

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

**JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**DEMİRÖZÜ (BAYBURT) PERMO-KARBONİFERİ: KIRINTILI KAYAÇLARIN  
PETROGRAİK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Vahdet TUNÇDEMİR**

**HAZİRAN 2012  
GÜMÜŞHANE**



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

**JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**DEMİRÖZÜ (BAYBURT) PERMO-KARBONİFERİ: KIRINTILI KAYAÇLARIN  
PETROGRAFIK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Vahdet TUNÇDEMİR**

**Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde  
“Jeoloji Yüksek Mühendisi”  
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 11.06.2012**

**Tezin Sözlü Savunma Tarihi: 28.06.2012**

**HAZİRAN 2012**

## KABUL VE ONAY

**Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ** danışmanlığında **Vahdet TUNÇDEMİR** tarafından hazırlanan **“DEMİRÖZÜ (BAYBURT) PERMO-KARBONİFERİ: KIRINTILI TORTUL KAYAÇLARIN PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ”** adlı bu çalışma jürimiz tarafından Gümüşhane Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda Yüksek Lisans Tezi olarak oybirliği ile kabul edilmiştir.

Başkan : Prof. Dr. Mehmet TURAN

Üye (Danışman) :Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ

Üye : Prof. Dr. Mehmet TURAN

Üye : Yrd. Doç. Çiğdem SAYDAM EKER

ONAY

Bu tez...../.../2012 tarihinde Enstitü Yönetim Kurulunca kabul edilmiştir.

Doç. Dr. Temel BAYRAK  
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü



**ÖZET**  
**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**DEMİRÖZÜ (BAYBURT) PERMO-KARBONİFERİ: KIRINTILI TORTUL  
KAYAÇLARIN PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ**

**Vahdet TUNÇDEMİR**

**Gümüşhane Üniversitesi**  
**Fen Bilimleri Enstitüsü**  
**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman: Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ**

**2012, 93 sayfa**

Bu çalışmada, Demirözü (Bayburt) yöresindeki Permo-Karbonifer yaşlı kırıntılı tortul kayaçlar petrografik ve jeokimyasal yönden incelenmişlerdir. Bilindiği üzere, kırıntılı tortul kayaçlar, orojenik kuşakların özellikle aşınan kısımları hakkında bilgi verebilecek potansiyele sahip tek kaya grubudurlar. Bu kapsamda, Permo-Karbonifer yaşlı kırıntılı kayaçlar Çatalçeşme Köyü civarında iki, Çamdere Köyü civarında da bir lokasyonda ölçülmüş ve özellikle kırıntılı kayaçlar açısından örneklenmişlerdir.

Geç Karbonifer yaşlı Çatalçeşme formasyonu çakıltası, kumtaşı, şeyl ve kireçtaşının sekansiyel ardışımından meydana gelen bir birimdir. Uyumlu olarak üzerine gelen Geç Karbonifer-Erken Permiyen yaşlı Hardişi formasyonu ise tabanda çakıltaları ile başlar ve üste doğru transgresif özellikteki kumtaşı, silttaşı ve şeyllere geçiş gösterir. Çatalçeşme formasyonundaki kumtaşları iyi yuvarlaklaşmış ve olgunlaşmışlardır. Modal mineralojik olarak çoğunlukla sublitarenit ve daha az olarak da subarkoz ve kuvars arenit bileşimine sahiptirler. Buna karşılık Hardişi formasyonuna ait kumtaşları orta derecede

yuvarlaklaşmış ve arkozik arenit bileşimindedirler. Diğer taraftan, daha doğudaki Çamdere ofiyolitik karışığı oluşum yaşı bakımından Hardişi formasyonunun eşleniği durumundadır. İçerisindeki kireçtaşı ve kumtaşları genellikle Çatalçeşme ile benzer paleontolojik ve sedimentolojik özelliklere sahiptir. Farklı olarak ince katmanlı sleyt tarafından kuşatılmış meta tuf, dolerit, meta-bazalt blokları içermektedir.

Çatalçeşme kumtaşları genellikle % 85'den fazla SiO<sub>2</sub> içermektedirler. Üzerine gelen Hardişi kumtaşlarının SiO<sub>2</sub> içerikleri ise % 66-81 arasındadır. Çatalçeşme ve Hardişi formasyonları iz ve nadir toprak elementler (NTE) bakımından karşılaştırıldığında, Çatalçeşme formasyonu tüketilmiş değerler sergilemektedir. Diğer taraftan, Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılı kayaçlar çok geniş bir bileşimsel değişim aralığı sunmaktadırlar (SiO<sub>2</sub> = % 47-92).

Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kayaçların ana ve iz element jeokimyası tamamen felsik bir kaynaktan beslendiklerini göstermektedir. Granitlere benzer NTE profilleri, kaynak alanda granitik veya riyolitik bileşime sahip kayaçların yer aldığını göstermektedir. Çamdere ofiyolitik karışığına ait sleytlerin ana ve iz element içerikleri ise orta jeokimyasal bileşime sahip bir kaynağa işaret etmektedir. Çatalçeşme formasyonuna ait kumtaşları 75-81, Hardişi formasyonu ait kayaçlar ise 58-65 arasında değişen CIA (Chemical Index of Alteration) değerlerine sahiptir. Bu değerler kaynak alanda, Çatalçeşme kumtaşlarının çökelişi sırasında yoğun, Hardişi formasyonu kayaçlarının çökelişi sırasında ise orta derecede bir kimyasal ayrışmaya işaret etmektedir. Çamdere formasyonuna ait sleytlerin 67-79 arasında değişen CIA değerleri, çökelişleri sırasında kaynak alanda Çatalçeşme kumtaşlarının çökelişine benzer iklimsel koşullara işaret etmektedir. Çatalçeşme kumtaşlarının ana ve iz element jeokimyası tipik bir şekilde tortuların yeniden döngülenmesi ve olgunlaşması ile karakteristik olan pasif kenar ortamına işaret etmektedir. Hardişi formasyonuna ait kayaçlar ise aktif kıtasal kenar ve ada yayı gibi yitimle ilişkili tektonik ortamlara işaret etmektedir. Diğer taraftan, Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılı kayaçlar çok geniş bir tektonik ortam aralığı sunuyor gibi görünseler de, kumtaşlarının Çatalçeşme kumtaşları ile, sleytlerin ise Hardişi formasyonu kayaçları ile benzer tektonik ortamlarda yer aldığı görülmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Demirözü Permo-Karboniferi, Petrografi, Tüm-kayaç jeokimyası, Kaynak alan, Ayrışma, Tektonik ortam

**ABSTRACT  
MY THESIS**

**DEMİRÖZÜ (BAYBURT) PERMO-CARBONIFEROUS: PETROGRAPHICAL  
AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF CLASTIC SEDIMENTARY ROCKS**

**Vahdet TUNÇDEMİR**

**Gümüşhane University  
The Graduate School of Natural and Applied Sciences  
Department of Geological Engineering**

**Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Abdurrahman DOKUZ**

**2012, 93 pages**

In this study, the clastic sedimentary rocks in the Demirözü (Bayburt) area have been investigated in terms of their petrographical and geochemical compositions. As it is known, clastic sedimentary rocks form a single rock group having capability to give information on the disappeared parts of orogenic belts. In this context, Permo-Carboniferous clastic rocks were measured in two locations near the Çatalçeşme as well as in one location near the Çamdere, and sampled especially in terms of their clastic rocks.

Çatalçeşme formation is composed of sequential alternations of pebblestone, sandstone, shale and limestone. Hardişi formation, lies conformably over the Çatalçeşme, starts with pebblestone at the bottom and passes upward into the transgressive type sandstone, siltstone and shale. Sandstones of the Çatalçeşme formation were well-rounded and matured. They are largely of sublitanite, and less subarkose and quartz arenite in composition. However, sandstones of the Hardişi formation are moderately rounded and arkosic arenite in composition. On the other hand, Çamdere ophiolitic mélange, which



lies further east, appears to be equivalent of Hardişı formation in terms of time of occurrence. Limestones and sandstones in it generally carry the paleontological and sedimentological features similar to those of the Çatalçeşme. But, apart from the Çatalçeşme, it comprises blocks of meta-tuff, dolerite, basalt and meta-basalt surrounded by thin-bedded slate.

Çatalçeşme sandstones have SiO<sub>2</sub> contents > 85 wt %. SiO<sub>2</sub> content of the clastic rocks of the Hardişı formation, stratigraphically above the Çatalçeşme, is in between 66-81 wt%. Once compared to each other, the Çatalçeşme sandstones display more depleted trace and rare earth element (REE) concentrations than those of the Hardişı formation. On the other hand, the rocks of the Çamdere ophiolitic mélange exhibit a large compositional range (SiO<sub>2</sub> = 47-92 wt %).

A felsic provenance for the rocks of both the Çatalçeşme and Hardişı formations is inferred from their major and trace element geochemistry. REE profiles that are similar to those of the granites point to granitic or rhyolitic rocks in their source areas. Rocks with the moderate composition in the provenance are indicated by major and trace element geochemistry of the slates from the Çamdere ophiolitic mélange. Chemical Index of Alteration (CIA) values vary in between 75-81 for the Çatalçeşme sandstones while in between 58-65 for the rocks of the Hardişı formation. These CIA values point out an intensive and a moderate chemical alteration, respectively, in the source areas of the rocks from the Çatalçeşme and Hardişı formations. The CIA values of 67-79 of the slates from the Çamdere ophiolitic mélange imply climatic conditions in their source area similar to those of the Çatalçeşme sandstones. The major and trace element geochemistry of Çatalçeşme sandstones are typical of passive margin setting that is characterized by recycling and maturation of earlier sediments, whereas the rocks of the Hardişı formation carry the geochemical features of subduction related settings such as active continental margin, continental arc and oceanic island arc. On the other hand, although the clastic rocks of the Çamdere ophiolitic mélange seem to offer a large interval of tectonic setting, if rocks are considered separately, sandstones and slates in turn define same tectonic settings as those of the Çatalçeşme sandstone and Hardişı clastic rocks.

**Key Words:** Demirözü Permo-Carboniferous, Petrography, Whole-rock geochemistry, Provenance, Alteration, Tectonic setting

## TEŞEKKÜR

Kumtaşlarının tüm-kayaç analizleri Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi'nin "Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeolojisi" adlı proje kapsamında yapılmıştır. Bu tez çalışmasının her aşamasında, desteğini, hoşgörüsünü esirgemeyen, karşılaştığım her sıkıntıda bilgi ve tecrübesi ile yardımcı olan değerli danışman hocam Doç. Dr. Abdurrahman DOKUZ'a emeğinden ve sabrından dolayı sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Yardım ve desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen değerli hocalarım Doç. Dr. Orhan KARSLI ve Yrd. Doç. Dr. Raif KANDEMİR'e çok teşekkür ederim.

Tez çalışmam boyunca bana yardımcı olan değerli arkadaşlarım Jeo. Yük. Müh. Özmen EVCİMEN ve Jeo. Yük. Müh. Levent DUYGU'ya teşekkür ederim.

Hayatım boyunca sabır ile maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen sevgili AİLEM'e şükranlarımı sunar, sonsuz teşekkür ederim.

Vahdet TUNÇDEMİR

Gümüşhane, 2012

## İÇİNDEKİLER

### Sayfa No

ÖZET .....	III
ABSTRACT .....	V
TEŞEKKÜR .....	VII
İÇİNDEKİLER .....	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	X
TABLolar DİZİNİ .....	XIII
SEMBOLLER ve KISALTMALAR DİZİNİ .....	XIV
1. GENEL BİLGİLER .....	1
1.1 Giriş .....	1
1.2. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı .....	1
1.3. Çalışma Alanının Coğrafik Özellikleri .....	2
1.4. Önceki Çalışmalar .....	4
1.5. Bölgesel Jeoloji .....	15
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR .....	20
2.1 Giriş .....	20
2.2. Saha Çalışmaları .....	20
2.3. Laboratuvar Çalışmaları .....	20
2.3.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması .....	20
2.3.2. Mikroskop Çalışmaları .....	21
2.3.3. Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanmaları .....	21
2.3.4. Kumtaşlarındaki Modal Analizler .....	21
2.3.5. Kimyasal Analizler .....	22
2.4. Büro Çalışmaları .....	22
3. STRATİGRAFİ .....	23
3.1 Giriş .....	23
3.2. Çatalçeşme Formasyonu .....	24
3.2.1. Ad ve Yayılım .....	24
3.2.2. Tip Kesit .....	24
3.2.3. Litoloji .....	26
3.2.4. Yaş .....	30
3.2.5. Ortam .....	31

3.3.	Hardişi Formasyonu .....	31
3.3.1.	Ad ve Yayılım .....	31
3.3.2.	Tip Kesit .....	32
3.3.3.	Litoloji .....	32
3.3.4.	Yaş .....	36
3.3.5.	Ortam .....	36
3.4.	Çamdere Ofiyolitik Karışığı .....	36
3.4.1.	Ad ve Yayılım .....	36
3.4.2.	Tip Kesit .....	38
3.4.3.	Litoloji .....	41
3.4.4.	Yaş .....	43
3.4.5.	Ortam .....	43
4.	JEOKİMYA .....	44
4.1.	Giriş .....	44
4.2.	Çatalçeşme ve Hardişi formasyonları .....	45
4.2.1.	Ana Elementler .....	45
4.2.2.	İz Elementler .....	53
4.2.3.	Nadir Toprak Elementler .....	55
4.3.	Çamdere Ofiyolitik Karışığı .....	56
4.3.1.	Ana Elementler .....	56
4.3.2.	İz Elementler .....	64
4.3.3.	Nadir Toprak Elementler .....	66
5.	İRDELEME .....	68
5.1.	Giriş .....	68
5.2.	Ayrışma .....	68
5.3.	Kaynak Alan .....	72
5.4.	Tektonik Ortam .....	76
6.	SONUÇLAR .....	81
7.	KAYNAKLAR .....	84
	ÖZGEÇMİş	

## ŞEKİLLER DİZİNİ

### Sayfa No

Şekil 1.1.	Paleozoyik temel kayalarını ve çalışılan lokasyonlara ulaşım durumunu gösterir yer bulduru haritası (Güven, 1993'den revize edilmiştir).....	4
Şekil 1.2.	Çalışma alanının Türkiye'nin tektonik birlikleri içerisindeki konumu (Okay ve Tüysüz, 1999'dan revize edilmiştir).....	16
Şekil 1.3.	Gümüşhane ve Bayburt yörelerinin genelleştirilmiş dikme kesiti.....	17
Şekil 3.1.	Çatalçeşme-Çakırözü-Bayrampaşa (Bayburt) civarının jeoloji haritası...	25
Şekil 3.2.	Çatalçeşme Formasyonu'nun Büyükcüçüğe ölçülü stratigrafik kesiti.....	27
Şekil 3.3.	Çatalçeşme Formasyonu'na ait litolojilerin görünümü. <b>a)</b> Çakırözü Riyodasiti ile Çatalçeşme Formasyonu arasındaki dokanağın Çakırözü Köyü doğusundaki görünümü. <b>b)</b> Birim içerisindeki kireçtaşı düzeylerinin açık gri renk tonu ile diğer litolojilerden ayrılması. <b>c)</b> Kireçtaşı düzeylerinde gözlenen makro fosil kavkaları. <b>d)</b> Çakıltaşlarını oluşturan kuvars ve riyodasitik kayaç parçalarının görünümü. <b>e)</b> Yer yer çakıllı seviyeler içeren kumtaşı seviyelerinin görünümü. <b>f)</b> Bitki kırıntıları içeren şeyllerin görünümü.....	28
Şekil 3.4.	Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarının modal Q-F-L diyagramındaki konumları (Pettijohn, 1987; Q: kuvars, F: feldspat, L: kayaç parçası).....	30
Şekil 3.5.	Hardişi Formasyonu'na ait ölçülü stratigrafik kesit (Çakırözü Köyü kuzeydoğusu).....	33
Şekil 3.6.	Hardişi Formasyonu'na ait litolojilerin görünümleri. <b>a)</b> Hardişi Formasyonu'nun Çakırözü Köyü kuzeyindeki görünümü. <b>b)</b> Tabanda yer alan çakıltaşları içerisindeki bileşenlerin ve matriksin görünümü. <b>c)</b> Kırmızı renkli kumtaşlarının görünümü. <b>d)</b> Kırmızı renkli şeyllerin ince tabakalı yapısının görünümü.....	34
Şekil 3.7.	Hardişi Formasyonu'na ait kumtaşlarının modal Q-F-L diyagramındaki konumları (Pettijohn, 1987; Q: kuvars, F: feldspat, L: kayaç parçası)....	35
Şekil 3.8.	Çamdere (Demirözü-Bayburt) civarının jeoloji haritası.....	37
Şekil 3.9.	Çamdere ofiyolitik karışığının ölçülü stratigrafik kesiti.....	39
Şekil 3.10.	Çamdere ofiyolitik karışığına ait litolojilere ait arazi görünümleri. <b>a)</b> Tabanda yer alan kireçtaşı ile üzerine gelen çakıltaşı-kumtaşı sınırı, <b>b)</b> Kumtaşı blokunun görünümü, <b>c)</b> Meta-tüf blokunun görünümü, <b>d)</b> Meta-bazalt ve sleytlerin dokanak ilişkisi, <b>e)</b> Bloklar arasındaki sınırların faylı olduğuna işaret eden breşik yapı, <b>f)</b> Bloklar arası dokanağın faylı olduğuna işaret eden oyuk-sırt yapısı.....	40
Şekil 3.11.	Çamdere ofiyolitik karışığı içerisindeki kumtaşı bloklarından alınan örneklerin modal Q-F-L diyagramındaki konumları (Pettijohn, 1987; Q: kuvars, F: feldspat, L: kayaç parçası).....	42
Şekil 4.1.	Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaçların <b>a)</b> $K_2O/Na_2O$ 'e karşı $SiO_2/Al_2O_3$ ve <b>b)</b> $Log SiO_2/Al_2O_3$ 'e karşı $Log Fe_2O_3/K_2O$ sınıflama diyagramı. ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl.....	50
Şekil 4.2.	Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaçların $SiO_2$ ' e	

	karşı anaoksit değişim diyagramları. ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl.....	51
Şekil 4.3.	Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaçların PAAS (Taylor ve McLennan, 1985)' a normalize edilmiş anaoksit örümcek diyagramları. ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ★ ÜK: Üst kabuk.....	52
Şekil 4.4.	Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaçların SiO <sub>2</sub> ' e karşı iz element değişim diyagramları. ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl.....	54
Şekil 4.5.	Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaçların PAAS (Taylor ve McLennan, 1985)' a normalize edilmiş iz element örümcek diyagramları. ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ★ ÜK: Üst kabuk.....	55
Şekil 4.6.	Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaçların kondrit (Taylor ve McLennan, 1985)' e normalize nadir toprak element örümcek diyagramları. ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ★ ÜK: Üst kabuk.....	56
Şekil 4.7.	Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılı kayaçların a) K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O'e karşı SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ve b) Log SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 'e karşı Log Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /K <sub>2</sub> O sınıflama diyagramı. ■Çamdere kumtaşı, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı ve şeyl.....	61
Şekil 4.8.	Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılı kayaçların SiO <sub>2</sub> ' e karşı anaoksit değişim diyagramları. ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı.....	62
Şekil 4.9.	Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılı kayaçların PAAS (Taylor ve McLennan, 1985)' a normalize edilmiş anaoksit örümcek diyagramları. ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı ★ ÜK: Üst kabuk.....	63
Şekil 4.10.	Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılı kayaçların SiO <sub>2</sub> ' e karşı iz element değişim diyagramları. ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı.....	65
Şekil 4.11.	Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılı kayaçların PAAS (Taylor ve McLennan, 1985)' a normalize edilmiş ana oksit örümcek diyagramları. ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, ★ ÜK: Üst kabuk.....	66
Şekil 4.12.	Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılı kayaçların Kondrit (Taylor ve McLennan, 1985)' e normalize edilmiş ana oksit örümcek diyagramları. ■: Çamdere sleyt, ■: Çamdere kumtaşı,★ÜK: Üst kabuk.....	67
Şekil 5.1.	a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların A (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )-CN(CaO*+Na <sub>2</sub> O)-K(K <sub>2</sub> O) diyagramları. Kesikli çizgiler başlangıç kayalarından itibaren ayrışma yollarını temsil etmektedirler. ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı silttaşı, ÜK: Üst kabuk, To: Tonalit, Gd: Granodiyorit, Gr: Granit.....	71
Şekil 5.2.	a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Zr/Sc'a karşı Th/Sc diyagramları. Devamlı çizgiler bileşimsel değişim trendini göstermektedir. ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı.....	73
Şekil 5.3.	a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Sc'a karşı Th diyagramları. c) Çatalçeşme ve	

	Hardişi formasyonlarına, d) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Cr/Th'a karşı Th/Sc diyagramları. Kavisli çizgi karışım felsik-mafik karışım trendini göstermektedir. ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı silttaşı, ÜK: Üst kabuk, MORB: Mid Ocean Ridge Basalt (Okyanus ortası sırtı bazaltı).....	74
Şekil 5.4.	a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Ayırım Fonksiyonu-I'e karşı Ayırım Fonksiyonu-II kaynak alan ayırım diyagramları (Roser ve Korsch, 1988). ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı.....	75
Şekil 5.5.	a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *+MgO' e karşı TiO <sub>2</sub> ve Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> tektonik ortam ayırım diyagramları (Bhatia, 1983). ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı.....	77
Şekil 5.6.	a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Ayırım Fonksiyonu-I'e karşı Ayırım Fonksiyonu-II tektonik ortam ayırım diyagramları (Bhatia, 1983). ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı.....	77
Şekil 5.7.	a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların SiO <sub>2</sub> e karşı K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O tektonik ortam ayırım diyagramları (Roser ve Korsch, 1986). ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı.....	78
Şekil 5.8.	a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O'e karşı SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tektonik ortam ayırım diyagramları (Maynard vd., 1982). ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı.....	78
Şekil 5.9.	a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Th-Co-Zr/10, c ve d) Th-Sc-Zr/10 tektonik ortam ayırım diyagramları (Bhatia ve Crook, 1986). ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı. OAY: Okyanusal ada yayı; KAY: Kıtasal ada yayı; AKK: Aktif kıtasal kenar; PK: Pasif kenar.....	79

## TABLULAR DİZİNİ

### Sayfa No

Tablo 3.1.	Çatalçeşme Formasyonu kumtaşlarının Swift marka nokta sayıcı ile hesaplanmış modal mineralojik bileşimleri .....	29
Tablo 3.2.	Hardişi Formasyonu kumtaşlarının Swift marka nokta sayıcı ile hesaplanmış modal mineralojik bileşimleri .....	35
Tablo 3.3.	Çamdere ofiyolitik karışığı içerisindeki kumtaşlarının Swift marka nokta sayıcı ile hesaplanmış modal mineralojik bileşimleri .....	43
Tablo 4.1.	Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaçların tüm-kayaç ana ve iz element analizleri .....	46
Tablo 4.2.	Çamdere Ofiyolitik Karışığı'na ait kırıntılı kaya örneklerinin tüm kayaç analizleri .....	57



## SEMBOLLER VE KISALTMALAR DİZİNİ

ANTE : Ağır Nadir Toprak Elementler

CIA : Chemical Index of Alteration

BİYE : Büyük İyon Yarıçaplı Elementler

CCD : Carbonate Compensation Depth

CAR : Calcare Ammonitico Rosso

HNTE : Hafif Nadir Toprak Elementler

ICP-AES : Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry

ICP-MS : Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry

LOI : Loss of Ignition

MORB : Mid Ocean Ridge Basalt

NTE : Nadir Toprak Elementleri

PAAS : Post Archean Australian Shales

SA : Subarkoz

SL : Sublitarenit

ÜK : Üst Kabuk

YÇAE : Yüksek Çekim Alanlı Elementler

Af : Alkali Feldispat

B : Bağlayıcı

Bi : Biotit

Ç : Çimento

F : Feldispat

L : Kayaç Parçası

Lm : Mafik Kayaç Parçası

Lf : Felsik Kayaç Parçası

M : Mika

M : Matriks

Mu : Muskovit

Op : Opak mineral

Pl : Plajiyoklas

Q : Kuvars

Qm : Monokristalin Kuvars

Qp : Polikristalin Kuvars

## 1. GENEL BİLGİLER

### 1.1. Giriş

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde yüzeylenen kayalar orojenik dönemler açısından değerlendirildiğinde, Alp-Himalaya Orojenik Kuşağı'nın magmatik ve tortul kayaları ile hemen hemen eksiksiz bir şekilde temsil edildiği görülür. Buna karşılık, Variskan Orojenezi sonucunda oluşan ve Variscidler olarak bilinen dağ kuşağı ise sadece orta dereceli metamorfizmler ve granitler gibi, bir kıtasal kabuğun orta kesimlerinde yer alan çok sınırlı sayıda kayalar ile temsil edilmektedir. Genç orojenik kuşaklarda, metamorfik ve magmatik derinlik kayaları üzerinde yer alan volkanik ve tortul kayaların, Variskan Orojenezi'nin temsil edildiği alanlarda genellikle eksik olduğu görülmektedir. Buradan metamorfizmler üzerinde olması gereken 15-20 km kalınlığa sahip örtü kayalarının aşındırıldığı anlaşılmaktadır. Variskan temele ait kayalar, Erken Jura'da Neotetis Okyanusu'nun açılmasına bağlı olarak sular altında kalmış ve Mesozoyik istifinin çökmesi ile koruma altına alınmış alanlarda görülmektedir. Su altına inemeyen kabuk kesimleri ise Mesozoyik havzasına malzeme veren kaynak alanlar olarak kalmaya devam etmişlerdir. Buradan, Variskan Orojenezi ile yükselen alanların Jura'ya kadar önemli oranda aşındırılmış ve aşındırılan malzemenin Neotetis'den önceki okyanuslarda (Reyik ve Paleotetis) depolanmış olması gerektiği anlaşılmaktadır. Çalışılan kayaların Reyik Okyanusu'nun kapanması sonucu oluşan Variskan Orojenik Kuşağı'nda yer alması, diğer bir ifade ile Permo-Karbonifer yaşlı olmaları, Orta Jura'da kapanan Paleotetis Okyanusu ile ilişkili olmadıklarını, Paleotetis'ten önceki bir okyanusta (Reyik Okyanusu) çökelmiş olabileceklerini göstermektedir.

### 1.2. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Bu çalışmaya konu teşkil eden Permo-Karbonifer yaşlı kırıntılı çökeller, Sakarya Zonu'nun doğusunda bilinen en yaşlı tortul kayalardır. Stratigrafik olarak Permo-Karbonifer yaşlı olmaları, bunların Orta Jura'da kapanan Paleotetis'ten (Şengör ve Yılmaz, 1981, Dokuz vd., 2010) daha yaşlı bir okyanusta çökelmiş olabileceklerine işaret etmektedir. Bu nedenle, Erken Karbonifer'de kapanan Reyik Okyanusu (Nance vd., 2010; Murphy vd., 2010; Dokuz vd., 2011) bu malzemenin çökelebileceği bir okyanus durumundadır. Ancak, önceki çalışmalarda bu kayaların yaşının paleontolojik olarak Permo-Karbonifer şeklinde sınırlandırılmış olması (Akdeniz, 1988, Okay ve Leven 1996),

Variskan orojenezi sırasında Reyik Okyanusu'ndan geriye kalan kalıntı bir havzada da çökelmiş olabilecekleri anlamına da gelmektedir. Variskan alanlara yönelik çalışmaların sadece metamorfite ve granitlerle sınırlı kalmış olması, daha üst kabuk kesimlerinde yer alması gereken volkanit ve tortulların aşındırıldığı anlamına gelmektedir. Kabuğun aşınan kısımları hakkında bilgilerin bir kısmı, aşındırılan alanlardan beslenen tortul kayaçlarda saklıdır. Böyle durumlarda, kırıntılı istiflerin mikrokimyasal, jeokimyasal ve izotopik yöntemlerle incelenmesi, bunlara kaynak teşkil eden kabuk kesimleri hakkında bilgi edinmenin tek yolu olarak görülmektedir.

Bu çalışmada, güncel olarak metamorfite ve granitler ile temsil edilen Variskan temele ait kayaçların Geç Karbonifer'e kadar aşındırılan kesimlerinin hangi tür kayalardan meydana gelmiş olabileceği, ayrışma ve taşınma olaylarının çalışılan kayaçların jeokimyasal bileşimleri üzerinde nasıl bir rol oynadığı ve jeokimyasal bileşimlerinin kaynak alanın jeokimyasal bileşimini hangi oranda temsil ettiği gibi konuların ortaya konulması amaçlanmaktadır.

Bu amaca yönelik olarak Permo-Karbonifer istifi, Bayburt ili Demirözü ilçesine bağlı Çatalçeşme yöresinde iki, Çamdere yöresinde bir olmak üzere, toplam üç farklı lokasyonda özellikle kumtaşları, silttaşları ve şeyllerden örnek alımı yapılmak sureti ile ölçülmüştür. Bu örneklerden çıkarılan ince kesitlerin mikroskopik incelemeleri ile elde edilen bulgular doğrultusunda örnek seçimi yapılmış ve seçilen örnekler jeokimyasal analizleri için laboratuvara gönderilmiştir. Elde edilen stratigrafik ve jeokimsayal bulgular doğrultusunda, Permo-Karbonifer yaşlı kırıntılı kayaçların kaynak alanları, ayrışma durumları, taşınma ve diyajenez olaylarının kırıntılı tortul kayaçlarının jeokimyasal bileşimleri üzerine etkilerini konu alan bu tez oluşturulmuştur.

### **1.3. Çalışma Alanının Coğrafik Özellikleri**

Çalışılan Permo-Karbonifer istifleri Trabzon H43 ve H44 1/100.000'lik paftaları içerisinde yer almaktadır. Bu kapsamda Demirözü (Bayburt) ilçesi sınırları içerisinde, ölçülü stratigrafik kesitleri içeren yaklaşık 80 km<sup>2</sup> (Trabzon H43-c1 ve Trabzon H44-d1) lik iki alanın jeoloji haritası yapılmıştır (Şekil 1.1).

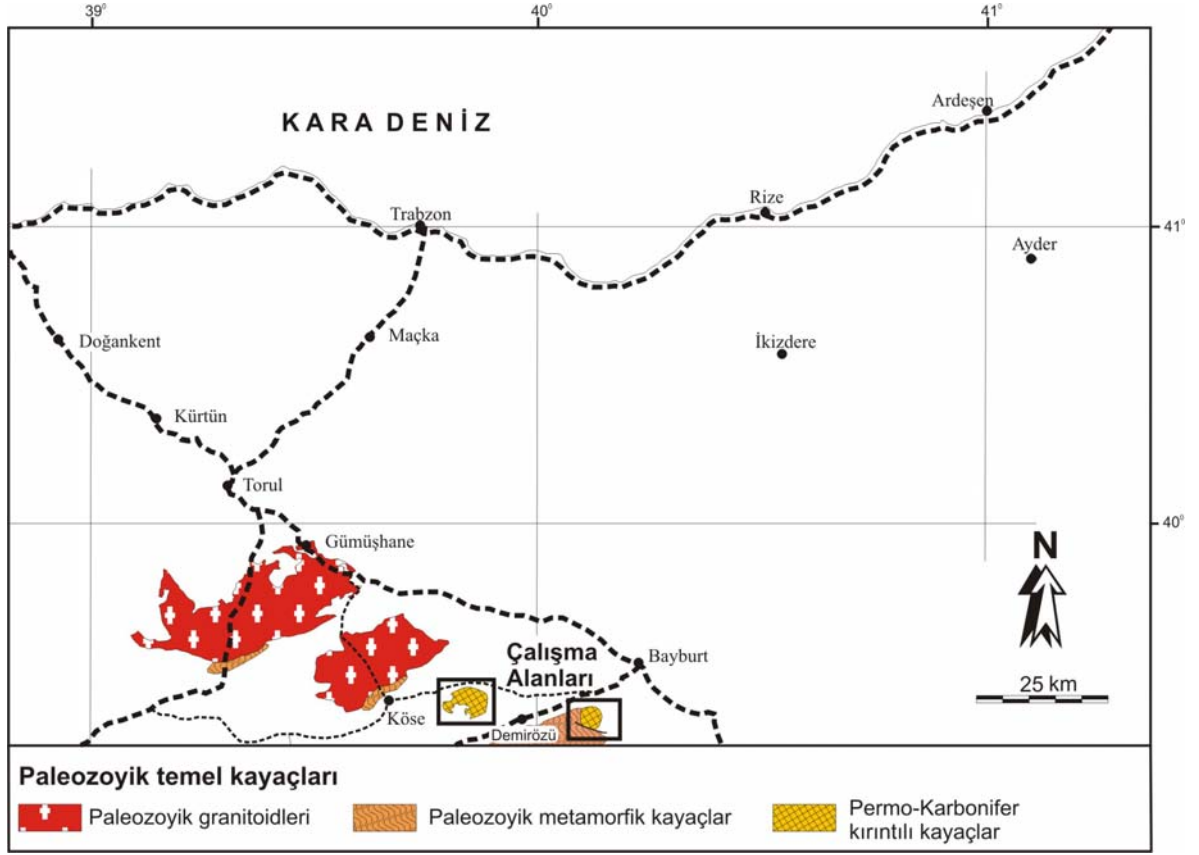
Çalışılan bölgelere en yakın küçük ölçekli yerleşim merkezi Demirözü ilçesidir. Bunun dışında, Gümüşhane İline bağlı Köse ilçesi alanın hemen kuzeybatısında, Bayburt İli ise kuzeydoğusunda yer alan diğer yerleşim merkezleridir. Çalışılan lokasyon içerisinde kalan yerleşim alanları ise Çatalçeşme yöresinde, Çatalçeşme, Çakırözü ve Bayrampaşa

köyleri, Çamdere yöresinde ise Çamdere Köyü'dür. İnceleme alanlarına ulaşım; Gümüşhane-Bayburt-Erzincan, Gümüşhane-Köse-Bayburt Devlet Kara Yolları ve bu yollara bağlı çok sayıdaki stabilize yollar ile sağlanır.

Gümüşhane şehir merkezi ve civarı topoğrafik olarak oldukça engebeli bir yapıya sahiptir. Ancak hemen güneyde kalan yaklaşık doğu batı uzanımlı Kösedığı-Vauk dağı silsilenin güneyine geçildiğinde ise, çalışılan her iki alanı da içeren, alüvyon düzlükleri ve bunlar arasındaki alçak tepelerden meydana gelen orta derecede engebeli bir topografyaya geçilir.

Bayburt ve Gümüşhane illerinde Karadeniz Bölgesi'nin ılıman iklimi ile İç Anadolu Bölgesi'nin karasal iklimlerinin geçiş özellikleri hakim olup, yazları kurak ve sıcak, bazen de serin ve hafif yağışlı geçer. Kışlar ise soğuk, sert ve yağışlıdır. Gümüşhane ili ile kıyaslandığında Bayburt ilinde karasal iklime daha yakın bir iklim görülür. Bu nedenle, çalışma alanlarının da yer aldığı bu bölgede yaz ayları sıcak ve kurak, kış ayları ise yoğun kar yağışlı ve soğuk geçmektedir.

Çalışılan alanlardaki iklime bağlı olarak bitki örtüsü de farklılıklar sunmaktadır. Gümüşhane yöresinde yersel olarak çam, yaban kavakları ve meşelerden oluşan ormanlık alanlar ile ırmak boylarında kavak ve çeşitli meyve ağaçlarından oluşan bir bitki örtüsü görülmesine karşılık, Bayburt yöresi bitki örtüsü bakımından çok fakirdir. Kış ve bahar mevsimlerinde akan küçük dereler boyunca görülen kavak ağaçları dışında genelde bozkır olarak nitelenebilir.



Şekil 1.1. Paleozoyik temel kayalarını ve çalışılan lokasyonlara ulaşım durumunu gösterir yer buldur haritası (Güven, 1993'den revize edilmiştir).

Yöre halkının en önemli geçim kaynakları tarım ve hayvancılıktır. Tarımla uğraşan aileler genelde arpa, buğday ve meyve yetiştiriciliğiyle uğraşmaktadırlar. Arazinin sarp olması ulaşım güçlüğüne sebep olmakta ve dolayısıyla yöre kalkınmasını olumsuz etkilemektedir. Ekonomik koşulların zorluğu, yöre genelinde yaygın göç olgusuyla sonuçlanmıştır. Bununla birlikte mevsimlere göre de mevcut nüfus değişmektedir. Özellikle kış mevsimlerinde köylerden şehre göç artmaktadır.

#### 1.4. Önceki Çalışmalar

Çalışma alanları ve yakın yörelerinde yapılmış yüksek lisans ve doktora çalışmaları yanı sıra, çok sayıda bireysel ve çok yazarlı araştırma nitelikli çalışmalar da bulunmaktadır. İncelenen alanlar ve yakın yörelerinde yapılan önceki çalışmalar kısaca aşağıdaki şekilde özetlenebilir.

**Ketin (1950)**, “Bayburt Yöresinin Jeolojisi” başlıklı çalışmasında Maden Tetkik Arama Enstitüsü adına yörenin 1/100000 ölçekli haritasını yapmıştır. Bu çalışmada, Geç

Kretase yaşlı oluşukların ofiyolit serisi üzerine transgresif olarak geldiğini ve bu serinin tabanında kalınlığı 800 metreye varan mollusk faunasının bulunduğunu belirtmiştir. Eosen'in ise filiş fasiyesinde gelişmiş olup, alt kısmı 1600 m kalınlıkta konglomera ve kiltaşlarından, orta ve üst kısmı 350-400 m kalınlıkta kiltası-kumtaşı-kireçtaşı ardışımından oluştuğunu belirtmiştir. Kireçtaşı ve marn tabakalarında bulunan zengin foraminifer faunası olası katların ayrılmasını mümkün kılmıştır. Yörenin Miyosen süreci çökellerini ise, alt kısımlarını denizel ortamda oluşmuş kireçtaşları, orta ve üst kısımlarını ise karasal fasiyeste gelişmiş kil, marn, jips, kiltası ve gösel kireçtaşlarının oluşturduğunu vurgulamıştır. Altta kireçtaşları Burdigaliyen ve Helvesiyen'i temsil ederken, üstteki kumlu ve killi tabakalarda linyit yataklarının varlığı tespit edilmiştir. Yine aynı çalışmada yörenin tektoniği irdelenmiş ve Bayburt yöresindeki Kale civarında Liyas yaşlı kireçtaşlarının, Üst Kretase yaşlı filişler üzerine itildiği saptanmıştır.

**Ketin (1951)**, bölge jeolojisini ilgilendiren bu çok önemli çalışmasında; bölgenin en eski kayaçlarının metamorfitlerden oluştuğunu ve bunların da granit, siyenit ve andezitlerle kesilmiş olduğunu belirtmiştir. Çalışmasında, ilk defa bu yörede 1500 m. kalınlığında Permo-Karbonifer yaşlı çökelleri tanımlamış ve bunların üzerine Liyas yaşlı çökellerin transgresif olarak geldiğini, ayrıca bölgede Triyas oluşuklarının bulunmadığını belirtmiştir. Çalışma sahasında geniş yüzlekler şeklinde takriben 2000 metre kalınlığında Liyas yaşlı çökellerin bulunduğunu ve bunların taban seviyelerine yakın kesimlerinde 5-30 cm. kalınlıklarda kömür damarları içerdiğini belirtmiştir. Liyas yaşlı birimlerin üzerine transgresif olarak Malm yaşlı çökellerin geldiğini belirtmiştir. Ayrıca, bütün bu birimlerin geçirmiş oldukları tektonik fazları belirlemiştir.

**Çoğulu (1970)**, Gümüşhane-Rize bölgelerinde geniş alanlara yayılım sunan granitoyid topluluğuna ait kayaçları jeolojik ve petrolojik yönden incelemiştir. Gümüşhane Plütunu'nun yaşını Üst Paleozoyik olarak belirleyen Çoğulu, mikroskobik incelemeler sonucuda plütunu, granodiyorit, kuvars monzonit ve granit olmak üzere üç fasiyese ayırmıştır.

**Tokel (1972)**, inceleme alanının büyük bir bölümünü içine alan çalışmasında, "Kermutdere Formasyonu" adı altında topladığı Üst Kretase yaşlı oluşukların Berdiga Formasyonu üzerine uyumlu olarak geldiğini belirtmiştir.

**Yılmaz (1972)**, bölgedeki Liyas yaşlı çökelleri alttan üste doğru Reksene-Venk, Şhittepe ve Gökçepınar olmak üzere üç formasyona ayırmıştır. Reksene-Venk Formasyonu genellikle arkoz nitelikli kumtaşları ile çakiltası arakatıklarından oluştuğunu

ve formasyon içerisinde tane boyunun üste doğru belirgin bir inceleme gösterdiğini vurgulamıştır. Yazar, bu formasyonun Sinemuriyen'den daha yaşlı ve olasılıkla bir akarsu veya plaj çökeli olabileceğini belirtmiştir. Şehittepe Formasyonu'nun altta silttaşı-subgrovak ardışımından, üstte ise kırmızı kireçtaşlarından ibaret olduğunu ve kısmen karasal (bataklık) koşullarda gelişmiş ve Sinemuriyen yaşlı olduğunu ileri sürmüştür. Şehittepe Formasyonu'nun üst kesimlerinde yer alan bol ammonit, foraminifer, bryozoa, belemnit ve krinoid fosilleri içeren kırmızı kireçtaşlarının sığ denizel ortamda gelişmiş olduğunu ve yaşının da Sinemuriyen-Toarsiyen olduğunu söylemiştir. Öte yandan yazara göre Gökçepınar Formasyonu Geç Liyas yaşlı olup, kalın çakıltası ve aglomeralardan oluşmaktadır ve bu üç formasyonun sınırları birbiri ile uyumludur.

**Yılmaz (1973)**, Gümüşhane Graniti'nin yerleşimini ve bileşimini araştırmıştır. Gümüşhane Graniti'nin petrografik incelemesini yaparak birimi; Granodiyorit, Çamlıca Adamelliti, Gümüşhane Adamelliti ve Porfirik Mikrogranit olmak üzere dört fasiyese ayırmıştır.

**Burşuk (1975)**, "Bayburt Yöresinin Mikropaleontolojik ve Stratigrafik İrdelemesi" adlı doktora tezinde Mesozoyik yaşlı çökellerden aldığı ölçülü stratigrafik kesitlerdeki kayalarda mikropaleontolojik çalışmalar yapmıştır. Çalışma sahasında mikrofauna ile ilk defa Dogger'in varlığını ortaya koymuştur. Ayrıca çalışma sahasında Jura yaşlı çökeller içerisinde 2 yeni Ammonit türü bulmuş ve Liyas-Malm'deki biyozonlar Ammonoidea ile ayrılanarak diğer ülkelerle korelasyon tablosu oluşturulmuştur.

**Ağar (1977)**, Demirözü ve Köse yöresinde ilk defa Triyas yaşlı birimlerin varlığını ileri sürerek, arkozik özellikte konglomera ve kumtaşlarından oluşan birimi Karakaya Formasyonu olarak adlandırmıştır. Yazar, Erken Jura yaşlı oluşukları Çaltepe Kireçtaşı (Alt Sinemuriyen) ve Hamurkesen Formasyonu (Üst Sinemuriyen) olarak ikiye ayırmış ve adlandırmıştır. Çaltepe Kireçtaşının taban seviyelerinde koyu gri renkli, kalın ve orta tabakalı oosparitlerle başlayıp üstlere doğru çört inklüzyonları ve dolomitik ara seviyeler içeren intramikrit ve intramikruditlerden oluştuğunu belirtmiştir. Birim üzerine uyumlu olarak gelen Hamurkesen Formasyonu'nu ise taban seviyelerinde kumlu intrasparitlerle başlayıp koyu gri, yeşil renkli volkanik breş ve tüfitlerle devam ederek aglomeralarla son bulmaktadır. Araştırmacı, Liyas yaşlı oluşukların Triyas yaşlı çökeller üzerine uyumsuzlukla geldiğini ve Liyas yaşlı çökellerin Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Hozbirikyayla Kireçtaşı tarafından uyumsuzlukla üzerlendiğini belirtmiştir.



