

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Nisan 2013 Cilt 56 Sayı 2

April 2013 Volume 56 Number 2

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Nisan 2013 Cilt 56 Sayı 2
April 2013 Volume 56 Number 2

ISBN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

H. Yavuz HAKYEMEZ, Fikret GÖKTAŞ, Tefrik ERKAL

Gediz Grabeninin Kuvaterner Jeolojisi ve Evrimi

Quaternary Geology and Evolution of the Gediz Graben..... 1

Ömer BOZKAYA, Hüseyin YALÇIN, Remzi ERYILMAZ

Bolkardağı Birliğı Devonyen Yaşlı Metakumtaşlarının Petrografisi ve Jeokimyası:

Sedimanter Süreçler, Provens ve Tektonik Ortam İçin Bazı Sınırlamalar

Petrography and geochemistry of Devonian aged metasediments of Bolkardağı Unit: some constraints on sedimentary processes, provenance and tectonic environment..... 27

Ali YILMAZ, Hüseyin YILMAZ

Ophiolites and Ophiolitic Mélanges of Turkey: A Review

Türkiye Ofiyolitleri ve Ofiyolitli Karışıkları: Genel Bakış..... 61

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 JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey



Gediz Grabeninin Kuvaterner Jeolojisi ve Evrimi

Quaternary Geology and Evolution of the Gediz Graben

H. Yavuz HAKYEMEZ¹, Fikret GÖKTAŞ², Tevfik ERKAL³

¹MTA Maden Etüt ve Arama Dairesi, 06520 Ankara

(e-posta: yavuzhakyemez@yahoo.com)

²MTA Ege Bölge Müdürlüğü, Bornova, İzmir

³Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Afyonkarahisar

ÖZ

Batı Anadolu'nun en genç ve önemli yapısal elemanlarından biri olan Gediz Grabeni havzası, Kuvaterner döneminde dikkat çekici jeolojik ve jeomorfolojik aşamaları olan bir evrim geçirmiştir. Kuvaterner başından bu yana akmış olan eski ve yeni Gediz nehirleri ile değişik boyutlardaki göller, K-G genişleme rejimi içinde gelişen tektonik denetimli bir havza evrimi sürecinde çökellerini dolgulamıştır.

Bu çalışmada Gediz havzasının erken ve geç Kuvaterner sırasında sinsedimanter tektonizmaya değişen karakteristikleri çökel fasiyesleri ve ortamsal özellikleri tanıtılmakta, nehrin denizle buluşma serüveninin Kuvaterner sonlarında, olasılıkla Holosen ortalarında gerçekleştiği vurgulanmakta ve havzanın Kuvaterner boyunca geçirdiği jeolojik-jeomorfolojik evrim yorumlanmaktadır.

Anahtar kelimeler: Batı Anadolu, Gediz Nehri, Gediz Grabeni, Kuvaterner, paleocoğrafya, tektonik denetim.

ABSTRACT

The Gediz Graben basin, one of the youngest and important structural elements of the Western Anatolia, has an evolutionary history with markedly geologic and geomorphologic phases during the Quaternary. The old and actual Gediz River, running since the beginning of the Quaternary, and various sized lake have deposited their sediments during a tectonic-controlled basin evolution processes developed in N-S extension regime.

In this study, sedimentary facies, environmental properties and characteristics of the Gediz basin changed by synsedimentary tectonics during the early and late Quaternary are explained. Also it is emphasized that the joining adventure of the river with the sea was probably lived in the middle of the Holocene, and the geologic and geomorphologic evolution of the river in the Quaternary is interpreted.

Key words: Gediz Graben, Gediz River, paleogeography, Quaternary, tectonic control, Western Anatolia,

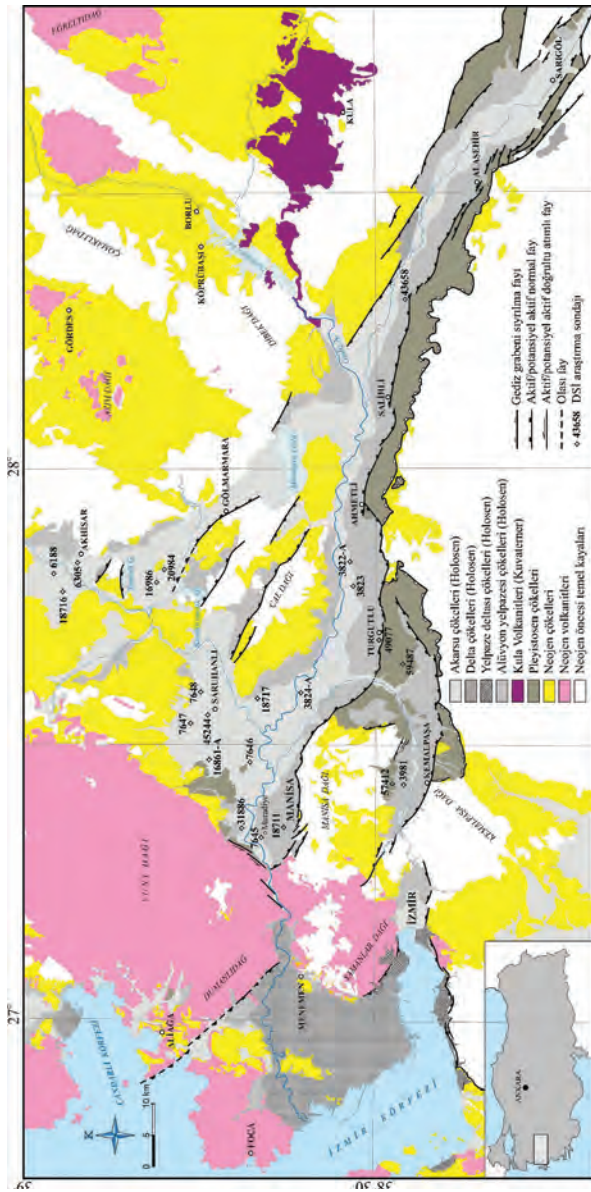
GİRİŞ

Batı Anadolu'nun D-B uzanımlı grabenlerinden biri olan Gediz Grabeni'nin oluşumunu denetleyen tektonizmayı, havzanın çökel dolgusunun stratigrafisi ve sedimantolojik özellikleri ile bölgenin jeomorfolojik karakteristiklerini ele alan çok sayıda jeolojik ve jeomorfolojik (Erinç, 1954, 1955, 1978; Arpat ve Bingöl, 1969; Eisma, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; Erol, 1982; Ozaner ve Bozbay, 1982; Kozan, 1982; Bircan vd., 1983; Aksu ve Piper, 1983/1984; Aksu vd. 1987,1990; Şengör, 1987; Yağmurlu, 1987; Roberts, 1988; İztan ve Yazman, 1990; Paton, 1992; Cohen vd., 1995; Dart vd., 1995; Ediger vd., 1996; Emre, 1996 a,b; Seyitoğlu ve Scott, 1996; Yusufoglu, 1996; Gürsoy vd., 1998; Koçyiğit vd., 1999; Seyitoğlu vd., 2000; Yılmaz, 2000; Yılmaz vd., 2000; Sözbilir, 2001, 2002; Seyitoğlu vd., 2002; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Emre vd., 2005; Kazancı vd., 2009, 2011, 2012) ve paleocoğrafik verileri de kullanan arkeolojik (Çilingiroğlu,

2009) araştırma yapılmıştır. Çok iyi yüzlekler veren çökel dolgusu havza oluşumu ve yerçekilleri gelişiminin anlaşılmasında son derece zengin gözlem olanakları sunmaktadır.

Batı Anadolu'nun en önemli akarsularından biri olan Gediz Nehri'nin içinde aktığı Gediz havzası, ülkemizde en çok çalışılan alanlardan birisi olmuştur. Ancak bütün bu çalışmalarda nehrin ve içinde aktığı havzanın oluşumu ve havza çökellerinin gelişim öyküsünün yeterince anlatıldığı söylenemez. Bu çalışma söz konusu boşluğu kısmen kapatmayı amaçlamaktadır.

Burada Gediz Nehri'nin geç Kuvaterner boyunca geçirdiği jeolojik ve paleocoğrafik evrim sergilenirken, Gediz Grabeni içinde erken Kuvaterner'den itibaren akmış olan eski Gediz Nehri ve onunla yanal ilişkili aluviyal sistemlerin oluşturduğu çökellerin jeolojisi, fasiyes özellikleri ve istiflenme düzenine de kısaca değinilecektir (Şekil 1).



Şekil 1 İnceleme alanının jeoloji haritası ve incelenen DSİ kuyularının konumları (MTA (2002) ve Göktaş (2012)'den yararlanılarak hazırlanmıştır).

Figure 1. Geological map of the research area with the locations of DSİ wells (Modified after MTA (2002) and Göktaş (2012)).

GEDİZ GRABENİ VE PLEYİSTOSEN ÇÖKELİMİ

Gediz Nehri'nin jeolojisini ve evrimini ele almadan önce Gediz Nehri'nin ne zaman oluşmaya

ve çökel dolgulamaya başladığı sorusuna yanıt aramak gerekir.

Gediz Grabeni'nin içinde bulunduğu bölge Neojen ve Kuvaterner boyunca dolgulanma, tektonik ve jeomorfoloji bakımından karmaşık bir evrim geçirmiştir. Batı Anadolu'da Orta Miyosen'den itibaren açılmış olan fay denetimli Neojen havzalarının genel uzanımı KD-GB'dır. Bu graben havzalarında Orta Miyosen süresince çökelmiş olan dolgular, kuzeyde Kütahya-Uşak dolayında genellikle fluviyal, deltayik ve gölsel ortamları, güneyde Aydın-Denizli-Muğla yörelerinde ise başlıca gölsel ortamı karakterize ederler (Kaya, 1980; Leflef, 1980; Yılmaz, 2000). Bir başka deyişle, bu dönemde fluviyal sistemler pek çok yerde kabaca kuzeyden güneye doğru gelişmiş ve göller ise güneyde yer almış ve zaman zaman kuzeye ilerlemiştir. Orta Miyosen'den Pliyosen'e kadar ulaşan yaşlara sahip dolgular içeren ve özellikle Gediz Grabeni'nin kuzeyinde belirgin olan bu KD-GB uzanımlı graben havzalarının, K-G genişlemeyle ortaya çıkan D-B ve KB-GD uzanımlı grabenler ile kökensel ilişkileri yoktur.

Gediz Grabeni'nin bugünkü KB-GD uzanımlı biçimlenişi, Batı Anadolu'nun K-G doğrultulu genişlemesiyle birlikte Kuvaterner başından itibaren gelişmeye başlamıştır. Grabendeki erken dönem çökelinin yaşını veren mikromemeli faunası geç Villaniyen-erken Bihariyen'i karakterize etmektedir (Sarica, 2000). Ancak daha önce Geç Pliyosen içinde ele alınan Villaniyen katının ve erken Bihariyen'in, Kuvaterner başlangıcının ICS tarafından 2,59 milyon yıl öncesine indirilmesi nedeniyle erken Kuvaterner'e taşınma zorunluluğu doğmuştur (Kazancı, 2009; Mascarelli, 2009; ICS, 2013). Büyük Menderes Grabeni'ndekilerle aynı fasiyeslere sahip olan ve bu nedenle bu iki grabenin neredeyse bir ayna görünümüne sahip

olmasını sağlayan bu çökellerin oluşturduğu istifin orta kesiminden de Büyük Menderes Grabeni'nde geç Pleyistosen (Toringiyen) yaşı elde edilmiştir (Ünay vd., 1995; Ünay ve Bruijn, 1998; Ünay ve Göktaş, 1999; Göktaş ve Hakyemez, 2000; Sarıca, 2000). Gediz Grabeni'nin açılmasıyla ilişkili olan Kuvaterner yaşlı alüviyal ve fluviyal çökeller, özellikle grabenin aktif olan güney kenarı boyunca kesintisiz yüzlekler verir.

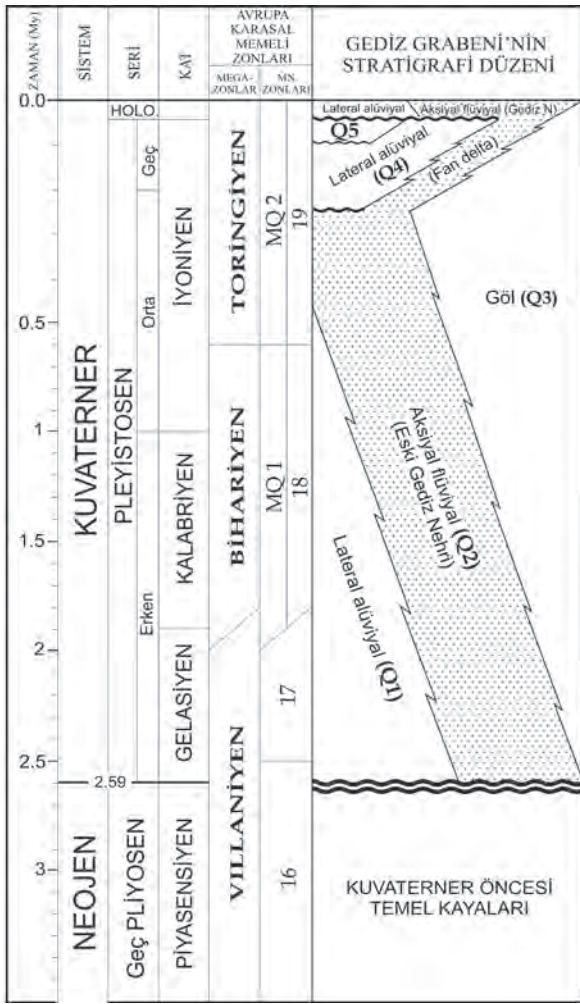
Çökel istifin en alt kesimi, kırmızı renkli alüvyon yelpazesi çakıltaşları (Q1) ile yerel olarak gölsel kıltaşı ve silttaşı içerikli (Q3), gri renkli fluviyal kumtaşı-silttaşı-çakıltaşı ardalanmasından (Q2) meydana gelen, 1000 metreden kalın bir istifle karakterize olur (Şekil 2). Bu istif, havzanın batı ve kuzeybatı kesimlerinde yüzeyleyen ve Göktaş ve Hakyemez (2000) tarafından Büyük Menderes Grabeni'nde tanımlanan "Hıdırbeyli üyesi"nin deneştirilebilir eşdeğeri olan, katmanlanması belirsiz veya masif görünümlü kıltaşı, silttaşı ve kumtaşı düzeylerinden oluşan gölsel çökellere (Q3), kumtaşı ve silttaşı bileşimli deltaik fasiyeler aracılığıyla yanal yönde geçiş gösterir. Q2 ile simgelenen aksiyal fluviyal sistem, yani eski Gediz Nehri'nin tortullaşma eksenini, sıyrılma fayının Pleyistosen'deki etkinlik sürecinde güneye kaymış ve Q2 istifi Q1 istifinin üzerine aşma yapmıştır. Mikromemeli faunasına göre Gediz ve Büyük Menderes graben dolgularının yaşı, geç Villaniyen'den (erken Pleyistosen) erken Toringiyen'e (geç Pleyistosen) kadar uzanır (Ünay vd., 1995; Ünay, 1997: yayımlanmamış veri hakkında sözlü görüşme; Sarıca, 2000).

Nemli iklimde oluşmuş alüvyon yelpazelerini temsil eden, 300-600 metre arasında

değişen kalınlıklardaki, sarımsı kahve renkli, kötü-orta boylanmalı çakıltaşı-egemen istif (Q4), üst yaşı olasılıkla erken Toringiyen'e çıkan Q2 istifini -sıyrılma fayı önünde- uyumsuz olarak örter. Q4 istifinin havzanın KB'sındaki yelpaze deltası ve deltayik karakterdeki deneştirilebilir eşdeğerleri ise, göl alanları üzerine ilerleyerek Q3 çökelinin gerçekleştiği göllerin giderek küçülmesine neden olmuştur. Yani, yanal giriklik ilişkisiyle başlayan fluviyal ve alüviyal tortullaşma, havza tabanını oluşturan tavan bloğunun sürekli güneye eğimlenmesi sonucunda Q2 istifinin Q1 üzerine aşmasıyla sonuçlanmış; Gediz Nehri tortullaşma eksenini de, olasılıkla Q4 örgülü akarsu-egemen alüvyon yelpazesi oluşumunu tetikleyen "supra-detachment" faylanmanın denetiminde tekrar kuzeye kaymıştır.

Bu dolgulanma evresinden sonra, grabenin aktif güney kenarında "supra-detachment" fayların yine havza yönünde göç etmesiyle oluşmuş, moloz akması çakıltaşlarının egemen olduğu, yaklaşık 100 metre kalınlığında ve olasılıkla en geç Toringiyen yaşlı yerel alüvyon yelpazesi çökelleri de (Q5: telescoping fan deposits), yükselen Q4 istifi ve önceki Kuvaterner çökelleri içine kazanmış vadilerin önünde gelişmiştir.

İstiflenmeye ilişkin bu veriler, önceki tüm istifleri kesen en genç ana aktif fayın önünde gelişmiş alüvyon yelpazesi ve akarsu çökellerinin en geç Toringiyen'den sonra çökelmeye başladığını, bir başka deyişle halen gelişimi sürmekte olan bu alüvyon yelpazeleri ve akarsuların Holosen'den itibaren ortaya çıktığını işaret etmektedir.



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Göktaş (2012)'den alınan litostratigrafi düzeni, ICS (2013) kronostratigrafi düzenlemesine göre revize edilmiştir).

Figure 2. Generalized stratigraphical section of research area (After Göktaş (2012); revised based on ICS (2013) time scale).

GEDİZ GRABENİNDE GEÇ KUVATERNER İSTİFLERİ

Stratigrafik düzeni yukarıda genel olarak verilen Pleyistosen yaşlı çökel istiflerinin üzerine, havza içinde Holosen çökelleri dolgulanmıştır.

Bu çökeller halen havzayı doldurmaya devam ettiğinden, yalnızca kenar fasiyesleri, bölgesel yükselim nedeniyle havza kenarlarında yan kol akarsuların kazımalarıyla oluşan birkaç metrelik yarmalarda sınırlı yüzeylemeler vermektedir. Bu nedenle DSİ araştırma kuyularının loglarına başvurularak başlıca Holosen çökellerine ve kısmen de Pleyistosen çökellerine ait litolojik bilgiler sağlanmıştır. Bu kuyularda Pleyistosen ve Holosen yaşlı çökelleri kesin olarak ayırt etmek mümkün olamasa da, çökelleme hızları bakımından Holosen süresince çökmesi mümkün olmayan kalınlıklardaki gölsel çökellerin varlığı, istiflerin bir kısmının Üst Pleyistosen'e ait olabileceğini göstermektedir.

Çalışmada havzanın batı kesiminde açılan toplam 22 adet DSİ kuyusunun logları incelenmiş ve litoloji tanımlamaları çökelleme ortamlarını yorumlamak amacıyla değerlendirilmiştir (Şekil 3). Bu kuyular Saruhanlı-Manisa arasında (7647, 7648, 45244, 16861-A, 7646, 31886, 7645, 18711, 18717, 3824-A nolu kuyular), Turgutlu-Alaşehir arasında (3823, 3822-A, 43658 nolu kuyular), Akhisar dolayında (20984, 16986, 6305, 6188, 18716) ve Turgutlu-Kemalpaşa arasında (57412, 3981, 59487, 49077 nolu kuyular) yer almaktadır.

Kuyularda kesilen litoloji toplulukları beş grupta toplanmıştır. Yalnızca 16861-A, 31886, 16986 ve 6305 nolu kuyularda gözlenen ve Kuvaterner tortullaşması öncesi temel kayalarını oluşturan ilk grup, Neojen gölsel kireçtaşları ile Mesozoyik yaşlı denizel kireçtaşlarını da kapsar.

Kuyulardaki Kuvaterner çökelleri ise başlıca dört grupta toplanmış ve bunlar 1) alüvyon yelpazesi çökelleri, 2) akarsu çökelleri, 3) gölsel çökel arakatlı yelpaze deltası ve delta çökelleri ve 4) gölsel çökeller olarak tanımlanmıştır.

İncelenen DSİ kuyu loglarının tanımlamaları aşağıda verilmiştir (Şekil 3):

7647 nolu kuyunun 85 metrelik üst kesiminde olasılıkla kuzeydeki havza kenarında gelişmiş yelpaze deltasına ait olan ve gri renkli küçük çakıl, kum ve siltlerden oluşan çökeller kesilmiştir (Şekil 3A). Alttaki 120 metrelik kesim ise kahvengi, kumlu gölsel kilaşı ve silttaşlarından oluşur.

7648 nolu kuyunun üst 130 metresinde KD'dan Saruhanlı'ya doğru gelişmiş olan deltaya ait bej ve kahverengi kum, çakıl ve siltler geçilmiştir. Alttaki 49 metrelik kesim ise kahve ve gri-mavi renkli, kumlu gölsel kilaşlarından oluşmaktadır.

45244 nolu 158 metrelik kuyuda yalnızca kuzeyden güneydeki göle doğru gelişmiş olan deltaya ait çökeller gözlenir. Bunlar gri renkli killerden oluşan gölsel arakatkılar içerir. Delta çökelleri bej-gri renklerde, küçük çakıl ve kumlardan oluşmuştur.

16861-A nolu kuyunun üst 28 metresinde beyaz-gri renkli kum ve siltlerden oluşan akarsu çökelleri yer almaktadır. Daha alttaki 74 metrelik kısım "bej renkli kumlu kil" olarak tanımlanmış ve gölsel çökel olarak yorumlanmıştır. Holosen çökellerinin altında Kuvaterner öncesi temeli oluşturan Mesozoyik yaşlı kireçtaşları yer alır.

7646 nolu kuyunun üstten 115 metrelik bölümünde gri renkli çakıl, kum ve kil-silt düzeylerinden oluşan ve akarsu çökelleri olarak yorumlanan litolojiler gözlenmiştir. Sondajın hemen KD'sunda yüzeleyen flüviyal çökeller içinde, orta Pleyistosen'i gösterdiği bildirilen büyük memeli kalıntıları (*Palaeoloxodon antiquus* Falconer ve Cautley, *Cervus elaphus* Linné, *Equus* sp.) bulunmuştur (Şahinci, 1976). 185. metreye kadar devam eden sondajın alt 70 metrelik bölümünde ise gri renkli, üstte daha fazla kumtaşı düzeyleri içeren ve gölsel çökel olarak yorumlanan kilaşı-egemen bir istif görülür.

31886 nolu kuyunun üst 48 metresi boyunca gri renkli çakıl, kum ve siltlerden oluşan akarsu çökelleri geçilmiştir. Bunun altında, 73 m kalınlığındaki gri renkli gölsel kilaşı-kumtaşı istifi, Kuvaterner öncesi temeli temeli oluşturan beyaz renkli Neojen killi kireçtaşlarına kadar devam eder.

7645 nolu kuyu Manisa alüvyon yelpazesinin üzerinde yer alır ve sondajın üst 88 metresi akarsu çökellerini kesmiştir. Toplam 220 m derinliği olan kuyunun alttaki 132 metresinde ise gölsel kum ve killer gözlenmiştir.

18711 nolu kuyuda kesilen istifin üst 70 metresi başlıca kaba çakıltaşlarından meydana gelen alüvyon yelpazesi çökellerinden, altındaki 75 metrelik kesim akarsu kökenli küçük çakıllı kumlar ve siltlerden, en alttaki 45 metrelik istif ise bej renkli gölsel kil ve siltlerden oluşmaktadır.

18717 nolu kuyu Çaldağ'ın hemen güneyinde, havza kenarında yer alır ve üstteki bej-kahve renkli çakıl ve kablardan oluşan akarsu çökellerinin yalnızca 9 m kalınlığında kesilmesinin nedeni bu olabilir. Daha alttaki 145 metrelik kesimde ise gri-yeşil-bej renklerdeki gölsel killer yer almaktadır.

3824-A nolu kuyunun en üst 56 metrelik kesimi akarsu kökenli olarak yorumlanan gri-yeşil renkli çakıl ve kumlardan oluşur. Bunların altında 54 m kalınlığında, mavi-yeşil-bej renkli gölsel killer bulunur. Daha altta, yer yer kum arakatkılı iri çakıllardan oluşan 26 metre kalınlığındaki kesim ise kuzeyde yer alan Çaldağ'dan kaynaklanmış yelpaze deltası veya yan kol akarsuların çökeli olarak yorumlanmıştır. En alttaki 26 metrelik bölüm, gölsel olarak yorumlanan yeşil renkli, kumlu killerden ibarettir.

3823 nolu kuyuda kesilen istifin üst 70 metrelik kısmı akarsu kökenli, küçük çakıllı kumlar ve çakıllardan oluşur. Bunun altındaki 95

metrelik kesim ise görsel ince kum ve siltlerden ibarettir.

3822-A nolu kuyunun üstteki 42 metrelik kesiminde akarsu çakılları bulunur. Alttaki 145 metrelik kesim de başlıca kumlu killerden oluşmaktadır.

43658 nolu kuyuda tümüyle çakıllı kum ve siltlerden oluşan akarsu çökelleri kesilmiştir.

200 m derinliğinde açılan 20984 nolu kuyunun üstten 95 metrelik kesiminde görsel kil ve silt arakatlı kaba çakıltaşlarından oluşan yelpaze deltası çökelleri kesilmiştir (Şekil 3B). İstifin alt bölümü ise, çok az kum ve küçük çakıl ince düzeyleri içeren bej renkli görsel killerden oluşmaktadır.

16986 nolu kuyunun üst 135 metresinde kalın kumlu çakıl düzeylerinin yine kalın silt-kil düzeyleriyle araldanmasından oluşan yelpaze deltası-göl çökeli araldanması görülmektedir. Bunun altındaki 45 metrelik çökeli istif ise tümüyle bej renkli, görsel kil ve siltlerden oluşur. Daha alta, olasılıkla Kuvaterner öncesi temele ait olası Mesozoyik yaşlı denizel kireçtaşları gözlenmiştir.

6305 nolu kuyuda kesilen istifin tümü kızıl kahverengi görsel killerden oluşmaktadır. Bu killer Mesozoyik yaşlı temel üzerinde yer almaktadır.

6188 nolu kuyunun üstteki 145 metrelik kesimi çakıl, kumlu çakıl ve kil-silt araldanmasından oluşmuş, yelpaze deltası olarak yorumlanan bir istif sunar. Toplam 270 m olan kuyunun bunların altında kalan kesimi yeşil renkli, görsel kumlu silt ve killerden ibarettir.

Genellikle görsel killerin kesildiği 18716 nolu kuyunun 250. metresi dolayında çakıllı yelpaze deltası çökellerine rastlanmıştır.

57412 nolu kuyunun üst 56 metrelik bölümü alüvyon yelpazesi çakıltaşlarından,

onun altındaki 40 metrelik kesimi ise görsel killerden oluşmuştur (Şekil 3C). Bunların altında Kuvaterner öncesi temel (Mesozoyik denizel kireçtaşları) temel bulunur.

216 m derinliğindeki 3981 nolu kuyuda çok az çakıl-kum arakatlı, yeşil renkli görsel killeri kesilmiştir.

Erken Kuvaterner çökelleri üzerinde açılmış olan 59487 nolu kuyuda istifin üst 15 metrelik bölümü görsel kıltaşı, sonraki 110 metrelik bölümü akarsu kökenli kumtaşı-silttaşı araldanması ve en alttaki 125 metrelik bölümü görsel killerden oluşur.

49077 nolu kuyunun üzerinde yer aldığı alüvyon yelpazesine ilişkin çökellerin yalnızca 15 metrelik kalınlığı, bu en genç yelpazenin çok yakın bir dönemde dolgulanmaya başladığını gösterir. Bunun altında yer alan istif başlıca görsel kıltaşı ve kumtaşılarından oluşmaktadır.

Bu kuyu verileri ve güncel fasiyeslerin graben içindeki dağılımı göstermektedir ki, Gediz Nehri havzasının batı kesiminde Holosen istifinin üst kesimi havza kenarlarında yelpaze deltası ve delta çökellerinden oluşurken, havza ortasında akarsu çökelleri yer almaktadır. Ancak havzanın batısındaki kuyularda bu kaba kırıntılıların altında görsel çökeller bulunmakta ve havza kenarlarında bunlar birbirleriyle giriklik göstermektedir. Öte yandan, Saruhanlı'nın KD'sunda, Nuriye köyünün hemen batısındaki boğazın önündeki eski deltanın yüzey morfolojisi ve dağıtım kanalları ağı hava fotoğraflarında açık olarak gözlenmektedir. Bu nedenle Saruhanlı dolayındaki kuyularda ilk kesilen çökeller "deltaik" olarak yorumlanmıştır.

TARTIŞMA

Aşağıda Gediz havzasının Pleyistosen ve Holosen evrimleri ayrı ayrı tartışılmıştır. Günümüzdeki çökeltme sistemlerinin başlangıcı olması ve elde

edilebilen verilerin zenginliği nedeniyle Holosen evrimi daha ayrıntılı olarak verilmiştir.

Pleyistosen

Gediz Grabeni'nin içinde bulunduğu bölge Neojen ve Kuvaterner boyunca dolgulanma, tektonik ve jeomorfolojik bakımdan karmaşık bir evrim geçirmiştir. Batı Anadolu'da erken Miyosen'den itibaren K-G ve KD-GB doğrultulu faylar tarafından açılan ya da sınırlanan Neojen havzalarının genel uzanımı KD-GB'dir. Özgün olarak gölsel çökellerin dolgulanıldığı bu grabenler, K-G genişlemeyi simgeleyen D-B uzanlı grabenlerin açılmasından çok önce oluşmuştur ve onlarla kökensel bağlantıları yoktur (Kaya, 1979; Yılmaz, 2000).

Gerek yüzeyde gözlenen fasiyes dağılımı gerekse kuyu loglarından elde edilen veriler, Gediz Grabeni içindeki fluviyal sistemin akış yönünün Kuvaterner başından itibaren KB'ya doğru olduğunu göstermektedir. Güneydeki ana sıyrılma fayının tavan bloğu üzerinde yaygın yüzeylemeleri olan Kuvaterner yaşlı aluviyal ve fluviyal çökeller, Kuvaterner başından itibaren KB-GD doğrultusunda oluşmaya başlamış olan Gediz Grabeni içinde kuzeybatı yönünde akmış olan bir "eski Gediz Nehri" ve bu nehre kuzey ve güneyden kavuşmuş olan alüvyon yelpazelerinin ürünüdür (Şekil 1).

Fluviyal sistemin kuzeybatıya doğru akmış olmasına ilişkin iki önemli kanıt bulunmaktadır. Bunlardan ilki, Turgutlu'nun güney ve batısında Q4 çakıltaşları arasında gölsel silttaşı arakatıklarının yer alması ve Kemalpaşa çöküntüsünün kuzey kenarında, Kemalpaşa Organize Sanayi Bölgesi ile Çobanisa arasında yapımı süren demiryolu yarmalarında Erken Kuvaterner'e ait mavimsi gri-bej renkli kilttaşı ve silttaşları ile temsil edilen gölsel çökellerin

yüzeylemesidir (Göktaş, 2012; Şekil 4). İkinci kanıt ise havzanın doğu kesiminde gerek havza kenarlarında gerekse DSİ araştırma kuyularında yalnızca fluviyal çökeller gözlenirken; havzanın batı-kuzeybatı kenarlarında kalıntıları yüzeyleyen ve Manisa-Saruhanlı-Turgutlu arasındaki ovada açılan DSİ araştırma kuyularının hemen hepsinde kesilen, ayrıca havzanın kuzeybatı kesiminde sadece kesilen bölümü bile çökeltme hızları bakımından Holosen süresince çökmesi mümkün olmayan kalınlıklardaki, kapalı bir gölü karakterize eden, yüksek organik gereç içerikli, siyahımsı koyu gri silttaşı-kilttaşı istifinin bulunmasıdır. Bu veriler, Manisa-Saruhanlı-Turgutlu arasında ve Kemalpaşa ile Akhisar çöküntülerindeki Holosen göllerinin, Pleyistosen döneminden kalıntı olduklarını gösterir.

Paleocoğrafya haritalarında (Şekil 5) Gediz havzasının Kuvaterner boyunca geçirdiği sedimanter ve jeomorfolojik evrimi sırasıyla gösterilmektedir. Şekil 5a, havzanın geç Pleyistosen'deki evrimini göstermektedir.

Holosen

Grabenin aktif güney kenarında, ana sıyrılma fayının kuzeyinde yer alan ve Holosen çökelleri ile Pleyistosen çökelleri arasında sınır oluşturan ana aktif fayın taban bloğu üzerinde Erken Kuvaterner fluviyal çökellerinin yaygın olarak yüzeylemesi, olasılıkla Pleistosen sonu-Holosen başlarında Gediz Nehri havzası dolgulanma ekseninin -bir başka deyişle Gediz Nehri yatağının- sıyrılma fayı üzeri fay sisteminin (supra-detachment fault system) havzaya doğru ilerlemesi sonucu olarak kuzeye göç ettiğini göstermektedir.

Kuzeye, yaklaşık bugünkü konumuna kayarak kuzeybatıya akmaya devam eden yeni Gediz Nehri boyunca ve bu nehre kavuşan yan kollar önünde gelişen dolgulanmanın tarihi,

Holosen sırasında önemli olayları kapsar. Saptanabilen insan yerleşimleri ve uygarlıkları da nehrin bu evriminden etkilenmiş olmalıdır.

Şekil 5b, Gediz Nehri havzasının Holosen'deki evriminin ilk aşamasını göstermektedir. DSİ araştırma kuyularında, Manisa-Saruhanlı-Turgutlu arasında fluvial kum ve çakıllı kumlar tarafından örtülmüş olan gölsel kil ve siltler kesilirken, grabenin bu alanın doğusunda kalan kesiminde yalnızca kumlu ve çakıllı fluvial çökeller gözlenmektedir (Şekil 2, 3). Bu kayıtlar, Holosen'de kuzeye kaymış yeni yatağında önceki gibi kuzeybatıya akmaya devam eden Gediz Nehri'nin Holosen başlarında da Manisa-Saruhanlı-Turgutlu arasında yer alan eski bir göle boşalmaya devam ettiğine işaret eder. Havzanın batısındaki irili ufaklı göllerin varlığını dolaylı yünden belgeleyen bir diğer kanıt da, göllerin bulunduğu alanlarda hiçbir antik yerleşimin bulunmaması ve saptanan yerleşimlerin tümünün göl çevrelerinde yer almasıdır. Döneme ilişkin paleocoğrafya haritasında görüldüğü gibi (Şekil 5b), Holosen başlarında bölgedeki yerleşim yerlerinin bir kısmı Kemalpaşa gölü kıyılarında (Ulucak, Yenmiş, Nemrut), bir kısmı da kuzeyde Akhisar-Gölmarmara arasındaki iki küçük göl çevresinde (Kayışlar, Nuriye, Alibeyli, Arpalı II) yer almaktadır (French, 1965, 1969; Meriç, 1993; Çilingiroğlu, 2009). Bugün kurumuş olan ve çökelleri DSİ tarafından açılmış drenaj kanallarında yüzeyleyen Akhisar çevresindeki küçük göller topografik olarak alçak alanlar oluşturur. Holosen başında bu göllerin güneydoğuya akan dereler aracılığıyla birbirleriyle bağlantılı olduğu düşünülmektedir. İki küçük kuzey gölüne giren akarsuların yalnızca birkaç km²'lik küçük deltaları varken, güneybatıya yönelimli dar bir vadiden geçerek güneyde yer alan Manisa-Saruhanlı-Turgutlu arasındaki büyük göle (Manisa gölü) kuzeydeki göllerin suyunu boşaltan akarsuyun (bugünkü Kum Çayı'nın atası) önünde, Nuriye Köyü yakınındaki vadi çıkışında büyük bir

delta gelişmiştir. Bu deltanın dağıtım kanallarının izleri 1:35.000 ölçekli hava fotoğrafları ve Aster görüntülerinde net olarak seçilebilmektedir (Şekil 6).

Aynı dönemde Gediz Nehri'nin Alaşehir-Turgutlu arasında aktığı ve Turgutlu dolayında Manisa gölüne kavuştuğu düşünülmektedir. Olasılıkla, bugünkü Gördes Çayı ile Gediz Nehri'nin graben dışındaki kesiminin ataları, temel kayaları içine kazınmış birer yan kol olarak eski Gediz Nehri'ne kuzeydoğudan birleşmekteydi. Bunlardan daha güneydoğuda, Salihli'nin kuzeyinde yer alan, Gediz Grabeni'nin kuzey kenarında, Adala İlçesi'nin 14.5 km kuzeydoğusundaki Divlittepe konisinden yaklaşık 25.000 yıl önce çıkararak Gediz Nehri vadisine yönelen bazalt akıntısının (Divlittepe Volkanitleri: Ercan, 1982 ve 1993) içine kazınmıştır. Günümüzdeki Gediz Nehri'nin akış yukarı kesimini oluşturan bu akarsu vadisinin graben ovasına kavuştuğu yerde bir alüvyon yelpazesi gelişmiştir. Bu dönemde başlıca alüvyon yelpazeleri, grabenin güney kenarındaki aktif normal fay boyunca birleşik yelpazeler oluşturarak gelişmiş, kuzey kenarda ise yelpaze gelişimi görece sınırlı kalmıştır.

Öte yandan Holosen başlarında, Menemen'in doğusunda başlıca Neojen volkanitlerinden meydana gelen KD-GB uzanımlı bir sırt, Manisa gölü ile Ege Denizi arasında bir bariyer konumundaydı. En geç Pleyistosen-erken Holosen'de tüm dünya denizlerindeki gibi Akdeniz ve Ege Denizi'nde de deniz düzeyi bugünküne göre yaklaşık 90-130 m daha alçaktı (Shackleton, 1987; Fairbanks, 1989; Colonna vd., 1996; Fleming vd., 1998; Waelbroeck, 2001; Chappell, 2005; Miller, 2005; Caputo, 2007) ve Ege Denizi Menemen batısında bir körfez oluşturmaktaydı. Buradaki körfezin doğu kenarında batı yönünde akan bir akarsuyun önünde oluşan bir yelpaze deltası denize doğru büyümeye başlamış ve bu

ve Manisa yönlerine akmakta olan iki akarsu yataklarını hızla derinleştirmiş; batıdaki akarsu doğudakini kapmış ve Manisa gölü ile Menemen yelpaze deltası arasında, Gediz Grabeni'nin Ege Denizi'ne bağlantısını sağlayan dar ve derin bir vadi oluşmuştur. Bu vadinin açılması, daha yüksekte yer alan Manisa gölü suyunun (Menemen'de delta gelişimini de tetikleyerek) Ege Denizi'ne boşalması sonucunu doğurmuştur (Şekil 5c). Bu boşalmanın sonucunda, Gediz havzasında fluviyal sistem eski göl alanı üzerine de ilerleyerek egemen olmuştur. O dönemin Nif Çayı'nın suları da, Turgutlu güneyinde açılan vadiden geçerek yaklaşık olarak bugün Gediz Nehri'ne kavuştuğu yerden gölün boşalımıyla taşkın ovasına dönüşen alan üzerinden Gediz Nehri'ne boşalmıştır. Büyük Manisa gölünün bu şekilde ortadan kalkması, havzanın paleocoğrafik evrimindeki en önemli olaydır.

Erinç (1954, 1955) Menemen boğazının açılması ile ilgili olarak çeşitli alternatifler ileri sürmüştür. Erkal ve Hakyemez (1993) ile Hakyemez vd. (1999) ise bunlardan “Manisa gölünün taşması ve akarsu geriye aşındırması sonucunda bariyerin batısındaki akarsuyun kapma olayının” birlikte çalışmasıyla Gediz Nehri'nin deniz ile kavuşmasını sağlamış olabileceğini belirtmişlerdir. Yukarıda anılan Muradiye batısındaki KD-GB doğrultulu transfer fay zonunun batısındaki volkanitler içinde bu faylanma nedeniyle oluşan küçük faylar (Şekil 1) ile gelişmiş eklem sistemi akarsu kapmasıyla sonuçlanan vadi açılımını desteklemiş olmalıdır.

Gediz Nehri'nin denize kavuşmasının sonucunda Menemen yakınındaki yelpaze deltası bir delta ovasına dönüşmüş ve Orta Miyosen yaşlı gölsel çökellerden (“Aliğa kireçtaşı”: Kaya,



Şekil 4. Kemalpaşa Holosen çöküntüsünün kuzey kenarındaki Erken Kuvaterner'e ait mavimsi gri-bej renkli kilitaşı ve silttaşlarından oluşan gölsel çökeller.

Figure 4. Early Quaternary lacustrine deposits composed of bluish gray to beige coloured claystone and siltstone at the northern margin of the Kemalpaşa graben formed in Holocene.

1979) oluşan (bugün üzerinde Menemen/Maltepe organize sanayi bölgesinin yer aldığı) adatepenin eski hali olan “Maltepe Adası”na kadar yayılmıştır.

Bu dönemin, Doğu Akdeniz bölgesinde kuraklığı tetikleyen ve 8200 yıl öncesine tarihlenen ani iklimsel değişim olayından kısa bir süre sonrasındaki, Kemalpaşa-Ulucak hüyükü yerleşiminin ve olasılıkla bölgedeki tüm yerleşim alanlarının (Yenmiş, Nemrut, Kayışlar, Nuriye, Alibeyli, Arpalı II) (French, 1965, 1969; Meriç, 1993) terk edildiği zamana (yaklaşık 7800-7900 yıl önce: Çilingiroğlu, 2009) karşılık gelebileceği düşünülebilir. Younger Dryas'taki (günümüzden 12800-11500 yıl öncesi; Muscheler vd., 2008) kurak ve sert iklimden sonra Holosen başında aniden başlayan ve 8800-9000 yıl önce henüz deniz düzeyi yükselmekteyken de devam eden görelî sıcak ve nemli iklim koşullarında (Friedrich vd., 1999; Alley, 2000) kurulmuş Ulucak yerleşim alanının yaklaşık 1000 yıl sonra terk edilmesinde yalnızca Doğu Akdeniz'deki kuraklık değil, belki de bundan daha önemli olarak bölgedeki göllerin denize akaçlanması da rol oynamış olabilir.

Şekil 5d, bölgedeki göllerin akaçlanmasından sonraki paleocoğrafyayı göstermektedir. Ortaya çıkan manzara, yaklaşık olarak günümüz morfolojisine ve ortamsal konumlarına benzemektedir. Havzadaki göllerin hemen tümü Manisa-Menemen arasındaki açılmış dar vadi üzerinden sularını Ege Denizi'ne boşaltarak kurumuş ve eski Manisa gölü alanında oluşan geniş ovada menderesli akarsu sistemi gelişmiştir. Aynı dönemde aktive olan güneydeki normal fayın önünde gerçekleşen faya doğru eğimlenme nedeniyle kuzey alanlar görelî yükselmiş ve bu yükselme de daha çok miktarda çökelin havzaya taşınması sonucunu doğurmuş olmalıdır. Böylece, akaçlama alanının genişliği nedeniyle en fazla çökeli gerci taşıyan bugünkü Gediz Nehri'nin graben dışında kalan

kesiminin grabene kavuştuğu noktada, yani Salihli kuzeyindeki Bintepeler alanının doğusunda bir alüvyon yelpazesi gelişimi başlamıştır. Bu yelpaze, Marmara Gölü'ne bugün kuzeybatıdan suyunu boşaltan ve olasılıkla o dönemde Gediz Nehri'ne kavuşan Gördes Çayı'nın (bugün insan eliyle düzenlenmiş bir kanal halinde olan) Gölarmara doğusundaki kesiminin önünü tıkayarak Marmara Gölü'nün meydana gelmesine neden olmuştur.

Kuzey alanlardaki yükselimin bir sonucu da, Gediz Nehri'nin batı kesiminde akış rejiminin değişmesidir. Salihli-Alaşehir arasında bu fluviyal sistemin doğu parçası (Alaşehir Çayı) menderesli karakterini değiştirmemekle birlikte, Gediz Nehri'nin graben içinde kalan batı kesimi giderek var olan taşkın ovasına gömülerek bir örgülü akarsuya dönüşmüştür. Bu nedenle, söz konusu yükselimin Gediz Grabeni'nin batı kesimine sınırlı kalmış veya batıda daha etkin olmuş olabileceği ileri sürülebilir.

Günümüzde Gediz Nehri örgülü ile menderesli tip arası geçiş özellikleri gösteren, ancak örgülü karakteri ağır basan bir akarsudur (Şekil 5e). Yatağını önceki taşkın ovası içine 5 metre kadar kazımıştır. Alaşehir Çayı'nın insan yapısı kanallara yöneltilmesi öncesindeki doğal yatağı ise menderesli karakterini kısmen kaybetmiş ve güneyden havza ortasına doğru büyüyen alüvyon yelpazeleri tarafından oldukça kuzeye itilmiştir.

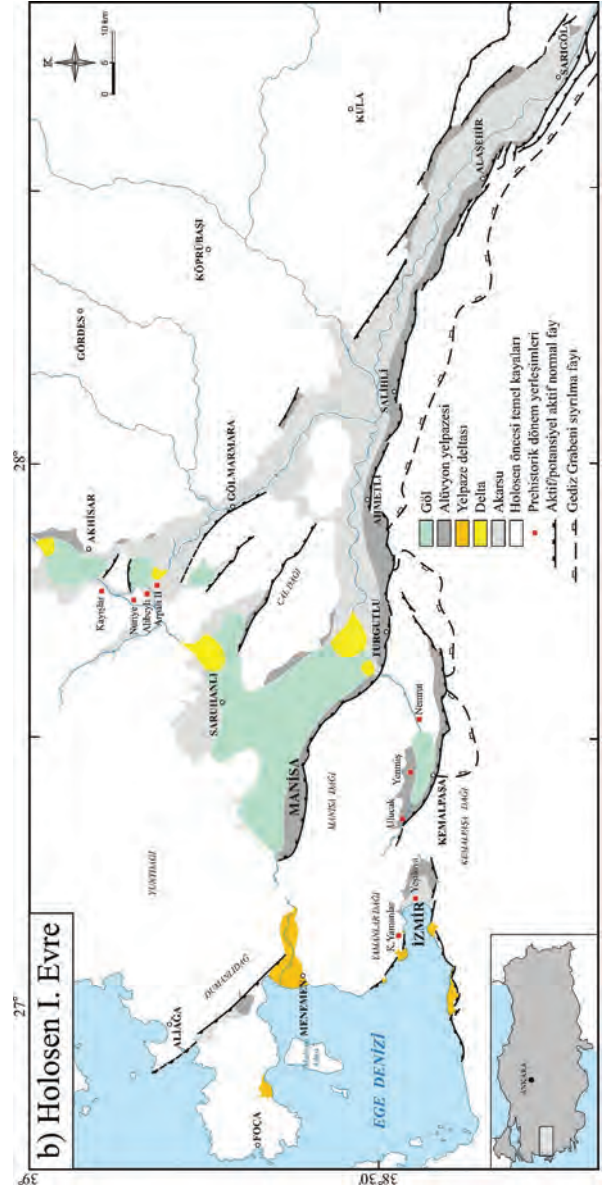
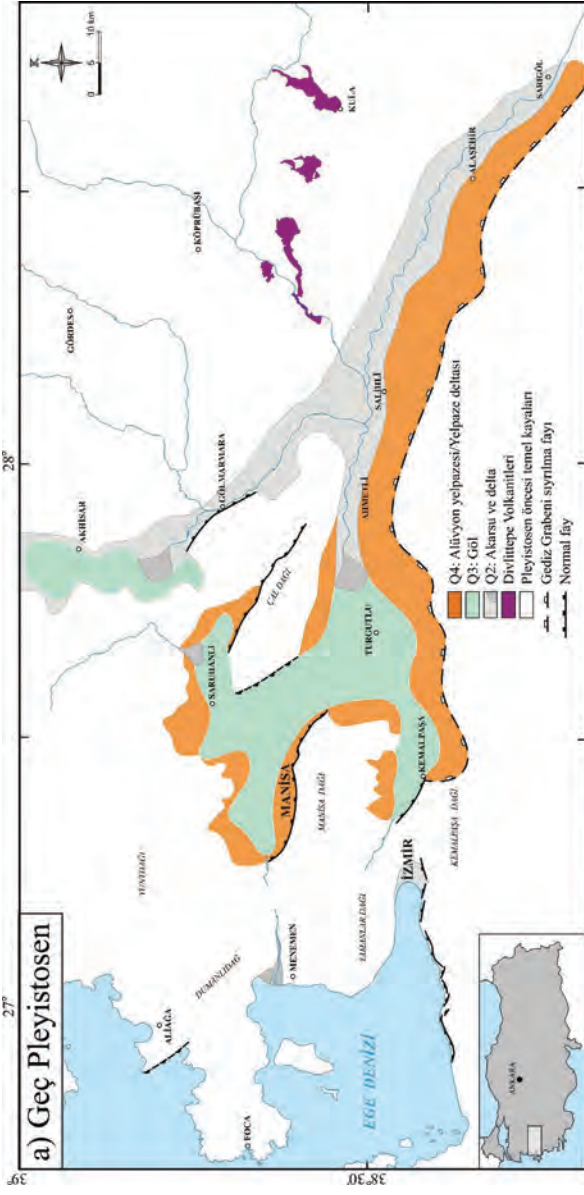
Marmara Gölü, kuzeybatıdan gölü besleyen akarsuyun (bugünkü yapay kanal) Kum Çayı tarafından kapılması sonucunda küçülmüştür. Kuzeydeki yükselme nedeniyle günümüzün Gediz Nehri yatağı, Salihli kuzeyinde grabene girdiği noktadan itibaren kuzeybatıda Marmara Gölü'ne ve güneybatıda Gediz Nehri taşkın ovasına açılan mevcut alüvyon yelpazesi-yelpaze deltası kompleksi içine kazanmıştır.

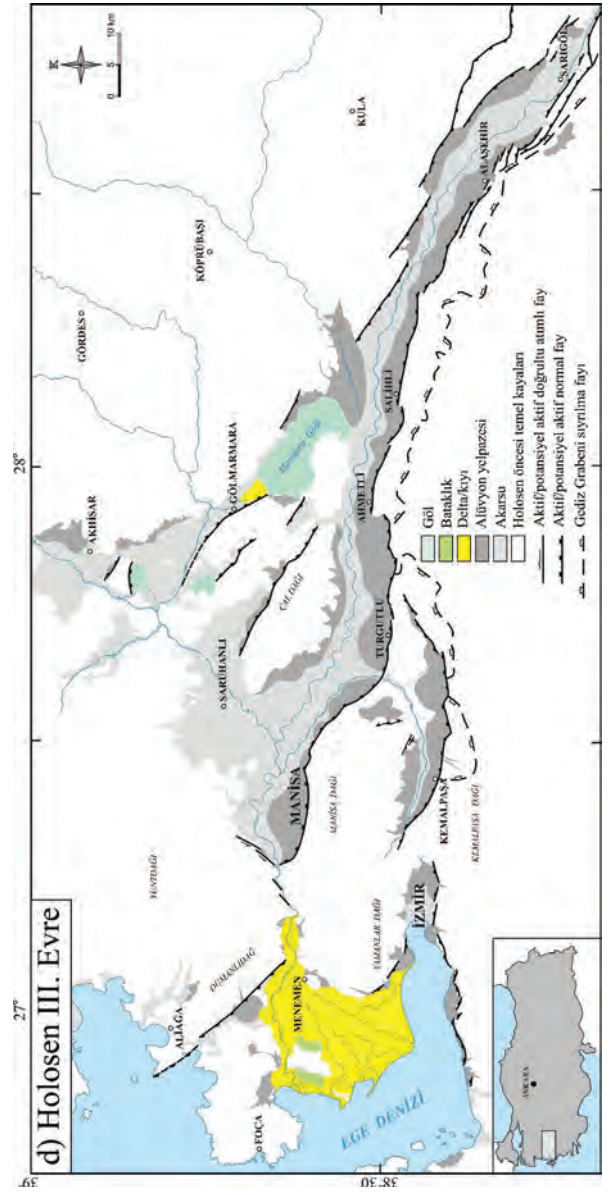
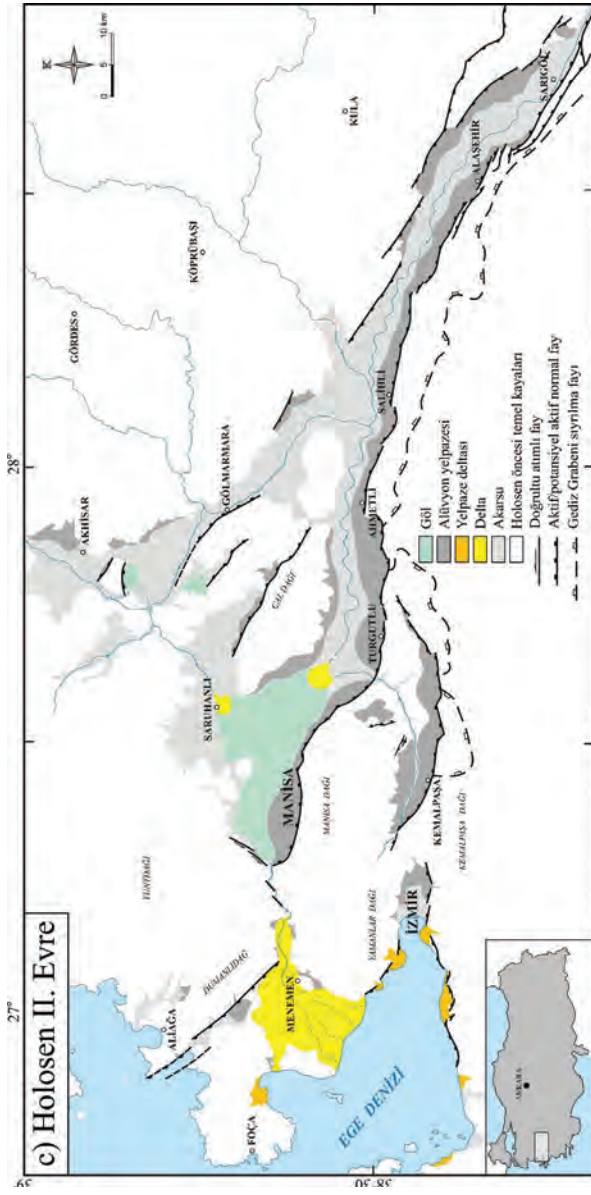
Ancak günümüzden 3800-3100 yıl öncesine ait Miken uygarlığına ait çok sayıda yerleşim merkezini barındıran Menemen ovasında (Bilen, 2008), kesin olan tek bulgu, bu dönemde hemen hemen deniz kıyısında bulunan bir antik yerleşim yerinin Menemen'in 10 km kadar batısında yer alan, Ege Denizi'ne yaklaşık 8,5 km uzaklıktaki Maltepe Beldesi dolayında olduğudur¹.

