

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Nisan 2015 Cilt 58 Sayı 2
April 2015 Volume 58 Number 2

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Nisan 2015 Cilt 58 Sayı 2
April 2015 Volume 58 Number 2

ISBN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Fikret GÖKTAŞ, H. Yavuz HAKYEMEZ**
Kemalpaşa (İzmir) Pliyo-Kuvaterner Havzasının Stratigrafik Evrimi
Stratigraphic evolution of the Kemalpaşa (İzmir) Plio-Quaternary Basin..... 1
- Önder KAYADİBİ**
Landsat 7 ETM+ ve ASTER Görüntüleri ile Yusufeli-Tekkale
(Artvin-KD Türkiye) Çevresindeki Hidrotermal Alterasyonların İncelenmesi
Investigation of the hydrothermal alterations by using Landsat 7 ETM+ and ASTER
images in Tekkale-Yusufeli (Artvin-NE Turkey) surroundings..... 29
- Sema TETİKER, Hüseyin YALÇIN, Ömer BOZKAYA**
Karakaya Karmaşığı'nın Düşük Dereceli Metamorfik Tarihçesine
Klorit Mineralojisi ve Jeokimyası ile Yaklaşımlar
Approaches to the Low-Grade Metamorphic History of the
Karakaya Complex by Chlorite Mineralogy and Geochemistry..... 55
- Koray KOÇ, Erdal KOŞUN, M. Erkan KARAMAN**
Kıyı Sedimentlerinde Tane Boyunu Etkileyen Faktörler:
Antalya Körfezi'nde Konyaaltı ve Lara Plajlarının (Antalya) Karşılaştırılması
The Factors Affecting Grain Size of Coastal Sediments:
Comparison between Konyaaltı and Lara Beaches (Antalya) in Gulf of Antalya..... 85

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geology, Geo Archive, Geo
Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKBİM
Veri Tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,
Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKBİM Database

TÜRKİYE JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey



Kemalpaşa (İzmir) Pliyo-Kuvaterner Havzasının Stratigrafik Evrimi

Stratigraphic evolution of the Kemalpaşa (İzmir) Plio-Quaternary Basin

Fikret GÖKTAŞ¹, H. Yavuz HAKYEMEZ²

¹ MTA Genel Müdürlüğü, Ege Bölge Müdürlüğü, 35040 İzmir

(e-posta: fikretgoktas50@gmail.com)

² MTA Genel Müdürlüğü, Dumlupınar Bulvarı 139, 06800 Ankara

ÖZ

Batı Anadolu'da, kısa süreli bir sıkışma fazını izleyerek yaklaşık 5 my önce yeniden etkinleşen ve D-B uzanımlı grabenlerin açılımını sağlayan K-G genişleme sürecinde Kemalpaşa Pliyo-Kuvaterner havzası oluşmuştur. Gediz Grabeni'nin batıya çatallanan kolunu oluşturan havzanın Neojen temelini, bölgesel ölçekte açılı uyumsuzlukla birbirinden ayrılan Alt-Orta Miyosen ve Üst Miyosen-en Alt Pliyosen karasal tortul istifleri oluşturur. Alt-Orta Miyosen dolgularını kapsayan *Kemalpaşa grubu*, yelpaze deltası ortamında çökelmiş *Dereköy*, gölsel *Örnekköy*, flüviyal *Topçutepe* formasyonları ve kalkalkali andezitik Yukarıkızılca volkaniti ile simgelenir. Geç Miyosen-erken Erken Pliyosen tortullaşmasını yansıtan *Çiçekliköy grubu* ise, altta alüviyal *Ulucak formasyonu* ile üstte yer alan gölsel *Yaka kireçtaşından* oluşur.

Kemalpaşa havzasının birbirini izleyen iki evreli dolgulanma süreci, geç Erken Pliyosen-Pleyistosen ve Holosen istiflerine ayrılan *Gediz grubu* ile temsil edilir. Gediz Grabeni ana sıyrılma fayının tavan bloğu üzerinde geç Erken Pliyosen-Pleyistosen döneminde çökelen birinci evre istifi, egemen gölsel *Çiniliköy* alüviyal *Kızılca* ve *Armutlu* formasyonlarından oluşur. Yüksek açılı Kemalpaşa verev-normal fayı tarafından birinci evre dolguları üzerinde bakışsız açılan Holosen havzasında, ikinci evreyi simgeleyen alüvyon yelpazesi ve akarsu çökelleri dolgulanmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Kemalpaşa havzası, Gediz Grabeni, Pliyo-Kuvaterner, havza evrimi

ABSTRACT

The Kemalpaşa Plio-Quaternary basin was constructed during the period of N-S extension which has been reactivated nearly 5 Ma BP causing the opening of E-W trending grabens following a short-time compression phase in Western Anatolia. The Kemalpaşa basin, southwestern one of the westerly furcated branches of Gediz Graben, has a Neogene basement composed of Lower-Middle Miocene and Upper Miocene-lowermost Pliocene continental sedimentary sequences separated by a regional unconformity. The Lower-Middle Miocene Kemalpaşa group is represented by the *Dereköy*, *Örnekköy* and *Topçutepe* formations deposited in fandelta, lacustrine and fluvial environments respectively and the calcalkaline andesitic *Yukarıkızılca* volcanics. The *Çiçekliköy* group, which is deposited during the Late Miocene to early Early Pliocene,

consists of alluvial Ulucak formation in its lower part and overlying lacustrine Yaka limestone.

The deposition in the Kemalpaşa basin, which is formed in two successive phases during the late Early Pliocene and Holocene respectively, is represented by the Gediz group. The first phase deposits of late Early Pliocene-Plesitocene on the hanging wall of Gediz Graben detachment fault are the lacustrine Çiniliköy formation and lateral alluvial Kızılca and Armutlu formations. Alluvial fan and fluvial deposits of the second phase have been deposited in the Holosen basin opening on the first phase deposits by the Kemalpaşa high-angled oblique-slip normal fault.

Key words: Kemalpaşa basin, Gediz Graben, Plio-Quaternary, basin evolution

GİRİŞ

Bu çalışma, Gediz Grabeni'nin batı kolunu oluşturan Kemalpaşa alt havzasında, geç Erken Pliyosen'de başlayan ve günümüzde devam eden karasal tortullaşmanın stratigrafisine yöneliktir. Arazi çalışmaları havzanın batı kesiminde yürütülmüştür (Şekil 1 ve 2). Kemalpaşa Havzası'nı da içine alan genel jeoloji amaçlı ilk çalışmada (Akdeniz vd., 1986), Orta Miyosen-Pleyistosen aralığında dolgulanmış çökel istifler ayrılmamış ve "Vişneli formasyonu" kapsamında haritalanmıştır (Şekil 3). Paton (1992), Turgutlu güneyindeki iki aktif normal fay seti arasında sınırlanan olası Pliyo-Kuvaterner yaşlı limnik-flüviyal kırıntılıları "Turgutlu formasyonu" adıyla ayırtlamış; Gediz Grabeni sıyrıma fayı (GGSF) ile Kemalpaşa fayı (Emre ve Barka, 2000; Emre vd., 2005; Sözbilir vd., 2011) arasında yüzeyleyen havza dolgularını ise Neojen çökelleri olarak yorumlamıştır. Gediz havzasının B (Kemalpaşa) ve KB (Manisa-Saruhanlı) bölümlerindeki çalışmalarda (Hakyemez vd., 1999, 2013; Sözbilir vd., 2011; Özkaymak vd., 2012) Pliyo-Kuvaterner stratigrafisi yeterince araştırılmamıştır (Şekil 3). Bu çalışmanın temelini oluşturan Göktaş (2012), Kemalpaşa havzasının Kuvaterner dolgusu ile Neojen temeline yönelik ilk ayrıntılı çalışmayı yapmıştır.

KEMALPAŞA HAVZASININ TEMEL KAYALARI

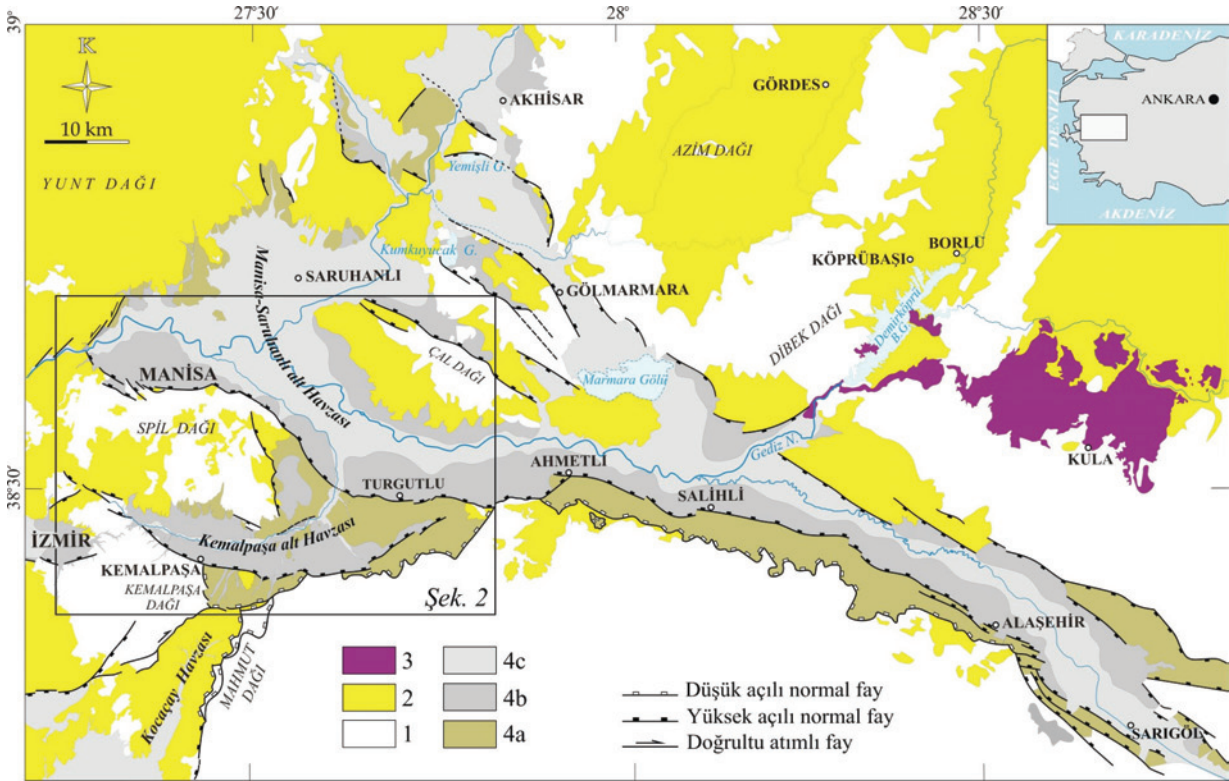
Geç Erken Pliyosen'de biçimlendiği öngörülen Kemalpaşa havzasının bakışsız gelişimi ve Pleyistosen boyunca tektonik denetimli çökelimi GGSF tarafından belirlenmiştir. Havzanın geç

Erken Pliyosen-Pleyistosen yaşlı dolgusu, kuzey ve güneybatıdan Üst Kretase-Paleosen yaşlı Bornova fliş zonu (Okay ve Siyako, 1991) ile Üst Miyosen-Alt Pliyosen çökelleri (Çiçekliköy gubu) tarafından sınırlanır. Güney-güneydoğuda, Kocaçay havzasının Alt-Orta Miyosen yaşlı yelpaze deltası çökelleri (Dereköy formasyonu: Sözbilir vd., 2011), Menderes Masifi, Kikladik Kompleks (Candan vd., 2011) ve Likya Napları kapsamında değerlendirilen Bodrum Napı'na (Konak ve Çakmakçoğlu, 2007) ait kaya birimleri yer alır (Şekil 2).

Erken-Orta Miyosen yaşlı *Kemalpaşa grubu* (Sözbilir vd., 2011; Göktaş, 2012) ile Geç Miyosen-erken Erken Pliyosen yaşlı *Çiçekliköy grubu*, havza tabanında bulunan Neojen kaya birimlerini kapsar. Sözbilir vd. (2011)'nin tanımladığı Kocaçay havza dolgusunun çalışma alanındaki uzantılarından oluşan Kemalpaşa grubu, alttan üste, kızıl-bordo renkli yelpaze deltası çökellerinden yapıları *Dereköy*, gölsel *Örnekköy*, flüviyal *Topçutepe* formasyonları ve kalkalkali andezitik *Yukarıkızılca volkaniti* ile simgelenir. Kemalpaşa grubu kaya birimleri üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alan *Çiçekliköy grubu*, altta alüviyal *Ulucak formasyonu* ve geçiş ilişkisiyle üstte yer alan gölsel *Yaka kireçtaşı*ndan oluşur (Şekil 4).

Dereköy Formasyonu

Kızıl-bordo renkli birim, çakıltaşı arakatlı kumtaşı egemen istifile simgelenir ve seyrek olarak kireçtaşı-çamurtaşı aradüzeyleri kapsar (Şekil 5).



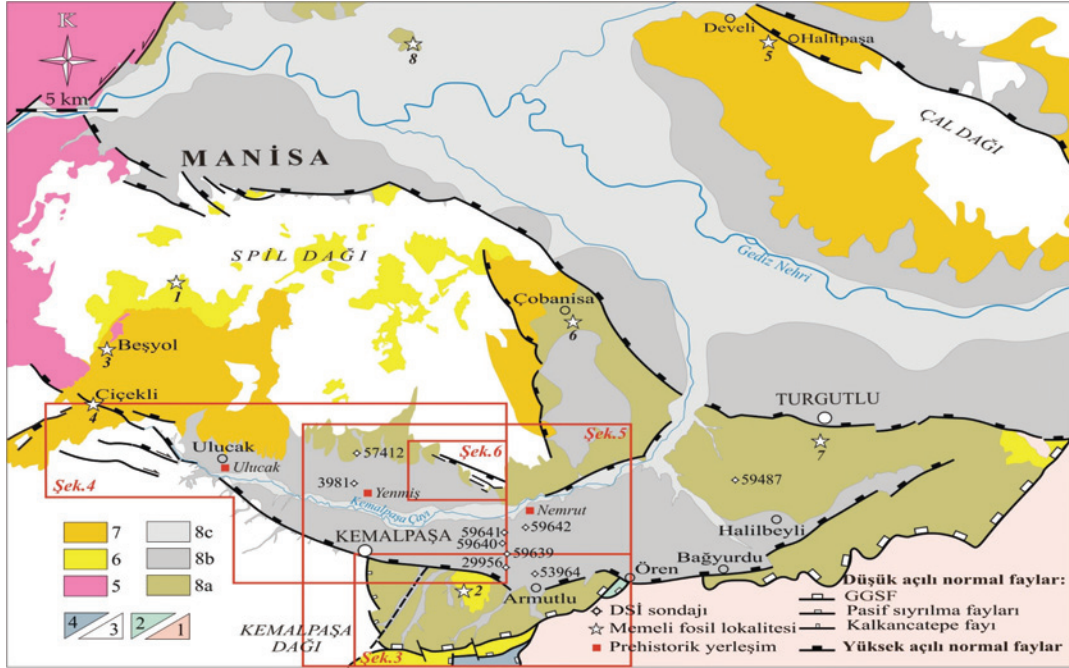
Şekil 1. İnceleme alanının Gediz havzası içindeki konumu: 1. Neojen öncesi temel kayalar, 2. Neojen çökelleri ve volkanitleri, 3. Kula volkanitleri (Kuvaterner), 4. Gediz grubu (a: geç Erken Pliyosen-Pleyistosen yaşlı çökeller, b: Alüvyon yelpazesi çökelleri [Holosen], c: Akarsu çökelleri [Holosen]).

Figure 1. Location of the study area in the Gediz basin: 1. Pre-Neogene basement rocks, 2. Neogene sediments and volcanics, 3. Kula volcanics (Quaternary), 4. Gediz group (a: latest Early Pliocene-Pleistocene deposits, b: Alluvial fan deposits [Holocene], c: Fluvial deposits [Holocene]).

Havzanın batı kesimlerinde yüzeyleyen tortul istif içinde, Bornova flişi kapsamındaki Mesozoyik yaşlı allokton karbonat kayalarından aktarılmış mega bloklar bulunur. Az çok yanal sürekli ve düzlemsel paralel konumlu kumtaşı katmanlarının alt ve üst sınırları çoğu yerde belirgin ve düzgündür. Tane destekli ve yüksek dokusal olgunluktaki kumtaşları, karbonatla çimentolanmış ve iyi pekişmiştir. Tekli ve çoklu aradüzeyler olarak kumtaşı egemen istifi içinde yer alan çakıltaşlarında ortalama çakıl boyutları, ufak çakıl ile iri çakıl büyüklük sınırları arasında değişir. Doku, kaba kumtaşından oluşan ara gereç destekli ya da tane destekli-ara gereç dolguludur. İstif içinde seyrek olarak mikritik ya da algli kireçtaşı aradüzeyleri bulunur. Düzgün ince-orta katmanlı ve açık sarı-gri ayrışma renkli mikritik

kireçtaşı düzeyleri, yersel olarak linyitli çamurtaşı arakatmanları kapsar. Çamurtaşı litofasiyesi, tortul istifin genellikle kumtaşı egemen bölümleri içinde metrik kalınlıklarda tortullaşma üniteleri olarak bulunur ya da kireçtaşı aradüzeylerinin taban kesitlerinde kiltaşları ile birlikte yer alır.

KKD gidişli Kocaçay havzasında dolgulanan kırıntılı istif, görsel yelpaze deltası çökelimini yansıtır (Sözbilir vd., 2011; Gökteş, 2012). Başlıca kayatürü bileşenleri, havzanın batı kenarında Bornova filisi, doğu kenarında ise baskın olarak Bodrum Napı'ndan türemiştir. Geçici göl çökelimini yansıtan kireçtaşı aradüzeylerinin çoğunlukla taban kesimlerinde, yüksek organik gereç içeren çamurtaşları ve linyit oluşumuyla belgelenen yerel bataklıklar gelişmiştir.

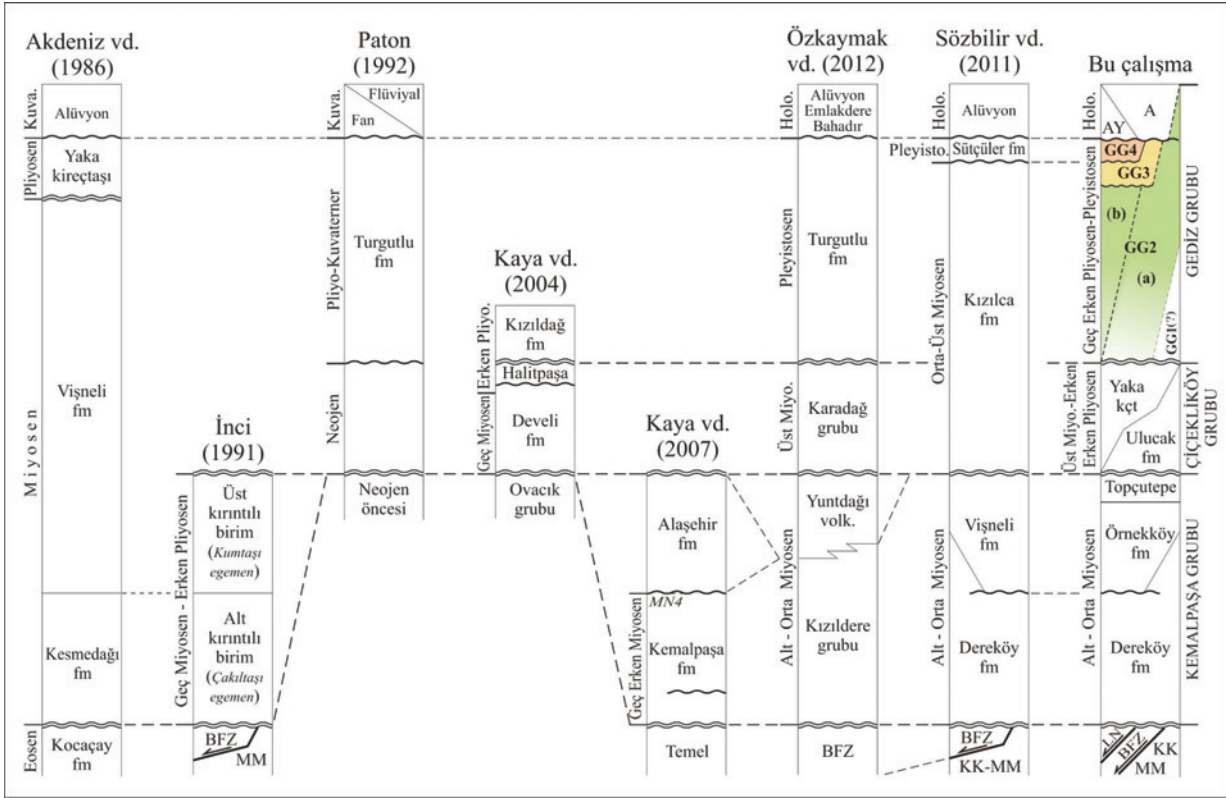


Şekil 2. Kemalpaşa havzasının Güncel sınırları ve yüzeyleyen stratigrafi birimleri: 1. Menderes Masifi, 2. Kikladik Kompleks, 3. Bornova Fliş Zonu, 4. Bodrum Napı, 5. Neojen volkanitleri, 6. Erken-Orta Miyosen yaşlı çökeller, 7. Geç Miyosen-erken Erken Pliyosen yaşlı çökeller, 8. Gediz grubu (a: Geç erken Pliyosen-Pleyistosen yaşlı çökeller, b: Alüvyon yelpazesi çökelleri [Holosen], c: Akarsu çökelleri [Holosen]). Memeli fosil lokaliteleri: 1: Sabuncubeli, 2: Yukarıkızılca, 3: Beşyol, 4: Çiçekliköy, 5: Develi-Halitpaşa, 6: Çobanisa, 7: Turgutlu çöplüğü, 8: Kızılgiri.

Figure 2. Present borders of Kemalpaşa basin and exposed stratigraphic units: 1. Menderes Massif, 2. Cycladic Complex, 3. Bornova Flysch Zone, 4. Bodrum Nappe, 5. Neogene volcanics, 6. Early-Middle Miocene deposits, 7. Late Miocene-earliest Early Pliocene deposits, 8. Gediz group (a: Latest Early Pliocene-Pleistocene deposits, b) Alluvial fan deposits [Holocene], c) Fluvial deposits [Holocene]). Mammalian fossil localities: 1. Sabuncubeli, 2. Yukarıkızılca, 3. Beşyol, 4. Çiçekliköy, 5. Develi-Halitpaşa, 6. Çobanisa, 7. Turgutlu dumping ground, 8. Kızılgiri.

Menderes Masifi ve tektonik örtüsünü oluşturan Bodrum Napı kayalarıyla ilksel dokanak ilişkisinin, KKD uzanımıyla Kocaçay havzasının oluşumu ve dolgulanmasını denetleyen Mahmutdağı fayı ile doğu devamındaki düşük açılı verrev/normal fay sistemi (GGSF) tarafından sinsedimanter olarak belirlendiği ileri sürülmektedir (Sözbilir vd., 2011). Bu model, K-G genişleme sürecinde Kocaçay havzası ile Gediz Grabeni'nin birlikte açıldığı ve dolgulanmanın Erken Miyosen'de başladığı öngörüsüne dayanır. Kocaçay havzası ile Gediz grabenleşmesi arasındaki yapısal ilişkinin kinematüğünü tartışmak bu çalışmanın konusu olmamakla birlikte, bu makalede, masifin yükselimi sürecinde Dereköy formasyonunun üzerinde çöktüğü alloktan kütlelerle birlikte

postsedimanter (pasif) olarak sıyrılmaya devam ettiği ve yer değiştirerek paraotkon konum kazandığı kabul edilmiştir. Kocaçay havzasını batıdan sınırlayan Bornova fliş zonu kayalarıyla dokanak, Kesmedağı fayı tarafından belirlenir (Sözbilir vd., 2011; Göktaş, 2012). Genelleştirilmiş stratigrafide uyumsuzlukla üste geldiği kabul edilen Örnekköy formasyonu ile dokanak ilişkisi gözlenmez. Kemalpaşa Havzası'nın birinci evre oluşumunu ve dolgulanmasını denetleyen GGSF ve Kurudere köyünden itibaren Kemalpaşa ilçe merkezine doğru uzanan düşük açılı normal fay sistemi (Kalkancatepe fayı: Sözbilir vd., 2011), geç Erken Pliyosen-Pleyistosen yaşlı birimler ile Dereköy formasyonu arasında sınır oluşturur (Şekil 5).



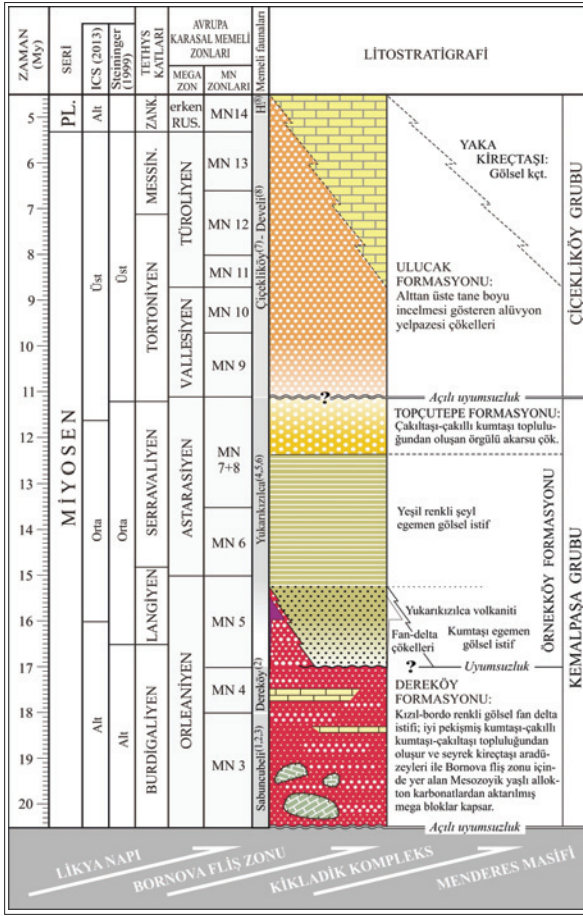
Şekil 3. Kemalpaşa havza dolgusu ve temel kayalarına yönelik önceki stratigrafik önermelerin, bu çalışmanın sonuçlarıyla karşılaştırılması. AY: Alüvyon yelpazesi çökelleri, A: Akarsu çökelleri, GG: Gediz Grubu, BFZ: Bornova Fliş Zonu, KK: Kikladik Kompleksi, MM: Menderes Masifi.

Figure 3. Correlation of previous stratigraphies proposed for the Kemalpaşa basin fill and its basement rocks with the results of this study. AY: Alluvial fan deposits, A: Fluvial deposits, GG: Gediz Group, BFZ: Bornova Flysch Zone, KK: Cycladic Complex, MM: Menderes Massif.

İzmir-Manisa karayolu üzerindeki Sabuncubeli Mevkii çevresinde (Şekil 2) yüzeyleyen ve Dereköy formasyonu istifinin alt bölümüne eşdeğer olan yelpaze deltası çökellerinde, MN3 biyozonuna (18-20,5 my arası: Steininger, 1999) ait küçük memeli fosillerinin tanımlandığı bilinmektedir (Brujin vd., 2006; Kaya vd., 2007; Mayda, 2008). Kocacıay havzasında, istifin üst kesimlerindeki masif çamurtaşları içinde Kaya vd. (2007) tarafından tanımlanan küçük memeli faunası da MN4 biyozonu (17-18 my arası: Steininger, 1999) kapsamında değerlendirilmiştir. Esas olarak geç Erken Miyosen döneminde geliştiği anlaşılan Dereköy formasyonu tortullaşmasının Orta Miyosen'de devam ettiği kabul edilmektedir (Sözbilir vd., 2011).

Yukarıkızılca Volkaniti

Yukarıkızılca volkaniti (Göktaş, 2012; 2015), Dereköy formasyonunun yelpaze deltası çökelleri arasına yerleşmiştir (Şekil 5). Yukarıkızılca köyünün yaklaşık 2,5 km GB'sinde ayrıntılan mavimsi gri renkli lav kütleleri, GGSF'nin ver-ev-normal faylarla ötelenmiş taban bloğunda yüzeyler. Ana element bileşimine göre kalkalkali andezit olarak tanımlanan porfirik dokulu lavların fenokristal kapsamı, plajiyoklaz, amfibol, biyotit, piroksen ve kuvarstan oluşur. Yukarıkızılca volkanitinden 15,6±0,6 my K/Ar yaşı alınmıştır (Göktaş, 2012; 2015).



Şekil 4. Kemalpaşa havzasının temelini oluşturan Neojen yaşlı kaya birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafisi (Göktaş, 2012'den değişikliklerle). H.: Halitpaşa memeli faunası. Memeli faunası referansları: ⁽¹⁾Bruijn vd. (2006), ⁽²⁾Kaya vd. (2007), ⁽³⁾Mayda (2008), ⁽⁴⁾Becker-Platen vd. (1975b), ⁽⁵⁾Saraç (2003), ⁽⁶⁾Rummel (1998), ⁽⁷⁾Kaya (1994), ⁽⁸⁾Kaya (2004).

Figure 4. Generalized stratigraphic section of the Neogene basement rocks of the Kemalpaşa basin (modified after Göktaş, 2012). H.: Halitpaşa mammalian fauna. Reference for mammalian faunas: ⁽¹⁾Bruijn vd. (2006), ⁽²⁾Kaya vd. (2007), ⁽³⁾Mayda (2008), ⁽⁴⁾Becker-Platen vd. (1975b), ⁽⁵⁾Saraç (2003), ⁽⁶⁾Rummel (1998), ⁽⁷⁾Kaya (1994), ⁽⁸⁾Kaya (2004)

Örnekköy Formasyonu

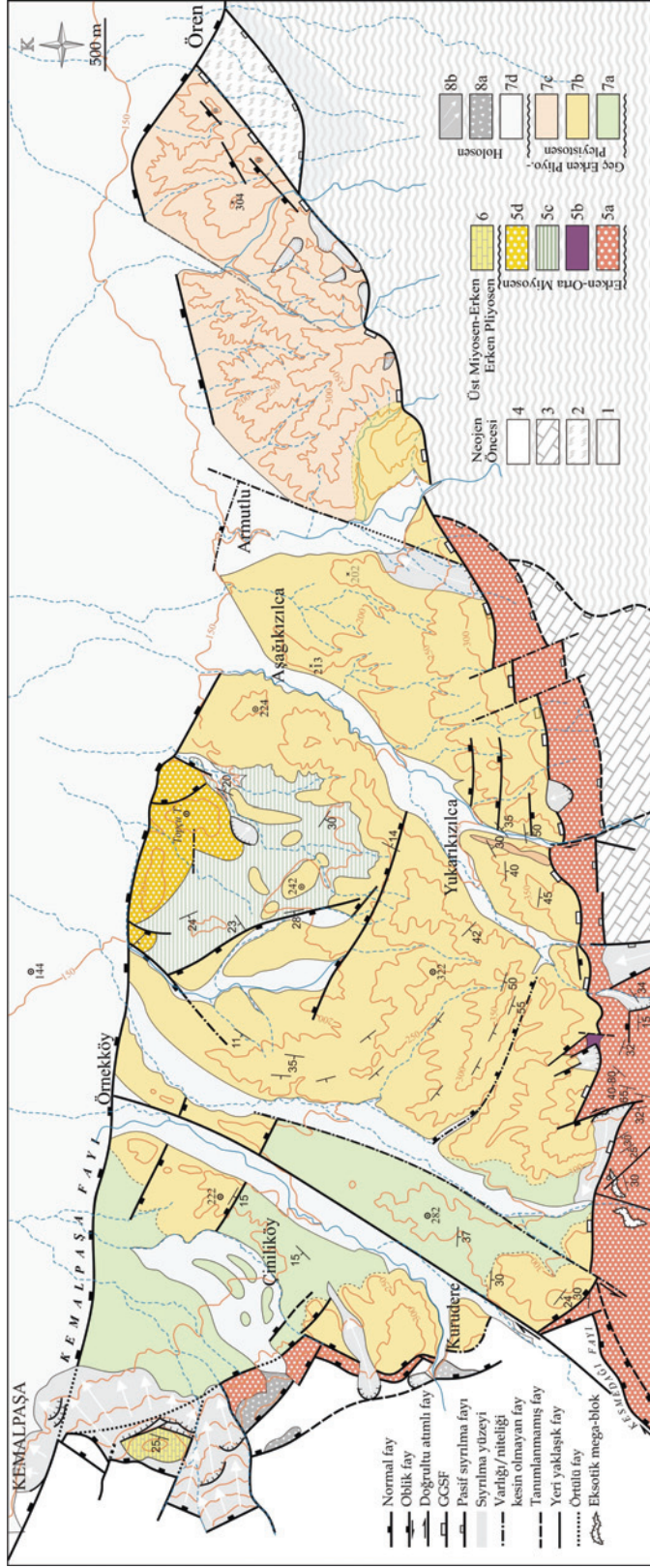
Örnekköy formasyonu (Göktaş, 2012), ağırlıklı olarak yeşil kiltaşından oluşan bir istifte simgelenir (Şekil 5). Kumtaşı ve çamurtaşı aradüzeyleri kapsayan masif kiltaş egemen istifin alt bölümlerinde, çakıltaşı-çakıllı kumtaşı-kumtaşı topluluğu yer alır. Seyrek

olarak gözlenen yuvarlak küçük çakıllardan yapılı çakıltaşı iyi pekişmiştir ve kalınlıkları bir metreye kadar çıkar. Biyoturbasyon nedeniyle bütünüyle masif görünen ince-orta taneli kumtaşı egemen bölümlerde, beyaz renkli ve ince kavkılı gastropodlara rastlanır. Kireçtaşı ve beyaz renkli dolomit arakatmanları, kiltaş istifi içinde az oranda bulunur. Kum boyu ekstraklastlar ve seyrek gastropodlar kapsayan kireçtaşı düzeylerinin istif içindeki bağıl konumları belirgin değildir. Yersel olarak gözlenen düzlemsel paralel laminalı kiltaş düzeyleri desimetrik kalınlıklardadır ve mikritik kireçtaşı katmanlarıyla birlikte bulunur. Becker-Platen vd. (1975b), 'kalsifiye tüfit' katmanlarının varlığına değinmiştir. Desimetrik kalınlıklarda seyrek aradüzeyler olarak bulunan kaba taneli kumtaşı ve çakıltaşı, masif ya da düzlemsel paralel katmanlıdır.

Tortul istifin önemli bölümünü oluşturan masif kiltaşları kalıcı göl ortamının ürünüdür. Gösel istif içinde Becker-Platen vd. (1975b) tarafından varlığına değinilen tüfit katmanları, Kocaçay havzasında Aşağıvişneli üyesi (Göktaş, 2012) içinde ayrıtılan ve Göktaş (2013)'ta Cumaovası riyolitik volkanizmasıyla ilişkilendirilen 13.8 ± 0.1 My Ar^{40}/Ar^{39} yaşlı (Sözbilir vd., 2011) felsik kül döküntülerinin korelanı olmalıdır. Karbonat çimentolu çakıltaşı ve kumtaşı katmanları, çökeli mi Orta Miyosen'de devam eden Dereköy formasyonunun sualtı yanal uzantıları olabilir.

Çalışma alanında tabanı yüzeylemeyen istifin, Dereköy formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer aldığı kabul edilmiştir (Şekil 4). Dereköy formasyonu ile birlikte GGSF'nin tavan bloğunu oluşturan ve bu konumuyla havzanın tabanında yer alan birim, Kemalpaşa normal fayının işlemesiyle taban blokta yüzeylemiştir (Şekil 5). Topçutepe formasyonu tortul istifin üstünde yer alan Kızılca formasyonunun izole kalıntıları, uyumsuz dokanaklarla birimin üzerinde yer alır.

Becker-Platen vd. (1975b) tarafından tanımlanan ve Saraç (2003) tarafından kapsamı genişletilen "Yukarıkızılca memeli faunası"



Şekil 5. Kemalpaşa havzası güneybatı kesiminin jeolojisi haritası. 1. Menderes Masifi, 2. Kikladik kompleks, 3. Bodrum napı, 4. Bornova Fliş Zonu, 5. Kemalpaşa grubu: (a: Dereköy fm., b: Yukarıkızılca volkaniti, c: Örnekköy fm., d: Topçutepe fm.), 6. Yaka kireçtaşı, 7. Gediz grubu (a: Çimliköy fm., b: Kızılca fm., c: Armutlu fm., d: Alüvyon yelpazesi çökelleri), 8a. Yamaç molozu, 8b. Heyelan alanı.

Figure 5. Geological map of southwestern part of the Kemalpaşa basin. 1. Menderes Massif, 2. Cycladic Complex, 3. Bodrum Nappe, 4. Bornova Flysch Zone, 5. Kemalpaşa group (a: Dereköy fm., b: Yukarıkızılca volcanics, c: Örnekköy fm., d: Topçutepe fm.), 6. Yaka limestone, 7. Gediz group (a: Çimliköy fm., b: Kızılca fm., c: Armutlu fm., d: Alluvial fan deposits), 8a. Slope de bris, 8b. Landslide area.

(*Erinaceus* sp., *Prolagus oeningensis*, *Alloptox* sp., *Cricetodon* (*Palaeocricetus*) cf. *caucasicus*., *Democricetodon* sp., *Megacricetodon* cf. *similis*, *Peridyromys dehmi*, *Spermophilinus* sp., Gliridae sp. indet., Suidae sp. indet., Cervidae sp. indet.), Mayda (2014)'ya göre MN5'ten çok MN6 biyozonu üyelerini kapsar ve "Çandır fauna grubu" (Becker-Platen vd., 1975a) ile korele edilebilir. Rummel (1998)'in tanımladığı Cricetidae faunası (*Byzantinia* cf. *cariensis*, *Democricetodon* aff. *freisingensis*, *Megacricetodon similis*) ise MN7+8 biyozonuna aittir. Küçük memeli topluluğunun geç Orleaniyen-Astariyen megazonları arasındaki dağılımına dayanılarak, tortullaşmanın geniş anlamda Orta Miyosen döneminde geliştiği kabul edilmiştir (Şekil 4).

Örnekköy formasyonu, Sözbilir vd. (2011) tarafından Kocaçay havzasında tanımlanan "Vişneli formasyonu" kapsamındaki gölssel çökellerin yanal uzantısıdır. İstifin yeşil kiltası egemen bölümleri, "Aşağıvişneli üyesi" (Göktaş, 2012) ile denetirilebilir.

Topçütepe Formasyonu

Topçütepe formasyonu, çakıltaşı-çakıllı kumtaşı ile simgelenen kırıntılı çökellerden oluşur (Şekil 4 ve 5). Tortul istifin çoğunlukla zayıf pekişmiş olması ve sarımsı gri ayrışma rengi tipiktir. Genellikle iyi yuvarlanmış ufak-iri çakıllardan yapıllı çakıltaşları ve kumtaşları tortul istife egemendir. Çakıltaşları, kaba taneli kumdan oluşan ara gereç desteklidir. Çapraz katmanlanmanın ender olarak gözlemlendiği çakılcıklı ve ufak çakıllı kaba kumtaşları, çakıltaşlarıyla birlikte bulunur.

Topçütepe istifi Örnekköy formasyonunu uyumlu(?) olarak üstler; ancak dokanaklar çok açık değildir. Holosen havza oluşumunu belirleyen Kemalpaşa fayı, taban blokta yüzeyleyen Topçütepe formasyonu ile tavan blokta çökelmekte olan Holosen alüvyon yelpazeleri arasında sınır oluşturur. Birimin üst dokanağı Holosen aşınımıyla belirlenmiştir. Topçütepe formasyonu ile -bölgenin Neojen stratigrafisinde açılı uyumsuzlukla üste geldiği öngörülen- Geç Miyosen-erken Erken Pliyosen yaşlı Çiçekliköy grubu çökellerinin dokanağı bulunmaz.

Kanal ve bar dolgularından oluşan istifin sedimanter özellikleri ve stratigrafi bağıntıları,

Örnekköy formasyonu üzerine ilerleyerek gölssel çökeli mi sonlandıran olası örgü deltası-örgülü akarsu dolgulanmasını yansıtmaktadır (Göktaş, 2012).

Birimin Örnekköy formasyonuna göreli yaşı geç Orta Miyosen'dir.

Topçütepe formasyonu, Göktaş (2012)'in Kocaçay havzasında tanımladığı Vişneli formasyonunun üst bölümünü oluşturan Doğancılar üyesinin karşılığıdır.

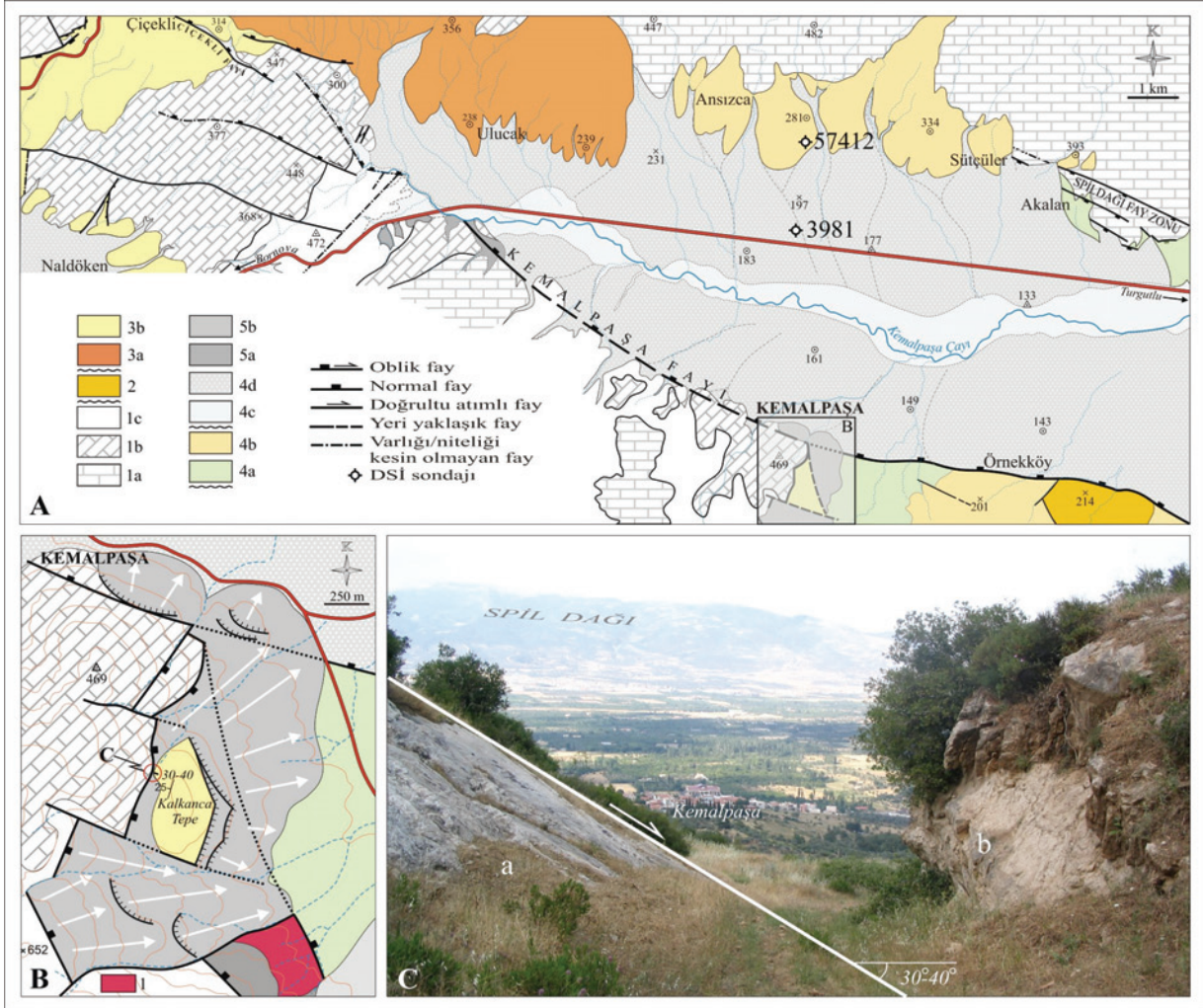
Ulucak Formasyonu

Ulucak formasyonu, Çiçekliköy grubu istifinin çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı topluluğundan yapıllı alt bölümünü oluşturur. Birimin çalışma alanı içinde ayrılan yüzlekleri (Şekil 6A), Akdeniz vd. (1986)'nde Vişneli formasyonu, Sözbilir vd. (2011)'nde ise Kızılca formasyonu kapsamında haritalanmıştır.

Altan üste tane boyu incilmesi gösteren istifin başlıca kayatürü bileşenleri, Spil (Manisa) Dağı ve Kemalpaşa Dağı yükseltilerini oluşturan Bornova flişi kapsamındaki Mesozoyik karbonat kayalarından türemiştir. Genel ayrışma rengi, açık-koyu kırmızı arasında değişir. Çakıltaşlarının çoğu, kaba kumdan oluşan ara gereç destekli ve orta-kötü boylanmalıdır. Çakıl boyutları iri çakıl ile ufak çakıl büyüklük sınırları arasında değişir. Çakıllı kumtaşları ile kumtaşları çoğunlukla masif olup orta-kötü boylanmalıdır. Çamurtaşı ve kumtaşı düzeylerinin sıklığı ve kalınlığı, tortul istifin üst bölümlerinde belirgin artış gösterir. Metrik düzeyler oluşturan kumlu çamurtaşı, açık pembemsi kahve ya da soluk turuncu renklerde, bütünüyle masif ve kötü boylanmalıdır. Kaba kumtaşı ve çakıltaşı arakatıkları, çamurtaşı egemen bölümlerde seyrek merccekler olarak bulunur.

Ulucak çevresindeki tortul istif, Spil Dağı yamaçları üzerinde güneye doğru gelişim gösteren örgülü akarsu egemen alüvyon yelpazesi tortullaşmasının ürünüdür.

İnceleme alanının kuzeybatısında yüzeyleyen Ulucak formasyonu, Bornova flişi içindeki Mesozoyik karbonat kaya kütlelerinden olan Beşpınar formasyonu (Akdeniz vd., 1986) ile Anadağ kireçtaşını (Akdeniz vd., 1986) açılı uyumsuzlukla üstler. Genelleştirilmiş stratigrafide, Örnekköy ve Ulucak formasyonları



Şekil 6. A) Kemalpaşa kuzeyinin jeoloji haritası. 1. Bornova Fliş Zonu (a: Beşınar fm. [Jura-Kretase], b: Anadağ kireçtaşı [Üst Kretase], c: Belkahve fm. [Üst Kretase-Paleosen]), 2. Örnekköy fm. ve Topçutepe fm. (Orta Miyosen), 3. Çiçekliköy grubu (a: Ulucak fm., b: Yaka kireçtaşı [Üst Miyosen-Alt Pliyosen'in altı]), 4. Gediz grubu (a: Çiniliköy fm. [Alt Pliyosen'in üstü-Pleyistosen], b: Kızılca fm. [Pleyistosen]), c: Akarsu çökelleri [Holosen], d: Alüvyon yelpazesi çökelleri [Holosen]), 5a. Yamaç molozu, 5b. Heyelan alanı; **B)** Kalkanca Tepe çevresinin jeoloji haritası. 1: Dereköy fm. (Diğer kaya birimi açıklamaları Şekil 4A'dadır), **C)** Kalkanca tepe fayı. a: Anadağ kireçtaşı, b: Yaka kireçtaşı.

Figure 6. A) Geological map of northern part of the Kemalpaşa basin. 1. Bornova Flysch Zone (a: Beşınar fm. [Jurassic-Cretaceous], b: Anadağ limestone [Upper Cretaceous], c: Belkahve fm. [Upper Cretaceous-Paleocene]), 2. Örnekköy fm. and Topçutepe fm. (Middle Miocene), 3. Çiçekliköy group (a: Ulucak fm., b: Yaka limestone [Upper Miocene-lowermost Lower Pliocene]), 4. Gediz group (a: Çiniliköy fm. [uppermost part of Lower Pliocene-Pleistocene], b: Kızılca fm. [Pleistocene]), c: Fluvial deposits [Holocene], d: Alluvial fan deposits [Holocene], 5a. Slope debris, 5b. Landslide area); **B)** Geological map of the Kalkanca Tepe area. 1: Dereköy fm. (See Figure 4A for explanations of other litho-units), **C)** Kalkanca Tepe fault. a: Anadağ limestone, b: Yaka limestone.

arasında öngörülen açılı uyumsuzluk çalışma alanında gözlenmez. Çiçekliköy ve Kalkanca Tepe çevrelerinde yanal-düşey geçiş ilişkisiyle

Yaka kireçtaşı tarafından üstlenen birim, Ulucak çevresinde Holosen alüvyon yelpazeleri tarafından açılı uyumsuzlukla örtülür.

Yalçınlar (1953/54), Beşyol köyü çevresindeki (Şekil 2) eşdeğer çökellerde tanımladığı *Mastodon* sp. bulgusuna dayanarak, bölgedeki Geç Miyosen (Ponsiyen) tortullaşmasına ilk kez değinmiştir. Kaya (1994) tarafından Çiçekliköy'deki (Şekil 2) Ulucak formasyonu çökellerinde tanımlanan büyük memeli fosillerinin (*Ceratherium neumayri*, *Hipparion* sp.) düşey dağılımı MN9-MN13 biyozonları arasındadır (11,1-4,9 my arası: Steininger, 1999). Gediz Grabeni'nin KB uzantısındaki Halitpaşa yarı grabeninde yüzeyleyen çamurtaşı egemen gölsel istifin değişik düzeylerinde, Geç Miyosen'den (Türoliyen) erken Erken Pliyosen'e (erken Ruskiniyen) kadar yaşlandırılan memeli fosilleri tanımlanmıştır (Şen vd., 1989; Ferre, 1990; Kaya vd., 1998; 2004 ve bu çalışmalarda değinilen kaynaklar). Bölgesel biyokronoloji verilerine göre, alüvyon yelpazesi çökelinin esas olarak Geç Miyosen'i kapsadığı ve Türoliyen'den itibaren gölsel çökelere yanal girik gelişim gösteren tortullaşmanın erken Erken Pliyosen sonlarına kadar devam ettiği kabul edilmiştir (Şekil 4).

Yaka Kireçtaşı

Akdeniz vd. (1986) tarafından tanımlanan Yaka kireçtaşı istifi karbonat kayalarından oluşur (Şekil 6A ve B). İstifin taban kesimindeki çamurtaşları, genellikle soluk sarı ya da açık kırmızı-kahverenkli, masif, genellikle biyoturbasyonlu ve yersel olarak yüksek organik madde içeriklidir. Çamurtaşı düzeyleri içinde, desimetrik kalınlıklarda yumrulu kireçtaşı katmanları ve kalış yumruları bulunur. Kalın-çok kalın düzgün katmanlı olan kireçtaşı-dolomitik kireçtaşının ayrışma yüzeyi gri, taze kaya ise bej ya da açık gri renklidir. Katmanlanmanın giderek kalınlaştığı üst bölümlerde, dallı tatlı su alglerinin oluşturduğu biyoklastik düzeyler ortaya çıkar.

Yaka kireçtaşı, Geç Miyosen havza kenarı tortullaşmasını yansıtan Ulucak formasyonunun alüvyal çökelleriyle yanal giriktir ve kıyı gerisi çamurtaşlarını izleyerek kalıcı göl ortamında çökelmiştir.

Çiçekliköy güneyindeki yüzlekler, Üst Kretase yaşlı Anadağ kireçtaşına transgresif aşmayla yaslanır (Şekil 6A). Kalkanca Tepe çevresinde yüzeyleyen Yaka kireçtaşı ile Anadağ kireçtaşı arasındaki dokanak, düşük eğimli (30°-40°) normal

fay niteliğindeki Kalkancatepe fayı tarafından belirlenmiştir (Şekil 6B ve C). Fay düzlemine yaklaştıkça, kireçtaşı ve çamurtaşı katmanlarının ortalama 25°'lik eğimlerle 'geriye çarpıldığı' gözlenir. Bölgenin bireşimsel stratigrafisinde açılı uyumsuzlukla birimin üzerinde yer alan Gediz grubu çökelleriyle Yaka kireçtaşının dokanağı çalışma alanında gözlenmez.

Gediz havzasının KB bölümünde, kireçtaşı arakatlı çamurtaşı istifiyle simgelenen gölsel tortullaşmanın, Türoliyen'den erken Ruskiniyen'e (erken Erken Pliyosen) kadar devam ettiği memeli fosil bulgularıyla kanıtlanmıştır (Kaya vd., 1998; 2004 ve bu çalışmalarda değinilen kaynaklar). Batı Anadolu'da birbirini izleyen iki evreli gerilme sürecini ayırdığı öngörülen geç Erken Pliyosen sıkışma fazında (Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz, 2000; Bozkurt, 2000, 2003; Bozkurt ve Sözbilir, 2004, 2006; Kaya vd., 2004), gölsel istifin deforme olarak su üstüne çıktığı ileri sürülebilir.

Manisa-Saruhanlı alt havzasındaki Halitpaşa çevresinde tanımlanan "Develi formasyonu" nun orta-üst bölümleri ile "Halitpaşa formasyonu" (Kaya vd., 2004), gölsel istifin kireçtaşı aradüzeyleri kapsayan çamurtaşı egemen kesitini karşılar. Sözbilir vd. (2011)'nde, birimin eşleniği olan gölsel kireçtaşları Kızılca formasyonu içinde değerlendirilmiştir.

KEMALPAŞA HAVZA DOLGUSUNUN STRATİGRAFİSİ

Gediz Grabeni'nin yapısal-stratigrafik evrimini araştıran çok sayıdaki çalışmada, grabenin batı uzantısını oluşturan Kemalpaşa Havzası ele alınmamıştır (İzitan ve Yazman, 1990; Cohen vd., 1995; Dart vd., 1995; Emre, 1996; Koçyiğit vd., 1996; Seyitoğlu ve Scott, 1996; Yılmaz vd., 2000; Seyitoğlu vd., 2000, 2002; Sözbilir, 2001, 2002; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Purvis ve Robertson, 2004, 2005; Çiftçi ve Bozkurt, 2007, 2008, 2009a,b, 2010; Şen ve Seyitoğlu, 2009; Çiftçi, 2013). Bu çalışmaların önemli bölümü, bakımsız grabenleşmeyi biçimlendiren sınırlama fayı üzerindeki (supra-detachment) tortullaşmanın ve K-G genişlemenin son döneminde gelişen deformasyonun en iyi gözlemlendiği Alaşehir-Turgutlu arasındaki güney kenarda yoğunlaşmıştır. GGSF'nin tavan bloğunda izlenen Pliyo-Kuvaterner istiflenmesinin genel düzeni, Gediz Grabeni ile

Kemalpaşa havzası arasında yapısal-stratigrafik süreklilik bulunduğunu göstermektedir. Bu ilişki, Gediz Grabeni için önerilen litostratigraflerin Kemalpaşa alt havzasıyla karşılaştırıldığı Şekil 7’de irdelenmiştir.

Kemalpaşa Havzası’nın Pliyo-Kuvaterner dolgulanması *Gediz grubu* (İztan ve Yazman, 1990) kapsamında incelenmiştir. Bu çalışmada, havzanın iki evreli yapılanmasıyla eşzamanlı gelişim gösterdiği kabul edilen Gediz grubu çökelişi, geç Erken Pliyosen-Pleyistosen ve Holosen dönemlerinde dolguların başlıca iki istife ayrılmıştır. Birinci istif düşük açılı normal faylar ve esas olarak GG5F, ikinci istif ise yüksek açılı normal fay sistemleri tarafından denetlenmiştir (Şekil 2). Havza oluşumu ve dolgulanmasının başlangıç zamanı (~4,5-5 my önce), Kaya vd. (2004) ile Mayda vd. (2013)’nin biyokronolojik değerlendirmelerine dayanmaktadır (Şekil 8).

Bu çalışmada kabul edilen zamanstratigrafik sınırları içinde, Gediz grubu (GG) başlıca beş birimden oluşur. Şekil 8’de önerilen bireşimsel stratigrafisi, Şekil 9’da sunulan çalışma alanı içinde ve ağırlıklı olarak Kemalpaşa alt havzasının batı kesiminde kurulmuş, Manisa-Saruhanlı alt havzasındaki DSİ sondaj verilerinden yararlanılarak geliştirilmiştir.

