

T.C.
RECEP TAYYİP ERDOĞAN ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

ERKEN KAMBRİYEN YAŞLI KARAMEŞE
METAGRANİTOYİDİ'NİN (YUSUFELİ-ARTVİN, KD TÜRKİYE)
PETROLOJİSİ

BATUHAN AYDEMİR

TEZ DANIŞMANI

Prof. Dr. Orhan KARSLI

JÜRİ ÜYELERİ

Prof. Dr. Orhan KARSLI

Prof. Dr. Raif KANDEMİR

Doç. Dr. Mehmet Ali GÜCER

RİZE 2022

Her Hakkı Saklıdır.

T.C.
RECEP TAYYİP ERDOĞAN ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

ERKEN KAMBRIYEN YAŞLI KARAMEŞE METAGRANİTOYİDİ'NİN
(YUSUFELİ-ARTVIN, KD TÜRKİYE) PETROLOJİSİ

Prof. Dr. Orhan KARSLI danışmanlığında, Batuhan AYDEMİR tarafından hazırlanan bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulu kararı ile oluşturulan jüri tarafından .../.../... tarihinde Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda **YÜKSEK LİSANS** tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri	Unvanı, Adı Soyadı	İmza
Başkan	: Prof. Dr. Raif KANDEMİR	
Üye	: Prof. Dr. Orhan KARSLI	
Üye	: Doç. Dr. Mehmet Ali GÜCER	

Doç. Dr. Ahmet YANIK
ENSTİTÜ MÜDÜRÜ

ÖNSÖZ

Anadolu'nun kuzeydoğusunda, Sakarya Zonu'nun doğu kesimi Geç Paleozoyik boyunca çok yaygın bir magmatik faaliyete sahiptir. Söz konusu magmatik aktivite, yaygın olarak I-tipi granitoid özellikli kayaçlardan oluştuğu farz edilmiş olup; Gümüşhane, Bayburt ve Artvin yörelerinde mostralara sunan bu kayaçlar, araştırmacılar tarafından; bölgenin temel kayaçları olarak kabul edilmiş, ancak çok detaylı ayırtlanamamışlardır. Bu düşünce ile, bu tez çalışmasında, söz konusu kayaçlar içerisinde farklı petrografik, mineralojik ve jeokimyasal özellikler sunan Karameşe metagranitoidleri araştırılmış, bunların S-tipi kimyasal karakterinde oldukları, ancak Geç Karbonifer yaşlı granitoidlerden hem dokusal hem de jeokimyasal açıdan farklı oldukları anlaşılmış ve ayırtlanmışlardır. Sakarya Zonu'nun doğusunda, Erken Kambriyen periyodunda oluşmuş Karameşe metagranitoidlerinin, kristalizasyon koşulları, jeokimyasal ve petrolojik karakterlerini, bununla birlikte bu periyod için bölgenin jeodinamiği ile ilişkilerini açıklamayı amaçlayan ve hedefleyen bu tez çalışması; Yusufeli (Artvin) ilçesinin kuzey kesiminde Karameşe metagranitoidi'nden derlenen jeolojik, petrografik, mineralojik ve jeokimyasal verilerin yorumlanması ve rapor edilmesi ile gerçekleştirilmiştir. Saha incelemeleri sırasında derlenen örneklerden özellikle ayrışmamış taze kısımlarından, LA-ICP-MS zirkon U-Pb yaşlandırma ve iz element analizleri, toplam kayaç jeokimya ve Sr-Nd izotop analizleri ve Lu-Hf izotop analizlerine bağlı olarak hazırlanan bu çalışma, Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi Lisansüstü Enstitüsü'ne Yüksek Lisans Tezi olarak sunulmuştur.

Saha incelemeleri sırasında elde edilen örneklerden; LA-ICP-MS zirkon U-Pb yaşlandırma ve Lu-Hf izotop analizleri Oslo Üniversitesi (Oslo-Norveç) Jeokronoloji Laboratuvarı'nda, toplam kayaç Sr-Nd izotop analizleri Aveiro Üniversitesi (Aveiro-Portekiz) İzotop laboratuvarında, ana ve iz elementler ticari Acme Laboratuvarı'nda yapılmış ve hedeflenen amaca varılmıştır. Tezin tamamlanması sırasında kolaylıklar ve katkılar sağlayan, Prof. Dr. Orhan Karslı, Prof. Dr. Raif Kandemir, Prof. Dr. Jose Francisco Santos ve Prof. Dr. Tom Andersen'e teşekkür ederler.

Batuhan AYDEMİR

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Tarafımdan hazırlanan “Erken Kambriyen Yaşlı Karameşe Metagranitoyidi’nin (Yusufeli-Artvin, KD Türkiye) Petrolojisi” başlıklı bu tezi, Yükseköğretim Kurulu Bilimsel Araştırma ve Yayın Etiği Yönergesindeki hususlara uygun olarak hazırladığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal işlemi kabul ettiğimi beyan ederim.

25/01/2022

İmza

Batuhan AYDEMİR

Uyarı: Bu tezde kullanılan özgün ve/veya başka kaynaklardan sunulan içeriğin kaynak olarak kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

ÖZET

ERKEN KAMBRIYEN YAŞLI KARAMEŞE METAGRANİTOYİDİ'NİN (YUSUFELİ-ARTVİN, KD TÜRKİYE) PETROLOJİSİ

Batuhan AYDEMİR

Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Yüksek Lisans Tezi

Danışmanı: Prof. Dr. Orhan KARSLI

Bu tez çalışmasında, konu ile ilgili Sakarya Zonu'ndan yeni yaş ve izotop verileri sunulmuştur. Sakarya Zonu'nda Kadomiyen oluşukların varlığı, Ediyakaran ve Erken Kambriyen tektonik olayları için önemli bilgiler vermektedir. Bu çalışmada, Yusufeli (Artvin-KD Türkiye) yöresinde Karameşe metagranitoyidi'nden zirkon iz element, zirkon U-Pb jeokronoloji, jeokimya, Nd izotop ve Hf izotopları verileri sunulmuştur. Zirkon U-Pb yaş verileri, Karameşe metagranitoyidi'nin, Erken Kambriyende (534–530 My) Kambriyen öncesi temel kayalara sokulduğunu göstermektedir.

Karameşe metagranitoyidi, S-tipi granit özelliğine sahip olmakla birlikte; muskovit (~10%) içermektedir. Örnekler, kuvvetli peralumin ve orta-K kalk-alkalin jeokimyasal özellik sunarlar. Düşük NTE içerikli ve hafif pozitif Eu anomalileri gösterirler. Örnekler, negatif $\epsilon_{Nd}(t)$ (-4.76 ile -2.90) ve $\epsilon_{Hf}(t)$ (-4.75 ile -1.08) değerlerine sahip olmakla birlikte; hafif NTE ve GİYE'lerce zenginleşme ve YAEE'lerce tüketilme gösterirler. Bu jeokimyasal ve izotopik karakteristikler, manto ve alt kabuk türevli ergiyiklerle uyumlu değildir. Bunun aksine Karameşe metagranitoyidleri, grovak türü kayalardan oluşan heterojen litolojiye sahip metasedimanter kayaların, muskovit dehidrasyonu ile ergimesi oluşmuş olmalıdır.

Söz konusu S-tipi granitlerin yitim olayları ile oluşmadığı, bunun yerine, yaklaşan plaka kenarı olaylarından levha içi rejime geçişte oluştukları anlaşılmaktadır. Büyük olasılıkla, Erken kambriyen sürecinde, Iapetus okyanusal litosferin kopması sonucu oluşan ektansiyonel hareketler, kabuksal malzemenin ergimesinden sorumlu olmalıdır.

2022, 60 sayfa

Anahtar Kelimeler: Iapetus Okyanusu, Erken Kambriyen metagranitoyidleri, grovak, S-tipi granitler, Doğu Sakarya Zonu, Artvin yöresi, KD Türkiye

ABSTRACT

PETROLOGY OF EARLY CAMBRIAN AGED KARAMEŞE METAGRANITOIDS (YUSUFELİ-ARTVİN, NE TÜRKİYE)

Batuhan AYDEMİR

Recep Tayyip Erdogan University

Graduate Education Institute

Department of Geological Engineering Master Thesis

Supervisor: Prof. Dr. Orhan KARSLI

We document new Cadomian age and isotope data from the Sakarya Zone. These data are the first report confirming the presence of the Precambrian basement and well-preserved Cadomian terranes. We represent zircon trace elements, zircon U-Pb geochronology, bulk-rock geochemistry, Nd isotopes, and zircon Hf isotopes from the Karameşe metagranitoid in the Artvin (Yusufeli) area, NE Turkey. The zircon U-Pb age data yielded by LA-ICP-MS demonstrate that the Karameşe metagranitoid should have intruded into the Precambrian basement units throughout Early Cambrian (ca. 534–530 Ma).

The metagranitoid is made up of S-type granites, with high modal content of muscovite (~10%). The samples show highly peraluminous and medium-K calc-alkaline geochemical affinities. They possess low REE concentrations and a slight positive Eu anomaly. The samples have negative $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ of -4.76 to -2.90 and $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ of -4.75 to -1.08 values, slightly light LILEs enrichments, and HFSEs depletions. These reveal that the metagranitoid was generated through muscovite dehydration melting of metasedimentary source.

We argue that the generation of the S-type granitoid was originated in the continental extensional basin that shifted from convergent to intra-continental setting. Then, we propose that the Early Palaeozoic intrusive along the eastern Sakarya Zone is mainly an expression of crustal thinning in the Cadomia orogenic belt at the northern Gondwana, with the tectonic turnover from convergent margin to crustal extension possibly induced by break-off of Iapetus oceanic lithosphere during the time of the Ediacaran-Cambrian boundary.

2022, 60 pages

Keywords: Iapetus Ocean, Early Cambrian metagranitoids, greywacke, S-type granites, the eastern Sakarya Zone, Artvin area, NE Turkey

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	I
TEZ ETİK BEYANNAMESİ	II
ÖZET	III
ABSTRACT	IV
İÇİNDEKİLER	V
ŞEKİLLER DİZİNİ	VII
TABLolar DİZİNİ	IX
SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ	X
1. GİRİŞ	1
2. LİTERATÜR ÖZETİ	4
2.1. Tektonik	4
2.2. Bölgesel Jeoloji	5
2.3. S-Tipi Metagranitoidler	6
3. GEREÇ VE YÖNTEM	7
3.1. Saha Çalışmaları	7
3.2. Ana ve İz Element Analizleri	7
3.3. LA-ICP-MS U-Pb Zirkon Yaş Analizleri	8
3.4. LA-ICP-MS Zirkon Lu-Hf Analizleri	8
3.5. Tüm Kayaç Sr-N Analizleri	9
4. BULGULAR	10
4.1. Çalışma Alanının Jeolojisi	10
4.2. Petrografi ve Mineraloji	11
4.3. LA-ICP-MS Zirkon U-Pb Jeokronolojisi	14
4.4. Jeokimya	20
4.4.1. Ana ve İz Element Jeokimyası	20
4.4.2. Toplam kayaç Sr-Nd ve Zirkon Lu-Hf İzotop Bileşimleri	22
5. TARTIŞMA	32
5.1. Magmatizmanın Yerleşme Zamanı ve Metamorfik Süreç	32
5.2. S-Tipi Sınıflama ve Petrojenez	33
5.3. Kaynak Karakteristikleri	35
5.4. Magma Diferansiasyonu	39
5.5. Erken Kambriyen Magmatizması için Jeodinamik Süreçler	39

6. SONUÇLAR.....	44
KAYNAKÇA.....	45
ÖZGEÇMİŞ	60



ŞEKİLLER DİZİNİ

- Şekil 1.** Avrupa ve Ortadoğu’da Gondwana türevli temel kayalara ait kayaçların jeolojik haritası [Garfunkel (2015)’den değiştirilerek]. 5
- Şekil 2.** Karameşe metagranitoyidi’ni kapsayan alanın (Doğu Sakarya Zonu) sadeleştirilmiş jeoloji haritası [Dokuz ve diğ. (2006)’dan değiştirilerek]. . 11
- Şekil 3.** Karameşe metagranitoyidi’nin; a: makroskobik, b-f: mikroskobik görünümleri. Pl: plajiyoklas, Kf: k-feldispat, M: muskovitbiyotit, K: kuvars. 13
- Şekil 4.** Karameşe metagranitoyidi’ne ait zirkonların katolüminesans görüntüleri ve analiz noktaları. 15
- Şekil 5.** Karameşe metagranitoyidi’nin zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramları. 15
- Şekil 6.** Karameşe metagranitoyidi’nin; a: toplam alkali içeriklerine karşın SiO₂ diagramındaki (Middlemost, 1994) yerleri, b: K₂O içeriklerine karşın SiO₂ değişim diyagramlarındaki (Peccerillo ve Taylor, 1976) dağılımları, c: Al₂O₃/Na₂O + K₂O (molar) 21
- Şekil 7.** Karameşe metagranitoyidi’nin; a: ilksel manto’ya göre (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş çoklu element modelleri, b: kondrite göre (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş nadir toprak element modelleri. 22
- Şekil 8.** Karameşe metagranitoyidleri’ndeki örneklerle ait zirkonların; a: εHf (t) değerine karşın kristalizasyon yaşları diyagramı, b: εHf (t) değerine karşın εNd (t) diyagramındaki yerleri. 24
- Şekil 9.** Karameşe metagranitoyidi’ne ait zirkonların a: Kondrit normalize NTE patternleri; b: TH/U oranına karşın yaş (My) değişimleri; c: (REE+Y) değerine karşın P (umol/g) içeriği (after Burnham and Berry, 2017) değişim diyagramları. Normalize verileri, Sun ve McDonough (1989)’dan alınmıştır. Ayırtman sınırlar, Linnemann et al. (2011) ve Rubatto (2002)’den alınmıştır. 35
- Şekil 10.** Karameşe metagranitoyidi’ne örneklerin; a: Rb/Ba oranına karşın Rb/Sr oranı (Sylvester, 1998) diyagramlarındaki ve b-d: Çeşitli deneysel metasediment ve amfibolit türevli ergiyikler ile karşılaştırma diyagramlarındaki (Patiño Douce, 1999) yerleri. 37

- Şekil 11.** Karameşe metagranitoyidi'ne örneklerin; a: Rb/Sr oranına karşın Ba içeriği, b: Rb/Sr oranına karşın Sr içeriği (Inger ve Harris, 1993) c: La/Sm oranına karşın La (ppm) içeriği, d: Zr/Nb oranına karşın Zr (ppm) içeriği ve e: $\epsilon_{Nd}(t)$ değerine karşın SiO₂ (ağ.%) içeriği diyagramlarındaki yerleri. 38
- Şekil 12.** Karameşe metagranitoyidi'nin; a: Th/Yb'a karşın Ta/Yb [(Pearce, 1982)'den değiştirilerek], b: Ta*3-Rb/30-Hf (Harris ve diğ., 1986), c: Rb'a karşın Y+Nb değeri (Pearce vd., 1984; Pearce, 1996), d: R1-R2 (Batchelor ve Bowden, 1985) ve e: Rb/Zr oranına karşın SiO₂ içeriği (Harris ve diğ., 1986) değişim diyagramlarındaki yerleri. 42
- Şekil 13.** a-c: Sakarya Zonu'nun Erken Geç Ediyakaran-Erken kambriyen rekonstrüksiyonu [(Nance ve Murphy, 1996; Sánchez García ve diğ., 2008; Linnemann ve diğ., 2010; Nance ve diğ., 2010; von Raumer ve diğ., 2013, 2015)'den değiştirilerek]. 43

TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 1. Karameşe metagranitoyidi'ne ait zirkonların U-Pb izotop kompozisyonları ve yaşları	16
Tablo 2. Karameşe metagranitoyidi'ne ait zirkonların iz element kompozisyonları.	19
Tablo 3. Karameşe metagranitoyidi'nin ana ve iz element bileşimleri.....	25
Tablo 4. Karameşe metagranitoyidi'ne ait zirkonların Sr-Nd izotop kompozisyonları.	27
Tablo 5. Karameşe metagranitoyidi'ne ait zirkonların Lu-Hf izotop kompozisyonları.	28
Tablo 6. Karameşe örneklerinin zirkon Hf yaş değerleri	30



SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ

A/CNK	Moleküler ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)
ADI	Alkali Doygunluk İndeksi
AK	Ateşte Kayıp
Amf	Amfibol
ANTE	Ağır Nadir Toprak Elementler
Bio	Biyotit
BIYLE	Büyük İyon Yarıçaplı Litofil Elementler
ÇA	Çalışma Alanı
DAYK	Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı
Eu	Evropiyum
Eu*	(Sm+Gd) _{N/2} ,
Fe ₂ O ₃ *	Fe ₂ O ₃ Cinsinden Toplam Demir
K-feld	Feldispat
Amf	Amfibol
Hf	Hafniyum
HNTE	Hafif Nadir Toprak Elementler
HNO ₃	Nitrik Asit
ICP-MS	Endüktif Eşleşmiş Plazma-Kütle Spektrometresi
Km	Kilometre
K	Kuvars
LiBO ₂	Lityum Metaborit
Lu	Lütesyum
Mg#	100xMgO/(MgO+Fe ₂ O ₃)
MMA	Masif Mikrogranüler Anklav
mm	Milimetre
Nd	Neodim
Nb	Niobyum
Plg	Plajiyoklas
Rb	Rabidyum
Sm	Samaryum
Sr	Stronsiyum

1. GİRİŞ

Türkiye'nin önemli tektonik birliklerinden biri olan Sakarya Zonu'nun Doğu Pontidler olarak da bilinen doğu kesimi; Paleozoyik'ten Geç Senozoyik'e kadar oldukça önemli ve yaygın bir magmatik kayaç birlikteliği içerir. Söz konusu bu tektonik birliğin hemen hemen tamamına yakın kesiminde, bir kuşak şeklinde doğu-batı uzanım göstermektedir. Yerkürenin evriminde, Paleozoyik zaman dilimi oldukça önemli jeolojik süreçler oluşmuş olmakla birlikte; bu zaman dilimi çok büyük okyanusların açılıp, kapandığı bir periyot olarak bilinir. Bunlar arasından en önemlisi, Iapetus Okyanusu'durki; Geç Ediyakaran-Ordovisiyen boyunca, Iapetus Okyanusu'nun kapanmasının sonucu olarak, Gondwana'nın kuzey kenarında açılma neticesinde diğer önemli bir okyanus olan Reyik Okyanusu'nun oluşmasına neden olmuştur (Stampfli ve Borel, 2002; Nance vd., 2012). Neoproterozoyik ve Ordovisiyen zaman aralığı boyunca, Iapetus Okyanusu'nun kapanması, Reyik Okyanusu'nun oluşumu, gelişimi ve Gondwana'nın kuzey kenarı ile ilişkili olaylar hakkında son zamanlarda önemli çalışmalar yapılmıştır (Murphy vd., 2002, 2006, 2010; Stampfli ve Borel, 2002; Nance ve Linnemann, 2008; Nance vd., 2008, 2010, 2012; von Raumer ve Stampfli, 2008; Romer ve Kroner, 2019). Dolayısıyla, söz konusu Iapetus Okyanusu'nun kapanması, Reyik Okyanusu'nun gelişimi ve kapanması olayları, Paleozoyik kıtasal olayların rekonsriksiyonu için hayati önem taşımaktadır. Yani, kuzey Gondwana litosferinin, Kambriyen-Erken Ordovisiyen boyunca, çok geniş yayılım gösteren ektansiyonel hareketler etkisinde olduğu hakkında önemli bir fikir birliği vardır (Göncüoğlu, 1997; Cocks ve Torsvik, 2002; Stampfli ve Borel, 2002; von Raumer vd., 2002; Keppie vd., 2006; Murphy vd., 2002, 2006; Drost vd., 2007; Nance ve Linnemann, 2008; von Raumer ve Stampfli, 2008; Nance vd., 2010, 2012; Sánchez García vd., 2014; Romer ve Kroner, 2019). Ediyakaran-Erken Kamriyen boyunca Iapetus okyanusu'nun kapanması, Erken Ordovisiyen boyunca; Reyik Okyanusu'nun ilk riftleşmesi, okyanusun oluşmaya başlaması ve rift ilişki magmatizmanın gelişim olayları, birçok Gondwana yüzeylemesinde, jeokimyasal ve jeokronolojik açıdan oldukça detaylı olarak araştırılmış; Erken Paleozoyik boyunca gelişen jeodinamik ve plaka kinematiki olayları anlaşılmaaya çalışılmıştır (Nance vd., 2002; Schulz vd., 2004; Linnemann vd., 2007; Nance vd., 2007, 2012; Bozkurt vd., 2008; Pollock vd., 2009; van Staal vd., 2009; Sánchez-García vd., 2010; Murphy vd., 2011; Waldron vd., 2011; Dias da Silva vd.,

2016; Romer ve Kroner, 2019). Iapetus Okyanusu, Ediyakaran-Erken Kambriyen boyunca kapanmaya devam etmiş, Ordovisiyen de tamamen kapanmıştır (Murphy vd., 2002; Stampfli ve Borel, 2002; Scotese, 2004; Kroner vd., 2007; Nance ve Linnemann, 2008; Murphy vd., 2009; Nance vd., 2012). Ancak, Reyik Okyanusu'nun açılması ile yakın ilişkili olan; Iapetus Okyanusu'nun, ilk yitim zamanı ve okyanusun kapanma olayları, oldukça tartışmalıdır. Kapanmanın Erken Kambriyen'de başladığını savunan görüşler, sınırlı verilere dayandırılmaktadır (Murphy vd., 2009; Nance vd., 2012; Nance ve Linnemann, 2008; van Staal vd., 2009). Son çalışmalar, Iapetus Okyanusu ile ilişkili kayıtların çok geniş bir alanda; Meksika'dan Anadolu'ya kadar gözlenebildiğini ortaya koymuşlardır (Murphy vd., 2009; Nance vd., 2010; Gürsu ve diğ., 2006). Bu kayıtlar Anadolu'da; İstanbul Zonu ve Torid Bloğu'nda edilmişlerdir (Göncüoğlu, 1997; Gürsu ve diğ., 2006; Yılmaz Şahin ve diğ., 2014). Iapetus Okyanusunun kalıntıları ve kapanma sırasında oluşan magmatizmaya ait veriler, Sakarya Zonu'nun tamamında günümüze kadar tanımlanmamıştır. Nihai olarak, Sakarya Zonu'nda; Kadomiyen süturu ile ilişki olaylar çok iyi tartışılmasına rağmen, Iapetus Okyanusu kapanması sırasındaki yitim olayları ve bu olayların sonuçladığı Reyik Okyanusu'nun açılması süreçleri çok az bilinen olaylardır. Bu tez çalışması, Sakarya Zonu'nun doğusunda yüzeyleme veren Karameşe metagranitoyidini kullanarak, söz konusu problemin aydınlatılmasına yönelik; saha gözlemleri ve petrokimyasal veriler sunmuştur.