**Gedikoğlu vd. (1979)**, “Doğu Pontidler’de Mesozoyik Döneminde Jeotektonik Gelişimin Ana Hatları” adlı çalışmasında Üst Kretase sedimanter kayaçlarını üç farklı zona ayırmıştır. Bunlardan ilki *Nerinea*, *Acteonella* ve üste doğru *Globotruncana* foraminiferlerini içeren Üst Türoniyen-Alt Senoniyen yaşlı konglomera ve kumlu sparitik kireçtaşı zonu; ikincisi, bol *Globotruncana*’lı kırmızı renkli biyomikritik kireçtaşı zonu; üçüncüsü ise “Tepeköy Formasyonu” olarak adlandırdığı ve Doğu Pontid Güney Zonu’nda geniş yayılıma sahip Maastrichtiyen yaşlı türbiditlerdir. Bu formasyonun üst kesimlerinden elde edilen *Globigerina subbotina*, *Discocyclina* ve *Globorotalia* foraminiferleri ise Paleosen yaşını belirtmektedir.

**Eren (1983)**, “Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi” konulu yüksek lisans çalışmasında Üst Kretase yaşlı çökelleri “Kermutdere Formasyonu” adı altında toplayarak, bunları kumlu kireçtaşı üyesi, kırmızı kireçtaşı üyesi ve türbidit üyesine ayırmıştır. Doğu Pontidler’de Üst Kretase yaşlı oluşukların transgresif olarak daha yaşlı oluşuklar üzerine geldiğini, yersel farklılıklar dışında, genelde Üst Kretase yaşlı tortuların türbiditik karakterde olduğunu ve Eosen’in transgresif özellikle geliştiğini belirtmiştir.

**Kesgin (1983)**, Bayburt-Akşar Köyü ve güneybatısındaki birimleri kayastratigrafi birimi esasına göre incelenmiş ve genel özelliklerini tanımlanmıştır. Gümüşhane Graniti üzerine uyumsuz olarak gelen Liyas yaşlı çökelleri Balkaynak Formasyonu olarak adlandırmış ve birimi birbiriyle yanal geçişli Daskabanboğazı tortul volkanik ve Akşar tortul volkanik üyesi olmak üzere iki farklı üye olarak incelenmiştir. Yapılan çalışmada bölgeye Liyas’da yerleşen denizin zaman zaman karayla ilişkili olduğu ve Dogger’de bölgeye ilk defa kalıcı bir denizin yerleştiği belirtilmiştir.

**Özdoğan (1983)**, Kale (Gümüşhane) yöresinde yüzeyleme veren kayaçları kayastratigrafi birimi esasına göre incelemiş ve ayırtlamıştır. Çalışmada, Liyas yaşlı çökeller Permiyen öncesi yaşlı Aşağı Mahalle Metamorfikleri ile Permiyen yaşlı Gümüşhane Graniti üzerine uyumsuz olarak geldiği belirtilmiştir. Liyas yaşlı çökeller Eskibağlar Formasyonu olarak adlandırılmış, tabanda yer alan yumrulu, kırmızı renkli, bol ammonitli kireçtaşı üyesi ve üste doğru piroklastik tortulların egemen olduğu kumtaşı-marn-kiltaşı ara katkılı volkano-tortul seriden oluşan iki farklı üyeye ayrılmıştır. Eskibağlar Formasyonu’nun sübsidan karakterli bir havzada genellikle karasal (bataklık, kıyı ovası) zaman zaman sığ deniz ortamında oluştuğu vurgulanmıştır.

**Hacalioğlu (1983)**, Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) yöresinde yaptığı çalışmada Gümüşhane Graniti'ni aşınma uyumsuzluğu ile üstleyen Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu'nu, kırmızı renkli yumrulu kireçtaşı üyesi, volkano-tortul üye ve bunları keserek gelişme gösteren diyabaz üyesi olarak üç farklı üyeye ayırmıştır. Zimonköy Formasyonu'nun sübsidan karakterli bir havzada çoğunlukla sığ deniz, zaman zaman da karasal (bataklık) ortamda oluştuğunu vurgulamıştır. Çalışmada Liyas yaşlı oluşukların kalınlık farklılıkları sunması, yörede etkin olan blok faylanmalara bağlı olarak gelişen horst ve graben röliyefine bağlı olduğu vurgulanmıştır.

**Korkmaz ve Baki (1984)**, inceleme alanında yer alan metamorfitleeri "Pulur Masifi" olarak adlandırmış ve bu metamorfitleeri kesen meta-andezit, diyorit, gabro ve olivinli gabro gibi litolojileri içerdiğini vurgulamışlardır. Bu metamorfitleerin güneyde kalınlığı yersel olarak 130 metreye kadar ulaşan kömür mercekleri içeren taban konglomerası tarafından örtüldüğünü belirtmişlerdir. Bu taban konglomerasını "Aggi Formasyonu" olarak adlandırmış ve yaşının birim içerisindeki kömürlerden yapılan palinolojik inceleme sonucunda Dogger olduğunu saptamışlardır. Ayrıca bu çalışmada Ağar (1977)'in Triyas yaşını vermiş olduğu Karakaya Formasyonu'nun Triyas yaşlı olamayacağını, Permo-karbonifer yaşlı çökellerle yanal geçişli olduğunu ve Permo-Karbonifer'e dahil olması gerektiğini vurgulamışlardır.

**Özer (1984)**, "Bayburt (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi" başlıklı çalışmasında yörede Paleozoyik, Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı kayaçların yüzelediğini belirtmiştir. Özer'e göre bölgedeki en yaşlı kayaçlar "Permo-karbonifer öncesi" yaşlı, düşük metamorfizmalı şistlerdir. Mesozoyik yaşlı kayaçlar Liyas yaşlı volkano-tortul seri ile başlar, üzerine Dogger-Malm yaşlı, kalın tabakalı, tabanda yer yer kumlu yer yer dolomitik ve çörtlü kireçtaşlarından oluşan seri gelir. Alt Kretase dönemi kireçtaşı-kumtaşı-marn ardışımı ile tipiktir. Özer, Geç Kretase ve Paleosen yaşlı birimlerin Paleosen sonundaki bir fazla aşındırıldıkları görüşüne vararak, Eosen istifini birbirleri ile yanal geçişli taban konglomerası ve kumlu kireçtaşları ile başlayan volkano-tortul kayaçlardan oluşan bir istif olarak tanımlamış ve yörenin bu dönem sonunda denizden kurtulduğunu belirtmiştir.

**Bektaş vd. (1984)**, Erken Jura yaşlı havzaları Paleotetis Okyanusu'nun kapanması ile oluşmuş Pontid yayının güneyindeki yay-ardı havzalar olarak yorumlamışlardır. Bu yayardı havzaların çekme gerilmesi altında tüm Doğu Pontid Güney Zonu'nda doğu-batı doğrultusunda birbirine paralel rift havzaları şeklinde geliştiiğini ve bu rift havzalarının (graben) birbirinden, eski temele ait yükseltilerle (horst) ayrıldığını belirtmişlerdir.

**Yılmaz (1985)**, “Kelkit (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi” adlı çalışmasında Üst Kretase döneminde yörenin Hankırı Tepe dışındaki kesimlerinin kara halinde kaldığını, denizin, inceleme alanının batısında egemen olduğunu ve Üst Kretase sonunda derin bir aşınmaya uğradığını belirtmiştir. Paleosen oluşuklarının ise, sığ ortamdan derin deniz ortamına kadar değişik fasiyeslerde çökellerle temsil edilmesini ve yer yer volkanizmanın egemen olmasını, bu dönemde duraysız bir ortamın varlığı şeklinde yorumlamıştır. Ayrıca Paleosen yaşlı kayaçların aşınmaya karşı dayanımsız olmalarını ve stratigrafik istifin üst seviyelerinde yer almasını, geçen zaman sürecinde aşınarak artık gözlenememesi şeklinde yorumlamıştır.

**Gürsoy (1989)**, Kelkit (Gümüşhane) ve yakın dolayının stratigrafik ve tektonik özelliklerini ortaya koymaya çalıştığı çalışmasında, çalışma alanında yüzeyleyen birimleri jeolojik konumlarına dayanarak otokton ve allokton olmak üzere iki ana kategoriye ayırmış ve incelemiştir. İnceleme alanındaki otokton birimlerin tabanını metamorfik bir temel içerisine yerleşen Gümüşhane Granitoyidi’nin oluşturduğunu ve bu temelin Liyas-Dogger yaşlı volkano-tortul bir istiften oluşan Kelkit Formasyonu tarafından transgresif olarak örtüldüğünü belirtmiştir. Liyas-Dogger yaşlı bu istifin, çökeltme ile eş yaşlı büyüme fayları, yer yer kömür mercekleri ve Pliensbahiyen ve Toarsiyen yaşlı iki Ammonit’li düzey içerdiğini vurgulamıştır. Yazar çalışmasında Kelkit Formasyonu’nun uyumlu olarak, çapraz katmanlı ve oolitik kumlu kireçtaşlarıyla başlayan Berdiga Formasyonu’nun Dogger-Valanjiniyen karbonatları tarafından üzerlendiğini belirtmiştir.

**Keskin vd. (1990)**, “Bayburt ve Dolayının Jeolojisi” adlı raporlarında yörede yer alan birimlerin birbirleriyle olan ilişkilerini ortaya koyarak jeolojik evrime katkıda bulunmuşlardır. Çalışma alanında Liyas başına kadar bir aşınma evresinin bulunduğunu ve Triyas sürecinin karasal döneme karşılık geldiğini, Liyas başında güneyden gelen yeni bir transgresyonla Hamurkesen Formasyonu’nun çökeldiğini, başlangıçta yörede sığ bir denizin hakim olduğunu vurgulamışlardır. Liyas başında kuzeyde gelişen sığ denizin daha güneye gelindiğinde derinleşmeye başladığını belirtmişlerdir. İnceleme alanında çökelen kırmızı renkli bol ammonit ve krinoidli, lamelli fosilli ve yumrulu kireçtaşlarının, riftleşme olayı ile ilgili olarak denizin sığ kesimlerinde geliştiğini, denizin daha derin kesimlerinde volkano-tortul karakterli kayaçlar ile ardalanmalı türbiditik özellik gösteren çökellerin oluştuğunu vurgulamışlardır. Liyas sonuna doğru ortamın tekrar sığ denizden lagüner ortama dönüşmesi ile yer yer kömür ara seviyeleri içeren kumtaşı ve kumlu kireçtaşlarının

çökeldiğini vurgulamışlardır. Ayrıca Liyas ve Malm yaşlı birimlerin sınırları boyunca yerel diskordansı belirleyen izlerin bulunduğunu savunmuşlardır.

**Taşlı (1990)**, “Gümüşhane ve Bayburt Yöresindeki Üst Jura-Alt Kretase Karbonat İstiflerinin Stratigrafik, Paleocografik ve Mikropaleontolojik İncelenmesi” adlı doktora çalışması, doğu Gümüşhane ve Bayburt yörelerindeki Üst Jura-Alt Kretase platform tipi karbonat istiflerinin (Berdiga Formasyonu) stratigrafik, paleocografik ve mikropaleontolojik incelemesi ile ilgilidir. Araştırmacı, litostratigrafik incelemeler sonucu, ortak mikrofasiyes ve litolojik özellikleri ile tanımlanan dokuz litofasiyes ayırt etmiş ve her litofasiyesin mikrofosil içeriğini listelemiş ve çökeltme ortamını yorumlayarak, yanal ve düşey yöndeki ilişkilerini ortaya koymuştur. Çalışmada bentik foraminiferlere dayalı olarak dördü yeni olmak üzere yedi adet yerel biyozon ayırt edilmiştir. İnceleme alanında yer alan karbonat platformunun evriminin Kalloviyen? (Üst Dogger) transgresyonu ile başladığını, yerel süreksizlik ve uyumsuzluklar içeren gelişimin yaklaşık Alt Kretase sonunda bölge ölçeğinde etkili olan bir aşınma dönemi ile son bulduğunu belirtmiştir.

**Özdoğan (1992)**, Karadağ (Torul-Gümüşhane) yöresindeki çalışmasında Gümüşhane Granitoyidi üzerine uyumsuzlukla gelen çökelleri Gülaçar Formasyonu olarak adlandırmış ve Liyas yaşlı olduğunu belirtmiştir. Çalışmacı, Liyas yaşlı Gülaçar Formasyonu’nu birbiriyle yanal geçişli olduğunu belirttiği, Cilaztepe Konglomera Üyesi, Dörenedere Kireçtaşı Üyesi ve Bülbüloğlu Tortul-Volkanik Üyesi olmak üzere üç farklı üyeye ayırmıştır. Yazar, Gülaçar Formasyonu’nu oluşturan volkanik kayaların andezit-bazalt bileşiminde olup, alkalin ve kalkalkalen nitelik taşıdıklarını ve ada yayı volkanitlerinin ürünleri olduklarını belirtmiştir.

**Yılmaz (1993)**, “Doğu Pontid Güney Zonu’nun stratigrafik denetimi ve paleocografik evrimi” adlı çalışmasında Doğu Pontid Güney Zonu’nda kalın istif ve yaygın yüzeylemeler sunan çökel kayaların farklı fasiyes koşullarında biriktiğini ve bu çökellerin başlıca, Liyas sürecinde riftleşme ve Dogger-Orta Kretase-Erken Eosen transgresyonlarıyla oluştuğunu belirtmiştir. Bu istifler şekil ve konumlarını Orta Kretase, Geç Kretase ve Geç Miyosen’de gelişen orojenik devinimlerle kazanmışlardır. Doğu Pontid Güney Zonu genelinde Üst Kretase sürecinde farklı karakterlerde gelişen istifler duraysız bir ortamın verilerini sunarlar. Bu kayaların Bayburt il merkezi ve yakın yöresi, Köse-Demirözü ve Kelkit yakın yöreleri ve güneyinde bilinmemesi bu alanların Üst Kretase sürecinde kara olduğunu düşündürmüştür. Kelkit’ten batıya doğru Şiran, Alucra, Kösedan kuzeye doğru Gümüşhane ve Bayburt’tan doğu ve kuzeydoğuya doğru Olur yöresinde Üst Kretase yaşlı

istif kalınlıklarının giderek artması ve yer yer 1500 m. kalınlıklara erişmesi, bu alanların Üst Kretase denizine kırıntı veren paleo-yükselti alanları olduğunu kanıtlar. Üst Kretase’de etkin olan orojenik devinimler Reşadiye ve Alucra yöreleri dışındaki tüm yöreyi kara haline geçirmiş ve Erken Paleosen’e kadar olan kısa bir dönemde derin bir erozyonu sonuçlamıştır. Erken Eosen döneminde yöre güçlü bir transgresyonla çökel ortam özelliği kazanmış ve Eosen öncesi paleotopoğrafya, çökel ve geometrik özellikler gibi koşulların kontrol ettiği kömür depolanmaları (Kelkit ve Şiran), sığ şelf karbonatları ve filiş fasiyesinde gelişmiş kayalar gibi farklı fasiyes ürünleri oluşmuştur.

**Akdeniz vd. (1994)**, “Aşkale-İspir arasının Jeolojisi” adlı çalışmalarında şiddetli deformasyon geçirmiş olan Doğu Pontidler’in güney kesimini birbirinden az-çok farklı, yanal hareketlerin etkisiyle yan yana gelmiş veya yatay hareketler sonucu nap kütleleri şeklinde biri diğeri üzerine itilmiş, stratigrafik istiflerin yüzeylendiği yapısal dilimlere ayırmışlardır. Özellikle fasiyes değişimlerinin yaygın olduğu çökel kuşağındaki ekayları, bindirme düzlemleri veya büyük ölçekli doğrultu atımlı faylara göre, Pontid Otoktonu, Bayburt, Çermeli, Şirvan, Ovacık, Yesirçöl ve Kopdağı napları olmak üzere yedi tektono-stratigrafik birime ayırmışlardır.

**Gedik vd. (1996)**, Doğu Pontidler’i Erken Jura’da Avrasya’dan kopan mikro bir plakacık olarak düşünen yazarlar, bu kopma hareketinin; tektonik, stratigrafik ve sedimantolojik verilerle ortogonal bir riftleşme şeklinde değil, transtensiyonal bir açılma şeklinde olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar elde ettikleri verilerin ışığı altında Doğu Pontidler’deki Erken Jura havzalarının uzaklaşan (divergent) bir transform fay sisteminin ürünü olduklarını öne sürmüşlerdir.

**Turan (1996)**, “Şiran (Gümüşhane) doğu yöresinin tektonik özellikleri” başlıklı çalışmasında, yörenin Liyas’tan Eosen sonuna kadar üç dönem (Liyas, Geç Kretase–Erken Paleosen ve Orta Eosen) çekme tektoniği rejimi, üç dönem de (Alt Kretase sonu–Üst Kretase başı, Geç Paleosen–Erken Eosen ve Geç Eosen) sıkışma tektoniği rejimi denetiminde kaldığını belirtmiştir. Üst Kretase başındaki sıkışma tektoniği rejiminden sonra, yörede Türoniyen ile birlikte yeniden gerilme tektoniği rejiminin etkinlik kazanmaya başladığını belirtmiştir. Üst Kretase yaşlı sığ (bol pelecypod kavkılı konglomera, resifal kireçtaşı, marn) ve derin (*Globotruncana*’lı kırmızı biyomikrit, filiş türü ince kırıntılılar) denizel tortuların bir arada bulunmasının ancak böyle bir tektonik aktiviteyle gelişebileceğini vurgulamıştır. Yazar bu çalışmasında elde ettiği bulgularla doğuda Kelkit (Gürsoy vd., 1993) ve batıda Alucra (Pelin, 1977) yörelerinde denizel

Paleosen birimlerine rastlanması ile paralellik kurarak, stratigrafik açıdan yörede Mesozoyik-Tersiyer geçişinin sürekli olduğunu kabul etmiştir.

**Arslan vd. (1997)**, “Doğu Pontid Volkanik Kayaçlarının Jeokimyası ve Petrojenezi” adlı çalışmada, Doğu Pontidler’i Liyas, Üst Kretase ve Eosen’de olmak üzere üç ana volkanik evreye ayırmışlardır. Her bir evreyi jeokimyasal ve petrolojik olarak ayrı ayrı incelemişler ve birbiriyle karşılaştırmalarını yapmışlardır. Liyas volkanizmasının ekstansiyonel rejim altında riftleşmeye bağlı olarak, Üst Kretase volkanizmasının yitim sonucu, Eosen volkanizmasının ise yitim sonunda alt kabuk ve/veya üst mantodan kısmi ergime sonucu oluştuklarını belirtmişlerdir. Tüm bu jeokimyasal ve petrolojik verilerin Doğu Pontid volkanik kayaçlarının ada yayında oluştuklarına işaret ettiklerini vurgulamışlardır.

**Yılmaz (1997)**, “The sedimentological record of Cretaceous platform-basin transition in the Gümüşhane region (NE Türkiye)” adlı çalışmasında Gümüşhane yöresindeki karbonat platformunun Jura-Alt Kretase ekstansiyonel tektonik hareketlerle Albiyen sürecinde kırıldığını, platform ve havza çökelleri arasındaki ilişkileri yöredeki Berdiga ve Kermtudere Formasyon’larının sunduğunu belirtmektedir. Platform ve havza çökellerini sırasıyla küçük bentik foraminiferli kumtaşı/istiftaşı, tanetaşı, breşik kireçtaşı, türbiditler ve pelajik foraminiferli kumtaşları oluşturur. Yamaç/havza çökellerinin sedimentolojik karakterleri ve platform-havza arasındaki ilişkilerin yapısal modellenmesi, platform-havza geçişinin tektonik uyumsuzluk ile kontrol edildiğini gösterir. Yazar ayrıca, bu faylı havzaların rift ve kıtasal havzalarla da bazı benzerlikler gösterdiğini de belirtmektedir.

**Okay ve Şahintürk (1997)**, Kelkit ve Demirözü (Köse) civarında yüzeyleme veren Jura yaşlı, volkano-klastitlerden oluşan bir fasiyes üzerine çalışmalar yapmışlardır. Yapılan çalışmada, Kelkit Formasyonu’nun 1500-2000 metre kalınlıkta olduğu, düşey ve yanal fasiyes değişimleri gösterdiği belirtilmiş ve birimden üç ana fasiyes tanımlanmıştır; (1) dereceli tabakalanma, akma ve slump yapıları gösteren türbiditik bir volkaniklastik kumtaşı-şeyl birimi, (2) paralik bir ortam gösteren birkaç kömür seviyesi içeren geniş yayımlı bir litik tuf-volkaniklastik kumtaşı-konglomera birimi ve (3) denizaltı tepelerinin üzerinde çökelmiş kondanse karakterli Ammonitico rosso fasiyesi. Araştırmacılar Kelkit Formasyonu’nun yaşını ammonit fosillerine dayanarak Erken Pliensbahiye-Toarsiyen olarak vermişlerdir.

**Hoş-Çebi (1998)**, “Kelkit-Şiran (Gümüşhane) ve Yusufeli (Artvin) Yöreleri Jura Yaşlı Kömürlerinin inorganik Jeokimyası” adlı yüksek lisans tezinde, Gümüşhane ve Artvin yörelerindeki çeşitli lokasyonlarda yer alan Jura yaşlı kömürlerin iz element dağılımları, ilişkileri ve oluşum ortamlarını yorumlamıştır. Kömürlerden yapılan ICP-AES analiz yöntemleri ile elde edilen B elementi konsantrasyon değerlerine göre Gödül (Kelkit) ve Norsun (Şiran) ve Kömürlü (Yusufeli) bölgelerindeki kömürlerin zaman zaman denizle irtibatlı kıyı fasiyeslerinde, Alansa (Kelkit) bölgesindeki kömürlerin ise tuzlu su ortamında çökeldiği sonucuna varmıştır.

**Bektaş vd. (1999)**, “Doğu Pontid magmatik arkında ark gerisine doğru yitimle ilişkili Üst Kretase volkanizması ve göçü” başlıklı çalışmalarında Doğu Pontidler’in güney zonundaki Üst Kretase volkanizmasının kuzey zondan daha geç geliştiğini ve bunun da ark boyunca güney yönlü bir yitimle geliştiğinin bir kanıtı anlamına geldiğini belirtmişlerdir.

**Saydam (2002)**, “Doğu Pontidler’de Geç Kretase Yaşlı Kırıntılı Çökellerin Sedimanter Petrografik ve Organik Jeokimyasal Özellikleri” adlı doktora çalışmasında; Trabzon (Dağbaşı, Hacımehmet), Gümüşhane (Mescitli, Yağlıdere, Musalla, Pirahmet, Balkaya, Kale, Kelkit, Telme, İnözü), Giresun-Alucra (Evliyatepesi civarı, Çamlıyayla), Erzurum-Tortum (Çağlayan) yörelerinden ölçülü stratigrafik kesitler ölçerek söz konusu birimin kalınlığının 96 m - 750 m arasında değiştiğini belirtmiştir. Çalışmada birimin, çoğunlukla, ince- orta taneli, ince-orta-kalın tabakalı kumtaşı ve ince-orta tabakalı marn aralanmalı olup, yöresel olarak bu aralanmaya kireçtaşı, kiltası, sil ve tüflerin eşlik ettiği vurgulanmıştır. Kumtaşlarının, petrografik olarak litarenit-arkoz arasında değiştiği, mineralojik olarak olgunlaşmamış, dokusal olarak ise orta derecede olgun olduğuna dikkat çekilmiştir. Araştırmacı, marn ve kiltası örneklerinin organik jeokimyasal analizler sonucuna dayanarak; toplam organik karbon miktarının düşük olduğunu, III. tip kerojen içerdiğini ve olgunlaşmamış olmasından dolayı hidrokarbon oluşturacak nitelikte olmadığını tespit etmiştir.

**Kandemir (2004)**; doktora tezinde, Gümüşhane ve yakın çevresinde Gümüşhane Graniti üzerinde uyumsuzlukla yer alan üstten ise Berdiga Formasyonu tarafından uyumlu üstlenen birimleri Şenköy Formasyonu olarak adlandırmıştır. Ayrıca daha önceki çalışmalarda çoklukla Liyas olarak belirtilen birimin yaşı, bu çalışmada elde edilen paleontolojik-palinolojik ve fasiyes bulgularına dayandırılarak Hettangiyen?-Bathoniyen olarak sınırlandırmıştır.

**Sipahi (2005)** Zigana Dağı'nda (Torul–Gümüşhane) yapmış olduğu Doktora çalışmasında, burada yüzeyleyen Geç Kretase yaşlı volkanitlerde görülen hidrotermal ayrışmaları incelemiş ve volkanik serinin tabanında bazalt, andezit ve bunların piroklastitlerinin görülmekte olduğunu saptamıştır. Volkanitlerin toleyitik–geçiş–kalkalkali özellikte ve volkanik yay ortamında geliştiğini belirtmiştir.

**Eyüboğlu, (2006).** Tokat ve Pulur masifleri içerisine sokulum yapmış flogopit ve hornblend gibi sulu mineraller içeren mafik–ültramafik kümülatların petrolojisi, jeotektonik ortamı ve yerleşim zamanlarını ortaya koymayı amaçlayan çalışmasında, kayaçların yüksek çekim alanlı elementler ve ağır nadir toprak elementler bakımından tüketilmiş olduklarını ve negatif Nb, Ti ve P anomalileri gösterdiğini ortaya koymuştur. Bu jeokimyasal özelliklere dayanarak mafik–ültramafik kümülatların yitimle ilişkili bir bazaltik ana magmadan türeyen mafik ve ültramafitler olduklarını ileri sürmüştür.

**Şen (2007),** Jura volkanitlerinin, Pontidler'in evrimine ilişkin önemli veriler sunduklarını söylemiştir. Bu volkanik kayaçların toleyit ile kalk-alkalen arasında geçiş karakterli olduklarını ve çoğunlukla bazalt, bazaltik-andezit ve andezit bileşiminde olduklarını ifade etmiştir. Kayaçların, jeokimyasal özellikleri bakımından, okyanus ortası sırtı bazaltlarına göre büyük iyon çaplı ve hafif nadir toprak elementlerce zenginleşirken yüksek alan enerjili elementlerce fakirleştiklerini  $[(La/Yb)_{cn}=2.2-8.5; (Nb/La)_n=0.1-0.77]$  ve radyojenik Nd izotop oranlarının  $\epsilon Nd(210 Ma)=-0.72$  ile 3.24 arasında değiştiğini belirtmiştir. İz element ve izotop verilerine göre bu kayaçların, yitim ilişkili sıvılarca metasomatizmaya uğratılmış spinel lertzolitin düşük dereceli bölümsel ergimesi sonucu oluştuğunu ve yüzeye çıkmadan önce bir magma odasında ayrılaşmaya uğradıklarını belirtmiştir.

**Kılıç (2009),** Gümüşhane ve Bayburt yakın yörelerinde geniş alanlarda yüzlek veren Kretase-Tersiyeer geçişinin foraminifer ve sedimantoloji kayıtlarını araştırdığı doktora çalışmasında Üst Kretase ve Eosen yaşlı kayaçların sedimantolojik ve paleontolojik kayıtlarını incelemiştir. Daha önce yapılan çalışmalarda çoklukla Santoniyen-Maastrihtiyen olarak belirtilen Kermutdere Formasyonu'nun yaşına karşın, bu çalışmada elde edilen paleontolojik (globotruncanid türü planktik foraminiferler) ve fasiyes bulgularına dayandırılarak birimin yaşı Santoniyen-Orta Kampaniyen olarak sınırlandırılmıştır. Aynı şekilde Alibaba Formasyonu'nun Lütesiyeen olarak belirtilen yaşına karşın, bu çalışmada elde edilen paleontolojik (*Nummulites* ve *Assilina*



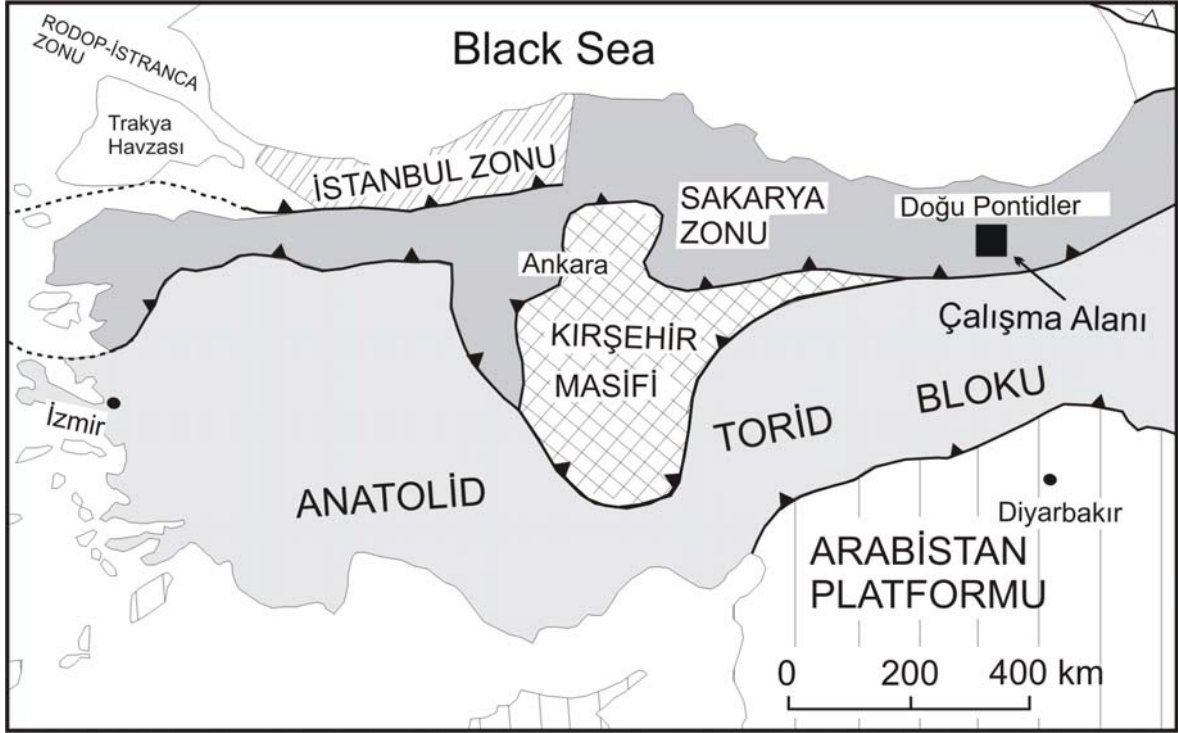
foraminiferleri) ve fasiyes bulgularına dayandırılarak birimin yaşı Gümüşhane yöresinde Alt-Orta Lütəsiyen, Bayburt yöresinde ise Orta-Üst Lütəsiyen olarak sınırlandırılmıştır.

**Akaryalı (2010);** Yaptığı Doktora Tezi çalışmasında Arzular yöresindeki altın cevherleşmesinin KD-GB ve yaklaşık D-B doğrultulu birbirlerini kesen kırık sistemlerine bağlı olduğunu, cevherleşmenin Eosen yaşlı andezitlerle ilişkili olduğunu, yapılan sıvı kapanım ve izotop çalışmalarında cevherleşmenin oluşum sıcaklığının 250°C olduğunu , mikropirob ve cevher mikroskobisi çalışmaları ile cevherleşmenin kökeninin magmatik kayalarla ilişkili olduğunu, cevher oluşturan hidrotermal çözeltilerin yüzeysel kökenli sular olduğunu belirlemiştir. Elde ettiği tüm bu verilerden yararlanarak Arzular yöresindeki altın cevherleşmesinin hidrotermal damar tip, düşük sülfürlü epitermal sistemde oluştuğu sonucuna varmıştır.

**Akdoğan (2011),** Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü bünyesinde yapmış olduğu yüksek lisans tezinde, Erken-Orta Jura yaşlı kumtaşı ve şeyllere ait jeokimyasal verileri değerlendirmiştir. Kırıntılı kayalarda felsik bileşenlerin oranını temsil eden Th ve U gibi iz elementler ile mafik bileşenlerin oranını temsil eden Sc ve Cr gibi iz elementlerin geniş aralıklar sunduğunu belirtmiştir. Çalışmacı bu durumu, kayaların kaynak alanlarında felsik kayaların yanı sıra önemli oranlarda mafik kayaların da bulunması gerektiğine bağlamıştır. Kayalardan elde ettiği tüm kayaç jeokimyasının ada yayı, aktif kıtasal kenar ve pasif kıtasal kenar gibi farklı tektonik ortamları tanımladığını ve çökeltme ortamının hem aktif volkanik yaydan hem de kıtasal kenardan malzeme alabilecek konumda olan yay gerisi havzalar olduklarını belirtmiştir.

### **1.5. Bölgesel Jeoloji**

Türkiye'nin tektonik birliklerinin sınıflaması konusundaki yayınlar 1850'li yıllara kadar geriye gitmektedir. Ketin (1966) ilk defa ofiyolit kuşaklarını dikkate alarak bir sınıflama yapmıştır. "Levha tektoniği" ni esas alan ilk sınıflama ise Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından yapılmıştır. Daha sonraki yıllarda Okay ve Tüysüz (1999) tarafından revize edilen bu sınıflama günümüzde yaygın olarak kullanılan ve ana hatları ile Şekil 1.2' de görülen şekline almıştır. Bu son sınıflamada, Ketin'in Pontidler olarak ayırdığı kuzeydeki tektonik birliğin içinde kalan bölge, batıdan doğuya ve güneye doğru Rodop-İstranca Zonu, Trakya Havzası, İstanbul Zonu ve Sakarya Zonu olmak üzere dört adet tektonik birliğe ayrılmıştır. Trabzon-H43-c2 ve H44-d1 paftaları içerisinde kalan çalışma alanı Sakarya Zonu'nun (Okay ve Tüysüz, 1999) en doğusunda yer alır.



Şekil 1.2. Çalışma alanının Türkiye'nin tektonik birlikleri içerisindeki konumu (Okay ve Tüysüz, 1999'dan revize edilmiştir)

Sakarya Zonu'nun Jura öncesi yaşlı temel kayaları, Erken Karbonifer yaşlı metamorfitle, bunları keserek yerleşen Orta-Geç Karbonifer yaşlı granitoid plütonlar ve Permo-Karbonifer yaşlı tortul kayaçlar olmak üzere üç gruba ayrılabilir (Şekil 1.3). En yaşlı kayaçlar olarak değerlendirilen orta-yüksek dereceli bölgesel metamorfitle, farklı araştırmacılar tarafından Pulur Metamorfitle (Ketin, 1951), Pulur Masifi (Korkmaz ve Baki, 1984), Kopuzsuyu Deresi Metamorfitle (Özer, 1984) gibi adlar altında incelenmişlerdir. Topuz (2000) radyometrik yöntemlerle (U-Pb, Ar-Ar ve Rb-Sr) metamorfitlelerin biri 260 milyon yıl, diğeri ise 330 milyon yıl yaşlı iki ayrı tektono-metamorfik birimden oluştuğunu ortaya koymuştur (Topuz vd., 2004 a,b, 2007). Dokuz vd. (2011) ise, ağırlıklı olarak meta-bazit, sleyt ve çok az olarak da peridotit bloklarından meydana gelen düşük dereceli kayaç dilimlerinin, okyanusal alanları temsil ettiklerini ve Erken Karbonifer başında kapanan Reyik Okyanusu'nun kalıntıları olduklarını ileri sürmüşlerdir. Temeli oluşturan bu metamorfitle, başlıca granodiyorit, kuvarslı mikrodiorit, granit ve dasitlerden oluşan Gümüşhane Graniti, Gümüşhane Plütonu veya Gümüşhane Batoliti (Yılmaz, 1972; Çoğulu, 1975; Topuz vd. 2010) ve Köse Kompozit Plütonu (Dokuz, 2011) gibi değişik adlar altında incelenen Orta-Geç Karbonifer yaşlı granitoyitik sokulumlar tarafından

ÜST SİSTEM		SİSTEM		SERİ		LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	PALEOJEN	KUV.	ORTA EOSEN	AII BABA	FORMASYON		
MESOZOYİK	KRETASE	GEÇ KRETASE	KERMUTDERE	BERDİGA	ŞENKÖY	Traverten	
						Kumtaşı, silttaşı, kiltası ardışımı	
	ERKEN KRETASE	BERDİGA	ŞENKÖY	Adakitik bileşimli stoklar ( <b>Geç Paleosen-Erken Eosen</b> ) (Kuarslı diyorit, tonalit, granodiyorit, andezit porfir, dasit porfir)			
				Gri renkli çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, marn kiltası ardışımı			
JURA	ERKEN-ORTA	ŞENKÖY	ŞENKÖY	ŞENKÖY	Kırmızı kumtaşı silttaşı, marn, kireçtaşı		
					Sarı renkli kalkarenit		
GEÇ PALEOZOYİK	ERKEN-ORTA	ŞENKÖY	ŞENKÖY	ŞENKÖY	Kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı		
					Çört yumru ve ara seviyeleri içeren dolomitik kireçtaşı		
GEÇ PALEOZOYİK	ERKEN-ORTA	ŞENKÖY	ŞENKÖY	ŞENKÖY	Çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ardışımı		
					Kireçtaşı		
GEÇ PALEOZOYİK	ERKEN-ORTA	ŞENKÖY	ŞENKÖY	ŞENKÖY	Kömür ara seviyeleri içeren çakıltaşı, kumtaşı		
					Yer yer bazik volkanik düzeyleri de içeren volkanojenik çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ardışımı		
GEÇ PALEOZOYİK	ERKEN-ORTA	ŞENKÖY	ŞENKÖY	ŞENKÖY	Bol makro fosilli kırmızı kireçtaşları (Ammonitico Rosso fasiyesi)		
					Üst kısımlara doğru kömür ara seviyeleri ve mercekleri içeren taban konglomerası		
GEÇ PALEOZOYİK	ERKEN-ORTA	ŞENKÖY	ŞENKÖY	ŞENKÖY	Kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı, sleyt		
					Dasit-riyolit		
GEÇ PALEOZOYİK	ERKEN-ORTA	ŞENKÖY	ŞENKÖY	ŞENKÖY	Gümüşhane-Köse granitoid kompleksleri		
					Migmatit, gnays, şist, yeşil şist, amfibolit fillat, kalkışit		

Şekil 1.3. Gümüşhane ve Bayburt yörelerinin genelleştirilmiş dikme kesiti

kesilmiştir. Bu çalışmanın konusunu teşkil eden ve bir takım fosil bulgularına dayanılarak Permo-Karbonifer yaşı verilen tortul kayaçlar ise metamorfitletlerin üzerine uyumsuz olarak oturur (Akdeniz, 1988; Okay ve Leven, 1996). Tabanda sığ denizel karbonat düzeyleri de içeren bu tortul kayaçlar, yukarı doğru aniden kaba kırıntılı kayaçlara geçiş gösterdikten sonra transgresif bir karakter sunarlar.

Karbonifer sonunda Variskan Orojenezi ile tamamen karasal hale gelen bölge, Erken Jura'ya kadar kaynak alan halinde kalır. Bu zaman aralığında Paleozoyik temel kayalarından ayrılan kırıntılı bileşenler, Karbonifer sonrası kapanma sürecine giren Paleotetis Okyanusu'nda çökelmiş olmalıdır. Orta-Geç Triyas'ta Paleotetis'in güney yönlü bir yitimle kapanmaya başlaması, güneyde kalan ve üzerleyen kıtasal kabuk konumundaki Sakarya Zonu'nda ekstansiyonel bir kıtasal yayın oluşması ile sonuçlanır (Dokuz vd., 2010). Bu dönemin ilk magmatik ürünleri, mafik-ortaç plütonların Paleozoyik temel kayaları içerisinde yerleşmesi ile kayıt altına alınır (Dokuz, vd., 2010; Eyüboğlu vd., 2010). Orta Jura sonunda kapanan Paleotetis'in süturu Balıkesir-Kastamonu-Tokat hattı boyunca izlenebilmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Diğer taraftan, Dokuz vd. (2011) Paleotetis Okyanusu'nun, Pulur-Beyçam-Kurtoğlu şeklinde tanımlanan Reyik Süturu'nun kuzeyinde açılmış olması gerektiğini ileri sürmektedirler. Yazarlar, Tokat'ın doğusunda kalan Paleotetis Süturu'nun, Mesozoyik ve Senozoyik örtü birimleri altında veya Karadeniz'in açılması ile su altında kalmış olabileceği görüşünü savunmaktadırlar.

Devam eden ekstansiyonel rejim, Erken Jura'da yayın güneyinde bir yay gerisi havzanın açılması (Neotetis'in kuzey kolu) ve Variskan (Paleozoyik) temel üzerine Erken-Orta Jura yaşlı volkano-klastik malzemenin uyumsuz olarak gelmesi ile sonuçlanır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür vd., 1983; Yılmaz, 1995; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz, 2002; Dokuz ve Tanyolu, 2006). Çok geniş alanlarda yüzeyleme veren ve kısa mesafelerde kalınlık ve ani fasiyes değişimleri sunan birim, değişik araştırmacılar tarafından farklı adlarla tanıtılmıştır (Karatepe Formasyonu, Seymen, 1975; Telmeyaylası Formasyonu, Turan, 1978; Hacıören Formasyonu, Pelin, 1977; Hamurkesen Formasyonu, Açar, 1977; Balkaynak Formasyonu, Kesgin, 1983; Zimonköy Formasyonu, Eren, 1983; Şenköy Formasyonu, Yılmaz ve Kandemir, 2003). Erken-Orta Jura yaşlı birim kısa mesafelerde önemli kalınlık farkları sunmaktadır. Andezit, diyabaz, bazalt, aglomera, tüf ve tüfitlerden oluşan volkanik ara seviyeler içeren yersel çakıltaşı, dereceli kumtaşı, marn, kıltaşı ve kumlu kireçtaşı ile "Calcare Ammonitico Rosso" (CAR) fasiyesinde gelişmiş; bol ammonit, belemnit, bivalv, sünger, crinoid, gastropod içeren; kırmızı renkli ve yumrulu

kireçtaşlarından oluşmaktadır (Yılmaz, 2002). Birim, yukarıda belirtilen kaya türlerinin yanında taban ve tavana yakın kömürlü seviyeler de içermektedir. Erken-Orta Jura dönemi, Neotetis Okyanusu'na ait alanlarda blok faylı bir denizaltı topoğrafyasının oluşması ile karakteristiktir. Bu topoğrafya, kuzeydeki Paleotetis'in Orta Jura'da kapanmasıyla (Şengör ve Yılmaz, 1981, Yılmaz vd., 1997; Dokuz vd., 2010), Geç Jura'dan Erken Kretase sonuna kadar platform karbonatların çökelebileceği, tektonik yönden sakin bir ortam haline gelir (Yılmaz, 2002). Berdiga Formasyonu (Pelin, 1977) olarak adlandırılan karbonatlar, yer yer masif katmanlı ve tabaka kalınlığı güneye doğru gittikçe azalan, bol fosilli, üst seviyeleri çört yumru ve bantları içeren sığ denizel kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadırlar (Taslı, 1990; Yılmaz, 1997; 2002).

