

**BOLKARDAĞI BİRLİĞİ DEVONİYEN YAŞLI
METAKLASTİK KAYAÇLARIN
PETROLOJİK İNCELENMESİ
Remzi ERYILMAZ
YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
2010**

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

BOLKARDAĞI BİRLİĞİ DEVONİYEN YAŞLI METAKLASTİK
KAYAÇLARIN PETROLOJİK İNCELENMESİ

Remzi ERYILMAZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

TEZ DANIŞMANI
PROF. DR. ÖMER BOZKAYA

SİVAS
2010

Bu alışma Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanmış ve jürimiz tarafından Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan Prof.Dr. Hüseyin YALÇIN

.....

Üye (Danışman) Prof.Dr. Ömer BOZKAYA

.....

Üye Doç.Dr. Hüseyin YILMAZ

.....

Bu tez çalışması, .../...../2010 tarihinde, Enstitü Yönetim Kurulu tarafından belirlenen ve yukarıda imzaları bulunan jüri üyeleri tarafından kabul edilmiştir.

.

Prof. Dr. Sezai ELAGÖZ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Bu tez, Cumhuriyet Üniversitesi Senatosu' nun 24.09.2008 tarihli toplantısında 7 sayılı kararla kabul edilen “Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Lisansüstü Tez Yazım Kılavuzu" adlı yönergeye göre hazırlanmıştır.

ÖZET

BOLKARDAĞI BİRLİĞİ DEVONİYEN YAŞLI METAKLASTİK KAYAÇLARININ PETROLOJİK İNCELENMESİ

Remzi ERYILMAZ

Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Ömer BOZKAYA

2010, 89 sayfa

Bu çalışmada, Orta ve Doğu Toroslar (Bozkır-Konya ve Kangal-Sivas) bölgelerinde yüzeyleyen, allokton Bolkardağı Birliği'ne ait Devoniyen yaşlı metaklastik kayaçlar üzerinde ince-kesit petrografisi, X-ışınları kırınımı (tüm kayaç, kil fraksiyonu, illit kristalinite, kristalit büyüklüğü ve b_0 parametresi) ve jeokimyasal (ana, iz ve REE) incelemeler gerçekleştirilmiştir.

Orta Toroslardaki İsalı formasyonu Gerez üyesi ve Doğu Toroslardaki Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi sleyt arakatlı metakumtaşlarından oluşmaktadır. Sığ denizel ortamı yansıtan metasilisiklastik litolojilerden oluşan bu birimler, Bolkardağı Birliği için kılavuz seviye konumundadır.

Metaklastik kayaçlar başlıca kuvars (monokristalin ve polikristalin), feldispat (mikroklin ve plajiyoklaz), fillosilikat (illit, klorit, C-V, C-S ve dikit) ve kayaç parçacıkları (fillit ve kuvarsit) içermektedir. Polikristalin kuvars, mikroklin ve fillitik kayaç parçacıkları Bakırtepe üyesinde, plajiyoklaz ise Gerez üyesinde daha yüksek miktarda bulunmaktadır. Gerez üyesi genellikle kuvars arenit, Bakırtepe üyesi ise subarkoz bileşimli metakumtaşları ile temsil olunmaktadır. Gerez üyesi metakumtaşları, daha az silis çimentolu olması, kloritin yanı sıra C-V ve C-S aratabakalıları içermesi ve daha belirgin yönlenme fabriği ve metamorfizma sergilemektedir. Ancak, Bakırtepe üyesi daha yüksek miktarda polikristalin kuvars, fillit parçacıkları ve dikit içermekte olup, daha düşük dokusal olgunluk, yönlenme ve metamorfizma derecesine sahiptir. Gerez üyesi illit + klorit + C-V ± C-S, Bakırtepe üyesi ise illit + dikit birlikteliği sunmaktadır.

İllitlerin kristalinite, kristalit büyüklüğü, $d_{(060)}$ ve politipi verilerine göre; Gerez üyesi epizon, Bakırtepe üyesi ankizon biçiminde batıdan doğuya doğru azalan metamorfizma derecesi sunmaktadır. Metaklastik kayaçlar diyajenetik kökenli 1M illit politipi içermesiyle karakteristik

olup; artan metamorfizma derecesiyle birlikte illitlerin $2M_1$ ($1M+1M_d$) politipi oranları artmakta, $d_{(060)}$ değerleri azalmaktadır.

Devoniyen yaşlı metaklastik birimler, altında ve üstündeki aynı yaşlı birimlere göre litolojik (kum boyu silisiklastik kayaçların baskınlığı) ve mineralojik (daha fazla feldispat ve kuvars içermesi, $1M$ illitlerin ortaya çıkması, farklı fillosilikat birliktelikleri) farklılıklara sahiptir. Stratigrafik bir farklılığa işaret eden bu mineralojik kayıtlar, kesiksiz bir sedimantasyondan ziyade, Variskan orojenezinden ileri gelen transgresyonla provenansın değişmesinden kaynaklanmaktadır.

Metakumtaşları SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 ve K_2O baskınlığı ile karakteristik olup; feldispat türlerine bağlı olarak Bakırtepe üyesi Gerez üyesine göre K_2O bakımından zengin, buna karşın CaO ve Na_2O bakımından daha fakirdir. Kimyasal bozuşma indeksi verileri Bakırtepe üyesinde daha fazla olmak üzere silikatların ortaç derecede yüzeysel bozunma geçirdiklerini göstermektedir. Uyumsuz elementler ve özellikle $Th/Sc - Zr/Sc$ ve $Eu_N/Eu^* - Gd_N/Yb_N$ oranları, Gerez üyesi metakumtaşları için daha yüksek bir sedimanter boylanma yönelimine işaret etmektedir. Ana ve iz element bollukları, Al_2O_3 -ana element ve Al_2O_3 -iz element değişimleri; detritik yönelimi, diğer bir ifadeyle metakumtaşlarının evrimini ortaya koymaktadır. Bileşimsel Değişim İndeksi değerleri Bakırtepe üyesinde daha yüksek olup, K_2O/Al_2O_3 verileriyle birlikte değerlendirildiğinde, diyajenetik/metamorfik evrim en çok Gerez üyesini, en az da Bakırtepe üyesi metakumtaşlarını etkilemiştir. Metakumtaşlarının kondrit-normalize iz element, özellikle REE oranlarına göre; Bakırtepe ve Gerez üyeleri birbirinden ayrılmakta ve hem sedimanter hem de magmatik bir kaynaktan beslendiğini ortaya koymaktadır. Metakumtaşlarının Cr/V ve Y/Ni oranları ofiyolitik veya ultramafik bir kaynaktan ziyade, ağırlıklı olarak silisik ve/veya felsik plütonik bir kaynaktan beslendiğini işaret etmektedir. Metakumtaşlarının modal mineralojik bileşimleri, Kıtasal Bloku temsil eden geçiş kıtasal ve kraton içi ortamda çökeldiğini göstermektedir.

Sonuç olarak; Bolkardağı Birliği'nin Orta Toroslardaki İsalı formasyonu Gerez üyesi ile Doğu Toroslardaki Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi birimleri yaş, stratigrafik konum ve litolojik benzerlikler sunmakla birlikte, kökeni, çökmesi ve diyajenez/metamorfizma tarihçesi açısından önemli farklılıklar içermektedir. Bu farklılıklar, kesiksiz bir sedimantasyondan ziyade, olasılıkla Torosların kuzey birliklerine özgü Variskan orojenezi ile ilişkili transgresyonla provenanstaki ani değişimlerden kaynaklandığı biçiminde değerlendirilmiştir.

ANAHTAR KELİMELER: Toros Kuşağı, Bolkardağı Birliği, Kil/Fillosilikat, XRD, Mineraloji, Petrografi, Jeokimya

ABSTRACT

PETROLOGIC INVESTIGATION OF DEVONIAN AGED METACLASTIC ROCKS OF BOLKARDAĞI UNIT

Remzi ERYILMAZ

Master of Science Thesis, Department of Geology Engineering

Supervisor: Prof.Dr. Ömer BOZKAYA

2010, 89 pages

In this study, thin-section petrography, X-ray diffraction (whole rock, clay fraction, and illite crystallinity, crystallite size and b_0 parameter) and geochemical (major, trace and REE) analysis have been carried out in the Devonian metaclastic rocks from allochthonous Bolkardağı Unit outcropping in Central and Eastern Taurides (Bozkır-Konya and Kangal-Sivas) regions.

The Gerez member of İsalı formation in Central Taurides and the Bakırtepe member of Kangal formation in Eastern Taurides were made up of metasandstones with slate intercalations. These units bearing metasiliciclastic lithologies and reflecting shallow marine environment have a position of guide level for Bolkardağı Unit.

Metaclastic rocks mainly include quartz (monocrystalline and polycrystalline), feldspar (microcline and plagioclase), phyllosilicate (illite, chlorite, C-V, C-S and dickite) and rock fragments (phyllite and quartzite). Polycrystalline quartz, microcline and phyllitic rock fragments found as higher amounts in the Bakırtepe member, but plagioclase in the Gerez member. The metasandstones are represented by a composition of quartz arenite in the Gerez member, whereas of subarkose in the Bakırtepe member. The metasandstones of Gerez member exhibit less amounts of silica cement, clear orientation fabric and metamorphism and contain C-S and C-V mixed-layered clays as well as chlorite. However, Bakırtepe member has relatively higher amounts of polycrystalline quartz, phyllite fragments and dickite, and lower textural maturity, orientation and metamorphic grade. The Gerez member presents illite + chlorite + C-V \pm C-S, but the Bakırtepe member has illite + dickite associations

Based on crystallinity, crystallite size, $d_{(060)}$ and polytype data of illites; Gerez member shows epizone, whereas Bakırtepe member has anchizone grade by decreasing metamorphism degrees from west to east. Metaclastic rocks are characterized by including 1M illite and the ratios of $2M_1 / (1M+1M_d)$ polytypes increase, but $d_{(060)}$ values decrease together with increasing grade of metamorphism.

Devonian metaclastic units have differences such as lithologic (dominance of sand-size siliciclastic rocks) and mineralogic (more feldspar and quartz, appearance of 1M illites, different phyllosilicate assemblages) with respect to overlying and underlying units with same age. These mineralogic records indicating a stratigraphic differences result from change of provenance related to transgression causing by the Variscan orogeny rather than an uninterrupted sedimentation.

Metasandstones were characterized by the dominance of SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ and K₂O, and Bakırtepe member is rich in K₂O but poor in CaO and Na₂O in comparison with those of the Gerez member depending on feldspar types. Chemical alteration index data show that the silicates are undergone intermediate weathering processes, just as particularly intensive in Bakırtepe member. Incompatible elements and especially the ratios of Th/Sc - Zr/Sc and Eu_N/Eu* - Gd_N/Yb_N indicate relatively higher sedimentary sorting trend for metasandstones of the Gerez member. Major and trace element abundances, Al₂O₃-major elements and Al₂O₃-trace elements variations reveal detrital trend, indirectly evolution of metasandstones. The compositional variation index values are high in Bakırtepe member and diagenetic/metamorphic evolution affect mostly the metasandstones of the Gerez member, but less in the Bakırtepe member on the evaluation together with K₂O/Al₂O₃ data. Bakırtepe and Gerez members are separated from one another and fed largely from both sedimentary and magmatic sources according to the ratios of chondrite-normalized trace elements and especially REE in the metasandstones. The ratios of Cr/V and Y/Ni of metasandstones indicate that they are fed dominantly from a silicic and/or felsic plutonic source rather than ophiolitic or ultramafic sources. Modal mineralogic composition of metasandstones show a craton-continental transition depositional environment representing the Continental Block.

As a conclusion; Gerez member of İsalı formation from Bolkardağı Unit in Central Taurides and Bakırtepe member of Kangal formation in Eastern Taurides have the same age and similar stratigraphic setting and lithologies, however some important differences with respect to their sources, sedimentations and diagenetic/metamorphic histories. These differences were evaluated as sudden changes in provenance through transgression related to Variscan orogeny peculiar to northern units of Taurides rather than continuous sedimentation.

KEY WORDS: Tauride Belt, Bolkardağı Unit, Clay/Phyllosilicate, XRD, Mineralogy, Petrography, Geochemistry

TEŞEKKÜR

Öncelikle laboratuvar ve tez yazım çalışmalarım sırasında yardım ve katkılarını esirgemeyen ve beni yönlendiren danışman hocam Prof.Dr. Ömer BOZKAYA'ya (C.Ü.),

Tezin değişik aşamalarında ve özellikle jeokimyasal verilerin değerlendirilmesi sırasındaki değerli katkılarından dolayı hocam Prof.Dr. Hüseyin YALÇIN'a (C.Ü.),

XRD çalışmalarının gerçekleştirilmesindeki katkılarından dolayı C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları (MİPJAL) elemanı Kimya Yüksek Mühendisi Fatma YALÇIN'a (C.Ü.),

İnce-kesitlerin yapılmasındaki katkılarından dolayı Jeoloji Mühendisliği İncekesit Laboratuvarı personeli Tekniker Ufuk KUŞ'a,

Laboratuvar çalışmaları ve mikroskop incelemeleri sırasındaki katkılarından dolayı Jeoloji Yüksek Mühendisi Müslüm KODAL'a,

Tez çalışmalarım sırasında gösterdikleri sabır ve anlayışla bana destek olan aileme, teşekkür ederim.

Remzi ERYILMAZ

04.01.2010

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖZET	V
ABSTRACT	VII
TEŞEKKÜR	IX
İÇİNDEKİLER	X
ŞEKİLLER DİZİNİ	XI
ÇİZELGELER DİZİNİ	XV
1. GİRİŞ	1
1.1. Amaç ve Kapsam	1
1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması	2
1.3. Önceki Çalışmalar	2
1.3.1. Bozkır bölgesi	2
1.3.2. Kangal bölgesi	4
2. STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ	6
2.1. Litostratigrafi Birimleri	6
2.1.1. Bozkır Bölgesi	6
2.1.2. Kangal-Alacahan Bölgesi	8
3. MATERYAL VE YÖNTEM	12
4. PETROGRAFİ	19
4.1. Metakumtaşları	19
4.1.1. Detritik Bileşenler	19
4.1.1.1. Silika mineralleri	19
4.1.1.2. Feldispat mineralleri	22
4.1.1.3. Fillosilikat mineralleri	26
4.1.1.4. Ağır mineraller	28
4.1.1.5. Kayaç parçacıkları	28
4.1.2. Bağlayıcı Bileşenler	31
4.1.3. Dokusal Özellikler	31
4.1.4. Adlandırma	33
4.2. Metasiltaşı ve Sleytler	35
5. X-IŞINLARI MİNERALOGİSİ	37
5.1. Gerez Üyesi	37
5.2. Bakırtepe Üyesi	45
6. KUMTAŞI JEOKİMYASI	53
6.1. Ana ve iz element bollukları	53
6.2. Sınıflandırma ve adlandırma	55
6.3. Sedimanter Süreçler	5
	8
6.3.1. Bozuşma ve bozunma	58
6.3.2. Sedimanter boylanma	63
6.3.3. Diyajenez/Metamorfizma	65
6.4. Provenans	69
6.4. Jeotektonik Konum	72
7. SONUÇLAR	77
8. KAYNAKLAR	81

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil	Sayfa
Şekil 1.1. Güney Anadolu'nun tektonik birlikleri (Göncüoğlu ve diğ., 1997) ve incelenen bölgelerin coğrafik dağılımı	2
Şekil 2.1. Bozkır ve Kangal bölgelerindeki Devoniyen-Karbonifer yaşlı birimlerin düşey dağılımı ve denestirilmesi.	7
Şekil 2.2. Bozkır (Orta Toroslar) bölgesinin jeoloji haritası (Özçelik, 1984'den düzenlenmiştir) ve örnek yerleri.	7
Şekil 2.3. İsalı Formasyonu-Gerez Üyesi litolojilerinin düşey dağılımı	8
Şekil 2.4. a) Kangal-Alacahan bölgesi jeoloji haritası (Gültekin, 1993'ten değiştirilerek) ve örnek yerleri. b) KB-GD doğrultulu A-B noktaları arası Jeolojik Enine Kesiti .	9
Şekil 2.5. Kangal formasyonu-Bakırtepe üyesi litolojilerinin düşey dağılımı	11
Şekil 3.1. C.Ü. MİPJAL'da uygulanan kil ayırma iş akış şeması	15
Şekil 3.2. Parlatılmış dilim standartları (Kisch, 1980) ve CIS (Warr ve Rice, 1994) ile kalibrasyon sonucu elde edilen doğruların ve Epizon-Ankizon-Diyajenez sınırlarının karşılaştırılması	18
Şekil 4.1. a) Serizitik matriks bağlayıcı iyi boylanmış ve yarı köşeli-yarı yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, metasubarkoz, çift nikol), b) Serizitik matriksle girift sınır ilişkisine sahip, iyi boylanmış, yarı yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar ve daha iri taneli girift sınırlı polikristalin kuvarslar (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, metasubarkoz, çift nikol), c ve d) Bütünüyle ikincil silis büyümeleri ile çimentolanmış yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşeli ve iyi boylanmış monokristalin kuvarslar (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, c- çift nikol, d- tek nikol), e) Orta-iyi boylanmış monokristalin kuvarslar ve uzamış ve kısmen girift sınırlı kuvars kristallerinden oluşan polikristalin kuvarslar (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, çift nikol), f) Orta boylanmış ve yarı yuvarlak-yarı köşeli monokristalin kuvarslar ve bunlara eşlik eden yönelmiş ve girift sınırlı kuvarslardan oluşan polikristalin kuvarslar (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metakuvars arenit, çift nikol).	23
Şekil 4.2. a) İyi boylanmış, silis çimentolu ve karbonat dolgulu çatlaklar içeren metakumtaşı örneğinde yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşeli plajiyoklazlar (İsalı formasyonu Gerez üyesi, metasubarkoz, çift nikol), b) Orta-iyi boylanmış metakumtaşı örneğinde yarı yuvarlak-yarı köşeli mikroklinler (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, çift nikol), c) İyi boylanmış, silis çimentolu metakumtaşı örneğinde yarı yuvarlak-yarı köşeli mikroklin ve plajiyoklaz mineralleri (Kangal Formasyonu, Nakırtepe üyesi, metasubarkoz, çift nikol), d) Serizitik bağlayıcı ile girift sınır ilişkili mikroklin (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metafeldispatik grovak, çift nikol).	25
Şekil 4.3. a-b) Serizit-klorit matriksli iyi boylanmış zayıf ve kaba klivaj düzlemlerine sahip metakumtaşı örneğinde klorit-mika istifleri (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, metasubarkoz, a- çift nikol, b-tek nikol), c-d) Silis dolgulu damarlar içerisinde yarı yelpaze biçimli, ışınal dizilimli otijenik ve/veya neoformasyon kökenli klorit oluşumları (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, metakuvars arenit, c- çift nikol, d-tek nikol), e-f) Serizit matriksli, iyi boylanmış metakumtaşı örneğinde yönelme gösteren ince-uzun, kısmen bükülmüş opaklaşmış biyotit ve muskovitler ile bunlara eşlik eden klorit mika-istifleri ve opak minerallerce zengin seviyeler (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metafeldispatik grovak, e-çift nikol, f-tek nikol).	27
Şekil 4.4. a-b) Metakumtaşı örneğinde girift tane sınırlı kuvarslara eşlik eden yarı köşeli turmalin ve yuvarlaklaşmış zirkon taneleri (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, metakuvars arenit, a-çift nikol, b-tek nikol), c) Metakumtaşı örneğinde yarı-yuvarlak-yarı köşeli turmalin tanesi (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, çift-tek nikol), d) Metakumtaşı örneğinde yuvarlaklaşmış zirkon tanesi (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, çift-tek nikol), e) Metakumtaşı örneğinde girift sınırlı kuvars kristalleri içerisinde çubuksu prizmatik ve yuvarlağımsı apatit taneleri (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, metasubarkoz, tek nikol), f) iyi boylanmış ve grift sınırlı kuvarslar içerisinde çubuksu/iğnemi apatit kristalleri (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metafeldispatik grovak, tek nikol).	29

Şekil 4.5.	a-b) İyi yuvarlaklaşmış, serizit içeren yönlü sleyt/fillit türü metamorfik kayaç parçacığı (İsali formasyonu, Gerez üyesi, metakuvars arenit, a- çift nikol, b- tek nikol), c-d) Orta-iyi boylanmalı metakumtaşlarında yarı köşeli-yarı yuvarlak, monokristalin kuvarslardan daha küçük tane boyutlu sleyt/fillit parçacıkları (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, c- çift nikol, d- tek nikol), e-f) İyi boylanmış metakumtaşlarında, kuvars ve feldispatlara göre biraz daha büyük boyutlu, yarı köşeli-yarı yuvarlak kayaç parçacıkları. Fotoğrafın solunda turmalin kristalleri içeren, sağında ise porfirik dokulu volkanik kayaç parçacıkları gözlenmektedir (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, a-çift nikol, b- tek nikol).	30
Şekil 4.6.	a-b) İyi boylanmalı metakumtaşlarında ikincil kuvars gelişimiyle karakteristik silis çimento ve daha ince kristalli silis dolgulu çatlaklar (İsali formasyonu, Gerez üyesi, metakuvars arenit, a-çift nikol, b-tek nikol), c-d) Orta-kötü boylanmalı metakumtaşlarında silis çimento ve gözenekte gelişmiş otijenik ışınal dikit oluşumları (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, a-çift nikol, b-tek nikol), e) İnce kum boyutlu, iyi boylanmalı metakumtaşı örneğinde düşük miktarda (< % 5) serizitleşmiş-kloritleşmiş matriks (İsali formasyonu, Gerez üyesi, çift nikol), f) İnce kum boyutlu, iyi boylanmalı metakumtaşlarında yüksek miktarda (> % 15) serizit matriks ve sütürlü sınır ilişkisi sunan kuvarslar (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metafeldispatik grovak, çift nikol).	32
Şekil 4.7.	Kumtaşlarının QFL diyagramlarında sınıflandırılması a) Folk(1974), b) Pettijohn (1975)	34
Şekil 4.8	a) Silt boyu detritik kuvars ve feldispat taneleri içeren tabakalanma düzlemine yaklaşık paralel klivaj düzlemlerine sahip ($S_0 = S_1$) ince şeyl laminasyonlu metasilttaşı (İsali formasyonu, Gerez üyesi, metasilttaşı, a-çift nikol, b-tek nikol), c-d) İnce taneli ve siltli seviyelere ait mikrolaminasyon ve ince taneli seviyelerde daha belirgin buruşma tipi sleyt klivajı gelişimi (İsali formasyonu, Gerez üyesi, a-çift nikol, b-tek nikol), e-f) Siltli sleytlerde, ince-uzun serizitik seviyelerin belirginleştirdiği tabakaya paralel konumlu yönelme ve siltli bileşenlerin artmasıyla karakteristik seviyelerce oluşturulan mikrolaminasyonlar (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, sleyt laminasyonlu metasilttaşı, a-çift nikol, b-tek nikol).	36
Şekil 5.1.	İsali formasyonu Gerez üyesi metakumtaşı (BD-26) ve sleyt (BD-34) litolojilerinde belirlenen XRD-TK mineral birliktelikleri	37
Şekil 5.2.	Gerez (BD-38) ve Bakırtepe (KF-52) üyesindeki feldispat piklerinin alkali feldspat ve plajiyoklaz hesaplanmış desenleriyle (CDPS) denştirilmesi (Feldispat türlerine göre piklerin simgelenmesi Chen, 1977'den düzenlenmiştir).	38
Şekil 5.3.	İsali formasyonu Gerez üyesi sleyt (BD-27) ve metakumtaşı (BD-33) litolojilerinde belirlenen XRD-KF mineral birliktelikleri	39
Şekil 5.4.	İsali formasyonu Gerez üyesinde mineralojik verilerin düşey dağılımı.	40
Şekil 5.5.	İsali formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine illitlerinin kristalinite ve b_0 verilerinin pik şiddet oranlarına göre dağılımları.	41
Şekil 5.6.	İsali formasyonu Gerez üyesine ait sleyt örneğindeki illitlerin < 2 μm , < 0.5 μm ve < 0.1 μm tane boylarındaki WINFIT programı asimetric pik yöntemi ile belirlenen kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri örneklerine ait illitlerin tane boyuna bağlı olarak kristalinite verilerinin değişimi	42
Şekil 5.7.	İsali formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait illitlerin tane boyuna bağlı olarak kristalinite verilerinin değişimi	43
Şekil 5.8.	İsali formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait farklı tane boyu fraksiyonlarına sahip illitlerin WINFIT programıyla belirlenen kristalit büyüklükleri ve kristalinite verileriyle ilişkisi.	43
Şekil 5.9.	İsali formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait farklı tane boyu fraksiyonlarına sahip illitlerin normal ve glikollü çekimlerine ait kristalinite verileri ile belirlenen kristalit büyüklükleri (diyagram Jaboyedoff ve diğ., 2001'den alınmıştır).	44
Şekil 5.10.	İsali formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi illitlerinin	

	$d_{(060)}$ değerlerinin tane boyuna göre değişimi.	44
Şekil 5.11.	İsalı formasyonu Gerez üyesi illit politiplerinin XRD desenlerinin tane boyuna göre değişimi	46
Şekil 5.12.	İsalı formasyonu Gerez üyesi illit politiplerinin WINFIT programı ile belirlenen pik alanlarından itibaren hesaplanmış politipi oranları	47
Şekil 5.13.	Gerez ve Bakırtepe üyelerine ait illit politiplerinin WILDFIRE programı ile oluşturulan $1M$ ve $1M_d$ trans-vacant politipi desenleriyle karşılaştırılması.	47
Şekil 5.14.	Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi metakumtaşı (KF-58) ve sleyt (KF-63) litolojilerinde belirlenen XRD-TK mineral birliktelikleri.	48
Şekil 5.15.	Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi sleyt litolojilerinde belirlenen XRD-KF mineral birliktelikleri	49
Şekil 5.16.	Kangal formasyonu Bakırtepe üyesinde mineralojik verilerin düşey dağılımı	49
Şekil 5.17.	Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait metasilttaşı örneğindeki illitlerin $< 2 \mu\text{m}$ ve $< 0.1 \mu\text{m}$ tane boylarındaki WINFIT programı asimetrik pik yöntemi ile belirlenen kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri	50
Şekil 5.18.	Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi illit politiplerinin XRD desenlerinin tane boyuna göre değişimi.	52
Şekil 5.19.	Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi illit politiplerinin WINFIT programı ile belirlenen pik alanlarından itibaren hesaplanmış politipi oranları.	52
Şekil 6.1.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının ana element oksitlerinin ortalama bollukları	55
Şekil 6.2.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının iz element ortalama bollukları	55
Şekil 6.3.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının nadir toprak element ortalama bollukları	56
Şekil 6.4.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının QFL üçgen diyagramlarında adlandırılması (Folk, 1974)	57
Şekil 6.5.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının ikili değişim diyagramlarında adlandırılması a) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn vd., 1973); b) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988)	59
Şekil 6.6.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının CIA (McLennan ve Murray, 1999) ile bazı oksitlerin moleküler oranlarının üçgen diyagramlarda dağılımı, a) Felsik diyagram (Bazı magmatik ve sedimanter minerallerin ideal bileşimleri ile üst kabuğa ait bazı kaya türlerinin yüzeysel bozunma yönelimleri: McLennan vd., 2003), b) Mafik diyagram (Ortalama magmatik kayaç bileşimleri: Nockolds, 1954)	60
Şekil 6.7.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının PIA (Fedó vd., 1995) ile bazı oksitlerin moleküler oranlarının üçgen diyagramlarda dağılımı (Ab=Albit, An=Anortit)	61
Şekil 6.8.	Bolkardağı Birliği kumtaşlarının kimyasal bozunma/bozuşma ilişkileri a) PIA (Fedó vd., 1995)-CIA (McLennan ve Murray, 1999), b) CIW (Harnois, 1988) -CIA (McLennan ve Murray, 1999)	61
Şekil 6.9.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının Th-Th/U diyagramı; WT: Yüzeysel bozunma yönelimi; (LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; E-MORB: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Gromet vd., 1984; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-Ph-G; A-Pr-P-MC-B: Condie, 1993)	62
Şekil 6.10.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının Th/Sc-Zr/Sc değişim diyagramında dağılımları (SST: Sedimanter Boylanma Yönelimi; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; MORB: Zr ve Th için Pearce, 1983; Sc için Pearce, 1982; NASC: Gromet vd., 1984; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-Ph-G, A-Pr-MC-FV, A-Pr-MC-B: Condie, 1993)	64
Şekil 6.11.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N\text{-Eu}_N/\text{Eu}^*$ değişim diyagramında dağılımları (SST: Sedimanter Boylanma Yönelimi; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; MORB: Zr ve Th için Pearce, 1983; Sc için Pearce, 1982; NASC: Gromet vd., 1984; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-Ph-G, A-Pr-MC-FV, A-Pr-MC-B: Condie, 1993)	65
Şekil 6.12.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının ana element- Al_2O_3 Harker değişim diyagramları (DT=Detritik Yönelim)	66
Şekil 6.13.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının iz element- Al_2O_3 Harker değişim diyagramları (DT=Detritik Yönelim)	67
Şekil 6.14.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının $\text{ICV-K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Cox vd., 1995) değişim	

	diyagramı (A-Pr-Ph-CS, A-Pr-Ph-G, A-PrP-MS-FV, A-PrP-MS-B: Condie, 1993)	68
Şekil 6.15.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-Ph-FV, A-Pr-Ph-G: Condie, 1993; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet vd., 1984)	68
Şekil 6.16.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının kondrit-normalize REE bollukları (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin vd., 1968; diğer elementler Gromet vd., 1984; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-P-FV, A-Pr-Ph-G: Condie, 1993)	70
Şekil 6.17.	a) Ana elementlere göre kumtaşı-çamurtaşı birlikteliklerinin provenansı için jeotektonik ayırtman diyagramı (Roser ve Korch, 1988), b) Ana element oranlarına göre kumtaşı-çamurtaşı birlikteliklerinin provenansı için jeotektonik ayırtman diyagramı (Roser ve Korch, 1988)	71
Şekil 6.18.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının Cr/V-Y/Ni değişim diyagramında dağılımları (Alt Kıtasal Kabuk-LCC ve Üst Kıtasal Kabuk-UCC değerleri: Taylor ve McLennan, 1981; İlksel Manto-PM: Taylor ve McLennan, 1985; Kuzey Amerikan Şeylleri Kompozit-NASC: Cr ve Ni için Gromet vd., 1984, V ve Y için Condie, 1993; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-P-FV, A-Pr-Ph-G: Condie, 1993)	71
Şekil 6.19.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının üçgen diyagramlarda jeotektonik ortamlara göre dağılımları, a) QFL (Dickinson vd., 1983), b) QmFLt (Dickinson ve Suczek, 1979)	73
Şekil 6.20	Bolkardağı Birliği metakumtaşları için jeotektonik ayırtman diyagramı (Bhatia, 1983)	73
Şekil 6.21	Bolkardağı Birliği metakumtaşları için $SiO_2/20-(Na_2O+K_2O)-(TiO_2+Al_2O_3+tFe_2O_3)$ jeotektonik ayırtman diyagramı (Kronenberg, 1994).	74
Şekil 6.22	Bolkardağı Birliği metakumtaşları için jeotektonik değişim diyagramları, a) SiO_2-K_2O/Na_2O (Roser ve Korch, 1986), b) $(tFe_2O_3+MgO)-TiO_2$ (Bhatia, 1983), c) $(tFe_2O_3+MgO)-(Al_2O_3/SiO_2)$ (Bhatia, 1983), d) $(tFe_2O_3+MgO)-(Al_2O_3/(CaO+Na_2O))$ (Bhatia, 1983)	75
Şekil 6.23	Grovaklar için jeotektonik değişim ve üçgen ayırtman diyagramları (Bhatia ve Crook, 1986); a) La/Th, b) La-Th-Sc, c) Ti/Zr-La/Sc, d) La/Y-Sc/Cr, e) Th-Co-Zr/10, f) Th-Sc-Zr/10	76

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge No		Sayfa
Çizelge 3.1.	Kambriyen yaşlı klastik/metaklastik örneklerinde gerçekleştirilen laboratuvar yöntemlerinin birimlere göre dağılımı	12
Çizelge 3.2.	XRD çekimlerinde kullanılan aletsel koşullar	13
Çizelge 3.3.	Dolomit referans alınarak saptanmış ortalama mineral şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002)	14
Çizelge 3.4.	Kaolinit-EG referans alınarak saptanmış ortalama kil minerali şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002)	14
Çizelge 3.5.	CENTRI programı ile farklı tane boyları için belirlenen satrifüj koşulları	16
Çizelge 4.1.	İsalı formasyonu Gerez üyesi (Bozkır-Konya) metaklastik kayaç örneklerine ait OM inceleme sonuçları	20
Çizelge 4.2.	Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi (Kangal-Sivas) metaklastik kayaçlarının OM inceleme sonuçları	21
Çizelge 4.3.	Kuvarların kökensel sınıflandırılması (Pettijohn ve diğ., 1972)	22
Çizelge 4.4.	Ağır mineral birliktelikleri ve köken ilişkisi (Pettijohn ve diğ., 1972)	28
Çizelge 4.5.	Kumtaşlarının modal mineralojik nokta sayımı sonuçları	34
Çizelge 5.1.	İsalı formasyonu Gerez üyesi kayaç örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümlenmeleri.	37
Çizelge 5.2.	İsalı formasyonu Gerez üyesinde belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).	38
Çizelge 5.3.	İsalı formasyonu Gerez üyesi illitlerinin kristalinite, kristalit büyüklüğü ve % smektit içeriği değerleri ve tane boyuna göre dağılımları.	40
Çizelge 5.4.	İsalı formasyonu Gerez üyesi illitlerinin politipi ve $d_{(060)}$ değerleri ile tane boyuna göre dağılımları.	45
Çizelge 5.5.	Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi kayaç örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümlenmeleri.	48
Çizelge 5.6.	Kangal formasyonu Bakırtepe üyesinde belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).	48
Çizelge 5.7.	Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi illitlerinin kristalinite, kristalit büyüklüğü ve % smektit içeriği değerleri ve tane boyuna göre dağılımları.	50
Çizelge 5.8.	Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi illitlerinin politipi ve $d_{(060)}$ değerleri ile tane boyuna göre dağılımları.	51
Çizelge 6.1.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının ana ve iz element kimyasal bileşimleri	54
Çizelge 6.2.	Bolkardağı Birliği kumtaşlarının modal mineralojik nokta sayımı sonuçları	56
Çizelge 6.3.	Bolkardağı Birliği metakumtaşlarını oluşturan bileşenlerin yüzdeleri (Kısaltmalar Çizelge 6.2 deki gibidir)	57
Çizelge 7.1.	İsalı formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait litolojik, mineralojik ve dokusal özelliklerin karşılaştırılması.	78

1.GİRİŞ

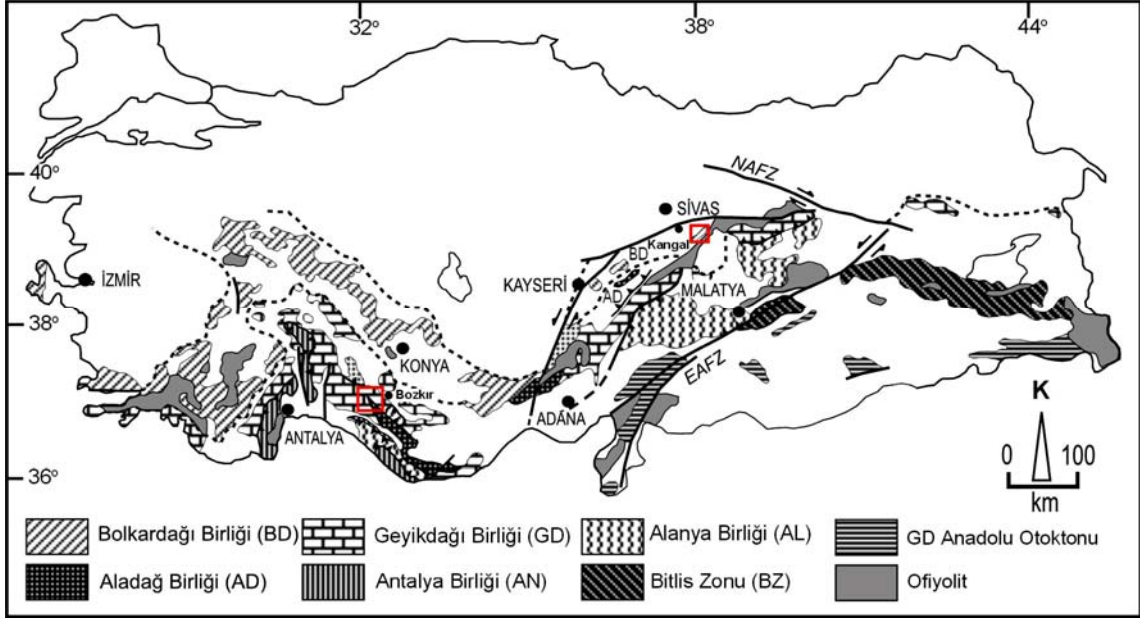
1.1. Amaç ve Kapsam

Klastik/metaklastik kayaçların dokusal, mineralojik (kristalinite, politipi, b_0) ve jeokimyasal özellikleri; sedimanter istifin kaynak kayaç ve/veya kökeni, jeotektonik konumu ve bölgenin paleocoğrafik evriminin yorumlanmasına ilişkin önemli veriler sunabilmektedir. Toros Kuşağı'ndaki Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı otokton ve allokton birimleri konu alan bu tür çalışmalar (Bozkaya ve Yalçın, 1997a ve 1997b; Yalçın ve Bozkaya, 1997; Bozkaya ve Yalçın, 1998; Bozkaya, 1999, 2001; Bozkaya ve Yalçın, 2000; Bozkaya vd., 2002; Bozkaya ve Yalçın, 2004a ve 2004b; Bozkaya ve Yalçın, 2005, 2007a, 2007b, 2007c; Bozkaya vd., 2006a, 2006b, 2007a, 2007b, 2008) birimlerin Alpin-öncesi evrimlerinin yorumlanmasına önemli katkılar sağlamıştır. Bu çalışmalara ek olarak; son yıllarda kırıntılı kayaçların petrografik, petrolojik ve jeokimyasal özellikleri yardımıyla kaynak bölge, kaynak kayaç, köken ve/veya tektonik ortamlarının belirlenmesine yönelik çalışmalar da gerçekleştirilmiştir (Bozkaya ve Yalçın, 2007b; Kodal, 2008; Tetiker, 2009).

İnceleme alanının yer aldığı Torid-Anatolid Platformu bir Alpin kıtasal mikrolevhasını temsil etmekte olup, Geç Kretase yaşlı Alpin orojenezi nedeniyle Neotetis okyanusunun kapanması ve izleyen çarpışma sonucu kabuk kalınlaşmasına uğramıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Göncüoğlu vd., 1997). Toridleri oluşturan naplar veya tektono-stratigrafik birliklerden kuzey kökenli allokton Bolkardağı ve Aladağ birlikleri güneye doğru, güney kökenli allokton Antalya ve Alanya Birlikleri ise kuzeye görelî veya para-otokton Geyikdağı Birliği (Özgül, 1976) üzerine bindirmişlerdir (Şekil 1.1). Geyikdağı Birliği kısmen kesiksiz ve metamorfizmadan daha iyi korunmuş istifler sergilerken, allokton birliklerden özellikle Bolkardağı Birliği çok düşük dereceli metamorfizma koşullarını yansıtmakta ve Devoniyen'den daha yaşlı birimleri içermemektedir.

İncelemenin konusunu oluşturan birimler allokton Bolkardağı Birliği, Devoniyen-Kretase yaş aralığında kırıntılı-karbonatlı birimler içermekte olup, Toros kuşağının en kuzeyinde konumlanmasıyla karakteristiktir. Bu çalışma kapsamında incelenen birimler altında ve üstünde yer alan litolojilerden farklı olarak, kaba taneli kırıntılı metaklastikleri (çoğunlukla metakumtaşı ve metasilttaşı) daha fazla miktarda içermesi açısından farklılık sunmaktadır. Bu çalışma kapsamında benzer görünümlü ve Orta Paleozoyik yaşlı birimler için stratigrafik olarak kılavuz seviye konumundaki Devoniyen yaşlı silisiklastik kayaçların ayrıntılı biçimde incelenerek, köken, jeotektonik konum ve diyajenez/metamorfizma özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Bu çerçevede, Bolkardağı Birliği, Sorkun Grubuna ait İsalı formasyonu–Gerez üyesi (Bozkır-Konya) ve Kangal formasyonu–Bakırtepe üyesi (Kangal-Sivas) olarak adlandırılan Orta-Üst Devoniyen yaşlı klastik/metaklastik kayaçlar incelenerek aşağıda sıralanan bulguların elde edilmesi amaçlanmıştır.



Şekil 1.1. Güney Anadolu'nun tektonik birlikleri (Özgül, 1976; Göncüoğlu ve diğ., 1997) ve incelenen bölgelerin coğrafik dağılımı.

-İki farklı bölge ve aynı orojenik kuşağa ait olan Devoniyen yaşlı eşdeğer birimlerin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin ortaya konulması ve birbirleriyle denestirilmesi,

-Klastik/metaklastik kayaçların diyajenez sonrası evrimleri (diyajenez ve/veya metamorfizma dereceleri) ve jeotektonik konumlarının belirlenmesi.

1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması

İnceleme alanı allokton Bolkardağı Birliği'nin Orta Toroslar (Bozkır-Konya) ve Doğu Toroslar (Kangal-Sivas) biçiminde iki bölge ile sınırlandırılmıştır (Şekil 1.1). Bozkır-Konya bölgesi, Konya ilinin güneybatısında Konya N 27-c2, c3 ve N28-d1, d2, d3, d4 nolu 1 : 25.000 ölçekli topoğrafik paftaların kesiştiği yaklaşık 500 km², Kangal-Sivas bölgesi ise Sivas ilinin güneydoğusunda Divriği J 39-d2 paftası içerisindeki yaklaşık 125 km² lik bir kesimi kapsamaktadır.

1.3. Önceki Çalışmalar

Toros Kuşağı'nda yüzeylenen ve incelemenin konusunu oluşturan Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı birimler genel jeoloji ve tektonik (Blumenthal, 1944, 1947, 1951, 1956; Özgül, 1971, 1976, 1983; Monod, 1977; Gutnic ve diğ., 1979; Özçelik, 1984, 1985; Meriç ve Özçelik, 1985; Akay ve Uysal, 1988; Dean, 1973; Özgül ve Gedik, 1973; Tunç ve diğ., 1991; İnan ve diğ., 1993; Gültekin, 1993; Sayar ve Gültekin, 1993, 1995; Yılmaz, 1994), maden jeolojisi (Blumenthal ve Göksu, 1949; Güldalı, 1975; Özlü, 1978; Koptagel ve Gökçe, 1991; Boztuğ ve diğ., 1994) ve kil mineralojisi (Çelik ve diğ., 1991; Yalçın ve Bozkaya, 1995a ve 1995b) olarak

sıralanabilir. İncelenen Bölgelerde değişik amaçlı birçok çalışma gerçekleştirilmiş olmakla birlikte, bu bölümde Bolkardağı Birliği ile doğrudan ilişkili çalışmalara yer verilecektir.

1.3.1. Bozkır Bölgesi

Bozkır (Konya) batısında “Orta Toroslar” olarak tanımlanan (Özgül, 1983) bölgede, Allohton Bolkardağı Birliği’ni temsil eden Devoniyen–Kretase yaşlı Sorkun Grubu’na ait meta-sedimanter ve sedimanter kayalar bulunmaktadır. İnceleme alanı olan Devoniyen yaşlı İsalı Formasyonu, Yanık (arduvaz), Aygır (meta-dolomit), Hesapalanı (arduvaz), Gerez (başlıca metakumtaşı) ve Doğruyol (meta-dolomitik kireçtaşı) olmak üzere beş üyeden oluşmaktadır.

Bölgede ilk kez Bozkır-Beyşehir Neojen havzası özelliklerinin belirlenmesi amacıyla, Tschihatscheff (1867) tarafından bir çalışma yapılmıştır. Bununla araştırmacı, tatlı su faunasının çamurlu göl zemininde Beyşehir ve Suğla Gölü’nde bulunanlara benzer kavkılar belirlemiştir.

MTA Enstitüsünün kurulması (1935) ile daha sistemli çalışmalar yapılmasına zemin hazırlanmıştır. İlk araştırmalar Blumenthal (1941) tarafından başlatılmış olup, Blumenthal (1944) geçerliliğini günümüzde de koruyan “Hadim Napı” bulgusunu ortaya koymuştur.

Seydişehir, Beyşehir, Akseki, Alanya, Anamur, Karaman, Ermenek, Bolkar dağları, Mersin ve Adana dolaylarında incelemelerini sürdüren Blumenthal (1944-1956), günümüze kadar yapılan çalışmalar için bir temel oluşturmuştur.

Gutnic ve diğ., (1968), Beyşehir-Hoyran arasında yüzeyleyen allohton birimleri “Beyşehir - Hoyran Napı” olarak adlandırmıştır.

Özgül (1971), Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin etkisini incelediği çalışmada, birbirleriyle tektonik sınırlı ve farklı havza ürünü olan birlikleri ayırtlamıştır. Çalışmada, Geyikdağı ve Hadim Birlikleri’nin otokton, Güney İç Anadolu ve orta Toros Birlikleri’nin ise allohton oldukları saptanmıştır.

Özgül (1976), Toroslar’ın Kambriyen-Tersiyer yaş aralığında ve değişik havza koşullarında çökelmiş kayaç topluluklarını kapsadığını; bunların stratigrafik ve metamorfik özellikleri, içerdikleri kaya birimleri ve günümüzdeki yapısal konumlarına birbirlerinden farklılıkları olduğunu belirtmiştir. Bu özellikleri nedeniyle bu kaya topluluklarını “Bolkardağı (Devoniyen-Paleosen), Aladağ (Üst Devoniyen), Geyikdağı (Orta Kambriyen), Alanya (Permiyen-Lütesiyen), Bozkır (Üst Jura-Alt Kampaniyen), ve Antalya Birliği (Ordovisiyen-Kretase)” olarak gruplandırmıştır. Bu birliklerin birbirleriyle tektonik konumlu, Geyikdağı Birliği’nin ise diğer allohton birimlerin temelini oluşturan otokton bir birlik olduğunu saptamıştır.

Özçelik (1984) tarafından Bozkır (Konya) civarında yapılan çalışmada, bölgenin jeolojik özellikleri, tektonik evrimi ve petrol olanakları belirlenmiştir. Çalışmada otokton ve allohton birliklerin yanı sıra bunların üzerinde uyumsuz olarak bulunan paraotokton birliklerin özellikleri ortaya konmuştur. 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası’nda “Mesozoyik yaşlı

Komprehensif Seri (Mc)” olarak belirlenen karbonatların egemen olduğu istifin, Maestrihtiyen’e kadar özgül neritik karbonat niteliğinde, Maesrihtiyen-Lütesiyen aralığında ise hem neritik hemde pelajik fasiyeste gelişmiş karboat ve detritiklerin oluşturduğu bir istif olduğu saptanmış ve Geyikdağı otoktonu olarak adlandırılmıştır. Ofiyolitli kayaçların tektonik bir melanaj niteliğinde olduğu ve K-KD’dan G-GB’ya doğru itilerek Üst Lütesiyen sonu Oligosen öncesinde Geyikdağı otoktonu üzerine yerleştiği belirlenmiştir. Oligosen orojenezi sonrası molas özellikli, sığ denizel bir istif olan ve ofiyolitli karmaşık birimlerini uyumsuzlukla örten birim Çatköy Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bölgede yapılan petrol jeolojisi çalışmalarında, otokton Geyikdağı birliğine ait Deliktaş kireçtaşının iyi ana kayaç, Şerif kireçtaşının ise iyi hazne kayaç olabileceği saptanmıştır.