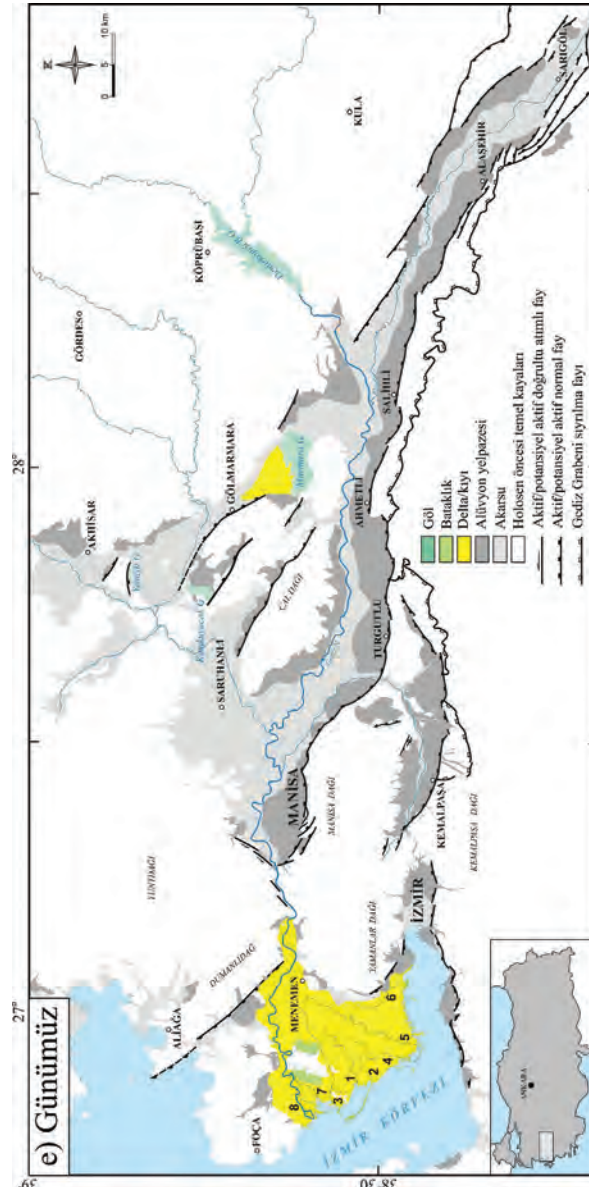
Bölgede, İzmir'in batısındaki Karaburun denizel havzasında, Aksu vd. (1987) tarafından, sığ sismik deniz tabanı profillerinden çıkarsanan yorumlanmış dolgulanma sekansları ile sapropel düzeyi ve izotopik kat sınırı verilerinin

karşılaştırılmasına dayanılarak hesaplanan tektonik çökme hızı 1000 yılda 1 m olarak belirlenmiştir. Eğer bu tektonik çökme hızı bölgesel yükselim hızına eşitse, o zaman günümüzde eski menderesli akarsu taşkın ovası içine 5 m kadar kazınmış olan Gediz Nehri'nin yatağını kazımaya başlaması, Kazancı vd. (2009, 2011)'nin Büyük Menderes'in drenaj alanının genişlemesi ve graben batısındaki körfezin dolmaya başlamasına ait tarihe ilişkin düşündükleri gibi, yaklaşık 5000 yıl öncesine veya daha sonrasına tarihlendirilebilir. Ancak bu çıkarsama, *şimdilik*, spekülatif bir düşünceden öteye geçmemektedir.

¹ Bu yöredeki kazılar emekli Prof. Dr. Armağan Erkanal (HÜ) başkanlığında yapılmış olup, konuyla ilgili yayınlar için <http://arkeo.hacettepe.edu.tr/tr/prof-dr-armagan-erkanal> web adresine başvurulması önerilir.

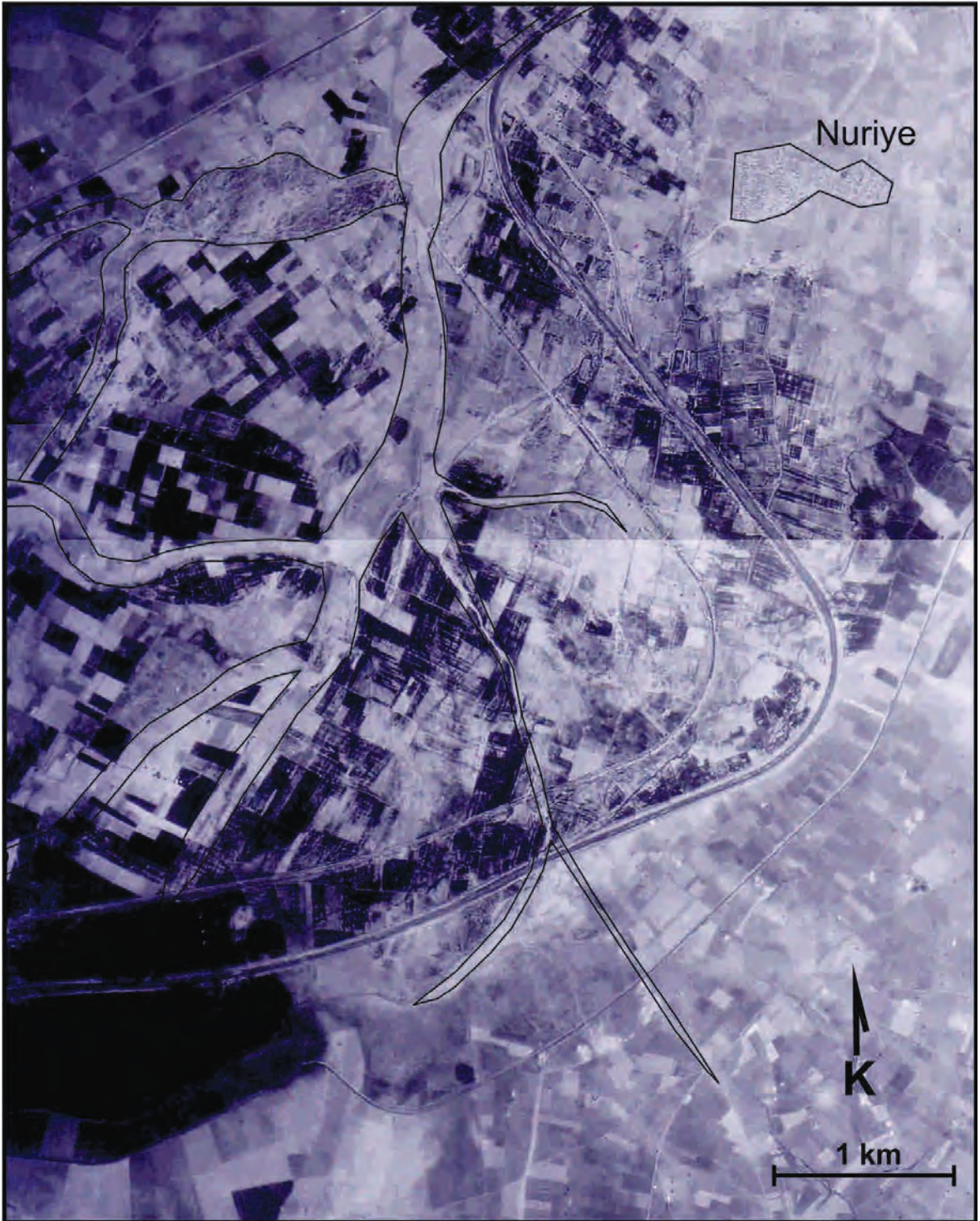






Şekil 5. Geç Pleistosen-Holosen sırasında Gediz Nehri havzasındaki en genç çökel dolgusu fasiyeslerinin dağılımını gösteren paleocoğrafya haritaları. a) Geç Pleyistosen dönemi, b) Holosen ilk evresi, c) Holosen ikinci evresi, d) Holosen üçüncü evresi, e) Günümüz (Rakamlar Gediz deltası üzerindeki dağıtım kanallarının göç sırasını göstermektedir).

Figure 5. Palaeogeographic maps showing the distribution of sedimentary facies in the Gediz River Basin during the Late Pleistocene and Holocene. A) Late Pleistocene, b) Holocene first phase, c) Holocene second phase, d) Holocene third phase, e) Present (Numbers indicate the order of formation or shifting of delta distributaries on then Gediz delta).



Şekil 6. Nuriye Köyü yakınında kuzeyden Manisa gölüne açılan Holosen deltasının dağıtım kanalları. Köy Saruhanlı'nın 11 km DKD'sundadır.

Figure 6. *Distributaries of the Holocene delta at the northern margin of the Manisa Lake near Nuriye village, located at 11 km ENE of Saruhanlı town.*

SONUÇLAR

Gediz Grabeni, asıl olarak Kuvaterner tektonizması ile şekillenmiştir ve Kuvaterner tektonizması ile bu tektonizma denetiminde gelişmiş çökeliimin en iyi izlendiği yerdir. Bir başka deyişle, Gediz Nehri'nin jeolojik evrimi, Gediz Grabeni'nin Kuvaterner'deki tektonizma denetimli dolgulanmasını temsil eder. Çalışmada elde edilen sonuçlar aşağıda ana başlıklar halinde verilmiştir.

1. Gediz Grabeni Kuvaterner başında alüvyon yelpazesi, örgülü akarsu ve batıda bu sistemlerin suyunu boşalttığı bir göl ile işgal edilmiştir.
2. Grabenin batı kesiminde geniş alanlar kaplayan göl bugünkü Manisa, Saruhanlı, Turgutlu, Akhisar, Kemalpaşa ovalarını örtmekte olup Çaldağ ile Spil Dağı ve göle uzanan yarımada durumunda idi. Göl başlangıçta doğu yönünde Ahmetli'ye ulaşmaktaydı. KB yönünde akan eski Gediz Nehri ile kuzeyden göle kavuşan eski Kum Çayı'nın deltaları oluşmuş, göl kenarında yer yer yelpaze deltaları gelişmiştir.
3. En geç Pleyistosen-erken Holosen'de Ege Denizi-Akdeniz'in deniz düzeyi bugünküne göre yaklaşık 90-130 m daha alçaktı ve Menemen'in doğusunda batıya akan ve Manisa gölünün batısında doğuya akan birer akarsu bulunuyordu. Düşük deniz düzeyi ve tektonik etkinlik bu akarsulardan özellikle batıda olanının geriye aşındırmasını hızlandırmış ve kaynak tarafının Manisa gölüne yaklaşmasını sağlamıştır.
5. Olasılıkla Holosen başlarında Manisa gölü Menemen tarafındaki akarsu tarafından kapılmış ve birbiriyle bağlantılı Manisa ve Kemalpaşa göllerinin suları Ege Denizi'ne boşalmıştır. Bölgedeki antik Ulucak yerleşimin yaklaşık 9000 yıl önce terk edilmesinde bu

olayın rolü olabilir. Menemen deltasının önemli bir bölümü kapılan gölün suları tarafından inşa edilmiş olmalıdır. Suyu boşalan göl alanı menderesli ırmak çökeline sahne olmuştur.

6. Menemen boğazının açılmasının ardından, orta-geç Holosen'de, deniz düzeyinin de yükselmesi ile (Lambeck, 1995; Lambeck ve Purcell, 2005) Gediz Nehri günümüzdeki drenajını kazanmıştır. Bu dönemde güneydeki aktif faya doğru eğimlenme nedeniyle kuzey alanlar görelî yükselmiş ve bu daha çok çökeliin havzaya taşınması sonucunu doğurmuştur. Böylece, bugünkü Gediz Nehri'nin graben dışında kalan kesiminin grabene kavuştuğu noktada bir alüvyon yelpazesi oluşmuştur. Bu yelpaze, olasılıkla o dönemde Gediz Nehri'ne kavuşan Gördes Çayı'nın Gölarmara doğusundaki kesiminin önünü tıkayarak Marmara Gölü'nün meydana gelmesine neden olmuştur. Menemen deltasında ise, olasılıkla 5000 yıl önce yatağına 5 metre kadar gömülen Gediz Nehri'nin henüz bugünkü genişliğine kavuşmamış delta düzlüğü alanı, Geç Tunç dönemi Miken krallığından başlayarak bugüne değin çeşitli uygarlıklara yaşam alanı oluşturmuştur.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, makaleyi kaleme alma konusundaki ısrarlı teşvikleri ve yön verici eleştirileri için Prof. Dr. Nizamettin Kazancı'ya (AÜ), eleştirilerinden ötürü Prof. Dr. Halil Gürsoy'a (CÜ) ve kuyu loglarının teminindeki yardımları için Jeoloji Y. Müh. Aytaç İşçi (DSİ), Jeoloji Y. Müh. Alim Murathan (DSİ) ve Jeoloji Y. Müh. İhsan Boz'a teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

The Gediz River basin, in which an important river of the Western Anatolia runs, is one of the

most studied areas in Turkey. Unfortunately, it cannot be said enough to have been described the history of formation of the river, the basin in which it has run and the the development of basin fill. This paper aims to address this lack.

In this paper, while the geologic and paleogeographic evolution of the Gediz River during the Quaternary is explained the geology, it will be briefly described the facies characteristics and stratigraphic arrangement of the deposits of the Gediz River, which has run since the beginning of the early Quaternary in the Gediz Graben, and alluvial systems interfingering with the river (Figure 1).

The fault-controlled Neogene basins became to open in the Middle Miocene have a NE-SW direction. Sediments deposited in these basins during the Middle Miocene characterize fluvial, deltaic and lacustrine environments around Kütahya and Uşak in the north whereas the lacustrine environments in the vicinities of Aydın, Denizli and Muğla. In other words, the streams running roughly from the north to south discharged the lakes in the south. There is not a genetic relationship between these grabens and the other E-W and NW-SE trending ones occurred by N-W extension.

The NW-SE trending shape of the Gediz Graben has begun to develop from the beginning of Quaternary as a result of N-S extension of the Western Anatolia. The micromammalian fauna in the lowest part of the graben-fill characterizes the late Villanian-early Biharian (Sarica, 2000). The upper part of the Villanian and the lower part of the Biharian stages, which were considered in the latest Late Pliocene in the papers cited above, are in the Quaternary period today (ICS, 2013). A late Pleistocene (Toringian) fauna was determined in the middle part of the succession exposed in the Büyük Menderes Graben which has the same

facies with the one in the Gediz Graben, so that the successions in both grabens have mirror images (Ünay et al., 1995; Ünay and Bruijn, 1998; Ünay and Göktaş, 1999; Göktaş and Hakyemez, 2000; Sarica, 2000). The Quaternary alluvial and fluvial deposits related with the opening of the Gediz Graben have continuous outcrops along the active southern margin of graben.

The lower part of this sedimentary succession is characterized by a sequence thicker than 1000 meters composed of reddish alluvial fan conglomerates (Q1) interfingering with gray coloured fluvial sandstone, siltstone and conglomerate alternation (Q2), including lacustrine claystone and siltstone (Q3) in part (Figure 2). This succession laterally passes into lacustrine deposits in the western part of the graben through the deltaic facies. Because the depositional axis of the fluvial system, i.e. the old Gediz River, shifted toward the active detachment fault in the Pleistocene Q2 sequence overlapped the Q1 sequence. The northward back-shifting of the depositional axis of Gediz River was probably occurred in the control of supra-detachment faults triggered the formation of Q4 braided-stream dominated alluvial fans. The age of Q1, Q2 and Q3 deposits ranges from late Villanian (early Pleistocene) up to early Toringian (late Pleistocene) based on micromammalian fossils (Ünay, et al., 1995; Ünay, 1997: personal communication on unpublished data; Sarica, 2000). A succession 300-600 meters thick and mainly composed of yellowish brown conglomerates deposited in humid alluvial fans (Q4) unconformably overlies the Q2 sequence, which its latest deposition time is probably early Toringian, in front of the detachment fault. Lateral equivalents of Q4 sequence, which was depositing in fan delta and delta environments in northwest of the basin, prograded over the lacustrine areas and caused to decrease the lake areas in which the Q3 sequence was depositing.

Subsequent to this depositional phase, local telescoping alluvial fan sediments (Q5), which were mainly composed of nearly 100 meters thick debris flow conglomerates in probably late Toringian age and deposited as a result of basinward shifting of the supra-detachment faults developed on the detachment fault located along the active southern margin of the graben, were accumulated in front of the valley scoured into the uplifted Q4 sequence and older Quaternary sediments.

The data of stratification show that alluvial fan and fluvial sediments deposited in front of the youngest main supradetachment fault offset all the older successions were deposited after the late Toringian. In other words, the recent alluvial fans and the recent Gediz River have occurred since the beginning of the Holocene.

Holocene sediments have been deposited on the Pleistocene sequences in the basin. Because they continue to fill the basin, only their marginal facies expose in a few meters high tributary stream incisions occurred as a result of uplift at the margins. So, the lithological data about Holocene sediments and partly about Pleistocene deposits has been obtained from DSİ (State Hydraulic Works) research well logs. Logs of 22 wells drilled in the western part of the basin were investigated, and lithologic descriptions on the logs were evaluated to interpret their depositional environments (Figure 3).

Based on the evaluation of well logs and the distribution of recent sedimentary facies in the graben, it is understood that the upper part of the Holocene sequence is composed of alluvial fan and fan delta deposits along the basin margins whereas the fluvial sediments are dominated in the centre of basin. However lacustrine sediments are drilled under the coarse grained deposits in the western part of basin and they are interfingered

at the margins. On the other hand, the surface morphology and network of distributaries of an ancient delta, which is located in the front of the stream strait just at the western side of Nuriye village in the northwest of Saruhanlı, are clearly visible on the aerial photos. Thus, the first drilled deposits in the wells around Saruhanlı are interpreted as deltaic sediments.

Both distribution of facies pattern on the field and well log data show that the flow direction of fluvial system has been to the northwest since the beginning of Quaternary. The Quaternary alluvial and fluvial deposits widely exposed on the hanging wall of the detachment fault in the south are the products of "older Gediz River" run to NW and the alluvial fans reached the river from north and south in the NW-SE trending Gediz Graben since the early Quaternary (Figure 1).

Two evidences indicate the northeastward flowing of the fluvial system. One of them is the existence of lacustrine siltstone interlayers in Q4 conglomerates in the south and west of Turgutlu and exposing of lacustrine deposits composed of claystone and siltstone alternation at the northern margin of the Kemalpaşa Holocene basin (Göktaş, 2012; Figure 4). Other one is that existence of siltstone-claystone succession with high organic material content representing the sedimentation in a closed lake observed in all wells drilled on the plain surrounding by Manisa, Saruhanlı and Turgutlu cities and exposed western and northwestern margins of the basin, whereas the fluvial sediments drilled in the wells and exposed at the margins of the basin in the eastern part of the graben. Because even the drilled upper part of this succession has an impossible thickness to be deposited during the Holocene, if considering the sedimentation rate, the lower part of it must be deposited during the Pleistocene. These data show that the lakes between the Manisa, Saruhanlı

and Turgutlu, and in the Kemalpaşa and Akhisar basins are remnants of Pleistocene paleo-lakes.

The sedimentary and geomorphological evolution of the Gediz basin during the Quaternary are shown on the paleogeographic maps as five phases (Figure 5). Figure 5a show the evolution of the basin during the late Pleistocene.

Extensive exposures of early Quaternary deposits on the foot wall of the main active boundary fault between Pleistocene and Holocene deposits located in the north of detachment fault show that the depositional axis of the Gediz River basin, or in other words the bed of Gediz River, shifted to north as a result of the basinward progradation of supra-detachment fault system.

The history of deposition developed along the new Gediz River shifted to its actual course in the north and in front of its tributaries has been covered a series of important events during the Holocene. Antique human settlements and civilizations in the region could be affected by this evolution.

Figure 5b shows the first phase of the evolution of Gediz River basin in the Holocene. Lacustrine clays and silts overlain by fluvial sands and pebbly sands were recorded in the DSİ wells in the area between Manisa, Saruhanlı and Turgutlu, whereas only the sandy and pebbly fluvial deposits were observed to the eastern side of this area in the graben (Figure 2, 3). These records indicate that the Gediz River was still continuing to discharge into an ancient lake between Manisa, Saruhanlı and Turgutlu in the beginning of Holocene. Another evidence indirectly supported the existence of large and small lakes in the western part of the basin is that the absence of antique settlements in the ancient lake areas but all they built around these lakes. As shown on the paleogeographic map, some of antique settlements are situated at

the margins of Kemalpaşa Lake and some other ones are located around two small lakes between Akhisar and Gölarmara (French, 1965, 1969; Meriç, 1993; Çilingiroğlu, 2009). The small lakes around Akhisar form low areas today and their deposits expose in DSİ drainage channels. It is thought that they were connected to each other by the streams run to the southeast in the early Holocene. While the streams feeding two small northern lakes formed a few km² small deltas, a big delta was developed in southwestern end of a NE-SW directed narrow valley of a stream, ancestor of recent Kum Stream, discharged the waters of the small lakes into the Manisa Lake in the NE of Saruhanlı. The distributary channels of this delta are clearly visible on aerial photos and Aster images (Figure 6).

During this phase, the Gediz River was running between Alaşehir and Turgutlu and discharging into the Manisa Lake. It is strongly possible that the ancestors of present Gördes Stream and some recent parts out of the graben of Gediz River were jointed the ancient Gediz River from northeast as tributaries along the incised valleys in the basement rocks. One of them located in north of Salihli was incised in a basalt flow erupted from the Divlittepe cone, 14.5 km NE of Adala town in the northern margin of the Gediz Graben, about 25.000 years ago (Divlittepe volcanics: Ercan, 1982, 1993). An alluvial fan was developed in the reaching point to the graben plain of this stream, which forms the upstream part of actual Gediz River. During this time interval, the alluvial fans were developed forming coalescing fans along the southern active fault whereas along the northern margin the fan development was more limited.

On the other hand, a NW-SE trending ridge composed of volcanic rocks in the east of Menemen at the beginning of Holocene was

forming a barrier between the Manisa Lake and Aegean Sea. The sea level of Mediterranean and Aegean Sea was 90 to 130 meters lower than present sea level in during the latest late Pleistocene and early Holocene as like as all the seas on the world Shackleton, 1987; Fairbanks, 1989; Colonna et al., 1996; Fleming et al., 1998; Waelbroeck, 2001; Chappell, 2005; Miller, 2005; Caputo, 2007). There was a bay of the Aegean Sea to the west of Menemen and a fan delta in front of a small stream running to the west began to prograde towards the sea at the eastern end of this bay. Contemporaneously, small fan deltas were developing in front of the İzmir Fault (Emre et al., 2005) along the southern margin of the İzmir Bay (Figure 5b).

At the beginning of second phase, because of a possible increase in southward tilting of the hanging wall of detachment fault, waters of two northern small lakes flowed into the southern areas. Two streams between the Dumanlı and Yamanlar mountains running to Manisa and Menemen directions deepened their valleys rapidly as a result of relative uplift of western side of the left-lateral transfer fault zone in the west of Muradiye (Emre et al., 2005) by activation the fault. Consequently, western stream captured the eastern one and a narrow valley connecting the Gediz Graben with the Aegean Sea occurred between the Manisa Lake and the Menemen fan delta. Opening of the valley resulted in draining of the water body of the Manisa Lake and triggering the delta development in the Menemen area (Figure 5c) whereupon the fluvial system dominated in the Gediz basin by prograding over the older Manisa Lake area. Additionally, the ancient Nif Stream flowed into the Gediz River running through the valley incised in the south of Turgutlu and crossed the flood-plain area, remnant of the Manisa Lake. The extinguishment of the big

Manisa Lake is the most important event in the paleogeographical evolution of the basin.

Erinç (1954, 1955) proposed various alternatives for the incising of Menemen valley. Erkal and Hakyemez (1993) and Hakyemez et al. (1999) remarked that the reaching of the Gediz River to the Aegean Sea was provided by co-working of “flooding of the Manisa Lake and capturing of western stream by back-erosion of streams”. The valley incision was probably supported by the minor faults and joint system in the volcanic rocks created as a result of the transfer fault zone in the west of Muradiye (Figure 1).

After the Gediz River reached to the sea the fan delta near Menemen changed into a deltaic plain and spread out to “Maltepe Island” which is an inselberg today on which an organized industrial zone is established.

This phase may be correlated with the leaving time of nearly all the antique settlements (French, 1965, 1969; Meriç, 1993) in the region (dated 7800-7900 BP: Çilingiroğlu, 2009) after the abrupt climatic change event triggered the dryness in the Eastern Mediterranean region dated 8200 BP. Not only the dryness in the Eastern Mediterranean, but more importantly that the drainage of the lakes in the region could played a role in abandonment of the Ulucak antique settlement 1000 years after its establishment in 8800-9000 BP during warm and humid climate and rising sea level conditions (Friedrich et al., 1999; Alley, 2000) suddenly began in the beginning of the Holocene after the arid and hard climate of Younger Dryas (12800-11500 BP: Muscheler et al., 2008).

Figure 5d shows the paleogeography after the lakes were drained. The landscape resembles very much the present morphology and environmental configuration. Much of the lakes in

the basin dried by discharging their waters through the Menemen valley into the Aegean Sea, and a meandering river developed on the wide plain, the remnant of ancient Manisa Lake area. In the same phase, because of tilting of the hanging wall of the activated southern fault towards the fault northern areas uplifted relatively and consequently larger amount of sediment were transported into the basin. Thus, because the part of Gediz River out of the graben transported maximum amount of sediments as a result of its wide drainage area, an alluvial fan began to develop at the point it reaches the graben in the east of the Bintepeleer area located at the north of Salihli. This fan caused to create of the Marmara Lake by plugging the part in the east of Gölarmara of the Gördes Stream (this part is in the form of a human-made channel today), which was a tributary of the Gediz River at that time but it is discharging into the Marmara Lake at the present.

The uplift of northern areas also caused a change in the flow regime of Gediz River. The western part of the Gediz River within the graben changed into a braided river by incising the flood plain in time whereas the eastern part of the fluvial system (Alaşehir Stream) did not change its meandering character between Salihli and Alaşehir. So, it is arguable that the uplift could be restricted to the western part of the Gediz Graben or it could be more effective in the west.

In present, the Gediz River is an anatomizing river that its braided character is more predominant (Figure 5e). Its bed was incised 5 meters deep in older flood plain. The natural channel of the Alaşehir Stream lost its meandering character partially and it was pushed to the northern margin of the basin by southern alluvial fans developed towards the basin before the water of the Alaşehir Stream transferred to the artificial channels.

The Marmara Lake has become smaller as a result of capturing of the stream feeding the lake from northwest (it is an artificial channel today) by the Kum Stream to the northwest direction. Because of uplift in the northern margin of the graben, the bed of the present Gediz River was incised in the existed alluvial fan-fan delta complex, which is adjacent with the Marmara Lake at the northwest and flood plain of the Gediz River at the southeast, as from its reaching point to the graben to the north of Salihli town.

Although five shorelines were observed on the Menemen deltaic plain (Erkal ve Hakyemez, 1993; Hakyemez et al., 1999) it has been not found any precise data on the progradation of the various lobes of deltaic plain when and where. The only data we sure that is an antique Mycenaean settlement very close the shoreline was located around Maltepe village 8.5 km away from the Aegean Sea on the Menemen plain covering lots of settlements of Mycenaean civilization prevailed 3800-3100 BP.

The rate of tectonic subsidence was calculated as about 1 m per year at the Karaburun basin to the west of İzmir by Aksu et al. (1987). If it is considered to equal to the regional uplift rate, the Gediz River may have started to cut down its former meandering flood plain approximately 5000 years ago or later as in the discussions of Kazancı et al. (2009, 2011) about the times of enlarging of the drainage area of the Büyük Menderes River and initiation of filling of the estuarine in the west of the Büyük Menderes Graben. Unfortunately, this inference can not be an argument more than a speculative opinion for now.

The Gediz Graben was briefly configured by Quaternary tectonics and it is the best-observed area of the Quaternary tectonics and the deposition controlled by it. In other words, the geological evolution of the Gediz River represents the fault-

controlled deposition in the Gediz Graben during the Quaternary.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aksu, A.E., Piper, D.J.W., 1983/1984. Progradation of the late Quaternary Gediz delta, Turkey. *Marine Geology*, 54, 1-25.
- Aksu, A.E., Piper, D.J.W., Konuk, T., 1987. Late Quaternary tectonic and sedimentary history of outer İzmir and Çandarlı bays, Western Turkey. *Marine Geology*, 76, 89-104.
- Aksu, A.E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M., Piper, D.J.W., 1990. Quaternary tectonic and sedimentary history of Eastern Aegean Sea shelf area (Doğu Ege Denizi şelf alanının Kuvaterner'deki tektoniği ve tortul tarihçesi). *Jeofizik*, 4, 3-35.
- Alley, R.B., 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19, 213-226.
- Arpat, E. ve Bingöl, E., 1969. Ege bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler. *MTA Dergisi*, 73, 1-9.
- Bilen, U., 2008. Anadolu'da Miken Buluntu Merkezleri. Yüksek Lisans Tezi, 354 s., Adnan Menderes Üniv. Sosyal Bil. Enst. Arkeoloji A.B.D., Aydın (yayımlanmamış).
- Bircan, A., Bozbay, E., Gökdeniz, S., Kozan, A.T. ve Öğdüm, F., 1983. Gediz graben sisteminin yeni veriler ışığında yorumu. 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 21-25 Şubat 1983, Ankara, Bildiri Özetleri, 82.
- Bozkurt, E. ve 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.
- Caputo, R., 2007. Sea-level curves: Perplexities of an end-user in morphotectonic applications. *Global and Planetary Change* 57, 417-423.
- Chappell, J.M., 2005, Sea Level Change, Quaternary. In: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, (Ed. Vivien Gornitz), 893-898.
- Cohen, H. A., Dart, C. J., Akyüz, H. S. ve Barka, A., 1995. Syn-rift sedimentation and structural development of Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. *Journal of Geological Society*, London, 152, 629-638.
- Colonna, M., Casanova, C. Dullo, W-C. ve Camoin, G., 1996. Sea-Level Changes and $\delta^{18}O$ Record for the Past 34,000 yr from Mayotte Reef, Indian Ocean. *Quaternary Research*, 46, 335-339.
- Çilingiroğlu, Ç., 2009. Central-West Anatolia at the End of 7th and Beginning of 6th Millennium BCE in the Light of Pottery from Ulucak (İzmir), PhD Thesis, Eberhard-Karls-University Tübingen, 537 pp.
- Danukolova, G. ve Lefort, J. F., 2009. The contribution of malacology in dating the Pleistocene submarine levels of the English Channel. *Journal of the Geological Society*, 166 (5), 873-878.
- Dart, C., Cohen, H.A., Akyüz, H.S. ve Barka, A., 1995. Basinward migration of rift-border faults: Implications for facies distributions and preservation potential. *Geology*, 23 (1), 69-72.
- Dewey, J. F. ve Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions; complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90, 84-92.
- Ediger, V.Ş., Batı, Z. ve Yazman, M., 1996. Paleopalynology of possible hydrocarbon source rocks of the Alaşehir-Turgutlu area in the Gediz graben (Western Anatolia). *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 8(1), 94-112.
- Eisma, D., 1978. Stream deposition and erosion by the Eastern shore of the Aegean. In: *The Environmental History of the Near and Middle East since the last ice age.* (Ed.: W.C.Brice), London, New York, San Francisco, 67-81.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F., 2005. İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri. *MTA Raporu No: 10754*, Ankara (yayımlanmamış).
- Emre, T., 1996a. Gediz grabenin jeolojisi ve tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 171-186.
- Emre, T., 1996b. Gediz grabeninin tektonik evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 39 (2), 1-18,
- Ercan, T., 1982. Kula yöresinin jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi, *İst. Yerbil. Derg.*, 3, 77-124.
- Ercan, T., 1993. Kula volkanitlerinin jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerinin yorumu (Manisa-Batı Anadolu). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 36(1), 113-129.
- Erinç, S., 1954. Orta Ege Bölgesi'nin Jeomorfolojisi. *MTA Raporu No: 2217*, Ankara (yayımlanmamış).
- Erinç, S., 1955. Gediz ve Küçük Menderes deltalarının morfolojisi. 9. Coğrafya Meslek Haftası (22-29 Aralık 1954) Tebliğler ve Konferanslar. *Türk Coğ. Kur. Yay. No.2*, 33-66, İstanbul.
- Erinç, S., 1978. Changes in the physical environment in Turkey since the end of last glacial. In: *The Environmental History of the Near and Middle East since the last ice age.* (Ed.: W.C.Brice), London, New York, San Francisco, 87-110.
- Erkal, T. ve Hakyemez, H.Y., 1993. Gediz Nehri Deltasının Kuvaterner jeoloji ve jeomorfolojisi. *Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri*, 17-19 Kasım 1993, İstanbul, 32-33.
- Erol, O., 1982. Batı Anadolu genç tektoniğinin jeomorfolojik sonuçları. *Türkiye Jeol. Kur. Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli*, Ankara, 15-21.

- Fairbanks, R.G., 1989. A 17.000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. ve Chappell, J., 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*, 163 (1-4), 327-342.
- French, D., 1965. Early pottery sites from Western Anatolia. *Bulletin of the Institute of Archaeology*, 5,15-24.
- French, D., 1969. Prehistoric sites in Northwest Anatolia, 2. part - The Balıkesir and Akhisar/Manisa areas. *Anatolian Studies*, 19, 41-98.
- Friedrich, M., Kromer, B., Spurk, M., Hofmann, J. ve Kaiser, K.F., 1999. Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Late Glacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International*, 61, 27-39.
- Göktaş, F. ve Hakyemez, H.Y., 2000. Late Pliocene-Pleistocene stratigraphy of the Büyük Menderes graben fill, western Turkey. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region (IESCA-2000)*, 25-29 Eylül 2000, İzmir, Abstracts, 73.
- Göktaş, F., 2012. Kemalpaşa-Torbalı (İzmir) havzası ile yakın çevresindeki Neojen-Kuvaterner tortullaşması ve magmatizmasının jeolojik etüdü. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No: 11575* (yayımlanmamış).
- Gürsoy, H., Temiz, H. ve Tatar, O., 1998. Gediz grabeni güney kenarında güncel deformasyon verileri. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 1. Toplantısı, Makaleler*, 103-112, İTÜ Maden Fakültesi, 8-9 Aralık 1997.
- 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.
- ICS, 2013. *International Stratigraphic Chart*, International Commission on Stratigraphy. <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>, 10 Mart 2013.
- İztan, H. ve Yazman, M., 1990. Geology and hydrocarbon potential of the Alaşehir (Manisa) area, Western Turkey. *IESCA, Int. Earth Sci. Congr. on Aegean Regions*, 1-6 October, 1990, İzmir, Proc., 1, 327-338.
- Kaya, O., 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bült.*, 22, 35-58.
- Kazancı, N., 2009. Neojen-Kuvaterner sınırının değişmesi ve beklenen gelişmeler. *Türkiye Jeol. Bült.*, 52 (3), 367-373.
- Kazancı, N., Dündar, S., Alçiçek, M.C. ve Gürbüz, A., 2009. Quaternary deposits of the Büyük Menderes Graben in Western Anatolia, Turkey: Implications for river capture and the longest Holocene estuary in the Aegean Sea. *Marine Geology*, 264, 165-176.
- Kazancı, N., Gürbüz, A. ve Boyraz, S., 2011. Büyük Menderes Nehri'nin Jeolojisi ve Evrimi. *Türkiye Jeol. Bült.*, 54 (1-2), 25-55.
- Kazancı, N., Boyraz, S., Özkul, M., Alçiçek, M.C. ve Kadioğlu, Y.K., 2012. Late Holocene terrestrial tephra record at western Anatolia, Turkey: Possible evidence of an explosive eruption outside Santorini in the eastern Mediterranean. *Global and Planetary Change*, 80, 36-50.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. ve Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in Western Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 605-616.
- Kozan, A.T., 1982. Salihli güneyinde Bozdağlar üzerindeki asılı vadilerin morfojenezi ve Gediz-Küçük Menderes grabenleşmesi ile ilişkisi. 36. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 22-26 Şubat 1982, Ankara, Bildiri Özetleri, 108-109.
- Lambeck, K., 1995. Late Pleistocene and Holocene sea-level change in Greece and south-western Turkey: a separation of eustatic, isostatic and tectonic contributions. *Geophys. J. Int.*, 122, 1022-1044.
- Lambeck, K. ve Purcell, A., 2005. Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1969-1988.
- Leflef, D., 1980. Muratdağı güneyi Neojen havzasının çökel ortamları ve paleocoğrafik evrimi. *MTA Raporu No: 6812*, Ankara (yayımlanmamış).
- Mascarelli, A.L., 2009. Quaternary geologists win timescale vote. *Nature*, 459(4), 624.
- Meriç, M., 1993. Pre-Bronze age settlements of West-Central Anatolia. *Anatolica*, 19, 143-150.
- MTA, 2002. 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası İzmir Paftası. MTA yayını, Ankara.
- Miller, K.G., 2005. Sea level change, last 250 million years. In: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, (Ed. Vivien Gornitz), 879-887.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christieblick, N., ve Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310, 1293-1298.
- Muscheler, R., Kromer, B., Björck, S., Svensson, A., Friedrich, M., Kaiser, K.F. ve Southon, J., 2008. Tree rings and ice cores reveal ¹⁴C calibration uncertainties during the Younger Dryas. *Nature Geoscience*, 4, 263-267.
- Ozaner, S. ve Bozbay, E., 1982. Kula dolaylarının morfojenezi, genç tektoniği ve Gediz-Alaşehir grabeni ile ilişkisi. 36. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 22-26 Şubat 1982, Ankara, Bildiri Özetleri, 110-111.

- Paton, S., 1992. Active normal faulting drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 149, 1031-1044.
- Roberts, S.C., 1988. Active Normal Faulting in Central Greece and Western Turkey. Unpubl. Ph.D. Thesis, University of Cambridge.
- 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.
- Shackleton, N. J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B. C., 1996. The age of Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31, 1-11.
- Seyitoğlu, G., Çemen, İ. ve Tekeli, O., 2000. Extensional folding in the Alaşehir (Gediz graben, western Turkey). *Journal of the Geological Society, London*, 157, 1097-1100.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. ve 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, 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., 2002. Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey, *Geodinamica Acta*, 15, 277-288.
- Şahinci, A., 1976. Manisa yöresi Gediz alüvyonları hakkında bazı incelemeler: Ege Üniv. Fen Fak. İlmî Rap. Ser., 233, 11 s.
- Şengör, A.M.C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: Examples from western Turkey. In: *Continental Extensional Tectonics*. (Eds. M. P. Coward, J. F. Dewey and P. L. Hancock), *Geol. Soc. Pub.*, 28, 575-589.
- Temiz, H., Gürsoy, H. ve Tatar, O. 1998. Kinematics of late Pliocene-Quaternary normal faulting in the southeastern end of the Gediz graben, western Anatolia, Turkey, *International Geology Review*, 40, 638-646.
- 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 Jeol. Kur. Bült.*, 38 (2), 75-80.
- Ünay, E. ve De Bruijn, H., 1998. Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia. *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO*, 60, 431-465.
- Ünay, E. ve 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., 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 Jeol. Kur. Bült.*, 38(2), 75-80.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbona, E. ve Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.
- Yağmurlu, F., 1987. Salihtli güneyinde üste doğru kabalaşan Neojen yaşlı alüvyonel yelpaze çökelleri ve Gediz Grabeni'nin tektonosedimanter gelişimi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 30, 33-40.
- Yılmaz, Y., 2000. Ege Bölgesinin aktif tektoniği. Batı Anadolu'nun depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), 24-27 Mayıs 2000, İzmir, Bildiriler, 3-14.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Güner, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. ve 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*, *Journal of the Geological Society, London, Special Publications* 173, 131-162.
- Yusufoğlu H., 1996. Northern margin of the Gediz Graben: age and evolution, west Turkey, *Turkish J. Earth Sci.*, 5, 11-23.

Makale Geliş Tarihi : 25 Nisan 2013
Kabul Tarihi : 29 Mayıs 2013

Received : 25 April 2013
Accepted : 29 May 2013



Bolkardağı Birliği Devoniyen Yaşlı Metakumtaşlarının Petrografisi ve Jeokimyası: Sedimanter Süreçler, Provens ve Tektonik Ortam İçin Bazı Sınırlamalar

Petrography and geochemistry of Devonian aged metasandstones of Bolkardağı Unit: some constraints on sedimentary processes, provenance and tectonic environment

Ömer BOZKAYA¹, Hüseyin YALÇIN², Remzi ERYILMAZ³

¹Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Kınıklı Kampüsü, 20070 DENİZLİ

²Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 SİVAS

³MTA Orta Anadolu 1. Bölge Müdürlüğü, 58070 SİVAS
(e-posta:yalcin@cumhuriyet.edu.tr)

ÖZ

Orta (Bozkır-Konya, İsalı formasyonu Gerez üyesi) ve Doğu (Kangal-Sivas, Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi) Toroslar'da allohton Bolkardağı Birliği'ne ait Devoniyen yaşlı metakumtaşları; başlıca kuvars (monokristalin ve polikristalin), feldispat (mikroklin ve plajiyoklaz), fillosilikat (illit, klorit, C-V, C-S ve dikit) ve kayaç parçaları (fillit ve kuvarsit) içermektedir. Polikristalin kuvars, mikroklin ve fillitik kayaç parçaları Bakırtepe üyesinde, plajiyoklaz ise Gerez üyesinde daha yüksek miktarda bulunmaktadır. Gerez üyesi genellikle kuvars arenit, Bakırtepe üyesi ise subarkoz bileşimli metakumtaşları ile temsil olunmaktadır. Devoniyen yaşlı metakumtaşları, altında ve üstündeki aynı yaşlı birimlere göre litolojik (kum boyu silisiklastik kayaçların baskınlığı) ve mineralojik (daha fazla feldispat ve kuvars içermesi, 1M illitlerin ortaya çıkması, farklı fillosilikat birliktelikleri) farklılıklara sahiptir. Metakumtaşları, yüksek SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ ve K₂O içeriği ile karakteristik olup; feldispat türlerine bağlı olarak Bakırtepe üyesi Gerez üyesine göre K₂O içeriği bakımından zengin, buna karşın CaO ve Na₂O içerikleri bakımından daha fakirdir. Metakumtaşlarının kondrite normalize iz element dağılımlarına göre; Bakırtepe ve Gerez üyeleri birbirinden ayrılmakta ve hem sedimanter hem de magmatik kökenli kaynak alanlardan beslendiğini ortaya koymaktadır. Sonuç olarak; Bolkardağı Birliği'nin birimleri yaş, stratigrafik konum ve litolojik benzerlikler sunmakla birlikte, kaynak alanı, çökmesi ve diyajenez/metamorfizma tarihçesi açısından önemli farklılıklar içermektedir. Bu farklılıklar, kesiksiz bir sedimantasyondan ziyade, olasılıkla Torosların kuzey birliklerine özgü Variskan orojenezini ile ilişkili transgresyonla provensteki ani değişimlerden kaynaklandığı biçiminde değerlendirilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Toros Kuşağı, Bolkardağı Birliği, Kil/Fillosilikat, Petrografi, Jeokimya

ABSTRACT

The Devonian metasandstones from allocthonous Bolkardağı Unit outcropping in Central (Bozkır-Konya, İsalı formation Gerez member) and Eastern (Kangal-Sivas, Kangal formation Bakırtepe member) Taurides mainly include quartz (monocrystalline and polycrystalline), feldspar (microcline and plagioclase), phyllosilicate (illite, chlorite, C-V, C-S and dickite) and rock fragments (phyllite and quartzite). Polycrystalline quartz, microcline and phyllitic rock fragments found as higher amounts in the Bakırtepe member, but plagioclase in the Gerez member. The metasandstones are represented by a composition of quartz arenite in the Gerez member, whereas of subarkose in the Bakırtepe member. Devonian metasandstones have differences such as lithologic (dominance of sand-size siliciclastic rocks) and mineralogic (more feldspar and quartz, appearance of 1M illites, different phyllosilicate assemblages) with respect to overlying and underlying units with same age. Metasandstones were characterized by high contents of SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ and K₂O, and Bakırtepe member is rich in K₂O but poor in CaO and Na₂O in comparison with those of the Gerez member depending on feldspar types. Bakırtepe and Gerez members are separated from one another and fed largely from both sedimentary and magmatic sources according to the ratios of chondrite-normalized trace elements. As a conclusion; The members of Bolkardağı Unit have the same age and similar stratigraphic setting and lithologies, however some important differences with respect to their sources, sedimentations and diagenetic/metamorphic histories. These differences were evaluated as sudden changes in provenance through transgression related to Variscan orogeny peculiar to northern units of Taurides rather than continuous sedimentation.

Key Words: Tauride Belt, Bolkardağı Unit, Clay/Phyllosilicate, Petrography, Geochemistry

GİRİŞ

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

İnceleme alanının yer aldığı Torid-Anatolid Platformu bir Alpin kıtasal mikrolevhasını temsil etmekte olup, Geç Kretase yaşlı Alpin orojenezi nedeniyle Neotetis okyanusunun kapanması ve çarpışma sonucu kabuk kalınlaşmasına uğramıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Göncüoğlu ve diğ., 1997). Toridleri oluşturan naplar veya tektono-stratigrafik

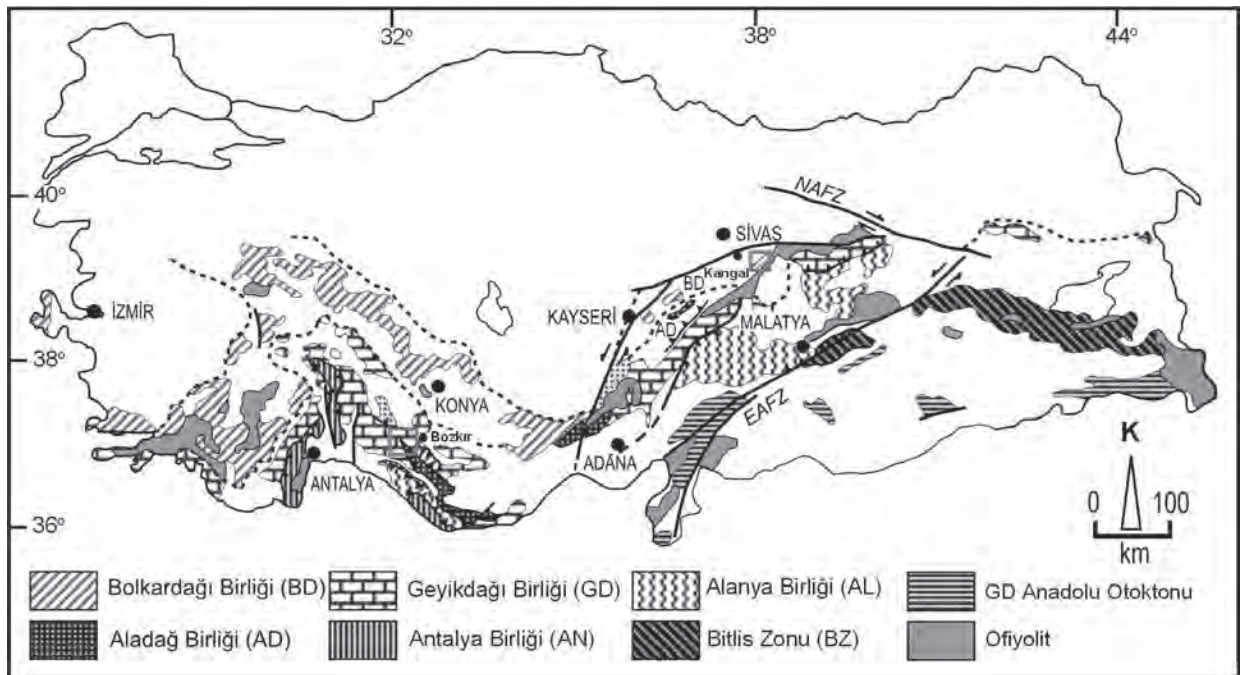
birliklerden kuzey kökenli allokton Bolkardağı ve Aladağ birlikleri güneye doğru, güney kökenli allokton Antalya ve Alanya Birlikleri ise kuzeye göreli veya para-otokton Geyikdağı Birliği (Özgül, 1976) üzerine bindirmişlerdir (Şekil 1). Geyikdağı Birliği kısmen kesiksiz ve metamorfizmadan daha iyi korunmuş istifler sergilerken, allokton birliklerden özellikle Bolkardağı Birliği çok düşük dereceli metamorfizma koşullarını yansıtmakta ve Devoniyen'den daha yaşlı birimleri içermemektedir.

Toros Kuşağı'ndaki Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı otokton ve allokton (Bozkaya ve Yalçın, 2007; Bozkaya ve diğ., 2011), ayrıca Karakaya Karmaşığı (Tetiker ve Yalçın, 2010) birimlerindeki metakumtaşlarının petrografik, petrolojik ve jeokimyasal özellikleri; kaynak bölge, kaynak kayaç, köken ve/veya jeotektonik

konumu ve bölgenin paleocoğrafik evriminin yorumlanmasına ilişkin önemli veriler sunabilmektedir. Bu çerçevede, Bolkardağı Birliği, Sorkun Grubuna ait İsalı formasyonu–Gerez üyesi (Bozkır-Konya) ve Kangal formasyonu–Bakırtepe üyesi (Kangal-Sivas) olarak adlandırılan Orta-Üst Devoniyen yaşlı metakumtaşları incelenerek; iki farklı bölge ve aynı orojenik kuşağa ait olan Devoniyen yaşlı eşdeğer birimlerin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin ortaya konulması ve birbirleriyle deneştirilmesi, ayrıca metakumtaşlarının diyajenez sonrası evrimleri (diyajenez ve/veya metamorfizma dereceleri) ve jeotektonik konumlarının belirlenmesi yoluna gidilmiştir.

JEOLJİK KONUM

Konya ilinin güneyinde yer alan Bozkır ilçesi civarındaki Bolkardağı Birliği'ne ait Devoniyen-Kretase yaş aralığına sahip diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik birimler, önceki araştırmacılarca; Güney İç Anadolu Birliği (Özgül, 1971), Beyşehir Hoyran napları içerisinde değerlendirilen "Hadim Napı" (Monod, 1977; Gutnic ve diğ., 1979) ve Sülek Karmaşığı ile birlikte Bozkır Allohtonu içerisinde değerlendirilen "Sorkun Grubu" (Özçelik, 1984, 1985) olarak adlandırılmıştır. Orta Toroslar'da yer alan Hadim naplarından Bozkır Birliği'nin, Senoniyen'de Bolkar ve Aladağ birlikleri üzerine, daha sonra bu üç birliğin Lütesiyen'de Geyikdağı



Şekil 1. Güney Anadolu'nun tektonik birlikleri (Özgül, 1976; Göncüoğlu ve diğ., 1997) ve inceleme alanlarının coğrafik konumu.

Figure 1. Tectonic units of South Anatolia (Özgül, 1976; Göncüoğlu et al., 1997) and geographic settings of the studied areas.

Birliği üzerine kuzeyden güneye doğru yerleştiği belirtilmektedir (Özgül, 1976, 1983).

Bozkır yöresindeki Sorkun Grubu, İsalı (Orta-Üst Devoniyen), Çelmeliler (Karbonifer), Karadağ (Permiyen), Bartlı (Triyas), Hacıömer (Jura) ve Akalan (Kretase) formasyonlarından oluşmaktadır. İncelemenin konusunu oluşturan Devoniyen yaşlı İsalı formasyonu Özçelik (1984 ve 1985) tarafından beş üyeye ayrılmıştır. Bu birim alttan üste doğru Yanık (metasiltaşı arakatkılı sleyt), Aygır (metadolomit ve metakireçtaşı), Hesapalanı (metakumtaşı, metasiltaşı ve metakireçtaşı arakatkılı sleyt), Gerez (sleyt arakatkılı metakumtaşı) ve Doğruyol (metadolomitik kireçtaşı) üyelerinden oluşmaktadır. Formasyonun en alt üyesini oluşturan Yanık üyesi, yaklaşık 250 m kalınlığa sahip olup, Kuruçay yöresinde gri, krem ve yer yer pembe renkli 5-10 ve 30-40 cm kalınlığa sahip meta-kireçtaşı ve ender olarak meta-siltaşı arakatkıları içeren gri, yer yer de yeşil renkli karbonatlı arduvazlar (veya sleyt) yer almakta iken, Karacahisar yöresinde hemen hemen tümüyle gri-yeşil renkli ve daha parlak görümlü arduvazlar karakteristiktir (Bozkaya ve Yalçın, 1997). Alt-Devoniyen yaşlı birimdeki arduvazlarda dilinimin yanı sıra yer yer makroskopik buruşma klivajları da gözlenmektedir. Yanık üyesinin üzerinde yer alan Aygır üyesi iki farklı alanda yüzlek vermekte olup, yaklaşık 400 m kalınlığındadır. Birim büyük ölçüde gri-krem, yer yer de beyazımsı-sarımsı renkli meta-dolomitler ve daha az da gri-siyah renkli meta-kireçtaşları olmak üzere tümüyle meta-karbonatlardan oluşmaktadır. Yaklaşık 600 m kalınlığa sahip Hesapalanı üyesinin egemen litolojisini gri-yeşil ve ender olarak da yeşilimsi-kahve ve beyazımsı, parlak, yer yer mat görümlü arduvazlar oluşturmaktadır. Yer yer buruşma klivajlarınınında izlenebildiği arduvazlarla arakatkılı olarak, gri-siyah yer yer krem renkli metakumtaşı (15-30 cm), yeşilimsi-kahverengi metasiltaşı (10-15cm) ve gri-siyah

renkli metakireçtaşları (15-20cm) gözlenmektedir. Gerez üyesi, yaklaşık 90 m görünür kalınlığa sahip olup, başlıca yeşil ve daha az da beyaz-krem renkli 20-30 cm kalınlıktaki metakumtaşı ve yer yer de gri-yeşil renkli metasiltaşı arakatkılı (10-15 cm) gri-yeşil arduvazlardan oluşmaktadır. Arduvazlar daha mat görünüm sunması ve daha sert olmasıyla diğer üyelerdekilerden ayrılmaktadır (Yalçın ve Bozkaya, 1997). Doğruyol üyesi litolojik olarak siyahımsı-gri renkli, orta katmanlı, yer yer dolomitik, kısmen de kristalize kireçtaşıdan oluşmaktadır. Mikroskopik olarak bol fosil (mercan) içermektedir.