Söz konusu metagranitoyid; Reyik Okyanusu'nun açılması, Iapetus Okyanusun kapanması sırasında Erken Kambriyen ekstansiyonel hareketler için önemli ipuçları sağlar niteliktedir. Söz konusu tartışmaya, güncel ve yenilikçi teknolojiler kullanılarak üretilen bulgularla öneriler getirme düşüncesiyle; Erken Kambriyen döneminde yüzeylenen Karameşe metagranitoyidinin petrolojik özellikleri, ana oksit, iz element, nadir toprak element ve zirkonda Lu-Hf izotop ve toplam kayaç Sr-Nd izotop analizleri ile açıklanmaya çalışılmıştır. Kristallenme yaşları ise; LA-ICP-MS zirkon U-Pb yaşlandırma yöntemi ile ortaya konulmuştur. Bu yöntemlerle elde edilen bilgilere dayalı olarak, yukarıdaki tartışmalar değerlendirilerek, metagranitoyidi oluşturan magmanın kaynağı, oluşmasına sebep olan protolitin ergime modeli, derecesi, mineralojisi, zenginleşme var ise kaynağı ve yeri, ergimeye sebep olan ısı kaynağı, ergiyeğin oluşumundan itibaren kristallenmeye kadar evrimi ve olası jeodinamik model için güncel veriler üretilmeye çalışılmıştır. Tüm bu bulgularla, bölge jeolojisine, Erken Paleozoyik jeodinamik modeli için yeni ve güncel teknolojik katkılar sağlanarak, söz konusu döneme ait veri eksikliği giderilmeye çalışılmış, tartışılan tektonomagmatik

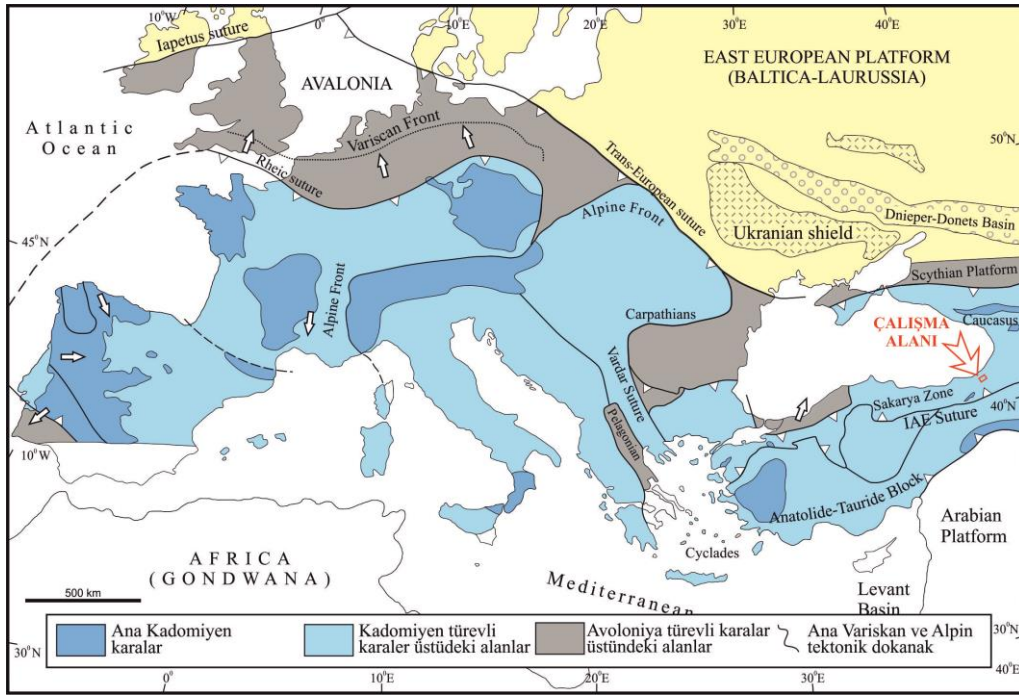
evrim, petrokimyasal veriler ile desteklenmeye çalışılmıştır. Nihai olarak; Iapetus Okyanusu'nun yitim süreçleri ve Reyik Okyanusu'nun açılması başlangıç zamanlarına ait güncel petrolojik bulgular elde edilmiştir ve problemin çözümü için model önerilmiştir.



2. LİTERATÜR ÖZETİ

2.1. Tektonik

Anadolu, sismik bakımdan çok aktif ve jeolojik açıdan da oldukça karmaşık, Alp-Himalaya kuşağında yer almaktadır. Bununla birlikte, Geç Senozoyik zamanı boyunca, Afrika-Arap ve Avrasya arasındaki kuzey-güney yönlü yaklaşıma karşın litosferik kıtasal blok olarak batıya doğru sürekli hareket eden bir plakacık olarak bilinmektedir. Bu hareketlerin temel nedeni ise, Anadolu'nun tamamını boydan boya kat eden ve hemen hemen aynı yaşlı iki büyük, sağ yönlü Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve sol yönlü Doğu Anadolu Fayı (DAF) olarak bilinmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey vd., 1986; Adıyaman vd., 2001; Koçyiğit vd., 2001). Kuzey Anadolu Fayı'nın başlangıç yaşı halen tartışılmakla birlikte, Geç Miyosen'den (12-13 My; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör vd., 1985), Erken Pliyosen (5 My Barka, 1992; Koçyiğit vd., 2001), Geç Pliyosen (2.5 My; Şaroğlu, 1988) ve Pliyo-Pliystosen'e (Ünay ve Burjin, 1998) kadar değişim gösterdiği vurgulanmıştır. Türkiye, üç ana yüksek basınç kuşağı tarafından ayrılan beş büyük tektonik bloktan oluştuğu konusunda yaygın görüş birliği vardır (Okay ve Tüysüz, 1999). Bunlar, Sakarya Zonu'ndan İstanbul Zonu'nu ayıran Intra Pontid suturu, İzmir-Ankara suturu, merkezde Anatolid-Torid bloğundan Skarya Zonu'nu ayıran İzmir-Ankara-Erzincan suturu, güneydoğuda, Arap plakasından Anatolit-Torid bloğunu ayıran Bitlis-Zagros suturu ve güney güney-batıda Antalya (Pamphliyan) suturudur (Şekil 1).



Şekil 1. Avrupa ve Ortadoğu’da Gondwana türevli temel kayalara ait kayaçların jeolojik haritası [Garfunkel (2015)’den değiştirilerek].

2.2. Bölgesel Jeoloji

Anadolu’da yer alan Sakarya Zonu D-B uzanımlı olup batıda Biga Yarımadası’ndan doğuya doğru Kafkaslar, Ermenistan’a ve Batı İran’a doğru uzanmaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999; Okay vd., 2001). Alp dağ zincirinin bir parçasını oluşturan Sakarya Zonu, kuzeyden İzmir-Ankara-Erzincan (İAE) süturu ile sınırlanmakta ve güneyde Anatolide-Torid bloğundan İAE süturu ile ayrılmaktadır. Sakarya Zonu, kuzeybatıda İntra-Pontid süturu boyunca Istranca, Rodop, Zonguldak ve İstanbul Zonlarıyla, güneydoğudan ise; Karadeniz ile çevrelenmiştir. Güneyinde ise Anatolide-Torid bloğuyla sınırlanmaktadır. Sakarya Zonu’nun temeli kuvars-feldspatik şist, gnayslardan ve granitik kayaçlar (Aysal vd., 2012; Göncüoğlu vd., 2000; Okay vd., 2006, 2008; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Karlı ve diğ., 2020) ve Orta-Geç Karbonifer çarpışma sonrası intrüzif kayalardan oluşmaktadır (Ustaömer vd., 2012; Dokuz, 2011). Temel kayaçları, Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi’nin yitim-yığışım birimleri ile örtülüdür (Okay vd., 1991; Okay ve Göncüoğlu, 2004). Sakarya Zonu ve Karakaya Kompleksi arasındaki dokanak kuzeye eğimli milonitik makaslama zonudur (Okay ve Göncüoğlu, 2004; Yılmaz, 1977). Triyas derin deniz sedimentleri ve mafik magmatik birimler, Paleotetis okyanusal litosferin Avrasya’nın güney kenarının altına dalan kısmının ürünleri olarak belirtilmektedir (Stampfli ve Kozur, 2006; Özdamar vd., 2013).

Karakaya Kompleksi içerisindeki Devoniyen-Triyas radyolaryalı çörtler (Okay vd., 2011), Paleotetis okyanusal kabuğunun Erken Mesozoyik'te tükendiğini göstermektedir.

Karakaya Kompleksi Liyas yaşlı karasal ve yüzeysel denizel çökellerle örtölüdür. Bu çökeller Jurasik sığ ve Erken Kretase pelajik kireçtaşlarıyla çevrilidir (Altıner ve diğ., 1991). Bu çökeller, Sakarya Zonu'nun güney kenarı boyunca, İAE okyanusunun oluşumunun sonucu olarak oluşmuş olduğu ifade edilmektedir (Görür vd., 1983). Sakarya Zonu, tipik olarak Kretase sırasında kuzeye doğru itilmiş yığışım kompleksleridir. Kuzeye doğru yitime uğrayan Neotetis okyanusal litosferi, Avrasya bloğunun altında, çok geniş ölçekli bir Kretase volkanik yayın gelişimini göstermektedir (Okay ve Şahintürk, 1997; Okay ve Whitney, 2010; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1997; Özdamar, 2016). Bu Kretase-Tersiyer Alpin orojenezi kıvrımlanma ve kabuk olaylarıyla Sakarya Zonu'nun kısılmasına neden olmuştur.

2.3. S-Tipi Metagranitoyidler

Sakarya Zonu'nun doğu kesimi, Paleozoyik, Erken-Orta Eosen ve Oligosen süreçlerinde çok yaygın olarak granitik kayaçların yerleşim gösterdiği bilinir. Özellikle Karbonifer granitleri, birçok araştırmacı tarafında incelenmiş olsa da; özellikle detaylı jeokronolojik ve jeokimyasal verilerin eksikliği nedeniyle hemen hemen tüm kayaçlar tek düze, I-tipi yüksek-K ve metalumin karakterli Geç Karbonifer granitleri olarak tanımlanmışlardır (Dokuz, 2011; Kaygusuz ve diğ., 2012; Karslı ve diğ., 2016). Bölgede yapılan detay çalışmalar, bu kayaçların bazı kesimlerde jeokimyasal ve dokusal özellikler açısından S-tipi granitoyid kayaçlara benzemekle birlikte (Karameşe metagranitoyidi); metagranit özellik gösterdiklerini ortaya koymuştur.

Yapılan detay jeokronolojik ve petrolojik çalışmalar, bu kayaçların daha çok, çarpışma sonrası oluşan S-tipi metgranitlere benzediklerini göstermiştir. Sakarya Zonu'nun doğusunda muskovit içeren orta-K kalk-alkalen kuvvetli peralumin karakterli Karameşe metagranitoyidi'nden derlenen örneklerin, düşük K_2O/Na_2O ve $(Zr+Nb+Ce+Y)$ değerlerine sahip oldukları belirlenmiştir. Bu özellikleriyle, yukarıda belirtildiği üzere, tipik S-tipi granitoyidlere benzerlikler sunarlar.

3. GEREÇ VE YÖNTEM

Bu Yüksek Lisans tezine materyal olarak; Artvin ili güneyindeki Karameşe metagranitoyidinden toplanan kayaç örnekleri kullanılmıştır. Plütonlardan derlenen numuneler üzerinde; LA-ICP-MS zirkon U-Pb yaş, ana ve iz element ve zirkonda Lu-Hf izotop ve toplam kayaç Sr-Nd izotop analizleri gerçekleştirilmiştir. Petrografik tayinlere dayalı olarak, ayrışmamış ve taze olduğuna karar verilen örnekler, çelik kırıcı ile kırılmış, daha sonra havan içinde öğütülmüştür. Laboratuvarlarda kimyasal analiz işlemlerine tabi tutulacak örnekler yaklaşık 1-2 kg ağırlığındaki öğütülmüş numunelerden çeyrekleme yöntemi ile hazırlanmış ve analize gönderilmiştir.

3.1. Saha Çalışmaları

Bu tezin saha çalışmaları; Yusufeli (Artvin) ilçelerinin kuzeyinde yüzeylenen meta plütone ait granitoyid kayaç yüzleklerinde gerçekleştirilmiştir. Sahada granitik kayaçlardan 30'dan fazla örnek derlenmiş olup; bu örnekler üzerinde aşağıda detayları verilen kimyasal analizler, yurtdışı laboratuvar imkânlarıyla gerçekleştirilmiştir.

3.2. Ana ve İz Element Analizleri

Tüm kayaç ana oksit analizleri, Acme Analitik Laboratuvarı'nda (Kanada) gerçekleştirilmiştir. Ana oksit analizleri yapılan 7 adet kayaç numunesinin içerdikleri kristal öz suyu ve uçucu miktarını belirlemek için ateşte kayıplar (AK) hesaplanmıştır. Bunun için analiz edilecek olan her bir örneğin, daha önceden hazırlanan toz numuneleri kullanılmıştır. Kristal suyunu belirlemek için, örnekler, fırında 110 °C'de 12 saat kurutulmuştur. Kurutulan her bir örnekten yaklaşık 1,5 gr kadar (A1) alınmış ve ateşte kaybı hesaplamak için 1000 °C'de 2 saat boyunca kavrulmuştur. Fırından alınan örnekler ılık duruma gelince yeniden tartılmıştır (A2). Isıtılmadan önceki örnek ağırlığı ile soğuduktan sonraki örnek ağırlığı arasındaki farklar belirlenmek suretiyle örneklerin ateşte kayıpları hesaplanmıştır ($AK = A1 - A2$). Ana element analizleri, ICP atomik emisyon spektrometresinde, örnek, $LiBO_2$ ile ergitilip tablet hazırlandıktan sonra bu tablet üzerinde gerçekleştirilmiştir. Ana element dedeksiyon limitleri yaklaşık %0.001 ila %0.04 arasındadır. İz element ve nadir toprak element analizleri %5 lik HNO_3 asitte çözüldükten sonra kütle spektrometresinde belirlenmiştir. Dedeksiyon limitleri 0.01 ila

0.5 ppm arasındadır. Bu analizlerin doğrulukları, ana elementler için; %2-5 aralığında, iz elementler için; %10-15, nadir toprak elementleri için %1-5'den daha iyidir.

3.3. LA-ICP-MS U-Pb Zirkon Yaş Analizleri

Yaşlandırma analizlerinden önce temiz olan zirkonların tamamı geleneksel hidroreseparasyon ve manyetik tekniklerle ayrılmıştır. Taneler binoküler mikroskop altında zenginleştirilmiştir. Zirkon taneleri daha sonra epoksi içine gömülerek U-Pb yaşlandırmasından önce içyapılarının ortaya çıkarılması için parlatılmıştır. Zirkon taneleri analizlerden önce ve sonra alttan ve üstten aydınlatmalı optik mikroskoplarla incelenerek fotoğrafları çekilmiştir. Ayrıca analiz yerlerinin belirlenebilmesi ve kristal şekillerini tanımlamak için katodoluminesans görüntüleri elde edilmiştir. Zirkon U-Pb yaşlandırması Oslo Üniversitesi'nde (Norveç) Nu Plazma HR çoklu toplayıcıya monte edilmiş Cetac LSX-G2 ve LUV 213 lazer mikroprobu ile yapılmıştır. U-Pb zirkon jeokronolojisi için Andersen ve diğ., (2009) tarafından önerilen analitik yöntemler kullanılmıştır. Lazer ışını 10 Hz, analiz yerlerinin çapı 40 µm ve ışın enerji yoğunluğu 0.06 J/cm² olarak ayarlanmıştır. Bütün U-Pb analizleri 80 s de gerçekleşmiş ve ilk 20 s analize hazırlık için makinenin temizlenmesi aşamasında kullanılmıştır. Analizler 15 bilinmeyen ve her 2-4 tanede bir yaşı ve U-Pb bileşimi bilinen uyumlu zirkon analizlerinden oluşmaktadır. Uluslararası zirkon standartları GJ (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb yaş = 609±1 My; Jackson ve diğ., 2004), 91500 (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb yaş= 1065±1 My; Wiedenbeck ve diğ., 1995) ve çok taneli zirkon içeren A382 (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb yaş=1877±2 My; Lauri ve diğ., 2011) kalibrasyon için kullanılmıştır. Nu plazmadan elde edilen analizler daha önce hazırlanan excel sayfasında gerekli hesaplama ve düzeltmeler yapılarak değerlendirilmiştir. Bütün izokronlar ve uyumlu yaşlar isoplot 3.71 programı kullanılarak hesaplanmıştır (Ludwig, 2008).

3.4. LA-ICP-MS Zirkon Lu-Hf Analizleri

Lu-Hf zirkon analizleri Oslo Üniversitesi'nde (Norveç) Nu Plazma HR çoklu toplayıcıya monte edilmiş Cetac LSX-G2 ve LUV 213 lazer mikroprobu ile yapılmıştır. Lu-Hf zirkon izotop analizlerinde Elburg ve diğ., (2013) tarafından önerilen analitik prosedürler kullanılmıştır. NewWave LUV 213 Nd-YAG lazer mikroprobunda lazer ile aşındırma koşulları 55–60 µm lazer çapı, 5 Hz frekans hızı, 15 J cm⁻² ışın enerjisi olarak

ayarlanmıştır. Veri değerlendirmesi U-Pb analizlerinin değerlendirildiği excel sayfasında yapılmıştır. Standart olarak Mud Tank zirkon standardı ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282507 \pm 6$; Woodhead ve Hergt, 2005) kullanılmıştır. Mud Tank zirkonu $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282509 \pm 30$ (2SD; $n = 139$) değerlerini verirken bir diğer standart olan LV-11 ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282830 \pm 28$; Heinonen ve diğ., 2010)) ise $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282827 \pm 55$ (2SD; $n = 99$) vermektedir. Bütün ϵHf hesaplamalarında bozulma sabiti değeri $^{176}\text{Lu} = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Söderlund ve diğ., 2004) ve $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ (Bouvier ve diğ., 2008) kondritik değerleri kullanılmıştır. Modelleme hesaplarında Griffin ve diğ., (2000) tarafından önerilen tüketilmiş manto parametreleri kullanılmıştır. Bu model 4,56 milyar yılda kondritik ilksel $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ve $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0388$ değerlerinden günümüzdeki $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ değerini vermektedir.