Şen (1989), Beyşehir (Konya) güneybatısında yaptığı çalışma ile birimleri, Geyikdağı Otokton Birliği ve Allohton Bozkır Birliği olarak tanımlamış ve bölgenin tektonik gelişiminin Geç-Erken Miyosen zaman aralığında oluşan bindirme ve naplarla ilgili olduğunu ileri sürmüştür.

Bozkaya ve Yalçın (1997 ve 2000), Bolkardağı birliğini temsil eden Devoniyen-Kretase yaşlı meta-sedimanter ve sedimanter kayaçlardan elde ettiği verilere göre, diyajenetik-metamorfik derecenin gelişiminin tektonik bindirme ve kısmen sedimanter gömülme ile ilişkili olduğunu belirtmiştir. Yazarlar, mineral birlikteliği, dokusal özellikler ve fillosilikatların kristal kimyasal özelliklerine göre Devoniyen yaşlı birimlerin metamorfizmasında açılmalı basen koşullarının etkin olduğunu öne sürmüşlerdir.

1.3.2. Kangal Bölgesi

İnceleme alanı Toros Kuşağı’na ait Allohton Bolkardağı Birliği’nin (Özgül, 1976) kuzeydoğu ucunu temsil etmekte olup, Orta Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı çok düşük dereceli meta-sedimanter kayaçlar Kangal Formasyonu (Gültekin, 1993) olarak adlandırılmıştır. İlgili adlandırma bu çalışmada da benimsenmiş olup, birim alttan üste doğru Kınalar, Bakırtepe, Düzce ve Höyüktepe olmak üzere dört üye ile temsil olunmaktadır.

Gültekin (1993), Kangal Formasyonu’nu oluşturan ilksel kayaçların, açık şelf bölgesinden kıyı ortamına uzanan bir denizel havzada geliştiğini ve killi-çamurlu, ince kırıntılı çökellerle temsil edildiğini, kıta yamacına doğru olan bu platform üzerinde çevreden gelen killi kırıntıların, zaman zaman daha irice silisli kırıntıların biriktiğini ve karbonat çökelinin de zaman zaman eşlik ettiğini ve istifin içinde gözlenen meta-kuvars kumtaşlarının ise olasılıkla kıyı ortamında gelişmiş kum barları olduğunu ileri sürmüştür. Kangal Formasyonu üst düzeylerinde merccekler halinde görülen metakumtaşları yazar tarafından meta-kuvarsit olarak tanımlanmış ve Bakırtepe meta-kuvarsit üyesi olarak adlandırılmıştır. Aynı araştırmacı formasyonun değişik düzeylerindeki rekristalize kireçtaşlarını ise Düzce rekristalize kireçtaşı üyesi olarak adlandırmıştır.

Sayar ve Gültekin (1993), bölgede yüzeyleyen birimlerin jeolojik haritasını yapmış ve stratigrafik özelliklerinin yanı sıra Paleozoyik yaşlı düşük dereceli metamorfik kayaların paleontolojik özelliklerini de incelemişlerdir. Kınalar Üyesi'nin üst düzeylerindeki siyah renkli rekristalize kireçtaşlarında buldukları makrofosillere dayanarak, birimin Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir. Düzce üyesi bol miktarda makro fosil içermekte olup, yazarlar birimde Devoniyen –Alt Karbonifer yaşını veren fosiller bulmuşlardır.

Öztürk ve dig. (1996) bu bölgedeki düşük dereceli metamorfik birimleri Alacahan Grubu olarak adlandırmış ve Bakırtepe metakuvarsit üyesi ve Düzce rekristalize kireçtaşı üyesi dışında kalan bölüm için ilk olarak formasyon düzeyinde “Kınalar Metapeliti” adını önermiştir.

Yalçın ve Bozkaya (1997), Kangal Formasyonu adlamasını benimsemekle birlikte birimi alttan üste doğru arduvazlardan oluşan Kınalar üyesi, subarkoz ve arkoz türü metakutaşlarından oluşan Bakırtepe üyesi, meta-şeyllerden oluşan Düzce üyesi ve fosilli kristalize kireçtaşlarından oluşan Höyüktepe üyesi olmak üzere dört üyeye ayırarak incelemişlerdir. Yazarlar, Bakırtepe üyesindeki egemen mineral parajenezini kuvars, fillosilikat ve feldispat olarak saptamış ve muskovit/illitlerde illit kristalinite çalışmalarına dayanarak Bakırtepe Üyesi'ni oluşturan kayaların orta dereceli ankizonu yansıttığını ortaya koymuşlardır. Kangal Formasyonu'nun üst kesimlerinde değişik düzeylerde görülen rekristalize kireçtaşı mercekleri Gültekin (1993) tarafından “Düzce Rekristalize Kireçtaşı üyesi” olarak tanımlanmış olup, daha sonra Yalçın ve Bozkaya (1997)' nin çalışmalarıyla, coğrafik “Düzce” ismi korunarak, Düzce üyesi olarak yeniden adlandırılmıştır.

Yukarıda sıralanan çalışmalar bölgenin genel jeolojisi ve Bolcardağı Birliği'nin metamorfizma özellikleri açısından yeterli düzeyde bilgiler sunmaktadır. Bu tez çalışması ile elde edilen bilgilere ek olarak ilk kez metaklastik kayaların petrolojik incelemesi yapılarak kökenlerine ilişkin veriler elde edilmiştir.

2.STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

2.1. Litostratigrafi Birimleri

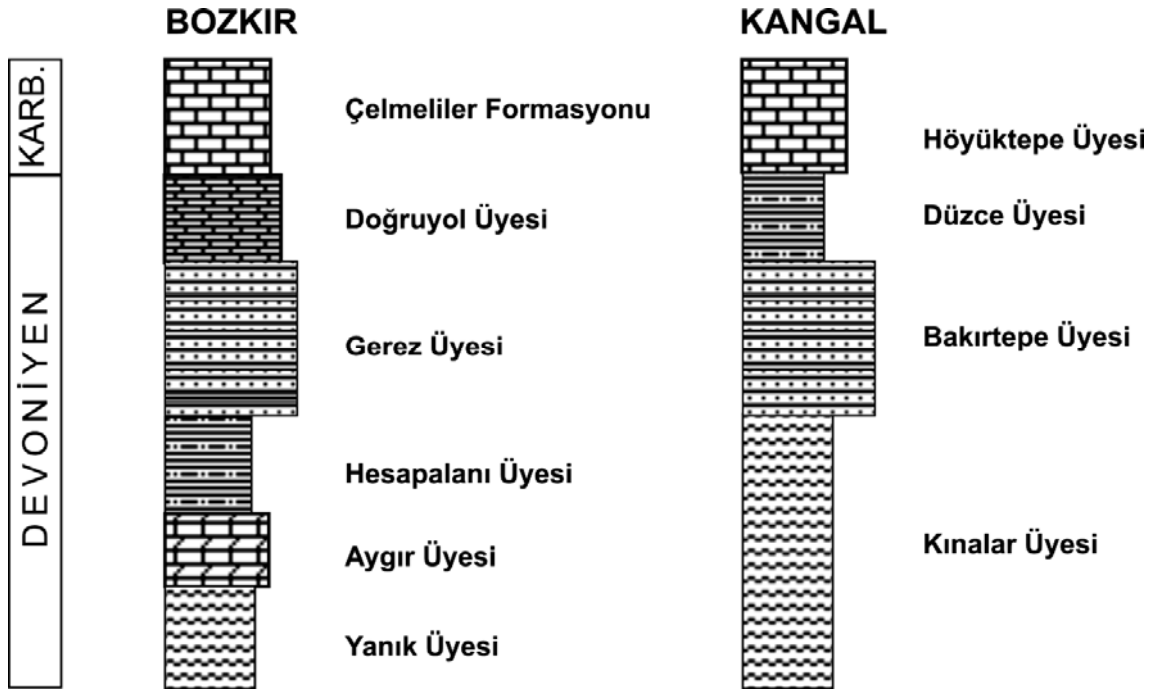
İncelemenin konusunu oluşturan Orta Devoniyen-Kretase yaşlı metaklastik kayalar; Toros Kuşağındaki allokton Bolkardağı Birliği (Özgül, 1976) içerisinde yer almaktadır. Bu tez çalışması kapsamında batıdan doğuya doğru Bozkır (Konya) ve Kangal (Sivas) bölgelerinden alınan benzer görünümlü Devoniyen yaşlı metaklastik kayalar incelenmiştir.

2.1.1. Bozkır Bölgesi

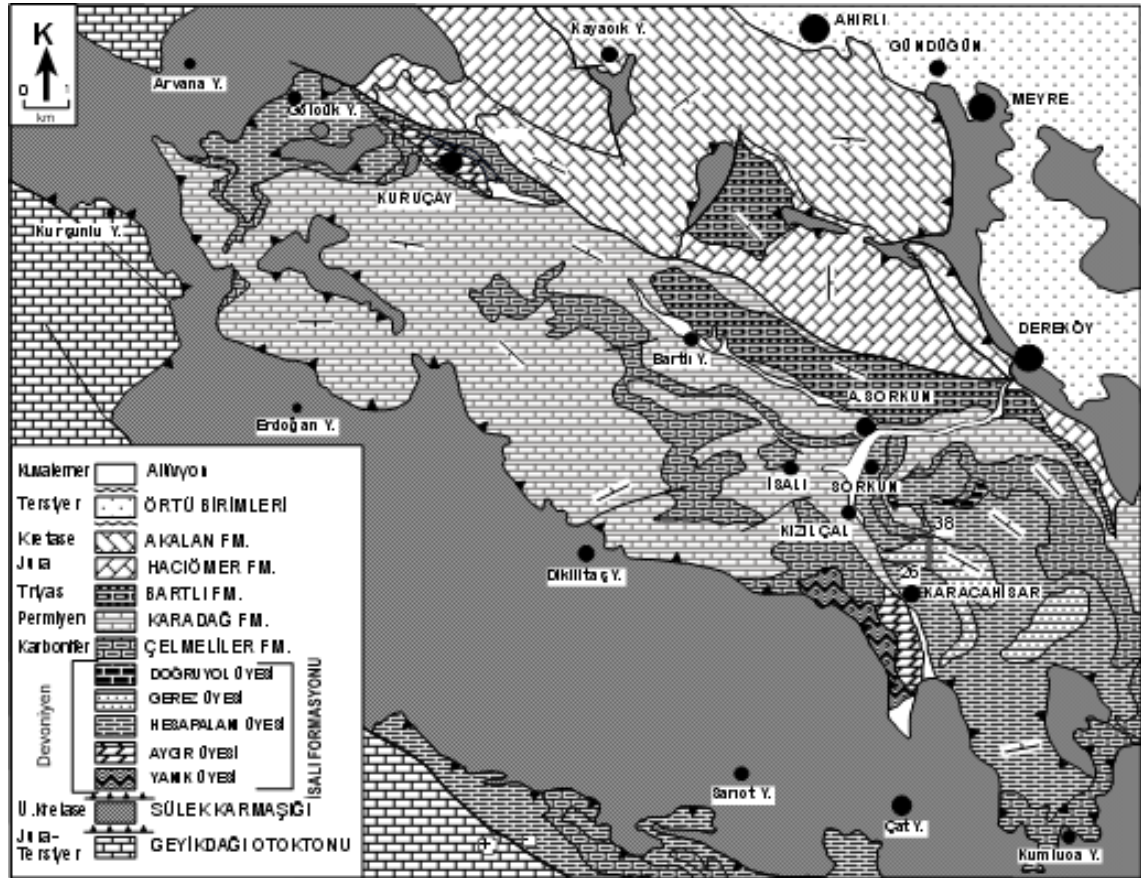
Konya ilinin güneyinde yer alan Bozkır Bölgesi'ndeki Bolkardağı Birliği'ne ait Devoniyen-Kretase yaş aralığına sahip diyajenetik çok düşük dereceli metamorfik birimler, önceki araştırmacılarca Güney İç Anadolu Birliği (Özgül, 1971), Beyşehir Hoyran napları içerisinde değerlendirilen "Hadim Napı" (Monod, 1977; Gutnic ve diğ., 1979) ve Sülek Karmaşığı ile birlikte Bozkır Alloktonu içerisinde değerlendirilen "Sorkun Grubu" (Özçelik, 1984, 1985) olarak adlandırılmıştır.

Orta Toroslar bölgesinde yer alan Hadim naplarından Bozkır Birliği'nin, Senoniyen'de Bolkar ve Aladağ birlikleri üzerine, daha sonra bu üç birliğin Lütésiye'n'de Geyikdağı Birliği üzerine kuzeyden güneye doğru yerleştiği belirtilmektedir (Özgül, 1976, 1983).

Sorkun Grubu, İsalı (Orta-Üst Devoniyen), Çelmaliler (Karbonifer), Karadağ (Permien), Bartlı (Triyas), Hacıömer (Jura) ve Akalan (Kretase) formasyonlarından oluşmaktadır. İncelemenin konusunu oluşturan Devoniyen yaşlı İsalı formasyonu, Sorkun Grubu içerisinde yer almakta olup, Yanık, Aygır, Hesapalanı, Gerez ve Doğruyol olmak üzere toplam beş üyeye ayrılmıştır (Özçelik, 1984 ve 1985; Şekil 2.1 ve 2.2). Formasyon ilk kez Özçelik (1984) tarafından adlandırılmıştır. İnceleme alanı içerisinde, Kuruçay ile Karacahisar boyunca kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu bir yayılım sunmaktadır. Alttan üste doğru Yanık (metasiltaşı arakatkılı sleyt), Aygır (metadolomit ve metakireçtaşı), Hesapalanı (metakumtaşı, metasiltaşı ve metakireçtaşı arakatkılı sleyt), Gerez (sleyt arakatkılı metakumtaşı) ve Doğruyol (metadolomitik kireçtaşı) üyelerinden oluşmaktadır. Formasyon Sorkun Grubu'nun en alttaki birimini oluşturmakta olup, alt sınırı ofiyolitik birimlerden oluşan Sülek Karmaşığı ile tektonik, üst sınırı ise Karbonifer yaşlı Çelmaliler formasyonu ile uyumlu bir ilişkiye sahiptir. Formasyonun en alt üyesini oluşturan Yanık üyesi, yaklaşık 250 m kalınlığa sahip olup, inceleme alanının kuzeybatı (Kuruçay) ve güneydoğusunda (Karacahisar) olmak üzere iki yerde yüzlek vermektedir (Şekil 2.2). Kuruçay yöresinde gri, krem ve yer yer pembe renkli 5-10 ve 30-40 cm kalınlığa sahip meta-kireçtaşı ve ender olarak meta-siltaşı arakatkıları içeren gri, yer yer de yeşil renkli karbonatlı arduvazlar (veya sleyt) yer almakta iken, Karacahisar yöresinde hemen hemen tümüyle gri-yeşil renkli ve daha parlak görünümlü arduvazlar karakteristiktir (Yalçın ve Bozkaya, 1997). Alt-Devoniyen yaşlı birimdeki arduvazlarda dilinimin yanı sıra yer yer makroskopik buruşma klivajları da gözlenmektedir.



Şekil 2.1. Bozkır ve Kangal bölgelerindeki Devoniyen-Karbonifer yaşlı birimlerin düşey dağılımı ve denestirilmesi.

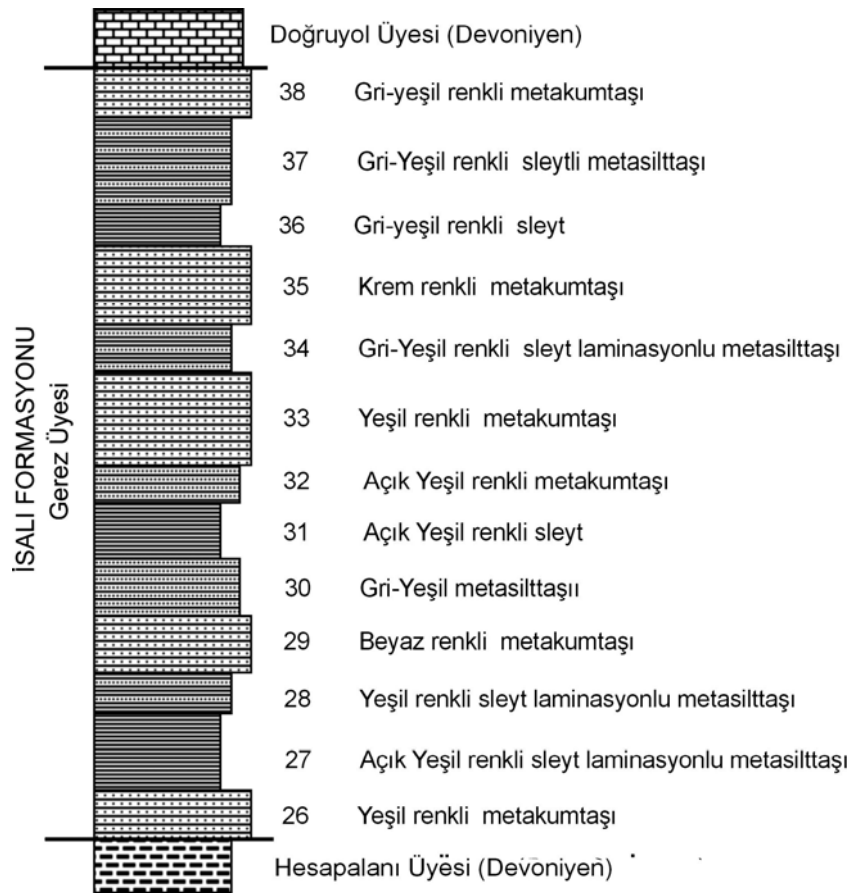


Şekil 2.2. Bozkır (Orta Toroslar) bölgesinin jeoloji haritası (Özçelik, 1984'den düzenlenmiştir) ve örnek yerleri.

Yanık üyesinin üzerinde yer alan Aygır üyesi iki farklı alanda yüzlek vermekte olup, yaklaşık 400 m kalınlığındadır. Birim büyük ölçüde gri-krem, yer yer de beyazımsı-sarımsı renkli meta-dolomitler ve daha az da gri-siyah renkli meta-kireçtaşları olmak üzere tümüyle meta-karbonatlardan oluşmaktadır.

İnceleme alanının çevresinde geniş bir yüzlek veren, yaklaşık 600 m kalınlığa sahip Hesapalanı üyesinin egemen litolojisini gri-yeşil ve ender olarak da yeşilimsi-kahve ve beyazımsı, parlak, yer yer mat görünümlü arduvazlar oluşturmaktadır. Yer yer buruşma klivajlarının izlenebildiği arduvazlarla arakatlı olarak, gri-siyah yer yer krem renkli meta-kumtaşı (15-30 cm), yeşilimsi-kahverengi meta-silttaşı (10-15cm), ve gri-siyah renkli meta-kireçtaşları (15-20cm) gözlenmektedir.

Altta Hesapalanı, üstte ise Doğruyol üyesiyle sınırlandırılmış olan Gerez üyesi, yaklaşık 90 m görünür kalınlığa sahip olup, Karacahisar'ın hemen doğusunda ortalama 4 km² lik bir alanda gözlenmektedir (Şekil 2.2.). Başlıca yeşil ve daha az da beyaz-krem renkli 20-30 cm kalınlıktaki meta-kumtaşı ve yer yer de gri-yeşil renkli metasilttaşı arakatlı (10-15 cm) gri-yeşil arduvazlardan oluşmaktadır (Şekil 2.3). Arduvazlar daha mat görünüm sunması ve daha sert olmasıyla diğer üyelerdekilerden ayrılmaktadır (Yalçın ve Bozkaya, 1997). Birimin yaşı ise Orta-Üst Devoniyen olarak belirtilmiştir (Özçelik, 1984, 1985)..



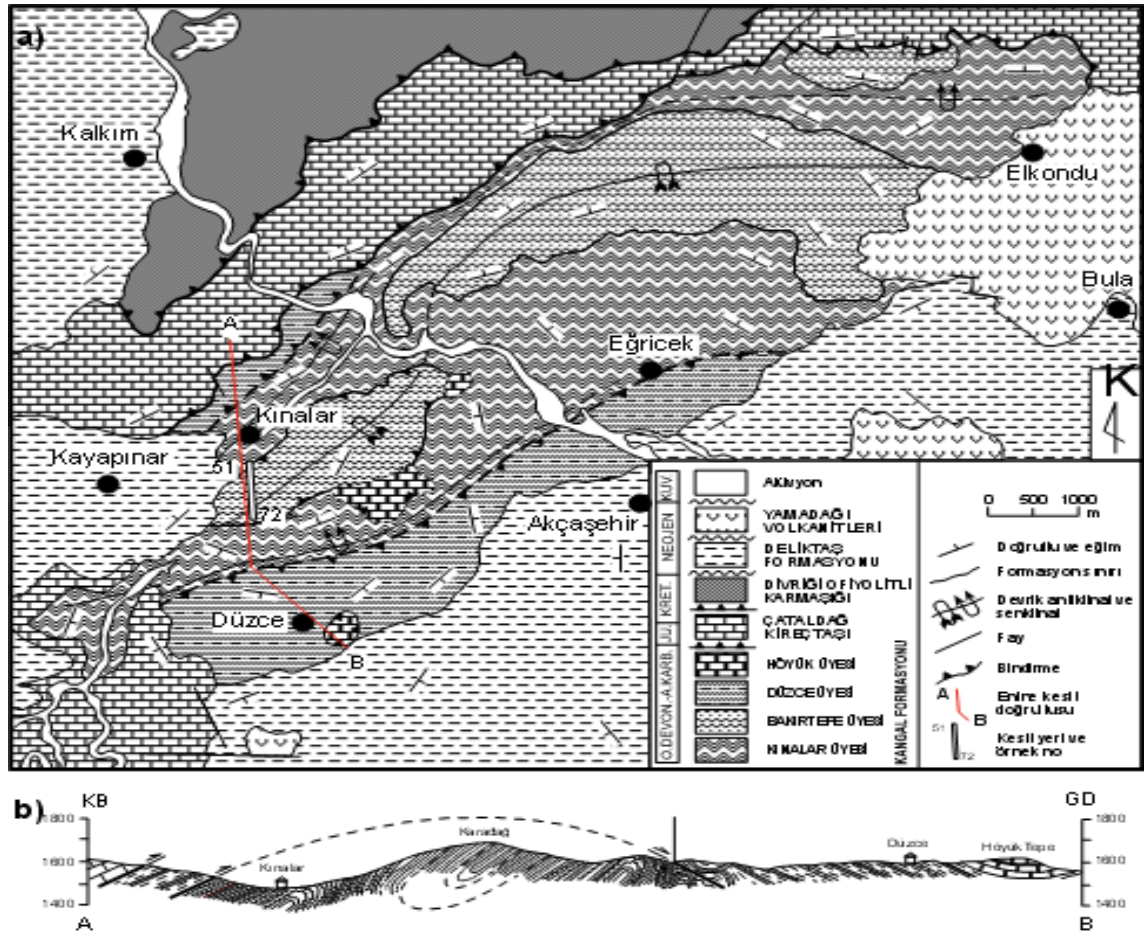
Şekil 2.3. İsalı Formasyonu-Gerez Üyesi litolojilerinin düşey dağılımı

Stratigrafik olarak, Gerez üyesinin üzerindeki birim olan Üst-Devoniyen yaşlı Doğruyol üyesi ise litolojik olarak siyahımsı-gri renkli, orta katmanlı, yer yer dolomitik, kısmen de kristalize kireçtaşından oluşmaktadır. Mikroskopik olarak bol fosil (mercan) içeren Doğruyol üyesi İsalı formasyonunun en üstteki üyesi olup, inceleme alanının kuzeydoğusunda yaklaşık 500 m²'lik bir alanda yüzlek vermektedir.

2.1.2. Kangal –Alacahan Bölgesi

Kangal-Alacahan Bölgesi, Toros kuşağına ait Bolkardağı Birliğinin (Özgül, 1976) Kuzeydoğu ucunu temsil etmekte olup, bölgede yüzeyleyen Paleozoyik yaşlı ve düşük dereceli metamorfik kayalar Gültekin (1993) tarafından Kangal Formasyonu olarak adlandırılmıştır. İlk kurallı adlama olduğundan bu adlama benimsenmiştir. Kangal formasyonu alttan üste doğru; Kınalar, Bakırtepe, Düzce ve Höyüktepe üyelerinden oluşmaktadır (Şekil 2.4).

Stratigrafik olarak en alttaki birim olan Kangal formasyonunun üzerinde sırasıyla tektonik (uyumsuz ilişkili) olarak Üst Jura - Alt Kretase yaşlı Çataldağ Kireçtaşı, Üst Kretase yerleşim yaşlı serpantinleşmiş peridotit (çoğunlukla dünit), gabro ve silisi kalsitik ve/veya dolomitik lüfsenitik ultramafitlerden (Boztaş ve diğ., 1994; Yalçın ve Bozkaya, 1995b) oluşan Divriği ofiyolitli karmaşığı (İnan ve diğ., 1993) yer almaktadır.



Şekil 2.4. a) Kangal-Alacahan bölgesi jeoloji haritası (Gültekin, 1993'ten değiştirilerek) ve örnek yerleri. b) KB-GD doğrultulu A-B noktaları arası Jeolojik Enine Kesiti .

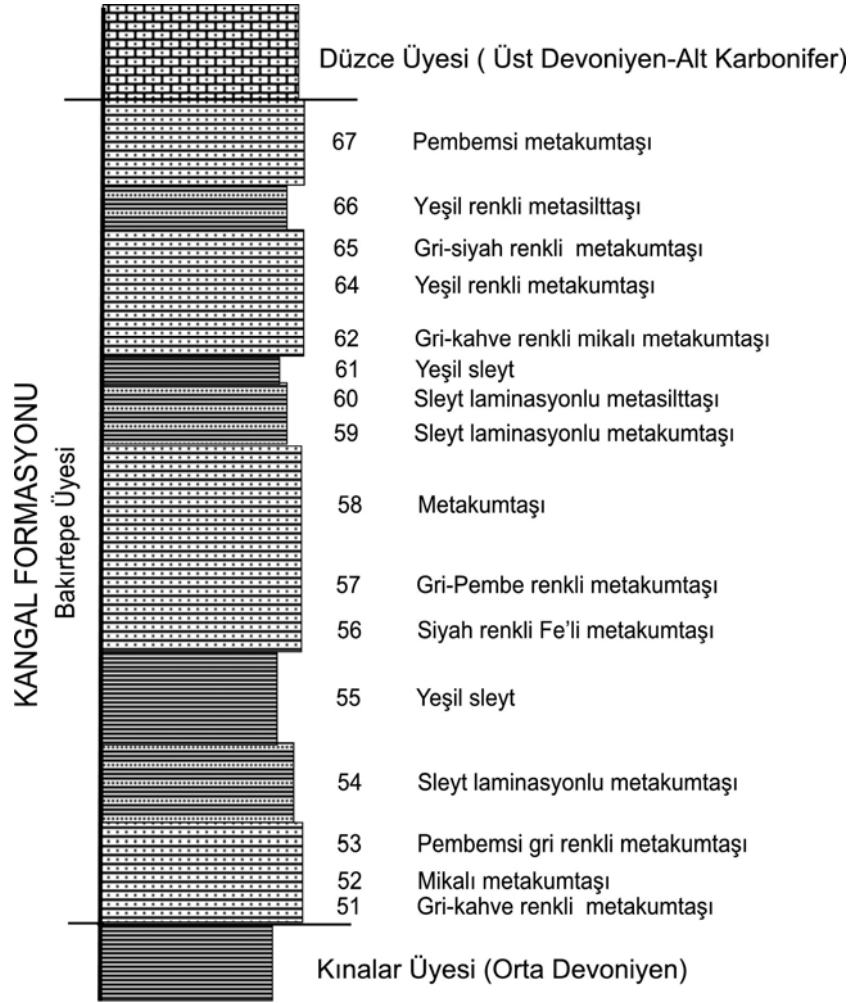
İstifin en üst kesiminde ise gösel fasiyeste çökelmiş, alt düzeylerinde epiklastik ve killi-karbonatlı kayaçlar, üst seviyelerinde karbonat kayaçları (Yalçın ve Bozkaya, 1995b) ile temsil edilen Orta-Üst Miyosen yaşlı Deliktaş formasyonu (İnan ve diğ., 1993) ve riyolitten bazalta kadar değişen kayaç türlerine sahip Yamadağı volkanitleri bulunmaktadır.

Kangal formasyonunun en alttaki birimi olan Kınalar üyesinin alt sınırı görülememektedir (Bozkaya ve Yalçın, 1997; Yılmaz ve Yılmaz, 2004). Kınalar üyesi egemen litoloji olarak, koyu yeşilimsi, gri ve boz renklerde olup, yüzeysel alterasyon nedeniyle kırmızımsı ve grimsi-sarı renklerde görünen geniş yayımlı arduvazlardan oluşmaktadır. Sayar ve Gültekin (1993), Kınalar üyesi'nin üst düzeylerindeki siyah renkli rekristalize kireçtaşlarında buldukları makrofosillere dayanarak birimin Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Kınalar üyesinin üzerindeki birim olan Bakırtepe üyesinin, Gültekin (1993)'in "Bakırtepe metakuvarsit üyesi" adlamasının coğrafik bölümü korunarak düşük dereceli meta-kumtaşlarından oluştuğu gözetilerek Yalçın ve Bozkaya (1997)'nin Bakırtepe üyesi adlaması benimsenmiştir. İnceleme alanının Doğu-Kuzeydoğusunda yaklaşık 200 m kalınlığa sahip Bakırtepe üyesi, en iyi şekilde Bakırtepe'de Kınalar köyü güneydoğusundaki dere yatağı içerisinde ve Elkondu köyünün kuzeybatısında izlenmektedir (Şekil 2.4). Bakırtepe üyesinin egemen litolojisini gri-siyah renkli, ince tabakalanmalı, yer yer mikalı olan ankimeta-kumtaşları ve bunlarla ara katkılı (10-100 cm) yeşil renkli ankimeta-şeyl ve/veya arduvazlar oluşturmaktadır (Şekil 2.5). Bakırtepe üyesi devrik senkinalin kuzeybatı kanadında 20 m'lik fay zonunda breşik meta-kumtaşları ve silisli demir oluşumları (Limonit, götit, hematit, pirit) içermektedir. Stratigrafik olarak, altta Orta Devoniyen yaşlı Kınalar üyesi ve üstte ise Üst Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı Düzce üyesi ile uyumlu olarak sınırlandırılmış olan Bakırtepe üyesi Orta-Üst Devoniyen yaşlıdır.

Bakırtepe üyesinin üzerindeki birim olan rekristalize kireçtaşı mercekleri Gültekin (1993) tarafından "Düzce rekristalize kireçtaşı üyesi olarak tanımlanmış olup daha sonra Düzce üyesi olarak yeniden adlandırılmıştır (Yalçın ve Bozkaya, 1997). Litolojik olarak birim, bordo-pembe renkli, çoğunlukla mat, yer yer parlak görünümlü ankimeta-şeyl ve kahvengi-siyah renkli ince taneli meta-kumtaşı (yer yer meta-silttaşı) ardalanması ile temsil edilmektedir. 50-100 cm 'lik gri renkli, fosilli meta-kireçtaşı arakatlıları da gözlenmektedir. Birim bol miktarda makrofosil içermektedir (Yılmaz ve Yılmaz, 2004). Sayar ve Gültekin (1993), tarafından yapılan çalışmada birimde, Devoniyen-Alt Karbonifer yaşını veren fosiller bulunmuştur.

Kangal formasyonunun üst sınırını belirleyen Höyüktepe üyesini silttaşı ve kumtaşı ile ender olarak şeyl/metaşeyl arakatlıları içeren gri-sarı renkli, ince tabakalı, fosilli kristalize kireçtaşları oluşturmaktadır. Birimin görünür kalınlığının yaklaşık 100 m. olduğu belirtilmiştir (Yalçın ve Bozkaya, 1997).



Şekil 2.5. Kangal formasyonu-Bakırtepe üyesi litolojilerinin düşey dağılımı

3. MATERYAL VE YÖNTEM

Bolkardağı Birliği Devoniyen yaşlı klastik/metaklastik kayalar içeren İsalı formasyonu Gerez üyesinden 13 adet ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesinden 22 adet olmak üzere toplam 35 adet kayaç örneği alınmıştır. Örnekler suyla yıkanarak yüzeysel tozlardan temizlenip kurutulduktan sonra kırma-öğütme-eleme, ince-kesit, X-ışınları kırınımı (XRD) (tüm kayaç-TK ve kil fraksiyonu-KF, b_0 , politipi) ve kimyasal analiz (tüm kayaç, ana, iz, nadir toprak element) gibi çeşitli işlemlerden geçirilmiştir. Kayaç örnekleri üzerinde gerçekleştirilen laboratuvar incelemelerinin birimlere göre dağılımı Çizelge 3.1’de verilmiştir.

Bunlardan mineralojik-petrografik incelemeler bütünüyle Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kırma-Öğütme-Elleme, Kil Ayırma ve Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları’nda (MİPJAL), kimyasal analizler ise Activation Laboratuvarları’nda (Ontario-Kanada) gerçekleştirilmiştir.

Optik mikroskop incelemeleri NIKON ve LEICA marka binoküler alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopunda yapılmıştır. Dokusal özelliklerin ve özellikle sleyt diliniminin ve/veya şistozitenin daha iyi belirlenebilmesi amacıyla foliyasyon düzlemlerine mümkün olduğunca dikey yönde kesitler hazırlanmıştır. Bu incelemeler ile mineraller ve matriksin birbirleriyle olan ilişkileri belirlenerek diyajenez/çok düşük dereceli metamorfizmaya bağlı olarak gelişen petrografik özellikler incelenmiştir.

X-ışınları kırınımı çalışmaları için kullanılan örnekler önce 3-5 cm'lik parçalar halinde çekiçle, daha sonra FRITISCH marka çeneli kırıcıda 5 mm'den küçük taneler halinde kırılmış ve yine aynı marka silikon karbid çanaklı öğütücüde kayacın sertliğine göre yaklaşık 10-20 dakika süreyle öğütülmüştür. Bu şekilde elde edilen toz malzeme naylon torbalara konulup etiketlendikten sonra incelemelere hazır konuma getirilmiştir.

X-ışınları kırınımı çözümlenmeleri RIGAKU marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde (Anot = Cu ($CuK_{\alpha}=1.541871\text{Å}$), Filtre = Ni, Gerilim = 35 kV, Akım = 15 mA, Gonyometre hızı = $2^{\circ}/\text{dak.}$, Kağıt hızı = $2\text{cm}/\text{dak.}$, Zaman sabiti = 1 sn, Yarıklar = $1^{\circ} 0.15\text{ mm}$ $1^{\circ} 0.30\text{ mm}$, Kağıt aralığı = $2\theta = 5-35^{\circ}$) yapılmıştır (Çizelge 3.2).

Çizelge 3.1. Devoniyen yaşlı klastik/metaklastik örneklerinde gerçekleştirilen laboratuvar yöntemlerinin birimlere göre dağılımı.

Litostratigrafi Birim	Örnek Sayısı	Petrografi		X-ışınları Kırınımı				Kimyasal Analiz
		OM	Nokta Sayımı	TK	KF	b_0	Politipi	
Gerez üyesi	13	13	10	13	11	7	2	5
Bakırtepe üyesi	22	16	5	22	19	7	7	6
TOPLAM	35	29	15	35	30	14	9	11

OM=Optik mikroskopi, TK=Tüm kayaç, KF=Kil fraksiyonu

Çizelge 3.2. XRD çekimlerinde kullanılan aletsel koşullar.

Koşullar	Tüm kayaç	Kil fraksiyonu	Kil fraksiyonu $d_{(060)}$
Dalga boyu (λ)	CuK $_{\alpha}$ =1.541871Å		
Anot	Cu		
Filtre	Ni		
Gerilim	35 kV		
Akım	15 mA		
Yarıklar	DS=1° SS=1° RS=0.15 mm RS _M =0.30 mm		DS=4° SS=4° RS=0.30 mm, RS _M =0.60 mm
Gonyometre / Tarama hızı (SS)	5°/dak.	2°/dak.	0.5°/dak
Adım genişliği (SW)	0.04°	0.02°	0.01°
Kağıt hızı	45 mm/dak.	16 mm/dak.	28 mm/dak.
Zaman sabiti	1 sn.	4 sn.	4 sn.
Kağıt aralığı	2 θ = 5-35°	2 θ = 2-30°	2 θ = 59-63°

X-ışınları incelemeleri ile sedimanter ve metasedimanter kayaçların tüm kayaç ve kil boyu bileşenleri (< 2 μ m) belirlenmiş (J.C.P.D.S., 1990) ve dış standart yöntemine (Brindley, 1980) göre yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında Çizelge 3.3 ve 3.4'deki mineral şiddet faktörleri kullanılmış olup, pik yükseklikleri mm cinsinden ölçülmüştür. Mineral yüzdelerinin hesaplanmasında tüm kayaç için dolomit, kil fraksiyonu için glikollü çekimlerden itibaren kaolinit referans olarak alınmıştır (Yalçın ve Bozkaya, 2002). *d*-mesafelerinin ölçülmesinde kuvars iç standart olarak kullanılmıştır. Fillosilikat minerallerinin tanımlanması (001) bazal yansımalarına göre yapılmıştır.

Tüm kayaç toz çekimlerinde gonyometre hızı 2°/dak ve kayıt aralığı 2 θ = 5-35° şeklinde ayarlanmıştır. Kil fraksiyonu ayırımı sedimantasyon yöntemi (3 saat 40 dak.) ile yapılmış olup, difraktogramları kil çamuru sıvanmış cam lamlardan itibaren normal (oda sıcaklığında kurutma), glikolleme (16 saat 60 °C de etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama (4 saat 490 °C de ısıtma) işlemlerinden geçirilmiştir. Kil fraksiyonu çekimlerinde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı 2 θ = 2-30° (hata miktarı \pm 0.04°) olarak ayarlanmıştır (bak Çizelge 3.2).

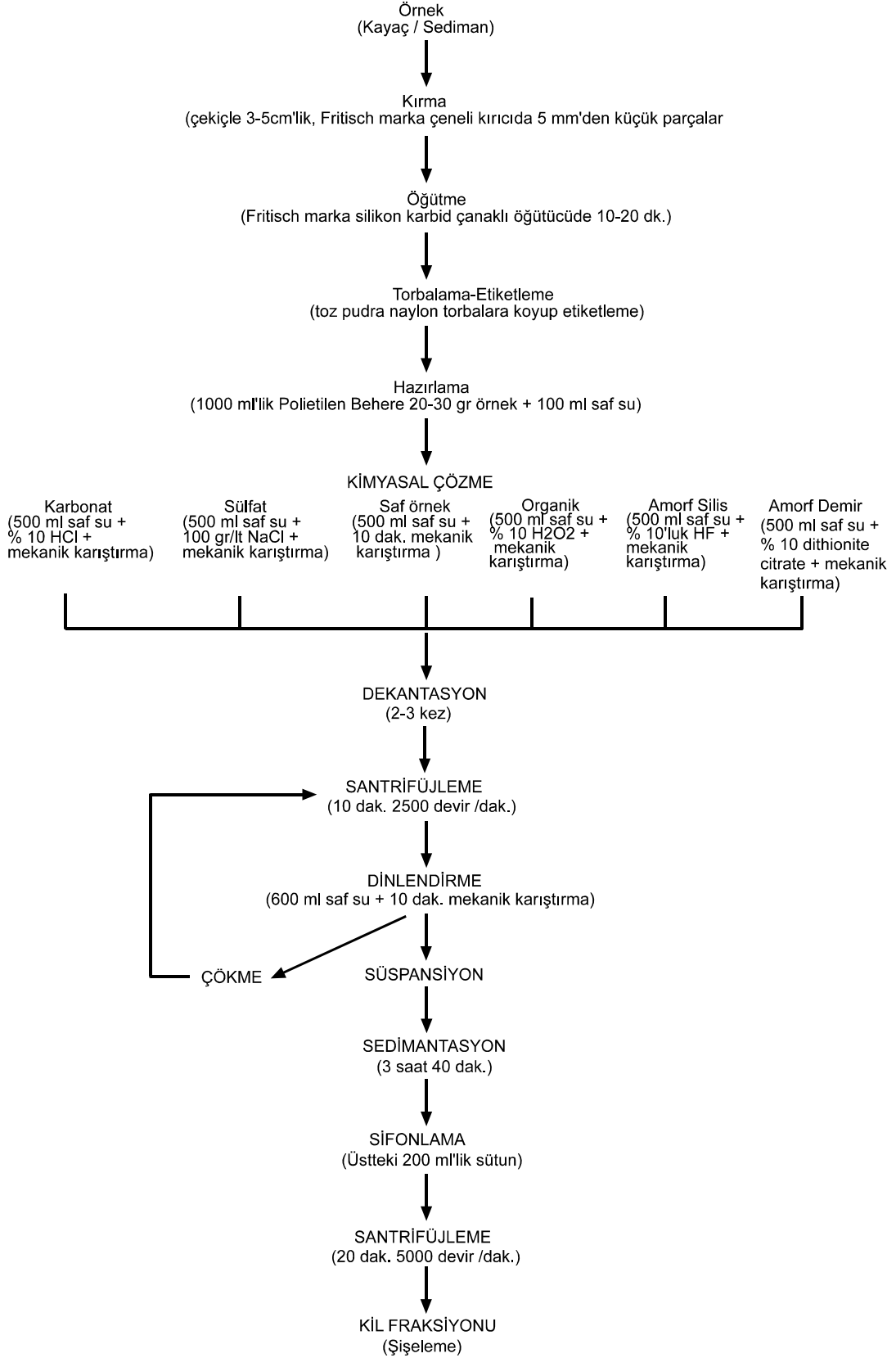
X-ışınları kırınımı kil fraksiyonu çözümlenmeleri için gerekli kil ayırma işlemi sırasıyla kimyasal çözme (çözünabilir kil-dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), santrifüjleme – dekantasyon / dinlendirme ve yıkama, süspansiyonlama - sedimantasyon - sifonlama - santrifüjleme ve şişelemeden oluşmaktadır. Santrifüjleme işlemi HERAEUS SEPATECH marka VARIFUGE 3.2 S model maksimum 5600 devir/dak hıza ve 200 cc kapasiteli metal kodelere sahip santrifüjde yapılmıştır. Süspansiyon elde edilme işleminin uzaması durumlarında çok az miktarda (< % 0.5) CALGON (sodium hexametaphosphate) eklenerek bu süreç hızlandırılmıştır.

Çizelge 3.3. Dolomit referans alınarak saptanmış ortalama mineral şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002).

Mineral	(hkl)	d (Å)	2θ°	Faktör
Dolomit	(104)	2.88	30.96	1.00
Kuvars	(101)	3.34	26.64	0.89
Plajiyoklaz	(040)	3.20	27.86	3.23
Sanidin	(040)	3.20	27.86	3.32
Kil (İllit)	(001)	10.0	8.84	22.81
Kil (İllit)	(003)	3.35	26.58	13.18
Kil (Klorit)	(001)	14.3	6.16	9.40
Kil (Klorit)	(002)	7.16	12.36	4.20
Kil (Klorit)	(003)	4.72	18.79	5.63
Kil (Klorit)	(004)	3.52	25.26	4.45
Götüt	(011)	4.18	21.24	4.65

Çizelge 3.4. Kaolinit-EG referans alınarak saptanmış ortalama kil minerali şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002).

Mineral	(hkl)	d (Å)	2θ°	Faktör
Kaolinit	(002)	3.57	24.92	1.00
İllit	(001)	10.0	8.84	1.52
İllit	(002)	5.03	17.62	2.80
İllit	(003)	3.35	26.58	1.38
Smektit	(001)	~15	~6	1.57
Smektit	(002)	8.6	10.28	13.05
Smektit	(003)	5.7	15.52	9.39
Smektit	(005)	3.4	26.18	5.57
I-S	(003)	8.2	10.78	6.41
I-S	(005)	5.4	16.40	10.85
I-S	(008)	3.38	26.34	3.21
Klorit	(001)	14.3	6.16	3.41
Klorit	(002)	7.16	12.36	0.65
Klorit	(003)	4.72	18.79	2.01



Şekil 3.1. C.Ü. MİPJAL'da uygulanan kil ayırma iş akış şeması.

Kil minerallerinin tane boyuna göre kristalinite, politiipi ve b_0 derecelerindeki farklılıkların belirlenmesi amacıyla tüm örneklerden 2 μm , seçilen bazı örneklerde ise 1 μm 'den 0.2 μm aralığına kadar değişik tane boyu fraksiyonları elde edilmiştir. Tane boyu dağılımlarının hassas biçimde yapılabilmesi için Stephan Krumm (Geology Department Erlangen, Germany) tarafından oluşturulan CENTRI programı (<http://www.ccp14.ac.uk/ccp/ccp14/ftp-mirror/krumm/Software/windows/centrifuge/Centrif/>) kullanılmıştır. Bu programda santrifüj yardımıyla elde edilecek tane boyu fraksiyonuna göre seçilen devir/dakikaya karşılık gelen süre belirlenebilmektedir. Program yardımıyla seçilen devir için belirlenen sürede süspansiyon örnek santrifüjlenmekte, süre bitiminde çökmemiş olan bulanık kesim behere alınarak istenilen boyutta kil fraksiyonu elde edilmektedir. Bu çalışmada belirlenen tane boyu ve devire karşılık gelen süreler Çizelge 3.5'de verilmiştir.

İllit "kristalinite" ölçümlerinde 10-Å illit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliği, $\Delta^\circ 2\theta$ (Kübler indisi – KI : Kübler, 1968; Guggenheim ve diğ., 2002) kullanılmıştır. WINFIT (Krumm, 1996) programı (<http://xray.geol.uni-erlangen.de/html/software/soft.html>) ile hassas biçimde belirlenen pik genişliklerinin (Full Width Half Maximum – FWHM) Kisch (1980) ve Warr ve Rice (1994) standartlarına göre kalibrasyonu yapılmıştır. Bu işlem için Kisch (1980) tarafından tanımlanan standartlar (5 adet parlatılmış sleyt örneği ve bir adet muskovit levhası) ile Warr ve Rice (1994) tarafından tanımlanan kristalinite indeksi standartları (CIS: 4 adet kayaç örneği ve 1 adet muskovit levhası) kullanılmıştır. Standartlardan itibaren illit ve klorit için belirlenen regresyon ilişkileri Kisch (1980) ve Warr ve Rice (1994) standartları için sırasıyla $KI_{\text{Parlatılmış sleyt standartları}} = 0.7491 \times KI_{\text{Cumhuriyet Üniversitesi}} + 0.0292$ ($r^2=0.9980$) ve $KI_{\text{CIS}} = 1.1565 \times KI_{\text{Cumhuriyet Üniversitesi}} - 0.0669$ ($r^2=0.9894$). Kalibrasyon verileri karşılaştırmalı olarak Şekil 3.2' de sunulmuştur. Ankizonun alt ve üst limit sınırları Kisch standartları için 0.21° ve $0.37^\circ \Delta^\circ 2\theta$ (Kisch, 1980, 1990), CIS için 0.25° ve $0.42^\circ \Delta^\circ 2\theta$ (Warr ve Rice, 1994) olarak verilmiştir.