Kangal-Alacahan yöresi, Toros kuşağına ait Bolkardağı Birliği'nin (Özgül, 1976) kuzeydoğu ucunu temsil etmekte olup, bölgede yüzeyleyen Paleozoyik yaşlı ve düşük dereceli metamorfik kayalar Gültekin (1993) tarafından Kangal Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Kangal formasyonu alttan üste doğru; Kınalar, Bakırtepe, Düzce ve Höyüktepe üyelerinden oluşmaktadır. Kangal formasyonunun en alttaki birimi olan Kınalar üyesinin alt sınırı görülememektedir (Yalçın ve Bozkaya, 1997; Yılmaz ve Yılmaz, 2004). Kınalar üyesi egemen litoloji olarak, koyu yeşilimsi, gri ve boz renklerde olup, yüzeyel alterasyon nedeniyle kırmızımsı ve grimsi-sarı renklerde görünen geniş yayımlı arduvazlardan oluşmaktadır. Kınalar üyesinin üzerindeki birim, Gültekin'in (1993) "Bakırtepe metakuvarsit üyesi" adlanmasının coğrafik bölümü korunarak düşük dereceli metakumtaşlarından oluştuğu gözetilerek Yalçın ve Bozkaya'nın (1997) Bakırtepe üyesi adlanması esas alınmıştır. Yaklaşık 200 m kalınlığa sahip Bakırtepe üyesinin egemen litolojisini gri-siyah renkli, ince tabakalanmalı, yer yer mikalı olan anki-metakumtaşları ve bunlarla ara katkılı (10-100 cm) yeşil renkli anki-metaseyl ve/veya arduvazlar oluşturmaktadır. Bakırtepe üyesi devrik senklinealin kuzeybatı kanadında 20 m'lik fay zonunda breşik metakumtaşları ve silisli demir oluşumları (limonit, götit, hematit, pirit)

içermektedir. Düzce üyesi, bordo-pembe renkli, çoğunlukla mat, yer yer parlak görünümlü anki-metaşeyl ve kahvengi-siyah renkli ince taneli metakumtaşı (yer yer metasilttaşı) ardalanması ile temsil edilmektedir. 50-100 cm 'lık gri renkli, fosilli metakireçtaşı arakatıkları da gözlenmektedir. Birim bol miktarda makrofosil içermektedir. Höyüktepe üyesini silttaşı ve kumtaşı ile ender olarak şeyl/metaşeyl arakatıkları içeren gri-sarı renkli, ince tabakalı, fosilli kristalize kireçtaşları oluşturmaktadır. Birimin görünür kalınlığının yaklaşık 100 m olduğu belirtilmiştir.

MATERYAL VE YÖNTEM

Bolkardağı Birliği'ne ait Devoniyen yaşlı metakumtaşlarını içeren İsalı formasyonu Gerez üyesinden 13 adet ve Kangal formasyonu Bakırtepe üyesinden 22 adet olmak üzere toplam 35 adet kayaç örneği alınmıştır. Kayaç örneklerinden ince kesite dayalı optik mikroskopi (OM), X-ışınları kırınımı (XRD) (tüm kayaç-TK ve kil fraksiyonu-KF, b_0 , politipi) incelemeleri ve kimyasal analizler (tüm kayaç ana, iz ve nadir toprak element) gerçekleştirilmiştir. Bunlardan mineralojik-petrografik incelemeler bütünüyle Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kırma-Öğütme-Eleme, Kil Ayırma ve Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL), kimyasal analizler ise Activation Laboratuvarları'nda (Actlab, Ontario-Kanada) gerçekleştirilmiştir.

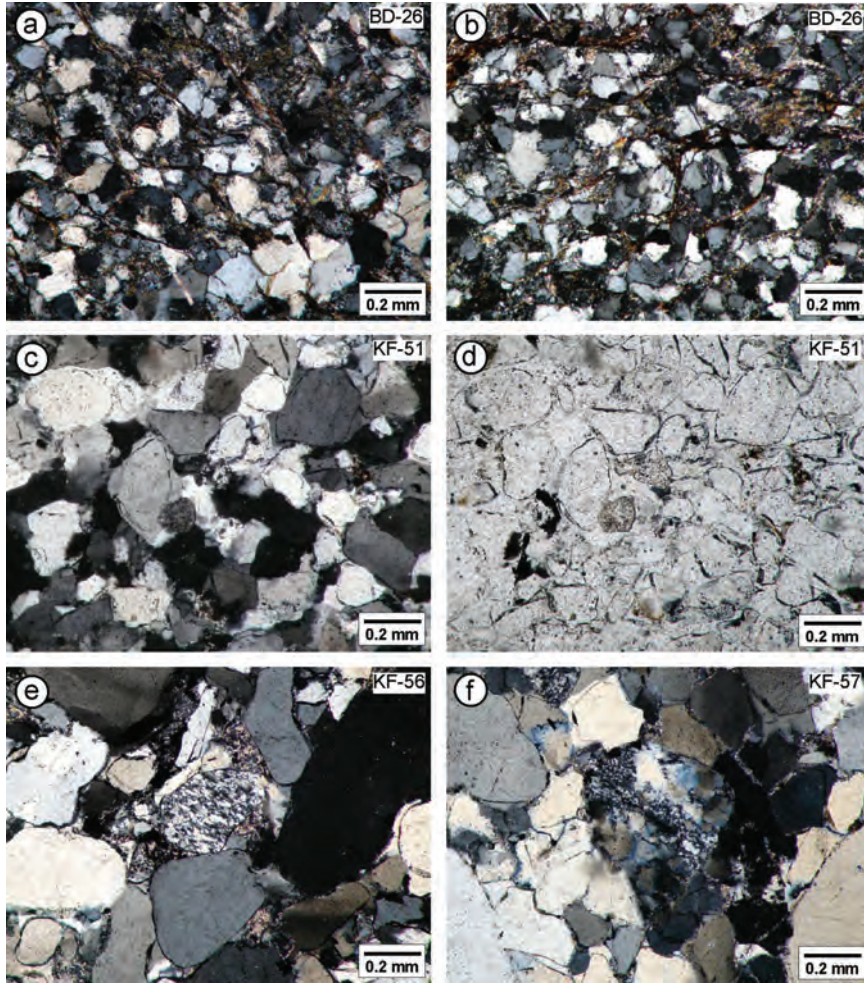
OM ve XRD yöntemlerinin ayrıntıları yazarların yayınlarında (örneğin; Yalçın ve Bozkaya, 2002), tüm-kayaç kimyasal analizlerin iş akışı ise ilgili laboratuvarın internet sayfasında verilmiştir.

PETROGRAFI

Detritik Bileşenler

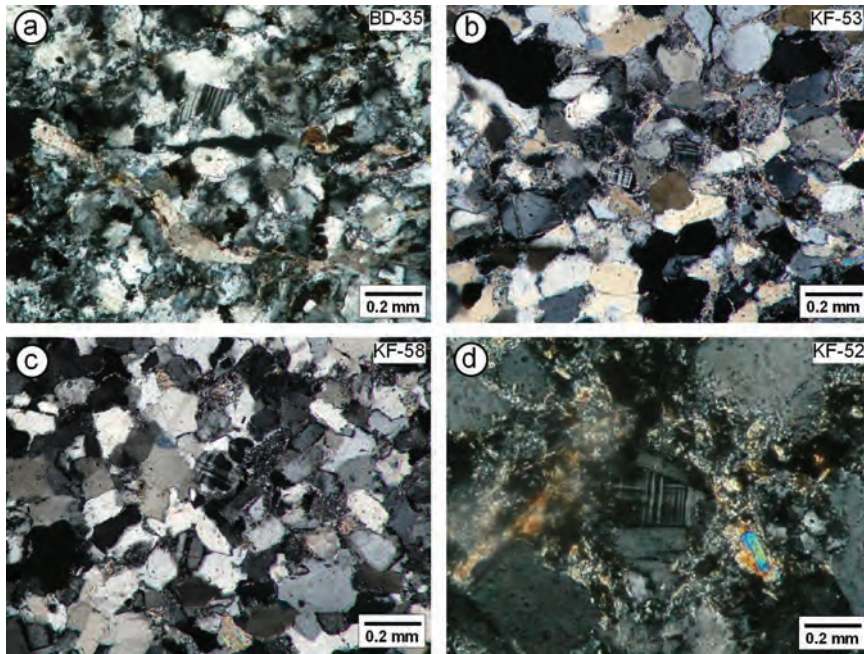
Metakumtaşlarındaki silis minerallerini çoğunlukla monokristalin, daha az da polikristalin kuvarslar oluşturmaktadır. Metakumtaşlarında tipik olarak gözlenen ve yer yer dalgalı sönme gösteren monokristalin kuvarslar (Şekil 2a-d), Gerez üyesinde silis minerallerinin yaklaşık % 98, Bakırtepe üyesinde ise % 93'ünü oluşturmaktadır. Bakırtepe üyesi metakumtaşlarında tipik olarak gözlenen polikristalin kuvarslar, monokristalin kuvarslara göre daha belirgin dalgalı sönmeye sahip olup, birbirleriyle girift dokulu ve eşboyutlu-poligonal kristal birliktelikleri şeklinde ayırt edilmektedir (Şekil 2e-f). Yarı yuvarlak-yarı köşeli ve iyi-çok iyi boylanma sunan kuvarslar matrisle girift sınır ilişki sunmakta olup, bu özellik Bozkır yöresi metakumtaşlarında daha belirgin gözlenmektedir (Şekil 2a-b). Matrisin % 5'den az olduğu örneklerde, özellikle Kangal yöresi metakumtaşlarında detritik bileşenler yeniden kristallenme ürünü silis büyümeleri ile çevrelenmiştir (Şekil 2c-d).

Bozkır (Konya) yöresi İsalı formasyonu Gerez üyesi metakumtaşlarındaki feldispat minerallerini başlıca plajiyoklaz oluşturmakta, buna karşın Kangal (Sivas) yöresi Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi metakumtaşlarında ise başlıca mikroklin daha az da ortoklaz ve plajiyoklaz (albit-oligoklaz) gözlenmektedir (Şekil 3). Toplam feldispat miktarı Bakırtepe üyesi metakumtaşlarında yüksek, buna karşın Gerez formasyonunda daha düşüktür. XRD incelemeleri ile de kanıtlandığı üzere; mikroklinler Bakırtepe üyesine ait metakumtaşlarında egemen feldispat minerali olup, genellikle killeşme ve serizitleşme gibi bozunmalar göstermemektedir (Şekil 3b-d). Plajiyoklazların sönme açıları 15-20° arasında değişmekte olup, Michel Levy yöntemine göre % 50 den az anortit bileşimini (albit-oligoklaz-andezin) yansıtmaktadır. Plajiyoklazlar ikizlenme düzlemlerinin belirgin olmamasıyla karakteristiktir (Şekil 3a-c). İyi boylanma sergileyen plajiyoklaz taneleri genellikle yarı yuvarlak-yarı köşelidir.



Şekil 2. Metakumtaşlarının OM fotoğrafları (çift nikol=çn, tek nikol=tn), a) Serizitik matrisli bağlayıcı, iyi boylanmış ve yarı köşeli/yarı yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar (Gerez üyesi, metasubarkoz, çn), b) Serizitik matrisle girift sınır ilişkisine sahip, iyi boylanmış, yarı yuvarlaklaşmış monokristalin kuvarslar ve daha iri taneli girift sınırlı polikristalin kuvarslar (Gerez üyesi, metasubarkoz, çn), c-d) Bütünüyle ikincil silis büyümeleri ile çimentolanmış yarı yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmış monokristalin kuvarslar (Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, c-çn, d-tn), e) Orta-iyi boylanmış monokristalin kuvarslar ve uzamış ve kısmen girift sınırlı kuvars kristallerinden oluşan polikristalin kuvarslar (Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, çn), f) Orta boylanmış ve yarı yuvarlak monokristalin kuvarslar ve bunlara eşlik eden yönelmiş ve girift sınırlı kuvarslardan oluşan polikristalin kuvarslar (Bakırtepe üyesi, metakuvars arenit, çn).

Figure 2. OM microphotographs of metasandstones (crossed nicol=cn, open nicol=on), a) Well sorted and subrounded/subangular monocrystalline quartz with groundmass of sericitic matrix (Gerez member, metasubarkose, cn), b) Suture relations between well sorted-subrounded monocrystalline quartzs and sericitic matrix, and coarser grained polycrystalline quartzs with suture boundary relation (Gerez member, metasubarkose, cn), c-d) Subrounded and well sorted monocrystalline quartzs cemented with completely secondary silica growths (Bakırtepe member, metasubarkose, c-cn, d-on), e) Moderate-well sorted monocrystalline quartzs, and polycrystalline quartzs forming elongated and partly sutured boundary monocrystalline quartzs (Bakırtepe member, metasubarkose, cn), f) Moderate sorted and subrounded monocrystalline quartzs, and polycrystalline quartzs forming quartzs with elongated and sutured boundary (Bakırtepe member, metakuvars arenite, cn).



Şekil 3. Metakumtaşlarının OM fotoğrafları (çn), a) İyi boylanmış, silis çimentolu ve karbonat dolgulu çatlaklar içeren metakumtaşı örneğinde yarı yuvarlaklaşmış plajiyoklazlar (Gerez üyesi, metasubarkoz), b) Orta-iyi boylanmalı metakumtaşı örneğinde yarı yuvarlak mikroklinler (Bakırtepe üyesi, metasubarkoz), c) İyi boylanmış ve silis çimentolu metakumtaşı örneğinde yarı yuvarlak mikroklin ve plajiyoklaz mineralleri (Bakırtepe üyesi, metasubarkoz), d) Serizitik bağlayıcı ile girift sınır ilişkili mikroklin (Bakırtepe üyesi, metafeldispatik grovak).

Figure 3. OM microphotographs of metasandstones (cn), a) Subrounded plagioclases within well sorted and silica-cemented sandstone sample including carbonate-filled cracks (Gerez member, metasubarkose), b) Subrounded microclines within well sorted sandstone sample (Bakırtepe member, metasubarkose), c) Subrounded microcline and plagioclase minerals within well sorted and silica-cemented sandstone sample (Bakırtepe member, metasubarkose), d) Microcline with sericitic groundmass and suture boundary relation (Bakırtepe member, metafeldspathic greywacke).

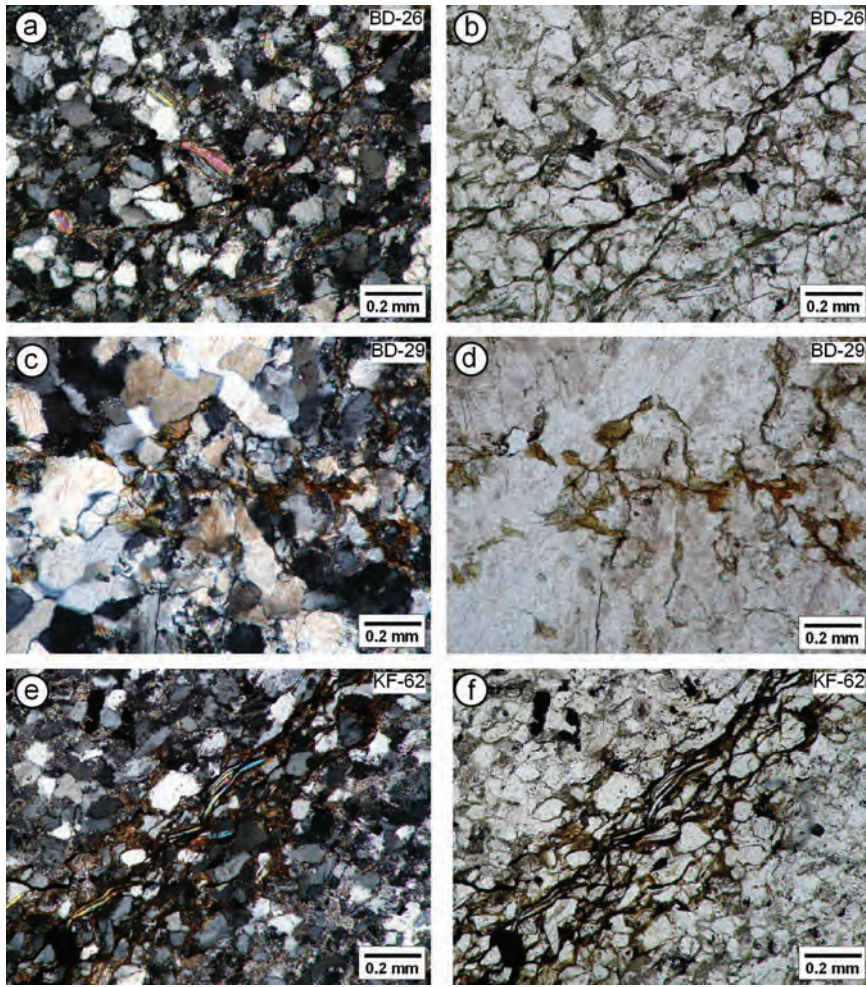
Fillosilikat mineralleri metakumtaşlarında bağlayıcı malzeme ve feldispatlardan itibaren bozunma ve detritik bileşen olarak üç farklı şekilde gözlenmektedir. Bağlayıcı malzeme konumundaki fillosilikatlar; Gerez formasyonun illit, klorit ve kloritli aratabakalılar, Kangal formasyonunda illit ve kaolinit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

İsalı formasyonu Gerez üyesine ait örneklerde klorit-mika istifleri olarak adlandırılan (Voll, 1960; Craig ve diğ., 1982; Krinsley ve diğ., 1983) detritik mikalar gözlenmiştir (Şekil 4a-b). Klorit-mika istifleri gerilmeli basenleri işaret eden karakteristik dokusal veriler biçiminde değerlendirilmekte (Merriman ve Frey, 1999; Merriman, 2005) olup, Toros kuşağındaki birliklerde de yaygın olarak saptanmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 2000; 2004; Bozkaya ve diğ., 2002; 2006).

Fillosilikat mineralleri detritik taneler ve matriks dışında zaman zaman silis dolgulu çatlaklarda otijenik ve/veya neoformasyon ürünü olarak iri yaprakçıklar biçiminde oluşabilmektedir (Şekil 4c-d). Bu tür oluşumlarda; başlangıçta ince taneli olarak gelişen kloritler biçiminde meydana gelmekte, artan diyajenez/metamorfizma derecesiyle birlikte kristal boyutları daha da artmaktadır. Detritik mika mineralleri; incelenen metakumtaşlarından Gerez üyesine ait bir örnek dışında, eser miktarda gözlenmektedir. Mika minerallerini en fazla içeren KF-62 nolu örnekte (Şekil 4e-f), mikaların belirgin bir yönlenme dokusu kazandırdıkları göze çarpmaktadır. Metakumtaşlarındaki yönlenmeye, mika minerallerinin yanı sıra monokristalin kuvarsların uzun eksenlerinin de eşlik etmektedir. Başlıca muskovit ve daha az miktarda biyotitlerle temsil edilen mika mineralleri (Şekil 4b), {001} istiflenme düzlemlerine paralel ince-uzun ve kısmen bükülmüş levhalar halinde gözlenmektedir. Mika minerallerince zengin zonlarda opak minerallerin de artış söz konusudur.

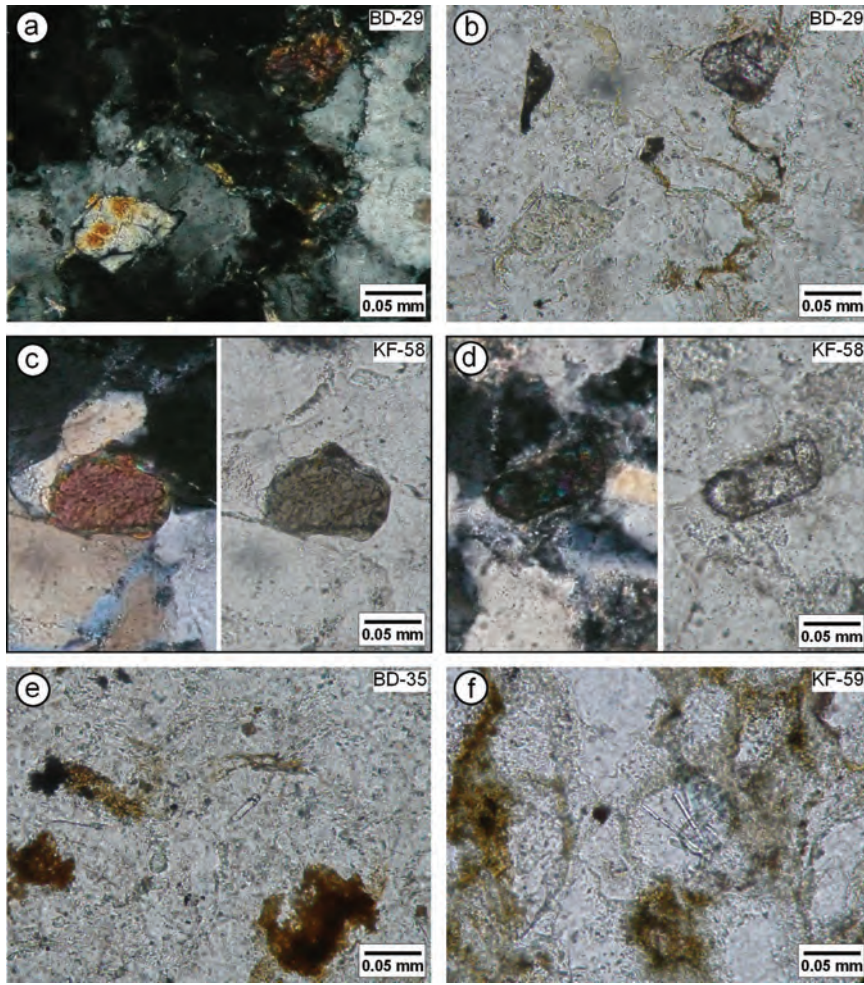
İncelenen örneklerde ağır mineraller olarak başlıca zirkon, turmalin, apatit ve opak mineraller belirlenmiştir. Zirkon ve opak mineraller tüm örneklerde, turmalin (Şekil 5a-d) ve apatit (Şekil 5e-f) ise bazı örneklerde gözlenmiştir.

Metakumtaşlarında genellikle yönlenmesi ve serizit içermesiyle karakteristik sleyt/fillit türü metamorfik ve porfirik dokusulu volkanik kayaç parçaları gözlenmiştir. Girift sınır ilişkili kuvars kristalleri içerisinde iri serizitik pullar içermesi ve belirgin yönlenme göstermeleriyle ayırt edilebilen sleyt/fillit parçaları, Gerez ve Bakırtepe üyelerinin her ikisinde, buna karşın volkanik kayaç parçaları yalnızca Bakırtepe üyesinde belirlenmiştir (Şekil 6a-f). Bakırtepe üyesinde ender olarak turmalin içeren metamorfik kayaç parçaları ve porfirik dokulu volkanik kayaç parçaları da gözlenmektedir (Şekil 6e-f). Metamorfik kayaç parçaları bazı örneklerde kuvars ve feldispatlardan daha küçük boyutlu (Şekil 6 c-d), bazı örneklerde ise daha büyük boyutludur (Şekil 6e-f).



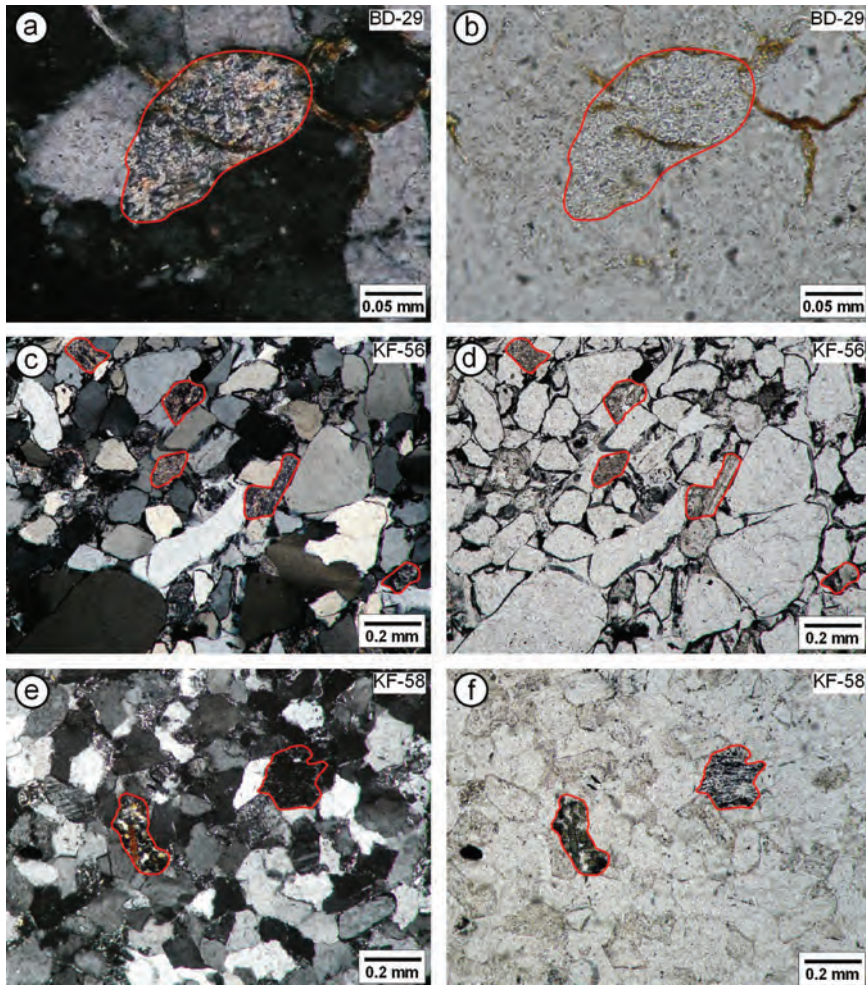
Şekil 4. Metakumtaşlarının OM fotoğrafları, a-b Serizit-klorit matriksli iyi boylanmalı zayıf ve kaba klivaj düzlemlerine sahip metakumtaşı örneğinde klorit-mika istifleri (Gerez üyesi, metasubarkoz, a-çn, b-tn), c-d Silis dolgulu damarlar içerisinde yarı yelpaze biçimli, ışmsal dizilimli otijenik ve/veya neoformasyon kökenli klorit oluşumları (Gerez üyesi, metakuvars arenit, c-çn, d-tn), e-f Serizit matriksli, iyi boylanmış metakumtaşı örneğinde yönelme gösteren ince-uzun, kısmen bükülmüş opaklaşmış biyotit ve muskovitler ile bunlara eşlik eden klorit mika-istifleri ve opak minerallerce zengin seviyeler (Bakırtepe üyesi, metafeldspatik grovak, e-çn, f-tn).

Figure 4. OM microphotographs of metasandstones, a-b) Chlorite-mica stacks within the metasandstone sample with sericitic-chloritic matrix, well sorting and weak-coarse cleavage planes (Gerez member, metasubarkose, a-cn, b-on), c-d) Semifan-shaped and radial chlorite occurrences with origin of authigenic and/or neoformation within the silica-filled veins (Gerez member, metakuvars arenite, c-cn, d-on), e-f) Thin-long, partly curved and opacified biotites and muscovites associated with chlorite-mica stacks, and levels rich in opaque minerals (Bakırtepe member, metafeldspathic greywacke, e-cn, f-on).



Şekil 5. Metakumtaşlarının OM fotoğrafları, a-b) Girift tane sınırlı kuvarslara eşlik eden yarı yuvarlak turmalin ve yuvarlak zirkon taneleri (Gerez üyesi, metakuvars arenit, a-çn, b-tn), c) Yarı yuvarlak turmalin tanesi (Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, çn-tn), d) Yuvarlak zirkon tanesi (Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, çn-tn), e) Girift sınırlı kuvarslar içerisinde çubuksu prizmatik ve yuvarlağımsı apatit taneleri (Gerez üyesi, metasubarkoz, tn), f) İyi boylanmalı ve girift sınırlı kuvarslar içerisinde çubuksu/iğnemsi apatitler (Bakırtepe üyesi, metafeldspatik grovak, tn).

Figure 5. OM microphotographs of metasandstones, a-b) Subrounded tourmaline and rounded zircon grains associated with sutured quartzs (Gerez member, metaquartz arenite, a-cn, b-on), c) Subrounded tourmaline grain (Bakırtepe member, metasubarkose, cn-on), d) Rounded zircon grain (Bakırtepe member, metasubarkose, cn-on), e) Platy prismatic and rounded apatite grains within the sutured quartzs (Gerez member, metasubarkose, on), f) Prismatic/accicular apatites within well sorted and sutured quartzs (Bakırtepe member, metafeldspathic greywacke, on).



Şekil 6. Metakumtaşlarının OM fotoğrafları, a-b) İyi yuvarlak, serizit içeren yönlü sleyt/fillit türü metamorfik kayaç parçası (Gerez üyesi, metakuvars arenit, a-çn, b-tn), c-d) Orta-iyi boylanmış metakumtaşlarında yarı köşeli-yarı yuvarlak, monokristalin kuvarslardan daha küçük tane boyutlu sleyt/fillit parçaları (Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, c-çn, d-tn), e-f) İyi boylanmış metakumtaşlarında, kuvars ve feldispatlara göre daha büyük boyutlu, yarı yuvarlak turmalinli ve porfirik dokulu volkanik kayaç parçaları (Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, a-çnl, b-on).

Figure 6. OM microphotographs of metasandstones, a-b) Well rounded and sericite-bearing oriented slate/phyllite type of metamorphic rock fragment (Gerez member, metakuvars arenite, a-cn, b-on), c-d) Slate/phyllite fragments, less grained than subrounded monocrystalline quartzs in the moderate-well sorted metasandstones (Bakırtepe member, metasubarkose, c-cn, d-on), e-f) Tourmaline-bearing rock fragment and subrounded prophyritic textured volcanic rock fragment larger than quartz and feldspars in the well sorted sandstones (Bakırtepe member, metasubarkose, a-cn, b-on).

Bağlayıcı Bileşenler

İncelenen metakumtaşlarının bağlayıcısını büyük ölçüde serizitleşmiş, kloritleşmiş ve kısmen kaolinleşmiş matriks ile ikincil kuvars büyümleriyle ilişkili silis çimento oluşturmaktadır (Şekil 7).

Matriksi oluşturan mineraller; Gerez üyesi örneklerinde illit+klorit+C-V iken, Bakırtepe üyesi örneklerinde illit+dikit biçimindedir. Bu tür mineralojik farklılıklara, dokusal özellikler arasındaki farklılıklar da eşlik etmektedir. Serizitik bağlayıcı miktarının yüksek olduğu kayalarda artan diyajenez/metamorfizma derecesiyle birlikte kuvars ve feldispat taneleri ile matriks arasında girift/süturlu sınır ilişkisi söz konusudur (Şekil 7f).

Dokusal Özellikler

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

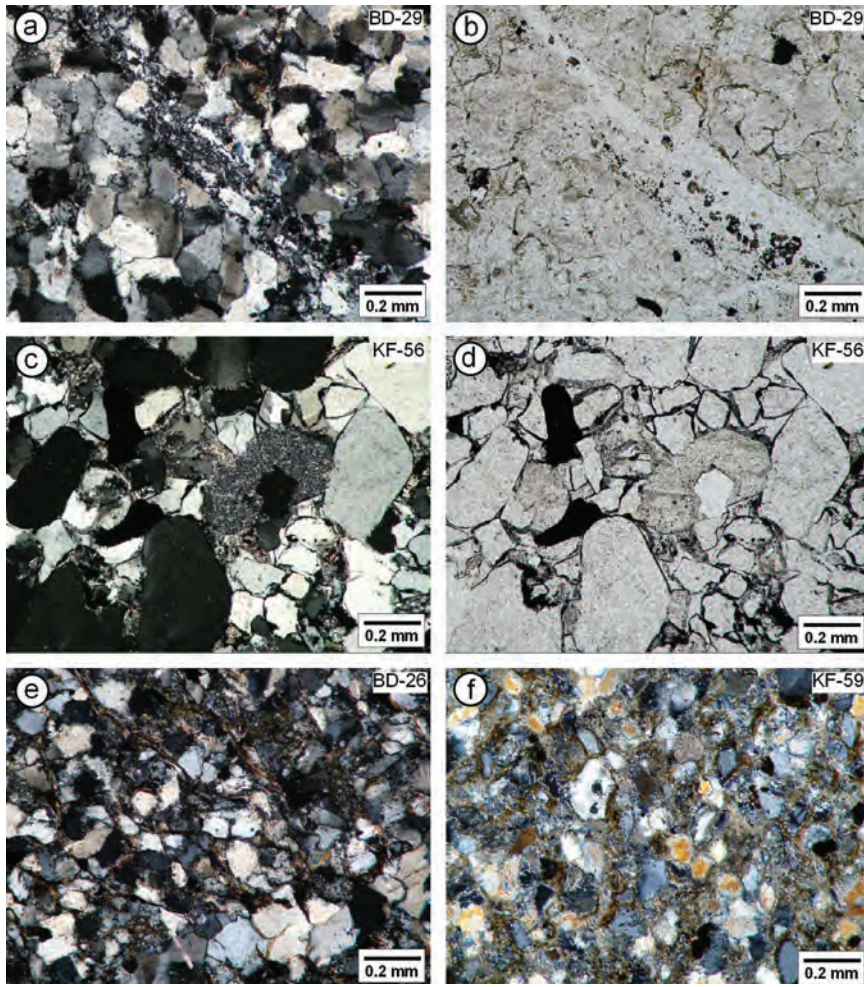
Boylanma dereceleri, Gerez ve Bakırtepe üyesi metakumtaşları için iyi-çok iyi, bazı örneklerde orta-iyi olarak belirlenmiştir. Gerez üyesi metakumtaşları genellikle daha iyi boylanmalı iken (Şekil 7a-b) Bakırtepe üyesi metakumtaşlarında boylanma derecesi orta ve kötü olabilmektedir (Şekil 7c-d). İncelenen metakumtaşlarının monokristalin kuvars içeriklerinin yüksek, buna karşın plajiyoklaz içeriklerinin düşük olması mineralojik açıdan olgunlaştıklarını göstermektedir. Metakumtaşları ve metasilttaşlarında kuvars ve feldispat taneleri

ile matriksteki serizit ve kloritler arasında girift/süturlu sınır ilişkisi sözkonusudur. Metakumtaşlarında yaygın olan bu veriler ileri diyajenez/çok düşük dereceli metamorfizma sırasındaki dokusal değişimleri yansıtmaktadır (Şekil 7f).

X-IŞINLARI KIRINIMI MİNERALOGİSİ

Gerez üyesi metakumtaşlarında başlıca kil/fillosilikat, kuvars ve feldispat (ortoklaz ve plajiyoklaz) mineralleri saptanmıştır. Örneklerin hemen hemen tümünde kuvars + feldispat + fillosilikat/kil birlikteliği gözlenmektedir. Kil minerallerini illit, klorit, C-V ve C-S oluşturmaktadır. En yaygın kil mineral birlikteliğini illit + klorit + C-V oluşturmaktadır. İllit + klorit, illit + C-V + C-S, illit + C-S belirlenen diğer fillosilikat topluluklarıdır.

Bakırtepe üyesi metakumtaşlarında başlıca kuvars, feldispat (büyük ölçüde mikroklin) ve fillosilikat mineralleri içermektedir. Bu mineraller tüm örneklerde gözlenmekte olup, ortalama değerlerine göre bolluk sırası kil, feldispat ve kuvars biçimindedir. Bazı örneklerde az miktarda götit mineralleri de belirlenmiştir. Birimin kil fraksiyonunu temsil eden mineralleri illit ve kaolinit/dikit oluşturmaktadır. En yaygın kil mineral birlikteliğini illit + kaolinit/dikit oluşturmakta, ayrıca yalnızca illit de gözlenmektedir. Kil minerallerinin ortalama bolluk sırası illit (% 90) ve dikit (%10) biçiminde sıralanmaktadır. Politipi incelemelerine göre Bakırtepe üyesi illitleri, Gerez üyesindekilere benzer biçimde $2M_1$, $1M$ ve $1M_d$ türlerini içermektedir



Şekil 7. Metakumtaşlarının OM fotoğrafları, a-b) İyi boylanmış metakumtaşlarında ikincil silis çimento ve ince kristalli silis dolgululu çatlaklar (Gerez üyesi, metakuvars arenit, a-çn, b-tn), c-d) Orta-kötü boylanmış metakumtaşlarında silis çimento ve gözenekte gelişmiş otijenik ışınal dikit oluşumları (Bakırtepe üyesi, metasubarkoz, a-çn, b-tn), e) İnce kum boyutlu, iyi boylanmış metakumtaşında düşük miktarda (< % 5) serizitleşmiş-kloritleşmiş matriks (Gerez üyesi, çn), f) İnce kum boyutlu, iyi boylanmış metakumtaşlarında yüksek miktarda (> % 15) serizit matriks ve sutureli sınır ilişkili kuvarslar (Bakırtepe üyesi, metafeldspatik grovak, çn).

Figure 7. OM microphotographs of metasandstones, a-b) Secondary silica cementing and fine silica-filled cracks in the well sorted metasandstones (Gerez member, metakuartz arenite, a-cn, b-on), c-d) Silica cementing and radial dickite occurrences developed in the pores from moderate-poorly sorted metasandstones (Bakırtepe member, metasubarkose, c-cn, d-on), e) Low amount (< % 5) of sericitized-chloritized matrix in the fine sand sized and well sorted metasandstone (Gerez member, çn), f) Large amount (> % 15) of sericitized matrix and sutured quartzes in the fine sand sized and well sorted metasandstone (Bakırtepe member, metafeldspathic greywacke, cn).

METAKUMTAŞLARININ PETROKİMYASI

Ana ve İz Element Bollukları

Metakumtaşlarının ana, iz ve nadir toprak element (NTE) analizleri Çizelge 1’de verilmiştir. En bol bulunan ana oksitlerin değerleri; metakumtaşlarının bileşenlerini oluşturan ana ve tali minerallerin ve kısmen kayaç parçalarının kimyasına karşılık gelmekte, buna karşın karbonat minerallerinin çok az ve/veya hiç içerilmediğini göstermektedir.

İncelenen metakumtaşlarında en önemli fark, Bakırtepe üyesi örneklerinin Gerez üyesi örneklerine göre K_2O ’ce zengin, CaO ve Na_2O ’ce daha fakir olmasıdır. Bu durum, Bakırtepe üyesi örneklerinin başlıca K-feldispat, Gerez üyesi örneklerinin ise plajiyoklaz içermesi ile uyumludur.

Bazı iz elementlerin açısından değerlendirildiğinde; birimlere göre örnekten örneğe değişkenlik gözlenmektedir. Bakırtepe üyesinde geçiş metallere sadece Sc; granitoid elementlerden W; karışık davranışlı elementlerden As ve Sb; kalıcılığı düşük elementlerden Rb, Cs, Ba ve Ga; kalıcılığı yüksek elementlerden U; buna karşın Gerez üyesinde diğer elementler daha bol bulunmaktadır. Ortalama bollukları bakımından NTE’den La, Ce ve Pr Bakırtepe, diğer elementler ise Gerez üyesinde daha yüksek derişimlere ulaşmaktadır.

Petrografik ve Kimyasal Adlandırma/Sınıflandırma

Metakumtaşlarının modal mineralojik bileşimlerine göre (Çizelge 2); örneklerde; kuvars % 31-74 (ortalama % 60), feldispat % 1-15 (ortalama % 7), kayaç parçaları % 1-12 (ortalama % 4), ağır mineraller % 1-12 (ortalama % 4), matriks % 3-45 (ortalama % 15) ve çimento % 3-20 (ortalama % 10) arasında değişen miktarlara sahiptir. Bunlardan kuvarsları monokristalin ve polikristalin; kayaç parçacıklarını metamorfik ve sedimanter, ağır mineralleri ise muskovit, biyotit, klorit, apatit, zirkon, turmalin, opak temsil etmektedir. Metakumtaşı örnekleri, QFL üçgen diyagramında (Folk, 1974); $M < \% 15$ için arkoz olan bir örnek hariç, Bakırtepe üyesi örnekleri çoğunlukla subarkoz ve Gerez üyesi örnekleri kuvars arenit (Şekil 8a), $M > \% 15$ için feldispatik grovak alanlarında yer almaktadır (Şekil 8b).

Pettijohn ve diğ. (1973) tarafından oluşturulan $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ kimyasal sınıflama diyagramında Bakırtepe ve Gerez üyeleri metakumtaşı örnekleri birimlere göre önemli farklılıklar göstermekte ve kümelenmektedir (Şekil 8c). Modal mineralojik bileşime göre; subarkoz olarak adlandırılan Bakırtepe üyesi metakumtaşları arkoz, kuvars arenitleri temsil eden Gerez üyesi metakumtaşları arkoz-subarkoz-sublitarenit olmak üzere daha geniş bir alanda yer almaktadır. Yer yer ortaya çıkan bu farklılıklar matriks (serizitik beyaz K-mika veya dikit) ve ana minerallerin (mikroklin veya plajiyoklaz) yaygınlığından kaynaklanmaktadır.

Çizelge 1. Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının ana oksit (% ağırlık), iz ve NTE (ppm) analizleri.**Table 1.** Major (wt %), trace and REE (ppm) analyses of metasediments from Bolkardağı Unit.

Birim	Bakırtepe üyesi						Gerez üyesi				
	KF-52	KF-53	KF-54	KF-58	KF-62	KF-65	BD-26	BD-29	BD-33	BD-35	BD-38
Oksit											
SiO ₂	67.83	90.45	63.47	85.17	73.57	84.18	81.11	93.06	72.90	89.28	73.05
TiO ₂	0.821	0.301	0.976	0.195	0.400	0.167	1.134	0.278	1.226	0.679	1.129
Al ₂ O ₃	14.60	4.80	17.49	6.58	11.37	7.13	7.02	1.81	9.82	3.25	10.71
ΣFe ₂ O ₃	4.25	0.51	3.50	1.25	4.23	2.40	6.20	1.44	7.86	1.23	6.37
MnO	0.014	0.007	0.047	0.003	0.012	< 0.001	0.035	0.021	0.024	0.049	0.012
MgO	1.31	0.19	1.76	0.22	1.26	0.44	1.04	0.23	1.12	0.27	1.28
CaO	0.32	0.22	0.38	0.14	0.18	0.12	0.22	0.12	0.32	1.37	0.32
Na ₂ O	0.17	0.12	0.13	0.13	0.42	0.16	0.76	0.30	0.71	0.49	1.00
K ₂ O	6.43	2.72	7.10	3.92	6.01	4.34	1.15	0.23	1.70	0.77	2.21
P ₂ O ₅	0.24	0.11	0.25	0.1	0.15	0.09	0.18	0.07	0.24	0.18	0.23
LOI	2.86	0.88	3.37	1.13	2.08	1.07	2.11	0.93	3.07	1.83	2.63
Toplam	98.84	100.30	98.48	98.83	99.68	100.10	101.00	98.48	98.98	99.40	98.94
Cr	70	30	90	20	100	30	120	170	60	<20	50
Ni	40	<20	40	<20	60	<20	90	80	60	<20	40
Co	10	8	14	11	7	9	21	9	28	6	14
Sc	12	3	18	2	6	3	4	1	8	2	9
V	94	22	141	18	52	31	88	20	89	30	87
Cu	20	<10	<10	<10	70	<10	10	80	50	<10	50
Pb	6	<5	<5	6	10	6	7	5	21	6	16
Zn	<30	<30	<30	<30	<30	<30	90	<30	100	<30	110
Bi	0.4	< 0.1	0.5	0.1	0.3	< 0.1	0.4	0.1	0.2	< 0.1	0.3
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	2	<1	3	<1	2	<1	<1	48	2	<1	2
W	23.4	598.0	14.8	184	80.9	418.0	78.3	318.0	90.6	129.0	47.1
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2
As	13	<5	8	<5	<5	<5	<5	<5	6	<5	<5
Sb	2.6	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.2	0.5	1.2	<0.2
Ge	1.4	0.9	1.7	1.0	1.1	1.0	1.4	1.1	1.8	1.2	1.4
Be	2	<1	3	<1	2	<1	1	<1	2	<1	1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	5.3	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	110	39	130	49	98	67	37	9	62	25	67
Cs	3.0	0.5	5.2	0.6	5.3	1.2	1.3	0.4	1.4	0.7	1.3
Ba	369	369	612	461	556	425	244	50	270	112	303
Sr	30	20	20	31	46	35	28	9	54	47	55
Tl	0.34	0.12	0.39	0.16	0.34	0.18	0.20	0.05	0.33	0.15	0.36
Ga	18	4	23	5	11	9	9	2	14	4	14
Ta	1.02	2.29	1.17	0.88	0.67	1.53	1.06	1.04	1.40	1.06	1.23
Nb	10.4	4.2	12.0	2.8	6.2	3.0	9.7	2.6	14.9	7.4	13.9
Hf	8.1	4.8	5.8	2.1	3.7	3.2	10.2	2.1	12.3	7.7	10.3
Zr	318	188	220	79	134	151	402	79	480	319	427
Y	29.6	10.2	38.7	10.5	16.1	8.9	24.8	10.9	35.9	20.6	32.2
Th	13.10	6.28	12.20	2.56	5.38	3.23	9.13	2.09	12.5	6.35	10.40
U	2.98	1.29	3.55	0.72	1.73	1.04	1.87	0.40	2.76	1.36	2.16
La	41.1	9.93	57.5	5.71	11.6	12.8	22.1	8.9	26.6	15.9	26.1
Ce	82.2	20.9	108.0	11.3	23.7	26.8	44.1	17.6	53.5	34.3	53.2
Pr	9.36	2.28	12.2	1.26	2.68	2.92	5.30	2.02	6.36	4.07	6.39
Nd	36.00	8.84	45.60	4.81	10.40	11.10	21.00	7.71	25.80	16.90	25.40
Sm	7.09	1.85	8.65	1.13	2.29	2.11	4.88	1.61	6.20	3.97	5.92
Eu	1.550	0.450	1.870	0.348	0.656	0.536	1.210	0.413	1.610	0.887	1.510
Gd	5.76	1.76	6.85	1.34	2.41	1.75	5.02	1.54	6.74	3.87	6.10
Tb	0.99	0.33	1.20	0.27	0.44	0.29	0.86	0.27	1.15	0.65	1.04
Dy	5.42	2.01	6.77	1.74	2.57	1.58	4.67	1.41	6.23	3.53	5.63
Ho	1.05	0.40	1.30	0.36	0.52	0.32	0.89	0.27	1.18	0.66	1.07
Er	3.33	1.23	4.06	1.04	1.62	0.95	2.62	0.76	3.44	1.89	3.11
Tm	0.509	0.184	0.611	0.153	0.249	0.146	0.387	0.103	0.510	0.274	0.460
Yb	3.32	1.19	3.86	0.96	1.63	0.96	2.46	0.63	3.23	1.72	2.90
Lu	0.495	0.183	0.568	0.136	0.250	0.146	0.380	0.092	0.505	0.263	0.439

Not: Fe₂O₃, toplam demir. LOI: toplam uçucu içeriği

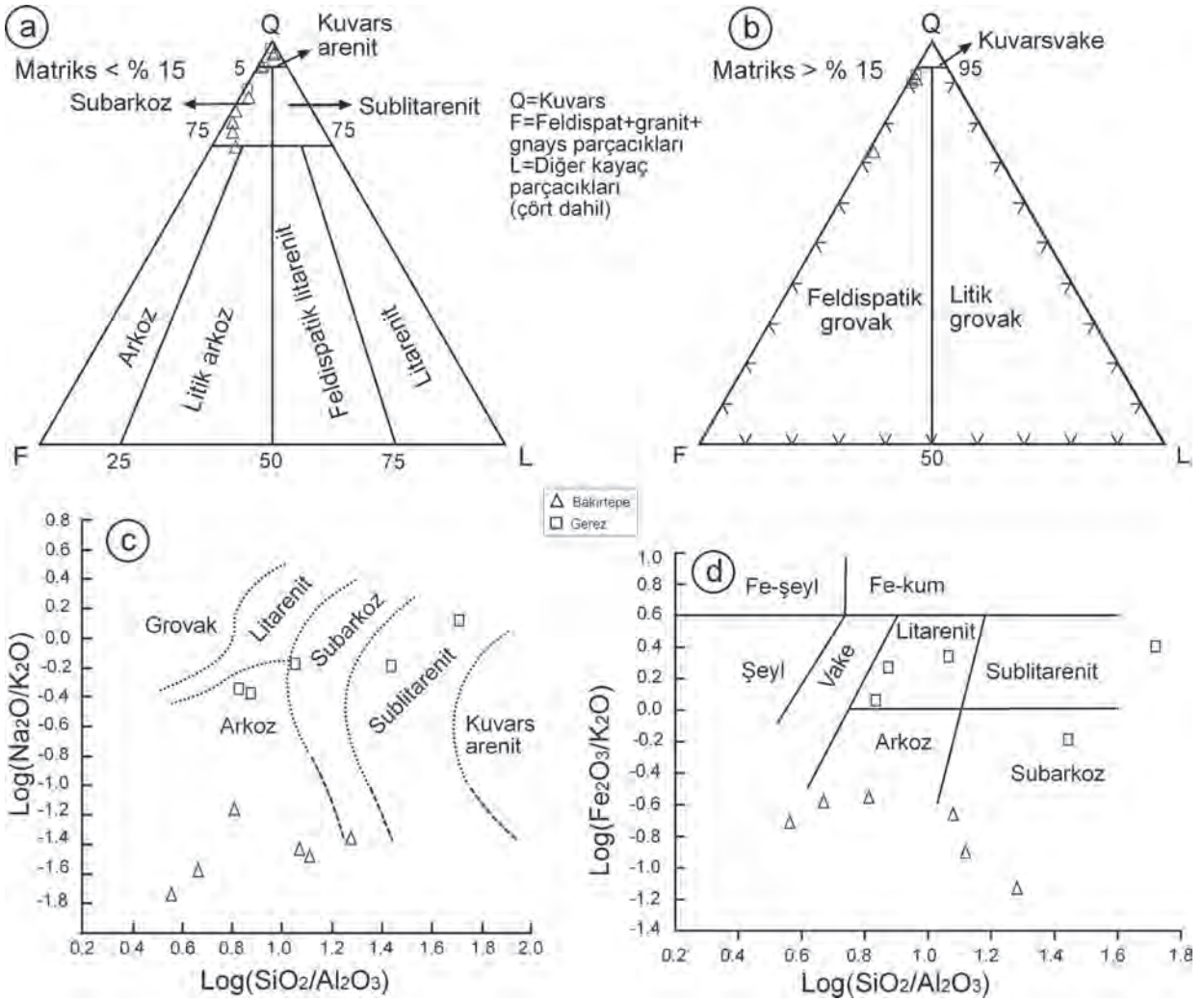
Çizelge 2. Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının modal mineralojik bileşimleri.**Table 2.** Modal mineralogical compositions of metasandstones from Bolkardağı Unit.

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

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

Herron'un (1988) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ -
 $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ sınıflama diyagramında ise
 incelenen metakumtaşları geniş bir aralıkta
 yayılmakta ve çoğunlukla ayrı alanlarda dağılım

göstermektedir (Şekil 8d). Bakırtepe üyesi
 metakumtaşları arkoz-subarkoz, Gerez üyesi
 metakumtaşları litarenit-sublitarenit alanları
 içinde ve vake (petrografik % 50-90 arasında
 kil-silt boyu bileşen içeren killi kumtaşı ve siltli
 kumtaşı) alanının sağında yer almaktadır. Ayrıca
 sınıflandırma diyagramında (Şekil 8d), toplam
 Fe_2O_3 içeriklerinin Bakırtepe üyesi örneklerinde
 düşük ve Gerez üyesi örneklerinde yüksek (klorit
 ve C-V), K_2O içeriğinin Gerez üyesi örneklerinde
 yüksek (K-beyaz mika), $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranının
 (kuvars/feldispat ve dikit) ise her iki birim için
 değişken olduğu görülmektedir. Diğer bir ifadeyle,
 bu değişimler; feldispat ve fillosilikatların miktarı
 ile ilişkilidir.



Şekil 8. Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının modal mineralojik ve kimyasal adlandırılması, a-b) QFL (Folk, 1974), c) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn ve diğ., 1973); d) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988).

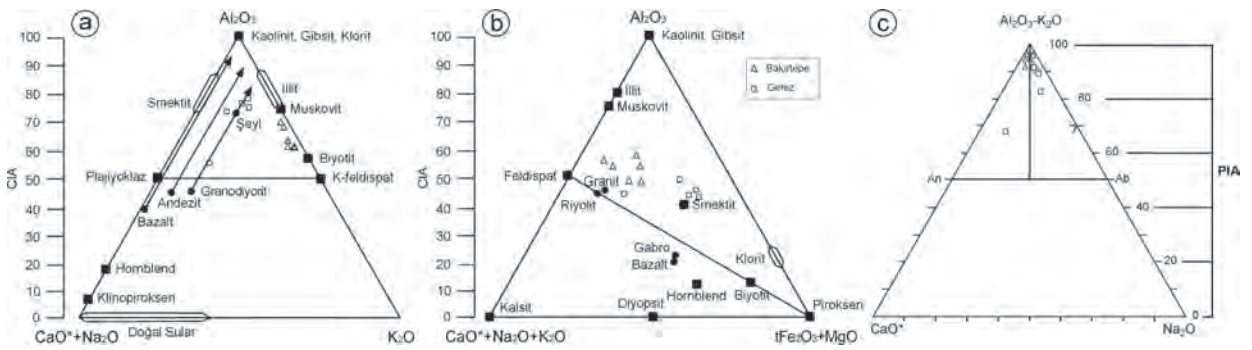
Figure 8. Modal mineralogical and chemical nomenclature of metasandstones from the Bolkardağı Unit, a-b) QFL (Folk, 1974), c) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Pettijohn et al., 1973); d) $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988).