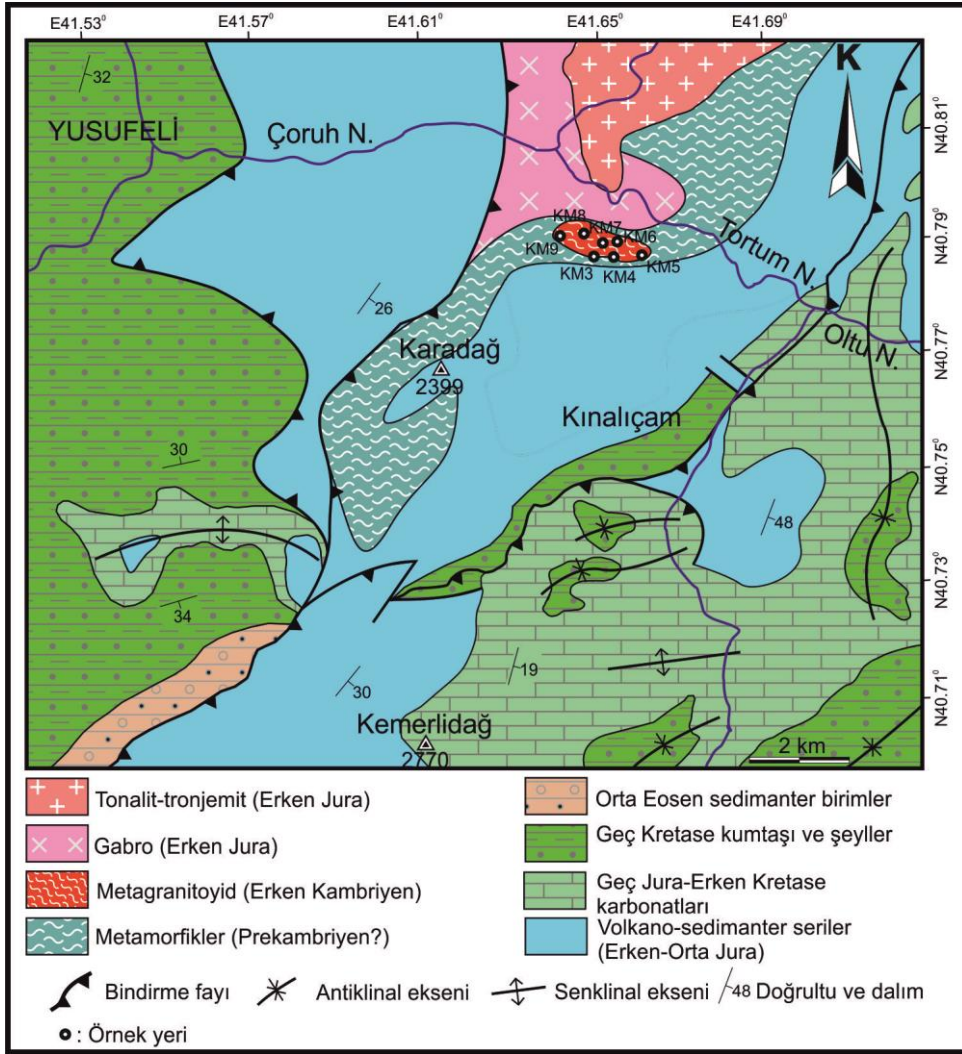
3.5. Tüm Kayaç Sr-N Analizleri

Stronsiyum ve Neodymium izotopik bileşimler; Aveiro Üniversitesi (Portekiz) Radyojenik İzotop Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Örnekler, 3 gün boyunca, 180 °C sıcaklıkta PTFE-lined Parr asit kabı içerisinde HF/HNO₃ solutisyonu ile çözülmüşlerdir. Sölüsyonun buharlaşmasından sonra, örnekler tekrardan HCl (6.2 N) asit içinde çözülmüş ve tekrar kurutulmuştur. Analizler için, iki safhalı konvensiyonel kromatografi tekniğiyle örnekler saflaştırılmıştır. Daha sonra seperasyonları gerçekleştirilmiştir. Bu süreci numunelerin distilasyonu takip etmiştir. Sonra, su, bir Milli-Q Element (Millipore) aparatı yardımıyla türetilmiştir. Sr, H₃PO₄ ile birlikte tekli bir Ta filament yardımıyla indirgenmiştir. Nd ise; HCl ile birlikte üçlü Ta filament yardımıyla indirgenmiştir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranları, çoklu kollektörlü Termal İyon Kütle spektrometresinde ölçülmüştür. İzotop verileri, ^{88}Sr için 1-2 V ve ^{144}Nd için 0.5-1.0 V da pik ölçümleri yapılabilen dinamik bir modda belirlenmiştir. Sr ve Nd izotop oranları, $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ ve $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ a göre kütle fraksiyonu için yeniden hesaplanmıştır. SRM-987 standardı ortalama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710255$ (13) ($N=13$; limit=95 %) ve JNdi-1 standardı ise $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121123$ (73) ($N=11$; limit = 95%) olarak bilinmektedir.

4. BULGULAR

4.1. Çalışma Alanının Jeolojisi

Bu tez çalışması; Yusufeli (Artvin) ilçesinin kuzeyinde kalan alanda Karameşe metagranitoyidi'ni içeren bir alanda Sakarya Zonu'nda doğusunda, doğu-batı yönlü olarak uzanım sunan bir alanda yürütülmüştür. Söz konusu geniş alanda Jura öncesi dönemde yüzeyleme veren çok sayıda birbiri ile bağlantılı ya da bağlantısız sokulum kayalar ve bunların kesmiş olduğu metamorfik temel kayalar mevcuttur (Şekil 2). Önceki çalışmalarıyla, bu kayaların tamamına yakını Variskan kayalar olarak tanımlanmıştır. Tez çalışmasının söz konusu olduğu sahada daha önceki ön izlenimleri ile değişik lokasyonlarda varlıkları gözlenen ve bu projeye konu olan metagranitoidler, Söz konusu metamorfik temeli keserek yüzeylemiş olup; azımsanmayacak kadar yüzeyleme vermişlerdir. Bu düşünceyle, bölgenin genelinde metagranitoid kayalar için muhtemel lokasyonlar gezilmeye ve örneklenmeye çalışılmıştır. Bölgede gözlenen metagranitoidleri, kaba saha gözlemleri ile birbirlerinden ayırmak oldukça mümkün ve kolaydır. Bölgede yüzeyleme veren metagranitoid karakterli kayalar, diğer daha genç granitoid kayalara göre oldukça iri taneli ve I-tipi kayalarda hiç gözlenmeyen muskovit içeren ve metamorfik dokusal görünüşleri ile karakteristiktirler. Çalışmaya konu seçilen, metagranitoidler, bölgenin temelini oluşturan Prekambriyen yaşlı metamorfik kayalar keserek yüzeylemişlerdir. Ancak kesme ilişkileri, sahada çok net gözlenememiştir. Erken-Orta Jura yaşlı I-tipi granitoidler tarafından kesilmiştir. Jura granitleri; Geç Jura-Erken Kretase karbonatları tarafından üzerlenirler. Geç Kretase ve Orta Eosen sedimanter birimleri, tüm bu birimleri üzerlerler (Şekil 2). Saha çalışmaları sırasında, metagranitoid kayalarda, alterasyonun çok yaygın olduğu, kayaların birçok kesimde arenalaştığı gözlenmiştir. Bu sebeple tüm lokasyonlardan 30'dan fazla örnek alınmıştır. Tamamı ayrıntılı incelenen lokasyonlardan kullanılabilir örnekler seçilmiş ve yaklaşık 20 adet ayrışmamış kayacın ince kesiti hazırlanmıştır. Tüm bu örneklerin petrokimyasal analiz amaçlı kullanılacağı da düşünülerek ayrıntılı jeolojik haritalara işlenmesi gerçekleştirilmiştir. Proje materyaline ait lokasyon dağılımları genellikle Sakarya Zonu içerisinde, bu zonun doğu kesimlerinde yer almaktadırlar (Şekil 2).



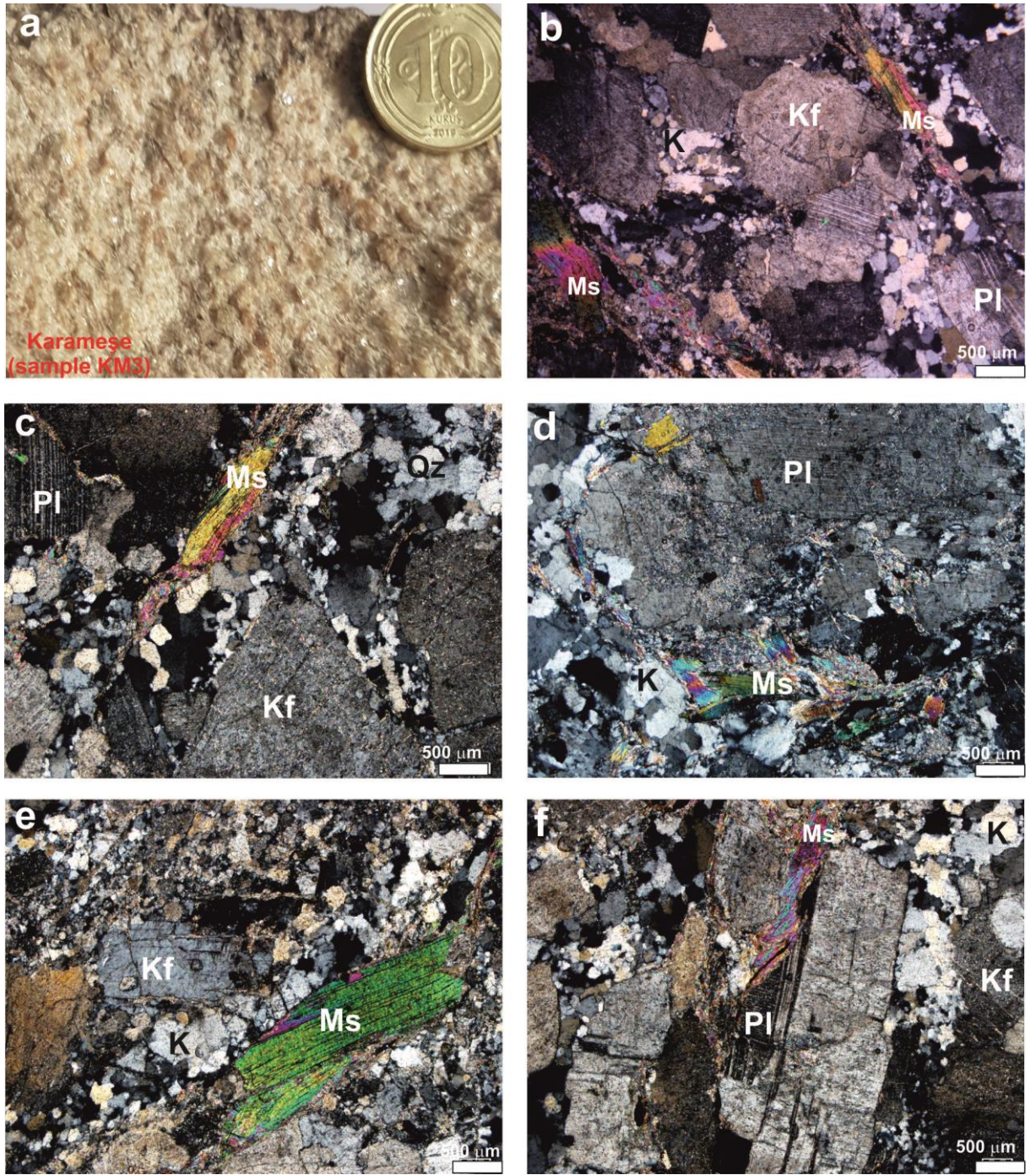
Şekil 2. Karameşe metagranitoyidi'ni kapsayan alanın (Doğu Sakarya Zonu) sadeleştirilmiş jeoloji haritası [Dokuz ve diğ. (2006)'dan değiştirilerek].

4.2. Petrografi ve Mineraloji

Bu tez çalışmasının arazi çalışmaları sırasında çalışma sahasının tamamından derlenen metagranitoid kayaçlar, oldukça çatlaklı, kırıklı oldukları ve ticari anlamda blok vermeyen boyutlara sahip oldukları gözlenmiştir (Şekil 3a). Prekambriyen temele ait metamorfik kayaçları keserek yüzeyleme vermişlerdir. Karameşe metagranitleri çalışma alanının temel birimlerini kesmiş olup; Erken Jura magmatik kayaçları tarafından kesildikleri gözlenememiştir. Karameşe metagraniti, Artvin ili Yusufeli ilçesi kuzey kesiminde yaklaşık 6 km² lik alanı kaplamaktadır. Sahada gözlenen yoğun kırıntılı örtü, dokanak ilişkileri takibini zorlaştırmıştır. Ancak, özellikle vadi içlerinde gözlenen nadir dokanak lokasyonu ilişkilerinden kayaçların net bir şekilde yan kayaçları kestikleri anlaşılmıştır. Dokanaklarda cevherleşme izleri belirlenmemiştir. I-tipi

granitoyid kayaçlar ile benzerlik sunarlar. Yani sıcaklık-yan kayaç etkileşimleri her iki kayaç grubunda hemen hemen oldukça benzerdir.

Plüton kısmen taze ve kirli sarımsı görünümlü kayalardan oluşmaktadır. Karamişe metagranitoyidi mineral yüzde bileşimine göre orta-iri taneli metagranitlerde oluşmaktadır. Metagranitler bütün yüzleklerde mafik mikrogranular anklav içermemektedir (Şekil 3a). Bu kayalar az deforme olmuş ve masif bir yapıya sahiptir (Şekil 3a). Ayrıca milonitik foliasyon ince kesitlerde saptanmamıştır. Optik mikroskop çalışmaları metagranitlerde plajioloklas, alkali feldspat, kuvars ve muskovitten oluşan mineral topluluklarına sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 3b-f). Zirkon ve apatit aksesuar fazlarını oluşturmaktadır. Serisit, kalsit ve epidot mineralleri ikinci fazları oluşturmaktadır. Petrografik özellikler düşük-orta dereceli metamorfizma koşullarını işaret etmektedir.

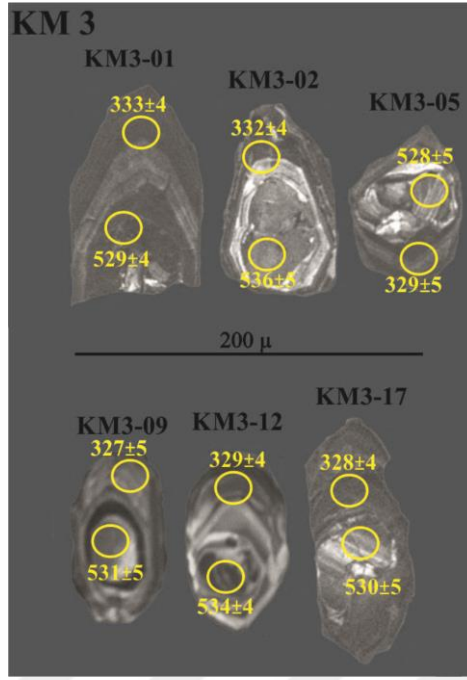


Şekil 3. Karameşe metagranitoyidi'nin; a: makroskobik, b-f: mikroskobik görünüşleri.
Pl: plajiyoklas, Kf: k-feldispat, M: muskovitbiyotit, K: kuvars.

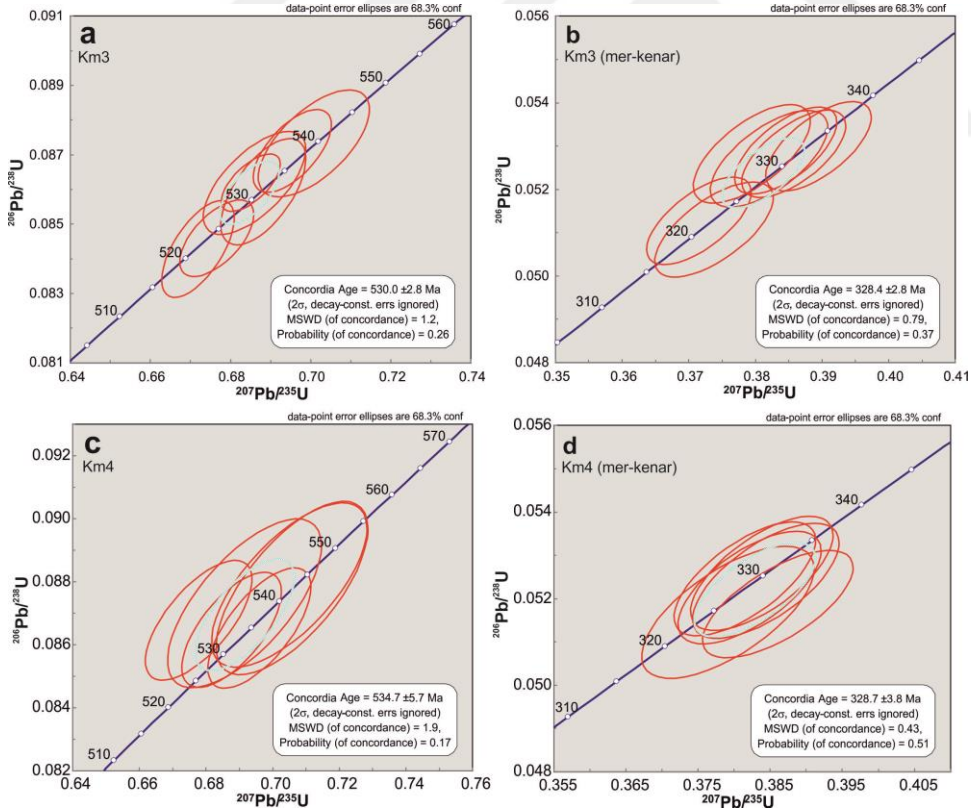
4.3. LA-ICP-MS Zirkon U-Pb Jeokronolojisi

Karamaşe metagranitoidini temsil eden KM3 ve KM4 örnekleri kristalizasyon yaşlarını ortaya çıkarmak amacıyla zirkon yaşlandırması için seçilmiştir. U-Pb ölçümleri Tablo 1’de verilmiştir. Zirkonlardan elde edilen konkordiya diyagramları ve katodoluminesans (CL) görüntüleri Şekil 4 ve Şekil 5’de gösterilmiştir.

KM3 ve KM4 örneklerinden ayrılan zirkon taneleri mikroskop altında açık sarı-saydam görünümlü ve çoğunlukla prizmatik şekillidir. Zirkonların CL görüntüleri magmatik kökeni gösteren çok sayıda magmatik zonlanma içerdiğini göstermektedir (Şekil 4). Zirkon tanelerinin içerisinde görülebilir inklüzyon saptanmamıştır. Zirkon taneleri 100µm ve 150 µm arasında değişen boylara sahiptir. Morfolojik özellikler çatlaklı prizmatik zirkon tanelerinin en ve boy oranlarının yaklaşık olarak 1:1 ile 1:2 olduğunu göstermektedir. Zirkonların kenarlarında metamorfik büyümeler tespit edilmiştir (Şekil 4). Bu zirkonların Th/U içerikleri magmatik zirkonların aksine 0.1’den küçüktür (Tablo 2). Konkordant analizler Şekil 5a,c de verilmiştir. Ortalama U-Pb yaşları 534.7 ± 5.7 My ile 530.0 ± 2.8 My arasında değişmektedir (MSWD=1.2-1.9). Metamorfik büyüme zonlarından alınan U-Pb yaşları 328.7 ± 3.8 My ile 328.4 ± 2.8 My arasında değişen yaşlar vermiştir (MSWD=0.4-0.8). Magmatizma yaşları Erken Kambriyen dönemini, metamorfizma yaşı ise Geç Karbonifer Variskan metamorfizması ile uyumludur.



Şekil 4. Karamaşı metagranitoyidi'ne ait zirkonların katölüminesans görüntüleri ve analiz noktaları.



Şekil 5. Karamaşı metagranitoyidi'nin zirkon U-Pb konkordiya yaş diyagramları.

Tablo 1. Karamişe metagranitoyidi'ne ait zirkonların U-Pb izotop kompozisyonları ve yaşları

Örnek No	Analiz	Oranlar					Yaş (My)			Uyumluluk (%)	
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1SE	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1SE	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}$
B3	3*	1.28293	0.07629	0.075668	0.001548	0.344	538	14	470	9	87
B3	5	0.51114	0.02085	0.066947	0.001141	0.532	419	3	420	2	100
B3	6*	1.06458	0.05027	0.072965	0.001469	0.426	536	15	454	9	85
B3	8	0.51287	0.01675	0.068702	0.001352	0.603	424	3	428	3	101
B3	9	0.50437	0.01916	0.067479	0.001225	0.573	420	5	421	4	100
B3	11	0.54175	0.02088	0.070092	0.001281	0.563	426	5	432	4	101
B3	15	0.51294	0.01844	0.068507	0.000699	0.544	430	6	427	4	99
B3	17*	1.53209	0.05389	0.073304	0.000785	0.304	743	22	456	5	61
B3	18	0.53328	0.01660	0.069744	0.000690	0.575	432	5	430	4	100
B3	19	0.51573	0.00718	0.066925	0.000697	0.578	422	5	418	4	99
B3	22	0.51079	0.01632	0.068432	0.000720	0.597	429	4	427	4	100
B3	23*	1.99492	0.0356	0.074751	0.000712	0.534	814	12	465	4	57
B3	24	0.50134	0.02390	0.067448	0.000715	0.569	424	6	421	4	99
B4	5	0.51169	0.01588	0.068084	0.001256	0.562	423	8	429	6	101

Tablo 1 (Devamı). Karamişe metagranitoyidi'ne ait zirkonların Lu-Hf izotop kompozisyonları.