İllitlerin $d_{(060)}$ yansıması yardımıyla oktaedrik bileşimleri ($d_{060,331} = 1.4936 + 0.0203 \text{ Mg+Fe}$; Hunziker ve diğ., 1986), b_0 -parametresi ile de basıncın illitlere etkisi (Sassi ve Scolari, 1974; Guidotti ve Sassi, 1986) belirlenmiştir. Kayıt aralığı $2\theta = 59-63^\circ (\pm 0.01^\circ)$ olan bu ölçümlerde kuvarsın (211) piki ($2\theta = 59.97^\circ$, $d = 1.541 \text{ \AA}$) referans alınmıştır.

Çizelge 3.5. CENTRI programı ile farklı tane boyları için belirlenen santrifüj koşulları

Tane boyu	Devir/dakika	Süre
< 2 μm	500	8 dakika 37 saniye
< 1 μm	1000	8 dakika 37 saniye
< 0.5 μm	2000	8 dakika 37 saniye
< 0.2 μm	5000	8 dakika 37 saniye

Politiipi incelemeleri illit ve klorit minerallerinde yapılmış olup, yönlendirilmemiş plaketterden itibaren uygulanan kayıt aralığı sırasıyla $2\theta = 18-36^\circ$ ve $2\theta = 31-52^\circ$ arasındadır. Politipi belirlemelerinde Bailey (1988) tarafından önerilen diyagnostik pikler kullanılmıştır. İllitlerin $1M_{cv}$ politipinin varlığı Drits ve diğ. (1984) tarafından önerilen pikler yardımıyla belirlenmiştir. $2M_1$, $1M$ ve $1M_d$ oranları Grathoff ve Moore (1996) tarafından önerilen ve aşağıda sıralanan pik alan (A) oranlarına göre belirlenmiştir. Pik alanlarının belirlenmesinde WINFIT programı kullanılmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 2007).

$$\% 2M_1 = 1.88 + 702 \times (A_{2.79\text{\AA}} / A_{2.58\text{\AA}})$$

$$\% 1M = 4.98 + 136 \times (A_{3.66\text{\AA}} / A_{2.58\text{\AA}})$$

$$\% 1M = 3.40 + 132 \times (A_{3.07\text{\AA}} / A_{2.58\text{\AA}})$$

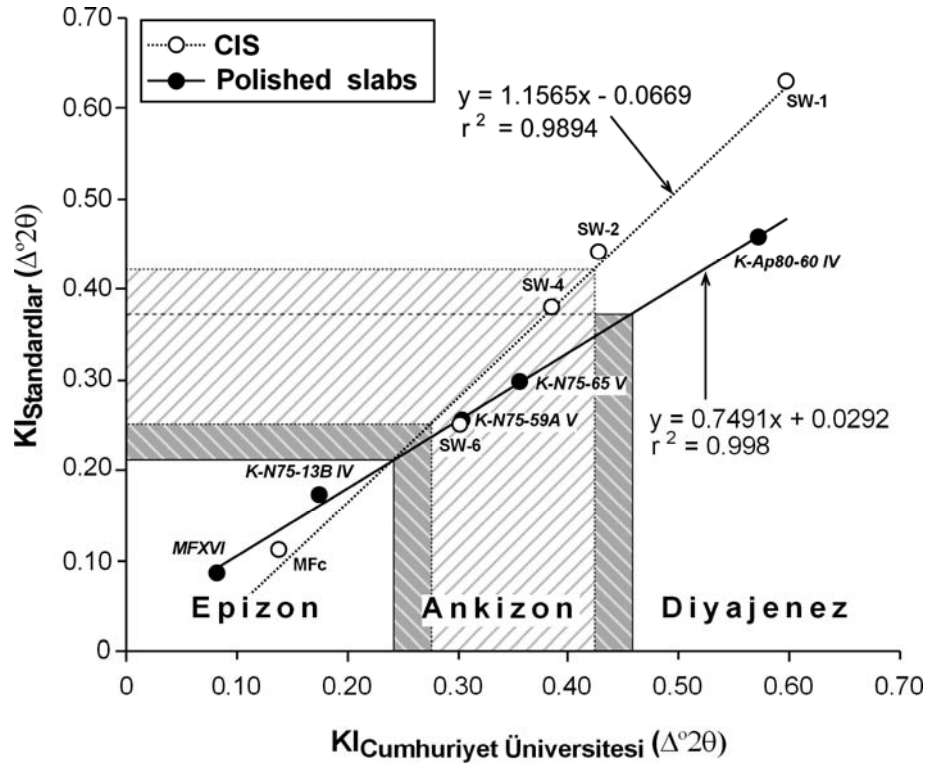
$$\% 1M_d = 100 - (\% 1M + \% 2M_1)$$

$1M$ politiplerinin türlerinin ($1M_c$: psödohekzagonal biçimli cis-vacant; $1M_{iv}$: lifsel veya lata biçimli trans-vacant) belirlenmesinde; WILDFIRE (Reynolds, 1994) programı ile oluşturulan hesaplanmış desenler ile karşılaştırma yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntemde her bir politipi için değişen oranlar verilebilmekte, gerek duyulduğunda genişleyebilen tabaka içerikleri (%) ve yapraklar arası K miktarları da dikkate alınabilmektedir (Reynolds ve Walker, 1993).

İllitlerin kristalit büyüklüklerinin belirlenmesinde WINFIT programının yanı sıra, Jaboyedoff ve diğ. (2001) tarafından illitlerin $KI_{\text{glikollü}} - KI_{\text{normal}}$ verilerine göre oluşturulan diyagram da kullanılmıştır.

Ana element çözümlerinde lityum metaborat/tetraborat füzyon ICP, iz/eser ve REE çözümlerinde ICP-MS kullanılmıştır. Bunlar; geçiş metalleri (Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu, Pb, Zn), granitoyid elementleri (Bi, In, Sn, W, Mo), karışık davranışlı elementler (As, Sb), halojen (Be), değerli metal (Ag), kalıcılığı düşük elementler / LFSE (K, Rb, Cs, Ba, Sr, Tl, Ga), kalıcılığı yüksek elementler / HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, Th, U), nadir toprak elementleri / REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) ile diğer elementi (Ge) kapsamaktadır.

ICP ve ICP-MS yöntemlerinde öncelikle numuneler lityum metaborat/tetraborat füzyonu ile eritilmiştir. Elde edilen boncuk zayıf nitrik asit ile çözeltiye alınmıştır. Bu atak işlemi ile SiO_2 'yi de kapsayan ana elementler, REE ve diğer HFSE'ler çözeltiye aktarılmıştır. ICP-MS yönteminde iyonizasyon kaynağı olarak argon plazma ve dörtlü kütle spektrometre kullanılmaktadır. Analiz sırasında çözelti Ar gazından geçerek nebulize edilerek (bulutsu hale getirilerek) plazma ortamına gönderilir. Böylece bir plasmayı oluşturacak biçimde gaz ve elementler uyarılmış iyonize atomlara dönüştürülür. Plasmadaki pozitif iyonlar, dörtlü kütle spektrometresine odaklandırılır. Burada katyonlar ayırt edilerek sayılıp miktarları belirlenir.



Şekil 3.2. Parlatılmış dilim standartları (Kisch, 1980) ve CIS (Warr ve Rice, 1994) ile kalibrasyon sonucu elde edilen doğruların ve Epizon-Ankizon-Diyajenez sınırlarının karşılaştırılması.

4. PETROGRAFI

Devoniyen yaşlı İsalı formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi benzer stratigrafik konum, görünüm ve litolojiye sahip olup, başlıca metakumtaşlarından oluşmakta ve metasilttaşı-sleyt arakatıkları içermektedir.

4.1. Metakumtaşları

4.1.1. Detritik Bileşenler

İncelenen birimlere ait metakumtaşları içerisinde detritik bileşenler olarak bolluk sırasına göre; silika (kuvars), feldispat (plajiyoklaz, mikroklin, ortoklaz), mika (muskovit, biyotit), zirkon, apatit, turmalin ve opak mineraller belirlenmiştir (Çizelge 4.1 ve 4.2).

4.1.1.1. Silika mineralleri

Sedimanter koşullar altında termodinamiksel olarak yalnızca SiO₂ polimorfu (alçak kuvars) duraylı olmaktadır. Tridimit ve kristobalit gibi diğer polimorflar ender gözlenmektedir. İncelenen birimlerdeki silika minerallerini de bütünüyle kuvarslar oluşturmaktadır. Kuvarslar metamorfik ve magmatik kayalarda yaygın olmaları nedeniyle köken kayaç belirlenmesi için kullanılmaktadır. Bu nedenle monokristalin (çoğunlukla magmatik kökenli) ve polikristalin (çoğunlukla metamorfik kökenli) türleri ayırtlanmıştır. Monokristalin kuvarslar tek bir, polikristalin kuvarslar ise birden fazla kristalden oluşan taneler için kullanılmaktadır (Pettijohn ve diğ., 1972). Kuvarslar için karakteristik olan dalgalı sönme (undulöz) özelliği, köken kayaç tanımlamaları için kullanılmış olsa da, Blatt ve Christie (1963) bunun geçerli olmadığını ileri sürmüştür. Yazarlar, undulöz-olmayan kuvarsları yüksek miktarda içeren kayaların, yalnızca volkanojenik kayalar veya Paleozoyik ve Prekambriyen yaşlı kuvars arenitler olduğunu belirtmiştir. Volkanik püskürmelerle ilişkili kuvarslar kökensel olarak diğerlerine göre çok daha az bir oranı temsil ederler. Bu nedenle, undulöz-olmayan kuvarsların, volkanik beslenme ile ilişkili bölgeler dışında, doğrudan volkanojenik kökeni işaret etmesi kullanışlı bir ölçüt olmamaktadır. Yaşlı birimlerdeki kuvars arenitlerdeki kuvarsların dalgalı sönme göstermemesi ise, termodinamik duraylılık açısından dalgalı sönme gösteren, diğer bir ifadeyle strese/deformasyona uğrayan kuvarsların, deformasyona uğramamış kuvarslara göre daha az duraylı olmalarından kaynaklanmaktadır. Diğer bir ifadeyle sedimanter çevrimle ilişkili taşınma sırasında strese uğramış dalgalı sönmeli kuvarsların miktarı göreceli olarak azalmaktadır.

Polikristalin kuvarslar; magmatik ve metamorfik kayaların yanı sıra, kuvarsitik kumtaşlarından da türeyebilmektedir. Polikristalin kuvarslar feldispat ve kayaç parçacıklarınca zengin kötü boylanmış kumtaşlarına göre, iyi boylanmış ve iyi yuvarlaklaşmış kuvarsa-zengin kumtaşlarında daha az bulunmaktadır. Polikristalin kuvars miktarı aşınma sonucu monokristalin kuvarslara göre daha da azalmaktadır. Bununla birlikte, kuvars türleri petrografik provenisler için kullanışlı bir indeks konumunu sürdürmektedir (Çizelge 4.3.).

Çizelge 4.1. İsalı formasyonu Gerez üyesi (Bozkır-Konya) metaklastik kayaç örneklerine ait OM inceleme sonuçları

Örnek No	Bileşim	Özellikler	Kayaç Adı
BD-26	Q+Fel+Mu+Ser+Kl±Zir ±Ap±Om	-İnce kum (0.1-0.2 mm), iyi boylanma -Tane sınırları girift, az belirgin klivaj -Kuars dolgulu damarlar -Az miktarda klorit-mika istifleri (KMI) -Serizit+klorit matriks < % 5	Metakumtaşı (Subarkoz)*
BD-27	Q+ Fel+Ser+Mu +Kl +Om	-Kaba silt (0.03-0.06 mm), iyi boylanma -Mikrolaminalanma, mikrokıvrımlanma -Sleyt klivajı. Serizit matriks > %15	Sleyt&metasiltaşı laminasyonu
BD-28	Q+ Fel+Ser+Mu+Kl+ Om	-Kaba silt (0.03-0.06 mm), iyi boylanma -Klorit-mika podları, mikrolaminalanma -Serizit+klorit matriks > %15	Sleyt&metasiltaşı laminasyonu
BD-29	Q+Fel±Ser± Kl±Zir ±Ap ±Tur±Mu±Om	-İnce kum (< 0.2 mm), iyi boylanma, -Tane sınırları girift -Kuars-mika/klorit saçakları -Silis dolgulu damarlar, -Serizit matriks < %5	Metakumtaşı (Kuvars arenit)*
BD-30	Q+ Fel+Ser+Kl+Mu± Zir±Ap± Tur± Om	-Kaba silt (0.03-0.06 mm), iyi boylanma -Kuars sınırları girift, -Silis dolgulu damarlar -Serizit matriks > %15	Metasiltaşı
BD-31	Q+Fel+Ser+Mu+Kl±Om	-Zayıf gelişmiş sleyt klivajı -Az miktarda klorit-muskovit istifleri	Sleyt
BD-32	Q+Fel+Ser+Mu+Kl±Tur ±Zir ±Om	-Kaba silt (0.03-0.06 mm), iyi boylanma -Kesikli sleyt klivajı, klorit-mika istifleri -Mikrolaminalanma, Serizit matriks > %15	Metasiltaşı
BD-33	Q+Fel+Ser+Kl+Mu±Tur ±Zir±Om	-İnce kum, iyi boylanma, kaba klivaj -Serizit+klorit matriks > %15	Metakumtaşı (Feldispatik grovak)*
BD-34	Q+Fel+Ser+Kl+Mu±Tur ±Zir ±Om	-Kaba silt (0.03-0.06 mm) -iyi boylanma, mikrolaminalanma -Yuvarlağımsı neoforme klorit oluşumları -Organik maddece zengin seviyeler -Serizit matriks > %15	Sleyt&metasiltaşı laminasyonu
BD-35	Q+Fel+Ser+Kl+Mu±Ap ±Zir ±Tur±Om	-İnce kum, iyi boylanma, -Kuars sınırları matriksle girift -Silis dolgulu damarlar, -Serizit matriks < %5	Metakumtaşı (Subarkoz)*
BD-36	Q+Fel+Ser+Kl+Mu±Om	-Silis dolgulu damarlar -İnce klorit-mika istifleri -Sleyt klivajı	Q-sleyt
BD-37	Q+Fel+Ser+Kl+Mu±Om	-Kaba silt (0.03-0.06 mm), -İyi boylanma, mikrolaminalanma, -Sleyt merccekleri, belirgin sleyt klivajı	Metasiltaşı±Q- sleyt laminasyonu
BD-38	Q+Fel+Ser+Kl+Mu±Zir ±Tur±Ap ±Om	-İnce kum (< 0.2 mm), iyi boylanma, -Tane sınırları girift, sleyt klivajı, -Serizit+klorit matriks > %15	Metakumtaşı (Feldispatik grovak)*

Q=Kuvars, Ser=Serizit, Fel=Feldispat, Plj=Plajiyoklaz, Mu=Muskovit, Bi=Biyotit, Kl=Klorit, Mik=Mikroklin, Tur=Turmalin, Zir=Zirkon, Ap=Apatit, Om=Opak mineral

* : Nokta sayımı sonuçlarına göre yapılan adlamalar

Çizelge 4.2. Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi (Kangal-Sivas) metaklastik kayaçlarının OM inceleme sonuçları

Örnek No	Bileşim	Özellikler	Kayaç Adı
KF-51	Q+Fel (Plj-Ort-Mik)+ Mu+Bi±Zir+Ap±Om	-Orta-ince kum (0.1-0.5 mm) -Orta-iyi boylanma, -İkincil silis büyümeleri/silis çimento, -Serizit matriks < % 5	Metakumtaşı (Kuvars arenit)*
KF-52	Q+Mu+Fel(Plj+Mik)+ Ser±Tur±Zir+Om	-İnce kum (< 0.2 mm) -Orta-iyi boylanma -İnce (0.2-0.3 mm) sleyt laminaları -Serizit matriks > % 15	Metakumtaşı (Feldispatik grovak)*
KF-53	Q+Fel (Plj-Mik)+Ser± Mu±Tur±Zir±Om	-Orta kum (0.2-0.5 mm) -Orta-iyi boylanma -Serizit matriks < % 5	Metakumtaşı (Subarkoz)*
KF-54	Q+Fel (Plj-Mik)+Ser+ Mu+Bi ±Tur±Zir±Om	-Mikrolaminalanma, metakumtaşı laminaları, sleyt klivajı	Sleyt&Metakumtaşı laminasyonları
KF-55	Q+Fel (Plj-Mik)+Ser ±Mu±Bi+Om	-Belirgin yönlenme -Sleyt klivajı	Sleyt
KF-56	Q+Fel(Plj)+Mu+Ser+ Tur+Zir+Om	-İnce-orta kum (0.1-1.0 mm) -Taneler iyi yuvarlak, orta-kötü boylanma -İkincil silis büyümeleri/silis çimento, -Silis dolgulu çatlaklar, -Feldispatlarda serizitleşme-kloritleşme	Metakumtaşı (Subarkoz)*
KF-57	Q+Fel+Ser+Mu+Bi+Om	-Orta-kaba kum (0.2-1.5 mm) -Kötü boylanma, silis çimento -İyi yuvarlaklaşmış taneler	Metakumtaşı (Kuvars arenit)*
KF-58	Q+Fel(Plj-Ort-Mik)+Mu +Ser+Zir+Ap+Tur+Om	-İnce kum (< 0.2 mm), -İyi boylanma, Serizit matriks < % 5 -Feldispatlarda yaygın serizitleşme	Metakumtaşı (Subarkoz)*
KF-59	Q+Fel (Plj-Mik)+Mu+ Bi+Ser+Om	-İnce kum (<0.2 mm) -İyi boylanma, Serizit matriks > % 15 -Sleyt-metakumtaşı laminasyonu	Metakumtaşı & Sleyt (Feldispatik grovak)
KF-60	Q+Fel (Plj-Mik)+Mu+ Bi+Ser+Om	-Mikrolaminalanma -Metasilttaşı-sleyt laminasyonu	Metasilttaşı & Sleyt
KF-61	Q+Fel+Ser+Mu+Om	-Yönlenme belirgin -Sleyt klivajı	Sleyt
KF-62	Q+Fel (Plj-Mik)+Ser+ Mu+Om	-İnce kum (< 0.2 mm), iyi boylanma -Taneler yarı köşeli-yarı yuvarlaklaşmış - Serizit matriks > % 15	Metakumtaşı (Feldispatik grovak)*
KF-64	Q+Fel (Plj-Mik)+Ser+ Mu+Om	-İnce kum (< 0.2 mm), iyi boylanma -Serizit matriks >> % 15	Metakumtaşı (Feldispatik grovak)
KF-65	Q+Fel(Mik-Plj)+Ser+ Mu+Om	-Orta-ince kum (0.1-0.4 mm) -Orta-iyi boylanma -Silis dolgulu çatlaklar/silis çimento -Serizit matriks < % 5	Metakumtaşı (Arkoz)*
KF-66	Q+Fel+Ser+Mu+Bi+Tur +Zir+Ap+Om	-Kaba silt (0.03-0.06 mm), iyi boylanma -Silis dolgulu çatlaklar -Serizit matriks >> % 15	Metasilttaşı (Feldispatik grovak)
KF-67	Q+Fel +Ser+Tur+Zir +Ap +Om	-Orta kum (0.25-0.50 mm) -Orta-iyi boylanma-Serizit matriks < % 5 -Silis dolgulu çatlaklar/silis çimento	Metakumtaşı (Kuvars arenit)*

Q=Kuvars, Ser=Serizit, Fel=Feldispat, Plj=Plajiyoklaz, Mik=Mikroklin, Mu=Muskovit, Bi=Biyotit, Kl=Klorit, Mik=Mikroklin, Tur=Turmalin, Zir=Zirkon, Ap=Apatit, Om=Opak mineral.

* : Nokta sayımı sonuçlarına göre yapılan adlamalar

Çizelge 4.3. Kuvarsların kökensel sınıflandırılması (Pettijohn ve diğ., 1972)

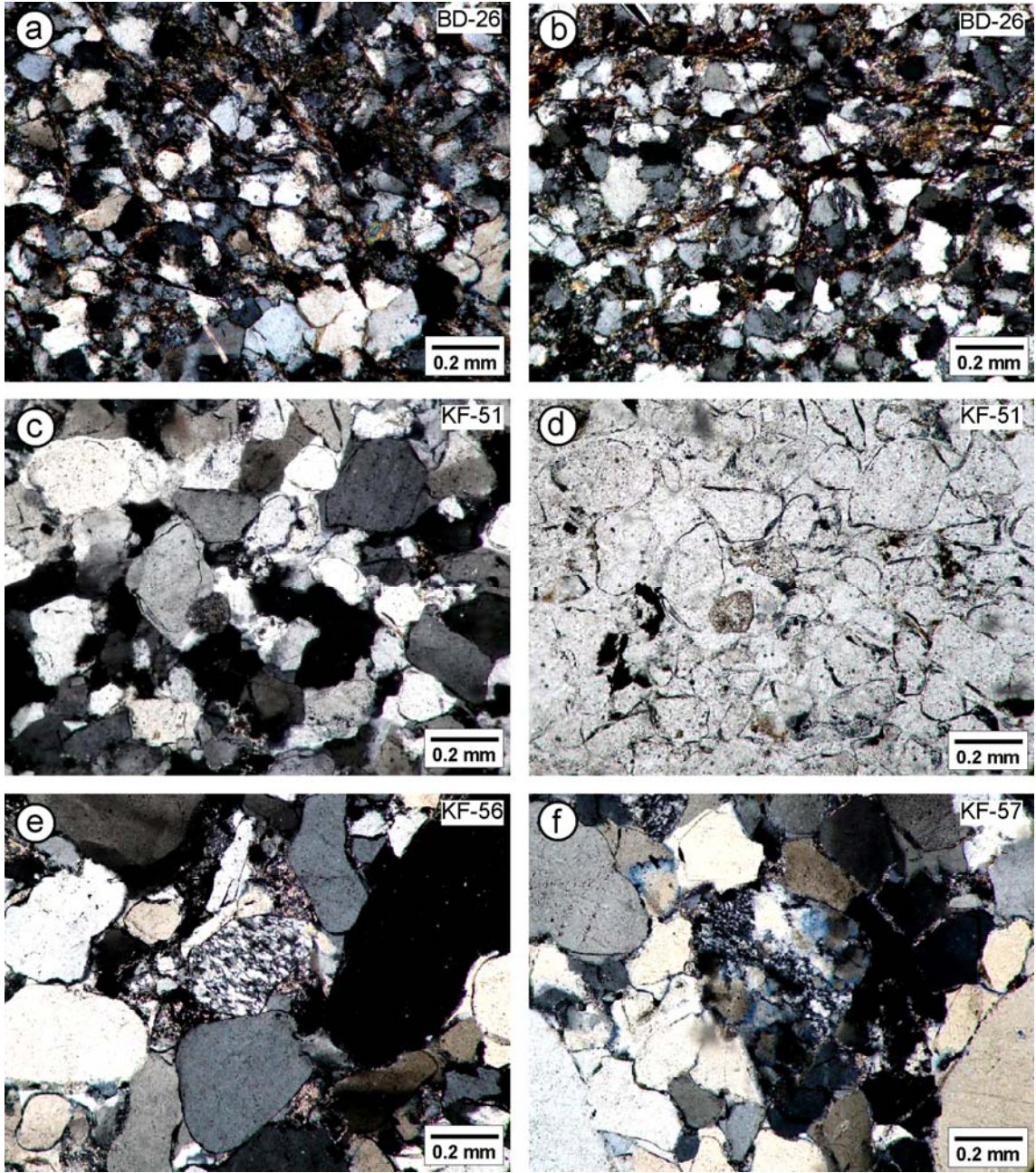
<i>Monokristalin kuvars</i>
Plütonik kuvars (Çoğunlukla plütonik; kısmen metamorfik kayalar ile kumtaşlarından taşınanlar)
Volkanik kuvars (Lav ve piroklastik ürünli asidik volkanik kayalardan türeyen fenokristaller)
<i>Polikristalin kuvars</i>
Metamorfik ve magmatik polikristalin kuvars (Poligonal kuvars, süturlu/girift kuvars)
Kuvarsitler (yerinde çimentolanmış)
Çörtler (kristalin ve yeniden kristallenmiş opal veya kalsedonik kayalar)

İncelenen metaklastik kayalardaki silika minerallerini çoğunlukla monokristalin, daha az da polikristalin kuvarslar oluşturmaktadır. Metakumtaşlarında tipik olarak gözlenen ve yer yer dalgalı sönme gösteren monokristalin kuvarslar (Şekil 4.1a, b, c ve d), Gerez üyesinde silika minerallerinin yaklaşık % 98, Bakırtepe üyesinde ise % 93'ünü oluşturmaktadır. Bakırtepe üyesi metakumtaşlarında tipik olarak gözlenen polikristalin kuvarslar, monokristalin kuvarslara göre daha belirgin dalgalı sönmeye sahip olup, birbirleriyle girift dokulu ve eşboyutlu-poligonal kristal birliklikleri şeklinde ayrt edilmektedir (Şekil 4.1e ve f).

Yarı yuvarlak-yarı köşeli ve iyi-çok iyi boylanma sunan kuvarslar matriksle girift sınır ilişki sunmakta olup, bu özellik Bozkır bölgesi metakumtaşlarında daha belirgin gözlenmektedir (Şekil 4.1.a ve b). Matriksin % 5'den az olduğu örneklerde, özellikle Kangal bölgesi metakumtaşlarında detritik bileşenler yeniden kristallenme ürünü silis büyümeleri ile çevrelenmiştir (Şekil 4.1.c ve d).

4.1.1.2. Feldispat mineralleri

Kumtaşlarında detritik bileşenleri oluşturan feldispat minerallerinden K-feldispat (ortoklaz ve mikroklin) ve sodyumlu plajiyoklazların daha yaygın oldukları belirtilmiştir (Pettijohn ve diğ., 1972). Potasyum feldispat, özellikle mikroklin, çoğu arkozik kumtaşları için karakteristik olmakla birlikte, bazı kumtaşlarında ortoklaz mikrokline göre daha baskın olabilmektedir. K-feldispat, albitik ve anortitik plajiyoklazların görece oranları; bunların magmatik ve metamorfik köken kayalardaki feldispatların görece bolluklarına veya yüzeysel ortamlardaki duraylılıklarının farklılığına bağlı olabilmektedir. Anortitik bileşimli plajiyoklazların albitik bileşimliliğe göre daha az gözlenmesi, yeryuvarının yüzeyinde asidik kayaların yaygınlığından kaynaklanabilmektedir. Benzer durum K- ve Na-feldispatlar için de geçerli olmamaktadır. K- ve Na-feldispatların bolluklarında farklılıklar var ise bu durum ya köken kayac ya da duraylılıkları ile ilişkilidir. Örneğin magmatik kayaların bozunmasıyla ilgili bazı çalışmalarda (Feth ve diğ., 1964; Garrels ve Mackenzie, 1967); petrografik çalışmalarda da doğrulandığı gibi bozunma ortamlarındaki duraylılık sırası K-feldispat-çok duraylı, albit-az duraylı ve anortit-çok az duraylı olarak belirlenmiştir.



Şekil 4.1. a) Serizitik matriks bağlayıcılı iyi boylanmış ve yarı köşeli-yarı yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar (İsali formasyonu, Gerez üyesi, metasubarkoz, çift nikol), b) Serizitik matriksle girift sınır ilişkisine sahip, iyi boylanmalı, yarı yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar ve daha iri taneli girift sınırlı polikristalin kuvarslar (İsali formasyonu, Gerez üyesi, metasubarkoz, çift nikol), c ve d) Bütünüyle ikincil silis büyümeleri ile çimentolanmış yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşeli ve iyi boylanmış monokristalin kuvarslar (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, c- çift nikol, d- tek nikol), e) Orta-iyi boylanmış monokristalin kuvarslar ve uzamış ve kısmen girift sınırlı kuvars kristallerinden oluşan polikristalin kuvarslar (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, çift nikol), f) Orta boylanmalı ve yarı yuvarlak-yarı köşeli monokristalin kuvarslar ve bunlara eşlik eden yönlenmiş ve girift sınırlı kuvarslardan oluşan polikristalin kuvarslar (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metakuvars arenit, çift nikol).

Yaşlı birimlerdeki kumtaşlarının tümkayaç kimyasal bileşimlerinden itibaren hesaplanan feldispat yüzdeleri % 8.4-11.5 arasında değişmektedir (Leith ve Mead, 1915; Clarke, 1924 : Pettijohn ve diğ., 1972). Modal analizler Kuzey Amerika Devoniyen-öncesi yaşlı kum ve kumtaşlarının düşük (% 5.1), buna karşın Rusya Platformu Prekambriyen, Kambriyen ve Silüriyen yaşlı kumtaşlarının ise daha yüksek (sırasıyla % 30.5, % 16.6, % 9.6) feldispat içeriğine sahip olduğunu göstermiştir (Ronov ve diğ., 1963; Pettijohn ve diğ., 1972). Kuzey Amerika bölgesi Devoniyen-öncesi kum ve kumtaşlarının düşük feldispat içeriği kıta içi kökenli olmalarının yanı sıra, dokusal ve mineralojik olgunluklarının yüksek olmalarından da kaynaklanmaktadır. Rusya Platformu kumtaşlarının yüksek feldispat içeriğine sahip olması ise bütünüyle tektonizmayla ilişkili olup; hızlı yükselim ve aşınma sonucu oluşmuşlardır (Ronov ve diğ., 1963).

Köken kayaç belirlenmesinde feldispat türlerinin kullanılması, bazılarının sınırlı dağılımıyla ilişkilidir. Örneğin; sanidin yüksek sıcaklık kontakt metamorfik veya volkanik kayaçları işaret etmektedir. Bunun aksine, mikroklin metamorfik ve magmatik kayaçlarda yaygın olmakla birlikte, volkanik kayaçlarda gözlenmemektedir. Plajiyoklaz bileşimi, metamorfik ve magmatik kayaçların kimyasal bileşimiyle denestirilmekle birlikte, özel kayaç türleri için ayırtman değildir. Feldispatların bazı karakteristik optik özellikleri (zonlanma, kenetlenme) ile köken kayaç türü arasında ilişki kurulabilmektedir. Feldispatların sedimanter ortamdakilere oranla magmatik ve metamorfik bölgelerde daha yaygın gözlenmeleri nedeniyle kumtaşlarının köken kayaç belirlenmesinde kullanılabilir. Bu durumda, feldispatların bolluklarını aşağıdaki koşullar denetleyecektir:

- (1) köken kayaç bileşimi,
- (2) kaynak bölgedeki kimyasal bozunma,
- (3) taşınma sırasındaki aşınma ve çözünme ve
- (4) diyajenez sırasındaki çözünme.

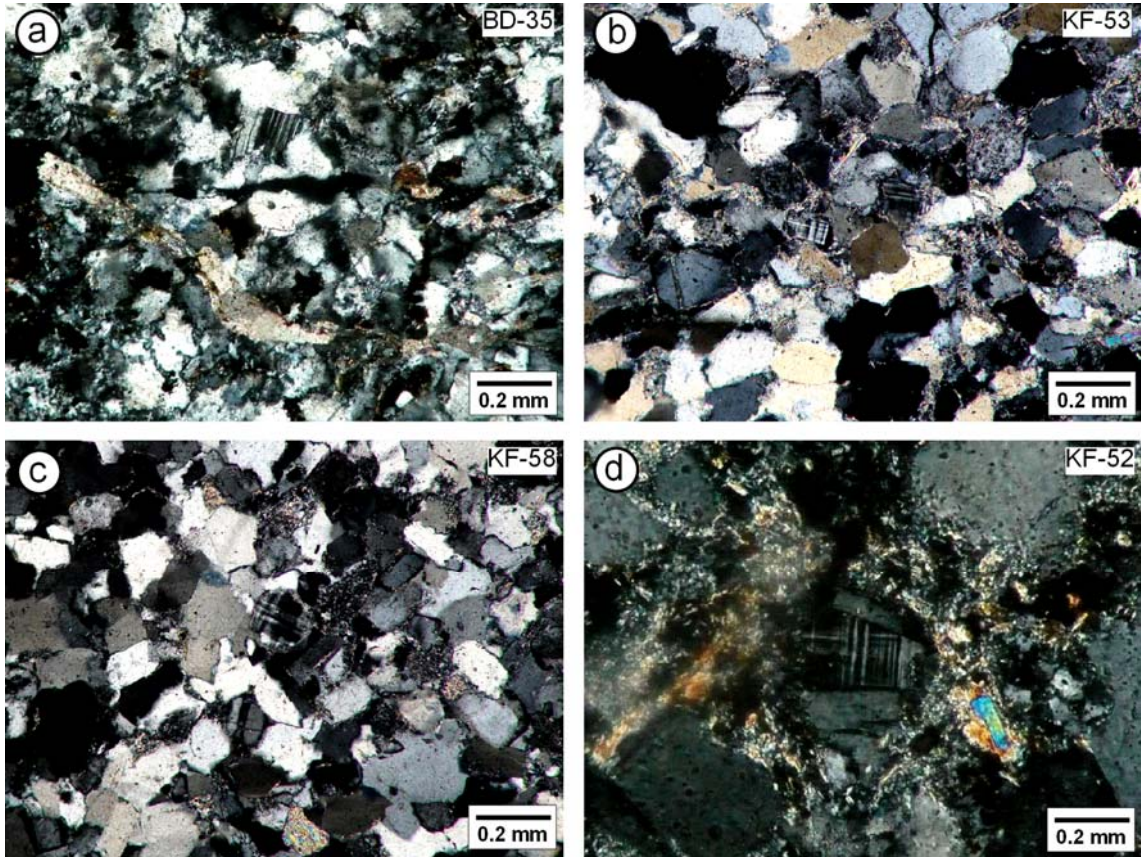
Çoğu sedimanlarda plajiyoklazlar zonlanma göstermekte olup, köken kayaç hakkında bilgi verebilmektedir. Volkanik kayaçlardaki plajiyoklazlar zonlanma göstermekte olup, bu özellik plütonik ve metamorfik kayaçlarda enderdir. Genel olarak zonlu plajiyoklazlar magmatik kayaçlar için karakteristiktir. Asidik volkanik kayaçlardan türeyen feldispatlar sanidin iken, asidik plütonik kayaçlardan türeyenler ya ortoklaz ya da mikroklin olmaktadır. Pertitik feldispatlar yavaş soğumayı işaret etmesi nedeniyle plütonik köken için karakteristiktir. Piroklastik kökenli feldispatlar özşekilli, genellikle kırılmış/parçalanmış, bazı durumlarda ince volkan camı ile çevrelenmiş iken, plütonik kayaçlardaki feldispatlar genellikle özşekilsizdir.

Bozkır-Konya bölgesi İsalı formasyonu Gerez üyesi metakumtaşlarındaki feldispat minerallerini başlıca plajiyoklaz oluşturmakta, buna karşın Kangal-Sivas bölgesi Kangal

formasyonu Bakırtepe üyesi metakumtaşlarında başlıca; mikroklin daha az da ortoklaz ve plajiyoklaz (albit-oligoklaz) türü feldispatlar gözlenmektedir (Şekil 4.2). Toplam feldispat miktarı Bakırtepe üyesi metakumtaşlarında yüksek, buna karşın Gerez formasyonunda daha düşüktür.

X-ışınları incelemeleri ile de kanıtlandığı üzere; mikroklinler Kangal-Sivas bölgesi Bakırtepe üyesine ait metakumtaşlarında egemen feldispat minerali olup, genellikle killeşme ve serizitleşme gibi bozunmalar göstermemektedir (Şekil 4.2b-d).

Plajiyoklazların sönme açıları 15-20° arasında değişmekte olup, Michel Levy yöntemine göre % 50 den az anortit bileşimini (albit-oligoklaz-andezin) yansıtmaktadır. Plajiyoklazlar ikizlenme düzlemlerinin belirgin olmamasıyla karakteristiktir (Şekil 4.2a, ve c). İyi boylanma sergileyen plajiyoklaz taneleri genellikle yarı yuvarlak-yarı köşelidir.



Şekil 4.2. a) İyi boylanmış, silis çimentolu ve karbonat dolgulu çatlaklar içeren metakumtaşı örneğinde yarı yuvarlaklaşmış-yarı köşeli plajiyoklazlar (İsalı formasyonu Gerez üyesi, metasubarkoz, çift nikol), b) Orta-iyi boylanmalı metakumtaşı örneğinde yarı yuvarlak-yarı köşeli mikroklinler (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, çift nikol), c) İyi boylanmış, silis çimentolu metakumtaşı örneğinde yarı yuvarlak-yarı köşeli mikroklin ve plajiyoklaz mineralleri (Kangal Formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, çift nikol), d) Serizitik bağlayıcı ile girift sınır ilişkili mikroklin (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metafeldispatik grovak, çift nikol).

4.1.1.3. Fillosilikat mineralleri

Detritik mika mineralleri bazı kumtaşlarında bol gözlenebilmekle birlikte ana bileşen konumunda değildir. Bu mineraller şist ve gnaysların yanı sıra, plütonik ve volkanik kayalardan da türeyebilmektedir. Duraylılıkları nedeniyle muskovitler biyotitlerden daha yaygın gözlenirler. Psöydo-hekzagonal levhalar halinde gözlenen biyotitler volkanik kökenli ise de, kumtaşlarının bol mika içermesi genellikle metamorfik bir kökeni işaret etmektedir.

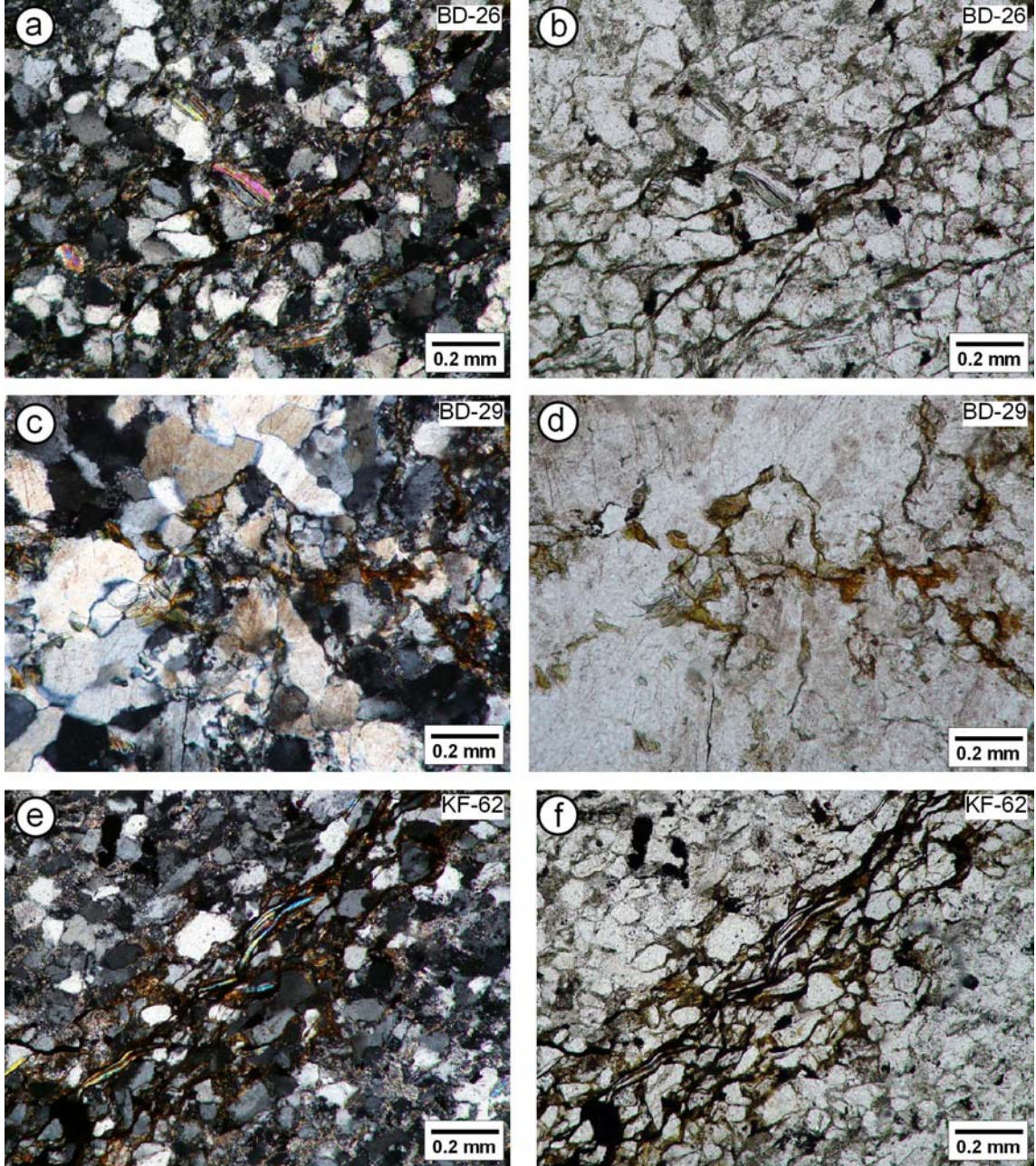
Fillosilikat mineralleri metakumtaşlarında bağlayıcı malzeme ve feldispatlardan itibaren bozunma ve detritik bileşen olarak üç farklı şekilde gözlenmektedir. Bağlayıcı malzeme konumundaki fillosilikatlar; İsalı formasyonu, Gerez üyesinde illit, klorit ve kloritli aratabakalılar, Kangal Formasyonu, Bakırtepe üyesinde ise illit ve kaolinit biçimindedir. Bozunma ürünü fillosilikatlar, optik mikroskopik gözlemlere göre genellikle ortoklazlardan itibaren killeşme ve serizitleşme biçiminde olup, başlıca illit, daha az miktarda klorit ve kaolinit oluşumu söz konusudur.

İsalı formasyonu Gerez üyesine ait örneklerde klorit-mika istifleri olarak adlandırılan (Voll, 1960; Craig vd., 1962; Krinsley vd., 1983) detritik mikalar gözlenmiştir (Şekil 4.3a-b). Klivaj fabriğinin ileri aşamasının karakteristiği olarak yorumlanan (Kisch, 1991) bu tür dokusal oluşumlar için, detritik mikaların (volkanojenik biyotitlerin) alterasyonu sonucu oluştuğu görüşü yaygındır (Voll, 1960; Beutner, 1978; Roy, 1978; Van der Pluijm and Kaars-Sijpesteijn, 1984; White vd., 1985; Dimberline, 1986; Morad, 1986; Piqué ve Wybrecht, 1987; Milodowski ve Zalasiewicz, 1991; Bozkaya ve Yalçın, 2000; 2004). Diğer taraftan, klorit-mika istifleri gerilmeli basenleri işaret eden karakteristik dokusal veriler biçiminde değerlendirilmekte (Merriman ve Frey, 1999; Merriman, 2005) olup, Toros kuşağındaki birliklerde de yaygın olarak saptanmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 2000; 2004; Bozkaya vd., 2002; 2006).

Fillosilikat mineralleri detritik taneler ve matriks dışında zaman zaman silis dolgulu çatlaklarda otijenik ve/veya neoformasyon ürünü olarak iri yaprakçıklar biçiminde oluşabilmektedir (Şekil 4.3c-d). Bu tür oluşumlarda; başlangıçta ince taneli olarak gelişen kloritler biçiminde meydana gelmekte, artan diyajenez/metamorfizma derecesiyle birlikte kristal boyutları daha da artmaktadır.

Detritik mika mineralleri incelenen metakumtaşlarından Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait bir örnek dışında, eser miktarda gözlenmektedir. Mika minerallerini en fazla içeren KF-62 nolu örnekte (Şekil 4.3e ve f), mikaların belirgin bir yönlenme dokusu kazandırdıkları göze çarpmaktadır. Mikalı metakumtaşlarındaki yönlenmeyi, mika minerallerinin yanı sıra monokristalin kuvarların uzun eksenlerinin yönlenmesi de eşlik etmektedir. Başlıca muskovit ve daha az miktarda biyotitlerle temsil edilen mika mineralleri (Şekil 4.3.b), {001} istiflenme

düzlemlerine paralel ince-uzun ve kısmen bükülmüş levhalar halinde gözlenmektedir. Mika minerallerince zengin zonlarda opak minerallerin artışı da söz konusudur.



Şekil 4.3. a-b) Serizit-klorit matriksli iyi boylanmış zayıf ve kaba klivaj düzlemlerine sahip metakumtaşı örneğinde klorit-mika istifleri (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, metasubarkoz, a- çift nikol, b-tek nikol), c-d) Silis dolgulu damarlar içerisinde yarı yelpaze biçimli, ışınal dizimli otjenik ve/veya neoformasyon kökenli klorit oluşumları (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, metakuvars arenit, c- çift nikol, d-tek nikol), e-f) Serizit matriksli, iyi boylanmış metakumtaşı örneğinde yönlenme gösteren ince-uzun, kısmen bükülmüş opaklaşmış biyotit ve muskovitler ile bunlara eşlik eden klorit mika-istifleri ve opak minerallerce zengin seviyeler (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metafeldispatik grovak, e-çift nikol, f-tek nikol).

4.1.1.4. Ağır mineraller

Ağır mineraller – kumtaşlarında az miktarda gözlenen, yüksek yoğunluğa sahip detritik mineraller – köken kayaçları belirlemek için indeks olarak kullanılmaktadır. Mineral belirli bir kayacı temsil ediyorsa köken kayaç da kesin biçimde belirlenebilmektedir (Çizelge 4.4). İncelenen örneklerde ağır mineraller olarak başlıca zirkon, turmalin, apatit ve opak mineraller belirlenmiştir. Zirkon ve opak mineraller tüm örneklerde, turmalin ve apatit ise bazı örneklerde gözlenmiştir (Şekil 4.4). Çizelge 4.2'deki verilerle birlikte değerlendirildiğinde incelenen metakumtaşlarını oluşturan bileşenlerin ağırlıklı olarak asidik magmatik kayaçlardan türediği sonucuna varılabilmektedir. Turmalin ve özellikle zirkon tanelerinin kısmen, bazı örneklerde (KF-58, BD-29) belirgin biçimde yuvarlaklaşmış olması, kumtaşlarını oluşturan bileşenlerin bir kısmının daha yaşlı bir sedimanter kaynaktan türediğini de düşündürmektedir. Opak minerallerin metamorfik kökenli mika zonlarında yoğunlaşması; bu mineraller ile metamorfik kayaçlar arasında kökensel bir ilişkiyi düşündürmektedir.