Sedimanter Süreçler

Kırıntılı sedimanter kayaçların petrokimyasını en çok etkileyen sedimanter süreçlerden birisi yüzeysel bozunma ve derinsel bozuşmadır (alterasyon). Üst kıtasal kabuğun yaklaşık olarak % 70'ini oluşturan başlıca feldispatlar ve kısmen volkanik cam bozunma/bozuşma sürecinde belirleyici olmaktadır (Nesbitt ve Young, 1984; Taylor ve McLennan, 1985). Bu nedenle, ana element bileşimindeki değişimlerin çoğu Al_2O_3 - $(CaO+Na_2O)-K_2O$ jeokimyasal sisteminde değerlendirilmekte (Nesbitt ve Young, 1984) ve bir derinsel bozuşma indeksi (Kimyasal Alterasyon İndeksi-CIA) formülize edilmektedir (Örneğin; Nesbitt ve Young, 1984; Nesbitt ve diğ., 1996). İncelenen metakumtaşlarının CIA değerleri; Bakırtepe metakumtaşları için 58-65 (ortalama 61) ve Gerez metakumtaşları için 44-71 (ortalama 65) arasında değişmektedir (Şekil 9a). Bakırtepe metakumtaşları $Al_2O_3-K_2O$ çizgisine yakın ve biyotit-muskovit arasında, Gerez metakumtaşları granodiyorit-şeyl çizgisine paralel uzanmaktadır. Bu bulgular; Bakırtepe metakumtaşlarının daha az yüzeysel bozunma ve/veya derinsel bozuşmaya uğradığına, ayrıca Gerez metakumtaşlarının şeyl türü kayaçların metamorfizması ile oluştuğuna işaret etmektedir. $Al_2O_3-(CaO^*+Na_2O+K_2O)-(\Sigma Fe_2O_3+MgO)$ diyagramında (Şekil 9b) ise; incelenen metakumtaşlarının CIA değerleri; Bakırtepe metakumtaşları için 46-53 (ortalama

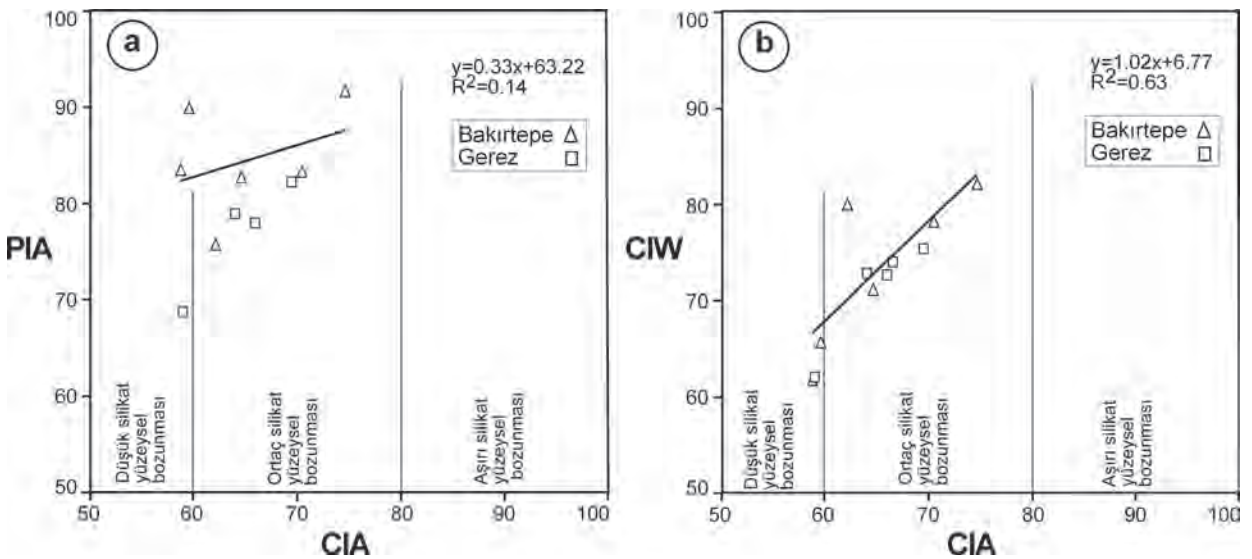
50), Gerez metakumtaşları için 37-47 (ortalama 43) arasında değişmekte olup, feldispat-piroksen çizgisinin üzerinde yer almaktadır. Bakırtepe metakumtaşları teorik granit, Gerez metakumtaşları teorik smektit bileşiminin çevresinde yoğunlaşmaktadır. Fedo ve diğ. (1995) tarafından önerilen bir başka alterasyon indeksi (Plajiyoklaz Alterasyon İndeksi-PIA) ise plajiyoklazların sedimanlardaki bozuşma yönelimlerini ortaya koymak için önerilmekte olup; incelenen metakumtaşlarının PIA değerleri; Bakırtepe örnekleri için 80-90 (ortalama 84) ve Gerez örnekleri için 42-82 (ortalama 70) arasında değişmektedir (Şekil 9c).

Harnois (1988) tarafından formülize edilen bozunma indeksine (Kimyasal Yüzeysel Bozunma İndeksi-CIW) göre; incelenen metakumtaşlarının CIW değerleri; Bakırtepe örnekleri için 89-94 (ortalama 93) ve Gerez örnekleri için 50-85 (ortalama 74) arasında değişmektedir. İncelenen metakumtaşlarının kimyasal bozunma ilişkilerini gösteren PIA (Fedo ve diğ., 1995)-CIA (McLennan ve Murray, 1999) ve CIW (Harnois, 1988)-CIA (McLennan ve Murray, 1999) diyagramları, silikatların ortaç derecede yüzeysel bozunma geçirdiklerini ortaya koymaktadır (Şekil 10). Ayrıca bunlardan CIA-CIW ilişkisinin iyi derecede pozitif ($R^2=0.63$) olduğu görülmektedir.



Şekil 9. Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının CIA (McLennan ve Murray, 1999), PIA (Fedo ve diğ., 1995) ve bazı oksitlerin moleküler oranlarının üçgen diyagramlarda dağılımı, a) Felsik diyagram (Bazı magmatik-sedimanter kayaçların ve minerallerin ideal bileşimleri ile üst kabuğa ait bazı kaya türlerinin yüzeyel bozunma yönelimleri: McLennan ve diğ., 2003), b) Mafik diyagram (Ortalama magmatik kayaç bileşimleri: Nockolds, 1954), c) PIA (Ab=Albit, An=Anortit).

Figure 9. Distributions of CIA (McLennan and Murray, 1999), PIA (Fedo et al., 1995) and molecular ratios of some oxides in the triangle diagrams from metasandstones in the Bolkardağı Unit, a) Felsic diagram (Ideal compositions of some magmatic and sedimentary minerals, and weathering trends of some rock types belonging to upper crust: McLennan et al., 2003), b) Mafic diagram (Average compositions of magmatic rocks: Nockolds, 1954), c) PIA (Ab=Albite, An=Anortite).



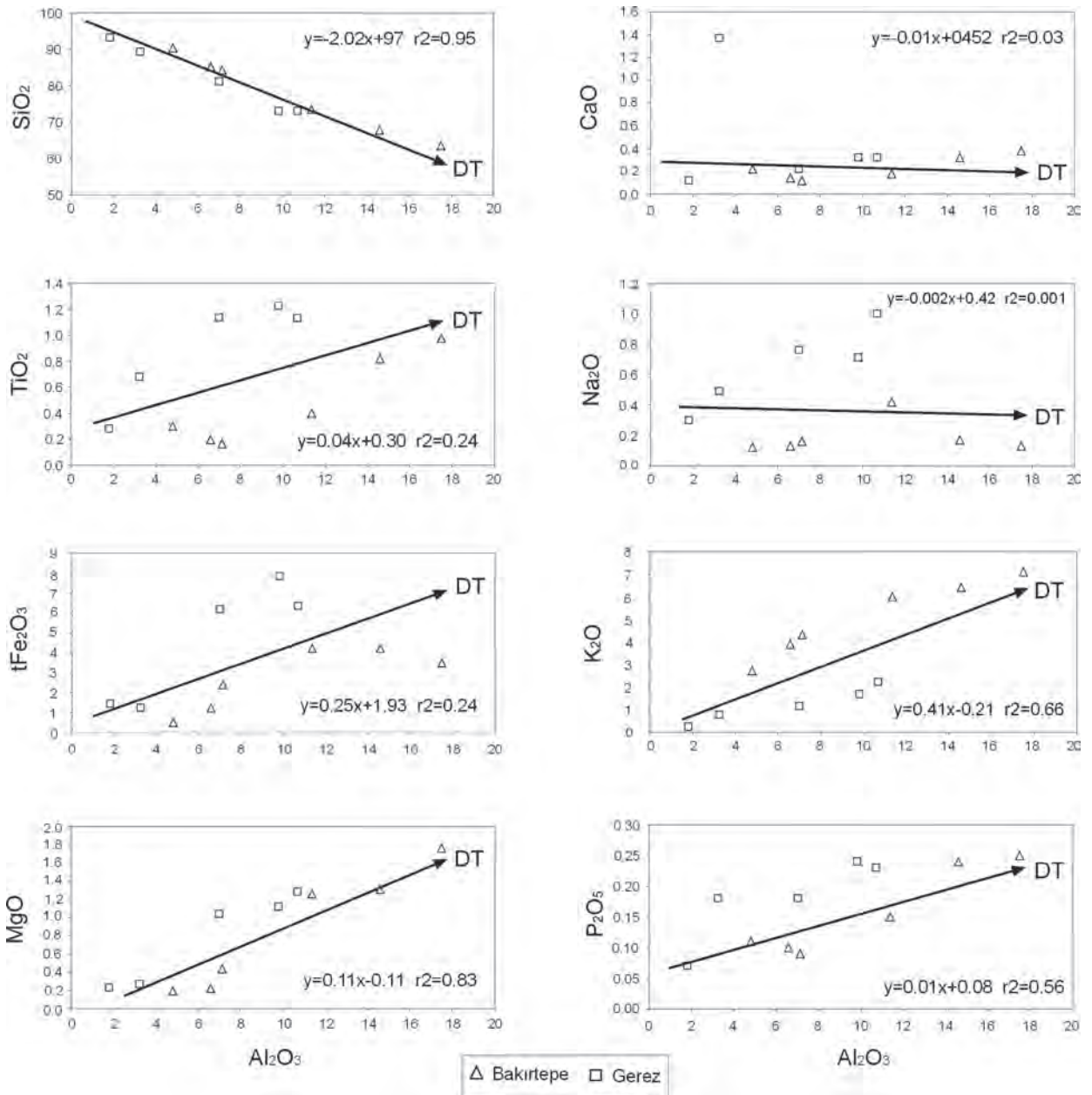
Şekil 10. Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının kimyasal bozunma ilişkilerini gösteren diyagramlar, a) PIA (Fedo ve diğ., 1995)-CIA (McLennan ve Murray, 1999), b) CIW (Harnois, 1988)-CIA (McLennan ve Murray, 1999).

Figure 10. Diagrams showing chemical weathering/alteration relations of metasandstones from the Bolkardağı Unit, a) PIA (Fedo et al., 1995)-CIA (McLennan and Murray, 1999), b) CIW (Harnois, 1988) -CIA (McLennan and Murray, 1999).

İncelenen metakumtaşlarının ana oksit değişim diyagramları; detritik yönelimi de ortaya koyacak biçimde son bozunma/bozuşma ürünü olan Al_2O_3 içeriğine karşı diğer oksitler kullanılarak Şekil 11’de verilmiştir. Na_2O ve CaO hariç, diğer ana oksitler Al_2O_3 ile anlamlı korelasyona sahiptir. SiO_2 ile negatif, diğerleri ile pozitif korelasyon göstermektedir. Al_2O_3 en zayıf Na_2O ($r^2=0.001$), en yüksek ise SiO_2 ($r^2=0.95$) ile korelasyon göstermektedir. Genellikle, açıtsından yüksek Al_2O_3 ve düşük SiO_2 içerikli olan metakumtaşları diyagramın sağ; düşük Al_2O_3 ve yüksek SiO_2 içerikli olanlar ise sol kesiminde kümelenmektedir. Bu durum, K-mikaların ve/veya feldispatların artışına karşın, kuvars miktarının azalmasıyla ilişkilidir. Benzer ilişkiler Al_2O_3 ve K_2O arasında da görülebilmektedir. Al_2O_3 ’ün

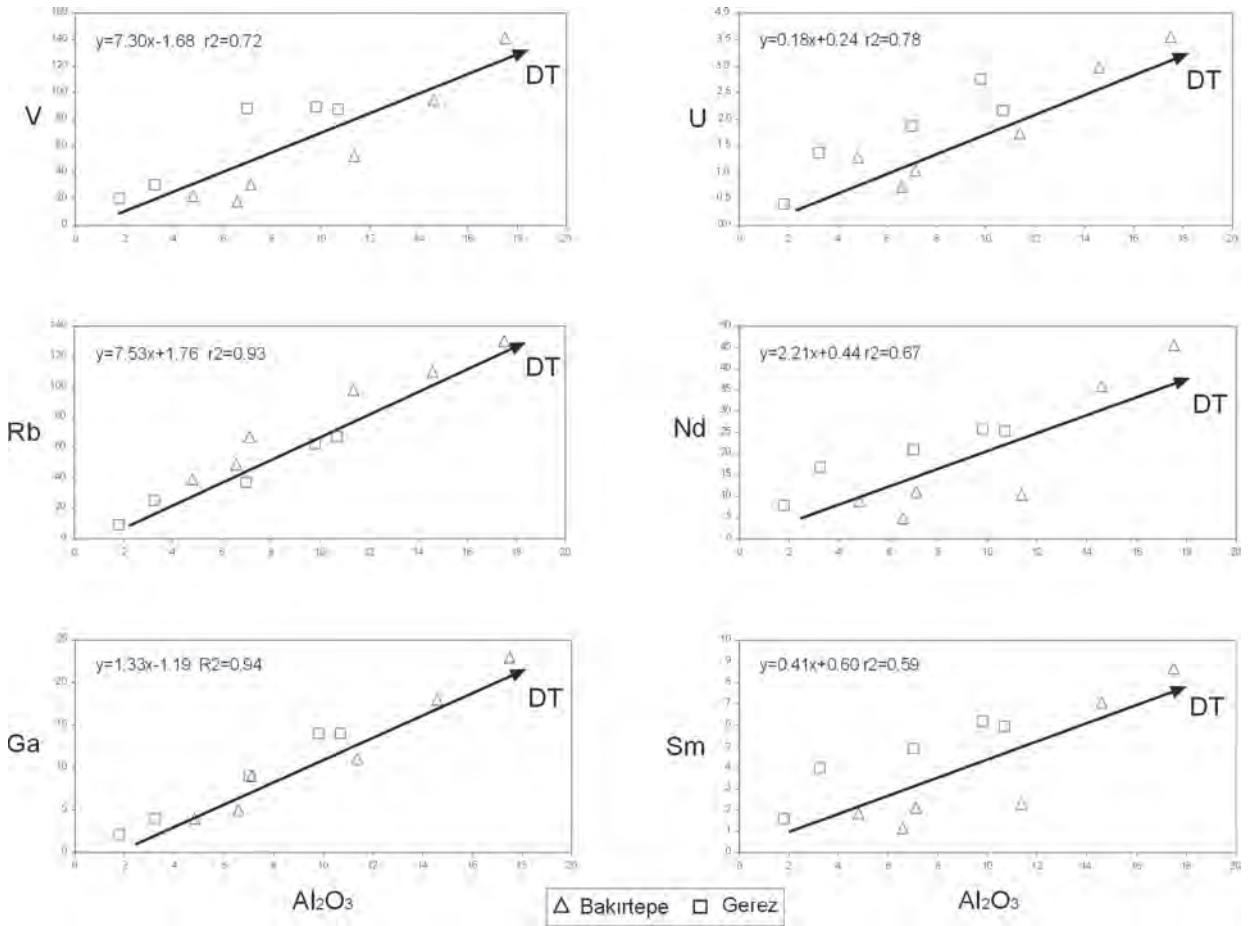
artışına karşın CaO ve Na_2O ’ün kısmen sabit kalışı plajiyoklazlar; Al_2O_3 - TiO_2 ilişkisi daha ziyade Ti- ve/veya Fe-Ti oksitler, Al_2O_3 - tFe_2O_3 ilişkisi sırasıyla Fe-oksit, klorit ve kısmen biyotit, Al_2O_3 - MgO ilişkisi klorit ve biyotit, Al_2O_3 - P_2O_5 ilişkisi apatit içeriği ile denetlenmektedir.

Al_2O_3 ’ün bazı iz elementler ile korelasyon ilişkileri Şekil 12’de sunulmuştur. Al_2O_3 -iz element korelasyon ilişkisi ana oksitlere göre daha belirgin olup, $r^2=0.59-0.94$ (Sm ve Ga) arasında değişmektedir. Al_2O_3 ’e karşı kalıcılığı düşük elementlerden Rb ve Ga’un artışı K-mikalar; diyajenez/metamorfizmadan etkilenmeyen geçiş metallere V, kalıcılığı yüksek elementlerden U ile NTE’den Nd ve Sm’un artışı ise türedikleri kaynak bölgeye işaret eden taşınmış bileşenler ile ilişkilidir.



Şekil 11. Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının Al_2O_3 'ye karşı ana oksit değişim diyagramları (DT=Detritik Yönelim).

Figure 11. Variation diagrams of major oxides versus Al_2O_3 from metasandstones in the Bolkardağı Unit (DT= Detrital Trend).



Şekil 12. Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının Al_2O_3 'ye karşı iz element değişim diyagramları (DT=Detritik Yönelim)

Figure 12. Variation diagrams of trace elements versus Al_2O_3 from metasandstones in the Bolkardağı Unit (DT=Detrital Trend).

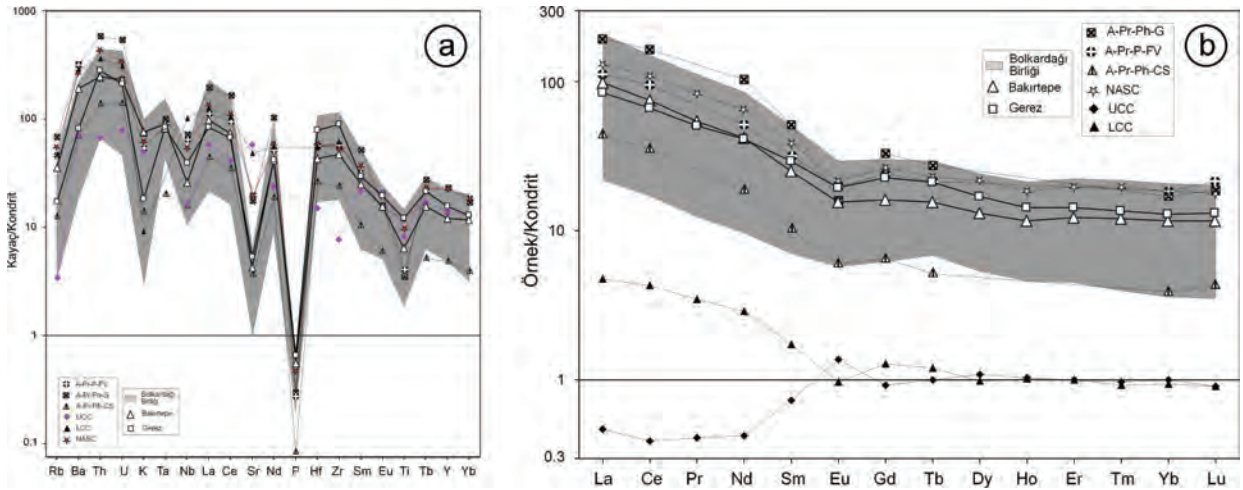
İncelenen metakumtaşlarının kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılımları ve ayrıca karşılaştırma amacıyla Alt ve Üst Kıtasal Kabuk (LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981), Kuzey Amerikan Şeyl Bileşimi (NASC: Haskin ve diğ., 1968, Condie, 1993, Gromet ve diğ., 1984), ayrıca Condie (1993) tarafından verilen Arkean-Proterozoik Kratonik Kumtaşları (A-Pr-CS), Arkean-Proterozoyik-Fanerozoik Granitler (A-Pr-Ph-G) ve Arkean-Proterozoyik-Paleozoyik Felsik Volkanitler'in (A-Pr-Ph-FV) ortalama bileşimleri de Şekil

13a'da sunulmuştur. İncelen metakumtaşlarının iz element dağılım desenleri NASC, Kratonik Kumtaşlarına, LCC, Granitlere ve Felsik Volkanitlere benzer olmakla birlikte; birimler birbirinden ayrılmakta ve belirgin ayrılaşmayı ifade etmektedir. Bolkardağı metakumtaşları P (1-4 kat) hariç, kuvvetli zenginleşmeye (Sr için 1 ve Th için 451 kat) sahiptir. P'daki fakirleşme apatit gibi P-içeren ağır minerallerin azlığını veya yokluğunu; Th'daki zenginleşme ise Th-içeren ağır minerallerin, özellikle zirkon, monazit ve/veya titanitin katkısını işaret etmektedir. İncelenen

metakumtaşları sırasıyla Th, Ta, La, Nd, Zr ve Tb için belirgin pozitif; K, Nb, Sr, P ve Ti için negatif anomaliye sahiptir.

Toplam NTE konsantrasyonu Bakırtepe üyesi metakumtaşları için 52-198 ppm (ortalama 110 ppm) ve Gerez üyesi metakumtaşları için 43-139 ppm (ortalama 106 ppm) arasında değişmektedir. İncelenen metakumtaşlarının kondrite (Sun ve McDonough, 1989) normalize NTE dağılımları ve karşılaştırma amacıyla LCC, UCC, NASC, Kratonik Kumtaşları, Granitler ve Felsik Volkanitlerin dağılımları da Şekil 13b'de

gösterilmiştir. Bolkardağı metakumtaşlarında hafif NTE'den ağır NTE'ye doğru içerikleri azalmakta olup; Bakırtepe ve Gerez metakumtaşlarının desenleri birbirinden kısmen ayrılmakta ve ayrımlaşmayı göstermektedir. Metakumtaşlarında tüm elementler için belirgin yaklaşık 243-4 (La-Lu) kat arasında değişen zenginleşmeler mevcut olup, negatif Eu anomalisine sahiptir. NTE içerikleri Alt ve Üst Kıtasal Kabuktan oldukça farklı ve büyük; buna karşın NASC, Granitlere ve Felsik Volkanitlere oldukça, Kratonik Kumtaşlarına ise kısmen benzerdir.



Şekil 13. Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının kondrite normalize iz (a) ve NTE (b) dağılımları. Kondrit: Sun ve McDonough, 1989; Kratonik Kumtaşları (A-Pr-Ph-CS), Felsik Volkanitler (A-Pr-Ph-FV), Granitler (A-Pr-Ph-G): Condie, 1993; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984), NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ., 1968; diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; LCC ve UCC: Taylor ve McLennan, 1981; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-P-FV, A-Pr-Ph-G: Condie, 1993.

Figure 13. Chondrite-normalized element patterns of metasediments from the Bolkardağı Unit, a) Trace (Chondrite: Sun and McDonough, 1989; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-Ph-FV, A-Pr-Ph-G: Condie, 1993; Nb and Y for NASC: Condie, 1993; other elements: Gromet et al., 1984), b) REE (Chondrite: Sun and McDonough, 1989; NASC: Ho and Tm elements from Haskin et al., 1968; other elements from Gromet et al., 1984; LCC and UCC: Taylor and McLennan, 1981; A-Pr-Ph-CS, A-Pr-P-FV, A-Pr-Ph-G: Condie, 1993).

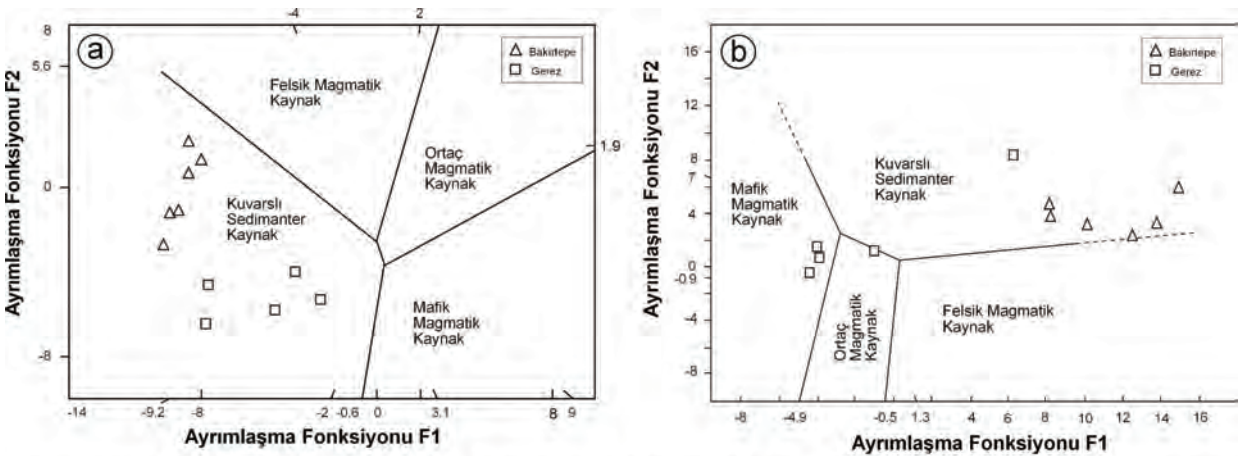
Provens

Ana elementler kullanılarak kumtaşlarının provens izlerini saptamaya yönelik ayırtman diyagramları, Roser ve Korch (1988) tarafından önerilmiştir. Birinci ayırtman diyagramında (Şekil 14a) incelenen metakumtaşları bütünüyle kuvarslı sedimanter provens alan içinde bulunmakta ve birimler farklı alanlarda kümelenerek ayrılmaktadır. İkinci ayırtman diyagramında (Şekil 14b) Bakırtepe üyesi metakumtaşları kuvarslı sedimanter; buna karşın Gerez üyesi metakumtaşları çoğunlukla mafik magmatik, birer örnek ise ortaç ve kuvarslı sedimanter kaynak alanda yer almaktadır.

Jeotektonik Konum

Kumtaşlarının tektonik konumlarının belirlenmesinde modal mineralojik ve kimyasal bileşim olmak üzere iki farklı yöntem kullanılmakta olup; her iki yöntemle incelenen metakumtaşlarının hangi tektonik ortamda depolandığı ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Metakumtaşlarının modal mineralojik bileşimleri (bak Çizelge 6.2) QFL (Dickinson ve diğ., 1983) ve QmFLt (Dickinson ve Succec, 1979) üçgen diyagramlarına yerleştirilmiştir. QFL diyagramında örneklerin tamamının kıtasal bloku temsil eden geçiş kıtasal ve kraton içi alanlarında



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

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

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

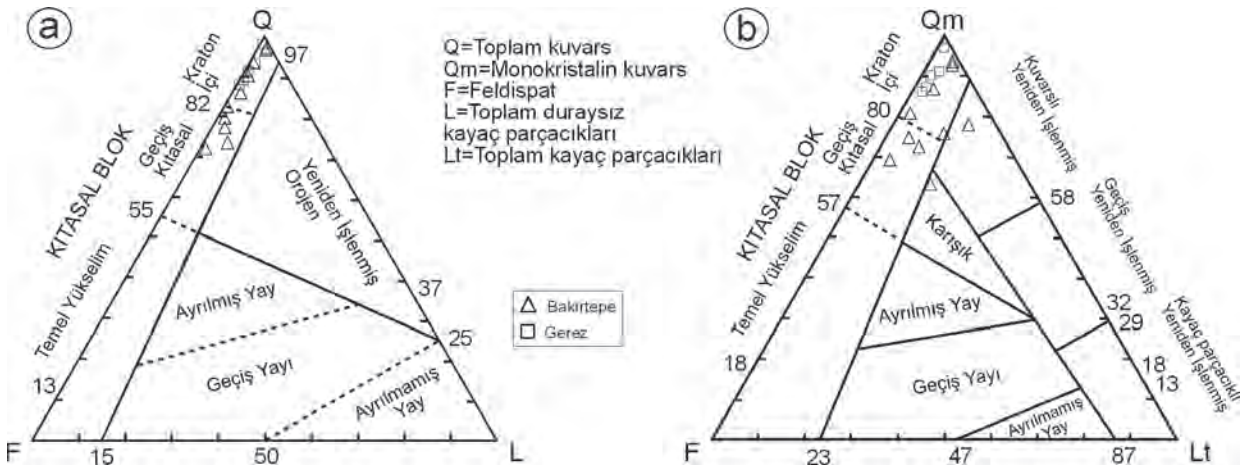
$$F2 = (56.500 * TiO_2 / Al_2O_3) - (10.879 * tFe_2O_3 / Al_2O_3) + (30.875 * 9MgO / Al_2O_3) + (5.404 * Na_2O / Al_2O_3) + (11.112 * K_2O / Al_2O_3) - 3.89$$

Şekil 14. Kumtaşı-çamurtaşı birliktelikleri için incelenen kumtaşlarının provens ayırtman diyagramları (Roser ve Korch, 1988), a) Ana oksit içerikleri, b) ana oksit oranları.

Figure 14. Provence discrimination diagrams of studied sandstones for sandstone-mudstone associations (Roser and Korch, 1988), a) Major oxide contents, b) Major element ratios.

yer aldığı görülmektedir (Şekil 15a). QmFLt diyagramında karışık ve kuvarslı yeniden işlenmiş orojenik alana karşılık gelen birer örnek hariç;

diğer örnekler yine kıtasal ve kraton içi alanlarında bulunmaktadır (Şekil 15b).

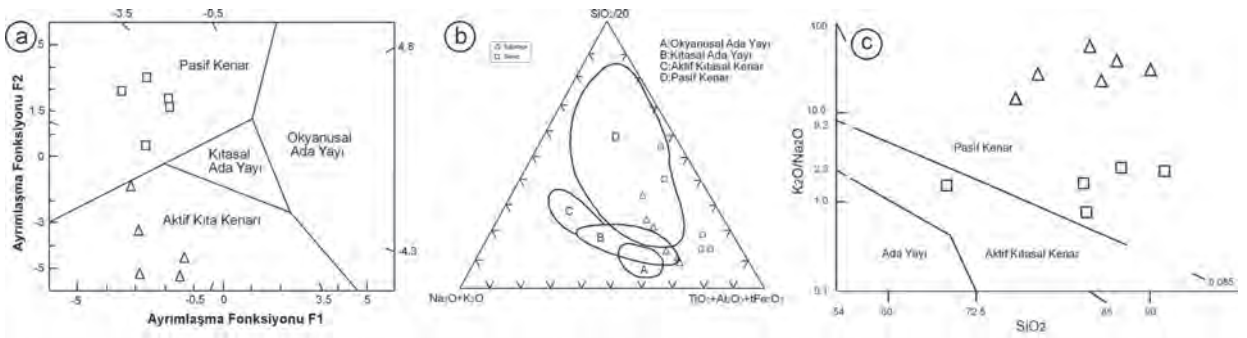


Şekil 15. Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının modal mineralojik bileşimlerine göre jeotektonik ortam ayırtman diyagramları; a) QFL (Dickinson ve diğ., 1983), b) QmFLt (Dickinson ve Suczek, 1979).

Figure 15. The geotectonics settings of metasandstones from Bolkardağı Unit in the triangle diagrams based on their modal mineralogical compositions, a) QFL (Dickinson et al., 1983), b) QmFLt (Dickinson and Suczek, 1979).

Ana oksitler ile kısırlı semidentar kayaçların tektonik ortamını belirlemede kullanılan üç tür ayırtman diyagram bulunmaktadır. Bhatia (1983) tarafından Paleozoyik kumtaşları için birinci ve ikinci ayırtman fonksiyonlarını esas alan değişim diyagramı esas alınarak incelenen metakumtaşları için kullanılmıştır. Bakırtepe üyesi metakumtaşları, aktif kıta kenarını temsil ederken, Gerez üyesi metakumtaşları pasif kıta kenarı alanında konumlanmıştır (Şekil 16a). Kumtaşlarının ana oksit bileşimine göre jeotektonik ortamlarının belirlenmesinde kullanılan diğer bir sınıflama da Kroonenberg (1994) tarafından önerilen $\text{SiO}_2/20-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-$

$(\text{TiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{tFe}_2\text{O}_3)$ üçgen diyagramıdır (Şekil 16b). Bu ayırtman diyagramda Gerez üyesine ait üç örneğin belirtilen alan dışında kaldığı, diğer iki örneğin pasif kenar alanına düştüğü gözlenmektedir. Bakırtepe üyesi örnekleri ise kıtasal ada yayı ve pasif kenar ile temsil edilen alanda yer almaktadır. Kumtaşlarının jeotektonik ortamını belirlemede kullanılan diğer bir diyagram ise Roser ve Korch'un (1986) $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ikili değişim diyagramıdır (Şekil 16c). Bu diyagrama göre Gerez üyesi metakumtaşlarına ait bir örnek hariç (aktif kıtasal kenar), diğer Gerez ve Bakırtepe üyelerine ait metakumtaşları pasif kenar alanında yer almaktadır.



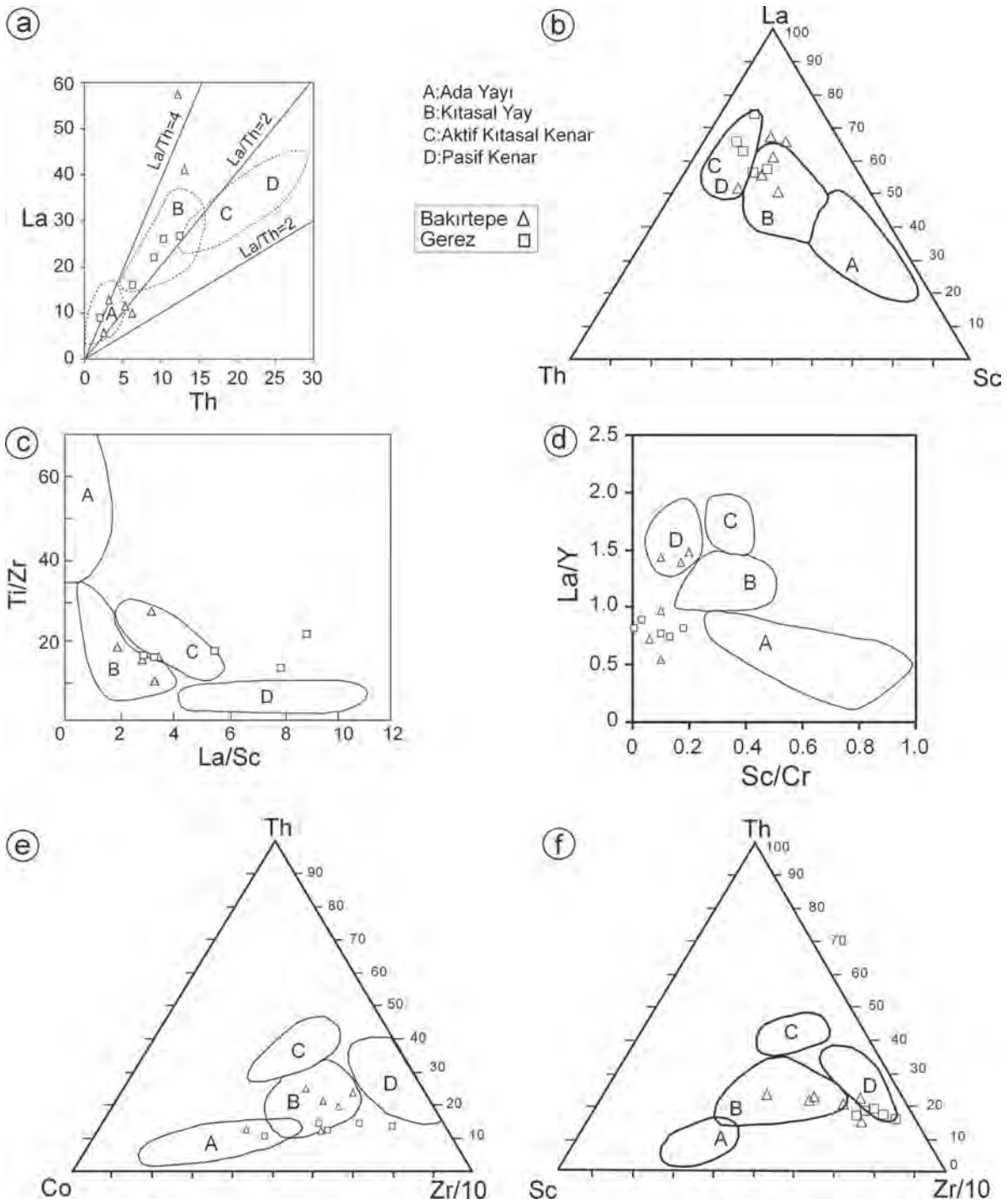
a) $F1 = -(0.0447 * SiO_2) - (0.972 * TiO_2) + (0.008 * Al_2O_3) - (0.267 * Fe_2O_3) + (0.208 * FeO) - (3.082 * MnO) + (0.140 * MgO) + (0.195 * CaO) + (0.719 * Na_2O) - (0.032 * K_2O) + (7.510 * P_2O_5) + 0.303$
 $F2 = -(0.421 * SiO_2) + (1.988 * TiO_2) - (0.526 * Al_2O_3) - (0.551 * Fe_2O_3) - (1.610 * FeO) + (2.720 * MnO) + (0.881 * MgO) - (0.907 * CaO) - (0.177 * Na_2O) - (1.840 * K_2O) + (7.244 * P_2O_5) + 43.57$

Şekil 16. Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının ana oksit içeriklerine göre jeotektonik ayırtman diyagramları, a) F1-F2 ayırma fonksiyonu (Bhatia, 1983), b) $SiO_2/20 - (Na_2O + K_2O) - (TiO_2 + Al_2O_3 + tFe_2O_3)$ (Kronenberg, 1994), c) $SiO_2 - K_2O/Na_2O$ (Roser ve Korch, 1986)

Figure 16. Geotectonic diagrams for metasediments of Bolkardağı Unit based on major oxide contents, a) F1-F2 discrimination function (Bhatia, 1983), b) $SiO_2/20 - (Na_2O + K_2O) - (TiO_2 + Al_2O_3 + tFe_2O_3)$ (Kronenberg, 1994), c) $SiO_2 - K_2O/Na_2O$ (Roser ve Korch, 1986).

Bhatia ve Crook (1986) farklı tektonik ortamlara ait grovaklar için ayırtman diyagramlar geliştirmiştir. La/Th değişim diyagramında incelenen metakumtaşı örnekleri çoğunlukla kıtasal yay (Şekil 17a); La-Th-Sc üçgen diyagramında ise La köşesine yakın olup, Bakırtepe üyesi örnekleri çoğunlukla kıtasal yay, Gerez üyesi örnekleri aktif ve pasif kıtasal kenar (Şekil 17b); Ti/Zr-La/Sc diyagramında çoğunlukla kıtasal yay ve aktif kıtasal kenar (Şekil 17c); La/Y-Sc/Cr diyagramında Bakırtepe üyesine ait üç örnek

ve Gerez üyesi örnekleri tanımlanan alan dışında kalmakta, Bakırtepe üyesine ait üç örnek ise pasif kenar ortamını temsil etmektedir (Şekil 17d). Th-Co-Zr/10 diyagramında iki örnek tanımlanmamış bölgede yer almakla birlikte, çoğunluğu ada yayı ve kıtasal yay ortamlarını kapsayacak biçimde geniş bir alanda kümelenmektedir (Şekil 17e). Th-Sc-Zr/10 üçgen diyagramında Gerez üyesi örnekleri büyük pasif kenar, Bakırtepe üyesi örnekleri ise kıtasal yay alanında ve yakınında kümelenmektedir (Şekil 17f).



Şekil 17. Bolkardağı Birliği metakumtaşlarının iz element içeriklerine göre jeotektonik ayırtman diyagramları (Bhatia ve Crook, 1986), a) La/Th , b) $La-Th-Sc$, c) $Ti/Zr-La/Sc$, d) $La/Y-Sc/Cr$, e) $Th-Co-Zr/10$, f) $Th-Sc-Zr/10$.

Figure 17. Geotectonic diagrams for metasediments of Bolkardağı Unit based on trace element contents (Bhatia and Crook, 1986), a) La/Th , b) $La-Th-Sc$, c) $Ti/Zr-La/Sc$, d) $La/Y-Sc/Cr$, e) $Th-Co-Zr/10$, f) $Th-Sc-Zr/10$.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

İsalı formasyonu Gerez üyesi ile Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi Devoniyen yaşlı olup, her ikisi de metakumtaşlarının egemen olmasıyla altında ve üstünde yer alan birimlerden belirgin bir farklılık sunmaktadır. Çalışmanın konusunu oluşturan bu iki birimin altında ve üstünde yer alan birimler Bozkır ve Kangal yörelerinde de benzer litolojilere sahiptir. Bu durum, aynı dönemde çökelen birimlerin yanal yönde farklılık sunmadıkları, benzer paleocoğrafik ve/veya jeotektonik konumlara sahip olduklarına işaret etmektedir.

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

Gerez üyesi metakumtaşları, klorit-mika istifleri içermesi, daha az silis çimento içermesi, daha ileri derecede yönlenme fabriği ve metamorfizma derecesine sahip olması ve $1M$ illitin yanı sıra klorit, C-S ve C-V aratabakalıları içermesi açısından Bakırtepe üyesi örneklerine göre farklılık sunmaktadır. Bakırtepe üyesi örneklerinin yukarıda sıralananların yanı sıra, daha iri tane boyuna ve daha düşük boylanma derecesine sahip olması, dikit içermesi ve $1M_d$ illitin daha egemen olmasıyla karakteristiktir. Bu durum, birimlerin köken kayaçla ilişkili beslenmenin

yanı sıra paleocoğrafik ve/veya jeotektonik konum ve sedimanter süreçlerindeki farklılıkları da yansıtmaktadır. Turmalin ve özellikle zirkon tanelerinin kısmen, bazı örneklerde belirgin biçimde yuvarlaklaşmış olması, kumtaşlarını oluşturan bileşenlerin bir kısmının daha yaşlı bir sedimanter kaynaktan türediğini de düşündürmektedir. Opak minerallerin metamorfik kökenli mika zonlarında yoğunlaşması; bu mineraller ile metamorfik kayaçlar arasında kökensel bir ilişkiye işaret etmektedir. Tüm bu veriler; Bakırtepe üyesinin granitik kaynağın yanı sıra az da olsa metamorfik, Gerez üyesinin ise metamorfik ve volkanik bir kaynaktan beslendiğini ortaya koymaktadır.

Ana oksit içeriklerine göre, Bakırtepe üyesi örnekleri Gerez üyesi örneklerine göre K_2O bakımından zengin, buna karşın CaO ve Na_2O bakımından daha fakirdir. Bu durum, Bakırtepe üyesi örneklerinin başlıca K-feldispat (mikroklin), Gerez üyesi örneklerinin ise plajiyoklaz içermesi ile ilişkilidir. CIA değerleri; kaolin gibi saf alüminosilikat kalıntılar için 100 olmak üzere, yüzeysel bozunma ve/veya derinsel bozunma geçirmemiş çoğu magmatik ve metamorfik kayaçlarda yaklaşık 50 veya daha azdır. İncelenen metakumtaşlarına ait veriler diyajenetik/metamorfik ve/veya detritik fillosilikatlar ve feldispatın bolluğu ile açıklanabilmekte, ayrıca sedimanter boylanmanın da iyi geliştiğini göstermektedir. Ayrıca, CIA değerindeki dağılım Bakırtepe metakumtaşlarının Gerez'e göre daha fazla bozunma geçirdiğini göstermekte olup; farklılıklar ise felsik-mafik bileşenlerin kullanımının doğal sonucu ortaya çıkmaktadır. Diğer taraftan, PIA değerleri metakumtaşlarına ait plajiyoklazların önemli ölçüde bozduğunu göstermektedir.

Detritik yönelim; Cox ve diğ. (1995) tarafından çamurtaşlarında tanımlanan Bileşimsel Değişim İndeksi (ICV-Index of Compositional

Variability) değerleri ile gösterilmiştir. İncelenen metakumtaşlarının ICV değerleri geniş bir aralıkta; Bakırtepe üyesi için 14-46 (ortalama 25) ve Gerez üyesi için 7-11 (ortalama 9) arasında saptanmıştır. İncelenen metakumtaşlarının ICV ortalama değerleri Kratonik Kumtaşları (9-23), Granitler (44-49) ve Felsik Volkanitler (35-48) ile karşılaştırıldığında, Bakırtepe üyesi için kratonik kumtaşları hariç, daha düşük olduğu görülebilir. ICV-K₂O/Al₂O₃ ilişkisi feldispat ve K-fillosilikatların örneklerdeki bolluğuna göre farklı olmakta; diğer bir ifadeyle diyajenetik/metamorfik evrim en çok Gerez, en az Bakırtepe metakumtaşlarını etkilemiş gözükmektedir.

Sedimanter kayaçların Th/U oranları, kaynaktaki yüzeysel bozunma hakkında bazı ipuçları vermektedir. U⁺⁴'ün çözünebilir U⁺⁶'e oksidasyonundan dolayı, yüzeysel bozunma Th/U oranının yükselmesine neden olmaktadır (McLennan ve Taylor, 1991; McLennan ve diğer., 1993). Bununla birlikte, indirgen koşullardaki sedimantasyon sırasında U'un derişimi Th/U oranını düşürecek biçimde değişmektedir. Th/U oranı 3'ten büyük olduğunda çoğunlukla yüzeysel bozunma, 3'ten küçük Th/U oranı ise provens etkisini yansıtır (McLennan ve Taylor, 1991). Aktif kıtasal kenar basenlerinden türeyen güncel çamurlar 1-6 arasında değişen Th/U oranına sahiptir (McLennan ve diğer., 1993). Tipik Üst Kıtasal Kabuk (UCC) kökenli magmatik kayaçlar için 3.5-4.0'den küçük Th/U oranı post-Arkeen türbiditlerinde yaygındır, fakat Arkeen eşdeğerlerinde mevcut değildir (McLennan ve Taylor, 1991). NASC'de Th/U oranı tipik olarak yüksek (4.62) olup, kaynaktaki yüzeysel bozunma sırasındaki U kaybını yansıtır. İncelenen metakumtaşlarının Th/U oranları Bakırtepe üyesi için 3.1-4.9 (ortalama 3.8), Gerez üyesi için 4.5-5.2 (ortalama 4.8) arasında değişmekte olup; kaynaktaki yüzeysel bozunmaya işaret etmektedir.

İncelenen her iki üyeye ait metakumtaşlarının Th/U oranları; ortalama Arkeen-Proterozoyik-Paleozoyik-Mesosenozoyik Bazaltları'ndan (Condie, 1933) oldukça küçük, buna karşın Gerez üyesi daha ziyade LCC-Kratonik Kumtaşları-Felsik Volkanitlere; Bakırtepe üyesi ise UCC-NASC'lere benzerdir.

Kumtaşlarında ağır minerallerin (örneğin; zirkon, monazit, manyetit) zenginleşmesine neden olan sedimanter süreçlerden birisi de sedimanter boylanmadır (Pettijohn ve diğer., 1973). Ağır mineral topluluklarındaki ilişkiler, ana mineraller arasındaki ilişkilere göre sedimanter taşınma süreçlerinden daha az etkilenme eğilimindedir (Örneğin, Morton ve Johnson, 1993). Sedimanların tekrarlanan yeniden çevrimleri bol ağır mineral içeren kumlarda, dolayısıyla bu minerallere bağlı iz elementlerde kuvvetli zenginleşme göstermektedir (Örneğin; McLennan ve diğer., 1993; McLennan, 2001). İncelenen metakumtaşları için Th/Sc oranları Bakırtepe üyesi için 0.7-2.1 (ortalama 1.2) ve Gerez üyesi için 1.2-3.2 (ortalama 2.1); Zr/Sc oranları sırasıyla 12-63 (ortalama 36) ve 47-160 (ortalama 89) arasında değişmektedir. Th ve Zr uyumsuz elementler olup, daha uyumlu bir element olan Sc'a göre bağlı olarak zenginleşmiştir. Ayrıca zirkon eklenmesini, dolayısıyla sedimanter boylanma yönelimine (SST) işaret etmektedir. Diğer bir ifadeyle; sedimanter döngü süreçlerinde Zr/Sc, Th/Sc'daki değişimlerden yaklaşık bağımsız olarak daha fazla artma eğilimindedir. İncelenen metakumtaşlarının (La/Yb)_N oranları Bakırtepe üyesi için 4.3-10.7 (ortalama 7.4), Gerez üyesi için 5.9-10.1 (ortalama 7.1), Eu_N/Eu* (Taylor ve McLennan, 1985) oranları Bakırtepe için 0.75-0.87 (ortalama 0.80), Gerez üyesi için 0.65-0.95 (ortalama 0.75) ve Gd_N/Yb_N oranları Bakırtepe üyesi için 1.15-1.51 (ortalama 1.34) ve Gerez üyesi için 1.69-2.02 (ortalama 1.81) arasında değişmektedir. Eu_N/Eu* ile Gd_N/

Yb_N oranları ve sedimanter boylanma yönelimine (SST) göre; Gerez üyesi metakumtaşları daha yüksek boylanmaya sahiptir.

Kayaçlardaki ferromagneziyen geçiş metallere (örneğin Fe, Cr, Ni, V) zenginleşmeleri; yüksek Cr/V ve Cr/Ni ve düşük Y/Ni oranlarına sahip ofiyolitik veya mafik ve ultramafik magmatik bir kaynağın varlığında bir indikatör olarak alınabilmektedir (Örneğin; Danchin, 1967; Hiscott, 1984; Wrafter ve Graham, 1989; Bock ve diğ., 1998). Cr/V oranları; mafik kaynaklardaki kromitin, yani ofiyolitik provenansın varlığına işaret etmektedir. Bakırtepe üyesi metakumtaşlarının 0.6-1.4 (ortalama 1.1) ve Gerez üyesi metakumtaşlarının 0.6-8.5 (ortalama 2.4) arasında değişen çok düşük Cr/V oranları, ofiyolitik veya ultramafik bir kaynaktan beslenmediğini göstermektedir. Şöyleki mafik/ultramafik provenans için önerilen Cr/Ni oranları 10 veya daha büyüktür (Örneğin Jaques ve diğ., 1983). Y/Ni oranları ferromagneziyen zenginleşmenin bir indeksi olarak felsik kaynağa karşı mafik kaynağın belirteci olmaktadır. Y/Ni oranları Bakırtepe üyesi metakumtaşları için 0.3-0.9 (ortalama 0.6) ve Gerez üyesi metakumtaşları için 0.1-1.0 (ortalama 0.6) arasında değişmekte olup; silisik+felsik bir provenansi düşündürmektedir. Diğer taraftan; inceleme alanı metakumtaşlarının kondrite normalize iz element, özellikle NTE oranları alt ve üst kıtasal kabuktan oldukça farklı ve büyük; buna karşın NASC, Granitler ve Felsik Volkanitlere oldukça, kratonik kumtaşlarına ise kısmen benzerdir. Bu veriler hem sedimanter hem de magmatik bir kaynaktan beslendiğini düşündürmektedir.

Modal mineralojik bileşimleri, metakumtaşlarının Kıtasal Bloku temsil eden geçiş kıtasal ve kraton içi ortamda depolandığını göstermektedir. Ana ve/veya iz element içerikleri ve oranları belirgin farklılıklar içermekle birlikte,

çoğunlukla pasif kenara işaret eden jeotektonik ortamı karakterize etmektedir. Tektonik ortamlarla ilişkili diyagramlar arasındaki farklılıklar; bu tür ayırtman diyagramlarının kullanılmasında ne kadar dikkatli olunması gerektiğini bir defa daha ortaya koymaktadır.

Sonuç olarak; Bolkardağı Birliği'nin Orta Toroslardaki İsalı formasyonu Gerez üyesi ile Doğu Toroslardaki Kangal formasyonu Bakırtepe üyesi birimleri yaş, stratigrafik konum ve litolojik benzerlikler sunmakla birlikte, kökeni, çökmesi ve diyajenez/metamorfizma tarihçesi açısından önemli farklılıklar içermektedir. Mineralojik-petrografik ve petrokimyasal olarak değerlendirilen bu farklılıklar, her iki birim için geniş ölçekte stratigrafik bir farklılaşmanın varlığını düşündürmektedir. Birimlerdeki bu uyumsuzluklar, kesiksiz bir sedimantasyondan ziyade, olasılıkla Torosların kuzey birlikleriyle ilişkili Variskan orojenezinden (Göncüoğlu ve diğ., 2000; Bozkaya ve Yalçın, 2004b) ileri gelen transgresyonla provensdeki ani değişimlerden kaynaklanabileceği biçiminde değerlendirilmiştir.

EXTENDED SUMMARY

In this study, thin-section petrography, X-ray diffraction (whole rock and clay fraction) and petrochemical (major, trace and REE) analysis have been carried out in the Devonian metasediments from allochthonous Bolkardağı Unit outcropping in Central and Eastern Taurides (Bozkır-Konya and Kangal-Sivas) regions.