Geç Kretase başlarında Neotetis'in Sakarya Zonu altına doğru kuzey yönlü bir yitimle kapanmaya başlaması (Okay vd., 1994), sakin tektonik dönemin sona ermesi, karbonat platformunun yükselmesi ve normal faylar ile parçalanmasına yol açar. Geç Kretase yaşlı kırıntılılar, parçalanmış bu karbonat platformu üzerinde çökelmeye başlarlar. Karbonatlar üzerine taban seviyeleri sarı ve kırmızı renkli, üst seviyeleri ise gri renkli türbidit karakterli kırıntılı malzemeden oluşan bir istif çökeli (Saydam Eker ve Korkmaz, 2011). Bazı alanlarda görülen ve tamamen karbonatlardan oluşan taban konglomerası, bazı horstların kısa süreli olarak su üzerine çıktığı şeklinde yorumlanmaktadır. Kuzeye doğru gidildikçe, Geç Kretase yaşlı yitimle ilişkili yay magmatitleri yayılım alanı olarak baskın hale gelir (Kaygusuz vd., 2008, Karşı vd., 2010a; Kaygusuz ve Aydınçakır, 2011)

Paleosen'de güneydeki Anatolid-Torid Platformunun kuzeydeki Sakarya Zonu ile çarpışması günümüze kadar devam eden ve halen devam etmekte olan sıkışmalı dönemi başlatmıştır. Bu sıkışma dönemi ile ilgili ilk kayıtlar, Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı adakitik bileşimli magmatik kayalar olarak kendini gösterir. Adakitik bileşimli kayaların alt kabuğun kısmi ergimesi sonucu olduğu yönünde önemli bir görüş birliği vardır (Topuz vd., 2005; Karşı vd., 2010b, Karşı 2011; Topuz vd., 2011, Eyüboğlu vd., 2011). Orta Eosen'de gerçekleşen orojen çökmesi (orogenic collapse) sonucu bölge kısa süreli olarak ekstansiyonel rejimin etkisi altına girmiştir. Bunun sonucu bölgeye yerleşen havzada genellikle bazalt ve andezitik piroklastitler ile temsil edilen Alibaba formasyonu daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örtmüştür (Tokel, 1972; Arslan ve Aliyazıcıoğlu, 2001). Kompresif rejimin devam etmesi nedeniyle Oligosen başlarında tekrar su üzerine çıkmış olan bölgede bu süreç halen devam etmektedir.

## **2. YAPILAN ÇALIŞMALAR**

### **2.1. Giriş**

Bayburt İli Demirözü ilçesi sınırları içerisinde yüzeyleme veren Permo-Karbonifer yaşlı Çatalçeşme ve Hardişi formasyonları ile Çamdere ofiyolitik karışıma ait kırıntılı kayaçları oluşturan bileşenlerin kaynaklandıkları alanın ayrışma durumu ve genel jeokimyasal karakteristiklerini araştırmak için ikisi Çatalçeşme yöresinde, birisi de Çamdere yöresinde olmak üzere seçilen 3 adet Permo-Karbonifer istifi özellikle kırıntılılar dikkate alınarak örneklenmiştir. Bu kapsamda yapılan çalışmaları, saha, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere 3 ana başlık altında toplamak mümkündür.

### **2.2. Saha Çalışmaları**

Bu çalışmanın ilk safhasını oluşturan saha çalışmaları öncelikle çalışmanın amacına uygun olarak seçilen bölgelerde yer alan birimlerin tanınması, sınır ilişkilerinin ortaya konması, yapısal ve tektonik unsurların belirlenmesine yönelik saha çalışmaları şeklinde olmuştur. Bu doğrultuda önceki çalışmalar (Kandemir, 2004; Kılıç, 2009) da dikkate alınarak Çatalçeşme ve Çamdere (Demirözü-Bayburt) yörelerinde yüzeyleme veren Permo-Karbonifer yaşlı tortul kayaçlar ile diğer Paleozoyik temel kayaçları ve Mesozoyik-Senozoyik örtü kayaçlarının birbirleriyle olan stratigrafik ve dokanak ilişkileri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Permo-Karbonifer yaşlı çökeltilerin fasiyes farklılıkları, yayılımları ve kalınlıkları dikkate alınarak ölçülü stratigrafik kesitlerin çıkarılabileceği tip alanları tespit edilmiştir. Belirlenen tip alanlar içerisinde jakop çubuğu yardımıyla birimlerin kalınlıkları ölçülmüş ve belli aralıklarla birim içerisindeki litolojik değişimleri temsil edecek şekilde sistematik örnek alımı yapılmıştır. Ayrıca, istiflerde yukarı doğru meydana gelen tabaka ve tane boyu değişimleri, sedimanter yapılar içerip içermedikleri, fosil içeriği ve fasiyes özellikleri gibi özellikleri de incelenmiştir.

### **2.3. Laboratuvar Çalışmaları**

#### **2.3.1. İnce Kesitlerin Hazırlanması**

Çalışma alanından derlenen el örneklerinin mineralojik ve petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla ince kesitleri hazırlanmıştır. Kayaçlardan alınan el örnekleri laboratuvarında 0.5x2x4 cm boyutlu plakacıklar halinde kesilmiş ve yüzey pürüzlülükleri

giderildikten sonra 1 mm kalınlığında ve 2.5x5 cm boyutundaki cam üzerine kanada balzamu aracılığıyla yapıştırılmıştır. Dereceli aşındırıcılar yardımıyla 0.025 mm kalınlığa kadar inceltelen kesitler petrografik incelemelere hazır hale getirilmiştir. Kesitler, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) Örnek Hazırlama Laboratuvarında yapılmıştır.

### **2.3.2. Mikroskop Çalışmaları**

İnce kesiti hazırlanan örnekler G.Ü. Müh. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Mikroskobu Laboratuvarı'nda bulunan Nikon Eclipse E400 POL 230V~0,4A 50/60 Hz marka polarizan mikroskop aracılığıyla incelenmiştir. Petrografik çalışmalar sonunda jeokimyasal analiz için uygun olan örnekler belirlenmiştir. Kayaçları oluşturan minerallerin birbirleriyle olan ilişkileri, optik özellikleri gözlenerek önemli olduğu düşünülen kesitlerden mikroskoba bağlı fotoğraf makinesi ile tek ve çapraz nikollerde mikro fotoğraflama işlemleri gerçekleştirilmiştir.

### **2.3.3. Örneklerin Kimyasal Analiz İçin Hazırlanmaları**

Örneklerin kimyasal analiz için hazır hale getirilme işlemleri G.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Petrografik incelemeler sonunda analiz için uygun görülen 64 adet örnek öncelikle çekiç yardımıyla daha küçük boyuta indirgenmiştir. Daha sonra örnekler, MTA Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda çeneli kırıcı yardımıyla birkaç mm boyutuna kadar küçültülmüştür. Bu işlemde sonra örnekler krom alaşımlı çelik halkalı öğütücüde ince toz haline getirilmiştir. Tüm aşamalarda örneklerin aletsel kirlilikten etkilenmesi en aza indirgenmeye çalışılmıştır. Halkalı öğütücü ile toz haline getirilen örneklerden 10-15 gr'lık toz örnek paketleri oluşturularak jeokimyasal analiz için laboratuara gönderilmiştir..

### **2.3.4. Kumtaşlarındaki Modal Analizler**

Alınan örnekler içerisinde seçilen 32 adet ince kesit üzerinde petrografik çalışmalar yapılmıştır. İncelenen örnekler seçilirken, ince kesitte taneleri tanınabilecek kadar orta-iri taneli kumtaşları seçilmiş ve bu örneklerin ince kesitleri tabaka düzlemlerini dik olarak kesecek şekilde hazırlanmıştır. Petrografik incelemeler yapılırken Swift Model F nokta sayıcısı kullanılarak her ince kesit örneğinde 300 adet nokta sayılmıştır. Kumtaşları adlandırılırken Pettijohn vd. (1987)' nin kumtaşı sınıflandırma diyagramları kullanılmıştır. İncelenen kumtaşlarındaki kökensel yorumlamaları yapabilmek için Gazzi-

Dickinson Nokta Sayım Yöntemi kullanılmıştır (Ingersoll vd., 1984). Gazzi-Dickinson Nokta Sayım Yöntemi, kayaç bileşiminin tane boyuna bağımlılığını en aza indirdiği ve iri taneli kumtaşlarında kullanışlı olduğu için tercih edilmiştir . Nokta sayımı yapılırken sayım aralığı tane boyuna göre ayarlanmış ve 0.4-0.6 mm olarak kullanılmıştır. Nokta sayım sonucu elde edilen değerler Dickinson ve Suczek (1979) ve Dickinson vd. (1983) tarafından geliştirilen tektonik ortam ayırım diyagramlarında değerlendirilmiştir.

### **2.3.5. Kimyasal Analizler**

Permo-Karbonifer yaşlı Çatalçeşme, Hardişi ve Çamdere birimlerine ait kırıntılı kayaçlardan alınan 64 örneğin ana, iz ve nadir toprak element analizleri yaptırılmıştır. Bu analizler ACME Analytical Laboratories Ltd, Vancouver/Kanada'da yapılmış olup, ana oksit ve iz elementler ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry) yöntemiyle, nadir toprak elementler ise ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) yöntemiyle analiz edilmiştir. Ana oksitlerin analizinde SO-18/CSC standartları kullanılırken, iz element analizinde SO-18 standardı kullanılmıştır. Ana oksit ve iz element analizleri için 0.2 gr toz örnek 1.5 gr LiBO<sub>2</sub> ile karıştırılarak, % 5 HNO<sub>3</sub> içeren bir sıvı içinde çözündürülmesinden itibaren analiz edilirken, nadir toprak element analizleri, 0.250 gr toz örnek dört farklı asit içinde çözündürülmüş ve analiz edilmiştir. Ana oksitler % ağırlık, iz elementler ve nadir toprak elementler ppm olarak ölçülmüştür. Ana elementlerin dedeksiyon limitleri % 0.001-0.04 arasında değişirken, iz ve nadir toprak elementlerin dedeksiyon limitleri 0.01-0.5 ppm arasında değişmektedir.

### **2.4. Büro Çalışmaları**

Arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen verilerin değerlendirilmesi amacıyla bu çalışmanın son safhasını oluşturan büro çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar, literatür taraması, inceleme alanından seçilen pilot bölgelerin 1/25.000 ölçekli haritalarının, ölçülü stratigrafik kesitlerinin, çeşitli şekil ve tabloların çizimi ve bunların çalışma amacı doğrultusunda yorumlanarak G.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü'nün yazım kuralları çerçevesinde yüksek lisans tezi haline getirilmesini kapsar.

Harita, ölçülü stratigrafik kesit ve çeşitli şekillerin çizilmesinde Coral Draw 12.0 programı, grafiklerin çiziminde Grapher 5 programı, çizelgelerin hazırlanmasında Excel programı ve tez yazımında da Microsoft Word 2010 programından yararlanılmıştır.



### 3. STRATİGRAFI

#### 3.1. Giriş

Bu çalışmaya konu teşkil eden tortul kayalar, Sakarya Zonu'nun en doğu kesiminde, bilinen tek fosilli Paleozoyik yüzeylemelerini oluşturmaktadırlar. Bu yüzeylemelerden görece olarak geniş yayımlı olanı Bayburt ilinin 35 km. güney batısındaki Demirözü (Kısanta) ilçesinin kuzeybatısında yüzeylemekte olup, kuzeyden geniş bir alüvyon düzlüğü ile sınırlandırılmıştır. Diğeri ise Demirözü ilçesinin yaklaşık 10 km. doğusundaki Çamdere (Hakiğ) Köyü'nün hemen güneyinde çok sınırlı bir alanda yüzeylemektedir.

Bölgede fosilli Permo-Karbonifer yaşlı tortul kayaların varlığı ilk olarak Ketin (1951) tarafından saptanmıştır. Daha sonra Ağar (1977), Demirözü civarındaki Permo-Karbonifer yaşlı birimleri haritalamış ve kireçtaşı, arenit ve şeyl ardışımından oluşan kesimine Çatalçeşme Formasyonu, bunların üzerine uyumsuz olarak geldiğini ileri sürdüğü çakıltası, kırmızı renkli arkoz ve arkozik silttaşlarına ise Karakaya Formasyonu adlarını vermiştir. Akdeniz (1988) ise Demirözü Paleozoyik istifini birbiri ile uyumlu üç formasyona ayırmıştır. Yazar, Ağar'ın yapmış olduğu adlamalara bağlı kalmakla birlikte, Büyükcücuğe Tepe (Çatalçeşme ve Çakırözü köyleri güneyi) civarında yüzeyleyen ve tabandaki Çatalçeşme Formasyonu ile aynı litolojik içeriğe sahip olan kayaları Büyükcücuğe Formasyonu olarak tanımlamış ve Paleozoyik istifinin en üstüne uyumlu olarak yerleştirmiştir. Benzer bir litolojik ayırım Robinson vd. (1995) tarafından yapılmıştır. Ancak bu yazarlara göre Demirözü Paleozoyik istifi, tabanda kırmızı kumtaşları, ortada heterojen bir seri ve en üstte çamurtaşları olmak üzere üç farklı formasyondan oluşmaktadır. Demirözü Permo-Karbonifer istifi ile ilgili kapsamlı diğeri bir çalışma Okay ve Leven (1996) tarafından yapılmıştır. Yazarlar, Çamdere civarındaki Permo-Karbonifer kayalarını da içeren bu çalışmalarında Demirözü Paleozoyik istifinin tabanda yer alan Geç Kasımoviyen-Erken Gzeliyen (Geç Karbonifer) yaşlı kumtaşı, kireçtaşı, kuvarsit, silttaşı ve şeylden oluşan 1100 m.' yi aşkın kalınlıktaki kesimine Ağar'ın adlamasına bağlı olarak Çatalçeşme Formasyonu adını vermişlerdir. Ağar'ın Karakaya Formasyonu olarak tanımladığı üstteki kırmızı renkli kırıntılılara ise Hardiş Formasyonu adını vermiş ve Ağar'ın aksine Çatalçeşme Formasyonu üzerine uyumlu olarak geldiklerini ileri sürmüşlerdir. Paleozoyik istifi ile ilgili son çalışma Kandemir ve Lerosey-Aubril (2011) tarafından yapılmış olup, Çatalçeşme Formasyonu'nun üst

seviyelerine yakın koyu gri renkli bir kireçtaşı tabakasında, sadece kuyruk kısmıyla temsil edilen, tek bir trilobit örneği bulgusu hakkındadır. Bu çalışma Türkiye’de bu yaştaki ilk trilobit bulgusu olması bakımından önemlidir.

Demirözü ve Çamdere yörelerindeki Permo-Karbonifer istiflerinin litolojik, sedimentolojik ve jeokimyasal karakteristiklerini belirleyebilmek amacı ile ölçülü stratigrafik kesitleri çıkarılmıştır. Stratigrafik kesit lokasyonlarının ve sayısının belirlenmesinde litolojik içerikteki farklılıklar belirleyici olmuştur. Bu kapsamda, Demirözü yöresinde 2 adet, Çamdere yöresinde ise 1 adet olmak üzere Permo-Karbonifer istifi 3 farklı lokasyonda ölçülmüş ve örnek alımı gerçekleştirilmiştir.

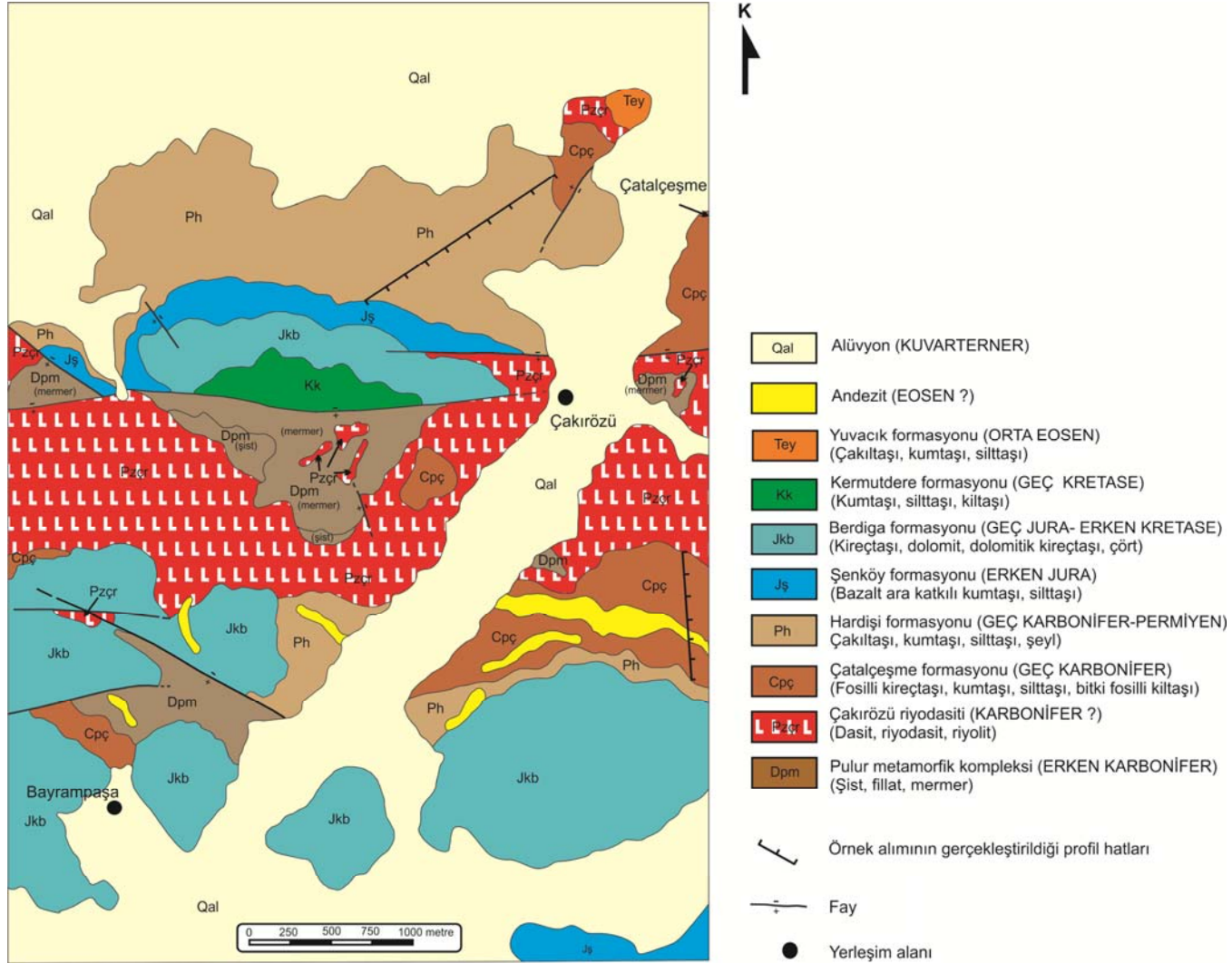
### **3.2. Çatalçeşme Formasyonu**

#### **3.2.1. Ad ve Yayılım**

Bu çalışmada Çatalçeşme civarında yüzeyleyen Permo-Karbonifer istifinin kireçtaşı, arenit ve şeyl ardışımından oluşan taban kesimi için Ağar (1977)’ın yapmış olduğu adlamaya bağlı kalınarak Çatalçeşme Formasyonu adı kullanılmıştır. İnceleme alanında beş parça halinde yaklaşık 3 km<sup>2</sup> lik bir alanda yüzeyler (Şekil 3.1). Açık gri-turuncu renkli bir görünüme sahip olan birim, düşük eğimli bir topoğrafyaya sahiptir.

#### **3.2.2. Tip Kesit**

Çatalçeşme Formasyonu’nun tip kesiti, Çakırözü Köyü’nün (H43-c1 paftası) güneydoğusundaki 1788 m. rakımlı Büyükcüğe Tepe’nin güneydoğusunda kalan tepenin (topoğrafik haritada yine Büyükcüğe Tepe olarak geçiyor) güneyinden başlayarak güney batı yönünde 1918 m. rakımlı Çal Tepe’ye doğru ölçülmüştür (Başlangıç: Enlem = 40° 12' 15", Boylam = 39° 52' 25"; Bitiş: Enlem = 40° 11' 58", Boylam= 39° 51' 53"; Şekil 3.2). Kumtaşı, kiltası, marn ve kireçtaşı ardışımı şeklindeki sekanslar Çatalçeşme Formasyonu’nun genel karakteristik özelliği durumundadır. Örtülü kısımlar dahil birimin Büyükcüğe stratigrafik kesitindeki toplam kalınlığı 613 m. olarak ölçülmüştür. Çatalçeşme Formasyonu’nun ölçülmüş diğer stratigrafik kesitleri Ketin (1951), Ağar (1977), Akdeniz (1988) ve Okay ve Leven (1996) tarafından verilmiştir.



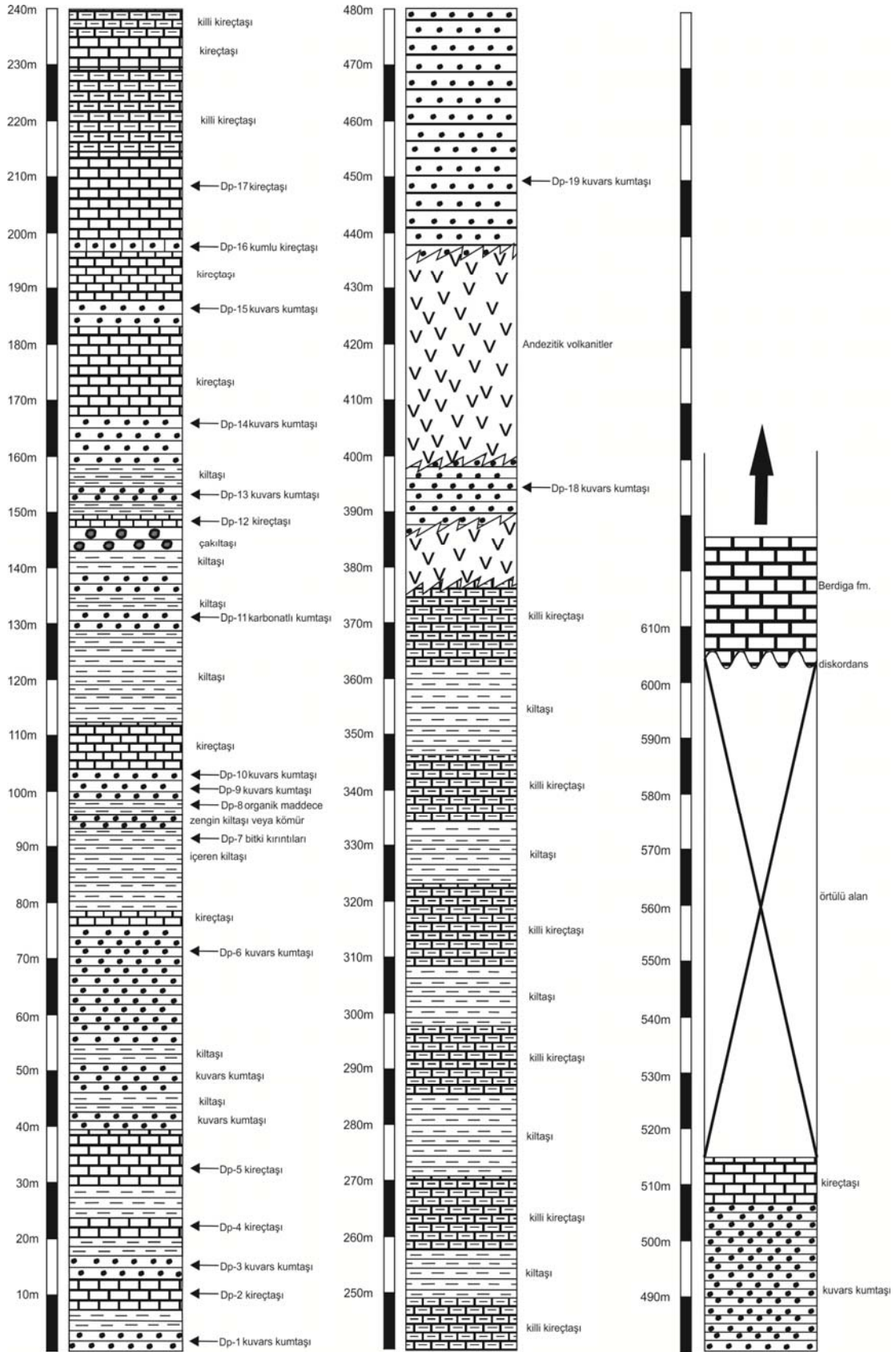
Şekil 3.1. Çatalçeşme-Çakırözü-Bayrampaşa (Bayburt) civarının jeoloji haritası.

İstifin tabanında açık sarı-turuncu görünümüne sahip, sık çatlaklı ve yer yer porfiritik görünümlü riyodasitler yer alır (Şekil 3.3a). Çatalçeşme Formasyonu ile Çakırözü Riyodasiti arasındaki ilişki bir çok yerde tektonik olmasına rağmen ilksel ilişki diskordanslıdır. Şekil 3.2’de de görüldüğü üzere, Çatalçeşme formasyonu Büyükcüğe kesitinde kumtaşı, kıltaşı-marn ve kireçtaşı ardışımı ile temsil edilen 9-11 adet sekansiyel paketten oluşmaktadır (Şekil 3.3b, c). En altta yer alan ve kalınlıkları 7 m., 16 m. ve 16 m. olarak ölçülen ilk üç paket kumtaşları ile başlar, üste doğru kıltaşları ile devam ettikten sonra kireçtaşları ile sonlanır. 4. sekans yine kumtaşları ile başladıktan sonra öncekilerden farklı olarak kumtaşı-kıltaşı ardışımı şeklinde devam eder ve yine kireçtaşları ile sona erer (48 m.). 5, 6 ve 7. sekanslar (36 m., 36 m. ve 34 m.) kireçtaşları üzerine kıltaşları ile başlayıp, kıltaşı-kumtaşı ardışımı şeklinde devam eder ve kireçtaşları ile son bulur. 6. pakette kireçtaşlarının hemen altında 4.5 m. kalınlığında çakıltaşları yer alır. 8. paket kumtaşı-kıltaşı ardışımı ile başladıktan sonra görel olarak kalın bir kireçtaşı-marn ardışımı şeklinde devam eder (53 m.). Yaklaşık 130 m.’lik bir örtüden sonra, tabanda (13 m.) ve orta seviyelerde (37.5 m.) andezitik volkanit düzeyleri içeren kumtaşları üzerine kireçtaşlarının geldiği bir paket yer almaktadır (138.5 m.). Permo-Karbonifer istifi yaklaşık 90 m.’lik bir örtüden sonra uyumsuz olarak Berdiga Formasyonu’nun orta tabakalı kireçtaşlarına geçmektedir.

### 3.2.3. Litoloji

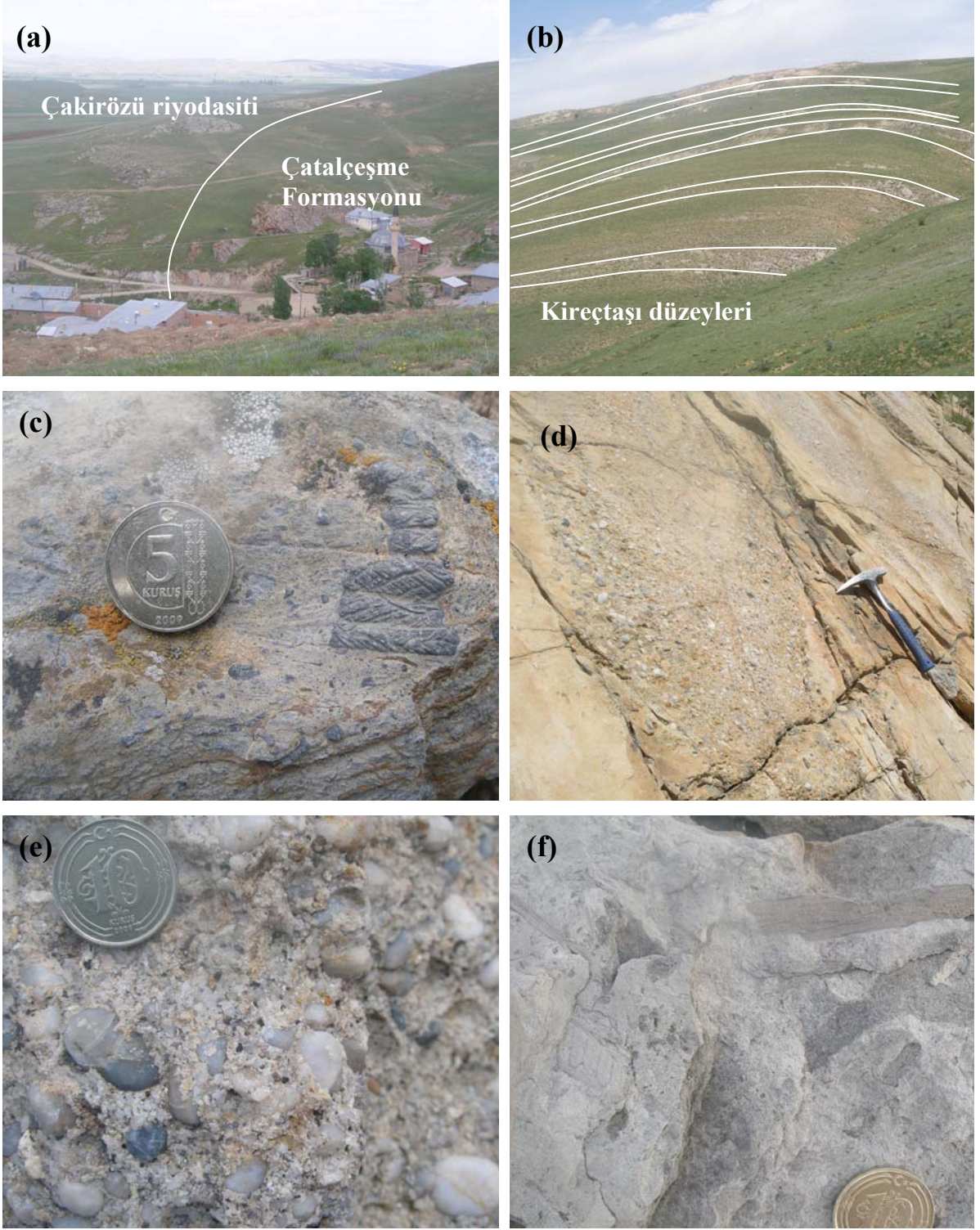
Çatalçeşme Formasyonu çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, şeyl, kireçtaşı ve marnlardan oluşmaktadır. Bunlardan özellikle kumtaşı, şeyl ve kireçtaşları tekrarlanan sekansiyel paketler halindedir. Çakıltaşı, silttaşı bazı sekanslarda kumtaşları içerisinde mercekli ara düzeyler halinde yer almaktadır. Marnlar ise özellikle formasyonun üst seviyelerindeki sekanslarda kireçtaşları veya alttaki kumtaşları ile ara tabakalı olarak yer almaktadırlar.

Çakıltaşı ve kumtaşları içerdikleri bileşenlerin ayrışma durumuna göre kirli sarı, kahve ve açık gri renklerde görünmektedirler (Şekil 3.3d). Çakıltaşları genellikle iyi yuvarlaklaşmış beyazımsı kuvarsit, granit, mikrogranit, çört, dasitik volkanik ve metamorfik kaya parçalarından oluşmaktadır (Şekil 3.3e). Bu çalışmanın konusunu oluşturan kumtaşlarının modal bileşimlerinin tespiti yarı otomatik nokta sayıcı (Swift Point Counter) kullanılarak yapılmıştır. Modal analizi yapılan örneklerin seçiminde bileşenleri ayırt edilebilen ve iyi boyulu olanların seçilmesine özen gösterilmiştir. Yapılan modal



Şekil 3.2. Çatalçeşme Formasyonu'nun Büyükcüçüğe ölçülü stratigrafik kesiti.





Şekil 3.3. Çatalçeşme formasyonuna ait litolojilerin görünümü. **a)** Çakırözü riyodasiti ile Çatalçeşme formasyonu arasındaki dokanağın Çakırözü Köyü doğusundaki görünümü. **b)** Birim içerisindeki kireçtaşı düzeylerinin açık gri renk tonu ile diğer litolojilerden ayrılması. **c)** Kireçtaşı düzeylerinde gözlenen makro fosil kalıpları. **d)** Çakıltaşlarını oluşturan kuvars ve riyodasitik kayaç parçalarının görünümü. **e)** Yer yer çakıllı seviyeler içeren kumtaşı seviyelerinin görünümü. **f)** Bitki kırıntıları içeren şeyllerin görünümü.

Tablo 3.1. Çatalçeşme Formasyonu kumtaşlarının Swift marka nokta sayıcı ile hesaplanmış modal mineralojik bileşimleri.

Örnek	Q (%)		F (%)		L (%)		M (%)		B (%)		Op (%)
	Qm	Qp	Af	Pl	Lm	Lf	Bi	Mu	Ç	M	
Dp-1	80.7	2.0	0.0	6.3	0.0	8.3	0.0	2.7	0.0	0.0	0.0
Dp-6	72.3	6.0	3.0	1.7	0.0	12.7	0.0	3.3	0.0	1.0	0.0
Dp-9	65.3	5.0	5.0	5.7	0.0	8.0	0.0	10.3	0.0	0.4	0.3
Dp-11	35.0	1.7	4.0	6.7	0.0	4.3	11.7	10.0	25.3	1.3	0.0
Dp-13	63.0	19.7	0.3	0.3	0.0	14.0	0.4	2.0	0.3	0.0	0.0
Dp-14	76.0	19.7	0.0	0.3	0.0	3.0	0.3	0.7	0.0	0.0	0.0
Dp-15	61.0	24.7	0.3	0.3	0.0	8.7	0.0	4.0	0.0	1.0	0.0
Dp-16	49.7	1.0	1.0	1.7	0.0	3.0	1.3	16.6	25.7	0.0	0.0
Dp-18	85.3	9.0	0.0	0.3	0.0	4.0	0.0	1.4	0.0	0.0	0.0
Dp-21	69.3	3.3	1.0	2.0	0.0	15.0	2.7	5.0	1.7	0.0	0.0

Kısaltmalar; **Dp**: Demirözü profil, **Q**: kuvars, **Qm**: monokristalin kuvars, **Qp**: polikristalin kuvars, **F**: feldspat, **Af**: alkali feldspat, **Pl**: plajiyoklas, **L**: kayaç parçası, **Lm**: mafik kayaç parçası, **Lf**: felsik kayaç parçası, **M**: mika, **Bi**: biyotit, **Mu**: muskovit, **B**: bağlayıcı, **Ç**: çimento, **M**: matriks, **Op**: opak mineral

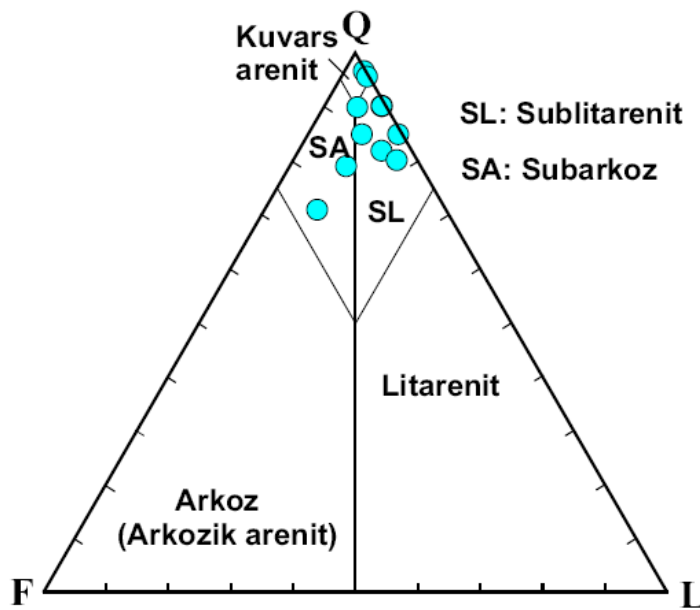
analizler kumtaşlarının, çoğunlukla sublitarenit ve daha az olarak da kuvars arenit bileşiminde olduklarını ortaya koymaktadır (Tablo 3.1, Şekil 3.4). Kuvars (Q) en baskın bileşen olup, çoğunlukla monokristalin (Qm) ve daha az olarak da polikristalin (Qp) taneler halindedir. Feldspat (F) az bir yekün oluşturmakta olup alkali feldspat (Af) ve plajiyoklas (Pl) olarak yaklaşık eşit oranlarda yer almaktadır. Kayaç parçası (L) olarak sadece felsik kayaç parçaları (Lf) bulunmaktadır. Muskovit ( Mu<%15) bütün kumtaşlarında, biyotit (Bi<%13) ise bazı kumtaşlarında önemli oranlarda bulunan yaprak silikatlardır. Kalsit çimento sadece iki kumtaşında ve önemli oranlarda (% 26) yer almaktadır. Bağlayıcı bazı kumtaşlarında ve çok az oranlarda (<%1) yer almakta olup, yukarıda tanımlanan bileşenlerin küçük parçalarından oluşmaktadır.

Koyu gri-siyah görümlü şeyller ince katmanlı olup genellikle kumtaşları üzerinde ince (<3 m.) düzeyler halinde veya kumtaşları ile ara katmanlı olarak bulunmaktadır. Bunlar yersel olarak bitki kalıplarının çok belirgin olarak korunduğu, yanal devamlılığı çok az olan, birkaç cm. kalınlığında kömür düzeyleri de içerirler (Şekil. 3.3f).

Koyu gri, orta ince tabakalı kireçtaşları hemen her zaman sekansiyel paketlerin en üstünde konumlanır. Genellikle mikrit ve sparitleşmiş mikrit bileşimine sahip bu kireçtaşları yersel olarak bol miktarda makro ve mikro fosiller içerirler.

### 3.2.4. Yaş

Çatalçeşme Formasyonu'nun yaşı Açar (1977), Akdeniz (1988) ve Okay ve Leven (1996) tarafından, kireçtaşı seviyelerinden derlenen bryozoa, brakipod, gastropod, mercan ve fusulin gibi fosillere dayandırılarak Geç Karbonifer olarak verilmiştir. Açar (1977) formasyondan derlediği bitki kalıntılarına Westfaliyen yaşını vermiştir. Akdeniz (1988) formasyonun değişik seviyelerinden derlediği *Triticites secailcus* SAY, *Schuberteila* sp., *Bradyna* sp., *Quasifusulina* sp., *Paleotextularia* sp., *Triticites* sp., *Tetrataxis* sp. ve *Canina* sp. formlarına dayanarak Çatalçeşme Formasyonu'nun yaşını Gizeliyen olarak vermiştir. Benzer bir bulguya Okay ve Leven (1996) tarafından ulaşılmıştır. Yazarlar, Erken Kasimoviyan-Geç Gizeliyen yaşını veren foraminifer faunasını ve fusulinid topluluğunu hem Çatalçeşme kuzeybatısındaki Dingin Tepe' deki kireçtaşlarından (*Eostaffella* sp., *Ozawainella* sp., *O. cf. angulata* (Colani), *Pseudoendothyra* sp., *P. cf. timanica* (Rauser) *Schubertella* sp., *S. obscura* Lee & Chen, *Quasifusulina* sp., *Q. cf. praecursor* Rauser, *Triticites* sp., *T. gissaricus* Bensch, *T.cf. sinuosus* Rosovskaya, *T. aff. simplex* Schellwien) ve hem de Büyükcücüğe stratigrafik kesitine ait kireçtaşlarından (*Eostaffella* sp., *Ozawainella* sp., *O. nikitovkensis* (Brazhnikova), *Schubertella* sp., *S. obscura* Lee & Chen, *S. pseudomagna* Putrya & Leont, *S. parvifusiformis* lin, *Quasifusulina* sp., *Q. ex. gr. longissima* (Moeller), *Triticites* sp., *T. gissaricus* Bensch, *T.cf. sinuosus* Rosovskaya, *T. petschoricus* Rauser, *T. ex. gr. karlensis* Rosovskaya and *Rugofusulina prisca ovoidea* Bensch) elde etmişlerdir.



Şekil 3.4. Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarının modal Q-F-L diyagramındaki konumları (Pettijohn, 1987; Q: kuvars, F: feldspat, L: kayaç parçası).



### **3.2.5. Ortam**

Çakıltaşı, kumtaşı, siltaşı, şeyl, marn ve kireçtaşları sırası ile kıyıda başlayarak açık şelf ortamına kadar giden bir denizel ortamın ürünleri durumundadır. Sayıları 10'dan fazla olan ve genelde kumtaşı, şeyl ve kireçtaşından meydana gelen sekansiyel paketlerdeki kumtaşı ve şeyllerin 18 m.'ye kadar çıkabilen kalınlıkları, tektonik dönemlerle ilişkili türbiditik akıntılarla meydana gelen ve her biri bir tabaka ile temsil edilen kırıntılı ardışımına benzememektedir. Kumtaşları üzerine gelen şeyller içerisindeki kömür düzeyleri ve bitki kalıpları çok yavaş bir şekilde derinleşen transgresif bir denize işaret etmektedir. Bazı paketlerde doğrudan kireçtaşları üzerine gelen ve yer yer çakıl mercekleri içeren kumtaşları, denizin çekilmesine işaret eden regresif dönemlerin daha hızlı bir şekilde meydana geldiğini göstermektedir. Diğer bazı sekanslarda ise kireçtaşları üzerine şeyller ile başlayan, üstte doğru şeyl-kumtaşı ardışımı şeklinde devam eden ve sonra tekrar kireçtaşlarına geçen bir istif gelmektedir. Bu durum ortamın sıklaştığını, ancak kömürlü ve bitki kırıntılı şeyller üretecek kadar sık bir bataklık ortamı haline gelmeden tekrar derinleşmeye başladığına işaret etmektedir. Bütün bu özellikler, Çatalçeşme Formasyonu'nun yitim zonu, volkanik yay ve kıtasal yay ortamları ile ilişkisi olmayan bir denizin kıyısında çökeldiğine işaret etmektedir. Kısaca bu özellikler Atlantik Okyanusu gibi tektonik açıdan sakin pasif kenarlı bir okyanusu tanımlamaktadır. Bu nedenle, Çatalçeşme Formasyonu, Karbonifer'de kuzey yönlü bir yitimle kapanan Reyik Okyanusu'nun (Dokuz vd., 2011) pasif kenarında çökelmiş olabilir.

### **3.3. Hardişi Formasyonu**

#### **3.3.1. Ad ve Yayılım**

Çatalçeşme Formasyonu üzerine gelen kırmızı renkli kırıntılılar için Açar (1977) Karakaya Formasyonu adını kullanmıştır. Ancak, Sakarya Zonu'nun orta ve batı kesimlerinde Karakaya Kompleksi olarak adlandırılan ofiyolitik litolojilerle karıştırılabileceği gerekçesi ile bu ad tercih edilmemiştir. Bunun yerine, Okay ve Leven (1996)'nin aynı gerekçe ile kullandığı Hardişi Formasyonu adının kullanılması uygun görülmüştür. Birim, kızıl renkli kırıntılılardan oluşması nedeni ile Çatalçeşme Formasyonu'ndan kolaylıkla ayrılabilir. Biri kuzeyde, diğeri ise güneyde olmak üzere iki parça halinde yaklaşık 4 km<sup>2</sup> lik bir alan kaplamaktadır. Kaba kırıntılı yapısı, turuncu-kırmızı rengi ve pennepen topografyası ile Çatalçeşme Formasyonu'ndan kolaylıkla ayrılmaktadır.