Gediz Grabeni’nin Alaşehir-Turgutlu arasındaki güney kenarında dolgulanmış birinci evre istifinin alt bölümünü oluşturan kızıl-bordo renkli alüvyon yelpazesi çökelleri (GG1), Gediz havzasının B (Kemalpaşa) ve KB (Manisa-Saruhanlı) bölümlerinde gözlenmez. Bu kesimlerdeki çöküntü alanları, eski Gediz Nehri ve yan kollarının boşaldığı göl sel havzalar olarak gelişimlerini geç Erken Pliyosen-Pleyistosen boyunca sürdürmüşlerdir. Akhisar ile Göl marmara arasındaki Yemişli ve Kumkuyucak gölleri, Emiraleme vadisinin Holosen’de açılmasıyla suları Ege Denizi’ne boşalan büyük Pleyistosen gölünün kalıntılarıdır (Hakyemez vd., 2013).

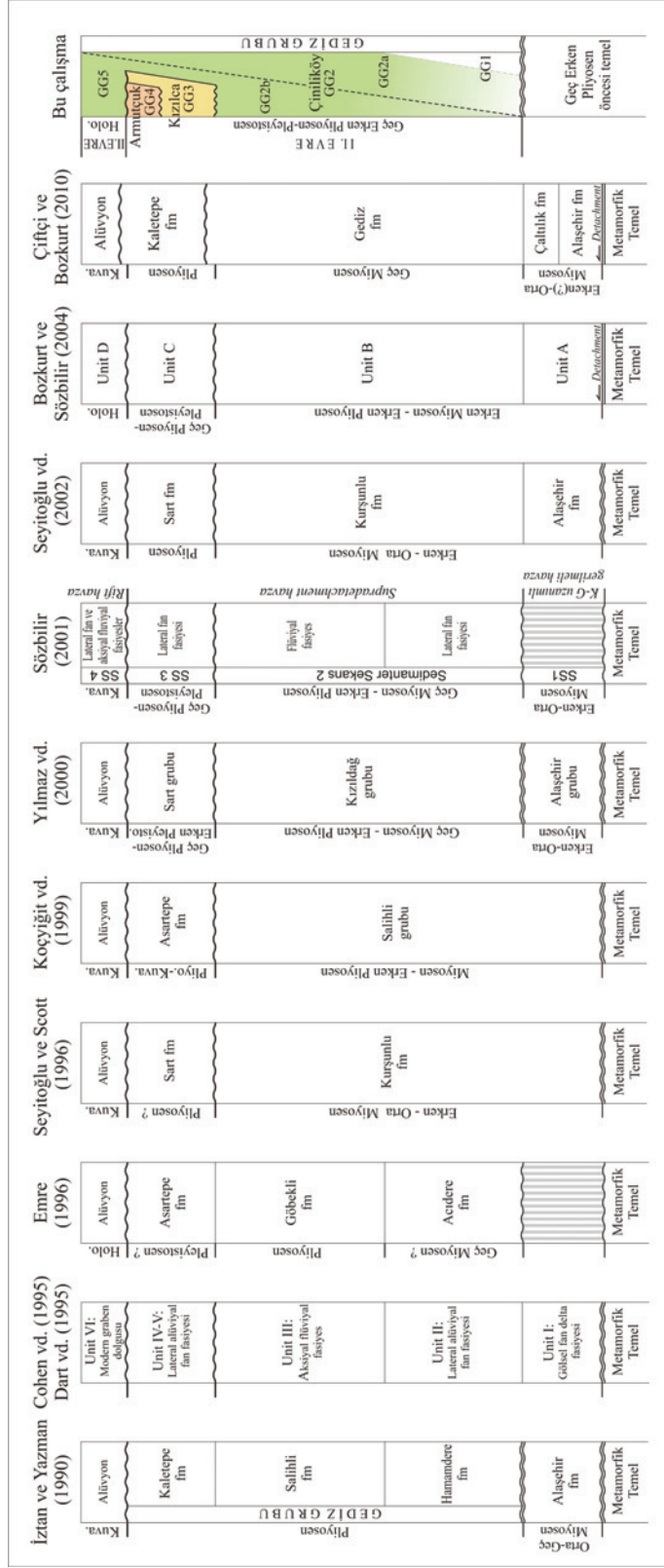
Kemalpaşa Havzası’ndaki birinci evre istifinin alt bölümünü oluşturan Çiniliköy formasyonu (GG2) baskın olarak ince kırıntılı göl sel çökellerden oluşur (GG2.a) ve üste doğru flüvyo-deltaik kırıntılara (GG2.b) derecelenir.

Gediz grubunun üçüncü birimi olarak, Çiniliköy formasyonu üzerine ilerleyerek göl sel tortullaşmayı büyük ölçüde sona erdiren alüvyon yelpazeleri (Kızılca formasyonu: GG3) dolgulanmıştır. En geç Pleyistosen’de GG5F önünde gelişen ve Kızılca formasyonu üzerinde uyumsuz konumlu yüzlek örtüler oluşturan kaba taneli alüvyon yelpazesi istifi (GG4) Armutlu formasyonu adıyla ayrılmıştır. Yüksek açılı Kemalpaşa normal fayının belirlediği Holosen evresinde, aksel akarsu konumundaki Kemalpaşa Çayı ve yan kolları ile havzanın kuzey ve güney kenarlarında gelişimlerini sürdüren alüvyon yelpazeleri, Gediz grubunun beşinci ve son tortul dolgusunu (GG5) oluşturmaktadır (Şekil 8).

Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin stratigrafik bakışımı supra-detachment istiflerinde, daha çok geç Villaniyen-erken Bihariyen mega zonlarını gösteren küçük memeli faunalarının tanımlandığı bilinmektedir (Ünay vd., 1995; Ünay, 1997; Ünay ve Bruijn, 1998; Ünay ve Göktaş, 1999; Sarıca, 2000, Ünay vd., 2003; Mayda vd., 2013). Ancak, Çobanisa çevresinde (Şekil 2) yüzeyleyen Çiniliköy formasyonunun flüvyo-deltaik çökellerinde Mayda vd. (2013) tarafından tanımlanan MN15 biyozonunun “genç” memelilerine dayanılarak, Gediz grubu tortullaşmasının geç Erken Pliyosen’de (geç Ruskiyen) başladığı kabul edilmiştir (Şekil 8). Gediz ve Büyük Menderes graben dolgularındaki küçük memelilere yönelik biyokronolojik değerlendirmeler Toringiyen’e kadar uzanmaktadır (Ünay vd., 1995; Ünay, 1997; Ünay ve De Bruijn, 1998).

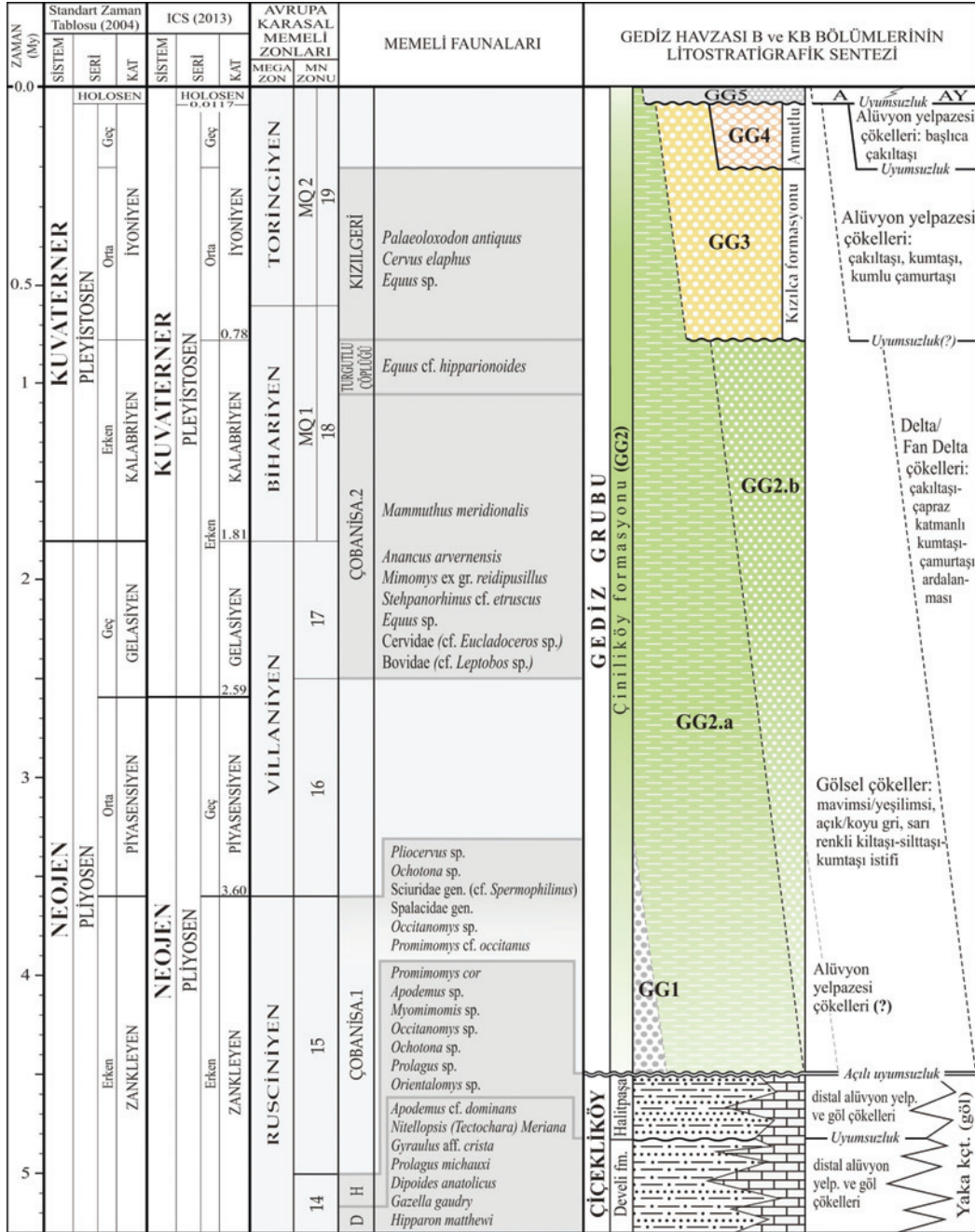
Birinci Evre (Geç Erken Pliyosen-Pleyistosen)

Kemalpaşa Havzası’ndaki dolgulanma sürecinin birinci evresi, havzayı güneyden sınırlayan GG5F’nin tavan bloğu üzerinde gelişmiştir. İnceleme alanında tabanı gözlenemeyen tortul istif, alttan üste göl-egemen *Çiniliköy*, alüvyial *Kızılca* ve alüvyial *Armutlu* formasyonlarından oluşur (Şekil 8). Birinci evre dolgularını kapsayan Kemalpaşa Havzası, Manisa il merkezi ile Turgutlu arasında uzanan verev/normal Manisa fayı (Emre vd., 2005; Bozkurt ve Sözbilir, 2006; Özkaymak ve Sözbilir, 2008) tarafından Holosen’de kesilerek Gediz Grabeni ana havzasından ayrılmıştır (Şekil 2).



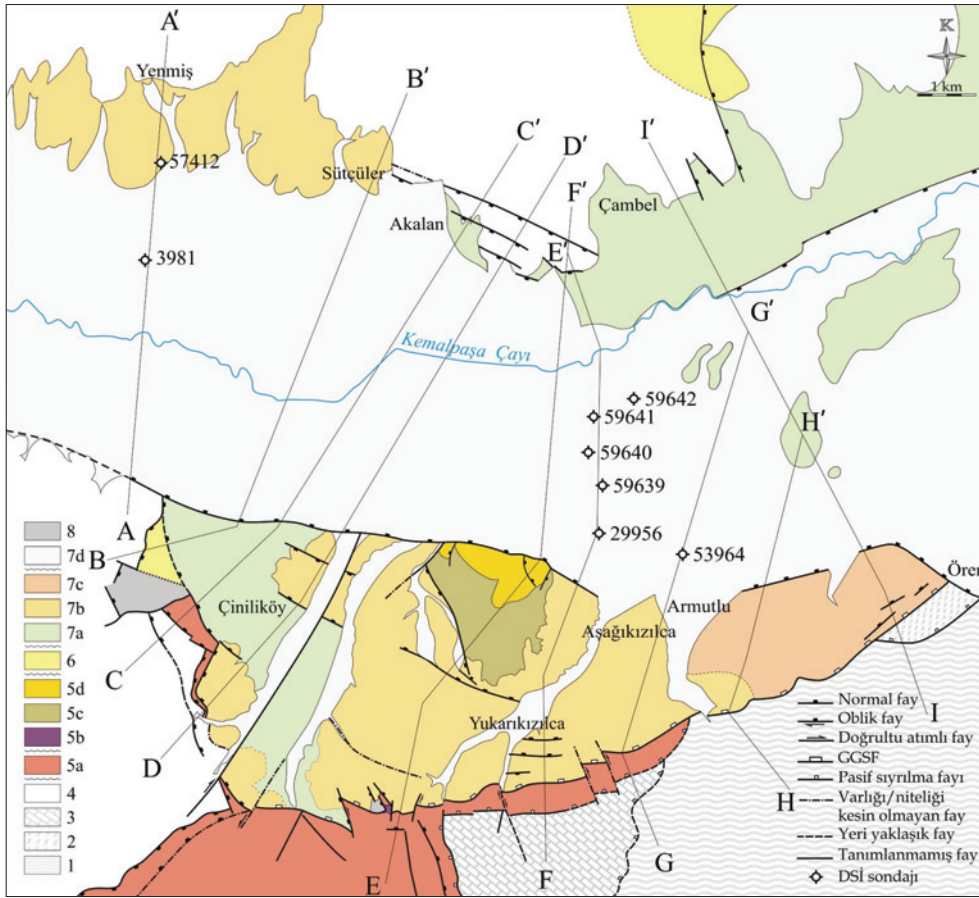
Şekil 7. Gediz Grabeni dolgusu için önceki çalışmalarda önerilen stratigraflerin bu çalışmayla karşılaştırılması.

Figure 7. Correlation of previous stratigraphies proposed for the Gediz Graben fill with that of this study.



Şekil 8. Gediz havzasının B (Kemalpaşa alt havzası) ve KB (Manisa-Saruhanlı alt havzası) bölümleri için önerilen bireşimsel stratigrafi. GG1: Yanal alüvyial çökeller, GG2: Çiniliköy fm. (a: gösel çökeller, b: Delta/fan delta çökelleri), GG3: Kızılca fm., GG4: Armutlu fm., GG5: Holosen çökelleri (A: Akarsu çökelleri, AY: Alüvyon yelpazesi çökelleri).

Figure 8. Syntetic stratigraphy proposed for the western (Kemalpaşa subbasin) and northwestern (Manisa-Saruhanlı subbasin) parts of Gediz basin. GG1: Lateral alluvial deposits, GG2: Çiniliköy fm. (a: lacustrine deposits, b: Delta/fan delta deposits), GG3: Kızılca fm., GG4: Armutlu fm., GG5: Holosen deposits (A: Fluvial deposits, AY: Alluvial fan deposits).



Şekil 9. Çalışma alanının yalın jeolojisi. 1. Menderes Masifi, 2. Kikladik kompleks, 3. Bodrum napı, 4. Bornova Fliş Zonu, 5. Kemalpaşa grubu (a: Dereköy fm, b: Yukarıkızılca volkaniti, c: Örnekköy fm, d: Topçütepe fm), 6. Yaka kireçtaşı, 7. Gediz grubu (a: Çiniliköy fm, b: Kızılca fm, c: Armutlu fm, d: Alüvyon), 8. Heyelan alanı.

Figure 9. Simplified geological map of the study area. 1. Menderes Massif, 2. Cycladic complex, 3. Bodrum Nappe, 4. Bornova Flysch Zone, 5. Kemalpaşa group (a: Dereköy fm., b: Yukarıkızılca volcanics, c: Örnekköy fm., d: Topçütepe fm.), 6. Yaka limestone, 7. Gediz group (a: Çiniliköy fm., b: Kızılca fm., c: Armutlu fm., d: Alluvium), 8. Landslide area.

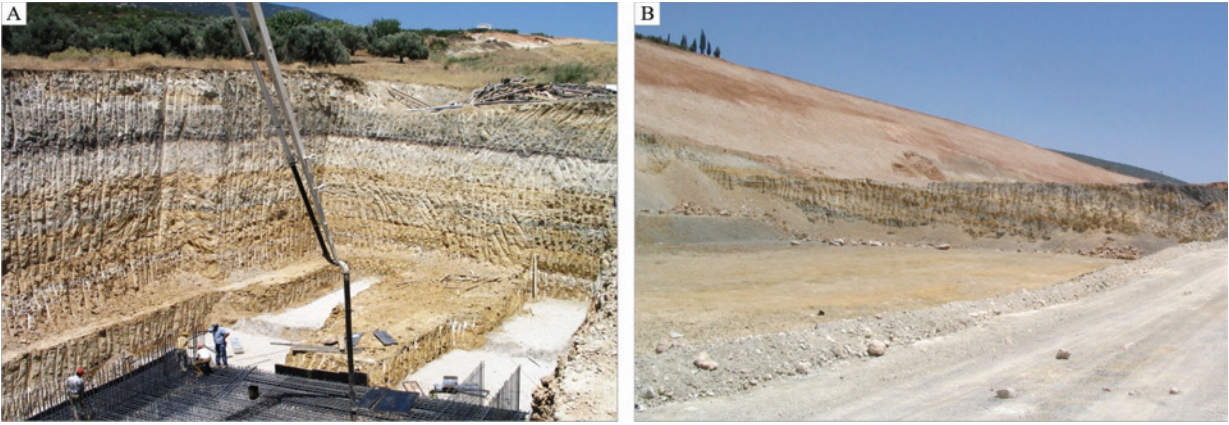
Çiniliköy formasyonu

Zayıf pekişmiş kiltası-silttaşı-kumtaşı topluluğundan oluşan tortul istif, üste doğru artan sıklıkta çakıltaşı ve çapraz katmanlı kumtaşı aradüzeyleri kapsar. Göktaş (2012) tarafından tanımlanan birimin adı Çiniliköy'den alınmıştır (Şekil 5).

Az belirgin katmanlı ve masif çamurtaşı litofasiyesi tortul istife egemendir. Mavi, yeşil, sarımsı bej, açık/koyu gri renkli desimetrik ve metrik kalınlıklardaki düzeylerin ardalanması tipiktir. Seyrek olarak soluk kırmızı renkli çamurtaşı düzeylerine rastlanır. Gösel istif içinde sıklıkla

ortaya çıkan, siyahımsı koyu gri renkli kiltası-silttaşı düzeyleri yüksek oranda organik gereç içerir (Şekil 10). Kalın çamurtaşı düzeyleri ile birlikte bulunan ince-orta taneli kumtaşı arakatmanları masif ve zayıf pekişmiştir.

İnce kırıntılı istif, üste doğru sıklığı ve kalınlığı artan flüviyal çakıltaşı-çakıllı kumtaşı-kumtaşı arakatmanları kapsar (Şekil 11). Çakıltaşı, çoğunlukla küçük çakıl büyüklük sınırları içinde, ara gereç (kaba taneli kum) destekli, genellikle zayıf pekişmiş ve orta-iyi boylanmıştır. Çakıllar genellikle yuvarlaktır. Kaba taneli kumtaşı, yersel çapraz katmanlı ve yüksek dokusal olgunluktadır. İstifin üst



Şekil 10. Sütçüler ile Akalan köyleri arasındaki demiryolu inşaatı yarmalarında gözlenen Gediz grubu çökelleri. **A)** Çiniliköy formasyonu gösel çökelleri, **B)** Altta Çiniliköy, sol üstte Kızılca formasyonu. Genel katman eğimleri, Holosen havzasını güneyden belirleyen aktif Kemalpaşa fayına doğrudur.

Figure 10. Gediz group deposits exposed on the excavated walls of the railway construction between Sütçüler and Akalan villages. **A)** Lacustrine deposits of Çiniliköy formation, **B)** Çiniliköy formation (lower part) and Kızılca formation (upper left side). Layers are normally inclined towards the active Kemalpaşa fault, southern limit of the Holocene basin.

kesimleri, az belirgin çapraz katmanlı ya da masif kumtaşı düzeyleri ile birlikte bulunan, 5-15 cm arası büyüklüklerde iyi yuvarlanmış çakıllardan yapıllı çakıltaşı düzeylerinden oluşur.

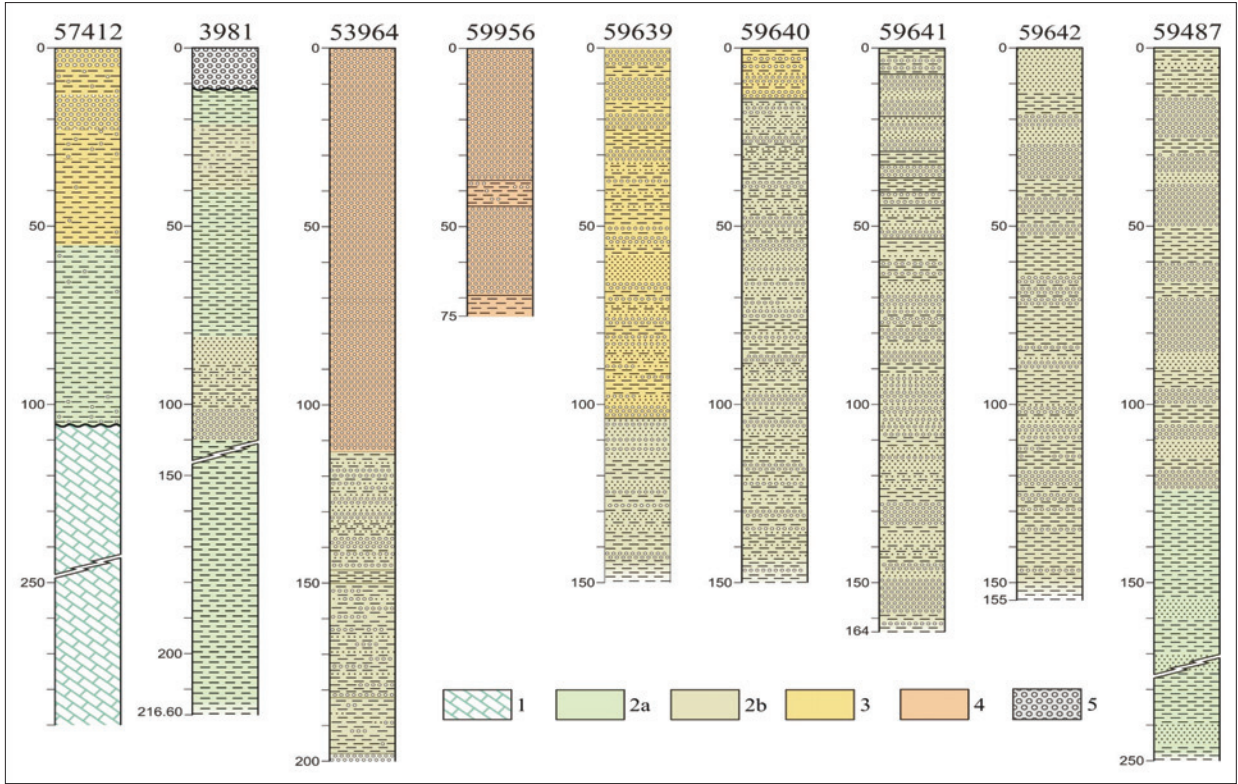
Gösel ortamda gelişen ince kırıntılı tortullaşma, Çiniliköy formasyonunun özellikle alt bölümüne egemendir. Üst bölümlerde artış gösteren çakıltaşı ve çapraz katmanlı kumtaşı arakatmanları, paleoredüksiyonu yansıtan renkleri, içerdikleri pelesipod (*Unio* sp.), tatlı su gastropodu ve balık dişleriyle sualtı tortullaşmasını yansıtır. Bu çökel topluluğu, göle açılan delta ve yelpaze deltalarının ürünleri olarak yorumlanmıştır. Gediz havzası genelinde flüviyo-deltaik dolgularla sınırları giderek daralan göller, bazı alanlarda günümüze kadar varlığını sürdürmüştür. Kemalpaşa Havzası'ndaki "Ulucak", "Yenmiş" ve "Nemrut" gibi prehistorik yerleşimler (Şekil 2), günümüzde alüvyon yelpazeleriyle örtülmüş olan Pleyistosen'den kalıtsal gölün kıyılarında kurulmuştur. Söz konusu yerleşimlerin 7800-7900 yıl önce terk edilmiş olması, Gediz Nehri'ne boşalan gölün kurumasıyla ilişkilendirilmiştir (Hakyemez vd., 2013).

Çalışma alanında Çiniliköy formasyonunun stratigrafik tabanı gözlenmez. Gösel çökeller, havzanın kuzeyinde yüzeyleyen Jura-Kretase yaşlı Beşpınar formasyonuna doğrudan yaslanır (Şekil 12). Akalan çevresinde,

istifin üst bölümünü karakterize eden flüviyo-deltaik tortullaşma gelişmemiştir.

Manisa-Saruhanlı alt havzasındaki DSİ sondajlarının değerlendirilmesi sonucunda, gösel istifin -taban kırıntılıları aracılığıyla- (Geç?) Miyosen kireçtaşları ve Mesozoyik karbonat kayaları üzerine uyumsuzlukla geldiği anlaşılmıştır. Bu stratigrafi ilişkisi, Gediz havzasının B ve KB bölümlerinde gelişen Gediz grubu tortullaşmasının doğrudan gösel çökellerle başladığını, graben ekseninde kuzeybatıya doğru akan akarsu sisteminin (eski Gediz Nehri) değinilen göle boşaldığını göstermektedir (Hakyemez vd., 2013). Geç Miyosen-erken Erken Pliyosen yaşlı Çiçekliköy grubu kayabirimleri ve Dereköy formasyonu ile dokanaklar, GGSF ve batı uzantısındaki düşük açılı normal fay sistemi (Kalkancatepe fayı) tarafından belirlenmiştir (Şekil 13). Kızılca formasyonu tarafından uyumsuzlukla üstlenen birimin çalışma alanı içindeki yüzlekleri, yersel olarak kalık (inaktif) heyelan kütleleri ve Holosen alüvyonlarıyla örtülmüştür.

Gediz Grabeni'nde MTA tarafından yürütülen önceki çalışmalarda, gösel birimin yanal eşdeğeri kabul edilen akarsu sisteminin taşkın düzlüklerinde bulunmuş memeli fosilleri ağırlıklı olarak Erken Pleyistosen yaşları vermiştir. Turgutlu ile Alaşehir arasında tanımlanan küçük memeli

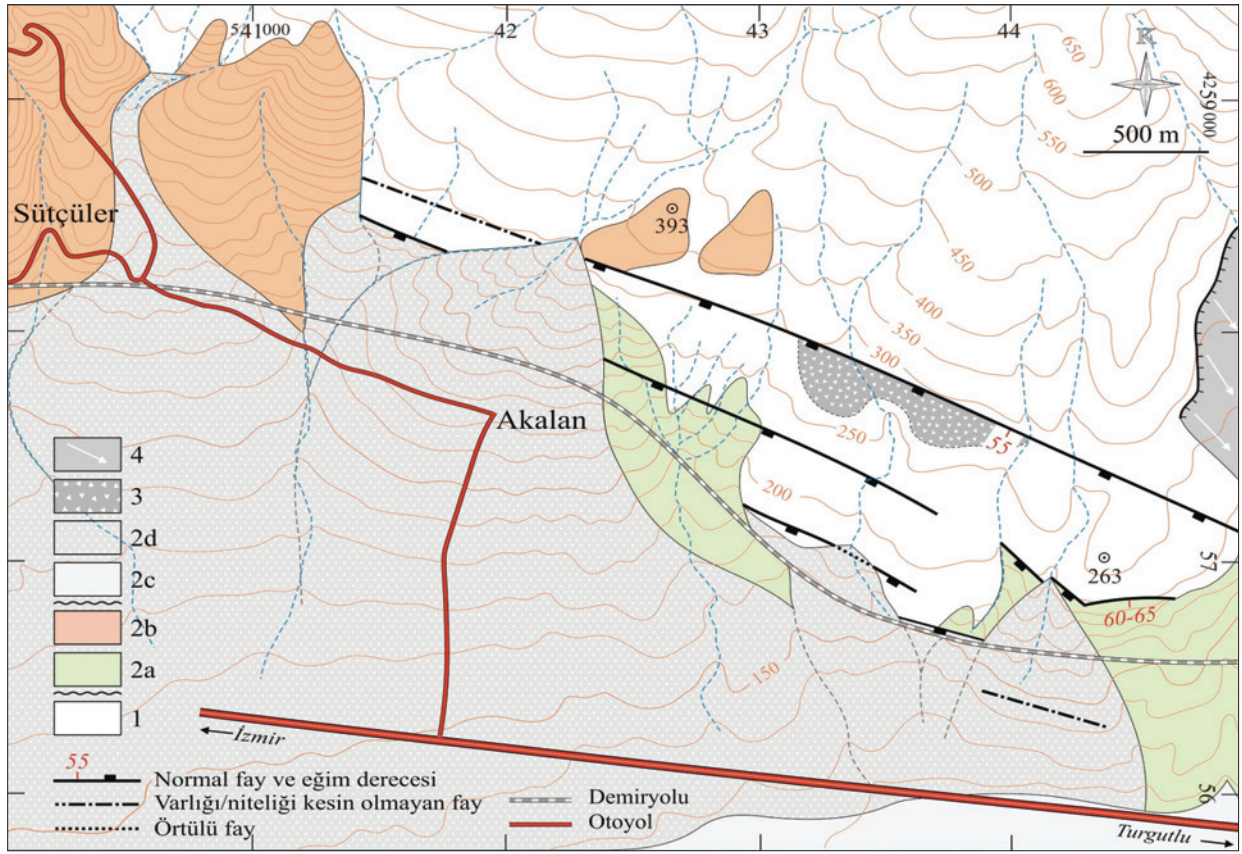


Şekil 11. Kemalpaşa havzasında incelenen DSİ kuyu logları ve yalınlaştırılmış çökel fasiyesleri. 1. Beşpınar fm., 2. Göl çökelleri (a: Çiniliköy fm “gösel”, b: Çiniliköy fm. “flüviyo-deltaik”), 3. Çamur düzlüğü(?) ve/veya distal fan çökelleri (Kızılcıca fm.), 4. Kaba taneli alüvyon yelpazesi çökelleri (Armutlu fm.), 5. Holosen Alüvyon yelpazesi çökelleri. Sondaj lokasyonları Şekil 1B’dedir.

Figure 11. Studied logs of wells drilled in the Kemalpaşa basin and simplified sedimentary facies of the logs. 1. Beşpınar fm., 2a. Lacustrine deposits of Çiniliköy fm., 2b: Fluvio-deltaic deposits of Çiniliköy fm., 3. Mud flat (?) and/or distal fan deposits (Kızılcıca fm.), 4. Coarse-grained alluvial fan deposits (Armutlu fm.), 5. Holocene Alluvial fan deposits. See Figure 1B for locations of drill-holes.

fosillerinin (*Mimomys pliocaenicus*, *Mimomys cf. ostramosensis*, *Microtus* sp.) dağılımı, MN17-18 biyozonlarını karşılayan geç Villaniyen ile erken Bihariyen arasındadır (Ünay, 1997). Sarıca (2000) tarafından, Salihli batısında, Çaltılı çevresindeki eşitli düzeylerde tanımlanan *Apodemus cf. sylvaticus* aynı megazonları gösterir. Saraç (2003)’a göre, Salihli-Sartmustafa faunası (*Mimomys cf. Ostramosensis*, *Lagurini* sp., *Tibericola* sp., *Apodemus* sp.) erken Villaniyen’e (MN16) inebilir. Turgutlu çevresinde, doğal agrega ve tuğla-kiremit hammaddesi olarak kullanılan Çiniliköy formasyonu çökelleri (Turgutlu formasyonu: Paton, 1992) iyi korunmuş büyük memeli fosilleri yönünden oldukça

zengindir. Bu çevredeki hammadde ocaklarında bulunan Erken Pleyistosen’de yaşamış büyük memelilere ait molar dişleri, *Anancus arvernensis* (geç Villaniyen) ve *Mammuthus meridionalis* (Bihariyen) olarak tanımlanmıştır (Mayda vd., 2013). Turgutlu çöplüğünde (Şekil 1B) bulunan *Equus cf. hipparionoides* geç Bihariyen’e (MN18) işaret eder ve ~1.0 my’a tarihlenir (Mayda vd., 2013). Çobanisa köyü çevresindeki (Şekil 1B) flüviyo-deltaik çökellerde Mayda vd. (2013) tarafından tanımlanan büyük memeli topluluğunun (*Anancus arvernensis cf. alexeevae*, *Mammuthus meridionalis meridionalis*, *Stephanorhinus etruscus*, *Equus aff. major*, cf. *Eucladoceros* sp., cf. *Sivatherium* sp., cf. *Leptobos* sp.)



Şekil 12. Kemalpaşa havzasının kuzey kenarını temsil eden Akalan çevresi ve Spil Dağı fay zonunun jeoloji haritası. 1. Beşpınar fm., 2. Gediz grubu (a: Çiniliköy fm., b: Kızılca fm., c: Kemalpaşa Çayı'nın akarsu çökelleri, d: Alüvyon yelpazesi çökelleri), 3. Yamaç molozu, 4. Heyelan alanı.

Figure 12. Geological map of the area around Akalan and Spil Dağı fault zone, the northern margin of the Kemalpaşa basin. 1. Beşpınar fm., 2: Gediz group (a: Çiniliköy fm., b: Kızılca fm., c: Fluvial deposits of Kemalpaşa Stream, d) Alluvial fan deposits, 3. Slope debris, 4. Landslide area.

yaşı Erken Pleyistosen'dir. Aynı çalışmada tanımlanan *Mimomys* ex. gr. *reidi-pusillus*, erken Erken Pleyistosen'e (geç Villaniyen) karşılık gelen MN 17 biyozonunun ikinci yarısına (1,9-2.1 my arası) aittir. Çobanisa çevresinde Mayda vd. (2013) tarafından yeniden tanımlanan en yaşlı küçük memeli faunası (*Pliocervus* sp., *Ochotona* sp., *Promimomys* cf. *occitanus*, *Occitanomys* sp.) geç Ruskiniyen'i (geç MN15) gösterir (Şekil 8: Çobanisa 1 faunası).

Kızılca formasyonu

Altta üste tane boyu kabalaşması gösteren istif, ağırlıklı olarak çakıltası-kumtaşı topluluğundan oluşur. Birimin adı, ilk kez Sözbilir vd. (2011) tarafından kullanılmıştır. Aynı adlamayı kullanan Göktaş (2012), birimin zaman-kayastratigrafik

kapsamını değiştirmiştir. Sözbilir vd. (2011)'nin Kızılca formasyonu (Orta-Üst Miyosen) olarak haritaladığı alan içinde, Göktaş (2012) tarafından Örnekköy ve Topçütepe formasyonları (Orta Miyosen), Çiçekliköy grubu kaya birimleri (Üst Miyosen-Alt Pliyosen'in altı), Gediz grubu kapsamındaki Çiniliköy ve Kızılca formasyonları (Alt Pliyosen'in üstü-Pleyistosen) ayrılmıştır.

Kızılca formasyonu, kırmızımsı-kahverenkli bir istif simgeler. Kanal dolgusu çakıltıları, küçük çakıl büyüklük sınırları içindeki yuvarlak-yarı yuvarlak çakıllardan oluşur. Kötu boylanmış kumtaşı-kumlu çamurtaşı topluluğu, istifin alt bölümlerinde masif ve kalın düzeyler olarak bulunur. Tektonik denetimli tortullaşma sürecinde, i) havzayı güneyden sınırlayan GGSF'ye doğru

geri çarpılan katman eğimleri sistematik olarak artar ve “ters sürüme kıvrımı”na (rollover antiklin) benzer bir yapı ortaya çıkar (Şekil 14), **ii**) stratigrafik olarak alttan üste ve GGSF’ye doğru ortalama çakıl boyutları giderek büyür; iyi yuvarlanmış çakıllardan oluşan akarsu çökellerinin yerini, küt köşeli-yarı yuvarlak iri çakıl ve 40-70 cm arası blokları değişen oranlarda kapsayan moloz/çamur akması çökelleri alır.

Tortul istif, havzanın güney kenarından kuzeye ve Spil Dağı eteklerinden güneye doğru gelişerek Çiniliköy gölsel havzasına açılan alüvyon yelpazesi tortullaşmasını yansıtır. Havzanın güneyinde, GGSF önünde gelişen örgülü akarsu egemen alüviyal istifin alttan üste tane boyu kabalaşması göstermesi, sintektonik tortullaşmanın ‘ilerleyen’ karakteri nedeniyledir.

Kızılca formasyonu, Çiniliköy formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelir (Şekil 5). Dereköy formasyonu ile dokanaklar, doğrultu atımlı faylarla ötelenmiş GGSF ve Kalkancatepe fayı tarafından belirlenmiştir (Şekil 5). Havzanın kuzeyinde Beşpınarformasyonu, güneyde ise Orta Miyosen yaşlı Örnekköy formasyonu üzerinde açılı uyumsuzdur. Kemalpaşa normal fayı, Örnekköy çevresinde kestiği Kızılca formasyonu ile tavan blokta kuzeye doğru gelişimlerini sürdüren Holosen alüvyon yelpazeleri arasında aktif tektonik sınır oluşturur.

Çalışma alanı içinde fosil bulgusu yoktur. Birimin Manisa-Saruhanlı alt havzasındaki Kızılgıri Tepe çevresinde (Şekil 2) yüzeyleyen olası eşleniklerinde, Orta Pleyistosen’i gösteren büyük memeli fosillerinin (*Palaeoloxodon antiquus* Falconer ve Cautley, *Cervus elaphus* Linné, *Equus* sp.) tanımlandığı bilinmektedir (Şahinci, 1976).

Armutlu formasyonu

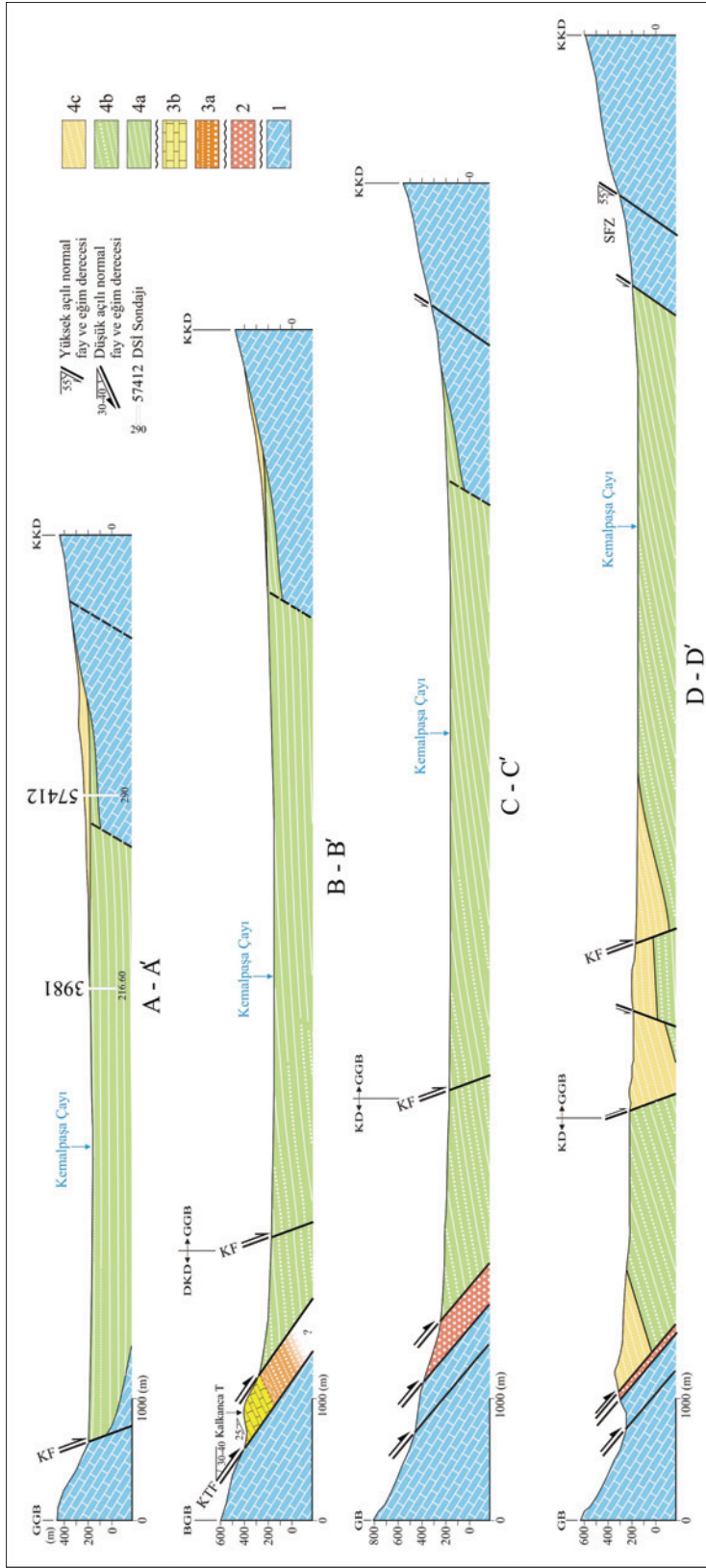
Altan üste kaba çakıltaşlarından oluşan birim, Sözbilir vd. (2011)’de Sütçüler formasyonu adıyla tanımlanmıştır (Şekil 5). Havzanın kuzeyindeki Sütçüler köyü çevresinde yüzeyleyen alüvyon yelpazesi dolguları, bu çalışmada Kızılca formasyonu kapsamında değerlendirildiğinden birimin ismi değiştirilmiştir.

Koyu kızıl-kahve renkli istif, baskın olarak örgütlenmemiş iri çakıltaşlarından oluşur.

Metrik kalınlıklardaki düzeylerin alt ve üst sınırları belirsizdir. Kötü boylanmış, masif ve kaba taneli kumtaşı düzeylerinin araya girmesiyle, katmanlanma az çok belirginleşir. Genel olarak zayıf pekişmiş olan düşük dokusal olgunluktaki çakıltaşları, çoğunlukla tane destekli ve ara geç dolguludur. Çoğu küt köşeli-yarı yuvarlak ve levhamsı şekilli olan çakıllar, ağırlıklı olarak Menderes Masifi kaya birimlerinden türemiştir.

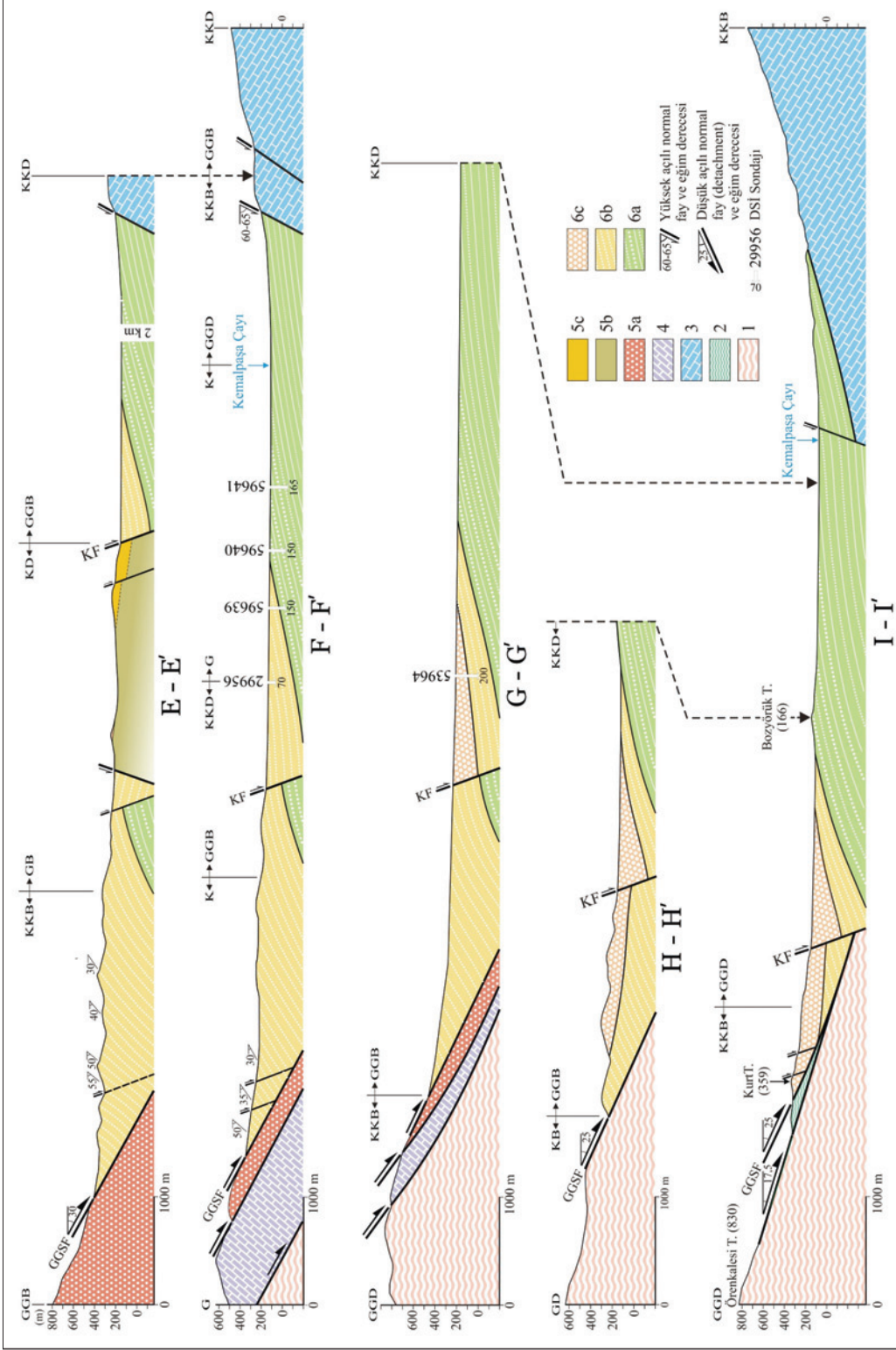
Havzanın yalnızca güney kenarında, GGSF tavan bloğunda ayırtılanan tortul istif, Kızılca formasyonu üzerinde gelişen alüvyon yelpazesi çökelinin ürünüdür. Ören ile Armutlu arasında alüviyal istifi kesen Kemalpaşa fayının tavan bloğunda kalan bölüm Holosen yelpazeleriyle örtülmüştür. Yüksek çakıl konsantrasyonlu moloz akmalarının oluşturduğu örgütlenmemiş çakıltaşları, alüviyal sistemin proksimal kesimlerinde gelişen hızlı depolanmanın ürünleridir. Sıyırılma fayı üzerinde gelişen birinci evre, Armutlu formasyonunun çökeldiği alanda eksiksiz temsil edilmektedir. GGSF üzerindeki maksimum sıyırılma ve birinci evreye ait en kalın sintektonik depolanma, fay düzlemi eğiminin 17,5°-25° arasında olduğu Ören ile Kızılca arasında gelişmiştir.

Sıyırılma fayı üzerinde gelişen birinci evrenin son ürünü olarak alttan ve üstten uyumsuzluk yüzeyleriyle sınırlanmış olan birim, Gediz havzasının bireşimsel stratigrafisinde Kızılca formasyonu ile ikinci evrenin Holosen dolguları arasında yer alır. Havzanın güneyinde yüzeyleyen Kikladik Kompleks ve Menderes Masifi kaya birimleri ile dokanaklar GGSF tarafından belirlenmiştir. GGSF önünde sıralanan heyelanlar (Şekil 3), Emre vd. (2005)’nde önerilen Holosen aktivitesinin ürünleri olabilir. Altta bulunan Kızılca formasyonu ile ilişki açık olmamakla birlikte, GGSF’nin tetiklediği tortullaşma enerjisindeki ani artışa bağlı olarak gelişen kaba taneli çökelim, iki alüviyal birim arasında olası bir uyumsuzluğu düşündürür. Kemalpaşa fayının Armutlu ile Ören arasındaki bölümü, Armutlu formasyonu ile genelleştirilmiş stratigrafide uyumsuzlukla üste gelen Holosen alüviyal çökelleri arasında dokanak oluşturur (Şekil 5).



Şekil 13. Kemalpaşa havzasının Kalkancatepe fayı tarafından belirlenen batı bölümü. 1. Bornova Fliş Zonu, 2. Dereköy fm., 3. Çiçekliköy grubu (a: Ulucak fm., b: Yaka kireçtaşı), 4. Gediz grubu (a: Çinilikköy fm. [flüviyo-deltaik], c: Kızılcıca fm). Kesit güzergahları Şekil 6'dadır.

Figure 13. Western part of the Kemalpaşa basin controlled by Kalkancatepe fault. 1. Bornova Flysch Zone, 2. Dereköy fm., 3. Çiçekliköy group (a: Ulucak fm., b: Yaka limestone), 4. Gediz group (a: Çinilikköy fm. [fluvio-deltaic], c: Kızılcıca fm). See Figure 6 for cross-section routes.



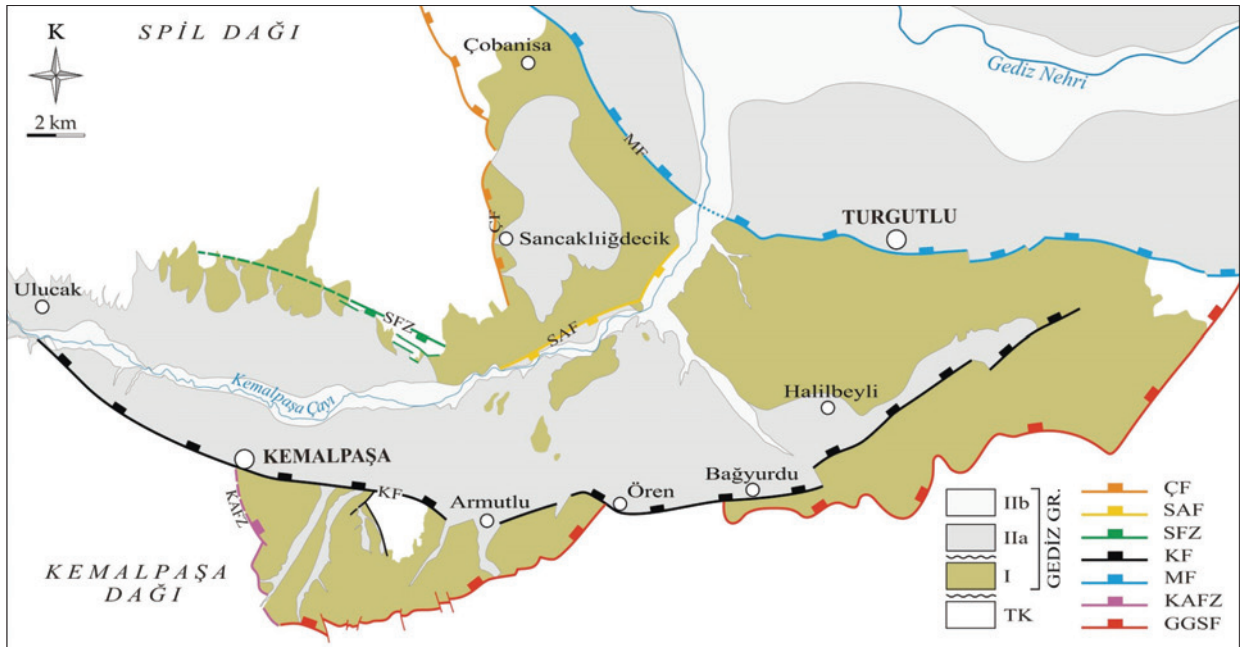
Şekil 14. Kemalpaşa havzasının GGSF tarafından belirlenen güney bölümü. 1. Menderes Masifi, 2. Kikladik kompleks, 3. Bornova Fliş Zonu, 4. Bodrum napı, 5. Kemalpaşa grubu (a: Dereköy fm., b: Örnekköy fm., c: Topçutepe fm.), 6. Gediz grubu (a: Çiniliköy fm., b: Kızılca fm., c: Armutlu fm.) Kesit güzergahları Şekil 6' dadır.

Figure 14. Southern part of the Kemalpaşa basin controlled by GGSF (Gediz Graben detachment fault). 1. Menderes Massif, 2. Cycladic complex, 3. Bornova Flysch Zone, 4. Bodrum Nappe, 5. Kemalpaşa group (a: Dereköy fm., b: Örnekköy fm., c: Topçutepe fm.), 6. Gediz group (a: Çiniliköy fm., b: Kızılca fm., c: Armutlu fm.). See Figure 6 for cross-section routes.

İkinci Evre (Holosen)

Gediz havzası genelinde ikinci evre havza oluşumu, Turgutlu'dan batıya ve kuzeybatıya çatallanarak Gediz grubunun birinci evre istifini kesen yüksek eğimli normal faylar tarafından belirlenmiştir (Şekil 2). Kemalpaşa Havzası'nın birinci evre dolgusu üzerinde açılan Holosen havzası, Turgutlu'dan Kemalpaşa'ya doğru kuzeye içbükey uzanan Kemalpaşa verev-normal fayı tarafından belirlenmiştir (Şekil 15). Sözbilir vd. (2011)'ne göre, sağ yanal bileşenli Kemalpaşa normal fayının kuzeye doğru olan eğim açısı $\sim 70^\circ$ 'dir. Havza, GGSF'nin tavan bloğunda sentetik bir yapı konumundaki Kemalpaşa fayı tarafından biçimlendirilmiş olmakla birlikte, kuzey kenarı kısmen belirleyen Spil Dağı aktif fay zonunun (Sözbilir vd.,

2011) işlemeyle bağlı simetri kazanmıştır (Şekil 15). BKB genel gidişli Spil Dağı fay zonunu oluşturan verev-normal fayların kademeli gelişimi, ana fayın tavan bloğu üzerinde güneye taşınmayı yansıtır. Fay düzlemlerinin GB yönlü eğim açıları 55° ile 65° arasında değişir (Şekil 12). Havzanın kuzeyinde bulunan DKD gidişli Sancaklığdecik fayı, Çiniliköy flüviyo-deltaik çökellerini yükseltmiş ve Kemalpaşa Çayı'nın fay düzlemine doğru göçüne neden olmuştur. BKB uzanımlı Çobanisa fayı, temel kayaları ile Çiniliköy formasyonu arasında sınır oluşturmuş ve tavan blok üzerinde çökelmekte olan Holosen yelpazelerinin doğuya gelişimlerini denetlemiştir. Kemalpaşa fayı önünde kuzeye doğru gelişmekte olan alüvyon yelpazeleri, Spil Dağı fay zone önünde güneye doğru gelişen yelpazelerle karşılaşmaktadır.



Şekil 15. Kemalpaşa havzasının birinci ve ikinci evre dolgularını belirleyen normal fay sistemleri. TK: Kemalpaşa havzasının tabanında yer alan 5 my'dan yaşlı temel kayaları, I: Gediz grubu birinci evre (geç Erken Pliyosen-Pleyistosen) çökelleri, II: Gediz grubu ikinci evre (Holosen) çökelleri (a: Alüvyon yelpazesi, b: Akarsu). GGSF: Gediz Grabeni sıyrılma fayı, KAFZ: Kalkancatepe fay zone, MF: Manisa fayı, KF: Kemalpaşa fayı, SFZ: Spil Dağı fay zone, SAF: Sancaklığdecik fayı, ÇF: Çobanisa fayı.

Figure 15. Fault systems controlling the first and second deposition phases in the Kemalpaşa basin. TK: Basement rocks of the Kemalpaşa basin older than 5 Ma. I: First phase (late Early Pliocene-Pleistocene) deposits of the Gediz group, II: Second phase (Holocene) deposits of the Gediz group (a: Alluvial fan, b: Fluvial). GGSF: Gediz Graben detachment fault, KAFZ: Kalkancatepe fault zone, MF: Manisa fault, KF: Kemalpaşa fault, SFZ: Spil Dağı fault zone, SAF: Sancaklığdecik fault, ÇF: Çobanisa fault.