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

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

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

Metasandstones were characterized by high SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ and K₂O contents, and Bakırtepe member is rich in K₂O but poor in CaO and Na₂O in comparison with those of the Gerez member depending on feldspar types. Chemical alteration index data show that the silicates are

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

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

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyon Başkanlığı tarafından M-300 nolu Yüksek Lisans Projesi olarak desteklenmiştir. XRD çalışmalarının gerçekleştirilmesinde Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları (MİPJAL) elemanı Kimya Yüksek Mühendisi Fatma YALÇIN (C.Ü.), ince kesitlerin yapılmasında Tekniker Ufuk KUŞ, laboratuvar çalışmaları ve mikroskop incelemelerinde Jeoloji Yüksek Mühendisi Müslüm KODAL yardımlarda bulunmuştur. Makalenin son şeklini almasındaki titiz önerileri için Prof. Dr. Mehmet ARSLAN ve Prof. Dr. Hulusi KARGI'ya teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91, 611-627.
- Bhatia M.R., Crook, A.W., 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogical Petrology*, 92, 181-192.
- Bock, B., McLennan, S.M., Hanson, G.N., 1998. The geochemistry and provenance of The Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskill Formation) and the Taconian Orogeny in New England. *Sedimentology*, 45, 635-655.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1997. Bolkardağı Birliği (Orta Toroslar, Bozkır-Konya) Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik kayaların mineralojisi ve petrografisi. *H.Ü. Yerbilimleri, Baysal Batman Özel Sayısı* 19, 17-40.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2000. Very low-grade metamorphism of Upper Paleozoic-Lower Mesozoic sedimentary rocks related to sedimentary burial and thrusting in Central Taurus Belt, Konya, Turkey. *International Geology Review*, 42, 353-367.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2004. Diagenetic to low-grade metamorphic evolution of clay mineral assemblages in Paleozoic to early Mesozoic rocks of Eastern Taurides, Turkey. *Clay Minerals*, 39, 481-500.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Göncüoğlu, M.C., 2002. Mineralogic and organic responses to the stratigraphic irregularities: An example from the Lower Paleozoic very low-grade metamorphic units of the Eastern Taurus Atochton, Turkey. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 82, 355-373.
- Bozkaya, Ö., Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C., 2006. Textural and mineralogical evidence for a Cadomian tectonothermal event in the eastern Mediterranean (Sandıklı-Afyon area, western Taurides, Turkey). *Gondwana Research*, 10, 301-315.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., Kozlu, H., 2011. Clay mineralogy of the Paleozoic-Lower Mesozoic sedimentary sequence from the northern part of the Arabian Platform, Hazro (Diyarbakır), Southeast Anatolia. *Geologica Carpathica*, 62, 489-500.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.
- Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2919-2940.
- Craig, J. Fitches, W.R., Maltman, A.J., 1982. Chlorite-mica stacks in low-strain rocks from Central Wales. *Geological Magazine*, 119, 243-256.
- Danchin, R.V., 1967. Chromium and nickel in the Fig Tree Shale from South Africa. *Science*, 158, 261-262.
- Dickinson, W.R., Suczek, C., 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2164-2182.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of American Bulletin*, 94, 222-235.
- Fedo, C.M. Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unravelling the effects of potassium metamorphism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1061-1081.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Press, second edition, Austin, TX 182 p.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H., 1997. General characteristics of pre-Alpine and Alpine terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Géologique Pays Hellénique*, 37, 515-536.
- Göncüoğlu M.C., Turhan N., Şentürk K., Özcan A., Uysal Ş., Yalınz M.K., 2000. A geotraverse across northwestern Turkey: Tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. Pp: 139-161 In: *Tectonics and*

- Magmatism in Turkey and the Surrounding Area (Eds. E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper). Geological Society, London, Special Publications, 173, London.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.F., 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Gutnic, M., Kelter D., Monod O., 1968. Decouverte de nappes decharriage dans le Nord du Taurus Occidental (Turquie meridiona-203-206. le). *Ç.R. Acad. Sc. Paris, D.* 266, 988-991
- Gutnic, M., Monod O., Poisson, A., Dumant, J.F., 1979. *Geologie des Taurides Occidentales (Turquie)*. Mem. Sos. Geol. De France, no:137, Paris tome. 85, 109 p.
- Gültekin, A.S., 1993. Alacahan-Çetinkaya-Divriği (Sivas) arasında kalan alanın jeolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bil. Enst., 183 s (yayınlanmamış).
- Harnois, L., 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55, 319-322.
- 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*, (Ed. L.H. Ahrens), Pergamon Pres, 889-912.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58, 820-829.
- Hiscott, R.N., 1984. Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: Trace element evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1261-1267.
- Jaques, A.L. Chappell, B.W., Taylor, S.R., 1983. Geochemistry of cumulus peridotites and gabbros from the Marum Ophiolite Complex, northern Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82, 154-164.
- Krinsley, D.H., Pye, K., Kearsley, A.T., 1983. Application of backscattered electron microscopy in shale petrology. *Geological Magazine*, 120, 109-114.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2, 109 p.
- McLennan, S.M., Murray, R.W., 1999. Geochemistry of sediments. In: *Encyclopedia of Geochemistry*, (Eds. C.P. Marshall, R.W. Fairbridge) Kluwer Academic Publishers, 282-292.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: Tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*, 99, 1-21.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments* (Eds. M.J. Johnsson, A. Basu), Geological Society of America Bulletin, Spec. Pap. 284, 21-40.
- McLennan, S.M., Bock, B., Hemming, S.R., Hurowitz, J.A., Lev, S.M., McDaniel, D.K. 2003. The roles of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. In: *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*, (Ed. D.R. Lentz), Geological Association of Canada, *GeoText*, 4, 7-38.
- Merriman, R.J., 2005. Clay minerals and sedimentary basin history. *European Journal of Mineralogy*, 17, 7-20.
- Merriman, R.J., Frey, M., 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: *Low-Grade Metamorphism*, (Eds. M. Frey, D. Robinson), Blackwell Science, 61-107.
- Monod, O. 1977. *Recherces Geologiques dans le Taurus Occidental au sud de Beysehir (Turquie)*. These d'etat, l'Univ. de Paris sud., centre d'Orsay, 442 p.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1523-1534.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., Keays, R.R., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments with implications for provenance studies. *Journal of Geology*. 104, 525-542.
- Nockolds, S.R., 1954. Average chemical compositions of some igneous rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 65, 1007-1032.
- Özçelik, O., 1984. Toroslar'da Bozkır yöresinin Jeolojisi, tektonik evrimi ve petrol olanakları. Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Doktora tezi, 221 s.
- Özçelik, O., 1985. An example for the ophiolitic melange in Taurus; The Sülek Complex: C.Ü. Müh. Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 1, 53-62.
- Özgül, N., 1971. Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 14, 85-101.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 65-78.
- Özgül, N., 1983. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. In: *Geology of the Taurus Belt*, (Eds. O. Tekeli, M.C. Göncüoğlu), Int. Sym., 26-29 Sept., 1983, Ankara, Turkey, p. 77-90.
- Pettijohn, F.J., 1975. *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, New York, 628 p.

- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972. Sand and Sandstone. Wiley, New York, 618 p
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94, 635-650.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data. *Chemical Geology*, 67, 119-139.
- Sun, S.S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basins* (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry.), Geological Society Special Publication 42, 359-362.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil.Trans. R. Soc. London, Set. A.*, 301, 381-399.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Geoscience Texts, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 p.
- Tetiker, S., Yalçın, H., 2010. Karakaya Karmaşığı Birimlerinin (KB ve Orta-KD Anadolu) tektonik konumuna (meta-) kumtaşları petrografisi ve jeokimyası ile bir yaklaşım. 45. Yıl Jeoloji Sempozyumu, Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon, Bildiri Özleri, s. 18-20.
- Voll, G., 1960. New work on petrofabrics. *Liverpool and Manchester Geological Journal*, 2, 503-567.
- Wrafter, J.P., Graham, J.R., 1989. Ophiolitic detritus in the Ordovician sediments of South Mayo, Ireland. *Journal of the Geological Society of London*, 146, 213-215
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1997. Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kayalarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 40, 1-16.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002. Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: Denizsuyu-kayaç etkileşimine bir örnek. *C.Ü. Müh. Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 19, 81-98.
-
- Makale Geliş Tarihi : 4 Haziran 2013
Kabul Tarihi : 5 Temmuz 2013
- Received* : 4 June 2013
Accepted : 5 July 2013



Ophiolites and Ophiolitic Mélanges of Turkey: A Review

Türkiye Ofiyolitleri ve Ofiyolitli Karışıkları: Genel Bakış

Ali YILMAZ¹, Hüseyin YILMAZ²

¹ Cumhuriyet University, Faculty of Engineering, Department of Environmental Engineering, 58140, Sivas, Turkey (e-mail: ayilmaz@cumhuriyet.edu.tr)

² Cumhuriyet University, Faculty of Engineering, Department of Geophysics Engineering, 58140, Sivas, Turkey

ABSTRACT

The aim of the presented study is to review the ophiolites and ophiolitic mélanges of Turkey and their importance for constraints on the evolution of the region. On the basis of the existing data, the ophiolitic associations of Turkey are classified into three main groups.

1. Group comprises pre-Alpine ophiolites and mélanges located on the southern edge of the Istanbul zone. These associations are in Pre-Jurassic age, and represent ophiolitic sequences of the Pontide Suture zone. The Karakaya complex represents pre-Alpine ophiolitic mélange and developed during the emplacement of the pre-Alpine ophiolites. The opening and closing ages and polarity of the Paleotethys is still a question.

2. Group can be divided into two sub-belts and they are the Northern-Northeastern and the Southern sub belt. They are allied to the North Anatolian Ophiolitic Belt (NAOB). The northern-northeastern sub-belt extends from Izmir to eastward, continuing as the Ankara-Erzincan zone and as the Sevan-Akera sub-belt of the Lesser Caucasus Ophiolitic Belt (LCOB). This sub-belt directly represents the northern branch of Neotethys. The ophiolites of this sub-belt represent dismembered ophiolitic sequences and take place within the Late Cretaceous mélanges. The southern sub-belt begins in the Marmaris area and continues eastward to the Hadim, Aladağlar, Tecer-Divriği, Erzurum, Kağızman areas, and then on to the Vedi sub-belt of the LCOB. The ophiolitic outcrops of the Himis area and northeast of Lake Van, may be the southernmost products of the southern sub-belt of the NAOB associations. In the framework of age, composition, and tectonic setting ophiolites and mélanges of the southern sub-belt and northern sub belt show similar characteristic features. Therefore the southern subbelt units may be tectonically transported products of the northern sub-belt. The opening of the northern branch of Neotethys began in Triassic time in the west, in the Jurassic in the east. The closing of the northern branch of Neotethys was initiated in the Late Cretaceous and ended in pre-Middle Eocene time.

3. Group is represented by the Southern and Southeastern Anatolian Ophiolitic Belt (SAOB) comprising Jurassic-Lower Cretaceous ordered ophiolitic sequences and Late Cretaceous mélanges. Opening of the

southern Neotethys began in Triassic and closure began in the Late Cretaceous and ended in pre-Late Miocene.

2. and 3 groups of ophiolites with mélanges are separated from one another by the Taurus Unmetamorphic Axis of the Anatolide-Tauride block. These ophiolites together include Mid Ocean Ridge Basalt (MORB) and Supra-subduction zone (SSZ) type ophiolites, emplaced along double northward subduction zones in Late Cretaceous. The emplacement style for the ophiolitic units along NAOB and SAOB show a flower structure, on the basis of the presence of north- and south-facing overthrusts.

Keywords: Alpine ophiolites, mélanges, pre-Alpine ophiolites, sutures, Turkey.

ÖZET

Sunulan çalışmanın amacı Türkiye'nin ofiyolitleri ve ofiyolitik karışıkları ile bu birimlerin bölgenin evrimine yönelik sınırlamalarına ilişkin önemini gözden geçirmektir. Var olan verilere göre Türkiye'deki ofiyolitik topluluklar üç ana grup halinde sınıflandırılabilir.

1. Grup, İstanbul zonunun güney kenarında yer alan pre-Alpin ofiyolitleri ve ofiyolitik karışıkları kapsar. Bu topluluklar Jura öncesi yaşta olup Pontit Kenet zonunun ofiyolitik dizilerini temsil ederler. Karakaya kompleksi pre-Alpin ofiyolitik karışıkları temsil eder ve bu birimler pre-Alpin ofiyolitlerin yerleşimi sırasında oluşmuştur. Paleotetis'in açılma ve kapanma yaşı ile polaritesi esas olarak hala tartışma konusudur.

2. Grup, iki alt kuşağa ayrılabilir ve bunlar Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı (KAOK) ile temsil edilir. Kuzey-Kuzeydoğu alt kuşağı, İzmirden doğuya doğru sıra ile Ankara-Erzincan zonu ve Küçük Kafkas Ofiyolit Kuşağının Sevan-Akera alt kuşağı olarak devam etmekte olup, Neotetisin kuzey kolunu doğrudan temsil eder. Bu alt kuşağın ofiyolitleri parçalanmış ofiyolitik dizileri temsil eder ve Üst Kretase yaşta ofiyolitik karışıklarla birlikte yer alır. Güney alt kuşağı ise Marmaris yöresinde başlar ve doğuya doğru sıra ile Hadim, Aladağlar, Tecer-Divriği, Erzurum, Kağızman yörelerinde devam ederek Küçük Kafkas Ofiyolit Kuşağının Vedi alt kuşağına bağlanır. Hınıs yöresi ve Van Gölünün kuzeydoğusundaki yüzeylemeler, KAOK topluluğunun güney alt kuşağının en güneyindeki parçaları olabilirler. Güney alt kuşağının ofiyolit ve karışıkları yaş, bileşim ve tektonik konum açısından kuzey alt kuşağının ofiyolitik birimlerine benzer özellikler sunarlar. Bu nedenle güneydeki birimler, kuzeydekilerin tektonik olarak taşınmış ürünleri olabilir. Neotetis'in kuzey kolunun açılması batıda Triyas'ta, doğuda Jurasik'te başladı. Neotetis'in kuzey kolunun kapanması ise Geç Kretase'de başladı ve Orta Eosen öncesinde sona erdi.

3. Grup, düzenli Jura-Alt Kretase ve Geç Kretase yaşta ofiyolitik dizileri ve Geç Kretase yaşta ofiyolitik karışıkları kapsayan Güney ve Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağı (GAOK) ile temsil edilir. Güneydoğu Anadolu'da Neotetis'in güney kolunun açılması Permian-Triyas döneminde, kapanma ise Geç Kretasede başladı ve Geç Miyosen öncesi dönemde sona erdi.

2. ve 3. grup ofiyolitler ve karışıkları birbirlerinden Anadolu-Toros blokunun metamorfik olmayan eksenine ayrılırlar. Bunlar birlikte Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları (OOSB) ve Yitim Zonu Üstü (YZÜ) türde ofiyolitler içermekte olup kuzeye dalımlı çift yitim zonu boyunca Üst Kretase'de yerleşmişlerdir. Ofiyolitik birimlerin yerleşme biçimi, KAOK ve GAOK boyunca kuzeye ve güneye bakan bindirmelerin varlığı gözlemlendiğinde bir çiçek yapısını gösterir.

Anahtar kelimeler: Alpin ofiyolitleri, karışıkları, kenedler, pre-Alpin ofiyolitler, Türkiye.

INTRODUCTION

Ophiolites and ophiolitic mélanges are important rock associations for understanding the evolution of orogenic belts. In the light of modern global tectonic theories, ophiolitic rocks within mountain chains have been interpreted as oceanic lithospheric fragments obducted onto continental margins during orogenic processes (Gass, 1967; Coleman, 1971; Dewey and Bird, 1971; Dewey, 1975; Hall, 1976). In addition, the association which is characterized by blocks of relatively different components of rocks, up to a few kilometers in size and embedded in a matrix, is referred to as a *mélange* (Greenly, 1919; Bailey and McCallien, 1950; Hsü, 1968) or ophiolitic *mélange* (Gansser, 1974; Delaloye and Desmons, 1980; Desmons, 1981). The *mélange* is commonly considered to be a product of the intense tectonic deformation and mixing of rock material in trenches (Hamilton, 1969; Dewey and Bird, 1971; Hall, 1976). Thus,

there should be relationships between suture zones and the sites of former oceans (Burke et al, 1977).

On the other hand, while some researchers emphasized the role of tectonic crushing (Hsü, 1968; Hamilton, 1969), others postulated gravity sliding (Dimitrijevic and Dimitrijevic, 1973; Norman, 1975) as a mechanism of emplacement for ophiolitic rock associations. Therefore, it is imperative that the development of ophiolites/ ophiolitic rocks and *mélanges* be evaluated and interpreted holistically.

Turkey is a key domain for ophiolitic rock units in the eastern Mediterranean region. The ophiolitic units of Turkey and surrounding regions occupy an important part of the eastern Mediterranean region. In this study, the ophiolitic rock associations of Turkey have been investigated in detail and the ophiolites and ophiolitic *mélanges* have been differentiated (Figure 1).

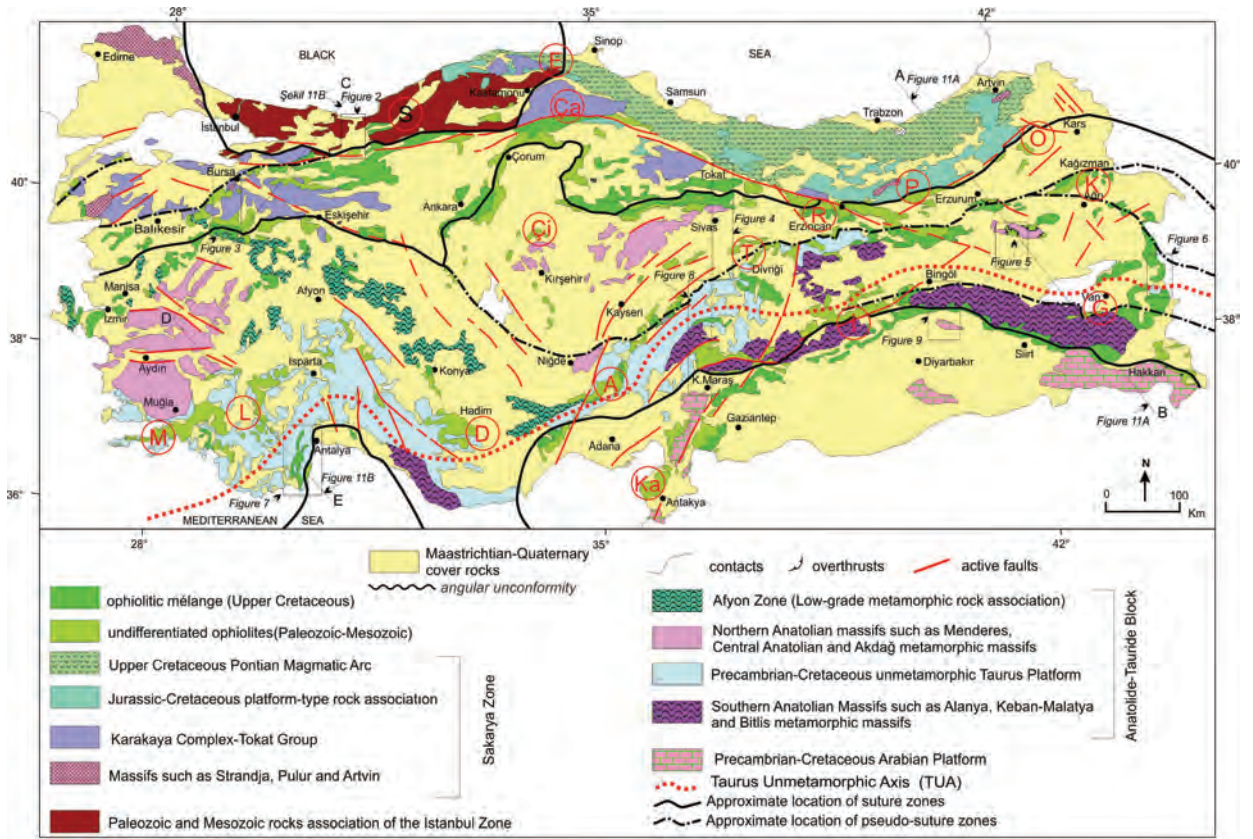


Figure 1. Ophiolites, ophiolitic mélanges and metamorphic massifs of Turkey (MTA, 2002 and our various observations). Important regions of the ophiolitic units have been indicated in circles with capital letters in red. A- Aladağ (Eastern Taurus), Ça- Çangaldağ and Kargı (Central Pontides), Çi- Çiçekdağ (Central Anatolia), D- Dipsizgöl (Hadim- Central Taurus), E- Elekdağ and Küre (Western Pontides), G- Gevaş (Van, Eastern Anatolia), İ- İspendere-Kömürhan, Guleman (Eastern Taurus), K- Kağızman (Ağrı, NE Anatolia), Ka- Kızıldağ (Antakya, Eastern Mediterranean), M- Marmaris (SW Taurus), O- Oltu (NE Anatolia), P- Pulur and Kopdağı (Eastern Pontides), T- Tecer and Divriği (East of the Central Anatolia), R- Refahiye (Erzincan), S- Sunnice- Çele (Western Pontides).

Şekil 1. Türkiye'nin ofiyolitleri, ofiyolitli karışıkları ve metamorfik masifleri (MTA, 2002 ve çeşitli gözlemlerimiz). Ofiyolitik birimlerin bulunduğu önemli bölgeler daireler içinde kırmızı büyük harflerle gösterilmiştir. A- Aladağ (Doğu Toroslar), Ça- Çangaldağ ve Kargı (Orta Pontitler), Çi- Çiçekdağı (Orta Anadolu), D- Dipsizgöl (Hadim- Orta Toros), E- Elekdağ ve Küre (Batı Pontitler), G- Gevaş (Van, Doğu Anadolu), İ- İspendere-Kömürhan, Guleman (Doğu Toroslar), K- Kağızman (Ağrı, KD Anadolu), Ka- Kızıldağ (Antakya, Doğu Akdeniz), M- Marmaris (GB Toroslar), O- Oltu (KD Anadolu), P- Pulur ve Kopdağı (Doğu Pontidler), T- Tecer and Divriği (Orta Anadolu'nun doğusu), R- Refahiye (Erzincan), S- Sunnice- Çele (Batı Pontitler).

Indeed, in previous studies, the ophiolitic rock assemblages in Turkey have been divided into three groups by Juteau (1980). These are, namely, the Northern Ophiolitic Belt, the Peri-Arabic Belt, and the Tauride Ophiolitic Belt. Attempts to place Tauric subduction in the geodynamic history of Turkey have led to two conflicting alternative models (Michard et al., 1984). **The first model** involves a single Tethyan ocean between the Pontides and the Tauric-Arabian platform, subducting northward beneath the Pontides and southward beneath the Taurides. The latter led to the Late Cretaceous opening of back-arc basins, such as the Elazığ back-arc basin, which effectively split the formerly continuous Tauric-Arabian platform. On the other hand, Ricou et al. (1984) and Whitechurch et al. (1984) supported the idea that the eastern Mediterranean ophiolites originated from a single ocean basin in central Turkey to the north of the Tauride belt. This model also implies a single ocean basin and suggests that ophiolites have been thrust over the Tauride belt and transported for a long distance over the platform carbonates. **The second model** involves a northern Tethyan ocean and a southern Mesogean ocean, both were subducting northward (Biju-Duval et al., 1977) and/or subduction of Paleotethys and the northern and southern branches of Neotethys (Şengör and Yılmaz, 1981; Robertson and Dixon, 1984). This last model implies that the Pontides evolved as the active margin of southern Eurasia.

The ophiolitic rock assemblages along the Tauride Belt crop out either to the north or the south of the Taurus Calcareous Axis (TCA), and the TCA represents a carbonate platform of Mesozoic age that contains generally dismembered relicts of oceanic lithosphere derived from the northern branch of the Neotethyan Ocean during Late Cretaceous time (Juteau, 1980; Şengör

and Yılmaz, 1981). It is suggested that the ophiolitic wildflysch of the Taurus suture in SE Turkey represents trench mélanges that were not subducted but were thrust out of the trench zone due to uplifting associated with the final phase of subduction (in Late Cretaceous time) between the Arabian Foreland to the south and the Bitlis Massif to the north (Hall, 1976). In addition, the Mediterranean ophiolites are thought to have formed in a divergent (spreading) tectonic setting during the early stages of oceanic subduction (suprasubduction zone) (Pearce et al. 1984; Robertson, 1994).

In conclusion, there are many disagreements on definition, distribution, characteristic features, tectonic setting, geological age and correlations of the ophiolites and mélanges of Turkey, the main reason for which is the lack of sufficient data. The aim of the present paper is to review the main characteristics of these ophiolitic rock associations and to evaluate them based upon current studies. First, pre-Alpine ophiolites with mélanges have been defined, and then Alpine ophiolitic associations have been classified into two groups, the main features of which have been presented in detail; these are separated from one another by the TUA. In this context, it may be possible to better grasp the discussions and constraints on the evolution of the region, and to elucidate the relationship between the ophiolitic rock associations and suture zones in such a way as to secure a fresh understanding.

PRE-ALPINE OPHIOLITES AND MÉLANGES

The oldest, metamorphosed ophiolites, located to and in the south and southeast of the İstanbul zone (Okay et al., 1994), have been interpreted as ophiolites derived from the Paleo-Tethyan Ocean

(Şengör et al., 1980). The Karakaya Complex developed during the emplacement of the ophiolites. Therefore, these meta-ophiolites with the complexes likely originated from the same oceanic realm. In the presented study, pre-Liassic ophiolites and melanges have been defined as the products of the pre-Alpine ophiolitic complexes.

Pre-Alpine Ophiolites

These ophiolites form a discontinuous linear belt of oceanic fragments immediately, locating to and in the south and southeast of the İstanbul zone, constitute the peri-İstanbul zone ophiolites. The characteristics of pre-Alpine ophiolites have been presented in terms of definition and distribution, characteristic features, tectonic setting, geological age, correlation and conclusions.

Definition and distribution

Outcrops of the pre-Alpine and/or Paleotethyan ophiolites are not widespread. Some of the ophiolites belong to the pre-Alpine ophiolites, such as those known as the Almacık meta-ophiolite (Figure 2), Çele meta-ophiolite (Figure 1, S). However, the Elekdağ, Çangal and Küre units (Figure 1, E) had been interpreted as ophiolitic remnants of the Paleo-Tethys, as well (Yılmaz and Şengör, 1985). Then, the Çangal unit has been defined as the Çangal complex and as a product of oceanic arc (Ustaömer and Robertson, 1997). In addition, Permo-Triassic and Cretaceous complexes of the Central Pontides had been differentiated from each other by Okay et al. (2006). In this area (Figure 1, Ça), Çangaldağ and Kargı complexes represent Permo-Triassic units. Similarly, Permo-Triassic and Upper Cretaceous complexes differentiated from each other in the Tokat area (Yılmaz and Yılmaz, 2004a).

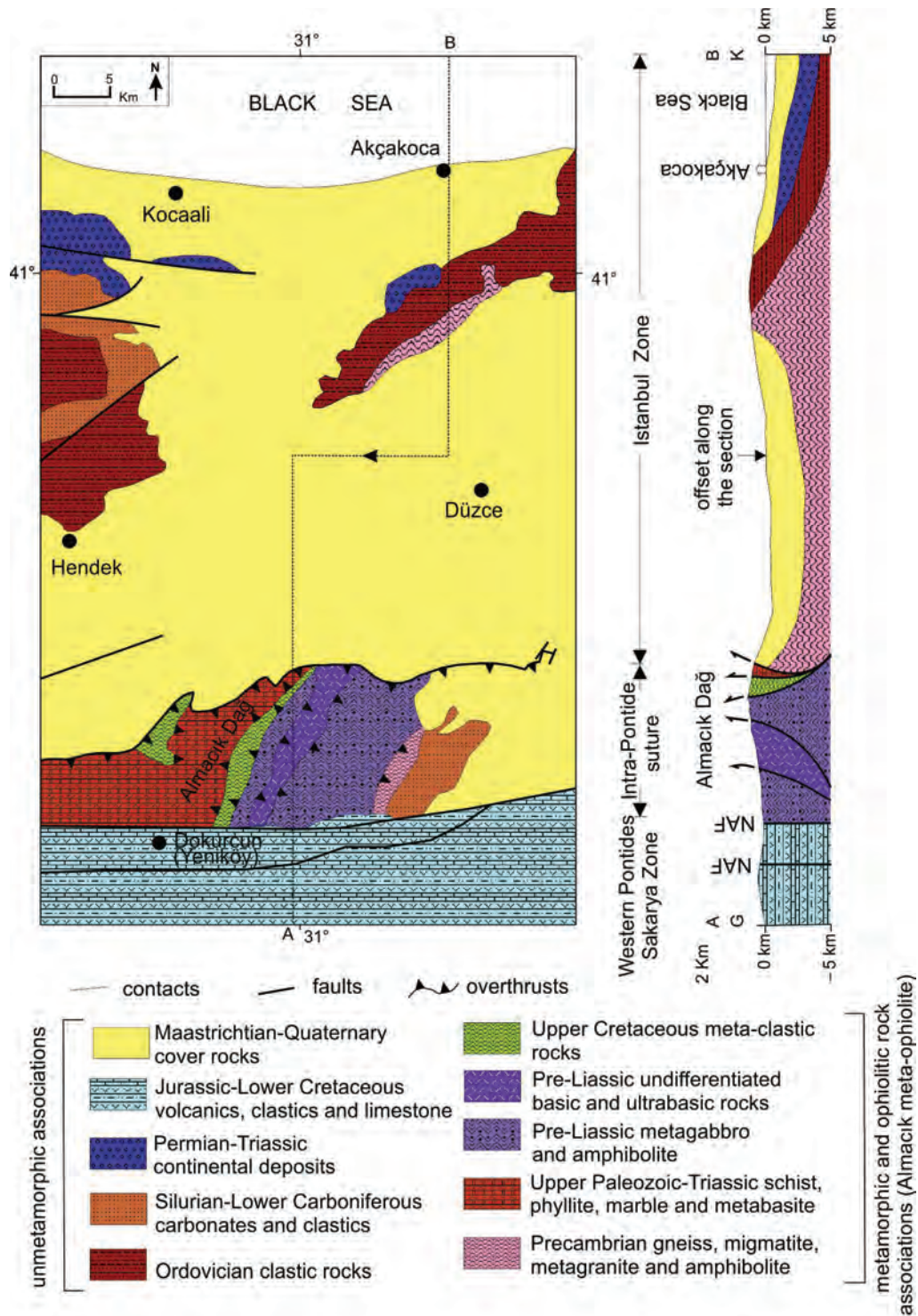


Figure 2. Simplified geological map and cross-section of the area among Akçakoca, Hendek, Düzce and Dokurcun (Gedik and Aksay, 2002; Pehlivan et al., 2002).

Şekil 2. Akçakoca, Hendek, Düzce ve Dokurcun arasında yer alan bölgenin yalnızlaştırılmış jeoloji haritası ve enine kesiti (Gedik ve Aksay, 2002; Pehlivan vd., 2002). Yer için Şekil 1'e bakınız.

Isolated outcrops of the Paleotethyan ophiolites are scarce and their main outcrops occur between the İstanbul zone and the Pontides (and/or Sakarya Continent). The Almacık Dağ area (Figure 2) is a typical place, where the metamorphic and unmetamorphic units of ophiolites have been separated from one another. Figure 2 shows the setting of the Paleotethyan suture zone, which is situated between the unmetamorphic İstanbul zone and the western Pontides. The eastern part of this complex contains island-arc meta-tholeiites and transitional to calc-alkaline metabasites that chemically are quite similar to those of the Çele meta-ophiolite (Bozkurt et al., 2008).

The ophiolites along the Sünnice Dağ (Fig.1, S) are named as the Çele meta-ophiolite and, with their cover - the Yellice Formation (Yiğitbaş and Elmas, 1997; Tüysüz et. al., 2004) - represent other outcrops of the Paleotethyan ophiolites. The Küre Nappe (Yılmaz and Şengör, 1985), and/or the Küre meta-ophiolites (Şengör et. al., 1984; Ustaömer and Robertson, 1999) are outcrops of Paleotethyan ophiolites. However, some units, representing the basement of the İstanbul zone along the Sünnice Dağ, had been interpreted as relicts of the Pan-African basement (Okay et al., 2008).

Pre-Alpine ophiolites are also interpreted as products of the Intra-Pontian Ocean (Şengör et. al., 1980). However, the existence of this ocean is speculative and controversial. There are no precise data about the age of opening and closure of this ocean. The passive continental- margin sequences along both sides of the ocean are no longer discernible. Because of these discrepancies, it is difficult to establish the setting of the Intra-Pontide Ocean in paleogeographic reconstructions for the Paleotethyan ocean.

Stratigraphical features

The Almacık meta-ophiolite and Çele meta-ophiolite at least represent ophiolitic slices, although the rocks have been deformed via metamorphism and tectonism. From bottom to top, in general, this sequence includes serpentinized peridotite, amphibole gneiss, metagabbro-amphibolite, metadiabase and metalava (Yiğitbaş and Elmas, 1997).

The Çangal complex represents an oceanic arc (Ustaömer and Roberson, 1997), comprising serpentinite, metagabbro, metadiabase, metaspilite and metaporphyrite which took on their present disposition through conditions of $\sim 3.5/ 5$ Kb P and T of $\sim 350^\circ\text{C}$ and higher (Yılmaz, 1983).

The Küre meta-ophiolite has also been studied in detail. For instance, Şengör et al. (1984) interpreted the Küre Nappe as a subduction-accretion complex which accumulated along the northern margin of the Cimmerian Continent (later the Sakarya Continent). This unit includes SSZ zone and oceanic-ridge basalts (Ustaömer and Roberson, 1997). In addition, intrusive lherzolites cut the lower part of the basalts, which form the volcanic upper unit of the Küre ophiolite. The lherzolites are massive in character, occurring in tabular forms with hectometric dimensions. High T-low P conditions are indicated by mineral compositions (Çakır et. al., 2006). In short, it can be said that the pre-Alpine ophiolites represent an ordered ophiolitic sequence, and that the various levels of the sequence have been defined in detail.

Ophiolite geochemical signature and tectonic setting

Despite hydrothermally induced element migration, a tholeiitic affinity is recognizable in the distribution of the less mobile elements of

the pillow lavas in the Paleotethyan ophiolites of northern Turkey (Yılmaz and Şengör, 1985).

On the other hand, trace-element geochemical data suggest that the Küre Ophiolite represents a fragment of a marginal basin generated above a subduction zone (Ustaömer and Robertson, 1999; Kozur et al., 2000) and/or a Tethyan suprasubduction marginal basin (Çakır et al., 2006). The Küre Ophiolite is interpreted as a product of the Paleotethyan ocean, as evidenced by the presence of IAT- to MORB-type extrusive rocks and a depleted mantle sequence (Ustaömer and Robertson, 1999).

On the basis of geochemical data presented by Okay and Tüysüz (1999) and Moix et al. (2008), the subduction of the Intra-Pontian Ocean should be northward. The tectonic units and ophiolites of the region were assembled following a continental collision between Gondwanaland and Laurasia during the Late Cretaceous (Yılmaz et al., 1995). During this collision, Pre-Alpine ophiolites may have been also added to the Intra-Pontide Suture Zone.

In addition, south-facing overthrusts are dominant along Paleotethyan ophiolites in the area between Küre and Kargı (Yılmaz and Şengör, 1985). However, Ustaömer and Robertson (1997) suggest a model showing at first northward, and then southward. In the framework of this model, both south-facing and north-facing overthrusts have been defined.

On the other hand, ophiolitic rock associations of the Intra-Pontide Ophiolitic Belt have been thrust southward onto the western Pontides and, in turn, have been overthrust by the İstanbul zone to the north. However, northwest-facing and southeast-facing overthrusts are widespread (Gedik and Aksay, 2002; Pehlivan et al., 2002) along the suture in the Almacıkdağ area as well (Figure 2).

In fact, pre-Middle Jurassic and younger structures have not been separated from each other among the pre-Alpine ophiolites. Therefore, it is difficult to reach a conclusion concerning the polarity of the subduction responsible for the emplacement of the ophiolites and mélanges.

Geological age

The geological age of the pre-Alpine ophiolites may have been reset from Precambrian to Triassic. For instance, the Lower Ordovician Kurtköy Formation unconformably overlies the Çele meta-ophiolite. The nappe package and ophiolites were metamorphosed together during the Coniacian-Santonian interval (Yılmaz et al., 1995).

On the basis of a radiometric age from metagranite (Okay et al., 2008) that intruded the meta-ophiolitic rocks, the age of the Çele meta-ophiolite may be Cambrian and/or Precambrian (Chen et al., 2002). However, on the basis of paleontological and other geochronological data, the age of the Küre meta-ophiolite is at least pre-late Middle Jurassic, and probably between Late Triassic and Middle Jurassic (Aydın et al., 1995; Kozur et al., 2000; Terzioğlu et al., 2000; Çakır et al., 2006).

Although the age of these ophiolites may be pre-late Middle Jurassic, it is thought to be in the time interval between Precambrian and Triassic, in general.

Pre-Alpine Ophiolitic Mélanges

Although there are many local names such as Almacık ophiolitic mélange (Pehlivan et al., 2002) and Arkotdağ mélange (Tokay, 1973) for the Late Cretaceous products of the Intra-Pontide Ocean in the same region, the term Karakaya Complex generally represents pre-Alpine ophiolitic

mélanges, which tectonically overlie Hercynian basement, including a thick graywacke section with Devonian, Carboniferous and Permian limestone olistoliths, which are intercalated with abundant basic lavas and volcanoclastic and pelagic rocks of Triassic age.

Definition and distribution

The Karakaya Complex is a metavolcano-sedimentary unit, a strongly deformed and locally metamorphosed Permo-Triassic orogenic series in the Pontides. The name Karakaya Formation was introduced by Bingöl et al (1975). This unit was renamed the Karakaya Complex by Şengör et al (1984). The complex comprises several mappable rock units (Okay et. al., 1991).

Although there is general agreement that the Karakaya Complex is restricted to the Sakarya Zone (Okay, 1989) and/or Sakarya Composite Terrane (Göncüoğlu et. al., 1997) of the western and central Pontides, it also exists along the southern edge of the eastern Pontides as far east as the Erzincan area and the Lesser Caucasus as accreted tectonic slices along the North Anatolian-Lesser Caucasus Ophiolitic Belt.

Stratigraphical features

The Karakaya Complex is divided into two subtectonic units: the Lower Karakaya Complex and the Upper Karakaya Complex (Okay and Göncüoğlu, 2004).

The Lower Karakaya Complex has been mapped under various names, and comprises a highly deformed sequence of metabasites intercalated with phyllite and marble, representing a typical metavolcano-sedimentary unit in the Tokat area (Yılmaz and Yılmaz, 2004a). The rocks of the unit are generally foliated, isoclinally folded and are cut by copious shear zones.

The Upper Karakaya Complex is made up of several tectono-stratigraphic units. However, there is general agreement that this complex includes a thick series of arkosic sandstones, graywacke, basalt, limestone, grain flows, debris flows, and olistostromes, and also the Akgöl Formation. In most studies, the Akgöl Formation is considered separately from the Karakaya complex (Okay and Göncüoğlu, 2004); this formation comprises dark gray to black shales and siltstones intercalated with scarce turbiditic sandstones and includes blocks of spilite, diabase, gabbro and serpentinite within the clastic rocks of the formation.

Ophiolite geochemical signature and tectonic setting

Two models have been proposed to explain the tectonic setting of the Karakaya Complex: (1) a rift model and (2) a subduction-accretion model.

The mafic volcanic rocks in the Lower Karakaya Complex generally display a within-plate geochemical signature, and have been interpreted as an oceanic island (Çapan and Floyd, 1985). In addition, the first model assumes that the Karakaya Complex was deposited in a Late Permian rift, which developed into a small, oceanic marginal basin that subsequently closed in the Late Triassic via southward subduction (Koçyiğit, 1987; Genç and Yılmaz, 1995; Göncüoğlu et al., 2000).

The subduction-accretion model was first proposed by Tekeli (1981a), and was later modified by Pickett and Robertson (1996) and Okay (2000). In fact, southward-dipping subduction (eg Şengör and Yılmaz, 1981) and northward-dipping subduction (Okay, 2000; Stampfli et al., 2001) have been suggested for the emplacement of the Karakaya complex.

In addition, on the basis of Robertson and Ustaömer (2012), the accretionary prism of the Karakaya complex was emplaced northward over deltaic to deep marine cover sediments of the Sakarya Continent during Norian time. These models assume that the Karakaya Complex developed via subduction-accretion processes acting on the oceanic crust during the Late Paleozoic-Triassic time interval. Despite these explanations, the original place of subduction and emplacement mechanism of the Karakaya complex remains controversial.

Geological age

Paleontological data from the Karakaya Complex are limited. Scarce chert and pelagic limestone blocks of Carboniferous age have been recognized in arkosic sandstones northeast of Balya (Okay and Mostler, 1994), and north of Bursa these clastic rocks contain a large number of olistoliths of Permian and Triassic age (Kaya et al., 1986).

Early Triassic conodonts are reported from marbles intercalated with metabasites that crop out south of Bursa; that is, from the type locality of the Nilüfer Unit (Kozur et al., 2000). Similarly, Middle Triassic conodonts are described from Kozak Dağ in northwestern Anatolia (Kaya and Mostler, 1992). Lower Triassic foraminifera have been determined from a low-grade-metamorphic clastic series (Akyürek et al., 1979).

Middle Triassic (Anisian) limestone blocks are also reported from the Akgöl Formation (Önder, 1988; Kozur et al., 2000). Based on trace-fossil content, Kozur et al. (2000) suggested a Late Triassic age for the clastic rocks. The Upper Triassic-Liassic, foraminifera-bearing Akgöl Formation is cut by Middle-Jurassic granitoids (Boztuğ et al., 1984).

Radiometric age data from the Karakaya Complex that crops out north of Eskişehir (Okay

et al., 2002) yield latest Triassic ages (205-203 Ma). In the Pulur Massif of the eastern Pontides, a metabasite-phyllite-marble series, the Hossa Group of Okay (1996), has yielded Early Permian (263-260 Ma) Ar-Ar and Rb-Sr phengite and amphibole ages (Topuz et al., 2004). The age range of this complex is from Permian to Triassic in the Tokat area (Yılmaz, 1982; Yılmaz and Yılmaz, 2004a).

In spite of differences mentioned above, it can be concluded that the Karakaya Complex represents an orogeny caused by Latest Triassic northward obduction of subducted-accreted products of Paleotethys (Tekeli, 1981a; Koçyiğit et al., 1991; Okay et al., 1996).

ALPINE OPHIOLITES AND MÉLANGES

The Alpine ophiolites and mélanges of Turkey can be divided into two main belts. As indicated in Figure 1, the red dotted line represents the Taurus Unmetamorphic Axis (TUA), which separates these ophiolitic belts from one another. The Northern and Northeastern Anatolian Alpine Ophiolitic Belt (NAOB) represents the northern branch of Neotethys, whereas the Southern and Southeastern Anatolian Alpine Ophiolitic Belt (SAOB) represents the southern branch of Neotethys.

The Northern-Northeastern Anatolian Alpine Ophiolitic Belt

The North Anatolian Ophiolitic Belt (Yılmaz, 1989; Yılmaz and Yazgan, 1990) and/or the Northern-Northeastern Anatolian Alpine Ophiolitic Belt (NAOB) include two sub-ophiolitic belts as well: the northern and the southern sub-belts.

The northern sub-belt begins in İzmir (Figure 1) and continues eastward to Ankara, then Erzincan and, finally, to the Sevan-Akera sub-belt of the Lesser Caucasus Ophiolitic Belt. The

southern sub-belt begins in the Marmaris area in SW Turkey and continues eastward to the Hadim, Aladağlar, Tecer-Divriği, Erzurum and Kağızman areas (Figure 1), and onward to the Vedi sub-belt of the Lesser Caucasus Ophiolitic Belt. The scattered ophiolitic outcrops of eastern Anatolia, such as the ophiolites of the Hınıs area and to the northeast of Lake Van, may be the southernmost products of the southern sub-belt. Both sub-belts include allochthonous outcrops of ophiolites and Upper Cretaceous mélanges which together record, at very least, the destruction of the northern branch of Neotethys.

However, there are some ophiolitic units, representing Alpine ophiolites along the Intra-Pontide suture as well. For instance, Domuzdağ complex is one of them and includes ophiolitic fragments, which representing Cretaceous HP/LT metamorphic rocks. The Intra-Pontide oceanic basin has also been interpreted as a branch of Neotethys (Göncüoğlu et. al., 2008). On the basis of data from the Arkotdağ mélange (Tokay, 1973), it is suggested that ridge-spreading in the Intra-Pontian Ocean continued at least from Middle Jurassic to middle Late Cretaceous time (Göncüoğlu et. al., 2008). This area may be a critical as a place where ophiolites and mélanges of Paleotethys and Neotethys are intermixed. However, there has not been yet enough data to support this interpretation.

The characteristics of the ophiolites and ophiolitic mélanges of the NAOB have also been presented in order of definition and distribution, characteristic features, tectonic setting, geological age, correlation and conclusions, respectively, within the framework of certain particular locations.

Definition and distribution

The northern sub-belt of the NAOB is directly located along both sides of the North Anatolian-Lesser Caucasus suture, whereas the southern sub-belt of the NAOB represents typical ophiolitic outcrops and an accretionary complex; these were emplaced southward onto the Tauride-Anatolide Platform during Late Cretaceous time. However, there are many scattered outcrops of the northern branch of Neotethys along the north side of the TUA (Fig.1). The ophiolites and mélanges of the NAOB can be grouped regionally as NW/SW Anatolian, Central Anatolian and NE-E Anatolian ophiolites and mélanges. Some of the ophiolites and mélanges of each region have been studied in detail.

For instance, in NW Anatolia, the Orhaneli (Bursa) ophiolite (Sarıkıoğlu et al., 2008) is a typical ophiolitic outcrop situated 20 km south of Bursa (Figure 3), and is associated with an Upper Cretaceous mélange (Özkoçak, 1969), which is located along the tectonic boundary between the western Pontides to the north and the Anatolide-Tauride block to the south (Figure 3). This ophiolite with mélange is a product/marker of the İzmir-Eskişehir-Ankara Suture (e.g., Okay and Tüysüz, 1999). However, the Marmaris ophiolites (Çapan, 1981), including the Lycian ophiolitic nappes, make up the southern sub-belt of the NAOB and the SW Anatolian region (Figure 1, M and L). These nappes represent the allochthonous parts of the Anatolian Terrane and overly the Beydağları/Menderes autochthonous rocks in the west (Brunn et al., 1971; Ricou et. al., 1979; Moix et. al., 2008). There is a consensus that the Menderes Massif represents a tectonic window beneath the ophiolitic nappes (eg. Okay, 2008).

In the central Anatolian region to the north, the Ankara Mélange (Bailey and McCallien,

1950; Özkaya, 1982; Çapan et. al., 1983) and the Kalecik Unit (Tüysüz et al., 1995) in the Ankara-Çankırı region, the Çiçekdağ ophiolite (Figure 1, Çi) in the Central Anatolia (Yalınz et al., 2000), Yeşilirmak Group (Yılmaz et al., 1997a, b) with the Tekelidağ Mélange (Yılmaz, 1981a, 1982; Yılmaz and Yılmaz, 2004a) between Tokat and Sivas (Figure 4), and the Refahiye Complex with the Karayaprak Mélange (Figure 1, R) in the Erzincan area (Yılmaz, 1985a) make up the northern sub-belt of the NAOB.

However, the Bozkır Unit of the Hadim area and Dipsizgöl (Fig.1 D) Ophiolitic Mélange (Özgül, 1976), the Aladağ Ophiolite (Tekeli, 1981b), and the Tecer and Divriği (Figure 1, T) (Güneş) ophiolites (Çapan, 1981; Yılmaz and Yılmaz, 2004b; Parlak et. al., 2006) represent the southern sub-belt of the NAOB. The Central Anatolian Massif may represent a tectonic window beneath the ophiolitic nappes as suggested by Yılmaz and Yılmaz (2004a; 2006).

In the NE-E Anatolian region to the north, the pre-Liassic Karayaşmak ultramafic-mafic association (Eyuboğlu et al., 2010) along the Pulur Massif (Okay et al., 1991), the Kopdağı ophiolites (Akdeniz, 1994) to the northeast (Fig.1, P) of Aşkale (Erzurum), and the Demirkent Magmatic Complex to the east of Yusufeli with Güvendik dyke complex (Konak et. al., 2009) in the Oltu region (Figure 1, O) are parts of the northern sub-belt of the NAOB, whereas the Şahvelet ophiolites and Bozyukuştepe Mélange (Figure 5) in the Erzurum area (Yılmaz et. al., 1988, 1990, 2010), and the Kağızman Ophiolites with mélanges in the northern part of the Ağrı Province (Figure 1, K) are part of the southern sub-belt of the NAOB. The Mehmetalan Unit (Şenel, 1987) of the Van area and ophiolites to the north of Hınıs (Figure 5) including ophiolites with ophiolitic mélange, may be the southernmost outcrops of the southern

sub-belt. For instance, the Akdağ Metamorphics of the Hınıs area crop out beneath ophiolites as a tectonic window (Yılmaz et al., 1988). In this framework, it is clear that NAOB includes pre-Alpine and Alpine ophiolites together.

As a result, the Menderes Massif, the Central Anatolian Crystalline Complex and the Akdağ metamorphics of the East Anatolia collectively represent the metamorphic northern margin of the Tauride-Anatolide block (Figure 1).

Stratigraphical features

The ophiolites of the northern and southern sub-belt of the NAOB comprise dismembered ophiolitic sequences. The ophiolitic series mainly include mantle peridotites, mafic-ultramafic cumulates and plagiogranites notwithstanding some local differences. For instance, the Orhaneli ophiolite and the Dağküplü ophiolite consist mainly of ultramafic cumulates and subordinate mafic cumulates in the NW Anatolian region (Sarıkakıoğlu, 2006; Sarıkakıoğlu et al., 2008). In addition, magmatic mineral assemblages of plagioclase and pyroxene are still preserved in gabbros of the Anatolian ophiolites (Önen, 2003). The secondary mineral assemblages in the diabase dykes show that the Anatolian ophiolites have not been affected by the HP/LT metamorphism recorded in the Orhaneli Group (Okay and Whitney, 2010).

The Lycian Nappes represent the uppermost tectonic units in the region and consist of ultramafic tectonites (e.g., the Marmaris ophiolites) which are cut by isolated diabase dykes (Juteau, 1980). The tectonites are underlain by a metamorphic sole composed of amphibolite and quartzite resting on a tectonic mélange.

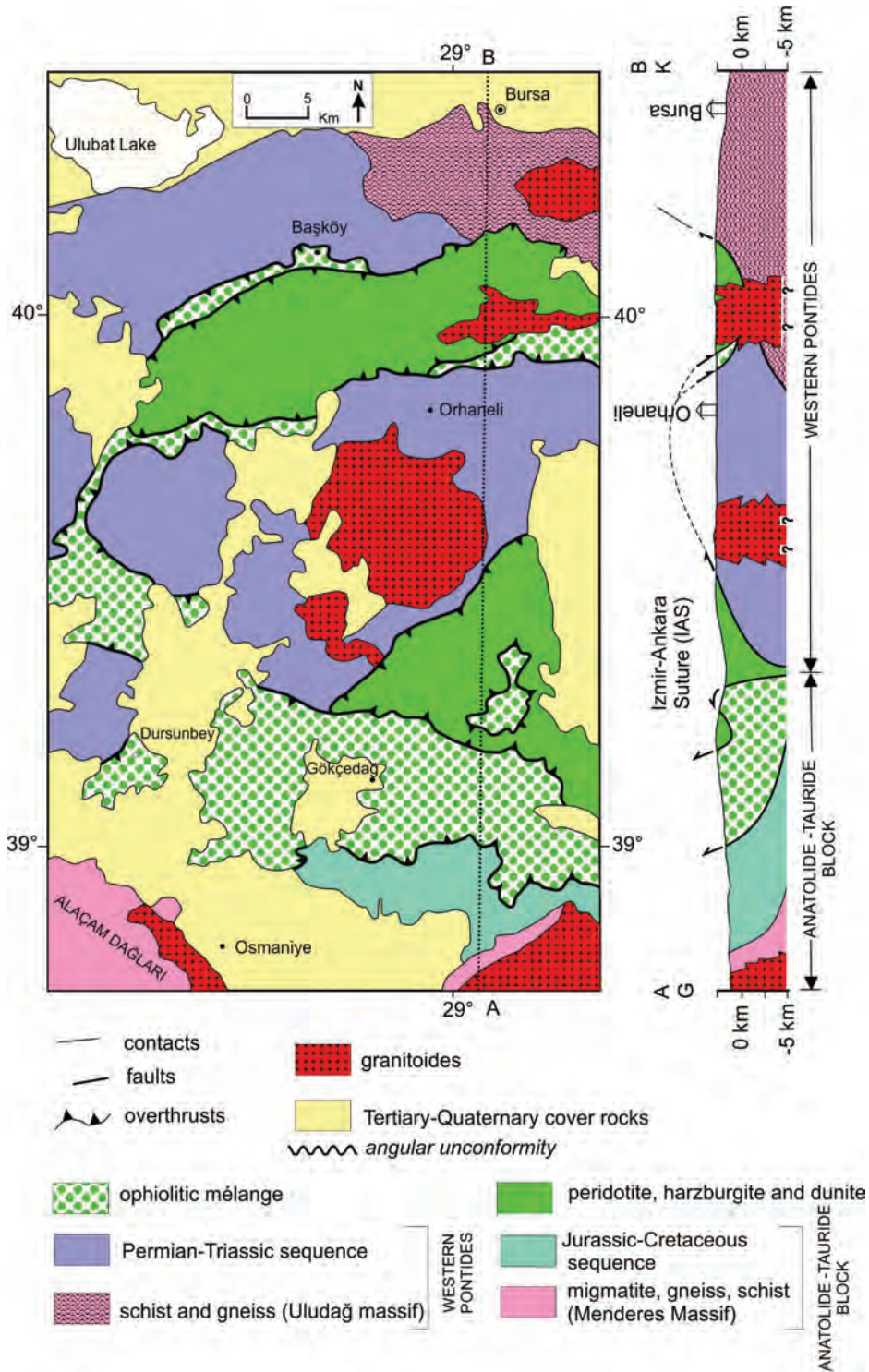


Figure 3. Geological map and cross-section of the southern part of the Bursa Province (after Okay, 1996 and MTA, 2002). See Figure 1 for location

Şekil 3. Bursa'nın güney kesiminin jeoloji haritası ve enine kesiti (Okay, 1996 ve MTA, 2002'den yararlanılarak hazırlanmıştır). Yer için Şekil 1'e bakınız.

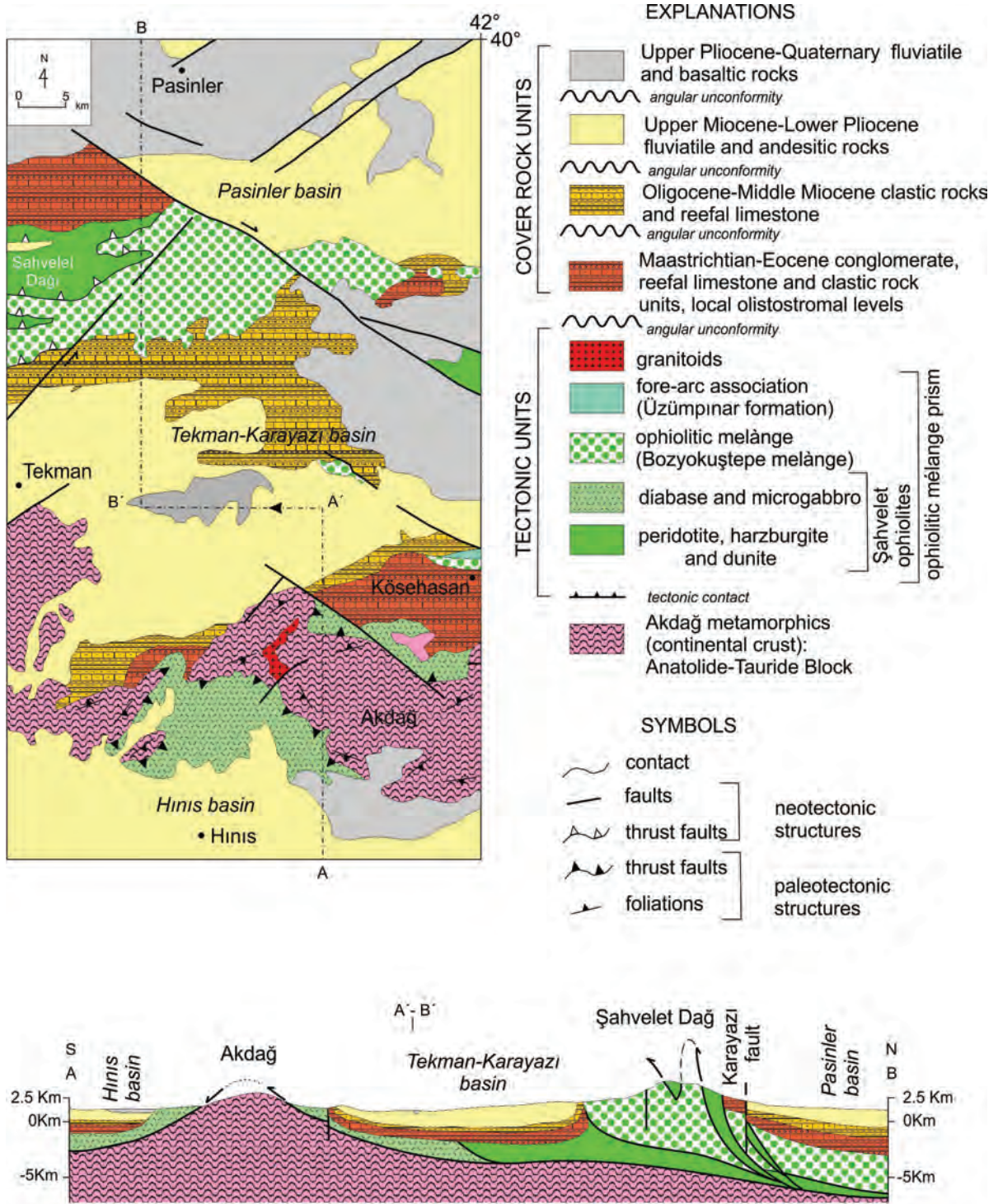


Figure 5. Geological map and cross-section of the area between Pasinler and Hınıs (Erzurum) (Yılmaz et al., 1990, 2010). See Figure 1 for location.

