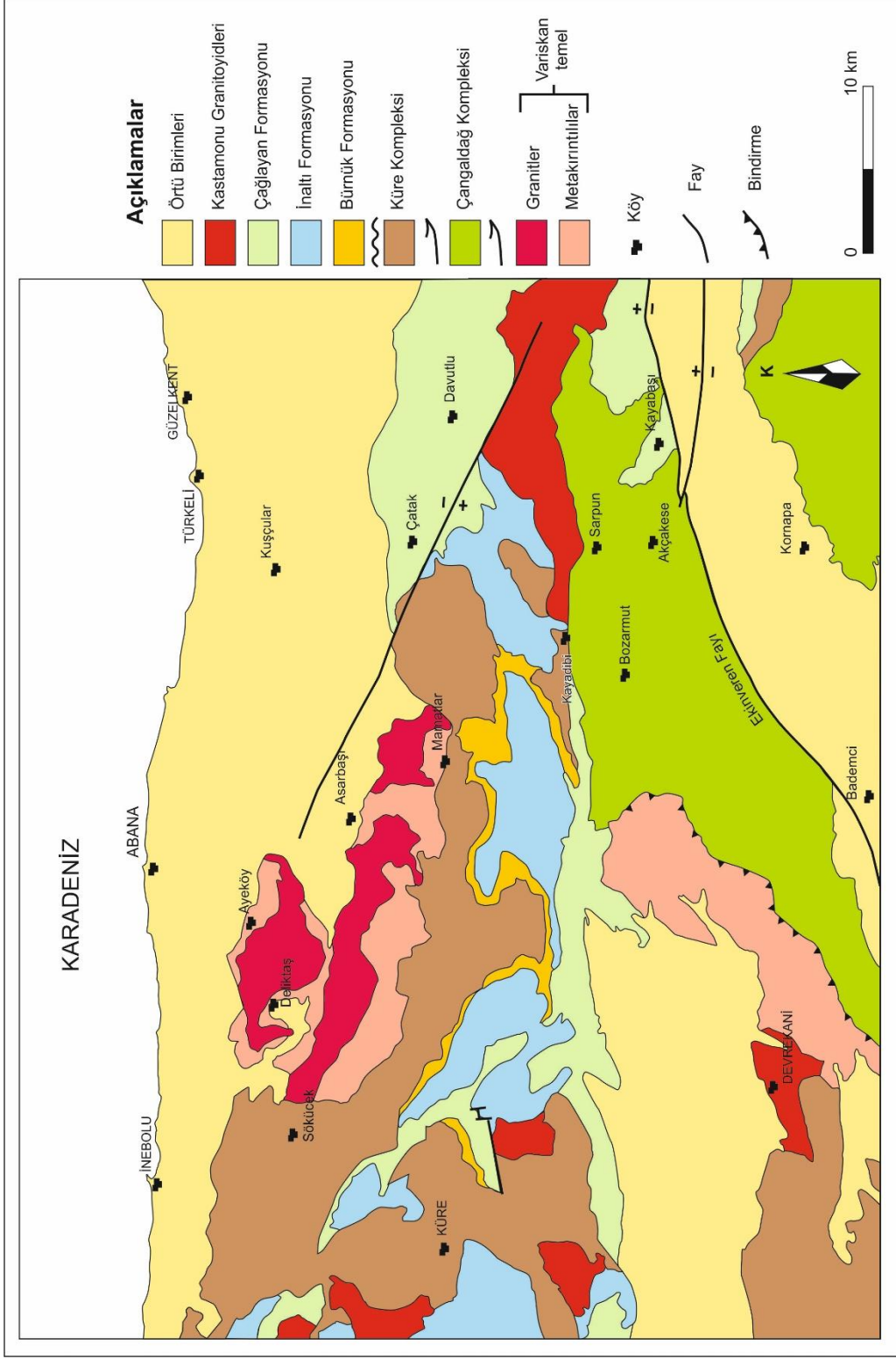
Aydın ve diğ.'nin (1986) yapmış oldukları çalışmada birimden Üst Triyas-Liyas yaşları elde edilmiştir. Aynı çalışmada Dogger ve Üst Pensilvaniyen-Alt Permiyen (?) olarak bulunan diğer yaşlar, palinolojik verilere dayandığından, yeniden işlenmiş olabileceği için çok güvenilir kabul edilmemektedir. Aydın ve diğ. (1995), yapmış oldukları K/Ar yaş tayinine göre de komplekse ait bazaltların yaşını Orta Jura olarak saptamıştır. Yine bu yaş verisi de düşük potasyum içeriği ve hidrotermal alterasyon nedeniyle çok güvenilir bulunmamıştır (Ustaömer ve Robertson, 1997). Yakın zamanda yayınlanan bir diğer çalışmada (Okay ve diğ., 2015) Küre Kompleksi türbiditlerini temsil eden Akgöl Formasyonu içindeki kireçtaşlarından Karniyen ve Noriyen (Üst Triyas) yaşları elde edilmiştir.

Ustaömer ve Robertson (1997)'nin 35 bazalt örneğinde yaptıkları duraylı element jeokimyasına göre örnekler MOR (okyanus ortası sırt) ve IAT (ada yayı toleyiti) kimyası göstermektedir. Bu da yitim zonu üstüne ait püskürme süreçlerini işaret etmektedir. Ayrıca serpantinleşmiş peridotitlerdeki krom spinellere ait Cr/(Cr+Al) oranı da 0.60'dan küçüktür ve dalma-batma zonu üstü bir ortamı göstermektedir. Yaş ve jeokimya verilerinin ışığında Ustaömer ve Robertson (1997), Küre Kompleksi'ni Triyas-Erken/Orta Jura boyunca devam etmiş olan Paleotetis'in kuzey yönlü dalma batması sırasında oluşmuş bir dalma-batma/yitim-yığışım kompleksi olarak tanımlamışlardır. Yakın bir zamanda yapılan bir diğer çalışmada ise izotop ve jeokimyasal veriler ışığında Küre ofiyolitinin yitim zonu üstü ofiyoliti olduğu saptanmıştır (Çelik, 2016; bakınız Önceki İncelemeler)

Devrekâni Metamorfiti, amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış ve oldukça makaslanmış bir kaya topluluğudur. Tabanında gnays ve amfibolitler bulunmakta, bunların üzerine uyumsuz olarak metakarbonatlar gelmektedir (Ustaömer ve Robertson, 1997). Devrekâni Metamorfiti için, İstanbul Paleozoik istifi ile korele edilerek Yılmaz (1980) tarafından Prekambriyen, Tüysüz (1990) tarafından ise Üst Paleozoik yaşları önerilmiştir. Nzegge ve diğ.'nin 2006 yılında bu metamorfiti kesen granitlerden yaptıkları U-Pb zirkon analizlerinden 303–275 My yaş aralığı tespit edilmiştir. Permo-Karbonifer'e karşılık gelen bu yaş aralığına göre Devrekâni Metamorfiti'nin Karbonifer öncesi yaşta olduğu düşünülmüştür. Okay ve diğ., 2014 yılında yapmış oldukları çalışmada Devrekani Metamorfiti'ne ait gnayslardaki biyotitlerden yapmış oldukları Ar-Ar analizi ile metamorfizma yaşının 164 My (Orta-Üst Jura sınırı) olduğunu ortaya koymuşlardır. Gücer ve diğ., (2016) Devrekani Metamorfiti gnayslarını para- ve ortognays olarak ayırtlamışlardır. Ortognayslardan yaptıkları Ar-Ar (biyotit) ve U-Pb (zirkon) yaş analizleriyle, birimin granit/granodiyorit olarak

tanımladıkları protolitinin yaşının Permo-Karbonifer; metamorfizma yaşının ise Orta-Geç Jura olduğunu saptamışlardır. Orta Pontidler'in Avrasya'dan türemiş temeli olduğu düşünülen Devrekâni Metamorfiti, Güney Avrasya Kıtasal Kenarı'ndan riftleşerek Paleotetis içinde yer almış bir "kıtasal dilim" olarak yorumlanmıştır (Ustaömer ve Robertson, 1990, 1994, 1997). Okay ve diğ. (2014)'e göre ise Devrekâni Metamorfiti, okyanusal litosferin kuzey yönlü dalma-batması sırasında Lavrasya kıtası üzerinde gelişen gerilmeli bir kıta yayını temsil etmektedir.

Çangaldağ Kompleksi önceki çalışmalarda Paleotetise ait bir ofiyolit (Yılmaz 1979; Yılmaz ve Şengör 1985, Tüysüz, 1990) veya Paleotetis okyanusunun kuzeye yitimi ile ilişkili okyanus içi bir yay olarak yorumlanmıştır (Ustaömer ve Robertson, 1993, 1997, 1999). Ustaömer ve Robertson (1993) Çangaldağ Kompleksini, yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış, dayklar ve bazik lavlardan oluşan bir ofiyolitik temel üzerinde imbrike bazik ve evrimleşmiş volkanik ve volkanoklastik kaya topluluğu olarak tanımlamış ve yapısal kalınlığının >10 km olduğunu belirtmişlerdir (Ustaömer ve Robertson, 1997). Bu tektonik birlik, Orta Jura yaşlı granitoyidik sokulumlarla kesilmekte ve bu sokulumlar da Üst Jura yaşlı taban konglomeralarıyla uyumsuz olarak örtülmektedir. Bu nedenle yaşının Orta Jura öncesi olduğu düşünülmüştür. Okay ve diğ. (2006) ise Çangaldağ Kompleksi'ni Karakaya Kompleksi'ne ait Nilüfer Birimi ile denestirmiş, dolayısıyla Triyas yaşlı levha içi volkanizma ürünü olarak yorumlamışlardır (bakınız Önceki Çalışmalar). Okay ve diğ. (2014) birime ait metadasitlerde yaptıkları U-Pb zirkon analizi ile birimin yaşını Orta Jura (167.7 ± 1.2 , 169.3 ± 1.7 My) olarak bulmuşlardır. Yapılan Ar-Ar yaş analizine göre ise metamorfizma yaşı, Alt Kretase (125 ± 1 , 136 ± 4 My) olarak saptanmıştır (Okay ve diğ. 2013).



Şekil 2. 5: Orta Pontidler'in sadeleştirilmiş jeoloji haritası, Altun vd., 1990; Uğuz ve Sevin; 2007; Nzege vd, 2008'den derlenerek.

Çangaldağ Kompleksi'nin güneyinde yer alan ve mavişist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış olan Domuzdağ-Saraycıkdağ Kompleksi, kuzeyde kuzeye eğimli bir melanj ile güneyde metabazitler ile pelitik/psammitik kayalardan oluşmaktadır. Radyometrik yaş verisinin yokluğunda bu birim pek çok çalışmada Paleotetis okyanusu ile ilişkilendirilmiş ve bu okyanusun Üst Paleozoyik-Erken Mesozoyik dönemindeki yitimi sürecinde oluşmuş eklenir prizma olarak yorumlanmıştır (Şengör ve diğ., 1984; Yılmaz ve Şengör 1985; Tüysüz, 1990; Ustaömer ve Robertson, 1993). Ustaömer ve Robertson (1997), altı tüm kaya, fengit ve glokofan örneğinde yaptıkları K-Ar analizlerine göre tüm kaya için 37 ila 106 My, fengit ve glokofan için 83.7 ± 9.7 My ve 106.8 ± 4.7 My yaşlarını bulmuşlardır. Ancak bu yaşları Alt Kretase dönemindeki kabuksal gerilme ile ilişkili termal gençleşme yaşı olarak yorumlamışlardır. Okay ve diğ. (2006), birimi örten en yaşlı sedimentlerin Üst Kretase olmasına dayanarak birimin oluşum yaşını Üst Kretase öncesi olarak belirtmiştir. Aynı çalışmada, metamorfizma yaşını ise Ar-Ar ve Rb-Sr izotop analizleri ile 105 ± 5 My (Alt Kretase- Albiyen) olarak saptamışlardır. Bu yeni izotopik veri, Paleotetis'e ait olduğu öne sürülen bu kompleksin Triyas'dan daha genç olduğunu göstermiştir. Okay ve diğ. (2013) Domuzdağ-Saraycıkdağ Kompleksi'ni Albiyen orojenezi sırasında Avrasya ile çarpışmış büyük bir okyanusal plato olarak tanımlamışlardır. Daha sonraki bir çalışmada ise mikaşitlerdeki fengitlerden 101 ila 92 My Ar-Ar yaşları alınmıştır (Aygül ve diğ. 2016).

Karbonatça baskın bir metasedimenter istif sunan Kargı Kompleksi, Orta Pontidler'in güneyinde, yapısal olarak Domuzdağ-Saraycıkdağ Kompleksi'nin altında yer alır (Yılmaz ve Şengör, 1985; Tüysüz, 1990; Ustaömer ve Robertson, 1993, 1997, 1999). Birim üç farklı kaya topluluğundan oluşur; bunlar yapısal olarak üstte (kuzeyde) Gümüşoluğu, ortada Aktaş ve yapısal olarak altta (güneyde) Kunduz Birimleridir (Tüysüz, 1990). Bu birim Gondwana kuzey kenarında oluşmuş Permo-Karbonifer yaşlı bir karbonat platformu olarak yorumlanmış, kuzeydeki Palaeotetis okyanusunun Üst Paleozoyik-Erken Mesozoyik döneminde güneye, Gondwana'nın altına dalımı sonucu da bu karbonat platformu parçalanmış ve bir yay ardı havza (Kunduz Birimi) oluşmuştur (Yılmaz ve Şengör, 1985; Tüysüz, 1990). Ustaömer ve Robertson (1997) ise Kargı Kompleksi'ni Gondwana'dan türemiş ve Paleotetis aktif kenarına eklenmiş bir blok olarak yorumlamışlardır. Son yıllarda gerçekleştirilen çalışmalarda yapılan radyometrik yaş tayinleri ise Kunduz biriminin ~160 My önce metamorfizmaya uğradığını ortaya koymuştur (Aygül ve diğ. 2016).

2.2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Orta Pontidler'deki okyanusal ve kıtasal birliklerde farklı konularda yapılmış birçok çalışma bulunmaktadır. Bölgede yapılan ilk çalışmalar çoğunlukla Küre bölgesindeki ekonomik masif sülfür yatakları hakkındadır. (Nikitin, 1926; Kovenko, 1944; Çağatay ve diğ., 1980; Güner, 1980).

Kuzey bölgelerin detaylı olarak haritalanması Ketin (1962), Ketin ve Gümüş (1963), Aydın ve diğ. (1986, 1995), Eren (1979), Yılmaz (1980), Yılmaz ve Şengör (1985), Yılmaz ve Boztuğ (1986)'un çalışmaları ile gerçekleştirilmiştir. Güney kısımları ise Tüysüz (1985, 1990) tarafından haritalanmıştır. Bu çalışmalarda ilk kez Geç Jura öncesi okyanusal ve kıtasal birimlerin Geç Mesozoik ofiyolitleri ve ofiyolitik melanjlari ile tektonik olarak imbrike olduğu fark edilmiştir.

Tüysüz (1985)'e göre Orta Pontidler'de iki okyanus var olmuştur. Yaşlı olanı Paleotetis, güney yönlü bir yitimle kıtasal birliğin (İstanbul Napı (Şengör, 1980)) altına doğru dalmıştır. Bu yitim güneyde okyanusal bir yayın oluşmasına neden olmuştur. Kıtasal birlik, Lavrasya'yla Geç Jura öncesinde çarpışmıştır. Bu çarpışmadan önce kıtasal birliğin güneyinde bir riftleşme olmuş, Neotetis'in kuzey kolu açılmıştır. Paleotetis'in kapanmasının ardından, Neotetis'in kuzey yönlü dalma-batması başlamış, bu dalma-batma, kuzeyde kıtasal bir yay oluşturmuştur. Tüysüz, 1990'da yapmış olduğu çalışmada, önceki modelini güncellemiş ve Paleotetis'e ait birlikleri Küre, Çangaldağ ve Elekdağ alanları olarak tanımlamıştır. Bu modelde, güneyde yer alan bir başka havza (Karakaya Kompleksi) Paleotetis'in yay ardı havzasıdır.

Yılmaz ve Boztuğ (1986), Paleotetis'in kuzeye doğru daldığını, Orta Jura yay magmatizmasını (Paleotetis ofiyolitlerinin kuzeyindeki Kastamonu granitoid kuşağını) kanıt göstererek savunmuşlardır. Bu modelde Çangaldağ Metaofiyoliti olarak adlandırılan Çangaldağ Kompleksi, asıl Paleotetis okyanusunu temsil etmekte, onun iyi korunmuş bir parçası olarak tanımlanmaktadır.

Aydın ve diğ. (1986), İnebolu-Sinop-Taşköprü ve Daday'ı da kapsayan bir alanla yapmış oldukları çalışmalarda, bölgedeki Liyas öncesi yaşlı birimleri kıtasal kabuğa ait olanlar ve derin denizel-okyanusal birimler olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Litoloji ve fasiyes farklarına göre dört farklı başlık altında inceledikleri bu birimlerden Akgöl Formasyonu (Küre Kompleksi'nin

eşleniği)'nin karbonatlı kesimlerinden yaptıkları paleontolojik tayinlerle Triyas-Liyas yaşını elde etmişlerdir. Paleotetis'in Liyas öncesinde başlayan güney yönlü bir dalma-batmanın Dogger'e kadar devam ettiğini öne sürmüşlerdir. Bu sırada daha güneyde açılmaya başlayan Neotetis, Üst Jura- Alt Kretase'de kuzey yönlü olarak kapanmaya başlamış, buna bağlı olarak Karadeniz bir yay ardı havza olarak açılmıştır.

Ustaömer ve Robertson (1993; 1994; 1995; 1997) bölgede yaptıkları çalışmalarda, söz konusu birimlerin saha, yapısal, jeokronolojik ve jeokimyasal özelliklerini değerlendirmiş, bu verilerin ışığında önceki modelleri test etmiş ve yeni bir model önermişlerdir. Bu modele göre, Triyas'da Domuzdağ-Saraycıkdağ Kompleksi ile temsil edilen Paleotetis, kuzeye doğru dalmış, dalma-batma devam ederken, kıtasal fragman Devrekani Metamorfiti'nin riftleşmesiyle Triyas-Alt Jura'da Küre Havzası, yay ardı havza olarak açılmıştır. Çangaldağ Kompleksi'ne ait 80 lav ve fillat örneğinin jeokimyası MORB- IAT ortak alanı ve Boninit karakteri göstermiştir. Bu sonuçlara ve stratigrafik özelliklerine göre de Çangaldağ Kompleksi, okyanus içi bir magmatik yay olarak tanımlanmıştır.

Yılmaz ve diğ. (1997)' ye göre Paleotetis, güneye doğru dalmaktadır. Çangaldağ Kompleksi burada da asıl Paleotetis ofiyoliti olarak tanımlanmış ve Küre-Elekdağ Ofiyolitinin bir parçası olarak düşünülmüştür.

Orta Pontidler'in evrimine dair yapılan bir diğer çalışma, yaş ve jeokimya incelemeleri ile metamorfik birimlerin yüzeylenme mekanizmasını açıklayan Okay ve diğ. (2006)'e aittir. Bu çalışmaya göre Tetis'in kuzey yönlü dalma-batması, Erken Kretase'de gerçekleşmiştir. Bu yaş verisi (105±5 My) yitim-yığışım kompleksi olarak tanımlanan Domuzdağ Kompleksi'ndeki eklojit ve mikaşistlerde bulunan fengit mineralinde yapılan Ar-Ar ve Rb-Sr analizlerinden elde edilmiştir. Okay ve diğ., (2006), bu çalışmada Çangaldağ Kompleksi'nin litoloji, tektonostratigrafisi, metamorfizma ve yapısal benzerliklerinden ötürü, Paleotetis Okyanusu'na ait olduğu düşünülen ve okyanusal plato jeokimyası sunan Nilüfer Formasyonu'nun eşleniği olduğunu söylemişlerdir. Bu eşleştirme ile Nilüfer Formasyonu'na ait Üst Triyas metamorfizma yaşı ve mermer seviyelerindeki conodontlardan elde edilen Alt-Orta Triyas yaşının Çangaldağ Kompleksi için de kabul edilebilir olduğunu öne sürmüşlerdir.

Nzegge, 2008 yılında tamamladığı doktora tezi kapsamında, Devrekâni Metamorfiti'ni kesen Deliktaş, Sivrikaya ve Devrekâni Granitoidleri ve metamorfik temel petrojenez ve

jeokronolojisini incelemiştir. Bu çalışma kapsamında gerçekleştirilen izotop analizleri sonucu, granitoidlerin kristalizasyon yaşları 303 ± 1.4 My (Üst Karbonifer) ve 295 My (Erken Permian) olarak saptanmıştır.

Okay ve diğ., 2013 yılında yayınladıkları çalışmada, başlıca sleyt, fillat, rekristalize kireçtaşı, metasilttaşı ve metakumtaşlarından oluşan, az miktarda metabazit ve metaçört seviyeleri de içeren Martin Kompleksi'ni, bir türbidit istifli sunan Çağlayan Formasyonu'nun metamorfik eşleniği olarak yorumlamışlar ve bu iki birime ait kırıntılı zirkonlardan U/Pb yaş analizi yapmışlardır. Bu analize göre zirkon popülasyonlarının benzer sonuç vermesi, bu iki birimin birbirinin eşleniği olduğunu desteklemiş ve Martin Kompleksi'nin çökme aralığı Alt Kretase (Valanjiniyen-Apsiyen) olarak yorumlanmıştır. Aynı çalışmada Martin Kompleksi'ne ait fillatlardaki muskovitlerden yapılan Ar-Ar yaş analizi ile birimin metamorfizma yaşı 102-112 My (Alt Kretase - Albiyen) olarak bulunmuştur. Domuzdağ Kompleksi'nden elde edilen 105 My'lık metamorfizma yaşıyla birlikte bu yeni izotopik veri, Orta Pontidler'de 120 km'nin üzerinde uzunluğa ve 20 km'nin üzerinde yapısal kalınlığa sahip olan büyük bir bölgenin Albiyen'de metamorfizmaya uğradığını göstermiştir. Okay ve diğ. (2013), bu metamorfizma ve orojenezi, kısmen Domuzdağ Kompleksi'yle temsil edilen büyük bir okyanusal platonun Avrasya kenarıyla çarpışması olarak yorumlamışlardır.

Okay ve diğ., 2014 yılında yaptıkları çalışmada, Çangaldağ Kompleksi'ne ait iki metadasit örneğinden elde edilen zirkonlarda 167.7 ± 1.2 ve 169.3 ± 1.7 My yaşlarını bulmuşlardır. Aynı çalışmada, Orta Pontidler'de daha önce granit olarak haritalanmış bir bölgede, Geme Kompleksi adını verdikleri, başlıca gnays ve migmatitin yanı sıra, amfibolit, mermer ve bunları kesen granitik damar ve stoklardan oluşan metamorfik bir kaya topluluğunu ilk kez tanımlamışlardır. Geme Kompleksi gnays ve amfibolitlerinde yapılan mineral kimyası ve biyotitlerde yapılan Ar-Ar analizi çalışmaları sonucunda metamorfizmanın 164 My önce (Orta-Üst Jura sınırı), 4 ± 1 kbar basınç ve 720 ± 40 °C koşulları altında gerçekleştiğini saptamışlardır. Gnayslarda yapılan U-Pb yaş analizinde ise zirkonların yaşları 378-2850 My arasında değişmekte ve sedimentler bir kökene işaret etmektedir. Devrekâni Metamorfiti gnayslarına ait muskovit ve biyotitlerden saptanan 151 ve 146 My'lık soğuma yaşları da, Geme Kompleksi'nden elde edilen 164 My'lık metamorfizma yaşıyla uyumludur. Bu çalışma Orta Pontidler'de Jura yaşlı bölgesel bir metamorfizmanın varlığını gösteren ilk çalışma olmuştur. Bu veriye göre önerdikleri modelde, Orta Pontidler'deki gerilme ve bununla ilişkili

metamorfizma ve magmatizma, kuzeye dalan bir okyanusal litosfer üzerinde gelişmiş kıtasal bir magmatik yayda gerçekleşmiştir. Konvektif ısı, yayın altında yoğunlaştığından Triyas yaşlı komşu istifler (Küre Kompleksi gibi) bu yüksek sıcaklık metamorfizmasından etkilenmemişlerdir. Jura'daki bu metamorfizmanın varlığı, Mesozoyik'de Pontidler'in Avrasya'nın güneye bakan kenarı olduğunu pekiştirmektedir.

Gücer ve diğ. (2016), yaptıkları ayrıntılı çalışmada, Devrekâni Metamorfiti'ni orto- ve paragnayslar ile amfibolitlerden oluşan alt ve mermerlerden oluşan üst olmak üzere iki istife ayırmışlardır. Ortognayslardaki biyotit ve hornblentlerden yaptıkları Ar-Ar analizine göre bu kayaların metamorfizma yaşını Orta-Geç Jura olarak saptamışlardır (163-152 My). Yine ortognayslardan yaptıkları U-Pb zirkon yaş analizine göre protolit yaşı ise 316-252 My'dır (Permo-Karbonifer). 199-158 My aralığındaki zirkon yaşları ise bu dönemdeki metamorfizmanın bir sonucu olarak yorumlanmıştır. Jeokimya verisi ile birlikte, Devrekâni Metamorfiti, Permo-Karbonifer kıtasal yay magmatizmasının, Jura'da metamorfizmaya uğramış ürünüdür.

Çelik (2016) Küre Kompleksi kayalarında yaptığı tüm kayaç, mineral ve radyojenik izotop jeokimyası analizleriyle, komplekse ait gabro, bazalt ve dolerit türü ofiyolitik kayaçlar ile bu kayaçları kesen dasit-porfirlerinin farklı kökenlerden geldiğini saptamıştır. Ofiyolitik kayaçlara ait $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ (0.51269-0.51274) ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ (0.7041-0.7059) izotop oranları, bu kayaçların aynı kaynaktan türediğini göstermiştir. Bu kaynak, tüketilmiş manto ve yitime uğrayan sedimanlardır. Bu izotop dağılımı, yitim zonu üstünde gelişen kayaçların özelliklerine uymaktadır. Küre Kompleksi ofiyolitik kayaçları ve kırıntılı çökel kayaçlarını kesen dasit-porfirler düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ (0.51211–0.51225) oranlarıyla Küre Kompleksi'nin ofiyolitik kayaçlarından belirgin şekilde farklılık göstermektedir. İzotopik özellikleri, kabuk veya eski bir temelden türediklerini göstermekte ve bu kayaçların tabanında yer alan kıtasal bir kabuğa işaret etmektedir. Çelik (2016), bu kaynağın Küre'nin kuzeydoğusunda yer alan Sakarya Zonu'nun Permo-Karbonifer yaşlı temeli olabileceğini ve bu durumda bu temelin, Küre bölgesinin tabanına doğru devam ettiğini belirtmiştir.

Çimen ve diğ. (2016), Çangaldağ Kompleksi ve çevre birimlerinde yapmış oldukları çalışmada, Küre Okyanusu kapanırken, güneyinde halen daha açık olan Intra-Pontid Okyanusu'nun Geç Kretase başlarına kadar varlığını sürdürdüğünü (Göncüoğlu ve diğ. 2010) vurgulamışlardır. Çangaldağ Kompleksi metavolkanik kayalarından elde ettikleri yeni jeokimya verilerine

dayanarak bu kompleksin de, okyanus içi dalma-batma sisteminden türemiş olduğu düşünülen Arkot Dağ, Domuz Dağ ve Aylı Dağ melanjlarıyla (Sayıt ve diğ., 2016) aynı sistemin bir parçası olduğunu öne sürmüşlerdir. Çimen ve diğ. (2016)'ne göre Intra-Pontid Havzası, Orta Jura'da Çangaldağ Kompleksi'ni oluşturan volkanizmayı üreten, yay önü, ada yayı ve yay ardı karakteristikleri sunan okyanus içi dalma batma sisteminden çok daha büyük ve çok daha yaşlıdır. Önerdikleri modelde, Neotetis'i temsil eden Intra-Pontid Okyanusu, Çangaldağ Kompleksi'nin de içinde bulunduğu birden fazla okyanus içi dalma-batma sürecinin sonucunda tüketilmiştir. Orta Jura yitimi ile ilişkili magmatizmanın bir diğer ürünü olan Çangaldağ Plütunu, Küre Kompleksi'ni kesen bir kıtasal yaydır.

Akdoğan ve diğ. (2017), Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu'na ait kumtaşlarında U-Pb kırıntılı zirkon yaşlandırması gerçekleştirmişlerdir. Denizaltı türbidit çökellerinden oluşan Çağlayan Formasyonu'nda yaptıkları paleo-akıntı ölçümlerine göre de akış yönünün kuzeybatıdan güneydoğuya olduğunu saptamışlardır. Çağlayan Formasyonu kumtaşlarından elde edilen zirkon yaşları Arkeen, Paleoproterozoyik, Geç Neoproterozoyik ve Karbonifer-Permiyen olmak üzere dört ana grupta toplanmaktadır. Bu verilere göre Akdoğan ve diğ., (2017), Çağlayan Havzası'nın özellikle doğu ve orta kısımlarının Doğu Avrupa Platformu'ndan beslendiğini öne sürmüşlerdir. Tetis Okyanusu da kuzeye doğru dalıp batarken, Çağlayan Formasyonu da çökelmektedir. Bu birim, Erken Kretase'de yay-önü konumunda olmasına rağmen çok az sayıda Alt Kretase yaşlı zirkon içermektedir. Pontidler'de de Alt Kretase yaşlı intrüzyonların bulunmayışı, Erken Kretase'de herhangi bir magmatik yayın gelişmediğini göstermektedir.

2.3. İNCELEME ALANININ TANITIMI

İnceleme alanı Kastamonu E32-c2 ve E32-d2 paftalarında, Taşköprü ve Hanönü ilçelerini birbirine bağlayan karayolunun kuzeyinde yer alır. Bu karayolundan itibaren her iki ilçeye de yaklaşık 15'er km uzaklıktadır.

2.3.1. Yükselteler

İnceleme alanındaki en yüksek zirveler (Şekil 2. 8), Dibekkorukkayası Tepe (1860 m), Korukaya Tepe (1852 m) ve Büyük Tepe (1743 m)'ye aittir. Diğer yükselteleri Kuzuçal Tepe (1624), Gelinkayası Tepe (1720), Bekirler Tepe (1367), Aksökütürbesi Tepe (1337), Konat Tepe

(1406), Göller Tepe, Sületürbesi Tepe (1429), Davutlartürbe Tepe (1198), Kavacıkbaşı Tepe (1353), Kayagüneyi Tepe (1412), Tuzla Tepe (1288), Ahlatsökü (1484), Çangal Tepe (1568), Koruyolu Tepe (1448), Göynük Tepe (1381), Kırtültürbe Tepe, Kavacık Tepe, Deliibrahimtürbesi Tepe, Tavşan Tepe, Öküztaşkayası Tepe, Nacakçıbaşı Tepe, Nallitürbe Tepe, İncegeriş Sırtı, Sarıkaya Sırtı, Küçükkaya Sırtı, Gelinkaya Sırtı, Gıcılıköynük Sırtı, Yatağınkaş Sırtı, Kanlıgömlek Sırtı, Taşlıtarla Sırtı, Karanlıkderebaşı Sırtı, Ayınınbaşı Sırtı, Büyükgüney Sırtı, Samanlık Sırtı, Sarıyaprak Sırtı, Kuruluk Sırtı ve İmamsökü Sırtı'dır.

2.3.2. Akarsular

İnceleme alanındaki başlıca vadileri, Karanlık Dere, Güvercin Dere, Kavacık Dere, Erikli Dere, İkioluklar Dere, Büyük Dere, Küçükoluk Dere, Karaahmet Dere, Ebem Dere, Bekirler Dere, Yalak Dere, Alaçam Dere, Eğrek Dere, Süle Dere, Değirmen Dere, Kavlak Dere, Ağulu Dere, Katrak Dere, Kuzkavak Dere ve Hamzaoğlu Dere oluşturur. Bunlardan Hamzaoğlu Dere ve uzantısındaki Alaçam Dere ile daha doğuda yer alan Katrak ve uzantısındaki Ağulu Dere'ler, inceleme alanını yaklaşık K-G ve KB-GD doğrultularda kat eden iki ana vadidir (Şekil 2. 8).



Şekil 2. 6: Kastamonu ili, Taşköprü ve Hanönü ilçelerini bağlayan karayolunun kuzeyinde yer alan inceleme alanını gösterir yerbilduru haritası.

2.3.3. İklim ve Bitki Örtüsü

İnceleme alanının bulunduğu Taşköprü İlçesi, Kastamonu'nun kuzey kesimlerinde hâkim olan Karadeniz, güney kesimlerinde görülen karasal iklim için bir geçiş bölgesidir. Arazi çalışmalarına denk gelen yaz mevsimlerinde sıcak ve kurak dönemler olduğu gibi, serin ve yağışlı hava koşulları da sıklıkla yaşanmaktadır.

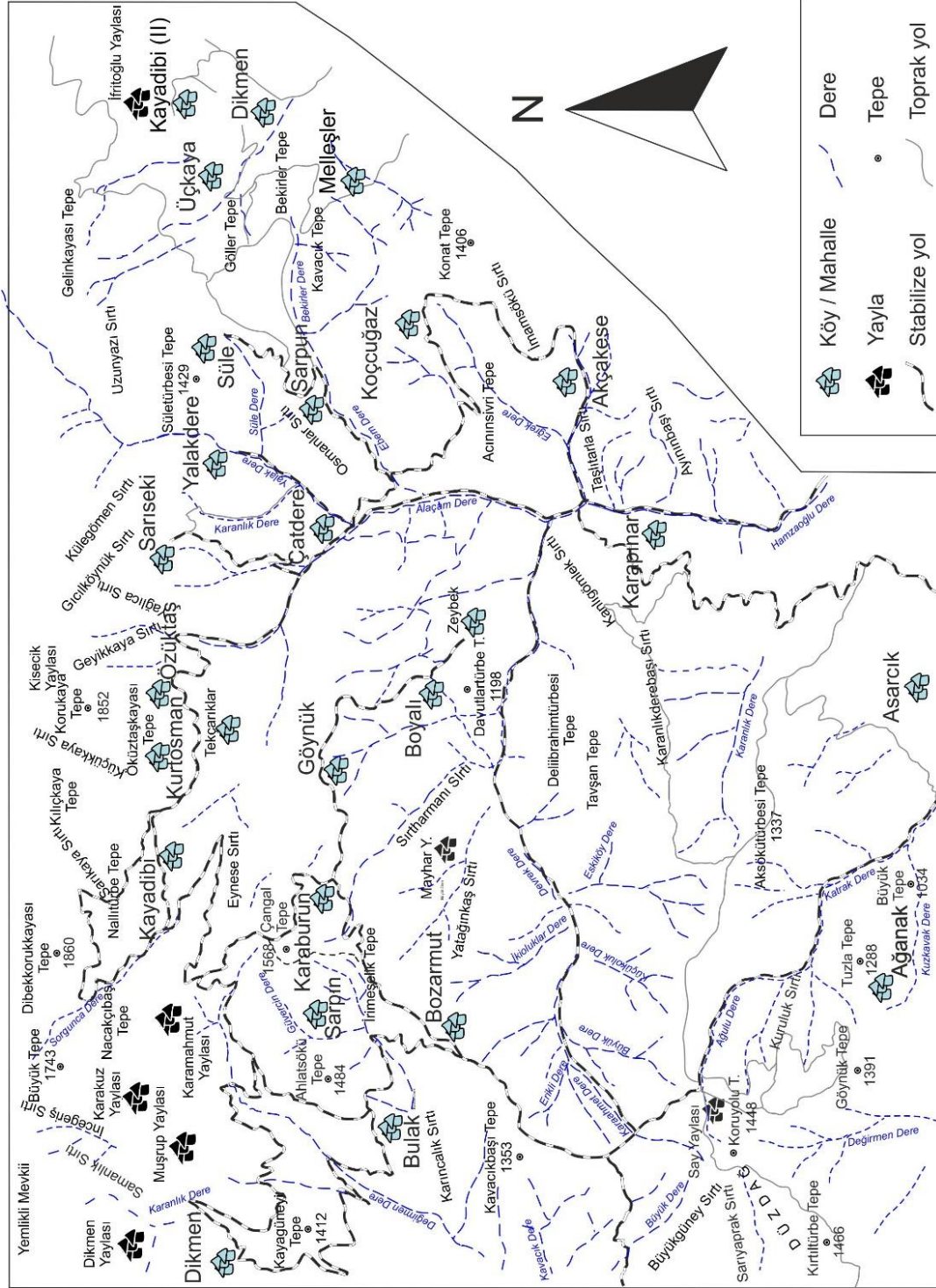
Bitki örtüsünü ise çoğunlukla yoğun ormanlık alanlar oluşturmaktadır. Kastamonu ilinin genelinde, toprakların % 70'e yakını orman ve fundalıkların oluşturduğu görülmektedir. Bu ormanlarda kayın, köknar, çam, karaağaç, gürgen, kestane ve ıhlamur ağaçları bulunur.

2.3.4. Tarım ve Hayvancılık

Taşköprü ilçesi ve köylerinde geçim kaynağı olan başlıca tarım ürünü, Taşköprü Sarımsağı'dır. Bunun dışında ormanlık alanlarda yapılan kontrollü kesimlerle gelişen ormancılık, bir diğer önemli geçim kaynağıdır. Kesilip yol kenarlarına sıralanmak üzere orman içinden atılmış tomrukların, zaman zaman saha çalışmalarını da aksatacak miktarda özellikle tali yollar üzerinde biriktirildiği gözlenmektedir. İnceleme alanında, özellikle Karapınar Mahallesi çevresinde "odun kömürü" üretilen sahalar da sıkça göze çarpmaktadır. Yöre halkının gelir sağladığı bir diğer alan, yine yaygın olarak yapıldığı gözlenen, hayvancılıktır.



Şekil 2. 7: İnceleme alanının güneyinde yer alan sarımsak tarlaları.



Şekil 2. 8: İnceleme alanındaki başlıca yerleşim yeri olan köy, mahalle ve yaylalar ile yükselti ve dereleri gösteren morfoloji haritası.



Şekil 2. 9: Karapınar Mahallesi civarında, odun kömürü üretimi.

2.3.5. Yerleşim Merkezleri

Taşköprü'ye bağlı Bozarmut, Akçakese, Kayadibi, Sarıseki, Sarpun köyleri ve bu köylere bağlı mahalleler, inceleme alanının başlıca yerleşim merkezleridir (Şekil 2. 8).

2.3.6. Ulaşım

Kastamonu ili Taşköprü ilçesinin kuzeyinde yer alan çalışma alanına, Taşköprü-Hanönü karayolunun yaklaşık 7. ve 16. kilometrelerinde (1.si Akseki-Bozarmut, 2.si Hamzaoğlu-Akçakese istikametleri olmak üzere) Kuzeybatıya doğru giden iki ana köy yolundan özel araçlarla ulaşılabilir. Ana sayılabilecek bu iki yolun daha tali olan kollarında, yoğun ormanlık bitki örtüsü ve yağışlı iklimden oluşan hasarlar nedeniyle çoğu zaman araçla ulaşım zorlanmaktadır.

3. MALZEME VE YÖNTEM

Bu çalışma kapsamında, Kastamonu ili Taşköprü ilçesinin kuzeydoğusunda bulunan yaklaşık 200 km²'lik inceleme alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak, bölgenin stratigrafisi ve yapısı ortaya konmuştur. Birimlerden petrografi, jeokimya, mineral kimyası ve yaş analizleri için örnekler toplanmıştır. Aşağıda, tüm bu çalışmalarda kullanılan yöntemler ayrıntılı olarak anlatılmaktadır.

3.1. HARİTALAMA ÇALIŞMASI

İnceleme alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası 2010, 2011, 2012 ve 2013 yılları saha sezonlarında toplam 168 günlük bir arazi çalışması sonucunda tamamlanmıştır (Şekil 3.1). Bu çalışmalar sırasında farklı birimleri oluşturan kayaçların arazideki yayılımları belirlenmiş, kaya-stratigrafi birimlerinin dokanakları izlenerek jeoloji haritası oluşturulmuştur. Bu sınırlar, GPS yardımı ile hassas bir şekilde haritaya işlenmiştir. İnceleme alanı içindeki yoğun ormanlık arazilerde, birim sınırlarının takibinde zorlanılmıştır. Dokanakların bu nedenle açık olarak görülemediği alanlarda sınırlar, tahmini sınır çizgisi ile ifade edilmiştir.



Şekil 3.1: Haritalama çalışmalarından bir görünüm.

Dokanaklar boyunca stratigrafik ilişkileri gösteren şematik enine kesitler çizilmiştir. Bölgede yer alan metamorfik ve sedimenter kayalarda foliasyon, lineasyon, kıvrım eksen düzlemi, kıvrım eksen çizgisi, tabaka ve fay gibi yapısal unsurlar pusula ile ölçülerek haritaya işlenmiştir. Her mostrada ölçekli fotoğraflar çekilerek arazideki unsurlar yansıtılmaya çalışılmıştır.

3.2. PETROGRAFİK İNCE KESİTLERİN HAZIRLANMASI

Bölgede yer alan farklı kaya topluluklarının petrografik özelliklerinin incelenebilmesi için her birimin farklı seviyelerini temsil eden, çok sayıda ince kesit hazırlanmıştır. İnce kesit şekerleri alınırken, metamorfik kayalarda, incelenecek düzlemin foliasyona dik, lineasyona paralel olmasına dikkat edilmiştir. Bu kesitlerde kayaların mineralojik bileşimleri, indeks mineralleri ve mineral parajenezleri saptanarak dokusal özellikleri belirlenmiştir.

Arazi çalışması sırasında derlenen örneklerden seçilen 500 ince kesitin yaklaşık 100 kadarı İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı ince kesit hazırlama laboratuvarında yapılmıştır. Metamorfik kayalardan hazırlanan ince kesitler yapılırken şekerlerin foliasyona dik ve lineasyona paralel kesilmesine özen gösterilmiştir. Kesilen şekerlerin lamele yapıştırılacak yüzeyleri 100, 600 ve 1000'lik tozlar kullanılarak 3 ayrı aşamada düzlenmiş, bu sırada yüzeyde kalabilecek olan zımpara tozlarından arındırılmak için ultrasonik banyoda 25 °C sıcaklıkta 15'er dakika tutulmuştur. Daha sonra etüvde kurutulan şekerler lamellere yapıştırılarak yeniden 30 °C'lik etüve konarak 1 gece bekletilmiştir. Bu şekilde lamellere tamamen yapışması sağlanan örnekler 30 µ kalınlığa ulaşmaya kadar aşındırıcı disk ile inceltilmiştir.

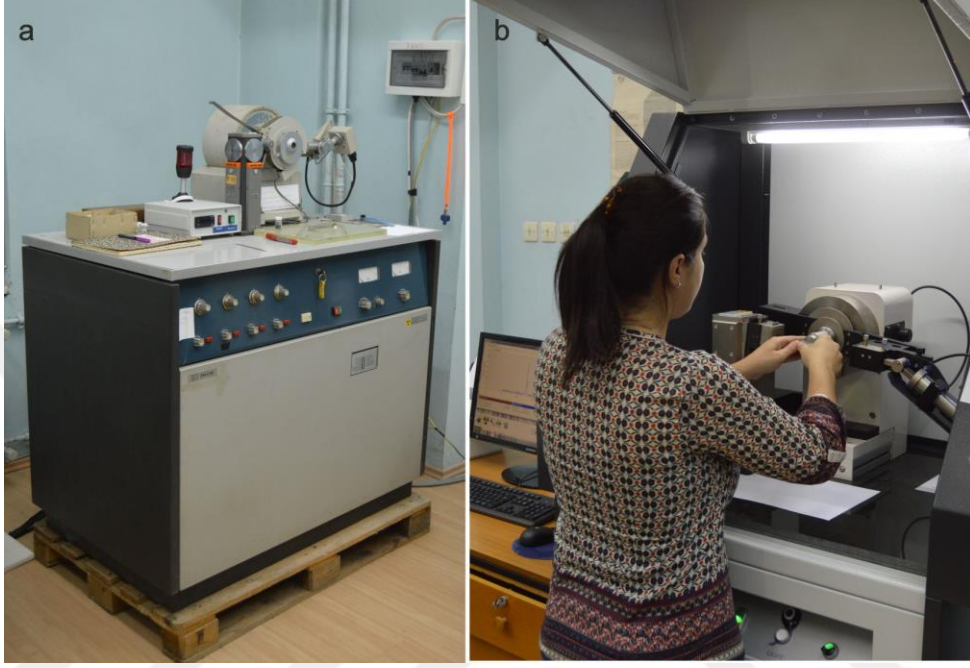
Kalan 400 adet ince kesit ise Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği ince kesit laboratuvarlarında yaptırılmıştır.

3.3. XRD (X-IŞINI KIRINIMI) ANALİZLERİ

Ufak taneli metamorfik kayaların –özellikle fillatların- mineralojik bileşimini saptamak üzere XRD (X-ışını kırınımı) analizleri yapılmıştır. Bu analizler İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı XRD laboratuvarında gerçekleştirilmiştir.

Örnekler agat havan yardımı ile ortalama 300 mesh boyutuna kadar öğütülerek analize hazır hale getirilmiştir. Analizlerin bir kısmı, Philips marka PW-1730 model XRD cihazında, Cu K α radyasyonu, Ni filtre, 36 kV gerilim, 20 mA akım, $2\theta=1^{0/dk}$ gonyometre hızı, 1cm/dk

duyarlılıklarında yapılmıştır. Diğer bir kısım analiz ise GNR APD-2000 model cihazda Cu K α radyasyonu, Ni filtre, 40 kV gerilim, 30 mA akım, $2\theta=1^\circ/\text{dk}$ gonyometre hızı, 1 cm/dk duyarlılıklarında yapılmıştır. Elde edilen difraktogramlar Philips High Score Plus yazılımında yer alan JCPDS kartlarıyla eşleştirilerek bilgisayar ortamında değerlendirilmiştir (Şekil 3. 2).



Şekil 3. 2: XRD analizlerinin yapıldığı, İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı XRD cihazları. a. Philips PW-1730. b. GNR APD-2000.

3.4. JEOKİMYA ANALİZLERİ

İnceleme alanında yer alan magmatik, metavolkanik ve metakırıntılı kayalara ait toplam 49 adet örneğin majör ve iz elementlerini saptamak üzere XRF (X-ışını floresans spektrometre) ve ICP-MS analizleri yapılmıştır. Bu analizlerden ICP-MS, Kanada'da ACME Laboratuvarlarında, XRF ise Edinburgh Üniversitesi XRF laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Seçilen örnekler çeneli kırıcıda kırılarak ufaltılmış ve agat havanda 62μ 'dan ufak taneler haline gelene kadar öğütülmüştür. Öğütülmüş bu örneklerden 10'ar g, cam şişelere konularak etüvde 1 gece bekletilmiş, majör element analizi için cam diskler, iz element analizi için pelletler hazırlanmıştır. Cam disk ve pellet hazırlama aşamaları aşağıda ayrıntılı olarak anlatılmaktadır.

3.4.1. Cam disk hazırlama

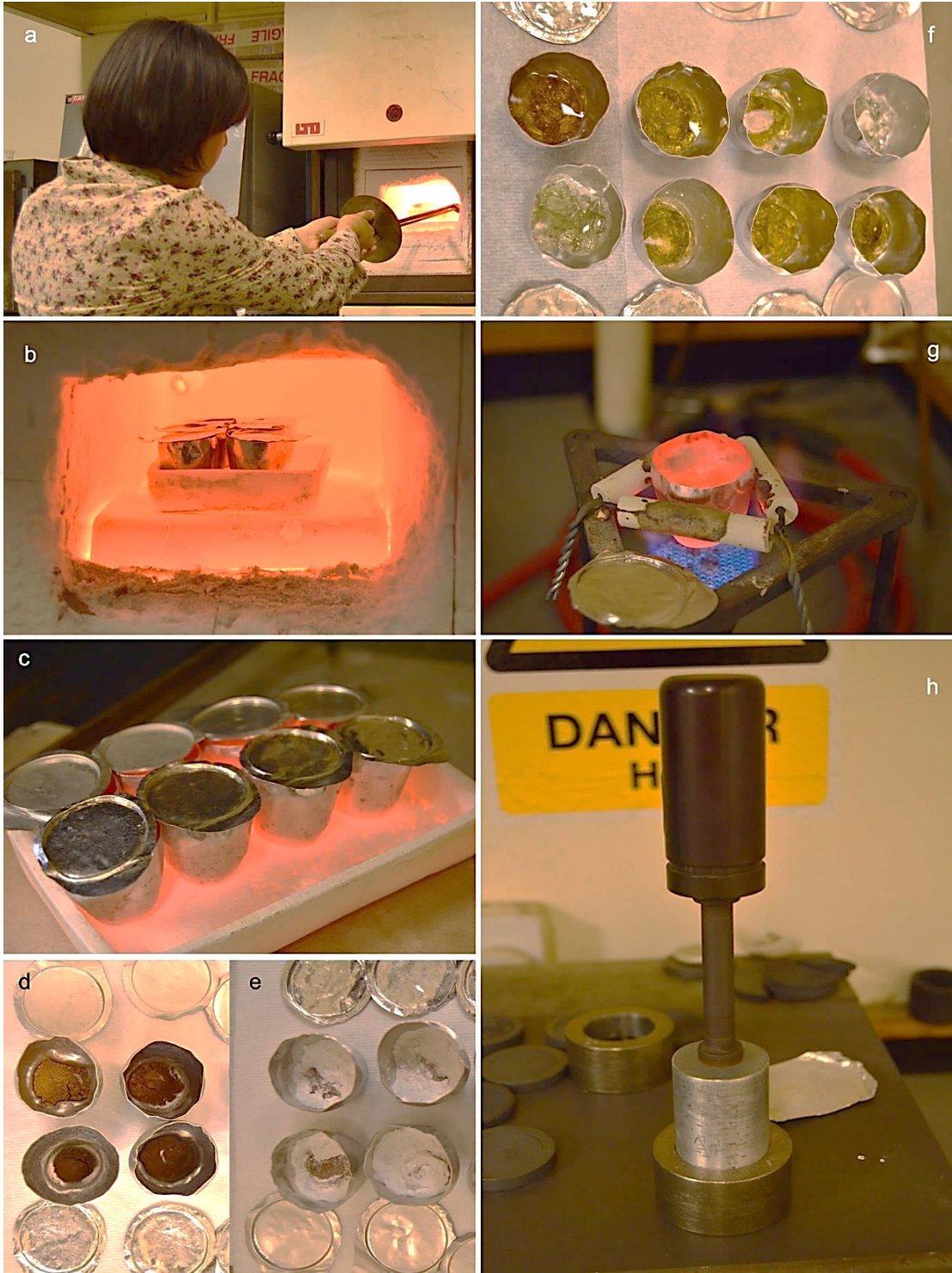
Cam disklerin hazırlanmasında kimyasal kompozisyonu %47 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, %36.73 Li_2CO_3 : %16.3 La_2O_3 olan spectroflux tozu kullanılmıştır (Şekil 3.3c). Kontaminasyonu engellemek

için, kullanılan platin krozelerin içinde önceki analizlerden kalma örnek olmamasına özellikle dikkat edilmiştir.

- 1 gece etüvde bekletilmiş örnekler etüvden çıkarılmış ve soğuması için desikatörde bekletilmiştir (Şekil 3.3b).
- Hassas terazi sıfırlanarak, boş platin kroze tartılmış ve tartım kaydedilmiştir (C) (Şekil 3.3).
- Örnekten 0.9-1.0 gr arasında bir miktar alınıp platin kroze içine konmuştur. Birlikte yeniden tartılmış, tartım kaydedilmiştir (UNIG) (Şekil 3.3e).
- Platin krozenin üzeri platin kapakla kapatılarak 1100 °C'lik etüvde 20 dakika bekletilmiştir (Şekil 3. 4a ve b).
- Kroze içine konan toz örneğin net ağırlığı hesaplanmıştır ($S=UNIG-C$).
- Her bir örnek için kullanılacak spectroflux, örneğin ağırlığının 5 katı olarak hesaplanmıştır ($F=S \times 5$).
- Toz örnek ve spectrofluxın toplam ağırlığı hesaplanmıştır ($T=UNIG+F$).
- Etüve konmuş olan örnek, 20 dakika sonra çıkarılarak, soğuması için 5 dakika desikatörde bekletilmiştir (Şekil 3. 4c,d). Hassas terazide tekrar tartılarak maruz kaldığı ısı sonucundaki yeni ağırlığı kaydedilmiştir (IC).
- Örneğin üzerine örnek ve spectroflux için hesaplanan T ağırlığı ($T \pm 0.0002$ olacak şekilde) elde edilene kadar spectroflux eklenmiştir (Şekil 3. 4e).
- Kroze içindeki pişmiş örnek ve üzerine eklenen spectroflux bir spatula ile yavaşça karıştırılmıştır.
- Üzeri kapakla kapatılan kroze yeniden 1100°C deki etüvde 20 dakika bekletilerek örneğin tamamen erimesi sağlanmıştır (Şekil 3. 4f).
- 20 dakika sonunda etüvden çıkarılan örnek hızlıca çalkalanarak 10 dakika kadar soğumaya bırakılmıştır.
- Soğuyan platin kroze içindeki örneğin üzerine yeniden T ağırlığı elde edilene kadar spectroflux eklenmiştir.

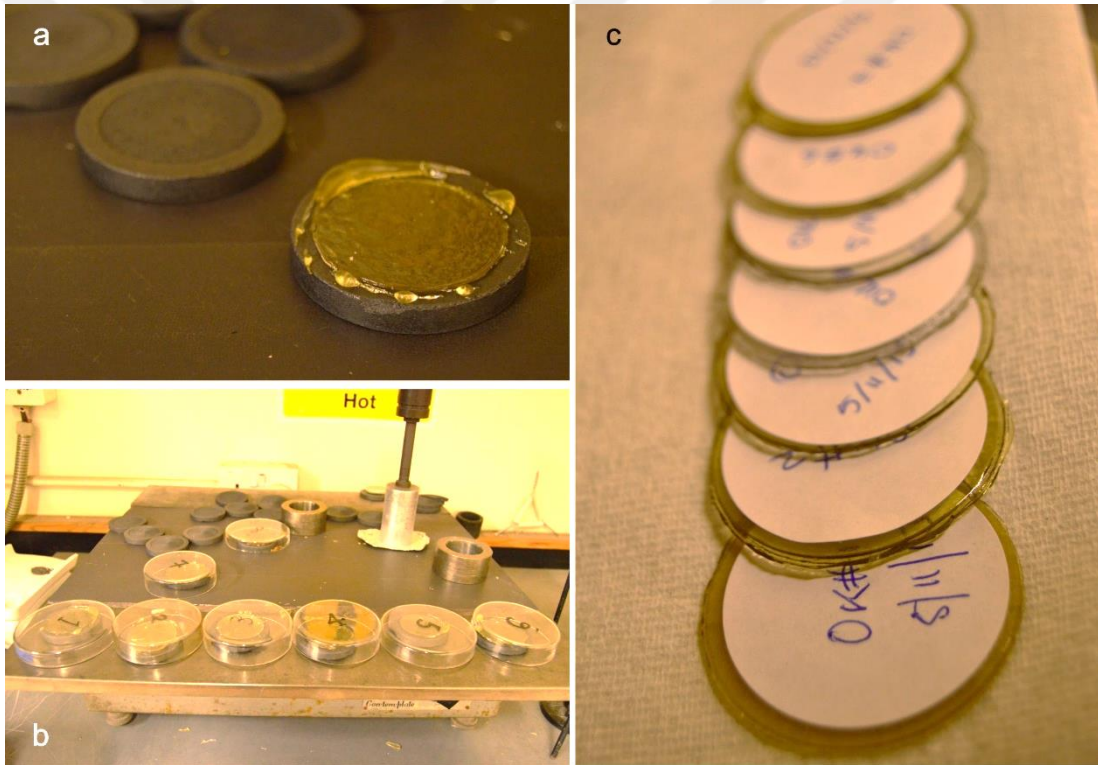


Şekil 3.3: XRF analizi için cam disklerin hazırlanması. a. Etüvde 1 gece bekletilmiş örnekler. b. Örneklerin desikatörde soğutulması. c. Cam disklerin hazırlanmasında kullanılan spectroflux tozu. d. Boş platin krozelerin tartımı. e. Platin krozeler içinde 0.9-1.0 g arasında tartılan örnekler.



Şekil 3. 4: a ve b. Örneklerin 1100 °C'deki etüve yerleştirilmesi. c. Etüvden çıkarılan örneklerin soğutulması. d. Etüvden çıkarılan ve ısıda kayıp miktarlarının hesaplanması için yeniden tartılan örnekler. e. Yeniden etüve konmadan önce üzerine spectroflux eklenen örnekler. f. Spectroflux karışımı ile etüvde erimiş örnekler. g. Örneklerin alevli ocakta yeniden eritilip tamamen homojen hale getirilmesi. h. Grafit kalıba dökülen örneğin preslenmesi.

- Alevli ufak bir ocak üzerine alınan kroze içindeki malzeme, 3-4 dakika sonunda eritilerek sıvı hale getirilmiştir. 1-2 dakika daha alev üzerinden uzaklaştırılmadan bir tutacak yardımıyla sürekli çalkalanmıştır (Şekil 3. 4g).
- Yeterince homojen hale gelen örnek, krozeden sıcak levha üzerindeki grafit örnek kabına yavaşça boşaltılmış, üzerine ağırlık konarak preslenmiştir (Şekil 3. 4h). Birkaç saniye bekledikten sonra ağırlık kaldırılmıştır (Şekil 3. 5a). Bu aşamada kabın tüm yüzeyine yayılmış homojen bir cam disk elde edilemediği durumlarda, örneğin yeniden kroze alınması ve ocak üstünde eritilmesiyle işlem tekrarlanmıştır.
- Sıcak levha üzerindeki grafit kaptaki soğumaya bırakılan cam disk 10-15 dakika sonra ters çevrilerek etiketlenmiştir (Şekil 3. 5b, c).

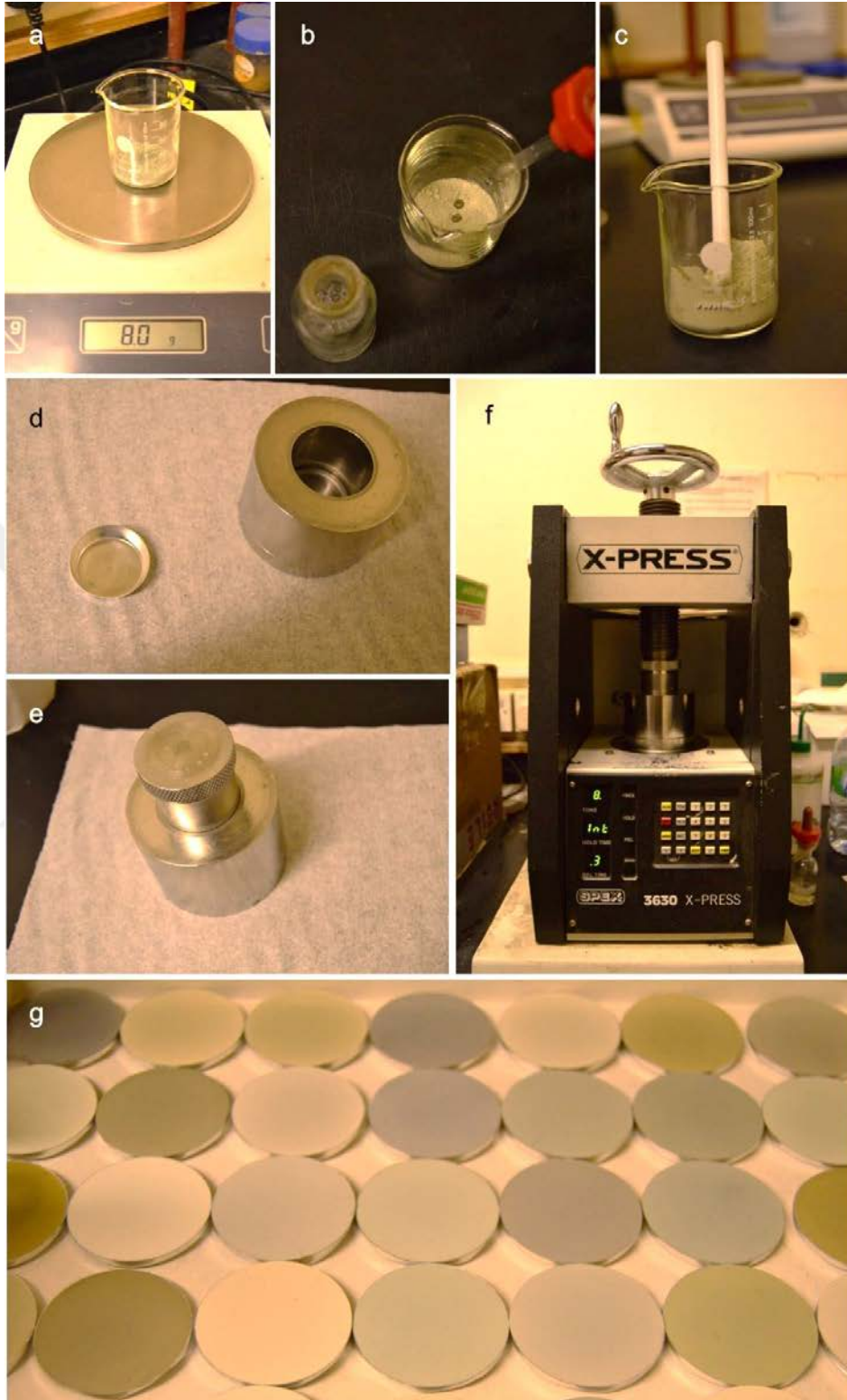


Şekil 3. 5: a. Cam disk haline getirilmiş bir örnek. b. Cam disklerin sıcak levha üzerinde soğumaya bırakılması. c. Etiketlenerek analize hazır hale getirilmiş cam diskler.

3.4.2. Pellet hazırlama

İz element analizi için kullanılacak pelletlerin hazırlık aşamaları, aşağıda maddeler halinde anlatılmaktadır.

- 110 OC'lik etüvde 1 gece bekletilmiş toz örnek cam bir behere alınarak 8 g. tartılmıştır (Şekil 3.6a).



Şekil 3.6: a. Cam beherde 8 g. örneğin tartılması. b. Örneğin üzerine % 2'lik PVA (plynyl asetat, $C_4H_6O_2$) çözeltisi damlatılması. c. Örnek ve çözeltinin homojen hale gelene kadar karıştırılması. d ve e. Örneğin önce alüminyum kaba, sonra pres aleti düzeneğine yerleştirilmesi. f. Pres aleti içinde 2 dakika boyunca 8 ton basınç uygulanarak alüminyum kap içinde sıkıştırılan örnek. g. Pres aletinden çıkarılan ve analiz için tepsiye dizilen örnekler.

- Örneğin üzerine her bir grama 1 damla karşılık gelecek şekilde 8 damla % 2'lik PVA (plynyl asetat, $C_4H_6O_2$) çözeltisi damlatılarak bir çubuk yardımı ile homojenleşinceye kadar karıştırılmıştır (Şekil 3.6b, c).
- Alüminyum örnek kalıbına dökülen bu karışım pres aletinin düzeneği içine yerleştirilmiştir (Şekil 3.6d, e).
- Pres aleti 2 dakika boyunca 8 ton basınç uygulayacak şekilde ayarlanarak işlem başlatılmıştır (Şekil 3.6f).
- İşlem tamamlandığında örnek kalıbı pres aletinden çıkarılmıştır. Altına örnek numarası yazılarak analiz edilmek üzere tepsiye yerleştirilmiştir (Şekil 3.6g).

3.5. ELEKTRON MİKROPROB MİNERAL KİMYASI ANALİZLERİ

İnceleme alanındaki magmatik ve metamorfik kayaçların jeotermobarometrelerini saptamak üzere, Edinburgh Üniversitesi'nde CAMECA SX100 elektron mikroprob aleti kullanılarak mineral kimyası analizleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 3. 7a, b ve c). Analizler sırasında elektron prob aletinin hızlandırma voltajı 15kV, ışın demeti akımı 10 nA, ışın demeti boyutu 5 μm ve tarama uzunluğu 149.27 μm olarak ayarlanmıştır.



Şekil 3. 7: Edinburgh Üniversitesi'nde Elektron Microprob laboratuvarında mineral kimyası çalışmaları.

3.6. LA-ICP-MS TEKNİĞİ İLE U-PB ZİRKON YAŞ ANALİZLERİ

Bu çalışma kapsamında, Çangaldağ ve Küre Kompleksi'ne ait metamorfik, magmatik ve sedimenter kayaların yaşlarını saptamak üzere U-Pb zirkon yaş analizleri gerçekleştirilmiştir. Seçilen örneklerden zirkon zenginleştirme işlemleri İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı Mineral Ayırma Laboratuvarları'nda gerçekleştirilmiştir.

Saha çalışmalarında derlenen örnekler önce testere ile ufak parçalara ayrılmış, daha sonra çeneli kırıcıda kırılmıştır (Şekil 3. 8a). Kil boyutunda ve suda yüzebilen özgül ağırlıkta malzemeden temizlenene kadar defalarca su ile yıkanmıştır. Yıkanan örnekler etüvde tamamen kuru hale getirildikten sonra (Şekil 3. 8b), farklı aralıklardaki eleklerde elenmişlerdir (Şekil 3. 8c). 63, 125 ve 250 µm elek aralıkları üzerinde kalan malzemeler, ayrı ayrı poşetlenerek, önce mıknats yardımı ile manyetik mineralleri uzaklaştırılmış, daha sonra manyetik seperatörden geçirilerek manyetik ve nonmanyetik fazlara ayrılmıştır (Şekil 3. 8e). Nonmanyetik faz, özgül ağırlığı 2.9-3.0 g/cm³ olan ağır sıvıdan (Sodium Polytungstat) geçirilerek, özgül ağırlığı daha büyük olan zirkon kristallerinin bu sıvının dibinde çökmesi sağlanmış, böylece zenginleştirme işlemi tamamlanmıştır (Şekil 3. 8f).

Binoküler mikroskop altında yüksek rölyefi ve özşekilli-yarı özşekilli formundan yararlanılarak ayıklanan zirkonların U-Th-Pb analizleri Bulgar Bilimler Akademisi Laboratuvarlarında LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) tekniği ile gerçekleştirilmiştir. Bunun için PerkinElmer ELAN DRC-e ICP-MS ve New Wave UP193FX laser ablation cihazları kullanılmıştır (Şekil 3. 9).



Şekil 3. 8: a. Örneklerin çeneli kırıcıda kırılması. b. Kırılıp yıkanan örneklerin etüvde kurutulması. c. Kuruyan örneklerin sarsıntılı masa üzerinde farklı elek boylarında ayrılması. d. Mineral ayırmanın farklı aşamalarında örnekler. e. Örneklerin manyetik separatórde manyetik ve non-manyetik fazlara ayrılması. f. SPT (Sodium Polytungstat) içinde zirkonları çökeltilen örnekler.



Şekil 3. 9: a. LA-ICP-MS tekniği ile Bulgar Bilimler Akademisi Laboratuvarlarında gerçekleştirilen yaş analizleri. b. "Mount" (zirkon örneklerinin sabitlendiği kap) içinde birçok farklı örneğe ait zirkon örnekleri. c. Dr. Elitsa Stefanova örnekleri LA-ICP-MS cihazına yerleştirirken. d ve e. Analizin takip edildiği ekranda zirkon taneleri üzerinde analiz edilecek noktanın seçimi. f. Daha önce elde edilmiş CL (Cathodoluminesans) görüntülerinden analiz edilecek zirkonun saptanması. |

4. BULGULAR

4.1. TEKTONOSTRATİGRAFI

İnceleme alanı, güney ve kuzey olmak üzere iki farklı blokta yer alan tektonik birliklerden oluşmaktadır (Şekil 4. 1). İki blok arasındaki en temel fark, Güney Blok'un tamamen metamorfik, Kuzey Blok'un ise metamorfik olmayan birimlerden oluşmasıdır. Bu iki blok, yaklaşık doğu-batı doğrultulu bir makaslama hattı boyunca birbirlerinden ayrılmaktadır.

Güney Blok'taki birimler, Çangaldağ Kompleksi'ni oluşturan kaya topluluklarıdır. Burada Çangaldağ Kompleksi, Karapınar Birimi, Bulak Birimi, Bozarmut Birimi ve Sarpun Metamorfiti olmak üzere dört farklı tektonik dilimle temsil edilmektedir. Kuzey Blok ise, Çangaldağ Kompleksi birimlerinin kuzeyinde yer alan Akgöl Formasyonu, Bürnük Formasyonu, İnaltı Formasyonu, Çağlayan Formasyonu ve Kayadibi Plütünü'nden oluşmaktadır.

Güney Blok'ta, Çangaldağ Kompleksi'ni oluşturan birimlerden Karapınar Birimi, başlıca metavolkanoklastik kayalardan meydana gelmektedir. Bu kayalar yer yer metalav ve lav breşi seviyeleriyle ardalınmalıdır. Karapınar Birimi, Bulak Birimi ile tektonik olarak üzerlenmektedir. Bulak Birimi'nde fillatlar oldukça geniş alanlar kaplamakta, yer yer metavolkanoklastik kayalara yanal ve düşey olarak geçiş göstermektedirler. Bulak Birimi'nin üst dokanağında yer alan Bozarmut Birimi ile ilişkisi de yine tektoniktir. Bozarmut Birimi, başlıca bazaltik metalavlarla temsil edilmektedir. İnceleme alanının bazı kesimlerinde, beyaz-sarımsı beyaz renkleriyle ayırt edilen metariyolitlerle ardalınmalıdır. Bu metavolkanik istif, birçok farklı lokasyonda, ufak metagranitik stoklarla kesilmektedir. Çangaldağ Kompleksi'ne ait bu üç birimden biri olan Bulak Birimi, kuzey dokanağında Sarpun Metamorfiti, güney dokanağında ise Karapınar Birimi üzerinde tektonik olarak yer almaktadır. Sarpun Metamorfiti, tabanda ince bir mermer seviyesiyle başlar. Üste doğru fillatların baskın olduğu, metavolkanojenik kayalar, kuvars-kalkşist ve kalkşistlerle ardalandığı bir istif sunar. Bu istif içinde ayrıca, birçok farklı lokasyonda serpantin dilimleri saptanmıştır.

Kuzey Blokta Akgöl Formasyonu, kumtaşı-şeyl ardalınmasıyla temsil edilmektedir. Akgöl Formasyonu, Kayadibi Plütünü'nun eşleniği olduğu düşünülen diyoritik stoklarla kesilmiş ve dokanaklarında hornfels gelişmiştir. Bu formasyon üzerine uyumsuz olarak, başlıca kumtaşı ve

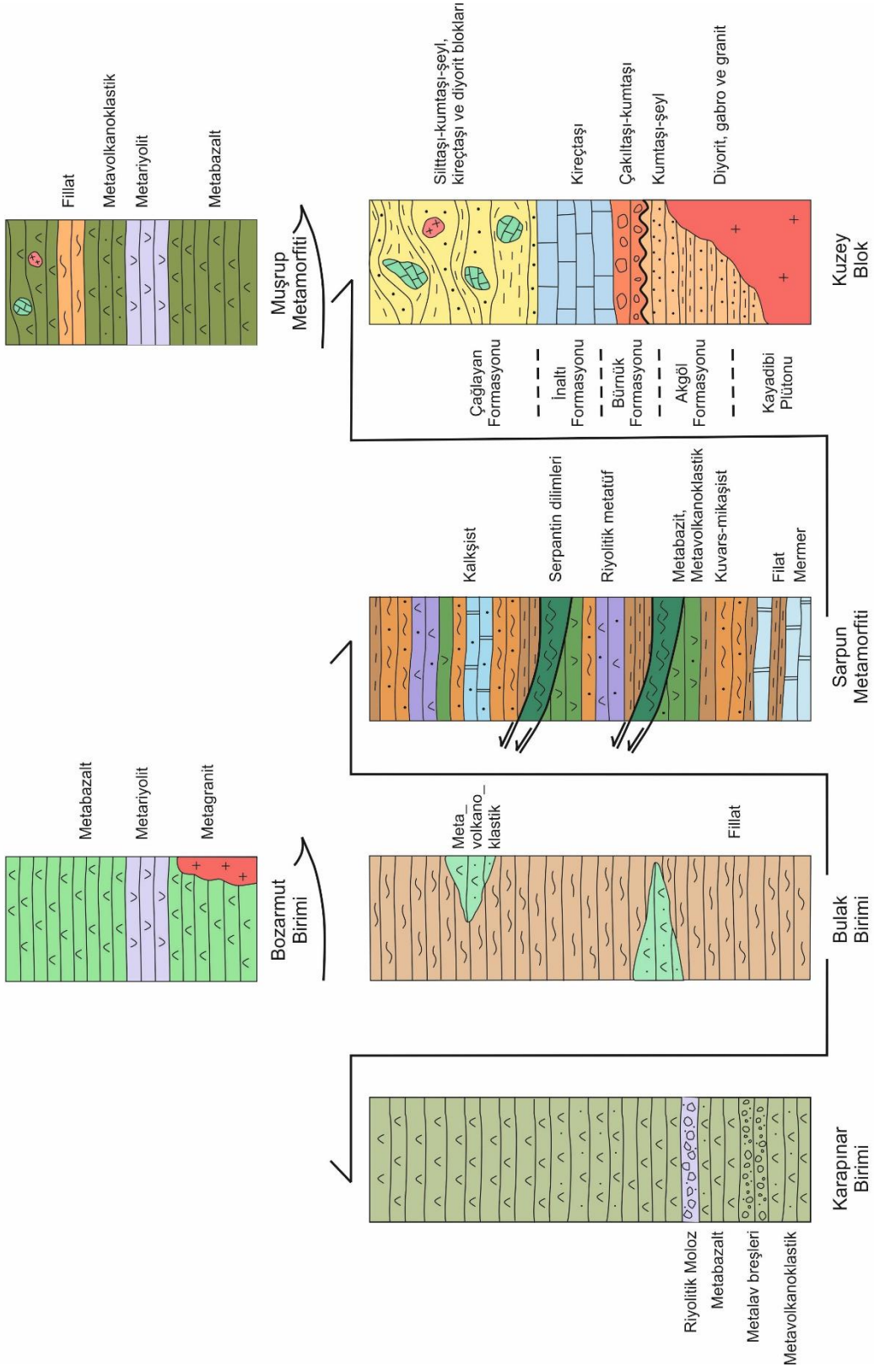
granit çakılları içeren kaba kırıntılılardan oluşan Bürnük Formasyonu çökelmiştir. Bürnük Formasyonu'nun, üzerine uyumsuz olarak çökeldiği bir başka birim Kayadibi Plütunu'dur. Kayadibi Plütunu, granitik, diyoritik ve gabroik fasiyesleri bir arada bulunduran bir magmatik küttedir. Bürnük Formasyonu, üst dokanağında neritik kireçtaşlarından oluşan İnalı Formasyonu ile uyumludur. Bu formasyonun üzerinde ise kuzey bloğun en genç birimi, siltaşı-kumtaşı-şeyl aradalanmasından oluşan Çağlayan Formasyonu yer almaktadır.

Örtü birimlerini, inceleme alanının güneyinde bulunan Kapanboğazı, Yemişliçay ve Akveren Formasyonları oluşturmaktadır. Kapanboğazı Formasyonu, pembe renkleriyle karakteristik, pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Andezitik-bazaltik konglomerelerin yer yer kumtaşı ve şeyllerle ardalandığı Yemişliçay Formasyonu'nun Kapanboğazı Formasyonu ile dokanağı geçişlidir. Yemişliçay Formasyonu üzerine, gittikçe sığılaşan bir ortamı temsil ettiği düşünülen Akveren Formasyonu'na ait bol fosilli kireçtaşları, uyumlu olarak gelmektedir. Çangaldağ Kompleksi, Ekinveren Fayı boyunca bu örtü birimlerinin üzerine tektonik olarak itilmiştir.

4.1.1.. GÜNEY BLOK

Çangaldağ Kompleksi

Çangaldağ Kompleksi, inceleme alanında farklı litoloji ve yaşlara sahip, dört farklı tektonik dilimden oluşmaktadır. Bunlar, Karapınar Birimi, Bulak Birimi, Bozarmut Birimi ve Sarpun Metamorfiti'dir. Bu birimler, aşağıda sırasıyla tanıtılacaktır.



Şekil 4. 1: İnceleme alanının tektono-stratigrafisi.

4.1.1.1. Karapınar Birimi

Tanım ve ad

Karapınar Birimi, güney bloğu oluşturan Çangaldağ Kompleksi içinde, başlıca metavolkanoklastik, metalav ve lav breşlerinden oluşan bir kaya topluluğu olarak ilk kez bu çalışmada tanımlanmış ve adını, birimin kuzey sınırında yer alan Karapınar Mahallesi'nden almıştır.

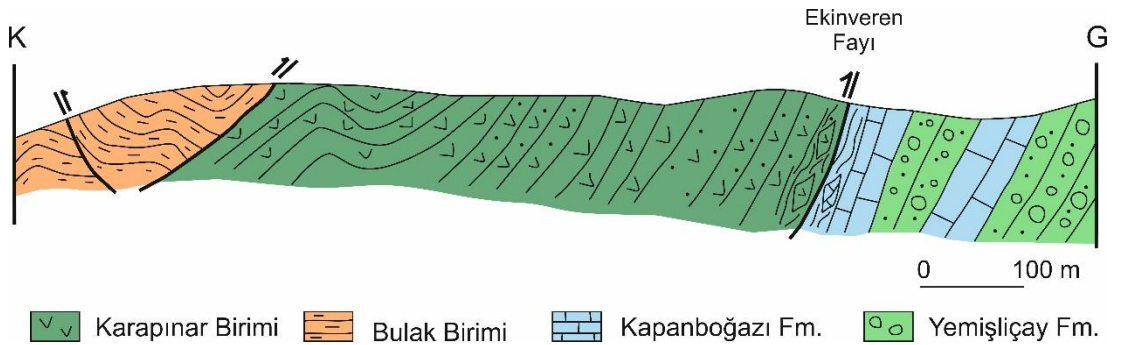
Yayılm ve Kalınlık

Bu birim, inceleme alanının güneydoğusunda, Akçakaya Tepe, Karakoç Sırtı ve Çal Sırtı'nın çerçevelediği bir alanda yüzylemektedir. Bu alanın güneybatısına doğru yayılımı daralmakta, Büyük Tepe ve çevresinde gözlenmektedir (EK 23). Birimin inceleme alanında ölçülen yapısal kalınlığı yaklaşık 1850 m'dir.

Dokanak İlişkileri

Alt dokanak: Karapınar Birimi'nin alt dokanağını, kendinden daha genç (Üst Kretase yaşlı) örtü birimlerinin üzerine itildiği Ekinveren Fayı oluşturur (Şekil 4. 2). Bu dokanak boyunca hem Karapınar Birimi'ne ait volkanik kayalar, hem de Kapanboğazı Formasyonu'nu oluşturan kireçtaşları kırıklı ve bloklu bir yapı kazanmıştır.

Üst dokanak: Üst dokanağında, kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı bir hat boyunca, Bulak Birimi ile tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 4. 2).



Şekil 4. 2: Karapınar Birimi'nin alt ve üst dokanak ilişkisini gösterir şematik kesit. Kuzeyden Bulak Birimi ile tektonik olarak üzerlenen Karapınar Birimi, güneyindeki alt dokanağında Üst Kretase yaşlı örtü birimleri üzerine Ekinveren Fayı boyunca itilmiştir. Karapınar Birimi ile Kapanboğazı Formasyonu faylı dokanak boyunca kırıklı ve bloklu bir yapı kazanmıştır.

Tip Kesit Tip Yer

Birim, tip kesitini Ayınbaşı Sırtı'nda çıkıntı yapmış mostralarında sunmaktadır. Burada yer alan metalavlar içinde özellikle ribekit mineralince zengin seviyeler, mavi bantlı yapısıyla dikkat çekmektedir. Küloğlu Tuzlası Tepe kuzeyindeki mostraları lav breşi, Karakoç Sırtı batısındaki Hamzaoğlu Dere vadisindeki mostralarda da volkanoklastik kayalar için temsilidir.

Kaya Türü Özellikleri

Karapınar Birimi'nde baskın olan litoloji, metavolkanoklastiklerdir. Bu kayaların altere yüzey renkleri mor, yeşilimsi mor ve kahverengi iken, taze yüzey renkleri mavimsi yeşil tonlarında görülmektedir (Şekil 4. 3a). Sıklıkla laminalanma ve derecelenme göstermektedirler. Ayınbaşı Sırtı ve güneybatısındaki mostralarda, mavi rengin belirgin olduğu seviyeler, çoğunlukla ribekit mineralince zengindir (Şekil 4. 3c). Volkanik kırıntılı bu seviyelerde yer yer kıvrımların geliştiği görülmektedir (Şekil 4. 5b, Şekil 4. 3b).

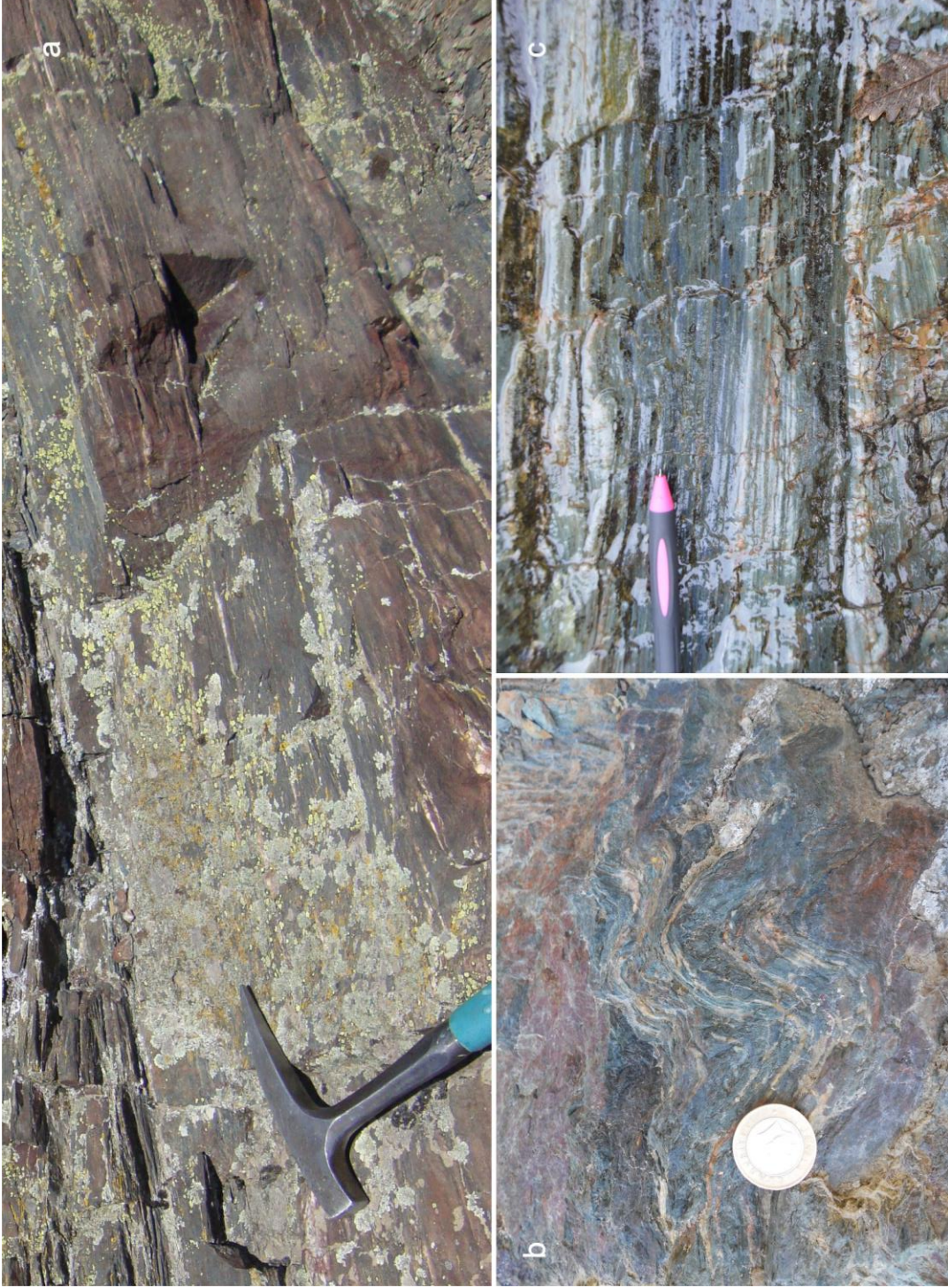
Metalavlar koyu mor, kahverengi alterasyon renklerine sahiptir. Taze yüzey renkleri yeşil-mavimsi koyu yeşil tonlarındadır. Bol kırık-çatlaklı metalavlarda, foliasyon düzlemleri çok iyi ayırd edilmemektedir.

Birimin yaygın olarak içerdiği bir diğer kaya türü lav breşleridir. Lav breşleri genel olarak köşeli çakıllardan oluşmakta, nadiren yuvarlak çakıllara rastlanmakta ve kötü boylanma göstermektedir. Tane boyları, 5-6 cm'lik çakıllardan, 20-50 cm kalınlıktaki tabakalar içinde 50 cm çapındaki bloklara kadar farklılık göstermektedir. Tane destekli olan bu seviyelerin içerdiği breşler, bazaltik kaya parçalarından oluşmaktadır. Tabaka kalınlıkları 20-50 cm arasında değişmektedir. Volkanoklastik ve lav breşlerinin aralanmasında yer yer masif lav, tuf ve çok nadiren de metaçamurtaş (sleyt) seviyeleri bulunmaktadır (Şekil 4. 4).

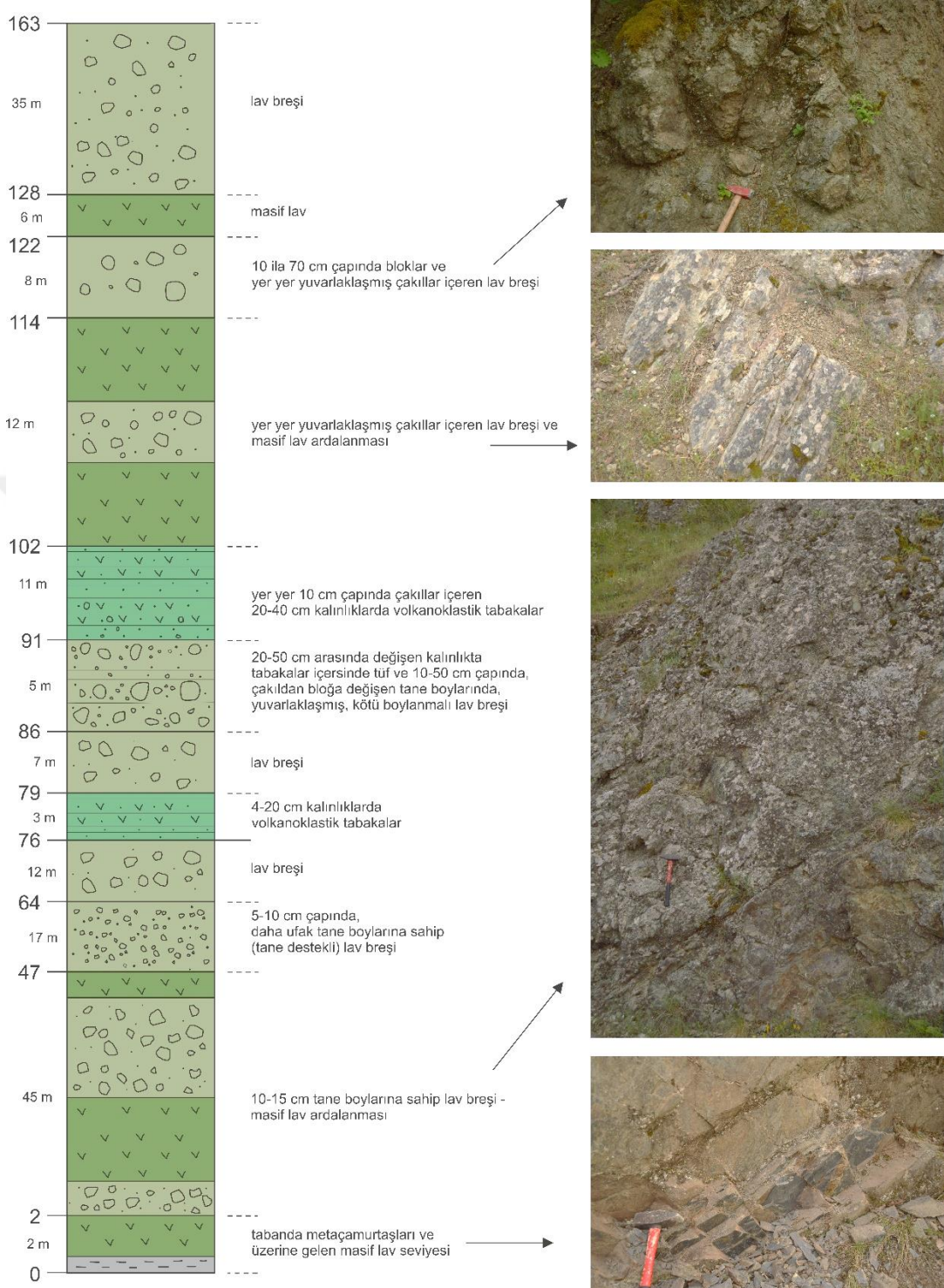
Lav breşleri içinde dikkat çeken bir seviye de 2 mm ile 20 cm arasında değişen köşeli çakıl ve bloklardan oluşan riyolitik moloz akmasıdır. Bu seviye Karakoç Sırtı'nın güneyindeki mostralarda yer almaktadır. Çakılların renkleri, kirli beyaz- mavimsi koyu gri arasında değişmektedir. Açık kahverengi alterasyon rengine sahiptirler. Daha çok tane destekli olan bu seviyelerde gözlenen matriks, kum boyutunda tanelerden oluşmaktadır.

Yaş

Bu çalışma kapsamında Karapınar Birimi'nden herhangi bir yaş verisi elde edilememiştir.



Şekil 4. 3: Karapınar Birimi arazi fotoğrafları. a. Aynınbaşı Sirtı'nda kahverengi alterasyon renkleriyle metavolknoklastik mostralari. b. Volkanik kırıntılı seviyelerde kıvrımınanma. c. Metavolkanoklastiklerde koyu mavi-lacivert renkleriyle halirinin rihak-it seviyeleri |



Şekil 4. 4: Küloğlutuzlası Tepe kuzeyinde ölçülmüş, Karapınar Birimi'ne ait 163 m kalınlığında ölçülü stratigrafik kesit.



Şekil 4. 5: Karapınar Birimi arazi fotoğrafları. a. Metalavlar içinde bindirme dilimleri (Karakoç Sırtı batısı). b. Metavolkanoklastiklerde kıvrımlanmalar (Karakoç Sırtı batısı). c. Metalav breşleri içinde riyolitik moloz akmaları (Karakoç Sırtı güneyi). d. Riyolitik moloz içinde 2 mmm ile 20 cm arasında değişen köşeli çakıl ve bloklar (Karakoç Sırtı güneyi).

4.1.1.2. Bulak Birimi

Tanım ve ad

Çangaldağ Kompleksi içinde geniş alanlar kaplayan Bulak Birimi, başlıca fillat türü kayalar ve yer yer fillatlarla yatay ve düşeyde geçişli olan metavolkanoklastiklerden oluşmaktadır. Adını, fillatlar için tip kesit mostralarını sunan Bulak Mahallesi'nden almıştır. Birim, ilk kez bu çalışmada, diğer Çangaldağ birimlerinden ayrı olarak haritalanarak, ayrıntılı olarak tanımlanmıştır.

Yayılm ve Kalınlık

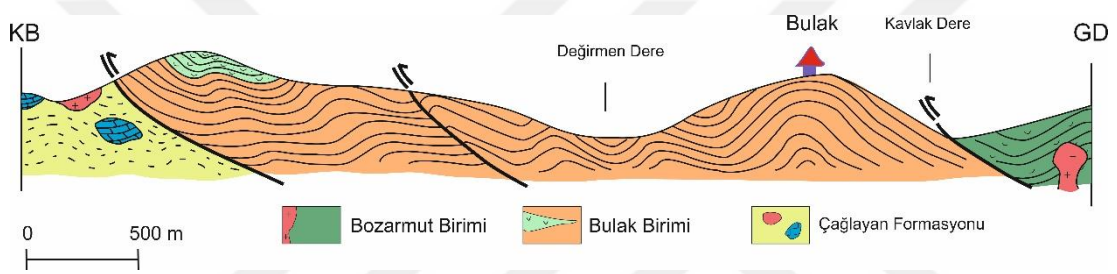
Fillatlarca baskın olan birimin kuzey sınırı, Dikmen'in kuzeydoğusundaki Çaylak Tepe'den başlayarak Bulak, Göynük, Tekçarıklar, Çatdere, Sıran Tepe hattında Kazıkuzu Mahallesi'ne kadar devam eder. İnceleme alanının güneyinde Otluboğaz ve Sarısamanlık Sırtları boyunca yüzeyleyen birim, güneydoğuda Safran, Akçakese, Karapınar ve Garipoğulları Mahalleleri'nde de gözlenmektedir (Şekil 2. 8). Metavolkanoklastikler, Dikmen mahallesinin güneyinde, Karagüneyi Tepe civarında; Sarpın ve Karaburun Mahalleleri civarında; Göynük Mahallesi'nin

kuzeydoğusunda; Boyalı Mahallesi ve kuzeybatısında; Güloğlu Mahallesi'nin batısında, Kıraç Tepe dolaylarında yüzulemektedir (Şekil 2. 8). İnceleme alanında geniş alanlar kaplayan birimin yapısal kalınlığı, çok kıvrımlı olması nedeniyle yaklaşık 1000 m'dir.

Dokanak İlişkileri

Alt Dokanak: Birim, inceleme alanının kuzeybatısında Çağlayan Formasyonu, kuzey doğuda Sarpun Metamorfiti, güneyde Karapınar Birimi üzerine tektonik olarak gelmektedir (Şekil 4. 6).

Üst Dokanak: Bozarmut Birimi, bu birim üzerinde tektonik olarak, düşük açılı bir fay ile yer almaktadır (Şekil 4. 7).



Şekil 4. 6: Bulak Birimi'nin Çağlayan Formasyonu ve Bozarmut Birimi ile olan dokanak ilişkisini gösterir şematik kesit.

Tip kesit, Tip Yer

Birime ait fillatlar, inceleme alanının kuzeybatısındaki Bulak Mahallesi ve civarındaki vadilerde, gözlem yapmak için en uygun mostralarını sunar. Fillatların en iyi gözleendiği yerlerden bir diğeri de, Karapınar Köyü kuzey çıkışı ile Akçakese Köyü'nü birbirine bağlayan yoldur (Şekil 4. 8). Metavolkanoklastikler ise yeşil taze yüzey rengi, epidot damarları ve laminalarıyla en iyi gözleendiği tip kesitini, Dikmen Mahallesi güneyinde, Karagüneyi Tepe'nin kuzey doğusunda, Çaylak Tepe'nin güneybatı yamaçlarında vermektedir.

Kaya Türü Özellikleri

Fillatlar, inceleme alanında, iyi gelişmiş foliasyonları, yağsı cilalı yüzeyleri ve gümüş grisi parlaklıklarıyla kolayca ayırt edilebilmektedir. Farklı mostralarında farklı renklerde gözlenen fillatlar tip kesitlerinin bulunduğu Bulak ve Karapınar köyleri civarında gri taze yüzey rengine sahiptir (Şekil 4. 8). Bölgenin kuzeydoğusunda kalan mostralarında ise yeşilimsi gri ve soluk kahve renklerde görülmektedir. Alterasyon renkleri koyu kahve, koyu turuncu tonlarını göstermektedir. Mineral bileşimi çıplak gözle görülemeyen fillatlar bazı seviyelerinde daha şistik kayalarla ardalanmalıdır.

Daha iyi tane boyutuna sahip bu kayalar, içerdikleri mika pulcuklarının gözle seçilmesine imkân sağlamaktadır. Bu daha kaba taneli seviyeler daha çok sarımsı rengeyle de kendini belli eder. Grafitçe zengin seviyeler içeren fillatlar ise eli boyamakta ve koyu gri-siyah renklere gözlenmektedir. Zaman zaman su çıkışıyla kendini belli eden fay zonlarında da koyu gri- siyah renklere bulunmaktadır.



Şekil 4. 7: Bulak Birimi'nin Bozarmut Birimi ile olan tektonik dokanağı. a ve b. Granitle kesilmiş Bozarmut Birimi'nin Kavlak Dere'de, düşük açılı bir bindirme fayı ile Bulak Birimi üzerinde yer aldığı dokanak. c. Dokanakta gelişmiş fay breşleri.



Şekil 4. 8: Karapınar Köyü- Fillat mostrasından genel görünüm.



Şekil 4. 9: a. Fillatlarla birlikte kıvrımlanmış ince kuvars damarları. b. Kuvars damarının oluşturduğu bir kapalı kıvrım.



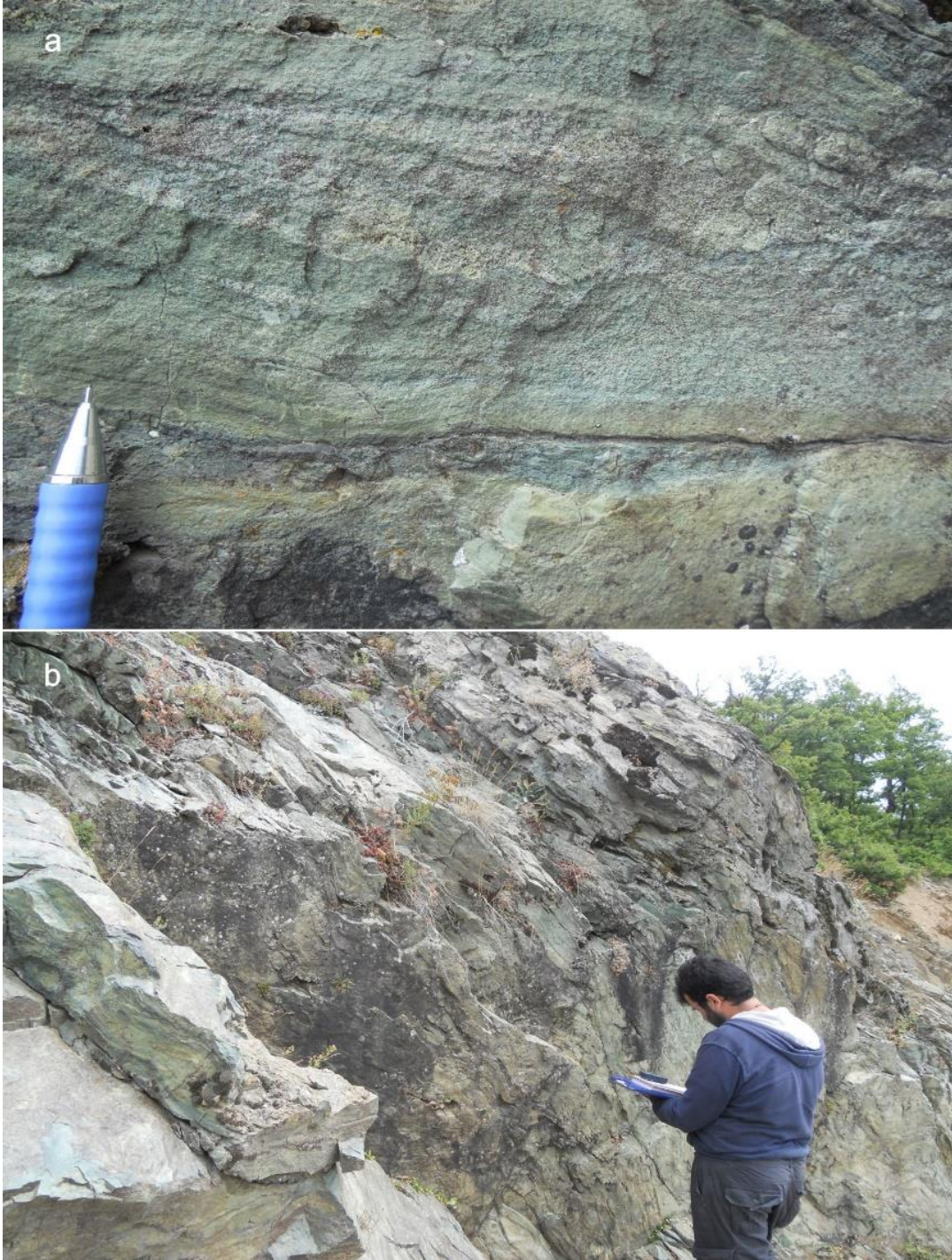
Şekil 4. 10: a ve b. Fillatlarla birlikte kıvrımlanmış, farklı kalınlıklarda kuvars damarları. c. Foliasyona dik kuvars damarı. Bu damar yerleşikten sonra foliasyon gelişmiş, damar da bu foliasyondan etkilenmiştir. Sonrasında kuvars damarının da fillatlarla birlikte kıvrımlanmış olduğu görülüyor. d) Fillatlarda gözlenen buruşma kıvrımları. |

Fillatlarda dikkat çeken bir diğer özellik çok fazla kıvrımlanmış olmaları ve iyi gelişmiş buruşma klivajları içermeleridir (Şekil 4. 9). Yaygın olarak gözlenen bir diğer unsur, bazı mostralarında saf örnek almaya izin vermeyecek kadar yoğun olarak kalın kuvars damarlarıyla kesilmesidir. Kuvars damarlarının kalınlıkları yarım cm'den 10 cm'ye kadar değişmektedir. Taze yüzey renkleri beyazdır, alterasyonla koyu sarı bir renk aldıkları görülmektedir. Yer yer foliasyonu dike yakın kestikleri gözlenirse de, bu damarlar genel olarak foliasyona paralel gelişmiş, çoğu zaman da fillatlarla birlikte kıvrımlanmıştır (Şekil 4. 10).

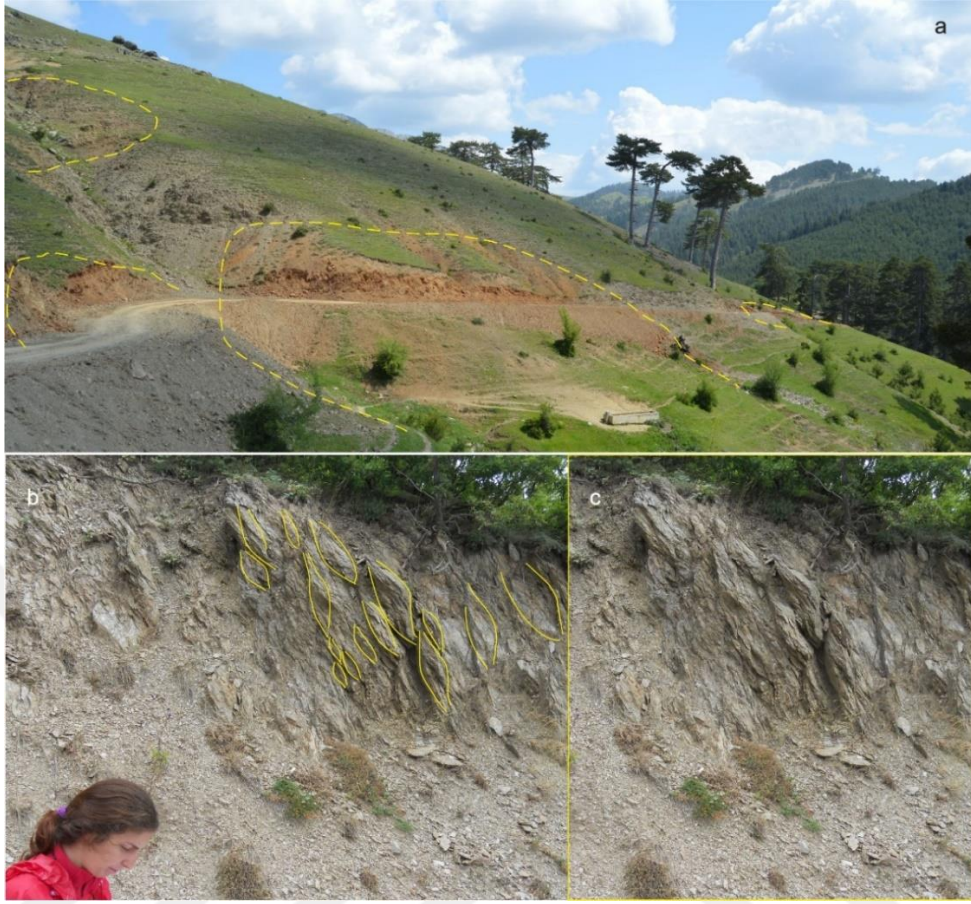
Metavolkanoklastikler, sahada farklı renkler ve dokularda gözlenmekte ve fillatlar ile yer yer ince seviyeler halinde ardalanmalı olarak bulunmaktadır. Bu kayalar, fillatlardan, yeşil tonlarındaki taze yüzey renkleri ve laminalanmaları, daha az foliasyona ve nadiren de olsa gözle görülebilecek derecelenmeye sahip olmalarıyla ayırt edilirler. Bazı mostralarda özellikle yeşilimsi gri renkli fillatlardan ayrılması oldukça güçtür. Taze yüzey renkleri genellikle koyu yeşil olan metavolkanoklastikler, ince epidot bantları içerdiklerinde daha açık yeşil renklere gözlenmektedir. Sarımsı yeşil renkli olan bu epidotça zengin seviyeler, genellikle birkaç mm kalınlığındadır (Şekil 4. 11a). Bulak Birimi, Garipoğulları Mahallesi civarında, fillatların volkanoklastiklerle ardalanmalı olduğu mostralarında, yer yer ince çört seviyeleri de içermektedir.

Metavolkanoklastiklerin altere yüzeyleri ise koyu kahve, koyu turuncu renklindedir. Yer yer kuvars damarları içerirler ancak bu damarlar fillatlarda olduğu kadar yaygın ve kalın değildir. Kıvrımlanmanın gözlenmediği durumlarda, çapraz tabakalanmaları ve derecelenmeyi ayırt etmek mümkündür (Şekil 4. 11a).

Metavolkanoklastikler, fillatlarla yanal ve düşey olarak geçişlidirler (Şekil 4. 12a). Bazı mostralarda fillatlarla sık ardalanmaları, özellikle yoğun ormanlık alanlarda bu litolojiye ait kayaların takibini ve ayrıca haritalanmalarını zorlaştırmış, küçük ölçekteki ufak mostralarda da fillatlara dâhil edilmiştir. Bazı mostralarda ise uyumlu dokanakları dubleks yapıları geliştirecek kadar tektonizmanın etkisi altında kalmıştır (Şekil 4. 12b).

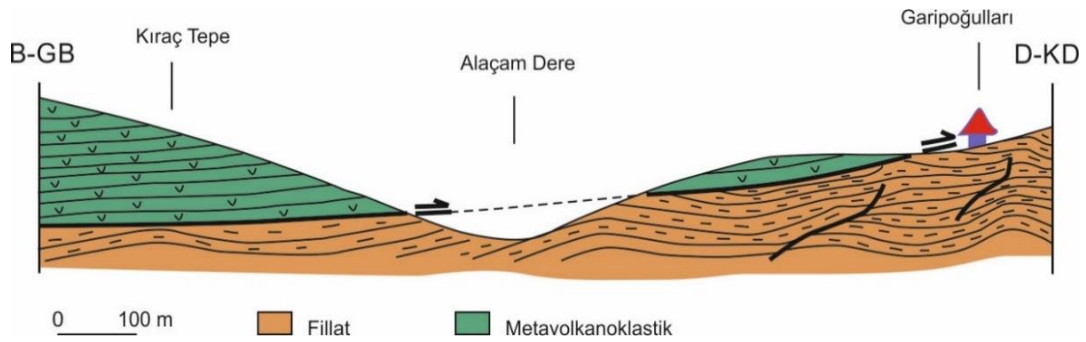


Şekil 4. 11: Karagüneyi Tepe'nin kuzey doğusunda yüzeyleyen metavolkanoklastik mostraları. a) Metavolkanoklastiklerde laminalanma, açık yeşil renkli klorit ve epidotça zengin seviyeler ve çapraz tabakalanma. b) Metavolkanoklastikler, genel görünüm.



Şekil 4. 12: a. Yanal ve düşeyde geçişli olan fillat ve volkanoklastiklerin Dikmen Mahallesi batısında arıdalanması. b ve c. Volkanoklastiklerin üzerinde yer alan fillatların, dokanakta sahip olduğu dubleks yapıları.

Kıraç Tepe – Garipoğulları Mahallesi hattı boyunca metavolkanoklastikler, fillatların üzerine itilmişlerdir (Şekil 4. 13). Garipoğulları Mahallesi civarında, fillat ve metavolkanoklastiklerin tektonik dokanaklarının yanı sıra uyumlu, stratigrafik dokanakları da gözlenmektedir (Şekil 4. 14).



Şekil 4. 13: Kıraç Tepe - Garipoğulları Mahallesi hattı boyunca fillatların üzerine tektonik olarak yerleşmiş metavolkanoklastikler.



Şekil 4. 14: Garipoğulları Mahallesi civarında fillat ve volkanoklastiklerin sonradan faylanan stratigrafik dokanağı.

Yaş

Bu çalışma kapsamında, görece olarak daha iri taneli fillat seviyelerinden ve metavolkanoklastiklerden U/Pb izotop yaşlarının saptanması amacıyla alınan altı yaş örneğinden zirkon minerali elde edilmeye çalışılmış, ancak hiçbir örnekte zirkon bulunamamıştır. Birime ait elde edilmiş tek yaş verisi Okay ve diğ. (2013)'ye ait olan, fillatlardaki muskovitlerden elde edilmiş Ar-Ar yaşıdır. Bu yaş verisine göre metamorfizma yaşı Alt Kretase (125.0 ± 1.4 My – Barremiyen-Apsiyen ve 136.1 ± 3.8 My – Valanjiniyen) olarak rapor edilmiştir.

4.1.1.3.Bozarmut Birimi

Tanım ve Ad

Bozarmut Birimi ilk kez bu çalışmada yer yer ufak metagranitik stoklarla kesilmiş felsik ve bazik metavolkanik kayalardan oluşan bir istif olarak tanımlanmıştır. Birim adını, felsik ve bazik lavların yüzeyletiği Bozarmut Köyü'nden almıştır.

Yayılım ve Kalınlık

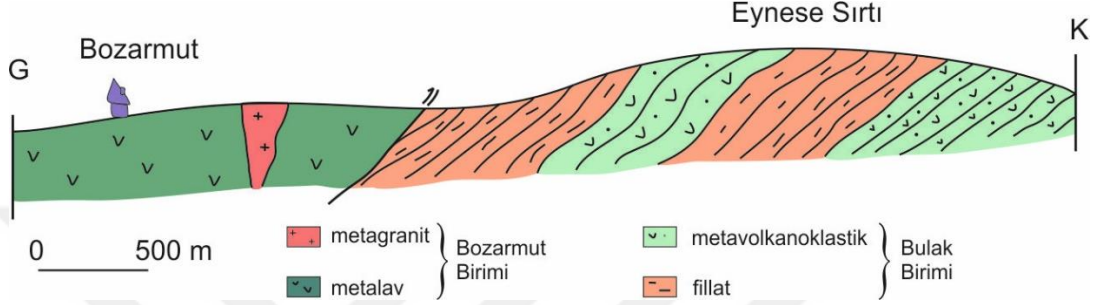
Bozarmut Birimi, haritalama alanının yaklaşık 1/3'ünü kaplamaktadır. İnceleme alanının güneybatısında, Çebiş Yaylası, Bozarmut Mahallesi, Deliibrahim Türbesi Tepe, Karanlıkderebaşı Sırtı, Samanlıkyeri Tepe ve Düздаğ'ın yaklaşık sınırlarını oluşturduğu bir çokgen içinde, oldukça ormanlık bir bölgede yer almaktadır. Birimin yapısal kalınlığı 1500 m'dir.

Dokanak İlişkileri

Alt dokanak: Birimin alt dokanağını, üzerine tektonik olarak yerleştiği Bulak Birimi oluşturur (Şekil 4. 6, Şekil 4. 7b ve c, Şekil 4. 15).

Üst dokanak: Bozarmut Birimi'nin üst dokanağı, inceleme alanında gözlenmemiştir.

Birim, ufak metagranitik stoklarla farklı lokasyonlarda kesilmektedir (Şekil 4. 15, Şekil 4. 21).



Şekil 4. 15: Bozarmut ve Eynese Sırtı arasında Bozarmut ve Bulak Birimleri'nin ilişkisini gösterir enine kesit.

Tip kesit, Tip Yer

Bozarmut Birimi, tip kesitini Bozarmut'u Boyalı'ya bağlayan orman yolundaki açık mostralarda sunarlar (Karaahmet Dere vadisi). Daha batıda haritalanan mostralara, yoğun orman nedeniyle tip kesit özelliği gösterememektedir.

Kaya Türü Özellikleri

Bozarmut Birimi'nde hâkim litoloji bazaltik metalavlarla temsil edilir (Şekil 4. 16a, b). Birimin temelinde bulunan bu lavlar, arazide daha çok koyu mor, kahverengi alterasyon renkleriyle tanınmaktadır (Şekil 4. 18b ve c). Taze yüzey renkleri yeşil-mavimsi koyu yeşil olan metalavlardan yoğun alterasyon nedeniyle taze örnek alınabilecek mostralara bulmakta zorlanılmıştır. Yoğun ormanlık alanlarda ise bitki örtüsünün aralandığı ufak alanlarda takip edilebilmektedir. Bu istif içinde yaygın olarak, kirli beyaz- sarımsı alterasyon, beyaz taze yüzey renkleriyle ayıt edilen metariyolit seviyeleri bulunmaktadır. (Şekil 4. 18).



Şekil 4. 16: Metalavların genel görünümü. a. Karahmet Dere. b. Domuzburnu Tepe kuzeyi, metalavlarda B-KB eğimli foliasyonlar.

Ancak metabazalt ve metariyolitlerin stratigrafik ilişkileri inceleme alanında net olarak gözlenememektedir. Tuzla Tepe'nin kuzeydoğusundaki mostralarda (Şekil 2. 8), metariyolitlerin metabazaltlar üzerinde yataya yakın bir konumda olduğu görülmüştür. Ancak bu metariyolit yerleşiminin, eşzamanlı bir volkanizmanın ürünü olarak metabazaltlarla

ardalanma sonucu mu yoksa daha sonra gelişmiş bir sil yerleşimi mi olduğunu saptamak güçtür. Bozarmut Köyü civarındaki mostralardaki koyu yeşil-beyaz renk değişimiyle kendini belli eden metabazalt-metariyolit ardalanması ise daha çok eş zamanlı bir volkanizmaya işaret etmektedir. Haritalama alanının dışında, batıda yer alan mostralarda ise (Dereköy civarında), metariyolitlerin, daha mafik dayklarla kesildiği de gözlenmektedir (Şekil 4. 17).



Şekil 4. 17: Haritalama alanının dışında, daha batıda yer alan Dereköy civarında gözlenen mafik ve felsik dayklar.

Metariyolit seviyeleri içinde Tuzla Tepe kuzeyindeki mostralarda, henüz konsolide olmamış sulu sedimentlerle sıcak lav ya da sıcak piroklastik akıntılar arasındaki etkileşimden meydana gelen peperitik (Scrope, 1827; White ve diğ., 2000) oluşumlar gözlenmektedir (Şekil 4. 19).

Bozarmut Birimi, başlıca fillatlardan oluşan Bulak Birimi'ne göre daha az foliasyon ve kıvrım içermekte, çoğunlukla masif mostralara sunmaktadır. Metalavlar, birçok farklı lokasyonda irili ufaklı granitik stoklarla kesilmektedir.

Metalavlar içinde ayrıca yer yer ufak cevher oluşumları gözlenmekte, bornit, pirit, malakit ve kükürt gibi mineral zenginleşmelerine rastlanılmaktadır (Şekil 4. 20).



Şekil 4. 18: Yeşil renkli metalav ve sarımsı beyaz metariyolitler. Bozarmut Köyü civarı.



Şekil 4. 19: Tuzla Tepe kuzeyinde, metariyolit seviyelerinde peperitik oluşumlar.



Şekil 4. 20: Metalavlar içinde görülen mineral zenginleşmeleri. a ve b. Malakitler. c. Bornit.

Yaş

Bu çalışma kapsamında Bozarmut Birimi'ne ait metariyolitlerden U-Pb zirkon yaş verisi elde edilmiştir. Bu analizin sonuçları Jeokronoloji Bölümü'nde ayrıntılı olarak verilmektedir.

4.1.1.4. Metagranitler

Tanım ve Ad

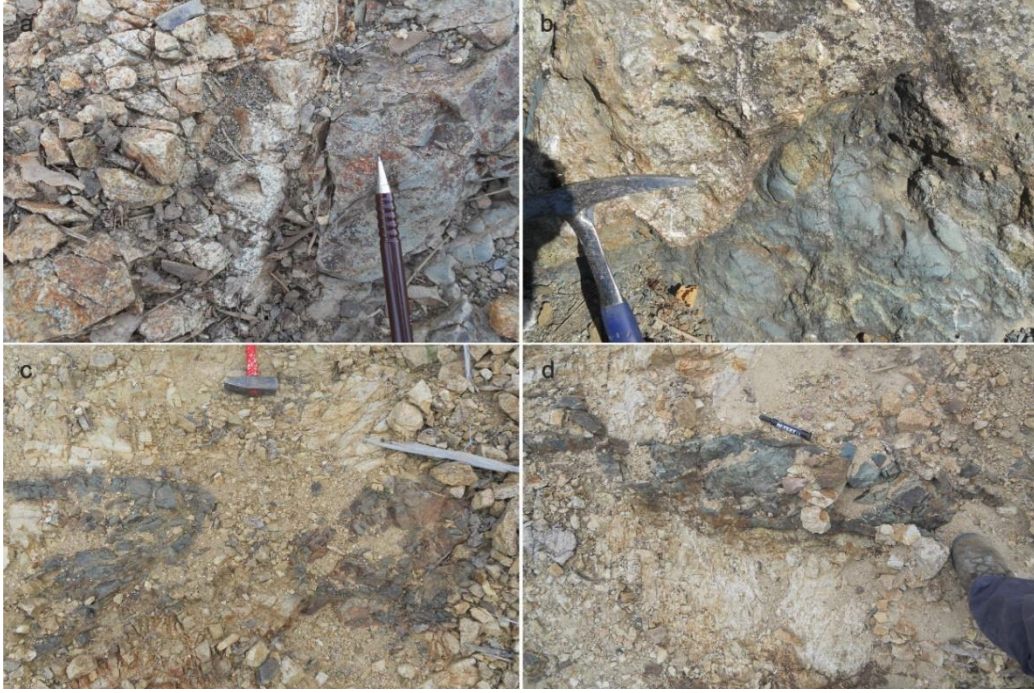
Bozarmut Birimi'ne ait bazaltik metalavları birçok farklı lokasyonda kesen granitik stoklar, bu başlık altında anlatılmaktadır.

Yayılm

Granitler, Düzdağ güneydoğusunda Gökyar Tepe; Bozarmut'un güneydoğusunda ise Çaltepe ve Domuzburnu Tepe civarında 150 m'den 1.km'ye kadar farklı uzun eksenleri olan stok boyutlarında ve zor tespit edilen mostralarda halde bulunmaktadır (Şekil 2. 8).

Dokanak İlişkileri

Metagranitler, Bozarmut Birimi'ne ait bazaltik metalavları sıcak dokanak ile kesmektedir. Bu dokanaklar, bazı lokasyonlarda düzensiz, girintili çıkıntılı sınırlar halinde, granitlerin, lavların içine körfezler oluşturarak sokulduğu şekillerde gözlenmektedir (Şekil 4. 21b). Bazı lokasyonlarda ise metalavlar, metagranitlerin içinde yarım ila 1 m'lik parçalar halinde kalmıştır.



Şekil 4. 21: Metalavları kesen metagranitler.

Tip kesit, Tip Yer

Granitler için en açık mostralar, Bozarmut Köyü'nün kuzeybatısında, Kavtak Dere vadisinde yer almaktadır. Diğer lokasyonlarda hem yoğun ormanlık alan, hem de çok ayrılmış olmaları nedeniyle zor tespit edilmektedirler.

Kaya Türü Özellikleri

Granitler koyu yeşil, gri ve beyaz taze kırık yüzey renkleri göstermektedir. Altere yüzeyleri genellikle sarı - açık kahve renklindedir. Ormanlık alanda tespit edildikleri lokasyonlarda hem bitki örtüsünün altında kalmış olmaları hem de oldukça parçalanmış bulunmaları, örnek alımını zorlaştırmaktadır (Şekil 4. 21).

Yaş

Bu çalışma kapsamında metagranitlerden U-Pb zirkon yaş verisi elde edilmiştir. Bu analizin sonuçları Jeokronoloji Bölümü'nde ayrıntılı olarak verilmektedir.

4.1.1.5.Sarpun Metamorfiti

Tanım ve Ad

İlk kez bu çalışmada tanımlanan Sarpun Metamorfiti, mermer, fillat, metabazit, kuvars-mikaşist ve kalkıştlerden oluşan ve içinde yer yer serpantin dilimleri içeren metasedimenter bir istifdir. Çangaldağ Kompleksi'ni oluşturan diğer tektonik dilimlerden farklı yaşı ve litolojisi nedeniyle ilk kez bu çalışmada ayrıca tanımlanarak, adını, birimin yüzelediği alanda bulunan Sarpun Köyü'nden almıştır.

Yayılm ve Kalınlık

Birimin kuzey sınırı, Sarıseki Mahallesi'nin güneyinden başlar, doğuya doğru Yalakdere, Süle, Üçkaya ve Kayadibi (II) Mahalleleri'nin yer aldığı bir hat boyunca devam eder. Güney sınırı ise Kazıkuzu, Koççağız ve Çatdere Mahalleleri'nin kuzeyinden geçmektedir (Şekil 2. 8). Yaklaşık 20 km²'lik bir alanda yayılım göstermektedir. Yapısal kalınlığı 660 m olarak ölçülmüştür.

Dokanak İlişkileri

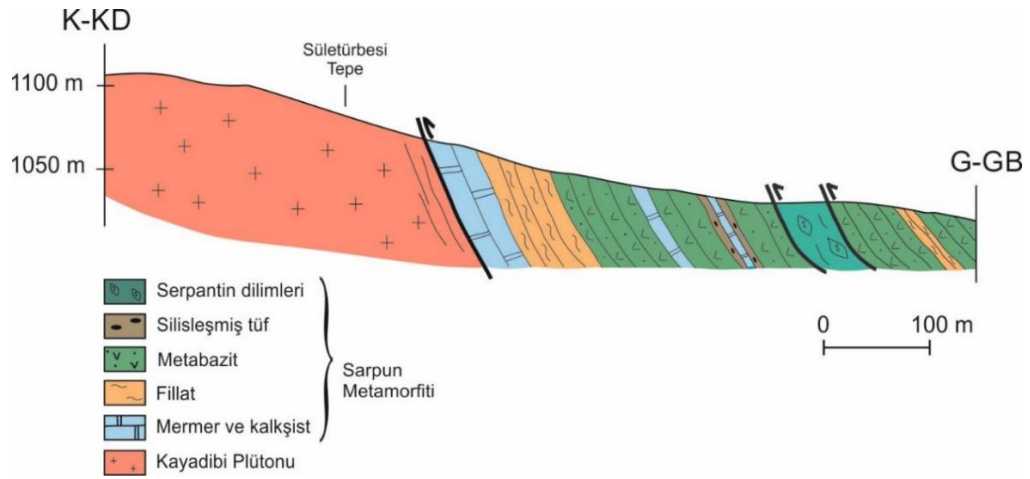
Alt dokanak: Sarpun Metamorfiti'nin alt dokanağında Kayadibi Plütönu bulunmaktadır. Güney bloğa ait olan birim, kuzey ve güney bloğun sınırını oluşturan makaslama zonu boyunca, inceleme alanının kuzeybatısında yüksek açılı ters bir fay ile Kuzey Blok'taki Kayadibi Plütönu üzerine itilmiştir. (Şekil 4. 22, Şekil 4. 23). Yalnızca bir lokasyonda (Kayadibi-II Köyü doğusunda), dike yakın bir açıyla Kayadibi Plütönu'nun Sarpun Metamorfiti üzerinde yer aldığı gözlenmiştir (Şekil 4. 24).

Dokanakta, hem Kayadibi Plütönu'na ait magmatik kayalarda, hem de Sarpun Metamorfiti'ne ait mermerlerde foliasyonlar belirgindir (Şekil 4. 22, Şekil 4. 26). Bu dokanak boyunca Sarpun Metamorfiti'nin tabanını oluşturan mermerler, Kayadibi Plütönu üzerinde, kesintili bir hat boyunca dizilmiş, 20 m'den 200 m'ye kadar genişlikte, dokanak boyunca kesintili, merceksi mostralara sunmaktadır. Bu mostraların yaklaşık K-KB-G-GD uzanımlı dizilimleri, dokanağın doğrultusu ile uyumludur (Şekil 4. 25). Birimin içerdiği fillatların foliasyonları, dokanağa yaklaştıkça dikleşmektedir (Şekil 4. 22b). Dokanak boyunca yer yer su çıkışları gözlenmekte, fillatların renkleri koyulaşmaktadır (Şekil 4. 27).

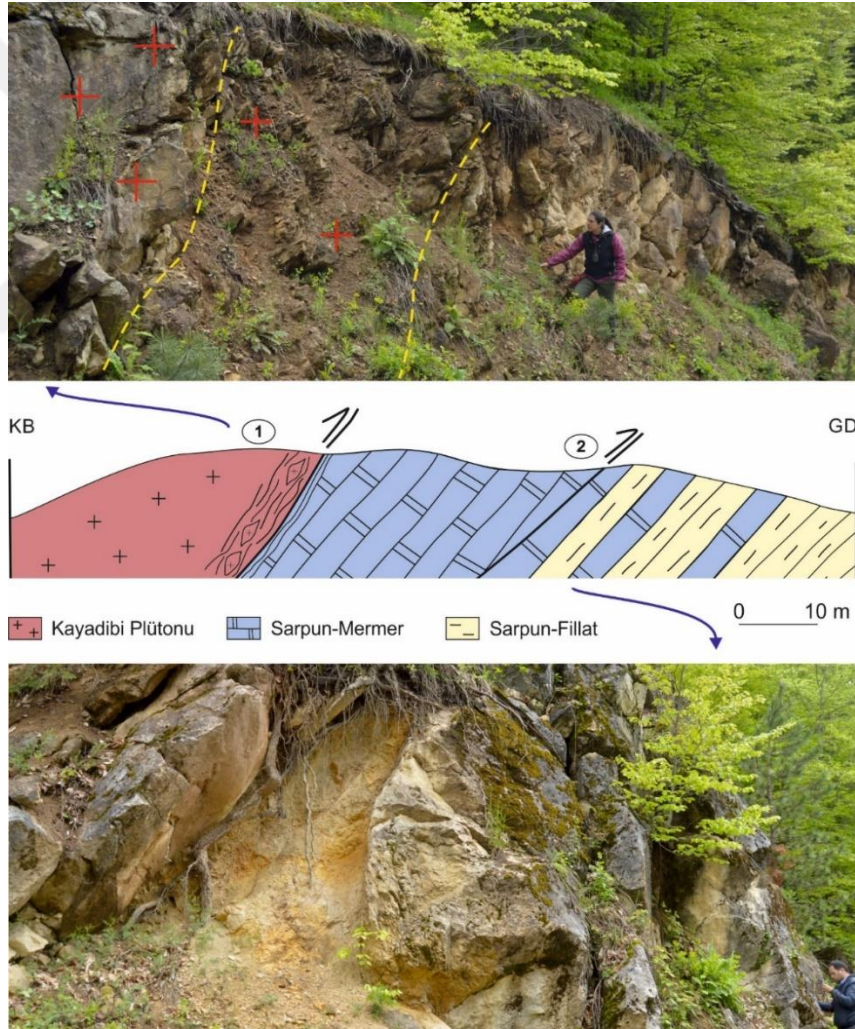
Üst dokanak: Sarpun Metamorfiti, güney dokanağında ise başlıca fillatlardan oluşan Bulak Birimi ile yine tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 4. 27).



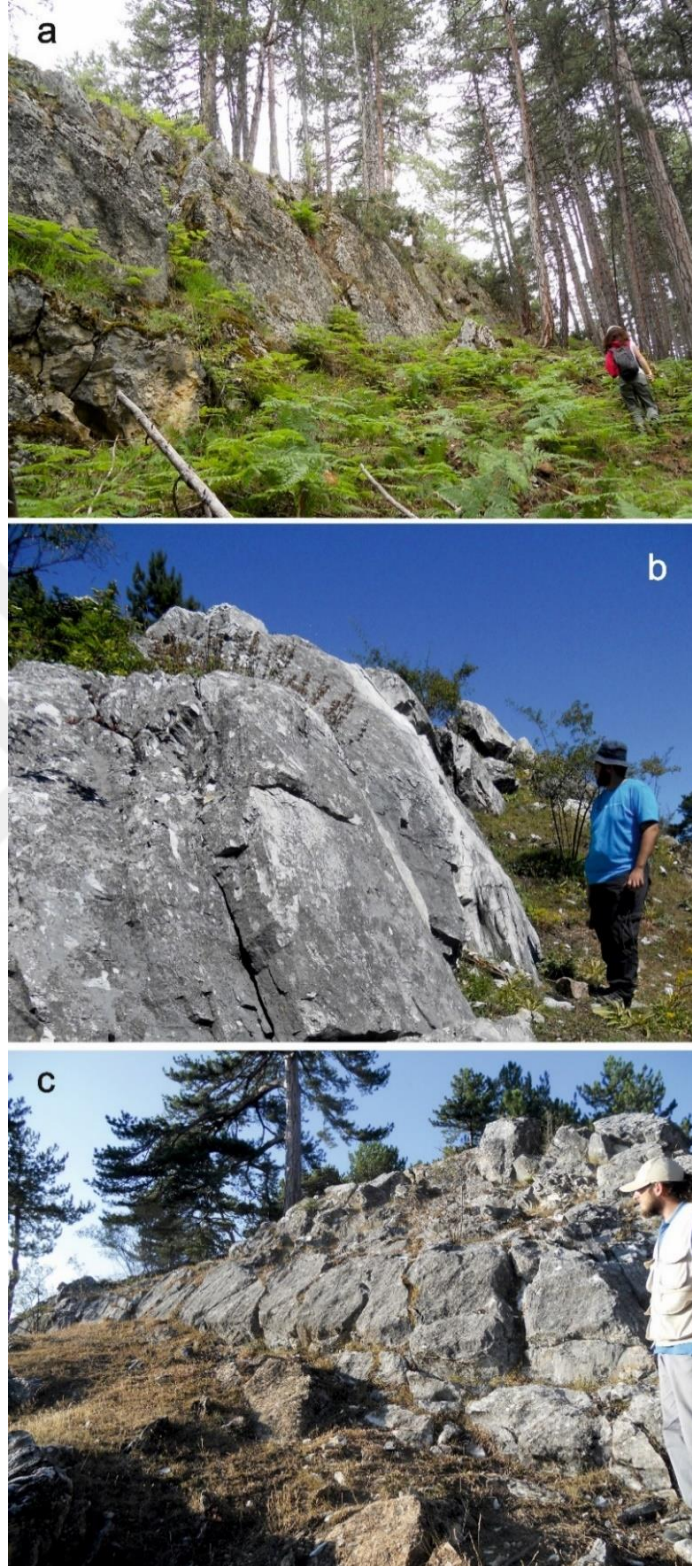
Şekil 4. 22: Sarpun Metamorfiti'nin dokanak ilişkileri. a ve b. Kayadibi II Mahallesi kuzeydoğusunda Sarpun Metamorfiti'nin tabanındaki mermerlerle Kayadibi Plütonu'nun ilişkisi ve bu dokanağa yaklaştıkça foliasyon eğimleri dikleşmiş fillatlar (Süle Mahallesi). c. Mermerlerde mikro bindirmeler.



Şekil 4. 23: Sarpun Metamorfiti ve Kayadibi Plütönu'nun Yalacdere vadisindeki dokanak ilişkisini gösterir şematik enine kesit.



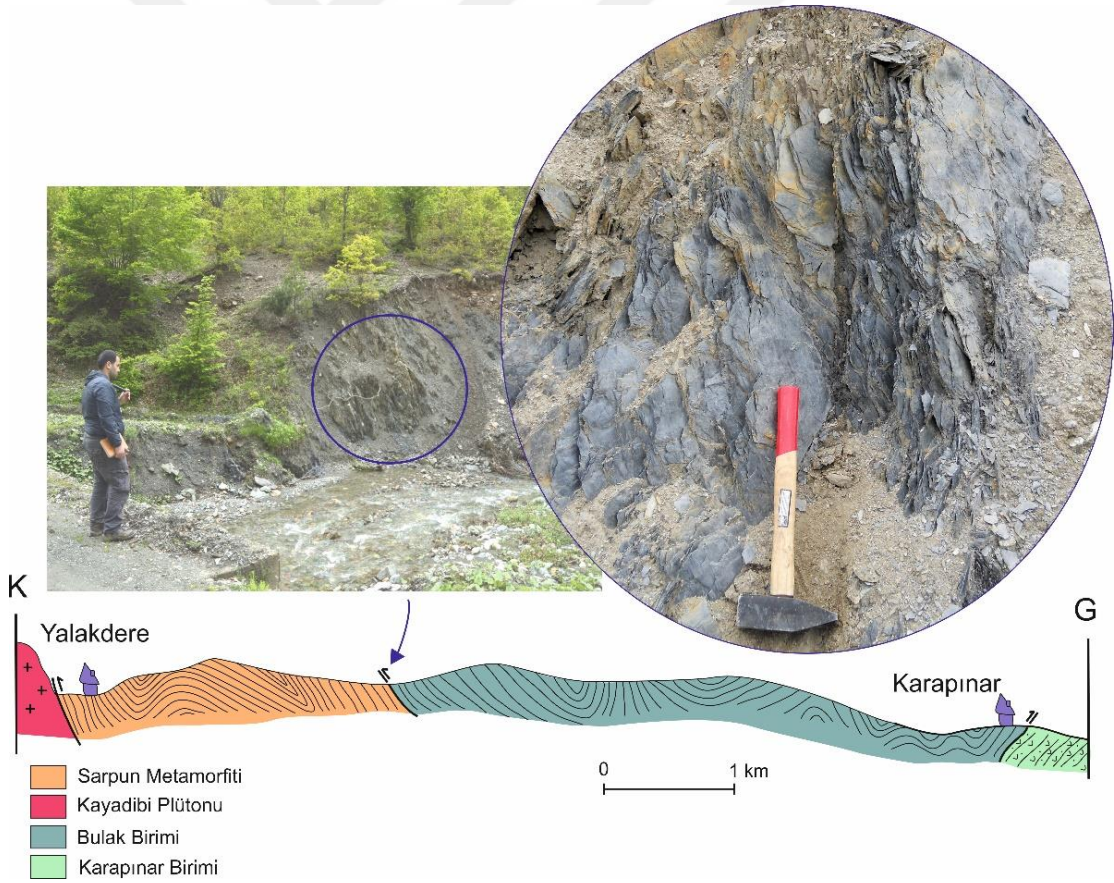
Şekil 4. 24: Danguç Mahallesi kuzeydoğusunda, Sarpun Metamorfiti'ne ait mermerler üzerinde ters fayla yer alan Kayadibi Plütönu. 1. Kayadibi Plütönu kayalarında ezik ve bloklu zon. 2. Mermerler içinde faylanma.



Şekil 4. 25: Sarpun Metamorfiti'nin tabanını oluşturan mermerlerin, Kayadibi Plütünü'yle dokanağındaki kesintili dizilimleri. a. Sületürbesi Tepe güneyi (kuzeydoğuya bakış), b. Göller Tepe kuzeybatısı (kuzeydoğuya bakış). c. Sarısökü Mahallesi girişi (kuzeybatıya bakış).



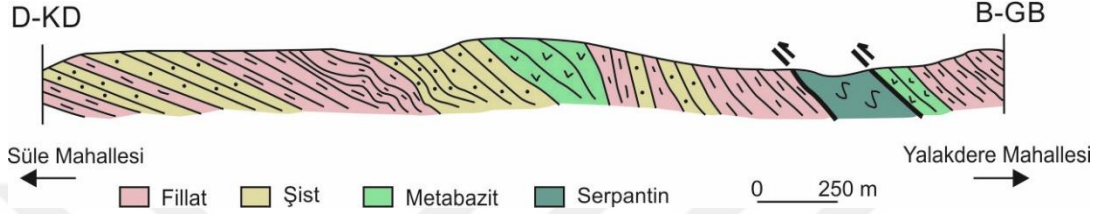
Şekil 4. 26: Yalak Mahallesi kuzeyi, dokaındaki mermerlerde foliasyon (Tali bir traktör yolunun zeminine bakış).



Şekil 4. 27: Kayadibi Plütonu, Sarpun Metamorfiti, Bulak Birimi ve Karapınar Birimi'nin ilişkisini gösterir şematik kesit.

Tip kesit, Tip Yer

Sarpun Metamorfiti, tip kesitini, Sarpun'un yaklaşık 1 km kuzeybatısında bulunan Yalakdere vadisinde sunmaktadır. Bu kesitte tabandaki mermerlerden başlayarak, yer yer çört, fillat ve ince mermer seviyeleriyle ardalımalı metabazit istifleri en iyi şekilde gözlenmektedir. Şistlerin baskın hale geldiği ve serpantin dilimlerinin yer aldığı kesit ise, Sarpun çevresinde ve Sarpun'nun kuzeyinden geçen Süledere vadisinde yüzeylenmektedir (Şekil 4. 28).



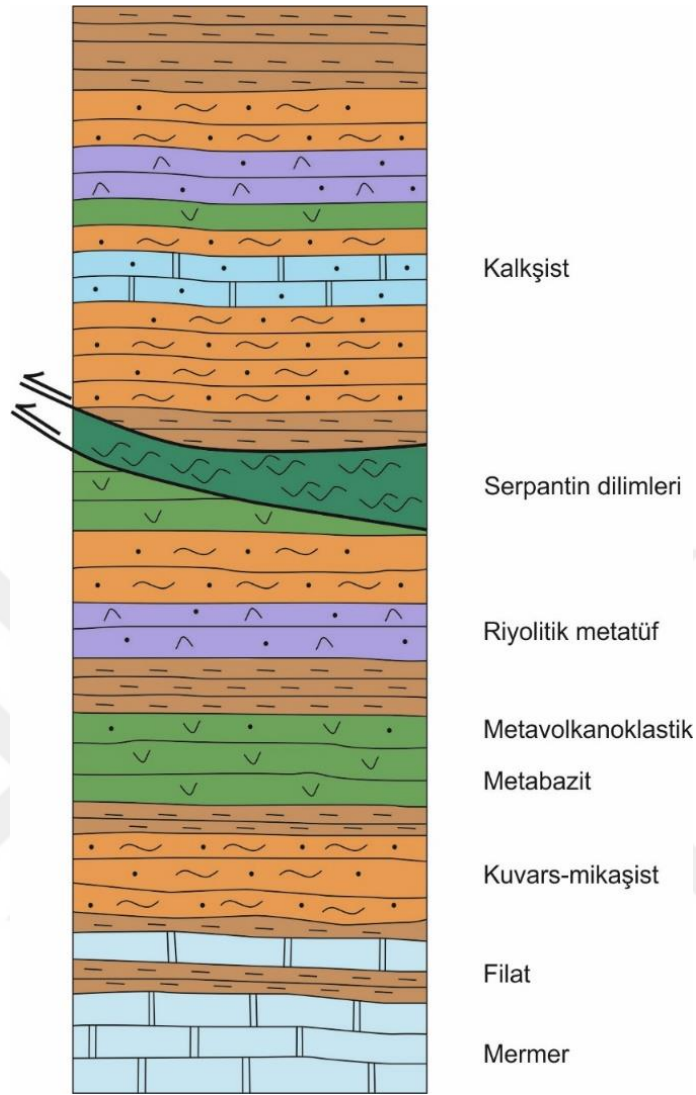
Şekil 4. 28: Sarpun Metamorfiti'nin Süle Dere vadisindeki şist ve fillatça zengin seviyelerini ve bu seviyeler arasına yerleşmiş serpantin dilimlerini gösterir şematik enine kesit.

Kaya Türü Özellikleri

Sarpun Metamorfiti'nin inceleme alanında gözlenebilen tabanı, bir mermer seviyesiyle başlar (Şekil 4. 29, Şekil 4. 30a). Bu mermer seviyesi üzerine fillatlar gelmektedir. Birim, üste doğru, metabazitlerle arakatkılı silisleşmiş tuf, fillat, kuvars-mikaşist ve kalkşistlerin ardalandığı bir istif ile devam eder. Bu istif yer yer, tektonik olarak yerleşmiş serpantin dilimleri ile kesintiye uğramaktadır.

Mermerler, tabanda yaklaşık 100 m'lik bir kalınlıkla yer alırlar. Altere yüzey renkleri kirli beyaz-sarı, taze yüzeyleri beyazdır. Sarpun Metamorfiti'nin Kayadibi Plütünü'yle olan dokanağa yaklaştıkça, kendi içinde kuzeye doğru itildiklerini gösteren mikro bindirmelere sahiptir ve yoğun foliasyonludur (Şekil 4. 22c, d). Dokanaktan uzaklaştıkça foliasyon düzlemleri kaybolmaktadır. İlksel tabakalanmanın ve bantlaşmanın gözlenmediği masif bir yapı sunarlar. Kırık yüzeylerinde rekristalize doku belirgindir.

Fillatların alterasyon renkleri kahverengi ve yeşilimsi gri tonlarda, taze yüzey renkleri gri-koyu gridir. Grafitçe zengin seviyeleri daha koyu gri renkleriyle belirgindir (Şekil 4. 30b). Foliasyon çok iyi gelişmiştir. Fillatlar, Sarpun Metamorfiti içinde daha yoğun kıvrımlanmış seviyeleri temsil eder. Foliasyon düzlemleri üzerinde, kıvrımlanmadan dolayı gelişmiş buruşma klivajları belirgindir. 0.5-2 cm kalınlığında ince kuvars damarlarıyla kesilmektedir.



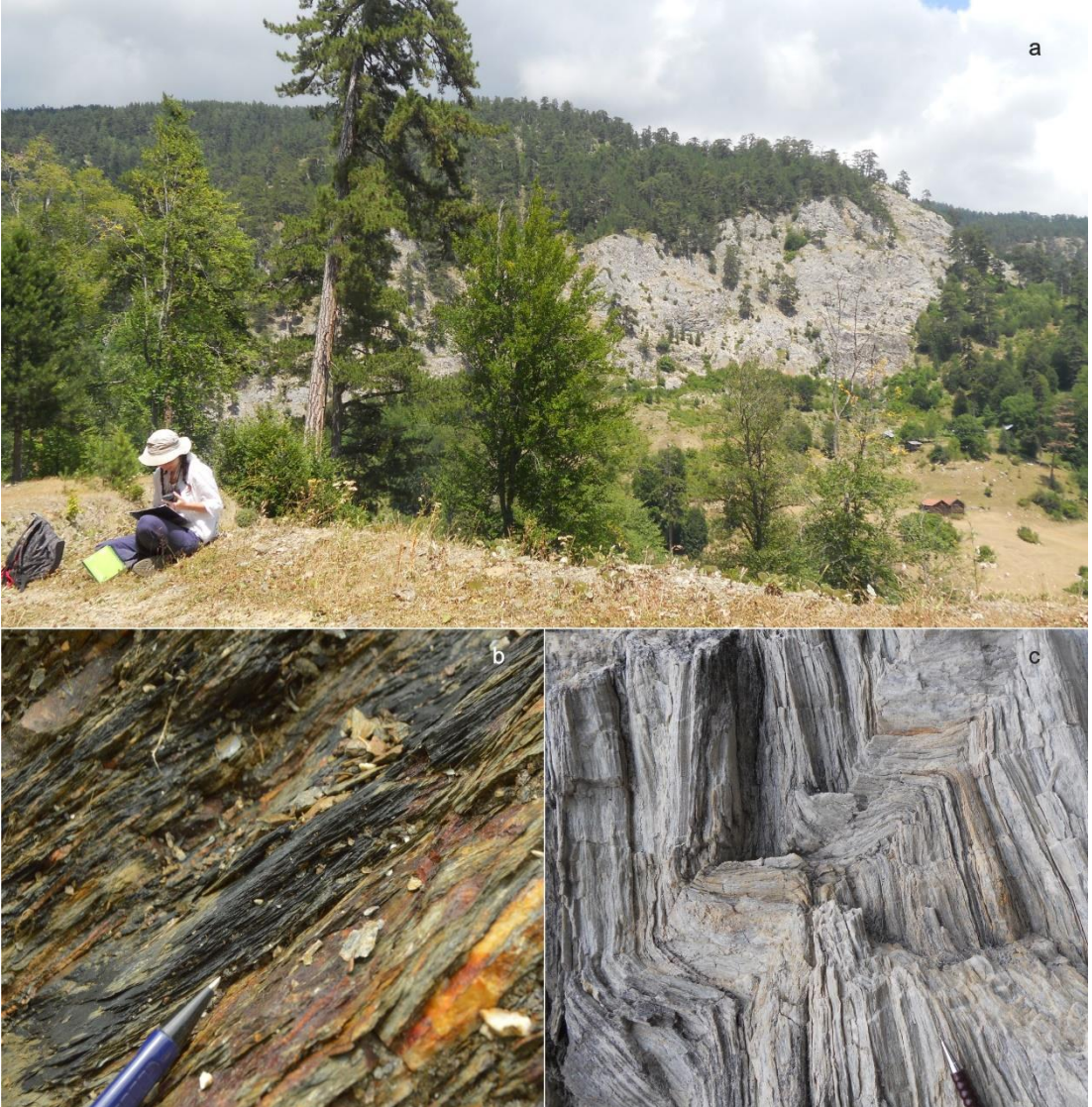
Şekil 4. 29: Sarpun Metamorfiti'ne ait ölçeksiz stratigrafik sütun kesit.

Metabazitler, kahverengimsi yeşil alterasyon renklerine sahiptir. Taze yüzeyleri mavimsi yeşil - açık yeşil renklindedir (Şekil 4. 31). Metabazitlerle ardalanmalı olan, benzer renklerdeki silisleşmiş/riyolitik tüf seviyelerinden, çekiçle çizilip çizilmediği sıkça kontrol edilerek ayırt edilmişlerdir. Metabazitlerdeki foliasyon düzlemleri, fillat ve şistlere oranla, daha seyrek aralıklarla gelişmiştir. Nadiren, yaklaşık 0.5-1 cm kalınlıktaki çok ince kuvars damarlarıyla kesilmektedirler (Şekil 4. 31).

Riyolitik tüfler sarımsı, açık yeşil renklindedirler. Bazı mostralarda mavimsi yeşil renkli metabazitler içinde yarım santim kalınlığında, ince bantlar halinde bulunmaktadır. Bazı

seviyelerde ise 2 cm kalınlığa ulaşmaktadırlar. Masif bir görünüm sunan riolyolitik tüfler, arazide çekiçle çizilmemeleriyle ayırt edilmektedir.

Sarpun Metamorfiti'nin, belirgin bir özelliği, istifin birçok seviyesinde, kuvars-mikaşist ve kalkışistlerin sıkça gözlenmesidir. Bu seviyelerin yüzey renkleri açık yeşil, gri- koyu gri ve kirli beyaz, sarımsıdır. Daha iri tane boyu ve foliasyon düzlemleri üzerindeki parlak, genellikle beyaz, mika pulları ile kolayca ayırt edilirler. Süledere vadisindeki mostralarında 0.5-1.5 cm kalınlığında grafit seviyeleri içermektedirler. (Şekil 4. 32a, b).



Şekil 4. 30: Sarpun Metamorfiti: a. Tabanda yer alan mermerler (Üçkaya Mahallesi kuzeyi). b. Fillatlar arasında grafitçe zengin seviyeler. c. Karamahmut Yaylası güneyinde kalkışist mostralarında kıvrımlar.

Bir diğer belirgin 6zellik, bu istif içinde yaygın olarak, serpantinit dilimlerinin yer almasıdır (Şekil 4. 33a, b). Bu dilimler daha çok, istifin fillat ve ŐiŐte zengin seviyelerinin arasındaki bindirme d6zlemlerinde yer almaktadır. Koyu yeşil renkleri ve kayma d6zlemlerinin geliştiği parlak y6zeyleriyle ayırt edilirler. Bazı mostralarda, lifler halinde bulunan serpantin mineralleri ile dikkat ekerler (Şekil 4. 33c ve d).



Şekil 4. 31: Sarpun Metamorfiti'nde açık yeşil renkli silisleşmiş t6flerle ardalanmalı, mavimsi yeşil renkli metabazitler.

Yaş

Sarpun Metamorfiti'nin kırıntılı ve karbonatlı seviyelerinde herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Ancak bu çalışma kapsamında bir Şist 6rneğinden elde edilen zirkon minerallerinde U/Pb yaş analizleri yapılmıştır. Bu analiz sonuçları, Jeokronoloji B6l6m6'nde ayrıntılı olarak sunulmaktadır.



Şekil 4. 32: Sarpun Metamorfiti: a ve b. Parlayan mika pulcukları ve grafitli seviyeleriyle ayırt edilen kuvars-mikaşistler. c) Kazıkuzu Mahallesi kuzeyinde kalkşist mostrası. d. Yalacdere vadisinde sarı laminalanmalarıyla belirgin silisleşmiş, riyolitik tuf seviyeleri. e ve f. Sarpun Mahallesi'nde yüzeyleyen şistlerde gelişmiş kıvrımlar.



Şekil 4. 33: Sarpun Metamorfiti'nde serpentinit dilimleri. a ve b. Sületürbesi Tepe güney yamaçlarında serpentinit mostrası. c ve d. Süledere'deki serpentinit mostrasında lifsi serpantin - asbest mineralleri.

4.1.2. KUZEY BLOK

4.1.2.1. Küre Kompleksi- Akgöl Formasyonu

Tanım ve Ad

“Küre Kompleksi” terimi ilk kez Ustaömer ve Robertson (1993) tarafından silisiklastik sedimentler ve eksikli bir ofiyolitinin tektonik dilimlerinden oluşan kaya topluluğunu tanımlamak için kullanılmıştır. Kompleksin adı, Kastamonu-Küre ilçesi civarındaki mostralardan gelmektedir. Bu bölgede serpantin, gabro/diyabaz ve bazik lavlar üzerinde, başlıca türbiditik kumtaşı-şeyl araldanması, yer yer volkanoklastik sedimentler ve konglomera seviyeleri içeren kompleks, inceleme alanında bu kaya topluluğuna ait türbiditik kumtaşı-şeyl araldanmasıyla temsil edilmektedir. Kompleksin havza çökellerini oluşturan bu kumtaşı-şeyl araldanmalı istif, daha önce ayrı olarak Ketin ve Gümüş (1962) tarafından Akgöl Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Yayılım ve Kalınlık

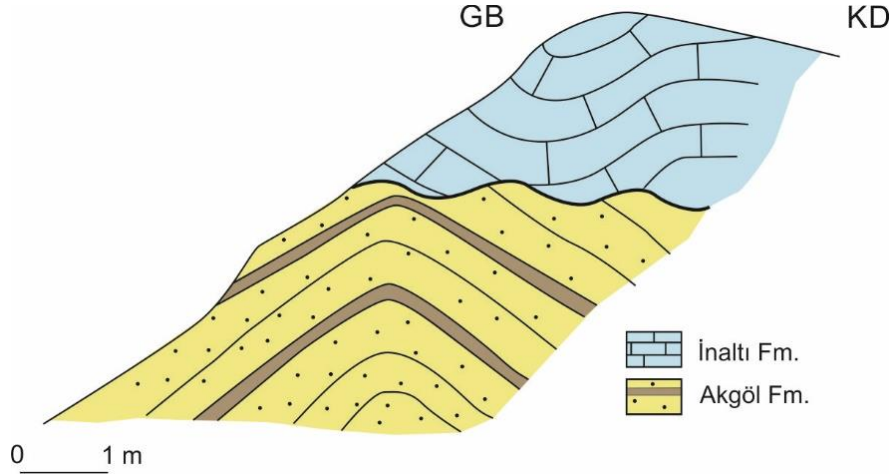
Akgöl Formasyonu, inceleme alanının kuzeybatısında, Dikmen Yaylası'nın güneyinden başlayarak doğuya doğru Samanlık ve İncegelen Sırtları, Nacakcıbaşı ve Nallıtürbe Tepe'den geçen bir hat boyunca yüzeylemektedir (Şekil 2. 8). Birimin inceleme alanındaki kalınlığı 532 m olarak ölçülmüştür.

Dokanak İlişkileri

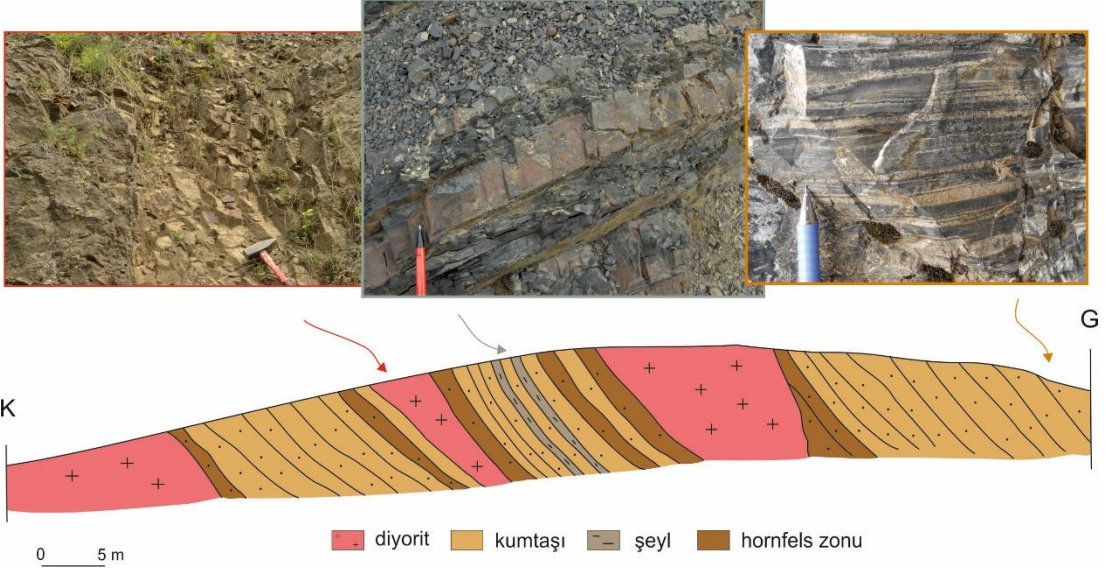
Alt dokanak: Birimin alt dokanağı, inceleme alanında gözlenmemektedir. Kastamonu - Küre İlçesi civarında ise, türbiditik kumtaşı ve çakıltaşından oluşan bu silisiklastik sedimentlerin altında, eksik bir dizi sunan ofiyolitik kayalar yer almaktadır (Ustaömer ve Robertson, 1993).

Üst dokanak: Akgöl Formasyonu, kuzeyde, Kayadibi (I) Köyü'nün kuzeybatısındaki mostralarında İnaltı Formasyonu'na ait sığ denizel kireçtaşlarıyla uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şekil 4. 34). İnceleme alanının kuzeybatısındaki mostralarında ise Bürnük Formasyonu'na ait çakıl taşlarıyla uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 4. 36a, Şekil 4. 41).

Akgöl Formasyonu inceleme alanında farklı lokasyonlarda, plütonik stoklarca kesilmektedir. Bu sıcak dokanaklar boyunca formasyonu oluşturan kayalar metamorfizmaya uğrayarak hornfelsleşmişlerdir (Şekil 4. 35 ve Şekil 4. 37).



Şekil 4. 34: Dibekkorukayası Tepe güneyinde Akgöl Formasyonu ile üzerine uyumsuz olarak gelen İnaltı Formasyonu'nun dokanak ilişkisini gösterir şematik kesit.



Şekil 4. 35: Nallitürbe Tepe batısında, diyoritik sokulumların kestiği kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan Akgöl Formasyonu'nda gelişen hornfels zonları.

Tip kesit, Tip Yer

Akgöl Formasyonu, en tipik mostralarmı Büyük Tepe ve İncegeriş Sırtı arasında kalan vadide sunmaktadır (Şekil 2. 8). Hornfelsleşmiş seviyeleri ise Nallitürbe Tepe civarında bulunur.

Kaya Türü Özellikleri

Akgöl Formasyonu, başlıca kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşmaktadır. Kumtaşları, alterasyon rengi kahverengi, bej-koyu sarımsı tabakaları ile istifin çıkıntı seviyelerini oluşturur. Taze yüzey renkleri gridir. Bu yüzeylerde kuvars mineralleri camsı parlaklıklarıyla belirgindir.

Tabaka kalınlıkları genel olarak 10-20 cm arasında değişmektedir. Ancak bazı mostralarında 1,5 m'ye varan kalınlıklarda tabakalara rastlanmaktadır (Şekil 4. 36b). Tabaka alt yüzeylerinde nadir olarak kanal dolgusu yapıları gelişmiştir(Şekil 4. 36c). Kumtaşlarının ardalı olduğu koyu gri renkli şeyller bol kırık ve çatlaklıdır.



Şekil 4. 36: a. Samanlıık Sırtı batısında, Akgöl Formasyonu ile üzerinde uyumsuz olarak yer alan Büyük Formasyonu'nun dokanağı. b. İncegeriş Sırtı doğusunda, 1,5 metreye varan kalınlıklarda kumtaşı tabakaları. c. Çataltepe doğusunda tabaka altı yapıları.

Akgöl Formasyonu, inceleme alanında sıklıkla ufak diyoritik sokulumlarla kesilmektedir. Bu sokulumların en büyüğü, Nallitürbe Tepe civarında bulunmaktadır (Şekil 4. 37). Bu noktadan batıya doğru, yaklaşık 1 km²' lik bir alanda, bu sıcak dokanağın etkisiyle hornfelsleşmiş, metrelerce devam eden, siyah renkli kayalar dikkat çekicidir. Plütonik kayalar, ufak stoklar halinde bulunduğu gibi, yer yer de yarım metre eninde dayklarla, kumtaşları içine yerleşmiştir (Şekil 4. 35).



Şekil 4. 37: Nallıtürbe Tepe’de diyorit- Akgöl Formasyonu dokanağı.

Yaş

Akgöl Formasyonu’nda herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Ancak bu çalışma kapsamında bir kumtaşı örneğinden elde edilen zirkon minerallerinde U/Pb yaş analizleri yapılmıştır. Bu analiz sonuçları, Jeokronoloji Bölümü’nde ayrıntılı olarak sunulmaktadır.

Önceki çalışmalarda Akgöl Formasyonu silisiklastik tübiditlerinden Orta Karniyen - Orta Noriyen (Kozur ve diğ., 2000) ve silttaşlarındaki ince kabuklu bivalvlerden (*Monotis salinaria*) Noriyen (Okay ve diğ., 2014) olarak saptanmıştır.

4.1.2.2. Kayadibi Plütonu

Tanım ve Ad

Orta Pontidler’de, Kastamonu ve çevresinde yer alan Jura yaşlı granitoidler, farklı araştırmacılarca farklı adlar altında tanımlanmışlardır. Bu adlardan bazıları Hamitli Riyodasiti (Arpat ve diğ. 1978), Asarcık Diyoriti (Yılmaz, 1980), Çangal Graniti (Tüysüz, 1986), Dirgine Granitoidi (Aydın ve diğ., 1986), Kürek Granitoidi (Yılmaz ve Boztuğ, 1986), Ağlı Plütonu (Yılmaz ve Boztuğ, 1987)’dur.

İnceleme alanının kuzeydoğusunda, gabrodan granite farklı fasiyeslerde plütonik kayalardan oluşan en büyük kütle, Kayadibi Köyü'nün kuzey sınırında bulunduğundan, bu çalışma kapsamında "Kayadibi Plütonu" olarak adlandırılmıştır.

Yayılm

Bu çalışma kapsamında hazırlanan jeoloji haritasının kuzeydoğu ucunda yer alan Kayadibi Plütonu'nun güney sınırını batıdan doğuya doğru, Üzüktaş, Sarıseki, Süle, Üçkaya ve Kayadibi (II) Mahalleleri oluşturur. Birim, Geyikaya, Gıcılköynük, Külegömen, Uzunyazı, Yellice, Dibeklice ve Koymat Sırtları gibi yükseltiler boyunca, yoğun ormanlık alan içinde mostralarını sunar (Şekil 2. 8).

Dokanak İlişkileri

Kayadibi Plütonu, güney sınırında Sarpun Metamorfiti ile tektonik dokanaklıdır. Bu dokanak boyunca Sarpun Metamorfiti, Kayadibi Plütonu'nun üzerine yüksek açılı bir fayla itilmiştir. Küçükkaya Sırtı'nın doğu yamaçlarında İnaltı Formasyonu'yla olan dokanağında ise, granit çakılları içeren taban konglomerasının (Bürnük Formasyonu) varlığı, uyumsuz olarak üzerlendiğini göstermektedir (Şekil 4. 38). Kuzey Blok'ta, eş yaşlı olduğu düşünülen diğer ufak granitik stoklar ise Akgöl Formasyonu'nu sıcak dokanak ile kesmektedir.

Tip kesit, Tip Yer

Birim, tip kesitini Süle ve Sarısökü Mahallelerini kuzeyden bağlayan orman patikalarında verir. Burada, diğer lokasyonlara göre daha taze ve yan kayaç parçaları içeren belirgin mostralar sunar.

Kaya Türü Özellikleri

Kayadibi Plütonu, inceleme alanında, topografik olarak sarp yükseltileri oluşturur. Yoğun ormanlık alan içerisinde, yol yarmalarında açılmış mostraları incelenme imkânı sunmaktadır. Yoğun yüzeysel alterasyon, çoğu mostrasında tanınmasını zorlaştırmaktadır. Bu alterasyon, toprağımsı, açık kahve tonlarında bir renk sunar. Taze yüzeylerinde yeşilimsi gri, beyaz ve pembe renklerde dirler. İdeal bir plütonik kayaya göre daha ufak-orta tanelidirler. Lupla ayırt edilebilen mineralleri, koyu yeşil-siyahımsı renkleri ve küt prizmatik kristalleriyle amfibollerdir. Bu granitoyitik kayalar, yer yer pembe renkli apolitik damarlarla kesilmektedirler (Şekil 4. 39a). Bazı mostralarda koyu gri-siyah renkli, köşeli, çapları 2 ila 10 cm arasında değişen yan kayaç parçaları (ksenolitler) içermektedirler (Şekil 4. 39b).



Şekil 4. 38: Küçükkaya Sırtı, güneydoğu yamaçlarında Kayadibi Plütunu, Bürnük ve İnaltı Formasyonlarının ilişkisi.



Şekil 4. 39: Kayadibi Plütonu'na ait mostra fotoğrafları. a. Gelinkayası Tepe batısında pembe-yeşil renkli bir aplitik damar ile kesilen diyoritik karakterde kayalar. b. Yağlıca Sırtı doğusunda gözlenen mafik ksenolitler.



Şekil 4. 40: Kayadibi Plütönu'nda, farklı renklerdeki diyoritik zonlar. a. Geyikkaya Sırtı. b. Öküztaşkayası Tepe doğusu.

Yaş

Bu çalışma kapsamında Kayadibi Plütönu'na ait bir diyorit örneğinden U-Pb zirkon yaş verisi elde edilmiştir. Bu analizin sonuçları Jeokronoloji Bölümü'nde ayrıntılı olarak sunulmaktadır.

4.1.2.3. Bürnük Formasyonu

Tanım ve Ad

Bürnük Formasyonu, adını Boyabat-Sinop karayolu üzerinde yer alan Bürnük Köyü'nden almıştır. Kırmızı renkli çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan bu birim, ilk kez Ketin ve Gümüş (1963) tarafından tanımlanmıştır.

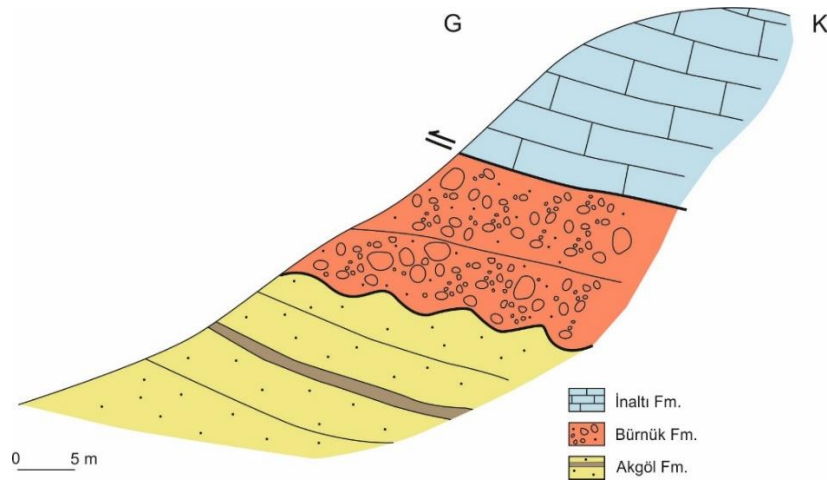
Yayılm ve Kalınlık

Bürnük Formasyonu, inceleme alanının kuzeybatısında, Dikmen Yaylası'nın kuzeyi ile Çatal Tepe arasında, yaklaşık kuzeydoğu güneybatı bir doğrultuda yüzeyler. Daha ufak mostralarını, Küçükçkaya Sırtı'nın güneydoğu yamaçlarında vermektedir. İnceleme alanında ölçülen kalınlığı yaklaşık 900 m'dir.

Dokanak İlişkileri

Alt dokanak: Birim, alt dokanağında bulunan birimlerin üzerine uyumuz olarak çökelmiştir. İnceleme alanının kuzeybatısında Akgöl Formasyonu'nu (Şekil 4. 41), Küçükçkaya Sırtı'nın güneybatı yamaçlarında ise Kayadibi Plütönu'nu uyumsuz olarak üzerler.

Üst dokanak: Bürnük Formasyonu'nun üzerinde İnaltı Formasyonu uyumlu olarak yer alır. Ancak Yemlikli Mevkii dolayında, İnaltı Formasyonu, Bürnük Formasyonu'nu tektonik olarak üzerlemektedir (Şekil 4. 41).



Şekil 4. 41: Alt dokanağındaki Akgöl Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alan ve Yemlikli Mevkii'nde İnaltı Formasyonu kireçtaşları ile tektonik olarak üzerlenen Bürnük Formasyonu'nun dokanak ilişkilerini gösterir şematik kesit.

Tip kesit, Tip Yer

Birim tip kesitini Samanlık Sırtı'nın kuzeybatısındaki mostralarında sunmaktadır.

Kaya Türü Özellikleri

Bürnük Formasyonu'nu oluşturan tabakalar, 70 cm ile 1,5 metre arasında değişen kalınlıklardadır. Bu tabakalar, inceleme alanında, tabanda iri çakıllı seviyeleriyle dikkat çeker. Dikmen Yaylası'nın K-KB'sındaki mostralarında çakıllar, 2-20 cm arasında değişen boyutlardadır. Genel olarak kötü boylanma gösterirler. Özellikle Korukaya Tepe'nin güneydoğu yamaçlarındaki mostralarda, yaygın olarak blok boyutunda taneler de gözlenmektedir (Şekil 4. 43b, c). Bu bloklar içinde çok iyi yuvarlaklaşmış tanelerin yanında, oldukça köşeli olanlarına da rastlanmaktadır (Şekil 4. 43d). Her iki bölgede de çakıllar, genel olarak tane desteklidirler. Nadiren kaba taneli kum bir matriksle çevrelenmektedirler.

Bürnük Formasyonu'na ait mostralarda, matriks ve çakıllarda egemen olan koyu pembe-kırmızı renkleri ile dikkat çekicidir. Çakıllar ayrıca beyaz, gri, yeşil ve koyu gri-siyah renklerde de gözlenmektedir. İnceleme alanının kuzeyinin orta kesimlerinde, Korukaya Tepe'nin güneydoğu yamaçlarında, Bürnük Formasyonu'nun Kayadibi Plütону ve İnaltı Formasyonları'nı ayırdığı mostralarda, çakıllar genel olarak magmatik ve tüm kristalli bir karakter sunmaktadır. Dikmen Yaylası'nın K-KD'suna doğru ise çakılların renkleri ve türleri çeşitlenmekte, magmatik kökenli çakılların yanında kum ve siltaşları da gözle ayırt edilebilmektedir.



Şekil 4. 42: Bürnük Formasyonu mostraları. a. Dikmen Yaylası kuzeydoğusunda, kuzeydoğuya eğimli Bürnük Formasyonu tabakaları. b. Bürnük Formasyonu'nun, görece iyi boylanma gösteren seviyeleri.



Şekil 4. 43: a ve b. Korukaya Tepe'nin güneydoğu yamaçlarında, İnaltı Formasyonu ile üzerlenen Bürnük Formasyonu mostraları. ve kötü boylanmış Bürnük Formasyonu'nda kaba çakıldan blok boyutuna kadar farklı boylarda taneler (Korukaya Tepe'nin güneydoğusu). c. Magmatik kökenli bir blok. d. Bürnük Formasyonu'nda köşeli iri çakıllar.

Yaş

Bu çalışma kapsamında derlenen örneklerde, herhangi bir yaş bulgusuna rastlanmamıştır. Şengün ve diğ.'nin 1988'de yapmış oldukları çalışmada, bu formasyon içinde saptadıkları *Pseudocyclammina* cf. *Viguliana* Koechlin, *P.cf. sphaercoidalis* Hottings, *Paalzawella* sp., *P. sp.*, *Rectocyclammina* sp., *Bramkampella* sp., *Mesoendothyra* sp. gibi fosillere göre birimin yaşı Üst Jura'dır.

4.1.2.4. İnalıtı Formasyonu

Tanınım ve Ad

İnalıtı Formasyonu, bölgede yaygın olarak yayılım gösteren sığ denizel kireçtaşları olarak tanımlanmış ve adını Ayancık İlçesi'nin güneyindeki İnalıtı Köyü'nden alarak, Ketin ve Gümüş (1963) tarafından adlandırılmıştır.

Yayılım ve Kalınlık

İnalıtı Formasyonu, haritalama alanının kuzeybatı ucunda, Yemlikli Mevki civarından başlayarak doğuya doğru Dibekkorukayası Tepe, Kılıçkaya Tepe, Korukaya Tepe, Öküzkayası Tepe (Şekil 4. 45b) ve Kuzuçal Tepe gibi yükseltileri oluşturur. İnceleme alanında ölçülen kalınlığı yaklaşık 1525 m'dir.

Dokanak İlişkileri

Alt dokanak: İnalıtı Formasyonu, alt dokanağında, Bürnük Formasyonu'nu uyumlu olarak üzerlemektedir. Yemlikli Mevkii civarındaki mostralarında ise bu formasyon üzerine tektonik olarak itildiği gözlenmiştir. (Şekil 2. 8). Korukaya Tepe'nin güneydoğu yamaçlarında, Kayadibi Plütunu'nu yer yer Bürnük Formasyonu'na ait taban konglomeraları ile yer yer arada Bürnük Formasyonu olmadan doğrudan, uyumsuz olarak üzerlemektedir (Şekil 4. 48). Nallitürbe Tepe'nin kuzeyinde ise Akgöl Formasyonu üzerinde, yine uyumsuz olarak yer almaktadır (Şekil 4. 34).

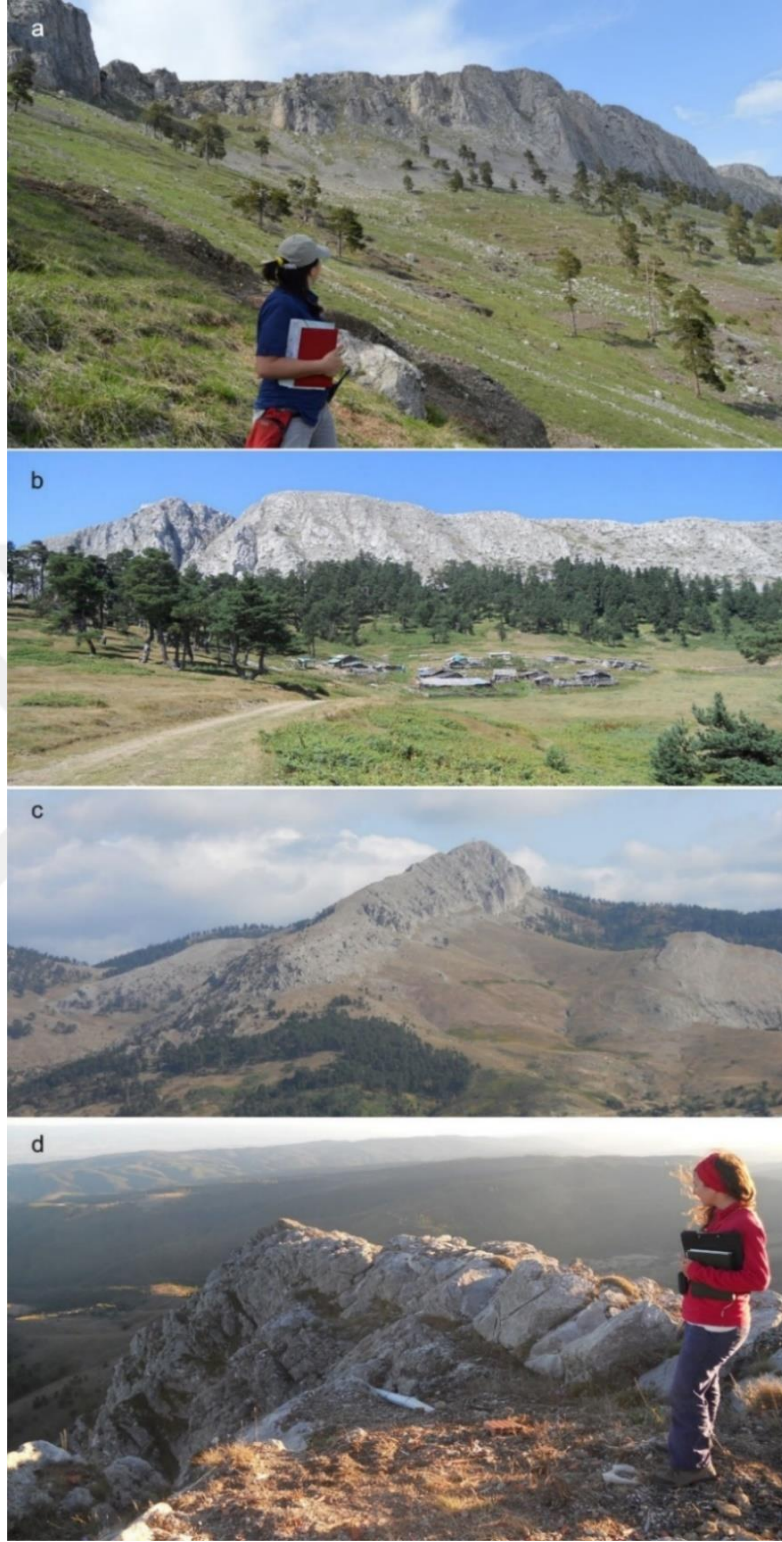
Üst Dokanak: İnalıtı Formasyonu üst dokanağında, Çağlayan Formasyonu ile uyumlu olarak üzerlenmektedir (Şekil 4. 48).

Tip kesit, Tip Yer

İnalıtı Formasyonu, tip kesitini, Küçükkaya Sırtı'nın güneydoğu yamaçlarında sunmaktadır (Şekil 4. 45c). Birimin içerdiği nadir çakıllı seviyeler için tip kesit yeri ise, Kılıçkaya Tepe'dir.

Kaya Türü Özellikleri

İnalıtı Formasyonu, başlıca sığ denizel kireçtaşlarından oluşmaktadır. İnceleme alanında sarp tepeleri oluşturmaktadır (Şekil 4. 44a, b,c, d). Taze yüzey renkleri gri - koyu gri, altere yüzeyleri bej, bejimsi gridir. Orta ve kalın tabakalıdır. Birçok mostrada, tabaka doğrultu ve eğiminin belirgin olmaması, ölçü alımını zorlaştırmaktadır.



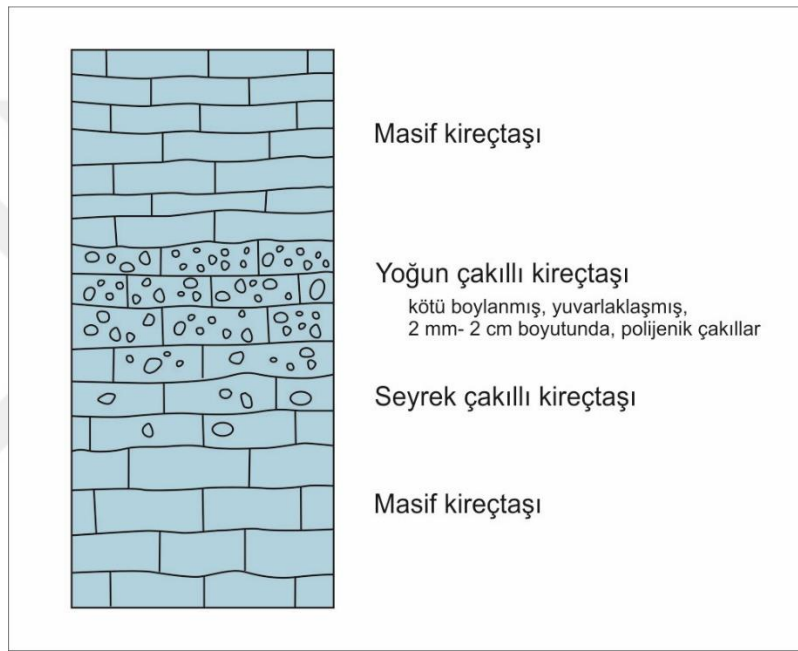
Şekil 4. 44: İnaltı Formasyonu'nu oluşturan kireçtaşlarına ait mostra görüntüleri. a. Yemlikli Mevkii'nde Bürnük Formasyonu'nun çakıl seviyesi üzerinde İnaltı Formasyonu. b. Kiseçik Yaylası, batıya bakış. c. Ortada Küçükkaya Sırtı, daha güney doğusunda Öküztaşkayası Tepe'de yüzeyleyen kireçtaşları. d. Korukaya Tepe zirvesinde güneydoğuya eğimli kireçtaşı tabakaları.



Şekil 4. 45: İnaltı Formasyonu mostraları. a. Kuzuçal Tepe'nin güneybatı yamaçlarında, Çağlayan Formasyonu içinde kireçtaşı blokları. b. Öküztaşkaya Tepe. c. Küçükaya Sırtı'nın güneydoğu yamaçlarında, kuzeybatıya eğimli kireçtaşları. d. Kılıçkaya Tepe'de çakıllı seviyeler.

Genel olarak monoton bir karbonat istifi sunan İnaltı Formasyonu, Kılıçkaya Tepe' civarındaki mostralarında çakıltaşı seviyeleri içermektedir (Şekil 4. 46, Şekil 4. 45d). Burada çakılların tane boyları genel olarak 2 mm-2 cm arasında değişmekteyken, 10-15 cm'lik çakıllara da rastlanmaktadır. Çakıllar, kötü boylanmaya sahiptir. Pembe ve gri renklerdedir ve genel olarak yuvarlaklaşmıştır.

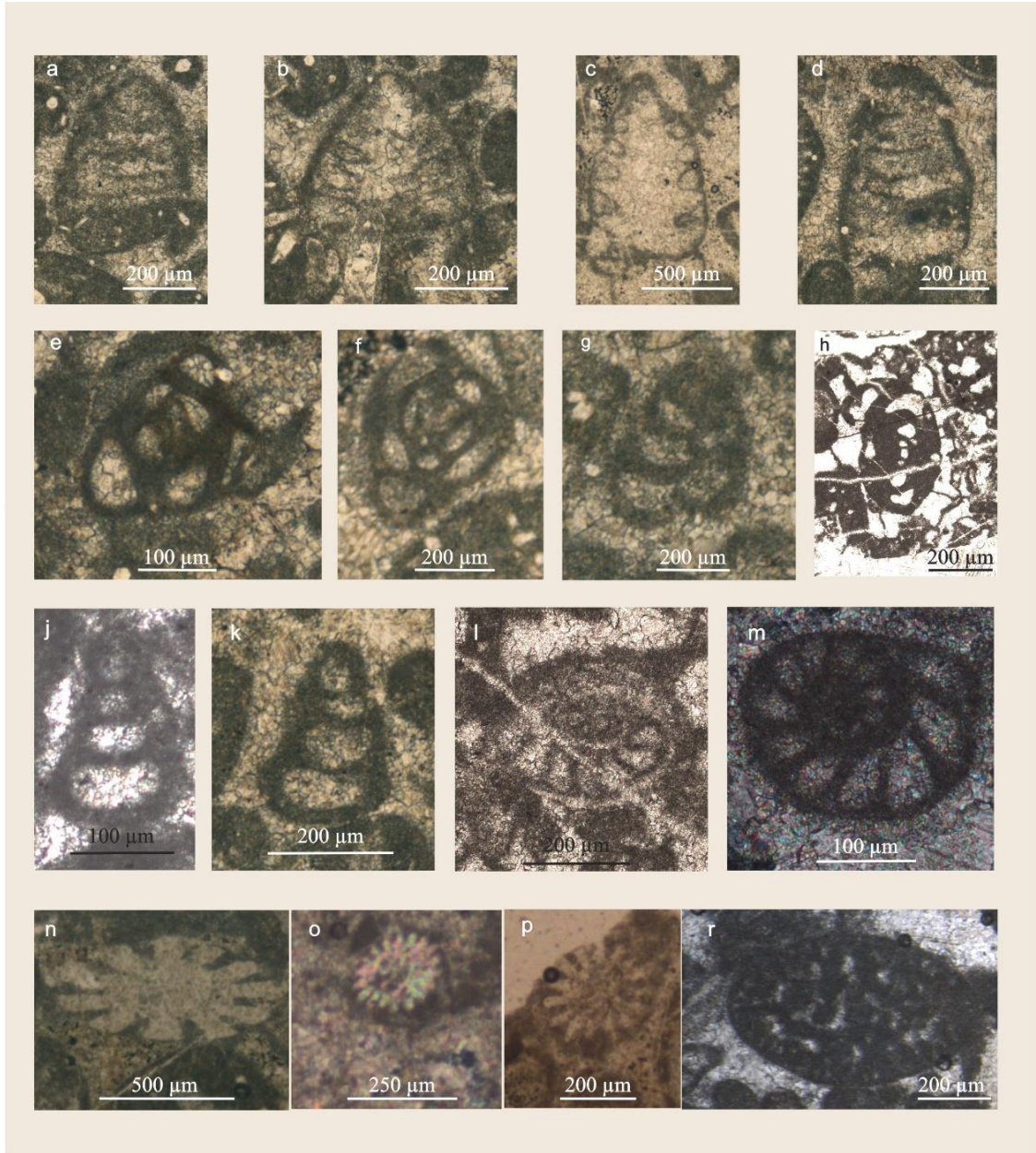
Birime ait diğer mostraları, çalışma alanının kuzeyinde, Kuzuçal Tepe civarında, Çağlayan Formasyonu'na ait silttaşı-şeyl istifi içindeki bloklar oluşturur (Şekil 4. 45a).



Şekil 4. 46: Genel olarak monoton bir kireçtaşı istifi özelliği sunan İnaltı Formasyonu'nun çakıllı seviyelerini gösterir ölçeksiz stratigrafik sütun kesiti.

Yaş

İnaltı Formasyonu'nun yaşı, bu çalışmada derlenen örneklerin içerdiği *Trocholina* sp., *Trocholina elongata* (Leupold), *Triloculina* sp., *Textulariidae.*, *Nauticulina* sp., *Verneullinidae.*, *Actinoporella* sp., *Heteroporella* sp., *Mayncyna* sp., *Pseudocyclamina* cf. *lituus* (Yokoyama) fosillerine göre Alt Kretase'dir.



Şekil 4. 47: İnaltı Formasyonu'nda saptanmış karakteristik fosiller. a, b ve c. *Trocholina* sp. (Örnek no: 12-317, 11-70). d. *Trocholina elongata* (Leupold) (Örnek no: 12-317). e ve f. *Triloculina* sp. (Örnek no: 12-317) g. Textulariidae. (Örnek no: 12-317). h. *Nauticulina* sp. (Örnek no: 12-78). j ve k. Verneullinidae. (Örnek no: 12-317). l ve m. *Mayncyna* sp. (Örnek no: 12-78 ve 12-295) n. *Heteroporella* sp. (Örnek no: 11-70).). o ve p. *Actinoporella* sp. (Örnek no: 1181, 11-70). r. *Pseudocyclammina* cf. *lituus* (Yokoyama). (Örnek no: 12-295).

4.1.2.5. Çağlayan Formasyonu

Tanım ve Ad

Ketin ve Gümüş (1963), kumtaşı-silttaşı-şeyl ve nadiren çakıl ar dalanmasından oluşan bu birimi Çağlayan Formasyonu olarak adlandırmıştır. Bu birim için yaygın olarak kullanılan bir diğ er ad, Bartın'ın Ulus ilçesinden gelen, Ulus Formasyonu'dur (Akyol ve diğ ., 1974).

Yayılım ve Kalınlık

Formasyon, inceleme alanında, Dikmen Mahallesi'nin kuzeyinden başlayarak doğuya doğru Muşrup ve Karamahmut Yaylaları'nın güneyinden geçen bir hat boyunca, Kayadibi (I) Mahallesi'ne kadar uzanır. Birimin üst dokanağı inceleme alanında gözlenmediğ inden, gerçek kalınlığı bilinmemektedir. İnceleme alanında hesaplanan kalınlığı yaklaşık 610 m'dir.

Dokanak İlişkileri

Alt dokanak: Çağlayan Formasyonu, Kayadibi (I) Mahallesi'nin kuzey ve kuzeydoğusundaki mostralarında, İnalıtı Formasyonu'na ait kireçtaşları üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır (Şekil 4. 48). Dikmen Mahallesi kuzeyinden, Kayadibi (I) Mahallesi'ne doğru uzanan hat boyunca ise bir makaslama zonu içinde, kuzeyde Muşrup Metamorfiti, güneyde Çangaldağ Kompleksi birimleri üzerine itilmiştir.

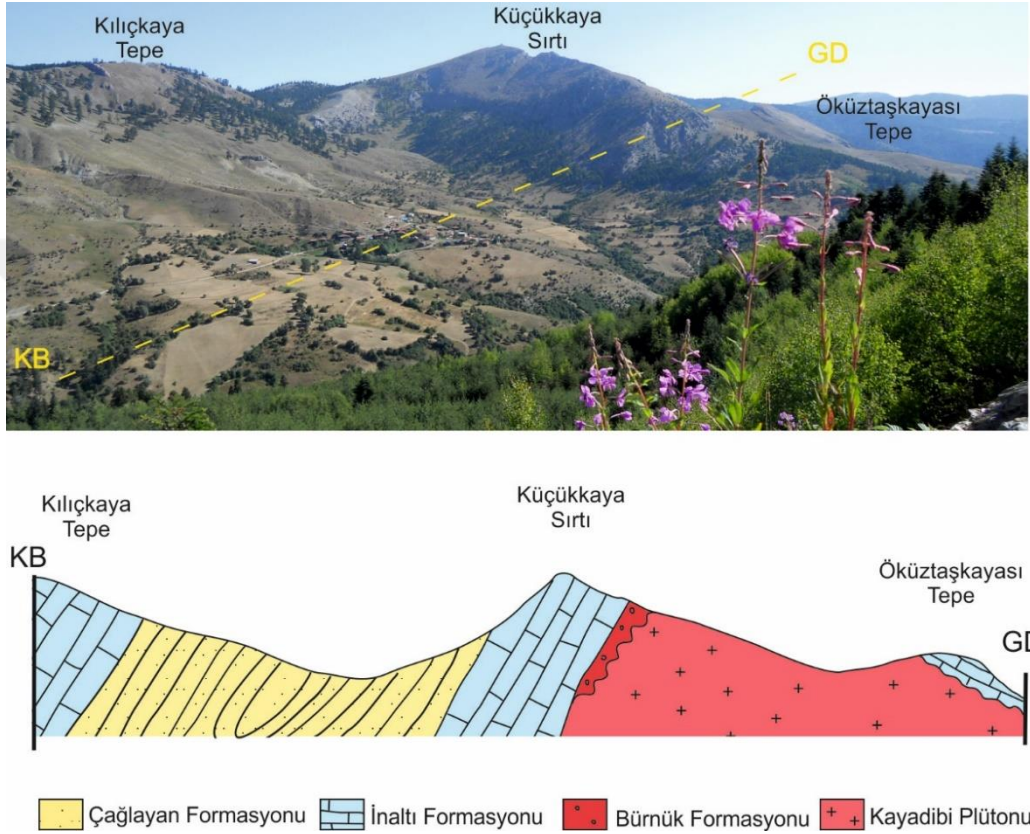
Üst Dokanak: Çağlayan Formasyonu'nun üst dokanağı, inceleme alanında gözlenmemektedir.

Tip kesit, Tip Yer

Birim, tip kesitini, Kayadibi (I) Mahallesi civarında sunmaktadır. Mahalle içinde yüzeyleyen mostralarda, kumtaşı seviyeleri, belirgin çıkıntıları oluşturur. Mahallenin kuzey çıkışından itibaren, kumtaşı tabakalarının inceldiğ i, şeyllerle ar dalanarak kıvrımlandığ ı, daha tipik mostraları yüzeylemektedir. Sarıkaya ve Küçükkaya Sırtları arasında kalan vadideki mostraları ise, Sarıkaya Sırtı yamaçlarına doğru, tabaka altı yapılarının üstte gözlendiğ i devrik tabakalar için tipiktir.

Kaya Türü Özellikleri

Çağlayan Formasyonu, inceleme alanında başlıca kumtaşı - killi kireçtaşı - şeyl ardalanmasıyla temsil edilmektedir. Kumtaşları, sarı alterasyon rengine sahiptir. Taze kırık yüzeylerinde, karbonatça daha zengin ve fakir olan seviyelerin ardalandığı gri-bej laminalanmalar dikkat çekicidir (Şekil 4. 52). Tabaka kalınlıkları 5 ila 25 cm arasında değişmektedir.



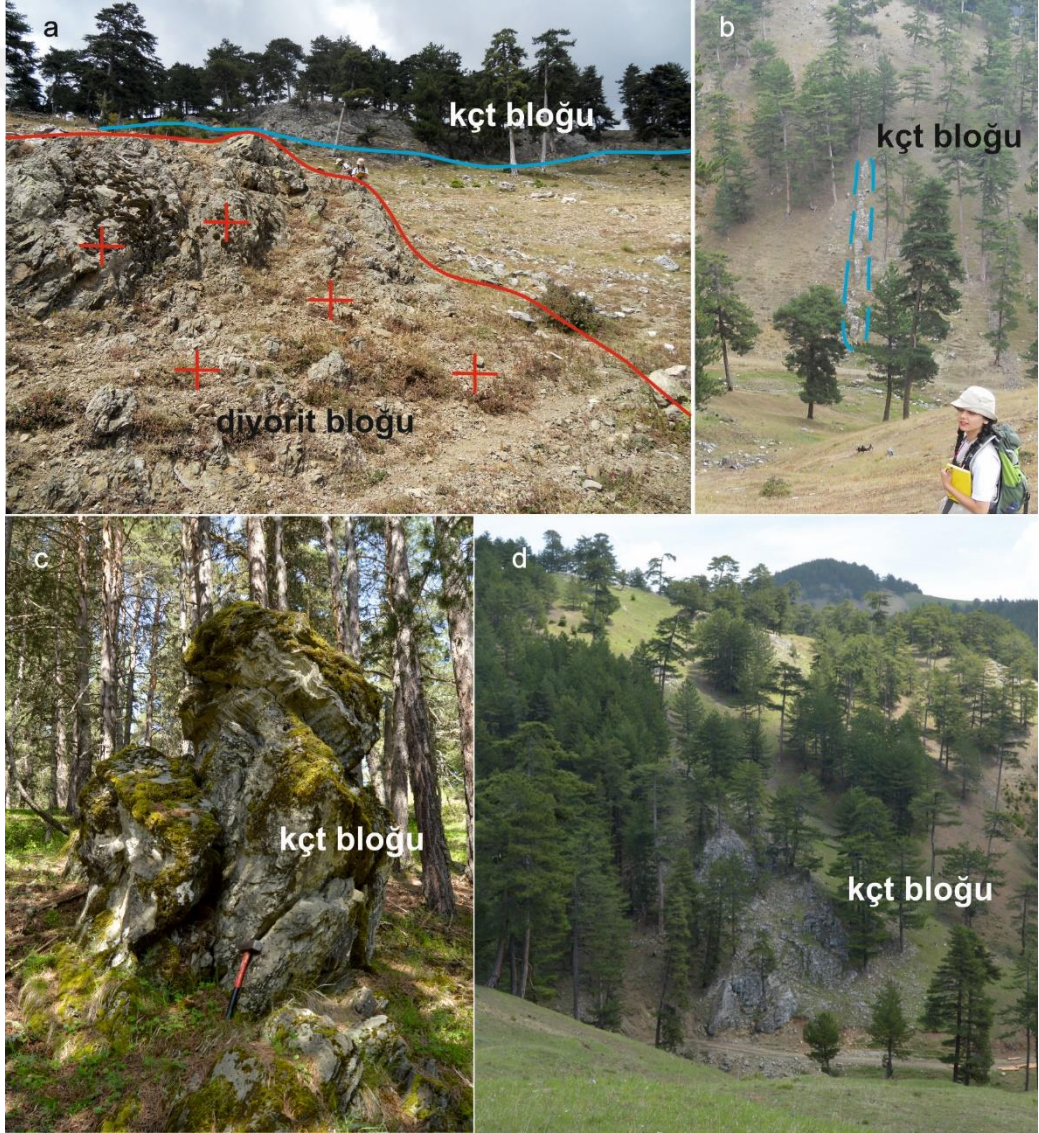
Şekil 4. 48: KB-GD bir hat boyunca. Kılıçkaya Tepe ve Öküztaşkaya Tepe arasında, Kayadibi Plütönu, Bürnük, İnaltı ve Çağlayan Formasyonları'nın ilişkisini gösterir şematik kesit.

Bu tabakalar arasında yer alan gri - koyu gri renkli şeyl seviyeleri çoğunlukla aşınmış, koyu sarı renklerdeki killi kireçtaşı tabakalarının arazide belirgin çıkıntılar oluşturmasına neden olmuştur (Şekil 4. 51). Özellikle Kayadibi Mahallesi kuzeydoğusundaki mostralarda gelişen kalem klivajlarıyla mostradan düşmüş ve onlarca metrelik yamaç molozlarına dönüşmüş şeyl yığınları bulunmaktadır (Şekil 4. 50b).

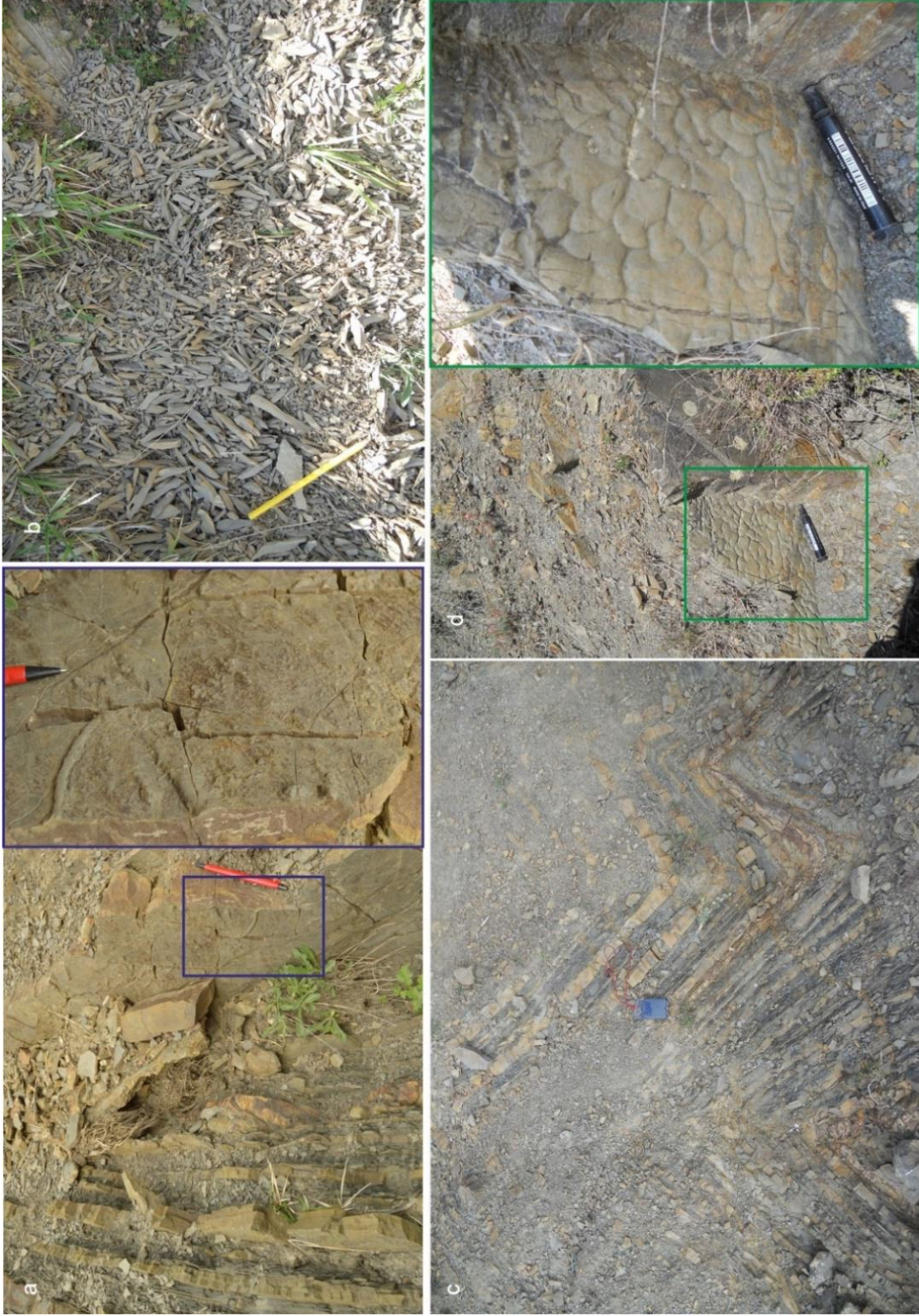
Çağlayan Formasyonu, Muşrup Metamorfiti ile bir makaslama zonu içinde bir araya gelmiştir. Bu makaslama zonunda, her iki tektonik dilim de, farklı kaya türlerine ait bloklar içermektedir. Bu bloklar, İnaltı Formasyonu'na ait olduğu düşünülen rekristalize kireçtaşları ve diyoritik bloklardır (Şekil 4. 49). Boyları birkaç metreden 500 metreye kadar ulaşmaktadır. Dikmen

Mahallesi kuzeyinde, Purköy Tepe’de, Samanlık Sırtı’nda, Dikmen Gediği Tepe kuzeyinde, Muşrup Yaylası kuzeydoğu yamaçlarında ve Ekincek Tepe batı yamaçlarında kireçtaşı bloklarına ait en büyük mostralar gözlemlenmekte iken, en büyük diyorit bloğu, yine Purköy Tepe’nin doğu yamaçlarındadır (Şekil 4. 49).

Çağlayan Formasyonu, yoğun olarak kıvrımlanmıştır. Bu kıvrımlar genellikle “şevron kıvrım” yapısı sunmaktadır (Şekil 4. 50c). Bu formasyonda gözlenen diğer önemli yapılar, canlı eşeleme, oygu-dolgu gibi tabaka altı gösteren yapılardır. Bu yapılar, özellikle devrik tabakalanmanın gözlendiği mostralarda, gençleşme yönünün ayırt edilmesi için anahtar veriler sağlamıştır (Şekil 4. 50a, d).



Şekil 4. 49: Çağlayan Formasyonu içinde kireçtaşı ve diyorit blokları. a. Purköy Tepe. b. Dikmen Gediği Tepe kuzeyi. c. Muşrup Yaylası, kuzeydoğu yamaçları. d. Ekincek Tepe, batı yamaçları.



Şekil 4. 50: Çağlayan Formasyonu mostraları. a ve d. Silttaşlarında gelişmiş tabaka altı yapıları. b. Şeyllerde gelişmiş kalem klivajları. c. Sarı renkli silttaşı- gri renkli şeyl aralanmasında gelişmiş şevron kıvrımlar. |



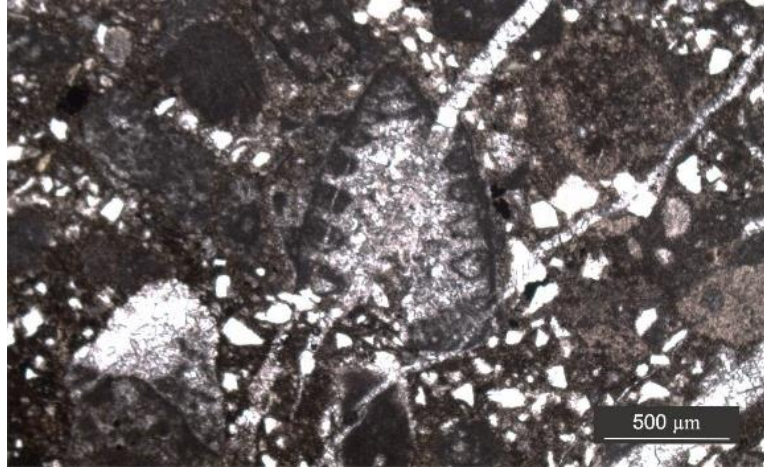
Şekil 4. 51: Karamahmut Yaylası güneyinde, güneydoğuya dalımlı bir antiklinal.



Şekil 4. 52: Çağlayan Formasyonu'na ait bir killi kireçtaşı tabakasında, farklı karbonat bileşimine sahip kayaların oluşturduğu laminalı yapı.

Yaş

Bu çalışma kapsamında hazırlanan Çağlayan Formasyonu'na ait ince kesitlerde içinde, Gıcılköynük Sırtı'nın kuzeyindeki bir mostradan alınan tek bir örnekte *Trocholina* sp. fosili (Şekil 4. 53) saptanmıştır (Üst Triyas-Üst Kretase). Çağlayan Formasyonu, önceki çalışmalarda derlenen *Epistemina* sp., (*gr. catenula*), *Lenticulina* sp., (*gr. nodosa*), *Nodosaria* sp., *Lenticulina münseri* (Roemer), *Nannoconus colomii* Lapparent, *Parhabelithus embergril* (Noel), *Coccolithus cf. cuvillieri* Manivit, *Coccolithus bernase* (Black), *Gribrosbhaeralla ehrenbergi* (Arkhangelsky), *Cretarhabdus cf. conicus* (Bramlette ve Martini) gibi fosillere göre Barremiyen-Albiyen (Gedik ve Korkmaz, 1984); *Hypacanthoplites aff. Jacobi* (Coll.), *Ancyloceras* sp. *gr. rochi* (Dimitrova); *Deshayesites* sp., *Chelonicerias* sp. gibi fosillere göre ise Apsiyen-Albiyen (Akyol ve diğ., 1974) yaşları önerilmiştir.



Şekil 4. 53: Çağlayan Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde saptanan *Trocholina* sp. fosili. Örnek no: 12-208A.

4.1.2.6. Muşrup Metamorfiti

Tanım ve Ad

İlk kez bu çalışmada tanımlanan Muşrup Metamorfiti, adını birimin güney sınırında yer alan Muşrup Yaylası'ndan almıştır. Birim temel olarak bazaltik metalav ve metavolkanoklastiklerden oluşmakta, nadiren riyolit ve fillat seviyeleri içermektedir.

Yayılm ve Kalınlık

Muşrup Metamorfiti, inceleme alanının kuzeybatısında, Purköy Tepe'nin kuzey yamaçlarından başlayarak ince bir hat boyunca doğuya doğru devam eder. Birimin kuzey sınırı, Karakuz Yaylası'nın güneyinden geçerek doğuda, Nallitürbe Tepe'nin güney yamaçları civarında sona erer. Birimin yapısal kalınlığı 220 m olarak hesaplanmıştır.

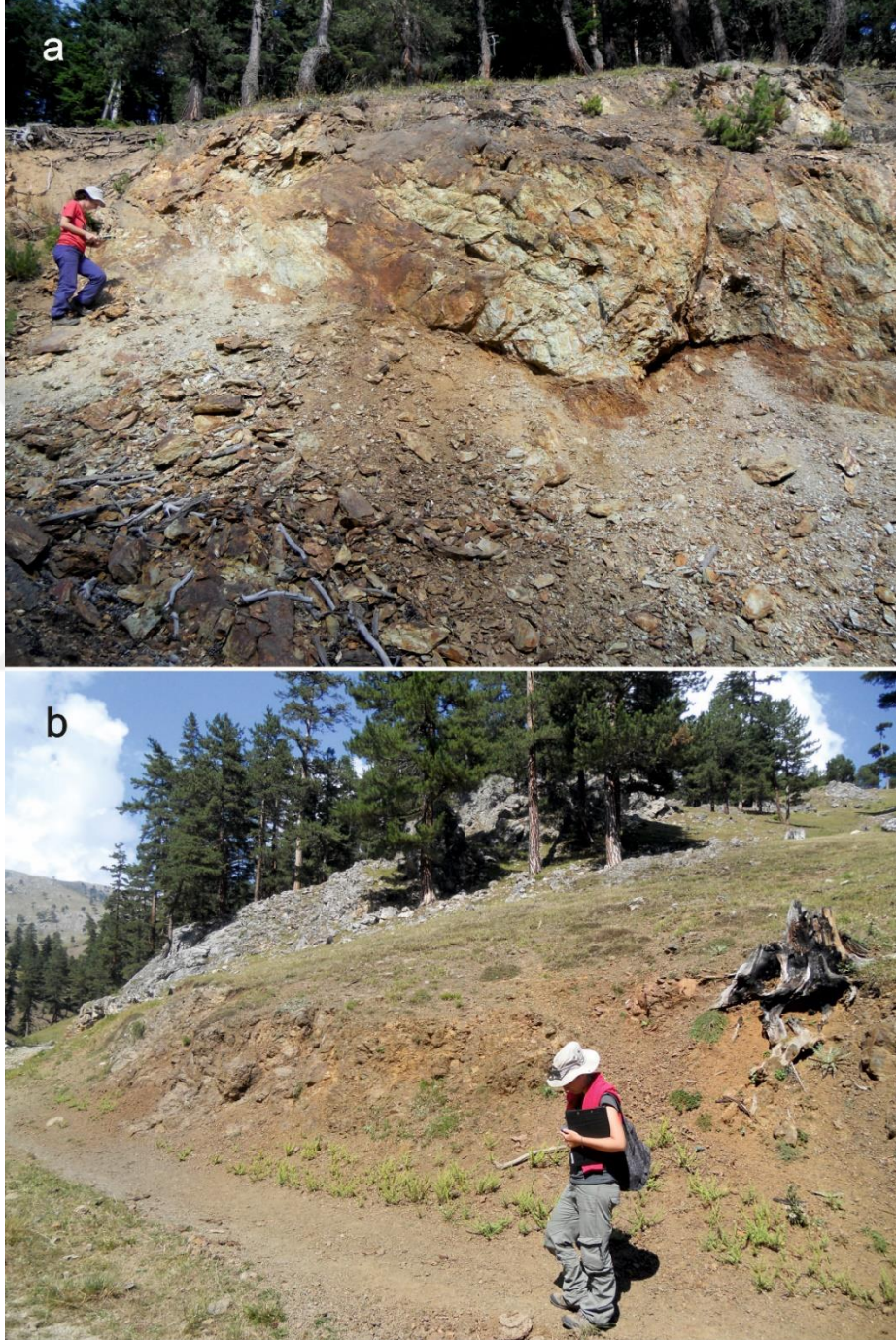
Dokanak İlişkileri

Alt dokanak: Birim, kuzey sınırı boyunca, Akgöl Formasyonu; güney sınırı boyunca ise Çağlayan Formasyonu üzerinde tektonik olarak yer alır.

Üst dokanak: İnceleme alanında Muşrup Meamorfiti'nin üst dokanağında herhangi bir birim gözlenmemiştir.

Tip kesit, Tip Yer

Muşrup Metamorfiti, tip kesitini, Karakuz Yaylası güneyindeki vadilerdeki mostralarında vermektedir. Vadiler dışındaki alanlar, yoğun orman örtüsü nedeniyle incelemeye imkân vermemektedir.



Şekil 4. 54: Muşrup Metamorfiti metabazalt mostraları. a. Oldukça makaslanmış bir metabazalt mostrası. b. Samanlık Sırtı güneybatısındaki bir vadide, metabazaltlar üzerinde mermer blokları.

Kaya Türü Özellikleri

Muşrup Metamorfiti, inceleme alanında düzenli bir istif sunmamaktadır. Metamorfiti oluşturan litoloji, baskın olarak metabazaltik lavlardır. Bu lavlar, nadiren metavolkanoklastiklerle ardalama göstermektedir. Metabazalt ve metavolkanoklastiklerin yanısıra, birim içinde, sınırlı miktarda fillat ve riolit türü kayalar gözlenmiştir. Muşrup Metamorfiti içinde ayrıca, 2 ila 15 m'lik uzunluklarda mermer blokları bulunmaktadır.



Şekil 4. 55: a. Muşrup Metamorfiti meta bazaltları içinde, metariyolitik bir seviye. b. Karakuz Yaylası güneyindeki bir vadide, koyu gri-siyah renkli fillatlar.

Metalavlar, çok altere, sıkça faylanmış, fay çizik ve kertiklerinin bolca bulunduğu mostralara sunmaktadır (**Şekil 4. 54**). Bu yoğun alterasyon ve faylanma, taze örnek almayı bir hayli zorlaştırmaktadır. Çoğunlukla kahverengi-siyah alterasyon renklerinde gözlenen lavlar, taze yüzeylerinde koyu yeşil bir renge sahiptirler. Foliasyonları belirgin değildir. Yalnızca bir lokasyonda, metabazaltlar içinde metariyolitik bir seviyeye rastlanmıştır. Ancak bu seviyenin, metabazaltlarla olan ilişkisi açık değildir (**Şekil 4. 55a**).

Metalavlarla ardalanmalı olan metavulkanoklastikler, altere mostralalarında kahverengi bir görüntü sunarlar. Taze yüzey renkleri soluk ve koyu yeşildir. Belli bir derecelenme göstermezler.

Muşrup Metamorfiti içinde nadir gözlenen bir diğer litoloji, koyu gri-siyah renkli fillatlardır (**Şekil 4. 55b**). Foliasyon düzlemleri iyi gelişmiş olan fillatlar, Muşrup Metamorfiti istifinde, yaklaşık 10'ar metrelik kalınlıklarda ara seviyeleri oluştururlar.

Yaş

Bu çalışma kapsamında Muşrup Metamorfiti için herhangi bir yaş verisi elde edilememiştir.

4.1.3. ÖRTÜ BİRİMLERİ

4.1.3.1. Kapanboğazı Formasyonu

Tanım ve Ad

Kırmızı renkli, pelajik, mikritik kireçtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşan bu birim ilk kez Ketin ve Gümüş (1963) tarafından tanımlanmış ve adını Sinop ilinin güneyinde yer alan Kapanboğazı Mevkii'nden almıştır.

Yayılm ve Kalınlık

Kapanboğazı Formasyonu, inceleme alanının güney sınırına doğru, Yaylagüneyi Tepe ve Sarısamamlık Sırtı'nın güneydoğusundan geçen ince uzun bir hat boyunca yüzeylemektedir.

Dokanak İlişkileri

Alt dokanak: Birim, alt dokanağında, devrik tabakalara sahiptir. Bu dokanakta, kendisinden daha yaşlı olan Çangaldağ Kompleksi'nin Alt Metabazit kayaları ile Ekinveren Fayı boyunca tektonik olarak üzerlenmiştir.

Üst dokanak: Kapanboğazı Formasyonu, üst dokanağında, Yemişliçay Formasyonu ile uyumludur.

Tip kesit, Tip Yer

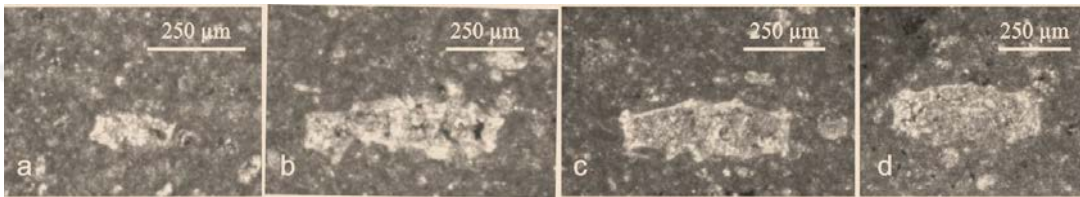
Birimin inceleme alanındaki mostraları çok dar bir alanda yüzeylemektedir. Bu nedenle, çok ideal olmasa da tip kesitini Asarcık Mahallesi kuzeyindeki ufak mostralarda vermektedir.

Kaya Türü Özellikleri

Kapanboğazı Formasyonu, pembe - koyu pembe renkli, pelajik, mikritik kireçtaşlarıyla karakteristiktir (Şekil 4. 56). Pembe renkli kireçtaşı tabakaları arasında beyaz renkli seviyeler de yer almaktadır. Tabaka kalınlıkları çoğunlukla 2- 4 cm arasında değişmektedir. İnceleme alanında nadiren ince şeyl seviyeleri içermektedir. Tabakaların alt ve üstlerinde herhangi bir sedimenter yapıya rastlanmamıştır. Ekinveren Fayı ile Çangaldağ Kompleksi birimleriyle üzerlendiği mostralarda kırıklı ve yer yer kıvrımlı bir yapı sergilemektedir.



Şekil 4. 56: Kapanboğazı Formasyonu'na ait kireçtaşı mostraları, Küloğlu Tuzlası Tepe civarı.



Şekil 4. 57: Kapanboğazı Formasyonu içinde saptanan foraminiferler: a. *Globotruncana cf. linneiana* (d'Orbigny), b. *Marginotruncana cf. coronata* (Bolli), c. ve d. *Globotruncana, lapparenti* (Brotzen) (R).

Yaş

Bu çalışma kapsamında incelenen örneklerde saptanan *Globotruncana cf. linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana, lapparenti* (Brotzen) (R), *Marginotruncana cf. coronata* (Bolli) gibi foraminiferlere göre birimin yaşı Üst Kretase'dir (Şekil 4. 57).

4.1.3.2. Yemişliçay Formasyonu

Tanım ve Ad

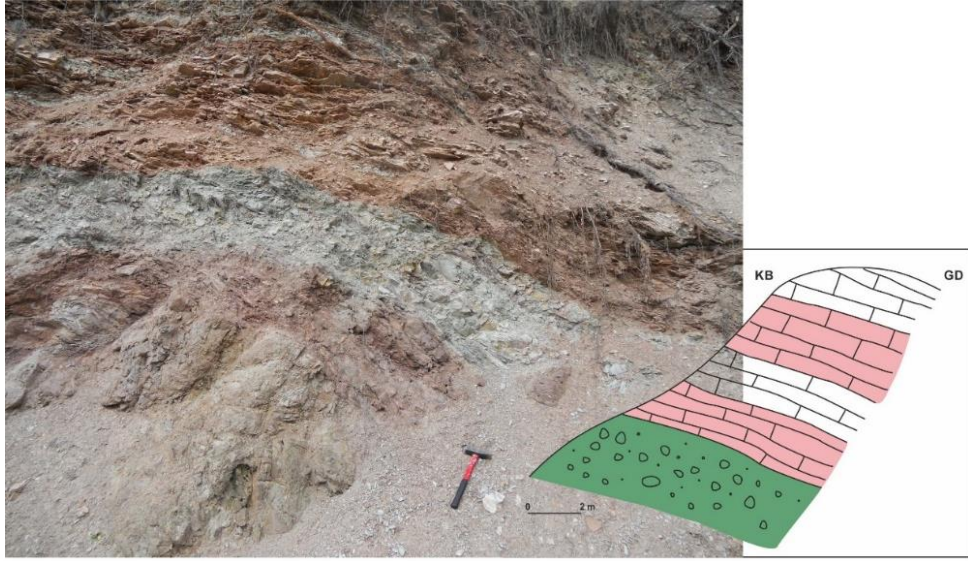
Başlıca volkanik konglomera, bazaltik-andezitik lav ve tüften oluşan birim ilk kez Ketin ve Gümüş'ün 1963 yılında Sinop'un Ayancık ilçesi yakınlarında yaptıkları çalışmada Yemişliçay Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Yayılm ve Kalınlık

Birim, inceleme alanının güney sınırında, Asarcık Mahallesi, Domuzluyar Sırtı ve Kavak Mahallesi'nin oluşturduğu bir üçgen alanda yüzeylemektedir.

Dokanak İlişkileri

Yemişliçay Formasyonu, alt dokanağında Kapanboğazı, üst dokanında ise Akveren Formasyonları ile geçişlidir (Şekil 4. 58).



Şekil 4. 58 : Asarcık Mahallesi kuzeybatısında Yemişliçay ve Kapanboğazı Formasyonları'nın geçişli dokanağı.

Tip kesit, Tip Yer

Birim, inceleme alanındaki tip kesitini Asarcık Mahallesi kuzeyindeki mostralarında vermektedir.

Kaya Türü Özellikleri

Yemişliçay Formasyonu, tabanda andezitik - bazaltik konglomeralar ile temsil edilmektedir. Genel olarak tane desteklidirler. Çakılların boyları, 2-20 cm arasında değişmektedir. Bu çakıllar, pembe, gri, siyah, kahverengi ve yeşil renklindedir (Şekil 4. 59b). Küloğlu Tuzlası Tepe civarında, çapları 1 m'ye varan bazaltik bloklar gözlenmektedir (Şekil 4. 59a). İnceleme alanının dışında, doğuda yer alan mostralarda gözlenen şeyl ve kumtaşınca zengin seviyeler, Asarcık Mahallesi ve çevresindeki mostralarda nadiren gözlenmektedir. Bu mostralarda, Kapanboğazı ile geçişli olduğunu gösteren kireçtaşı - aglomera ardalanmasından oluşan seviyeler bulunur (Şekil 4. 59c, d).

Yaş

Bu çalışma kapsamında, Yemişliçay Formasyonu'na ait herhangi bir yaş verisine ulaşılamamıştır. Gedik ve Korkmaz, 1984 yılında yaptıkları çalışmada birimin şeyl ara tabakalarından nannoplankton ve foraminifer fosilleri elde etmişlerdir. *Broinsonia parca* (Stradner), *Arkhangelskiella cymiformis* Vekshina, *Litraphidites quadratus* Bramlette ve Martini, *Predicop-sphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Discolithus numerosus* Gorka, *Arkangelskiella parca* stradner gibi nannoplanktonlar ve *Globotruncana* sp. gibi foraminiferlere göre birimin yaşı Kampaniyen-Maastrichtiyen (Üst Kretase)'dir.



Şekil 4. 59: Yemişliçay Formasyonu: a. Küloğlu Tuzlası Tepe civarında bazaltik bloklar. b. Asarcık Mahallesi'nin kuzeybatısında tane destekli aglomeralar. c ve d. Yemişliçay Formasyonu içinde yaklaşık 1,5 m'lik, pembe renkli kireçtaşı tabakası ve altındaki aglomeralar.

4.1.3.3. Akveren Formasyonu

Tanım ve Ad

Kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn, kiltaşı ve siltaşı ardalanmasından oluşan birim, adını Ayancık ilçesinin yaklaşık 18 km kadar güneydoğusunda yer alan Akveren köyünden alarak Badgley (1959) tarafından adlandırılmıştır.

Yayılm ve kalınlık

Birim, Asarcık Mahallesi'nin güneyinde ve güneydoğusunda ufak mostralara sunar.

Dokanak İlişkileri

Akveren Formasyonu, üzerine geldiği Yemişliçay Formasyonu ile geçişlidir. Üst dokanağı ise, inceleme alanında yer almamaktadır.



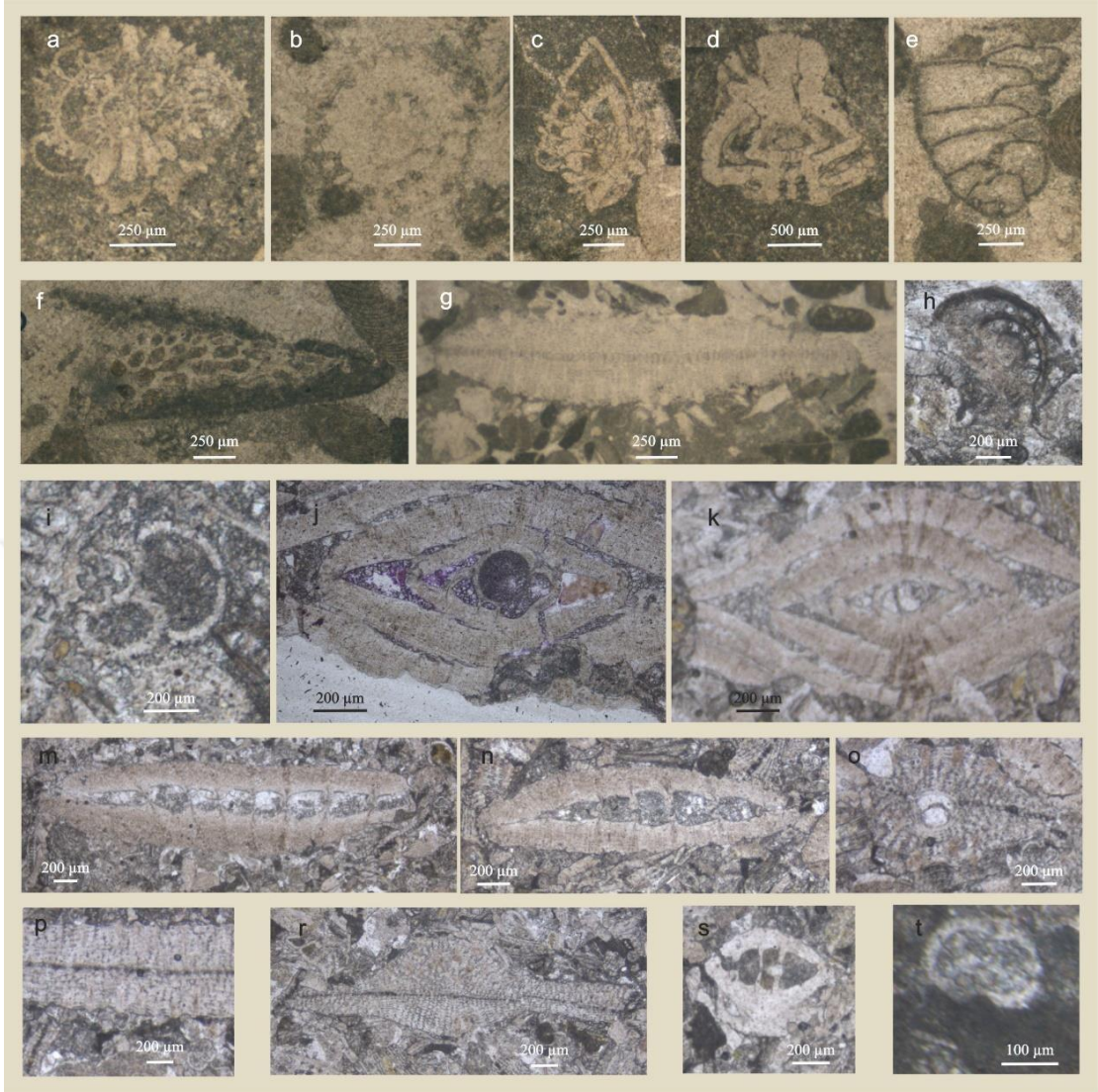
Şekil 4. 60: Asarcık Mahallesi güneydoğusunda yer alan Akveren Formasyonu mostraları.

Tip Kesit, Tip Yer

Birimin inceleme alanında yer alan tip kesiti, çok ideal olmamakla beraber, Asarcık Mahallesi'nin güneydoğusunda sunar (Şekil 4. 60c).

Kaya Türü Özellikleri

Akveren Formasyonu, inceleme alanında bol fosilli, biyomikritik kireçtaşlarıyla temsil edilir. Tabakalanması çok belirgin olmayan, bol kırıklı, ufalanmış, monoton bir istif sunar. Altere yüzey rengi gri, taze yüzey rengi açık gri - bej renklindedir (Şekil 4. 60a ve b).



Şekil 4. 61: Akveren Formasyonu'nda saptanmış karakteristik fosil fotoğrafları. a ve b. *Siderolites* sp. c ve d. Rotalidae. e. *Marssonella* sp. f. Bryzoon. g. *Orbitoides* cf. *apiculatus* (Schlumberger). h. *Alveolina* sp. i. *Globigerina* sp. j ve k. *Nummulites* sp. m ve n. *Assilina* sp. o. *Discocyclusina* cf. *douvelli* (Schlumberger). p. *Discocyclusina* sp. r. *Asterocyclusina* sp. s. *Lenticulina* sp. t. *Acarinina* sp.

Yaş

Akveren Formasyonu, içerdiği *Siderolites* sp., Rotalidae., *Marssonella* sp., Bryzoon, *Orbitoides* cf. *apiculatus* (Schlumberger), *Alveolina* sp., *Globigerina* sp., *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Discocyclusina* cf. *douvelli* (Schlumberger), *Discocyclusina* sp., *Asterocyclusina* sp., *Lenticulina* sp., *Acarinina* sp. fosillerine göre Üst Kretase-Üst Paleosen aralığında, gittikçe sığılaşan bir ortamda çökelmiştir (Şekil 4. 61).

4.2. PETROGRAFI

İnceleme alanında bulunan magmatik, metamorfik ve sedimenter kayaların petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla saha çalışmaları sırasında toplanan örneklerden toplam 500 adet ince kesit hazırlanmıştır. Başta Çangaldağ Kompleksi'nin inceleme alanında temsil edildiği lav, volkanoklastik, şist ve fillat türü kayalar olmak üzere, bu kompleksle ilişkili her bir kaya grubunda, polarizan mikroskobuyla yapılan ayrıntılı incelemeler sonucunda, kayalara ait mineralojik bileşimler saptanmıştır. Bu bölümde bahsedilen mineralojik bileşimler, optik incelemelerle birlikte XRD analizi sonuçlarını da kapsamaktadır.

4.2.1. Güney Blok

4.2.1.1. Karapınar Birimi

Karapınar Birimi, metalav ve metavolkanoklastik kayalarından oluşmaktadır. Bu birimin petrografisi incelendiğinde, daha önceki çalışmalarda saptanmamış olan, “ribekit” türü amfiboller içeren seviyeler barındırdığı belirlenmiştir.

- Metalavlar

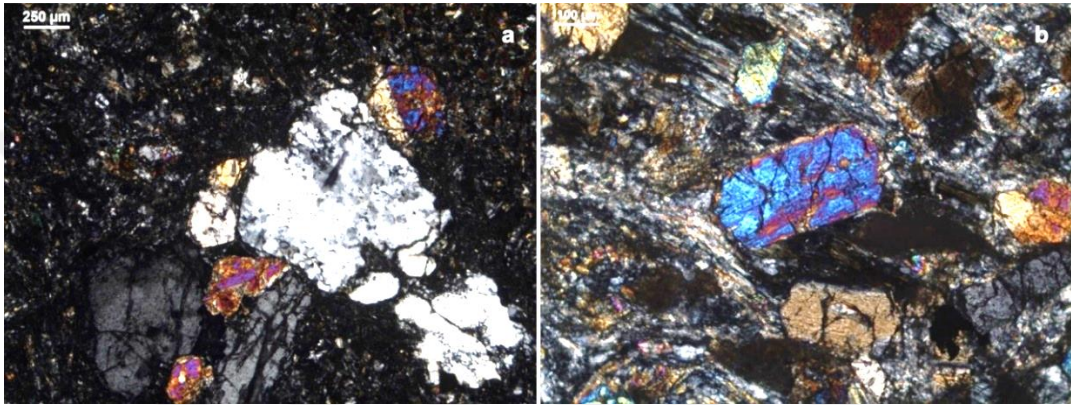
Metalavların petrografik incelemelerinde belirlenen başlıca mineraller piroksen, plajiolklas, klorit ve epidottur.

Piroksenler, tüm kristalli ve ufak taneli kayaç dokusu içinde iri fenokristaller halinde yer almaktadır (Şekil 4. 62a, b). Birçok kristalde ikizlenme mevcuttur. Öz şekilli ve yarı öz şekilli formları bulunmaktadır. Doğru ışıkta pleokroizma sergilemezken, çapraz ışıkta II. dizinin pembe-mavi yüksek girişim renklerini gösterirler. C eksenine paralel dilinimleri mükemmeldir. Bu dilinimlere neredeyse 90°'lik açıyla dik olan dilinimleri ise kötü gelişmiştir. C eksenine paralel kesitlerde, dilinimlerde eğik sönme gözlenmesi, piroksenlerin klinopiroksen olduğunu göstermektedir. XRD sonuçlarına göre de türleri ojit- egirinojit olarak saptanmıştır.

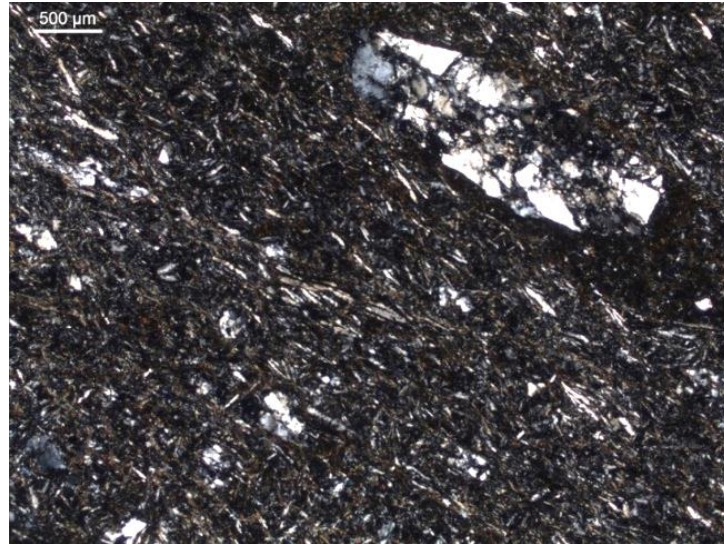
Bazı örneklerde, daha yoğun bulunan piroksen fenokristalleri, c eksenine dik ve c eksenine paralel prizmatik şekillerdedir. Bu örneklerde, doğru ışıkta çok açık pembe renkler sunmakta ve zayıf bir pleokroizma göstermektedirler. Ana foliasyon düzlemine paralel olacak şekilde budinleşmişlerdir. Bu budinleşmelerle ikiye ayrılan piroksenlerin arasında, foliasyona paralel olarak kloritlerin geliştiği gözlenmiştir. Kloritlerin, budinleşme sırasında meydana gelmesi,

budinleşmenin yeşilşist koşulları altında, foliasyon düzlemlerinin geliştiği sırada gerçekleştiğini göstermektedir (Şekil 4. 64a, b, c, d).

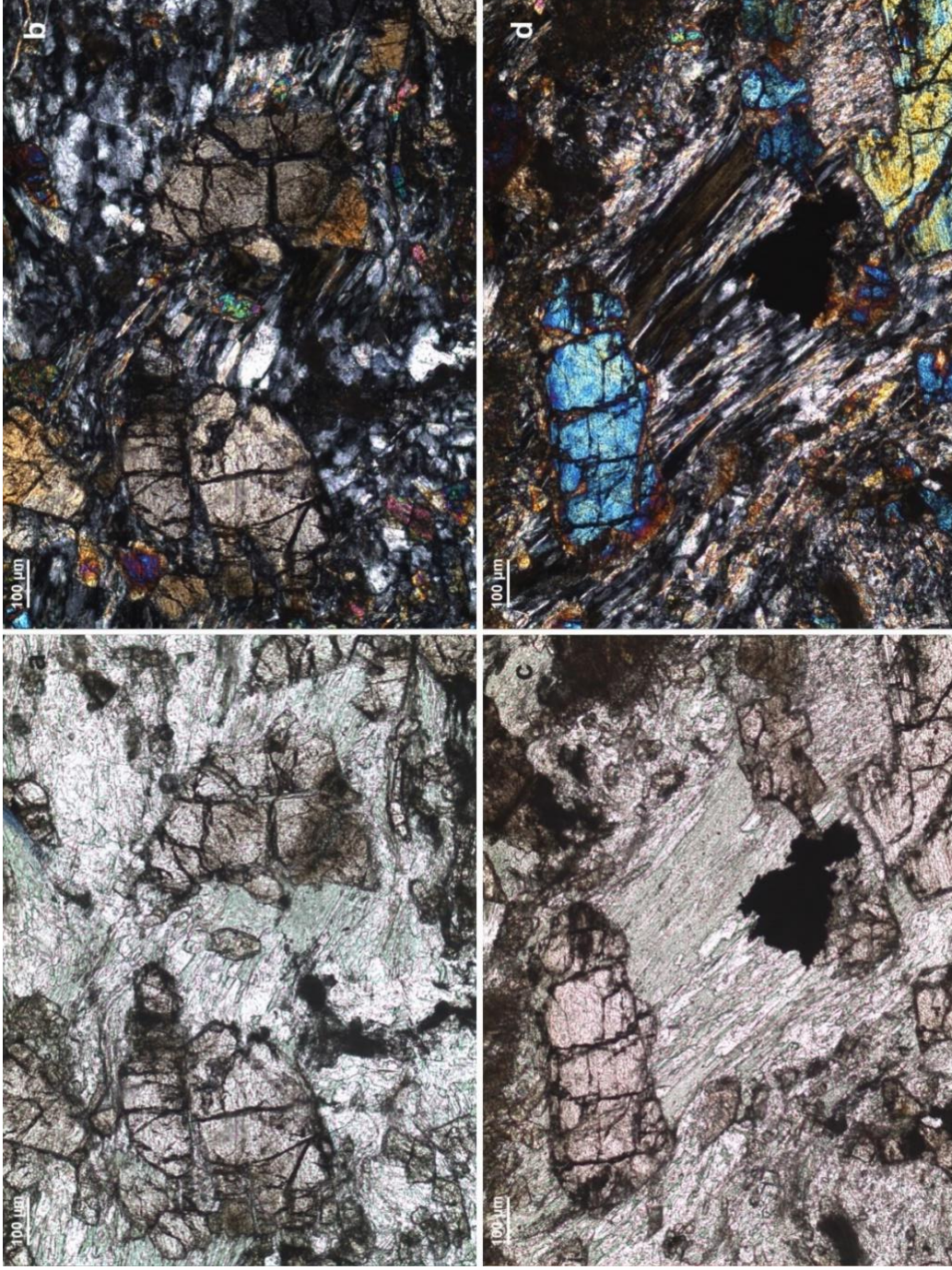
Plajioklaslar da nadir fenokristalleri oluşturmaktadır. Öz şekilsizlerdir. İkizlenme gibi özellikler, kuvvetli rekristalizasyon neticesinde tümüyle silinmiştir (Şekil 4. 62a). Volkanik dokunun korunduğu örneklerde, matriksi oluşturan plajioklas iğnelerinde foliasyona paralel hafif bir yönlenmenin olduğu görülmektedir (Şekil 4. 63).



Şekil 4. 62: a. Metabazitlerde ojit türü piroksen ve ikizlenme göstermeyen plajioklas fenokristalleri. Çapraz ışık. Örnek no: 1825. b. Bulunduğu kayacın geneline nazaran budinleşmeden korunmuş piroksenler. Çapraz ışık. Örnek no: 11-666.



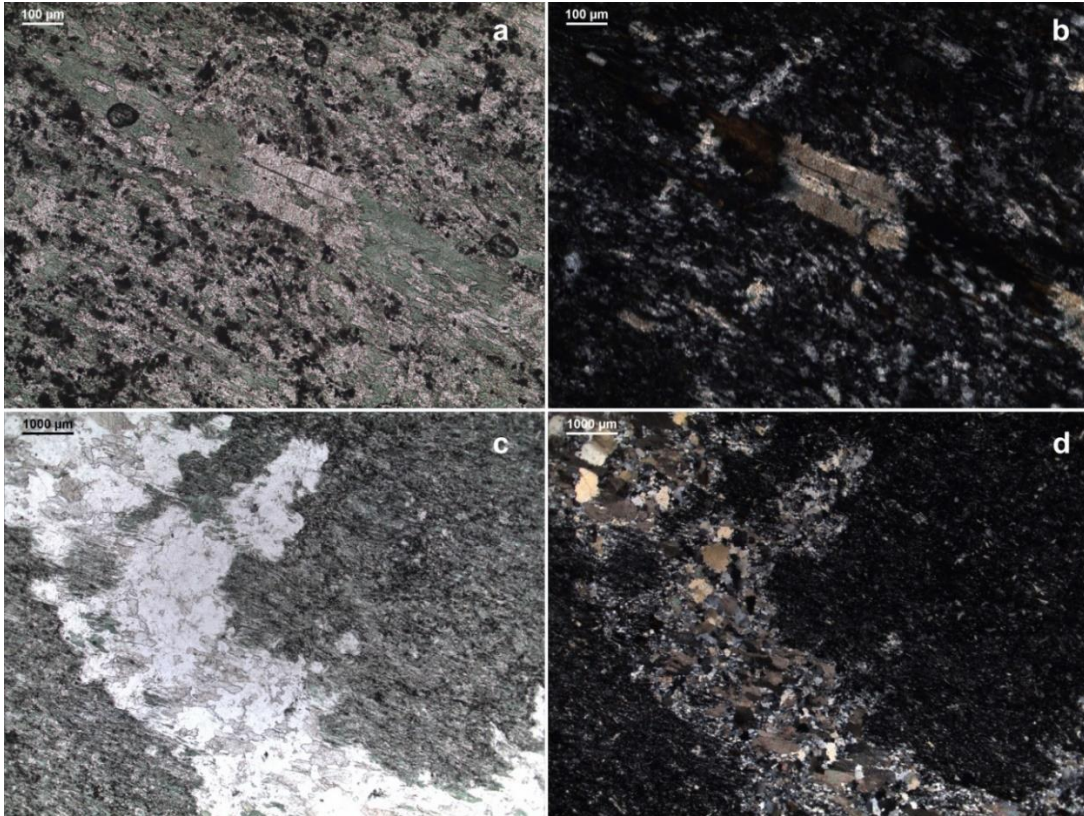
Şekil 4. 63: Foliasyona paralel olarak yönlenmiş iğnemsî plajioklasların oluşturduğu hamur içinde, plajioklas fenokristali. Çapraz ışık. Örnek no: 11-116.



Şekil 4. 64: Metabazitlerde, budinleşen ojit türü piroksenler ve aralarını dolduran klorit mineralleri. a, c. Doğru ışık. b, d. Çapraz ışık. Ömek no: 11-666.

- Metavolkanoklastikler

Metavolkanoklastik kayalarda *plajioklas* kristalleri, öz şekilsiz levhalar halindedir. Bu levhalar, uzun eksenleri yönlü dokuya paralel olacak şekilde yönlenmişlerdir. Kristaller, kenarlarından itibaren rekristalize olmaya başlamışlardır. Karlsbad ikizlenmesi göstermektedirler (Şekil 4. 65 a, b).



Şekil 4. 65: a. Karapınar Birimi'ne ait volkanoklastik bir kayada plajioklas kristali. Karlsbad ikizi gösteren bu mineral, genel foliasyona paralel olarak yönlenmiştir. Daha ufak taneli matriks içinde kloritler yaygındır. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. c. Volkanoklastikleri kesen granoblastik dokuya sahip kuvars ve kalsitçe zengin damarda, genel foliasyona paralel yönlenmeler. Doğru ışık. d. Çapraz ışık. Örnek no: 1880.

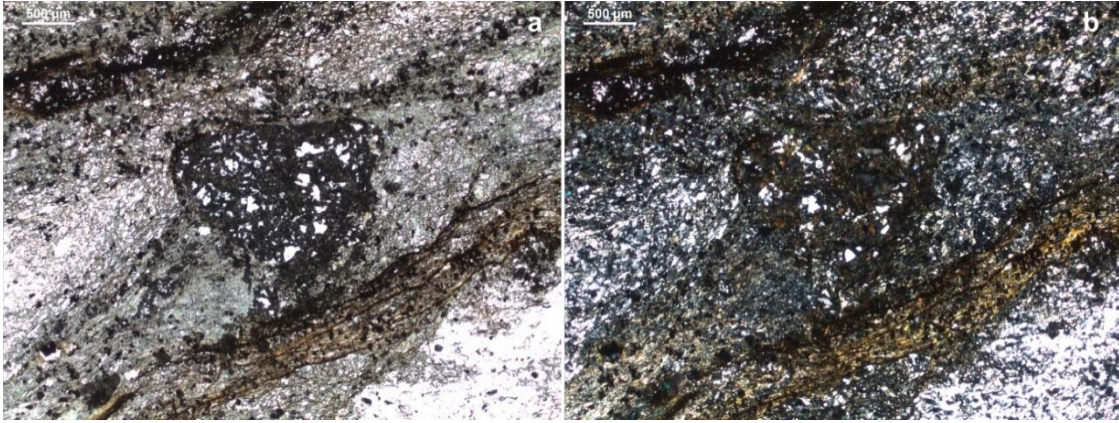
Kloritler, doğru ışıkta açık-koyu yeşil pleokroizma sergilemektedirler. Ana foliasyon düzlemine paralel olarak yönlenmişlerdir. Çapraz ışıkta kahverengi girişim rengine sahiptirler. Öz şekilsiz levhalar halindedirler. Kloritlerin XRD sonuçlarına göre klinoklor ve nimit türü kloritler olduğu saptanmıştır.

Bazı örnekler, kuvars ve kalsit damarları ile kesilmektedir. Bu örneklerde, damarda bulunan kuvars ve kalsit minerallerinin de kayaçta hâkim olan yönlü dokuyu kazandıkları

görülmektedir. Buradaki kuvarslar, rekristalize olarak granoblastik bir doku kazanmışlardır (Şekil 4. 65c, d).

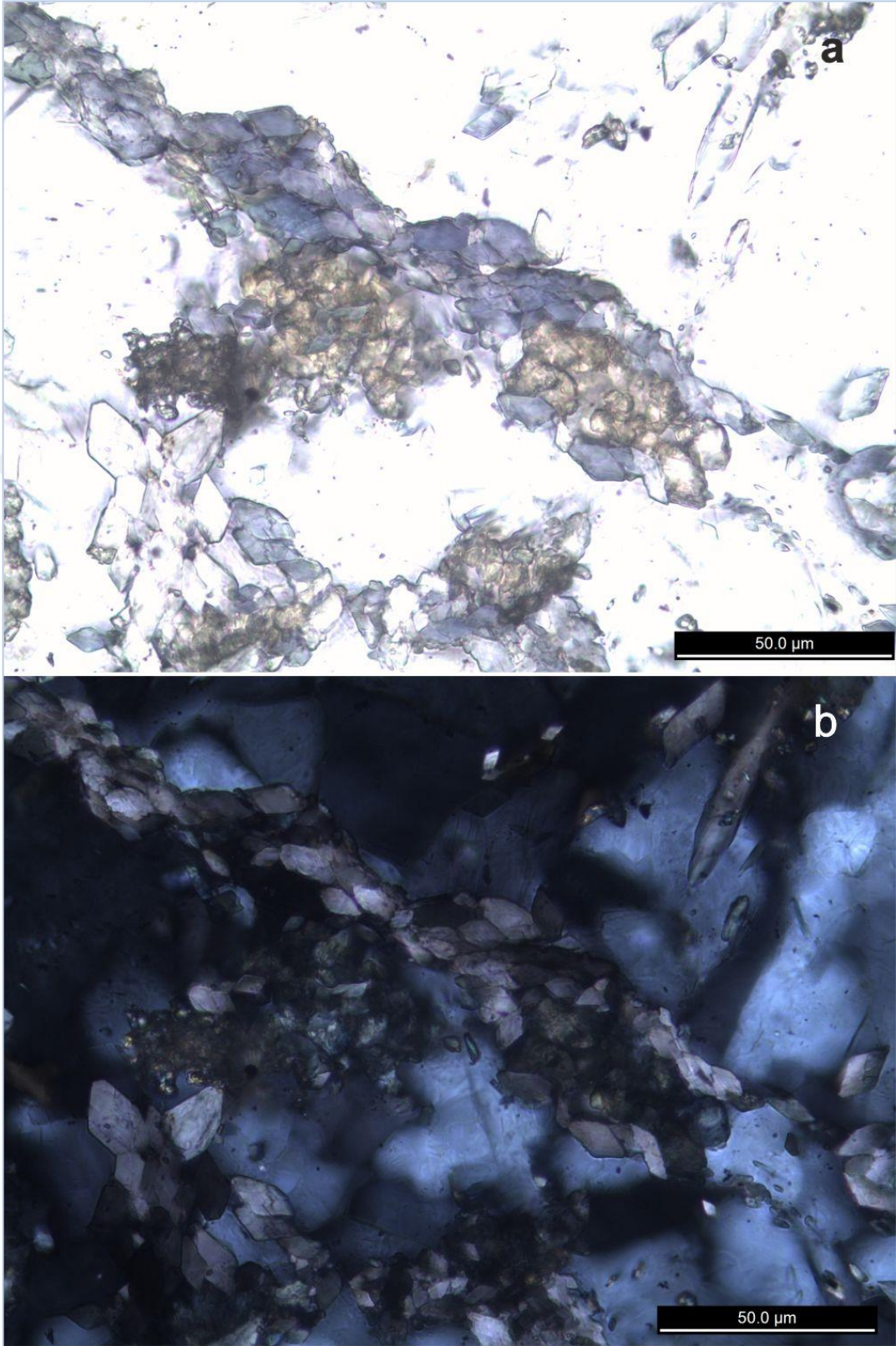
Epidotlar, öz şekilsiz taneler halinde gözlenmektedir. Doğru ışıkta sarımsı kahverengidirler ve pleokroizma göstermezler. Çapraz ışıkta sarı-turuncu girişim renklerine sahiptirler. Kuvars, klorit ve plajioklasdan oluşan bir matriksle sarmalanan epidot porfiroklastları, öz şekillerini yitirmiş, hatta köşeleri yuvarlaklaşmıştır. Epidot kristal sınırları içinde, deformasyondan etkilenmemiş, öz şekilsiz kuvars kapantıları gözlenmiştir (Şekil 4. 66).

Metavolkanoklastiklerin ribekit türü amfiboller içeren seviyelerinde, mineral topluluğunu oluşturan diğer mineraller kuvars, epidot, albit, flogopit ve klorittir.



Şekil 4. 66: Metavolkanoklastiklerde kuvars, klorit ve plajioklasdan oluşan bir matriksle sarmalanan, öz şekilsiz epidot porfiroklastları. a. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 11-662.

Ribekitler doğru ışıkta mürekkep mavisi renklindedirler. Beyaz - açık/koyu mavi tonlarında pleokroizmaya sahiptirler. Genel olarak uzun, prizmatik ve lifsi agregatlar halinde gözlenmektedirler (Şekil 4. 68 a, b). Bazı örneklerde baklava şeklinde sıralandıkları zincirler oluşturmaktadırlar (Şekil 4. 67 a, b). Kuvars ve epidotça zengin farklı seviyelerin ardalandığı örneklerde, her iki seviye içinde homojen dağılmış, foliasyona paralel bir dizilim göstermektedirler. Kuvarsça zengin seviyelerde, ana foliasyona göre oblik olan foliasyonlar gelişmiştir (Şekil 4. 68 c, d).

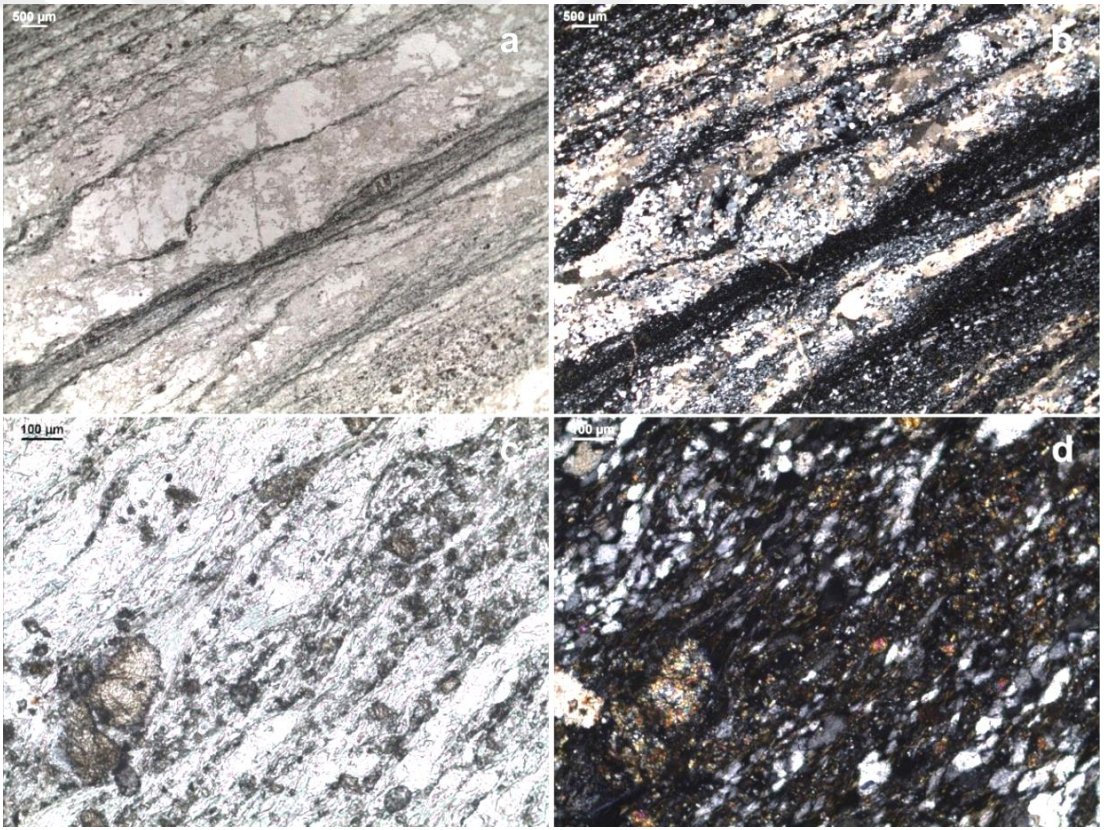


Şekil 4. 67: Karapınar Birimi'ne ait volkanoklastik örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Doğru ışıkta mürekkep mavisi renkte, baklava şeklinde görülen ribekit türü amfiboller. b. Çapraz ışık. Örnek no: 664.



Şekil 4. 68: Karapınar Birimi'ne ait volkanoklastik örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Doğru ışıkta mürekkep mavisi renkte, uzun, prizmatik ve lifsi agregatlar halinde görülen ribekit türü amfiboller. b. Çapraz ışık. c. Kuvars ve epidotça zengin farklı seviyelerin ardalandığı kayada, ana foliasyona göre oblik olan foliasyonlar. Doğru ışık. d. Çapraz ışık. Örnek no: 11-667.

Metakırıntılı bu kayalar içinde nadiren, plajiyoklas, kuvars, epidot, kalsit ve klorit mineral topluluğuna sahip kalkışistlere de rastlanmaktadır. Bu kayalarda, kalsit, plajiyoklas ve kuvarşça zengin seviyeler, daha ufak taneli ve daha koyu renkli olan kuvars, plajiyoklas, klorit ve epidot minerallerince zengin seviyelerle ardanma göstermektedir (Şekil 4. 69 a, b). Kalsitçe zengin seviyelerde, kalsit mineralleri öz şekilsizdir. Çift yönde dilinimleri belirgindir. Bu seviyelerdeki kuvarşlarda, granoblastik bir doku gelişmiştir. Kloritçe zengin seviyelerde, klorit, plajiyoklas ve kuvarşlar ana foliasyon düzlemine paralel olacak şekilde yönelmişlerdir. Öz şekilsiz epidotlar, bu seviyelerde iri kristaller halinde de gözlenir (Şekil 4. 69 c, d).



Şekil 4. 69: a ve b. Karapınar Birimi'ne ait metavolkanoklastiklerle nadiren ardanmalı kalkışistlerde görülen, kalsit, plajiyoklas ve kuvarşça zengin seviyelerin oluşturduğu granoblastik doku ve klorit, epidotça zengin lepidoblastik doku. c ve d. Kalkışistlerde öz şekilsiz iri epidotlar. Örnek no: 11-188.

4.2.1.2. Bulak Birimi

Bulak Birimi'nde hâkim olan litoloji fillatlardır. Fillatlar, yer yer volkanoklastik kayalar ile yatay ve düşeyde geçişlidir.

Mineral tayinleri optik incelemelerle yapılamayacak kadar ufak taneli olan fillatların daha çok XRD yöntemi ile saptanan mineral toplulukları;

kuvars+muskovit+biyotit+klinoklor (13-166, 13-171),

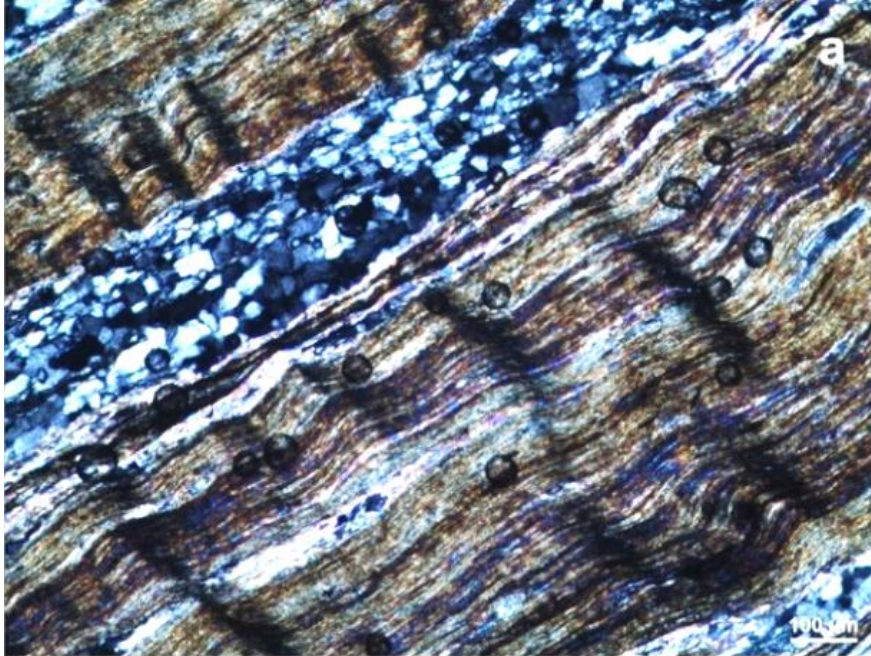
kuvars+muskovit+klinoklor (13-172, 1679B),

kuvars+muskovit+albit+klinoklor (12-228),

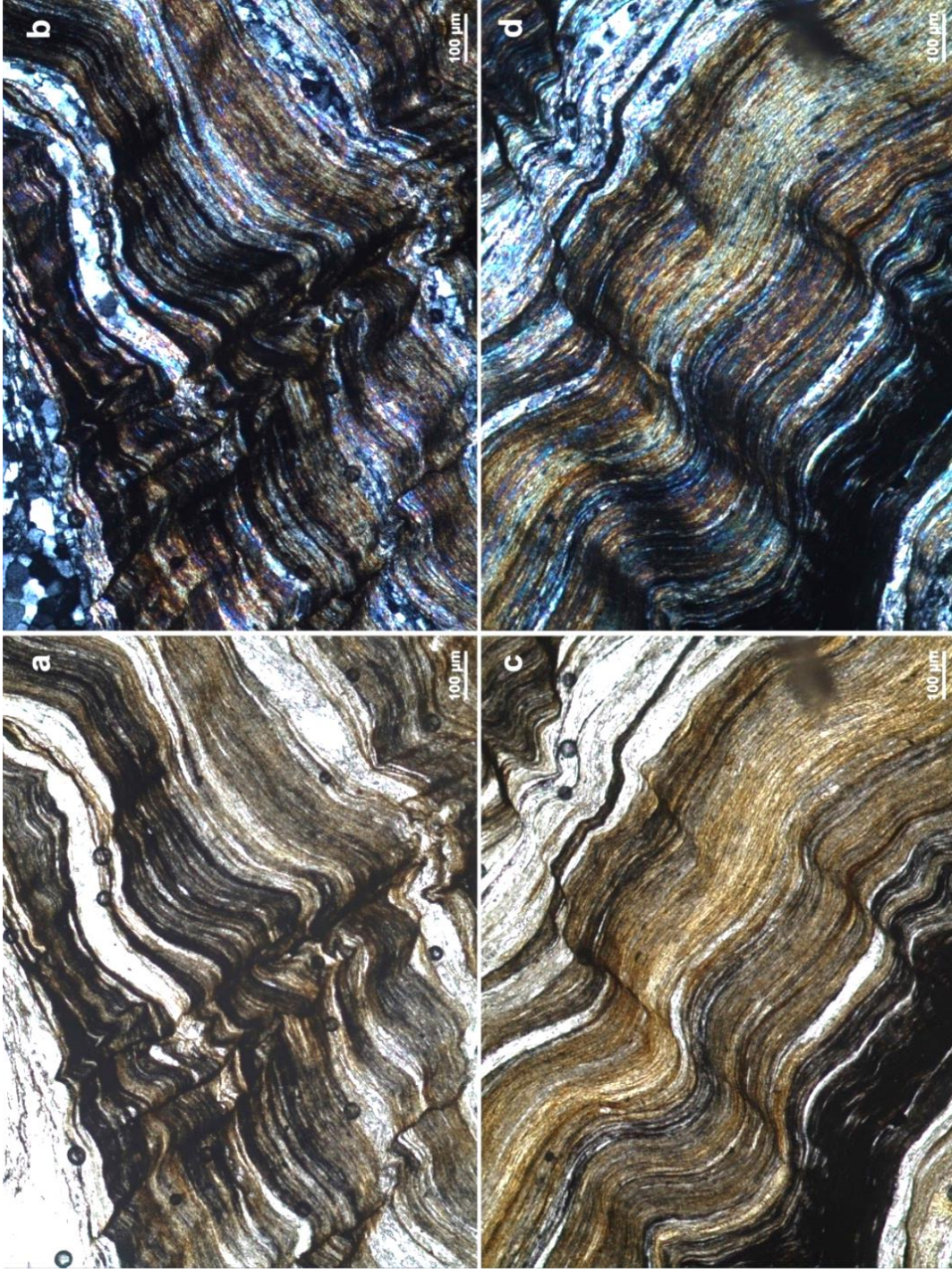
albit+tremolit+epidot+klinoklor+muskovit (12-69, 12-217),

kuvars+albit+ojit+klinoklor+muskovit+grafit (11-108) olarak belirlenmiştir.

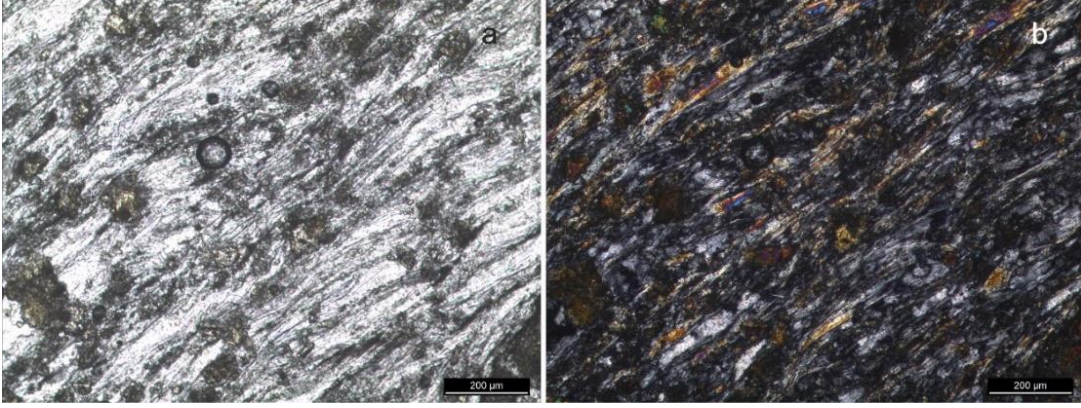
Optik incelemede saptanabilen kuvarslar, foliasyona paralel alt tanelere ayrılmışlardır. Bu seviyelerde, granoblastik doku hâkimdir. Kuvarsların sınırlarında tane sınır göçleri belirgindir. Kuvarsça zengin seviyelerin, klorit, muskovit ve biyotitçe zengin seviyelerle ardanması, bantlı bir yapı oluşturmaktadır (Şekil 4. 70). Mikaca zengin seviyelerde, buruşma klivajlarının iyi geliştiği görülmektedir (Şekil 4. 71 a, b, c, d).



Şekil 4. 70: Bulak Birimi'ne ait bir fillat örneği. a. Klorit, biyotit ve muskovitçe zengin seviyelerde gelişmiş buruşma klivajları ve bu bantlarla ardanmalı kuvars seviyeleri. Çapraz ışık. Örnek no: 13-166.



Şekil 4. 71: Klorit, biyotit ve muskovitçe zengin seviyelerle, granoblastik dokusu ile de ayırt edilebilen kuvarşça zengin seviyelerin ardalanmasının oluşturduğu bantlı yapı ve iyi gelişmiş buruşma klivajları. a ve c. Doğru ışık. b ve d. Çapraz ışık. Örnek no: 13-166. |



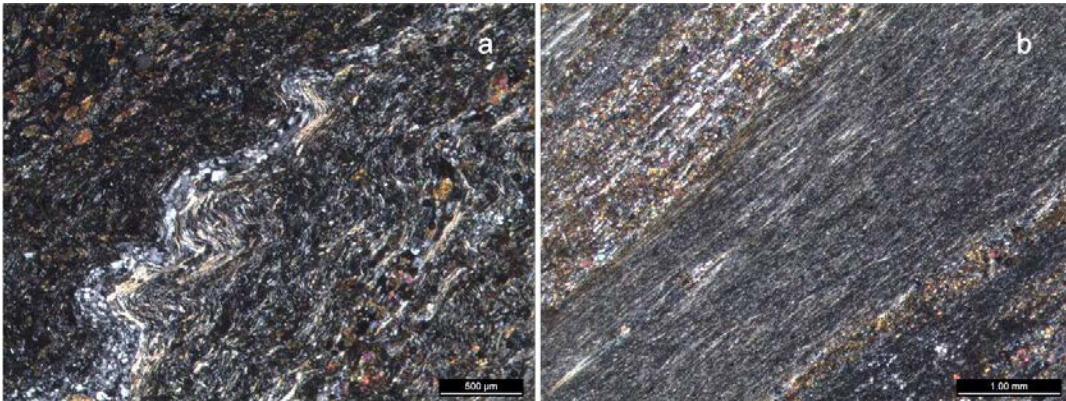
Şekil 4. 72: Bulak Birimi içinde yer alan volkanoklastiklere ait mikroskop fotoğrafları. a. Doğru ışıkta yeşilimsi sarı renkleriyle epidotlar ve soluk yeşil renklerde uzun, lifsi aktinolit türü amfiboller. b. Çapraz ışık. Örnek no: 12-234.

Bulak Birimi içinde, fillatlarla yatay ve düşey olarak geçiş gösteren volkanoklastik kayaların mineralojik bileşimini epidot, amfibol, klorit, plajioklas ve kuvars oluşturmaktadır. Bu kayalar yer yer amfibol minerallerini de içermektedir.

Epidotlar, doğru ışıkta soluk yeşilimsi- sarı renkte zayıf bir pleokroizma göstermektedir. Özşekilsizdir ve kloritlerle sarmalanmaktadır.

Nadiren gözlenen *amfiboller*, uzun, prizmatik ve lifsi bir yapıdadır. Tek yönde gelişmiş mükemmel dilimimleri belirgindir. Eğik sönme gösterirler. Optik incelemeye göre amfibollerin türü *aktinolit*dir.

Plajioklaslar ise öz şekilsizdir. Yer yer karlsbat ikizlenmeleri göstermektedir.



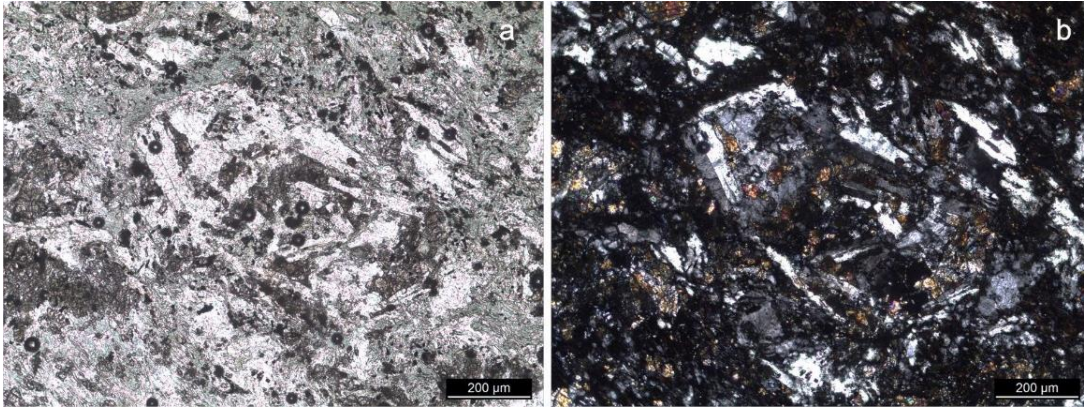
Şekil 4. 73: Bulak Birimi içinde yer alan volkanoklastiklere ait mikroskop fotoğrafları. a. Epidotça zengin seviyeler ile feldspat, kuvars ve kloritçe zengin seviyelerin ardalanması. Bu ardalanma içinde kuvars ve feldspatça zengin seviyede kıvrımlanmanın geliştiği görülmekte. Çapraz ışık. Örnek no: 1077. b. Ufak taneli lifsi minerallerden oluşan seviye ile epidot, kuvars ve feldspatça zengin iki farklı seviyenin ardalanması Örnek no: 12-329. Çapraz ışık.

4.2.1.3. Bozarmut Birimi

Bozarmut Birimi, yer yer granitik stoklarca kesilmiş, riyoilitik ve bazaltik metavolkanik kayalar topluluğunu temsil etmektedir.

Metabazaltlar

Metalavlar, yeşilşist fasiyesinin tipik mineral topluluğuna sahiptir. Bu kayaları oluşturan başlıca mineral plajyoklasın yanı sıra yaygın olarak görülen diğer mineraller epidot ve klorittir (Şekil 4. 74). Metalav örneklerinde ilksel volkanik dokunun nadiren korunmuş olduğu görülmektedir.



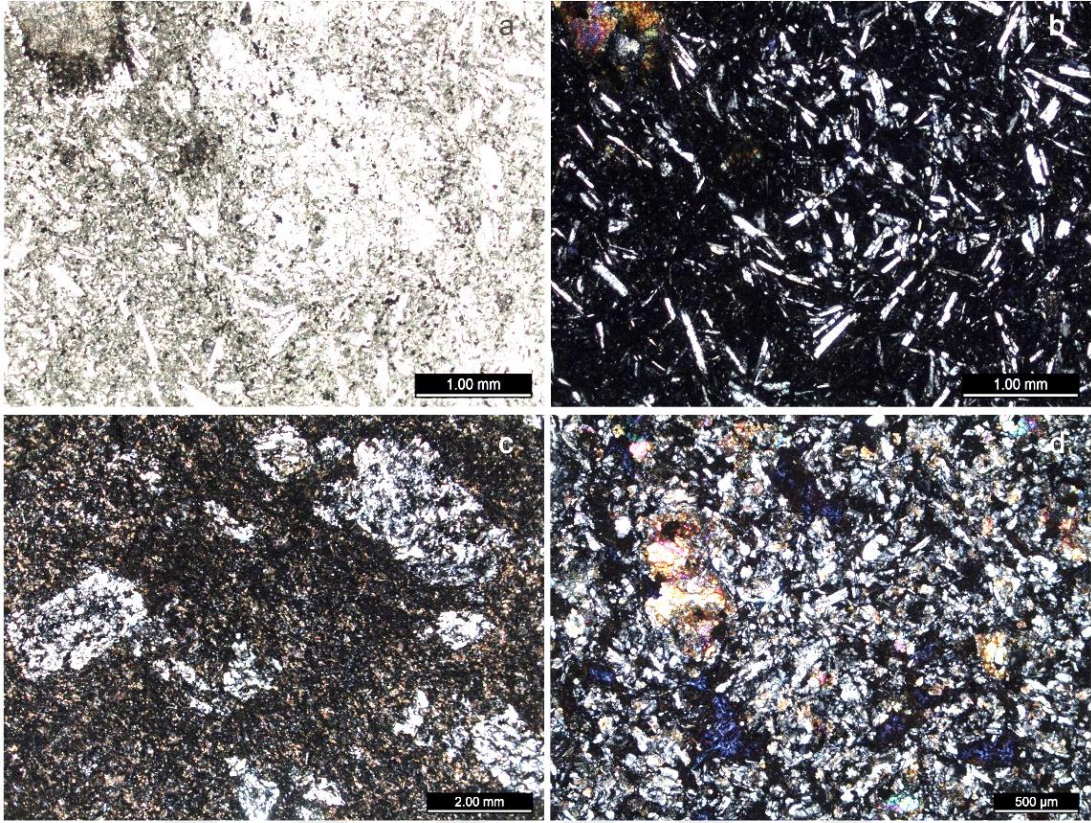
Şekil 4. 74: Bir metabazalt örneğine ait mikroskop fotoğrafları. Tipik yeşilşist mineralleri; albit, epidot ve kloritten oluşan kayada herhangi bir yönlenme bulunmamakta. a. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 1850.

Plajyoklaslar, ufak taneli kristalize bir matris içinde uzun levhalar halinde gelişigüzel saçılmışlardır (Şekil 4. 75a ve b). Bazı örneklerde kalık fenokristaller şeklindedirler (Şekil 4. 75c). Bazı örneklerde ise epidota dönüştükleri görülmektedir.

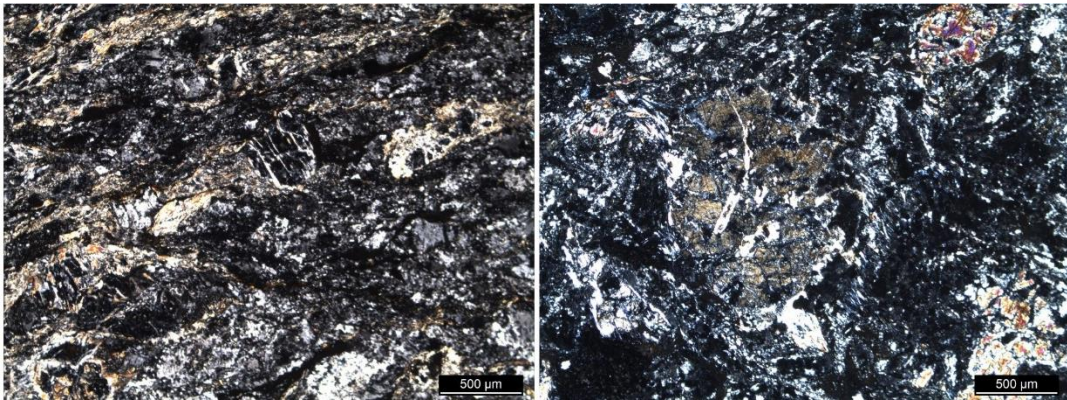
Epidotlar, metabazaltik kayalar içinde genel olarak homojen bir dağılım göstermektedirler. Doğru ışıkta soluk sarı renkleri, yüksek rölyefleri, çapraz ışıkta sarı-pembe ve yeşil girişim renkleriyle belirgindirler. Bazı örneklerde, gaz boşluklarında yelpaze şeklinde gelişmişlerdir ve tek yönde mükemmel dilinim göstermektedirler (Şekil 4. 77a ve b).

Kloritler, doğru ışıkta soluk yeşil-beyaz renklerde. Çapraz ışıkta gri, mavimsi gri, lacivert çift kırma renkleri göstermektedir (Şekil 4. 75d).

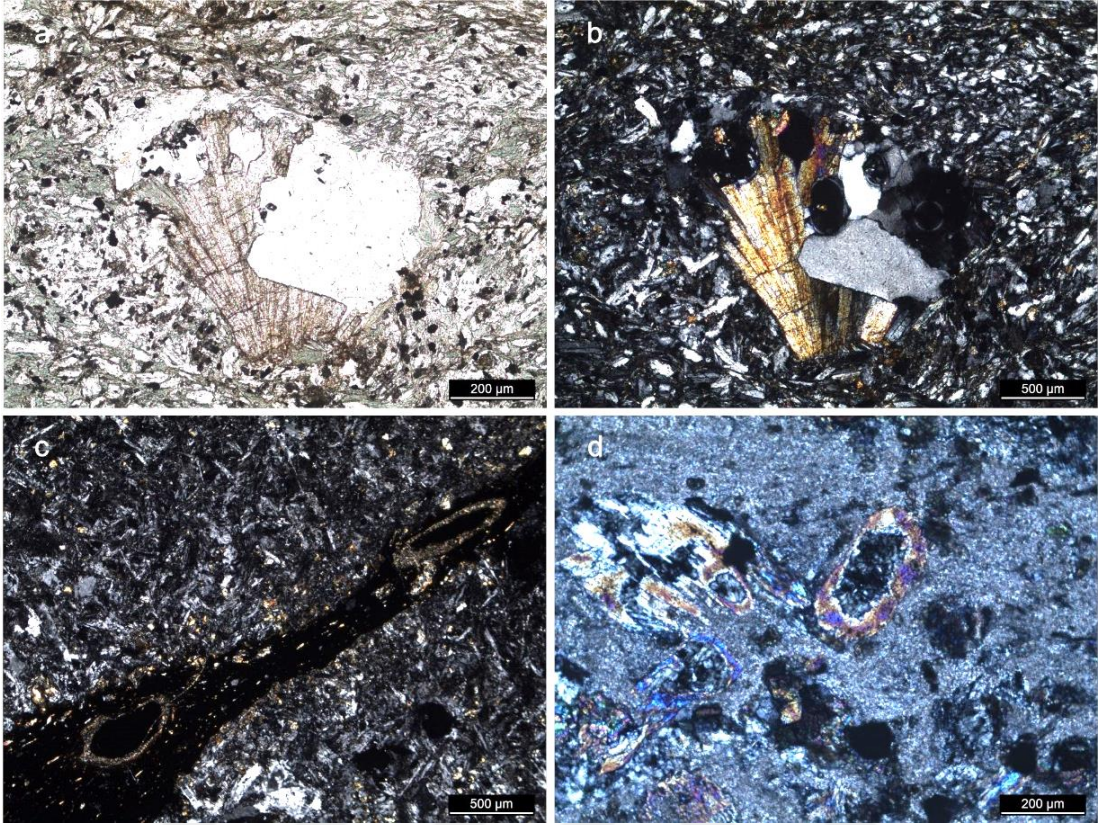
Metabazalt örneklerinde nadiren kalık piroksen ve serpantinleşmiş olivin minerallerine de rastlanmaktadır (Şekil 4. 76a ve b).



Şekil 4. 75: a ve b. Kayaç içinde ilksel volkanik dokuya uygun olarak düzensiz bir şekilde saçılmış ince uzun plajiyoklas kristalleri ve sol üst köşede bir epidot minerali. Örnek no: 12-104. c. Epidot, plajiyoklas ve kloritten oluşan ufak taneli bir matriks içinde kalık plajiyoklas fenokristalleri. Çapraz ışık. Örnek No: 1862. d. Plajiyoklas ve epidot kristalleri arasında, parlak lacivert girişim renkleriyle seçilen kloritler. Çaprazışık. Örnek no: 12-136A.



Şekil 4. 76: a. Bir metabazalt örneğinde serpantinleşmiş olivinler. Çapraz ışık. Örnek no: 12-182. b. Kalık piroksenler. Çapraz ışık. Örnek no: 12-57.

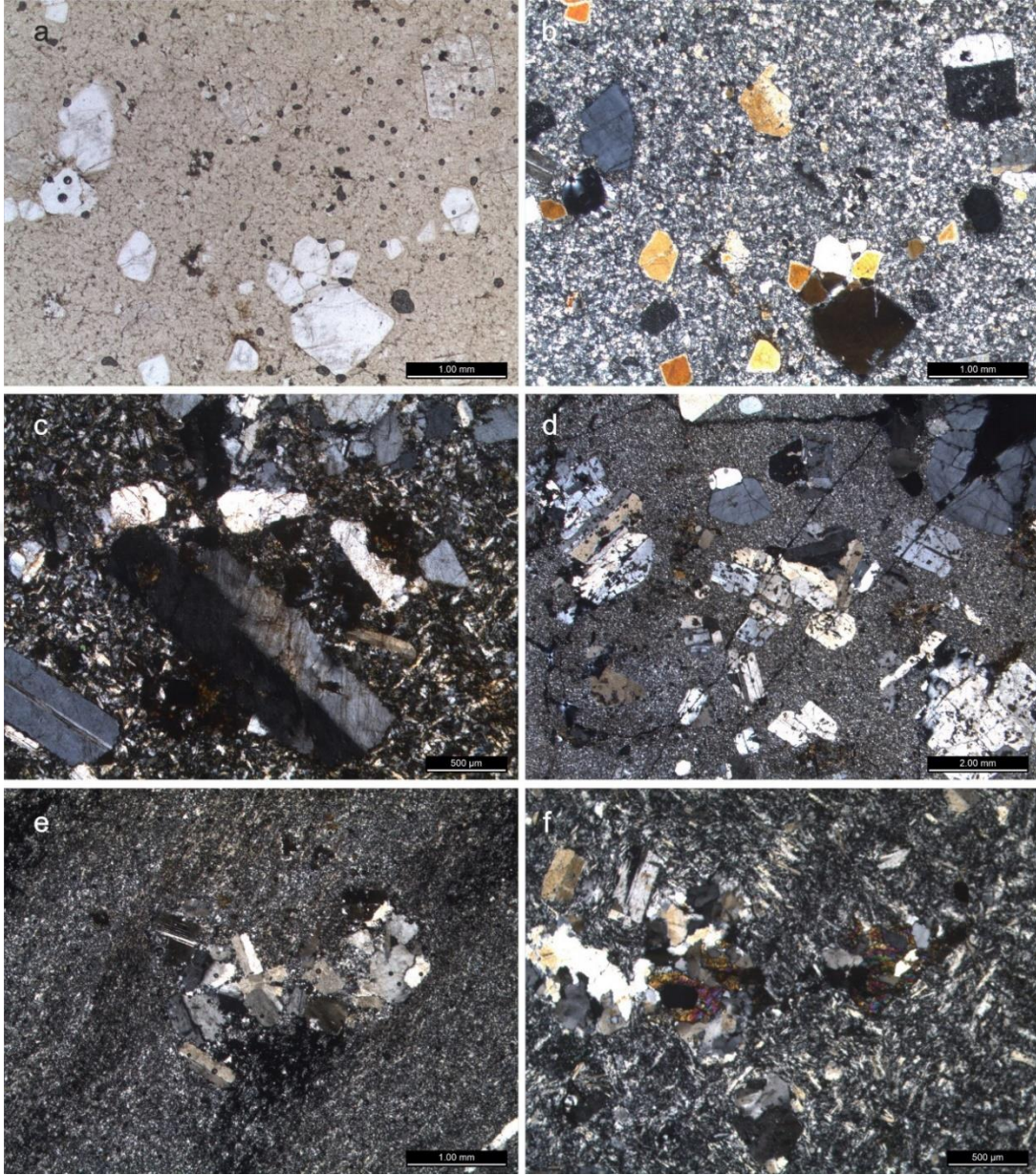


Şekil 4. 77: a ve b. Gaz boşluğunda yelpaze şeklinde gelişmiş epidot ve kuvars. Örnek no: 12-97. c. Metabazit örneğinde gelişmiş pseudotakilit dokusu. Çapraz ışık. Örnek no: 12-100. d. Epidotlaşan plajiklaslar. Çapraz ışık. Örnek no: 1829.

Metariyolitler

Metariyolitler, metabazaltlardan porfirik dokuları ve iri kuvars ve feldspat kristalleri içermeleriyle ayrılmaktadır. Yine metabazit kayalarında olduğu gibi, riyolitlerde de, yeşilist fasiyesine ait epidot ve klorit mineralleri yaygındır.

Metariyolitlerin genel dokusunu, çok ufak taneli bir hamur içinde zaman zaman tek, zaman zaman ise bir araya gelerek öbekleşmiş kuvars ve plajiolas kristalleri oluşturmaktadır (Şekil 4. 78). Bazı örneklerde hamur, metamorfik süreçlerin etkisiyle rekristalize olarak daha büyük taneli bir doku kazanmıştır (Şekil 4. 78a ve b). Bu doku, Bozarmut Birimi'ni kesen metagranitlerin kenar zonlarına ait mikrogranitik dokudan, kayacın körfezlenmiş, reaksiyon kenarı gelişmiş kuvarslar ve sferulitler içermesi ile ayırt edilmiştir (Şekil 4. 79).



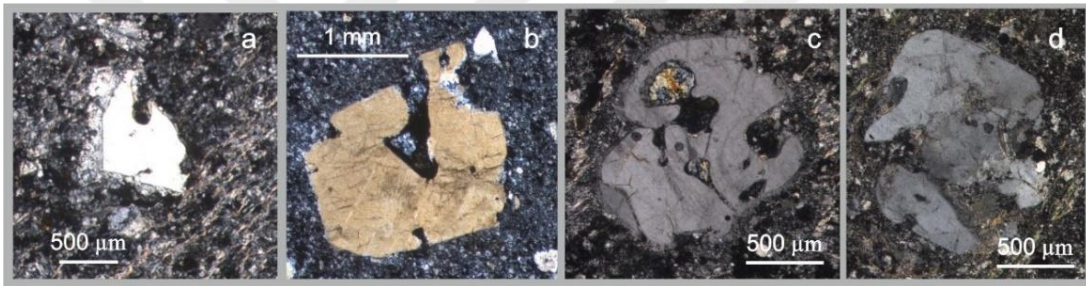
Şekil 4. 78: Metariyolitlere ait mikroskop fotoğrafları. a ve b. Porfirik dokya sahip metariyolit örneğinde yarı özşekilli kuvars ve plajiolklas fenokristalleri. Örnek no: 12-185. c. Karlsbad ikizine sahip bir feldspat fenokristali. Çapraz ışık. Örnek no: 12-123. d. Diğer örneklere göre daha ufak taneli bir hamur içinde kuvars ve feldspat fenokristalleri. Çapraz ışık. Örnek no:12-180. e. Ufak taneli hamur içinde öbekselererek “glomeroporfirik” doku oluşturan kuvars ve feldspat kristalleri. Örnek no: 12-128. f. Glomeroporfirik doku içinde epidot kristalleri.

Kuvarslar, yarı özşekilli ve özşekilsiz fenokristaller halindedir. Doğru ışıkta renksiz ve pürüzsüzdür. Bazı tanelerde, hamur ile etkileşimiyle ince bir reaksiyon kenarına sahiptir. Hamurun tane içine göç ettiği körfezlenmeler de yaygın olarak görülmektedir (Şekil 4. 79). Kuvarslarda görülen bir diğer yapı, budinleşmelerdir. Budinleşmiş kuvarsların arası, klorit mineralleri ile doldurulmuştur (Şekil 4. 80).

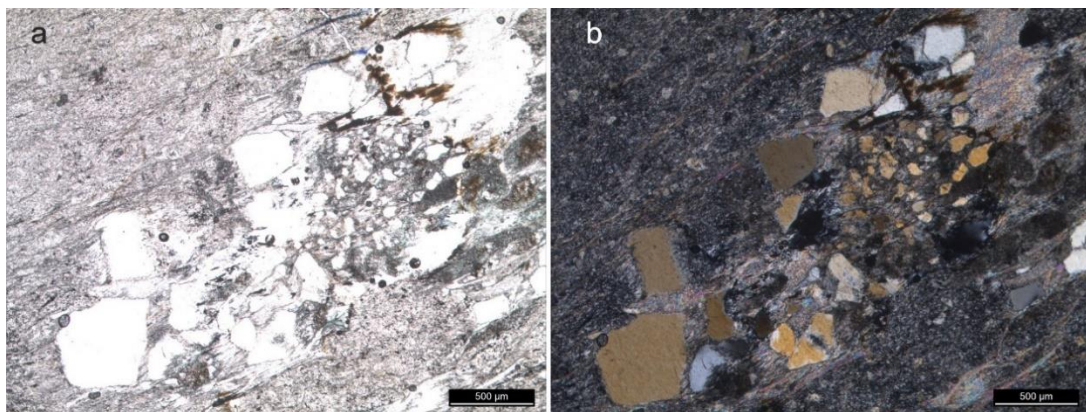
Plajioklaslara ait fenokristallerde yaygın olarak polisentetik ikizlenme gelişmiştir. Nadiren karlsbad ikizi de gözlenmektedir (Şekil 4. 78c). Kalsiyumca zengin olan plajioklasların, genellikle çekirdeklerinden itibaren epidotlaşmaya başladığı görülmektedir (Şekil 4. 81a).

Epidotlar, doğru ışıkta soluk, yeşilimsi sarı renkleri ve yüksek rölyefleriyle dikkat çekmektedir. İyi gelişmiş, 1.5 mm'ye varan boyutlarda oldukları gibi, plajioklastan dönüşmekte olanları da yaygındır. İncelenen kesitlerde, her zaman homojen bir dağılım göstermedikleri, belli alanlarda yoğunlaştıkları görülmektedir.

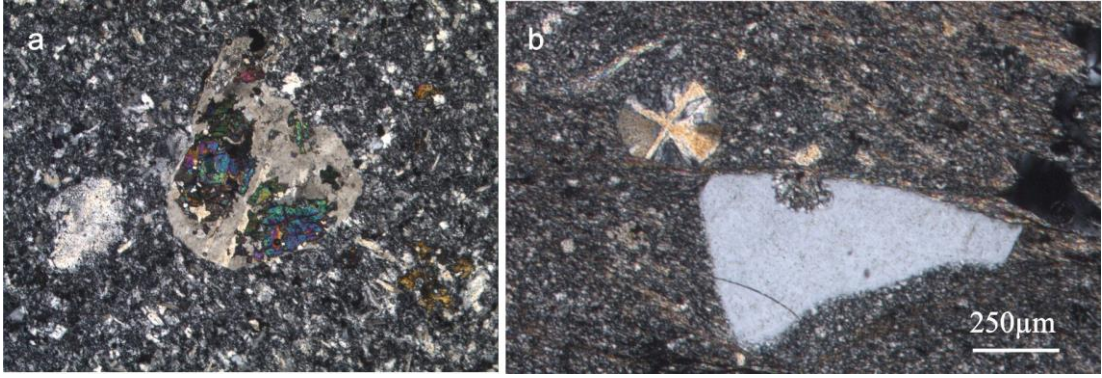
Kloritler soluk yeşil renklerde, zayıf bir pleokroizma sunarlar (Şekil 4. 80). Dikkat çeken bir diğer levha silikat minerali ise, yalnızca bir örnekte gözlenen ve foliasyon düzlemleri boyunca dizilmiş muskovittir (Şekil 4. 82).



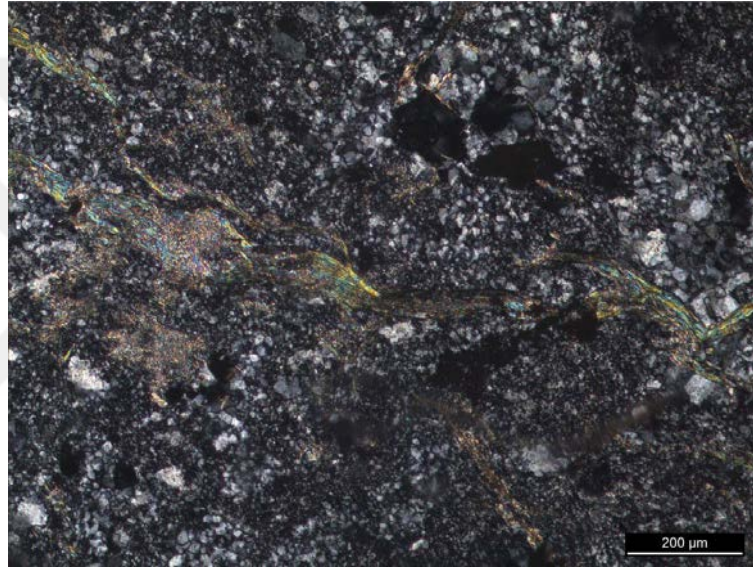
Şekil 4. 79: Metariyolit örneklerinde bulunan kuvars fenokristallerinde körfezlenmeler. Örnek no: a. 12-51, b. 12-123, c. 12-15, d.12-13.



Şekil 4. 80: Metariyolit örneklerinde bulunan kuvars fenokristallerinde budinleşmeler. Budinleşen kuvarsların aralarını kloritler doldurmaktadır. Örnek no: 12-17.



Şekil 4. 81: a. Plajyoklas fenokristalinin çekirdeğinde başlamış olan epidotlaşma. Örnek no:12-52. b. Bir metariyolit örneğinde gelişmiş sferulit. Örnek no: 12-17.

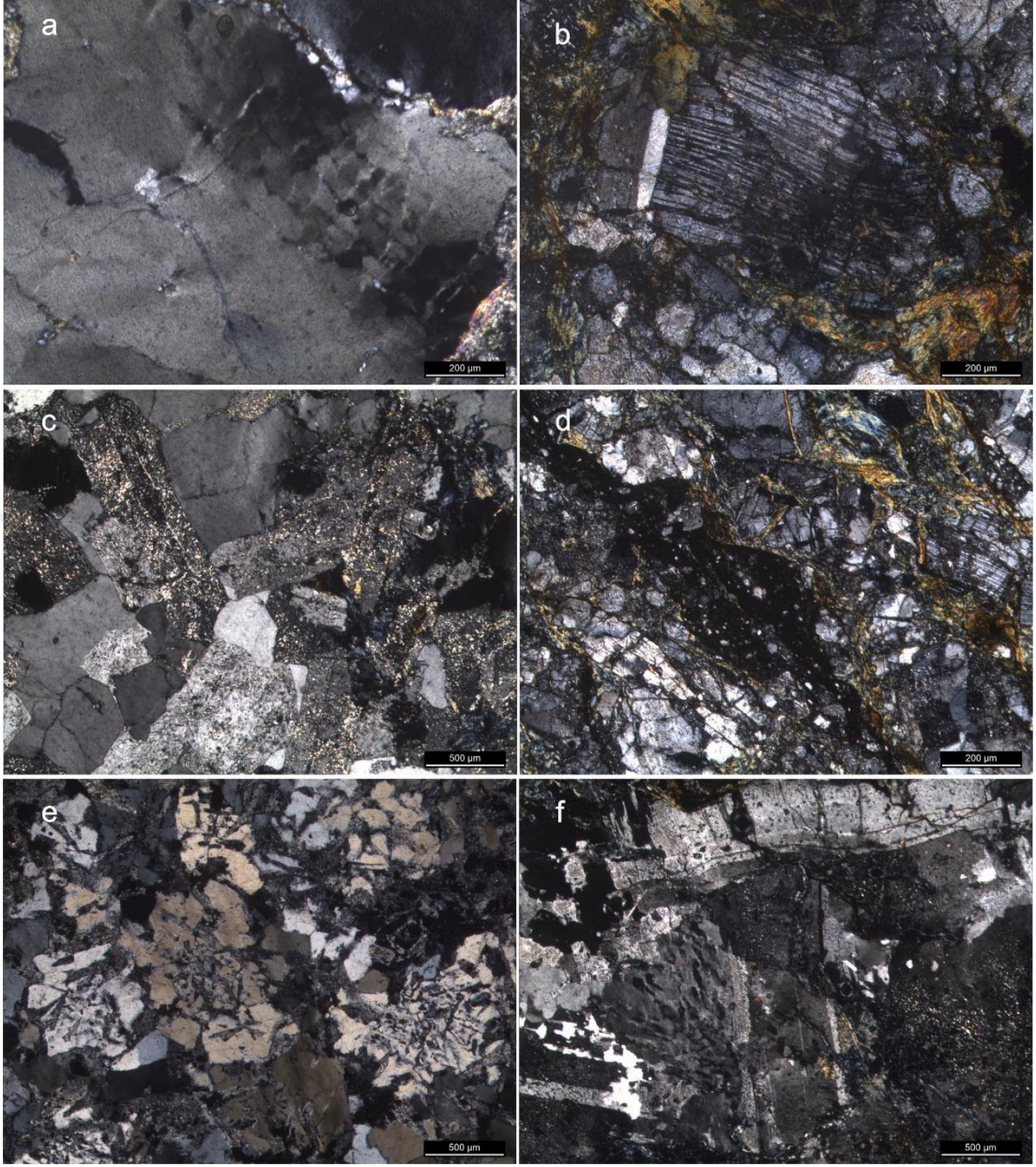


Şekil 4. 82: 12-13 numaralı metariyolit örneğinde, foliasyona paralel uzanım gösteren muskovit mineralleri.

4.2.1.4. Metagranitler

Metagranitler, metabazitlerden oluşan volkanik bir istif kesmektedirler. Genel olarak sünek deformasyonun geliştiği metagranitlerde, mineral tanelerinin parçalara ayrıldığı, gevrek deformasyonlar da gözlenmektedir. Bu kayaçlar, ilksel dokularını neredeyse tamamen kaybetmiş, kataklastik bir doku kazanmıştır.

Metagranitlerdeki mineral topluluğu başlıca kuvars, alkali feldspat, plajyoklas, epidot, klorit, serizit ve opak minerallerden oluşmaktadır. Mikroskopta gözlenmemesine rağmen XRD analizlerine göre saptanan bir diğer mineral ise biyotittir.



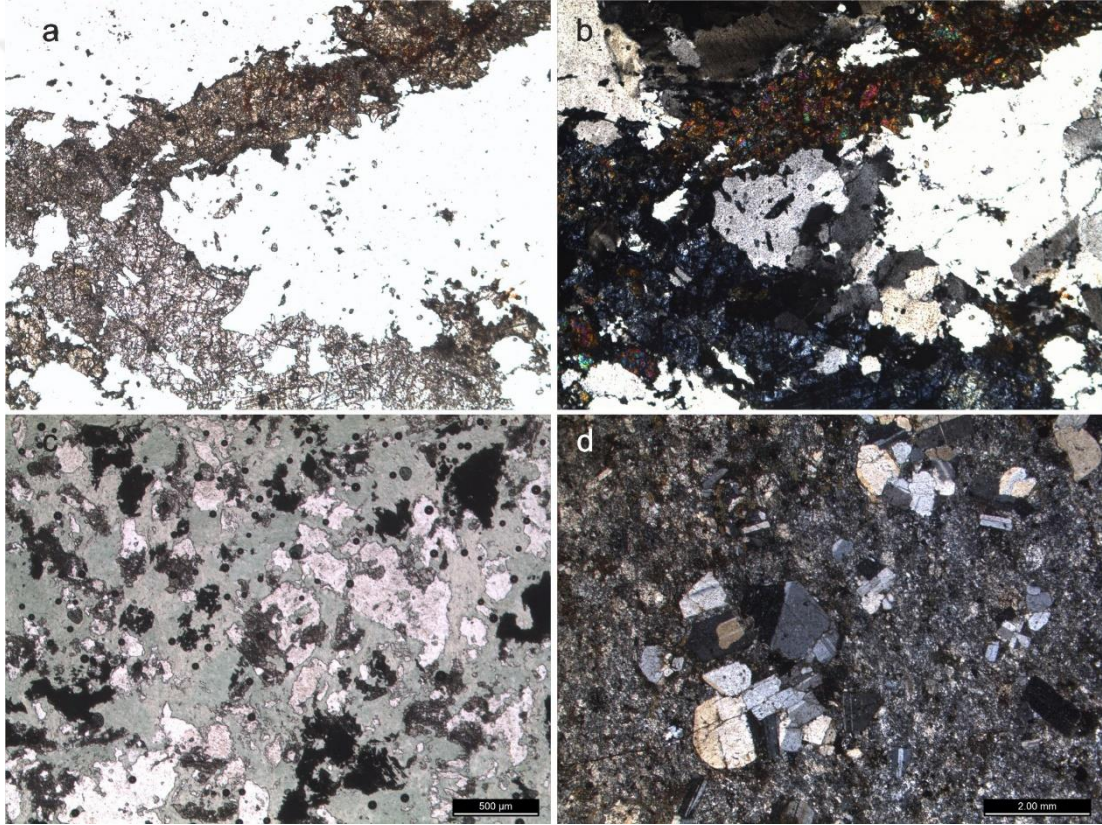
Şekil 4. 83: Metagranitlere ait mikroskop fotoğrafları. a. Kuvarlarda rekristalizasyon başlangıcı. Çapraz ışık. Örnek no: 12-82. b. Albit ikizlenmesine sahip plajjoklaslarda gevrek deformasyon. Çapraz ışık. Örnek no: 1131. c. Feldspatlarda yoğun serizitleşme. Çapraz ışık. Örnek no: 12-67. d. Mikro fay zonları boyunca gelişmiş fay breşleri. Çapraz ışık. Örnek no: 1131. e ve f. Granitlerde gelişmiş mirmekit dokusu. Çapraz ışık. Örnek no:12-196 ve 1845.

Kuvarlar, doğru ışıkta renksiz ve pürüzsüz bir görünüm sunarken, çapraz ışıkta, dinamik metamorfizma süreçlerinin etkilerini belirgin bir biçimde gösteren rekristalize agregatlar halindedir ve dalgalı sönme yaygındır (Şekil 4. 83a).

Feldspatlar, birçok örnekte neredeyse tamamen serizitleşmiştir. *Plajjoklaslar*, yoğun serizitleşme içinde, zor seçilen albit ikizleriyle tanınmaktadır (Şekil 4. 83c). Bazı taneleri

gevrek deformasyonun bir sonucu olarak kırılmış ve ötelenmiştir. Gelişen bu mikro fay zonlarında minerallere ait mikro breşler gelişmiştir (Şekil 4. 83b ve d). Metariyolitlerde, çok yaygın olmasa da, plajyoklasların kuvarsla reaksiyonu sonucunda gelişmiş mirmekitik doku da gözlenmektedir (Şekil 4. 83e ve f).

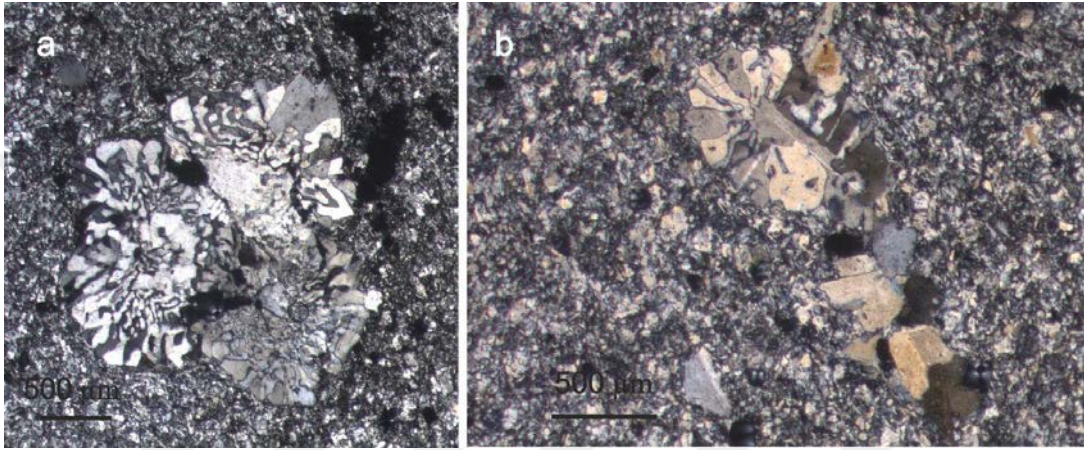
Metagranitlerde iki farklı tür *epidot* mineraline rastlanmıştır. *Pistazit* türü epidotlar, doğru ışıpta soluk sarı bir renge sahiptir. Çapraz ışıpta ise II. ve III. dizinin renklerini sunar. Doğru ışıpta renksiz olan *klinozoizit* türü epidotlar ise çapraz ışıpta gri-mavi girişim renkleriyle pistazitlerden ayrılır (Şekil 4. 84 c ve d).



Şekil 4. 84: Metagranitlere ait mikroskop fotoğrafları ve b. Metagranitlerde görülen iki farklı tür epidot. Fotoğrafi üst kısmında pistazit, alt kısmında ise gri-mavi girişim renkleri ile klinozoisit tüeü epidotlar. Örnek no: 12-194. c. Kuvars ve epidot minerallerinin etrafını sarmış, soluk yeşil renkli kloritler. Doğru ışık. Örnek no: 1840. d. Metagranitlerin kenar zonunda bir araya gelerek glomeroporfirik dokuyu oluşturan kuvars ve plajyoklas fenokristalleri. Çapraz ışık. Örnek no: 12-147G.

Kloritler, doğru ışıktta soluk yeşil renktedir. Çapraz ışıktta gri mavi ve kahverengi girişim renkleri gösterir.

Metagranitlerin kenar zonlarını ise, daha mikrokristalen bir hamur içinde öbikleşerek, glomeroporfirik doku oluşturmuş kuvars ve plajiyoklas fenokristalleri içeren mikrogranitler oluşturmaktadır (Şekil 4. 84d). Bu mineraller ayrıca, “ötektik nokta kristalizasyonu” sonucunda, mirmekitik doku kazanmışlardır (Şekil 4. 85).



Şekil 4. 85: Plajiyoklas ve kuvarsların oluşturduğu mirmekitik doku. Çapraz ışık. Örnek no: 12-185.

4.2.1.5. *Sarpun Metamorfiti*

Bu birime ait farklı litolojiler, metakırıntılılar, metavolkanojenikler, metakarbonatlar ve metaultramafikler/serpantinitler olarak aşağıda, dört ayrı başlık altında anlatılmaktadır.

Metakırıntılılar

Metakırıntılı kayalar, fillat ve şistleri içermektedir.

- Fillatlara ait kayaların mineral toplulukları:
kuvars+albit+klinoklor +pirit (11-119, 11-120),
kuvars+albit+klinoklor +muskovit (C44-1, 1759),
kuvars+albit+klinoklor +epidot (11-168),
kuvars+muskovit+grafit (11-146),
- Şistlere ait kayaların mineral toplulukları:
kuvars+muskovit +biyotit (C20; 11-181, 11-205),
kuvars+muskovit +albit+klorit+kalsit (11-93)' den oluşmaktadır.

Fillatlar, mikroskop altında farklı mineralojik bileşimdeki ufak taneli seviyeler ile daha iri taneli seviyelerin ardalanması, iyi gelişmiş foliasyon ve buruşma klivajlarıyla tanınmaktadır (Şekil 4. 86a ve b). Sıklıkla kuvars ve kalsit damarlarıyla kesilen fillatlarda, bu damarların da deformasyondan etkilendiği gözlenmektedir.



Şekil 4. 86: Sarpun Metamorfiti'nde bir fillat örneğinde kuvars, albit, muskovit ve grafitçe zengin seviyelerin ardalanması ve gelişen buruşma klivajları. Çapraz ışık. Örnek no:11-146.

Bu kayalarda bulunan başlıca mineral *albit*'tir. Çoğu örnekte ufak taneli seviyelerde bulunduğu için ancak XRD ile tespit edilebilmiştir.

Mikroskopta incelenebilecek büyüklükteki *kuvars* taneleri, foliasyona paralel yer alan daha kaba taneli seviyeleri temsil ederek silt taşı- çamur taşı ardalanmasından oluşan bir protolite işaret etmektedir. Doğru ışıkta renksiz, çapraz ışıkta I. dizinin gri beyaz- saman sarısı tonlarına sahiptir.

Muskovitler, foliasyon düzlemleri boyunca yerleşmiştir. Doğru ışıkta renksiz ve belirgin rölyeflidir. Çapraz ışıkta II. dizinin pembe- sarı yüksek girişim renklerini göstermektedir (Şekil 4. 87a, b).

Epidotlar, doğru ışıkta yüksek rölyefli, kahverengimsi sarı renklerdedir. Bu gruba ait kayalarda öz şekilsiz olarak gözlenmiştir. Çapraz ışıkta II. ve III. dizinin girişim renklerini göstermektedir.

Kloritler (/klinoklorlar), doğru ışıkta açık yeşil renkli, çapraz ışıkta gri tonlarındadır. Açık yeşil tonlarında zayıf bir pleokroizma göstermektedirler. Öz şekilsiz, uzamış agregatlar halinde, foliasyon düzlemleri boyunca dizilmişlerdir. Dilinimleri iyi gözlenmemektedir. Birçok örnekte mikroskopik olarak saptanamamış, XRD yöntemi ile tespit edilmişlerdir.

Grafitler foliasyon düzlemleri boyunca yerleşmişler, yer yer minerallerin dilinimleri arasında gelişmişlerdir. Hem doğru ışıkta hem de çapraz ışıkta siyah renktedirler. Kuvarsça zengin seviyeleri, muskovitle birlikte sık aralanarak ayırmaktadırlar.

Şistlerde, kuvarsça zengin seviyeler, muskovitçe zengin daha ince seviyelerle aralanmalıdır. Bu aralanma, grano-lepidoblastik dokuyu oluşturmaktadır. Bu kayalarda, fillatlardan farklı olarak *biotit* minerali de bulunmaktadır. Biotitler, doğru ışıkta açık-koyu kahverengi tonları arasında değişen pleokroizmaları ve belirgin dilinimleriyle ayırt edilmektedirler. Yer yer kloritleşmişlerdir. Kısa ve küt agregatlar halinde, kayalar içinde homojen bir dağılım göstermekte, genel olarak foliasyona paralel dizilmektedirler (Şekil 4. 87a, b). Şistlerde nadir görülen albit mineralleri ise, delta tipi porfiroklast özelliği göstermektedirler (Şekil 4. 87a, b).

Metavolkanojenikler

Metavolkanojenik kayalar, metabazit ve metavolkanoklastik kayalarını içermektedir.

- Metabazitlere ait kayaların mineral toplulukları:

albit+epidot+aktinolit+ojit+klinoklor+sfen (11-58),

albit+epidot+klinoklor +muskovit+kuvars+florapatit+kalsit (11-59),

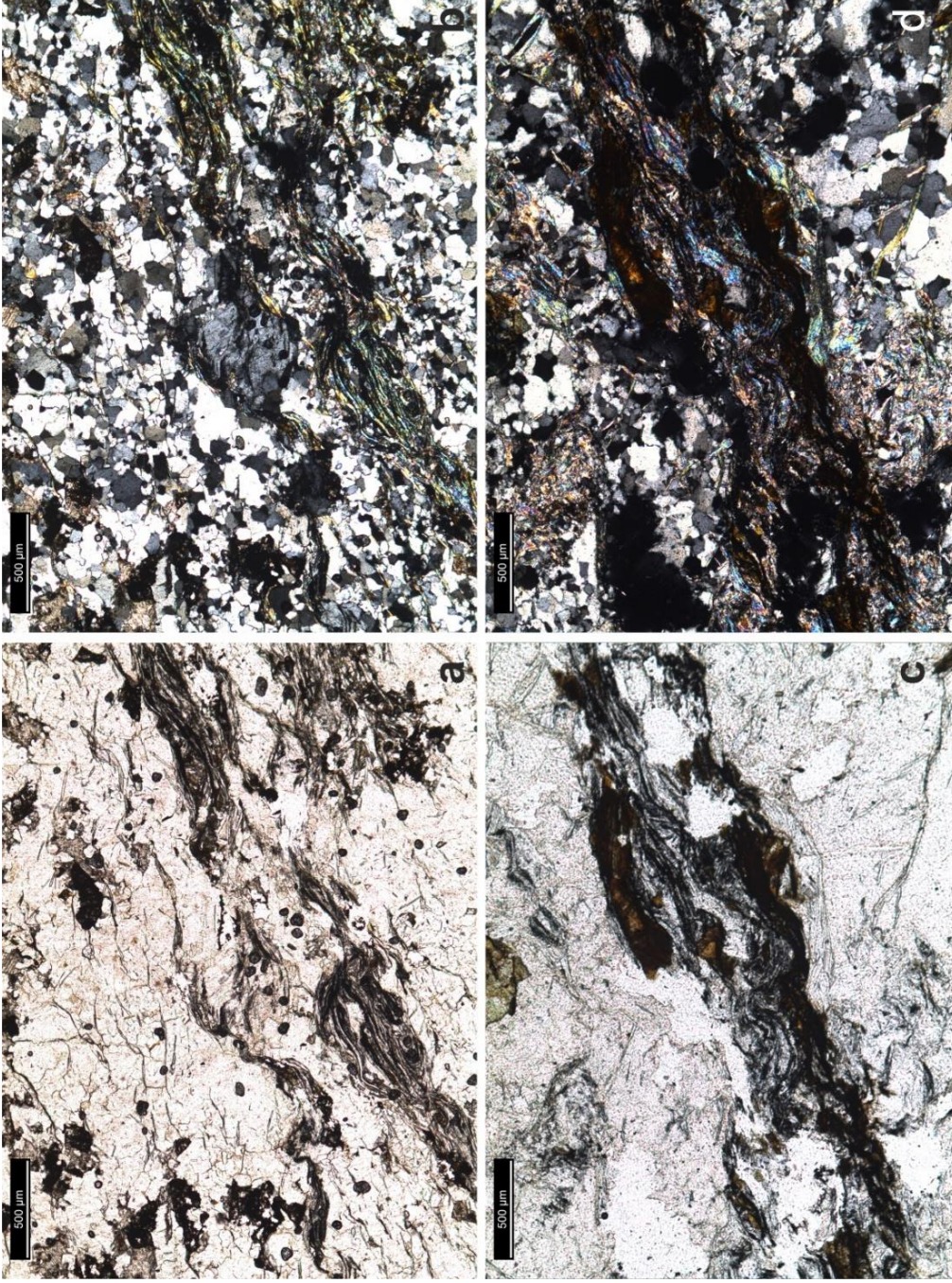
albit+epidot+klinoklor +kuvars (11-60, 12-34),

albit+klinoklor +aktinolit+dolomit (11-147-1)'tir.

- Metavolkanoklastik kayaların mineral toplulukları:

albit+epidot+klinoklor +kuvars+anortoklas (C4),

albit+epidot+ojit+aktinolit+klinoklor (C42)'dur.

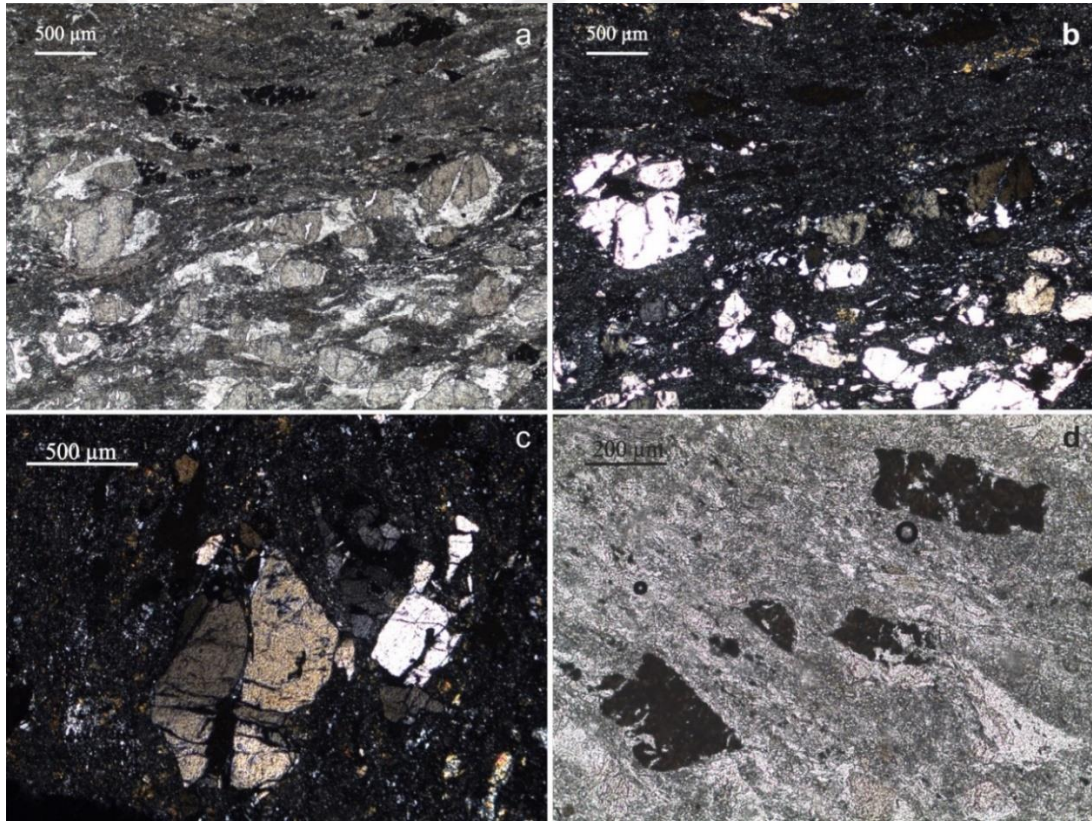


Şekil 4. 87: Sarpun Metamorfiti- Şist örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Foliasyona paralel dizilmiş, yüksek rölyefli muskovitler, düşük rölyefli, renksiz kuvars seviyeleri ve albit porfiroklastı. Doğru ışık. Örnek no: 11-93. b. Çapraz ışıkta belirginleşen delta tipi albit porfiroklastı ve yüksek girişim renkli muskovitler. Örnek no: 11-93. c. Biyotit ve muskovitçe zengin seviyeler ile kuvarşa zengin seviyelerin ardalanması. Doğru ışık. d. Çapraz ışıkta yüksek girişim renkleriyle belirgin muskovitler. Örnek no: 11-181.

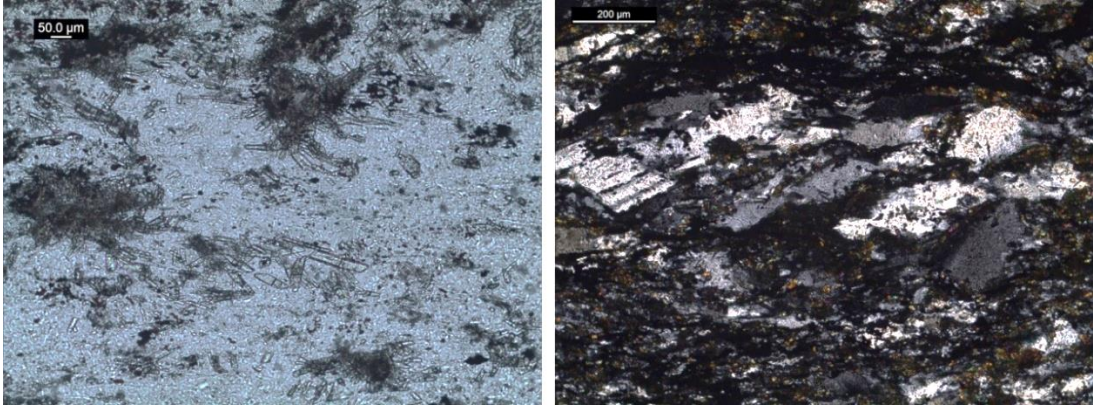
Sarpun Metamorfiti'nde, metabazitlere ait bazı örneklerde belirgin milonit dokusu gelişmiş, taneler mekanik olarak ufalanmıştır (Şekil 4. 88a, b, c). Milonitik doku içinde görülen bir diğer yapı, kırılan minerallerin parçalarının makaslama yönü doğrultusunda döndüğü, “kitap rafı kayma yapıları”dır (bookshelf sliding) (Şekil 4. 89b). Milonitleşmiş bu kayalarda, (albit türü) feldspatlar da yönlenmiş, çok ufak taneli bir matriks içinde rekristalize olmuşlardır.

Volkanoklastik kayalar, başlıca kuvars ve plajyoklastan oluşan riyolitik (silisleşmiş) tüfler ve yuvarlaklaşmış piroksenlere sahip daha bazik kökenli kayalardan oluşmaktadır.

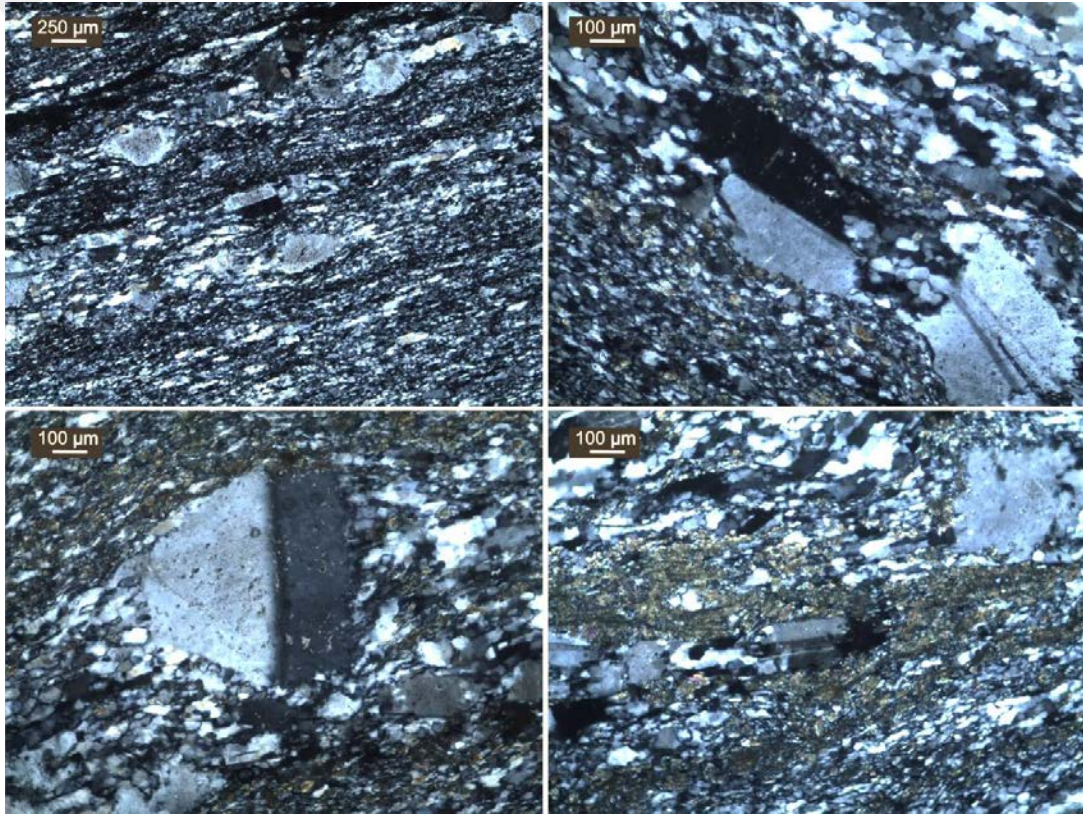
Sarpun Metamorfiti'ne ait metavolkanojenik kayalarda, ojit türü piroksenler, ribekit türü amfiboller, sfen ve florapatit mineralleri saptanmıştır.



Şekil 4. 88: Sarpun Metamorfiti- Metabazit örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a, b ve c. Yüksek rölyefli, renksiz ve öz şekilsiz ojit kristalleri. a: doğru ışık. b ve c: çapraz ışık. d. Albit, klinoklor, aktinolit ve epidotça zengin ufak taneli bir matriks içinde yarı öz şekilli sfen kristalleri. Doğru ışık. Örnek no:11-58.

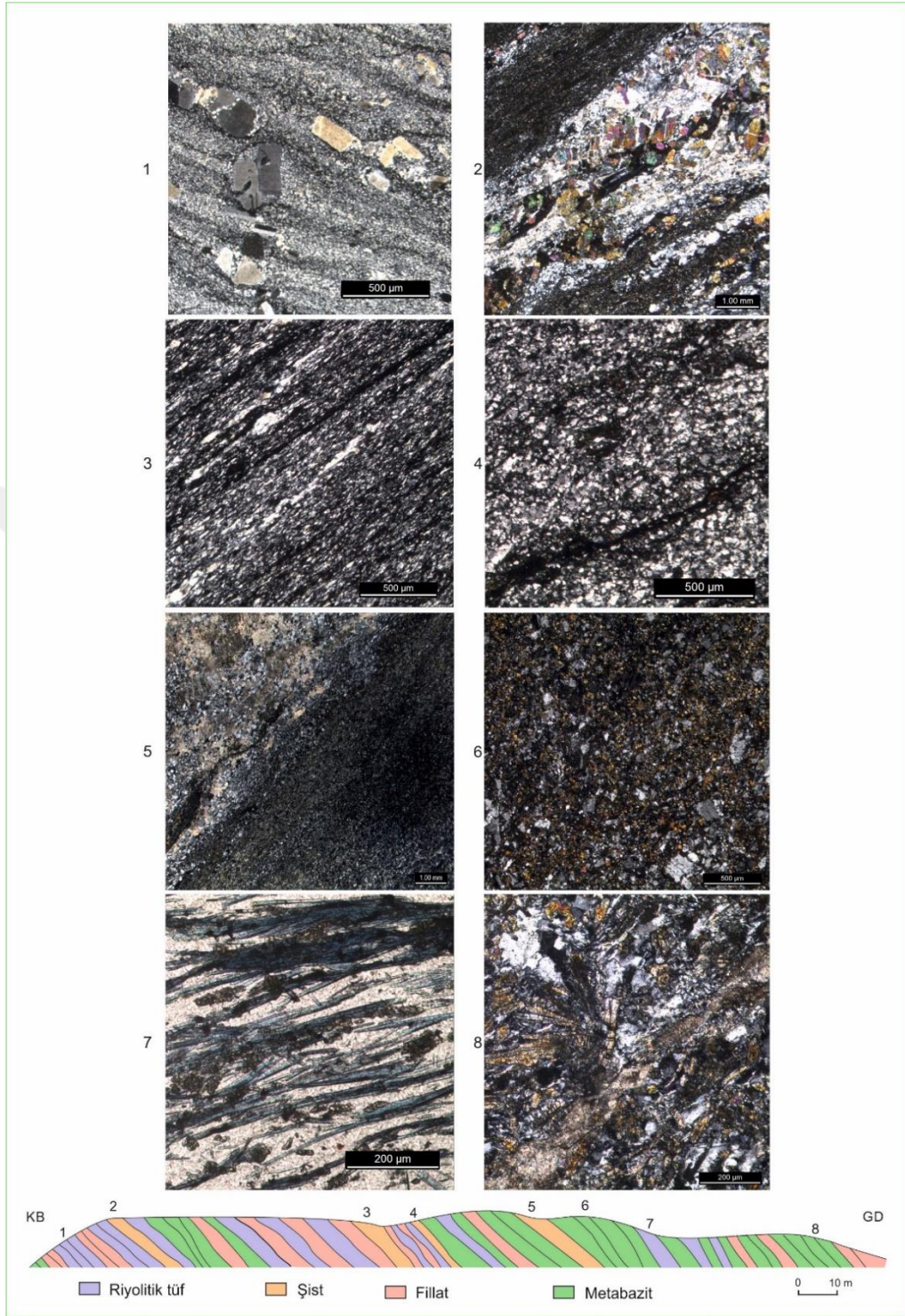


Şekil 4. 89: Sarpun Metamorfiti- Metabazit örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Metabazit örneği içinde ufak, prizmatik florapatit kristalleri. Doğru ışık. Örnek no: 11-59. b. Metabazit örneğinde albitlerin oluşturduğu kitap rafı kayma (domino) yapıları. Çapraz ışık. Örnek no: 11-60.



Şekil 4. 90: Sarpun Metamorfiti – Metavolkanoklastik (riyolitik tüf) örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Plajioklas (albit) porfiroklastları, daha ufak taneli minerallerce sarmalanıyor. b. Plajioklaslarda budinleşme. c. Plajioklasta sünek deformasyon ve rekristalizasyon. d. Epidotça zengin seviyeler ile albit+kuvarsça zengin seviyelerin ardalanmasıyla belirgin foliasyon. Çapraz ışık. Örnek no: C4.

Ojitler, doğru ışıkta renksizdirler ve pleokroizma göstermemektedirler. Çapraz ışıkta I. dizinin düşük renklerini göstermektedirler. Çift yönde dilinimleri zorlukla ayırt edilmektedir ve eğik sönmektedirler (Şekil 4. 88a, b, c.).



Şekil 4. 91: Sarpun Metamorfiti'nin Yalacdere vadisinde yaklaşık 160 m boyunca değişen stratigrafisi ve bu stratigrafiye ait petrografisini gösterir şematik kesit. 1.Riyoilitik tuf içerisinde feldspat kristalleri. 2. Kuvars- epidot şist içinde karbonatça zengin seviyeler. 3 ve 4. Albit ve kuvars kristallerinden oluşan kuvarşşistler. 5. Silisiklastik bir kayada kuvars ve albitçe zengin seviye ile kalsit ve kuvarşça zengin, daha iri taneli seviyenin ardalanması. 6 ve 8. Epidotça zengin metabazit örnekleri. 7. Riyoilitik tuf içinde ribekit türü amfiboller içeren seviyeler.

Ribekitler doğru ışıkta mürekkep mavisi renkleri ve belirgin pleokroizmalarıyla ayırt edilmemektedir. Uzamış lifsi kristallere sahiptirler (Şekil 4. 91-7).

Sfenler, doğru ışıkta kahverengi- koyu turuncu renklindedirler. Yarı özşekilli, mızrak ucu formlarıyla da tanınmaktadır (Şekil 4. 88d).

Florapatitlere çok yaygın olarak yalnızca bir örnekte rastlanmıştır. Ufak taneli, prizmatik kristallerden oluşmaktadır. Doğru ışıkta renksiz, çapraz ışıkta I. dizinin beyaz renklerini göstermektedirler (Şekil 4. 89a).

Albitler, iri taneli seviyeleri oluşturdukları örneklerde, doğru ışıkta renksiz, düşük rölyefli; çapraz ışıkta I. dizinin gri- beyaz renklerini gösterirler. Karlsbad ve albit ikizlenmesine sahiptirler. Yer yer budinleşmişlerdir. Bazı tanelerde sünek deformasyon ve rekristalizasyon belirgindir (Şekil 4. 90a).

Metakarbonatlar

Metakarbonatlar, mermer, kalkşist ve kuvars- kalkşistlerden oluşmaktadır.

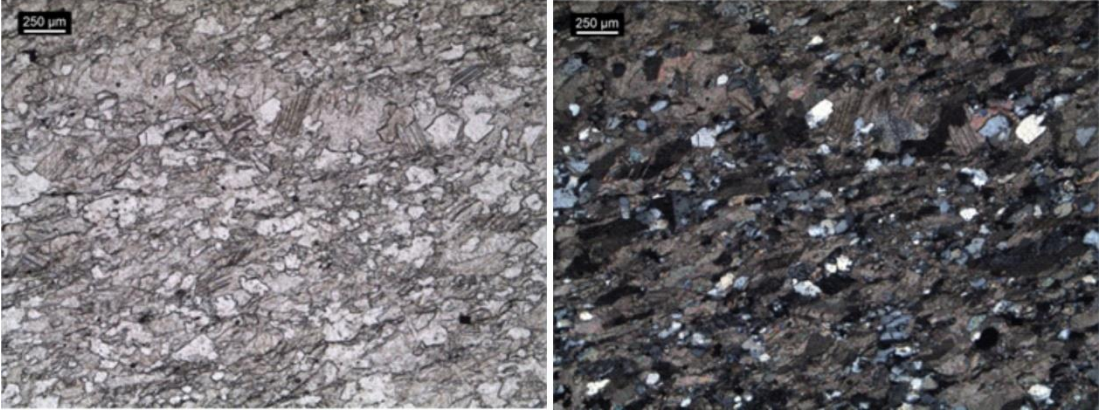
Bu kayaların sahip olduğu mineral toplulukları:

kalsit+kuvars+muskovit+klinoklor+grafit+albit (11-82, 11-85, 11-152, 11-153, 12-341),

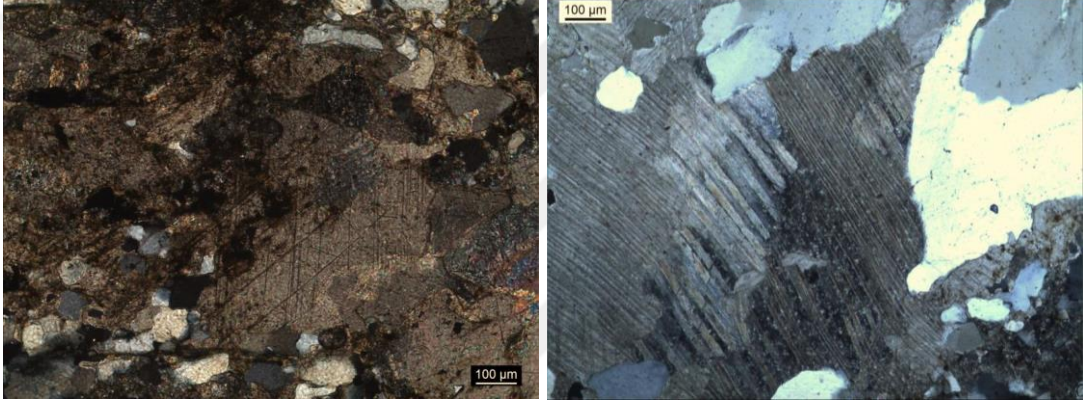
kalsit+kuvars+muskovit+klinoklor+grafit+albit +biyotit (12-04),

kalsit+kuvars+muskovit+klinoklor+grafit+albit +kromit+anortoklas (12-06) 'dir.

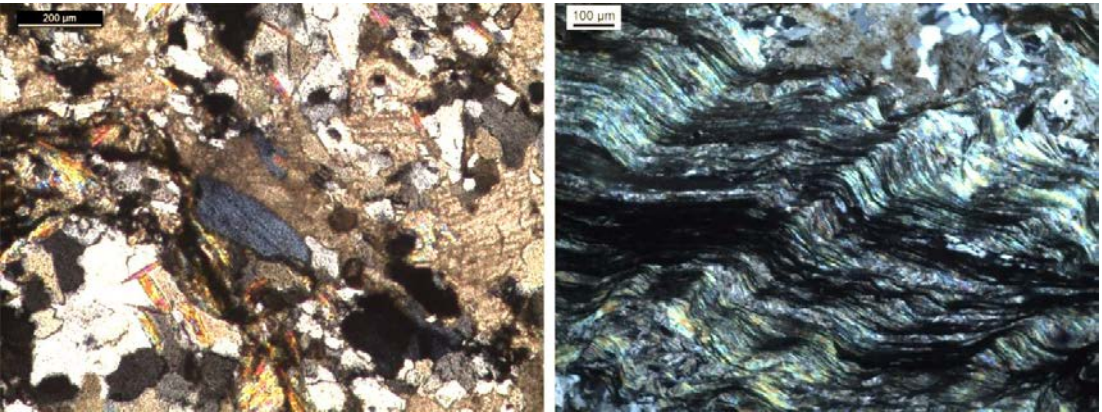
Belirgin bir yönlenmeye sahip metakarbonatlarda hâkim doku, granoblastik dokudur (Şekil 4. 92a, b). Bu doku içinde *kalsitler*, kuvars ve feldspatlara oranla biraz daha iri taneleri oluşturmaktadır. İkizlenmeler belirgindir (Şekil 4. 93a). Kuvars ve feldspatlar, öz şekilsiz taneler halindedir. *Muskovitler*, uzun eksenleri boyunca yönlü dokuya paralel olarak dizilmektedirler (Şekil 4. 94b).



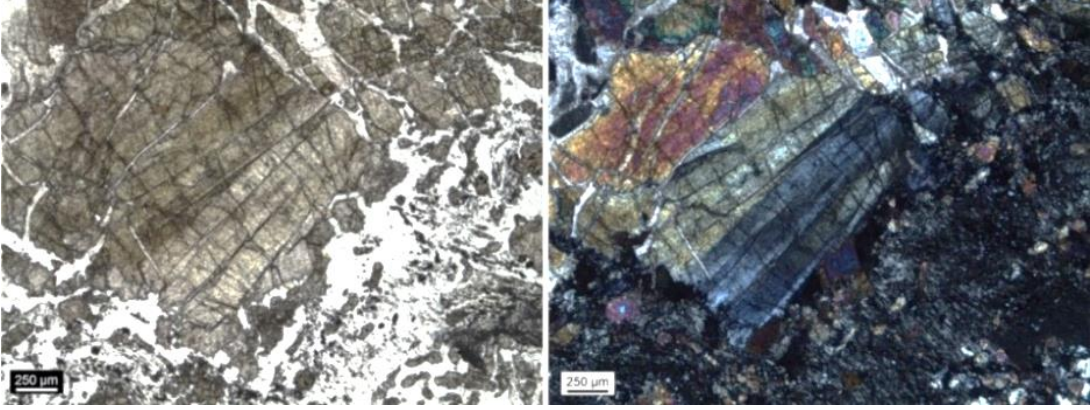
Şekil 4. 92: a) Metakarbonatlarda, kalsit, kuvars ve feldspatların oluşturduğu granoblastik doku. Doğru ışık. b) Çapraz ışık. Örnek No: 11-82.



Şekil 4. 93: a. Kalsitlerde ikizlenme. Doğru ışık. Örnek no: 11-152. b. Tek yönde dilinimleriyle kalsit mineralleri ve kuvarslar. Çapraz ışık. Örnek no: 11-153.



Şekil 4. 94: Sarpun Metamorfiti - Metakarbonat örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Granoblastik doku içinde klorit minerali. Çapraz ışık. Örnek no: 11-85. b. Kalkışitlerde lepidoblastik dokuyu oluşturan fengit türü muskovitler ve onlarla ardalanmalı grafit seviyeleri. Çapraz ışık. Örnek no: 11-153.



Şekil 4. 95: a. Protoliti kırıntılı bir kireçtaşı olan kayaç içinde gelişmiş iri epidot mineralleri. Doğru ışık.
b. Çapraz ışık. Örnek no: 11-65.

Metaultramafikler/serpantinitler

Serpantinitler, ince kesitlerde yoğun olarak gelişmiş ağsı elek dokusu ve bu doku içinde tek tük görülen, paralel sönme gösteren, kalık piroksen fenokristalleri ile ayırt edilmektedirler (Şekil 4. 96c, d, e, f). Nadiren ikincil, ince kuvars damarlarıyla kesilmişlerdir. Elek dokusunun görülmediği bazı örneklerde, lifsi mineraller, homojen olarak tüm kayayı oluşturmaktadır (Şekil 4. 96a, b). Serpantinitleri oluşturan mineral toplulukları, optik incelemeden çok, XRD yöntemi ile saptanmıştır.

Buna göre serpantinitlerdeki mineraller;

lizardit (11-84)

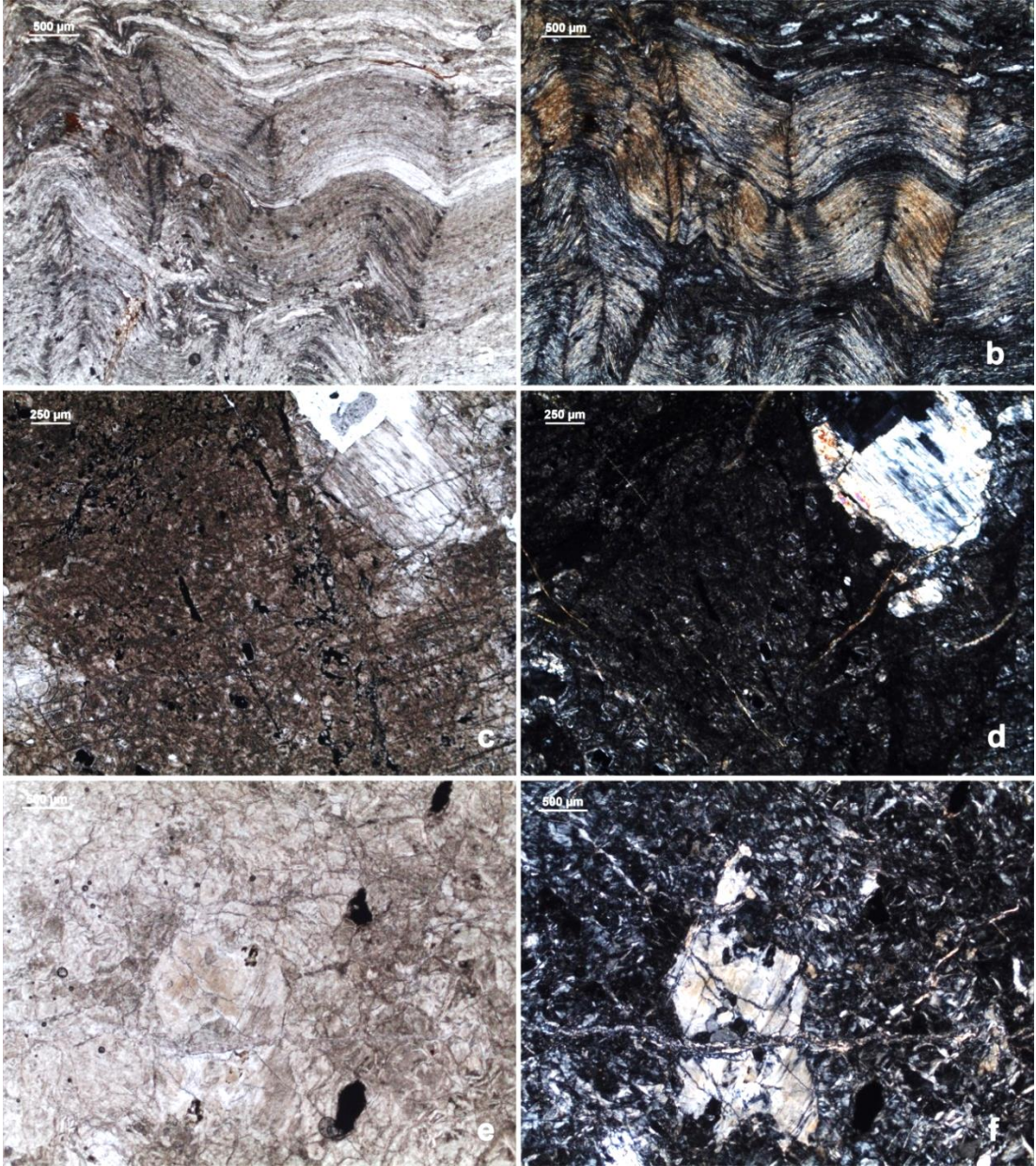
lizardit+antigorit+klinokrizotil+filogopit+nimit+manganlı küningtonit (12-33),

antigorit+klinokrizotil+talk (13-86B),

magnezyohornblend+filogopit+kuvars (13-03),

magnezyohornblend+nimit (1753),

magnezyohornblend+nimit+antigorit (1781A)' tir.

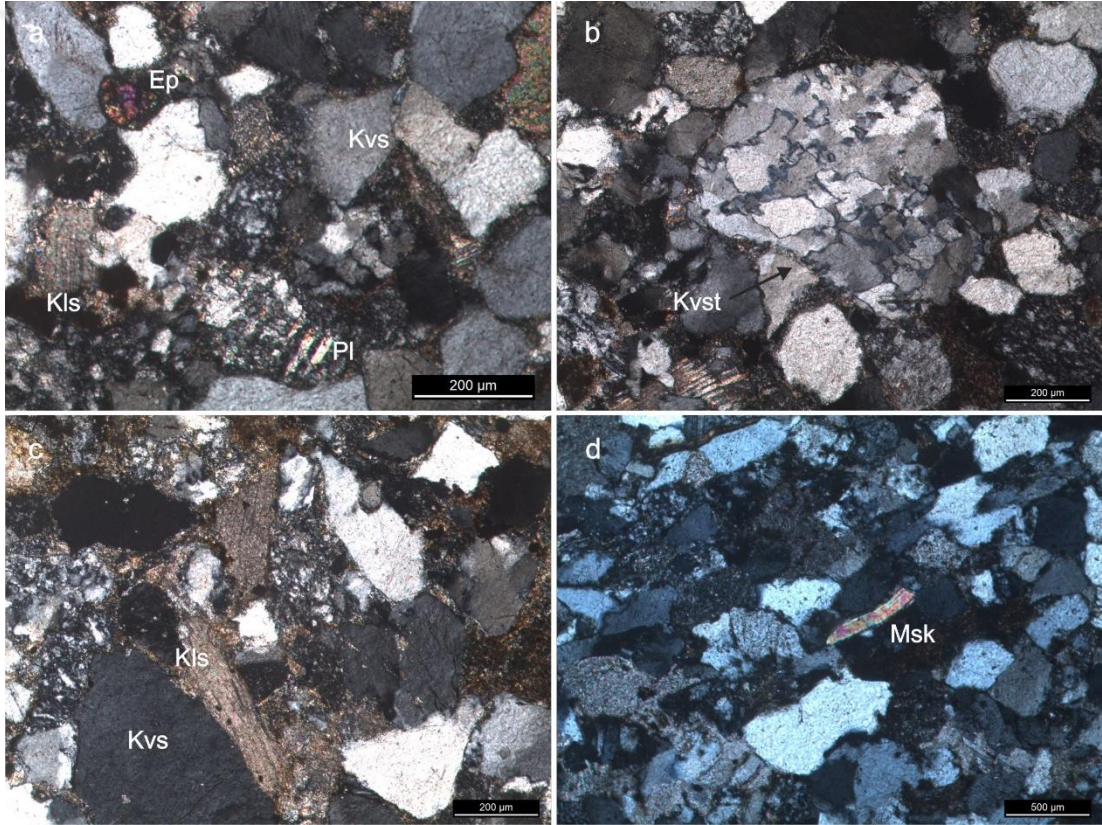


Şekil 4. 96: Sarpun Metamorfiti - Serpantinit örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Serpantin minerallerinin (Klinokrizotil, antigorit, lizardit) oluşturduğu lifsi doku. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 12-33. c. Serpantin minerallerinin oluşturduğu ağsı elek dokusu ve kalık bir piroksen. Doğru ışık. d. Çapraz ışık. Örnek no: 11-164 e. Ağsı elek dokusu içinde, paralel sönme gösteren kalık bir piroksen. Doğru ışık. f. Çapraz ışık. Örnek no: 11-84.

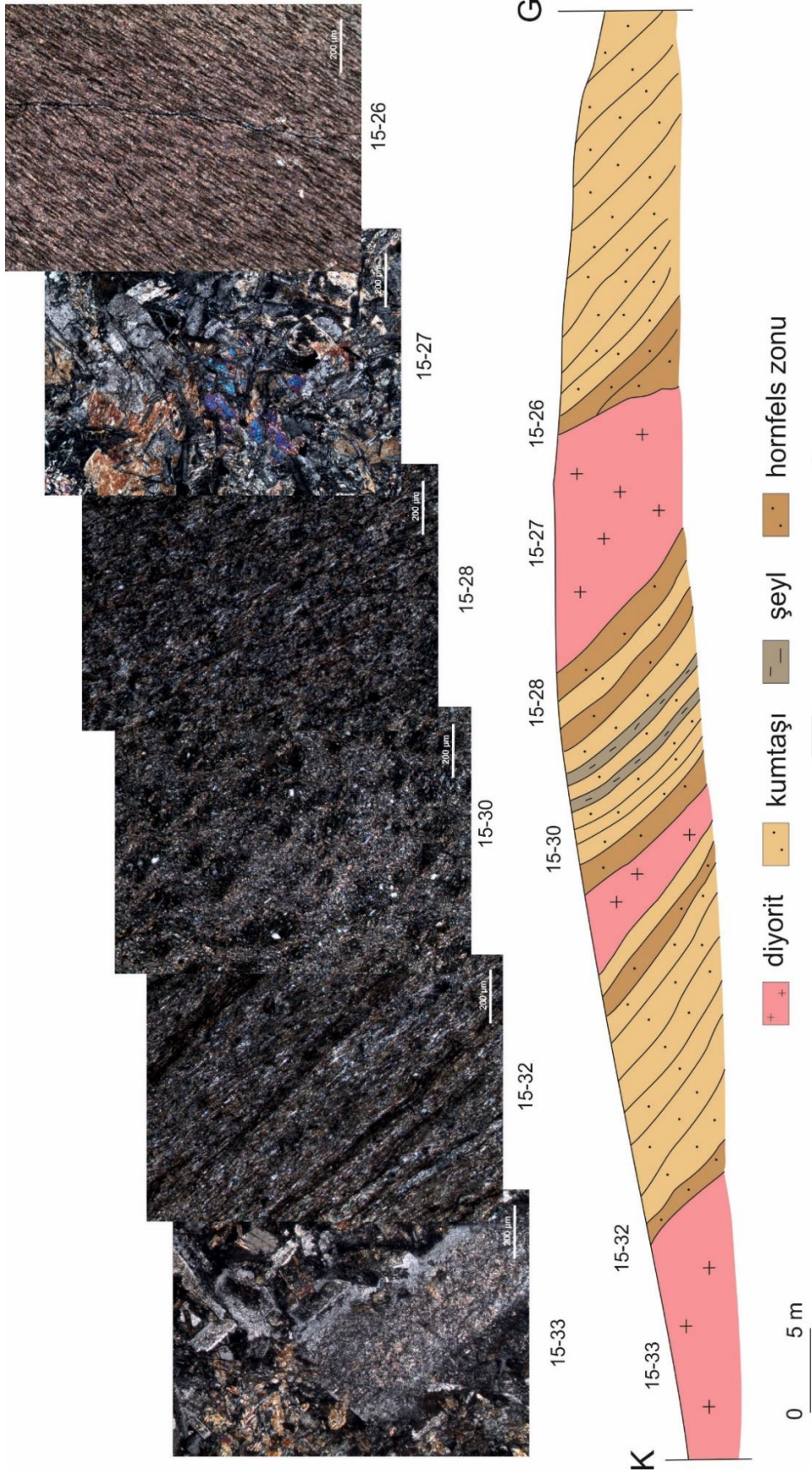
4.2.2. Kuzey Blok

4.2.2.1. Akgöl Formasyonu

Havza çökellerinden oluşan Akgöl Formasyonu, inceleme alanında kumtaşı- şeyl ardalanmasıyla temsil edilmektedir. Bu formasyona ait kumtaşları, monokristalen kuvars, kalsit, plajiyoklas ve muskovit minerallerinden oluşmaktadır. Bu mineraller dışında, polikristalen kuvarslardan oluşan kuvarsitik kaya parçaları da bu kumtaşlarının sık görülen bir bileşenidir (Şekil 4. 97). Taneler genel olarak yarı yuvarlaklaşmış ve kötü boylanmalıdır. Belirgin bir matriksin gözlenmediği kumtaşları, tane desteklidir.



Şekil 4. 97: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinin mikroskop fotoğrafları (Çapraz ışık). a. Kumtaşını oluşturan kuvars, plajiyoklas, kalsit ve yuvarlaklaşmış epidot mineralleri. Örnek no: 12-305. b. Aynı örneğin içinde, rekristalize kuvarslardan oluşan, yuvarlaklaşmış bir metamorfik kaya parçası (kuvarsit). c. Kötü boylanmalı kuvars ve kalsit kristalleri. Örnek no: 12-239. d. Kuvars ve kalsit mineralleri arasında, yüksek girişim renkleriyle bir muskovit tanesi. Örnek no: 12-230.



Şekil 4. 98: Nallırtürbe Tepe civarında Akgöl Formasyonu'nda kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan bir istif keserek, onu yer yer hornfelsleşiren diyoritik sokulumlar ve yaklaşık 60 m'lik bir mostra boyunca farklı seviyelere ait mikroskop fotoğrafları. Çapraz ışık.

Akgöl Formasyonu, inceleme alanında, özellikle Nallitürbe Tepe civarındaki mostralarında, Orta Jura magmatizmasının etkisinde kalarak, yaklaşık 50 cm eninde diyoritik dayklar ve birkaç metreye varan daha büyük sokulumlarla kesilerek kontakt metamorfizma zonları oluşturmuştur (Şekil 4. 98). Bu zonlar, yan kayacı pişirerek düşük dereceli bir hornfelsleşmeye neden olmuştur. Yan kayalar, hornfelslerde karakteristik olan benekli bir doku kazanmış olsa da, yalnızca 15-32 numaralı örnekte, XRD yöntemi ile hornfelslerde görülen tipik minerallerden “andalusit” minerali tespit edilebilmiştir.

4.2.2.2. Kayadibi Plütönu

Çalışma alanında, farklı büyüklükte plütönik sokulumlar bulundurmaktadır. Bu plütönik kütlelerin en büyüğü kuzeyde, Çangaldağ Kompleksi'ne ait Sarpun Metamorfiti ile tektonik dokanaklı olan Kayadibi Plütönu'dur. Kayadibi Plütönu, birçok farklı kaya türünün bir arada bulunduğu heterojen bir yapı sergilemektedir. Bu heterojen yapı, plütönün farklı bölgelerinde farklı kimya ve mineral bileşimlerine sahip kayaların varlığının bir sonucudur.

Bu nedenle bu birim mineralojik bileşim/petrografik farklılıklarına göre 3 ayrı gruba ayrılarak incelenmiştir.

1. Grup

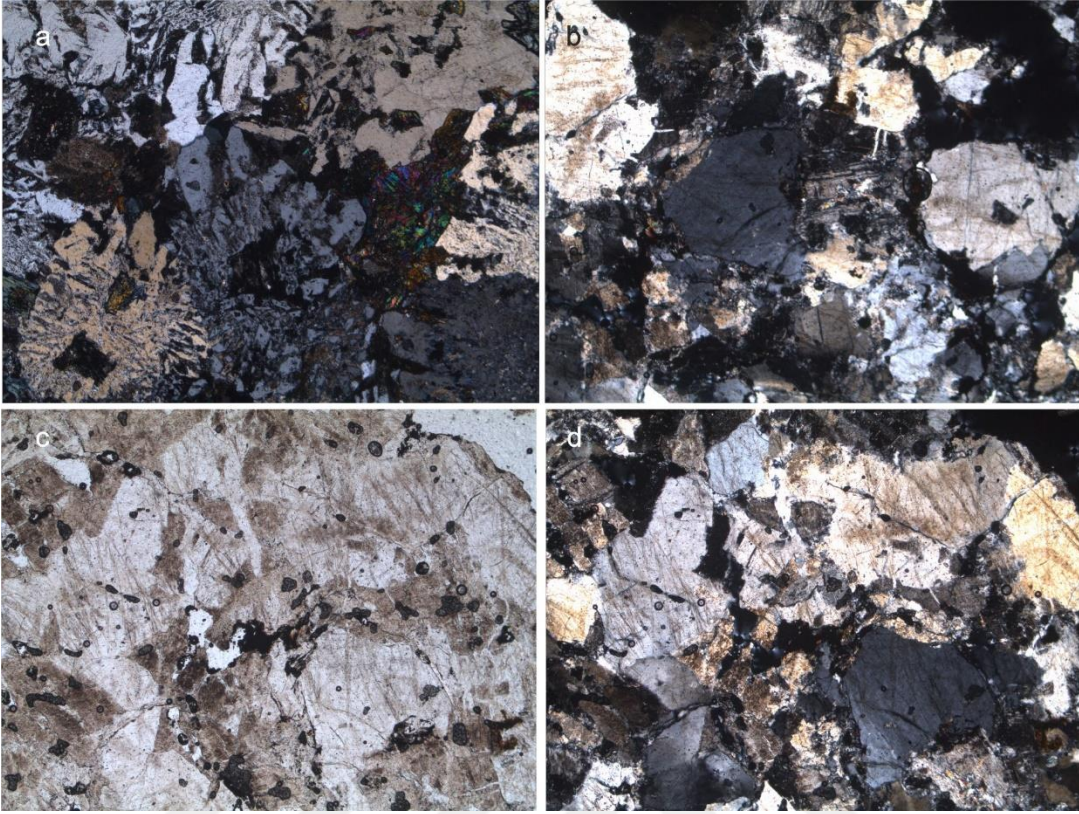
Bu grup, granodiyoritik kayalardan oluşmaktadır. Örneklerde diğer gruplara nazaran epidot minerallerinin daha baskın olduğu görülmektedir. Bunun yanı sıra kuvars ve alkali feldspatın beraber kristalizasyonunu gösteren granofir dokusu da dikkat çekici bir diğer unsurdur. Bu gruptaki kayalarda gözlenen bir diğer mineral, kloritleşmiş biyotitlerdir.

2. Grup

Bu gruptaki örneklerin amfibol ve biyotitçe zengin oldukları görülmüştür. Başlıca mineralleri plajiooklastır. Örneklerin neredeyse tamamı, diyoritik karakterdedir.

3. Grup

Bu gruptaki örneklerin belirgin özelliği, piroksence zengin olmalarıdır. Bu kayalar çoğunlukla diyorit olarak tanımlanmaktadır. Bu grupta nadiren granitler de bulunmaktadır.



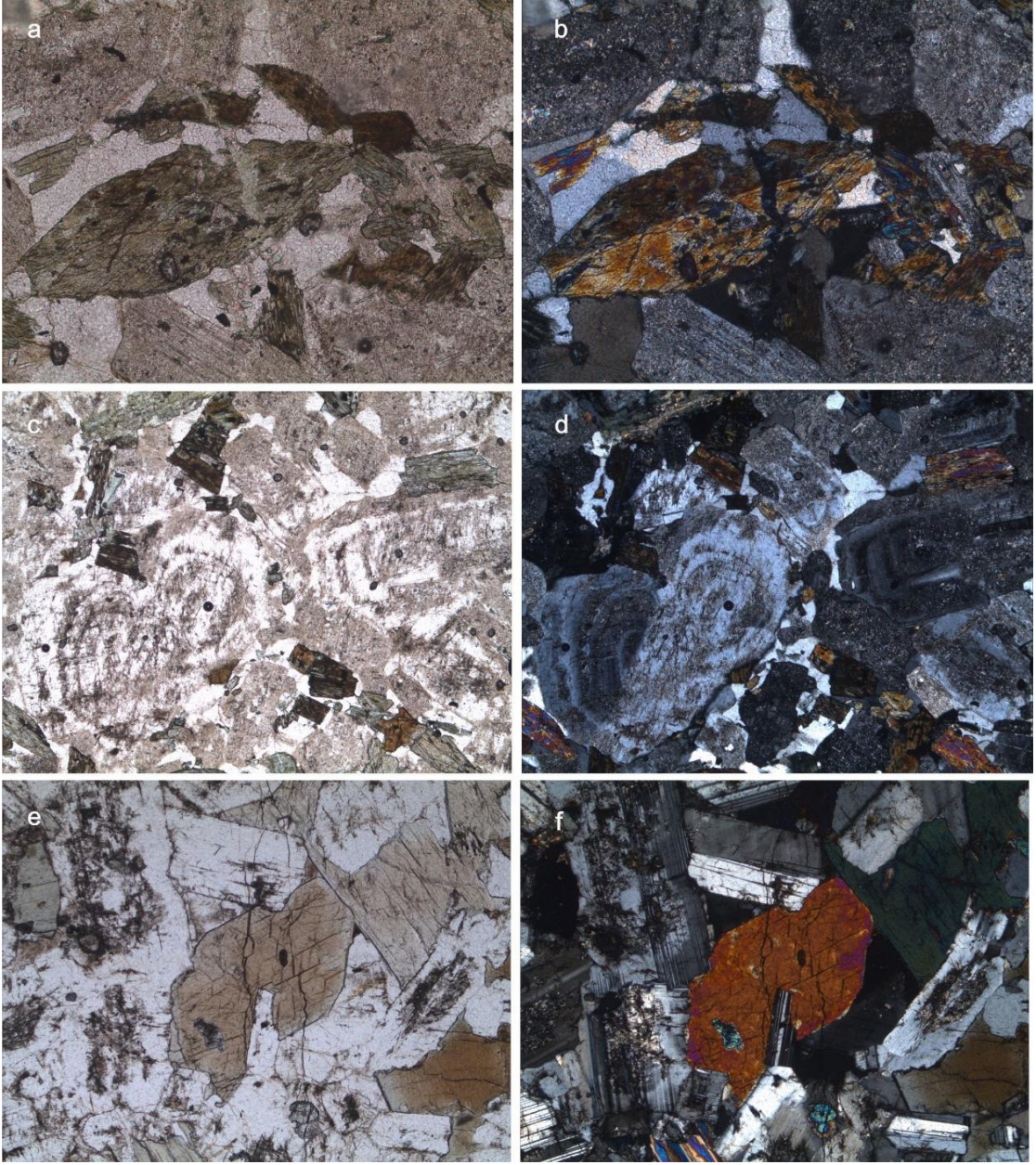
Şekil 4. 99: Kayadibi Plütönu'nu oluşturan 1. Grup kayalara ait mikroskop fotoğrafları. a. Bir granit örneğinde granofir dokusu ve yüksek girişim renkleriyle pistasit türü epidotlar. Çapraz ışık. Örnek no: 1883. b. İri kuvarslar arasında, kırık bir plajiyoklas kristali. Örnek no: 11-73. c ve d. Kayadibi Plütönu'nun Sarpun Metamorfiti'yle olan faylı dokanağına yakın kesimlerdeki örneklerde, kuvarslarda gelişmiş çatlaklar. Örnek no: 11-73.

Kuvarslar, düzensiz sınırlı kristaller halinde, boşlukları doldurmaktadır. Feldspatlarla etkileşimi sonucunda granofir dokusu oluşturmuşlardır (Şekil 4. 99a).

Plajiyoklaslarda kaolenleşme ve serizitleşme yaygındır. Doğru ışıkta açık kahverengimsi, bulutsu bir görünüme sahiptir. Çapraz ışıkta, polisentetik ikizleriyle karakteristiktir. 3. gruba ait diyoritik kayalarda, iri, zonlu kristallerine gelişmiştir (Şekil 4. 100c ve d).

Biyotitler, doğru ışıkta koyu kahve renklindedirler. Açık-koyu kahve arasında değişen pleokroizmaları belirgindir. Birçok örnekte, kloritleştikleri görülmüştür. Mineral kimyasını belirlemek için mikroprob analizi yapılan bütün biyotitlerin, kahverengi kısımları da dâhil olmak üzere klorit jeokimyası sundukları belirlenmiştir.

Amfiboller, doğru ışıkta soluk kahve-yeşil renklindedir. Çok belirgin olmayan bir pleokroizma gösterirler. Çok ideal kristaller sunmasalar da, çift yönde dilinimleri belirgindir. 2. Gruptaki kayalarda çok yaygındır. Hornblendlerin, alterasyon nedeniyle tremolit-aktinolit türü amfibollere dönüştüğü görülmüştür.

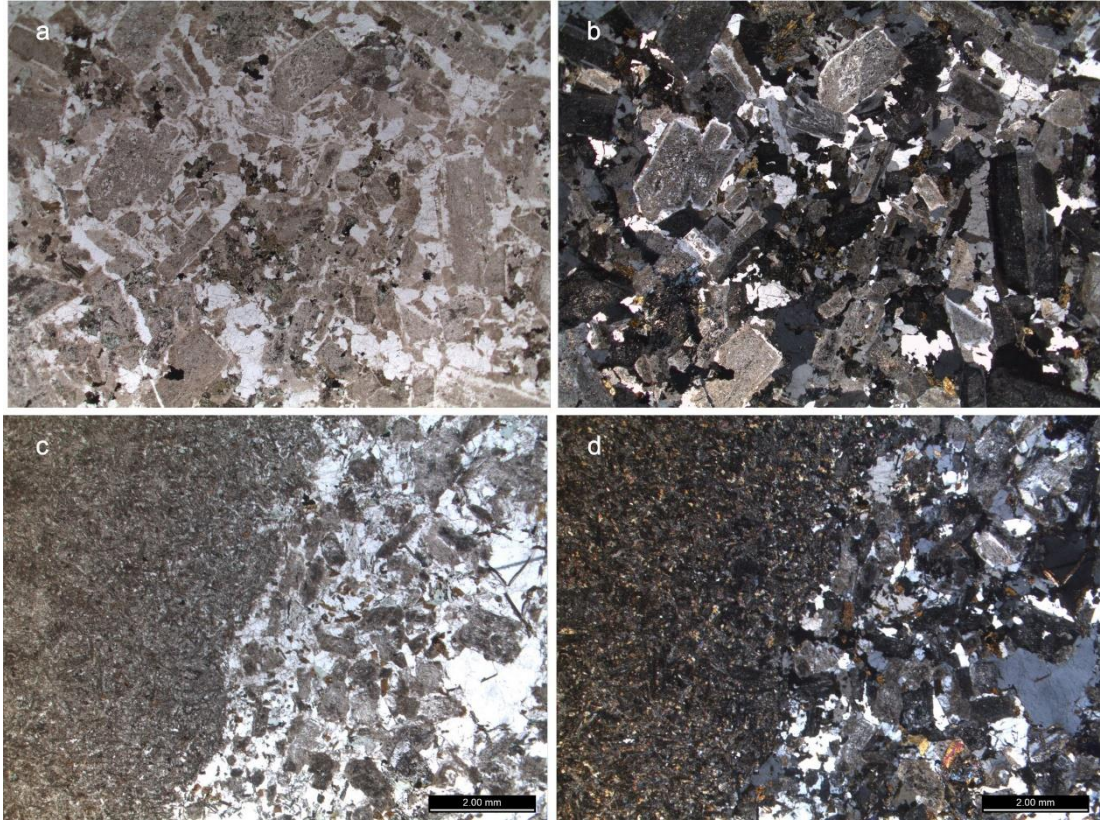


Şekil 4. 100: Kayadibi Plütünü'nu oluşturan 2. Grup kayalara ait mikroskop fotoğrafları. a ve b. Çift yönde dilinimi belirgin, soluk yeşil pleokroizma rengi gösteren, ikizli bir hornblend kristali. Örnek no: 1784. c ve d. Bir diyorit örneğinde zonlu, iri plajioklas kristalleri ve kloritleşmiş biyotitler. e ve f. Çift yönde dilinimi belirgin amfiboller ve albit ikizli plajioklaslar. Örnek no: 11-86.

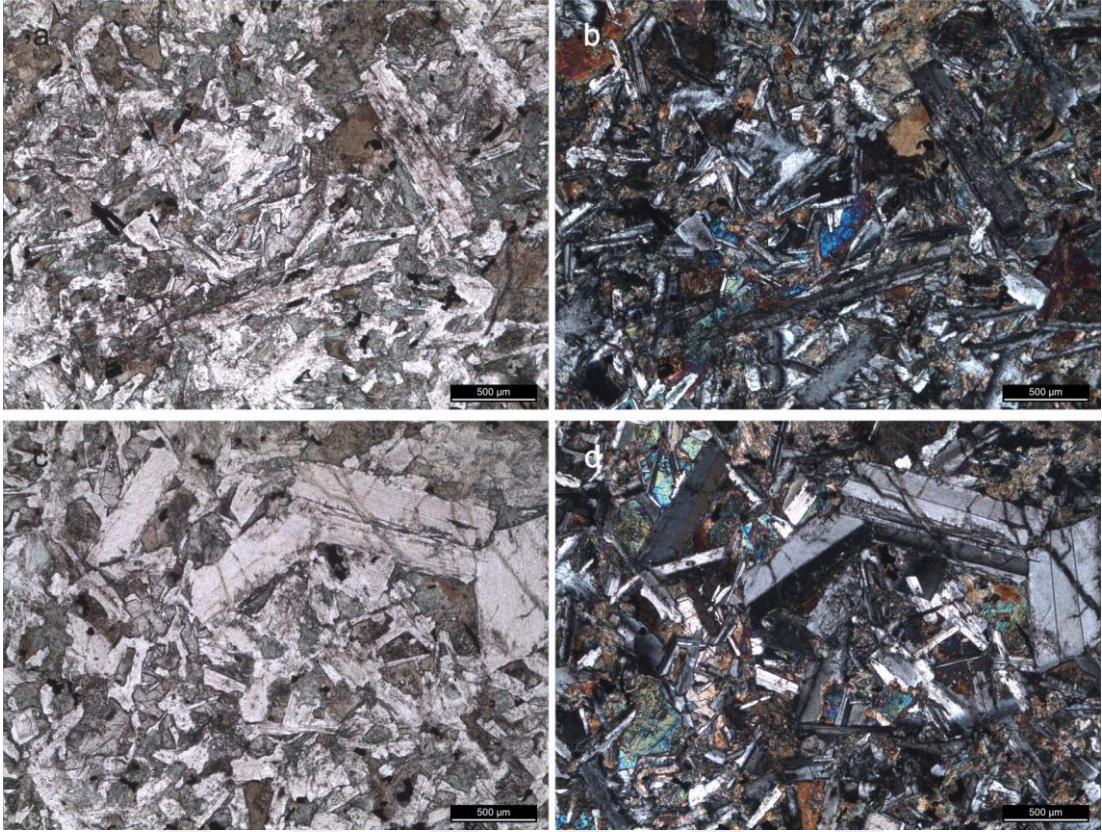
Epidotlar, daha çok granitik kayalarda bulunmaktadır. Doğru ışıkta soluk sarı renklerdedir. Yüksek röllyefiyle belirgindir. Çapraz ışıkta II. ve III. dizinin yüksek girişim renklerini göstermektedir. Bu mineraller, ikincil olarak oluşmuş, pistazit türü epidotlardır.

Kloritler, doğru ışıkta soluk yeşil ila koyu yeşil renklerdedirler. Çok hafif bir pleokroizmaya sahiptirler. Kayadibi Plütönu'na ait kayalarda, biyotit ve amfibollerden dönüştükleri görülmektedir.

Piroksenler, öz şekilsiz kristaller halindedir. Alterasyonla, uralitleşerek, aktinolit türü amfibollere dönüşmüştür. Bu dönüşüm, doğru ışıkta kahverengi-yeşil renkleriyle kendini belli eder (Şekil 4. 102). Dilinimleri belirgin değildir. Mineral kimyası çalışmaları sonucunda türlerinin diyopsit ve ojit olduğu saptanmıştır.



Şekil 4. 101: Kayadibi Plütönu'nu oluşturan 2. Grup kayalara ait mikroskop fotoğrafları. a ve b. Diyoritik bir kayanın genel dokusu. Yarı özşekilli, yer yer serizitleşmiş plajiyoklaslar, doğru ışıkta soluk yeşil renklere amfiboller, kahverengi, kloritleşmiş biyotitler ve bu kristallerin arasını dolduran öz şekilsiz kuvarslar. Örnek no: 1710. c ve d. Başlıca plajiyoklas ve amfibolden oluşan diyoritik bir kayada, daha mafik ve ufak taneli anklav. Örnek no: 1881.



Şekil 4. 102: Kayadibi Plütönu'nu oluşturan 3. Grup kayalara ait mikroskop fotoğrafları. İri plajyoklas kristalleri arasında, yüksek girişim renkli, özşekilsiz klinopyroksenler. Örnek no: 1888.

4.2.2.3. Bürnük Formasyonu

Bürnük Formasyonu, inceleme alanında, kumtaşı ve çamurtaşıyla arakatlı çakıltaşlarıyla temsil edilmektedir. Bu çakıltaşları, başlıca kumtaşı ve granit olmak üzere volkanik, sedimenter ve metamorfik kökenli, tane destekli, kötü boylanmalı, polijenik çakıllar içermektedir.

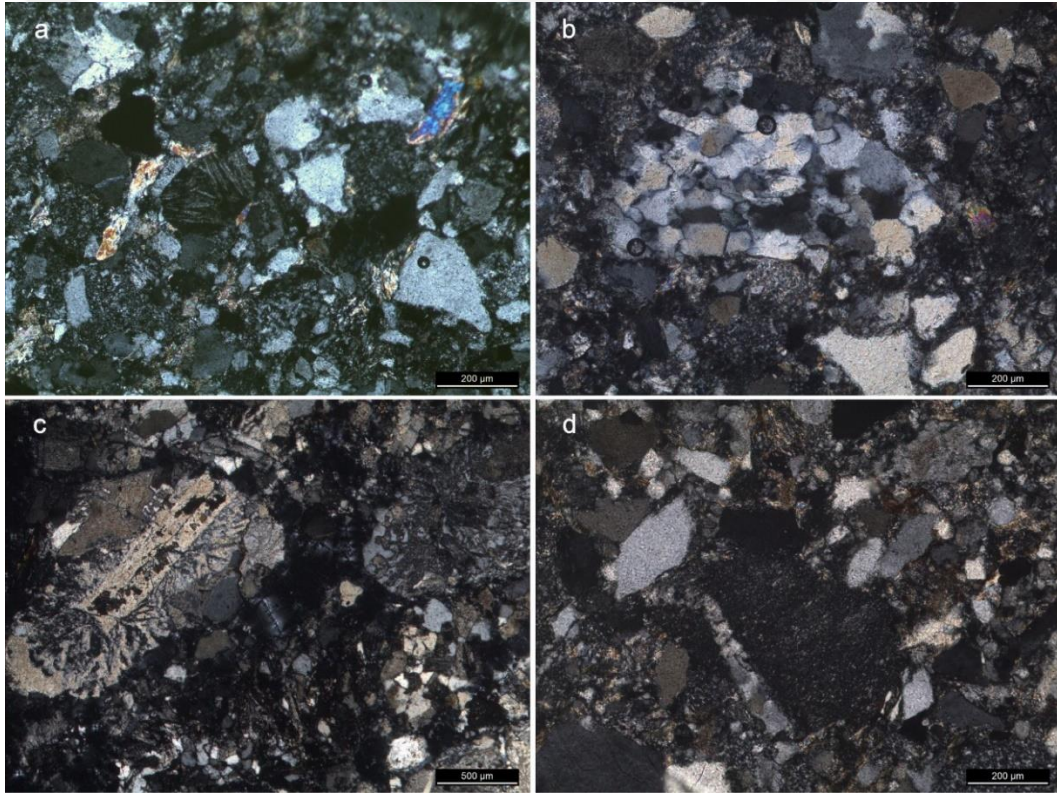
Kumtaşı çakıllarının mineral topluluğunu kuvars, muskovit, plajyoklas, kalsit ve klorit oluşturmaktadır. En önemli bileşenleri kuvarslardır. Kuvarsların bazıları dalgalı sönme gösterirken diğerleri göstermemektedir. Bu da kuvarslar için, biri metamorfik, iki farklı kaynak alana işaret etmektedir.

Bürnük Formasyonu'na ait çakıltaşlarının bir diğer önemli bileşeni magmatik ve metamorfik kaya parçalarıdır. Magmatik kaya parçaları, iyi yuvarlaklaşmış, volkanik kökenli parçalar ve mirmekitik dokunun da korunduğu granitik parçalardan oluşmaktadır (Şekil 4. 103a ve c; Şekil 4. 104e). Metamorfik kaya parçalarında ise, bu parçaların kuvars damarlarıyla kesildiği ve bu damarın da, kayacın foliasyonuna paralel bir foliasyon kazandığı görülmektedir (Şekil 4. 103d).

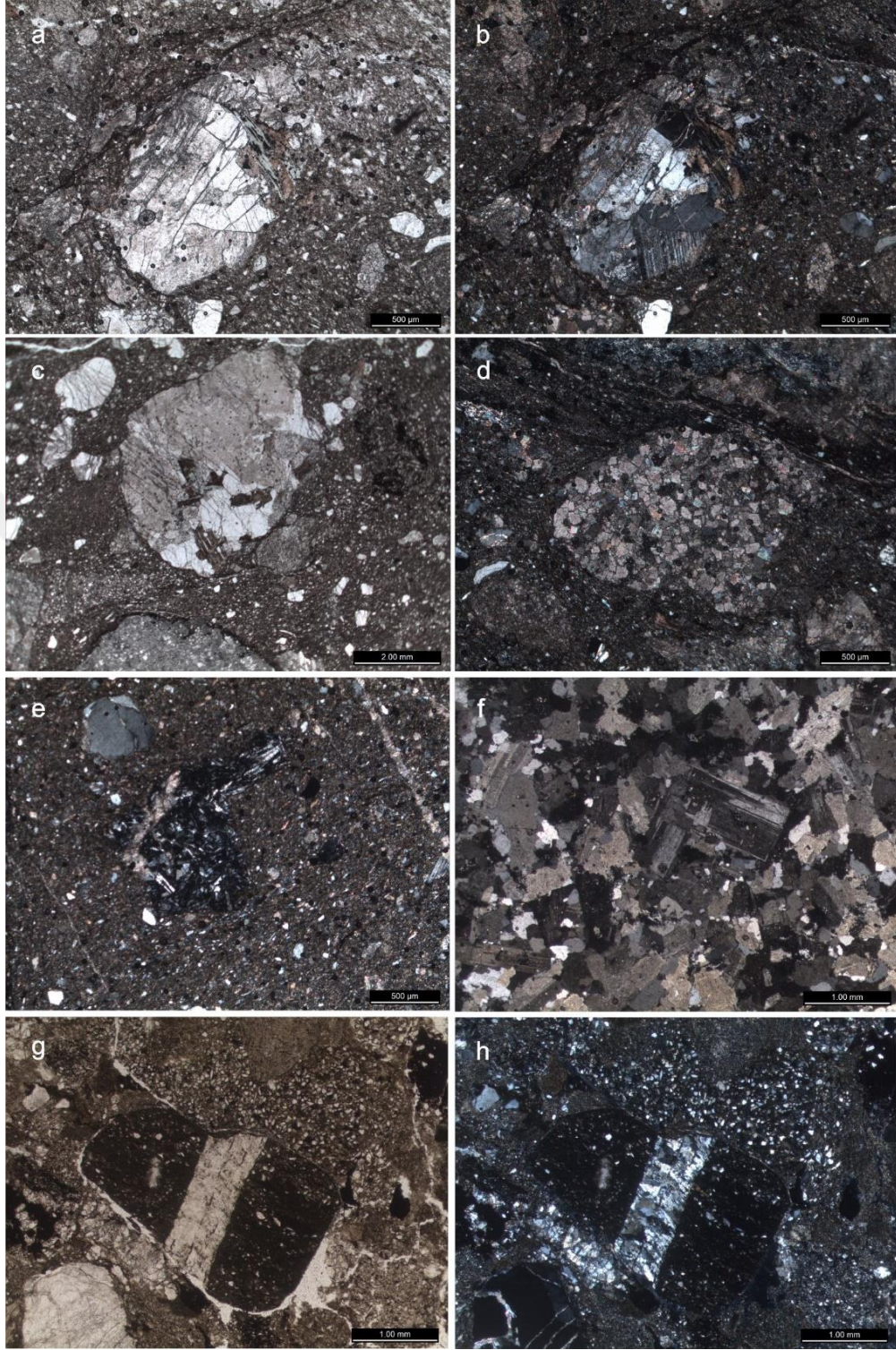
Bunun yanı sıra, kuvarsların dalgalı söndüğü, yuvarlaklaşmış kuvarsit parçaları da bulunmaktadır (Şekil 4. 103b).

Bürnük Formasyonu'nun tabanında, Akgöl Formasyonu'yla dokanağında alınan çakıllı bir silttaşı örneğinde, diğer örneklerden farklı olarak, volkanik kaya, granit, mermer ve kuvars çakılları, daha ufak taneli bir matriksle tutturulmuşlardır. Bu örnekteki volkanik kaya parçaları, köşelidir. Granit çakılları, kuvars, feldspat ve kloritleşmiş biyotit mineralleri ile belirgindir. Bu çakıllar, oldukça yuvarlaklaşmıştır. Rekristalize kalsitleriyle mermer çakılları, bu kayanın yine iyi yuvarlaklaşmış bileşenlerindedir.

Bürnük Formasyonu'nun genellikle açık pembe renkli çakıllarını oluşturan granit kökenli tanelerde, yer yer serizitleşmiş plajyoklaslar ve boşlukları dolduran kuvarslar görülmektedir.



Şekil 4. 103: Bürnük Formasyonu'na ait mikroskop fotoğrafları. a. Kuvars, muskovit, kalsit ve plajyoklas minerallerinden oluşan kötü boylanmalı bir kumtaşı çakılında, oldukça yuvarlaklaşmış volkanik kaya parçası. Çapraz ışık. Örnek no: 1162. b. Kumtaşı çakılı içinde, yuvarlaklaşmış bir kuvarsit çakılı. Çapraz ışık. Örnek no: 1159. c. Bir çakıltası içinde, mirmekitik dokusu korunmuş granit çakılları. Çapraz ışık. Örnek no: 12-278. d. Kumtaşı çakılı içinde, onu kesen kuvars damarı ile korunmuş, foliasyonlu bir volkanik kaya parçası. Çapraz ışık. Örnek no: 1162.



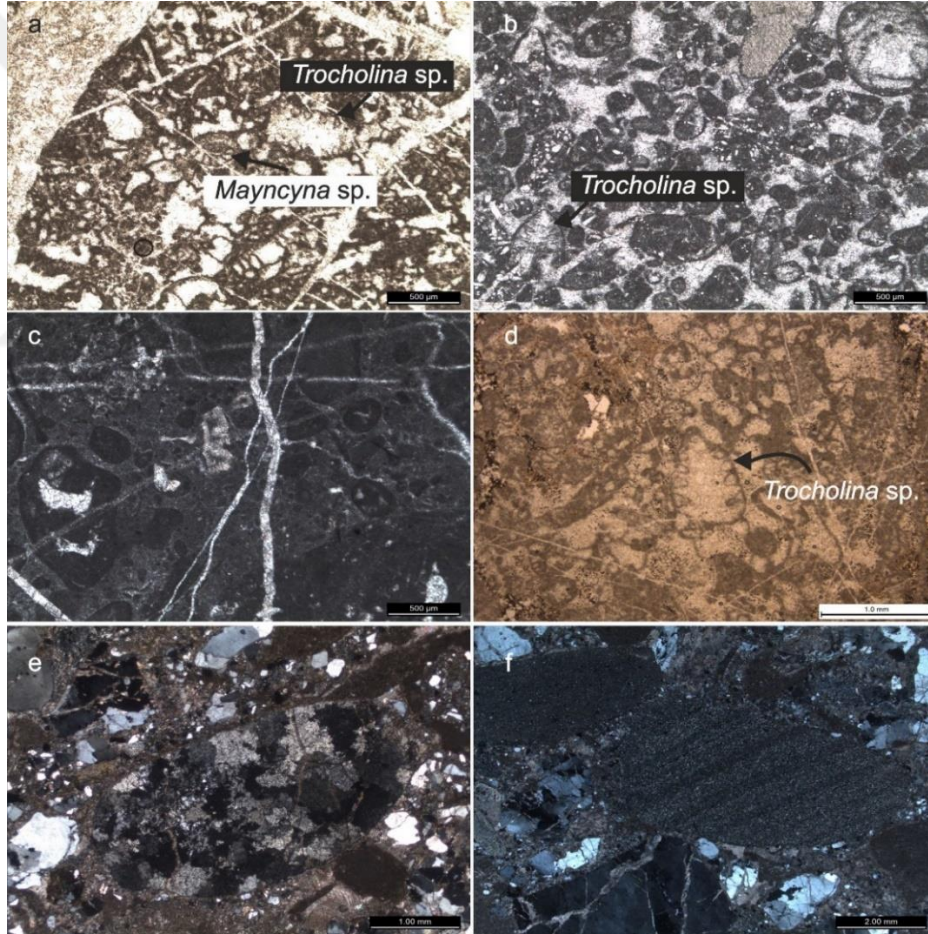
Şekil 4. 104: Bürnük Formasyonu'na ait mikroskop fotoğrafları. a, b ve c. Bir silttaşı içinde kuvars, plajiyoklas ve kloritleşmiş biyotitler içeren granit çakılları. Örnek no: 1162. d. Aynı örnek içinde, yuvarlaklaşmış bir mermer çakılı. e. Silttaşı içinde, köşeli, volkanik kaya parçası. f. Bürnük Formasyonu'nda yer yer serizitleşmiş plajiyoklas ve kuvarslardan oluşan bir granit çakılı. g ve h. Rekristalize olmuş bir kuvars damarıyla kesilmiş, yarı yuvarlaklaşmış, deforme bir volkanik kaya çakılı. Örnek no: 15-08.

4.2.2.4. İnalıtı Formasyonu

Sığ denizel ortamı karakterize eden İnalıtı Formasyonu, inceleme alanında, başlıca biyosparitik ve biyomikritik kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Biyosparitler, *Trocholina* sp. ve *Mayncyna* sp. gibi fosillerce zengindir (Şekil 4. 105a ve b). Biyomikritik seviyeler, sparitik damarlarla sıkça kesilmektedir (Şekil 4. 105c).

Birimin, Kılıçkaya Tepe civarındaki mostralarında içerdiği çakıltaşı seviyeleri incelendiğinde, çakıltaşlarının magmatik ve sedimenter kökenli, kötü boylanmalı, köşeli-yuvarlak çakıllı, polijenik olduğu görülmüştür (Şekil 4. 105e ve f).

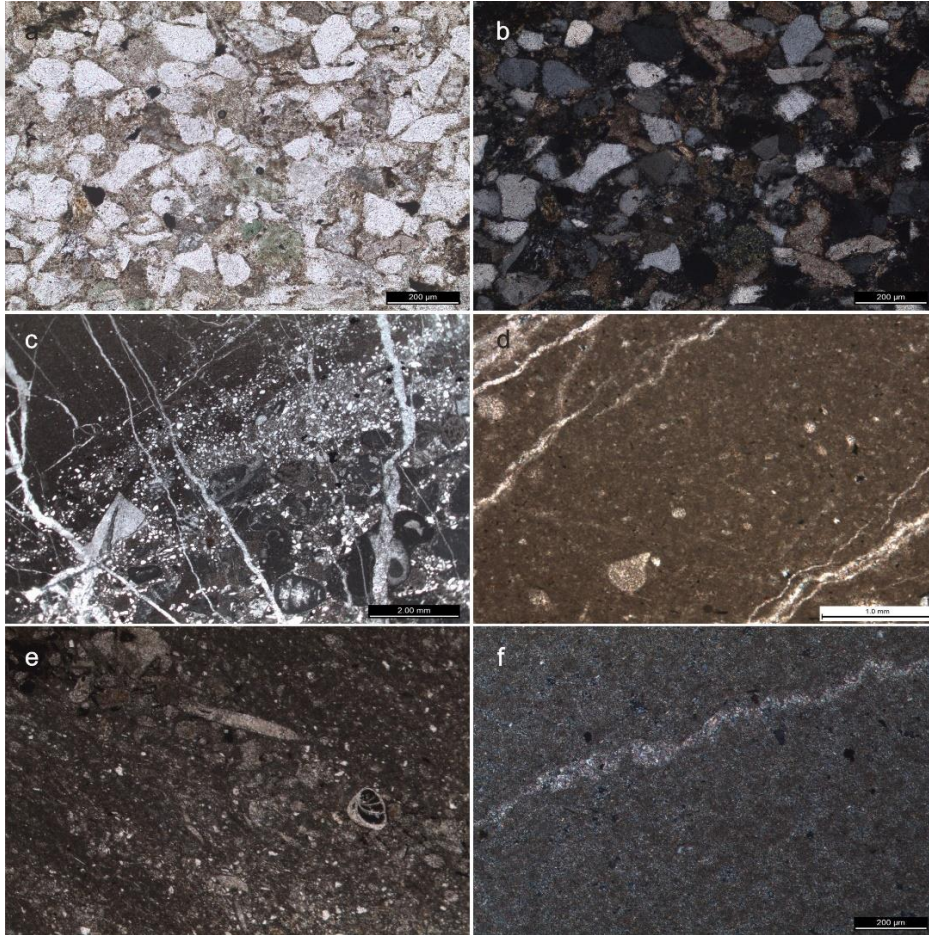


Şekil 4. 105: İnalıtı Formasyonu'na ait mikroskop fotoğrafları. a ve b. Biyosparitik kireçtaşları içinde *Trocholina* sp. ve *Mayncyna* sp. fosilleri. Örnek no: 12-78. ve 12-317. c. Sparitik damarlarla kesilmiş mikritik kireçtaşı. Örnek no: 15-01. d. Mikritik bir kireçtaşı içinde *Trocholina* sp. fosili. Örnek no: 11-70. e. İnalıtı Formasyonu kireçtaşlarının çakıllı seviyelerinde köşeli kuvarslar ve yuvarlaklaşmış bir granit çakılı. Örnek no: 12-315. f. Aynı örnek içinde laminalı bir çamurtaşı çakılı.

4.2.2.5. Çağlayan Formasyonu

Çağlayan Formasyonu, inceleme alanında yer yer kumtaşı-şeyl, yer yer killi kireçtaşı-şeyl ardalanmasıyla temsil edilmektedir.

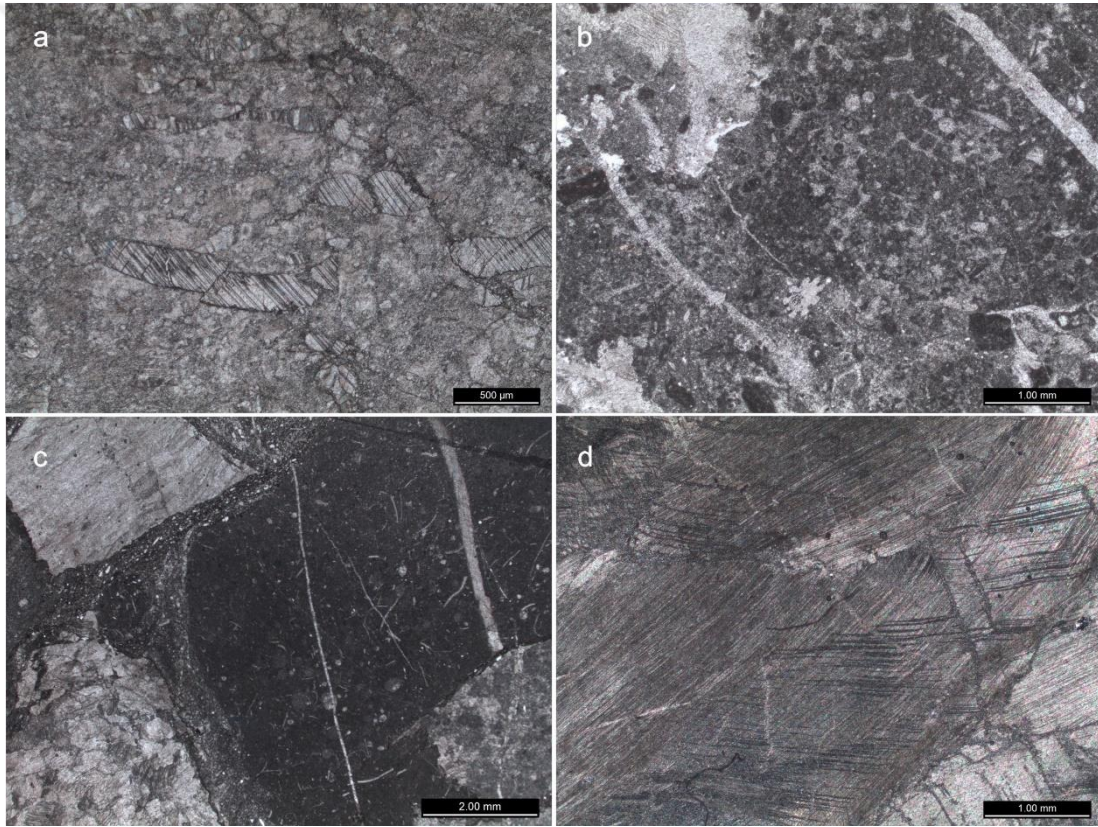
Kumtaşlarının başlıca bileşeni monokristalen kuvarlardır. Kalsit, albit, muskovit ve glokoni mineralleri, bu kayaların ikincil bileşenidir. Kuvarlar, kötü boylanmalı ve köşelidir. Tane destekli kumtaşlarının matriksini kalsit çimento oluşturur. Bunun dışında tekçe kalsit mineralleri de boldur. Doğru ışıkta soluk yeşil renklere görülen yuvarlaklaşmış glokoni mineralleri, kumtaşlarında kuvarstan sonra en bol bulunan mineraldir (Şekil 4. 106a ve b).



Şekil 4. 106: Çağlayan Formasyonu'na ait mikroskop fotoğrafları. a ve b. Bir kumtaşı örneğinde kötü boylanmalı, köşeli kuvar ve kalsitler ile yeşil renkli, yuvarlaklaşmış glokoni mineralleri. Örnek no: 1583. c. *Trocholina* sp. fosilleri ve mikritik parçalar içeren kumtaşı seviyesi ile fosilsiz şeyl seviyesinin ardalanması. Örnek no: 11-208A. d. Mikritik bir kireçtaşı içinde tek dikenli radyoler fosili. Örnek no: 15-35. e. Ekstraklastlı biyomikritik kireçtaşı. Örnek no: 15-16. f. Sparit damarlı, killi kireçtaşı.

İnceleme alanının kuzey kesiminde, Gıcılıköynük Sırtı civarındaki mostralarında, şeyllerle arılanmalı olan Çağlayan Formasyonu'na ait kumtaşları, İnaltı Formasyonu'na ait olduğu düşünülen karbonat parçaları içermektedir. Bu örneklerde, gittikçe derinleşen ortamda çökelen Çağlayan Formasyonu kayaları içinde pelajik ve neritik parçalar bir arada bulunmaktadır.

Çağlayan Formasyonu'nun Kuzey Çangaldağ Dilimi ile birlikte bulunduğu makaslama zonunun içindeki kireçtaşı blokları incelendiğinde ise, bu blokların, yine pelajik ve neritik parçaların birlikte bulunduğu, gevrek deformasyona uğramış, zaman zaman rekristalize olmuş kireçtaşları ve mermerlerden oluştuğu görülmüştür (Şekil 4. 107). Bu bloklar içinde, yalnızca 12-236 numaralı örnekten Alt Kretase yaşı elde edilmiştir (Şekil 4. 107b).



Şekil 4. 107: Çağlayan Formasyonu içindeki rekristalize kireçtaşı ve mermer bloklarına ait mikroskop fotoğrafları. a. Gevrek deformasyon sonucu kırılmış kalsit kristalleri. Örnek no: 12-231. b. Alt Kretase yaşı olduğu tespit edilen biyosparitik bir kireçtaşı. Örnek no: 12-236. c. Mikritik, sparitik ve rekristalize kireçtaşı parçaları içeren gevrek deformasyona uğramış bir kireçtaşı. Örnek no: 1623. d. Mermer içinde granoblastik dokuyu oluşturmuş kalsit mineralleri. Örnek no: 12-249.

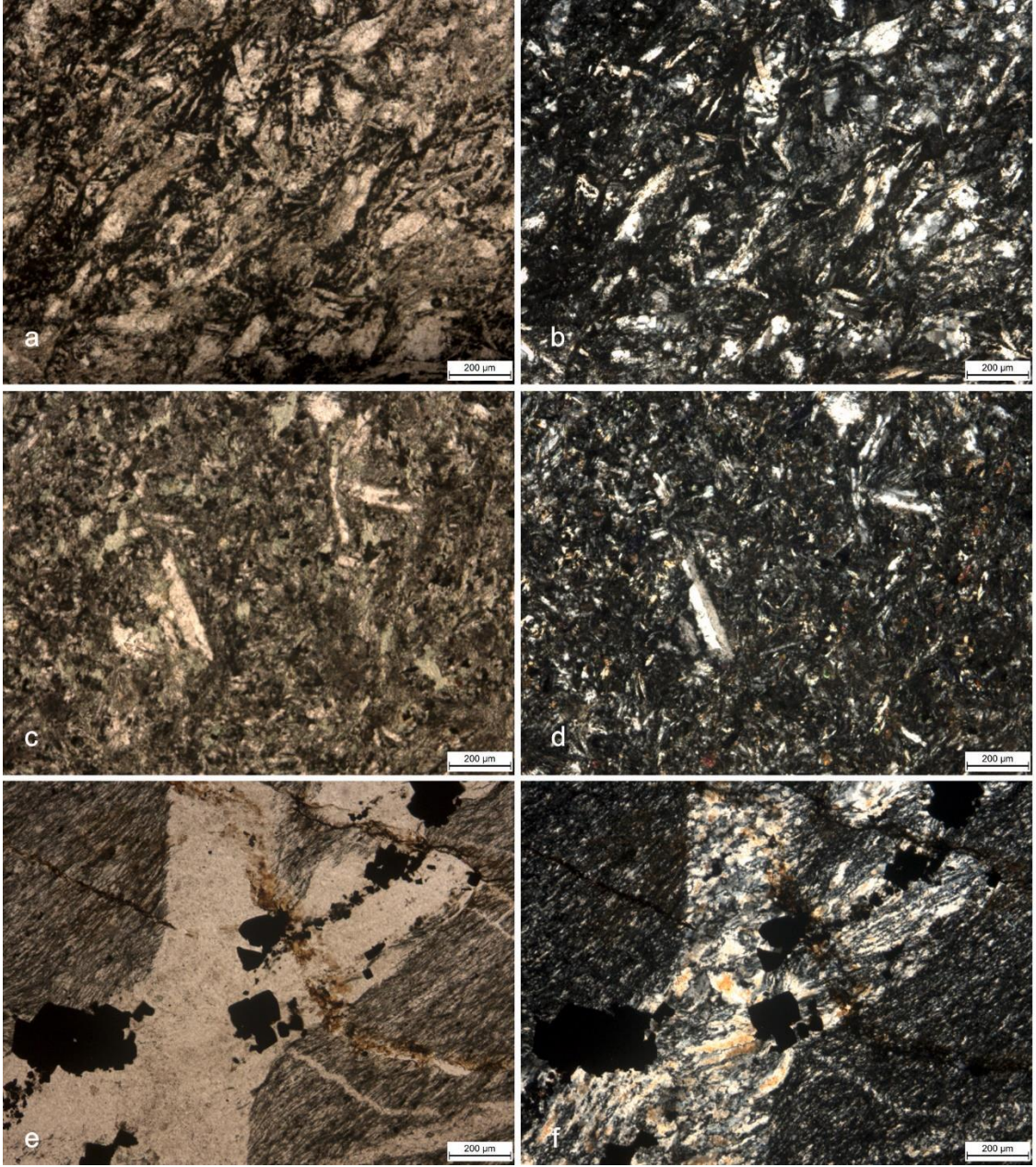
4.2.2.6. Muşrup Metamorfiti

Muşrup Metamorfiti, başlıca metabazaltik bir litoloji sunar. Metabazaltlara eşlik eden ikincil tür kayalar metavolkanoklastiklerdir. Bu volkanik kökenli kayalar nadiren fillat seviyeleri içermektedir.

Metalavlarda gözlenen mineral topluluğunu plajioklas ve klorit oluşturur. Epidot minerallerine nadiren ve çok ufak taneler halinde rastlanılmaktadır. Bazı örneklerde ilksel magmatik doku korunmuştur (**Şekil 4. 108a** ve b).

Metavolkanoklastiklerde plajioklas, klorit ve epidot mineralleri saptanmıştır. İnce, çubuksu kristaller sunan plajioklaslarda, albit ikizleri seçilmektedir. Epidotler ise özşeliksiz taneler halindedir (**Şekil 4. 108c** ve d).

Fillatlar, kil minerallerince zengin, ufak taneli seviyelerle, albit ve kuvarsça zengin daha iri taneli seviyelerin araldanmasını içerir. İri taneli seviyelerde, opak mineral etrafında, kuvars liflerinin oluşturduğu gerilme şeritlerinin geliştiği gözlenmiştir (**Şekil 4. 108e** ve f).

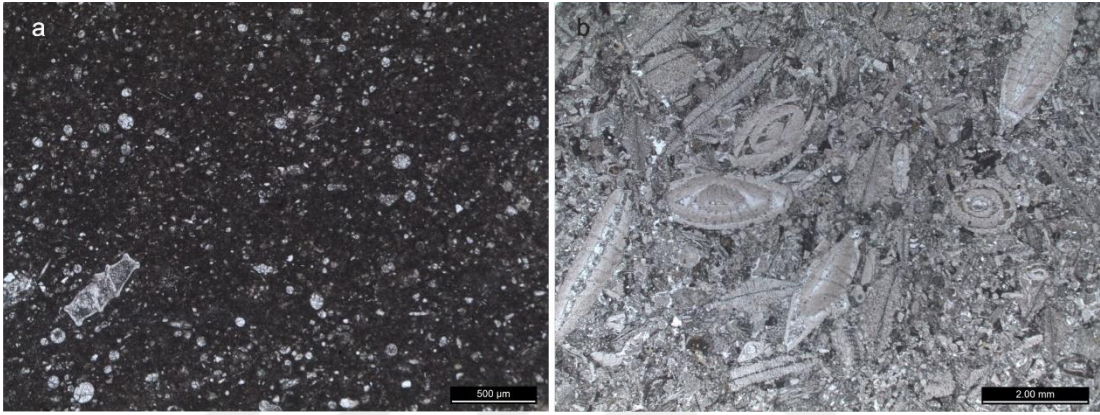


Şekil 4. 108: Muşrup Metamorfiti mikroskop fotoğrafları. a ve b. Metalavlar içinde plajoklas kristallerinin düzensiz dağılımı ve bu kristaller arasında gelişmiş kloritler. Örnek no: 12-299. c ve d. Metavolkanoklastikler içinde ikizlenmeleri belirgin plajoklas kristalleri ve özşekilsiz epidotlar. Örnek no: 1639. e ve f. Ufak ve kaba taneli seviyelerin ardalanmasından oluşan fillat içinde, kaba taneli kvars kısmında, opak mineral etrafında kvars liflerinin oluşturduğu gerilme şeritleri. Örnek no: 12-242.

4.2.3. Örtü Birimleri

4.2.3.1. Kapanboğazı Formasyonu

Kapanboğazı Formasyonu, pelajik, biyomikritik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 4. 110a). Foraminifer fosilleri, bu kayaların önemli bir bileşenidir. Bu formasyon ayrıca, kuvarsların dalgalı sönme gösterdiği, iyi yuvarlaklaşmış, çok ufak metamorfik kaya parçaları içermektedir.



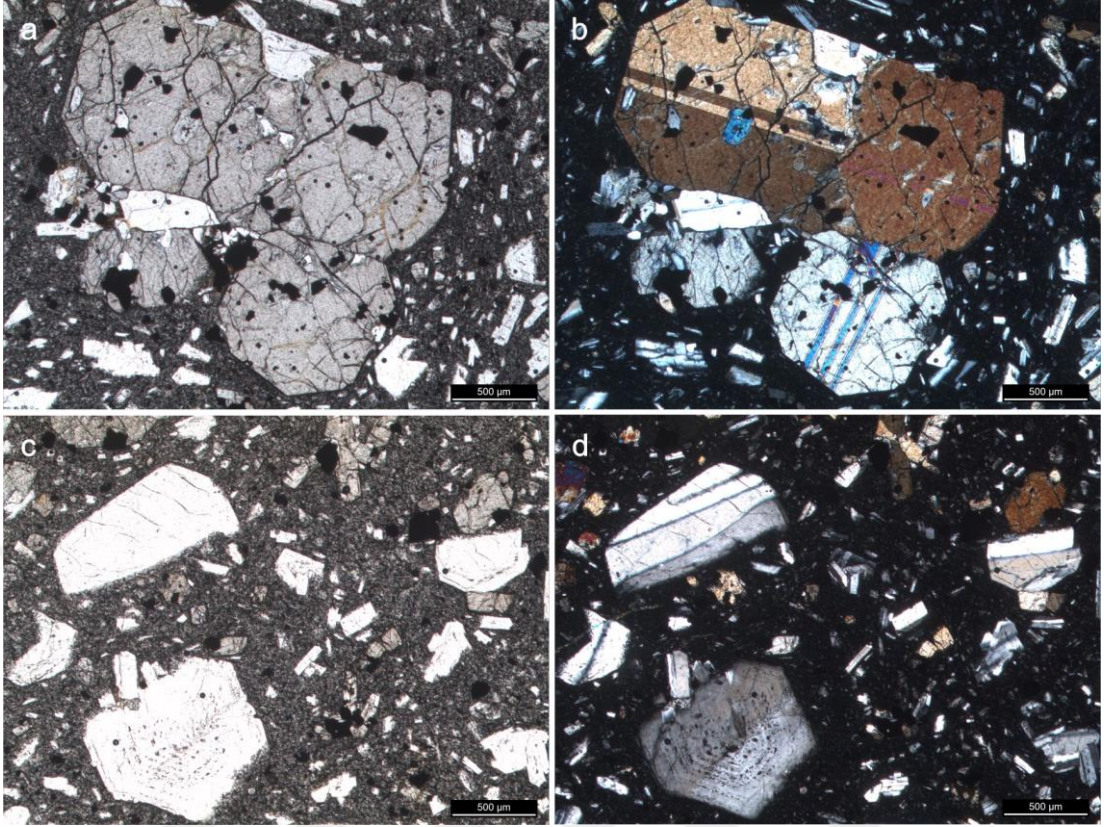
Şekil 4. 109: a. Pelajik, biyomikritik Kapanboğazı Formasyonu. Fotoğrafın sol alt köşesinde, yaklaşık 500 µm bounda bir foraminifer fosili (*Globotruncana, lapparenti* (Brotzen) (R)) görülmektedir. Doğru ışık. Örnek no: 12-59. b. Akveren Formasyonu kireçtaşlarına ait mikroskop fotoğrafı. Fotoğrafta biyomikritik kireçtaşı içerisinde *Assilina* sp., *Nummulites* sp. ve *Discocyclina* sp. gibi fosiller görülmektedir. Doğru ışık. Örnek no: 12-177.

4.2.3.2. Yemişliçay Formasyonu

Kapanboğazı Formasyonu'yla geçişli olan Yemişliçay Formasyonu, inceleme alanında volkanik konglomeralarla temsil edilmektedir. Bu konglomeralara ait bazaltik bir örneğin ince kesitinde camsı hamur içinde plajyoklas ve piroksen mineralleri bulunmaktadır. Bu birliktelik, camsı-porfirik bir doku oluşturmaktadır.

Plajyoklas fenokristallerinde albit ikizlenmesinin yanı sıra, halkalı zonlanma da yaygındır (Şekil 4. 110c ve d). Doğru ışıkta, siyah renkli camsı hamur içinde, düşük rölyefli, yarı özşekilli kristallere ait beyaz alanlarla temsil edilir. Nadiren piroksen fenokristalleriyle öbikleşerek, glomeroporfirik dokuyu oluşturur. Fenokristaller dışında, camsı hamur içinde yaklaşık 250-300 µm boyunda daha ufak taneli plajyoklas kristalleri bulunmaktadır.

Piroksenler, doğru ışıkta soluk pembe-bej renkleriyle karakteristik olan titanojitlerdir. Rölyefleri belirgindir. Çapraz ışıkta eğik sönme gösterirler (Şekil 4. 110a ve b).



Şekil 4. 110: Yemişliçay Formasyonu'na ait mikroskop fotoğrafları. a ve b. Yüksek rölyefleri ve eğik sönme özellikleriyle tanınan klinopiroksen fenokristalleri. c ve d. Camsı ve daha ufak taneli kristallerden oluşan hamur içinde halkalı zonlanma ve polisentetik ikizlenme gösteren plajyoklaslar ve turuncu-mavi girişim renkleriyle piroksenler. Örnek no: 12-60.

4.2.3.3. Akveren Formasyonu

Akveren Formasyonu, bol fosilli, biyomikritik kreçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 4. 109b). Bu formasyona ait ince kesitlerin tamamı, *Siderolites* sp., Rotalidae., *Marssonella* sp., Bryozoon, *Orbitoides* cf. *apiculatus* (Schlumberger), *Alveolina* sp., *Globigerina* sp., *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Discocyclus* cf. *douvelli* (Schlumberger), *Asterocyclus* sp., *Lenticulina* sp. ve *Acarinina* sp. gibi fosillerle kaplanmıştır.

4.3. JEOKİMYA

Petrografik çalışmalar sonucunda seçilmiş en uygun örneklerin jeokimyasal analizleri XRF (Edinburgh Üniversitesi) ve ICP-MS (ACME Analitik Laboratuvarları- Kanada) teknikleriyle iki fazda gerçekleştirilmiştir. Bu analizlere Malzeme ve Yöntem bölümünde ayrıntılı olarak değinilmiştir.

Çangaldağ Kompleksi'ni oluşturan metavolkanik ve metaklastik kayalar ile bölgedeki Orta-Üst Jura yaşlı magmatizmayı temsil eden plütonik kayaların jeokimyasal karakterleri; başlıca sınıflama ve tektonik ortam çerçevesinde bu bölümde değerlendirilmektedir. Bu bağlamda kayaçların jeokimyasal sınıflaması, kaynak alan karakteri, kimyalarını denetleyen başta fraksiyonel kristalizasyon olmak üzere farklı jeolojik süreçler ve oluştukları tektonik ortamları bu özellikleri en iyi şekilde yansıtacağı düşünülen ilgili diyagramlarda değerlendirilerek tartışılmıştır.

4.3.1. Karapınar Birimi, Bozarmut Birimi ve Muşrup Metamorfiti

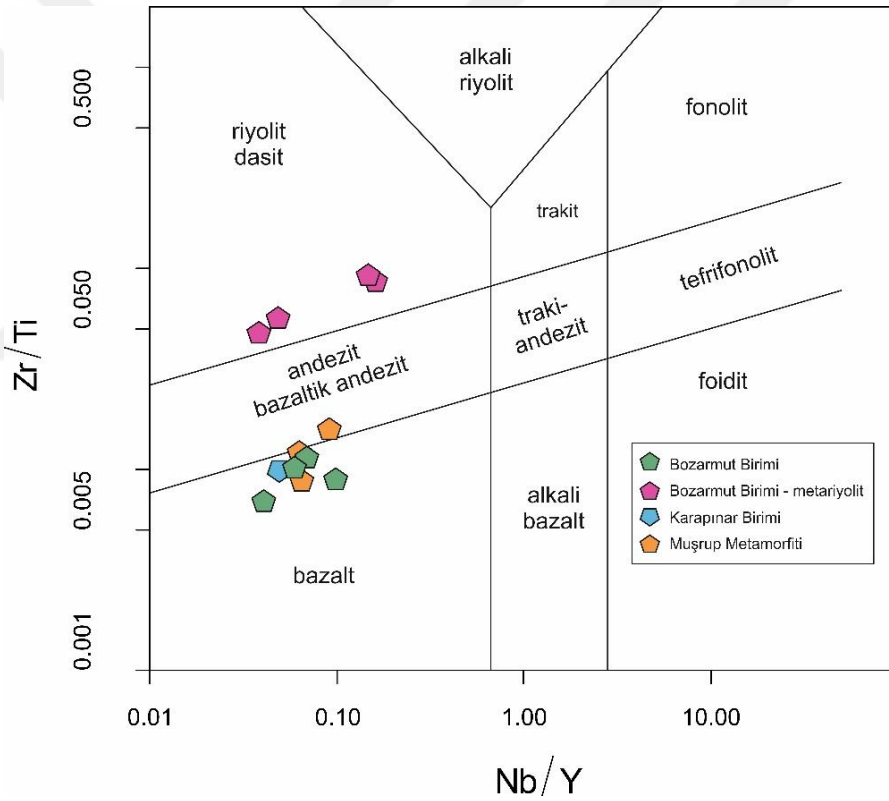
Başlıca fillat ve metavolkanoklastik türü kayalardan oluşan Bulak Birimi ile birbirinden ayrılan volkanik kökenli kayalardan oluşan iki farklı seviye, Tektonostratigrafi bölümünde, Karapınar Birimi ve Bozarmut Birimi olarak adlandırılmaktadır. Bu bölümde, Karapınar ve Bozarmut Birimleri ile kuzeyde yer alan Muşrup Metamorfiti, birlikte değerlendirilecektir. Bozarmut Birimi'nde yer alan metafelsik kayaların jeokimyasına da bazaltik/andezitik kayalarla karşılaştırmalı olarak yine bu bölümde değinilmektedir.

Çangaldağ Kompleksi'nde yapılan petrografik incelemelerden sonra Karapınar Birimi'nden 1, Bozarmut Birimi'nden 8 ve Muşrup Metamorfiti'nden 3 adet olmak üzere toplam 12 örnek jeokimya analizi için seçilmiştir. Analiz sonuçları EK 1'de verilmektedir.

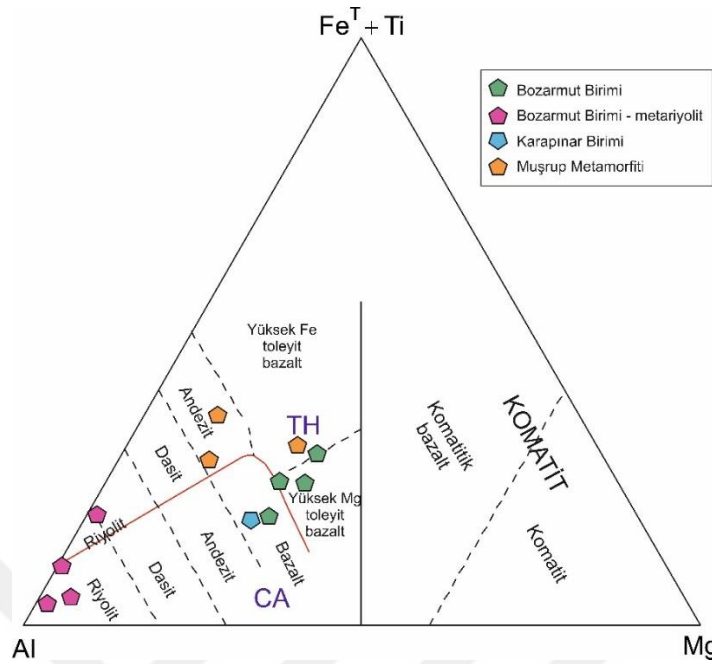
Örneklerin ısıda kayıp değerleri (LOI) % 1-2.80 arasındayken, 5 örneğin % 3'den yüksek olan ısıda kayıp değerleri, bu kayaçların alterasyonunun yüksek olduğunu göstermektedir. SiO₂ yüzdeleri ise 44,33 - 81,63 arasında değişmektedir.

4.3.1.1. Jeokimyasal Sınıflama

Volkanik kayaların adlandırılmasında kullanılan Pearce (1996)' a ait Nb/Y-Zr/Ti diyagramında yapılan değerlendirmeye göre 4 örnek riyolit, 1 örnek andezit/bazaltik andezit ve 7 örnek de bazalt alanına düşmektedir (Şekil 4. 111). Bu diyagramda bazalt alanına düşen örneklerden biri Jensen (1976)'a ait sınıflama diyagramında andezit alanına düşerken diğerleri yine bazalt, yüksek Mg ve yüksek Fe'li toleyitik bazalt alanlarında dağılmaktadırlar (Şekil 4. 112). Ana ve iz element ayrışma trendleri ile kaynak alan/tektonik ortam yorumları, alterasyon ve metamorfizma süreçlerinden daha az etkilenen Nb, Y, Zr ve Ti elementlerine dayalı Pearce (1996) sınıflamasına bağlı kalınarak ayrılan kaya türlerine göre yapılmaktadır.



Şekil 4. 111: Magmatik kayaların sınıflandırılmasında kullanılan Zr/Ti-Nb/Y diyagramında (Pearce, 1996) Güney Blok ve Muşrup Metamorfiti'ne ait metavolkanik kayaları.

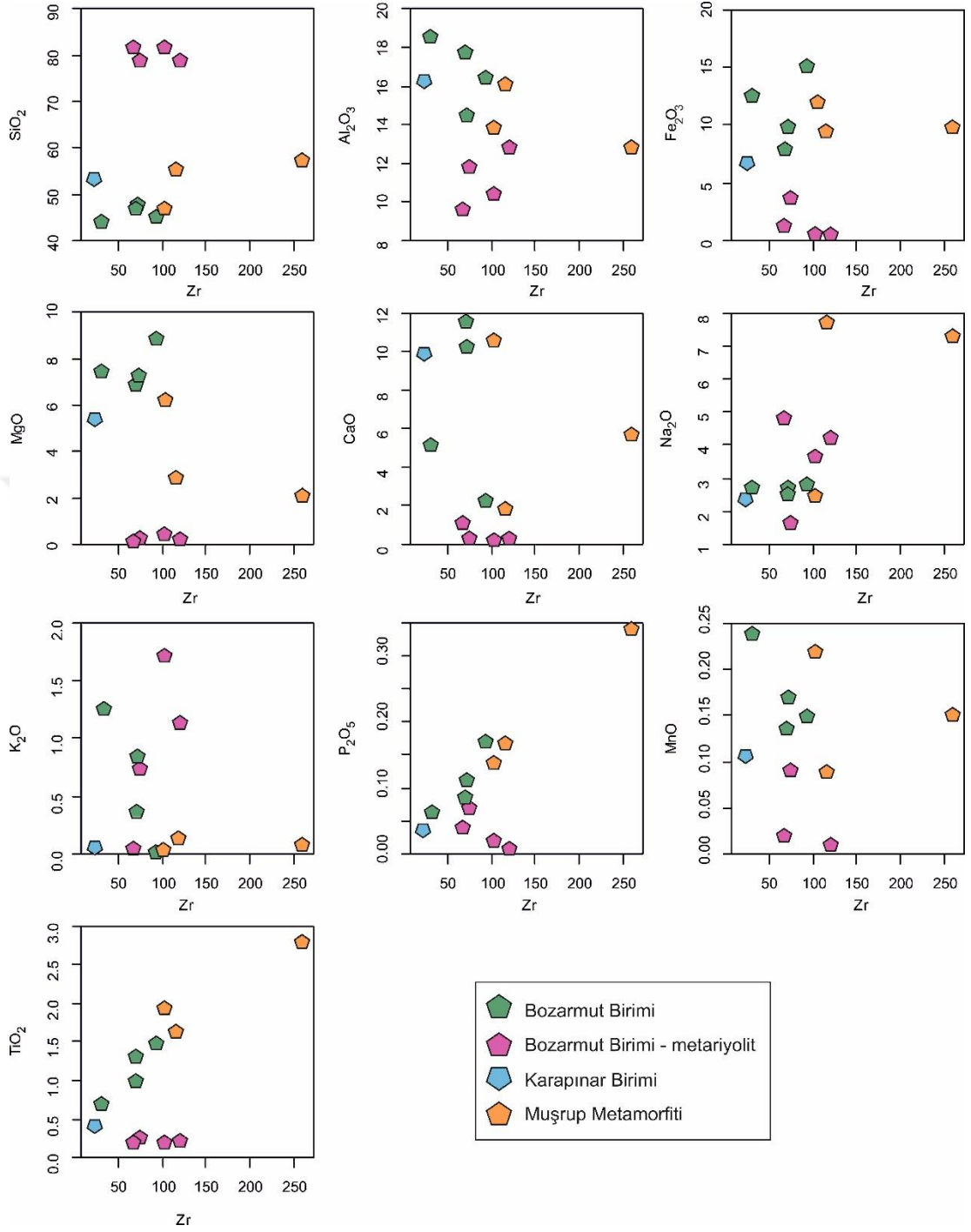


Şekil 4. 112: Güney Blok ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait sınıflama diyagramı (Jensen, 1976).

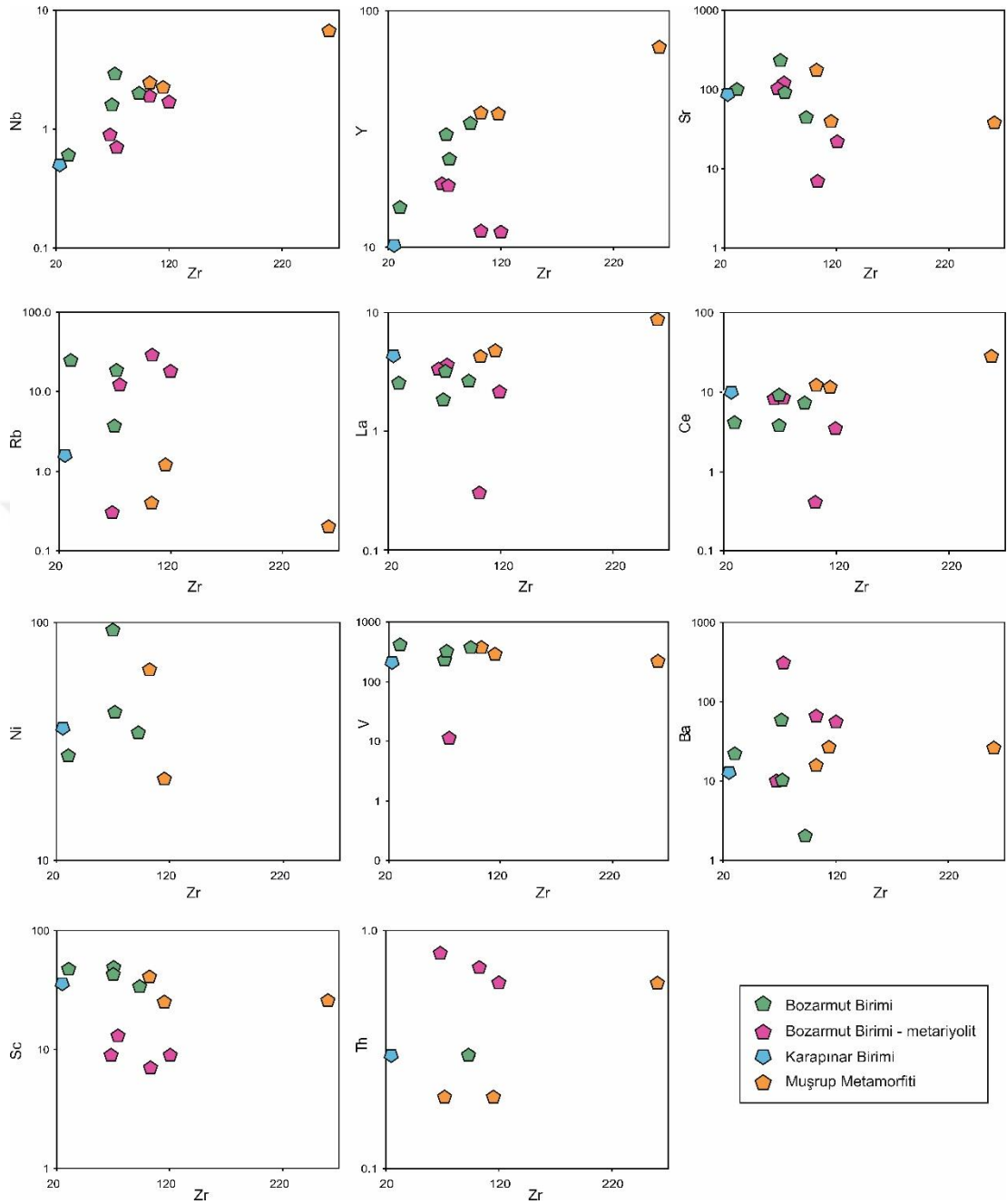
4.3.1.2. Ana ve İz Element Ayrışma Trendleri

Çangaldağ Kompleksi'ne ait farklı karakterdeki metavolkanik kayaların fraksiyonel kristalleme sürecinde ana ve iz element konsantrasyonlarındaki değişim ve ilişkiyi görmek üzere Harker diyagramları kullanılmıştır. Bu kayalara ait, jeokimyasal analiz yapılan örneklerin neredeyse yarısının ısıda kayıp değerlerinin %3'ün üzerinde olması nedeniyle, ana element oksitler ve iz elementler, alterasyon ve metamorfik süreçler karşısında duraylılığını koruyabilen Zr elementine karşı iz düşürülmüştür. Ana element oksitlere ait Harker diyagramları Şekil 4. 113'de verilmektedir.

Bu diyagramlara bakıldığında, neredeyse tüm elementlerin Zr karşısında saçılım gösterdiği görülmektedir. Bu saçılma, MgO, CaO, K₂O ve MnO'da belirgindir. Bir diğer dikkat çeken nokta, riyolitik kayaların bazaltik ve bazaltik andezitik kayalardan bağımsız trendler izlemesidir. Örneğin Al₂O₃ diyagramında, bazaltikler negatif bir korelasyon sunarken, riyolitikler yaklaşık pozitif bir gidış izlemektedir. Bunun aksine, Fe₂O₃ ve P₂O₅ diyagramlarında bazaltikler pozitif, riyolitikler negatif korelasyonludur. Bazaltik kayaların Zr'ye göre en belirgin korelasyon sunduğu diyagram ise TiO₂ diyagramıdır.



Şekil 4. 113: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait Zr (ppm) değerlerine karşı ana element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.



Şekil 4. 114: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait Zr (ppm) değerlerine karşı iz element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.

İz elementlerin yine Zr'ye karşı iz düşürüldüğü Harker diyagramları ise Şekil 4. 114'da verilmektedir. Bu diyagramlardan Nb ve Y'ye ait olanlarında, bazaltik kayaların, fraksiyonel kristallenmeyle birlikte pozitif bir trend izlediği görülmektedir. Nb diyagramında, riyoitikler de buna paralel bir eğilim sunmaktadır. Bu, son evrede zenginleşen aksesuar minerallerin bünyesinde yer alan Nb ve Y gibi uyumsuz elementler için beklenen davranıştır. Sc, Sr ve Th'ye ait diyagramlarda, bazaltiklere paralel olarak, riyoitiklerin de negatif korelasyon gösterdiği

görülmektedir. Bu elementlerden Sr ve Sc, uyumlu elementler olduğundan, mineral fazında yer alarak amfibol ve piroksenlerin kristallenmeleri sırasında tüketildikleri sonucuna varılabilir.

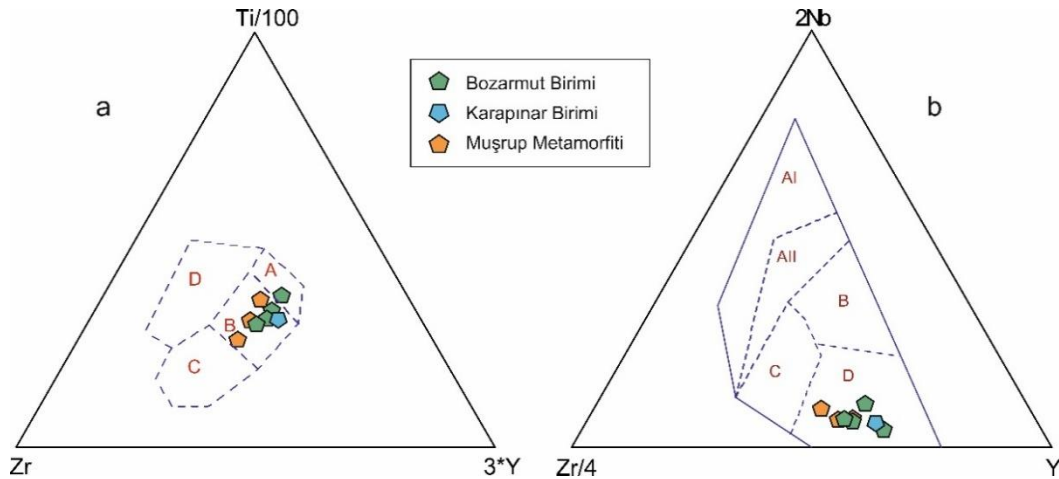
Rb ve Ba elementleri Zr değerlerine karşılık yorumlanabilir bir veri sunamayacak şekilde saçılım göstermektedirler.

4.3.1.3. Tektonik Ortam

Çangaldağ Kompleksi metavolkanik kayalarının oluştuğu tektonik ortamları belirlemek üzere, alterasyonlarının yüksek olduğu bilinen bu kayalar, en duraylı elementleri kullanıldığı tektonik ayırt diyagramlarında değerlendirilmeye çalışılmıştır

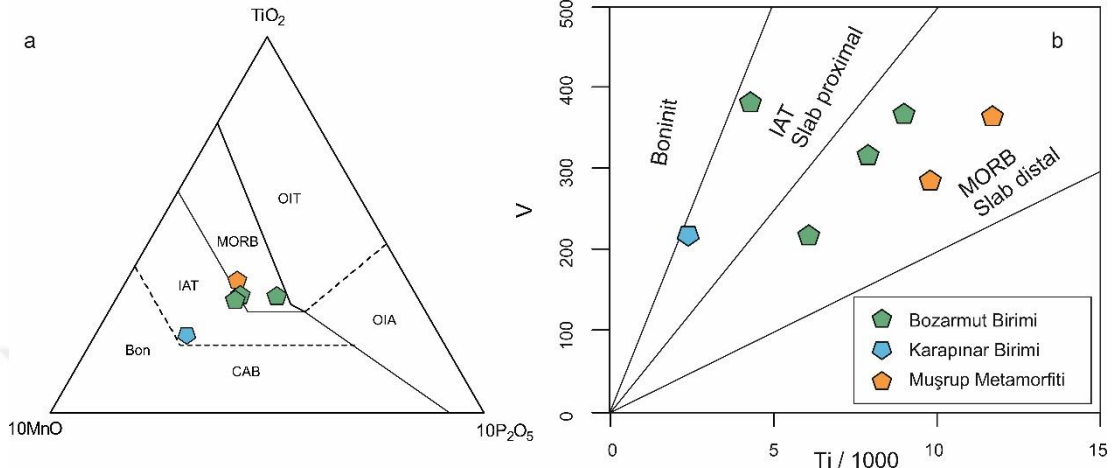
- Metabazik/andezitikler

Karapınar Birimi, Bozarmut Birimi ve Muşrup Metamorfiti'ne ait olan bazaltik ve bazaltik andezitik kayalar, ada yayı, okyanus ortası sırt ve levha içi gibi ortamların ayırtıldığı Pearce ve Cann (1973) ve Meschede (1986)'ya ait diyagramlarda değerlendirilmiştir (Şekil 4. 115 a ve b). Her iki diyagramda da örnekler, okyanus ortası sırt ve ada yayı bazaltları ortak alanlarına düşmektedir. Bu sonuca ulaştıran bir başka diyagram Şekil 4. 119'deki Pearce (1982)'ye ait ayırt diyagramıdır.

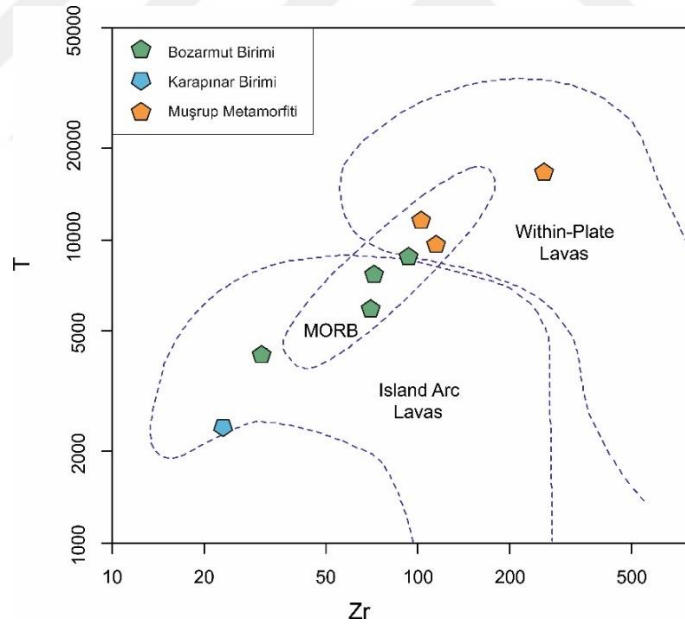


Şekil 4. 115: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait tektonik ortam ayırt diyagramları. a. Ti/ 100 – Zr – Y*3 diyagramı (Pearce ve Cann, 1973). A alanı, ada yayı toleyitlerini; B alanı, okyanus ortası sırt bazaltlarını; ada yayı ve kalk-alkali bazaltlarını; C alanı, kalk-alkali bazaltlarını; D alanı, levha içi bazaltlarını temsil etmektedir. b. 2Nb-Zr/4-Y diyagramı (Meschede, 1986). AI alanı, levha içi alkali bazaltları; AII alanı, levha içi alkali bazaltları ve levha içi toleyitleri; B alanı, E-tip MORB (okyanus ortası sırt bazaltı); C alanı, levha içi toleyitleri ile volkanik yay bazaltları; D alanı, N-tip MORB ve volkanik yay bazaltları.

Bu iki alanı birbirinden ayıran diyagramlara bakıldığında (Mullen, 1983; Shervais, 1982), Karapınar ve Bozarmut Birimleri'ne ait 1'er örneğin ada yayı toleyiti, diğer örneklerin ise MORB alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4. 116 a ve b).

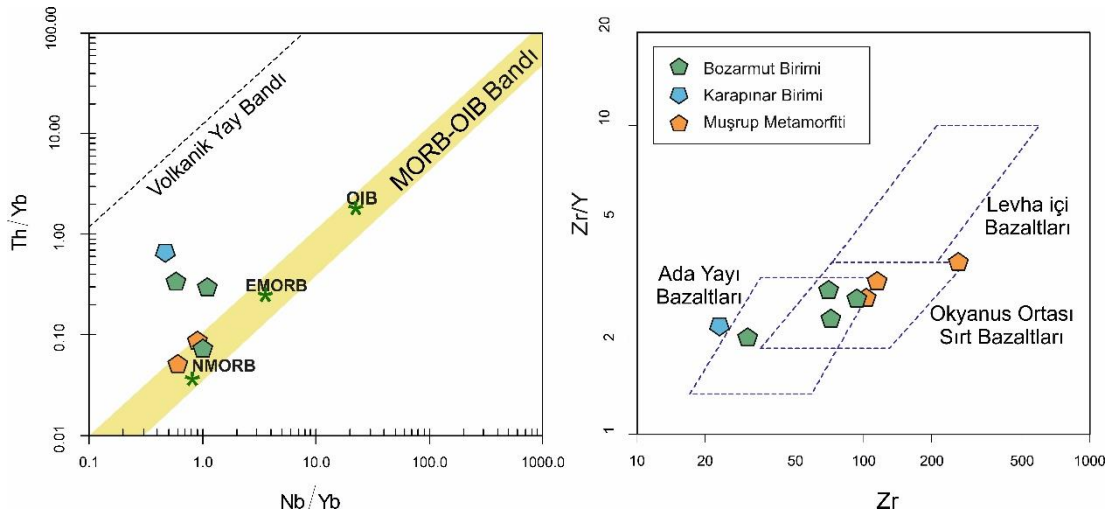


Şekil 4. 116: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait tektonik ortam ayırt diyagramları. a) Mullen, 1983. b) Shervais, 1982.



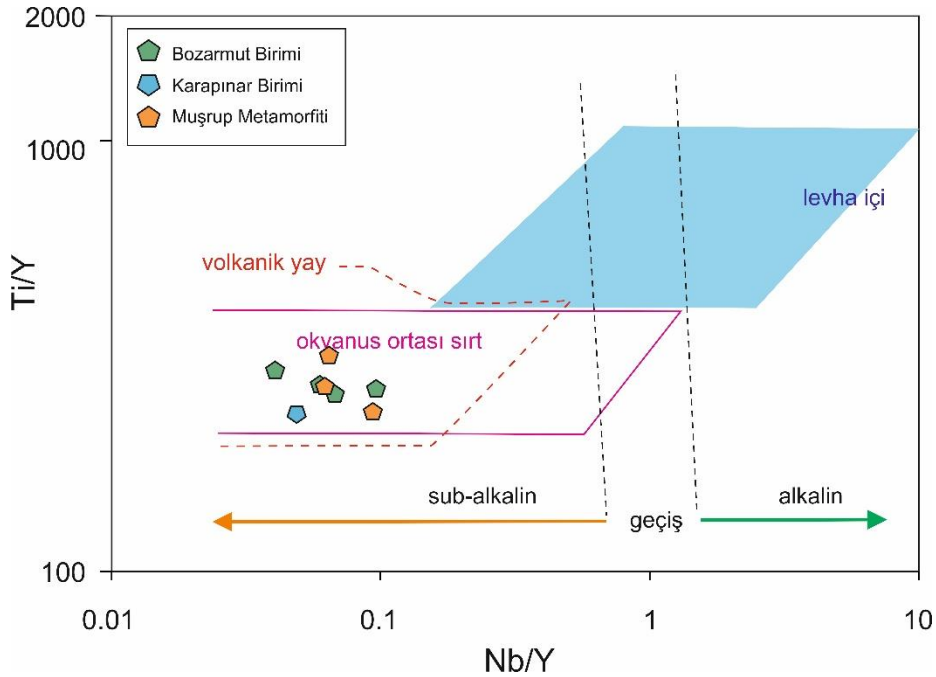
Şekil 4. 117: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait Ada yayı, Levha içi ve okyanus ortası sırt lavlarını ayıran Ti-Zr diyagramı (Pearce, 1982).

Ti'ye karşılık Zr'nin yer aldığı Pearce (1982)'ye ait ayırt diyagramında ise Karapınar ve Bozarmut Birimleri ada yayı ve MORB alanlarında yer alırken, Muşrup Metamorfiti'ne ait örnekler, "levha içi" alanında yer almaktadır (Şekil 4. 117). Dikkat çekici bir diğer nokta ise, Karapınar ve Bozarmut Birimleri'ne ait 1'er örneğin bu diyagramda da, Şekil 4. 116'deki Shervais (1982) diyagramındaki gibi ada yayı alanına düşmesidir.



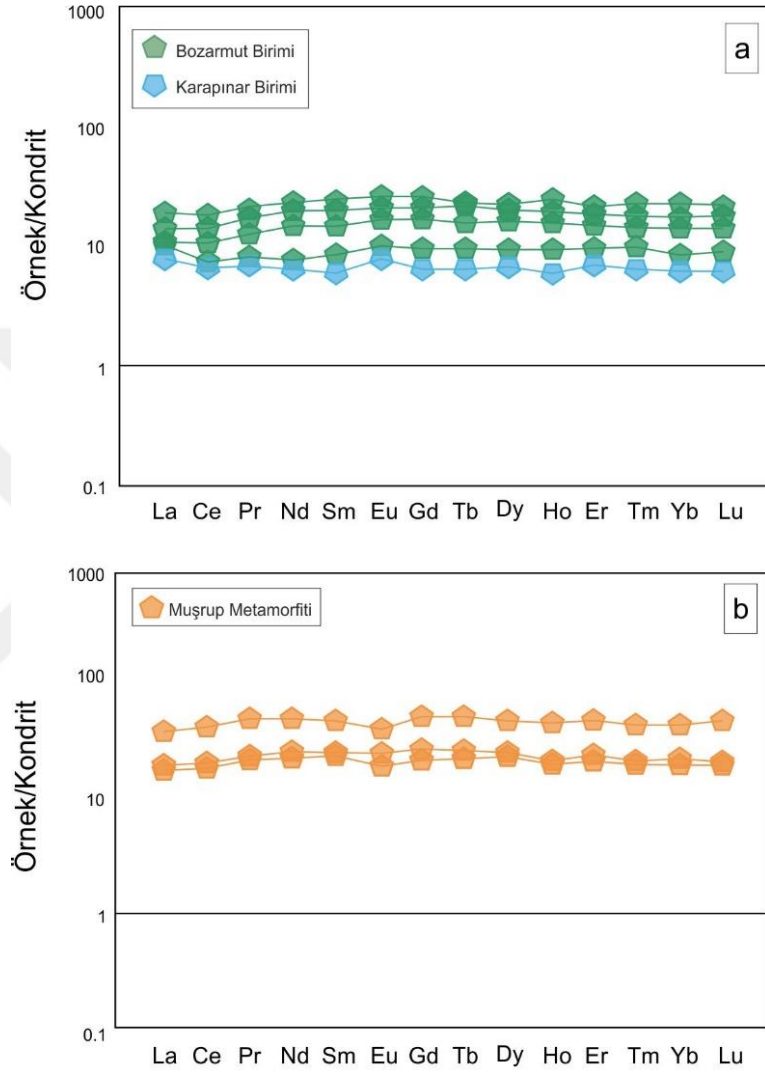
Şekil 4. 118: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait tektonik ayırt diyagramları; a. Pearce, 2008. b. Pearce ve Norry, 1979.

Th/Yb-Nb/Yb değerlerinin kullanıldığı, Pearce (2008) ve Zr/Y-Zr değerlerinin kullanıldığı Pearce ve Norry (1979)'a ait diyagramlarda ise önceki diyagramlarla yaklaşık uyumlu olarak, Karapınar ve Bozarmut Birimleri'ne ait örneklerin volkanik yay; özellikle Muşrup Metamorfiti örneklerinin de MORB alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4. 118). Ti/Y'ye karşılık Nb/Y değerlerinin kullanıldığı diyagramda ise tüm örnekler, volkanik yay ve okyanus ortası sırt ortak alanında yer almaktadır (Şekil 4. 120).



Şekil 4. 119: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait Ti/Y-Nb/Y diyagramı (Manikyamba ve diğ., 2015; Pearce, 1982'den değiştirilerek)

Çangaldağ Kompleksi metabazik kayalarının kaynak alan doğasına yaklaşımda bulunabilmek için hazırlanan kondrite ve N-MORB'a normalize örümcek diyagramları Şekil 4. 120 ve Şekil 4. 121'de verilmektedir. Bu diyagramlarda kullanılan kondrit ve N-MORB değerleri Sun and McDonough (1989)'dan alınmıştır.

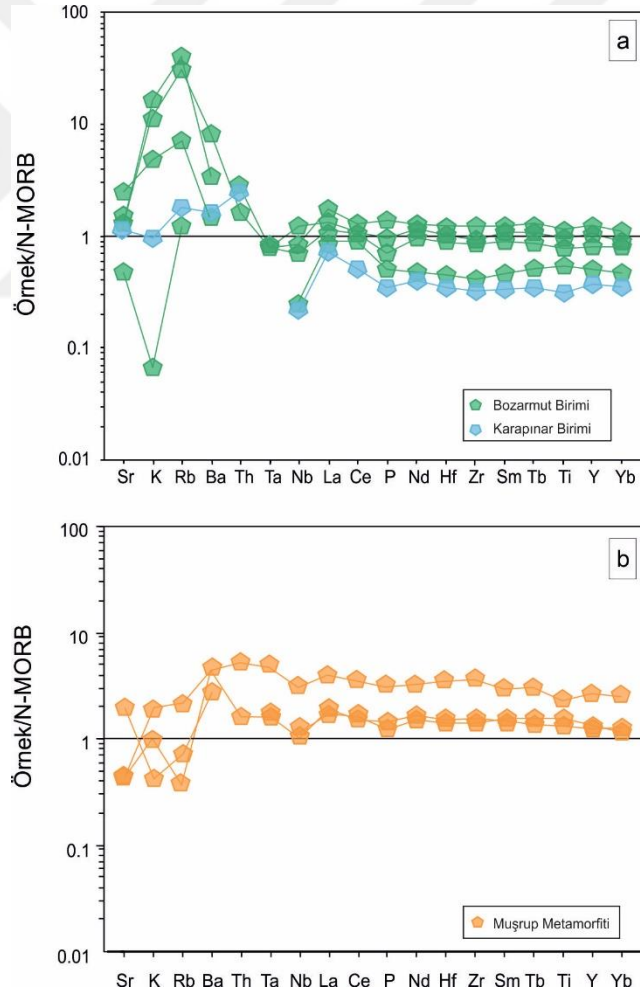


Şekil 4. 120: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavolkaniklerine ait örneklerin kondrite normalize edilmiş değerlerin kullanıldığı örümcek diyagramları (değerler Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Örneklerin toplam REE içeriği 16.26 - 118.89 ppm arasında değişmektedir. Bozarmut Birimi'ne ait kondrite normalize diyagramda hafif nadir ve ağır nadir toprak elementlerinin, kondrite göre yaklaşık 10 kat zenginleştiği görülmektedir (Şekil 4. 120a). Bunun yanısıra örnekler, yatay bir trend izlemekte, bu iki grup elementte, birbirine göre belirgin bir zenginleşme bulunmamaktadır. Eu/Eu* değerleri ise 1.54-1.74 arasındadır. Bu değerlere göre

Eu pozitif bir anomali sunmaktadır. Muşrup Metamorfiti örneklerine ait kondrite normalize örümcek diyagramında, bu pozitif anomali daha belirgin bir biçimde görülmektedir.

N-MORB'a normalize örümcek diyagramında ise Karapınar ve Bozarmut Birimleri'nde, K, Rb, Ba, Sr ve Th elementlerindeki pozitif ve Nb'deki belirgin negatif anomalinin, Muşrup Metamorfiti örneklerinde mevcut olmadığı görülmektedir. Bu örneklere ait LOI (ısıda kayıp) değerlerine bakıldığında, Karapınar ve Bozarmut Birimleri için bu değerlerin daha yüksek olduğu görülmektedir (2.80-5.23). Özellikle K ve Rb gibi elementlerin alterasyon ve metamorfizma süreçlerinden etkilendiği ve duraylılığını kaybederek saçılım gösterdiği bilinmektedir. Bu nedenle, N-MORB'a normalize bu diyagramlarda, Muşrup Metamorfiti ve güneydeki asıl ana kütleinin oluştuğu tektonik ortamın farklılığına dair bir yorumda bulunmak güçleşmektedir.

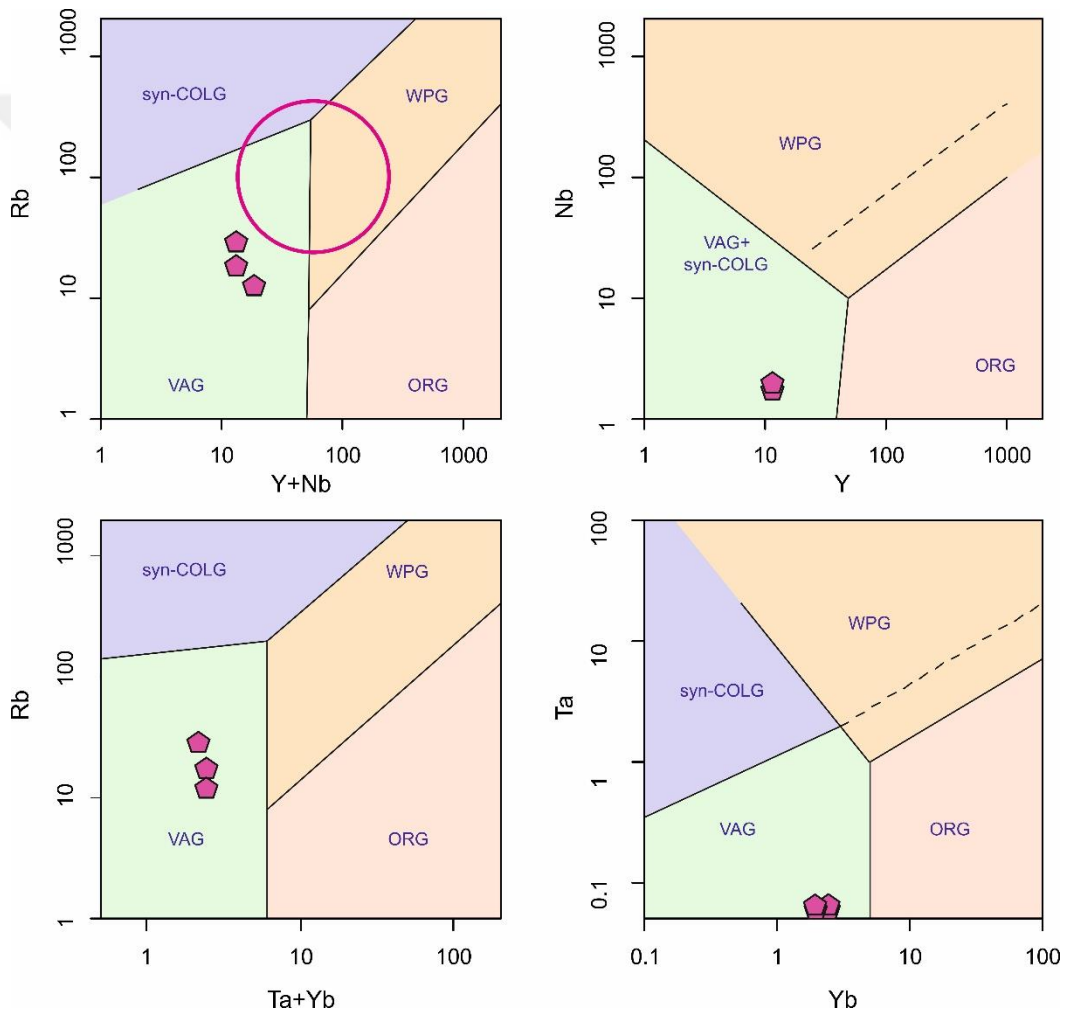


Şekil 4. 121: Güney Blok (Çangaldağ Kompleksi) ve Muşrup Metamorfiti metavulkaniklerine ait örneklerin N-MORB'a normalize edilmiş değerlerin kullanıldığı örümcek diyagramları (değerler Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

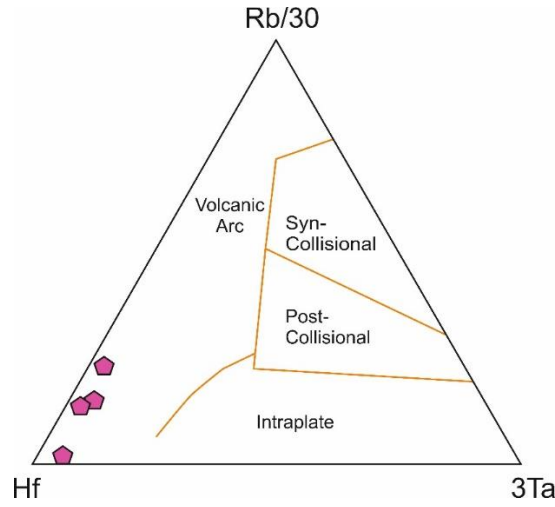
- Metafelsikler

Çangaldağ Kompleksi Bozarmut Birimi'nde yer alan metafelsik kayalara ait örnekler, oluştukları tektonik ortamları saptamak için Pearce ve diğ. (1984)'ye ait diyagramlarda değerlendirilmiştir. Bu diyagramlara göre örneklerin tümü, volkanik yay alanına düşmektedir (Şekil 4. 122).

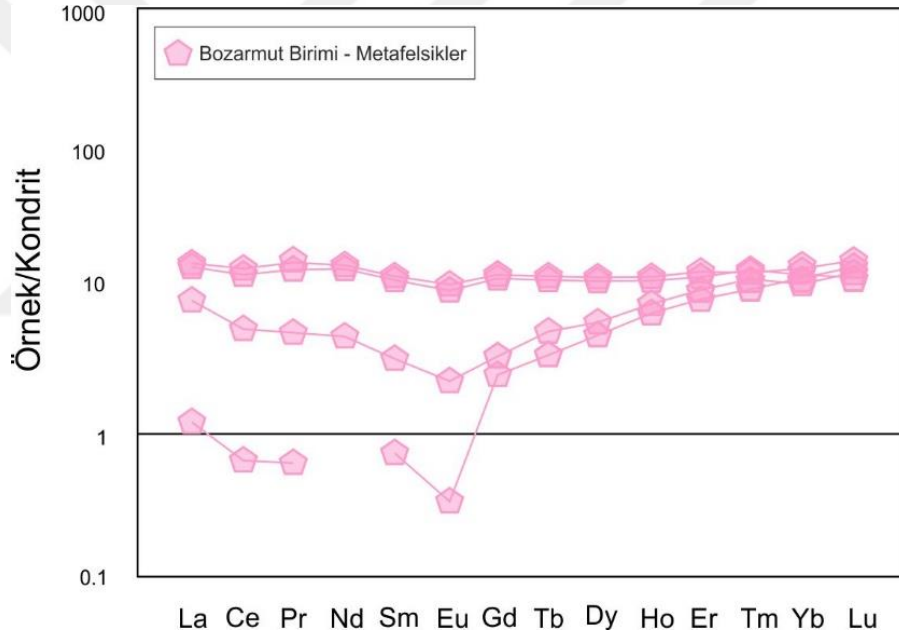
Harris ve diğ. (1986)'ya ait Rb/30-Hf-3Ta diyagramında da örnekler, volkanik yay alanında yer almaktadır.



Şekil 4. 122: Pearce ve diğ. (1984)'e ait tektonik ayırt diyagramları (Syn-Colg: Çarpışma ile ilişkili; WPG: levha içi ; VAG: volkanik yay; ORG: okyanus ortası sırt granitleri. Pembe daire içine alınmış alan ise post collisional –çarpışma sonrası- alanını göstermektedir).



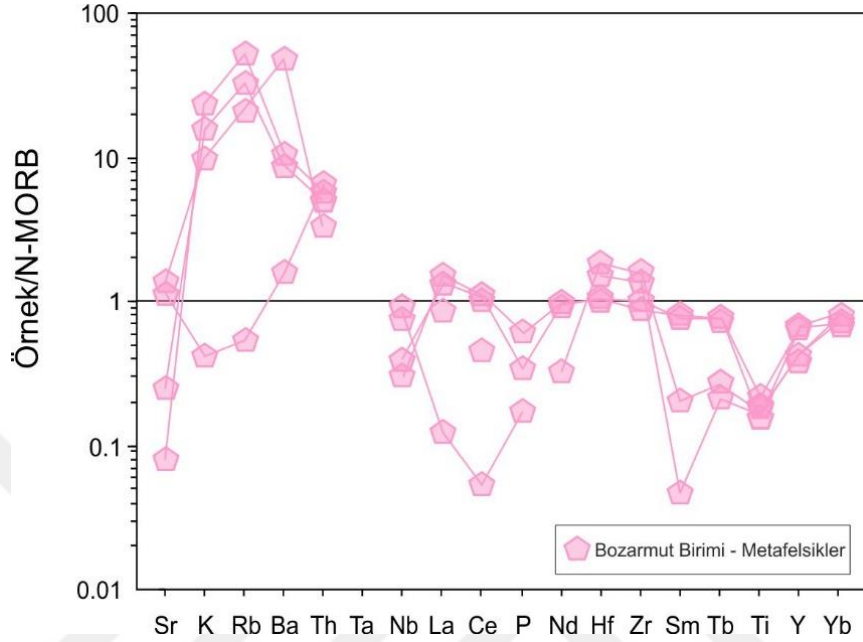
Şekil 4. 123: Çangaldağ Kompleksi Bozarmut Birimi metafelsik kayalarına ait tektonik ortam ayırt diyagramı (Harris ve diğ., 1986).



Şekil 4. 124: Çangaldağ Kompleksi Bozarmut Birimi'nde yer alan metafelsik kayalara ait örneklerin kondrite normalize örümcek diyagramı (Değerler Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Metafelsik örneklerin REE içeriği 7.67-35.2 arasında değişmektedir. Kondrite normalize örümcek diyagramında 2 örneğin hafif ve ağır nadir toprak elementlerinin zenginleşmelerinde belirgin bir fark olmadığı görülmektedir (Şekil 4. 124). Bunun yanı sıra, her iki örnek de, yataya yakın ve paralel bir trend izlemektedir (12-18 ve 12-123). Eu/Eu* değerleri 1.16-1.54 arasındadır (1 örnekte bu değer, Nd değeri deteksiyon limitinin altında kaldığından hesaplanamamıştır). Özellikle 2 örnekte, negatif Eu anomalisi belirgindir (12-132 ve 12-13).

N-MORB'a normalize diyagramda ise K, Rb ve Th gibi elementlerde zenginleşme; Sr, Ba ve Nb gibi elementlerde ise fakirleşme görülmesi, metafelsik kayaların yitim ile ilişkili olabileceğinin bir göstergesidir (Şekil 4. 125).



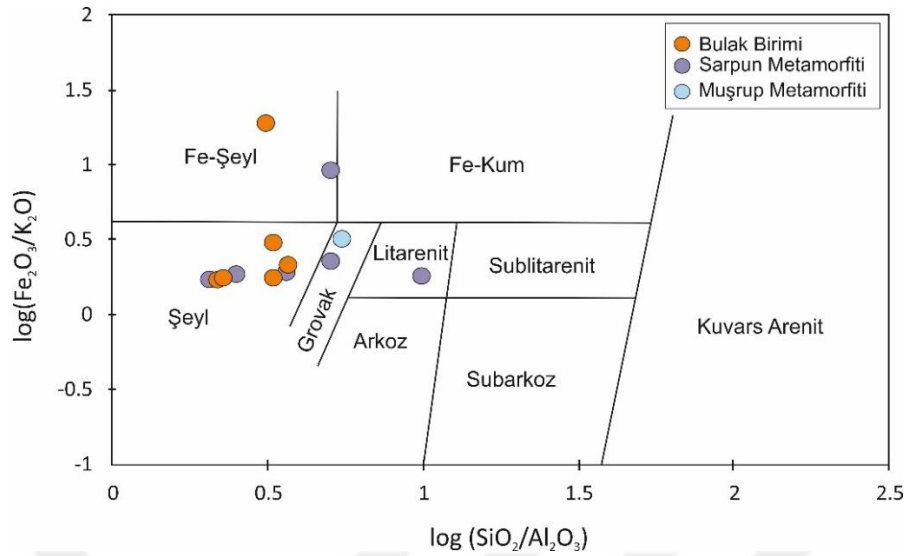
Şekil 4. 125: Çangaldağ Kompleksi Bozarmut Birimi'nde yer alan metafelsiklere ait örneklerin N-MORB'a normalize örümcek diyagramı (Değerler Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

4.3.2. Bulak Birimi, Sarpun Metamorfiti ve Muşrup Metamorfiti

Bulak Birimi ve Sarpun Metamorfiti'den seçilmiş 6'şar fillat ve şist türü metasedimenter örneğin jeokimyasal analiz sonuçları EK 4 ve EK 5'de verilmektedir. Muşrup Metamorfiti'ne ait 1 adet fillat örneği de, bu birimlerle birlikte değerlendirilmektedir.

Bulak Birimi'nde metasedimentlerinde SiO_2 değerleri 48.97 – 64.56; TiO_2 değerleri 0.76 – 1.07; Al_2O_3 değerleri 15.67 – 24.16 ve K_2O değerleri 0.5 – 4.9 arasında değişmektedir. Sarpun Metamorfiti'nde ise bu değerler SiO_2 için 51.87 – 71.34; TiO_2 için 0.21 – 1.13; Al_2O_3 için 6.90 – 24.99 ve K_2O için 0.50 – 4.51 arasındadır. Muşrup Metamorfiti'ne ait bir örnekte, SiO_2 69.12; TiO_2 0.6; Al_2O_3 12.7 ve K_2O ise 2'dir.

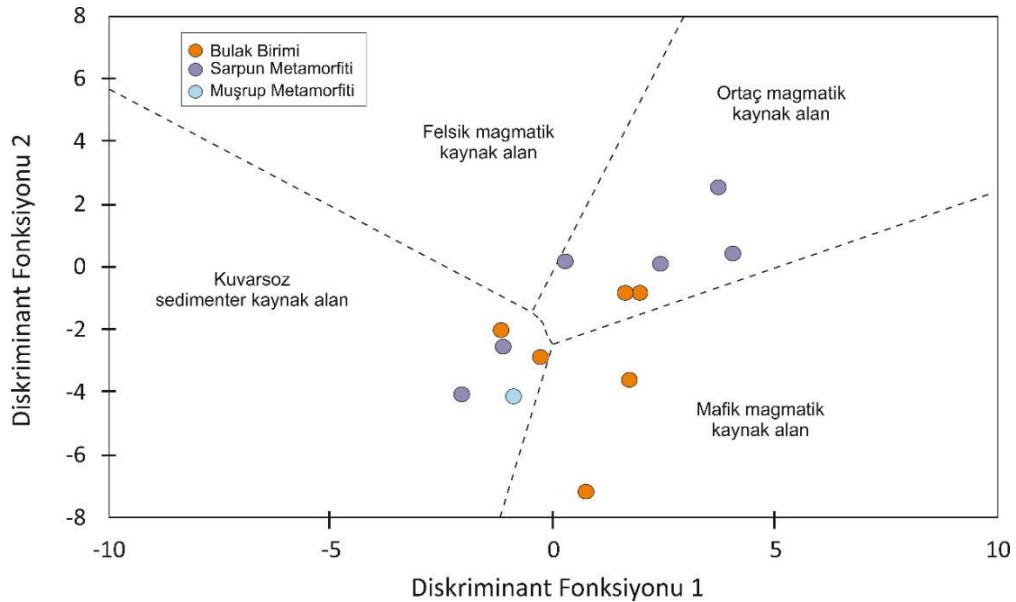
Bulak Birimi'nde Al_2O_3 değerlerinin Sarpun Metamorfiti'ne göre daha yüksek olması (ortalama 19.66), bu birimdeki kayaların bileşiminin alüminyumlu kil minerallerinin kontrolünde olduğuna işaret etmektedir. Sarpun Metamorfiti kayalarının ortalama 16.7 olan Al_2O_3 değerleri ise bu birimin Bulak Birimi'ne göre kil minerallerince fakir olduğunu göstermektedir.



Şekil 4. 126: Bulak Birimi, Sarpun Metamorfiti ve Muşrup Metamorfiti metasedimenter kayalarının sınıflama diyagramı (Herron, 1988).

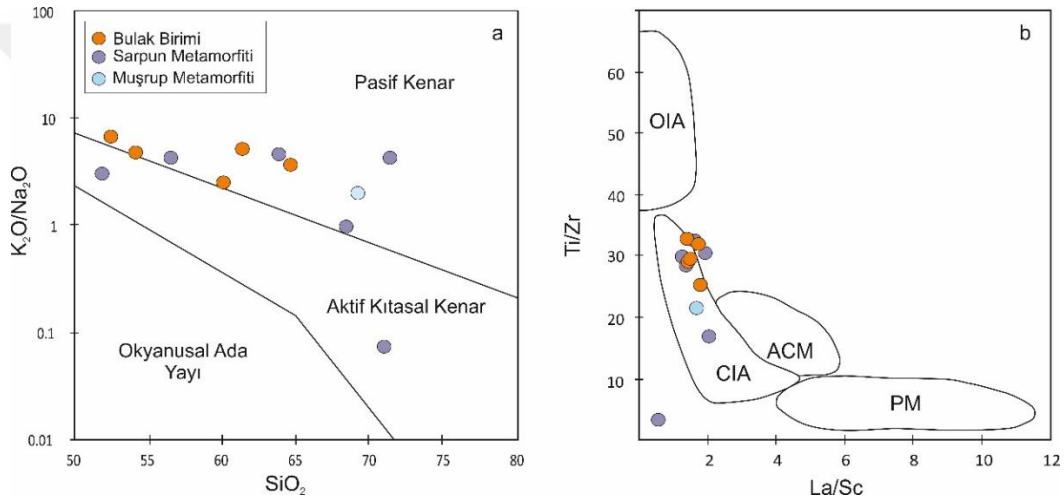
Herron (1988)'a ait jeokimyasal sınıflama diyagramında örneklerin çoğunun şeyl alanına düştüğü görülmektedir. Sarpun Metamorfiti'ne ait tek şist örneği, litarenit alanında yer almaktadır.

Kaynak alan diskriminasyon diyagramına (Roser ve Korsch, 1988) göre ise Bulak Birimi üç farklı alanda dağılım gösterirken, Sarpun Metamorfiti'ne ait örnekler çoğunlukla ortaç magmatik kaynak alanına işaret etmektedir (Şekil 4. 127).

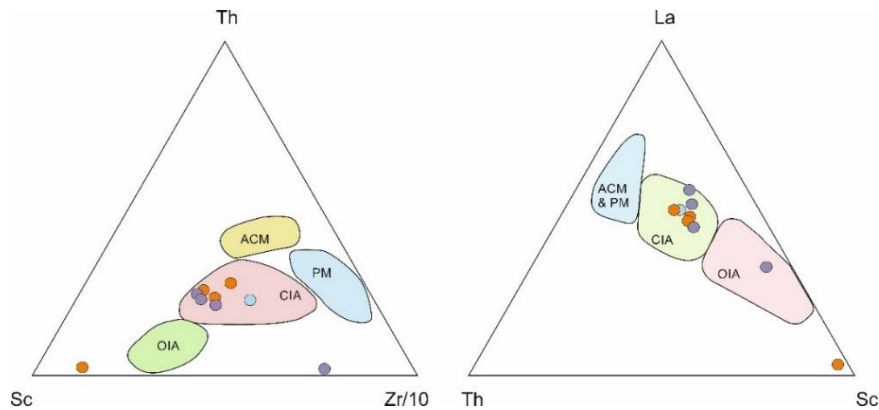


Şekil 4. 127: Bulak Birimi, Sarpun Metamorfiti ve Muşrup Metamorfiti metasedimenter kayalarının diskriminant fonksiyonu diyagramı (Roser ve Korsch, 1988). $D1 = -1.773TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76 Fe_2O_3 (total) - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.09$; $D2 = 0.445TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.25Fe_2O_3 (total) - 1.142MgO + 0.438CaO + 1.475 Na_2O + 1.426 K_2O - 6.861$.

Roser ve Korsch (1986) ayrıca, K_2O/Na_2O değerleri ve SiO_2 içeriği ile farklı tektonik ortamlardan gelen kırıntılı çökellerin ayırt edilebileceğini göstermiştir. Geliştirilen bu diyagrama göre pasif kıta kenarı, aktif kıta kenarı ve okyanusal ada yayı olmak üzere üç farklı ortam ayırtlanmıştır. Sarpun Metamorfiti'ne ait iki örnek dışında tüm örneklerin pasif kıta kenarı alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4. 128 a). Ti/Zr 'ye karşılık La/Sc diyagramında, üç birime de ait örneklerin çoğu kıtasal ada yayı alanına karşılık gelmektedir (Şekil 4. 128 b). $Th-Sc-Zr/10$ ve $La-Th-Sc$ üçgen diyagramlarında ise örneklerin Ti/Zr 'ye karşılık La/Sc diyagramıyla uyumlu olarak yine kıtasal ada yayı alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4. 129).



Şekil 4. 128: Bulak Birimi, Sarpun Metamorfiti ve Muşrup Metamorfiti'ne ait tektonik ayırt diyagramları. a) Roser ve Korsch (1986). b) Bhatia and Crook (1986). OIA: Okyanusal Ada Yayı; CIA: Kıtasal Ada Yayı; ACM: Aktif Kıtasal Kenar; PM: Pasif Kenar.



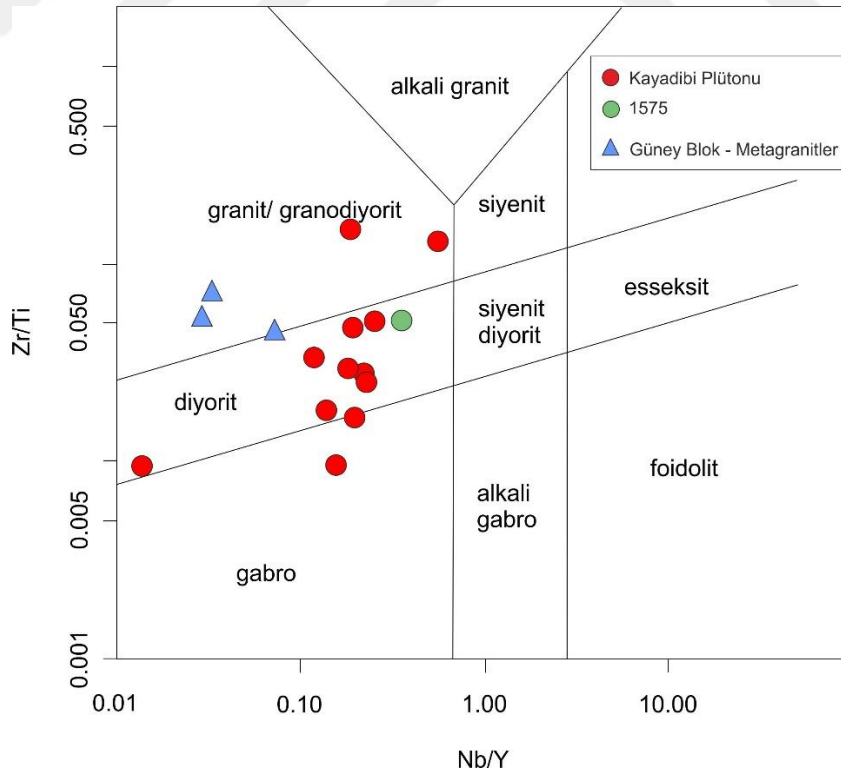
Şekil 4. 129: Bulak Birimi, Sarpun Metamorfiti ve Muşrup Metamorfiti'ne ait tektonik ayırt diyagramları (Bhatia and Crook (1986)). OIA: Okyanusal Ada Yayı; CIA: Kıtasal Ada Yayı; ACM: Aktif Kıtasal Kenar; PM: Pasif Kenar.

4.3.3. Kayadibi Plütönu ve Güney Blok'taki Metagranitlerin Jeokimyası

Kayadibi Plütönu'ndan toplam 12 örneğin jeokimya analizleri yapılmıştır. İnceleme alanında, Kayadibi Plütönu'nun güneyindeki 3 (12-67, 12-197 ve 1836) ve batısındaki 1 stoğa (1575) ait 4 örnek de eş zamanlı magmatizmayı temsil ettiği düşünüldüğünden, bu başlık altında, Kayadibi Plütönu'na ait örneklerle karşılaştırılarak değerlendirilmiştir. Analiz sonuçları ana, iz ve nadir toprak elementleri olarak EK 2'de verilmiştir. Bu sonuçlara bakıldığında Kayadibi Plütönu ve dört farklı stoğun SiO₂ yüzdelerinin 48,82-75,83 arasında oldukça farklı değerlere sahip olduğu görülmektedir. Isıda kayıp değerleri (LOI) genellikle % 3'ün altındayken (1,07-2,41), bir örnekte 5,1 değeri ile % 3'ün üzerindedir.

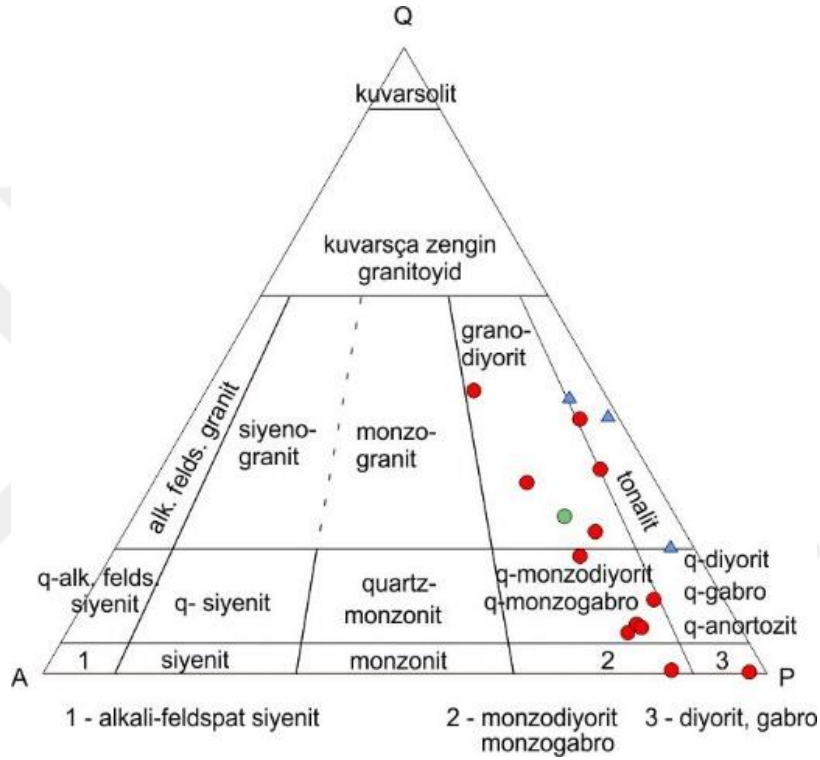
4.3.3.1. Jeokimyasal Sınıflama

TAS (Middlemost, 1985) diyagramında kullanılan K₂O ve Na₂O ana elementlerinin Harker diyagramlarında saçılım gösterdiği görülmüştür. Mobil davranan bu elementlerdeki saçılma, alterasyonun bir sonucu olabileceğinden, örnekler, bu koşullarda daha duraylı olabilen iz elementlerin kullanıldığı Nb/Y – Zr-Ti (Pearce, 1996) diyagramına yeniden değerlendirilmiştir.



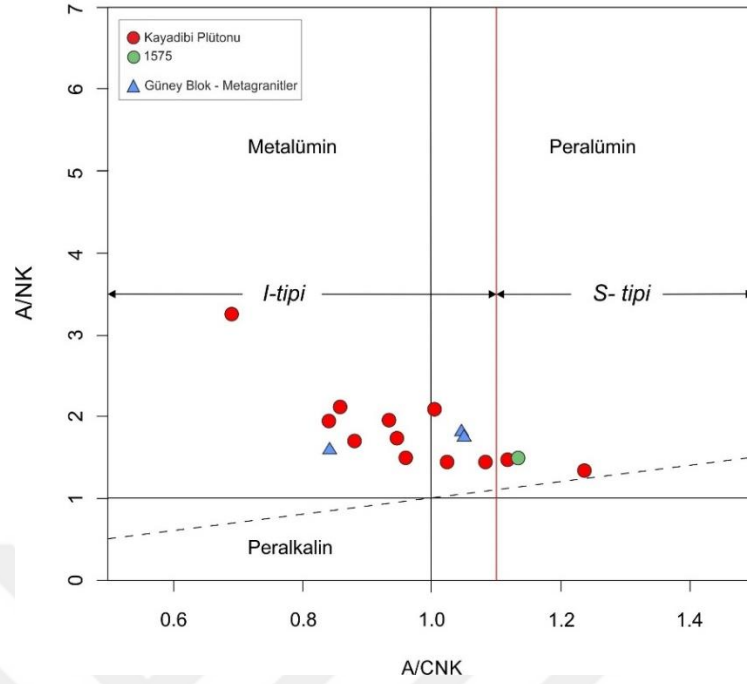
Şekil 4. 130: Nb/ Y - Zr/ Ti diyagramına göre Kayadibi Plütönu ve Güney Blok metagranitlerinin sınıflaması. (Pearce, 1996).

Bu diyagrama göre örneklerin çoğu diyorit olarak tanımlanmaktadır. 5 örnek granit/granodiyorit alanına düşerken, 2 örnek gabro alanında yer almaktadır (Şekil 4. 130). Bu diyagrama göre ayrıtlanan farklı kaya türleri, aynı simgelerle Streckeisen (1976) QAP diyagramına iz düşürüldüğünde, granit/granodiyorit örneklerinin çoğunun tonalit; diyorit örneklerinin de çoğunlukla granodiyorit ve q-mozodiyorit/q-monzogabro alanına karşılık geldiği görülmektedir (Şekil 4. 131).



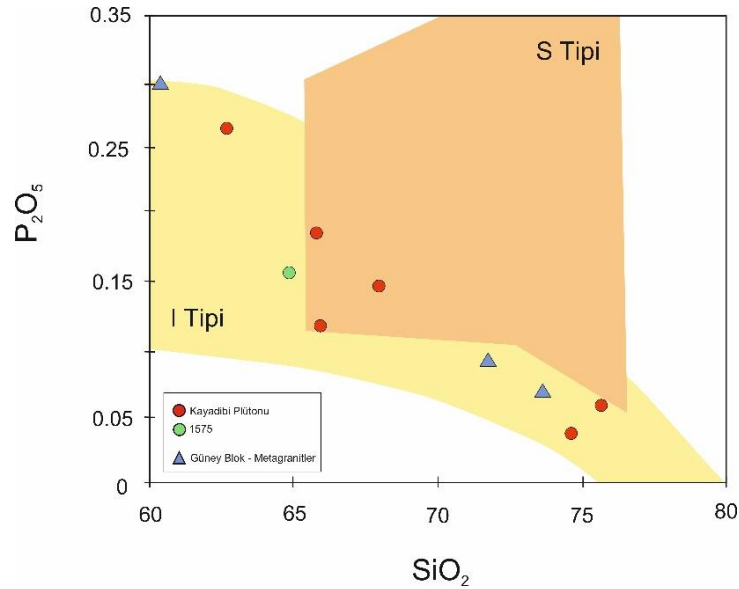
Şekil 4. 131: Zr/Ti-Nb/Y (Pearce, 1996) diyagramında saptanan farklı kaya türlerinin QAP diyagramındaki izdüşümleri (Streckeisen, 1974). ,

Granit örneklerinin A/CNK değerleri 0,8 ile 1,3 arasında değişmektedir. 16 örneğin A/CNK değerleri 1,1'in üstünde olan 3'ü peralümino özellikte olup S-tipi granit sınıfına girerken, diğer tüm örnekler I-tipi granit sınıfında yer almaktadır (Şekil 4. 132). S-tipi granitlerin, metasedimenter kayaçların kısmi ergimesinden kaynaklandığı bilinmektedir. I-tipi granitler ise derin kabuktaki magmatik kayaların ergimesiyle oluşmaktadır.



Şekil 4. 132: Magmatik kayaçların sınıflandırılmasında kullanılan A/CNK-A/NK diyagramı (Shand, 1943). Bu diyagrama göre Güney Blok granitleriyle birlikte, Kayadibi Plütönu örneklerinin de çoğunun I tipi alanda yer aldığı görülmektedir.

I Tip ve S Tipi granitlerin ayırtlandığı bir diğer diyagram, P_2O_5 'e karşılık SiO_2 'nin yer aldığı Chappell (1999)'a ait diyagramdır. Buna göre örneklerin bir kısmı diyagram dışında kalırken, çoğunluğunun I Tipi alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4. 133).



Şekil 4. 133: P_2O_5 'e karşılık SiO_2 diyagramı (Chappell, 1999). A/CNK-A/NK diyagramında olduğu gibi örneklerin I tipi alanında yer aldığı görülmektedir.

4.3.3.2. Ana ve İz Element Ayrışma Trendleri

Fraksiyonel kristallenme, kısmi ergime, magma karışımı (magma mixing) ve kontaminasyon gibi süreçlere paralel olarak ana elementlerdeki değişimi görmek için SiO_2 (%) ana elementine karşılık iz düşürüldükleri Harker diyagramları kullanılmıştır (Şekil 4. 134). Bu diyagramlarda, Na_2O , K_2O ve P_2O_5 'in saçılım gösterdiği; diğer ana element oksitlerin SiO_2 ile iyi bir korelasyonunun olduğu görülmektedir. Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 MgO ve CaO değerleri SiO_2 'ye karşılık negatif korelasyon göstermekte, fraksiyonel kristalleşme ile SiO_2 arttıkça onlar azalmaktadır.

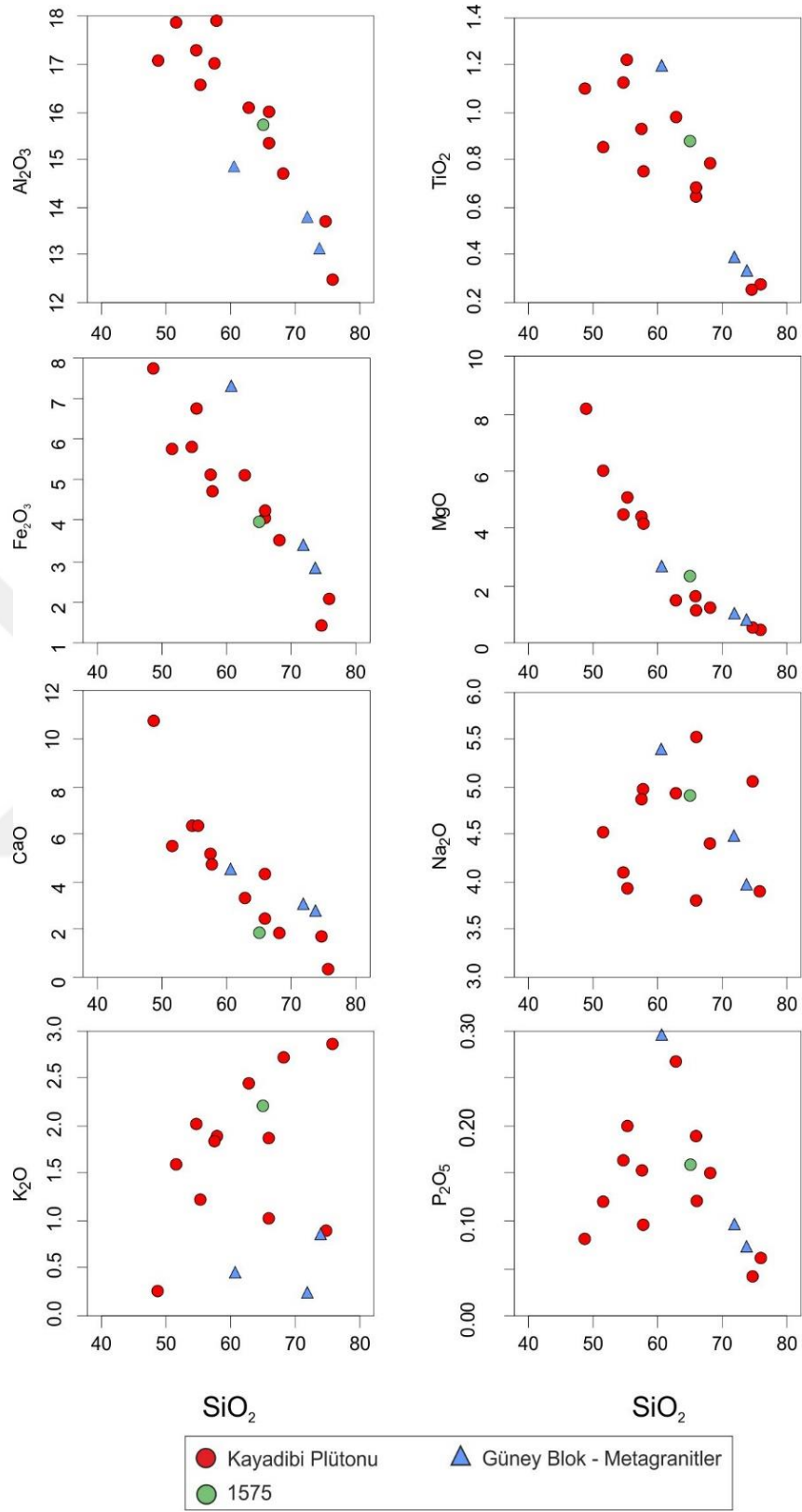
Bu süreçte Ca, Fe, Mg, Al gibi elementlerin kristallenen piroksen, plajiyoklas, amfibol ve biyotit gibi minerallerde kullanılması, magmanın bu elementlerce fakirleşmesine neden olmuştur.

İz elementler de ana elementler gibi fraksiyonel kristalleşme sürecinde rol oynar. Ba, Rb, Sr, Sc gibi uyumlu elementler mineral fazında yer alırken La, Lu, Th gibi uyumsuz elementler ergiyik fazında zenginleşmekte, belirli bir doygunluğa ulaşıncak aksesuar minerallerin bünyesine katılmaktadır. İz elementlerin SiO_2 (%) değerlerine karşı iz düşürüldüğü Harker diyagramları Şekil 4. 135'de verilmektedir.

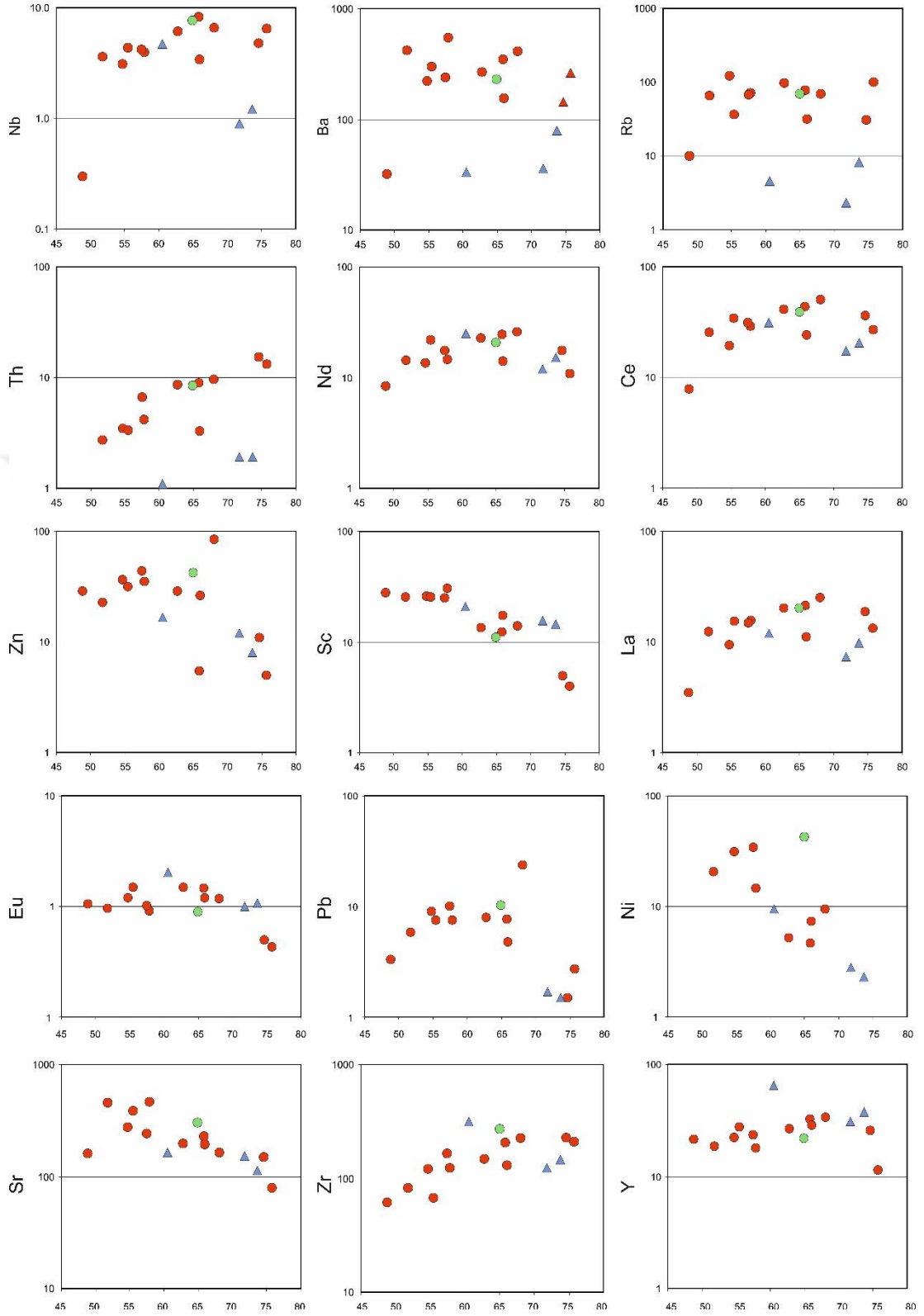
Nb/Y-Zr/Ti (Pearce, 1996) diyagramındaki kaya türlerine göre oluşturulan bu diyagramlarda, fraksiyonel kristalleşmenin son evrelerinde zenginleşerek daha çok aksesuar minerallerin bünyelerinde yer alan Nb, Zr, Y ve Th, SiO_2 ile birlikte artış göstermektedir.

Sc ve Ni gibi geçiş metalleri, SiO_2 ile negatif korelasyonludur. Bu elementler magmadan çok minerallerin bünyelerinde yer almayı seçerek amfibol, biyotit ve piroksen gibi minerallerin oluşumuna katılmışlar, zamanla magmada fakirleşmişlerdir. SiO_2 ile negatif korelasyon gösteren bir diğer element Sr, başlıca alkali feldspat ve An içeriği zengin plajiyoklas kristalizasyonuna işaret etmektedir.

Rb ve Ba elementleri SiO_2 değerlerine karşılık saçılım göstermekle birlikte, özellikle "granit" türü kayalarda pozitif korelasyon sergilemektedir.



Şekil 4. 134: Kayadibi Plütönu ve Güney Blok'taki metagranitlere ait SiO_2 (%) değerlerine karşı ana element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.



Şekil 4. 135: SiO₂ (%) değerlerine karşı iz düşürülen iz elementlere ait Harker diyagramları.

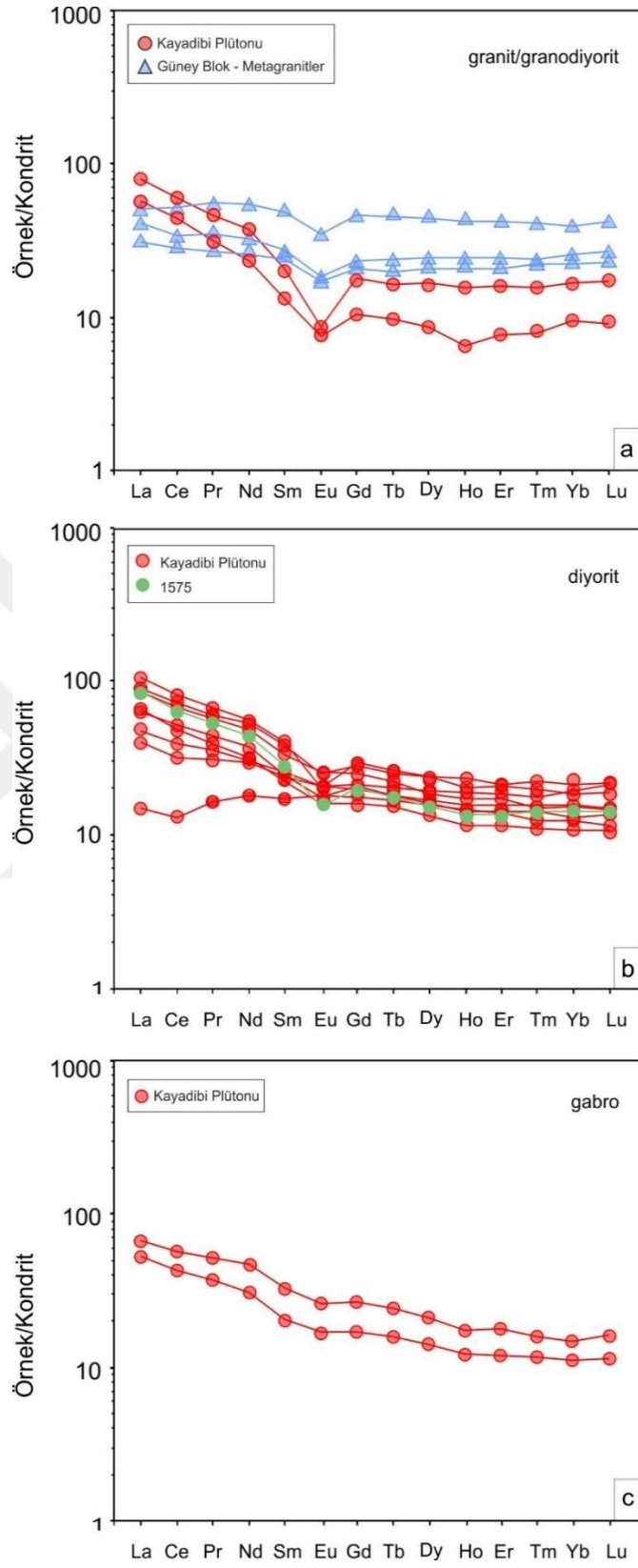
Amfibol ile uyumlu Y elementi genel olarak yataya yakın pozitif bir eğilim sunarken, granitlerde bu trendin negatif olduğu görülür. Buna rağmen amfibol, Kayadibi Plütönu'na ait diğer tür kayalarda da bulunmaktadır. Y elementinin magma içinde gittikçe artmasını bir azalmanın izlemesi, son evredeki aksesuar mineral kristalizasyonuna da bir işarettir.

4.3.3.3. Kaynak alan ve tektonik ortam

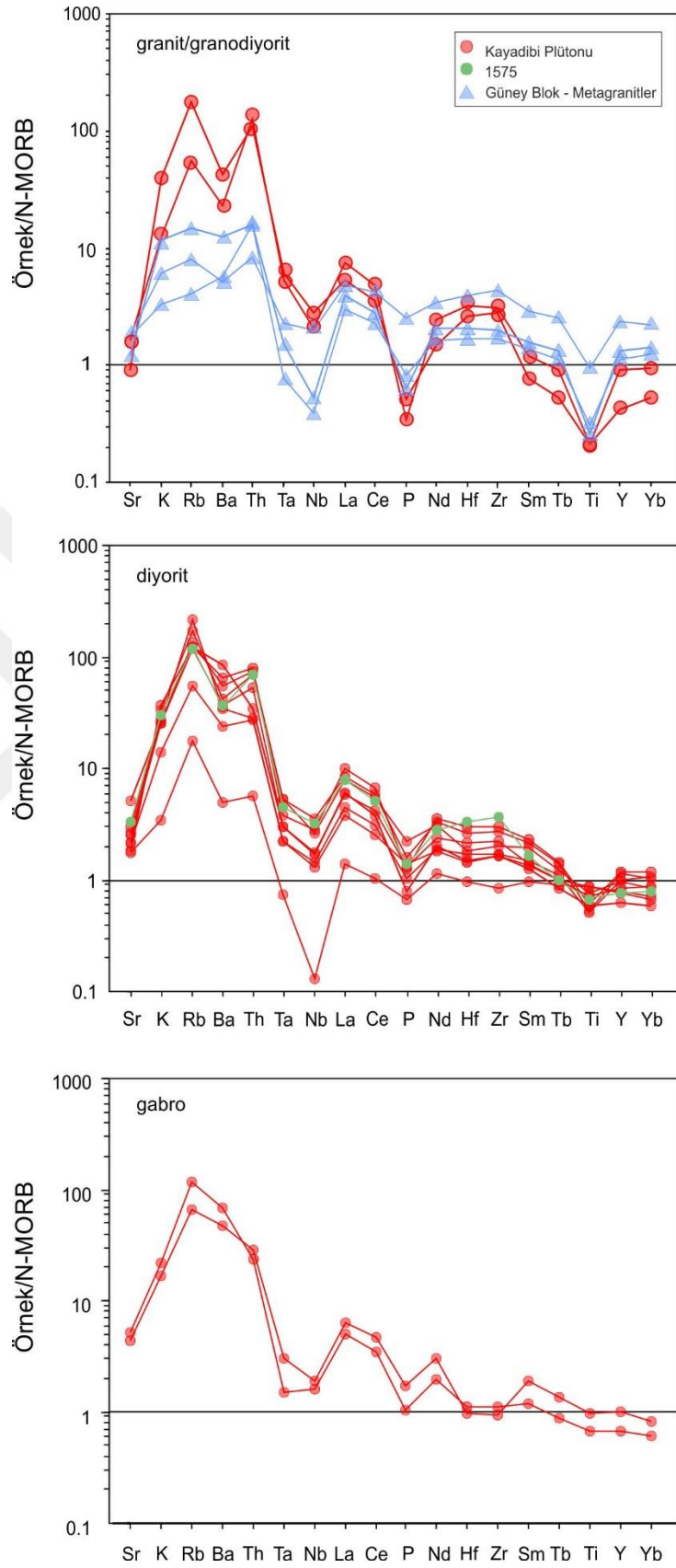
Kayadibi Plütönu ve Güney Blok'taki metagranitik stokların kaynak alan doğası ve bileşim özelliklerini ortaya koymak üzere iz elementlerle N-MORB ve kondrite normalize örümcek diyagramlarından yararlanılmıştır. Bu diyagramlarda kondrit ve N-MORB değerleri Sun and McDonough (1989)'dan alınmıştır.

Örneklerin toplam REE içeriği 38.88-138.01 ppm arasında değişmektedir. Kondrite normalize edilmiş nadir toprak elementlerinin farklı kaya gruplarına göre hazırlanmış diyagramlarında dikkat çeken ortak noktalardan biri hafif nadir toprak elementlerinin ağır nadir toprak elementlerine göre zenginleşmiş olmasıdır (Şekil 4. 136). Bu, yukarı doğru konveks, kaşık şeklindeki trend, genellikle amfibol mineralinin ayrışmasının bir işareti olmasının yanı sıra; böylesi nadir toprak elementi paternleri, iki farklı magma kaynağının varlığı ya da iki farklılaşma sürecinin etkileşimini de düşündürmektedir (Rollinson, 1993). Yalnızca güneydeki stoklara ait granit örnekleri ve Kayadibi Plütönu'ndaki bir diyorit örneği, her iki grup element için de yatay bir trend izlemektedir. Eu/Eu^* değerleri ise 0.44-1,05 arasındadır ve Eu elementi genellikle negatif bir anomali sergilemektedir ($Eu/Eu^*=2Eu_N/(Sm_N+Gd_N)$) Bu da plajyoklas kristalizasyonuna dair bir veri sunmakta ve ayrıca magmanın alt kabuk ya da mantodan türemiş malzemedan kaynaklı olabileceğini düşündürmektedir (Yan Xia ve diğ., 2014).

N-MORB'a normalize örümcek diagramında K, Rb, Th gibi LIL (iri iyon çaplı litofil) elementlerde belirgin bir zenginleşme görülmektedir (Şekil 4. 137). Sr, Ba, Nb, Ta, P ve Ti elementlerinde ise negatif bir anomali söz konusudur. Bu farklılık, yitim ile ilişkili magmaların özelliklerindedir. Ayrıca bu paternin kabuktan türemiş magmalar için karakteristik olduğu da düşünülmektedir (Q. Liu ve diğ., 2014). P içeriğinin belirgin olarak düşmesi, kalsiyumca zengin amfibollerin ya da apatit; bununla birlikte Nb ve Ti'deki düşüş de K-feldspat, plajyoklas, amfibol ve biyotitin kristalizasyonuna işaret etmektedir.

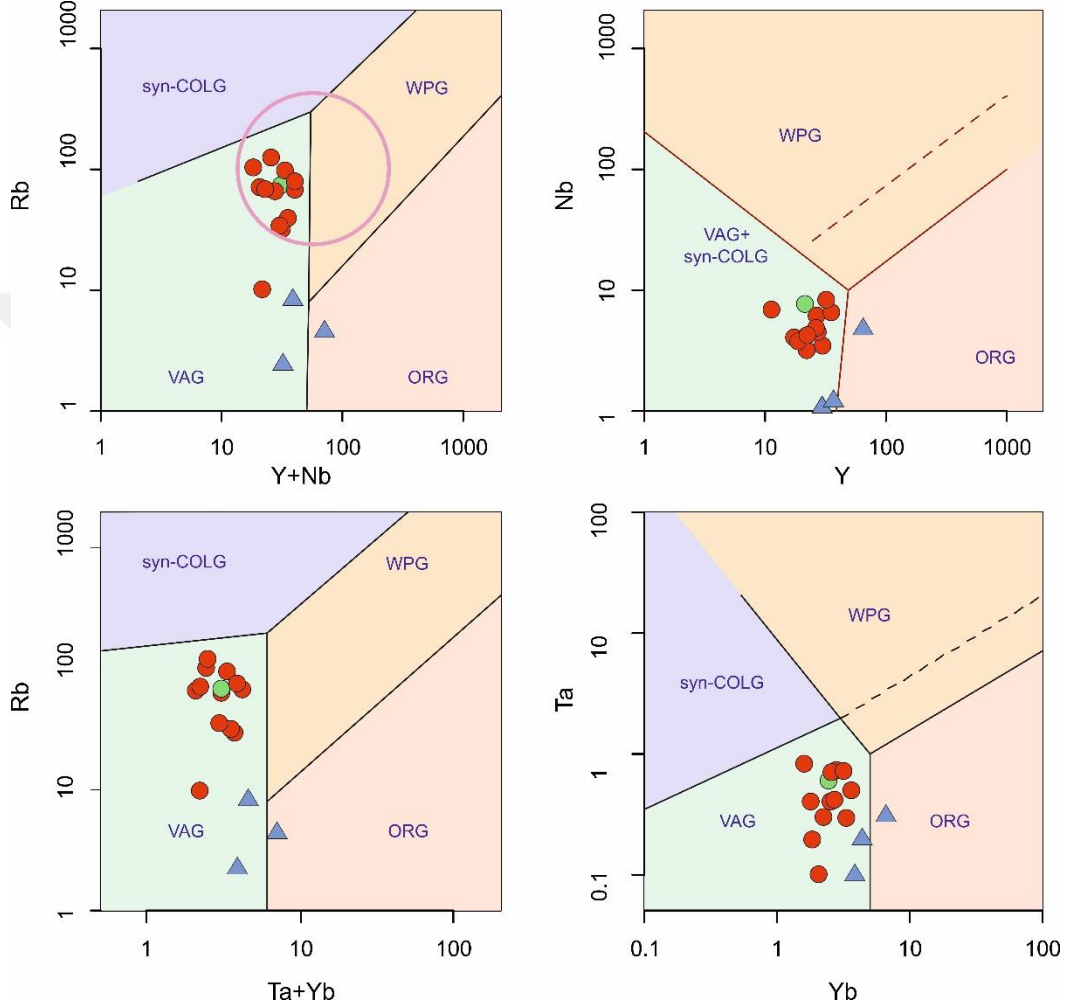


Şekil 4. 136: Kondrite normalize edilmiş değerlerin kullanıldığı örümcek diyagramlar (değerler Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).



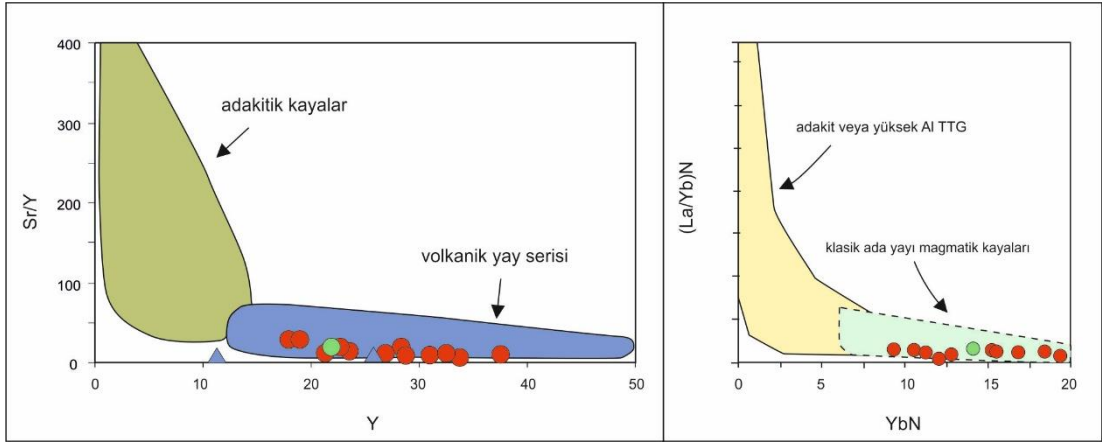
Şekil 4. 137: N-MORB'a göre normalize edilmiş değerlerin kullanıldığı örümcek diyagramları (değerler Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır).

Kayadibi Plütonu ve diğer stoklara ait örnekler yerleştikleri tektonik ortamın saptanabilmesi için ana ve iz element bileşimine dayalı tektonik ayırt diyagramlarında değerlendirilmiştir. Pearce ve diğ. (1984) tarafından geliştirilen diyagramlarda, güneydeki stoklardan (1836) biri hariç tüm örneklerin volkanik yay alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 4. 138).

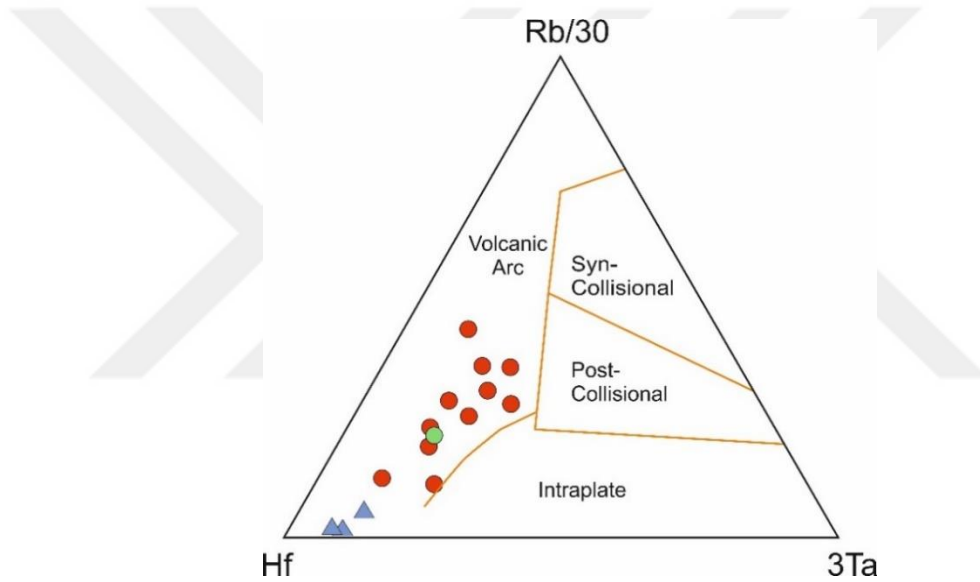


Şekil 4. 138: Pearce vd (1984)'e ait tektonik ayırt diyagramları (Syn-Colg: Çarpışma ile ilişkili; WPG: levha içi ; VAG: volkanik yay; ORG: okyanus ortası sırt granitleri. Pembe daire içine alınmış alan ise post collisional –çarpışma sonrası- granitlerinin alanını göstermektedir).

Örneklerin stronsiyum değerlerinin düşük, yitrium değerlerinin yüksek olması sonucu bu bütünlük bozulmamış; Defant ve Drummond (1990)'a ait diyagramda da “volkanik yay serisi” sonucuna ulaşılmıştır (Şekil 4. 139a). Bunu destekleyen bir diğer diyagram, Martin (1987)'ye ait $(La/Yb)_N - Yb_N$ diyagramıdır (Şekil 4. 139b).



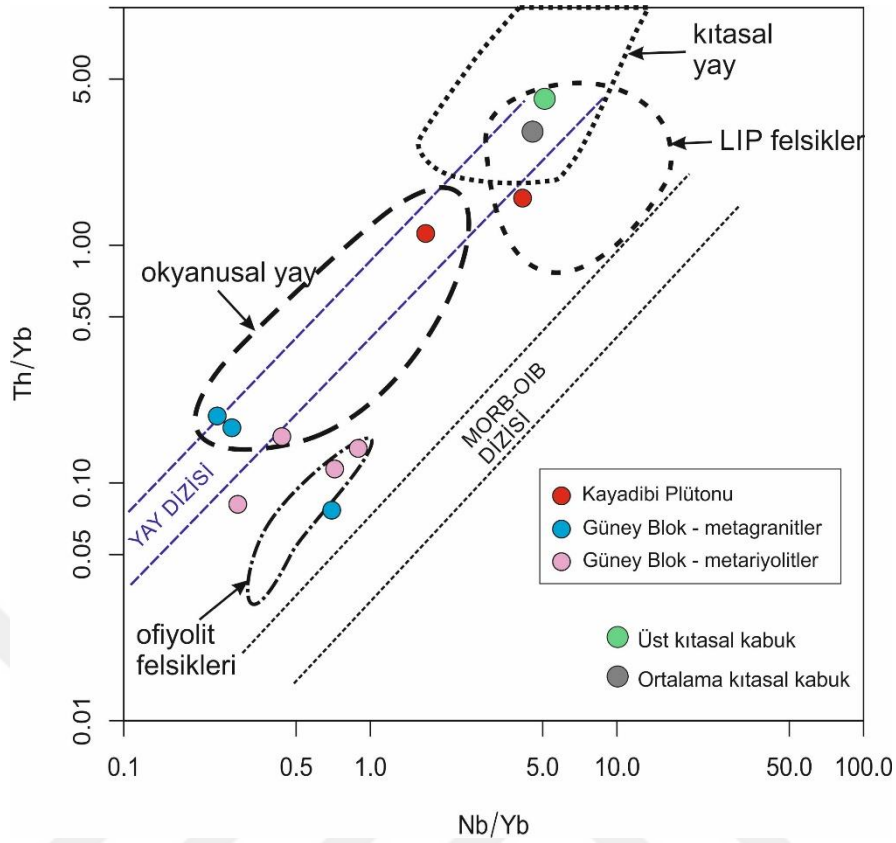
Şekil 4. 139: a. Sr/Y-Y diyagramı (Defant ve Drummond, 1990). b. (La/Yb)N- YbN diyagramı (Martin, 1987). Örneklerin klasik ada yayı alanına düştükleri görülmektedir.



Şekil 4. 140: Kayadibi Plütünü ve diğer stoklara ait kayaların tektonik ortam ayırt diyagramı (Harris ve diğ., 1986).

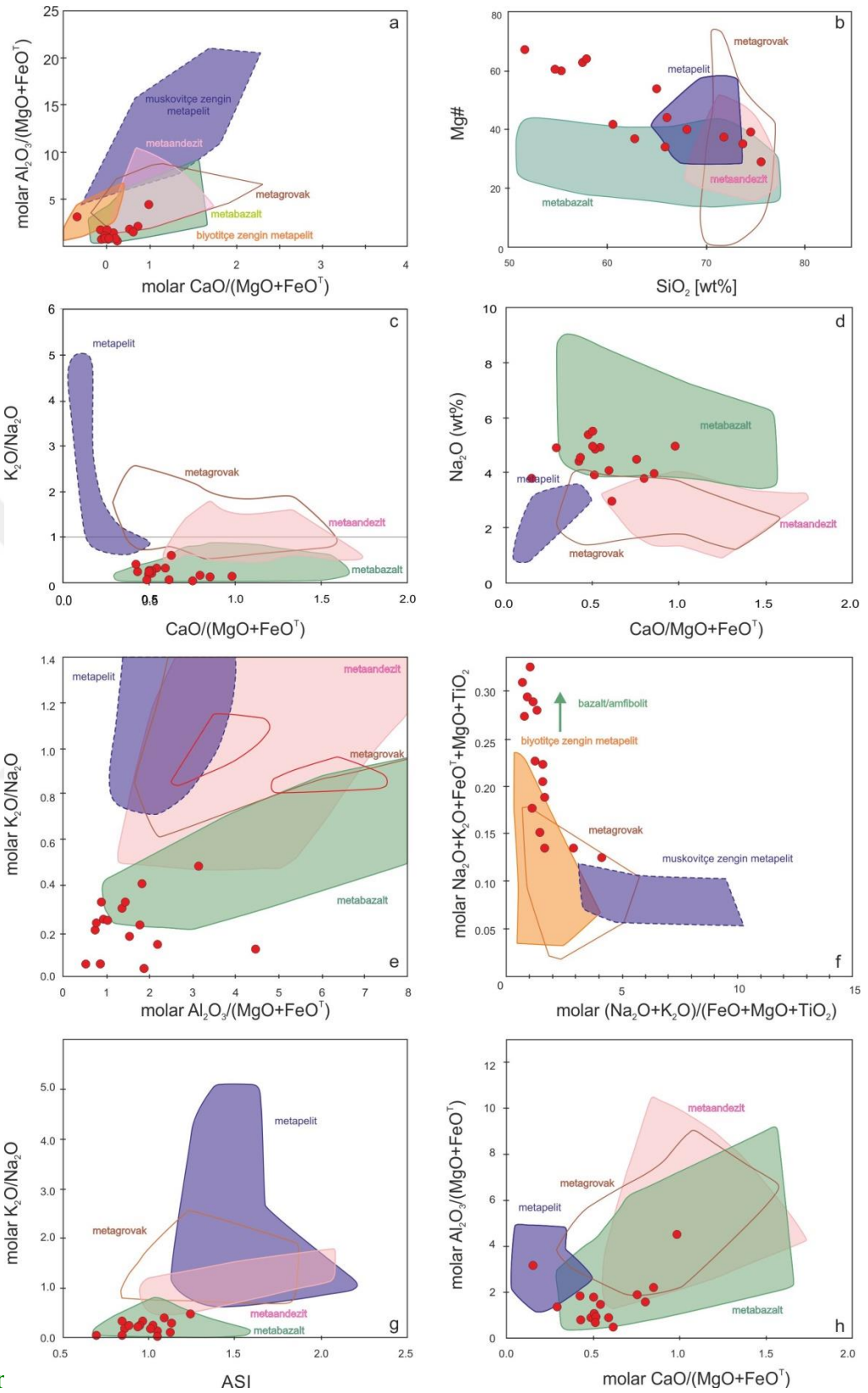
Harris ve diğ. (1986)'ya ait Rb/30-Hf-3Ta diyagramında ise örneklerin hepsi yine volkanik yay alanında yer almaktadır (Şekil 4. 140).

Condie ve Kröner (2013)'e ait Th/Yb-Nb/Yb diyagramında değerlendirilen Kayadibi Plütünü ve Güney Blok'taki metafelsik kayaların, yay dizisinde ya da yay dizisine yakın bir alanda yer aldığı görülmektedir (Şekil 4. 141). Güney Blok'a ait iki metagranit ve bir metariyolit örneği okyanusal alanda yer alırken, diğerleri ofiyolit felsikleri alanındadır. Burada dikkat çekici nokta, Güney Blok örnekleri okyanusal yay ortamına işaret ederken, Kuzey Blok'ta yer alan Kayadibi Plütünü örneklerinin, kıtasal yay/LIP felsikler alanına düşüyor olmasıdır.



Şekil 4. 141: Kayadibi Plütonu ve Güney Blok'ta yer alan metafelsik kayalara ait Th/Yb-Nb/Yb diyagramı (Condie ve Kröner, 2013).

Deneysel olarak üretilen camların ana element konsantrasyonları, başlangıç kompozisyonlarına göre sistematik olarak farklılık göstermektedir (Patino Douce, 1999; Lee ve diğ., 2003). Bir başka deyişle, dehidrasyon ergime deneylerinde gerçekleştirilen kısmi ergime, farklı kompozisyondaki protolitlerin ayırtlanmasını sağlayacak belirgin kimyasal farklılıklarla karakterize edilir (Altherr ve Siebel, 2002; Y.Xia ve diğ., 2014). Bu prensipte oluşturulmuş, ana element ve molar element oranlarına dayalı diyagramlar kullanılarak, plütonik kayaların ergidikleri farklı kaynak alanlarına yaklaşımda bulunmak mümkündür.



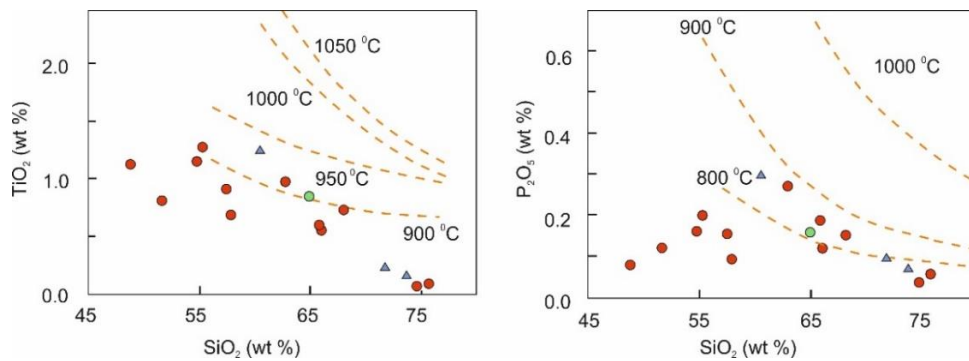
altın

Şekil 4. 142: Kayadibi Plütünü ve diğer stoklara ait kaynak alan tanımlama diyagramları (Altherr ve Siebel (2002), Lee ve diğ. (2003) ve Xia ve diğ. (2014)'den değiştirilerek).

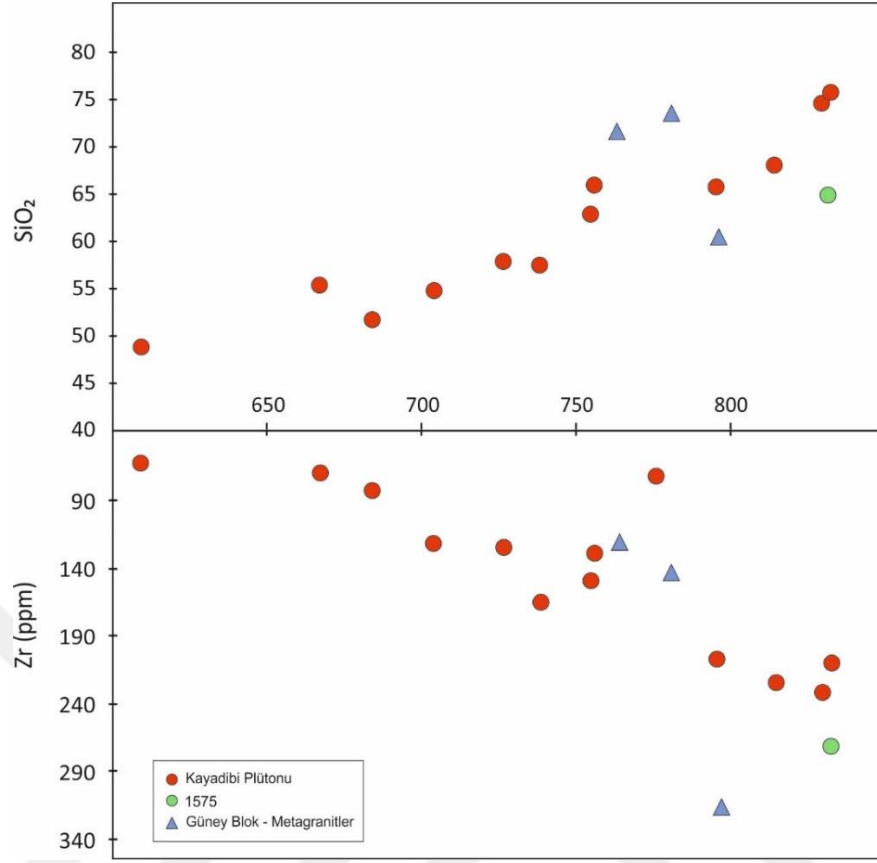
Bu bağlamda, bu diyagramlara iz düşürülen örneklerin çoğunlukla birbirine yakın alanlarda toplandıkları görülmektedir (Şekil 4. 142). Şekil 4. 142a'da 15 örnek metabazalt (MB), 1 örnek biyotitçe zengin metapelit (BZM) alanına düşmektedir. Metabazalt alanına düşen örneklerin 3'ü aynı zamanda metaandezit (MA) ortak alanında yer almaktadır. Mg#'a karşılık SiO_2 (%wt) diyagramını ise (Şekil 4. 142b) örneklerin en çok saçılım gösterdiği diyagramdır. Örneklerin birçoğu tanımlanan alanlar dışında kalmaktayken, tanımlı alana düşen 8 örneğin 2'si ayrı olarak MB alanında, diğerleri MB, MA ve MP ortak alanlarında yer almaktadır. Şekil 4. 142c, d, e, f, g ve h'ye bakıldığında, örneklerin çoğunlukla MB alanlarında toplandığı ya da bu alanlara yakın saçılım gösterdiği görülmektedir. Ne var ki, metabazalt kaynaklı deneysel dehidrasyon ergimelerinin çoğunun baskın bir şekilde peralümin karakterde olduğu bilinmektedir (Patino Douce ve McCarthy, 1998). Kısmi ergime derecesinin çok yüksek olduğu (yaklaşık $1000\text{ }^\circ\text{C}$) sıcaklıklarda ise metabazaltik kaynaklar metalümin karakter kazanmaya başlamaktadır (Rapp vd, 1991; Rapp, 1995).

Birçok araştırmacıya göre zirkon kristalleşmesi ve sıcaklıkla ergiyik kimyasının etkileşimi, zirkon çözünürlüğünün kontrolündedir (Watson ve Harrison, 1983; Boehnke vd diğ., 2013). Watson ve Harrison (1983), eriyik, sıcaklık ve magmanın zirkonyum konsantrasyonunun bir fonksiyonu olarak zirkon çözünürlüğünü gösteren sentez deneyleri gerçekleştirmiş ve zirkon jeotermometresini geliştirmiştir. Kayadibi Plütunu ve Güney Blok'taki metagranitlere bu hesaplama uygulandığında, sıcaklıkların $609 - 832\text{ }^\circ\text{C}$ arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 4. 144).

SiO_2 'ye karşılık TiO_2 ve P_2O_5 'in kullanıldığı ana element oksit diyagramlarında sıcaklıklar genellikle $900\text{ }^\circ\text{C}$ 'nin altındadır (Şekil 4. 143).



Şekil 4. 143: a. TiO_2 'ye karşılık SiO_2 diyagramı (Green and Pearson, 1986). b. P_2O_5 'e karşılık SiO_2 diyagramı (Harrison ve Watson, 1984).



Şekil 4. 144: Kayadibi Plütönu ve Güney Blok'taki metagranitlerin SiO₂ ve Zr (ppm)'ye karşılık olası oluşum sıcaklıkları.

4.4. MİNERAL KİMYASI

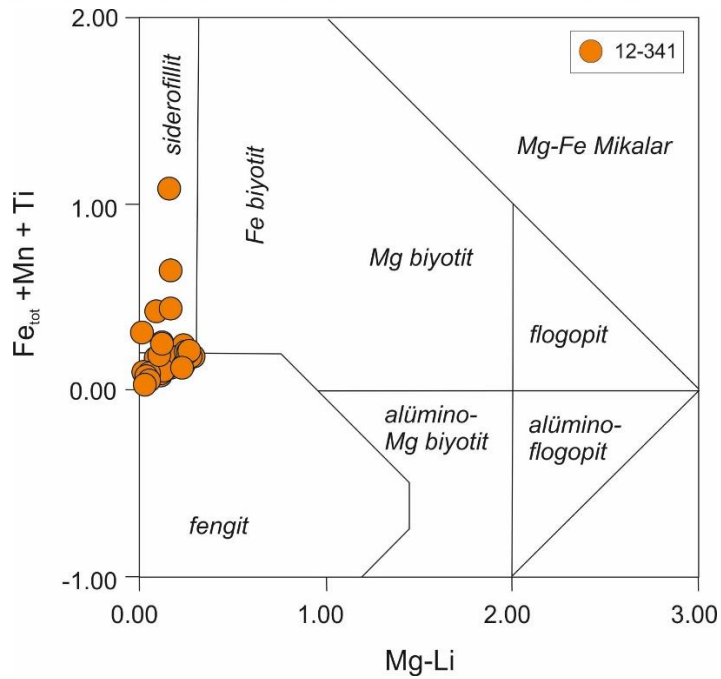
İnceleme alanındaki mağmatik ve metamorfik kayalarda jeotermobarometre koşullarını saptamak amacıyla mineral kimyasına yönelik çalışmalar yapılmıştır. Bu kapsamda Edinburgh Üniversitesi'nde Cameca SX100 elektron mikroprob aleti ile gerçekleştirilen analizler, Malzeme ve Yöntem bölümünde ayrıntılı olarak anlatılmaktadır.

Sarpun'a ait kuvars-mikaşıstlerden 1 ve Kayadibi Plütunu'ndan 4 adet olmak üzere toplam 5 örnekte gerçekleştirilen analizlerde başlıca piroksen, amfibol, muskovit, klorit ve feldspat minerallerinin kimyasal bileşimleri saptanmıştır.

4.4.1. Sarpun Metamorfiti

4.4.1.1. Mikalar

Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşıst örneğindeki mikalarda yapılan mikroprob analizi sonuçları EK 6'da verilmektedir. Bu mikaların değerlendirmeleri Mica+ programında (Yavuz, 2003) gerçekleştirilmiştir. Bu programdan elde edilen yeni değerler, $Fe_{tot}+Mn+Ti$ 'ye karşılık Mg-Li grafiğine iz düşürülmüştür. Buna göre mikaların türleri çoğunlukla fengit alanına düşmektedir. Daha az sayıda mikanın türü ise siderofillit olarak saptanmıştır (Şekil 4. 145).

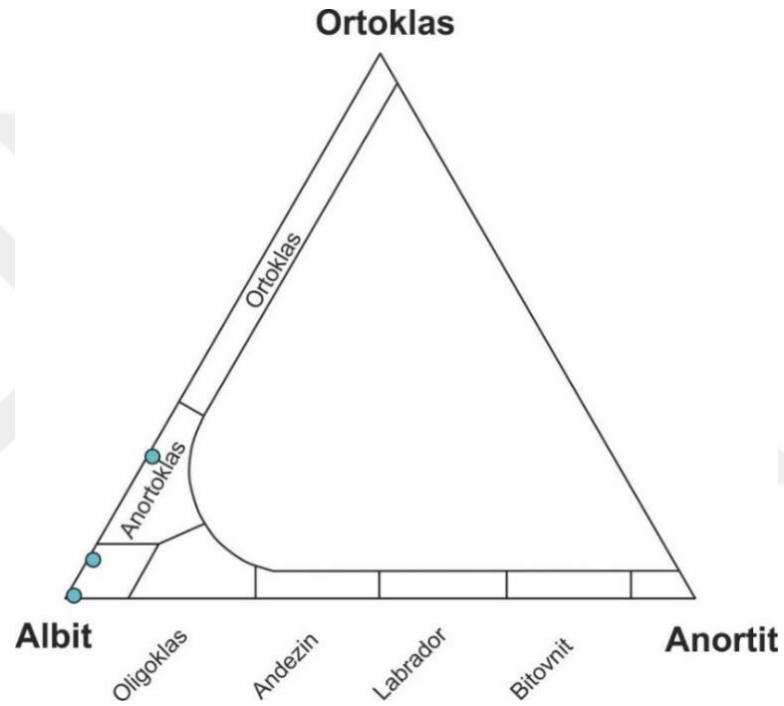


Şekil 4. 145: Sarpun Metamorfiti'nde, 12-341 numaralı örnekte saptanan mika minerallerinin $Fe_{tot}+Mn+Ti$ 'ye karşılık Mg-Li grafiğinde tespit edilen türleri.

4.4.1.2. Feldspatlar

Sarpun Metamorfiti'ne ait 12-341 numaralı bir kuvars-mikaşist örneğinde saptanan az sayıda feldspat mineralinde yapılan mikroprob analizi sonuçları EK 7'de verilmiştir. Bu minerallere ait hesaplamalar Excel programı kullanılarak yapılmıştır. Buna göre feldspatların An oranı 0.6-0.29, Ab oranı 79.69-99.88, Or oranı ise 0.06 ile 26.02 arasında değişmektedir.

Bu değerler feldspat üçgenine koyulduğunda, 3 örnek albit alanına düşerken, 1 örnek anortoklas alanında yer almaktadır.

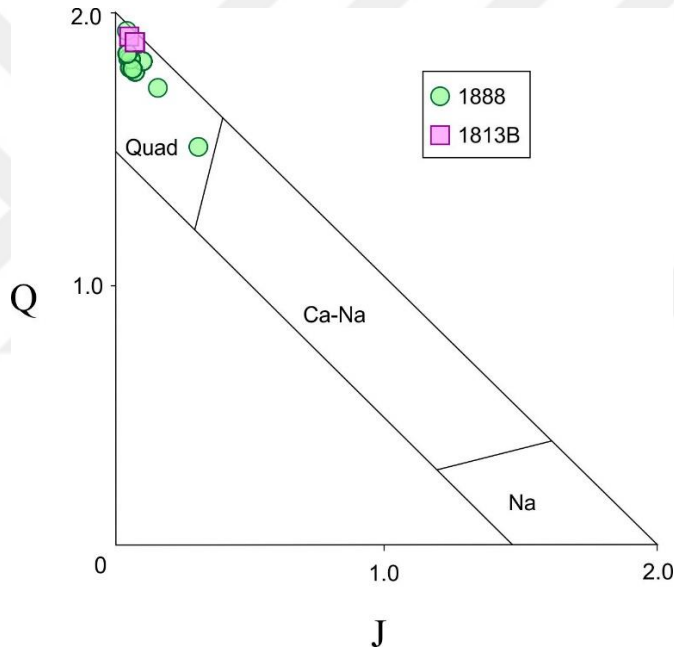


Şekil 4. 146: Sarpun Metamorfiti'nde mineral kimyası saptanan feldspatların türlerini gösteren üçgen diyagram.

4.4.2. Kayadibi Plütönu

4.4.2.1. Piroksenler

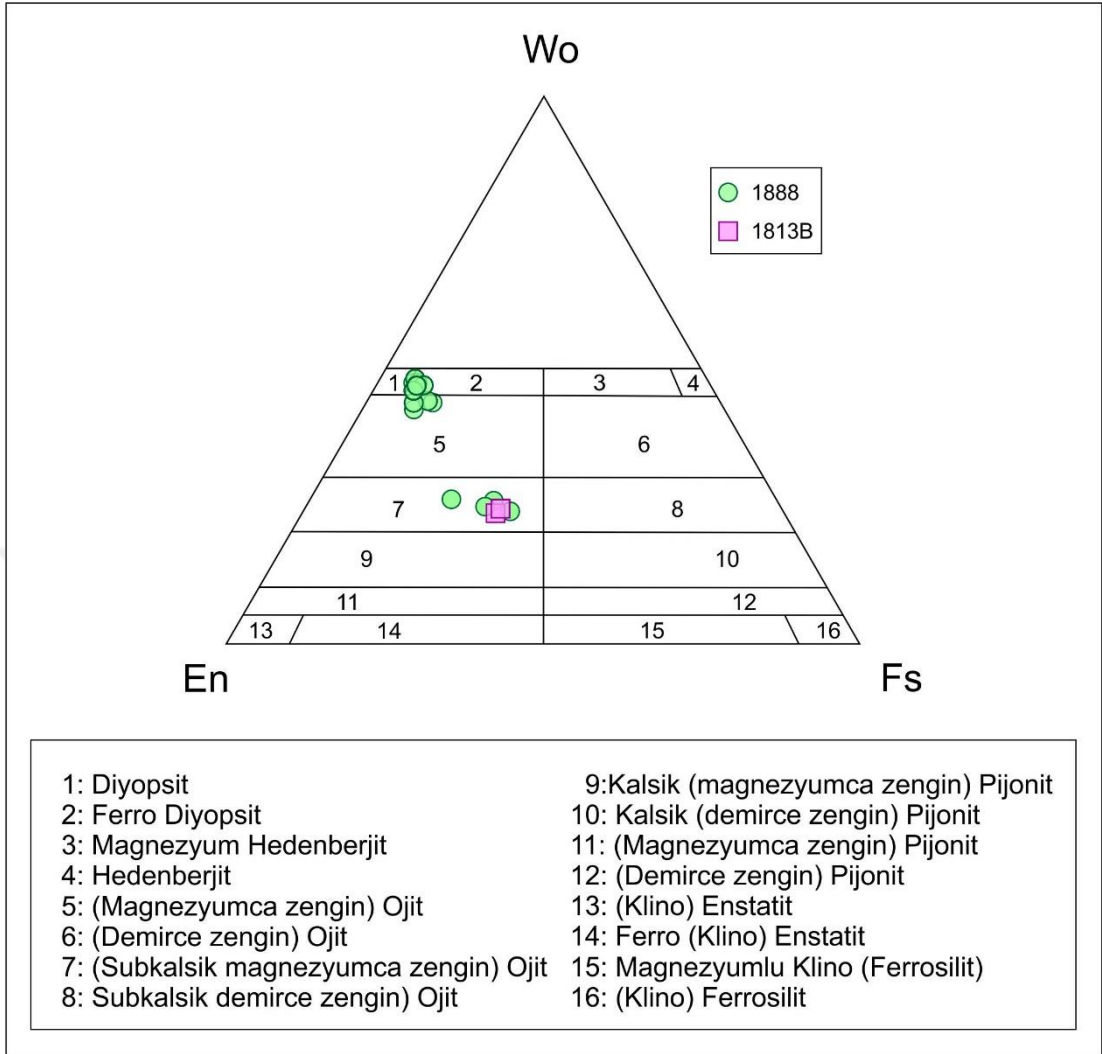
Kayadibi Plütönu diyorit örneğinde yapılan elektron mikroprob analizleri, bu örnekteki piroksenlerin Al_2O_3 (1.98-13.62), SiO_2 (49.51-53.70), TiO_2 (0.11-1.29), FeO (6.13-15.63), MnO (0.13-0.38), CaO (10.76-21.99), Na_2O (0.33-2.31), K_2O (0-0.17) yüzde ağırlık (wt%) değerleri ile değişken kimyasal bileşimlere sahip olduklarını göstermiştir. Analiz sonuçları Ek 8'de verilmektedir.



Şekil 4. 147: Kayadibi Plütönu'na ait piroksen ölçümlerinin Q-J diyagramı (Morimoto ve diğ., 1988).

Bütün piroksenler Morimoto ve diğ. (1988)'nin önerdiği Q-J diyagramına göre Ca-Mg-Fe (Quad) piroksen grubunda yer almaktadır (Şekil 4. 147) ($Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ ve $J = 2\text{Na}$).

Piroksenlerin yapısal formülleri ve uç üyeleri, WinPyrox programı (Yavuz, 2013) yardımıyla, 6 oksijene dayalı olarak hesaplanmıştır. Buna göre, Kayadibi Plütönu'na ait örnekte ölçülen piroksenlerin ($\text{Wo}_{24-18} \text{En}_{43-51} \text{Fs}_{6-33}$) Diyopsit, Ferro Diyopsit, magnezyumca zengin Ojit türü piroksenler olduğu saptanmıştır (Şekil 4. 148).



Şekil 4. 148: Kayadibi Plütönu'na ait örneklerde saptanan Ca-Mg-Fe piroksenlerin Wo-En-Fs üçgen diyagram sınıflaması (Rock, 1990).

WinPyrox programı ile Molin ve Zanazzi (1991)'e göre yapılan hesaplamalar sonucu piroksenlerin oluşum sıcaklıklarının 869-910 °C arasında değiştiği saptanmıştır.

4.4.2.2. Amfiboller

Kayadibi Plütönu'na ait amfibollerin yapısal formülleri 23 oksijene dayalı olarak WinAmphcal programı (Yavuz, 2007) kullanılarak hesaplanmıştır. Bu programda Fe^{3+} ve Fe^{2+} içeriği Droop (1987) tarafından önerilen metot kullanılarak bulunmuştur. Analiz sonuçları EK 9'da verilmektedir.

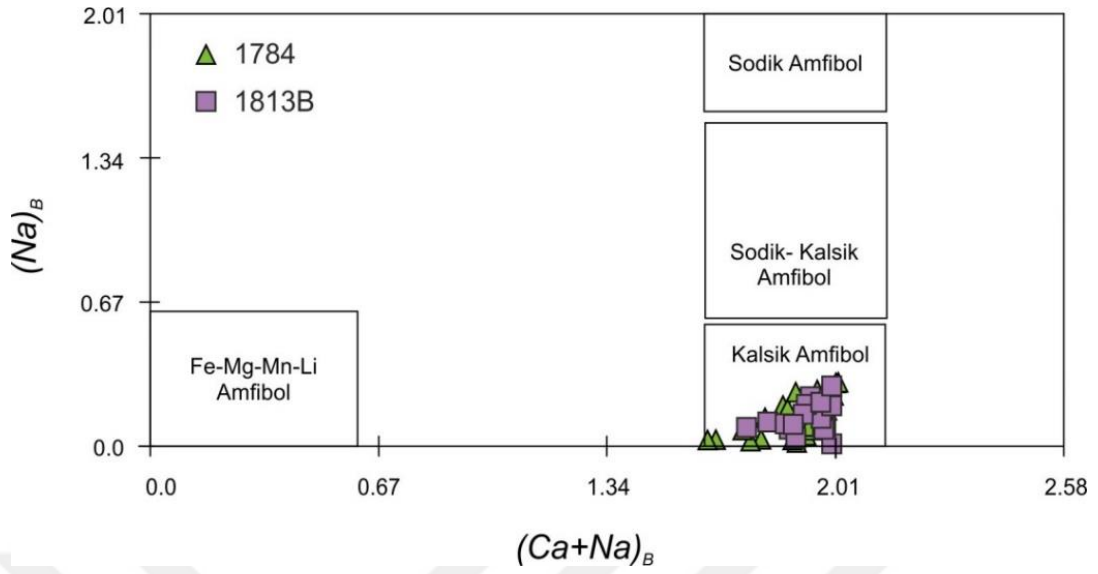
Amfiboller Leake ve diğ. (1997) ve Mogessie ve diğ. (2001)'e göre,

1. Magnezyum-demir-manganez-lityum amfiboller.
(Ca+Na)_B < 1.00 ve toplam (Mg+Fe²⁺+Mn²⁺+Li)_B ≥ 1.00
2. Kalsik amfiboller.
(Ca+Na)_B ≥ 1.00 ve Na_B < 0.50
3. Sodik-kalsik amfiboller.
(Ca+Na)_B ≥ 1.00 ve 0.50 ≤ Na_B < 1.50
4. Sodik amfiboller.
(Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Li)_B ≤ 0.50 ve Na_B ≥ 1.50

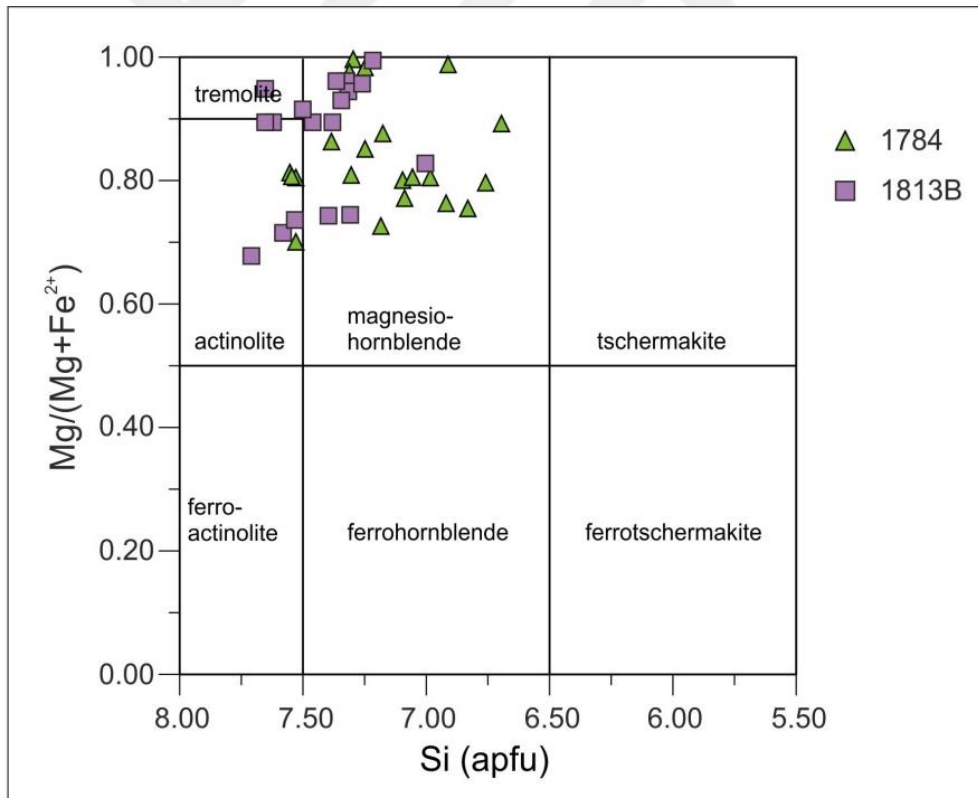
olmak üzere başlıca 4 gruba ayrılmaktadır. Çalışmalarını yeniden gözden geçiren Leake ve diğ. (2004), bunlara, beşinci bir grup olan Sodyum-kalsiyum-magnezyum-demir-manganez-lityum amfibolleri (0.50 < (Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Li) < 1.50 ve 0.50 ≤ (Ca, Na) ≤ 1.50) eklemiştir.

WinAmphcal (Yavuz, 2007) programında yapılan hesaplamalar sonucunda Kayadibi Plütonu'na ait amfibollerin Na_B değerleri 0- 0.277 (apfu) arasında olduğu görülmektedir. (Ca+Na)_B değerleri ise 1,626-2 (apfu) arasında değişmekte, bu değerlerin 1'den büyük olması ile 1784 ve 1813B numaralı örneklerdeki amfiboller, kalsik amfibol grubunda (Şekil 4. 149) yer almaktadır (Mogessie ve diğ., 1990).

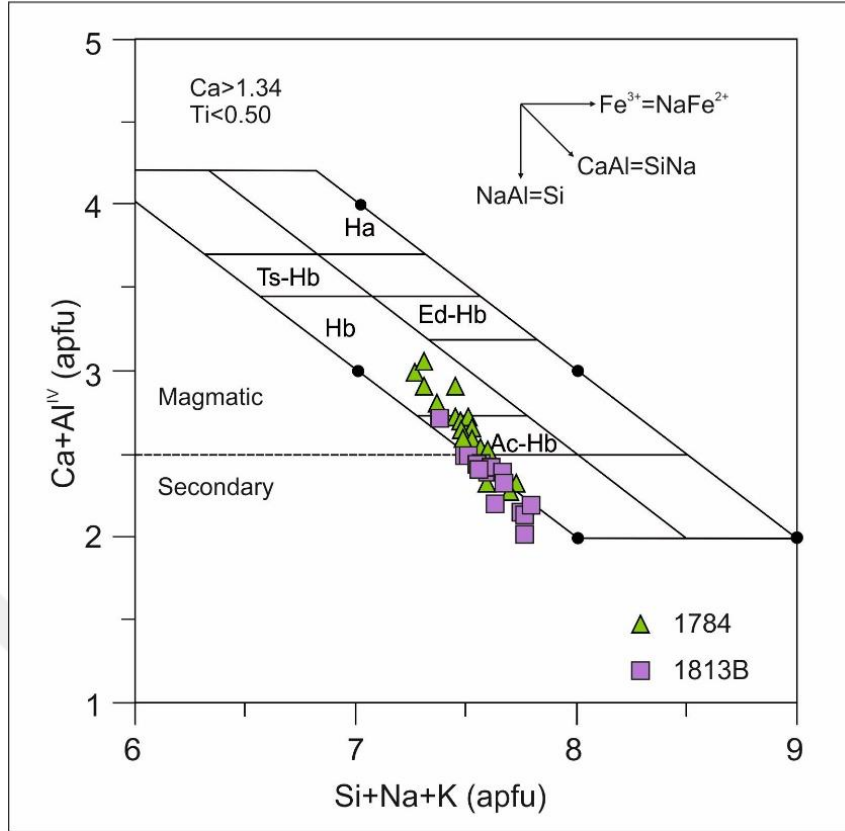
Bu kalsik amfibollerin bileşimleri; Si (4.83-7.73 apfu) (apfu : atomlar, formül birim başına), Al (0.29-3.62 apfu), (Na+K)_A (0.01-0.50 apfu), Ca+Na_B (1.67-2.96 apfu) ve Al^{VI}+Fe_{tot}+Mg (0.79-5.11 apfu) aralığında değişmektedir. Leake ve diğ. (2004)'den sonra yeniden tanımlanan ve amfibollerin türlerine ayrıldığı Mg/ (Fe²⁺+Mg)'ye karşılık Si (apfu) grafiğine göre, her iki örnekteki amfiboller aktinolit ve magnezyo-hornblend türünde amfibollerken, 1813B numaralı örnekte ayrıca tremolit türü amfiboller de yer almaktadır (Şekil 4. 150).



Şekil 4. 149: $(Ca + Na)_B - Na_B$ diyagramında Kayadibi Plütunu'na ait iki örnekteki amfibollerin “Kalsik Amfibol” alanında yer aldığı görülmektedir (Mogessie ve diğ., 1990'dan değiştirilerek).



Şekil 4. 150: Kayadibi Plütunu'na ait kalsik amfibollerin $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ 'ye karşı Si (apfu) sınıflaması (Leake ve diğ.,1997).



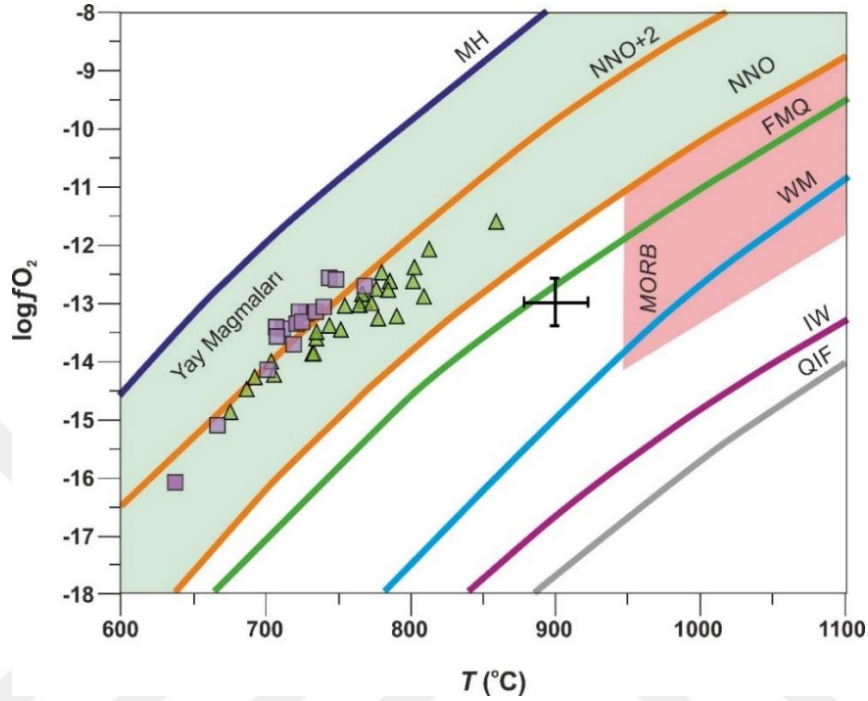
Şekil 4. 151: (Ca + AlIV) (apfu)' e karşılık (Si + Na + K) (apfu) diyagramında amfibollerin bileşimi (Giret ve diğ. 1980).

Ca + AlIV (apfu)'e karşılık (Si + Na + K) (apfu) diyagramına göre özellikle 1813B numaralı örnekteki amfibollerin ikincil amfibol alanına düştüğü; magmatik amfibollerin ise hornblend ve aktinolitik hornblend alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4. 151).

Amfibol kompozisyonu, kristalizasyon sırasındaki magma bileşimi, sıcaklığı, oksijen fugasitesi ve basıncına göre çeşitlilik göstermektedir. Sıcaklık ve basıncın yükselmesi amfibollerdeki Al_2O_3 bileşimini de yükseltir ve bu ikisinin etkisi diğer faktörlerden çok daha büyüktür (Moody ve diğ., 1983; Hammarstrom ve Zen, 1986). Son yirmi yıldır, amfibollerdeki Al jeobarometrisi magmanın kristalizasyon basıncını ve batolitlerin yer kabuğuna yerleşme derinliğini bulmak için yaygın olarak kullanılmaktadır (Hammarstrom ve Zen, 1986; Ague ve Brandon, 1992; Anderson ve Smith, 1995).

Ancak bu jeobarometrenin doğru kullanılması için, amfibollerin sınıflandırılması önemlidir. Çünkü aktinolit gibi bazı amfiboller, sub-solidus koşullarda ve ikincil süreçlerde oluşmaktadırlar. Bu tür amfibollerin jeobarometre hesaplanırken kullanılması, yanıltıcı olmaktadır.

Türleri ve yapısal formülleri WinAmphcal programında (Yavuz, 2007) saptanan amfibollerin oluşum sıcaklıkları, basınçları ve oksijen fugasiteleri Ridolfi ve diğ. (2010)'a göre hesaplanmıştır.

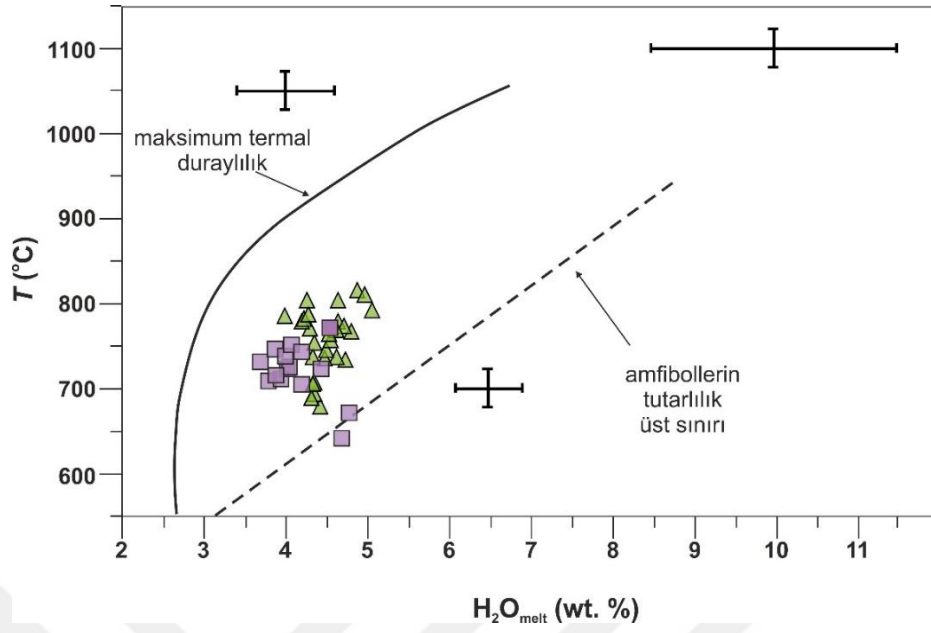


Şekil 4. 152: Kayadibi Plütunu'na ait örneklerdeki amfibollerin $\log fO_2 - T$ ($^{\circ}C$) diyagramı. MH: magnetit-hematit; NNO: Nikel-nikel oksit; FMQ: fayalit-magnetit-kuvars; WM: vustit-magnetit; IW: demir-vustit; QIF: kuvars-demir-fayalit. (Grafik: Ridolfi ve diğ. 2010; Aysal, 2015 - Yay magmaları alanı: Harald and Galliard, 2006)

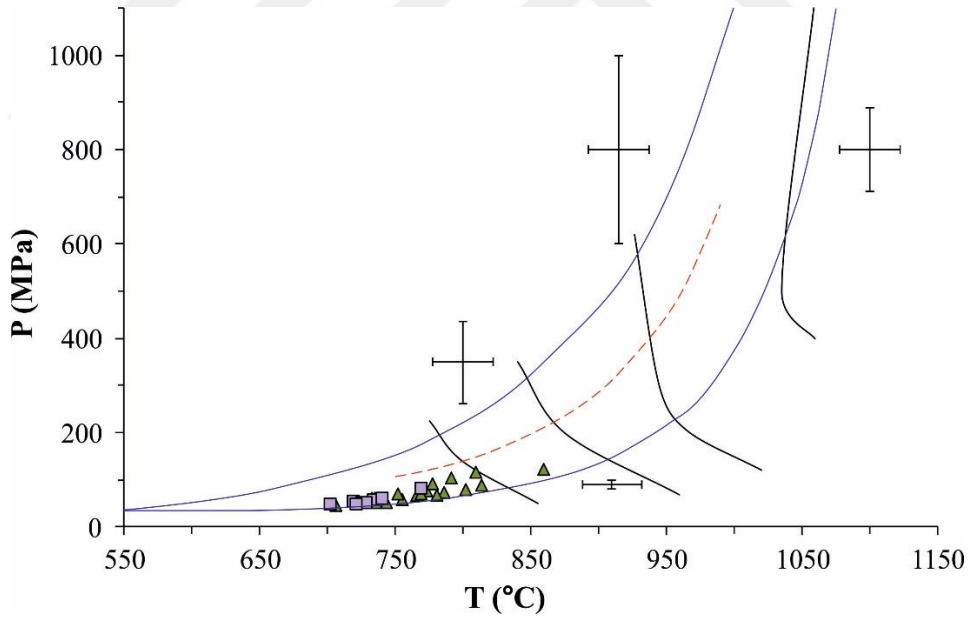
Amfibol değerleri, Oksijen fugasitesi ($\log fO_2$) – Sıcaklık (T - $^{\circ}C$) grafiğinde, yay magmalarına ait, NNO (Nikel-Nikel oksit) alanında yer almaktadır. Buna göre Kayadibi Plütunu kayalarına ait bütün amfibollerin, 900 $^{\circ}C$ 'nin altındaki sıcaklıklarda, sulu bir ortamda, yay mağmalarından türediği görülmektedir (Şekil 4. 152). Bu sonuçlar, Jeokimya bölümünde bahsedilen tektonik ayırt diyagramlarıyla da uyumludur.

T ($^{\circ}C$)- H_2O melt (wt.%) grafiğine göre amfibollerin çoğu, tutarlılık sınırları içindedir. (Şekil 4. 153). Ancak, yukarıda da değinildiği gibi aktinolit gibi ikincil süreçlerde oluşan amfiboller sıcaklık ve basınç hesaplamaları için yanıltıcı olabilmektedir. Bu nedenle tremolit-aktinolit türü amfiboller ile Şekil 4. 154'da tutarlılık alanı dışında kalan magnezyo-hornblend türü amfiboller, sıcaklık basınç hesaplamalarında, değerlendirme dışı bırakılmıştır.

P (MPa) – T ($^{\circ}C$) diyagramında da görüldüğü üzere, amfibollerin oluşum sıcaklıkları 703 - 859 $^{\circ}C$ ve derinlikleri ise 46 - 124 MPa arasında hesaplanmıştır (Şekil 4. 154).



Şekil 4. 153: Kayadibi Plütunu'na ait örneklerdeki amfibollerin T (°C)- H₂O melt (wt.%) diyagramı (Ridolfi ve diğ., 2010).

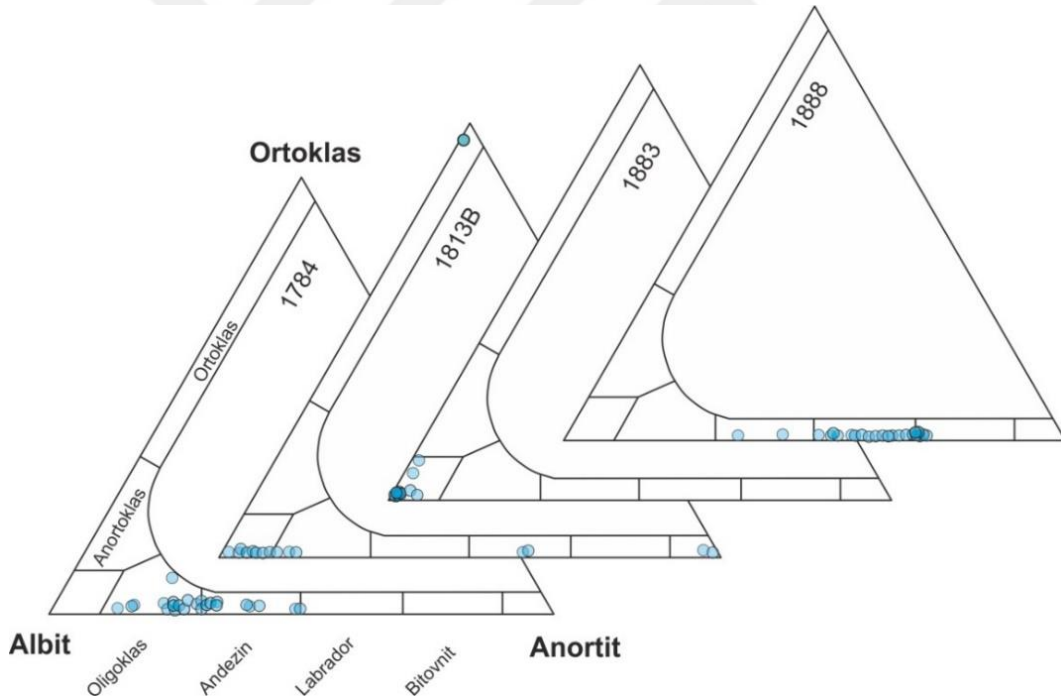


Şekil 4. 154: Kayadibi Plütunu'na ait örneklerdeki amfibollerin P (MPa) – T (°C) diyagramı (Ridolfi ve diğ. 2010).

4.4.2.3. Feldspatlar

Kayadibi Plütonu'na ait 4 örnekte mineral kimyası ile türleri saptanan feldspatların analiz sonuçları EK 10'da verilmiştir. Bu minerallere ait hesaplamalar Excel programı kullanılarak yapılmıştır. Buna göre feldspatların An oranı 0.29-99.89, Ab oranı 0.10- 99.31, Or oranı ise 0.02 ile 96.51 arasında değişmektedir.

Yalnızca 1813 numaralı örnekte, tek bir noktada K-Feldspat (Ortoklas) saptanmıştır. Bunun dışında bütün ölçümler feldspatların türünün plajyoklas olduğunu göstermektedir. 1813B ve 1883 numaralı örneklerde Albit türü plajyoklaslar baskınken, 1784 numaralı örnekte Oligoklas, 1888 numaralı örnekte ise Labrador türü plajyoklaslar çoğunluktadır. Anortit türü plajyoklas yalnızca 1813B numaralı örnekte tespit edilmiştir. Örneklerin dağılımını gösteren jeoloji haritasına bakıldığında, feldspatların türlerinin değişiminin K-G ya da D-B doğrultusunda belirgin bir zonlanma göstermediği görülmektedir.



Şekil 4. 155: Kayadibi Plütonu'na ait feldspatların türlerini gösteren üçgen diyagramlar.

4.5. JEOKRONOLOJİ

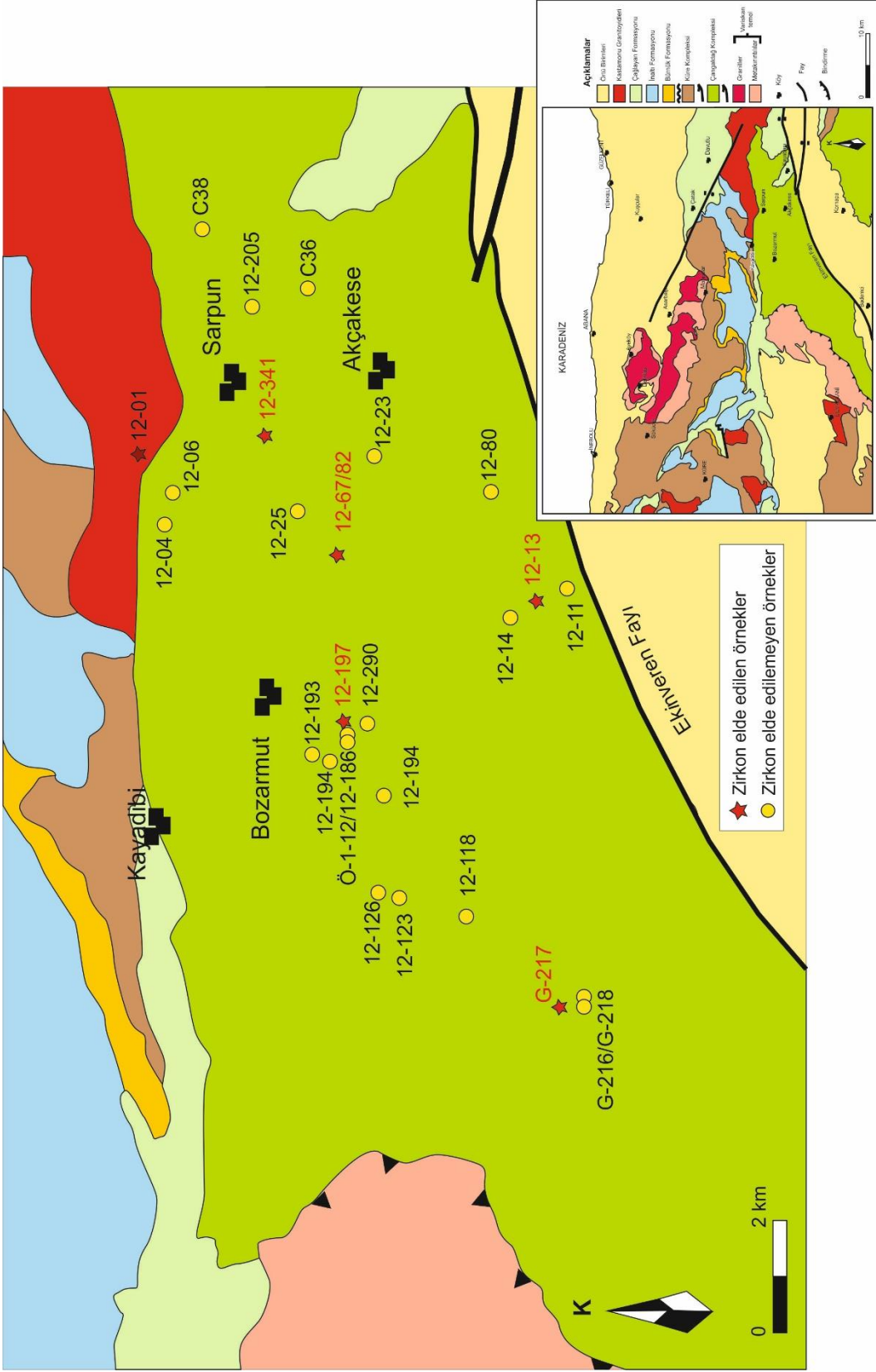
Doğada yaygın olarak bulunan bir aksesuar mineral olan zirkon ($ZrSiO_4$), ayrışma, taşınma ve hatta yüksek sıcaklık metamorfizması ve anateksi gibi süreçlerde bile duraylılığını koruyabilmektedir. Bu özellikleri nedeniyle birçok magmatik, metamorfik ve sedimenter kayanın bünyesinde yer almaktadır (Speer, 1980). Magmatik kayalar içinde kısmen daha yaygın olarak plütonik kayalarda bulunabilmektedir. Daha çok ufak taneli ve erken kristallenen bir mineral olan zirkon, daha sonra kristallenen minerallerde kapantı olarak yer almaktadır (Deer ve diğ., 1966).

Kabuk kayalarından manto ksenolitlerine, meteoritlere kadar farklı kayalarda bulunabilen, kimyasal olarak dirençli ve ısıya dayanıklı olan zirkon minerali, göreceli olarak yüksek miktarda U, Th ve Pb içermektedir (Speer, 1980).

Önemli miktarda kimyasal ve izotopik bilgi bulundurduğundan, yerkabuğunun ve mantonun evrimi üzerine çalışmalar da dâhil olmak üzere geniş bir jeokimyasal incelemelerde kullanılabilir (Hanchar ve diğ., 1994; Bowring 1995; Vervoort ve diğ. 1996, Hoskin ve Schaltegger, 2003; Valley, 2003). Zirkonun fiziksel ve kimyasal dayanıklılığı, dünyanın bilinen en eski kayaçlarının birçoğunun yaşlandırılmasında kullanılan bir mineral olmasını sağlamıştır; son yıllarda magmatik kayaçların kristalizasyon yaşının belirlenmesinde ve sedimenter kaynak alan çalışmalarında yaygın olarak kullanılan, kayda değer bir mineral haline gelmiştir (Bowring ve diğ., 1989, Maas ve diğ. 1992, Buick ve diğ. 1995; Bowring ve Williams 1999; Wilde ve diğ., 2001).

Bu çalışma kapsamında, çok sayıda örnekte zirkon zenginleştirilmesi yapılmaya çalışılmış ancak çoğu örnekte zirkon minerali elde edilememiştir. Bu amaçla alınıp zenginleştirme prosesleri uygulanan örneklerin haritası Şekil 4.156'da verilmiştir.

Kuzey Blok'ta bulunan Kayadibi Plütonu'ndaki diyoritlerden ve Akgöl Formasyonu kumtaşlarından 1'er; Güney Blok'ta, Çangaldağ Kompleksi birimlerinden Bozarmut Birimi'ni kesen metagranitlerden 3, metariyolitlerden 1 ve Sarpun Metamorfiti kuvars-mikaşistlerinden 1 örnek, içerdiği zirkonlarda yapılan U-Pb izotop yaş analizi sonucunda yaşlandırılmıştır.



Şekil 4. 156: Çangaldağ Kompleksi'nden toplanan ve zirkon minerali zenginleştirme süreçleri uygulanan örneklerin lokasyon haritası. Sağ alttaki haritanın daha büyük boyutu için bkz Şekil 2. 5.

4.5.1. Güney Blok - Çangaldağ Kompleksi

4.5.1.1. Metagranitler

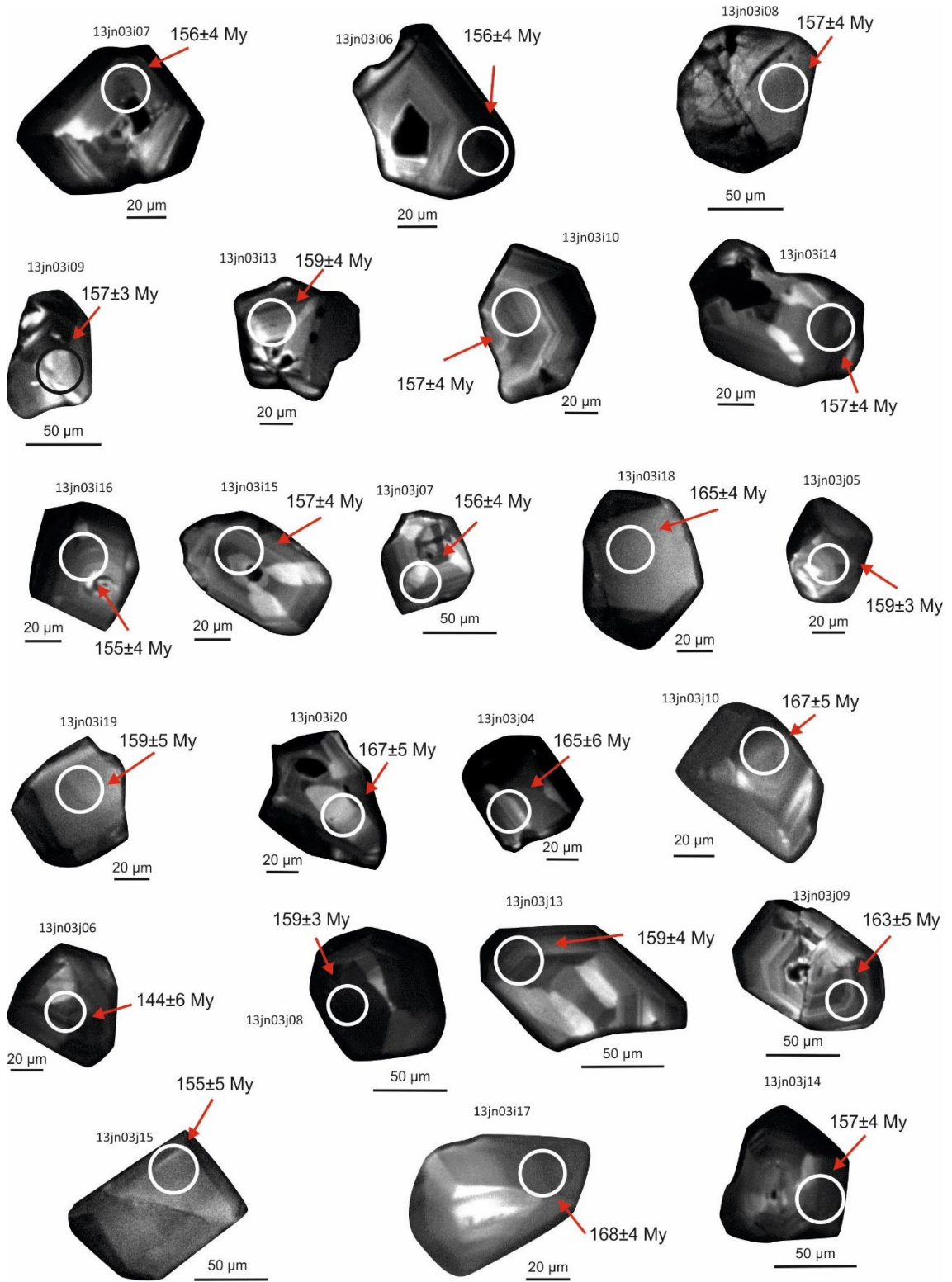
Bu birimde yaşlandırılan zirkonlar, Bozarmut Birimi metalavlarını kesen iki farklı granitik stoktan alınan toplam 3 örnekten elde edilmişlerdir. Bu örneklerden 12-82 ve 12-67, aynı stoğa aittir. 12-197 numaralı örnek, bu stoğun daha B-GB'sindeki bir başka stoktan alınmıştır.

12-82 ve 12-67 numaralı örneklerden toplanan toplam 35 zirkon tanesinde 40 nokta analiz edilmiştir (Şekil 4. 158 ve Şekil 4. 157). Analiz sonuçları EK-11'de verilmiştir. Her iki örnekte de, kısa, küt formların yanı sıra yer yer uzun, prizmatik kristallere de rastlanmaktadır. Zirkonların boyutları 50-150 μm arasında değişmektedir. Katodoluminesans (CL) görüntülerine bakıldığında, özellikle 12-82 numaralı örneğe ait zirkonların zonlu bir yapıya sahip oldukları görülmektedir. Bu şekilde bir zonlanmanın, magmatik zirkonlar için karakteristik olduğu bilinmektedir.

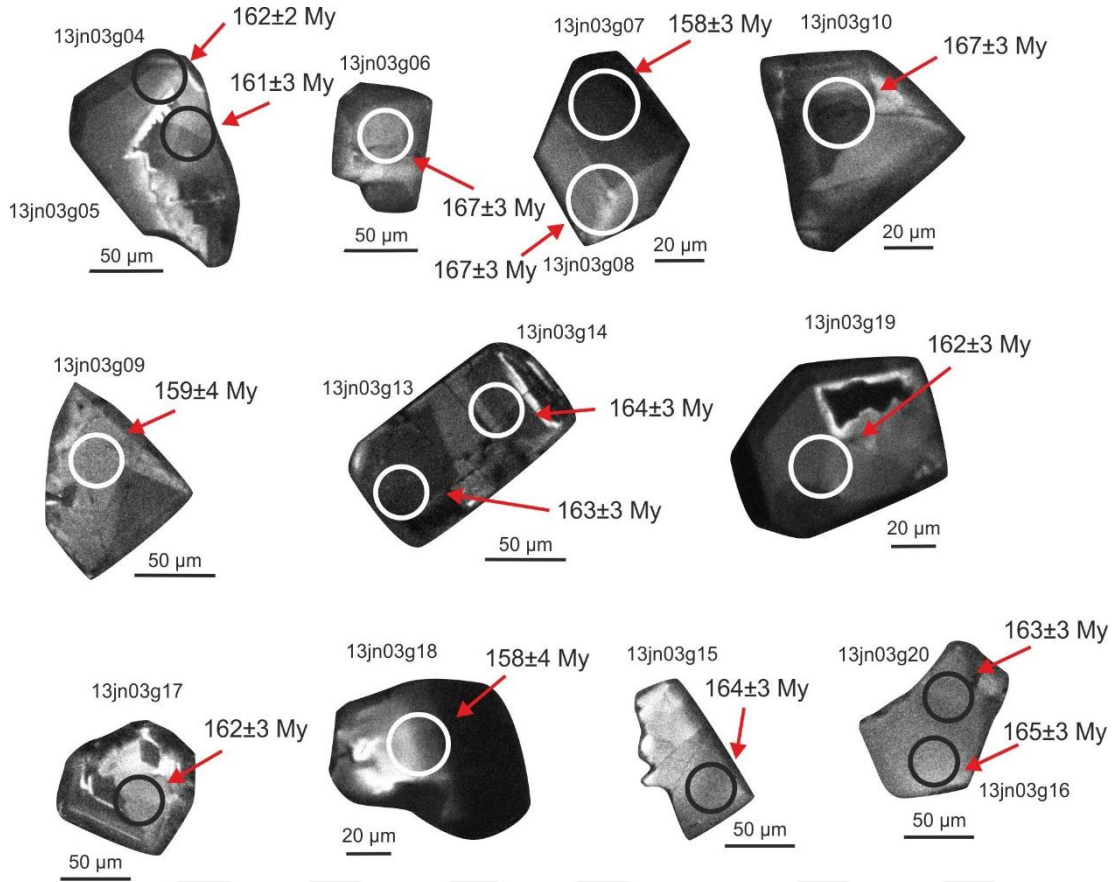
Diğer stoğa ait 12-197 numaralı örnekten, yalnızca iki zirkon kristali elde edilmiştir. Bu iki kristalde, çekirdek ve kenarlardan olmak üzere toplam 6 farklı noktanın analizi gerçekleştirilmiştir. Uzun, prizmatik iki kristalin birinde zonlanma belirgindir.

Birbirine yakın iki stoğa ait 12-67 ve 12-82 numaralı örneklerden elde edilen konkordiya yaşları 163.2 ± 1.3 My ve 156.61 ± 0.91 My'dır (Şekil 4. 160 ve Şekil 4. 161).

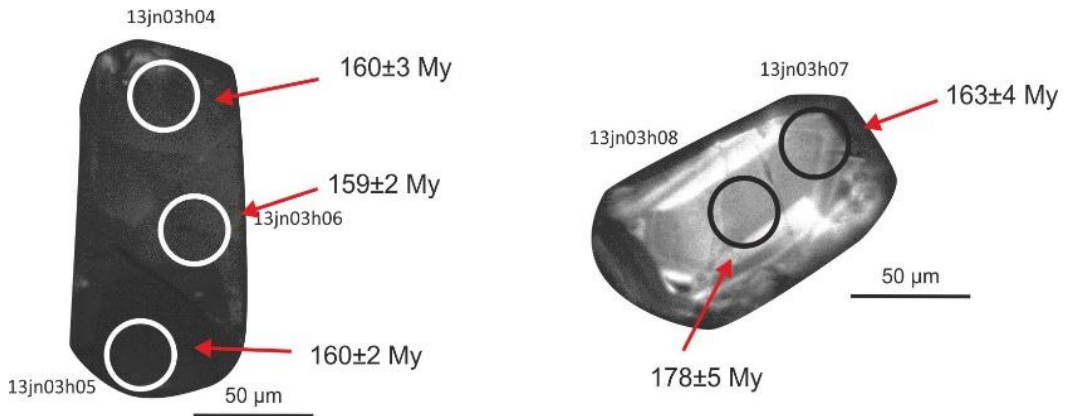
12-197 numaralı örneğe ait konkordiya yaşı ise 159.1 ± 1.1 My'dır ve diğer yaşlarla uyum göstermektedir.



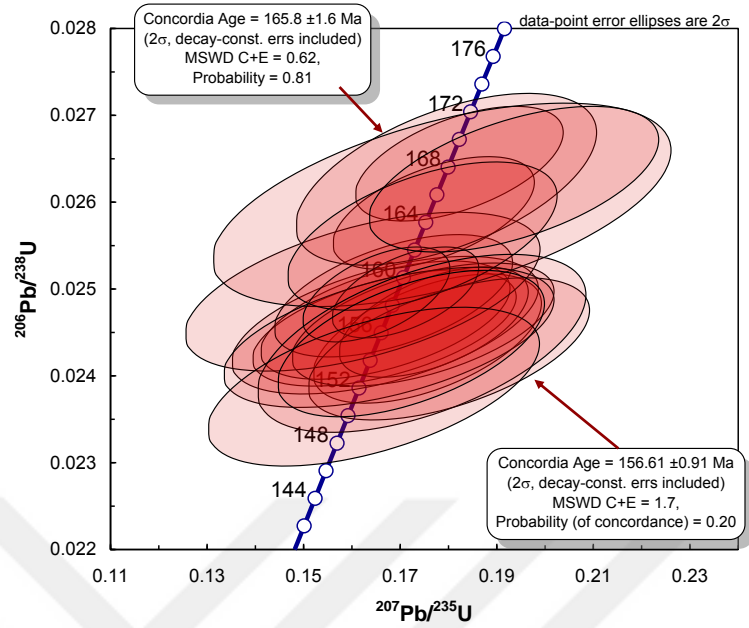
Şekil 4. 157: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-82 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların katedolüminesans(CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir.



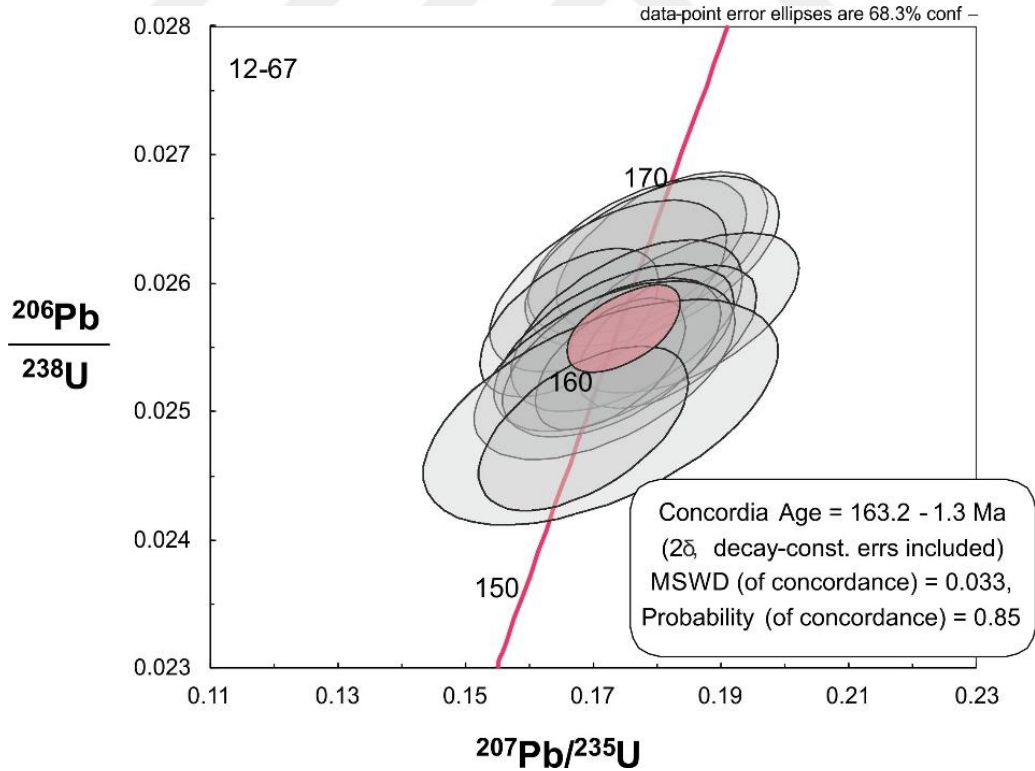
Şekil 4. 158: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-67 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların katedolüminesans(CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir.



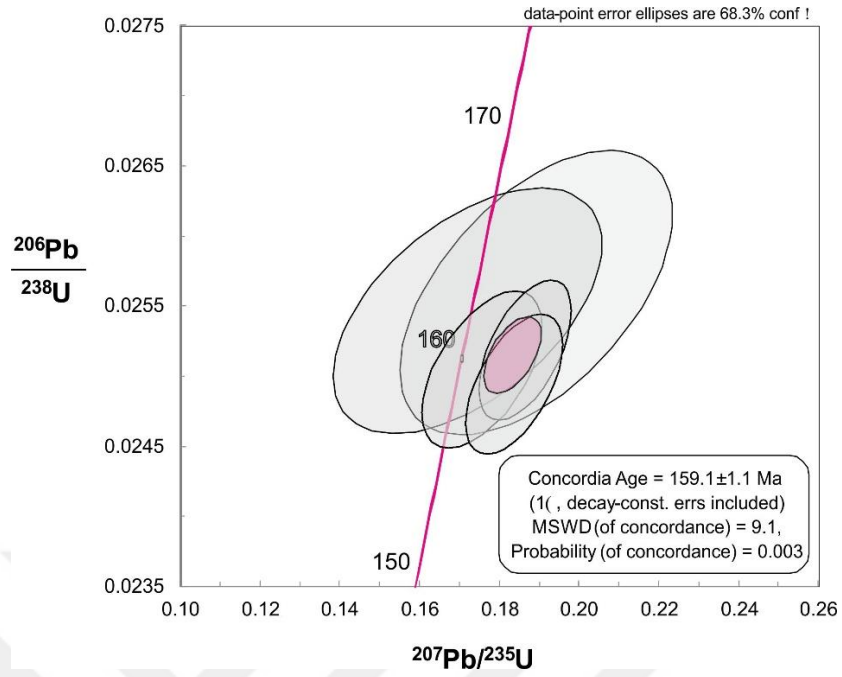
Şekil 4. 159: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-197 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların katedolüminesans(CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir.



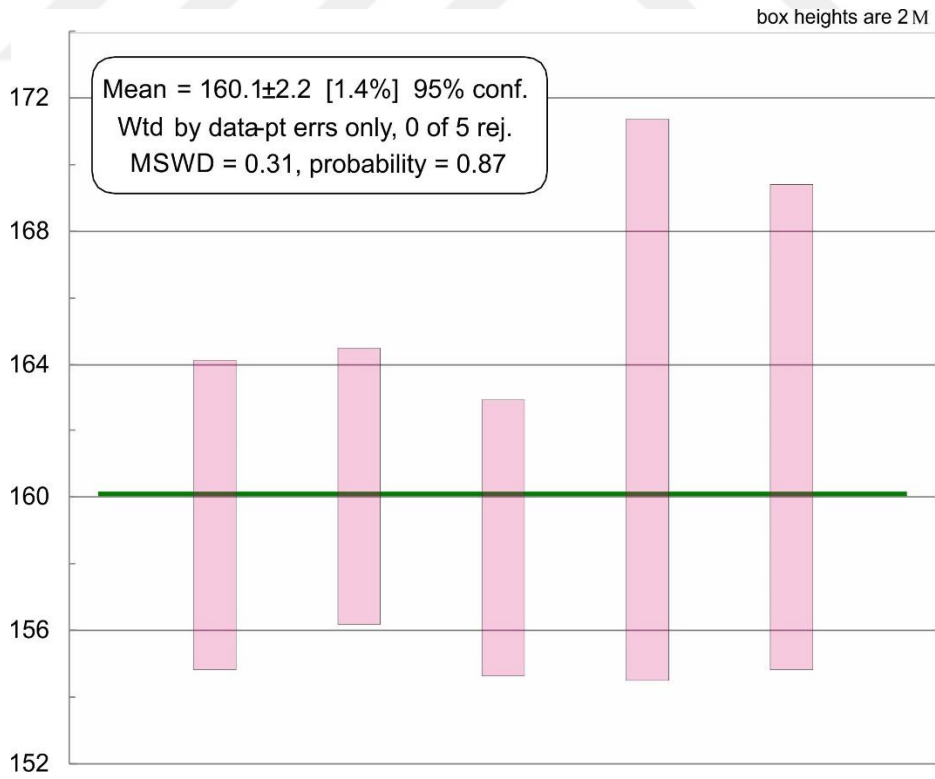
Şekil 4. 160: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-82 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.



Şekil 4. 161: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-67 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.



Şekil 4. 162: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-197 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.



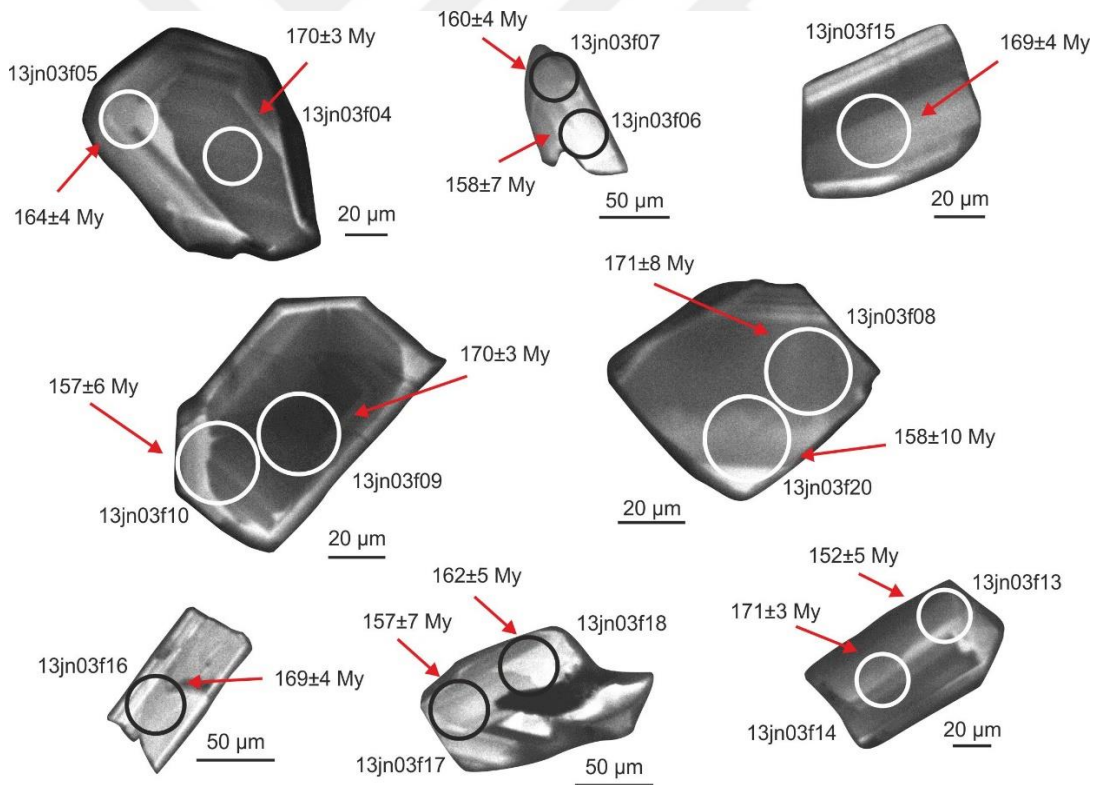
Şekil 4. 163: Bozarmut Birimi'ni kesen granitik bir stoğa ait 12-197 numaralı örneğin ağırlıklı ortalama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaş diyagramı.

4.5.1.2. Metariyolitler

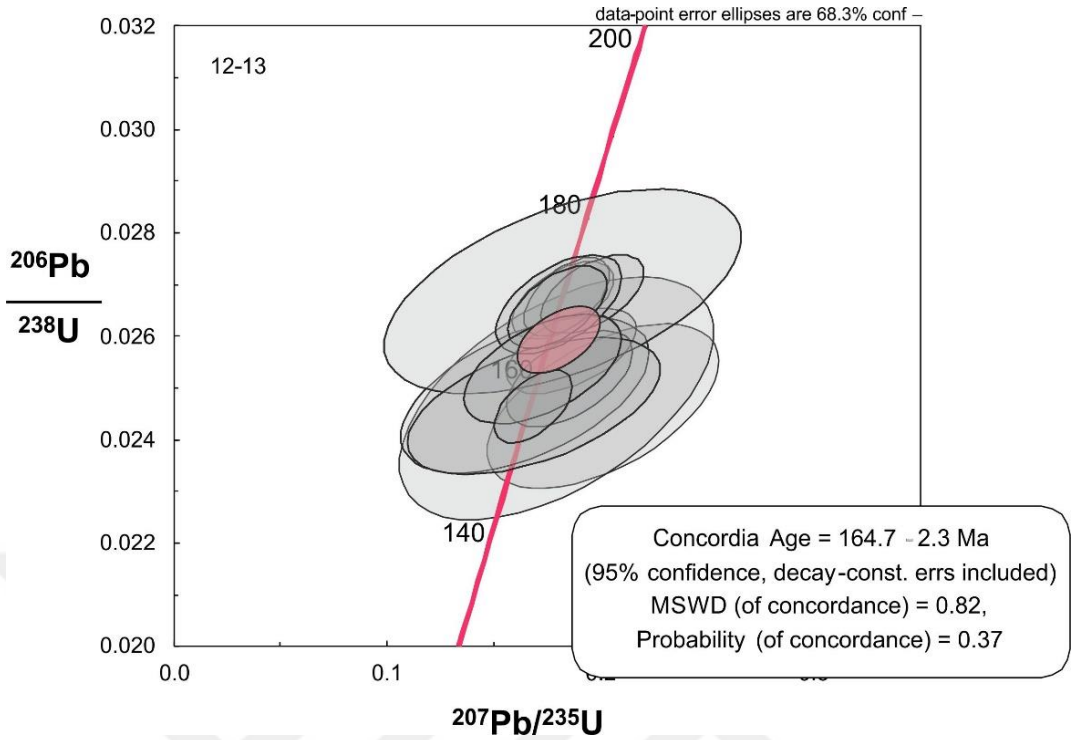
Bozarmut Birimi'nde bulunan metariyolit seviyelerine ait 2 örnekten elde edilen zirkon kristalleri, U-Pb izotopları kullanılarak yaşlandırılmıştır. Bu örneklerden biri, haritalama alanının güneybatı sınırının hemen dışında yer alan Dereköy'ün doğusundaki bir metariyolit mostrasından alınmıştır (GPS-217).

Haritalama alanı içinde bulunan 12-13 numaralı örneğe ait 8 zirkon kristalinde toplam 14 noktanın analizi gerçekleştirilmiştir. Analiz sonuçları EK 12'de verilmektedir. Tane boyları 50-100 μm arasında değişmektedir. Kristaller genel olarak uzun, prizmatik ve yarı özşekillidir (Şekil 4. 164). Belirgin bir zonlanma göstermektedirler.

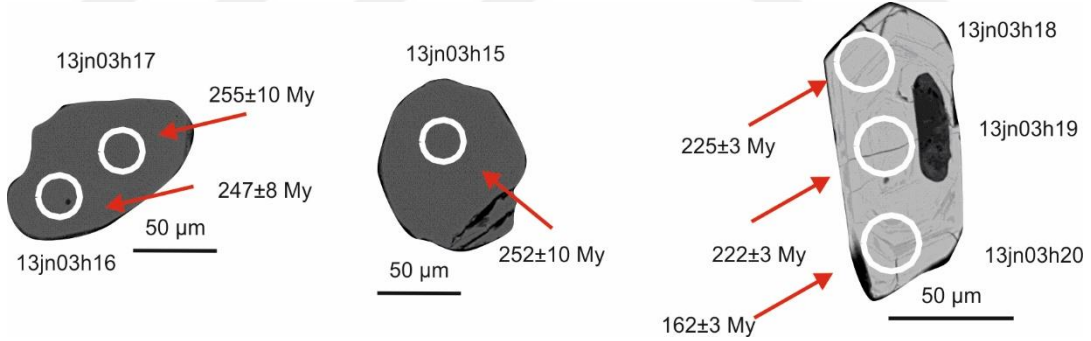
Bu örneğe ait zirkonlardan elde edilen konkordiya yaşı $164.7 \pm 2.3 \text{ My}$ ' dir (Şekil 4. 165).



Şekil 4. 164: Bozarmut Birimi'ndeki bir metariyolite ait 12-13 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların katedoluminesans(CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir.



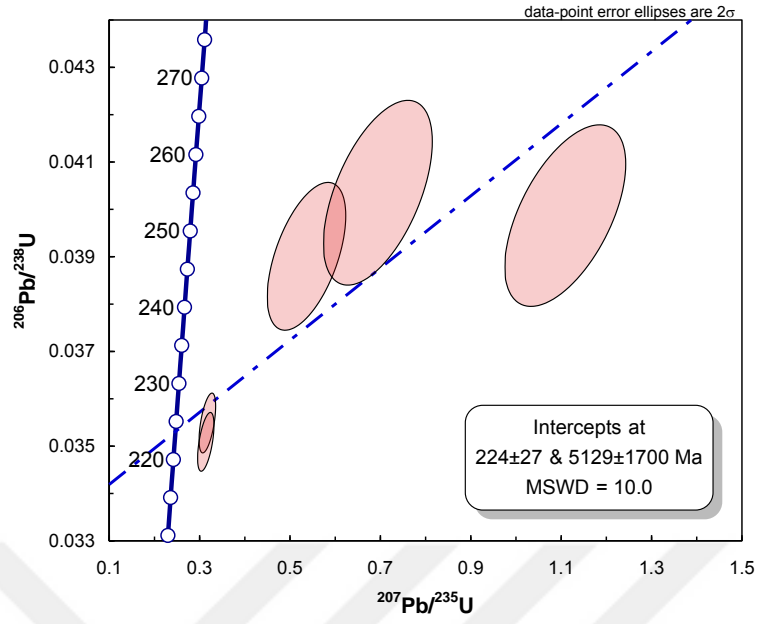
Şekil 4. 165: Bozarmut Birimi'nde bir metariyolite ait 12-13 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.



Şekil 4. 166: Bozarmut Birimi içindeki bir metariyolite ait GPS-217 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların katedolüminesans(CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir.

GPS-217 numaralı örneğe ait 3 zirkon kristalinde toplam 6 noktanın analizi gerçekleştirilmiştir. Analiz sonuçları EK12'de verilmektedir. Zirkonların tane boyları 75-100 µm arasında değişmektedir (Şekil 4. 166).

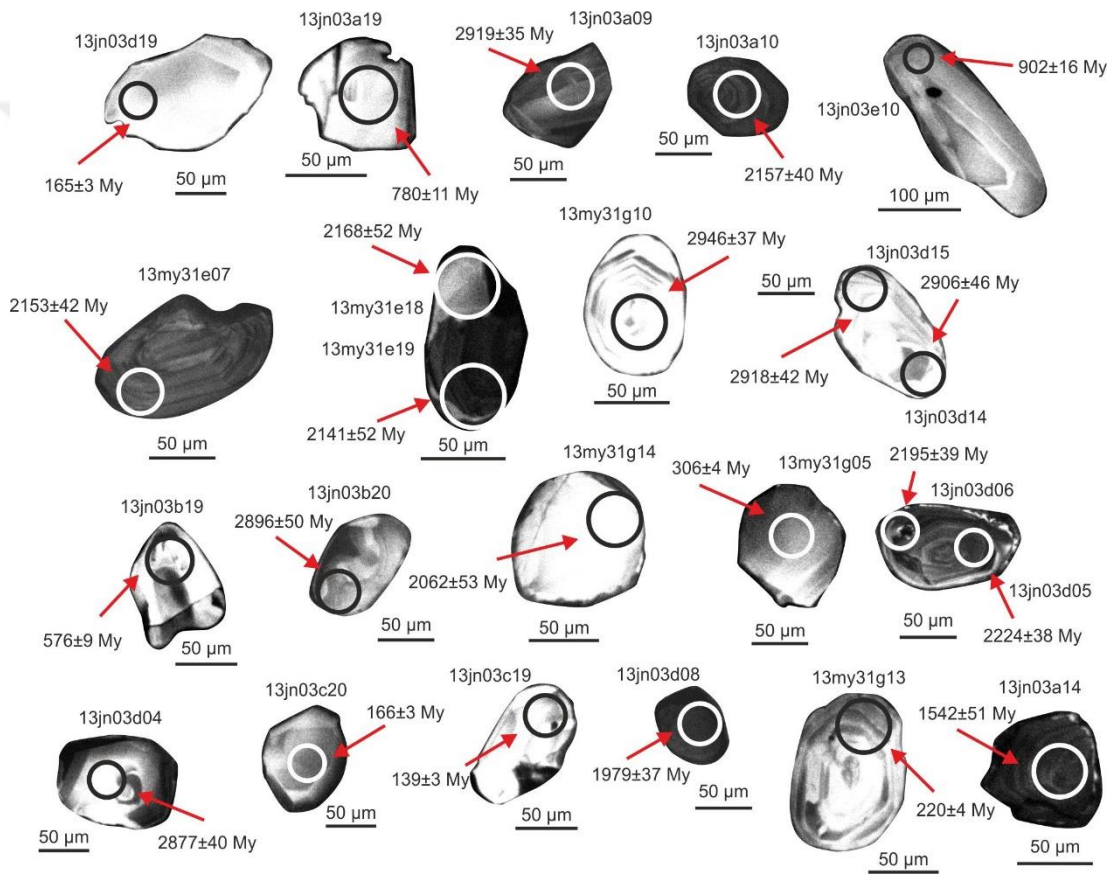
Bu örneğe ait zirkonlardan elde edilen yaşların, yüksek oranda diskordan olduğu görülmektedir (Şekil 4. 167). Elde edilen konkordiya yaşı 224 ± 27 My'dir.



Şekil 4. 167: Dereköy civarında Bozarmut Birimi içindeki bir metariyolite ait GPS-217 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların konkordiya diyagramı.

4.5.1.3. Sarpun Metamorfiti

Sarpun Metamorfiti'nin maksimum çökme ve kaynak alan yaşlarını belirlemek üzere, 1 adet kuvars-mikaşist örneğinden elde edilen 95 zirkon tanesinde toplam 114 noktanın analizi gerçekleştirilmiştir. Bu zirkonlar arasında sıkça özşekilli, uzun prizmatik kristallere rastlanmaktadır. Daha az sayıda ise yuvarlaklaşmış veya yarı yuvarlaklaşmış taneler bulunmaktadır. Zirkonların tane boyları 100-250 μm arasında değişmektedir ve bu tanelerin çoğu zonlu bir yapı göstermektedir (Şekil 4. 168, Şekil 4. 169 ve Şekil 4. 170).



Şekil 4. 168: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan yuvarlaklaşmış zirkonların katedoluminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.

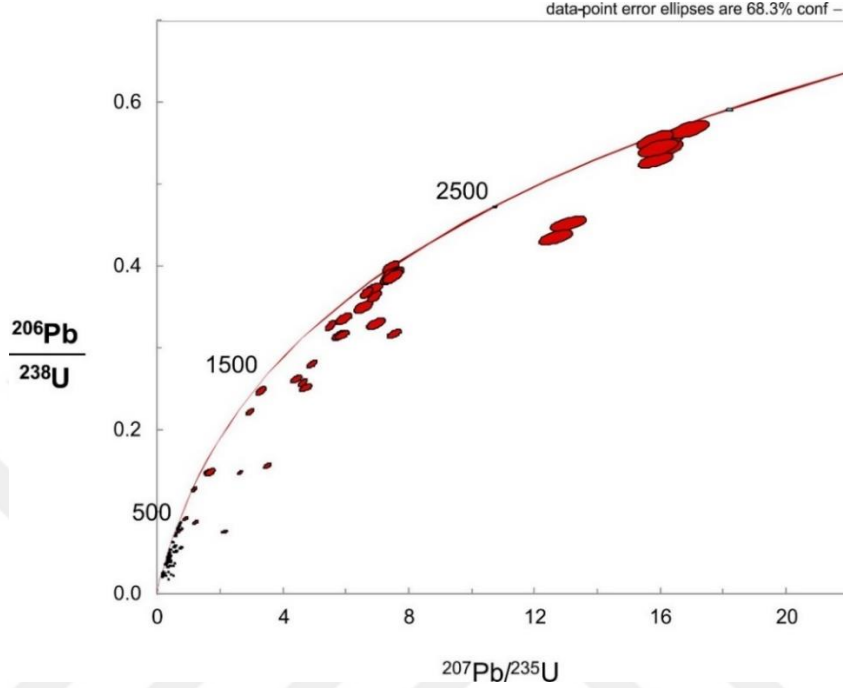


Şekil 4. 169: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan yarı yuvarlaklaşmış zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.

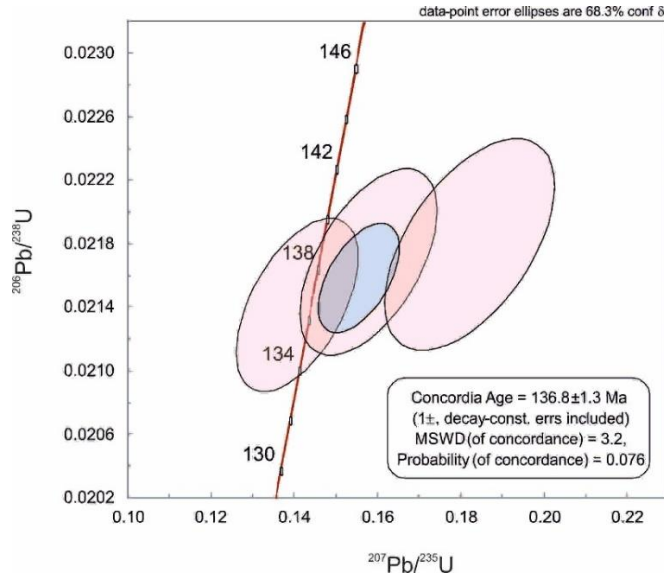


Şekil 4. 170: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan yarı özşekilli zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.

Ölçülen noktaların %67'si, %90-%110 arasında konkordan yaş verisi sunmaktadır. Buna göre zirkon yaşları, 136-2954 My arasında değişmektedir. Birimin maksimum çökelme yaşı 136.8 My olarak hesaplanmıştır (Şekil 4. 172). Analiz sonuçları EK 13'de verilmektedir.

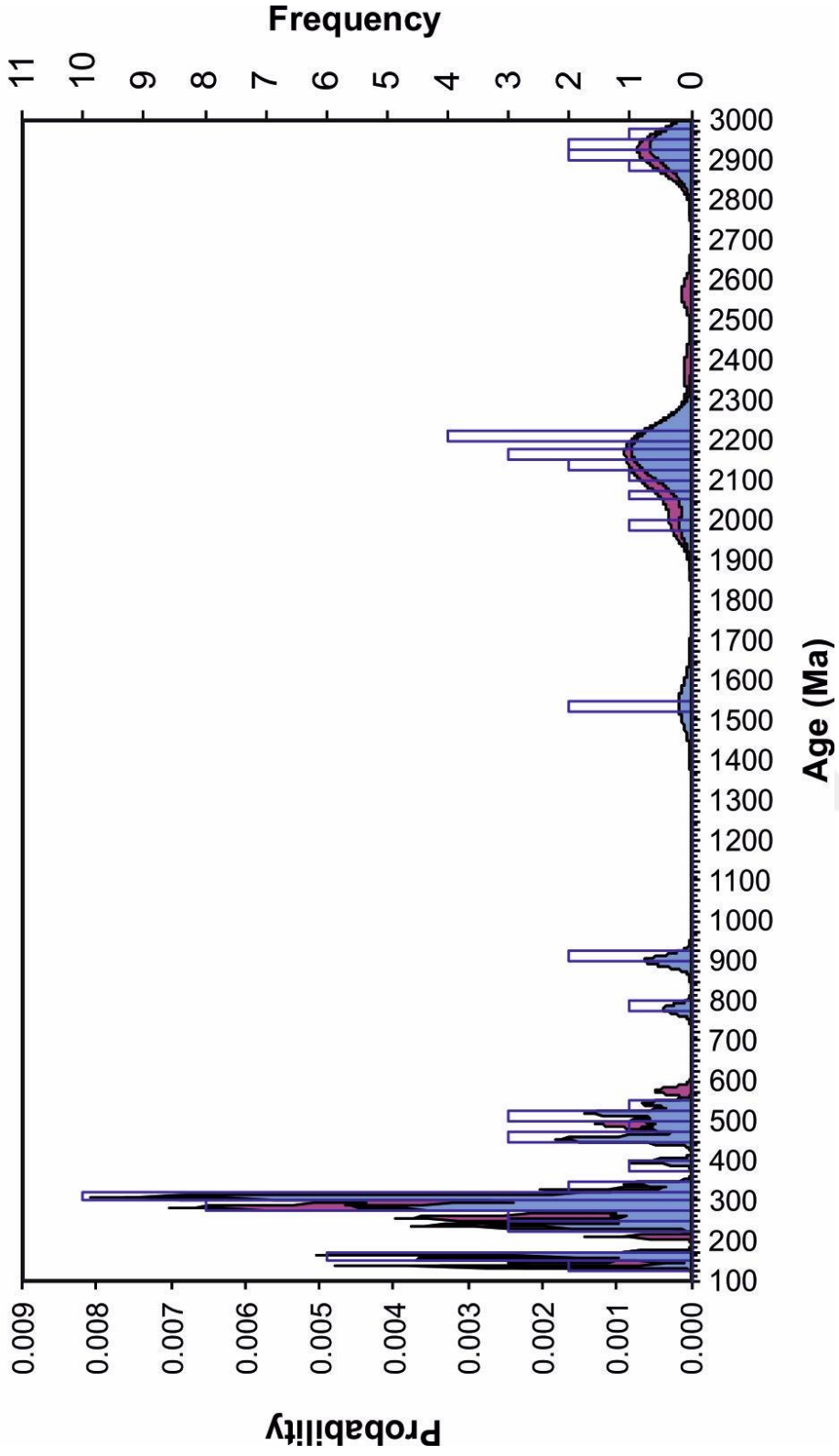


Şekil 4. 171: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.

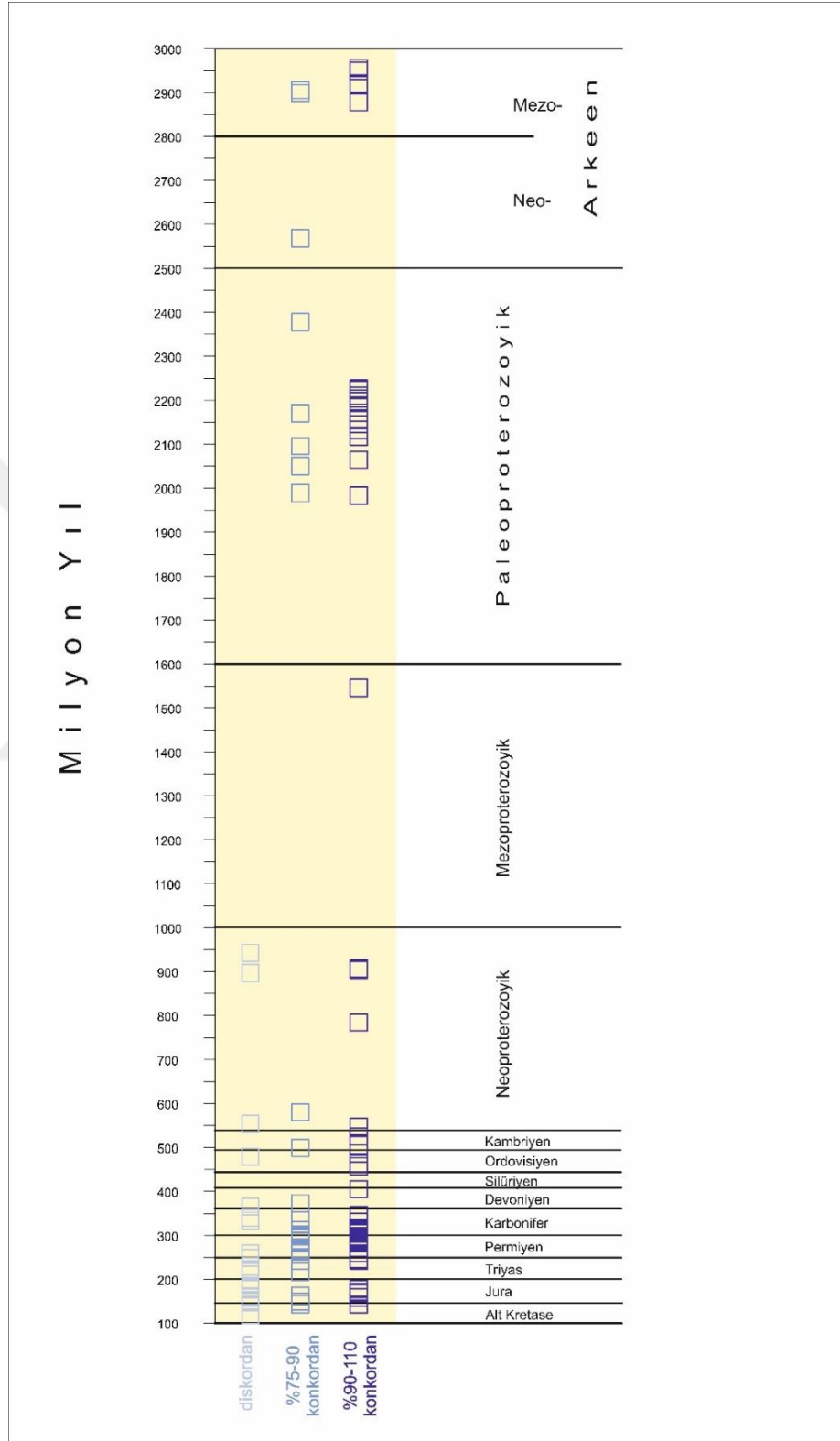


Şekil 4. 172: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan zirkonların maksimum çökelme yaşı.

12-341, n=67/92, 90-110% conc.



Şekil 4. 173: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan zirkonların olasılık yoğunluğu diyagramı.
Örnek no: 12-341.

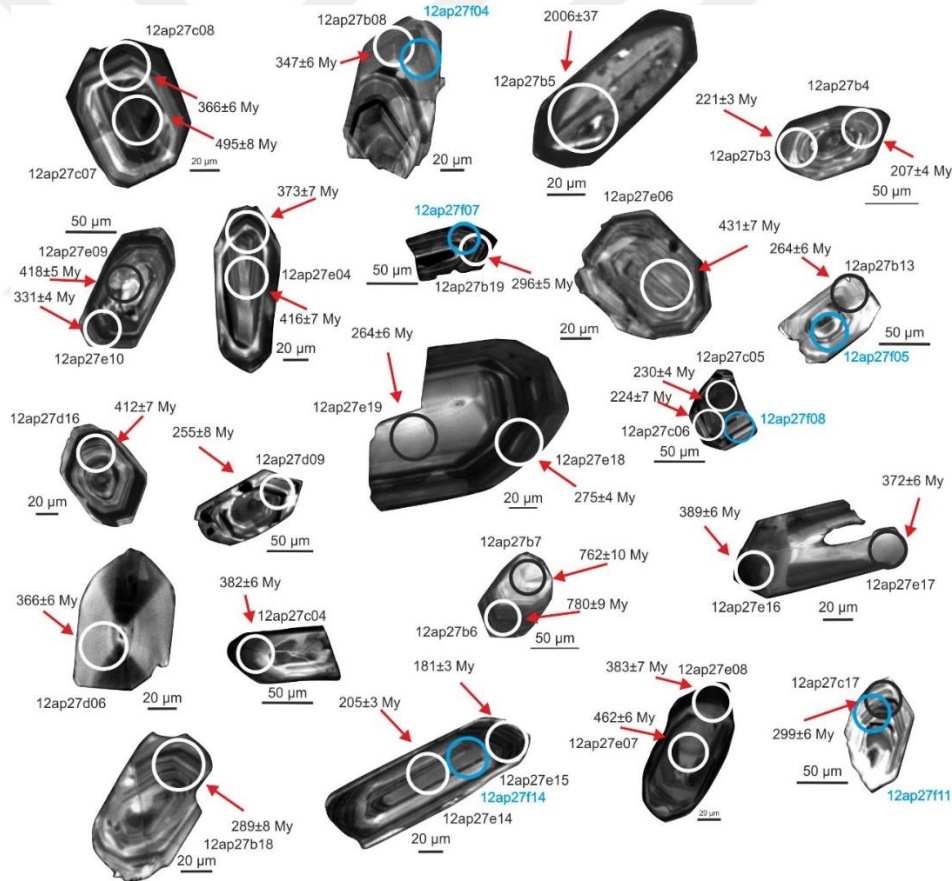


Şekil 4. 174: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan zirkonların diskordan, %75-90 konkordan ve %90-110 konkordan yaş dağılımları.

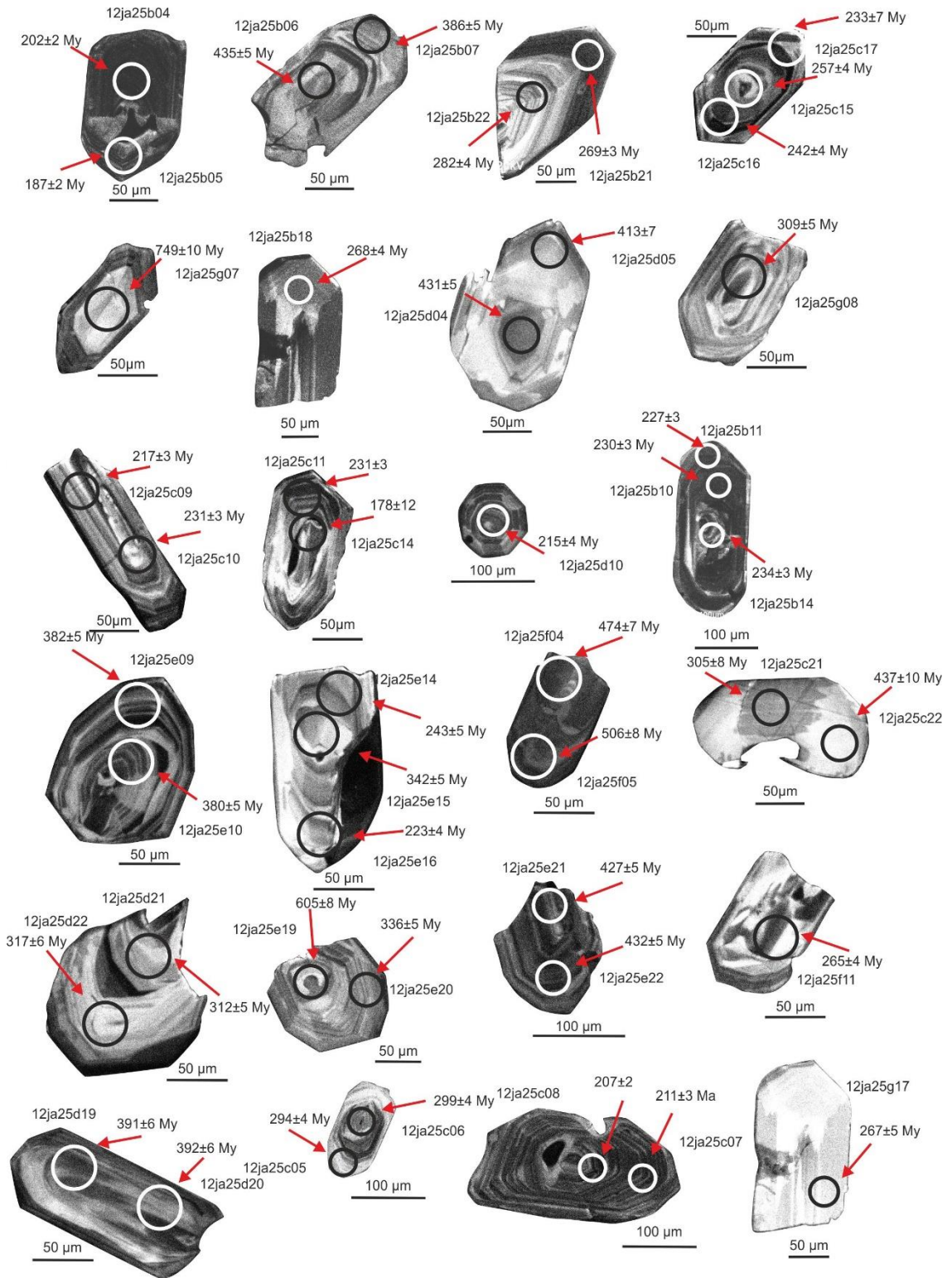
4.5.2. Kuzey Blok

4.5.2.1. Akgöl Formasyonu

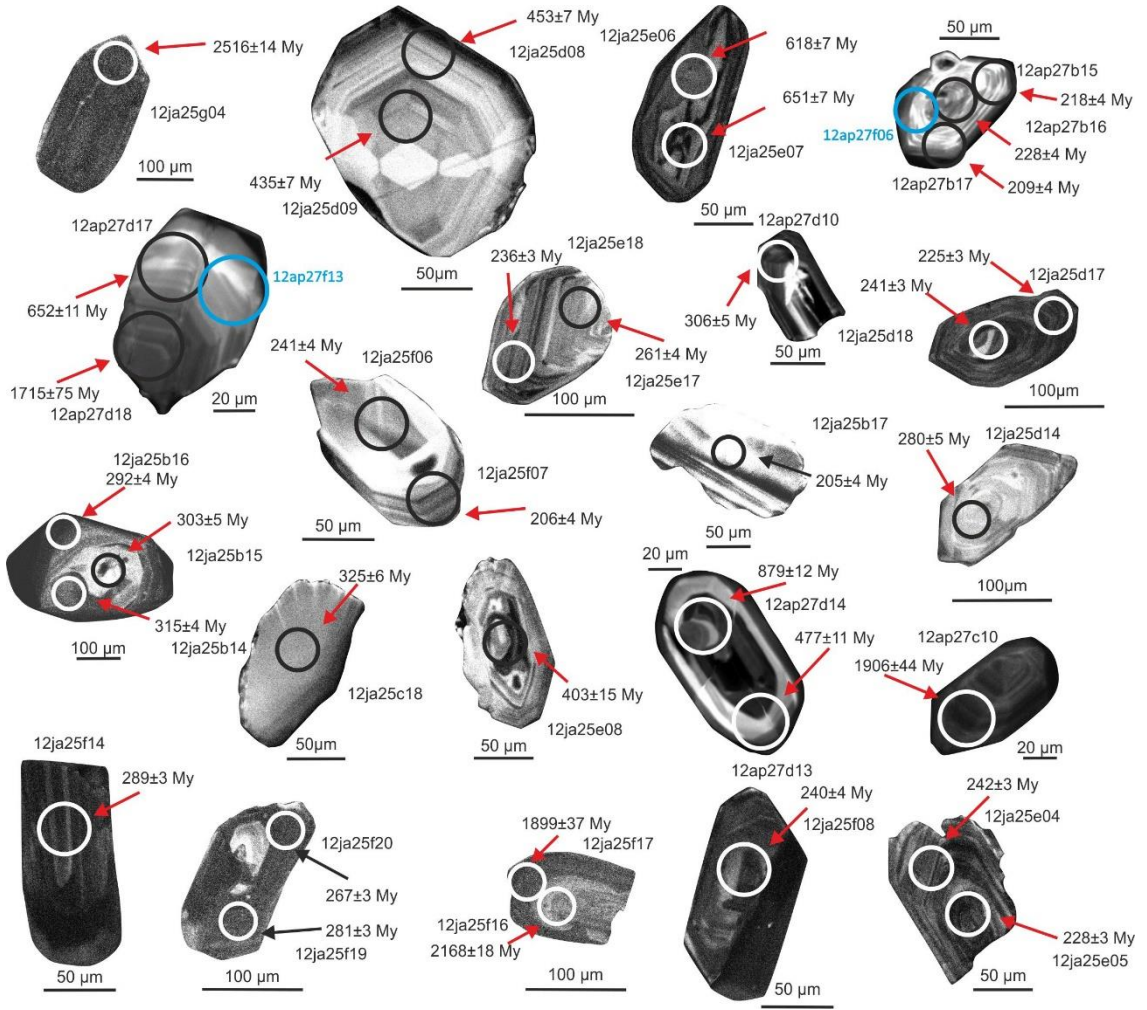
Akgöl Formasyonu'nun maksimum çökme yaşını belirlemek üzere 1 adet kumtaşı örneğinden 89 adet zirkon kristali elde edilmiştir. Analizler çekirdek ve kenarları ölçülecek şekilde toplam 156 farklı noktada gerçekleştirilmiştir. Akgöl Formasyonu'na ait bu kumtaşı örneğinde, uzun, prizmatik ve yarı özşekilli zirkon tanelerin yanı sıra, oldukça yuvarlaklaşmış taneler de bulunmaktadır. Tane boyları 100-300 μm arasında değişmektedir. Birçok tane, magmatik kökene işaret edecek şekilde zonlanma göstermektedir.



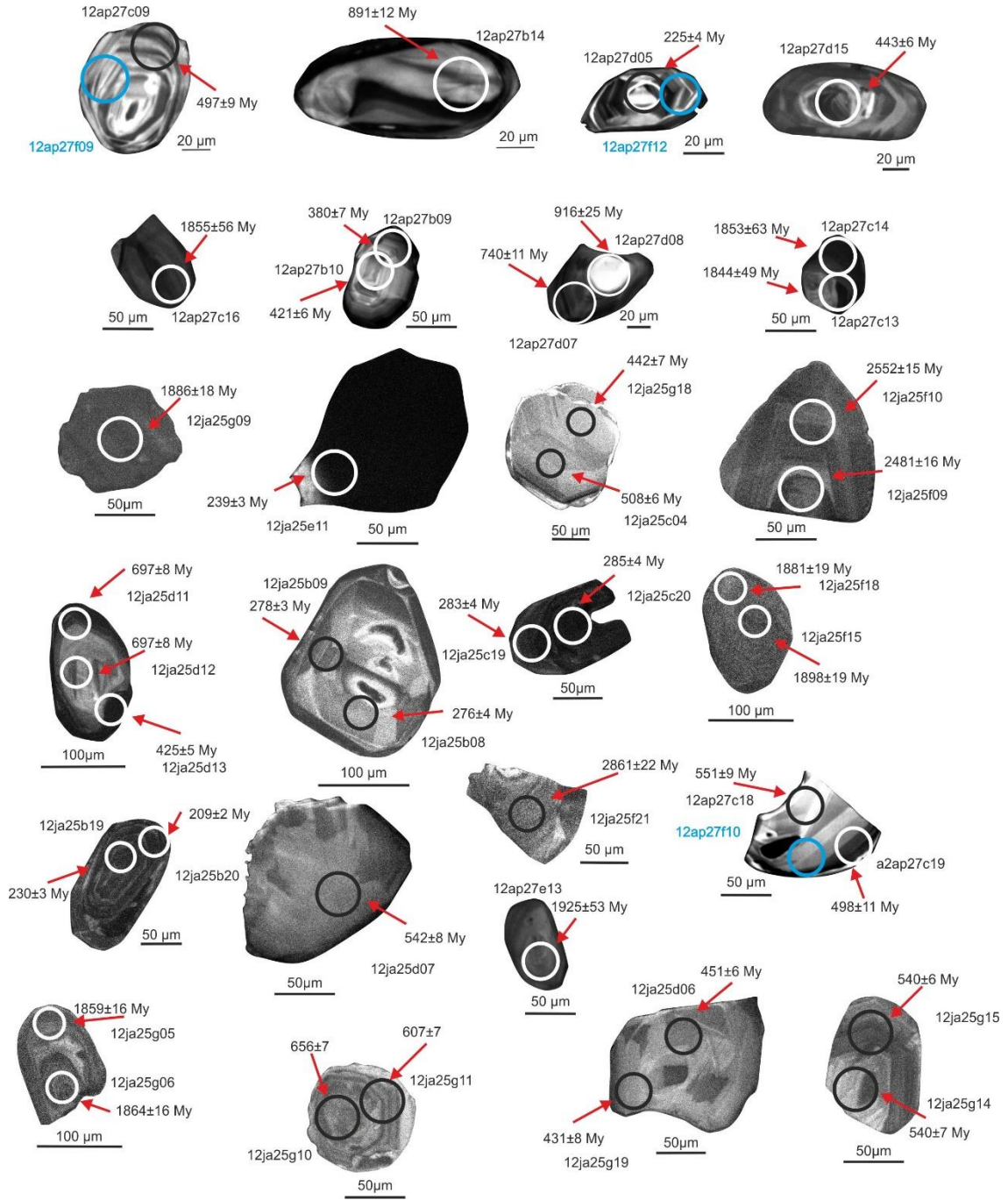
Şekil 4. 175: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan yarı özşekilli zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler yaş, mavi daireler jeokimya ölçümlerinin yapıldığı noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.



Şekil 4. 176: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan yarı özsekilli zirkonların katedoluminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.

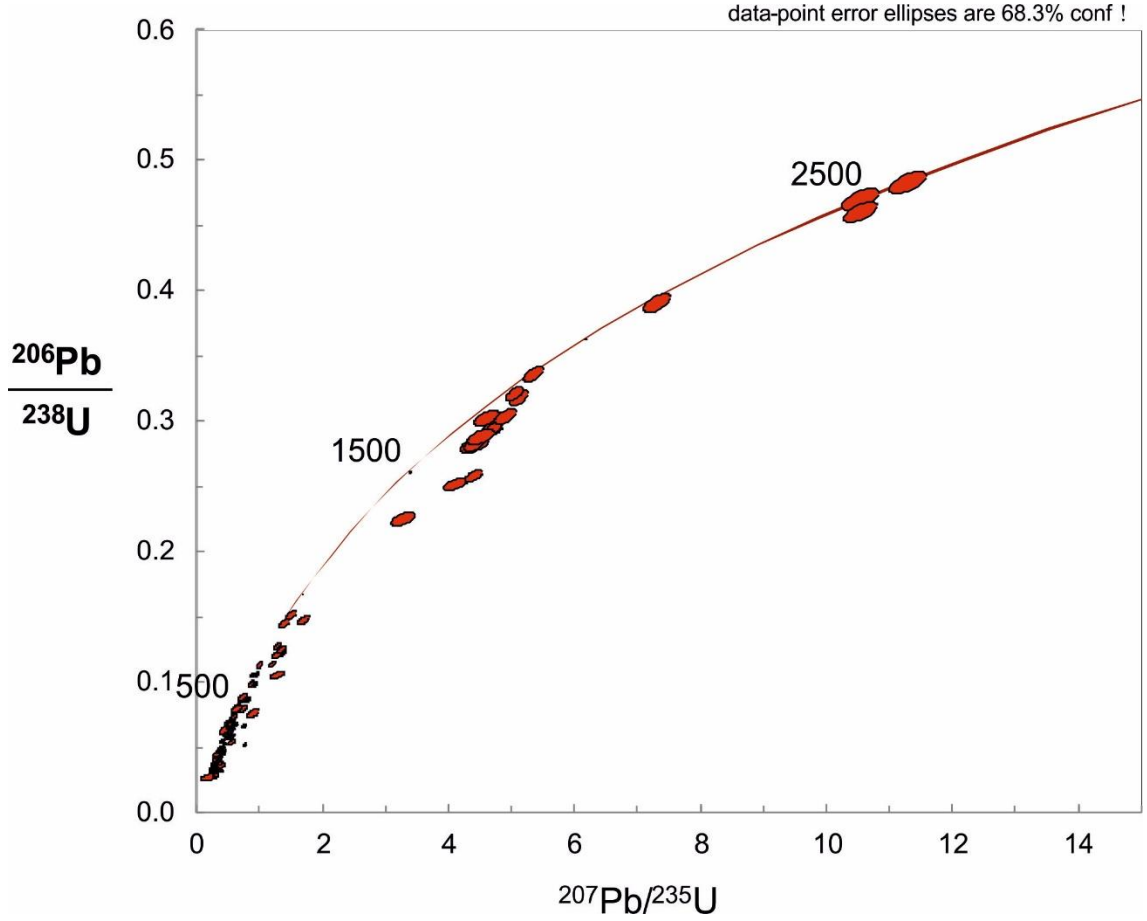


Şekil 4. 177: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan yarı yuvarlaklaşmış zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler yaş, mavi daireler jeokimya ölçümlerinin yapıldığı noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır.

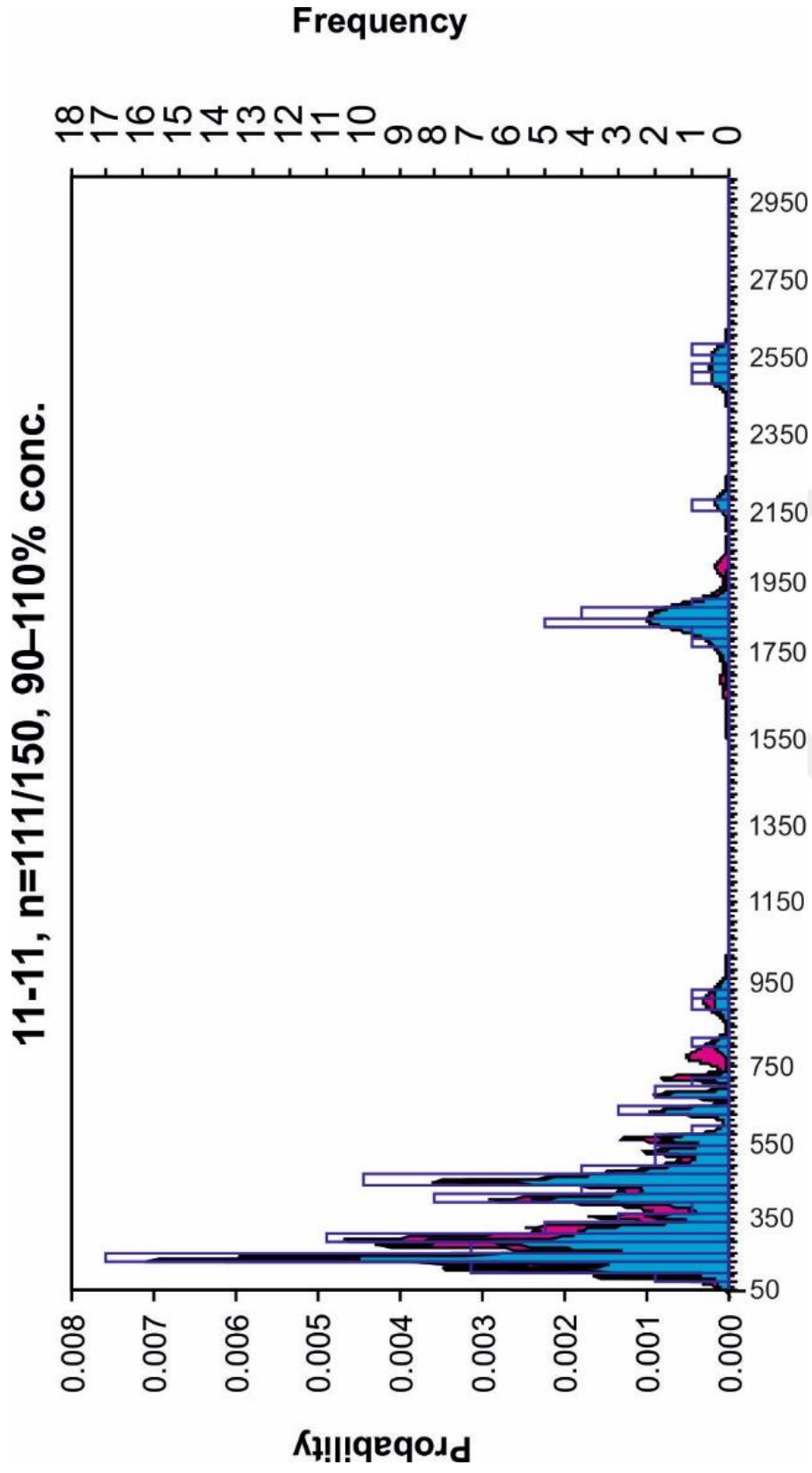


Şekil 4. 178: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan yuvarlaklaşmış zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Siyah ve beyaz daireler yaş, mavi daireler jeokimya ölçümlerinin yapıldığı noktaları göstermektedir. 1 milyar yıldan yaşlı zirkonlar için $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır

Ölçülen noktaların %71'i, %90-%110 arasında konkordandır. Konkordan veriye göre kaynak alan yaşları 178.2-2551.6 My arasında değişmektedir. 1000 My'dan küçük yaşlar için $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; 1000 My'dan büyük yaşlar için ise $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ değerleri kullanılmıştır. Analiz sonuçları EK 14'de verilmektedir.



Şekil 4. 179: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.

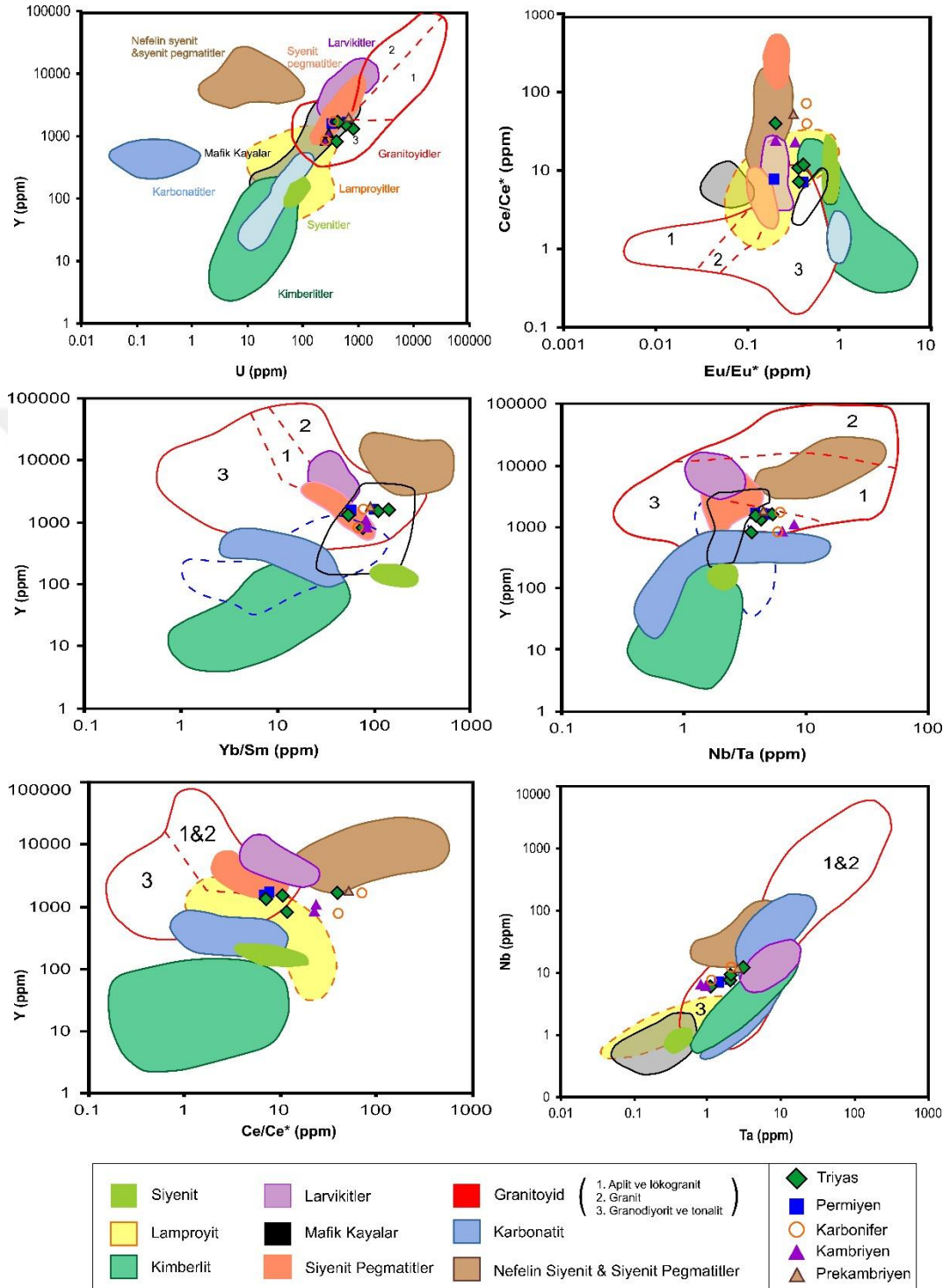


Şekil 4.180: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan zirkonların olasılık yoğunluğu diyagramı. Örnek no: 11-11.

Bu çalışma kapsamında ayrıca, Akgöl Formasyonu'na ait bu kumtaşı örneğinden elde edilen zirkon minerallerinde toplam 11 noktanın jeokimyasal bileşimleri ölçülmüştür. İz element jeokimyası analiz sonuçları EK 15'de verilmektedir.

Mekanik ve kimyasal ayrışmalara karşı dirençli olan zirkon, kırıntılı kayaların önemli bir bileşenidir (Hoskin ve Ireland, 2000; Chapman ve diğ., 2016). Kırıntılı zirkonların kronolojisi ve tipolojisi, iz element kompozisyonu ile kaynak kaya litolojisine yaklaşımda bulunmaya yardımcı olur (Dabard ve diğ., 1996). Zirkonların iz element bileşim ve oranları, mağmaların kristalizasyon sıcaklığını (Watson ve Harrison, 2005; Ferry ve Watson, 2006) ve oksijen fugasitelerini belirlemek için önemli indikatörlerdir (Trail ve diğ., 2011). Özellikle nadir toprak elementleri, magmatik zirkonun kökeni, magmatik kompozisyonun evrimi ve kaynağı hakkında önemli bilgiler sağlar. (Hoskin ve diğ., 2000; Barth ve diğ., 2013). Kaynak alan indikatörü olarak kullanılmaları ise tartışmalıdır (Hoskin ve Ireland, 2000).

Belousova ve diğ. (2002), yaptıkları çalışmada, farklı magmatik kayalardan elde edilmiş zirkon minerallerinin iz element jeokimyasını saptamış ve böylece sedimenter örneklerden alınan zirkon minerallerinin kaynak alanlarının belirlenmesine yönelik bir çalışma gerçekleştirmişlerdir. Akgöl Formasyonu'na ait kumtaşı örneğindeki zirkonların iz element değerleri, bu çalışmada oluşturulmuş grafiklere iz düşürüldüğünde, öncelikle karbonatit, siyenit, nefelin siyenit ve kimberlit gibi kayalara ait alanlardan uzağa düştüğü görülmektedir. Triyas, Pemiye, Karbonifer, Kambriyen ve Prekambriyen yaşlarına göre ayrılan zirkonların tümü Y-U grafiğine göre “granodiyorit-tonalit” kaynak alanında yer almaktadır (Şekil 4. 181). Bu örnekler ayrıca, siyenit pegmatit ve mafik kaya alanlarına da düşmektedir. Y-Yb/Sm, Y-Nb-Ta ve Nb-Ta grafiklerinde örnekler yine “granitoyid” alanında kalmaktadır. Y-Ce/Ce* grafiğinde ise Karbonifer ve daha yaşlı örneklerin “granitoyid” alanından uzaklaştığı görülmektedir. Ce/Ce* - Eu/Eu* grafiğinde de görece daha yaşlı örnekler, “granitoyid” alanından uzaklaşmakta, “mafik” ve “siyenit-pegmatitik” alanlarının da dışında kalmaktadır. Tüm bu grafikler göz önünde bulundurulduğunda, zirkonların kaynak alanlarının siyenit, larvikit, karbonatit, kimberlit gibi kayalar olmadığı görülmektedir. Granitoyitlerin ise Akgöl Formasyonu zirkonları için en olası kaynak alan olduğu söylenebilir.

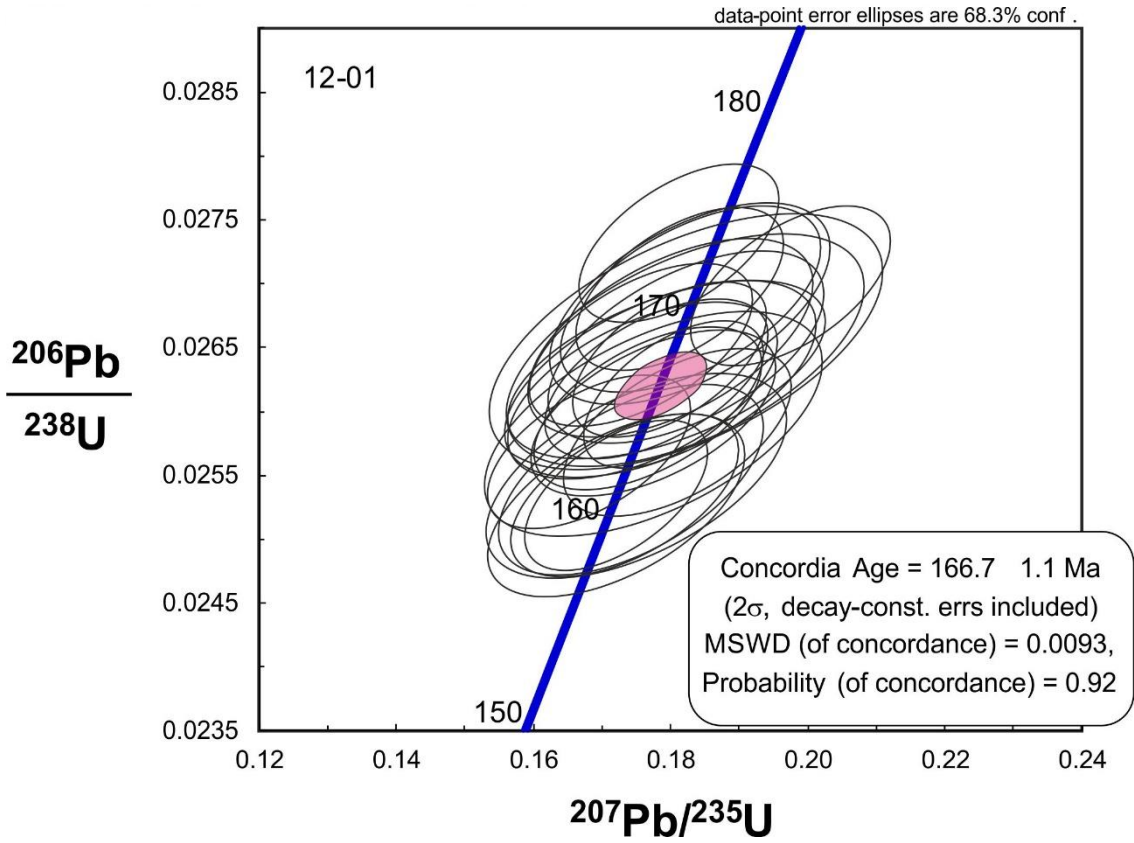


Şekil 4. 181: Zirkonların jeokimyasal bileşimlerine göre kaynak kaya ayırt diyagramları.

4.5.2.2. Kayadibi Plütönu

Kayadibi Plütönu'na ait bir diyorit örneğinden elde edilen 25 zirkon tanesinde toplam 30 nokta analiz edilmiştir. Analiz sonuçları EK 16'da verilmektedir. Uzun, prizmatik formlarda olan zirkonların boyları 100-250 μm arasında değişmektedir. Katodoluminesans (CL) görüntülerinde, temiz, belirgin, ince zonlanmalar gösterdikleri görülmektedir (Şekil 4. 183).

12-01 numaralı bu diyorit örneğinden elde edilen konkordiya yaşı 166.7 ± 1.1 My dır (Şekil 4. 182).



Şekil 4. 182: Kayadibi Plütönu'na ait 12-01 numaralı diyorit örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.



Şekil 4. 183: Kayadibi Plütönu'na ait bir diyorit örneğinde yaşlandırılan zirkonların katedolüminesans (CL) görüntüleri. Örnek no: 12-01. Siyah ve beyaz daireler, ölçülen noktaları göstermektedir.

4.6. YAPISAL JEOLJİ

Bu bölümde arazi çalışmaları sırasında elde edilen mezoskopik ve mikroskobik yapılar, iki alt başlık altında anlatılacaktır. Mostra ölçeğinde elde edilen foliasyon, lineasyon gibi yapısal veriler, mezoskopik yapıları; ince kesitlerin polarizan mikroskobuyla incelenmesi sonucunda elde edilen makaslama yönü belirteçleri gibi veriler, mikroskobik yapıları oluşturmaktadır.

4.6.1. Mezoskopik Yapılar

İnceleme alanında elde edilen mezoskopik yapılar, düzlemsel ve çizgisel yapılardan oluşmaktadır.

4.6.1.1. Düzlemsel Yapılar

Güney Blok

Güney bloğu oluşturan Çangaldağ Kompleksi birimlerinde gelişmiş düzlemsel yapılar foliasyonlardır. Bunlar içinde Karapınar Birimi foliasyonları, KD-GB doğrultulu, KB'ya eğimli olacak şekilde gelişmiştir.

Tektonik olarak üzerinde yer alan Bulak Birimi'nde ise KD-GB doğrultulu foliasyonların yanı sıra K-G ve KB-GD doğrultulu foliasyonlar da ölçülmüştür. KD-GB doğrultulu foliasyonların eğimleri genellikle KB'ya doğrudur. K-G doğrultulu foliasyonlarda genel eğim yönü B'dir. KB-GD doğrultulu foliasyonları ise GB'ya doğru eğimli olduğu gibi, ters yönlerde de eğimler gelişmiştir.

Bulak Birimi'ni tektonik olarak üzerleyen Bozarmut Birimi, inceleme alanında bulunan diğer metamorfik birimlere göre en az foliasyonun geliştiği birimdir. Bu birimdeki hâkim foliasyon yönü genellikle KD-GB'dır ve eğimleri de genellikle G-D'ya doğrudur.

Sarpun Memorfiti'nde foliasyonlar diğer birimlerden farklı olarak baskın olarak yaklaşık D-B doğrultuludur. Eğim yönleri genellikle güneye doğru olan foliasyonlar, kuzeydeki fay zonuna yaklaştıkça dikleşmektedir.

Karapınar Birimi'nden toplam 17 adet foliasyon düzlemi ölçülmüştür. Bu ölçüler stereografik yöntemlerle Schmidt ağı alt yarıküresi üzerinde nokta ve kontur diyagramlarıyla

gösterilmektedir (Şekil 4. 184). Kıvrım ekseninin konumu β , 258/19 olarak elde edilmiştir. İnceleme alanında dar bir alan kaplayan birimden alınan sınırlı sayıda ölçüye göre kıvrım ekseninin gidiş ve dalımı böyle konumlanmaktadır.

Bulak Birimi fillatlarında ölçülen 153 adet foliasyon ölçüsünden elde edilen kıvrım ekseninin konumu β ise 257/17'dir (Şekil 4. 185). Bu birimdeki volkanoklastik kayalara ait 36 adet ölçü ayrı olarak değerlendirildiğinde, kıvrım eksenini β , 247/9 olarak bulunmuştur (Şekil 4. 186). Birimdeki tüm litolojiler birlikte değerlendirildiğinde ise elde edilen kıvrım ekseninin gidiş ve dalımı, 248/12'dir (Şekil 4. 187).

Güney bloğun en üstteki tektonik dilimi olan Bozarmut Birimi, başlıca riyolitik ve bazaltik lavlardan oluşmaktadır ve bu litolojilerde diğer birimlere kıyasla foliasyon gelişimi daha azdır. Bu nedenle Bozarmut Birimi'nde toplam 48 foliasyon ölçülmüştür. Bu ölçüler Schmidt ağı alt yarıküresi üzerinde değerlendirildiğinde kıvrım eksenini β , 246/7 olarak elde edilmiştir (Şekil 4. 188).

Güney bloğun kuzey kısmında yer alan ve yaşı bilinen en genç birim olan Sarpun Metamorfiti metalav, metavolkanoklastik, fillat ve şist seviyelerinden alınan foliasyon ölçüleri birlikte, Schmidt ağı alt yarıküresi üzerinde değerlendirilmiştir. Bu değerlendirilme sonucunda, β kıvrım ekseninin gidiş ve dalımı 247/16 olarak konumlandığı saptanmıştır.

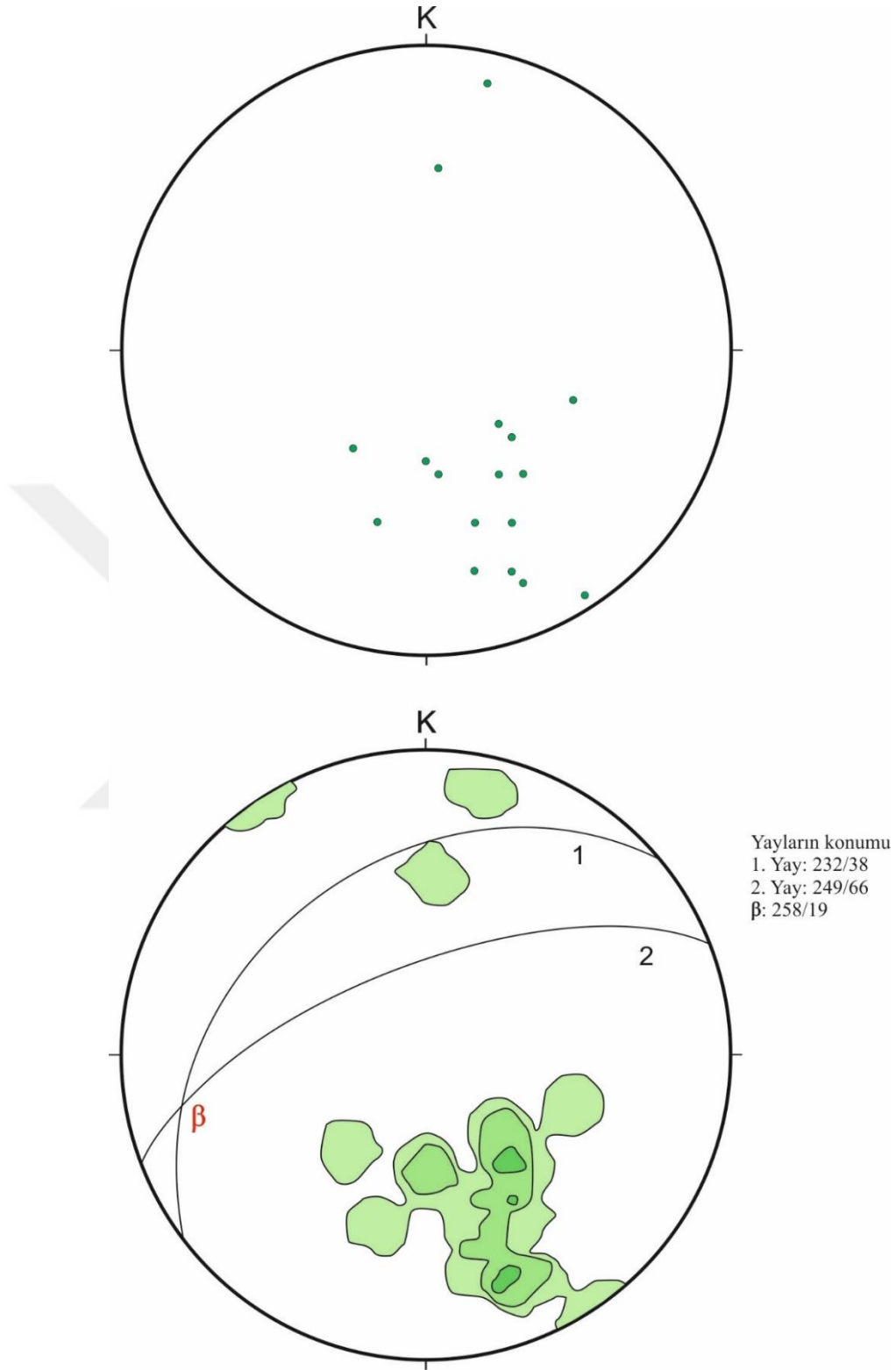
Güney bloğu oluşturan tüm birimlere ait kıvrım eksenleri göz önünde bulundurulduğunda,

Karapınar: 258/19,

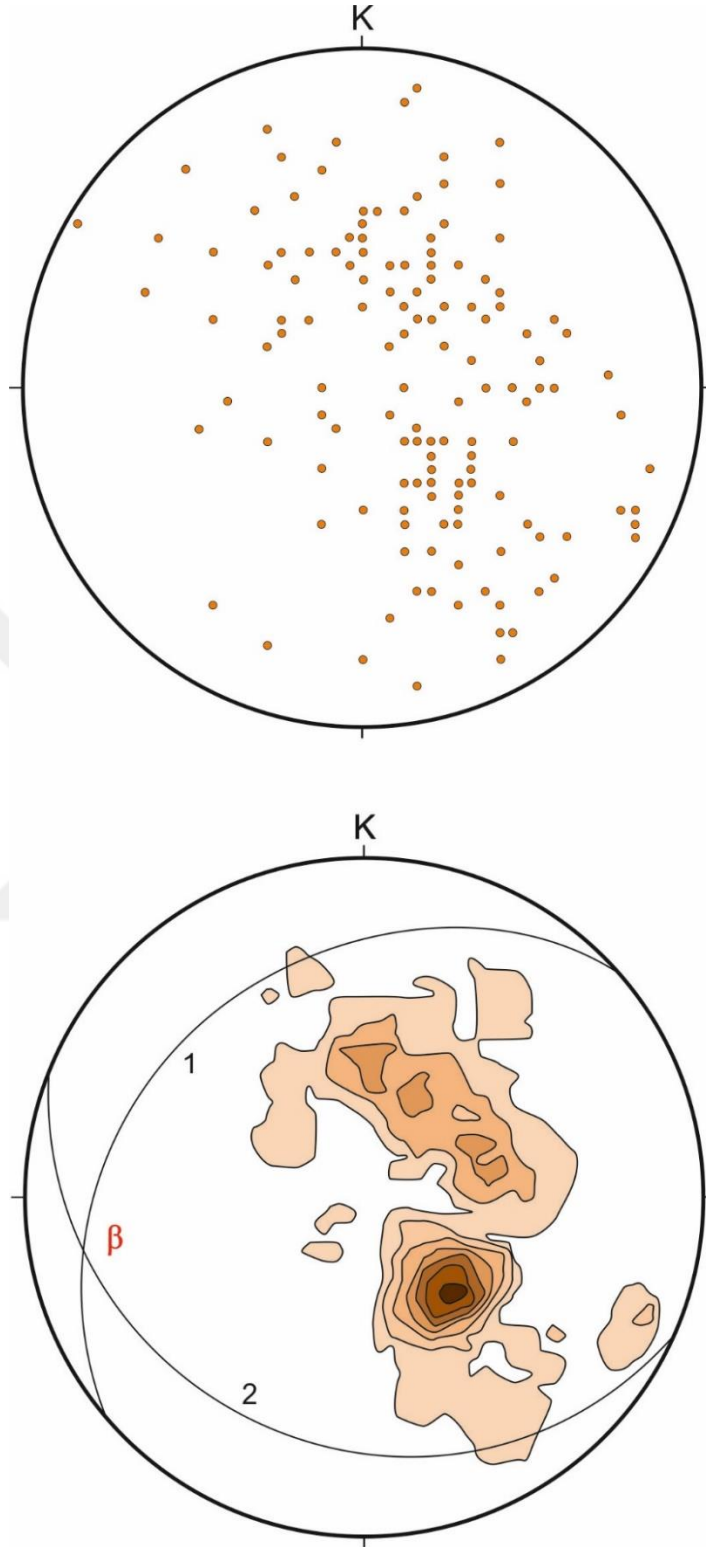
Bulak: 248/12,

Bozarmut: 246/7,

Sarpun: 247/16 değerleriyle benzerlik göstermektedir. Buna göre Güney Blok'ta hâkim olan kıvrım eksenini KD-GB gidişli, GB'ya dalımlıdır.

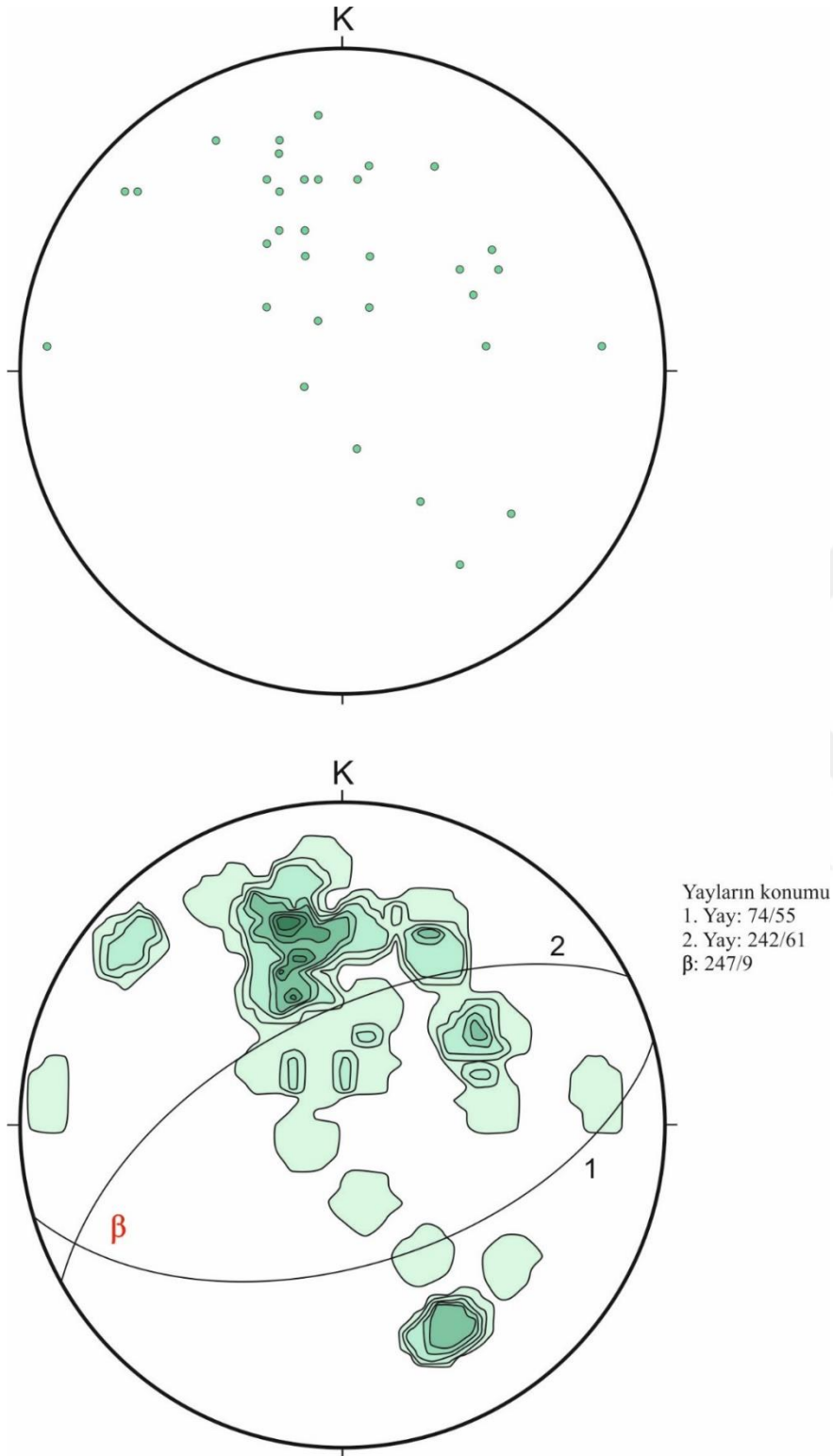


Şekil 4. 184: Karapınar Birimi'nde ölçülen toplam 17 adet foliasyon ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.

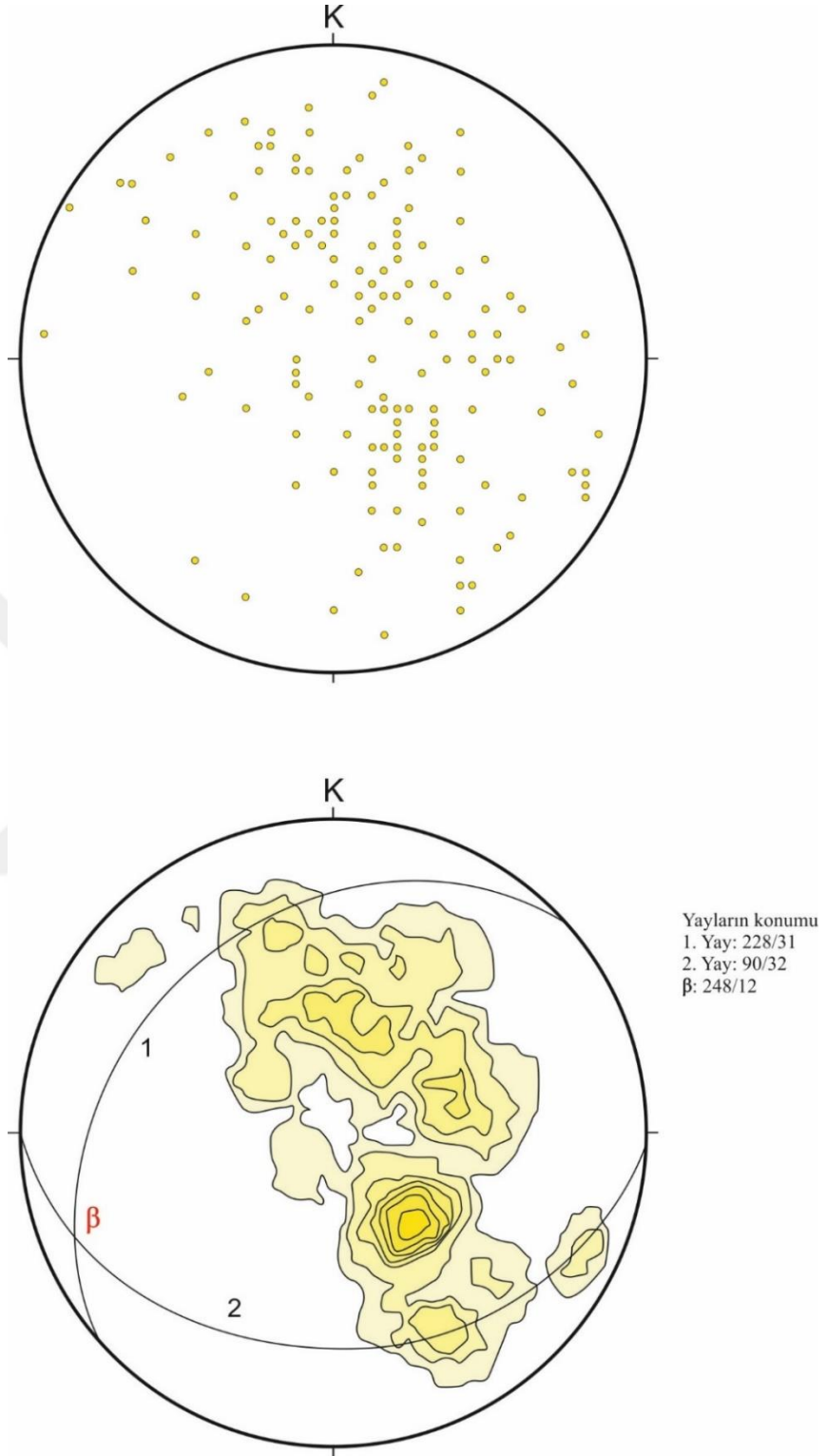


Yayların konumu
1. Yay: 229/31
2. Yay: 113/28
 β : 257/17

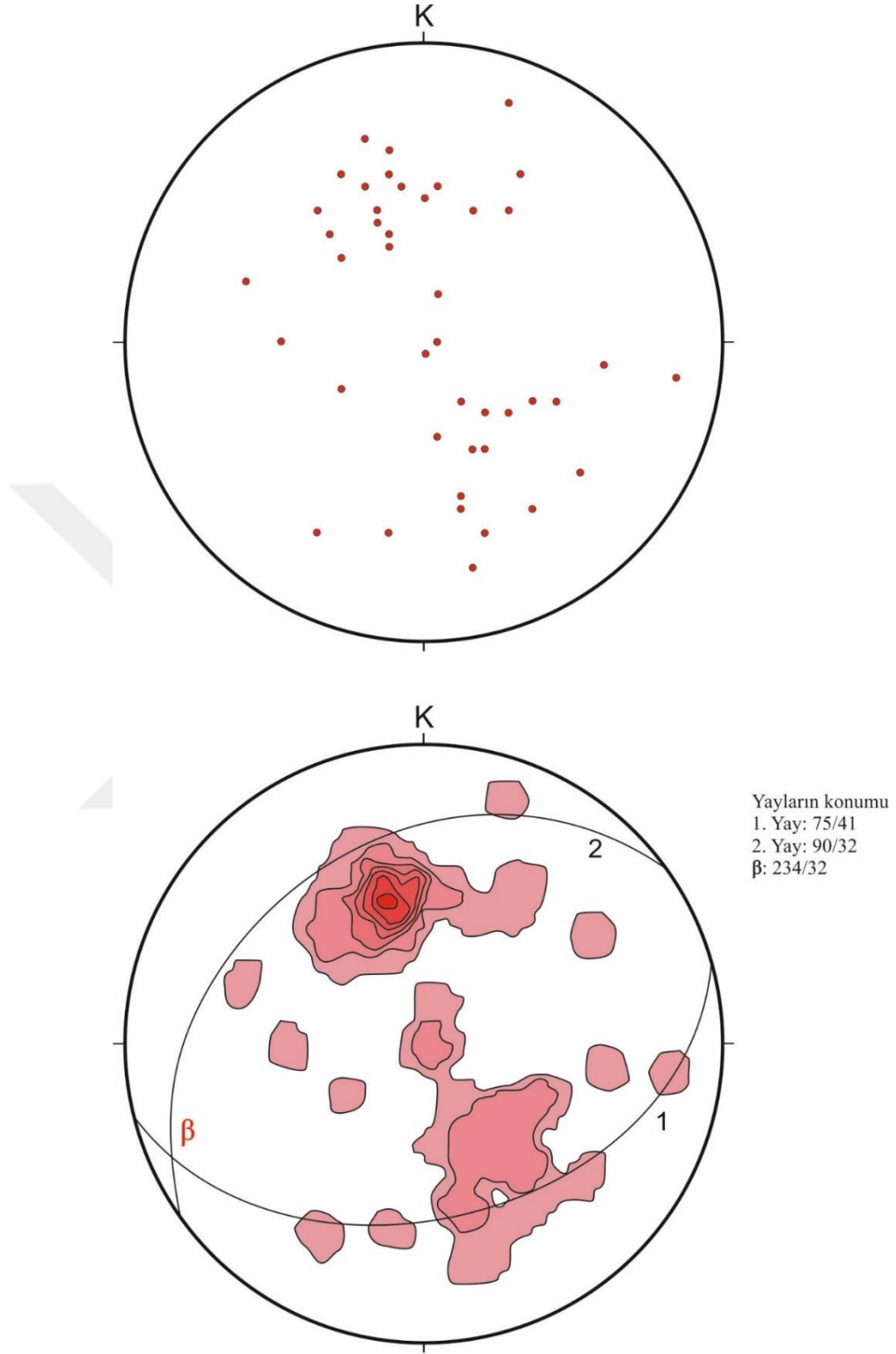
Şekil 4. 185: Bulak Birimi fillatlarında ölçülen toplam 153 adet foliasyon ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.



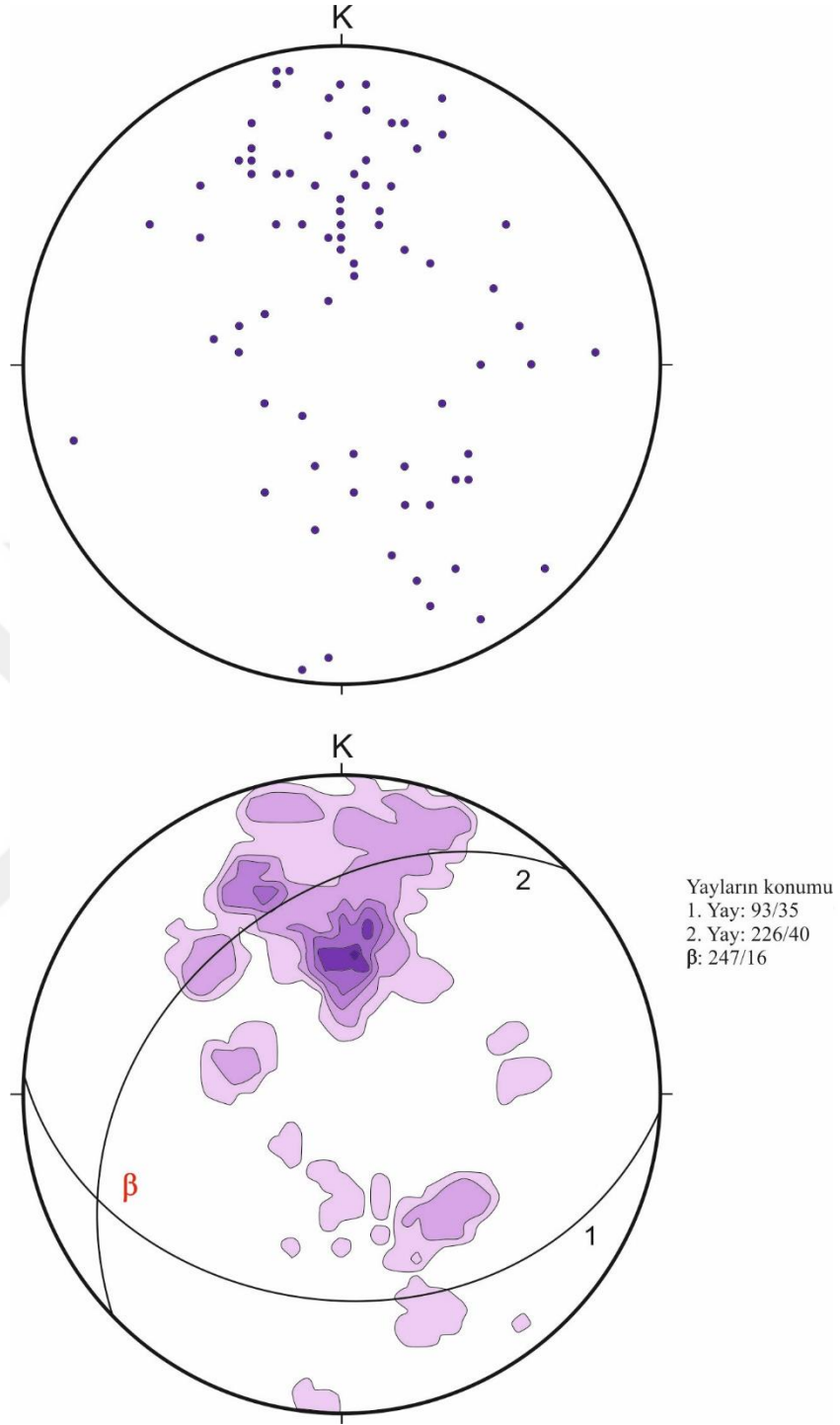
Şekil 4. 186: Bulak Birimi volkanoklastik kayalarında ölçülen toplam 36 adet foliasyon ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.



Şekil 4. 187: Bulak Birimi'ne ait tüm kayalarda ölçülen toplam 189 adet foliasyon ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.



Şekil 4. 188: Bozarmut Birimi metalavlarında ölçülen toplam 48 adet foliasyon ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.



Şekil 4. 189: Sarpun Metamorfiti'nde ölçülen toplam 80 adet foliasyon ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.

Kuzey Blok

Tektonostratigrafi bölümünde değinildiği üzere, inceleme alanının kuzeyindeki bloğu metamorfik olmayan birimler oluşturmaktadır. Bu birimlerin en yaşlısı, Küre Kompleksi'nin türbiditik seviyesini temsil eden kumtaşı-şeyl ar dalanmasından oluşan Akgöl Formasyonu'dur. Akgöl Formasyonu'nundaki tabakalarda gözlenen hâkim doğrultu KD-GB ve D-B yönlerindedir. Tabaka eğimleri ise KB ve K'ye doğrudur.

Akgöl Formasyonu üzerine uyumsuz olarak çökelmiş Bürnük Formasyonu tabaka ölçüleri D-B doğrultulu, K'ye eğimli ve KD-GB doğrultulu, KB'ye eğimli olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır.

Bürnük Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen İnaltı Formasyonu, kıvrımlı bir yapı sunmaktadır. Bu kıvrımlı yapıyı oluşturan tabakalar, Küçükkaya Sırtı güneydoğu yamaçlarında K-KD doğrultulu, B-KB eğimli olacak şekilde konumlanmışlardır. İnaltı Formasyonu'na ait kireçtaşları, Kılıçkaya Tepe ve inceleme alanının KB ucundaki Yemlikli Mevkii civarında ise DB ve KB-GD doğrultulu tabakalara da sahiptir.

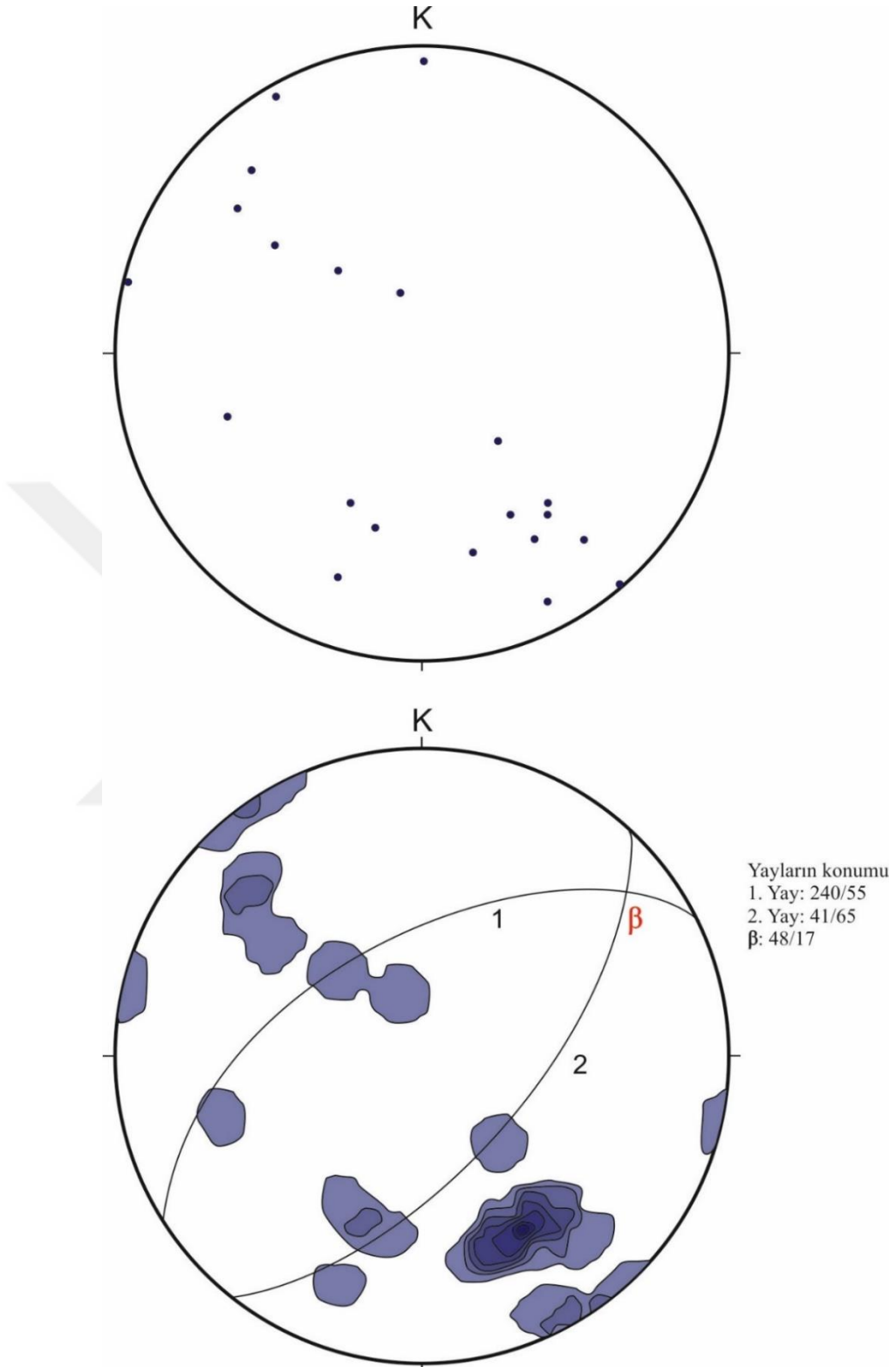
İnaltı Formasyonu üzerine uyumlu olarak çökelmiş Çağlayan Formasyonu'nda, hâkim tabaka doğrultusu KD-GB'dir. Bu tabakaların eğimleri KB ve GD olacak şekilde iki farklı yönde gelişmiştir.

Akgöl Formasyonu'nda toplam 23 adet tabaka ölçüsü alınmıştır. Bu ölçüler, stereografik yöntemlerle Schmidt ağı alt yarıküresi üzerinde nokta ve kontur diyagramlarıyla gösterilmektedir (Şekil 4. 190). Bu ölçülere göre kıvrım eksenini β , 48° gidiş ve 17° dalıma sahiptir.

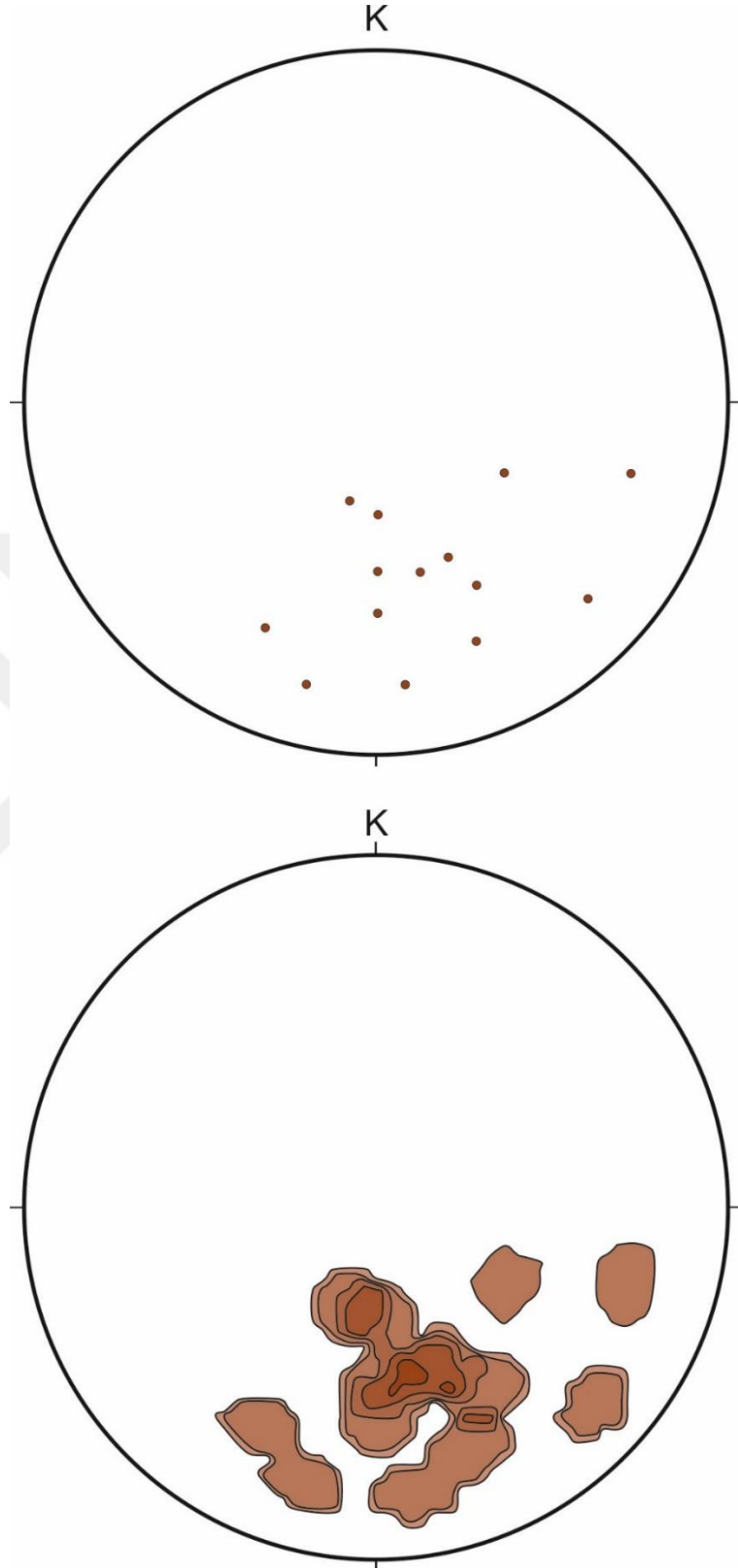
Bürnük Formasyonu'ndan alınan 14 adet tabaka doğrultu ve eğim ölçüsü nokta ve kontur diyagramları Şekil 4. 191'de yer almaktadır.

İnaltı Formasyonu'na ait 16 tabaka ölçüsü Şekil 4. 192'deki nokta ve kontur diyagramlarında gösterilmektedir.

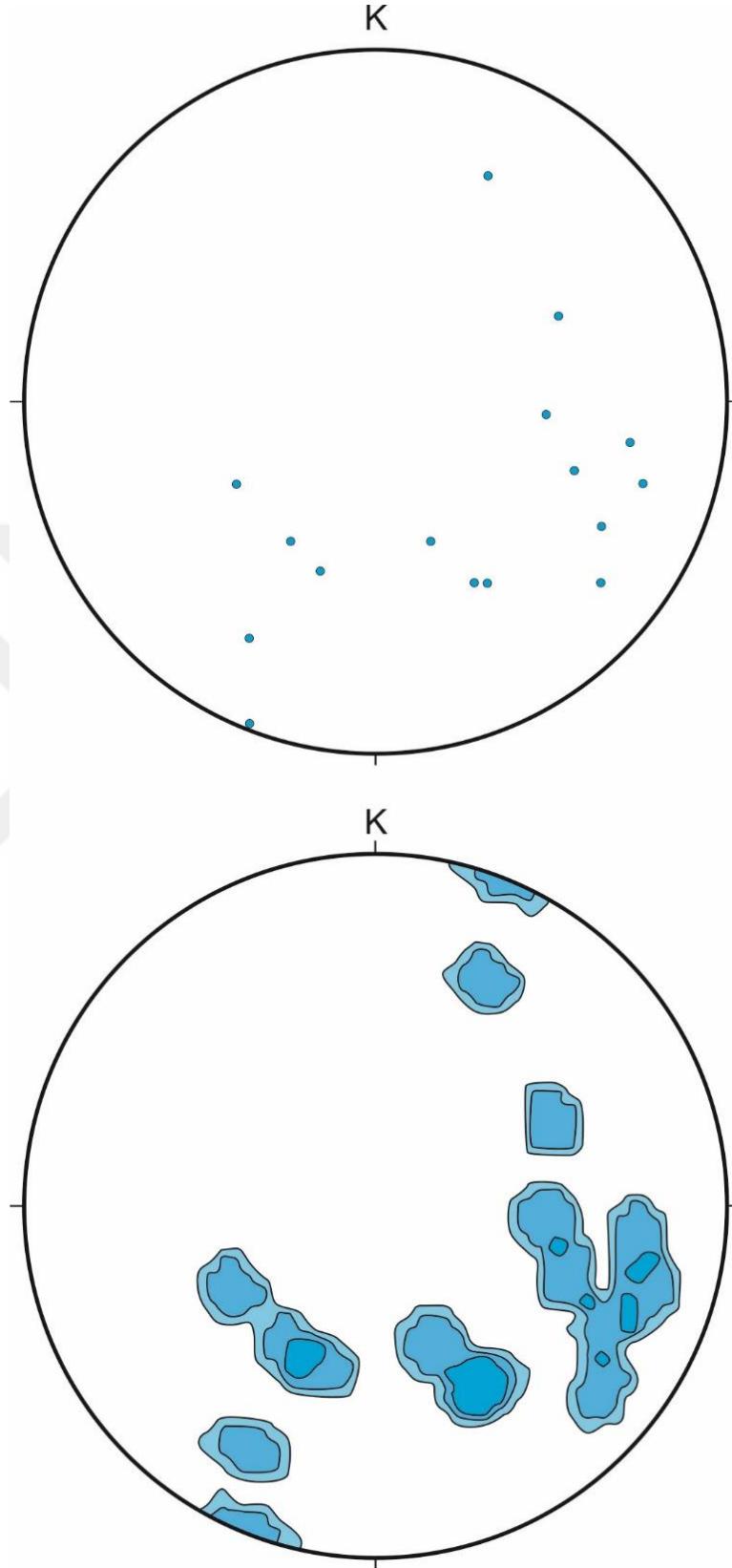
Çağlayan Formasyonu'na ait 19 adet tabaka ölçüsü, Schmidt ağı alt yarıküresi üzerinde değerlendirilmiştir. Nokta ve kontur diyagramları Şekil 4. 193'de yer almaktadır.



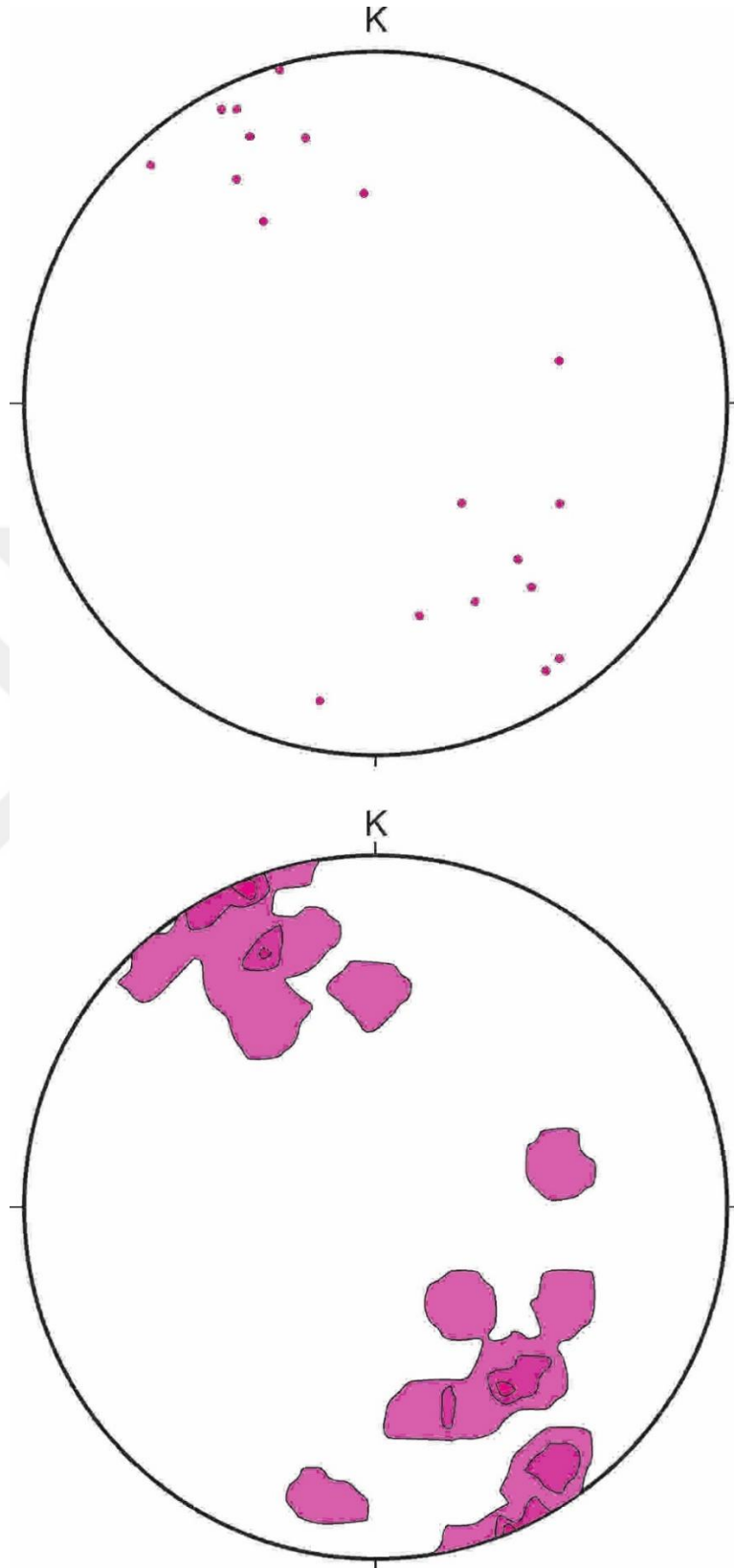
Şekil 4. 190: Akgöl Formasyonu'na ait toplam 23 adet tabaka ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.



Şekil 4. 191: Bürnük Formasyonu'na ait toplam 14 adet tabaka ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.



Şekil 4. 192: İnaltı Formasyonu'na ait toplam 16 adet tabaka ölçüsünün nokta ve kontur diyagramları.



Şekil 4. 193: Çağlayan Formasyonu nokta ve kontur diyagramları.

4.6.1.2. Çizgisel Yapılar

İnceleme alanındaki çizgisel yapıları, buruşma klivajları ve kıvrım eksenleri oluşturmaktadır. Bu yapılar, Güney Blok'ta bulunan metamorfik dilimler olan Bulak Birimi ve Sarpun Metamorfiti'nde, özellikle fillat seviyelerinde belirgin olarak gözlenmiştir.

Bulak Birimi

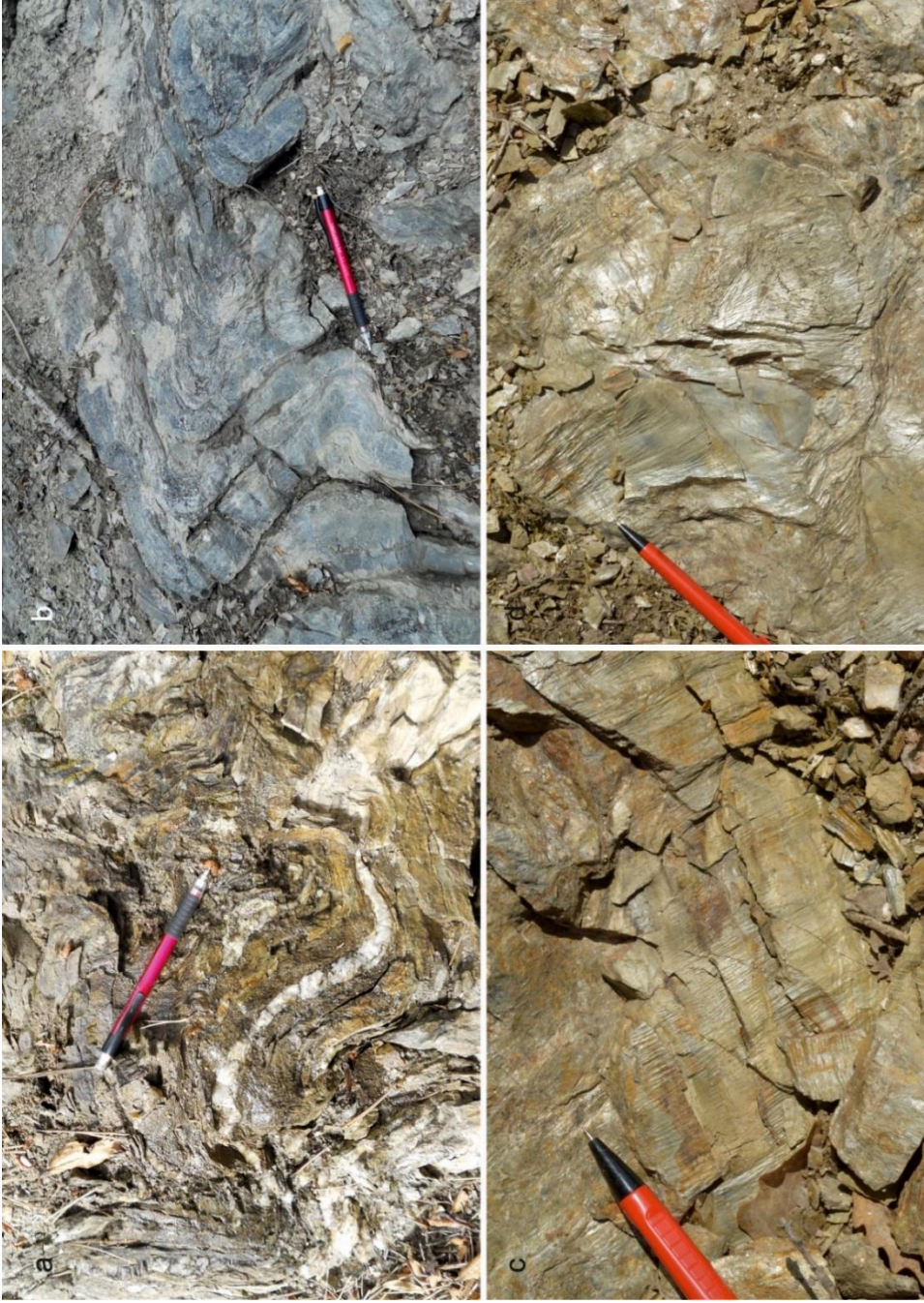
Bulak Birimi'nde mostra ölçeğinde çok sayıda kıvrımın geliştiği gözlenmiştir. Bu kıvrımların eksen düzlemleri, foliasyon düzlemlerine paraleldir. Birimde gelişen kıvrımlar genellikle asimetrik ve yatık kıvrımlardır (Şekil 4. 194). Bunların dışında, şevron (zik-zak) kıvrımlara da rastlanmaktadır (Şekil 4. 10b) Arazide geniş bir alan kaplayan bu birimin bu denli kıvrımlandığı göz önünde bulundurulduğunda, gerçek kalınlığının hesaplanandan çok daha ince olduğu düşünülebilir. Bulak Birimi'nde ölçülen 77 adet kıvrıma ait eksen çizgisi, Schmidt ağı alt yarım küresi üzerinde değerlendirilmiştir (Şekil 4. 195). Buna göre KD-GB gidişli, GB'ya dalımlı ve KB-GD gidişli ve KB'ya dalımlı iki farklı kıvrım eksen grubu olduğu görülmektedir.

Bulak Birimi'ne ait fillatların foliasyon düzlemleri üzerinde gelişmiş olan lineasyonlar, buruşma klivajı lineasyonlarıdır. Buruşma klivajlarından ölçülen 43 adet lineasyon ölçüsü Schmidt ağı alt yarım küresinde değerlendirilmiştir (Şekil 4. 196). Buna göre buruşma klivajı eksenlerinin, kıvrım eksenlerine benzer olarak KD-GB gidişli, GB'ya dalımlı ve KB-GD gidişli ve KB'ya dalımlı iki farklı grupta yoğunlaşmaktadır.

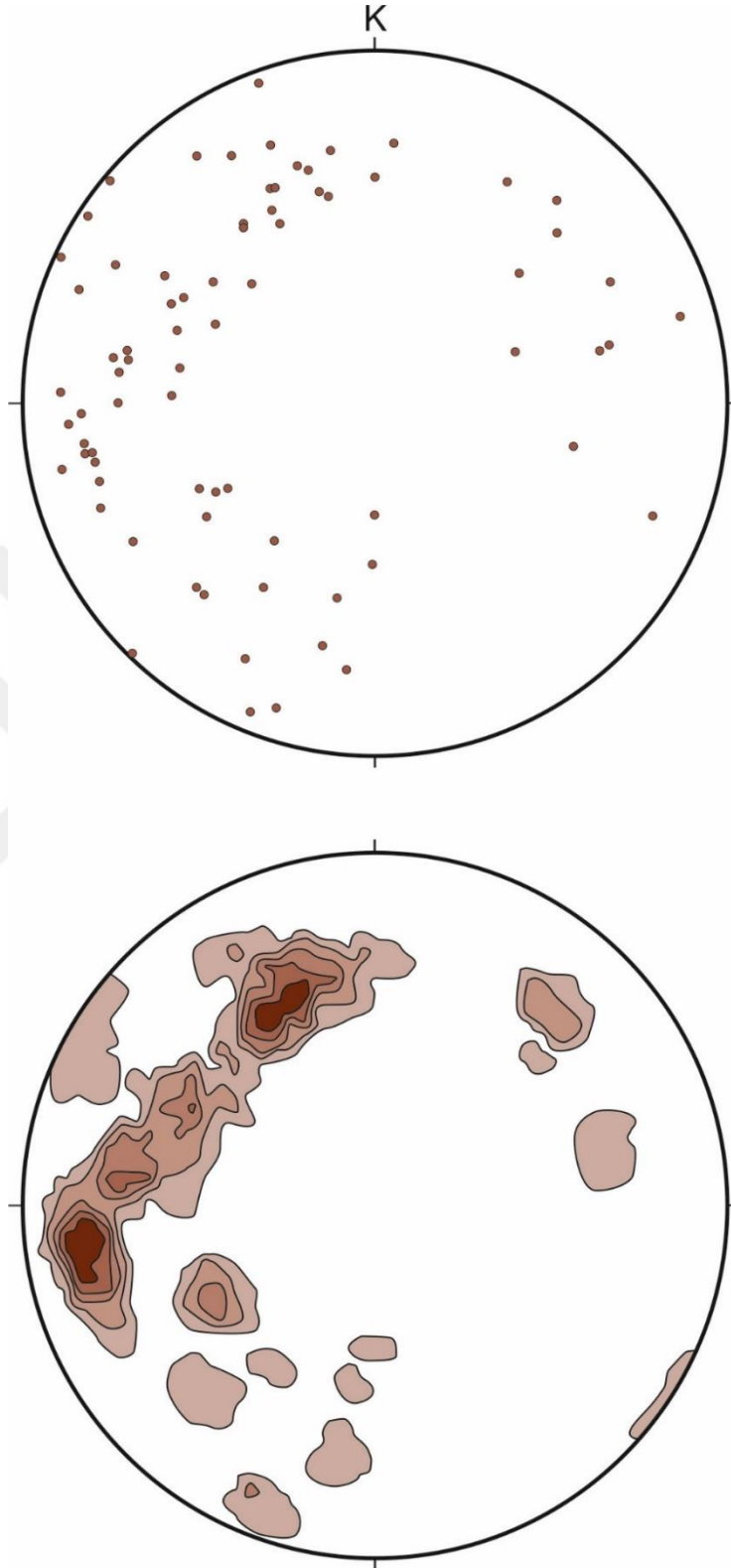
Sarpun Metamorfiti

Sarpun Metamorfiti'nde yaygın olarak şevron kıvrımlar gelişmiştir (Şekil 4. 198). Bu birimde ölçülen 24 adet kıvrım eksenini Schmidt ağı alt yarım küresinde değerlendirilmiştir. Şekil 4. 199'deki nokta ve kontur diyagramından görüleceği üzere, Sarpun Metamorfiti'nde gelişmiş kıvrımların eksenleri farklı yönlerde saçılma göstermektedir. Bunlardan en belirgin olanı KB-GD gidişli ve KB dalımlı olan gruptur. Bu grup, Bulak Birimi'ndeki bir grup kıvrım eksenleriyle de uyumludur.

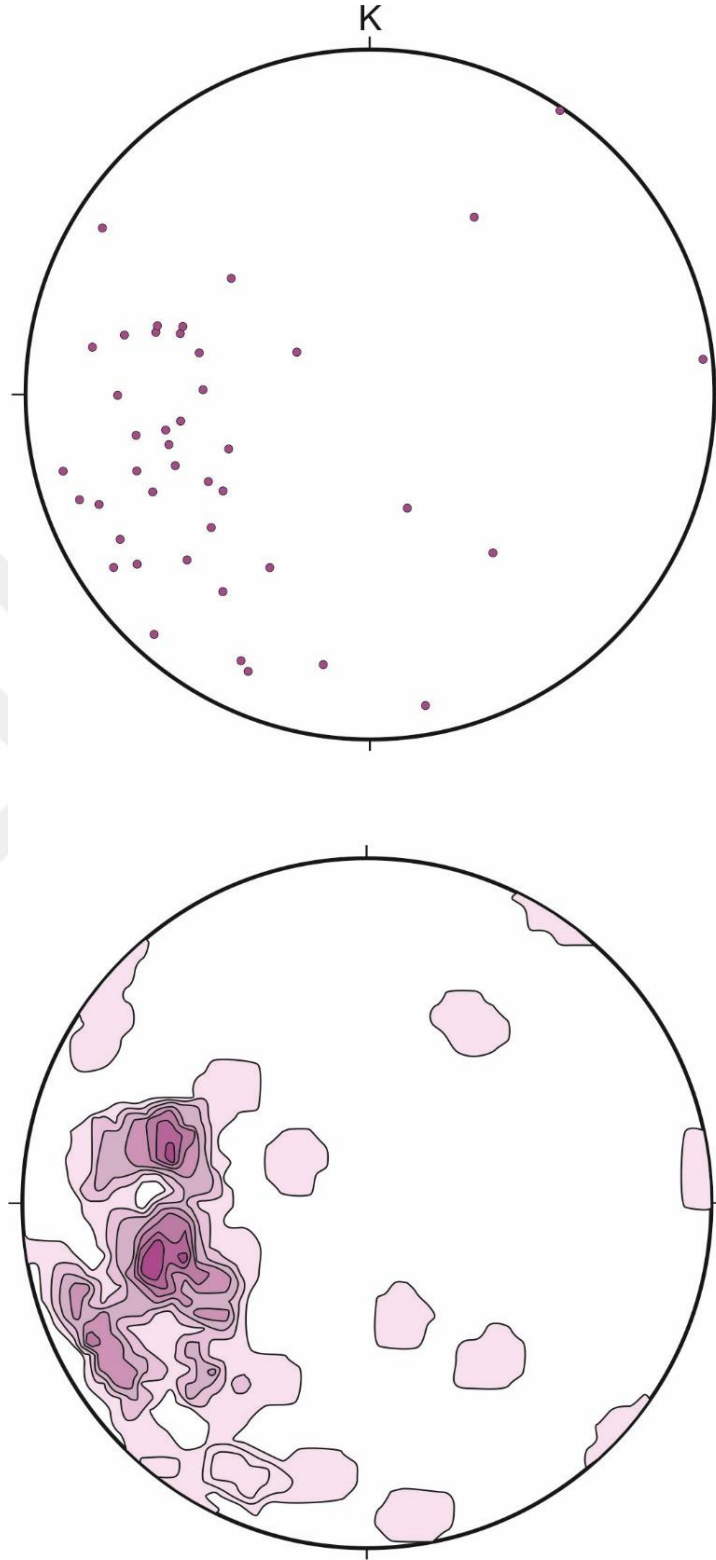
Bu birimde gelişmiş lineasyonlar ise, yine buruşma klivajı lineasyonlarıdır. Buruşma klivajlarından ölçülmüş 12 adet lineasyonun nokta ve kontur diyagramları Şekil 4. 200'de verilmektedir.



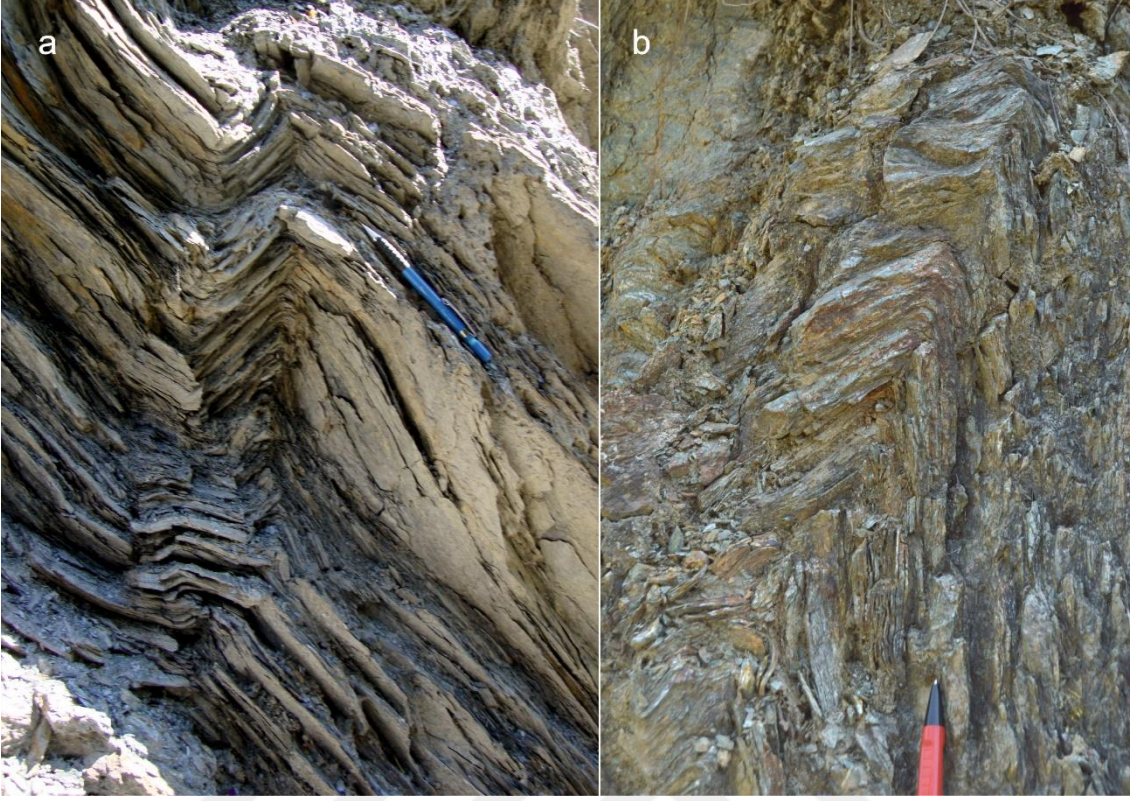
Şekil 4. 194: Bulak Birimi'nde gözlenen mostra ölçüğünde kıvrımlar (a ve b) ve buruşma klivajları (c ve d).



Şekil 4. 195: Bulak Birimi'ne ait 77 adet kıvrım eksen çizgisinin nokta ve kontur diyagramları.



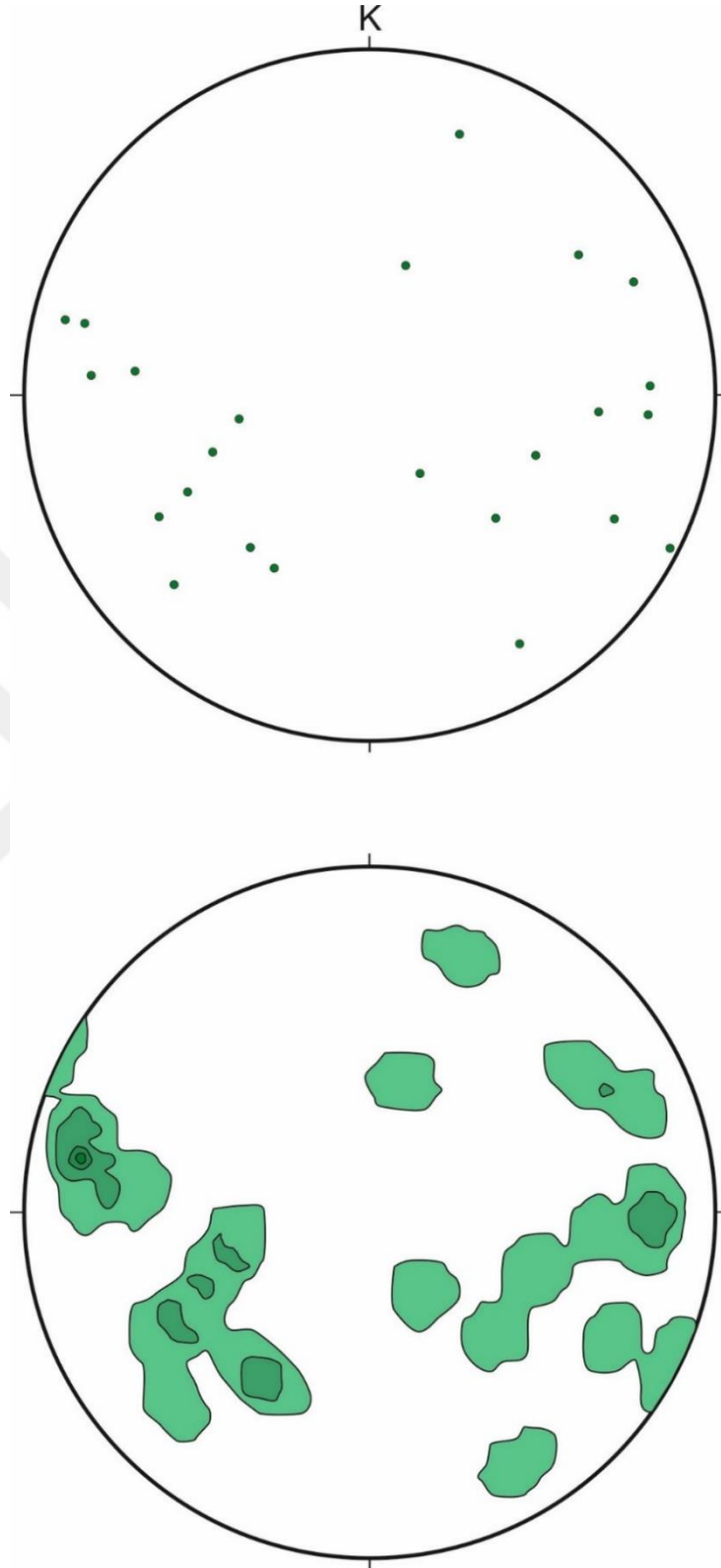
Şekil 4. 196: Bulak Birimi'ne ait 43 adet buruşma klivajı lineasyonunun nokta ve kontur diyagramları.



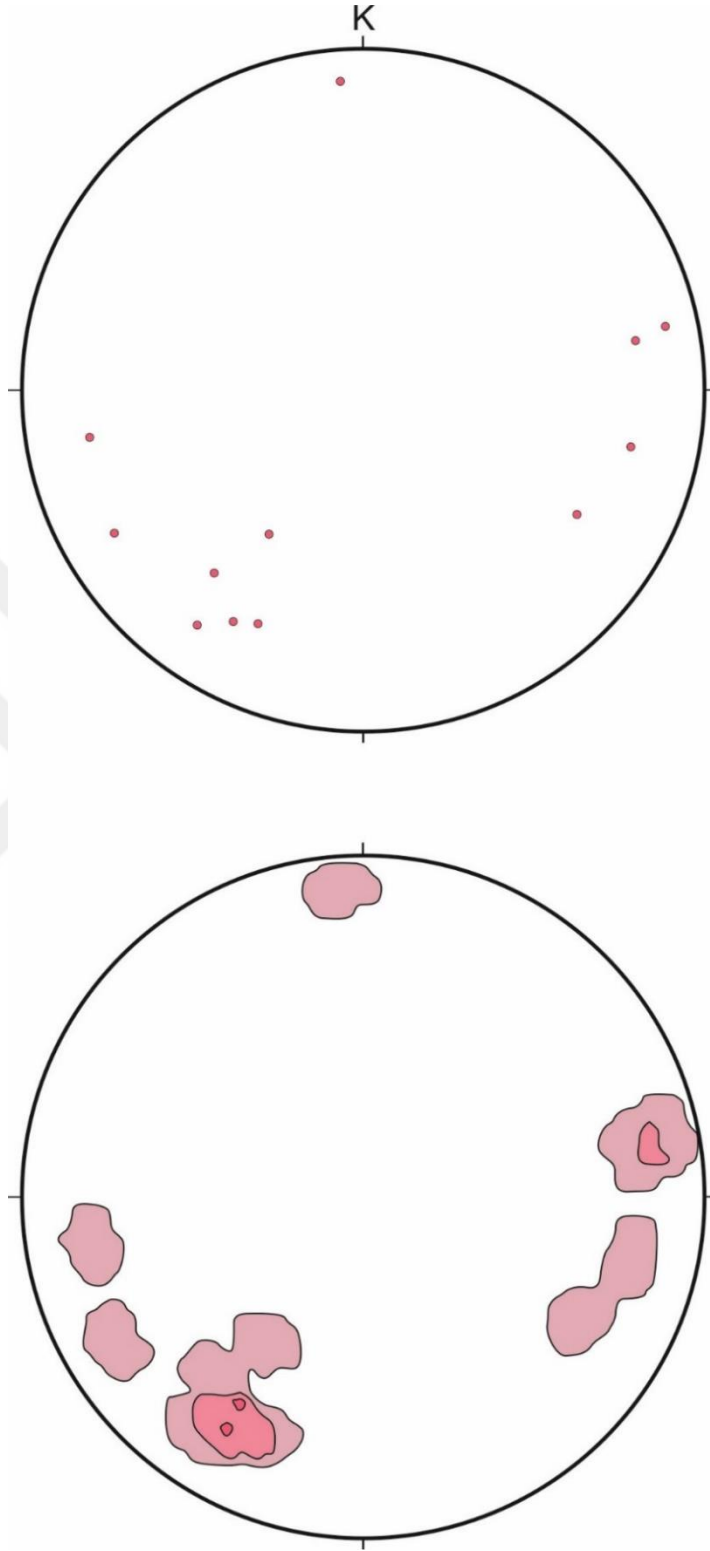
Şekil 4. 197: Sarpun Metamorfiti'nde gelişmiş kıvrımlar.



Şekil 4. 198: Sarpun Metamorfiti'ne ait fillat seviyelerinde gelişmiş buruşma klivajlarına bir örnek.



Şekil 4. 199: Sarpun Metamorfiti'ne ait 24 adet kıvrım eksen çizgisinin nokta ve kontur diyagramları.



Şekil 4. 200: Sarpun Metamorfiti'ne ait 12 adet buruşma klivajı lineasyonunun nokta ve kontur diyagramları.

4.6.1.3. *Faylar*

Tektonostratigrafi bölümünde de değinildiği gibi, inceleme alanı güney ve Kuzey Blok olmak üzere iki kısma ayrılmaktadır.

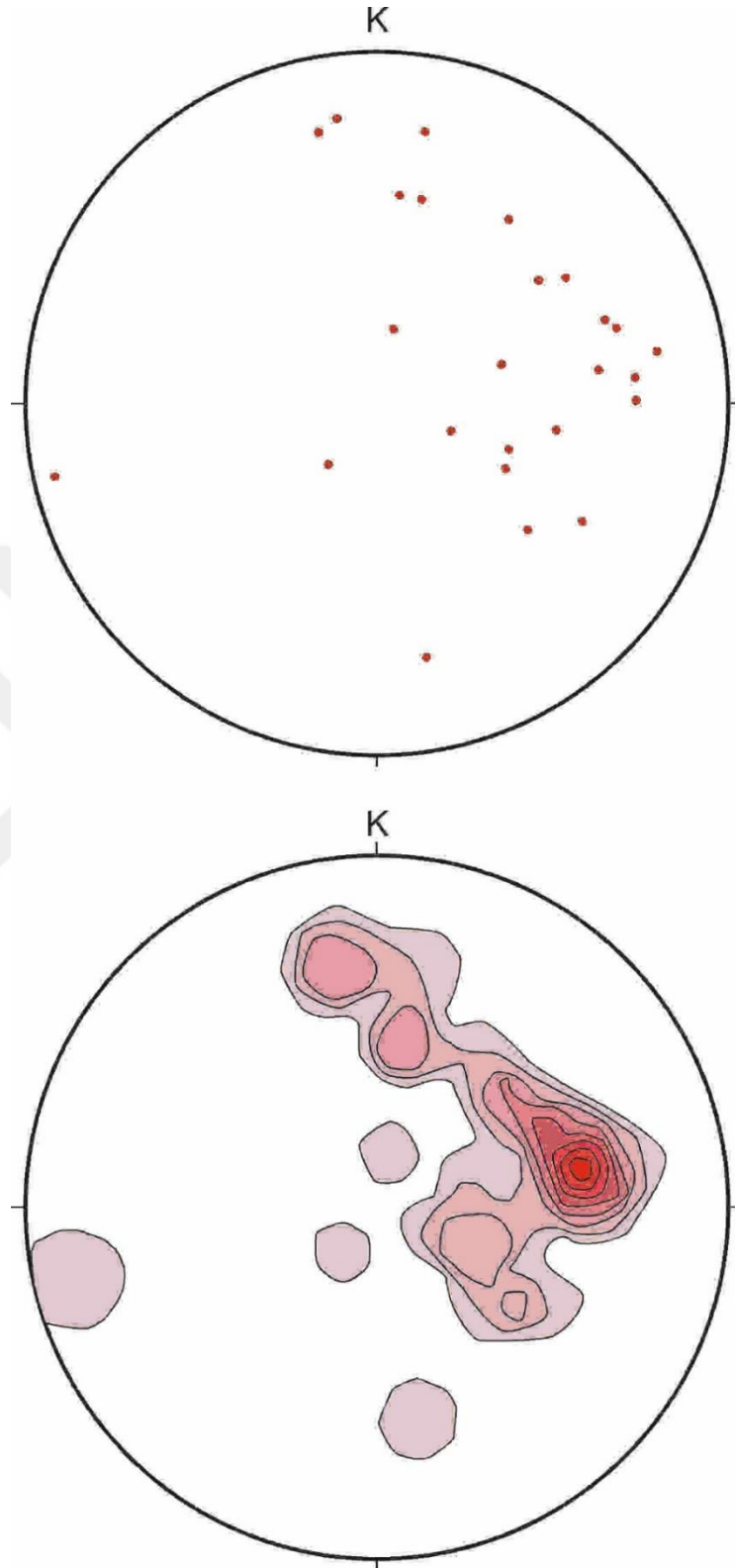
Güney bloğu oluşturan birimler, Karapınar, Bulak Bozarmut ve Sarpun Metamorfiti, birbirleri üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadır. Bu dokanaklar, düşük açılı ters faylardan oluşmaktadır. Güney Blok'ta bulunan ve Çangaldağ Kompleksi'ni oluşturan bu metamorfik birimler, daha güneyde Ekinveren Fayı ile kendilerinden daha genç örtü birimleri üzerine itilmişlerdir.

Kuzey ve Güney Bloğu birbirinden ayıran fay zonunu ise doğrultu atımlı bir makaslama zonu oluşturmaktadır. Yaklaşık 18 km'lik bu zon boyunca birimler birbiri üzerine itilmiştir. Bu makaslama, Muşrup Metamorfiti ve Çağlayan Formasyonlarının içlerinde mermer ve diyorit blokları bulundurmasına neden olmuştur.

Özellikle Sarpun Metamorfiti'nin tabanında bulunan mermerlerde ve Çağlayan Formasyonu içindeki mermer bloklarında iyi gelişmiş fay düzlemleri ve fay çizikleri gözlenmektedir (Şekil 4. 201 a, b ve c). Yapılan ölçümlere göre fay düzlemleri, genel olarak D-B doğrultulu bir makaslama işaret etmektedir.



Şekil 4. 201: İnceleme alanında bulunan fay zonları boyunca gelişen yapılar. a ve c. Çağlayan Formasyonu içinde bir kireçtaşı bloğunda gelişmiş, sol yönlü bir atımı gösteren fay kertikleri. b. Bir mermer bloğunda fay çizikleri. d. Bozarmut ve Bulak Birimleri faylı dokanığında gelişmiş fay breşleri. |



Şekil 4. 202: Bulak- Kıvrım eksen düzlemleri (25 adet)

4.6.2. Mikro Yapılar

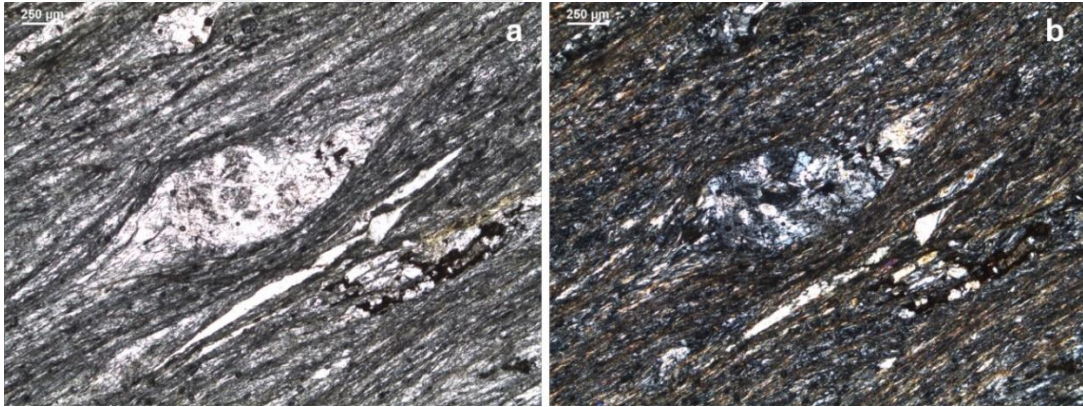
Bu bölümde, inceleme alanında yer alan kaya birimlerinde gelişen mikro yapılara değinilecektir. Bu yapılardan elde edilen veriler ışığında, kayaçların geçirdiği farklı deformasyon evrelerinin ortaya konması da amaçlanmaktadır.

İnceleme alanında Güney Bloğu oluşturan Çangaldağ Kompleksi'ne ait üç birimde deformasyon ve makaslama belirteci olabilecek mikro yapılara rastlanmıştır. Aşağıda sırasıyla, Karapınar Birimi, Bulak Birimi ve Sarpun Metamorfiti'nde bulunan bu yapılar anlatılacaktır.

4.6.2.1. Karapınar Birimi

Karapınar Birimi'nde görülen mikro yapılar, metavolkanoklastiklerde gelişmiş sigma tipi porfiroklastlar ve domino yapılarıdır.

11-79 numaralı örnekte, bir plajyoklas minerali, tanımlanamayacak kadar ufak taneli bir matriksle sarmalanmış, σ (sigma) tipi porfiroklast halindedir. Bu porfiroklast, sol yönlü bir makaslama işaret etmektedir (Şekil 4. 203).



Şekil 4. 203: Karapınar Birimi'ne ait bir metavolkanoklastik kaya örneğinde, ufak taneli matriksle sarmalanmış σ tipi plajyoklas porfiroklastı. a. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 11-79.

11-80 numaralı örnekte “kitap rafı kayma yapıları” olarak da bilinen domino yapıları gelişmiştir. Kloritlerle ardalanmalı kuvars seviyelerinde gelişen bu yapılar, sol yönlü bir makaslama işaret etmektedir (Şekil 4. 204).



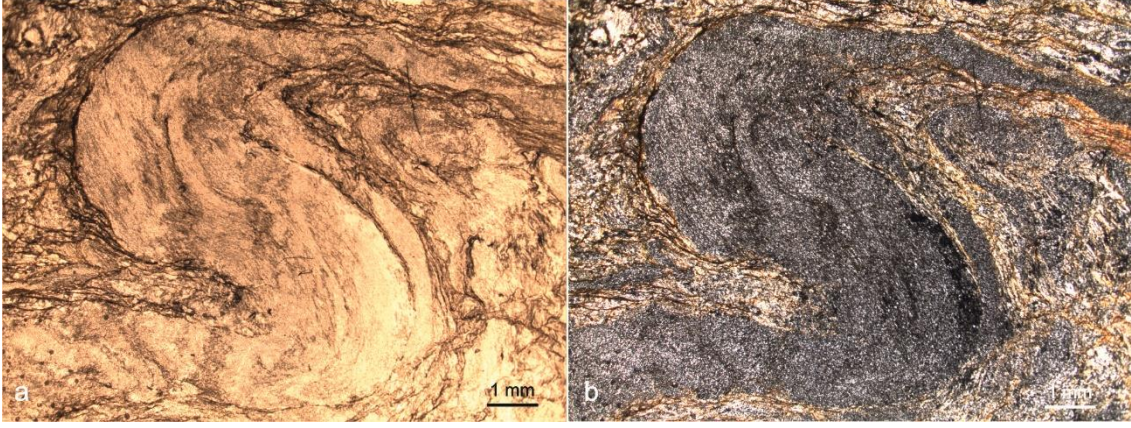
Şekil 4. 204: Metavolkanoklastik bir kayada gelişmiş domino yapıları. Doğru ışık. Örnek no: 11-80.

4.6.2.2. *Bulak Birimi*

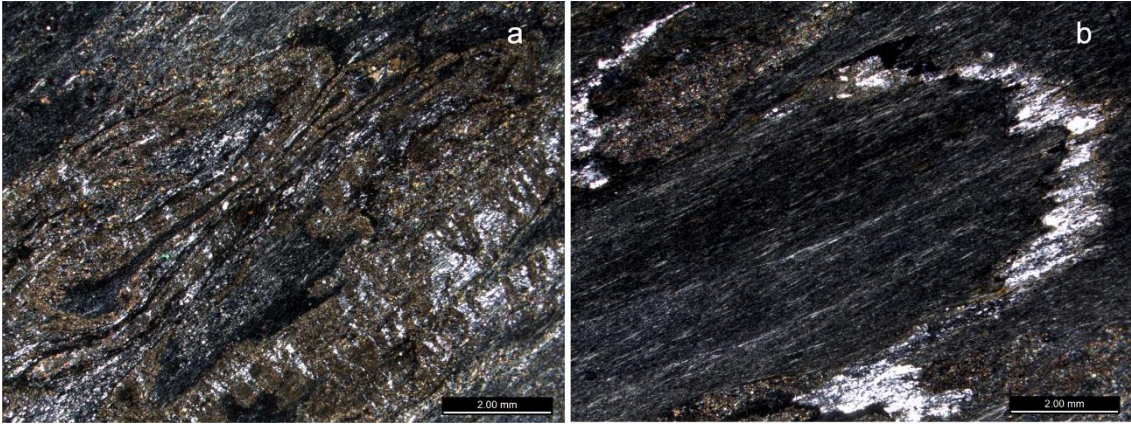
Baskın olarak fillat türü kayalardan oluşan Bulak Birimi, inceleme alanında, özellikle kıvrımlanmanın en çok gözleendiği birimdir. Hem makro, hem de mikro olarak gözlenen bu kıvrımlar, birimin aslında geniş bir alanda ve bugünkü halinden çok daha ince bir kalınlıkta çökeldiğini göstermektedir. Daha sonra gelişen deformasyonla birim kıvrımlanarak, bugünkü kalınlığına ulaşmıştır. Kıvrım eksen düzlemlerinin ana foliasyon düzlemlerine paralel olarak geliştiği gözlenmektedir. (Şekil 4. 205, Şekil 4. 206).

11-185 numaralı örnekte, asimetric bir 'S' tipi kıvrım gözlenmektedir. Kıvrımın ortada kalan kanadı, yan kanatlara göre kalınlaşmıştır. Bu yapı, sol yönlü bir makaslamanın ürünü olarak gelişmiş olmalıdır (Şekil 4. 205).

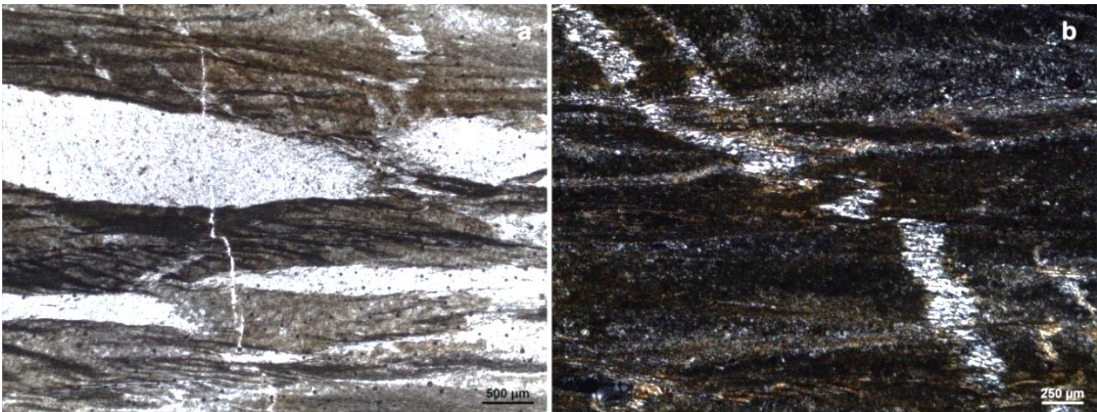
11-81 numaralı örnek, sıkça kuvars damarlarıyla kesilmiştir. Bu kuvars damarları da kıvrımlanmış ve ana foliasyona paralel bir yönelme kazanmıştır. Aynı örnekte kuvars damarlarının yer yer koptuğu da gözlenmektedir (Şekil 4. 207).



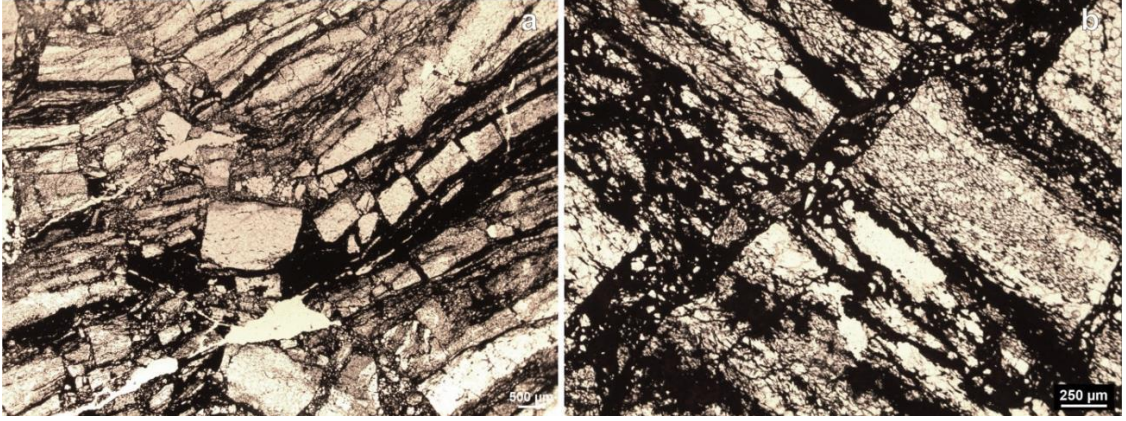
Şekil 4. 205: Bulak Birimi'ne ait fillatlarda, kuvarşça zengin seviyede gelişmiş "S" kıvrımı. a. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 11-185.



Şekil 4. 206: Epidotça zengin seviyeler (a) ve kuvarş damarının (b) oluşturduğu izoklinal kıvrımlar. Foliasyonların eksen düzleli foliasyonu olarak geliştiği görülmektedir. Çapraz ışık. Örnek no: 12-329.



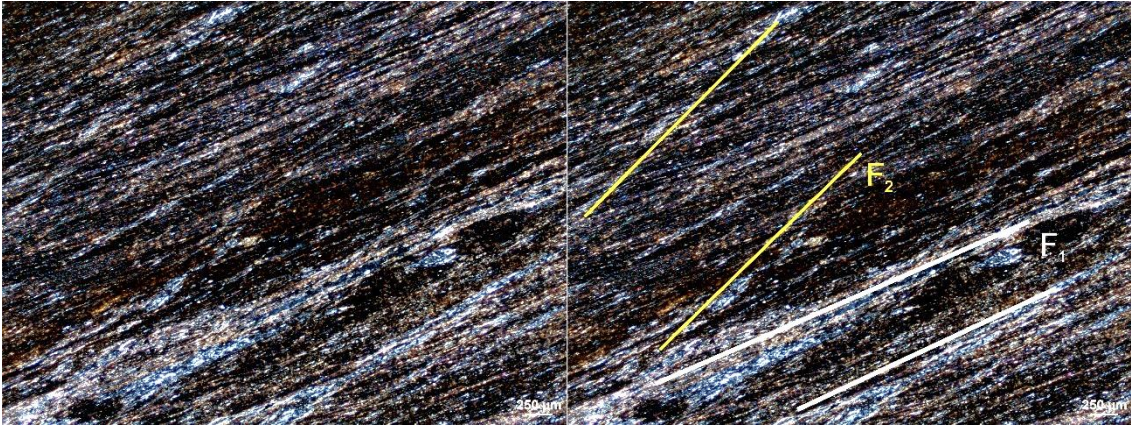
Şekil 4. 207: Fillatları kesen kuvarş damarlarında kopma ve kıvrımlanmalar. a. Doğru ışık. b. Çapraz ışık. Örnek no: 11-81.



Şekil 4. 208: Bulak Birimi'ne ait bir kuvarsit örneği. a. Önce, sünek deformasyonun gerçekleşmesiyle oluşan kuvars bantlarının, gevrek deformasyon evresinde kırılmasıyla oluşan mikro faylar boyunca ötelenmesi. b. Mikro fay zonlarında gelişmiş fay breşleri. Doğru ışık. Örnek no: 12-24.

Mika ve kuvarsça zengin fillatlar arasında saptanmış bir kuvarsit örneğinde, oluşmuş kuvars bantlarının daha sonra gevrek deformasyon etkisiyle kırıldığı ve yer yer mikro faylarla ötelendiği görülmüştür. Bu mikro faylar boyunca, fay breşleri gelişmiştir (Şekil 4. 208 a, b).

Bulak Birimi'nde yapılan petrografik incelemelerde, yalnızca bir örnekte, iki farklı yönde foliasyon geliştiği gözlenmiştir. Bu foliasyonlardan biri oldukça belirgin iken, diğeri fark edilemeyecek kadar siliktir (Şekil 4. 209).

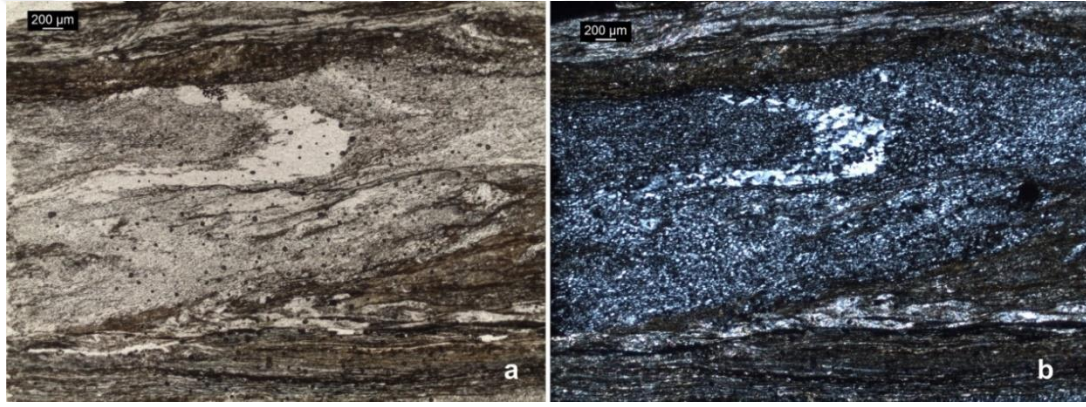


Şekil 4. 209: Fillatlarda biri daha az belirgin olmak üzere gelişmiş iki farklı foliasyon. Çapraz ışık. Örnek no: 11-196.

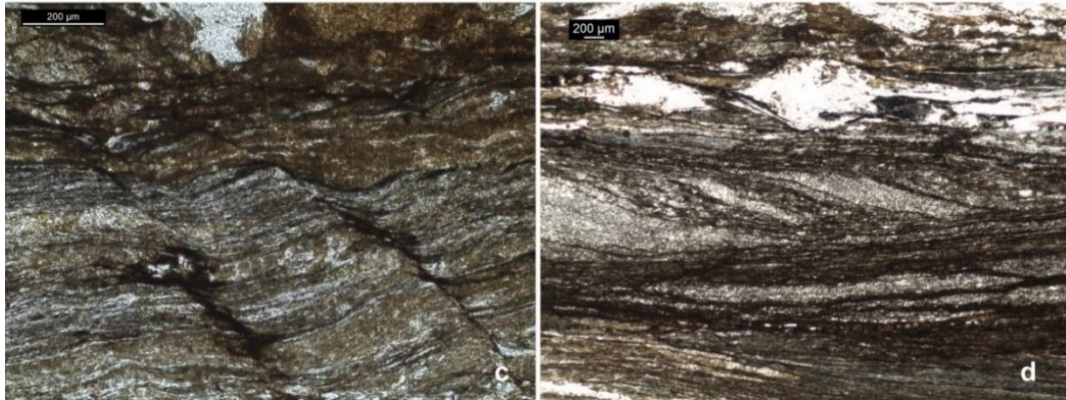
4.6.2.3. Sarpun Metamorfiti

Sarpun Metamorfiti'nde görülen mikro yapılar, bu birime ait fillatlarda gözlenmektedir. Bu yapılardan biri, kuvars ve albitçe zengin seviyelerde gelişmiş kapalı kıvrımlardır (Şekil 4. 210). Bu kayaçlarda S-C tipi makaslama bandı klivajları gelişmiştir. Bir tür buruşma klivajı olan S-C yapıları, buruşma klivajlarının aksine sıkışma değil, bir gerilmenin sonucu oluşmaktadır. Önceki foliasyon (S) ve daha sonra gelişen makaslama bantları (C), S-C yapısını meydana getirmektedir. C düzlemleri, makaslama düzlemine paraleldir (Şekil 4. 211 a).

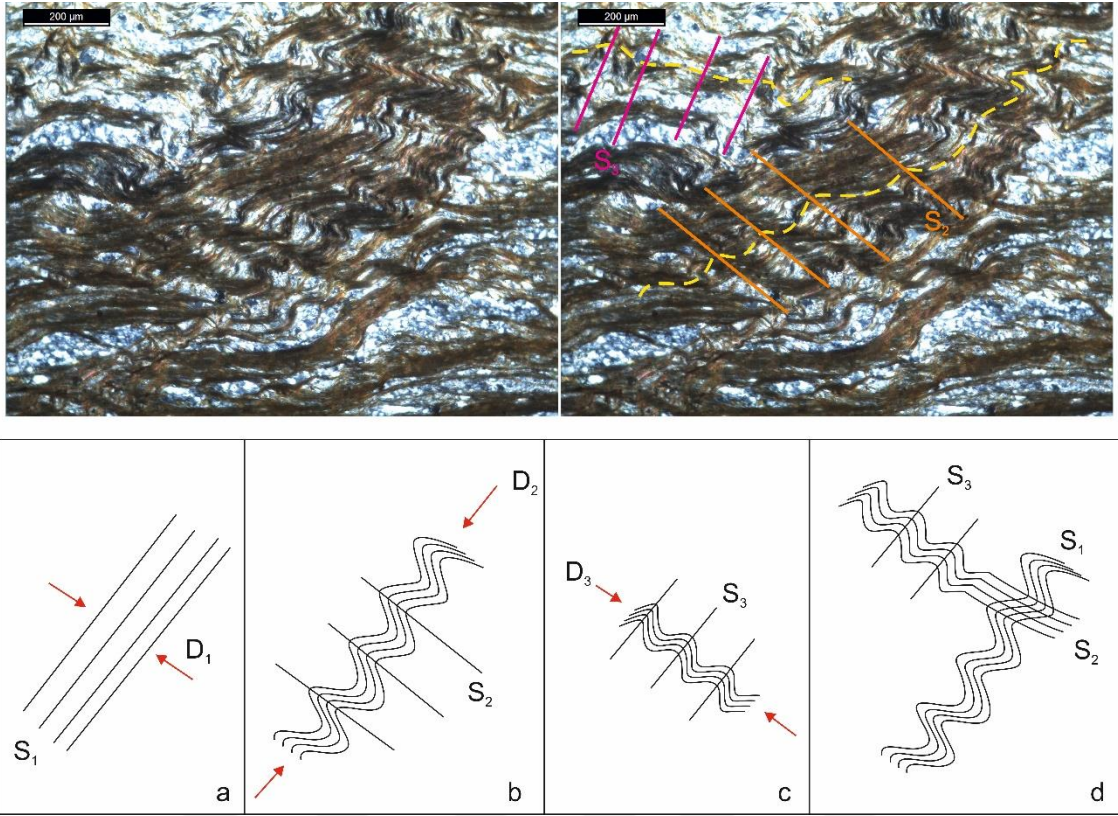
Sarpun Metamorfiti fillatlarında ayrıca ϕ tipi porfiroklastlar gelişmiştir. Simetrik bir yapı sunduğundan, makaslama yönünü göstermemektedir (Şekil 4. 211 b).



Şekil 4. 210: Sarpun Metamorfiti - Fillat örneklerine ait mikroskop fotoğrafları. a. Kuvars ve albitçe zengin seviyelerde gelişmiş bir kapalı kıvrım. Doğru ışık. b. Çapraz ışık.



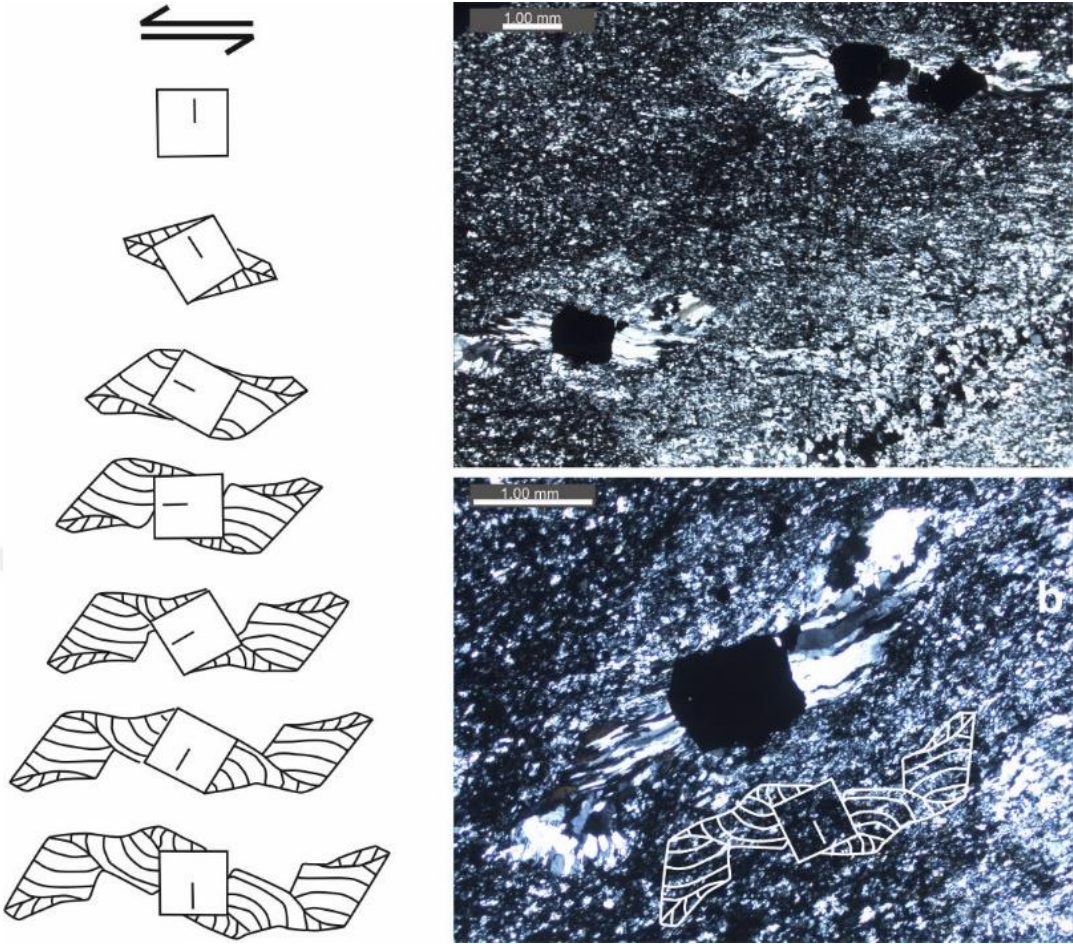
Şekil 4. 211: a. Fillatlarda gelişmiş S-C yapıları. Doğru ışık. b. Kuvars mineralinin oluşturduğu ϕ tipi porfiroklast morfolojisi. Doğru Işık. Örnek no: 1759.



Şekil 4. 212: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir fillat örneğinde üç farklı deformasyon fazının gelişimi. Örnek no: 11-146.

11-146 numaralı fillat örneğinde (Şekil 4. 212), D_1 deformasyonu sırasında S_1 foliasyonları gelişmiştir. D_2 deformasyonu sırasında S_1 düzlemleri kıvrımlanmış ve bu kıvrımların eksen düzlemleri olarak S_2 düzlemleri meydana gelmiştir. S_2 düzlemlerinin de kıvrımlanmış olması, D_3 deformasyonu sırasında bu kıvrımların eksen düzlemleri olan S_3 'lerin geliştiğini göstermektedir. Fotoğrafa dikkatlice bakılacak olursa, S_2 ve S_3 düzlemlerinin birbirini kestiği ve farklı deformasyon evrelerinde gerçekleştiği anlaşılmaktadır (Şekil 4. 212 d).

Bazı fillat örneklerinde opak mineral etrafında gelişmiş gerilme şeritlerinde, kuvars mineralleri lifler halinde yer almaktadır (Şekil 4. 213). Gerilme şeritleri, doğada, ufak taneli metapelitler ya da karbonatlı sleytlerde, pirit ya da magnetit gibi kristallerin etrafında gelişebilmektedir (Passchier ve Trouw, 1998). Bu gelişim, yüzey kontrollü (face-controlled) ve yer değiştirme kontrollü (displacement controlled) olabilmektedir (Ramsay ve Huber, 1983; Passchier ve Trouw, 1998).



Şekil 4. 213: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir fillat örneğinde, opak bir mineral (pirit) etrafında gelişmiş gerilme şeritlerinde kuvars lifleri. Çapraz ışık. Örnek no: 11-119. (Şematik çizim, Passchier ve Trouw, 1998)

Yer değiştirme kontrollü büyümede şeritler, şiddetli bir şekilde eğrilmiştir. Yüzeysel büyümede ise 11-119 numaralı örnekte olduğu gibi şeritlerin eğriliği karmaşıktır ve suture çizgilerine doğru yönelmiştir (Şekil 4. 213). Gerilme şeritleri, veri sağlayan yapılardır ve makaslama yönü belirteci olarak kullanılabilir (Durney ve Ramsay, 1973; Reks ve Gray, 1982; Gray ve Willman, 1991; Passchier ve Trouw, 1998) Bu örnekteki gerilme şeritlerinin konumu, sol yönlü bir makaslama işaret etmektedir (Şekil 4. 213).

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Bu bölümde, bu çalışma kapsamında elde edilmiş tüm bulgular değerlendirilerek, Çangaldağ Kompleksi ve ilişkili diğer magmatik, metamorfik ve sedimenter birimlerin oluşum ortamları ve bugün bir arada buldukları coğrafyayı oluşturan süreçlerdeki jeolojik evrimleri tartışılacaktır.

5.1. GÜNEY BLOK

Tamamen metamorfik kayalardan oluşan Güney Blok'ta Karapınar, Bulak ve Bozarmut Birimleri ile Sarpun Metamorfiti yer almaktadır.

İlk kez bu çalışmada haritalanıp ayrılan Karapınar, Bulak, Bozarmut Birimleri ile Sarpun Metamorfiti, birbiri üzerinde tektonik dilimler halinde yer almaktadır.

Bu tektonik dilimlerin içinde en altta bulunan ve yaşı bilinmeyen Karapınar Birimi, muhtemelen kendisinden daha genç olan Üst Kretase yaşlı birimlerin üzerine, yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu bir hat boyunca Ekinveren Fayı ile itilmiştir. Bu birim, başlıca metavolkanoklastik kayalardan oluşmaktadır. Birimdeki ikincil litolojiler, sıklıkla metavolkanoklastiklerle ardalama gösteren bazaltik metalavlar, metalav breşleri ve riyolitik moloz akıntılarıdır.

Karapınar Birimi'nin içerdiği farklı kaya türlerinin mineral topluluğunu piroksen, plajiyoklas, klorit, epidot, kuvars ve ribekit türü amfiboller oluşturmaktadır. Bu mineral birlikteliğine göre birimin, daha önceki çalışmalarda da tanımlandığı gibi yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığı düşünülebilir. Ancak birim içinde ribekit türü amfibollerin de varlığı, yeşilşist metamorfizmasının biraz daha yüksek basınca sahip, mavişiste geçişi işaret eden sınır koşullarında gerçekleştiğini düşündürmektedir. Bu çalışma kapsamında birime ait tek örnekten elde edilen jeokimyasal sonuçlar, lavların ada yayı toleyiti bileşiminde olup bir yitim zonu üstünde püskürdüğünü göstermektedir.

Karapınar Birimi'nin başlıca ince tabakalı ve derecelenme sergileyen volkaniklastik sedimanlardan oluşması ve yer yer riyolitik moloz akıntılarının da istife katılması magmatik yaydan malzeme alan derin bir havzada oluştuğunu düşündürmektedir. Yitim zonu üstü ortamında oluşmuş Karapınar Birimi'nin yüksek basınç yeşilşist fasiyesinde metamorfizması ise ya kuzeyinde yer alan ve kuzeye dalan bir başka yitim zonu boyunca gömülmeye, ya da

güneyindeki bir yitim zonu boyunca kuzeye dalan okyanusal levhanın üst levhadan bir dilimi kopartıp derinlere sürüklemesiyle açıklanabilir. Karapınar Birimi'ni güneyden sınırlayan Kastamonu-Boyabat Havzası, Karapınar Birimi'nin yapısal/stratigrafik olarak daha alt kesimlerini örtmüştür. Kastamonu-Boyabat Havzasının güneyinde ise mavişist ve eklojit fasiyesinde metamorfizma sergileyen ofiyolit ve ofiyolitik melanjlara bulunur.

Bozarmut Birimi'nde hâkim olan litoloji bazaltik metalavlardır. Yol yarmalarında ve sık orman içinde rastlanılan sınırlı yüzeylemelerde, metariyolitik seviyelerle “ardalanmalı” olduğu görülen metabazaltların, Orta-Üst Jura yaşı alınan metariyolitlerle ilişkisi açık değildir. Metabazaltları kesen metariyolitlerin varlığı yanında, metariyolitleri kesen metabazik dayklara da rastlanmıştır. Bazı alanlarda ise, metabazitlerin üstünde foliasyonların konumu bakımından uyumlu olarak yer alan metariyolitlere rastlanmış olmakla birlikte, metariyolitlerin sil mi yoksa lav akıntısı mı olduğu belirlenememiştir. Her iki kaya türüne ait mineral topluluğunu, tipik yeşilşist fasiyesi mineralleri olan plajiyoklas, epidot, klorit ve kuvars oluşturmaktadır. Metabazaltlarda serpantinleşmiş olivin ve piroksenlere de nadiren rastlanmaktadır. Jeokimyasal değerlendirmeler sonucunda, Bozarmut Birimi metabazaltlarının okyanusal yay ve okyanus ortası sırt ortak alanlarına düştüğü görülmüştür (tablo 5.1.). Bu birimin, diğer Çangaldağ birimlerinden önemli bir farkı da, metagranitik intrüzyonlar ile kesiliyor olmasıdır. Birim içinde yer alan metabazitlerin yaşı bilinmemektedir. Metariyolitlerden ve metagranitlerden alınan U-Pb zirkon yaşları jeokimyasal veriler ile bütünleştirildiğinde Bozarmut Birimi'nin Orta-Üst Jura döneminde (165 ila 157 My-Kallovien-Kimmericiyen) bir yitim zonunun üstünde gelişmiş okyanus içi bir magmatik yayın parçası olduğuna işaret eder. Birimin okyanus içi yay olarak yorumlanmasında kıtadan taşınmış kırıntılı malzemenin bulunmayışı, yaşlı kabuğa ait ksenolitlere rastlanılmaması ve felsik meta-magmatiklerden elde edilen zirkonların yaşlı çekirdek içermemesi delil olarak gösterilebilir. Daha önceki çalışmalarda Bozarmut Birimi'nin inceleme alanının batısındaki eşleniklerinin boninitik ve ada yayı toleyiti türünde levha dayk kompleksi, yastık ve masif lavlar ile volkaniklastik sedimanlardan oluşan bir temel üzerinde geliştiği belirtilmiştir (Ustaömer ve Robertson 1997, 1999).

Özetle Bozarmut Birimi bu çalışmada Orta Jura döneminde kıta kenarlarından uzakta yer alan okyanus içi magmatik yay parçası olarak yorumlanmıştır.

Başlıca meta-volkanojenik kaya topluluklarından oluşan Karapınar ve Bozarmut Birimleri, Bulak tektonik dilimiyle birbirlerinden ayrılmaktadır. Bulak Birimi içinde baskın olan fillatlar,

grimsi boz renkli olup, oldukça deformedir. Mostra ölçeğinde çok sayıda makaslama düzlemi fillatları keser. Makaslama düzlemleri boyunca deformasyona uğrayan fillatlarda şiddetli bir kıvrımlanma ve buruşma görülür. Fillatlarda gözlenen bir diğer yapısal unsur da kuvars damarlarının yoğunluğudur, Kuvars damarları çoğun bir kaç cm kalınlıklı, yanal olarak merceksi ve sık kıvrımlıdır. Kıvrımlanmış kıvrım türü yapılara da kuvars damarlarında yer yer rastlanılır. Bulak Birimi içinde fillatlar bazı alanlarda yanal ve düşey olarak yeşil renkli metavolkanoklastiklerle geçişlidir. Metavolkaniklastik sedimanların kalınlığı <1 m den onlarca m ye kadar değişir. Metavolkaniklastik sedimanlarda derecelenme oldukça yaygındır. İnce-orta tabakalı olan böylesi volkaniklastik sedimanlarda tabaka altları kaba taneli tabaka üstleri ise dereceli olarak kil-silt boyutludur. Bu sedimenter yapılarıyla volkaniklastik sedimanların volkanik bir kaynak alandan türbiditik akıntılar ile taşınıp çökeldiği söylenebilir. Oldukça kalın ve yayılımı da geniş olan bir metavolkanoklastik sediman seviyesinin fillatlar ile olan üst dokanağında ince tabakalı ve kırmızı-pembe renkli metaçört seviyesi de bulunmuştur. Kırmızı renkli metaçört büyük bir olasılıkla ofiyolitik kuşaklarda ve derin deniz çökellerinde sıklıkla rastlanılan radyolaryalı çörtlerin eşleniği olmalıdır. Bu litolojik bileşim, Bulak Birimi'nin, volkanik aktivitenin eşlik ettiği, derin denizel bir ortamda çökelmiş olduğuna işaret etmektedir. Bulak Birimi'ne ait fillatlar ve volkaniklastik sedimanlardan alınan çok sayıda örnek zirkon ayıklama işlemi için proses edilmiş ancak maalesef proses edilen örneklerden zirkon elde edilememiştir. O nedenle Bulak Birimi'nin çökme/oluşum yaşı bilinmemektedir. Mevcut veriler ışığında birimi Bozarmut Birimi ile ilişkilendirmek akla en yakın olasılık olarak görünmektedir. Bozarmut Birimi magmatik yay, Bulak Birimi ise bu yayın çevresindeki derin denizel havzayı simgeler. Kıta kenarlarından uzakta geliştiği için havza içinde sadece ince taneli, pelitik çökeller oluşmuştur. Pelitik çökellerin jeokimyasal özellikleri bir magmatik yaydan beslenmeyi yansıtır. Zaman zaman havza içine bitişik magmatik yaydan türeyen volkaniklastik sedimanlar türbiditik akıntılar ile taşınmış ve çökelmiştir.

Muşrup Metamorfiti ise, Güney Blok'ta bulunan Karapınar ve Bozarmut Birimleri ile benzer bir litoloji sunduğundan, aynı başlık altında tartışılmaktadır. Yer yer fillat arakatlı mevulkanoklastikler ve metariyolit seviyeleri de içeren metabazaltlardan oluşan Muşrup Metamorfiti içinde, 2-10 m'lik mermer blokları da yer almaktadır. Bu birim, plajyoklas, epidot, klorit ve kuvarsdan oluşan bir mineral parajenezine sahiptir.

Tablo 5. 1: Çangaldağ Kompleksi metabazalt örneklerinin tektonik ayırt diyagramlarında yer aldığı alanların listesi.

		Pearce and Cann 1973		Pearce 1982	Shervais 1982	Mullen 1983	Cabanis and Lecolle 1989
		Ti/100-Zr-3*Y	Ti-Zr	Ti-Zr	Ti/V	TiO ₂ -10MnO-10P ₂ O ₅	Y/15-La/10-Nb/8
Bozarmut	1862	MORB-CAB-IAT	MORB-CAB-IAT	MORB	OFB	IAT	BAB
	1874	MORB-CAB-IAT	MORB-CAB-IAT	MORB	OFB	MORB	N-MORB
	1830A	IAT	IAT	I Arc Lavas	ARC	-	VAT
	12-104	MORB-CAB-IAT	MORB-CAB-IAT	MORB (+WIP)	OFB	MORB	VAT
Karapınar	1825	MORB-CAB-IAT	IAT	I Arc Lavas	ARC	IAT	VAT
Muşrup	12-299	MORB-CAB-IAT	MORB	MORB (+WIP)	OFB	-	VAT
	12-311	MORB-CAB-IAT	MORB /sınırın hemen dışında)	MORB (+WIP)	OFB	MORB	BAB

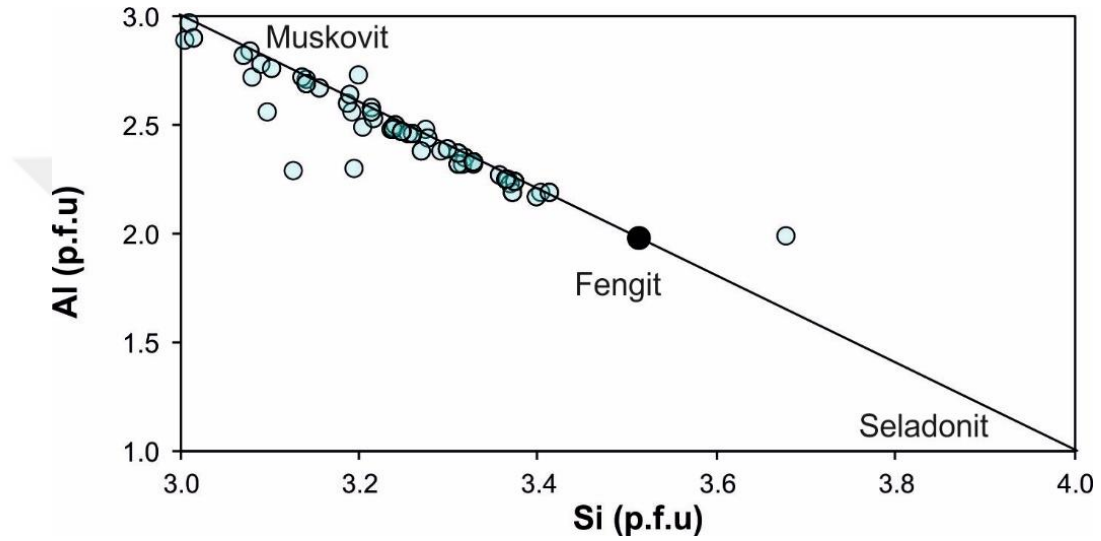
Kuzey Blok ile Güney Blok sınırında yer alan Sarpun Metamorfiti ilk kez bu çalışmada ayırtlanmış Alt Kretase ya da daha genç yaşlı bir birimdir.

Tabanda mermerlerle başlayan birim, üste doğru metatüf, fillat, kuvars-mikaşist ve kalkşistlerden oluşur. İstif içinde metapelitik-metapsamitik kayalar baskındır. Ancak birim içinde özellikle Kuzey Blok sınırına yakın alanlarda sıklıkla rastlanılan metaserpantinit ve talkşist dilimlerinin varlığı, söz konusu istifin yapısal olarak kalınlaştığını göstermektedir. Birimin yayılım gösterdiği alanın yoğun orman örtüsü ile kaplı olması, metaserpantinit ve talkşist mercceklerinin yer aldığı tektonik hatların haritalanmasını mümkün kılmamıştır. Fakat her bir tektonik hattın üzerinde düzenli bir stratigrafinin korunduğu belirgindir.

Temel mineral topluluğunu albit, epidot, klorit ve kuvars gibi tipik yeşilşist minerallerinin oluşturduğu Sarpun Metamorfiti'nin kuvars-şist seviyeleri beyaz mika minerallerince zengindir. Mineral kimyası çalışmalarına göre bu mikaların fengit türünde olduğu saptanmıştır. Genel kabule göre de, silika değerleri yüksek muskovitler, fengit olarak tanımlanmaktadır. Fengitlerin silika bileşimleri, on yıllardır beyaz mikaların olduğu basınçların tahmininde kullanılmaktadır (Massonne ve Schreyer, 1987). Yapılan deneysel çalışmalarda, sistemin fengit bileşiminin basınçla pozitif korelasyonlu olduğu saptanmıştır (Velde, 1965; Massonne ve Schreyer, 1987; Domanik ve Holloway 2000). Si değeri 3.1-3.3 (p.f.u) arasında olan fengitler,

düşük-orta sıcaklık ve basınç koşulları; 3.2-3.6 (p.f.u) olan fengitler ise yüksek sıcaklık-basınç ve ultra yüksek basınç koşullarıyla ilişkilendirilmektedir (Velde, 1965; Fleet, 2003).

Sarpun Metamorfiti'ne ait Si (p.f.u)'ye karşılık Al_{Top} (p.f.u) grafiğinde beyaz mikaların fengit ve muskovit arasında farklı bileşimlerde oldukları görülmektedir (Şekil 5. 1). Bu grafikte Si arttıkça Al azalmaktadır. Bunun nedeni, silisyumun muskovit kristalinde Al^{IV} 'nin yerini almasıdır.



Şekil 5. 1: Sarpun Metamorfiti'ne ait beyaz mikaların Si (p.f.u)'ye karşılık Al_{Top} (p.f.u) grafiği.

Sarpun Metamorfiti beyaz mikalarının Si değerleri genel olarak 3.0-3.4 arasında değişmektedir. Toplam 55 ölçümün 10 tanesi 3.1'in altındadır. Tek bir ölçüm için ise bu değer 3.6'dır. Ancak ölçümlerin çoğu 3.2-3.3 arasında yer alır. Buna göre Sarpun Metamorfiti'nin metamorfizmasının düşük-orta sıcaklık-basınç koşullarında gerçekleşmiş olabileceği söylenebilir. Ne var ki birçok yazar, yüksek silikalı fengitlerin, jeobarometre olarak yalnızca K-Feldspat, kuvars ve filogopitin birlikteliğinde ya da alternatif bir toplulukla kullanılabileceğinin göz önünde bulundurulması gerektiğini vurgulamaktadır (Massonne ve Schreyer, 1987; Massonne ve Szpurka, 1997; Wei ve Powell, 2003; Zhu ve Wei, 2007). Deneysel çalışmalar, fengit barometresinin KMASH ($K_2O-MgOAl_2O_3-SiO_2-H_2O$) sisteminde, talk–disten–kuvars–fengit ve talk–filogopit–kuvars–fengit mineral parajenezisi için kullanılabilir olduğunu göstermiştir (Massonne ve Schreyer, 1987; Massonne ve Szpurka, 1997). Sarpun Metamorfiti fengitli şistlerinin mineral topluluğu, bu parajenezlere uymamaktadır. Bu nedenle

yeşilsist fasiyesi mineral topluluğuna sahip Sarpun Metamorfiti'nin daha yüksek basınç koşullarına sahip mavişist fasiyesine ulaşip ulaşmadığı saptanamamıştır.

Sarpun Metamorfiti için metamorfizma belirteci olabilecek bir diğer veri, ribekit türü amfiboller içeren volkanoklastik seviyeler barındırmasıdır. Genellikle asitik magmatik kayaların bir bileşeni olan ribekitlerin yüksek dereceli şistlerde de bulunduğu bilinmektedir (Deer ve diğ., 1997). Mavişist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış kayalarda, çekirdeğinde ribekit, kenar zonunda glokofan bileşiminde olan sodik amfiboller, yüksek basınca geçişin bir verisi olarak yorumlanmaktadır (Nakamura ve Enami, 1994; Korikovsky ve Karamata, 2011).

Yüksek silikalı fengit ve ribekit mineralleri içermesi, Sarpun Metamorfiti'nin yeşilsist fasiyesi koşullarından daha yüksek basınç değerlerine ulaşmış olabileceğini düşündürmektedir. Ancak mineral parajenezinin kısıtlı olması, bunu destekleyecek yeterli kanıtın sağlanamamasına neden olmaktadır. Bunun yanı sıra, yapılan petrografik incelemelerde, birime ait riyolitik tüflerdeki feldspatların rekrystalize olmaya başladığı tespit edilmiştir (Şekil 4. 90c). Bu birime ait fillat türü kayalarda ayrıca, opak mineral etrafında gelişmiş gerilme şeritlerinde, kuvars liflerinin oluştuğu görülmüştür (Şekil 4. 213). Tüm bu mikro deformasyonlar, metamorfizmanın düşük-orta dereceli (yaklaşık 400-500 °C) koşullarda gerçekleştiğine işaret etmektedir (Passchier ve Trouw, 1998).

Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinden elde edilen zirkon minerallerinde yapılan U-Pb izotop analizleri meta-kumtaşının beslendiği kaynak alanın yaşları yanında meta-kumtaşının çökme yaşına da sınırlama getirmiştir. Buna göre Sarpun Metamorfiti'ne ait metakumtaşı ana olarak Geç Paleozoyik ve Jura yaşlı bir kaynak alandan beslenmiş olup, maksimum çökme yaşı da 136.8 ± 1.3 My (Valanjiniyen-Alt Kretase) dir. Bu nedenle de birimin metamorfizma yaşı da Valanjiniyen ve sonrasıdır.

Birim içinde en belirgin zirkon popülasyonu Permo-Karbonifer yaşlıdır. Bu yaş aralığı Devrekani Metamorfiti'ni kesen Sivrikaya ve Deliktaş granitlerinin kristalizasyon yaşları ile örtüşmektedir (Gücer ve diğ., 2016; Nzegge, 2008). Bunun yanında Geç Paleozoyik yaşlı zirkonların potansiyel kaynak kayalarına Sakarya Zonu'na ait metamorfik temel kayaları içinde de rastlanılmaktadır (Topuz ve diğ., 2013; 2014; Dokuz ve diğ. 2011; P.A. Ustaömer ve diğ.

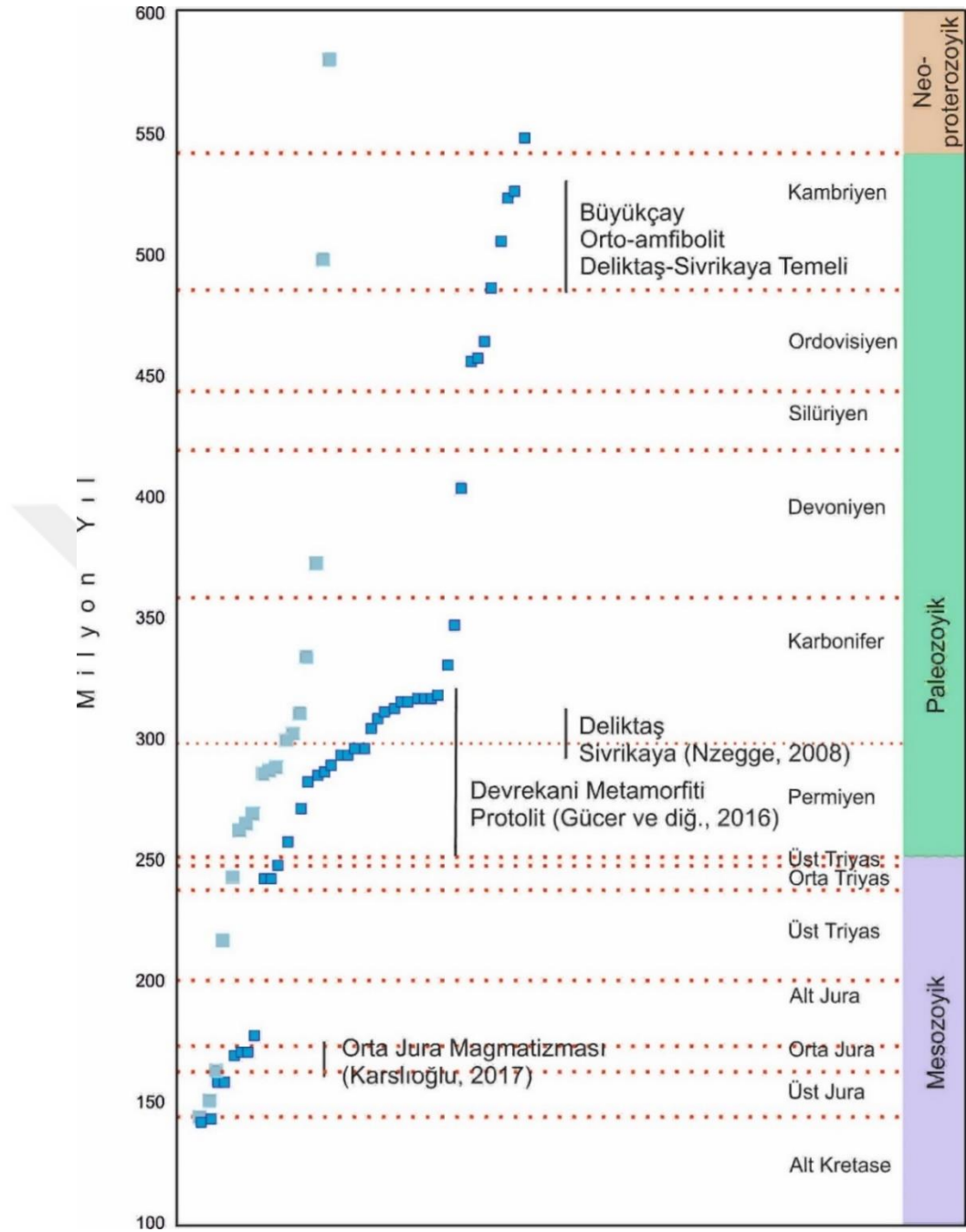
2012; T. Ustaömer ve diğ. 2013). Permiyen yaşlı granitler İstanbul Bloku'ndan da bilinmektedir (Yılmaz Şahin ve diğ. 2009; 2010; Okay ve diğ., 2008). Benzer şekilde Istranca Masifi'nde de Permo-Karbonifer yaşlı plütonik kayalar bulunur (Okay ve diğ., 2001; Sunal ve diğ., 2006; 2008; Natalin ve diğ., 2012; 2016).

Analiz edilen meta-kumtaşında yer alan Mesozoyik yaşlı zirkonların dağılımına bakıldığında Orta Jura ila Alt Kretase yaşlı zirkonların bolluğu dikkat çekmektedir (Şekil 5. 2). Triyas yaşlı zirkonlar ise meta-kumtaşı içinde oldukça seyreklerdir. Orta-Üst Jura zirkonlarının olası kaynak alanı Çangaldağ Kompleksi'ni kesen meta-granitler, meta-riyolitler ve Kuzey Blok'ta yer alan Orta Jura yaşlı plütonlar ve felsik dayklardır (örneğin Kayadibi Plütonu). Orta Pontidler ve çevresinde Alt Kretase yaşlı bir magmatizma henüz bilinmemektedir. Bu tezde de tanımlandığı gibi Üst Jura-Alt Kretase dönemi Orta Pontidler'de neritik karbonat çökeliminin olduğu, tektonik ve magmatik açıdan sakin bir dönemdir. Az sayıdaki Triyas yaşlı zirkonun olası kaynağı ise Devrekâni Metamorfiti'ni kesen meta-granitik intrüzyonlar ya da Küre Kompleksi'ne ait kumtaşları olmalıdır.

Sarpun Metamorfiti'ne ait metakumtaşında Prekambriyen yaşlı zirkonlar oldukça seyrek olup daha çok Paleoproterozoyik (2.2-2.1 Ga) ve Arkeen (2.9 Ga) yaşlıdır. İlginç olan Türkiye'deki farklı kıtasal bloklara ait farklı yaşlardaki kumtaşlarında en belirgin zirkon topluluğunu oluşturan Ediyakaran-Kriyojeniyen (Neoproterozoyik) yaşlı zirkonların (P.A. Ustaömer ve diğ. 2009, 2011, 2012; Zlatkin ve diğ., 2017; Abbo ve diğ.; 2015) analiz edilen meta-kumtaşında hiç bulunmamasıdır. Bilindiği gibi Alp-Himalaya dağ kuşağında yer alan kıtasal bloklara ait kumtaşlarında rastlanılan Ediyakaran-Kriyojeniyen yaşlı detrital zirkonların bu dönemde tüm Gondwana kuzey kenarı boyunca meydana gelen güney yönlü yitimin bir ürünü olan ve >6000 km uzunluklu Kadomiya-Avalonya magmatik yayından kaynaklandığı düşünülmektedir.

Analiz edilen kumtaşında Mesoproterozoyik yaşlı detrital zirkonların bulunmaması da kaynak alanın belirlenmesi açısından önemlidir. Örneğin İstanbul Bloku'ndaki Ordovisiyen-Devoniyen yaşlı kumtaşlarında Mesoproterozoyik yaşlı zirkonlar en belirgin zirkon topluluklarını oluşturur (P.A. Ustaömer ve diğ. 2011). Gerek Karbonifer yaşlı zirkonların varlığı gerekse Mesoproterozoyik yaşlı zirkonların analiz edilen kumtaşında bulunmaması İstanbul Bloku'nun Sarpun Metamorfiti kumtaşları için kaynak alan oluşturma ihtimalini ortadan kaldırır.

Tetis kuşağında yer alan kıtasal bloklara ait (meta-)kumtaşlarında rastlanılan Mesoproterozoyik yaşlı detrital zirkonların Baltık (Lavrasya) ve Amazon Kratonlarından (G Amerika-Batı Gondwana) türediği düşünülür. Çünkü her iki kratonda da Mesoproterozoyik yaşlı orojenik kuşaklar egemendir. Gondwana'ya ait KD Afrika'da ise Arap-Nübya Kalkanı ve Sahra Kratonu yer alır. Gondwana'nın bu bölümünden türemiş kıtasal blokların beslediği kırıntılı sedimanlarda 0.9-1.1 Ga yaşlı detrital zirkonlar belirgin bir topluluk oluştururlar. Sakarya Zonu'nda yer alan kıtasal bloklardaki (Orta Sakarya Temeli, Pulur Masifi) sedimanlarda 0.9-1.1 Ga yaşlı zirkonlar en belirgin toplulukları oluşturur ve KD Afrika kökenlidir (P.A. Ustaömer ve diğ., 2012; T. Ustaömer ve diğ. 2013). Sarpun Metamorfiti'ne ait kumtaşında sadece bir adet 900 My yaşlı zirkona rastlanılmıştır. O nedenle Sarpun Metamorfiti meta-kumtaşı için Sakarya Zonu'ndaki kıtasal blokların kaynak alan oluşturmadığı söylenebilir.



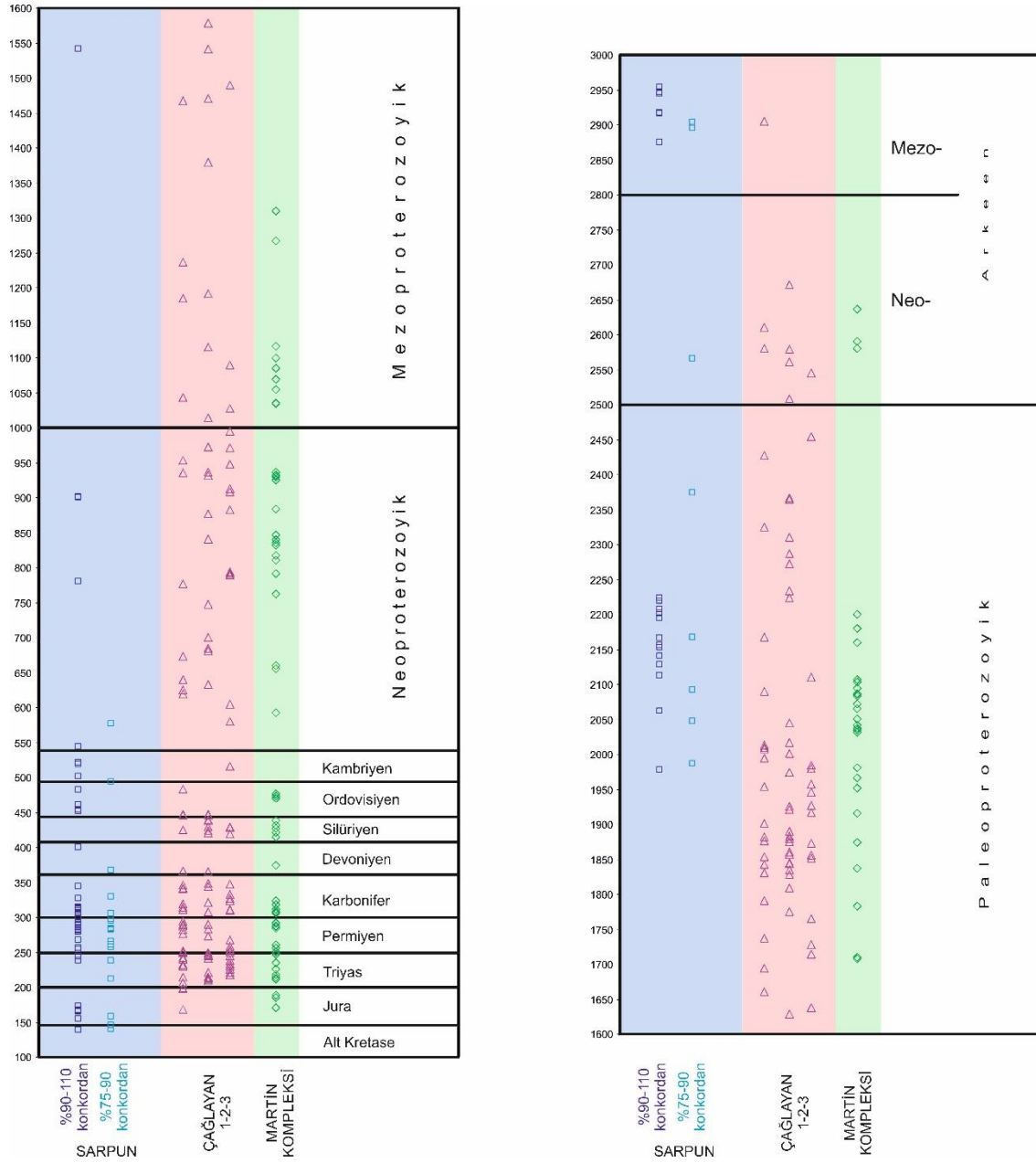
Şekil 5. 2: Sarpun Metamorfiti'nden elde edilen zirkonların Mesozoyik ve Paleozoyik'deki dağılımları (Koyu mavi simgeler %90-110 arası konkordan, açık mavi simgeler %75-90 arası konkordan ölçümleri göstermektedir).

Gondwana'naya ait KB Afrika'yı oluşturan kratonlarda ise Mesoproterozoyik yaşlı bir orojenik kuşak bulunmaz. En önemli orojenik kuşak ~2.2 Ga yaşlı Eburniyen orojenik kuşağıdır. O nedenle KB Afrika kökenli kıtasal blokların kaynak alan oluşturduğu kırıntılı sedimentler kayalarda 2.2 Ga yaşlı zirkonlara bol oranda rastlanılır (Linnemann ve diğ., 2004; 2008:

Claesson ve diğ., 2006; Bogdanova ve diğ., 2008). Analiz edilen meta-kumtaşındaki 2.2 Ga yaşlı zirkonların kökeni KB Afrika'dan türemiş ya da oradan beslenmiş bir kıtasal blokun yeniden erozyonu olmalıdır. Bu kıtasal blokun Variskan granitleri ile de kesildiği ve Jura-Kretase magmatizması bulundurduğu da düşünülmelidir.

Okay ve diğ. (2013), Devrekâni ve Araç arasındaki bölgede, Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu ile dokanak halinde olan, düşük derecede (yeşilsilt fasiyesinde) metamorfik bir birim olan Martin Kompleksi'ni tanımlamışlardır. Bu birim başlıca sleyt, fillat, rekristalize kireçtaşı, metasilttaşı ve metakumtaşından oluşmakta; ayrıca az miktarda metabazit ve metaçört seviyeleri de içermektedir. Okay ve diğ. (2013), bu birimdeki fillatlara ait muskovitlerde yaptıkları Ar-Ar yaşlandırması ile birimin metamorfizma yaşını 102-112 My (Albiyen- Alt Kretase) olarak saptamışlardır. Bu birime ait bir metakumtaşından elde edilen zirkonların U-Pb yaş analizlerine göre ise, birimdeki en genç zirkonun yaşı 171 My'dır. Bu yaş, birimin maksimum çökme yaşının Orta Jura olduğunu göstermektedir.

Ancak Okay ve diğ. (2013), Orta Pontidler'de Kimmeridiyen-Berriasiyen (Üst Jura-Alt Kretase) yaşlı kireçtaşlarının yaygın olmasından ötürü, Martin Kompleksi metakumtaşlarının maksimum çökme yaşının Alt Kretase'den daha genç olması gerektiğini öne sürmüştür. Bu nedenle, metamorfizma yaşı da göz önünde bulundurularak birimin çökeldiği zaman aralığı Valanjiniyen-Apsiyen olarak kabul edilmiştir. Aynı birim, litoloji, benzer yaş aralığı, kırıntılı zirkonlarda benzer yaş dağılımı gibi nedenlerle, Alt Kretase yaşlı, başlıca kumtaşı-silttaşı ve şeyl ardalanmasından oluşan Çağlayan Formasyonu'nun metamorfik eşleniği olarak yorumlanmıştır (Okay ve diğ., 2013).



Şekil 5. 3: Sarpun Metamorfiti ile eş yaşlı Çağlayan Formasyonu ve Martin Kompleksi örneklerinin zirkon yaş dağılımlarının karşılaştırılması.

Şekil 5. 3’de Sarpun Metamorfiti ile Çağlayan Formasyonu ve Martin Kompleksi’nden elde edilen zirkonların yaş dağılımları karşılaştırılmaktadır. Şekilde de görüldüğü gibi Sarpun Metamorfiti, detrital zirkon topluluklarının yaşları açısından diğer iki birimden belirgin farklılıklar sergiler. Örneğin Triyas yaşlı zirkonlar Sarpun Metamorfiti’nde seyrek iken Martin Kompleksi ve Çağlayan Formasyonu’nda en belirgin topluluklar arasındadır. Silüryen yaşlı zirkonlara Sarpun Metamorfiti’nde hiç rastlanmazken Martin Kompleksi ve Çağlayan Formasyonu’nda Silüryen yaşlı zirkonlar bir topluluk oluşturur. Çok daha belirgin farklılık Prekambriyen yaşlı zirkonların dağılımında görülür. Neoproterozoyik yaşlı zirkonlar Sarpun

Metamorfiti'nde seyrek olarak bulunurken bu yaş konağındaki zirkonlar Martin Kompleksi ve Çağlayan Formasyonu'nda en belirgin zirkon popülasyonunu oluşturur. Benzeri şekilde Mesoproterozoyik yaşlı zirkonlara Martin Kompleksi ve Çağlayan Formasyonu'nda rastlanırken Sarpun Metamorfiti'nde hemen hiç rastlanılmaz. Paleoproterozoyik yaşlı zirkonlar Çağlayan Formasyonu'nda 2.0 ila 1.8 Ga, Martin Kompleksi'nde 2.0-2.1 Ga aralığında yoğunlaşırken Sarpun Metamorfiti'nde 2.1-2.25 Ga aralığında kümelenmiştir. Her üç birim arasındaki tek benzerlik Permo-Karbonifer yaşlı zirkonların analiz edilen kumtaşlarında belirgin popülasyon oluşturmasıdır. Permo-Karbonifer yaşlı zirkonlar Pontid tektonik kuşağındaki Karbonifer ila Jura yaşlı kumtaşlarının en belirgin popülasyonunu oluştururlar. Özetle detrital zirkon yaşları Sarpun Metamorfiti'nin gerek Martin Kompleksi gerekse Çağlayan Formasyonu'ndan farklı olduğunu göstermektedir. O nedenle Sarpun Metamorfiti farklı bir paleocoğrafyada oluşmuş olmalıdır.

Martin Kompleksi, Çağlayan Formasyonu ve Sarpun Metamorfiti'nin stratigrafilerinin de karşılaştırılması benzerlik ve farklılıklarının ortaya konması açısından gereklidir. Yukarıdaki bölümlerde tanımlandığı gibi Sarpun Metamorfiti'nin Kuzey Blok topluluğu ile olan alt dokanağı tektoniktir. Bu tektonik hat boyunca çok sayıda merceksi mermer kütlesi yer alır. Mermerlerin üstünde yer alan metapelit-metapsamitler mermerlerin olmadığı alanlarda Kuzey Blok kayaları ile tektonik dokanağı oluşturur. Her ne kadar bu merceksi mermerler Sarpun Metamorfiti'nin stratigrafik olarak en alt düzeyini oluşturan, ancak daha sonraki deformasyonlar sonucu budinleşerek merceksi görünüm kazanmış bir stratigrafik düzey olarak yorumlanmış olsa da bu mermer merceklerini kırıntılı bir matriks içinde yer alan neritik kireçtaşı blokları olarak da yorumlamak mümkündür. Eğer blok yorumu doğru ise o durumda Çağlayan Formasyonu ile bir deneştirme yapmak mümkün olabilir. İnceleme alanının KD kesiminde yer alan Çağlayan Formasyonu böylesi neritik kireçtaşı bloklarını kapsar. Ancak Sarpun Metamorfiti içinde mermerlerin sadece istifin taban kesiminde yer alması, Çağlayan Formasyonu'nda sıklıkla görüldüğü gibi kireçtaşı bloklu moloz akıntılarında Sarpun Metamorfiti'nde hiç rastlanmaması, neritik kireçtaşı bloklarının yanında Bürnük Formasyonu ve Küre Kompleksi'ne ait blokların Çağlayan Formasyonu'nda bulunmasına karşın Sarpun Metamorfiti'nde mermer harici merceksi kütlelerin olmaması belirgin farklılıklardan biridir. Ayrıca Sarpun Metamorfiti'nin stratigrafisinde volkanojenik kayaların (bazik lav, volkaniklastik sediment, silisifiye çört ve riyolitik tüf) önemli bir yer tutmasına karşın Çağlayan Formasyonu'nda bu tür kayalar ya bulunmaz ya da oldukça enderdir.

Martin Kompleksi ana olarak sleyt ve fillatlardan oluşan kırıntılı bir birimdir (Okay ve diğ. 2013). Birim içinde az oranda ve ara seviyeler halinde ince-orta tabakalı siyah rekrystalize kireçtaşları, metasilttaşı ve metakumtaşı da yer alır. Yine bu birimin bir diğer bileşeni metakırıntılılar içinde rastlanılan metabazit ve metaçörtlerdir. Metamorfizma derecesi bir yana bırakılırsa tanımlanan bu stratigrafisiyle Martin Kompleksi Sarpun Metamorfiti ile bazı benzerlikler ve bazı önemli farklılıklar sergiler. Metakırıntılı kayaların Martin Kompleksi'nin stratigrafisinde egemen olmasına karşın Sarpun Metamorfiti'nde volkanojenik kayalar da önemli bir yer tutar. Martin Kompleksi'nde felsik kayalara rastlanmaz iken Sarpun Metamorfiti'nde felsik silisifiye metatüfler önemli bir yer tutar. İnce-orta tabakalı siyah renkli metakarbonatlara Sarpun Metamorfiti'nde rastlanılmamıştır. Sarpun Metamorfiti'ndeki metakarbonatlar gri-beyaz taze renkli olup, orta kalın tabakalıdır. Sadece istifin üst kesiminde yer alan kalkşistler ince tabakalıdır.

Sarpun Metamorfiti'nden elde edilen saha verileri ilk kez bu çalışma ile ayırtlanan birimin yapısal olarak bir araya gelmiş, düzenli bir iç stratigrafiye sahip stratigrafik paketlerden oluştuğunu göstermektedir. Birim içinde sıklıkla rastlanılan serpantinit ve talk şist mercekleri yapısal hatları belirler. Düzenli stratigrafi sergileyen dilimlerden elde edilen petrografik, jeokronolojik ve jeokimyasal veriler ise Sarpun Metamorfiti'nin olasılıkla bir magmatik yay ile ilişkili derin denizel bir havza dolgusu olduğuna işaret eder. Bu havzanın Alt Kretase ya da daha genç olduğu bir örnek üzerinde gerçekleştirilen detrital zirkon U-Pb izotop analizlerinden saptanmıştır. Havza dolgusunda pelitik sedimanların yanında psamitik sedimanlara da sıklıkla rastlanılır. Maalesef psamitik sedimanların petrografik incelemesinde kaya parçalarına rastlanmadığından kaynak alanın litolojik bileşimine yönelik veri elde edilememiştir. Pelitik sedimanların jeokimyasal özellikleri ise pelitlerin bir kıta kenarı yayı ile ilişkili olduğuna işaret etmektedir. Birim içinde yer alan metabazit ve metariyolitlerin jeokimyasal analizi Doktora tez projelerinin çok küçük bütçeler ile desteklenmesi nedeniyle yapılamamıştır. Bu konuda doktora sonrası daha ayrıntılı bir çalışmanın yapılması öncelikli hedefdir. Metabazitlerden elde edilen petrografik ve mineralojik veriler birimin yüksek basınç yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını ortaya koymaktadır.

Bir dizi tektonik dilimden oluşan Güney Blok, inceleme alanının güneyinde kuzeye, kuzeyinde ise güneye eğimli foliasyon gösterir. Makaslama düzlemleri ve kıvrım eksen düzlemleri de benzeri şekilde kuzey alanlarda kuzeye, güney alanlarda ise güneye verjanslıdır. Ölçülen

kıvrımların eksenleri metapelitik-metapsamitik çökel bulunduran tüm tektonik dilimlerde DKD-BGB gidişlidir. Kıvrımların bol oranda bulunduğu Bulak Birimi'nde eksenini yaklaşık KB-GD gidişli ikinci bir kıvrım topluluğu da bulunmaktadır. Bu yönde eksen gidişine sahip kıvrımlar Sarpun Metamorfiti'nde de tali olarak yer almaktadır. Her bir tektonik dilimde saptanan uzama lineasyonlarının konumları da birbirine paralel olup yaklaşık DKD-BGB gidişli ve genellikle GB'ya düşük açıyla dalımlıdır. Tüm bu yapısal unsurların paralellığı Güney Blok kaya topluluklarının gözlenen ana deformasyonunun benzer stres rejimi altında ve büyük olasılıkla aynı dönemde gerçekleştiğine işaret eder. Bu çalışma sırasında foliasyonları oluşturan minerallerin (fengit gibi) yaş tayinine yönelik bir çalışma yapılamamış olduğundan farklı tektonik dilimlerde gelişmiş foliasyonların aynı zaman diliminde oluşup oluşmadığı bilinmemektedir. Okay ve diğ. (2013), Çangaldağ Kompleksi'ne ait Bulak Birimi kayalarından aldıkları iki örnekten ayıkladıkları mika minerallerinde gerçekleştirdikleri Ar-Ar yaş tayini sonucunda örneklerden güneydekenden 125.0 ± 1.4 Ma (MSWD=3) (Barremiyen-Apsiyen sınırı) kuzeydekenden ise 136.1 ± 3.8 Ma (MSWD=25) (Valanjiniyen) yaşları almışlardır. Valanjiniyen yaşı veren analizin hassasiyetinin düşük olduğu MSWD değerinin yüksekliğinden de anlaşılmaktadır. Bölgenin tektonik gelişiminin iyi anlaşılabilmesi için farklı tektonik dilimlerde ana foliasyon gelişim yaşlarının saptanması gerekmektedir.

Çangaldağ Kompleksi'nden elde edilen Alt Kretase (136-125 My) metamorfizma/soğuma yaşları Güney Blok'u oluşturan tüm bindirme dilimleri için geçerli kabul edilirse, bu yaş verisi Güney Blok'u oluşturan tüm bindirme dilimlerinin Alt Kretase öncesinde bir araya geldiğini ve gömülerek metamorfizmaya uğradığına işaret eder.

Eldeki yaş verileri Güney Blok'ta, Orta-Üst Jura yaşlı felsik magmatizma ürünlerinin metamorfizmaya uğradığı Valanjiniyen-Apsiyen zaman aralığında Kuzey Blok'un ise, aşağıda tartışıldığı gibi, platform türü sedimentasyonun meydana geldiği, tektonik olarak sakin bir alan olduğunu göstermektedir.

5.2. KUZEY BLOK

Güney Blok'tan farklı olarak Kuzey Blok, Üst Jura öncesinde konsolide olmuş bir kıta kabuğunu temsil eder. Güney Blok yapısal olarak bir araya gelmiş birimlerden oluşurken, Kuzey Blok inceleme alanında düzenli bir stratigrafi sergiler. Güney Blok'ta Alt Kretase yaşlı bir metamorfizma varken Kuzey Blok'un inceleme alanında yüzeyleyen birimlerinde herhangi

bir metamorfizma gözlenmez. Metamorfik Güney Blok ile metamorfik olmayan Kuzey Blok birbirlerinden yüksek açılı, olasılıkla sağ yanal doğrultu atımlı bir fay zonu ile ayrılır.

Kuzey Blok'ta Üst Jura yaşlı ve kırmızı renkli flüvyal kaba klastiklerden oluşan Bürnük Formasyonu Triyas yaşlı Küre Kompleksi'ni ve Küre Kompleksi'ni sıcak dokanak ile kesen granitoidik plütonları açısız uyumsuzlukla örter. Bürnük Formasyonu üzerinde neritik kireçtaşlarından oluşan İnaltı Formasyonu yer alır. İnaltı Formasyonu'nun uyumlu olarak üzerinde yer alan Çağlayan Formasyonu ise neritik kireçtaşı blokları içeren türbiditik kumtaşı-şeyl ve marnlardan oluşur. Çağlayan Formasyonu inceleme alanında diğer birimler ile tektonik dokanaklı olarak yer alır. Aşağıdaki bölümde Kuzey Blok'tan elde edilen veriler ışığında birimlerin oluşumu ve tektonik önemi tartışılacaktır.

Akgöl Formasyonu serpantin, gabro/diyabaz, masif ve yastık lav ile lav breşlerinden oluşan ofiyolitik temelin üzerinde stratigrafik dokanak ile çökelmiş derin denizel havza çökellerini temsil eder. Bazik lavların jeokimyası MOR ve IAT (Okyanus ortası sırt ve ada yayı toleyiti) karakterindedir (Ustaömer ve Robertson, 1994, 1999; Çelik, 2016). Ustaömer ve Robertson (1993, 1994) bu birimi Paleotetis'in kuzey yönlü dalma batması sırasında oluşmuş bir kenar havza olarak yorumlamışlardır. Şengör ve Yılmaz (1981), Yılmaz ve Şengör (1985) ve Tüysüz (1990)'a göre ise Küre Kompleksi asıl Paleotetis okyanusunu simgelemektedir ve bu okyanusun güneye yitimi sonucu oluşmuş yığışım prizmasıdır.

Akgöl Formasyonu'na ait şeyl ve kumtaşı jeokimyası, kaynak alanın aktif kıtasal kenar olduğunu göstermektedir (Ustaömer ve Robertson, 1994). Metamorfizmaya uğramamış olan birim, illit kristalinitesine göre yüksek diyajenetik koşullara işaret etmektedir (Ustaömer ve Robertson, 1994). Kozur ve diğ. (2000), Akgöl Formasyonu'nun kireçtaşı olistostromları içeren koyu renkli silisiklastik tübiditlerinden (Karadağtepe Formasyonu) Orta Karniyen - Orta Noriyen yaşını elde etmişlerdir. Okay ve diğ. (2014) ise birimin yaşını, bir siltaşındaki ince kabuklu bivalvlerden (*Monotis salinaria*) Noriyen olarak saptamışlardır.

Küre havza dolgusunun Üst Jura öncesinde havza temeliyle birlikte kuzeye verjanslı olarak deforme olduğu ve havzanın kapandığı düşünülmektedir. Küre Kompleksi olarak adlandırılan deforme havza birimleri Orta Jura döneminde granitik ve dasitik intrüzif kayalar ile kat edilmiştir (Yılmaz ve Boztuğ, 1986; Okay ve diğ., 2014; Çelik, 2016). İnceleme alanında Küre Kompleksi'nin sadece türbiditik kumtaşı ve şeyllerden oluşan küçük bir kesimi yüzeyler.

Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinden elde edilen detrital zirkon yaşları Triyas ve Üst Paleozoyik yaşlı bir magmatik kaynak alandan beslenmeyi işaret etmektedir. Detrital zirkon yaşlarında verinin % 40'ını oluşturacak şekilde öne çıkan popülasyon, 299 My (Alt Permiyen) – 202 My (Üst Triyas) aralığındadır. Birim içinde 1.8 Ga yaşlı ufak bir zirkon topluluğu da bulunur. Jeokimyasal veriler ise magmatik zirkonların felsik magmatik kayalardan türediğini göstermektedir. Birimin maksimum çökme yaşı Üst Triyas (~Noriyen) olarak elde edilmiştir. İnceleme alanında Küre Kompleksi Orta Jura yaşlı irili ufaklı granitoyidik intrüzyonlar tarafından sıcak dokanaklar ile kesilir. Bu dokanaklar boyunca kumtaşları hornfelsleşmiş, renkleri koyulaşmıştır. Petrografik incelemelerde, benekli hornfelslerde, tipik hornfels minerallerinden andalusit gelişimi saptanmıştır. Bu da Akgöl Formasyonu'nun çökme yaşını Üst Triyas (~210 My)-Orta Jura (167 My) arasındaki dönem olarak sınırlar.

Kayadibi Plütону, Kuzey Blok'ta bulunan ve Akgöl Formasyonu'nu kesen en büyük magmatik kütle temsil etmektedir. Bünyesinde başlıca diyorit, ikincil olarak granit ve gabro bileşiminde farklı magmatik fasiyeler içermektedir. Güney sınırı boyunca, Sarpun Metamorfiti ile tektonik dokanaklı olan bu magmatik kütle, genel olarak yüksek açılı bir fayla, Sarpun Metamorfiti'nin altında yer alır. Yalnızca bir dokanakta, muhtemelen sonraki bir deformasyonun sonucunda, Kayadibi Plütону, Sarpun Metamorfiti üzerine itilmiştir.

Plütóna ait örnekler petrografik ve jeokimyasal olarak diyorit, gabro ve granit/granodiyorit olarak üç farklı fasiyese aittirler. Tektonik ayırt diyagramlarında volkanik yay alanına düşen bu kayalar, N-MORB'a normalize örümcek diyagramlarında da Nb ve Ta fakirleşmesi ve LIL elementlerinde hafif nadir topraklara göre belirgin zenginleşme ile de yay karakteri sunmaktadır. Rb'a karşı Y+Nb grafiğinde (Pearce ve diğ., 1984) de yay alanına düşen örneklerin, çarpışma sonrası granitlerinin temsil edildiği çemberin içinde kalıyor olması da dikkat çekicidir.

Orta Jura yaşlı felsik ergiyiklerin türediği kaynak alanı belirlemek üzere hazırlanan diyagramlarda örneklerin çoğunlukla metabazalt türü bir kaynak alandan türediği anlaşılmaktadır. Daha çok metalümin karakter sunan bu örneklerin, kısmi ergime sıcaklığının 1000°C'ye yaklaştığı koşullarda oluştuğu düşünülebilir (Rapp vd, 1991; Rapp, 1995). Kristalizasyon sıcaklıkları ise SiO₂'ye karşılık TiO₂ ve P₂O₅'in kullanıldığı Harker

diyagramlarına göre 900 °C'nin altındadır (Şekil 4. 143). Zirkon saturasyon değerlerine karşılık gelen sıcaklıklar da bu değerlerle uyumludur (Şekil 4. 144).

Kayadibi Plütunu'na ait iki diyorit örneğinde yapılan mineral kimyası sonucunda saptanan piroksen ve amfibol minerallerinden sıcaklık ve basınç hesaplamaları yapılmıştır. Piroksenlerin türleri diyopsit ve magnezyumca zengin ojit olarak saptanmıştır. Sahip oldukları kimyasal bileşime göre piroksenlerin oluşum sıcaklıkları 869-910 °C arasında değişmektedir. Diyorit örneklerindeki amfiboller, Leake ve diğ. (1997) ve Mogessie ve diğ. (2001)'e göre, kalsik amfibol sınıfında yer almaktadır. Çoğunlukla magnezyohornblend karakteri sunan amfibollerde tremolit ve aktinolit türlerine de rastlanmıştır. Aktinolitler gibi ikincil süreçlerde oluşabilecek ve hesaplamalarda tutarlılık sınırı dışında kalan amfiboller ayrı tutularak yapılan değerlendirmelerde, amfibollerin oluşum sıcaklıkları 703-859°C arasında saptanmıştır. Oluşum derinlikleri ise 46 ila 124 MPa arasında değişmektedir. Bu basınç değerleri, 1.48 ila 4 km arasındaki derinliklere karşılık gelmektedir. Buna göre Kayadibi Plütunu'na ait diyoritlerin, sığ yerleşimli kayalar olduğu düşünülebilir.

Kayadibi Plütunu'na ait bir diyorit örneğinden ayıklanan zirkon kristalleri üzerinde yapılan U-Pb izotop analizlerinden 166.7 ± 1.1 My konkordiya yaşı saptanmıştır. Kayadibi Plütununun amfibollerinden hesaplanan sığ yerleşme derinliği bu granitin Orta Jura'da (Batoniyen-Kallovien sınırı) kristallendikten kısa bir süre sonra yüzelediğini ve erozyona uğrayarak Bürnük Formasyonu'na malzeme verdiğini göstermektedir. Bürnük Formasyonu ve üzerinde yer alan birimler pek çok araştırma gurubu tarafından ayrıntılı olarak çalışılmış ve bölgenin tektonik gelişimi iyi anlaşılmıştır (Ketin ve Gümüş, 1963; Akyol ve diğ., 1974; Şengün ve diğ., 1988; Altun ve diğ., 1990; Güven, 1993; Uğuz ve Sevin, 2007). O nedenle aşağıdaki bölümde bu birimler hakkında inceleme alanından elde edilen veriler ışığında kısa bir özet yapılacaktır.

Yukarıda da belirtildiği gibi gerek Kayadibi Plütunu gerekse Akgöl Formasyonu, Bürnük Formasyonu ile açısız uyumsuzlukla örtülür. Bu açısız uyumsuzluk tüm Karadeniz çevresindeki alanlarda (Kırım, Kafkaslar, kuzey Pontidler ve Romanya) izlenen bir uyumsuzluk olup, Küre ve eşdeğer havzaların kapanması sonucu oluşan Kimmeriyen orojenezinin tamamlandığına işaret eder (Şengör, 1984; Şengör ve diğ. 1984; Zonenshain ve diğ., 1990; Ustaömer ve Robertson 1993; Okay, 2000; Okay ve diğ., 2014). Bilindiği gibi güney Pontidlerde (Sakarya Zonu) yer alan ana uyumsuzluk ise Liyas yaşlıdır ve Karakaya orojeniyle ilgilidir (Şengör ve

Yılmaz 1984; Pickett ve Robertson 1996; Okay, 2000; Altınar ve diğ. 2000; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Robertson ve Ustaömer, 2012).

Kimmeriyen orojenezinin yükselip aşınması sonucu gelişen flüvyal Bürnük Formasyonu içindeki çakıllar ana olarak Akgöl Formasyonu ile Kayadibi Plütonu'ndan beslenmiştir. Burada vurgulanması gereken önemli bir husus Güney Blok litolojilerine benzer mafik volkanik kaya parçalarına Bürnük Formasyonu içinde rastlanılmamış olmasıdır.

Bürnük Formasyonu'nun üzerine uyumlu olarak gelen İnaltı Formasyonu, yükselmiş Kimmeriyen orojenezinin erozyona uğradığını, ardından da deniz seviyesine kadar çöktüğüne işaret etmektedir. Hiç şüphesiz orojenin denizel transgresyona uğramasında tektonik proseslerin de rolü olmuştur ancak inceleme alanında bu konuda herhangi bir saha verisi elde edilememiştir. Transgresyon sonucu denizel bir havzaya dönüşen Kuzey Blok üzerinde (ve Karadeniz'i çevreleyen alanlarda) neritik kireçtaşları çökmeye başlamış ve geniş bir karbonat platformu meydana gelmiştir (Lucius, 1925; Akyol ve diğ., 1974, Şengör ve Yılmaz, 1981; Gedik ve Korkmaz, 1984; Kirici, 1986; Derman, 1990; Akman, 1992; Tüysüz, 1990; Tüysüz ve diğ., 2004; Ustaömer ve Robertson, 1993; Banks ve Robinson, 1997; Yılmaz ve diğ. 1997). Bilindiği gibi karbonat çökeli tektonik olarak sakin, yüksek dağlık alanların olmadığı ve iklim açısından uygun koşullarda gelişirler. Üst Jura döneminde başlayan bu tektonik sakinlik dönemi Alt Kretase dönemine kadar devam etmiş ve İnaltı platformu gelişimini sürdürmüştür (Ketin ve Gümüş, 1963; Tüysüz ve diğ., 2004).

Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu Karadeniz çevresinde Üst Jura'dan itibaren oluşan tektonik sakinlik döneminin sona erdiğine işaret eder. Bu dönemde Kuzey Blok'ta gerilme başlamış, İnaltı Platformu parçalanmış, bunun sonucunda da bir horst-graben morfolojisi gelişmiştir (Görür ve diğ., 1997; Görür ve Tüysüz, 1997; Banks ve Robinson, 1997; Ustaömer ve Robertson, 1997; Yılmaz ve diğ. 1997). Yükselen horst blokları aşınırken çöken grabenler derin denizel çökeller ile doldurulmuştur. Horst bloklarında yer alan İnaltı Platformu ve tabanındaki daha yaşlı birimler iri bloklar halinde grabenlere gravite etkisiyle taşınmıştır. Bunun güzel örneklerine inceleme alanının KD kesiminde, Külegömen Sırtı'nın kuzeydoğusunda rastlanılmaktadır. Bu bölgede İnaltı Platformu'na ait fosilli neritik kireçtaşları türbiditik kumtaşlarından oluşan bir matriks ile sarmalanırlar.

5.3.GÜNEY VE KUZEY BLOKLARIN BİR ARAYA GELMESİ

Birbirlerinden oldukça farklı tektono-termal gelişim gösteren Güney ve Kuzey Bloklar'ın sınırı inceleme alanının kuzeyinde yer alır. Bu alanda dike yakın yüksek açılı bir dizi fay düzlemi hem Kuzey hem de Güney Blok kayalarını keser. Bu fay zonu içinde Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu ince bir tektonik dilim olarak Güney ve Kuzey Blok kayalarını birbirinden ayırır. Çağlayan Formasyonu'na ait bu tektonik dilimde türbiditik kumtaşı-şeyl ardalanması sık kıvrımlı olup, kıvrım eksen düzlemleri de çoğunlukla dike yakın konumludur. O nedenle iki bloku birbirinden ayıran fay zonunun Alt Kretase'den daha genç olduğu kesindir.

Kuzey ve Güney Bloklar'ı birbirinden ayıran hat boyunca Sarpun Metamorfiti yer alır. Maksimum çökme yaşı Alt Kretase olan Sarpun Metamorfiti Güney Blok'un en kuzeyindeki tektonik elemanıdır. Sarpun Metamorfiti'nde yer alan ultramafik kayalar ve yüksek basınç metamorfizmasına ilişkin veriler iki bloğun bir araya gelme dönemi açısından önemlidir.

Tüm bu veriler ışığında Kuzey ve Güney Blok'un Alt Kretase ve/veya sonrasındaki bir dönemde bir araya geldiği düşünülmektedir. Karadeniz sahiline kadar geniş bir alan olarak ele alındığında Kuzey Blok'un stratigrafisi Alt Kretase-Üst Kretase arasında bir uyumsuzluğun olduğunu, Üst Kretase-Alt Eosen arasındaki dönemde ise kesintisiz, çoğunlukla derin denizel bir sedimentasyonun gerçekleştiğini göstermektedir. Bu durumda iki bloğun bir araya geldiği dönem ya Alt-Üst Kretase arasındaki dönem ya da Alt Eosen sonrasındaki bir dönem olmalıdır.

5.4. ÇANGALDAĞ KOMPLEKSİ İLE İLİŞKİLİ DİĞER TEKTONİK BİRİMLERDEN ELDE EDİLEN VERİLER

Çangaldağ Kompleksi'nin hem kuzeyinde hem de güneyinde yer alan bir dizi kaya topluluğu üzerinde gerçekleştirilen çalışmalar, inceleme alanının jeolojik evriminin anlaşılmasında kritik veriler sağlamıştır. Aşağıdaki bölümde bu kaya topluluklarından elde edilmiş veriler özet olarak sunulacaktır.

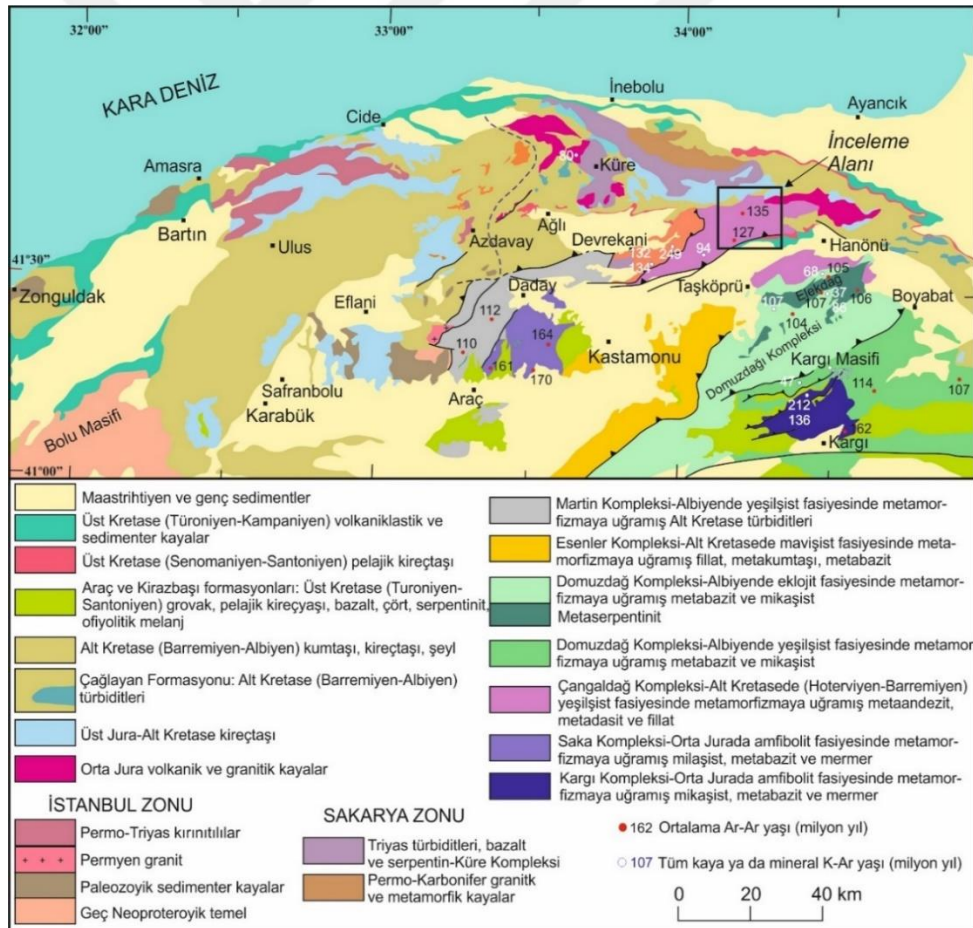
5.4.1. Kuzey alanlar

Bu kaya topluluklarının ilki inceleme alanının batısında yer alan Devrekâni Metamorfiti'dir.

Devrekâni Metamorfiti doğu ve güney sınırı boyunca Çangaldağ Kompleksi ile tektonik dokanaklıdır. Bu dokanak boyunca yer yer milonitik bir zon gelişmiştir. Milonitik zon içinde merceksi serpantin dilimleri bulunur. Çağlayan Formasyonu Devrekâni Metamorfiti'ni

uyumsuz olarak örter (Nzegge, 2008). Devrekâni Metamorfiti tabanda ortognayslar ile kesilen paragnays, şist ve amfibolitlerden oluşur. Birim üstte metakarbonatlar ile uyumsuz olarak örtülür.

Devrekani Metamorfiti'ndeki ortognayslardan Permo-Karbonifer (316.1 ± 8.8 My ve 252.5 ± 8.8 My, Gücer ve diğ., 2016) ve Triyas yaşları alınmıştır (231 ± 2 My, Sarıfakıoğlu ve diğ., 2017). Orta Jura (171.0 ± 5.1 My) yaşlı granitoidik intrüzyonlar (Nzegge, 2008) ile de kesilen Devrekâni Metamorfiti'nin tektonik olarak tabanında ultramafik kayalar (ofiyolit) yer alır. Kromit çıkartılan bu ofiyolit, metamorfizma ve deformasyon geçirmiş dasitik dayklar ile kesilir. Böylesi bir metadasit daykından 177 My yaşı alınmıştır (T. Ustaömer 2017, sözlü görüşme). Devrekâni Metamorfiti'nin metamorfizma/soğuma yaşı ise gnayslardan ayıklanan muskovit ve biyotitlerden Ar-Ar yöntemiyle elde edilmiş olup bu analizler sırasıyla 151 ± 1 (Titoniyen-en üst Jura) ve 146 ± 2 (Titoniyen-en üst Jura) yaşlarını vermiştir (Okay ve diğ., 2013).



Şekil 5. 4: Orta Pontidlerin jeoloji haritası (Okay 2013'ten alınmış ve harita üzerine Ustaömer ve Robertson 1997'de rapor edilen radyometrik yaş tayini bulguları eklenmiştir). Siyah dörtgen inceleme alanının yerini göstermektedir.

Yukarıda verilen özet bilgiden de anlaşıldığı gibi Devrekâni Metamorfiti Variskan orojenezine katılmış kıtasal bir bloktur. Türkiye'de Variskan orojenezinin izini taşıyan kıtasal bloklar ana olarak Pontid tektonik kuşağında yer alırlar. Bu tür kıtasal blokların kökeni (hangi ana kıtadan türediği) halen araştırılmaktadır. Elde edilen bulgular böylesi kıtasal blokların Gondwana kuzey kenarının farklı kesimlerinden riftleşip Lavrasya güney kenarına eklendiğine işaret etmektedir. Karadeniz çevresinde böylesi çok sayıda kıtasal blok ayıklanmıştır (Nikishin ve diğ., 2015).

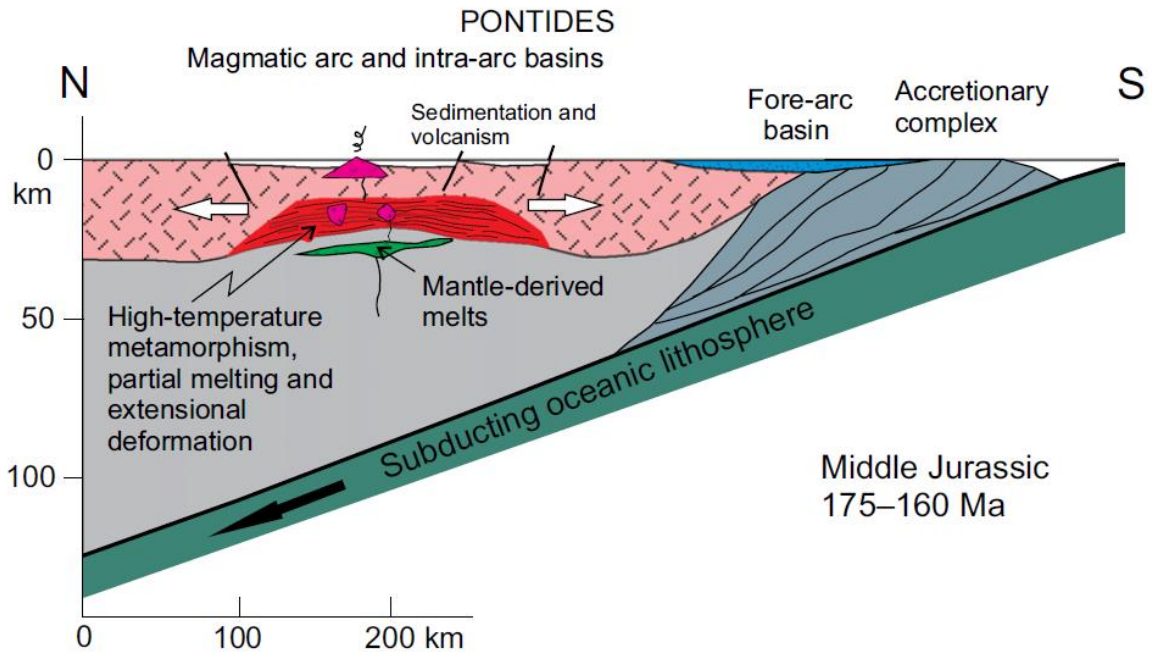
Devrekâni Metamorfiti'nin türediği ana kıta henüz bilinmemektedir. Variskan sonrası dönemde Triyas yaşlı, yay türü plütonik kayalar Devrekâni Metamorfiti'ni kesmiştir. Sarıfakıoğlu ve diğ. 2017, bu yay magmatizmasını yaratan yitim zonunu Devrekâni Metamorfiti'nin güneyine koymuştur. Devrekâni Metamorfiti'nin tabanına yerleşen (underthrust) ofiyolit Triyas yaşlı yitimin bir ürünü olmalıdır. Zira gerek ofiyolit gerekse Devrekâni Metamorfiti Orta Jura yaşlı felsik magmatikler ile kesilmektedir. Devrekâni Metamorfiti (ve tabanında yer alan ofiyolit) son metamorfizmasının Titoniyen döneminde gerçekleştiği elde edilen yaş verilerinden anlaşılmaktadır. Dolayısıyla Devrekâni Metamorfiti Çangaldağ Kompleksi'nden yaklaşık 20 My önce metamorfizmaya uğramış bir lito-tektonik birimdir.



Şekil 5. 5: Devrekâni-Örenbaşı Köyü batısında açılmış krom ocağı mostralarında, metaofiyolitleri kesen dasitik dayk.

Dikkate alınması gereken bir diğer birim Küre ilçesinin KB'sında yüzeyleyen Geme Kompleksidir. 163 My (Kalloviyen-Oksfordiyen sınırı) yaşlı Dikmen porfiri andezit/dasiti ile kesilen ve yüksek sıcaklık metamorfizması (P: 4 ± 1 Kbar; T: 720 ± 40 °C) sergileyen Geme Metamorfiti'nin pik metamorfizma yaşı 172 My (Aaleniyen), soğuma yaşı ise 164 My (Kalloviyen) olarak saptamıştır (Okay ve diğ., 2013). Geme Kompleksi'nin paragnayslarından elde edilen az sayıdaki zirkon yaşları 2850 ila 373 My arasında değişirken Orta Jura yaşlı granitik damarda bulunan bir adet kalıntı zirkon Ediyakaran yaşlı çekirdek üzerinde Karbonifer yaşlı zirkon büyümesine işaret etmektedir.

Geme Kompleksi'nin oluşumu Orta Jura döneminde kuzeye olan bir yitim zonu üzerinde yer alan kıtasal kabuğun gerilmesine dayandırılmıştır (Şekil 5. 6; Okay ve diğ., 2014).



Şekil 5. 6: Orta Pontidler'de Orta Jura metamorfizması ve magmatizması (Okay vd., 2014).

Geme Kompleksi'nin Küre Kompleksi ile bir dokanağı yoktur. Çağlayan Formasyonu ile olan dokanakları çoğun faylı olup, yerel olarak stratigrafiktir. Bu da kabuksal gerilmenin bir ürünü olan Çağlayan Formasyonu'nun çökeldiği alanda kaotik bir temelin yer aldığını göstermektedir. Çağlayan Formasyonu kimi yerde İnaltı Platformu, kimi yerde Küre Kompleksi, kimi yerde Devrekâni Metamorfiti, kimi yerde de Geme Kompleksi üzerinde çökelmiştir. Birbirlerinden farklı tektono-termal evrim geçiren bu kıtasal birimlerin birbirleriyle ilişkileri çok önemli olmakla birlikte henüz belirsizdir. Örneğin Kuzey Blok'ta yer alan Küre Kompleksi'nden ne

Aaleniyen ne de Titoniyen metamorfizması bilinmektedir. İnaltı ve Bürnük Formasyonları'nda da Titoniyen metamorfizmasının izi yoktur.

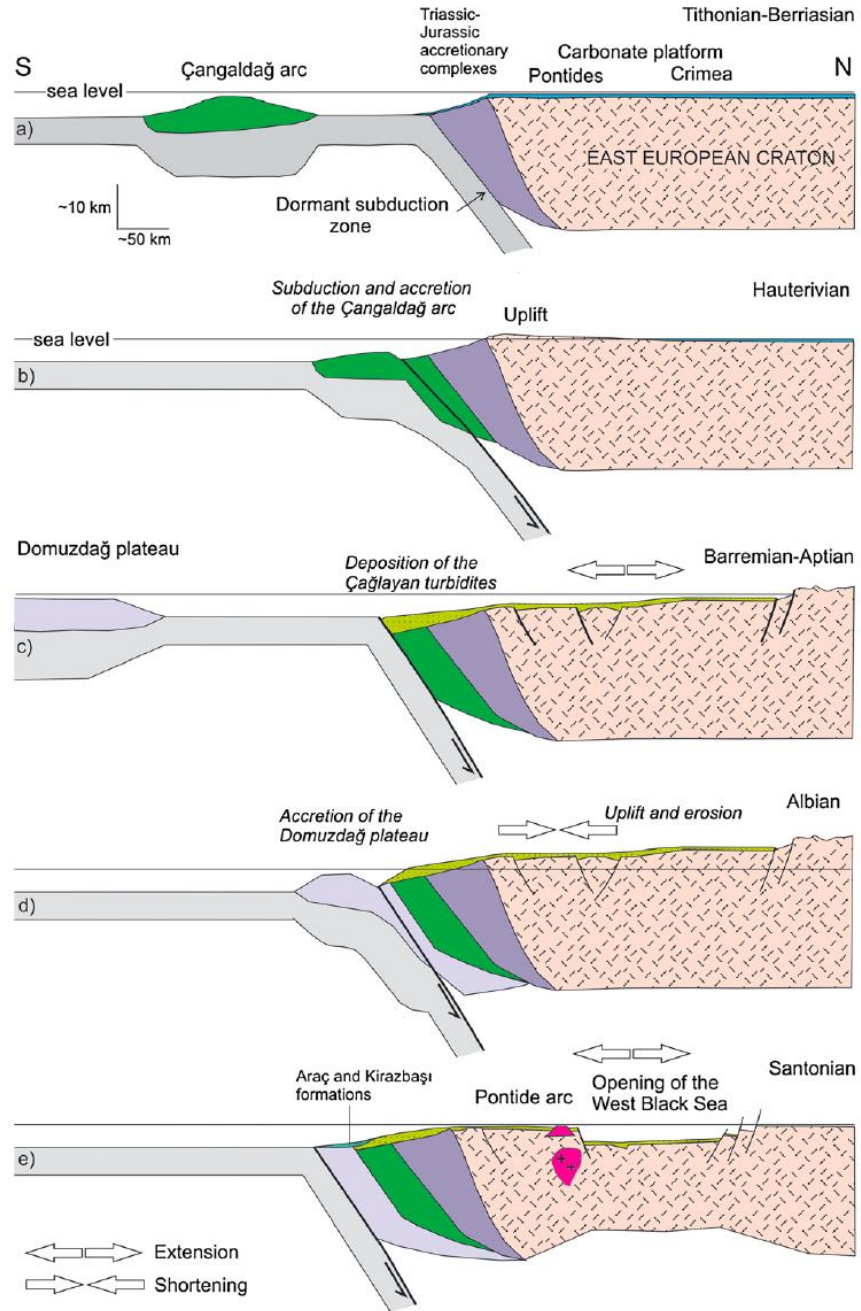
Burada değinilecek bir diğer metamorfik kaya topluluğu inceleme alanının kuzeyinde yer alan Yaralıgöz dağlarının eteğinde bulunur. Bu yükselim alanında Küre Kompleksi ile tektonik dokanak yapan metamorfik ve magmatik kayalar Devrekâni Metamorfiti'nin uzantısı olarak düşünülmüştür (Nzegge ve diğ. 2006). Bu yükselim alanından elde edilen izotop ve jeokimyasal veriler, magmatik kayaların Permo-Karbonifer döneminde metamorfikler içine yerleştiği ve kabuksal kökenli yay ve orojenez sonrası granitler olduklarını göstermektedir. Özetle bu kaya topluluğu da Variskan orojeninin bir parçası olup, daha sonraki dönemlerde metamorfizmaya uğramamıştır.

Orojenik kuşakların çalışılması sırasında bitişik tektonik birimlerin aynı paleocoğrafyanın parçası olduğu ilk akla gelen kabuldür. Ancak bu durum kimi zaman oldukça yanıltıcı olabilmektedir. Orojenik kuşak boyunca tektonik birliklerin yanal olarak göç etmiş olma olasılığı ihmal edilmemelidir. KB Amerika'da buldukları yere yabancı çok sayıda tektonik birlik ayırt edilmiş olup bunlara "suspect terranes" adı verilmiştir. İnceleme alanının dış kuzeyinde yer alan farklı metamorfik kaya topluluklarının da buldukları bölgeye ve birbirlerine yabancı, farklı dönemlerde yanal tektonik ile yerleşmiş kıtasal bloklar olabileceği önerilecek tektonik modellerde göz önüne alınmalıdır.

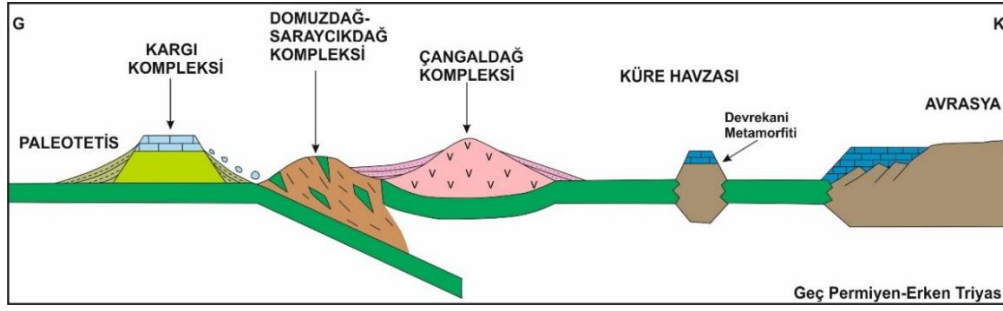
5.4.2. Güney alanlar

Çangaldağ Kompleksi'nin güneyinde yer alan birimler kuzeyden güneye Domuzdağ-Saraycıkdağ Kompleksi (yitim-yığışım kompleksi/melanj), Elekdağ Ofiyoliti (okyanusal kabuk ve mantosu), Kargı Kompleksi (kıtasal blok) ve Kızılırmak Ofiyoliti ve melanj dilimleridir. Bu birimlere ilişkin bilgiler tezin Giriş, Bölgesel Jeoloji ve Önceki Çalışmalar bölümlerinde verildiğinden burada bir tekrar yapılmayacaktır.

Çangaldağ Kompleksi'nin yapısal olarak altında yer alan metamorfik birimler 2006 yılına kadar Paleotetis Okyanusu'nun Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik döneminde güney (Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör 1984; Şengör ve diğ., 1984; Yılmaz ve Şengör, 1985; Tüysüz 1985, 1990; Tüysüz ve Yiğitbaş 1994) ya da kuzey yönlü (Ustaömer ve Robertson, 1993, 1994, 1997) yitimi ile büyümüş eklenir prizma olarak yorumlanmıştır (Şekil 5. 8).



Şekil 5. 7: Okay ve diğ. 2013'e göre Orta Pontidler'de Avrasya güney kenarının tektonik evrimi. Bu modelde Çangaldağ yayının altına doğru bir yitimin olmadığına dikkat ediniz.



Şekil 5. 8: Ustaömer ve Robertson 1993'e göre Orta Pontidlerde yüzeyleyen birimlerin tektonik ortamları.

İlk kez 2006 yılında Okay ve diğ. K-Ar yönteminden çok daha hassas yöntemler ile metamorfik minerallerden (fengit) Alt Kretase (Albiyen; ~106 My) yaşları almış ve güney alanlardaki yüksek basınç metamorfizmasının Paleotetis okyanusu ile ilişkili değil Neotetis okyanusunun kuzeye yitimi ile ilişkili olduğunu öne sürmüşlerdir.

Aynı araştırma gurubunun izleyen yıllarda bölgedeki metamorfik mineraller üzerinde yaptıkları Ar-Ar yaş tayinleri de benzeri Alt Kretase yaşlarını vermiştir.

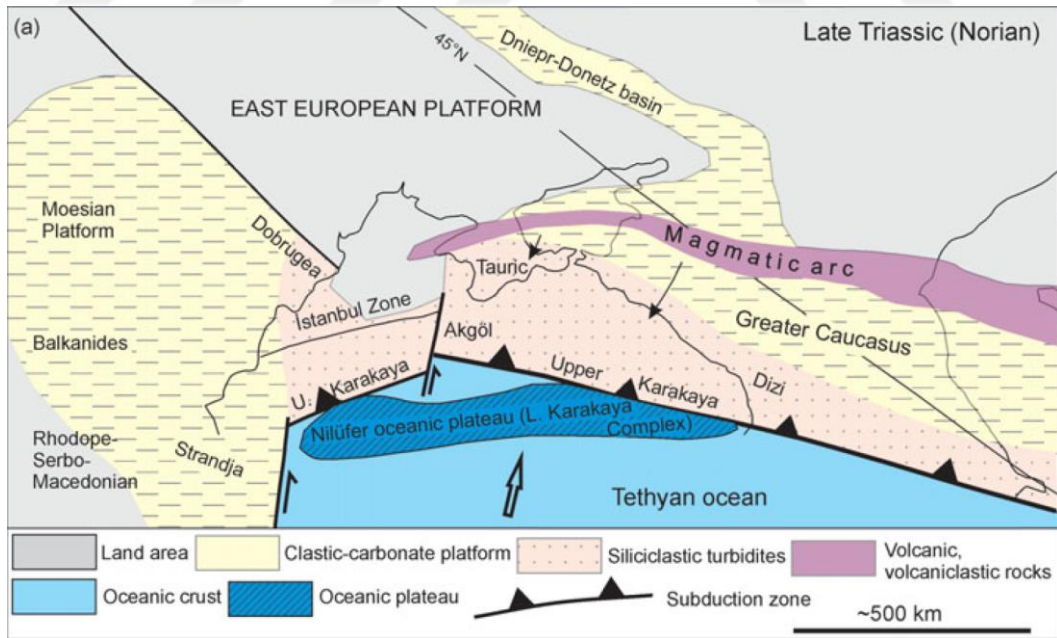
Kuzey Orta Pontidlerde Albiyen döneminin İnaltı platformunun parçalandığı ve Çağlayan Formasyonu ve eş değerlerinin graben ve yarı grabenlerde çökeldiği kabuksal gerilme dönemi olduğu dikkate alınmalıdır. Alt Kretase yaşlı bir yitim ile ilişkili yay magmatizması Kuzey Orta Pontidlerden bilinmemektedir.

Güney alanlardan elde edilen çok kritik önem taşıyan bir diğer veri de Alt, Orta ve Üst Jura dönemlerinde Pontidlerin altına doğru bir yitimin olduğuna ilişkin yığışım prizmasından, ofiyolitlerden ve magmatik kayalardan elde edilen jeokronolojik ve jeokimyasal verilerdir (Dilek ve Thy, 2006; Çelik ve diğ. 2011, 2013, 2016; Topuz ve diğ. 2013a, b; Robertson ve diğ. 2013). Alt Kretase yaşlı yitime ilişkin yay magmatizması verisi olmamasına karşın Jura dönemindeki yitime ilişkin veriler Pontid tektonik kuşağında yaygınca bulunmaktadır ve bu tezin konusunu oluşturan felsik magmatikler de Jura dönemi yitiminin ürünleridir. Jura dönemi yitiminin kuzeye dalımlı iki ayrı yitim zonu boyunca gerçekleştiği son yıllarda gerek ofiyolitik kenet kuşaklarında (İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi) gerekse kıta kenarlarında (Sakarya Zonu) yapılan çalışmalarda önerilmiştir. Buna göre yitim zonlarından biri güneyde, okyanus içinde, diğeri ise Pontid kıta kenarı boyunca yer almaktadır (Robertson ve diğ. 2013).

Orta Pontidlerde önceki çalışmacılar tarafından öngörülen Triyas yaşlı yitime ilişkin veriler ana olarak Karakaya ve Küre Komplekslerinden gelmektedir (Pickett ve Robertson, 1996; Ustaömer ve diğ. 2016; Robertson ve Ustaömer, 2012; Genç, 2004; Okay 2000; Okay ve diğ.

2015). Küre ofiyolitinin yitim zonu üstü ortamı, Triyas döneminde bir yitimin varlığına işaret etmektedir. Triyas yaşlı Karakaya yığılma kompleksi de yitim süreçleri ile ilişkilendirilmiştir. İnceleme alanında Triyas yaşlı yitime ilişkin, bir adet meta-dasit örneğinden elde edilen Triyas diskordan yaşı bir kenara bırakılır ise herhangi bir jeokronolojik veri bulunmamaktadır. Devrekâni Metamorfiti'nin tabanında yer alan ofiyoliti kesen Orta Jura yaşlı meta-dasit daykının varlığı, söz konusu ofiyolit Triyas yaşlı olabileceğini düşündürmektedir. Bilindiği gibi bu ofiyolit Elekdağ ofiyolitinin bir uzantısı olarak düşünülmüş, yay önu tipi bir ofiyolittir (Ustaömer ve Robertson, 1997; Dönmez ve diğ. 2014).

Okay ve diğ. (2015) inceleme alanını da kapsayan geniş bir alanın Üst Triyas dönemi paleocoğrafik haritasını oluşturmuşlardır (Şekil 5. 9). Bu haritaya göre Akgöl Formasyonunun güneyinde yer alan okyanus (Paleotetis) Üst Triyas döneminde kuzeye dalmaktadır. Okyanusun içinde yer alan büyük bir plato da (Nilüfer Birimi) kuzeye, aktif kenara doğru sürüklenmektedir (Şekil 5. 9'u Şekil 5. 7 ile karşılaştırınız). Yukarıdaki bölümlerde de tanımlandığı gibi Orta Pontidlerde Nilüfer Birimi de dâhil Triyas döneminde oluşan yitim-yığılma kompleksine ilişkin jeokronolojik veri bulunmamaktadır. Bu da Triyas yaşlı eklenir prizmanın ne olduğu sorusunu akla getirmektedir.



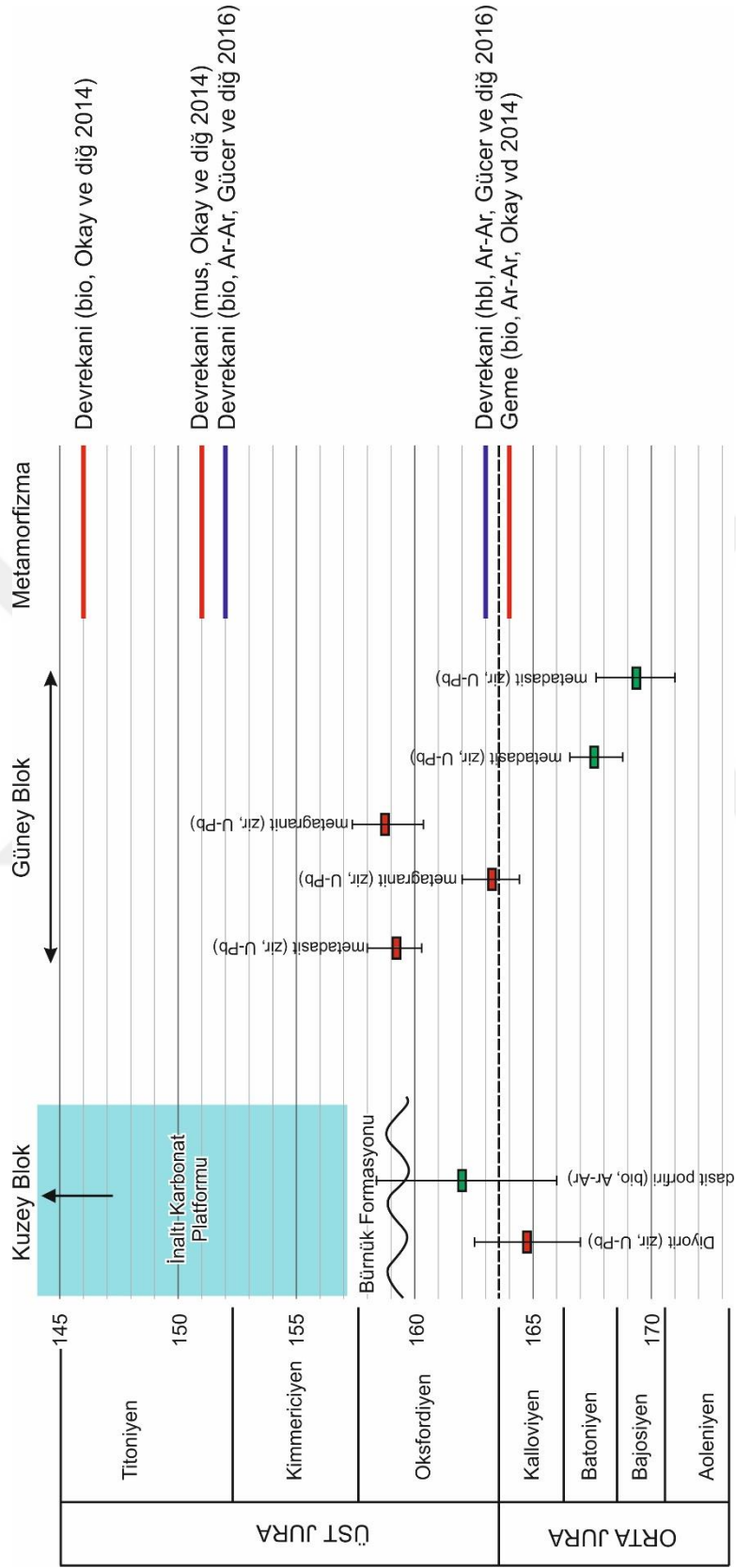
Şekil 5. 9: Okay ve diğ. (2015)'e göre çalışma alanının da yer aldığı bölgenin Üst Triyas paleocoğrafya haritası.

5.5.YENİ VERİLER IŞIĞINDA İNCELEME ALANININ TEKTONİK EVRİMİ

İnceleme alanı ve yakın çevresindeki Jura yaşlı felsik magmatik kayalardan bu çalışma ve önceki çalışmalar sonucunda elde edilen jeokronolojik veriler toplu olarak, hata payları ile birlikte, Şekil 5. 10'da gösterilmiştir. Kuzey Blok'tan elde edilen veriler diyagramın sol kısmına, Güney Blok'tan elde edilen veriler de diyagramın sağ kısmına yerleştirilmiştir. Kuzey Blok'un Üst Jura dönemi stratigrafisi de diyagramın sol kesimine eklenmiştir. Bu stratigrafide Bürnük Formasyonu'nun yaşı geç Oksfordiyen olarak belirtilmiş olsa da karasal kırıntılardan oluşan Bürnük Formasyonu'nun alt yaş sınırı tam olarak bilinmemektedir. Daha üstteki İnaltı Formasyonu'nun yaşı ise Orta Pontidlerde Alt Kretase'ye (Berriasiyen) kadar devam etmekte, Zonguldak çevresinde ise Barremiyen'e kadar çıkmaktadır. Önceki çalışmacılar tarafından saptanan Jura dönemindeki metamorfizma/soğuma yaşları da diyagramın sağ tarafında kırmızı ve mavi renkli yatay çizgiler ile işaretlenmiştir.

Diyagramdan görüldüğü gibi Kuzey Blok'taki felsik magmatizma ürünleri (granitoidik ve dasitik intrüzyonlar) Orta Jura yaşlı iken Güney Bloкта'ki felsik magmatizma ürünleri Orta-Üst Jura yaşlıdır.

Kuzey Blok'ta Küre Kompleksi, Metamorfik Kaya Toplulukları (örneğin Devrekâni Metamorfikleri, Geme Kompleksi) ve bazı ofiyolitler, Güney Blok'ta da sadece Çangaldağ Kompleksi içine yerleşen Orta Jura yaşlı felsik magmatizmanın kökeni için iki olasılık bulunmaktadır. Bunlardan ilki bu magmatizmanın yay türü, ikincisi ise Kimmeriyen orojenezi ile ilişkili çarpışma sırası/sonrası bir magmatizma olduğudur. Ancak jeokimyasal farklılıklar ilk olasılığı daha güçlü kılmaktadır.



Şekil 5. 10: İnceleme alanı ve yakın çevresindeki Jura magmatizması.

Elde edilen jeokimyasal veriler Jura yaşlı felsik magmatizmanın yitim zonu üstü ortamında (magmatik yay) oluştuğuna işaret etmektedir. Kuzey Blok'ta yer alan Orta Jura magmatizmasının And-tipi bir kıta kenarı yayı temsil ettiği, içine yerleştikleri Triyas ve daha yaşlı kaya birimlerinin türünden belirgindir. Güney Blok'taki Orta-Üst Jura felsik magmatizmasının ise okyanus içi bir yayı temsil ettiği gerek jeokimyasal verilerden gerekse de zirkonların yaşlı çekirdek içermemesinden anlaşılmaktadır. Güney Blok'ta Orta-Üst Jura magmatizması yitim bileşeni içeren, ana olarak bazik kökenli volkanojenik kaya topluluğu içine yerleşmiştir. Bu volkanojenik istifin tabanında boninitik lavlar ve levha dayk kompleksinin olması, oluşum ortamının okyanus içi yay ortamı olduğunu düşündürmektedir. Söz konusu volkanojenik kaya topluluğunun yaşı bilinmemektedir. Orta-Üst Jura felsik magmatikleri ile bazik volkanojenik kayaların aynı magmatik proseslerin ürünü olduğuna ilişkin jeokimyasal veri bulunmamaktadır. O nedenle bazik volkanojenik kaya topluluğunun Triyas'dan itibaren oluşmuş olması mümkündür. Yukarıdaki bölümlerde de açıklandığı gibi Avrasya güney kenarı boyunca Triyas yaşlı bir yitimin varlığı pek çok araştırmacı tarafından önerilmektedir. Gerek Küre ofiyolitinin yitim zonu üstü kimyasal bileşimi, gerek Akgöl Formasyonu ve Karakaya Kompleksi'nde Triyas yaşlı magmatik zirkonların varlığı, gerekse de Kuzey Blok'taki metamorfik kaya topluluklarına yerleşen Triyas yaşlı granitler, Triyas yaşlı yitimin kanıtları arasında sayılabilir.

Bilindiği gibi yitim zonları yanal olarak binlerce kilometre uzunluklu tektonik hatlar olup uzun ömürlüdürler. Yitim zonlarının, eklenir prizmanın büyümesiyle zaman içinde okyanus içine doğru gerilediği pek çok çalışmada ortaya konmuştur. Yitim zonlarını sonlandıran ise kıta-kıta ya da kıta-yay gibi çarpışma olaylarıdır. Yukarıda açıklandığı gibi Triyas yaşlı yitime ek olarak, kuzey Anadolu'daki kenet kuşaklarından ve kıta kenarlarından Avrasya güney kenarı boyunca Alt Jura ve Orta-Üst Jura döneminde de yitimin olduğuna ilişkin veriler yakın bir zamanda ortaya konulmuştur. Orta Pontidlerdeki Orta-Üst Jura yaşlı felsik magmatizma bu dönemlerdeki yitimin eseri olmalıdır. Robertson ve diğ. (2013) tarafından Doğu Pontidler'de önerildiği gibi iki farklı yitim zonu Orta Pontidler'deki Orta-Üst Jura magmatizmasının oluşumu için de gereklidir. Bu çalışmada okyanus içi yitimin Güney Blok'taki Orta-Üst Jura yaşlı magmatizmayı, kıta kenarına yakın yitim zonunun da Kuzey Blok'taki Orta Jura yaşlı magmatizmayı yarattığı düşünülmektedir (Şekil 5. 11a).

Kuzey Blok'un güney kenarındaki yitim zonu olasılıkla Devrekâni Metamorfiti gibi bir kıtasal blokun eklenmesiyle kısa süreli olarak bloke olmuş, daha sonra yitim zonu biraz daha güneye göç ederek devam etmiştir. Bu aşamada Kuzey Blok deforme olmuş (Kimmeriyen orojenezi) ve yükselmiş, yitimin güneyde tekrar başlaması sonucunda da gerilerek deniz seviyesinin altına kadar çökmüştür. Bu süreçte (Oksfordiyen-Kimmericiden) Kuzey Blok'ta Bürnük Formasyonu ile İnaltı Formasyonları çökelmiştir.

Kuzey Blok'un güney kenarı boyunca süregelen yitim okyanus içindeki magmatik yayı aktif kıta kenarına taşımıştır (Şekil 5. 11b). Bu süreçte Sarpun Metamorfiti yitim zonu boyunca gelişmiş olmalıdır. Buna ilişkin en önemli deliller Sarpun Metamorfiti'ne ait kumtaşlarında saptanan Alt Kretase yaşlı detrital zirkonların varlığı, yüksek basınç metamorfizması ve istif içinde sıklıkla bulunan serpantin dilimleridir. Meta-sedimenter kayalardan elde edilen deliller kaynak alanın aktif kıta kenarı olduğunu göstermektedir. Zirkon toplulukları da kırıntılı malzemenin daha çok Kuzey Blok kayalarından taşındığını ortaya koymaktadır. Güney Blok'un Kuzey Blok'a eklenmesi Berriasiyen sonunda Kuzey Blok'ta yükselme ve erozyona neden olmuştur. Yükselme ve erozyonun en önemli kanıtı İnaltı Formasyonu'nun bu alanda Berriasiyen'den genç çökel içermemesi olarak gösterilebilir.

Aynı dönemde (Berriasiyen-Hotriviyan) okyanus içi yitim zonunda hem yitim erozyonu sonucu üst levhadan kopartılan parçalar derine sürüklenerek yüksek basınç metamorfizması geçirmiş (Karapınar Birimi), hem de güneydeki okyanus içinden sürüklenen morfolojik yükselti aktif kenarda yitimi bloke etmiş olmalıdır (Şekil 5. 11b). Bu Orta-Üst Jura magmatizmasının sona ermesi için gereklidir.

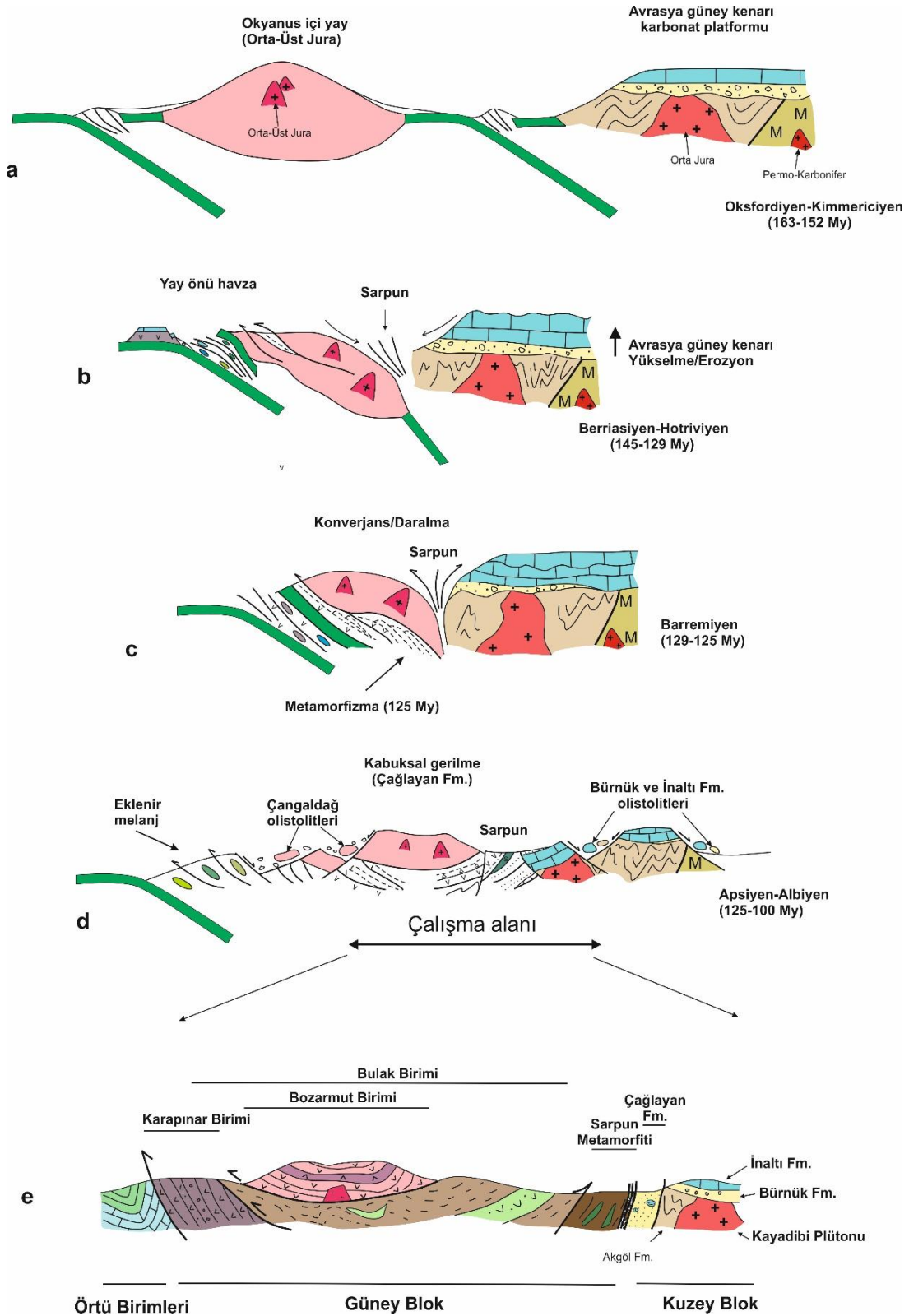
Barremiyen dönemi oluşmakta olan orojenin daha da daraldığı dönemdir (Şekil 5. 11c). Bu dönemde Çangaldağ Kompleksi derine gömülerek deformasyona ve metamorfizmaya uğramıştır. DKD-BGB gidişli kıvrım eksenleri, makaslama düzlemleri ve kıvrım eksen düzlemleri gibi yapısal unsurların paralellik göstermesi, Güney Blok'ta bulunan Karapınar, Bulak ve Bozarmut Birimleri ve Sarpun Metamorfiti'nin, diğer bir deyişle, tüm Çangaldağ Kompleksi birimlerinin benzer deformasyona sahip olduğunu göstermektedir. Bu veri, güney bloğu oluşturan dört birimin bir araya geldikten sonra, birlikte deformasyona uğradığına işaret etmektedir. Alt Kretase ve sonrası yaşlı olan Sarpun Metamorfiti'nin de benzer deformasyona uğraması, bu birimlerin Alt Kretase ve sonrasında hep birlikte deforme olduklarını düşündürmektedir. Bulak Birimi fillatlarından yapılan Ar-Ar yaşlandırması, Çangaldağ

Kompleksi'nin diğ er birimleri için de geçerli kabul edilirse, Kompleks, bölgesel sıkışmanın devam etmesiyle Barremiyen-Apsiyen sınırında metamorfizmaya uğramıştır (şekil 5. 11c).

Apsiyen-Albiyen dönemi ise Orta Pontidler'de kıtasal gerilme dönemidir (şekil 5. 11d). Bu dönemde  angaldağ Kompleksi'nin güneyinde bloke olmuş kuzey yönlü yitim tekrar başlamış, daralan orojen de genişlemiştir. Genişleme sonucu kuzey alanlarda horst-graben morfolojisi oluşmuş, horst blokları erozyona uğrarken graben içlerinde horstlardan kopan bloklar ve türbiditik sedimentler  okelerek  ağlayan Formasyonu'nu oluşturmuşlardır. Kuzey Blokta  ağlayan Formasyonu içinde İnalıt Formasyonu'na ait bloklar egemen iken, Güney Blok'ta  angaldağ Kompleksi'ne ait bloklar yaygındır (Okay ve diğ. 2006; şekil 5. 11d).

İnceleme alanının günümüzdeki yapısı şekil 5. 11e'de gösterilmiştir. Bu yapı Alt Kretase sonrası dönemde meydana gelen jeolojik süreçlerde kazanılmıştır. Bu süreçlere ilişkin stratigrafik kayıtlar inceleme alanının güney kesimlerinde yüzeyleyen  st Kretase-Paleosen yaşlı kayalar ile sınırlıdır. Ancak  alışma alanının dışından elde edilen veriler Alt Eosen dönemine kadar yitim-çarpışma süreçlerinin devam ettiğini, izleyen dönemde de sıkışma ve yanal atım tektoniğinin yaşandığını ortaya koymaktadır.

İnceleme alanında Kuzey ve Güney Blok sınırı yüksek açılı bir fay zonu olup bu fay zonu  ağlayan Formasyonu'nun  okeliminin ardından, olasılıkla Alt Eosen sonrasındaki bir dönemde gelişmiştir. Bu fay zonu Kuzey ve Güney Bloklar'ın bir araya geldiği önceki bir kenet kuşağının yeniden işlenmesinin sonucudur. Gerek kenet kuşağının gelişiminden önceki gerekse de sonraki dönemlerde bu zon boyunca hem blok alta bindirmeleri hem de önemli yanal blok yer değiştirmeleri olmuş olabileceği tektonik modellerde dikkate alınmalıdır.



Şekil 5. 11: İnceleme alanının önerilen tektonik evrimi.

KAYNAKLAR

- [Abbo, A., Avigad, D., Gerdes, G., GÜngör, T., 2015, Cadomian basement and Paleozoic to Triassic siliciclastics of the Taurides (Karacahisar dome, south-central Turkey): Paleogeographic constraints from U-Pb-Hf in Zircons, *Lithos* 227.
- Abdüsselamoğlu, M.S., 1977, The Palaeozoic and Mesozoic in the Gebze region—explanatory text and excursion guidebook: 4th Colloquium on the Aegean Region, Exc. 4, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, İstanbul, 16 p.
- Adamia, Sh.A., M.B. Lordkipanidze, and G.S. Zakariadze, 1977, Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus: *Tectonophysics*, v. 40, p. 183–199.
- Ague, J. J. ve Brandon, M. T., 1992, Tilt and northward offset of Cordilleran batholiths resolved using igneous barometry, *Nature*, v. 360, p. 146–149.
- Akbayram K., Şengör, A.M.C., Özcan, E., 2016, The evolution of the Intra-Pontide suture: Implications of the discovery of late Cretaceous–early Tertiary mélanges, *The Geological Society of America*, Special Paper 525.
- Akdoğan, R., Okay, A. İ., Sunal, G., Tari, G., Meinhold, G., Kylander-Clark, A., R., C., 2017, Provenance of a large Lower Cretaceous turbidite submarine fan complex on the active Laurasian margin: Central Pontides, northern Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 134, 309–329.
- Akman, Ü., 1992, *Amasra-Arıt arasının Jeolojisi*, Doktora tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. 209 s.
- Akyol, Z., Arpat, E., Erdoğan, B., Göger, E., Güner, Y., Şaroğlu, F., Şentürk, L., Tütüncü, K. ve Uysal, Ş., 1974, *Türkiye Jeoloji Haritası Serisi*, 1:50.000, Zonguldak E29 a, E29 b, E29 c, E29 d, Kastamonu E30 a, E30 d, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları, Ankara.
- Altherr, R., ve Siebel, W., 2002, I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 397–415.
- Altiner, D., Özkan-Altiner, S. & Koçyiğit, A., 2000, Late Permian foraminiferal biofacies belts in Turkey: palaeogeographic and tectonic implications. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.A.D. (eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*, *Geological Society, London*, Special Publications 173, 83–96.
- Altun, E., Şengün, M, Keskin, H, Akçören, F, Sevin, M, Deveciler, E, ve Akat, U, 1990, *1/100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Kastamonu-B17 Paftası*, MTA, Ankara.
- Anderson J. L, ve Smith D. R. 1995, The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer, *Am Mineral*, 80, 549–559.

- Arpat, E., Tütüncü, K., Uysal, S and Göğer, E., 1978, Cambrian- Devonian sequence in the Safranbolu area, *Türkiye Jeoloji Kurumu 32. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özetleri Kitabı*, 67–68.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. and Kurt, H. 1997, Geochemistry and petrogenesis of the eastern Pontide volcanic rocks, Northeast Turkey, *Chemie der Erde*, 57, 157–187.
- Aydın M., Demir O., Özçelik Y., Terzioğlu N., Satır M., 1995, A geological revision of İnebolu, Devrekani, Ağlı and Küre areas; new observations in Paleotethys-Neotethys sedimentary successions. In Erler A., Ercan T., Bingöl E. and Orçan S. Eds. *Geology of the Black Sea Region, Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Black Sea Region*, Mineral Research and Exploration Institute, p.33-38.
- Aydın M., Şahintürk O., Serdar H.S., Özçelik Y., Akarsu I., Üngör A., Çokuğraş R., Kaçar S., 1986, The geology of the area between Ballıdağ and Çangaldağ (Kastamonu), *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, v.29, p. 1-16.
- Aydın, M., Serdar, H.S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Çelik, O., Özçelik, Y., 1987, Çamdağ (Sakarya)-Sünnicedağ (Bolu) Yöresinin Jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 30, 1-14.
- Aygül, M., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Sudo, M., 2015, Pre-collisional accretionary growth of the southern Laurasian margin, Central Pontides, Turkey, *Tectonophysics*, submitted for publication.
- Aygül, M., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Sudo, M., 2016, Pre-collisional accretionary growth of the southern Laurasian margin, Central Pontides, Turkey, *Tectonophysics*, 671, 218–234.
- Aysal, N., 2015, Mineral Chemistry, Crystallization Conditions and Geodynamic Implications of the Oligo-Miocene Granitoids in the Biga Peninsula, Northwest Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 105.
- Badgley, P.C., 1959, Sinop havzasının petrol olanakları, *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Arşivi*.
- Banks, C.J. and Robinson, A.G. 1997, Mesozoic strike-slip back-arc basins of the Western Black Sea region, In: Robinson, A.G. (ed), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, AAPG Memoir ,68, 53–62.
- Barth, A.P., Wooden, J.L., Jacobson, C.E., Economos, R.C., 2013. Detrital zircon as a proxy for tracking the magmatic arc system: the California arc example, *Geology*, 41, 223–226.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.J., 2002, Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type, *Contrib. Mineral., Petrol.* 143, 602–622.
- Bhatia, M.R., 1985, Composition and classification of Paleozoic flysch mudrocks of eastern Australia: implications in provenance and tectonic setting interpretation, *Sedimentary Geology*, 41, 249–268.

- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986, Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 181–193.
- Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M., and Schmitt, A.K., 2013, Zircon saturation re-revisited, *Chemical Geology*, v. 351, p. 324–334.
- Bogdanova, S.V., B. Bingen, R. Gorbatshev, T.N. Kheraskova, V.I. Kozlov, V.N. Puchkov, and Y. A. Volozh, 2008, The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia, *Precamb. Res.*, 160, 23–45.
- Bowring SA, Williams I.S., 1999, Priscoan (4.00-4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada, *Contrib. Mineral Petrol.*, 134:3-16.
- Bowring, S.A., 1995, The Earth's early evolution, *Science*, 269, 1535-1540.
- Bowring, S.A., Williams, I.S, Compston, W., 1989, 3.96 Ga gneisses from the Slave Province, Northwest Territories, Canada, *Geology*, 17:971-975.
- Buick, R., Thornett, J.R., McNaughton, N.J., Smith J.B., Barley M.E., Savage M., 1995, Record of emergent continental crust similar to 3.5 billion years ago in the Pilbara craton of Australia, *Nature*, 375:574-575.
- Bullard., E., C., Everett, J., E, Smith, A., G., 1965, The fit of the continents around the Atlantic, *Royal Soc. London, Phil. Trans.*, A258, 41-51.
- Cabanis, B. and Lecolle, M., 1989, Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination; *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 309(20), pages 2023-2029.
- Chapman, J.B., Gehrels, G.E., Ducea, M.N., Giesler, N., Pullen, A., 2016, A new method for estimating parent rock trace element concentrations from zircon, *Chemical Geology*, 439, 59–70.
- Chappell, B.W., 1999, Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites, *Lithos*, 46, 535–551.
- Chen, F., Siebel, W., Satır, M., Terzioğlu, M.N and Saka, K., 2002, Geochronology of the Karadere basement, NW Turkey and implications for the geological evolution of the Istanbul Zone. *International Journal of Earth Sciences*, 91, 469–481.
- Claesson, S.E., Bibikova, S., Bogdanova, and Skobelev, V., 2006, Archean terranes, Paleoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton, in *European Lithosphere Dynamics*, vol. 32, edited by D. G. Gee and R. A. Stephenson, pp. 645–654, Geological Society, London, Memoirs, Oxford, UK.

- Condie, C., Kröner, A., 2013, The building blocks of continental crust: Evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean, *Gondwana Research*, 23, 394–402.
- Çağatay A., Pehlivanoğlu H., Altun Y., 1980, Küre piritli bakır yataklarının kobalt-altın mineralleri ve yatakların bu mineraller açısından ekonomik değeri, *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi*, 93/94, s. 110-117.
- Çelik, Ö. F., 2016, Küre (Kastamonu) Karmaşığı Ofiyolitik Kayaçları ve Bu Kayaçları Kesen Dasitlerin Kökeni, *Yerbilimleri*, 37 (3), 217-235.
- Çelik, Ö.F., Chiaradia, M., Marzoli, A., Billor, Z., Marschik, R., 2013, The Eldivan ophiolite and volcanic rocks in the İzmir–Ankara–Erzincan suture zone, Northern Turkey: geochemistry, whole-rock geochemical and Nd–Sr–Pb isotopic characteristics. *Lithos*, 172-173, 31–46.
- Çelik, Ö.F., Chiaradia, M., Marzoli, A., Özkan, M., Billor, Z., Topuz, G. 2016, Jurassic metabasic rocks in the Kızılırmak accretionary complex (Kargı region, Central Pontides, Northern Turkey). *Tectonophysics*, 672-673, 34-49.
- Çelik, Ö.F., Marzoli, A., Marschik, R., Chiaradia, M., Neubauer, F., and Öz, I., 2011, Early-Middle Jurassic intra-oceanic subduction in the İzmir-Ankara-Erzincan Ocean, northern Turkey: *Tectonophysics*, v. 509, p. 120–134.
- Çimen, O. Göncüoğlu, M. C., Sayit, K., 2016, Geochemistry of the metavolcanic rocks from the Çangaldağ Complex in the Central Pontides: implications for the Middle Jurassic arc-back-arc system in the Neotethyan Intra-Pontide Ocean, *Turkish Journal of Earth Sciences*.
- Dabard, M.P., Loi, A., and Peucat, J.J., 1996, Zircon typology combined with Sm-Nd whole-rock isotope analysis to study Brioverian sediments from the Armorican Massif: *Sedimentary Geology*, v. 101, p. 243–260.
- Dean W.T., Martin F., Monod O., Demir O., Rickards R.B., Bultynck P and Bozdoğan N., 1997, Lower Paleozoic stratigraphy, Karadere-Zirze area, Central Pontides, Northern Turkey. In: Lower Palaeozoic Evolution in northwest Gondwana Göncüoğlu, M.C. and Derman, A.S. (eds), *Turk. Assoc. Petrol. Geol. Special Publication*, 3: 13-24.
- Deer, W., Howie, R. A., Zussman, J., 1997, *Double-Chain Silicates*, Volume 2B, Geological Society, London.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1966, *An introduction to the rock-forming minerals*, Longman Group Limited, London.
- Defant, M. J., Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, *Nature*, 347: 662—665.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kasmini, V.G., Le Pichon, X, Knipper, A.L., Grandjacqueti C., Sbertshikov, I.M., Geyssant I J., Leprier, C., Pechersky, D.H., Boulini, J., Sibuet, J.C., Savostini, L.A., Westphal, M., Basenov, M.L., Laubr, J.P. ve

- Biji-Duval, B., 1986, Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123, p. 241-3 15.
- Derman, A.S., 1990, Batı Karadeniz Bölgesinin Geç Jura ve Erken Kretase'deki Jeolojik Evrimi, 8. *Türkiye Petrol Kongresi, Bildiriler* (jeoloji), Petrol Jeologları Derneği/TMMOB Petrol Mühendisleri Odası, pp. 328-339.
- Dilek, Y., Thy, P., 2006, Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara, mélangé, Central Turkey, *Island Arc*, 15, 44–57.
- Dokuz, A., Uysal, İ., Kaliwoda, M., Karsli, O., Ottley, C. J., Kandemir., R., 2011. Early abyssal- and late SSZ-type vestiges of the Rheic oceanic mantle in the Variscan basement of the Sakarya Zone, NE Turkey: Implications for the sense of subduction and opening of the Paleotethys, *Lithos*, 127, 176–191.
- Domanik, K.J. and Holloway, J.R., 2000, Experimental synthesis and phase relations of phengitic muscovite from 6.5 to 11 GPa in a calcareous metapelite from the Dabie mountains, *Lithos*, 52, 51–77.
- Dönmez, C., Keskin, S., Günay, K., Çolakoğlu, A., Çiftci, Y., Uysal, İ., Türkel, A., Yıldırım, N. 2014, Chromite and PGE geochemistry of the Elekdağ Ophiolite (Kastamonu-Northern Turkey): Implications for deep magmatic processes in a supra-subduction zone setting, *Ore Geology Reviews*, 57, 216-228.
- Droop, G.T.R., 1987, A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine*, 51, 43-1435.
- Durney, D.W., Ramsay, J.G., 1973, Incremental strains measured by syntectonic crystal growths, In: de Jong, K.A., Scholten, R. (Eds.), *Gravity and Tectonics*, Wiley, New York, pp. 67–96.
- Eren R.H, 1979, *Kastamonu-Taşköprü bölgesi metamorfitlelerinin jeolojik ve petrografik etüdü*, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi; 1979, 143 sayfa.
- Ferry, J.M., and Watson, E.B., 2006, New thermodynamic analysis and calibration of the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 38, no. 6, p. 243.
- Fleet, M.E., 2003, Sheet silica tes: Micas, in Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J.: *Rock-Forming Minerals*, 3A, Second Edition, The Geological Society, London, pp.758.
- Gedik, A., Korkmaz, S., 1984, Sinop Havzasının jeolojisi ve petrol olanakları, *Jeoloji Mühendisliği*, 19, 53-80.
- Genç, Ş.C., 2004, A Triassic large igneous province in the Pontides, northern Turkey: geochemical data for its tectonic setting, *J Asian Earth Sc.*, 22, 503-516.
- Giret, A., Bonin, B., Leger, J.-M., 1980, Amphibole compositional trends oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes, *Can. Mineral.*, 18, 481–495.

- Göncüoğlu, M. C., Sayit K, Tekin, U., K., 2010, Oceanization of the northern Neotethys: geochemical evidence from ophiolitic melange basalts within the Izmir–Ankara suture belt, NW Turkey, *Lithos*, 116, 175-187.
- Görür, N., and Tüysüz, O., 1997, Petroleum geology of the southern continental margin of the Black Sea. In: A.G. Robinson (Editor), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, 68: 241-254.
- Görür, N., Tüysüz, O., Aykol, A., Sakınç, M., Yiğitbaş, E., Akkök, R., 1993, Cretaceous red pelagic carbonates of northern Turkey: Their place in the opening history of the Black Sea, *Eclogae Geol. Helv.*, 86, 819-838.
- Gray, D.R. and Willman, C.E., 1991, Thrust-related strain gradients and thrusting mechanisms in a chevron-folded sequence, southeastern Australia, *Journal of Structural Geology*, v. 13, p. 691-710.
- Green, T.H., Pearson, N.J., 1986, Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic–felsic compositions at high P, T, *Chemical Geology*, 54, 185–201.
- Gücer, M.A., Arslan, M., Sherlock, S., Heaman, L.M., 2016, Permo-Carboniferous granitoids with Jurassic high temperature metamorphism in Central Pontides, Northern Turkey, *Mineralogy and Petrology*, 110, 943-964.
- Güner M.: Küre civarının masif sülfür yatakları ve jeolojisi, Pontidler (K Türkiye), *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Bülteni*, 1980; 93/94, s. 65-109.
- Güven, İ.H., 1993, *Doğu Pontidler Jeolojisi ve 1/250.000 Ölçekli Kompilasyonu*, MTA Yayınları, Ankara.
- Hammarstrom, J. M., and E.-A. Zen, 1986, Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer, *Am. Mineral.*, 71, 1297,1986.
- Hanchar, J.M., Miller, C.F., Wooden, J.L., Bennett, V.C., Staude J-MG., 1994, Evidence from xenoliths for a dynamic lower crust, eastern Mojave desert, California, *J. Petrol.*, 35:1377-1415.
- Harald, B., Galliard, F., 2006, Geochemical aspects of melts: volatiles and redox behavior, *Elements*, 2 (5), 275–280.
- Harris N.B.W., Pearce J A, Tindle A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward M P, Ries A C (eds) *Collision Tectonics*, *Geological Society London*, Special Publication 19, pp 67-81.
- Harrison, T.M., Watson, E.B., 1984, The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1467–1477.
- Herron, M.M., 1988, Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data, *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820–829.

- Hoskin, P.W.O., Ireland, T.R., 2000, Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator, *Geology*, 28, 627–630.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003, The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (eds) *Zircon, Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53, pp 27-62
- Jensen, L. S., 1976, A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks, *Ontario Geological Survey Miscellaneous*, Paper 66.
- Kaya, O., 1971, İstanbul'un Karbonifer stratigrafisi, *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, XIV,2, 143-199.
- Ketin İ., Gümüş O., 1963, *Sinop-Ayancık güneyinde III. Bölgeye ait sahaların jeolojisi hakkında rapor II*, TPAO Raporu, c. 228, 37 sayfa.
- Ketin İ.: *1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası izahnamesi (Sinop)*, Maden Tetkik Arama Enstitüsü Yayını, Ankara. 1962; 111 s.
- Kirici, S., 1986, *İnaltı Formasyonunun Biyostratigrafisi (II. ve IV. Bölgeler)*, T.P.A.O. Araştırma Arşivi Rap. No. 937.
- Korikovskiy, S. and Karamata, S., 2011, Metamorphism of glaucophane-schist rocks at Fruka Gora complex, northern Vardar zone, Serbia: Glaucophane-riebeckite-pumpellyite-actinolite-epidote-chlorite schists with zonal Na-amphiboles, *Petrology*.
- Kovenko V., 1944, Metallogeny of the old copper body and recently discovered Aşıköy body, and central and eastern part of coastal regions of Black Sea, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Bülteni*, v.32, no. 2, s.180-212.
- Kozur, H., Aydın, M., Demir, O., Yakar, H., Göncüoğlu, M.C. and Kuru, F., 2000, New stratigraphic and palaeogeographic results from the Palaeozoic and early Mesozoic of the Middle Pontides (northern Turkey) in the Azdavay, Devrekani, Küre and İnebolu areas. Implications for the Carboniferous–Early Cretaceous geodynamic evolution and some related remarks to the Karakaya oceanic rift basin, *Geologica Croatica*, 53 , 209–268.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names, *Can. Mineral*, 35, 219–246.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., and Whittaker, E.J.W., 2004, Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature, *American Mineralogist*, v. 89, p. 883–887.

- Lee, S.Y., Barnes, C.G., Snoke, A.W., Howard, K.A., Frost, C.D., 2003, Petrogenesis of Mesozoic, Peraluminous Granites in the Lamoille Canyon Area, Ruby Mountains, Nevada, USA, *Journal of Petrology*, 44, 713–732.
- Linnemann, U., McNaughton, N.J., Romer, R.L., Gehmlich, M., Drost, K. and Tonk, C. 2004, West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U-Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record, *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 683–705.
- Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T.E., Drost, K., Gerdes, A. 2008, The Cadomian orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs), *Tectonophysics* 461, 21–43.
- Lucius, M., 1925, *Ekinveren (Boyabat) bölgesinin jeolojik etüdü (Sinop ili)*, MTA Enst. Der., Rap. No. 197, (unpublished), Ankara.
- Maas, R., Kinny, P.D., Williams, I.S., Froude, D.O., Compston, W., 1992, The Earth's oldest known crust: a geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia, *Geochim Cosmochim Acta*, 56:1281–1300.
- Manikyamba, C., Sohini Ganguly, M., Santosh, M., Abhishek Saha and Lakshminarayana. G., 2015, Geochemistry and petrogenesis of Rajahmundry trap basalts of Krishna - Godavari Basin, India. *Geoscience Frontiers*. Vol. 6, 437–451.
- Marroni, M., Frassi, C., Göncüoğlu, M.C., Di Vincenzo, G., Pandolfi, L., Rebay, G., Ellero, A., and Ottria, G., 2014, Late Jurassic amphibolite facies metamorphism in the Intra-Pontide Suture Zone (Turkey): An eastward extension of the Vardar Ocean from the Balkans into Anatolia?, *Journal of the Geological Society*, London, v. 171, p. 605–608.
- Martin, H., 1987, Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry, *Journal of Petrology*, 28, 921–953.
- Massonne, H.J. and Schreyer, W., 1987, Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, p. 212–224.
- Massonne, H.J., Szpurka, Z., 1997, Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O and K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, *Lithos*, 41:229–250.
- Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram, *Chemical Geology*, 56, 207–218.
- Metcalfe, I., 1999, The ancient Tethys oceans of Asia: How many? How old? How deep? How wide?, *UNEAC Asia papers*, 1: 1–9.

- Mogessie, A., Ettinger, K., Leake, B.E., Tessadri, R., 2001, Amph-Ima97, A hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe and wet chemical analyses, *Computers and Geosciences*, 27, 1169-1178.
- Molin, G. and Zanazzi, P. F., 1991, Intracrystalline Fe²⁺-Mg ordering in augite: Experimental study and geothermometric applications, *European J. Mineral.*, 3, 863-75.
- Moody, J.B., Meyer, D., and Jenkins, J.E., 1983, Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems, *American Journal of Science*, 283:48-92.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, D., 1988, Nomenclature of pyroxenes, *Am. Min.*, 62, 53-62.
- Mullen, E.D., 1983, MnO/TiO₂/P₂O₅—a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and implication for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62, 53–62.
- Nakamura, C. and Enami, M., 1994, Prograde Amphiboles in Hematite-Bearing Basic and Quartz Schists in the Sanbagawa Belt, Central Shikoku: Relationship between Metamorphic Field Gradient and *P-T* Paths of Individual rocks, *J. Metamorph. Geol.*, vol. 12, pp. 841–852.
- Natal'in, B., Sunal, G., Gün, E., Wang, B., Zhiqing, Y., 2016, Precambrian to Early Cretaceous rocks of the Strandja Massif (NW Turkey); evolution of a long lasting magmatic arc, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53.
- Natal'in, B., Sunal, G., Satır, M., Toraman, E., 2012, Tectonics of the Strandja Massif, NW Turkey: History of a long-lived arc at the northern margin of Paleo-Tethys, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 755–798.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., Tüysüz, O., Demirer, A., Amelin, N. and Petrov, E., 2015, The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill, *Mar. Pet. Geol.*, 59, 638–655.
- Nikitin, V., 1926, *Küre Bakır Madeni*, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (yayınlanmamış rapor).
- Nzegge OM, Satır M, Siebel W and Taubald H, 2006, Geochemical and isotopic constraints on the genesis of the Late Palaeozoic Deliktaş and Sivrikaya granites from the Kastamonu granitoid belt (Central Pontides, Turkey), *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 183: 27-40.
- Nzegge, O., 2008, *Petrogenesis and geochronology of the Deliktaş, Sivrikaya and Devrekani granitoids and basement, Kastamonu Belt-Central Pontides (NW Turkey): Evidence for Late Paleozoic-Mesozoic plutonism, and geodynamic interpretation*, PhD Thesis, p. 177.
- Okay, A., Bozkurt, E., Satır, M., Yigitbaş, E., Crowley, Q., Shang, C., 2008, Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: Geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey, *Tectonophysics*, 461. 252-264.

- Okay, A.I. and Şahintürk, Ö., 1997, Geology of the Eastern Pontides. In "*Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*" (ed. A.G. Robinson), American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir No. 68, 291-311.
- Okay, A.I., 1989, Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In: A.M.C. Şengör, (Editor), Tectonic evolution of the Tethyan region, *Kluwer Academic Publications*, Dordrecht: 109-115.
- Okay, A.I., 2000, Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau ? In "Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area" (eds. E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.A.D. Piper), *Geological Society*, London, Special Publication, 173, 25-41.
- Okay, A.I., Altınır, D., and Kılıç, A.M., 2015, Triassic limestone, turbidites and serpentinite—the Cimmeride orogeny in the Central Pontides, *Geological Magazine*, 152, 460-479.
- Okay, A.I., and Tüysüz, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey, in Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., and Séranne, M., The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen, *Geological Society* [London] Special Publication 156, p. 475–515.
- Okay, A.I., Göncüoğlu, M. C., 2004, Karakaya Complex: a review of data and concepts, *Turkish J. Earth Sci.*, 13, 77–95.
- Okay, A.I., Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S., Chen, F., 2001, The tectonics of the Strandja Massif: late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean, *Int J. Earth Sciences*, Geol Rundsch, 90 : 217-233.
- Okay, A.I., Sunal, G., Sherlock, S., Altınır, D., Tüysüz, O., Kylander-Clark, A., Aygül, M., 2013, Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the active margin of Eurasia: Southern Central Pontides, Turkey, *Tectonics*, 32.
- Okay, A.I., Sunal, G., Tüysüz, O., Sherlock, S., Keskin, M., Kylander-Clark, A., 2014, Low-pressure–high-temperature metamorphism during extension in a Jurassic magmatic arc, Central Pontides, Turkey, *Journal of Metamorphic Geology*.
- Okay, A.I., Tüysüz, O., Satır, M., Özkan-Altınır, S., Altınır, D., Sherlock, S., & Eren, R.H., 2006, Cretaceous and Triassic subduction-accretion, HP/LT metamorphism and continental growth in the Central Pontides, Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, 118, 1247-1269.
- Önalın, M., 1982, *Pendik bölgesi ve Adaların Jeolojisi ve Sedimenter özellikleri*, İ.Ü. Yerbilimleri Fakültesi (Doçentlik tezi), 156.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1998, *Microtectonics*, Springer.
- Patiño Douce A.E., McCarthy T.C., 1998, Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker BR, Liou JG (Eds) When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks, *Kluwer*, Dordrecht, pp 27–55.

- Patiño Douce, A.E., 1999, What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: *Understanding granites, Integrating New and Classical Techniques*, A. Castro, C. Fernandez and J.L. Vigneresse, eds., *Geological Society, London*, Special Publication 158, 55-75.
- Pearce, J. A., 1996, *A user's guide to basalt discrimination diagrams*, In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*, Geological Association of Canada, Short Course Notes, Vol. 12, 79-113.
- Pearce, J. A., 2008, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 25, 956–983.
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites*, Unwin Hyman, London, pp. 525–548.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290–300.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral Petrol.* 69, 33–47.
- Pickett, E.A., Robertson, A.H.F., 1996, Formation of the Late Palaeozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by palaeotethyan subduction-accretion, *Journal of the Geological Society*, London, 153, 995-1009.
- Ramsay, J.G. and Huber M.I., 1983, *The Techniques of Modern Structural Geology*, Volume 1: Strain Analysis, 307 pp. London: Academic Press.
- Rapp R.P., 1995, Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition, and source permeability, *J. Geophys Res.*, 100:15601–15610.
- Rapp RP, Watson EB, 1995, Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling, *J Petrol* 36:891–931.
- Rapp, R.P., Watson E.B., Miller C.F., 1991, Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites, *Precambrian Res.*, 51:1–25.
- Reks, I.J., Gray, D.R., 1982, Pencil structure and strain in weakly deformed mudstone and siltstone, *Journal of Structural Geology*, 4, 161 – 176.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010, Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes, *Contrib. Miner. Petrol.*, 160, 45–66.
- Robertson A., Parlak O., Ustaömer T., Tasli K., İnan N., Dumitrica P., 2013, Subduction, ophiolite genesis and collision history of Tethys adjacent to the Eurasian continental

- margin: new evidence from the Eastern Pontides, Turkey, *Geodinamica Acta*, vol.26, pp.230-293,
- Robertson A.H., Ustaömer T., 2004, Tectonic Evolution Of The Intra-Pontide Suture Zone In The Armutlu Peninsula, Nw Turkey, *Tectonophysics*, vol.381, pp.175-209.
- Robertson A.H., Ustaömer T., 2012, Testing Alternative Tectono-Stratigraphic Interpretations Of The Late Palaeozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex In Nw Turkey: Support For An Accretionary Origin Related To Northward Subduction Of Palaeotethys, *Turkish Journal of Earth Sciences*, vol.21, pp.961-1007.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., 1984, Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ.-Geol. Soc. Lond.*, vol. 17, pp. 1–74.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E., Collins, A., Andrew, T., and Dixon, J.E., 2004, Testing models of Late Palaeozoic–Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: Support for an evolving open-Tethys model, *Geological Society [London] Journal*, v. 161, p. 501–511.
- Robinson, A.G., 1997, Introduction: tectonic elements of the Black Sea Region, in Robinson, A.G., ed., *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 68, 1-6.
- Rock, N.M.S. (1990) The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: computerization and its consequences. *Mineralogy and Petrology*, 43, 99–119.
- Rollinson, H.R., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation and Interpretation*, Wiley, New York, 351 pp.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986, Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio, *Journal of Geology*, 94, 635–650.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988, Provenance signatures of sandstone–mudstone suite determined using discrimination function analysis of major-element data, *Chemical Geology*, 67, 119–139.
- Sarıfakıoğlu, E., Dilek, Y., ve Sevin, M., 2017, New synthesis of the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone and the Ankara mélange in northern Anatolia based on new geochemical and geochronological constraints, in Sorkhabi, R., ed., *Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia: In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions*, *Geological Society of America Special Paper* 525.
- Sayar, C, 1979, İstanbul Boğazı ve çevresinde Ordovisiyen-Silüriyen sınırı, *TJK. Bült.*, 22, 2. 161-167.
- Sayit, K., Marroni, M., Göncüoğlu, M.C., Pandolfi, L., Ellero, A., Ottria, G., Frassi, C., 2016. Geological setting and geochemical signatures of the mafic rocks from the Intra-Pontide

- Suture Zone: implications for the geodynamic reconstruction of the Mesozoic Neotethys, *International Journal of Earth Science*, 105, 39-64.
- Scrope, G.P., 1827, *Memoir on the Geology of Central France; Including the Volcanic Formations of Auvergne, the Velay and the Vivarais*, Longman, Rees, Orme, Brown and Green, London, pp. 79.
- Shand, S.J., 1943, *Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore Deposits with a Chapter on Meteorite*, New York: John Wiley & Sons.
- Shervais, J. W., 1982, Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101–118.
- Smith, A., G., Hurley, A., M., Briden, J., C., 1981, *Phanerozoic Paleogeographic Maps*, Cambridge University Press, 102 pp.
- Speer, J.A., 1980, Zircon, In: Ribbe PH (ed) *Orthosilicates, Reviews in mineralogy*, Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp 67–112.
- Streckeisen, A.L., 1976, Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt, *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, H.1, 1-15.
- Suess, E., 1893, Are great ocean depths permanent?, *Nat. Sci.*, 2, 180-7.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), *Geological Society of London*, London. 42: 313-345.
- Sunal, G., Natal'in, B.A., Satır, M., Toraman, E., 2006, Paleozoic magmatic events in the Strandja Massif, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 19, 281–298.
- Sunal, G., Satır, M., Natal'in, B.A., Toraman, E., 2008, Paleotectonic position of the Strandja Massif and surrounding continental blocks based on zircon Pb–Pb age studies, *International Geology Review*, 50, 519–545.
- Şen, C. 2007, Jurassic volcanism in the Eastern Pontides: is it rift related or subduction related?, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 523–539.
- Şen, C., Arslan, M. and Van., A., 1998, Geochemical and petrological characteristics of the Pontide Eocene (?) alkaline province, NE Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 231–239.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983, Türkiye’de Tetis’in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: *Türkiye Jeol. Kur. Yerbilimleri özel dizisi*, No:1, 75 s.
- Şengör, A.M.C., 1979, Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications, *Nature*, 279, 590-3.

- Şengör, A.M.C., 1984, The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia: *Geological Society of America Special Paper*, 195, 82 p.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75: 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., and Sungurlu, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys, in Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F., eds., The geological evolution of the Eastern Mediterranean: *Geological Society [London] Special Publication*, 17, p. 77–112.
- Şengün, M., Akçören, F., Keskin, H., Akat, U., Altun, İ.E., Deveciler, E., Sevin, M., 1988, *Daday-Kastamonu-İnebolu Yöresinin Jeolojisi*, MTA, Derleme Rapor No: 8994, Ankara (yayınlanmamış).
- Temizel, I., Arslan, M., Ruffet, G., Peucat, J.J., 2012, Petrochemistry, geochronology and Sr–Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulubey (Ordu) area, eastern Pontide, NE Turkey: implications for extension-related origin and mantle source characteristics, *Lithos*, 128, 126–147.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M., Schwarz, W. H., 2004, Low-grade metamorphic rocks from the Pulur complex, NE Turkey: implications for the pre-Liassic evolution of the Eastern Pontides, *International Journal of Earth Sciences*, 93, 72-91.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Dokuz, A., Meyer, H.-P., 2007, Variscan amphibolitefacies metamorphic rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex (Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey), *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 96, 861–873.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W.H., Zack, T., Hasözbek, A., Barth, M., Satır, M., Şen, C., 2010, Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüşhane pluton (NE Turkey), *Lithos*, 116, 92-110.
- Topuz, G., Çelik, Ö.F., Şengör, A.M.C., Altıntaş, İ.E., Zack, T., Rolland, Y., Barth, M., 2013b, Jurassic ophiolite formation and emplacement as backstop to a subduction–accretion complex in the Northeast Turkey, the Refahiye ophiolite, and relation to Balkan ophiolites, *Am. J. Sci.* 313, 1054–1087.
- Topuz, G., Göçmengil, G., Rolland, Y., Çelik, F., Zack, T., Schmitt, A., K. 2013, Jurassic accretionary complex and ophiolite from northeast Turkey: No evidence for the Cimmerian continental ribbon, *Geology*, 41, 255-258.
- Topuz, G., Okay, A. I., Altherr, R., Schwarz, W. H., Sunal, G. and Altınkaynak, L., 2014, Triassic warm subduction in northeast Turkey: Evidence from the Ağvanis metamorphic rocks, *Island Arc*, 23, 181-205.
- Trail, D., Thomas J.B., Watson, E.B., 2011, The incorporation of hydroxyl into zircon, *Am. Mineral.*, 96:60–67.

- Tüysüz O., Aksay A., Yiğitbaş, E., 2004, *Stratigraphic Nomenclature of the Western Black Sea Region*, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Committee of Stratigraphy, Lithostratigraphy Units Serie I, Ankara.
- Tüysüz, O., 1985, *Kargı masifi ve dolayındaki tektonik birliklerin ayırıcı ve araştırılması (Petrolojik inceleme)*, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 431s.
- Tüysüz, O., 1986, Kuzey Anadolu'da iki farklı ofiyolit topluluğu: eski ve yeni Tetisin artıkları, *Doga Turk. Müh. Çev. Derg.*, 10, 172-179.
- Tüysüz, O., 1990, Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: The Kargı Massif, northern Turkey, *Tectonics*, v. 9, p. 141–160.
- Tüysüz, O., and Yiğitbaş, E., 1994, The Karakaya basin: a Palaeo-Tethyan marginal basin and its age of opening, *Acta Geologica Hungarica*, 37, 327-350.
- Uğuz, M.F., Sevin, M., 2007, Türkiye Jeoloji Haritaları, Kastamonu-E32 Paftası, Jeoloji Etütleri Dairesi, 32 s.
- Ustaömer P.A., Ustaömer T., Gerdes A., Robertson A., 2011, Detrital zircon ages from Ordovician quartzites of the İstanbul exotic terrane (NW Turkey): Evidence for Amazonian affinity, *International Journal of Earth Sciences*, vol.100, pp.23-41.
- Ustaömer P.A., Ustaömer T., Gerdes A., Robertson A.H., Collins A.S., 2009, Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana, *Tectonophysics Special Issue*, vol.473, pp.99-112.
- Ustaömer T. and Robertson A.H.F., 1997, Tectonic-sedimentary evolution of the North-Tethyan margin in the Central Pontides of northern Turkey. In "Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region" (ed. A.G. Robinson), *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir*, No. 68, 255-290.
- Ustaömer T. and Robertson A.H.F., 1999, Geochemical evidence used to test alternative plate tectonic models for the pre-Upper Jurassic (Palaeotethyan) units in the Central Pontides, N Turkey, *Geol. J.* 1999; 34, 25-53.
- Ustaömer T., Robertson A.H., 2005, Reply to discussion contribution by A. Elmas and E. Yiğitbaş on "Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula" by A.H.F. Robertson and T. Ustaömer [Tectonophysics, 381 (2004), 175-209], *Tectonophysics*, vol.405, pp.223-231.
- Ustaömer T., Ustaömer P.A., Robertson A.H.F., Gerdes A., 2016, Implications of U-Pb and Lu-Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian-Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex, NW Turkey, *International Journal of Earth Sciences*, vol.105, pp.7-38, 2016.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Robertson, A., 2012, Ion Probe U-Pb Dating of the Central Sakarya Basement: A peri-Gondwana Terrane Intruded by Late Lower Carboniferous

- Subduction/Collision-related Granitic Rocks, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 905-932.
- Ustaömer, T. and Robertson, A.H.F., 1993, A Late Palaeozoic-Early Mesozoic marginal basin along the active southern continental margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions, *Geological Journal*, 28, 219-238.
- Ustaömer, T. and Robertson, A.H.F., 1995, Palaeotethyan tectonic evolution of the north Tethyan margin in the Central Pontides, N Turkey. In A. Erler, T. Ercan (eds), *Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Black Sea Region*, Ankara, 23-42.
- Ustaömer, T., and Robertson, A.H.F., 1994, Late Palaeozoic marginal basin and subduction-accretion: the Palaeotethyan Küre Complex, Central Pontides, northern Turkey, *Journal of the Geological Society of London*, 151, 291-305.
- Ustaömer, T., Robertson, A., H., F., 1990, Palaeotethys versus Neotethys: Late Palaeozoic – Early Tertiary tectonic evolution of the Central Pontides, N Turkey (abs): Abstracts, *International Earth Science Congress on the Aegean Regions*, October 1-6, İzmir, p. 197.
- Ustaömer, T., Robertson, A., Ustaömer, P.A., Gerdes, A., and Peytcheva, I., 2013, Constraints on Variscan and Cimmerian magmatism and metamorphism in the Pontides (Yusufeli–Artvin area), NE Turkey from U–Pb dating and granite geochemistry, *Geological Society of London Special Publications*, 372.
- Valley JW., 2003, Oxygen isotopes in zircon. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (eds) *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol 53, *Mineralogical Society of America/Geochemical Society*, Washington, DC, pp 343–385.
- Velde, B., 1965, Phengite micas: Synthesis, stability, and natural occurrence, *Am J Sci.*, 263:886-913.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Gehrels, G.E., Nutman, A.P., 1996, Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes, *Nature*, 379:624-627.
- Watson, E.B., and Harrison, T.M., 2005, Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth, *Science*, v. 308, p. 841–844.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983, Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types, *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295–304.
- Wei, C.J, Powell, R., 2003, Phase relations in high-pressure metapelites in the system FMASH(K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) with application to natural rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 145, 301–315.
- White, J.D.L., McPhie, J., Skilling, I.P., 2000, Peperite: a useful genetic term, *Bull. Volcanol.*, 62, 65-66.

- Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H., Graham, C.M., 2001, Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago, *Nature*, 409:175-178.
- Wilson, J. T., 1963, Continental drift, *Scientific American*, 2-16.
- Yan Xia, Xisheng Xu., Haibo Zou, Lei Liua, 2014, Early Paleozoic crust–mantle interaction and lithosphere delamination in South China Block: Evidence from geochronology, geochemistry, and Sr–Nd–Hf isotopes of granites, *Lithos*, 184–187, 416–435.
- Yavuz, F., 2007, WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 8, p. 1–12.
- Yavuz, F., 2013, WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry, *American Mineralogist*, 98, 1338-1359.
- Yılmaz, O. 1980, Daday-Devrekani Masifinin kuzeydoğu kesiminin litostratigrafik birimleri ve tektoniği (Batı Pontidler, Türkiye), *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri*, 5-6, 101-135.
- Yılmaz, O. and Boztuğ , D. 1986, Kastamonu granitoid belt of Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the palaeo-Tethys, *Geology*, 14, 179-182.
- Yılmaz, O. and Boztuğ, D., 1987, Petrography, petrochemistry and solidification sequences of the Ağılı pluton from the Kastamonu granitoid belt, northern Turkey, *Yerbilimleri*, 14, 91-107.
- Yılmaz, O., 1980, Daday-Devrakani masifi kuzeydoğu kesimi litostratigrafî birimleri ve tektoniği. *Yerbilimleri*, 5-6, 101-135.
- Yılmaz, O., and Boztuğ, D., Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the Paleo-Tethys, *Geology*, 14, 179-183.
- Yılmaz, Y. and Şengör, A. M. C. 1985, Palaeo-Tethyan ophiolites in northern Turkey: petrology and tectonic setting, *Ofioliti*, 10, 485±504.
- Yılmaz, Y. ve Tüysüz, O., 1984, *Kastamonu - Boyabat - Vezirköprü - Tosya arasındaki bölgenin jeolojisi (Ilgaz - Kargı Masifinin Etüdü)*, MTA rapor no, 7838, (yayınlanmamış).
- Yılmaz, Y., 1990, Allochthonous terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and Surrounding regions, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A: Math. Phys. Sci.* 331, 611–642.
- Yılmaz, Y., and Şengör, A.M.C., 1985, Palaeo-Tethyan ophiolites in northern Turkey: Petrology and tectonic setting, *Ofioliti*, V.10, p. 485-504.
- Yılmaz, Y., Genç, S.C., Yiğitbas, E., Bozcu, M., Yılmaz, K., 1995, Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia, *Tectonophysics*, 241, 155–171.

- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbası, E., Genç, S. C., and Şengör, A.M.C., 1997, Geology and tectonic evolution of the Pontides, in Robinson, A.G., ed., *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 68, p. 183–226.
- Yılmaz-Şahin S., Güngör, Y., Aysal, N. ve Öngen S., 2009, Istranca ve İstanbul Zonları (KB Türkiye) İçerisinde Yüzeyleyen Granitoidlerin Jeokimyası ve Shrimp Zirkon U-Pb Yaşlandırması, *62. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, ANKARA, 14-17 Nisan, ss.598-599.
- Yılmaz-Şahin, S., Aysal, N., Güngör, Y. and Öngen, S., 2010, Petrogenesis and shrimp zircon U-Pb dating of some granitoids within the western Pontides, southeastern Balkans, NW Turkey, *XIX Congress of Carpathian-Balkan Geological Association*, Thessaloniki, Greece, 23-26 September, *Geologica Balcanica*:419.
- Zhu, W.P., Wei, C.J., 2007, Thermodynamic modelling of the Phengite Geobarometry, *Sci. China (D)* 50, 1033–1039.
- Ziegler, A. M., Scotese, C. R., McKerrow, W. S., Johnson, M., E., Bambach, R. K., 1979, Palaeozoic paleogeography, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 7, 473-502.
- Zlatkin, O., Avigad, D., Gerdes, A., 2017, The Pelagonian terrane of Greece in the peri-Gondwanan mosaic of the Eastern Mediterranean: Implications for the geological evolution of Avalonia, *Precambrian Research*, 290, 163–183.
- Zonenshain, L. P., Kuzmin, M. I. and Natapov, L. M., 1990, Geology of the USSR: A Plate Tectonic Synthesis, Washington, DC: *American Geophysical Union*, 242 pp.

EKLER

EK 1: Çangaldağ Kompleksi Bozarmut Birimi metavolkanik kayalarına ait major oksit (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (REE) (ppm) analiz sonuçları

ÖRNEK NO	1874	1830A	1862	12-104	12-13	12-132	12-123	12-18
<i>Ana Elementler (%)</i>								
SiO ₂	47.85	44.33	47.22	45.48	81.63	78.89	81.59	78.74
TiO ₂	1.31	0.71	1.01	1.50	0.20	0.22	0.2	0.26
Al ₂ O ₃	14.54	18.62	17.82	16.50	10.42	12.82	9.63	11.82
Fe ₂ O ₃	11.04	14.08	8.85	16.93	0.64	0.54	1.48	4.07
MnO	0.17	0.24	0.14	0.15	<0.01	0.01	0.02	0.09
MgO	7.32	7.50	6.97	8.93	0.43	0.20	0.06	0.19
CaO	10.26	5.24	11.79	2.32	0.03	0.12	1.08	0.12
Na ₂ O	2.74	2.73	2.56	2.84	3.65	4.23	4.83	1.66
K ₂ O	0.85	1.27	0.36	0.00	1.71	1.13	0.03	0.74
P ₂ O ₅	0.11	0.07	0.09	0.17	0.02	0.00	0.04	0.07
LOI	3.62	4.76	2.80	5.23	1.30	1.80	1.00	2.10
Toplam	99.8366	99.5399	99.608	100.05	99.99	99.97	99.99	99.88
<i>İz ve Nadir Toprak Elementleri (ppm)</i>								
Co	47.2	43.2	39.1	45.8	<0.2	0.4	1.3	1.2
Ni	41.7	27.5	92.4	34.4	<20	<20	<20	<20
V	321	386	222	372	<8	<8	<8	11
Cu	81.8	153.7	60.3	5.2	0.4	6	4.2	215.5
Pb	1.1	0.7	0.8	1.5	0.2	0.4	0.5	13.3
Zn	93.9	121.8	66.1	53.5	<1	37	32	298
W	1.3	1.2	4	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	18.4	24.7	3.9	<0.1	28.8	18	0.3	12.3
Ba	58	22	10	2	66	56	10	309
Sr	95.4	99.1	232.5	44	7	22.2	102	120.7
Ta	0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Nb	2.9	0.6	1.6	2	1.9	1.7	0.9	0.7
Hf	2.1	0.9	1.9	2.6	3.1	3.7	2.2	2.2
Zr	71.7	30.7	69.9	93.3	102.7	120.2	67.7	73.8
Y	29.9	14.7	23.5	33.5	11.7	11.6	18.5	18.2
Th	0.2	<0.2	<0.2	0.3	0.7	0.6	0.8	0.4
U	0.4	0.5	n.d.	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2
Ga	15.3	16.3	14.5	20.6	11.6	11.8	7.5	11.8
La	3.4	2.5	2.6	4.5	0.3	2.1	3.4	3.7
Ce	8.5	4	7	9.9	0.4	3.4	7.8	8.1
Pr	1.54	0.72	1.27	1.75	0.06	0.51	1.43	1.38
Nd	9	3.5	7.2	9.4	<0.3	2.3	7	6.9
Sm	2.96	1.29	2.39	3.28	0.12	0.53	2.17	2
Eu	1.15	0.55	1.02	1.33	0.02	0.14	0.59	0.58
Gd	4.12	1.98	3.6	4.64	0.56	0.73	2.76	2.79
Tb	0.76	0.36	0.6	0.8	0.14	0.18	0.51	0.49
Dy	4.73	2.44	4.21	5.49	1.29	1.5	3.32	3.21
Ho	1.09	0.5	0.9	1.24	0.4	0.45	0.67	0.71
Er	3.06	1.56	2.58	3.37	1.56	1.74	2.06	2.13
Tm	0.45	0.22	0.38	0.52	0.29	0.32	0.32	0.36
Yb	2.65	1.38	2.52	3.45	2.15	2.4	2.09	2.45
Lu	0.45	0.23	0.37	0.53	0.38	0.43	0.33	0.4

EK 1 (devam): Çangaldağ Kompleksi Karapınar Birimi (*) ve Muşrup Metamorfiti metavolkanik kayalarına ait major oksit (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (REE) (ppm) analiz sonuçları.

ÖRNEK NO	12-311	12-299	12-232	1825(*)
<i>Ana Elementler (%)</i>				
SiO₂	47.22	55.66	56.91	53.20
TiO₂	1.95	1.63	2.79	0.39
Al₂O₃	13.92	16.2	12.81	16.33
Fe₂O₃	13.35	10.59	10.64	7.60
MnO	0.22	0.09	0.15	0.11
MgO	6.3	2.93	2.09	5.47
CaO	10.66	1.93	5.57	9.96
Na₂O	2.51	7.84	7.27	2.39
K₂O	0.03	0.14	0.07	0.07
P₂O₅	0.14	0.17	0.35	0.04
LOI	3.50	2.70	1.20	4.06
Toplam	99.78	99.88	99.86	99.621205
<i>İz ve Nadir Toprak Elementleri (ppm)</i>				
Co	42.2	23.2	21.3	33.7
Ni	63	22	<20	35.9
V	366	287	221	220
Cu	53.5	20.3	11.8	28.3
Pb	0.9	0.6	0.4	1.6
Zn	66	64	24	51.5
W	2.3	<0.5	<0.5	11.4
Rb	0.4	1.20	0.2	1.6
Ba	17	27.00	27	13
Sr	175.4	39.60	38.3	101.1
Ta	0.2	0.20	0.6	<0.1
Nb	2.4	2.30	6.7	0.5
Hf	2.9	3.1	6.9	0.7
Zr	102.3	115.1	259.6	23
Y	37	36.6	70.9	10.2
Th	<0.2	0.2	0.6	0.3
U	<0.1	<0.1	0.5	n.d.
Ga	18.8	14.1	14.6	12.6
La	4.3	4.8	9.6	1.8
Ce	12	11.3	26.2	3.7
Pr	2.16	2.1	4.66	0.6
Nd	11.4	12.1	23.7	2.9
Sm	3.77	3.78	7.43	0.85
Eu	1.5	1.12	2.38	0.43
Gd	5.47	4.85	10.59	1.28
Tb	1.02	0.91	1.94	0.23
Dy	6.4	6	12.29	1.67
Ho	1.31	1.25	2.58	0.34
Er	3.85	3.83	7.74	1.09
Tm	0.55	0.58	1.13	0.16
Yb	3.52	3.83	7.46	1.06
Lu	0.57	0.56	1.19	0.15

EK 2: Kayadibi Plütönu'na ait major oksit (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (REE) (ppm) analiz sonuçları.

ÖRNEK NO	1715	1710	12-01	1884	1881	1889	1784
<i>Ana Elementler (%)</i>							
SiO ₂	68.03	65.83	57.83	62.75	54.71	65.98	57.47
TiO ₂	0.78	0.68	0.75	0.98	1.13	0.65	0.93
Al ₂ O ₃	14.72	15.99	17.92	16.10	17.30	15.33	17.06
Fe ₂ O ₃	3.94	4.76	5.24	5.68	6.47	4.52	5.70
MnO	0.07	0.02	0.09	0.07	0.08	0.08	0.09
MgO	1.20	1.13	4.20	1.51	4.48	1.62	4.35
CaO	1.87	2.46	4.79	3.33	6.39	4.34	5.15
Na ₂ O	4.40	5.53	4.98	4.92	4.10	3.81	4.86
K ₂ O	2.72	1.88	1.88	2.43	2.02	1.02	1.85
P ₂ O ₅	0.15	0.19	0.09	0.27	0.16	0.12	0.15
LOI	1.73	1.07	2.14	1.54	2.41	1.63	1.80
Toplam	99.61	99.53	99.92	99.58	99.25	99.11	99.41
<i>İz ve Nadir Toprak Elementleri (ppm)</i>							
Co	7.8	9	17.4	10.4	23.6	11	21.7
Ni	9.4	4.7	14.6	5.2	31.3	7.4	34.1
V	91	40	173	82	161	82	143
Cu	19.1	3.9	6.4	8.3	74.3	4	13.7
Pb	23.7	7.7	7.5	7.9	9.1	4.8	10.1
Zn	85.6	5.5	35	28.8	36.9	26.5	44
W	1.6	22.7	4.3	6	2.7	11.4	7.4
Rb	69.5	77.4	70.8	97.8	122.6	31.3	67.8
Ba	412	350	553	266	224	155	240
Sr	164.5	230.9	464.7	197.9	274.4	194.9	242.1
Ta	0.5	0.7	0.4	0.7	0.3	0.3	0.4
Nb	6.6	8.3	4	6.1	3.1	3.4	4.2
Hf	6.3	5.5	3.1	3.8	3	3.5	4.4
Zr	224.9	207	124.4	149.1	122.1	129.6	164.5
Y	33.7	32.4	18	26.8	22.4	28.7	23.5
Th	9.7	9	4.2	8.6	3.5	3.3	6.6
U	2.1	3.3	1.2	2.6	1.7	0.8	2.2
Ga	19.8	20.3	16.7	19.6	17.8	16.2	17.1
La	25.2	21.3	15.6	20.2	9.5	11.2	14.8
Ce	50.4	44	29.3	41.1	19.5	24	31.5
Pr	6.42	5.69	3.68	5.4	2.95	3.39	4.14
Nd	26.1	24.7	14.7	22.8	13.6	14.1	17.6
Sm	6.07	5.8	3.39	5.1	3.64	3.91	3.72
Eu	1.18	1.46	0.92	1.49	1.19	1.19	1.02
Gd	6.04	5.79	3.24	5.18	4.03	4.33	4.24
Tb	0.98	0.94	0.57	0.82	0.67	0.75	0.67
Dy	6.08	6.03	3.35	4.67	4.02	4.87	4.26
Ho	1.33	1.15	0.65	0.96	0.81	1.06	0.89
Er	3.46	3.39	1.89	2.83	2.36	3.04	2.59
Tm	0.57	0.5	0.28	0.38	0.36	0.45	0.4
Yb	3.63	3.15	1.8	2.61	2.18	3.3	2.64
Lu	0.55	0.48	0.27	0.37	0.34	0.54	0.38

EK 2 (devam): Kayadibi Plütönu'na ait major oksit (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (REE) (ppm) analiz sonuçları.

ÖRNEK NO	1813B	11-73	1883	1888	11-97	11-91
<i>Ana Elementler (%)</i>						
SiO₂	51.63	75.72	74.62	48.82	55.31	75.83
TiO₂	0.85	0.27	0.26	1.1	1.22	0.47
Al₂O₃	17.93	12.45	13.71	17.1	16.59	10.72
Fe₂O₃	6.38	2.27	1.53	8.57	7.52	4.59
MnO	0.09	0.01	0.03	0.15	0.14	0.09
MgO	5.98	0.42	0.44	8.18	5.08	1.86
CaO	5.52	0.32	1.66	10.73	6.34	0.19
Na₂O	4.52	3.89	5.04	3.02	3.94	0.83
K₂O	1.6	2.85	0.89	0.25	1.22	2.17
P₂O₅	0.12	0.06	0.04	0.08	0.2	0.04
LOI	5.1	1.7	1.7	1.7	2.2	3.1
Toplam	99.76	99.94	99.92	99.79	99.78	99.91
<i>İz ve Nadir Toprak Elementleri (ppm)</i>						
Co	21.7	2.8	2	37	25.3	12.8
Ni	21	<20	<20	117	<20	30
V	178	18	9	187	181	85
Cu	7.9	2.5	0.9	61.4	16.5	10.4
Pb	6	2.7	1.5	3.3	7.7	9.7
Zn	23	5	11	29	32	74
W	0.7	1.6	7.1	9.9	<0.5	3.6
Rb	66.6	99.6	31	9.9	37	103.9
Ba	431	264	143	32	304	194
Sr	467.9	78.9	148.5	161.9	394.2	31.6
Ta	0.2	0.8	0.7	0.1	0.4	0.4
Nb	3.7	6.5	4.8	0.3	4.4	5.5
Hf	2.3	5.3	6.5	2	2	3.7
Zr	83.4	210.2	231.5	62	69	135.1
Y	18.9	11.5	25.8	21.5	28.3	10.1
Th	2.8	13.1	15.2	0.7	3.4	5.5
U	0.6	1.8	4.5	0.2	1.4	1.1
Ga	15.1	11.2	14.5	14.6	16.6	13.1
La	12.6	13.4	18.7	3.5	15.8	5
Ce	26.1	26.8	36.3	7.9	35	30.8
Pr	3.57	2.97	4.37	1.54	4.97	1.23
Nd	14.5	10.8	17.5	8.4	22.3	4.4
Sm	3.16	2.03	3.19	2.59	5.07	1.01
Eu	0.99	0.43	0.5	1.05	1.52	0.27
Gd	3.52	2.15	3.71	3.6	5.52	1.23
Tb	0.59	0.36	0.61	0.62	0.91	0.22
Dy	3.56	2.2	4.25	3.93	5.31	1.5
Ho	0.7	0.37	0.88	0.82	0.99	0.31
Er	1.99	1.27	2.65	2.26	2.96	1.06
Tm	0.3	0.2	0.4	0.31	0.41	0.16
Yb	1.88	1.59	2.85	2.07	2.54	1.18
Lu	0.29	0.23	0.43	0.29	0.41	0.2

EK 3: Güney Blok'ta yer alan metagranitler ve 1575 numaralı örneğe ait major oksit (%), iz (ppm) ve nadir toprak element (REE) (ppm) analiz sonuçları.

ÖRNEK NO	12-67	12-197	1836	1575
<i>Ana Elementler (%)</i>				
SiO ₂	73.67	71.75	60.51	64.94
TiO ₂	0.33	0.39	1.19	0.88
Al ₂ O ₃	13.12	13.78	14.87	15.73
Fe ₂ O ₃	3.14	3.74	8.08	4.41
MnO	0.04	0.05	0.08	0.07
MgO	0.77	1.02	2.64	2.32
CaO	2.79	3.05	4.57	1.87
Na ₂ O	3.97	4.48	5.39	4.91
K ₂ O	0.84	0.24	0.44	2.21
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.30	0.16
LOI	1.37	1.58	1.47	2.3
Toplam	100.12	100.17	99.55	99.84
<i>İz ve Nadir Toprak Elementleri (ppm)</i>				
Co	3.8	5.4	15.4	12.3
Ni	2.3	2.8	9.5	43
V	17	23	135	81
Cu	2.8	3.2	4.4	19
Pb	1.5	1.7	0.7	10.3
Zn	8.1	11.9	16.7	42
W	4.7	23.8	9.9	0.6
Rb	8.2	2.3	4.5	69.8
Ba	79	36	33	229
Sr	112.4	153.5	162.6	305.1
Ta	0.2	0.1	0.3	0.6
Nb	1.2	0.9	4.7	7.7
Hf	4.2	3.5	8.1	6.8
Zr	144.9	122.5	317.2	272.6
Y	37.6	31.1	65.3	21.8
Th	1.9	1.9	1	8.4
U	0.6	0.7	0.4	2
Ga	12.8	13	19.4	16.6
La	9.8	7.4	12	20.3
Ce	20.7	17.3	31.5	39
Pr	3.3	2.52	5.29	5.01
Nd	15.1	12	25.2	20.6
Sm	4.17	3.63	7.49	4.34
Eu	1.07	1	2.04	0.89
Gd	4.82	4.22	9.4	4.19
Tb	0.9	0.74	1.69	0.66
Dy	6.23	5.24	11.2	3.87
Ho	1.37	1.16	2.36	0.77
Er	4.06	3.43	7.03	2.23
Tm	0.61	0.56	1.04	0.36
Yb	4.37	3.8	6.69	2.42
Lu	0.68	0.58	1.07	0.36

EK 4: Sarpun Metamorfiti fillat ve şist örneklerine ait major oksit (%) ve iz element (analiz sonuçları).

ÖRNEK NO	1767	341	C44	C28	C22	1767-2
<i>Ana Elementler (%)</i>						
SiO₂	56.47	68.34	70.98	63.83	51.87	71.34
TiO₂	0.953	0.368	0.213	0.739	1.129	0.574
Al₂O₃	22.66	6.90	14.07	17.51	24.99	14.07
Fe₂O₃	7.63	2.02	4.57	6.86	7.67	5.68
MnO	0.108	0.021	0.183	0.053	0.044	0.061
MgO	1.78	0.70	1.19	1.76	1.84	1.30
CaO	0.08	10.07	0.36	0.38	0.35	0.10
Na₂O	0.96	1.16	6.76	0.79	1.45	0.58
K₂O	4.090	1.129	0.500	3.628	4.512	2.536
P₂O₅	0.105	0.065	0.026	0.199	0.183	0.122
LOI	4.62	9.06	1.05	4.16	5.50	3.23
Toplam	99.46	99.84	99.91	99.91	99.54	99.60
<i>İz Elementler (ppm)</i>						
Ni	96.9	22.8	26.4	66.6	88.4	64.3
V	233.5	45.5	2.8	184.3	232.7	143.3
Cu	80.7	11.6	3.7	40.1	55.4	43.3
Pb	11.7	8	1.1	12.2	13.8	6.9
Zn	154.2	44.4	191.5	112.7	139.3	95.6
Rb	189.5	45.6	7.4	150.4	205.4	123.9
Ba	552.3	196.7	40.8	457	512.6	348.3
Sr	138.7	425.9	24	32.4	103	44.6
Nb	19.8	7.7	5.6	13.9	22.3	11.8
Zr	200.7	130.7	386.4	148.9	223.2	106
Y	34	13.4	14.9	28.9	37.6	22.5
Th	11.1	4.9	1.3	11.8	12.9	7.6
U	2.8	0.8	n.d.	1.7	3.2	1.8
La	31	15.2	6.4	27.2	48.3	23.5
Ce	69.6	32	39.6	56.3	107.4	55.4
Nd	28.6	16	18.8	23.9	43.9	23.7
Sc	22.7	7.5	11.9	21.8	25.2	14.7
Cr	155.6	62.3	8.4	124.3	173.1	87.6

EK 5: Bulak Birimi ve Muşrup Metamorfiti'ne (*) ait major oksit (%) ve iz element (analiz sonuçları.

ÖRNEK NO	13-172	1827	1679B	1861	13-166	12-69	1021B (*)
<i>Ana Elementler (%)</i>							
SiO₂	52.44	48.97	64.56	60.05	61.35	54.10	69.12
TiO₂	1.004	1.017	0.766	0.762	0.834	0.993	0.578
Al₂O₃	24.16	15.67	17.65	18.12	18.71	23.66	12.70
Fe₂O₃	8.44	9.60	6.66	8.56	7.14	7.70	6.31
MnO	0.248	0.168	0.100	0.169	0.097	0.090	0.498
MgO	1.99	7.75	1.47	1.95	1.95	1.64	1.60
CaO	0.44	9.08	0.20	0.94	0.51	0.28	1.78
Na₂O	0.73	3.21	0.84	1.12	0.78	0.90	0.97
K₂O	4.948	0.531	3.130	2.803	4.090	4.412	1.959
P₂O₅	0.320	0.089	0.157	0.155	0.179	0.163	0.086
LOI	4.95	3.40	4.11	4.80	3.64	5.59	4.10
Toplam	99.67	99.49	99.65	99.43	99.28	99.53	99.70
<i>İz Elementler (ppm)</i>							
Ni	87.9	104	72.8	80.8	68.2	82.4	62.3
V	250.4	248.4	164.1	177.5	189.7	244.7	138.3
Cu	75.6	81	42.2	59	37	62.2	64.8
Pb	14.5	0.5	13.6	14.9	5.9	20.1	37.9
Zn	140	73.2	124.3	157.1	101.1	121.2	102.2
Rb	210.9	16	145.7	127.7	147	191.1	81.3
Ba	611.9	53.3	387.6	332.5	431.7	497.5	226.7
Sr	113.4	188.8	77.8	100.1	30.6	118.9	76
Nb	20.1	1.9	15.1	15	16.6	19.8	11.8
Zr	184.7	59.8	158.6	143.5	199.3	202.9	161.3
Y	41	26.1	28.6	27	25.8	37.4	18.6
Th	15	1.3	10.4	10	14.5	17.7	8.1
U	3.4	n.d.	2.3	2.5	2.8	3.3	1.6
La	34.5	1.6	25.9	33.1	32.4	35.6	19.2
Ce	79.5	4.3	62.5	75	66.5	85.4	40.6
Nd	34.5	8.1	25.4	31.6	28.1	35.7	18
Sc	25	44.3	18.2	19.3	18.2	24.4	11.5
Cr	153.7	398.8	117.7	119.9	130	156.1	87.9

EK 6: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğindeki beyaz mika minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

	12-341						
SiO ₂	45.464	48.620	49.646	51.277	47.328	47.801	49.076
TiO ₂	0.398	0.075	0.127	0.157	0.575	0.117	0.134
Al ₂ O ₃	33.868	31.497	29.236	27.858	31.016	28.274	29.344
FeO	2.557	2.421	2.860	3.420	1.443	3.061	2.838
MnO	0.002	0.001	0.004	0.004	0.024	0.003	0.003
MgO	0.906	2.085	2.329	2.585	2.271	2.335	2.245
CaO	0.023	0.036	0.174	0.281	0.069	0.036	0.032
Na ₂ O	1.235	2.195	0.287	0.191	0.502	1.203	0.272
K ₂ O	9.436	7.530	10.142	9.992	10.603	8.480	9.814
Toplam	93.989	94.694	95.020	95.992	94.059	91.537	93.921
Si	3.084	3.238	3.330	3.406	3.208	3.319	3.322
Al(IV)	0.916	0.762	0.670	0.594	0.792	0.681	0.678
Al(VI)	1.793	1.711	1.642	1.586	1.686	1.633	1.663
Ti	0.020	0.004	0.006	0.008	0.029	0.006	0.007
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.145	0.135	0.160	0.190	0.082	0.178	0.161
F	0.101	0.234	0.214	0.226	0.228	0.227	0.162
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.092	0.207	0.233	0.256	0.229	0.242	0.226
Ca	0.002	0.003	0.013	0.020	0.005	0.003	0.002
Na	0.162	0.284	0.037	0.025	0.066	0.162	0.036
K	0.817	0.640	0.868	0.847	0.917	0.751	0.847
OH	1.978	1.951	1.955	1.953	1.951	1.950	1.965

EK 6 (devam) Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğindeki beyaz mika minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

	12-341							
SiO ₂	49.98	48.183	50.124	48.613	47.985	48.692	43.058	47.704
TiO ₂	0.04	0.148	0.166	0.152	0.144	0.151	6.778	0.361
Al ₂ O ₃	35.961	29.412	27.053	28.699	25.964	28.773	32.166	36.284
FeO	0.762	2.938	3.531	3.351	3.248	2.857	1.222	1.008
MnO	0	0.038	0.002	0.015	0.003	0.005	0	0
MgO	0.494	2.178	2.644	2.379	2.399	2.23	0.871	0.813
CaO	0.054	0.059	0.1	0.009	0.062	0.024	0.056	0.077
Na ₂ O	6.059	0.208	0.227	0.264	0.117	0.27	4.243	5.489
K ₂ O	1.239	9.828	10.207	10.221	9.402	9.929	3.987	3.171
Toplam	94.644	93.212	94.353	93.938	89.523	93.099	92.475	94.936
Si	3.202	3.295	3.402	3.314	3.415	3.33	2.92	3.094
Al(IV)	0.798	0.705	0.598	0.686	0.585	0.67	1.08	0.906
Al(VI)	1.918	1.666	1.566	1.621	1.593	1.65	1.491	1.868
Ti	0.002	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.346	0.018
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0.041	0.168	0.2	0.191	0.193	0.163	0.069	0.055
F	0.063	0.219	0.298	0.233	0.198	0.168	0.095	0.04
Mn	0	0.002	0	0.001	0	0	0	0
Mg	0.047	0.222	0.268	0.242	0.254	0.227	0.088	0.079
Ca	0.004	0.004	0.007	0.001	0.005	0.002	0.004	0.005
Na	0.753	0.028	0.03	0.035	0.016	0.036	0.558	0.69
K	0.101	0.857	0.884	0.889	0.854	0.866	0.345	0.262
OH	1.987	1.953	1.936	1.95	1.955	1.964	1.98	1.992

EK 6 (devam) Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğindeki beyaz mika minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

	12-341							
SiO ₂	49.398	49.795	46.814	53.06	47.305	48.764	44.964	47.36
TiO ₂	0.078	0.105	0.12	0.062	0.135	0.137	3.01	0.113
Al ₂ O ₃	27.82	28.459	29.906	24.197	36.915	29.582	31.336	32.11
FeO	3.001	2.913	2.09	2.026	0.768	2.812	1.466	2.005
MnO	0.023	0.007	0	0	0	0	0.014	0.013
MgO	2.834	2.473	1.822	1.871	0.54	2.199	1.209	1.824
CaO	0.089	0.178	0.108	0.07	0.059	0.102	0.047	0.03
Na ₂ O	0.206	0.222	0.296	0.247	5.627	5.627	1.567	0.715
K ₂ O	9.62	10	8.754	7.49	2.981	10.188	7.992	9.736
Toplam	93.364	94.363	90.103	89.192	94.398	94.341	91.719	94.086
Si	3.369	3.361	3.277	3.681	3.08	3.198	3.1	3.196
Al(IV)	0.631	0.639	0.723	0.319	0.92	0.802	0.9	0.804
Al(VI)	1.605	1.625	1.745	1.659	1.913	1.485	1.646	1.75
Ti	0.004	0.005	0.006	0.003	0.007	0.007	0.156	0.006
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0.171	0.164	0.122	0.118	0.042	0.154	0.085	0.113
F	0.296	0.209	0.198	0.183	0.078	0.197	0.113	0.181
Mn	0.001	0	0	0	0	0	0.001	0.001
Mg	0.288	0.249	0.19	0.193	0.052	0.215	0.124	0.183
Ca	0.006	0.013	0.008	0.005	0.004	0.007	0.003	0.002
Na	0.027	0.029	0.04	0.033	0.71	0.716	0.21	0.094
K	0.837	0.861	0.782	0.663	0.248	0.852	0.703	0.838
OH	1.936	1.955	1.956	1.96	1.984	1.959	1.975	1.961

EK 6 (devam) : Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğindeki beyaz mika minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

	12-341							
SiO ₂	47.66	48.696	46.773	49.026	48.317	47.249	48.012	49.178
TiO ₂	0.117	0.112	0.034	0.125	0.542	1.443	0.119	0.142
Al ₂ O ₃	31.634	33.503	38.929	29.611	33.802	38.419	31.153	27.497
FeO	2.163	1.971	0.401	2.729	1.142	0.447	2.433	3.311
MnO	0.009	0	0	0.009	0	0	0.004	0
MgO	1.959	1.623	0.296	2.026	0.744	0.237	1.797	2.562
CaO	0.017	0.029	0.032	0.025	0.032	0.055	0.03	0.02
Na ₂ O	0.531	2.266	7.293	0.9	4.682	6.875	2.651	0.16
K ₂ O	9.604	7.523	0.751	9.197	4.17	1.119	6.829	10.238
Toplam	93.893	95.931	94.522	93.838	93.531	95.878	93.199	93.390
Si	3.22	3.191	3.013	3.315	3.192	3.008	3.241	3.371
Al(IV)	0.78	0.809	0.987	0.685	0.808	0.992	0.759	0.629
Al(VI)	1.739	1.778	1.968	1.675	1.824	1.892	1.72	1.592
Ti	0.006	0.006	0.002	0.006	0.027	0.069	0.006	0.007
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0.122	0.108	0.022	0.154	0.063	0.024	0.137	0.19
F	0.198	0.212	0.036	0.19	0.107	0.038	0.171	0.282
Mn	0.001	0	0	0.001	0	0	0	0
Mg	0.197	0.158	0.028	0.204	0.073	0.022	0.181	0.262
Ca	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	0.002	0.001
Na	0.07	0.288	0.911	0.118	0.6	0.849	0.347	0.021
K	0.828	0.629	0.062	0.793	0.351	0.091	0.588	0.895
OH	1.958	1.956	1.993	1.959	1.978	1.992	1.964	1.939

EK 6 (devam) : Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğindeki beyaz mika minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

	12-341							
SiO ₂	48.495	49.033	45.92	47.924	47.326	48.279	48.644	
TiO ₂	0.125	0.179	0.077	0.146	0.07	0.168	1.243	
Al ₂ O ₃	30.444	28.979	33.651	31.248	35.557	31.235	26.655	
FeO	2.465	2.91	1.372	2.192	1.635	2.375	2.87	
MnO	0.007	0	0.01	0	0.007	0	0.005	
MgO	1.92	2.123	1.091	1.768	0.816	1.994	2.303	
CaO	0.054	0.013	0.054	0.048	0.042	0.06	0.037	
Na ₂ O	0.329	0.334	0.544	0.304	5.299	0.779	0.373	
K ₂ O	9.963	10.13	9.562	10.052	3.485	9.472	9.423	
Toplam	94.010	93.921	92.401	93.875	94.356	94.536	91.802	
Si	3.279	3.33	3.139	3.243	3.106	3.241	3.375	
Al(IV)	0.721	0.67	0.861	0.757	0.894	0.759	0.625	
Al(VI)	1.706	1.65	1.85	1.736	1.856	1.713	1.555	
Ti	0.006	0.009	0.004	0.007	0.003	0.008	0.065	
Fe ₃₊	0	0	0	0	0	0	0	
Fe ₂₊	0.139	0.165	0.078	0.124	0.09	0.133	0.167	
F	0.206	0.221	0.12	1.198	0.118	0.175	0.249	
Mn	0	0	0.001	0	0	0	0	
Mg	0.194	0.215	0.111	0.178	0.08	0.2	0.238	
Ca	0.004	0.001	0.004	0.003	0.003	0.004	0.003	
Na	0.043	0.044	0.072	0.04	0.674	0.101	0.05	
K	0.86	0.878	0.834	0.868	0.292	0.811	0.834	
OH	1.956	1.952	1.974	1.743	1.975	1.963	1.945	

EK 6 (devam) : Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğindeki beyaz mika minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

	12-341							
SiO ₂	48.262	47.79	42.026	48.424	50.107	47.94	48.568	43.874
TiO ₂	0.13	0.092	10.268	0.173	0.132	0.714	0.21	5.411
Al ₂ O ₃	32.701	30.555	28.019	34.615	28.035	29.508	30.914	27.124
FeO	1.988	2.095	1.827	1.31	2.947	3.015	2.382	2.426
MnO	0.005	0.002	0	0.01	0.005	0	0.002	0
MgO	1.493	1.997	1.585	1.128	2.713	1.99	1.866	1.596
CaO	0.068	0.058	0.078	0.034	0.065	0.114	0.048	0.067
Na ₂ O	2.56	0.504	2.59	3.15	0.163	1.394	2.287	1.119
K ₂ O	6.44	9.877	5.717	6.93	10.212	7.891	7.255	7.578
Toplam	93.807	93.195	92.285	95.883	94.652	92.732	93.720	89.348
Si	3.216	3.259	2.904	3.159	3.377	3.273	3.262	3.129
Al(IV)	0.784	0.741	1.096	0.841	0.623	0.727	0.738	0.871
Al(VI)	1.784	1.714	1.187	1.821	1.603	1.648	1.709	1.409
Ti	0.007	0.005	0.534	0.008	0.007	0.037	0.011	0.29
Fe ₃₊	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂₊	0.111	0.119	0.106	0.071	0.166	0.172	0.134	0.145
F	0.158	0.226	0.176	0.109	0.275	0.178	0.189	0.162
Mn	0	0	0	0.001	0	0	0	0
Mg	0.148	0.203	0.163	0.11	0.273	0.203	0.187	0.17
Ca	0.005	0.004	0.006	0.002	0.005	0.008	0.003	0.005
Na	0.331	0.067	0.347	0.398	0.021	0.185	0.298	0.155
K	0.547	0.859	0.504	0.577	0.878	0.687	0.622	0.69
OH	1.967	1.951	1.962	1.978	1.941	1.961	1.96	1.963

EK 6 (devam) : Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğindeki beyaz mika minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

	12-341						
SiO ₂	45.731	47.643	49.342	46.734	41.534	48.511	50.492
TiO ₂	0.111	0.165	0.158	0.865	19.397	0.119	0.209
Al ₂ O ₃	33.069	30.609	30.153	37.975	24.85	32.634	28.537
FeO	1.553	2.51	2.193	0.472	2.058	1.885	3.125
MnO	0.017	0	0.007	0.007	0.004	0.015	0.002
MgO	1.245	1.916	2.37	0.378	1.601	1.691	2.452
CaO	0.065	0.05	0.076	0.034	0.036	0.021	0.076
Na ₂ O	2.707	0.284	0.314	7.019	0.532	0.37	0.301
K ₂ O	6.308	9.749	10.095	0.994	8.27	10.114	10.199
Toplam	90.948	93.148	94.916	94.516	98.439	95.546	95.645
Si	3.144	3.252	3.301	3.018	2.75	3.218	3.368
Al(IV)	0.856	0.748	0.699	0.982	1.25	0.782	0.632
Al(VI)	1.824	1.715	1.678	1.908	0.69	1.769	1.612
Ti	0.006	0.008	0.008	0.042	0.966	0.006	0.011
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0.089	0.143	0.123	0.025	0.114	0.105	0.174
F	0.14	0.223	0.207	0.039	0.155	0.186	0.252
Mn	0.001	0	0	0	0	0.001	0
Mg	0.128	0.195	0.236	0.036	0.158	0.167	0.244
Ca	0.005	0.004	0.005	0.002	0.003	0.002	0.005
Na	0.361	0.038	0.041	0.879	0.068	0.048	0.039
K	0.553	0.849	0.862	0.082	0.699	0.856	0.868
OH	1.97	1.952	1.956	1.992	1.968	1.961	1.947

EK 7: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğindeki feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	12-341			
	SiO ₂	47.28	67.81	66.79
Al ₂ O ₃	35.06	19.67	19.73	38.48
FeO	0.94	0.02	0.04	0.52
CaO	0.04	0.03	0.01	0.03
Na ₂ O	4.97	12.23	12.19	7.32
K ₂ O	2.67	0.01	0.01	0.87
Toplam	90.96	99.77	98.77	94.33
Si	8.45	12.11	11.93	8.41
Al	7.38	4.14	4.15	8.10
Fe ⁽ⁱⁱ⁾	0.14	0.00	0.01	0.08
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01
Na	1.72	4.23	4.22	2.54
K	0.61	0.00	0.00	0.20
Toplam	18.31	20.50	20.32	19.33
Xan	0.00	0.00	0.00	0.00
Xab	0.74	1.00	1.00	0.93
Xor	0.26	0.00	0.00	0.07
An	0.29	0.16	0.06	0.23
Ab	73.69	99.79	99.88	92.54
Or	26.02	0.06	0.06	7.23

EK 9: Kayadibi Plütönu'na ait 1784 ve 1813B numaralı örneklerdeki amfibol minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.

Örnek No	1784	1784	1784	1784	1784	1784	1784
SiO ₂	48.576	47.014	50.645	48.829	49.845	49.717	49.343
TiO ₂	1.16	1.256	0.99	1.148	0.981	1.125	1.415
Al ₂ O ₃	5.284	5.831	4.16	5.26	4.396	4.81	5.347
FeO _{tot}	16.015	17.147	16.342	17.511	15.591	16.524	14.71
MnO	0.35	0.32	0.34	0.415	0.293	0.373	0.304
MgO	13.744	12.65	14.311	13.111	13.916	13.382	14.401
CaO	10.704	11.903	10.944	10.68	11.664	10.994	11.651
Na ₂ O	1.254	1.35	1.019	1.263	0.771	1.182	1.138
K ₂ O	0.348	0.46	0.267	0.372	0.319	0.356	0.395
Total	97.087	97.471	98.751	98.217	97.457	98.107	98.309
Si	7.091	6.98	7.294	7.099	7.247	7.181	7.094
Al ^{IV}	0.909	1.02	0.706	0.901	0.753	0.819	0.906
Ti	0	0	0	0	0	0	0
Sum T-site	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.127	0.14	0.107	0.126	0.107	0.122	0.153
Fe ³⁺	2.183	1.459	1.966	2.243	1.39	0.926	1.012
Mg	2.69	2.8	2.927	2.631	3.016	2.882	3.086
Fe ²⁺	0	0.602	0	0	0.485	1.068	0.748
Mn ²⁺	0	0	0	0	0	0	0
Sum C-site	5	5	5	5	5	5	5
Mn ²⁺	0.043	0.04	0.042	0.051	0.036	0.046	0.037
Fe ²⁺	-0.228	0.67	0.002	-0.114	0.505	1.07	0.756
Ca	1.674	1.893	1.689	1.663	1.817	1.701	1.795
Na	0.355	0.389	0.285	0.356	0.217	0.331	0.317
Sum B-site	2	2	2	2	2	2	2
Na	0.355	0.389	0.164	0.281	0.091	0.081	0.157
Ca	0.021	0.002	0	0	0	0	0
K	0.065	0.087	0.049	0.069	0.059	0.066	0.072
Sum A-site	0.44	0.478	0.213	0.35	0.15	0.146	0.229
OH	1.935	1.79	1.941	1.913	1.952	1.937	1.936
Sum Cations	15.213	15.478	15.213	15.236	15.15	15.146	15.229
Mineral adı	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend
Na(B)	0	0	0.121	0.075	0.127	0.25	0.16
(Na+Ca)B	1.653	1.891	1.81	1.739	1.943	1.952	1.955
Mg/(Mg+Fe ₂)	1.082	0.807	0.999	1.042	0.857	0.729	0.803
P (MPa)	70	82	53	69	56	62	70
T R10 (°C) R10 ± 45	767	803	777	766	736	735	769
H ₂ O melt R10 (%) ± 1.15	4.6	4.7	4.2	4.8	4.6	4.5	4.3
DNNO R10 ± 0.6	1.8	1.2	1.6	1.6	1.7	1.5	1.6
log fO ₂ ± 1.15	-12.8	-12.6	-12.8	-13.0	-13.6	-13.8	-12.9

EK 9 (devam): Kayadibi Plütönu'na ait 1784ve 1813B numaralı örneklerdeki amfibol minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.

Örnek No	1784	1784	1784	1784	1784	1784	1784
SiO ₂	51.941	51.039	49.162	52.794	49.944	51.973	45.346
TiO ₂	0.258	0.767	1.135	0.433	1.024	0.367	2.421
Al ₂ O ₃	2.652	3.627	4.332	2.758	4.882	2.778	7.546
FeO _{tot}	14.424	15.083	16.23	15.004	16.174	14.609	15.622
MnO	0.307	0.402	0.375	0.41	0.37	0.325	0.291
MgO	15.025	14.215	13.947	14.867	13.588	14.842	13.157
CaO	12.08	11.409	11.03	12.122	11.547	12.071	11.07
Na ₂ O	0.433	0.74	1.044	0.569	0.93	0.499	1.784
K ₂ O	0.136	0.262	0.313	0.204	0.323	0.193	0.595
Total	97.12	97.282	97.255	98.957	98.459	97.464	97.237
Si	7.546	7.382	7.247	7.536	7.174	7.526	6.688
Al ^{IV}	0.454	0.618	0.753	0.464	0.826	0.474	1.312
Ti	0	0	0	0	0	0	0
Sum T-site	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.028	0.083	0.126	0.046	0.111	0.04	0.269
Fe ³⁺	0.979	1.342	1.959	1.036	1.552	0.989	1.581
Mg	3.254	3.065	2.916	3.164	2.909	3.204	2.893
Fe ²⁺	0.739	0.483	0	0.754	0.391	0.766	0.259
Mn ²⁺	0	0.026	0	0	0.037	0	0
Sum C-site	5	5	5	5	5	5	5
Mn ²⁺	0.038	0.049	0.047	0.05	0.045	0.04	0.036
Fe ²⁺	0.774	0.483	0.042	0.756	0.391	0.78	0.346
Ca	1.88	1.768	1.742	1.854	1.777	1.873	1.749
Na	0.122	0.208	0.298	0.158	0.259	0.14	0.51
Sum B-site	2	1.999	2	2	2	2	2
Na	0.075	0	0.279	0.063	0.044	0.067	0.383
Ca	0	0	0	0	0	0	0
K	0.025	0.048	0.059	0.037	0.059	0.036	0.112
Sum A-site	0.1	0.048	0.338	0.1	0.103	0.103	0.495
OH	1.912	1.945	1.92	1.92	1.918	1.958	1.932
Sum Cations	15.1	15.047	15.338	15.1	15.103	15.103	15.495
Mineral adı	Aktinolit	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Aktinolit	Magnezyo-hornblend	Aktinolit	Magnezyo-hornblend
Na(B)	0.047	0.208	0.019	0.095	0.215	0.073	0.128
(Na+Ca)B	1.927	1.976	1.761	1.949	1.992	1.946	1.877
Mg/(Mg+Fe2)	0.808	0.864	0.986	0.807	0.882	0.804	0.893
P (MPa)	37	47	57	37	63	38	124
T R10 (°C) R10 ± 45	705	707	785	688	733	692	859
H ₂ O melt R10 (%) ± 1.15	4.4	4.4	4.0	4.3	4.7	4.4	4.4
DNNO R10 ± 0.6	2.1	1.8	1.5	2.0	1.5	2.1	1.1
log fO ₂ ± 1.15	-14.0	-14.2	-12.7	-14.5	-13.9	-14.3	-11.6

EK 9 (devam): Kayadibi Plütönu'na ait 1784ve 1813B numaralı örneklerdeki amfibol minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.

Örnek No	1784	1784	1784	1784	1784	1784
SiO ₂	48.609	49.679	51.291	48.165	46.543	53.084
TiO ₂	1.123	1.102	0.923	1.244	1.638	0.42
Al ₂ O ₃	4.882	4.648	4.153	5.663	6.801	2.845
FeO _{tot}	16.557	16.225	15.797	16.278	16.605	14.518
MnO	0.39	0.381	0.411	0.39	0.385	0.381
MgO	13.745	13.852	14.328	13.323	12.06	14.756
CaO	10.781	10.82	10.786	11.152	11.25	11.955
Na ₂ O	1.146	1.074	0.909	1.273	1.387	0.539
K ₂ O	0.307	0.316	0.259	0.375	0.511	0.199
Total	97.233	97.781	98.598	97.488	96.669	98.498
Si	7.153	7.205	7.303	7.026	6.825	7.525
Al ^{IV}	0.847	0.795	0.697	0.974	1.175	0.475
Ti	0	0	0	0	0	0
Sum T-site	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0
Ti	0.124	0.12	0.099	0.136	0.181	0.045
Fe ³⁺	2.186	1.982	1.806	2.017	1.183	0.384
Mg	2.69	2.898	3.041	2.847	2.636	3.118
Fe ²⁺	0	0	0.055	0	0.853	1.337
Mn ²⁺	0	0	0	0	0.048	0.046
Sum C-site	5	5	5	5	4.904	4.929
Mn ²⁺	0.049	0.047	0.05	0.048	0.048	0.046
Fe ²⁺	-0.148	-0.014	0.075	-0.031	0.853	1.337
Ca	1.7	1.681	1.645	1.743	1.767	1.816
Na	0.327	0.302	0.251	0.36	0.394	0.148
Sum B-site	2	2	1.966	2	2	1.964
Na	0.327	0.129	0	0.204	0.162	0
Ca	0.074	0	0	0	0	0
K	0.058	0.058	0.047	0.07	0.096	0.036
Sum A-site	0.458	0.188	0.047	0.274	0.257	0.036
OH	1.916	1.932	1.918	1.911	1.934	1.927
Sum Cations	15.31	15.174	15.013	15.243	15.162	14.929
Mineral adı	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Aktinolit
Na(B)	0	0.173	0.251	0.156	0.233	0.148
(Na+Ca)B	1.626	1.854	1.896	1.899	2	1.964
Mg/(Mg+Fe ₂)	1.052	1.005	0.976	1.011	0.756	0.7
P (MPa)	65	60	52	77	105	38
T R10 (°C) R10 ± 45	803	755	736	773	791	677
H ₂ O melt R10 (%) ± 1.15	4.3	4.6	4.3	4.7	5.1	4.4
DNNO R10 ± 0.6	1.4	1.8	1.9	1.5	0.8	1.9
log fO ₂ ± 1.15	-12.4	-13.1	-13.5	-13.0	-13.2	-14.9

EK 9 (devam): Kayadibi Plütönu'na ait 1784ve 1813B numaralı örneklerdeki amfibol minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.

Örnek No	1784	1784	1784	1784	1784	1784
SiO ₂	48.047	49.423	46.8	48.288	46.792	48.61
TiO ₂	1.748	1.498	1.988	1.579	1.449	1.352
Al ₂ O ₃	6.395	5.42	7.344	5.503	6.293	5.158
FeO _{tot}	15.818	14.939	15.818	15.312	15.692	14.66
MnO	0.34	0.292	0.329	0.314	0.304	0.315
MgO	13.091	14.02	12.61	13.893	13.504	14.402
CaO	11.184	11.282	11.361	11.237	11.594	11.243
Na ₂ O	1.338	1.182	1.539	1.321	1.176	1.167
K ₂ O	0.492	0.395	0.53	0.433	0.411	0.418
Total	97.961	98.056	97.789	97.447	96.804	96.907
Si	6.915	7.084	6.751	7.053	6.905	7.111
Al ^{IV}	1.085	0.916	1.249	0.947	1.095	0.889
Ti	0	0	0	0	0	0
Sum T-site	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0
Ti	0.189	0.161	0.216	0.173	0.161	0.149
Fe ³⁺	1.035	0.898	1.218	1.15	1.901	1.879
Mg	2.809	2.996	2.712	3.025	2.939	2.972
Fe ²⁺	0.869	0.893	0.69	0.651	0	0
Mn ²⁺	0.041	0.035	0.04	0	0	0
Sum C-site	4.945	4.985	4.877	5	5	5
Mn ²⁺	0.041	0.035	0.04	0.039	0.038	0.039
Fe ²⁺	0.869	0.893	0.69	0.72	0.036	-0.086
Ca	1.725	1.733	1.756	1.759	1.833	1.762
Na	0.373	0.329	0.43	0.374	0.336	0.331
Sum B-site	2	2	2	2	2	2
Na	0.098	0.061	0.186	0.241	0.276	0.301
Ca	0	0	0	0	0	0
K	0.09	0.072	0.098	0.081	0.077	0.078
Sum A-site	0.189	0.133	0.284	0.321	0.353	0.379
OH	1.949	1.936	1.922	1.933	1.959	1.939
Sum Cations	15.133	15.118	15.161	15.321	15.353	15.293
Mineral adı	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend
Na(B)	0.275	0.267	0.244	0.134	0.06	0.03
(Na+Ca)B	2	2	2	1.892	1.894	1.792
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.764	0.77	0.797	0.808	0.988	1.028
P (MPa)	92	72	118	74	92	68
T R10 (°C) R10 ± 45	778	753	810	786	814	781
H ₂ O melt R10 (%) ± 1.15	4.7	4.4	5.0	4.3	4.9	4.2
DNNO R10 ± 0.6	1.1	1.4	0.8	1.6	1.5	1.8
log fO ₂ ± 1.15	-13.3	-13.5	-12.9	-12.6	-12.1	-12.5

EK 9 (devam): Kayadibi Plütönu'na ait 1784ve 1813B numaralı örneklerdeki amfibol minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.

Örnek No	1813B	1813B	1813B	1813B	1813B	1813B
SiO ₂	54.21	51.18	51.68	51.55	49.96	51.97
TiO ₂	0.27	1.017	0.997	0.79	1.401	0.765
Al ₂ O ₃	2.118	4.417	4.025	3.778	6.016	3.684
FeO _{tot}	12.346	12.277	11.979	12.173	12.725	12.704
MnO	0.275	0.22	0.195	0.225	0.218	0.235
MgO	17.008	15.947	16.33	16.497	15.346	16.111
CaO	11.823	11.581	11.618	11.637	11.466	12.134
Na ₂ O	0.354	0.74	0.719	0.599	1.129	0.632
K ₂ O	0.131	0.338	0.329	0.284	0.393	0.261
Total	98.41	97.38	97.54	97.25	98.26	98.23
Si	7.648	7.261	7.327	7.364	7.006	7.383
Al ^{IV}	0.352	0.739	0.673	0.636	0.994	0.617
Ti	0	0	0	0	0	0
Sum T-site	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0
Ti	0.029	0.109	0.106	0.085	0.148	0.082
Fe ³⁺	1.05	1.317	1.291	1.325	0.834	1.123
Mg	3.577	3.373	3.452	3.513	3.208	3.412
Fe ²⁺	0.344	0.14	0.129	0.077	0.659	0.385
Mn ²⁺	0	0.026	0.021	0	0.026	0
Sum C-site	5	4.965	5	5	4.875	5
Mn ²⁺	0.033	0.026	0.023	0.027	0.026	0.028
Fe ²⁺	0.407	0.14	0.129	0.129	0.659	0.386
Ca	1.787	1.761	1.765	1.781	1.723	1.847
Na	0.097	0.204	0.198	0.166	0.307	0.174
Sum B-site	1.98	1.964	1.965	2	2	2
Na	0	0	0	0.026	0.03	0.051
Ca	0	0	0	0	0	0
K	0.024	0.061	0.06	0.052	0.07	0.047
Sum A-site	0.024	0.061	0.06	0.078	0.1	0.098
OH	1.961	1.929	1.956	1.941	1.946	1.953
Sum Cations	15.004	14.991	15.024	15.078	14.975	15.098
Mineral adı	Aktinolit	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend
Na(B)	0.097	0.204	0.198	0.14	0.277	0.123
(Na+Ca)B	1.884	1.964	1.963	1.921	2	1.97
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.898	0.96	0.964	0.965	0.83	0.898
P (MPa)	32	56	51	48	81	47
T R10 (°C) R10 ± 45	708	736	730	745	770	722
H ₂ O melt R10 (%) ± 1.15	3.8	4.0	3.7	3.9	4.6	4.1
DNNO R10 ± 0.6	2.6	2.1	2.2	2.5	1.8	2.3
log fO ₂ ± 1.15	-13.5	-13.2	-13.2	-12.6	-12.7	-13.4

EK 9 (devam): Kayadibi Plütönu'na ait 1784ve 1813B numaralı örneklerdeki amfibol minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.

Örnek No	1813B	1813B	1813B	1813B	1813B	1813B
SiO ₂	51.61	51.18	52.06	53.66	52.53	53.13
TiO ₂	0.671	0.922	0.884	0.084	0.178	0.336
Al ₂ O ₃	3.148	4.097	4.125	1.712	2.498	3.005
FeO _{tot}	13.024	12.763	12.354	16.63	15.098	12.726
MnO	0.229	0.264	0.191	0.292	0.27	0.257
MgO	15.909	15.172	16.082	13.713	14.327	16.21
CaO	11.964	11.512	11.568	12.305	12.364	11.28
Na ₂ O	0.644	0.649	0.708	0.293	0.238	0.395
K ₂ O	0.234	0.273	0.29	0.068	0.126	0.13
Total	97.20	96.56	97.98	98.69	97.51	97.34
Si	7.463	7.31	7.317	7.71	7.576	7.5
Al ^{IV}	0.537	0.69	0.683	0.29	0.424	0.5
Ti	0	0	0	0	0	0
Sum T-site	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0
Ti	0.073	0.099	0.093	0.009	0.019	0.036
Fe ³⁺	1.186	0.438	1.272	0.61	0.611	1.196
Mg	3.43	3.23	3.369	2.937	3.08	3.411
Fe ²⁺	0.31	1.087	0.18	1.388	1.209	0.307
Mn ²⁺	0	0.032	0.023	0.036	0.033	0.031
Sum C-site	5	4.886	4.936	4.98	4.955	4.982
Mn ²⁺	0.028	0.032	0.023	0.036	0.033	0.031
Fe ²⁺	0.39	1.087	0.18	1.388	1.209	0.307
Ca	1.854	1.762	1.742	1.894	1.91	1.706
Na	0.18	0.18	0.193	0.081	0.067	0.108
Sum B-site	2	1.941	1.935	1.976	1.977	1.814
Na	0.142	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0	0
K	0.043	0.05	0.052	0.012	0.023	0.023
Sum A-site	0.185	0.05	0.052	0.012	0.023	0.023
OH	1.946	1.955	1.945	1.986	1.969	1.958
Sum Cations	15.185	14.878	14.923	14.968	14.955	14.82
Mineral adı	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Aktinolit	Aktinolit	Magnezyo-hornblend
Na(B)	0.038	0.18	0.193	0.081	0.067	0.108
(Na+Ca)B	1.892	1.941	1.935	1.976	1.977	1.814
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.898	0.748	0.949	0.679	0.718	0.917
P (MPa)	41	52	52	29	35	39
T R10 (°C) R10 ± 45	725	721	726	640	669	709
H ₂ O melt R10 (%) ± 1.15	4.0	4.5	4.1	4.7	4.8	4.0
DNNO R10 ± 0.6	2.4	2.0	2.2	1.8	1.9	2.4
log fO ₂ ± 1.15	-13.2	-13.7	-13.4	-16.1	-15.1	-13.6

EK 9 (devam): Kayadibi Plütönu'na ait 1784ve 1813B numaralı örneklerdeki amfibol minerallerinin mikroprob analiz sonuçları.