Modern Kemalpaşa Havzası, Holosen riftleşmesi sırasında kırılan Manisa normal fayının “doğu bölümü” (Özkaymak ve Sözbilir, 2008) tarafından Gediz ana havzasından ayrılmıştır (Şekil 15). Çiçekli Çayı’ndan itibaren doğuya akarak Gediz Nehri’ne birleşen Kemalpaşa Çayı, doğal yatağında aktığı yerlerde, düşük sinüslü menderesler yaparak örgülü akarsu çökellerini dolgulamaktadır.

SONUÇLAR

Gediz Grabeni’nin batı uzantısını oluşturan Kemalpaşa Pliyo-Kuvaterner havzasının tabanında, Menderes Masifi, Kikladik Kompleks, Bornova Fliş Zonu ve Bodrum napı kaya birimleri ile geç Erken Pliyosen’den yaşlı Neojen çökelleri bulunur. Neojen temel, Erken-Orta Miyosen yaşlı Kemalpaşa grubu kapsamında yer alan Dereköy, Örnekköy ve Topçutepe formasyonları ve Yukarıkızılca volkaniti ile Geç Miyosen-erken Erken Pliyosen yaşlı Çiçekliköy grubunu oluşturan Ulucak formasyonu ve Yaka kireçtaşıyla simgelenir.

Havza tabanındaki en genç Neojen birimi, üst bölümü erken Erken Pliyosen yaşlı Halitpaşa formasyonuna (Kaya vd., 2004) karşılık gelen Yaka kireçtaşıdır (Şekil 8). Bölgesel ölçekte açılı uyumsuzlukla üstleyen Gediz grubu istifinde tanımlanmış en yaşlı memeli fosil topluluğu ise geç Erken Pliyosen’i (geç MN15: Mayda vd., 2013) göstermektedir (Şekil 8). Geç Miyosen-erken Erken Pliyosen yaşlı Çiçekliköy grubu ile geç Erken Pliyosen-Güncel Gediz grubunu ayıran açılı uyumsuzluğun, önceki çalışmalarda önerilen kısa süreli sıkışma fazına karşılık gelebileceği; bu sırada deforme olan Yaka kireçtaşının su üstüne çıkarak aşınmaya başladığı önerilmiştir.

Kemalpaşa havzasının yaklaşık 5 my önce GGSF denetiminde açıldığı ve Gediz grubu tortullaşmasının, geç Erken Pliyosen-Pleyistosen ve Holosen dönemlerini kapsayan başlıca iki evrede geliştiği kabul edilmiştir. Bu değerlendirme, Batı Anadolu’da Miyosen’den Günümüz’e kadar süren K-G gerilmenin yaklaşık olarak son 5 milyon yılda arttığını ve toplam gerilmenin önemli bölümünü kapsayan bu

dönemin başında D-B grabenlerin oluştuğunu ileri süren çalışmalarla (Yılmaz vd., 2000; Bozkurt, 2001; Sözbilir, 2001; Taymaz v.d., 2001 ve bu çalışmalarda değinilen kaynaklar) uyumludur. Gediz Grabeni’nde yürütülen önceki çalışmaların sonuçlarıyla karşılaştırıldığında, Kemalpaşa havzasında birinci evrenin başlangıcı ve tektonik denetimli istiflenmenin sıralı düzeni konusunda yeni önerilerde bulunulmuştur. Alttan üste Çiniliköy, Kızılca ve Armutlu formasyonlarının simgelediği birinci evre dolgulanması, bakışsız havza oluşumunu güneyden belirleyen GGSF’nin tavan bloğu üzerinde gelişmiştir. Havzanın kuzey kenarındaki Akalan çevresinde yüzeyleyen Çiniliköy gölsel çökellerinin temel kayalarına transgresif aşmayla doğrudan yaslanması, havzanın bakışsız yapılanması yaklaşımını destekleyebilir.

GGSF’nin birinci evre tortullaşmasını denetlediğini gösteren veriler şunlardır: i) Gölsel çökellerle başlayan Çiniliköy formasyonu alttan üste tane boyu kabalaşması göstermekte ve çakıltaşı-çapraz katmanlı kumtaşı topluluğunun simgelediği flüviyo-deltaik çökellerle sona ermektedir. ii) alüviyal Kızılca istifinde, GGSF yönünde giderek artan katman eğimleri ‘ters sürüme kıvrımı’ oluşturmakta; alttan üste ve GGSF’ye doğru, yuvarlak küçük çakıllardan yapıları örgülü akarsu çökellerinin yerini, küt köşeli-yarı yuvarlak iri çakıl ve blokları değişen oranlarda içeren moloz akması çökelleri almaktadır (Şekil 14).

Ören’den Kurudere’ye doğru, GGSF’nin tavan bloğundaki birinci evre dolgusunun yanal-düşey dağılımı ve sinsedimenter deformasyondan anlaşıldığı kadarıyla, sıyrıma düzlemindeki eğim artışına paralel olarak düşey atım miktarı ve toplam çökel kalınlığı azalmaktadır. Kurudere doğusunda 30°’nin üzerine çıkan fay düzlemi eğimleri Ören ile Yukarıkızılca arasında ortalama 20-25°’ye indirgenir (Emre vd., 2005) ve aynı yönde yüzeyleyen birimler yaşlıdan gence doğru sıralanır (Şekil 5 ve 14).

Gediz havzasının B (Kemalpaşa) ve KB (Manisa-Saruhanlı) bölümlerinde gelişen Gediz grubu tortullaşmasının, Çiniliköy formasyonunun

gösel çökelleriyle başladığı değerlendirilmiştir. Hakyemez vd. (2013)'te belirtildiği gibi, Gediz Grabeni'nin açılımla birlikte KB yönünde akmış olan aksenal akarsu sistemi (eski Gediz Nehri), Turgutlu'dan itibaren batı ve kuzeybatıya ayrılan yapısal çöküntülerdeki göllere boşalmıştır. Bu ilişkiye dayanılarak, Gediz havzasının farklı kesimlerinde çökelmiş akarsu ve göl istiflerinin yanal eşdeğer oldukları kabul edilmiştir. Önce Çiniliköy formasyonunun flüviyo-deltaik, daha sonra Kızılca formasyonunun alüviyal ilerlemeleriyle giderek dolan göller, erken Holosen'de açılan Emiralem vadisi üzerinden Ege Denizi'ne boşalmış ve büyük ölçüde kurumuştur.

Kemalpaşa Havzası, Holosen riftleşmesinin başlangıcında işleyen Manisa normal fayı tarafından Gediz ana havzasından ayrılmıştır. İkinci evreyi niteleyen Holosen havzası -Gediz havzası genelinde olduğu gibi- birinci evre dolguları üzerinde açılmıştır. Kuzeye içbükey uzanımlı ve yüksek açıyla aynı yöne eğimli verev-normal Kemalpaşa fayı, tek yanlı havza oluşumunu güneyden belirlemiştir. Başlangıcında asimetrik açılan havza, kuzey kıyıda güneye doğru basamaklanan Spil Dağı fay zonunun etkinlikleriyle bağıl simetri kazanmıştır. Akalan çevresinde yüzeyleyen Çiniliköy formasyonu gösel çökellerinin sistematik olarak güneye çarpılmış olması (Şekil 11a,b), Kemalpaşa fayının Spil Dağı fay zonundan daha etkin olduğunu düşündürür. Buna karşılık, havzanın batı kesimindeki Kemalpaşa ve Spil Dağı faylarının tavan bloklarında yelpaze sistemlerinin karşılıklı gelişimlerini sürdürmesi ve Kemalpaşa Çayı'nın aksenal konumu, simetrik gelişimin göstergelerindedir.

Gediz havzası genelinde geç Erken Pliyosen'de başlayan alüviyal, flüviyal ve sınırlı alanlardaki gösel çökelim, yüksek açılı aktif normal fayların belirlediği Holosen havzalarında günümüzde devam etmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada, "Çeşme, Urla, Cumaovası, Kemalpaşa-Torbalı Çöküntülerindeki Neojen-Kuvaterner Havzalarının Stratigrafisi ve

Paleocoğrafik Evrimi Projesi" (MTA) kapsamında yürütülen arazi etütlerinin bir bölümü değerlendirilmiştir. Jeoloji Yük. Müh. Murat Yükcünç (MTA) ve Jeoloji Yük. Müh. Reyhan Özkan (MTA) arazi çalışmalarına yardımcı olmuşlardır. Makaleyi titizlikle inceleyerek yapıcı önerilerde bulunan Prof. Dr. Nizamettin Kazancı (AÜ) ile Prof. Dr. Talip Güngör'e (DEÜ), memeli biyostratigrafisine yönelik değerlendirmelere katkısından dolayı Dr. Serdar Mayda'ya (EÜ), yayınlanmamış küçük memeli tanımlamalarını kullanmamıza izin veren Prof. Dr. Engin Ünay'a ve sondaj loglarından yararlanma olanağı sunan Jeoloji Yük. Müh. Alim Murathan'a (DSİ) teşekkür ederiz.

EXTENDED SUMMARY

The aim of this study is to propose a detailed stratigraphy of the Neogene basement formations and basin fill of late Early Pliocene to Present age of Kemalpaşa basin which forms the western branch of Gediz Graben. Most of studies on tectono-stratigraphic evolution of the Gediz Graben are located on the area between Alaşehir and Turgutlu along its southern margin where the supra-detachment deposition and the multi-phase deformation developed at the last phase of N-S extension are well observed.

Kemalpaşa basin forms the western part of the Gediz Graben. Its basement is composed of Menderes Massif, Cycladic Complex, İzmir-Ankara Zone and Bodrum Nappe rock assemblages, and the Neogene litho-units deposited before late Early Pliocene. These Neogene deposits are Dereköy, Örnekköy and Topçutepe formations, and calcalkaline andesitic Yukarıkızılca volcanics of the Lower-Middle Miocene Kemalpaşa group, and Ulucak formation and Yaka limestone of the Çiçekliköy group deposited in Late Miocene-early Early Pliocene. All the Neogene and Plio-Quaternary units exposed under the Holocene deposits between Gediz Graben Detachment Fault (GGDF) and Spil Dağı were named as the Kızılca formation in general by Sözbilir et al. (2011). In this study, Örnekköy and Topçutepe formations (Middle Miocene) and Yaka limestone

(Late Miocene-early Early Pliocene) which they form the Neogene basement of the Kemalpaşa basin, and Çiniliköy and Kızılca formations which represent the basin fill deposited in late Early Pliocene-Pleistocene have been firstly differentiated and mapped in the area mapped as the Kızılca formation in the paper cited above.

The youngest Neogene deposit of the basement of the Kemalpaşa basin is the Yaka limestone which its upper part can be correlated with the Halitpaşa formation of Kaya et al. (2004) early Early Pliocene in age while the oldest biochronologic data obtained from the Gediz group, which overlies the underlying formations with a regional unconformity, indicate the late Early Pliocene age (late MN15: Mayda et al., 2013). It is suggested that the angular unconformity between the Çiçekliköy group (Late Miocene-early Early Pliocene) and the Gediz group (late Early Pliocene-Present) can be related to a short-term compressional phase described in the previous studies (Koçyiğit et al., 1999; Yılmaz, 2000; Bozkurt, 2000, 2003; Bozkurt and Sözbilir, 2004, 2006; Kaya et al., 2004) and that the Yaka limestone deformed in this process could begin to be eroded by uplifting and affecting from subaerial conditions.

In this paper, it is approved that the Kemalpaşa basin started to open 5 Ma BP by controlling of GGDF and deposition in the Gediz Graben was developed in two main phases, which first one is late Early Pliocene-Pleistocene time and the second is Holocene. This interpretation is compatible with the previous works and the references in those papers which they present data supported the N-S extension prevailed from Miocene up to Present in Western Anatolia has been increased approximately last 5 Ma and the E-W trending grabens were formed in the beginning of this period covered the big amount of total extension (Yılmaz et al., 2000; Bozkurt, 2001a; Taymaz et al., 2001 and references therein).

The first depositional phase in the Kemalpaşa basin represented by Çiniliköy, Kızılca and Armutlu formations, from bottom to top respectively, was developed on the hanging wall

of GGDF, which controlled the basin formation asymmetrically along the southern margin. Transgressive overlap of the lacustrine sediments of Çiniliköy formation onto the basement rocks around Akalın village can be an evidence for support the asymmetrical basin formation. The evidences that the first depositional phase was controlled by the GGDF are in the following:

i) The lower part of the Çiniliköy formation is composed of lacustrine sediments and grades up to a deltaic assemblages represented by fluvial conglomerates and cross-bedded sandstones showing a coarsening-upward sequence. ii) Dip angle of the layers in lateral alluvial Kızılca formation increases to the GGDF, and both to GGDF and up to the succession braided river deposits composed of rounded small pebbles gradually change into debris flow deposits with sub angular-sub rounded cobbles and blocks.

As understood from lateral and vertical distribution of the first phase deposits on the hanging wall of the GGDF and their synsedimentary deformation observed from Ören to Kurudere, amount of vertical offset of fault and total thickness of deposits decrease while dip angle of the detachment surface increases. Dip of the fault plane exceeded 30° in the east of Kurudere gradually goes down to 20-25° in the area between Ören and Kurudere (Emre et al., 2005), and the outcrops of formations arrange from older to younger in the same direction.

It is interpreted that the deposition of Gediz group in the western (Kemalpaşa district) and northwestern (Manisa-Saruhanlı) parts of the Gediz basin began with lacustrine sediments of Çiniliköy formation. As it was remarked in Hakyemez et al. (2013), the axial fluvial system (old Gediz River), which run northwestward along with the opening of the Gediz Graben, discharged into the lakes in structural depressions bifurcated to the west and northwest from Turgutlu. Based on this interpretation, it is accepted that the fluvial and lacustrine successions, which they represent different sedimentation processes in different places of the Gediz basin, are equivalent chronostratigraphically.

The Holocene basin, which represents the second phase of basin formation, has been opened on the first phase deposits as similar as throughout the Gediz basin. The Kemalpaşa fault, which has a northward dipping high-angle oblique normal fault character concave shaped to the North, has controlled the half-graben formation along the southern margin of the basin. The basin opened in an asymmetrical form in the beginning of the basin opening and it gain a relative symmetry because of tectonic activities of the Spil Dağı (Spil Mountain) stepped down southward along the northern margin. Systematically southward inclining of lacustrine deposits of the Çiniliköy formation is suggested that the Kemalpaşa fault has been more active than the Spil Dağı fault zone. Although, continuing the development of lateral fan systems both two sides on the hanging walls of the Kemalpaşa and Spil Dağı faults in the west of the basin and axial setting of the Kemalpaşa River are indicators of symmetrical development of the Kemalpaşa basin.

Alluvial, fluvial and lacustrine deposition in the Gediz basin, which began in the late Early Pliocene, is still continuing in the Holocene basins controlled by high angle active normal faults.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akdeniz, N., Konak, N., Öztürk, Z., Çakır, M.H., 1986. İzmir-Manisa dolayının jeolojisi. MTA Derleme No: 7929, (yayımlanmamış).
- Becker-Platen, J. D., Sickenberg, O., Tobien, H., 1975a. Die Gliederung der Känozoischen sedimente der Türkei nach Vertebraten-Faunengruppen. in: Die Gliederung des höheren Jungtertiärs und Altquartärs in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Stratigraphie (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei, 17). Geologisches Jahrbuch, B/15, 19-45.
- Becker-Platen, J. D., Sickenberg, O., Tobien, H., 1975b. Vertebraten-Lokalfaunen der Türkei und ihre Altersstellung. in: Die Gliederung des höheren Jungtertiärs und Altquartärs in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Stratigraphie (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei, 17). Geologisches Jahrbuch, B/15, 47-99.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey - a synthesis. Geodinamica Acta, 14, 3-30.
- Bozkurt, E., 2003. Origin of NE-trending basins in western Turkey. Geodinamica Acta, 16, 61-81.
- Bozkurt, E. , Sözbilir, H., 2004. Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. Geological Magazine, 141/1, 63-79.
- Bozkurt, E. , Sözbilir, H., 2006. Evolution of the large-scale active Manisa Fault, Southwest Turkey: Implications on fault development ve regional tectonics. Geodinamica Acta, 19 (6), 427-453.
- Bruijn, H. de, Mayda, S., Ostende, L., Kaya T., Saraç, G., 2006. Small mammals from the Early Miocene of Sabuncubeli (Manisa, SW Anatolia, Turkey). Beitrage zur Paläontologie, 30, 57-87.
- Candan, O., Dora, Ö., Oberhanslı, R., Koray, E., Çetinkaplan, M., Akal, C., Satır, M., Chen, F., Kaya, O., 2011. Menderes Masifi'nin Pan-Afrikan temel stratigrafisi ve Gondvana'nın Geç Neoproterozoyik/Kambriyen evrimi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 142, 25-68.
- Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyüz, H.S., Barka, A.A., 1995. Syn-rift sedimentation and structural development of Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. Journal of Geological Society, 152, 629-638.
- Çiftçi, N.B., Bozkurt, E. 2007. Anomalous stress field and active breaching at relay ramps: a field example from Gediz Graben, SW Turkey. Geological Magazine, 144, 687-699.
- Çiftçi, N.B., Bozkurt, E. 2008. Folding of the Gediz Graben fill, SW Turkey: extensional and/or contractional origin? Geodinamica Acta, 21, 145-167.
- Çiftçi, N.B., Bozkurt, E. 2009 a. Pattern of normal faulting in the Gediz Graben, SW Turkey. Tectonophysics, 473, 234-260.
- Çiftçi, N.B., Bozkurt, E. 2009 b. Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben. Journal of Sedimentary Geology, 216, 49-79.
- Çiftçi, N.B., Bozkurt, E. 2010. Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: temporal and spatial variation of the graben basin. Basin Research, 22, 846-873.
- Çiftçi, N.B. 2013. In-situ stress field and mechanics of fault reactivation in the Gediz Graben, Western Turkey. Journal of Geodynamics, 65, 136-147.

- Dart, C., Cohen, H.A., Akyüz, H.S., Barka, A.A., 1995. Basinward migration of rift-border faults: Implications for facies distributions and preservation potential. *Geology*, 23/1, 69-72.
- Emre, Ö., Barka, A., 2000. Gediz Grabeni-Ege Denizi arasının (İzmir yöresi) aktif fayları. Batı Anadolu'nun depremselliği Sempozyumu (BADSEM-2000), 24-27 Mayıs 2000, İzmir, Bildiriler, 131-132.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C., Göktaş, F., 2005. İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri. MTA Derleme No: 10754 (yayımlanmamış).
- Emre, T., 1996. Gediz grabeninin jeolojisi ve tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 171-186.
- Ferré, B., 1990. Les mammifères du gisement de Develi (Manisa, Turquie). Mémoire de DEA de Paléontologie, université de Montpellier 2.
- Göktaş, F., Ünay, E., 2000. The stratigraphy of the NW parts of the Akhisar (Manisa) Neogene basin. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region (IESCA-2000)*, 25-29 September, İzmir, Abstracts, 72.
- Göktaş, F., 2012. Kemalpaşa-Torbalı (İzmir) havzası ile yakın çevresindeki Neojen-Kuvaterner tortullaşması ve magmatizmasının jeolojik etüdü. MTA Derleme No: 11575 (yayımlanmamış).
- Göktaş, F., 2013. Cumaovası volkanitlerinin zamanstratigrafik konumuna ilişkin yeni veriler hakkında kısa not. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 147, 179-183.
- Göktaş, F., 2015. Kemalpaşa-Torbalı (İzmir) havzasındaki Neojen volkanizmasına ilişkin kısa not. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 150 (basılıyor).
- Hakyemez, H.Y., Erkal, T., Göktaş, F., 1999. Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 18, 549-554.
- Hakyemez, H.Y., Göktaş, F., Erkal, T., 2013. Gediz Grabeninin Kuvaterner Jeolojisi ve Evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 56/2, 1-26.
- ICS (International Commission on Stratigraphy), 2013.. [http://www.stratigraphy.org/column.php?id=Chart/Time Scale](http://www.stratigraphy.org/column.php?id=Chart/Time%20Scale), 26 February 2013.
- İnci, U. 1991., Torbalı (İzmir) kuzeyindeki Miyosen tortul istifinin fasiyesi ve çökeltme ortamları. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 112, 13-26.
- İzitan, H., Yazman, M., 1990. Geology and hydrocarbon potential of the Alaşehir (Manisa) area, Western Turkey. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region (IESCA 1990)*, 1-6 Ekim 1990, İzmir, Proceedings I, 327-338.
- Kaya, O. 1979., Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22/1, 35-58.
- Kaya, O., Müller, E.D., Ülkümen, N., Kaya, T., 1998. Biostratigraphic and environmental aspects of the Late Miocene-Early Pliocene deposits in Develiköy (Manisa, Turkey). *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Histor. Geologie*, 38, 3-7.
- Kaya, O., Ünay, E., Saraç, G., Eichhorn, S., Hassenrück, S., Knappe, A., Pekdeğer, A., Mayda, S., 2004. Halitpaşa Transpressive Zone: Implications for an Early Pliocene compressional phase in central Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 2-13.
- Kaya, O., Ünay, E., Göktaş, F., Saraç, G., 2007. Early Miocene stratigraphy of Central West Anatolia, Turkey: implications for the tectonic evolution of the Eastern Aegean area. *Geological Journal*, 42, 85-109.
- Kaya, T., 1994. *Ceratoterium neumayri* (Rhinocerotidae-Mammalia) in the Upper Miocene of Western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 3/1, 13-22.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in Western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156, 605-616.
- Konak, N., Çakmakoğlu, A., 2007. Menderes Masifi ve yakın çevresindeki Mesozoyik-Alt Tersiyer istiflerinin tektonik üniteler bazında tartışılması. Menderes Masifi Kolokyumu, 5-10 Kasım 2007, İzmir, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı, 56-64.
- Mayda, S., 2008. Sabuncubeli (Manisa) Erken Miyosen memeli faunasının sistematigi ve biyostratigrafisi. Doktora Tezi, Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 224 s.
- Mayda, S., Titov, V.V., Tesakov, A.S., Göktaş, F. ve Alçiçek, M.C., 2013. Revision of Plio-Pleistocene mammalian faunas from Çobanisa area (Western Turkey). VIII All-Russian Conference on Quaternary Research, "Fundamental Problems of Quaternary, Results and Main Trends of Future Studies", 10-15 June 2013, Rostov-on-Don, Collection of papers, 396-397.
- Mayda, S., 2014, Kişisel görüşme. Ege Üniversitesi Tabiat Tarihi Müzesi, İzmir.

- Okay, A., Siyako, M., 1991. The new position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan Suture between İzmir and Balıkesir. Ozan Sungurlu Symposium, 26-28 Kasım 1991, Ankara, Proceedings, 333-355.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., 2008. Stratigraphic and Structural Evidence for Fault Reactivation: The Active Manisa Fault Zone, Western Anatolia. Turkish Journal of Earth Science, 17, 615-635.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B., 2012. Neogene–Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. Journal of Geodynamics, 65, 117-135.
- Paton, S., 1992. Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. Journal of the Geological Society, 149, 1031-1044.
- Purvis, M., Robertson, A., 2004. A pulsed extension model for the Neogene-Recent E-W trending Alaşehir Graben and the NE-SW trending Selendi and Gördes Basins, western Turkey. Tectonophysics, 391, 171-201.
- Purvis, M., Robertson, A., 2005. Sedimentation of the Neogene-Recent Alaşehir (Gediz) continental graben system used to test alternative tectonic models for western (Aegean) Turkey. Sedimentary Geology, 173, 373-408.
- Rummel, M., 1998. Die Cricetiden aus dem Mittel- und Obermiozän der Türkei. Documenta Naturae, 1-300, München.
- Saraç, G., 2003. Türkiye omurgalı fosil yatakları. MTA Derleme No: 10609 (yayımlanmamış).
- Sarıca, N., 2000. The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz grabens and their significance on N-S extensional tectonics in West Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits. Geological Journal, 35, 1-24.
- Seyitoğlu, G., Scott, B., 1996. Age of the Alaşehir graben (West Turkey) and its tectonic implications. Geological Journal, 31, 1-11.
- Seyitoğlu, G., Çemen, İ., Tekeli, O. 2000. Extensional folding in Alaşehir (Gediz) graben. Journal of the Geological Society London, 157, 1097-1100.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş., Işık, V., 2002. The role of the flexural rotation/Rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey. Geological Magazine, 139/1, 15-26.
- Sözbilir, H., 2001. Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, Western Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 10, 51-67.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö., Akkiraz, S., 2011. Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an extension-parallel transfer zone: the Kocaçay Basin, western Anatolia, Turkey. Basin Research, 23, 423-448.
- Steininger, F.F., 1999. Chronostratigraphy, geochronology and biochronology of the Miocene “European Land Mammal Mega-Zones” (ELMMZ) and the Miocene “Mammal-Zones (MN-Zones)”. Rössner, G. and Heissig, K. (eds). The Miocene Land Mammals of Europe, München, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 9-24.
- Şahinci, A., 1976. Manisa yöresi Gediz alüvyonları hakkında bazı incelemeler. Ege Üniversitesi Fen Fakültesi İlmî Raporlar Serisi, 233, İzmir, 11 s.
- Şen, Ş., Jaeger, J.J., Dalfes, N., Mazin, J.M., Bocherens, H., 1989. Decouverte d’une faune de petits mammifères pliocènes Anatolie occidentale. Comptes rendus de l’Académie des Sciences, 309, 1729-1734.
- Şen, Ş., Seyitoğlu, G. 2009. Magnetostratigraphy of early–middle Miocene deposits from east–west trending Alaşehir and Büyük Menderes grabens in western Turkey, and its tectonic implications. In: Van Hinsbergen, D. J. J., Edwards, M. A. & Govers, R. (eds) Collision and Collapse at the Africa–Arabia–Eurasia Subduction Zone. The Geological Society, London, Special Publications, 311, 321–342.
- Taymaz, T., Demirbağ, E., Genç, T., Kurt, H., Tan, O., Ocakoğlu N., 2001. Ege Denizi ve çevresindeki yıkıcı depremler ile graben yapıları ve kıta şelfinin sismik özelliklerinin incelenmesi. TÜBİTAK Nihai Rapor, Proje No: YDABÇAG-198Y075.
- Ünay, E., Göktaş, F., Hakyemez, H.Y., Avşar, M., Şan, Ö. 1995. Büyük Menderes Grabeni’nin kuzey kenarındaki çökellerin Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) faunasına dayalı olarak yaşlandırılması. Türkiye Jeoloji Bülteni, 38/2, 75-80.
- Ünay, E., 1997. Kişisel görüşme. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Ünay, E., De Bruijn, H., 1998. Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia. Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 60, 431-465.

- Ünay, E., Göktaş, F., 1999. Söke çevresi (Aydın) geç Erken Miyosen ve Kuvaterner yaşlı küçük memelileri: ön sonuçlar. Türkiye Jeoloji Bülteni, 42/2, 99-113.
- Ünay, E., De Bruijn, H, Saraç, G., 2003. A preliminary zonation of the continental Neogene of Anatolia based on rodents. In: Reumer, J.W.F. & Wessels, W. (eds.). Distribution and migration of Neogene mammals in Eurasia. Deinsea, 10, 530-547.
- Yalçınlar, İ., 1953/54. Manisa bölgesinin omurgalı Neojen faunası yatakları ve aşağı Gediz vadisinin menşei hakkında. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 5/6, 197-204.
- Yılmaz, Y., 2000. Ege bölgesinin aktif tektoniği. Batı Anadolu'nun deprenselliği Sempozyumu (BADSEM-2000), 24-27 Mayıs 2000, İzmir, Bildiriler, 3-14.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop?, In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. ve Piper, J.A.D. (eds). Tectonic and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications, 173, 353-384.
-
- Makale Geliş Tarihi : 04 Aralık 2014
Kabul Tarihi : 13 Ocak 2015
- Received* : 04 December 2014
Accepted : 13 January 2015



Landsat 7 ETM+ ve ASTER Görüntüleri ile Yusufeli-Tekkale (Artvin-KD Türkiye) Çevresindeki Hidrotermal Alterasyonların İncelenmesi

Investigation of the hydrothermal alterations by using Landsat 7 ETM+ and ASTER images in Tekkale-Yusufeli (Artvin-NE Turkey) surroundings

Önder KAYADİBİ

MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Uzaktan Algulama ve CBS Koordinatörlüğü, 06800 ANKARA (e-mail: okayadibi@gmail.com)

ÖZ

İnceleme alanı Doğu Pontid metalojenik kuşağının doğusunda yer alır. Doğu Pontid metalojenik kuşağı volkanik masif sülfür (VMS), porfiri Cu-Mo, epitermal, skarn, kromit gibi cevher oluşumları açısından önemli bir potansiyele sahiptir. Bu çalışmada, inceleme alanında VMS tipi cevher oluşumları ile ilişkili hidrotermal alterasyon özellikleri, Landsat 7 ETM+ ve ASTER görüntüleri ile ASD Fieldspec Pro spektrometre kullanılarak incelenmiştir. Hidrotermal alterasyonları belirlemek için bant oranlama metodu her iki görüntüye uygulanmıştır. Ayrıca Landsat 7 ETM+ uydu görüntüsü Crosta Tekniği ve ASTER görüntüsü Eşlenen Filtreleme (MF) metotları kullanılarak analiz edilmiş ve bölgedeki cevher oluşumları ile ilişkili arjilik alterasyon, silisleşme, demir oksitleşme gibi hidrotermal alterasyon alanları haritalanmıştır. Görüntü analizleri ile elde edilen sonuçlar, coğrafi bilgi sistemleri (CBS) yardımıyla değerlendirilerek özellikle VMS tipi cevher oluşumları açısından önemli olan hidrotermal alterasyonların potansiyel hedef alanları belirlenmiştir. Özellikle Üst Kretase yaşlı dasitik volkanik birimlerde yaygın arjilik alterasyon alanları ayırt edilmiştir. Ayrıca bazı bölgelerde alunite/kaolinit ve silisleşme anomali alanları, arjilik alterasyon ile alansal olarak ilişkili ortaya çıkmıştır. Belirlenen hidrotermal alterasyonların yaklaşık KD-GB doğrultusunda dağılımı karakteristik bir özellik olarak görülmüştür.

Anahtar Kelimeler: Landsat 7 ETM+, ASTER, bant oranlama, Crosta Tekniği, Eşlenen Filtreleme (MF), mineral haritalama, coğrafi bilgi sistemleri (CBS), Yusufeli-Tekkale (Artvin), hidrotermal alterasyon, volkanik masif sülfür (VMS)

ABSTRACT

The study area is located in the eastern part of Pontides metallogenic belt. The metallogenic belt of the eastern Pontides has a significant potential in terms of ore formations such as volcanic massive sulphide (VMS), porphyry Cu-Mo, epithermal, skarn, chromite. In this study, hydrothermal alteration features associated with

VMS-type ore formations have investigated by using Landsat 7 ETM+, ASTER images and ASD Fieldspec Pro spektrometer. To determine the hydrothermal alteration minerals, band ratio method have been applied to both images. Also, Landsat 7 ETM + and ASTER satellite images have been analyzed by using respectively Crosta Technique and matched filtered (MF) methods, and the hydrothermal alteration zones associated with the ore formations such as argillic alteration, silicification, ironoxide in region have been mapped. The results obtained through image analysis have been evaluated by using especially Geographic Information Systems (GIS) environment and at last, the potential target areas of hydrothermal alterations to be important in term of VMS-type ore deposits have been determined. In particular, an extensive areas of argillic alteration have been distinguished on Upper Cretaceous aged dacitic volcanic units. Also, the anomalies areas of alunite/kaolinite and silicification have appeared as spatially associated with argillic alteration in some region. The direction of approximately NE-SW of determined hydrothermal alterations have been seen as a characteristic feature.

Key words: Landsat 7 ETM+, ASTER, band ratio, Crosta technique, Matched Filtering (MF), mineral mapping, Geographic Information Systems (GIS), Yusufeli-Tekkale (Artvin), hydrothermal alterations, volcanic massive sulphide (VMS)

GİRİŞ

1972 yılında ilk Landsat uydusunun fırlatılmasından bugüne kadar, uzaktan algılama yapabilen ASTER, ALI, Spot, Rapideye, Quickbird ve Ikonos gibi birçok multispektral algılayıcı ve uydu görüntülerinden jeoloji, bitki örtüsü, tarım ve orman gibi farklı disiplinlerde yararlanılmıştır (Abrams, vd., 1991; Kruse vd., 1993; Rowan ve Mars, 2003; Hubbard ve Crowley, 2005; Crosta ve Moore, 1989; Goodenough vd., 2003; Huang ve Siegert, 2006; Binelli-Chahine vd., 1990; Vaudour vd., 2014; Wang vd., 2004). Ayrıca AVIRIS, Hyperion, HyMap gibi algılayıcı ve uydulardan elde edilen hiperspektral görüntüler ise, 1980'lerin başlarından itibaren birçok uygulamada ve özellikle mineral haritalama çalışmalarında giderek artan bir önemle kullanılmaktadır (Crosta vd., 1998; Rowan vd., 2000; Kruse vd., 1993; Zadeh vd., 2014; Hubbard ve Crowley, 2005; Bedini, 2011)

Cevher oluşum tiplerine göre cevherleşmeler ile ilişkili olarak değişik hidrotermal alterasyon mineralleri, tipleri ve zonları gelişebilmektedir (Pirajno, 2009; Seedorf vd., 2005). Bir maden arama çalışmasında cevher oluşumları ile ilişkili hidrotermal alterasyon minerallerini, tiplerini ve zonlarını belirlemek,

yenı maden yataklarının bulunmasında ve cevherleşmenin oluşum tipinin belirlenmesinde önemli aşamalardan biridir. Günümüzde multispektral ve hiperspektral uydu görüntüleri, hidrotermal alterasyon alanlarını belirlemek ve haritalamak amacıyla zaman, emek ve maliyet açısından oldukça yararlı sonuçlar vermektedir.

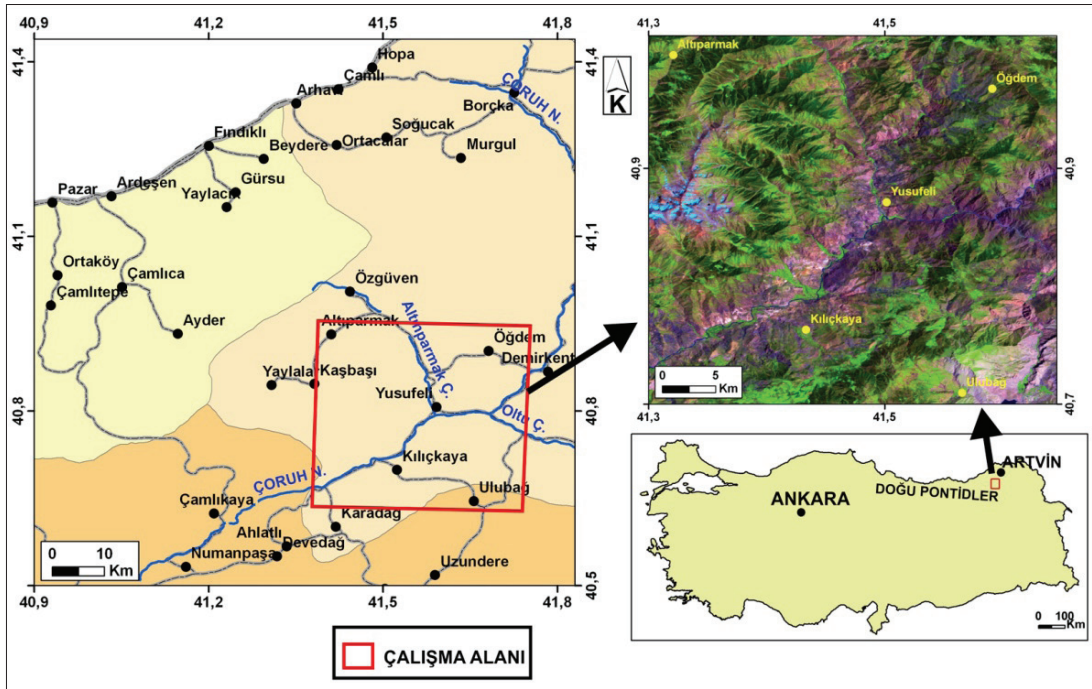
Doğu Pontid metalojenik kuşağı volkanik masif sülfür (VMS) (Schneider vd., 1988; Tüysüz, 1995 ve 2000; Çiftahan ve O'Brien, 1998; Gökçe ve Spiro, 2002; Abdioğlu ve Arslan, 2008; Leitch, 1981), porfiri Cu-Mo (Aslaner vd., 1995; Yalçınalp, 1992 ve 1995; Akçay ve Gündüz, 2004; Akçay vd., 1998), epitermal altın (Tüysüz vd., 1995; Tüysüz ve Akçay, 2000), kromit (Kolaylı vd., 2007; Uysal vd., 2007) ve skarn (Sipahi, 2011; Sadıklar vd., 2007) gibi farklı birçok tipteki cevher oluşumlarının bulunduğu önemli bir bölgedir. İnceleme alanı ise Doğu Pontid metalojenik kuşağının doğusunda, birçok VMS tipi cevherleşmelerin oluştuğu bu kuşağın kuzey zonunda yer almaktadır (Şekil 1). Bölgedeki hidrotermal alterasyon özellikleri daha önce multispektral uydu görüntüleri ile incelenmiştir. Bu çalışmada inceleme alanındaki cevher oluşumları ile ilişkili hidrotermal alterasyon özellikleri Landsat 7 ETM+ ve ASTER görüntüleri

ile ASD Fieldspec Pro spektrometre kullanılarak incelenmiştir. Uydu görüntülerinin analizleri ile elde edilen hidrotermal alterasyon haritaları, coğrafi bilgi sistemleri (CBS) ortamında değerlendirilmiş ve özellikle VMS tipi cevher oluşumları açısından önemli olan hidrotermal alterasyonların potansiyel hedef alanları belirli skor değerlerinde belirlenmiştir.

MATERYAL ve METOD

Bu çalışmada, bölgedeki cevher oluşumları ile ilişkili hidrotermal alterasyonları alanlarını ayırt etmek ve haritalamak için Landsat 7 ETM+ ve ASTER uydu görüntüleri kullanılmıştır. Landsat 7 ETM+ görüntüsü Global Land Cover Facility'den elde edilmiştir (GLCF, 2014). Bu görüntünün yörünge/satır numarası 172/32 olup elde edilme tarihi Temmuz 2000'dir. Görüntü analizlerinde kullanılan diğer iki adet ASTER görüntüsü ise Nisan 2002 ve Eylül 2004 tarihlerinde elde edilmiştir.

Landsat 7 ETM+ ve ASTER görüntülerinin genel özelliklerine ait özet bilgiler Çizelge 1'de verilmiştir. Landsat 7 ETM+ görüntülerinin, 0.45-2.35 μm dalga boyunda altı adet spektral bantı (30 m. alansal çözünürlük) ve bir adet pankromatik bantı (0.52-0.90 μm) (15 m. alansal çözünürlük) bulunmaktadır (USGS, 2014). Termal kızılötesi bölgedeki (10.4-12.50 μm) bant ise 60 m. alansal çözünürlüğe sahiptir (USGS, 2014). ASTER görüntülerinin görünür-yakın kızılötesi (VNIR) bölgede (0.52-0.85 μm) üç adet spektral bantı ve bir adet geriye bakış bantı, kısa dalga kızılötesi (SWIR) bölgede (1.600-2.430 μm) altı adet spektral bantı ve termal kızıl ötesi (TIR) bölgede (8.125-11.65 μm) beş adet spektral bantı bulunmaktadır (Fujisada vd., 1998; Yamaguchi vd., 1998). VNIR bantları 15 m., SWIR bantları 30 m. ve TIR bantları 90 m. alansal çözünürlüğe sahiptir (Fujisada vd., 1998; Yamaguchi vd., 1998).



Şekil 1 Çalışma alanının yer bulduru haritası

Figure 1. Location map of the study area

Bant oranlama, temel bileşenler analizi (PCA), sınıflandırma, dekorelasyon gemesi gibi metotlar multispektral uydu görüntülerini analiz etmek ve bilgi üretmek için yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu çalışmada Landsat 7 ETM+ görüntüsü, bant oranlama ve Crosta tekniği uygulanarak analiz edilmiştir. Ayrıca bant oranlama metodu, ASTER görüntüsünün analizlerinde de kullanılmıştır.

Günümüzde Spektral Açık Haritalaması (SAM-Spectral Angle Mapper), Spektral Özellik Eşlemesi (SFF-Spectral Feature Fitting), Doğrusal Spektral Karıştırma (LSU-Linear Spectral Unmixing), Eşlenen Filtreleme (MF-Matched Filtering) ve Karışım Ayarlı Eşlenen Filtreleme (MTMF-Mixture Tuned Matched Filtering) gibi spektral haritalama metotları, hiperspektral görüntülerden bilgi elde etmek

Çizelge 1. Landsat 7 ETM+ (USGS, 2014) ve ASTER (Fujisada vd., 1998; Yamaguchi vd., 1998) görüntülerinin özellikleri

Table 1. *The properties of Landsat 7 ETM+ (USGS, 2014) ve ASTER (Fujisada vd., 1998; Yamaguchi vd., 1998)*

Sensör	Landsat 7 ETM+		ASTER	
	ALT SİSTEM		VNIR	SWIR
Spektral	Bant 1: 0.45-0.52	Bant 1: 0.520 -0.600	Bant 4: 1.600 – 1.700	Bant 10: 8.125-8.475
Bantlar	Bant 2: 0.53-0.61	Bant 2: 0.630- 0.690	Bant 5: 2.145 – 2.185	Bant 11: 8.475-8.825
ve	Bant 3: 0.63-0.69	Bant 3N: 0.780-0.860	Bant 6: 2.185– 2.225	Bant 12: 8.925-9.275
Genişlikleri	Bant 4: 0.78-0.90	Bant 3B: 0.780 -0.860	Bant 7: 2.235– 2.285	Bant 13: 10.25-10.95
(µm)	Bant 5: 1.55-1.75		Bant 8: 2.295– 2.365	Bant 14: 10.95-11.65
	Bant 6 (TIR): 10.4-12.5		Bant 9: 2.360 – 2.430	
	Bant 7: 2.09-2.35			
	Pan: 0.52-0.90			
Alansal	30	15	30	90
Çözünürlük	TIR: 60			
(m)	Pan: 15			
Görüntü Genişliği (km2)	185x170		60x60	

için kullanılmaktadır (Shippert, 2003). Ayrıca bu spektral haritalama metotları, mineralleri belirlemek için multispektral görüntüleme de uygulanarak kullanılabilir. Bu çalışmada ise Eşlenen Filtreleme (MF) metodu, inceleme alanındaki hidrotermal alterasyon minerallerini belirlemek için ASTER görüntüsüne uygulanmıştır.

Landsat 7 ETM+ ve ASTER görüntüleri ile belirlenen hidrotermal alterasyon alanlarından alınan örneklerin, laboratuarda ASD Fieldspec Pro spektrometre ile spektraları ölçülmüş ve tanımlamaları yapılmıştır. ASD Fieldspec Pro spektrometre 350-2500 nm dalga boyu aralığında ölçüm yapar (ASD, 2002).

Günümüzde coğrafi bilgi sistemleri (CBS), birçok değişik verinin birleştirilmesinde ve analiz edilmesinde oldukça yararlı araçlar sağlamaktadır (Bonham-Carter, 1994). Coğrafi bilgi sistemlerinde verileri birleştirmek, alansal olarak analiz etmek ve modellemek için birçok metod kullanılmakta olup bu metotlar bilgi-kullanan ve veri-kullanan yaklaşımlar olarak başlıca iki gruba ayrılmaktadır (Bonham-Carter, 1994; Porwal vd., 2003; Carranza, 2009). Bu çalışmada Landsat 7 ETM+ ve ASTER görüntülerinin analizleri ile elde edilen hidrotermal alterasyon haritalarının veri katmanları, CBS ortamında birleştirilmiş ve değerlendirilmiştir.

İNCELEME ALANININ JEOLJİSİ

İnceleme alanı Doğu Pontid metalojenik kuşağının doğusunda yer alan Artvin ve çevresi, volkanik masif sülfür (VMS) tipi cevherleşmeler açısından önemlidir (Schneider vd., 1988; Tüysüz, 1995 ve 2000; Çiftahan ve O'Brien, 1998; Gökçe ve Spiro, 2002; Abdioğlu ve Arslan, 2008; Leitch, 1981). İnceleme alanının kuzeyinde bulunan Murgul (Schneider vd., 1988; Tüysüz, 2000), Ceratepe (Çiftahan ve O'Brien, 1998), Çakmakkaya ve

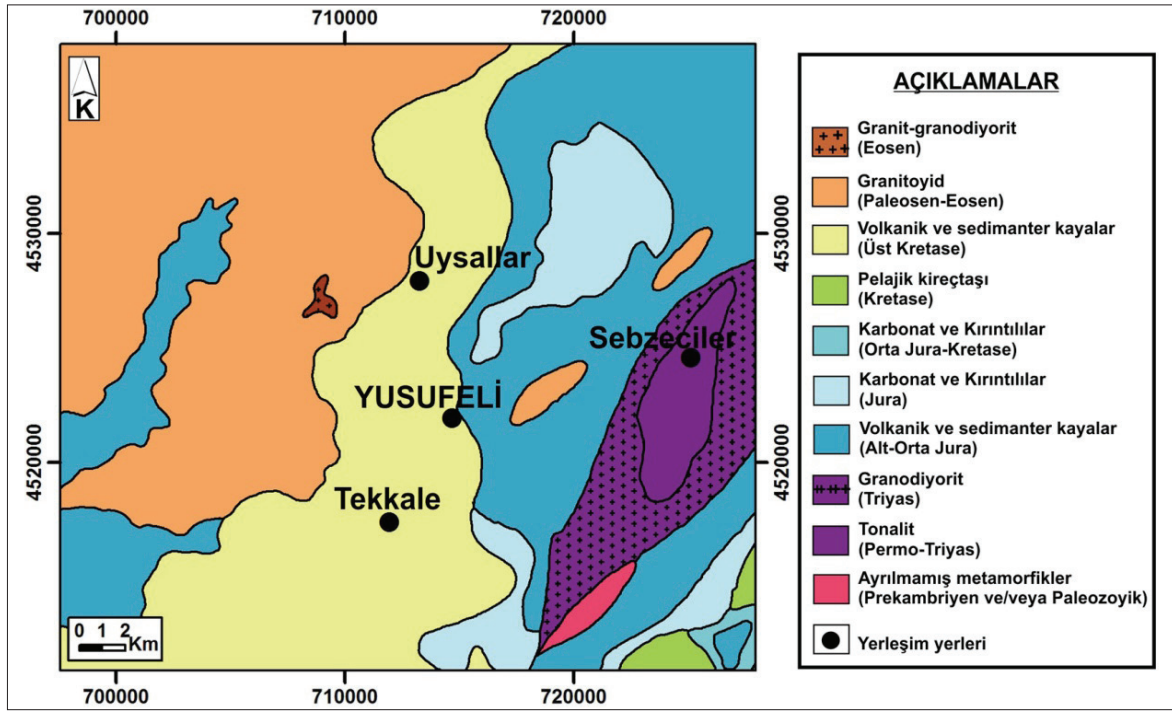
Damarköy (Gökçe ve Spiro, 2002) bölgede bilinen önemli cevher oluşumlarıdır.

İnceleme alanının temelini Prekambriyen ve/veya Paleozoyik yaşlı metamorfik birimler oluşturmaktadır (Şekil 2). Bu birimleri, Permo-Triyas yaşlı tonalit ve Triyas yaşlı granodiyoritler keser. Tonalit ve granodiyoritler inceleme alanının doğu ve güneydoğusunda mostra vermektedir. Bu birimlerin üzerine Yusufeli'nin doğu ve batısında yüzeyleyen Alt-Orta Jura yaşlı volkano-sedimanter birimler, Jura yaşlı karbonat ve kırıntılılar ile Orta Jura-Kretase yaşlı karbonat ve kırıntılı kayaçlar gelir. Kretase yaşlı pelajik kireçtaşları, inceleme alanının güneydoğusunda sınırlı bir alanda görülür.

Doğu Pontidlerde VMS tipi cevherleşmeler açısından önemli olan Üst Kretase yaşlı dasitik birimleri de kapsayan volkano-sedimanter birimler Tekkale, Yusufeli ve Uysallar çevresinde yaklaşık KD-GB doğrultulu olarak yüzeylemektedir. Volkano-sedimanter birimleri Paleosen-Eosen yaşlı granitoidler keser. Bu birimler özellikle Yusufeli'nin batısında geniş yayılım göstermektedir. Çalışma alanındaki en genç olarak Eosen yaşlı granit ve granodiyorit birimleri görülmektedir.

LANDSAT 7 ETM+ ve ASTER GÖRÜNTÜLERİ ile HİDROTERMAL ALTERASYON MİNERALLERİNİ HARİTALAMA

Doğu Pontidlerin kuzey zonunda VMS tipi cevher oluşumları açısından önemli bir potansiyele sahip olan Üst Kretase yaşlı dasitik volkanik birimler, inceleme alanında geniş bir alanda mostra vermektedir. Özellikle Uysallar, Yusufeli, Tekkale ve çevresinde yüzeylediği görülmektedir. Bu birimler cevher oluşumları ile ilişkili yaygın hidrotermal alterasyona maruz kalmıştır.



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası (MTA, 2002'den alınmıştır)

Figure 2. Geological map of the study area (from MTA, 2002)

Bölgedeki hidrotermal alterasyon özellikleri, daha önceki çalışmalarda uydu verileri kullanılarak detaylı olarak incelenmemiştir. Bölgedeki cevher oluşumları ile ilişkili arjilik alterasyon, silisleşme, demiroksitleşme vb. hidrotermal alterasyon alanları ve alansal ilişkileri Landsat 7 ETM+ ve ASTER görüntüleri kullanılarak belirlenmiş ve haritalanmıştır.

Landsat 7 ETM+ Görüntüsü ile Hidrotermal Alterasyon Minerallerini Haritalama

Bölgedeki cevher oluşumları ile ilişkili hidrotermal alterasyon alanları ilk olarak Landsat 7 ETM+ uydu görüntüsü kullanılarak incelenmiştir. Minerallerdeki Fe^{+3} , Fe^{+2} ve OH^- (hidroksil) içeriği sebebiyle oluşan absorpsiyon özellikleri, Landsat görüntülerinde belirli spektral bantlara karşılık gelmektedir. Dolayısıyla Landsat uydu görüntülerinin bu spektral bantları, kil mineralleri

gibi hidroksil (OH^-) içeren mineralleri, hematit ve götit gibi Fe^{+3} içeren demiroksit/hidroksit minerallerini ve Fe^{+2} içeren mineralleri belirlemeye olanak sağlamaktadır (Van der Meer vd., 2012; Ferrier vd., 2002; Sabins, 1999; Ruiz-Armenta ve Prol-Ledesma, 1998). Bu çalışmada Landsat 7 ETM+ görüntüsü, hidrotermal alterasyon minerallerini belirlemek için bu görüntü ile en yaygın kullanılan iki metod olan bant oranlama ve Crosta Tekniği uygulanarak analiz edilmiştir.

Landsat 7 ETM+ görüntüsü ile bant oranlama

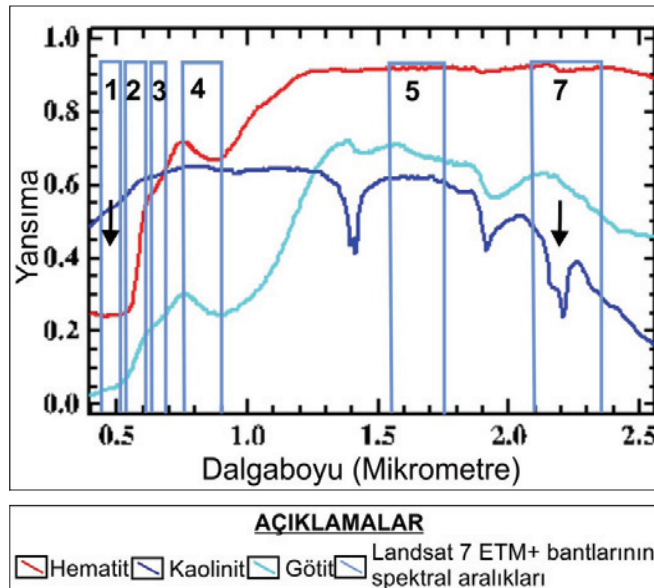
İnceleme alanındaki Fe^{+3} içeren (demiroksit/hidroksit mineralleri) ve hidroksil (OH^-) içeren (kil mineralleri) mineralleri belirlemek için Landsat 7 ETM+ görüntüsü ilk olarak bant oranlama metodu kullanılarak analiz edilmiştir. Bant oranlama metodu, Landsat görüntüleri ile hidrotermal alterasyon alanlarını belirlemek için

birçok araştırmacı tarafından yaygın olarak kullanmıştır (Ruiz-Armenta ve Prol-Ledesma, 1998; Van der Meer vd., 2012, Ferrier vd., 2002).

Hematit, götit vb. Fe^{+3} içeren demiroksit/hidroksit minerallerinin, yaklaşık 0.47-0.5 μm dalga boyunda (Hunt ve Ashley, 1979; Vincent, 1997; Clark, 1999; Hunt, 1977) tanımlayıcı absorpsiyon özellikleri, Landsat 7 ETM+ görüntülerinin 1. bantına (0.45-0.52 μm) karşılık gelir (Şekil 3). Kil mineralleri (kaolinit, illit vb.) gibi OH^- (hidroksil) içeren minerallerin yaklaşık 2.2 μm dalga boyundaki tanımlayıcı absorpsiyon özellikleri (Clark, 1999; Hauff, 2002) ise Landsat 7 ETM+ görüntülerinin 7. bantında (2.09-2.35 μm) görülmektedir (Şekil 3). Dolayısıyla Fe^{+3} ve OH^- (hidroksil) içeren mineral ve/veya mineral gruplarındaki bu tanımlayıcı absorpsiyon özellikleri esas alınarak Landsat 7 ETM+ görüntülerinin ilgili spektral bantları kullanılarak belirlenebilir.

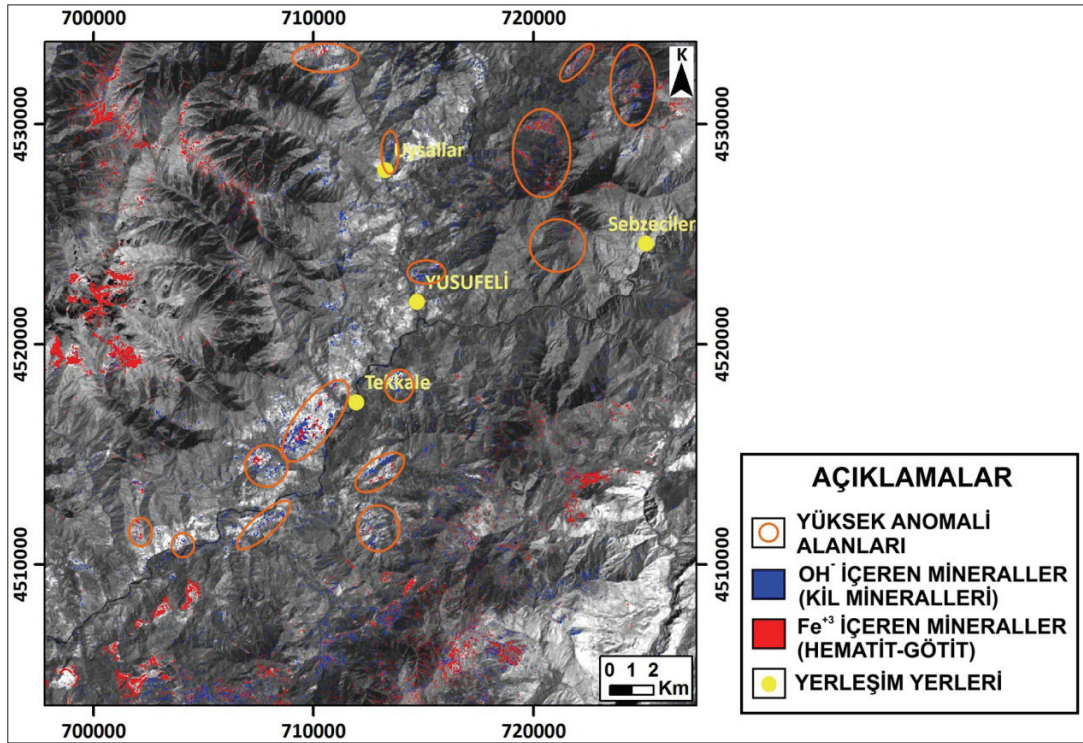
Bant oranlama uygulamasında öncelikle Landsat 7 ETM+ görüntüsünün termal bant dışındaki diğer altı adet spektral bantı birleştirilmiştir. Daha sonra UTM Zon 37 ve Datum WGS 84 koordinat sistemine göre geometrik olarak düzeltilmiştir. İnceleme alanını kapsayan bölüm tüm görüntüden kesilmiştir. Ayrıca bant oranlama işleminde bitki örtüsü, su vb. alanlar maskelenerek işlem dışında bırakılmıştır.