Şekil 5. Pasinler ile Hınıs (Erzurum) arasındaki bölgenin yalınlaştırılmış jeoloji haritası ve enine kesiti (Yılmaz vd., 1990, 2010). Yer için Şekil 1'e bakınız.

In the Central Anatolia, ophiolites of the Kalecik Unit in the Ankara-Çorum area constitute an ordered ophiolitic slice within ophiolitic mélangé (Tüysüz et al., 1995). The following units (from bottom to top) of the Çiçekdağ ophiolite are recognized: layered and isotropic gabbro, plagiogranite, a dyke complex, a basaltic volcanic sequence and a Turonian-Santonian epi-ophiolitic cover (Yalınız et al., 2000). In the area between Tokat and Sivas, there are dismembered ophiolitic outcrops within the Tekelidağ mélangé (Yılmaz, 1981a, 1982). The Erzincan Nappe includes ophiolites and mélangé with reworked materials. The dyke complexes of the Yusufeli and Oltu areas (Konak et al., 2009) may be a horizon within the ophiolitic sequence.

On the other hand, the ophiolites of the southern sub-belt of the NAOB represent obducted slices of the oceanic crust with ophiolitic mélangés on the Taurus Platform. On the basis of data presented by Çapan (1981), the ophiolites of Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı and Divriği were obducted ophiolites on the Taurus Platform and should belong to the same oceanic crust and, thus, be cogenetic throughout the Taurus Belt. Among these, the Divriği ophiolite comprises an ordered ophiolitic sequence which from bottom to top includes mantle tectonites, ultramafic to mafic cumulates, isotropic gabbros and a sheeted dyke complex (Yılmaz and Yılmaz, 2004b).

The Şahvelet ophiolites of the East Anatolia region represent dismembered ophiolitic slices in mélangé and comprise serpentinite, peridotite, gabbro and diabase (Yılmaz et al. 1990). The Kağızman ophiolites and Mehmetalan unit of the Van area (Şenel, 1987) have characteristics those are similar to the ophiolites (including mélangés) exposed in the Erzurum area.

Ophiolite geochemical signature and tectonic setting

Although the NAOB can be divided into two sub-belts, there are also many scattered outcrops of ophiolites along the belt. Therefore, the ophiolite geochemical signature and tectonic setting of the units should be discussed in detail.

The field and petrochemical studies suggested that the Orhaneli ophiolite and the Dağküplü ophiolite developed as products of island-arc tholeiitic (IAT) and/or boninite-like magmatism in an intraoceanic suprasubduction zone system (Sarıfakıoğlu, 2006; Sarıfakıoğlu et al., 2008). On the basis of data presented by Tüysüz et al. (1995), as a result of collision between the Sakarya and Kırşehir microcontinents, ophiolites, mélangé units and ensimatic- arc volcanic rocks were emplaced along the suture. In addition, it has been suggested by Gökten and Floyd (2007) that the tholeiitic compositions of pillow basalts within the ophiolitic mélangé around Ankara have affinities with both N- and E- type MORB, although most of them are probably representative of tholeiitic ocean islands.

In the Muğla area to the north of TUA, the models suggested for the origin of ophiolites indicate that the cpx-harzburgites are products of first- stage melting and low-degrees of melt rock interaction that occurred in a mid-ocean ridge (MOR) environment (Uysal et al., 2012).

The geochemical characteristics of volcanic rocks of the Çiçekdağ ophiolite in the Central Anatolia are similar to supra-subduction zone type ophiolites, which were emplaced by movement of the south-facing arc and/or north-dipping subduction.

In the area of the Tokat and Sivas provinces, the petrochemical features of volcanic rocks in ophiolitic mélangé resemble those of tholeiitic

rocks that form at mid-ocean ridges, whereas the Upper Cretaceous (possibly Turonian) volcanic rocks seem to be identical to those of island arcs (Yılmaz, 1981b). In addition, the abyssal-tholeiitic level of the Erzincan-Refahiye ophiolite is thought to represent fragments of upper mantle and oceanic crust (Buket, 1982; Yılmaz, 1985a) that were generated from the ridge of the Tethyan ocean. On the other hand, chemical analyses of basic volcanic rocks in the mélangé of the Erzincan Tanyeri area indicate compositions consistent with low-K tholeiites and calc-alkaline basalts of an island-arc setting (Bektaş, 1981). Consequently, it has been suggested that the ultramafic and leucocratic rocks of the Refahiye ophiolite developed in the earliest stages of island-arc development in a suprasubduction setting (Rice et al., 2009) and a fore-arc tectonic setting in the northern branch of the Neotethyan ocean, with characteristics similar to most of the eastern Mediterranean Cretaceous ophiolites (Sarıkakıoğlu et al., 2009). In addition, the Karayaşmak ultramafic-mafic association was derived from high-Al hydrous basaltic magmas which developed via partial melting of previously subducted and metasomatized subcontinental lithospheric mantle (pre-Liassic, Alaskan-type ultramafic-mafic complex) in the Eastern Pontides (Eyüboğlu et al., 2010).

The geochemical evidence suggests that the Divriği ophiolite formed in a suprasubduction-zone tectonic setting with the metamorphic sole rocks to the north of the Tauride platform (Parlak et al., 2006).

For instance, Okay and Siyako (1993) indicated the position of the İzmir-Ankara Neotethyan suture between İzmir and Balıkesir. In this framework, the Orhanlı ophiolite with mélangé reflects a flower structure between the Anatolide-Tauride block and the western Pontides (Figure 3). In this area, both north-facing and

south-facing overthrusts are common along the ophiolitic units (Okay, 1996; MTA, 2002).

In the area between the Ilgaz-Kargı Massif and Çankırı Basin, south-facing overthrusts are dominant along ophiolitic tectonic units and indicate evolution of a south-facing arc system with intra-oceanic subduction (Tüysüz et al., 1995).

However, the area between Reşadiye (Tokat) and Uzunyayla (Sivas) is characterized by complex structure (Figure 4). In this area, there are both paleotectonic and neotectonic structures due to a process of new basin formation. Insofar as it is necessary to distinguish these structures from each other, Yılmaz and Yılmaz (2004a) first divided the paleotectonic and neotectonic structures and then interpreted the emplacement of ophiolites and mélangés in the Tokat area. In this area, the İzmir-Ankara-Erzincan suture separates the central Pontides from the Anatolide-Tauride block (Figure 4). On the basis of their interpretation, the ophiolites with mélangés were obducted onto the northern and southern platforms thus configuring a flower structure, and subsequently this structure was deformed via collisional and post-collisional tectonic processes.

In the East Anatolia between Erzurum and Hınıs, south-facing overthrusts predominate (Figure 5) and the Akdağ Metamorphics of eastern Anatolia are exposed as a tectonic window beneath the ophiolites and may represent the metamorphic equivalents of the Central Anatolian Crystalline Complex (Yılmaz et al., 1988, 1990, 2010). Similarly, in the Saray (Van) area (Figure 6), south-facing paleotectonic overthrusts predominate along the southern boundary of the ophiolites and ophiolitic mélangés (Yılmaz et al., 2010). Therefore, these ophiolites may be the southernmost products of the northern branch of Neotethys.

In conclusion, it may be said that the ophiolites of the NAOB are products of MORB-, OIB- and SSZ-type tectonic settings, including fore-arc, island-arc and back-arc basalts. To explain such a system, double subduction with northward polarities is suggested for the northern branch of Neotethys.

Geological age

Many geochronological and paleontological studies have been done in NW Anatolia. For example, Harris et al. (1994) obtained an age of 101 ± 4 Ma by means of Ar-Ar dating of the garnet-amphibolite metamorphic sole beneath an

ophiolitic slab. Ar-Ar dating has also been done on metamorphic sole rocks – that is, basement to the Tavşanlı (Kütahya) ophiolites; an age of 93 ± 2 Ma was obtained from these rocks (Önen and Hall, 2000). Radiolarian ages obtained from the Bornova Flysch Zone indicate an Upper Ladinian to Upper Carnian deepening of the Tauride-Anatolide Platform and also opening of the Neotethyan İzmir-Ankara seaway (Tekin and Göncüoğlu, 2007); moreover, formation of OIB-type intra-plate seamounts within the İzmir-Ankara Ocean began in the late Bathonian and persisted until early Aptian (Göncüoğlu et al., 2006). The age of the mélangé in NW Anatolia is Late Cretaceous (Özkoçak, 1969).

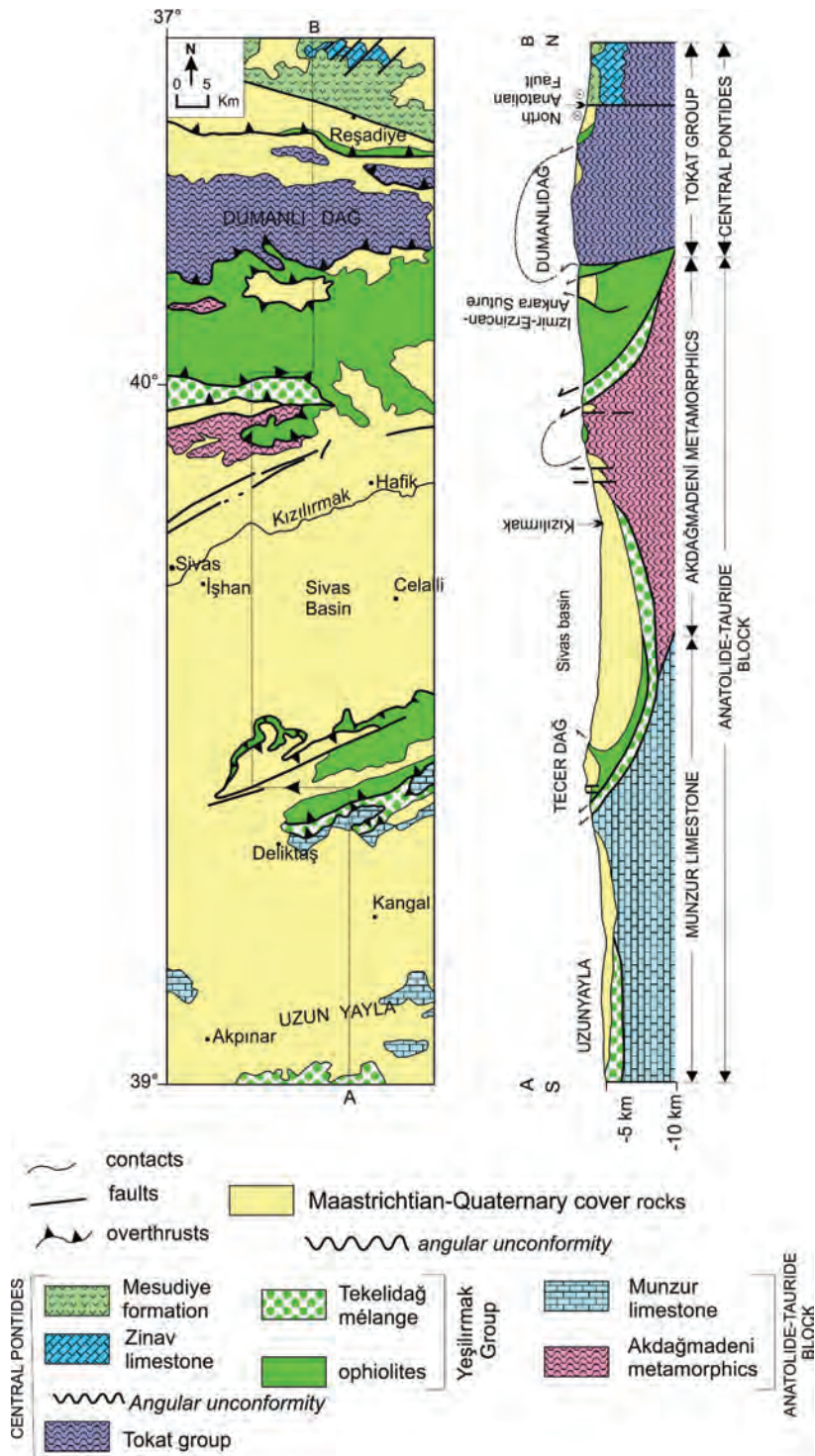
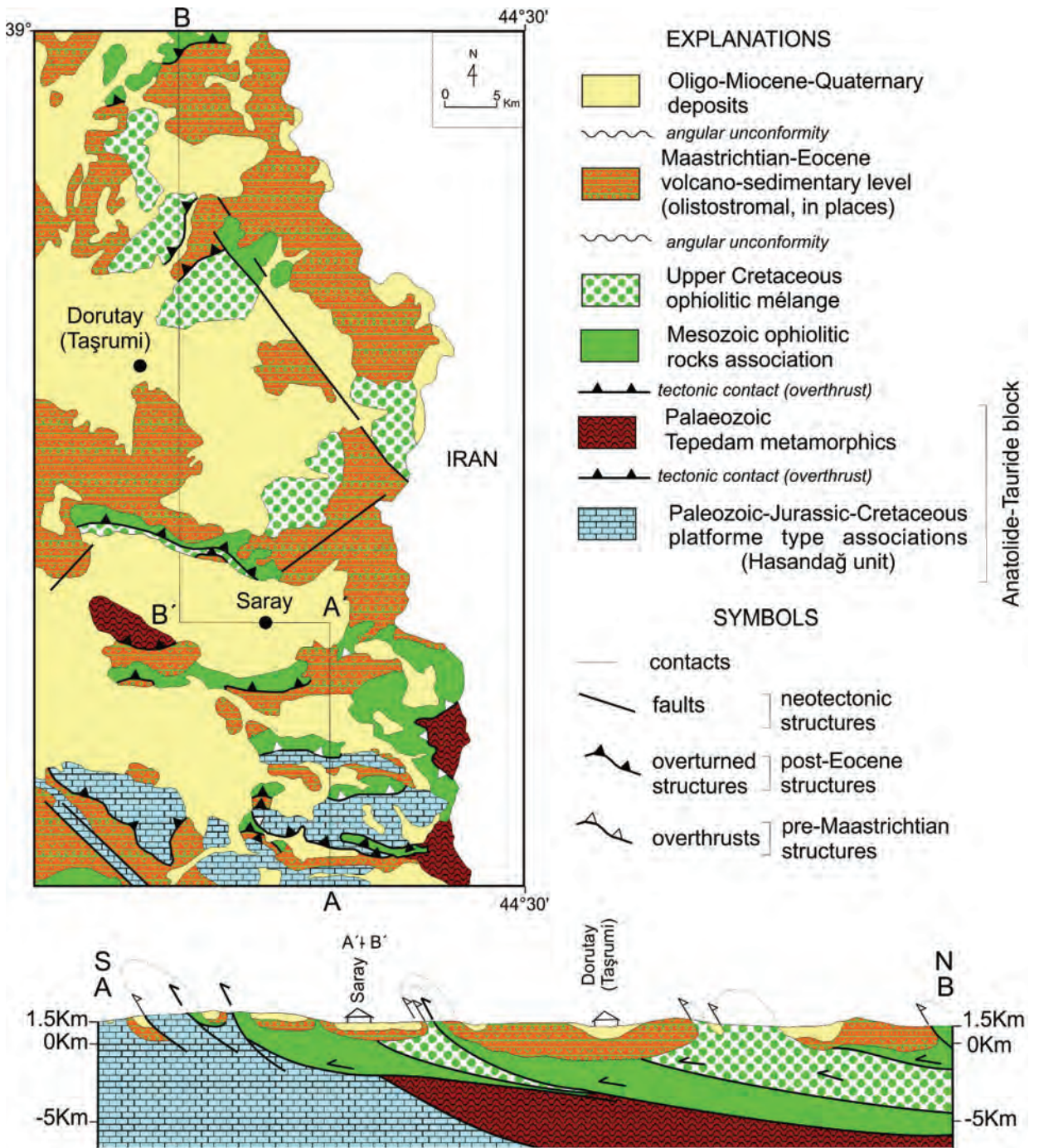


Figure 4. Geological map and cross-section of the area between Reşadiye (Tokat) and Uzunyayla (Sivas) area (Yılmaz, 1982; Yılmaz et al., 1993a). See Figure 1 for location.

Şekil 4. Reşadiye(Tokat) ile Uzunyayla (Sivas) arasında yer alan bölgenin jeoloji haritası ve enine kesiti (Yılmaz, 1982; Yılmaz vd., 1993a). Yer için Şekil 1'e bakınız.



In SW Anatolia, along the Lycian Nappes, the age of the Burdur mélange is Cenomanian-Santonian (Özkaya, 1982). K/Ar dates from metamorphic-sole rocks yield a date of 104 ± 4 Ma for the Lycian Nappes, and these dates have been interpreted as the ages of the initial displacement of ophiolitic rocks under intraoceanic conditions (Thuziat et al. 1981; Dilek and Moores, 1990). The ophiolites and mélanges are unconformably overlain by limestones, mudstones, basalts and turbidites of Maastrichtian-Eocene age. The Irmak mélange in the Ankara region may be Senomanian-Senonian in age based upon the results of paleontological studies, and Maastrichtian clastic rocks unconformably overlie this mélange (Çapan et al., 1983). The age of the mélanges and ensimatic arc is Cenomanian-Maastrichtian in the area between the Ilgaz-Kargı Massif and the Çankırı Basin, and Late Paleocene and younger sedimentary rocks overlie unconformably all tectonic units and the intervening contacts (Tüysüz et al., 1995). From a NW-SE section between Eldivan (Çankırı) and Çiçekdağı (Kırşehir), SSZ-type ophiolite and its plagiogranites yielded an age of 180.48 ± 0.34 Ma (Dilek et al., 2009).

However in the area between Tokat and Sivas, the age of ophiolites may be Jurassic-Lower Cretaceous, but the mélange is Late Cretaceous in age and overlain by a Santonian-Campanian fore-arc unit (Yılmaz, 1981a, 1982; Yılmaz and Yılmaz, 2004a). Maastrichtian clastic rocks overlie the ophiolitic units and continental fragments throughout the region, from Tokat to the Munzurdağ (Yılmaz and Yılmaz, 2006). However, in the Erzincan area, limestone blocks, Liassic lavas and different Jurassic-Cretaceous limestones are abundant in the Upper Cretaceous mélange. Reworked materials derived from the mélange occur within the Maastrichtian-Paleocene clastic rocks. The ophiolites of the Kop Dağı area (Akdeniz et al., 1994) and dyke complexes

between Yusufeli and Oltu (Konak et al., 2009) are tectonic slices within the Upper Cretaceous mélange (Yılmaz et al., 2000). The age of the ophiolites and ophiolitic mélange in the Divriği area is also Late Cretaceous (Yılmaz and Yılmaz, 2004b).

The pre-Liassic mélange of the Tokat area occurred in a trench and/or an arc-trench gap (Tekeli, 1981a). There is also pre-Liassic ophiolite in the Erzincan area (Tatar, 1978; Koçyiğit, 1990, 1991), Early Jurassic SSZ type ophiolites also (Altıntaş et al., 2012) along the NAOB. Different ophiolites from Precambrian to Late Cretaceous age occurred along the Lesser Caucasus Ophiolitic Belt (Belov et al., 1978; Zakariadze et al., 1983) which represents the easternmost extension of the NAOB. In addition, a pre-Liassic Alaskan-type ultramafic-mafic complex also occurs in the eastern Pontides (Eyüboğlu et al., 2010).

In the Erzurum-Hınıs area, the ophiolitic mélange is composed of volcano-sedimentary matrix that encloses a mixture of diverse blocks of Triassic to Cenomanian age and, upward, pelagic limestone of Campanian age. Maastrichtian-Eocene units with olistostromal levels -comprising materials reworked from the ophiolitic units - rest upon the ophiolitic nappes and continental metamorphic rocks along a regional uncorformity (Yılmaz et al., 1988, 1990).

In conclusion, pre-Alpine and Alpine ophiolites coexist along the northern sub-belt of the NAOB. However, the Alpine ophiolites include Jurassic-Cretaceous MORB-type and Upper Cretaceous SSZ-type ophiolites along the NAOB. The coexistence of pre-Alpine and Alpine ophiolites along the NAOB may be related to a congruent Paleotethys and Neotethys and/or a long-lived relict basin of Paleotethys. Otherwise, pre-Alpine ophiolites may be interpreted as reworked materials of Paleotethys.

The Southern and Southeastern Anatolian Alpine Ophiolitic Belt

The South and Southeast Anatolian Alpine Ophiolitic Belt (SAOB) includes ophiolites and mélanges of the southern branch of Neotethys. This belt begins SW of Antalya and continues toward Southeast Anatolia to Cilo Mountain around Hakkâri. The Taurus Unmetamorphic Axis (TUA) separates the SAOB associations from the NAOB associations (TUA, Figure 1). First, the characteristics of ophiolites and then the ophiolitic mélanges of each region will be presented under separate headings below.

Definition and distribution

Originally, the ophiolitic associations of the region were named complexes, such as the Antalya complex, Maden complex (Perinçek 1979a, Perinçek 1990), Hatay complex, and so on. Subsequently, the ophiolites and mélanges have been differentiated from one another. In

this framework, the Tekirova ophiolite, Mersin ophiolite, Kızıldağ ophiolite, İspendere-Kömürhan meta-ophiolite and/or Guleman ophiolite, and the Cilo ophiolite are well known ophiolitic rock units of the SAOB. In addition, the Göksun ophiolite and Gevaş ophiolite may be other ophiolitic units of the SAOB, since they are located to the south of the TUA, as shown in Figure 1 (Yılmaz et al., 2010).

However, the ophiolitic mélanges of this belt have been defined under different names, such as the Kumluca mélange around Antalya (Figure 7), the mélanges of Antalya basin in the Western Taurides (Yılmaz et al, 1981a; Yılmaz, 1984), Dipsizgöl melange in the Central Taurides (Özgül, 1984), Dağlıca complex (Perinçek and Kozlu, 1984) and/or the Dağlıca mélange (Yılmaz et al., 1993a) to the north of the Binboğa Mountains in the Eastern Taurides and the Koçali complex (Perinçek, 1979a, 1979b, 1990; Perinçek and Özkaya 1981) or mélange in the Southeast Anatolia (Figs. 8 and 9).

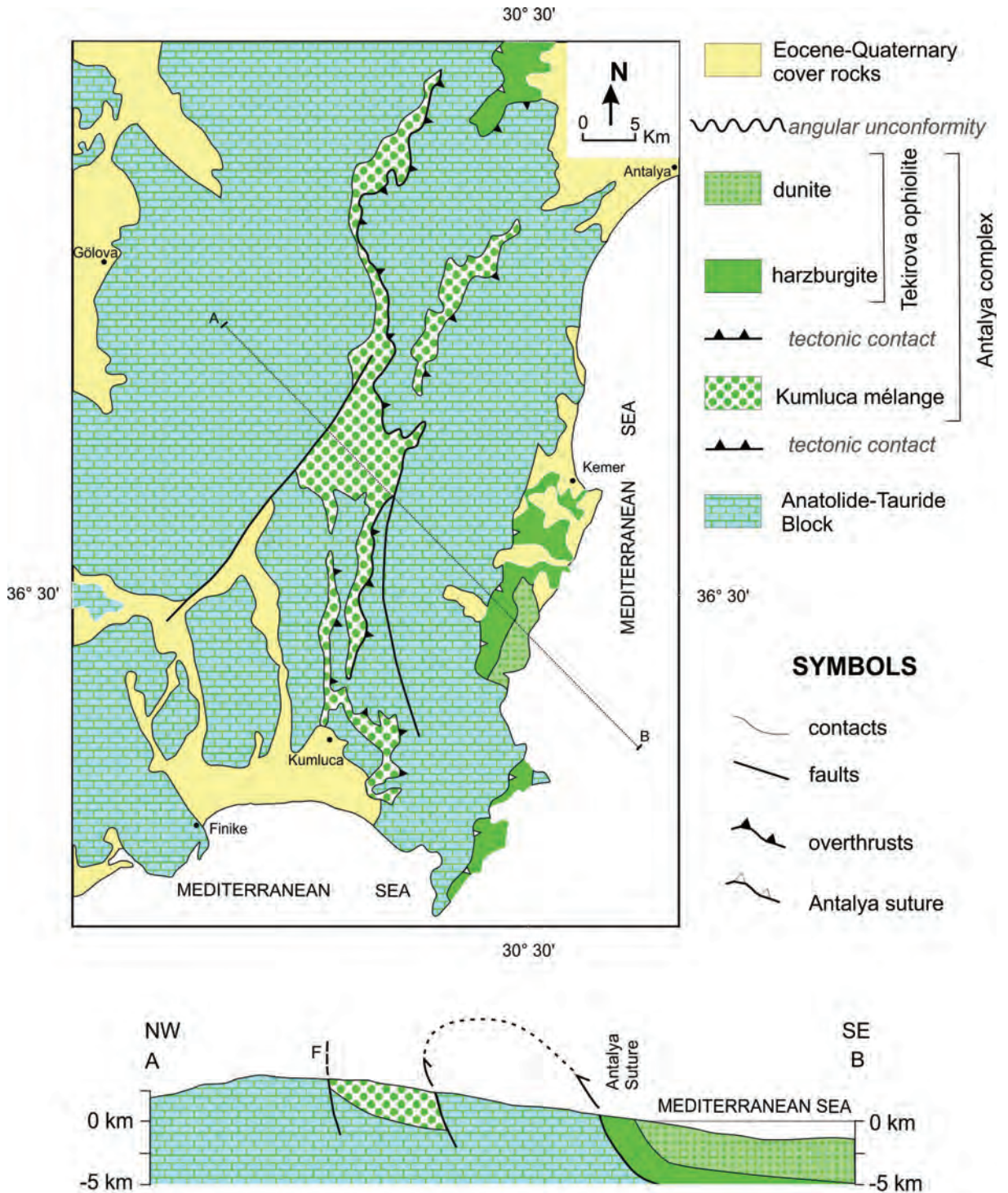


Figure 7. Tectonic units and their relationships in the Antalya area (Yılmaz et al., 1981a, Yılmaz, 1984; Şenel, 1997; MTA, 2002). See Figure 1 for location

Şekil 7. Antalya yöresi tektonik birlikleri ve ilişkileri (Yılmaz vd., 1981a, 1984; Şenel, 1997; MTA, 2002). Yer için Şekil 1'e bakınız.

From these units, the Antalya Complex lies in a critically important area near the junction between the Hellenides and Taurides, in an area with a few contrasting geological histories (Brunn, 1974; Monod, 1976; Robertson and Woodcock, 1982). The Antalya Complex includes a lava-sedimentary mélange and together with ophiolitic rocks (Robertson, 1993). Harzburgite and dunite are mappable units of this ophiolite (Figure 7). In this area, the Antalya suture is a tectonic contact between the ophiolites and the western Tauride unit. The Mersin and Pozantı-Karsantı ophiolites contain tectonites underlain by an amphibolite sole, cumulates, and pillow lavas with volcano-sedimentary intercalations (Parlak et al., 1995, 1997, 2002).

Other ophiolitic rock units, such as the Kızıldağ (Figure 1, Ka; Antakya), Göksun (Figure 8), İspendere-Kömürhan, Guleman (Figure 1, İ) and also Gevaş and Cilo ophiolites (Figure 1, G) form a discontinuous nonlinear belt and represent relicts of obducted ophiolites of the SAOB. These ophiolites, and also the Koçali mélange (Figure 9), are widespread throughout the region and are exposed to the north of the Arabian Platform in SE Turkey. The Koçali mélange is composed of blocks of ophiolites with epi-ophiolitic sedimentary rocks, and overlies a wildflysch of the Karadut complex tectonically (Perinçek, 1979a,b).

All of the ophiolitic massifs mentioned above are characterized by ophiolitic sequences and were emplaced with mélanges during closure of the southern branch of the Neotethyan Ocean in Late Cretaceous time along the southern side of the TUA. During the Late Cretaceous-Early Tertiary, there was a change from platform (that is, the Arabian Platform) to foreland basin. The emplacement of ophiolitic nappes coincided with this change.

In general, the volcano-sedimentary units of Late Cretaceous (Maastrichtian)-Tertiary age that crop out in the Southeastern Anatolian Orogenic Belt are commonly referred to as the Maden complex (Perinçek 1979a,b, Yazgan, 1983; Aktaş and Robertson, 1984). However, the Maden mélange (Hempton, 1985) is defined as back-arc basin sediments and volcanic rocks metamorphosed to the greenschist facies. Thus, the Maden unit is redefined as a volcano-sedimentary succession of Middle Eocene age (Perinçek, 1979a,b) representing a local short-lived back-arc basin which reached the stage of an embryonic ocean (Yiğitbaş and Yılmaz, 1996). In our opinion, the Eocene Maden complex and/or Maden mélange may be reworked materials of the Koçali mélange along the Southeast Anatolian Orogenic Belt.

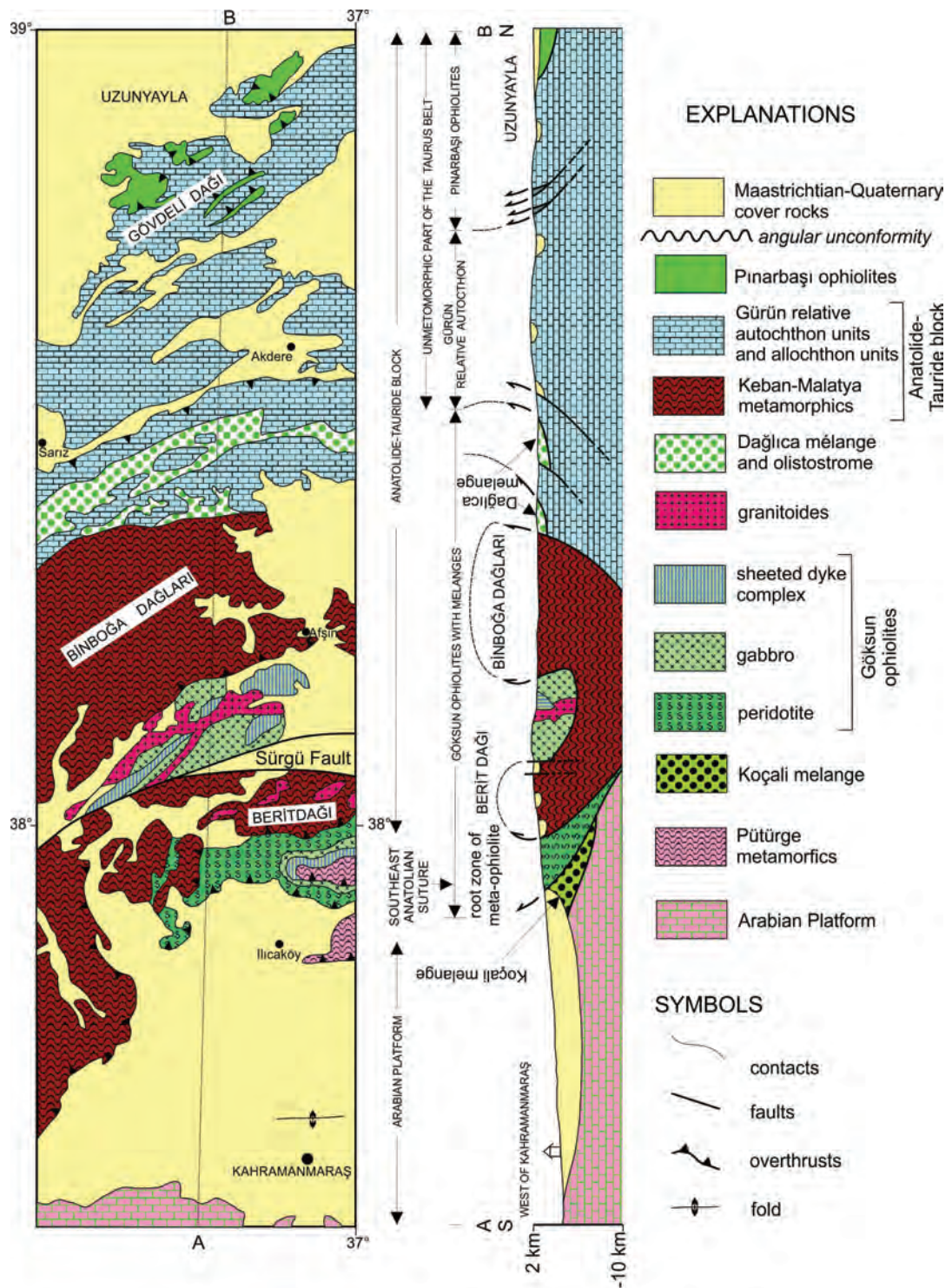


Figure 8. Geological map and cross-section of the area between Uzunyayla and Kahramanmaraş (Tarhan, 1985; Yılmaz et al., 1993a). See Figure 1 for location.

Şekil 8. Uzunyayla ile Kahramanmaraş arasındaki bölgenin jeoloji haritası ve enine kesiti (Tarhan, 1985; Yılmaz vd., 1993a). Yer için Şekil 1'e bakınız.

Stratigraphic features

The ophiolites of the SAOB, in general, occur as ordered ophiolitic sequences. The Antalya Complex includes ophiolite and mélanges. The ophiolite comprises harzburgitic tectonites, cumulates, isotropic gabbro, sheeted dykes, volcanics and associated sedimentary rocks (Juteau, 1975; Robertson and Woodcock, 1982; Bağcı et al., 2006). The mélanges of this region are represented by a volcano-sedimentary unit.

The Mersin ophiolite comprises ultramafic cumulates showing adcumulate-heteradcumulate texture, consisting mainly of dunite, wehrlite and pyroxenite. Igneous lamination, size grading and rhythmic layering are observed as accumulation features in the ultramafic cumulates. Mafic cumulates, mainly gabbro, leucogabbro, olivine gabbro and anorthosite, constitute almost two-thirds of the whole cumulate section (Parlak et al., 1996).

The Kızıldağ ophiolite includes a well-developed sheeted dyke complex and poorly preserved volcanic complex (Tekeli et al., 1983; Erendil, 1983). At the north of the Göksun area, the Dağlıca mélange is composed of a volcano-sedimentary unit in the north, whereas the Göksun meta-ophiolite (Tarhan, 1982,1984) and/or the Göksun ophiolite in the south (Yılmaz et al., 1993a) and İspendere-Kömürhan ophiolite (Yazgan, 1983) represent ordered ophiolitic sequences including, from bottom to top, serpentinite and peridotite, wehrlitic and gabbroic cumulates, isotropic gabbro and, locally, a diabasic sheeted dyke complex and pelagic volcanoclastic rocks. The ultramafic cumulates of the Guleman ophiolite begins with dunites that are followed upward by alternations of wehrlite and clinopyroxenite. The gabbroic section comprises represented by troctolite, gabbro and quartz diorite (Özkan and Öztunalı, 1984, Aktaş and Robertson, 1984).

The Gevaş ophiolite is exposed in an E-W-trending narrow belt immediately to the south of Lake Van, and comprises serpentinized ultramafic rocks, cumulate and isotropic gabbros, microgabbro and plagiogranite overlain by extrusive rocks and pelagic sediments (Yılmaz et al., 1981b). In addition, the Cilo ophiolite includes two tectonic slices, showing reversed stratigraphic order. Whereas the lower slice comprises pillow lavas with dykes and sill layers, the upper slice is made up of cumulate sequences; both slices are cut by some granitic injections (Yılmaz et al., 1979; Yılmaz, 1985b).

In southeastern Anatolia, the Koçali mélange represents an imbricated unit that is located between wildflysch of the Karadut complex and ophiolitic sequences. The matrix of the mélange is made up of sheared serpentinites or multicolored radiolarian mudstones, cherts, shales and interlayered basaltic lavas (Yılmaz et al., 1993b).

As a result, it may be concluded that the ophiolites and ophiolitic mélanges of this belt are tectonic alternations, and were formed and emplaced synchronously.

Ophiolite geochemical signature and tectonic setting

The ophiolites of the Antalya Complex possibly formed in an oceanic ridge (Juteau et al., 1977) and/or a suprasubduction zone (Robertson, 1993; Bağcı et al., 2002, 2006). In terms of trace- and rare-earth-element chemistry, the Mersin ophiolite has the chemical signature of MORB and VAB, suggesting a suprasubduction zone. Structural evidence from the sub-ophiolitic metamorphic sole suggests that the Mersin ophiolite was obducted over the Bolcardağ Mesozoic carbonates, from SE to NW (Parlak et al., 1995). The MORB- and

VAB- type tectonic settings are valid for other ophiolitic massifs along the SAOB (Erendil, 1983; Aktaş and Robertson, 1984; Tarhan, 1986; Dilek, 1995; Parlak et al., 2009; Varol et al., 2011). Field, geochemical and petrographical evidence suggest that the Cilo ophiolite also represents an ensimatic island-arc association emplaced onto the Arabian Platform (Yılmaz, 1985b).

In southeastern Turkey, the Bitlis Massif as the main metamorphic unit of the eastern Taurus Belt is thrust southward over an ophiolitic-flysch complex, which is also thrust southward over sedimentary rocks of the Arabian foreland (Hall, 1976). This geodynamic setting is valid for a great number of the ophiolitic units of southeastern Turkey. Within this framework, the Koçali mélangé developed in a subduction zone between the Bitlis Massif and the Arabian foreland (Hall, 1976). Detailed mapping of the Bitlis Suture, to the southwest of Lake Hazar also shows that thrust faults between units are north-dipping, listric and, collectively, make up a thin-skinned system (Sungurlu, 1974; Sungurlu et al., 1984; Hempton, 1985).

The ophiolites of SE Turkey were emplaced northward as large slices, possibly over the arc-trench gap, and also moved southward by gravity-sliding onto the formerly passive Arabian margin (Aktaş and Robertson, 1984).

However, there is a critical area between Uzunyayla and Kahramanmaraş where the setting of the ophiolites and mélanges has been approached and discussed from different points of view. For instance, Yılmaz et al. (1993a) suggested that the Göksun ophiolite originally may have been a klippe from the overturned ophiolitic sequence over the Keban-Malatya Metamorphic Unit; conversely, on the basis of evidence presented by Perinçek and Kozlu (1984), Yılmaz et al. (1993b) and Robertson et al. (2006), this ophiolite (and/or the

Berit ophiolite) may crop out as a tectonic window beneath the Malatya Metamorphic Unit. If that is the case, the huge metamorphic nappe should have passed over the ophiolite; therefore, the ophiolite should have been highly metamorphosed. However, the Göksun ophiolite has not been metamorphosed to a high grade, although the root zone comprises high-grade meta-ophiolitic rocks within the Pütürge Metamorphics. Therefore, the Southeastern Anatolian Suture should be situated between the Pütürge Metamorphics and Keban-Malatya Metamorphics of the Anatolide-Tauride Platform (Figure 8).

Robertson et al. (2006) pointed out that the Binboğa mélangé (Dağlıca mélangé of Yılmaz et al., 1993a) was a product of a northerly Mesozoic oceanic basin, and the Berit (or Göksun) ophiolite formed as an incipient oceanic arc within the southern branch of Neotethys during the Late Cretaceous. In addition, on the basis of Parlak et al. (2012) tectonic restoration of the region suggests that an ocean basin existed between the Malatya- Keban platform to the north and Bitlis-Pütürge continental unit to the south and Upper Cretaceous ophiolites and incipient volcanic arc are interpreted to have formed above a north-dipping subduction zone within this ocean.

It is compulsory to consider the geology of the eastern Taurides as a whole. The Gürün relative autochthon (Yılmaz et al., 1993a) constitutes the main axis of the Taurus Carbonate Platform, which separates the northern ophiolitic associations (e.g., the Pınarbaşı ophiolite and Kireçliyayla mélangé) from the southern ophiolitic associations (e.g., the Göksun ophiolite and Dağlıca mélangé) as seen in Figure 8. However, the age of the ophiolitic associations on both sides is Late Cretaceous, while the age of the platform is Cambrian-Lower Eocene without a break between Uzunyayla and Beritdağ areas along the Gürün

relative autochthon (Yılmaz et al., 1993a). In this framework, the northern ophiolitic association is part of the northern branch (and/or Inner Taurides) of Neotethys, whereas the southern ophiolitic association is part of the southern branch of Neotethys. In addition, the tectonic setting of the ophiolites is another important question. On the basis of our field study, the setting of ophiolites is different from that previously envisaged, *vis-à-vis* Yılmaz et al. (1993b) and Robertson et al. (2006).

Figure 8 shows the setting of the tectonic units between Uzunyayla and Kahramanmaraş. The root zone of the ophiolite can be seen to the north of Ilıcaköy. The Göksun ophiolite is situated between Binboğa Dağ and Berit Dağ, and the top of the ophiolite is not tectonically overlain by the Keban-Malatya Metamorphics. The northern contact represents a young, overturned structure. It is clear that the lower levels of this ophiolite are gabbro and the upper levels are a sheeted dyke complex preserved along this overturned structure. The southern contact is an active fault (the Sürgü fault). In addition, the ophiolite is located between the root zone and the Dağlıca mélangé to the north (Yılmaz et al., 1993a), and the Dağlıca mélangé is located to the south of the TUA. In this area, the ophiolite and mélangé together are products of the southern branch of Neotethys. As a result it is not necessary to interpret the setting of the ophiolite as a tectonic window in the Göksun area. The original setting of the ophiolite may have been changed later during collisional processes.

Figure 9 shows the setting of the tectonic units in the area between Bingöl and Silvan (Diyarbakır). This section is a characteristic one; here, it is possible to exactly determine the present relationships between the Anatolide-Tauride block (that is the Bitlis Massif) and Arabian Platform with the Southeast Anatolian Suture. The Koçali

mélangé with associated ophiolite represents a suture-zone product.

In addition, it is possible to envisage a combined setting for the ophiolites and different ophiolitic mélangés in the Late Cretaceous. Figure 10 shows a simplified setting for the ophiolitic associations along a geotraverse between the İstanbul zone and the Arabian Platform during Late Cretaceous time. In the beginning of the Late Cretaceous, all data allow us that double arc systems were active both to the south of Pontides and also to the north of the Arabian Platform (Figure 10A). This perspective explains, better than previously proposed models, the setting of the ophiolitic associations and the reasons for the metamorphic complexes with their evolutionary history. In addition, it is clear that metamorphic complexes along both sides of the TUA are equivalents of the Anatolide-Tauride Platform, which cropped out beneath ophiolitic associations as tectonic windows and suggest intense deformation of platforms near suture zones (Figure 10B).

In fact, along the Southeast Anatolian Suture, south-facing overthrusts predominate (Figure 11A) and were reactivated during the late Tertiary. However, in the Gevaş (Yılmaz et al., 1981b) and Göksun areas (Yılmaz et al. 1993a), north-facing overthrusts are defined along northern contacts of the ophiolitic units. On the basis of these data, the structures delineating the ophiolitic units show both south- and north-facing overthrusts together in the same tectonic settings (Yılmaz et al., 2010).

In short, many of the ophiolites of southern Turkey formed during the progressive elimination of the southern branch of Neotethys above a north-dipping, intra-oceanic subduction zone.

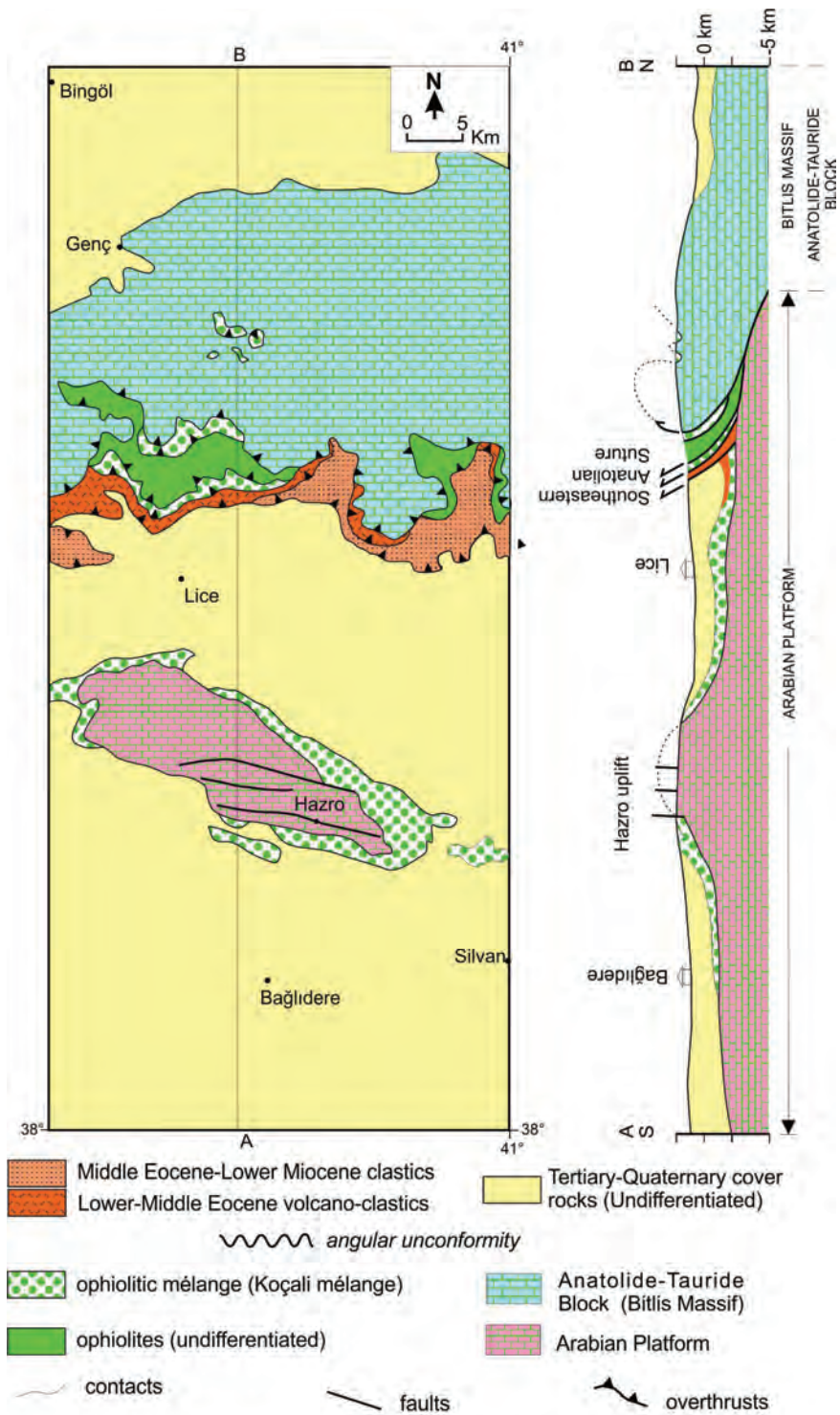


Figure 9. Simplified geological map and cross-section of the area between Bingöl and Silvan (Diyarbakır) (MTA, 2002 and new observations). See Figure 1 for location.

Şekil 9. Bingöl ile Silvan (Diyarbakır) arasındaki bölgenin yalnızlaştırılmış jeoloji haritası ve enine kesiti (MTA, 2002 ve yeni gözlemler). Yer için Şekil 1'e bakınız.

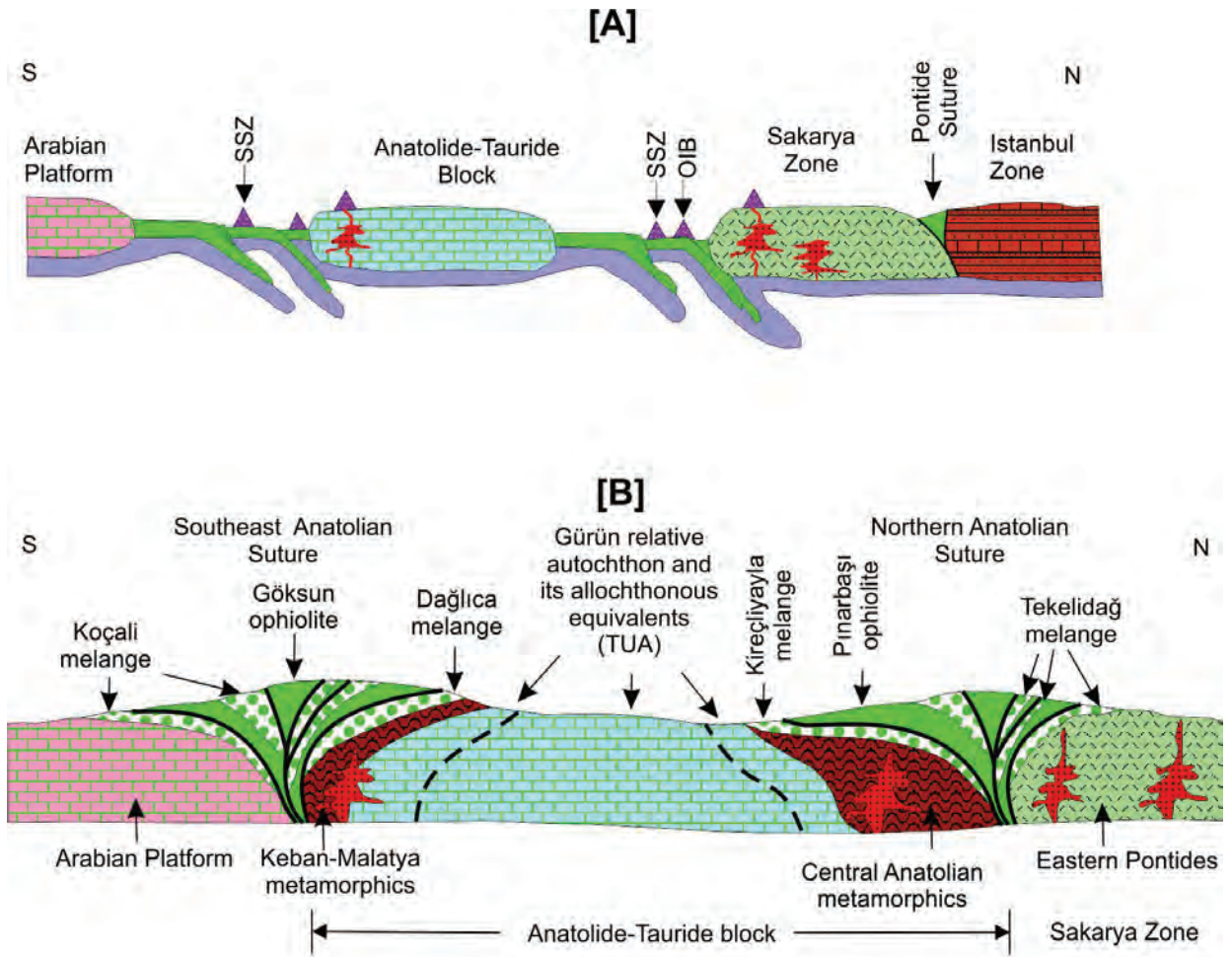


Figure 10. A probable generalized geological cross-section between the İstanbul Platform and Arabian Platform at the beginning of the Late Cretaceous [A] and between the Pontide and Arabian Platform at the end of Late Cretaceous time [B]. No scale.

Şekil 10. Geç Kretase başlangıcında İstanbul Platformu ve Arap Platformu arasındaki genelleştirilmiş olası bir enine jeoloji kesiti [A] ve Geç Kretase sonunda Pontitler ve Arap Platformu arasındaki genelleştirilmiş olası bir enine jeoloji kesiti [B]. Ölçeksiz.

As a result, it is thought that the ophiolites and ophiolitic mélanges of the Southeast Anatolian Suture may have risen and been emplaced due to collision between the Anatolide-Tauride block to the north and the Arabian Platform to the south. The ophiolites associated with ophiolitic mélanges spread to both north and south as flower structures

(Figs. 9, 10 and 11) and were eroded following the Late Maastrichtian. The present setting and distribution of the ophiolites with ophiolitic mélanges in the area is a result of erosion and the formation of a Tertiary foreland basin (Yılmaz et al., 2010).

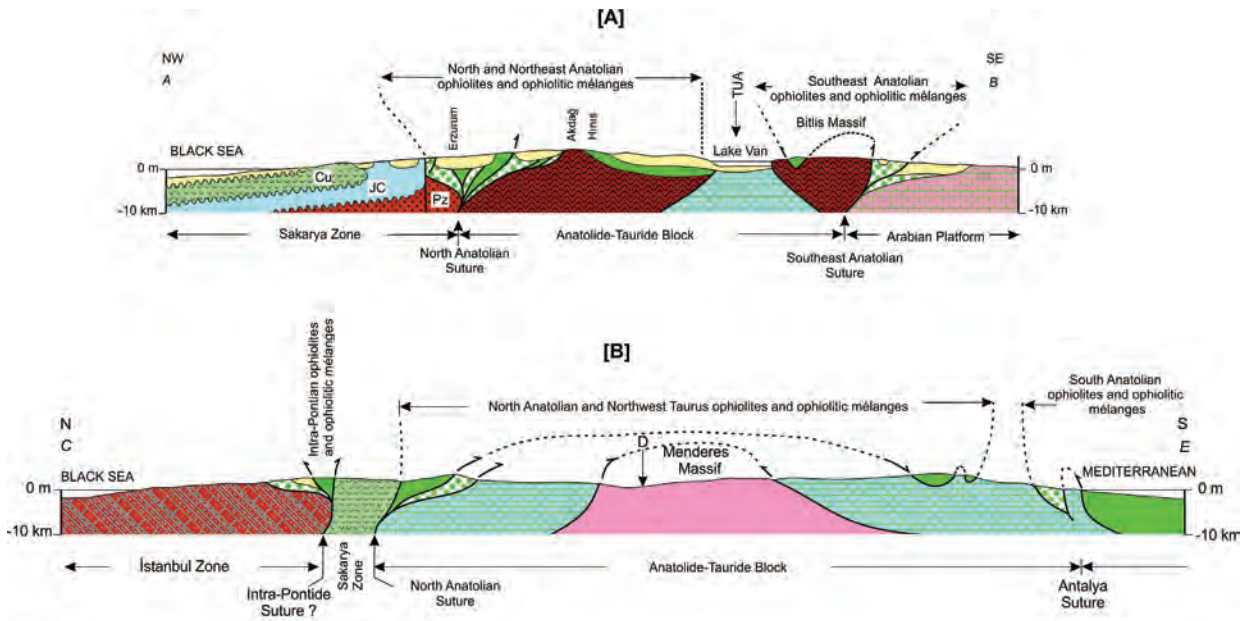


Figure 11. Simplified recent geological cross-sections of the eastern (A-B) [A] and western (C-D-E) [B] parts of Turkey: Paleozoic (Pz), Jurassic-Cretaceous (JC) and Upper Cretaceous (Cu) levels have been differentiated in the eastern part of Pontide-Transcaucasus continent-arc system. See Figure 1 for location.