B4	6	0.50701	0.01467	0.06735	0.001925	0.588	416	6	420	5	101
B4	8	0.51873	0.0101	0.068792	0.000711	0.528	418	7	426	4	102
B4	9	0.54598	0.01696	0.070774	0.002173	0.589	442	6	441	6	100
B4	10	0.53999	0.01738	0.071611	0.002593	0.590	438	9	440	5	100
B4	11	0.53183	0.01703	0.071272	0.002253	0.587	433	6	436	6	101
B4	14	0.52910	0.01032	0.068849	0.000913	0.693	432	7	429	6	99
B4	15*	0.49914	0.01634	0.062289	0.001997	0.580	441	11	390	12	88
B4	17*	0.59771	0.01692	0.076176	0.002133	0.589	516	11	473	13	92
B4	21*	0.68347	0.02144	0.045631	0.001373	0.559	529	13	288	8	54
B4	22	0.54171	0.01849	0.070622	0.002118	0.576	435	6	440	6	101
B4	23	0.51991	0.01576	0.069063	0.002054	0.581	425	7	431	6	101
B4	24	0.51790	0.01472	0.068905	0.001918	0.580	424	6	430	5	101
B4	26	0.50591	0.01469	0.06777	0.001932	0.582	416	7	423	5	102
B11	1	0.47429	0.01255	0.063564	0.001654	0.588	398	9	400	4	101
B11	2	0.47569	0.01292	0.062227	0.001706	0.588	394	9	398	4	101
B11	12	0.49694	0.01458	0.066409	0.001021	0.524	410	10	414	6	101
B11	21	0.49023	0.0142	0.065704	0.001087	0.571	405	10	410	7	101
B11	30	0.49158	0.00534	0.065456	0.000616	0.583	413	4	409	4	99

Tablo 1 (Devamı). Karamaşe metagranitoyidi'ne ait zirkonların Lu-Hf izotop kompozisyonları.

B11	33*	1.53209	0.05389	0.073304	0.000785	0.304	943	22	456	5	48
B11	35	0.49159	0.01461	0.065196	0.00097	0.500	406	10	407	6	100
B11	38	0.47938	0.00513	0.063929	0.000616	0.899	398	4	399	4	100
B11	46	0.49529	0.00512	0.065307	0.000584	0.589	408	3	412	4	101
B11	49	0.49050	0.01629	0.066286	0.000644	0.594	415	10	414	4	100
B11	52*	1.99492	0.0356	0.074751	0.000712	0.534	1114	12	465	4	42
B11	54*	0.60038	0.00884	0.065092	0.000561	0.586	477	6	407	3	85
B11	58	0.49502	0.00499	0.065234	0.000565	0.859	408	3	407	3	100
B11	60	0.49405	0.01411	0.063968	0.000638	0.618	404	8	400	4	99

* Yaş hesaplamasında kullanılmayan analizler

Tablo 2. Karameşe metagranitoyidi'ne ait zirkonların iz element kompozisyonları.

Sample	Grain spot	Ratios					Apparent Age (Ma)				Concordance (%)
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1SE	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1SE	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}$
KM3	01r	0.38950	0.00524	0.052988	0.000682	0.656	334	4	333	4	100
KM3	01c	0.68515	0.00487	0.086194	0.000547	0.657	532	4	529	3	99
KM3	02r	0.38576	0.00514	0.052818	0.000669	0.652	331	4	332	4	100
KM3	02c	0.70085	0.00914	0.087315	0.001018	0.636	544	4	536	5	99
KM3	04r*	0.78796	0.0314	0.066596	0.001388	0.623	590	18	416	8	71
KM3	04c*	1.44087	0.01842	0.146864	0.001755	0.635	906	8	883	10	97
KM3	05r	0.38204	0.00582	0.052703	0.000736	0.653	334	4	328	5	98
KM3	05c	0.67194	0.00598	0.084276	0.000921	0.640	536	5	527	5	98
KM3	09r	0.37951	0.00579	0.052819	0.000750	0.660	330	4	327	5	99
KM3	09c	0.68823	0.00698	0.085929	0.001012	0.624	542	5	531	6	98
KM3	12r	0.38458	0.00505	0.052895	0.000664	0.656	327	4	329	4	101
KM3	12c	0.69548	0.00644	0.087100	0.000789	0.633	530	4	534	5	101
KM3	13r	0.37156	0.00515	0.051267	0.000665	0.660	330	4	326	4	99
KM3	13c	0.67668	0.00609	0.084583	0.000726	0.613	522	4	528	4	101
KM3	17r	0.37382	0.00585	0.051070	0.000724	0.666	332	4	328	4	99
KM3	17c	0.68605	0.00847	0.086181	0.000976	0.657	535	5	530	6	99
KM3	18r*	0.36662	0.00531	0.049436	0.000688	0.661	327	4	311	4	95
KM3	18c*	0.52161	0.00734	0.060481	0.000760	0.693	426	5	379	5	89
KM4	01r*	0.44779	0.00785	0.059462	0.001009	0.668	356	6	372	6	104
KM4	01c*	0.45461	0.00638	0.059966	0.000797	0.647	391	4	375	5	96
KM4	03*	0.48231	0.00676	0.063620	0.000853	0.658	380	5	398	5	105
KM4	04r	0.38444	0.00669	0.052407	0.000879	0.665	330	5	329	5	100
KM4	04c	0.69162	0.01524	0.087312	0.001773	0.683	536	8	538	8	100
KM4	05r	0.38219	0.00655	0.052250	0.000856	0.655	329	5	328	5	100
KM4	05c	0.70592	0.01504	0.087791	0.001816	0.684	548	9	538	8	98
KM4	07r	0.38386	0.00652	0.052581	0.000869	0.673	330	5	330	5	100
KM4	07c	0.67787	0.01058	0.086771	0.001253	0.681	516	7	528	8	102
KM4	09r	0.37919	0.00789	0.051677	0.001009	0.667	336	5	328	6	98
KM4	09c	0.70502	0.01538	0.087895	0.001723	0.688	552	7	538	8	97
KM4	12r	0.38153	0.00648	0.052449	0.000870	0.677	328	5	330	5	101
KM4	12c	0.68783	0.00986	0.086467	0.001206	0.659	538	6	532	7	99
KM4	14r	0.38609	0.00690	0.051869	0.000816	0.681	332	6	328	6	99
KM4	14c	0.69610	0.01022	0.086528	0.001263	0.679	530	6	533	8	101

* Analyses not used in age calculation

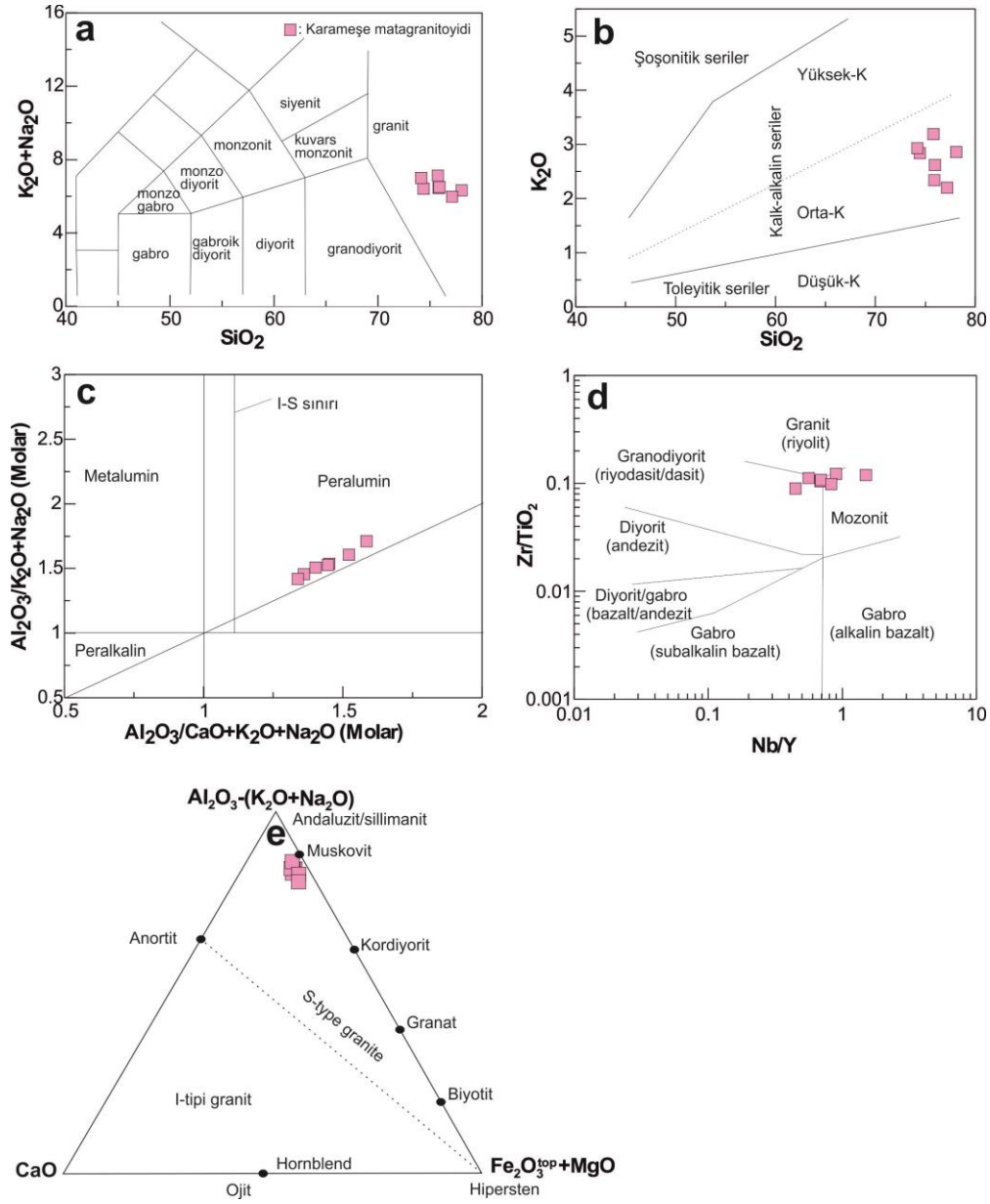
4.4. Jeokimya

4.4.1. Ana ve İz Element Jeokimyası

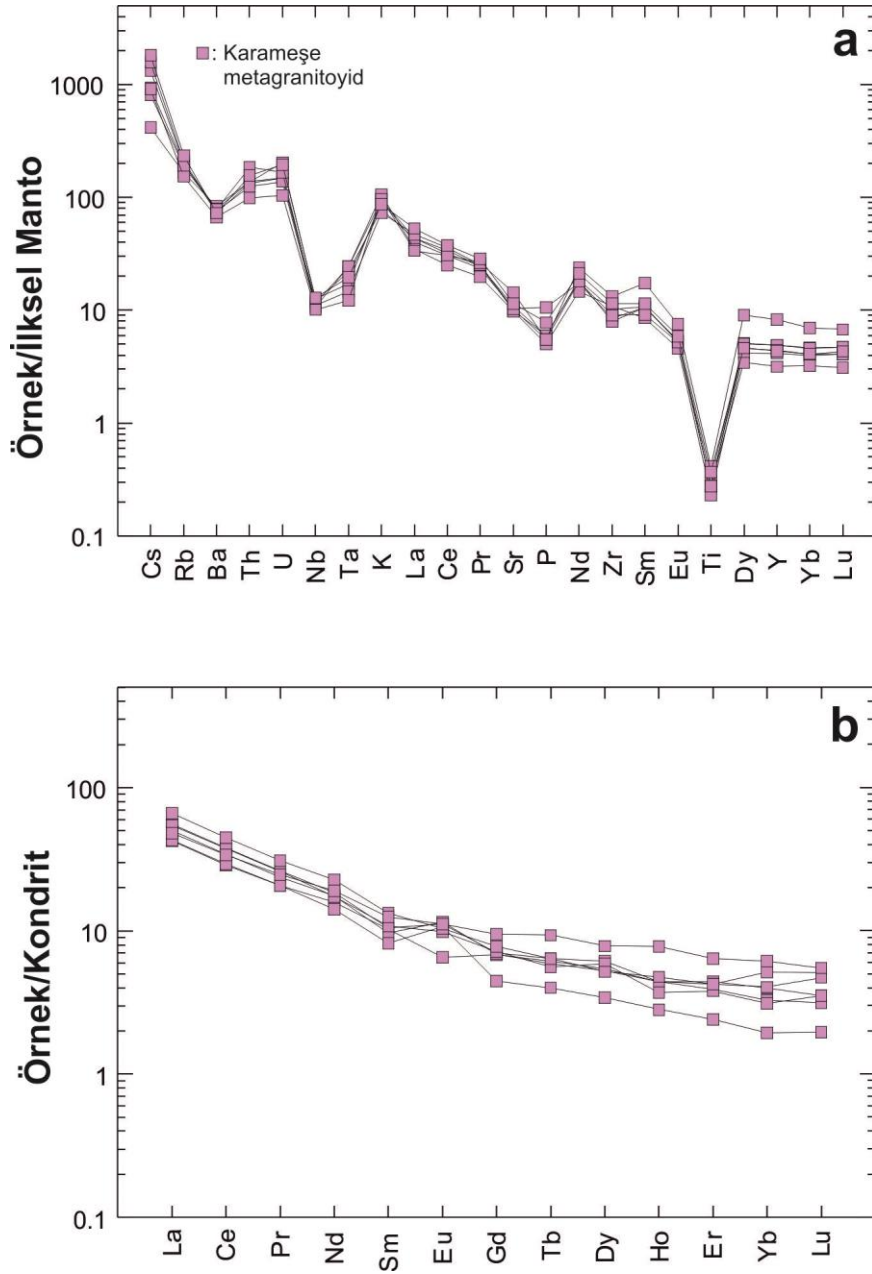
Karamişe metagranitoidine ait 7 toz örnek ayrıntılı petrografik tanımlamadan sonra jeokimyasal özelliklerin ortaya çıkarılması amacıyla jeokimyasal analizler için seçilmiştir. Jeokimyasal veriler Tablo 3 de verilmiştir. Metagranitoid örnekleri düşük kızdırma kaybı değerine ($LOI < 1.6\%$) sahiptir. Bu durum nadir toprak elementleri ve iz elementleri diziliminde hareketli ve hareketsiz elementlere göre Ce anomalisinin yokluğuyla uyumludur (Polat vd., 2002). Bu örneklerin genellikle taze olması düşük kızdırma kaybıyla uyumludur. Kızdırma kaybı ile düşük iyonlu litofil elementler (LILE) gibi akışkanlar içerisinde hareketli elementler arasında bir korelasyon yoktur ve bu durum alterasyonun iz element jeokimyasını etkilememiş olduğuna işaret etmektedir.

Bütün jeokimyasal izler örneklerin orijinal kimyasal bileşimini değiştirecek önemli bir alterasyonu ortadan kaldırmaktadır. Karamişe metagranitoidleri yüksek SiO_2 (74.47–78.13 %ağ.), toplam alkali $K_2O + Na_2O$ (6.3-7.1 %ağ.) ve MgO (0.32-0.59 %ağ.) içeriklerine sahiptir. Al_2O_3 içerikleri, 12.83 ila 15.35 ağ.% arasında değişmektedir. Karamişe örnekleri, silikaya karşın toplam alkali diyagramında granit alanına; Zr/TiO_2 oranına karşın Nb/Y diyagramında granit, granodiyorit ve monzonit alanına düşmektedirler (Şekil 6a,d). Kayaçlar, K_2O içeriğine karşın SiO_2 diyagramında orta-K kalk-alkalin özellik sunarlar (Şekil 6b). Alüminyum doygunluk indexleri (ADI) 1.33 ila 1.58 arasında değişmekte olup, kuvvetli metalumin karaktere işaret etmektedir (Şekil 6c). Örnekler, $[Al_2O_3-(Na_2O + K_2O), CaO, Fe_2O_3^{tot} + MgO]$ diyagramında S-tipi granit olarak sınıflanırlar (Şekil 6e).

Karamişe örnekleri, büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerce (BIYLE; Rb ve Ba) yüksek alan enerjili elementlere göre (YAEE; Nb, Ta, ve Ti) zenginleşme sunarlar. Kayaçlar, ilksel manto normalize spider diyagramlarda; Ba, Nb Ti ve Ta elementleri bakımından tüketilme sunarlar (Şekil 7a). Örnekler, ilksel ergiyiklere göre, düşük geçiş elementleri Ni (<20 ppm), Sc (1–2 ppm) ve Co (17–36 ppm) değerlerine sahiptirler. Karamişe örnekleri hafif NTE zenginleşme ve ağır NNTE lere göre, orta NTE lerce hafif fraksiyonlaşma sunarlar. Kontrit normalize Eu/Eu^* değerleri, 0.8 ile 1.8 arasında değişmektedir (Şekil 7b).



Şekil 6. Karamaşa metagranitoidi'nin; a: toplam alkali içeriklerine karşın SiO_2 diyagramındaki (Middlemost, 1994) yerleri, b: K_2O içeriklerine karşın SiO_2 değişim diyagramlarındaki (Peccerillo ve Taylor, 1976) dağılımları, c: $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ (molar)



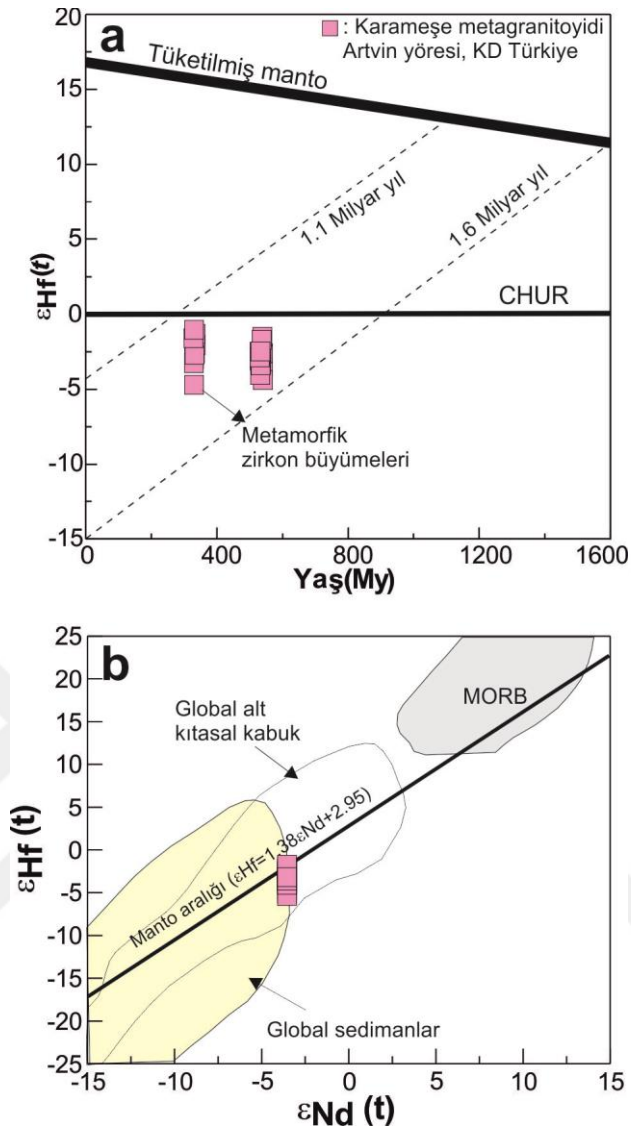
Şekil 7. Karamaşı metagranitoidi'nin; a: ilksel manto'ya göre (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş çoklu element modelleri, b: kondrite göre (Sun ve McDonough, 1989) normalize edilmiş nadir toprak element modelleri.

4.4.2. Toplam kayaç Sr-Nd ve Zirkon Lu-Hf İzotop Bileşimleri

Karamaşı örnekleri üzerinde gerçekleştirilen toplam kayaç Sr ve Nd izotop analiz sonuçları Tablo 4'de verilmiştir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ ve $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ değerleri, metagranitoidlerden elde edilen zirkon U-Pb 530 My yaşa göre hesaplanmıştır. Karamaşı örnekleri radyojenik Nd izotop karakteristikleri sunmakla birlikte; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ değerleri -4.76 ile -2.90 arasında değişmektedir. Toplam kayaç $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ oranları ise büyük ölçüde metamorfik

süreçlerden etkilenmiştir ve gerçekçi değillerdir. Bu nedenle, petrojenetik değerlendirmelerde kullanılmamışlardır.

Karamiş örneklerinin zirkon Hf izotop değerleri Tablo 5’de sunulmuştur. Örneklerden derlenen zirkonların $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ ve T_{DM1} zirkon U-Pb 530 My yaşıya göre hesaplanmıştır. Karamiş örneklerinin $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ oranları, 0.282346 ile 0.282564 arasında, $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ oranları 0.0156 ile 0.1382 arasında ve $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ oranları ise; 0.00031 ile 0.00262 arasında değişmektedir. Örneklerin $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerleri, -1.08 ile -4.75 arasındadır ve Hf model yaşlar (T_{DM1}) 1.1 ile 1.3 Milyar yıl yaşıya göre hesaplanmıştır (Tablo 6). Örneklerin, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerine karşın yaş (My) diyagramlarındaki yerleri zengin (yüksek- ϵ) alanındadır (Şekil 8a). Dahası, Karamiş örnekleri, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerine karşın $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diyagramında global sedimanlar alanında yer almaktadır (Şekil 8b).



Şekil 8. Karamaşı metagranitoidleri'ndeki örneklere ait zirkonların; a: $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerine karşı kristalizasyon yaşları diyagramı, b: $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ değerine karşı $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diyagramındaki yerleri.