Yukarıda açıklanan Fe^{+3} içeren (demiroksit/hidroksit mineralleri) ve hidroksil (OH^-) içeren (kil mineralleri) minerallerin tanımlayıcı absorpsiyon özellikleri esas alınarak inceleme alanındaki hematit ve götit gibi Fe^{+3} içeren mineralleri (demiroksit/hidroksit) belirlemek için 3/1 bant oranlaması uygulanmıştır (Şekil 4). Kil mineralleri (kaolinit, illit vb.) gibi OH^- içeren mineraller ise 5/7 bant oranlaması uygulanarak haritalanmıştır (Şekil 4).



Şekil 3. Landsat 7 ETM+ görüntüsünün spektral bant aralıkları (μm) ve USGS Spektral Kütüphanesi'ndeki hematit, götit ve kaolinit minerallerinin spektralleri

Figure 3. Spectral range (μm) of Landsat 7 ETM+ bands and the spectra of hematite, goethite and kaolinite minerals in the USGS Spectral Library



Şekil 4. Landsat 7 ETM+ görüntüsünün bant oranlamaları sonucunda belirlenen hidrotermal alterasyon anomali alanları (OH⁻ içeren mineraller (kil mineralleri): 5/7 bant oranlaması; Fe⁺³ içeren mineraller (demiroksit/hidroksit): 3/1 bant oranlaması)

Figure 4. Anomaly areas of hydrothermal alteration determined as a result of band ratios of Landsat 7 ETM+ image (Minerals containing OH⁻ (clay minerals): 5/7-band ratio; Minerals containing Fe⁺³ (ironoxide/hydroxide): 3/1-band ratio)

Landstat 7 ETM+ görüntüsünün bant oranlama metodu ile elde edilen sonuçlar incelendiğinde Tekkale güneyi, Yusufeli ve Uysallar çevresinde Üst Kretase yaşlı dastik volkanik birimlerde yaygın şekilde killeşme (arjilik alterasyon) ve demiroksitleşme/hidroksitleşme alanları belirlenmiştir. Ayrıca killeşme ve demiroksitleşme/hidroksitleşme alanlarının Tekkale'nin kuzeybatı ve güneydoğusunda Alt-Orta Jura yaşlı volkanik birimlerde yaygın olduğu görülmüştür.

Landsat 7 ETM+ görüntüsü ile Crosta Tekniği

Temel bileşenler analizi (PCA), multispektral görüntülerden bilgi elde etmek kullanılan diğer bir metottür. Önceki birçok çalışmada PCA metodu Landsat ve ASTER gibi multispektral görüntülerden

bilgi üretmek için kullanılmıştır (Ruiz-Armenta ve Prol-Ledesma, 1988; Tangestani ve Moore, 2002; Tangestani vd., 2008; Liu vd., 2011; Crosta ve Filho, 2003; Zhang vd., 2007). Crosta ve Moore (1989), “özellik yönelimli temel bileşenleri seçme” olarak tanımladıkları temel bileşenler analizin farklı bir yaklaşımını uygulamıştır. Loughlin (1991) tarafından Crosta Tekniği olarak adlandırılan metod, hidrotermal alterasyon minerallerini belirlemek için önceki birçok çalışmada Landsat uydu görüntülerine uygulanmıştır (Tangestani ve Moore, 2002; Liu vd., 2011; Loughlin, 1991).

Bu çalışmada inceleme alanındaki hidrotermal alterasyon minerallerini belirlemek için ikinci olarak Landsat 7 ETM+ görüntüsüne Crosta Tekniği yaklaşımı kullanılmıştır. Crosta Tekniği

Fe⁺³ içeren (demiroksit/hidroksit mineralleri) ve hidroksil (OH⁻) içeren (kil mineralleri) mineralleri belirlemek için Landsat 7 ETM+ görüntüsünün farklı bant grupları ile iki farklı şekilde uygulanmıştır.

Crosta Tekniğinin ilk uygulamasında, Fe⁺³ içeren demiroksitleşme/hidroksitleşme minerallerini haritalamak için Landsat 7 ETM+ görüntüsünün 1, 3, 4 ve 5. bantları kullanılmıştır (Tangestani ve Moore, 2002; Liu vd., 2011; Loughlin, 1991). Analiz sonucunda elde edilen kovaryans matrisinin özvektör değerleri (Eigenvectors of covariance matrix) incelendiğinde temel bileşenlerin ikincisinde (Pc2 bileşeni), yüksek sayısal değerlere (DN) sahip pikseller (daha parlak pikseller) demiroksitleşme/hidroksitleşme alanlarını göstermektedir (Çizelge 2).

Çizelge 2. Crosta Tekniği için Landsat 7 ETM+ görüntüsünün 1, 3, 4 ve 5. bantları ile uygulanan temel bileşenler analizi sonucunda elde edilen kovaryans matrisinin özvektör değerleri

Table 2. Covariance eigenvector values of principal components (PCs) calculated by using principal components analysis on the 1, 3, 4 and 5 bands of Landsat 7 ETM+ image for Crosta Technique

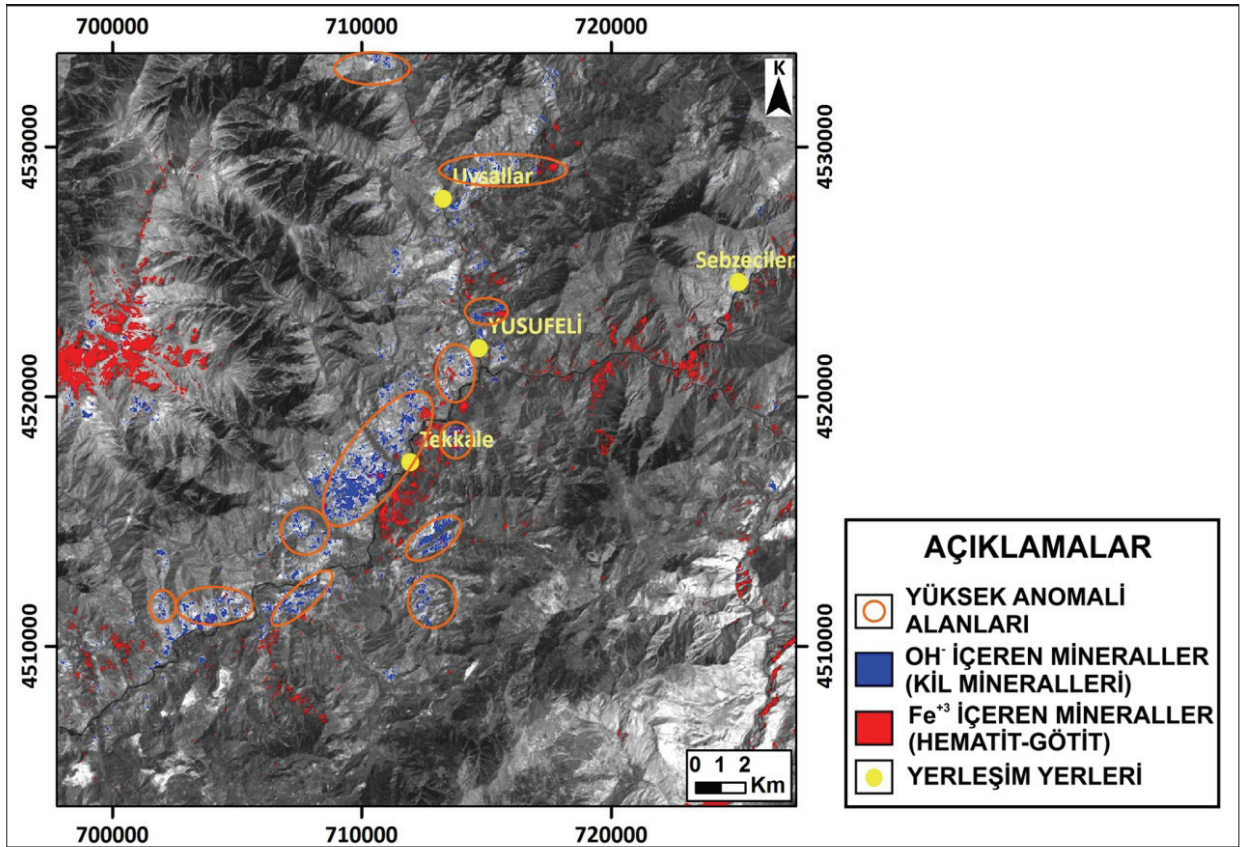
	Pc1	Pc2	Pc3	Pc4
Bant 1	-0.33161	-0.59412	-0.37962	-0.62685
Bant 3	0.30718	0.47138	-0.81890	-0.11335
Bant 4	-0.32603	-0.35069	-0.43011	0.76533
Bant 5	-0.83029	0.54939	0.01754	-0.09210

Bu metot ikinci olarak kil mineralleri (kaolinit, illit vb.) gibi hidroksil (OH⁻) içeren mineralleri belirlemek için Landsat 7 ETM+ görüntüsünün 1, 4, 5 ve 7. bantları seçilerek uygulanmıştır (Tangestani ve Moore, 2002; Liu vd., 2011; Loughlin, 1991). Analiz sonucunda elde edilen kovaryans matrisinin özvektör değerleri (Eigenvectors of covariance matrix) incelendiğinde dördüncü temel bileşende (Pc4 bileşeni) parlak veya diğer bir ifade ile yüksek sayısal değerlere (DN) sahip pikseller hidroksil içeren minerallerin (kil mineralleri vb.) bulunduğu alanları göstermektedir (Çizelge 3).

Çizelge 3. Crosta Tekniği için Landsat 7 ETM+ görüntüsünün 1, 4, 5 ve 7. bantları ile uygulanan temel bileşenler analizi sonucunda elde edilen kovaryans matrisinin özvektör değerleri

Table 3. Covariance eigenvector values of principal components (PCs) calculated by using principal components analysis on the 1, 4, 5 and 7 bands of Landsat 7 ETM+ for Crosta Technique

	Pc1	Pc2	Pc3	Pc4
Bant 1	0.28696	0.40889	0.68400	0.53160
Bant 4	-0.23215	0.88717	-0.14391	-0.37191
Bant 5	-0.90876	-0.13334	0.38227	0.10126
Bant 7	0.19473	-0.16718	0.60440	-0.75421



Şekil 5. Landsat 7 ETM+ uydü görüntüsünün Crosta Tekniği uygulaması sonucunda belirlenen hidrotermal alterasyon anomali alanları

Figure 5. Anomaly areas of hydrothermal alteration determined by applied Crosta technique to Landsat 7 ETM+ image

Landsat 7 ETM+ görüntüsünün Crosta Tekniği uygulaması ile elde edilen sonuçlar incelendiğinde bant oranlama sonuçlarına benzer şekilde Tekkale güneyi, Yusufeli ve Uysallar çevresinde Üst Kretase yaşı dasitik volkanik birimlerde yaygın şekilde killeşme ve demiroksitleşme/hidroksitleşme anomali alanları

ayırt edilmiştir (Şekil 5). Ayrıca hidrotermal alterasyonların anomali alanları Alt-Orta Jura yaşı volkanik birimlerde de ortaya çıkmıştır (Şekil 6). Özellikle Yusufeli doğu ve batısı ile Sebzeciler çevresinde demiroksitleşme anomalilerinin yaygın olduğu görülmektedir.



Şekil 6. Sebzeçiler çevresindeki hidrotermal alterasyon alanlarından bir görünüm
Figure 6. The area of hydrothermal alteration seen at Sebzeçiler vicinity

Aster Görüntüsü ile Hidrotermal Alterasyon Minerallerini Haritalama

ASTER görüntülerinin kısadalga kızılötesi (SWIR) bölgedeki spektral bant sayısı Landsat ETM+ görüntülerine göre daha fazladır. Dolayısıyla ASTER görüntüleri, SWIR bölgede tanımlayıcı absorpsiyon özelliği bulunan daha fazla mineral ve/veya mineral grubunu belirlemek için olanak sağlamaktadır. Minerallerdeki Fe^{+3} , Fe^{+2} , Al-OH, Fe-OH, Mg-OH, Si-OH ve CO_3 gibi tanımlayıcı absorpsiyon özellikleri, ASTER görüntülerinin görünür-yakın kızılötesi (VNIR) ve kısadalga kızılötesi (SWIR) bölgedeki belirli spektral bantlarda görülür (Abrams ve Hook, 1995; Mars ve Rowan, 2006; Rowan ve Mars, 2003; Hewson vd., 2005). Önceki birçok çalışmada minerallerin bu tanımlayıcı absorpsiyon

özellikleri esas alınarak belirli mineral ve/veya mineral grupları ASTER görüntüleri kullanılarak belirlenmiştir (Hubbard vd., 2003; Mars ve Rowan, 2006; Hewson vd., 2005).

Bu çalışmadaki cevher oluşumları ile ilişkili hidrotermal alterasyon mineralleri diğer bir multispektral uydu verisi olan ASTER görüntülerinin VNIR-SWIR bölgedeki spektral bantları kullanılarak incelenmiştir. Bölgedeki hidrotermal alterasyon alanlarını belirlemek için ASTER görüntüleri, bant oranlama ve Eşlenen Filtreleme (MF) metotları uygulanarak analiz edilmiştir.

ASTER görüntüsü ile bant oranlama

ASTER görüntüsüne bant oranlama metodu uygulanarak Fe^{+3} içeren hematit ve götit gibi

demiroksit/hidroksit mineralleri, alunit-kaolinit, kil mineralleri (Kaolinit, illit vb.), muskovit gibi Al-OH içeren mineraller, silisleşme ile klorit ve epidot gibi Mg-OH içeren mineralleri- karbonat mineralleri gibi CO₃ içeren mineraller haritalanmıştır. Bant oranlama işlemlerinden önce ASTER görüntüsüne bazı ön işlemler uygulanmıştır. Bu kapsamda ASTER görüntüsünün VNIR-SWIR bölgedeki spektral bantları birleştirilmiş ve daha sonra UTM Zon 37 ve Datum WGS 84 koordinat sistemine göre geometrik olarak düzeltilmiştir. Çalışma alanını kapsayan bölüm, tüm görüntüden kesilerek alınmıştır. ASTER görüntüsünün VNIR-SWIR bölgedeki spektral bantlarının her birisindeki koyu alanlar, ilgili bantların herbirisinden ayrı ayrı çıkarılarak düzeltilmiştir. Ayrıca bant oranlama işleminde bitki örtüsü, su, bulut vb. alanlar maskelenerek işlem dışında bırakılmıştır.

Fe⁺³ içeren hematit ve götit gibi demiroksit/hidroksit minerallerinin elektromayetik spektrumun VNIR bölgesinde yaklaşık 0.47-0.5 µm dalga boyunda (Hunt, 1977; Hunt ve Ashley, 1979; Vincent, 1997; Clark, 1999) tanımlayıcı absorpsiyon özellikleri bulunmaktadır. Şekil 7a'da görüldüğü gibi bu absorpsiyon özelliği (yaklaşık 0.5 µm dalga boyunda), ASTER görüntülerinin VNIR bölgedeki 1. bantının spektral aralıkları (0.520-0.600 µm) içerisinde yer alır. Dolayısıyla ASTER görüntülerinin 1. bantı kullanılarak hematit ve götit gibi demiroksit/hidroksit mineralleri belirlenebilir (Rowan vd., 2006; Tommaso ve Rubinstein, 2007). Bu çalışmada demiroksit/hidroksit minerallerini belirlemek için 2/1 bant oranlaması uygulanmıştır (Şekil 8).

Alunit ve kaolinit minerallerinde Al-OH içeriğinden dolayı Aster görüntülerinin 5. bantına (2.145-2.185 µm) karşılık gelen (Şekil 7b) yaklaşık 2.165 µm dalga boyundaki absorpsiyon özelliği, bu minerallerin belirlenmesi açısından

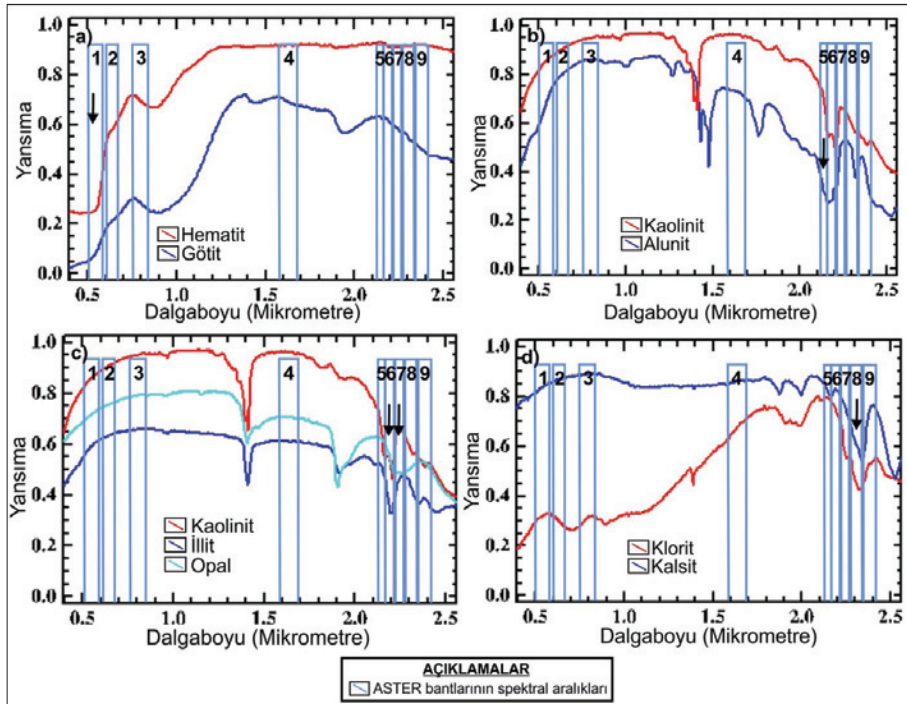
önemlidir (Abrams ve Hook, 1995; Mars ve Rowan, 2006; Rowan vd., 2006; Tommaso ve Rubinstein, 2007; Bishop vd., 2011). Bu sebeple inceleme alanındaki alunit-kaolinit minerallerini belirlemek için (bir grup olarak) 4/5 bant oranlaması kullanılmıştır (Şekil 8).

Kil mineralleri (kaolinit, illit vb.), muskovit gibi Al-OH içeren mineraller yaklaşık 2.2 µm dalga boyunda tanımlayıcı absorpsiyon özelliği göstermektedir (Clark, 1999; Hauff, 2002). Şekil 7c'de görüldüğü ASTER görüntülerinin 6. bantına (2.185-2.225 µm) karşılık gelen tanımlayıcı absorpsiyon özelliği kullanılarak kil mineralleri (kaolinit, illit vb.), muskovit gibi Al-OH içeren mineraller belirlenebilir (Abrams ve Hook, 1995; Mars ve Rowan, 2006; Rowan vd., 2006; Tommaso ve Rubinstein, 2007; Bishop vd., 2011). Bu çalışmada ise bölgedeki kil mineralleri (kaolinit, illit vb.), muskovit gibi Al-OH içeren mineraller, 4/6 bant oranlaması kullanılarak haritalanmıştır (Şekil 8).

Minerallerdeki Si-OH'dan dolayı yaklaşık 2.25 µm dalga boyunda absorpsiyon özelliği oluşmaktadır (Podwysoki vd., 1985). Bu absorpsiyon özelliği Si-OH içeren minerallerin belirlenmesinde yararlıdır. Benzer şekilde opal mineralinin yaklaşık 2.25-2.30 µm dalga boyundaki tanımlayıcı absorpsiyon özelliği (Hauff, 2002; Rowan vd., 2003; Mars ve Rowan, 2010) bu minerali belirlemek için kullanılabilir. Si-OH absorpsiyon özelliği ve opal mineralinin tanımlayıcı absorpsiyon özelliği yaklaşık olarak ASTER görüntülerinin 6. ve 7. bantlarını kapsayan spektral aralığa ve özellikle de 7. bantı kapsayan spektral aralığa (6. bant: 2.185-2.225 ve 7. bant: 2.235-2.285 µm) karşılık gelmektedir (Şekil 7c). Bu nedenle inceleme alanındaki silisleşme alanlarını haritalamak için bu absorpsiyon özelliklerinden yararlanılmış ve 4+5/6+7 bant oranlaması uygulanmıştır (Şekil 8).

Klorit ve epidot gibi Mg-OH içeren minerallerin yaklaşık 2.3 µm dalga boyunda tanımlayıcı absorpsiyon özellikleri vardır (Hunt, 1977 ve 1979, Hunt ve Ashley, 1979). Kalsit gibi karbonat mineralleri ise CO₃ içeriğinden dolayı yaklaşık 2.35 µm dalga boyunda tanımlayıcı absorpsiyon özelliği göstermektedir (Hunt, 1977 ve 1979). Mg-OH ve CO₃ içeren minerallerin tanımlayıcı absorpsiyon özellikleri ASTER görüntülerinin 8. bantının (2.295-2.365 µm) spektral aralığı içerisinde yer almaktadır (Mars ve Rowan, 2006; Tommaso ve Rubinstein, 2007). Bu yüzden klorit ve epidot gibi Mg-OH içeren mineralleri ve CO₃ içeren karbonat minerallerini belirlemek için ASTER görüntülerinin 8. bantındaki (Şekil 7d) tanımlayıcı absorpsiyon özellikleri esas alınarak 7+9/8 bant oranlaması kullanılmıştır (Şekil 8).

ASTER görüntüsünün bant oranlama işlemleri sonucunda Fe⁺³ mineraller, alunit-kaolinit, Al-OH içeren mineraller, silisleşme ile Mg-OH-CO₃ içeren mineraller haritalanmıştır. ASTER bant oranlama metodu sonuçları incelendiğinde, hidrotermal alterasyonlarının yaklaşık KD-GD yönelimli olarak dağılımı belirgin bir özellik olarak ortaya çıkmıştır (Şekil 8). Özellikle bölgede VMS tipi cevher oluşumları açısından önemli olan Üst Kretase yaşlı dasitik volkanik birimlerde geniş hidrotermal alterasyon alanları ayırt edilmiştir. Tekkale güneyi ve güneybatısı, Yusufeli ve Uysallar çevresinde Üst Kretase yaşlı dasitik volkanik birimler içerisinde geniş alunit/kaolinit, kil mineralleri gibi arjilik alterasyon ürünleri ve silisleşme alanları belirlenmiştir (Şekil 9). Ayrıca bu hidrotermal alterasyonlarla birlikte yer yer demiroksitleşmeler de görülmektedir.

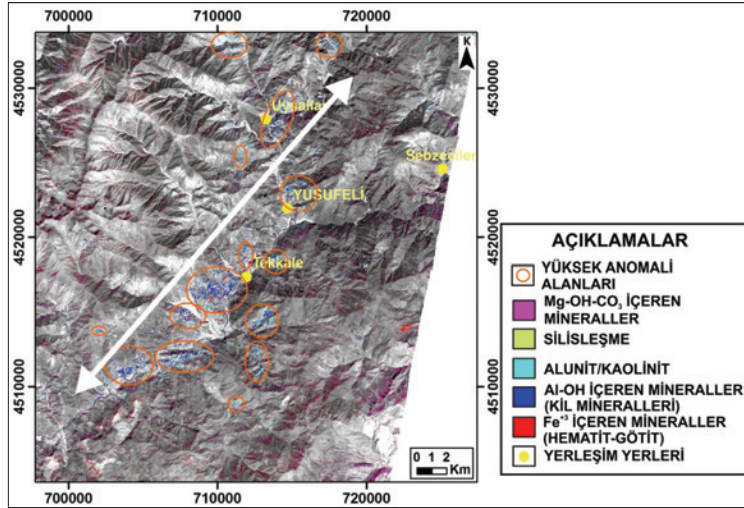


Şekil 7. ASTER görüntüsünün spektral bant aralıkları ve USGS Spektral Kütüphanesi'ndeki bazı minerallerin spektralleri: a) Hematit ve götüt, b) Kaolinit ve alunit, c) Kaolinit, illit ve opal, d) Klorit ve kalsit

Figure 7. Spectral range (µm) of ASTER bands, and spectra of minerals in the USGS Spectral Library: a) Hematite and goethite, b) Kaolinite and alunite, c) Kaolinite, illite and opal, d) Chlorite and calcite

Klorit ve epidot gibi Mg-OH içeren mineraller ile kalsit gibi karbonat minerallerini belirlemek için uygulanan 7+9/8 bant oranlama sonuçları, Jura ve Orta Jura-Kretase yaşlı kırıntılı ve karbonatlar ile Kretase yaşlı pelajik kireçtaşlarında belirgin anomali alanları ortaya çıkarmıştır. Bu birimlerdeki mineral anomalileri, muhtemelen hidrotermal alterasyona işaret

etmemektedir. Bu anomaliler olasılıkla birimlerdeki kalsit ve dolomit gibi karbonat mineralleri sebebiyle ortaya çıkmış olabilir. Bununla birlikte Üst Kretase yaşlı dasitik volkanik birimlerdeki arjilik alterasyon ve silisleşmelerin çevresinde görülen anomali alanları, bir hidrotermal alterasyon sürecinin ürünü olarak oluşmuş olabilir.



Şekil 8. ASTER görüntüsü ile bant oranlama metodu sonucunda belirlenen hidrotermal alterasyon anomali alanları

Figure 8. Anomaly areas of hydrothermal alteration determined as a result of band ratios of ASTER image



Şekil 9. Yusufeli çevresinde görülen hidrotermal alterasyon alanlarından bir görüntüm

Figure 9. A view from the hydrothermal alteration zones seen around yusufeli

ASTER Görüntüsü ile Eşlenen Filtreleme (MF)

Bu çalışmada ASTER görüntüleri, ikinci bir yaklaşım olarak daha kantitatif bir metod olan Eşlenen Filtreleme (MF) kullanılarak analiz edilmiştir ve kaolinit, alunit, opal, hematit ve klorit mineralleri haritalanmıştır. Mineralleri belirlemek için birçok araştırmacı tarafından Spektral Açılı Haritalaması (SAM-Spectral Angle Mapper), Spektral Özellik Eşlemesi (SFF-Spectral Feature Fitting), Doğrusal Spektral Karıştırma (LSU-Linear Spectral Unmixing), Eşlenen Filtreleme (MF-Matched Filtering) ve Karışım Ayarlı Eşlenen Filtreleme (MTMF-Mixture Tuned Matched Filtering) gibi spektral haritalama metodlarından bir veya birkaçı Hyperion, AVIRIS ve HyMap gibi hiperspektral görüntüleme uygulanmıştır (Kruse vd., 2003; Kruse vd., 1993; Crosta vd., 1998; Bedini, 2011; Hubbard ve Crowley, 2005; Zadeh vd., 2014). Ayrıca bu kantitatif spektral haritalama metodları, bazı çalışmalarda ise Landsat ve ASTER gibi multispektral görüntüleme de uygulanmıştır (Ferrier vd., 2002; Zang vd., 2007; Hubbard ve Crowley, 2005; Rowan ve Mars, 2003; Hubbard vd., 2003; Moore vd., 2008; Rowan vd., 2003; Bedini, 2011).

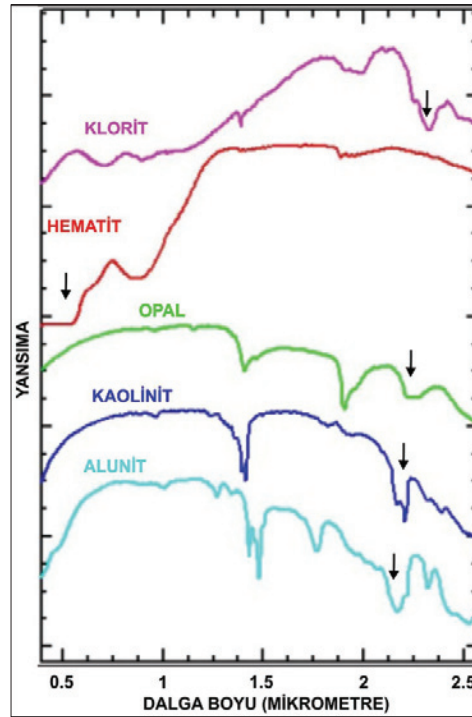
MF metodunun uygulanmasında, öncelikle ASTER görüntüsünün VNIR ve SWIR bölgedeki spektral bantları birleştirilmiştir. ASTER görüntüsündeki atmosferik etkileri düzeltmek ve görüntünün sayısal değerlerini (DN) radyans veriye çevirmek için kesin yansıma değerleri üreten ve model bazlı atmosferik düzeltme metodu olan Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes (Flaash) (Adler-Golden vd., 1998) kullanılmıştır. Daha sonra görüntü bantlarının radyans değerleri, reflektansa dönüştürülmüştür. Elde edilen ASTER görüntüsünün reflektans verisine bir spektral parlatma ve düzeltme yöntemi olan EFFORT

(Empirical Flat Field Optimal Reflectance Transformation) algoritma uygulanmıştır (Boardman, 1998). Daha sonra görüntü, UTM Zon 37 ve Datum WGS 84 koordinat sistemine göre geometrik olarak düzeltilmiştir.

Belirli hidrotermal alterasyon tiplerini belirlemek için MF metodu kaolinit (kil minerali), alunit, opal, hematit (demir oksit minerali) ve klorit minerallerini belirlemek için uygulanmıştır. Bu minerallerin USGS Spektral kütüphanesindeki spektralleri MF metodunun uygulanmasında saf spektra (endmember) olarak kullanılmıştır (Şekil 10).

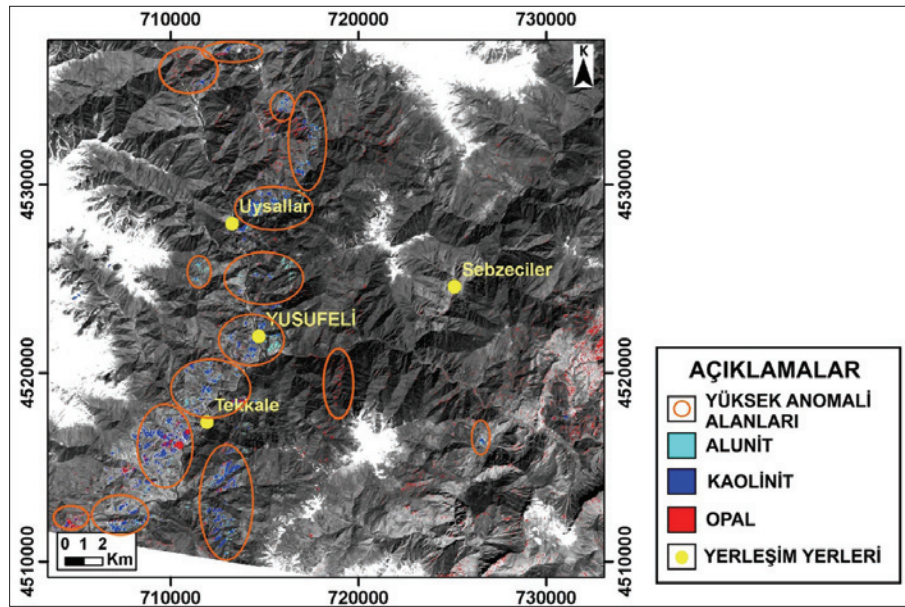
MF metodu sonuçları incelendiğinde, kaolinit (kil minerali) ve alunit mineral anomali alanlarının Üst Kretase yaşlı dasitik volkanik birimler içerisinde KD-GB doğrultusunda yaygın olarak geliştiği görülmektedir (Şekil 11). Opal mineralinin MF metodu sonucunda belirlenen anomali alanları, özellikle Tekkale çevresinde artmaktadır (Şekil 11).

Hematit minerali (demiroksitleşme) inceleme alanının doğu ve güneydoğusunda dağılım göstermektedir (Şekil 12). Klorit minerali, Tekkale'nin güneyinde Üst Kretase yaşlı volkanik birimlerde arjilik alterasyon alanlarının çevresinde az miktarda anomali vermiştir (Şekil 12). Görüntü analizlerinin arazi kontrollerinde Yusufeli ve Tekkale çevresinde killeşme, demiroksitleşme ve silisleşme gibi hidrotermal alterasyon tiplerinin Üst Kretase yaşlı dasitik volkanik birimlerde yaygın olarak geliştiği gözlenmiştir (Şekil 13).



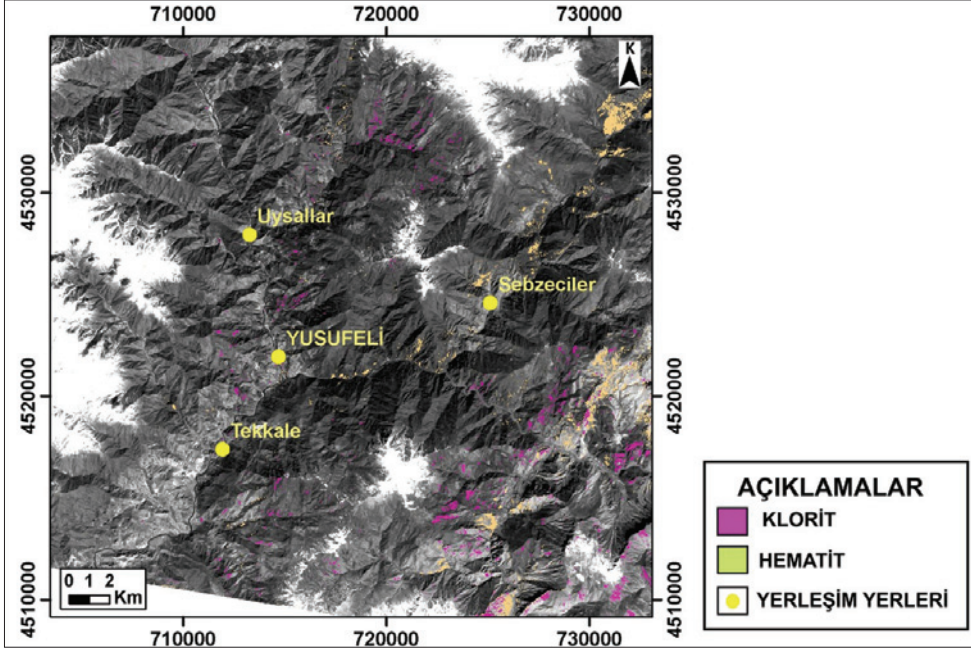
Şekil 10. Saf spektra olarak kullanılan USGS Spektral Kütüphanesindeki alunit, kaolinit, opal, hematit ve klorit minerallerinin spektralleri

Figure 10. The spectra of alunite, kaolinite, opal, hematite and chlorite minerals used as pure spectra (endmember) in the USGS Spectral Library



Şekil 11. ASTER görüntüsüne ile uygulanan MF metodu sonucunda belirlenen alunit, ve opal minerallerinin anomali alanları

Figure 11. Anomaly areas of alunite, kaolinite and opal minerals determined as a result of MF method applied to ASTER image



Şekil 12. ASTER görüntüsüne ile uygulanan MF metodu sonucunda belirlenen klorit ve hematit minerallerinin anomali alanları

Figure 12. Anomaly areas of chlorite and hematite minerals determined as a result of MF applied to ASTER image



Şekil 13. Tekkale çevresindeki hidrotermal alterasyon zonu

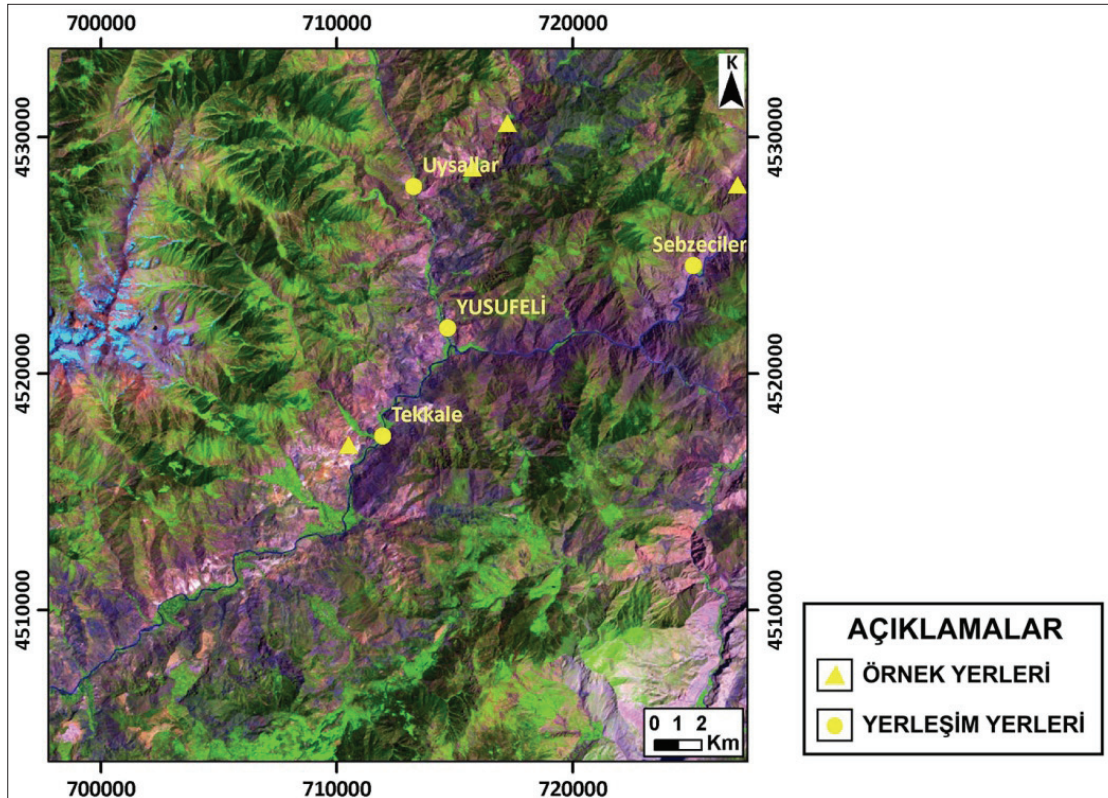
Figure 13. The widespread hydrothermal alteration zone around Tekkale

SPEKTROMETRE ANALİZLERİ

Reflektans spektroskopisi, mineral ve kayaçları absorpsiyon ve yansıma gibi tanımlayıcı karakteristik spektral özelliklerine göre belirlemeye olanak sağlamaktadır (Hunt, 1977 ve 1979; Clark, 1999; Vincent, 1997; Hauff, 2002). Bu çalışmada da bölgedeki hidrotermal alterasyon alanlarından alınan örneklerin tanımlanmasında minerallerin spektral özelliklerinden yararlanılmıştır. Bu amaçla hidrotermal alterasyon alanlarından alınan örneklerin spektralleri laboratuvarında ASD FieldPro spektrometre ile ölçülmüş ve tanımlamaları yapılmıştır (Şekil 14).

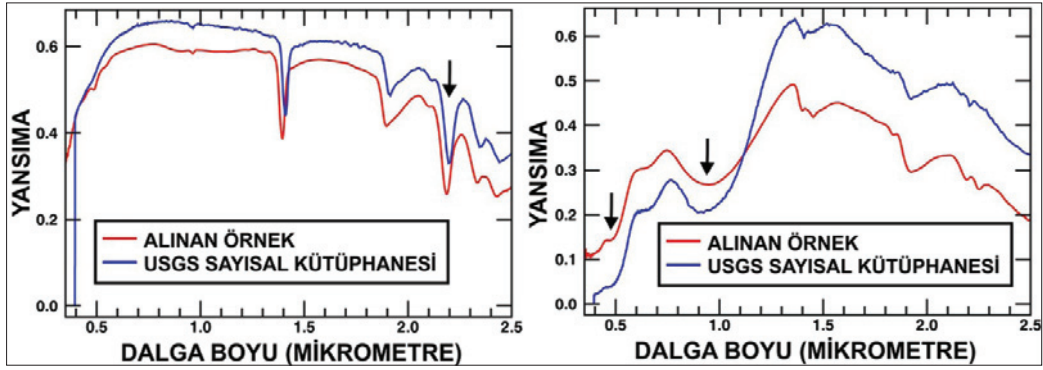
İnceleme alanında Landsat 7 ETM+ ve ASTER görüntülerinin analizleri sonucunda

belirlenen hidrotermal alterasyon alanlarından alınan dört adet örneğin değişik yerlerinden çok sayıda spektralleri, laboratuvarında ASD Fieldpro spektrometre kullanılarak ölçülmüştür. Bu spektraller, USGS Spektal Kütüphanesindeki mineral spektralleri ile karşılaştırılarak analiz edilmiş ve mineral tanımlamaları yapılmıştır. Bu analizler sonucunda arjilik alterasyon zonlarından alınan örneklerin spektralleri, çoğunlukla illit minerali olarak tanımlanmıştır (Şekil 15). Ayrıca demiroksitleşme/hidroksitleşme alanlarından alınan örneklerde ise götit minerali belirlenmiştir. Bazı örneklerin spektralleri ise illit ve götit minerallerinin karışım spektrallerini temsil etmektedir (Şekil 16).



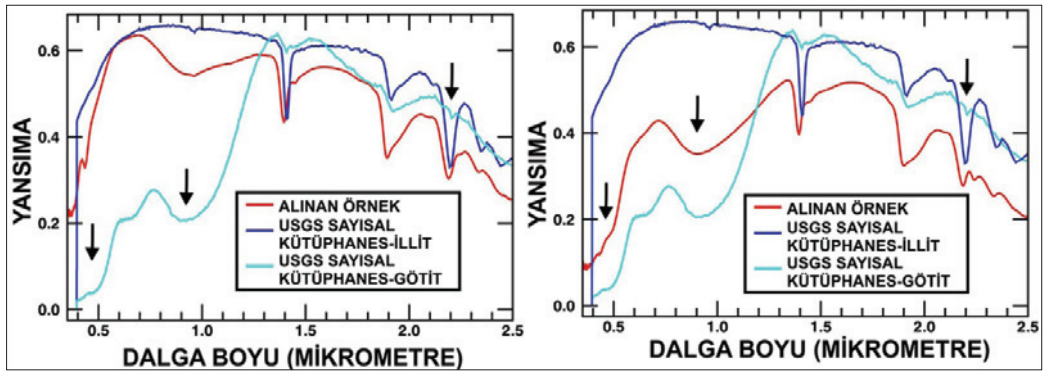
Şekil 14. Spektrometre analizleri için alınan örneklerin yerleri

Figure 14. The locations of samples collected for spectrometer analysis



Şekil 15. Hidrotermal alterasyon alanlarından alınan örneklerin ve USGS Spektral Kütüphanesindeki illit ve götit minerallerinin spektralleri

Figure 15. The spectra of samples taken from hydrothermal alteration zones, and illite and goethite minerals in the USGS spectral library



Şekil 16. Hidrotermal alterasyon alanlarından alınan örneklerin ve USGS Spektral illit ve götit minerallerinin spektralleri

Figure 16. The spectra of samples taken from hydrothermal alteration zones, and illite and goethite minerals in the USGS spectral library

SONUÇLAR

Bu çalışmada Tekkale, Yusufeli ve Uysallar (Artvin) çevresindeki özellikle VMS tipi cevher oluşumları ile ilişkili hidrotermal alterasyon özellikleri, Landsat 7 ETM+ ve ASTER görüntüleri kullanılarak incelenmiştir. Landsat 7 ETM+ görüntüsünün bant oranlama ve Crosta Tekniği ile ASTER görüntülerinin bant oranlama ve MF metotları ile analizleri sonucunda bir çok hidrotermal alterasyon mineral ve/veya minerallerine ait anomali haritası üretilmiştir.

Bu hidrotermal anomali haritaları kullanılarak inceleme alanındaki cevher oluşumları ile ilişkili hidrotermal alterasyonları ve alansal ilişkilerini en doğru ve başarılı haritalamak amacıyla coğrafi bilgi sistemleri (CBS) araçlarından yararlanılmıştır. Bu kapsamda hidrotermal alterasyon anomali haritalarında daha kantitatif bir değerlendirme yapmak ve alansal ilişkileri ve belirgin karakteristik özellikleri değerlendirmek için görüntü analiz sonuçları CBS ortamında birleştirilmiş ve analiz edilmiştir. Bu analizler sonucunda üretilen hidrotermal alterasyonların olası (potansiyel) hedef

alanlarını gösteren haritalarda skor sayıları, farklı iki uydu verisinin dört metod ile analizleri sonucunda belirlenen pixel veya alanların kaç metod ile belirlendiğini göstermektedir.

Uydu görüntülerinin analizleri ile üretilen hidrotermal alterasyon anomali haritaları, CBS analizlerinde alansal veri katmanları olarak kullanılmıştır. Alterasyon anomali haritaları, CBS ortamına aynı standart ve parametreler ile aktarılmıştır. Hidrotermal alterasyon anomali haritalarının herbirisi, UTM Zon 37 ve Datum WGS 84 koordinat sisteminde 15 m. alansal çözünürlüğe dönüştürülmüştür. Alterasyonlara ait alansal veri katmanlarının her biri aritmetik işlemler için yeniden sınıflandırılmıştır. Daha sonra bu alansal veri katmanları killeşme, alunit/kaolinit ve silisleşme için hedef potansiyel anomali alanlarını önem derecelerine göre belirli skor değerlerinde ortaya çıkarmak için birleştirilmiştir. Bu amaçla ArcGIS yazılımında Spatial Analyst'de "Raster Calculator" aracı kullanılmıştır.

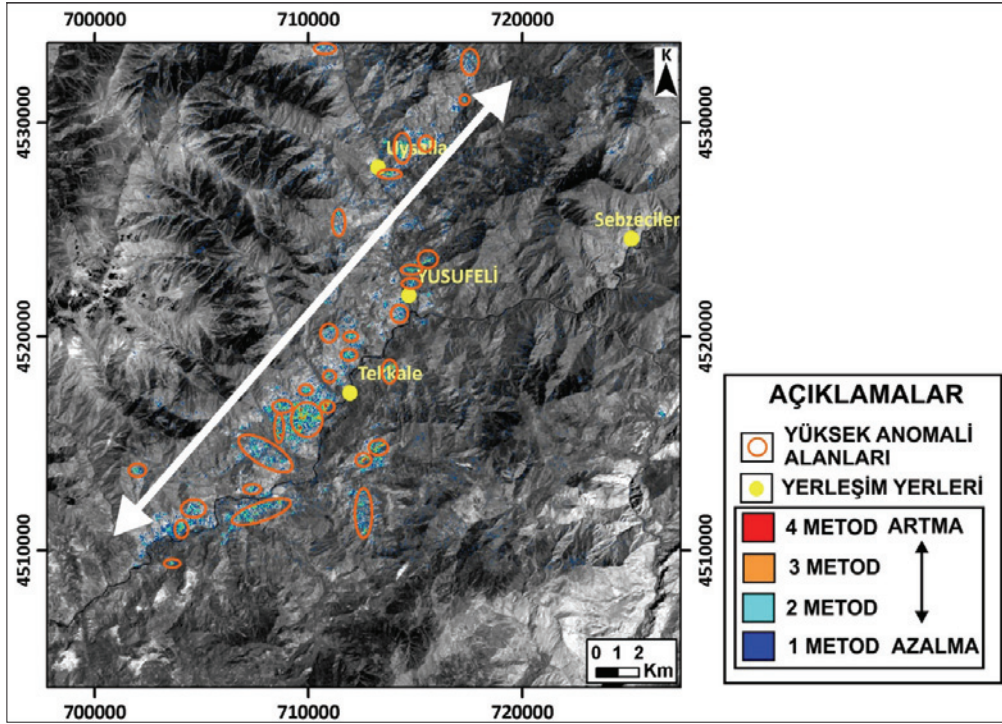
İlk olarak inceleme alanındaki arjilik alterasyon (killeşme) bakımından önemli potansiyel hedef alanları en doğru ve başarılı şekilde belirlemek için, Landsat 7 ETM+ görüntülerinin 5/7 bant oranlaması, Landsat 7 ETM+ görünüsünün kil minerallerine ait Crosta Tekniği, ASTER'in 4/6 bant oranlaması ve ASTER-MF metodunun kaolinit minerali sonuçları toplama aritmetik operatörü kullanılarak birleştirilmiştir. Elde edilen sonuç sayısal bir değerlendirme yapmak için tekrar sınıflandırılmıştır. Üretilen sonuç, haritasında her iki uydu görünüsü ile uygulanan dört metod ile belirlenen veya diğer bir ifade ile en fazla metod ile bulunan piksel veya alanlar en yüksek skor değeri (skor değeri: 4) ile gösterilmiştir (Şekil 17). Bu alanlar inceleme alanındaki özellikle VMS tipi cevher oluşumları açısından önemli en yüksek bulunma olasılığı olan alanları göstermektedir. Sadece bir metod kullanarak bulunan diğer bir ifade ile en az metod ile belirlenen piksel veya alanlar en

düşük skor değerleri (skor değeri: 1) gösterilmiştir.

Killeşme (arjilik alterasyon) anomali alanları, bölgedeki VMS tipi cevher oluşumları açısından önemli bir potansiye sahip olan Üst Kretase yaşlı dasitik volkanik birimlerde yaygın şekilde gelişmiştir (Şekil 17). En yüksek skor değeri veren piksel veya alanlar özellikle Tekkale'nin güneybatısında belirlenmiştir. İnceleme alanında Uysallar ve Yusufeli çevresi ile Tekkale güneyi ve güneybatısı, arjilik alterasyonların en yaygın olduğu alanlar olarak ortaya çıkmıştır. Ayrıca Tekkale ve Yusufeli'nin doğu ve batısında Alt-Orta Jura yaşlı volkanik birimlerde yer yer killeşme (arjilik alterasyon) anomali alanları ortaya çıkmıştır.

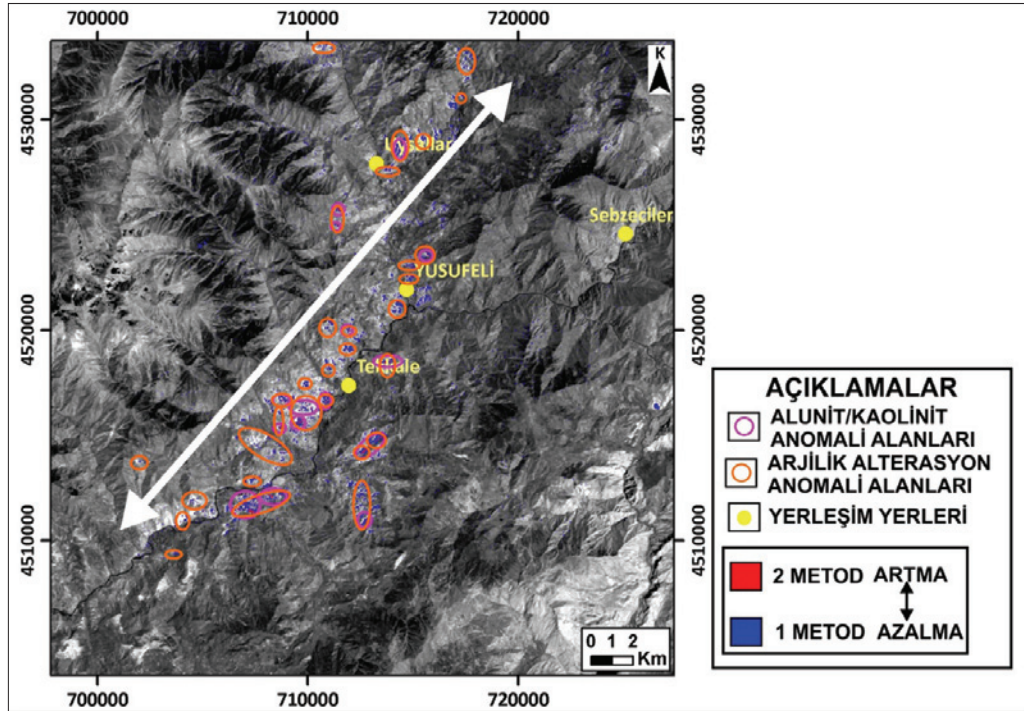
İkinci olarak ASTER görüntüsü ile alunit/kaolinit minerallerini belirlemek için yapılan 4/5 bant oranlaması ve ASTER-MF metodunun alunit minerali sonuçlarının alansal veri katmanları toplama operatörü ile birleştirilmiş ve elde edilen sonuç harita yeniden sınıflandırılmıştır. ASTER görüntüleri ile uygulanan iki farklı metod ile belirlenen piksel veya alanlar en yüksek skor değeri (skor değeri: 2) ile gösterilmiştir (Şekil 18). Sadece bir metod ile belirlenen (sadece bir metod) piksel veya alanlar ise en düşük skor değerleri (skor değeri: 1) gösterilmiştir.

Alunit ve/veya kaolinit mineralleri için üretilen potansiyel hedef anomali haritası incelendiğinde, Üst Kretase dasitik volkanik birimlerde içerisinde arjilik alterasyon alanları ile alansal ilişkili olarak oluştuğu görülmektedir. Bu mineral anomalileri, özellikle Tekkale'nin kuzeyi, güneyi ve güneydoğusunda daha yaygın olarak gelişmiştir (Şekil 18). Ayrıca Uysallar ve Yusufeli çevresinde de yine arjilik alterasyon ile alansal ilişkili olarak bazı anomali alanları ortaya çıkmıştır. Alunit ileri arjilik alterasyon tipinde görülen bir mineraldir (Pirajno, 2009). Dolayısıyla belirlenen bu potansiyel hedef alanlar olasılıkla bölgedeki ileri arjilik alterasyon zonlarını da gösterebilir.



Şekil 17. Arjilik alterasyon (killeşme) için potansiyel hedef alanlar haritası

Figure 17. The map of the potential target areas for argillic alteration (clay minerals)



Şekil 18. Alunite-kaolinit mineralleri için potansiyel hedef alanlar haritası

Figure 18. The map of the potential target areas for alunite-kaolinite

Üçüncü olarak inceleme alanındaki cevher oluşumları ile ilişkili silisleşme alanlarını, bulunma olasılığı açısından önem derecelerine göre ortaya çıkarmak için ASTER görüntülerinin 4+5/6+7 bant oranlama ve MF metodunun opal minerali sonuçlarına ait alansal veri katmanları, toplama operatörü ile birleştirilmiş ve elde edilen sonuç tekrar sınıflandırılmıştır (Şekil 19).

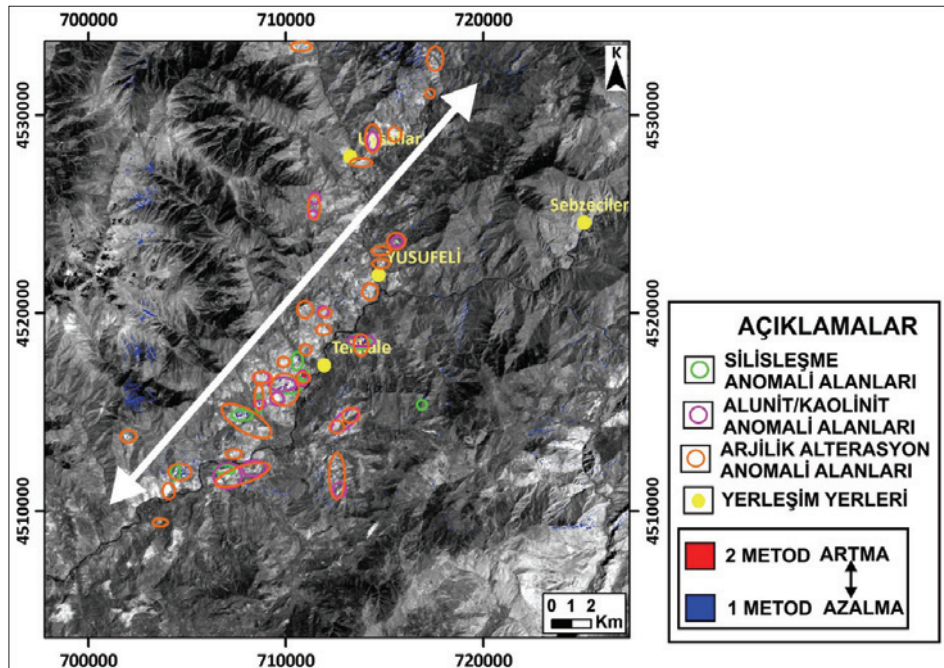
Alunit/kaolinit minerallerinin anomali sonuçlarına benzer şekilde silisleşmeler, özellikle Tekkale'nin güneyi ve güneybatısında bazı alanlarda arjilik alterasyon ve alunit/kaolinit anomali alanları ile birlikte alansal ilişkili olarak oluştuğu görülmektedir (Şekil 19). Arjilik alterasyon (killeşme), alunit/kaolinit ve silisleşmeler özellikle Üst Kretase yaşlı dasitik birimlerde yaklaşık KD-GB doğrultusunda dağılımı belirgin bir özellik olarak görülmektedir.