Şekil 11. [A] Türkiye'nin doğu kesimi (A-B) ile [B] batı kesiminin (C-D-E) yalınlaştırılmış enine kesitleri: Pontid-Kafkasya kıta-yay sistemi'nin doğu kesiminde, Paleozoik (Pz), Jura-Alt Kretase (JC) ile Üst Kretase (CU) yaşlı düzeyler ayırt edilmiştir. Kesit yerleri için Şekil 1'e bakınız.

Geological age

On the basis of geochronological evaluations of the Antalya ophiolite, the age of the ultramafic cumulate is 122 Ma, the cumulate gabbro 50 ± 10 or 68 ± 5.5 Ma, and the diabase 55 ± 3 Ma or 69 ± 4 Ma, whereas the age of the mélange is Late Cretaceous (Yılmaz, 1982). Robertson and Woodcock (1982) and Robertson (1993) reported a Late Cretaceous age from pelagic carbonate rocks interbedded with mafic volcanic rocks, and also suggested that the oceanic crust of the region was created during Late Cretaceous time, associated with submergence and onset of pelagic carbonate deposition on platform areas. On the basis of evidence set forth by Robertson (1993) and Bağcı et al. (2006), regional compression in Antalya area began in the latest

Cretaceous (Maastrichtian) and led to subduction-accretion, as evidenced by volcanic-sedimentary mélange. Suturing was completed during the Late Paleocene-Early Eocene, resulting in collision and imbrication of the carbonate platform.

K-Ar analyses of rocks from the Mersin ophiolite yield an age of 93.4 ± 2.2 Ma, recording the initial detachment of the oceanic crust (Parlak et al., 1995).

The fossil contents of the volcano-sedimentary unit of the ophiolites in the Göksun (Tarhan, 1982, 1984; Yılmaz et al., 1993a) and Kızıldağ areas indicate an age of Jurassic-Late Cretaceous (pre-early Maastrichtian) (Tinkler et al., 1981; Tekeli et al., 1983). The age of volcanic sequences of the Koçali complex between Malatya

and Adıyaman has been assigned to late Triassic based on the radiolarian data from the associated pelagic rock units (Varol et al., 2011) and late Jurassic-early Cretaceous (Sungurlu, 1974; Uzuncimen et al. 2011). K/Ar radiometric dating of the biotites from granodiorites associated with the İspendere-Kömürhan meta-ophiolites yielded ages of 75 ± 2.5 Ma (Yazgan, 1983). In addition, paleontological and radiometric means of dating ophiolites along the SAOB yield Jurassic to Late Cretaceous ages (90-145 Ma) (Dilek and Moores, 1990). Granitoids associated with the ophiolites exhibit an age range from 82 Ma to 85 Ma, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses (Rızaoğlu et al., 2009).

However, the ophiolitic mélanges of the SAOB yield only Late Cretaceous ages. For instance, the Dağlıca mélange of the Göksun area comprises Late Cretaceous and unmetamorphosed Upper Maastrichtian clastic rocks, including blocks of ophiolites and metamorphic rocks that unconformably overlie the ophiolitic sequence in the Bitlis area (Perinçek 1980; Göncüoğlu and Turhan, 1984). This relationship indicates that the emplacement age of the Gevaş ophiolite in the Bitlis area is pre-late Maastrichtian. Sungurlu (1974), Perinçek (1979a, 1979b, 1980) and Aktaş and Robertson (1984) also suggested that the ophiolites of SE Turkey were emplaced during latest Cretaceous time

On the other hand, the matrix of the Koçali mélange typically yields Late Cretaceous ages (Yılmaz et al. 1993b; Uzuncimen et al., 2011). However, the geological age of the Cilo ophiolite is Late Mesozoic, having been emplaced onto the Arabian Platform during the Late Cretaceous (Perinçek, 1990). Therefore, it may be said that the mélanges of this region developed during emplacement of the ophiolites.

The Elazığ Igneous Complex comprises an imbricated Maastrichtian-Early Eocene island

arc and young marginal-basin terrain which evolved until the Middle Eocene (Hempton, 1985). In addition, the Eocene Maden mélange and the Miocene Çüngüş mélange (Özkaya, 1982), along with other rock associations such as the Maden complex (Perinçek 1979a, 1979 b, 1980; Sungurlu et al 1984; Perinçek 1990; Yiğitbaş and Yılmaz, 1996), may be materials reworked from the Koçali mélange.

On the basis of the age interval mentioned above, it may be concluded that the age of SAOB ophiolites is Mesozoic, in general and the age of mélanges is Late Cretaceous, at least pre-Maastrichtian. In southeastern Turkey, ophiolites and mélanges were emplaced southward onto the Arabian Platform in latest Cretaceous (Campanian) time (Sungurlu 1974; Perinçek 1979b, 1980; Sungurlu et al., 1984; Robertson, 2000, 2002). In addition, the Jurassic-Cretaceous ophiolites, in general, are MORB-type, whereas the Upper Cretaceous ophiolites are SSZ-type ophiolites (Robertson, 1994; Parlak et al., 1996; Dilek et al., 1999).

DEFINING SUTURE BELTS IN TURKEY

The relationship between suture belts and ophiolitic associations has been discussed for a long time. Burke et al. (1977) pointed out that there is a link between the global distribution of sutures and the sites of former oceans. In addition, the ophiolites have been interpreted as indicators of the geodynamic evolution of the oceans (Knipper et al., 1986). Accordingly, it is necessary to demonstrate the relationships between the Tethyan oceans and ophiolitic associations.

In fact, there is no a consensus on the classification of the Tethyan realms. For instance, Paleotethys has been regarded as an oceanic basin along the Greater Caucasus (Belov, 1981; Adamia

et al., 1982) and also along the Lesser Caucasus (Gamkrelidze, 1982). In the present study, the classification of Şengör and Yılmaz (1981) has been adopted for using as a general framework.

Without entering into a detailed description of ophiolitic complexes, it is impossible to review the different geodynamic environments in which ophiolites have developed, evolved and were later accreted to continents. In this respect Turkey is a place of critical importance, for here it is possible to demonstrate the relationship between suture zones and the ophiolitic association.

Thus, in this context, it is proposed to define the suture zones and related ophiolitic associations of Turkey. Figure 11 gives simplified cross-sections of the eastern [A] and western [B] parts of Turkey. In these cross-sections, it is possible to see the exact locations of root zones of the sutures and the distribution of ophiolites, with mélanges. As is seen in Figures 10 and 11, the metamorphic equivalents of the Anatolian-Iranian Platform are situated as tectonic windows beneath the ophiolites of the eastern and western Anatolian regions. The tectonic setting of the Central Anatolian Metamorphic Complex may be similar to a tectonic window as well. Figure 12 illustrates the sutures of Turkey and surroundings as a whole. In this presentation, it is also possible

to correlate the sutures of Turkey and surrounding areas.

On the basis of explanations presented above, three main sutures have been defined. These are the Intra-Pontide Suture in the northwest, the North Anatolian Suture in the middle of the country, and the Antalya Suture with the Southeast Anatolian Suture in the south (Figure 12).

In this context, following correlation of the tectonic units, a new classification of the continental fragments may be suggested. For instance, the İstanbul zone can be correlated with the Moesian and Scythian Platforms. The Sakarya zone is located between the Intra-Pontide Suture and the North Anatolian Suture. The Anatolide-Tauride block can be separated from the Arabian Platform (and also the African) by the Antalya and Southeast Anatolian sutures. This simple classification reflects the actual situation of the continental fragments of Turkey and surrounding areas better than previously suggested classifications.

Today, southeastern Turkey records a post-collisional setting, whereas areas to the southwest of Turkey are experiencing the incipient collision of the Arabian and Turkish plates (Robertson, 2000).

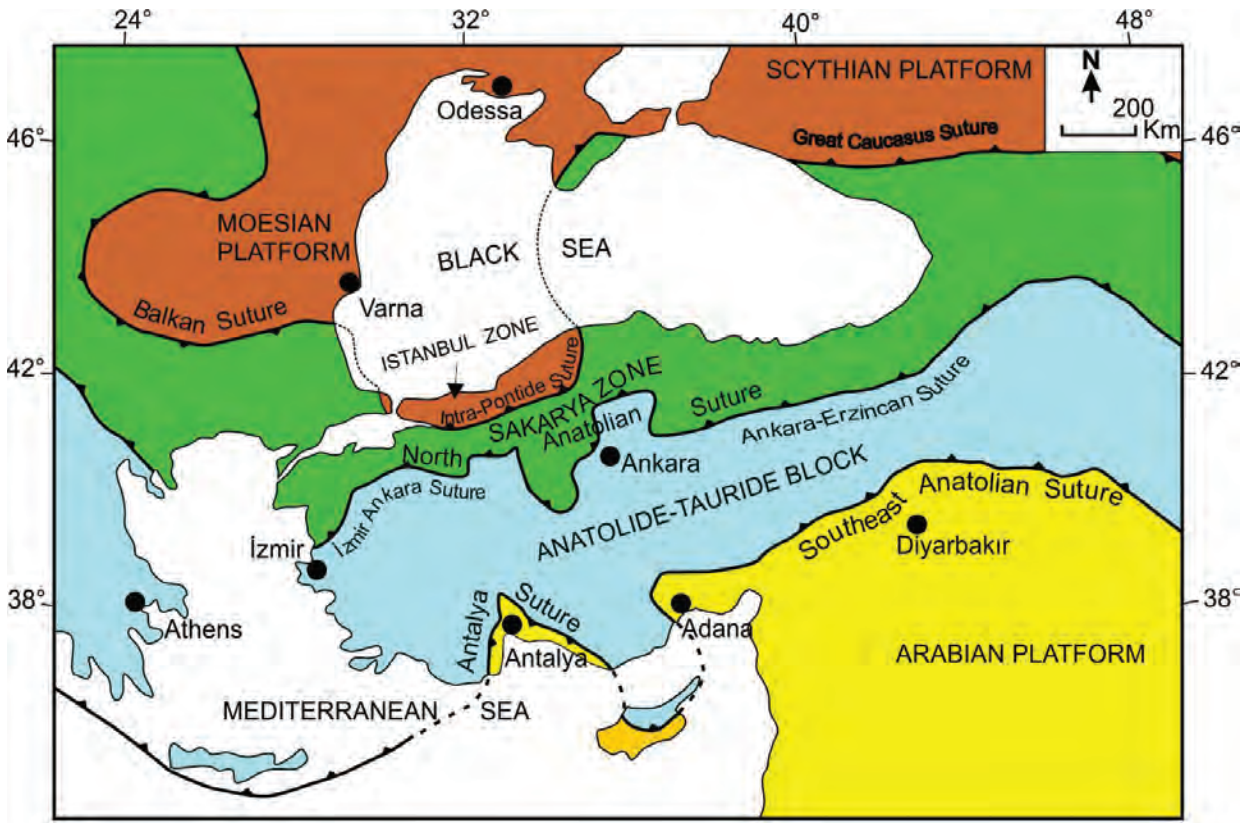


Figure 12. Simplified tectonic units and suture belts of Turkey and surrounding regions.

Şekil 12. Türkiye ve yakın dolayının yalınlaştırılmış tektonik birlikleri ve kenet kuşakları.

The Intra-Pontide Suture

Şengör and Yılmaz (1981) called Intra-Pontide Suture as the suture of the northern branch of Neotethys which separated the Rhodope-Pontide fragment from the Sakarya continent. Then this suture was used to denote the suture separating the Paleozoic of the İstanbul and Karakaya complex of the Sakarya zone (Okay, 1989). However, this suture coincides with the North Anatolian Fault Zone (Barka, 1992), as well. Pre-Alpine ophiolites and mélanges crop out along the suture; accordingly, these ophiolitic associations have been interpreted as products of Paleotethys (e.g., Yiğitbaş et al., 1999). In this framework, the Intra-Pontide suture is the best candidate for the Palaeo-Tethyan suture in Turkey (Okay, 1989).

Nevertheless, the ophiolitic associations of the Intra-Pontide oceanic basin are also dated as Late Cretaceous and interpreted as the products of a branch of Neotethys (Yılmaz et al., 1995; Robertson and Ustaömer, 2004; Göncüoğlu et al., 2008). On the other hand, Göncüoğlu et al. (2008) suggested that MORB-type basalts were generated in the Intra-Pontide Ocean during the Late Jurassic, and that the ocean existed at least between the Late Bathonian to Santonian based on paleontological and geochronological data. In addition, the preliminary observations on the melange suggest its formation in Late Cretaceous during the closure by obduction of an oceanic basin originated in Middle to Late Jurassic time span between the Eurasian plate and Sakarya microplate (Ellero et al., 2012).

In this framework, the Intra-Pontide Suture can be interpreted as a relict not only of the long-lived Paleotethys but also Neotethys and/or the Late Cretaceous ophiolitic associations may be reworked materials from the Paleotethys.

There are no data regarding the age of opening and for the well-recognized passive margin sequences of the Intra-Pontide Ocean. The İstanbul zone may represent a northern passive margin of the paleo-ocean. The age of its closure, generally based on the appearance of the first transgressive sediments, is either placed in the Paleocene-Eocene (Şengör and Yılmaz, 1981) and Eocene-Oligocene (Okay et al., 1994), Late Cretaceous (Yılmaz et al., 1995), or the Cenomanian (Tüysüz, 1999). It is well known that Upper Cretaceous-Tertiary series in the region between the Black Sea and Bursa indicate pre-Santonian juxtaposition of the İstanbul and Sakarya zones (Özcan et al., 2012). Data related to the original location and setting of the suture was obliterated during formation of the North Anatolian Fault and, consequently, this situation resulted in the duplication of major suture zones (Stampfli and Borel, 2004).

As a result, it may be emphasized that the opening and closing ages of the oceanic basin and also the polarities of the subduction zone are highly speculative and controversial. Therefore, the opening and closing of Paleotethys and/or the northern branch of Neotethys in this region remains an important question.

The Balkan Suture (Yanev and Adamia, 2010) may be the northwestern extension, whereas the Great Caucasus Suture may be northeastern extension of the Intra-Pontide Suture. In this framework, the İstanbul zone and the Moesian and Scythian platforms were periodically the main parts of the East European Platform (IGC, 1984).

North Anatolian Suture

The North Anatolian Suture separates the Sakarya Zone to the north from the Anatolide-Tauride block to the south (Figs. 11, 12). The western part of this suture is known as the İzmir-Ankara-Erzincan suture (Şengör and Yılmaz, 1981; Okay, 1989; Rice et al. 2009), which is linked to the Vardar suture (eg. Zelic et al., 2010). The Eastern part of the suture is known as the North Anatolian-Lesser Caucasus suture (Yılmaz, 1989; Yılmaz et al., 2000, 2010).

It is known that the eastern Taurus belt of Turkey may be correlative to the Sanandaj-Sirjan belt of Iran (Yılmaz and Yazgan, 1990). Thus, the Anatolian-Iranian Platform (AIP) has been defined within a regional framework, and the southern edge of the eastern Taurus belt with the Sanandaj-Sirjan belt has been re-interpreted as the southern passive margin of the AIP (Yılmaz et al., 2010).

This suture zone is generally accepted as being the major Tethyan suture in Turkey and characterized by widespread ophiolitic slices with accretionary mélangé units. The ophiolitic slices generally consist of peridotite massifs, lacking a complete ophiolitic sequence.

The opening age of the western part of the northern branch of Neotethys originally was suggested to be Late Triassic (Göncüoğlu et al., 2006), and for the eastern part of the northern branch of Neotethys was suggested to be Early Liassic (Görür et al., 1983). However, there are also pre-Liassic ophiolites in the Erzincan area (Koçyiğit, 1990, 1991) and Paleozoic ophiolites along the Lesser Caucasus Ophiolitic Belt (Zakariadze et al., 1983), which represents the eastern continuation of the North Anatolian Suture. In this framework, it is not possible to explain the existence of old ophiolitic units well along the suture.

It is suggested that the ophiolites obducted in the east before the Late Coniacian (Gasarov, 1986), at least before Paleocene (Sosson et al., 2010). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the units along the Lesser Caucasus suture give insights for the subduction and collage from the Middle to Upper Cretaceous (95-80 Ma) (Roland et al., 2009, 2011).

On the other hand, blueschists dated at 100-90 Ma are recorded in NW Turkey (Okay et al., 2006). Although Rice et al. (2009) suggest that Late Paleocene-Eocene clastics are the oldest unit unconformably overlying the Upper Cretaceous melange in the Erzincan area, reworked materials of ophiolites and melanges have not been separated from the Upper Cretaceous accretionary prism in this study. Akdeniz et al. (1994) and Yılmaz and Yılmaz (2006) suggested that Late Campanian-Maastrichtian clastic units overlaid unconformably the ophiolitic units. In this framework, it can be said that subduction was dominant, in general during Cretaceous.

On the other side, the ophiolitic outcrops of this belt are scattered to the north and south of the suture. Due to young basin-fill cover, it is not possible to examine the relationships between the scattered outcrops as well. Thus, the ophiolitic associations of this belt have been divided into two sub-belts: northern and southern. The northern sub-belt represents the NAOB directly, and the southern sub-belt represents tectonically transported ophiolitic units of the NAOB.

Most of ophiolitic associations in Turkey are believed to have originated from the North Anatolian Suture. Both Alpine and pre-Alpine ophiolitic associations crop out along the suture. The opening age of the northern branch of the ocean is, therefore, not well-established and is quite controversial.

Numerous tectonic models have been suggested for the evolution of the NAOB. A single northward-dipping subduction zone (Şengör and Yılmaz, 1981), two northward-dipping subduction zones (Tüysüz, 1990), southward-dipping subduction, followed by reversal of subduction direction (Okay and Şahintürk, 1997), single northward-dipping subduction with the genesis and emplacement of a marginal basin (Ustaömer and Robertson, 1997), northward-dipping subduction followed by southward-dipping subduction (Rice et al., 2009) are some of the suggested tectonic models. The main reason of different models is the lack of data, mainly about ophiolites and melanges.

In spite of lack data, it is possible to suggest some constraints for the Late Cretaceous time. For instance, along the North Anatolian Suture, MORB- and SSZ-type ophiolites crop out together, and north- and south-facing overthrusts are widespread. Structural studies indicate that the ophiolitic complexes and/or assembled accretionary prisms were emplaced northward onto the Pontides of the Eurasian margin and also southward onto the Taurides of the Gondwana margin during Campanian-Maastrichtian time (Yılmaz, 1985b; Rice et al., 2009) in the Erzincan area. In this framework, a new model for Late Cretaceous (Figure 10) has been suggested to explain the setting of two northward-dipping subduction zones with emplacements of ophiolites like a flower structure. All other data also indicate that the setting of the obducted ophiolitic units resembles a flower structure, as defined in the area between Tokat and Sivas (Yılmaz and Yılmaz, 2004a).

In NW Turkey, the collision between the Tavşanlı zone of the Anatolide-Tauride Zone and the Sakarya Zone of the western Pontides began before Paleocene and Eocene magmatism,

interpreted to have developed in a post-collisional setting (Okay and Şahintürk, 1997; Okay et al., 2010). For NE Turkey, Rice et al. (2006) suggested that the incipient ‘soft’ collision along the suture was followed by widespread Paleocene-Early Eocene sediments on deformed and emplaced melange, arc and ophiolitic units. Final closure ‘hard’ collision of the Northern Neotethys occurred during the Mid-Eocene.

On the other hand, Yılmaz (1985a) pointed out that Eocene clastic materials overlie the older tectonic units unconformably along the upper Kelkit River, and Topuz et al. (2011) suggested that Eocene magmatism represents post-collisional adakite-like activity within the Agvanis Massif. In addition, sedimentary sequences on both sides of a suture are expected to show similar depositional characteristics on the continental margins. In this respect the collision between the Pontides and the Anatolide-Tauride block should be at least pre-Middle Eocene.

Antalya and Southeast Anatolian Sutures

The Antalya suture (or the Pamphylian suture of Okay and Tüysüz, 1999) is situated between the western Taurus Platform and obducted ophiolites (Figure 7), whereas the Southeastern Anatolian Suture separates the Anatolian-Iranian Platform to the north from the Arabian Platform to the south (Figure 9). Along the SAOB, Jurassic-Lower Cretaceous MORB- type ophiolites and Upper Cretaceous SSZ-type ophiolites occur, and these ophiolites were accreted to the Upper Cretaceous mélange prism during the Late Cretaceous. MORB- and SSZ-type ophiolites are widespread in the Antalya, Mersin and southeastern Anatolian regions.

The Southeast Anatolian Suture (Yılmaz et al., 1993b) and/or Assyrian and Zagros sutures

(Okay and Tüysüz, 1999) separates the Anatolide-Tauride block to the north from the Arabian Platform to the south (Figs. 11 and 12). The Antalya Suture may be a western continuation of the Southeastern Anatolian Suture.

The Alpine ophiolites and mélanges of eastern Turkey are believed to have originated from the Southeast Anatolian Suture. These rocks are products of the southern branch of Neotethys, and the products of this suture may be separated from the Northern and Northeastern Anatolian Alpine Ophiolitic Belt (NAOB) by the TUA of the Tauride-Anatolide block (Figure 1).

The ophiolitic outcrops of this suture are also scattered to the north and south of the suture. Therefore, the location of the suture is still under discussion. For instance, some suggest that the suture lies to the south of the Bitlis and Pütürge Massifs (Şengör and Yılmaz, 1981; Yılmaz et al., 1993b), while others argue that the suture is located to the north of the massifs (Yazgan, 1983; Michard et al., 1984). However, on the basis of data given in Figures 8 and 9, and scenarios given in Figure 10, the location of the suture should be to the south of the Bitlis Massif, but north of the Pütürge Massif. The Keban-Malatya Metamorphics and the Bitlis Massif have similar stratigraphic sequences and represent the southern metamorphic edge of the Tauride-Anatolide block (Yılmaz et al., 2010). However, the Pütürge Massif is dissimilar from these two metamorphic units due to its relatively high metamorphic grade.

The opening age of the southern branch of Neotethys was Triassic (Perinçek, 1980; Şengör and Yılmaz, 1981). However, the Alpine cycle of the southeast Anatolian region was initiated with Late Permian-Middle Triassic rifting (Altner, 1989). $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of white mica in different parageneses from the Bitlis complex reveals a 74-79 Ma (Campanian) date of peak metamorphism

and rapid exhumation to an almost isothermal greenschist stage at 67-70 Ma (Maastrichtian) (Oberhänsli et al., 2012).

All data show that subduction along the suture is dominant mainly during Late Cretaceous (Robertson et al., 2007). However, the collision of the Arabian margin below the Bitlis Massif is still debated. For collision, it has been proposed as Maastrichtian (Yazgan, 1983), Mid to late Eocene age (Hempton, 1985), a late Eocene to Oligocene (Yılmaz, 1993), Early-Middle Miocene (Robertson et al., 2007) and before the Late Miocene (Şengör and Kidd, 1979; Dewey et al., 1986; Şengör et al., 2003). In addition, uplift of the final exhumation of the Bitlis Massif range by 18-13 Ma (Middle to Late Miocene) is documented on the basis of apatite fission track dating (Okay et al., 2010). Late Miocene molasse deposits overlie the older tectonic units unconformably from north to south throughout the region. Therefore, the collision may have been ended before Late Miocene along the suture.

Along the Southeast Anatolian Ophiolitic Suture (SAOB), south-facing overthrusts predominate. However, north-facing overthrusts and active faults are recognized along the northern contacts of the ophiolitic units. On the basis of these data, structures delineating the ophiolitic units show both south- and north-facing overthrusts.

Consequently, it is thought that the ophiolites and mélanges of the Southeast Anatolian Suture may have been uplifted during collision between the Anatolide-Tauride block to the north and the Arabian Platform to the south. The ophiolites associated with ophiolitic mélanges then spread like a flower structure to the north and south, *en masse*, and later eroded prior to the Late-Maastrichtian. The present-day configuration of

the ophiolites and ophiolitic mélanges of the area is a result of erosion and the formation of new basins (Yılmaz et al., 2010).

In addition, on the basis of existing exotic blocks derived from the south Taurides, it appears that Turkey underwent large lateral displacements in a roughly E-W direction; this movement resulted in duplication of major suture zones (Stampfli and Borel, 2004). Major strike-slip movements during the Variscan orogenic cycle produced the first juxtaposition of terranes (Moix et al., 2008). The present juxtaposition of these terranes is far from their original locations. For instance, Moix et al. (2008) suggested that the Anatolian terrane was detached from Eurasia, which was accreted to the Taurus-Cimmerian domain in the Late Triassic and then moved together with Gondwana. Therefore, the geological history of the southern branch of Neotethys is relatively complex and needs more detailed study.

If we correlate the suture zones as a whole, it is clear that all of the suture zones in Turkey are characterized by ophiolitic mélanges and by both MORB-type and SSZ-type ophiolites. It may be suggested that the North Anatolian and Southeast Anatolian sutures were double north-dipping subductions during emplacement of the ophiolitic associations.

In conclusion, a preferable tectonic model for the Southeastern Anatolian Suture should involve northward subduction including MORB- type ophiolites and SSZ-type ophiolites together. Subduction is dominant during Late Cretaceous- Early Tertiary, the collision along the suture may have occurred before Late Miocene. Recent emplacement of ophiolites shows a flower structure, because of the north-facing and south-facing overthrusts.

COMPARISONS OF THE OPHIOLITIC BELTS IN TURKEY WITH SURROUNDING REGIONS

On the basis of definition and distribution, stratigraphical features, ophiolite geochemical signature and tectonic setting and geological age, it is possible to compare and/or correlate the ophiolitic belts of Turkey with surrounding regions for pre-Alpine and Alpine stages.

Pre-Alpine Stage

For instance, the Paleotethyan ophiolites located to the south and southeast of the İstanbul zone may be correlated to the ophiolites of the Greater Caucasus (Adamia et al., 1978, 1991, 2004, 2011) and the Balkans (Haydoutov, 1987; Von Quadt et al., 1998). The ophiolitic rocks of the Caucasus and Balkans have also MORB and SSZ signatures and developed during the evolution of Paleotethys (Yanev and Adamia, 2010; Adamia et al., 2011).

In conclusion, although data is lacking with regard to some aspects of the pre-Alpine ophiolites of Turkey, it can be suggested that they developed in a tectonic setting which changed from MORB-type to SSZ--type within the Precambrian-Triassic interval, as defined in the Greater Caucasus and Balkans, as a product of Paleotethys.

The Karakaya Complex represents a part of Sakarya Composite Terrane (Göncüoğlu et al., 1997) and can be correlated to a part of the Rhodope terrane of the Balkans (Yanev and Adamia, 2010) to the northwest and to pre-Liassic complexes of the Pontian-Transcaucasus continent-arc system (Yılmaz et al., 2010) to the east and northeast. This unit developed in a tectonic setting that changed from a rift to a subduction zone during the Permian-Triassic time interval within the framework of the evolution of Paleotethys. However, there are also

local Late Cretaceous mélanges along the Intra-Pontide suture.

In this region, therefore, the pre-Liassic Karakaya Complex and local Late Cretaceous mélanges may be intermixed and/or the Late Cretaceous mélanges may be reworked materials derived from the Karakaya Complex.

In fact, it is accepted that Paleotethys was a Paleozoic-Early Mesozoic ocean and that the Karakaya Complex may be a closing product of Paleotethys (e.g., Bozkurt and Mittwede, 2001, and references therein). However, there is no consensus on the polarity, geological age, and paleogeographic locations of the opening and closing of Paleotethys during the Cimmerian Orogeny.

Alpine Stage

The NAOB can be correlated to the Lesser Caucasus Ophiolitic Belt (Zakariadze et al., 1983) in the east and the Innermost Hellenic Ophiolitic Belt of the Vardar Zone (Smith, 1993) in the west.

The Lesser Caucasus Ophiolitic Belt includes some magmatic rocks in a serpentinite mélange, and to these can be assigned a Precambrian age; for example, pegmatitic gabbro of the Sevan-Akera subzone yields a K-Ar age of 583 ± 30 Ma (Belov et al., 1978; Belov, 1981). In addition, the radiometric ages obtained from tonalities (160 ± 4 Ma; Zakariadze et al., 1990) and gabbros (165.3 ± 1.7 Ma; Galoyan et al., 2009) of the Sevan ophiolite suggest that oceanic crust formation continued during the Batonian-Callovian. Radiolarian ages for the sedimentary cover of the Sevan ophiolite indicate late Middle Jurassic (Asatryan et al., 2010). In addition, the age of the Sevan-Akera and also Vedi ophiolites is constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating that has provided a magmatic crystallization age of 178.7 ± 2.6 Ma

(Roland et al., 2010). Jurassic-Neocomian MORB-type and Cenomanian-Early Coniacian island-arc-type ophiolites have been identified along this belt (Zakariadze et al., 1983). Late Coniacian clastic rocks overlie the ophiolitic units unconformably, which were obducted both northward (Sevan-Akera) and southward (Vadi) along the suture zone (Knipper and Khain, 1980; Sosson et al, 2009).

On the other hand, Vardar Zone boninites of the Kopaonik area (southern Serbia) represent only suprasubduction ophiolites and the melange occurred in the Early Cretaceous (Marconi et al., 2004). The Innermost Hellenic Ophiolitic Belt includes both sub-ophiolitic and supra-ophiolitic mélanges. The sub-ophiolitic mélange contains blocks of ophiolitic material and continental fragments, and represents a subduction-accretion complex. However, the supra-ophiolitic mélange and overlying Tithonian-Valanginian flysch deposits and Barremian-Upper Cretaceous neritic limestone rest unconformably on the ophiolites and platform carbonates. The ophiolites of the Mirdita area of Albania show a transition from MORB to IAT (Island Arc Tholeiite) and boninitic affinities from west to east and structurally upward (Beccaluva et al, 1994; Dilek et al., 2005). The basalt samples of the Dinaric-Hellenic Chain show a N-MOR affinity and are associated with latest Bajocian- early Batonian radiolarian cherts (Nirta et al., 2010). The stratigraphic and structural dataset presented by Zelic et al. (2010) shows complex tectonic history of the Vardar zone, as well.

In conclusion, it can be said that the NAOB and its eastern and western extensions have not only similar but also different stratigraphic features, age and tectonic setting. For instance, although a great deal of the NAOB comprises Alpine ophiolites, there are also pre-Alpine ophiolitic outcrops which have been accreted

tectonically to the NAOB and include Jurassic-Cretaceous MORB-type and Late Cretaceous SSZ-type ophiolites. In this respect, there are similarities between the SAOB and Lesser Caucasus, but differences from the Vardar Zone. In addition, the ophiolitic mélange of the NAOB is Late Cretaceous (locally pre-Maastrichtian) in age. Along the ophiolitic belts, where NAOB and SSZ-type ophiolites occur, respectively, the tectonic setting of ophiolites with mélanges is characterized by north-facing and south-facing overthrusts; hence, it may be suggested that the ophiolites with mélanges developed and rose as a flower structure, and then eroded during the collisional and post-collisional processes. Therefore, isolated and scattered outcrops of these units along both sides of the North Anatolian Ophiolitic Suture Zone are not observable at present.

The SAOB consists of relatively complex, undeformed, Triassic (Perinçek, 1980; Uzuncimen et al., 2011) and Jurassic to Late Cretaceous ophiolites with Late Cretaceous ophiolitic mélanges.

The ophiolites and mélanges in the Antalya and Mersin areas may be correlated to similar units of the External Ophiolitic Belt (Bortolotti et al., 2004 and Zelic et al., 2005) of the Dinaric-Hellenic region, from the standpoint of tectonic setting and geological age. Although the ophiolites along the External Ophiolitic Belt range in age from Triassic to Jurassic, and the ophiolites along the southern Taurus belt from Triassic-Jurassic to Cretaceous, both belts include MORB-type *and* SSZ-type ophiolites. However, the timing of the onset of rifting on both sides may be similar.

In addition, the Antalya Complex has affinities to the Mamonia Complex of western Cyprus and is a critical piece in tectonic

interpretations of the easternmost Mediterranean during Mesozoic and Tertiary time (Robertson, 1998).

The SAOB of the southeastern Anatolian region is a product of a north-dipping subduction zone, whereas the SAOB of the southern Taurus region in the Antalya and Mersin areas may be a product of a south-dipping subduction zone (Figs. 7, 8 and 9). However, the ophiolites of the SAOB of the southeastern Anatolian region were uplifted and emplaced to the north and the south as a flower structure. Subsequently, north-facing structures were overturned and became south-facing, young structures during the collision between the Anatolide-Tauride Platform and the Arabian Platform in the southeastern Anatolian region.

The ophiolites of the SAOB in the southeastern Anatolian region may be correlated with the ophiolites between Iran and Iraq (Adib and Pamić, 1980; Adamia et al., 1980; Alavi, 1994; Babaei et al., 2005) and the Semail Ophiolite in the mountains of northern Oman (Welland and Mitchell, 1977; Searle et al., 1980) on the basis of similar characteristic features, geotectonic setting and age. For instance, the Neyriz Ophiolitic Complex occurs along the NW-SE-trending Main Thrust Zone in the Zagros Range, which is the equivalent of the Arabian Platform of Turkey, and the Sanandaj-Sirjan Belt (Alavi, 1994), which is the eastward extension of the Bitlis Massif (Yılmaz and Yazgan, 1990), that is a part of the Anatolide-Tauride block. It is believed that emplacement of the Neyriz Ophiolite occurred in the Late Cretaceous and this ophiolite may be a product of island-arc and/or MORB-type setting; furthermore, uppermost Cretaceous (probably Maastrichtian)-Paleocene clastic rocks contain fragments of ophiolite-radiolarite materials, indicating subaerial weathering of the ophiolitic rocks (Alavi, 1994; Babaei et al., 2005).

According to Shirdashtzadeh et al. (2011) geochemical data of the Nain and Ashin-Zavar ophiolites point to an island arc tholeiitic affinity for the amphibolitic rocks and to a MORB nature for the pillow lavas and sheeted dykes that are related to a back-arc basin. The suture of the ophiolites located between the Sanandaj-Sirjan zone and the Central-East Iranian microcontinent before Middle Eocene. This suture may represent eastern continuation of the Bitlis suture (Şengör and Yılmaz, 1981) of Turkey.

On the other hand, the ophiolites of the Kermanshah area represent MORB type and SSZ type ophiolites together and emplaced along the suture between the Zagros belt and Sanandaj-Sirjan zone (Allahyari et al., 2010). This suture represents eastern continuation of the Southeast Anatolian Suture directly.

In addition, amphibolite units - representing the sole detachments of the ophiolites - have been reported in Turkey (e.g., Dilek et al., 1999), in the Neyriz area of Iran (Babaei et al., 2005), and in Oman (Hacker et al., 1996). Lanphere and Pamić (1983) dated a sample of pargasite-schist from below the peridotite using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique and determined a 94.9 ± 7.6 Ma age for the amphibolite. For instance, in Turkey, as mentioned above, K-Ar analyses of the Mersin ophiolite yield an age of 93.4 ± 2.2 Ma, representing the initial detachment of the oceanic crust (i.e., the Mersin ophiolite) (Parlak et al., 1995).

Based on the data presented above, it is clear that the SAOB continues to the east, along the border between Iran and Iraq and as far as Oman. Discussions on the setting of the sutures in southeast Turkey are valid for the southwest of Iran.

CONCLUSIONS

Ophiolites and ophiolitic mélanges are the main indicators of the geodynamic evolution of the oceans, and thus elucidate the overall evolution of a region. Accordingly, the ophiolites and mélanges of Turkey have been reviewed. After eliminating controversial topics related to the ophiolitic associations, it is advisable to suggest a new classification of the continental fragments in order to better understand the geology of Turkey and surrounding areas (Figure 12). In that figure, a simplified picture of the large continental blocks and the sutures separating them is illustrated. The İstanbul zone represents a southern promontory salient of the East European Platform. However, the promontory salient affected the shape of the southern continental fragments, such as the Sakarya zone and the Anatolide-Tauride block together and also the sutures separating them (Figure 12).

On the basis of the data presented herein, the age and tectonic setting of the pre-Alpine ophiolites and mélanges remain controversial. Due to a relative paucity of data, it is not possible to present a detailed model for the Intra-Pontide Suture and the evolution of Paleotethys in Turkey. In spite of this, it may be said with confidence that relicts of Paleotethys exist along the Intra-Pontide and North Anatolian sutures.

The North Anatolian suture is one of the main and most important ophiolitic sutures of Turkey. It separates the Sakarya zone from the Anatolide Tauride block. Along the NAOB, Paleozoic and Mesozoic MORB-type and Upper Cretaceous SSZ-type ophiolites occur, and these ophiolites were accreted to the mélange prism in Late Cretaceous time. The eastern Anatolian ophiolites may have been derived from the North Anatolian Suture. However, it is important to point out that the basement of eastern Anatolia does not represent an ophiolitic mélange prism;

rather, it comprises equivalents of the Anatolide-Tauride block.

During emplacement of the ophiolites, north- and south-facing overthrusts developed, forming a flower structure during the collision of the Sakarya zone and the Anatolide-Tauride block. The present-day tectonic setting of the ophiolites with ophiolitic mélanges along the NAOB is a result of erosion and facilitated the formation of new basins.

The emplacement mechanism for ophiolites along the SAOB is similar to the mechanism for those along the NAOB. Along the North Anatolian Suture, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages give insights for the subduction and collage from the Middle to Upper Cretaceous (95-80 Ma), whereas along the South Anatolian suture, Upper Cretaceous (74-71 Ma) ages exhibit subduction of the southern Neotethys and these data have been interpreted as a subduction jump from the northern to the southern boundary of the Anatolide-Tauride block at 80-75 Ma (Roland et al., 2010, 2011). The TUA is the only line (crustal unit) that separates the NAOB ophiolitic associations from the SAOB ophiolitic associations (Figure 1).

In addition, the Inner Tauride suture (Görür et al., 1984; Koçyiğit, 1990; Dilek et al., 1999; Pourteau et al., 2010), the Bitlis suture (or the Assyrian-Zagros Suture) (Hall, 1976; Yazgan, 1983, Çağlayan et al., 1984; Yılmaz et al., 1993b, Şengün, 2006) and a suture between Bursa and Balıkesir, which separates the Rhodope-Strandja Massif from the Sakarya Zone (or Intra-Pontide Suture), have been suggested as means to interpret the evolution of other Neotethyan branches. However, there are insufficient data supporting the existence of these sutures as well as passive margins along both sides of the sutures. In addition, it is not necessary to define a suture zone, wherever the ophiolitic outcrops can be seen.

After review of the main geological characteristics, tectonic setting and age of the ophiolitic associations, the following interpretations should be emphasized:

1. It is possible to provide an overall definition of the main suture zones of Turkey in so far as all of the recognized suture zones have characteristic features. For instance, they all include MORB- and SSZ-type ophiolites of various ages. The style of emplacement of the ophiolites and mélanges of the sutures are similar and, in many cases, result in flower structures due to the north-facing and south-facing overthrusts. However, it is not possible to see the whole flower structure in the present day because of younger deformation and erosional processes.
2. The rock associations of these suture zones mainly comprise ophiolite, ophiolitic mélange, fore and ensimatic-arc units, being a complete subduction system. The ophiolitic associations of the Intra-Pontide suture zone, the North Anatolian Suture and the Southeast Anatolian Suture were all initially emplaced with south- and north-vergent imbricated structures.
3. It may also be suggested that collision of continental fragments initially developed in the north and, subsequently, collisional events developed progressively from north to south, reaching into southeastern Anatolia.
4. Another important finding of this study is that the northern and southern branches of the Neotethyan ocean were not integrated into the eastern Anatolian region, as seen from the profiles, there is continental crust beneath the obducted ophiolitic units and overlying cover, and this crustal structure has been defined as the Anatolide-Tauride block by Okay and Tüysüz (1999).

As indicated by Moix et al. (2008), vast areas of eastern Turkey, Iraq and western Iran are still under-explored; more thorough investigation of these regions is necessary to go further in understanding the central Tethyan realm.

In future investigations of the ophiolitic associations, it will be necessary in Turkey to separate the mélanges of subduction zones near continental margins from the mélanges related to ensimatic arcs. Subsequently, the primary and secondary settings of the ophiolites and mélanges should be studied; accordingly, mélanges *sensu stricto* and reworked mélanges should be distinguished in detail. After further investigation, it may be possible to make better correlations and to locate suture zones more exactly.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Birçok ofiyolitik kened kuşağı içermesi nedeniyle Türkiye, Doğu Akdeniz bölgesinde yer alan kıtasal blokların jeolojik ilişkilerinin incelenebileceği önemli bir bölgedir. Bu bölgede kenet kuşaklarının yeri, konumu ve yaşı konularında kapsamlı bir çalışmaya gereksinim duyulmaktadır. Bu çalışmanın amacı Türkiye ofiyolitleri ile ofiyolitik karışıklarına dair bilgileri derlemek ve bu birimlerin özelliklerini gözeterak bölgenin jeolojik evrimine yönelik sınırlamalara bir ışık tutmaktır. Ofiyolitlerin yaş ilişkileri ve coğrafik dağılımlarıyla birlikte derlenen verilere göre Türkiye'deki ofiyolitik topluluklar üç ana grup halinde sınıflandırılabilir.

***Birinci grup** İstanbul Zonu'nun güneyinde ve güney kenarında yer alan pre-Alpin ofiyolitleri ve ofiyolitik karışıkları kapsar. Almacık dağı?, Elekdağ, Çele ve Küre metaofiyolitleri ve Karakaya Karmaşığı bu döneme ait oluşuklardır. Paleotetisin bu kalıntıları Intra-Pontit Kenedini temsil eder. Ofiyolitler en azından Jura öncesi*

(kimileri olasılıkla Proterozoyik ya da Alt Paleozoyik) yaşta olan ofiyolitik dizilerden oluşmaktadır. Ne varki Türkiye'nin başka yerlerinde de, örneğin Erzincan yöresinde ve hatta daha doğuda ve aynı kuşağı temsil eden Küçük Kafkasya'da da pre-Alpin ofiyolitlerinin bazı kalıntularına rastlanmaktadır. İstanbul Zonu ile ilişkisi izlenemeyen bu ofiyolitlerin hangi okyanusa ait olduğu ve günümüzdeki konumlarına hangi mekanizmalarla yerleştiği hala tartışma konusudur.

Türkiye'nin pre-Alpin ofiyolitleri genel çerçevede yaşları ve konumları açısından KD' da Büyük Kafkasya ve KB' da Balkanlardaki pre-Alpin ofiyolitlerle denestirilebilirler.

Karakaya kompleksi ise pre-Alpin ofiyolitik karışıkları temsil eder ve bu birim pre-Alpin ofiyolitlerinin yerleşimi sırasında oluşmuştur. Paleotetisin Türkiye'de açılma ve kapanma yaşları ile polaritesi esas olarak çözülememiş bir konudur. Ancak, İstanbul Zonu üstünde gelişmiş olan yay istifleri ile Pontidler'in Üst Kretase yaşta olan yay istiflerinin benzerliği gözetildiğinde, bu kenedin Üst Kretase öncesinde tümüyle kapanmış olabileceği, ve kimi pre-Alpin ofiyolitlerin Üst Kretase sırasında yeniden aktarılarak günümüzdeki konumlarına yerleşmiş olabileceği de gözardı edilmemelidir. Karakaya kompleksi esas olarak Kuzey ve Kuzeydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nın kuzeyinde yer almaktadır.

İkinci grup kuzey ve güney alt kuşakları olmak üzere iki alt kuşağa ayrılabilen Alpin ofiyolitleri ve ofiyolitik karışıkları içermekte olup Kuzey ve Kuzeydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağı (KAOK) ile temsil edilir. Bu kuşaktaki ofiyolit toplulukları daha güneyde yer alan Güney ve Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağı'ndan Torosların metamorfik olmayan görelî otoktonu ile ayrılırlar ve bir bütün olarak Neotetis'in kuzey

koluna ait olabilirler. Kuzeyde yer alan alt kuşağın ofiyolit topluluklarının Kuzey Anadolu Ofiyolit kenedi ile ilişkisi tartışmaya yer vermeyecek kadar açıktır. Ne varki güneyde yer alan alt kuşağa ait ofiyolit topluluklarının Kuzey Anadolu Ofiyolit kenedi ile ilişkisi tartışmalıdır. Bu nedenle kimi araştırmacılar tarafından bu ofiyolitlerin başka sütün zonlarına ait olabileceği öne sürülmektedir.

Kuzeydeki alt kuşak, İzmirden doğuya doğru sıra ile Eskişehir, Ankara, Tokat-Sivas arası, Refahiye-Erzincan, Kop Dağı ve Oltu'dan Küçük Kafkasya Ofiyolit Kuşağı'nın Sevan-Akera alt kuşağına bağlanır. Kuzey Anadolu'nun bu alt kuşağı, Neotetisin kuzey kolunu ve Türkiye'nin ana kenet kuşağını doğrudan temsil eder. Bu alt kuşağın ofiyolitleri Mezozoyik yaşta MORB ve Jura- Geç Kretase yaş aralığında SSZ türde parçalanmış ofiyolitik dizilerle temsil edilir. Ofiyolitler genel olarak Üst Kretase yaşta olan ofiyolitik karışıkları içinde ya da daha güneyde yer alan Toroslar'ın metamorfik eşlenikleri (yani metamorfik masiflerin) üzerinde tektonik dokanaklarla yer alırlar.

Güneydeki alt kuşak, Marmaris yöresinden doğuya doğru, sıra ile Hadim, Aladağlar, Tecer-Divriği, Erzurum, Kağızman yörelerinde devam ederek Küçük Kafkas Ofiyolit Kuşağı'nın Vedi alt kuşağına bağlanır. Hınıs yöresindeki ve Van Gölü'nün kuzeydoğusundaki ofiyolitik yüzeylemeler dahil Doğu Anadolu dağınık olarak izlenebilen ofiyolitik yüzeylemeler, KAOK topluluğunun güneyindeki alt kuşağın en güneyindeki uc ürünleri olabilirler. Güney alt kuşağının ofiyolitleri ve karışıkları kayatürü, jeolojik yaş ve jeo-tektonik ortam açısından kuzey alt kuşağın ofiyolitlerine ve karışıklarına benzer özellikler sunarlar. Ayrıca bu topluluklar, Toros Platformu'nun üzerinde ilksel bir ilişki ile gelişmiş olistostromal bir düzeyin üzerinde yer almaktadırlar. Dolayısıyla bu ofiyolitlerin,

Neotetis'in kuzey kolunda yer alan ofiyolitlerin tektonik olarak güneye taşınması sırasında çökel süreçlerin de eşlik ettiği bir aktarılmanın ürünleri olduğu kabul edilmektedir.

Yapılan çalışmanın sonucu olarak, Neotetisin kuzey kolunun açılmasının Türkiye'nin batısında Triyas'ta, doğusunda Jurasik'te başladığı bir ölçüde kabul edilebilir. Ancak Neotetisin kuzey kolunun kapanmasının Geç Kretase'de başladığı ve Orta Eosen öncesinde sona erdiği benimsenmektedir.

Üçüncü grup *Jura-Kretase ve Geç Kretase yaşta olan düzenli ofiyolitli dizileri ve ofiyolitli karışıkları içeren Güney ve Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağı (GAOK) ile temsil edilir. Batıda Antalya'dan başlayıp doğuya doğru, sıra ile Mersin, Gökşun, İspendere-Kömürhan, Guleman, Kızıldağ, Gevaş ve Cilo dağlarında yüzeylenen birbirinden kopuk olan ofiyolitik masifler ve GD Anadolu'da yaygın olan Koçali Karışığı GAOK'un tanımlanmış olan bileşenleridir. Bölgede egemen olan ofiyolitli karışık, Jura-Kretase yaşta olan MORB ve Üst Kretase yaşta olan SSZ türde ofiyolitlerin yerleşmesi sırasında oluşmuştur.*

Güneyde ve Güneydoğu Anadolu'da Neotetisin güney kolunun Permiyen sonu-Triyas başı dönemde açıldığı, kapanmasının ise Geç Kretasede başladığı ve Geç Miyosen öncesi dönemde sona erdiği kabul edilmektedir.

İkinci ve üçüncü grup Alpin ofiyolitler ve karışıkları birbirlerinden Anadolu-Toros Bloku'nun metamorfik olmayan ve görece otokton olarak izlenebilen eksenine ile ayrılırlar. Bu eksen Gürün ile Van Gölü arasındaki bölgede genç havza çökelleri nedeniyle izlenememektedir. Van'ın batısında ve İran'ın batısında (İran Platformu olarak bilinir) ise bu platforma ait bazı yüzeylemeler izlenebilmektedir. Ayrıca, Anadolu-Toros Bloku'nun metamorfik olmayan eksenine, yani geniş anlamıyla Toros Platformu varlığını

Alt Eosen'e kadar sürdürürken Alpin döneme ait ofiyolitlerin Jura Kretase, karışıkları yaşta ise Üst Kretase'dir. Dolayısıyla, Türkiye'de batıdan doğuya kadar yer yer kesikli bir biçimde de olsa izlenebilen bu eksen Alpin ofiyolitleri ve karışıkları (yani Neotetis'in kuzey kolu ile güney koluna ait ofiyolitik birimleri) ayıran en önemli bir eşiktir.

Alpin ofiyolitler genel olarak Jura-Kretase sırasında gelişen MORB ve SSZ türlerde jeotektonik ortamların ürünüdürler. Ofiyolitli karışıkları yaşta ise Üst Kretase'dir. Ayrıca, Üst Kretase sırasında Pontidler'in ve Toros Platformu'nun güney kenarının da aktif yapılar olduğu gözetildiğinde, bu ofiyolitlerin ancak kuzeye dalımlı yitim zonları boyunca yerleşmiş olabilecekleri öne sürülebilir. Yani ofiyolit topluluklarının aynı yaştaki MORB ve SSZ türlerdeki ofiyolitleri birlikte içerdiği gözetilirse, Neotetis'in her iki kolunun da, kuzeye dalımlı çift yitim zonları boyunca oluşan karışığa eşlik ederek yerleşmiş olabileceği öne sürülebilir. Neotetis'in iki koluna ait ofiyolitlerin uzanımı ve bunların yerleşimden sonraki yayılımlarına bakıldığında, bu iki kolun Türkiye'de değil, İran'da birleşmiş olabileceği kabul edilebilir.

Tektonik unsurların egemen olduğu karışıkları, ağırlıklı olarak Alpin kenetlerine yakın yerlerde, olistostromal karışıkları ise kenet kuşaklarının kuzey ya da güney kesimlerinde yer alırlar. Örneğin Toros Platformu'nun metamorfik olmayan eksenine, yani görece otoktona yakın olan yerlerde olistostromal karışıkları ve aktarılmış olan ofiyolitler egemendir. Buna göre, Alpin ofiyolitik birimlerin yerleşme mekanizması, söz konusu kenet kuşakları boyunca kimi yerlerde kuzeye ve güneye bakan bindirmelerin varlığı gözetildiğinde bir çiçek yapısını gösterir. Ancak daha sonra gelişen deformasyona ve erozyona ilişkin süreçler nedeniyle günümüzde bu çiçek yapısının tümünü görmek mümkün değildir.