Tablo 3. Karamişe metagranitoyidi'nin ana ve iz element bileşimleri

Örnek	BR1	BR2	BR3	BR4	BR6	BR7	BR9	BR10	BR11
Kayaç Türü	meta-granitoyid	meta-granitoyid	meta-granitoyid	meta-granitoyid	meta-granitoyid	meta-granitoyid	meta-granitoyid	meta-granitoyid	meta-granitoyid
SiO ₂	65.75	66.78	63.18	63.65	62.42	64.09	64.71	63.02	62.85
TiO ₂	0.43	0.40	0.55	0.51	0.53	0.48	0.49	0.53	0.55
Al ₂ O ₃	14.82	15.08	15.17	15.13	15.94	14.91	14.82	15.59	14.81
Fe ₂ O ₃	4.29	4.08	5.24	5.03	5.13	4.89	4.70	5.12	5.60
MnO	0.09	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.11
MgO	3.65	3.33	4.57	4.30	4.35	4.36	3.98	4.33	4.84
CaO	2.95	3.13	3.89	3.81	3.95	3.48	3.53	3.53	3.72
Na ₂ O	2.77	2.90	2.46	2.47	2.70	2.37	2.47	2.63	2.48
K ₂ O	3.32	2.51	3.18	3.08	3.09	3.41	3.20	3.15	3.01
P ₂ O ₅	0.14	0.10	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04
AK	1.5	1.4	1.2	1.5	1.4	1.5	1.6	1.6	1.6
Toplam	99.79	99.84	99.80	99.78	99.80	99.81	99.80	99.80	99.79
Mg#	63	62	63	62	63	64	62	63	63
Rb	148.5	135.4	131.5	128.0	130.9	137.8	144.0	157.7	149.5
Sr	214.5	216.4	234.7	237.9	258.9	224.3	228.0	239.0	235.0
Ba	409	358	618	646	572	678	551	661	549
Zr	111.4	73.4	170.7	119.9	124.0	112.2	158.2	108.3	121.0
Hf	3.6	2.3	4.7	3.3	3.4	3.2	4.4	3.3	3.3
Ta	1.4	1.0	0.7	0.7	0.9	0.6	0.9	0.8	0.8
Nb	10.1	9.8	9.9	9.3	8.3	8.4	8.9	9.2	9.9
Y	22.8	12.8	22.1	20.2	19.5	20.3	20.9	22.1	23.9
U	3.0	2.8	1.7	2.1	2.4	3.4	2.2	3.9	3.4
Ni	40	45	45	47	48	43	41	42	54
Ga	17.4	17.7	16.7	16.8	17.2	15.9	16.9	18.2	16.6

Tablo 3 (Devamı). Karamaşe metagranitoyidi'ne ait zirkonların Lu-Hf izotop kompozisyonları.

c	15	15	18	17	17	17	17	18	19
Be	7	1	3	2	3	<1	5	3	2
Co	56.2	40.9	36.2	61.3	34.7	37.6	36.8	33.1	38.9
Cs	13.8	12.9	10.6	10.4	10.3	9.3	11.2	14.9	13.4
Sn	5	4	3	3	3	3	3	4	4
Th	10.6	8.5	10.3	10.9	10.3	9.8	11.9	10.8	12.5
V	81	79	108	97	106	98	97	110	110
W	318.9	162.0	149.2	312.9	134.7	140.0	170.0	128.1	134.3
La	30.1	23.2	29.4	29.8	30.5	27.5	32.1	29.1	33.0
Ce	52.3	42.9	53.8	55.9	54.9	51.1	62.4	55.8	63.5
Pr	6.42	4.82	6.25	6.16	6.31	5.94	6.79	6.31	7.04
Nd	23.2	18.0	23.4	23.0	23.2	21.5	25.4	23.5	26.5
Sm	4.56	3.07	4.51	4.26	4.36	4.26	4.44	4.48	4.90
Eu	0.83	0.77	0.92	0.93	0.97	0.90	0.92	0.89	0.92
Gd	3.89	2.56	4.06	3.81	3.63	3.72	3.92	3.82	4.31
Tb	0.63	0.37	0.62	0.58	0.58	0.59	0.60	0.61	0.68
Dy	3.78	2.15	3.69	3.38	3.39	3.51	3.46	3.76	4.19
Ho	0.74	0.43	0.78	0.73	0.69	0.76	0.71	0.81	0.83
Er	2.22	1.36	2.32	2.03	2.02	2.05	2.17	2.28	2.47
Tm	0.35	0.18	0.33	0.30	0.29	0.31	0.34	0.35	0.37
Yb	2.26	1.21	2.12	1.98	1.74	2.10	2.08	2.34	2.33
Lu	0.33	0.18	0.31	0.30	0.30	0.32	0.35	0.36	0.38
Koordinatlar	40°01'50,14"K				40°03'29,97"K	40°03'34,26"K			
	30°12'03,96"D				30°15'26,16"D	30°15'27,03"D			

$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{top}}$: Fe_2O_3 cinsinden toplam demir. AK (ateşte kayıp): Toplam uçucu içeriği.

$\text{Mg\#} = 100 \times \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$. ADI: Alkali Doygunluk İndeksi.

Tablo 4. Karamişe metagranitoyidi'ne ait zirkonların Sr-Nd izotop kompozisyonları.

Örnek	[Rb] ppm	[Sr] ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(t)	[Sm] ppm	[Nd] ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (t)	TDM1 (My)
<i>Karamişe</i>														
KM3	57.7	77	2.164	0.716076	0.000019	0.699990	1.60	8.6	0.113	0.512197	0.000019	-8.60	-2.90	1275
KM5	61.4	117	1.519	0.714119	0.000026	0.702826	1.48	8.2	0.109	0.512129	0.000020	-9.94	-4.01	1330
KM7	53.1	66	2.333	0.716507	0.000033	0.699164	1.65	8.1	0.123	0.512139	0.000013	-9.73	-4.76	1501
KM8	64.1	100	1.862	0.715270	0.000026	0.701434	2.04	10.6	0.116	0.512118	0.000017	-10.15	-4.72	1436

Not: $\epsilon_{Nd} = ((^{143}Nd/^{144}Nd)_s / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} - 1) \times 10000$, $f_{Sm/Nd} = (^{147}Sm/^{144}Sm)_s / (^{147}Sm/^{144}Sm)_{CHUR} - 1$, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.512638$, and $(^{147}Sm/^{144}Sm)_{CHUR} = 0.1967$. Lineer izotopik oran eşitliği: $T_{DM} = 1 / \ln(1 + ((^{143}Nd/^{144}Nd)_s - 0.51315) / ((^{147}Sm/^{144}Nd)_s - 0.2137))$.

Tablo 5. Karamişe metagranitoyidi'ne ait zirkonların Lu-Hf izotop kompozisyonları.

Örnek	Analiz	Yaş	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	1SE	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	ε_{Hf}	T_{DM} (My)	T_{DM2} (My)
B3	11	432	0.282347	0.000014	1.46721	0.000016	0.00129	0.00002	0.0600	0.0013	0.282337	-6.24	1274	1753
B3	9	421	0.282394	0.000026	1.46723	0.000034	0.00092	0.00001	0.0407	0.0003	0.282387	-4.71	1197	1651
B3	8	428	0.282358	0.000009	1.46720	0.000019	0.00125	0.00002	0.0596	0.0009	0.282348	-5.93	1258	1731
B3	5	420	0.282344	0.000015	1.46721	0.000019	0.00131	0.00001	0.0590	0.0003	0.282334	-6.61	1279	1767
B3	15	427	0.282329	0.000012	1.46721	0.000023	0.00131	0.00002	0.0631	0.0011	0.282319	-6.99	1300	1796
B3	18	430	0.282303	0.000018	1.46723	0.000039	0.00133	0.00001	0.0509	0.0008	0.282292	-7.85	1337	1851
B3	22	427	0.282343	0.000010	1.46723	0.000027	0.00182	0.00007	0.0767	0.0033	0.282328	-6.64	1298	1774
B3	24	421	0.282331	0.000012	1.46722	0.000019	0.00100	0.00002	0.0461	0.0006	0.282323	-6.96	1286	1789
B3	19	420	0.282316	0.000010	1.46722	0.000015	0.00112	0.00001	0.0492	0.0007	0.282307	-7.55	1311	1825
B4	5	429	0.282394	0.000026	1.46723	0.000034	0.00092	0.00001	0.0407	0.0003	0.282387	-4.54	1197	1646
B4	6	420	0.282354	0.000012	1.46723	0.000026	0.00237	0.00005	0.1104	0.0019	0.282335	-6.55	1301	1763
B4	8	426	0.282364	0.000010	1.46728	0.000022	0.00076	0.00001	0.0321	0.0002	0.282358	-5.62	1233	1710
B4	9	441	0.282322	0.000013	1.46722	0.000019	0.00089	0.00000	0.0416	0.0005	0.282315	-6.82	1295	1795

Tablo 5 (Devamı). Karamişe metagranitoyidi'ne ait zirkonların Lu-Hf izotop kompozisyonları.

B4	10	440	0.282265	0.000029	1.46718	0.000083	0.00121	0.00001	0.0617	0.0004	0.282255	-8.95	1386	1926
B4	11	436	0.282339	0.000008	1.46724	0.000018	0.00098	0.00002	0.0445	0.0007	0.282331	-6.35	1275	1763
B4	14	429	0.282438	0.000010	1.46730	0.000027	0.00157	0.00006	0.0651	0.0025	0.282425	-3.17	1156	1561
B4	22	440	0.282318	0.000013	1.46720	0.000020	0.00139	0.00005	0.0675	0.0024	0.282306	-7.13	1318	1814
B4	23	431	0.282298	0.000011	1.46723	0.000028	0.00078	0.00004	0.0368	0.0005	0.282292	-7.85	1325	1852
B4	24	430	0.282294	0.000017	1.46720	0.000019	0.00098	0.00001	0.0451	0.0005	0.282286	-8.07	1337	1864
B4	26	423	0.282288	0.000013	1.46720	0.000022	0.00097	0.00002	0.0440	0.0008	0.282280	-8.43	1345	1881
B11	1	400	0.282316	0.000013	1.46720	0.000021	0.00082	0.00001	0.0385	0.0005	0.282310	-7.90	1301	1831
B11	2	398	0.282326	0.000015	1.46727	0.000021	0.00125	0.00001	0.0578	0.0004	0.282317	-7.71	1302	1817
B11	12	414	0.282344	0.000015	1.46721	0.000019	0.00131	0.00001	0.0590	0.0003	0.282334	-6.74	1279	1770
B11	21	410	0.282340	0.000013	1.46721	0.000018	0.00113	0.00005	0.0527	0.0022	0.282331	-6.92	1279	1778
B11	30	409	0.282317	0.000014	1.46724	0.000027	0.00084	0.00002	0.0383	0.0009	0.282310	-7.68	1300	1824
B11	35	407	0.282347	0.000014	1.46721	0.000016	0.00129	0.00002	0.0600	0.0013	0.282337	-6.78	1274	1767
B11	38	399	0.282315	0.000019	1.46719	0.000044	0.00146	0.00001	0.0500	0.0002	0.282303	-8.13	1325	1844
B11	46	412	0.282338	0.000015	1.46720	0.000035	0.00075	0.00000	0.0353	0.0002	0.282332	-6.84	1269	1775
B11	49	414	0.282335	0.000015	1.46719	0.000024	0.00109	0.00002	0.0512	0.0014	0.282327	-7.00	1284	1786
B11	58	407	0.282299	0.000015	1.46725	0.000027	0.00128	0.00002	0.0460	0.0008	0.282289	-8.48	1341	1872
B11	60	400	0.282280	0.000012	1.46721	0.000024	0.00088	0.00001	0.0420	0.0003	0.282273	-9.19	1353	1910

Tablo 6. Karamişe örneklerinin zirkon Hf yaş değeri

Element (ppm)	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U	Th/U
Sample spots																								
01r	1132.2	812.13	9.67	1839.73	2.44	1.063	12.65	2.26	14.07	9.57	8.62	23.69	9.88	147.4	61.7	299.09	78.7	865.02	183.1	12069.59	2.19	17.96	2372.85	0.008
01c	2008.1	977.96	145.72	4937.92	61.12	48.92	187.7	20.7	109.04	70.91	86.58	145.1	44.92	528.05	156.26	706.81	162.71	1596.7	285.83	9369.45	14.76	708.2	3441.03	0.206
02r	889.76	850.08	0.0	1859.7	3.63	0	4.29	0.05	1.06	2.7	1.012	24.44	10.33	159.63	60.25	291.86	66.26	621.78	125.11	9866.11	1.456	90.73	857.69	0.106
02c	263.85	634.6	4.01	689.94	3.46	0.146	19.4	0.4	4.61	4.91	2.85	15.29	4.87	60.4	20.93	100.37	23.39	241.12	48.52	7287.93	1.96	445	953.75	0.467
03r	1494.6	704.26	70.41	2806.45	10.97	3.92	39.91	5.6	39.33	31.84	41.69	86.84	26.69	278.45	84.51	395.63	90.22	884.03	170.45	9906.02	2.67	56.68	2652.09	0.021
03r	1968.8	1012.2	79.8	4829.55	34.77	7.12	79.12	9.85	62.85	48.06	66.38	113.9	38.09	485.86	143.81	668.74	137.52	1274	229.79	13407.22	12.52	81.68	3359.7	0.024
04r	596.16	721.54	4.34	1285.72	2.53	0.097	4.3	0.11	1.16	1.55	0.347	11.05	5.44	95.68	37.02	199.53	50.16	522.37	104.73	12359.25	1.247	73.46	869.66	0.084
05r	1987.5	706.63	639.49	3173.18	9.75	0.316	3.83	1.38	16.08	30.13	50.63	112	29.97	310.5	80.47	319.89	67.16	606.2	114.04	12379.32	2.14	14.56	939.88	0.015
05c	1122.3	524.93	14.01	1800.88	1.78	0	3.16	0.08	2.05	5.46	0.229	32.05	12.07	165.1	59.65	285.93	57.9	502.31	93.38	8458.16	0.729	96.68	355.35	0.272
06r	6007.3	855.07	26.23	11062.5	4.86	4.86	49.47	15.3	145.82	180.4	212.8	504.1	142.5	1291.5	316.22	1172.5	200.52	1779.4	304.98	11792.61	2.86	31.77	2563.93	0.012
7c	260.08	777.74	5.5	881.6	2.86	0	30.41	0.1	1.32	2.48	1.196	14.84	4.82	68.69	26.89	142.95	32.44	329.99	77.11	9849.18	0.768	177	202.54	0.874
8r	1277.7	1247.4	7.2	2620.88	4.88	0.058	2.73	0.09	1.76	6.49	0.969	55.61	19.45	251.27	80.85	348.93	67.6	580.6	106.73	9184.53	1.227	147.2	746.06	0.197
8c	3669.6	688.13	<1.74	688.59	2.03	15.8	73.22	8.7	39.63	11.31	0.348	17.01	4.93	59.9	19.7	97.6	22.58	210.46	41.99	9987.55	1.188	92.13	361.15	0.255
9r	1247.7	782.67	30.7	2103.2	5.62	1.271	17.52	3.09	17.81	14.28	18.59	30.77	13.32	172.48	57.4	290.13	74.82	769.65	147.47	11950.93	2.72	53.9	1731.4	0.031
9c	1247.9	858.1	6.53	2581.15	7.01	0.517	7.94	0.89	6.07	8.74	4.64	44.92	16.32	217.57	72.86	352.22	82.26	864.73	165.77	11000.6	2.93	145.8	1076.1	0.135
10c	314.12	662.69	10.4	2108.62	5.85	0.13	17.33	0.81	9.53	15.64	1.45	68.6	19.99	229.34	73.45	315.9	61	526.65	98.98	8988.68	1.617	271.8	407.25	0.667
10c	327.08	591.14	10.15	1779.16	8.61	0.174	17.24	0.29	3.39	6.64	0.962	38.6	13.13	162.61	56.43	269.08	55.33	494.93	94.54	9904.74	2.83	346	740.69	0.467
11c	417.48	871.16	0	2140.79	2.64	0	4.19	0.13	2.79	6.8	1.273	43.95	15.18	205.44	75.48	347.9	70.8	650.35	131.38	9134.7	1.02	125.7	447.38	0.281
12r	10364	1106.2	84.31	25310.1	11.49	11.99	83.9	30	284.45	566.4	674.3	1808	468.7	3770.3	815.77	2537.8	430.22	3178.6	489.94	12954.12	3.43	195.7	3398.03	0.058
12c	5711.8	909.88	51.72	9204.23	26.85	5.47	50.55	9.69	74.84	120.2	158.2	460.1	129.1	1097.8	271.26	1006.5	180.73	1509	271.62	13587.69	26.64	237.9	1769.84	0.134

Tablo 6 (Devamı). Karamaşe örneklerinin zirkon Hf yaş değerleri

13c	273.2	717.89	4.26	1603.67	6.73	0	8.52	0.07	1.56	4.68	0.581	28.03	10.14	138.33	54.21	274.68	58.92	550.69	112.66	7421.32	1.99	121.1	407.4	0.297
13r	1188.8	893.39	15.03	1896.61	2.39	0.889	9.26	1.7	11.5	9.16	7.91	18.55	9.41	148.17	54.9	305.52	82.86	941.33	193.78	14346.09	2.56	14.8	1211.81	0.012
14c	155.34	623.2	5.48	752.1	5.16	0.256	9.84	0.45	2.99	3.48	1.37	13.41	4.76	67.03	24.02	113.18	24.19	236.31	51.23	10237.5	2.76	72.23	326.13	0.221
14c	180.09	580.57	2.82	1993.27	9.18	0.118	25.3	0.22	2.46	5.75	0.477	41.09	14.43	187.94	69.07	317.32	61.82	540.96	100.78	10208.83	4.79	259.3	681.5	0.380
15c	235.48	650.15	15	1375.13	1.96	0.138	20.37	0.3	4.32	6.91	1.59	35.3	10.69	131.1	46.1	211.75	45.4	417.81	83.88	8610.37	0.838	237.6	236.27	1.005
16r	18830	1843.9	247.59	35473.1	17.38	26.04	188.4	51.6	460.08	623.9	709.2	1865	503.4	4198.1	964.39	3514.6	655.15	5081.6	850.22	12612.92	6.05	180.6	5038.57	0.036
16c	261.27	565.27	18.44	884.96	3.54	0	16.12	0.41	4.2	6.29	2.88	23.78	6.45	70.12	24.48	109.33	23.73	235.14	52.66	8409.7	1.364	203.3	739.69	0.275
17r	5276.4	1144.9	430.38	12970.4	108	46.26	442.6	62.4	354.87	255.5	601.4	447.5	127.7	1396	366.98	1566.1	347.8	3328.3	554.29	12645.42	8.99	441.1	6527.97	0.068
17c	1479.8	770.09	67.91	3195.39	25.87	3.77	54.03	5.88	34.43	23.49	62.94	54.01	20.58	264.11	91.77	472.22	113.09	1122.7	202.97	11823.4	8.52	338.8	1912.37	0.177
18r	2039.2	928.32	57.7	2960.86	6.35	3.46	44.16	7.62	53.36	41.34	32.91	93.4	29.29	340.46	86.43	373.37	83.47	791.96	136.58	10746.18	3.06	94.13	2556.85	0.037
18c	2764.9	1081.3	32.93	5125.17	10.87	3.13	30.5	5.26	36.76	31.37	19.2	87.46	34.36	478.06	150.64	734.59	166.37	1581.6	289.09	12882.66	3.89	177.9	1949.85	0.091
18r	2727.9	1509.2	107.45	5990.29	14.58	34.61	132.4	19.2	113.19	82.04	60.58	169.4	59.39	688.7	191.05	817.89	180.85	1798.2	324.91	14797.65	5.37	51.74	2849.59	0.018
19r	982.71	758.43	8.15	1714.48	5.4	0.638	5.57	0.85	4.65	4.63	3.91	15.01	7.54	121.44	48.32	277.16	72.59	777.1	162.04	12924.67	2.55	33.4	1423.25	0.023
19c	635.27	814.34	7.41	2035.98	6.15	0.372	11.76	0.41	4.34	6.72	2.54	35.97	13.61	182.62	63.78	305.08	65.33	623.68	118.94	11671.24	7.29	198.2	690.34	0.287
21r	605.52	741.28	4	2149.83	5.91	1.42	6.51	1.54	11.66	8.79	6.99	31.99	11.91	167.96	63.24	310.36	73.31	722.64	142.02	13192.22	4.75	95.36	1969.44	0.048
22c	71.5	603.95	8.67	1849.08	1.87	0.077	16.14	0.34	4.71	7.97	1.15	34.94	10.83	141.62	56.27	279.55	65.45	592.12	111.78	5607.06	0.671	527.6	1362.99	0.387
22r	380.26	912.8	18.26	1777.98	5.27	1.126	18.05	2.69	18.15	16.48	15.32	51.73	15.8	177.87	54.51	226.5	46.19	412.44	75.98	8355.4	0.932	204.7	1806.6	0.113
23c	502.61	640.36	9.06	2805.1	10.99	1.088	18.82	1.54	10.74	10.75	7.22	51.83	17.29	245.61	93.58	445.25	94.46	895.65	182.37	9489.69	3.55	638.7	1792.55	0.356
24r	2092.4	1100.2	164.33	4980.51	15.57	7.48	73.9	13.2	87.19	77.46	96.55	179.2	49.83	501.45	139.43	598.28	133.28	1352.9	261.67	12861.17	3.12	133.5	3518.43	0.038
24c	330.86	616.86	10.01	1204.54	5.92	0.69	14.58	0.49	3.61	4.9	0.885	25.83	8.18	103.54	39.47	185.51	42.16	414.35	88.16	9256.8	3.84	309.8	1446.03	0.214
25r	145.68	806.53	8.03	461.87	0.949	0.029	0.703	0.06	1.25	2.26	0.519	12.85	3.96	43.64	12.78	53.03	10.99	100.39	19.78	8823.49	0.327	17.27	173.76	0.099
25c	283.06	887.97	11.73	1345.69	3.02	0.113	4.69	0.25	5.38	12.64	2.37	66	17.31	160.29	39.79	122.41	20.3	145.32	25.3	7874.76	0.638	225.9	348.98	0.647
26r	1259.5	1515.1	50.15	3041.04	13.27	5.59	36.56	6.78	47.59	33.49	24.61	72.68	23.4	268.59	90.18	431.14	103.73	1102.7	222.82	12940.59	15.89	90.91	2268.24	0.040
26c	393.21	718.14	2.83	3011.15	13.1	0.278	9.12	0.23	2.27	6.14	0.734	50.1	18.83	267.59	107.82	492.79	100.13	850.07	171.36	10139.75	3	400.3	1189.44	0.337

5. TARTIŞMA

5.1. Magmatizmanın Yerleşme Zamanı ve Metamorfik Süreç

Bu tez çalışması ile, Doğu Sakarya Zonu'nda Yusufeli (Artvin) yöresinde ilk kez 534 ± 2.8 ve 530 ± 5.7 My yaşlı asidik bir magmatizma tespit edilmiştir. İki adet metagranit örneğinden elde edilen yaşlar birbirine çok yakındır. Yaşlandırma amaçlı kullanılan her iki örekte derlenen zirkonların iç yapısal özellikleri benzer olmakla birlikte; tüm zirkonlar magmatik karaktere işaret eden salınım (osillatory) zonlanma gösterirler. Magmatik zirkonlar, kondrit normalize modellerinde, negative Eu ve pozitif Ce anomalileri sunarlar (Hoskin, 2005; Hoskin ve Schaltegger, 2003); bu durum Karameşe zirkonlarında söz konusudur (Şekil 9a). Karameşe zirkonları, yüksek Th/U (0.11-1.0) değerlerine sahiptirler (Şekil 9b). Bu özellikler, magmatik karakter ile uyumludur. Bu yüzden, Karameşe metagranitoyidi'nin yaşlandırılması için kullanılan zirkonlar, magmatik oluşum ürünleridir ve elde edilen yaşlar kristallenme yaşlarıdır. Bu durumda, Karameşe metagranitoyidi'nin 534 ila 530 My yıl önce daha önceleri Variskan olarak bilinen, aslında yeni bulgu ile Prekambriyen yaşlı olduğu anlaşılan Doğu Sakarya Zonu'nun temelenine sokulduğu anlaşılmaktadır. Son zamanlarda, Dokuz ve diğ. (2021), Doğu Sakarya Zonu boyunca, Kadomiyen havzalarda metasedimanter birimlerin varlığını ortaya koymuştur. Tüm bunlar, Sakarya Zonu'nun Kambriyen öncesi bir temele sahip olabileceğine işaret etmektedir.