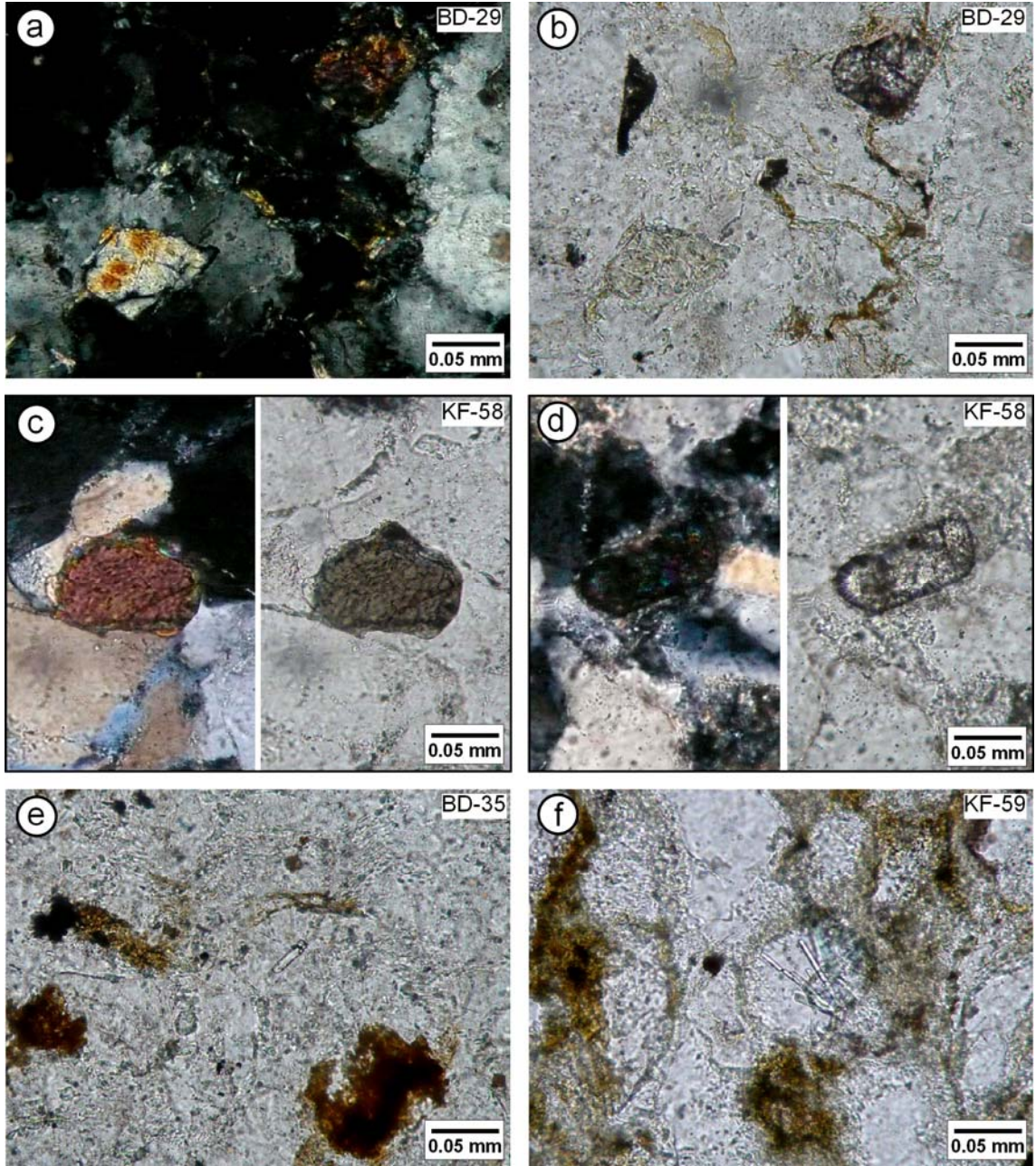
Çizelge 4.4. Ağır mineral birliktelikleri ve köken ilişkisi (Pettijohn ve diğ., 1972).

<i>Yaygın Mineral Birliktelikleri</i>	<i>Köken</i>
Apatit, biyotit, hornblend, monazit, muskovit, rutil, titanit, tumalin (pembe), zirkon	Asidik magmatik kayaçlar
Kassiterit, dumortiyerit, fluorit, granat, monazit, muskovit, topaz, turmalin (mavi), volframit	Granit pegmatitler
Ojit, kromit, diyopsit, hipersten, ilmenit, manyetit, olivin	Bazik magmatik kayaçlar
Andaluzit, korund, granat, flogopit, stavrolit, topaz, vollaistonit, zoyisit	Kontakt metamorfik kayaçlar
Andaluzit, klaritoyid, epidot, granat, glokofan, disten, sillimanit, stavrolit, titanit, zoyizit-klinozoyisit	Dinamotermal metamorfik kayaçlar
Barit, demir, lökoksen, rutil, turmalin (yuvarlaklaşmış), zirkon (yuvarlaklaşmış)	Yeniden işlenmiş sedimanlar

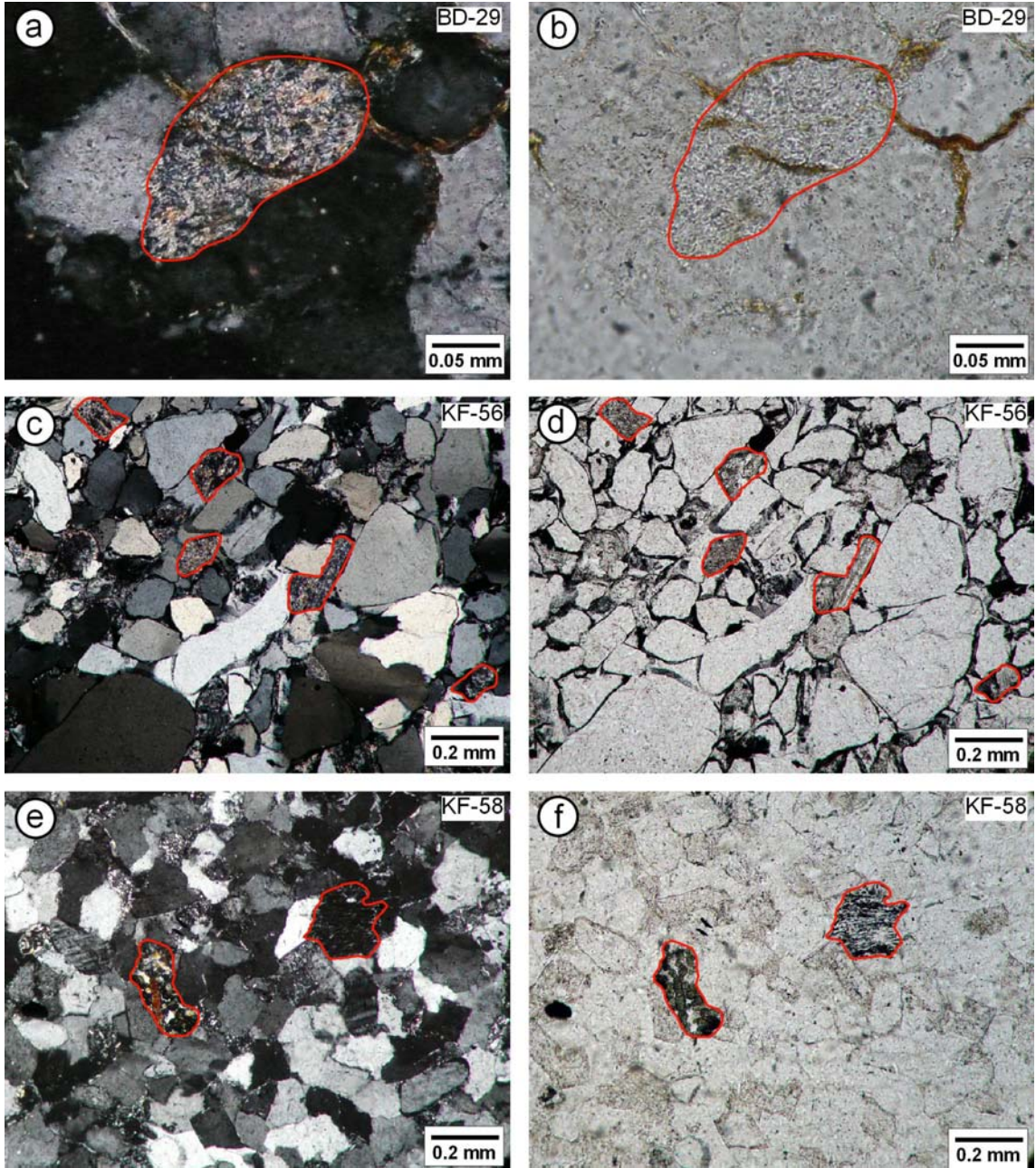
4.1.1.5. Kayaç parçacıkları

Kayaç parçacıkları diğer detritik bileşenlere göre köken kayaç hakkında doğrudan ve kesin bilgi vermesi açısından önemli olmaktadır.

Metakumtaşlarında genellikle yönlenmesi ve serizit içermesiyle karakteristik sleyt/fillit türü metamorfik ve porfirik dokusuyla tanınabilen volkanik kayaç parçacıkları gözlenmiştir. Girift sınır ilişkili kuvars kristalleri içerisinde iri serizitik pullar içermesi ve belirgin yönlenme göstermeleriyle ayırt edilebilen sleyt/fillit parçacıkları Gerez ve Bakırtepe üyelerinin her ikisinde, buna karşın volkanik kayaç parçacıkları yalnızca Bakırtepe üyesinde belirlenmiştir (Şekil 4.5a-f). Kangal formasyonu Bakırtepe üyesinde ender olarak turmalin içeren metamorfik kayaç parçacıkları ve porfirik dokulu volkanik kayaç parçacıkları da gözlenmektedir (Şekil 4.5e-f). Metamorfik kayaç parçacıkları bazı örneklerde kuvars ve feldispatlardan daha küçük boyutlu (Şekil 4.5 c-d), bazı örneklerde ise daha büyük boyutludur (Şekil 4.5e-f).



Şekil 4.4. a-b) Metakumtaşı örneğinde girift tane sınırlı kuvarslara eşlik eden yarı köşeli turmalin ve yuvarlaklaşmış zirkon taneleri (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, metakuvars arenit, a-çift nikol, b-tek nikol), c) Metakumtaşı örneğinde yarı-yuvarlak-yarı köşeli turmalin tanesi (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, çift-tek nikol), d) Metakumtaşı örneğinde yuvarlaklaşmış zirkon tanesi (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, çift-tek nikol), e) Metakumtaşı örneğinde girift sınırlı kuvars kristalleri içerisinde çubuksu prizmatik ve yuvarlağımsı apatit taneleri (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, metasubarkoz, tek nikol), f) iyi boylanmalı ve girift sınırlı kuvarslar içerisinde çubuksu/iğnemsî apatit kristalleri (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metafeldispatik grovak, tek nikol).



Şekil 4.5. a-b) İyi yuvarlaklaşmış, serizit içeren yönlenmeli sleyt/fillit türü metamorfik kayaç parçacığı (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, metakuvars arenit, a- çift nikol, b- tek nikol), c-d) Orta-iyi boylanmalı metakumtaşlarında yarı köşeli-yarı yuvarlak, monokristalin kuvarslardan daha küçük tane boyutlu sleyt/fillit parçacıkları (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, c- çift nikol, d- tek nikol), e-f) İyi boylanmış metakumtaşlarında, kuvars ve feldispatlara göre biraz daha büyük boyutlu, yarı köşeli-yarı yuvarlak kayaç parçacıkları. Fotoğrafın solunda turmalin kristalleri içeren, sağında ise porfirik dokulu volkanik kayaç parçacıkları gözlenmektedir (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, a-çift nikol, b-tek nikol).

4.1.2. Bağlayıcı Bileşenler

Kumtaşlarında bağlayıcı konumundaki mineraller başlıca kil matriks ile karbonat ve silis çimento olarak sıralanabilir. Kumtaşlarındaki kil mineralleri hem matriksin temel bileşeni olarak, hem de killi kayaç parçalarına ait olabildiği gibi, sulu çözeltiden itibaren doğrudan çökeltim sonucu çimento konumunda da gözlenebilirler. Kumtaşlarındaki karbonat çimentonun en yaygın minerali kalsit olup, bazı kumtaşlarında dolomit, ankerit ve siderit gibi diğer karbonat mineralleri de gözlenmektedir. Aragonit çimento yalnızca güncel kumlarda gözlenmekte ve artan yaş ve gömülmeyle birlikte kalsite dönüştüğü bilinmektedir.

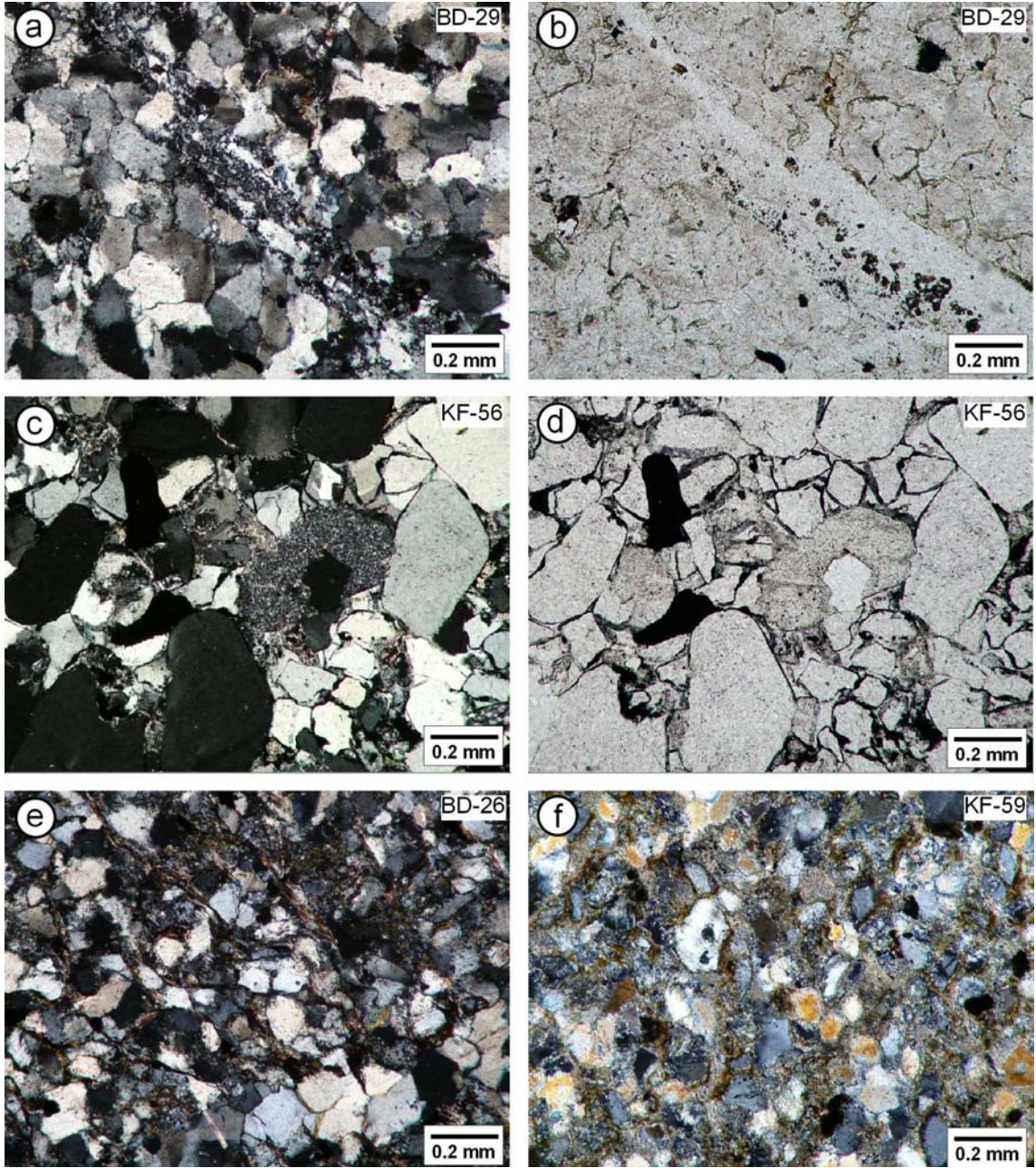
Silis çimentolanmasının en yaygın türünü kuvars tanelerinin ikincil büyümeleri oluşturmaktadır. Kuvars çimento arenitlerde daha yaygın olup, killi vaketaşlarında ender veya hiç gözlenmemektedir. Silis çimentolanmanın gelişmesinde basınç çözünmesi önemli bir mekanizmadır. Kuvars tanelerinin sınırlarında etkin olan yüksek basınç etkisi çözünürlüğü artırıcı etki yapmaktadır. Çözünen SiO_2 gözenek suyuna geçmekte ve üst doygunluğa ulaştıktan sonra ikincil kuvars büyümeleri biçiminde yeniden çökelmektedir (Pettijohn ve diğ., 1972). Silis çimento genellikle detritik bileşenle optik açıdan süreklilik gösteren bir görünüme sahiptir. Kristal büyüme deneyleri; deformasyona uğramış kristaller üzerinde gelişen ikincil büyümelerin de çekirdekteki kristale benzer biçimde deformasyona uğramış şekilde oluştuğunu göstermiştir (Pettijohn ve diğ., 1972).

İncelenen metakumtaşlarının bağlayıcısını büyük ölçüde serizitleşmiş, kloritleşmiş ve kısmen kaolinleşmiş kil matriks ile ikincil kuvars büyümeleriyle ilişkili silis çimento silis (Şekil 4.6) oluşturmaktadır.

Matriksi oluşturan mineraller 4. Bölüm'de ayrıntılı olarak belirtildiği gibi; Bozkır yöresinde (Gerez üyesi) illit+klorit+C-V iken, Kangal bölgesinde (Bakırtepe üyesi) illit+dikit biçimindedir. Bu tür mineralojik farklılıklara, dokusal özellikler arasındaki farklılıklar da eşlik etmektedir. Serizitik bağlayıcı miktarının yüksek olduğu kayaçlarda artan diyajenez/metamorfizma derecesiyle birlikte kuvars ve feldispat taneleri ile matriks arasında girift/süturnu sınır ilişkisi söz konusudur (Şekil 4.6f).

4.1.3. Dokusal Özellikler

Metakumtaşlarının Gerez üyesinde ince kum ve kaba silt (0.1-0.2 mm ve 0.03-0.06 mm) ve Bakırtepe üyesinde ise büyük ölçüde orta kum (0.2-0.5 mm), daha az da kaba ve ince kum boyu (0.5-1.5 mm ve <0.2 mm mm) bileşenlerden oluşmaktadır (Çizelge 4.1 ve 4.2).



Şekil 4.6. a-b) İyi boylanmalı metakumtaşlarında ikincil kuvars gelişimiyle karakteristik silis çimento ve daha ince kristalli silis dolgulu çatlaklar (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, metakuvars arenit, a-çift nikol, b-tek nikol), c-d) Orta-kötü boylanmalı metakumtaşlarında silis çimento ve gözenekte gelişmiş otijenik ışınal dikit oluşumları (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, a-çift nikol, b-tek nikol), e) İnce kum boyutlu, iyi boylanmalı metakumtaşı örneğinde düşük miktarda (< % 5) serizitleşmiş-kloritleşmiş matriks (İsalı formasyonu, Gerez üyesi, çift nikol), f) İnce kum boyutlu, iyi boylanmalı metakumtaşlarında yüksek miktarda (> % 15) serizit matriks ve sütürlü sınır ilişkisi sunan kuvarslar (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, metafeldispatik grovak, çift nikol).

Boylanma terimi bileşenlerin tane büyüklüklerinin birbirine yakın ve farklı olmasıyla ilgili bir özellik olup, kırıntılı kayaç; çok farklı tane boyu ve şekline sahip parçacıklardan oluşmuş ise 'kötü boylanmış', aksi durumda 'iyi boylanmış' denir. Boylanma dereceleri Gerez ve Bakırtepe üyesi metakumtaşları için iyi-çok iyi, bazı örneklerde orta-iyi olarak belirlenmiştir. Bozkır yöresi (Gerez üyesi) metakumtaşları genellikle daha iyi boylanmalı iken (Şekil 4.6a-b) Kangal yöresi (Bakırtepe üyesi) metakumtaşlarında boylanma derecesi orta ve kötü olabilmektedir (Çizelge 4.1, 42.; Şekil 4.6c-d).

Dokusal olgunluk kumtaşlarının kil matriks içeriği, tanelerin yuvarlaklığı ve boylanması ile ilgili bir kavramdır. Kil matriks içeriği toplam hacminin % 5'inden az olan, iyi boylanmış ve yuvarlak bileşenlerden oluşan bir sedimanter kayaç dokusal açıdan olgun kabul edilir. İncelenen kumtaşları genellikle yarı yuvarlak-yarı köşeli tanelerden oluşmakla birlikte, serizitik matriks içeriklerinin % 5'den yüksek olması nedeniyle dokusal açıdan iyi olgunlaşmamıştır. Mineralojik olgunluk duraylı bileşenlerin duraysız olanlara oranı ile belirlenmektedir. Kuvars (özellikle monokristalin kuvars) + kaolinit + gipsit + ağır mineraller (turalin, zirkon ve rutil); feldispat (özellikle plajiyoklaz) + kuvars içermeyen kayaç parçacıklarına göre daha egemen ise ilgili kayaç mineralojik olarak olgunlaşmıştır.

Boylanma açısından İnceleme alanındaki metakumtaşlarının monokristalin kuvars içeriklerinin yüksek, buna karşın plajiyoklaz içeriklerinin düşük olması mineralojik açıdan olgunlaştıklarını göstermektedir.

Metakumtaşları ve metasilttaşlarında kuvars ve feldispat taneleri ile matriksteki serizit ve kloritler arasında girift/süturlu sınır ilişkisi sözkonusudur. Metakumtaşlarında yaygın olan bu veriler ileri diyajenez/çok düşük dereceli metamorfizma sırasındaki dokusal değişimleri yansıtmaktadır (Şekil 4.6f).

4.1.4. Adlandırma

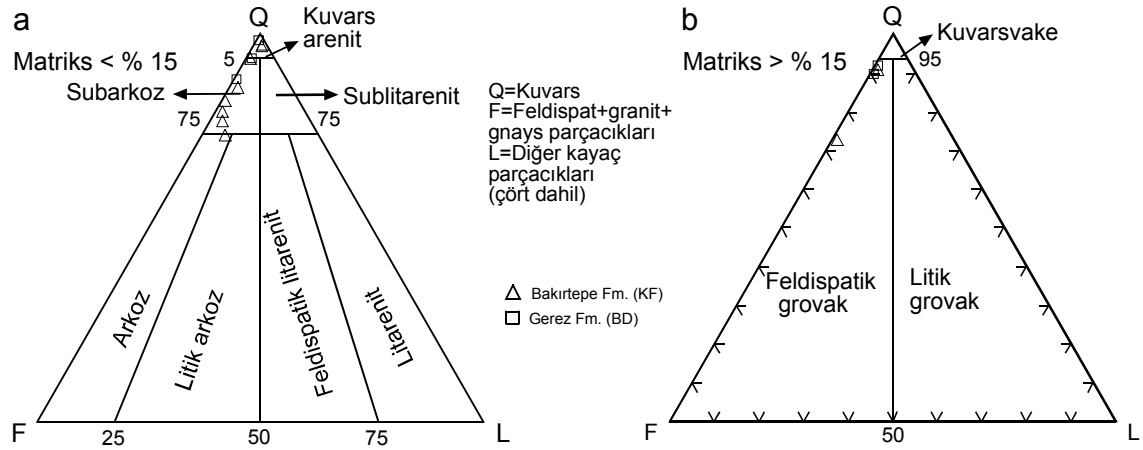
Kum boyu bileşenlerden oluşan kırıntılı kayaçlar genellikle belirgin bir yönlenme göstermemekle birlikte, bağlayıcı malzemesinin bütünüyle serizitleşmiş ve kloritleşmiş olması, sleyt türü çok düşük dereceli metamorfik arakatkılar içermesi, kuvars tanelerinin serizitik-kloritik matriksle girift/süturlu sınır ilişkileri sunması nedeniyle, incelenen örnekler genel olarak metakumtaşı, ayrıntılı olarak ise meta- öntakılı adlama (metaarkoz, metakuvars kumtaşı v.b.) biçiminde adlandırılmıştır (bak Çizelge 4.1 ve 4.2).

Toplam 15 metakumtaşı örneği üzerinde nokta sayımı işlemleri gerçekleştirilmiştir (Çizelge 4.5). Kuvars (Q), feldispat (F) ve kayaç parçacıkları (L) yüzde oranları, matriks içeriği % 15'den düşük ($M < \% 15$) örnekler için Folk (1968) ve % 15'den büyük olanlar ($M > \% 15$) ise Pettijohn (1975) diyagramında değerlendirilmiştir (Şekil 4.7).

Çizelge 4.5. Kumtaşlarının modal mineralojik nokta sayımı sonuçları

Bileşen Örnek	Nokta sayımı													%			
	Q	Qm	Qp	F	P	AF	L	Lt	Ls	Lm	H	M	C(s)	Q	F	L	M
KF-51	1633	1571	62	22	4	18	27	89	-	27	63	70	324	97	1	2	3
KF-52	634	613	21	58	13	45	8	29	-	8	88	486	87	91	8	1	36
KF-53	1460	1428	32	290	27	263	10	42	-	10	44	110	376	83	16	1	5
KF-54	341	324	17	123	17	106	5	17	-	5	79	486	38	73	26	1	45
KF-56	1576	1388	188	216	23	193	32	220	-	32	72	54	312	86	12	2	2
KF-57	1226	1184	42	10	2	8	21	63	-	21	29	93	368	97	1	2	5
KF-58	934	902	32	237	55	182	30	62	-	30	48	96	153	78	20	2	7
KF-62	950	864	86	220	29	191	15	101	-	15	72	320	126	80	19	1	19
KF-65	1486	1273	213	422	52	370	97	310	-	97	68	160	387	74	21	5	6
KF-67	1663	1387	276	95	12	83	12	288	-	12	29	207	148	94	5	1	10
BD-26	1162	1150	12	146	128	18	4	29	-	4	106	83	50	89	11	-	5
BD-29	1220	1205	15	13	10	3	2	17	-	2	30	78	210	99	1	-	5
BD-33	768	757	11	63	59	4	5	16	-	5	64	577	83	92	8	-	37
BD-35	1203	1173	30	62	55	7	13	43	-	13	268	76	250	94	5	1	4
BD-38	543	531	12	58	53	5	4	16	-	4	39	387	74	90	10	-	35

Qm=Monokristalin kuvars, Qp=Polikristalin kuvars, P=Plajiyoklaz, AF=Alkali feldispat, H=Ağır mineraller (muskovit, biyotit, klorit, apatit, zirkon, turmalin, opak), M=Matriks (kil, serisit), C=Çimento (karbonat (k), silis (s), Fe-oksit (f)), Ls=Sedimanter kayaç parçacıkları, Lm=Metamorfik kayaç parçacıkları, Q=Toplam kuvars (Qm+Qp), F=Toplam Feldispat (P+AF), L=Toplam duraysız kayaç parçacıkları (Ls+Lm+Lpv), Lt=Toplam kayaç parçacıkları (Qp+Ls+Lm+Lpv)



Şekil 4.7. Kumtaşlarının QFL diyagramlarında sınıflandırılması a) Folk (1974), b) Pettijohn (1975).

Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait matriks içeriği % 15'den düşük metakumtaşları ($M < \% 15$) çoğunlukla subarkoz, birer örnek ise bütünüyle kuvars kumtaşı ve arkkoz bileşimine sahiptir (Şekil 4.7a). İsalı formasyonu Gerez üyesi subarkoz bileşimli bir örnek dışında kuvars arenit bileşimini yansıtmaktadır. Matriks içeriği % 15'den yüksek örnekler ise her iki üye için bütünüyle feldispatik grovak alanında kümelenmiştir (Şekil 4.7b)

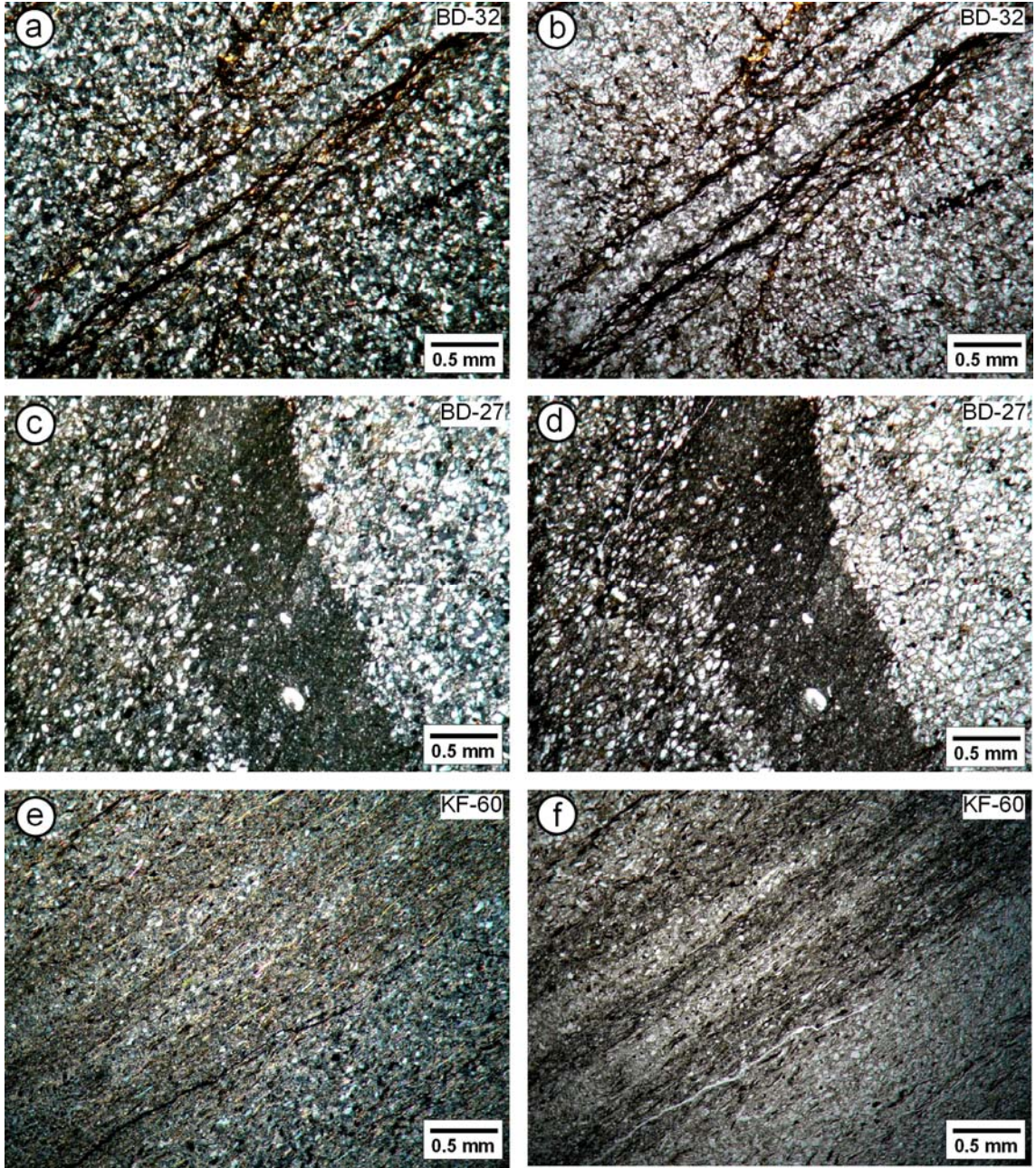
4.2. Metasilttaşı ve Sleytler

İsalı formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesinde gözlenen metasilttaşı ve sleytler, birimlerin ana litolojisi olan metakumtaşları içerisinde arakatlı olarak gözlenmektedir.

Metasilttaşları iyi-çok iyi boylanmalı, serizitleşmiş-kloritleşmiş matriks bağlayıcı olup, yer yer sleyt laminasyonları içermektedir (Şekil 4.8a-b). Metasilttaşları, metakumtalarına göre yönelme ve klivaj dokularını daha belirgin sunmaktadır. Metasilttaşlarını oluşturan kuvars ve feldispat tanelerinin sınırları basınç çözünmesi süreçleri nedeniyle matriksteki serizit ve kloritlerle kaynaşmış, çok ince testere dişi şeklinde görülmektedir. İlksel kırıntılı dokuları kısmen de olsa korunmuş metaklastik kayaçlardaki tane-matriks arasındaki bu tür sınırsal ilişkiler, matriksin tümüyle serizit ve kloritten oluştuğu doku "altere kil matriks zonu" (dokusal zon 2) ile "kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu" na (dokusal zon 3: Kossovskaya ve Shutov, 1970; Kisch, 1983; Frey, 1987) karşılık gelmektedir.

Tüm sleytler az miktarda da olsa silt ve kum boyu kuvars ve feldispat taneleri içermekte ve kumlu kiltası veya kumlu çamurtaşı litolojilerinin çok düşük dereceli metamorfik eşdeğerlerini temsil etmektedirler. Belirgin yönelme ve klivaj düzlemleri içermeleriyle karakteristik olan sleytlerin temel bileşenlerini pulsu, yer yer ince taneli mikamsı serizitler oluşturmakta ve bunlara az miktarda ince taneli detritik ve otijenik klorit oluşumları eşlik etmektedir. Sleytler içerisinde farklı tane boyuna sahip laminasyonlar gözlenebilmektedir. Bu tür dokusal ilişkiler kayacın ilksel sedimanter doğasıyla ilişkilidir. Mikrolaminalanma olarak tanımlanan bu tür özellikler sergileyen örneklerde, tane boyunun azaldığı laminalarda klivaj ve yönelme özellikleri çok daha belirgin olmaktadır (Şekil 4.8c-d). Diğer taraftan, ince-uzun kısmen bükülmüş muskovit levhalarının uzun eksenlerinin tabakalanmaya paralel yönelmesi, kayacın yönelmesini daha da belirgin duruma getirmektedir (Şekil 4.8e-f).

Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi örnekleri İsalı formasyonu Gerez üyesi örneklerine göre daha düşük dereceli fabriğe sahip olup, ilksel kırıntılı dokularını (tabakalanmaya paralel mikrolaminalanma) daha iyi yansıtmaktadır. Gerez üyesi sleytlerinin daha ileri diyajenez/metamorfizma derecesine sahip olduğunu işaret eden bu veriler, ilgili birimde serizitik pulların daha iri olmasıyla da doğrulanmaktadır. İki birimin diyajenez/metamorfizma derecesi açısından farklılığı bir sonraki mineraloji bölümünde de tartışılacaktır.



Şekil 4.8. a-b) Silt boyu detritik kuvars ve feldispat taneleri içeren tabakalanma düzlemine yaklaşık paralel klivaj düzlemlerine sahip ($S_0 = S_1$) ince şeyl laminasyonlu metasilttaşı (İsali formasyonu, Gerez üyesi, metasilttaşı, a-çift nikol, b-tek nikol), c-d) İnce taneli ve siltli seviyelere ait mikrolaminalanma ve ince taneli seviyelerde daha belirgin buruşma tipi sleyt klivajı gelişimi (İsali formasyonu, Gerez üyesi, a-çift nikol, b-tek nikol), e-f) Siltli sleytlerde, ince-uzun serizitik seviyelerin belirginleştirdiği tabakaya paralel konumlu yönlenme ve siltli bileşenlerin artmasıyla karakteristik seviyelerle oluşturulan mikrolaminalanmalar (Kangal formasyonu, Bakırtepe üyesi, sleyt laminasyonlu metasilttaşı, a-çift nikol, b-tek nikol).

5. X-IŞINLARI MİNERALOGİSİ

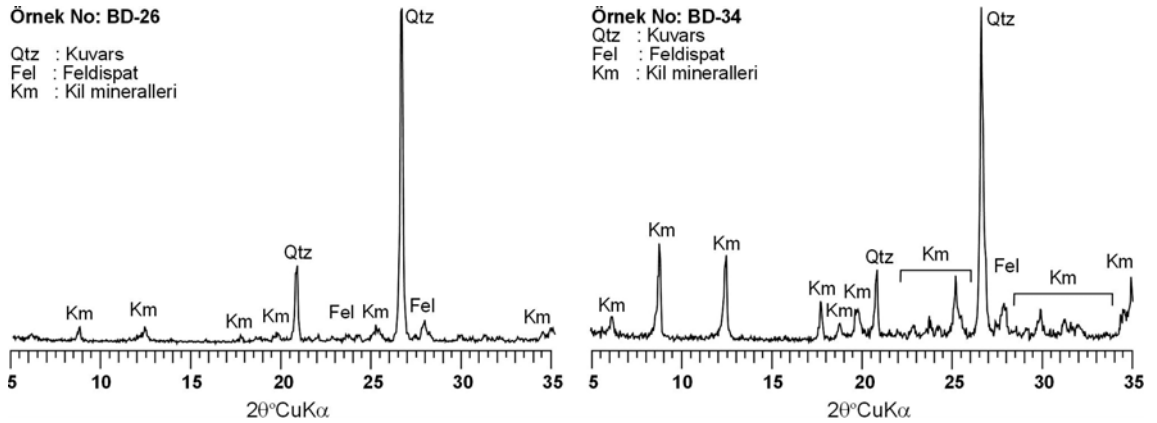
5.1. Gerez üyesi

İsalı formasyonu Gerez üyesine ait metakumtaşı ve sleyt litolojilerinde başlıca kil/fillosilikat, kuvars ve feldispat mineralleri saptanmıştır (Çizelge 5.1). Örneklerin hemen hemen tümünde kuvars + feldispat + fillosilikat/kil birlikteliği gözlenmektedir (Şekil 5.1). Bulunuş frekansları yüksek olan minerallerin aritmetik ortalama değerlerine göre; bolluk sırası kuvars, kil ve feldispat biçimindedir (Çizelge 5.2). Birimdeki feldispat minerallerine ait pikler, ideal feldispat türlerine ait hesaplanmış X-ışınları kırınımı standartları (Calculated Powder X-ray Diffraction Standards – CPDS; <http://database.iem.ac.ru/mincryst>) ile denştirilmiş ve bunların büyük ölçüde plajiyoklaz oldukları gözlenmiştir (Şekil 5.2). Bu veriler örneklerin optik mikroskop gözlemleriyle de uyşmaktadır.

Çizelge 5.1. İsalı formasyonu Gerez üyesi kayaç örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümlenmeleri.

Örnek No	Tüm Kayaç			Kil Fraksiyonu			
	Qtz	Fel	Fs	I	C	C-V	C-S
BD-26	57	13	30	60	15	25	
BD-27	26	15	59	75	10	15	
BD-28	70	12	18	25	55	20	
BD-29	97	3					
BD-30	52	12	36	85		10	5
BD-31	21	14	65	90	10		
BD-32	37	19	44	60	20	20	
BD-33	65	9	26	40	35	25	
BD-34	33	13	54	85			
BD-35	80	8	12				
BD-36	24	9	67	95			5
BD-37	32	10	58	60	40		
BD-38	49	18	33	45	55		

Qtz=Kuars, Fel=Feldispat, Fs=Fillosilikat, I=İllit, C=Klorit, C-V=Klorit-Vermiküllit, C-S=Klorit-Smektit.

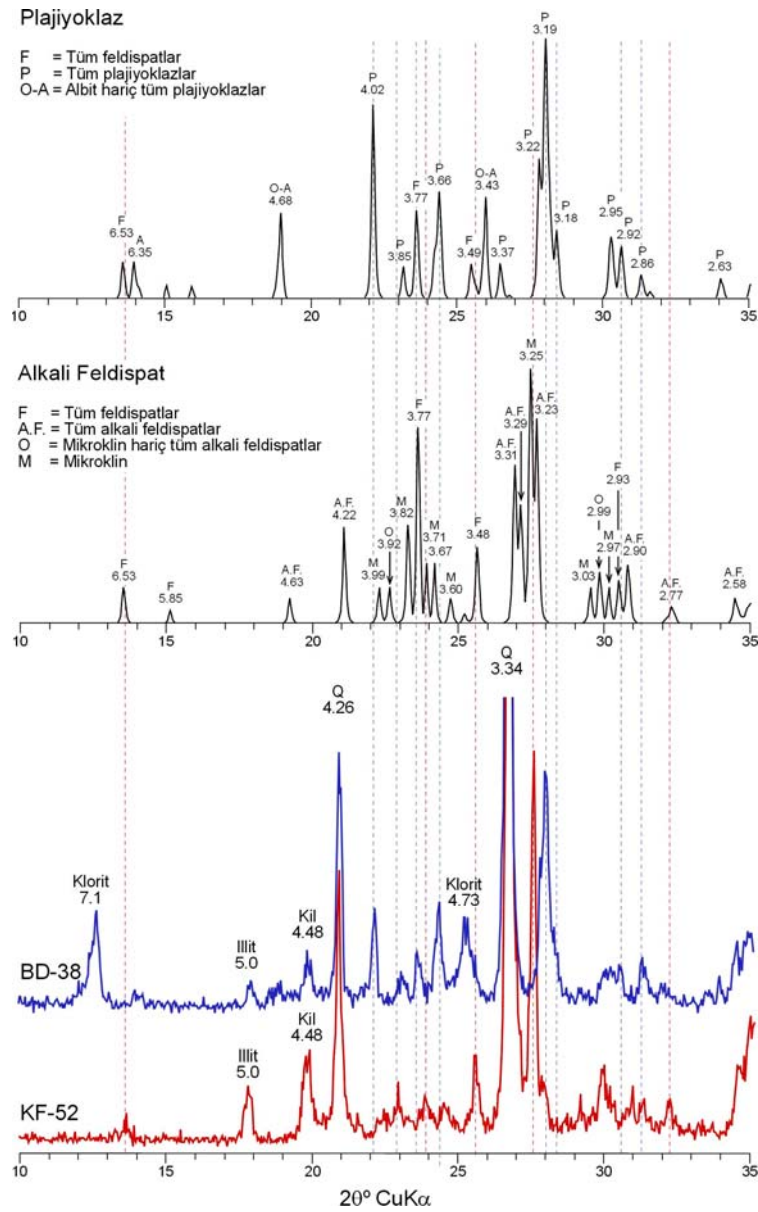


Şekil 5.1. İsalı formasyonu Gerez üyesi metakumtaşı (BD-26) ve sleyt (BD-34) litolojilerinde belirlenen XRD-TK mineral birliktelikleri.

Çizelge 5.2. İsalı formasyonu Gerez üyesinde belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).

Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Aritmetik Ortalama	Ağırlıklı Ortalama
Kuars	100	21	97	49	49
Feldispat	100	3	19	12	12
Fillosilikat	92	12	67	42	39
İllit	100	25	95	65	66
Klorit	73	10	55	30	22
C-V	54	10	25	19	11
C-S	18	5	5	5	1

Ağırlıklı Ortalama = (Bulunuş Frekansı x Aritmetik Ortalama) / 100, C-V=Klorit-vermiküllit aratabakalısı, C-S=Klorit-smektit aratabakalısı



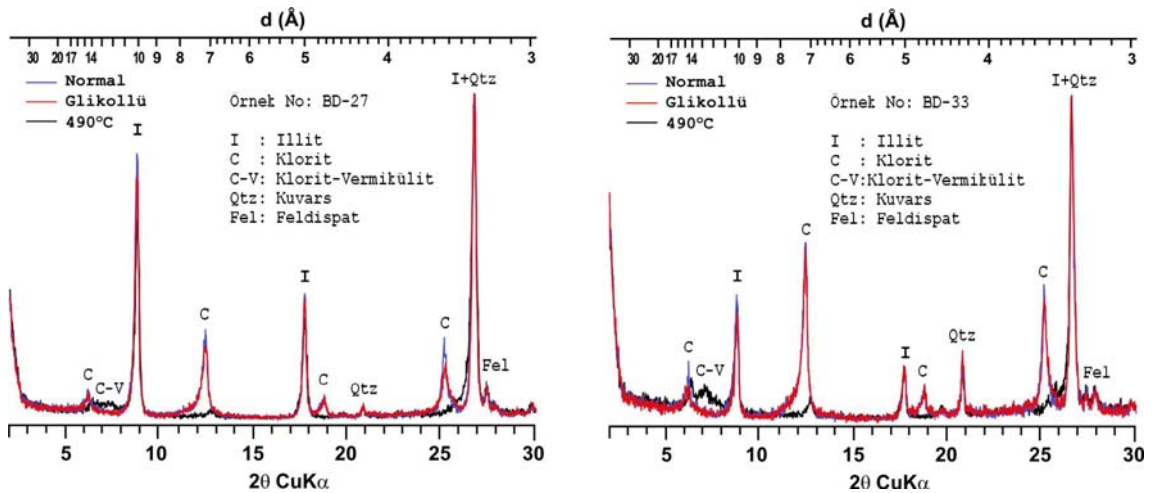
Şekil 5.2. Gerez (BD-38) ve Bakırtepe (KF-52) üyesindeki feldispat piklerinin alkali feldispat ve plajiyoklaz hesaplanmış desenleriyle (CDPS) denştirilmesi (Feldispat türlerine göre piklerin simgelenmesi Chen, 1977'den düzenlenmiştir).

Kil minerallerini illit, klorit, C-V ve C-S oluşturmaktadır (Çizelge 5.1). En yaygın kil mineral birlikteliğini illit + klorit + C-V oluşturmaktadır. İllit + klorit, illit + C-V + C-S, illit + C-S belirlenen diğer fillosilikat topluluklarıdır (Şekil 5.3). İllit tüm örneklerde bulunmakta, bolluk sırasına göre bu minerali klorit ve C-V izlemektedir (Çizelge 5.2). C-S yalnızca iki örnekte saptanmıştır.

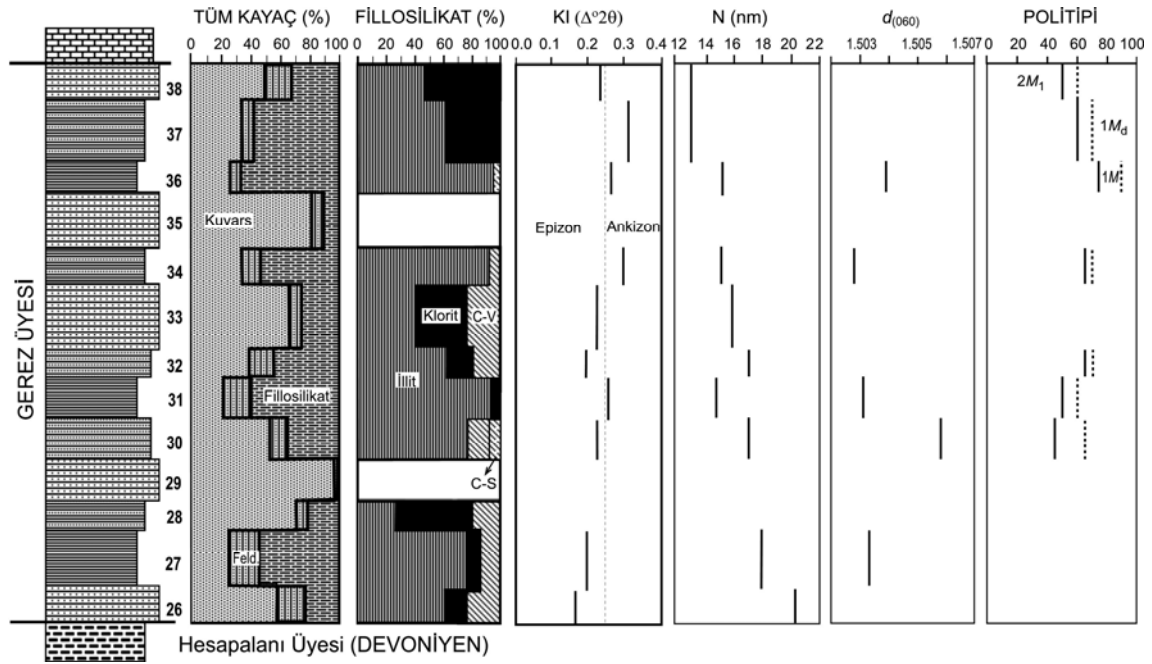
Tüm kayaç ve kil fraksiyonunda belirlenen minerallerin ölçülü stratigrafik kesitindeki litolojik farklılıklara ve dağılımlarına göre, feldispat miktarı alt seviyelerde kısmen artmaktadır. Fillosilikat minerallerinden klorit ve C-V metakumtaşı seviyelerinde artmakta, metasilttaşı ve sleytlerde illit egemen olmakta, bu minerale az miktarda C-S eşlik etmektedir (Şekil 5.4).