Ayrıca uydu verileri ile belirlenen hidrotermal alterasyon alanlarından alınan

örneklerin ASD Fieldspec Pro spektrometre ile çekilen spektralarının değerlendirilmesi sonucunda ise arjilik alterasyon alanlarında genellikle illit minerali tanımlanmıştır. Bazı örneklerin spektrasında götit minerali de belirlenmiştir. Alınan bazı örneklerin spektraları ise illit ve götit minerallerinin karışım spektralarını temsil etmektedir.

EXTENDED SUMMARY

In this study, hydrothermal alteration features associated with ore deposits around Yusufeli-Tekkale (Artvin, NE Turkey) have been examined by using multispectral satellite data. The study area is located in northern zones of eastern Pontid metallogenic belt that has important potential in terms of volcanic massive sulphide type of ore deposits. Hydrothermal alteration minerals have been mapped by using Landsat 7 ETM+ and ASTER images in the study area.



Şekil 19. Silisleşmeler için potansiyel hedef alanlar haritası

Figure 19. The map of the potential target areas for silicification

Landsat 7 ETM+ image has been analyzed by using band ratio and Crosta Technique to determine the minerals containing Fe^{+3} (iron oxide/hydroxide minerals) and minerals containing OH (clay minerals, etc.). Iron oxide/hydroxide minerals and clay minerals have been distinguished by applying respectively 3/1 and 5/7 band ratio.

Besides, the band ratio and matched filtering (MF) methods have been applied to ASTER images in order to determine the hydrothermal alteration minerals. Iron oxide/hydroxide minerals containing Fe^{+3} (hematite, goethite, etc.) have been mapped by using 2/1 band ratio. Alunite/kaolinite minerals have been determined by applied 4/5 band ratio as a group. The minerals containing Al-OH (clay minerals, muscovite, etc.) have been distinguished by using 4/6 band ratio. Silisifications have been determined by applied 4+5/6+7 band ratio. Carbonate minerals bearing CO^3 (e.g. calcite, etc.) and minerals bearing Mg-OH (e.g. chlorite, epidote, etc.) have been mapped by using to 7+9/8 band ratio. Moreover, hematite, alunite, kaolinite, opal and chlorite minerals have been determined by applied matched filtering (MF) of spectral mapping methods.

The hydrothermal alteration maps produced as a result of image analysis have been combined and evaluated in Geographic Information Systems environment (GIS). Consequently, The maps of the potential target areas of hydrothermal alteration such as argillic alteration (clay minerals), alunite-kaolinite and silisification in terms of VMS-type ore deposits have been produced in particular score values.

The hydrothermal alterations areas such as argillic alteration (clay minerals), alunite/kaolinite and silisification have been extensively seen on Upper Cretaceous dacitic volcanic units

which have important potential in terms of VMS-type ore formations. It is observed that hydrothermal alterations are more prevalent than other areas around Yusufeli and Tekkale. The NE-SW-oriented distribution of hydrothermal alteration has emerged as a distinctive feature.

Also the spectra of samples collected from hydrothermal alteration areas have been measured by using ASD Fieldspec Pro spectrometer. The spectra of these samples have been described as illite, goethite, and the mixture spectra of these two minerals.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abrams, M., Abbot, E. and Kahle, A.B., 1991. Combined use of visible, reflected infrared, and thermal infrared images for mapping Hawaiian lava flows. Journal of Geophysical Research, 96 (B1), p. 475-484.
- Abdioğlu, E. and Arslan, M., 2008. Alteration mineralogy and geochemistry of the Hydrothermally altered rocks of the kutlular (Sürmene) massive sulfide deposit, NE, Turkey. Turkish J. Earth Sci. 17, pp. 1-24.
- Abrams, M. and Hook, S.J., 1995. Simulated ASTER data for geologic studies, Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, vol.33, no.3, pp.692-699.
- Adler-Golden, S.M., Berk, A., Bernstein, L.S., Richtsmeier, S., Acharya, P.K., Matthew, M.W., Anderson, G.P., Allred, C., Jeong, L. and Chetwynd, J. 1998. FLAASH, A MODTRAN4 Atmospheric Correction Package for Hyperspectral Data Retrievals and Simulations. Proc. 7th Ann. JPL Airborne Earth Science Workshop, Pasadena, Calif., JPL Publication, 97-21, pp. 9-14.
- Akçay, M. and Gündüz, Ö., 2004. Porphyry Cu-Au Mineralisation Associated with a Multi Phase Intrusion, and Related Replacement Fronts in Limestones in an Island Arc-Setting near the Gümüşhane Village (Artvin) in the Eastern Black Sea Province (Turkey), Chemie der Erde, 64, 359-383.
- Akçay, M., Gündüz, Ö. and Çoban, H., 1998. A porphyry Cu-Au mineralisation around the Gümüşhane village (Artvin) and associated carbonate replacement type mineralisation: a geologic and geochemical approach. Third International Turkish Geology Symposium, METU, Ankara, 131

- ASD, 2002. FieldSpec Pro User Guide, Analytical Spectral Devices, p. 136, USA. Web adresi: <http://support.asdi.com/Document/FileGet.aspx?f=600000.pdf>.
- Aslaner, M., Van, A. and Yalçınalp, B. 1995. General features of the Pontide Metallogenic Belt. In: Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E. & Örçen, S. (eds), *Geology of the Black Sea Region*. General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers, Ankara, 209–213.
- Bedini, E. 2011. Mineral mapping in the Kap Simpson complex, central East Greenland, using HyMap and ASTER remote sensing data, *Advances in Space Research*, Volume 47, Issue 1, pp. 60-73.
- Boardman, J. W., 1998. Leveraging the high dimensionality of AVIRIS data for improved sub-pixel target unmixing and rejection of false positives: Mixture tuned matched filtering, in *Summaries of the 7th Annu. JPL Airborne Geoscience Workshop*.
- Binelli-Chahine M., Vergely, P., Masson, Ph., 1990. Computer processing of Landsat and spot images for the morpho-structural analysis of the Wei He Graben (Shaanxi-China). Preliminary results, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol. 45, Issues 5–6, pp. 297-315.
- Bishop, C. A., Liu, J.G. and Mason, P.J. 2011. Hyperspectral remote sensing for mineral exploration in Pulang, Yunnan Province, China. *International Journal of Remote Sensing*, 32(9), pp. 2409-2426.
- Boardman, J. W., 1998. Post-ATREM polishing of AVIRIS apparent reflectance data using EFFORT: a lesson in accuracy versus precision, in *Summaries of the Seventh JPL Airborne Earth Science Workshop*, Vol. 1, pp. 53.
- Bonham-Carter, G. F. 1994. *Geographic Information Systems for Geoscientists: Modelling with GIS*. Pergamon (Elsevier Science Ltd.) Press, New York. 398 pages.
- Carranza, E. J. M. 2009. Exploratory analysis of geochemical anomalies. In M. Hale (Ed.) *Geochemical Anomaly and Mineral Prospectivity Mapping in GIS*. Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry, Vol. 11, Elsevier BV. 351 p.
- Clark, R. N., 1999. Chapter 1: Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy, in *Manual of Remote Sensing*, Volume 3, Remote Sensing for the Earth Sciences, (A.N. Rencz, ed.) John Wiley and Sons, New York, p 3-58.
- Crosta, A.P., Sabine, C. and Taranik, J.V., 1998. Hydrothermal Alteration Mapping at Bodie, California, Using AVIRIS Hyperspectral Data, *Remote Sensing of Environment*, Vol. 65, Issue 3, pp. 309-319.
- Crosta, A. P. and Moore, J.M., 1989. Enhancement of Landsat Thematic Mapper imagery for residual soil mapping in SW Minas Gerais State Brazil: a prospecting case history in greenstone belt terrain. *Proceedings of the 9th Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology*, Calgary (Ann Arbor, MI: Environmental Research Institute of Michigan), pp. 1173-1187.
- Crosta, A.P. and Filho, C.R., 2003. Searching for gold with ASTER. *Earth Observation Magazine*, 12 (5), 38–41.
- Çiftçehan, H. and O'Brien, N.P., 1998. The Cerattepe Cu–Au–Ag deposit, Abstract 3rd Symposium Geology of Turkey, pp.153.
- Ferrier, G., White, K., Griffiths, G., Bryant, R. and Stefouli, M., 2002. The mapping of hydrothermal alteration zones on the island of Lesvos, Greece using an integrated remote sensing dataset. *International Journal of Remote Sensing*, 23-2, pp. 341-356.
- Fujisada, H., Sakuma, F., Ono, A., and Kudoh, M., 1998, Design and preflight performance of ASTER instrument protoflight model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 1152-1160. GLCF, 2014. Global Land Cover Facility, Web adresi: <http://www.landcover.org/data/landsat/>
- GLCF, 2014. Global Land Cover Facility, Web adresi: <http://www.landcover.org/data/landsat/>
- Goodenough, D.G., Dyk, A., Niemann, K.O., Pearlman, J.S., Hao Chen, Han, T., Murdoch, M. and West, C., 2003, Processing Hyperion and ALI for forest classification, *Geoscience and Remote Sensing*, *IEEE Transactions on*, Vol. 41, Issue:6 , pp. 1321-1331.
- Gökçe, A. and Spiro, B., 2002. Fluid related characteristics of the Çakmakkaya and Damarköy copper deposits, NE Turkey. *Int. Geol. Review*, 44/8, 744-754.
- Hauff, P.L., 2002. *Applied Reflectance Spectroscopy*. Version 4.0, Spektral International Inc.
- Hewson, R.D., Cudahy, T.J., Mizuhiko, S., Ueda, K. and Mauger, A.J., 2005. Seamless geological map generation using ASTER in the Broken Hill-Curnamona province of Australia. *Remote Sensing of Environment*, 99, pp. 159-172.
- Huang, S. and Siegert, F., 2006. Land cover classification optimized to detect areas at risk of desertification in North China based on SPOT VEGETATION imagery, *Journal of Arid Environments*, Vol. 67, Issue 2, pp. 308-327.
- Hubbard, B.E. and Crowley, J.K., 2005. Mineral mapping on the Chilean–Bolivian Altiplano using co-orbital ALI, ASTER and Hyperion imagery: Data dimensionality issues and solutions. *Remote Sensing of Environment*, 99, pp. 173 – 186.

- Hubbard, B.E., Crowley, J.K. and Zimbelman, D.R., 2003. Comparative alteration mineral mapping using visible to short-wave infrared (0.4-2.4 μm) Hyperion, ALI, and ASTER imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41, pp. 1401-1410.
- Hunt, G. R., 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near-infrared. *Geophysics*, 42, No. 3, pp. 501-513.
- Hunt, G.R. and Ashley, R.P. 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, Vol. 74, pp. 1613-1629.
- Hunt, G. R., 1979. Near-infrared (1.3-2.4 μm) spectra of alteration minerals-potential for use in remote sensing. *Geophysics*, 44, No. 12, pp. 1974-1986.
- Kolaylı, H., Arslan, M. and Çiftçi, E., 2007. Platinum Group Element contents of the Kop Chromitites and its possible sources, (NE Turkey). *Goldschmidt Conference*, Köln.
- Kruse, F. A., Lefkoff, A. B., and Dietz, J. B., 1993. Expert system-based mineral mapping in northern Death Valley, California/Nevada, using the Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS), *Remote Sensing of Environment*, Vol. 44, Issues 2-3, pp. 309-336.
- Kruse, F. A., Boardman, J. W. and Huntington, J. F., 2003. Evaluation and Validation of EO-1 Hyperion for Mineral Mapping. in Special Issue, *Transactions on Geoscience and Remote Sensing (TGARS)*, IEEE, Vol. 41, no. 6, pp. 1388-1400.
- Leitch, C.H.B., 1981. Mineralogy and textures of the Lahanos and Kızılkaya massive sulphide Deposits, northeastern Turkey, and their similarity to Kuroko ores. *Mineral. Deposit.* 16, pp. 241-257.
- Liu, L., Zhuang, D.-F., Zhou, J. and Qiu, D.-S., 2011, Alteration mineral mapping using masking and Crosta technique for mineral exploration in mid-vegetated areas: a case study in Areletuobie, Xinjiang (China), *International Journal of Remote Sensing*, 32:7, pp. 1931-1944.
- Loughlin, W., (1991), *Principal component analysis for alteration mapping*. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 57, (1163-1169).
- Mars, J.C. and Rowan, L.C., 2006. Regional mapping of phyllic- and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms. *Geosphere*, 2, pp. 161-186.
- Mars, J.C. and Rowan, L.C. 2010. Spectral assessment of new ASTER SWIR surface reflectance data products for spectroscopic mapping of rocks and minerals. *Remote Sensing of Environment*, 114, pp. 2011-2025.
- Moore, F., Rastmanesh, F., Asadi H., & Modabberi, S., 2008. Mapping mineralogical alteration using principal-component analysis and matched filter processing in the Takab area, north-west Iran, from ASTER data, *International Journal of Remote Sensing*, 29-10, pp. 2851-2867.
- MTA, 2002. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, 1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Trabzon paftası.
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*, Springer, 1250 p.
- Podwysocki, M., Salisbury, J. and Vergo, N. 1985. Use of near-infrared spectra to distinguish between sedimentary cherts and hydrothermal silica associated with disseminated gold deposits. *Geological Society of America, Abstract*, Vol. 17, pp. 691.
- Porwal, A., Carranza E.J.M. and Hale M. 2003. Knowledge-driven and Data-driven Fuzzy Models for Predictive Mineral Potential Mapping. *Natural Resources Research*, Vol. 12, No. 1, pp. 1-25.
- Rowan, L.C., Crowley, J.K., Schmidt, R.G., Ager, C.M. and Mars, J.C., 2000. Mapping hydrothermally altered rocks by analyzing hyperspectral image (AVIRIS) data of forested areas in the Southeastern United States, *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 68, Issue 3, pp. 145-166.
- Rowan L.C. and Mars J.C., 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment*, 84, pp. 350-366.
- Rowan, L.C., Hook, S.J., Abrams, M.J. and Mars, J.C., 2003. Mapping Hydrothermally Altered Rocks at Cuprite, Nevada, Using The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), A New Satellite-Imaging System. *Economic Geology*, Vol. 98, pp. 1019-1027.
- Rowan, L.C., Schmidt, R.G. and Mars, J.C. 2006. Distribution of hydrothermally altered rocks in the Reko Diq, Pakistan mineralized area based on spectral analysis of ASTER data. *Remote Sensing of Environment*, 104, pp. 74-87.
- Ruiz-Armenta, J. R. and Prol-Ledesma, R. M., 1998. Techniques for enhancing the spectral response of hydrothermal alteration minerals in Thematic Mapper images of Central Mexico, *International Journal of Remote Sensing*, 19-10, pp. 1981-2000.
- Sabins, F.F., 1999. Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 14, pp. 157-183.
- Sadıklar, M.B., Sipahi, F., Bernhardt, H.J. and Uysal, İ., 2007. The formation of the Fe skarn deposit between Camiboğazi and Arnastal (Gümüşhane, NE Turkey): Evidence from mineral chemistry. *Goldschmidt Conference, Geochimica et Cosmochimica Acta*, Cologne, *Goldschmidt Conference*, Germany, 71 (15), A865.

- Schneider, H.J., Özgür, N. & Palacios, M.C., 1988. Relationship between alteration, REE distribution, and mineralization of the Murgul Copper Deposit, Northeastern Turkey. *Economic Geology*, 83, 4612-4624.
- Seedorf, E., Dilles, J.D., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A. and Barton, M.D. 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology*, 100th Anniversary, pp. 251-298.
- Shippert, P., 2003, Introduction to Hyperspectral Image Analysis, Remote Sensing of Earth via Satellite Winter 2003 Issue 3: Research and Applications, Online Journal of Space Communication, Web adresi: http://spacejournal.ohio.edu/issue3/abst_shippert.html.
- Sipahi, F. 2011. Formation of skarns at Gümüşhane (Northeastern Turkey). *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, Vol. 188, Number 2, pp. 169-190.
- Tangestani, M.H., and Moore, F., 2002. Porphyry copper alteration mapping at the Meiduk area, Iran, *International Journal of Remote Sensing*, 23-22, pp. 4815-4825.
- Tangestani, M.H., Mazhari, N., Agar, B. and Moore, F., 2008. Evaluating Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data for alteration zone enhancement in a semi-arid area, northern Shahr-e-Babak, SE Iran, *International Journal of Remote Sensing*, 29-10, pp. 2833-2850.
- Tommaso, I., and Rubinstein, N., 2007. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the infernillo porphyry deposit, Argentina. *Ore geology Reviews*, 32, 275-290.
- Tüysüz, N., 2000, Geology, Litho geochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulfide Deposit, NE Turkey. *Chemie der Erde*, 60, 231-250.
- Tüysüz, N. 1995. Lahanos (Espiye-Giresun) masif sülfür yatağına ait cevher mineralleri ve dokularının cevher oluşumu açısından incelenmesi. *Yerbilimleri* 26, 79-92.
- Tüysüz, N. Er, M., Yılmaz, Z. and Akıncı, S. 1995. Geology, Mineralogy and Alteration of the Mastra Epithermal Gold-Silver Deposit, Gümüşhane, NE-Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 4, n.1, 1995, pp. 11-21.
- Tüysüz, N. ve Akçay, M., 2000. Doğu Karadeniz Bölgesindeki Altın Yataklarının Karşılaştırmalı İncelenmesi. Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, MTA, 2000, s.625-645.
- USGS 2014, Frequently Asked Questions about the Landsat Missions, web adresi: http://landsat.usgs.gov/band_designations_landsat_satellites.php, Erişim Tarihi: 06.05.2014.
- Uysal, İ., Tarkian, M., Sadıklar, M.B. and Şen, C. 2007. Platinum-Group elements geochemistry and mineralogy in ophiolitic chromitites from the Kop Mountains, Northeastern-Turkey. *The Canadian Mineralogist*, 45 (2), pp. 355-377.
- Van der Meer, F.D., Van der Werff, H. M.A., Van Ruitenbeek, F.J.A., Hecker, C.A.,
- Bakker, W.H., Noomen, M.H., Van der Meijde, M., Carranza, E. J.M., de Smeth, J. B., Woldai, T. 2012. Multi- and hyperspectral geologic remote sensing. A review, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, Vol.14, Issue 1, pp. 112-128.
- Vaudour, E., Gilliot, J.M., Bel, L., Bréchet, L., Hamiache, J., Hadjar, D. and Lemonnier, Y., 2014. Uncertainty of soil reflectance retrieval from SPOT and RapidEye multispectral satellite images using a per-pixel bootstrapped empirical line atmospheric correction over an agricultural region, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, Vol. 26, pp. 217-234.
- Vincent, R.K. 1997. *Fundamentals of Geological and Environmental Remote Sensing*. Prentice-Hall, New Jersey. 366 p.
- Wang, L., Sousa, W.P., Gong, P. and Biging, G.S., 2004. Comparison of IKONOS and QuickBird images for mapping mangrove species on the Caribbean coast of Panama, *Remote Sensing of Environment*, Vol. 91, Issues 3-4, pp. 432-440.
- Yalçınalp, B., 1992. Güzelyayla (Maçka-Trabzon) Porfiri Cu-Mo Cevherleşmesinin Jeolojik Yerleşimi Ve Jeokimyası: Doktora Tezi, K.T.O. Jeol. Böl. Trabzon. 175 s. (Yayımlanmamış).
- Yalçınalp, B. 1995. Doğu Pontidlerde porfiri Cu-Mo mineralleşmeleri içeren granitoidlerin jeokimyasal özellikleri. *Türkiye jeoloji Bülteni*, C. 38, No. 1, s. 25-32.
- Yamaguchi, Y., Kahle, A.B., Tsu, H., Kawakami, T. and Pniel, M. 1998. Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol. 36, pp. 1062-1071.
- Zadeh, M.H., Tangestani, M.H., Roldan, F.V. and Yusta, I., 2014. Sub-pixel mineral mapping of a porphyry copper belt using EO-1 Hyperion data, *Advances in Space Research*, Vol. 53, Issue 3, pp. 440-451.
- Zhang, X., Pazner, M. and Duke, N. 2007. Lithologic and mineral information extraction for gold exploration using ASTER data in the south Chocolate Mountains (California). *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 62, pp. 271-282.

Makale Geliş Tarihi : 30 Eylül 2014
Kabul Tarihi : 02 Şubat 2015

Received : 30 September 2014
Accepted : 02 February 2015



Karakaya Karmaşığı'nın Düşük Dereceli Metamorfik Tarihçesine Klorit Mineralojisi ve Jeokimyası ile Yaklaşımlar

Approaches to the Low-Grade Metamorphic History of the Karakaya Complex by Chlorite Mineralogy and Geochemistry

Sema TETİKER¹, Hüseyin YALÇIN², Ömer BOZKAYA³

¹ Batman Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 72100 Batman

² Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

³ Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 20070 Denizli

(yalcin@cumhuriyet.edu.tr)

ÖZ

Karakaya Karmaşığı'na ait farklı tektonik konum ve evrime sahip birimlerde yaygın olarak klorit mineralleri bulunmaktadır. Bu çalışmada karmaşığın diyajenetik-metamorfik evriminin yorumlanmasında ve farklı birimlerin jeolojik tarihçelerinin aydınlatılmasında kloritlerin bir parametre olarak kullanılabilirliği araştırılmıştır. Düşük-çok düşük dereceli metamorfik kayaçlarda birincil ve ikincil kökenli olabilen klorit mineralleri; mavi ve kahverengi girişim renklerine ve oldukça düşük çift kırıcılık gösteren optik izotropik görünüme sahiptirler. Kloritler kayaçların matriksinde, gözeneklerinde ve/veya podlarda levhamsı/yapraksı ve yer yer ışınsal biçimlerde görülmektedir. X-ışınları kırınımı (XRD) verilerine göre; bütünüyle *I/b* politipine sahip olan Mg-Fe kloritler (trioktahedral) brunsvigit-diyabantit-şamozit gibi farklı bileşimler sergilemektedir. Ayrıca, klorit mineralleri türedikleri kayaçlar bakımından felsik ve metabazik kökene karşılık gelmektedir. Benzer biçimde kloritlerin ana element içerikleri ve yapısal formülleri gibi jeokimyasal verileri de farklı bileşim ve kökene işaret etmektedir. Klorit minerallerinin iz ve özellikle nadir toprak element (NTE) içerikleri metamorfizma derecesi ile buldukları kayaca bağlı olarak şistten sleyte doğru artmaktadır. Bu ilişki kondrit-normalize edilmiş iz element ve NTE dağılımlarında belirgin olarak fark edilebilmektedir. Bu değişimlerin klorit minerallerinin yapıları, oluşum mekanizmaları ve oluştukları tektonik ortamlar ile ilişkili olduğunu göstermektedir. Diğer bir ifadeyle, kloritlerin farklı jeolojik tarihçeye sahip birimlerin ayırt edilmesinde anahtar bir rol oynayabileceğini düşündürmektedir.

Anahtar Kelimeler: Ana ve iz elementler, jeolojik evrim, Petrografi, XRD

ABSTRACT

Chlorite minerals are commonly found in the units of Karakaya Complex that reflect different tectonic settings and evolution. In this study, the availability of chlorites has been investigated as a parameter on the interpretation of the diagenetic-metamorphic evolution and revealing the geological history from the different units of the complex. Primary and secondary chlorite minerals in the low-very low-grade metamorphic rocks have interference colors of blue and brown and an optical isotropic appearance with very low birefringence. Chlorites are seen in the matrix, pores and/or pods of rocks as platy/flaky and partly radial forms. According to X-ray diffraction (XRD) data; Mg-Fe chlorites with entirely IIB polytype (trioctahedral) exhibit various compositions such as brunsvigite-diabantite-chamosite. Furthermore, chlorite minerals correspond to felsic and metabasic origins in terms of the rocks from which they derived. Similarly, geochemical data such as the major element contents and structural formulas of chlorites also suggest a different composition and origin. Trace and especially rare earth element (REE) concentrations of chlorite minerals increase from schist towards slate depending on their degree of metamorphism and nature of the host rocks. This relationship can be significantly noticed in the chondrite-normalized REE and trace element patterns. These changes show that they are related to the structures, formation mechanisms and tectonic environments of the chlorite minerals. In other words, they suggest that chlorites may play a key role in distinguishing of units with different geological history.

Key Words: Geological evolution, major and trace elements, Petrography, XRD

GİRİŞ

Kloritler; tüm jeolojik zamanlarda ve ortamlarda, farklı kayaç gruplarında farklı mekanizmalar ile oluşabilen minerallerdir. Metamorfik kayaçlarda çok düşük dereceli fasiyeslerin kayaç yapıcı minerali olup, neomineralizasyon (birincil) veya trioktahedral smektit ® aratabakalı smektit-klorit (C-S) ® klorit evrimini izleyen ilerleyen dönüşüm (progresif transformasyon/agradasyon; ikincil) kökenli olabilmektedir. Buna karşın magmatik kayaçlarda trioktahedral mika ve ferromagnezyen minerallerden itibaren bozunma (negatif dönüşüm veya degradasyon; ikincil), sedimanter kayaçlarda ise kalıntı (ikincil) ve otijenik (birincil) mineralleri temsil etmektedir (Millot, 1977). Kloritlerdeki en önemli mineralojik ve kimyasal değişimler/dönüşümler gömülme diyajenezi/metamorfizmasında ortaya çıkmakta olup, bu konuda çok sayıda araştırma gerçekleştirilmiştir (Weaver ve diğ., 1984; Ahn ve Peacor, 1985;

Cathelineau ve Nieva, 1985; Curtis ve diğ., 1985; Cathelineau, 1988; Velde ve Medhioub, 1988; Hillier ve Velde, 1991; Jahren ve Aagaard, 1992; Walker, 1993; Xie ve diğ., 1997; Bozkaya ve Yalçın, 1999; Bozkaya ve diğ., 2014). Kloritlerin artan diyajenez/metamorfizma derecesiyle birlikte pik genişliklerinin azalması, illitler kadar yaygın olmasa da, özellikle metabazik kayaçların diyajenez/metamorfizma derecesinin belirlenmesi için mineralojik bir parametre olarak kullanılmıştır (Örneğin: Árkai ve Tóth, 1990; Árkai, 1991; Árkai ve Ghabrial, 1997; Árkai ve diğ., 1995; Potel ve diğ., 2006).

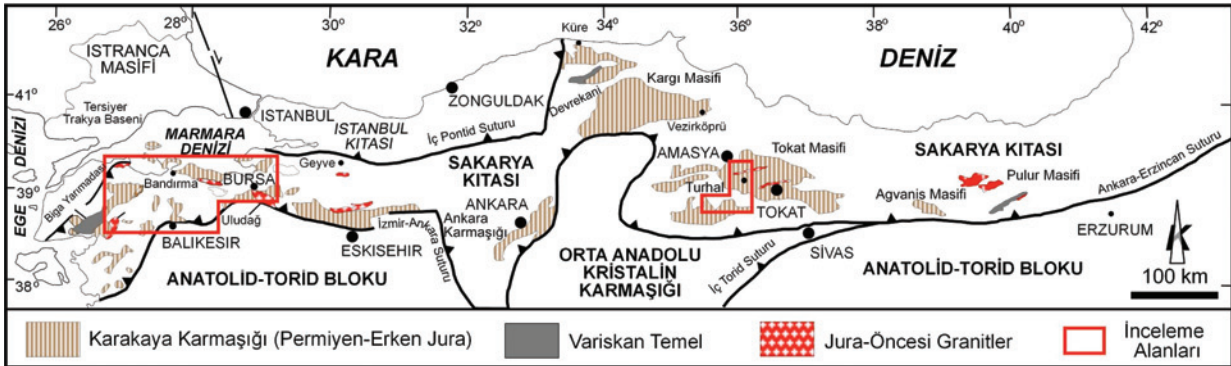
Türkiye'nin jeolojik evrim ve köken açısından en tartışmalı tektonik birliklerinden birisi olan Karakaya Karmaşığı'na ait farklı tektonik konum ve evrimleri yansıtan birimlerde yaygın olarak fillosilikat mineralleri bulunmakta olup; daha ziyade illit kristalinite ile ilişkili veriler sunulmuştur (Tetiker ve diğ., 2009a ve 2009b;

Federici ve diğ., 2010; Tetiker ve diğ., 2015). Bu çalışmada ise karmaşığın diyajenetik-metamorfik evriminin yorumlanması, farklı birimlerine ait jeolojik evrimlerin ortaya konulması açısından kloritlerin mineralojik ve jeokimyasal özelliklerinden elde edilen verilerin bir parametre olarak kullanılabilirliği tartışılacaktır.

JEOLJİK KONUM VE LİTOLOJİ

Sakarya Tektonik Birliği (Göncüoğlu ve diğ., 1997) içerisinde yer alan Karakaya Formasyonu (Tekeli, 1981) veya Karakaya Karmaşığı (Şengör ve diğ., 1984); rift (Bingöl, 1975), Jura-Öncesi Paleotetis Okyanusu'nun kapanmasıyla oluşan dalma-batma yığışım prizması (Tekeli, 1981; Robertson ve Ustaömer, 2012) veya her iki ortamın (Örneğin; Göncüoğlu ve diğ., 2000; Sayit ve Göncüoğlu 2009, 2013; Sayit ve diğ., 2010) kalıntılarını temsil eden birimlerden oluşmakta ve iki bölüme ayrılmaktadır (Tekeli, 1981; Okay ve Göncüoğlu, 2004) (Şekil 1). Bunlardan Alt Karakaya Karmaşığı (AKK); KB Anadolu'da

Nilüfer birimi (Okay ve diğ., 1990), İç-KD Anadolu'da Turhal Metamorfikleri (Özcan ve diğ., 1980; Gökçe, 1983) birimi olarak tanımlanmış olup; yapısal ve stratigrafik olarak altta yer almakta ve Paleozoyik sonu veya Triyas'ta metamorfizma geçirmiş kayalardan oluşmaktadır (Okay ve Göncüoğlu, 2004). AKK birimleri; metamorfik farklılıkların daha iyi anlaşılması için petrografik özelliklere ve fillosilikat mineralojisine göre, sırasıyla mavişist ve yeşilşist fasiyeslerine karşılık gelen kesimleri alt ve üst olmak üzere iki bölüme (AKK-AB ve AKK-ÜB) ayrılmıştır (Tetiker ve diğ., 2015). AKK birimleri KB Anadolu'da metapsamit (metakumtaşı), metapelit (sleyt, fillit, şist) ve metakarbonat (metakireçtaşı, metadolomit, mermer) ve metabazik kayalar (metavolkanik, metatüfit); İç-KD Anadolu'da metapelitik (fillit, sleyt, metasilttaşı), metakumtaşı, metamagmatik (metabazalt, metatüfit, metagabro, metadiyabaz) ve metakireçtaşları ile temsil edilmektedir (Örneğin; Okay ve diğ., 1990; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Tetiker ve diğ., 2009a ve 2009 b) .



Şekil 1. Karakaya Karmaşığı'nın Türkiye'nin Alpin Birlikleri içindeki konumu (Birim sınırları: MTA, 2002; Birim tanımlamaları: Göncüoğlu ve diğ., 1997).

Figure 1. Distribution of the Karakaya Complex within the Alpine tectonic units of Turkey (Unit boundaries: MTA, 2002; Unit determinations: Göncüoğlu et al., 1997).

Üst Karakaya Karmaşığı (ÜKK); içerisinde çok sayıda Permo-Karbonifer yaşlı ortama yabancı kireçtaşı blokları içermektedir (Bailey ve McCallien, 1950, 1953; Erol, 1956). KB Anadolu'da (Okay ve Göncüoğlu, 2004) Permian veya Triyas yaşlı kuvvetlice deforme olmuş başlıca Hodul, Orhanlar ve Çal (Okay ve diğ., 1990) ve İç-KD Anadolu'da Devecidağ Karışığı (Özcan ve diğ., 1980) biriminden oluşmaktadır. Bunlardan Hodul birimi arkozik kumtaşları ile arakatlı (meta-) pelitik kayaçları (çamurtaşı, şeyl, sleyt, silttaşı); Orhanlar birimi şeyl arakatlı kumtaşları; Çal birimi spilitik bazalt-aglomeraları ve kırıntılı kayaçları (çamurtaşı, şeyl, kumtaşı), Devecidağ Karışığı ise metapelitik kayaçları (metaşeyl, sleyt, metasilttaşı), metakumtaşı, spilitik metabazalt ve metakireçtaşı içermektedir (Örneğin; Okay ve diğ., 1990; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Tetiker ve diğ., 2009a ve 2009 b).

MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanındaki birimlere ait toplam 253 adet kayaç örneği alınmıştır. Örnekler saf suyla yıkanarak yüzeysel tozlardan arındırıldıktan sonra Cumhuriyet Üniversitesi (C.Ü.) Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) ince-kesit, kırma-öğütme-eleme ve kil ayırma işlemlerinden geçirilerek, X-ışınları difraksiyonu (XRD) ve optik mikroskopi (OM), ayrıca Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Araştırma Merkezi'nde (Ankara) taramalı elektron mikroskopi (SEM) gibi analizler gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemlerin ayrıntıları yazarların birçok yayınında (Örneğin: Bozkaya ve Yalçın, 1996; Yalçın ve Bozkaya, 2002) sunulduğundan burada klorit minerallerine özgü işlem ve yöntemlerden bahsedilmeyele yetinilecektir.

İllit kristalinite ölçümünde 10-Å illit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliği $\Delta^2\Theta$ (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 asimetric pik çözümlemesi sonucu tek bir illit veya simetric pik çözümlemesi sonucu iki illit (iyi kristalin illit-WCI ve zayıf kristalin illit-PCI) fazından itibaren belirlenen pik genişliklerinin Kisch (1980) ve Warr ve Rice (1994) standartlarına göre kalibrasyonu yapılmıştır. Ankizonun alt ve üst sınırları Kisch (Kisch, 1980, 1990) ve CIS (Warr ve Rice, 1994) standartları için sırasıyla 0.21 ve 0.37 $\Delta^2\Theta$ ile 0.25 ve 0.42 $\Delta^2\Theta$ olarak alınmıştır.

Klorit "kristalinite" ölçümlerinde 7-Å klorit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliği ($\Delta^2\Theta$; Árkai indisi - AI : Árkai, 1991; Guggenheim ve diğ., 2002) kullanılmıştır. AI için diyajenez-ankizon ve ankizon-epizon sınırları sırasıyla 0.33 ve 0.26 ($\Delta^2\Theta$) olarak önerilmiş olup (Árkai, 1991; Árkai ve diğ., 1995; Árkai ve Ghabrial, 1997); Kübler indisi (KI; Kübler, 1968) sınırlarına göre (0.42 ve 0.25 $\Delta^2\Theta$) ankizon-epizon sınırı benzer, diyajenez-ankizon sınırı daha düşüktür. Pik genişliklerinin hassas olarak belirlenmesinde WINFIT (Krumm, 1996) programı (<http://xray.geol.uni-erlangen.de/html/software/soft.html>) kullanılmıştır. Klorit minerallerinde politipi incelemeleri yönlendirilmemiş plaketlerden itibaren kayıt aralığı $2\Theta=31-52^\circ$ arasında çekim yapılarak gerçekleştirilmiştir. Politipi belirlemelerinde Bailey (1988) tarafından önerilen ayırtman pikler kullanılmıştır.

Kloritlerin kimyasal bileşimlerini XRD yöntemi ile belirlemek için aşağıdaki yol izlenmiştir: $d_{(001)}$ piklerinden itibaren $d_{(001)}=14.55\text{Å} - 0.29\text{Al}^{\text{IV}}$ formülüne (Brindley, 1961) göre, tetrahedral Al miktarı saptanmıştır. Oktahedral

Fe²⁺ miktarı ise $R = [I_{(002)} + I_{(004)}] / [I_{(001)} + I_{(003)}]$ (Brown ve Brindley, 1980) ve $I_{(002)}/I_{(001)}$ ile $I_{(004)}/I_{(003)}$ (Chagnon ve Desjardins, 1991) oranları kullanılarak geliştirilen diyagramdan itibaren elde edilmiştir. Bu yöntemde klorit minerallerine ait $I_{(004)}/I_{(003)}$ ve $I_{(002)}/I_{(001)}$ bazal pik oranları yardımıyla diyagramdan itibaren talk ve brüst tabakasında Fe içerikleri belirlenebilmektedir. Mg içerikleri ise $Al^{IV}=Al^{VI}$ kabul edilerek $Fe+Al^{VI}+Mg=6$ eşitliğine göre belirlenmiştir.

Saf ve safa çok yakın 4 adet klorit fraksiyonunun ana, iz ve nadir toprak element (NTE) çözümlenmeleri Kanada'daki Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) şirketine yaptırılmıştır. Ana element çözümlenmelerinde füzyon indüktif eşleşmiş plama (ICP), iz ve NTE çözümlenmelerinde indüktif eşleşmiş plama-kütle spektrometresi (ICP-MS) kullanılmıştır. Analiz yönteminin ayrıntıları ve aletsel deteksiyon limitleri firmanın web sayfasında sunulmuştur (<http://www.actlabs.com/>). Deteksiyon limiti ana elementler için % 0.01, diğer elementler için birbirinden farklı olup jeokimya bölümünde verilmiştir.

PETROGRAFI

Optik Mikroskop İncelemeleri

KB Anadolu'da AKK-AB'ne karşılık gelen Nilüfer Birimi'ni temsil eden mikrolitik porfirik dokulu metavolkanik kayalarda plajiyoklaz mikrolitleri oluşturmaktadır. Hamur çoğunlukla bozuşmuş volkanik cam ve fillosilikat, fenokristaller ise amfibol (tremolit/aktinolit, kersutit) mineralleri ile temsil etmektedir. Volkanik camda çoğunlukla kloritleşme, silisleşme, yer yer Fe-oksidasyonu ve karbonatlaşma gözlenmektedir. Klorit mineralleri mavi ve kahverengi olmak üzere iki farklı girişim rengi göstermekle birlikte tek nikelde çoğunlukla yeşil renge sahiptirler. Nilüfer Birimi AKK-AB'e ait mavişistlerde {001} eksenine paralel yönlendirilmiş

klorit levhaları ile c-kristalografik eksen yönünde dizilen kuvarsa zengin zonlar metamorfik ayrımlaşmanın (diferansiyasyon) tipik verileridir (Şekil 2a). Yeşilşist fasiyesini temsil eden AKK-ÜB'e ait yaygın tremolitleşme gösteren metabazaltlarda hamur içerisinde çok zayıf çift-kırmaya sahip izotropik görünümlü klorit mineralleri porfiroblast biçiminde gözlenmektedir (Şekil 2b).

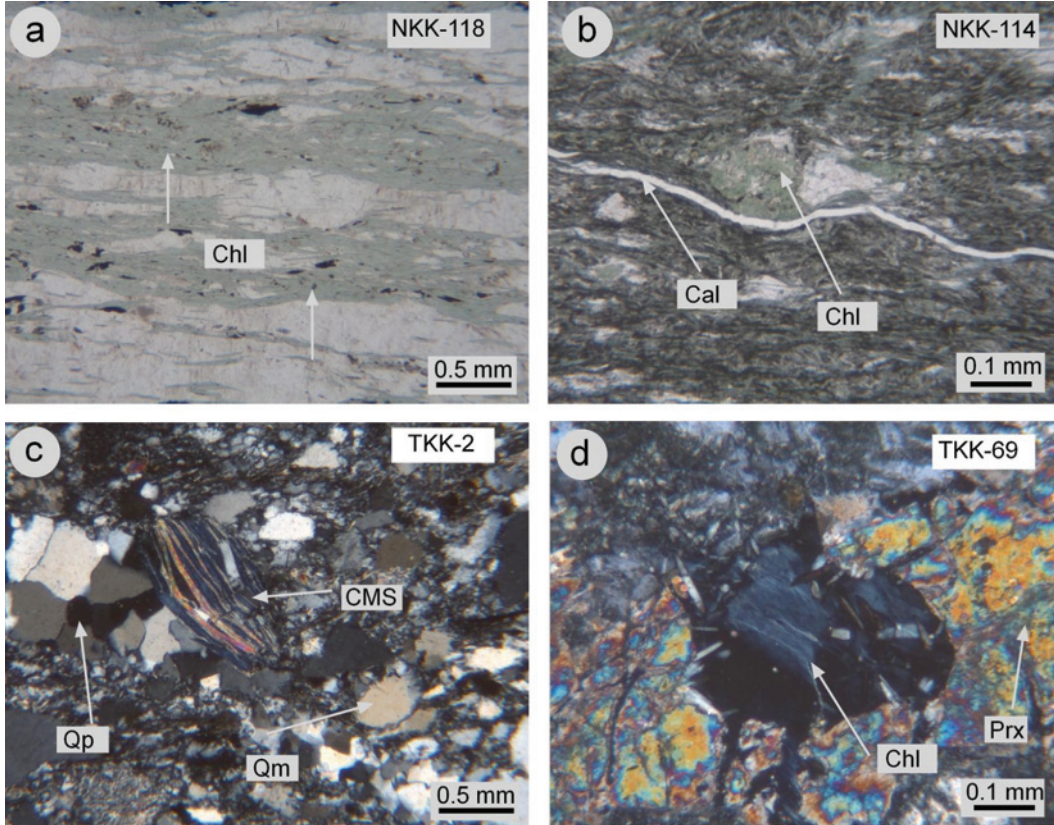
İç-KD Anadolu'daki Turhal Metamorfitleti'nin AKK-ÜB olarak tanımlanan yeşilşist fasiyesi metakumtaşlarında neformasyon sonucu oluşmuş levhamsı klorit mineralleri mavi girişim rengiyle tanımlanmıştır. Bazı metakumtaşlarında mikroyönlendirme ve bükülme gösteren muskovit, biyotit ve kloritler pod yapıları tipiktir. Podlar levhamsı/yapraksı yer yer ışınal görünümde olup, bunlar klorit-muskovit (CMS), klorit-biyotit (CBS) ve biyotit-muskovit (BMS) podları olmak üzere üç farklı mineralojik bileşime sahiptir (Şekil 2c). Metavolkanik kayalarda yeşil renkli klorit mineralleri mavi ve kahve olmak üzere iki farklı girişim rengi sunmaktadır. Hamurda ve gaz boşluklu gözeneklerde yer alan kloritler KB Anadolu'da gözlenen eşdeğer kayalarda olduğu gibi oldukça zayıf çift-kırmaya sahip optik izotrop benzeri özellikler de gösterebilmektedir (Şekil 2d).

Birimin diğer kayalarından olan metagabrolar ise holokristalin taneseli, blasto-subofitik dokulu olup koyu renkli bileşenleri ojit, enstatit, tremolit/aktinolit ve hematit; açık renkli bileşenleri ise plajiyoklaz mineralleri oluşturmaktadır. Kalsit, kuvar, epidot ve klorit gözenek ve çatlaklarda yer alan post-magmatik minerallerdir.

KB Anadolu'da ÜKK birimlerinden Orhanlar biriminde kumtaşlarının gözeneklerindeki yeşil renkli kloritler mavi girişim rengi sunmaktadır (Şekil 3a, b). Ayrıca kalsit ve ender olarak epidot mineralleri de gözeneklerde yer alan

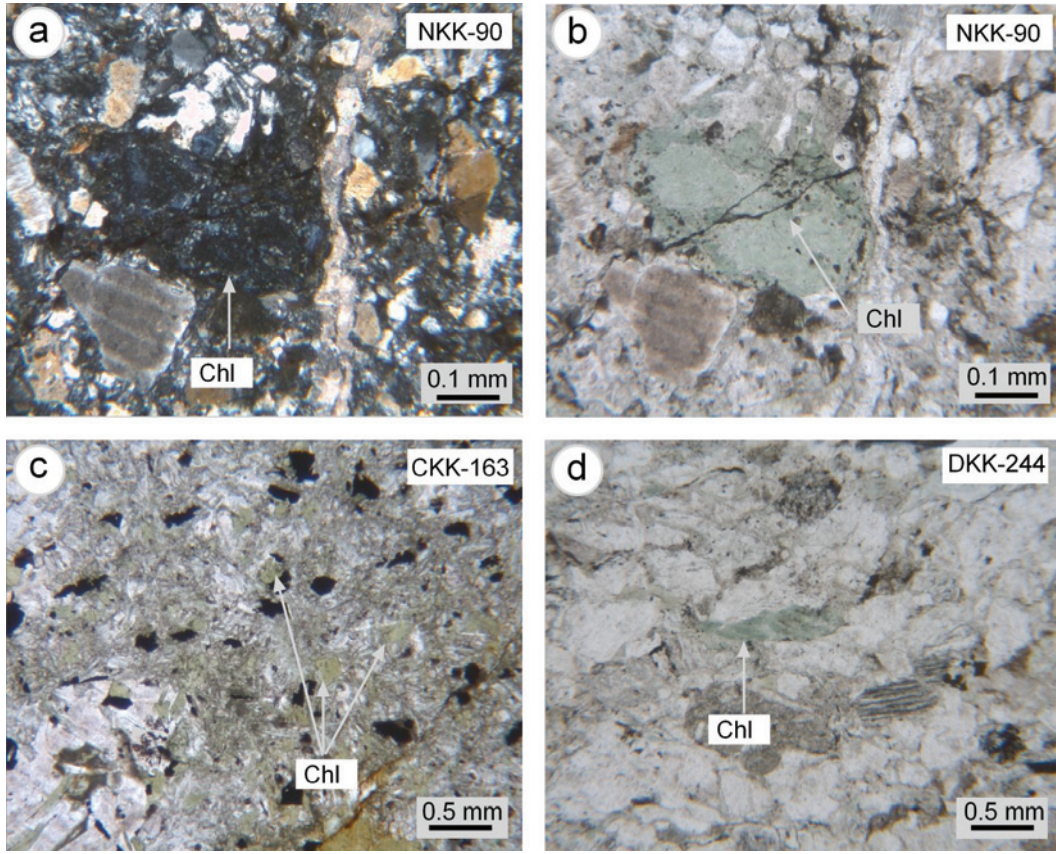
diğer bileşenlerdir. Çal Birimi'nin ana litolojisini oluşturan volkanik kayalar hipokristalin porfirik, vitrofirik-mikrolitik porfirik, amigdaloidal ve yer yer glomeroporfirik doku sunmaktadır. Hamuru plajiyoklaz mikrolitleri ve çoğunlukla kloritleşmiş matriks ve/veya volkan camı oluşturmaktadır (Şekil 3c).

İç-KD Anadolu'daki ÜKK birimlerinden Devecidağ Karışığı metakumtaşlarının bağlayıcı malzemesini kalsit ve/veya dolomit ve silis çimentonun yanı sıra Fe oksidasyonu ve fillosilikat matriks oluşturmaktadır. Klorit mineralleri gözenek ve matriks içerisinde gelişmiş tipik olarak mavi girişim renginde izlenmektedir (Şekil 3d).



Şekil 2. Alt Karakaya Karmaşığı birimlerinde klorit ve eşlikçi minerallerin optik mikrofotoğrafları (Chl=Klorit, Qp=Polikristalin kuvars, Qm=Monokristalin kuvars, CMS=Klorit-muskovit podu, Cal=Kalsit, Prx=Piroksen, tn=tek nikol, çn=çapraz nikol); a) Nilüfer Birimi şistlerinde tipik metamorfik ayrışma (tn), b) Nilüfer Birimi tremolitleşmiş metabazaltlarında yönlü dokulu hamur içerisinde çok zayıf çift-kırmaya sahip izotropik görünümlü klorit porfiroblastları ve gözenek dolgusu kalsit oluşumları (tn), c) Turhal Metamorfileri metakumtaşlarında monokristalin ve polikristalin kuvarslar ile klorit-muskovit podu (çn), d) Turhal Metamorfileri metabazaltlarının gözeneklerinde mavi girişim renkli kloritler (çn).

Figure 2. Optical microphotographs of chlorite and associated minerals from the Lower Karakaya Complex units (Chl=Chlorite, Qp=Polycrystalline quartz, Qm=Monocrystalline quartz, CMS=Chlorite-muscovite stack, Cal=Calcite, Prx=Pyroxene, ppl=plane polarized light, xpl=crossed polarized light/crossed polars); a) Typical metamorphic differentiation in the schists of the Nilüfer Unit (ppl), b) The chlorite porphyroblasts showing isotropic appearance with very low birefringence and pore filling calcite occurrences within the matrix with oriented texture of tremolitized metabasalts from the Nilüfer Unit (ppl), c) Monocrystalline and polycrystalline quartzs, and chlorite-muscovite stack in the metasandstones of the Turhal Metamorphics (cp), d) Blue interference colors observed on the chlorites within the metabasalts of the Turhal Metamorphics (cp).



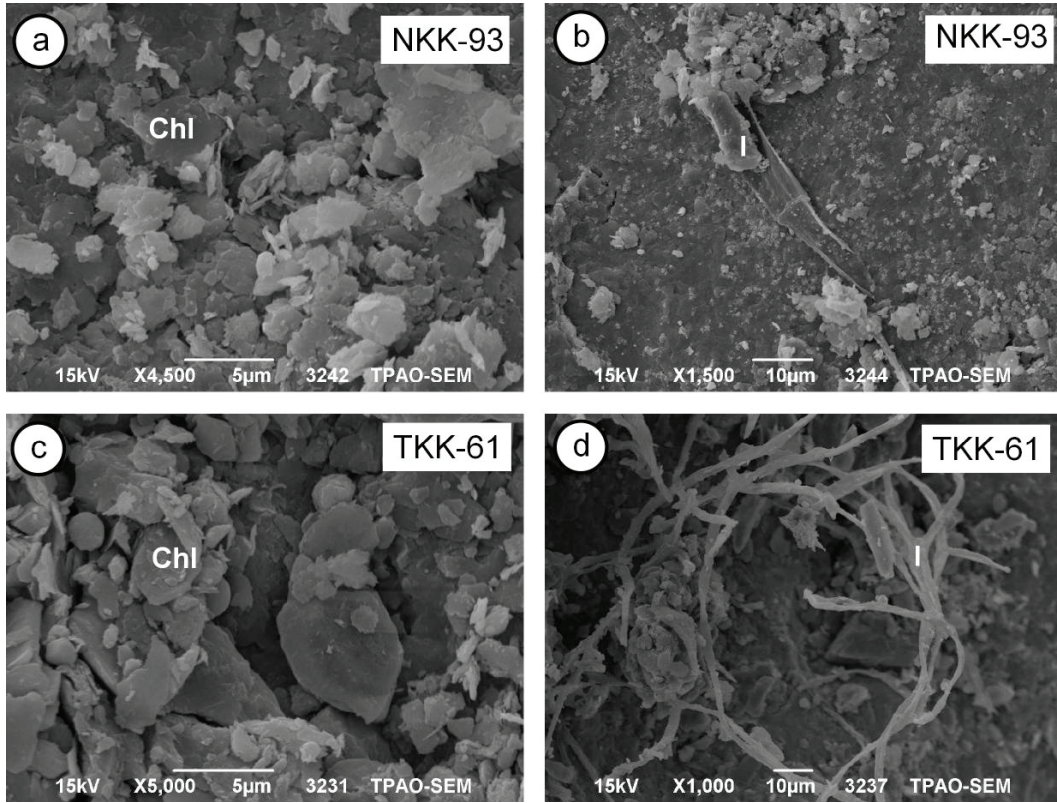
Şekil 3. Üst Karakaya Karmaşığı birimlerinde klorit ve eşlikçi minerallerin optik mikrofotografı (Chl=Klorit, tn=tek nikol, çn=çapraz nikol); a) Orhanlar Birimi kumtaşlarında mavi girişim renkli klorit minerali (çn), b) Orhanlar Birimi kumtaşlarında yeşil renkli klorit minerali (tn), c) Çal Birimi metabazaltlarının gözeneklerinde yeşil renkli kloritler (çn), d) Devecidağ Karışığı breşik metabazaltların gözeneklerinde yeşil renkli kloritler (tn) .

Figure 3. Optical microphotographs of chlorite and associated minerals in the units of the Upper Karakaya Complex (Chl=Chlorite, ppl=plane polarized light, xpl=crossed polarized light); a) Chlorite with blue interference color within the metasandstones of the Orhanlar Unit (xpl), b) Green colored chlorite within the metasandstones of the Orhanlar Unit (ppl), c) Green colored chlorites within the metabasalts of the Çal Unit (ppl), d) Green colored chlorites within the brecciated metabasalts of the Devecidağ Melange (ppl).

Taramalı Elektron Mikroskop İncelemeleri

KB Anadolu'da AKK-ÜB'nü temsil eden Nilüfer Birimi yeşilşist fasiyesinin sleyt örneğinde (NKK-93: klorit+ illit + kuvars + feldispat + kalsit) klorit mineralleri levhalar biçiminde kümecikleri oluşturmaktadır (Şekil 4a). İllitler ise çoğunlukla birbirine paralel, yer yer ışımsal dizilimli ince-uzun filamentler (2-30 µm) biçimindedir (Şekil 4b).

İç-KD Anadolu'daki AKK-ÜB'ne karşılık gelen Turhal Metamorfiteri yeşilşist fasiyesinin metakumtaşı örneğinde (TKK-61: illit + klorit + paragonit + kuvars + feldispat) şamozit türü Fe-kloritler; kalın levhamsı görünüme sahiptir (Şekil 4c). Uzunlukları 10-50 µm arasında değişen illitler ise yer yer ince ipliksi biçimde yumak halinde gözlenmektedir. (Şekil 4d).



Şekil 4. Alt Karakaya Karmaşığı birimlerinde klorit ve eşlikçi minerallerinin SEM görüntüleri (Chl=Klorit, I=İllit), a) Nilüfer Birimi sleyt örneğinde levhamsı kloritler, b) Nilüfer Birimi şeyl örneğinde ince-uzun illit filamentleri, c) Turhal Metamorfileri metakumtaşlarının gözeneklerinde levhamsı kloritler, d) Turhal Metamorfileri metakumtaşlarında lifsi illitler.

Figure 4. SEM views of chlorite and associated minerals in the units of the Lower Karakaya Complex (Chl=Chlorite, I=Illite), a) Platy chlorites in the slate sample from the Nilüfer Unit, b) Thin-long filaments of illites in the shale sample from the Nilüfer Unit, c) Platy chlorites within the pores of metasandstones in the Turhal Metamorphites, d) Fibrous illites in the metasandstones of the Turhal Metamorphites.