REFERENCES

- Adamia, Sh., Abesadze, M., Kekelia, M., Chkhotua, T. and Shavishvili I., 1978. Metamorphic ophiolites, island-arc complexes and blastomylonites of the Great Caucasian Main Range (in Russian). *Doklady Acad. Sci. USSR*, 241 (5): 1139-1142.
- Adamia, Sh., Aleksidze, M., Balavadze, B., Gvantseladze, T., Gugunava, G., Diasamidze, Sh., Ioseliani, M., Ismailzadeh, T., Kartvelishvili, K., Kuloshvili, S., Mindeli, P., Nazaretian, S., Oganessian, S., Radjabov, M., Sikharulidze, D., Chelidze, T. and Shengelaia, G., 1991. Complex geophysical investigation of the Caucasus (in Russian). In: V.V.Belousov, N.I. Pavlenkova and G.N. Kviatkovskaja (Eds.). *Deep Structure of the Territory of the USSR*, Nauka, Moscow, p. 41-55.
- Adamia, Sh., Asanidze, B., Chkhotua, T., Kekelia, M., Shavishvili, I., Tsimakuridze, G. and Zakariadze, G., 2004. Fragments of the Paleo-Tethyan terranes in the crystalline core of the Great Caucasus. 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology Thessaloniki, Greece, p. 14 – 20.
- Adamia, Sh., Asanidze, B., and Pechersky, D. M., 1982. Geodynamics of the Caucasus, an experiment in palinspastic reconstruction. In: *Problemy geodinamiki Kavkaza* (Problems of the Geodynamics of the Caucasus). Nauka, p. 13-21.
- Adamia, Sh., Bergaougran, H., Fourquin, C., Haghipour, A., Lordkipanidze M., Özgül, N., Ricou, L.E., and Zakarizade, G., 1980. The Alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses (*Geologie des Chaines Alpines Issues de la Tethys. L'Asie Alpine*). 26. *Congress Geologique International, Paris, Colloque C5, Memoire BRGM*, 115, p. 122 -136.
- Adamia, Sh., Zakariadze, G., Chkhota, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A. and Gvantsadze, N., 2011. Geology of the Caucasus. *Turkish J. Earth Sci.* 20: 489-544.
- Adib, D. and Pamic, J., 1980. Ultramafic and mafic cumulates from the Neyriz Ophiolitic Complex in SE parts of the Zagros range (Iran). In: A. Panayiotou (Ed.). *Ophiolites*, Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus, p. 392-397.
- Akdeniz, N., Akçören, F. and Timur, E., 1994. Aşkale-İspir arasının jeolojisi. *General Direc. Mineral Res. And Explor., Rept.* 9731, Ankara, 235 pp. (in Turkish, unpublished).
- Aktaş, G. and Robertson, A.H.F., 1984. The Maden Complex, SE Turkey: evolution of a Neotethyan active margin. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, p. 375- 402.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Dağer, Z. and Sunu, O., 1979. Hacılar (Kuzey Çubuk-Ankara) bölgesinde Alt Triyas'ın varlığı (the presence of Lower Triassic in the Hacılar region (north Çubuk-Ankara)). *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 22, 169-174.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New data and interpretation. *Tectonophysics*, 229: 211-238.
- Allahyari, K., Saccani, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. and Masoudi, F., 2010. Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros Belt, Iran): Implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran. *Ofoliti*, 35(2): 71-90.
- Altuner, D., 1989. An example for the tectonic evolution of the Arabian Platform (SE Anatolia) during Mesozoic and some criticism of the previously suggested models. In: Şengör, A.M.C. (Ed.). *Tectonic Evolution of the Tethyan Regions*, Kluwer, p. 117-129.
- Altuntaş, I. E., Topuz, G., Çelik, Ö.F., Roland, Y., Göçmengil, G. and Özkan, M., 2012. An example for early Jurassic SSZ type ophiolite from Turkey. Refahiye (Erzincan) ophiolite. 65th Geological Congress of Turkey, Abstracts Book, UCTEA the Chamber of Geological Engineers, Ankara, p. 348-349.
- Asatryan, G., Danelian, T., Sosson, M., Sahakyan, L., Person, A., Avagyan, A. and Galoyan, G., 2010. Radiolarian ages for the sedimentary cover of Sevan ophiolite (Armenia, Lesser Caucasus). *Ofoliti*, 35 (2): 91-101.
- Aydın M., Demir O., Özçelik Y., Terzioğlu N. and Satır M., 1995. A geological revision of Inebolu, Devrekani, Ağlı and Küre areas: New observations in Paleo-Tethys - Neo-Tethys sedimentary successions. In: A. Erler, T. Ercan, E. Bingöl, and S.Örçen (Eds.). *The Proceedings of International Symposium on Geology of the Black Sea Region*, General Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey (MTA) Publication, Ankara, p. 33-38.
- Babaei, A., Babaei, H. A. and Arvin, M., 2005. Tectonic evolution of the Neyriz Ophiolite, Iran: An accretionary prism model. *Ofoliti* 30 (2): 65-74.
- Bağcı, vU., Parlak, O. and Höck, V., 2006. Geochemical characteristics and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). *Geological Journal*, 41: 193-219.
- Bağcı, U., Parlak, O., Höck, V. and Delaloye, M., 2002. Suprasubduction zone origin of the Antalya ophiolite (southern Turkey) deduced from mineral chemistry of the ultramafic-mafic cumulates. 1st International Symposium of the Faculty of Mines (ITU) on Earth Sciences and Engineering, 16-18 May 2002, Proceedings, Istanbul, Turkey, p. 140.
- Bailey, E.B. and McCallien, W.J., 1950. The Ankara Mélange and the Anatolian Thrust. *Nature* 166: 938-940.
- Barka, A. A., 1992. The North Anatolian Fault. *Annales Tectonicae* VI, p. 164-195 (special issue).
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Premti, I., Saccani, E., Siena, F. and Zeda, O., 1994. Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the ophiolitic belts from Albania. *Ofoliti*, 19: 77-96.
- Bektaş, O., 1981. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Erzincan-Tanyeri bucağı yöresindeki jeolojik özellikleri ve yerel ofiyolit sorunları. Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Genel Yayın No. 139, Fakülte Yayın No. 32, Doktora tezi (Ph.D. thesis), Trabzon, 196 pp.
- Belov, A. A., 1981. Tectonic evolution of the Alpine folded region in the Paleozoic (Tektonicheskoye razvitiye Al'piyskoy sklanchatoy oblastiv Palezoje). *Nauka*, 212 pp.

- Belov, A. A., Somin, M.L. and Adamia, Sh., 1978. Precambrian and Paleozoic of the Caucasus (Brief Synthesis). *Jeohrb. Geol. B-A* 121 (1): 155-175.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. and Le Pichon, X., 1977. From the Tethys ocean to the Mediterranean Seas: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: B. Biju-Duval and L.Montadert (Eds.). *Structural History of the Mediterranean Basins*. Editions Technik, Paris, p. 143- 164.
- Bingöl, E., Akyürek, B. and Korkmazer, B., 1975. Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri (Geology of the Biga peninsula and some characteristics of the Karakaya blocky series). *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri*, MTA Enstitüsü (Proceedings of the 50th Anniv. of Turkish Republic), MTA Special Publications, Ankara, p. 70-77.
- Bortolotti, V., Chiari, M., Marcucci, M., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G. and Saccani, E., 2004. Comparison among the Albanian and Greek ophiolites, in search of constraints for the evolution of the Mesozoic Tethys ocean. *Ofioliti*, 29: 19-35.
- Bozkurt, E. and Mittweide, S. K., 2001. Introduction to the geology of Turkey - a synthesis. *International Geology Review*, 43: 578-594.
- Bozkurt, E., Winchester, J. A., Yiğitbaş, E. and Ottley, C. J., 2008. Proterozoic ophiolites and mafic-ultramafic complexes marginal to the İstanbul Block: an exotic terrane of Avalonian affinity in NW Turkey. *Tectonophysics*, 461: 240-251.
- Boztuğ, D., Debon, F., Le Fort, P. and Yılmaz, O., 1984. Geochemical characteristics of some plutons from the Kastamonu granitoid belt (northern Anatolia, Turkey). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 64: 389-403.
- Brunn, J.H., 1974. Le Problème de l'origine des nappes et leurs translations dans les Taurides occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 16: 101-106.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., de Graciansky, P. C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. and Poisson, A., 1971. Outline of the geology of the western Taurides. In: A.S. Campbell (Ed.). *Geology and History of Turkey*. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, p. 225- 255.
- Buket, E., 1982. Petrochemical characteristics of the Erzincan-Refahiye ultramafic and mafic rocks and their correlations with other occurrences. *Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University (Yerbilimleri)*, 9: 43-55.
- Burke, K., Dewey, J.F. and Kidd, W.S.F., 1977. World distribution of sutures - the sites of former oceans. In: M.W. McElhinny (Ed.). *The Past Distribution of Continents*, *Tectonophysics*, 40: 69-99.
- Chen, F., Siebel, W., Satir, M., Terzioğlu, N. and Saka, K., 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the İstanbul Zone. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 91: 469- 481.
- Coleman, R.G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along the continental edges, *J. Geophys. Res.*, 76: 1212-1222.
- Çağlayan, M.A., İnal, R.N., Şengün, M. and Yurtsever, A., 1984. Structural setting of the Bitlis Massif. In: O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (Eds.). *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, 1983, Proceedings, Ankara, p.245-254.
- Çakır, Ü., Genç, Y. and Paktunç, D., 2006. Intrusive lherzolites within the basalts of the Küre ophiolite (Turkey): an occurrence in the Tethyan suprasubduction marginal basin. *Geological Journal*, 41: 123-143.
- Çapan, U.Z., 1981. Statistical interpretations of results from major element analysis of rocks from five ophiolite massives along the Taurus Belt, Southern Turkey, II. Factor analysis. *Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University (Yerbilimleri)*, 8: 83-89.
- Çapan, U.Z. and Floyd, P.A., 1985. Geochemical and petrographic features of metabasalts within units of Ankara mélange, Turkey, *Ofioliti*, 10: 3-18.
- Çapan, U., Lauer, J.P. and Whitechurch, H., 1983. The Ankara Mélange (central Anatolia): an important element for the reconstruction of Tethyan closure. *Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University (Yerbilimleri)*, 10: 35-43.
- Delaloye, M., and Desmons, J., 1980. Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics*, 68: 83-111.
- Desmons, J., 1981. Are Iranian mélanges of only tectonic origin? *Ofioliti*, 6 (1): 77-86.
- Dewey, J.F., 1975. Ophiolite Obduction. *Tectonophysics*, 31: 93-120.
- Dewey, J.F. and Bird, J.M., 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, 76 (14): 3179-3203.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of the eastern Anatolia young collision zone. In: M.P. Coward and A.C. Ries (Eds.). *Collision Tectonics*. *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 19: 3-36.
- Dilek, Y., 1995. Seafloor spreading structure of the Kızıldağ ophiolite, Turkey. In: *Proceedings of International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Regions (IESCA)*, 9-14 October 1995, Volume-I, İzmir- Güllük, Turkey, p. 37-48.
- Dilek, Y. and Moores, E.M., 1990. Regional tectonics of the eastern Mediterranean ophiolites. In: J. Malpas, E.M. Moores, A. Panayiotou and Xenophontos (Eds.). *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues*, *Proceedings of the Symposium "Troodos 1987"*, Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus.
- Dilek, Y., Sarıfakioğlu, E., Sevin, M., Esirtgen, E., Duman, S., Dönmez, M. and Özer, D., 2009. The Ankara mélange as a subduction-accretion complex and the geochemistry, geochronology and tectonic evolution of its Tethyan remnants: 62nd Geological Kurultai of Turkey. *General Directorate of Mineral Res.and Exp. (MTA)*, Ankara, p. 1034-1035.
- Dilek Y., Shallo, M. and Furnes, H., 2005. Rift-drift, seafloor spreading, and tubduction Tectonics of Albanian ophiolites. *International Geology Review*, 47: 147-176.

- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B., and Grundvig, S., 1999. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): implications for the Neo-Tethyan Ocean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 111: 1192-1216.
- Dimitrijevic, M. D. and Dimitrijevic, M.N., 1973. Olistostrome mélangé in the Yugoslavian Dinarides and Late Mesozoic plate tectonics. *Journal of Geology*, 81: 328- 340.
- Ellero, A., Göncüoğlu, M. C., Marroni, M., Ottria, G., Pandolfi, L., Sayit, K., Tekin, O. K. and Catanzariti, R., 2012. Intrapontide suture zone in Northern Turkey: Evidences from Daday- Araç- Kuşunlu Geotraverse. 65th Geological Congress of Turkey, Abstracts Book, UCTEA the Chamber of Geological Engineers, Ankara, p. 50-51.
- Erendil, M., 1983. Petrology and structure of the upper crustal units of the Kızıldağ ophiolite. In: O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (Eds.). *Geology of the Taurus Belt: Proceedings of the International Symposium*, Ankara, p. 269-284.
- Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektaş, O., Rojay, B. and Şen, C., 2010. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic-mafic complex in the eastern Pontides, NE Turkey. *Gondwana Research*, 18 (1): 230-252.
- Galoyan, G., Roland, Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, C. and Melkonyan, R., 2009. Geology, geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia. *J. Asian Earth Sci.*, 34: 135-153.
- Gamkrelidze, I. P., 1982. Mobilism and problems of the tectonics of the Caucasus. In: *Problemy Geodinamiki Kavkaza (Problems of the Geodynamics of the Caucasus)*. Nauka, p. 4-8.
- Gasarov, T.A., 1986. Evolution of the Sevan-Akera ophiolite zone, Lesser Caucasus. *Geotectonics*, 20 (2): 147-156.
- Gansser, A., 1974. The ophiolitic mélangé; a world-wide problem on Tethyan examples. *Eclogae Geol. Helv.*, 67: 479-507.
- Gass, I.G., 1967. The ultrabasic volcanic assemblages of the Troodos Maasif, Cyprus. In: P.J. Wyllie (Ed.). *Ultramafic and Related Rocks*, John Wiley, New York, p. 121-134.
- Gedik, İ. and Aksay, A., 2002. 1/100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Adapazarı- G 25 Paftası, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Yayını, Ankara, 40 pp. (in Turkish).
- Genç, S.C. and Yılmaz, Y., 1995. Evolution of the Triassic continental margin, northwest Anatolia. *Tectonophysics*, 243: 193-207.
- Gökten, E. and Floyd, P.A., 2007. Stratigraphy and geochemistry of pillow basalts within the ophiolitic mélangé of the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone: implications for the geotectonic character of the northern branch of Neotethys. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 96: 725-741.
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K. and Kozlu, H., 1997. Pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory Notes to the Terrane Map of Turkey. In: D Papanikolaou and F.P. Sassi (Eds.). IGCP Project Number 276, Final Volume: Terrane Maps and Terrane Descriptions, *Annales Géologique de Pays Hellénique*, 37: 515-536.
- Göncüoğlu, M. C., Gürsu, S., Tekin, U.K. and Köksal, S., 2008. New data on the evolution of the Neotethyan oceanic branches in Turkey: Late Jurassic ridge spreading in the intra-Pontide branch. *Ofoliti*, 33 (2): 153-164.
- Göncüoğlu, M.C. and Turhan, N., 1984. Geology of the Bitlis Metamorphic Belt. In: O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (Eds.). *Geology of the Taurus Belt: Proceedings of the International Symposium*, Ankara, Turkey, p. 273-244.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş., and Yalınız, M.K., 2000. A geotraverse across Northwestern Turkey: tectonic units of the central Sakarya region and their tectonic evolution. In: E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A. Piper (Eds.). *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 173: 25-42.
- Göncüoğlu, M.C., Yalınız, M.K., and Tekin, U.K., 2006. Geochemistry, tectono-magmatic discrimination and radiolarian ages of basic extrusives within the Izmir-Ankara Suture Belt (NW Turkey): time constraints for the Neotethyan evolution. *Ofoliti*, 31 (1): 25-38.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. and Yılmaz, Y., 1983. Pontidler’de Neo-Tetisin kuzey kolunun açılmasına ilişkin veriler. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 26: 1-20.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, I., Şengör, A.M.C., 1984. Paleotectonic Evolution of the Tuzgölü Basin Complex, Central Turkey: Sedimentary Record of a Neo-Tethyan Closure. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, vol. 17. Geological Society, London, pp. 455-466. Special Publications.
- Greenly, E., 1919. *The Geology of Anglesey*. Mem. Geol. Survey, U.K., 980 pp.
- Hacker, B. R., Mosenfelder, J. L. and Gnos, E., 1996. Rapid emplacement of the Oman ophiolite: thermal and geochemical constraints. *Tectonics*, 15: 1230- 1247.
- Hall, R., 1976. Ophiolite emplacement and evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 1078-1088.
- Hamilton, W., 1969. Mesozoic California and underflow of Pacific mantle. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 2409-2430.
- Harris, N.B.W., Kelley, S.P. and Okay, A.I., 1994. Post-collision magmatism and tectonics in northwest Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 17: 241-252.
- Haydoutov, I., 1987. Ophiolites and island-arc igneous rocks in a Caledonian basement of the South Carpathian-Balkan region. In: H. Sassi, F., Flügel and P. Grecula, (Eds.). *Correlations of Variscan and Prevariscan Mountain Belts*, IGCP, 5. Mineralia Slovaca, Special Monograph, Bratislava, p. 279- 292.
- Hempton, M.R., 1985. Structure and deformation history of the Bitlis suture near Lake Hazar, southeastern Turkey. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 233- 243.
- Hsü, K.J., 1968. Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79: 1069-1074.
- IGC, 1984. *Excursions Guidebook*, Publishing House “Khelovneba”, Tbilisi, International Geological Congress (IGC), XXVII Session, Moscow, Georgian Soviet Socialist Republic, 224 pp.

- Juteau, T. 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Sciences de la Terre, Mémoire 32, Nancy, 692 pp.
- Juteau, T., 1980. Ophiolites of Turkey. *Ofioliti*, 2: 199-235.
- Juteau, T., Nicolas, A., Dubessy, J., Fruchard, J.C. and Bouches, J.L., 1977. Structural relationships in the Antalya Ophiolite Complex, Turkey: a possible model for an oceanic ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1740-1748.
- Kaya, O. and Mostler, H., 1992. A Middle Triassic age for low-grade greenschist facies metamorphic sequence in Bergama (Izmir), western Turkey: the first paleontological age assignment and structural-stratigraphic implications. *Newsletter for Stratigraphy*, 26: 1-17.
- Kaya, O., Wiedmann, J., and Kozur, H., 1986. Preliminary report on the stratigraphy, age and structure of the so-called Late Paleozoic and/or Triassic „mélange“ or „suture zone complex“ of northwestern and western Turkey. *Yerbilimleri*, 13: 1-16.
- Knipper, A. L. and Khain, E. V., 1980. Structural position of ophiolites of the Caucasus. *Ofioliti (Special Issue)*, 2: 279- 314.
- Knipper, A., Ricou, L. E. and Dercourt, J., 1986. Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the ocean. *Tectonophysics*, 123: 213-240.
- Koçyiğit, A., 1987. Hasanoğlan (Ankara) yöresinin tektono-stratigrafisi: Karakaya orojenik kuşağının evrimi (Tectono-stratigraphy of the Hasanoğlan (Ankara) region: evolution of the Karakaya orogenic belt). *Yerbilimleri*, 14: 269-294.
- Koçyiğit, A. 1990. Üç Kent Kuşağı'nın Erzincan batısındaki (KD Türkiye) yapısal ilişkileri: Karakaya, İç Toros ve Erzincan Kenetleri. In: 8th Petrol Congress of Turkey, Proceedings, Ankara, p. 152-160.
- Koçyiğit, A., 1991. An example of an accretionary forearc basin from northern central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey. *Geological Society of America Bulletin* 103, 22-36.
- Konak, N., Okay, A. I. and Hakyemez, H. Y., 2009. Tectonics and Stratigraphy of the Eastern Pontides. Field Trip Guide Book. 2nd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Ankara, 120 pp.
- Kozur, H.W., Aydın, M., Demir, O., Yakar, H., Göncüoğlu, M.C., and Koru, F., 2000. New stratigraphic and palaeogeographic results from the Palaeozoic and Early Mesozoic of the Middle Pontides (northern Turkey) in the Azdavay, Devrekani, Küre and Inebolu areas: implications for the Carboniferous-Early Cretaceous geodynamic evolution and some related remarks to Karakaya Oceanic Rift Basin. *Geologia Croatia*, 53: 209-268.
- Lanphere, M.A. and Pamic, T., 1983. 40Ar/39Ar Ages and Tectonic Setting of Ophiolites from Neyriz area, South-east Zagros ranges, Iran. *Tectonophysics*, 96: 245-256.
- Marroni, M., Pandolfi, L., Saccani, E., and Zelic, M., 2004. Boninites from the Kopaonik area (southern Serbia): new evidences for suprasubduction ophiolites in the Vardar Zone. *Ofioliti*, 29(2): 251-254.
- Michard, A., Whitechurch, H., Ricou, L.E., Montigny, R. and Yazgan, E., 1984. Tauric subduction (Malatya-Elazığ provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey. In: J.E. Dixon, and A.H.F. Robertson (Eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 361-373.
- Moix, P., Beccaleto, L., Kozur, H.W., Hochard, C., Rosselet, F. and Stampfli, G.M., 2008. A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implications for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics*, 451: 7-39.
- Monod, O., 1976. La “courbure d'Isparta”: une mosaïque de blocks autochtones surmontés de nappes composites à la jonction de l'arc hellénique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18: 521-532.
- MTA, 2002. Geological Map of Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) Publications, Ankara.
- Nirta, G., Bortolotti, V., Chiari, M., Menna, F., Saccani, E., Principi, G. and Vannucchi, P., 2010. Ophiolites from the Grammos- Arrenes area, Northern Greece: Geological, paleontological and geochemical data. *Ofioliti*, 35(2): 103-115.
- Norman, T., 1975. Flow features of Ankara mélange. 9th Int. Sed. Congress, Proceedings 4, p. 261-267.
- Oberhänsli, R., Bousquet, R., Candan, O. and Okay, A. I., 2012. Dating Subduction Events in East Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21: 1- 17.
- Okay, A.İ., 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In: A.M.C. Şengör (Ed.). *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, Kluwer, Dordrecht, p. 109-115.
- Okay, A.I., 1996. Granulite facies gneisses from the Pulur region, eastern Pontides. *Turkish J. Earth Sci.*, 5: 55-61.
- Okay, A.I., 2000. Was the late Triassic orogen in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau? In: E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A. Piper (Eds.). *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 173: 25-42.
- Okay, A.I., 2008; *Geology of Turkey: A synopsis*. *Anschnitt*, 21, 19-42.
- Okay, A.I., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q.G. and Shang, C.K., 2008. Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics*, 461: 252-264.
- Okay, A.I. and Göncüoğlu, M.C., 2004. Karakaya Complex: a review of data and concepts. *Turkish J. Earth Sci.*, 13(2): 77-95.
- Okay, A. I., Monod, O. and Monié, P., 2002. Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. *Lithos*, 64: 155-178.
- Okay, A. I. and Mostler, H., 1994. Carboniferous and Permian radiolarite blocks from the Karakaya Complex in northwest Turkey. *Turkish J. Earth Sci.*, 3: 23-28.
- Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., and Akyüz, S., 1996. Paleo-and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: geological and geochronological constraints. In: A.Yin and T.M. Harison (Eds.). *The Tectonic Evolution of Asia*, Cambridge University Press, p. 420- 441.
- Okay, A.I., and Siyako, M., 1993. The new position of the İzmir-Ankara Neo-Tethyan suture between İzmir and Balıkesir

- (in Turkish), Proceedings of the Ozan Sungurlu Symposium, Ankara, p. 333-355.
- Okay, A.I., Siyako, M. and Bürkan, B.A., 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. Bulletin of the İstanbul Technical University, 44: 191-256.
- Okay, A.I. and Şahintürk, Ö., 1997. Geology of the eastern Pontides. In: A.G. Robinson (Ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir, 68: 291-311.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C. and Görür, N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. Geology, 22: 267-270.
- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Serane, M. (Eds.). Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geol. Soc. London Spec. Publ., 156: 475-515.
- Okay, A.I., Tüysüz, O., Satır, M., Özkan-Altuner, S., Altuner, D., Sherlock, S. and Eren, R. H., 2006. Cretaceous and Triassic subduction-accretion, HP/LT metamorphism and continental growth in the Central Pontides, Turkey. Geol. Soc. Amer. Bull., 118: 1247-1269.
- Okay, A.I. and Whitney, D.L., 2010. Blueschists, eclogites, ophiolites and suture zones in northwest Turkey: a review and a field excursion guide. Ofioliti, 35(2): 131-172.
- Okay, A.I., Zatin, M. and Cavazza, W., 2010. Apatite fission-track data from the Miocene Arabia-Eurasia collision. Geology 38, 35-43, doi: 10.1130/G30234.
- Önder, F., 1988. Kayabaşı Formasyonu'nda bulunan Triyas konodontlarının taksonomik karakterleri (Taxonomic characters of the Triassic conodonts from the Kayabaşı Formation), C. Ü. Müh. Fak. Dergisi Seri A, 5: 67-90.
- Önen, A.P., 2003. Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride ophiolites. J. Geol. Soc. London, 160: 947-962.
- Önen, A.P. and Hall, R., 2000. Sub-ophiolitic metamorphic rocks from NW Anatolia, Turkey. Journal of Metamorphic Geology, 18: 483-495.
- Özcan, Z., Okay, A. I., Özcan, E., Hakyemez, A. and Özkan-Altuner, S., 2012. Late Cretaceous-Eocene Geological Evolution of the Pontides Based on New Stratigraphic and Palaeontologic Data between the Black Sea Coast and Bursa (NW Turkey). Turkish J. Earth Sci., 21: 933-960.
- Özgül, N., 1976. Some geological aspects of the Taurus orogenic belt, Turkey. Bulletin of Geol. Soc. of Turkey, 19(1): 65-78.
- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Central Taurides. In: O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (Eds.). Geology of the Taurus Belt: Proceedings of the International Symposium, Ankara, Turkey, p.77-90.
- Özkan, Z. and Öztunalı Ö., 1984. Petrology of magmatic rocks of Guleman Ophiolite: In: O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (Eds.). Geology of the Taurus Belt: Proceedings of the International Symposium, Ankara, Turkey, p. 285-294.
- Özkaya, İ., 1982. Origin and tectonic setting of some mélangé units in Turkey. Journal of Geology, 90: 269-278.
- Özkoçak, O., 1969. Etude Géologique du massif ultrabasique D'Orhaneli et de sa proche bordure (Bursa-Turquie) sujet proposé par la faculté. Pour obtenir le titre de Docteur de l'Université de France.
- Parlak, O., Delaloye, M., and Bingöl, E., 1995. Origin of the sub-ophiolitic metamorphic rocks beneath the Mersin Ophiolite, southern Turkey. Ofioliti, 20(2): 97-110.
- Parlak, O., Delaloye, M., and Bingöl, E., 1996. Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey). Geol. Rund., 85: 647-661.
- Parlak, O., Delaloye, M. and Bingöl, E., 1997. Phase and cryptic variation through the ultramafic and mafic cumulates in the Mersin ophiolite (southern Turkey). Ofioliti, 22: 81-92.
- Parlak, O., Höck, V. and Delaloye, M., 2002. The suprasubduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of the ultramafic cumulates. Lithos, 65: 205-224.
- Parlak, O., Karaoğlan, F., Thöni, M., Robertson, A., Okay, A. I. and Keller, F., 2012. Geochemistry, Geochronology and tectonic significance of high-temperature meta-ophiolitic rocks: Possible relations to Eocene South-Neotethyan arc magmatism (Malatya area, SE Anatolia). 65th Geological Congress of Turkey, Abstracts Book, UCTEA the Chamber of Geological Engineers, Ankara, p. 90-91.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlan, F. and Höck, V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in the southeast Anatolia, Turkey. Tectonophysics, 473: 173-187.
- Parlak, O., Yılmaz, H., and Boztuğ, D., 2006. Origin and tectonic significance of the metamorphic sole and isolated dykes of the Divriği ophiolite (Sivas, Turkey): evidence for slab break-off prior to ophiolite emplacement. Turkish J. Earth Sci., 15(1): 25-41.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Eds.). Marginal Basin Geology. Geol. Soc. London Spec. Publ., 16: 77-89.
- Pehlivan, Ş., Bilginer, E. and Aksay, A., 2002. 1/100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Adapazarı- G 26 Paftası, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Yayını, Ankara, 28 pp.
- Perinçek, D., 1979a. Geological investigation of the Çelikhân-Sincik-Koçali area (Adıyaman-southeast Turkey). İstanbul University Fen Fakültesi Mecmuası, B/44: 127-147.
- Perinçek, D., 1979b. Interrelation of the Arabian and Anatolian plates, Guidebook for excursion B, First Geological Congress of the Middle East, 34p, The Geological Society of Turkey, (in English).
- Perinçek, D., 1980. Volcanic of Triassic Age in Bitlis Metamorphic rocks, Bulletin of the Geological Society of Turkey, 23, pp. 201-211 (in Turkish & English).
- Perinçek, D., 1990. Stratigraphy of the Hakkari Province, Southeast Türkiye, Turkish Association of Petroleum Geologist Bulletin, Vol. 2/1, pp. 21-68, (in Turkish).
- Perinçek, D. and Kozlu, H., 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğansehir region, eastern Taurus). In: O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu

- (Eds.). *Geology of the Taurus Belt: Proceedings of the International Symposium*, Ankara, Turkey, p. 181-198.
- Perincek, D., and Ozkaya, I., 1981, Tectonic Evolution of the Northern Margin of the Arabian Plate, *Bulletin of Institute of Earth Sciences of Hacettepe University*, 8, pp. 91-101, Ankara, Turkey (in Turkish).
- Pickett, E. and Robertson, A.H.F., 1996. Formation of the Late Paleozoic–Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by Paleotethyan subduction-accretion. *Jour. Geol. Soc. London*, 153: 995–1009.
- Pourteau, A., Candan, O., and Oberhänsli, R., 2010. High-pressure metasediments in central Turkey: constraints on the Neotethyan closure history. *Tectonics*, 29, TC 5004, doi: 10.1029/2009 TC 002650.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V., Koller, F., Hames, W.E. and Biller, Z., 2009. Andean-type active margin formation in the eastern Taurides: geochemical and geochronological evidence from the Baskil granitoid, SE Turkey. *Tectonophysics*, 473: 188-207.
- Rice, S.P., Robertson, A.H.F. and Ustaömer, T., 2006. Late Cretaceous–Early Cenozoic tectonic evolution of the Eurasian active margin in the Central and Eastern Pontides, northern Turkey. In: Robertson A.H.F. and Mountrakis D. (Eds) *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*. Geol Society London, Special Publications, 260: 413-445.
- Rice, S. P., Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Inan, N. and Taşlı, K., 2009. Late Cretaceous–Early Eocene tectonic development of the Tethyan suture zone in the Erzincan area, eastern Pontides, Turkey. *Geological Magazine*, 146(4): 567-590.
- Ricou, L. E., Marcoux, J. and Poisson, A., 1979. L'allochtonie des Bey Dağları orientaux. Reconstruction paléogéographique des Taurides occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 11(2): 125-133.
- Ricou, L. E., Marcoux, J. and Whitechurch, H., 1984. The Mesozoic organization of the Taurides: one of the several ocean basins. In: J.E. Dixon and A. H. F. Robertson (Eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 17: 349-360.
- Robertson, A.H.F., 1993. Mesozoic–Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neo-Tethyan carbonate platform margin, small ocean basins in the Antalya Complex, SW Turkey. *Int. Assoc. Sedimentology Spec. Publ.*, 20: 415-465.
- Robertson, A.H.F., 1994. Role of the tectonic facies concept in orogenic analysis and its application to Tethys in the eastern Mediterranean region. *Earth Sci. Rev.*, 37: 139-213.
- Robertson, A.H.F., 1998. Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence. In: A.H.F. Robertson, K.C. Emeis, C. Richter and A. Camerlenghi (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 160: 723-782.
- Robertson, A.H.F., 2000. Mesozoic–Tertiary tectonic-sedimentary evaluation of south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. In: E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A. Piper (Eds.). *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 173: 25-42.
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65: 1-67.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J. E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: J.E. Dixon and A. H. F. Robertson (Eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 17: 1- 74.
- Robertson, A. H. F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlügenç, Ü., İnan, N., Taşlı, K., and Ustaömer, T., 2007. Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE. Turkey). In: Ries, A. C., Butler, R. W. H. and Graham, R. H. (eds). *Deformation of the Continental Crust: The legacy of Mike Coward*, vol. 272. Geological Society of London Special Publication, pp. 231- 270.
- Robertson, A.H.F. and Ustaömer, T., 2004. Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey. *Tectonophysics*, 381: 175-209.
- Robertson, A.H.F. and Ustaömer, T., 2012. Testing Alternative Tectono-Stratigraphic Interpretations of the Late Paleozoic–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.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U. C., Taşlı, K. and İnan, N., 2006. The Berit transect of the Tauride thrust belt, S. Turkey: Late Cretaceous–Early Cenozoic accretionary/collisional processes related to the closure of the southern Neo-Tethys. *J. Asian Earth Sci.*, 27(1): 108-145.
- Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H., 1982. Sedimentary history of the southwestern segment of the Mesozoic–Tertiary Antalya continental margin, southwestern Turkey. *Eclogae Geologiae Helveticae*, 75: 517-562.
- Roland, Y., Billo, S., Corsini, M., Sosson, M. and Galoyan, G., 2009. Blueschists of the Amassia–Stepanavan Suture zone (Armenia): linking Tethys subduction history from E-Turkey to W-Iran. *International Journal of Science*, 98: 533- 550.
- Roland, Y., Galoyan, G., Sosson, M., Melkonyan, R. and Avagyan, A., 2010. The Armenian Ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block. In: Sosson, M., Kaymakçı, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F. and Starostenko, V. (eds) *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*, Geological Society, London, Special Publications, 340, 353-382.
- Roland, Y., Perincek, D., Kaymakçı, N., Sosson, M., Barrier, E. and Avagyan, A., 2011. Evidence for ~80-75 Ma subduction jump during Anatolide–Tauride–Armenian block accretion and ~48Ma Arabia–Eurasia collision in Lesser Caucasus–East Anatolia. *Journal of Geodynamics*, doi: 10.1016/j.jog.2011.08.006.

- Sarıfakıoğlu, E., 2006. Petrology and origin of plagiogranites from Dağköplü (Eskişehir) ophiolite along the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone, Turkey. *Ofoliti*, 32(1): 39-51.
- Sarıfakıoğlu, E., Özen, H. and Winchester, J. A., 2008. Whole rock and mineral chemistry of ultramafic-mafic cumulates from the Orhanlı (Bursa) ophiolite, NW Anatolia. *Turkish J. Earth Sci.*, 18: 55-83.
- Sarıfakıoğlu, E., Özen, H and Winchester, J.A., 2009. Petrogenesis of the Refahiye ophiolite and its tectonic significance for Neotethyan ophiolites along the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone. *Turkish J. Earth Sci.*, 18: 187-207.
- Searle, M.P., Lippard, S.J., Smewing, J.D. and Rex, D.C., 1980. Volcanic rocks beneath the Semail Ophiolite nappe in the northern Oman Mountains and their significance in the Mesozoic evolution of Tethys. *J. Geol. Soc. London*, 137: 589- 604.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S., 2011, Two Mesozoic oceanic phases recorded in the basic and metabasic rocks of the Nain and Ashin-Zavar ophiolitic melanges (Isfahan Province, Central Iran). *Ofoliti*, 36(2): 191-205.
- Smith, A.G., 1993. Tectonic Significance of the Hellenic-Dinaric Ophiolites. In: H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Horris and C.R. Nary (Eds.). *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 76: 213-243.
- Sosson, M., Roland, Y., Muller, C., Danelian, T., Melkonyan, R., Adamia, S., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan, G. and Mosar, J., 2009. Tectonic and geodynamic evolution of the Lesser Caucasus ophiolites (Armenia, Azerbaijan, Georgia); new insights. Abstracts of 62nd Geological Kurultai of Turkey, 13-17 April 2009, MTA, Ankara, p. 825.
- Sosson, M., Roland, Y., Danelian, T., Muller, C., Melkonyan, R., Adamia, S., Kangarli, T., Avagyan, A. and Galoyan, G., 2010. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia Azerbaijan, Georgia), new insights. In: Sosson, M., Kaymakçı, N., Stephanson, R., Bergarat, F., Storatchenko, V. (Eds), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 340: 329- 352.
- Stampfli G. M. and Borel G. D., 2004. The TRANSMED transects in space and time: Constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In: W. Cavazza, F. Roure, W. Spacman, G. M. Stampfli and Ziegler, P. (Eds). *The TRANSMED Atlas: the Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer Verlag, p. 53-80.
- Stampfli G. M., Mosar J., Faure P., Pilleveit A, and Vannay J.-C., 2001. Permo-Mesozoic evolution of the Western Tethys realm: the Neotethys East Mediterranean basin connection. In: P. Ziegler, W. Cavaza, A. H. F. Robertson and S. Crasquin-Soleau (Eds), *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Peri-Tethys Mémoir 5, Mémoires du musée national d'histoire naturelle*, p. 51-108.
- Sungurlu, O. 1974, VI. Bolge Kuzeyinin Jeolojisi ve petrol imkanları. *Türkiye İkinci Petrol Kongresi tebliğleri*, 85- 107.
- Sungurlu, O., Perincek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dulger, S., Celikdemir, E. and Naz, H., 1984. Geology of the Elazığ - Hazar - Palu Area, Turkey. General Directorate of Petroleum Affairs, 29, pp. 83-190 (in English & Turkish).
- Şenel, M., 1987. 1:100000 ölçekli açınısına nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi. Başkale-H38 Paftası, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Yayını, Ankara, 12 pp.
- Şenel, M., 1997. 1:100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Antalya- M 10- M 11 ve L 11 Paftaları, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Yayını, Ankara, 17 pp.
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979. Post-collisional tectonics of Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55: 361-376.
- Sengör, A.M.C., Ozeren, S., Genc, T. and Zor, E., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30 (24): 8045, doi:10.1029/2003GL017858,2003.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75: 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Ketin, İ., 1980. Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permo-Triassic Paleo-Tethys?: Discussion and Reply. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93(1): 599-609.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 17: 77- 112.
- Şengün, M., 2006. Anadolu'nun Kenet Kuşakları ve Jeolojik Evrimine İrdelemeli ve Eleştirel Bir Bakış. *Bulletin of Mineral Research and Exploration (MTA)*, 133: 1-26.
- Tarhan, N., 1982. Göksun-Afşin-Elbistan dolayımın jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) Report Number 7296*, Ankara, 63 pp.
- Tarhan, N., 1984. Göksun-Afşin-Elbistan dolayımın jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği*, 19: 3-9.
- Tarhan, N., 1986. Doğu Toroslar'da Neo-Tetis'in kapanımına ilişkin granitoid magmaların evrimi ve kökeni. *Bulletin of Mineral Research and Exploration (MTA)*, 107: 95- 100.
- Tatar, Y., 1978. Tectonic study of the North Anatolian Fault zone between Erzincan and Refahiye region. *Bulletin of the Earth Sciences, Application and Research Centre of Hacettepe University (Yerbilimleri)*, 4(1): 201-236.
- Tekeli, O., 1981a. Subduction complex of Pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. *Geology*, 9: 68-72.
- Tekeli, O., 1981b. Toroslar'da Aladağ Ophioliti ve Melanjı'nın Özellikleri. *Bull. Geo. Soc. Turkey*, 24(1): 57-64
- Tekeli, O., Erendil, M., and Whitechurch, H., 1983. The Kızıldağ Ophiolite. In: *Autochthons, Parautochthons and Ophiolites of the Eastern Taurus and Amanos Mountains: Field Guide Book I, International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, September 1983, Ankara-Turkey*, p. 22-32.
- Tekin, U.K. and Göncüoğlu, M.C., 2007. Discovery of oldest (late Ladinian to middle Carnian) radiolarian assemblages from the Bornova Flysch Zone in western Turkey: Implications for the evolution of the Neotethyan İzmir-Ankara Ocean. *Ofoliti*, 32, 2, 131-150.

- Terzioğlu, N., Satır, M. and Saka, K., 2000. Geochemistry and geochronology of basaltic rocks of the Küre Basin, central Pontides (N. Turkey). In: Proceedings of the International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, İzmir, p. 219.
- Thuizat, R., Whitechurch H. Montigny R. and Juteau T., 1981. K-Ar dating of some intra- ophiolitic metamorphic soles from the eastern Mediterranean: new evidence for oceanic thrusting before obduction. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 52: 302-310.
- Tinkler, C., Wagner, J. J., Delaloye, M. and Selçuk, H., 1981. Tectonic history of the Hatay ophiolites (south Turkey) and their interpretation with the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 72: 23-41.
- Tokay, M., 1973. Geological observations on the North Anatolian Fault Zone between Gerece and Ilgaz. Proceedings of the North Anatolian Fault and Earthquake Symposium. Publication of Mineral Research and Exploration (MTA), Ankara, p. 12-29.
- Topuz, G., Altherr, R., Satır, M. and Schwartz, W.H., 2004. Low-grade metamorphic rocks from the Pulur Complex, NE Turkey: implications for the pre-Liassic evolution of the eastern Pontides. *Int. J. Earth Sci.*, 93: 72- 91.
- Topuz, G., Okay, A.I., Altherr R., Schwartz, W.H., Siebel, W., Zark, T., Satır, M. and Şen, C., 2011. Post-collisional adakite-like magmatism in the Agvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos*, doi: 10.1016/J. Lithos 2011.02003.
- Tüysüz, O., 1990. Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: The Kargı Massif, northern Turkey. *Tectonics*, 9: 141-160.
- Tüysüz, O., 1999. Geology of the Cretaceous sedimentary basins of the western Pontides. *Geological Journal*, 34: 75-93.
- Tüysüz, O., Aksay, A. and Yiğitbaş, E., 2004. Batı Karadeniz Bölgesi Litostratigrafi Birimleri. Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Birimleri Serisi 1, General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), Ankara, 92 pp.
- Tüysüz O., Dellaloğlu, A.A. and Terzioğlu, N., 1995. A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey. *Tectonophysics*, 243: 1-19.
- Ustaömer, T. and Robertson, A.H.F., 1997. Tectonic-sedimentary evolution of the north Tethyan margin in the central Pontides of northern Turkey. In: A.G. Robinson (Ed.). *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Regions*, AAPG Memoir, 68: 255- 290.
- Ustaömer, T. and Robertson, A.H.F., 1999. Geochemical evidence used to test alternative plate tectonic models for Pre-Upper Jurassic (Paleotethyan) units in the central Pontides, N. Turkey. *Geological Journal*, 34: 25-53.
- Uysal, I., Ersoy, E.Y., Karşlı, O., Dilek, Y., Sadıklar, M.B., Tiepolo, M. and Meisel, T., 2012. Abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo-Tethyan Ophiolite in SW Turkey: Implications for the melting and refertilization in MOR and SSZ. 65th Geological Congress of Turkey, Abstracts Book, UCTEA the Chamber of Geological Engineers, Ankara, p. 342- 343.
- Uzuncimen, S., Tekin, U.K., Bedi, Y., Perincek, D., Varol, E. and Soycan, H., 2011. Discovery of the Late Triassic (Middle Carnian–Rhaetian) radiolarians in the volcano-sedimentary sequences of the Kocali Complex, SE Turkey: Correlation with the other Tauride units. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 1-4, 180-200.
- Varol, E., Bedi, Y., Tekin, U. K. and Uzuncimen, S., 2011. Geochemical and petrological characteristics of late Triassic basic volcanic rocks from the Kocali complex, SE Turkey: Implications for the Triassic evolution of southern Tethys. *Ophiolite*, 36(1): 101-115.
- Von Quadt, A., Peycheva, I. and Haydoutov, I., 1998. U-Zr dating of Tcherni Vrach metagabbro, west Balkan, Bulgaria. *Comptes Rendus Bulgarian Academy of Sciences* 51(1): 86-89.
- Welland, M.J.P. and Mitchell, A.H.G., 1977. Emplacement of the Oman ophiolite: a mechanism related to subduction and collision. *Bull. Geol. Soc. Am.* 88, p. 1081–1088.
- Whitechurch, J. K., Taylor, B., and Montigny, R., 1984. Role of the eastern Mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the history of the Neo-Tethys. In: J.E. Dixon and A. H. F. Robertson (Eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 17: 301- 317.
- Yalınız, K.M., Floyd, P.A. and Göncüoğlu, M.C., 2000. Geochemistry of volcanic rocks from the Çiçekdağ Ophiolite, central Anatolia, Turkey and their inferred tectonic setting within the northern branch of the Neotethyan Ocean. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 173: 203-218.
- Yanev, S. and Adamia, Sh., 2010. General correlation of the Late Palaeozoic sequences in the Balkans and the Caucasus. *Yerbilimleri (Journal of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University)*, 31(1): 1-22.
- Yazgan, E., 1983, A Geotraverse between the Arabian Platform and the Munzur Nappes. *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, 26-29 September 1983, Field Guide Book for Excursion V., Ankara-Turkey, 17 pp.
- Yılmaz, A., 1981a. Inner structure and age of emplacement of the ophiolitic mélange between Tokat and Sivas provinces. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 24 (1): 31- 86.
- Yılmaz, A., 1981b. Petrochemical characteristics of some volcanics of the region between Tokat and Sivas provinces. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 24 (2): 51-58.
- Yılmaz, A., 1982. Geological characteristics and setting of the ophiolitic mélange around Tokat (Dumanlı dağ) and Sivas (Çeltek dağ) region. *Mineral Research and Exploration Bull (MTA)*, 99-100: 1-18.
- Yılmaz, A., 1985a. Main geological characteristics and structural evolution of the region between the Kelkit Creek and the Munzur Mountains. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 28 (2): 79-92.
- Yılmaz, A., 1989. Tectonic zones of the Caucasus and their continuations in northeastern Turkey: a correlation. *Bulletin of Mineral Research and Exploration (MTA)*, 109: 89-106.
- Yılmaz, A., Adamia, Sh., Chabukiani, A., Chkotua, T., Erdoğan, K., Tuzcu, Ş. and Karabyıkoğlu, M., 2000. Structural

- correlation of the southern Transcaucasus (Georgia) -eastern Pontides (Turkey). Geol. Soc. London Spec. Publ., 173: 171-182.
- Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal, Ş., Yusufoglu, H. and Aydın, N., 1993a. Geological structure of the area between Uzunyayla and Beritdağ of the eastern Taurides. TAPG Bull., 5 (1): 69-87.
- Yılmaz, A., Terlemeç, İ. and Uysal, Ş., 1988. Some stratigraphic and tectonic characteristics of the area around Himis (southeast of Erzurum). Bulletin of Mineral Research and Exploration (MTA), 108: 1-21.
- Yılmaz, A., Terlemeç, İ., and Uysal, Ş., 1990. Geological characteristics and structural evolution of the ophiolitic units around Sakaltutan Dağ (Erzurum), Turkey. Middle East Technical University, Journal of Pure and Applied Sciences, 21 (1/3): 221- 235.
- Yılmaz, A. and Yazgan, E., 1990. Structural evolution of the eastern Taurus in the Cretaceous-Tertiary Period: International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region (IESCA), Proceedings, Number 2, İzmir, p. 345-356.
- Yılmaz, A. and Yılmaz, H., 2004a. Geology and structural evolution of the Tokat Massif (eastern Pontides, Turkey). Turkish J. Earth Sci., 13 (2): 231-246.
- Yılmaz, H. and Yılmaz, A., 2004b. Geology and structural evolution of the Divriği (Sivas) area. Geol. Bull. Turkey, 47 (1): 13-45.
- Yılmaz, A. and Yılmaz, H., 2006. Characteristic features and structural evolution of a post collisional basin: the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. J. Asian Earth Sci., 27: 164-176.
- Yılmaz, A., Yılmaz, H., Kaya, C. and Boztuğ, D., 2010. The nature of the crustal structure of the eastern Anatolian plateau, Turkey. Geodinamica Acta, 23 (4): 167-183.
- Yılmaz, O., 1983. Mineralogical-petrographical study of the Çangal metaophiolite and its metamorphism conditions. Yerbilimleri, 10: 45-58.
- Yılmaz, O.P., 1984. Fossil and K-Ar dating for the age of the Antalya Complex, SW Turkey. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Eds.). The Geology and Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Publ., 17: 335-348.
- Yılmaz, O. P., Maxwell, J.C. and Muehlberger, W.R., 1981a. The structural evolution of the Antalya Complex (SW Turkey) within the eastern Mediterranean framework. Yerbilimleri, 7: 119- 127.
- Yılmaz, Y., 1985b. Geology of the Cilo ophiolite: an ancient ensimatic island-arc fragment on the Arabian Platform, SE Turkey: Ofioliti, 10 (2/3): 457-484.
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. Geological Society of America Bulletin, 105: 251- 271.
- Yılmaz, Y., Dilek, Y. and Işık, H., 1981b. Gevaş (Van) Ofiolitinin Jeolojisi ve Sinkinematik Bir Makaslama Zonu: Geol. Soc. Bull. Turkey, 24 (1): 37-44.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. and Yılmaz, K., 1995. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of the northwestern Anatolia. Tectonophysics, 243: 155-171.
- Yılmaz, Y., Serdar, H.S., Yiğitbaş, E., Genç, C., Gürer, Ö.F., Elmas, A., Yıldırım, M., Bozcu, M. and Gürpınar, O., 1997a. The geology and tectonic evolution of the Tokat Masif, south-central Pontides, Turkey. Int. Geol. Rev., 39: 365-382.
- Yılmaz, Y., Sungurlu, O. and Perinçek, D., 1979. An Ancient Ocean Fragment on the Cilo Mountain, Proceeding, Altınli Symposium., The Geological Society of Turkey, Special Publication pp. 45-56 (in Turkish).
- Yılmaz, Y., and Şengör, A.M.C., 1985. Palaeo-Tethyan ophiolites in northern Turkey: petrology and tectonic setting. Ofioliti, 10 (2/3): 485-504.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. and Şengör, A.M.C., 1997b. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: A.G. Robinson (Ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir, 68: 183-226.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. and Genç, C., 1993b. Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt. Tectonics, 12 (5): 1280-1297.
- Yiğitbaş, E. and Elmas, A., 1997. Bolu-Eskipazar-Devrek-Çaycuma dolayının jeolojisi. Report of the Turkish Petroleum Corporation, Ankara.
- Yiğitbaş, E., Elmas, A. and Yılmaz, Y., 1999. Pre-Cenozoic tectono-stratigraphic components of the western Pontides and their geological evolution. Geol. Journal, 34: 55-74.
- Yiğitbaş, E. and Yılmaz, Y., 1996. New evidence and solution to the Maden Complex controversy of the southeast Anatolian orogenic belt (Turkey). Geol. Rund., 85: 250- 263.
- Zakariadze, G.S., Knipper, A. L., Sobolev, A.V., Tsamerian, O.P., Dmizriev, L.V., Vishnevskaya, V.S. and Kolesov, G.M., 1983. The ophiolitic volcanic series of the Lesser Caucasus. Ofioliti, 8(3): 439-466.
- Zakariadze, G.S., Knipper, A. L., Bibikova, E.V., Silantiev, S.A., Zlobin, S.K., Gracheva, T.V., Makarov S. A. and Kolesov G. M., 1990. The setting and age of the plutonic part of the NE Sevan ophiolitic complex. Acad. Sci. USSR Geol. Series, 3: 17-30 (in Russian).
- Zelic, M., D'Orazio, M., Malasoma, A., Marroni, M., and Pandolfi, L., 2005. The metabasites from the Kopaonik Metamorphic Complex, Vardar Zone, Southern Serbia: remnants of the rifting-related magmatism of the Mesothethyan domain or evidence for Paleothethys closure in the Dinaric-Hellenic Belt? Ofioliti, 30(2): 91-101.
- Zelic, M., Marroni, M., Pandolfi, L. and Trivic, B., 2010. Tectonic setting of the Vardar Zone (Dinaric-Hellenic Belt): The example of the Kopaonik area (Southern Serbia). Ofioliti, 35(1): 49-69.

Makale Geliş Tarihi : 15 Nisan 2013
Kabul Tarihi : 4 Haziran 2013

Received : 15 April 2013
Accepted : 4 June 2013



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, yazılarını 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.

- (a) **Başlık** (Türkçe ve İngilizce)
- (b) **Yazar adları** (koyu ve tamamı büyük harfle) ve **adresleri** (italik ve küçük harfle) ile başvurulacak **yazarın E-posta adresi**
- (c) **Öz** (Türkçe ve İngilizce)
- (d) **Anahtar Kelimeler** (Türkçe ve İngilizce)
- (e) **Giriş** (amaç, kapsam ve yöntem)
- (f) **Ana metin** (kullanılan yöntemler, çalışılan malzemeler, tanımlamalar, analizler vd.)
- (g) **"Tartışma ve Sonuçlar"** veya **"Tartışma ve Öneriler"**
- (h) **"Extended summary"/"genişletilmiş özet"**
- (i) **Katkı Belirtme** (gerekliyorsa)
- (j) **Kaynaklar**
- (k) **Çizelgeler**
- (l) **Şekiller Dizini**
- (m) **Şekiller**
- (n) **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 puntuyla (Times New Roman) yazılmalı, ayrıca tüm sayfalara numara verilmelidir.

Başlıklar şu şekilde olmalıdır:

ÖZ

ABSTRACT

GİRİŞ

ANA BAŞLIK

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. Hüsnu Hüsnuoğlu 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 kütlesi 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) İnternette 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; I_d , x_2). Karekök işareti yerine parantezle birlikte üst indis olarak 0.5 kullanılmalıdır (örneğin; $c_{mass} = s0.5$). Çarpım işlemi 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 eşitlikler "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 dizininin sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgelerin altında verilmelidir (örneğin; c: tek eksenli sıkışma dayanımı; II: 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 yerelmalıdır. 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

Metin, şekil, tablo ve başlıkların iyi kaliteli A4 kağıda basılmış üç kopyası, aşağıdaki yazışma adresine gönderilmelidir.

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ EDİTÖRLÜĞÜ

T.M.M.O.B. Jeoloji Mühendisleri Odası
PK 464, Yenışehir 06444, Ankara

Tel : (312) 432 30 85 / (312) 434 36 01

Faks : (312) 434 23 88

Ayrıca makalelerin gönderildiği, aşağıdaki editörün e-mail adresine de mesaj ile mutlaka bildirilmelidir.

E-posta: Orhan TATAR orhantatar@cumhuriyet.edu.tr

YAYIMA KABUL EDİLEN 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.

TELİF HAKLARI

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 yayınlarını 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 yayıma 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

(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. Id , x^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

Three copies of the text, figures, tables and captions on good quality A4 paper should submitted to the following Adress:

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ EDITÖRLÜĞÜ
T.M.M.O.B. Jeoloji Mühendisleri Odası
PK 464, Yenişehir 06444, Ankara

After submitting of the manuscript, the e-mail message must be sent to the editor.

E-posta: Orhan TATAR orhantatar@cumhuriyet.edu.tr

FINAL SUBMISSION OF MANUSCRIPTS ACCEPTED FOR PUBLICATION

On acceptance of a manuscript, authors must submit one hard copy of the revised final draft as well as a copy of the manuscript on disk (both text, and tables and figures) in standard word processing format. High quality originals of plates should be submitted. Text, tables and figures should not be electronically transmitted, via the internet. Manuscripts should be processed in WORD. The disk should be clearly labeled with names of authors, version of word processor, a short title and file name. Please keep the paper as one file. Illustrations (except Plates) are welcome using the Corel Draw or Free Hand drawing program for PC. However, JPG files of the illustrations in resolution not less than 300 dpi should also be included.

PROOFS

One set of page proofs are sent to the corresponding author to be checked for typesetting/editing errors. Corrections should

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 2013 Cilt 56 Sayı 2
April 2013 Volume 56 Number 2

İÇİNDEKİLER CONTENTS

H. Yavuz HAKYEMEZ, Fikret GÖKTAŞ, Tefik ERKAL Gediz Grabeninin Kuvaterner Jeolojisi ve Evrimi <i>Quaternary Geology and Evolution of the Gediz Graben</i>	1
Ömer BOZKAYA, Hüseyin YALÇIN, Remzi ERYILMAZ Bolkardağı Birliği Devoniyen Yaşlı Metakumtaşlarının Petrografisi ve Jeokimyası: Sedimanter Süreçler, Provens ve Tektonik Ortam İçin Bazı Sınırlamalar <i>Petrography and geochemistry of Devonian aged metasandstones of Bolkardağı Unit: some constrains on sedimentary procesess, provence and tectonic environment</i>	27
Ali YILMAZ, Hüseyin YILMAZ Ophiolites and Ophiolitic Mélanges of Turkey: A Review <i>Türkiye Ofiyolitleri ve Ofiyolitli Karışıkları: Genel Bakış</i>	61

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 ULAKBIM Database*

Makale Gönderim Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenişehir, 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 Yenişehir, 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