Formasyona ait 10 örnekte WINFIT programı yardımıyla illit kristalinite ölçümleri yapılmıştır (Çizelge 5.3). İllit kristalinite değerleri $0.17-0.31 \Delta^{\circ}2\theta$ (ortalama $0.23 \Delta^{\circ}2\theta$) arasında değişmekte olup, büyük ölçüde epimetamorfizma, kısmen de yüksek ankizonu temsil etmektedir (Şekil 5.5). Tane boyu dağılımı ile kristalinite ilişkisine göre; tane boyu $0.5 \mu\text{m}$ 'den küçük illitlerin pik genişliklerinin belirgin biçimde arttığı gözlenmiştir (Şekil 5.6, 5.7 ve 5.8).

İllitlerin kristalit büyüklükleri hem WINFIT programına (Çizelge 5.3; Şekil 5.6), hem de normal ve glikollü çekimlerdeki kristalinite verilerinden oluşturulan diyagrama (Jaboyedoff vd., 2001) göre hesaplanmıştır (Çizelge 5.3; Şekil 5.9). Her iki yöntemden elde edilen veriler farklılık sunmakla birlikte; Gerez üyesi illitlerinin kristalit büyüklükleri $15-23 \text{ nm}$ arasında değişmektedir. Bakırtepe üyesi illitlerine göre daha yüksek olan kristalit büyüklüğü değerleri, Merriman ve Frey'in (1999) geçirimli elektron mikroskop değerlerine ve Şekil 5.9'daki bölgeye göre bütünüyle ankizonu temsil ediyor gözükse de, WINFIT çözümlerinden elde edilen Kübler İndeksi – Kristalit büyüklüğü diyagramına göre büyük ölçüde epimetamorfizma koşullarını yansıtmaktadır.



Şekil 5.3. İsalı formasyonu Gerez üyesi sleyt (BD-27) ve metakumtaşı (BD-33) litolojilerinde belirlenen XRD-KF mineral birliktelikleri.



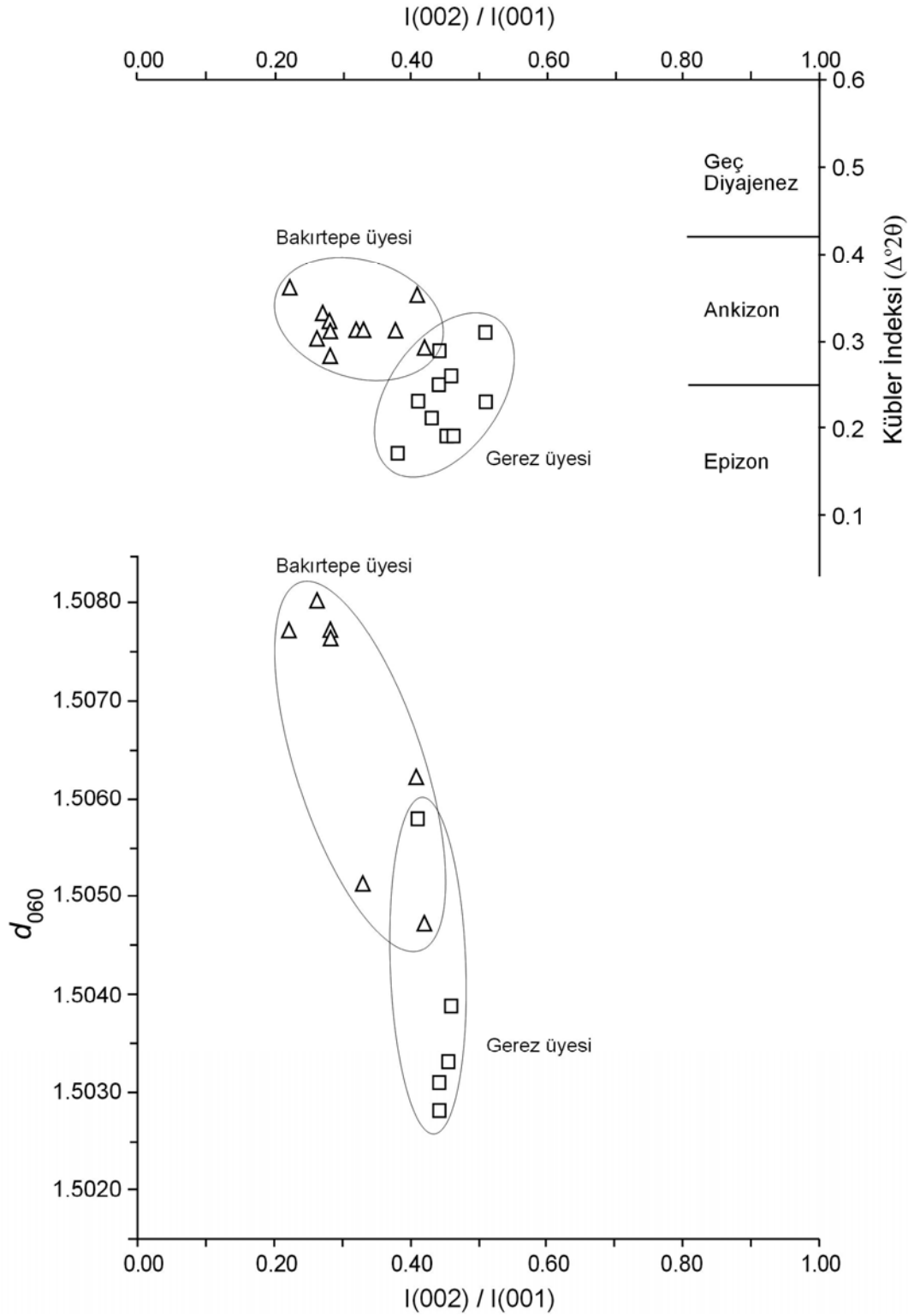
Şekil 5.4. İsalı formasyonu Gerez üyesinde mineralojik verilerin düşey dağılımı.

Çizelge 5.3. İsalı formasyonu Gerez üyesi illitlerinin kristalinite, kristalit büyüklüğü ve % smektit içeriği değerleri ve tane boyuna göre dağılımları.

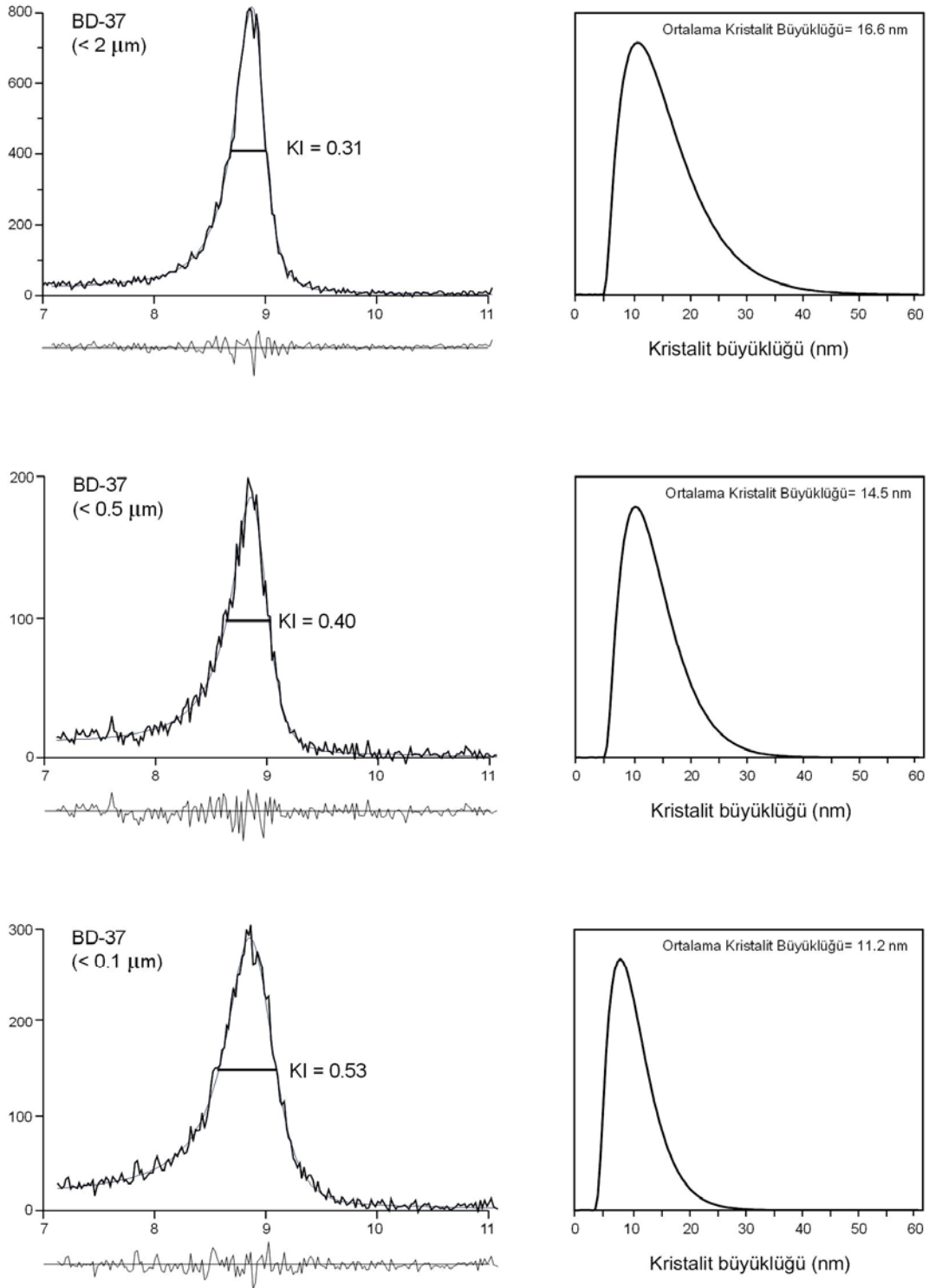
Örnek No	Kl ^{normal} (Δ°2θ)		Kl ^{glikollü} (Δ°2θ)		N (nm)*		N (nm)**		% Smektit**		I(002)/I(001)
	2 μm	0.5 μm	2 μm	0.5 μm	2 μm	0.5 μm	2 μm	0.5 μm	2 μm	0.5 μm	
BD-26	0.17		0.16		23		40		1.0		0.38
BD-27	0.19	0.31	0.19	0.30	22	18	35	22	0.0	1.0	0.45
BD-30	0.23	0.36	0.22	0.36	20	15	27	16	1.0	1.0	0.41
BD-31	0.25	0.37	0.23	0.36	19	16	24	16	2.0	1.0	0.44
BD-32	0.19	0.32	0.18	0.27	23	16	35	21	0.5	1.0	0.47
BD-33	0.21		0.18		22				2.0		0.43
BD-34	0.29	0.30	0.26	0.30	18	15	20	21	2.0	1.0	0.44
BD-36	0.26	0.32	0.22	0.32	19	16	23	20	2.0	1.0	0.46
BD-37	0.31	0.40	0.29	0.34	17	15	22	14	1.0	3.0	0.51
BD-38	0.23	0.37	0.23	0.32	20	15	30	16	0.0	3.0	0.51

*WINFIT çözümlenmesine göre belirlenmiştir. **Jaboyedoff ve diğ. (2001) diyagramına göre belirlenmiştir.

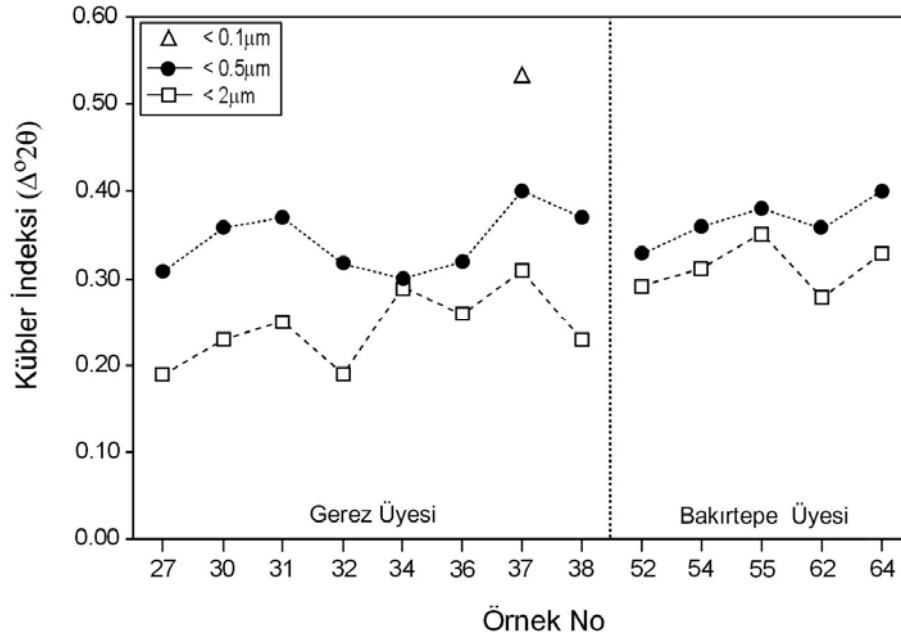
5 örnekte ölçülen illit $d_{(060)}$ değerleri 1.5028-1.5058 Å (ortalama 1.5038 Å) olup (Çizelge 5.4), Hunziker ve diğ. (1986) tarafından oluşturulan eşitliğe göre oktahedral Fe+Mg içerikleri 0.45-0.60 (ortalama 0.50) arasında değişmektedir. Fenjitik bileşimi temsil eden illitlerin kısmen yüksek Mg+Fe değerleri, örneklerin $2M_1$ politipinin yanı sıra $1M$ politipi içermesinden kaynaklanmaktadır. Bu durum formasyondaki illitlerin basınç göstergesi veya jeobarometre olarak kullanılmasını güçleştirmektedir. İllitlerin azalan kristallik derecesi ve tane boyu ile $d_{(060)}$ değerleri bir örnek hariç artmaktadır (Şekil 5.10).



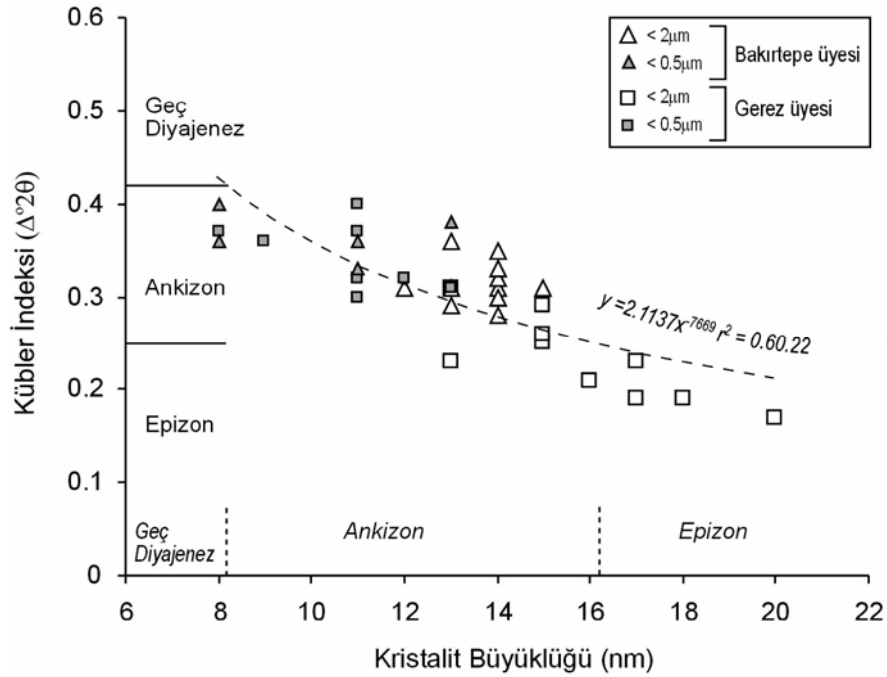
Şekil 5.5. İsalı formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait illitlerin kristalinite ve b_0 verilerinin pik şiddet oranlarına göre dağılımları.



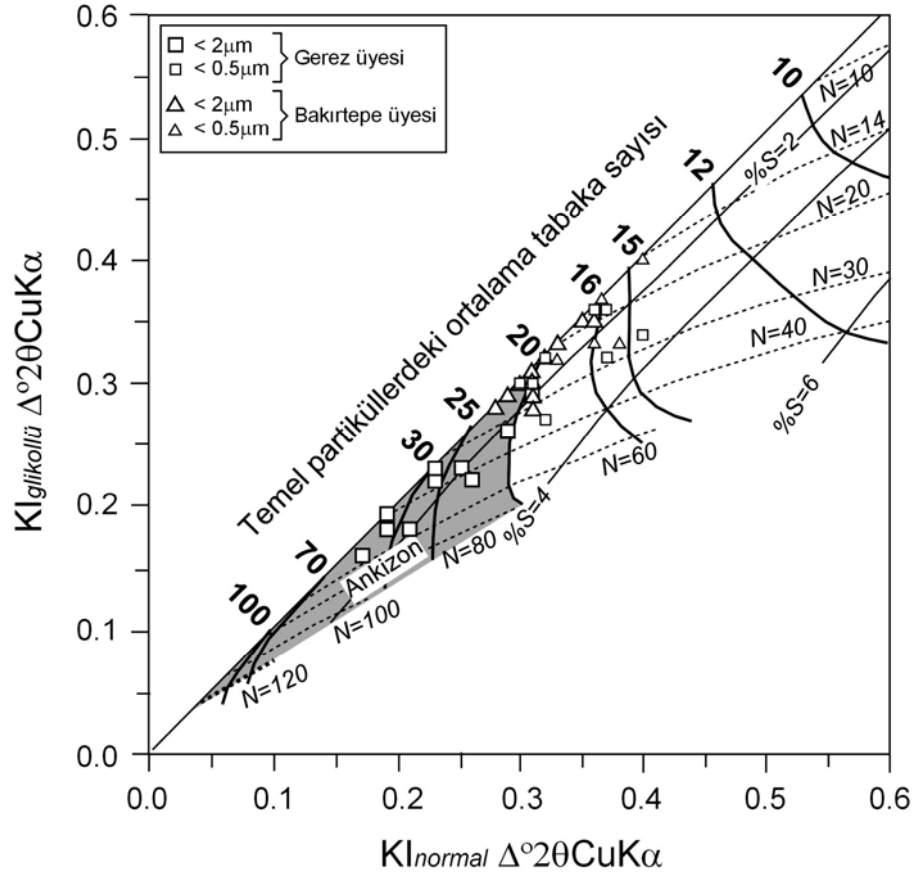
Şekil 5.6. İsalı formasyonu Gerez üyesine ait sleyt örneğindeki illitlerin <math>< 2 \mu\text{m}</math>, <math>< 0.5 \mu\text{m}</math> ve <math>< 0.1 \mu\text{m}</math> tane boylarındaki WINFIT programı asimetrik pik yöntemi ile belirlenen kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri



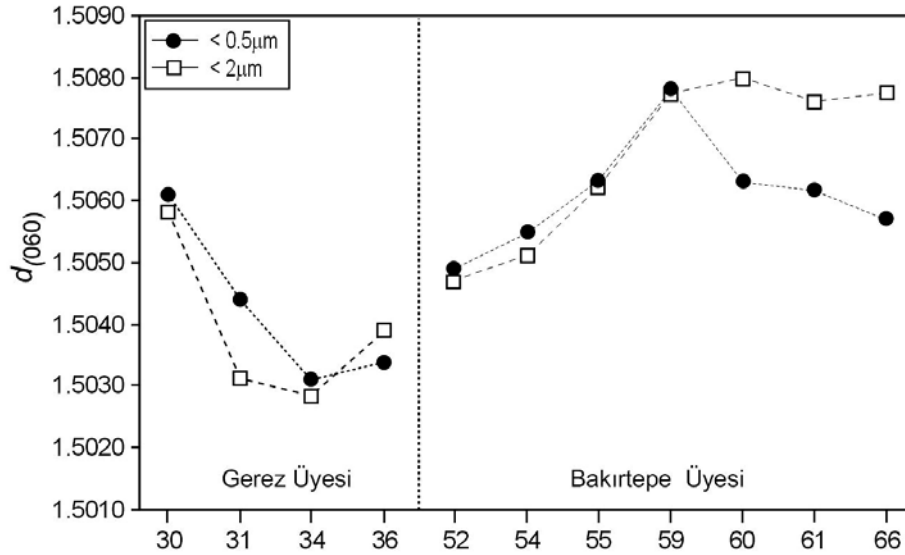
Şekil 5.7. İsalı formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait illitlerin tane boyuna bağlı olarak kristalinite verilerinin değişimi.



Şekil 5.8. İsalı formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait farklı tane boyu fraksiyonlarına sahip illitlerin WINFIT programıyla belirlenen kristalit büyüklükleri ve kristalinite verileriyle ilişkisi.



Şekil 5.9. İsalı formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait farklı tane boyu fraksiyonlarına sahip illitlerin normal ve glikollü çekimlerine ait kristalinite verileri ile belirlenen kristalit büyüklükleri (diyagram Jaboyedoff ve diğ., 2001'den alınmıştır).



Şekil 5.10. İsalı formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi illitlerinin $d_{(060)}$ değerlerinin tane boyuna göre değişimi.

Çizelge 5.4. İsalı formasyonu Gerez üyesi illitlerinin politipi ve $d_{(060)}$ değerleri ile tane boyuna göre dağılımları.

Örnek No	Politipi (< 2 μ m)			Politipi (< 1 μ m)			Politipi (< 0.5 μ m)			$d_{(060)}$	
	2M ₁	1M	1M _d	2M ₁	1M	1M _d	2M ₁	1M	1M _d	2 μ m	0.5 μ m
BD-27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.5033	-
BD-30	45	20	35	40	20	40	35	20	45	1.5058	1.5062
BD-31	50	10	40	45	10	45	40	10	50	1.5031	1.5044
BD-32	65	5	30	60	5	35	50	10	40	-	-
BD-34	65	5	30	60	5	35	55	5	40	1.5028	1.5031
BD-36	75	15	10	60	15	25	55	15	30	1.5039	1.5034
BD-37	60	10	30	-	-	-	-	-	-	-	-
BD-38	50	10	40	-	-	-	-	-	-	-	-

Gerez üyesi illitlerinin politipi incelemeleri bunların 2M₁, 1M ve 1M_d türlerinin tümünü içerdiklerini ortaya koymuştur (Çizelge 5.4 ve Şekil 5.11). Politipi oranlarının belirlenmesinde Maxwell ve Hower (1967) tarafından oluşturulan pik şiddet oranları yerine, Grathoof ve Moore (1996) tarafından önerilen pik alan oranları kullanılmıştır.

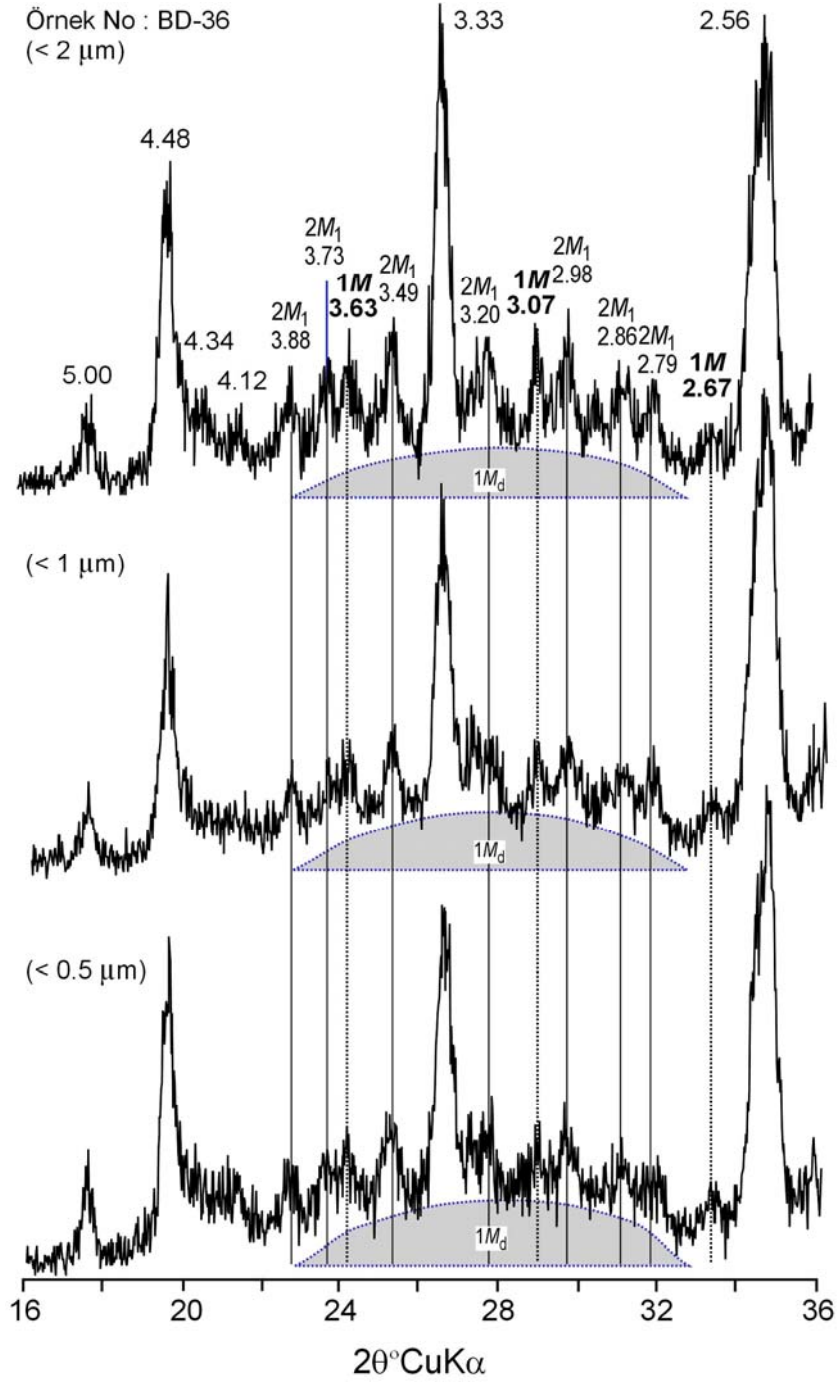
Pik alanlarının belirlenmesinde WINFIT programı kullanılmış olup (Şekil 5.12), % 2M₁ oranları 45-75 arasında, 1M ve 1M_d oranları ise sırasıyla 5-20 ve 10-40 arasında değişmektedir. Buna göre en yaygın politipini 2M₁ oluşturmakta, 1M politipi en düşük oranda gözlenmektedir. İncelenen örneklerde politip oranları tane boyuna göre az da olsa değişmektedir. Tane boyu azaldıkça, 1M ve özellikle 1M_d politipi miktarı artmakta, 2M₁ miktarı ise azalmaktadır (Çizelge 5.4).

Bolkardağı Birliği Devoniyen metaklastik kayalarına ait illitler WILDFIRE (Reynolds, 1994) programı kullanılarak 1M politipi türü açısından incelendiğinde (1M_c: psödohekzagonal biçimli cis-vacant; 1M_{tv}: lifsel veya lata biçimli trans-vacant); bütünüyle 1M_{tv} türüne sahip olduğu belirlenmiştir (Şekil 5.13).

Formasyondaki kloritlerin 002 ve 004 bazal pik değerlerinin diğer piklere göre oldukça yüksek olması demir içeriklerinin yüksek olduğuna, diğer bir ifadeyle şamozitik bileşimli (AIPEA, Bailey, 1980) olduklarına işaret etmektedir.

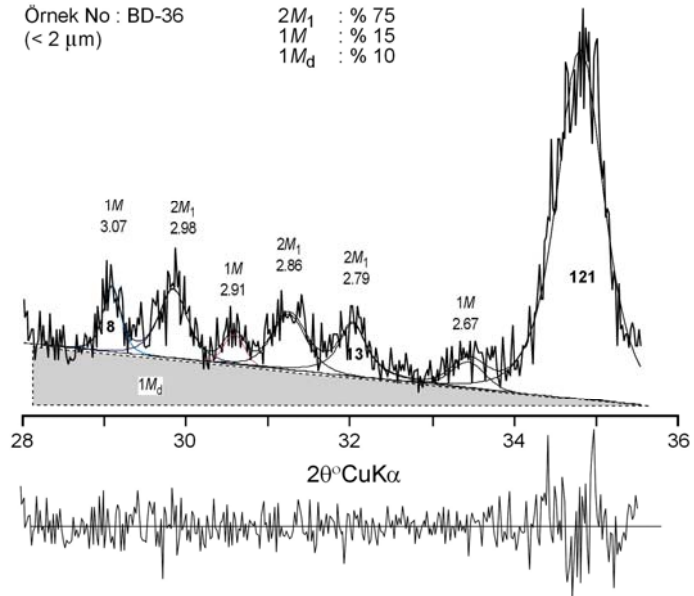
5.2. Bakırtepe üyesi

Birime ait metakumtaşı ve sleyt litolojileri başlıca kuvars, feldispat ve fillosilikat mineralleri içermektedir (Çizelge 5.5). Bu mineraller tüm örneklerde gözlenmekte olup (Şekil 5.14), ortalama değerlerine göre bolluk sırası kil, feldispat ve kuvars biçimindedir (Çizelge 5.6). Bazı örneklerde az miktarda götit mineralleri de belirlenmiştir. Formasyondaki feldispat minerallerine ait pikler büyük ölçüde mikroklin pikleri ile çakışmaktadır (bak Şekil 5.2).

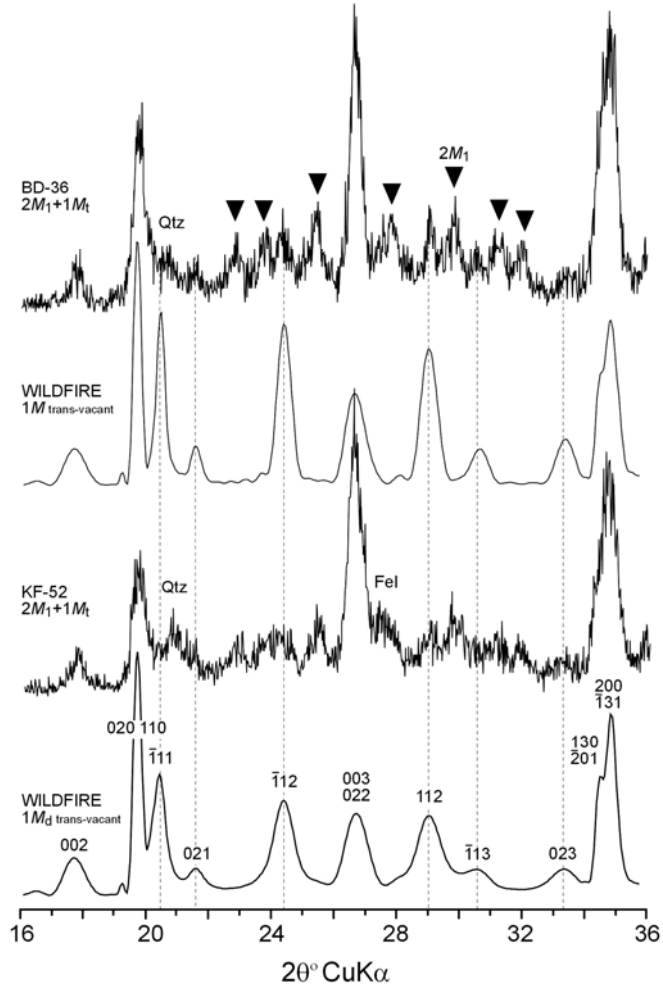


Şekil 5.11. İsalı formasyonu Gerez üyesi illit politiplerinin XRD desenlerinin tane boyuna göre değişimi.

Bakırtepe üyesinin kil fraksiyonunu temsil eden mineralleri illit ve kaolinit/dikit oluşturmaktadır (Çizelge 5.6). En yaygın kil mineral birlikteliğini illit + kaolinit/dikit oluşturmakta, ayrıca yalnızca illit de gözlenmektedir (Şekil 5.15). Ağırlıklı ortalama değerlerine göre kil minerallerinin bolluk sırası illit (% 90) ve dikit (%10) biçiminde sıralanmaktadır (Çizelge 5.7). Kil fraksiyonunda fillosilikatların yanı sıra az da olsa demiroksit-hidroksit minerali götit de gözlenmektedir.



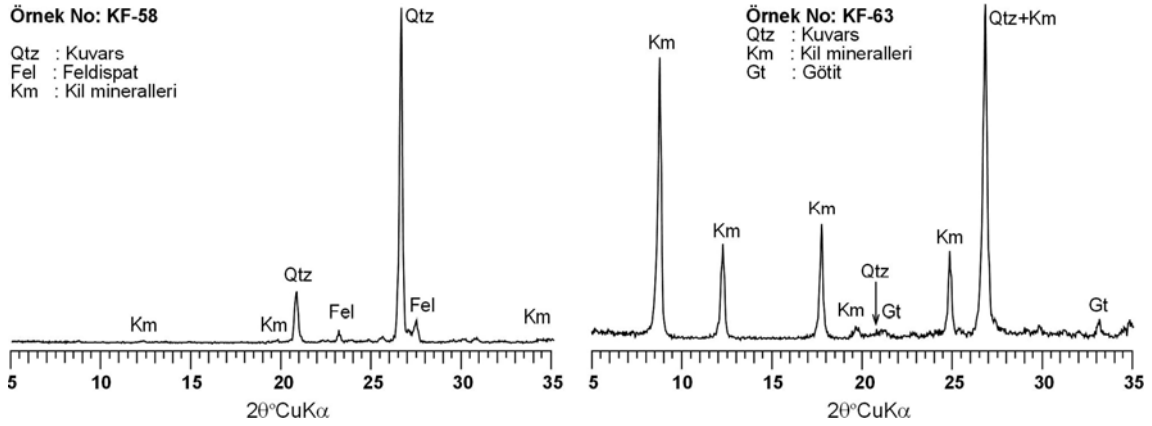
Şekil 5.12. İsalı formasyonu Gerez üyesi illit politiplerinin WINFIT programı ile belirlenen pik alanlarından itibaren hesaplanmış politipi oranları



Şekil 5.13. Gerez ve Bakırtepe üyelerine ait illit politiplerinin WILDFIRE programı ile oluşturulan $1M$ ve $1M_d$ trans-vacant politipi desenleriyle karşılaştırılması.

Çizelge 5.5. Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi kayaç örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümlenmeleri.

Örnek No	Tüm Kayaç				Kil Fraksiyonu	
	Kuvars	Feldispat	Kil	Götit	İllit	Dikit
KF-51	90	5	5			
KF-52	29	35	36		100	
KF-53	72	18	10			
KF-54	30	11	59		100	
KF-55	35	9	56		95	5
KF-56	71	7	22			
KF-57	90	5	5			
KF-58	72	18	10			
KF-59	30	19	51		95	5
KF-60	26	10	64		90	10
KF-61	31	12	57		90	10
KF-62	43	27	30		85	15
KF-63			100		75	25
KF-64	22	29	49		95	5
KF-65	58	30	12			
KF-66	28	31	41		95	5
KF-67	84	4	12			
KF-68	35	6	44	15	95	5
KF-69	37	5	40	18	70	30
KF-70	46			54		
KF-71	96			4		
KF-72	98			2		

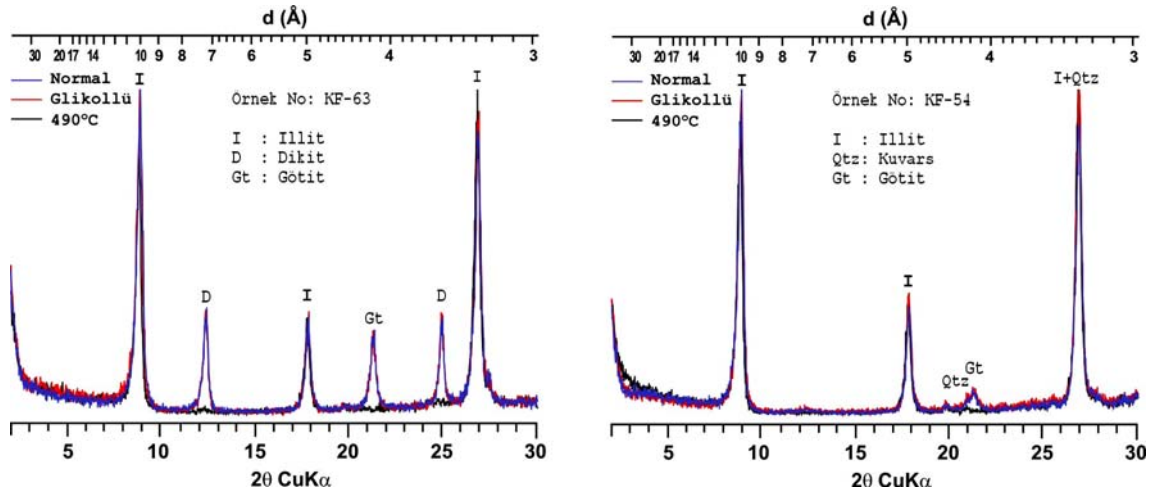


Şekil 5.14. Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi metakumtaşı (KF-58) ve sleyt (KF-63) litolojilerinde belirlenen XRD-TK mineral birliktelikleri.

Çizelge 5.6. Kangal formasyonu Bakırtepe üyesinde belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).

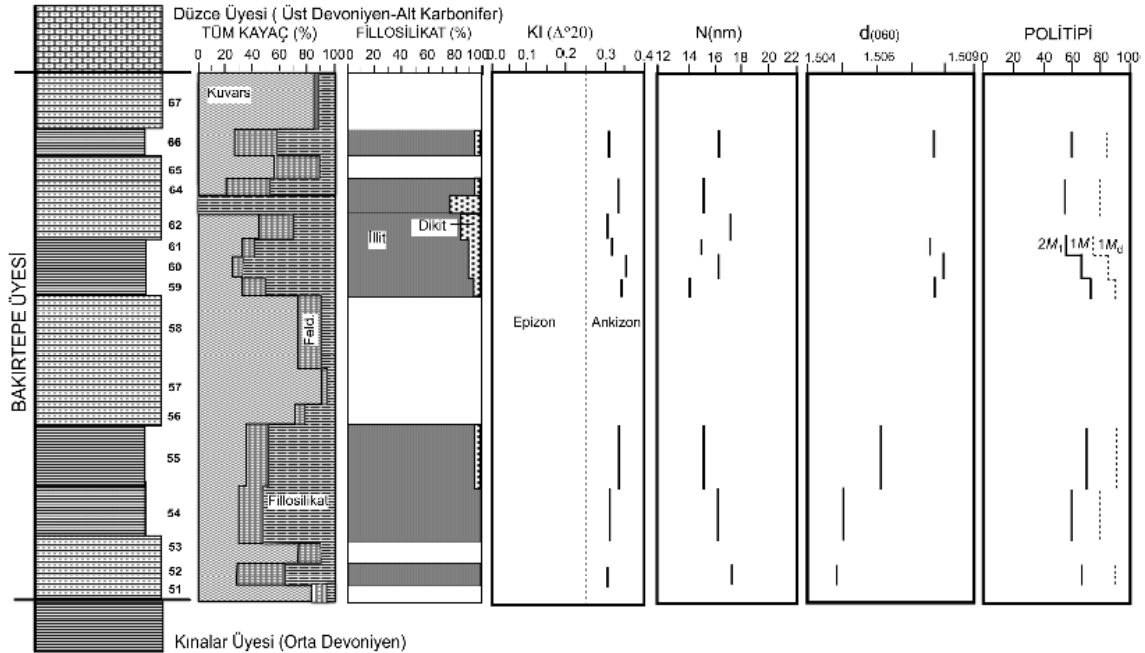
Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Aritmetik Ortalama	Ağırlıklı Ortalama
Kuvars	95	22	98	53	51
Feldispat	81	4	35	16	13
Fillosilikat	86	5	100	37	32
Götit	23	2	54	19	4
İllit	100	70	100	90	90
Dikit	83	5	30	12	10

Ağırlıklı Ortalama = (Bulunuş Frekansı x Aritmetik Ortalama) / 100



Şekil 5.15. Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi sleyt litolojilerinde belirlenen XRD-KF mineral birliktelikleri.

Birimdeki litolojilerin tüm kayaç ve kil fraksiyonunda belirlenen minerallerin ölçülü stratigrafi kesitindeki dağılımlarına göre, kuvars miktarının orta ve üst seviyelerde kısmen arttığı gözlenmiştir (Şekil 5.16). Fillosilikatlar litolojik olarak sleyt ve metasilttaşı seviyelerinde artmaktadır. Büyük ölçüde illitlerle temsil edilen fillosilikatların arttığı orta-üst seviyelerde dikitlerin ortaya çıkması dikkat çekicidir. Bu durum dikitlerin yalnızca litolojiye bağlı olmadığını, oluşumlarının çökeltme dönemindeki fizikokimyasal koşullarının da denetlediğini düşündürmektedir.



Şekil 5.16. Kangal formasyonu Bakırtepe üyesinde mineralojik verilerin düşey dağılımı.

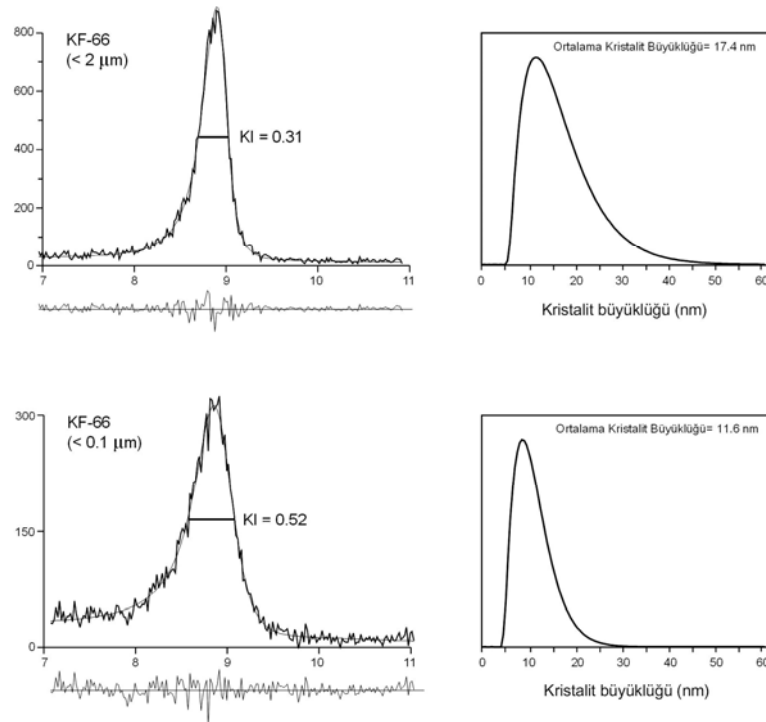
Birime ait 11 örnekte gerçekleştirilen kristalinite ölçümlerine göre (0.28-0.36 $\Delta^{\circ}2\theta$, ortalama 0.32 $\Delta^{\circ}2\theta$), illitler bütünüyle ankizonu temsil eden düşük dereceli metamorfizma

derecesini yansıtmaktadır (Çizelge 5.7; bak Şekil 5.5). İllitler tane boyunun $< 2 \mu\text{m} \rightarrow < 0.1 \mu\text{m}$ biçiminde azalmasıyla birlikte, yüksek ankizon \rightarrow geç diyajenez derecelerini yansıtan KI değerleri sunmaktadır (Şekil 5.17).

Çizelge 5.7. Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi illitlerinin kristalinite, kristalit büyüklüğü ve % smektit içeriği değerleri ve tane boyuna göre dağılımları.

Örnek No	KI ^{normal} ($\Delta^{\circ}2\theta$)		KI ^{glikollü} ($\Delta^{\circ}2\theta$)		N (nm)*		N (nm)**		% Smektit**		I(002)/ I(001)
	2 μm	0.5 μm	2 μm	0.5 μm	2 μm	0.5 μm	2 μm	0.5 μm	2 μm	0.5 μm	
KF-52	0.29	0.33	0.29	0.32	18	16	22	19	0.0	0.5	0.42
KF-54	0.31	0.36	0.30	0.33	17	15	20	16	0.5	2.0	0.33
KF-55	0.35	0.38	0.35	0.33	16	15	17	15	0.0	3.0	0.41
KF-59	0.36		0.35		15		16		0.5		0.22
KF-60	0.30		0.30		17		21		0.0		0.26
KF-61	0.32		0.32		16		20		0.0		0.28
KF-62	0.28	0.36	0.28	0.35	18	15	22	16	0.0	0.5	0.28
KF-63	0.31		0.31		16		20		0.0		0.32
KF-64	0.33	0.40	0.33	0.40	16	14	19	14	0.0	0.0	0.27
KF-66	0.31		0.29		17		19		1.0		0.28
KF-68	0.31		0.28		16		19		2.5		0.38

*WINFIT çözümlenmesine göre belirlenmiştir. **Jaboyedoff ve diğ. (2001) diyagramına göre belirlenmiştir.



Şekil 5.17. Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait metasilttaşı örneğindeki illitlerin $< 2 \mu\text{m}$ ve $< 0.1 \mu\text{m}$ tane boylarındaki WINFIT programı asimetrik pik yöntemi ile belirlenen kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri.

Bakırtepe üyesine ait illitlerin WINFIT programı ve normal ve glikollü çekimlerdeki kristalinite verilerinden itibaren Jaboyedoff ve diğ. (2001) tarafından önerilen diyagrama göre

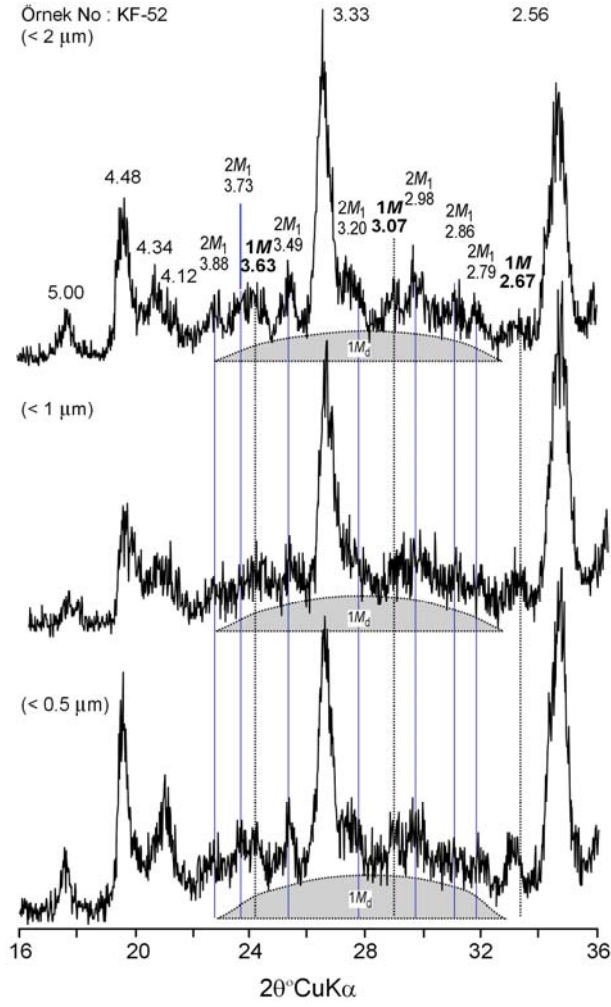
belirlenen kristalit büyüklükleri Çizelge 5.7’de verilmiştir. Elde edilen verilere göre; birime ait illitlerin kristalit büyüklükleri 14-22 nm arasında değişmekte olup, Gerez formasyonu illitlerinden düşük değerler sunmaktadır (bak Şekil 5.8, 5.9). Bakırtepe üyesi illitlerinin kristalit büyüklüğü değerleri ankimetamorfik KI değerleriyle benzer metamorfizma derecesini yansıtmaktadır.