### 3.3.2. Tip Kesit

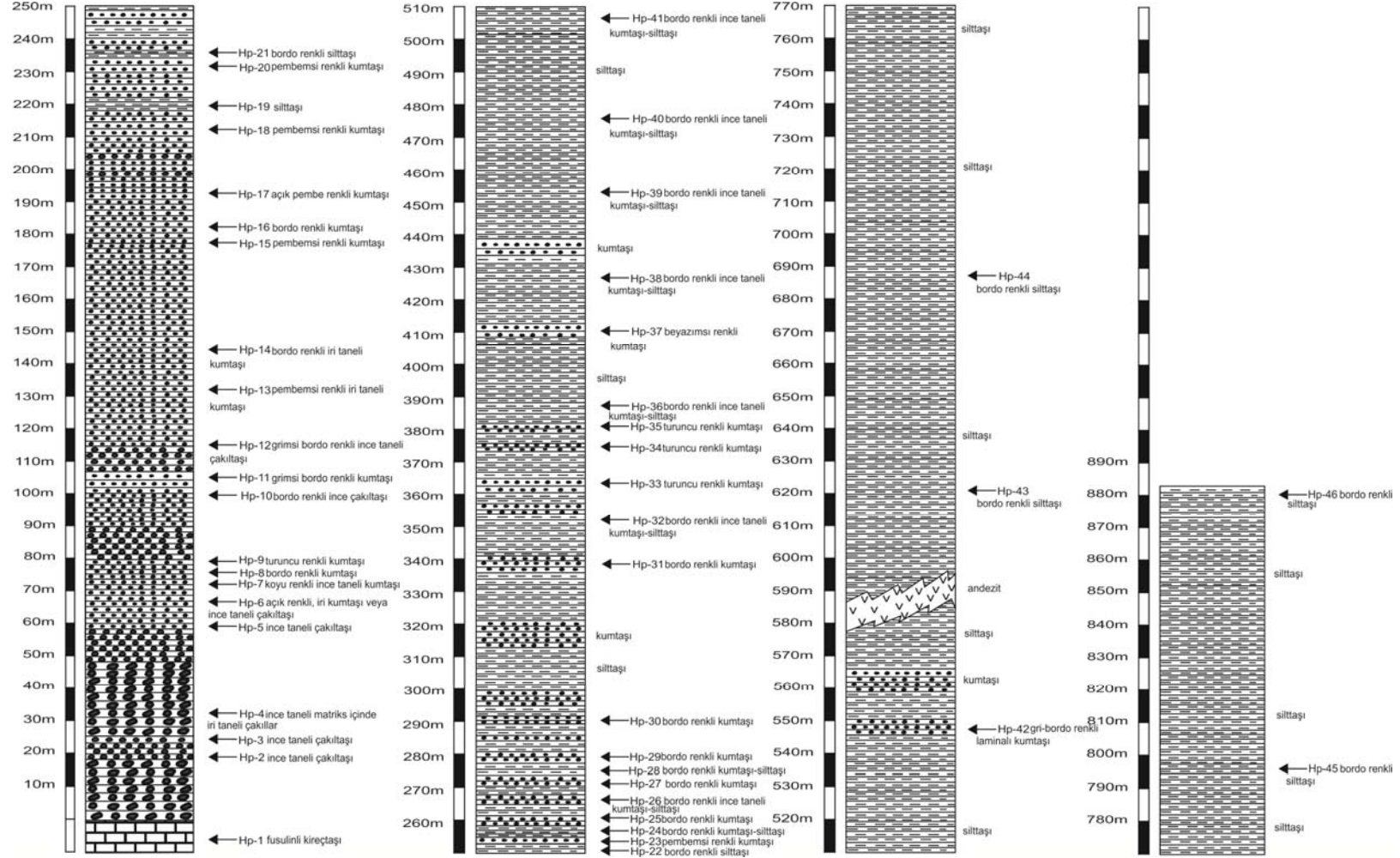
Hardişi Formasyonu'nun tip kesiti (Şekil 3.5) Çakırözü Köyü'nün kuzeydoğusundaki Kilise Tepe (1711 m.)'nin kuzeyinden geçen stabilize yolun 1630 m. kotlu eş yükselti eğrisini kestiği noktadan başlayarak güneybatı yönünde uzanan sırt boyunca devam etmiş (Şekil 3.6a) ve Kindikaya Tepe kuzeyindeki isimsiz vadi ile 1730 m. kotlu eş yükselti eğrisinin kesiştiği noktada sonlandırılmıştır (Başlangıç: Enlem = 40° 13' 2", Boylam = 39° 51' 52"; Bitiş: Enlem = 40° 12' 25", Boylam = 39° 50' 32"). Tamamen kırıntılı tortul kayalar ile temsil ediliyor olması ve tane boyunun istifte yukarı doğru azalıyor olması Hardişi Formasyonu'nun tipik özelliğidir. Kesit hattı boyunca ölçülen toplam kalınlığı 854 m. dir.

Hardişi Formasyonu, tip kesitinin ölçülmeye başlandığı noktanın hemen kuzeyinde Dingin Tepe' de yüzeyleyen Çatalçeşme Formasyonu'na ait kireçtaşları üzerine çakıltaşları ile uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 3.6b). Tabanda pembe, turuncu renkli çakıltaşları (59 m.) ile başlayan birim üstte doğru çakıltaşı, kumtaşı ardışımına geçer (56.5 m.). Bu seviye üzerine 120 m. kalınlığa sahip bir kumtaşı seviyesi gelir (Şekil 3.6c). Bunun da üzerine çoğunluğu kilttaşlarından meydana gelen kilttaşı-kumtaşı ardışımı gelir (153 m.). Bunların üzerine çok seyrek olarak kumtaşı seviyeleri içeren kilttaşları gelir (158 m.; Şekil 3.6d). Bundan sonra kırmızı renkli kilttaşları (307.5 m.) şeklinde devam eden birim üzerine uyumsuz olarak Şenköy Formasyonu'na ait litolojiler gelir.

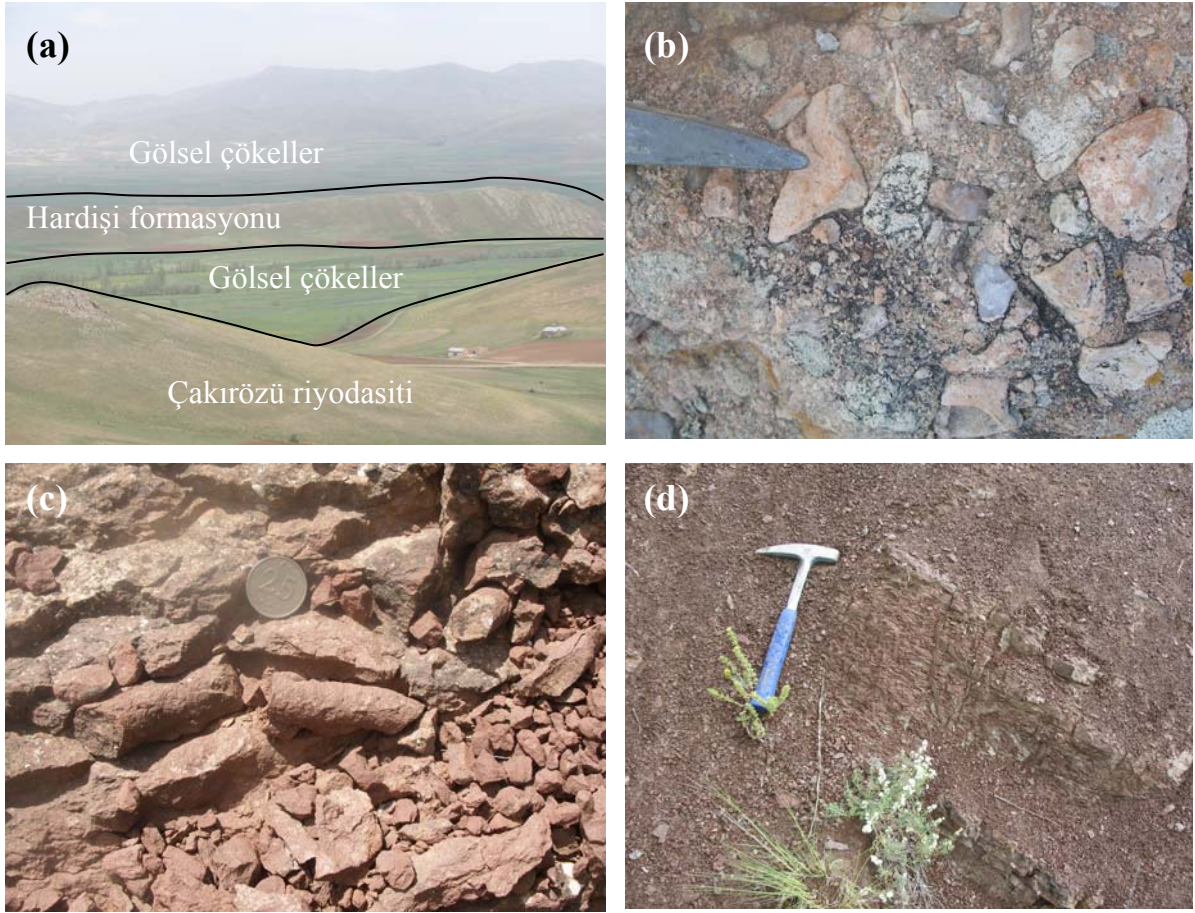
### 3.3.3. Litoloji

Kötü boyplanmalı çakıllar içeren çakıltaşları birimin tabanında yer alır. Çakılların büyük çoğunluğunu gri, yeşil, yeşilimsi gri görünümlü dasitik-riyolitik bileşimli volkanik çakıllar oluşturmaktadır. Bunlara önemli oranlarda turuncu-pembe renkli genellikle porfiritik dokulu çakıllar eşlik etmektedir. Gri-koyu gri kuvars ve kuvarsit çakılları da daha az olmakla birlikte önemli bir yekün teşkil etmektedirler. Birim içerisinde, birimin hemen kuzeyinde yüzeyleyen Köse Komposit Plütonu'na ait iri taneli dokuya sahip kuvarslı diyorit ve granit çakıllarına rastlanmamıştır.

Kumtaşları genelde turuncu, koyu kırmızı renklerde olup arkoz (arkozik arenit) bileşimindedirler (Şekil 3.7). Taneler yuvarlaktan köşeliye kadar değişmekle birlikte genelde yarı yuvarlaktırlar. Kuvarslar monokristalin (Qm) ve polikristalin (Qp) olmakla birlikte, monokristalin kuvarsların belirgin bir hakimiyeti söz konusudur (Tablo 3.2).



Şekil 3.5. Hardişi Formasyonu'na ait ölçülü stratigrafik kesit (Çakırözü Köyü kuzeydoğusu).



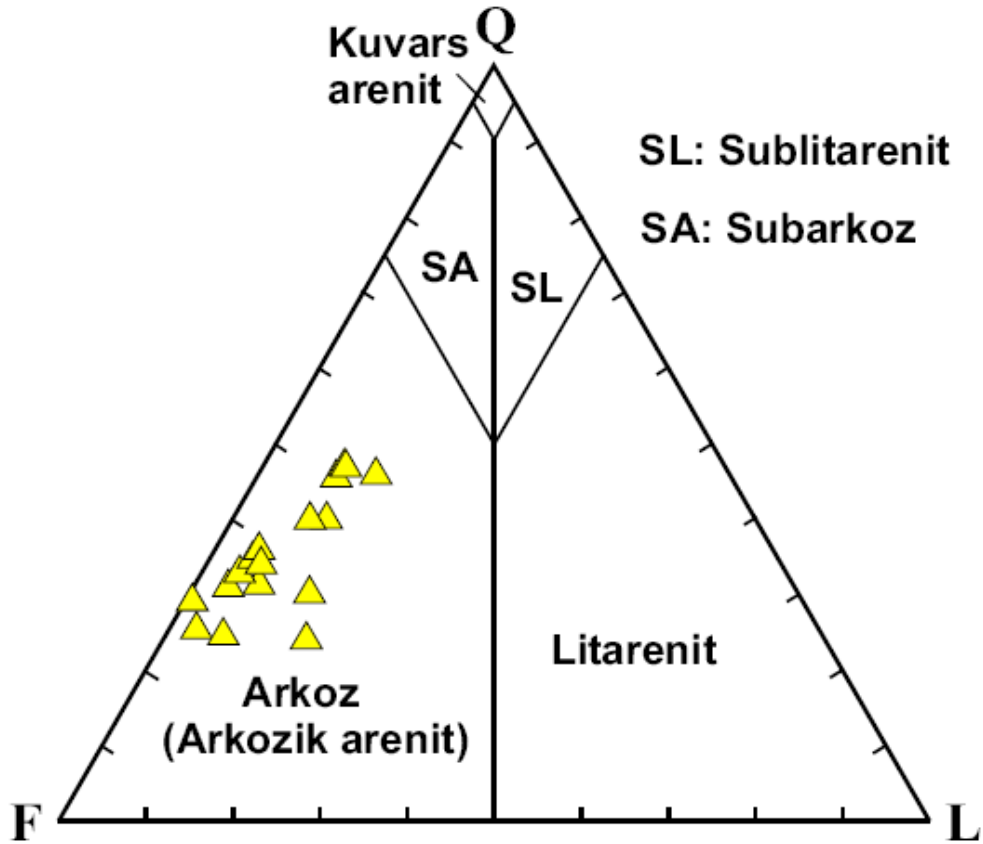
Şekil 3.6. Hardişi Formasyonu'na ait litolojilerin görünümleri. **a)** Hardişi Formasyonu'nun Çakırözü Köyü kuzeyindeki görünümü. **b)** Tabanda yer alan çakıltaşları içerisindeki bileşenlerin ve matrisin görünümü. **c)** Kırmızı renkli kumtaşlarının görünümü. **d)** Kırmızı renkli şeyllerin ince tabakalı yapısının görünümü.

İri kumtaşlarında monokristalin kuvarsların genelde daha iri taneler halinde yer aldıkları dikkati çekmektedir. Alkali feldspatlar (AF) ve plajiyoklaslar (PI) yaklaşık eşit oranlarda bulunurlar. Alkali feldspatlar genelde pertitik doku ve kaolinleşmeleri ile serizitleşen, albit ve polikristalin ikiz gösteren plajiyoklaslardan ayrılmaktadırlar. Kayaç parçalarının hemen tamamı asidik kökenlidirler. Bazılarında kuvars ve plajiyoklas içeren kısımlar belirgin bir şekilde görülebilmektedir. İnce kesitte kahve tonlarda görülen kısımlar bazik kökenli kayaç parçalarını hatırlatmakla birlikte, plajiyoklas mikrolitleri içermemeleri ve ayrışmanın opaklaşmaya kadar gitmemesi bu ihtimali zayıflatmaktadır. Biotit ve muskovit oldukça yaygın olarak bulunan yaprak silikatlardır. Bağlayıcı hematit kırmızısı renkli olup, olasılıkla biyotitin ayrışması sonucu oluşmuştur.

Tablo 3.2. Hardişi Formasyonu kumtaşlarının Swift marka nokta sayıcı ile hesaplanmış modal mineralojik bileşimleri.

	Q (%)		F (%)		L (%)		M (%)		B (%)		Op (%)
	Qm	Qp	Af	Pl	Lm	Lf	Bi	Mu	Ç	M	
Hp-2	36.7	9.0	24.7	15.0	0.0	13.0	0.6	0.0	0.0	1.0	0.0
Hp-5	33.7	5.0	29.0	17.7	0.0	10.0	1.0	3.6	0.0	0.0	0.0
Hp-7	35.0	2.7	30.3	17.0	0.0	8.0	0.7	5.6	0.0	0.7	0.0
Hp-9	38.7	6.7	24.0	20.3	0.0	8.7	0.0	1.6	0.0	0.0	0.0
Hp-14	35.0	10.7	23.3	18.3	0.0	8.7	0.0	1.7	0.0	2.3	0.0
Hp-17	37.7	8.3	25.7	16.3	0.0	9.0	0.0	2.3	0.0	0.7	0.0
Hp-21	21.0	1.7	15.3	28.0	0.0	5.0	8.7	3.0	0.0	16.0	1.3
Hp-24	14.0	1.3	31.0	11.0	0.0	1.7	5.7	1.3	0.0	31.3	2.7
Hp-25	18.7	2.3	17.3	32.0	0.0	0.3	1.0	2.0	0.7	25.0	0.7
Hp-26	18.7	2.7	31.3	26.7	0.0	5.3	0.7	1.0	1.0	10.3	2.3
Hp-27	26.3	2.3	34.3	24.3	0.0	3.3	1.4	2.7	0.0	5.1	0.3
Hp-30	28.3	2.0	29.0	27.7	0.0	3.7	3.7	2.6	0.0	2.3	0.7
Hp-31	17.3	0.0	20.3	21.3	0.0	11.3	5.7	2.1	6.7	15.3	0.0
Hp-32	25.3	0.0	14.7	28.3	0.0	3.3	0.7	0.0	1.7	26.0	0.0
Hp-33	26.3	2.7	29.7	23.0	0.0	12.7	1.0	3.2	0.7	0.7	0.0
Hp-42	30.7	0.0	17.0	32.3	0.0	4.0	3.3	1.1	8.0	2.3	1.3
Hp-46	19.0	2.3	12.7	24.0	0.0	3.7	0.3	0.3	28.0	7.7	2.0

Kısaltmalar; **Dp**: Demirözü profil, **Q**: kuvars, **Qm**: monokristalin kuvars, **Qp**: polikristalin kuvars, **F**: feldspat, **Af**: alkali feldspat, **Pl**: plajiyoklas, **L**: kayaç parçası, **Lm**: mafik kayaç parçası, **Lf**: felsik kayaç parçası, **M**: mika, **Bi**: biyotit, **Mu**: muskovit, **B**: bağlayıcı, **Ç**: çimento, **M**: matriks, **Op**: opak mineral



Şekil 3.7. Hardişi Formasyonu'na ait kumtaşlarının modal Q-F-L diyagramındaki konumları (Pettijohn 1987; Q: kuvars, F: feldspat, L: kayaç parçası).



### **3.3.4. Yaş**

Hardişi Formasyonu içerisinde birime yaş verebilecek herhangi bir indeks fosil topluluğuna rastlanmamıştır. Bununla birlikte, hızlı bir birikim özelliği taşıdığı ve uyumlu olarak üzerine geldiği hemen alttaki Çatalçeşme Formasyonu'na ait kireçtaşlarının Gizeliyen (Geç Karbonifer) yaşlı olduğu dikkate alındığında (Okay ve Leven, 1996) Hardişi Formasyonu'nunda stratigrafik olarak Geç Karbonifer yaşında olduğu söylenebilir.

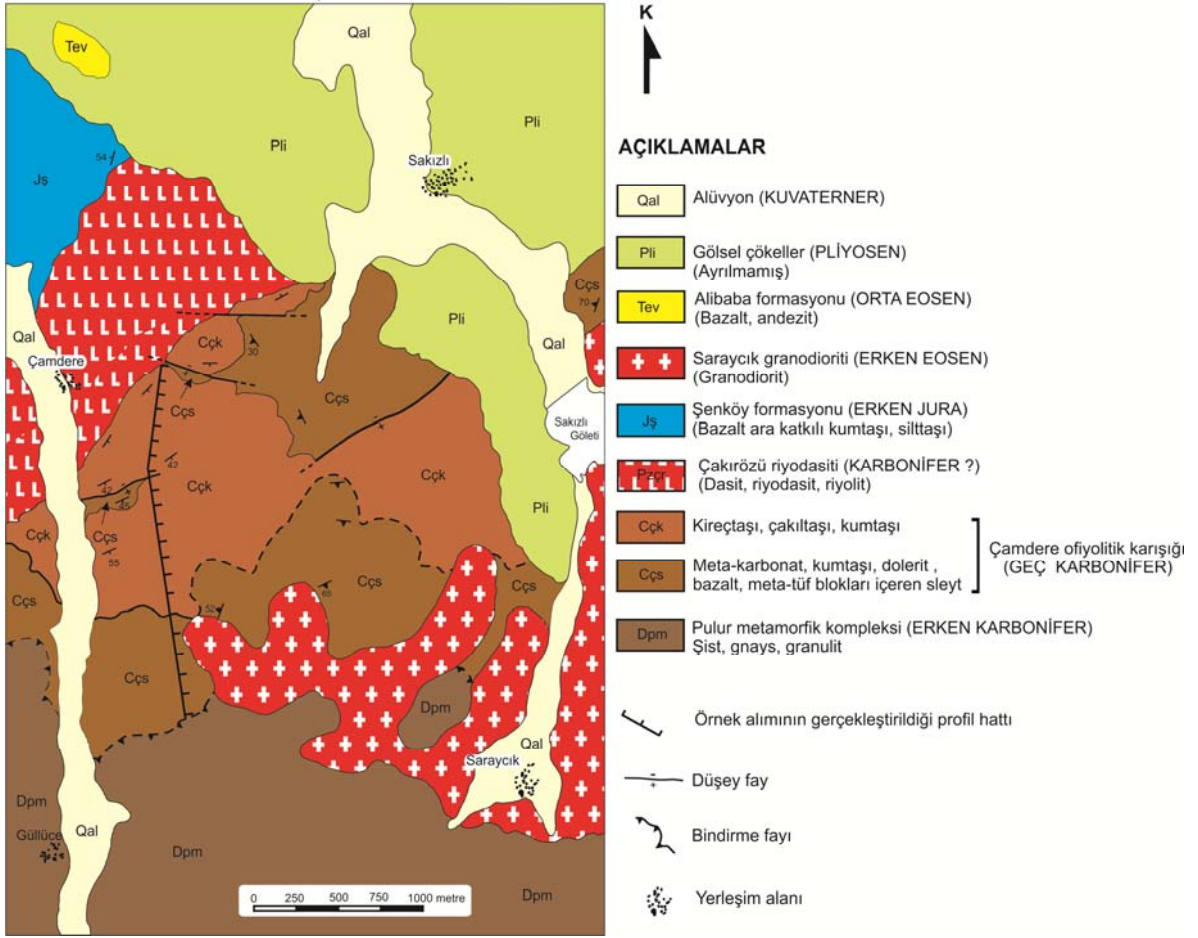
### **3.3.5. Ortam**

Hardişi Formasyonu'nun, Çatalçeşme Formasyonu'na ait kireçtaşları üzerine birdenbire çakıltaşları ile uyumlu olarak gelmesi sakin bir tektonik rejimden aktif bir tektonik rejime geçildiğine işaret etmektedir. Birime hakim olan kırmızı renk tonu, malzemenin taşınmadan önce tektonik yönden sakin bir karasal ortamda çok uzun süreli bir kimyasal ayrışma olayına maruz kaldığını göstermektedir. Birimin çok sayıda tekrarlı litolojik döngüler oluşturmaması, üste doğru tane boyunun incelendiği transgresif karakter sunması, karaların bir defalık yükseldiğine ve tekrar yavaş yavaş dengeli konuma geldiğini göstermektedir. Bu nedenle Hardişi Formasyonu molas karakter taşımakla birlikte, kıta-kıta çarpışması sırasında kalıntı havzalarda hızlı birikim ürünü olarak tanımlanan molas çökellerine benzememektedir. İnce taneliler üzerinde olması gereken ve ortamın giderek sığlaşarak kara haline geldiğine işaret eden litolojiler aşınmış olmalıdır. Karbonifer sonundan Orta Jura'ya kadar yaklaşık 130 milyon yıl boyunca ortamın karasal halde kaldığı dikkate alındığında bu durum mümkün görünmektedir.

## **3.4. Çamdere Ofiyolitik Karışığı**

### **3.4.1. Ad ve Yayılım**

Çamdere güneyindeki Permo-Karbonifer istifi, Demirözü kuzeyinde yüzeyleyen istiftten farklı tektonik ortamları karakterize eden litolojiler içermektedir (Şekil 3.8). Tabanda yer alan karbonatlar ve üzerine gelen açık gri renkli kumtaşları, stratigrafik ve litolojik olarak Demirözü kuzeybatısındaki Çatalçeşme formasyonu ile deneştirilebilir özelliktedir. Ancak, buradaki kireçtaşları düşük dereceli bir metamorfizmaya uğramışlardır. Çatalçeşme yöresinden farklı olarak Çamdere'de, karbonatlar ve kumtaşlarının hemen üzerine son derece düzgün, ince katmanlı, alt seviyelerinde daha çok



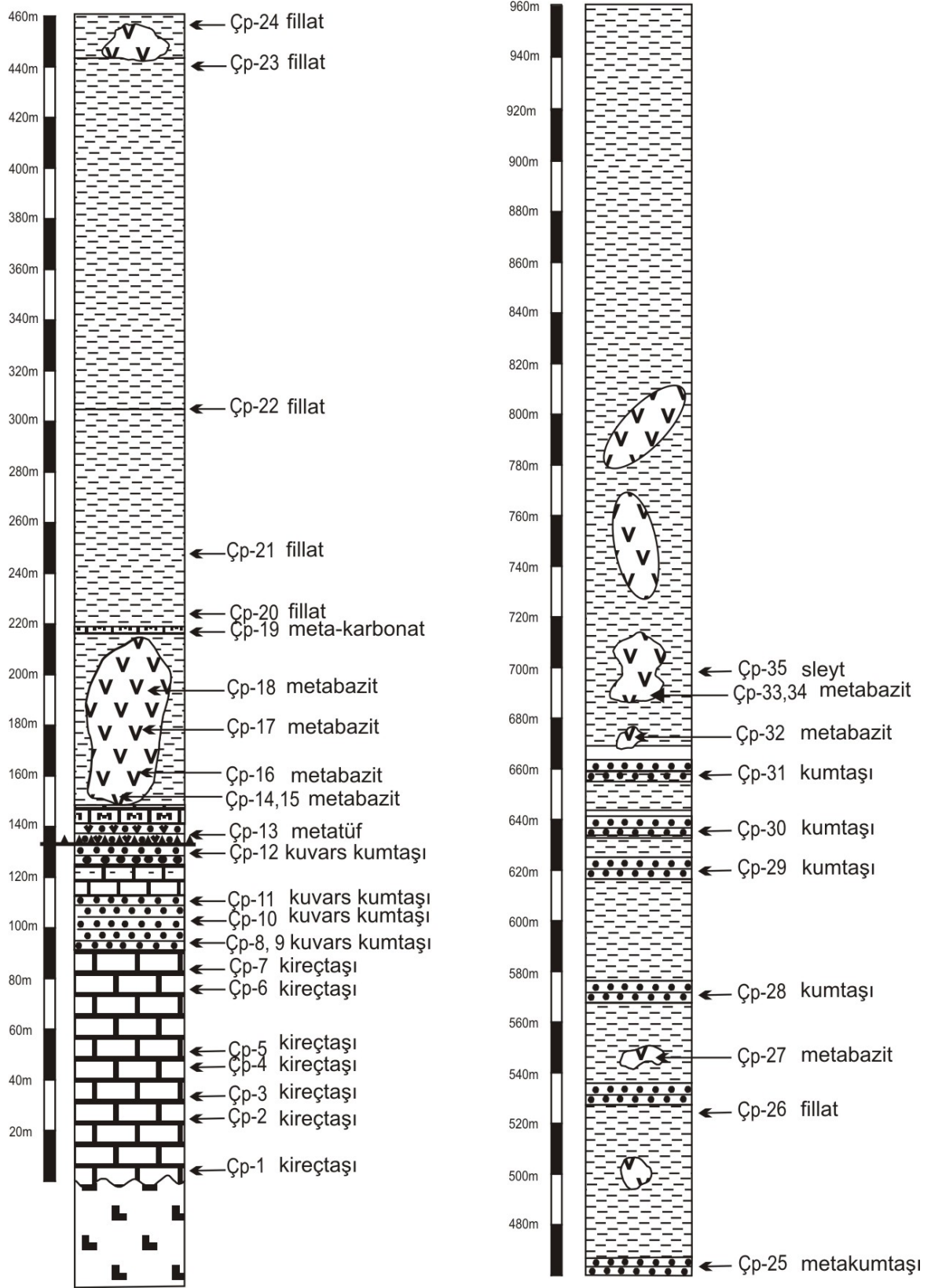
Şekil 3.8. Çamdere (Demirözü-Bayburt) civarının jeoloji haritası.

kumtaşı ve kireçtaşı, üst seviyelere doğru kumtaşı, silttaşı, meta-karbonat, meta-tüf, bazalt, meta-bazalt, dolerit ve gabro blokları içeren bir sleyt gelmektedir. Bu durum, en alttaki Çatalçeşme karakterli kısmın aslında diğerlerine göre daha büyük ölçekli bir blok olduğunu göstermektedir. Görüldüğü üzere, Çamdere'deki Permo-Karbonifer istifini, yapısal özellik ve litolojik içerik bakımından Demirözü yöresindeki Çatalçeşme ve Hardiş formasyonlarından tamamen farklıdır. Ayrıca, bazaltik blokların ofiyolitik karakterli olduğu, sleytlerin abisal killerden itibaren başkalaştıkları düşünüldüğünde, birim için yeni bir adlandırmaya ihtiyaç olduğu ortadadır. Bu nedenlerle, birime en yakın coğrafya ismi olan Çamdere Köyü'ne atfen Çamdere ofiyolitik karışığı adı verilmiştir.

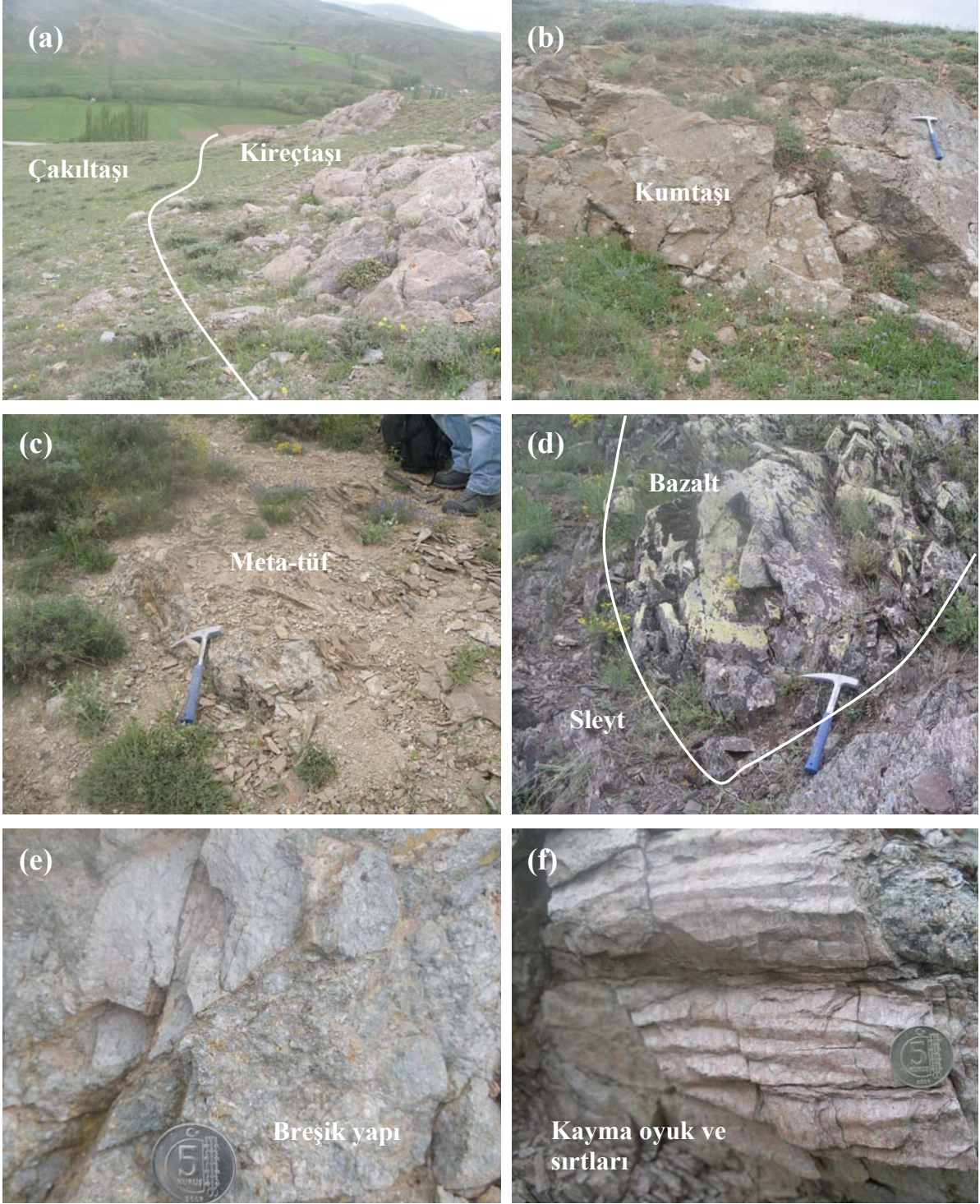
### 3.4.2. Tip Kesit

Çamdere yöresinde ölçülü stratigrafik kesit çıkarma işlemine Çamdere Köyü'nün güneydoğusundaki Çamlık Tepe civarında yüzeyleyen Çatalçeşme formasyonunun eşleniği durumundaki karbonatlardan başlanmıştır. Çamlık Tepe'den itibaren tam batı yönünde uzanan hayali doğrunun 1900 m. kotlu eş yükselti eğrisini kestiği nokta stratigrafik kesitin başlangıç noktasıdır. Buradan itibaren Karaarmutlar Dere ile daha güneyden gelen isimsiz derenin kesiştiği noktaya kadar 2-3° güneybatı yönünde, buradan sonraki kesimi ise isimsiz derenin uzanımı boyunca güneydoğu yönünde ölçülmüştür ((Başlangıç: Enlem = 40° 49' 42", Boylam = 40° 00' 55"; Bitiş: Enlem = 40° 48' 56", Boylam= 40° 01' 10"; Şekil 3.9). Tepenin kuzeyinde kalan Göldere isimli kuru vadide dasitik-riyolitik bileşimli Çakırözü riyodasiti yüzeylemektedir. Bu kısımda iki birim arasındaki dokanağın niteliği arazinin örtülü oluşu nedeni ile gözlenememiştir. Ancak, Çamdere ofiyolitik karışığı içerisindeki kumtaşı-çakıltası bloklarında dasit çakıllarının varlığı bu dokanağın uyumsuz olduğunu, ancak daha sonraki orojenik hareketlerle tektonik dokanağa dönüşmüş olabileceğine işaret etmektedir. Çamdere'de Permo-Karbonifer istifinin tabanında Çatalçeşme Formasyonu'ndan türemiş bir blok yer almaktadır (Şekil 3.10a). Bu blok'un tabanında yaklaşık 90 m.' lik bir kalınlığa sahip orta-ince katmanlı karbonatlar yer almaktadır. Yukarı doğru açık gri renkli kumtaşları (Şekil 3.10b,c) ile devam eden birim kumtaşı, kireçtaşı, marn, şeyl ve çakıltası ardışımı şeklinde devam etmektedir (32 m.). Permo-Karbonifer istifinin buradan sonra stratigrafik olarak daha yukarıda kalan kesimi, içerdiği metabazalt, dolerit gibi bloklar (Şekil 3.10d) nedeni ile daha çok ofiyolitik bir karakter sunmaktadır.





Şekil 3.9. Çamdere ofiyolitik karışığının ölçülü stratigrafik kesiti.



Şekil 3.10. Çamdere ofiyolitik karışığına ait litolojilere ait arazi görünümleri. **a)** Tabanda yer alan kireçtaşı ile üzerine gelen çakıltaş-kumtaş sınıırı, **b)** Kumtaş blokunun görünümü, **c)** Meta-tüf blokunun görünümü, **d)** Meta-bazalt ve sleytlerin dokanak ilişkisi, **e)** Bloklar arasındaki sınırların faylı olduğuna işaret eden breşik yapı, **f)** Bloklar arası dokanağın faylı olduğuna işaret eden oyuk-sırt yapısı.

Altındaki büyük blok ile üzerine gelen kısım arasındaki dokanak faylıdır. Nitekim tam dokanakta Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarında gözlenen ezilme ve breşik yapı (Şekil 3.10e), kayma oyuk ve sırtları (Şekil 3.10f) ve buruşma klivaji bu sınır boyunca etkiyen kesme gerilmelerinin kayaçlar üzerinde bıraktığı izler olarak yorumlanmaktadır.

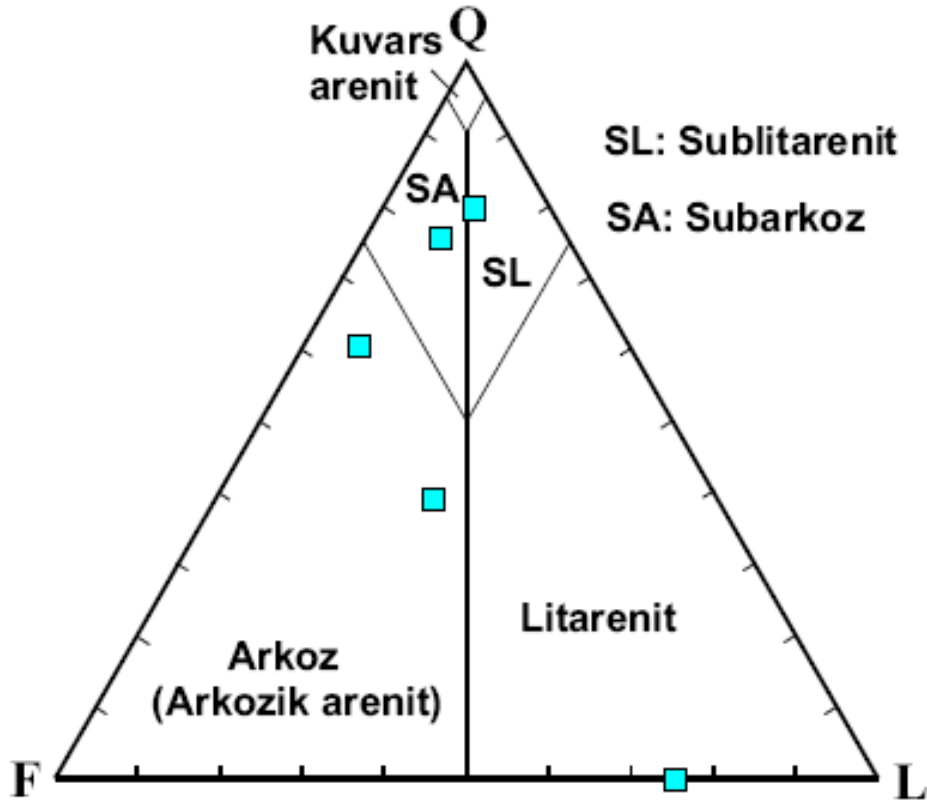
Buradan sonra Çatalçeşme karakterli blok üzerine sleytler gelmektedir. Ancak hemen üste doğru sleytler içerisine açık yeşilimsi-mavimsi meta-tüf, meta-bazit, yer yer talklaşmış meta-karbonat ve daha az olarak da Çatalçeşme Formasyonu'na ait kireçtaşı ve kumtaşı içeren blokların dahil olduğu görülmektedir (85 m.). Bu seviye üzerine yabancı bloklar içermeyen bir sleyt düzeyi gelmektedir (225 m.). Buradan sonra metamorfite ile olan ters faylı sınıra kadar olan bölüm, kumtaşı, siltaşı, bazalt, meta-bazalt, gabro blokları içeren ofiyolitik melanj karakterindedir (656 m.). Uzun eksenleri 2-30 m. arasında değişen, bazıları metamorfize olmuş bazalt ve dolerit blokları ve yine bazıları metamorfize olmuş kumtaşı blokları sleytler tarafından çevrelenmişlerdir (Şekil 3.10d). Sleytlerin foliasyon düzlemlerinin bu bloklara gelindiğinde kesilmeleri, blokların sleytlere ait killerin bulunduğu ortama sonradan dahil oldukları şeklinde yorumlanabilir.

### 3.4.3. Litoloji

Çamdere ofiyolitik karışığı içerisindeki litolojiler birimin adından da anlaşılacağı üzere oldukça çeşitlilik arz etmektedir. Bunlar yukarıda da değinildiği üzere kristalize kireçtaşı, kumtaşı, siltaşı, sleyt, bazalt, dolerit, meta-dolerit ve gabrodan oluşmaktadır. Bunlardan kristalize kireçtaşı, kumtaşı ve siltaşı blokları şelf kökenli, magmatik bloklar ise abisal karakterli olup yine abisal karakterli, daha sonra düşük dereceli metamorfizmaya uğrayarak sleytlere başkalaşan killere tarafından çevrelenmişlerdir.

Kireçtaşları kristalize olmaları dışında Çatalçeşme Formasyonu'na ait kireçtaşları ile aynı bileşimdedir ve benzer fosil içeriğine sahiptirler. Kireçtaşları ile birliktelik sunan ve blokun üzerinde gözlenen kumtaşları, Çatalçeşme Formasyonu'ndakiler ile aynı özellikleri taşımakta olup sublitarenit bileşimindedirler (Şekil 3.11). Ancak daha üstte yer alan bazı kumtaşı bloklarında tamamen bazik volkanik kayaç parçalarından oluşan litarenit bileşiminde kumtaşlarına da rastlanmaktadır. Siltaşıları koyu bir hamur içerisinde dağılmış vaziyette, çift nikolde beyaz veya aydınlık görünen plajiyoklas kırıntıları içerdiği





Şekil 3.11. Çamdere ofiyolitik karışığı içerisindeki kumtaşı bloklarından alınan örneklerin modal Q-F-L diyagramındaki konumları (Pettijohn, 1987; Q: kuvars, F: feldspat, L: kayaç parçası).

görülmektedir. Bu özellikleri ile bileşimsel olarak daha çok bazik bir kökenden beslenmiş gibidirler. Bazı küçük çubuksu taneler düşük dereceli metamorfizmaya uğradıklarını gösteren yönlü bir yapı sunmaktadırlar.

Bazik kökenli bloklar, bazalttan gabroya kadar geçiş gösteren dokular göstermektedirler. En yaygın olan blok türü, çadır şekilli plajiyoklas lataları arasında klinopiroksen ve amfibolün doldurduğu ofitik dokulu doleritlerdir. Bunlarda ikincil kalsit yerleşimleri diğerlerine nazaran daha fazla görülmekte ve metamorfizma izlerine nadir rastlanmaktadır. Gabrolar, ferromagnezyen mineral olarak çoğunlukla amfibol ve daha az olarak da klinopiroksen, açık renkli mineral olarak ise plajiyoklas içermektedirler. Amfibollerin bazıları az belirgin yönlü yapı sunmaktadır. Bazılarında ise plajiyoklas ve klinopiroksenler kesme zonları arasında kalan alanlarda kenarları yuvarlaklaşmış porfiriklastlar olarak kalmışlardır. Bu durumda olan kristallerde, kırılma ve mikro faylara bağlı ötelenmeler mevcuttur.

Tablo 3.3. Çamdere ofiyolitik karışığı içerisindeki kumtaşlarının Swift marka nokta sayıcı ile hesaplanmış modal mineralojik bileşimleri.

	Q (%)		F (%)		L (%)		M (%)		B (%)		Op (%)
	Qm	Qp	Af	Pl	Lm	Lf	Bi	Mu	Ç	M	
<b>CP-9</b>	41.0	0.0	2.7	19.7	0.0	4.7	0.0	3.9	26.3	1.7	0.0
<b>Cp-10</b>	64.0	4.3	2.0	12.0	0.0	8.3	0.0	2.1	4.7	1.3	1.3
<b>Cp-11</b>	61.7	16.3	0.3	8.7	0.0	11.0	0.0	0.7	0.0	1.3	0.0
<b>Cp-28</b>	25.7	0.7	0.0	23.3	0.0	18.0	0.0	7.3	0.0	25.0	0.0
<b>Cp-36</b>	0.0	0.0	0.0	24.7	75.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Kısaltmalar; **Dp**: Demirözü profil, **Q**: kuvars, **Qm**: monokristalin kuvars, **Qp**: polikristalin kuvars, **F**: felspat, **Af**: alkali feldspat, **Pl**: plajiyoklas, **L**: kayaç parçası, **Lm**: mafik kayaç parçası, **Lf**: felsik kayaç parçası, **Bi**: biyotit, **Mu**: muskovit, **B**: bağlayıcı, **Ç**: çimento, **M**: matriks, **Op**: opak mineral.

### 3.4.4 Yaş

Keskin (1987) Çamdere yöresindeki ofiyolitik karışığın en altında yer alan Geç Karbonifer kireçtaşlarında Gzelian-Asselian (Geç Karbonifer) foraminifer topluluğunu tanımlamıştır. Daha sonra Okay ve Leven (1996) aynı kireçtaşlarında *Ozawainella sp.*, *Schubertella sp.*, *S. paramelonica minor Suleimanov.* *S. lata Lee & Chen and Quasifusulina sp.* gibi Üst Karbonifer yaşını veren foraminifer topluluğunun bulunduğunu belirtmişlerdir. Birimin yaşı alınan kireçtaşının ofiyolitik karışık içindeki bir blok olduğu dikkate alındığında, bu yaşların karbonatların çökelim yaşı olduğu anlaşılmaktadır. Ofiyolitik karışığın oluşma yaşı ise daha genç olmalıdır. Bu açıdan ofiyolitik karışığın oluşma yaşı Demirözü yöresinde Çatalçeşme Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Hardişi Formasyonu ile eş yaşlı olmalıdır. Hızlı bir oluşum karakteri taşıdığı için Çatalçeşme Formasyonu'nun üst sınırını takibeden Geç Karbonifer yaşında olmalıdır.