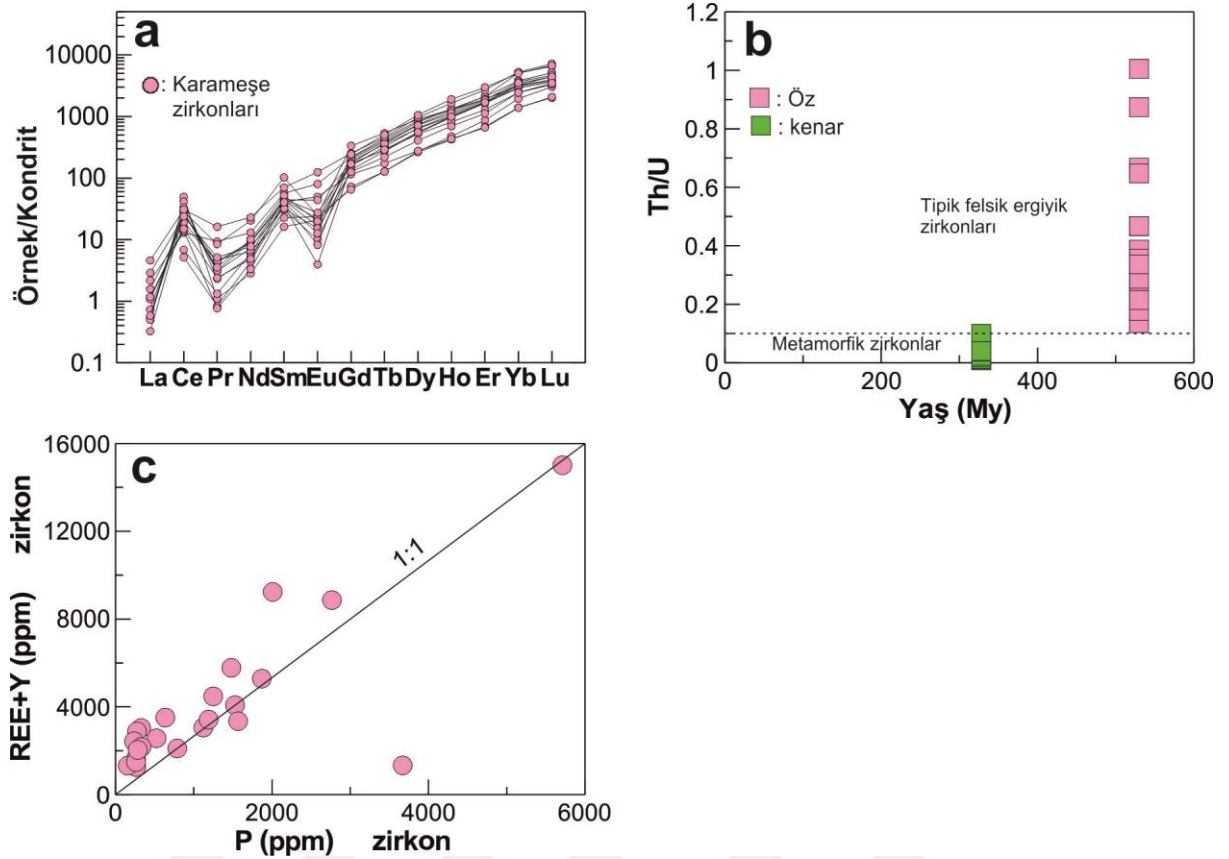
Yaşlandırma kısmında da ifade edildiği üzere zirkonların kenar kısımlarında metamorfik süreçlerde gelişmiş zirkon oluşukları çok belirgindir. Söz konusu zirkon büyümlerinden; 328 ± 3.8 ila 328 ± 2.8 My yaşlar elde edilmiştir. Bunlar, göreceli olarak yüksek U (174-6578 ppm) ve düşük Th/U (0.008-0.021) değerleri sunmakla birlikte; zirkon oluşukların, metamorfizma ve hidrotermal olaylara sebep olan çevresel sıvıların etkisinde kalmış oldukları anlaşılmıştır (Rubatto, 2002; Hoskin ve Schaltegger, 2003). Zirkon büyümlerin CL görüntüleri, yüksek dereceli metamorfik şartlar ile uyumludur. Bu büyümler, Sakarya Zonu'nun doğusunda Pulur Metamorfik Masifi'nde Karbonifer süreci boyunca granülit fasiyesi altındaki rekristalize olmuş zirkonları çağrıştırmaktadır. Buraya kadar yapılan tartışmalara dayanarak, Doğu Sakarya Zonu'nun 328 My (Geç Mississipiye) yılda metamorfik süreçlerden etkilendiğini ortaya koymaktadır.

5.2. S-Tipi Sınıflama ve Petrojenez

Magmatik kayaçların oluşumları sırasında, kaynak kaya, granitik kayaçların jeokimyasal kompozisyonlarını kontrol eden en önemli etmedir. Bu kayaçların, I-, S-, M- ve A- tipi olarak sınıflanabilmeleri, kaynak kayaç özelliğine bağlıdır (Clemens ve diğ., 2011). S- ve I-tipi granitoidler, mineralojik özellikleri bakımından kolayca ayırt edilebilirler. S-tipi granitler, muskovit, sillimanit, kordiyerit ve garnet gibi Al'ca zengin mineralleri bolca içerirken; I-tipi granitler hornblend veya biyotit içerirler (Clemens ve Stevens, 2012; Zhang ve diğ., 2018). Amfibol ve biyotit, Karameşe metagranitoidin'de bulunmaz ve genellikle bolca muskovit içerirler. Örnekler, kuvvetli peralumin jeokimyasal ($A/CKN=1.33-1.58$) karakter gösterirler. A/KN [molar $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O)$] değerine karşın A/CKN [molar $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O + CaO)$] değeri diyagramında (Şekil 6c), örnekler S-tipi kayaç olarak sınıflanır. Benzer şekilde, $[Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)] - (CaO) - (MgO + Fe_2O_3^{tot})$ üçgen diyagramında, örnekler, I-tipi granitten ziyade S-tipi granit olarak sınıflanırlar (Şekil 6e). Ancak, birçok I-tipi granitler, protoplitleri Al'ca zengin olmasalar bile peralumin karakter gösterebilirler. Amfibol fraksiyonlaşması, Al'ca zengin bir ergiyik bileşimi meydana getirebilir (Zen, 1986; Chappell ve diğ., 2012). Metalumin bazalt ve andezitleri kısmi ergimesi, peralumin jeokimyasal bir karakter üretebilir (Rapp ve Watson, 1995). Ancak, bu tür modeller, Na ve Sr'ca zengin nitelikte metalumin kimyasal karakterden hafif peralumin bileşimler türetebilirler (Gaudemer ve diğ., 1988). Bu durum Karameşe metagranitoidi'nin kuvvetli peralumin jeokimyasal karakteri ile uyumlu değildir. Bununla birlikte, deneysel çalışmalar, apatit çözünürlüğünün peralumin sıvılarda, metalumin sıvılara göre daha yüksek olduğunu ortaya koymuştur (Pichavant ve diğ., 1992). Bu olgu, S-tipi granitlere ait zirkonların I-tiplere göre daha yüksek P içeriğine sahip olmasına neden olur. Ayrıca, $ZrSiO_4=(REE)PO_4$ süstitüsyon reaksiyonunun oluşmasına sebep olur ve benzer durum S-tipi granitlerde (REE+Y) ve P arasında oluşur. Tüm bu reaksiyonlar oransal olarak S-tipi granitlerde daha yüksektir (Burnham ve Berry, 2017). Zirkonlardaki (REE+Y) ve P arasındaki 1:1 ilişkisi S-tipi kökene işaret etmektedir (Şekil 9c). Tüm karakteristikler dikkate alındığında, Karameşe metagranitoidi S-tipi granit olarak sınıflanabilir.

Modern jeokimyasının ortaya çıkışıyla birlikte, birçok araştırmacı, granitlerin jeokimyasal karakterleri ile tektonik ortamları arasında önemli ilişkilerin varlığını ortaya koymuşlardır (Pearce ve diğ., 1984; Maniar ve Piccoli, 1989; Barbarin, 1999). S-

tipi granitlerin kabuğun derinliklerindeki metasedimanter kayaçların kısmi ergimesi neticesinde oluştukları konusunda ise bir fikir birliği mevcuttur (Koester ve diğ., 2002; Jiang ve diğ., 2011). S-tipi granitler teorik olarak: (1) yitim komplekslerinde (Ivamori ve diğ., 2007; Cawood ve diğ., 2011; Cai ve diğ., 2011; Kemp ve diğ., 2009; Wang ve diğ., 2022), (2) manto pülüm ya da rift vadilerinde gömülü pelitik ya da metapelitik kayaçların anateksisi yardımıyla (Li ve diğ., 2003), ve (3) çarpışma ya da çarpışma sonrası ortamlarda (Sylvester, 1998; Barbarin, 1999; Chappell ve White, 2001; Song ve diğ., 2021) oluşurlar. Son modelde, S-tipi granitik kayaçların oluşumu için sedimanter kaynak kayaçların anateksi olayından önce gömülmüş olması beklenir. Bu olguya ancak kıta kıta çarpışması olayları neticesinde ulaşılabilir (Barbarin, 1998). Çarpışma orojenezi boyunca, yay gerisi havzalar kalınlaşır ve olay havzadaki sedimanter kayaçların metamorfizmaya uğramasına neden olur. Sonra kalınlaşan yay gerisi havzadaki kabuk kalınlaşır yiten okyanus kabuğunun geri itilmesi ve kopması ile oluşan ekstansiyonun sonuçladığı termal etki ile ergir. Karamiş S-tipi metagranitoidlerinin petrojenezi ve oluştuğu olası model aşağıda tartışılacaktır.



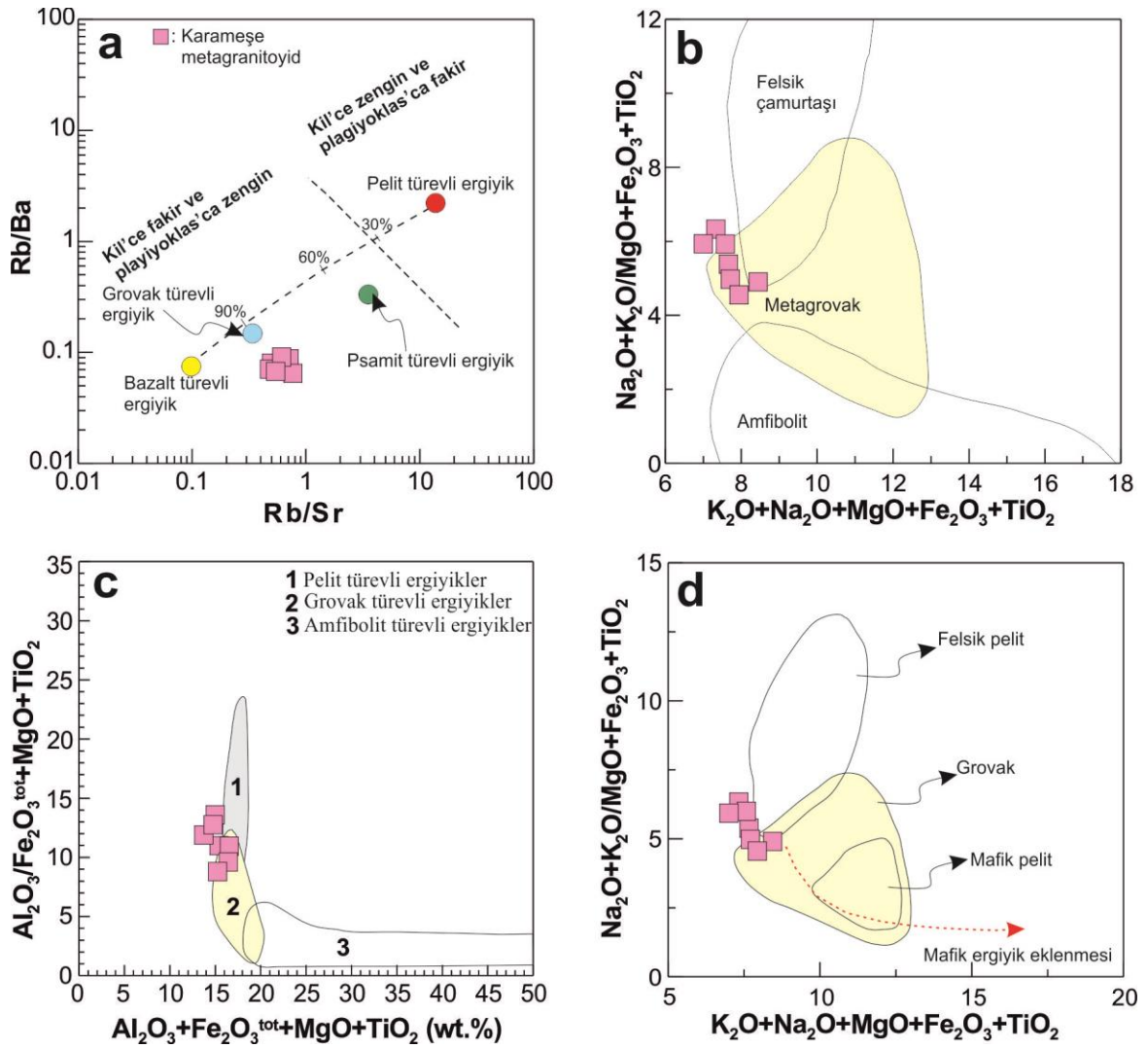
Şekil 9. Karamaşa metagranitoidi'ne ait zirkonların a: Kondrit normalize NTE paternleri; b: TH/U oranına karşın yaş (My) değışimleri; c: (REE+Y) değeri karşın P (umol/g) içeriğı (after Burnham and Berry, 2017) değışim diyagramları. Normalize verileri, Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. Ayırtman sınırları, Linnemann et al. (2011) ve Rubatto (2002)'den alınmıştır.

5.3. Kaynak Karakteristikleri

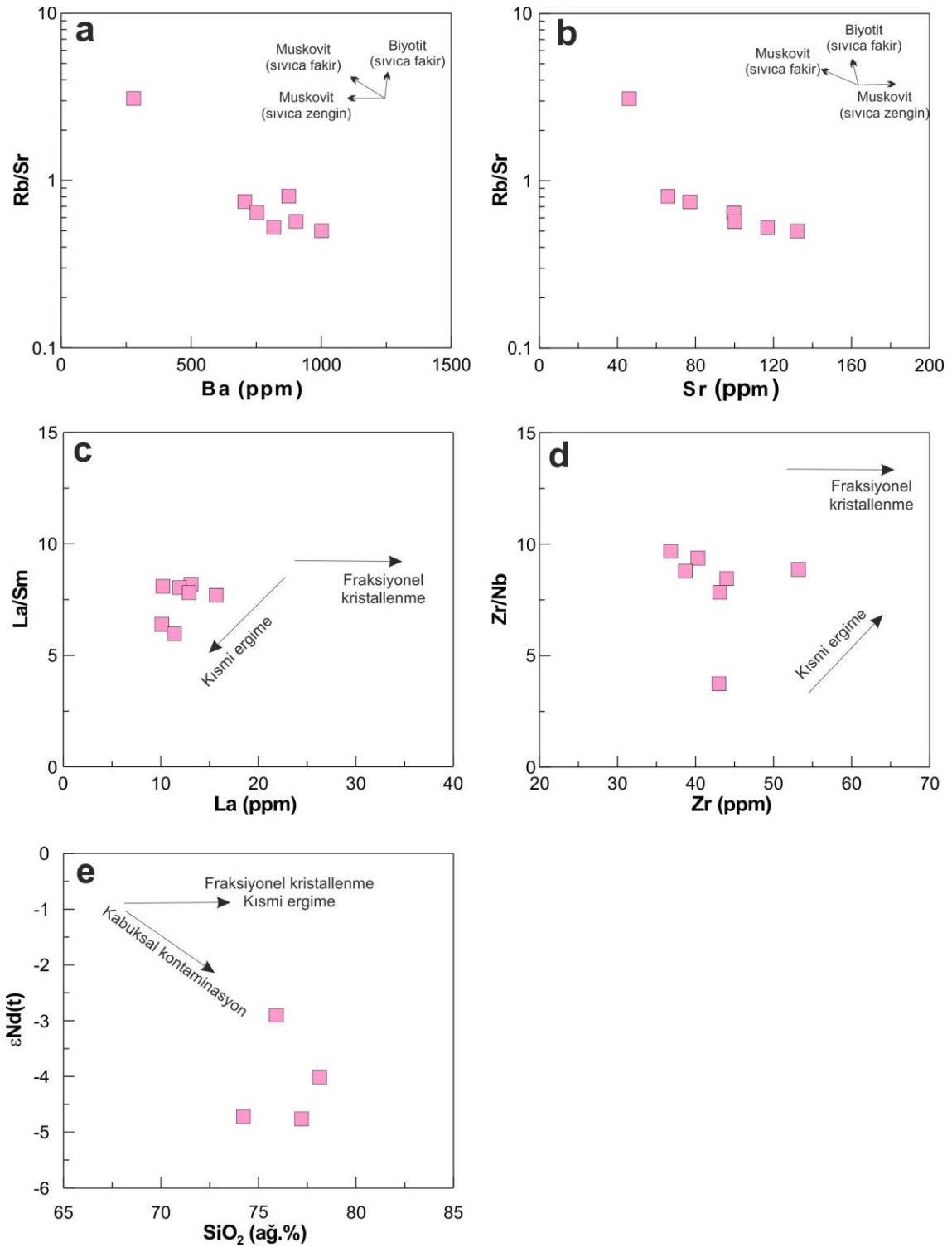
Granitik magmaların jeokimyası, kaynak alanın sıcaklık ve basınç şartları, ortama ilave suyun girmesi ve ergime sonrası diferansiyasyon olaylarına bağılı olarak şekillenir (Rapp ve Watson, 1995; Stevens ve diğ., 2007; Clemens ve Stevens, 2012). S-tipi granitler, düşük H_2O şartları altında metalumin kayaçların dehidrasyon ergimesiyle (Rapp and Watson, 1995; Sylvester, 1998) ya da kabukta amfibolit, kilce zengin metapelit ve kilce fakir metagrovaklardan oluşan metasedimanter kayaçların kısmi ergimesinden oluşurlar (Sylvester, 1998; Koester ve diğ., 2002; Jiang ve diğ., 2011). Karamaşa örnekleri, silikatca zengin bir karakter sunarlar ve SiO_2 içerikleri 74.47 ile 78.13 ağırlık % aralığındadır. Kayaçlar orta-K kalk-alkalin jeokimyasal karakter sunarlar. Karamaşa örnekleri radyojenik $\epsilon_{Nd}(t)$ (-4.76 ile -2.90) ve $\epsilon_{Hf}(t)$ (-1.08 ile -4.75) değerlerine sahiptirler. Bu özellikler, kabuksal bir kaynak ile uyumludur. Karamaşa S-

tipi örnekleri, kuvvetli peralumin jeokimyasal yönseyiş arz etmektedir; bu özellik metamagmatik bir kaynaktan ziyade metasedimanter bir kaynağa işaret etmektedir. İncelenen örnekler, düşük Rb/Ba (0.1–0.5) ve Rb/Sr (0.5–3.1) oranlarına sahiptir; bu olgu, metapelit türevli bir ergiyikten ziyade metagrovaktan türeyen bir ergiyikten itibaren oluşuma işaret etmektedir (Şekil 10a; Sylvester, 1998). Örneklerin jeokimyasal özellikleri, metapelit ve amfibolitlerin deneysel ergiyiklerinden ziyade metagrovak ergiyiklerinkilere benzemektedirler (Şekil 10b,c,d; Patiño Douce, 1999). Bu karakteristikler, büyük ölçüde, Karamiş metagranitoidi'nin kilce fakir ve plajiyoklas'ca zengin metagrovak kaynağından türemiş olduğuna işaret etmektedir. Metasedimanter bir kaynaktan sıvıca fakir muskovit/biyotit dehidrasyon ergimesiyle oluşum, azalan Ba ve Sr içerikleriyle artan Rb/Sr oranı ile karakteristiktir (Inger ve Harris, 1993; Brown, 2013; Hu ve diğ., 2018). Karamiş örnekleri için söz konusu yönseyişler çok belirgindir (Şekil 11a,b) ve örneklerin, metasedimanter bir kaynaktan sıvıca fakir muskovit/biyotit dehidrasyon ergimesiyle türediklerini ortaya koymaktadır. Zirkon Hf izotop kompozisyonlarındaki değişimler, magma karışımından ziyade kaynak heterojenliği ile alakalıdır (Villars ve diğ., 2012; Zhu ve diğ., 2020).

Karamiş zirkonlarındaki yaklaşık 3 epsilon değişimler, kaynağın heterojenliği ile alakalı olmalıdır.



Şekil 10. Karamaşı metagranitoyidi'ne örneklerin; a: Rb/Ba oranına karşın Rb/Sr oranı (Sylvester, 1998) diyagramlarındaki ve b-d: Çeşitli deneysel metasediment ve amfibolit türevli ergiyikler ile karşılaştırma diyagramlarındaki (Patiño Douce, 1999) yerleri.



Şekil 11. Karameşe metagranitoyidi'ne örneklerin; a: Rb/Sr oranına karşın Ba içeriği, b: Rb/Sr oranına karşın Sr içeriği (Inger ve Harris, 1993) c: La/Sm oranına karşın La (ppm) içeriği, d: Zr/Nb oranına karşın Zr (ppm) içeriği ve e: $\epsilon_{Nd}(t)$ değerine karşın SiO_2 (ağ.%) içeriği diyagramlarındaki yerleri.

5.4. Magma Diferansiasyonu

Karamiş örnekleri belirgin bir jeokimyasal değişim gösterirlerki; bu olgu fraksiyonel kristallenme ya da kısmi ergime derecesindeki değişime bağlıdır. Örneklerin benzer mineral parajenezleri, kısmi ergime olayından ziyade fraksiyonel kristallenme ile uyumludur (Clynne, 1990). Negatif Ba anomalileri, K-feldispat fraksiyonlaşmasına; Sr'ca tüketilme ise plajiyoklas fraksiyonlaşmasına işaret eder (a). Eğer ergiyik farklılaşması sırasında plajiyoklas fraksiyonlaşmada rol oynarsa, negatif Eu anomalilerinin oluşması beklenir. Ancak, Karamiş örnekleri hafif pozitif Eu anomalileri sunmaktadırlar (Şekil 7b). Muskovit içeren örnekler, göreceli olarak ana magmalarında yüksek su fugasitelerine sahiptirler. Bu olgu, Eu elementini barındıran plajiyoklasın geç kristallenmesine sebep olur (Müntener ve diğ., 2001; Grove ve diğ., 2002). Bu tür plajiyoklas fazları, negatif Eu anomalileri göstermemekle birlikte, hafif pozitif Eu anomalileri sunarlar. Bu durum Karamiş örneklerinde söz konudur. La/Sm oranına karşın La içeriği ve Zr/Nb oranına karşın Zr içeriği diyagramlarında (Şekil 11 c,d), kısmi ergimeden ziyade kristal fraksiyonlaşmasının etkisi açıkça gözlenmektedir. Hafif NTE ler, granitik kayalardaki apatit, allanit ve monazit fazlarında barınırlar ve bunların fraksiyonlaşması, kayaç bileşimlerini kontrol eder (Ayres ve Harris, 1997). Karamiş örneklerinin düşük bolluktaki hafif NTE ler, monazit fraksiyonlaşmasının sonucu olmalıdır. Bununla birlikte, toplam kayaç $\epsilon_{Nd}(t)$ değerlerine karşın SiO_2 içerikleri değişim diyagramı, Karamiş örneklerinin oluşumunda önemli miktarda kabuksal kontaminasyona mağruz kalmadığını göstermektedir (Şekil 11e).

5.5. Erken Kambriyen Magmatizması için Jeodinamik Süreçler

Sakarya Zonu, şerit biçimli bir mikro kıta olup; Balkanlar'dan başlayarak Türkiye üzerinde Kafkaslar ve İran'a doğru uzanır (Okay ve Tüysüz, 1999). Bölgede Kadomiyen magmatizmasının az çalışılmış olmasından dolayı, Sakarya Zonu'nun Erken Paleozoyik tarihçesi hala tartışmalıdır. Sakarya Zonu'ndaki S-tipi granitlerin, yaş kaynak özellikleri, ergime ısısının kaynağının ve dolayısıyla tektonik ortamlarının belirlenmesi bu çalışma ile ilk kez gerçekleştirilecektir. Karamiş metagranitoidi'nin, toplam kayaç jeokimyası, Nd izotop verileri [$\epsilon_{Nd}(t)$ = -2.90 ile -4.76] ve zirkon Hf izotop [$\epsilon_{Hf}(t)$ = -1.08 to -4.75] değerleri, örneklerin, kuvvetli peralumin ve S-tipi granit karakterinde olduğunu göstermiştir. Sakarya Zonu'ndaki S-type metagranitler,

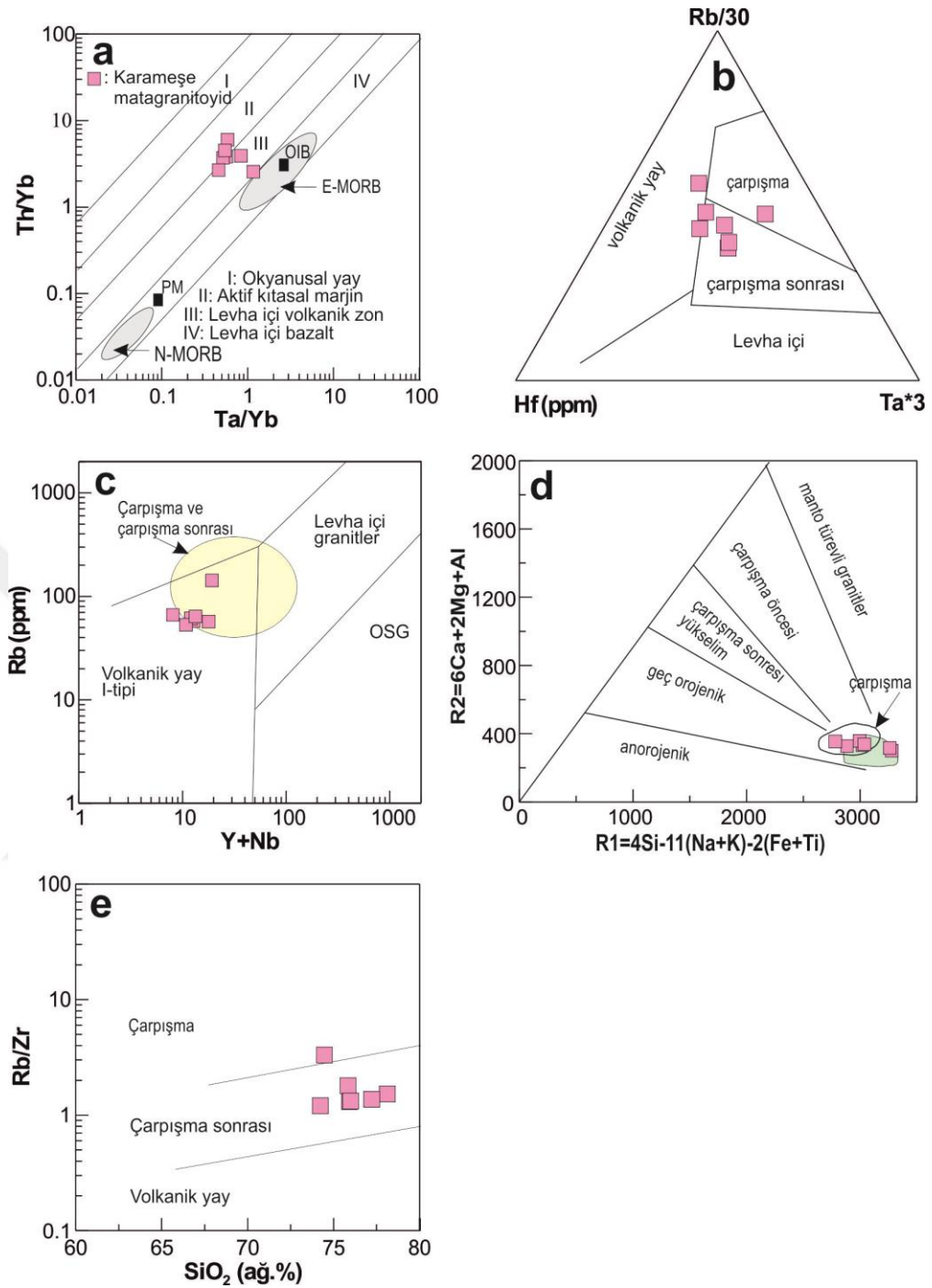
sıvıca fakir muskovit dehidrasyon ergime şartları altında, heterojen metasedimanter bir kaynağın ergimesiyle oluştuğu anlaşılmaktadır.

Sakarya Zonu'nda S-tipi granitlerin oluşumu için üç tip olası senaryoyu değerlendirebiliriz. Bu modellerde, kuvvetli peralumin S-tipi granit bileşimlerinin oluşumu için, kabuk seviyelerinde yüksek miktarda metasedimanter kayaç varlığının olması gerekir (Collins, 1996; Collins ve Richards, 2008). Önceki araştırmalar, S-tipi granitlerin; yitim zonlarında (Ivamori ve diğ., 2007; Cawood ve diğ., 2011; Cai ve diğ., 2011; Kemp ve diğ., 2009; Wang ve diğ., 2022), manto pülüm olaylarıyla (Li ve diğ., 2003), ve çarpışma-çarpışma sonrası rejimlerde (Sylvester, 1998; Barbarin, 1999; Chappell ve White, 2001; Song ve diğ., 2021) geliştiklerini önermişlerdir. Bu tez çalışması ile elde edilen yeni, zirkon U-Pb yaşları (530 My), incelenen S-tipi granitlerin, Kadomiye orojenezi boyunca gelişen global ölçekteki Erken Kambriyen magmatizması ile aynı zamanda geliştiğini ortaya koymuştur (Ustaömer, 1999; Linneman ve diğ., 2000, 2007, 2008; Chen ve diğ., 2002; Keppie ve diğ., 2003; Linneman ve Romer, 2002; Nance ve diğ., 2010; Yılmaz Şahin ve diğ., 2014; Moghadam ve diğ., 2015, 2017; Antić ve diğ., 2016; Beyarslan ve diğ., 2016; Koglin ve diğ., 2018).

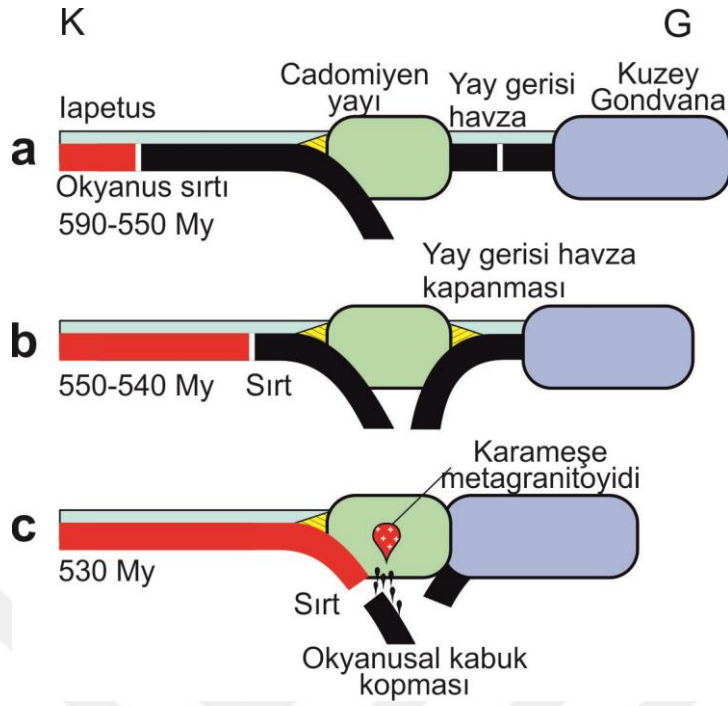
Global jeodinamik rekonstrüksiyonlara göre, Kadomiye mikrokıtası, kuzey Gondwana'nın altına doğru gerçekleşen bir yitimin bütün kayıtlarını barındırmaktadır. Bu olgu, yaklaşık 590-560 My yılları arasında Kadomiye mikrokıtası arkasında bir yay gerisi havza oluşumu ile takip edilir ve 545 ile 540 My civarında, bu yay gerisi havzanın hızlı kapanması olayı gerçekleşir. Sonra, Kadomiye mikrokıtası altına doğru güney yönlü yiten okyanus sırtı ile trenç 545 ile 540 My yıllarında çarpışır (Murphy ve Nance, 1991; Nance ve Murphy, 1994, 1996; Linneman ve Romer, 2002; Drost ve diğ., 2004; Murphy ve diğ., 2004, 2006; Sánchez García ve diğ., 2008; Linneman ve diğ., 2000, 2004, 2007, 2008, 2010; Nance ve diğ., 2002, 2010; von Raumer ve diğ., 2015). Sırt-trenç çarpışmasındanda sonra, Iapetus okyanusal litosferinin kopması oluşur ve tektonik rejim aktif marjinden pasif marjine geçiş gösterir (Linneman ve diğ., 2008; Nance ve diğ., 2010; von Raumer ve diğ., 2015). Yiten okyanus kabuğunun kırılması üstteki litosferin incelmesine neden olur ve sıcak astenosferik mantonun yükselimine neden olur. Böylece kısmi ergime için gerekli termal anomali sağlanmış olur. Söz konusu termal anomali, muhtemelen, 540-530 milyon yılları arasında magmatik ve anatektik olayları tetiklemiştir (Linneman ve diğ., 2000).

Eğer okyanus sırtı- trenç çarpışması 530 Milyon yıldan önce oluşmuş ise, Iapetus okyanusal litosferinin yitim olayları incelenen metagranitoidlerinin oluşumu için gerekli olan anatektik olaylardan sorumlu olamaz. Gerçekten de metagranitoidlerin toplam kayaç jeokimyasal özellikleri, kuvvetli peralumin karakter sunarlar ve izotopik bileşimleri yay magmatizması karakteri sunmazlar. Örneklerin, Th/Yb oranına karşın Ta/Yb oranı (Pearce, 1982), $Ta^*3-Rb/30-Hfb$ (Harris ve diğ., 1986), Rb (ppm) içeriğine karşın Y+Nb değeri (Pearce ve diğ., 1984), R1 değerine karşın R2 değeri (Batchelor ve Bowden, 1985), ve Rb/Zr oranına karşın SiO₂ içeriği (ağ.%) (Harris ve diğ., 1986), diyagramlarındaki dağılımları, Erken Kambriyen metagranitoidlerinin, çarpışma ve çarpışma sonrası tektonik ortamlarda oluştuğuna işaretir (Şekil 12a–e).

Kadomiyen magmatik yayı boyunca son magmatik faaliyet büyük olasılıkla 550 Milyon yıl civarında gerçekleşmiştir (Murphy ve Nance, 1991; Nance ve Murphy, 1994; Linneman ve Romer, 2002; Drost ve diğ., 2004; Murphy ve diğ., 2004; Linneman ve diğ., 2007; Nance ve diğ., 2010). Sonrasında yaklaşık 20 Milyon yıl boyunca, yani 550 ila 530 Milyon yılları arasında magmatik bir sakinlik gözlenmektedir. Yitim olaylarının sona ermesinde sonra geçen bu sakinlik süresi aslında okyanus kabuğu kopması ile ilişkili magmatizmanın oluşması için yeterli bir zaman dilimidir. Bu tez çalışmasında incelenen S-tipi metagranitoidlerin oluşum zamanı, Iapetus okyanusal litosferin kopma zamanı ile çakışmaktadır. Tüm bunları göz önünde bulundurduğumuzda, Şekil 13’de şematize edildiği üzer, incelenen kayaçlar, Sakarya Zonu’nun doğusunda çarpışma-çarpışma sonrası tektonik ortamda oluştukları önerilebilir.



Şekil 12. Karamaşı metagranitoidi'nin; a: Th/Yb'a karşın Ta/Yb [(Pearce, 1982)'den değiştirilerek], b: Ta*3-Rb/30-Hf (Harris ve diğ., 1986), c: Rb'a karşın Y+Nb değeri (Pearce vd., 1984; Pearce, 1996), d: R1-R2 (Batchelor ve Bowden, 1985) ve e: Rb/Zr oranına karşın SiO₂ içeriği (Harris ve diğ., 1986) değişim diyagramlarındaki yerleri.



Şekil 13. a-c: Sakarya Zonu'nun Erken Geç Ediyakaran-Erken kambriyen rekonstrüksiyonu [(Nance ve Murphy, 1996; Sánchez García ve diğ., 2008; Linnemann ve diğ., 2010; Nance ve diğ., 2010; von Raumer ve diğ., 2013, 2015)'den değiştirilerek].

6. SONUÇLAR

Bu tez çalışmasında; Karameşe metagranitoyid örneklerinin jeokronolojik, toplam kayaç jeokimyasal ve Nd izotop ve zirkon Hf izotop bileşimleri değerlendirilmiş ve aşağıdaki sonuçlara varılmıştır:

1-LA-ICP-MS U–Pb zirkon yaşlandırmaları, Sakarya Zonu’nun Prekambriyen temelindeki metagranitoyidlerin Kadomiyen mikrokıtasındaki magmatik olayları betimlemek için önemli veriler ortaya koymuştur. Yaş verilerin bölgede ilk defa Erken Kambriyen magmatizmasının varlığına (534–530 My) işaret etmiştir. Ayrıca, söz konusu yaş bulguları, Sakarya Zonu’nun doğusunda ilk kez Kadomiyen kalıntıların varlığını ortaya koymuştur.

2-Karameşe metagranitoyidi S-tipi bir granit olup; peralumin karakterlidir. Bu özellikler onun çarpışma-çarpışma sonrası dinamik ortamda oluştuğuna işaret eder.

3-Petrolojik veriler, Erken kambriyen magmatizmasının, sıvıca fakir muskovit dehidrasyon şartları altında, metagravoklardan oluşan heterojen bir kaynağın ergimesinden oluştuğunu ve oluşum sırasında bir miktar mafik ergiyeğin sisteme katılmış olabileceğine işaret etmektedir.

4-Oluşan ergiyik, fraksiyonel kristallenme ve bir miktar kabuksal kontaminasyon ile diferansiye olmuştur.

5-Okyanus kabuğu kopması olayı, yüksek olasılıkla, Erken Kambriyen süresinde, Karameşe metagranitoyidi’nin oluşumundan sorumlu tektonik senaryodur.

KAYNAKÇA

- Altıner, D., Koçyiğit, A., Farinacci, A., Nicosia, U., Conti, M.A., 1991. Jurassic, Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of northwestern Anatolia. *Geologica Romana* 18, 13–80
- Antić, M., Peytcheva, I., von Quadt, A., Kounov, A., Trivić, B., Serafimovski, T., Tasev, G., Gerdjikov, I., Wetzel, A., 2016. Pre-Alpine evolution of a segment of the North-Gondwanan margin: Geochronological and geochemical evidence from the central Serbo-Macedonian Massif. *Gondwana Research* 36, 523–544.
- Ayres, M., Harris, N., 1997. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites. *Chem. Geol.* 139, 249–269.
- Aysal, N., Ustaömer, T., Öngen, A.S., Keskin, M., Köksal, S., Peytcheva, I., Fanning, M., 2012. Origin of the Early-Middle Devonian magmatism in the Sakarya Zone, NW Turkey: Geochronology, geochemistry and isotope systematics. *J Asian Earth Sci.* 45, 201–222.
- Barbarin, B., 1998. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626.
- Barbarin, B., 1999, A review of the relationships between granite types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626.
- Batchelor, R.A., Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* 48, 43–55.
- Beyarslan, M., Lin, Y.C., Bingöl, A.F., Chung, S.L., 2016. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin and tectonic implication of Cadomian (Ediacaran-Early Cambrian) magmatism in SE Turkey. *J. Asian Earth Sci.* 130, 223–238.
- Bora, S., Kumar, S., 2015. Geochemistry of biotites and host granitoid plutons from the Proterozoic Mahakoshal Belt, central India tectonic zone: implication for nature and tectonic setting of magmatism. *Int. Geol. Rev.* 57, 1686–1706.