İllitlerin $d_{(060)}$ değerleri 1.5047-1.5080 Å (ortalama 1.5067 Å) ölçülmüştür (Çizelge 5.8). Bu değerler Gerez formasyonunda ölçülenlere göre daha yüksek olup, illitlerin oktahedral Fe+Mg içeriklerinin 0.55-0.71 (ortalama 0.65) arasında değiştiğini, diğer bir ifadeyle fenjitik bileşimli olduklarını göstermektedir. İllitlerin tane boyundaki azalmayla birlikte, azalan kristallik derecesi, kristalit büyüklüğüne karşın, $d_{(060)}$ değerleri çoğu örnekte düşük miktarda artış göstermekle birlikte, bazı örneklerde azalmaktadır (bak Şekil 5.10; Çizelge 5.8). Bu durum tane boyunun azalmasıyla birlikte artan seladonitik $1M$ miktarının artmasıyla ilişkili gözükmemektedir.

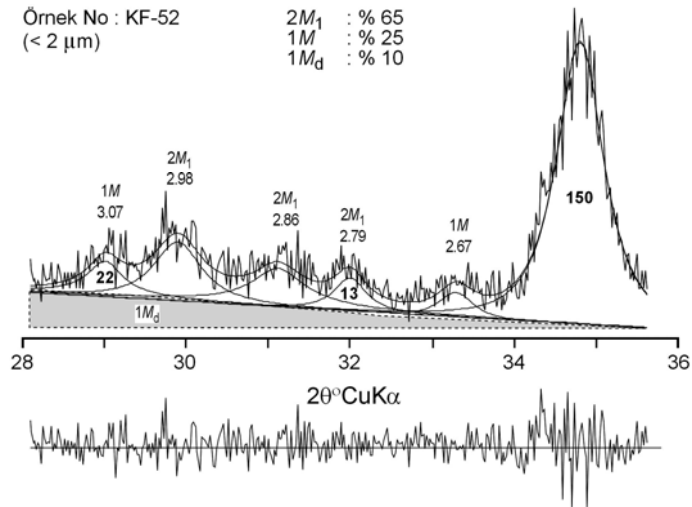
Politipi incelemelerine göre Bakırtepe üyesi illitleri, Gerez üyesindekilere benzer biçimde $2M_1$, $1M$ ve $1M_d$ türlerini içermektedir (Çizelge 5.8; Şekil 5.18). WINFIT programı ile hesaplanan pik alanlarından itibaren hesaplanan politip oranlarına göre (Şekil 5.19); metakumtaşlarında $2M_1$, sleytlerde $1M$ ve $1M_d$ politipleri daha egemendir. Diğer taraftan tane boyu azaldıkça $2M_1$ oranı azalmakta, buna karşın $1M_d$ oranı artmaktadır (Çizelge 5.8; Şekil 5.18). Bakırtepe üyesindeki illitlerin $1M$ türü Gerez üyesindekilere benzer biçimde bütünüyle $1M_{tv}$ (trans-vacant) ile temsil olunmaktadır (bak Şekil 5.13).

Çizelge 5.8. Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi illitlerinin politipi ve $d_{(060)}$ değerleri ile tane boyuna göre dağılımları.

Örnek No	Politipi (< 2µm)			Politipi (< 1µm)			Politipi (< 0.5 µm)			$d_{(060)}$	
	$2M_1$	$1M$	$1M_d$	$2M_1$	$1M$	$1M_d$	$2M_1$	$1M$	$1M_d$	2µm	0.5 µm
KF-52	65	25	10	55	20	25	50	20	30	1.5047	1.5049
KF-54	60	20	20	-	-	-	-	-	-	1.5051	1.5055
KF-55	70	20	10	-	-	-	-	-	-	1.5062	1.5063
KF-59	60	20	20	50	25	25	40	25	35	1.5077	1.5078
KF-60	70	20	10	60	20	20	50	15	35	1.5080	1.5063
KF-61	65	20	15	60	20	20	50	20	30	1.5076	1.5062
KF-62	55	20	25	50	20	30	35	25	40	-	-
KF-64	55	25	30	45	25	40	30	25	45	-	-
KF-66	60	25	15	55	25	20	50	25	30	1.5077	1.5057



Şekil 5.18. Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi illit politiplerinin XRD desenlerinin tane boyuna göre değişimi.



Şekil 5.19. Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi illit politiplerinin WINFIT programı ile belirlenen pik alanlarından itibaren hesaplanmış politipi oranları.

6. KUMTAŞI JEOKİMYASI

Klastik sedimanlar için ana ve iz element ayırtman diyagramları, sınıflandırma ve/veya adlandırma, sedimanter ve metamorfik süreçler ile provenans ve jeotektonik ortamların anlaşılması için magmatik kayalardaki kadar yaygın olmamakla birlikte kullanılmaktadır. Bu tür incelemeler için üçgen, ikili ve çoklu element değişim diyagramları oluşturulmuştur.

Aşağıdaki bölümlerde Bolkardağı Birliği'ne ait Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi ve İsalı formasyonu Gerez üyesi'ni temsil eden metakumtaşlarında elde edilen jeokimyasal veriler; farklı yaşlardaki kayaların ortalama bileşimleri (Zenginleşmiş-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları: E-MORB, Alt Kıtasal Kabuk: LCC, Üst Kıtasal Kabuk: UCC, Arkean-Proterozoyik-Paleozoyik-Mezosenozoyik Bazaltlar: A-Pr-P-MC-B, Arkean-Proterozoyik-Fanerozoik Granitler: A-Pr-Ph-G, Arkean-Proterozoyik-Paleozoyik-Mesosenozoyik Felsik Volkanikler: A-Pr-P-MC-FV, Kuzey Amerikan Şeylleri-Birleştirilmiş: NASC, Arkean-Proterozoik-Fanerozoik Kratonik Kumtaşları: A-Pr-Ph-CS) ile karşılaştırılarak sunulmaktadır.

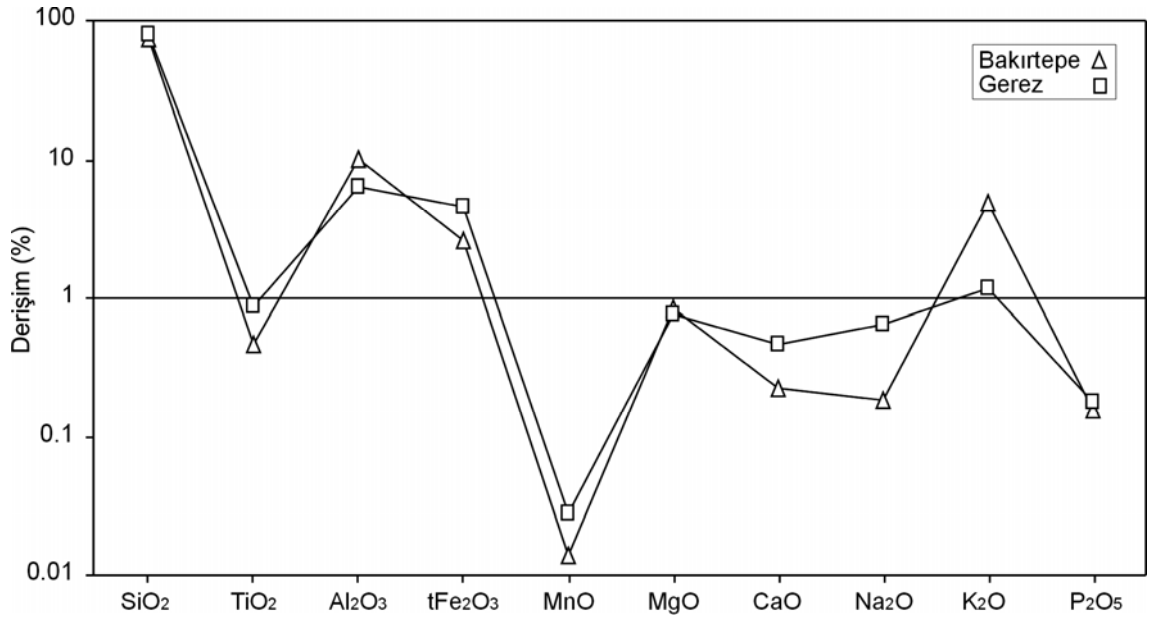
6.1. Ana ve iz element bollukları

Metakumtaşlarında yapılan kimyasal çözümlenmeler Çizelge 6.1 de verilmiştir. En bol bulunan element oksitleri, Bakırtepe üyesi için yaklaşık SiO_2 % 63-90, TiO_2 % 0.2-0.8, Al_2O_3 % 7-15, tFe_2O_3 % 0.5-4.3, MnO % 0.01-0.02, MgO % 0.2-1.8, CaO % 0.1-0.4, Na_2O % 0.1-0.4, K_2O % 2.7-6.4, P_2O_5 % 0.09-0.25 ve ateşte kayıp % 0.9-3.4; Gerez üyesi için yaklaşık SiO_2 % 73-93, TiO_2 % 0.3-1.2, Al_2O_3 % 2-11, tFe_2O_3 % 1-6, MnO % 0.01-0.05, MgO % 0.2-1.3, CaO % 0.1-1.4, Na_2O % 0.3-1.0, K_2O % 0.2-2.2, P_2O_5 % 0.07-0.23 ve ateşte kayıp % 0.9-2.6 arasında değişmektedir. Bu değerler; (meta-)kumtaşlarının kayaç oluşturan ana (kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, mikroklin fillosilikatlar) ve tali minerallerin (muskovit, biyotit, klorit, apatit, zirkon, turmalin, epidot, opak) ve kısmen kayaç parçacıklarının kimyasına karşılık gelmekte, buna karşın karbonat minerallerinin çok az ve/veya hiç içerilmediğini göstermektedir.

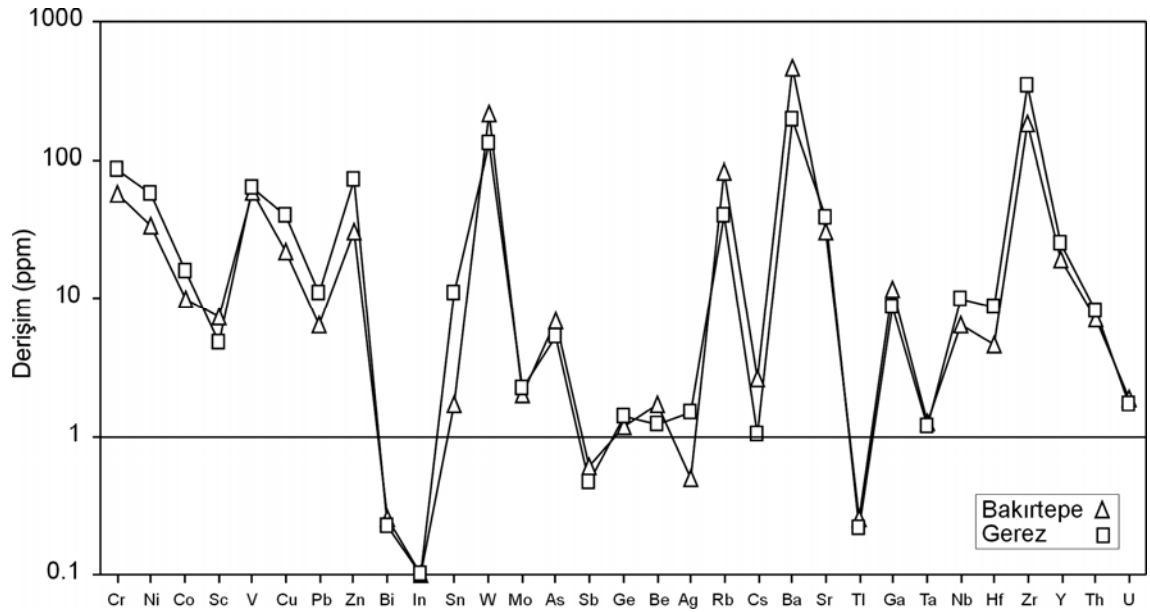
Birimlerin ortalama bolluklarına göre en önemli fark, Bakırtepe üyesinin Gerez üyesine göre K_2O 'ce zengin, CaO ve Na_2O 'ce daha fakir olmasıdır (Şekil 6.1). Bu dağılım, Bakırtepe üyesinin başlıca K-feldispat, Gerez üyesinin ise plajiyoklaz içermesi ile uyumludur.

Bazı iz elementler açısından değerlendirildiğinde; birimlere göre örnekte örneğe değişkenlik göstermektedir (Şekil 6.2). Geçiş metallere sadece Sc; granitoid elementlerinden W; karışık davranışlı elementlerden As ve Sb; kalıcılığı düşük elementlerden Rb, Cs, Ba ve Ga; kalıcılığı yüksek elementlerden U, Bakırtepe üyesinde; diğer elementler ise Gerez üyesinde daha bol bulunmaktadır.

Ortalama bollukları bakımından nadir toprak elementlerinden La, Ce ve Pr Bakırtepe, diğer elementler ise Gerez üyesinde daha yüksek derişimlere ulaşmaktadır (Şekil 6.3).



Şekil 6.1 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının ana element oksitlerinin ortalama bollukları

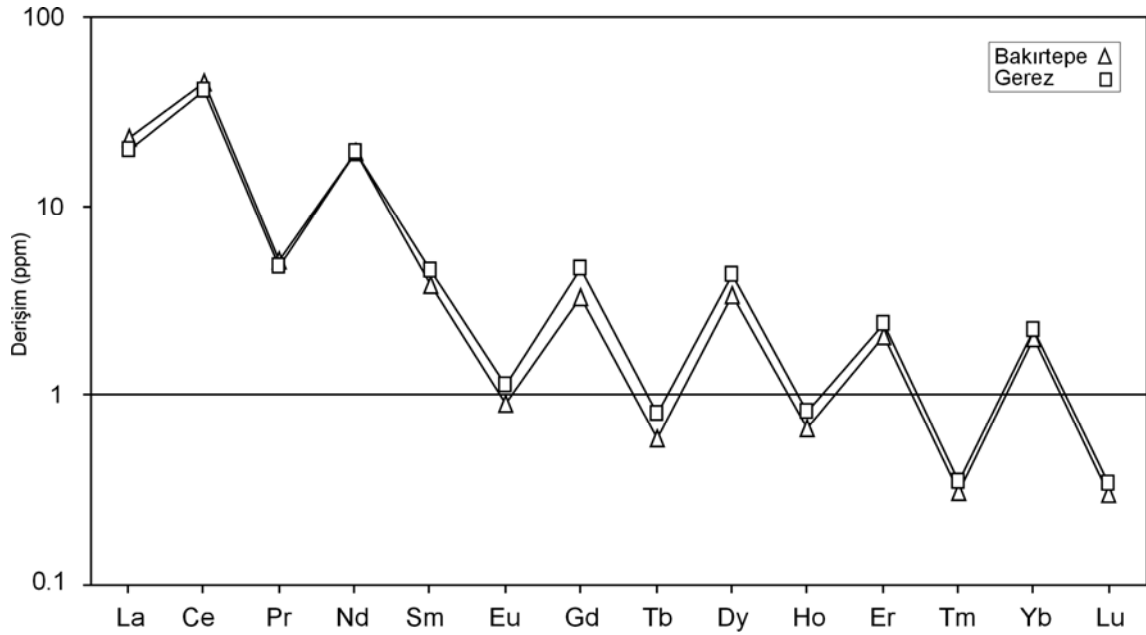


Şekil 6.2 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının iz element ortalama bollukları.

6.2. Sınıflandırılma ve Adlandırma

Kumtaşlarının sınıflandırılması ve adlandırılmasında kimyasal bileşimin yanı sıra, modal mineralojik bileşim de kullanılmakta olup; elde edilen bulgular aşağıda karşılaştırılarak sunulmuştur.

Kumtaşlarında yapılan nokta sayım sonuçları ve bileşenlerin yüzdeleri sırasıyla Çizelge 6.2 ve Çizelge 6.3 de verilmiştir.



Şekil 6.3 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının nadir toprak element ortalama bollukları

Çizelge 6.2 Bolkardağı Birliği kumtaşlarının modal mineralojik nokta sayımı sonuçları

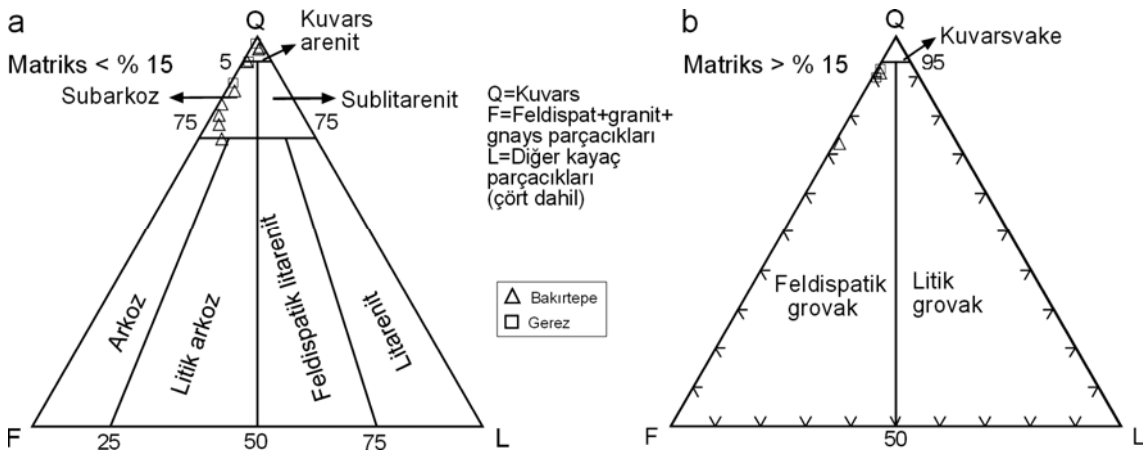
Bileşen Örnek	Nokta sayımı												
	Q	Qm	Qp	F	P	AF	L	Lt	Ls	Lm	H	M	C(s)
KF-51	1633	1571	62	22	4	18	27	89	-	27	63	70	324
KF-52	634	613	21	58	13	45	8	29	-	8	88	486	87
KF-53	1460	1428	32	290	27	263	10	42	-	10	44	110	376
KF-54	341	324	17	123	17	106	5	17	-	5	79	486	38
KF-56	1576	1388	188	216	23	193	32	220	-	32	72	54	312
KF-57	1226	1184	42	10	2	8	21	63	-	21	29	93	368
KF-58	934	902	32	237	55	182	30	62	-	30	48	96	153
KF-62	950	864	86	220	29	191	15	101	-	15	72	320	126
KF-65	1486	1273	213	422	52	370	97	310	-	97	68	160	387
KF-67	1663	1387	276	95	12	83	12	288	-	12	29	207	148
BD-26	1162	1150	12	146	128	18	4	29	-	4	106	83	50
BD-29	1220	1205	15	13	10	3	2	17	-	2	30	78	210
BD-33	768	757	11	63	59	4	5	16	-	5	64	577	83
BD-35	1203	1173	30	62	55	7	13	43	-	13	268	76	250
BD-38	543	531	12	58	53	5	4	16	-	4	39	387	74

Qm=Monokristalin kuvars, Qp=Polikristalin kuvars, P=Plajiyoklaz, AF=Alkali feldispat, H=Ağır mineraller (muskovit, biyotit, klorit, apatit, zirkon, turmalin, opak), M=Matriks (kil, serisit), C=Çimento (karbonat (k), silis (s), Fe-oksit (f)), Ls=Sedimanter kayaç parçacıkları, Lm=Metamorfik kayaç parçacıkları, Q=Toplam kuvars (Qm+Qp), F=Toplam Feldispat (P+AF), L=Toplam duraysız kayaç parçacıkları (Ls+Lm+Lpv), Lt=Toplam kayaç parçacıkları (Qp+Ls+Lm+Lpv).

Çizelge 6.3 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarını oluşturan bileşenlerin yüzdeleri (Kısaltmalar Çizelge 6.2 deki gibidir)

Birim	Örnek No/ Bileşenler	%						%			%		
		Q	F	Lt	H	M	C	Q	F	L	Qm	F	Lt
Bakırtepe üyesi	KF-51	74	1	4	3	3	15	97	1	2	94	1	5
	KF-52	47	4	2	6	35	6	91	8	1	88	8	4
	KF-53	63	12	2	2	5	16	83	16	1	82	16	2
	KF-54	31	11	2	7	45	4	73	26	1	69	27	4
	KF-56	64	9	9	3	2	13	86	12	2	76	12	12
	KF-57	68	1	4	2	5	20	97	1	2	94	1	5
	KF-58	62	15	4	3	6	10	78	20	2	75	20	5
	KF-62	53	12	6	4	18	7	80	19	1	72	19	9
	KF-65	52	15	11	2	6	14	74	21	5	64	21	15
	KF-67	68	4	12	1	9	6	94	5	1	79	5	16
Gerez üyesi	BD-26	74	9	2	7	5	3	89	11	0	87	11	2
	BD-29	78	1	1	2	5	13	99	1	0	98	1	1
	BD-33	49	4	1	4	37	5	91	8	1	90	8	2
	BD-35	64	3	2	14	4	13	94	5	1	92	5	3
	BD-38	49	5	1	3	35	7	89	10	1	87	10	3

Kumtaşlarında kuvars % 31-74 (ortalama % 60), feldispat % 1-15 (ortalama % 7), kayaç parçacıkları % 1-12 (ortalama % 4), ağır mineraller % 1-12 (ortalama % 4), matriks % 3-45 (ortalama % 15) ve çimento % 3-20 (ortalama % 10) arasında değişen miktarlara sahiptir. Bunlardan kuvarsları monokristalin ve polikristalin; kayaç parçacıklarını metamorfik ve sedimanter, ağır mineralleri ise muskovit, biyotit, klorit, apatit, zirkon, turmalin, opak mineraller temsil etmektedir. Kumtaşları QFL üçgen diyagramında (Folk, 1974); $M < \% 15$ için arkoz olan bir örnek hariç, Bakırtepe metakumtaşları çoğunlukla subarkoz ve Gerez üyesi metakumtaşları kuvars arenit (Şekil 6.4a), $M > \% 15$ için feldispatik grovak sınırları içerisinde bulunmaktadır (Şekil 6.4b).



Şekil 6.4 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının QFL üçgen diyagramlarında adlandırılması (Folk, 1974)

Pettijohn vd. (1973) tarafından oluşturulan $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ ikili değişim diyagramında metakumtaşları birimlere göre önemli farklılıklar göstermekte ve kümelenmekte olup; genellikle pozitif korelasyon verecek biçimde dizilmektedir (Şekil 6.5a). Modal mineralojik bileşime göre; subarkoz olarak adlandırılan Bakırtepe üyesi metakumtaşları arkoz, kuvars arenitleri temsil eden Gerez üyesi metakumtaşları arkoz-subarkoz-sublitarenit olmak üzere daha geniş bir alanda yer almaktadır. Yer yer ortaya çıkan bu farklılıklar matris (serizitik beyaz K-mika veya dikit) ve ana minerallerin (mikrokin veya playiyoklaz) yaygınlığından kaynaklanmaktadır.

Herron'un (1988) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ ikili değişim diyagramında ise metakumtaşları geniş bir aralıkta yayılmakta ve çoğunlukla ayrı kesimlerde dağılım göstermektedir (Şekil 6.5b). Bakırtepe üyesi metakumtaşları arkoz-subarkoz, Gerez üyesi metakumtaşları litarenit-sublitarenit bölümlenmesi içinde ve vake (petrografik % 50-90 arasında kil-silt boyu bileşen içeren killi kumtaşı ve siltli kumtaşı) çizgisinin sağında yer almaktadır. Kimyasal sınıflandırmada Fe_2O_3 içeriklerinin Bakırtepe için fakir, Gerez için zengin (klorit ve C-V), ayrıca Gerez için K_2O zengin (K-beyaz mika), $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranının (kuvars/feldispat ve dikit) ise her iki birim için benzer olduğu görülmektedir. Diğer bir ifadeyle, bu değişimler; feldispat ve fillosilikatların miktarı ile ilişkilidir.

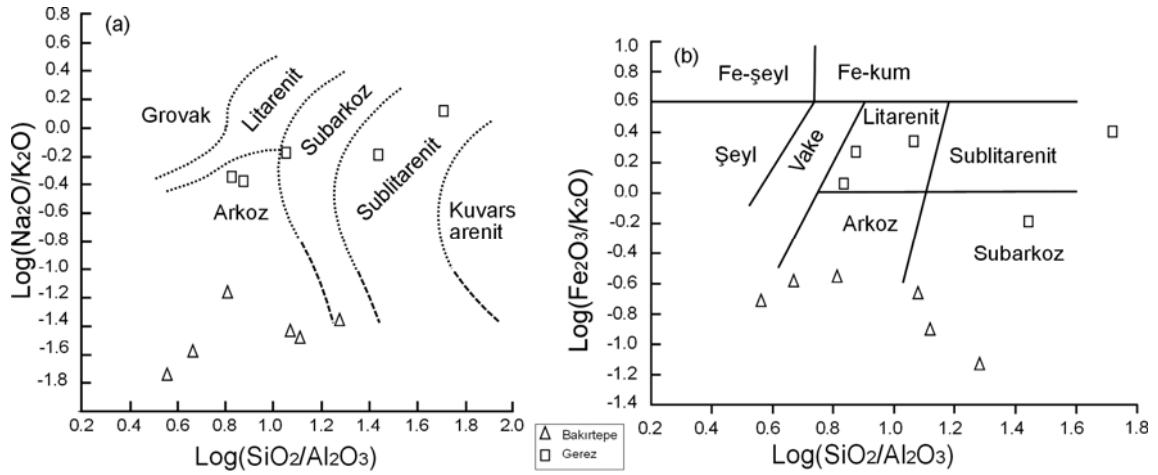
6.3. Sedimanter Süreçler

6.3.1. Bozuşma ve bozunma

Terrijen sedimanter kayaçların jeokimyasını en çok etkileyen sedimanter süreçlerden birisi bozunma/bozuşmadır. Üst kıtasal kabuğun tipik yüzeysel bozunma/bozuşmasında feldispatlar ve kısmen volkanik cam belirleyici olmaktadır. Çünkü bağıl olarak dayanıklı bir mineral olan kuvars ihmal edilirse, bu grup minerallerin ortalaması üst kıtasal kabuğun yaklaşık olarak % 70'ini oluşturmaktadır (Nesbitt ve Young, 1984; Taylor ve McLennan, 1985). Bu nedenle, ana element bileşimindeki etkinin çoğu $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})-\text{K}_2\text{O}$ jeokimyasal sisteminde değerlendirilmekte (Nesbitt ve Young, 1984) ve bir derinsel bozuşma indeksi (Kimyasal Alterasyon İndeksi-CAI) formülize edilmektedir (Örneğin; Nesbitt ve Young, 1984; Nesbitt vd., 1996):

$$\text{CIA}=100.[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})] \text{ veya } \text{CIA}=100.[\text{A}/(\text{A}+\text{C}^*+\text{N}+\text{K})]$$

Burada; oksitler mol fraksiyonu olarak kullanılmıştır. CaO^* sadece kalsiyum silikat minerallerine bağlı kalsiyumu belirtmekte olup, detritik ve diyajenetik karbonat ve fosfat minerallerine bağlı kalsiyumun bulunması durumunda tüm kayaç bileşiminde düzeltme yapılmalıdır.



Şekil 6.5 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının ikili değişim diyagramlarında adlandırılması

- a) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn vd., 1973);
b) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988)

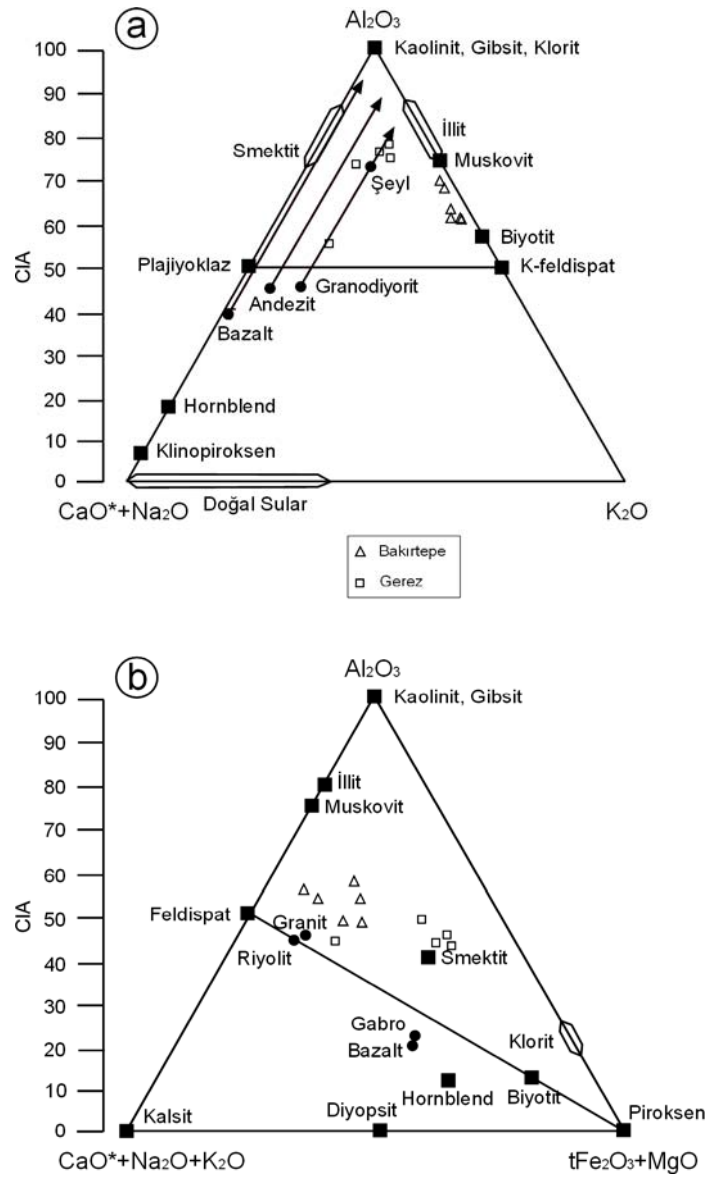
$\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O})-\text{K}_2\text{O}$ diyagramında (Şekil 6.6a); inceleme alanı (meta)kumtaşlarının CIA değerleri Bakırtepe metakumtaşları için 58-65 (ortalama 61) ve Gerez metakumtaşları için 44-71 (ortalama 65) arasında değişmektedir. Bakırtepe metakumtaşları $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$ çizgisine yakın ve biyotit-muskovit arasında, Gerez metakumtaşları granodiyorit-şeyl çizgisine paralel uzanmaktadır. Bu bulgular; Bakırtepe metakumtaşlarının daha az yüzeysel bozunma ve/veya derinsel bozuşmaya uğradığına, ayrıca Gerez metakumtaşlarının şeyl türü kayaların metamorfizması ile oluştuğuna işaret etmektedir.

$\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-(\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ diyagramında (Şekil 6.6b); inceleme alanı (meta-)kumtaşlarının CIA değerleri Bakırtepe metakumtaşları için 46-53 (ortalama 50), Gerez metakumtaşları için 37-47 (ortalama 43) arasında değişmekte olup, feldispat-piroksen çizgisinin üzerinde yer almaktadır. Bakırtepe metakumtaşları teorik granit, Gerez metakumtaşları teorik smektit bileşiminin çevresinde yoğunlaşmaktadır. Bu dağılım, Bakırtepe metakumtaşlarının Gerez'e göre daha fazla bozunma/bozuşma geçirdiğini göstermektedir. Ayca, iki CIA değeri arasındaki çelişki, felsik-mafik bileşenlerin kullanımının doğal sonucudur.

CIA değerleri; kaolin gibi saf alüminosilikat kalıntıları için 100 olmak üzere, yüzeysel bozunma ve/veya derinsel bozuşma geçirmemiş çoğu magmatik ve metamorfik kayalarda yaklaşık 50 veya daha azdır. Her iki diyagramdaki incele alanına ait veriler diyajenetik/metamorfik ve/veya detritik fillosilikatlar ve feldispatın bolluğu ile açıklanabilmekte, ayrıca sedimanter boylanmanın da iyi geliştiğini göstermektedir.

Harnois (1988) tarafından formülize edilen bozunma indeksi (Kimyasal Yüzeysel Bozunma İndeksi-CIW) aşağıda verilmiştir:

$$\text{CIW}=100.[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O})] \text{ veya } \text{CIW}=100.[\text{A}/(\text{A}+\text{C}^*+\text{N})]$$



Şekil 6.6 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının CIA (McLennan ve Murray, 1999) ile bazı oksitlerin moleküler oranlarının üçgen diyagramlarda dağılımı, a) Felsik diyagram (Bazı magmatik ve sedimanter minerallerin ideal bileşimleri ile üst kabuğa ait bazı kaya türlerinin yüzeysel bozunma yönelimleri: McLennan vd., 2003), b) Mafik diyagram (Ortalama magmatik kayaç bileşimleri: Nockolds, 1954)

Bu ifadeye göre; inceleme alanı (meta-)kumtaşları için CIW değerleri Bakırtepe için 89-94 (ortalama 93) ve Gerez için 50-85 (ortalama 74) arasında değişmektedir.

Fedo vd. (1995) tarafından bir başka alterasyon indeksi (Plajiyoklaz Alterasyon İndeksi-PIA) ise plajiyoklazların sedimanlardaki bozunma yönelimlerini ortaya koymak için önerilmektedir:

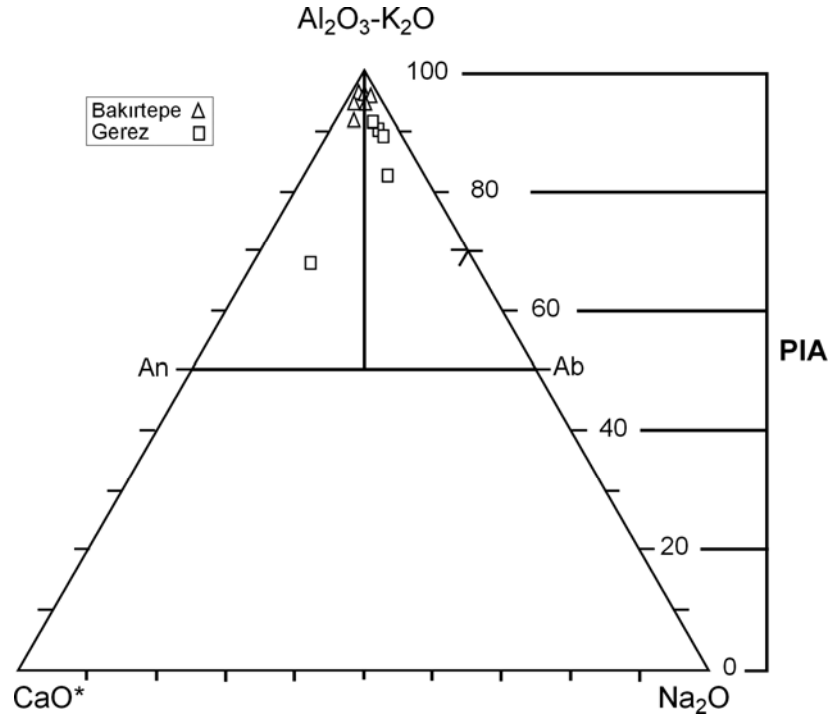
$$PIA=100 \cdot [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)]$$

$$\text{veya } PIA=100 \cdot [(A - K) / (A + C^* + N - K)]$$

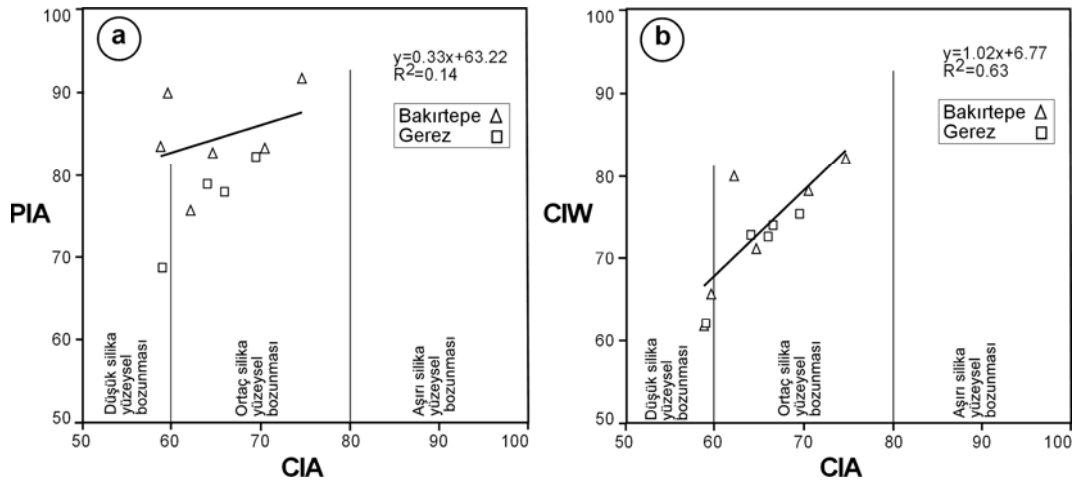
İnceleme alanı metakumtaşları için PIA değerleri Bakırtepe için 80-90 (ortalama 84) ve

Gerez için 42-82 (ortalama 70) arasında değişmektedir (Şekil 6.7). Bu değerler Bolkardağı Birliği metakumtaşlarına ait plajiyoklazların önemli ölçüde bozuştüğünü göstermektedir.

İnceleme alanı metakumtaşlarının kimyasal bozunma/bozuşma ilişkilerinin PIA (Fedov vd., 1995)-CIA (McLennan ve Murray, 1999) ve CIW (Harnois, 1988)-CIA (McLennan ve Murray, 1999) diyagramlarında silikatların ortaç derecede yüzeysel bozunma geçirdiklerini ortaya koymaktadır (Şekil 6.8). Ayrıca bunlardan CIA-CIW ilişkisinin pozitif ve önemli korelasyon katsayısına sahip olduğu da görülmektedir.



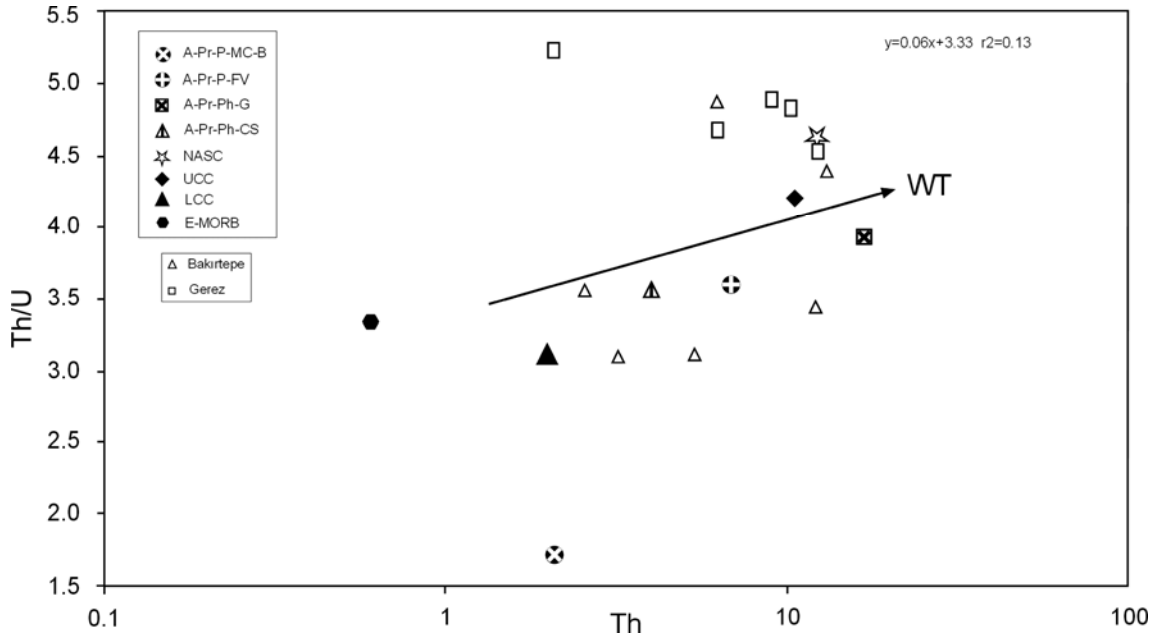
Şekil 6.7 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının PIA (Fedov vd., 1995) ile bazı oksitlerin moleküler oranlarının üçgen diyagramlarında dağılımı (Ab=Albit, An=Anortit).



Şekil 6.8 Bolkardağı Birliği kumtaşlarının kimyasal bozunma/bozuşma ilişkileri a) PIA (Fedov vd., 1995)-CIA (McLennan ve Murray, 1999), b) CIW (Harnois, 1988) -CIA (McLennan ve Murray, 1999)

Sedimanter kayaçların Th/U oranları, kaynaktaki yüzeysel bozunma hakkında bazı ipuçları vermektedir. U^{+4} 'ün çözünebilir U^{+6} 'e oksidasyonundan dolayı, yüzeysel bozunma Th/U oranının yükselmesine neden olmaktadır (McLennan ve Taylor, 1991; McLennan vd., 1993). Bununla birlikte, indirgen koşullardaki sedimantasyon sırasında U'nun derişimi Th/U oranını düşürecek biçimde değişmektedir. Th/U oranı 3'ten büyük olduğunda çoğunlukla yüzeysel bozunma, 3'ten küçük Th/U oranı ise provenans etkisini yansıtır (McLennan ve Taylor, 1991). Aktif kıtasal kenar basenlerinden türeyen güncel çamurlar 1-6 arasında değişen Th/U oranına sahiptir (McLennan vd., 1993). Tipik Üst Kıtasal Kabuk (UCC) kökenli magmatik kayaçlar için 3.5-4.0'den küçük Th/U oranı post-Arkean türbiditlerinde yaygındır, fakat Arkean eşdeğerlerinde mevcut değildir (McLennan ve Taylor, 1991). Kuzey Amerikan Şeylleri-Birleştirilmiş'de (NASC) Th/U oranı tipik olarak yüksek (4.62) olup, kaynaktaki yüzeysel bozunma sırasındaki U kaybını yansıtır.

İnceleme alanı metakumtaşlarının Th ve U içerikleri Alt Kıtasal Kabuk (LCC), Zenginleşmiş-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları (E-MORB) ve Arkean-Proterozoyik-Paleozoyik-Mesosenozoyik Bazaltlar'dan (A-Pr-P-MC-B) oldukça farklıdır (Şekil 6.9). Buna karşın; örnekten örneğe ve birimden birime değişmekle birlikte Kuzey Amerikan Şeylleri (NASC), Üst Kıtasal Kabuk (UCC), Arkean-Proterozoik-Fanerozoik Kratonik Kumtaşları (A-Pr-Ph-CS), Arkean-Proterozoyik-Fanerozoik Granitler (A-Pr-Ph-G), ve Arkean-Proterozoyik-Paleozoyik-Mesosenozoyik Felsik Volkanikler'e (A-Pr-P-MC-FV) benzerlikler göstermektedir.



Şekil 6.9 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının Th-Th/U diyagramı; WT: Yüzeysel bozunma yönelimi; (LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; E-MORB: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Gromet vd., 1984; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-Ph-G; A-Pr-P-MC-B: Condie, 1993)

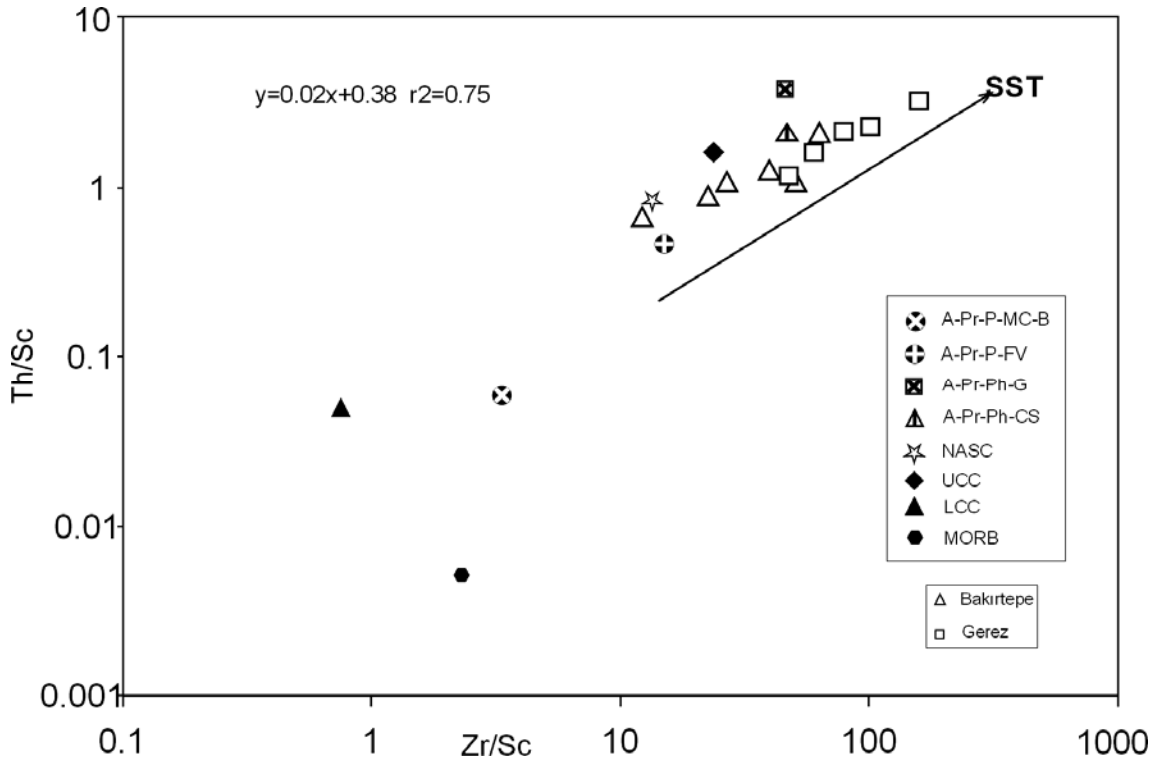
İnceleme alanındaki metakumtaşlarının Th/U oranları Bakırtepe için 3.1-4.9 (ortalama 3.8), Gerez için 4.5-5.2 (ortalama 4.8) arasında değişmekte olup; kaynaktaki yüzeysel bozunmaya işaret etmektedir. Th/U oranları ortalama Arkean-Proterozoyik-Paleozoyik-Mesosenezoyik Bazaltlar'dan (A-Pr-P-MC-B) oldukça küçük, Gerez daha ziyade LCC-kratonik kumtaşları-felsik volkaniklere; buna karşın Bakırtepe UCC-NASC'lere benzerdir. Diğer taraftan, U tüketilmesini, diğer bir ifadeyle Th zenginleşmesini de gösteren yüzeysel bozunma yönelimi (WT); zayıf bir korelasyon verecek biçimde devam etmektedir.