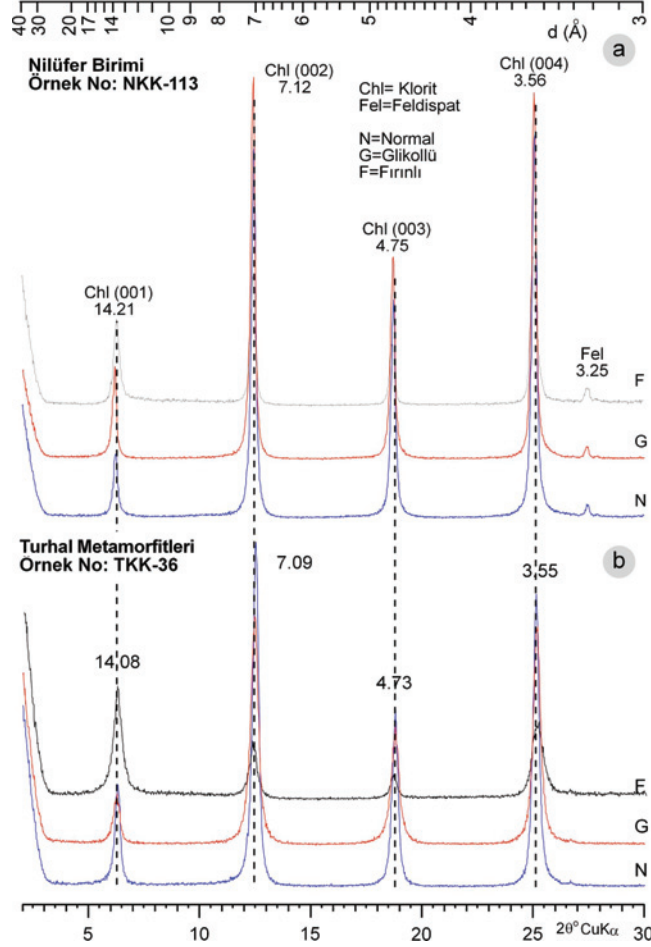
X-IŞINI MİNERALOGİSİ

Tüm kayaç ve Kil Fraksiyonu

KB Anadolu'da AKK-AB Nilüfer Birimi'ni oluşturan metapelitik ve metavolkanik kayaçlarda volkanojenik (feldispat, ojit), metamorfik-metasomatik (glokofan, tremolit/aktinolit, epidot, stilpnomelan, fillosilikatlar) ve ikincil mineraller (kalsit, dolomit, kuvars, hematit, götit) saptanmıştır. Fillosilikat minerallerini ise klorit+illit birlikteliği ve bu birlikteliğe daha az oranda stilpnomelan, smektit ve karışık tabakalı (C-S ve C-V) mineraller katılmaktadır. Sleytlerde

ise kil fraksiyonunu bütünüyle klorit minerali temsil etmektedir (Şekil 5a).

İç-KD Anadolu'daki AKK-AB Turhal Metamorfileri metamagmatik ve metapelitik kayaçlarda volkanojenik (feldispat), metamorfik-metasomatik (glokofan, tremolit/aktinolit, epidot, stilpnomelan, paragonit, fillosilikatlar) ve ikincil mineraller (kalsit, dolomit, kuvars, hematit, götit) saptanmıştır. Fillosilikat minerallerini metatüfitlerde saf klorit (Şekil 5b), diğer kayaçlarda klorit+illit birlikteliği temsil etmektedir.



Şekil 5. Alt Karakaya Karmaşığı-Alt Bölümü birimlerine ait klorit minerallerinin yönlendirilmiş XRD desenleri, a) Nilüfer Birimi mavişist fasiyesindeki sleyt örneği, b) Turhal Metamorfileri yeşilşist fasiyesindeki metatüfit örneği.

Figure 5. Oriented XRD patterns of chlorite minerals from the units of the Lower Karakaya Complex-Lower Part, a) The slate sample representing blueschist facies from the Nilüfer Unit, b) The metatuffite sample belonging to greenschist facies from the Turhal Metamorphics.

KB Anadolu'da AKK-ÜB'nü temsil eden metapsamit, metapelit, metakarbonat ve metabazik kayalarda volkanojenik (piroksen, feldispat), metamorfik-metasomatik (amfibol, epidot, stilpnomelan) ve ikincil kimyasal mineraller (kalsit, dolomit, kuvars, hematit, götit) saptanmıştır. Fillosilikatları ise çoğunlukla illit+klorit parajenezi temsil ederken bazı örneklerde bu birlikteliğe stilpnomelan, smektit, kaolinit ve karışık tabakalı (C-S, C-V ve I-S) mineraller eşlik etmektedir.

İç-KD Anadolu'daki AKK-ÜB metapelitik, metapsamitik, metamagmatik ve metakireçtaşlarında feldispat, fillosilikat, kuvars, piroksen, epidot, stilpnomelan, paragonit, kalsit, dolomit, hematit ve götit mineralleri bulunmaktadır. Bu kayalarda fillosilikatları bolluk sırasına göre illit, klorit, kaolinit, smektit, paragonit, stilpnomelan ve karışık tabakalı (I-C, I-S, C-S ve C-V) mineraller temsil edilmektedir. Bu kayalarda illit + klorit birlikteliği yaygın gözlenen fillosilikat parajenezini oluşturmaktadır.

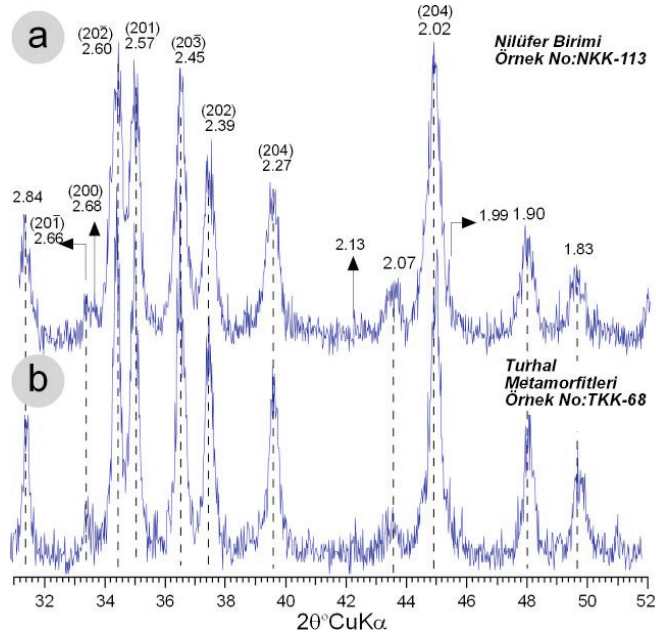
Bazı metasedimanter kayaçlarda illit + kaolinit birlikteliği gözlenirken, metavolkanik kayaçlarda klorit+stilpnomelan birlikteliği saptanmıştır. Diğer parajenezleri ise illit + kaolinit + smektit, illit + klorit + paragonit + I-S ve illit + klorit + I-C veya C-V birliktelikleri oluşturmaktadır.

KB Anadolu'da ÜKK'nı temsil eden Hodul Birimi'nin kırıntılı kayaçları ve (meta-) kireçtaşları kuvars, fillosilikat (illit, kaolinit, I-S, C-V, smektit ve klorit), kalsit ve feldispat içermektedir. Orhanlar Birimi'nin kırıntılı kayaçlarında ve (meta-) kireçtaşlarında kuvars, feldispat, fillosilikat (klorit, illit, C-S, C-V ve I-S), kalsit ve epidot mineraleri bulunmaktadır. Çal Birimi metavolkanik, şeyl ve kireçtaşlarında ise kalsit, fillosilikat (klorit, C-S, vermikülit, illit ve C-V), kuvars, feldispat, hematit ve dolomit mineraleri saptanmıştır.

İç-KD Anadolu'da ÜKK birimlerinden Devicedağ Karışığı'nın metapelitik, metapsamitik, metavolkanik ve metakireçtaşları kuvars, feldispat ve fillosilikat (illit, klorit, C-S, C-V, smektit, kaolinit, I-C ve I-S), piroksen, epidot, hematit, dolomit ve prehnit minerallerinden oluşmaktadır.

Politipi

AKK'nın KB Anadolu'daki Nilüfer birimi ve İç-KD Anadolu'daki Turhal Metamorfitleleri'ne ait saf klorit fraksiyonlarının politipi inceleme sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir. Bunlardan Nilüfer Birimi ve Turhal Metamorfitleleri'ne ait metavolkanik ve metapelitik kayaçlarda mavişist ve yeşilşist fasiyeslerine karşılık gelen AKK-AB ve AKK-ÜB'ne ait klorit minerallerinin bütünüyle *I/b* politipine sahip olduğu saptanmıştır (Şekil 6).



Şekil 6. Alt Karakaya Karmaşığı-Alt Bölümü birimlerine ait *I/b* kloritlerinin yönlenmemiş XRD desenleri, a) Nilüfer Birimi mavişist fasiyesindeki sleyt örneği, b) Turhal Metamorfitleleri yeşilşist fasiyesindeki metagabro örneği.

Figure 6. Unoriented XRD patterns of chlorite minerals in the units of Lower Karakaya Complex-Lower Part, a) The slate sample of blueschist facies in the Nilüfer Unit, b) The metagabbro sample of greenschist facies in the Turhal Metamorphites.

Çizelge 1. Alt Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit minerallerinin politipi incelemesi sonuçları.

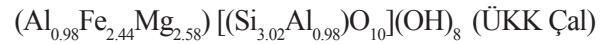
Table 1. The results of polytype examination of chlorite minerals in the Lower Karakaya Complex units.

Örnek No	Litoloji	Politipi
AKK-ÜB (Yeşilist fasiyesi)		
KB Anadolu		
Nilüfer		
NKK-103	Kalksleyt	Iib
İç-KD Anadolu		
Turhal Metamorfitleeri		
TKK-63	Metavolkanik	Iib
-64	Metavolkanik	Iib
-73	Metabazalt	Iib
-82	Fillit	Iib
-58	Metagabro	Iib
-68	Metagabro	Iib
AKK-AB (Mavişist fasiyesi)		
KB Anadolu		
Nilüfer		
NKK-113	Sleyt	Iib
İç-KD Anadolu		
Turhal Metamorfitleeri		
TKK-36	Metatüfit	Iib

Bileşim

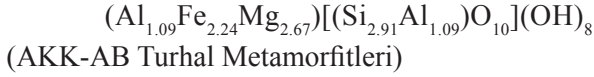
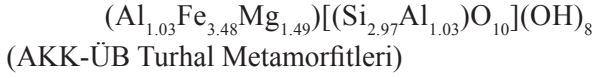
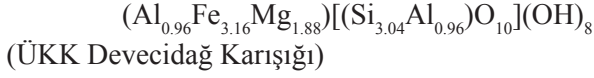
AKK birimlerine ait kloritlerin bazal pik değerleri ve şiddet oranlarına göre XRD yöntemi ile göre belirlenen kimyasal bileşimleri Çizelge 2 ve 3 ile Şekil 7 de gösterilmiştir. KB Anadolu'daki kloritlerde (001) yüzeyine ait yansıma değerleri Nilüfer Birimi'nde AKK-AB için 14.189-14.338 Å (ortalama 14.249 Å) ve AKK-ÜB için 14.172-14.392 Å (ortalama 14.262 Å); ÜKK birimlerinden Orhanlar Birimi için 14.202-14.366 Å (ortalama 14.275 Å) arasında değişmektedir. Çal Birimi için bu değer 14.269 Å olarak bulunmuştur. Brindley ve Brown (1980) ile Chagnon ve Desjardins (1991) tarafından önerilen yöntemlere göre kloritlerin talk ve brusit tabakalarındaki Fe içerikleri benzer olup, oktahedral Fe miktarı için Chagnon ve

Desjardins (1991) yöntemi esas alınmıştır (Şekil 7). Diyagrama göre kloritlerin talk tabakasındaki Fe içeriklerinin 1.0-2.4 arasında değiştiği gözlenmektedir. Buna göre KB Anadolu'daki AKK-AB için kloritlerinin oktahedral Fe içerikleri için 2.10-3.50 (ortalama 2.83) ve AKK-ÜB için 2.80-4.11 (ortalama 3.41), ÜKK Orhanlar ve Çal birimleri için sırasıyla 2.11-4.50 (ortalama 3.44) ve 2.44 olarak belirlenmiştir. Oktahedral Al içerikleri AKK-AB için 0.73-1.24 (ortalama 1.04), AKK-ÜB için 0.54-1.21 (ortalama 0.99), ÜKK için (Orhanlar ve Çal birimleri) sırasıyla 0.63-1.14 (ortalama 0.94) ve 0.98 dir. Oktahedral Mg içerikleri AKK-AB için 1.26-3.17 (ortalama 2.13), AKK-ÜB için 0.40-2.31 (ortalama 1.59), ÜKK için (Orhanlar ve Çal birimleri) sırasıyla 0.56-2.75 (ortalama 1.62) ve 2.58 dir. AKK-A, AKK-Ü ve ÜKK (Orhanlar ve Çal birimleri) için toplam oktahedral katyon miktarları 6.00 olup; kloritlerin trioktahedral bileşimde oldukları saptanmış ve ortalama yapısal formülleri aşağıda sunulmuştur:



İç-KD Anadolu'da Turhal Metamorfitleeri AKK-AB, AKK-ÜB ve ÜKK-Devecidağ Karışığı'na ait kloritlerin $d_{(001)}$ mesafesi 14.200-14.311 Å (ortalama 14.234 Å), 14.190-14.372 (ortalama 14.252 Å) ve 14.130-14.368 Å (ortalama 14.273 Å); oktahedral Fe içerikleri 1.67-2.67 (ortalama 2.24), 2.00-4.60 (3.48) ve 2.00-4.45 (ortalama 3.17); oktahedral Al içerikleri ise 0.82-1.21 (ortalama 1.09), 0.61-1.27 (ortalama 1.03) ve 0.63-1.45 (ortalama 0.96) dir. Oktahedral Mg içerikleri sırasıyla 2.19-3.51 (ortalama 2.67), 0.27-3.03 (ortalama 1.49) ve 0.56-3.02 (ortalama 1.88)

dir. Toplam oktahedral katyon miktarları 6.00 olup; trioktahedral bileşime daha yakın oldukları saptanmıştır. Kloritlerin genel ortalama yapısal formülleri aşağıda belirlenmiştir:

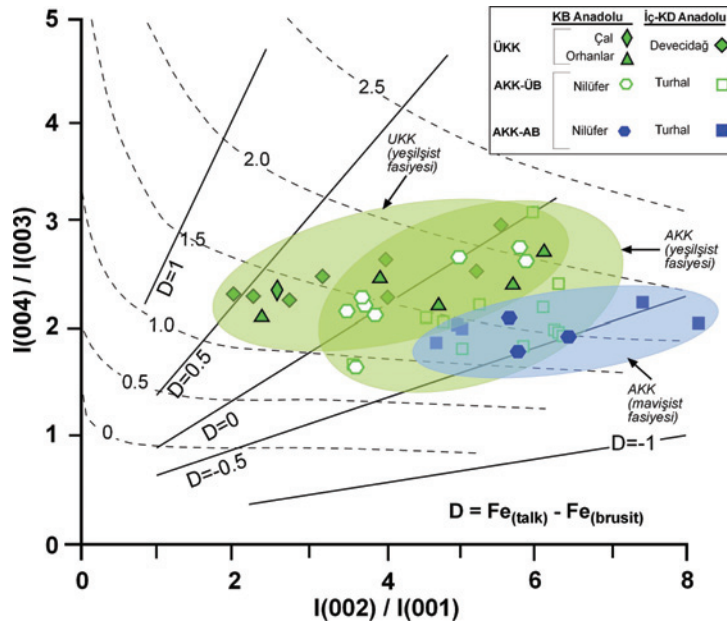


Kloritlerde tetraedrik Si'un yerine Al'un süstitüsyonunun tabaka kalınlığının azalmasına, dolayısıyla tabaka ve tabakalar arası bağın güçlenmesine bağlı olarak $d_{(001)}$ değerinin azalmasına neden olmaktadır (Shirozu, 1958).

XRD ve jeokimyasal verilerden itibaren kloritlerin Foster (1962) tarafından geliştirilen

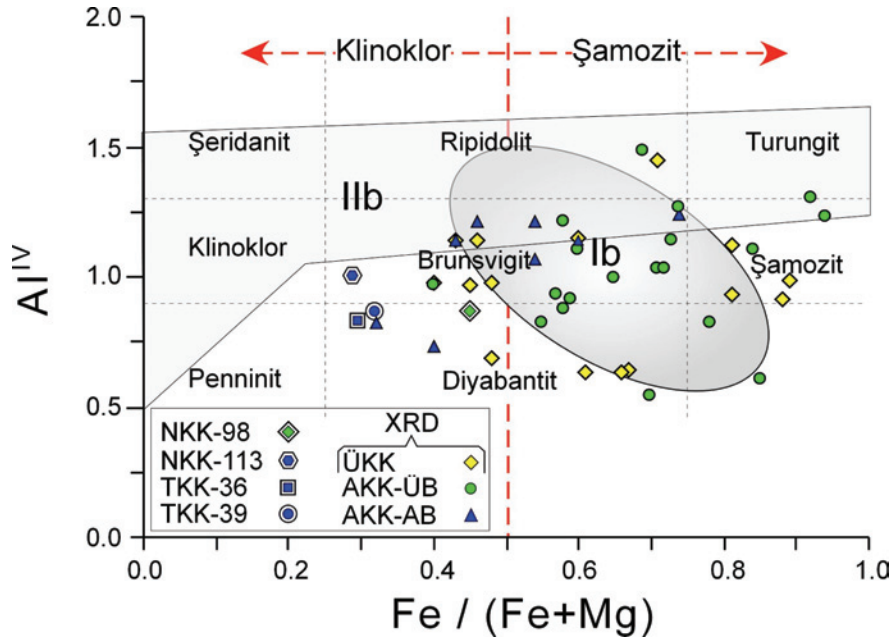
$Al^{IV} - Fe/(Fe+Mg)$ oranları kullanılarak elde edilen diyagramdaki konumları incelendiğinde; AKK-AB kloritleri brunsvigit-diyabantit, AKK-ÜB kloritleri brunsvigit, ÜKK kloritleri ise diyabantiti-şamozit bölgesinde kümelenmekte ve kısmen de olsa farklı bileşimler sergilemektedir. AIPEA sınıflamasına göre (Bailey, 1980) değerlendirildiğinde; kloritler çoğunlukla şamozit kısmen klinoklor bileşimini temsil etmektedir (Şekil 8). Diğer taraftan, I/b politipi olarak tanımlanan iki örnekten sadece birisinin (NKK-113) Foster'in (1962) belirlediği alana düştüğü görülmektedir.

Árkai ve Ghabrial (1997) tarafından kloritlerin ilk üç bazal yansımalarının (I_{001} , I_{002} ve I_{003}) şiddetlerine göre üçgen diyagramdaki dağılımları; AKK ve ÜKK birimlerinin birbirinden ayrılabilirliğini göstermektedir (Şekil 9). Kloritlerin $Fe/(Fe+Mg)$ içerikleri arttıkça, şiddetleri $I_{002}-I_{003}$ çizgisine yaklaşacak biçimde kaydığı gözlenmektedir.



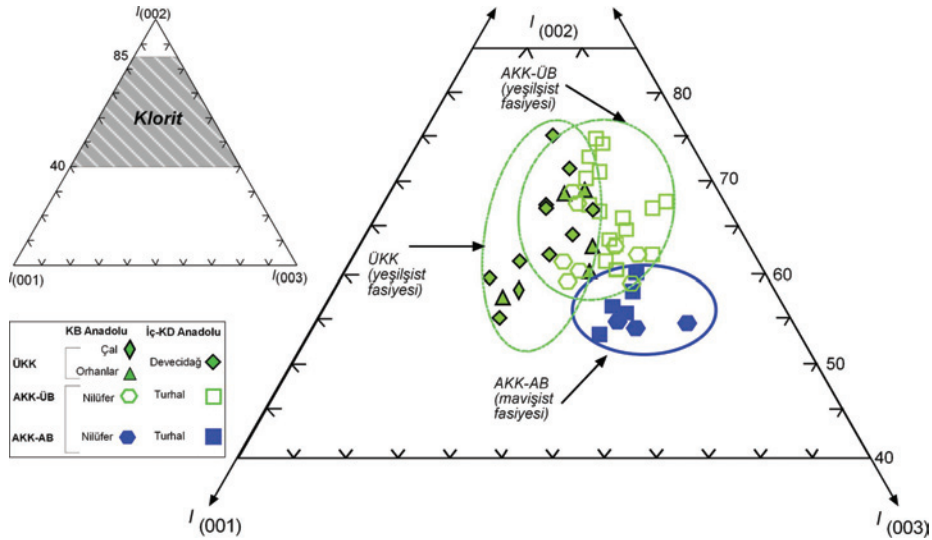
Şekil 7. Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit minerallerinin bazal pik oranlarına (Chagnon ve Desjardins, 1991) göre talk tabakasında Fe içeriği ile talk ve brucite tabakalarının dağılımı.

Figure 7. Fe content within the talc layer and distribution of talc and brucite layers of chlorite minerals according to basal peak ratios (Chagnon and Desjardins, 1991) in the Karakaya Complex units.



Şekil 8. Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit minerallerinin tetrahedral Si-oktahedral Fe/(Fe+Mg) diyagramındaki konumları (Sınıflandırma ve İIb politipti alanı: Foster, 1962; İb politipti alanı: Curtis ve diğ., 1985; şamozit-klinoklor sınırı: Bailey, 1980).

Figure 8. The setting of chlorite minerals in the Karakaya Complex units in tetrahedral Si-octahedral Fe/(Fe+Mg) diagram (Classification and İIb polytype area: Foster, 1962; İb polytype area: Curtis et al., 1985; chamosite-clinocllore boundary: Bailey, 1980).



Şekil 9. Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit minerallerinin ilk üç bazal yansımalarının şiddetlerine göre üçgen diyagramda dağılımları (Klorit alanı: Árkai ve Ghabrial, 1997).

Figure 9. The distribution of chlorite minerals in the Karakaya Complex units in the triangular diagram according to the first three basal reflections (Chlorite area: Árkai and Ghabrial, 1997).

Çizelge 2. XRD yöntemine göre Alt Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit minerallerinin bazal yansımaları ve kimyasal bileşimleri.

Table 2. Basal reflections and chemical compositions of chlorite minerals from the Lower Karakaya Complex units by XRD method.

Örnek No	Litoloji	$d_{(001)}$ (Å)	I(003)/I(001)	I(002+004)/I(001+003)	I(002)/I(001)	I(004)/I(003)	Talk Fe ⁺²		Brusit Fe ⁺²		S Fe ⁺²		Al ^{IV}	Mg ^{VI}	Fe/Mg (Fe+Mg)
							B&B	C&D	B&B	C&D	B&B	C&D	B&B	C&D	C&D
Kuzeybatı Anadolu															
AKK-ÜB (Yeşilsist fasiyesi)															
NKK-95	Sleyt	14.231	1.26	4.05	5.89	2.59	1.87	1.98	2.58	2.13	4.45	4.11	1.10	0.79	0.84
-96	Metatüf	14.392	2.16	3.39	5.01	2.64	1.07	1.90	2.60	1.90	3.67	3.80	0.54	1.66	0.70
-97	Metakumtaşı	14.172	1.36	4.02	5.79	2.71	1.79	2.10	2.61	2.20	4.40	4.30	1.30	0.40	0.92
-98	Metatüf	14.311	1.29	2.88	3.89	2.10	1.13	1.43	1.88	1.44	3.01	2.87	0.82	2.31	0.55
-103	Kalksleyt	14.280	1.98	2.72	3.77	2.19	0.69	1.48	2.09	1.40	2.78	2.88	0.93	2.19	0.57
-106	Metabazalt	14.200	1.18	2.81	3.51	2.22	1.15	1.50	1.76	1.30	2.91	2.80	1.21	1.99	0.58
-108	Metabazalt	14.287	1.13	2.98	3.70	2.34	1.30	1.60	1.84	1.40	3.14	3.00	0.91	2.09	0.59
-111	Metavolkanik	14.220	1.95	3.33	5.65	2.15	1.11	1.60	2.49	1.95	3.60	3.55	1.14	1.31	0.73
AKK-AB (Mavişist fasiyesi)															
-113	Sleyt	14.220	3.44	2.67	5.77	1.77	0.24	1.20	2.47	1.70	2.71	2.90	1.14	1.96	0.60
-115	Metavolkanik	14.189	2.53	3.23	6.43	1.97	0.85	1.50	2.62	2.00	3.47	3.50	1.24	1.26	0.74
-117	Şist	14.338	1.72	2.36	3.63	1.62	0.54	0.90	1.72	1.20	2.26	2.10	0.73	3.17	0.40
İç-Kuzeydoğu Anadolu															
AKK-ÜB (Yeşilsist fasiyesi)															
TKK-4	Metabazalt	14.372	1.51	4.31	5.97	3.22	1.81	2.30	2.79	2.30	4.60	4.60	0.61	0.79	0.85
-10	Metagabro	14.192	3.56	3.81	9.27	2.28	1.11	1.90	3.39	2.60	4.50	4.50	1.23	0.27	0.94
-28	Metakumtaşı	14.269	1.88	2.38	3.59	1.74	0.34	0.85	1.66	1.15	2.00	2.00	0.97	3.03	0.40
-49	Metabazalt	14.231	1.94	2.97	5.03	1.90	0.79	1.27	2.15	1.67	2.94	2.94	1.10	1.96	0.60
-50	Metakumtaşı	14.251	1.54	3.48	5.27	2.32	1.27	1.65	2.28	1.90	3.55	3.55	1.03	1.42	0.71
-58	Metagabro	14.251	2.85	3.28	6.11	2.29	0.83	1.65	2.77	1.95	3.60	3.60	1.03	1.37	0.72
-63	Metavolkanik	14.220	2.85	3.15	6.31	2.04	0.79	1.55	2.74	1.98	3.53	3.53	1.14	1.33	0.73
-64	Metavolkanik	14.182	2.22	3.37	6.25	2.07	0.97	1.55	2.53	1.95	3.52	3.50	1.27	1.23	0.74
-73	Metabazalt	14.311	2.23	3.70	6.30	2.53	1.24	1.90	2.81	2.15	4.05	4.05	0.82	1.13	0.78
-68	Metagabro	14.291	1.79	2.86	4.23	2.09	0.85	1.40	2.10	1.55	2.95	2.95	0.89	2.16	0.58
-82	Fillit	14.259	1.76	3.11	4.78	2.16	1.02	1.50	2.23	1.75	3.25	3.25	1.00	1.75	0.65
-84	Metabazalt	14.190	2.20	3.13	5.85	1.90	0.86	1.40	2.42	1.88	3.28	3.28	1.24	1.48	0.69
AKK-AB (Mavişist fasiyesi)															
-42	Metavolkanik	14.200	1.69	2.72	4.30	1.79	0.72	1.10	1.88	1.50	2.60	2.60	1.21	2.19	0.54
-36	Metatüfit	14.200	1.67	2.32	3.45	1.64	0.53	1.00	1.67	1.20	2.20	2.20	1.21	2.59	0.46
-38	Metatüf	14.311	1.45	2.06	2.81	1.55	0.38	0.74	1.29	0.93	1.67	1.67	0.82	3.51	0.32
-54	Metavolkanik	14.220	2.09	2.45	4.29	1.57	0.30	0.80	1.78	1.28	2.08	2.08	1.14	2.78	0.43
-79	Metabazalt	14.239	1.71	3.43	5.43	2.27	0.75	1.65	1.92	2.02	2.67	2.67	1.07	2.26	0.54

B: Brindley (1961), B&B: Brindley ve Brown (1980), C&D: Chagnon ve Desjardins (1991), Al^{IV}=Al^{VI} ve Mg = 6-(Fe+Al^{IV})

Çizelge 3. XRD yöntemine göre Üst Karakaya Karmaşığı birimlerine (alt yeşilist fasiyesi) ait klorit minerallerinin bazal yansımaları ve kimyasal bileşimleri.

Table 3. Basal reflections and chemical compositions of chlorite minerals from the Upper Karakaya Complex units (subgreenschist facies) by XRD method.

Örnek No	Litojji	$d_{(001)}$ (Å)	I(003)/I(001)	I(002+004)/I(001+003)	I(002)/I(001)	I(004)/I(003)	Talk Fe ⁺²		Brusit Fe ⁺²		S Fe ⁺²		Al ^{IV}	Mg ^{VI}	Fe/(Fe+Mg)
							B&B	C&D	B&B	C&D	B&B	C&D			
Kuzeybatı Anadolu															
CKK-163	Metabazalt	14.269	0.71	2.49	2.58	2.35	1.30	1.42	1.15	1.02	2.45	2.44	0.98	2.58	0.48
BKK-188	Metakumtaşı	14.366	1.38	3.11	3.96	2.49	1.23	1.65	2.08	1.50	3.31	3.25	0.63	2.12	0.61
-189	Sleyt	14.281	1.29	3.84	5.70	2.39	1.73	1.90	2.47	2.20	4.20	4.10	0.93	0.97	0.81
-190	Metakumtaşı	14.220	1.50	3.22	4.72	2.22	1.24	1.55	2.22	1.70	3.46	3.25	1.14	2.61	0.46
-191	Metakumtaşı	14.220	0.64	2.27	2.38	2.10	1.22	1.23	0.91	0.88	2.13	2.11	1.14	2.75	0.43
-193	Metakumtaşı	14.287	1.40	4.12	6.11	2.69	1.82	2.15	2.69	2.35	4.51	4.50	0.91	0.59	0.88
İç-Kuzeydoğu Anadolu															
DKK-222	Metakumtaşı	14.364	0.92	3.35	3.99	2.66	1.69	1.80	1.93	1.80	3.62	3.60	0.64	1.76	0.67
-223	Sleyt	14.130	1.23	3.09	4.04	2.31	1.30	1.65	1.98	1.60	3.28	3.25	1.45	1.30	0.71
-224	Metakumtaşı	14.368	0.91	3.34	3.94	2.69	1.69	1.85	1.92	1.70	3.51	3.55	0.63	1.82	0.66
-225	Sleyt	14.269	0.55	2.28	2.27	2.29	1.35	1.35	0.79	0.90	2.24	2.25	0.97	2.78	0.45
-226	Sleyt	14.226	1.59	3.59	5.23	2.55	1.43	1.95	2.49	2.00	3.92	3.95	1.12	0.93	0.81
-234	Metakumtaşı	14.216	0.95	2.84	3.18	2.48	1.33	1.60	1.62	1.30	2.95	2.90	1.15	1.95	0.60
-235	Sleyt	14.267	0.63	2.12	2.00	2.32	1.12	1.27	0.79	0.73	1.91	2.00	0.98	3.02	0.40
-243	Metakumtaşı	14.262	1.21	4.15	5.55	2.99	1.95	2.25	2.60	2.20	4.45	4.45	0.99	0.56	0.89
-250	Metakumtaşı	14.351	0.72	2.54	2.74	2.27	1.34	1.40	1.20	1.15	2.54	2.55	0.69	2.76	0.48

B: Brindley (1961), B&B: Brindley ve Brown (1980), C&D: Chagnon ve Desjardins (1991), Al^{IV}=Al^{VI} ve Mg = 6-(Fe+Al^{IV})

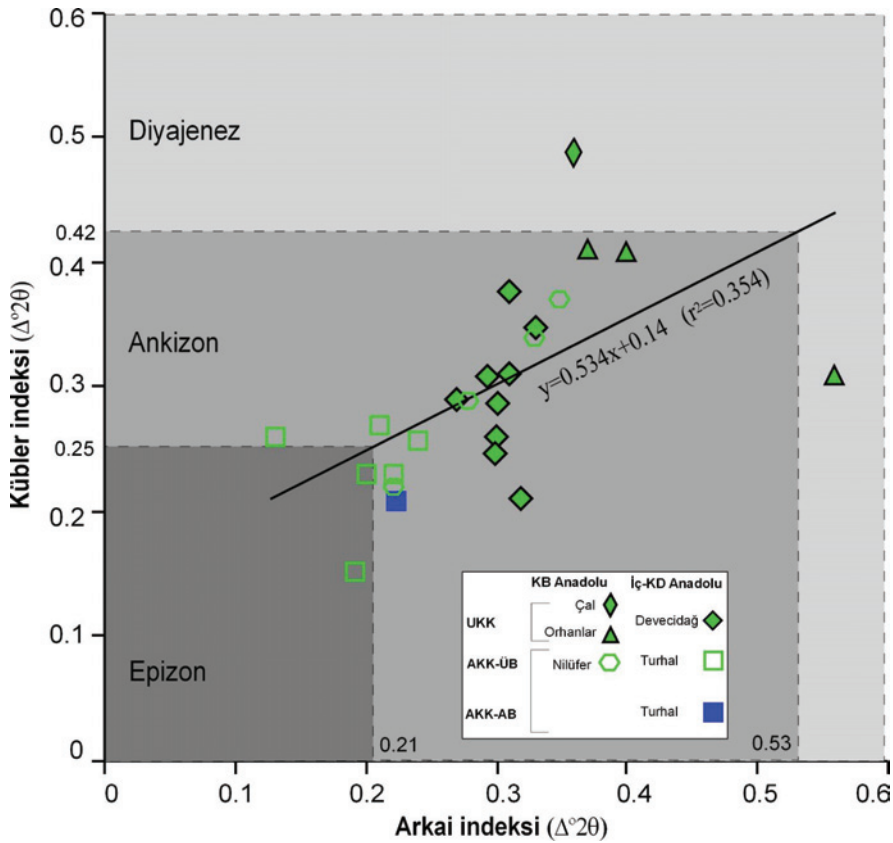
Kristalinite

Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit minerallerinde ölçülen Arkai (AI: Árkai, 1991; Guggenheim ve diğ., 2002) ve Kübler İndeksi değerleri (KI: Kübler, 1968); Çizelge 4 ve 5 de sunulmuştur. Buna göre AKK-AB'nün AI değerleri KB ve İç-KD Anadolu için sırasıyla 0.23-0.28 $\Delta^{\circ}2\Theta$ (ortalama 0.26 $\Delta^{\circ}2\Theta$) ve 0.14-0.31 (ortalama 0.20 $\Delta^{\circ}2\Theta$) olarak saptanmıştır. AKK-ÜB'ünü temsil eden kloritlerde ise KB ve İç-KD Anadolu yöreleri için AI değerleri sırasıyla

0.22-0.35 $\Delta^{\circ}2\Theta$ (ortalama 0.28 $\Delta^{\circ}2\Theta$) ve 0.13-0.34 $\Delta^{\circ}2\Theta$ (ortalama 0.23 $\Delta^{\circ}2\Theta$) olarak belirlenmiştir. Tüm bu değerler ankizon-epizon sınırına yakın ankizonu ve epizon (AI<0.26) bölgesini işaret etmektedir. AKK-AB illitlerinde KI değerleri sadece İç-KD Anadolu için 0.21 $\Delta^{\circ}2\Theta$ olarak ölçülmüştür. AKK-ÜB'nü temsil eden illitlerde KI değerleri KB ve İç-KD Anadolu için sırasıyla 0.22-0.37 $\Delta^{\circ}2\Theta$ (ortalama 0.31 $\Delta^{\circ}2\Theta$) ve 0.23-0.28 $\Delta^{\circ}2\Theta$ (ortalama 0.25 $\Delta^{\circ}2\Theta$) olarak saptanmıştır. Bu değerler AKK-AB için epizon (KI<0.25) ve AKK-ÜB için ankizon alanını temsil etmektedir.

ÜKK birimlerinde ise KB ve İç-KD Anadolu yöreleri için AI değerleri sırasıyla 0.37-0.56 $\Delta^2\theta$ (ortalama 0.46 $\Delta^2\theta$) ve 0.27-0.39 $\Delta^2\theta$ (ortalama 0.31 $\Delta^2\theta$) olarak ölçülmüştür. Ortalama değerler ankizon (AI=0.26-0.33 $\Delta^2\theta$) ve diyajenez (AI>0.33 $\Delta^2\theta$) bölgesinde dağılım göstermektedir. ÜKK birimlerinde KI değerleri KB ve İç-KD Anadolu yöreleri için sırasıyla 0.31-0.49 $\Delta^2\theta$ (ortalama 0.41 $\Delta^2\theta$) ve 0.21-0.38 $\Delta^2\theta$ (ortalama 0.29 $\Delta^2\theta$) olarak ölçülmüştür. Ortalama değerler ankizon bölgesini işaret etmektedir.

Kristalinite ölçülen örneklerdeki AI ve KI verileri birlikte değerlendirildiğinde, AKK birimlerinden ÜKK birimlerine doğru kristalinite azalmakta, ayrıca birimler birbirinden ayrılmaktadır (Şekil 10). KI ve AI değerleri arasında zayıf bir korelasyon katsayısı bulunmakta olup, Árkai (1991) tarafından önerilen epizon (AI<0.26 $\Delta^2\theta$) ve ankizona (AI=0.26-0.33 $\Delta^2\theta$) karşılık gelen AI değerlerinden farklılık sunmaktadır (epizon: 0.21 $\Delta^2\theta$, ankizon: 0.53 $\Delta^2\theta$).



Şekil 10. Karakaya Karmaşığı birimlerinde KI-AI arasındaki ilişki.

Figure 10. The relationships between KI-AI in the Karakaya Complex units.

Çizelge 4. Alt Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit (AI) ve illit (KI) kristalinite indeksi değerleri.
Table 4. Crystallinity index values of chlorite (AI) and illite (KI) in the Lower Karakaya Complex units.

Örnek No	Litoloji	AI (001)	KI (001)
AKK-ÜB (Yeşilüst fasiyesi)			
KB Anadolu			
Nilüfer			
NKK-95	Sleyt	0.22	0.22
-96	Metatüf	0.25	
-97	Metakumtaşı	0.28	0.29
-98	Metatüf	0.24	
-103	Kalksleyt	0.31	
-106	Metabazalt	0.33	0.34
-108	Metabazalt	0.35	0.37
-111	Metavolkanik	0.27	
KB Anadolu			
Turhal Metamorfitleeri			
TKK-4	Metabazalt	0.13	0.26
-10	Metagabro	0.15	
-11	Metagabro	0.22	0.23
-25	Metatüf	0.22	
-28	Metakumtaşı	0.15	
-30	Sleyt	0.24	0.26
-31	Sleyt	0.19	0.15
-49	Metabazalt	0.20	0.23
-50	Metakumtaşı	0.21	0.27
-51	Metakumtaşı	0.26	0.27
-58	Metagabro	0.14	
-63	Metavolkanik	0.34	
-64	Metavolkanik	0.26	
-65	Metakumtaşı	0.25	0.30
-68	Metagabro	0.24	
-73	Metabazalt	0.24	
-82	Fillit	0.27	
-84	Metabazalt	0.30	
AKK-AB (Maviüst fasiyesi)			
KB Anadolu			
Nilüfer			
NKK-113	Sleyt	0.23	
-115	Metavolkanik	0.26	
-117	Şist	0.28	
KB Anadolu			
Turhal Metamorfitleeri			
TKK-36	Metatüfit	0.16	
-38	Metatüf	0.31	
-42	Metavolkanik	0.22	0.21
-54	Metavolkanik	0.15	
-79	Metabazalt	0.14	

Çizelge 5. Üst Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit (AI) ve illit (KI) kristalinite indeksi değerleri.

Table 5. Crystallinity index values of chlorite (AI) and illite (KI) in the Upper Karakaya Complex units.

Örnek No	Litoloji	AI (001)	KI (001)
KB Anadolu			
Çal			
CKK-163	Metabazalt	0.36	0.49
Orhanlar			
BKK-188	Metakumtaşı	0.37	0.41
-197	Metakumtaşı	0.56	0.31
-199	Metakumtaşı	0.40	0.41
İç-KD Anadolu			
Devecidağ Karmaşığı			
DKK-222	Metakumtaşı	0.32	0.21
-223	Sleyt	0.30	0.29
-224	Metakumtaşı	0.33	0.35
-225	Sleyt	0.31	0.31
-226	Sleyt	0.27	0.29
-234	Metakumtaşı	0.30	0.25
-235	Sleyt	0.30	0.26
-243	Metakumtaşı	0.31	0.38
-245	Sleyt	0.29	0.31
-250	Metakumtaşı	0.39	

JEOKİMYA

Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit minerallerinin ana ve iz element içerikleri ile 14 oksijen atomuna göre hesaplanmış yapısal formülleri (Weaver ve Pollard, 1973) Çizelge 6 ve

7’de sunulmuştur. Bunlardan iki örneğin (NKK-98 ve TKK-39) yapısal formülleri kil fraksiyonunda az da olsa bulunan feldispat içeriği atılarak hesaplanabilmiştir. Bu yaklaşımda teorik feldispat bileşiminde (K-feldispat $K_2O.Al_2O_3.6SiO_2$, albit $Na_2O.Al_2O_3.6SiO_2$, anortit $CaO.Al_2O_3.2SiO_2$) 1:1:6 ve 1:1:2 oranlarında bulunan Al_2O_3 ve SiO_2 ’ye bağlı K_2O , Na_2O ve CaO yüzdeleri çıkarılarak bir tahminde bulunulmaya çalışılmıştır. Bu örneklerin iz ve NTE içeriklerinde ise bir düzeltme mümkün olmadığından verilerin yorumlanmasına ihtiyatlı yaklaşmıştır.

Nilüfer birimine ait klorit sleyt ve Turhal Metamorfitlelerine ait metatüfit örneklerinde belirlenen kloritlerde; tetrahedral Si-Al (1.00-0.83) ve oktahedral Mg-Fe-Al (4.64-4.79) süstitüsyonları ile toplam oktahedral katyon miktarının 4’ü aşması (4.77-5.33) bunların di-trioktahedral bileşime işaret etmekte ve XRD verilerini doğrulamaktadır.

Kloritler; Zane ve Weiss (1998) tarafından oluşturulan Al+□ – Mg – Fe diyagramında, Mg-Fe kloritlerle (trioktahedral) temsil olunan Tip I bölgesinde konumlanmıştır. Zane ve diğ. (1998) tarafından oluşturulan köken kayaçlar açısından değerlendirildiğinde; jeokimya verilerine göre AKK-AB kloritleri genellikle metabazik kayaçlar, AKK-ÜB kloritleri felsik kayaçlar, ÜKK kloritleri ise felsik ağırlıklı olmak üzere hem felsik hem de metabazik kayaç kökenine karşılık gelmektedir (Şekil 11). XRD verilerine göre kloritlerin çoğunluğu belirtilen alanların yakınında ve/veya dışında konumlanmaktadır. Bu durum; uygulanan yöntemin duyarlılığının yanı sıra, klorit minerallerinin farklı yapı, oluşum mekanizması, evrim ve oluştukları tektonik ortamların farklılığına bağlı olduğunu düşündürmektedir.

Çizelge 6. Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit minerallerinin ana element bileşimleri ve yapısal formülleri
Table 6. Major element compositions and structural formulas of chlorite minerals in the Karakaya Complex units.

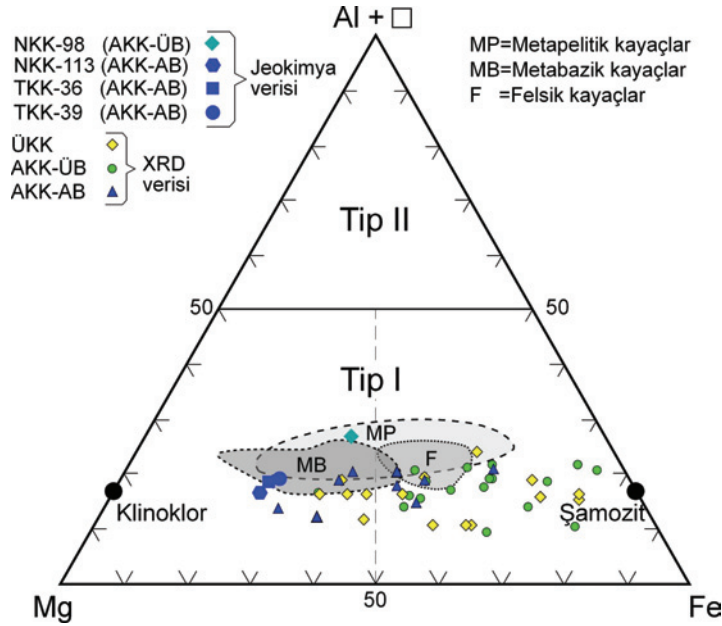
Bölge	Kuzeybatı Anadolu		İç-Kuzeydoğu Anadolu			
Birim	Nilüfer		Turhal Metamorfitleri			
Karakaya Karmaşığı	AKK-ÜB	AKK-AB	AKK-AB	AKK-AB	AKK-AB	AKK-AB
Kayaç	Metatüfit	Sleyt	Metatüfit	Metatüfit	Şist	Şist
% ağırlık	NKK-98*	NKK-113	TKK-36	TKK-36	TKK-39*	TKK-39*
SiO ₂	51.73	32.07	31.45	32.98	44.03	32.43
TiO ₂	0.470	0.882	2.355	0.717	1.111	1.54
Al ₂ O ₃	17.74	18.32	15.95	15.71	11.35	11.44
SFe ₂ O ₃	11.22	21.06	16.49	17.21	15.05	20.80
MnO	0.157	0.295	0.377	0.160	0,192	0.27
MgO	6.90	12.95	20.49	20.76	16.31	22.54
CaO	0.60	1.13	1.84	0.10	2.27	0.01
Na ₂ O	3.78	0.02	0.70	0.04	1.93	0.01
K ₂ O	0.77	0.02	0.06	0.05	0.12	0.03
P ₂ O ₅	0.21	0.39	0.06	0.03	0.03	0.04
LOI	6.85	12.86	9.98	10.89	7.89	10.90
Toplam	100.73	100.00	99.75	98.65	100.28	100.00
Si		3.13	3.00	3.17		3.13
Al		0.87	1.00	0.83		0.87
TC		0.87	1.00	0.83		0.87
Ti		0.06	0.17	0.05		0.11
Al		1.24	0.79	0.95		0.87
Fe		1.55	1.18	1.25		1.51
Mn		0.02	0.03	0.01		0.02
Mg		1.89	2.91	2.98		3.25
TOC		4.77	5.08	5.24		5.33
OC		0.46	0.47	0.78		0.84
Ca		0.12	0.19	0.01		0.00
Na		0.00	0.13	0.01		0.00
K		0.00	0.01	0.01		0.00
P		0.03	0.00	0.00		0.00
ILC		0.40	0.54	0.05		0.00
TLC		0.40	0.54	0.05		0.03

*: Teorik feldispat bileşimi atıldıktan sonraki değerleri göstermektedir, SFe₂O₃: Fe₂O₃ cinsinden toplam demir, LOI: 1000 °C'de ateşte kayıp, TC: Tetrahedral yük, TOC: Toplam oktahedral katyon, OC: Oktahedral yük, ILC: Tabaka arası yük, TLC: Toplam tabaka yükü.

Çizelge 7. Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit minerallerinin iz element bileşimleri (ppm).**Table 7.** Trace element composition of chlorite minerals in the Karakaya Complex units (ppm).

Bölge	Kuzeybatı Anadolu		İç-Kuzeydoğu Anadolu		Deteksiyon limiti
Birim	Nilüfer		Turhal Metamorfitleri		
Karakaya Karmaşığı	AKK-ÜB	AKK-AB	AKK-AB	AKK-AB	
Kayaç	Metatüfit	Sleyt	Metatüfit	Şist	
ppm	NKK-98	NKK-113	TKK-36	TKK-39	
Cr	270	440	1330	850	<20
Ni	130	230	890	400	<20
Co	23	73	102	62	<1
Sc	29	10	24	24	<1
V	214	231	327	226	<5
Cu	40	280	160	90	<10
Pb	11	<5	34	<5	<5
Zn	290	230	160	130	<30
Bi	<0.1	1.0	0.7	<0.1	<0.1
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	2	3	<1	<1	<1
W	72.6	3.4	20.8	16.4	<0.5
Mo	<2	<2	<2	3	<2
As	21	<5	19	5	<5
Sb	11.1	0.7	7.1	0.3	0.2
Ge	2.3	0.5	2.0	2.1	0.5
Be	2	2	3	<1	<1
Ag	1.0	<0.5	<0.5	0.8	<0.5
Rb	32	1	6	3	1<
Cs	2.3	<0.1	0.4	2.1	<0.1
Ba	174	17	14	7	<3
Sr	172	8	6	14	<2
Tl	0.24	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Ga	26	33	26	20	<1
Ta	0.63	1.24	1.02	0.56	<0.01
Nb	3.1	21.8	10.9	6.3	<0.2
Hf	3.7	5.3	1.5	2.6	<0.1
Zr	139	204	71	104	<1
Y	27.4	22.9	7.0	12.3	<0.5
Th	11.2	1.19	1.13	1.22	<0.05
U	3.70	0.55	44.8	0.34	<0.01
La	27.6	2.04	4.42	8.81	<0.05
Ce	60.0	6.2	9.0	18.9	<0.05
Pr	6.56	0.83	0.96	2.20	<0.01
Nd	24.70	5.55	3.85	9.28	<0.05
Sm	4.84	2.30	0.93	2.19	<0.01
Eu	1.190	0.863	0.331	0.796	<0.005
Gd	4.00	3.38	1.12	2.18	<0.01
Tb	0.71	0.67	0.20	0.38	<0.01
Dy	4.42	4.31	1.27	2.34	<0.01
Ho	0.94	0.85	0.24	0.46	<0.01
Er	2.96	2.39	0.66	1.23	<0.01
Tm	0.462	0.345	0.087	0.175	<0.005
Yb	3.11	2.09	0.49	1.12	<0.01
Lu	0.510	0.314	0.066	0.186	<0.002
La _N /Lu _N	7.18	0.70	5.80	93.33	

<: Deteksiyon limitinin altındaki değerleri göstermektedir

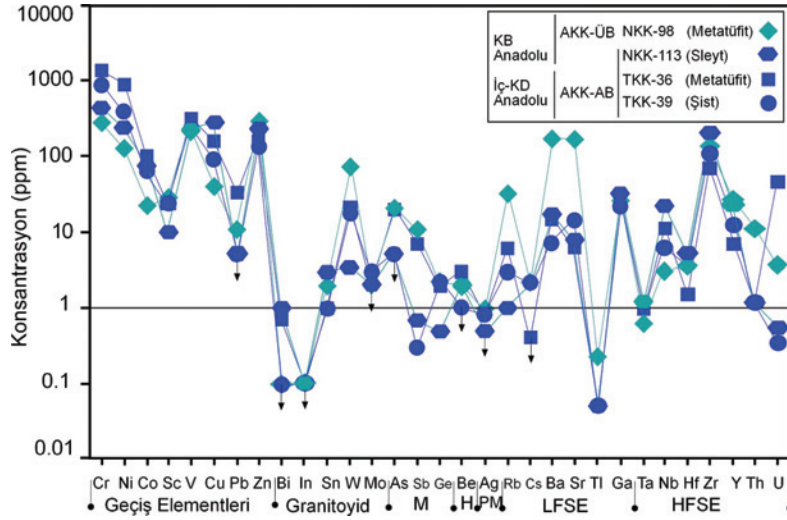


Şekil 11. Karakaya Karmaşığı birimlerine ait kloritlerin oktahedral bileşimlerine göre Al+□ – Mg – Fe diyagramındaki göre üçgen diyagramlardaki dağılımları (□=Oktahedral boşluk; MP, MB ve F alanları: Zane ve diğ., 1998).

Figure 11. The distribution of chlorites from the Karakaya Complex units in the Al+□ – Mg – Fe triangular diagram according to octahedral compositions (□=Octahedral vacancy; MP, MB and F fields: Zane et al., 1998).

Klorit minerallerinin iz element derişimleri (konsantrasyon) karşılaştırmalı olarak Şekil 12’de sunulmuştur. Elde edilen verilere göre; normalleştirme bileşeni olarak 1 ppm değeri esas alındığında, toplam iz element içeriklerinde Cr’da en fazla ve Ti’de en az olmak üzere yaklaşık 1300 kat artma ve 50 kat azalma gözlenmektedir. Elementsel süstitüsyon en çok Nilüfer birimi metatüfit örneğine ait klorit de gerçekleşmektedir. İz elementlerden itibaren kloritlerin toplam derişim miktarı bakımından en fazla zenginleşme AKK-AB biriminde (TKK-36), en az ise AKK-

ÜB biriminde (NKK-98) gözlenmektedir. Geçiş elementlerinden Cr, Ni, V ve Cu; düşük çekim alanlı / kalıcılığı düşük elementlerden (Low Field Strength Elements-LFSE) Ga; yüksek çekim alanlı / kalıcılığı yüksek elementlerden (High Field Strength Elements-HFSE) Nb, Zr ve U en fazla AKK-AB kloritlerinde zenginleşme sunmaktadır. AKK-ÜB kloritleri ise geçiş elementlerinden Zn, granitoid elementlerinden W, LFSE elementlerinden Rb, Ba ve Sr yüksek derişime sahiptir.

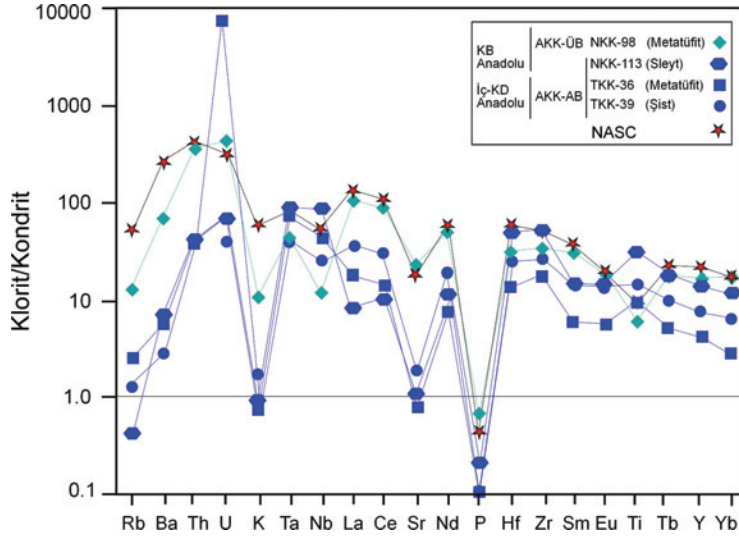


Şekil 12. Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit minerallerinin iz element içeriklerine göre karşılaştırılması (Oklar deteksiyon limitinin altındaki değerleri göstermektedir, M=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen elementleri, PM=Değerli metaller, LFSE=Düşük çekim alanlı elementler, HFSE=Yüksek çekim alanlı elementler).

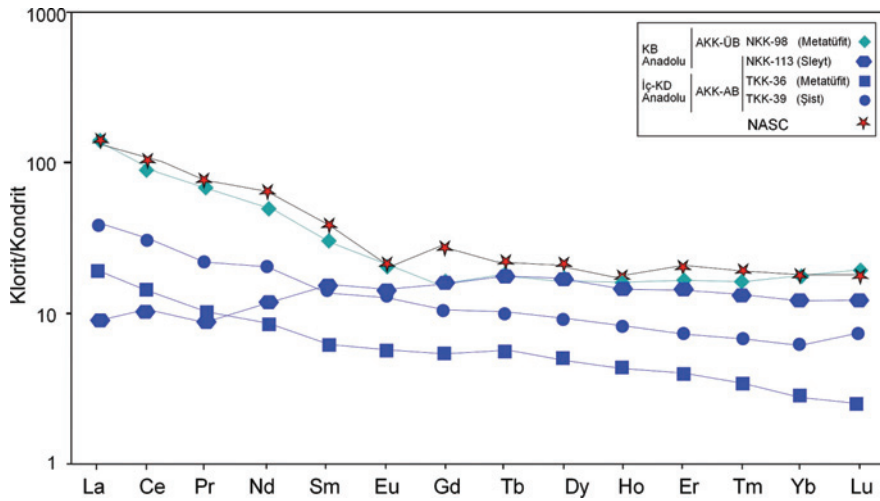
Figure 12. The correlation of chlorite minerals in the Karakaya Complex units according to the contents of trace elements (Arrows show values below the detection limits, M=Miscellaneous elements, H=Halogen elements, PM=Precious metals, LFSE=Low field strength elements, HFSE=High field strength elements).

Klorit minerallerinin kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılımı Şekil 13’de verilmiştir. Kuzey Amerika şeyl bileşimi (North American Shale Composite-NASC) için Nb ve Y Condie’den (1993); diğer elementler Gromet ve diğ.’den (1984) alınmıştır. Kondrit değerleri ile karşılaştırıldığında; litoloji türlerine ve elementlere göre zenginleşme-fakirleşmeler değişmekle birlikte, minerallerin desenleri birbirinden ve NASC’den ayrılmaktadır. Diğer bir ifadeyle, klorit mineralleri kondrite göre belirgin ayrımlaşmayı/farklılaşmayı sergilemekte olup, Ti ve U hariç genellikle NASC’ten daha düşük derişimlere sahiptir. Kondrite göre en az zenginleşme ise çoğu element için Turhal Metamorfittleri’ne (AKK-AB) ait volkanojenik kökenli klorit (TKK-36) için gerçekleşmiştir. Bu örnekte U elementi yaklaşık 5600 kata kadar bir zenginleşme göstererek kuvvetli pozitif anomali sergilemektedir. Tüm kloritlerde K, Sr ve P elementleri ise kuvvetli negatif anomaliye sahiptir.