- Brown, M., 2013. Granite: From genesis to emplacement: Geol Soc. America Bull. 125, 1079-1113.
- Burnham, A.D., Berry, A.J., 2017. Formation of Hadean granites by melting of igneous crust. Nat. Geosci. 10, 457–461.
- Cai, K.D., Sun, M., Yuan, C., Zhao, G., Xiao, W., Long, X., 2011. Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of peraluminous granites from the China NW China. Lithos 127, 261–281.
- Cawood, A., Leitch, E.C., Merle, R.E., Nemchin, A.A., 2011. Orogenesis without collision: Stabilizing the Terra Australis accretionary orogen, eastern Australia. Geol. Soc. Am. Bull. 123, 2240–2255.
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D., 2012. I-type granites. Lithos 153, 142–153.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in Lachlan Fold Belt. Trans. R. Soc. Edinburgh 83, 1–26.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 2001. Koetong suite of the Lachlan fold belt: Sequential restite crystal fractionation and fractional crystallisation of an S-type magma: Canadian Slavonic Papers 1978, 104–105.
- Chen, F., Siebel, W., Satır, M., Terzioğlu, N., Saka, K., 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone. Int. J. Earth Sci. 91, 469–481.
- Clemens, J.D., Birch, W.D., Dudley, R.A., 2011. S-type ignimbrites with polybaric crystallisation histories: the Tolmie Igneous Complex, Central Victoria, Australia. Contrib. Mineral. Petrol. 162 (6), 1315–1337.
- Clemens, J.D., Stevens, G., 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? Lithos 134-135, 317-329.
- Clynne, M.A., 1990. Stratigraphic, lithologic, and major element geochemical constraints on magmatic evolution at Lassen Volcanic Center, California. J. Geophys. Res.-Solid Earth 95, 19651–19669.

- Collins, W.J., 1996. S- and I-type granitoids of the eastern Lachlan fold belt: Products of three-component mixing. *Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sci.* 88, 171–179.
- Collins, W.J., Richards, S.W., 2008. Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. *Geology* 36, 559–562.
- Dokuz, A., 2011. A slab detachment and delamination model for the generation of Carboniferous high-potassium I-type magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Köse composite pluton. *Gondwana Res.* 19, 926–944.
- Dokuz, A., Aydınçakır, E., Kandemir, R., Karsli, O., Siebel, W., Derman, A.S., Turan, M., 2017. Late Jurassic Magmatism and Stratigraphy in the Eastern Sakarya Zone, Turkey: Evidence for the Slab Breakoff of Paleotethyan Oceanic Lithosphere. *J. Geol.* 125, 1–31.
- Dokuz, A., Gücer, M.A., Karsli, O., Yi, K., Sünnetçi, K., Uzun, C., 2021. From Cadomian back-arc basin to Rheic Ocean closure: The geochronological records of the Kurtoğlu Massif, eastern Sakarya Zone, Turkey. *Int. J. Earth Sci.* (In press).
- Dokuz, A., Sünnetçi, K., 2019. Jurassic acidic magmatism in a back-arc setting, eastern Sakarya Zone, Turkey: Geochemical constraints and an evolutionary model. *Lithos* 332–333, 312–327.
- Dokuz, A., Uysal, I., Dilek, Y., Karsli, O., Meisel, T., Kandemir, R., 2015. Geochemistry, Re-Os isotopes and highly siderophile element abundances and fertilization of the Rheic Ocean mantle. *Gondwana Res.* 27, 612–628.
- Drost, K., Linnemann, U., McNaughton, N., Fatka, O., Kraft, P., Gehmlich, M., Tonk, C., Marek, J., 2004. New data on the Neoproterozoic-Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcano-sedimentary successions: Geochemistry, U-Pb zircon ages, and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). *Int J. Earth Sci.* 93, 742–757.
- Gaudemer, Y., Jaupart, C., Tapponnier, P., 1988. Thermal control on post-orogenic extension in collision belts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 89, 48–62.

- Göncüoğlu, M.C., 1997. Distribution of Lower Paleozoic rocks in the Alpine terranes of Turkey: Paleogeographic constraints. Turkish assoc. Petrol. Geol., Spec. Publ. 3, 13–23.
- Göncüoğlu, M.C., Göncüoğlu, Y., Kozur, H.W., Kozlu, H., 2004. Paleozoic stratigraphy of the Geyik Dağı unit in the Eastern Taurides (Turkey): new age data and implications for Gondwanan evolution. Geol. Carpat. 55 (6), 433–447.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş., Yalınız, M.K., 2000. A geotraverse across NW Turkey: Tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.A.D. (eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area. Geol. Soc. London, Spec. Public. 173, 139–161.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkoç, R., Yılmaz, Y., 1983. Sedimentological data regarding the opening of the northern branch of Neotethys in the Pontides. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 26, 11–20.
- Grove, T.L., Parman, S.W., Bowring, S.A., Price, R.C., Baker, M.B., 2002. The role of H₂O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N California. Contrib. Mineral. Petrol. 142, 375–396.
- Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C., 2006. Petrogenesis and tectonic setting of Cadomian felsic igneous rocks, Sandıklı area of the western Taurides, Turkey. Int. J. Earth Sci. 95, 341–357.
- Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C., Bayhan, H., 2004. Geology and geochemistry of the pre-Early Cambrian rocks in the Sandıklı area: Implications for the Pan-African evolution of NW Gondwanaland. Gondwana Res. 7, 923–935.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collisionzone magmatism. Geol. Soc. London, Spec. Public. 19, 67–81.
- Hoskin, W.O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. Geochim. Cosmochim. Acta 69 (3), 637–648.

- Hoskin, W.O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M., Hoskin, W.O. (Eds.), *Zircon*, 53, 27–62.
- Hu, P.Y., Zhai, Q.G., Wang, J., Tang, Y., Wang, H.T., Hou, K.J., 2018. Ediacaran magmatism in the North Lhasa terrane, Tibet and its tectonic implications. *Precambrian Research* 307, 137–154.
- Inger, S., Harris, N., 1993. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *J. Petrol.* 34, 345–368.
- Jiang, Y.H., Zhao, P., Zhou, Q., Liao, S.Y., Jin, G.D., 2011. Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous S- and A-type granites in the northwest of the Gan-Hang rift, SE China. *Lithos* 121, 55–73,
- Karsli, O., Şengün, F., Dokuz, A., Kandemir, R., Aydin, F., Andersen, T. 2020. Silurian to Early Devonian arc magmatism in the western Sakarya Zone (NW Turkey), with inference to the closure of the Rheic Ocean. *Lithos* 370–371, 105641.
- Karsli, O., Şengün, F., Dokuz, A., Kandemir, R., Aydin, F., Andersen, T., 2021. Significance and geochemistry of the Ediacaran magmatism in the Sakarya Zone, N Turkey. *Precambrian Res.* (In review)
- Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., Sipahi, F., Ilbeyli, N., 2012. Geochronological evidence and tectonic significance of Carboniferous magmatism in the Southwest Trabzon area, eastern Pontides, Turkey. *Int. Geol. Rev.* 54, 1776–1800.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Collins, W.J., Gray, C.M., Blevin, P.L., 2009. Isotopic evidence for rapid continental growth in an extensional accretionary orogen: The Tasmanides, eastern Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 284, 455–466.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2003. Tethyan, Mediterranean, and Pacific analogues for the Neoproterozoic–Paleozoic birth and development of peri-Gondwanan terranes and their transfer to Laurentia and Laurussia. *Tectonophysics*, 365, 195–219.

- Koester, E., Pawley, A.R., Fernandes, L.A.D., Porcher, C.C., Soliani, E., 2002. Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent peraluminous granites in southern Brazil. *J. Petrol.* 43, 1595–1616.
- Koglin N., Zeh, A., Franz, G., Schüssler, U., Glodny, J., Gerdes, A., Brätz, H., 2018. From Cadomian magmatic arc to Rheic ocean closure: The geochronological-geochemical record of nappe protoliths of the Münchberg Massif, NE Bavaria (Germany). *Gondwana Res.* 55, 135–152.
- Kozlu, H., Göncüoğlu, M.C., 1997. Stratigraphy of the Infracambrian rock-units in the Eastern Taurides and their correlation with similar units in Southern Turkey. *Early Palaeozoic NW Gondwana. Turkish Assoc. Pet. Geol. Spec. Publ.* 3, 50–61.
- Li, X.H., Li, Z.X., Ge, W., Zhou, H., Li, W., Liu, Y., 2003. Neoproterozoic granites in South China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma. *Precambrian Res.* 122, 45–83.
- Linnemann, U., Gehmlich, M., Tichomirowa, M., Buschmann, B., Nasdala, L., Jonas, P., Lützner, H., Bombach, K., 2000. From Cadomian subduction to Early Paleozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). *Geol. Soc. London, Spec. Public.* 179, 131–153.
- Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K., Buschmann, B., 2007. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, NE Bohemian massif, Germany). In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.), *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. *Geol. Soc. America Spec. Paper* 423, 61–96.
- Linnemann, U., McNaughton, N.J., Romer, R.L., Gehmlich, M., Drost, K., 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. *Int. J. Earth Sci.* 93, 683–705.

- Linnemann, U., Ouzegane, K., Drareni, A., Hofmann, M., Becker, S., Gärtner, A., Sagawe, A., 2011. Sands of West Gondwana: an archive of secular magmatism and plate interactions—a case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U-Pb-LA-ICP-MS detrital zircon ages. *Lithos* 123, 188–203.
- 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.
- Linnemann, U., Romer, R.L., 2002. The Cadomian Orogeny in Saxo-Thuringia, Germany: geochemical and Nd–Sr–Pb isotopic characterization of marginal basins with constraints to geotectonic setting and provenance. *Tectonophysics* 352, 33–64.
- Linnemann, U., Romer, R.L., Gerdes, A., Jeffries, T.E., Drost, K., Ulrich, J., 2010. The Cadomian Orogeny in the Saxo-Thuringian Zone. In: Linnemann, U., Romer, R.L. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, pp. 37–58.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. America Bull.* 101, 635–643.
- Moghadam, H.S., Griffin, W.L., Li, X.H., Santos, J.F., Karsli, O., Stern, R.J., Ghorbani, G., Gain, S., Murphy, R., O'Reilly, S.Y., 2017. Crustal evolution of NW Iran: Cadomian Arcs, Archean fragments and the Cenozoic magmatic flare-up. *J. Petrol.* 58, 2143–2190.
- Moghadam, H.S., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R.J., Santos, J.F., Wu, Y., 2015. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmandmetamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Res.* 27, 439–452.
- Moghadam, H.S., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R.J., Santos, J.F., Wu, Y., 2015. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–

- Biarjmandmetamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Res.* 27, 459-432.
- Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H.W., Hochard, C., Rosselet, F., Stampfli, G.M., 2008. A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implications for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics* 451, 7–39.
- Murphy, J.B., Eguiluz, L., Zulauf, G., 2002. Cadomian orogens, peri-Gondwanan correlatives and Laurentia-Baltica connections. *Tectonophysics* 352, 1–9.
- Murphy, J.B., Gutierrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernandez-Suarez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Strachan, R.A., Dostal, J., 2006. Origin of the Rheic Ocean: Rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology* 34, 325–328.
- Murphy, J.B., Nance, R.D., 1991. Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology* 19, 469–472.
- Murphy, J.B., Pisarevsky, S.A., Nance, R.D., Keppie, J.D., 2004. Neoproterozoic–early Paleozoic configuration of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia–Gondwanan connections. *Int. J. Earth Sci.* 93, 659–682.
- Müntener, O., Kelemen, P.B., Grove, T.L., 2001. The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 141, 643–658.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N., 2010. The evolution of the Rheic ocean. *Gondwana Res.* 17 (2–3), 194–222.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H., 2012. A brief history of the Rheic Ocean. *Geoscience Front.* 3, 125-135.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., 1994. Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology* 22, 617–620.

- Nance, R.D., Murphy, J.B., 1996. Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian-Cadomian and related terranes in the Circum-North Atlantic. In: Nance, R.D. (Ed.), *Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 304, 33–346.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Keppie, J.D., 2002. A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics* 352, 11–31.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., D’Lemos, R.S., Taylor, G.K., 1991. Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes. *Precambrian Res.* 53, 41–78.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., Keppie, J.D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Linnemann, U., D’Lemos, R., Pisarevsky, S.A., 2008. Neoproterozoic-early Paleozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connections. In: Ennih, N., Liégeois, J.-P. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*, Geol. Soc. London Spec. Public. 297, 345–383.
- Neubauer, F., Frisch, W., Hensen, B.T., 2002. Early Palaeozoic tectonothermal events in basement complexes of the Eastern Greywacke zone (eastern Alps): Evidence from U-Pb zircon data. *Int. J. Earth Sci.* 91, 775–786.
- Nikishin, A.M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirel, A., Wannier, M., Amelin, N., Petrov, E., 2015. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine Petrol. Geol.* 59, 656–670.
- Nzegge, O.M., Satır, M., Siebel, W., 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 - Abhandlungen* 183, 27–40,
- Okay A.I., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley Q.G., Shang, C.K., 2008a. 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., Göncüoğlu, C.M., 2004. The Karakaya Complex; a review of data and concepts. *Turkish J. Earth Sci.* 13 (2), 77–95.
- Okay, A.I., Satır, M., Shang, C.K., 2008b. Ordovician metagranitoid from the Anatolide-Tauride block, northwest Turkey: geodynamic implications. *Terra Nova* 20, 280–288.
- Okay, A.I., Satır, M., Siebel, W., 2006. Pre-Alpide Paleozoic and Mesozoic orogenic events in the eastern Mediterranean region. *Geol. Soc. London Mem.* 32, 389–405.
- Okay, A.I., 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., Tansel, İ., Tüysüz, O., 2001. Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geol. Mag.* 138, 117–142.
- Okay, A.I., Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In “The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M. (Eds), *Geol. Soc., London, Spec. Public.* 156, 475–515.
- Okay, A.I., Withney, D.L., 2010. Blueschists, eclogites, ophiolites and suture zone in northwest Turkey: A review and a field excursion guide. *Ophioliti* 35 (2), 131–172.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Görür, N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding region. *Geology* 22, 267–270.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to origin of granitic magmas? *Geol. Soc. London, Spec. Public.* 168, 55–77.

- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorp, R.S. (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley and Sons, New York, pp. 525-548.
- 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* 12, 79–113.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956-983.
- Peccherillo, A., and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63-81.
- Pichavant, M., Montel, J.M., Richard, L.R., 1992. Apatite solubility in peraluminous liquids: experimental data and an extension of the Harrison-Watson model. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56 (10), 3855–3861.
- Pickett, E.A., Robertson, A.H.F., 2004. Significance of the volcanogenic Nilüfer Unit and related components of the Triassic Karakaya complex for Tethyan subduction/accretion processes in NW Turkey. *Turk. Earth Sci.* 13 (2), 97–143.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* 36, 891–931.
- Raumer, J., Bussy, F., Schaltegger, U., Schulz, B., Stampfli, G.M., 2013. Pre Mesozoic Alpine basements—their place in the European Paleozoic framework. *GSA Bull.* 125, 89–108.
- Raumer, J., Stampfli, G.M., 2008. The birth of the Rheic Ocean-early Palaeozoic subsidence patterns and tectonic plate scenarios. *Tectonophysics* 461, 9–20.
- Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Arenas, R., Martínez, S.S., 2015. Ediacaran to Cambrian oceanic rocks of the Gondwanamargin and their tectonic interpretation. *Int. J. Earth Sci.* 104, 1107–1121.

- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A.S., Dixon, J.E., 2004. Testing models of late Palaeozoic–early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model. *Journal Geol. Soc., London* 161, 501–511.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* 184, 123–138.
- Sánchez-García, T., Quesada, C., Bellido, F., Dunning, G.R., González de Tánago, J., 2008. Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: the Early Paleozoic of the Ossa Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics* 461, 72–90.
- Sepidbar, F., Ghorbani, G., Zoheir, B., Palin, R.M., Homam, S.M., Zafar, T., Ma, J., He, L., 2021. Coeval calc-alkaline and alkaline Cadomian magmatism in the Bafq, central Iran: Insights into their petrogenesis. *Lithos* 406-407, 106535.
- Song, S.G., Niu, Y.L., Su, L., Zhang, C., Zhang, L.F., 2014. Continental orogenesis from ocean subduction, continent collision/subduction, to orogen collapse, and orogen recycling: the example of the North Qaidam UHPM belt, NW China. *Earth Sci. Rev.* 129, 59–84.
- Song, S.W., Zhu, D.C., Wang, Q., Cawood, P.A., Zhan, Q.Y., Li, S.M., Zhang, L.L., Zhao, Z.D., 2021. Generation of syn-collisional S-type granites in collision zones: An example from the Late Triassic Tanggula Batholith in northern Tibet. *Gondwana Res.* doi.org/10.1016/j.gr.2020.12.023.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 17–33.
- Stampfli, G.M., Kozur, H.W., 2006. Europe from the Variscan to the Alpine cycles. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European lithosphere dynamics*. Memoir Geol. Soc. London 57–82.
- Stampfli, G.M., von Raumer, J., Borel, G., 2002. The Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *Geol. Soc. America Spec. Public.* 364, 263–280.

- Stampfli, G.M., von Raumer, J., Wilhem, C., 2011. The distribution of Gondwana derived terranes in the early Paleozoic. In: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., García-Bellido, D., (eds), *The Ordovician of the world*, Cuadernos del Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid 14, 567–574.
- Sun, S.S, McDonough, W.E., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition a processes. In: Saunders, A.D, Norry, M.J., (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London, Spec. Public. 313-345.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45, 29–44.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Genç, T., Zor, E., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, North-south shortened domal structure. *Geophy. Res. Lett.* 30, 24.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and Evolution of the Western termination of Paleotethys. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Spec. Public. 17, 77–112.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 181, 241–981.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M., Werner, O., Schwarz, W., 2004. Aluminous granulites from the Pulur complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallization. *Lithos* 72, 183–207.
- Ustaömer, P.A., 1999. Pre-Early Ordovician Cadomian arc-type granitoids, the Bolu Massif, West Pontides, northern Turkey: geochemical evidence. *Int. J. Earth Sci.* 88, 2–12.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., 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 J. Earth Sci.* 21, 905–932.

- Villaros, A., Buick, I.S., Stevens, G., 2012. Isotopic variations in S-type granites: an inheritance from a heterogeneous source? *Contrib. Mineral. Petrol.* 163 (2), 243–257.
- Wang, C., Ding, L., Zhang, L.Y., Li, J.X., Yue, Y.H., 2022. Early Jurassic S-type granitoids in the Nyainqêntanglha Range, South Tibet: A record of slab roll-back of subducted Neo-Tethyan Ocean. *Gondwana Res.* 101, 175–191.
- Wu, C., Zhou, Z.G., Zuza, A.V., Wang, G.S., Liu, C.F., Jiang, T., 2018. A 1.9-Ga melange along the northern margin of the North China Craton: Implications for the assembly of Columbia Supercontinent. *Tectonics*, 37, 3610–3646.
- Yılmaz Şahin, S., Aysal, N., Yıldırım, G., Peytcheva, I., Neubauer, F., 2014. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of metagranites in Istranca (Strandja) Zone, NW Pontides, Turkey: Implications for the geodynamic evolution of Cadomian orogeny. *Gondwana Res.* 26, 755–771.
- Yılmaz, Y., 1977. Bilecik-Söğüt Dolayındaki "Eski Temel Karmaşığı"nın Petrojenetik Evrimi. Doçentlik tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, Tatbiki Jeoloji, 169 pp.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., 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* 68. AAPG Memoir, 183–226.
- Zen, E-an, 1986. Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *J. Petrol.* 27, 1095–1117.
- Zhang, Y., Cao, H., Xu, M., Zhang, S., Tang, L., Wang, S., Shen, T., 2018. Petrogenesis of the late Mesozoic highly fractionated I-type granites in the Luanchuan district: Implications for the tectono-magmatic evolution of eastern Qinling. *Geosci. Journal* 22, 253–272.
- Zhu, D.C., Wang, Q., Zhao, Z.D., Chung, S.L., Cawood, P.A., Niu, Y.L., Liu, S.A., Wu, F.Y., Mo, X.X., 2015. Magmatic record of India-Asia collision. *Sci. Rep.* 5, 14289.

Zhu, Y., Lai, S.C., Qin, J.F., Zhu, R.Z., Zhang, F.Y., Zhang., Z.Z., 2020. Petrogenesis and geochemical diversity of Late Mesoproterozoic S-type granites in the western Yangtze Block, South China: Co-entrainment of peritectic selective phases and accessory minerals. *Lithos* 352–353, 10532