### 3.4.5. Ortam

Sleytler dışında kalan litolojilerin bloklar halinde olması, bazı blokların dokanakları boyunca gözlenen ezilme zonları, blokların hem şelf gibi kıtasal kabuğa ve hem de abisal düzlük gibi okyanusal kabuğa ait olmaları Çamdere yöresindeki Permo-Karbonifer istifinin çok özel bir ortamda oluştuğuna işaret etmektedir. Böyle okyanusal kökenli parçaların kıtasal kökenli parçalar ile karıştığı tek ortam yitim zonları önlerindeki eklenir prizmalardır. Sleytlerin daha iri taneli litolojilerle ardışıklı olmaması iri taneli malzemenin gelemediği ortamda çökelmiş olan abisal killer olabileceğine işaret etmektedir. Bütün bu veriler bir araya geldiğinde Çamdere ofiyolitik karışığının Variskan dağ oluşumu ile sonuçlanan Reyik Okyanusu'nun kapanması sırasında, yitim zonunda oluşmuş bir ofiyolitik karışık olduğuna işaret etmektedir.

## 4. JEOKİMYA

### 4.1. Giriş

Sakarya Zonu'nun (Okay ve Tüysüz, 1999) doğusunda, bilinen en yaşlı kayaçlar Erken Karbonifer yaşlı metamorfittlerdir (Topuz vd. 2004). Gümüşhane ve Köse Kompozit Plütonları gibi Orta-Geç Karbonifer yaşlı granitoid kayaçlar bu metamorfittleri keserek yerleşmişlerdir (Şekil 1.3; Topuz vd., 2010, Dokuz, 2011). Bu çalışmaya konu teşkil eden tortul kayaçların ise yukarıda adı geçen temel kayaların üzerine uyumsuz olarak geldikleri ve Permo-Karbonifer yaşlı oldukları kabul edilmektedir (Akdeniz, 1988; Okay ve Leven, 1996). Bu durum, çarpışma karakterli granitlerin yerin yaklaşık 7-8 km. kadar derinliklerinde kristallendikleri dikkate alındığında (Dokuz, 2011), granitlerin üzerindeki 7-8 km'lik bir üst kabuk kesiminin Permo-Karbonifer yaşlı tortul kayaçlar çökelmeye başlamadan önce, çarpışma sonrası yükselime bağlı olarak aşındığı anlamına gelmektedir. Aşınma jeolojik kayıtları silme yönünde etki ettiğinden, aşınan kabuk kesimlerinin hangi tür kayaçlar ile temsil edildiği, bunların ortalama jeokimyasal bileşimlerinin nasıl olduğu, bu süreç boyunca tektonik anlamda sakin veya hareketli bir dönemin yaşanıp yaşanmadığı ve kaynak alandaki ayrışma durumu gibi bilgiler sadece bu kayalardan beslenen tortul kayaçlar üzerinden sağlanabilmektedir. Kısa mesafeler taşınarak çökelen kırıntılı tortul kayaçlar doğrudan kaynak alan durumundaki kayaçların litolojik içeriği, jeokimyasal bileşimleri ve ayrışma durumları hakkında bilgiler sağlarken, çok uzun mesafeler taşandıktan sonra çökelen tortul malzeme ise mineralojik boylanmaya veya seçiciliğe maruz kaldığından, kaynak alanda yer alan kayalar hakkında nicelik olarak bilgiler verebilmektedir. Bu anlamda, Permo-Karbonifer yaşlı kırıntılı kayaçların uyumsuz olarak temel kayaları üzerine oturdukları düşünüldüğünde, Variskan Orojenezi ile yükselen orojenik kuşağın aşınan en üst kesimlerinin litolojik içeriği veya kaynak alan karakteristikleri hakkında bilgi verebilecek potansiyele sahip oldukları anlaşılmaktadır. Bu kapsamda, Demirözü (Bayburt) ilçesinin Çatalçeşme yöresinde iki ve Çamdere yöresinde bir adet olmak üzere ölçülen stratigrafik kesitlerdeki kumtaşı, silttaşı, şeyl ve/veya sleytler tüm-kayaç bileşimleri bakımından analiz edilmişlerdir. Çatalçeşme yöresinde ölçülen stratigrafik kesitlerdeki kırıntılılarda istif devamlı nitelikte olduğundan bu bölümde birlikte değerlendirilecektir.

## 4.2. Çatalçeşme ve Hardişi formasyonları

### 4.2.1. Ana Elementler

Çatalçeşme yöresinde ölçülen Permo-Karbonifer yaşlı istiflere ait temsili kumtaşı, silttaşı ve şeyl örneklerinin tüm-kaya analizleri Tablo 4.1’de verilmiştir. Tablodan da görülebileceği üzere, Çatalçeşme Formasyonu’na ait kumtaşlarının ateşte kayıp (LOI) oranları, iki örnek hariç, % 0.5 ila 3.2 arasında değişmektedir. Bu durum örneklerin jeokimyasal analiz için son derece uygun özellikler taşıdıklarını göstermektedir. LOI oranları % 8 ve % 13 gibi oldukça yüksek değerler sergileyen iki örneğin CaO içeriklerinin de sırası ile % 6.79 ve % 13.55 gibi oldukça yüksek değerlerde olduğu görülmektedir (Tablo 4.1). Benzer bir durum Hardişi Formasyonu’nun üst kesimlerinden alınan iki adet şeyl (HP-43, HP-46) örneği içinde söz konusudur. Havza içi kökenli kalsit çimentodan ileri gelen bu durum, bu örneklerle ait diğer ana oksit oranlarının önemli oranda azalmasına yol açmıştır. Bu da, özellikle ana oksitlerin değerlendirilmesi sırasında bu örnekler açısından dikkate alınması gereken bir durumdur.

Pettijohn vd. (1988) ve Creaser vd. (1997) tarafından ana oksit oranlarına göre oluşturulan  $K_2O/Na_2O$ ’e karşı  $SiO_2/Al_2O_3$  diyagramında (Şekil 4.1a), Çatalçeşme Formasyonu’na ait örneklerden bir tanesi litik arenit, diğerleri arkoz alanında toplanırken, Hardişi Formasyonu’na ait örneklerin hepsi grovak alanında toplanmaktadır. Bu sonuçlar kumtaşlarını oluşturan bileşenlerin modal bolluklarına göre oluşturulan QAP sınıflandırma diyagramından elde edilen sonuçlarla uyumlu değildir. Tablo 4.1’ de görüleceği üzere, Çatalçeşme Formasyonu’na ait kumtaşlarında K’lu feldispat ve plajiyoklas mineralleri az oranlarda bulunurken, mika mineralleri yüksek oranlarda bulunmaktadır. Kuvars arenitlerin temsil edilmediği bu diyagramda, Çatalçeşme Formasyonu’na ait örnekler yüksek mika ( $K_2O$ ) ve kuvars ( $SiO_2$ ) içeriklerinden dolayı arkoz alanında toplanmışlardır. Hardişi Formasyonu’na ait kumtaşları için de benzer bir durum söz konusudur. Modal QAP diyagramında arkoz alanında yoğunlaşan Hardişi kumtaşları,  $K_2O/Na_2O$ ’e karşı  $SiO_2/Al_2O_3$  diyagramında grovak alanında yer almaktadırlar (Şekil 4.1b). Bu durum, QAP diyagramında aynı uç bileşende toplanan K’lu feldispat ve plajiyoklasın, bu diyagramda  $K_2O/Na_2O$  ekseninde iki uç bileşene yerleştirilmesinden ileri gelen bir durumdur. Diğer taraftan tüm kırıntılı kayaçların yer aldığı Log ( $SiO_2/Al_2O_3$ )’ e karşı log ( $Fe_2O_3/K_2O$ ) diyagramında (Herron, 1988), her iki formasyona ait kırıntılı kayaçlar modal sonuçlarla uyumlu alanlarda yer almaktadırlar (Şekil 4.1b). Bu kapsamda, Çatalçeşme Formasyonu’na ait kumtaşları çoğunlukla subarkoz ve sublitarenit, daha az olarak da kuvars arenit

Tablo 4.1. Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaların tüm-kayaç ana ve iz element analizleri.

Örnek	Çatalçeşme Formasyonu										Hardişi Formasyonu						
	DP-1	DP-6	DP-9	DP-11	DP-13	DP-14	DP-15	DP-16	DP-18	DP-21	HP-2	HP-5	HP-7	HP-9	HP-14	HP-17	HP-26
SiO <sub>2</sub> (% ağı.)	88.58	92.67	90.54	58.74	94.59	96.69	91.32	71.80	95.75	79.70	80.82	78.18	79.01	82.91	79.68	78.40	72.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.65	3.83	5.42	8.92	2.94	1.16	4.03	8.85	1.93	10.02	10.12	12.07	11.62	9.48	10.80	11.71	12.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.90	1.01	0.81	2.46	0.49	1.17	1.16	1.72	1.17	1.75	1.90	0.83	0.86	0.73	1.42	1.16	2.75
MgO	0.22	0.11	0.16	0.32	0.05	0.04	0.14	0.34	0.04	0.93	0.10	0.20	0.19	0.10	0.15	0.19	0.66
CaO	0.10	0.17	0.04	13.55	0.21	0.10	0.59	6.79	0.05	1.42	0.11	0.13	0.15	0.05	0.08	0.08	1.13
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.02	0.05	0.29	0.08	0.02	0.03	0.17	0.01	0.17	2.26	2.91	2.98	2.32	2.19	2.36	3.08
K <sub>2</sub> O	1.90	1.05	1.22	2.00	0.44	0.27	0.99	1.95	0.46	1.97	3.65	4.04	3.62	3.39	4.32	4.32	3.76
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.05	0.13	0.29	0.04	0.04	0.24	0.25	0.04	0.30	0.07	0.20	0.26	0.09	0.11	0.15	0.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.39	0.04	0.05	0.06	0.02	0.02	0.02	0.08
MnO	<0.01	0.01	<0.01	0.08	<0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.004	0.004	0.002	0.004	0.002	<0.002	0.005	0.004	<0.002	0.003	0.004	<0.002	0.003	<0.002	<0.002	<0.002	0.004
LOI	1.4	1.1	1.6	13.2	1.2	0.5	1.4	8.0	0.6	3.2	0.9	1.3	1.2	0.9	1.2	1.6	2.9
Toplam	100.02	100.03	100.00	99.91	100.05	100.03	99.95	99.95	100.06	99.89	99.98	99.95	99.92	99.98	99.96	99.96	99.83
Sc (ppm)	3	1	2	6	1	1	2	6	1	5	2	3	3	1	2	3	3
Co	0.6	1.1	1.5	2.6	3.7	0.9	0.7	4.1	1.0	1.5	1.8	1.4	1.4	0.8	1.1	1.4	3.5
Ni	2.5	2.6	1.7	4.6	3.0	5.0	2.7	5.8	2.1	6.1	4.4	1.8	3.1	1.6	1.5	2.5	4.8
Cu	2.6	3.2	3.4	2.8	1.9	2.4	2.9	3.8	3.8	2.8	3.7	2.0	2.2	3.0	2.5	1.8	1.8
V	15	29	<8	28	<8	<8	9	25	<8	26	47	48	66	17	23	33	41
W	1.3	<0.5	2.1	2.1	<0.5	0.7	2.4	1.3	0.6	3.2	0.9	1.7	2.3	0.9	1.2	1.2	4.8
Cs	2.2	0.5	1.0	2.7	0.4	0.3	1.2	3.8	0.9	2.4	1.6	3.4	3.1	1.7	2.6	3.5	4.3
Rb	78.1	33.7	51.3	82.4	16.5	10.9	39.3	77.8	14.6	79.1	105.8	130.5	117.7	98.8	137.9	143.6	132.2
Ba	84	93	119	271	40	108	193	199	38	386	309	414	403	350	434	414	1251
Sr	16.4	11.4	35.2	177.2	57.8	8.7	19.8	152.3	3.0	160.7	44.1	90.8	104.2	60.3	66.8	71.2	111.9



Tablo 4.1.' in devamı

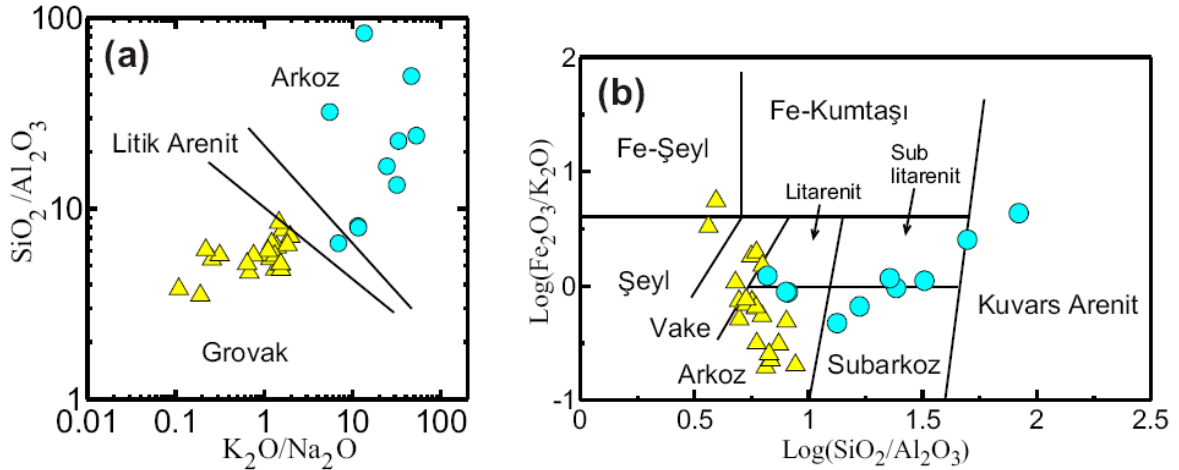
Örnek	Çatalçeşme Formasyonu										Hardişi Formasyonu						
	DP-1	DP-6	DP-9	DP-11	DP-13	DP-14	DP-15	DP-16	DP-18	DP-21	HP-2	HP-5	HP-7	HP-9	HP-14	HP-17	HP-26
<b>Th (ppm)</b>	6.9	2.6	8.6	11.9	2.9	1.7	16.8	8.5	3.3	47.4	4.9	11.9	13.1	7.0	9.8	7.7	12.9
<b>U</b>	1.2	2.6	1.9	5.1	2.7	8.7	3.8	3.0	1.4	35.8	1.0	1.7	2.3	1.6	0.9	1.2	1.7
<b>Nb</b>	4.9	2.1	5.1	10.5	1.6	1.6	6.2	8.2	1.8	11.4	2.5	5.9	7.5	3.1	3.8	4.6	7.7
<b>Ta</b>	0.4	0.2	0.5	1.0	0.1	0.2	0.6	0.7	0.1	1.1	0.3	0.6	0.7	0.4	0.4	0.5	0.8
<b>Hf</b>	2.9	1.1	5.1	7.4	1.3	1.8	11.3	4.0	1.5	7.7	1.5	5.0	9.0	2.1	2.5	3.4	5.3
<b>Zr</b>	99.7	42.4	167.0	255.9	39.5	100.1	404.1	136.8	52.0	258.8	53.5	173.0	302.6	70.7	85.8	101.7	181.7
<b>Y</b>	7.2	5.1	11.8	20.9	6.4	10.5	11.6	18.2	4.7	38.6	4.7	15.5	17.4	9.4	14.1	10.4	14.7
<b>La</b>	8.8	7.3	21.1	19.8	4.3	3.8	48.3	24.1	7.2	25.1	13.1	23.9	28.3	16.5	17.1	16.8	21.5
<b>Ce</b>	30.2	12.6	43.1	46.6	7.5	8.1	104.7	50.4	12.3	58.8	24.9	46.8	57.4	29.1	31.3	31.5	47.9
<b>Pr</b>	2.29	1.54	4.43	4.87	0.80	0.84	10.22	5.66	1.45	6.88	2.71	5.37	6.48	3.57	4.00	3.80	5.12
<b>Nd</b>	7.9	4.6	15.2	17.8	2.4	3.1	34.2	21.9	5.0	27.3	9.7	18.8	23.0	12.3	13.5	13.5	18.4
<b>Sm</b>	1.34	0.81	2.55	3.34	0.69	0.68	4.44	4.30	0.91	7.35	1.54	3.33	3.78	2.08	2.57	2.38	3.31
<b>Eu</b>	0.20	0.13	0.19	0.48	0.14	0.14	0.33	0.70	0.13	0.95	0.38	0.60	0.49	0.43	0.59	0.49	0.57
<b>Gd</b>	0.95	0.57	1.94	3.10	0.95	1.10	2.46	3.83	0.76	8.51	1.20	2.65	3.02	1.59	2.17	1.87	2.81
<b>Tb</b>	0.19	0.12	0.35	0.53	0.19	0.23	0.39	0.62	0.13	1.41	0.19	0.43	0.49	0.27	0.37	0.30	0.46
<b>Dy</b>	1.18	0.75	1.91	3.05	1.19	1.47	1.94	3.24	0.76	7.22	0.81	2.52	2.66	1.57	2.24	1.79	2.38
<b>Ho</b>	0.27	0.17	0.43	0.68	0.22	0.34	0.42	0.68	0.15	1.46	0.17	0.54	0.59	0.32	0.46	0.37	0.48
<b>Er</b>	0.88	0.53	1.31	2.13	0.68	1.06	1.28	1.89	0.54	3.92	0.46	1.61	1.80	0.95	1.36	1.08	1.43
<b>Tm</b>	0.14	0.08	0.21	0.33	0.10	0.17	0.23	0.30	0.08	0.56	0.07	0.25	0.28	0.15	0.20	0.17	0.22
<b>Yb</b>	1.00	0.71	1.40	2.22	0.64	1.02	1.66	1.89	0.52	3.44	0.52	1.61	1.97	0.98	1.34	1.09	1.56
<b>Lu</b>	0.16	0.10	0.23	0.37	0.10	0.17	0.29	0.30	0.08	0.53	0.08	0.27	0.33	0.15	0.20	0.18	0.25
<b>TOT/C</b>	0.08	0.07	0.05	2.52	0.09	0.05	0.19	1.60	0.06	0.21	0.06	0.06	0.07	0.10	0.10	0.17	0.38

Tablo 4.1.' in devamı

Örnek	Hardişi Formasyonu															
	HP-27	HP-31	HP-33	HP-42	HP-10	HP-21	HP-24	HP-25	HP-30	HP-32	HP-36	HP-38	HP-40	HP-43	HP-44	HP-46
<b>SiO<sub>2</sub> (% ağı)</b>	71.47	68.79	76.13	66.11	74.59	71.14	69.63	71.26	76.10	74.07	69.74	72.76	74.27	55.33	65.24	59.32
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14.40	12.20	12.85	11.81	12.74	13.51	14.08	13.42	12.23	12.60	14.59	13.67	12.59	15.23	16.63	9.45
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2.30	2.89	1.24	2.49	2.77	3.33	3.48	3.12	2.15	2.13	3.66	2.43	3.24	4.52	5.07	1.50
<b>MgO</b>	0.44	0.51	0.39	0.61	0.42	0.39	1.01	0.69	0.30	0.31	0.63	0.45	0.43	0.63	0.21	0.72
<b>CaO</b>	0.82	3.70	0.25	6.13	0.20	1.14	0.89	0.91	0.35	1.28	0.84	0.92	0.46	7.85	0.57	12.19
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.20	3.20	3.51	5.06	3.10	2.87	2.88	2.80	3.34	4.07	4.73	4.71	4.94	6.83	7.94	4.31
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4.25	3.75	3.71	1.29	4.09	4.37	4.46	4.30	3.70	3.09	3.21	3.01	1.55	1.29	0.86	0.94
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.32	0.26	0.26	0.30	0.32	0.37	0.42	0.39	0.21	0.24	0.48	0.38	0.53	0.70	0.71	0.25
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.07	0.06	0.04	0.05	0.09	0.08	0.04	0.10	0.03	0.07	0.10	0.09	0.09	0.13	0.16	0.03
<b>MnO</b>	0.01	0.06	<0.01	0.07	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.06	0.02	0.01	0.13	0.21	0.13
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.004	0.006	0.004	0.006	0.003	0.004	0.006	0.005	0.003	0.003	0.009	0.004	0.011	0.011	0.011	0.007
<b>LOI</b>	2.6	4.5	1.5	6.0	1.6	2.6	3.0	2.8	1.5	2.0	1.8	1.5	1.7	7.2	2.3	10.8
<b>Toplam</b>	99.89	99.91	99.93	99.92	99.90	99.85	99.87	99.81	99.93	99.90	99.88	99.92	99.86	99.87	99.90	99.58
<b>Sc (ppm)</b>	6	9	3	7	5	6	8	6	3	5	6	6	8	16	18	5
<b>Co</b>	3.1	5.0	2.6	4.4	3.3	2.7	5.8	3.7	2.8	2.8	6.6	3.6	4.2	7.2	8.3	4.3
<b>Ni</b>	3.5	5.8	3.6	9.5	7.2	4.3	8.6	4.3	4.2	4.8	8.7	6.2	10.6	18.4	21.7	5.2
<b>Cu</b>	1.0	1.5	1.5	2.4	1.9	2.1	1.2	1.3	1.3	1.3	0.8	0.7	3.4	14.8	11.0	2.9
<b>V</b>	53	20	22	54	29	179	37	26	19	17	35	18	78	69	95	59
<b>W</b>	4.9	1.8	1.2	1.7	3.0	5.4	3.1	3.8	1.9	1.8	2.9	1.9	2.8	4.8	4.8	1.3
<b>Cs</b>	6.1	6.7	5.8	2.7	6.0	5.3	10.7	7.4	4.9	3.9	8.4	5.5	3.9	3.0	1.8	1.7
<b>Rb</b>	149.5	147.2	132.9	54.4	151.5	158.4	188.5	160.2	135.9	111.3	131.8	115.3	68.6	61.4	39.1	38.7
<b>Ba</b>	528	557	359	220	522	504	707	1231	470	662	501	376	893	317	307	2907
<b>Sr</b>	111.2	98.5	73.4	133.3	132.4	92.8	116.4	144.0	73.0	91.6	87.1	83.5	80.2	249.7	106.9	279.2

Tablo 4.1.' in devamı

Örnek	Hardişi Formasyonu															
	HP-27	HP-31	HP-33	HP-42	HP-10	HP-21	HP-24	HP-25	HP-30	HP-32	HP-36	HP-38	HP-40	HP-43	HP-44	HP-46
<b>Th (ppm)</b>	18.1	13.6	14.0	9.8	12.7	20.1	14.0	16.6	14.1	13.9	20.7	16.2	9.7	17.4	17.4	9.1
<b>U</b>	2.6	1.6	1.9	2.0	1.9	3.7	2.1	2.4	2.1	2.1	3.3	2.4	2.5	2.6	3.6	2.1
<b>Nb</b>	9.7	7.7	7.5	7.4	9.2	10.2	12.0	11.0	6.8	7.0	13.7	10.5	10.7	20.4	19.6	5.1
<b>Ta</b>	0.9	0.7	0.7	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	0.7	0.6	1.3	1.0	1.0	2.0	1.9	0.5
<b>Hf</b>	8.3	4.4	6.4	6.8	7.1	12.3	5.7	6.6	6.4	6.9	8.7	7.4	6.4	4.0	5.7	8.8
<b>Zr</b>	283.6	155.1	231.5	240.3	258.6	425.5	194.4	226.9	227.3	248.4	294.3	256.3	222.1	138.2	193.9	305.4
<b>Y</b>	20.8	22.8	16.3	23.6	19.1	31.1	19.3	23.7	17.9	20.6	30.5	26.7	26.0	33.6	34.3	20.6
<b>La</b>	32.2	22.7	27.4	22.1	25.8	38.9	28.3	31.9	20.4	20.9	32.4	27.0	28.6	47.5	50.9	22.4
<b>Ce</b>	66.4	59.3	60.9	46.0	53.7	81.1	52.9	70.0	40.9	51.7	76.0	57.4	75.7	107.2	108.4	52.8
<b>Pr</b>	7.53	5.15	6.40	5.18	5.88	9.34	6.62	7.73	4.88	5.13	7.78	6.72	8.39	10.70	10.47	5.43
<b>Nd</b>	28.4	18.3	22.4	20.4	21.5	33.6	24.3	28.2	18.5	18.9	28.5	26.0	32.4	38.7	39.1	19.8
<b>Sm</b>	4.95	3.64	4.06	4.04	3.69	5.93	4.38	5.21	3.39	3.95	5.56	4.81	6.68	7.57	7.87	3.89
<b>Eu</b>	0.80	0.68	0.60	0.60	0.57	0.80	0.68	0.78	0.50	0.58	0.75	0.60	1.13	1.01	1.07	0.68
<b>Gd</b>	4.09	3.58	3.05	3.71	2.76	5.13	3.57	4.30	2.82	3.81	4.93	4.37	5.74	6.62	7.00	3.48
<b>Tb</b>	0.64	0.64	0.50	0.63	0.47	0.86	0.61	0.74	0.47	0.62	0.83	0.73	0.88	1.05	1.15	0.59
<b>Dy</b>	3.37	3.58	2.64	3.56	2.85	4.81	3.38	4.02	2.66	3.42	4.71	4.28	4.62	5.58	6.41	3.32
<b>Ho</b>	0.71	0.76	0.56	0.77	0.61	1.01	0.69	0.83	0.57	0.72	1.05	0.94	0.92	1.11	1.32	0.70
<b>Er</b>	2.07	2.20	1.64	2.30	1.86	3.06	2.02	2.30	1.77	2.10	3.25	2.80	2.60	2.99	3.62	2.06
<b>Tm</b>	0.32	0.33	0.27	0.36	0.30	0.49	0.32	0.32	0.30	0.34	0.52	0.44	0.41	0.46	0.58	0.32
<b>Yb</b>	2.19	2.18	1.78	2.43	2.08	3.26	2.15	2.06	2.06	2.30	3.29	2.89	2.51	2.94	3.70	2.15
<b>Lu</b>	0.35	0.33	0.28	0.38	0.33	0.56	0.34	0.33	0.33	0.38	0.53	0.46	0.42	0.46	0.56	0.35
<b>TOT/C</b>	0.17	0.77	0.06	1.41	0.10	0.26	0.27	0.25	0.11	0.30	0.17	0.18	0.14	1.68	0.15	2.69

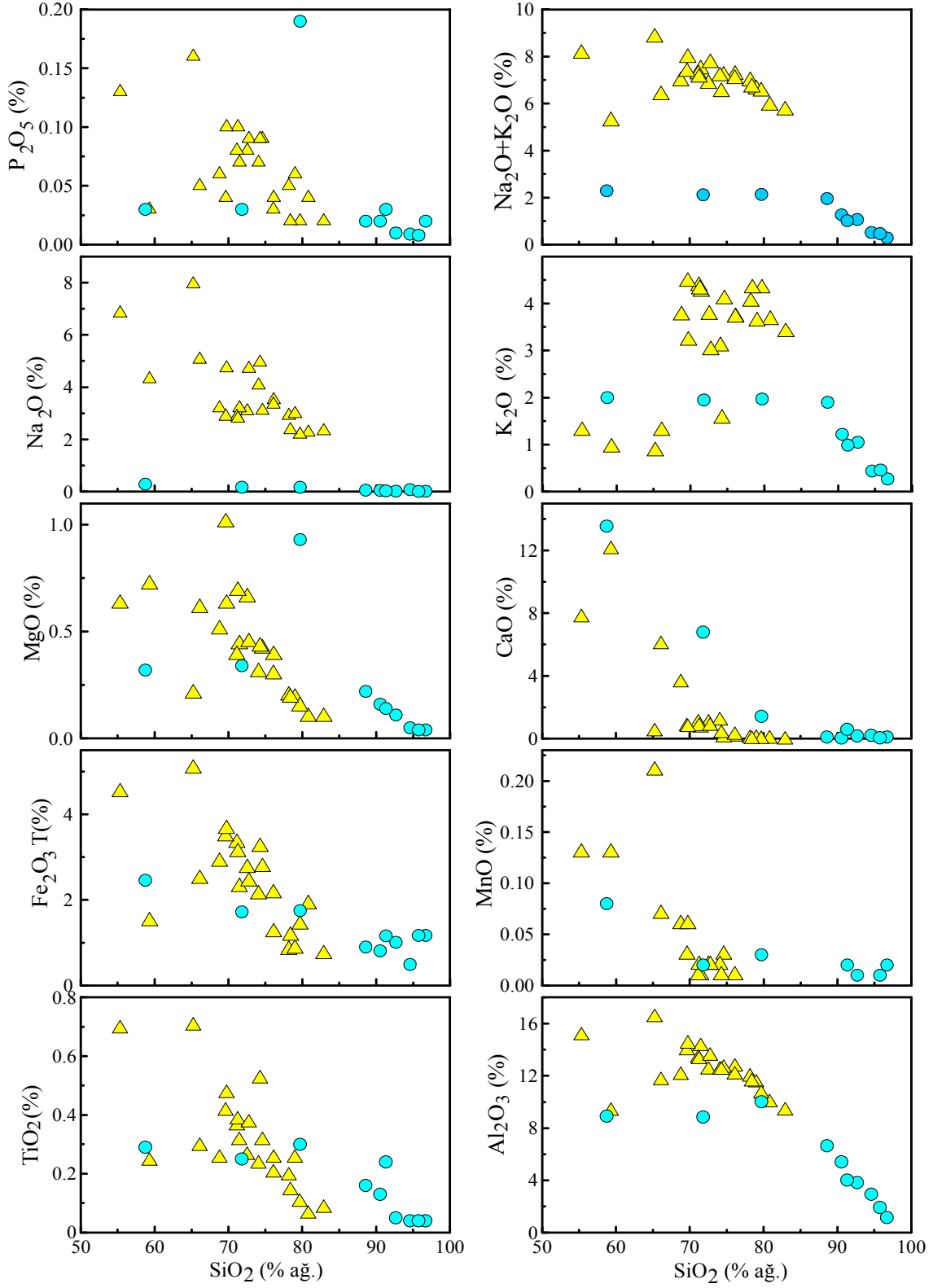


Şekil 4.1. Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaçların **a)**  $K_2O/Na_2O$ 'e karşı  $SiO_2/Al_2O_3$  ve **b)**  $\log SiO_2/Al_2O_3$ 'e karşı  $\log Fe_2O_3/K_2O$  sınıflama diyagramı. ● Çatalçeşme kumtaşı, ▲ Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl.

alanlarında toplanmaktadırlar. Hardişi istifinin tabanında yer alan temiz kumtaşları arkoz alanında toplanırken, istifte daha üst seviyelere doğru gözlenen kirli kumtaşları ve şeyller ise vake ve şeyl alanlarına düşmektedirler.

$SiO_2$ 'e karşı ana oksit değişim diyagramları Şekil 4. 2' de verilmiştir. LOI oranları yüksek örnekler dikkate alınmadığında, Çatalçeşme Formasyonu'na ait örneklerin  $SiO_2$  içerikleri % 88-97 arasında, Hardişi Formasyonu'na ait örneklerin  $SiO_2$  içerikleri ise % 66-81 arasında değişmektedir. Hardişi ile karşılaştırıldığında, Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarının oldukça yüksek  $SiO_2$  içerikleri, Tablo 4.1 'den de görülebileceği üzere, oldukça yüksek oranlardaki modal kuvars içeriklerinden kaynaklanmaktadır. Göreli olarak düşük  $K_2O$  ve  $Na_2O$  içerikleri ise, bu elementleri ihtiva eden felsik kayaç kırıntısı ve feldispat gibi diğer bileşenlerin, kuvarsa göre oldukça zayıf dirençli olmaları nedeniyle, taşınma olayları sırasında daha küçük parçalara bölünerek sistemden uzaklaştırılmaları ile açıklanabilir.  $SiO_2$  içeriği Hardişi Formasyonu'nda da yüksek oranlarda olmasına rağmen, Çatalçeşme Formasyonu kumtaşlarına göre daha düşük oranlarda olması, bileşenlerin çok fazla mineralojik seçiciliğe uğramadan nispeten hızlı bir şekilde havzaya ulaştığını göstermektedir. Bu kayaçlarda, K'lu feldispat ve plajiyoklasın yüksek modal oranlar sunması,  $SiO_2$  içeriğindeki kısmi azalma ile uyumlu görünmektedir.

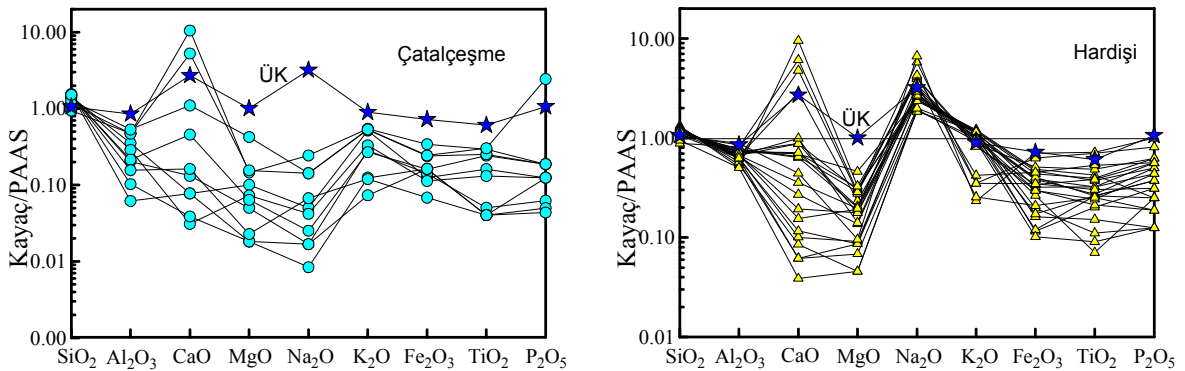
Her iki birimde silika içeriği arttıkça Ti, Fe, Mn ve Mg içeriklerinde meydana gelen azalma, bu element oranlarının opak mineraller ve kısmen de kayaç kırıntıları tarafından kontrol edildiğini göstermektedir. Artan kuvars oranına bağlı olarak her iki birimde de opak mineraller ve kayaç parçalarının modal miktarları azaldığından, bu elementler  $SiO_2$  ile negatif korelasyonlar sergilemektedirler. Benzer bir negatif ilişki Al'da da



Şekil 4.2. Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaçların SiO<sub>2</sub>' e karşı anaoksit değişim diyagramları. ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl.

görülmektedir. Bu da aynı şekilde K'lu feldispat ve plajiyoklas gibi alüminyumlu silikatların modal oranlarının kuvars artışına bağlı olarak azalması ile açıklanabilir. Çatalçeşme Formasyonu'nda  $\text{Na}_2\text{O}$ ' in çok düşük oranlar (% 0.02-0.29) sergilemesine karşılık,  $\text{K}_2\text{O}$ 'in yüksek oranlarda (% 0.27-2.0) yer alması, bu kayalarda alkali içeriğinin K'lu feldispat tarafından kontrol edildiği sonucuna götürebilir. Ancak Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarının modal muskovit ve biyotit içerikleri göz önüne alındığında, nispeten yüksek  $\text{K}_2\text{O}$  konsantrasyonlarının K'lu feldispattan ziyade, mika içeriğinden ileri gelen bir durum olduğu kolayca görülebilir. Hardişi Formasyonu'na gelindiğinde ise  $\text{Na}_2\text{O}$  ve  $\text{K}_2\text{O}$  oldukça yüksek oranlarda bulunmaktadır. Bu elementlerin ve toplam alkali içeriklerinin  $\text{SiO}_2$ ' e karşı belirgin bir negatif korelasyon sergilemesi, Çatalçeşme Formasyonu'nun aksine, Hardişi Formasyonu kırıntılı kayalarında alkali içeriğinin ağırlıklı olarak K'lu feldispat ve plajiyoklas tarafından kontrol edildiğinin işareti durumundadır.

Ana oksit içeriklerinin ortalama üst kabuk konsantrasyonlarını temsil ettiği düşünülen PAAS (Post Archean Australian Shales)' a oranlanması ile elde edilen örümcek diyagramında (Şekil 4.3), Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarının  $\text{SiO}_2$  dışındaki bütün ana oksit konsantrasyonları PAAS değerlerine göre tüketilmiştir. Kabuğun alt kesimlerine doğru zenginleşen Mg ve Fe gibi ferromagnezyen bileşenler ile Ca' un tüketilmiş olması, kumtaşlarının kabuğun üst kabuk gibi felsik kesimlerinden beslendiğine işaret etmektedir. Ancak böyle bir durumda, kabuğun üst kısmına doğru zenginleşen alkaliler (K ve Na) ve Al' un kumtaşlarında tüketilmiş olmaması gerekmektedir. Diyagramda da görüldüğü üzere, alkaliler ve Al tüketilmiştir. Bu durumda, tüketilme başka bir jeolojik olayla ilişkili olmalıdır. Taşınma sırasında etkin olan hidrolojik



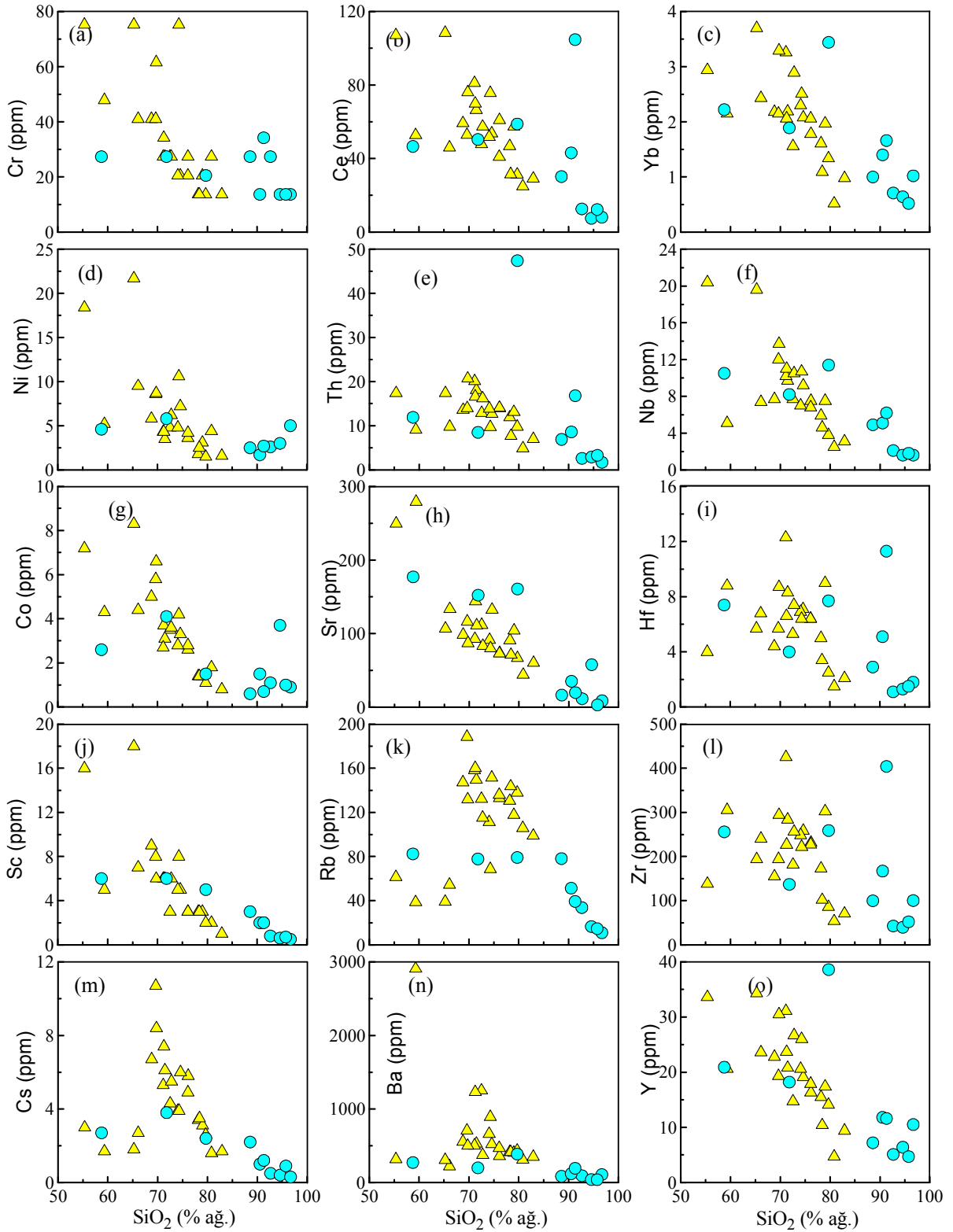
Şekil 4.3. Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaların PAAS (Taylor ve McLennan, 1985)' a normalize edilmiş anaoksit örümcek diyagramları. ● Çatalçeşme kumtaşı, ▲ Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ★ ÜK: Üst kabuk.

olayların kırıntılı kayaçların modal bileşimlerini, kaynak alanın modal bileşiminden önemli ölçüde uzaklaştırdığı düşünüldüğünde, bu tüketilmemin taşınma sırasında meydana gelen mineralojik boylanma veya seçicilik ile ilişkili olabileceği anlaşılmaktadır. Nitekim Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarının modal QAP diyagramında kuvars arenit ve sublitarenit alanlarında toplanmaları, K'lu feldispat ve plajiyoklasın taşınma olayları sırasında fiziksel ve kimyasal ayrışma olayları ile daha küçük parçalara bölündükleri ve sistemden uzaklaştırıldıkları anlamına gelmektedir. Tablo 4.1'de de görüldüğü üzere iki örnekte CaO konsantrasyonlarının PAAS değerinin üzerine çıkması, kalsit çimento (Tablo4.1) ile ilişkili olmalıdır.

CaO ve ferromagnezyen bileşenler, Hardişi Formasyonu'na ait kumtaşlarında da tüketilmişlerdir. K ve Al içerikleri ise, Çatalçeşme Formasyonu'ndaki kumtaşlarının aksine, PAAS değerlerine yakındır. Na içerikleri PAAS'a göre zenginleşirken, CaO içerikleri ise tüketilmiştir. Na ve Ca'un plajiyoklas tarafından kontrol edildiği ve Hardişi Formasyonu'na ait kumtaşlarında plajiyoklasın önemli modal oranlara sahip olduğu düşünüldüğünde, plajiyoklasın sodik bileşimli olduğu anlaşılmaktadır. Çatalçeşme'de olduğu gibi, bazı örneklerde PAAS' a göre zenginleşmiş CaO içerikleri ikincil kalsit çimento ile ilişkilidir. PAAS değerlerine yakın Si, K ve Na oranları ise, ağırlıklı olarak kuvars, K'lu feldispat ve plajiyoklastan meydana gelen Hardişi kumtaşlarının, hidrolojik olaylar sırasında mineralojik boylanmaya maruz kalmadığına işaret etmektedir.

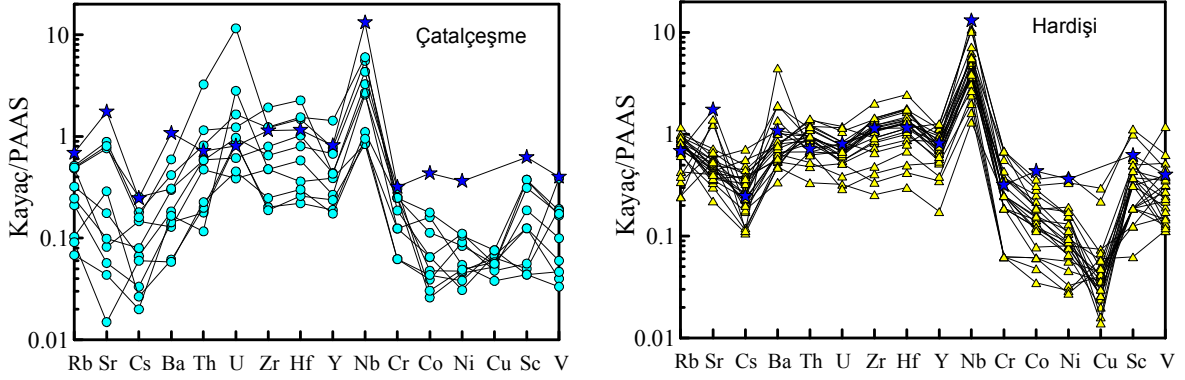
#### 4.2.2. İz Elementler

Bazik kayaç kırıntıları ve olivin, piroksen ve amfibol gibi mafik mineraller ile uyumlu olan geçiş metalleri, Çatalçeşme kumtaşlarında oldukça düşük oranlarda bulunmaktadır (Cr<35 ppm, Ni<6 ppm, Co<5 ppm ve Sc<7 ppm). Geçiş metalleri, Hardişi Formasyonu'nda da düşük oranlarda olmakla birlikte, görel olarak daha geniş bir aralık sunmaktadırlar (Cr<80 ppm, Ni<10 ppm, Co<9 ppm ve Sc<10 ppm). Değişim diyagramlarında da görüldüğü üzere (Şekil 4.4), geçiş metalleri her iki birim için aynı yönlü negatif korelasyonlar vermesine rağmen, Çatalçeşme Formasyonu kumtaşları için SiO<sub>2</sub> içeriği daha yüksek yönelimler halindedir. Benzer bir durum Nb, Hf, Zr ve Y gibi yüksek çekim alanlı elementler (Y.Ç.A.E) ile Ce, Yb gibi hafif ve ağır nadir toprak elementlerinde (H.N.T.E ve A.N.T.E) de görülmektedir. Daha önce de değinildiği üzere, bu durum tortuların taşınması sırasında etkin olan mineral boylanmasının bir sonucudur ve



Şekil 4.4. Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaçların SiO<sub>2</sub>' e karşı iz element değişim diyagramları. ● Çatalçeşme kumtaşı, ▲ Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl.





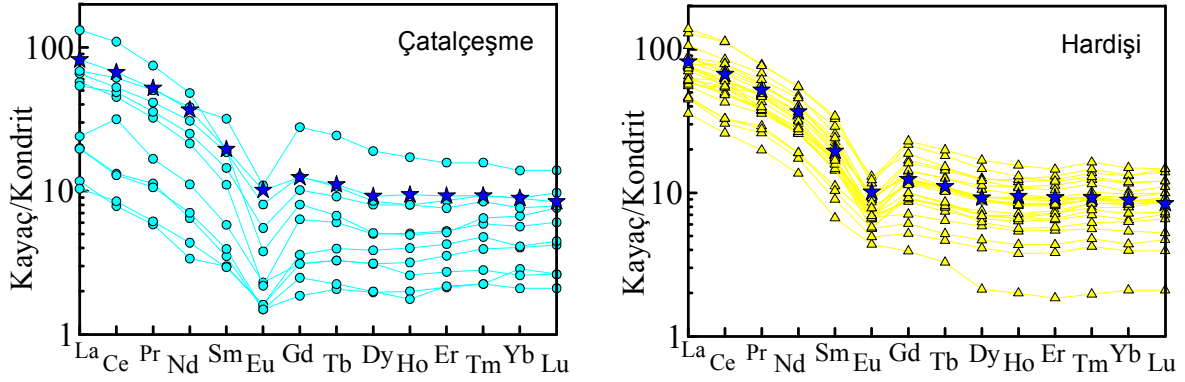
Şekil 4.5. Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaların PAAS (Taylor ve McLennan, 1985)' a normalize edilmiş iz element örümcek diyagramları. ● Çatalçeşme kumtaşı, ▲ Hardişi kumtaşı, siltaşı ve şeyl, ★ ÜK: Üst kabuk.

Çatalçeşme Formasyonu kumtaşları için kuvars zenginleşmesine işaret etmektedir. Diğer taraftan özellikle Sr, Rb ve Ba gibi feldispatlar ile uyumlu olan büyük iyon yarıçaplı elementler (B. İ. Y. E) her iki formasyon için birbirini izleyen negatif yönelimler oluşturmaktadır. Bu elementlerin Çatalçeşme Formasyonu kumtaşlarında daha düşük oranda olması, feldispatların taşınma sırasında etkin olan hidrolojik olaylar neticesinde sistemden uzaklaştırıldıkları düşünüldüğünde olağan bir durumdur.

Çatalçeşme kumtaşlarının Rb, Sr, Cs, Ba ve Th gibi B.İ.Y.E konsantrasyonları, PAAS ve üst kabuk değerleri (ÜK) ile karşılaştırıldığında, beklenenin aksine tüketilmişlerdir (Şekil 4.5). Benzer bir tüketilme geçiş metalleri için de söz konusudur. Buna karşılık Zr, Hf, Y ve Nb gibi YÇAE üst kabuk değerleri civarındadır. Kendi içerisinde birbiri ile çelişen bu durum, daha önce değinildiği üzere mineralojik boylanmanın bir sonucudur. Diğer taraftan Hardişi Formasyonu'na ait kırıntılıların BİYE konsantrasyonları kısmen tüketilmiş olmakla birlikte üst kabuk değerlerine oldukça yakındır. Ancak aynı zenginleşme geçiş metalleri için söz konusu değildir ve bunlar Çatalçeşme ile benzer dağılımlar sergilemektedirler. Bu durum Hardişi Formasyonu'na ait kırıntılıların çok fazla mineralojik boylanma olaylarına maruz kalmadıkları ve kaynak alan karakteristiklerini daha fazla yansıttıkları anlamına gelmektedir.

#### 4.2.3. Nadir Toprak Elementler

Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarının kondrite (Taylor ve McLennan, 1985) oranlanmış NTE dağılımları Şekil 4.6' de verilmiştir. Diyagramda da görüldüğü üzere, hafif NTE negatif bir profil sunarken, ağır NTE karakteristik bir şekilde yatay profiller sunmaktadırlar. Negatif Eu anomalisi ( $Eu/Eu^* = 0.25-0.56$ ) oldukça belirgindir. Bu tarz



Şekil 4.6. Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kırıntılı kayaçların kondrit (Taylor ve McLennan, 1985)' e normalize nadir toprak element örümcek diyagramları. ● Çatalçeşme kumtaşı, ▲ Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ★ ÜK: Üst kabuk.

NTE profilleri ve Eu anomalisi yitimle ilişkili ve kıtasal kabuk kökenli kayaçların tipik özelliğidir. Çatalçeşme Formasyonu kumtaşlarının önemli özelliklerinden biri de NTE'deki zenginleşme miktarlarının çok geniş bir aralık sunmasıdır. Örneğin hafif NTE'den Lu kondrite göre 10 ila 130 kez zenginleşirken, ağır NTE yaklaşık 2 ila 15 arasında zenginleşmiştir. Dikkati çeken diğer bir özellik ise bazı kumtaşlarındaki zenginleşme miktarının, bazik kayalara benzer şekilde, çok düşük (<10xkondrit) oranlarda kalmasıdır. Bu ise kayacı meydana getiren bileşenlerin (örn., kuvars) NTE konsantrasyonlarının düşük olmasıyla ilişkili bir durumdur.

Şekil itibariyle Hardişi Formasyonu'na ait kırıntılı kayaçların NTE profilleri Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşları ile aynıdır. Nadir toprak elementlerdeki zenginleşme miktarı Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarına göre oldukça yüksektir. Bütün kayaçlar için Eu anomalisi (0.39-0.82) negatif olup, kuvars ve feldispatın modal miktarlarındaki değişime bağlı olarak oldukça geniş bir aralık sunmaktadır.

### 4.3. Çamdere Ofiyolitik Karışığı

#### 4.3.1. Ana Elementler

Çamdere ofiyolitik karışığına ait örneklerin kimyasal analiz sonuçları Tablo 4.2'de verilmiştir. Tablodan da görüldüğü üzere, üç sleyt örneğinde LOI (% 7.6-11.0) ile CaO (% 4.43-8.45) değerleri oldukça yüksek oranlardadır. Diğer sleytlerde ise LOI (% 2.2-4.4) ve CaO (% 0.37-1.27) oldukça düşük oranlarda bulunmaktadır. Yüksek LOI ve CaO değerlerine sahip örneklerde mikroskopik ölçekte damarlar halinde ikincil kalsit yerleşimleri dikkati çekmektedir. Diğer sleyt örneklerinin genelde <% 1 CaO oranları, bunları oluşturan killi malzeme çökeliminin karbonat çökelimi olmayan bir ortamda

Tablo 4.2. Çamdere ofiyolitik karışığı'na ait kırıntılı kaya örneklerinin tüm kayaç analizleri.

Örnek	Çamdere Ofiyolitik Karışığı													
	CD-1	CD-2	CD-3	CD-4	CD-5	CD-6	CD-7	CD-8	CD-19	CD-21	CD-22	CD-26	CP-9	CP-10
SiO <sub>2</sub> (% ağırlık)	69.43	69.23	69.55	47.88	75.48	55.24	48.81	44.05	51.77	46.81	48.32	46.98	74.97	85.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.60	14.87	15.10	16.35	11.41	16.94	16.17	8.70	15.73	14.56	14.72	15.19	5.52	4.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.19	4.36	4.04	9.19	4.38	6.98	9.60	10.76	9.80	11.75	10.46	10.00	1.6	1.56
MgO	1.68	1.44	1.35	7.18	1.64	3.76	8.46	13.96	7.25	6.21	5.82	6.47	0.15	0.15
CaO	0.55	0.39	0.37	9.18	0.59	5.40	10.77	14.01	9.01	12.52	14.01	12.84	8.22	3.22
Na <sub>2</sub> O	4.83	5.36	6.14	3.88	1.27	3.92	2.33	1.03	3.97	2.66	1.83	2.06	0.04	0.05
K <sub>2</sub> O	1.07	0.92	0.55	0.03	1.65	3.00	0.57	0.31	0.36	0.62	0.44	0.31	1.49	1.1
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.50	0.48	1.22	0.27	0.50	1.16	0.95	0.68	1.46	1.38	1.60	0.18	0.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.10	0.09	0.10	0.05	0.38	0.11	0.12	0.05	0.13	0.14	0.18	0.03	0.03
MnO	0.07	0.06	0.07	0.16	0.17	0.16	0.15	0.18	0.15	0.19	0.17	0.24	0.04	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.009	0.009	0.007	0.023	<0.002	0.008	0.029	0.203	0.018	0.047	0.045	0.034	0.006	0.012
LOI	2.9	2.7	2.2	4.6	3.0	3.3	1.6	5.3	1.0	2.8	2.5	3.9	7.7	3.6
<b>Toplam</b>	99.89	99.89	99.92	99.80	99.89	99.64	99.76	99.72	99.80	99.82	99.81	99.82	99.97	99.89
Sc (ppm)	10	10	10	43	8	18	32	23	38	44	40	42	3	3
Co	9.2	7.9	7.0	37.3	3.0	18.8	44.9	77.2	40.7	40.8	37.4	28.1	1.9	2.3
Ni	30.7	28.5	29.7	37.4	8.0	15.4	43.9	534.0	9.6	34.6	16.3	22.4	6.2	4.2
Cu	1.2	12.3	19.9	93.3	10.8	190.7	61.4	33.9	144.1	20.6	25.5	9.1	3.4	3.3
V	85	81	82	254	26	148	210	164	265	293	303	264	21	18
W	1.3	1.2	1.0	<0.5	0.5	0.7	3.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.5	10
Cs	2.5	2.1	1.3	0.4	2.6	1.5	2.8	0.8	0.3	1.1	0.6	1.4	1.3	1.2
Rb	45.7	39.3	22.1	0.6	60.9	39.5	14.7	6.5	7.9	17.4	12.4	13.3	61.8	47.6
Ba	343	377	159	67	309	1537	148	43	67	42	16	26	159	95
Sr	150.6	121.1	139.7	249.8	75.6	514.0	320.4	88.6	190.4	205.7	208.2	194.7	38.1	25.2

Tablo 4.2.'nin devamı

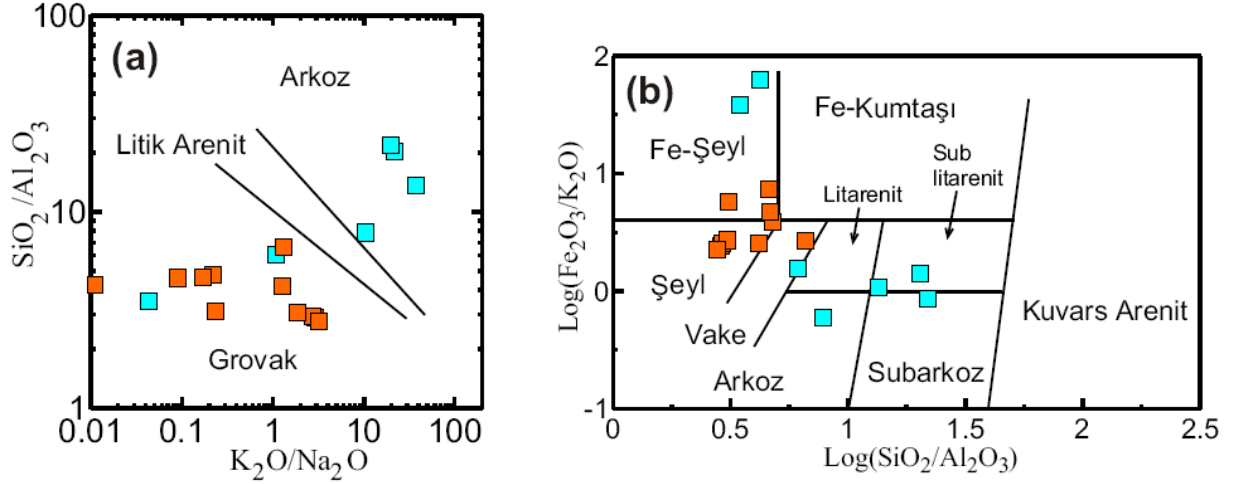
Çamdere Ofiyolitik Karışığı														
Örnek	CD-1	CD-2	CD-3	CD-4	CD-5	CD-6	CD-7	CD-8	CD-19	CD-21	CD-22	CD-26	CP-9	CP-10
<b>Th (ppm)</b>	18.1	18.8	17.6	0.3	5.9	7.6	1.4	1.6	<0.2	0.3	0.3	0.7	9.7	19.7
<b>U</b>	4.7	4.6	5.0	0.1	1.3	2.3	0.4	0.4	<0.1	0.2	0.2	0.2	3.7	5.1
<b>Nb</b>	15.4	15.3	15.2	1.2	10.3	11.4	11.1	10.7	0.6	3.1	3.3	7.8	6.1	8.6
<b>Ta</b>	1.2	1.2	1.1	0.1	0.6	0.6	0.6	0.6	<0.1	0.2	0.2	0.5	0.6	1.1
<b>Hf</b>	5.5	5.4	5.5	2.0	8.1	3.1	2.1	1.8	0.9	2.5	2.3	2.8	7.6	21
<b>Zr</b>	172.0	167.7	173.1	75.4	305.7	129.4	78.4	69.4	33.0	91.9	88.4	101.7	268.4	812.9
<b>Y</b>	40.2	37.3	34.8	22.9	59.8	18.0	16.7	13.4	16.8	31.1	27.6	26.0	18.1	30.8
<b>La</b>	34.3	36.6	34.6	3.3	25.8	27.1	10.0	8.8	1.2	4.4	4.5	7.0	18	33.5
<b>Ce</b>	71.4	81.0	71.4	10.0	61.7	53.4	23.0	19.4	4.0	12.2	12.2	18.1	35.8	66.1
<b>Pr</b>	8.07	8.81	8.30	1.64	7.82	5.99	2.95	2.43	0.72	2.03	1.93	2.56	4.17	7.24
<b>Nd</b>	30.4	33.6	31.0	8.9	32.4	23.0	13.1	10.3	4.0	10.4	9.6	12.1	16.3	26.2
<b>Sm</b>	6.24	6.60	6.02	2.65	7.77	4.63	2.96	2.40	1.48	3.24	3.01	3.34	3.09	4.97
<b>Eu</b>	0.72	0.76	0.68	0.99	1.38	1.27	1.02	0.93	0.57	1.20	1.11	1.27	0.35	0.42
<b>Gd</b>	6.33	6.54	5.67	3.54	8.55	4.31	3.36	2.56	2.21	4.63	4.16	4.29	3	4.42
<b>Tb</b>	1.07	1.09	0.94	0.64	1.53	0.64	0.53	0.43	0.42	0.84	0.76	0.75	0.51	0.81
<b>Dy</b>	6.51	6.31	5.63	4.02	9.85	3.27	2.96	2.48	2.72	5.45	4.72	4.64	2.85	4.9
<b>Ho</b>	1.35	1.29	1.16	0.83	2.14	0.62	0.60	0.47	0.60	1.13	1.01	0.97	0.6	1.06
<b>Er</b>	4.03	3.86	3.66	2.41	6.51	1.76	1.69	1.32	1.79	3.27	2.93	2.77	1.8	3.51
<b>Tm</b>	0.61	0.60	0.57	0.36	1.00	0.26	0.24	0.18	0.27	0.49	0.44	0.41	0.29	0.57
<b>Yb</b>	4.15	3.94	3.72	2.28	6.62	1.63	1.49	1.13	1.78	3.05	2.67	2.54	2.1	3.83
<b>Lu</b>	0.62	0.61	0.56	0.35	1.03	0.26	0.22	0.18	0.26	0.47	0.40	0.37	0.29	0.63
<b>TOT/C</b>	0.39	0.41	0.35	0.23	0.17	0.22	0.06	1.01	0.04	0.25	0.26	0.54	1.79	0.69

Tablo 4.2.'nin devamı

Örnek	Çamdere Ofiyolitik Karışığı													
	CP-11	CP-13	CP-15	CP-17	CP-19	CP-22	CP-23	CP-24	CP-26	CP-28	CP-33	CP-34	CP-35	CP-36
SiO <sub>2</sub> (% ağı.)	92.49	63.87	50.39	50.04	78.97	47.61	47.51	53.59	57.59	72.25	66.68	49.98	56.12	56.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.22	15.33	11.61	12.52	10.09	16.53	16.25	17.56	18.5	11.87	15.75	14.69	20.33	16.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	6.62	9.18	9.43	1.48	7.65	7.7	8.2	7.36	2.84	5.02	12.04	8.62	9.19
MgO	0.11	2.95	7.77	6.96	0.49	3.11	3.45	2.6	3.8	0.36	1.74	5.06	2.44	3.2
CaO	0.2	1.27	9.05	8.09	1.86	8.45	8.54	4.43	0.64	3.26	0.48	5.55	0.48	5.19
Na <sub>2</sub> O	0.05	2.05	2.72	2.21	0.24	1.09	1.11	1.62	5.48	1.68	7.17	5.51	1.17	5.64
K <sub>2</sub> O	0.98	2.6	1.96	3.22	2.48	3.16	3.04	3.02	1.27	1.81	0.08	0.11	3.78	0.24
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.53	0.71	0.85	0.54	0.88	0.86	0.91	0.78	0.58	0.6	2.29	0.88	0.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.13	0.75	0.74	0.04	0.17	0.16	0.16	0.1	0.12	0.11	0.23	0.15	0.09
MnO	<0.01	0.14	0.16	0.15	0.02	0.15	0.17	0.14	0.17	0.07	0.09	0.16	0.32	0.15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.002	0.017	0.029	0.018	0.011	0.021	0.021	0.02	0.017	0.008	0.01	0.01	0.019	0.004
LOI	1.1	4.4	5.3	5.3	3.7	11	11	7.6	4.1	5.1	2.2	4.2	5.5	2.4
Toplam	100.02	99.88	99.64	99.57	99.93	99.81	99.81	99.83	99.81	99.92	99.91	99.79	99.81	99.86
Sc (ppm)	1	16	43	40	8	17	16	17	17	7	12	33	18	33
Co	0.4	12.5	30.8	29.4	2.8	19.3	15.8	16.4	21	10.1	11.6	29.9	16.6	21.4
Ni	2.1	43.4	21.9	18.4	8.2	81.5	77.3	71.7	66.6	18.7	40	15.5	58.6	11.2
Cu	3.4	44.7	92.3	94	7.5	31.2	30.3	33.5	48.9	8.5	1.8	40.5	70.7	74.7
V	<8	120	266	292	57	173	154	153	161	65	97	347	191	266
W	1.2	1.9	1.5	1.5	3.4	1.7	1.5	1.7	0.8	2.5	1.2	0.6	2	<0.5
Cs	0.7	5.7	4.8	2.9	6.1	5	5.3	5.4	3.6	4.4	0.4	6.2	8.3	1.8
Rb	39.9	104.2	66.9	75.9	91.6	124.3	116.4	111.6	52.5	66.4	1.8	9.2	145.5	4.6
Ba	64	271	1004	1717	238	380	334	442	307	250	73	178	462	99
Sr	12.7	31.8	269.7	253.2	28	179.8	206.6	128.2	164.9	124.6	129.9	199.9	61.5	288.9

Tablo 4.2.'nin devamı

Çamdere Ofiyolitik Karışığı															
Örnek	CP-11	CP-13	CP-15	CP-17	CP-19	CP-22	CP-23	CP-24	CP-26	CP-28	CP-33	CP-34	CP-35	CP-36	
Th	4.6	9.1	16.8	18.2	14.8	12.3	12.5	13	13.8	8.2	18.8	1	15.6	1.2	
U	1.4	1.3	7.2	7.7	3.7	2.6	2.6	2.7	2.8	2.1	4.7	0.2	2.9	0.3	
Nb	2.8	6.8	6.2	7.3	11.6	18.4	16	16.7	14.4	9.6	15.6	2.6	16.9	1.8	
Ta	0.3	0.6	0.3	0.4	1	1.1	1.1	1.1	1	0.7	1.2	0.1	1.2	0.1	
Hf	1.6	2.9	3.3	3.3	7.9	4.2	4.3	4	4.3	5.6	5.1	3.5	5.2	2	
Zr	44.6	92.5	110.4	123.4	292	152.8	141.2	159.7	149	211.7	184.1	113.1	166.6	56.4	
Y	11.5	13.8	19.6	20.8	17.1	24.1	22.8	22.9	26.3	16.5	34.7	35.4	26.6	23.6	
La	7.8	22.6	37.5	36.8	28.5	35	31.3	33.7	38	25.9	38.6	8	40.8	5.6	
Ce	16	49.7	82.7	81.7	62.9	72.4	64.9	69.3	83.7	53.9	83.3	19.5	83.1	12.9	
Pr	1.9	5.53	10.53	10.63	6.69	7.85	7.26	7.85	9.23	6.08	9.29	3.14	9.62	1.78	
Nd	6.3	21.5	44.5	46.9	24.3	31.5	26.4	28.1	33.3	22.1	33.5	14.6	35.3	7.9	
Sm	1.2	3.81	10	9.74	4.56	5.7	4.86	5.34	6.53	4.04	6.75	4.47	6.53	2.61	
Eu	0.12	0.89	2.22	2.26	0.62	1.02	0.99	1.08	1.45	0.84	0.81	1.6	1.25	0.85	
Gd	1.39	3.27	7.04	7.22	3.55	4.47	4.05	4.47	5.69	3.18	6.39	5.23	5.43	3.26	
Tb	0.29	0.5	0.91	0.94	0.58	0.75	0.67	0.74	0.89	0.52	1.07	1.02	0.87	0.63	
Dy	1.78	2.62	4.13	4.1	3.25	4.06	3.83	4.32	4.69	3.11	6.32	6.43	4.82	3.95	
Ho	0.39	0.52	0.65	0.69	0.61	0.86	0.81	0.9	0.98	0.61	1.32	1.34	1.02	0.92	
Er	1.11	1.62	1.86	1.83	2.02	2.65	2.22	2.61	3.11	1.84	3.89	3.81	3.24	2.67	
Tm	0.19	0.25	0.25	0.27	0.33	0.41	0.39	0.41	0.45	0.29	0.62	0.56	0.5	0.42	
Yb	1.03	1.74	1.72	1.62	2.42	2.56	2.62	2.79	2.99	2.08	4.27	3.64	3.31	2.82	
Lu	0.15	0.27	0.23	0.24	0.33	0.4	0.37	0.38	0.41	0.29	0.63	0.54	0.51	0.39	
TOT/C	0.04	0.22	0.54	0.62	0.37	1.93	2.09	0.7	0.23	0.71	0.22	0.28	0.38	0.1	

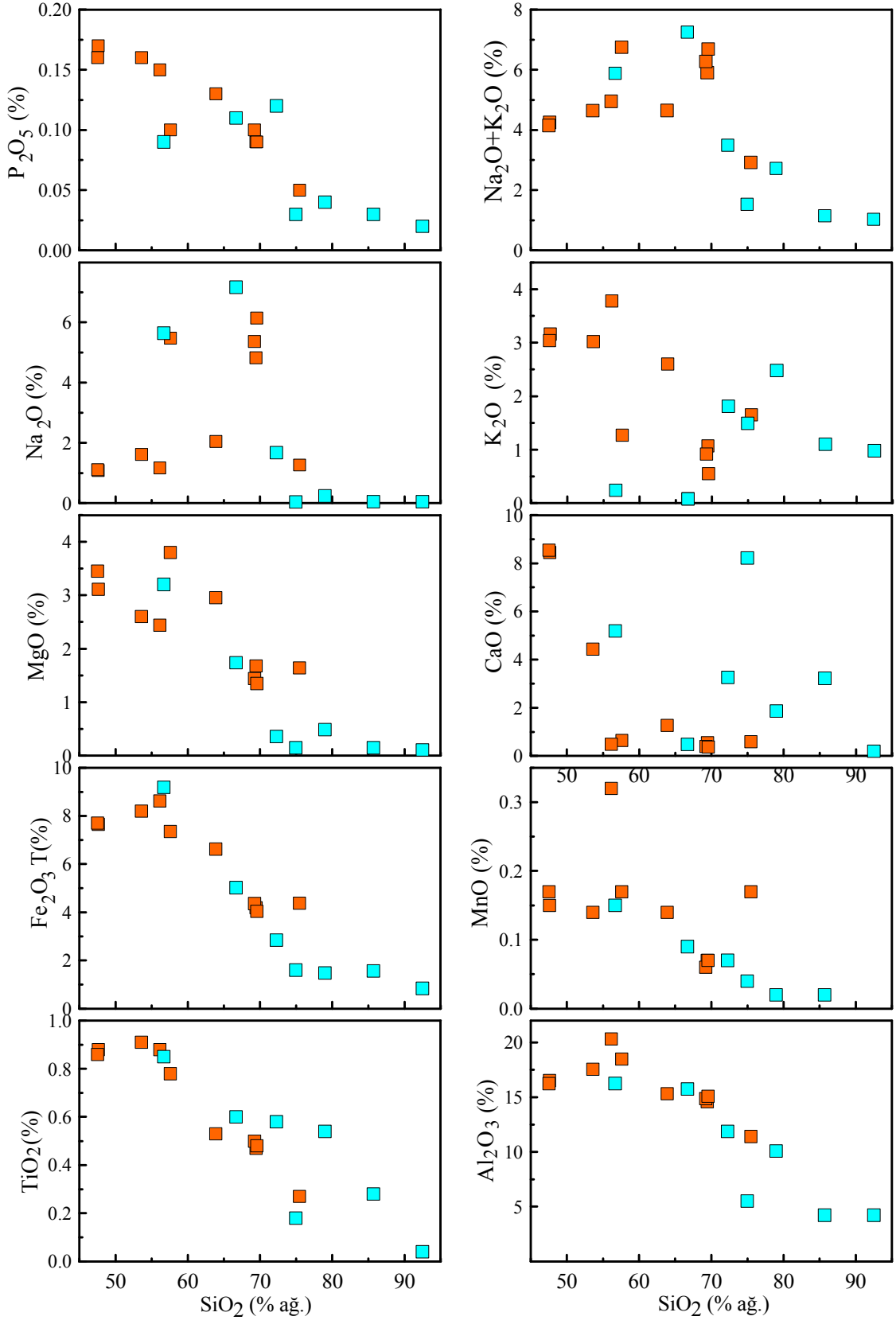


Şekil 4.7. Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılı kayaçların **a)**  $K_2O/Na_2O$ 'e karşı  $SiO_2/Al_2O_3$  ve **b)**  $\log SiO_2/Al_2O_3$ 'e karşı  $\log Fe_2O_3/K_2O$  sınıflama diyagramı. ■ Çamdere sleyt, ■ Çamdere kumtaşı, silttaşı ve şeyl.

çökeldiğine işaret etmektedir. Dolayısı ile, sleytleri oluşturan killer, karbonat dengeleme derinliği (Carbonate Compensation Depth = CCD)'nin altındaki bir ortamda ya da abisal düzlükte çökelmiş olmalıdır. Çamdere ofiyolitik karışığına ait kumtaşlarında ise bir örnek dışında LOI (% 1.1-5.1) ve CaO (% 0.2-5.19) değerleri oldukça düşük oranlardadır.

$K_2O/Na_2O$ 'e karşı  $SiO_2/Al_2O_3$  adlama diyagramında (Pettijohn vd., 1988; Creaser vd., 1997), Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarından farklı olarak, Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılı kayaçlar geniş bir dağılım aralığı sergilemektedirler (Şekil 4.7). Birimin tabanında, karbonatların hemen üzerinde bulunan kumtaşları tipik bir şekilde arkoz alanında toplanırken, istifin daha üst seviyelerinden alınan silttaşı ve kumtaşları ise grovak alanında toplanmaktadır. Sleytler ise kumtaşları gibi geniş bir dağılım aralığı sergilememekte ve hepsi grovak alanında toplanmaktadır.  $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ 'e karşı  $\log(Fe_2O_3/K_2O)$  adlandırma diyagramında (Herron, 1988) ise Çamdere kırıntılıları modal tanımları ile bire bir örtüşen alanlarda yer almaktadırlar. Bu kapsamda, kumtaşları subarkoz, sublitarenit, litarenit, arkoz ve Fe-şeyl alanlarında dağılım gösterirken, sleytler şeyl ve Fe-şeyl alanlarında yoğunlaşmaktadır. İki kumtaşı örneğinin oldukça yüksek  $Fe_2O_3/K_2O$  oranları (% 1.58-1.79), bunların bazik bir kökenden beslendiklerini göstermektedir.

Çamdere ofiyolitik karışığına ait tüm örnekler birlikte değerlendirildiğinde,  $SiO_2$  (% 47-92) içeriklerinin çok geniş bir aralıkta dağılım sergilediği görülmektedir. Ayrı ayrı ele alındığında, sleytlerin,  $SiO_2$  dışında, kumtaşlarına göre daha yüksek ana oksit içeriği ile

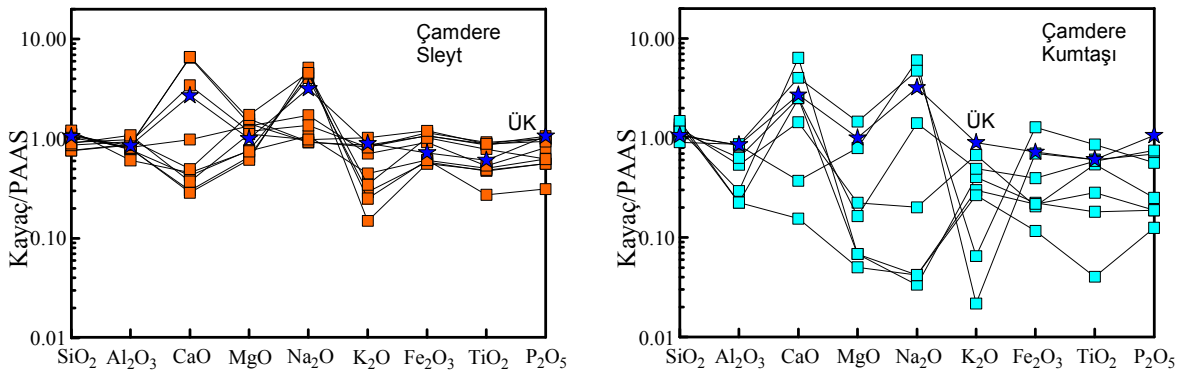


Şekil 4.8. Çamdere ofiyolitik karışıma ait kırıntılı kayaların  $\text{SiO}_2$ ' e karşı anaoksit değişim diyagramları.  
■ Çamdere sleyt, ■ Çamdere kumtaşı, silttaşı.



karakterize edildikleri görülmektedir (Şekil 4.8). Ateşte kayıp (LOI) oranları yüksek örnekler göz önüne alınmadığında, SiO<sub>2</sub> içeriği sleytler için % 56-75 gibi ortaçtan başlayıp asidiğe kadar ulaşan bir bileşimsel aralıkta değişmektedir. Buna karşılık kumtaşlarının SiO<sub>2</sub> içeriği, bazik kayaç kırıntılarını içeren örneğin son derece düşük SiO<sub>2</sub> (% 56.7) içeriği dikkate alınmadığında, % 66-92 gibi asidik bileşimin alt sınırından en üst sınırına kadar varan bir aralıkta değişmektedir. Bu kapsamda, istifin en tabanındaki kireçtaşlarının hemen üzerinde yer alan kumtaşları (CP-9, CP-10, CP-11) yüksek SiO<sub>2</sub> (>%74) içerikleri ile Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarına benzerken, sleytler ortaç-asidik arasında değişen SiO<sub>2</sub> içerikleri ile Hardişi Formasyonu'na ait kumtaşlarına benzemektedirler. SiO<sub>2</sub>'e karşı hemen hemen bütün ana oksitlerde gözlenen negatif korelasyonlar, hem sleytler ve hem de kumtaşları için kayaç kırıntısı, feldispat ve ferromagnezyen mineraller gibi kuvarsa göre daha zayıf dirençli bileşenlerin, taşınma olayları sırasında hızlı bir şekilde daha küçük parçalara ayrıldıkları ve sistemden uzaklaştırıldıkları şeklinde yorumlanabilir.

Ana oksit içeriklerinin PAAS değerlerine oranlanması ile elde edilen örümcek diyagramında (Şekil 4.9), sleytlerin genelde PAAS ve ÜK (üst kabuk) değerlerine yakın ana oksit içeriklerine sahip oldukları görülmektedir. Bununla birlikte üç örnekte CaO içeriği PAAS ve ÜK değerlerinin oldukça üzerindedir. Bu örneklerin ikincil kalsit dolgululu olmalarından ileri gelen bir durumdur. Diğer örneklerde ise CaO içeriği PAAS değerinin oldukça altındadır ve komşu elementler olan Al ve Mg ile karşılaştırıldığında negatif anomali sergilemektedirler. Na<sub>2</sub>O ise bu örneklerde PAAS ve ÜK değerlerinin üzerine çıkmaktadır. Bu durum, sleytleri oluşturan bileşenlerin üst kabuğun oldukça sığ kesimlerinden kaynaklandığı şeklinde yorumlanabilir. Bu örneklerde K<sub>2</sub>O içeriğinin



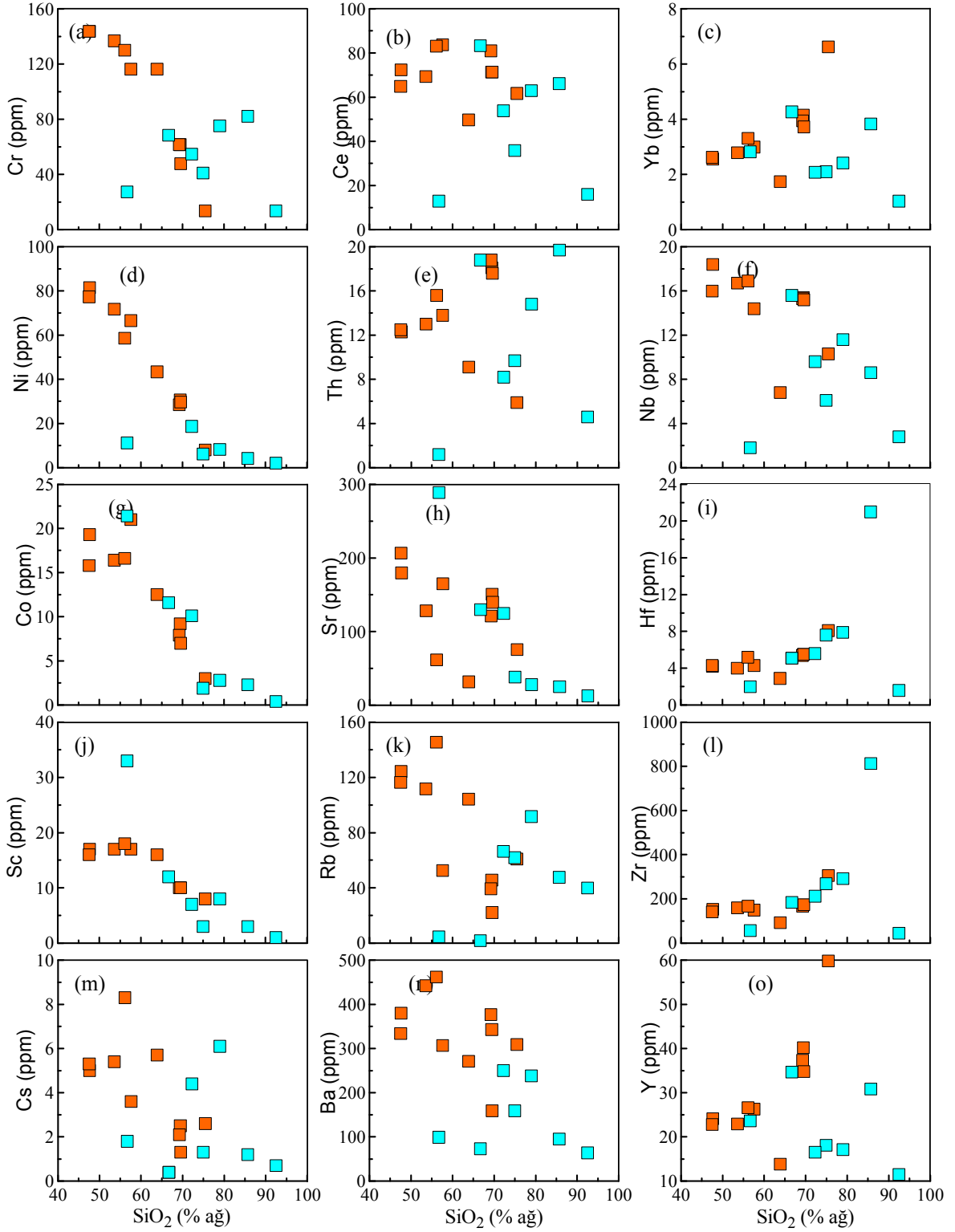
Şekil 4.9. Çamdere ofiyolitik karışıma ait kırıntılı kayaçların PAAS (Taylor ve McLennan, 1985)' a normalize edilmiş ana oksit örümcek diyagramları. ■ Çamdere sleyt, ■ Çamdere kumtaşı, siltaşı, ★ ÜK: Üst kabuk.

beklenenin aksine PAAS değerlerinin altında kalması ise, fillosilikatlar ve K'lu feldispat gibi K içeren bileşenlerin hidrolojik olaylar sonucu sistemden uzaklaştırıldığı şeklinde yorumlanabilir. Kumtaşlarının ana oksit örümcek diyagramları modal bileşimleri ile uyumlu olarak kendi içerisinde oldukça büyük farklılıklar sunmaktadır. Bazik kayaç parçaları içeren kumtaşları dışındakilerin hemen hepsinin ana oksitleri PAAS değerlerine göre oldukça fazla tüketilmişlerdir. Tüketilmenin derecesi modal kuvars içeriği ile doğru orantılıdır. Diğer bir ifade ile, kuvars içeriği arttıkça kumtaşının tüketilme derecesi artmaktadır. K<sub>2</sub>O içeriği oldukça tüketilmiş iki örnekte gözlenen oldukça yüksek Na<sub>2</sub>O içerikleri, kumtaşlarının sodik plajiyoklas içerikleri ile alakalı olabilir.

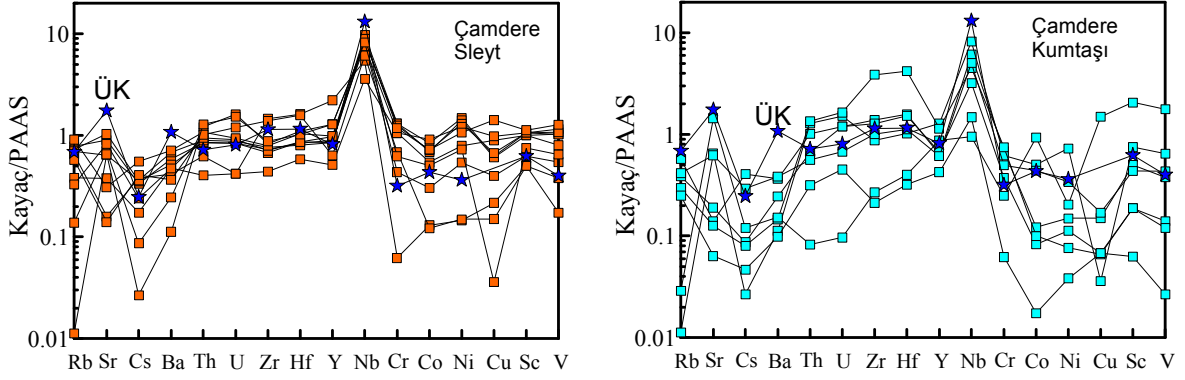
#### 4.3.2. İz Elementler

SiO<sub>2</sub>'e karşı oluşturulan değişim diyagramlarında da görüldüğü üzere (Şekil 4.10), belirgin negatif korelasyonlar oluşturan geçiş metalleri sleytlerde (Cr=13.7-143.6 ppm, Ni=8.0-81.5 ppm, Co=3.0-19.3 ppm, Sc=8.0-18.0 ppm) kumtaşlarına göre (Cr=13.6-75.2 ppm, Ni=2.1-40.0 ppm, Co=0.4-11.6 ppm, Sc=1.0-12.0 ppm) daha yüksek oranlarda yer almaktadırlar (Tablo 4.2). Bu durum, bazik kayaç parçaları ve ferromagnezyen mineraller gibi geçiş metallerini görece olarak yüksek oranlarda içeren bileşenlerin hidrolojik olaylar sırasında sleytlerde kumtaşlarına göre daha az oranlarda mineralojik seçiciliğe uğradıkları anlamına gelmektedir. Benzer bir durum, çok belirgin olmamakla birlikte, Sr, Rb ve Ba gibi BİYE, Nb gibi bazı YÇAE ve Ce gibi HNTE'de de görülmektedir. Diğer taraftan, sleytlerde Y, Zr, Hf gibi YÇAE ve Yb gibi ağır NTE, çok belirgin olmamakla birlikte, SiO<sub>2</sub>'e karşı pozitif korelasyonlar sunmaktadırlar. Bu pozitif ilişki kumtaşlarında Zr ve Hf için çok daha belirgin iken, Y ve Yb da ise negatif değişimler görülmektedir.

PAAS değerlerine oranlanmış iz element örümcek diyagramlarında görüldüğü üzere (Şekil 4.11), Rb, Sr, Cs ve Ba gibi büyük iyon yarıçaplı elementler (BİYE), Th, U, Zr, Hf ve Y gibi yüksek çekim alanlı elementler (YÇAE) ile Cr, Co, Ni, Cu, Sc ve V gibi geçiş metaller PAAS değerlerine göre kısmen tüketimlidir. Bununla birlikte, ÜK (üst kabuk) değerleri ile karşılaştırıldığında, YÇAE elementlerin benzer, BİYE genelde tüketilmiş ve geçiş metalleri ise zenginleşmiş oldukları görülmektedir. Bu tüketilme ve zenginleşme, feldispat ve felsik kayaç kırıntısı gibi BİYE ile uyumlu bileşenlerin hidrolojik olaylar sırasında sistemden uzaklaştırılmaları ile açıklanabilir. Kumtaşları PAAS



Şekil 4.10. Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılı kayaların SiO<sub>2</sub>'e karşı iz element değişim diyagramları.  
■ Çamdere sleyt, ■ Çamdere kumtaşı, silttaşı.



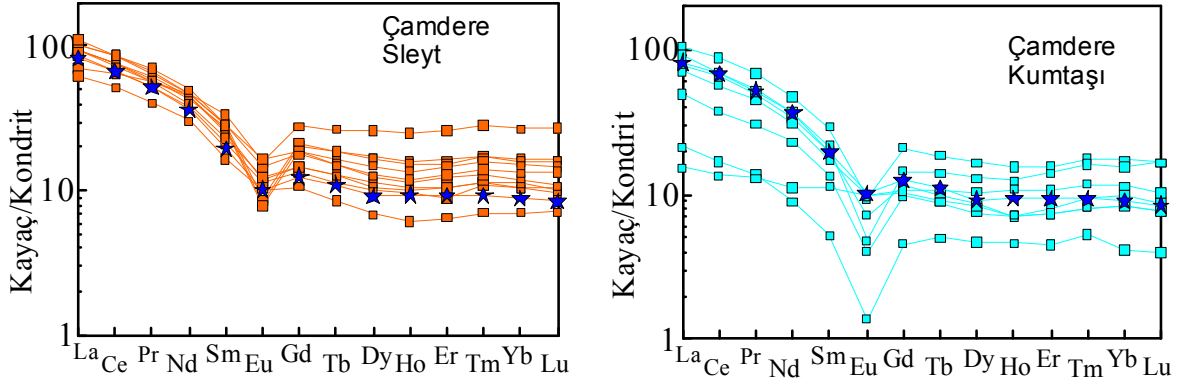
Şekil 4.11. Çamdere ofiyolitik karışıma ait kırıntılı kayaçların PAAS (Taylor ve McLennan, 1985)' a normalize edilmiş ana oksit örümcek diyagramları. ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, ★ÜK: Üst kabuk.

diyagramında sleytler ile benzer profiller sergilemekle birlikte, BİYE ve geçiş metallerdeki tüketilme miktarları daha fazladır. Sadece yüksek oranda bazik kayaç kırıntılıları içeren kumtaşı örneği (CP-36), PAAS ve ÜK değerleri üzerine çıkan geçiş metal içerikleri sergilemektedir.

#### 4.3.3. Nadir Toprak Elementler

Kondrite oranlanmış nadir toprak element (NTE) diyagramında da görüldüğü üzere (Şekil 4.12), Çamdere ofiyolitik karışıma ait sleytler tipik bir şekilde kıtasal kabuk kökenli kayaçların NTE profillerine benzer profiller sunmaktadırlar. Hafif NTE, ÜK değerlerine çok benzer profiller ve zenginleşme değerleri gösterirken, ağır NTE, benzer profiller sunmakla birlikte, ÜK değerlerine göre kısmen zenginleşmişlerdir. Üst kabuk NTE en fazla zenginleşmiş kıtasal kabuk kesimi olduğuna göre, ağır NTE'deki bu zenginleşme kaynak alanın ortalama bileşimi ile ilişkili olamaz. Bu nedenle ağır NTE'deki zenginleşme, bu elementler ile uyumlu ferromagnezyen minerallerin sleytleri oluşturan killerde kısmen zenginleşmesi ile açıklanabilir. Hafif-orta belirginlikteki Eu anomalisi (0.34-0.75) ise farklılaşmış kıtasal kabuk kökenli kayaçların tipik bir özelliğidir.

Kumtaşları sleytlere benzer NTE davranışları sergilemektedirler (Şekil 4.12). Bazik kökenli kırıntılıların baskın olduğu kumtaşı dışındakilerde, Eu anomalisi (0.28-0.89) genel olarak daha belirgin ve daha geniş bir aralıkta değişmektedir. CP-11 nolu örnek diğerleri ile benzer profil sunmakla birlikte, bütün NTE'nin oldukça fazla oranlarda tüketilmiş olması ile diğerlerinden ayrılmaktadır. Bu durum NTE'leri az oranda içeren kuvars gibi bir mineralin modal bolluğunun mineralojik boylanma olayları sonucu bu kumtaşında artmış olabileceğini göstermektedir. Diğer taraftan bazik kökenli kayaç kırıntılılarının baskın



Şekil 4.12. Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılı kayaçların Kondrit (Taylor ve McLennan, 1985)' e normalize edilmiş ana oksit örümcek diyagramları. ■: Çamdere sleyt, ■: Çamdere kumtaşı, ★ÜK: Üst kabuk.

olduğı kumtaşı, kondrite göre 10-15 kez zenginleşmiş yaklaşık yatay bir NTE profili ile hem kumtaşları ve hem de sleytlerden ayrılmaktadır. Abisal toleyitlerin tipik bir özelliğı olan bu şekildeki yatay NTE profiller, bu kumtaşını oluşturan bileşenlerin okyanusal kabuktan kaynaklanmış olabileceğine işaret etmektedir.

Jeokimyasal sınıflandırma diyagramları, modal analiz sonuçları ile uyumlu sonuçlar vermiştir. Bu kapsamda Çatalçeşme Formasyonu'na ait örnekler çoğunlukla subarkoz ve sublitarenit, daha az olarak da kuvars arenit alanlarında toplanırken, Hardiş Formasyonu'na ait kumtaşları arkoz alanında, istifte daha üst seviyelere doğru gözlenen kirli kumtaşları ve şeyller ise vake ve şeyl alanlarında yer almışlardır. Diğer taraftan, Çamdere ofiyolitik karışığına ait kumtaşları Çatalçeşme Formasyonu kumtaşları ile aynı alanlarda, sleytler ise şeyl ve Fe-şeyl alanlarında yer almışlardır.

## **5. İRDELEME**

### **5.1. Giriş**

Kırıntılı tortul kayaçlarla ilgili jeokimyasal çalışmaların, eski tortul istiflerin kaynak alanları, tektonik ortamları ve paleo-iklimsel koşulları hakkında faydalı bilgiler sağladığı bilinmektedir (Wronkiewicz ve Condie, 1987; McLennan, 1989; McLennan ve Taylor, 1991; McLennan vd., 1993). Ayrıca, bu tür çalışmalar atmosfer, hidrosfer ve kıtasal kabuğun zaman içindeki değişimi hakkında da önemli bilgiler sağlamaktadır (Taylor ve McLennan, 1985; McLennan vd., 1993). Çalışılan tortul kayaçların Arkeen ve Proterozoyik gibi oldukça yaşlı olmaları durumunda, kaynak alan kayaları tamamen aşındırıldığı için, kaynak alan karakteristikleri ve çökeltme ortamları hakkında bilginin sağlanabileceği tek kaynak durumundadırlar. Demirözü (Bayburt) yöresindeki Paleozoyik temele ait kırıntılı tortul kayaçlar içinde benzer bir durum söz konusudur. Önceki çalışmalarda (Ağar 1977; Akdeniz, 1988; Okay ve Leven, 1996) Permo-Karbonifer yaşlı olarak betimlenen bu kırıntılı tortul kayaçların jeokimyasal yönden incelenmesi, yukarıda adı geçen konulara yönelik önemli bilgiler sağlayacağından, büyük bir önem arz etmektedir. Ayrıca, kristalin temel kayaları ile birlikte değerlendirildiklerinde (Topuz vd., 2004a,b; Topuz vd., 2007; Topuz, 2010; Dokuz vd., 2011; Dokuz, 2011), bölgenin Paleozoyik dinamik evrimi ile ilgili önemli bilgiler verebilecek bir potansiyele sahip oldukları görülmektedir.

### **5.2. Ayrışma**

Kırıntılı kayaçların kimyasal bileşimleri, çökeltme öncesi ve sonrası kimyasal ayrışmaya maruz kalan ilksel mineralojileri hakkında bilgiler verirler (Nesbitt ve Young, 1984). Kaynak alandaki ayrışma derecesine bağlı olarak kırıntılı tortul kayaçlardaki alkali ve alkali toprak elementlerin içeriği büyük ölçüde etkilenmektedir (Nesbitt vd., 1980; Schau ve Henderson, 1983; Reimer, 1985). Bir çok araştırmacı (Button ve Tyler, 1979; Nesbitt vd., 1980; Condie vd., 1995), ayrışma sırasında Al, K, Mg, Cs, Rb ve Ba'un ayrışma profilinde kaldıklarını, daha küçük iyon yarıçaplarına sahip olan Na, Ca ve Sr'un ise çözülmüş iyonlar halinde hızlıca yıkanarak uzaklaştıklarına dikkat çekmişlerdir. Uzaklaşan element miktarı ayrışma süresi ile doğru orantılıdır (Condie vd., 1995). Bu gibi kimyasal değişimler tortul kayıtlara taşınmış olabilir ve bu kayıtlar kaynak alandaki

ayrışmanın derecesi ve koşulları hakkında önemli bilgiler elde edebileceğimiz tek kaynak durumunda olabilirler (Nesbitt ve Young, 1982; Wronkiewicz ve Condie, 1987; Fedo vd., 1996).

Kaynak alan durumundaki kayaçların ayrışma derecesinin hesaplanmasında Nesbitt ve Young, (1982) tarafından önerilen kimyasal alterasyon indeksi (CIA-Chemical Index of Alteration) yaygın olarak kullanılmaktadır (Fedo vd., 1995, 1996; Hassan v.d., 1999; Sambasiva Rao vd., 1999; Bauluz vd., 2000; Condie vd., 2001; Lee, 2002; Hofman vd., 2003, Hofman, 2005; Nedachi vd., 2005; Dokuz ve Tanyolu, 2006; Roddaz vd., 2007; Sun vd., 2008; Diskin vd., 2011). Bu indeks aşağıdaki eşitlikte gösterilen moleküler oranlar kullanılarak hesaplanmaktadır;

$$CIA=[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)]x100$$

Eşitlikteki CaO\*'in kısıtlı kayacın sadece silikat minerallerinden ileri gelen CaO miktarını temsil ediyor olması gerekmektedir (Fedo vd., 1995). Bu nedenle toplam CaO içeriğinde bir düzeltme yapılmasını gerektirmektedir. Bu düzeltme kimyasal analiz sonuçları ile birlikte elde edilen CO<sub>2</sub> üzerinden yapılmaktadır. Çoğunlukla ikincil karbonat yerleşimi ile ilişkili olan ve kimyasal analizlere LOI ve CaO artışı şeklinde yansıyan bu durum, diğer anaoksit yüzdelerinde azalmaya yol açacağından, hatalı değerlendirme ve sonuçlara yol açabilmektedir. Bu nedenle, analiz için seçilen örneklerin karbonat çimento ve/veya dolomit içermemelerine özen gösterilmiştir.

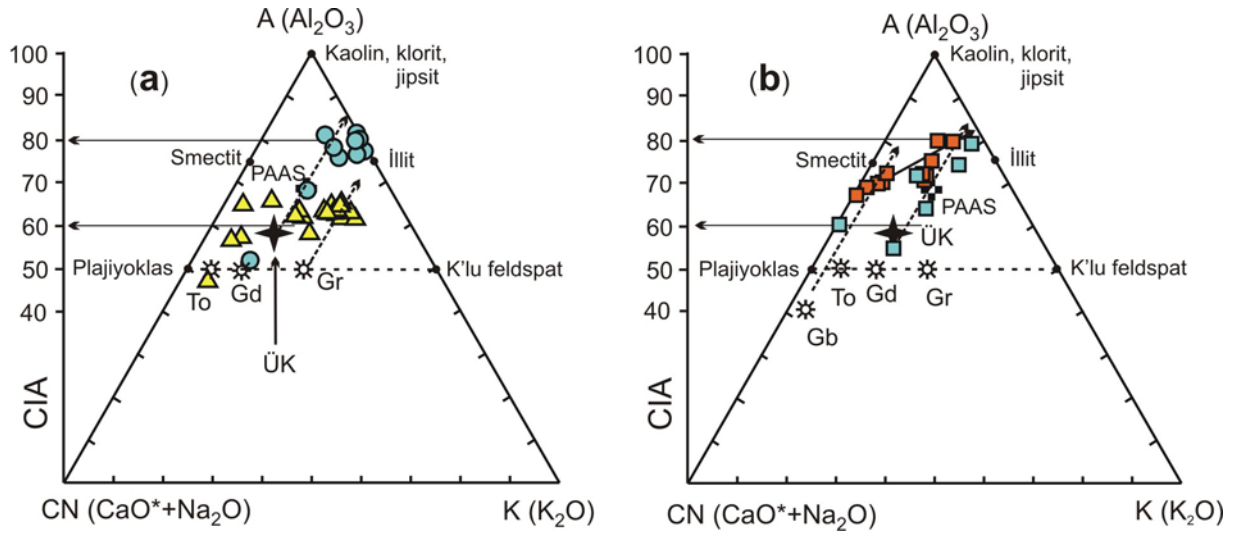
Altere olmamış plajiyoklas ve K'lu feldspatın CIA değerleri yaklaşık 50 dir. Bu nedenle CIA 50 değeri altere olmamış üst kabuk kayaçlarına karşılık gelir. CIA değerlerinin 100 olması ise feldspatın tamamen kaolin ve jipsit gibi alüminyumlu kil minerallerine dönüştüğünü göstermektedir (Fedo vd., 1995). LOI ve CaO içerikleri çok yüksek olan iki örnek dikkate alınmadığında, Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarının CIA değerleri 75-81 arasında değişmekte olduğu ve ortalama şeyllerin CIA değerlerinden (70-75; Nesbitt ve Young, 1989, 1996) daha yüksek olduğu görülmektedir. Bu değerler kaynak alanda sıcak ve nemli bir iklimin hüküm sürdüğünü, sedimentlerin bu koşullar altında yoğun bir kimyasal ayrışmaya veya tortuların çökmeden önce yeniden döngüye uğradıklarını göstermektedir. Bu koşullar Çatalçeşme Formasyonu tortularının çökeli mi boyunca aralıklarla sera etkili bir dünya ikliminin varlığını öngörmektedir. Kumtaşı ve kireçtaşlarının baskın olduğu birimde, yaklaşık 9 adet kumtaşı, marn, kiltası ve kireçtaşı sekansı tespit edilmiştir. Türbiditik karakter taşımayan bu paketlerde kumtaşları deniz seviyesinin en düşük olduğu durumu temsil ederken kireçtaşları deniz seviyesinin en

yüksek olduğu zamanları temsil etmektedir. Bu kapsamda Çatalçeşme istifindeki sekansiyel paketlerin deniz seviyesi değişimleri ile ilişkili oldukları ve deniz seviyesi değişimlerinin istifin çökelişi boyunca en az 9 defa meydana geldiği söylenebilir. Kireçtaşlarının çökeliş süreleri ise sera etkili iklim koşullarının hüküm sürdüğü dönemler olarak düşünülmektedir. Benzer iklim koşulları Ordovisiyen-Silüriyen geçişi için ileri sürülmektedir (Qing ve Veizer, 1994; Brenchley vd., 2003; Yan vd., 2010). Hardişi Formasyonu'na ait kırıntılı kayaçların CIA değerleri ise 58-65 arasında değişmektedir. Çatalçeşme kumtaşlarının PAAS ile karşılaştırılması sonucu ortaya çıkan oldukça düşük CIA değerleri, kaynak alanda orta değerlerde ayrışmaya karşılık gelmektedir. Bu durum iklimin soğuduğu ve bu nedenle kaynak alanda ayrışmanın yavaşladığı şeklinde yorumlanabileceği gibi, sakin bir tektonik dönemden kıtaların yükselmesine yol açan daha aktif bir tektonik döneme geçildiği şeklinde de yorumlanabilir. Çatalçeşme karbonatları üzerine uyumlu olarak gelen Hardişi tortularının çakıltası gibi çok iri kırıntılılar ile başlaması, tane boyunun istifte yukarı doğru azalması ve özellikle kum ve daha ince taneli malzemenin tamamen kızıl renkli bir görünüm arz etmesi, bu değişimin iklimin soğumasından ziyade tektonik aktivite ile ilişkili olabileceğine işaret etmektedir.

Çamdere ofiyolitik karışığına ait kırıntılıların kimyasal alterasyon indeksi (CIA) değerlerini sleytler ve diğer kırıntılılar (kumtaşı-silttaşı) olmak üzere iki kısımda irdelemek mümkündür. Sleytler 67-79 gibi nispeten yüksek ve dar bir aralıkta CIA değerleri sunarken, kumtaşları 60-79 gibi daha geniş bir CIA aralığı sunmaktadırlar. Kumtaşları modal bileşenler olarak genelde Çatalçeşme Formasyonu kumtaşlarına benzemektedirler. Çatalçeşmede olduğu gibi, bazıları (CP-9) ikincil karbonat kaynaklı nispeten yüksek LOI ve CaO değerleri nedeniyle, düşük CIA değerleri vermektedirler. Bunun dışında bir örnek (CP-36) tamamen bazik kayaç kırıntılılarından oluştuğu için modal bileşim olarak diğerlerinden ayrılmaktadır. Düşük LOI (%2.4) değeri bu örneğe ait yüksek CaO içeriğinin silikat fazları ile ilişkili olduğunu göstermektedir.

Paleo-iklim koşulları ve özellikle depolanma sonrası oluşan K-metasomatizması  $Al_2O_3-CaO^*+Na_2O-K_2O$  (A-CN-K) diyagramında da gösterilebilmektedir (Şekil 5.1). Bu diyagramda, kaynak alanın bileşimi biliniyorsa, Fedo vd. (1995)'nin metodunu izleyerek K-metasomatizmasından önceki CIA değerlerini hesaplamak mümkün olabilmektedir. Ayrıca eğer örnekler bir yönseme oluşturuyorlar ise, bu yönsemenin plajiyoklas-K'lu feldspat çizgisini kestiği nokta kırıntılıların kaynaklandığı alanın bileşimi olarak kabul





Şekil 5.1. a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların A( $Al_2O_3$ )-CN( $CaO^*+Na_2O$ )-K( $K_2O$ ) diyagramları. Kesikli çizgiler başlangıç kayalarından itibaren ayrışma yollarını temsil etmektedirler. ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, siltaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı siltaşı, ÜK: Üst kabuk, To: Tonalit, G: Granodiyorit, Gr: Granit.

edilmektedir (Fedo vd., 1995). Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşları A-K eksenini üzerinde illite yakın bir noktada toplanmaktadır. Bu noktadan A-CN eksenine çizilen bir paralel bu eksen granodiyorit-granit arasında granite daha yakın bir noktada kestiği görülmektedir. Bu durum Çatalçeşme Formasyonu'na ait kırıntılıların granitik bileşime yakın bir üst kabuktan kaynaklanmış olabileceklerini göstermektedir. Hardişi Formasyonu'na ait kırıntılılar ise, ikincil karbonat yerleşiminden etkilenenler dikkate alınmadığında, yaklaşık 65 CIA değerinden itibaren plajiyoklas-K'lu feldispat eksenine paralel bir yönseme oluşturmaktadırlar. Bu yönsemenin ayrışmadan ziyade kaynak alanda yer alan kayaçların çeşitliliğinden ileri gelebilir. Örneklerin büyük çoğunluğunun granitten itibaren başlayan ayrışma yönsemesi üzerinde toplanması, kaynak alanda ağırlıklı olarak granit, daha az olarak da granodiyorit ve tonalit bileşimli kayaçların varlığını ortaya koymaktadır.

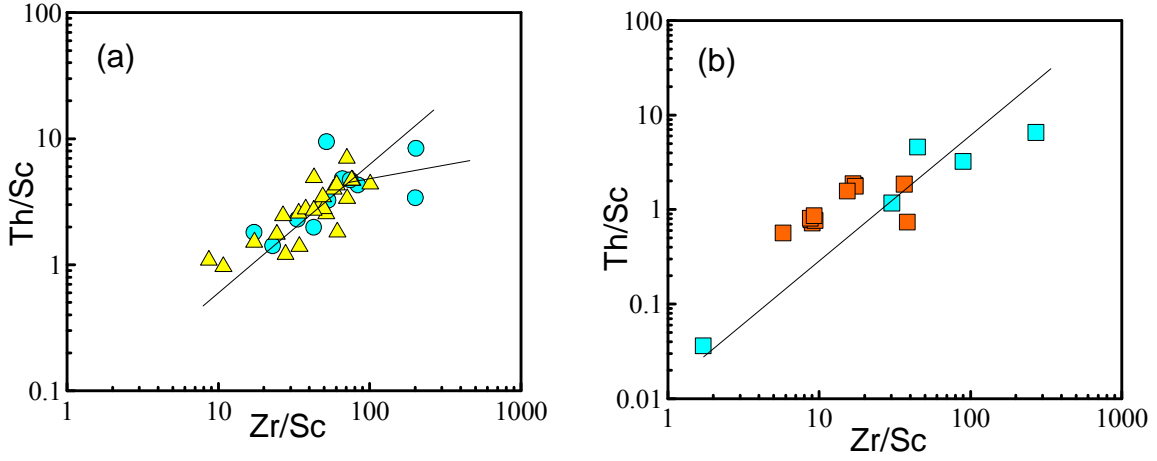
Çamdere ofiyolitik karışığına ait sleytler 67 CIA değerinden başlayan ve A-CN eksenine yarı-paralel bir trend oluşturmaktadırlar. A-CN çizgisinin, gabro ve granodiyorit bileşiminde olduğuna inanılan orijinal bileşimden başlayan ilksel ayrışma trendini temsil ettiği düşünülmektedir. A-CN ekseninden uzaklaşan bu yönseme, sleytlerin kökenini oluşturan killerin çökeldikten sonra illitleştiklerini ve önemli bir K-metasomatizmasına maruz kaldıklarını göstermektedir. Çamdere ofiyolitik karışığına ait kumtaşı ve siltaşları ise daha çok Çatalçeşme Formasyonu kumtaşlarına benzer trend sunmaktadırlar. A-CN

ekseni üzerine düşen kumtaşı ise bazik kökenli kırıntılardan meydana geldiğinden A-CN-K oranları bakımından sleytlere daha yakın bir bileşim sergilemektedir. Bu nedenle oluşum ortamı bakımından sleytlar ile aynı kökene sahip olmalıdır.

### 5.3. Kaynak Alan

Kırıntılı tortul kayaçların bileşimini kontrol eden en baskın faktör kaynak kayanın bileşimi olarak görülmesine rağmen, ayrışma, taşınma sırasındaki hidrolik boylanma, kil minerallerinde absorbe edilen elementler, tektonik ortam, diyajenez ve metamorfizma gibi çökelme sonrası faktörlerinde bu kayaçların son bileşimleri üzerinde önemli rolleri vardır (Taylor ve McLennan, 1985; Wronkiewicz ve Condie, 1987; Cullers vd., 1987). Bununla birlikte, ayrışma, yeniden döngülenme ve çökelme sonrası diyajenez gibi faktörler kırıntılı kayaçların ana ve iz element içeriklerinde ve dolayısı ile kaynak alanın bileşimini belirleyen kimyasal karakteristiklerde sadece küçük değişimlerden sorumludur (Taylor ve McLennan, 1985; McLennan vd., 1993). Bu nedenlerle, bahsedilen jeolojik süreçler altında en az hareketliliğe sahip olan elementler kaynak alanın jeokimyasal karakteristiklerini temsil edebilmektedirler. Nadir toprak elementler (NTE), yüksek çekim alanlı elementler (YÇAE) ve Th, U, Sc, Ni, Cr gibi bazı iz elementler bu gruba giren en iyi kaynak alan göstergesi durumundaki elementlerdir (Taylor ve McLennan, 1985).

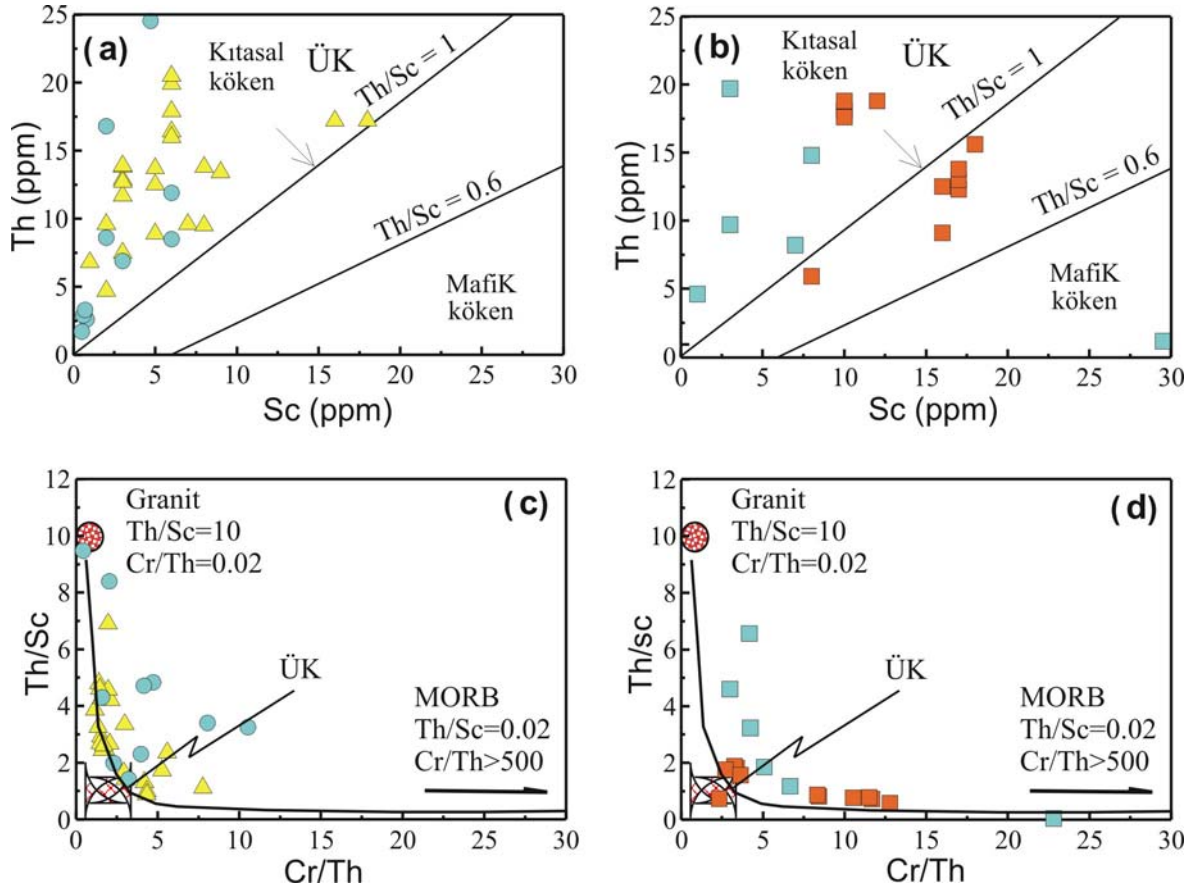
Sedimentlerin taşınması sırasında meydana gelen hidrolik boylanma veya seçicilik bazı ana ( $P_2O_5$  ve  $TiO_2$ ) ve iz (NTE, Th, U, Zr, Hf ve Y) elementlerin dağılımlarını kontrol ettiğinden kırıntılı kayaçların kimyasal bileşimlerini önemli ölçüde etkiler. Hidrolik boylanma nedeniyle kayaçlarda rutil, zirkon ve apatit gibi ağır mineral konsantrasyonlarının artması, özellikle NTE ve iz element dağılımları üzerinde etkili olduğundan, bu tür ağır mineral zenginleşmesine uğrayan kayaçların element içerikleri kaynak alanın değerlerini temsil etmezler (Reimer, 1985; Cullers vd., 1987; McLennan, 1989). Bu nedenle kayaçların ağır mineral zenginleşmesi açısından test edilmesi gerekmektedir. Bu anlamda, Th ve Zr silikat minerallerinde benzer dağılım katsayılarına sahip oldukları için Sc'a oranlanmış değerleri kırıntılı kayaçlarda ağır mineral zenginleşmesi olup olmadığını görmek amacı ile yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Çalışılan istiflere ait örnekler Th/Sc'a karşı Zr/Sc diyagramına aktarıldığında (Şekil 5.2a, b), bileşimsel değişim trendi üzerinde bir dağılım sergiledikleri görülmektedir. Sadece Çatalçeşme Formasyonu'na ait bir örneğin Zr/Sc oranı bileşimsel değişim trendinin biraz sağ tarafına düşerek örnekte zirkon zenginleşmesi olabileceğine işaret etmektedir.



Şekil 5.2. a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Zr/Sc'a karşı Th/Sc diyagramları. Devamlı çizgiler bileşimsel değişim trendini göstermektedir. ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı.

Eu anomalisi ( $Eu/Eu^*$  olarak tanımlanır) genellikle tortuların kaynak alandan aldıkları bir özellik olarak düşünülür (McLennan, vd., 1993). Küçük Eu anomalilerinin genellikle bazik kökenden gelen kırıntılarla ilişkili olduğu düşünülürken, büyük Eu anomalilerinin granitik kökenle ilişkili olduğu düşünülmektedir (Taylor ve McLennan, 1985; McLennan vd., 1993; Cullers, 2000). Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarının Eu anomalisi 0.25-0.55 arasında değişmekte olup, PAAS ve Üst Kabuğun 0.63 olan Eu anomalisinden daha büyüktür. Hardişi Formasyonu'na ait kırıntılı kayaçlar ise daha geniş bir aralıkta Eu anomalisi (0.39-0.83) sergilemektedirler. İstifin tabanında yer alan 4 adet kumtaşı dışında, Eu anomalisi PAAS ve Üst Kabuğun Eu anomalisi değerlerinden daha küçüktür. Gerek yukarı doğru konkav NTE profilleri ve gerekse Eu anomalisi her iki istif için önemli bir felsik köken katkısına işaret etmektedir.

Ayrışma, hidrolik boylanma, diyajenez ve metamorfizma gibi süreçler altında benzer davranışlar sergileyen elementlerin birbirine oranları, kaynak alan göstergesi olarak daha güvenilir sonuçlara götürmektedir (McLennan vd., 1983, 1990; Taylor ve McLennan, 1985; Wronkiewicz ve Condie, 1987; Cullers, 1994). Th ve La gibi felsik kaynak göstergesi olan elementler ile Sc, Cr ve Ni gibi mafik kaynağı temsil eden elementler arasındaki değişimler, birçok araştırmacı tarafından mafik ve felsik kaynak alan ayrımı için kullanılmıştır (McLennan vd., 1980). Örneğin, Th/Sc oranı sedimanter işlevler ile değişmediğinden kaynak alan olaylarının göstergesi olarak yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Taylor ve McLennan, 1985). Kırıntılı kayaçlarda Th/Sc oranı 1'den

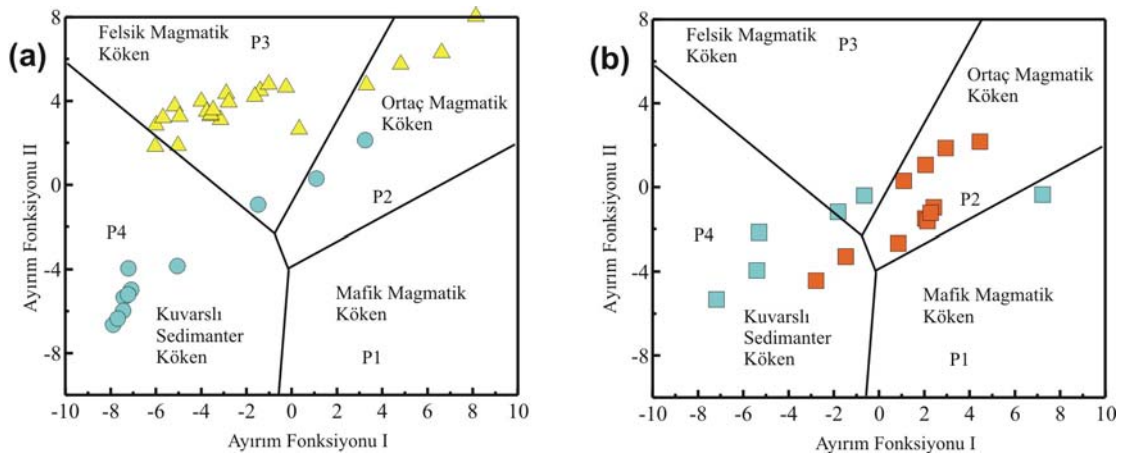


Şekil 5.3. a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Sc'a karşı Th diyagramları. c) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, d) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Cr/Th'a karşı Th/Sc diyagramları. Kavisli çizgi karışım felsik-mafik karışım trendini göstermektedir. ● Çatalçeşme kumtaşı, ▲ Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■ Çamdere sleyt, ■ Çamdere kumtaşı silttaşı, ÜK: Üst kabuk, MORB: Mid Ocean Ridge Basalt (Okyanus ortası sırtı bazaltı).

büyük olması uyumsuz elementlerce zenginleşen üst kabuk ya da felsik köken katkısının, 1 ile 0.6 arasındaki oranlar orta köken ve 0.6'dan küçük oranlar ise mafik köken katkısının göstergesi olarak yorumlanmaktadır. Şekil 5.3a,b'da ölçülü stratigrafik kesitlerden alınan örneklerin Th'a karşı Sc kullanılarak oluşturulan ikili değişim diyagramları görülmektedir (McLennan vd., 1993). Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kumtaşı, silttaşı ve şeyl örneklerinin tamamının felsik alanda toplanması bileşimlerine mafik kökenden bir katkının olmadığını göstermektedir. Buna karşılık Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçlar ise diyagramda daha geniş bir alanda dağılım sergilemektedirler. Özellikle istifin taban seviyelerinden alınan kumtaşları, Çatalçeşme ve Hardişi örnekleri gibi kıtasal alanda toplanırken, istifin üst seviyelerinden alınan bazik kayaç kırıntıları içeren örnek mafik alanda yer almaktadır. Sleytler ise, felsik alanda yer alan üç örnek dışında, mafik ve felsik kaynak katkısına işaret eden nötr alanda toplanmaktadırlar. Element oranlarına göre

oluşturulan Cr/Th'a karşı Th/Sc diyagramı (Şekil 5.3c,d) ise kaynak alan katkılarını daha belirgin bir şekilde ortaya koymaktadır. Diyagramda yer alan kavisli çizgi, mafik ve felsik kökenlerin karışım trendini yansıtmaktadır. Çatalçeşme ve Hardişi örnekleri bu karışım trendinin Üst Kabuk ile granitler arasında kalan kısmında dağılım sergilerken, Çamdere'ye ait sleytler ise trendin Üst Kabuktan başlayan ve mafik kaynağa doğru olan kısımda dağılım sergilemektedirler. Bu dağılım Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarının üst kabuğun (ÜK) en sığ kesimlerinden beslendiğini gösterirken, şeyllerin üst kabuk ve mafik kökenden gelen malzemelerin karışımı sonucu oluştuğunu göstermektedir.

Kaynak alan tanımlamalarında ana elementler de kullanılmaktadır. Ancak, ana elementlerin bazıları sedimanter işlevler sırasında hareketli davrandıklarından kullanılırken dikkatli olmak gerekmektedir. Örneğin, Çatalçeşme kumtaşlarında olduğu gibi, birçok havzada kumtaşları kaynak kayalara göre SiO<sub>2</sub> bakımından zenginleşirken, Na<sub>2</sub>O ve CaO bakımından tüketilmektedir. Bu yüzden ana element jeokimyası havzanın tektonik ortamına bağlı olarak gelişen kaynak alanın tipi ve ayrışma durumları ile ilgili ipuçları verir (Bhatia, 1983). Diyajenez de kumtaşlarının bileşimini etkileyen bir diğer faktördür. Ancak diyajenez havzanın tektonik ortamına bağlı gelişir (Siever, 1979). Bu kapsamda, kumtaşı ve şeyller Roser ve Korsch (1988) tarafından ana oksit değerleri kullanılarak hazırlanan Ayırım-I'e karşı Ayırım-II kaynak alan ayırım diyagramında da (Şekil 5.4a) iz elementlerden elde edilenlere benzer sonuçlar üretmişlerdir. Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşı örnekleri yeniden döngülenen tortuların alanı olan kuvarslı sedimanter köken



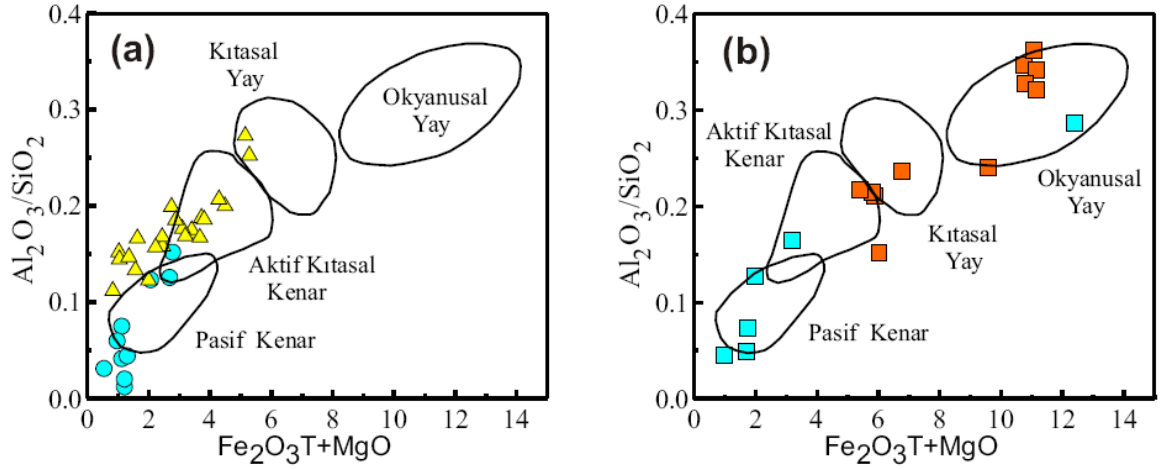
Şekil 5.4. a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Ayırım Fonksiyonu-I'e karşı Ayırım Fonksiyonu-II kaynak alan ayırım diyagramları (Roser ve Korsch, 1988). ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı. Ayırım-I =  $-1.773 \text{ TiO}_2 + 0.607 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.76 \text{ Fe}_2\text{O}_3^* - 1.5 \text{ MgO} + 0.616 \text{ CaO} + 0.509 \text{ Na}_2\text{O} - 1.224 \text{ K}_2\text{O} - 9.09$ . Ayırım-II =  $0.445 \text{ TiO}_2 + 0.07 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.25 \text{ Fe}_2\text{O}_3^* - 1.142 \text{ MgO} + 0.438 \text{ CaO} + 1.475 \text{ Na}_2\text{O} + 1.426 \text{ K}_2\text{O} - 6.861$

alanına düşerken, Hardişi Formasyonu'na ait kayaçların hemen hemen tamamına yakını felsik magmatik köken alanına düşmektedir. Diğer taraftan Çamdere ofiyolitik karışığına ait kumtaşı örnekleri, bazik kayaç kırıntılı olan dışında, kuvarslı sedimanter köken alanında toplanmaktadırlar. Şeyller ise daha çok ortaç magmatik köken alanında yer almaktadırlar (Şekil 5.4b).

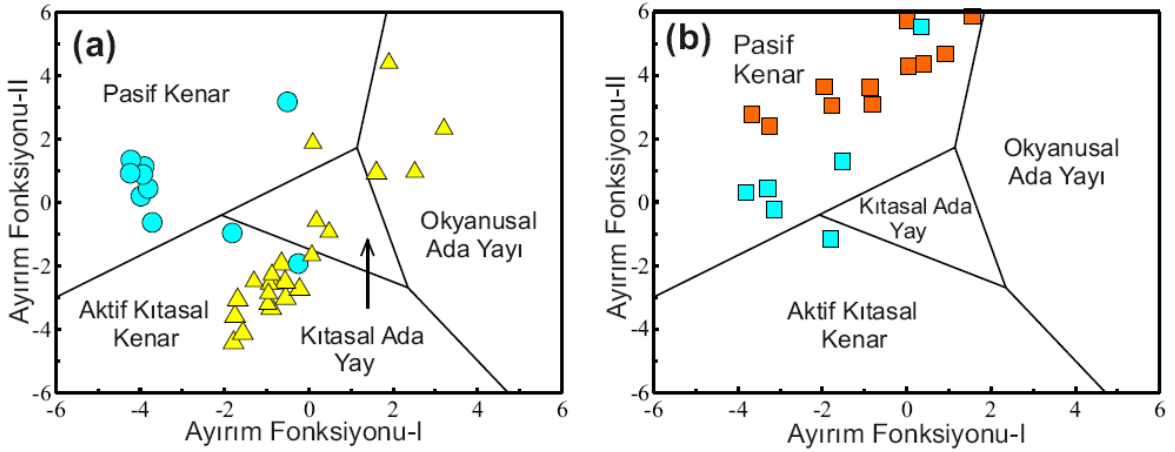
#### 5.4. Tektonik Ortam

Eski sedimanter havzaların tektonik ortamları, ana ve iz elementlere ait ikili değişim diyagramları ve üçgen diyagramlar kullanılarak başarıyla ayırt edilebilmektedir (Bhatia ve Crook, 1986; Roser ve Korsch, 1986; Condie ve Wronkiewicz, 1990). Diyagramlarda yay gerisi ortam tanımlanmamış olmakla birlikte, genel olarak kumtaşı ve şeyller ile pasif kenar, aktif kıtasal kenar, kıtasal ada yayı ve okyanusal ada yayı gibi diğer tektonik ortamlar arasında bir ilişki kurulabilmektedir.

Taylor ve McLennan (1985) kaynak alandan gelen malzemeyi homojen olarak içermelerinden dolayı, şeyllere ait iz element jeokimiyalarının kaynak alanlarının ve tektonik ortamlarının göstergesi durumunda olduğunu ileri sürmüştür. Bu düşünceden hareketle birçok araştırmacı kumtaşları ve özellikle de şeyllerin ana ve iz element jeokimyasını kullanarak onların kaynak alanları ile tektonik ortamları arasındaki ilişkiyi ortaya koymaya çalışmıştır (Bhatia ve Crook, 1986; Nelson ve DePaolo, 1988; Condie ve Wronkiewicz, 1990; Murray vd., 1990; Floyd, 1991). Bhatia (1983) tarafından  $Fe_2O_3^*+MgO$  e karşı  $TiO_2$  ve  $Al_2O_3/SiO_2$  gibi ana elementler kullanılarak tektonik ortam ayırım diyagramları oluşturmuştur. Fe ve Ti düşük hareketlilikleri ve deniz suyunda kısa süre kalabildiklerinden tektonik ortam ve kaynak alan ayırımında oldukça kullanışlıdır (Holland, 1978). Aynı şekilde Mg, deniz suyunda uzun süre kalabilmesine rağmen, düşük geçirimsizlikleri nedeni ile türbiditler şeklinde kıta kenarlarında çökelen kırıntılı kayaçlarda değişmeden kalabilmektedir (Blatt vd., 1980).  $Al_2O_3/SiO_2$  oranı ise kırıntılı kayaçlarda kuvars zenginleşmesini vermektedir. Çalışılan kayaçlar Bhatia (1983)'nin  $Fe_2O_3^*+MgO$  e karşı  $Al_2O_3/SiO_2$  diyagramına aktarıldığında (Şekil 5.5), Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşları pasif kenar tektonik ortamı civarında toplanırken, Hardişi Formasyonu'na ait kayaçlar ise çoğunlukla aktif kıtasal kenar tektonik ortamında toplanmaktadır. Diğer taraftan, Çamdere ofiyolitik karışığına ait kumtaşlarının bu diyagramda belirgin bir seçicilik sergilemediği dikkati çekmektedir. Ancak daha ayrıntılı bir şekilde incelendiğinde, okyanusal yay ortamına düşen bazik kırıntılı örnek dışında, kumtaşlarının



Şekil 5.5. a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların  $Fe_2O_3+MgO$  e karşı  $TiO_2$  ve  $Al_2O_3/SiO_2$  tektonik ortam ayırım diyagramları (Bhatia, 1983). ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı.

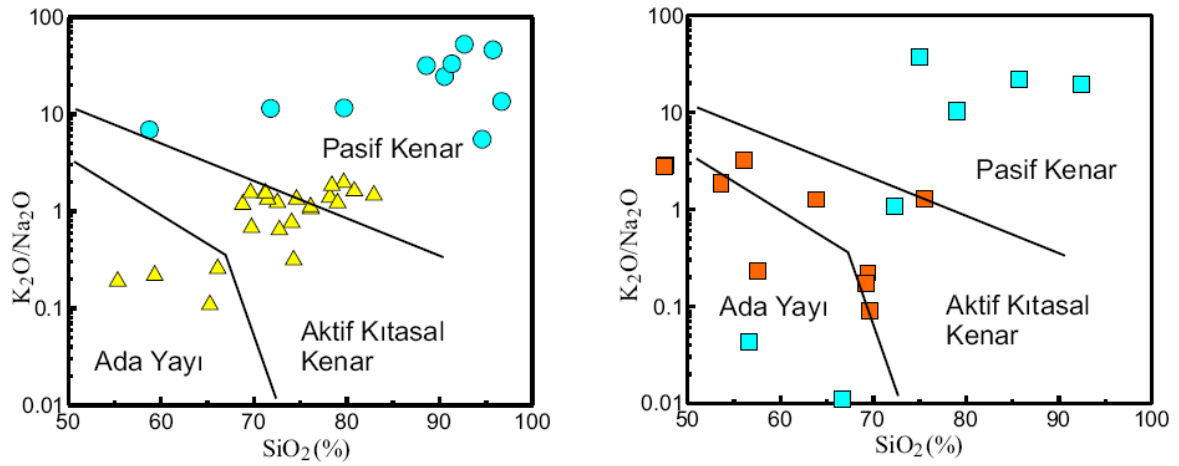


Şekil 5.6. a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Ayırım Fonksiyonu-I'e karşı Ayırım Fonksiyonu-II tektonik ortam ayırım diyagramları (Bhatia, 1983). ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı. Ayırım I =  $-0.0447SiO_2 - 0.072TiO_2 + 0.008Al_2O_3 - 0.267Fe_2O_3 + 0.208FeO - 3.082MnO + 0.140MgO + 0.195CaO + 0.719Na_2O - 0.032K_2O + 7.510P_2O_5 + 0.303$ , Ayırım II =  $-0.421SiO_2 + 1.988TiO_2 - 0.526Al_2O_3 - 0.551Fe_2O_3 - 1.610FeO + 2.720MnO + 0.881MgO - 0.907CaO - 0.177Na_2O - 1.840K_2O + 7.244P_2O_5 + 43.57$

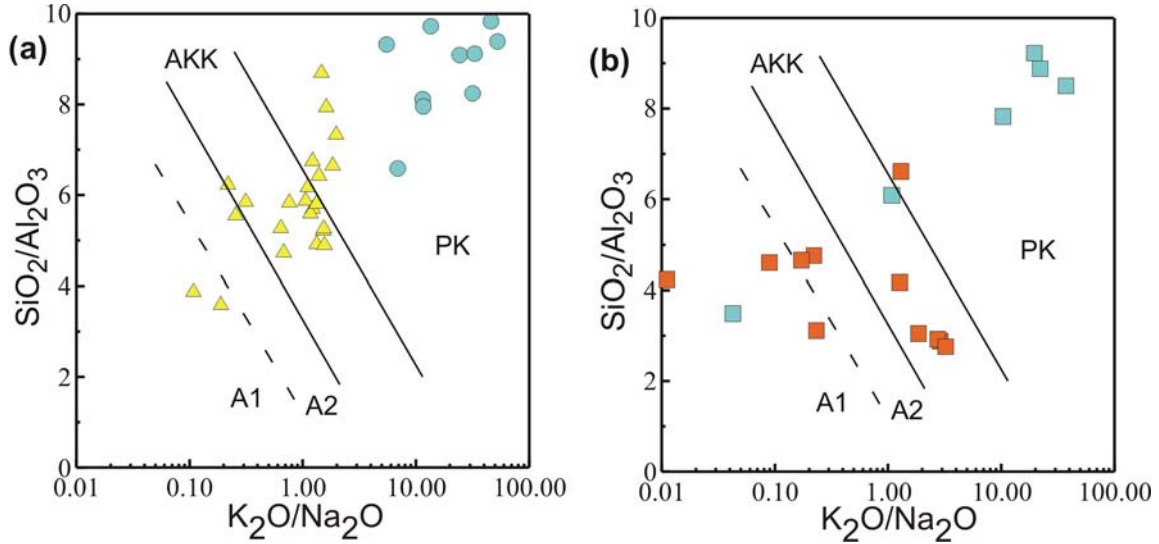
pasif kenar ortamında yer aldığı görülmektedir. Buna karşılık, sleytler ise çoğunlukla okyanusal yay ve daha az olarak da yitimle ilişkili diğer iki tektonik ortam alanlarında yer almaktadırlar.

Bhatia (1983) ikili ana oksit diyagramları yanı sıra, ana elementleri çoklu bir şekilde kullanarak Ayırım-I ve Ayırım-II fonksiyonları şeklinde yine iki eksenli bir tektonik ortam ayırım diyagramı oluşturmuştur (Şekil 5.6). Yatay ekseninde yer alan Ayırım-I fonksiyonu, sağ tarafa doğru kayaçlarda artan mafik bileşen oranını temsil ederken, düşey





Şekil 5.7. a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların  $\text{SiO}_2$  e karşı  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  tektonik ortam ayırım diyagramları (Roser ve Korsch, 1986). ● Çatalçeşme kumtaşı, ▲ Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■ Çamdere sleyt, ■ Çamdere kumtaşı, silttaşı.



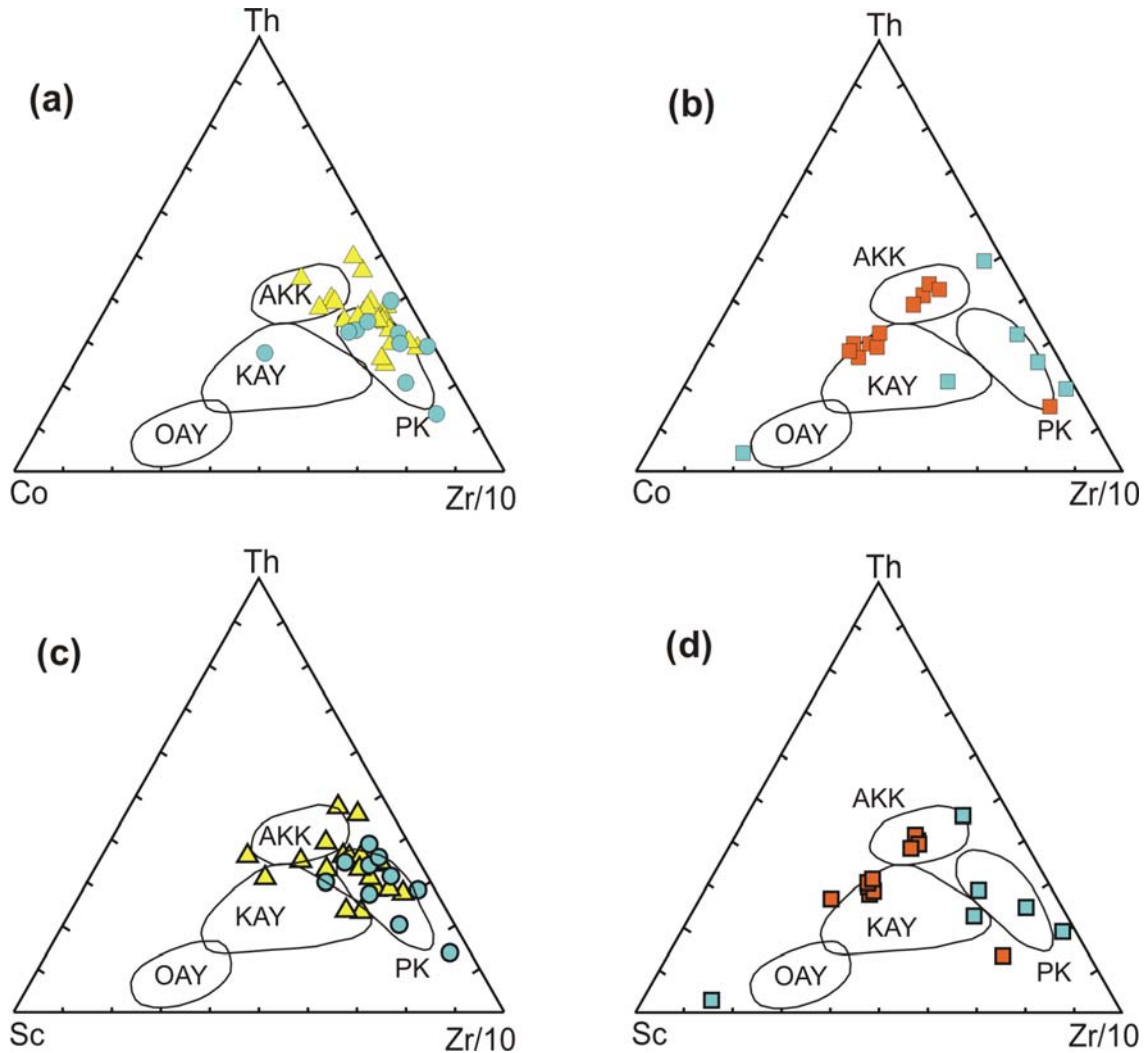
Şekil 5.8. a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 'e karşı  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  tektonik ortam ayırım diyagramları (Maynard vd., 1982). ● Çatalçeşme kumtaşı, ▲ Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■ Çamdere sleyt, ■ Çamdere kumtaşı, silttaşı.

eksende yer alan Ayırım-II fonksiyonu yukarı doğru kayaçların olgunlaşma derecesini temsil etmektedir. Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşları, kalsit çimento bakımından zenginleşen iki örnek dışında, pasif kenar tektonik ortamında toplanarak, çoğunlukla aktif kıtasal kenar ve daha az olarak kıtasal ada yayı ve okyanusal ada yayı gibi yitimle ilişkili tektonik ortamlarda dağılım sunan Hardişi Formasyonu'na ait kayaçlardan ayrılmaktadır.

Kumtaşı ve şeyllerin tektonik ortamlarını ayırmada en yaygın olarak kullanılan diyagramlardan biri  $\text{SiO}_2$ 'ye karşı  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  oranının kullanıldığı değişim diyagramıdır (Roser ve Korsch, 1986). Kumtaşlarının  $\text{SiO}_2$  içeriği taşınma mesafesine ve süresine bağlı



olarak önemli oranlarda değişebildiğinden, SiO<sub>2</sub> eksenine, sağ tarafa doğru gidildikçe kumtaşlarının artan olgunlaşma derecesini yansıtmaktadır. K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O oranı ise fiziksel ve kimyasal ayrışma olayları sırasında benzer davranışlar gösteren K'lu feldispat ve mikaya karşı sodik plajiyoklas içeriğini yansıtmaktadır. Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşları bu diyagrama aktarıldığında, pasif kenar alanlarına düştüğü görülmektedir (Şekil 5.7). Buna karşılık Hardişi Formasyonu'na ait kumtaşı, silttaşı ve şeyller, bir kaç pasif kenar ortamına düşmekle birlikte, çoğunlukla aktif kıtasal kenar ve ada yayı gibi yitimle ilişkili tektonik ortamlara düşerek Çatalçeşme Formasyonu'na ait örneklerden belirgin bir şekilde ayrılmaktadırlar. Çamdere ofiyolitik karışığına ait kumtaşı, silttaşı ve şeyller ise



Şekil 5.9. a) Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına, b) Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçların Th-Co-Zr/10, c ve d) Th-Sc-Zr/10 tektonik ortam ayırım diyagramları (Bhatia ve Crook, 1986). ●Çatalçeşme kumtaşı, ▲Hardişi kumtaşı, silttaşı ve şeyl, ■Çamdere sleyt, ■Çamdere kumtaşı, silttaşı. OAY: Okyanusal ada yayı; KAY: Kıtasal ada yayı; AKK: Aktif kıtasal kenar; PK: Pasif kenar.

diyagramda belirgin bir tektonik alan tercihi yapmayıp her üç alana dağılmaktadırlar. Ancak daha ayrıntılı incelendiğinde istifin çoğunlukla tabanında yer alan ve Çatalçeşme Formasyonu kumtaşları ile benzer modal mineralojiye sahip olan kumtaşlarının pasif kenar alanında, şeyllerin ise Hardişi Formasyonu kayaçlarına benzer şekilde aktif kıtasal kenar ve ada yayı tektonik ortamlarında toplandığı görülmektedir. Maynard vd. (1982) tarafından  $\text{SiO}_2$  yerine  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  kullanılarak oluşturulan benzer bir diyagram olan  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 'e karşı  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  diyagramında da çalışılan örnekler benzer alanlarda yer almaktadırlar (Şekil 5.8).

Uyumsuz elementlerden Th ve Zr/10'a karşı uyumlu elementler olan Sc ve Co'nun kullanılması ile oluşturulan üçgen tektonik ortam ayırım diyagramları Şekil 5.9'da verilmiştir (Bhatia ve Crook, 1986). Bu diyagramlarda Th-Zr/10 eksenini felsik uç bileşenleri, Sc ve Co köşeleri ise mafik uç bileşenlerin katkı oranını temsil etmektedir. Diyagramlarda da görüldüğü üzere Çatalçeşme ile Hardişi arasında belirgin bir ayırım sağlanamamakla birlikte, Çatalçeşme kumtaşlarının tamamı pasif kenar ortamında toplanırken, Hardişi Formasyonu'na ait kayaçlar çoğunlukla pasif kenar olmak üzere aktif kıtasal kenar ortamlarında yer almaktadırlar. Diğer taraftan Çamdere ofiyolitik karışığına ait sleytler mafik bileşen köşelerinden (Sc ve Co) felsik eksenlere (Th-Zr/10) doğru yaklaşık doğrusal bir yönseme göstermekte ve aktif kıtasal kenar ile kıtasal ada yayı ortamlarında toplanmaktadırlar. Kumtaşları ise Çatalçeşme Formasyonu kumtaşlarının da toplandığı pasif kenar tektonik ortamında yer almaktadırlar. Bazik kayaç kırıntılarında oluşan kumtaşı örneği ise tipik bir şekilde okyanusal ada yayı alanına çok yakın olarak konumlanmaktadır.

## 6. SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında Demirözü (Bayburt) Permo-Karboniferi olarak da bilinen Sakarya Zonu'nun doğusundaki Paleozoyik yaşlı tortul kayaçlar, stratigrafik, sedimantolojik ve jeokimyasal açıdan çalışılmışlardır. Elde edilen sonuçlar maddeler halinde aşağıdaki şekilde özetlenebilir.

1-Çatalçeşme Formasyonu başlıca kumtaşı, kireçtaşı ve çamurtaşları ile temsil edilen sekansiyel bir istif niteliğindedir. Sekanslardaki her bir litolojik seviye çok farklı kalınlıklarda olabildiğinden, her litolojinin bir tabaka ile temsil edildiği türbiditik sekanslardan ayrılmaktadır. Bu nedenle her bir sekansın kalınlığının deniz seviyesinin maksimum ve minimum olduğu zaman aralığının büyüklüğü ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Çatalçeşme Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Hardişi Formasyonu ise tabanda iri taneliler ile başlayan ve üste doğru ince tanelilere geçiş gösteren transgresif bir karakter sunmaktadır. Diğer taraftan daha güney doğudaki Çamdere'de yer alan Permo-Karbonifer, matriksini sleytlerin oluşturduğu kireçtaşı, kumtaşı ve bazalt blokları içeren bir melanj niteliğindedir. Sleytlerin düşük CaO içerikleri kökensel olarak abisal killerden itibaren başkalaşmış olabileceklerini, bazaltların toleyitik karakterli olmaları da abisal toleyit ya da okyanusal ada yayı bazaltı olabileceklerini göstermektedir. Bu litolojik ve yapısal özellikleri nedeniyle birim ofiyolitik melanj niteliği taşımaktadır.

2-Çatalçeşme kumtaşları ile Hardişi kumtaşları modal mineralojik bileşim olarak birbirinden belirgin bir şekilde ayrılmaktadırlar. Çatalçeşme kumtaşları tekrar döngülenme (reworked or resedimented) sonucu olgunlaşan kumtaşlarının yer aldığı subarkoz, sublitarenit ve kuvars arenit alanlarında toplanmaktadırlar. Buna karşılık Hardişi kumtaşları yüksek feldspat içeriği ile arkoz veya arkozik arenit alanında yer almaktadır. Diğer taraftan Çamdere ofiyolitik karışığına ait kumtaşları, bir örnek dışında, Çatalçeşme Formasyonu'nu kumtaşlarına benzer modal mineralojik bileşim sunmaktadır.

3-Çatalçeşme kumtaşları çok yüksek SiO<sub>2</sub> (% 88-97) içerikleri ile orta-yüksek SiO<sub>2</sub> (% 66-81) içeriğine sahip Hardişi Formasyonu kayaçlarından ayrılmaktadırlar. Bu durum değişim diyagramlarında Co, Cr, Ni, Sc, Y, Hf, Zr ve Nb gibi konsantrasyonları örtüşen geçiş elementleri ve YÇAE için farklı iki yönsemenin oluşmasına yol açmıştır. Ofiyolitik karışığa ait kayaçlar ise çok geniş bir SiO<sub>2</sub> (% 47-92) aralığı sunmaktadırlar. Kumtaşları

ve sleytler ayrı ayrı değerlendirildiğinde, kumtaşları Çatalçeşme kumtaşları ile örtüşen jeokimyasal bileşimlere sahiptirler.

4-Çatalçeşme Formasyonu'na ait kumtaşlarının CIA (Chemical Index of Alteration) değerleri 75-81 arasındadır. Bu değerler kaynak alanda sıcak ve nemli bir iklimin hüküm sürdüğünü, sedimentlerin bu koşullar altında yoğun bir kimyasal ayrışmaya uğradıklarını göstermektedir. Bu koşullar Çatalçeşme Formasyonu tortularının çökelişi boyunca aralıklarla sera etkili bir dünya ikliminin varlığını öngörmektedir. Hardişi Formasyonu'na ait kayaçlar ise kaynak alanda orta derecede kimyasal ayrışma anlamına gelen değerlere (58-65) sahiptir. Çamdere ofiyolitik karışığına ait sleytler 67-79 gibi nispeten yüksek ve dar bir aralıkta CIA değerleri sunarken, kumtaşları 60-79 gibi daha geniş bir CIA aralığı sunmaktadırlar.

5-Çatalçeşme ve Hardişi formasyonlarına ait kayaçların ana ve iz element jeokimyası tamamen felsik bir kaynaktan beslendiklerini göstermektedir. Granitlere benzer NTE profilleri granitik veya riyolitik bileşime sahip kayaçların kaynak alanda yer aldığını göstermektedir. Buna rağmen ortalama üst kabuk bileşimini temsil eden PAAS ile karşılaştırıldıklarında, Çatalçeşme kumtaşlarının PAAS'a göre tüketildiği görülmektedir. Bu durum, Çatalçeşme kumtaşlarının olgunlaşmış olmaları, diğer bir ifade ile NTE'leri az miktarda içeren kuvarsın taşınma ve çökme olayları sırasında kumtaşlarında zenginleşmiş olması ile açıklanabilir. Daha az oranlarda olmakla birlikte benzer bir durum Hardişi Formasyonu kayaçları içinde söz konusudur. Diğer taraftan Çamdere ofiyolitik karışığına ait sleytlerin ana ve iz element jeokimyası çoğunlukla ortaç jeokimyasal bileşime sahip bir kaynağa işaret etmektedir. Sleytler bu bileşimi felsik kaynaktan gelen malzeme ile mafik kaynaktan gelen malzemenin yaklaşık eşit oranlarda karışması sonucu da kazanmış olabilirler. Çamdere kumtaşları ise bazik kayaç kırıntılarında oluşan örnek dışında Çatalçeşme kumtaşları ile aynı kaynak alan karakteristiklerine sahiptirler. Bazik kayaç parçalarından oluşan örnek yatay NTE profili ve PAAS' a göre tüketilmiş HNTE ve zenginleşmiş ANTE profili ile okyanusal ada yayı bazaltlarına benzemektedir.

6-Çalışılan kırıntılı kayaçlar, çökeldikleri tektonik ortamları ayırt etmek için oluşturulan bütün tektonik ortam diyagramlarında birbiri ile uyumlu sonuçlar vermişlerdir. Gerek ana element ve gerekse iz elementlere karşı oluşturulan ikili ve üçlü tektonik ortam diyagramlarında Çatalçeşme kumtaşları tipik bir şekilde pasif kenar ortamına düşmektedir. Bu ortam, tortuların yeniden döngülenmesi ve olgunlaşması ile karakterize olan bir ortamdır. Hardişi Formasyonu'na ait kumtaşı, silttaşı ve şeyllerin bir kaçı pasif kenar

ortamına düşmekle birlikte, çoğunlukla aktif kıtasal kenar ve ada yayı gibi yitimle ilişkili tektonik ortamlara düşerek Çatalçeşme Formasyonu'na ait örneklerden belirgin bir şekilde ayrılmaktadırlar. Diğer taraftan, Çamdere ofiyolitik karışığına ait kayaçlar çok geniş bir tektonik ortam aralığı sunuyor gibi görünseler de, ayrıntılı olarak incelendiklerinde, bazik kayaç parçaları içeren örnek dışında, kumtaşlarının Çatalçeşme Formasyonu kumtaşları ile aynı tektonik ortamda yer aldığı görülmektedir. Bazik kırıntılı kayaç parçalarından oluşan kumtaşı, kökensel olarak diğerlerinden ayrıldığı gibi, tektonik ortam olarak da okyanusal ada yayı ortamına düşerek birim içerisindeki diğer kumtaşlarından ayrılmaktadır. Şeyller ise Hardişi Formasyonu kayaçlarına benzer şekilde aktif kıtasal kenar ve ada yayı gibi yitimle ilişkili tektonik ortamlarda yer almaktadır.

## 7. KAYNAKLAR

- Ağar, Ü., 1977. Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi. Ph. D. thesis. İstanbul University. Science Faculty, 59 s.
- Akaryalı, E., 2010. Arzular (Gümüşhane-KD Türkiye) altın yatağının jeolojik, mineralojik, jeokimyasal ve kökensel incelemesi. Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, KTÜ, Trabzon
- Akdeniz, N., 1988. Demirözü Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri. Türkiye Jeoloji Bülteni 31, 71-80.
- Akdeniz, N., Akçören, F. ve Timur, E., 1994. Aşkale-İspir Arasının Jeolojisi, MTA Genel Müd., Jeoloji Etütler Dairesi Başkanlığı, Rapor No. 9731.
- Akdoğan, R., 2011. Erken-Orta Jura yaşlı kumtaşı ve şeyllerin (Gümüşhane-Bayburt) jeokimyasal özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü 115 s.
- Arslan, M., Aliyazıcıoğlu, I., 2001. Geochemical and petrological characteristics of the Kale (Gümüşhane) volcanic rocks: implications for the Eocene evolution of eastern Pontide arc volcanism, northeast Turkey. International Geology Review 43 (7), 595–610.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. ve Kurt, H., 1997. Geochemistry and Petrogenesis of the Eastern Pontide Volcanic Rocks, Northeast Turkey, Chemi der Erde, 57, 157-187.
- Bauluz, B., Mayayo, M.J., Fernandez-Nieto, C., Gonzalez Lopez, J.M., 2000. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. Sedimentary Geology 168, 135–150.
- Bektaş, O., Pelin, S. Ve Korkmaz, S., 1984 Doğu Pontid Yay Gerisi Havzasında Manto Yükselimi ve Polijenetik Ofiyolit Olgusu, Türkiye Jeoloji Kurumu Ketin Sempozyumu, 175-189.
- Bektaş, O., Şen, C, Atıcı, Y. ve Köprübaşı, N., 1999. Migration of the Upper Cretaceous Subduction-Related Volcanism Towards the Back-Arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), Geol. Journal, 34, 95-106.
- Bhatia, M. R., 1983. Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones, J. Geol. 91, 611-627.
- Bhatia, M. R. ve Crook, K. A. W., 1986. Trace Element Characteristics of Greywakes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins, Contrib. Mineral. Petrol., 92, 181-193.
- Blatt, H., Middleton, G.V., Murray, R., 1980. Origin of Sedimentary Rocks: Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall 782 p.
- Burşuk, A., 1975. Bayburt Yöresinin Mikropaleontolojik ve Stratigrafik İrdelenmesi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 196.

- Button, A., Tyler, N., 1979. Precambrian palaeoweathering and erosion surfaces in southern Africa: review of their character and economic significance. *Econ. Geol. Res. Unit, Univ. Witwatersrand, Johannesburg, Info. Circ. 135*, p. 37.
- Brenchley, P.J., Carden, G.A.F., and Hints, L., 2003. High-resolution stable isotope stratigraphy of Upper Ordovician sequences: Constraints on the timing of bioevents and environmental changes associated with mass extinction and glaciation: *Geological Society of America Bulletin* 115, 89–104.
- Creaser, R.A., Erdmer, P., Stevens, R.A. ve Grant, S.L., 1997. tectonic affinity of Nisutlin and Avil assemblages strata from the Telsin tectonic zone, northern Canadian Cordillera: constraints from neodymium isotope and geochemical evidence. *Tectonics* 16, 107-121.
- Condie, K.C., Dengate, J., Cullers, R.L., 1995. Behaviour of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 279–294.
- Condie, K.C., Des Marais, D.J., Abbott, D., 2001. Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? *Precambrian Research* 106, 239–260.
- Condie, K. C. ve Wronkiewicz, D. J., 1990. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapwal Craton as an index of craton evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97, 256-267.
- Cullers, R.L., 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 4955–4972.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51, 181–203
- Cullers, R.L., Barret, T., Carlson, R., Robinson, B., 1987. Rareearth element and mineralogical changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. *Chem. Geol.* 63, 275–295.
- Çoğulu, E., 1970. Gümüşhane ve Rize Granitik Plütonlarının Mukayeseli Petrolojik ve Jeokronometrik Etüdü, Doçentlik Tezi, İ.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul, 186.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize Bölgelerinde Petrolojik ve Jeokronometrik Araştırmalar, İTÜ Yayını, No. 1034, İstanbul.
- Dickinson, W.R., Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions: *Amerikan Association of Petroleum Geologists Bulletin* 63, 2164-2182.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. & Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstone in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 93, 222–235.
- Diskin, S., Evans, J., Fowler, M.B., Guion, P.D., 2011. Recognising different sediment provenances within a passive margin setting: Towards characterising a sediment

source to the west of the British late Carboniferous sedimentary basins. *Chemical Geology* 283, 243-160.

- 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: The Köse composite pluton. *Gondwana Research* 19, 926–944.
- Dokuz, A., Karlı, O., Chen, B., Uysal, I., 2010. Sources and petrogenesis of Jurassic granitoids in the Yusufeli area, Northeastern Turkey: implications for pre- and post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides. *Tectonophysics* 480, 259–279.
- Dokuz, A., Tanyolu, E., 2006. Geochemical constraints on the provenance, mineral sorting and subaerial weathering of Lower Jurassic and Upper Cretaceous clastic rocks from the eastern Pontides, Yusufeli (Artvin), NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 15, 181–209.
- Dokuz, A., Uysal, İ., Kaliwoda, M., Karlı, O., Kandemir R., 2011. Early abyssal- and late SSZ-type vestiges of the Rheic oceanic mantle in the Variscan basement of the Sakarya Zone, NE Turkey: Implications for the sense of subduction and opening of the Paleotethys. *Lithos*, 176-191
- Eren, M., 1983. Gümüşhane Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Eyüboğlu, Y., 2006, Doğu Pontid Magmatik Yayı'nda Alaska-Tip Mafik-Ultramafik Kayaçların tanımı ve Jeotektonik Önemi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 205 s., Trabzon.
- Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektaş, O., Rojay, B., Şen, C., 2010. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic–mafic complex in the Eastern Pontides, NE Turkey. *Gondwana Research* 18, 230–252.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Chung, S.L., 2011. Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust–mantle transition zone: Petrology, geochemistry and U–Pb zircon chronology of the Seme adakites, Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos* 121, 151–166.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., and Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921–924,
- Fedo, C.M., Eriksson, K.A., Krogstad, E., 1996. Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: implications for provenance and source-area weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1751–1763.
- Floyd, P. A., 1991. Rhenohercynian sandstone chemistry, in Morton, A. C., Todd, S. P. and Haughton, P. D. W., Eds., *Developments in Sedimentary Provenance Studies: Geological Society Special Publication* 57, 173-188.
- Gedik, L., Kırmacı, M. Z., Çapkinoğlu, Ş., Özer, E. ve Eren, M., 1996. Doğu Pontidlerin Jeolojik Evrimi, KTÜ, Jeoloji Müh. Böl. 30. yıl Sempozyumu, Korkmaz, S., ve Akçay, M., KTÜ, Trabzon Bildiriler Kitab-II, 654-677.
- Gedikoğlu, A. Özsayar, T. ve Pelin, S., 1979. The Main Lines of the Geotectonic Evolution of the Eastern Pontids in Mesozoic, *Era: Geocome-I*, 555-850.



- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. ve Yılmaz, Y., 1983. Pontidlerde Neo-Tetis'in Kuzey Kolunun Açılmasına İlişkin Sedimentolojik Veriler, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, 11-20.
- Gürsoy, H., 1989. Kelkit ve Yakın Dolayının Stratigrafisi ve Tektoniği, Doktora Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas.
- Gürsoy, H., Öztürk, A., ve İnan, S. 1993, Kelkit (Gümüşhane) ve yakın dolayının tektono-stratigrafik gelişimi. A. Suat Erk Simpozyumu (2-5 Eylül 1991) Bildirileri, 53-64.
- Güven, İ. H., 1993. Doğu Pontitler'in 1/250.000 Ölçekli Kompilasyonu, M.T.A., Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Hacıalioğlu, T., 1983. Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 121.
- Hassan, S., Ishiga, H., Roser, B.P., Dozen, K., Naka, T., 1999. Geochemistry of Permian–Triassic shales in the Salt Range, Pakistan: implications for provenance and tectonism at the Gondwana margin. *Chemical Geology* 158, 293–314.
- Herron, M. M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core and log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 820-629.
- Hofmann, A., 2005. The geochemistry of sedimentary rocks from the Fig Tree Group, Barberton greenstone belt: implications for tectonic, hydrothermal and surface processes during mid-Archaean times. *Precambrian Research* 143, 23–49.
- Hofmann, A., Bolhar, R., Dirks, P., Jelsma, H., 2003. The geochemistry of Archean shales derived from a mafic volcanic sequence, Belingwe greenstone belt, Zimbabwe: provenance, source area unroofing and submarine versus subaerial weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 421–440.
- Holland, H.D., 1978. The chemistry of the atmosphere and oceans. Wiley, New York.
- Hoş-Çebi, F., 1998. Kelkit-Şiran (Gümüşhane) ve Yusufeli (Artvin) Yöreleri Jura Yaşlı Kömürlerinin İnorganik Jeokimyası, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Ingersol, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sates, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes. A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 103-116.
- Kandemir, R., 2004, 'Gümüşhane yakın yörelerindeki Erken-Orta Jura Yaşlı Şenköy Formasyonu'nun Çökel Özellikleri ve Birikim Koşulları', KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Kandemir, R., Lerosey-Aubril, R., 2011. First report of a trilobite in the Carboniferous of Eastern Pontides, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 20, 179–183.
- Kaygusuz, A., Siebel, W., Şen, C., Satir, M., 2008. Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, eastern Pontides, NE Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 97, 739–764.
- Karslı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2010a. Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-

type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harsit Pluton, Eastern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 467–487.

- Karlı, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydın, F., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2010b. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos* 114, 109–120.
- Karlı, O., Ketenci, M., Uysal, I., Dokuz, A., Aydın, F., Chen, B., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2011. Adakite-like granitoid porphyries in the Eastern Pontides, NE Turkey: Potential parental melts and geodynamic implications. *Lithos* 127, 354-372,
- Kaygusuz, A., ve Aydınçakır, E., 2011. Petrogenesis of a Late Cretaceous composite pluton from the Eastern Pontides: the Dağbaşı pluton, NE Turkey. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-abhandlungen* 188 (3), 211-233.
- Kesgin, Y., 1983. Bayburt (Gümüşhane) İlçesi, Akşar Köyü ve Güneybatısının Jeolojik İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Keskin, İ., 1987. Pulur metamorfitlerinin yaşı ile ilgili yeni bir bulgu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 107, 171-174.
- Keskin, İ., Korkmaz, S., Gedik, İ., Ateş, M., Gök, L., Küçümen, Ö. ve Erkal, T., 1990. Bayburt Dolayının Jeolojisi, MTA Raporu, Ankara, No. 8995.
- Ketin, İ., 1950. Bayburt Bölgesinin Jeolojisi. MTA Enstitüsü, Derleme, Rapor No. 1949, (yayımlanmamış).
- Ketin, İ., 1951. Bayburt bölgesinin jeolojisi hakkında. İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, Mecmua 21, 113-127.
- Ketin, İ. 1966. Türkiye'nin Tektonik Birlikleri, M.T.A. Yayını, 66. s. Ankara
- Kılıç, N., 2009. Gümüşhane-Bayburt yörelerinde Kretase-Tersiyer Geçişinin Foraminifer ve Sedimentoloji Kayıtları, Doktora Tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta.
- Korkmaz, S. ve Baki, Z., 1984. Demirözü (Bayburt) Yöresinin Stratigrafisi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 5, 107-115.
- Lee, Y.I., 2002. Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic–early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea. *Sedimentary Geology* 149, 219–235.
- Maynard, J.B., Valloni, R., Yu, H.-S., 1982. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. In: J.K. Legget (Editor), *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 10, 551-561.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Reviews in Mineralogy, 21. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- McLennan, S.M., Hemming, S.R., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M.L., Basu, A.

- (Eds.), Processes controlling the composition of clastic sediments: Geological Society of America Special Paper, 284, pp. 21–40.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deepsea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 2015–2050.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., Kroner, A., 1983. Geochemical evolution of Archean shales from South Africa: I. The Swaziland and Pongola Supergroups. *Precambrian Res.* 22, 93–124.
- McLennan, S. M., Nance, W. B. ve Taylor, S. R., 1980. Rare Earth Element-Thorium Corelation in Sedimentary Rocks, and the Composition of the Continental Crust, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1833-1839.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *J. Geol.* 99, 1–21.
- Murphy, J.B., Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., 2010. Comparative evolution of the Iapetus and Rheic oceans: a North America perspective. *Gondwana Research* 17 (2–3), 482–499.
- Murray, R. C., Buchholtz Ten Brink, M. R., Jones, D. L., Gerlach, D. C. ve Russ, G. P., 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology* 18, 268-271.
- 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 Research* 17 (2–3), 194–222.
- Nedachi, Y., Nedachi, M., Bennett, G., Ohmoto, H., 2005. Geochemistry and mineralogy of the 2.45 Ga Pronto paleosols, Ontario, Canada. *Chemical Geology* 214, 21–44.
- Nelson, B. K. ve DePaolo, D. J., 1988. Comparison of isotopic and petrographic provenance indicators in sediments from Tertiary continental basins of New Mexico, *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 348-357.
- Nesbitt, H.W., Markovics, G., Price, R.C., 1980. Chemical processes affecting alkalines and alkaline earths during continental weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 1659–1666
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1523–1534.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.* 97, 129–147.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M. (1996) Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology* 43, 341–358.

- Okay, A., Leven, E.J., 1996. Stratigraphy and paleontology of the Upper Paleozoic sequences in the Pulur (Bayburt) region, Eastern Pontides. *Turkish Journal of Earth Sciences* 5, 145–155.
- Okay, A. I. ve Şahintürk, O., 1997. Geology of the Eastern Pontides, In: A. G. Robinson, (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea ve Surrounding Region*. AAPG Mem, 68, 291-311.
- 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 regions. *Geology* 22, 267–270.
- Okay, A., Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Sérane, M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications 156, pp. 475–515.
- Özdoğan, K., 1983. Gümüşhane İli-Kale Bucağı Çevresinin Jeolojisi ve Tektoniği, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Özdoğan, K., 1992. Karadağ (Torul-Gümüşhane) ve Yakın Çevresinin Jeolojisi-Mineraolojisi-Petrografisi ve Maden Zuhurlarının Genetik İncelenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Özer, E., 1984. Bayburt Yöresinin Jeolojisi, Trabzon, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Dergisi, 3,1,2, 77-89.
- Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından İncelenmesi, Doç. Tezi, K.T.Ü. Yer Bilimleri Fakültesi, No: 13, Trabzon. 115
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. ve Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, NewYork.
- Qing, H.R., Veizer, J., 1994, Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: Implications for coeval seawater: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 4429– 4442.
- Reimer, T.O., 1985. Volcanic rocks and weathering in the early Proterozoic Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Geol. Surv. Finl. Bull.* 331, 33–49.
- Robinson, A.G., Banks, C.J., Rutherford, M.M., Hirst, J.P.P., 1995. Stratigraphic and structural development of the eastern Pontides, Turkey. *Journal of the Geological Society of London* 152, 861–872.
- Roddaz, M., Debat, P., Nikiéma, S., 2007. Geochemistry of Upper Birimian sediments (major and trace elements and Nd–Sr isotopes) and implications for weathering and tectonic setting of the Late Paleoproterozoic crust, *Precambrian Research* 159, 197-211.
- Roser, B. P. ve Korsch, R. J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suits using SiO<sub>2</sub> and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology* 94, 635-650.
- Roser, B. P. ve Korsch, R. J., 1988. Provenance Signatures of Sandstone-Mudstone Suites Determined Using Discrimination Function Analysis of Major-Element Data, *Chem. Geol.*, 67, 119-139.

- Sambasiva Rao, V.V., Sreenivas, B., Balaram, V., Govil, P.K., Srinivasan, R., 1999. The nature of the Archaean upper crust as revealed by the geochemistry of the Proterozoic shales of the Kaladgi basin, Karnataka, southern India. *Precambrian Res.* 98, 53–65.
- Saydam Ç., (2002). Doğu Pontidler’de Geç Kretase yaşlı kırıntılı çökellerin sedimanter, petrografik ve organik jeokimyasal özellikleri. Doktora Tezi, KTÜ. Fen Bil., Trabzon.
- Saydam Eker, Ç., Korkmaz, S., 2011. Mineralogy and whole-rock geochemistry of Late Cretaceous sandstones from the Eastern Pontides (NE Turkey). *Neues Jahrbuch für Mineralogie-abhandlungen* 188 (3), 235-256.
- Schau, M., Henderson, J.B., 1983. Archean chemical weathering at three localities on the Canadian Shield. *Precambrian Res.* 20, 189–224.
- Seymen, İ., 1975. Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi Yayını, İstanbul.
- Siever, R., 1979. Plate-Tectonic Controls on Diagenesis: *Journal of Geology*, 87, 127-155.
- Sipahi, F., 2005. Zigana Dağı Volkanitlerindeki Hidrotermal Ayrışmanın Mineralojisi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Sun, W-H., Zhou, M-F., Yan, D-P., Li, J-W., Ma, Y-X., 2008. Provenance and tectonic setting of the Neoproterozoic Yanbian Group, western Yangtze Block (SWChina). *Prekambrian Research* 167, 213-236.
- Şen, C., 2007. Jurassic Volcanism in the Eastern Pontides: Is It Rift Related or Subduction Related?, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 523-539.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Taşlı, K., 1990. Gümüşhane-Bayburt Yörelerinde Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Karbonat İstiflerinin Stratigrafisi ve Mikropaleontolojik İncelemesi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bil. Enstitüsü, Trabzon, 223.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publishing, Oxford. 312 pp.
- Tokel, S., 1972. *Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Region, N. E. Turkey*, Üniversty College, London.
- Topuz, G., 2000. Zur Petrologie der Metamorphen Gesteine des Pulur-Massivs, Östliche Pontiden, NE-Türkei, Doktora Tezi, Universität Heidelberg, 270.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M., Schwarz, W.H., 2004a. Low-grade metamorphic rocks from the Pulur complex, NE Turkey: implications for the pre-Liassic evolution of the Eastern Pontides. *International Journal of Earth Sciences* 93, 72–91.
- Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Werner, O., Schwarz, W.H., 2004b. Aluminous granulites from the Pulur complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallization. *Lithos* 72, 183–207.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Satır, M., Dokuz, A., 2005, Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycık granodiorite (Eastern Pontides, Turkey) *Contrib Mineral Petrol.*, 150: 441–455.

- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Dokuz, A., Meyer, H.P., 2007. Variscan amphibolite-facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex, Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 96, 861–873.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W.H., Zack, T., HasözbeK, A., Barth, M., Satır, M., Şen, C., 2010. Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüşhane pluton (NE Turkey). *Lithos* 116, 92–110.
- Topuz, G., Okay, A.I., Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebel, W., Zack, T., Satır, M., Şen, C., 2011. Post-collisional adakite-like magmatism in the Ağvanis massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos* 125, 131-150.
- Turan, M., 1978, Şiran (Gümüşhane) doğu yöresinin jeolojisi: Master tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, 57 s, (yayımlanmamış), Trabzon
- Turan, M., 1996. Şiran (Gümüşhane) Doğu Yöresinin Tektonik Özellikleri. KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü 30 Yıl Sempozyumu Bildirileri, Trabzon, 275-292.
- Wronkiewicz, D.J., Condie, K.C., 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: sourcearea weathering and provenance. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51 (9), 2401–2416.
- Yan, D., Chen, D., Wang, Q., Wang, J., 2010. Large-scale climatic fluctuations in the latest Ordovician on the Yangtze block, south China. *Geology* 38, 599-602.
- Yılmaz, C., 1985. Kelkit (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Yılmaz, C., 1993. Accumulation Rates of Jurassic-Lower Cretaceous Sediments in the Southern Zone of the Eastern Pontides (NE Turkey), *Giornale di Geologia*, 55, 2, 131-145.
- Yılmaz, C., 1995. Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Alt Jura Çökellerinin Fasiyes ve Ortamsal Nitelikleri (KD Türkiye), *Yerbilimleri*, 26, 119-128.
- Yılmaz, C., 1997. The Sedimentological Records of Cretaceous Platform-Basin Transition in the Gümüşhane Region (NE Turkey), *Geologie Mediterran.*, 24, 1,2, 125-135.
- Yılmaz, C., 2002. Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 45, 1, 141-165.
- Yılmaz, C. ve Kandemir, R., 2003. Şenköy Formasyonu: yeni bir formasyon adlaması. 3.stratigrafi çalışmayı bildiri özleri, Ankara, 14.
- Yılmaz, Y., 1972. Petrology and structure of the Gümüşhane granite and surrounding rocks, North-Eastern Anatolia, Ph. D. Thesis, Univ. London, 260 p.
- Yılmaz, Y., 1973. Gümüşhane Granitinin Yerleşmesi. Cumhuriyet'in 50 Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 485-490.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. ve Şengör, A. M. C., 1997. Geology of Tectonic Evolution of the Pontides, *AAPG Memoir*, 68, 183-226.

## ÖZGEÇMİŞ

**Adı :** Vahdet

**Soyadı :** TUNÇDEMİR

**Doğum Yeri, Yılı :** Adana, 1975

**Baba adı :** Sadettin

**Ana adı :** Nuriye

1975 yılında Adana ili, Karaisalı ilçesi Çatalan köyünde doğdu. 1986 yılında ilkokuldan, 1989 yılında ortaokuldan, 1992 yılında liseden mezun olan TUNÇDEMİR, 1992 yılında Fırat Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne girdi. 1996 yılında mezun olarak "Jeoloji Mühendisi" ünvanını aldı. 1997-1998 yılları arasında askerlik görevini yerine getirdi. 2004 yılında Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğünde göreve başladı. 2 yıl Doğu Toroslar'ın Jeolojisi Projesinde çalışan yazar, son 5 yıldır Doğu Karadeniz'le ilgili jeoloji projelerinde çalışmaktadır.

### İletişim Bilgileri :

MTA Genel Müdürlüğü

Jeoloji Etütleri Dairesi

Balgat/ANKARA

İş Tel : 201 15 47

e-posta adresi :v.tuncdemir@hotmail.com