Klorit minerallerinin NTE içerikleri kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilerek element bollukları karşılaştırılmıştır (Şekil 14). Diyagrama NASC değerleri (Ho ve Tm elementleri için Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler için Gromet ve diğ., 1984) de eklenmiştir. Kondrit değerlerine göre, minerallerin desenleri birbirinden ve NASC’ten ayrılmakta ve belirgin ayrımlaşmayı/farklılaşmayı göstermektedir. Tüm klorit minerallerinin NTE içerikleri NASC’ten oldukça düşük olmakla birlikte, kondrite göre artmaktadır. Kondrite göre en fazla zenginleşme AKK-ÜB birimine ait volkanojenik kloritte (NKK-98), en az zenginleşme ise AKK-AB birimine ait volkanojenik kloritte (TKK-36) gerçekleşmiştir. Ayrıca klorit minerallerinin hafif NTE (HNTE; La-Gd) derişimleri, ağır NTE’ye (ANTE; Tb-Lu) göre bir azalma göstermektedir. KB Anadolu’daki AKK-AB’ne ait kloritte Pr negatif ve Sm kısmen pozitif anomalisi ile dikkat çekmektedir.



Şekil 13. Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984).
Figure 13. The chondrite-normalized trace element patterns of chlorite minerals from the Karakaya Complex units (Chondrite: Sun and McDonough, 1989; Nb and Y for NASC: Condie, 1993; other elements: Gromet et al., 1984).



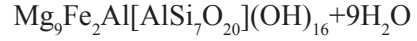
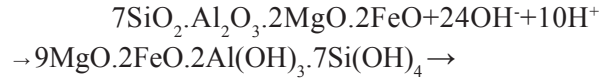
Şekil 14. Karakaya Karmaşığı birimlerine ait klorit minerallerinin kondrit-normalize NTE bollukları (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984; Kondrit: Sun ve McDonough, 1989).
Figure 14. The chondrite-normalized REE patterns of chlorite minerals from the Karakaya Complex units (Ho and Tm for NASC: Haskin et al., 1968; other elements: Gromet et al., 1984; Chondrite: Sun and McDonough, 1989).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

KB Anadolu'yu temsil eden birimlerdeki kloritler hamur ve gözeneklerde neoforme kökene sahiptir. Nilüfer Birimi'ne ait mavişit ve yeşilşist fasiyesini temsil eden kayalarda kloritler bağlayıcı malzemede levhamsı, metavolkaniklerde matris ve olasılıkla gaz boşluklarına karşılık gelen gözeneklerde mavi-kahve girişim renkli levhamsı ve/veya iğnemsiz morfolojilere sahiptir. Nilüfer ve Orhanlar birimlerine ait kloritler çoğunlukla şamozit, bu birimlere ait birer (şist ve bazalt) örnek ile Çal Birimi'ne ait bir örnek (kumtaşı) ise klinoklor bileşimindedir.

İç-KD Anadolu'da AKK birimlerinden Turhal Metamorfiteri kayalarında gözlenen kloritler; bağlayıcı malzeme, gözenek ve podlarda gelişmiştir. Bunlardan mavişist fasiyesi ile tanımlanan metamagmatik kayaların gözeneklerinde neoformasyon sonucu gelişmiş klorit mineralleri daha ziyade zayıf çift kırıcılık gösteren optik izotropik ve/veya mavi girişim renkli olup, boşluk dolguları şeklindedir. Yeşilşist fasiyesini temsil eden metaklastik kayalardaki detritik kökenli levhamsı türleri renksiz muskovit pulları ile birlikte pod yapılarını oluşturmakta ve mavi-yeşil girişim rengi göstermektedir. Birime ait kloritler çoğunlukla şamozit kısmen klinoklor bileşimi temsil etmektedir. ÜKK birimlerinden Devecidağ Karışığı kayalarında çoğunlukla şamozitik bileşime sahip olan kloritler bağlayıcı malzeme ve gözenek dolgusu şeklinde olup, tipik mavi girişim rengi sergilemektedir.

OM incelemeleri, kloritin koyu renkli minerallerden ziyade, volkanik camın alterasyonu sonucu geliştiğini göstermektedir. Volkanik cam-klorit dönüşümünün bir sulu $MgFeAl$ -silikat jeli ara fazından geçerek gerçekleştiği belirtilmektedir (Volkanik cam + İyonlar \rightarrow Sulu $MgFeAl$ -silikat jeli \rightarrow Klorit + Su: Yalçın ve diğ., 2005):



XRD yöntemi ile belirlenen kimyasal bileşimlerinden itibaren Foster (1962) ve AIPEA sınıflamasına göre (Bailey, 1980); kloritler çoğunlukla Fe ce zengin şamozit, kısmen Mg içeriği yüksek klinoklor bileşimini temsil etmektedir. AKK-AB mavişist fasiyesi kloritlerinde Mg, buna karşın AKK-ÜB yeşilşist fasiyesi kloritlerinde Fe içeriğinin daha yüksek olduğu gözükmektedir. ÜKK birimlerindeki kloritlere göre, AKK birimlerindeki kloritler Mg ve Al bakımından daha zengindir. Klorit minerallerinde tetrahedral Si'un yerine Al süstitüsyonunun artması tabaka yükün artışına, dolayısıyla tabaka ve tabakalar arası bağın daha da kuvvetlenmesine sonucu $d_{(001)}$ yansıma değerinin azalmasına neden olmaktadır (Shirozu, 1958). Kloritlerin oktahedral Al, Fe ve Mg miktarlarında gözlenen değişimlerin kayaların gömülmeye bağlı olarak derinlikle beraber artan sıcaklık/basınç etkisiyle mineralojik bileşimde meydana gelen değişimlere karşılık geldiği belirtilebilir. Özellikle AKK-AB bölümü (mavişist) ve AKK-ÜB (yeşilşist) arasındaki metamorfik derecenin farklı olması kloritlerin kristal kimyalarını da etkilemiş gözükmektedir. Erken diyajenezde oluşan kloritler için Fe bakımından zengin bir bileşimin olduğu ve epijenez ve diyajenez sırasında derinliğin artması ile birlikte Mg içeriğinin arttığını belirten araştırmacıların verileri ile uyumluluk göstermektedir (Eckhardt, 1958; Muravjev ve Salyn, 1969). Ayrıca Árkai ve Ghabriel (1997) tarafından da belirtildiği üzere, kloritlerde $d(001)/(002)$ yansıma değerleri oranı metamorfik derecenin artmasıyla Fe içeriğindeki artmaya bağlı olarak azalmaktadır. Bununla birlikte, AKK-AB ve AKK-ÜB kloritlerindeki kimyasal değişimlerin diyajenez/metamorfizma

derecesinin yanı sıra litolojik farklılık ve köken malzemeyle ilişkili olabilecekleri de göz önünde bulundurulmalıdır. Nitekim AKK-ÜB kloritlerine göre; metabazik kayaç kökenli AKK-AB kloritleri Cr, Ni ve Co gibi elementleri de yüksek değerlerde içermekte ve olası olarak Paleotetis okyanusu ürünlerine ait izleri taşımaktadır.

Kloritlerde 7 Å ($\Delta^{\circ}2\Theta$) pik genişliği birçok araştırmacı tarafından incelenmiş (Ludwig, 1973; Schamel, 1973; Le Corre, 1975; Schaer ve Persoz, 1976; Deetioff ve diğ., 1980; Dandois, 1981; Duba ve Williams-Jones, 1983; Brauckmann, 1984; Árkai, 1991), illit kristalinitesine göre; özellikle bazik-metabazik kayaçlarda klorit kristalinitesinin daha kullanışlı olduğu belirlenmiştir (Schaer ve Persoz, 1976; Dandois, 1981; Brauckmann, 1984; Árkai, 1991). Diyajenez/metamorfizma derecesi arttıkça illit/muskovitlerdekine benzer biçimde klorit kristalinitesi de artış göstermektedir. İnceleme alanını temsil eden örneklerde AI değerleri AKK birimleri için epizon-ankizona; ÜKK birimleri ise düşük dereceli ankimetamorfik-diyajenetik evreye karşılık gelmektedir. KB ve İç-KD Anadolu'da yapılan incelemelerde illit kristalinite (Kübler İndisi: Kübler, 1968) sonuçları AI değerleri ile uyumlu gözükmektedir (Tetiker ve diğ., 2009a ve 2009b; Tetiker ve diğ., 2015).

Klorit tabakalarında yarı-düzenli veya düzenli istiflenmeye geçişin özellikleri gözlenmekte olup (Bailey ve Brown, 1962; Bailey, 1980 ve 1984); kısmen sıcaklıkla ilişkili olan bu yapısal değişimler (politipi) jeotermometre olarak kullanılabilen nitel bir yöntem olabilmektedir (Hayes, 1970). $Ib \rightarrow I/b$ tipi kloritlere dönüşümün 200 °C'den daha düşük sıcaklıklarda gerçekleştiği öngörülmektedir Walker (1993). İnceleme alanında klorit minerallerinin bütünüyle I/b olması ve AKK birimlerinden Turhal Metamorfitleri illitlerinin de $2M_1$ politipine sahip olması (Tetiker ve diğ., 2009b) benzer metamorfizma derecesini işaret etmektedir.

Karakaya Karmaşığı birimlerindeki klorit minerallerinin ana element içerikleri ve hesaplanan yapısal formülleri AKK-AB ve AKK-ÜB birimlerinin farklı bileşime ve kökene sahip olduklarını göstermektedir. İz element ve özellikle NTE derişimleri metamorfizma derecesi ile buldukları kayaca bağlı olarak çoğunlukla şistten sleyte doğru artmaktadır. Diğer bir ifadeyle, kloritlerdeki iz element ve NTE derişimleri metamorfizma derecesi arttıkça azalmaktadır. Bu ilişki La_N/Lu_N oranlarının yanı sıra, kondrit-normalize edilmiş iz element ve NTE dağılımlarında belirgin olarak görülmekte ve farklı köken kayaca ait kloritlerin desenleri birbirinden ve NASC'den ayrılmaktadır. Bu değişimler; klorit minerallerinin yapılarının ve oluşum mekanizmalarının yanı sıra, oluştukları tektonik ortamların farklılığına da bağlı olduğunu düşündürmektedir. Diğer bir ifadeyle kloritlerin farklı jeolojik tarihçeye sahip birimlerin incelenmesi için anahtar bir rol oynayabilecekleri ileri sürülebilir gözükmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmanın gerçekleşmesinde maddi destek sağlayan Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyon Başkanlığı'na (Proje No: M 301), sırasıyla KB Anadolu ve İç-KD Anadolu'da birimlerin arazide tanıtılmasını sağlayan merhum Mehmet DURU (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü) ve Ahmet GÖKÇE'ye (Cumhuriyet Üniversitesi), XRD çalışmalarında ve ince kesitlerin hazırlanmasında C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarları çalışanlarına ve SEM incelemelerinin yapılmasında TPAO elemanlarına yardımları için teşekkür ederler. Ayrıca, M.Cemal GÖNCÜOğLU (Orta Doğu Teknik Üniversitesi) Karakaya Karmaşığı'nın jeolojik evriminin anlaşılmasında öneri ve eleştirileri ile makalenin şekillenmesine emeği geçmiştir.

Bu makalenin son şeklini almasında bilimsel hakemler olarak Kaan SAYIT (Orta Doğu Teknik Üniversitesi) ve Emel ABDİOĞLU (Karadeniz Teknik Üniversitesi) önerileri ile katkı koymuşlardır.

EXTENDED SUMMARY

Chlorites are both primary and secondary minerals, which may occur by different mechanisms in various rock groups in all geological periods and environments. The most important mineralogical and chemical changes / transformations in the chlorites emerge in the burial diagenesis / metamorphism so that the revelation for this work. Chlorite minerals are commonly found in the Karakaya Complex units with different tectonic setting and evolution. The Karakaya Complex of the Sakarya Composite Terrane in northern Turkey is remnants of a subduction accretion prism, formed by the closure of the pre-Jurassic Paleotethyan Ocean. It is traditionally subdivided into two units as Lower and Upper Karakaya Complex (LKC and UKC). The LKC consists of a tectonic mélange with blocks of metabasic, metacarbonate and metaclastic rocks that were subdivided into lower part (LKC-LP) and upper part (LKC-UP) subunits corresponding to blueschist and greenschist facies by means of petrography and phyllosilicate mineralogy. The UKC units are primarily composed of (meta-) clastic and (meta-)volcanic rocks. In this study, the availability of chlorites is investigated as a parameter on the interpretation of the diagenetic-metamorphic evolution and clarification of the geological history from different units belonging to the complex. A number of samples from the NW and central-NE Anatolia regions, collected from measured stratigraphic sections, were comprehensively studied by optical microscopy, X-ray diffraction (XRD), scanning electron microscopy (SEM) and chemical analyses of

major, trace, and rare-earth elements (REE) on the meta-clastic and meta-basic rocks. Primary and secondary chlorite minerals in the low-very low-grade metamorphic rocks have interference colors of blue and brown and an appearance of optical isotropy. Chlorites are seen in the matrix, pores and/or pods of rocks as platy/flaky and partly radial forms based on the investigations of optical and scanning electron microscopies. According to XRD data; Mg-Fe chlorites with entirely I1b polytype (trioctahedral) exhibit various compositions such as brunsvigite-diabantite-chamosite. Mg content in the chlorites of LKC-LP blueschist facies and Fe in the LKC-UP greenschist facies and Mg and Al in the LKC seem to be higher than each others. Furthermore, chlorite minerals correspond to felsic and metabasic origins in terms of derived rocks. Similarly, geochemical data such as the major element contents and structural formulas of chlorites also suggest different composition and origin. Trace and especially REE concentrations of chlorite minerals increase from schist towards slate depending on their degree of metamorphism and host rocks. This relationship can be significantly noticed in the chondrite-normalized trace and REE patterns. These changes show that they are related to the structures, formation mechanisms and tectonic environments of the chlorite minerals. In other words, they suggest that chlorites may play a key role in distinguishing of the units with different geological history.

KAYNAKLAR

- Ahn, J., Peacor, D.R., 1985. Transmission electron microscopic study of diagenetic chlorite in Gulf Coast argillaceous sediments. *Clays and Clay Minerals*, 33, 228-236.
- Árkai, P., 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 723-734.

- Árkai, P., Tóth M., 1990. Illite and chlorite "crystallinity" indices, I: an attempted mineralogical interpretation. Abstract, Conference "Phyllosilicates as indicators of very low-grade metamorphism and diagenesis" (IGCP 294), Manchester.
- Árkai, P., Ghabrial, D.S., 1997. Chlorite crystallinity as an indicator of metamorphic grade of low-temperature meta-igneous rocks: a case study from the Bükk Mountains, Northeast Hungary. *Clay Minerals*, 32, 205-222.
- Árkai, P., Sassi F.P., Sassi R., 1995. Simultaneous measurements of chlorite and illite crystallinity: a more reliable geothermometric tool for monitoring low- to very low-grade metamorphisms in metapelites. A case study from the Southern Alps (NE Italy). *European Journal of Mineralogy*, 7, 1115-1128.
- Bailey, S.W., 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *American Mineralogist*, 65, 1-7.
- Bailey, S.W., 1984. Classification and structures of the micas. In: Micas, S.W. Bailey (ed.), Mineralogical Society of America, Washington, DC, *Reviews in Mineralogy*, 13, 1-12.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.
- Bailey, S.W., Brown B.E., 1962. Chlorite polytypism: I. Regular and semi-random one layer structures. *American Mineralogist*, 47, 819-850.
- Bailey, S.W., McCallien, W.J., 1950. The Ankara melange and the Anatolian Thrust. *Nature* 166, 938-941.
- Bailey, S.W., McCallien, W.J., 1953. Serpentinite lavas, the Ankara melange and the Anatolian Thrust. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 62, 403-442.
- Bingöl, E., Akyürek, B., Korkmaz, B., 1975. Biga Yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, Ankara, 70-77.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1996. Diyajenez-metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 49, 1-22.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1999. Doğu Toros Otoktonunda diyajenez-metamorfizma derecesi ile fillosilikatların kimyası arasındaki ilişkiler. 9. Ulusal Kil Sempozyumu, İstanbul Üniversitesi, İstanbul, 15-18 Eylül, *Bildiriler Kitabı*, s. 21-30.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Schroeder, P.A., Crowe, D., 2014. New insights in the definition of phyllosilicate stacks in diagenetic-metamorphic environments-examples from clastic to metaclastic rocks in Turkey. MECC14 7th Mid-European Clay Conference 2014, 16-19 September 2014, Dresden, Germany, Programme and Abstract book, p. 117.
- Brauckmann, F.J., 1984. Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von Bramsche und Vlotho. *Bochumer Geologie Geotechnischen Arbeit*, 14.
- 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.
- Brindley, G.W., Brown, G., 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.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471-485.
- Cathelineau, M., Nieva D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer, the Los Azufres geothermal system (Mexico). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 235-244.
- Chagnon, A., Desjardins, M., 1991. Determination de la composition de la chlorite par diffraction and microanalyse aux rayons X. *Canadian Mineralogist*, 29, 245-254.
- 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.
- Curtis, C. D., Hughes, C. R., Whiteman, J. A., Whittle, C.K., 1985. Compositional variations within some sedimentary chlorites and some comments on their origin. *Mineralogical Magazine*, 49, 375-386.
- Dandois, Ph. 1981. Diagenèse et métamorphisme des domaines calédonien et hercynien de la vallée de la Meuse entre Charleville-Mezières et Namur (Ardennes franco-belges). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 90, 299-316.
- Deetioff, O., Teichmiffler, M., Telchmüller, R. Wolfy, M., 1980. Inkohlungs-zntersuchungen im Mesozoikum des Massivs von Vlotho (Niedersadhsisches Tektogen). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 1980, 321 - 341.
- Duba, D., Williams-Jones, A.E., 1983. The application of illite crystallinity, organic matter reflectance, and isotopic techniques to mineral exploration: A case study in southwestern Gaspé, Quebec. *Economic Geology*, 78, 1350-1363.

- Eckhardt, F.J., 1965. Über den Einfluss der Temperature auf den kristallographischen Ordnungsgrad von Kaolinit. Proceedings, International Clay Conference, Stockholm, 1963, 2, 137-145.
- Erol, O., 1956. Ankara Güneydoğusundaki Elma Dağı ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi üzerine bir araştırma. Maden Tetkik Arama Dergisi, Ankara, Seri D 9, 99 s.
- Federici, F., Cavazza, W., Okay, A.I., Beyssac, O., Zattin, M., Corrado, S., Dellisanti, F., 2010. Thermal evolution of the Permo-Triassic Karakaya subduction-accretion complex between the Biga peninsula and the Tokat Massif (Anatolia). Turkish Journal of Earth Sciences, 19, 409-429.
- Foster, M.D., 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites, U.S. Geological Survey Professional Paper, 414-A, 1-33.
- Gökçe, A., 1983. Turhal antimon yataklarının maden jeolojisi. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Fen Bilimleri, Ankara, 150 sayfa.
- 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 Geologique de Pays Hellenique, 37, 515-536.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş., 2000. A geotravers across NW Turkey: tectonic units of the central Sakarya region and their tectonic evolution. In: E. Bozkurt, J. Winchester, and J.A. Piper (eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications, 173, pp. 139-161.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. Geochimica et Cosmochimica 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.
- 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 Press, 889-912.
- Hayes, J.B., 1970. Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. Clays and Clay Minerals, 18, 285-306.
- Hillier, S., Velde B., 1991. Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low temperature) chlorites. Clay Minerals, 26, 149-168.
- Jahren, J.S., Aagard, P., 1992. Diagenetic illite-chlorite assemblages in arenites. I. Chemical evolution. Clays and Clay Minerals, 40, 540-546.
- Kisch, H.J., 1980. Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. Eclogae Geologicae Helvetiae, 73, 753-777.
- Kisch, H.J., 1990. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite "crystallinity" scales used for definition. Journal of Metamorphic Geology, 8, 31-46.
- 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.
- Le Corre, C., 1975. Analyse comparée de la cristallinité dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricains: zonéographie et structure d'un domaine épizonal. Bulletin de la Société Géologique de France, 17, 547-553.
- Ludwig, V., 1973. Zum Übergang eines Tonschiefers in die Metamorphose: "Grieffelschiefer" des Ordoviziums in NE-Bayren (mit einem Beitrag zum Problem der Illit-Kristallinität). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, 144, 50-103.
- Millot, G., 1970. Geology of Clays. (trans. W.R.Farrand and H.Paquet). Springer Verlag, New York, Berlin, 429 p.
- MTA., 2002. 1:500 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Muravjev, W.I., Salyn, A.L., 1969. Epigenetische Umwandlungen der Schichtsilikate in einem Perm-Triasprofil in Mangyschak (Kasachtan). Proceedings, International Clay Conference, 1969, Tokyo, 1. Israel University Press, Jerusalem, 325-333.
- Okay, A.İ. Siyako, M., Bürkan, K.A., 1990. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. Türkiye Petrol jeologları Derneği Bülteni, 2, 83-121.
- Okay, A.İ., Göncüoğlu, M.C., 2004. The Karakaya Complex: A Review of Data and Concepts. Turkish Journal of Earth Sciences, 13, 77-95.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümergen, M., Tekeli, O., 1980. Kuzey Anadolu fayı ile Kırşehir masifi arasının temel jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No: 6722 (yayınlanmamış), Ek (jeolojik harita ve kesitler), Ankara, 136 s.
- Potel, S., Ferreiro Mähmann, R., Stern, W.B., Mullis, J., Frey, M., 2006. Very low-grade metamorphic evolution of pelitic rocks under high-pressure/low-temperature condition, NW New Caledonia (SW Pacific). Journal of Petrology, 47, 991-1015.

- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., 2012. Testing alternative tectono-stratigraphic interpretations of the Late Palaeozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex in NW Turkey: Support for an accretionary origin related to northward subduction of Palaeotethys. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 961-1007.
- Sayit, K., Göncüoğlu, M.C., 2009. Geochemical characteristics of the basic volcanic rocks within the Karakaya Complex: a review. *Hacettepe Yerbilimleri* 30, 181-191.
- Sayit, K., Göncüoğlu, M.C., 2013. Geodynamic evolution of the Karakaya Mélange Complex, Turkey: a review of geological and petrological constraints. *Journal of Geodynamics*, 65, 56-65.
- Sayit, K., Göncüoğlu, M.C., Furman, T., 2010. Petrological reconstruction of Triassic seamounts/oceanic islands within the Palaeotethys: geochemical implications from the Karakaya subduction/accretion Complex, Northern Turkey. *Lithos*, 119, 501-511.
- Schaer, J.P., Persoz, F., 1976. Aspects structuraux et petrographiques du Hant Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *Bulletine de la Société Géologique de France*, 18, 1239-1250.
- Schamel, S., 1973. Eocene subduction in central Liguria, Italy. Unpublished PhD, Thesis, Yale University.
- Shirozu, H., 1958. X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan with a note on their interference colors. *Mineralogical Journal*, 2, 209-223.
- Sun, S.S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins*, A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.), Geological Society of London, Special Publication, 42, 313-345.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Sungurlu, O. 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds), Geological Society, London, Special Publications, 17, 77-112.
- Tekeli, O., 1981. Subduction complex of pre-Jurassic age, Northern Anatolia, Turkey. *Geology*, 9, 68-72.
- Tetiker, S., Yalçın, H., Bozkaya, Ö. 2009a. KB Anadolu'daki Karakaya Karmaşığı birimlerinin diyajenez-düşük dereceli metamorfizması. *Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri*, 30, 193-212.
- Tetiker, S., Yalçın, H., Bozkaya, Ö. 2009b. Karakaya Karmaşığı (Tokat yöresi) birimlerinin düşük dereceli metamorfizması. 14. Ulusal Kil Sempozyumu, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 1-3 Ekim, *Bildiriler Kitabı*, s. 155-173.
- Tetiker, S., Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Göncüoğlu, M. C., 2015. Diagenetic to Low-Grade Metamorphic Evolution of the Karakaya Complex in northern Turkey based on phyllosilicate mineralogy. *Mineralogy and Petrology*, 109 (201-215).
- Velde, B., Medhioub, M., 1988. Approach to chemical equilibrium in diagenetic chlorites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 122-127.
- Walker, J.R., 1993. Chlorite polytype geothermometry. *Clays and Clay Minerals*, 41, 260-267.
- 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.
- Weaver, C.E., Pollard, L.D., 1973. *The Chemistry of Clay Minerals. Developments in Sedimentology*, 15, 272 p.
- Weaver, C. E., Highsmith, P. B., Wampler, J. M., 1984. Chlorite: in *Shale-slate Metamorphism in the Southern Appalachians*, C.E. Weaver and associates (eds.), Elsevier, Amsterdam, 99-139.
- Xie, X.G., Byerly, G.R., Ferrell, R.E., 1997. Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 275-291.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002. Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: deniz suyu-kayaç etkileşimine bir örnek. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 19, 81-98.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Tetiker, S., 2005. Kangal kömür yatağının kil mineralojisi ve jeokimyası. 12. Ulusal Kil Sempozyumu, Yüzüncüyıl Üniversitesi, Van, 5-9 Eylül, *Bildiriler Kitabı*, s. 16-31.
- Zane, A., Sassi, R., Guidotti, C.V., 1998. New data on metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist-facies rocks. *The Canadian Mineralogist*, 36, 713-726.
- Zane, A., Weiss, Z., 1998. A procedure for classification of rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Fisiche Accademia dei Lincei*, 9, 51-56.

Makale Geliş Tarihi : 12 Aralık 2014

Kabul Tarihi : 20 Şubat 2015

Received : 12 December 2014

Accepted : 20 February 2015



Kıyı Sedimentlerinde Tane Boyunu Etkileyen Faktörler: Antalya Körfezi'nde Konyaaltı ve Lara Plajlarının (Antalya) Karşılaştırılması

The Factors Affecting Grain Size of Coastal Sediments: Comparison between Konyaaltı and Lara Beaches (Antalya) in Gulf of Antalya

Koray KOÇ, Erdal KOŞUN, M. Erkan KARAMAN

Akdeniz Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 07058, Antalya

(e-posta: koraykoc@akdeniz.edu.tr)

ÖZ

Konyaaltı ve Lara plajları Antalya ilinin merkezi sınırları içerisinde ve Antalya Körfezi'nin sırasıyla kuzeybatı ve kuzeydoğu kesimlerinde yer almaktadırlar. Bu çalışmada aynı hidrodinamik koşullar altında görünen bu iki plajın, detaylı tane boyu özellikleri karşılaştırılmıştır. Konyaaltı plajında ortalama tane boyu $-3,50 \phi$ ile $0,82 \phi$ arasında değişirken, Lara plajında bu değerler $-0,43 \phi$ ile $1,81 \phi$ arasında değerler almaktadır. Konyaaltı plajında doğu yönlü taşınmaya bağlı olarak tane boyunda artış söz konusu iken, bu tip bir değişim Lara plajında gözlenmemiştir. Boylanma durumu ise tane boylarına bağlı olarak Konyaaltı plajında iyi derecede boylanma, Lara plajında ise çoğunlukla kötü boylanma tespit edilmiştir. Elde edilen sonuçlar doğrultusunda plajların sınıflaması yapılarak, plajlarda tespit edilen özelliklerin, kıyı boyu akıntı ve beslenme alanı ile ilişkili farklılıkları tartışılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Antalya, Konyaaltı plajı, Lara plajı, sedimantoloji, tane boyu

ABSTRACT

The Konyaaltı and Lara beaches are located in the center of Antalya, to the northeast and northwest parts of Gulf of Antalya, respectively. In this study, the grain size features of two beaches which control under the same hydrodynamic conditions were compared within detail. While the mean grain size in the Konyaaltı beach vary from $-3,50 \phi$ to $0,82 \phi$, in the Lara beach it ranges between $-0,43 \phi$ and $1,81 \phi$. There is increasing in the grain size depend on eastward transportation in the Konyaaltı beach, however similar

changes cannot observe in the Lara beach. Sorting parameter that determined in the Konyaaltı and Lara beach represent well sorted and mostly poorly sorted, respectively. According to the results obtained from these two beaches, they were defined within coastal classification, and relationship between grain size parameters, longshore current and catchment area was discussed.

Key words: Antalya, Konyaaltı beach, grain size, Lara beach, sedimentology

GİRİŞ

Sedimentolojik incelemelerde, ortalama tane boyu (Mz), boylanma (So), çarpıklık (Sk) ve tepelenme (Kg) gibi fiziksel parametrelerin, taşınma şekline ve depolanma ortamına göre farklılıklar gösterdiği üzerine birçok çalışma mevcuttur (örn. Folk ve Ward, 1957; Friedman, 1967; Visher, 1969). Ancak benzer hidrodinamik koşulların farklı ortamlarda oluşabilmesinden dolayı, bu parametreler ile ilgili yorumlama yapılırken dikkatli olunması gerektiği değişik yazarlarca vurgulanmıştır (örn. Reineck ve Singh, 1980). Bu çalışma kapsamında bu parametreler kıyı ortamında incelenmiştir. Kıyıları erozyonal ya da birikimli olmak üzere ikiye ayırılır. Bu iki farklı tip kıyının hidrolitik özellikleri farklıdır ve aşınma ya da birikmeye bu özellikleri karar verir. Hidrolitik özelliklerden birisi olan hidrolitik iletkenlikte sediman boyuna hassas bir şekilde bağlıdır. Bu bağlamda yüzey sedimanlarının konumsal dağılımı, düşey yönde tane boyunun değişimi hidrolitik açılarından çakıllı plajlar için önemlidir (Buscombe ve Masselink, 2006). Bir diğer husus karışık plajlarda erozyon ve taşınma karşı koruma görevi görürler (Horn ve Walton, 2007). Horn ve Walton (2007), plajlarda yapılan yenileme çalışmalarında kullanılan malzemenin normalde olandan daha fazla ince sediman içerdiğini ve bunun tane boyu dağılımını, boylanmayı ve hidrolitik iletkenliği önemli ölçüde bozduğunu vurgulamıştır.

Son yıllarda modern plaj yüzeylerinde gerçekleştirilen çalışmalarda, güncel kıyı çizgisine paralel ve dik olacak şekilde çakıl boyutundaki malzemenin taşınımına (Bartholoma vd., 1998;

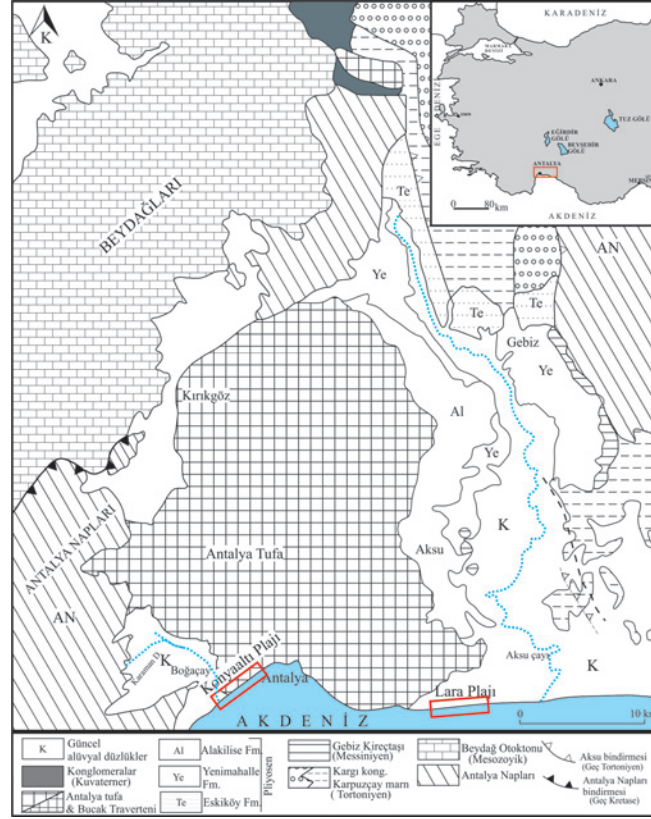
Muzuka ve Shaghude, 2000; Ivamy ve Kench, 2006; Horn ve Walton, 2007; Osborne, 2005; Dickson vd., 2011) çoğu kez dikkat çekilmiştir. Bunlara ek olarak Jennings ve Schulmeister (2002) tarafından oluşturulan ve literatürde sıkça kullanılan bir plaj sınıflaması da mevcuttur. Bu sınıflamaya göre üç farklı plaj tipi vardır ve bunlar; *tamamen çakıldan oluşan plajlar* (pure gravel beach), *kum ve çakıl karışık plajlar* (mixed sand and gravel beach) ve üçüncüsü *kompozit plajlar* (composite beach)dan oluşmaktadır. Bu çalışma kapsamında ele alınan Antalya merkezindeki Konyaaltı ve Lara plajları ile ilgili olarak eğer literatür incelenirse, bu plajlardaki genel sedimentolojik doku ve buna bağlı bu plajların sınıflaması ile ilgili olarak çok az bilgi olduğu görülecektir. Bu çalışmalardan en önemlisi olan Ergin vd. (2007), Antalya Körfezi'nde genel olarak plajlardaki ağır mineral içeriğini incelemiş ve bu kapsamda plajlardaki sediman dağılımından yola çıkarak genel bir sınıflama yapmıştır.

Bu çalışmanın amacı ise daha küçük ölçekte bahsedilen iki plajı ele alarak, kıyı gerisi sedimanların fiziksel özelliklerini ayrıntılı bir biçimde çıkarmaktır. En sonunda ise plajlarda dokusal parametreler arasında ne tür farklılıklar olduğu, bu farklılıkların ana nedenleri ve bunların sonucunda Konyaaltı ve Lara plajının hangi tür plaj sınıfına girdiği araştırılmıştır. Böylece Antalya merkezinde yer alan iki önemli plajın fiziksel özellikleri ortaya çıkarılmış, literatürde ki eksikliğin bir kısmı giderilmiş, bu alanlarda yapılacak düzenlemelerde göz önünde bulundurulması gereken parametreler belirlenmiştir.

Jeolojik ve Jeomorfolojik Özellikler

Çalışmanın konusunu oluşturan Konyaaltı plajı Antalya Körfezi'nin kuzeyinde şehir merkezinin batısında, Lara plajı ise doğuda yer almaktadır (Şekil 1). Bölgeyi batısında ve kuzeyinde batı Toroslar sınırlamaktadır. Batıdaki Konyaaltı plajının hemen gerisinde Toroslar yükselmektedir. Bu da kıyı gerisindeki alanın yüksek bir topoğrafyaya sahip olmasına neden olmaktadır. Lara plajının gerisinde geniş düzlükler ve kumullar yer almaktadır. Konyaaltı plajına gelen sedimanlar çoğunlukla Boğaçay ve Karaman Deresi tarafından getirilmekte, bu akarsular Antalya naplarını (Levefre, 1967) dolaşarak kıyıya ulaşmaktadır. Coğrafik konum incelendiğinde, Antalya naplarının kıyıya gelen malzemenin ana kaynağı olduğu görülmektedir (Şekil 1). Antalya napları en alttan üste doğru Çataltepe napı, Alakırçay napı, Tahtalıdağ napı ve Tekirova napından oluşmaktadır (Şenel, 1997). Naplar genellikle neritik kireçtaşı, marn, kumtaşı, kiltası, radyolarit, çört, spilitik bazalt ve şeyllerden oluşmaktadır (Şenel, 1997; Poisson vd., 2003). Konyaaltı plajında yapılan çalışmalarda çokça

gabro, radyolarit, peridotit çakılları örneklenmiştir. Bunların kaynağı Antalya naplarının en üst grubu olan Tekirova ofiyolit napıdır (Şenel, 1997). Konyaaltı ve Lara plajlarının hemen ortasında yer alan falezler ise Antalya tufasının (Koşun, 2012) ürünüdür. Yaklaşık 630 km² yayılıma sahip olan tufa yine plajlara sediman sağlayan diğer bir elemandır. Lara plajına gelindiğinde, gerisinde geniş düzlükler olup, kumullar bulunmaktadır. Lara plajında çalışma bölgesine en yakın akarsu Aksu çayıdır. Kıyıya ulaşan malzeme çoğunlukla bu akarsu ile taşınmaktadır. Antalya Körfezi'nin bu bölümüne kıyıya ulaşan sedimanların ana kaynağı Antalya Miyosen Havzası'dır. Kısmen Alanya metamorfik naplarından da aşınma ürünü sedimanların geldiği söylenebilir. Antalya Miyosen havzası üç alt havzaya ayrılır ve Miyosen ile Pliyosen yaşlı klastikler, mercan resifleri, resifal şelf karbonatlarından meydana gelir (Çiner vd., 2008). Alanya napları ise Kambriyen-Eosen yaş aralığındaki kayalardan meydana gelir ve Sugözü napı, Mahmutlar napı ile Yumruadağ napı olmak üzere üç metamorfik naptan oluşur (Kansun ve Baş, 2002; Ergin vd., 2004).



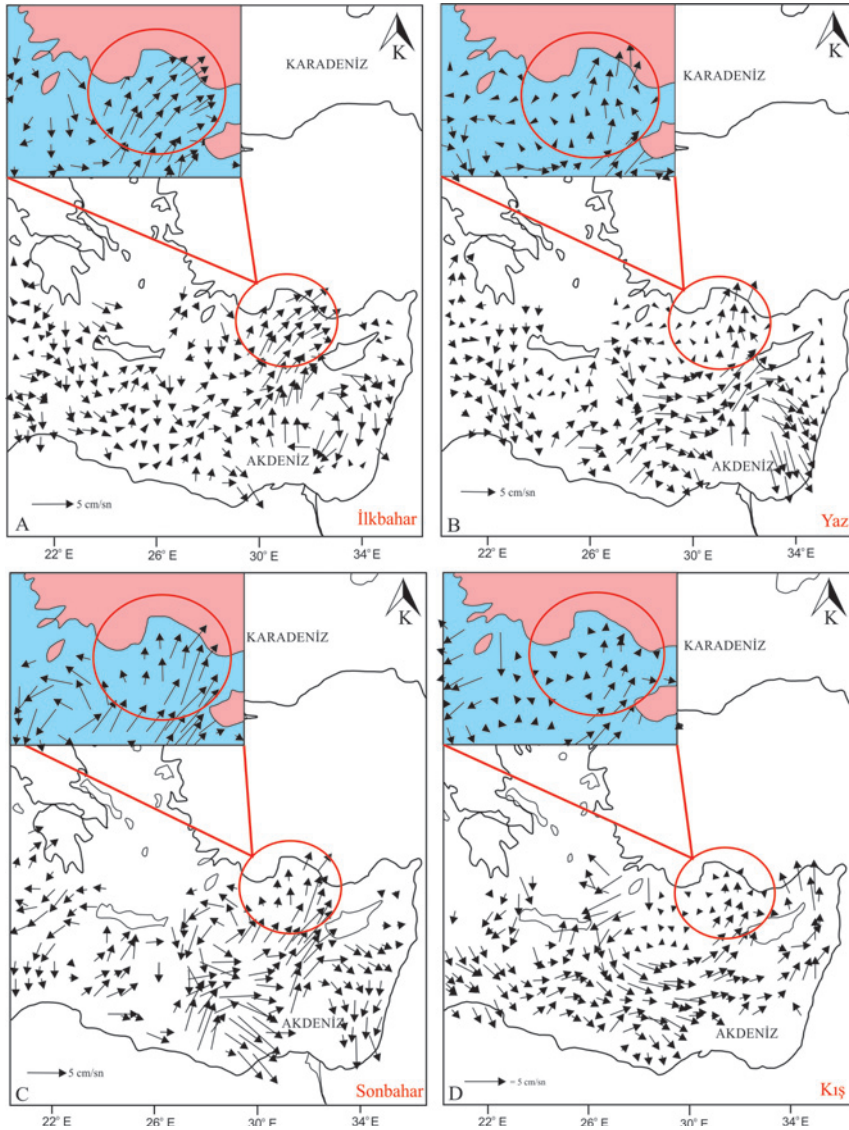
Şekil 1. Konyaaltı plajı ve Lara plajının yerleri ve Antalya bölgesinin jeoloji haritası (Koşun 2012'den değiştirilerek alınmıştır)

Figure 1. Geological map of the Antalya region showing the Konyaaltı and Lara beach locations (modified from Koşun 2012)

Hidrodinamik Özellikler

Antalya Körfezi'ne sediman taşıyan çok sayıda akarsu bulunmaktadır. Bunlar ile ilgili olarak ise sınırlı sayıda veri mevcuttur. İnceleme alanları açısından ayrıca öneme sahip akarsular mevcuttur. Bunlar batıda Boğaçay ve Karaman Deresi, doğuda ise Aksu çayıdır (Şekil 1). Boğaçay 48 km uzunluğundadır ve 968 km² lik drenaj havzasına sahiptir. Taşınan sediman miktarı ile ilgili veri mevcut değildir. Aksu çayı ise Boğaçay'ın aksine daha uzun olup 117 km uzunluğundadır. Drenaj havzası 5582 km² ve günlük taşınan sediman miktarı 21963 tona çıkabilmektedir (Ergin vd., 2007). Bunların dışında yine çok sayıda akarsu bulunmakta fakat genellikle mevsimlidir.

Doğu Akdeniz akıntı sistemi içerisinde yer alan Antalya Körfezi'nde akıntı tipi genel rejime uygun biçimde girdap (siklonik) şeklindedir (Robinson vd., 1992). Kıyılarda akıntı yönü ise genellikle doğu yönlüdür. Yıl içerisinde akıntı yön ve şiddetlerinde önemli ölçüde değişim görülmektedir (Şekil 2) (Tziperman ve Malenotti Rizzoli, 1991). Çalışılan plajlar açısından etkili olan rüzgar yönü GB-BGB ve hızı 5-20 m/s'dir. Kıyıya ulaşan dalga yönleri ise G-GB olup dalga yüksekliği ortalama 0-1 m arasındadır ve kış ve ilkbahar mevsimlerinde 6-7 m ye ulaşır (Özhan ve Abdalla, 2002). Yıllık ortalama gel-git seviye farkı ise 20 cm'yi geçmemektedir (Alpar vd., 2000). Tüm bu faktörler plajların dokusunu belirlemede önemli rol oynamaktadır.



Şekil 2. Doğu Akdeniz akıntı sisteminde mevsimlere bağlı meydana gelen değişimler (Tziperman ve Malenotti Rizzoli, 1991'den değiştirilerek alınmıştır). Şekilde kırmızı daire içerisindeki bölümler Antalya Körfezi'ndeki akıntı yönünü göstermektedir.

Figure 2. Seasonal changes in the Eastern Mediterranean current system (modified from Tziperman and Malenotti Rizzoli, 1991). Red circles in figure show current directions in the Antalya bay.

YÖNTEM

Çalışma kapsamında örnekleme ve gözlemler hem yaz hem de kış mevsimlerinde Ağustos 2013 ve Şubat-Mart 2014 tarihleri arasında yapılarak tamamlanmıştır. Su altındaki değişimler ise şartların elverişli olduğu durumlarda kıyından

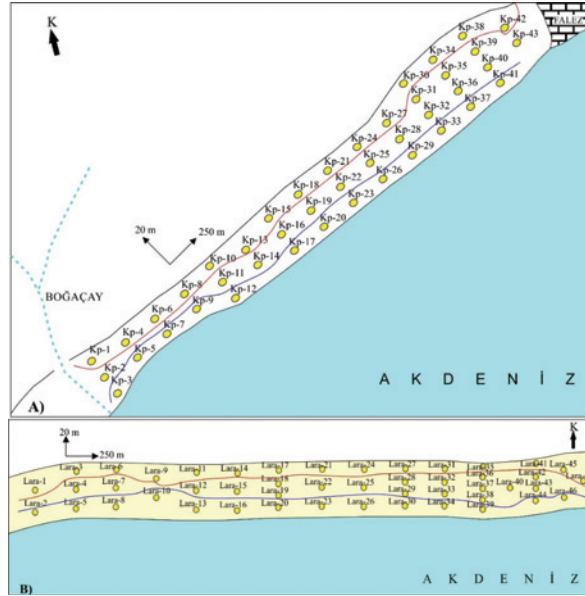
itibaren ilk 20 m lik kısımda su altından örnekler alınarak izlenmiştir. Her iki plajda da 4,5 km lik kısımlarda çalışmalar gerçekleştirilmiş, Konyaaltında Boğaçay'dan KD yönünde falezlere kadar, Lara'da ise falezlerin bitiminden doğuya doğru 4,5 km'lik bir hat boyunca incelemeler

yapılmıştır. Örneklemeler kıyıya paralel 250 m’de bir, kıyıya dik yönde 20 m’de bir olup, her noktadan yaklaşık 2 kg örnek alınmıştır (Şekil 3). Elde edilen 100 örnek laboratuvarında elek analizine tabi tutulmuştur. Tane boyu sınıflaması ise Wentworth (1922)’ye göre yapılmıştır. Elde edilen sonuçlarla GRADISTAT 4.0 (Blott, 2000) ile tane boyu parametreleri hesaplanmıştır. Bu hesaplamalarda Folk ve Ward (1957) formülleri kullanılmıştır. Toplanan çakılların küresellikleri ise Sneed ve Folk (1958)’a göre hesaplanmıştır. Ayrıca inceleme döneminde plajlardaki jeomorfolojik değişimler gözlemlenmiş ve berm yüksekliği, plaj eğimi, plaj genişliği ölçümleri yapılmıştır.

BULGULAR

Kıyı gerisini temsil eden modern plaj örneklerinden elde edilen elek analizi sonuçlarına göre Konyaaltı plajında ince kum boyundan (% 0,1-6,7), kaba çakıl boyuna kadar (% 0,6-33,4) sediman bulunmaktadır. Ayrıca elek analizi yapılamayan

örneklerde elle yapılan ölçümlere göre tane çapı (a-ekseni) 10 cm ye ulaşan taneler mevcuttur. Genel olarak orta ve ince çakıl boyu sedimanların baskınlığı söz konusudur (Şekil 4). Konyaaltı plajı örneklerinin % 74’ü unimodal, geri kalanı ise bimodal dağılım göstermektedir. Her bir parametre için tüm örnek değerleri kullanılarak oluşturulan grafikte en anlamlı sonuç ortalama tane boyu (Mz) grafiğinde görülmüştür (Şekil 5). Mz için en küçük değer -3,33 ϕ en büyük değer ise 0,82 ϕ (kaba kum) dir. Şekil 5’deki grafikten görüleceği üzere örneklemeye başlangıç noktası olan Boğaçay’ın girişinde (Örnek 1) Mz değerleri kum boyuna yakın iken, buradan uzaklaşıp, falezlere doğru gidildikçe (Örnek 43) tane boyu büyümektedir. Aynı durum So, Sk, Kg için söylenememektedir. Bu üç parametre kendi içlerinde bazı noktalar hariç birbirine yakın değerler almaktadır. Örneğin So değerleri 0,44 – 1,90 ϕ aralığında değişmekte ve örneklerin çoğunda orta-iyi ve orta derecede boylanma tespit edilmiştir.



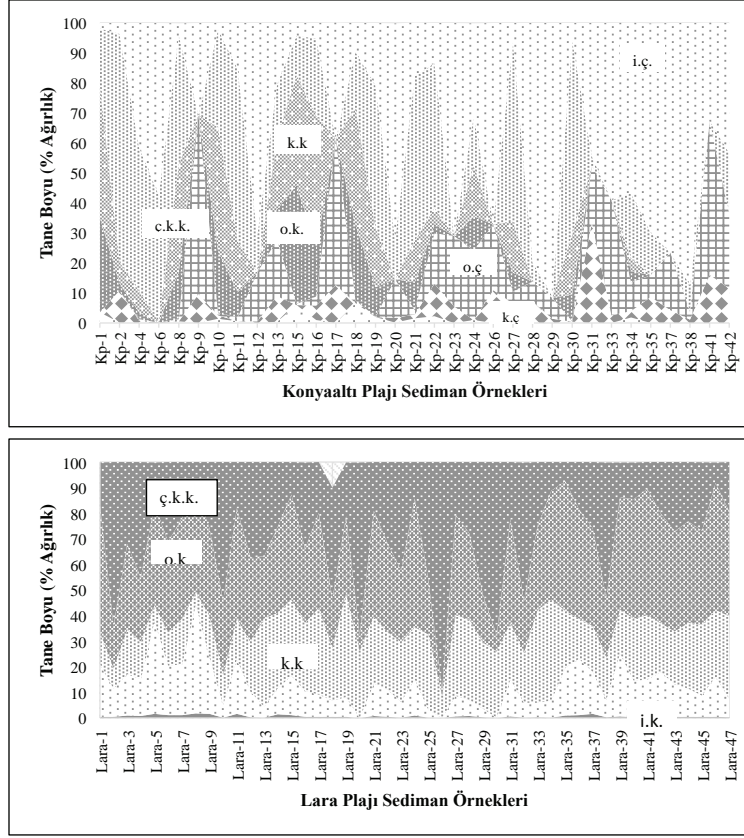
Şekil 3. A) Konyaaltı plajı örnek alım yerleri. Kırmızı çizgi plaj gerisindeki örnekler için sınırı, mavi çizgi ise plaj önü örnekleri için sınırı temsil etmektedir. B) Lara plajında örnek alım yerleri.

Figure 3. A) Sample locations of the Konyaaltı beach. Red and blue lines represent borders for the back beach and front beach samples, respectively. B) Sample locations of the Lara beach.

Elde edilen sonuçlar plaj gerisi ve önü olarak gruplandırılmıştır (Şekil 3). Burada plaj gerisi ve önü olarak ayrılan kısımlar morfolojik olarak arka plajın (backshore) kıyı çizgisine uzak (geri) ve yakın (ön) noktalarını temsil etmektedir. Bu gruplar kendi içinde grafiğe aktarıldığında daha anlamlı sonuçlar vermiştir. Öncelikle plaj gerisindeki örneklerde, plaj önüne göre daha küçük, kum boyu sedimanlar bulunmaktadır. Bir diğer husus ise, tekrar başlangıç noktasından merkezde yer alan falezlere doğru gidildiğinde plaj gerisindeki örneklerde net tane boyu artışı söz konusudur (Şekil 6). Plaj önünde ise genellikle tane boyu artan azalan bir gidiş izlemektedir. Ancak bu değişimlerin aralığı düşük ve çakıl boyudur (Şekil 6). Diğer parametrelerde ise çok önemli değişimler gözlenmemiştir. Arazi gözlemlerinde ise Boğaçay'ın hemen yakınında tek basamak şeklinde berm oluşumu gözlenmiştir. Bu yapı plaj boyunca izlendiğinde, plajın ortalarında daha fazla yükselime sahip olmakla birlikte, basamak sayısı falezlere doğru artış göstermiştir. En son falez önlerinde ise bu yapıların yüksekliği 160 cm ye ulaşmıştır (Şekil 7). Bunların dışında Konyaaltı plajında örnekleme başlanılan noktadan, plajın batısından itibaren çakıllarda zonlanmalar tespit edilmiştir (Şekil 8). A zonunda bulunan çakılların boyu 8,4 cm ye ulaşırken, devamında b zonunu temsil eden tepecikte ince çakıla geçilmektedir. Bu yapının hemen önünde ise tekrar çakıllar

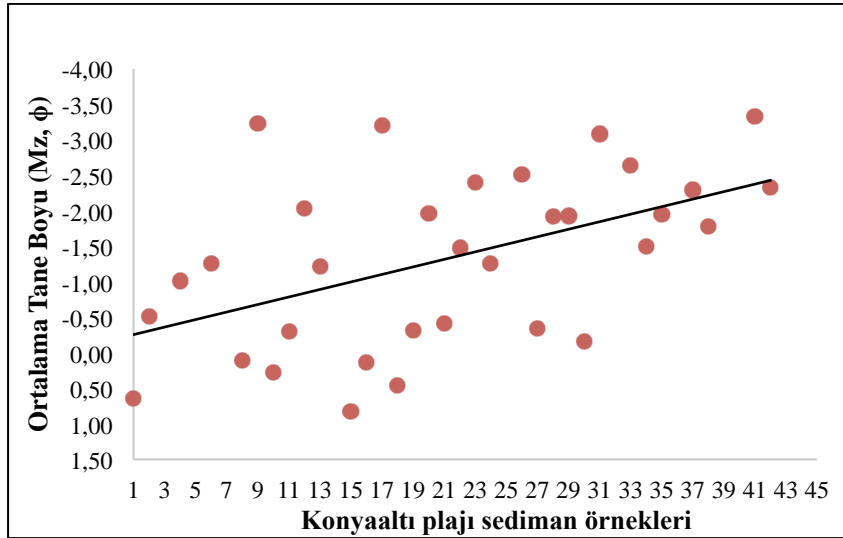
büyümekte, ikinci basamağın tepesinde tekrar incelmektedir. Bu şekilde en son su içerisine girişte çakıllar büyümektedir. Belirlenen zonlardaki çakılların küresellikleri ise en gerideki zonda 0,47 ile 0,77 arasında değerler alırken, basamak önlerinde 0,52-0,83 e çıkmakta ve diskoidalikleri azalmaktadır. Örnekleme döneminde plajdaki genel doku bu şekilde iken, Temmuz 2014 de iki hafta süren aşırı dalgalı dönemde çalkantı zonunda ince malzemenin arttığı gözlemlenmiştir.

Lara plajında elde edilen bulgulara göre sediman boyu çok kaba kum (-1 / 0 ϕ) ile çok ince kum (3-4 ϕ) arasında değişmektedir (Şekil 4). Şekil 4'teki grafikten görüleceği üzere plaj ortalarında kaba kum miktarında artış meydana gelmektedir. Lara plajı örneklerinin % 61'i unimodal, geriye kalanlar ise bimodal dağılım göstermektedir. Bu plaja ait sedimanlarda Mz değerleri -0,43 ϕ ile 1,81 ϕ arasında değişmektedir. Negatif ϕ değerlerini sadece 20-26-30 numaralı örnekler almaktadır ve bu örnekler plajın orta noktasını temsil etmektedir. Tüm örnekler için hesaplanan tane boyu parametrelerinin (Mz, So, Sk ve Kg) değerleri kendi içlerinde yakın değerler almaktadır. Konyaaltı plajında tane boyu güneybatı-kuzeydoğu yönünde gidildikçe artarken, Lara plajında bu tip bir değişim görülmemiştir. Ancak tane boyunun burada kum ve alt sınıflarında olması boylanmayı beklediği şekilde etkilemiş ve örneklerin % 60'ında kötü boylanma tespit edilmiştir.



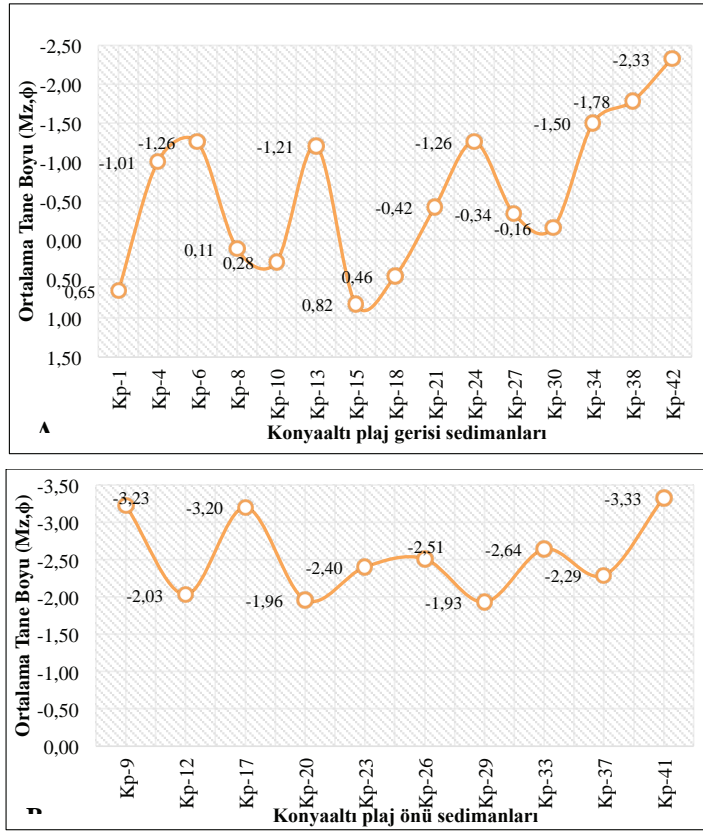
Şekil 4. Konyaalti ve Lara plaj sedimanlarının tane boyu dağılım grafikleri. (i.k.: ince kum, o.k.: orta kum, k.k.: kaba kum, ç.k.k.: çok kaba kum, i.ç.: ince çakıl, o.ç.: orta çakıl, k.ç.: kaba çakıl)

Figure 4. Graphics showing grain size distribution in the Konyaalti and Lara beach sediments (i.k.: fine sand, o.k.: medium sand, k.k.: coarse sand, ç.k.k.: very coarse sand, i.ç.: fine gravel, o.ç.: medium gravel, k.ç.: coarse gravel)



Şekil 5. Konyaalti plajı sedimanlarında ortalama tane boyu (Mz) değişimi.