Örnek No	1813B	1813B	1813B	1813B
SiO ₂	52.87	52.00	51.25	51.72
TiO ₂	0.321	0.777	0.871	1.061
Al ₂ O ₃	2.24	3.615	3.848	4.791
FeO _{tot}	13.173	13.452	13.29	12.556
MnO	0.27	0.259	0.251	0.241
MgO	16.169	15.173	15.908	15.994
CaO	11.422	11.901	11.727	11.462
Na ₂ O	0.384	0.673	0.63	0.832
K ₂ O	0.15	0.298	0.309	0.314
Total	96.85	97.85	97.77	98.66
Si	7.619	7.394	7.35	7.213
Al ^{IV}	0.381	0.606	0.65	0.787
Ti	0	0	0	0
Sum T-site	8	8	8	8
Al ^{VI}	0	0	0	0
Ti	0.035	0.083	0.094	0.111
Fe ³⁺	1.184	0.498	1.359	1.45
Mg	3.474	3.216	3.401	3.325
Fe ²⁺	0.306	1.102	0.144	0.014
Mn ²⁺	0	0.031	0	0.029
Sum C-site	5	4.933	5	4.927
Mn ²⁺	0.033	0.031	0.031	0.029
Fe ²⁺	0.404	1.102	0.235	0.014
Ca	1.764	1.813	1.802	1.712
Na	0.107	0.185	0.175	0.225
Sum B-site	2	1.998	2	1.937
Na	0.002	0	0.099	0
Ca	0	0	0	0
K	0.028	0.054	0.057	0.056
Sum A-site	0.029	0.054	0.155	0.056
OH	1.968	1.943	1.958	1.94
Sum Cations	15.029	14.985	15.155	14.92
Mineral adı	Aktinolit	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend	Magnezyo-hornblend
Na(B)	0.105	0.185	0.076	0.225
(Na+Ca)B	1.869	1.998	1.878	1.937
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.896	0.745	0.935	0.996
P (MPa)	33	46	49	60
T R10 (°C) R10 ± 45	714	703	750	742
H ₂ O melt R10 (%) ± 1.15	3.9	4.2	4.1	4.2
DNNO R10 ± 0.6	2.4	2.0	2.4	2.1
log fO ₂ ± 1.15	-13.5	-14.2	-12.6	-13.1

EK 10: Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1813B				
SiO ₂	66.4403	67.6727	66.8928	40.0127	66.2707
Al ₂ O ₃	21.8974	21.1074	20.6101	33.5889	21.1603
FeO	0.0340	0.0593	0.0320	0.1451	0.0175
CaO	2.3880	1.5915	0.9388	24.8730	2.1052
Na ₂ O	10.6112	11.1187	11.5507	0.3599	10.7460
K ₂ O	0.0918	0.0465	0.0959	0.0267	0.1606
Toplam	101.4627	101.5961	100.1203	99.0063	100.4603
Si	11.8692	12.0894	11.9501	7.1481	11.8389
Al	4.6101	4.4438	4.3391	7.0716	4.4550
Fe _(ii)	0.0051	0.0089	0.0048	0.0217	0.0026
Ca	0.4570	0.3046	0.1797	4.7604	0.4029
Na	3.6751	3.8508	4.0004	0.1246	3.7217
K	0.0209	0.0106	0.0219	0.0061	0.0366
Toplam	20.6375	20.7081	20.4959	19.1324	20.4578
X _{an}	0.1100	0.0731	0.0428	0.9733	0.0968
X _{ab}	0.8849	0.9243	0.9520	0.0255	0.8944
X _{or}	0.0050	0.0025	0.0052	0.0012	0.0088
An	11.0049	7.3114	4.2760	97.3272	9.6824
Ab	88.4914	92.4343	95.2040	2.5484	89.4381
Or	0.5037	0.2544	0.5201	0.1244	0.8795

EK 10 (devam) Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1813B						
SiO ₂	66.3772	65.0877	66.8168	68.0891	64.7942	64.5322	67.3908
Al ₂ O ₃	21.4619	21.9563	21.1975	20.6769	18.6361	22.3181	20.8220
FeO	0.0286	0.1262	0.0811	0.0408	0.1767	0.0210	0.0444
CaO	1.8849	2.9748	1.7580	0.7917	0.0553	3.2960	1.1145
Na ₂ O	10.9901	10.4347	10.9557	11.2600	0.3430	10.2759	11.3466
K ₂ O	0.1440	0.0762	0.1178	0.0735	15.6891	0.1435	0.1108
Toplam	100.8867	100.6559	100.9269	100.9320	99.6944	100.5867	100.8291
Si	11.8580	11.6276	11.9365	12.1638	11.5752	11.5284	12.0390
Al	4.5184	4.6225	4.4628	4.3532	3.9235	4.6987	4.3837
Fe _(ii)	0.0043	0.0189	0.0121	0.0061	0.0264	0.0031	0.0066
Ca	0.3607	0.5693	0.3365	0.1515	0.0106	0.6308	0.2133
Na	3.8063	3.6139	3.7944	3.8998	0.1188	3.5589	3.9298
K	0.0328	0.0174	0.0268	0.0167	3.5752	0.0327	0.0252
Toplam	20.5805	20.4696	20.5691	20.5911	19.2296	20.4527	20.5977
X _{an}	0.0859	0.1355	0.0809	0.0372	0.0029	0.1494	0.0512
X _{ab}	0.9063	0.8603	0.9126	0.9586	0.0321	0.8429	0.9428
X _{or}	0.0078	0.0041	0.0065	0.0041	0.9651	0.0077	0.0061
An	8.5895	13.5537	8.0925	3.7247	0.2857	14.9395	5.1172
Ab	90.6292	86.0330	91.2619	95.8636	3.2067	84.2860	94.2771
Or	0.7813	0.4134	0.6456	0.4117	96.5076	0.7744	0.6057

EK 10 (devam) Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1813B		1784		
	SiO ₂	66.9251	67.9568	60.472	55.6906
Al ₂ O ₃	20.9393	19.7987	25.002	28.2921	23.9813
FeO	0.0521	0.0247	0.2193	0.3404	0.1475
CaO	1.3764	0.3058	6.3836	10.4637	5.2117
Na ₂ O	11.2027	11.6706	8.2087	5.7966	8.7303
K ₂ O	0.15	0.0538	0.4869	0.23	0.2348
Toplam	100.6456	99.8104	100.7725	100.8134	100.4015
Si	11.9558	12.1402	10.8030	9.9489	11.0931
Al	4.4084	4.1683	5.2638	5.9564	5.0489
Fe _(ii)	0.0078	0.0037	0.0328	0.0508	0.0220
Ca	0.2634	0.0585	1.2217	2.0026	0.9975
Na	3.8799	4.0420	2.8430	2.0076	3.0236
K	0.0342	0.0123	0.1110	0.0524	0.0535
Toplam	20.5496	20.4249	20.2752	20.0188	20.2386
X _{an}	0.0631	0.0142	0.2926	0.4929	0.2448
X _{ab}	0.9288	0.9828	0.6808	0.4942	0.7421
X _{or}	0.0082	0.0030	0.0266	0.0129	0.0131
An	6.3058	1.4230	29.2585	49.2939	24.4798
Ab	92.8760	98.2789	68.0844	49.4160	74.2070
Or	0.8182	0.2981	2.6571	1.2901	1.3132

EK 10 (devam) Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1784						
	SiO ₂	63.0151	61.2417	60.4903	59.8713	60.3049	60.8580
Al ₂ O ₃	23.8087	24.2461	24.3988	25.2401	24.8351	24.8634	22.8155
FeO	0.1803	0.2005	0.1881	0.1842	0.2560	0.1960	0.0483
CaO	4.7020	5.6267	6.1857	6.5999	6.1650	6.1469	3.4673
Na ₂ O	9.1956	8.4987	8.0259	7.9558	7.9575	7.9341	9.8713
K ₂ O	0.4351	0.6055	0.5648	0.4626	0.5506	0.5847	0.3593
Toplam	101.3368	100.4192	99.8536	100.3139	100.0691	100.5831	100.7647
Si	11.2573	10.9405	10.8063	10.6957	10.7732	10.8720	11.4696
Al	5.0125	5.1046	5.1368	5.3139	5.2286	5.2346	4.8034
Fe _(ii)	0.0269	0.0300	0.0281	0.0275	0.0382	0.0293	0.0072
Ca	0.8999	1.0769	1.1839	1.2631	1.1799	1.1764	0.6636
Na	3.1848	2.9434	2.7797	2.7554	2.7560	2.7479	3.4188
K	0.0991	0.1380	0.1287	0.1054	0.1255	0.1332	0.0819
Toplam	20.4806	20.2334	20.0634	20.1611	20.1014	20.1934	20.4445
X _{an}	0.2151	0.2590	0.2893	0.3063	0.2905	0.2899	0.1594
X _{ab}	0.7612	0.7078	0.6793	0.6681	0.6786	0.6772	0.8210
X _{or}	0.0237	0.0332	0.0315	0.0256	0.0309	0.0328	0.0197
An	21.5091	25.8972	28.9295	30.6293	29.0520	28.9938	15.9355
Ab	76.1211	70.7846	67.9254	66.8145	67.8587	67.7225	82.0984
Or	2.3698	3.3182	3.1451	2.5562	3.0893	3.2837	1.9662

EK 10 (devam) Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1784						
SiO ₂	63.7514	59.2171	57.4378	59.6187	61.3361	61.2783	60.1716
Al ₂ O ₃	21.7466	24.8983	25.9205	24.3226	23.7417	22.9786	23.5332
FeO	0.1053	0.2192	0.2001	0.2026	0.1318	0.1319	0.1360
CaO	2.7672	6.9857	8.1183	6.5672	5.4464	5.0579	5.1177
Na ₂ O	10.1873	7.9068	7.0152	8.0830	8.8540	9.2119	8.9129
K ₂ O	0.2181	0.3914	0.3979	0.4201	0.3596	0.2427	0.5093
Toplam	98.7759	99.6185	99.0898	99.2142	99.8696	98.9013	98.3807
Si	11.3889	10.5788	10.2610	10.6506	10.9574	10.9471	10.7494
Al	4.5784	5.2419	5.4571	5.1207	4.9984	4.8378	4.9545
Fe _(ii)	0.0157	0.0327	0.0299	0.0303	0.0197	0.0197	0.0203
Ca	0.5296	1.3370	1.5537	1.2569	1.0424	0.9680	0.9795
Na	3.5282	2.7384	2.4296	2.7994	3.0665	3.1904	3.0869
K	0.0497	0.0892	0.0907	0.0957	0.0819	0.0553	0.1161
Toplam	20.0905	20.0181	19.8220	19.9536	20.1663	20.0183	19.9066
X _{an}	0.1289	0.3210	0.3814	0.3027	0.2487	0.2297	0.2342
X _{ab}	0.8590	0.6575	0.5964	0.6742	0.7317	0.7571	0.7381
X _{or}	0.0121	0.0214	0.0223	0.0231	0.0196	0.0131	0.0277
An	12.8935	32.1034	38.1376	30.2712	24.8729	22.9728	23.4187
Ab	85.8965	65.7549	59.6368	67.4231	73.1717	75.7147	73.8064
Or	1.2100	2.1417	2.2256	2.3056	1.9553	1.3125	2.7749

EK 10 (devam) Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

SiO ₂	1784						
Al ₂ O ₃	57.6002	55.7927	56.8944	60.2655	64.3828	62.6675	60.1101
FeO	26.3241	27.5397	26.3229	24.9042	22.2431	23.4357	24.5286
CaO	0.3064	0.3402	0.2277	0.1273	0.0244	0.1290	0.2252
Na ₂ O	8.4245	10.1736	8.7504	6.4439	3.3905	4.6270	6.2067
K ₂ O	7.0309	5.9026	6.8500	8.3204	10.0116	9.0987	8.3131
Toplam	0.3325	0.2392	0.3170	0.2585	0.3277	0.4795	0.4260
Si	100.0186	99.9880	99.3624	100.3198	100.3801	100.4374	99.8097
Al	10.2900	9.9671	10.1639	10.7661	11.5017	11.1952	10.7384
Fe _(ii)	5.5421	5.7980	5.5419	5.2432	4.6829	4.9340	5.1641
Ca	0.0458	0.0508	0.0340	0.0190	0.0036	0.0193	0.0336
Na	1.6123	1.9471	1.6747	1.2333	0.6489	0.8855	1.1879
K	2.4351	2.0443	2.3724	2.8817	3.4674	3.1512	2.8791
Toplam	0.0758	0.0545	0.0722	0.0589	0.0747	0.1093	0.0971
X _{an}	20.0010	19.8618	19.8591	20.2022	20.3792	20.2946	20.1002
X _{ab}	0.3910	0.4813	0.4065	0.2955	0.1548	0.2136	0.2853
X _{or}	0.5906	0.5053	0.5759	0.6904	0.8273	0.7601	0.6914
An	0.0184	0.0135	0.0175	0.0141	0.0178	0.0264	0.0233
Ab	39.1044	48.1252	40.6547	29.5478	15.4833	21.3589	28.5268
Or	59.0580	50.5275	57.5917	69.0409	82.7349	76.0056	69.1420
SiO ₂	1.8376	1.3472	1.7536	1.4113	1.7818	2.6355	2.3313

EK 10 (devam) Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1784					
SiO ₂	59.5818	60.9780	61.3704	60.4352	55.6680	61.5318
Al ₂ O ₃	24.1978	23.8284	23.5732	25.0710	28.1171	24.3318
FeO	0.7041	0.1504	0.1500	0.1961	0.4053	0.2070
CaO	4.4077	5.3114	5.1026	6.7260	5.8334	5.6585
Na ₂ O	8.4392	8.9353	9.0107	7.6654	5.3514	8.7319
K ₂ O	1.6432	0.3998	0.4091	0.4687	2.5245	0.2095
Toplam	98.9738	99.6033	99.6160	100.5624	97.8997	100.6705
Si	10.6440	10.8934	10.9635	10.7965	9.9448	10.9924
Al	5.0944	5.0167	4.9629	5.2783	5.9196	5.1227
Fe _(ii)	0.1052	0.0225	0.0224	0.0293	0.0605	0.0309
Ca	0.8436	1.0165	0.9766	1.2873	1.1164	1.0830
Na	2.9228	3.0946	3.1207	2.6548	1.8534	3.0242
K	0.3744	0.0911	0.0932	0.1068	0.5753	0.0477
Toplam	19.9845	20.1348	20.1394	20.1529	19.4701	20.3008
X _{an}	0.2037	0.2419	0.2330	0.3179	0.3149	0.2606
X _{ab}	0.7059	0.7364	0.7447	0.6557	0.5228	0.7279
X _{or}	0.0904	0.0217	0.0222	0.0264	0.1623	0.0115
An	20.3722	24.1901	23.3042	31.7932	31.4924	26.0648
Ab	70.5850	73.6419	74.4711	65.5689	52.2803	72.7862
Or	9.0428	2.1680	2.2246	2.6379	16.2273	1.1490

EK 10 (devam) Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1883					
SiO ₂	68.1564	67.3803	68.7203	68.7916	68.8131	74.574
Al ₂ O ₃	20.0168	19.797	20.132	20.0939	19.8844	16.2123
FeO	0.0369	0.0614	0.0102	0.035	0.0812	0.0656
CaO	0.2605	0.3681	0.3494	0.2213	0.1625	0.209
Na ₂ O	11.9121	11.7785	11.9646	11.9413	12.0735	9.9248
K ₂ O	0.0381	0.0403	0.0192	0.0301	0.0318	0.0309
Toplam	100.4208	99.4256	101.1957	101.1132	101.0465	101.0166
Si	12.1758	12.0372	12.2765	12.2893	12.2931	13.3223
Al	4.2142	4.1679	4.2385	4.2304	4.1863	3.4132
Fe _(ii)	0.0055	0.0092	0.0015	0.0052	0.0121	0.0098
Ca	0.0499	0.0704	0.0669	0.0424	0.0311	0.0400
Na	4.1256	4.0793	4.1438	4.1357	4.1815	3.4373
K	0.0087	0.0092	0.0044	0.0069	0.0072	0.0070
Toplam	20.5797	20.3732	20.7316	20.7099	20.7114	20.2297
X _{an}	0.0119	0.0169	0.0159	0.0101	0.0074	0.0115
X _{ab}	0.9860	0.9809	0.9831	0.9882	0.9909	0.9865
X _{or}	0.0021	0.0022	0.0010	0.0016	0.0017	0.0020
An	1.1916	1.6939	1.5865	1.0121	0.7370	1.1480
Ab	98.6009	98.0853	98.3097	98.8240	99.0913	98.6499
Or	0.2075	0.2208	0.1038	0.1639	0.1717	0.2021

EK 10 (devam) Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1883			
SiO ₂	69.0514	67.7306	68.4978	68.7148
Al ₂ O ₃	20.0011	19.527	20.0464	20.1356
FeO	0.1953	1.3667	0.2035	0.0556
CaO	0.2102	0.1507	0.0978	0.3507
Na ₂ O	11.8316	12.0529	12.047	12.1584
K ₂ O	0.0452	0.032	0.0455	0.0283
Toplam	101.3348	100.8599	100.938	101.4434
Si	12.3357	12.0997	12.2368	12.2756
Al	4.210902	4.1111	4.2204	4.2392
Fe _(ii)	0.029174	0.2042	0.0304	0.0083
Ca	0.04023	0.0288	0.0187	0.0671
Na	4.097727	4.1744	4.1723	4.2109
K	0.0103	0.0073	0.0104	0.0064
Toplam	20.72403	20.6255	20.6891	20.8076
X _{an}	0.009698	0.0069	0.0045	0.0157
X _{ab}	0.987819	0.9914	0.9931	0.9828
X _{or}	0.002483	0.0017	0.0025	0.0015
An	0.969796	0.6850	0.4455	1.5666
Ab	98.78191	99.1418	99.3077	98.2829
Or	0.248298	0.1732	0.2468	0.1505

EK 10 (devam) Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1883				
SiO ₂	67.3519	64.8634	71.0840	69.4887	69.3452
Al ₂ O ₃	20.3791	22.8663	18.9905	20.0682	19.8282
FeO	0.0325	0.0902	0.0194	0.0523	0.0207
CaO	0.1715	0.3241	0.3147	0.1716	0.1837
Na ₂ O	11.5273	10.0023	10.9578	11.9779	11.9934
K ₂ O	0.1221	1.0990	0.0093	0.0068	0.0127
Toplam	99.5844	99.2453	101.3757	101.7655	101.3839
Si	12.0321	11.5875	12.6988	12.4138	12.3882
Al	4.2905	4.8141	3.9981	4.2250	4.1745
Fe _(ii)	0.0049	0.0135	0.0029	0.0078	0.0031
Ca	0.0328	0.0620	0.0602	0.0328	0.0352
Na	3.9923	3.4642	3.7951	4.1484	4.1538
K	0.0278	0.2504	0.0021	0.0015	0.0029
Toplam	20.3804	20.1918	20.5573	20.8294	20.7576
X _{an}	0.0081	0.0164	0.0156	0.0079	0.0084
X _{ab}	0.9850	0.9173	0.9838	0.9918	0.9909
X _{or}	0.0069	0.0663	0.0005	0.0004	0.0007
An	0.8098	1.6424	1.5614	0.7852	0.8387
Ab	98.5037	91.7264	98.3837	99.1778	99.0922
Or	0.6865	6.6312	0.0549	0.0370	0.0690

EK 10 (devam) Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1888					
SiO ₂	59.5225	57.5046	29.7675	52.0283	49.8105	48.594
Al ₂ O ₃	25.964	27.5703	22.2735	30.3332	31.806	31.915
FeO	0.1539	0.3832	0.2585	0.3191	0.4218	0.3488
CaO	7.4015	9.3566	13.7205	13.0174	14.8414	15.0285
Na ₂ O	7.7779	6.7124	2.9743	4.2131	3.3824	3.2375
K ₂ O	0.0194	0.0169	0.0178	0.009	0.0119	0.0187
Toplam	100.8392	101.544	69.0121	99.9201	100.274	99.1425
Si	10.6334	10.2729	5.3178	9.2946	8.8984	8.6811
Al	5.4663	5.8045	4.6893	6.3862	6.6962	6.7192
Fe _(ii)	0.0230	0.0572	0.0386	0.0477	0.0630	0.0521
Ca	1.4166	1.7907	2.6259	2.4914	2.8405	2.8763
Na	2.6938	2.3248	1.0301	1.4592	1.1715	1.1213
K	0.0044	0.0039	0.0041	0.0021	0.0027	0.0043
Toplam	20.2374	20.2540	13.7059	19.6810	19.6723	19.4542
X _{an}	0.3443	0.4347	0.7174	0.6303	0.7075	0.7187
X _{ab}	0.6547	0.5644	0.2814	0.3692	0.2918	0.2802
X _{or}	0.0011	0.0009	0.0011	0.0005	0.0007	0.0011
An	34.4262	43.4714	71.7448	63.0315	70.7528	71.8744
Ab	65.4664	56.4351	28.1444	36.9166	29.1797	28.0191
Or	0.1074	0.0935	0.1108	0.0519	0.0675	0.1065

EK 10 (devam) Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1888						
SiO ₂	49.4587	52.7847	52.1051	49.6999	51.744	49.7869	52.7163
Al ₂ O ₃	31.9424	30.196	30.0752	31.343	30.5222	30.0917	29.9221
FeO	0.2802	0.2047	0.6807	0.3295	0.3022	0.6518	0.2943
CaO	14.9841	12.5889	12.7182	14.781	13.7548	14.4636	12.2288
Na ₂ O	3.2453	4.7214	4.6572	3.5156	4.1465	3.4255	4.8693
K ₂ O	0.0248	0.012	0.0196	0.0325	0.0136	0.0326	0.014
Toplam	99.9355	100.5077	100.256	99.7015	100.4833	98.4521	100.0448
Si	8.8356	9.4297	9.3083	8.8786	9.2438	8.8942	9.4175
Al	6.7249	6.3573	6.3318	6.5988	6.4259	6.3353	6.2996
Fe _(ii)	0.0419	0.0306	0.1017	0.0492	0.0451	0.0974	0.0440
Ca	2.8678	2.4094	2.4341	2.8289	2.6325	2.7681	2.3404
Na	1.1240	1.6352	1.6130	1.2176	1.4361	1.1864	1.6864
K	0.0057	0.0027	0.0045	0.0074	0.0031	0.0074	0.0032
Toplam	19.5997	19.8649	19.7934	19.5805	19.7866	19.2888	19.7911
X _{an}	0.7174	0.5953	0.6008	0.6978	0.6465	0.6987	0.5807
X _{ab}	0.2812	0.4040	0.3981	0.3003	0.3527	0.2994	0.4185
X _{or}	0.0014	0.0007	0.0011	0.0018	0.0008	0.0019	0.0008
An	71.7410	59.5301	60.0786	69.7823	64.6537	69.8682	58.0747
Ab	28.1176	40.4023	39.8112	30.0350	35.2702	29.9443	41.8462
Or	0.1414	0.0676	0.1102	0.1827	0.0761	0.1875	0.0792

EK 10 (devam): Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1888						
SiO ₂	49.4619	55.0894	50.1006	50.266	49.2509	53.7375	49.7641
Al ₂ O ₃	32.4158	28.6004	30.8322	30.4052	31.5349	29.0336	31.8986
FeO	0.2069	0.3588	0.3879	0.6493	0.2614	0.1986	0.1416
CaO	15.1945	10.8876	13.9988	14.1448	14.7104	11.3876	15.0169
Na ₂ O	3.1603	5.8321	3.8883	3.8281	3.3723	5.4547	3.4644
K ₂ O	0.0122	0.0145	0.0478	0.0202	0.0108	0.0153	0.0052
Toplam	100.4516	100.7828	99.2556	99.3136	99.1407	99.8273	100.2908
Si	8.8361	9.8415	8.9502	8.9798	8.7984	9.5999	8.8901
Al	6.8246	6.0213	6.4912	6.4013	6.6392	6.1125	6.7157
Fe _(ii)	0.0309	0.0536	0.0579	0.0970	0.0390	0.0297	0.0212
Ca	2.9080	2.0837	2.6792	2.7071	2.8154	2.1794	2.8740
Na	1.0945	2.0199	1.3467	1.3258	1.1680	1.8892	1.1999
K	0.0028	0.0033	0.0109	0.0046	0.0025	0.0035	0.0012
Toplam	19.6970	20.0233	19.5361	19.5156	19.4624	19.8143	19.7021
X _{an}	0.7260	0.5074	0.6637	0.6705	0.7064	0.5352	0.7053
X _{ab}	0.2733	0.4918	0.3336	0.3284	0.2930	0.4639	0.2944
X _{or}	0.0007	0.0008	0.0027	0.0011	0.0006	0.0009	0.0003
An	72.6038	50.7374	66.3701	67.0489	70.6354	53.5214	70.5273
Ab	27.3267	49.1821	33.3601	32.8371	29.3029	46.3930	29.4436
Or	0.0694	0.0805	0.2698	0.1140	0.0617	0.0856	0.0291

EK 10 (devam): Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1888						
SiO ₂	51.2967	48.8447	53.5847	50.4013	58.5213	49.6972	51.1092
Al ₂ O ₃	31.1499	31.4032	29.3945	31.788	25.9058	31.9547	30.6738
FeO	0.2845	0.325	0.2319	0.3008	0.2193	0.3253	0.4313
CaO	14.1337	15.0134	12.2623	14.8856	7.4963	15.0198	13.6972
Na ₂ O	4.0532	3.3019	5.0213	3.3261	7.8205	3.2216	3.9017
K ₂ O	0.0108	0.0158	0.0075	0.0111	0.0307	0.0206	0.023
Toplam	100.9288	98.904	100.5022	100.7129	99.9939	100.2392	99.8362
Si	9.1639	8.7259	9.5726	9.0039	10.4545	8.8782	9.1304
Al	6.5581	6.6114	6.1885	6.6924	5.4540	6.7275	6.4579
Fe _(ii)	0.0425	0.0485	0.0346	0.0449	0.0328	0.0486	0.0644
Ca	2.7050	2.8734	2.3468	2.8489	1.4347	2.8746	2.6215
Na	1.4038	1.1436	1.7391	1.1520	2.7085	1.1158	1.3513
K	0.0025	0.0036	0.0017	0.0025	0.0070	0.0047	0.0052
Toplam	19.8758	19.4064	19.8834	19.7447	20.0916	19.6493	19.6307
X _{an}	0.6580	0.7147	0.5741	0.7116	0.3457	0.7195	0.6590
X _{ab}	0.3414	0.2844	0.4254	0.2877	0.6526	0.2793	0.3397
X _{or}	0.0006	0.0009	0.0004	0.0006	0.0017	0.0012	0.0013
An	65.7954	71.4673	57.4135	71.1624	34.5691	71.9539	65.8989
Ab	34.1448	28.4432	42.5447	28.7744	65.2623	27.9286	33.9693
Or	0.0599	0.0896	0.0418	0.0632	0.1686	0.1175	0.1318

EK 10 (devam): Kayadibi Plütönu'na ait 4 örneğe ait feldspat minerallerinin microprobe analiz sonuçları.

Örnek No	1888						
SiO ₂	49.0766	49.0164	48.8043	50.8674	52.0666	52.4962	53.6726
Al ₂ O ₃	31.5385	31.3593	31.7063	31.2645	30.6746	30.2255	29.1175
FeO	0.2596	0.2938	0.3087	0.3116	0.2492	0.474	0.4882
CaO	15.226	14.9758	14.8014	14.4315	13.1423	12.8409	11.6192
Na ₂ O	3.185	3.3483	3.4894	3.5843	4.3609	4.4645	5.4596
K ₂ O	0.0282	0.0277	0.0299	0.0199	0.029	0.0105	0.0225
Toplam	99.3139	99.0213	99.14	100.4792	100.5226	100.5116	100.3796
Si	8.7673	8.7565	8.7187	9.0872	9.3014	9.3782	9.5883
Al	6.6399	6.6022	6.6752	6.5822	6.4580	6.3635	6.1302
Fe _(ii)	0.0388	0.0439	0.0461	0.0465	0.0372	0.0708	0.0729
Ca	2.9141	2.8662	2.8328	2.7620	2.5153	2.4576	2.2238
Na	1.1031	1.1596	1.2085	1.2414	1.5103	1.5462	1.8909
K	0.0064	0.0063	0.0068	0.0045	0.0066	0.0024	0.0051
Toplam	19.4696	19.4347	19.4881	19.7239	19.8289	19.8187	19.9112
X _{an}	0.7242	0.7108	0.6998	0.6891	0.6238	0.6134	0.5398
X _{ab}	0.2742	0.2876	0.2985	0.3097	0.3746	0.3860	0.4590
X _{or}	0.0016	0.0016	0.0017	0.0011	0.0016	0.0006	0.0012
An	72.4247	71.0834	69.9781	68.9137	62.3793	61.3445	53.9781
Ab	27.4156	28.7600	29.8536	30.9731	37.4569	38.5958	45.8975
Or	0.1597	0.1565	0.1683	0.1131	0.1639	0.0597	0.1245

EK 11: Bozarmut Birimi’ni kesen metagranitik bir stoğa ait bir örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb izotop oranları. Örnek no: 12-67.

Analiz Kodu	İzotopik Oranlar										Yaş		
	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	206Pb (238U)	ISE	207Pb (235U)	ISE	Rho	206Pb (238U)	2S	207Pb (235U)	2S
13jn03g04	1739	1900	52.2	1.09	0.0254	0.0003	0.173	0.008	0.56	162	4	162	13
13jn03g05	792	533	21.6	0.67	0.0253	0.0005	0.172	0.013	0.55	161	6	161	23
13jn03g06	1018	796	29.6	0.78	0.0262	0.0004	0.181	0.011	0.55	167	5	169	19
13jn03g07	1856	1897	53.3	1.02	0.0249	0.0004	0.169	0.011	0.55	158	5	158	19
13jn03g08	781	529	22.1	0.68	0.0262	0.0004	0.177	0.011	0.55	167	5	165	19
13jn03g09	712	336	18.4	0.47	0.0250	0.0006	0.171	0.018	0.54	159	7	160	31
13jn03g10	658	445	18.6	0.68	0.0262	0.0004	0.179	0.013	0.55	167	6	167	22
13jn03g13	1513	1623	45.5	1.07	0.0256	0.0004	0.182	0.009	0.56	163	5	169	16
13jn03g14	1322	1083	37.8	0.82	0.0257	0.0004	0.166	0.009	0.55	164	5	156	16
13jn03g15	848	600	23.7	0.71	0.0258	0.0004	0.184	0.012	0.55	164	5	172	20
13jn03g16	743	481	20.6	0.65	0.0260	0.0004	0.172	0.012	0.55	165	6	162	21
13jn03g17	1006	722	27.6	0.72	0.0254	0.0004	0.173	0.011	0.55	162	5	162	19
13jn03g18	517	310	13.6	0.60	0.0248	0.0007	0.227	0.023	0.55	158	8	207	38
13jn03g19	1067	805	29.8	0.75	0.0255	0.0004	0.173	0.012	0.55	162	5	162	21
13jn03g20	823	543	22.4	0.66	0.0257	0.0004	0.175	0.012	0.55	163	6	164	20

EK 11 (devam): Bozarmut Birimi'ni Kesen Metagranitik Bir Stoğa Ait Bir Örnekte Yaşlandırılan Zirkonların U-Pb İzotop Oranları. Örnek No: 12-82.

Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar				Yaş				
					206Pb/238U	1SE	207Pb/235U	1SE	Rho	206Pb/238U	2S	207Pb/235U	2S
13jn03i06	509	264	13.3	0.52	0.0244	0.0006	0.176	0.019	0.55	156	8	164	33
13jn03i07	311	138	7.9	0.44	0.0245	0.0006	0.167	0.022	0.54	156	7	157	39
13jn03i08	281	122	7.1	0.43	0.0246	0.0006	0.167	0.021	0.54	157	7	157	36
13jn03i09	414	237	11.4	0.57	0.0246	0.0005	0.221	0.017	0.55	157	6	202	29
13jn03i10	285	141	7.3	0.49	0.0246	0.0007	0.167	0.026	0.54	157	8	157	45
13jn03i13	280	138	7.4	0.49	0.0249	0.0006	0.169	0.020	0.54	159	7	158	35
13jn03i14	533	350	14.3	0.66	0.0246	0.0005	0.177	0.016	0.55	157	7	165	27
13jn03i15	348	216	9.2	0.62	0.0246	0.0006	0.175	0.022	0.54	157	7	164	38
13jn03i16	184	113	4.8	0.62	0.0243	0.0007	0.180	0.024	0.54	155	8	168	41
13jn03i17	548	313	15.4	0.57	0.0264	0.0005	0.182	0.018	0.54	168	7	170	30
13jn03i18	456	255	12.4	0.56	0.0259	0.0005	0.177	0.017	0.54	165	7	166	29
13jn03i19	239	107	6.2	0.45	0.0250	0.0008	0.162	0.030	0.53	159	9	153	52
13jn03i20	196	76	5.3	0.39	0.0263	0.0008	0.180	0.026	0.54	167	10	168	43
13jn03j04	220	92	6.0	0.42	0.0260	0.0010	0.179	0.039	0.54	165	12	167	66
13jn03j05	794	488	21.2	0.61	0.0250	0.0004	0.171	0.012	0.55	159	5	160	21
13jn03j06	221	91	5.2	0.41	0.0227	0.0009	0.159	0.028	0.54	144	11	150	49
13jn03j07	251	100	6.1	0.40	0.0244	0.0007	0.168	0.028	0.53	156	8	157	48
13jn03j08	975	780	26.9	0.80	0.0249	0.0005	0.165	0.012	0.55	159	6	155	22
13jn03j09	315	139	8.2	0.44	0.0256	0.0007	0.175	0.023	0.54	163	9	163	39
13jn03j10	226	87	5.9	0.38	0.0263	0.0007	0.194	0.025	0.54	167	9	180	41
13jn03j13	285	119	7.0	0.42	0.0244	0.0008	0.175	0.028	0.54	155	11	163	48
13jn03j14	317	134	7.7	0.42	0.0239	0.0008	0.165	0.028	0.54	152	9	155	48
13jn03j15	491	234	12.2	0.48	0.0244	0.0007	0.172	0.023	0.54	155	9	161	39

EK 11 (devam): Bozarmut Birimi'ni Kesen Metagranitik Bir Stoğa Ait Bir Örnekte Yaşlandırılan Zirkonların U-Pb İzotop Oranları. Örnek No: 12-197.

Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar					Yaş			
					206Pb 238U	1SE	207Pb 235U	1SE	Rho	206Pb 238U	2S	207Pb 235U	2S
13jn03h04	997	896	28.7	0.90	0.0251	0.0004	0.176	0.010	0.55	160	5	164	17
13jn03h05	1752	1558	50.9	0.89	0.0252	0.0003	0.186	0.008	0.56	160	4	174	13
13jn03h06	1867	2418	58.8	1.30	0.0249	0.0003	0.184	0.008	0.56	159	4	171	14
13jn03h07	304	118	8.1	0.39	0.0256	0.0007	0.189	0.022	0.54	163	8	176	38
13jn03h08	179	70	5.2	0.39	0.0280	0.0008	0.238	0.033	0.54	178	10	217	53
13jn03h09	313	184	8.7	0.59	0.0255	0.0006	0.172	0.022	0.54	162	7	161	38

EK 12: Bozarmut Birimi'ndeki bir metariyolite ait bir örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb izotop oranları. Örnek no: 12-13.

Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar				Yaş			
					206Pb 238U	ISE	207Pb 235U	ISE	Rho	206Pb 238U	207Pb 235U	
13jn03f04	419	177	11.2	0.42	0.0267	0.0005	0.182	0.016	0.54	6	170	27
13jn03f05	297	81	7.5	0.27	0.0257	0.0005	0.187	0.020	0.54	7	174	34
13jn03f06	276	38	6.6	0.14	0.0249	0.0010	0.165	0.039	0.54	13	155	66
13jn03f07	369	97	9.1	0.26	0.0252	0.0006	0.186	0.019	0.55	8	173	33
13jn03f08	111	38	3.0	0.34	0.0269	0.0013	0.183	0.055	0.53	16	170	92
13jn03f09	550	251	15.4	0.46	0.0268	0.0005	0.184	0.013	0.55	6	172	23
13jn03f10	166	42	4.1	0.25	0.0247	0.0009	0.169	0.039	0.53	157	11	158
13jn03f13	422	108	10.8	0.26	0.0238	0.0007	0.249	0.025	0.55	152	9	226
13jn03f14	390	171	10.8	0.44	0.0268	0.0005	0.196	0.016	0.55	171	6	182
13jn03f15	559	281	15.7	0.50	0.0266	0.0006	0.181	0.020	0.54	169	8	169
13jn03f16	556	297	15.8	0.53	0.0266	0.0005	0.180	0.015	0.55	169	7	168
13jn03f17	281	98	7.2	0.35	0.0247	0.0011	0.201	0.036	0.55	157	13	186
13jn03f18	151	34	3.8	0.23	0.0254	0.0007	0.173	0.024	0.54	162	9	162
13jn03f19	646	359	17.7	0.56	0.0246	0.0005	0.169	0.012	0.55	157	6	158
13jn03f20	241	75	6.0	0.31	0.0248	0.0016	0.180	0.049	0.55	158	19	168

EK 12 (devam): Bozarmut Birimi'ndeki bir metariyolite ait bir örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb izotop oranları. Örnek no: GPS-217.

Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar					Yaş			
					206Pb 238U	ISE	207Pb 235U	ISE	Rho	206Pb 238U	2S	207Pb 235U	2S
13jn03h15	55	175	4.4	3.17	0.0399	0.0016	1.109	0.110	0.57	252	19	758	100
13jn03h16	109	400	8.5	3.68	0.0390	0.0013	0.536	0.071	0.55	247	16	435	91
13jn03h17	59	170	4.6	2.86	0.0403	0.0016	0.693	0.098	0.55	255	20	535	113
13jn03h18	3445	1359	124.6	0.39	0.0355	0.0005	0.317	0.015	0.56	225	6	280	23
13jn03h19	3318	1103	116.8	0.33	0.0351	0.0005	0.313	0.015	0.56	222	6	277	22
13jn03h20	6708	2645	175.0	0.39	0.0254	0.0004	0.236	0.012	0.56	162	5	215	19

EK 13: Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb izotop oranları. Örnek no: 12-341.

Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar				Yaş							
					206Pb		207Pb		206Pb		207Pb		206Pb		207Pb	
					238U	1SE	235U	1SE	238U	2S	235U	2S	235U	2S	235U	Derecesi
13may31e04	304	214	7	0.70	0.0214	0.0004	0.140	0.010	0.55	137	5	133	17	74	332	102.48
13may31e05	229	145	82	0.63	0.3163	0.0043	5.769	0.154	0.59	1771	42	1942	43	2129	96	91.23
13may31e06	242	223	13	0.92	0.0458	0.0007	0.327	0.019	0.56	289	9	287	29	275	271	100.52
13may31e07	217	124	76	0.57	0.3176	0.0039	5.875	0.135	0.60	1778	38	1958	37	2153	81	90.81
13may31e08	300	90	89	0.30	0.2819	0.0034	4.910	0.111	0.60	1601	34	1804	36	2048	81	88.74
13may31e09	377	282	37	0.75	0.0880	0.0011	0.734	0.024	0.58	544	13	559	28	622	144	97.23
13may31e10	543	190	28	0.35	0.0519	0.0007	0.404	0.014	0.57	326	8	344	20	471	159	94.63
13may31e13	198	144	8	0.73	0.0375	0.0007	0.270	0.019	0.55	237	8	242	30	295	326	97.77
13may31e14	101	152	20	1.50	0.1499	0.0023	1.601	0.066	0.57	901	25	970	50	1132	169	92.80
13may31e15	534	146	26	0.27	0.0493	0.0007	0.377	0.015	0.57	310	8	325	22	432	182	95.47
13may31e16	813	200	39	0.25	0.0494	0.0007	0.370	0.015	0.57	311	8	320	22	384	183	97.25
13may31e17	204	202	6	0.99	0.0242	0.0005	0.171	0.017	0.55	154	7	160	29	256	456	96.01
13may31e18	760	136	197	0.18	0.2525	0.0031	4.711	0.134	0.59	1451	32	1769	45	2168	101	82.04
13may31e19	682	284	271	0.42	0.3732	0.0047	6.855	0.200	0.58	2044	44	2093	47	2141	104	97.69
13may31e20	667	128	50	0.19	0.0776	0.0011	0.676	0.027	0.57	482	13	525	32	715	173	91.84
13may31f04	1000	313	83	0.31	0.0839	0.0010	0.713	0.017	0.60	519	12	547	20	663	101	94.95
13may31f05	686	256	26	0.37	0.0383	0.0005	0.293	0.011	0.57	243	6	261	17	429	167	92.95
13may31f06	863	702	328	0.81	0.3195	0.0036	7.528	0.148	0.61	1787	35	2176	33	2567	67	82.12
13may31f07	1271	847	61	0.67	0.0418	0.0005	0.392	0.012	0.58	264	7	336	18	867	134	78.67
13may31f08	917	372	147	0.41	0.1487	0.0018	2.628	0.059	0.60	894	20	1308	32	2073	40	68.30
13may31f09	1117	447	92	0.40	0.0794	0.0009	0.766	0.019	0.59	493	11	577	22	926	104	85.33
13may31f10	429	201	37	0.47	0.0842	0.0011	0.709	0.023	0.58	521	13	544	27	641	140	95.79
13may31f13	336	136	17	0.40	0.0496	0.0007	0.387	0.017	0.56	312	9	332	25	475	202	93.95

EK 13 (devam) : Sarpun Metamorfiti'ne ait bir kuvars-mikaşist örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb izotop oranları. Örnek no: 12-341.

Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar				Yaş				Konkordanlık Derecesi			
					206Pb		207Pb		206Pb		207Pb					
					238U	1SE	235U	1SE	238U	235U	238U	235U				
13may31f14	548	595	14	1.09	0.0217	0.0004	0.158	0.011	0.55	138	5	149	19	316	321	93.07
13may31f15	131	75	51	0.57	0.3305	0.0045	6.956	0.201	0.59	1841	43	2106	47	2376	101	87.43
13may31f16	311	91	22	0.29	0.0725	0.0010	0.585	0.024	0.57	451	12	468	31	550	186	96.43
13may31f17	360	506	12	1.41	0.0229	0.0005	0.279	0.020	0.56	146	6	250	32	1395	287	58.24
13may31f18	297	464	10	1.56	0.0241	0.0005	0.225	0.020	0.55	154	7	206	32	863	372	74.42
13may31f19	483	181	15	0.37	0.0279	0.0004	0.349	0.015	0.57	177	5	304	22	1443	170	58.27
13may31f20	285	187	12	0.66	0.0375	0.0006	0.267	0.015	0.56	238	8	240	24	269	267	98.79
13may31g04	840	559	45	0.67	0.0477	0.0006	0.384	0.013	0.58	300	8	330	18	545	147	90.99
13may31g05	364	269	20	0.74	0.0486	0.0007	0.349	0.015	0.57	306	8	304	22	291	195	100.59
13may31g06	127	102	6	0.80	0.0449	0.0009	0.384	0.027	0.55	283	11	330	39	673	311	85.88
13may31g07	105	104	12	0.99	0.0888	0.0016	1.208	0.060	0.57	549	19	804	54	1599	192	68.20
13may31g08	777	144	18	0.19	0.0242	0.0004	0.180	0.011	0.56	154	5	168	19	376	290	91.38
13may31g09	617	269	41	0.44	0.0638	0.0009	0.497	0.020	0.57	399	11	410	26	471	178	97.36
13may31g10	239	114	151	0.48	0.5441	0.0067	16.156	0.361	0.60	2801	56	2886	36	2946	73	97.03
13may31g13	637	169	24	0.27	0.0347	0.0005	0.513	0.020	0.57	220	7	420	26	1753	145	52.28
13may31g14	118	161	52	1.36	0.3370	0.0046	5.919	0.173	0.59	1872	44	1964	47	2062	105	95.32
13may31g15	526	248	23	0.47	0.0407	0.0006	0.343	0.015	0.57	257	7	299	22	643	192	85.86
13may31g16	315	312	16	0.99	0.0440	0.0007	0.319	0.017	0.56	278	8	281	26	312	245	98.65
13may31g17	664	127	17	0.19	0.0260	0.0004	0.189	0.010	0.56	165	5	176	17	321	252	93.92
13may31g18	482	454	13	0.94	0.0225	0.0004	0.219	0.014	0.56	143	5	201	23	950	268	71.20
13may31g19	319	202	15	0.63	0.0451	0.0009	0.344	0.024	0.55	285	11	300	35	423	316	94.77
13may31g20	971	763	110	0.79	0.0765	0.0011	2.140	0.070	0.58	475	13	1162	44	2850	110	40.88
13jn03a04	278	100	8	0.36	0.0228	0.0004	0.516	0.023	0.58	146	6	423	31	2497	160	34.42

EK 14: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb izotop oranları. Örnek no: 11-11.

Analiz Kodu	İzotopik Oranlar										Yaş					Konkordanlık Derecesi
	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	206Pb/238U	1SE	207Pb/235U	1SE	Rho	206Pb/238U	207Pb/235U	206Pb/207Pb	2S	206Pb/207Pb	2S	
12ja25b04	329	23	10	0.07	0.03182	0.00036	0.2206	0.0054	0.59	202	4	202	9	209	57	99.70
12ja25b05	300	30	8	0.10	0.02943	0.00034	0.2222	0.0057	0.59	187	4	204	9	403	57	91.75
12ja25b06	72	8	5	0.12	0.06986	0.00084	0.5616	0.0165	0.58	435	10	453	21	541	65	96.18
12ja25b07	63	8	4	0.13	0.06164	0.00075	0.4697	0.0143	0.58	386	9	391	20	423	67	98.62
12ja25b08	79	13	3	0.16	0.04372	0.00064	0.3239	0.0154	0.56	276	8	285	23	360	105	96.81
12ja25b09	181	26	6	0.14	0.03700	0.00043	0.2867	0.0076	0.59	234	5	256	12	460	59	91.48
12ja25b10	419	76	15	0.18	0.03625	0.00041	0.2683	0.0063	0.59	230	5	241	10	358	53	95.07
12ja25b11	254	22	8	0.09	0.03590	0.00041	0.2526	0.0063	0.59	227	5	229	10	243	58	99.43
12ja25b14	123	9	6	0.07	0.05015	0.00059	0.4239	0.0111	0.59	315	7	359	16	650	57	87.88
12ja25b15	37	3	2	0.08	0.04808	0.00073	0.3457	0.0178	0.56	303	9	301	27	292	116	100.40
12ja25b16	82	6	4	0.07	0.04638	0.00058	0.3387	0.0114	0.57	292	7	296	17	328	76	98.65
12ja25b17	34	6	1	0.18	0.03238	0.00063	0.2365	0.0182	0.55	205	8	216	30	328	169	95.27
12ja25b18	29	3	1	0.11	0.04250	0.00066	0.3042	0.0181	0.55	268	8	270	28	282	133	99.44
12ja25b19	218	21	7	0.09	0.03634	0.00045	0.2792	0.0088	0.58	230	6	250	14	442	70	92.00
12ja25b20	439	49	14	0.11	0.03299	0.00039	0.3252	0.0082	0.59	209	5	286	12	972	52	73.16
12ja25b21	203	21	8	0.10	0.04265	0.00050	0.3136	0.0088	0.58	269	6	277	13	343	63	97.18
12ja25b22	43	5	2	0.12	0.04474	0.00062	0.3238	0.0146	0.56	282	8	285	22	307	101	99.02
12ja25c04	348	9	26	0.03	0.08195	0.00106	0.6541	0.0227	0.57	508	13	511	28	527	76	99.33
12ja25c05	391	13	17	0.03	0.04670	0.00066	0.4348	0.0167	0.57	294	8	367	23	856	80	80.25
12ja25c06	427	14	19	0.03	0.04741	0.00062	0.3537	0.0129	0.57	299	8	308	19	378	81	97.07
12ja25c07	1264	56	38	0.04	0.03321	0.00040	0.2285	0.0066	0.58	211	5	209	11	192	67	100.77
12ja25c08	2088	178	63	0.09	0.03268	0.00038	0.2464	0.0059	0.59	207	5	224	10	401	53	92.67
12ja25c09	363	33	12	0.09	0.03419	0.00052	0.3719	0.0156	0.57	217	6	321	23	1172	83	67.48

EK 15: Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan zirkonların jeokimya analiz sonuçları. Örnek no: 11-11.

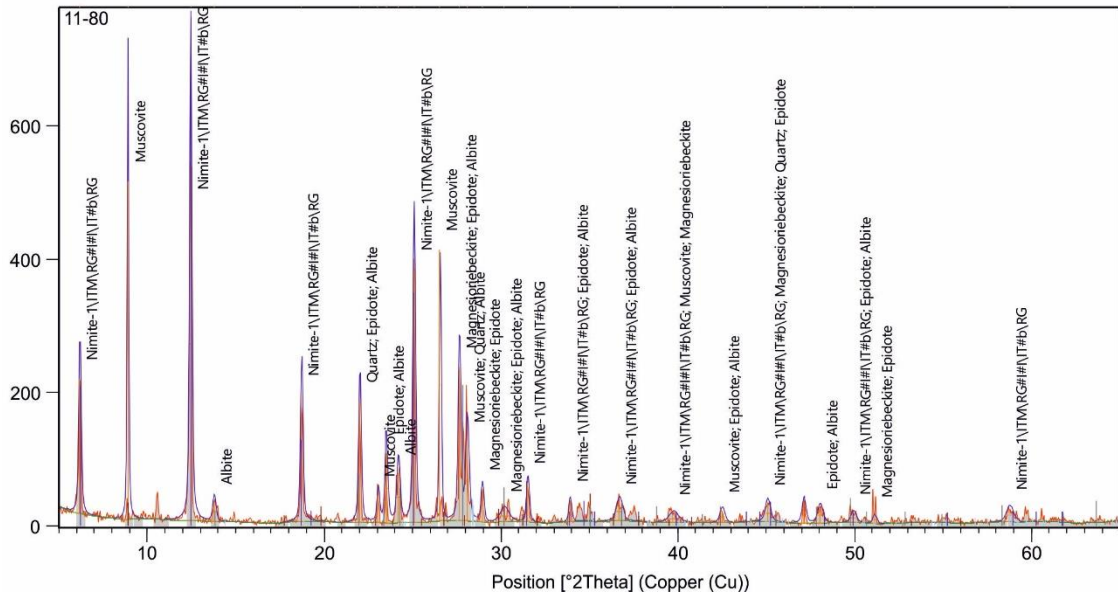
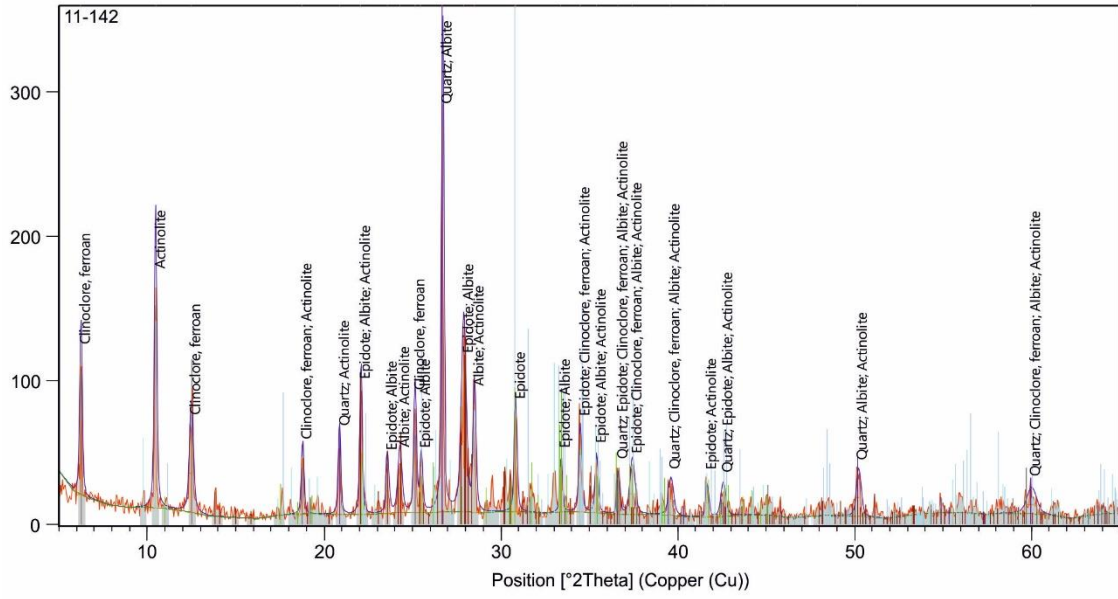
Örnek	12ap27f08	12ap27f04	12ap27f05	12ap27f06	12ap27f07	12ap27f09
Al27	1791.77	92.99	523.11	990.62	2679.06	223.02
Si29	153328.67	153328.67	153328.67	153328.67	153328.67	153328.67
P31					4327.43	1376.82
Sc45	538.32	506.48	644.00	519.50	565.77	536.05
Ti49	<8.6046	7.34	<12.319	<11.4848	<11.457	9.01
Sr88	1.98	0.62	1.01	1.15	1.49	0.86
Y89	1649.05	803.30	1576.31	819.74	1670.84	1097.77
Zr91	447869.44	457030.57	458064.94	473243.98	460203.71	436675.50
Nb93	6.00	7.37	7.26	7.35	7.68	6.48
Ba137	27.20	1.08	1.89	4.59	6.62	1.40
La139	0.09	0.13	1.86	0.47	0.62	0.22
Ce140	19.82	35.58	42.04	19.01	18.25	16.12
Pr141	0.12	0.23	1.11	0.30	0.49	0.12
Nd146	1.32	2.13	6.25	1.59	3.42	1.64
Sm147	4.01	3.71	7.44	3.62	6.18	4.22
Eu151	0.96	1.62	3.08	1.36	1.02	0.89
Gd157	28.47	21.24	45.42	19.24	29.87	25.68
Tb159	9.55	5.82	13.94	5.67	10.34	7.67
Dy163	143.41	76.76	170.49	78.49	138.81	100.47
Ho165	71.80	33.64	69.71	31.72	62.68	40.19
Er167	294.25	136.34	267.30	135.74	289.94	184.61
Tm169	61.89	28.66	50.45	29.97	62.04	37.63
Yb173	573.71	256.25	421.44	279.12	600.48	348.45
Lu175	107.40	52.44	78.67	53.49	117.71	68.72
Hf178	9651.67	10937.21	9442.62	12274.26	10718.18	9897.66
Ta181	1.12	1.21	1.43	2.03	2.02	0.81
W184	504.31	113.53	239.60	228.08	258.07	69.17
Pb208	6.51	11.23	10.79	7.27	10.92	10.28
Th232	181.41	192.16	254.18	223.90	263.80	154.26
U238	421.45	279.58	324.06	402.28	624.73	286.53
Th/U	0.43	0.69	0.78	0.56	0.42	0.54

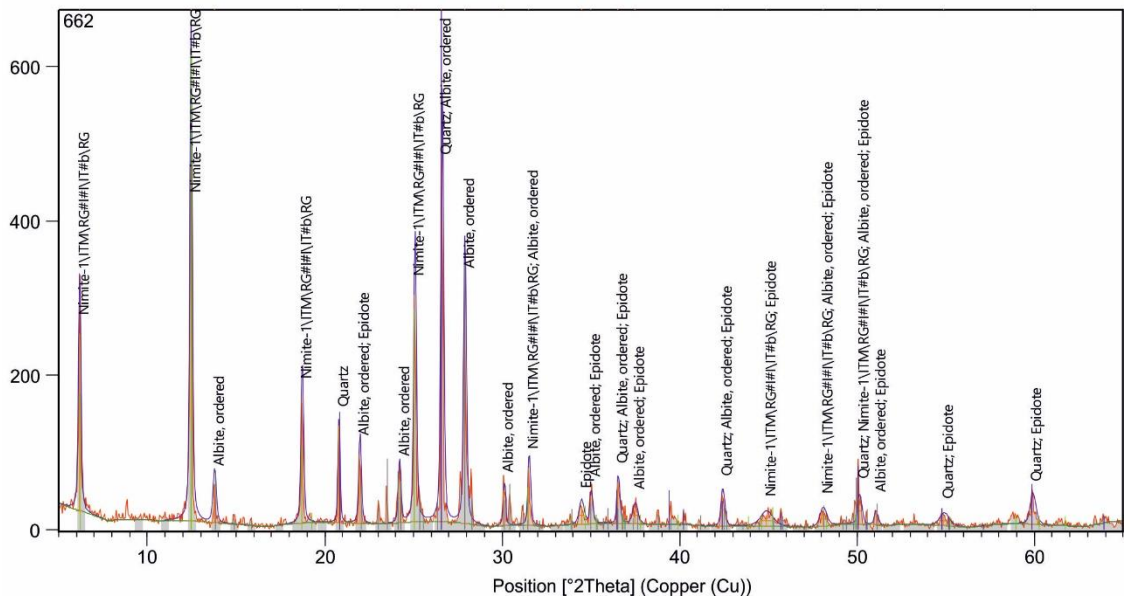
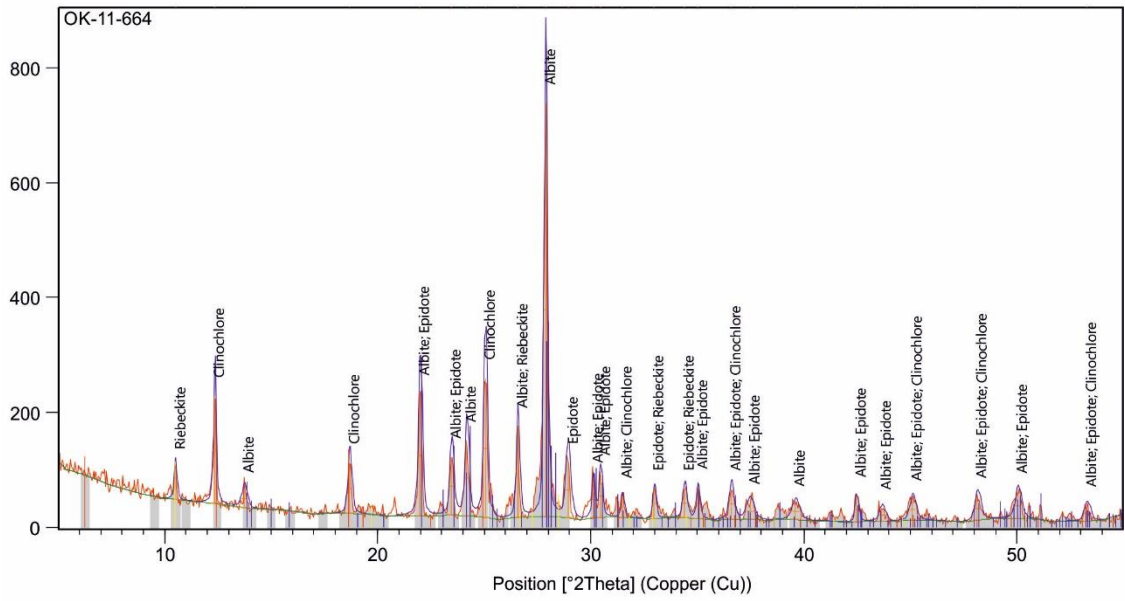
EK 15 (devam): Akgöl Formasyonu'na ait bir kumtaşı örneğinde yaşlandırılan zirkonların jeokimya analiz sonuçları. Örnek no: 11-11.

Örnek	12ap27f10	12ap27f11	12ap27f12	12ap27f13	12ap27f14
Al27	167.47	197.07	485.51	943.74	1271.98
Si29	153328.67	153328.67	153328.67	153328.67	153328.67
P31	760.02	809.56	840.14	585.86	361.00
Sc45	549.73	620.16	579.88	533.56	637.47
Ti49	24.89	78.71	63.16	11.74	<13.8564
Sr88	0.82	0.71	1.40	0.93	1.10
Y89	850.17	1693.16	1526.11	1783.62	1317.01
Zr91	502738.04	502793.75	459334.14	435660.53	476567.32
Nb93	6.19	13.07	12.28	11.86	9.04
Ba137	2.83	2.54	2.91	4.78	4.53
La139	0.13	0.22	0.32	0.70	0.19
Ce140	14.64	78.62	18.38	95.91	8.54
Pr141	0.15	0.25	0.40	0.30	0.29
Nd146	0.98	4.05	2.35	2.79	4.15
Sm147	3.12	6.62	4.68	6.12	7.26
Eu151	1.08	3.33	1.86	1.82	2.39
Gd157	19.20	45.69	31.21	33.56	39.17
Tb159	6.34	13.43	11.02	11.56	11.15
Dy163	70.32	159.73	131.30	158.72	126.56
Ho165	27.95	59.14	53.61	60.07	44.54
Er167	130.61	273.08	259.74	301.14	219.67
Tm169	27.80	54.51	53.42	60.33	42.24
Yb173	258.19	508.82	522.33	569.89	397.81
Lu175	53.42	93.39	97.72	111.07	73.75
Hf178	12292.05	9776.36	10750.34	9452.46	9416.38
Ta181	0.96	2.10	3.11	2.64	2.12
W184	211.59	109.21	120.41	61.56	199.25
Pb208	8.85	8.42	7.24	14.08	8.77
Th232	137.95	242.44	277.76	459.50	220.16
U238	257.01	351.88	590.43	653.08	799.57
Th/U	0.54	0.69	0.47	0.70	0.28

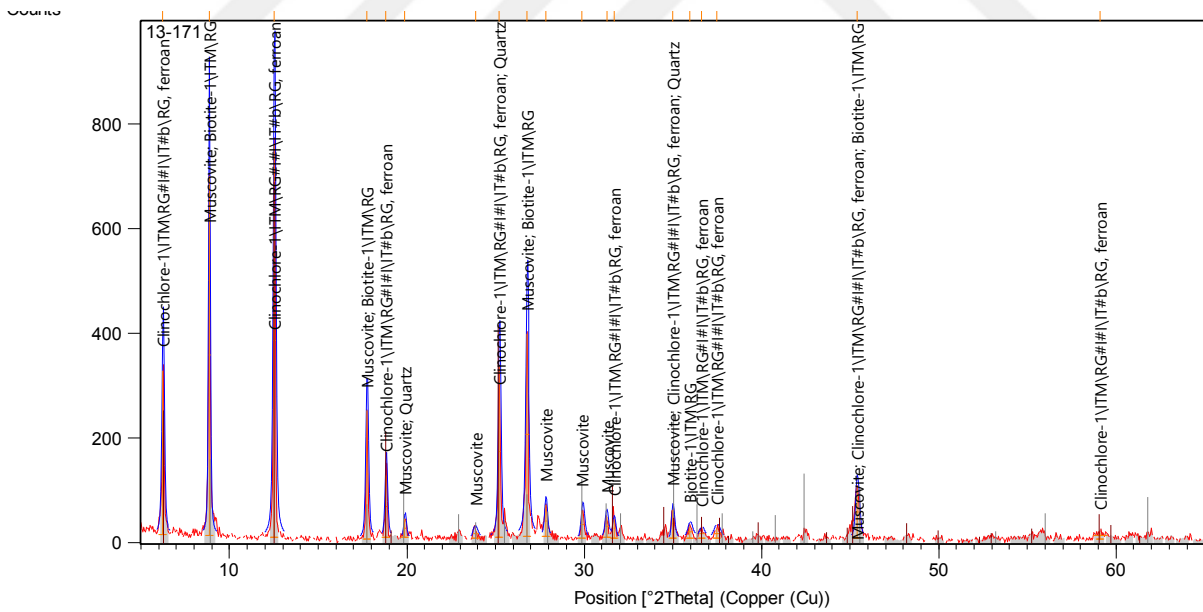
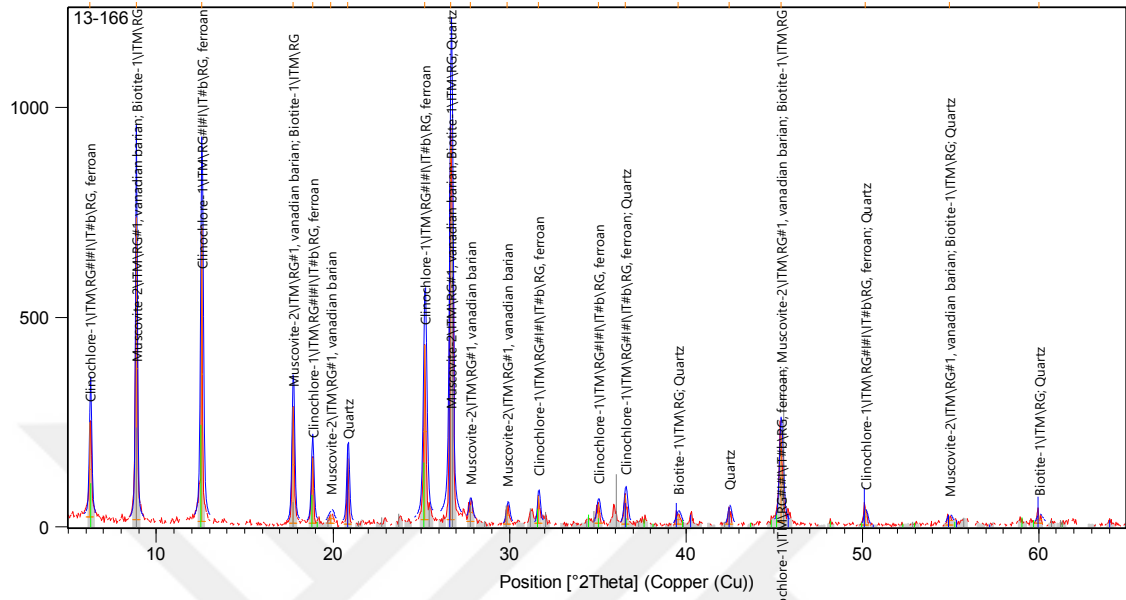
EK 16: Kayadibi Plütönu'na ait bir diyorit örneğinde yaşlandırılan zirkonların U-Pb izotop oranları. Örnek no: 12-01.

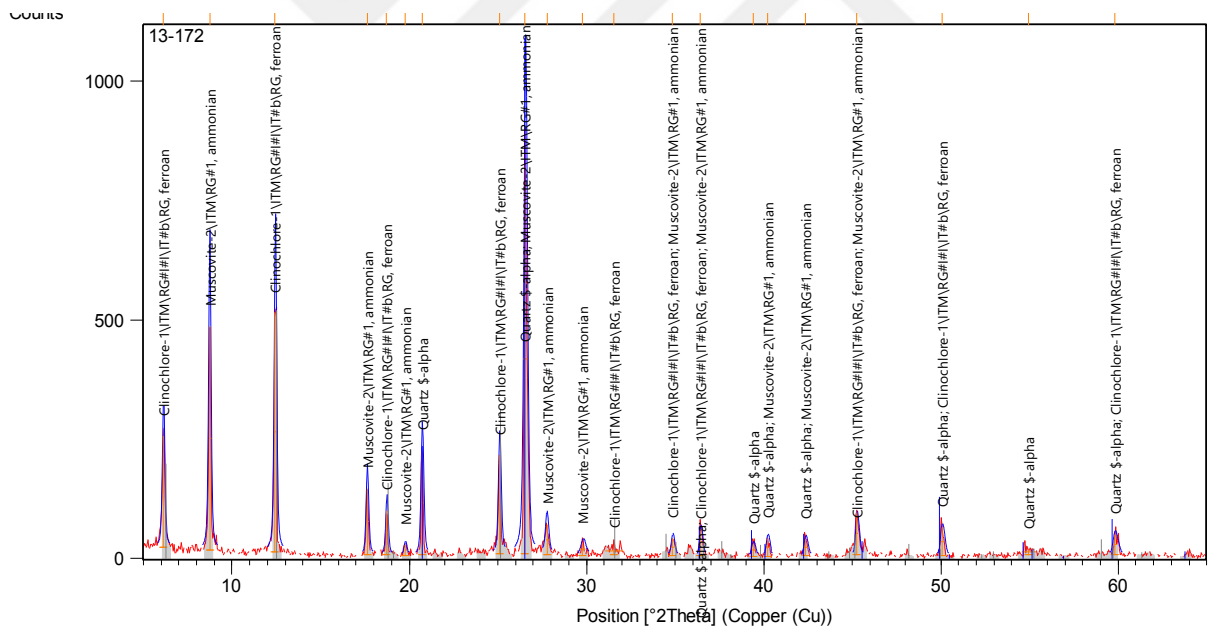
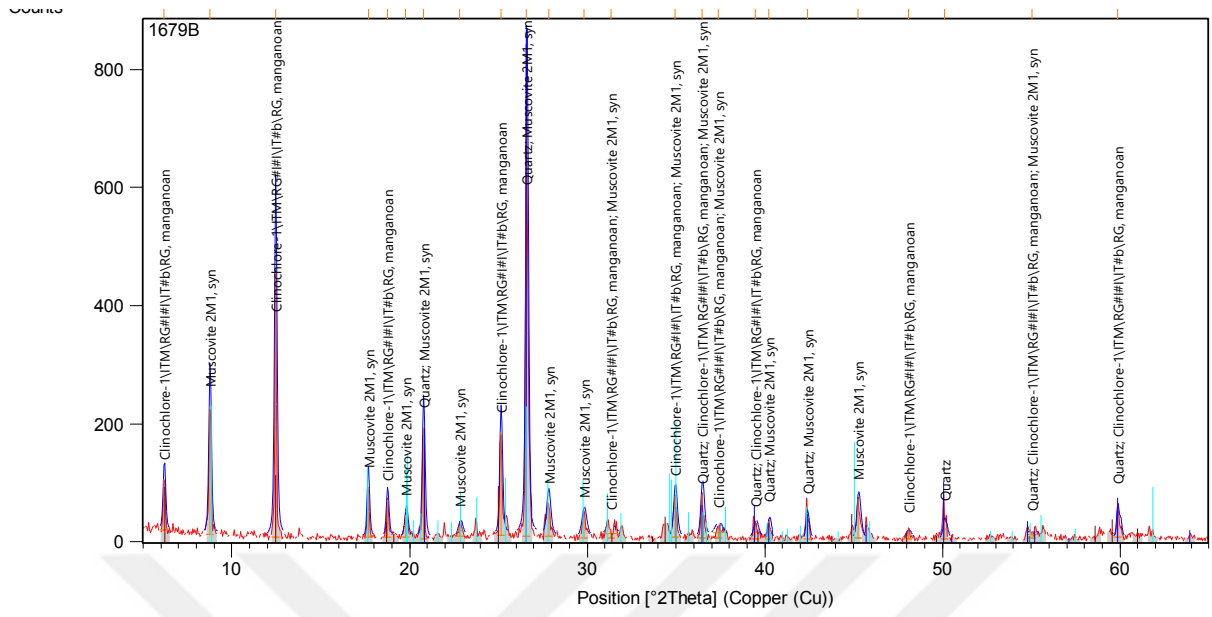
Analiz Kodu	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	İzotopik Oranlar				Yaş				
					206Pb/238U	ISE	207Pb/235U	ISE	Rho	206Pb/238U	207Pb/235U	2S	
13jn03k04	417	180	11.7	0.43	0.0273	0.0004	0.181	0.010	0.56	174	5	169	16
13jn03k05	554	279	15.8	0.50	0.0270	0.0004	0.198	0.010	0.56	172	5	183	16
13jn03k06	332	140	9.1	0.42	0.0265	0.0004	0.176	0.011	0.55	169	5	164	19
13jn03k07	618	298	16.8	0.48	0.0261	0.0004	0.180	0.009	0.56	166	5	168	15
13jn03k08	264	117	7.2	0.44	0.0265	0.0006	0.182	0.017	0.55	169	8	170	29
13jn03k09	581	228	15.5	0.39	0.0265	0.0005	0.182	0.013	0.55	169	6	170	23
13jn03k10	353	122	9.2	0.34	0.0260	0.0004	0.177	0.012	0.55	165	5	166	20
13jn03k13	431	195	11.7	0.45	0.0264	0.0004	0.180	0.009	0.56	168	5	168	16
13jn03k14	532	198	13.7	0.37	0.0255	0.0005	0.174	0.013	0.55	162	6	163	22
13jn03k15	280	92	7.2	0.33	0.0255	0.0005	0.175	0.014	0.55	162	7	164	25
13jn03k16	202	49	5.1	0.24	0.0259	0.0006	0.178	0.016	0.55	165	7	166	28
13jn03k17	371	174	10.4	0.47	0.0270	0.0004	0.181	0.010	0.56	172	5	169	17
13jn03k18	494	232	13.7	0.47	0.0268	0.0005	0.183	0.013	0.55	171	7	171	23
13jn03k19	192	63	5.0	0.33	0.0263	0.0005	0.179	0.015	0.55	167	6	167	26
13jn03k20	141	33	3.6	0.23	0.0265	0.0007	0.182	0.019	0.55	169	8	170	32
13jn04g13	172	50	4.6	0.29	0.0262	0.0008	0.200	0.026	0.55	167	10	186	44
13jn04g14	415	185	10.5	0.45	0.0247	0.0004	0.175	0.010	0.56	157	5	164	17
13jn04g15	274	75	6.5	0.28	0.0244	0.0005	0.166	0.013	0.55	156	6	156	22
13jn04g16	276	104	7.1	0.38	0.0260	0.0004	0.177	0.011	0.55	166	5	165	19
13jn04g17	605	313	15.9	0.52	0.0253	0.0004	0.172	0.009	0.56	161	5	161	15
13jn04g18	119	36	3.1	0.30	0.0266	0.0006	0.203	0.019	0.55	169	8	187	32
13jn04g19	204	73	5.3	0.36	0.0262	0.0005	0.176	0.013	0.55	167	6	164	22
13jn04g20	291	118	7.5	0.40	0.0257	0.0004	0.168	0.010	0.55	163	5	158	17
13jn04h04	171	44	4.3	0.26	0.0263	0.0005	0.179	0.015	0.54	168	6	168	26
13jn04h05	230	68	5.9	0.29	0.0266	0.0005	0.180	0.014	0.55	169	6	168	23
13jn04h06	275	114	7.4	0.41	0.0263	0.0004	0.178	0.011	0.55	167	5	166	18
13jn04h07	378	151	10.0	0.40	0.0258	0.0004	0.181	0.011	0.56	164	5	169	19
13jn04h08	246	57	6.3	0.23	0.0269	0.0005	0.183	0.012	0.55	171	6	171	21
13jn04h09	356	130	9.0	0.37	0.0253	0.0004	0.173	0.011	0.55	161	5	162	19
13jn04h10	194	58	4.9	0.30	0.0253	0.0005	0.172	0.012	0.55	161	6	161	21

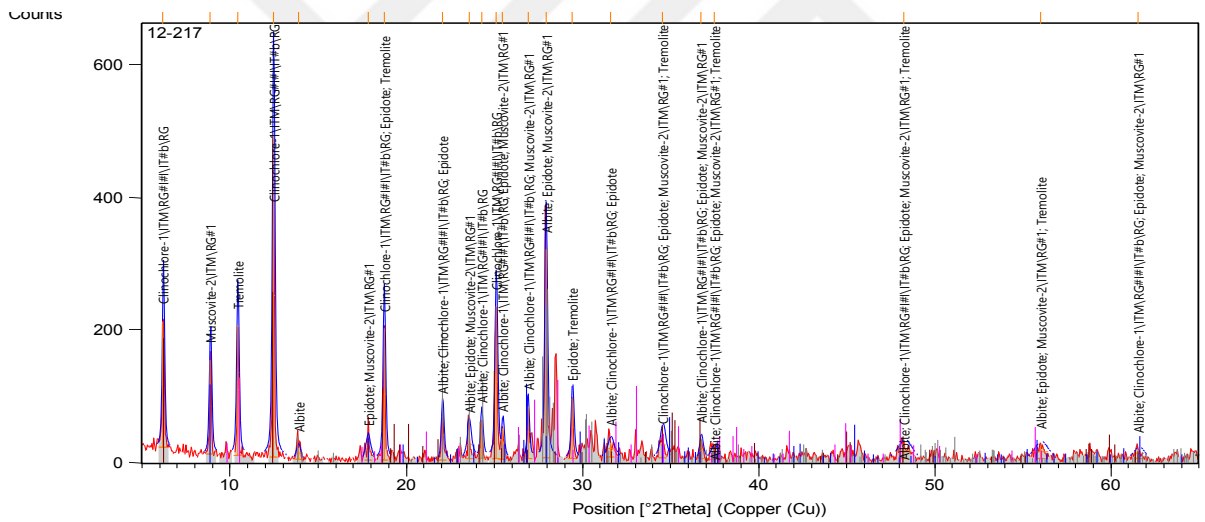
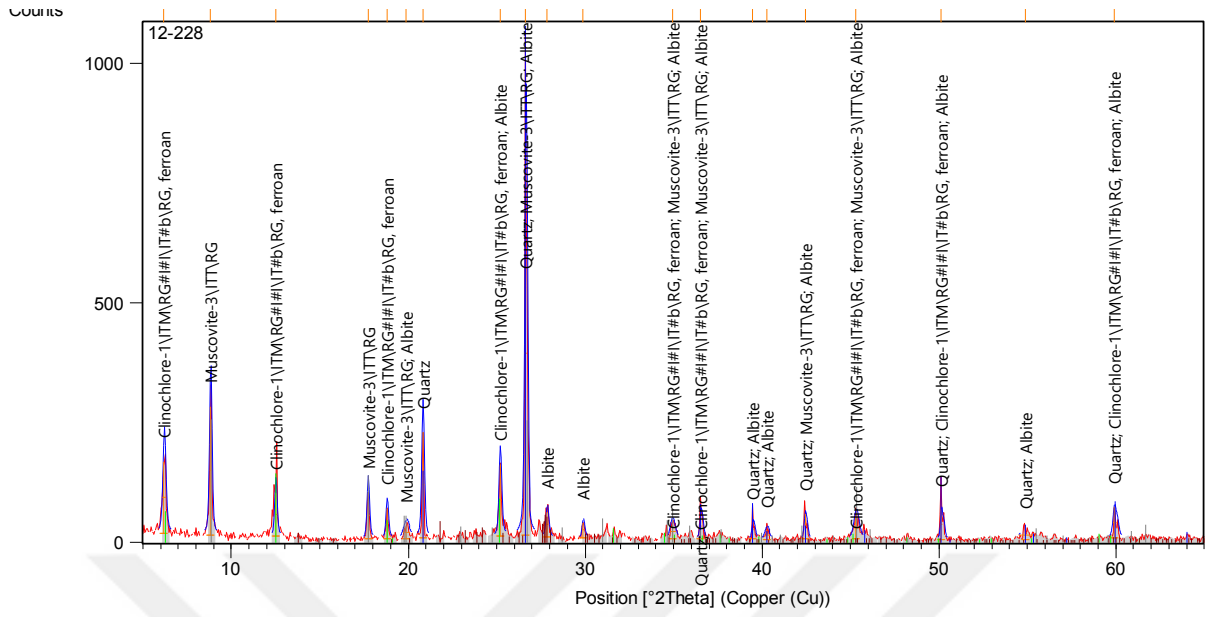


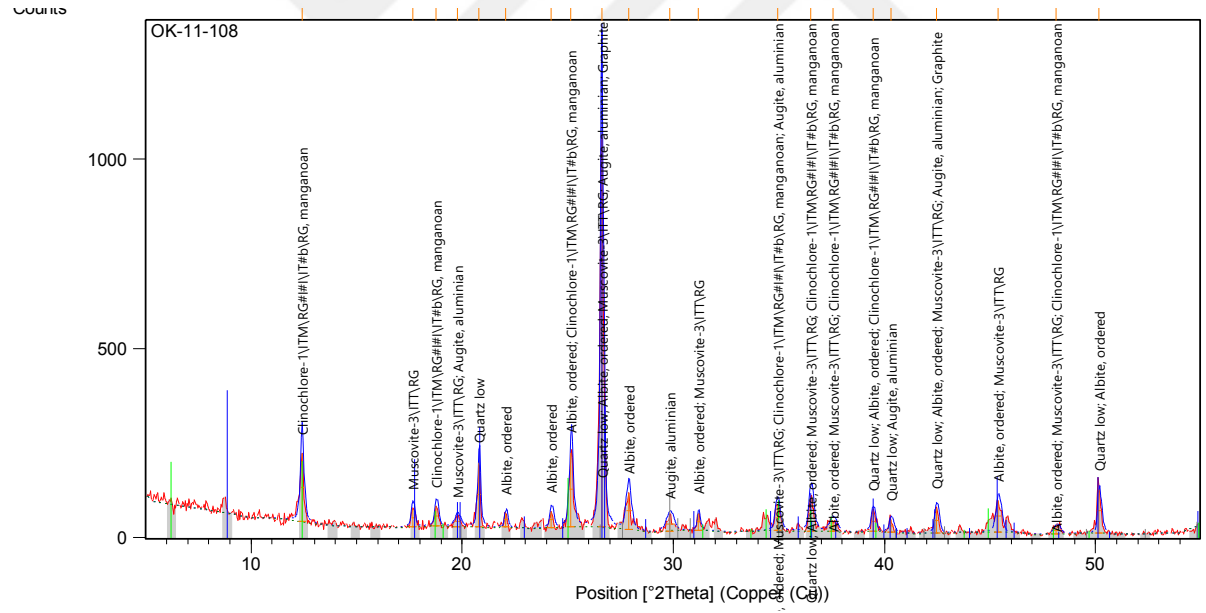
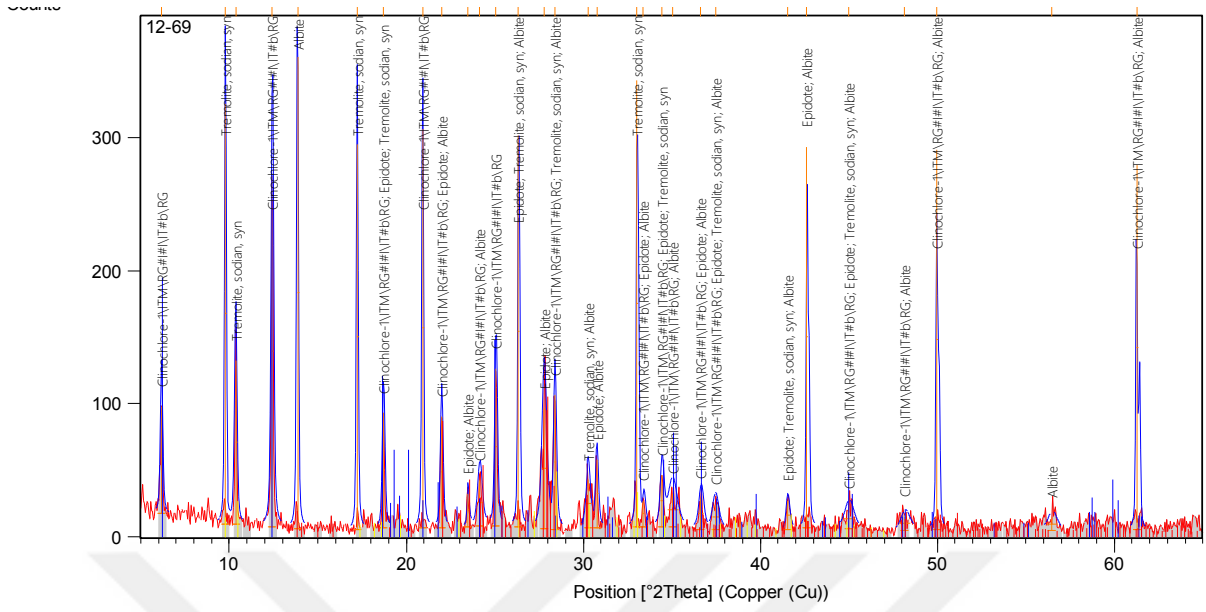


EK 18: Güney Blok XRD Sonuçları- Bulak Birimi

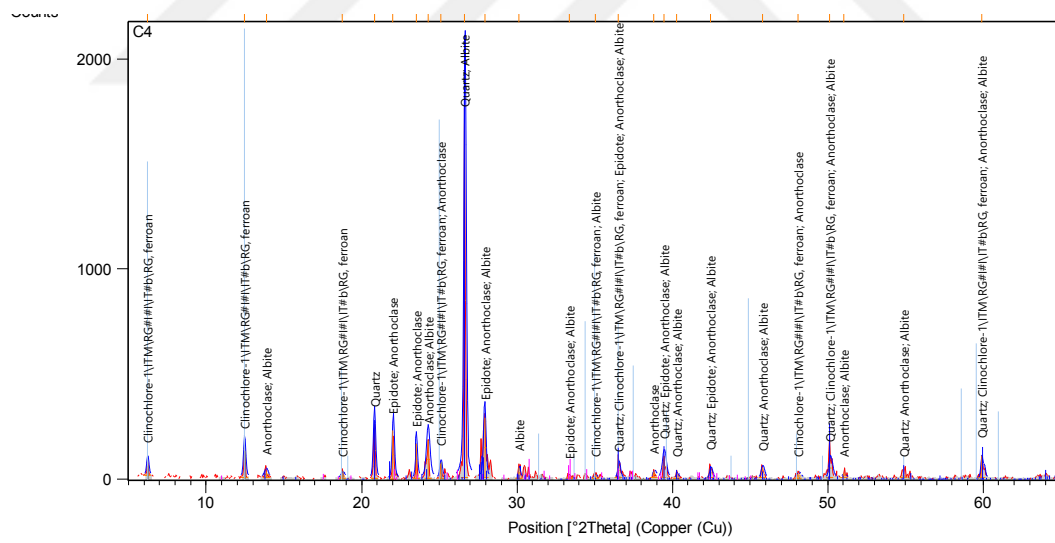
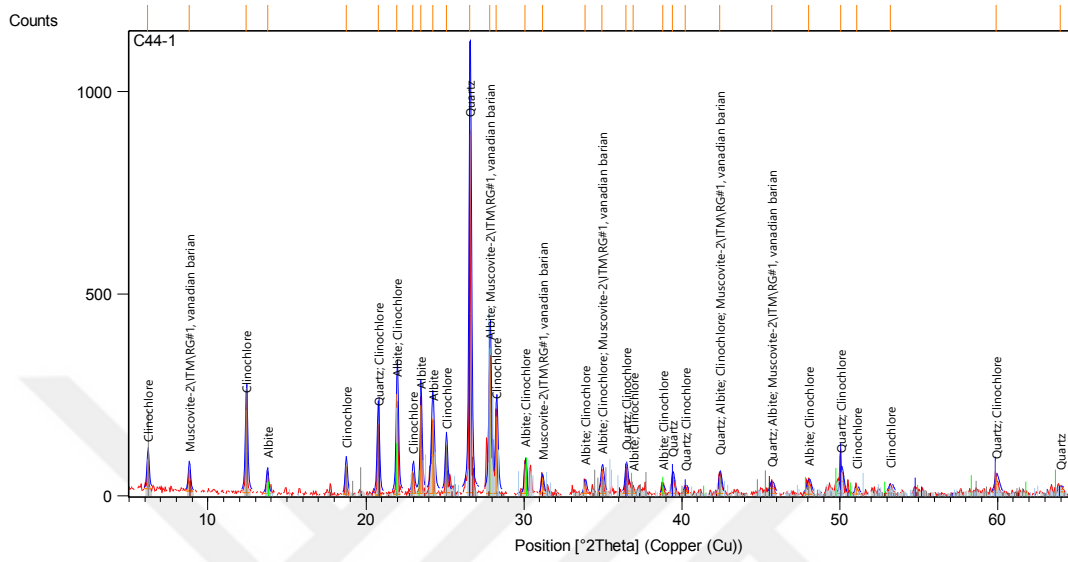


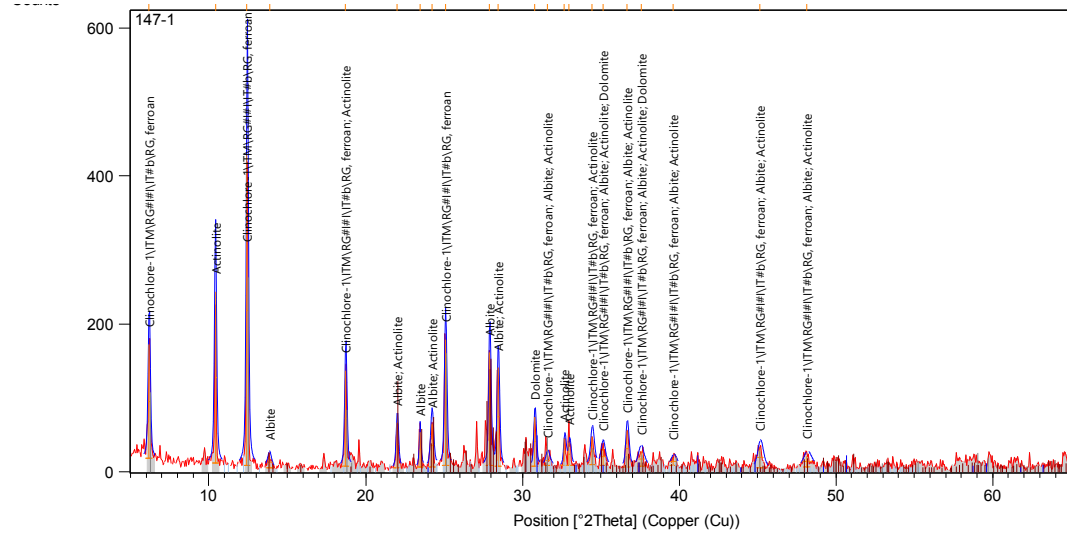
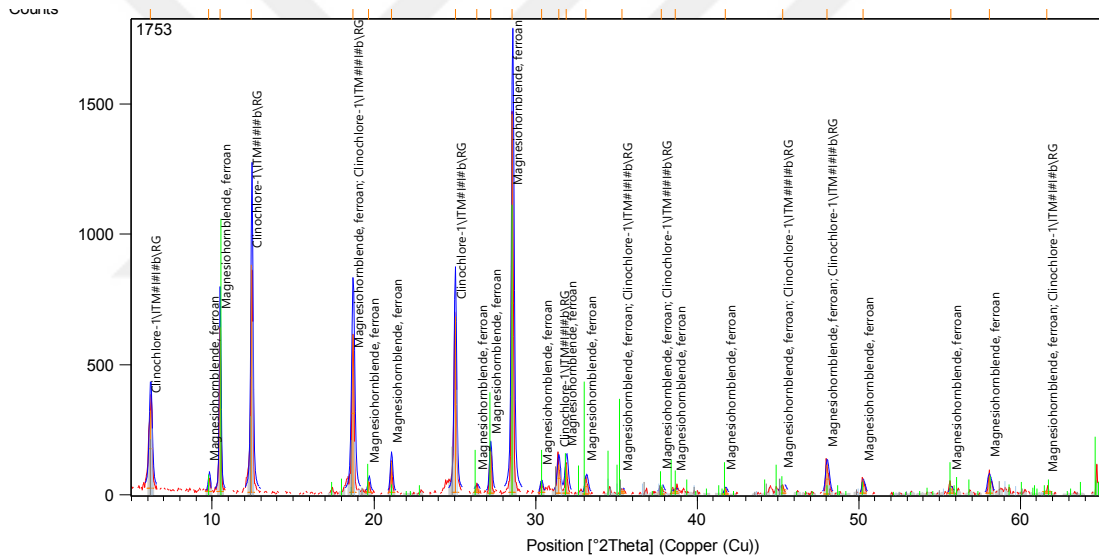
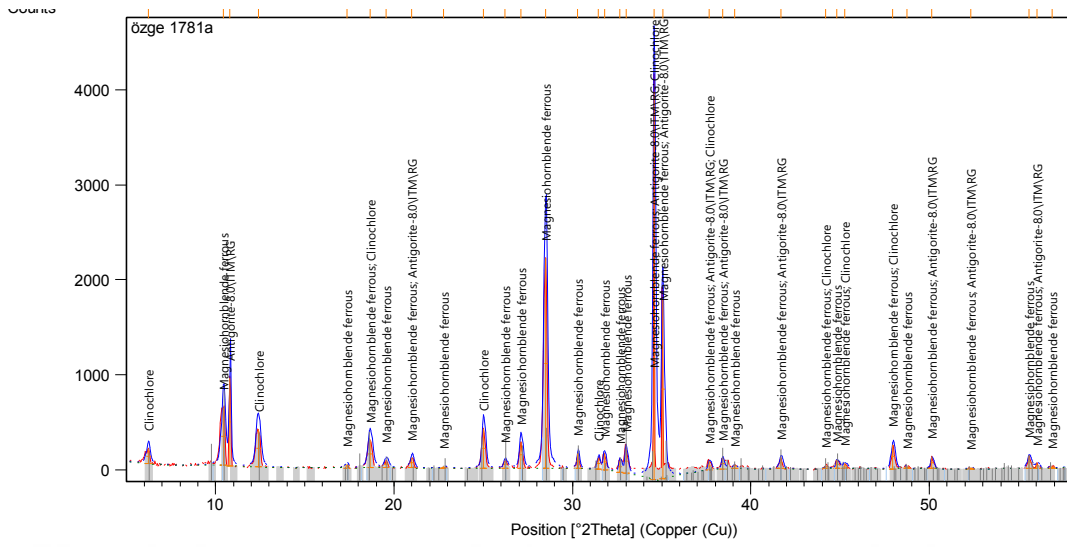


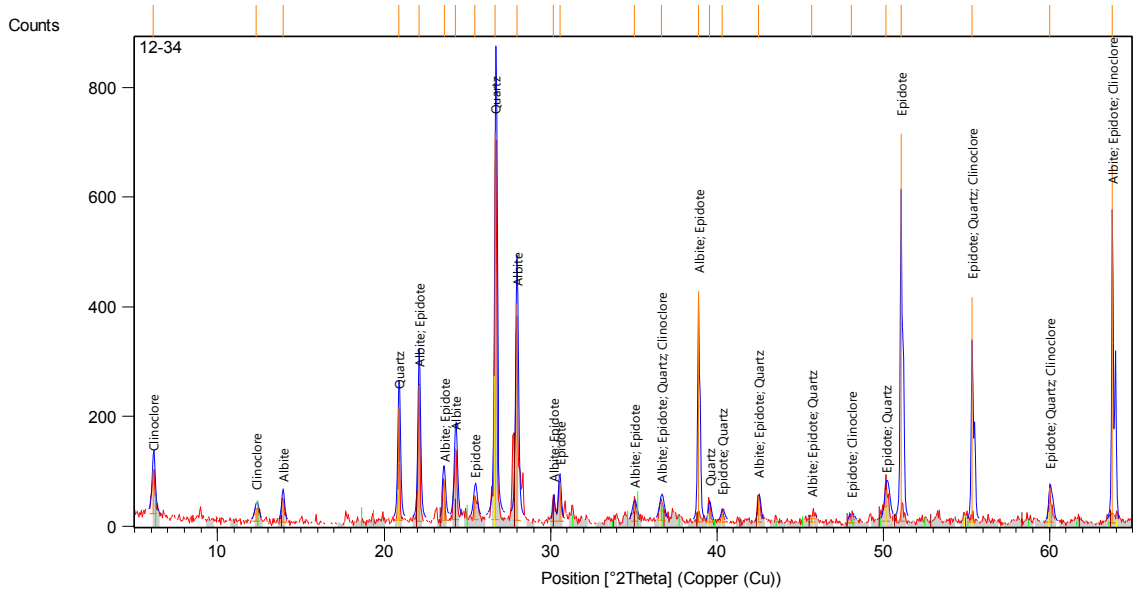
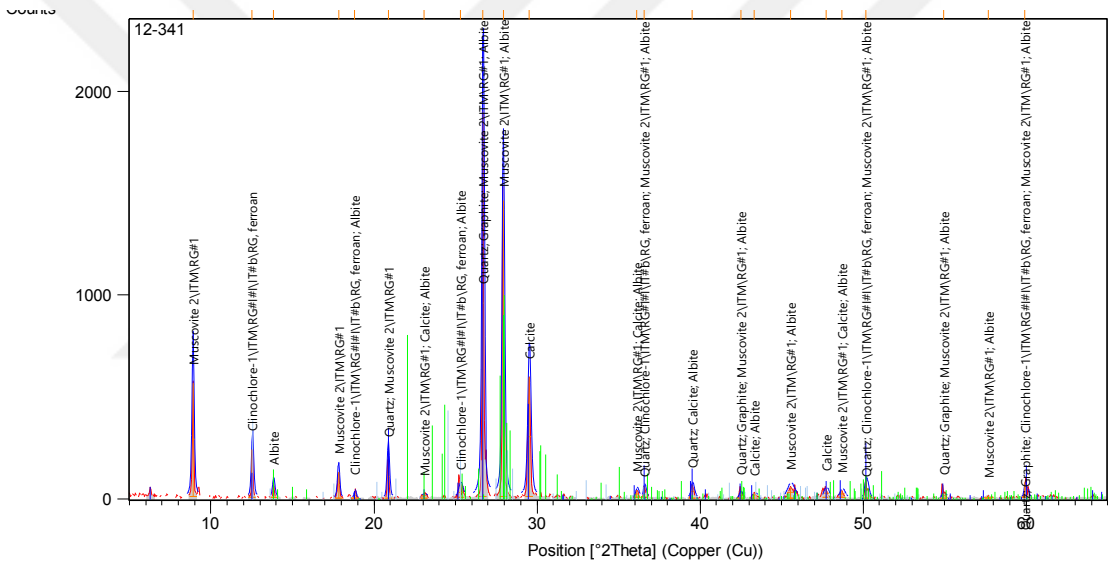
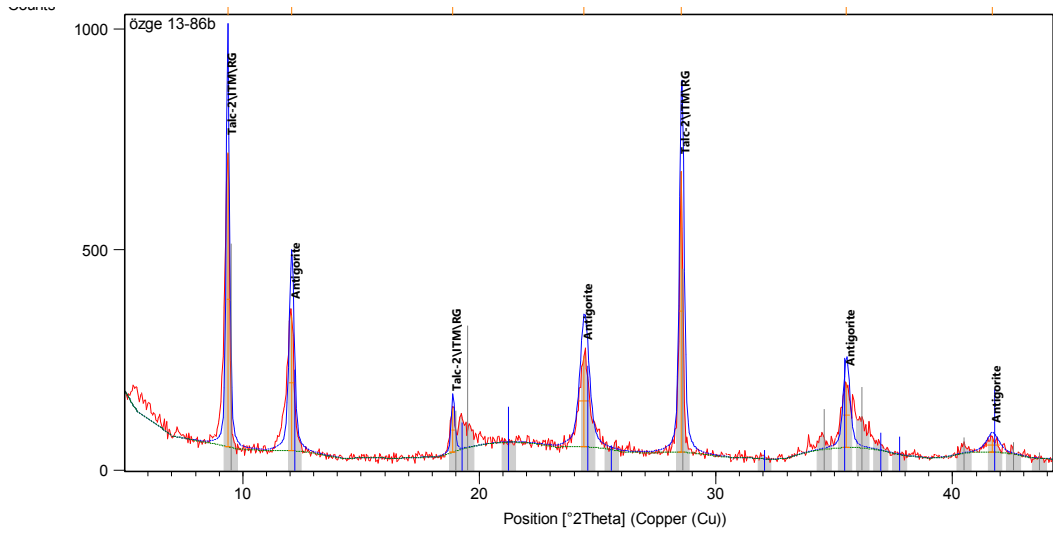


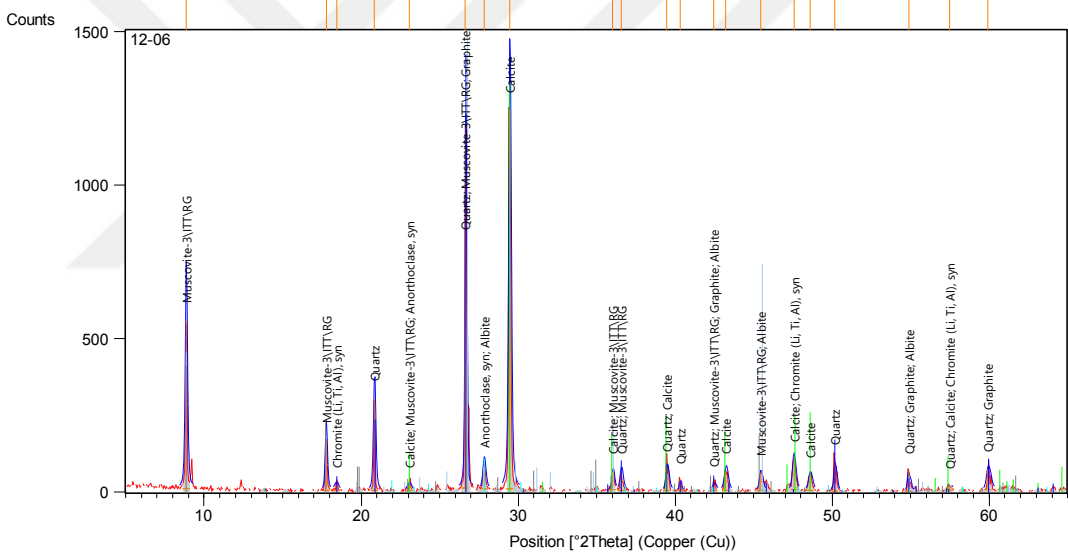
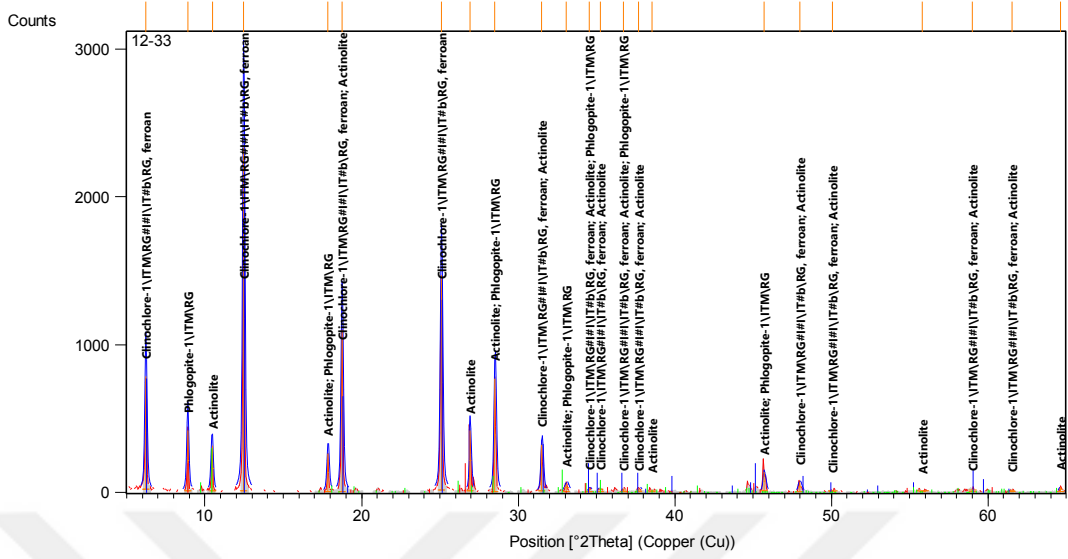


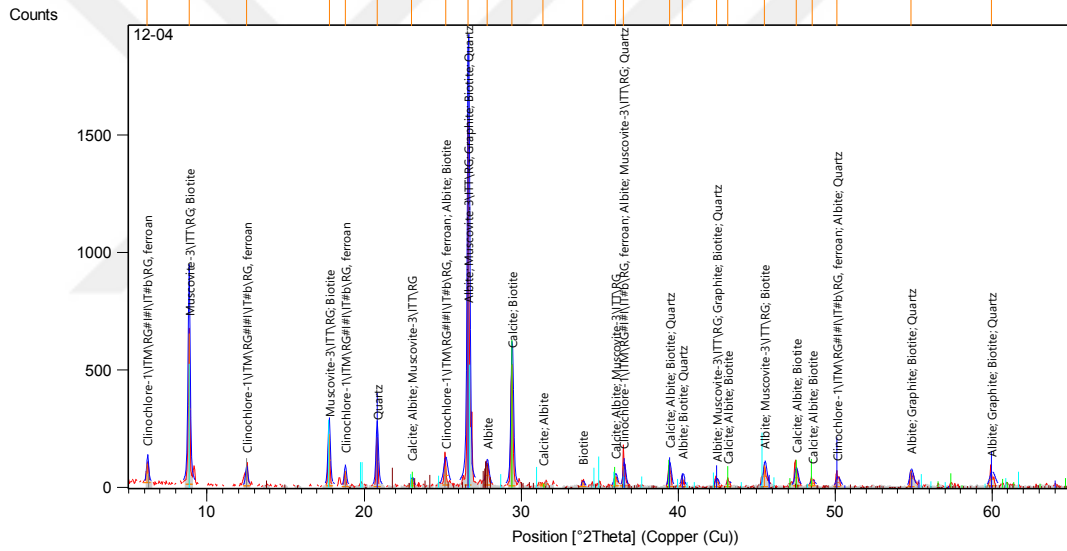
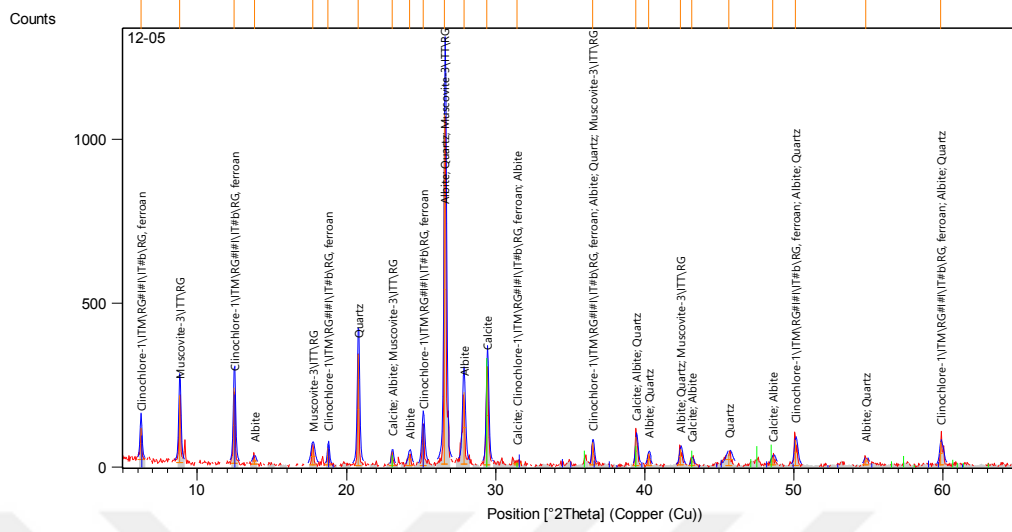
EK 19: Güney Blok XRD Sonuçları- Sarpun Metamorfiti

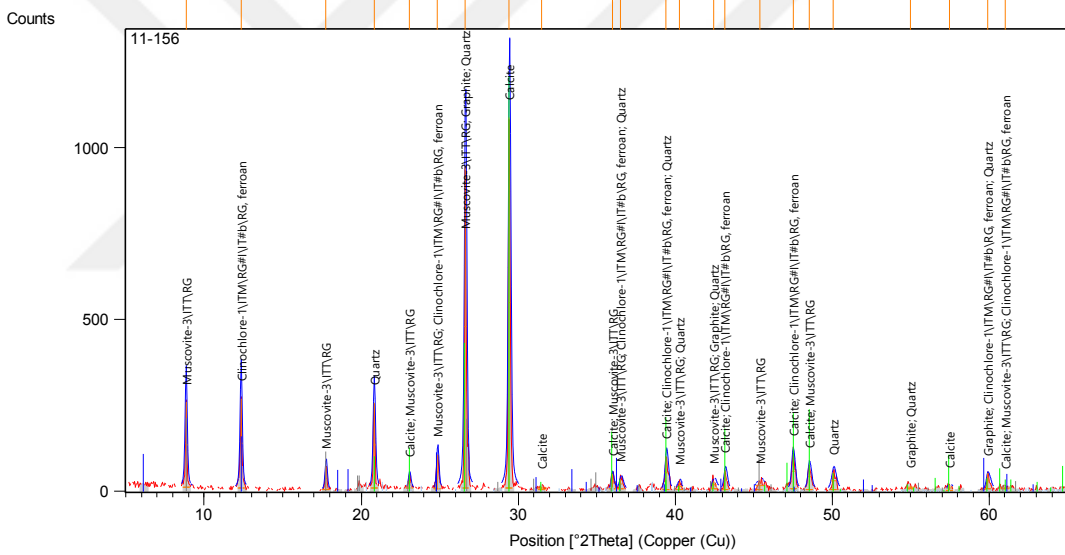
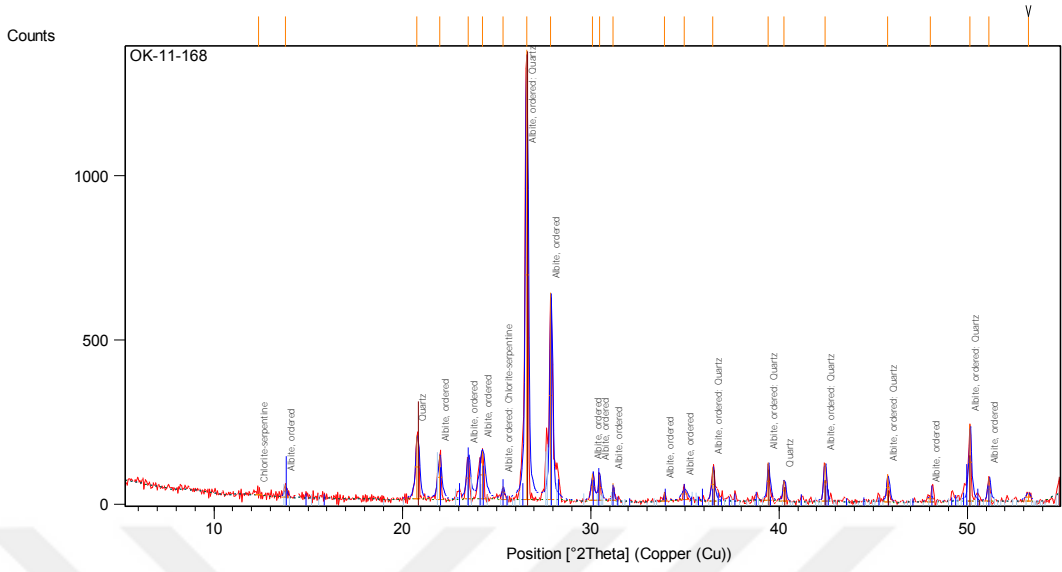


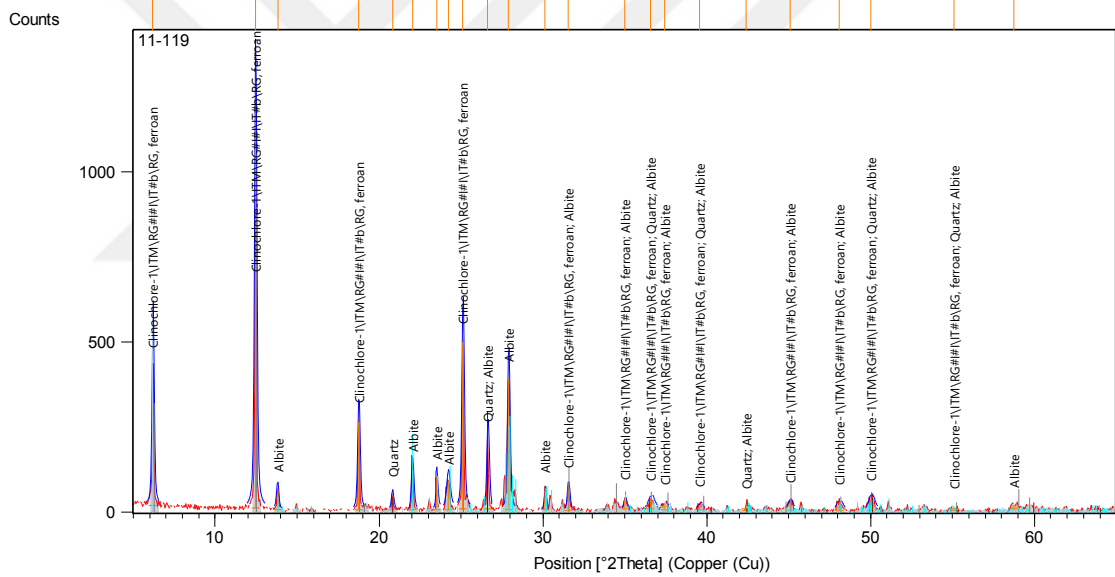
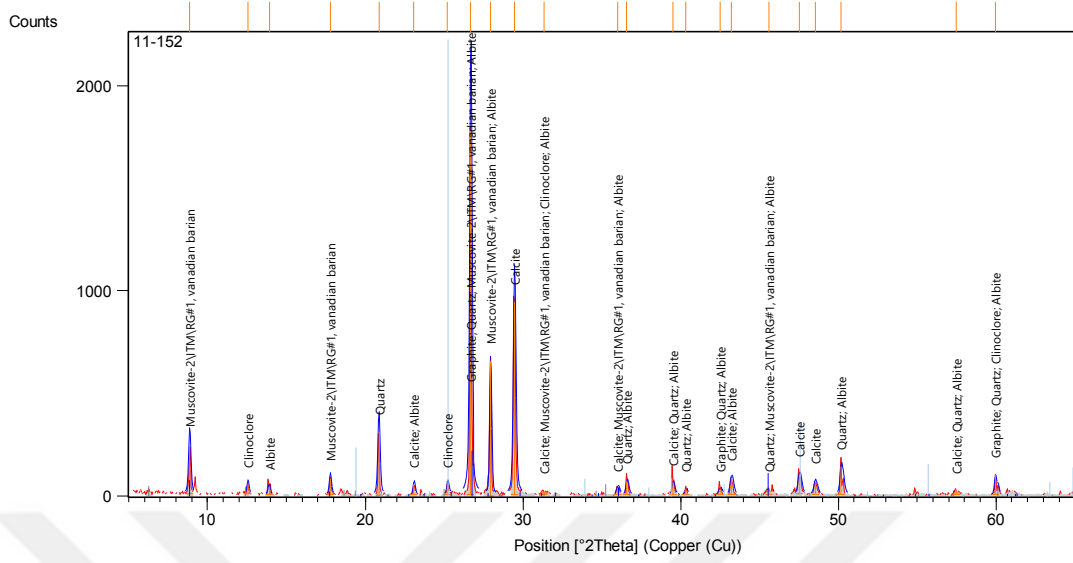


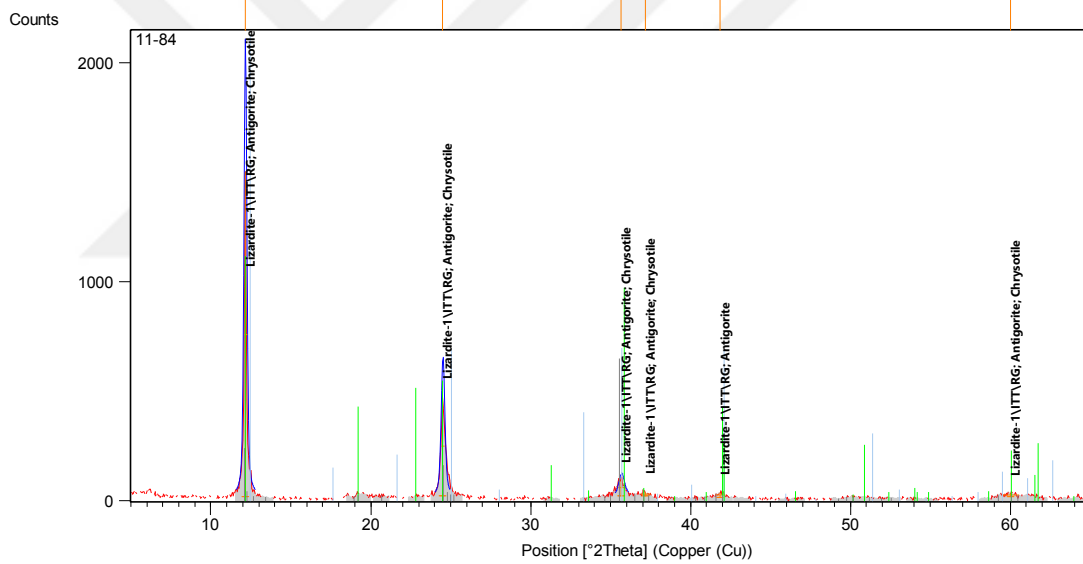
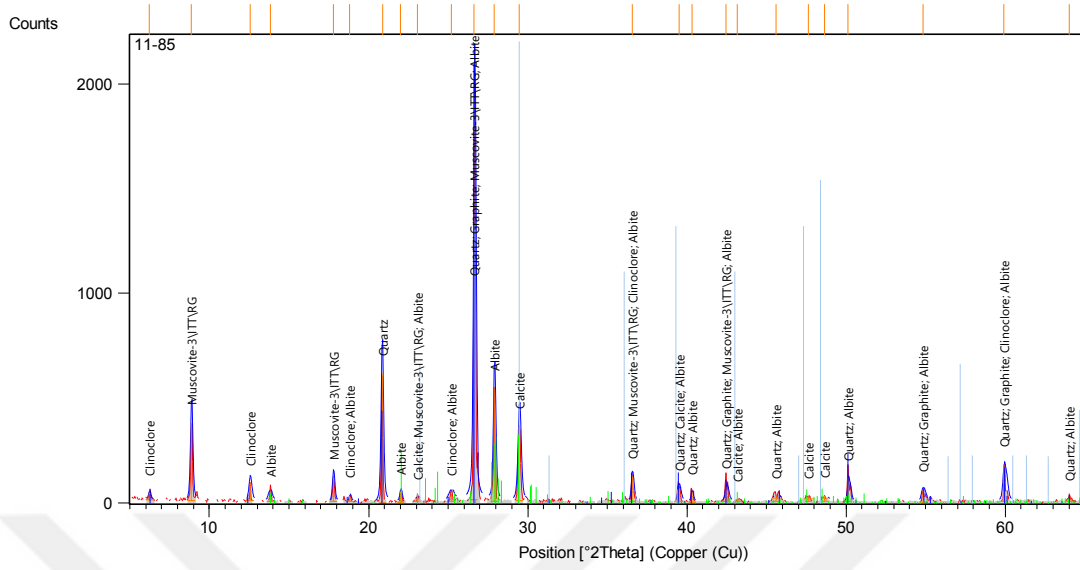


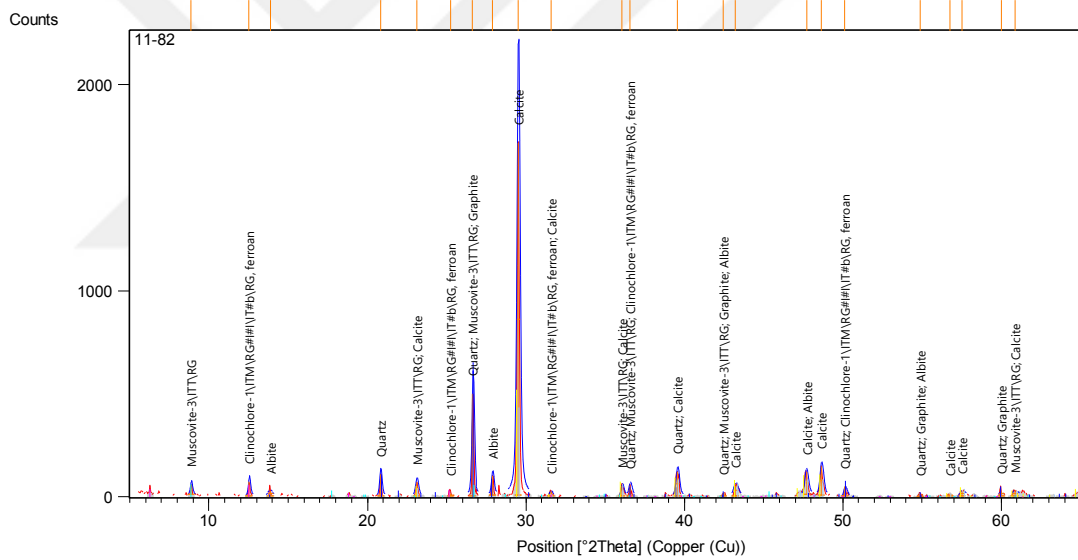
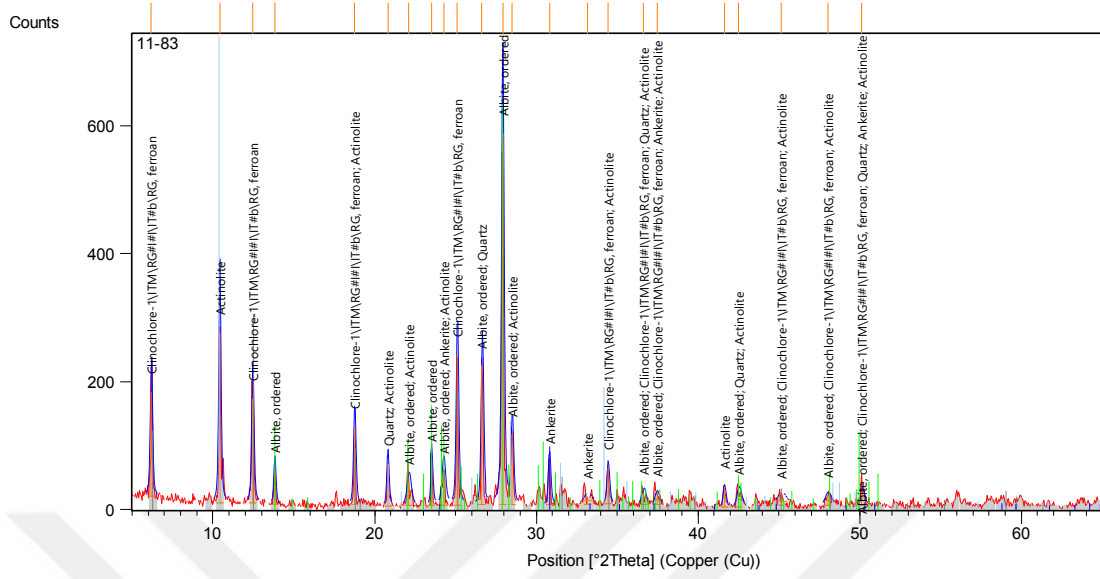


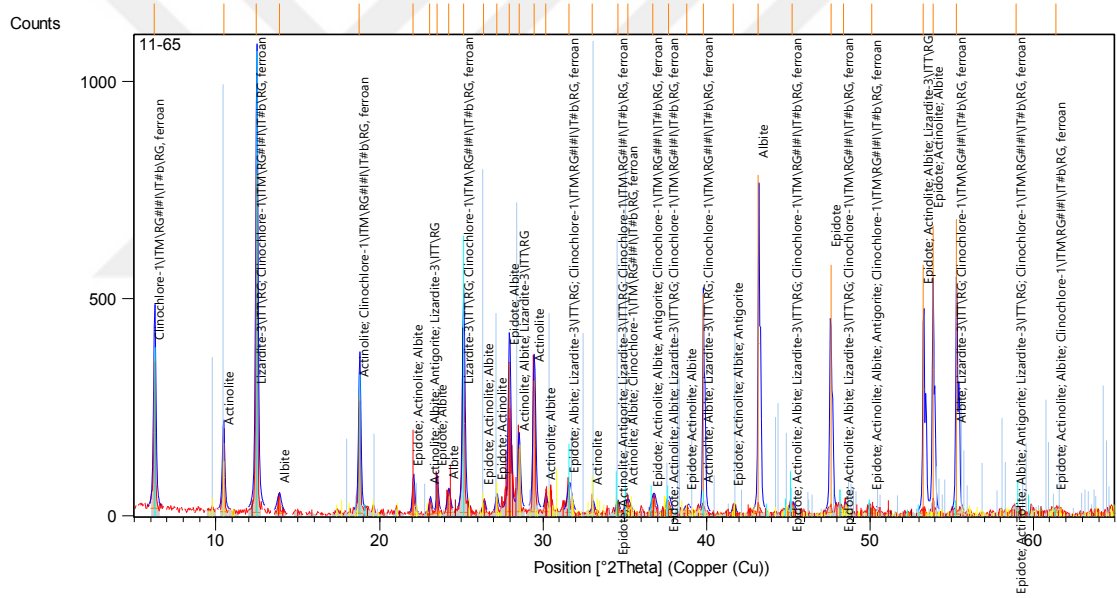
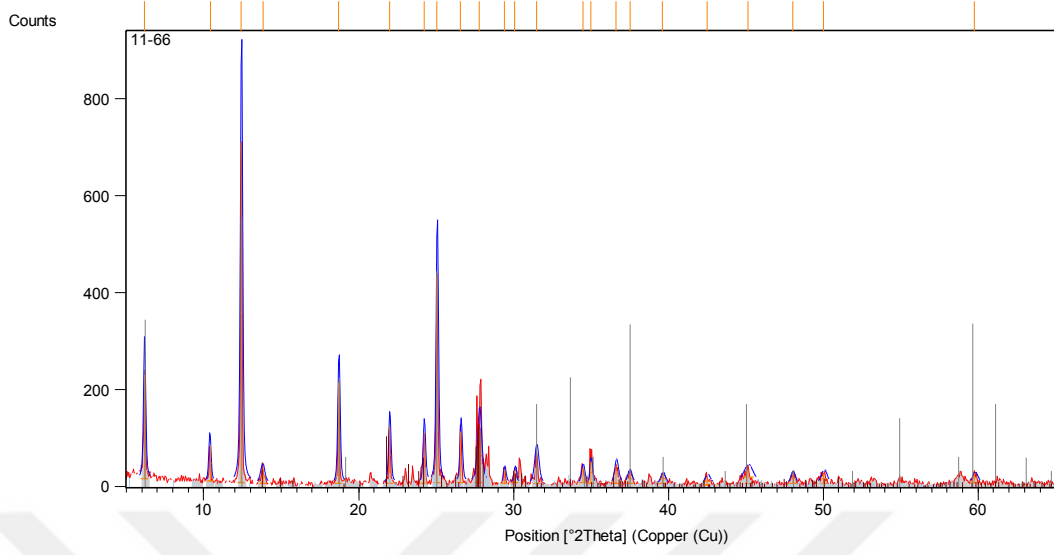


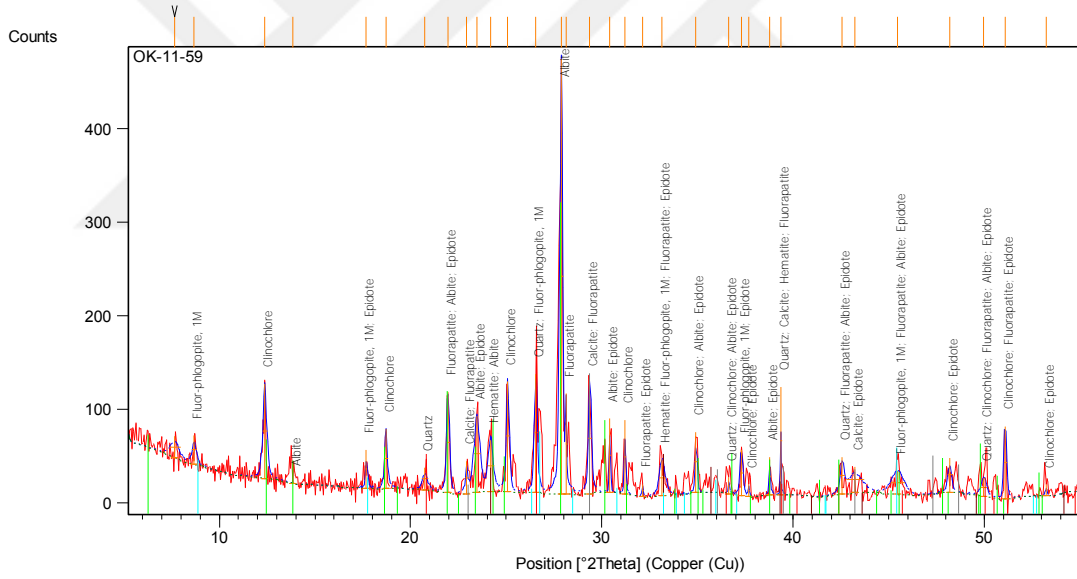
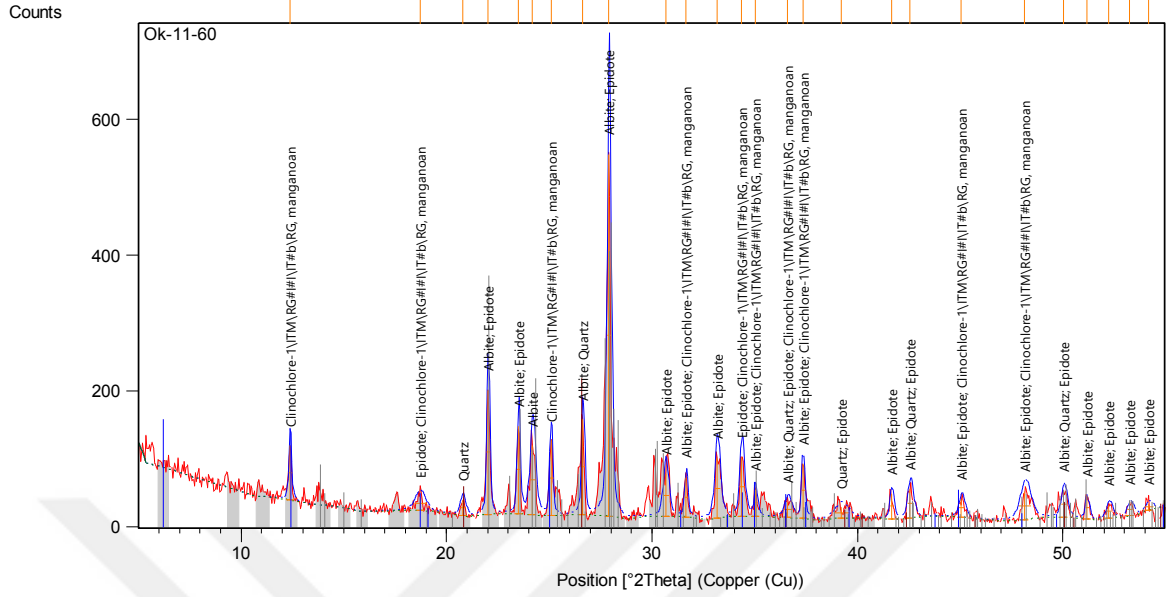


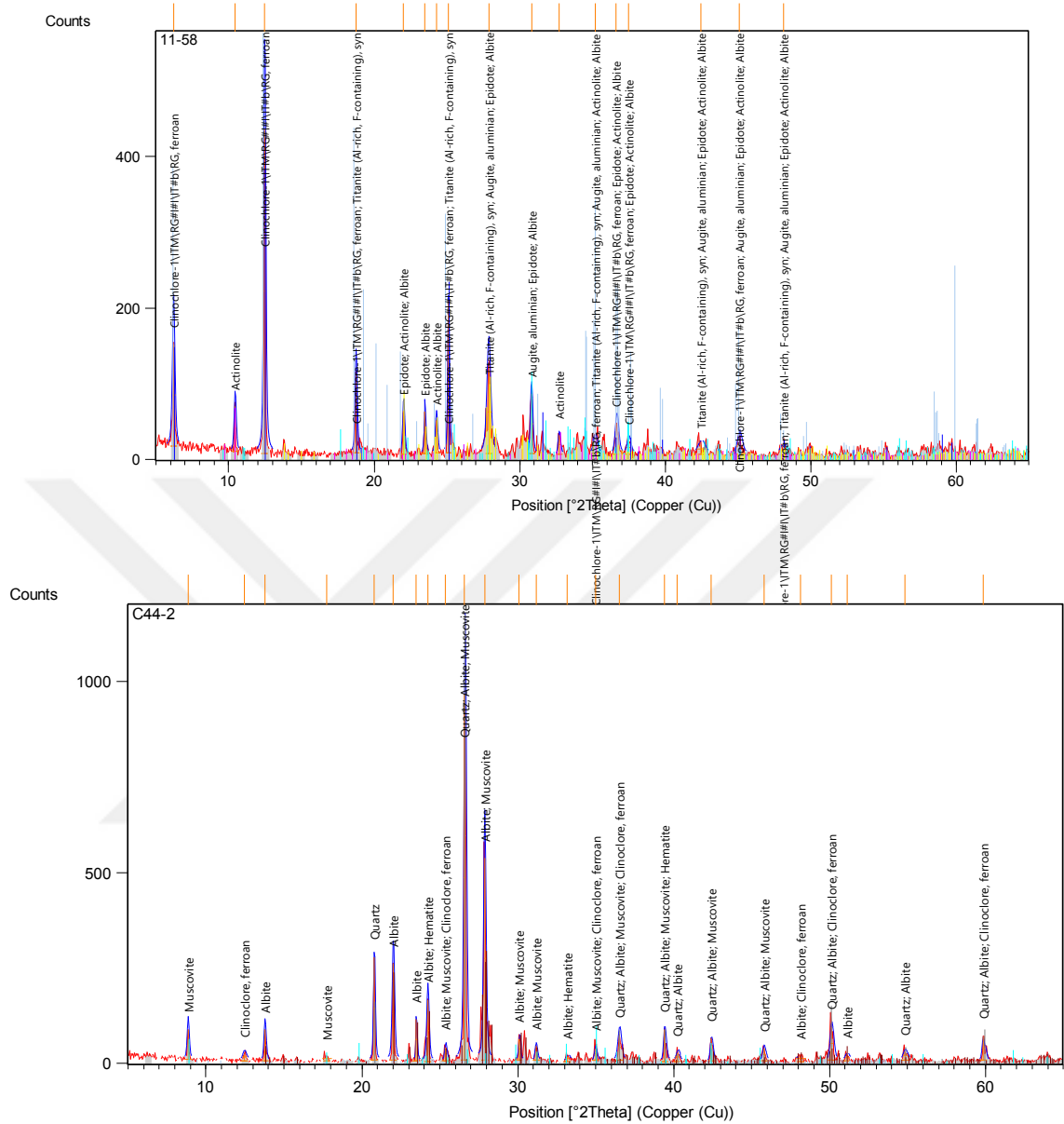












EK 20: İnceleme Alanının Jeoloji Haritası

EK 21: İnceleme Alanının Numune Haritası

EK 20 ve EK 21 tezin arkasında zarf içinde verilmiştir.

|



ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler	
Adı Soyadı	Özge Karşılıglu Turgut
Doğum Yeri	İstanbul
Doğum Tarihi	04.10.1979
Uyruğu	<input type="checkbox"/> T.C. <input type="checkbox"/> Diğer:
Telefon	5327959614
E-Posta Adresi	ozgekararlioglu@yahoo.com
Web Adresi	

Eğitim Bilgileri	
Lisans	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi
Fakülte	Mühendislik Fakültesi
Bölümü	Jeoloji Mühendisliği
Mezuniyet Yılı	01.01.2002

Yüksek Lisans	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi
Enstitü Adı	Fen Bilimleri Enstitüsü
Anabilim Dalı	Jeoloji Mühendisliği
Programı	
Mezuniyet Tarihi	01.01.2007

Doktora	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi
Enstitü Adı	Fen Bilimleri Enstitüsü
Anabilim Dalı	Anabilim Dalı
Programı	Program Adı
Mezuniyet Tarihi	01.01.2017

Makale ve Bildiriler	
<p>Wehrmann, A. Yılmaz, İ., Yalçın, M.N., Wilde, V., Schindler, E., Weddige, K., Saydam Demirtaş, G., Özkan, R., Nazik, A., Nalcıoğlu, G., Kozlu, H., Karşılıglu, Ö., Jansen, U., Ertuğ, K., Brocke, R., Bozdoğan, N., 2010, Devonian shallow-water sequences from the North Gondwana coastal margin (Central and Eastern Taurides, Turkey): Sedimentology, facies and global events, <i>Gondwana Research</i>, 17, 546-560.</p>	
<p>Karşılıglu Ö., Ustaömer T., Robertson A.H.F., Peytcheva I., 2012, Age And Provenance Of Detrital Zircons From A Sandstone Turbidite Of The Late Triassic-Early Jurassic Küre Complex, Central Pontides, N Turkey,</p>	

International Earth Science Colloquium On The Aegean Region, Dokuz Eylül University, October 1, 2012 – October 5, İzmir.

Schindler, E., Bozdoğan N., Brocke R., Jansen U., Karşlıoğlu Ö., Kozlu H., Nalcıoğlu G., Nazik A., Özkan R., Saydam Demiray G., Weddige Karsten, Wehrmann A., Wilde V., Yalçın N., Yılmaz İ., 2012, Facies Development, Global Events, and Lithology of Stratigraphically Constrained Sequences in the Devonian of the Central and Eastern Taurides (Turkey, Paleozoic of Northern Gondwana and Its Petroleum Potential "*A Field Workshop*"- *New Insight into Paleozoic*, 9-14 September, Kayseri, Turkey.

Schindler, E., Yılmaz, İ., Yalçın, M.N., Wilde, V., Wehrmann, A., Weddige, K., Saydam Demiray, G., Özkan, R., Nazik, A., Nalcıoğlu, G., Kozlu, H., Karşlıoğlu, Ö., Jansen, U., Ertuğ, K., Brocke, R., Bozdoğan, N., 2010, Stratigraphy, Facies Development And Global Events In Devonian Sequences Of The Central And Eastern Taurides (Turkey), *7th International Symposium On Eastern Mediterranean Geology*, October 18-22, University Of Çukurova.

Karşlıoğlu, Ö., Yalçın, M. N., Schindler, E., 2008, Geochemical Investigation of the Lower Kellwasser Event in an Upper Devonian sequence of the Feke region (Eastern Taurides, Turkey), *Final Meeting of IGCP 497 and 499 From Gondwana and Laurussia to Pangaea: Dynamics of Oceans and Supercontinents*, Frankfurt am Main, Sept. 30 – Oct. 3, 2008, 68-69.

Königshof, P., Yalçın, M. N., Bozdoğan, N., Brocke, R., Gedik, İ., Jansen, U., Karşlıoğlu, Ö., Nazik, A., Nalcıoğlu, G., Saydam, G., Yılmaz, İ., 2008, Stratigraphy, Sedimentology and Facies Development of the Devonian of Northwestern Turkey, *Final Meeting of IGCP 497 and 499 From Gondwana and Laurussia to Pangaea: Dynamics of Oceans and Supercontinents*, Frankfurt am Main, Sept. 30 – Oct. 3, 2008, 192-194.

Wehrmann A., Yılmaz, İ., Schindler, E., Kozlu, H., Bozdoğan, N., Brocke, R., Ertuğ, K., Gedik, İ., Jansen, U., Karşlıoğlu, Ö., Nalcıoğlu, G., Nazik, A., Özkan, Ö., Saydam Demiray, D. G., Weddige, K., Wilde, V., Yalçın, M. N., 2008, Key sections from the Devonian of the Central and Eastern Taurides (Turkey), *Final Meeting of IGCP 497 and 499 From Gondwana and Laurussia to Pangaea: Dynamics of Oceans and Supercontinents*, Frankfurt am Main, Sept. 30 – Oct. 3, 2008, 241.

Yalçın, M.N., Bozdoğan, N., Brocke, R., Gedik, İ., Jansen, U., Karşlıoğlu, Ö., Königshof, P., Nazik, A., Nalcıoğlu, G., Saydam, G., Uguz, M.F., Yılmaz, İ., 2007, Stratigraphy and facies development of the Devonian of Northwestern Turkey. *Field Meeting of the IGCP 499 (IUGS/UNESCO)*, San Juan, Argentina, May 14-22, 2007, "Devonian land-sea interaction: evolution of ecosystems and climate", 84-86.

Yılmaz, İ., Yalçın, M.N., Wilde, V., Wehrmann, A., Uguz, M.F., Schindler, E., Saydam, G., Özkan, R., Mann, U., Nazik, A., Nalcıoğlu, G., Kozlu, H., Königshof, P., Karşlıoğlu, Ö., Jansen, U., Gedik, İ., Ertuğ, K., Brocke, R.,

Bozdoğan, N., Bahtiyar, İ., 2007, The Devonian of Turkey – an attempt for comparison of Laurussian and Gondwanan continental margins, *Subcomission on Devonian Stratigraphy and IGCP 499 Devonian Land Sea Interaction Eureka, Nevada, 9-17 September 2007*, 90-91.