6.3.2. Sedimanter boylanma

Kum ve kumtaşlarında ağır minerallerin (örneğin; zirkon, monazit, manyetit) zenginleşmesine neden olan sedimanter süreçlerden birisi de sedimanter boylanmadır (Pettijohn vd., 1973). Ağır mineral topluluklarındaki ilişkiler, ana mineraller arasındaki ilişkilere göre sedimanter taşınma süreçlerinden daha az etkilenme eğilimindedir (Örneğin, Morton ve Johnson, 1993). Sedimanların tekrarlanan yeniden çevrimleri bol ağır mineral içeren kumlarda, dolayısıyla bu minerallere bağlı iz elementlerde kuvvetli zenginleşme göstermektedir (Örneğin; McLennan vd., 1993; McLennan, 2001).

İnceleme alanı metakumtaşları için bu jeokimyasal etkiler Th/Sc–Zr/Sc diyagramında görülebilmektedir (Şekil 6.10). Th/Sc oranları Bakırtepe üyesi için 0.7-2.1 (ortalama 1.2) ve Gerez üyesi için 1.2-3.2 (ortalama 2.1); Zr/Sc oranları sırasıyla 12-63 (ortalama 36) ve 47-160 (ortalama 89) arasında değişmektedir. Th ve Zr uyumsuz elementler olup, daha uyumlu bir element olan Sc'a göre bağlı olarak zenginleşmiştir. Ayrıca örneklerin element oranları arasında orta derecede pozitif bir korelasyon bulunmakta olup; zirkon eklenmesini, dolayısıyla sedimanter boylanma yönelimine (SST) işaret etmektedir. Diğer bir ifadeyle; sedimanter döngü (yeniden çevrim) süreçlerinde Zr/Sc, Th/Sc'daki değişimlerden yaklaşık bağımsız olarak daha fazla artma eğilimindedir. Hf (zirkon), Sn (kassiterit), Ti (ilmenit, titanit, rutil), Cr (kromit) ve Th (monazit) gibi diğer elementler de benzer biçimde etkilenmektedir. Ayrıca inceleme alanı metakumtaşlarının Th/Sc ve Zr/Sc oranları Alt Kıtasal Kabuk, Zenginleşmiş-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları ve Arkean-Proterozoyik-Paleozoyik-Mesosenezoyik Bazaltlar'dan oldukça farklı; buna karşın Üst Kıtasal Kabuk, Kratonik Şeyl ve Kumtaşları, Granitler ile Felsik volkaniklere son derece benzer ve/veya aynı olduğu görülmektedir.

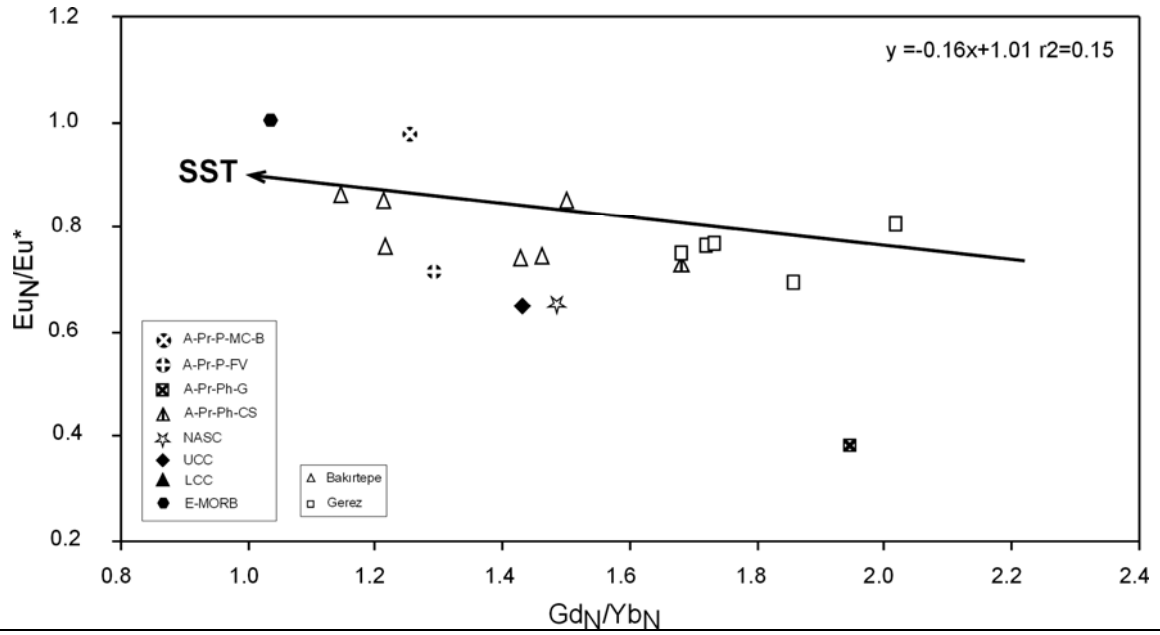
İnceleme alanı metakumtaşlarının $(La/Yb)_N = (La_{\text{örnek}}/Yb_{\text{örnek}}) / (La_{\text{Kondrit}}/Yb_{\text{Kondrit}})$ oranları Bakırtepe üyesi için 4.3-10.7 (ortalama 7.4), Gerez üyesi için 5.9-10.1 (ortalama 7.1) arasında değişmekte olup; genellikle Kratonik Kumtaşları (ortalama 11.5) ve Granitler (ortalama 11.4) ve UCC (9.8) değerlerinden küçük; Kratonik Şeyl'lere (7.2) benzer, LCC (4.6), Felsik Volkanikler (ortalama 6.1), Bazaltlar (2.7) ve E-MORB değerlerinden (ortalama 1.9) ise yüksektir.



Şekil 6.10 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının Th/Sc-Zr/Sc değişim diyagramında dağılımları (SST: Sedimanter Boylanma Yönelimi; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; MORB: Zr ve Th için Pearce,1983; Sc için Pearce, 1982; NASC: Gromet vd., 1984; A-Pr-Pn-CS, A-Pr-Pn-G, A-Pr-MC-FV, A-Pr-MC-B: Condie, 1993)

İnceleme alanı metakumtaşlarının Eu_N/Eu^* oranları Bakırtepe için 0.75-0.87 (ortalama 0.80), Gerez için 0.65-0.95 (ortalama 0.75) arasında değişmekte olup; genellikle Kratonik Kumtaşları (ortalama 0.73), Felsik Volkanikler (ortalama 0.72) ve Kratonik Şeyl'lerinkine (0.65) benzer, Granitler'inkinden (ortalama 0.38) yüksek, Bazaltlar'inkinden ise (ortalama 0.98) düşüktür.

Metakumtaşlarının Gd_N/Yb_N oranları Bakırtepe için 1.15-1.51 (ortalama 1.34) ve Gerez için 1.69-2.02 (ortalama 1.81) dir. Bakırtepe için farklı olmakla birlikte; Gerez metakumtaşlarının değerleri Zenginleşmiş-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları (1.04), Bazaltlar (1.25), Felsik Volkanikler (1.29), Alt Kıtasal Kabuk (1.32), Üst Kıtasal Kabuk (1.43), Şeyller (1.49) ve Kratonik Kumtaşları (1.68) değerlerinden büyük; buna karşın Granitlerinkinden (1.95) küçüktür. $Eu_N/Eu^*-Gd_N/Yb_N$ değişim diyagramında inceleme alanı metakumtaşları; E-MORB ve Granitler hariç, diğerlerine yakın ve/veya benzer bir alanda kümelenmektedir (Şekil 6.11). İncelenen örnekler Gd_N/Yb_N eksenine yaklaşık paralel dizilmekte ve sedimanter boylanma yönelimini de vermektedir.



$$Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{Sm_N \cdot Gd_N} \quad (\text{Taylor ve McLennan, 1985})$$

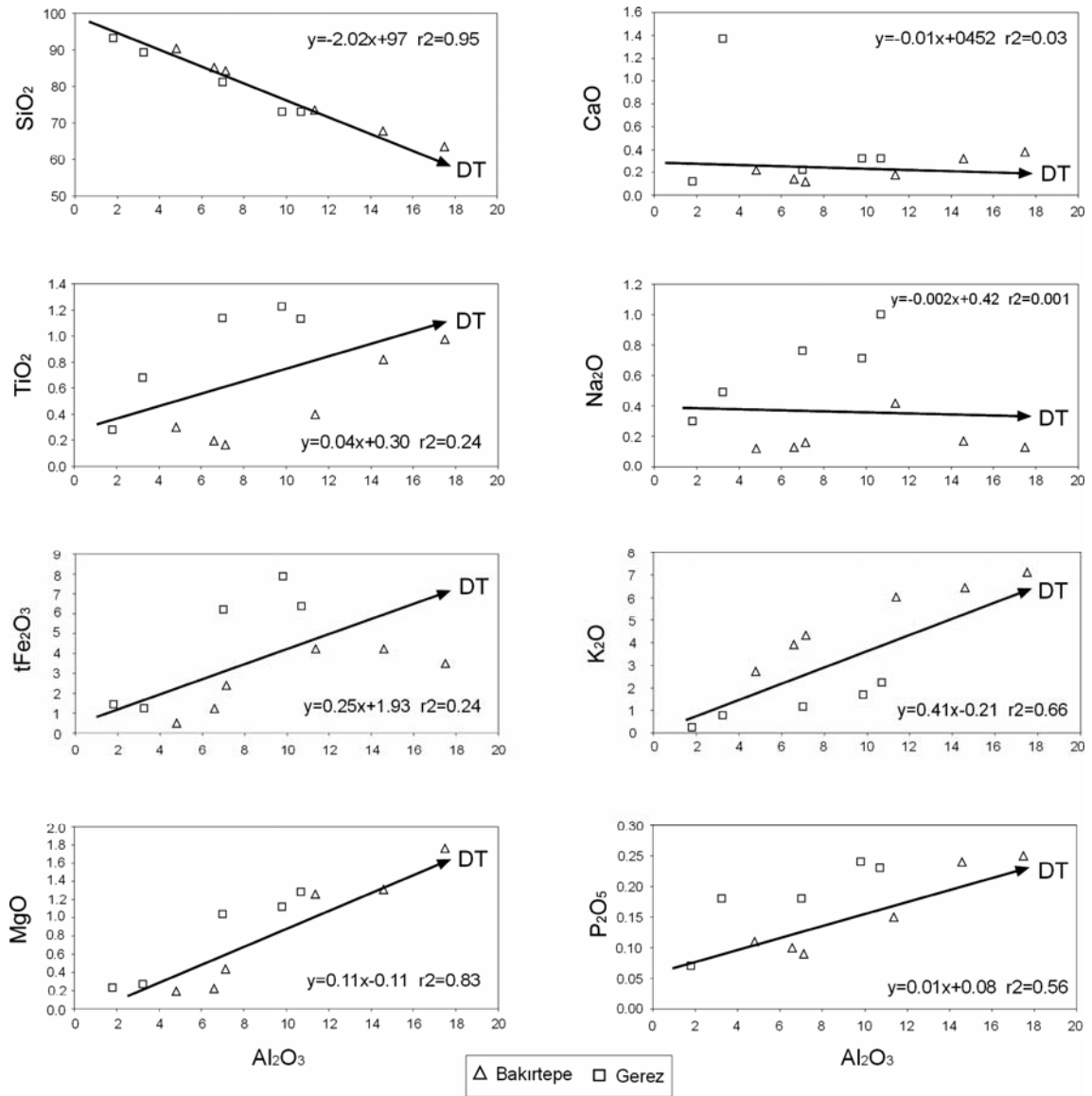
$$Eu_N = Eu_{\text{Örnek}} / Eu_{\text{Kondrit}} \quad Sm_N = Sm_{\text{Örnek}} / Sm_{\text{Kondrit}} \quad Gd_N = Gd_{\text{Örnek}} / Gd_{\text{Kondrit}}$$

Şekil 6.11 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının Gd_N/Yb_N - Eu_N/Eu^* değişim diyagramında dağılımları (SST: Sedimanter Boylanma Yönelimi; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; MORB: Zr ve Th için Pearce, 1983; Sc için Pearce, 1982; NASC: Gromet vd., 1984; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-Ph-G, A-Pr-MC-FV, A-Pr-MC-B: Condie, 1993)

6.3.3. Diyajenez/Metamorfizma

İnceleme alanı metakumtaşlarının ana element değişim diyagramları; detritik yönelimi de ortaya koyacak biçimde son bozunma/bozuşma ürünü olan Al_2O_3 'e karşı diğer oksitler kullanılarak Şekil 6.12'de verilmiştir.

Na_2O ve CaO hariç, diğer ana element oksitleri Al_2O_3 ile anlamlı korelasyona sahiptir. SiO_2 ile negatif, diğerleri ile pozitif korelasyon göstermektedir. Al_2O_3 'ün korelasyon ilişkisi en zayıf Na_2O ($r^2=0.001$), en yüksek SiO_2 ($r^2=0.95$) ile olmaktadır. Genellikle, içerikleri açısından Al_2O_3 yüksek ve SiO_2 düşük olan metakumtaşları diyagramın sağ; Al_2O_3 düşük ve SiO_2 yüksek olanlar ise sol kesiminde kümelenmektedir. Bu durum, K-mikaların ve/veya feldispatların artışına karşın, kuvars miktarının azalmasıyla ilişkilidir. Benzer ilişkiler Al_2O_3 ve K_2O arasında da görülebilmektedir. Al_2O_3 'in artışına karşın CaO ve Na_2O 'in kısmen sabit kalışı plajiyoklazlar; Al_2O_3 - TiO_2 ilişkisi daha ziyade Ti- ve/veya TiFe-oksitler, Al_2O_3 - tFe_2O_3 ilişkisi sırasıyla Fe-oksit, klorit ve kısmen biyotit, Al_2O_3 - MgO ilişkisi klorit ve biyotit, Al_2O_3 - P_2O_5 ilişkisi apatit içeriği ile denetlenmektedir.

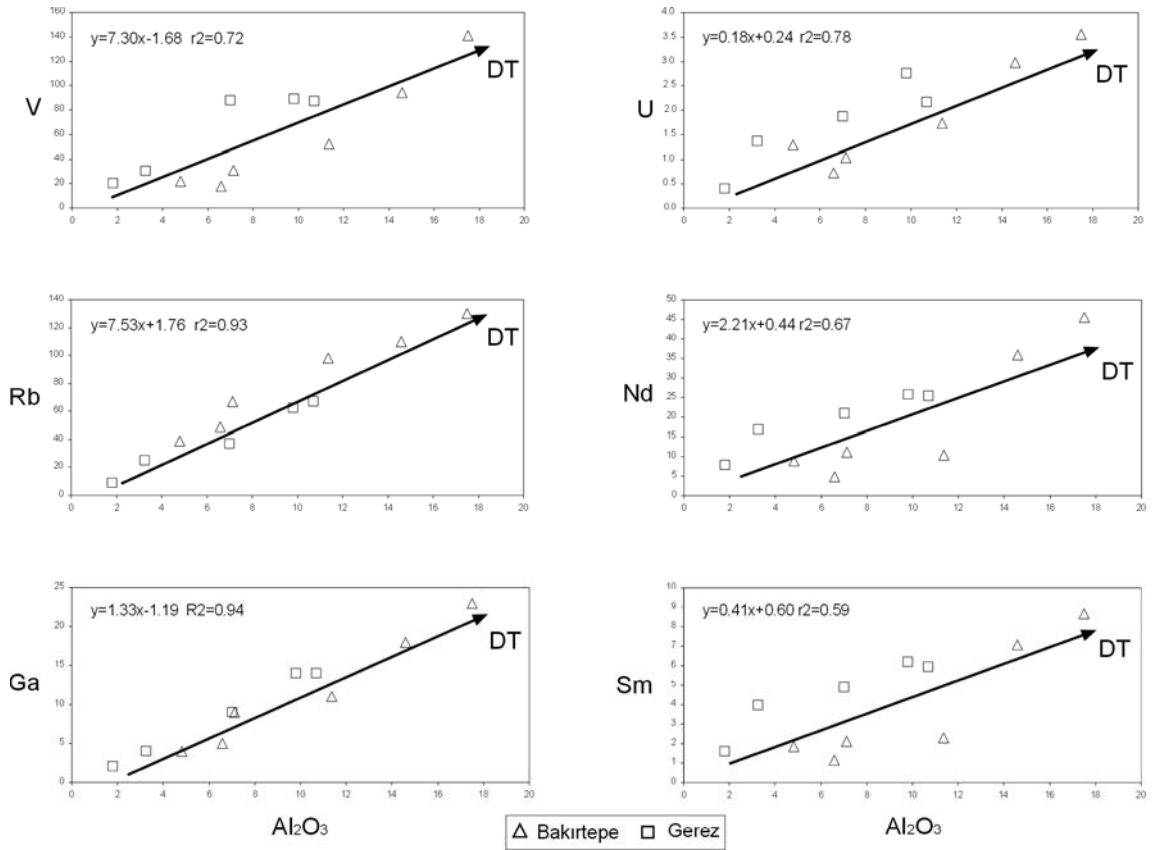


Şekil 6.12 Bolcardağı Birliği metakumtaşlarının ana element- Al_2O_3 Harker değişim diyagramları (DT=Detritik Yönelim)

Al_2O_3 'ün bazı iz elementler ile korelasyon ilişkileri Şekil 6.13'de sunulmuştur. Al_2O_3 -iz element korelasyon ilişkisi ana oksitlere göre daha belirgin olup, $r^2=0.59-0.94$ (Sm ve Ga) arasında değişmektedir. Al_2O_3 'e karşı kalıcılığı düşük elementlerden Rb ve Ga'un artışı K-mikalar; diyajenez/metamorfizmadan etkilenmeyen geçiş metallerinden V, kalıcılığı yüksek elementlerden U ile REE'lerden Nd ve Sm'un artışı ise tuedikleri kaynak bölgeye işaret eden taşınmış terrijen bileşenler ile ilişkilidir.

Detritik yönelim Cox vd. (1995) tarafından çamurtaşlarında tanımlanan Bileşimsel Değişim İndeksi (ICV-Index of Compositional Variability) değerleri ile gösterilmiştir:

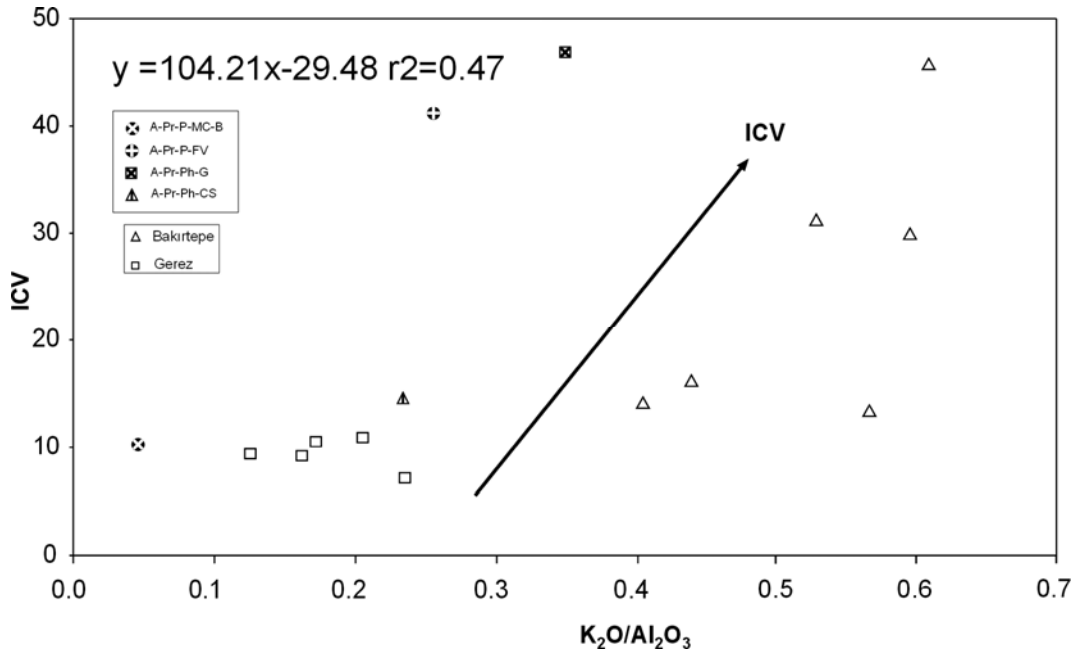
$$ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3$$



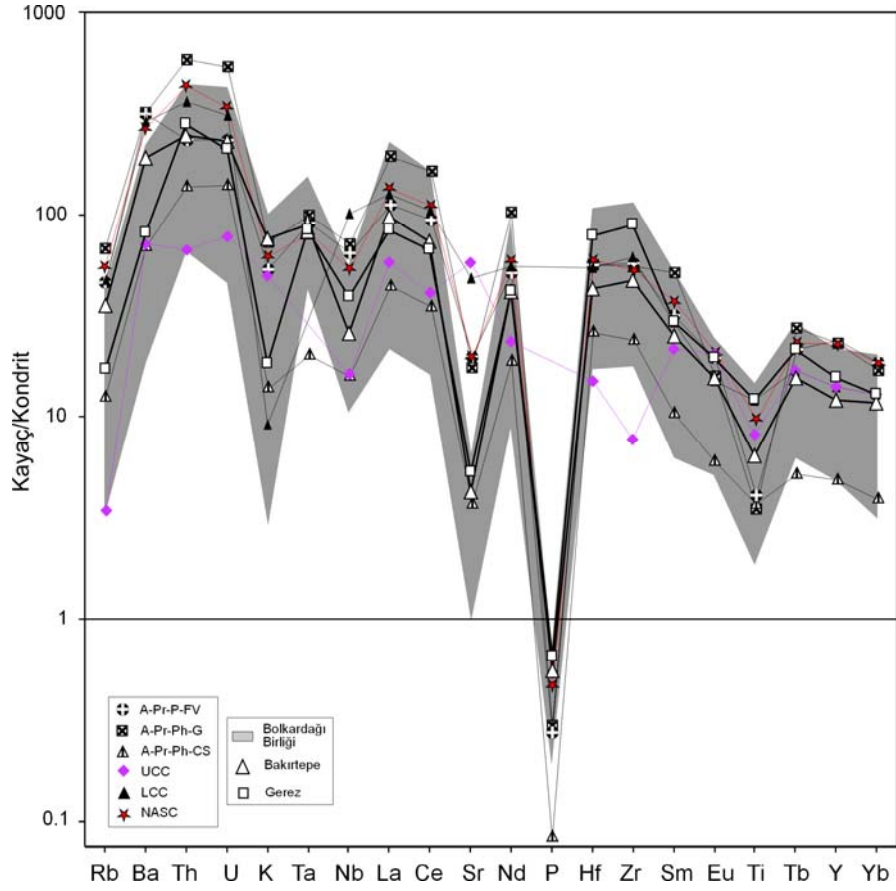
Şekil 6.13 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının iz element- Al_2O_3 Harker değişim diyagramları (DT=Detritik Yönelim)

İnceleme alanı metakumtaşlarının ICV değerleri geniş bir aralıkta; Bakırtepe üyesi 14-46 (ortalama 25) ve Gerez üyesi için 7-11 (ortalama 9) arasında saptanmıştır. Bolkardağı metakumtaşlarının ICV ortalama değerleri Kratonik Kumtaşları (9-23), Granitler (44-49) ve Felsik Volkanikler (35-48) ile karşılaştırıldığında, Bakırtepe için kratonik kumtaşları hariç, daha düşük, olduğu görülebilir. ICV- K_2O/Al_2O_3 diyagramında feldispat ve K-fillosilikatların örneklerdeki bolluğuna göre birimlerin dağılımları da farklı olmakta; Bakırtepe üyesi örnekleri diyagramın sağında, Gerez ise solunda kümelenmektedir (Şekil 6.14). Diğer bir ifadeyle diyajenetik/metamorfik evrim en çok Gerez, en az Bakırtepe metakumtaşlarını etkilemiştir.

Metakumtaşlarının birimlere göre bazı elementlerin ortalama bileşimleri kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş ve iz element dağılımları, ayrıca diyagramda karşılaştırma amacıyla LCC, UCC, NASC, Kratonik Kumtaşları, Granitler ve Felsik Volkanikler de eklenerek Şekil 6.15'de verilmiştir. (Meta-)kumtaşlarının desenleri NASC, kratonik kumtaşları, LCC, Granitler ve Felsik Volkaniklere benzer olmakla birlikte; birimler birbirinden ayrılmakta ve belirgin ayrılmışmayı ifade etmektedir. Bolkardağı metakumtaşları kondrit değerlerine göre fakirleşme gösteren P (1-4 kat) hariç, kuvvetli zenginleşmeye (Sr için 1 ve Th için 451 kat) sahiptir. P'daki fakirleşme apatit gibi P-içeren ağır minerallerin azlığını veya



Şekil 6.14 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının ICV-K₂O/Al₂O₃ (Cox vd., 1995) değişim diyagramı (A-Pr-Ph-CS, A-Pr-Ph-G, A-PrP-MS-FV, A-PrP-MS-B: Condie, 1993)



Şekil 6.15 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-Ph-FV, A-Pr-Ph-G: Condie, 1993; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet vd., 1984)

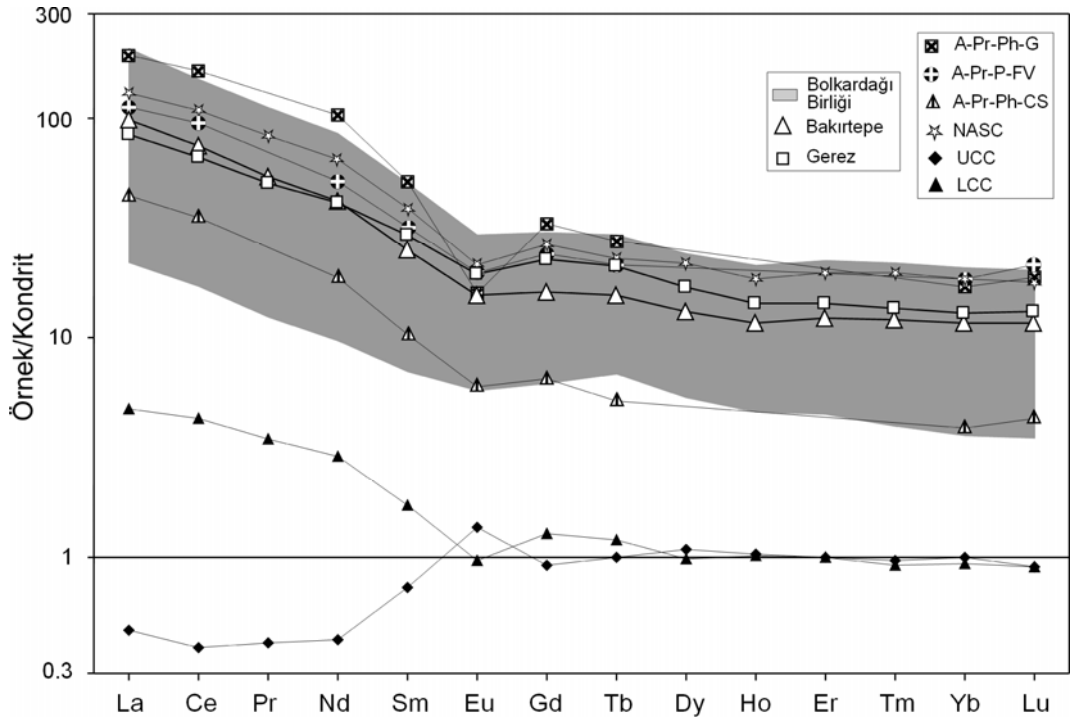
yokluğunu; Th'daki zenginleşme ise Th-içeren ağır minerallerin, özellikle zirkon, monazit ve/veya titanitin katkısını işaret etmektedir. İncelenen (meta-)kumtaşıları sırasıyla Th, Ta, La, Nd, Zr ve Tb için belirgin pozitif; K, Nb, Sr, P ve Ti için negatif anomaliye sahiptir.

Toplam REE konsantrasyonu Bakırtepe üyesi metakumtaşıları için 52-198 ppm (ortalama 110 ppm) ve Gerez üyesi metakumtaşıları için 43-139 ppm (ortalama 106 ppm) arasında değişmektedir. (Meta-)kumtaşılarının nadir toprak element içerikleri kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilerek element bollukları karşılaştırılmıştır (Şekil 6.16). Diyagrama karşılaştırma amacıyla LCC, UCC, NASC, Kratonik Kumtaşıları (ortalama A-Pr-CS), Granitler (ortalama A-Pr-Ph-G) ve Felsik Volkanikler (ortalama A-Pr-Ph-FV) de eklenmiştir. Bolkardağı metakumtaşılarında LREE'den HREE'e doğru içerikleri azalmakta olup; Bakırtepe ve Gerez üyelerinin desenleri birbirinden kısmen ayrılmakta ve ayrılaşmayı göstermektedir. Metakumtaşılarında tüm elementler için belirgin yaklaşık 243-4 (La-Lu) kat arasında değişen zenginleşmeler mevcut olup, negatif Eu ve pozitif Tb anomalisine sahiptir. REE içerikleri alt ve üst kıtasal kabuktan oldukça farklı ve büyük; buna karşın NASC, Granitler ve Felsik Volkanikler oldukça, kratonik kumtaşılarına ise kısmen benzerdir. Bu veriler inceleme alanı metakumtaşılarının hem sedimanter hem de magmatik bir kaynaktan beslendiğini düşündürmektedir.

6.4 Provenans

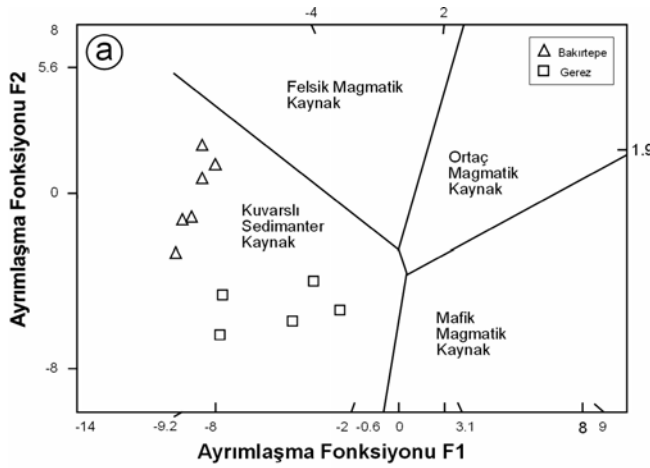
Ana elementler kullanılarak kumtaşı-çamurtaşı birlikteliklerinin provenans izlerini saptamaya yönelik ayırtman diyagramları Roser ve Korch (1988) tarafından önerilmiştir. Birinci ayırtman diyagramında incelenen metakumtaşıları bütünüyle kuvarslı sedimanter provenans alanı içinde bulunmakta ve birimler farklı alanlarda kümelenerek ayrılmaktadır (Şekil 6.17a). İkinci ayırtman diyagramında Bakırtepe üyesi metakumtaşıları kuvarslı sedimanter; buna karşın Gerez üyesi metakumtaşılarından çoğunlukla mafik magmatik, birer örnek ise ortaç ve kuvarslı sedimanter kaynak alanında ortaya çıkmaktadır (Şekil 6.17b).

Petrografik ve yukarıda belirtilen bazı jeokimyasal verilere göre; örneklerin birinci ayırtman diyagramında kuvarslı sedimanter, ikinci ayırtman diyagramında magmatik+sedimanter kaynağı yansıması, örneklerin serizitleşmiş matriksten dolayı K içeriğinin yüksekliğinin yanı sıra, diyajenetik ikincil silis büyümelerinden ileri gelmektedir. Bu nedenle, ileri diyajenez/metamorfizmadan etkilenmiş kumtaşılarında bu tür ayırtman diyagramların kullanılmasına ihtiyatla yaklaşılmalıdır.



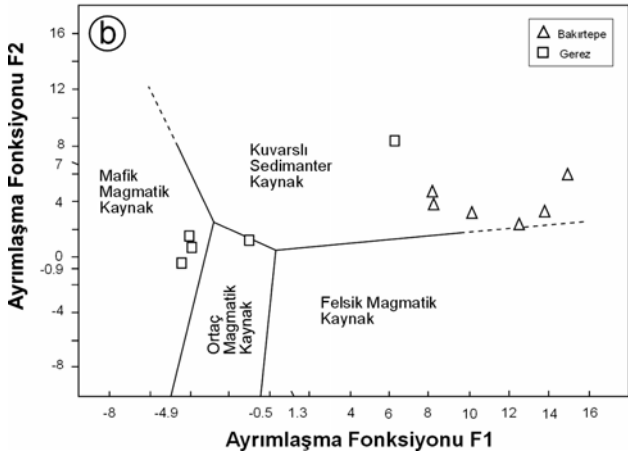
Şekil 6.16 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının kondrit-normalize REE bollukları (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin vd., 1968; diğer elementler Gromet vd., 1984; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-P-FV, A-Pr-Ph-G: Condie, 1993)

Kayaçlardaki ferromagneziyen geçiş metallerinin (örneğin Fe, Cr, Ni, V) zenginleşmeleri; yüksek Cr/V ve Cr/Ni ve düşük Y/Ni oranlarına sahip ofiyolitik veya mafik ve ultramafik magmatik bir kaynak bileşeninin bulunmasında bir indikatör olarak alınabilmektedir (Örneğin; Danchin, 1967; Hiscott, 1984; Wrafter ve Graham, 1989; Bock vd., 1998). Cr/V oranları; mafik kaynaklardaki kromitin, yani ofiyolitik provenansın varlığına işaret etmektedir. Bakırtepe üyesi metakumtaşlarının 0.6-1.4 (ortalama 1.1) ve Gerez üyesi metakumtaşlarının 0.6-8.5 (ortalama 2.4) arasında değişen çok düşük Cr/V oranları, ofiyolitik veya ultramafik bir kaynaktan beslenmediğini göstermektedir (Şekil 6.18). Şöyleki mafik/ultramafik provenans için önerilen Cr/Ni oranları 10 veya daha büyüktür (Örneğin Jaques vd., 1983). Y/Ni oranları ferromagneziyen zenginleşmenin bir indeksi olarak felsik kaynağa karşı mafik kaynağın belirteci olmaktadır. Y/Ni oranları Bakırtepe üyesi metakumtaşları için 0.3-0.9 (ortalama 0.6) ve Gerez üyesi metakumtaşları için 0.1-1.0 (ortalama 0.6) arasında değişmekte olup; silisik+felsik bir provenansı düşündürmektedir.



$$a) F1 = -(1.773 * TiO_2) + (0.607 * Al_2O_3) + (0.76 * tFe_2O_3) - (1.5MgO) + (0.616 * CaO) + (0.509 * Na_2O) - (1.224 * K_2O) - 9.09$$

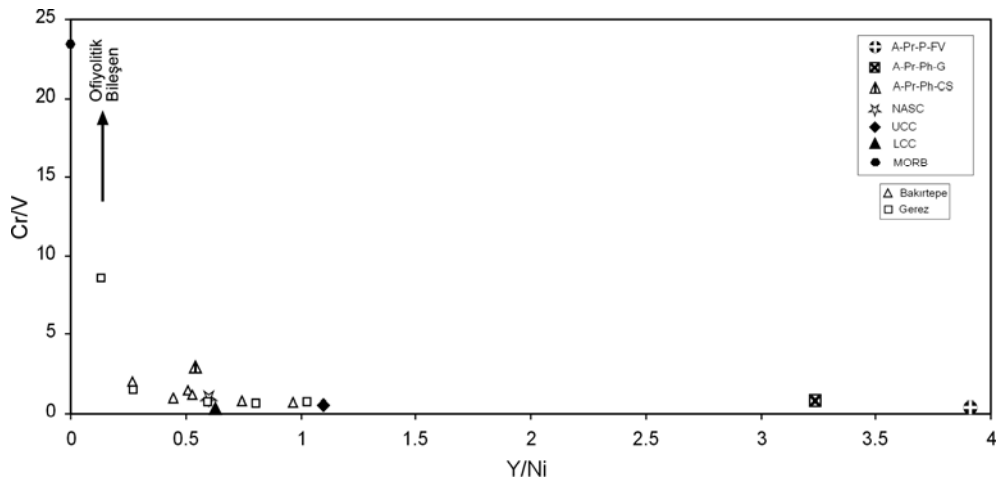
$$F2 = (0.445 * TiO_2) + (0.07 * Al_2O_3) + (0.25 * tFe_2O_3) - (1.142MgO) + (0.438 * CaO) + (1.475 * Na_2O) - (1.426 * K_2O) - 6.861$$



$$b) F1 = (30.638 * TiO_2 / Al_2O_3) - (12.541 * tFe_2O_3 / Al_2O_3) + (7.32 * 9MgO / Al_2O_3) + (12.031 * Na_2O / Al_2O_3) + (35.402 * K_2O / Al_2O_3) - 6.382$$

$$F2 = (56.500 * TiO_2 / Al_2O_3) - (10.879 * tFe_2O_3 / Al_2O_3) + (30.875 * 9MgO / Al_2O_3) + (5.404 * Na_2O / Al_2O_3) + (11.112 * K_2O / Al_2O_3) - 3.89$$

Şekil 6.17 a) Ana elementlere göre kumtaşı-çamurtaşı birlikteliklerinin provenansı için jeotektonik ayırtman diyagramı (Roser ve Korch, 1988), b) Ana element oranlarına göre kumtaşı-çamurtaşı birlikteliklerinin provenansı için jeotektonik ayırtman diyagramı (Roser ve Korch, 1988)



Şekil 6.18 Bolcardağı Birliği metakumtaşlarının Cr/V-Y/Ni değişim diyagramında dağılımları (Alt Kıtasal Kabuk-LCC ve Üst Kıtasal Kabuk-UCC değerleri: Taylor ve McLennan, 1981; İlksel Manto-PM: Taylor ve McLennan, 1985; Kuzey Amerikan Şeylleri Kompozit-NASC: Cr ve Ni için Gromet vd., 1984, V ve Y için Condie, 1993; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-P-FV, A-Pr-Ph-G: Condie, 1993)

6.5 Jeotektonik Konum

Kumtaşlarının tektonik konumlarının belirlenmesinde modal mineralojik ve kimyasal bileşim olmak üzere iki farklı yöntem kullanılmakta olup; her iki yöntemle metakumtaşlarının bu tektonik ortamlardan hangisinde depolandığı bulgular eşliğinde aşağıda sunulmuştur.

Kumtaşlarında yapılan modal mineralojik nokta sayım sonuçları (bak Çizelge 6.2 ve 6.3) QFL (Dickinson vd., 1983) ve QmFLt (Dickinson ve Suczec, 1979) üçgen diyagramlarına yerleştirilmiştir (Şekil 6.19).

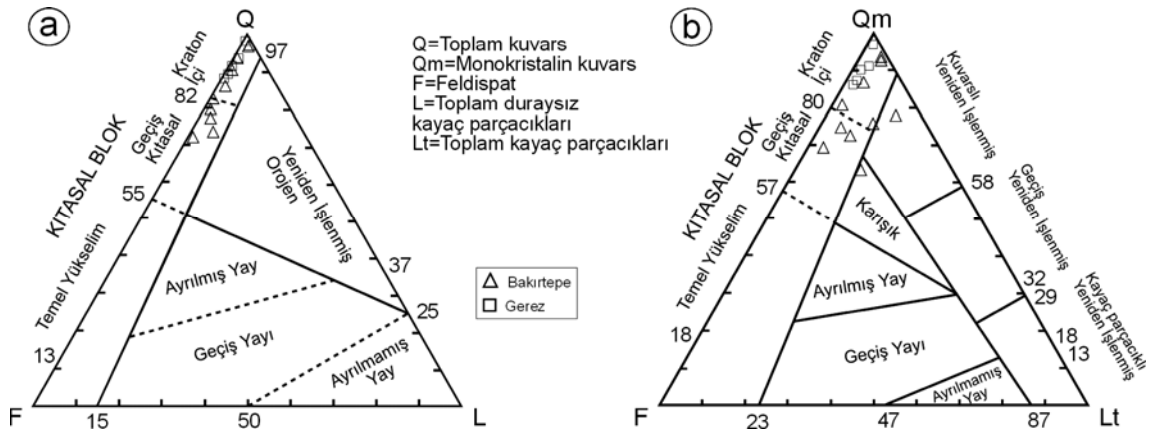
QFL diyagramında örneklerin tamamının kıtasal bloku temsil eden geçiş kıtasal ve kraton içi alanlarında yer aldığı görülmektedir (Şekil 6.19a). QmFLt diyagramında karışık ve kuvarslı yeniden işlenmiş orojenik alana karşılık gelen birer örnek hariç; diğer örnekler yine kıtasal ve kraton içi alanlarında bulunmaktadır (Şekil 6.19b).

Ana elementler ile klastik sedimanların tektonik ortamını belirlemede kullanılan üç tür ayırtman diyagram bulunmaktadır. Bu diyagramlarda dikkat edilmesi gereken noktalar; ilgili örneklerin özellikle karbonat ve silis gibi kimyasal ve/veya biyojenik bileşen içermemesidir. Bu bileşenleri içeren klastik kayaçlar kullanılmamalı veya ilgili bileşenler çıkartılarak kimyasal bileşim yeniden hesaplanmalıdır. Bu diyagramlardan birincisi Bhatia (1983) tarafından Paleozoyik kumtaşları için birinci ve ikinci ayırtman fonksiyonlarını esas alan değişim diyagramı olup; bu çalışmada kullanılmıştır (Şekil 6.20). Kangal yöresindeki Bakırtepe üyesine ait metakumtaşları aktif kıta kenarını temsil ederken, Bozkır yöresindeki Gerez üyesi metakumtaşları pasif kıta kenarında konumlanmıştır.

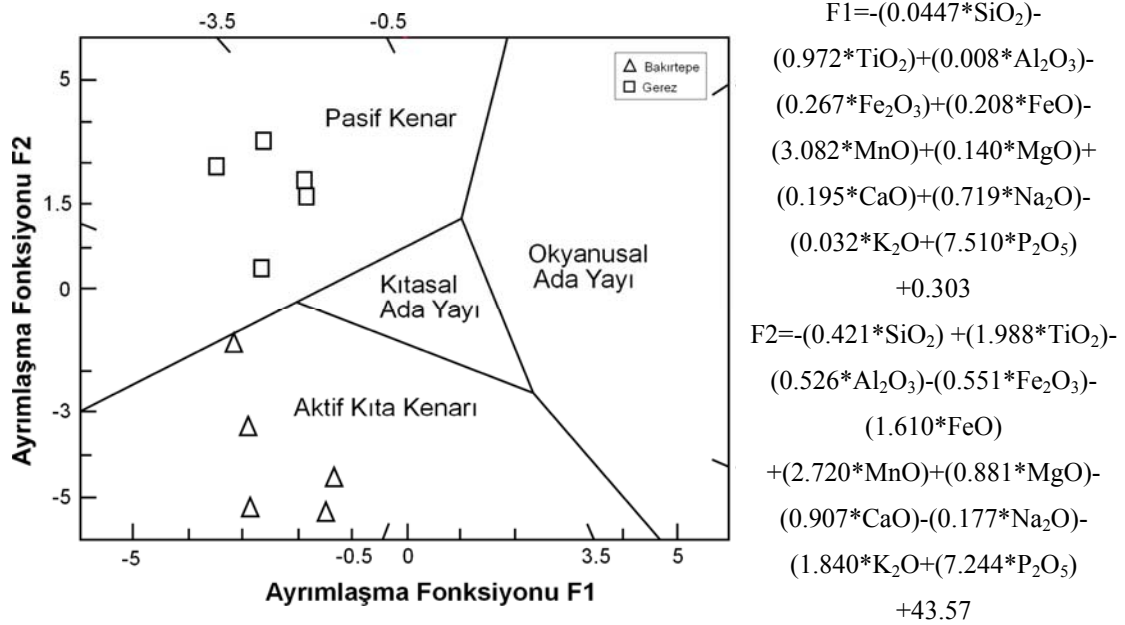
Kumtaşlarının ana element bileşimine göre jeotektonik ortamlarının belirlenmesinde kullanılan diğer bir sınıflama da Kroonenberg (1994) tarafından önerilen $SiO_2/20-(Na_2O+K_2O)-(TiO_2+Al_2O_3+tFe_2O_3)$ üçgen diyagramıdır (Şekil 6.21). Bu ayırtman diyagramda Gerez üyesine ait üç örneğin belirtilen alan dışında kaldığı, diğer iki örneğin pasif kenara düştüğü gözlenmektedir. Bakırtepe üyesi örnekleri ise kıtasal ada yayı ve pasif kenar ile temsil edilen bölgede yer almaktadır.

Kumtaşlarının jeotektonik ortamını belirlemede kullanılan üçüncü diyagram Roser ve Korch'un (1986) SiO_2-K_2O/Na_2O biçiminde eski sedimanları temsil eden kimyasal analizlere göre oluşturduğu ikili değişim diyagramıdır (Şekil 6.22a). Burada Gerez üyesi metakumtaşlarına ait bir örnek hariç (aktif kıtasal kenar), diğer Gerez ve Bakırtepe üyelerine ait metakumtaşları pasif kenar bölgesinde yer almaktadır.

(Meta-)kumtaşlarının jeotektonik ortamını belirlemede ana elementlerin kullanıldığı ikili değişim diyagramları; farklı tektonik ortamlardan alınan güncel kumtaşlarına göre düzenlenmiştir (Bhatia, 1983). $(tFe_2O_3+MgO)-TiO_2$ diyagramında incelenen örneklerin çoğu tanımlanan alanların dışında dağılık olarak kalmakta; çoğunlukla pasif ve aktif kenar alanlarının içinde ve yakınında bulunmaktadır (Şekil 6.22b).

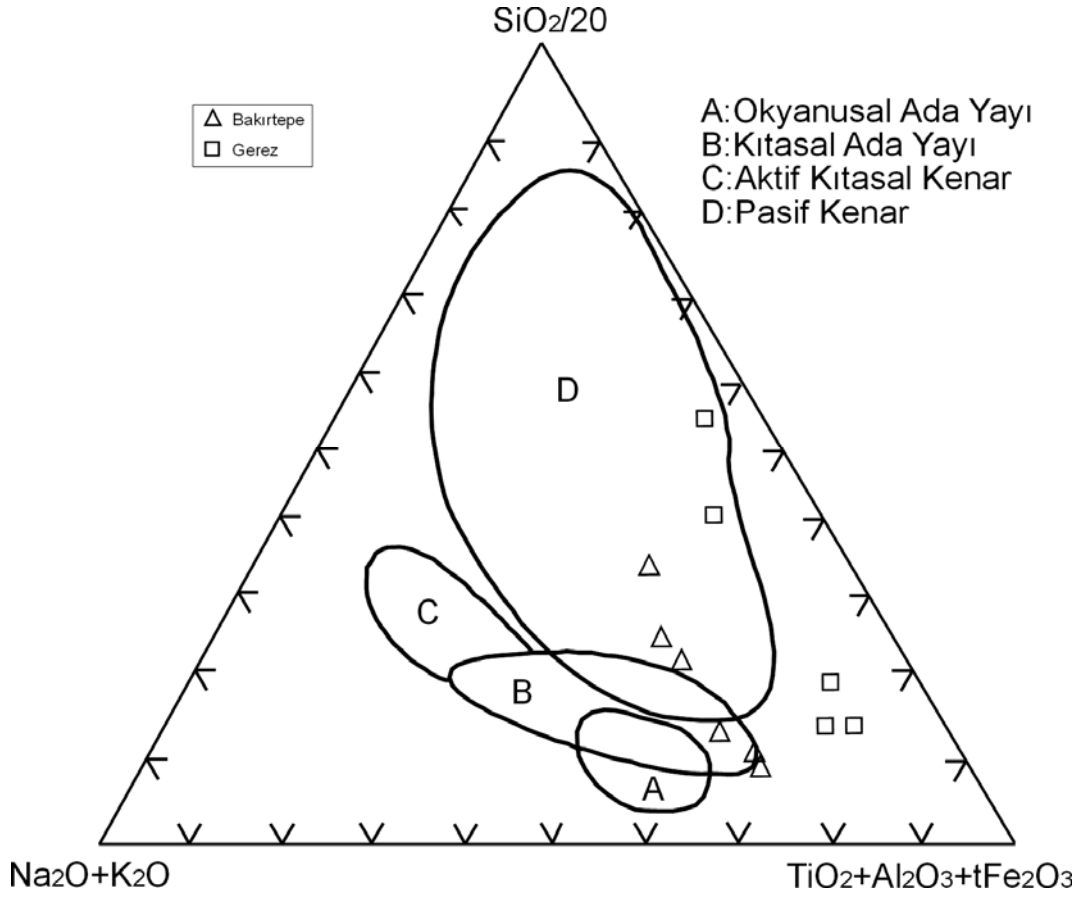


Şekil 6.19 Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının üçgen diyagramlarda jeotektonik ortamlara göre dağılımları, a) QFL (Dickinson vd., 1983), b) QmFLt (Dickinson ve Suczek, 1979).



Şekil 6.20 Bolkardağı Birliği metakumtaşları için jeotektonik ayırtman diyagramı (Bhatia, 1983)

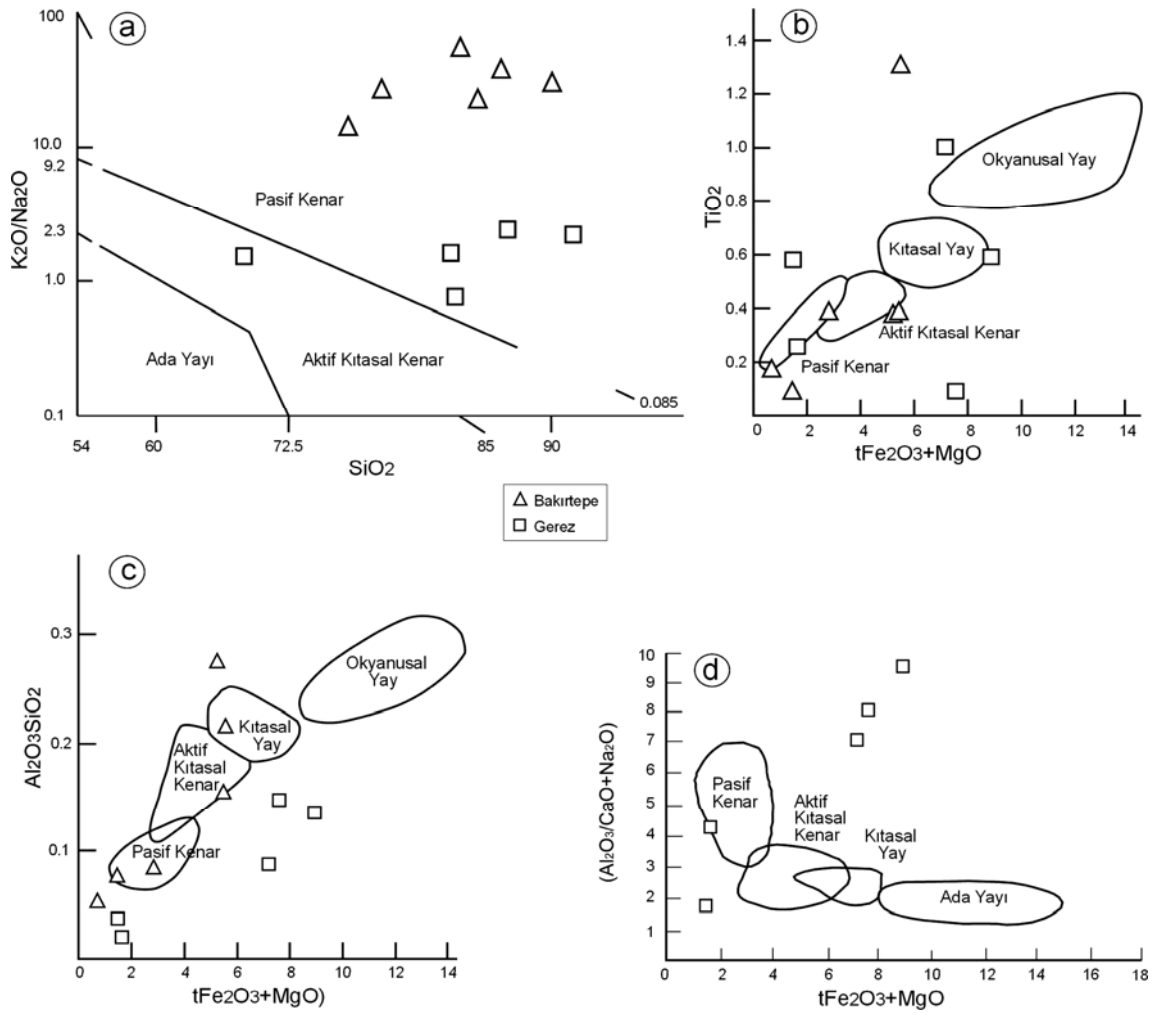
$(t\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - (\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2)$ ve $(t\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}))$ diyagramlarında da benzer bir durum bulunmaktadır (Şekil 6.22c ve 6.22d). Özellikle Bakırtepe üyesi metakumtaşları $(t\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}))$ diyagramında yüksek değer ve/veya oranlar içermesi nedeniyle değerlendirme dışı kalmıştır. Diğer taraftan, $(t\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - \text{TiO}_2$ ve özellikle Gerez üyesi için $(t\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - (\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2)$ arasındaki pozitif ilişki oldukça önemli olup; büyük ölçüde koyu renkli mineral içerikleri ile ilişkili olmasının yanı sıra; birimlerin çökme ortamları açısından evrimini de göstermektedir.



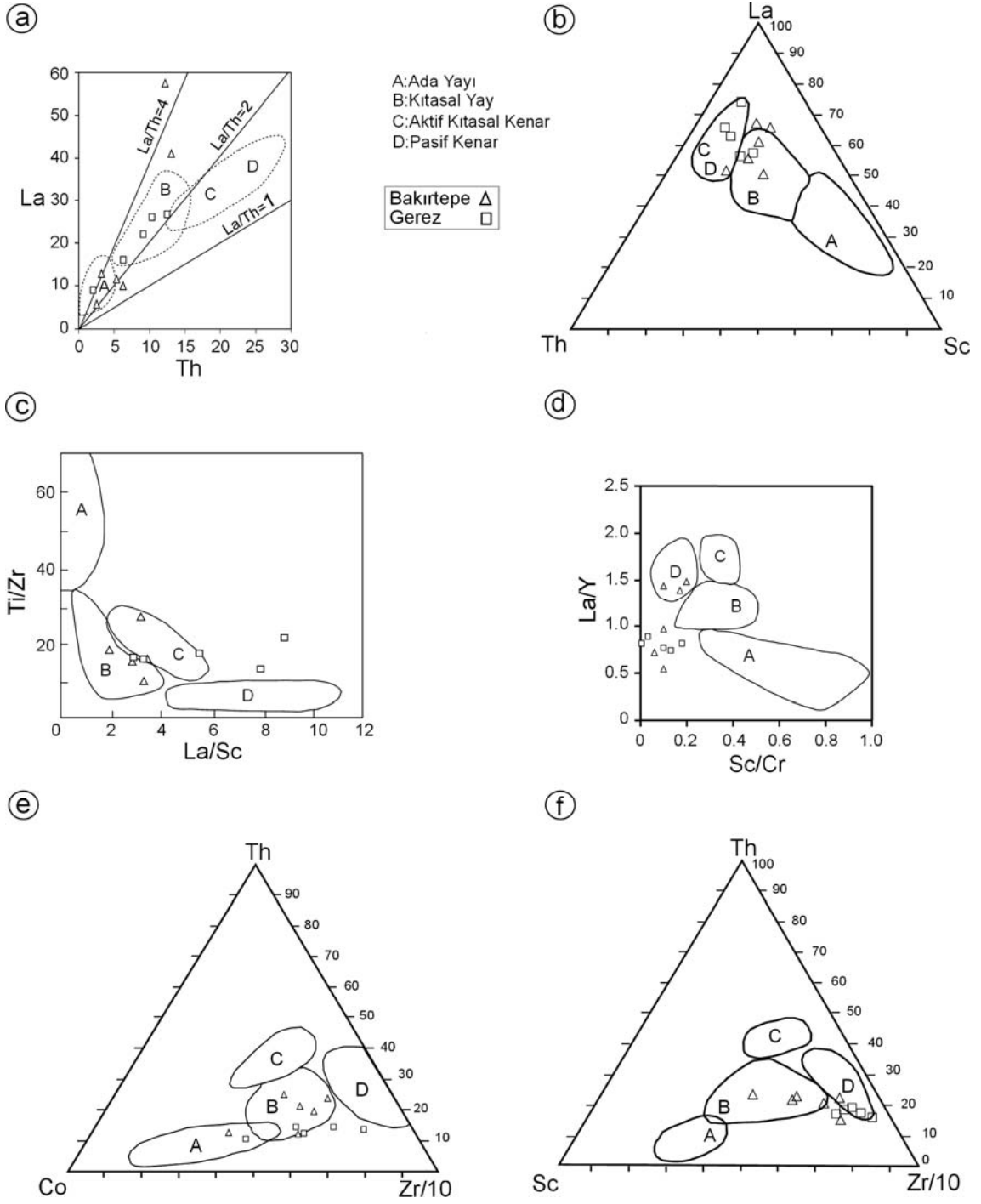
Şekil 6.21 Bolkardağı Birliği metakumtaşları için SiO₂/20-(Na₂O+K₂O)-(TiO₂+Al₂O₃+tFe₂O₃) jeotektonik ayırtman diyagramı (Kronenberg, 1994).

Bhatia ve Crook (1986) farklı tektonik ortamlara ait grovaklar için diyagramlar geliştirmiştir. La/Th değişim diyagramında örnekler çoğunlukla kıtasal yay (Şekil 6.23a); La-Th-Sc üçgen diyagramında örnekler La köşesine yakın olup, Bakırtepe üyesi çoğunlukla kıtasal yay, Gerez üyesi aktif ve pasif kıtasal kenar (Şekil 6.23b); Ti/Zr-La/Sc değişim diyagramında çoğunlukla kıtasal yay ve aktif kıtasal kenar (Şekil 6.23c); La/Y-Sc/Cr değişim diyagramında Bakırtepe üyesine ait üç örnek ve Gerez üyesi tanımlanan alan dışında kalmakta, Bakırtepe üyesine ait üç örnek ise pasif kenar ortamını temsil etmektedir (Şekil 6.23d). Th-Co-Zr/10 diyagramında örneklerin bir kısmı tanımlanmamış bölgede yer almakla birlikte, çoğunluğu ada yayı ve kıtasal yay ortamlarını kapsayacak biçimde geniş bir alanda kümelenmektedir (Şekil 6.23e). Th-Sc-Zr/10 üçgen diyagramında Gerez üyesi büyük pasif kenar, Bakırtepe üyesi ise kıtasal yay alanında ve yakınında kümelenmektedir (Şekil 6.23f).

Diyagramlar arasındaki farklılıklar; bu tür ayırtman diyagramlarının kullanılmasında ne kadar dikkatli olunması gerektiğini bir defa daha ortaya koymaktadır. Bu nedenle jeotektonik ayırtman diyagramları kullanılırken birimlerin jeolojik konumları, minerlaojik-petrografik özellikleri birlikte değerlendirilmelidir.



Şekil 6.22 Bolkağacı Birliği metakumtaşları için jeotektonik değişim diyagramları, a) SiO_2-K_2O/Na_2O (Roser ve Korch, 1986), b) $(tFe_2O_3+MgO)-TiO_2$ (Bhatia, 1983), c) $(tFe_2O_3+MgO)-(Al_2O_3/SiO_2)$ (Bhatia, 1983), d) $(tFe_2O_3+MgO)-(Al_2O_3/(CaO+Na_2O))$ (Bhatia, 1983)



Şekil 6.23 Grovaks için jeotektonik değişim ve üçgen ayırtman diyagramları (Bhatia ve Crook, 1986); a) La/Th, b) La-Th-Sc, c) Ti/Zr-La/Sc, d) La/Y-Sc/Cr, e) Th-Co-Zr/10, f) Th-Sc-Zr/10.

7. SONUÇLAR

Toros kuşağının Bozkır-Konya (Orta Toroslar) ve Kangal-Sivas (Doğu Toroslar) bölgesinde Bolkardağı Birliği'ne ait Devoniyen yaşlı ve benzer görünüm, litoloji ve stratigrafik konuma sahip metaklastik kayaçların ayrıntılı mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemelerinden elde edilen bulgular ve ulaşılan sonuçlar aşağıdaki gibi tartışılmıştır:

– İsalı formasyonu Gerez üyesi ile Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi Devoniyen yaşlı olup, her ikisi de metakumtaşlarının egemen olmasıyla altında ve üstünde yer alan birimlerden farklılık sunmaktadır. Çalışmanın konusunu oluşturan bu iki birimin altında ve üstünde yer alan birimler her iki bölgede de benzer litolojilere sahiptir. Bu durum, aynı dönemde çökelen birimlerin yanal yönde farklılık sunmadıkları, benzer paleo-ortam koşullarına sahip olduklarına işaret etmektedir.

– Metakumtaşları başlıca silika (monokristalin ve polikristalin kuvars), feldispat (mikroklin, pertitik ortoklaz ve plajiyoklaz), fillosilikat (illit, klorit, C-V, C-S ve kaolinit) mineralleri ve kayaç parçacıkları (sleyt/fillit, kuvarsit) içermektedir. Polikristalin kuvars, feldispat ve fillitik kayaç parçacıkları Bakırtepe üyesinde daha yüksek miktarlarda bulunmaktadır. Buna göre, Bakırtepe üyesi metakumtaşları genellikle subarkoz, Gerez üyesi metakumtaşları ise kuvars kumtaşı ve subarkoz bileşimindedir. Feldispat mineralleri Gerez üyesinde plajiyoklaz, Bakırtepe üyesinde ise mikroklin ile temsil edilmektedir. Bu durum her iki üyenin köken kayaçlarının farklı olduğunu göstermektedir.

– Gerez üyesi metakumtaşları, klorit-mika istifleri içermesi, daha az silis çimento içermesi, daha ileri derecede yönlenme fabriği ve metamorfizma derecesine sahip olması ve $1M$ illitin yanı sıra klorit, C-S ve C-V aratabakalıları içermesi açısından Bakırtepe üyesine göre farklılık sunmaktadır (Çizelge 7.1). Bakırtepe üyesi yukarıda sıralananların yanı sıra, daha iri tane boyuna ve daha düşük boylanma derecesine sahip olması, dikit içermesi ve $1M_d$ illitin daha egemen olmasıyla karakteristiktir. Bu durum, birimlerin köken kayaçla ilişkili beslenmenin yanı sıra paleocoğrafik konum ve sedimanter süreçlerindeki farklılıkları da yansıtmaktadır. Bu veriler Bakırtepe üyesi granitik kaynağın yanı sıra az da olsa metamorfik, Gerez üyesinin ise metamorfik ve volkanik bir kaynaktan beslendiğini ortaya koymaktadır.

– Dokusal açıdan; Gerez üyesi metapelitik kayaçları Bakırtepe üyesindekilere göre daha ileri diyajenez/metamorfizmayı yansıtan yönlenme ve klivaj fabriği sunmakta, Bakırtepe üyesi metaklastikleri ise yönlenme fabriğinin yanı sıra ilksel sedimanter dokuyu da büyük ölçüde yansıtmaktadır. İllitlerin kristalinite, kristalit büyüklüğü, $d_{(060)}$ hücre mesafesi ve politipi gibi kristalkimyasal parametreleri de üyelere göre farklılıklar göstermektedir. Gerez üyesi epizon, Bakırtepe üyesi ankizonu temsil eden kristallik derecesi ve kristalit büyüklüğü değerleri sunmaktadır (Çizelge 7.1).

Çizelge 7.1. İsalı formasyonu Gerez üyesi ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesine ait litolojik, mineralojik ve dokusal özelliklerin karşılaştırılması.

Formasyon/ Üye	Litoloji	Karakteristik Bileşen	Bağlayıcı	Tane boyu	Boylanma	Fabrik	Metapelitik zon
İsalı/ Gerez	Metakumtaşı Sleyt (yaygın)	Plajiyoklaz, C-S + C-V	Serizit>silis	İnce-orta kum	İyi-çok iyi	İyi	Epizon > Ankizon
Kangal/ Bakırtepe	Metakumtaşı Sleyt (az)	Silis çimento, dikit	Silis>silis	Orta-kaba kum	Orta-iyi	İyi-orta	Ankizon > Epizon

– 1M illit içermesiyle karakteristik olan Devoniyen yaşlı metaklastik kayalarda, 1M politipi oranı tane boyuna göre önemli bir farklılık sunmamakla birlikte, diyajenez/metamorfizma derecesinin azalmasıyla birlikte az da olsa artması, bunların diyajenetik/metamorfik kökenli olduğunu düşündürmektedir. Metaklastik kayalarda artan metamorfizma derecesiyle birlikte, illitlerin $2M_1 / (1M_{tv}+1M_d)$ politipi oranları ve $d_{(060)}$ değerleri azalmaktadır. Bu farklılıklar, büyük ölçüde illitlerin diyajenez sonrası evrimleriyle ilişkilidir.

– Gerez ve Bakırtepe üyeleri altındaki ve üstündeki birimlerle belirgin litolojik ve mineralojik farklılıklara sahiptir. Bu farklılıklar kum boyu silisiklastik bileşenlerin egemen olması, daha yüksek d_{060} değerine sahip $2M_1$ illitlerin yanı sıra 1M illitlerin ortaya çıkmasıdır (Bozkaya ve Yalçın, 2000, 2004). Bakırtepe üyesi altındaki ve üzerindeki birimlerden farklı olarak mikroklin ve 1M illit ve dikit içermesiyle karakteristiktir.

– Ana element % oksit içeriklerine göre, Bakırtepe üyesi Gerez üyesine göre K_2O bakımından zengin, buna karşın CaO ve Na_2O bakımından daha fakirdir. Bu durum, Bakırtepe üyesinin başlıca K-feldispat (mikroklin), Gerez üyesinin ise plajiyoklaz içermesi ile ilişkilidir. Bazı iz elementlerin açısından değerlendirildiğinde geçiş metallere Sc; granitoid elementlerinden W; karışık davranışlı elementlerden As ve Sb ile kalıcılığı düşük elementlerden Rb, Cs, Ba ve Ga; kalıcılığı yüksek elementlerden U, Bakırtepe üyesinde Gerez üyesinden daha bol bulunmaktadır.

– SiO_2 ve Al_2O_3 ile karakteristik olan Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının bir yüzeysel bozunma indeksi olan CIA (Kimyasal Alterasyon İndeksi) değerleri felsik bileşenlerin dikkate alındığı diyagramda Bakırtepe üyesi metakumtaşları için 58-65 (ortalama 61) ve Gerez metakumtaşları için 44-71 (ortalama 65) olarak belirlenmiştir. Bu değerler mineralojik bileşim (detritik ve diyajenetik/metamorfik fillosilikatlar; K-feldispat) ve sedimanter boylanma tarafından denetlenmiş olup; bozunma geçirmemiş çoğu magmatik ve metamorfik kayalarınkinden (yaklaşık 50 veya daha az) biraz yüksektir. Bakırtepe üyesi metakumtaşları biyotit-muskovit arasında, Gerez üyesi metakumtaşları granodiyorit-şeyl çizgisine paralel uzanmaktadır. Bu bulgular; Bakırtepe metakumtaşlarının daha az yüzeysel bozunma ve/veya derinsel bozuşmaya uğradığına, ayrıca Gerez metakumtaşlarının şeyl türü kayaların metamorfizması ile oluştuğuna işaret etmektedir. Mafik bileşenlerin de göz önüne alındığı diğer

bir diyagramda ise CIA değerleri Bakırtepe için 46-53 (ortalama 50), Gerez için 37-47 (ortalama 43) arasında değişmekte olup, bu verilere göre Bakırtepe üyesi metakumtaşları teorik granit, Gerez üyesi metakumtaşları teorik smektit bileşiminin çevresinde yoğunlaşmaktadır. Bu dağılım, Bakırtepe metakumtaşlarının Gerez'e göre daha fazla bozunma/bozuşma geçirdiğini göstermektedir. Kimyasal Yüzeysel Bozunma İndeksi-CIW ve Plajiyoklaz Alterasyon İndeksi-PIA değerlerinin Bakırtepe üyesinde daha yüksek (ortalama 93) olması da bu görüşü desteklemektedir. Metakumtaşlarının kimyasal bozunma/bozuşma ilişkilerinin silikatların ortaça derecede yüzeysel bozunma geçirdikleri ve CIA-CIW ilişkisinin pozitif ve önemli korelasyon katsayısına sahip olduğu görülmektedir.

– U tüketilmesini, diğer bir ifadeyle Th zenginleşmesini de gösteren yüzeysel bozunma yönelimi (WT); Th/U-Th arasında pozitif bir korelasyon vermektedir. İnceleme alanı metakumtaşlarının Th ve U içeriklerine göre Gerez üyesi metakumtaşları Kuzey Amerikan Şeylleri (NASC) ve Üst Kıtasal Kabuk (UCC) bileşimine, buna karşın Bakırtepe üyesi metakumtaşları Arkean-Proterozoik-Fanerozoik Kratonik Kumtaşları (A-Pr-Ph-CS), Arkean-Proterozoik-Fanerozoik Granitler (A-Pr-Ph-G) ve Arkean-Proterozoik-Paleozoik-Mesosenozoik Felsik Volkanikler'e (A-Pr-P-MC-FV) benzerlikler sunmaktadır.

– Metakumtaşlarındaki uyumsuz elementler ve özellikle Th/Sc ile Zr/Sc oranları ve Eu_N/Eu^* ile Gd_N/Yb_N oranları ve sedimanter boylanma yönelimine (SST) göre; Gerez üyesi metakumtaşları daha yüksek boylanmaya sahiptir. Bu durum petrografik gözlemlerle de uyumludur.

Al_2O_3 'ün bazı iz elementler ile korelasyon ilişkileri Şekil 6.13'de sunulmuştur. Al_2O_3 -iz element korelasyon ilişkisi ana oksitlere göre daha belirgin olup, $r^2=0.59-0.94$ (Sm ve Ga) arasında değişmektedir. Al_2O_3 'e karşı kalıcılığı düşük elementlerden Rb ve Ga'un artışı K-mikalar; diyajenez/metamorfizmadan etkilenmeyen geçiş metallere V, kalıcılığı yüksek elementlerden U ile REE'lerden Nd ve Sm'un artışı ise türedikleri kaynak bölgeye işaret eden taşınmış terrijen bileşenler ile ilişkilidir.

– İnceleme alanı metakumtaşlarının ana ve iz element bollukları, Al_2O_3 -ana element ve Al_2O_3 -iz element değişimleri; detritik yönelimi (DT), diğer bir ifadeyle kayaçların evrimini ortaya koymakta ve oldukça geniş bir aralık sunan Bileşimsel Değişim İndeksi (ICV-Index of Compositional Variability) değerlerinde (7-46) ifadesini bulmaktadır. ICV değerleri Bakırtepe üyesinde daha yüksek (14-46, ortalama 25), Gerez üyesinde ise oldukça düşük (7-11, ortalama 9) olup, K_2O/Al_2O_3 verileriyle birlikte değerlendirildiğinde, diyajenetik/metamorfik evrimin en çok Gerez üyesi, en az da Bakırtepe üyesi metakumtaşlarını etkilediği ortaya çıkmaktadır.

– Metakumtaşlarının kondrit-normalize iz element, özellikle REE oranlarına göre; Bakırtepe ve Gerez üyelerinin desenleri birbirinden kısmen ayrılmakta ve ayrılaşmayı

göstermektedir. REE içerikleri alt ve üst kıtasal kabuktan oldukça farklı ve büyük; buna karşın NASC, Granitler ve Felsik Volkaniklere oldukça, kratonik kumtaşlarına ise kısmen benzerdir. Bu veriler inceleme alanı metakumtaşlarının hem sedimanter hem de magmatik bir kaynaktan beslendiğini düşündürmektedir. Metakumtaşlarının düşük Cr/V ve Y/Ni oranları bunların ofiyolitik veya ultramafik bir kaynaktan beslenmediğini göstermektedir. Diğer taraftan, Y/Ni oranları silisik+felsik bir provenansı işaret etmektedir.

– Ana elementler kullanılarak provenans izlerini saptamaya yönelik ayırtman diyagramlarına göre metakumtaşları ya bütünüyle kuvarslı sedimanter provenans alanı içinde bulunmakta ya da Bakırtepe üyesi metakumtaşları kuvarslı sedimanter; buna karşın Gerez üyesi metakumtaşlarından çoğunlukla mafik magmatik kaynak alanını yansıtmaktadır. Bu farklılık matris ve tali bileşenleri oluşturan fillosilikatların bileşimi, serizitleşmiş matriksten dolayı K içeriğinin yüksekliğinin yanı sıra, diyajenetik ikincil silis büyümelerinden ileri gelmektedir. Bu durum, ileri diyajenez/metamorfizmadan etkilenmiş kumtaşlarında bu tür ayırtman diyagramlarının kullanılmasında ihtiyatlı olunması gerekliliğini ortaya koymaktadır.

– Modal mineralojik bileşimleri, metakumtaşlarının Kıtasal Bloku temsil eden geçiş kıtasal ve kraton içi ortamda depolandığını göstermektedir. Ana ve/veya iz element içerikleri ve oranları belirgin farklılıklar içermekle birlikte, çoğunlukla pasif kenara işaret eden jeotektonik ortamı karakterize etmektedir. Tektonik ortamlarla ilişkili diyagramlar arasındaki farklılıklar; bu tür ayırtman diyagramlarının kullanılmasında ne kadar dikkatli olunması gerektiğini bir defa daha ortaya koymaktadır. Bu nedenle jeotektonik ayırtman diyagramları kullanılırken birimlerin jeolojik konumları, mineralojik-petrografik özellikleri de birlikte değerlendirilmelidir.

Sonuç olarak; Bolkardağı Birliği'nin Orta Toroslardaki İsalı formasyonu Gerez üyesi ile Doğu Toroslardaki Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi birimleri yaş, stratigrafik konum ve litolojik benzerlikler sunmakla birlikte, kökeni, çökelim ve diyajenez/metamorfizma tarihçesi açısından farklılıklar sunmaktadır. Mineralojik-petrografik ve jeokimyasal kayıtlar biçiminde değerlendirilen bu farklılıklar, her iki birim için geniş ölçekli bir jeolojik olayın varlığını düşündürmektedir. Birimlerdeki bu uyumsuzluklar, olasılıkla Torosların kuzey birlikleriyle ilişkili Variskan orojenezinin (Göncüoğlu ve diğ., 2000; Bozkaya ve Yalçın, 2004b) neden olduğu provenanstaki ani değişimlerden kaynaklanabileceği biçiminde değerlendirilmiştir.

8. KAYNAKLAR

- Akay, E., Uysal, S., Poisson, A., Cravatte, J., Müller, K., 1985. Antalya Neojen havzasının stratigrafisi. T.J.K. Bülteni, 28, 105-119.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.
- Bayhan, H., Baysal, O., 1982. Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin petrografik-mineralojik incelenmesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 25, 1-14.
- Beutner, E.C., 1978. Slaty cleavage and related strain in Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. *American Journal of Science*, 278, 1-23.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91, 611-627.
- Bhatia M.R., Crook, A.W., 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins, *Contributions to Mineralogical Petrology*, 92, 181-192.
- Blumental, M., 1944. Bozkır güneyinde Toros sıradağlarının serisi ve yapısı. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası*, Seri: B-9, 95-125.
- Blumental, M., 1947. Seydişehir-Beyşehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, Seri: D-2, 242.
- Blumental, M., 1949. Batı Torosların örtü lamboları. *T.J.K. Bülteni*, 2, 30-40.
- Blumental, M., 1951. Batı Toroslarda Alanya ard ülkesinde jeolojik araştırmalar. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, Seri: D-5, 194.
- Blumental, M., 1956. Karaman-Konya havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri ve şist-radyolarit formasyonunun stratigrafi meselesi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 48, 1-36.
- Blumenthal, M., Göksu, E., 1949. Batı Torosların örtü lamboları: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 2/ 1, 30- 40.
- Bock, B., McLennan, S.M., Hanson, G.N., 1998. The geochemistry and provenance of The Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskill Formation) and the Taconian Orogeny in New England. *Sedimentology*, 45, 635-655.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1997a. Bolkardığı Birliği (Orta Toroslar, Bozkır-Konya) Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik kayaların mineralojisi ve petrografisi. *H.Ü. Yerbilimleri*, Baysal Batman Özel Sayısı 19, 17-40.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1997b. Aygörmez Dağı napı (Pınarbası-Kayseri) Devoniyen-Triyas yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli meta-sedimanter kayaların mineralojik ve petrografik özellikleri. *Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu*, Geosound, Özel Baskı, Cilt II, 30, 807-832.88
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1998. Doğu Toros Otoktonu Paleozoyik kayalarında sedimanter gömülme ile ilişkili diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizma. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 10, 1, 35-54.

- Bozkaya, Ö., 1999. Alanya Metamorfikleri doğu kesiminin (Anamur Kuzeyi) mineralojisi: Kristalinite, b₀ ve politipi. 11. Mühendislik Haftası, Yerbilimleri Sempozyumu, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta, 20-23 Ekim, Bildiriler Kitabı, 183-192
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2000. Very low-grade metamorphism of Upper Paleozoic-Lower Mesozoic sedimentary rocks related to sedimentary burial and thrusting in Central Taurus Belt, Konya, Turkey. *International Geology Review*, 42, 353-367.
- Bozkaya, Ö., 2001. Demirtaş-Alanya yöresinde Alanya naplarının metamorfizmasına ilişkin yeni mineralojik bulgular, *Orta Toroslar, H.Ü. Yerbilimleri*, 23, 71-86.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Göncüoğlu, M.C., 2002. Mineralogic and organic responses to the stratigraphic irregularities: An example from the Lower Paleozoic very low-grade metamorphic units of the Eastern Taurus Atochton, Turkey. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 82, 355-373.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2004a. New mineralogical data and implications for the tectonometamorphic evolution of the Alanya Nappes, Central Tauride Belt, Turkey. *International Geology Review*, 46, 347-365.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2004b. Diagenetic to low-grade metamorphic evolution of clay mineral assemblages in Paleozoic to early Mesozoic rocks of Eastern Taurides, Turkey. *Clay Minerals*, 39, 481-500.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2005. Diagenesis and very low-grade metamorphism of the Antalya Unit: mineralogical evidence of Triassic rifting, Alanya-Gazipaşa, Central Taurus Belt Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 109-119.
- Bozkaya, Ö., Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C., 2006. Textural and mineralogical evidence for a Cadomian tectonothermal event in the eastern Mediterranean (Sandıklı-Afyon area, western Taurides, Turkey). *Gondwana Research*, 10, 301-315.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Kozlu, H., 2007. Güneydoğu Anadolu Otoktonu kayaçlarının (Amanoslar ve Hazro bölgesi) diyajenez/metamorfizma özelliklerinin incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi, No. M-235, 180 s.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2007a. Antalya Birliği'nin (Tahtalıdag ve Alakırçay Napları) Diyajenez/Metamorfizma Derecesinin incelenmesi. TÜB_TAK, ÇAYDAG Proje No:104Y329, 130 s.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Basıbüyük, Z., Özfırat, O., Yılmaz, H., 2007b. Origin and evolution of the Southeast Anatolian Metamorphic Complex (Turkey). *Geologica Carpathica*, 58, 3, 197-210.
- Brindley, G.W., 1961. Chlorite minerals. In : *The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*, G. Brown (ed.), Mineralogical Society, London, 242-296. 89
- Brindley, G.W., 1980. Quantitative x-ray mineral analysis of clays. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification* (G.W. Brindley, G.Brown, eds.), Mineralogical Society, London, pp. 411-438.

- Brindley, G.W., Brown, G., 1980. Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification. Min.Soc., London, 495p.
- Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.
- Chagnon, A., Desjardins, M., 1991. Détermination de la composition de la chlorite par diffraction et microanalyse aux rayons X. Canadian Mineralogist, 29, 245-254.
- Chen, P.Y., 1977. Table of key lines in X-ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks. Geological Survey Occasional Paper 21, Indiana Geological Survey Report 21, 67p.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology, 104, 1-37.
- Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States.
- Craig, J. Fitches, W.R., Maltman, A.J., 1982. Chlorite-mica stacks in low-strain rocks from Central Wales. Geological Magazine, 119, 243-256.
- Çelik, M., Karakaya, N., Turan, A., 1991. Erken Paleozoyik yaşlı killerin mineraloji ve metamorfizma özellikleri : Konya Güney ve Güneybatısı. V. Ulusal Kil Sempozyumu, A.Ü., Eskişehir, Bildiriler Kitabı (Ed: M.Zor), 62-73.
- Danchin, R.V., 1967. Chromium and nickel in the Fig Tree Shale from South Africa. Science, 158, 261-262.
- Dean, W.T., 1973. The lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey. III : The Trilobites of the Sobova formation (Lower Ordovician). Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), 24, 5, 282-345.
- Dickinson, W.R., Suczek, C., 1979. Plate tectonics and sandstone composition, American 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 sandstones in relation to tectonic setting, Geological Society of American Bulletin 94, 222–235.
- Dimberline, A.J., 1986. Electron microscope and microprobe analysis of chlorite-mica stacks in the Wenlock turbidites, mid Wales, UK. Geological Magazine, 123, 299-306.
- Drits, V.A., Plançon, B., Sakharov, B.A., Besson, G., Tsipursky, S.I., Tchoubar, C., 1984. Diffraction effects calculated for structural models of K-saturated montmorillonite containing different types of defects. Clay Minerals, 19, 541-561.
- Fedo, C.M. Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unravelling the effects of potassium metamorphism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance and tectonic setting. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54, 1061-1081.

- Feth, J.H., Roberson, C.E., Polzer, W.L., 1964. Sources of mineral constituents in water from granitic rocks, Sierra Nevada, California and Nevada, U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1535-I, 70p.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks (second ed), Hemphill Press, Austin, TX 182.
- Frey, M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In Low Temperature Metamorphism. Ed. Frey, M. Blackie and Son, Glasgow, 9-58.
- Garrels, R.M., Mackenzie, F.T., 1967. Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. In: Equilibrium concepts in natural water systems. American Chemical Society Advances in Chemistry Ser. 67, 222-242.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H., 1997. General characteristics of pre-Alpine and Alpine terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. Annales Géologique Pays Hellénique, 37, 515-536.
- Göncüoğlu M.C., Turhan N., Şentürk K., Özcan A., Uysal Ş., Yalınız M.K., 2000. A geotraverse across northwestern Turkey : tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. Pp: 139-161 in: *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper editors). Geological Society, London, Special Publications, 173, London.
- Grathoff G.H., Moore D.M., 1996. Illite polytype quantification using Wildfire© calculated Xray diffraction patterns. Clays and Clay Minerals, 44, 835-842.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.F., 1984. The "North American shale composite": its compilation, major and trace element characteristics. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 2469-2482.
- Guggenheim S., Bain D.C., Bergaya F., Brigatti M.F., Drits A., Eberl D.D., Formoso M.L.L., Galan E., Merriman R.J., Peacor D.R., Stanjek H., Watanabe T., 2002. Report of the AIPEA nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the "Crystallinity Index". Clay Minerals, 37, 389-393.
- Guidotti, C.V., Sassi, F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite bo data from low-grade metapelites. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 153, 363-380.
- Gutnic, M., Kelter D., Monod O., 1968, Decouverte de nappes decharriage dans le Nord du Taurus Occidental (Turquie meridiona-203-206. le): Ç.R. Acad. Sc. Paris, D. 266,988-991
- Gutnic, M., Monod O., Poisson, A., Dumant, J.F., 1979. Geologie des Taurides Occidentales (Turquie). Mem. Sos. Geol. De France, no:137, Paris tome. 85, 109 p.
- Güldalı, N., 1975. Seydişehir ve Akseki havalisindeki boksit yataklarının Torosların paleokarstlaşması ile ilişkileri. Cumhuriyetin 50. yılı Yerb. Kongresi Tebliğler Kitabı, 391-408.
- Gültekin, A.S., 1993. Alacahan-Çetinkaya-Divriği (Sivas) arasında kalan alanın jeolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bil. Enst., 183 s (yayınlanmamış).

- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wildeman, T.R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: *Origin and Distribution of the Elements*, L.H.Ahrens (ed.). Pergamon Pres, 889-912.
- Harnois, L., 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sediment. Geology*, 55, 319-322.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research* 58, 820–829.
- Hiscott, R.N., 1984. Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: trace element evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1261-1267.
- Jaboyedoff, M., Bussy, F., Kübler, B., Thelin, PH., 2001. Illite “crystallinity” revisited. *Clays and Clay Minerals*, 49, 156-167.
- Jaques, A.L. Chappell, B.W., Taylor, S.R., 1983. Geochemistry of cumulus peridotites and gabbros from the Marum Ophiolite Kompleks, northern Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82, 154-164.
- J.C.P.D.S., 1990. Powder Diffraction File. Alphabetical Indexes Inorganic Phases. Swarthmore, U.S.A., 871 pp.
- Kisch, H.J., 1980. Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Tavayanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73, 753-777.
- Kisch, H.J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks. In *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*, 2, eds. Larsen, G. and Chilingar, G.V., Elsevier, Amsterdam, 289-493 and 513-541 (Appendix Bliterature published since 1976).
- Kodal, M., 2008. Geyikdağı Birliği Kambriyen yaşlı metaklastik kayaçların petrolojik incelemesi. Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 97 s. (yayınlanmamış).
- Kossovskaya, A.G., Shutov, V.D., 1970. Main aspects of the epigenesis problem. *Sedimentology*, 15, 11-40.
- Krinsley, D.H., Pye, K., Kearsley, A.T., 1983. Application of backscattered electron microscopy in shale petrology. *Geol. Mag.* 120, 109-114.
- Kroonenberg, S.B., 1994. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. *Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part A*, 69–81.
- Krumm, S., 1996. WINFIT 1.2 : version of November 1996 (The Erlangen geological and mineralogical software collection) of WINFIT 1.0 : a public domain program for interactive profile-analysis under WINDOWS. XIII Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Praha, 1994. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, 38, 253-261.
- Kübler, B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bulletin-Centre de Recherches Pau-SNPA*, 2, 385-397.

- Leith, C.K., Mead, W.J., 1915. *Metamorphic geology*. New York, Henry Holt, 337p.
- Maxwell, D.T. ve Hower, J., 1967. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. *Amer. Miner.* 52, 843-857.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*, 99, 1–21.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: M.J. Johnsson and A. Basu, Editors, *Processes controlling the composition of clastic sediments*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* vol. 284, 21–40.
- McLennan, S.M., Murray, R.W., 1999. Geochemistry of sediments. In: Marshall, C.P., Fairbridge, R.W. *Encyclopedia of Geochemistry*. Kluwer Academic Publishers, 282-292.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2, 109 p.
- McLennan, S.M., Bock, B., Hemming, S.R., Hurowitz, J.A., Lev, S.M., McDaniel, D.K. 2003. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. In: D.R. Lentz, Editor, *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*, Geological Association of Canada, *GeoText* vol. 4, 7–38.
- Merriman R.J., 2005. Clay minerals and sedimentary basin history. *Eur. J. Mineral.* 17, 7-20.
- Milodowski, A.E., Zalasiewicz, J.A., 1991. Redistribution of rare earth elements during diagenesis of turbidite / hemipelagite mudrock sequences of Llandovery age from Central Wales. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*, Geological Society of London, Special Publication. 57.p.101-124.
- Monod, O. 1977. *Recherces Geologiques dans le Taurus Occidental au sud de Beysehir (Turquie)*. These d'etat, l'Univ. De Paris sud., centre d'Orsay, 442 p.
- Morad, S., 1986. Mica-chlorite intergrowths in very low-grade metamorphic sedimentary rocks from Norway, *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 154, 271-287.
- Morton, A.C., Johnson, M.J., 1993. Factors influencing the composition of detrital heavy mineral suites in Holocene sands of the Apure River drainage basin, Venezuela. In: Johnson, M.J. ve Basu, A. eds. *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America, Special Paper, 284, 21-40.
- 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., McLennan, S.M., Keays, R.R., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments with implications for provenance studies, *J.Geology*. 104, 525-542.

- Nockolds, S.R., 1954. Average chemical compositions of some igneous rocks. Geological Society of America Bulletin, 65, 1007-1032.
- Özçelik, O., 1984. Toroslar'da Bozkır yöresinin Jeolojisi, tektonik evrimi ve petrol olanakları:Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Doktora tezi. S.221
- Özgül, N.,1971. Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi.T.J.K. Bülteni. 14, 85-101.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni. 19, 65-78
- Özgül, N., 1984. Alanya bölgesinin jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni. Ketin Simp., 97-120.
- Özgül, N., Gedik, İ., 1973. Orta Toroslarda Alt Paleozoyik yaşta Çaltepe Kireçtaşı ve Seydişehir Formasyonu'nun stratigrafisi ve konodont faunası hakkında yeni bilgiler. TJK Bülteni, 16, 39-52.
- Özlü, N., 1978. Etude géologique mineralogique et geochimique des bauxites de la region d'Akseki-Seydişehir (Taurus occidental-Turquie). These, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. 455p.
- Öztürk, A., Boztuğ, D., Yalçın, H., İnan, S., Gürsoy, H., Bozkaya, Ö., Yılmaz, S., Uçurum, A. 1996. Hekimhan (KB Malatya) ve Kangal (GD Sivas) Yörelerinde Mevcut Maden Yataklarının Jeolojik ve Madencilik Açısından Değerlendirilmesi Çalışmaları. Cilt I: Jeolojik Etüdüler. DPT Projesi, No.89 K 120450., 186s.
- Pearce, J.A., 1982 Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe, Ed. Andesites, John Wiley and Sons, 525–547.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J Norry, Editors, Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva Publications, 230–249.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972. Sand and Sandstone. Wiley, New York, 618 p
- Pettijohn, F.J. Potter, P.E. ve Siever, R.,1973. Sand and Sandstone. Wiley, New York, 1-168.
- Pettijohn, F.J., 1975. Sedimentary Rocks. Harper and Row, New York, 628p.
- Pique, A., Wybrecht, E., 1987. Origine des chlorites de l'épizone héritage et cristallisation synschisteuse Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental, Bulletin de Minéralogie, 110, 665-682.
- Ronov, A.B., Mikhailovskaya, M.S., Solodkova, I.I., 1963. Evolution of the chemical and mineralogical composition of arenaceous rocks. In: Chemistry of the Earth's Crust, Volume 1, U.S.S.R. Acad. Sci., Israel Prog. Sci., Translations, 1966, 212-262.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio, J Geol 94, 635–650.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data, Chemical Geology 67, 119–139.
- Roy, A.B., 1978. Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: a study from the Hunsrückschiefer, Bulletin of Geological Society of America, 89, 1775-1785.

- Sassi, F.P., Scolari, A., 1974. The b₀ value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45, 143-152.
- Sayar, C., Gültekin, A.S., 1993. Kangal (Sivas) çevresi yeşilşist fasiyesinde Devoniyen-Karbonifer Brakiyopodları. 46. T.J.K. Bildiri Özleri, s.136.
- Sayar, C., Gültekin, A.S., 1995. The stratigraphy, age and faunal community of Kangal formation (greenschist), Sivas, Turkey. Second International Turkish Geology Workshop, September 6-8, Cumhuriyet University, Sivas, Turkey, p.99.
- Sun, S.S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry, (Eds.), *Magma-tism in Ocean Basins*, Geological Society Special Publication 42, 359-362.
- Şen, O., 1989. Beyşehir (Konya) Güneybatısının Jeolojisi. Yüksek Lisans Tezi, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 78 s. (yayınlanmamış).
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks: *Phil.Trans. R. Soc. London, Ser. A.*, v. 301, 381-399.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*, Geoscience Texts, Blackwell Scientific Publications.
- Tetiker, S., 2009. Batı-Orta Pontidler'deki (Balıkesir, Bursa ve Tokat Yöreleri) Karakaya Karmaşığı Birimlerinin Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi. Doktora Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 396 s. (yayınlanmamış).
- Tunç, M., Özçelik, O., Tutkun, Z., Gökçe, A., 1991. Divriği-Yakuplu-Iliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeoloji özellikleri, *Doğa*, 15, 225-245.
- Van Der Pluijm, B., Kaars-Sijpesteijn, C.H., 1984. Chlorite-mica aggregates: Morphology, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low-grade rocks, *Journal of Structural Geology*, 6, 399-407.
- Voll, G., 1960. New work on petrofabrics. *Liverpool and Manchester Geological Journal*, 2, 503-567.
- Warr, L.N., Rice, A.H.N., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141-152.
- White, S.H., Huggett, J.M., Shaw, H.F., 1985. Electron-optical studies of phyllosilicate intergrowths in sedimentary and metamorphic rocks, *Mineralogical Magazine*, 49, 413-423.
- Wrafter, J.P., Graham, J.R., 1989. Ophiolitic detritus in the Ordovician sediments of South Mayo, Ireland. *Journal of the Geological Society of London*, 146, 213-215
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995a. Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). *Clays and Clay Minerals*, 43, 6, 705-717.

- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995b. Kangal- Çetinkaya alt baseni (Sivas baseni) gölser paligorskitlerinin mineralojisi ve jeokimyası. VII. Ulusal Kil Sempozyumu, Maden Tetkik Arama, Ankara. 27-30 Eylül, Bildiriler kitabı. 105-116.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1997. Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kayalarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. Türkiye Jeoloji Bülteni, 40 1-16.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002. Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: Denzsuyu-kayaç etkilesimine bir örnek. C.Ü. Müh. Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 19, 81-98.
- Yetis, C., Searl, A., Hallam, A., 1991. Bahçe_ndere (Amanos Dağları) alanının Alt Paleozoyik stratigrafisi ve Koruk Formasyonunun bazı dolomitlesme özellikleri. Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu. Çukurova Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Adana. Bildiriler Kitabı, 289-301.
- Yılmaz, A., 1994. Çarpışma sonrası bir çanak örneği: Sivas havzası, Türkiye. Türkiye 10. Petrol Kongresi, s.21-33.
- Yılmaz, A., Yılmaz, H., 2004. Geology and structural evolution of the Tokat masif (Eastern Pontides, Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, 13, 231-246.

ÖZGEÇMİŞ

1970 yılında Adana'nın Saimbeyli ilçesine bağlı Değirmenciuşağı köyünde doğdu. İlköğrenimini İmamoğlu'nda (Adana), Ortaöğrenimini Adana-Düziçi Erkek Öğretmen Lisesi'nde (Osmaniye) tamamladı. 2001 yılında başladığı yüksek öğrenimini 2005 yılında tamamlayarak; Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünden mezun oldu. Halen M.T.A. Güneydoğu Anadolu bölge Müdürlüğü'nde (Diyarbakır) Jeoloji Mühendisi olarak görev yapmaktadır. Evli ve 1 erkek çocuk babasıdır.

11/02/2010