Figure 5. Mean grain size (Mz) variation along the Konyaalti beach.



Şekil 6. Konyaaltı plaj gerisi (A) ve plaj önü (B) örneklerinin Mz grafikleri.

Figure 6. Mz graphics of the Konyaaltı back beach (A) and front beach (B) samples.



Şekil 7. Konyaaltı plajında bermlerin değişimi

Figure 7. Changes of berms in the Konyaaltı beach.



Şekil 8. Konyaaltı plajında zonlanmalar, a,c ve e zonları kaba çakılları, b ve d zonları ise ince çakılları göstermektedir.

Figure 8. The zonations in the Konyaaltı beach, a,c and e zones show coarse gravel, b and d zones show granules.

Lara plajına ait sonuçlar plaj önü ve gerisi şeklinde gruplandırıldığında önemli bir özellik görülmüştür. Hem plaj gerisi hem de plaj önü örneklerinde, Mz grafiklerinde ritmik artma ve azalma görülmektedir (Şekil 9). Mavi oklar ve kırmızı elipslerle de gösterilen bu değişim kıyıya ulaşan dalgaların hareketine birebir benzemektedir (Şekil 9). Bunun dışında plaj gerisindeki örneklerde Mz değerleri 0,74-1,40 ϕ arasında iken, plaj önünde bu değer aralığı -0,43 ile 1,80 ϕ aralığında ilerlemektedir. Buradan plaj gerisinden önüne doğru tane boyunda artış gerçekleştiği söylenebilir. Boylanmada ise plaj gerisinde değerler düz bir hat takip ederken, plaj önüne gelindiğinde büyük sapmalar göstermektedir. Bu da plajın kıyıya dik yönde tane boyunda değişim meydana geldiğinin diğer bir göstergesidir. Lara

plajında morfolojik değişimler mevsimlere göre önemli farklılıklar göstermiştir. Örnekleme döneminde homojen bir görünümde olan plaj yüzeyi, kış ve ilkbahar mevsimlerinde plaja gelen çakıllar ile birlikte zonlanmalar göstermiştir (Şekil 10). Bu zonalardaki çakılların ortak özellikleri c eksenlerinin çok küçük olması ve bu nedenle ileri derecede diskoidalite sergilemesidir. Konyaaltı plajındaki çakılların daha küresel olduğu daha önce belirtilmişti. Bu bölümlerdeki çakıllar ile ilgili olarak diskoidalitelerinin dışında gözlemlenen diğer bir özellik, kıyı çizgisine yakın olan zondaki çakıllar daha çubuksu şekildedir. Kıyıdan uzaktaki ikinci zonda ise dairesel çakılların hakimiyeti söz konusudur.

Açılan araştırma çukurları düşey yöndeki değişimi ortaya çıkarmıştır. Çukurlar

kıyı çizgisine yakın (15 m) ve uzak (30 m) olacak şekilde açılmıştır. Yakın olan çukurlarda yüzeyden itibaren çakıl ve kumlu seviyelerin ardalandığı tespit edilmiştir. Çakıllı seviyeler 1-6 cm kalınlığa sahip iken, kumlu seviyeler 0,5-2 cm aralığında değerler almaktadır (Şekil 11). Şekil 11'den görüleceği üzere çakıllı seviyelerde çakıllar c eksenleri boyunca üst üste dizilmiş, karmaşık bir yapıdan daha çok düzenli bir görünüm sergilemektedir. Uzak olan çukurlarda ise farklılık söz konusudur. İlk 40 cm de tamamen kum boyu malzeme varken, araya 5 cm'lik çakıllı bir seviye girmekte, daha sonra ise yine kum olarak devam etmektedir (Şekil 11). Bu tip bir durum değişen mevsim koşullarında çakılların kış ve ilkbahar mevsimlerinde plaja biriktirildiğini ve bunun plajın kıyı çizgisinden itibaren ilk 20 m lik kısımda daha net görülebildiğini göstermektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

İncelenen iki plajın ortalama tane boyu, boylanma, çarpıklık ve tepelenme değerleri birbirinden tamamen farklıdır. Bu durum Mz-So ve Mz-Sk grafiklerinden açıkça görülmektedir (Şekil 12). Her iki plajın değerleri kendi arasında gruplanmaktadır. Bu tarz yaklaşım daha önceki çalışmalarda (Folk ve Ward, 1957; Friedman, 1967) akarsu ve plaj sedimanları için uygulanmıştır. Bu nedenle burada sorulması gereken soru, aynı kıyı boyu akıntı ve dalga sistemi içerisinde yer alan iki plajın neden farklı tane boyu ve şekillere sahip olduğudur.

Ergin vd.(2007)körfezin batı ve doğusunda yer alan plajlardaki farklılıkları kıyı ardındaki topoğrafya, akarsuların fiziksel özellikleri ve kıyı morfolojisi ile açıklamış, doğudaki plajların ince taneli olmasında doğu yönlü taşınmanın etkili olabileceğini belirtmiştir. Konyaaltı plajının hemen gerisinde yükselimselinin olması buradaki akarsuların daha enerjik akması ve daha büyük

sediman taşınması gerektiğini düşündürebilir. Bu tarz bir yaklaşım yanlış değildir fakat burada buna ek olarak daha çok taşınan sedimanın özelliği ve taşınma mesafesi önemlidir. Ayrıca akarsuların taşıyacakları malzeme eğimle doğru orantılı değildir (Chatanantavet ve Lamb, 2014). Boğaçay ve Aksu çayını karşılaştırdığımızda Boğaçay daha kısa mesafede kıyıya ulaşmaktadır ve taşınan malzemenin aşınmak için yeterli zaman/mesafesi yoktur. Taşınan sedimanın özelliklerine gelindiğinde batıda ağırlıkla kireçtaşı ve Antalya naplarının içerisindeki ofiyolitik birimler, doğudaki Miyosen havzası klastikleri ve Alanya metamorfiteğine göre daha dayanıklıdır. Bu da Konyaaltı plajında çakıllı malzemenin baskın olmasında diğer önemli nedendir.

Yapılan çalışmada Konyaaltı plajında KD yönünde ortalama tane boyunda artış (Şekil 9) tespit edilmiştir. Bu durum kıyı boyunca oluşan akıntılar ve dalga taşınmasının sonucudur (Şekil 13). Genel kabul taşınma yönünde tane boyunun küçüleceği yönündedir. Fakat bu dinamik kıyılarda geçerli değildir. En azından kıyıya paralel yönde çalışmamaktadır. Son yıllarda ince ve kaba çakıllardan oluşan plajlarda yapılan araştırmalarda kıyıya paralel yönde kaba çakılların, ince çakıllardan daha uzağa taşındığı tespit edilmiştir (örn. Alan vd., 2006; Curtis vd., 2011; Dickson vd. 2011; Miller vd., 2011). Bu durumu Nicholls ve Wright (1991) büyük çakılların daha hızlı hareket etmesiyle, Osborne (2005) ise küçük çakılların büyük çakıllar arasında takılıp geri kalmasıyla açıklamıştır. Bir diğer neden şu olabilir, kıyıya ulaşan dalgalar ani olarak kırılırlar ve büyük çakılların daha büyük yüzeye sahip olması bu etkiyi daha fazla hissedilmesine neden olur. Böylece büyük çakıllar daha düzenli hareket ederken, küçükler düzensiz bir şekilde dağılmakta ileri ve geri dalga hareketleri ile savrulmaktadır. Doğu yönlü taşınma söz konusu iken Lara plajında kum

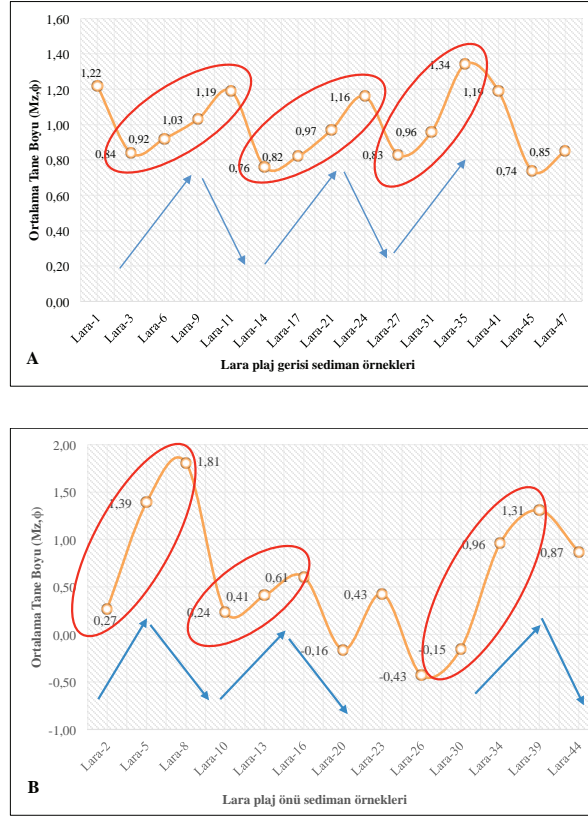
olmasının nedenine gelindiğinde, burada falezler devreye girmektedir. Falezler merkezde kalıp engel görevi görmekte ve çakılların taşınmasının devam etmesini engelleyerek malzemenin Konyaaltı plajında birikmesine neden olmaktadır. Bu durum falezlere yaklaştıkça bermlerin büyümesi ile de açıklanabilir. Buna benzer örnekleri Yeni Zelanda da görmek mümkündür (bknz. Ivamy ve Kench, 2006).

Elde edilen sonuçlardan bir diğeri kıyı çizgisine dik yönde tane boyu ve tane şeklinde tespit edilen değişimlerdir. Konyaaltı ve Lara plajlarında kıyı çizgisine doğru tane boyu artmaktadır. Lara plajında kıyı çizgisine yakın bölgelerdeki çakıllar çubuksu, uzakta olanlar ise daireseldir. Tane boyunun kıyı çizgisine doğru büyümesi Horn ve Walton (2007) tarafından belirtilmiş, tane şekli ile ilgili değişimlere ise Bluck (1967) ve Orford (1975) dikkat çekmiştir. Buscombe ve Masselink (2006), Bluck (1967)'in çalışmasını ve bunu destekleyen görüşleri varsayımsal olarak nitelendirse de, Antalya plajlarında yapılan bu çalışmada elde edilen sonuçlar da Bluck (1967) ve Orford (1975)'in bulgularını destekleyici niteliktedir.

Son olarak plajların sedimantolojik dokusu göz önüne alınarak sınıflaması yapıldığında bazı sorunlar ortaya çıkmaktadır. Öncelikle Jennings ve Schulmeister (2002)'in sınıflamasına göre, Ergin vd (2007) batıdaki plajları çakıllı,

kum-çakıl karışık, doğudaki plajları ise kum-çakıl karışık olarak sınıflamıştır. Lara plajı bu sınıflamaya uymaktadır ve kum-çakıl karışık plaj türündedir. Konyaaltı plajı ise genel olarak çakıllı plaj gibi olsa da, plajın incelenen bölümlerinde geri kısımları kumlu zonlardan oluşmaktadır. Bu durumda kum-çakıl karışık plaj denebilir. Fakat bu da sorundur. Çünkü var olan sınıflamada plajın bu şekilde sınıflanması için hem yatay hem de düşey yönde kum-çakıl karışık halde olması gerekmektedir. Burada ise düşey yönde kum görülmemektedir. Sonuç olarak Konyaaltı için yeni bir isimlendirme gerekmektedir.

Antalya merkezinde yer alan Konyaaltı ve Lara plajı birbirinden tamamen farklı fiziksel özellikler sunmaktadır. Bu farklılıkların oluşmasında akarsu rejimleri, kıyı ardı kaynak alan ve topoğrafyası, kaynak litolojisi, kıyıda hidrodinamik (dalga ve akıntılar) ve morfodinamik (plaj profilleri) özellikler birlikte rol oynamaktadır. Plajlar mevsimlere bağlı olarak önemli farklılıklar göstermektedir. Konyaaltı plajında genelde çakılların taşınması ve birikmesi söz konusudur. Lara plajı kum çakıl karışık plaj sınıfına girerken, Konyaaltı plajında yeni bir sınıflamaya ihtiyaç duyulmaktadır. Bu çalışma kapsamında çoğunlukla fiziksel özellikler üzerinde durulmuştur. Fakat bu alanlardaki dinamiklerin anlaşılması için detaylı hidrolojik çalışmaların mutlaka yapılması ve bu sonuçlarla birleştirilmesi gerekmektedir.



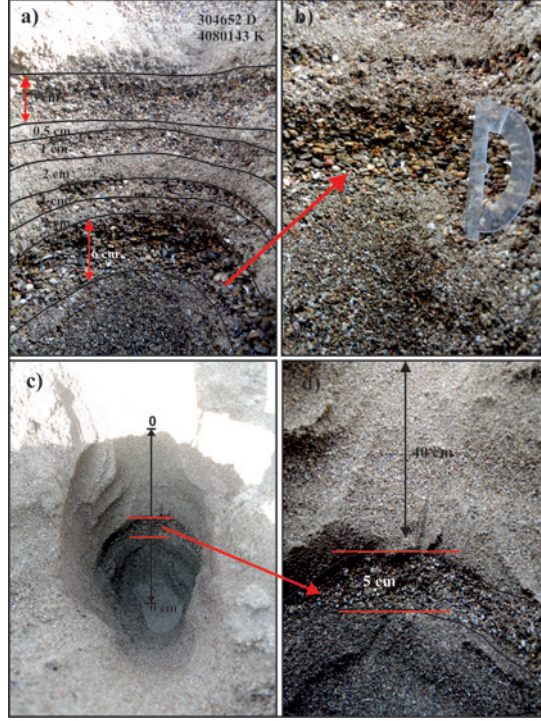
Şekil 9. Lara plaj gerisi (A) ve plaj önü (B) örneklerinin Mz grafikleri. Şekildeki kırmızı elips ve oklar tane boyundaki değişim ile dalga hareketleri arasındaki ilişkiyi göstermektedir.

Figure 9. Mz graphics of the Lara back beach (A) and front beach (B) samples. Red ellipses and arrows are showing that relation between grain size variation and wave movements.



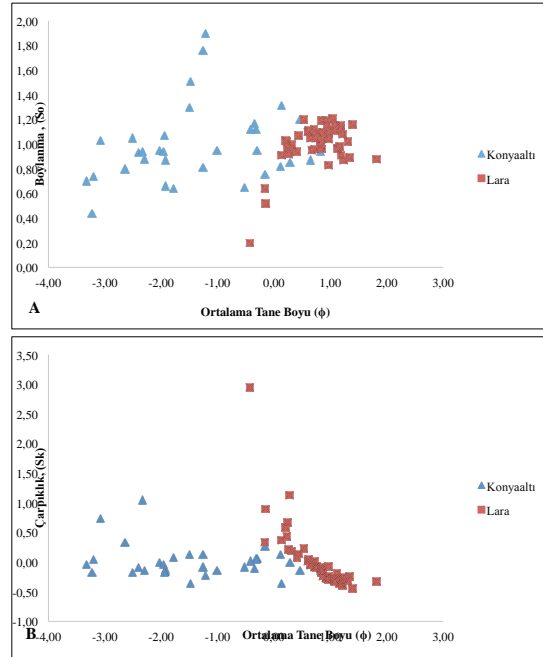
Şekil 10. Lara plajında gözlemlenen tane boylarındaki zonlanma

Figure 10. Grain size zonation observed in the Lara beach



Şekil 11. Lara plajında açılan araştırma çukurları. (a/b) Kıyı çizgisine yakın açılan çukurun düşeydeki değişimi gözlenmektedir. (c/d) Kıyı çizgisinden 30 m uzakta açılan çukur görülmektedir.

Figure 11. Research pits excavated in the Lara beach. Photo shows the vertical variation in pit that excavated near shoreline(a/b). Excavated pit 30 m far away from the shoreline (c/d).



Şekil 12. İki plajın M_z değerlerine karşılık S_o (A) ve S_k (B) değerleri grafiği

Figure 12. Crossplots of M_z versus S_o (A) and M_z versus S_k (B) in the Konyaaltı ve Lara beach sediments.



Şekil 13. Konyaaltı ve Lara plajı kıyısında akıntı ve tanelerin taşınma modeli

Figure 13. Longshore current and sediment transportation model of the Konyaaltı and the Lara beach

KATKI BELİRTME

Bu çalışma birinci yazarın Akdeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde 2014 yılında tamamladığı yüksek lisans tez çalışmasının bir bölümünü içermektedir. Yazarlar çalışmanın gerçekleştirilebilmesi için gerekli desteği sağlayan Yüksek Öğretim Kurumu Öğretim Üyesi Yetiştirme Programına (ÖYP), tez çalışması sırasında değerli görüş ve eleştirileriyle katkı

sağlayan Nizamettin Kazancı'ya (AÜ), makalenin ilk düzeltmelerinde eleştiri ve önerileriyle destek veren Alper Gürbüz'e (NÜ), arazi çalışmalarına katılan Ferdi Demirtaş, Halil Bölük ve Fatih Uçar'a (AKD. Ü.), ve tez çalışması hakkında değerli görüş ve önerileriyle katkı sağlayan Fuzuli Yağmurlu'ya (SDÜ), önemli eleştiri ve önerileriyle makalenin son halini almasını sağlayan Mustafa Ergin (AÜ) ve Muhsin Eren'e (MÜ) teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

Physical features of sediments such as mean grain size, sorting, skewness and kurtosis have great importance in sedimentological investigations. These parameters depend on depositional environment and hydrological conditions. In this study, these features were examined in the Konyaalti and Lara Beaches of Gulf of Antalya. The Gulf of Antalya has a reverse-V-shaped geometry. Its geometry has shaped and controlled by the tectonics of the Aegean-Cyprian arc in the Mediterranean Sea. Along the coasts of the gulf, there are numerous beaches. Despite their reputations in the meaning of tourism, these beaches are not studied in detail within sedimentological approaches except Ergin et al. (2007). The purpose of our study is to examine sedimentological features of the Konyaalti and Lara beaches in detail and classify them. These beaches are located in the west and in the east of Antalya city centre, respectively, on both flanks of the gulf.

In the literature, there are many classification studies for beaches. Jennings and Schulmeister (2002)'s classification is the wide-accepted and commonly used one among those studies. According to their classification; beaches are divided into three groups as follows: (1) pure gravel, (2) mixed sand and gravel, and (3) composite beaches.

In order to our aforementioned purposes, 100 samples were collected from modern surfaces in the backshores of the Konyaalti and Lara beaches. For the determination of grain size parameters surficial samples were collected in summer and spring months of 2013 and 2014. Samples were added to 10% H₂O₂ to remove the organic matter and then grain size analyses were carried out using standard sieving methods. Grain size features described by Folk and Ward (1957) were used to define

grain size distributions as a summation of the degree of mixing of modal populations. According to our results, the mean grain sizes in the Konyaalti beach vary between -3,50 ϕ and 0,82 ϕ . On the other hand sorting values range from 0,44 ϕ to 1,90 ϕ , skewness values vary from - 0,36 to 1,05, and kurtosis values range between 0,33 and 2,56. In the Konyaalti beach the mean grain size increases from west to east in other parameters, we could not observe any meaningful trend. In the Lara beach, the mean grain sizes for each sampling points range from -0,43 ϕ to 1,81 ϕ , sorting values are between 0,20- 1,21 ϕ , skewness values vary between -0,45 and 2,94, and the kurtosis values are between 0,41- 1,46. There are no meaningful spatial variations in the Lara beach.

According to grain size parameters, the Lara beach is classified as mixed sand and gravel beach. The Konyaalti beach is not fit to common classification. Because its sedimentological features are comparable to both composite and pure gravel beach. For this reason it needs a new classification. Due to differences of topography, lithological differences in the drainage area of the stream behind the beaches, they have different sedimentological patterns.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alan, J.C., Hort, R. ve Tranquili, J.V. 2006. The use of Passive Integrated Transponder (PIT) tags to trace cobble transport in a mixed sand and gravel beach on the high energy Oregon coast, USA. *Marine Geology*, 232, 63-86.
- Alpar, B., Doğan, E., Yüce, H. Ve Altıok, H. 2000. Seal level changes along the turkish coasts of the Black Sea, the Aegean Sea and the Eastern Mediterranean. *Mediterranean Marine Science*, 1, 141-156.
- Bartholoma, A., Ibbeken, H. ve Schleyer, R. 1998. Modification of Gravel During Longshore Transport (Bianco Beach, Calabria, Southern Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 68 (1), 138-147.

- Blott, S. 2000. A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments by sieving or laser granulometer, GRADISTAT version 4.0.
- Bluck, B.J. 1967. Sedimentation of Beach Gravels: Examples From South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37 (1), 128-156.
- Boggs, S. 2011. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Prentice Hall, 600 s. Berlin.
- Buscombe, D. ve Masselink, G. 2006. Concepts in gravel beach dynamics. *Earth Science Reviews*, 79, 33-52.
- Chatanantavet, P. ve Lamb, M.P., 2014. Sediment transport and topographic evolution of a coupled river and river-plume system: An experimental and numerical study, *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, 119, doi:10.1002/2013JF002810
- Curtis, G.M., Osborne, P.D. ve Horner-Divine, A.R. 2009. Seasonal patterns of coarse sediment transport on a mixed sand and gravel beach due to vessel wakes, wind waves, and tidal currents. *Marine Geology*, 259, 73-85.
- Çiner, A., Karabıyıköğlü, M., Monod, O., Deynoux, M. ve Tuzcu, S. 2008. Late Cenezoic sedimentary evolution of the Antalya Basin, Southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 17, 1-41.
- Dickson, E. M., Kench, S.P., ve Kantor, M.S. 2011. Longshore transport of cobbles on a mixed sand and gravel beach, southern Hawke Bay, New Zealand. *Marine Geology*, 287, 31-42.
- Ergin, M., Keskin, Ş., Doğan, U., Kadioğlu, Y.K. ve Karakaş, Z. 2007. Grain size and heavy mineral distribution as related to hinterland and environmental conditions for modern beach sediments from the Gulfs of Antalya and Finike, eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 240, 185-196
- Ergin, M., Okyar, M., Ediger, V., Keskin, Ş., Günel, H., Tezcan, D. ve Salihoğlu, İ. 2004. Antalya Körfezi kıta sahanlığının Geç Kuvaterner jeolojisi: sedimantolojik, mineralojik, jeokimyasal ve sismik araştırmalar. Proje No: YDABÇAG-199Y074, 132, Erdemli, İçel.
- Folk, R. ve Ward, W. 1957. Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1), 3-26.
- Friedman, G.M. 1967. Dynamic Process and Statical Parameters Compared For Size Frequency Distribution of Beach and River Sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37 (2), 327-354.
- Horn, D.P. ve Walton, S.M. 2007. Spatial and temporal variations of sediment size on a mixed sand and gravel beach. *Sedimentary Geology*, 202, 509-528
- Ivamy, C.M. ve Kench, P.S. 2006. Hydrodynamics and morphological adjustment of a mixed sand and gravel beach, Torere, Bay of Plenty, New Zealand. *Marine Geology*, 228, 137-152.
- Jennings, R. ve Shulmeister, J. 2002. A field based classification scheme for gravel beaches. *Marine Geology*, 186, 221-228.
- Kansun, G. ve Baş, H. 2002. Alanya (Antalya) doğusunda Alanya Birliği'nin metamorfik özellikleri. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara, 137-138.
- Koşun, E. 2012. Facies characteristics and depositional environments of Quaternary tufa deposits, Antalya, SW Turkey. *Carbonates and Evaporites*, 27 (3-4), 269-289.
- Lefevre, R. 1967. Novvel element de la geologie du Taurus Lyccien Les nappes d'Antalya (Turquie). C.R.A.S., 263, 1365-1368.
- Miller, I.M., Warwick, J.A. ve Morgan, C. 2011. Observations of coarse sediment movements on the mixed beach of the Elwha Delta, Washington. *Marine Geology*, 282, 201-214.
- Muzuka, A.N. ve Shaghude, Y.W. 2000. Grain size distribution along the Msasani Beach, North of Dar es Salaam Harbour. *Journal of African Earth Sciences*, 30 (2), 417-426
- Nicholls, R.J. ve Wright, P. 1991. Longshore transport of pebbles: experimental estimates of K. *Proceedings of Coastal Sediments '91*, ASCE, 920-933.
- Orford, J.D. 1975. Discrimination of particle zonation on a pebble beach. *Sedimentology*, 22, 441-463.
- Osborne, P.D. 2005. Transport of gravel and cobble on a mixed sediment inner bank shoreline of a large inlet, Grays Harbor, Washington. *Marine Geology*, 224, 145-156.
- Özhan, E. ve Abdalla, S. 2002. Türkiye Kıyıları Rüzgar ve Derin Deniz Dalga Atlası. Kıyı Alanları Yönetimi Türk Milli Komitesi/MEDCOAST, 445 s
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M. ve Şentürk, M. 2003. New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW Turkey). *Geological Journal*, 38, 257-282.
- Reineck, H.E. ve Singh, I.B. 1980. *Depositional Environments*. Springer, 551 s. Berlin.
- Robinson, A.,R. vd. 1992. General circulation of the Eastern Mediterranean. *Earth Science Reviews*, 32, 285-309.
- Sneed, E.D. ve Folk, R.L. 1958. Pebbles in Lower Colorado River, Texas. A study in particle morphogenesis. *Journal of Geology*, 27, 140-150.
- Şenel, M. 1997. Türkiye Jeoloji Haritaları Antalya L-11 Paftası. 1:100000 ölçekli, No: 8, MTA, Ankara.

Tziperman, E. ve Malonette-Rizzoli, P. 1991. The climatological seasonal circulation of the Mediterranean Sea. *Journal of Marine Research*, 49, 411-434.

Visher, G.S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 1077-1106.

Makale Geliş Tarihi : 11 Kasım 2014
Kabul Tarihi : 03 Mart 2015

Received : 11 November 2014
Accepted : 03 March 2015



TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

YAZIM KURALLARI

Yazıların hazırlanması

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ'nin yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir. Türkçe makalelerde "Extended Summary", İngilizce makalelerde ise "Genişletilmiş Özet" verilmelidir. Yazarların ana dillerinin Türkçe olmaması durumunda, yazıların başlığı ve özeti ile çizelge ve şekillerin başlıkları Editörlükçe Türkçeye çevrilir. Ana dili İngilizce olmayan yazarlara, yazıların Editörlüğe göndermeden önce, gramer ve üslup açısından, ana dili İngilizce olan bir kişiden katkı almaları özellikle önerilir. Hazırlanan makaleler orijinal ve daha önce basılmamış araştırma, yorum ya da her ikisine ait sentezi içermeli, veya teknik not niteliğinde olmalıdır. Yazının gönderilmesi, daha önce basılmamış veya başka bir yerde incelemede olmadığını gösterir.

Yazılar, aşağıda verilen düzen çerçevesinde hazırlanmalıdır.

- Başlık** (Türkçe ve İngilizce)
- Yazar adları** (koyu ve tamamı büyük harfle) ve **adresleri** (italik ve küçük harfle) ile başvurulacak **yazarın E-posta adresi**
- Öz** (Türkçe ve İngilizce)
- Anahtar Kelimeler** (Türkçe ve İngilizce)
- Giriş** (amaç, kapsam ve yöntem)
- Ana metin** (kullanılan yöntemler, çalışılan malzemeler, tanımlamalar, analizler vd.)
- "Tartışma ve Sonuçlar"** veya **"Tartışma ve Öneriler"**
- "Extended summary"/"genişletilmiş özet"**
- Katkı Belirtme** (gerekliyorsa)
- Kaynaklar**
- Çizelgeler**
- Şekiller Dizini**
- Şekiller**
- Levhalar** (var ise)

Metinde kullanılan değişik türde başlıklar farklı şekillerde ve tüm başlıklar sayfanın sol kenarında verilmelidir. Ana başlıklar büyük harflerle ve koyu yazılmalıdır. İkinci derece başlıklar alt başlık olarak değerlendirilmeli ve birinci ve ikinci derece alt başlıklar küçük harfle (birinci derece alt başlıklarda her kelimenin ilk harfi büyük) ve koyu, üçüncü derece alt başlıklar ise italik olmalıdır. Başlıkların önüne numara veya harf konulmamalıdır. Yazılar (öz, metin, katkı belirtme, kaynaklar, ekler ve şekiller dizini) A4 (29.7 cm x 21 cm) boyutundaki sayfaların bir yüzüne, kenarlardan en az 2.5 cm boşluk bırakılarak, 1.5 cm aralıkla ve 12 puntoyla (Times New Roman) yazılmalı, ayrıca tüm sayfalara numara verilmelidir.

Başlıklar şu şekilde olmalıdır:

ÖZ

ABSTRACT

GİRİŞ

ANABAŞLIK

Birinci Derece Alt Başlık

İkinci derece alt başlık
Üçüncü derece alt başlık
SONUÇLAR VE TARTIŞMA
GENİŞLETİLMİŞ ÖZET
KATKI BELİRTME
KAYNAKLAR

Kapak Sayfası

Yazıdan ayrı olarak sunulacak kapak sayfasında aşağıdaki bilgiler yer almalıdır.

- Yazının başlığı
- Yazar(lar)ın ad(lar)ı (ad ve soyadı kısaltılmadan)
- Tüm yazarların açık posta ve e-mail adresleri (Başvurulacak Yazar belirtilerek). Başvurulacak yazarın faks ve telefon numaraları da ayrıca belirtilmelidir.

Başlık ve Yazarlar

Yazının başlığı, çalışmanın içeriğini anlaşılır şekilde yansıtmalıdır. Eğer yazı Türkçe hazırlanmışsa, Türkçe başlığı (koyu ve kelimelerin ilk harfleri büyük harf olacak şekilde) İngilizce başlık (italik ve kelimelerin ilk harfleri büyük harf olacak şekilde) izlemelidir. İngilizce hazırlanmış yazılarda ise, İngilizce başlık Türkçe başlıktan önce ve yukarıda belirtilen yazım kuralına göre verilmelidir.

Yazarlara ilişkin bilgi ise aşağıdaki örneğe uygun olarak verilmelidir:

Ahmet Ahmetoğlu Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Tandoğan 06100 Ankara
A. Hüsnü Hüsnüoğlu MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etüdler Dairesi, 06520 Ankara
(e-posta: husnu56@mta.gov.tr)

ÖZ

Öz, çalışma hakkında bilgi verici bir içerikle (çalışmanın amacı, elde edilen başlıca sonuçlar) ve 300 kelimeyi aşmayacak şekilde hazırlanmalıdır. Özde kaynaklara atıfta bulunulmamalıdır. Özler, hem Türkçe hem, İngilizce olarak verilmelidir. Türkçe hazırlanmış yazılarda Öz'den sonra "Abstract" (italik) yer almalı, İngilizce yazılarda ise italik yazılmış Türkçe Öz Abstract'ı izlemelidir.

Anahtar Kelimeler

Öz ve Abstract'ın altında en az 2, 7 kelimeyi aşmayacak şekilde ve yazının konusunu yansıtan anahtar kelimeler Türkçe ve İngilizce olarak verilmelidir. Anahtar kelimeler, alfabetik sırayla küçük harfle (ilk anahtar kelimenin ilk harfi büyük) yazılmalı ve aralarına virgül konmalıdır. Teknik Not ve Tartışma türü yazılarda anahtar kelimelerin verilmesine gerek yoktur.

EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Genişletilmiş özet 2500 kelimeyi geçmemelidir. Ancak makalenin öz/abstract kısmından daha geniş hacimli olmalıdır. Genişletilmiş özet kısmında yeni bir şekil ve çizelge verilmemelidir. Ancak makalede kullanılan şekil ve çizelgelere bu kısımda atıf yapılabilir. Aynı şekilde, makale içinde atıf yapılan kaynaklara da gerektirdiğinde bu kısımda atıf yapılmalıdır.

KATKI BELİRTME

Katkı belirtme, kısa olmalı ve teşekkür edilecek olanlar çalışmaya en önemli katkıyı sağlayan kişilerin ve/veya kuruluşların adlarıyla sınırlandırılmalıdır. Teşekkür edilecek kişilerin açık adları unvanları belirtilmeksizin verilmeli, ayrıca bu kişilerin görevli oldukları kurum ve kuruluşların adları da eklenmelidir.

DEĞİNİLEN BELGELER

(aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır)

(a) Süreli Yayınlar :

Hoek, E. ve David, M., 1990. Estimating Mohr - Coulomb friction and cohesion values from Hoek - Brown failure criterion. International Journal of Rock Mechanics, 27(3), 220 - 229.

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Makalenin başlığı. Süreli Yayının Adı (kısaltılmamış), Cilt No. (Sayı No.), sayfa no.

(b) Bildiriler:

Ünal, E., Özkan, İ. ve Ulusay, R., 1992. Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. ISRM Symposium: Eurock'92 - Rock Characterization, Chester, U.K., 14-17 September 1992, J.A.Hudson (ed.), British Geotechnical Society, London, 330-335.

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Bildirinin başlığı. Sempozyum veya Kongrenin Adı, Editör(ler) varsa, Basımevi,

Cilt/Sayı No. (birden fazla ciltten oluşuyorsa), Düzenlendiği Yerin Adı, sayfa no.

(c) Kitaplar:

Goodman, R.E., 1988. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York, 562 s.
Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı:869, 520 s. Yazar ad(lar)ı, Tarih. Kitabın Adı (ilk harfleri büyük). Yayınevi, Basıldığı Şehrin Adı, sayfa sayısı.

(d) Raporlar ve Tezler:

Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji ve rezerv ön raporu. MTA Derleme No:6234, 17 s (yayınlanmamış).

Sönmez, H., 1996. T.K.İ.-E.L.İ. Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütleli içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 99 s (yayınlanmamış).

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Raporun veya tezin başlığı. Kuruluşun veya Üniversitenin Adı, Arşiv No. (varsa), sayfa sayısı (yayınlanıp,yayınlanmadığı)

(e) Kişisel Görüşme:

Sözbilir, H., 2005. Personal communication. Geological Engineering Department of 9 Eylül University, İzmir, Turkey.

(f) İnternetten İndirilen Bilgiler:

ERD (Earthquake Research Department of Turkey), 2005. <http://www.gov.tr>, 3 April 2005. Kurumun Adı , Tarih. Web adresi, Web adresine girildiği tarih.

Türkçe kaynaklar doğrudan Türkçe olarak verilmeli ve Türkçe karakterlerle yazılmalıdır.

Eşitlikler ve Formüller

Matematiksel semboller ve formüller el yazısıyla yazılmamalıdır. Eşitlik numaraları eşitliğin hizasında ve sağ kenarına dayandırılarak birbirini izleyen bir sırayla parantez içinde, ayrıca eşitliklerdeki sembollerin anlamı makalede ilk kez kullanıldıkları eşitliğin altında verilmelidir.

Burada; makaslama dayanımı, c kohezyon, normal gerilme ve içsel sürtünme açısıdır". Eşitliklerde kullanılan alt ve üst indisler belirgin şekilde ve daha küçük karakterle yazılmalıdır (örneğin; l_d, x_2). Karekök işareti yerine parantezle birlikte üst indis olarak 0.5 kullanılmalıdır (örneğin; $c_{mass} = s_{0.5}$). Çarpım işlemini göstermek için herhangi bir işaret kullanılmamalı, ancak gerekli durumlarda "*" işareti tercih edilmelidir (örneğin; $y = 5 \cdot 10^{-3}$). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine "/" işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla Ca^{++} ve CO_3^- yerine Ca^{2+} ve CO_3^{2-} tercih edilmelidir. Metinde eşitliklere "eşitlik (1)" şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekliyse, bilgisayar programı listeleri de net ve okunur şekilde ekte verilmelidir.

Çizelgeler

Çizelgeler, başlıklarıyla birlikte, Dergi'nin sayfalarındaki baskı alanını (15.8 cm x 22.5 cm) aşmayacak şekilde hazırlanmalı ve birbirini izleyen sıra numaralarıyla verilmelidir. Çizelgelerin üst kısmında hem Türkçe, hem de İngilizce başlıkları bulunmalıdır (Çizelge başlıkları ayrı bir sayfada liste halinde verilmemelidir). Makalenin Türkçe yazılması halinde İngilizce başlık italik harflerle Türkçe başlığın altında yer almalı, İngilizce makalelerde ise, italik yazılmış Türkçe başlık İngilizce başlıktan sonra verilmelidir. Çizelgeler, "Çizelge 1" vb. şeklinde sunulmalıdır. Metinde çizelgelere Çizelge 1 veya Çizelge 1 ve 2 (eğer birden fazla sayıda çizelgeye atıfta bulunulacaksa) şeklinde değinilmelidir. Çizelgeler, metinde kullanılan karakterlerden daha küçük (10 veya 11 punto) karakterle yazılmalı ve Dergi'nin tek (7.3 cm-Genişlik) veya çift (15.8 cm-Genişlik) kolonuna sığacak şekilde düzenlenmelidir. Çizelgelerde düşey çizgiler kullanılmamalı, yatay çizgiler ise sadece çizelgenin alt ve üstünde, ayrıca çizelgedeki başlıklar ile bunların altında listelenen rakamları ayırmak için kullanılmalıdır (Bunun için Dergi'nin önceki sayılarına bakılması önerilir). Çizelgelerde makalenin diğer kısımlarında verilen bilgi veya sonuçların (örneğin grafikler vb.) tekrar verilmemesine özen gösterilmelidir. Her çizelge ayrı sayfalara bastırılarak metnin sonunda (Kaynaklar dizininden sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgelerin altında verilmelidir (örneğin; c: tek eksenli sıkışma dayanımı; ll: illit;....vd.).

Şekiller

Çizim, grafik ve fotoğraf gibi tüm şekiller yüksek kalitede basılmış olarak "Şekil" başlığı altında ve metin içinde anıldıkları sırayla numaralandırılarak verilmelidir. Şekiller orijinal çıktılar olup, ayrı sayfalara bastırılarak ve katlanmadan gönderilmelidir. Şekil numaraları sayfanın sağ üst köşesine yazılmalı, ayrıca şekiller küçültülüp büyütülebilecek halde sunulmalıdır. Şekil açıklamaları; şekillerin altına yazılmamalı ve ayrı bir sayfaya bastırılarak "Şekiller Dizini" başlığıyla verilmeli, ayrıca "Şekil 1." olarak başlamalıdır. Çizelgeler için yukarıda belirtilen yazım kurallarına benzer şekilde, şekil başlıkları hem Türkçe, hem de İngilizce hazırlanmalıdır. Ayrı sayfalara bastırılmış olan şekiller, çizelgelerden sonra sunulmalıdır. Şekiller için en büyük boyut, şekil başlığını da içerecek biçimde 15.8 cm (genişlik) x 22.5 cm (uzunluk) olmalıdır. Tüm şekillerin Dergi'nin tek veya çift kolonuna sığacak boyutlarda hazırlanması ve mümkünse daha çok tek kolona göre tasarlanması önerilir. Katlanmış şekiller ile renkli şekiller Dergi'ye kabul edilmez. Özellikle haritalar, araziyle ilgili çizimler ve fotoğraflar, sayısal ölçek (1:25000 vb.) yerine, metrik sisteme uygun çubuk ölçekle verilmelidir. Tüm haritalarda kuzey yönü gösterilmelidir. Bölgesel haritalarda, uygun olduğu takdirde, ulusal grid veya enlem/boylam değerleri verilmelidir. Harita açıklamaları, şekil başlığıyla birlikte değil, şeklin üzerinde yer almalıdır. Fotoğraflar, çizimler veya bunların birlikteliğinden oluşan şekiller (a), (b) vb. gibi gruplar halinde verilebilir. Bu tür sunumlarda (örneğin; Şekil 5a ve 5b) a, b, c vb. gibi tek bir şekle ait çizimler veya fotoğraflar, ayrı sayfalarda basılması yerine, gruplandırılarak aynı sayfada sunulmalıdır. Şekillerde açık gölge ve tonlarından kaçınılmalı, özellikle bilgisayar programlarından elde edilen grafiklerde bu hususa dikkat edilmelidir. Gölgeleme belirgin, fotoğraflar siyah-beyaz ve iyi bir kontrasta sahip olmalıdır. Tüm şekiller, Şekil 1 veya Şekil 1 ve 2 (birden fazla şekle değiniliyorsa) gibi ve metinde anıldıkları sırayla numaralandırılmalıdır. Bir dizi fosil fotoğraflarını içeren şekiller Levha olarak değerlendirilmeli ve parlak kağıda basılmış orijinal halde verilmelidir. Levha sayısı mümkün olduğunca az tutulmalıdır. Levhalara ilişkin açıklamalar, hem Türkçe hem İngilizce olarak aynı sayfada verilmelidir.

MAKALELERİN EDİTÖRLÜĞE GÖNDERİLMESİ

Makaleler yazım kurallarına uygun şekilde hazırlandıktan sonra www.jmo.org.tr adresi üzerinden elektronik olarak sisteme yüklenmeli yada doğrudan aşağıdaki e-posta adresine gönderilmelidir.

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ EDİTÖRÜ

Prof. Dr. Orhan TATAR

Tel : 0346-219 1010 / 1548

e-posta : orhantatar@gmail.com

YAYIMAKABULEDİLEN MAKALELERİN SUNUMU

Yazarlar, makalelerinin yayıma kabulü halinde, makalenin düzeltilmiş son kopyasını orijinal çıktısıyla birlikte CD'ye de kopyalayarak (metin, çizelgeler ve tablolar) Editör'e göndermelidir. Levhalar iyi kalitede basılmış olarak gönderilmelidir. Metin, çizelgeler ve şekiller elektronik ortamda (internet aracılığıyla) gönderilmemelidir. Makaleler WORD ile hazırlanmalıdır. Diskin üzerinde yazarların adları, kullanılan yazım programının adı ve versiyonu, makalenin başlığı ve dosyanın adı belirtilmelidir. Levhalar hariç, tüm şekiller Corel Draw ile hazırlanmalıdır. Bununla birlikte, şekillerin 300 dpi'dan az olmamak koşuluyla JPG dosyaları da gönderilmelidir.

PROVA BASKILAR

Makalelerin prova baskıları, dizgi ve yazım hatalarının olup olmadığının kontrolü için Başvurulacak Yazar'a gönderilir. Prova baskılarda yapılacak düzeltmeler yazım hataları ile sınırlı olup, yazarların makaleyi kabul edilmiş son halinden farklı bir duruma getirebilecek değişiklikler ve düzeltmeler yapması kabul edilmez. Prova baskılar, yazarlar tarafından alındıktan sonra en geç üç gün içinde Editör'e gönderilmelidir. Gecikmeli olarak yapılacak düzeltmelerin baskıya verilmesi garanti edilmeyeceği için, yazarların prova baskıları göndermeden çok dikkatli şekilde kontrol etmeleri önerilir.

AYRI BASKILAR

Makalenin onbeş ayrı baskısı, makalenin basıldığı sayı ile birlikte ücretsiz olarak Başvurulacak Yazar'a gönderilir. İlave ayrı baskı talep edilmemelidir.

TELİFHAKLARI

Yazar veya Başvurulacak Yazar (birden fazla yazarlı makalelerde), kendisi ve diğer yazarlar adına "Telif Hakkı Devir Formu"nu makalenin baskıya verilmesinden önce imzalamalıdır. Bu sözleşme, Jeoloji Mühendisleri Odası'na yazarlar adına telif hakkı alınmış yayımlarını koruma olanağı sağlamakla birlikte, yazar(lar)ın makalenin sahibi olma haklarından vazgeçtiği anlamına gelmemektedir. Telif Hakkı Devir Formu, en kısa sürede Editör'e gönderilmelidir. Bu form Editör'e ulaştırılıncaya değin, makale yayına kabul edilmiş olsa bile, baskıya gönderilmez.



GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY

INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

Preparation of Manuscripts

The language of the GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY is both Turkish and English. For manuscripts submitted in English "Genişletilmiş Özet", for manuscripts submitted in Turkish "Extended Summary" should be given. If the author(s) are residents of a non-Turkish speaking country, titles, abstracts, and captions of figures and tables are translated into Turkish by the Editors. It is strongly recommended that authors whose native language is not English, should ask a person whose native language is English to check the grammar and style of manuscript before submission. Papers should be original and comprise previously unpublished research, interpretations, or synthesis of two, or technical notes. Submission implies that the manuscript is not currently under consideration for publication elsewhere.

Manuscripts should generally be structured as follows:

- (a) **Title** (English and Turkish)
- (b) **Names of authors** (bold and in capital), **their affiliations** (italic and lower-case) and the name and E-mail address of the corresponding author.
- (c) **Abstract** (English and Turkish)
- (d) **Key words** (English and Turkish)
- (e) **Introduction** (aim, content and methodology)
- (f) **Main text** (methods, material studied, descriptions, analyses etc.)
- (g) **"Results and Discussion"** or **"Conclusions and Recommendations"**
- (h) **"Extended summary" / "Genişletilmiş özet"**
- (i) **Acknowledgements** (if necessary)
- (j) **References**
- (k) **Tables**
- (l) **List of figure captions**
- (m) **Figures**
- (n) **Plates** (if any)

The various levels of headings used in the manuscript should be clearly differentiated. All headings should be in left-aligned. Major headings should be bold capitals. Secondary headings should be considered as sub-headings. Primary- and secondary-subheadings should be given in lower-case and tertiary headings in italics. Headings should not be preceded by numerals or letters. Manuscripts (abstract, main text, acknowledgments, references, appendices and figure captions) should be typed on one side of the paper (A4 size: 29.7 cm x 21 cm) with wide margins (at least 2.5 cm) and 1.5 line-spaced throughout, at a font size of 12 point (Times New Roman) and with all pages numbered.

Examples for headings:

ABSTRACT

INTRODUCTION

PRIMARY HEADING

Primary Sub-Heading

Secondary sub-heading

Tertiary sub-heading

CONCLUSIONS
EXTENDED SUMMARY
ACKNOWLEDGEMENTS
REFERENCES

Cover Page

A cover page, separate from the main manuscript, must include the followings:

- a. Title of the paper
- b. Name(s) of author(s) (full forenames should be given)
- c. Full postal and E-mail addresses of all authors (the corresponding author should be indicated). Fax and phone numbers for the corresponding author should also be provided.

Title and Authors

The title of the paper should unambiguously reflect its content. If the paper is written in Turkish, the Turkish title (in bold-face type and first letter of the words capital) should be followed by the English title (italic and first letter of the words capital). If the paper is in English, the English title should appear before the Turkish title in the style mentioned above.

The information related with authors should be given as follow:

Ahmet Ahmetoğlu Ankara University, Engineering Faculty, Jeological Engineering Department,
Tandoğan 06100 Ankara
A. Hüsnu Hüsnuoğlu MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etüdler Dairesi, 06520 Ankara
(e-posta: husnu56@mta.gov.tr)

Abstract

The abstract not exceeding 300 words should be informative (aim of the study and main conclusive remarks). It should not contain references. The Abstract should be given in both Turkish and English. If the paper is written in Turkish, an English abstract (in italics) should follow the Turkish abstract, while a Turkish abstract (in italics) should appear after the English abstract in papers written in English.

Key Words

The abstract should include minimum 2, and not more than 7 key words which reflect the entries the authors would like to see in an index. Key words should be given in both Turkish and English. Key words should be written in lower-case letters, separated by commas, and given in alphabetical order. For Technical Notes and Discussions, key words should not be provided.

EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

The extended abstract should not exceed 2500 words. But it must be more bulky than abstract. The new figure or table should not be given. But reference can be given to figures and tables present in main text.

ACKNOWLEDGEMENTS

Acknowledgements should be brief and confined to persons and organizations that have made significant contributions. Please use full names without titles and indicate name(s) of the organization(s) of the person(s) acknowledged.

REFERENCES

All references cited in the text, and in captions of figures and tables should be presented in a list of references under a heading of "REFERENCES" following the text of the manuscript.

Examples of layout of references

(a) Journals:

Hoek, E. ve David, M., 1990. Estimating Mohr - Coulomb friction and cohesion values from Hoek - Brown failure criterion. International Journal of Rock Mechanics, 27(3), 220 - 229.

Author(s), Date. Title of paper. Full Name of Journal, Vol. (No), pages.

(b) Proceedings and Abstracts:

Ünal, E., Özkan, İ. ve Ulusay, R., 1992. Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. ISRM Symposium: Eurock'92 - Rock Characterization, Chester, U.K., 14-17 September 1992, J.A.Hudson (ed.), British Geotechnical Society, London, 330-335.

Author(s), Date. Title of paper. Title of Symposium or Congress, Name of Editor(s), Name and Location of Publisher, Vol. (if any), pages

(c) Books:

Goodman, R.E., 1988. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York.

Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı:869.

Author(s), Date. Name of Book. Name and Location of Publisher

(d) Unpublished Reports and Thesis:

Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji ve rezerv ön raporu. MTA Derleme No:6234. (yayınlanmamış).

[Author(s), Date. Title of report. Name of Organization, Report No., Name of City (unpublished).]

Sönmez, H., 1996. T.K.İ.-E.L.İ. Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütleli içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 99 s (yayınlanmamış).

Author, Date. Title of thesis. Type of Thesis (MSc or PhD), Name of University or Institution, City, Country (unpublished).

(e) Personal Communications:

Sözbilir, H., 2005. Personal communication. Geological Engineering Department of 9 Eylül University, İzmir, Turkey.

(f) Information Downloaded from the Internet

ERD (Earthquake Research Department of Turkey), 2005. <http://www.gov.tr>, 3 April 2005. [Name of the Organization, Date. Web address, date of access to website.]

Turkish references can also be given directly in Turkish. For such references please use Turkish characters.

Mathematical Expressions

Mathematical symbols and formulae should be typed. Equation numbers should appear in parentheses at the right-hand side of the equations and be numbered consecutively. For Greek or other non-Roman letters, identify the symbol in words in the left-hand margin just below the equation the first time it is used. In addition, the meaning of symbols used in equations should be given below the equations. "

Where τ is the shear strength, c is cohesion, σ is normal stress and, ϕ is internal friction angle." Subscripts and superscripts should be given clearly and written in smaller character (e.g. σ_1 , σ_2). Instead of square-root symbol, an indice of 0.5 should be used (e.g. $y = 5x^{0.5}$). For the of multiplication sign do not use any symbol, however if necessary, the symbol "*" can be preferred (e.g. $y=5*10^{-3}$). Please use "/" for division instead of a horizontal line between numerator and denominator. In the expression of chemical reactions, ions should be given as Ca^{2+} and CO_3^{2-} (not Ca^{++} and CO_3--). In the text, equations should be referred to as equation (1). Computer program listings, if appropriate, must be very clear in an Appendix.

Tables

Tables with their titles should not exceed the printed area of the page (15.8 cm (wide) x 22.5 cm (deep)) and be numbered consecutively. Both Turkish and English titles should appear at the top of a table (do not print table captions on a separate sheet). If the manuscript is written in Turkish, English title in italics should follow the Turkish title. For manuscripts in English, a Turkish title should appear below the English title in italics. They should begin "Table 1." etc. Tables should be referred to as Table 1 or Tables 1 and 2 (if more than one table is referred to). Tables can be written in a font size smaller than that of the text (10 or 11 point). Tables should be arranged to fit single column (7.3 cm wide) or double column (15.8 cm wide). No vertical rules should be used.

Horizontal rules should only be used at the top and bottom of the tables, and to separate headings and numbers listed in the tables (Please check the previous issues of the Journal). Tables should not duplicate results presented elsewhere in manuscript (e.g. in graphs). Each table should be separately printed and appear after the text (after references). All abbreviations and symbols must be identified with smaller character underneath the tables (e.g. c: uniaxial compressive strength; Il: Illite; etc).

Illustrations

All illustrations, whether diagrams, charts and photographs, should be of high quality, referred to as "Figures" and be numbered consecutively as they appear in the text. They must be originals presented separately from manuscripts, and not be folded. The number of the figure should be given at top on the right-hand side of the paper. Illustrations should be provided in camera-ready form, suitable for reproduction (which may include reduction) without retouching. Figure captions should be supplied on a separate sheet and should begin "Figure 1." etc. As with the rules given for tables, figure captions should also be given both in Turkish and English. All illustrations should be printed on separate pages and given offer tables together with a list of figure captions. The maximum printed size of illustrations is 15.8 cm (wide) x 22.5 cm (deep) together with figure captions. It is recommended that all illustrations should be designed with the Journal's single-column or two-column layout in mind, and where possible, illustrations should be designed for a single column. Foldout and colored illustrations are not accepted. Illustrations, particularly maps, field sketches and photographs should have a metric bar scale rather than magnification factors. All maps should have a north mark. Regional maps may include National Grid or latitude/longitude number where appropriate. Map keys should be given on the figure, not in the figure caption.

Photographs, line drawings, or combinations may be grouped as figure parts (a), (b), etc. It is preferred that these are mounted. Letters or numerals should not be less than 1 mm after reduction. Avoid fine shading and tones, particularly from computer graphics packages. Shading should be distinct. Photographs must be black and white and sharp, and exhibit good contrast.

All illustrations must be numbered in the order in which they are referred to and discussed in the text as Figure 1 or Figures 1 and 2 (if more than one figures is referred to). Illustrations consisting of a set of fossil photographs should be given as "Plates" and submitted as original glossy prints and mounted in the desired layout. The number of plates should be kept to a minimum. Explanations of plates should be given in both Turkish and English on the same page.

SUBMISSION OF MANUSCRIPTS

Papers should be submitted electronically through web site www.jmo.org.tr or directly sent as an e-mail attachment to the editor at below address.

EDITOR

Prof. Dr. Orhan TATAR

Phone : 0346-219 1010 / 1548

e-mail : orhantatar@gmail.com

be restricted to typesetting errors, change or corrections that constitute departures from the article are not accepted. Proofs should be returned to the Editor within 3 days of receipt. Please note that the authors are urged to check their proofs carefully before return, since the inclusion of late corrections cannot be guaranteed.

REPRINTS

Fifteen reprints and a copy of the issue are supplied free of charge. They are sent to the corresponding author. Additional reprints must not be ordered.

COPYRIGHT

The author or corresponding author on behalf of all authors (for papers with multiple authors) must sign the "Copyright Transfer" agreement before the article can be published. This transfer agreement enables the Chamber of Geological Engineers to protect the copyrighted material for the authors, but does not relinquish the authors' proprietary rights. The Copyright Transfer form should be sent to the Editor as soon as possible. Manuscripts accepted for publication will not be sent to print until this form is received by the Editor.

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Nisan 2015 Cilt 58 Sayı 2
April 2015 Volume 58 Number 2

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Fikret GÖKTAŞ, H. Yavuz HAKYEMEZ

Kemalpaşa (İzmir) Pliyo-Kuvaterner Havzasının Stratigrafik Evrimi

Stratigraphic evolution of the Kemalpaşa (İzmir) Plio-Quaternary Basin..... 1

Önder KAYADİBİ

Landsat 7 ETM+ ve ASTER Görüntüleri ile Yusufeli-Tekkale

(Artvin-KD Türkiye) Çevresindeki Hidrotermal Alterasyonların İncelenmesi

Investigation of the hydrothermal alterations by using Landsat 7 ETM+ and ASTER images in Tekkale-Yusufeli (Artvin-NE Turkey) surroundings..... 29

Sema TETİKER, Hüseyin YALÇIN, Ömer BOZKAYA

Karakaya Karmaşığı'nın Düşük Dereceli Metamorfik Tarihçesine

Klorit Mineralojisi ve Jeokimyası ile Yaklaşımlar

Approaches to the Low-Grade Metamorphic History of the Karakaya Complex by Chlorite Mineralogy and Geochemistry 55

Koray KOÇ, Erdal KOŞUN, M. Erkan KARAMAN

Kıyı Sedimentlerinde Tane Boyunu Etkileyen Faktörler:

Antalya Körfezi'nde Konyaaltı ve Lara Plajlarının (Antalya) Karşılaştırılması

The Factors Affecting Grain Size of Coastal Sediments: Comparison between Konyaaltı and Lara Beaches (Antalya) in Gulf of Antalya..... 85

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKBİM Veri Tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKBİM Database

Makale Gönderim Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenışehir, 06410 Ankara
Tel: (0312) 434 36 01
Faks: (0312) 434 23 88
E-Posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Corresponding Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464 Yenışehir, TR-06410 Ankara
Phone: +90 312 434 36 01
Fax: +90 312 434 23 88
E-Mail: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr