

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2015 Cilt 58 Sayı 1

January 2015 Volume 58 Number 1

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hüseyin ALAN	Başkan / <i>President</i>
Faruk İLGÜN	İkinci Başkan / <i>Vice President</i>
Murat ATEŞOĞULLARI	Yazman / <i>Secretary</i>
Halil İbrahim YİĞİT	Sayman / <i>Treasurer</i>
Ümit UZUNHASANOĞLU	Mesleki Uygulamalar Üyesi / <i>Member of Professional Activities</i>
Rengin KONUK	Sosyal İlişkiler Üyesi / <i>Member of Social Affairs</i>
Beril AÇIKGÖZ	Yayın Üyesi / <i>Member of Publication</i>

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editör / Editor

Prof. Dr. Orhan TATAR
orhantatar@cumhuriyet.edu.tr

Teknik Editör / Technical Editor

Doç. Dr. B. Levent Mesci
mesci@cumhuriyet.edu.tr

İngilizce Editörü / English Editor

Margaret SÖNMEZ

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

ALTINER Demir (Ankara, Türkiye)	OKAY Aral (İstanbul, Türkiye)
BAYHAN Hasan (Ankara, Türkiye)	PAKTUNÇ Doğan (Ontario, Kanada)
BESBELLİ Berk (Ankara, Türkiye)	ROBERTSON Alastair (Edinburg, UK)
BOZKURT Erdin (Ankara, Türkiye)	SAKINÇ Mehmet (İstanbul, Türkiye)
DEMİREL İsmail Hakkı (Ankara, Türkiye)	SATIR Muharrem (Tübingen, Almanya)
GENÇ Yurdal (Ankara, Türkiye)	ŞEN Şevket (Paris, Fransa)
GÖKÇE Ahmet (Sivas, Türkiye)	TEKİN U. Kağan (Ankara, Türkiye)
GÖKTEN Ergun (Ankara, Türkiye)	TEMEL Abidin (Ankara, Türkiye)
GÖNCÜOĞLU M. Cemal (Ankara, Türkiye)	TÜYSÜZ Okan (İstanbul, Türkiye)
GÜLEÇ Nilgün (Ankara, Türkiye)	ÜNLÜ Taner (Ankara, Türkiye)
HELVACI Cahit (İzmir, Türkiye)	ÜNLÜGENÇ Ulvi Can (Adana, Türkiye)
KARAKAYA Muazzez Çelik (Konya, Türkiye)	USTAÖMER Timur (İstanbul, Türkiye)
KARAYİĞİT Ali İhsan (Ankara, Türkiye)	VASELLI Orlando (Florans, İtalya)
KELLING Gilbert (Staffordshire, UK)	WALASZCZYK Ireneusz (Warszawa, Polonya)
MAMEDOV Musa (Baku, Azerbaycan)	YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye)
NOKAMAN M. Eran (İzmir, Türkiye)	YAVUZ Fuat (İstanbul, Türkiye)
NAZİK Atike (Adana, Türkiye)	YILMAZ İsmail Ömer (Ankara, Türkiye)
ÖZER Sacit (İzmir, Türkiye)	YİĞİTBAŞ Erdinç (Çanakkale, Türkiye)
PIPIK Radovan Kyska (B. Bystrica, Slovakya)	YÜRÜR M. Tekin (Ankara, Türkiye)

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

Yayın Türü	: Yaygın Süreli Yayın
Yayın Şekli	: 4 Aylık Türkçe - İngilizce
Yayın Sahibi	: TMMOB JMO Adına Hüseyin ALAN
Sorumlu Yazı İşleri Müdürü	: Hüseyin ALAN
Yayın İdari Adresi	: Hatay 2 Sokak No: 21 Kocatepe / Ankara Tel: 0 312 432 30 85 Faks: 0 312 434 23 88
Baskı (Printed by)	: Afşaroğlu Matbaası Kazım Karabekir Cad. Altıntop İşhanı No: 87/7 İskitler / Ankara Tel: 0 312 384 54 88
Baskı Tarihi	: Ocak 2015
Baskı Adedi	: 1000

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2015 Cilt 58 Sayı 1
January 2015 Volume 58 Number 1

ISBN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Alper DEMİRCİ, Yunus Levent EKİNCİ, Ahmet Evren ERGİNAL, Muhammed Zeynel ÖZTÜRK
Fosil Plaj ve Kumulların Yüzey Altı Yapılarının İncelenmesinde Elektrik Özdirenç Tekniği ve
Paleo-Kıyı Ortamı Yorumuna Katkısı

Electrical resistivity technique on the investigation of subsurface structure of fossil and beach dunes and its contributions to the interpretation of paleo-coastal environment 1

Doğan PERİNÇEK, Nurdan ATAŞ, Şeyma KARATUT, Esra ERENŞOY
Danişmen Formasyonu Stratigrafisi ve Birim İçindeki Linyit Düzeylerinin
Havzadaki Dağılımı, Trakya Havzası, Türkiye

Stratigraphy of the Danişmen Formation and distribution of lignite seam layers interbedding in the Unit, Thrace Basin, Turkey..... 19

Hüseyin YALÇIN, Ömer BOZKAYA, Canan YILMAZ
Tekirova (Antalya) Ofiyolit Napı Kayaçlarının Alterasyon Mineralojisi ve Jeokimyası

Alteration Mineralogy and Geochemistry of the rocks from Tekirova (Antalya) Ophiolite Nappe 63

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



Fosil Plaj ve Kumulların Yüzey Altı Yapılarının İncelenmesinde Elektrik Özdirenç Tekniği ve Paleo-Kıyı Ortamı Yorumuna Katkısı

Electrical Resistivity Technique On The Investigation Of Subsurface Structure Of Fossil And Beach Dunes And Its Contributions To The Interpretation Of Paleo-Coastal Environment

**Alper DEMİRCİ¹, Yunus Levent EKİNCİ²,
Ahmet Evren ERGİNAL³, Muhammed Zeynel ÖZTÜRK⁴**

¹ Bitlis Eren Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü
ademirci@beu.edu.tr

² Bitlis Eren Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Arkeoloji Bölümü *ylekinci@beu.edu.tr*

³ Ardahan Üniversitesi, İnsani Bilimler Fakültesi, Coğrafya Bölümü *aerginal@gmail.com*

⁴ Niğde Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü *muhammed.zeynel@gmail.com*

ÖZ

Teknolojik ilerlemelere bağlı olarak, bilgisayar yazılımları ve çoklu-elektrot ölçüm sistemlerindeki gelişmeler Elektrik Özdirenç Tomografi (EÖT) çalışmalarının hızlı ve güvenilir bir şekilde ve yerbilimlerinin farklı alanlarında kullanılmasına olanak sağlamıştır. Bu çalışmada özellikle sığ yeraltı yapısının aydınlatılması amacıyla oldukça sık kullanılan EÖT tekniğinin alışlagelmiş uygulama alanlarının dışında kıyı araştırmalarındaki kullanım avantajlarına yer verilmiştir.

Kıyılarda dalga, akıntı ve rüzgar denetimli olarak istiflenen ve ardından kalsiyum karbonat çimento ile birbirine bağlanan tabakalı kıyı çökellerinin plaj ve kumul kumları (veya diğer örtü birimleri) altında kalan kısımlarının ve bunların da örttüğü gömülü jeolojik yapı ve fosil topografyaların görüntülenmesi EÖT tekniğinin kıyı jeolojisi ve paleo-coğrafyası araştırmalarına verdiği önemli katkılar arasındadır.

Bu çalışmada Karadeniz (Şile, Karaburun, Kızılköy) ve Ege Denizi (Bozcaada) kıyılarında gerçekleştirilen EÖT uygulamalardan elde edilen bulgular sunulmuştur. Geç Pleyistosen'den Geç Holosen'e kadar farklı jeolojik evrelerde çökelen ve çimentolanan bu fosil kıyı istiflerinin yüzey altı geometrileri, dokunak ilişkileri ve depolanma özellikleri oluştukları dönemin deniz seviyesi değişimleri ve paleo-rüzgar, akıntı dinamiklerinin daha iyi anlaşılması açısından önemli ipuçları sunmaktadır. Sunulan arazi örneklerinden elde edilen EÖT görüntüleri, çalışılan tabakaların derindeki (örtülü) kısımlarının çökeltme ortamının anlaşılmasına katkı koyduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Deniz seviyesi değişimleri, EÖT, kıyı çökelleri, paleo-coğrafya

ABSTRACT

Based on the technological progress, the improvements of the software packages and multi-electrode measuring systems have enabled to perform the Electrical Resistivity Tomography (ERT) measurements more widely, faster and more reliable in various disciplines of earth sciences. Herein, some recent case study examples performed by ERT technique for uncommon-purposes such as investigation of coastal environs are presented.

Imaging the lower parts of the beach and dune sands (or other covering units) of layered coastal deposits, which were cemented with calcium carbonate after the development by the control of wave, current and wind, and also the buried geological structures and fossil topographies covered by those beach and dune sands, shows significant contribution of ERT technique on the investigations of coastal geology and paleo-geography. Thus some case studies, which have been performed in Black Sea (Şile, Karaburun, Kiyıköy) and Aegean Sea (Bozcaada Island) coasts, and their findings were presented here.

The depositional characteristics, subsurface geometry and contact relations of those fossil coastal deposits cemented on different geological periods from Late Pleistocene to Late Holocene provide noteworthy contributions in understanding regarding sea level changes, paleo-wind and current dynamics. The derived-ERT images obtained from the field studies yielded key information about the depositional nature of the deeper parts of the studied layers.

Keywords: Coastal deposits, ERT, paleo-geography, Sea level changes

GİRİŞ

Bu çalışmada Elektrik Özdirenç Tomografi (EÖT) tekniğinin çimentolanmış fosil plajlar (yalıtışları), kumul istifleri (eolinitler) ve çimentolanmış kokinalı kıyı istifleri (kokunitler) gibi kıyı istiflerinin çökme derinlikleri, tabaka kalınlıkları, örten ve örtülen jeolojik birimlerle dokunak ilişkileri, gömülü fosil topoğrafyanın morfolojik yapısı gibi hususlarda sağladığı avantajlara değinilmektedir. Aşağıda, jeomorfolojik ve jeolojik çalışmalara EÖT tekniğinin katkısı üzerine örnek çalışmalar sunulmadan önce çalışılan her bir istifin petrografik, sedimantolojik ve diyajenetik özellikleri hakkında detaylı bilgi verilmiştir. Çalışmada sunulan EÖT görüntüleri yazarların son birkaç yılda farklı kıyı ortamlarından elde ettiği ve yayınladığı görüntülerden seçilmiştir.

Eolinit. Birçok orta enlem kıtaları ve adaları üzerinde gelişen rüzgâr denetimli özel kıyı birikim şekillerinden (Brooke 2001) olan eolinitler

karasal koşullarda rüzgârlarla taşınan karbonat oranı yüksek ve karbonat çimentolu kumlar olarak adlandırılmıştır Frébourg vd. (2008). McLaren (2004) tarafından rüzgârla birlikte taşınma ve depolanma süreçleri sonucunda oluşan çimentolanmış kumtaşı, Brooke (2001) tarafından ise kıyı ortamında depolanmış karbonat çimentolu kıyı kireçtaşı şeklinde ifade edilmiştir. Amerika'da *eolianite*, Hindistan ve Orta Doğu'da *miliolite*, İsrail'de *kurkar*, Güney Afrika'da *dunerock* ve Akdeniz'de *gres dunaire* gibi dünyanın farklı kesimlerinde farklı şekillerde isimlendirilen bu fosil kumul oluşumları 60° kuzey enlemlerine kadar görülebilmekle birlikte (McLaren 2004), her iki yarımkürede 20° ile 40° enlemleri arasında yaygın bir şekilde (% 85) bulunmaktadır. Kalınlıkları 0.5 m ile 150 m arasında değişen eolinitler genellikle Kuvaterner (Pleyistosen), nadiren ise Kuvaterner öncesine aittir (Brooke 2001). Dünyanın en uzun eolinit depolarını

içeren Avustralya kıyılarındaki çalışmalara göre karbonat çökeliminin büyük bölümü Kuvaterner boyunca birçok kez gerçekleşen interglasial ve interstadiyal dönemlerdeki yüksek deniz seviyeleri sırasında gerçekleşmiştir (Loope 2009). Benzer sonuçlara Bahamalar ve Bermuda'da bulunan eolinitler üzerindeki çalışmalarda da ulaşılmıştır. Bununla birlikte az da olsa özellikle son buzul dönemine tarihlendirilen eolinitler de bulunmaktadır. Bu tür depoların bulunduğu alanlar buzul dönemlerinin günümüzden daha kuru ve rüzgârlı geçtiği yerlerdir (Brooke 2001). Eolinitler, kıyılarda (kıyı eolinitleri) ve karaların iç kesimlerinde bulunan (continental) eolinitler olarak iki gruba ayrılırlar. Karaların iç kesimlerinde bulunan eolinitler, karasal depresyonları doldurmuş kumul birikintilerinin dağılmasıyla oluşan şekillerdir. Kıyı eolinitleri ise, plaj depolarının ve deniz seviyesinin alçak olduğu zamanlarda açığa çıkan gel-git altı sedimentlerin rüzgârla aşınımından türemiş materyallerden, yani karbonat ve kıyı sedimentlerinden oluşan büyük kumul kuşaklarının taşlaşması ile oluşurlar. Bu nedenle kıyı eolinitleri günümüz ya da eski kıyı çizgilerinin yakınında bulunurlar (McLaren 2004). Türkiye kıyılarında bu fosil kumulların varlığına dair az sayıda kayıt bulunmaktadır (Kıyak ve Erginal 2010; Polymeris vd. 2012; Erginal vd. 2013a, b).

Kokunit. Çimentolanmış kokinalar veya kokunitler de kıyılarda gözlenen çimentolanmış kıyı çökellerindendir. Allaby (2008) tarafından yüksek oranda iri kabuk yığınları içeren, kalsiyum karbonat ile çimentolanmış bir tür kırıntılı kireçtaşı olarak tanımlanmıştır. Kokunitler plajlar gibi yüksek enerjili denizel ortamlarda birikmelerinden dolayı iyi tabakalanma gösterirler (Scholle vd. 1983; Lovejoy 1998). Lovejoy (1998) tarafından kokunitlerin düzlemsel ya da çapraz tabakalar içerdiği belirtilmiş ve

tabakaların oluşmasında tabakalar arasındaki tane boyu, materyal bileşimi, özellikle kabuk oranı, çimentolanma miktarı, tabaka rengi, kabukların uzun eksenlerinin doğrultularındaki farklılıklar gibi faktörlerin etkili olduğu belirtilmiştir. Bazı durumlarda kokunitlerin yalıtışları ile de benzer özelliklere sahip olduğu görülür. Örneğin Çin'in Haishan Adası'nın kokunitlerin oluşturmuş olduğu plaj çökelleri yalıtışı (coquina beachrock) olarak isimlendirilmiştir (Shen vd. 2013). Türkiye Trakya'nın Karadeniz kıyılarında çimentolanmış kokunitlerin varlığına dair sadece bir kayıt bulunmaktadır (Erginal vd. 2012).

Yalıtışı. Bir tür kıyı konglomerası veya kumtaşı bileşiminde olan yalıtışları ise çoğunlukla tropikal ve subtropikal denizlerin gel-git içi zonlarında gelişen karbonat çimentolanması sonucunda oluşurlar (Ginsburg 1953; Bricker 1971; Neumeier 1998). 1960'lara kadar yalıtışlarının sadece tropikal ve subtropikal kuşaklarda bulunduğu düşünülürken (Russell 1959), daha sonra ılıman (Zenkovitch 1967; Rey vd. 2004), hatta soğuk kuşakta (Binkley vd. 1980; Kneale ve Viles 2000) dahi yayılış gösterebildiği belirlenmiştir. Yalıtışı çalışmalarına göre bu fosil plaj oluşuklarının daha çok 0°-40° arasında, özellikle 20°-40° arasında bulunması, soğuk iklimlerin yalıtışı oluşumu için çok uygun olmadığını gösterir (Vousdoukas, vd. 2007). Bu özelliği ile yalıtışı, mikro gel-git genliğine sahip birçok sıcak tropikal ve subtropikal kıyıların temel jeomorfolojik unsurlarından birini oluşturur (Thomas 2009). Dünya kıyılarında yalıtışı oluşumunun en yaygın olduğu kıyılardan birisi de Türkiye kıyılarıdır. Türkiye kıyılarındaki yalıtışlarının dağılışı Avşarcan (1997) tarafından ele alınmış, öncesinde Teke (Spratt ve Forbes 1847), İskenderun Körfezi (Goudie 1966), Alanya (Bener 1974; Desruelles vd. 2009), Saros Körfezi (Erol 1972; Erginal vd. 2008), Bozcaada (Erginal

vd. 2010), Marmara Denizi (Erginal 2012) ve Karadeniz (Erginal vd. 2013c) kıyılarında yalıtışı oluşumları incelenmiştir. Yalıtışları denize doğru genelde 10 dereceyi geçmeyecek şekilde eğimlidirler. Kıyı çizgisine paralel uzanırlar ve genellikle, oluştukları kıyı zonunun gel-git genliğine uyumlu olacak şekilde, kalınlıkları 1-2 metreyi geçmez. Ancak Alanya (Kelletat 2006) ve Bozcaada (Erginal vd. 2010) kıyılarında tespit edildiği üzere 3.5-4 metre arasında kalınlığa sahip olan örnekler de mevcuttur ki, bu durum gel-git arası kuşak dışında gel-git üstü kuşakta da çimentolanmanın olabilirliği üzerine tartışmaları başlatmıştır (Kelletat 2006). Aragonit ve yüksek magnezyum kalsit türünde karbonat polimorflarının çimentoladığı (Bricker 1971) yalıtışı taneleri arasında gelişen farklı çimentolanma dokuları karbonat çökelimini denetleyen ana faktör olmakla birlikte diyajenez ortamının gerçek yeri hakkında da kayıtlar tutar. Bugüne dek yapılan araştırmalarda oluşum yaşları günümüzden önce 1000-5000 yıl arasında olup (Voudoukas vd. 2007), Doğu Akdeniz kıyılarındaki örneklerin günümüzden 4000-2000 yıl öncesinde oluştukları bilinmektedir. Bu özellikleriyle Holosen deniz seviyesi değişimleri ve neotektonik araştırmalarda yalıtışları anahtar oluşumlar olarak değerlendirilmektedir (Bezerra vd. 1998; Ramsay ve Cooper 2002; Kelletat 2006).

Aşınmadan korunmuş istiflerin kıyı boyunca uzanımları, tabaka doğrultu ve eğimleri, denize doğru devamları ve su altında kalan kısımları saha gözlemleri ile kolaylıkla belirlenebilmektedir. Bu yüzlek veren tabakalardan çökeltme ortamına veya fasiyes yorumuna ait detaylı bilgiler elde edilebilmektedir. Ancak, bu istiflerin yüzey altında erişebildikleri derinlik veya istif kalınlığı, istifin üzerindeki plaj materyalinin kalınlığı, istifin altındaki litolojik ve yapısal unsurların özellikleri ve gömülü tabakaların doğrultu ve eğim özellikleri

gibi hususlar da çökeltme ve/veya çimentolanma ve dolayısıyla diyajenetik ortama dair önemli bilgiler içermektedir. Özellikle istif kalınlığının belirlenmesi çok önemlidir. Çünkü, örneğin eolinitlerde belirlenebilen kalınlık çimentolanmış eski kıyı kumulu sırtlarının toplam yüksekliğini, kokunit ve yalıtışlarında belirlenen kalınlık ise çimentolanmış plaj çökellerinin kalınlığını verecektir. Özellikle yalıtışlarında oluşum ortamı gel-git içi zon olduğundan saha gözlemleri ile sadece yüzeylenmiş katmanlara göre kalınlık verilirse yanılgı ortaya çıkacaktır. Oluşum ortamları, jenezi ve paleo-çevresel önemi ile dünya kıyılarındaki dağılışı konusunda yukarıda detaylı bilgi verilen bu çimentolanmış kıyı oluşumları hakkında yüzeyden herhangi bir kazı yapmadan jeofizik yöntemlerle oldukça detaylı ve doyurucu bilgilere erişmek mümkün olabilmektedir. Bu çalışmada, yazarlar tarafından daha önce Ege Denizi ve Karadeniz kıyılarında EÖT tekniği ile gerçekleştirilen yayınlanmış verilerin (Ekinci vd. 2010; Ekinci vd. 2012; Erginal vd. 2012; Erginal vd. 2013a, b ve c) bir derlemesi sunulmuştur. Bu çalışmalar sonucunda yukarıda değinilen özel kıyı birikimlerine ait önemli bulgular izleyen bölümlerde verilmiştir.

UYGULAMA ÖRNEKLERİ

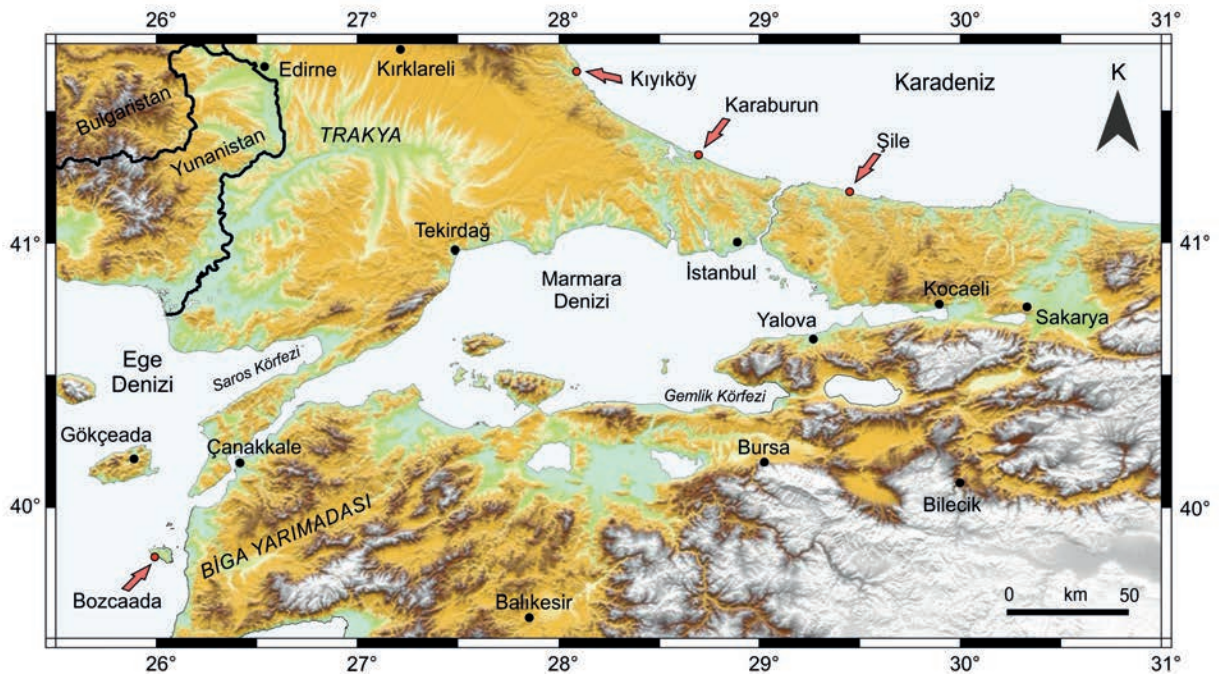
Bu bölümde; Bozcaada-Çanakkale, Karaburun-İstanbul, Şile-İstanbul, Kıyıköy-Kırklareli kıyılarında (Şekil 1) yapılan elektrik özdirenç çalışmaları ve elde edilen sonuçlara yer verilmiştir. Elektrik özdirenç çalışmalarında iki-boyutlu (2B) EÖT tekniği kullanılmış ve yeraltı yapısı aydınlatılmaya çalışılmıştır. Araziye 2B olarak toplanan görünür özdirenç verileri 2B ters çözüm tekniği ile değerlendirilmiştir (Loke ve Barker 1996). Kullanılan algoritmada yeraltı dörtgen ağlarla sonlu sayıda sabit özdirenç değerleriyle temsil edilen hücrelere bölünmekte ve yinelemeli

olarak ölçülen ve hesaplanan görünür özdirençler arasındaki fark indirgenmeye çalışılmaktadır. Algoritma, düzgünlük kısıtlı en küçük kareler (Sasaki 1992) temeline dayanan Quasi-Newton optimizasyon tekniğini (Loke ve Barker 1996) uygulamaktadır. Ayrıca, ters çözüm aşamasında L1 veya L2 normu kullanılabilir (Loke ve Barker 1996). Bozcaada’da gerçekleştirilen çalışmada Iris-Syscal R1 Plus, diğer çalışma alanlarında ise GF ARES çoklu-elektrot özdirenç ölçüm sistemleri kullanılmıştır. Çalışma alanlarında bazı ölçüm hatları üzerinde bulunan belirgin topoğrafya farklarının da hesaplamalara katılabilmesi amacıyla her elektrotun bulunduğu noktanın kot yükseklikleri optik nivelman yardımı ile ölçülmüştür. Daha güvenilir ve detaylı sonuçlar elde etmek amacıyla ölçülen kot değerleri 2B ters çözüm işleminde hesaba katılmıştır.

Bozcaada Eolinitleri

Ege Denizi’nde Biga Yarımadası’nın batısında bulunan ve yaklaşık 36 km²’lik bir alana sahip olan Bozcaada (Şekil 1), karmaşık bir jeolojik yapıya sahiptir. Adanın GB kesiminde Zunguma Burnu olarak adlandırılan alan adada tarihlendirilmiş ve petrografisi ve çökeltme yapıları ortaya konmuş tek Geç Pleyistosen yaşlı birimdir (Kıyak ve Erginal, 2010). Fosil kumul tabakalarından oluşan bu eolinitte dünya literatüründe de ilk uygulama olarak bir EÖT çalışması (Şekil 2a) gerçekleştirilmiştir (Ekinici vd. 2010; Erginal vd. 2013a).

Çalışma kapsamında, Geç Pleyistosen yaşlı Eolinit biriminin (Şekil 3a) yüzeyaltı yapısını ortaya koymak ve bu birimlerin altındaki Üst Miyosen yaşlı denizel çökellerle dokunak ilişkisini belirleyebilmek amacıyla, Wenner-Schlumberger



Şekil 1. Çalışma alanlarını gösteren yerbulduru haritası.

Figure 1. Location map of the study areas.

dizilimi kullanılarak 3 m elektrot aralığı, 14 derinlik seviyesi ve 35 elektrotlu ölçüm düzeni ile toplam 102 m'lik uzunluğa sahip bir hat boyunca 266 noktada görünür özdirenç değerleri elde edilmiştir (Şekil 2a). Bilindiği üzere, L1 normu (Robust-bloklü) ters çözüm tekniği modeldeki konumsal farkların toplam mutlak değerlerini indirgemeye çalıştığından dolayı, keskin sınırlarla ayrılan veya kendi içinde homojen yapıya sahip jeolojik ortamlarda daha etkili çözüm üretmektedir (Lok vd. 2003). Dolayısıyla, çalışma alanının jeolojik özelliklerine uygun olarak, yüksek özdirenç değerleriyle temsil edilen Eolinit ve altındaki düşük özdirençli denizel çökeller arasındaki geçişin keskin olacağı öngörüsüyle elde edilen görünür özdirenç verilerinin ters çözümünde L1 normu kullanılmıştır. Ters çözüm işlemi 6 yineleme ve %3'lük mutlak hatayla sonlandırılmış ve yerelektrik model ortaya konmuştur (Şekil 4). Bir kaç ölçü noktası hariç, ölçülen ve hesaplanan görünür özdirenç değerlerinin logaritmik yüzdesel farklar sıfıra yakın küçük değerler almıştır. Dolayısıyla, elde edilen yerelektrik modelinin gerçek yeraltı yapısını yüksek oranda yansıttığını söylenebilir (Erginal vd. 2013a). GB-KD doğrultulu hat boyunca elde edilen yerelektrik model 17 m derinliğe kadar bilgi vermekte ve özdirenç değerlerinin yaklaşık olarak 5 ve 3580 ohm.m arasında değiştiği gözlenmektedir (Şekil 4). Yüksek özdirençli Üst Pleyistosen yaşlı eolinit birimleri, düşük özdirenç değerleri

sunan Üst Miyosen yaşlı denizel çökellerden bariz bir şekilde ayırt edilebilmektedir. Ayrıca, denize doğru (GB yönünde) yaklaştıkça denizel çökellere ait özdirenç değerlerinde kademeli bir düşüş dikkat çekmektedir. Bu düşüş denize doğru gidildikçe çökel ortamındaki kil içeriğindeki artıştan kaynaklanabilir. Bunu saha gözlemleri de desteklemektedir. Ayrıca, kesitte KD yönünde ilerlendiğinde yatay mesafede yaklaşık 48. m'de gözlenen ve kilce zengin bölgeye kıyasla daha yüksek özdirenç değerlerine sahip bir alana geçilmektedir. Bu kesim yaklaşık 3-4 m'lik bir derinliğe sahiptir ve denizel çökellerin üst biriminde olasılıkla kumlu bir yüzeyi temsil etmektedir.

Yerelektrik kesitte açık bir şekilde gözlenen eolinit tabakalarının özdirenç değerleri yaklaşık olarak 700 ve 3580 ohm.m arasında değişmektedir (Şekil 4). Bu geniş özdirenç değişimi eolinitin kendi içerisinde homojen olmayan bir yapıda olduğunu ve eolinit içinde farklı boyutta erime boşluklarının varlığını gösterir. Ölçüm hattı boyunca eolinit tabakalarının kalınlığının da 4-7 m arasında olduğunu (Şekil 4) ve kum çökelinin yatay bir topografya üzerinde gerçekleştiğini göstermektedir. Ayrıca kesitin 47. ve 52. m'ler arasındaki kısmında paleo-topografya yüzeyinde bir düzensizlik tespit edilmiştir (Şekil 4). Bu durum eolinit bloklarında lokal bir çökme veya yüksek açılı bir normal faydan kaynaklanmış olabilir (Ekinci vd. 2010; Erginal vd. 2013a).



Şekil 2. EÖT çalışmalarının yapıldığı kıyı birikim şekillerinden bazı görünümeler. a) Bozcaada eolinitleri, b) Karaburun kokunitleri, c) Şile eolinitleri ve d) Kıyıköy yalitaşı.

Figure 2. Some views from the coastal deposits where the ERT surveys were performed on. a) Bozcaada eolianites, b) Karaburun coquinites, c) Şile eolianites and d) Kıyıköy beachrock.

Karaburun Kokuniti

Karadeniz kıyısında yer alan çimentolanmış kokina istifi Marmara Denizi ve Karadeniz'i birbirine bağlayan İstanbul Boğazı'nın kuzey çıkışına yaklaşık 40 km uzaklıkta bulunmaktadır (Şekil 1). Çatalca Yarımadası'nın kuzeydoğu kıyısında bulunan Karaburun yerleşiminin doğu kıyısında kokunit blokları yüzeylenmektedir (Şekil 2b). Yaklaşık 4.5 km boyunca uzanan ve bivalv kırıntılarının meydana getirdiği biyojenik enkazdan oluşan kokina plajı kıyıdaki dalga kıranların varlığına bağlı olarak 20 m ile 60 m arasında değişen bir genişliğe sahiptir (Erginal vd. 2012).

Çalışma alanındaki kırıntılı kokina plajı altında bulunan kokunit tabakalarının enine ve boyuna uzanımı, kalınlığı, yüzey altı yapısı ve plaj materyalleri ile olan dokunak ilişkisi gibi parametrelerin ortaya çıkarılması amacıyla EÖT çalışması gerçekleştirilmiştir (Şekil 3b). Kıyı çizgisine dik, 40 m uzunluğunda ve aralarında 15 m uzaklık olacak şekilde üç hat (D1, D2 ve D3) ve kıyıya paralel 50 m uzunluğunda beş hat (P1, P2, P3, P4 ve P5) çalışma hatları olarak belirlenmiştir. Denize paralel olan hatlar arası mesafe, kokunit birimlerin yüzlek verdiği alanların genişliği göz önüne alınarak, P1-P2, P2-P3, P3-P4 ve P4-P5 arası için sırasıyla 6 m, 8 m, 6 m ve 8 m olacak şekilde belirlenmiştir. Ölçümler Dipol-dipol elektrot dizilimi kullanımıyla 9 derinlik seviyesi ve elektrot aralıkları 2 m ve 4 m olacak şekilde gerçekleştirilmiş ve toplam 1233 görünür özdirenç verisi toplanmıştır (Erginal vd. 2012).

Ters çözüm aşamasında, Bozcaada eolinitleri örneğinden farklı olarak L2 normu ters çözüm yaklaşımı kullanılmıştır. Bunun nedeni, diğer örnekteki keskin özdirenç geçişlerinin bu çalışmayı konu alan jeolojik birimler arasında beklenmemesidir. Deniz kıyısına paralel ve dik alınan 8 kesit incelendiğinde (Şekil 5 ve 6) 2 kesit

hariç (P4 ve P5) tüm kesitlerin çalışma alanındaki çimentolanmış kokunit birimleri hakkında bilgi içerdiği gözlenmektedir. Yüzeiden yaklaşık 4.5 m derinliğe kadar bilgi veren yerelektrik kesitlerde yaklaşık 2 m kalınlığındaki kokunit kütleleri ile pekleşmemiş ve deniz suyuna doymuş kokina plaj malzemesi arasındaki özdirenç değişimleri açıkça görülebilmektedir (Şekil 5 ve 6). Kesitler incelendiğinde, birkaç ölçü noktası hariç özdirenç değerlerinin 4 ila 1500 ohm.m arasında değiştiği gözlenmektedir. Tüm kesitlerde birimlerin daha iyi tanımlanması ve gözlenebilmesi amacıyla ortak renk skalası kullanılmıştır. Deniz kıyısına paralel olarak alınan P1, P2 ve P3 (Şekil 5) kesitlerinde "2" olarak işaretlenmiş kokunit birimleri sahip olduğu kısmen yüksek özdirenç değerleriyle, "1" ile işaretlenmiş ve daha derin kesimlerde bulunan düşük özdirençli plaj malzemesi ile bariz bir şekilde ayırt edilebilmektedir (Ekinci vd. 2012; Erginal vd. 2012). Özdirenç değerlerindeki bu düşüş deniz suyu girişimi nedeniyle oluşan tuzluluk artışından kaynaklanmaktadır. Diğer taraftan, P4 ve P5 kesitlerinde (Şekil 5) kokunit birimleri gözlenememekle birlikte, bu kesitlerde özdirenç değerlerindeki belirgin artışın tane boyutunun kıyıya daha yakın olan plaj malzemesinin aksine daha büyük ve dolayısıyla taneler arası boşluğun daha fazla olduğu plaj gerisindeki malzemeden kaynaklandığı düşünülmektedir. Deniz kıyısına dik olarak alınan D1, D2 ve D3 kesitleri (Şekil 6) boyunca topoğrafyanın belirgin bir şekilde değişmesi nedeniyle bu hatlarda yerelektrik kesitler topoğrafya etkisi göz önüne alınarak hesaplanmış ve sunulmuştur. Birbirine benzer belirtiler sunan bu kesitler incelendiğinde paralel kesitlerle yüksek oranda uyum içinde oldukları gözlenmektedir. Kokunit tabakalarının sonlandığı yerden sonra özdirenç değerlerindeki ani artış bu kesimdeki suya doymuş olmayan ve P5 kesitinde de açıkça görülen ve iri taneli kokina plaj malzemesi (4) ile ilişkilendirilmiştir. Şekil 6'da maksimum

2 m kalınlığa sahip ve denizden karaya doğru yaklaşık 20-23 m kadar uzanan çimentolanmış tabakalar içeren kokunit yataklarının denize doğru 5° ile 10°'lik açılar arasında eğimli olduğu görülmektedir. Bu sonuçlara göre çalışma alanında yüzlek veren çapraz tabakalı blokların gerçekte kaba kırıntılı kokinalı plaj ile örtülen kokunit tabakalarının üst seviyelerini oluşturdukları anlaşılmaktadır. Birimin mevcut deniz seviyesinden 2 m derinliğe kadar uzanması kokunitin oluşum mekanizmasını anlamak açısından önemli bilgiler vermiştir (Ekinci vd. 2012; Erginal vd. 2012). Şöyle ki, gevşek yapılı kokina plajı altında gömülü bulunan 2 m kalınlığındaki kokunit, alçak deniz seviyesi koşullarındaki meteorik çimentolanma ile ilişkilidir. Bu durumda kokunit tabakalarının Karadeniz'in bugünkü seviyesine yakın olduğu dönemde biriktirildiği düşünülebilir. Bunu izleyen dönemde kavkı kırıntılarının meteorik çimentolanması deniz seviyesinin günümüzden 2 m daha alçak olduğu bir dönemde gerçekleşmiştir. Tabakaların kokinalı plaj ve günümüz deniz seviyesinin altında bulunan derindeki kısımları, genç tabakaların çimentolanması sonrasında deniz seviyesinin sürekli yükseldiğini açıklamaktadır.

Şile Eolinitleri

İstanbul'un Şile ilçe merkezine yaklaşık 13 km uzaklıkta (batıda) bulunan eolinit istifi (Şekil 1) kumlu çakıllı ve biyojenik kırıntı içeren düşük eğimli bir plajın gerisinde (güneyinde) bulunmaktadır. Görünür kalınlığı 5 m'yi bulan eolinit Pliyosen yaşlı kumlu kil birimleri üzerinde uyumsuz olarak oturmaktadır (Şekil 2c). Çalışma kapsamında, eolien kumlarla örtülü eolinit tabakalarının örttüğü paleo-topoğrafyayı ortaya koymak amacıyla üç farklı hat boyunca 9 derinlik seviyesi ve Dipol-dipol elektrot dizilimi kullanılarak EÖT çalışması gerçekleştirilmiştir

(Şekil 3c). Elektrik özdirenç hatları, Pliyosen yaşlı birim üzerindeki en kalın eolinit birimleri göz önüne alınarak, elektrot aralığı 5.5 m ve hat uzunluğu 110 m olacak şekilde seçilmiştir. Ters çözüm işleminde, Bozcaada eolinit örneğinde de belirtildiği gibi, bu çalışmaya da konu olan jeolojik birimler arasında keskin özdirenç geçişleri öngörüldüğünden L1 normu ters çözüm yaklaşımı kullanılmıştır.

Elde edilen yerelektrik kesitler (Şekil 7) incelendiğinde, eolinit ve altında bulunan Pliyosen yaşlı kumlu-killi kırmızımsı renkteki birim arasındaki litolojik geçiş açıkça görülmektedir. Yaklaşık 12 m derinliğe kadarki özdirenç değişimini gösteren kesitlerin üst kısımlarındaki yüksek özdirençli birim eolinit, daha derinlerdeki düşük özdirençli birimler ise Pliyosen yaşlı kumlu ve killi birimleri göstermektedir (Şekil 7). Bu iki birim arasındaki yüksek özdirenç zıtlığı üç kesitte de belirgin bir şekilde görülebilmektedir. KD-GB yönelimli bu kesitlere göre, eolinit biriminin kalınlığı 3.5 ve 8 m arasında değişmektedir. P1 ve P2 kesitlerinde bu iki birim arasındaki geçiş daha keskin bir şekilde gözlenirken P3 kesitinde ise iki birim arasındaki geçişin derinlikle birlikte dereceli olarak değiştiği görülmektedir (Şekil 7). Bununla birlikte, alt kesimde bulunan pekleşmemiş kumlu birim içinde küçük bir gömülü paleo-vadinin varlığı da gözlenmektedir (Erginal vd. 2013b). Bu sebeple, yerelektrik kesitler eolinit kumları ile fosilleşmiş 5-9 m derinliklerde inişli çıkışlı bir topoğrafya sergilemektedir. Eolinitin karaya doğru genişliği doğudan batıya doğru azalmaktadır (Şekil 7). Bu azalma muhtemelen çimentolanma öncesi kıyı kumul istifinin orijinal genişliğini göstermektedir. Diğer taraftan, yerelektrik hattın karaya doğru olan kesiminin sonlarında özdirenç değerlerindeki keskin düşüş eolinitin kıyı gerisindeki sınırını (100-105 m) belirlemektedir (Erginal vd. 2013b).

Kıyıköy Yalıtışı

Kırklareli ili sınırları içerisinde Kıyıköy (Şekil 1) yerleşiminin doğu kıyısında bulunan çalışma alanı Karadeniz kıyılarında bugüne dek ilk defa gözlenen yalıtışlarını (Şekil 2d) konu almaktadır. Yalıtışı oluşumu ile gel-git genliği arasındaki ilişki düşünüldüğünde gömülü yalıtışı tabakalarının kalınlığının bilinmesi deniz suyu seviyesi değişimleri hakkında önemli bilgiler verebilmektedir.

Çalışma alanında ve çevresinde genel olarak kumtaşı ve kilitaşı ardalanmalı Orta-Geç Eosen yaşlı fosilli kireçtaşı bileşimi içeren jeolojik birimler bulunmaktadır (Erginal vd. 2013c). Kıyı boyunca yüzeyleyen yalıtışı tabakalarının maksimum görünür kalınlığı yaklaşık 75 cm olmasına rağmen plaj kumları altında örtülü kısmı da dahil edildiğinde denize doğru 2 m'yi bulduğu, ayrıca 20 m açığa kadar (su altında) devam ettiği gözlenmektedir.

Bu çalışmada, deniz kıyısına dik 10 m aralıklı 4 farklı hat boyunca gömülü yalıtışlarının yüzeyaltı yapısı ve kıyı çizgisinden karaya doğru plaj kumları altındaki uzanımlarının belirlenebilmesi amacıyla EÖT çalışması gerçekleştirilmiştir (Şekil 3d). Saha koşullarını ve hedef birimin öngörülen kalınlık miktarını dikkate alarak, Dipol-dipol dizilimi ile 11 derinlik seviyesi boyunca 22 istasyonda ilk iki hat için (P1 ve P2) 1 m elektrot aralığı kullanılırken diğer iki hat (P3 ve P4) için 1.5 m elektrot aralığı seçilmiştir. Bu çalışmada da Karaburun kokunitleri örneğindeki benzer olarak L2 normu 2B ters çözüm algoritması kullanılmıştır (Loke ve Barker 1996). P1 ve P2 kesitlerinin aksine P3 ve P4 kesitlerinin sonlarına doğru belirgin bir topoğrafik değişim

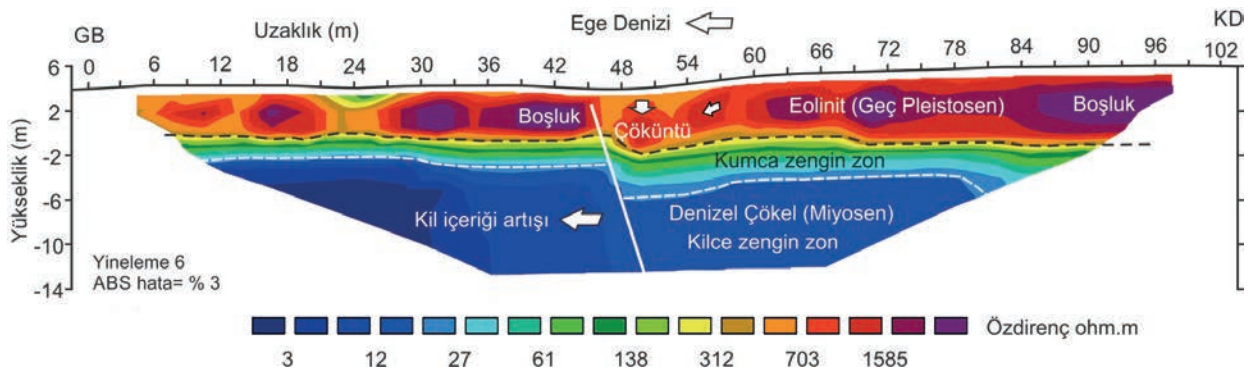
bulduğundan bu hatlarda elektrot noktalarına ait yükseklik değerleri de ölçülerek ters çözüm işleminde hesaba katılmıştır.

Elde edilen P1 ve P2 kesitleri 2.7 m derinliğe kadar özdirenç değişimlerini gösterirken P3 ve P4 kesitleri ise 4 m derinliğe kadar bilgi içermektedir. Yerelektrik kesitlerde özdirenç değerleri 1 ile 550 ohm.m arasında değişmektedir (Şekil 8). Dolayısıyla, yüksek özdirençli yalıtışı tabakaları ile plaj materyalleri arasındaki özdirenç farklılığı belirgin bir şekilde ayırt edilebilmektedir (Erginal vd. 2013c). Özdirenç değerlerindeki aşırı düşüş ise deniz suyu girişiminden kaynaklı tuzluluk artışı ile ilgili olmalıdır. Kesitlerde, plaj kumları altındaki yalıtışı bloklarının yaklaşık 1 m kalınlığına sahip olduğu ve bu derinlikten sonra aniden sonlandıkları görülmektedir (Şekil 8). Bununla birlikte, P3 ve P4 kesitlerinin son kesimlerindeki yüksek özdirençli alanların kıyı gerisinde bulunan fosil kumulların varlığı ile ilişkilendirilmektedir. Yerelektrik kesitlere göre, gömülü yalıtışı blokları karaya doğru 23 m mesafeye kadar uzanmaktadır (Şekil 8). Diğer taraftan kesitin başlangıç kısımlarında yalıtışı bloklarına ait izlerin görülmemesi o kısımda tabaka başlarındaki dalga aşındırmasından kaynaklanmış olmalıdır. Sonuç olarak bu alanda jeofizik veriler ışığında iki önemli bulgu tespit edilmiştir. Bunlardan ilki, yalıtışı tabakalarının gömülü ve yüzlek veren kısımlarının birlikte maksimum kalınlığının 1.75 m olduğudur. Bu kalınlık değeri Goudie (2001)'de belirtilen Karadeniz'deki gel-git genliğini aşmaktadır. Bir diğeri ise, deniz içerisinde ve kıyıda çimentolanmış bu birimlerin yaklaşık 40 m genişliğine sahip olduğudur (Erginal vd. 2013c).



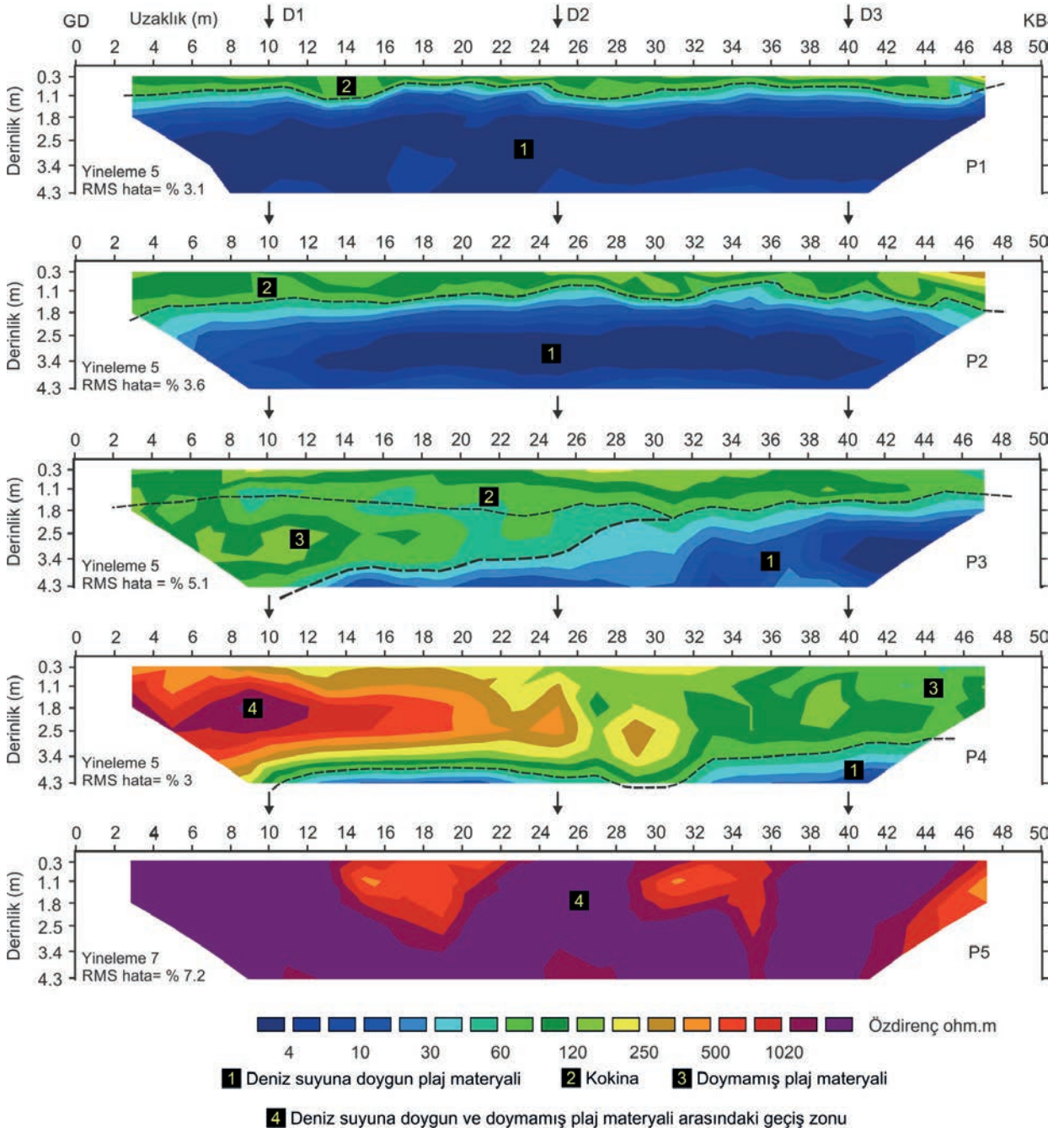
Şekil 3. a) Bozcaada, b) Karaburun, c) Şile ve d) Kıyıköy kıyılarında yapılan EÖT çalışmalarına ait bazı ölçüm hatları.

Figure 3. Some measurement profiles of ERT surveys performed on a) Bozcaada, b) Karaburun, c) Şile and d) Kıyıköy coasts.



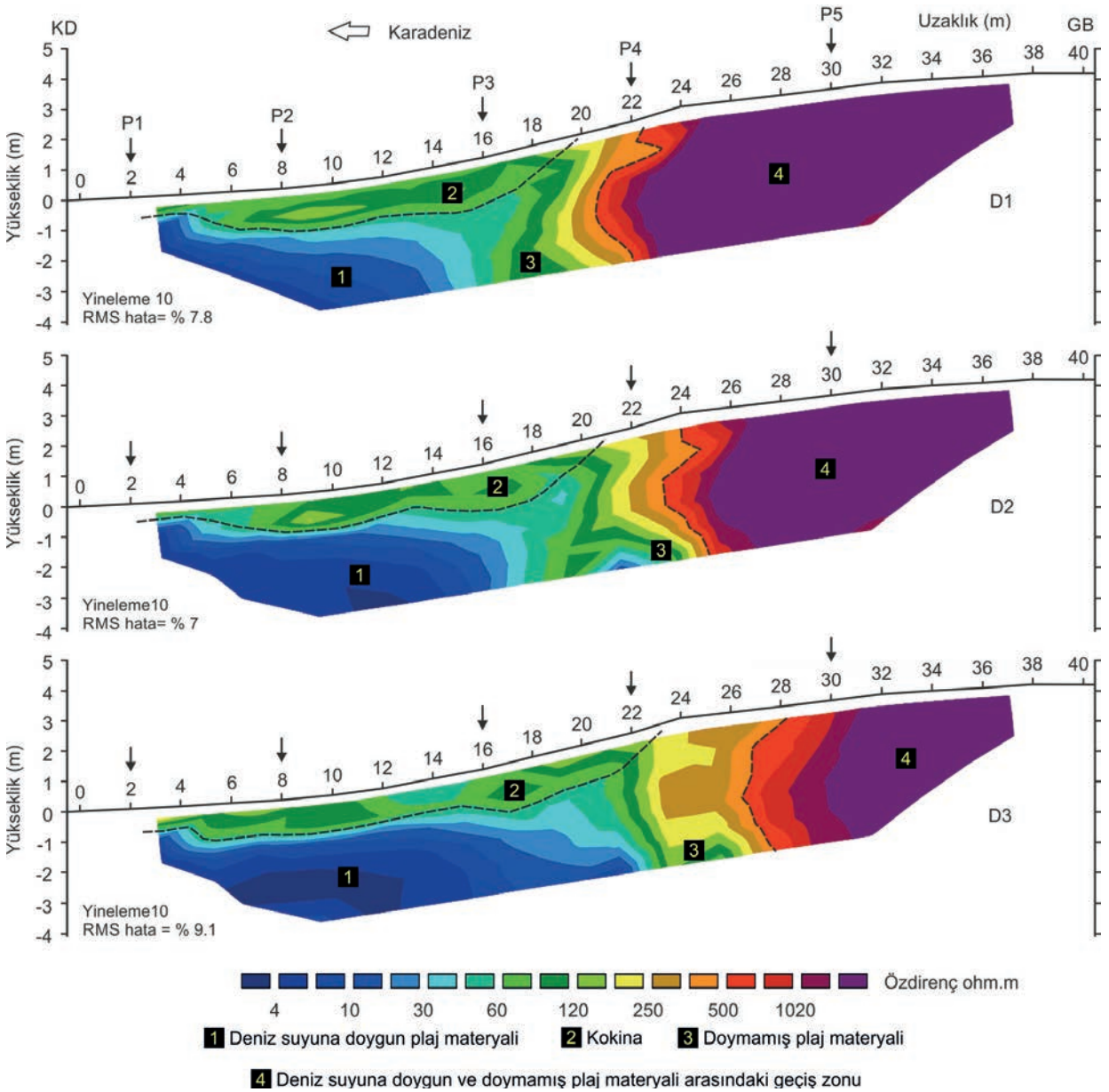
Şekil 4. Bozcaada eolinitini üzerinde alınan hatta ait yerelektrik kesit.

Figure 4. Inverse model resistivity section of the profile obtained from the Bozcaada eolianite



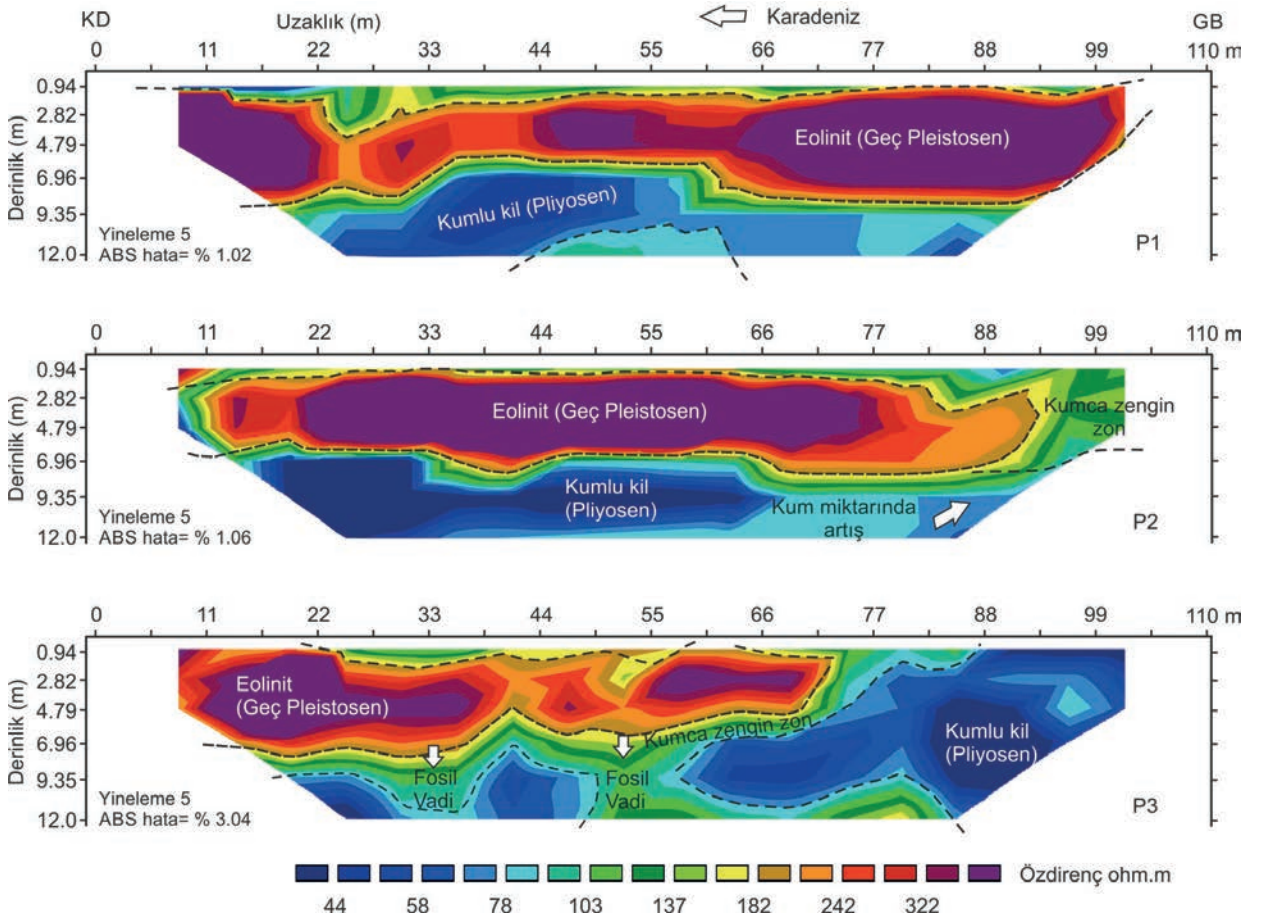
Şekil 5. Karaburun kokina plajında kıyı çizgisine paralel alınan hatlara ait yerelektrik kesitler.

Figure 5. Inverse model resistivity sections of the profiles taken parallel to the coastline at Karaburun coquina beach.



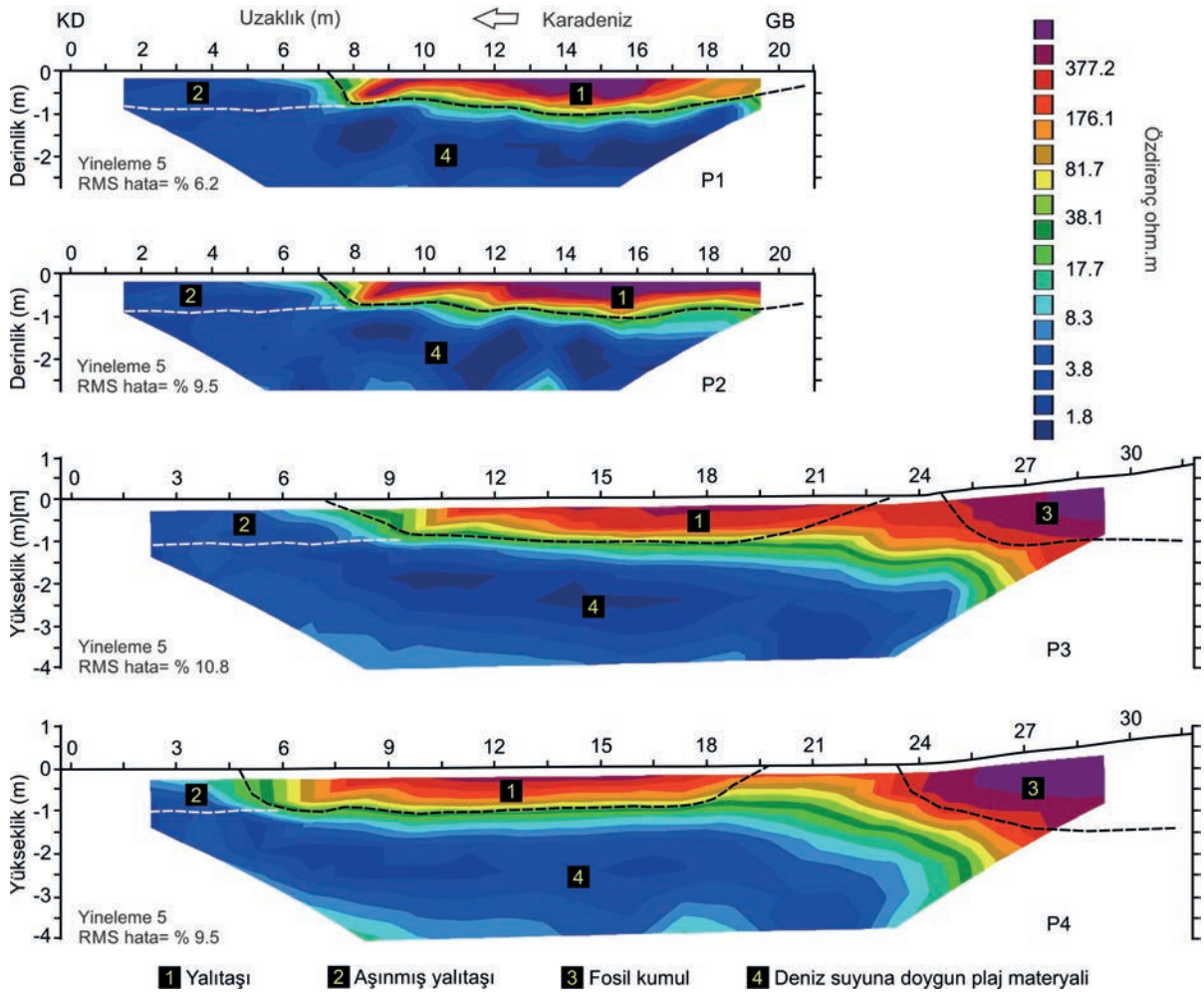
Şekil 6. Karaburun kokina plajında kıyı çizgisine dik alınan hatlara ait yerelektrik kesitler.

Figure 6. Inverse model resistivity sections of the profiles taken perpendicular to the coastline at Karaburun coquina beach.



Şekil 7. Şile eolinitini üzerinde alınan hatlara ait yerelektrik kesitler.

Figure 7. Inverse model resistivity sections of the profiles obtained from the Şile eolianite.



Şekil 8. Kıyıköy yalıtışı üzerinde alınan hatlara ait yerelektrik kesitler.

Figure 8. Inverse model resistivity sections of the profiles obtained from the Kıyıköy beachrock.

SONUÇLAR

Bu çalışmada özellikle sığ amaçlı jeofizik araştırmalarda oldukça sık ve başarılı bir şekilde kullanılan EÖT tekniğinin geleneksel olmayan kullanım alanları üzerindeki uygulama örnekleri sunulmuştur. Jeofizik görüntüleme yöntemi plaj ve kumul kumları altında gömülü çimentolanmış plaj ve kumul istiflerine ilk kez uygulanarak çimentolanmış kıyı istiflerinin yüzealtı yapılarına ait somut sonuçlar elde edilmiştir. Sunulan örneklerde farklı kıyı istiflerinin fiziksel

özellikleri (tabaka kalınlığı, derinlik, yüzey altı geometrisi ve dokunak ilişkisi vb.) 2B EÖT çalışmalarıyla belirlenmiştir. Elektrik özdirenç yöntemi bu istiflerin alt ve üstünde bulunan diğer jeolojik formasyonlarla dokunak ilişkilerinin belirlenmesi yanında kıyı morfodinamiklerinin anlaşılması açısından da önemli ipuçları vermektedir. Nitekim, yalıtışlarının gel-git içi ortamda çimentolanma özelliği değerlendirilirken tabaka kalınlığının gel-git genliğini aşmaması

beklenir. Plaj materyalleri altında gömülü olan tabakalar yüzeyleyen kısımlara eklendiğinde gel-git genliği aşıyorsa bu durumda kıyı gerisi (supratidal) ortamda meteorik çimentolanmanın da gel-git içi (intertidal) çimentolanmaya katkı koyduğu anlaşılır. Bu da yüzeylenmiş ve gömülü kısımların toplam kalınlığı ile anlaşılabilceğinden EÖT yüzeyaltı görüntüleme aracı olarak önemli katkı vermektedir. Aynı şekilde eolinitler gibi fosil kumul istifleri jeolojik geçmişte kıyıdaki paleo-rüzgar sistemlerinin kara yönünde yaptığı biriktirme sonucunda oluşurlar. Tabakaların çapraz tabakalı yapısı rüzgarın esiş yönü hakkında bilgi verirken kalınlığı o dönemki kumul tepeleri ve sırtlarının yüksekliğini ortaya koyar. Tabakaların örttüğü paleo-topoğrafya yüzeyi ise kumul istilasına uğrayan eski morfolojik düzlemi (jeolojik açıdan diskordans yüzeyini) belirtir. Bu nedenle EÖT fosil kumul sistemlerinin geliştiği paleo-kıyı ortamının derindeki izlerini açığa çıkarmaktadır. Bu sonuçlar kıyı jeolojisi ve jeomorfolojisi araştırmalarında fosil topoğrafyalar ve istif morfometrisinin anlaşılmasında jeofizik yöntemlerin katkılarını göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmalar esnasında Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölüm Başkanlığı'nı sırasıyla yürüten Tolga Bekler ve Aydın Büyüksaraç'a elektrik öz direnç cihazlarının kullanımı için gösterdikleri anlayıştan ötürü teşekkürlerimizi sunarız. Arazi çalışmalarındaki özverili katkılarından dolayı Mustafa Avcıoğlu, Erdal Öztura, Rezzan Ekinci ve Hakan Kaya'ya teşekkür ederiz. Makalenin son haline gelmesindeki katkılarından dolayı Prof. Dr. Hüseyin Yılmaz ve ismi belirtilmeyen diğer hakeme teşekkürlerimizi sunarız. Üçüncü yazar (AEE) 112Y217 ve 113Y418 nolu projeler kapsamında TÜBİTAK'a, GEBİP ödül programı

kapsamındaki destekleri için ise Türkiye Bilimler Akademisi'ne (TÜBA) teşekkür eder. Şekil 1'in oluşturulmasında GMT (Wessel ve Smith 1995) yazılımı kullanılmıştır.

EXTENDED SUMMARY

It is well known that both shallow and deeper subsurface structures may be investigated in success by performing geophysical imaging surveys. ERT is one of the efficient imaging technique to provide a physical contrast between different lithological units. Additionally the rapid improvements of the software packages and multi-electrode measuring systems during the last decade have enabled to perform the ERT measurements more widely, faster and more reliable. Thus the technique is frequently performed on many investigations to delineate the nature of the subsurface.

To the contrary of the researchers paying much attention to the archaeological, hydrogeological, environmental and structural geological problems such as exploring the buried archaeological remains, investigating shallow aquifers, groundwater contaminations and the seawater intrusions, mapping the landfill areas and karstic cavities, geologic contacts and the faults and also the soil-bedrock interfaces etc., there are rare special investigations in all over the world that have been performed to shed light to paleo-environmental studies and buried topography investigations or imaging the sedimentary structures on coastal areas. Despite this rareness some recent case studies, which have provided successful contributions in understanding the nature of Quaternary coastal deposits by using ERT technique, were performed in some different parts of Turkey. These studies aimed to obtain some new findings about Late Pleistocene/Holocene sea level changes by investigating special coastal

deposits developed with the control of the wave-current and wind. The case studies presented herein were performed in Black Sea (Şile, Karaburun, Kiyıköy), and Aegean Sea (Bozcaada Island) coasts of Turkey. Measured apparent resistivity data sets obtained along the survey profiles were inverted using 2D inversion schemes to determine the true resistivity distribution of the subsurface. The derived tomographic images clearly indicated the subsurface geometry, contact relationship and depositional characteristics of the consolidated coastal deposits such as eolianite, coquinite and beachrocks, which result from different bedded Quaternary carbonate cementation. The physical parameters such as depths and the thicknesses of these consolidated coastal deposits were also revealed. Therefore it can be mentioned that imaging the lower parts of the beach and dune sands (or other covering units) of layered coastal deposits, which were cemented with calcium carbonate after the development by the control of wave, current and wind, and also the buried geological structures and fossil topographies covered by those beach and dune sands, shows the significant contribution of ERT technique on the investigations of coastal geology and paleo-geography. As a result, these studies also showed that application of ERT technique can be an efficient tool for paleo-environmental studies on coastal areas provided that the electrical resistivity contrasts between the consolidated coastal deposits (eolianite, coquinite and beachrocks) and underlying-overlying beach materials are measurable.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Allaby, M. 2008. A Dictionary of Earth Sciences, Oxford University Press, New York.
- Avşarcan, B. 1997. Yalıtışı oluşumu üzerine teoriler ve Türkiye kıyılarındaki yalıtışlarının bazı özellikleri, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Dergisi 5, 259–282.
- Bener, M. 1974. Alanya-Gazipaşa arasındaki kıyı kesiminde yalıtışı oluşumu, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları, no. 75.
- Bezerra, F.H.R., Lima-Filho, F.P., Amaral, R.F., Caldas, L.H.O. ve Costa-Neto, L.X. 1998. Holocene coastal tectonics: coastal tectonics, Special Publication, vol:146, eds: Stewart, I.S., Vitafinzi, C., Geological Society, London, 279–293.
- Binkley, K.L., Wilkinson, B.H. ve Owen, R.M. 1980. Vadose beachrock cementation along a Southeastern Michigan marl lake, Journal of Sedimentary Petrology 50, 953–962.
- Bricker, O.P. 1971. Introduction: beachrock and intertidal cement: Carbonate Cements: 1-3, ed: Bricker, O.P., John Hopkins Press, Baltimore, M.D.
- Brooke B. 2001. The distribution of carbonate eolianite, Earth-Science Reviews 55, 135–164.
- Desruelles, S., Fouache, E., Ciner, A., Dalongeville, R., Pavlopoulos, K., Kosun, E., Coquinot, Y. ve Potdevin, J-L. 2009. Beachrocks and sea-level changes since Middle Holocene: comparison between the insular group of Mykonos-Delos-Rhenia (Cyclades, Greece) and the southern coast of Turkey, Global and Planetary Change 66, 19–33.
- Ekinci, Y.L., Demirci, A., Erginal, A.E. ve Öztürk, B. 2010. Detection of cavities in carbonate-cemented fossil eolian sand dunes using DC electrical resistivity survey, Bozcaada Island, Turkey, European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts, v. 12, EGU2010-7005.
- Ekinci, Y.L., Demirci, A., Erginal, A., Kaya, H. ve Ekinci, R. 2012. The nature and subsurface geometry of Late Holocene Coquina rocks, Karaburun-İstanbul, NW Turkey, European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts, v. 14, EGU2012-9367.
- Erginal, A.E., Kıyak, N.G., Bozcu, M., Ertek, T.A., Güngüneş, H., Sungur, A. ve Türker, G. 2008. On the origin and age of Arıburnu beachrock, Gelibolu Peninsula, Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences 17, 803–819.
- Erginal, A.E., Kıyak, N.G. ve Öztürk, B. 2010. Investigation of beachrock using microanalyses and OSL dating: A case study from the Bozcaada Island, Turkey, Journal of Coastal Research 26 (2), 350–358.
- Erginal A. E., Ekinci Y. L., Demirci A., Elmas E. K. ve Kaya K. 2012. First note on Holocene coquinite on Thrace (Black Sea) coast of Turkey, Sedimentary Geology 267–268, 55–62.
- Erginal, A.E. 2012. Beachrock as evidence of sea-level lowstand during the Classical period, Parion antique city, Marmara Sea, Turkey, Geodinamica Acta 25, 96–103.
- Erginal, A.E., Ekinci, Y.L., Demirci, A., Avcioglu, M., Ozturk, M.Z., Turkes, M. ve Yigitbas, E. 2013a. Depositional characteristics of carbonate-cemented fossil eolian sand dunes, Bozcaada Island, Turkey, Journal of Coastal Research 29 (1), 78–85.

- Erginal, A.E., Kiyak, N.G., Ekinci, Y.L., Demirci, A., Ertek, A. ve Canel, T. 2013b. Age, composition and paleo-environmental significance of a late Pleistocene eolianite from the western Black Sea coast of Turkey, Quaternary International 296, 168–175.
- Erginal, A.E., Ekinci, Y.L., Demirci, A., Bozcu, M., Ozturk, M.Z., Avcioglu, M. ve Oztura, M.Z. 2013c. First record of beachrock on Black Sea coast of Turkey: Implications for Late Holocene sea-level fluctuations, Sedimentary Geology 294, 294–302.
- Erol, O. 1972. Gelibolu Yarımadası kıyılarında yalıtışı oluşumları, Ankara Üniversitesi Coğrafya Dergisi 3–4, 1–2.
- Frebourg G., Hasler C., Le Guern P. ve Davaud E. 2008. Facies characteristics and diversity in carbonate eolianites, Facies 54 (2), 175–191.
- Ginsburg, R.N. 1953. Beachrock in South Florida, Journal of Sedimentary Petrology 23, 85–92.
- Goudie, A. 1966. A preliminary examination of the beach conglomerates of Arsuz, South Turkey, Geographical Articles 6, 6–9.
- Goudie, A. S. 2001. The Nature of the Environment, Wiley-Blackwell, Oxford.
- Kelletat, D. 2006. Beachrock as a sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view, Journal of Coastal Research 22 (6), 1555–1564.
- Kiyak, N.G. ve Erginal, A.E. 2010. Optical stimulated luminescence dating study of Eolianite on the Island of Bozcaada, Turkey: preliminary results, Journal of Coastal Research 26 (4), 673–680.
- Kneale, D. ve Viles, H.A. 2000. Beach cement: incipient CaCO₃-cemented beachrock development in the upper intertidal zone, North Uist, Scotland, Sedimentary Geology 132, 165–170.
- Loke, M.H. ve Barker, R.D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method, Geophysical Prospecting 44, 131–152.
- Loke, M.H., Acworth, I. ve Dahlin, T. 2003. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical resistivity imaging, Exploration Geophysics 34, 182–187.
- Loope D.B. 2009. Eolianite, Encyclopedia of Paleo-climatology and Ancient Environments, ed: Gornitz, V., Springer, Dordrecht-The Netherlands, 319–320.
- Lovejoy, D.W. 1998. Classic exposures of the Anastasia Formation in Martin and Palm Beach Counties, Florida, Miami Geological Society Publications, Miami-Florida.
- McLaren, S. 2004. Aeolianite, Encyclopedia of Geomorphology, ed: Andrew S. Goudie, Routledge, New York.
- Neumeier, U. 1998. Le rôle de l'activité microbienne dans la cimentation précoce des beachrocks (sédiments intertidaux), Terra Environ 12, 1–183.
- Polymeris, G.S., Erginal, A.E. ve Kiyak, N.G. 2012. A comparative morphology, compositional as well as TL study of Bozcaada (Tenedos) and Şile aeolianites, Turkey, Mediterranean Archaeology & Archaeometry 12 (2), 117–131.
- Ramsay, P.J. ve Cooper, J.A.G. 2002. Late Quaternary sea level changes in South Africa, Quaternary Research 57, 82–90.
- Rey, D., Rubio, B., Bernabeu, A.M. ve Vilas, F. 2004. Formation, exposure, and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain). Sedimentary Geology 169 (1–2), 93–105.
- Russel, R.J. 1959. Caribbean beach-rock observations, Zeitschrift für Geomorphologie. 3 (3), 227–236.
- Sasaki, Y. 1992. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation, Geophysical Prospecting 40, 453–464.
- Scholle P.A., Bebout D.G. ve Moore C.H. 1983. Carbonate Depositional Environments, Memoir no. 33, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa-Oklahoma.
- Shen J-W., Long J-P., Pedoja K., Yang H-Q., Xu H-L. ve Sun J-L. 2013. Holocene coquina beachrock from Haishan Island, east coast of Guangdong Province, China, Quaternary International, (baskıda), 1–19.
- Spratt, T.A.B. ve Forbes, E. 1847. Travels in Lycia, Milyas, and the Cibyratis. II.-John Van Voorst, Paternoster Row, London.
- Thomas, P.J. 2009. Luminescence dating of beachrock in the Southeast Coast of India–potential for Holocene shoreline reconstruction, Journal of Coastal Research 26 (1), 1–7.
- Vousdoukas, M.I., Velegrakis, A.F. ve Plomaritis, T.A. 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation and impacts, Earth Science Reviews 85, 23–46.
- Wessel, P. ve Smith, W.H.F. 1995. New version of the Generic Mapping Tools, Eos Transactions, American Geophysical Union 76, 329-329.
- Zenkovitch, V.P. 1967. Processes of Coastal development, Oliver & Boyd, London.

Makale Geliş Tarihi : 28 Ağustos 2014
Kabul Tarihi : 13 Ekim 2014

Received : 28 August 2014
Accepted : 13 October 2014



Danişmen Formasyonu Stratigrafisi ve Birim İçindeki Linyit Düzeylerinin Havzadaki Dağılımı, Trakya Havzası, Türkiye

*Sratigraphy of the Danişmen Formation and distribution of lignite seam layers interbedding in
the Unit, Thrace Basin, Turkey*

Doğan PERİNÇEK¹, Nurdan ATAŞ¹, Şeyma KARATUT¹, Esra ERENŞOY¹

¹ *Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Çanakkale (perincek@yahoo.com, perincek@comu.edu.tr)*

ÖZ

Trakya Havzası'nın linyit potansiyeli havza genelinde yer altı verileri kullanılarak çalışılmıştır. Bu çalışmada TPAO, MTA ve TKİ kuruluşlarınca sağlanan çok sayıda kuyu verisi ve sismik veri kullanılmıştır. Amaç Danişmen Formasyonu (Oligosen-Erken-Miyosen) içinde yer alan linyit katkılarının ekonomik değerlendirmesini yapmaktır. Bu nedenle Ergene-Kırcasalih (Geç Miyosen-Pliyosen) formasyonlarının toplam kalınlık haritası hazırlanmıştır. Ayrıca çalışmanın ana hedefi olan ve genellikle Danişmen Formasyonu'nun orta kesiminde yer alan linyit katkılarının toplam kalınlık haritası hazırlanmıştır. Havzada Danişmen Formasyonu linyit katkılarının yanal değişimlerini ortaya çıkarmak için korelasyonlar hazırlanmıştır.

Danişmen Formasyonu içindeki linyit katkılarına ulaşmak için ilk engel en üsteki Ergene-Kırcasalih formasyonlarının kalınlığıdır. Bu birimlerin ve Danişmen Formasyonunun kalınlık dağılımını kontrol eden faktör Orta Miyosen sırasında etkin olan Trakya Fay Sistemi'dir. Trakya Fay Sistemi'nin fay zonları üzerinde ve dolayında oluşan yükselimler üzerinde Danişmen Formasyonu aşınmıştır. Danişmen Formasyonu'nun tamamen veya kısmen aşındığı alanlarda, linyit katkıları da yok olmuştur.

Trakya Fay Sistemi'nin etkisiyle oluşan yükselim alanları aşınmaya rağmen yüksekliklerini korumuşlar. Söz konusu paleoyükselim alanlarında Ergene - Kırcasalih formasyonları düşük kalınlıklarda çökelmiştir.

Çalışma kapsamında gerçekleştirilen kuyular arası litoloji korelasyonları yardımıyla Danişmen Formasyonu içindeki linyit seviyelerinin yanal kalınlık değişimleri ve süreksizlikleri ortaya çıkarılmıştır. Ayrıca Danişmen Formasyonu üzerinde yer alan Ergene-Kırcasalih formasyonlarının ince olduğu kesimler saptanmıştır. Böylece linyite kolay ulaşılacak alanlar örtünün ince olduğu yerler saptanmıştır

Anahtar Kelimeler: Danişmen Formasyonu, Kuyu Logu Korelasyonu, Linyit, Trakya Fay Sistemi, Trakya Havzası

ABSTRACT

Aim of this study to understand lignite potential of the basin. This work has been conducted using subsurface data; including numerous wells and several seismic lines provided by TPAO, MTA and TKİ.

Purpose of this work to understand economical values of lignite seam layers interbedding in the Danişmen Formation (Oligocene-Early Miocene). For that purpose, first total thickness map of Ergene-Kırcasalih formations (Late Miocene-Pliocene) prepared. Total thickness of the lignite layers mapped, which is main purpose of the work. Lignite seam layers are usually located in middle of the Danişmen Formation. Also several stratigraphic correlations conducted to understand lateral continuation of lignite layers.

First obstacle to reach lignite is thickness of the Ergene-Kırcasalih formations which are overlying lignite bearing Danişmen Formation. Main structural event which is controlling thickness variation of the Danişmen Formation is Thrace Fault System; it was active during Middle Miocene. Danişmen Formation extensively or partially eroded along the fault zone and on the en-echelon folds of fault system. Amount of erosion is variable, Danişmen Formation and embedded lignite seams were completely eroded in some areas.

Elevated areas related Thrace Fault System partially eroded, however these areas were still paleohigh during accumulation of Ergene-Kırcasalih formations. Onlapping sequence of Ergene-Kırcasalih formations are thinner on these paleohigh.

At the end of this project lateral thickness variation and discontinuities of the lignite interbeds have been delineated by well log correlations. Addition to that, thin overburden areas of lignite bearing Danişmen Formation are located by mapping thickness of overlying Ergene-Kırcasalih formations.

Keywords: *Danişmen Formation, Lignite, Thrace Basin, Thrace Fault System, Well Log Correlation*

GİRİŞ

Trakya Havzası'nın linyit imkanların ortaya çıkarılmasına yönelik bu çalışmanın gerçekleşmesi için gerekli yeraltı jeolojisi veri seti TKİ, TPAO ve MTA tarafından sağlamıştır. Veri seti içinde sığ ve derin kuyu verileri, sismik kesitler, bazı kuyulardan alınan karot bilgisi bulunmaktadır. TKİ tarafından açılan kuyular Trakya Havzası'nda Vize GB'sı, Hayrabolu batısı ve Uzunköprü-Pehlivan köyü dolayında olmak üzere 3 alanda yoğunlaşmaktadır.

Çalışma sırasında linyit amaçlı kuyular açılırken karşılaşılabilecek ilk engel Ergene Formasyonu kalınlığıdır. Bu formasyonun kalınlığının havza bazında değişimini öğrenmek için Trakya Havzası'nın tümünde Ergene

Formasyonu kalınlık haritası yapılmıştır. Yapılan diğer bir kalınlık haritası ise toplam linyit kalınlık haritasıdır. Bu harita da ancak bölgesel ölçekte yapılırsa çalışmanın amacına hizmet edeceğinden ötürü Trakya Havzası'nın kuzey-kuzeydoğu alanları için yapılmıştır ve linyit birikimlerinin yoğunlaştığı bataklık ve göl alanlarının yerlerini dolaylı olarak göstereceği için linyit aramalarında önemli olan yol gösterici haritalardır. Linyit seviyeleri fasiyes değişimi ve aşınma nedeniyle yanal yönde süreksizlik gösterir.

Trakya Havzası'nın kuzeyinde Istranca, batısında Rodop masifleri ve güneyinde Sakarya Kıtası yer alır. Istranca Masifi alta gnaysik kayalar ve bunların üzerinde yeşilist fasiyesinde

metamorfize olmuş Paleozoik, Mesozoyik yaşlı sedimanter kayalarla temsil olunur (Üşümezsoy 1982, Taner ve Çağatay, 1983). Sedimanter kayalar Geç Kretase yaşlı granodiyoritik kayalar tarafından etkilenmiş ve yer yer yine Geç Kretase yaşlı volkano-sedimanter bir birim tarafından örtülmüşlerdir (Taner ve Çağatay,1983). Istranca Masifinin güney yamacında granitik kayalar mostra verir (Öztunalı ve Üşümezsoy, 1979).

Trakya Havzası, petrol ve gaz içermesi nedeni ile, yoğun jeolojik araştırmaların gerçekleştirildiği bir bölge olmuştur. Trakya Havzası'nı tümünden ele alan başlıca çalışmalar arasında Kopp ve diğ. (1969), Turgut ve diğ. (1983, 1991), Saner (1985), Siyako (2006a, 2006b) sayılabilir. Trakya Havzası'nın stratigrafik adlaması açısından en önemli kaynak ise bölgenin MTA Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanmış jeoloji haritalarıdır (İmik, 1988; Umut, 1988a, Çağlayan ve Yurtsever, 1998, Şentürk ve diğ., 1998 a, b).

Orta ve Kuzey Trakya'da Miyosen ve sonrası birimler, Eosen-Oligosen istifini örter. Bu nedenle; Trakya Havzası'nın litostratigrafik çatısı Güney Trakya, Gelibolu Yarımadası, Bozcaada ve Gökçeada'da görülen mostralara ile Kuzey Trakya'daki sismik kesitler ve açılan petrol arama kuyularından elde edilen bilgilerle kurulabilmektedir. Trakya Havzası'na ait Eosen-Oligosen istifleri Marmara Denizi güneyinde Biga Yarımadası'nda (Siyako ve diğ., 1989), Mudanya-Tirilye arasında, Armutlu Yarımadası'nda da (Akartuna, 1968) mostra verir. Dolayısıyla Trakya Havzası'nın güney sınırı belirgin değildir (Siyako, 2006b).

Trakya Havzası, Orta-Eosen Pliyosen yaşlı birimlerin (Şekil 2) yer aldığı, üçgen şekilli, dağ arası bir Tersiyer havzasıdır (Keskin, 1974). Havzada sedimantasyon muhtemelen Erken Eosen esnasında transgresif bir istifle başlamıştır (Keskin, 1974, Doust ve Arıkan, 1974, Turgut ve diğ., 1983, Saner, 1985). Sedimantasyon, kesiklikler ve

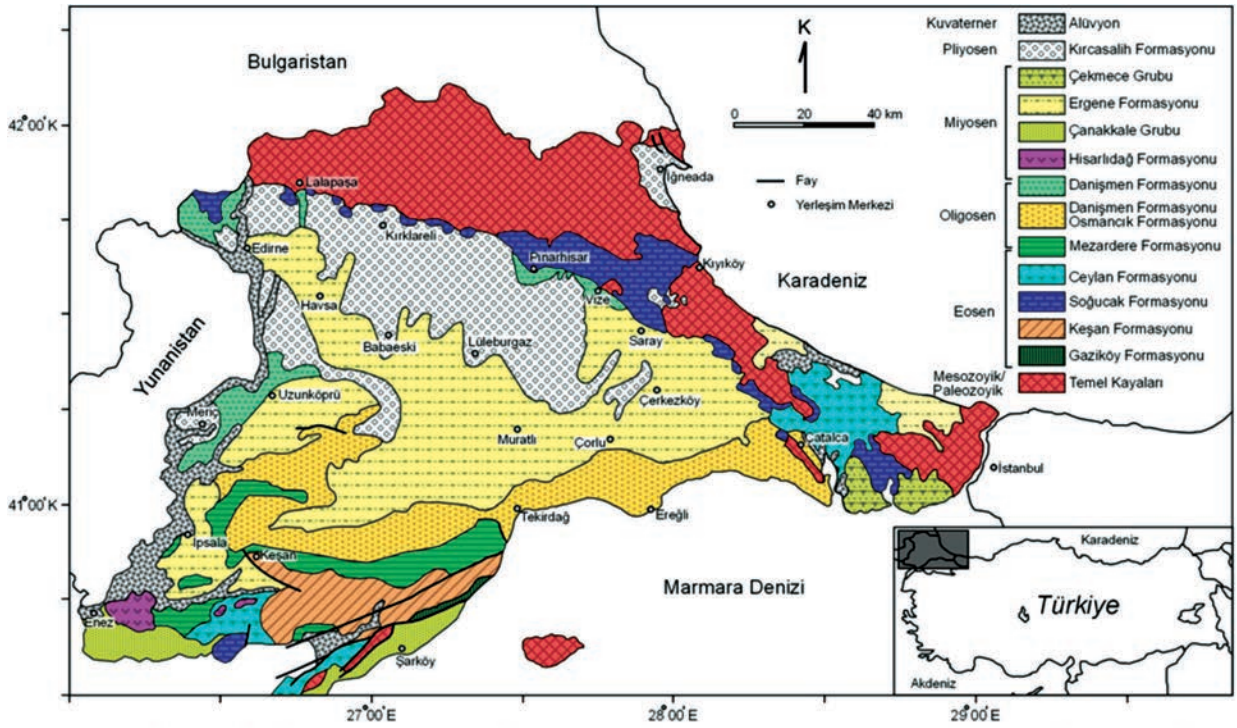
aşınmalar göz ardı edilirse, yakın zamanımıza kadar devam etmiştir. Havzanın temelini metamorfik karmaşık oluşturur. Istranca Dağları güney eteklerinden başlayarak mostra veren ve hemen hemen Trakya'nın tamamını kapsayan (Şekil 1) Tersiyer istifi 9000 metre kalınlığı geçmektedir (Kopp ve diğ., 1969; Turgut ve diğ., 1983; Turgut ve diğ., 1991; Perinçek, 1987; Görür ve Okay, 1996; Turgut ve Eseller, 2000; Siyako, 2005, 2006a, 2006b). Trakya Havzası Tersiyer birimleri genellikle klastiklerden oluşmakta, şelf alanlarında ve havza ortası sırt ve yükseklerde ise karbonatları da içermektedir. Bu birimler, aralarında önemli yükselme ve aşınma evreleri olan havzalarda ve yedi ayrı zaman aralığında çökelmiştir (Şekil 1 ve 2). Havzanın orta kesimlerde sedimantasyon kısmen devamlıdır, bazı kesimlerde ise zaman zaman kesikliklerin ve aşınma evrelerinin olduğu görülür. Havza oldukça hızlı çöken ve çöktükçe dolan bir evrim geçirmiştir.

Başlangıçta düzensiz topografyanın çukurlarını dolduran istifin, kara yönünde temel üzerindeki transgresif aşmaları (onlap) çok sayıdaki sismik kesitte gözlenir (Burke ve Uğurtaş 1974; Perinçek, 1987; Turgut ve diğ., 1991).

Eosen transgresyonu Erken Oligosende maksimum düzeye ulaşmıştır. Orta Eosen – Erken Oligosen de havzanın derin kısımları yoğunluk akıntılarıyla taşınan türbiditik çökellerle doldurulurken, kuzeydeki şelf ve Kuleli – Babaeski yükseliminde karbonatlar çökelmiştir (Turgut ve diğ., 1983; Keskin, 1974). Bu esnada Trakya Havzası büyük bir nehrin oluşturduğu delta sistemin etkisindedir. Buna bağlı denizaltı yelpazeleri oluşmuştur (Turgut ve diğ., 1983). Geç Eosen – Erken Oligosen döneminde aktif volkanizma ürünü olan dasitik ve andezitik küller havzadaki sedimanlar içinde katkılar oluşturur (Doust ve Arıkan, 1974; Turgut ve diğ., 1983). Eosen transgresyonu, Orta Oligosen-Alt Miyosen aralığında regresyon dönemi

izlemiştir (Keskin, 1974; Ediger, 1982, 1988; Turgut ve diğ., 1983; Saner, 1985). Orta Miyosen'deki bir çökmezliği takiben Geç Miyosen – Erken Pliyosen yaşlı Ergene ve Kırçasalılı formasyonları çökelmiştir. Bu birimlerin karasal palinofasiyes içeriğini Ediger (1982) tanımlanmıştır. Çökmezlik Orta Miyosen sırasında gelişmiş olup, ince kırıntılı karasal Geç Miyosen, Erken Pliyosen – Pleistosen yaşlı birim çökmezliği takip eden evrenin ürünüdür. Geç Miyosen ile Pliyosen arasında da uyumsuzluk görülür.

kuzeyindeki linyit sahaları genellikle Istranca Masifi eteklerinde yer almakta olup, İstanbul-Silivri-Sinekli; Tekirdağ-Saray-Küçük Yoncalı; Tekirdağ - Saray - Safaalan; Tekirdağ - Saray - Edirköy sahaları olarak bilinir. Trakya Havzası'nın güneyindeki kömür oluşumları ise Keşan, Malkara, Uzunköprü ve Meriç sahaları ile anılır. Havzanın kuzeyinde ve güneyinde yüzeyleyen linyitler, havzanın ortasına doğru tedrici olarak derinleşmekte ve havzanın orta kesimlerinde 10.000 m ye ulaşan çökel istif içerisinde, 600 metreyi aşan derinliklerde



Şekil 1. Trakya Havzası'nın jeoloji haritası (Kasar ve diğ., 1983; Türkecan ve Yurtsever, 2002; Siyako, 2006 b).

Figure 1. Geological map of Thrace Basin (Kasar et al., 1983; Türkecan and Yurtsever, 2002; Siyako, 2006 b).

Havza, linyit içermesi nedeni ile yoğun jeolojik araştırmaların gerçekleştirildiği bir bölge olmuştur. Trakya Havzası'nda bu konuda yapılan başlıca çalışmalar arasında Lebküchner (1974), Kara ve diğ. (1996), Şengüler ve diğ. (2000), Şengüler ve diğ. (2003), Sütçü v.d (2009), Şengüler (2008, 2013) sayılabilir. Trakya Havzası'nın

yer almaktadır (Şengüler, 2013). Lebküchner (1974) tarafından hazırlanan makalede bölgesel jeoloji yanında linyitli kumtaşı formasyonu olarak adlandırdığı birimin fosil kapsamı ve yaşını ayrıntılı olarak sunmuştur. Kara ve diğ. (1996) raporunda havzanın genel jeolojisine yer vermiş, özel bölümde ise Trakya Havzası'nda yer alan önemli kömür

sahaları ile ilgili bilgi aktarmışlardır. Şengüler ve diğ. (2000) makalelerinde Keşan, Malkara ve Uzunköprü yöresindeki kömür işletmelerinden alınan örnekler üzerinde çalışmışlardır. Bu çalışmalarda özellikle işletilmekte olan damarları inceleyerek kömür çökme ortamlarına ilişkin yorumlar getirmişlerdir. Şengüler (2008) tarafından 2 cilt olarak hazırlanan raporda Trakya Havzası kömürlerinin yayılımı, özellikleri, çökelim modeli yanında bölgede bilinen saha ve işletmelere de yer verilmiştir. Trakya Havzası'nın kömürleri; görsel ortamların delta bataklıklarında çökelmiştir. Çökme hızının yüksek olması çökel kalınlığının fazla olmasına neden olmuş, bu ise kömür damarlarının korelasyonunu güçleştirmiştir (Şengüler, 2013). Danişmen Formasyonu çökeliği sırasında yer yer akarsu ortam koşulları etkin olmuş, bu durum linyit çökeliğini engellemiştir.

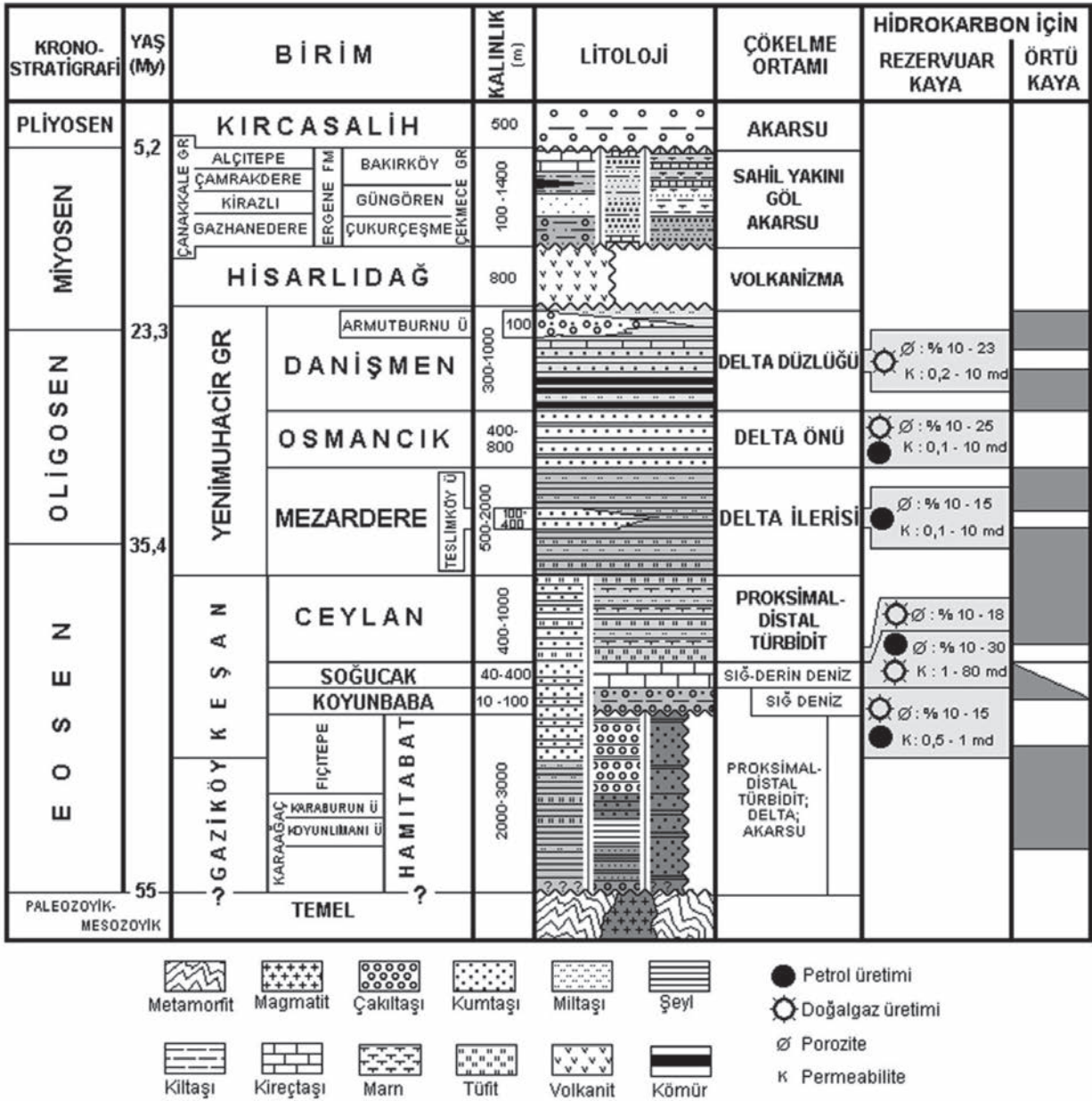
Anadolu ve Balkanlar'ın genel tektonik çatısını oluşturan ve Miyosen'den günümüze kadar gelişen yapısal hatlardan önemli bir tanesi olan Kuzey Anadolu Fayı (KAF) birçok yerbilimci tarafından detaylı olarak çalışılmıştır (Ketin, 1957; Bergougnan, 1975 ve 1976; Seymen, 1975; Fourquin, 1979; Barka, 1981; Barka ve Hancock, 1984). Kuzey Anadolu fay zonu, Kretase kenet kuşağı boyunca uzanır yada bu kuşağı birkaç kez keser (Ketin, 1976; Tokay, 1973; Canitez, 1973; Ataman ve diğ., 1975; Tatar, 1975). Kuzey Anadolu Fayı'nın Trakya'daki en yaşlı kolu olan Trakya Fay Sistemi Kuzey Anadolu Fayı ile benzer özellikler sunmaktadır (Perinçek, 1991). Perinçek (1987, 1991) tarafından yapılan çalışmanın amacı 1) Fay sistemin geometrisini tespit etmek 2) Tektonik kökenini ilişkilerini ve kökenini irdelemek 3) Yaşını belirlemek, 4) Trakya Fay Sistemi'nin atım miktarını tartışmaktır. Sonuncu şık hariç diğerleri konusunda beklenen amaca ulaşılmıştır.

Trakya Havzasında yapılan çalışmanın amacı havzanın tümünün linyit potansiyelini

ortaya çıkarmaktır. Bu hedefe ulaşmak için bölgesel ölçekli haritalar ve stratigrafik kuyu korelasyonları yapılmıştır. Toplam linyit kalınlık haritası, üretilen diğer kalınlık ve yapı haritalarıyla karşılaştırılmış, veri birlikteliği ve uyumu sağlanmış, sismik yorumlar da dikkate alınarak Trakya Havzasında linyit düzeylerine ekonomik şartlarda ulaşılabilecek alanlar saptanmıştır (Perinçek ve diğ., 2014 baskıda). Bu çalışmada ağırlıklı olarak, inceleme sırasında üretilen korelasyonlar sunulacak, bunların ve haritaların yapısal ve stratigrafik yorumu yapılacaktır.

Bu harita ve stratigrafik korelasyonlar sayesinde havzanın linyit potansiyeli dışında petrol aramaları içinde yararlı olacak bilgiler derlenmiş, elde edilen sonuçlarla, linyit ve petrol aramalarına katkı sağlayacak verilere ulaşılması amaçlanmıştır.

Haritalar dışında yapılan diğer önemli bir çalışma kuyular arası yapılan korelasyonlardır. Trakya Havzası'nda TKİ, MTA ve TPAO tarafından açılan kuyu verileri dikkate alınarak stratigrafik korelasyonları gerçekleştirilmiştir. Korelasyon yapılırken bazı alanlarda TPAO tarafından sağlanan sismik hatlarda kullanılmıştır. Bu çalışma sırasında yapılan korelasyonlar Danişmen Formasyonunun yanal fasiyes değişimlerini ve linyit katkılarının yanal kalınlık değişimlerini göstermesi nedeniyle linyit aramalarına önemli katkılar sağlamakta, yol göstermektedir. Düşey ve yatay fasiyes değişimlerini korelasyonlarda görmek mümkündür. TKİ ve MTA tarafından farklı yıllarda açılan birbirine çok yakın kuyularda dahi farklı jeologlar tarafından farklı litoloji tanımları yapılmıştır. Bu durum korelasyonu güçleştirmiştir. Uzun bir zaman ayrılarak, eldeki verinin birlikteliği sağlanmaya çalışılmıştır. Bu makalede stratigrafi korelasyonları, Trakya Havzası kuzeydoğu kesimi için hazırlanan linyit kalınlık haritası ve tüm Havza için hazırlanan Ergene+Kırçasalih formasyonları toplam kalınlık haritası sunulacaktır.



Şekil 2. Trakya Havzası Tersiyer istifinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Siyako 2006a).

Figure 2. Generalized Tertiary stratigraphic section of the Thrace Basin.

STRATİGRAFİ

Trakya Havzası'nın Alt Eosen-Orta Eosen birimleri Gelibolu Yarımadası'nda Karaağaç ve Fıçitepe formasyonları ile temsil edilmektedir. Bu iki birimin Güney Trakya'daki yanal eşdeğerleri, türbiditik özellikler gösteren Gaziköy Formasyonu ve Keşan Formasyonu'nun alt seviyeleridir. Kuzey Trakya'da ise, bu dört birimle aynı zaman aralığında çökelen ve petrol kuyularında tanımlanan, mostrası olmayan, Hamitabat Formasyonu bulunmaktadır. Orta Eosen-Alt Miyosen çökelleri transgresif olarak gelişen, Koyunbaba ve Soğucak formasyonlarıdır. Havzanın giderek derinleşmesiyle Ceylan Formasyonu çökelmiştir (Şekil 1 ve 2). Ceylan Formasyonu üzerine bu birimle geçişli olan ve delta ortamında çökelen Yenimuhacir Grubu gelir (Kasar ve diğ., 1983; Saner, 1985; Sümengen ve Terlemez, 1991; Atalık, 1992; Siyako, 2005, 2006b). Delta sisteminde gelişen Yenimuhacir Grubu alttan üste doğru Mezardere, Osmancık ve Danişmen formasyonlarından oluşur (Şekil 3) (Perincek, 1987, 1991; Siyako 2006 a, b). Erken Miyosen sonunda, bölge tümüyle dolarak ve yükselerek kara haline gelmiş ve bir aşınma fazından sonra Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı genç birimlerin sedimantasyonu başlamıştır (Şekil 1 ve 2).

Üst Miyosen birimleri Çanakkale ve Çekmece grupları ile Ergene Formasyonu olarak bilinmektedir (Siyako, 2006 b). Karatepe Bazaltı da Miyosen yaşlı bir formasyondur. Pliyosen, özellikle Kuzey Trakya'da geniş yüzlekleri olan Kırçasalih Formasyonu ile temsil edilmektedir (Siyako, 2006 b). Pleyistosen çökelleri Marmara Denizi çevresinde tanımlanan denizel taraçaların oluşturduğu Marmara Formasyonu adı altında incelenmiştir.

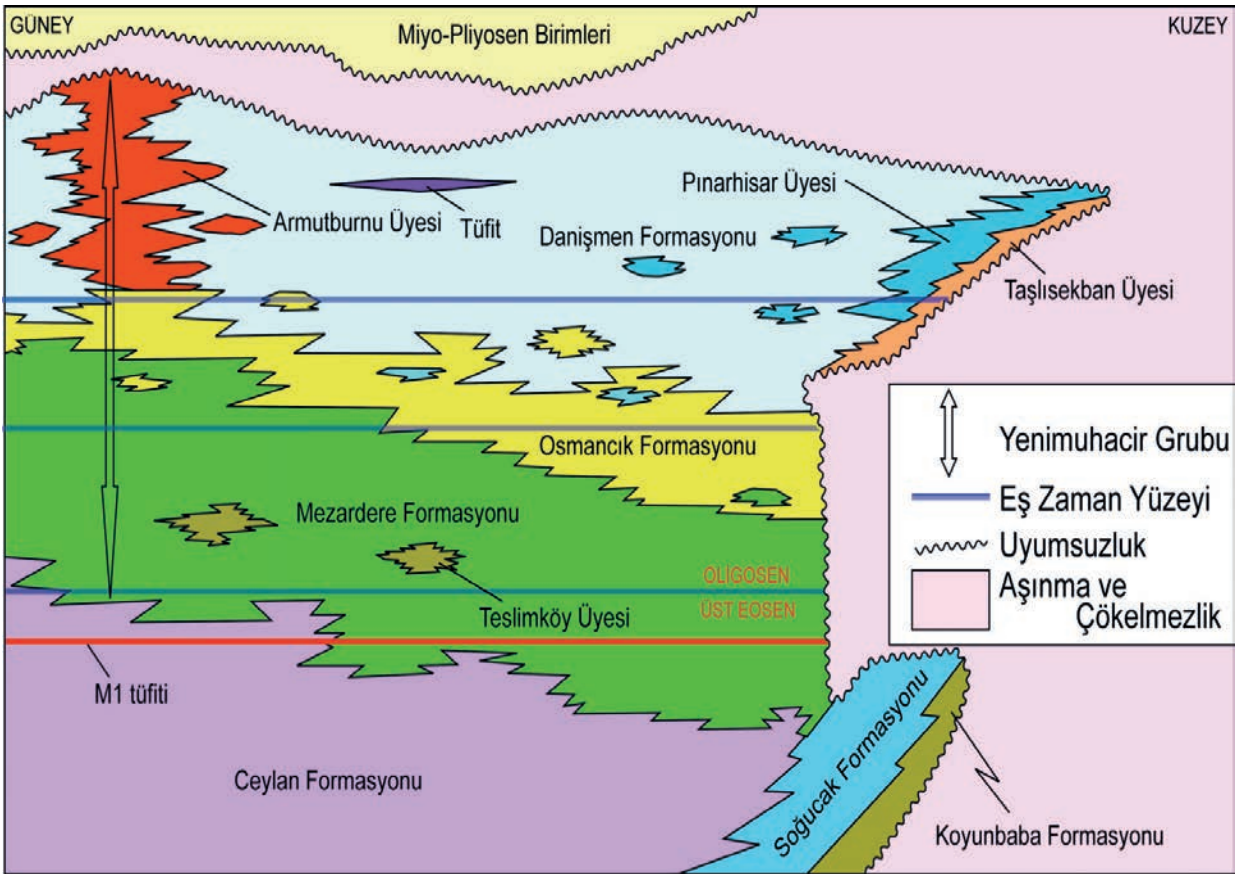
Yenimuhacir Grubu

Yenimuhacir Grubunu oluşturan sistem delta önü ve delta düzlüğü ortamlarını temsil eden birimlerden oluşmakta olup Osmancık ve Danişmen Formasyonlarının karşılığı olarak kullanılmıştır (Siyako, 2006b). Yenimuhacir Grubu alttan üste doğru sırasıyla Mezardere, Osmancık ve Danişmen formasyonlarından oluşmuştur (Şekil 1 ve 3). Mezardere Formasyonu'nun palinolojik incelemelerine göre yaşının Geç Eosen-Erken Oligosen olduğu ve havza doğusunda Geç Oligosen'e kadar çıkabileceği belirtilmiştir (Ediger ve Alişan, 1989; Batı ve diğ., 1993, 2002).

Birim altındaki Ceylan ve Keşan formasyonları ile dereceli geçişlidir. Altta Ceylan Formasyonu'nun olmadığı paleoyükselimlerde Soğucak Formasyonu ile geçişlidir. Grubu oluşturan birimlerden Mezardere ve Osmancık formasyonlarının bulunmadığı kesimlerde ise daha yaşlı litolojiler üzerinde uyumsuzdur (Şekil 3). Birim üstten aşındırılmıştır, daha genç birimler tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Yenimuhacir Grubunu oluşturan formasyonlar, klasik bir delta sisteminde yanal ve düşey yönde birbirleriyle girik olan ve ayrı birimler olarak haritalanması gereken, sırasıyla delta ilerisi, delta önü ve delta düzlüğünde çökelmiş birimlerdir (Siyako, 2006b). Yenimuhacir Grubu üste doğru kabalaşan kırıntılılardan (şeyl, silttaşı, kumtaşı ve çakıltaşı) oluşur. Bu kırıntılılar aralarında tüf, kireçtaşı ve kömür katkıları içerir. Tüfitler kılavuz seviyeler olarak ayrılabilen ve çok uzun mesafelerde takip edilebilmektedirler. Birim içerisinde kumtaşı katkıları da sıkça gözlenir.

Yenimuhacir Grubu içerdiği palinomorf topluluğuna göre Geç Eosen-Erken Miyosen yaşındadır (Alişan, 1985; Gerhard ve Alişan, 1987; Ediger ve Alişan, 1989; Batı ve diğ., 1993; Batı ve diğ., 2002).



Şekil 3. Yenimuhacir Grubu birimlerinin denestirilmesi (Siyako 2006b).

Figure 3. Correlation charts of the lithostratigraphic units of the Yenimuhacir Group.

Danışmen Formasyonu Altında ve Üzerindeki Birimlerin Stratigrafisi:

Osmancık Formasyonu

Osmancık Formasyonu altındaki Mezardere ve üstündeki Danışmen formasyonları ile çoğunlukla geçişlidir (Şekil 2 ve 3). Osmancık ve Danışmen formasyonları birçok bölgede Ergene ve Kırçasalih formasyonları tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 1 ve 2). Osmancık Formasyonu, tane boyu üste doğru giderek irileşen, ilerleyen delta önü fasiyesinde çökelmiş regresif bir istiftir. Esas olarak kumtaşı, şeyl ve az miktarda çakıltası, kireçtaşı

ve tüf seviyelerinden oluşmaktadır. Karasal ve denizel kökenli palinomorfara dayanarak birimin yaşının Erken-Geç Oligosen arasında değiştiği belirlenmiştir (Ediger ve Alişan, 1989; Batı ve diğ., 1993; Batı ve diğ., 2002; Siyako, 2006b).

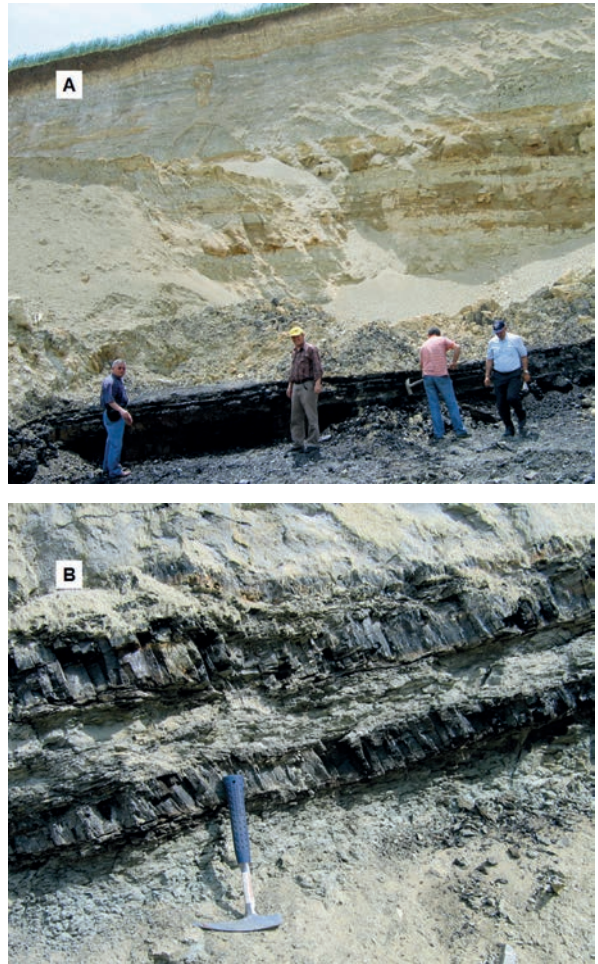
Danışmen Formasyonu

Danışmen Formasyonu alttaki Osmancık Formasyonu ile dereceli geçişlidir (Şekil 2 ve 3). Danışmen Formasyonu bazı alanlarda üstten önemli oranda aşındırılmış olup, genç birimler tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Birim

Istranca eteklerinde, Osmancık ve Mezardere formasyonlarının olmadığı alanlarda daha yaşlı birimler üzerinde uyumsuzdur (Şekil 1). Danişmen Formasyonu regresif delta sisteminin en üst birimidir. Göl, bataklık, taşkın ovası ve akarsu çökellerinden oluşur. Birim şeyl, kiltaşları, kumtaşı, çakıltası ve kömür katkıları ile temsil edilir (Şekil 4 A ve B). Kuzey Trakya'daki yüzleklerinde balık fosilleri, Güney Trakya'da ise silisifiye ağaç fosilleri yaygındır. Seyrek olarak tüf-tüfit ve kireçtaşı seviyeleri de görülür. Danişmen Formasyonu'nun yeraltında tesbit edilen kalınlığı 1000 metreye kadar çıkmaktadır (Kasar ve diğ., 1983; Siyako, 2005). Ancak, birim üstten aşındırılmış olduğu için ilk kalınlığı daha fazla olmalıdır (Siyako, 2005; 2006b). Bu çalışmada Ergene Formasyonu kalınlığının havza ortasında 1300 metreyi geçtiği saptanmıştır. Havza kenarlarına doğru kalınlık azalır. Birim Kasar ve Eren (1986), Batı ve diğ., (2002)'ne göre Geç Oligosen, Saraç (1987) Erken Oligosen, diğer araştırmacılara göre de Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşındadır (Alişan, 1985; Gerhard ve Alişan, 1987; Batı ve diğ., 1993). Danişmen Formasyonu içinde bilhassa linyit damarlarında zengin omurgalı faunalara ait fosiller bulunur. Yapılan omurgalı fosil tanımlamalarına göre birim Oligosen'in orta kesimlerine karşılık gelmektedir (Umut ve diğ., 1983; Umut ve diğ., 1984).

Danişmen Formasyonu'nun alt kesimlerinde görülen linyitli seviyelerin tabanı; yapılan sondajlı arama çalışmalarında, Danişmen ile Osmancık formasyonlarının arasındaki dokanak olarak tarif edilmektedir. (Siyako, 2005, 2006b).

Danişmen Formasyonu içerisinde Taşlısekban, Pınarhisar ve Aramutburnu üyeleri ayrılmıştır (Şekil 3). Danişmen Formasyonu'nun mostra verdiği alanlarda linyit katkıları açık (Şekil 4 A) ve kapalı ocak olarak işletilmektedir.



Şekil 4 Üste açık ocak işletmesinde Danişmen Formasyonu içinde yer alan linyit seviyeleri (A) ve altta marn ile ardalanan ince linyit katkıları görülmektedir (B).

Figure 4. Lignite layers at an open-pit mine in the Danişmen Formation (A) and thin lignite seams are imbedded in claystone (B).

Taşlısekban Üyesi: Birim, daha yaşlı birimler üzerinde uyumsuzdur. Üstte Pınarhisar Üyesi'ne dereceli olarak geçer. Taşlısekban Üyesi; çakıltası, kumtaşı ve marndan oluşmuştur. Yer yer kiltası ve lamellibrans yığışimleri görülür. Çatalca'daki yüzlekleri metamorfik temelden ve Soğucak Formasyonu'ndan malzeme almış, çok kaba malzemeli yamaç molozu fasiyesi ile

başlamaktadır (Çağlayan ve Yurtsever, 1998). Taşlısekban Üyesi Pınarhisar Üyesi kireçtaşlarının taban çakıltısını oluşturur. Birimin yaşı stratigrafik konumuna göre Oligosen'dir.

Pınarhisar Üyesi: Altta Taşlısekban Üyesi, üstte ise Danişmen Formasyonu'nun kıltaşı ve şeyl düzeyleri ile dereceli geçişlidir. Pınarhisar Üyesi, sığ denizel, lagüner, kumtaşı ve çakıltası katkılı, oolitle, bol lamellibrans, gastropod ve ostrakodlu, üst seviyelerinde manganlı seviyeler bulunduran ve yer yer killi olan kireçtaşı ile temsil olunur. Birimin tip kesitinde kalınlığı 70-80 metre ölçülmüştür (Kasar ve Eren 1986). Ortalama kalınlığı 5-20 metre arasında değişir. Birimin yaşının Erken Oligosen (Gökçen, 1971; Kasar ve Eren, 1986), Oligosen (Umut ve diğ., 1983, 1984) olduğu belirtilmiştir.

Armutburnu Üyesi: Siyako (2006b) birimin yayılımı, kalınlığı ve Danişmen Formasyonu ile olan stratigrafik ilişkisini dikkate alarak birimi Danişmen Formasyonu'nun bir üyesi olarak belirtmiştir. Armutburnu Üyesi tip kesitinde, hem alttaki Osmancık Formasyonu hem de Danişmen Formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 3). Birim, üzerine gelen daha genç

litolojiler tarafından açısız uyumsuzlukla örtülür. Delta düzlüğü çökelleri kırmızı renkli, kalın tabakalı-masif, genellikle akarsu kanal dolgusu çakıltası ve kumtaşı ile temsil edilir. Ender olarak taşkın ovası çamurtaşı ve seyrek olarak kömür seviyelerinden oluşur. Kalınlığı ortalama 100 metre dolayındadır (Temel ve Çiftçi, 2002). Armutburnu Üyesi, Gelibolu'da Geç Oligosen (Temel ve Çiftçi, 2002), Batı Trakya'da Oligosen olarak (Umut ve diğ., 1984) yaşlandırılmıştır. N.V.Turkse Shell (1969) tarafından verilen Miyosen yaşı da dikkate alındığında birim için Oligo-Miyosen yaşı kabul edilmiştir (Siyako, 2006b).

Ergene Formasyonu

Ergene Formasyonu adlanması ilk defa Boer (1954) tarafından kullanılmıştır. Ganosdağ-Korudağ-Hisarlıdağ yükseliminin kuzeyinde kalan Miyosen sedimanter birimleri Ergene Formasyonu kapsamına alınmış, içerisinde Çelebi ve Sinanlı üyeleri ayrılmıştır (Şekil 1 ve 5).

Kasar ve diğ., (1983), Turgut ve diğ., (1983) ve Perinçek (1991) çalışmalarında Ergene Formasyonu'nu Kırçasalılı Formasyonu ile birlikte, Ergene Grubu adı altında incelemişlerdir.



Şekil 5 Gelibolu Yarımadası ve Trakya'da Miyosen birimlerinin denştirilmesi (Siyako 2006b).

Figure 5. Correlation charts of Miocene units of the Thrace Basin and Gallipoli Peninsula (Siyako 2006b).

Ergene Formasyonu, daha yaşlı birimlerle ve üzerine gelen Kırçasalılı Formasyonu ile dokanağı uyumsuzdur (Şekil 2 ve 3). Ergene Formasyonu, akarsu ve göl ortamı ürünü, çapraz tabakalı çakıltaşı ve kumtaşı ile, bol bitki ve omurgalı fosili içeren kumtaşı, miltaşı ve kiltası litolojilerinden oluşur (Siyako, 2006b). Ergene Formasyonu kalınlığını havza kenarlarında 0-60 metre, havza ortalarında ise 800-1200 metre dolayındadır (Siyako, 2006b; Perinçek 2010a, 2010b ve 2010c, Perinçek ve diğ., 2014 baskıda). Perinçek (1987) Ergene Grubu için (Ergene Formasyonu ve Kırçasalılı Formasyonu birlikte) Üst Miyosen-Pliyosen yaş aralığını benimsemiştir. Ergene Formasyonu'nun yaşını Umut ve diğ., (1983), Çağlayan ve Yurtsever (1998) ve Duman ve diğ., Orta-Geç Miyosen, Umut (1988b) ve İmik (1988) Geç Miyosen olarak belirtmiştir. Birim Trakya'nın ortasında, geniş bir alanda mostra verir.

Çelebi Üyesi: Birim ilk kez Boer (1954) tarafından Çelebi Formasyonu olarak adlandırılmış, Siyako (2006b) çalışmasında bu birimi Ergene Formasyonu'nun bir üyesi olarak kabul etmiştir (Şekil 5). Çelebi Üyesi, altındaki Danişmen Formasyonu'nun Armutburnu Üyesi ile açılı uyumsuzdur (Umut ve diğ., 1984). Çelebi Üyesi'nin klastikleri tabanında yer aldığı Ergene Formasyonu ile yanal ve düşey yönde geçişlidir (İmik, 1988). Birim, Uzunköprü güneyinde beyaz, gri, yeşilimsi renkli gölsel kireçtaşı oluşur. Yatay, ince-orta tabakalı kireçtaşı katmanları seyrek kil ve kumtaşı katkılıdır (Umut ve diğ., 1984; Umut, 1988a; İmik, 1988). Birimin kalınlığı 40 metre dolayındadır. Çelebi Üyesi yanal ve düşey yönde geçişli olduğu Ergene Formasyonu gibi Orta-Geç Miyosen yaşında olduğu kabul edilmiştir (Siyako, 2006b).

Sinanlı Üyesi: Birim ilk kez Umut ve diğ., (1983) tarafından formasyon mertebesinde

tanımlanmış, Siyako (2006b) ise Ergene Formasyonu'nun bir üyesi olarak kabul etmiştir. Birim, Ergene Formasyonu üzerine uyumlu ve yanal geçişlidir (Şekil 5). Üzerindeki Kırçasalılı Formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür (Umut ve diğ., 1983). Sinanlı Üyesi akarsu ve göl ortamında çökelmiştir. Altta Kalıçili ve yumru kireçtaşı seviyeleri ile başlar, üstte masif görümlü yer yer killi, kumtaşı ve kiltası katkılı kireçtaşı düzeylerinden oluşur (Umut ve diğ., 1983; Çağlayan ve Yurtsever, 1998). Sinanlı Üyesi yanal yönde geçişli olduğu Ergene Formasyonu gibi Orta-Geç Miyosen yaşındadır.

Çanakkale Grubu

Bu birimin adlanması ilk defa formasyon mertebesinde yapılmış (Şentürk ve Karaköse, 1987), Siyako (2006a) tarafından grup aşamasına çıkartılmıştır. Çanakkale Grubu kapsamında, Ganosdağ-Korudağ-Hisarlıdağ yükseliminin güneyinde yer alan Geç Miyosen yaşlı birimler bulunmaktadır (Şekil 1 ve 2). Çanakkale Grubu Ergene Formasyonu'nun farklı ortamda çökelmiş yanal eşdeğeridir (Şekil 5).

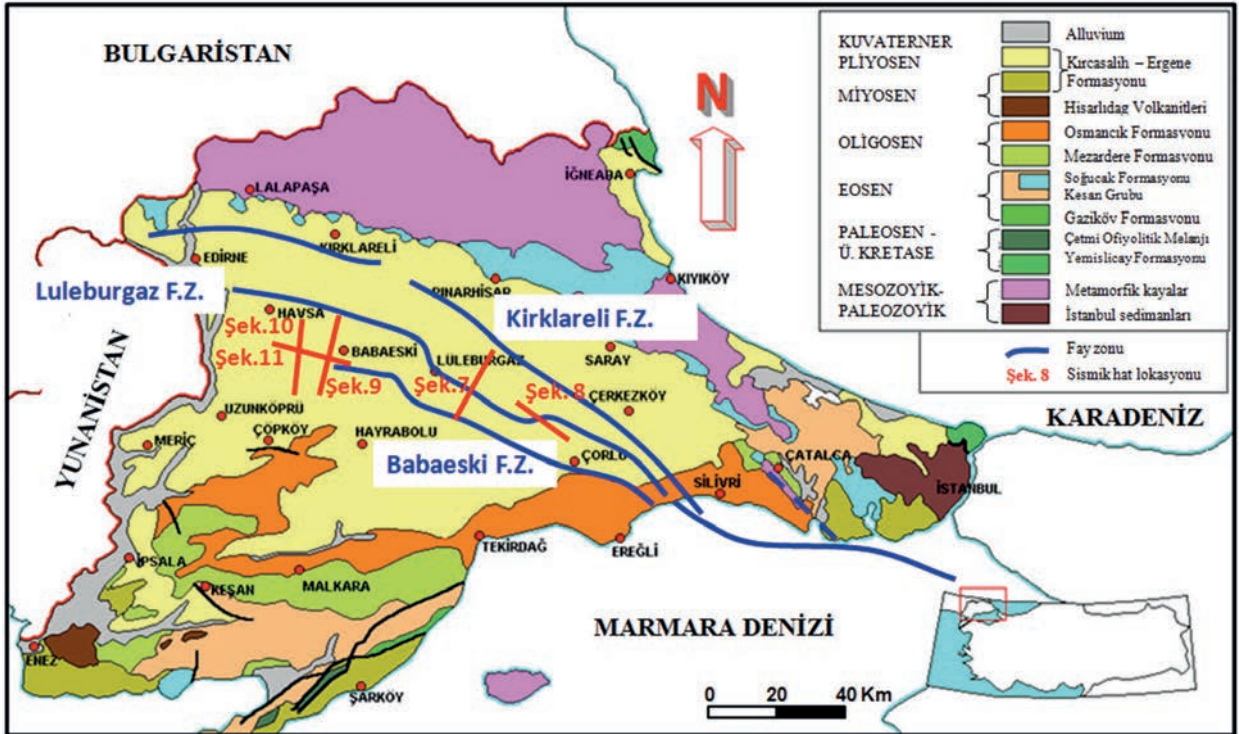
Çanakkale Grubu, güney Trakya'da, Çanakkale Boğazı'nın her iki yakasında, Gökçeada ve Bozcaada'da Gazhanedere, Kirazlı, Çamrakdere ve Alçitepe formasyonlarına ayrılmıştır. Orta ve kuzey Trakya ile Haliç ve Büyükçekmece Gölü arasında yer alan Miyosen Çekmece Grubu'nun Çanakkale Grubu ile doğrudan bağlantısı bulunmamaktadır (Siyako 2006b). Üç istifin litolojisi de tam bir benzerlik taşımaz. Bu nedenle orta-kuzey Trakya'da ve İstanbul batısında yüzlek veren birimler Çanakkale Grubu'ndan ayrı tutulmuş; Ergene Formasyonu ve Çekmece Grubu olarak isimlendirilmiştir (Şekil 5). Çanakkale Grubu altındaki ve üstündeki birimlerle uyumsuz olup, başlıca kumtaşı, çakıltaşı, kiltası, çamurtaşı

ve seyrek olarak sığ denizel, lagüner kireçtaşından oluşur. Birimin toplam kalınlığı 800-1400 m arasında değişir, yaşı ise Orta-Geç Miyosen'dir (Siyako 2006b).

Kırçasalılı (Trakya) Formasyonu

Kırçasalılı Formasyonu'nu ilk kez Boer (1954)'in adlandırdığını belirterek Ünal (1967) kullanmıştır. Kasar ve diğ., (1983) tarafından tanımlanan Ergene Grubu'nun üst kesimleri de Kırçasalılı Formasyonu'na karşılık gelir. Umut ve diğ., (1984), Umut (1988 a, b), İmik (1988) ve Çağlayan ve Yurtsever (1998) birim için Trakya Formasyonu adlanmasını kullanmışlardır.

Kırçasalılı Formasyonu, Trakya'daki hemen hemen daha yaşlı tüm birimler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 1) (İmik, 1988; Siyako, 2006b). Birim, tutturulmamış çakıl, kaba taneli çakıltaşı ile kumtaşı ve seyrek kiltaşından oluşur (Şekil 2). Çakıllar genellikle kuvars, kuvarsit, nadiren şist, metagranit ve volkanit türü kayalardan oluşmuştur. Birim akarsu ortamında çökelmiştir. Birimin kalınlığının, sismik kesitler ve kuyu verilerine göre 500 metreye kadar ulaşabileceği belirtilmiştir (Siyako, 2006b). Kırçasalılı Formasyonu'nun yaşı Çağlayan ve Yurtsever (1998)'e göre en Geç Miyosen-Pliyosen, stratigrafik konumu dikkate alındığında ise Pliyosen'dir.



Şekil 6. Trakya Havzası jeoloji Haritası ve Trakya Fay zonları (Kasar ve diğ., 1983; Perinçek 1991; Perinçek 2006 sadeleştirilerek alınmıştır). Trakya Fay Sistemi; Geç Miyosen Pliyosen istifi altında gömülmüştür.

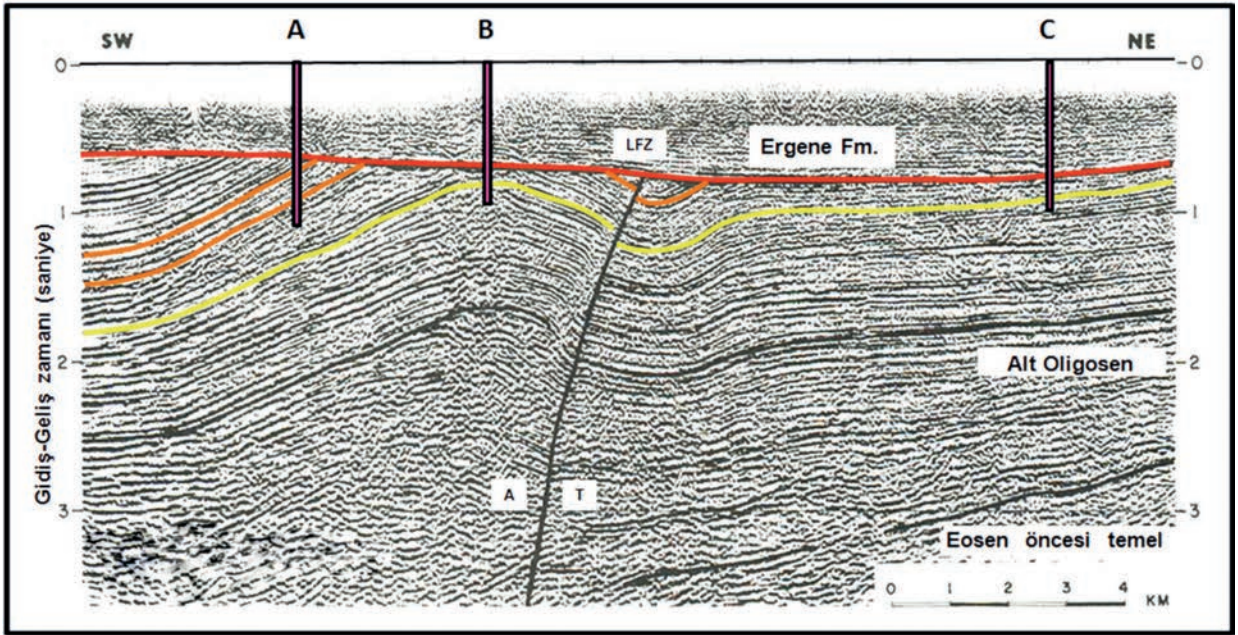
Figure 6. Geology map of the Thrace Basin and Thrace Fault System (Kasar et al., 1983; Perinçek 1991; and simplified fault map from Perinçek 2006).

YAPISAL JEOLJİ

Perinçek (1987, 1991) tarafından Trakya Fay Sistemi olarak tanımlanan yapısal hatların Ergene Formasyonu'nun çökmesi öncesinde oluştuğu ve sağ yanal atımlı olduğu bilinmektedir. Perinçek (1991) sismik veriler ile yaptığı çalışmasında Trakya Havzası'nda Kuzey Anadolu Fayının Geç Miyosen öncesinde Trakya Havzası'nda aktif olduğu belirtilmiştir. Söz konusu fay zonu kuzeydoğudan güneybatıya Kırklareli, Babaeski ve Lüleburgaz Fay Zonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 6). Söz konusu fay sistemi Orta Miyosen sonu - Geç Miyosen başlarında Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı Danişmen Formasyonu'nun çökmesini takiben aktif olmuş yanal atımlı bu fay sistemiyle ilgili olarak an-eşelon yapılar gelişmiştir. Bu yapıların eksenleri ve çoğu yerde fay zonları boyunca önemli miktarda aşınma gerçekleşmiştir. Bu aşınmaya bağlı olarak havzanın bazı kesimlerinde Danişmen Formasyonu kısmen veya tamamıyla aşındırılmıştır (Perinçek, 2010a, 2010b, 2010c). Aşınma sonrası çökelen Geç Miyosen yaşlı Ergene Formasyonu'nun bazı alanlarda (Hamitabat Sahası) doğrudan Osmancık Formasyonu üzerine çöklediği görülür. Faylanmaya bağlı olarak gelişen yükselim alanlarında Danişmen Formasyonu'nun aşınmış olması dışında bu alanlar yapısal yüksekliklerini korudukları için bu yükselimler üzerinde Ergene Formasyonu daha ince olarak çökmüştür. Çukur alanlardaki senklinalerde ise Ergene Formasyonu daha kalındır. Ergene Formasyonu çökdikten sonra da söz konusu fayların hareketi devam etmiş (Perinçek, 1991, 2006; Perinçek ve Karşlıoğlu, 2007) ve havzanın doğusundaki bazı alanlarda Ergene Formasyonu'nun tabanındaki diskordans düzlemi kıvrımlanmıştır (Perinçek, 1987, 1991).

SİSMİK VERİ DEĞERLENDİRİLMESİ

Şekil 7 de Lüleburgaz Fay Zonu boyunca gelişen yükselme nedeniyle solda görülen antiklinal oluşmuş, yapılaşmayı takiben yükselme sonrası antiklinal eksenini boyunca aşınma gerçekleşmiştir. Fayın oluşumundan sonra oluşan diskordans düzlemi daha sonra kıvrımlanmamıştır. Bu durum fayın bu alanda Ergene Formasyonu çökelişi sonrası hareket etmediğini gösterir (Perinçek, 1991, 2006). Şekil 7 de verilen sismik kesitte (Perinçek, 1991) sarı ile gösterilen reflektörün, Danişmen Formasyonu'nun tabanına yakın bir düzeyi temsil ettiği, aynı kesitte turuncu ile gösterilen iki ayrı seviyenin de linyit katkıları olduğu öngörülmüştür. Sismik kesit (Şekil 7) verileri, havzada gözlenen aşınma miktarını net olarak açıklamaktadır. Daha yukarıda kırmızı ile gösterilen reflektör ise Ergene Formasyonu tabanındaki aşılma uyumsuzluktur. Kesit üzerinde ortada Lüleburgaz Fay Zonu (LFZ) görülmektedir. Bu fayın sol tarafında görülen antiklinalin yaşı fay zonunun oluşumu ile aynıdır ve antiklinal, fayın aktivitesine bağlı olarak oluşmuştur. Antiklinalin oluşumunu takiben yaşanan erozyon sismik kesitte çok belirgindir. B ile işaretli varsayılan kuyuda Ergene Formasyonu kesildikten sonra diskordansın altında çok ince olan Danişmen Formasyonu'nun kesileceği sismik kesitte net olarak görülmektedir. B noktasında Danişmen Formasyonu'nun üst kısmının tümü aşındırılırken birim içindeki 2 adet turuncu çizgi ile varsayılarak işaretlenen linyit katkıları da aşındırılmıştır. Bu nedenle varsayılan B kuyusunda linyit kesilmeyecektir. B kuyusunun solunda, varsayılan A kuyusunda ise linyit kesilme olasılığı fazladır. Varsayılan C kuyusunda da, Danişmen Formasyonu önemli oranda aşındırıldığı için linyit katkısı kesilmeyeceği yorumu yapılabilir.



Şekil 7. Sismik kesit ortasında Lüleburgaz Fay Zonu (LFZ) görülmektedir (Lokasyon için Şekil 6'ya bakınız). Fayın sağ tarafı (T) okuyucuya doğru, sol taraf ise (A) okuyucudan uzaklaşacak şekilde hareket etmektedir (Perinçek, 1991, Şekil 10).

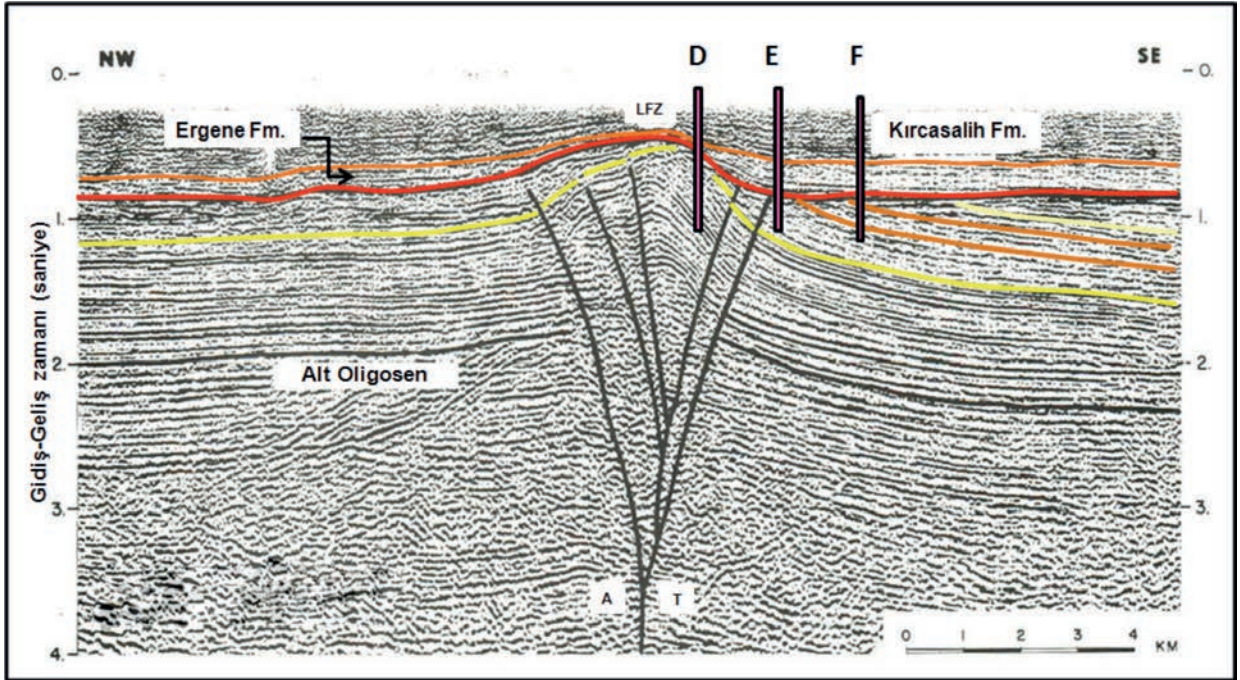
Figure 7. Lüleburgaz Fault Zone is seen in the middle of the seismic section (see Figure 6 for location). T= displacement toward viewer, A= displacement away from viewer (Perinçek, 1991, Şekil 10).

Şekil 8'de görülen çiçek yapısı, Lüleburgaz Fay Zonu (LFZ) boyunca sıkışma büklümünde gelişmiştir. Fayın ilk oluşumunu takiben Orta-Geç Miyosen yaşlı Ergene Formasyonu çökelmiş, bu birimin tabanındaki diskordans kıvrılmış, ardından Pliyosen yaşlı Kırçasalılı Formasyonu çökelmiştir. Takip eden evrede Pliyosen istifinin tabanını oluşturan diskordans düzlemi, fay sisteminin oluşmasına neden olan sıkışma ve makaslama kuvvetlerinin aktivitesini sürdürmesi nedeniyle kıvrılmıştır (Perinçek, 1991, 2006). Şekil 8 de verilen sismik kesitte sarı ile işaretlenmiş seviyenin Danişmen Formasyonu'nun tabanına yakın reflektörü temsil ettiği varsayılmıştır. Kesitin sağındaki 2 adet turuncu renkle işaretli reflektör ise öngörülen linyit düzeylerini temsil etmektedir. Sismik kesitte Orta Geç Miyosen yaşlı Ergene Formasyonu tabanındaki açılal uyumsuzluk

kırmızı renk ile işaretlenmiştir. Şekil 7 de söz konusu uyumsuzluk düzlemi kıvrılmamış olmasına karşın, Şekil 8 deki sismik kesitte kırmızı ile gösterilen diskordans düzleminin kıvrılmış olduğu görülür. Diskordans düzleminin kıvrılmaması havzanın batısında pek görülmemekle birlikte doğu kesiminde, Silivri yakınlarında izlenir ve Ergene Formasyonu'nun çökmesini takiben fayın tekrar aktivite geçirdiğini böylece de diskordans düzlemini kıvrıdığı gözlenmiştir (Perinçek, 1991, 2006). Şekil 8'nin ortasında görülen pozitif çiçek yapısı havzadaki doğrultu yanal atımlı fay sisteminin sıkışma büklümü ile ilgilidir. Sismik kesiti, linyit seviyelerin varlığını ve konumunu bulmak için değerlendirdiğimizde D kuyusunda ince bir Ergene Formasyonu'nu takiben doğrudan Osmancık Formasyonu'na girileceği öngörülmektedir. Bu

durumda varsayılan D kuyusunda Danişmen Formasyonu'nun tümüyle aşınma olasılığı söz konusudur. Şekil 8'de gösterilen E kuyusunda Ergene Formasyonu'ndan sonra diskordansı takiben Danişmen Formasyonu'nun alt bölümü kesileceği düşünülmektedir. Dolayısıyla E kuyusunda aşınma nedeniyle linyit düzeylerinin kesilmesi beklenmemektedir. Varsayılan F kuyusunda ise Ergene Formasyonu kesildikten sonra diskordansı takiben linyit katkılı Danişmen Formasyonu'na girileceği öngörülmektedir. F kuyusundan sağa doğru gidildiğinde linyit katkıları üzerindeki Danişmen Formasyonu'na ait istifin kalınlığı artacaktır. Üstteki Ergene Formasyonu'nun kalınlığı dikkate alındığında kesitin sağ kısmında ekonomik derinliklerde linyit seviyelerine ulaşmak güçleşmektedir (Perinçek, 2010a, 2010b, 2010c; Perinçek ve diğ., 2011).

Çalışma alanındaki sismik kesitler değerlendirilmiş, olası linyit katkılarının yüzeye yaklaştığı yerler saptanmaya çalışılmıştır (Perinçek, 2010a, 2010b, 2010c; Perinçek ve diğ., 2011, Perinçek ve diğ., 2014 baskıda). Söz konusu sismik verilerin yorumları Pehlivan köyü güneyi ve Karacaoğlan Beldesi yakınındaki ruhsatlar arasında kalan alan (Babaeski dolayları) için yapılmıştır. Bu makaleye MAD-84-411 (Şekil 9), MAD-84-432 (Şekil 10), MAD-84-413 (Şekil 11) numaralı sismik kesitler eklenmiştir. Babaeski 2, Minnetler 1 kuyularının verileri, sismik zaman verileri kullanılarak sismik kesitler üzerine aktarılmıştır. Kesitlerde koyu sarı renk ile gösterilen refleksiyon düzlemi Ergene Formasyonu tabanını (Danişmen Formasyonu üstü) temsil etmektedir. Kesitlerde yeşil renk ile gösterilen düzeyler olası linyit katkılarıdır. Yeşil ile



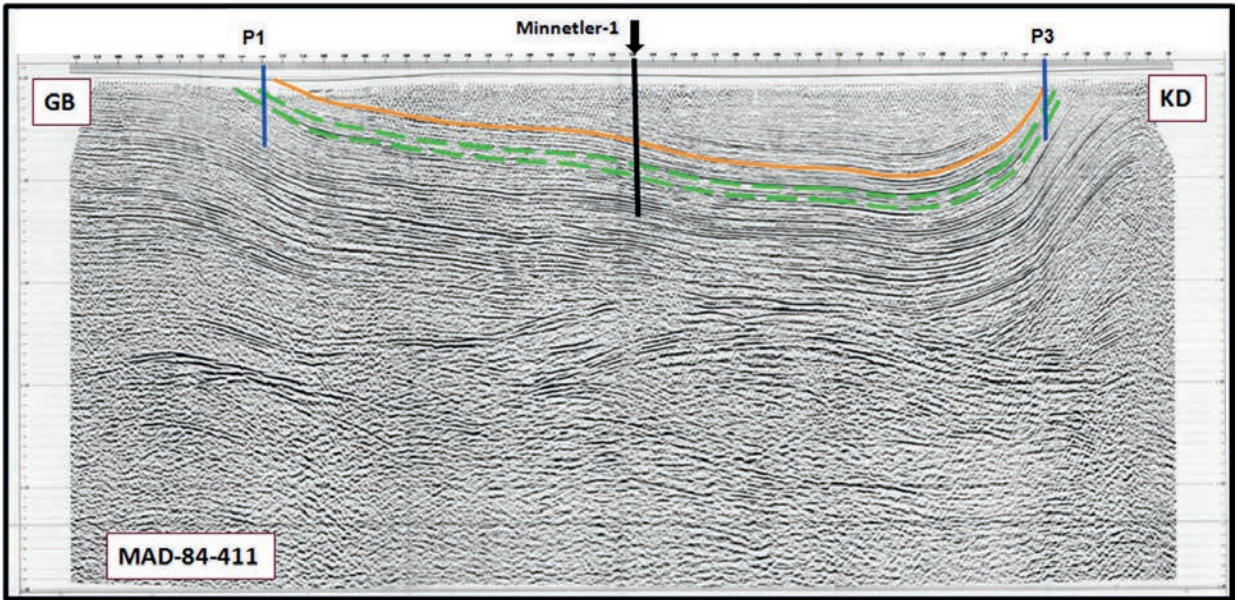
Şekil 8. Sismik kesitte Lüleburgaz Fay Zonu (LFZ) gözlenmektedir (Lokasyon için Şekil 6'ya bakınız). Fayın sağ tarafı (T) okuyucuya doğru, sol taraf ise (A) okuyucudan uzaklaşacak şekilde hareket etmektedir (Perinçek, 1991, Şekil 11).

Figure 8. Seismic section across Lüleburgaz Fault Zone (see Figure 6 for location). T= displacement toward viewer; A= displacement away from viewer (Perinçek, 1991, Şekil 10).

gösterilen refleksiyon düzlemleri kuyu yakınında linyit içerebilir fakat yanal doğrultuda yeşil refleksiyonun devam etmesi sismik hat boyunca linyit katkısı bulunduğu anlamına gelmemektedir. Diğer bir deyişle yeşil ile gösterilen ve kuyularda linyitle temsil edilen düzeyler yanal yönde fasiyes değişimi gösterip marn veya kile dönüşebilir. Bu kesitlerde linyit katkıları içerebilecek düzlemlerin takibi yapılmış ve bunların nerelerde yüzeye yakın oldukları tespit edilmiştir. Eğer yanal yönde fasiyes değişimi yoksa yeşil düzeylerin yüzeye yakın yerlerde kesilmesi ve bunların linyit içermesi olasılığı yüksektir. Sismik kesitlerde kırmızı renk ile gösterilen çizgiler fayları temsil etmektedir.

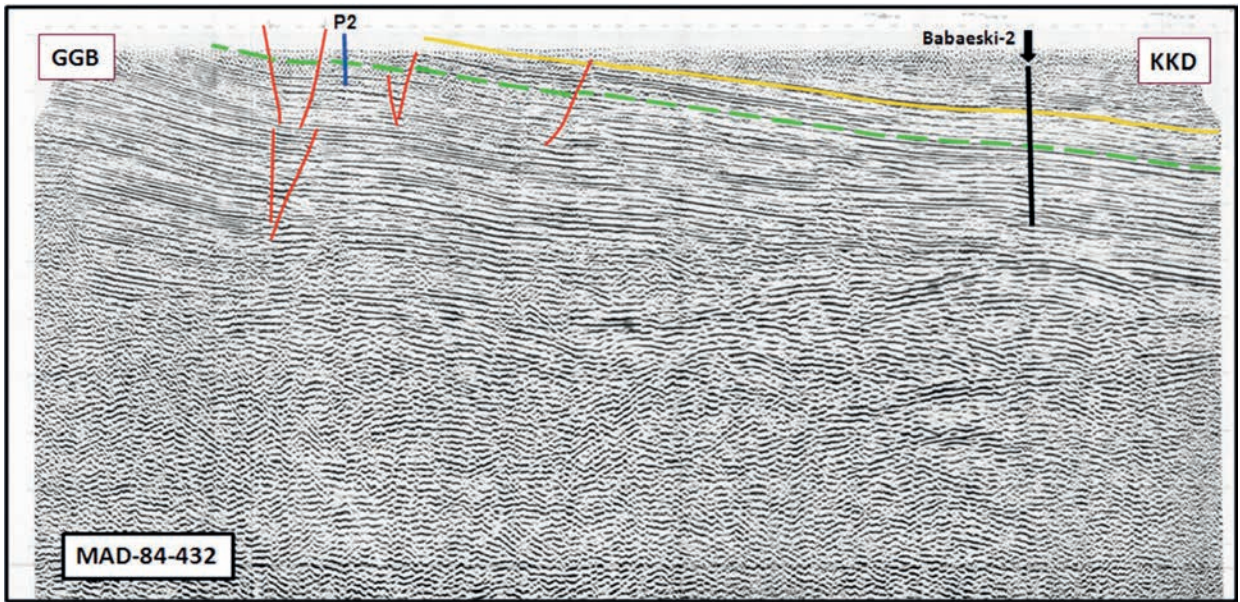
TPAO kuyularının (Minnetler 1, Babaeski 2) sismik kesit üzerindeki yerleri düşey siyah çizgi ile gösterilmiştir. Sismik kesit üzerine düşen ve ilk aşamada açması önerilen kuyuların yeri ise sismik kesit üzerinde düşey mavi çizgi ile işaretlidir.

Şekil 9’de Minnetler 1 kuyusundan GB ve KD yönünde gidildiğinde linyit içerdiği düşünülen refleksiyonun yüzeye yaklaştığı görülür. Kesitin GB’sında P1 kuyusu önerilmektedir. Şekil 9’un Kuzeydoğusunda gösterilen P3 kuyusu sismik veriler kullanılarak önerilen diğer kuyu yeridir. Şekil 10’da sismik kesitin GB’sında P2 ile işaretli nokta Pehlivan köyü dolayındadır. Bu kuyunun da bu çalışma sonrasında açılması önerilmiştir.



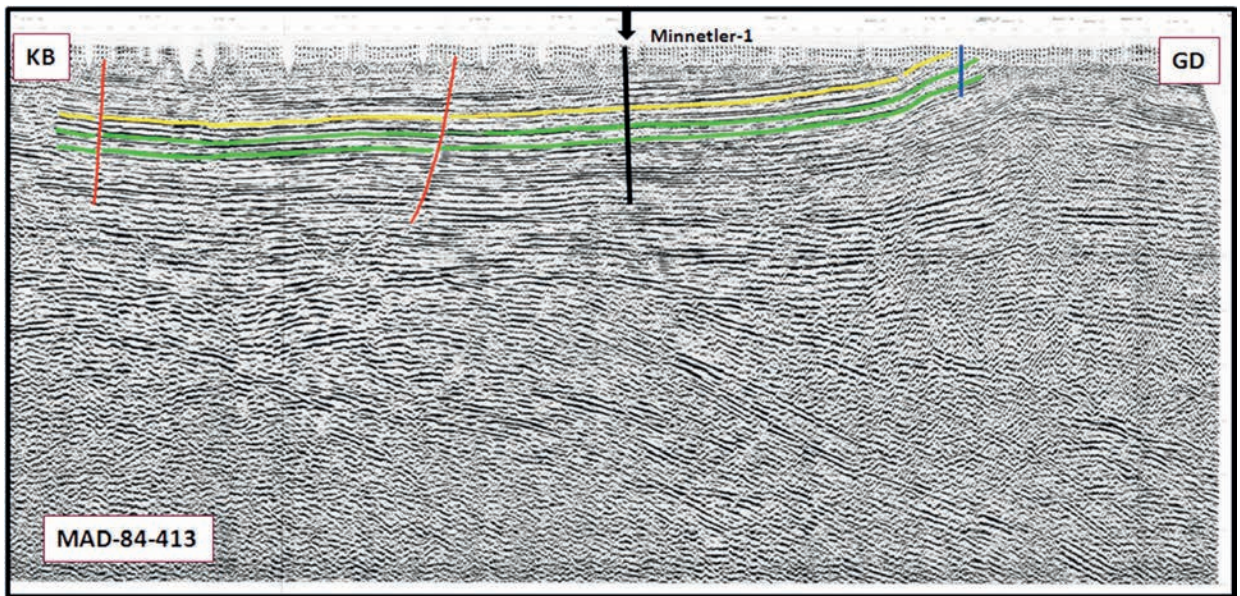
Şekil 9. Kesit üzerinde linyit katkıları (yeşil) ve Ergene Formasyonu’nun (turuncu) tabanı (Danişmen Formasyonu üstü) işaretlenmiştir. (Lokasyon için Şekil 6’ya bakınız).

Figure 9. Seismic line showing lignite layers (green) and base (orange) of the Ergene Formation (or top of the Danişmen Formation). (see Figure 6 for location).



Şekil 10. Kesit üzerinde linyit katkıları (yeşil) ve Ergene Formasyonu'nun (turuncu) tabanı (Danişmen Formasyonu üstü) işaretlenmiştir. P2 kuyusu kesitin Güney-Güneybatısında kalır. (Lokasyon için Şekil 6'ya bakınız).

Figure 10. Seismic line showing lignite layers (green) and base (orange) of the Ergene Formation (or top of the Danişmen Formation). P2 well is located in the south-southwest. (see Figure 6 for location).



Şekil 11. Kesit üzerinde linyit katkıları (yeşil) ve Ergene Formasyonu'nun (turuncu) tabanı (Danişmen Formasyonu üstü) işaretlenmiştir. (Lokasyon için Şekil 6'ya bakınız).

Figure 11. Seismic line showing lignite layers (green) and base (orange) of the Ergene Formation (or top of the Danişmen Formation). (see Figure 6 for location).

ÜRETİLEN KALINLIK HARİTALARI VE KUYU KORELASYONLARININ AMACI, YORUMU VE EKONOMİK KATKISI

Trakya Havzası'nda linyit aramaları genellikle havzanın kuzeydoğu kenarında, güneybatısında ve güneyinde linyit katkılarının çoğunlukla mostra verdiği alanlarda ve yakınında yürütülmüştür. Bu çalışmanın bulguları kullanılarak havza için yepyeni bir arama stratejisi oluşturulmuştur (Perinçek, 2010a, 2010b, 2010c; Perinçek ve diğ., 2011; Perinçek ve diğ., 2014 baskıda). Buna göre Trakya Fay Sisteminin oluşturduğu yükselim alanlarına gidilmesi, bu alanlarda arama yapılması önerilmektedir. Yükselim alanları dolayında Danişmen Formasyonunun üstten kısmen aşındığı, üstteki Ergene Formasyonu'nun ince olduğu kesimler hedef alanlar olarak seçilmiştir. Bu yeni strateji yapılan bu çalışmanın en önemli sonuçlarından biridir.

Trakya Havzası'nda Danişmen Formasyonu içinde yer alan linyit potansiyelinin anlaşılmasına yönelik olarak çalışma kapsamında kuyu korelasyonları, kalınlık ve yapı haritaları yapılmıştır. Haritalar: Osmancık Formasyonu üstü yapı haritası, Danişmen Formasyonu üzerindeki diskordans düzleminin (paleotopografya) yükseklik haritası, Danişmen Formasyonu kalınlık haritası ve bu birim içindeki linyit katkılarının toplam kalınlık haritasıdır (Perinçek, 2010b, 2010c; Perinçek ve diğ., 2011; Perinçek ve diğ., 2014 baskıda).

TPAO'dan alınan kuyu verileri kullanılarak Osmancık Formasyonu yapı haritası hazırlanmıştır (Perinçek, 2010b, 2010c; Perinçek ve diğ., 2014 baskıda). Osmancık Formasyonu Danişmen Formasyonu'nun hemen altında bulunur ve bu iki birim uyumludur. Osmancık üstü yapı haritası yardımıyla Danişmen Formasyonu içerisindeki linyit katkılarında hangi alanlarda sığ derinliklerde ulaşılacağını göstermektedir.

Danişmen Formasyonu üzerinde bulunan diskordans düzlemi de haritalanmıştır (Perinçek, 2010a, 2010b, 2010c; Perinçek ve diğ., 2014 baskıda). Bu harita Paleotopografya haritası olarak değerlendirilmelidir. Paleotopografya haritası diskordans düzleminin yüksek olduğu alanları da gösterir. Dolayısıyla bu alanlarda Danişmen Formasyonu içindeki linyit düzeyleri de yüksek kotlarda bulunur ve yüzeye yakındır. Bu nedenle, Danişmen Formasyonu üstü diskordans düzlemi haritası, linyit aramalarına katkı veren önemli bir araçtır. Osmancık Formasyonu ile Danişmen Formasyonu dereceli geçişli ve konkordandır. Danişmen Formasyonu'nun üst sınırı ise uyumsuzdur ve bazı alanlarda önemli oranda aşınmıştır.

Danişmen Formasyonu'nun havzadaki kalınlık dağılımı linyit aramaları açısından önemlidir. Bu öngörüden hareketle TPAO kuyu verileri kullanılarak hemen hemen havzanın tümü için Danişmen Formasyonu kalınlık haritası yapılmıştır (Perinçek, 2010a, 2010b, 2010c; Perinçek ve diğ., 2014 baskıda). Bu harita Trakya Fay Sistemi sonrası aşınmanın önemini göstermektedir. Fay zonu boyunca ve fayın oluşturduğu yükselim alanlarında yer yer Danişmen Formasyonu'nun aşınma nedeniyle ortadan kaldırıldığı ve bazı alanlarda da kalınlığının 0-300 metre arasında değiştiği görülür. Danişmen Formasyonu'nun kalınlığı 1600 metreye kadar ulaşmaktadır.

Danişmen Formasyonu kalınlık haritası linyit arama politikası için aşağıda sıralanan önemli sonuçları sağlamış, linyit arama politikasına yön vermiştir.

1. Trakya Fay Sisteminin yarattığı yükselim alanlarında Danişmen Formasyonu fay sisteminin oluşumunu takiben yükselmiş ve aşındırılmıştır. Trakya Havzası'nın kuzeydoğusunda Danişmen Formasyonu'nun

olmamasının veya ince olmasının nedeni birim çökelirken bu alanın havza kenarı olmasıdır. Trakya Havzası'nın güney kesiminde Danişmen Formasyonu'nun incelme nedeni ise yapısaldır. Bu kısım Trakya Havzası'nın derin kesimine rastladığı halde Danişmen Formasyonu güney yönünde incelmektedir. Bunun nedeni KAF'ın yarattığı yapısal yükselimidir. KAF'la ilgili yükselime sonrası Marmara Denizi kıyısı boyunca Tekirdağ-Silivri arasındaki alan yükselmiş ve bu alanda Danişmen Formasyonu tümüyle, Osmançık Formasyonu ise kısmen aşınmıştır.

2. Kuzey Anadolu Fayı (KAF) Trakya Havzası'nda etkinliğini sürdürürken fay zonuna açılı gelen an-eşelon yapılar gelişmiştir. Buna en iyi örnek Hamitabat gaz sahasıdır. Bu sahada bazı kuyularda Danişmen Formasyonu tümüyle aşındırılmıştır, dolayısıyla linyit katkıları da bu alanda hiç görülmez.

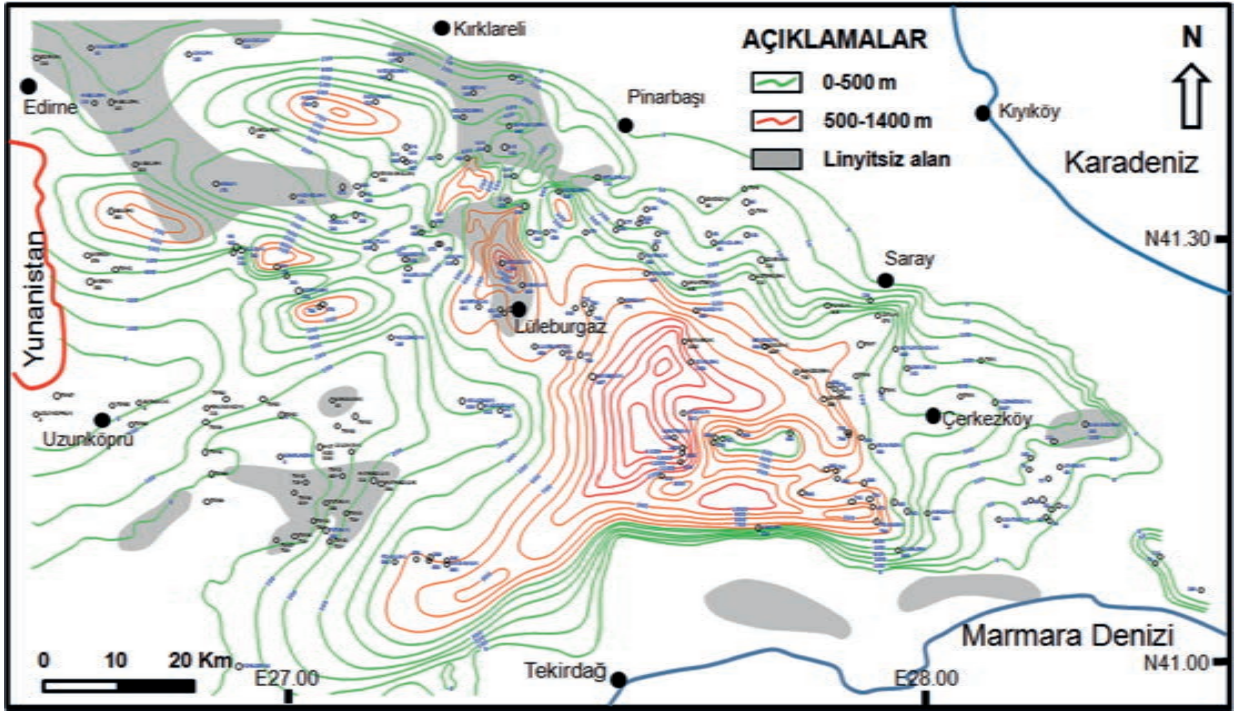
3. Danişmen Formasyonu üzerindeki Ergene Formasyonu'nun kalınlığı ve buna ilave olarak Danişmen Formasyonu'nun üst kısmındaki linyit katkısız kesimin kalınlığı birbirine eklenince linyit katkılarına ekonomik derinliklerde ulaşılması güçleşmektedir. Bu nedenle söz konusu birimlerin kalın olduğu yerlerden uzak durulmalıdır.

Ergene Formasyonu - Kırçasalılı formasyonları toplam Kalınlık Haritası:

Ergene – Kırçasalılı formasyonlarının toplam kalınlığı linyite ulaşmak için önemli ilk engeli oluşturur ve işin başlangıcında dikkate alınması gerekir. Bu nedenle ilk yapılan harita bu formasyonlarının toplam kalınlık haritası olmuştur (Şekil 12). TPAO ve bazı MTA ve TKİ kuyularında Ergene Formasyonu ve bunun hemen üzerindeki Kırçasalılı (Trakya) Formasyonu ayrılmamıştır. Bu nedenle Ergene Formasyonu kalınlık haritası ve Kırçasalılı Formasyonu kalınlık haritası birlikte

çizilmiştir. Trakya Havzası'ndaki bazı sismik kesitlere bakıldığında söz konusu iki formasyon arasında uyumsuzluk görülmektedir (Şekil 8). Şekil 12 Ergene ve Kırçasalılı formasyonlarının toplam kalınlığını göstermektedir. Lüleburgaz güneydoğusunda kalınlığın 1400 metreye ulaştığı görülür. Trakya Havzası kenarlarında da Ergene ve Kırçasalılı formasyonları incedir. Şekil 12 ayrıca linyitin aşındığı ya da Danişmen Formasyonunun fasiyesinin linyit açısından olumsuz olduğu kesimler “linyitsiz alan” olarak gösterilmiştir. Ergene ve Kırçasalılı formasyonlarının toplam kalınlığının 400 metreden daha ince olduğu yerlerde ancak Danişmen Formasyonu içindeki linyite ekonomik olarak ulaşma şansı vardır. Söz konusu formasyonların 500m den kalın olduğu alanlarda linyit aramalarında uzak durulmalıdır. Aynı alanlarda linyit kalınlık toplamı yeterli ve ekonomik düzeyde olabilir fakat ekonomik olmayan derinliklerdedir.

Trakya Fay Sistemi, Trakya Havzası'nın doğu kesiminde Vakıflar-1 İstanbul arasında Ergene Formasyonu çökelimini takiben tekrar harekete geçmiş Ergene Formasyonu tabanındaki diskordans düzlemi Ergene Formasyonu ile birlikte kıvrımlanmıştır (Şekil 8). Bunun sonucunda Ergene Formasyonu, kıvrımlanıp antiklinal oluşturduğu alanlarda kısmen aşınmıştır. Aşınma alanlarının bulunduğu paleo-yükselimler Kırçasalılı Formasyonu'nun kalınlığının da ince olduğu alanlardır. Kırçasalılı Formasyonu'nun çökelimi sırasında ve sonrasında da Trakya Fay Sistemi üzerinde fay aktivitesi sürmüştür. Bu aktivite sonrası Kırçasalılı Formasyonu'nun çok az eğim kazandığı kıvrımlandığı görülür. Söz konusu aktivite Trakya Havzasının doğu kesimlerinde görülür. Bunun nedeni söz konusu alanın KAF'ın aktif olduğu Marmara Denizi'ne yakın olmasıdır.



Şekil 12. Ergene Formasyonu kalınlık haritası. Harita yorum katılarak elle konturlanmıştır.

Figure 12. Thickness map of the Ergene Formation. Interpretive contouring conducted by hand.

Kuyu verileri ile Danışmen Formasyonu ve içindeki linyit seviyelerinin korelasyonu

Çalışmanın ilk aşamasında, Trakya Havzası'nda kuyu korelasyonu yapılmış ve bu korelasyon sırasında bazı MTA ve TKİ kuyularında alttaki linyit zonlarının, kuyu derinliğinin yeterli olmaması nedeniyle kesilmediği anlaşılmıştır. Soğucak 1, Akıncılar 1, Topçu 1 TPAO kuyularıyla bunların kuzeyindeki TKİ kuyularının korelasyonu yapılmıştır (Şekil 13 ve 14). Bu korelasyonda TKİ kuyularının TPAO kuyularında kesilen yüzeye en yakın linyit katkısına kadar ulaştığı görülmektedir. Fakat TKİ kuyuları yeterli derinlikte olmadığından TPAO kuyularında gözlenen üstten 2. ve 3. linyit katkılarında ulaşmamıştır. Bu çalışmada verilen toplam linyit kalınlık haritalarında sığ MTA ve TKİ kuyularında daha aşağı kotlarda kesilmesi beklenen diğer linyit düzeyleri hesaba katılmamıştır. Dolayısıyla Şekil 7'de verilen

toplam linyit kalınlık haritası minimum toplam linyit kalınlığını temsil etmektedir. Toplam linyit kalınlık haritalarında görülen kalınlıklar bazı alanlarda daha fazla da olabilir. Bu harita toplam linyit kalınlığı olarak elde edilen verilere göre olabilecek en az kalınlıkları içermektedir. Özetle haritada gösterilen veriler, varlığı kesin tespit edilemeyen kalınlıkları içermemektedir.

Şekil 13 ve Şekil 14'de verilen korelasyonda linyit katkılarının yanal yönde süreksizlikler gösterdiği görülür. Linyit katkılarının kuyular arasında uzun mesafeler devam etmediği gözlenmiştir. Linyitli seviyelerin en fazla 2-3 kuyu arasında birbiri ile korelasyonu yapılabilmektedir. Bu süreksizlik ortam koşullarının yanal ve düşey yönde sık değişmesi nedeniyle dir.

Linyit katkıları çoğunlukla marn içinde yer alır. Çakıllı, kumlu, kireçli düzeyler çoğunlukla

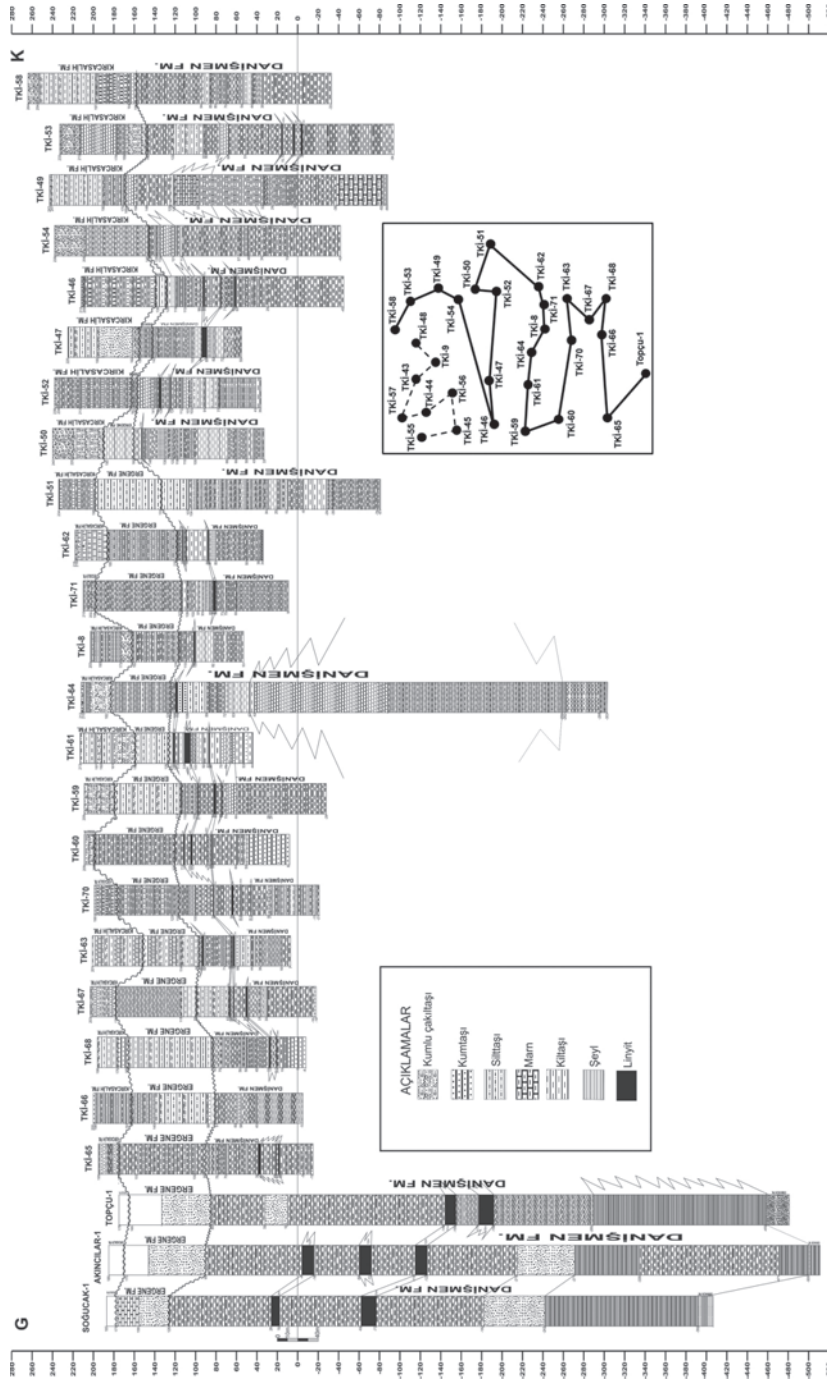
liniyit içermez. Ayrıca şeyl seviyelerinin hakim olduğu alanlarda da linyit görülmemiştir.

Bu çalışmada Vize GB'sındaki kuyuların kendi aralarında korelasyonu yapılmıştır. Kuyu korelasyon yapılan diğer 2 alan ise Hayrabolu batısı ve Uzunköprü-Pehlivan köyü dolaydır. Söz konusu 3 alanda yapılan korelasyonlar Şekil 13, 14, 15, 17, ve 18'te sunulmuştur.

Vize Güneybatısı: TKİ Vize ruhsatları alanında yapılan toplam linyit kalınlık haritası Şekil 24 de verilmiştir. Aynı alanda yapılan korelasyonlarda (Şekil 13 ve Şekil 14) TKİ-66, TKİ-51, TKİ-54, TKİ-49, TKİ-58, TKİ-57 kuyuları dışındaki diğer tüm kuyularda linyit kesilmiştir. TKİ-61 ve TKİ-56 kuyularında kesilen iki linyit seviyesinin kalınlığı toplam 4 metredir. Aynı kuyularda altta ve üstte başka linyit seviyeleri de kesilmiştir. Kuyularda kesilen linyit kalınlıkları 1-4 metre arasında değişmektedir. Bu alanda yapılan korelasyonlara bu alan civarındaki Soğucak 1, Akıncılar 1 ve Topçu 1 TPAO kuyuları da ilave edilmiştir. TPAO kuyularında dikkati çeken konu linyit seviyelerinin kalınlıklarının abartılmış olmasıdır. TKİ kuyularında tek bir linyit seviyesi en fazla 4 metre olduğu halde TPAO kuyularında ise 12-15 metre kalınlıklara ulaşan linyit seviyeleri gösterilmiştir. Bu kıyaslama TPAO kuyularında linyit olarak gösterilen seviyelerin gerçeği yansıtmadığını gösterir. TKİ kuyularında TPAO kuyularının en üst kesiminde bulunan linyit düzeyleri test edilmiştir. Korelasyondan elde edilen bilgiye göre TKİ-65 ve TKİ-66 kuyuları derinleştirilseydi TPAO kuyularında daha aşağıdaki kotlarda bulunan linyit düzeylerinin yanal devamı daha ince de olsa kesilmesi mümkün olacaktı. Dikkat edilmesi gereken diğer bir nokta ise TPAO kuyularında derinde (250-360 metre) görülen linyit seviyelerinin 500 metre derinlikte olan TKİ 64 ve TKİ 48 kuyularında görülmemesidir. Bu durum dikkat çekicidir. Bu kuyularda TPAO

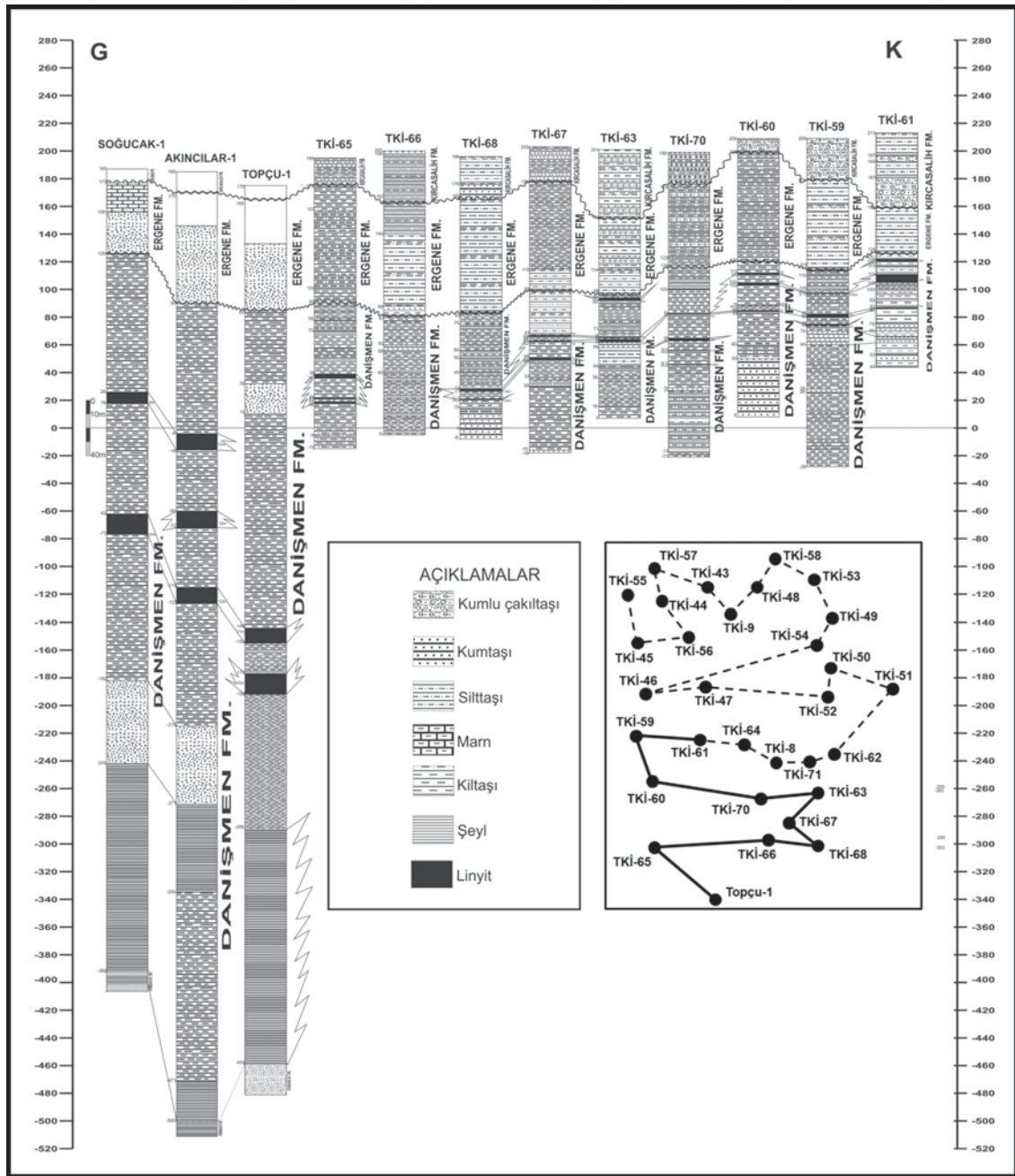
kuyularında aşağıdaki kotlarda görülen linyit düzeylerinin kesilmemesinin nedeni Danişmen Formasyonunun fasiyesinin linyit birikimi için uygun olmadığı şeklinde yorumlanmıştır. Linyit birikimi için gerekli düşük enerjili ortam koşulları (bataklık-göl) bu kuyular civarında sağlanmamış olabilir. TKİ 64 ve TKİ 48 kuyularının sonuçları da dikkate alınarak sahanın güneyindeki birkaç kuyunun derinleştirilmesi önerilmektedir. Eğer Topçu-1 kuyusunda 350 metre civarındaki linyit seviyesi gerçek ise bu durumda TKİ 65-66-67 ve 68 kuyuları derinleştirilerek veya bu kuyular civarında yeni kuyular açılarak Topçu-1'deki en alttaki linyit seviyesi test edilebilir. Yeni açılacak kuyular aşamalı olarak delinmeli en güneyde açılacak ilk kuyunun sonucuna göre ikinci, üçüncü kuyu açılmalıdır. Bu açılacak kuyularda Soğucak-1, Akıncılar-1 ve Topçu-1 kuyularında alt seviyelerde gösterilmiş bulunan linyit düzeyleri kesilecek olursa Vize sahası için ek bir potansiyel ortaya çıkacak ve bu sahanın rezervi daha da artacaktır.

TKİ Vize ruhsatlarının bulunduğu alanda korelasyon yapılırken TKİ kuyularının üst kısmında sondaj sırasında tanımlanan, rapor ve kuyu loglarında gösterilen formasyon (Ergene ve Danişmen formasyonları) tanımları, Şekil 16'da görülen son baskı MTA jeoloji haritası kullanılarak kısmen değiştirilmiştir. Bu değişim yapılırken jeoloji haritasında mostrada görülen Ergene ve Danişmen formasyonlarının sınırının Kırçasalih (Trakya) Formasyonu altındaki devamı yorum yapılarak kesikli çizgiyle gösterilmiştir (Şekil 16). Kırçasalih Formasyonu altında doğudan batıya uzanan hattın kuzeyinde Kırçasalih Formasyonu doğrudan Danişmen Formasyonu üzerindedir. Hattın güneyinde ise Kırçasalih Formasyonu altında Ergene Formasyonu, bununda altında da Danişmen Formasyonu yer alır. Jeoloji haritasına dayalı yorumdan sonra kuyu loglarında gösterilen üstteki formasyonların dağılımı bu yoruma göre değiştirilmiştir.



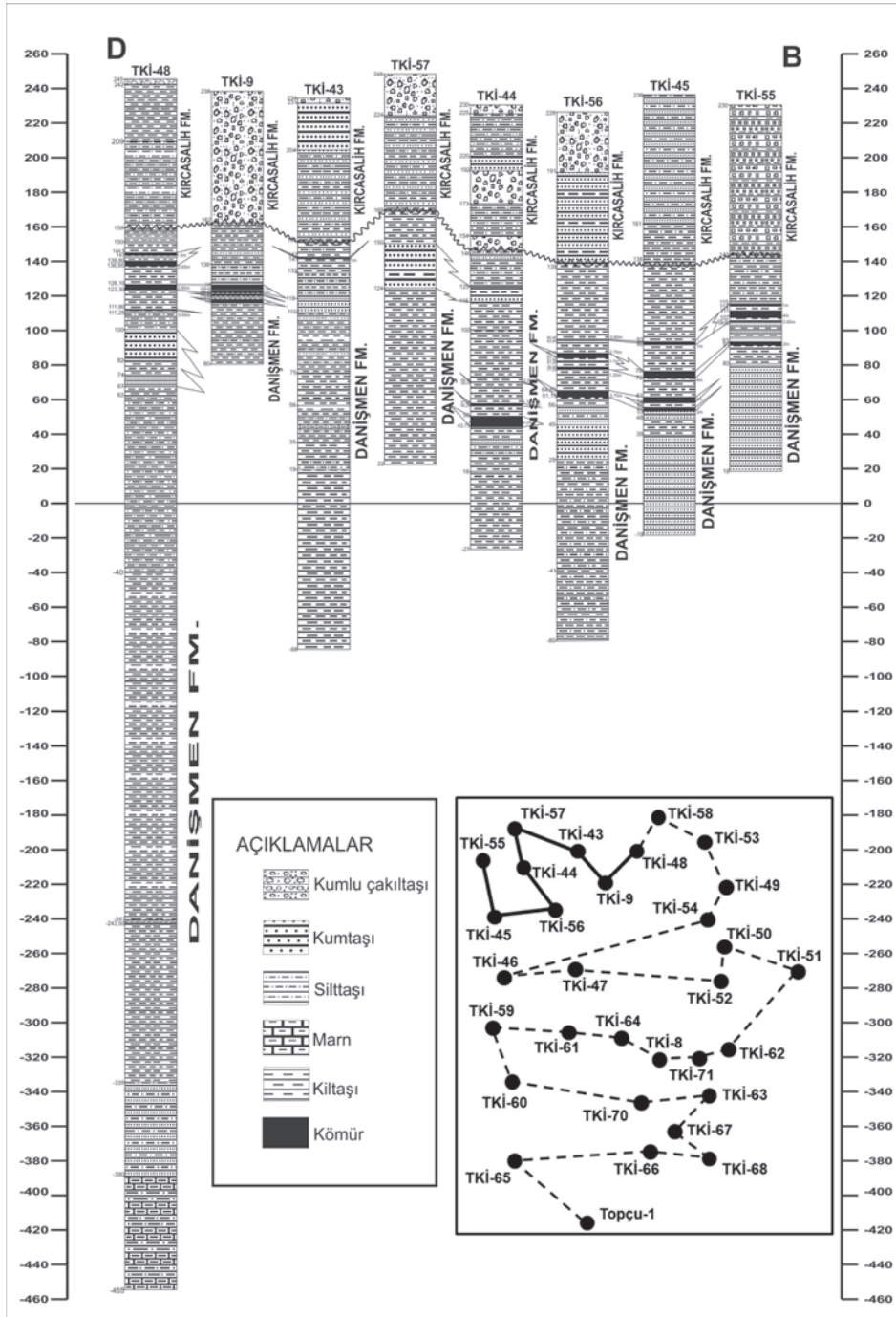
Şekil 13. Vize dolayındaki ruhsatlarında ve açılan kuyularda Danişmen, Ergene ve Kırçasalılıh formasyonlarının stratigrafik korelasyonu. Korelasyon güneydeki TPAO kuyularından (Soğucak-1, Akıncılar-1, Topçu-1) başlayarak kuzey yönünde TKİ kuyuları (TKİ-65, TKİ-66....TKİ-53, TKİ 58) kullanılarak yapılmıştır.

Figure 13. Stratigraphic correlation of Danişmen, Ergene and Kırçasalılıh formations conducted in the Vize permits areas. Correlation begins from TPAO wells (Soğucak-1, Akıncılar-1, Topçu-1) in the south continue to north through TKİ wells (TKİ-65, TKİ-66....TKİ-53, TKİ 58).



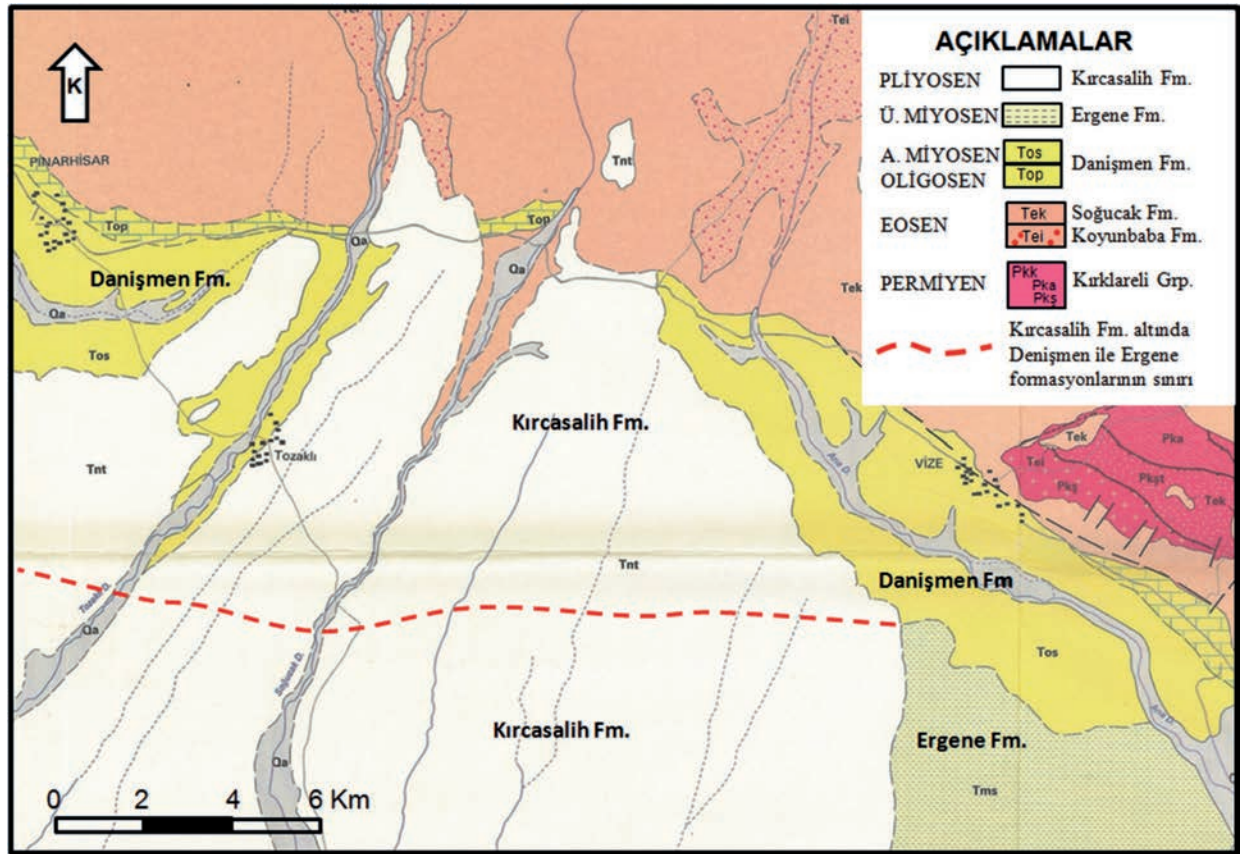
Şekil 14. Şekil 13'te görülen kuyu korelasyonunun güney kesimi düşey ölçeği büyütülerek burada tekrar sunulmuştur. Korelasyon güneydeki TPAO kuyularından (Soğucak-1, Akıncılar-1, Topçu-1) başlayarak kuzey yönünde TKİ kuyuları (TKİ-65, TKİ-66....TKİ-59, TKİ 61) kullanılarak yapılmıştır.

Figure 14. Southern portion of Figure 13 is represented here as vertical scale of the correlation is increased. Correlation begins from TPAO wells (Soğucak-1, Akıncılar-1, Topçu-1) in the south continue to north through TKİ wells (TKİ-65, TKİ-66....TKİ-59, TKİ 61).



Şekil 15. TKİ Vize ruhsatlarının bulunduğu alanda açılan kuyularda Danişmen, Ergene ve Kircasali formasyonlarının stratigrafik korelasyonu. Bu korelasyon Şekil 13'ün kuzey devamıdır (TKİ-48, TKİ-9....TKİ-45, TKİ-55).

Figure 15. Stratigraphic correlation of Danişmen, Ergene and Kircasali formations conducted in the area of Vize permits. This correlation is present northern extension of the figure 13 (TKİ-48, TKİ-9....TKİ-45, TKİ-55).



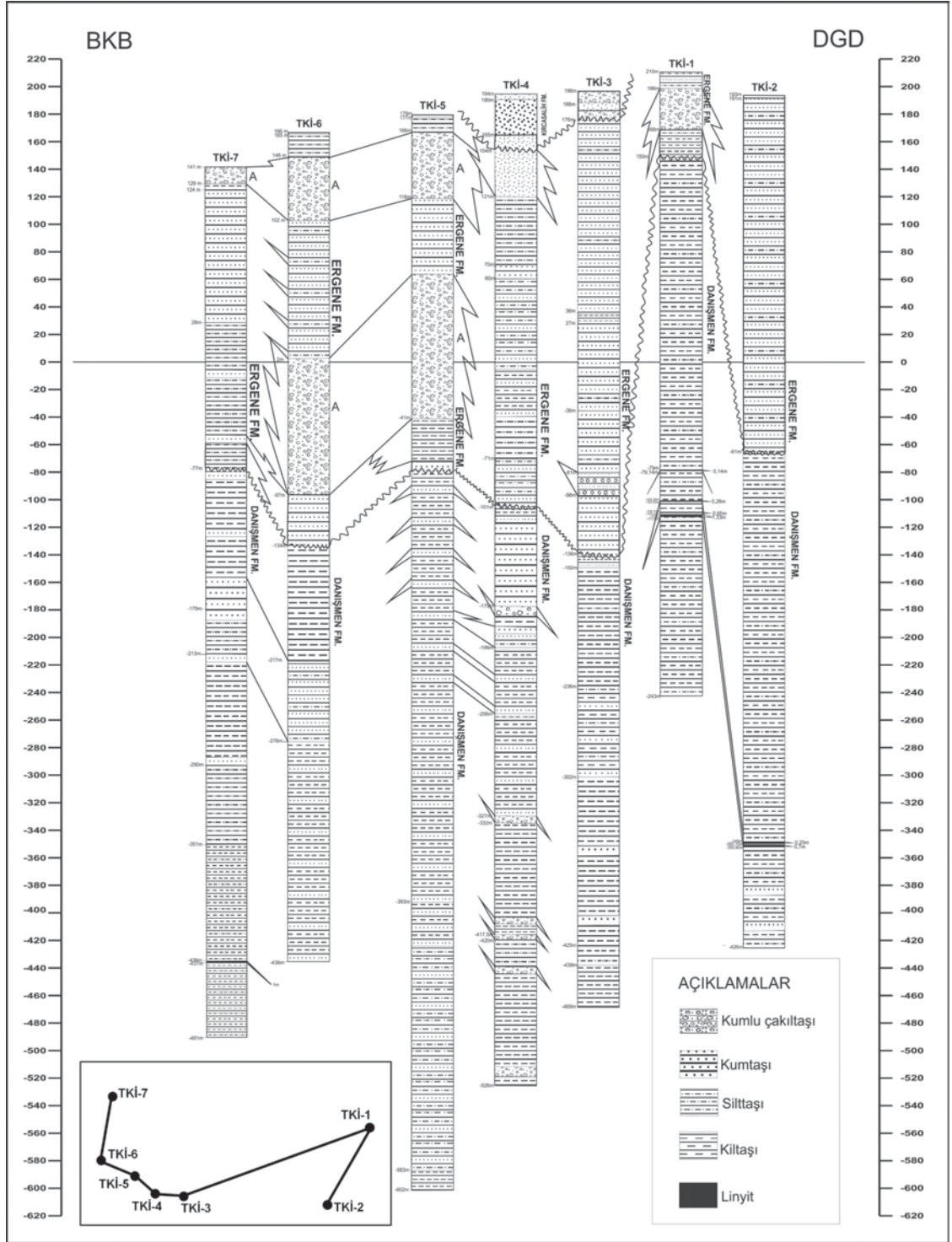
Şekil 16. TKİ, Vize ruhsatlarının bulunduğu jeoloji haritası (MTA, 1998). Danişmen ve Ergene formasyonları arasındaki sınır ve bunun Kırçasalılı Formasyonu altındaki devamı jeoloji haritasında kesikli çizgi ile gösterilmiştir.

Figure 16. Geology map of the TKİ Vize permits (MTA, 1998). Boundary between Danişmen and Ergene formations were covered and sealed by Kırçasalılı Formation that is shown with dotted line.

Çerkezköy Dolayı: TKİ-2, TKİ-1, TKİ-3, TKİ-4, TKİ-5, TKİ-6, TKİ-7 kuyuları arasında yapılan korelasyonda Danişmen Formasyonu içindeki linyit katkılarının çok az olduğu görülmektedir (Şekil 17). Korelasyonda kullanılan kuyulardan sadece TKİ-1 ve TKİ-2’de linyit seviyeleri gözlenmiş olup, bu kuyularda kesilen linyit kalınlıkları 0.25 m. ile 1.35 m. arasında değişmektedir. Diğer kuyularda ise linyit kesilmemiştir. Burada açılan kuyularda Danişmen

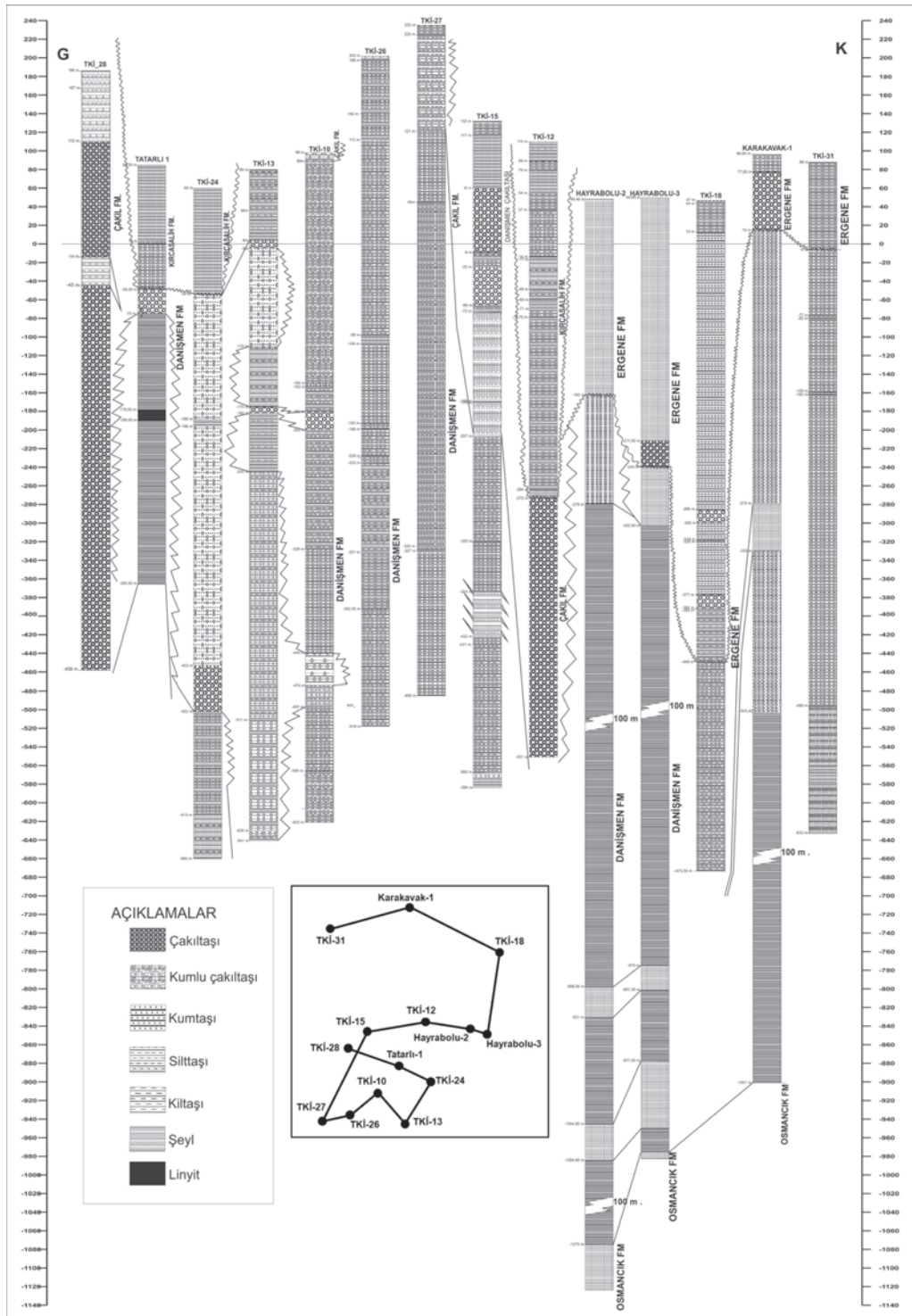
Formasyonu; kumtaşı, çakıllı kumtaşı ve çakıltaşı katkıları içerdiği için linyit birikimi açısından olumsuz olduğu görülmüştür. TKİ-4 kuyusunda belirlenen çakıllı kumtaşı ve çakıltaşı katkılarının çökeldiği akarsu ortamı linyit oluşumu için olumsuz koşullar yaratmıştır.

TKİ-3 ve TKİ-4 kuyuları yüzeyde Kırçasalılı Formasyonu diğer kuyular ise yüzeyde Ergene Formasyonu ile başlar.



Şekil 17. Çerkezköy dolayında TKİ tarafından açılan kuyularda Danişmen, Ergene ve Kırçasalılı formasyonlarının stratigrafik korelasyonu.

Figure 17. Stratigraphic correlation of Danişmen, Ergene and Kırçasalılı formations conducted around Çerkezköy district, using wells were drilled by TKİ.



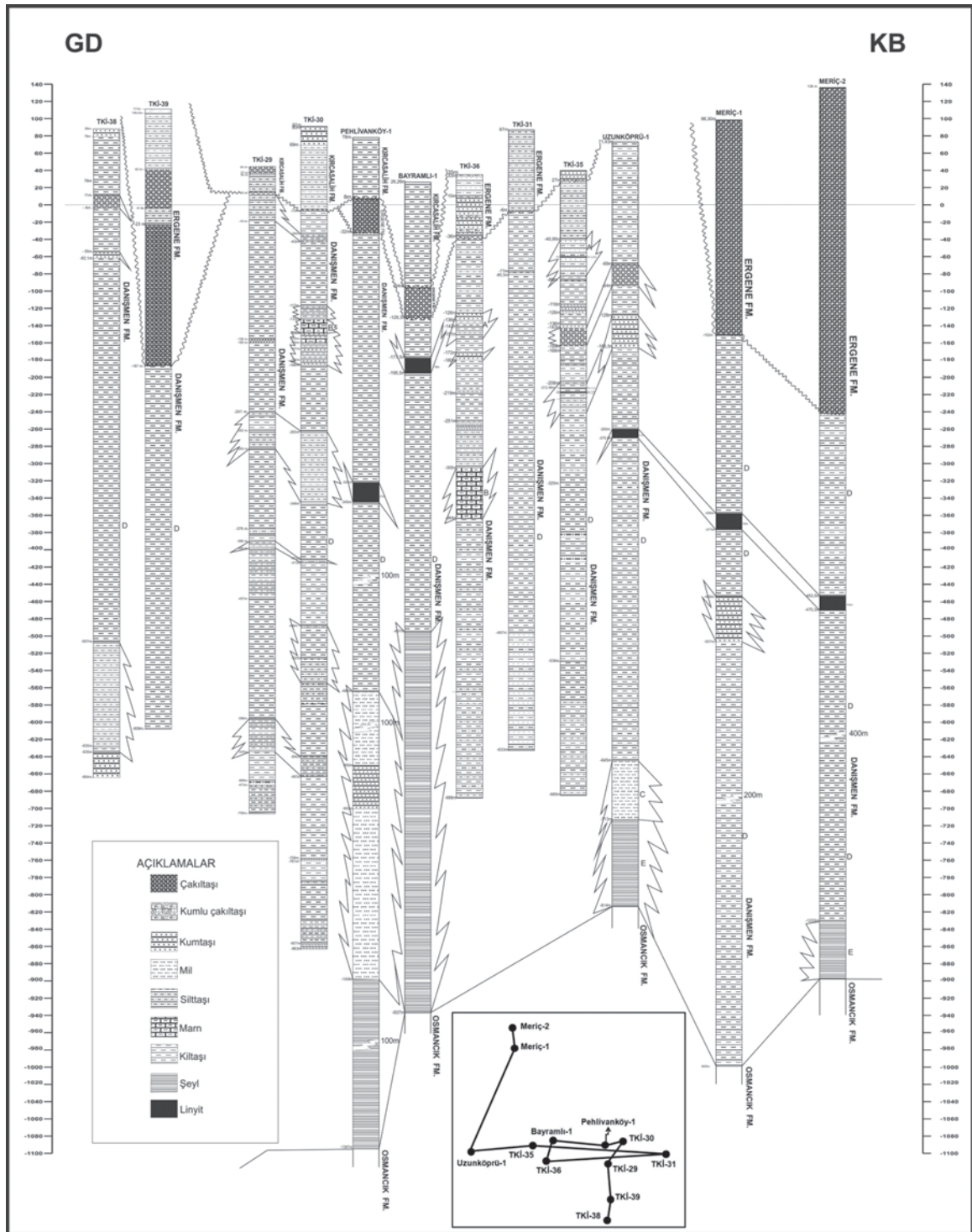
Şekil 18. Hayrabolu dolayında TPAO ve TKİ tarafından açılan kuyularda Danişmen, Ergene ve Kircasalih formasyonlarının stratigrafik korelasyonu.

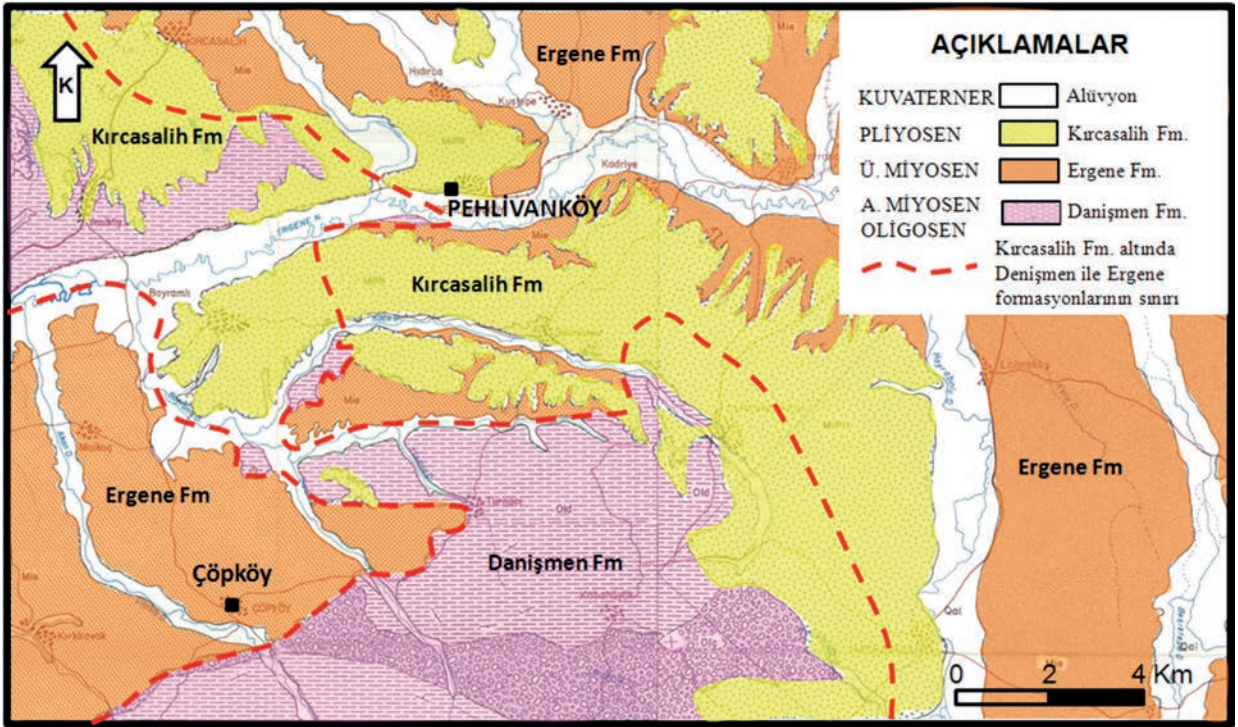
Figure 18. Stratigraphic correlation of Danişmen, Ergene and Kircasalih formations conducted around Hayrabolu district, using wells were drilled by TKİ.

Hayrabolu Dolayı: Bu korelasyon, TKİ-31, Karakabak-1, TKİ-18, Hayrabolu-3 ve 2, TKİ-12, TKİ-15, TKİ-27, TKİ-26, TKİ-10, TKİ-13, TKİ-24, Tatarlı-1, TKİ-28 arasında yapılmıştır (Şekil 18). Korelasyonda yer alan Tatarlı-1, TKİ-26 kuyuları dışında hiçbir kuyuda linyit kesilmemiştir. Kuyularda kesilen Danişmen Formasyonunda; genellikle çakıltası, çakıllı kum fasiyesinin egemen olduğu görülmektedir. Hayrabolu-2 ve 3 kuyularında ise istifin önemli bir kısmının şeyl ile temsil edildiği ve kumtaşı ara katkıları içerdiği görülür. Danişmen Formasyonu marn düzeyleri çoğunlukla linyit katkıları içermesine rağmen Hayrabolu civarında TKİ tarafından açılan kuyuların marnlı düzeyleri de linyitsizdir. Bu alanda linyit olmamasının nedeni; Danişmen Formasyonunun fasiyesidir. Göl bataklık ortamında çökelen marn düzeyleri linyit içerirken, taşkın düzlüklerinde çökelen marn linyitsizdir. Çakıltası, çakıllı kum, kum yüksek enerjili akarsu ve benzeri ortamını gösterir. Hayrabolu civarında çakıllı-kumlu fasiyes oldukça yaygındır. Linyitin oluştuğu bataklık ve göl alanlarının burada olmadığı veya çok sınırlı olduğu sonucuna varılmıştır (Perinçek 2010a, 2010b ve 2010c, Perinçek ve diğ., 2014 baskıda). Şengüler ve diğ. (2000) makalelerinde Trakya Havzası kömürlerinin yayılımı, özellikleri, çökelim modeli yanında bölgede bilinen saha ve işletmelere de yer verilmiştir. Trakya Havzası'nın kömürleri; gölsel ortamların delta bataklıklarında çökelmiştir. Çökme hızının yüksek olması çökel kalınlığının fazla olmasına neden olmuş, bu ise kömür damarlarının korelasyonunu güçleştirmiştir (Şengüler, 2013).

Çöpköy-Uzunköprü Dolayı: Korelasyon güneyden kuzeye TKİ-38, TKİ-39, TKİ-29, TKİ-30, Pehlivan köy-1, Bayramlı-1, TKİ-36, TKİ-31, TKİ-35, Uzunköprü-1, Meriç-1, Meriç-2 kuyuları arasında yapılmıştır (Şekil 19). Kuyular yüzeyde Kırcasalih ve Ergene Formasyonlarından başlamaktadır. Bazı kuyularda bu ayırım yapılmamış ya da eksik yapılmıştır. Şekil 20 Çöpköy

dolayının Jeoloji haritasını göstermektedir. Çöpköy dolayında delinen kuyuların loglarında Kırcasalih Formasyonu ve Ergene Formasyonu çoğu kez ayrılmamış veya birbiri ile karıştırılmıştır. Bu alanda açılan kuyularda kesilen birimler jeoloji haritası dikkate alınarak yeniden değerlendirilmiştir. Jeoloji haritasından (Şekil 20) yararlanılarak kuyularda Kırcasalih veya Ergene formasyonlarından hangisinin kesildiğine karar verilmiş, bu doğrultuda kuyu korelasyonlarında gerekli düzeltmeler yapılmıştır. Meriç-1 ve 2, Uzunköprü-1, Bayramlı-1 ve Pehlivan köy-1 kuyularında linyit kesilmesine karşın aynı alanda TKİ kurumu tarafından denilen kuyular içinde sadece TKİ-35 ile 32 ve 25 cm' lik 2 linyit katkısı kesilmiştir. Uzunköprü dolayında ve Meriç kuyularının olduğu alanda linyit beklentisi vardır. TKİ-38, TKİ-39, TKİ-29 kuyuları dolayında Danişmen Formasyonu'nun fasiyesi linyit oluşumuna uygun değildir. Söz konusu kuyuların güneyinde Danişmen Formasyonu'nun çakıltası düzeyleri mostra verir. Çakıltası düzeylerinin arttığı kesimlerde Danişmen Formasyonu içindeki linyit potansiyeli azalmaktadır. TKİ-31 kuyusunda yaklaşık 500 metre marn kesilmiştir. Linyit katkıları genellikle marn içerisinde gözlenmesine karşın bu kuyuda hiç linyit kesilmemiştir veya sondaj sırasında aslında şeyl olan seviyeler marn olarak tariflenmiş olabilir. Pehlivan köy-1, Bayramlı-1, Uzunköprü-1, Meriç-1 ve 2 kuyularında kesilen linyit marn içindedir. Pehlivan köy-1, Bayramlı-1 ve Uzunköprü-1 kuyularının alt kesimlerinde Danişmen Formasyonu şeyl ve kum ile temsil edilir. Trakya Havzasında çalışılan kuyularda kum, çakıl ve şeylin hakim olduğu litolojilerde linyit katkısı görülmemektedir. Şeyl çoğunlukla Danişmen Formasyonu'nun alt kısımlarında vardır. Eğer Danişmen Formasyonu üstten önemli oranda aşındırılmış ise bu aşınma çoğunlukla linyit katkılı marn düzeylerini ortadan kaldırmıştır. Linyit aramaları yapılırken Danişmen Formasyonu'nun üst kısmının aşırı aşındırıldığı yerlerden uzak durulmalıdır.





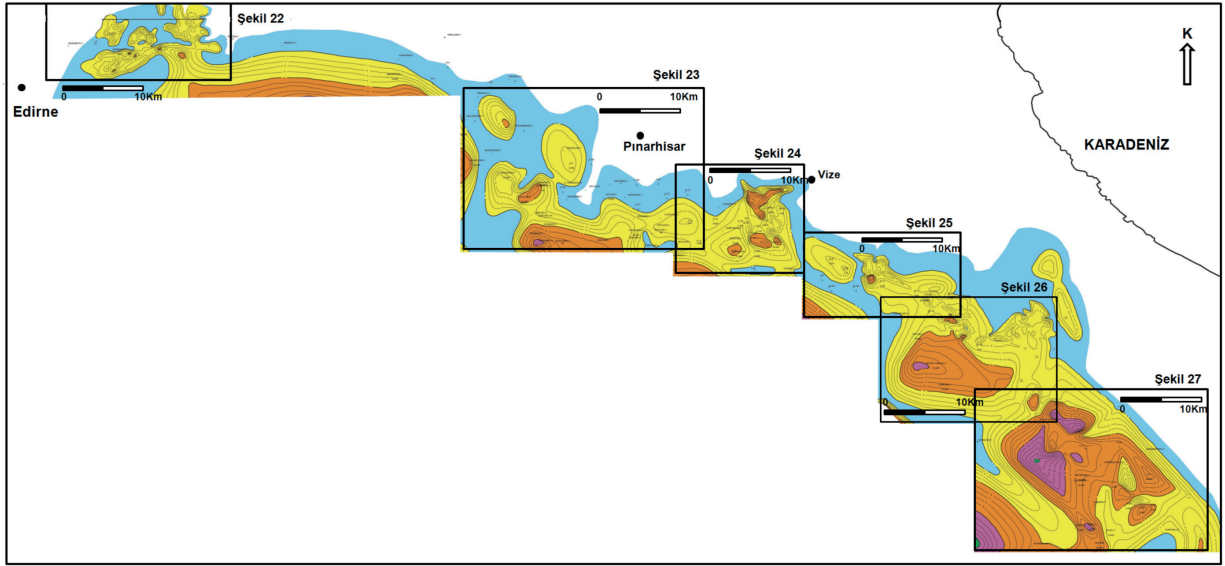
Şekil 20. Çöpköy dolayının Jeoloji haritası (MTA, 1988). Haritada Ergene Formasyonu ile bunun altındaki Danişmen Formasyonu arasındaki sınır yer yer daha üsteki Kırçasalılı (Trakya) Formasyonu ile örtülmüştür. Danişmen ve Ergene formasyonları arasındaki sınır ve bunun Kırçasalılı Formasyonu altındaki devamı jeoloji haritasında kesikli çizgi ile gösterilmiştir.

Figure 20. Geology map of Çöpköy district (MTA, 1988). Boundary between Danişmen and Ergene formations were covered by Kırçasalılı (Trakya) Formation. The boundary overlain and sealed by Kırçasalılı Formation is shown with dotted line.

Danişmen Formasyonu İçindeki Linyit Katkılarının Toplam Kalınlık Haritası

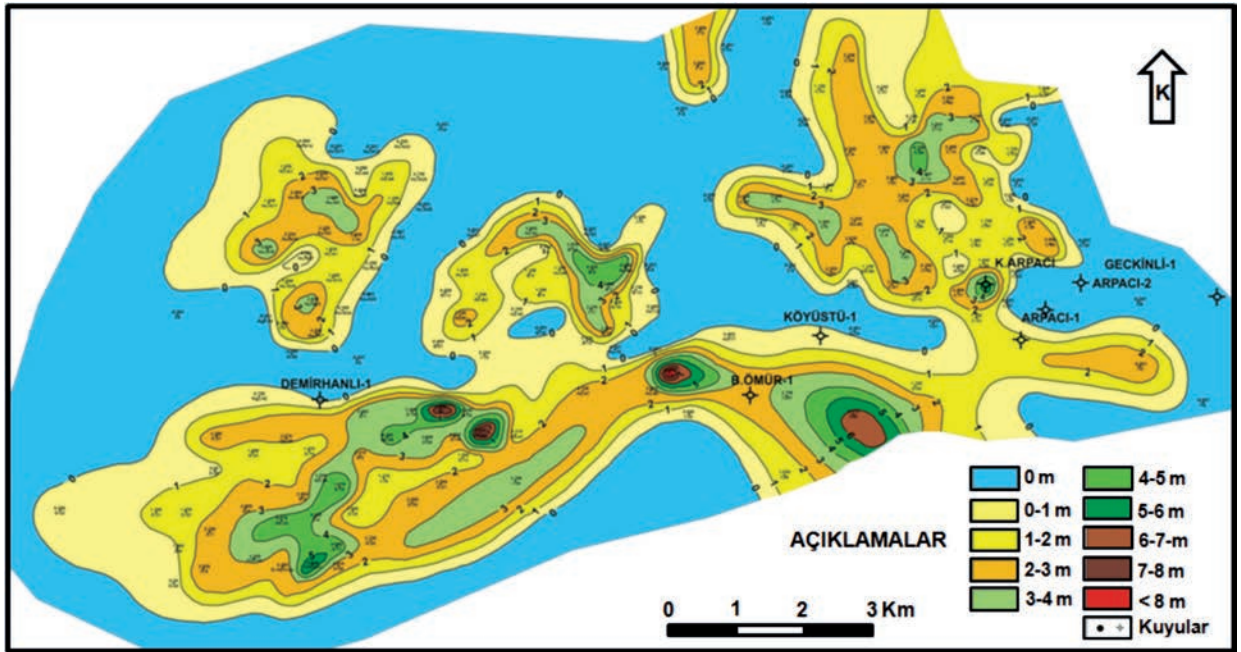
Linyit kalınlık haritası öncelikle Trakya Havzası'nın kuzey ve kuzey doğu alanları için yapılmıştır. Bu harita linyit birikiminin yoğunlaştığı bataklık ve göl alanlarının yerlerini gösterdiği için ortam değerlendirmesinde yardımcı olur. Linyit seviyeleri fasiyes değişimi ve aşınma nedeniyle yanal yönde süreksizlik gösterir.

Linyit kalınlık haritası yapılırken 2 ayrı veri seti kullanılmıştır. Bunlardan birincisi TPAO kuyuları kullanılarak elde edilen toplam linyit kalınlık haritasıdır. İkincisi ise MTA ve TKİ kuyu verileri kullanılarak elde edilen linyit kalınlık haritasıdır. Bu iki harita çalışmanın ilk aşamasında ayrı ayrı çizilmiştir (Perinçek, 2010a, 2010b, 2010c). Bu çalışmada sadece MTA, TKİ ve çok az sayıda kullanılan TPAO kuyu verilerine dayalı haritalar sunulmaktadır (Şekil 21, 22, 23, 24, 25, 26 ve 27).



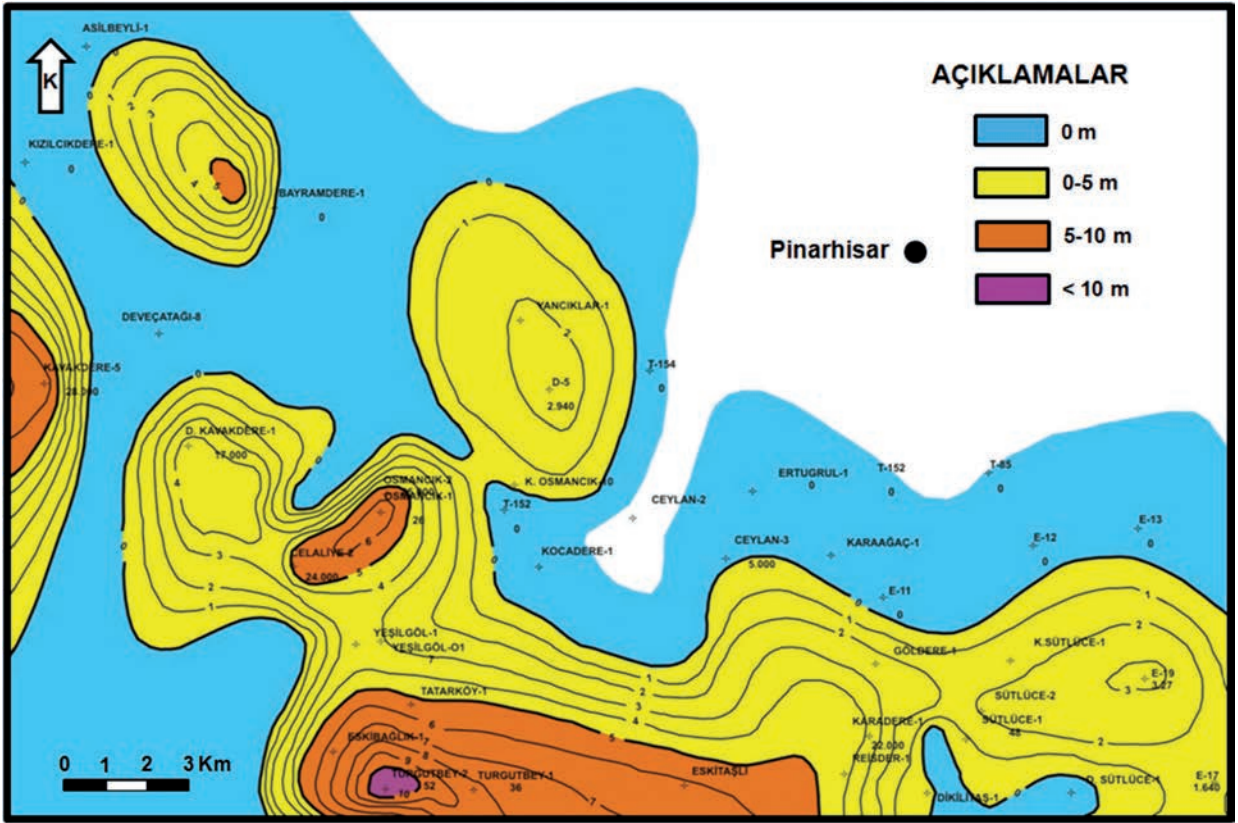
Şekil 21. Çerkezköy, Saray, Vize, Pınarhisar Kırklareli dolayının toplam linyit kalınlık haritası.

Figure 21. Total thickness map of the lignite in Çerkezköy, Saray, Vize, Pınarhisar Kırklareli area.



Şekil 22. Edirne kuzeydoğusunda Demirhanlı -1, Arpacı-1 kuyuları arasında Danişmen Formasyonu içindeki linyit katkılarının toplam kalınlık haritası. Lokasyon için Şekil 21'e bakınız.

Figure 22. Total thickness map of the lignite imbedded in Danişmen Formation in northeast of Edirne area around Demirhanlı -1, Arpacı-1 wells. See Figure 21 for location



Şekil 23. Kırklareli-Pınarhisar güneybatısında Bayramdere-1, Yancıklar-1, Ceylan-1 kuyuları dolayında toplam linyit kalınlık haritası. Lokasyon için Şekil 21'e bakınız.

Figure 23. Total thickness map of the lignite in southwest of Kırklareli-Pınarhisar area around Bayramdere-1, Yancıklar-1, Ceylan-1 wells. See Figure 21 for location.

MTA ve TKİ kuyuları genellikle Trakya Havzası'nın kuzeydoğu kenarı boyunca Danişmen Formasyonu'nun yüzeyde olduğu ve Ergene ve Kırçasalih (Trakya) formasyonlarının ince olduğu alanlarda delinmiştir. Bu nedenle yapılan toplam linyit kalınlık haritası sadece havzanın kuzeydoğu kenarını temsil etmektedir.

Linyit toplam kalınlık haritası hazırlanırken ve MTA, TKİ, TPAO kuyu verileri bir arada değerlendirilirken aşağıdaki hususlar dikkate alınmıştır (Perinçek, 2010a, 2010b, 2010c; Perinçek ve diğ., 2011).

TPAO kuyularında Danişmen Formasyonu'ndan sadece kesinti numunesi

alınmıştır. Karot alınmaması nedeniyle kuyu verileri bazı yanlışlıklar içermektedir. TPAO kuyularında ayrıca linyit oranı yüksek kilitli düzeyleri linyitli şeyl, linyitli kilitli seviyeleri de linyit olarak işlenmiştir. Bunların sonucu olarak kuyularda kesilen linyit kalınlıkları kompozit kuyu loglarında gerçeğinden daha kalın gösterilmiştir. TKİ ve MTA kuyularında ise linyitli seviye geçilirken karot alındığı için kuyuda kesilen linyit kalınlığı ile ilgili olarak güvenilir değerler elde edilmektedir. Bu çalışmada TPAO kuyularından alınan linyit kalınlıkları yakınındaki TKİ ve MTA kuyularındaki kalınlıklar dikkate alınarak revize edilmiş ve azaltılarak kullanılmıştır.

TKİ ve MTA verileriyle hazırlanan haritada (Şekil 21) toplam linyit kalınlığının kuzeybatıdan (Şekil 23) güneydoğuya doğru (Şekil 27) genelde arttığı görülmektedir. Kırklaraeli-Pınarhisar güneybatısında Bayramdere-1, Yancıklar-1, Ceylan-1 kuyuları dolayında toplam linyit kalınlık haritasında (Şekil 23) maksimum toplam linyit kalınlığı 5.7 metredir. Buradaki kalınlık haritasının genel trendine bakıldığında linyitin çökeldiği bataklık veya göl alanının güneydoğu-kuzeybatı uzandığı söylenebilir. Söz konusu trend Trakya Havzası'nın kuzey kenarını oluşturan şelf ile uyumludur ve bu yapıyı sınırlayan Kırklareli Fay Zonu'na paralel olduğu söylenebilir.

Vize ruhsatlarında açılan kuyularda kesilen linyit seviyelerinin her bir kuyu için toplamı alınarak yukarıda verilen şekildeki toplam linyit kalınlık haritası elde edilmiştir (Şekil 24). Bu amaçla TKİ ruhsatlarında açılan kuyuların korelasyonundan elde edilen bilgilerden yararlanılmıştır (Şekil 13 ve Şekil 14).

Şekil 24 de verilen harita ve Şekil 13 ve Şekil 14'te verilen korelasyonlar ile ilgili sonuçlar aşağıda sıralanmıştır.

İki ruhsat alanı batı yarısında toplam linyit kalınlığı 10 m değerine yaklaşmaktadır. Linyitin 5 m ve daha kalın olduğu alanlar dikkate alınarak bu ruhsatların güneybatısında kalan alanda (Soğucak ve Akıncılar kuyuları dolay) arama yapılması uygun olacaktır.

Ruhsat alanı yakın güneybatısında bulunan Soğucak -1, Akıncılar-1 ve Topçu TPAO kuyularında deniz seviyesinin altında -62m ve -192 m düzeyleri arasında linyit düzeyleri gösterilmiştir. Ayrıca bu kuyularda +62 m ve -16 m arasında kesilen linyit düzeyleri bulunmaktadır. Bu linyit düzeylerinin TKİ-65 kuyusunda kesilen linyit düzeyi ile korelasyonu yapılabilmektedir. Bu durumda ruhsat alanının batı ve güneybatısında daha derinde -62 m ve -192 m arasında ilave linyit seviyeleri beklenmektedir. Bu sonuca TPAO kuyularında gözlenen linyit seviyeleri

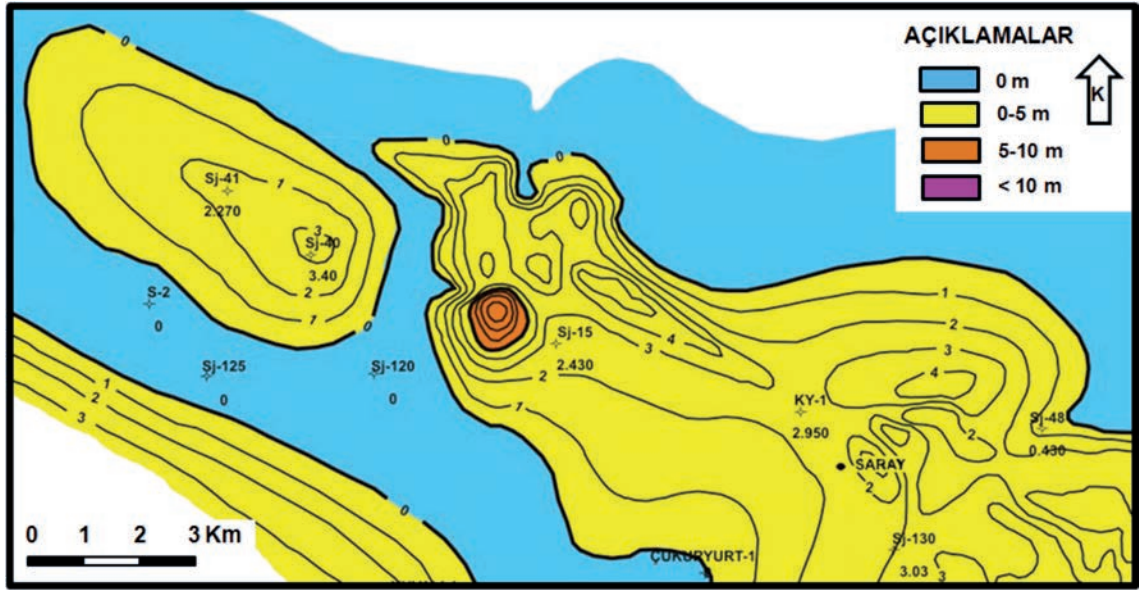
dikkate alınarak varılmıştır. Bu durumda ruhsat alanı batısında TKİ-46 kuyusunun kuzeydoğusunda ve TKİ-61 kuyusunun kuzeybatısında iki adet kuyu açılıp TPAO kuyularında alt seviyelerde gözlenen linyit seviyelerinin var olup olmadığı test edilmelidir.

Haritanın ortasına yakın alanda linyit kalınlığının birden bire incilmesi, buradaki konturların sık olması ve bu sıklığın çizgisellik sunması nedeniyle buraya yaklaşık kuzey-güney doğrultulu bir fay beklenebilir. Fay olarak düşünülen alanda linyitin çökeldiği bataklık veya göl alanını batıdan sınırlayan yüksek açılı bir yamaç söz konusu da olabilir. İşletme aşamasında bu konuya dikkat edilmeli ve geliştirme planı buna göre şekillendirilmelidir.

Bu alanda ruhsatların kuzeyinde ve kuzeybatısında ve doğusunda linyit yoktur. Linyitin olmaması ortam koşullarıyla ilgilidir. Kuzeyde linyitin olmaması ise bu alanın havza dışında olmasıyla izah edilebilir.

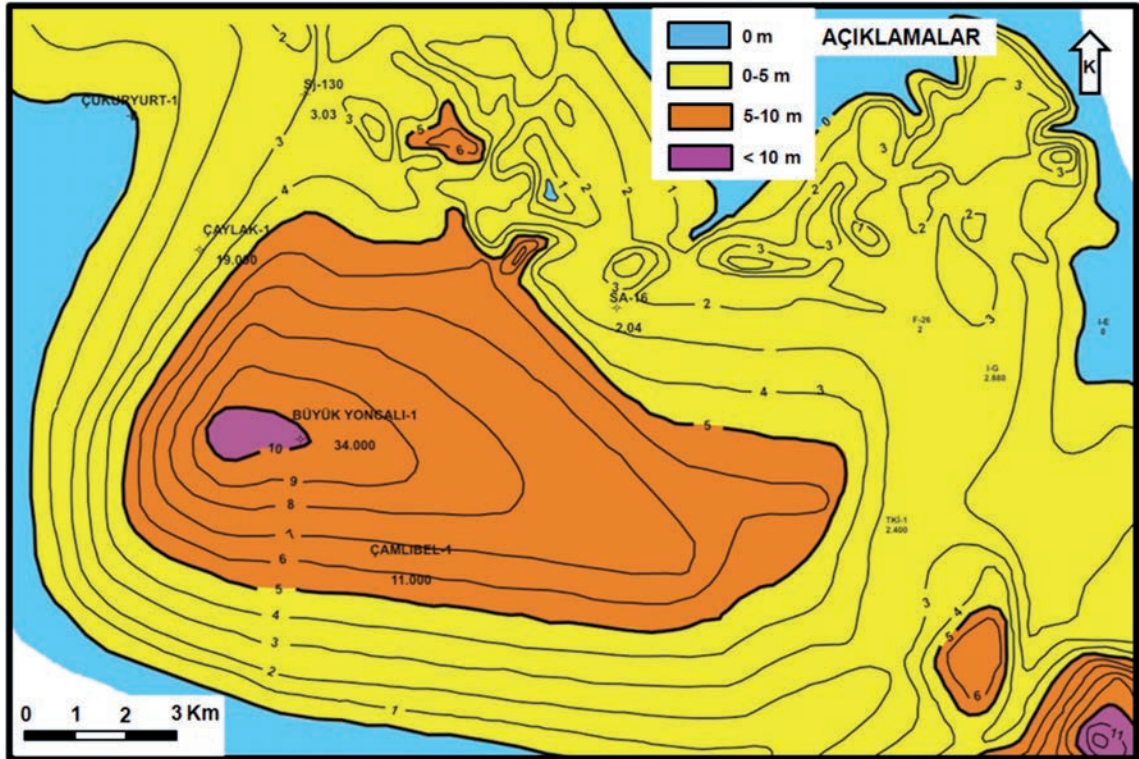
Şekil 25'in ortasında sınırlı bir alanda linyit kalınlığı 5 m yi geçmektedir. Saray sahasının kuzeydoğu kesiminde linyit yoktur (Şekil 25 ve 26). Burada linyitin bulunmaması bu alanın havza dışında olmasıyla ilgilidir. Şekil 25 ve 26 da güneydeki alanlarda linyit olmamasının nedeni ise ortam koşulları farklılığı nedeniyle. Büyükyoncalı-1 kuyusu yakınında ve haritanın güneydoğu kenarında toplam linyit kalınlığı 10 m den fazla, Çalibel-1 kuyusu dolayında da ise 5 m den fazladır (Şekil 26). TPAO tarafından delinen Büyükyoncalı-1 kuyusu TKİ Saray ruhsat sınırının hemen dışındadır. Söz konusu kuyu kuzeyinde TKİ ruhsatları bulunur. Burada toplam linyit kalınlığı 5-8 m arasında değişmektedir. Ruhsatlardan biri (ER-2416938) içinde açılacak kuyularda kalın linyit katkıları kesilmesi beklenmektedir.

Vize ruhsatları ile Saray ruhsatı karşılaştırıldığında Vize ruhsatlarının daha verimli olduğu görülür.



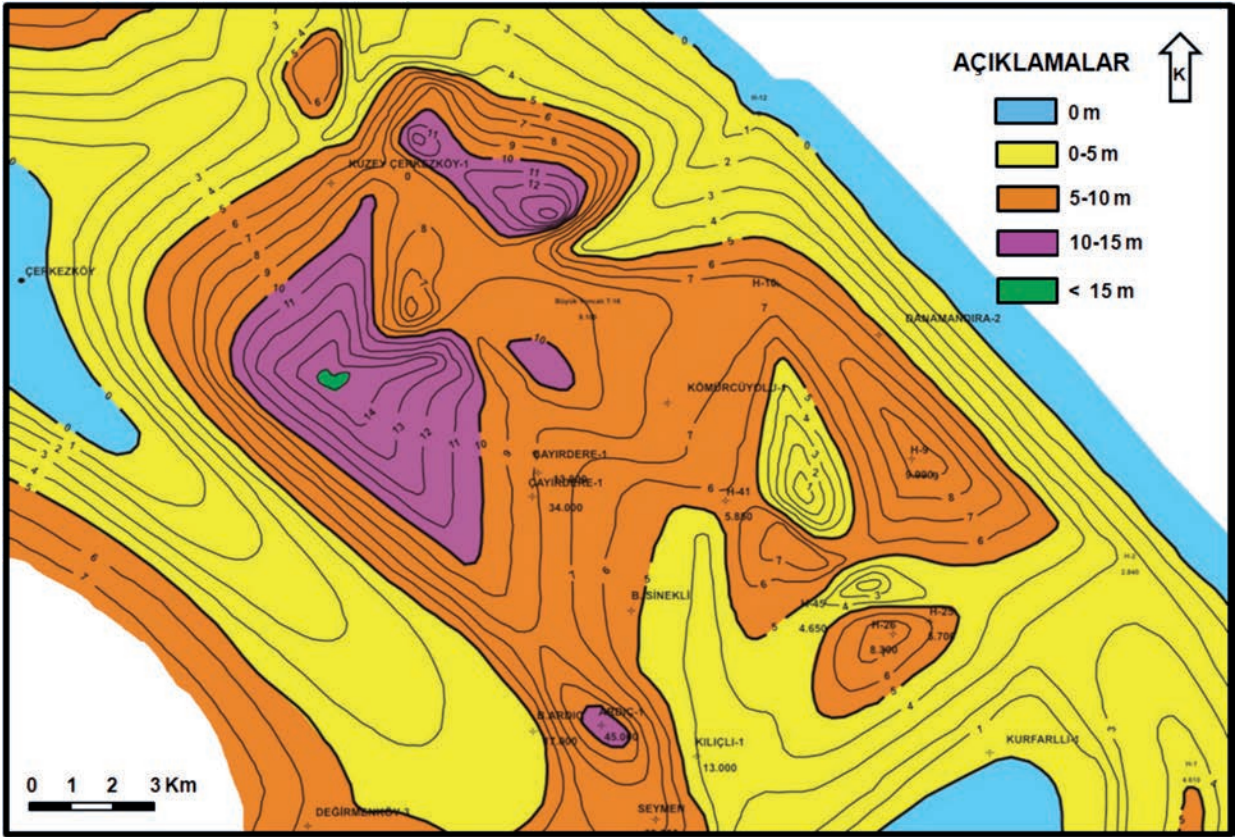
Şekil 25. Saray ruhsatı batı kesimi ve dolayının linyit kalınlık haritası. Lokasyon için Şekil 21'e bakınız.

Figure 25. Total thickness map of the lignite in western portion of the Saray permit and surrounding area. See Figure 21 for location.



Şekil 26. Saray ruhsatı ve güneyinin linyit kalınlık haritası. Lokasyon için Şekil 21'e bakınız.

Figure 26. Total thickness map of the lignite in the Saray permit and south of permit area. See Figure 21 for location.



Şekil 27. Çerkezköy doğusunda kalan alanların linyit kalınlık haritası. Lokasyon için Şekil 21'e bakınız.

Figure 27. Total thickness map of the lignite in east of Çerkezköy area. See Figure 21 for location.

Trakya havzasında bilinen toplam linyit kalınlığının en iyi olduğu alan Çerkezköy doğusudur (Şekil 27). Kuzey Çerkezköy-1, Danamandıra-1 Sinekli-1, Beyciler-1 kuyuları arasında kalan alan da toplam linyit kalınlığı 5 metreden iken, Çayirdere-1 kuyusu batısında kalınlık 15 metreye ulaşır (Şekil 27). Söz konusu alanın güneyinde çok az sayıda kuyuda linyit kesilmemiştir.

Danişmen Formasyonu üzerine açılacak uyumsuzlukla gelen Ergene Formasyonu çökelişi öncesi, Danişmen Formasyonu ile birlikte altındaki Eosen-Oligosen yaşlı birimler kıvrılmıştır. Kıvrılma sonrası özellikle kıvrılmaya neden olan fay zonları boyunca ve bu fay zonlarının

oluşturduğu an-eşelon yapılar üzerinde önemli oranda aşınma olmuştur. Bu aşınma nedeniyle Trakya Havzası'nın bazı kesimlerinde Danişmen Formasyonu tümüyle yok olmuştur. Bu nedenle Ergene Formasyonunun doğrudan Danişmen Formasyonu altındaki Osmancık Formasyonu üzerine, diskordansla oturduğu görülür. Bu sebeple Kumrular, Kocagöl, Dikilitaş, Mesutlu kuyu ve sahalarında Danişmen Formasyonu incedir veya Hamitabat sahası dolayında tümüyle aşındırılmıştır (Şekil 23, 24). Şekil 24'de verilen toplam linyit kalınlık haritasında, linyitin yukarıda sıralanan alanlar dolayında ve Hayrabolu kuyuları ve Trakya Havzası'nın kuzeybatısında yer alan Haznedar, Akbaş, Habiller kuyuları dolaylarında hiç bulunmadığı saptanmıştır.

Toplam linyit kalınlık haritasının (Şekil 21) kuzey kesimi kuyu verilerinin ve karotların çok yoğun olması nedeniyle detaylı işlenmiştir. Söz konusu alanlarda linyit katkılarının olmadığı veya kalın olduğu alanlar belirgindir ve güvenilir veri sağlamaktadır. Bu alanlardaki kalınlık değişimleri Danişmen Formasyonu'nun çökme havzasındaki fasiyes dağılımlarını göstermektedir. Şekil 21'in kuzeydoğusunda linyitin bulunmaması genellikle ortam koşulları nedeniyledir. Bu haritada linyit kalınlığını kontrol eden yapısal faktörler çok sınırlıdır. Fakat aynı yorumu orta ve güney Trakya için söylemek mümkün değildir. Orta ve güney Trakya'da linyit katkılarının olmadığı alanlar KAF'nın Trakya'daki devamı olan Trakya Fay Sistemi (Kırklareli, Lüleburgaz, Babaeski Fay Zonları) nedeniyle yükselen ve aşınan alanlardır. Dolayısıyla Trakya Havzası'nın orta ve güneyinde linyit kalınlığı Danişmen Formasyonu'nun fasiyes değişimlerini tam yansıtmamaktadır. Buralarda linyitin olmaması genelde aşınma ve kısmen de ortam koşulları ile ilgilidir.

Kırklareli ve Lüleburgaz Fay Zonları boyunca yükselmeye bağlı olarak aşınma olmuş ve Danişmen Formasyonu'nun kalınlığı azalmıştır. Söz konusu iki fay arasında ise Danişmen Formasyonu'nun oldukça kalın olduğu görülür. Ayrıca Lüleburgaz Fay Zonu'nun güneyinde de Danişmen Formasyonu kalındır. Danişmen Formasyonu içindeki linyit katkıları çoğunlukla formasyonun orta kısımlarında yer almaktadır. Danişmen Formasyonu'nun aşındırıldığı bölgelerde birimin ortalarında bulunan linyit katkıları da aşındırılmıştır (Perinçek ve diğ., 2014 baskıda).

Danişmen Formasyonu'nun çökelişi sırasında bataklık ve göl alanlarında linyit oluşurken çakıltası ve kumtaşı gibi litolojilerin biriktiği akarsu çökellerinin olduğu alanlarda linyit birikmemiştir. Şekil 21'de gösterilen alanlarda linyit

olmamasının nedeni Danişmen Formasyonu'nda yanal yöndeki fasiyes değişimleridir. Şekil 21'de Demirhanlı-1 kuyusu kuzeyinde Danişmen Formasyonu silttaşı, kumtaşı, çakıltası ile temsil edilirken güneye gidildikçe aynı birimlerin kil, silttaşı, marna geçtiği görülür. İstifte kum, iri kum ve çakıl azalmış marn, kil düşük enerji ortamında çökelmiştir. Söz konusu düşük enerji ortamı bataklıkların yer aldığı alanlardır. Dolayısıyla Demirhanlı 1 kuyusu güneyinde marn, kil içinde toplam kalınlığı 5 metreye kadar ulaşan linyit birikebilmiştir. Söz konusu haritada linyit kalınlığı 400-500 m gibi bir mesafe içinde 0 metreden 7 metreye ulaşabilmektedir. Bu hızlı değişim linyit aramalarında güçlükler çıkarmaktadır.

Danişmen Formasyonu'nun fasiyesinin linyit oluşumu için uygun ortam şartlarını içermemesi nedeniyle Hayrabolu kuyularının olduğu alanda linyit tespit edilmemiştir. Hayrabolu kuyuları dolayında linyit olmasa da Danişmen Formasyonu kalınlığı 600-1000 metreler arasında değişmektedir. Bu alan Trakya Fay Sistemi'nin oluşturduğu yükselinin güneyinde kalır. Bu nedenle linyit olmamasının sebebi fay sisteminin oluşturduğu yükselme ve buna bağlı aşınmayla ilgili olmayıp, Danişmen Formasyonu'nun çökme ortamıyla ilişkidir.

Şengüler (2008) tarafından raporda Trakya Havzası kömürlerinin yayılımı, özellikleri, çökme modeli yanında bölgede bilinen saha ve işletmelere de yer verilmiştir. Trakya Havzası'nın kömürleri; gölsel ortamların delta bataklıklarında çökelmiştir. Çökme hızının yüksek olması çökme kalınlığının fazla olmasına neden olmuş, bu ise kömür damarlarının korelasyonunu güçleştirmiştir (Şengüler ve diğ. 2000; Şengüler, 2013).

Özetle Danişmen Formasyonu içindeki linyit kalınlığını 2 önemli unsur kontrol etmektedir (Perinçek ve diğ., 2014 baskıda). Birinci neden Danişmen Formasyonu içindeki

fasiyes değişimleridir. İkinci nedeni ise havzanın yapısal evrimiyle ilgilidir. Orta Miyosen'de Trakya Fay Sistemi aktivitesi nedeniyle gelişen yapısal yükselimler ve faylar boyunca önemli oranda aşınma gerçekleşmiştir. Danişmen Formasyonu'nun aşınmasına paralel olarak içindeki linyit katkıları da ortadan kaldırılmıştır.

SONUÇLAR

Trakya Havzası'nın tamamı için TKİ, MTA ve TPAO kuyu verileri kullanılarak, aşağıda sunulan çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Trakya Havzası'nın tümünün linyit potansiyelini ortaya çıkarmak için ilk aşamada kuyu korelasyonları gerçekleştirilmiş ve bölgesel ölçekte haritalar yapılmıştır. Yeni bulgular sayesinde linyitin havzadaki dağılımı ve potansiyeli yanında havzanın evrimi ve petrol potansiyeli ilgili yeni yaklaşımların tartışılacağı bilgilere ulaşılmıştır.

Ergene-Kırcasalih formasyonlarının toplam kalınlığının Trakya Havzası tümünde değişimini öğrenmek için kalınlık haritası yapılmıştır. Bu haritada birimin 0-1400 metreler arasında değiştiği görülür. Haritaya göre Ergene Formasyonu kalınlığının 400 metreyi geçtiği alanlarda Danişmen Formasyonu içindeki linyit katkılarına ekonomik derinliklerde ulaşılması güçtür. Bu nedenle birimin 400 metreden kalın olduğu alanlardan uzak durulmalıdır.

TKİ kuyuları ve az sayıda TPAO kuyu verisi kullanılarak kuyu korelasyonları yapılmıştır. Bu korelasyonlardan elde edilecek veriler linyitin yanıl ve düşey fasiyes dağılımlarının anlaşılmasını sağlamıştır. Korelasyonlar ayrıca bu çalışma sırasında yapılan harita ve verilerle birlikte değerlendirilmiş ve elde edilen sonuçlar ışığında Trakya Havzasında linyit için ekonomik alanlar tespit edilmiştir. Linyit katkıları çoğunlukla marn içinde yer alır. Çakıllı, kumlu, kireçli

düzeyler çoğunlukla linyit içermez. Ayrıca şeyl seviyelerinin hakim olduğu alanlarda da linyit görülmemiştir.

TKİ, MTA ve TPAO kuyu verileri kullanılarak Trakya Havzası'nın kuzeydoğu kesimi, Edirne-Kırklareli-Pınarhisar-Saray dolayları için linyit kalınlık haritası hazırlanmıştır. Trakya'da linyit dağılımının kısmen fasiyes kontrolünde geliştiği fakat Trakya Fay Sistemi'nin de linyit dağılımını kontrol ettiği bu çalışmayla ortaya çıkarılmıştır. Danişmen Formasyonu üzerine açılacak uyumsuzlukla gelen Ergene Formasyonu çökelişi öncesi, Danişmen Formasyonu ve altındaki Eosen-Oligosen yaşlı birimler kıvrımlanmıştır. Kıvrımlanma sonrası özellikle kıvrımlanmaya neden olan fay zonları boyunca ve bu fay zonlarının oluşturduğu an-eşelon yapılar üzerinde önemli oranda aşınma olmuştur. Bu aşınma nedeniyle Trakya Havzası'nın bazı kesimlerinde Danişmen Formasyonu tümüyle yok olmuştur. Bu nedenle bazı alanlarda Danişmen Formasyonu incedir veya tümüyle aşındırılmıştır. Trakya Havzasında linyit aramaları yapılırken özellikle Danişmen Formasyonu kalınlığı ve toplam linyit kalınlığı dikkate alınarak değerlendirme yapılmalı, arama programı buna göre şekillendirilmelidir.

Vize Güneybatısında yapılan korelasyonlara göre TPAO kuyularında 3 linyit düzeyi görülmesine karşın, TKİ kuyularında 2 linyit düzeyi gözlenmiştir. TPAO kuyu verilerine göre, bölgede daha derinde 3. Bir linyit düzeyinin olduğu düşünülmektedir. Alanda açılacak daha derin kuyular sayesinde alttaki linyit seviyesinden de üretim yapılacak ve üretim kapasitesi önemli oranda artırılmış olacaktır. Benzer sonuçlara havzanın diğer kesimlerinde de görmek mümkün olabilir.

Çöpköy – Uzunköprü dolayında mostrada da ve kuyularda gözlenen çakıltaşı düzeylerinin oranı artıkça linyit potansiyeli azalmaktadır.

Bu civardaki kuyuların çoğunda linyit katkıları genellikle marn içinde görülmektedir. Çöpköy – Uzunköprü dolayında çalışılan kuyularda kum, çakıl ve şeylin hakim olduğu litolojilerde linyit katkısı görülmemektedir. Eğer Danişmen Formasyonu üstten önemli oranda aşındırılmış ise bu aşınma çoğunlukla linyit katkılı marn düzeylerini ortadan kaldırmıştır. Linyit aramaları yapılırken Danişmen Formasyonu'nun üst kısmının aşırı aşındırıldığı yerlerden uzak durulmalıdır.

Bu çalışmanın bulguları kullanılarak havza için yepyeni bir arama stratejisi oluşturulmuştur. Buna göre Trakya Fay Sisteminin oluşturduğu yükselim alanlarına gidilmesi, bu alanlarda arama yapılması önerilmektedir. Yükselim alanları dolayında Danişmen Formasyonunun üstten kısmen aşındığı, üstteki Ergene Formasyonu'nun ince olduğu kesimler hedef alanlar olarak seçilmiştir. Bu yeni strateji yapılan bu çalışmanın en önemli sonuçlarından biridir. Bugüne kadar bu çalışmada önerilen yaklaşımla arama çalışmaları yapılmamıştır.

Korelasyonlar yapılırken ve kuyu verileri ile birlikte sismik kesitler yeraltı jeolojisi değerlendirmelerinde kullanılmıştır. Böylece sismik veri, kuyu verisi ve yüzey jeoloji verisinin entegrasyonu sağlanmıştır. Havzada yapıla korelasyonları takiben Danişmen Formasyonu'nun fasiyesinin linyit birikimi için uygun olduğu alanlarda, sismik kesitler kullanılarak, linyit düzeylerinin yüzeye yakın olduğu yerler belirlenmiştir. Buralarda linyit arama kuyuları önerilmiştir. Ayrıca linyit için riski az arama alanları tespit edilmiştir.

Bu çalışmanın sonuçlarından biride Trakya Fay Sisteminin ilk oluşum yaş aralığının daraltılmış ve netleştirilmiş olmasıdır. Trakya Fay Sistemi Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı Danişmen Formasyonu'nun çökmesini takiben

Orta Miyosen sonu – Geç Miyosen başlarında oluşmuştur. Fay zonunun oluşturduğu yükselim alanlarında Danişmen Formasyonu değişik miktarlarda aşınmıştır. Fay aktivitesini takiben Geç Miyosen yaşlı Ergene Formasyonu çökelmiştir.

Yukarıda sıralanan, Trakya Havzası için üretilen haritalar ve korelasyonları içeren raporlar sonuçları ilgili kuruluşlara iletilmiştir. Bu çalışmanın ışığında Trakya Havzası için yeni bir arama stratejisi ve yeni çalışma alanları belirlenmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın gerçekleşmesi için gerekli yeraltı jeolojisi veri setini TKİ, MTA TPAO'ndan sağlamıştır. TPAO tarafından TKİ Kurumu'na verilen kuyu verileri ve diğer bilgiler olmadan bu değerlendirmenin olması mümkün olamazdı. Ekibimiz, sağlanan veri seti için TKİ, MTA ve TPAO kuruluşlarına ve çalışanlarına teşekkürü borç bilir. Ayrıca çalışmanın başlatılmasını sağlayan TKİ kurumuna ve yürütülmesi sırasında yardımlarını esirgemeyen projeye destek veren ve veri akışını sağlayan Ayhan Kösebalaban, İsmail Ergüder ve Yaşar Ünal arkadaşlarımıza teşekkürü borç biliriz.

EXTENDED SUMMARY

The Thrace Basin is bordered by Istranca massif to the north, by the Rhodope massif to the west, and by the Sakarya continent to the south. The basin is a Tertiary basin located north of the Marmara Sea and underlined by metamorphic units in the north and partially ophiolitic rocks in the south. The basin is filled with Middle Eocene to Pliocene deposits. The Middle Eocene units are transgressive over the metamorphic basement complex. Transgression reached its maximum extent during the early Oligocene. This transgressive was followed by

the Middle Oligocene-Early Miocene regressive cycle. The lignite seams bearing Danişmen Formation is product of regressive cycle. The Danişmen Formation range in thickness from 0 to more than 1,500 meter in the central part of the basin and conformably overlie the Osmancik Formation of Oligocene age. Continental deposits in the Danişmen Formation consist of claystone-mudstone, siltstone, sandstone, and conglomerate. In the basin area, these sediments have been deposited as alluvial-fan, deltaic flood-plain, lake, and marsh deposits.

The basin provoked by strike slip fault system during late Middle Miocene-early Late Miocene period and extensive structural deformation occurred. Some areas along the fault zone underwent extensive uplift and erosion. Elevated areas related the Thrace Fault System partially was eroded; however these areas were still paleohigh during the accumulation of Ergene Formation. Onlapping sequence of Ergene Formation is thinner on these areas.

At the top of the sequence, the Ergene Formation overlies different stratigraphic units, including Danişmen Formation, across an erosional unconformity. The Ergene and overlying Pliocene Kırçasalılı formations are composite of fine- to coarse- grained continental clastic.

Aims of this work are to understand lignite potential and economical values of lignite seam layers interbedding in the Danişmen Formation (Oligocene-Early Miocene). This work has been conducted using subsurface data; including numerous wells and several seismic lines. First step and objective is to map total thickness of coal seams and to find regional distribution. Lignite seam layers are usually located in middle and at the base of the Danişmen Formation. Also total thickness map of Ergene-Kırçasalılı formations prepared which overlie lignite bearing Danişmen

Formation. Thicknesses of these units are the obstacle to mine lignite layers. Thin overburden areas of lignite bearing Danişmen Formation are located by mapping thickness of overlying Ergene-Kırçasalılı formations. In addition, several stratigraphic correlations conducted to understand lateral continuation of lignite layers and sedimentary facies distribution of the Danişmen Formation. Correlation and subsurface mapping are useful to make decisions for lignite mining, such as where to drill wells in order to get large amount of lignite and economic yields. Seismic lines are also used to refine correlation and to select target exploration areas. Seismic lines also used to locate thin overburden areas for lignite seams. Geological and geophysical data integration are achieved using well data, seismic lines and surface data.

Thickness map of the Ergene-Kırçasalılı formations shows that total thickness of these units is between 0 to 1400 meters. If thickness of the Ergene-Kırçasalılı formations is greater than 400 meters, exploration for lignite in these areas would be uneconomical. Exploration should be conducted in the area if the overburden thickness is less than 400 meters. Limited thickness less than 400m on the paleohigh along the Thrace Fault System and along the margin of the basin is providing promising conditions for lignite exploration.

Thickness variation and distribution of the lignite layers are controlled by two factors. One of them is facies of the Danişmen Formation and second is position of the Thrace Fault System. Uplift along the fault zone caused extensive erosion. Amount of erosion is variable. Upper portion of the Danişmen Formation and embedded lignite seams were partially or completely removed along the fault zone and on the en-echelon folds. Exploration should be conducted away from these

areas. In the case of limited erosion, only upper portion of the Danişmen Formation were removed near the fault zone. Lignite exploration could be conducted in such areas. Stratigraphic correlation shows that lignite imbedded mostly in claystone deposited in marshy environment. However, conglomerates, sandstone and siltstone bearing facies are not suitable for coal accumulation.

Several correlation conducted near the Vize area shows that third lignite layer could be exist in the lower part of the stratigraphic section of the Danişmen Formation. Third lignite layer are observed in deep TPAO wells. Further drilling in TKİ wells in the south, targeting third lignite layer may improve lignite production by 35%-50% in Vize area and in the basin.

The result and finding of this work has been used to create new exploration strategy in the Thrace Basin. The strategy suggests that exploration may be concentrated on the paleohigh created by Thrace Fault System where erosion of the Danişmen Formation is limited. In addition, the Ergene Formation is thin on the paleohigh, which facilitate exploration activity. Uplifted areas and paleohigh are selected as primary target areas for exploration. Besides lignite thickness map and stratigraphic correlation are used to select potential areas for coal mining. Seismic data also used to find layers of coal seams located near surface. Exploration permits and well location has been suggested in line with new strategy based on data integration.

Initially exploration activity in basin previously concentrated along the northeastern basin margin and also in the south of the Thrace Basin where lignite seams are outcropping at the surface.

One of the results of this work is to refine timing of Trace Fault System. Fault system

was active during late Middle Miocene to early Late Miocene after deposition of the Danişmen Formation. Rate of the erosion is variable along the fault zone on Danişmen Formation. Late Miocene Ergene Formation was deposited on and sealed the Thrace Fault System. Fault re-activation is visible in seismic lines in the east, near Marmara Sea. Discordance surface at the base of the Ergene Formation is folded prior to early Pliocene.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M., 1968. Armutlu yarımadasının jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografiler, 20, 105 s.
- Alişan, C., 1985. Trakya "I" Bölgesi'nde Umurca-1, Kaynarca-1, Delen-1 kuyularında kesilen formasyonların palinostratigrafisi ve çökeltme ortamlarının değerlendirilmesi. TPAO. Araştırma Grubu Arşivi, yayınlanmamış teknik rapor, 386, 60 s.
- Atalık, E., 1992. Depositional systems of the Osmancık formation in the Thrace Basin. Doktora Tezi Orta Doğu Teknik Üniversitesi, 343 s. (yayımlanmamış).
- Ataman G., Buket, E. Ve Çapan, U. S., 1975. Could North Anatolian Fault be a paleo benioff zone? Bulletin of Mineral Research and Exploration, Institute of Turkey, no. 84, p.97-102.
- Barka, A. ve Hancock, P., 1984. Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian Fault Zone. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean Region. Geol. Soc. London, pp. 763-773.
- Barka, A., 1981. Seismo-tectonic aspect of the North Anatolian Fault Zone: Ph.D thesis, University of Bristol, Bristol England, 333 p.
- Batu, Z., Alişan, C., Ediger, V.Ş., Teymur, S., Akça, N., Sancay, H., Ertuğ, K., Kirici, S., Erenler, M. ve Aköz, Ö., 2002. Kuzey Trakya Havzası'nın Palinomorf, Foraminifer ve Nannoplankton Biyostratigrafisi, Türkiye Stratigrafi Komitesi Çalıştay (Trakya Bölgesi'nin Litostratigrafisi Adlamaları) Özleri, s. 14.
- Batu, Z., Erk, S. Ve Akça, N., 1993. Trakya Havzası Tersiyer Birimleri'nin Palinomorf, Foraminifer ve Nannoplankton Biyostratigrafisi. TPAO Araştırma Grubu Arşivi, yayınlanmamış teknik rapor, 1947, 92 s.

- Bergougnan H., 1975. Relations entre les édifices Pontique et Taurique dans le nord-est de l'Anatolie: Bulletin de la Société Géologique de France, v.17, 1045-1057
- Bergougnan H., 1976. Structure de la Chaîne Pontique dans le Haut-Kelkit (nord-est de l'Anatolie): Bulletin de la Société Géologique de France, v.18, 675-686
- Boer, N.P., 1954. Report on a geological reconnaissance in Turkish Thrace, September, December G.A. 25373.
- Burke, W. F. and Uğurtaş, G., 1974. Seismic interpretation of Thrace Basin, in H. Okay and E. Dileköz, eds., Proceeding of second petroleum congress of Turkey: Association of Turkish Petroleum Geologists, 227-248
- Canitez, N., 1973. Yeni kabuk hareketlerine ilişkin çalışmalar ve Kuzey Anadolu Fay problemi: Kuzey Anadolu Fayı ve deprem kuşağı sempozyumu, Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi özel sayı. Ankara, Türkiye, 35-56.
- Çağlayan, M.A. ve Yurtsever, A., 1998. Burgaz-A3, Edirne-B2 ve B3; Burgaz-A4 ve Kırklareli-B4; Kırklareli-B5 ve B6; Kırklareli-C6 paftaları, 1:100 000 ölçekli açınama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları, No: 20, 21, 22, 23. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Doust, H. ve Arıkan, Y., 1974. The geology of the Thrace Basin, Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri Kitabı, s. 119-136.
- Ediger, V. Ş., 1982. Kuleli Babaeski sırtının (KB Trakya) Paleortamsal incelemesi ve Kuzey Trakya havzasının hidrokarbon potansiyelinin değerlendirilmesinde yeni yaklaşım: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, basılmamış teknik rapor no. 1995, 194s.
- Ediger, V. Ş., 1988. Biga Yarımadası'ndaki kömürlü birimlerden alınan örneklerin palinolojik analizi, TPAO Araştırma Merkezi Grubu Arşivi, yayınlanmamış teknik rapor, 809.
- Ediger, V.Ş. ve Alişan, C., 1989. Tertiary fungal and algal palynomorph biostratigraphy of the northern Thrace basin, Turkey. Review of Palaeobotany and Palynology, 58, 139-161.
- Fourquin, C., 1979. L'Anatolie du nord-ouest, marge méridionale du continent Européen, historie paléogéographique, tectonique et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 17, 1059-1070.
- Gerhard, J.E. ve Alişan, C., 1987. Palynostratigraphy, Paleoeology, and visual organic geochemistry Turgutbey-2, Değirmencik-3 and Pancarköy-1, Thrace Basin, Turkey. TPAO Araştırma Merkezi Grubu Arşivi, yayınlanmamış teknik rapor, 983, 33 s.
- Gökçen, N., 1971. Güneydoğu Trakya'nın Paleojen stratigrafisinde ostracod'lar açısından yeni görüşler. Türkiye 1. Petrol Kongresi Bildirileri Kitabı, 81-85.
- Görür, N. ve Okay, A.I., 1996. Fore-arc origin of the Thrace basin, northwest Turkey. Geologische Rundschau, 85, 662-668.
- İmik, M., 1988. Kırklareli-C2-3 Paftası ve İzahnamesi, 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara 10 s.
- Kara, H., Tuncalı, E., Narin, R., Gürsoy, B. ve Dümenci, S. 1996. Trakya Tersiyer kömür havzası raporu. MTA Genel Müdürlüğü Rapor No: 9974, Ankara, (yayımlanmamış).
- Kasar, S. ve Eren, A., 1986. Kırklareli-Saray-Kıyıköy bölgesinin jeolojisi. TPAO Arama Grubu Arşivi, yayınlanmamış teknik rapor, 2208, 45 s.
- Kasar, S., Bürkan, K., Siyako ve M., Demir, O., 1983. Tekirdağ-Şarköy-Keşan-Enez bölgesinin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPAO Arama Grubu Arşivi, yayınlanmamış teknik rapor, 1771, 71 s.
- Keskin, C., 1974. Kuzey Trakya Havzası'nın Stratigrafisi, Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri Kitabı, s. 137 – 163.
- Ketin, İ., 1957. Kuzey Anadolu Deprem Fayı: İstanbul Teknik Üniversitesi dergisi, İstanbul Türkiye, no. 15, 49-52
- Ketin, İ., 1976. San Andreas ve Kuzey Anadolu fayları arasında bir karşılaştırma: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Ankara Türkiye, v.19, 149-154
- Kopp, K.O., Pavoni, N. ve Schindler, C., 1969. Geologie Thrakiens IV: Das Ergene-Becken. Beih zum Geol. Jahrb., Heft 76, 136 s., Hannover.
- Lebküchner, R.F., 1974. Orta Trakya Oligosen'nin jeolojisi hakkında. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 83, 1-29, Ankara.
- MTA, 1988. 1/100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Edirne – C2 ve C3 Paftaları. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- MTA, 1998. 1/100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Kırklareli – B52 ve B6 Paftaları, No: 22. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- N.V. Turkse Shell, 1969. AR/NTS/837, 838 ve 839 hak sıra no'lu arama ruhsatlarına ait terk raporu, TPAO Arama Grubu Arşivi, yayınlanmamış teknik rapor, 1468.
- Öztunalı, Ö., Üşümezsoy, Ş., 1979. İstranca Masifi'nin "Çekirdek" kayaları ve petrojenetik evrimleri, TJK. İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi özel sayı; Altınlı Sempozyumu, 37-44.
- Perinçek, D. ve Karşıoğlu, Ö., 2007. Çanakkale Boğazı'nın oluşumu ve Kuvaterner yaşlı birimlerin dağılımında fayların rolü. 60. Türkiye Jeoloji kurultayı Bildiri Özetleri, 16-22 Nisan, Ankara, 478-479.
- Perinçek, D., 1987. Trakya Havzası Renç Fay Zonunun Sismik Özellikleri, Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildirileri, 11-20

- Perinçek, D., 1991, Possible strand of the North Anatolian Fault in the Thrace Basin, Turkey – An Interpretation. AAPG Bulletin 75, 241 – 257.
- Perinçek, D., 2006. Marmara - Trakya havzalarının Yapısal Evrimi ve Fayların Zamansal Gelişimi. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi-GençJeo .(Jeoloji Öğrenci Topluluğu) Çanakkale, 27-38
- Perinçek, D., 2010a. Trakya Havzası'nın Linyit İmkanları TKİ rapor Ocak 2010, 55s
- Perinçek, D., 2010b. Trakya Havzası'nın Linyit İmkanları TKİ rapor Mart 2010, 37s
- Perinçek, D., 2010c. Trakya Havzası'nın Linyit İmkanları TKİ rapor Aralık 2010, 51s
- Perinçek, D., Ataş, N., Erensoy, E., Karatut, Ş. Kösebalaban, A., Ergüder İ., Ünal., Y 2011. Trakya Havzası'nın linyit potansiyeli ve bunu kontrol eden jeolojik faktörler. 64. Türkiye Jeoloji kurultayı Bildiri Özetleri, 16-25-29 Nisan 2011, Ankara, 93-94
- Perinçek, D., Ataş, N., Karatut, Ş. ve Erensoy, E., 2014. Trakya Havzası'nda, Danışmen formasyonu içindeki linyit katmanlarının potansiyelini kontrol eden jeolojik faktörler MTA Dergisinde baskıda.
- Saner, S., 1985. Saros Körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi, Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28, 1-10.
- Saraç, G., 1987. Kuzey Trakya bölgesinde Edirne-Kırklareli-Saray-Çorlu-Uzunköprü Derekebir yörelerinin memeli paleo-faunası, Ankara Univ. Fen Bil. Enst. Jeo. Müh. Anabilim Dalı Yük. Lis. Tezi (yayınlanmamış)
- Seymen, İ., 1975. Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği: İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Yayınları, İstanbul, 1980, 192 p
- Siyako, M., 2005. Trakya ve yakın çevresinin Tersiyer stratigrafisi, TPAO Arama Dairesi Arşivi, yayınlanmamış teknik rapor, 4608, 104 s.
- Siyako, M., 2006a. Trakya Havzası'nın Linyitli Kumtaşları, MTA Dergisi, 132, 63 – 73.
- Siyako, M., 2006b. Trakya Bölgesi Litostratigrafi Birimleri (Tersiyer Bölümü). Stratigrafi Komitesi, Litostratigrafi Birimleri Serisi-2. MTA Genel Müdürlüğü yayını. 70 s
- Siyako, M., Bürkan, K. ve Okay, A.I., 1989. Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 1, 183-199.
- Sümengen, M. ve Terlemez, İ., 1991. Güneybatı Trakya yöresi Eosen çökellerinin stratigrafisi. Maden Tetkik Arama Dergisi, 113, 17-30.
- Sütçü, E., Paker, S., Nurlu, Y., Kumtepe, P., Cengiz, T. 2009. Tekirdağ-Malkara havzasında CBS yöntemleriyle potansiyel kömür sahalarının belirlenmesine yönelik iki değişkenli istatistiksel yaklaşım. TMMOB Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi, 02-06 Kasım 2009, İzmir, 8 s.
- Şengüler, İ. 2008. Trakya Havzası Kömür Aramaları Projesi Raporu (2005-2006-2007 Yılı Sondajları), MTA Genel Müdürlüğü Rapor No: 11069, Ankara, (yayımlanmamış).
- Şengüler, İ. 2013. Ergene (Trakya) Havzası'nın jeolojisi ve kömür potansiyeli. MTA Doğal Kaynaklar ve Ekonomi Bülteni Sayı 16, 109-114
- Şengüler, İ., Toprak, S., Kara, H., Öner, A., Tuncalı, E. ve Kır, N. 2000. Güney Trakya Bölgesindeki Kömürlerin Petrografik İncelemesi ve Ortamsal Yorumu. Türkiye 12. Kömür Kongresi Bildiriler Kitabı, Karadeniz Ereğlisi, Zonguldak. 173-180.
- Şengüler, İ., Akman, Ü., Taka, M., Dümenci, S., Kalkan, İ., Kır, N., Sulu, K. 2003. Güney Marmara Neojen Havzalarının Kömür Potansiyeli. 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, Ankara, 212-213.
- Şentürk, K. Sümengen, M., Terlemez, İ., ve Karaköse, C., 1998a. Çanakkale- D3 Paftası, 1:100 000 ölçekli açınama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları, 63. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Şentürk, K. Sümengen, M., Terlemez, İ., ve Karaköse, C., 1998b. Çanakkale D4 Paftası, 1:100 000 ölçekli açınama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları, 64. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Şentürk, K., ve Karaköse, C., 1987. Çanakkale Boğazı ve dolayının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, yayınlanmamış teknik rapor, 371, 207 s.
- Taner, F. Ve Çağatay, A., 1983. Istanca masifindeki maden yataklarının jeolojisi ve minerolojisi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Ankara, Türkiye, v.26, 31-40
- Tatar, Y., 1975. Tectonic structure along the North Anatolian fault Zone, Northeast of Refahiye (Erzincan): Tectonophysics, v.29, 401-410
- Temel, R.Ö. ve Çiftçi, N.B., 2002. Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada Tersiyer çökellerinin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 14, 17-40.
- Tokay, M., 1973. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Gerde ile Ilgaz arasındaki kısmında gözlemler: Kuzey Anadolu Fayı ve deprem kuşağı sempozyumu, Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi özel sayı.
- Turgut, S. ve Eseller, G., 2000. Sequence stratigraphy, tectonics and depositional history in Eastern Thrace Basin, NW Turkey. Marine and Petroleum Geology, 17, 61-100.

- Turgut, S., Siyako, M. ve Dilki, A., 1983. Trakya Havzası'nın jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Jeoloji Kongresi Bülteni, 4, 35-46.
- Turgut, S., Türkaslan, M. ve Perinçek, D., 1991. Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. Spencer AM (ed) Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons. Special Publication of European Association of Petroleum Geoscientists, 1, 415-437.
- Türkecan, A. ve Yurtsever A., 2002. İstanbul Paftası, 1: 500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Serisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Umut, M., İmik, M., Kurt, Z., Özcan, İ., Ateş, M., Karabıyıköğlü ve M., Saraç, G., 1984. Edirne İli-Kırklareli İli-Lüleburgaz (Kırklareli İli)- Uzunköprü (Edirne İli) civarının jeolojisi.. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, yayınlanmamış teknik rapor, 7604, 42 s.
- Umut, M., İmik, M., Kurt, Z., Özcan, İ., Sarıkaya ve H., Saraç, G., 1983. Tekirdağ, Silivri (İstanbul), Pınarhisar alanının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, yayınlanmamış teknik rapor, 7349.
- Umut, M., 1988b, Kırklareli-C4 Paftası ve İzahnamesi, 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara 6 s.
- Umut, M., 1988a. Kırklareli-C5 Paftası ve İzahnamesi, 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara 10 s.
- Ünal, O. T., 1967. Trakya jeolojisi ve petrol imkanları. TPAO Arama Grubu Arşivi, yayınlanmamış teknik rapor, 391, 80 s.
- Üşümezsoy, Ş., 1982. Igneous and metamorphic geology and mineralization of Istranca region (Geotectonic setting and mineralization of the Istranca masif): İstanbul University Earth Sciences Review, v.3, no. 1-2, 227-294.

Makale Geliş Tarihi : 28 Ağustos 2014
Kabul Tarihi : 8 Aralık 2014

Received : 28 August 2014
Accepted : 8 December 2014



Tekirova (Antalya) Ofiyolit Napı Kayaçlarının Alterasyon Mineralojisi ve Jeokimyası

Alteration Mineralogy and Geochemistry of the rocks from Tekirova (Antalya) Ophiolite Nappe

Hüseyin YALÇIN¹, Ömer BOZKAYA², Canan YILMAZ³

¹Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

²Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 20070 Denizli

³Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 58140 Sivas

(yalcin@cumhuriyet.edu.tr)

ÖZ

Güneybatı Anadolu'da Antalya Birliğinin bir parçası olan Tekirova Ofiyolit Napı; değişik boyutta tektonik dilimlerde okyanusal kabuk bileşenlerini içermektedir. Ofiyolitik kayaçlarda okyanusal kabuk oluşumu, yerleşmesi ve sonrasında birbirini izleyen üç süreç bulunmaktadır. İlk aşama olan pirometamorfizma (pirometasomatizma), skapolit, diyopsit, granat, epidot ve tremolit gibi metamorfik minerallerin oluşumuna neden olmuştur. İkinci aşama hidrotermal metamorfizma (alterasyon), ultramafik kayaçların serpantinleşmesi ile temsil edilmektedir. Üçüncü aşama listvenit oluşumu olup, neoformasyon ve/veya alterasyon ürünleri karbonat (kalsit, dolomit, aragonit, manyezit, hidromanyezit, hidrotalsit), oksit ve hidroksitler (brusit, götit, hematit), fillosilikatlar (smektit, illit, klorit, talk, C-V, C-S, I-S) ve kuvars minerallerini içermektedir. Serpantin minerallerinden antigorit şeritimsi, lizardit levhamsı ve krizotil lifsi morfolojileri ile birbirlerinden ayırt edilebilmektedir. Serpantinler, A- (klinokrizotil- $2M_1$), C- (lizardit- $1T$) ve D- (lizardit- $2H_1$) yapısal grupları içerisinde yer alan üç farklı politipi ile temsil edilmektedir. $1T$ ve $2H_1$ Fe-lizardit, Fe-tremolit ve Ca-hidromanyezit minerallerinin kondrite normalize iz ve nadir toprak element dağılımları; benzer yönelimleri ve ofiyolitik köken kayacı işaret etmekte ve birbirinden farklılaşmaktadır. Serpantinlerin $\delta^{18}O$ ve δD değerleri; yaklaşık 200 °C and 100 °C sıcaklıklarda hipojen okyanusal (lizardit- $1T$) ve süperjen Alpin tipi (klinokrizotil- $2M_1$ ve lizardit- $2H_1$) koşullar altında iki farklı serpantinleşme evresi geçirdiklerini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Ana-iz elementler, duraylı izotoplar, fillosilikat, petrografi

ABSTRACT

The Tekirova Ophiolite Nappe, part of the Antalya Unit in the southwest Anatolia, consists of a dismembered oceanic crust sequence with tectonic slices in different sizes. Three types of subsequent mineralizations are present in the ophiolitic rocks during the oceanic crust formation, emplacement and post-

emplacement, respectively. First stage, pyrometamorphism (pyrometasomatization) caused to occurrence of metamorphic minerals such as scapolite, diopside, garnet, epidote and tremolite. Second stage, hydrothermal metamorphism(alteration)is represented byserpentinization of ultramafic rocks. Third stage is followed by listwaenite formation, and age neof ormation and/or alteration products contain carbonates (calcite, dolomite, aragonite, magnesite, hydromagnesite, hydrotalcite), oxides and hydroxides (brucite, goethite, hematite), phyllosilicates (smectite, illite, chlorite, talc, C-V, C-S, I-S) and quartz. The serpentine minerals can be distinguished from each other by morphology: ribbon-like shapes for antigorite, platy for lizardite and fibrous for chrysotile. Serpentes are represented by three polytypes as structural groups of A- (clinochrysotile-2M₁), C- (lizardite-1T) and D- (lizardite-2H₁). Chondrite-normalized trace and rare earth element patterns of 1T and 2H₁ Fe-lizardites, Fe-tremolite and Ca-hydromagnesite minerals show similar trends indicating similar ophioliticparent rocks and differentiated form each others. The $\delta^{18}O$ and δD values of serpentines indicate two different serpentinization under hypogene conditions as oceanic (lizardite-1T) and supergene as Alpin types (clinochrysotile-2M₁ and lizardite-2H₁) at temperatures of about 200 °C and 100 °C, respectively.

Keywords: Major-trace elements, petrography, phyllosilicate, stable isotops

GİRİŞ

İnceleme alanı, Batı Toroslar'da (GB Anadolu) Antalya, Kemer ve Kumluca boyunca yüzeyleyen Tekirova Ofiyolit Napı'nı da kapsayan Antalya Birliği naplarının yüzeylendiği, Antalya O24, O25, P24 ve P25 1:100.000 ölçekli paftalarını kapsamaktadır.

Toros kuşaağı boyunca yüzeylenen birimler otokton (Kambriyen-Eosen yaşı Geyikdağı Birliği) ve allokton (Devoniyen-Alt Tersiyer yaşı Bolkardağı, Üst Devoniyen-Üst Kretase yaşı Aladađ, Kambriyen-Üst Kretase yaşı Antalya, Permiyen-Üst Kretase yaşı Bozkır ve Permiyen-Alt Tersiyer yaşı Alanya Birlikleri) olmak üzere çeşitli birliklere ayrılmışlardır (Özgöl, 1976).

İnceleme alanının yer aldığı Batı Toroslar'da farklı yaş aralığına ve litolojiye sahip tektonostratigrafik birliklerin yüzeylendiği alanlar Şekil 1'de sunulmuştur. İncelemenin konusunu oluşturan ofiyolitik kayalar, Antalya batısında ilk kez Lefevre (1967) tarafından Antalya Napları, Özgöl (1976) tarafından Antalya Birliği, Woodcock ve Robertson (1977) tarafından

ise Antalya Kompleksi olarak tanımlanmıştır. Antalya Napları Kambriyen-Üst Kretase yaşı platform, yamaç ve havza ortamlarında çökeltilen sedimanter birimler ile Kretase döneminde okyanusal kabuk kökenli yapısal ve/veya tektonostratigrafik birimlerden oluşmaktadır (Şenel, 1997). Antalya Napları, Brunn ve diğ. (1971) tarafından Çataltepe Ünitesi (Alt Nap), Alakırçay Ünitesi (Orta Nap) ve Tahtalıdağ Ünitesi (Üst Nap) biçiminde ayrıtlanmıştır. Robertson ve Woodcock (1980, 1981) ile Yılmaz (1981) tarafından Kumluca Zonu, Gödene Zonu, Kemer Zonu ve Tekirova Zonu olarak tanımlanan Antalya Naplarını, daha sonra Şenel ve diğ. (1992, 1996, 1998) Çataltepe Napı, Alakırçay Napı, Tahtalıdağ Napı ve Tekirova Ofiyolit Napı olarak yeniden bölümlendirmiştir. Araştırmacılar göre; bunlardan Çataltepe Napı platform-yamaç-havza (Noriyen-Üst Maastrichtiyen), Alakırçay Napı platform-havza (Üst Permiyen-Üst Kretase) ve Tahtalıdağ Napı platform (Kambriyen-Üst Kretase) tipi çökeller, Tekirova Ofiyolit Napı ise ultramafit ve gabrolardan oluşan ofiyolit ve ofiyolitli melanj ile temsil edilmektedir.

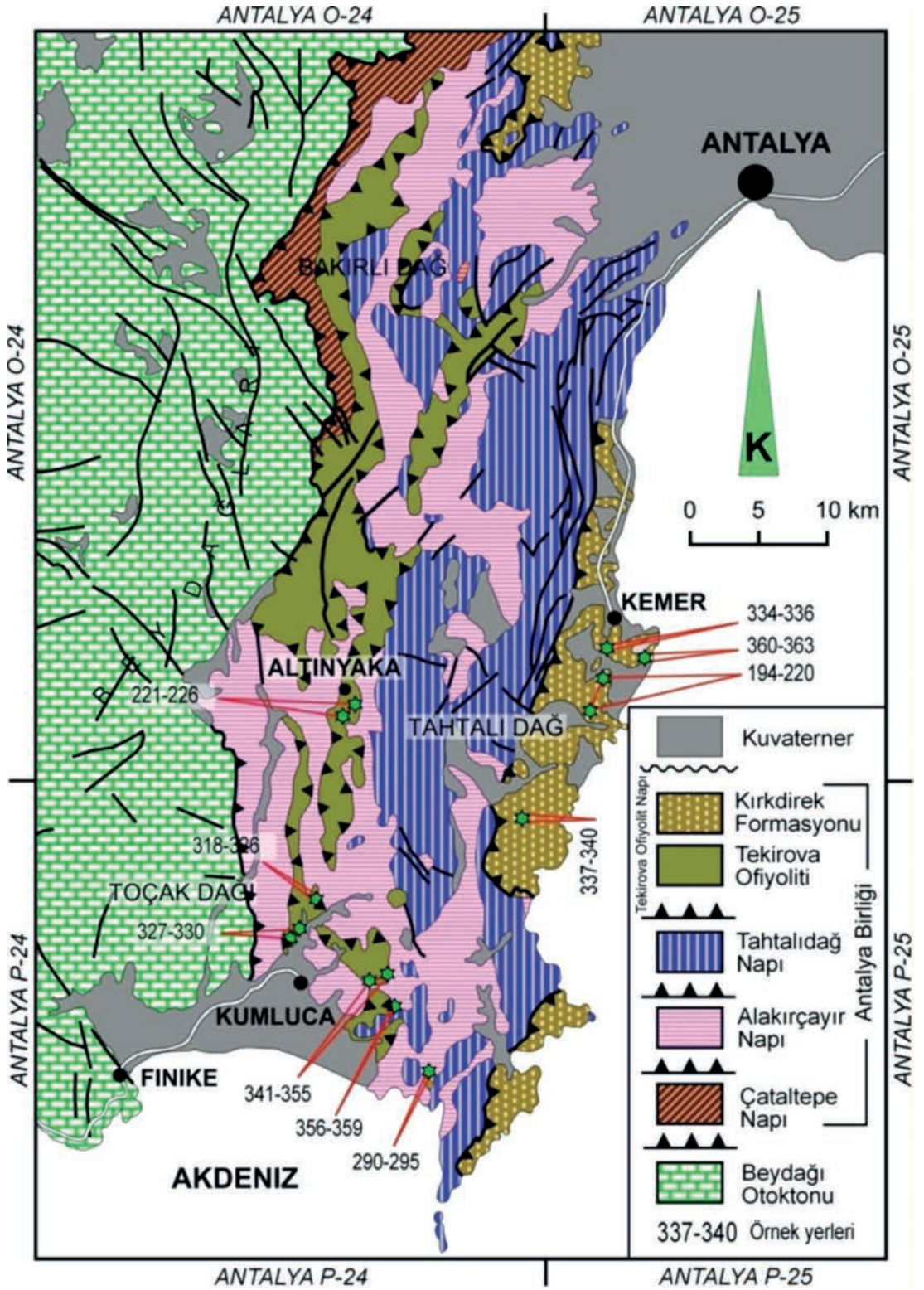
Tekirova Ofiyolit Napı; yapısal olarak Tahtalıdağ Napı'nın üzerinde, bazen de altında, değişik boyutta tektonik dilimler halinde bulunmakta olup, okyanusal kabuk kayaçlarından oluşan Tekirova ofiyoliti (Juteau, 1975; Reuber, 1982) ile ofiyolitli melanj ile temsil edilen Kırkdirek formasyonunu (Şenel ve diğ., 1981) kapsamaktadır. Ofiyolit napı; Üst Kampaniyen-Maastrichtiyen'de kıtasal kabuğa bindirerek yerleşmiştir. Gerçek kalınlığı kesin olarak ölçülememekle birlikte; 0-6000 m arasında değiştiği belirtilmektedir. Üst manto kökenli olan Tekirova ofiyolitinin, Neotetisin güney koluna ait ve Üst Kretase oluşum yaşlı olduğu kabul edilir (Yılmaz, 1981).

Antalya Birliği'nin (Tahtalıdağ ve Alakırçay Napları) diyajenez/metamorfizma derecesinin incelenmesi Bozkaya ve Yalçın (2009, 2010) tarafından bir bütün olarak gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmanın konusunu oluşturan Tekirova Ofiyolit Napı'nda Bağcı ve diğ. (2006) ve Bağcı ve Parlak (2009) tarafından ofiyolitlerin ilksel kayaçlarında önemli jeokimyasal ve petrolojik çalışmalar gerçekleştirilmiş olup; magma oluşumu ve tektonik ortamına ilişkin veriler üretilmiştir. Ofiyolitik kayaçların alterasyon mineralojisi (özellikle fillosilikat mineralleri) ve jeokimyası ile ilgili ayrıntılı çalışmalar ülkemizde birkaç çalışma dışında bulunmamakta olup, serpantinleşmeye eşlik eden mineral oluşumlarının ofiyolitlerin yerleşme ve sonrası evrimleri hakkında bilgiler sunabilmektedir (Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006; Başbüyük ve diğ., 2009; Yalçın ve diğ., 2009). Bu çalışmada belirtilen bilimsel açığın giderilmesinin yanı sıra, araştırmacılara Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Ofiyolit Kuşakları'ndaki serpantinleşme ve ilişkili mineral oluşumlarının kapsamlı biçimde deneştirilmesi olanağı sağlanmış olacaktır.

LİTOLOJİ

Tekirova Ofiyolit Napı; ilksel magmatik kayaçların yanı sıra, serpantin hamur içinde değişik boyutta halobialı kireçtaşı, bitkili kumtaşı, şeyl, tabakalı çört, radyolarit, bazik volkanit, Jura-Kretase yaşlı neritik kireçtaşı, gabro, diyabaz, amfibolit blokları ve/veya dilimleri içermektedir. Tekirova Ofiyoliti; Juteau (1975) ve Reuber (1982) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş olup, bu yazarlardan Reuber (1982) ofiyolitleri egemen kaya türlerine göre beş grupta (serpantin, harzburjit, dunit, verlit ve gabro) haritalama eğiliminde olmuştur. Bunlardan serpantin; genelde tektonik zonlarda belirgin olup, serpantinleşmiş harzburgit ve serpantinleşmiş dunitlerden oluşur. Az oranda harzburjit, dunit, gabro, diyabaz vb. kaya türleri kapsar. Harzburjit; genelde lerzolitik harzburjit, masif harzburjit ve bantlı harzburjitlerden oluşur. Az oranda serpantin, serpantinleşmiş, harzburjit, dunit, diyabaz ve gabroyu da kapsar. Dunit; genelde harzburjit-dunit bantları ve serpantinleşmiş dunitler olarak görülür ve içlerinde izole diyabaz daykları ve az oranda harzburjit, piroksenit ve verlit de bulunur. Verlit; sınırlı yüzeylemelere sahiptir ve dunit ve piroksenitlerde aralanma gösterirler. Gabro; kümülat dokulu tabakalı gabro ve izotropik gabrolar ile temsil edilir.

İnceleme alanında ofiyolitik dizilimi oluşturan ultramafik kayaçlar çoğunlukla serpantinleşmiş olup, 1-5 m'lik açık-koyu yeşil siyah renkli oldukça sert ve masif görünümlü çıkıntılar halinde korunmuştur. Bunlardan piroksenitler yer yer dayk şeklinde bozuşmamış seviyeleri oluşturmaktadır. Koyu yeşil-siyah renkli gabro ve diyoritler ile tabakalı diyabaz daykları ultramafitleri keser konumda bulunmaktadır. İstifin üst kesimlerinde çevresi kalsitle doldurulmuş yastık yapılı bazaltlar gözlenmektedir.



Şekil 1. Batı Toroslardaki Antalya Birliği Naplarının jeolojik dağılımı (Şenel, 1997) ve örnekleme haritası.

Figure 1. Geological distribution of Antalya Unit Nappes in the Western Taurus (Şenel, 1997) and sampling map.

Ultramafitler içerisinde 5-10 m'lik mercekler halinde pirometasomatik kayaçlar gözlenmektedir. Bu seviyelere ofikarbonat, ofioksit ve ofisilikatlardan oluşan birbirine paralel ve/veya kesen damarlar (mm-50 cm) eşlik etmektedir. Pirometasomatik kayaçlara yakın kesimlerde kırık ve çatlak düzlemleri boyunca 5-10 cm kalınlıkta birkaç damar halinde tremolit-asbest oluşumlarına rastlanılmaktadır. İpeksi parlaklıkta açık yeşilimsi beyaz renkli, çatlak düzlemlerine dik yönde gelişmiş asbestler lifleri, elle bükülüp birbirinden ayrılacak kadar yumuşaktır.

Serpantinitler yeşilimsi siyah renkli, sabunumsu kaygan yüzeyli olup; oldukça bol kırık ve çatlak düzlemleri içermektedir. Serpantinitler içerisinde 10-15 cm kalınlığa kadar ulaşan çatlak dolgularında, yalancı asbest (pikrolit) olarak nitelendirilen açık yeşil renkli sert çubuksu mineraller gözlenmektedir.

Serpantinitlerin kırıkları beyaz renkli yaklaşık 5-10 cm uzunluğunda aragonit minerallerince doldurulmuştur. 1-5 m'lik mercekler halinde serpantinitlerin matriksinde 1-2 cm çapında küresel-elipsoyidal mahidromanyezit yumruları bulunmaktadır. Serpantinit çatlaklarında hidrotalsit, brusit ve çok sayıda birbirine paralel çok ince (1-5 mm) krizotil asbest oluşumları da sıklıkla gözlenmektedir.

MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanında ofiyolitik birimlere ait olmak üzere toplam 81 adet mineral ve kayaç örneği alınmıştır. Bunlar, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) ince-kesit, kırma-öğütme-eleme, kil ayırma, X-ışınları difraksiyonu (XRD) ve optik mikroskop gibi çeşitli örnek hazırlama ve inceleme işlemlerinden geçirilmiştir. 6 örneğin

taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemeleri ise Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Araştırma Merkezi'nde (Ankara) IXRF-EDS sistemine sahip JEOL marka JSM-6490 LV model cihazda yapılmıştır. Aletsel koşullar zaman sabiti TC=32, gerilim V=20kV, çalışma mesafesi WD=22 mm olarak düzenlenmiştir. Bu yöntemlerin ayrıntıları yazarların birçok yayınında (Örneğin, Bozkaya ve Yalçın, 1996; Yalçın ve Bozkaya, 2002) sunulmuştur.

Saf 8 adet serpantin, 2 adet tremolit ve 1 adet hidromanyezit mineralinin tüm-kaya ana, iz ve nadir toprak element (NTE) ile 3 serpantin ve 2 tremolit minerallerinin oksijen-hidrojen izotop analizleri Kanada'daki Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) şirketine yaptırılmıştır. Ana element analizlerinde lityum metaborat/tetraborat füzyonu ile ICP, iz ve NTE analizlerinde ise ICP-MS yöntemi kullanılmıştır. Örneklerin O-H izotop verileri, Termal İyonlaşma Kütle Spektrometresi (TIMS) kullanılarak ölçülmüştür. İzotopik ölçümlerin kesinliği ve doğruluğu 0.2 ‰'dir. Oksijen bağıl olarak Viyana Standart Ortalama Okyanus Suyu'na (V-SMOW) göre ifade edilmiş olup; burada SMOW'un $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sıfır olarak tanımlanır. Duraylı izotop jeokimyası için analiz işlemleri Clayton ve Mayeda (1963), izotopik standartların tanımlanması ise O'Neil (1986) tarafından ayrıntıları ile verilmiştir. Analiz yönteminin ayrıntıları ve aletsel deteksiyon limitleri firmanın web sayfasında sunulmuştur (<http://www.actlabs.com/>).

MİNERALOJİ-PETROGRAFI

Optik Mikroskop İncelemeleri

Ofiyolitik dizinin serpantinleşme-öncesi kayaçlarını ilksel ofiyolitik kayaçlar (ultramafitler, mafitler, volkanitler ve radyolaritler) temsil etmektedir. Bunlardan holokristalin prototanesel

dokulu ultramafik kayaçlar; peridodit (Ierzolit) ve piroksenitlerden (piroksenit, klinopiroksenit) oluşmaktadır. Bukayaçlarkoyurenkli bileşenlerden başlıca piroksen (ojit ve enstatit), olivin ve plajiyoklaz içermektedir. Ojitler; çubuksu olup, bazı klinopiroksenitlerde uralitleşme ile iğnemsî aktinolitlere dönüşmüşlerdir. Enstatitler; yer yer klinopiroksen lamellidir. Olivinler; altı köşeli, ağ dokulu ve kenarlarından itibaren levhamsı serpantinleşme göstermektedir. Plajiyoklazlar; polisentetik ikizlenmeli ve çok ince tanelidir. Bazı örneklerde bol miktarda olmak üzere kahverengi kromit ve Fe-oksit türü opak mineraller ise tali mineralleri oluşturmaktadır. Çatlak ve/veya gözeneklerde ikincil mineraller olarak yeşil renkli klorit ve/veya dolomitlere de rastlanılmaktadır.

Mafik kayaçları holokristalin tanesal dokulu gabro, diyorit ve diyabazlar temsil etmektedir. Gabrolarda ojit ve plajiyoklaz ana bileşenlerdir. Bazı örneklerde ise olivin de bulunmaktadır. Ojitler; ortopiroksen lamelli (diyallag) olup; bazı örneklerde çoğunlukla uralitleşme ile iğnemsî aktinolitlere dönüşmüşlerdir. Plajiyoklazlar; polisentetik ikizlenmeli ve ince tanelidir. Olivinler; altı köşeli ve ağ dokulu olup, serpantinleşme ve/veya iddingsitleşme ve/veya opasitleşme türü bozunmalara sahiptir. Bazı örneklerde tali veya ana mineral olarakince taneli ve özşekilsiz Fe-oksit türü opak mineraller gözlenmektedir. Çatlak ve/veya damarlarda ikincil yeşil renkli kloritlere de rastlanılmaktadır. Holokristalin hipidiyomorf tanesal dokulu diyoritler; hornblend ve plajiyoklaz içermektedir. Hornblendler; yeşil renkli, çoğunlukla çubuksu ve yer yer iğnemsidir. Plajiyoklazlar; çubuksu ve polisentetik ikizlenmeli olup, killeşme göstermektedir. Opak mineraller çok sayıda özşekilsiz tanelerden oluşmaktadır. Tali mineraller zirkon ve titanittir. Çatlak ve/veya gözeneklerde klorit ve yelpaze biçimli manyezitler de bulunmaktadır. Holokristalin hipidiyomorf ofitik dokulu diyabazlar; başlıca ojit, plajiyoklaz

ve opak mineral içermektedir. İnce taneli ojitler iğnemsî aktinolitik uralitleşme göstermektedir. Plajiyoklazlar polisentetik ikizlenmeli ve killeşmiştir. Çatlak ve/veya gözeneklerde klorit ve zeolit minerallerine rastlanılmaktadır.

Volkanik kayaçlar hipokristalin porfirik dokulu olup; ojit, olivin ve plajiyoklaz fenokristalleri içeren çoğunlukla bozuşmuş bazaltlardan oluşmaktadır. Ojitler; çubuksu ve renksizdir. Bazı örneklerde rastlanılan olivinler; altı köşeli kalıntı halinde izlenmekte ve opasitleşme göstermektedir. Plajiyoklazlar; polisentetik ikizlenmeye ve yaygın killeşmeye sahiptir. Volkanik camda çoğunlukla killeşme, serisitleşme, kloritleşme ve/veya silisileşme türü bozunmalar gözlenmektedir. Çatlak ve/veya gözeneklerde ikincil kuvars, kalsit, klorit ve/veya epidot bulunmaktadır.

Radyolaritler; başlıca yuvarlağımsı polikristalin ve kalsedonik kuvars ile çatlak ve/veya gözeneklerde mikritik-mikrospartitik kalsit içermektedir. Bağlayıcı malzemede opak minerallere ve Fe-oksit sıvamalarına da rastlanılmaktadır.

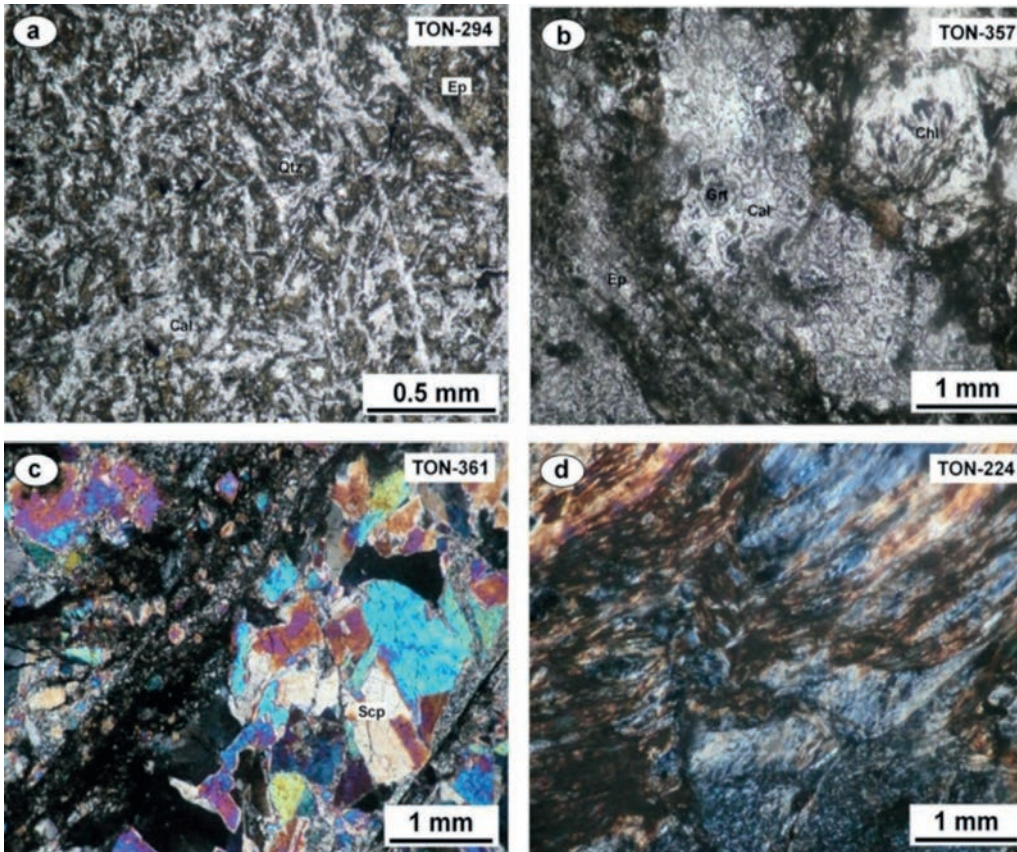
Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlar; alterasyon sonucu türedikleri ana kayaca göre önemli farklılıklar sunmaktadır. Skapolit, diyopsit, granat, pistazit ve tremolit gibi tipik metamorfik mineraller içeren, kısmen nematoblastik ve çoğunlukla yönlü doku göstermeyen porfiroblastik dokulu kayaçlar–fels son eki ile adlandırılmıştır. Polisentetik ikizlenmeye ve yaygın killeşmeye sahip plajiyoklaz ile tremolitik uralitleşme gösteren ojitler birincil magmatik mineralleri temsil etmektedir. Pirometasomatik kayaçların gözenek ve/veya çatlaklarında ikincil ince taneli kalsit, dolomit, manyezit, kuvars, yeşil renkli klorit ve opak minerallere rastlanılmaktadır.

Epidotlar; çubuksu ve pistazit-klinozoyisit serisi minerallerden oluşmaktadır (Şekil 2a). Granatlar; özşekilli (altı köşeli), çubuksu ve renksiz optik özellikleri ile temsil edilmektedir (Şekil

2b). Skapolitler; yarı özşekilli ve çubuksu olup, gözenek ve damarlarda bulunmaktadır (Şekil 2c). Fibroblastik dokulu tremolit-asbestlerin ana bileşeni lifsi/iğnemsî tremolitler birbirine paralel dizilmiş ve/veya kıvrımlanmış olup, kalıntı serpantin ve hidrotalsitler de gözlenmektedir (Şekil 2d).

Ofiyolitlerin serpantinleşme-sirasında oluşan kayaçları bütünüyle serpantinlerden oluşturmaktadır. İlksel dokunun korunduğu psödomorfik doku (Wicks ve Whittaker, 1977;

Wicks ve Plant, 1979), yaygın serpantinleşmenin geliştiği ultramafitlerde elek/ağ dokusu ile temsil edilmektedir. Enstatitlerde klinopiroksen ayrışım lamelleri bulunmakta ve serpantinleşme (bastit dokusu) göstermektedir. Ayrıca, iğnemsî ve/veya levhamsı biçimlere sahip serpantinlerde cam saati dokusu (Wicks ve O'Hanley, 1988) ve çatlaklarda şeritler halinde gözlenmektedir. Serpantinlerde matriks ve çatlaklarda iğnemsî asbestik krizotil (Şekil 3a) ve çatlaklarda gelişmiş şeritimsi antigorit minerallerine (Şekil 3b) rastlanılmaktadır.

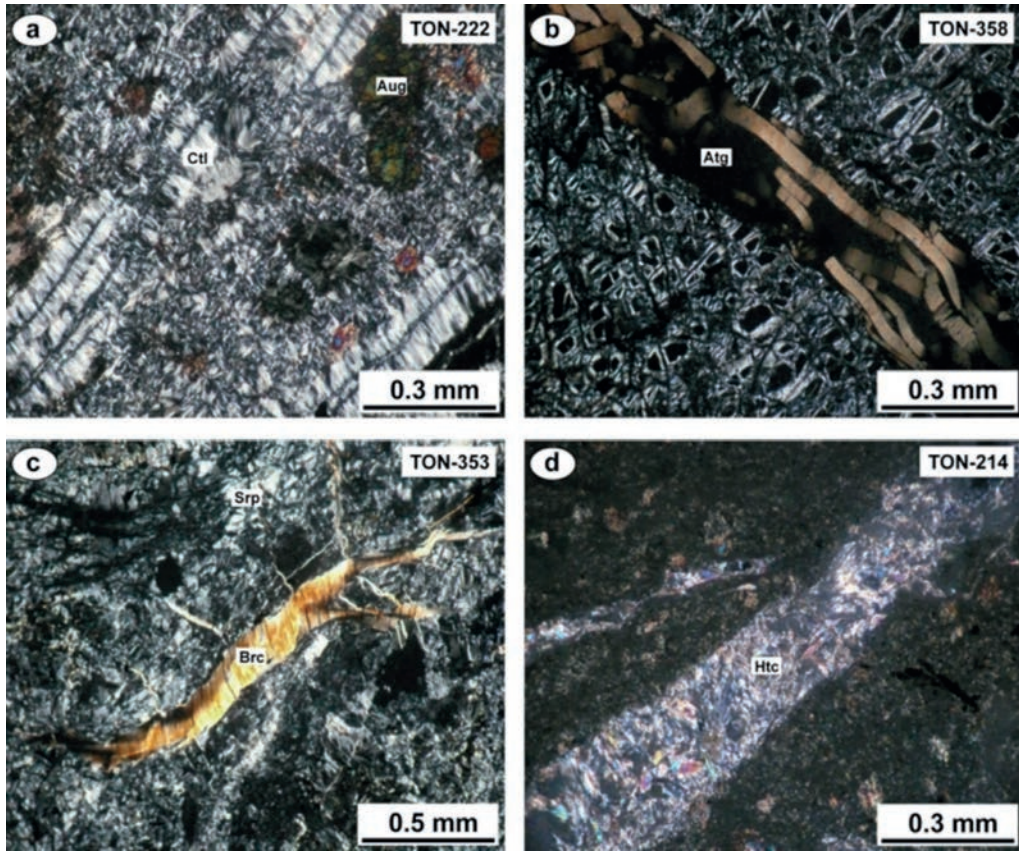


Şekil 2. Pirometasomatik kayaçların mikroskop fotoğrafları (tek nikol=tn, çift nikol=çn), a) Epidotfelslerde çubuksu ve yeşil pistazit-klinozoyisitler ile gözenek ve çatlaklarda kalsit ve kuvarslar (tn), b) Epidot granatfelslerde özşekilli granat ve yeşil pistazit-klinozoyisitler ile gözenek ve çatlaklarda kalsit ve kloritler (tn), c) Tremolit skapolitfelslerde damar ve gözeneklerde kısa çubuksu skapolitler (çn), d) Tremolit-asbestlerde birbirine paralel dizilmiş ve kıvrımlanmış lifsi/iğnemsî tremolitler (çn).

Figure 2. Microphotographs of pyrometamorphic rocks (plane polarized light=ppl, crossed polars=cp), a) Prismatic and green pistasites-clinozoisites, and calcites and quartzes within the cracks in the epidotefels (ppl), b) Euhedral garnets and green pistasites-clinozoisites, and calcites and chlorites within the pores and cracks in the epidotefels (ppl), c) Short prismatic scapolites within the veins and pores in the tremolite scapolitefels (cp), d) Lined up parallel to each other and folded fibrous / acicular tremolites in the tremolite-asbestos (cp).

Serpantinleşme-sonrası kayalardaki neoformasyon mineralleri yüzeysel bozunmadan ziyade, çoğunlukla lisfenitleşme ile ilişkilidir. Lisfenitler; mikrosparitik veya sparitik dokulu olup; yaygın karbonat (kalsit, dolomit, aragonit, manyezit, hidromanyezit ve hidrotalsit, oksit, brüst, götit) ve kalıntı (serpantin başta olmak üzere fillosilikat, plajiyoklaz, piroksen ve amfibol) içermektedir. XRD verileri de kullanılarak ofikarbonatlar içerdikleri karbonat

mineralinin türüne göre; ofikalsit, ofiaragonit, ofimanyezit, ofikalsidolomit, ofikalsiaragonit, ofihidrotalsimanyezit ve ofikalsihidromanyezit olarak adlandırılmıştır. Brüstler; serpantinlerin çatlaklarında gelişmiş olup, çatlakların uzun eksenine dik iğnemi (Şekil 3c); hidrotalsit ise levhamsı mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 3d). Serpantinlerin yanı sıra; diyorit ve epidotfelslerin çatlaklarında manyezit mineralleri gözlenmektedir.



Şekil 3. Serpantinlerde yeni mineral oluşumlarını gösteren mikroskop fotoğrafları (çift nikol), a) Matriksde levhamsı ve lifsi/iğnemi asbestik kriptotiller, b) Çatlaklarda şeritimsi antigoritler, c) Çatlaklarda iğnemi brüstler, d) Çatlaklarda levhamsı hidrotalsitler.

Figure 3. Microphotographs of new mineral formations in the serpentinites (crossed polars), a) Platy and fibrous/ acicular asbestic chrysotiles, c) Ribbon-like antigorites within the cracks, d) Platy hydrotalcites within the cracks.

Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) İncelemeleri

Ultramafit ana kayaktan itibaren gelişen serpantinleşme ile öncelikle levhamsı lizardit mineralleri gelişmekte ve bu dönüşüm sonucu kayaç gözenekli bir doku kazanmaktadır (Şekil 4a).

Serpantinlerdeki serpantin mineralleri farklı morfolojileri ile birbirinden ayırt edilebilmektedir. Bunlardan levhamsı serpantin mineralleri (lizardit) üst üste dizilmiş olup, yaklaşık 5 µm uzunluğunda, 3 µm genişliğinde ve 0.5 µm'den az kalınlığa sahiptir. Krizotil türü serpantin mineralleri 10-15 µm uzunluğunda liflerden oluşmaktadır ve çevresinde levhamsı lizarditler bulunmaktadır. Lifler birbirine paralel dizilmiş olup, ortasında daralan uçlara doğru yayılan yaklaşık 5 µm çapında çok sayıda demetler sunmaktadır. Serpantinit çatlaklardaki (50 µm) krizotiller birbirine paralel lifler oluşturmaktadır (Şekil 4b). Matrikste gelişmiş krizotiller birbirine paralel liflerin yanı sıra, karmaşık birbirini kesen liflere (50-70 µm) de sahiptir.

Serpantinit ve pirometasomatik kayaçlarda listfenitleşme ile ilişkili en yaygın oluşumları karbonat mineralleri temsil etmektedir. Bunlardan manyezitler; kayaçların gözeneklerinde trigonal yarı özşekilli kristal toplulukları olarak 2-5 µm uzunluğunda bulunmaktadır. Hidromanyezitler; monoklinik levhamsı prizmatik özşekilli, büyük prizma yüzeyleri birbirine paralel ve yapışık olarak gelişmiş mineralleri (10-20 µm uzunluğunda, 5-10 µm genişliğinde, 1-2 µm kalınlığında) oluşturmaktadır (Şekil 4c). Dolomitler; özşekilli trigonal morfolojileri (10-15 µm) ile ayırt edilmektedir. Kalsitler; yarı özşekilli trigonal (10-15 µm) kristalleri temsil etmektedir. Çoğunlukla çubuksu hidromanyezitlere eşlik eden hidrotalsitler (Şekil 4d); hegzagonal levhamsı tabletler biçiminde gözlenmektedir (Şekil 4e). Hidrotalsitler 2-5 µm uzunluğunda, 1-4 µm genişliğinde ve yaklaşık 1 µm kalınlığındadır. Ofikarbonatlara sıklıkla eşlik eden brusitler, levhamsı ve/veya iğnemsisi

kristallerin oluşturduğu topçuklar/yumaklar ile temsil edilmektedir (Şekil 4f).

X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri

Peridotitler (lerzolit ve vebsterit); başlıca olivin, piroksen, amfibol ve plajiyoklaz içermektedir. Piroksenitler (klinopiroksenit, ortoklinopiroksenit) başlıca piroksen (ojit ve enstatit), tremolit/aktinolit ve plajiyoklaz minerallerinden oluşmaktadır. Ultramafitlerde serpantin yanı sıra, serpantinleşme-sonrası mineralleri dolomit, kalsit, fillosilikat (smektit, klorit, C-V) ve götit temsil etmektedir.

Gabro ve uralitik gabrolarda başlıca plajiyoklaz, olivin, ojit ve hornblend; diyoritlerde başlıca plajiyoklaz ve hornblend; diyabazlarda plajiyoklaz, ojit ve hornblend bulunmaktadır. Mafitlerde bozuşma ürünü mineraller; fillosilikatlar ve hematitdir. Diyabazlarda ender olarak analsime de rastlanılmıştır.

Bazaltlarda plajiyoklaz ve piroksen birincil minerallerdir. Bozuşma ürünü mineraller kalsit, kuvars, hematit, götit, epidot, analsim ve fillosilikatlardır (illit, klorit, smektit, C-S). Radyolaritler; kuvars, kalsit, pirit ve fillosilikat mineralleri içermektedir.

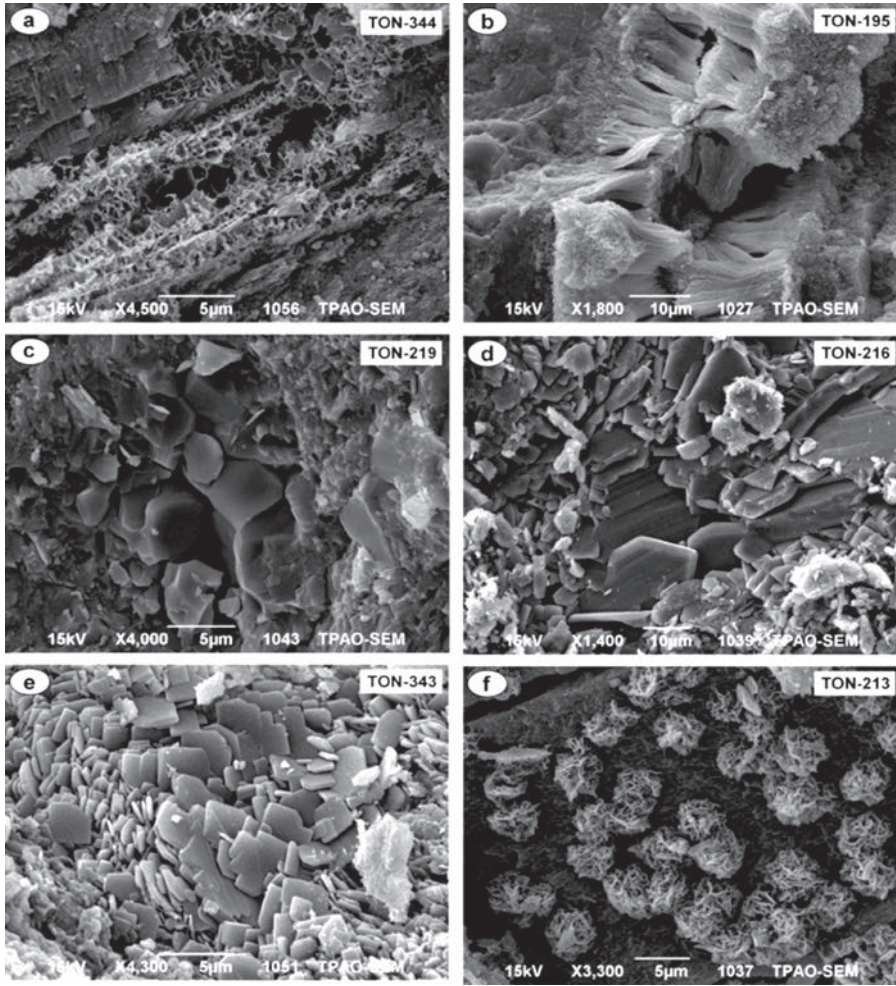
Pirometasomatizma ile ilişkili kayaçlarda belirlenen pirosomatik mineraller; tremolit, diyopsit, epidot, granat ve skapolittir. Ojit ve plajiyoklaz; ultramafitlerden kaynaklanan kalıntı minerallerdir. Serpantinleşme ile ilişkili minerali serpantin, pirometasomatizma ve serpantinleşme-sonrası mineralleri ise kalsit, manyezit, hidrotalsit, kuvars ve fillosilikatlar (klorit, smektit) oluşturmaktadır.

Serpantinlerin ana minerallerini serpantin oluşturmaktadır. Ayrıca türediği ultramafitlerden kalıntı mineral olarak piroksen (ojit ve enstatit), hornblend ve plajiyoklaz; serpantinleşme-sonrası mineral olarak kuvars, karbonat (kalsit, dolomit ve hidrotalsit), oksit

(brusit, hematit, götit) ve fillosilikatlar (illit, klorit, smektit, I-S, talk) temsil etmektedir.

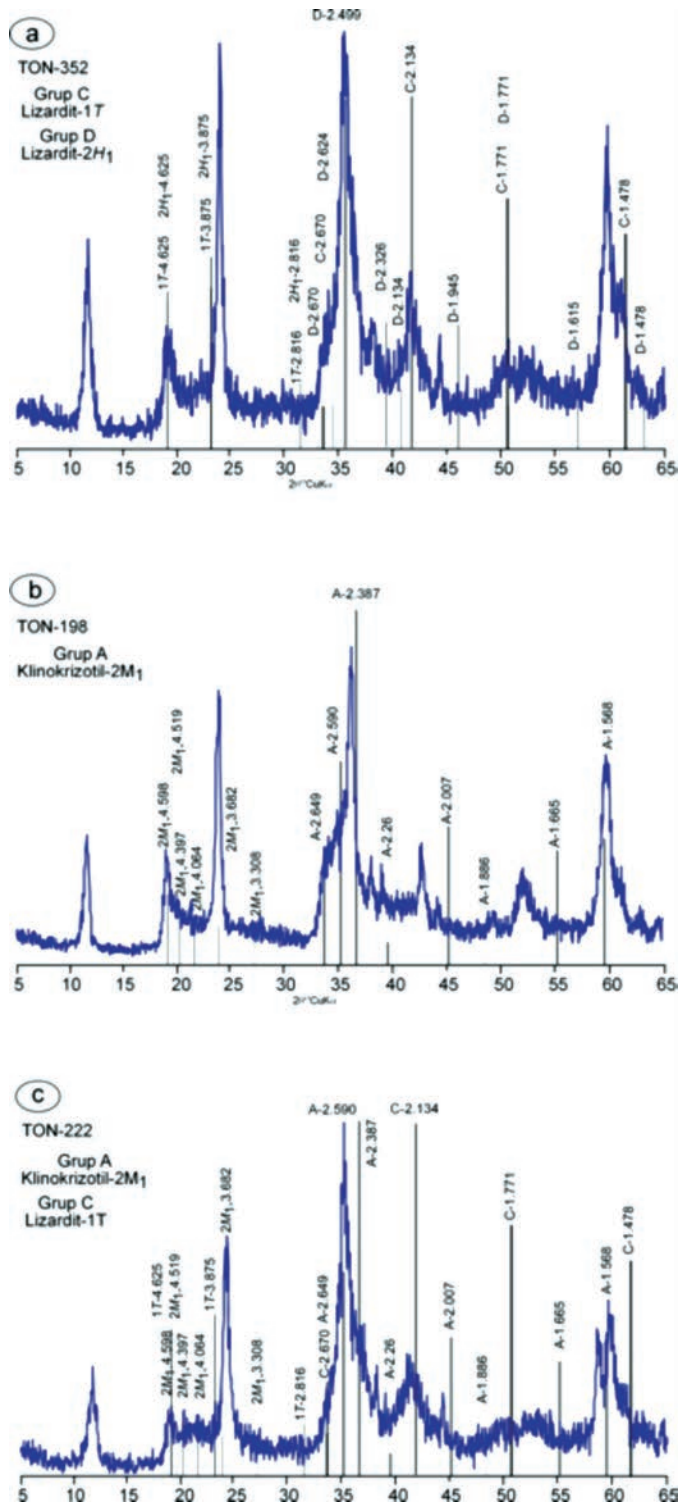
15 adet serpantin olmak üzere üç örnekte politip incelemeleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 5). Bailey (1988) tarafından önerilen pik değerleri ve şiddetleri esas alınarak serpantin mineralleri; A- (klinokrizotil- $2M_1$), C- (lizardit- $1T$) ve D- (lizardit- $2H_1$) yapısal grupları içerisinde yer alan üç farklı politipi yansıtmaktadır.

Serpantinleşme-sonrası kayaçlar büyük ölçüde lisfenitlerden oluşmakta ve başlıca karbonat (kalsit, dolomit, aragonit, manyezit, hidromanyezit ve hidrotalsit), oksit (brusit, götit) ve fillosilikat (illit, klorit, smektit, C-V, C-S ve I-S) mineralleri içermektedir (Şekil 6). Plajiyoklaz, piroksen ve hornblendler; ultramafitlerin kalıntı mineralleridir.



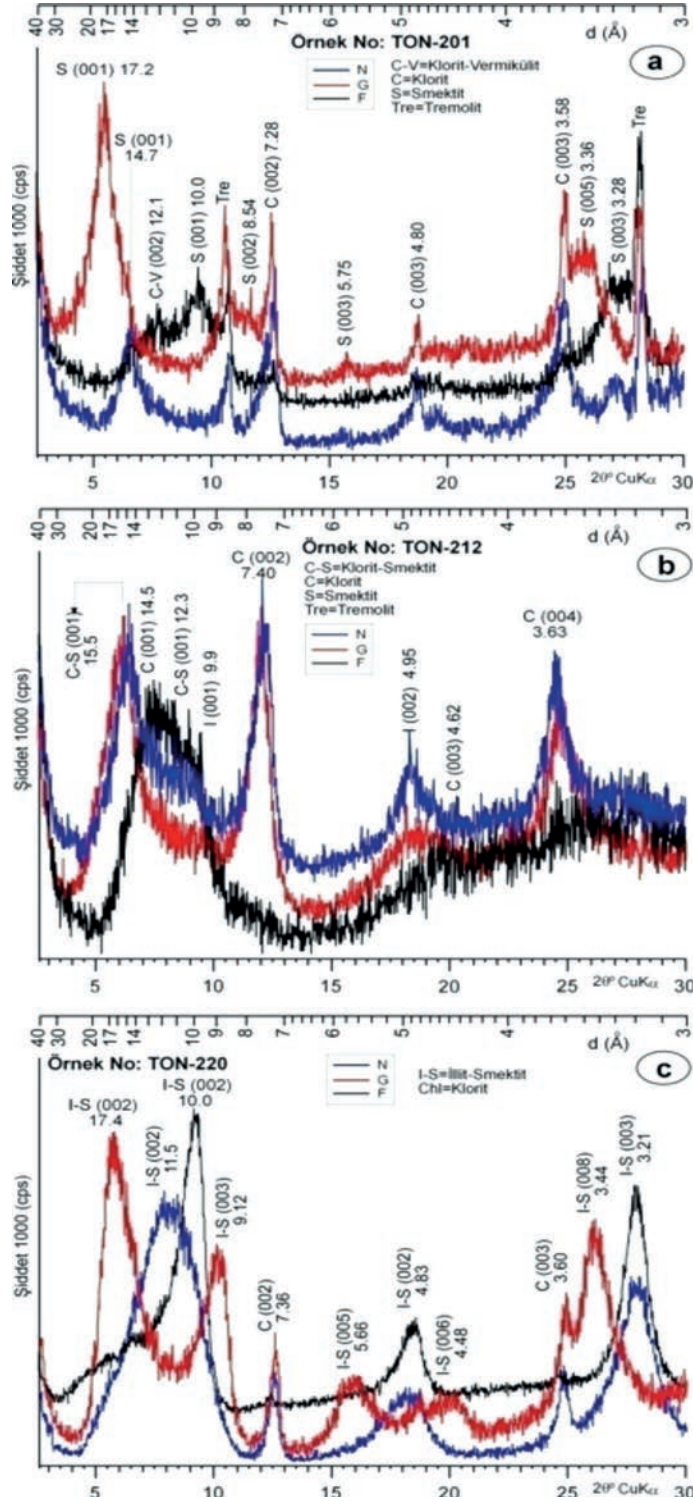
Şekil 4. Serpantinlerde yeni mineral oluşumlarını gösteren SEM fotoğrafları, a) Ultramafit-serpantin dönüşümü ve serpantinleşme sonucu ortaya çıkan gözenekli doku, b) Lifsel demet/buketler biçiminde serpantinler, c) Gözeneklerde trigonal manyezitler, d) Levhamsı prizmatik hidromanyezitler, e) Hekzagonal levhamsı hidrotalsitler, f) Brusit levhalarının oluşturduğu topçuklar.

Figure 4. SEM photographs of new mineral formations in the serpentinites, a) Ultramafite-serpentine transformation and serpentinization resulting the porous texture, b) Serpentine with fibrous bundle/bouquet form, c) Trigonal magnesites in the pores, d) Platy prismatic hydromagnesites, e) Hexagonal platy hydrotalcites, e) Brucite plates forming ball-like forms.



Şekil 5. Serpantin politiplerinin yönlenmemiş XRD toz difraktogramı a) Lizardit, b) Klinokrizotil, c) Lizardit+Klinokrizotil.

Figure 5. Unoriented XRD powder diffractograms of serpentine polytypes, a) Lizardite, b) Clinochrysozite, c) Lizardite+Clinochrysozite.



Şekil 6. Serpantinleşme-sonrası kayalarda belirlenen kil minerallerinin yönlenmiş XRD difraktogramları, a) C-V, b) C-S, c) I-S.

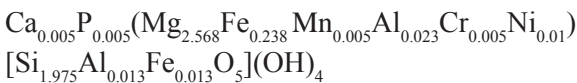
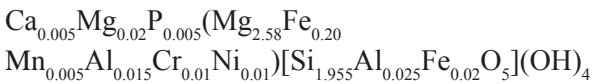
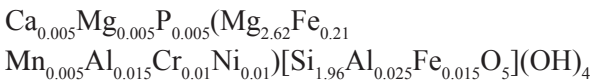
Figure 6. Oriented XRD diffractograms of clay minerals determined in the post-serpentinization rocks, a) C-V, b) C-S, c) I-S.

JEOKİMYA

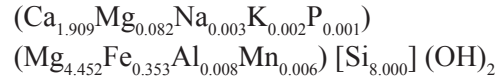
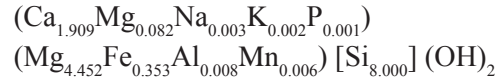
Ana ve İz Element Jeokimyası

Saf minerallerin ayırt edildiği 2 adet serpantin (TON-198 ve TON-211) ve 1 adet hidromanyezit (TON-217) örneği Kemer bölgesindeki ofiyolitik melanj biriminden, 2 adet serpantin (TON-222 ve TON-225) ve 1 adet tremolit (TON-223) örneği Altınyaka bölgesi ofiyolit biriminden, 4 adet serpantin (TON-321, TON-330, TON-345, TON-355) örneği ise Kumluca bölgesi ofiyolit biriminden alınarak jeokimyasal çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Serpantin, tremolit ve hidromanyezit minerallerinin ana oksit içerikleri ile yapısal formülleri Çizelge 1'de sunulmuştur. Hekimhan-Malatya bölgesinden alınan tremolit örneği de (HB-296) karşılaştırma amacıyla verilmiştir. Yapısal formül hesaplamalarında oksijen atom sayıları serpantin için 7 (Weaver ve Pollard, 1973), tremolit için 23 (Leake, 1978), hidromanyezit için 5 (Akao ve diğ., 1974) alınmıştır.

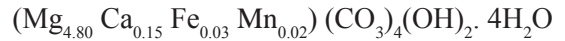
Serpantinlerde tetrahedral substitüsyon son derece düşüktür (Si-Al ve Si-Fe için 0.00-0.05). Oktahedral yer değiştirme Mg için başlıca Fe (0.15-0.28) ve Al (0.03) daha az da Mn, Cr ve Fe (0.01) ile temsil olunmaktadır. Yapraklar arasında yer alan katyonlar (Ca, Mg, P) ihmal edilebilir düzeydedir. Ortalama serpantin bileşimi ofiyolitik melanjı temsil eden Kemer bölgesi ile ofiyoliti temsil eden Altınyaka ve Kumluca bölgeleri için ayrı ayrı aşağıda verilmiş olup, Wicks ve O'Hanley'nin (1988) tanımlamalarına göre Fe-lizardit olarak adlandırılmıştır:



Amfibollerin genel kimyasal formülü $X_2 Y_5 Z_8 O_{22} (\text{OH}, \text{O}, \text{F})_2$ ($X=\text{Ca}^{+2}, \text{Mg}^{+2}, \text{Na}^+, \text{K}^+, \text{P}^{+5}; Y=\text{Mg}^{+2}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al}^{+3}, \text{Ti}^{+4}, \text{Mn}^{+2}; Z=\text{Si}^{+4}, \text{Al}^{+3}$) olarak alındığında Kemer (TON-223) ve Hekimhan (HB-296) bölgesi tremolitlerinin yapısal formülleri sırasıyla aşağıdaki gibi hesaplanmıştır:



Hidromanyezitin genel kimyasal formülü $\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ olarak alındığında TON-217 nolu hidromanyezit örneğinin yapısal formülü (SiO_2 içeriği hariç tutularak) aşağıdaki gibi belirlenmiştir:



Serpantin, tremolit ve hidromanyezit minerallerinin iz element içerikleri Çizelge 2 sunulmuştur. Elde edilen verilere göre; toplam eser element konsantrasyonu serpantin-tremolit-hidromanyezit yönünde azalmaktadır. Diğer bir ifadeyle, elementsel substitüsyon serpantinde en çok, hidromanyezitte ise en az düzeyde gerçekleşmiştir. Farklı bölgelere ait serpantinler açısından değerlendirildiğinde; toplam iz element konsantrasyonları Altınyaka-Kemer-Kumluca yönünde azalmaktadır. Tremolitler Altınyaka bölgesinde Hekimhan bölgesine göre daha yüksek iz element konsantrasyonuna sahiptir.

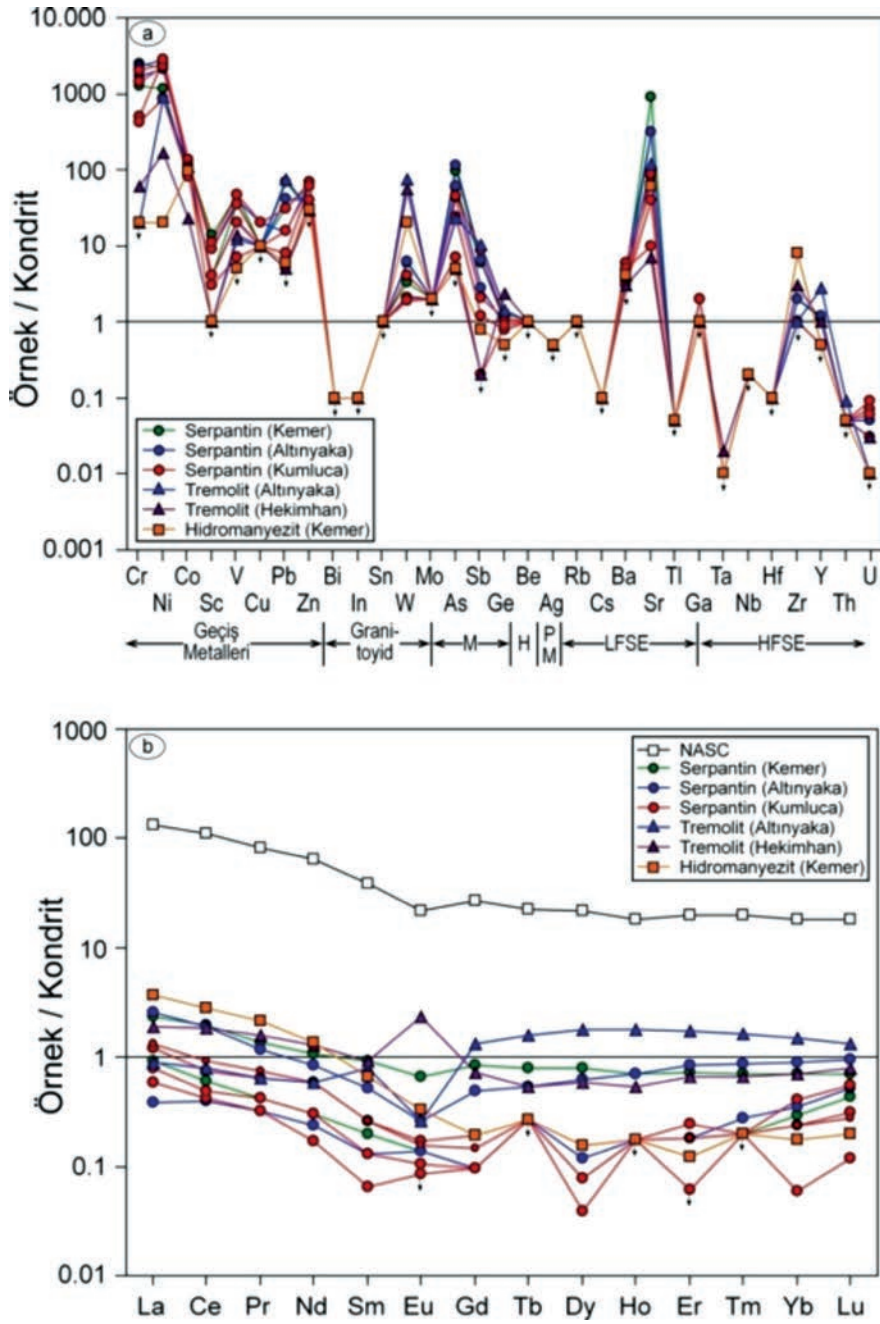
Geçiş metallere Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu ve Zn serpantin, Pb ise tremolit yapısında zenginleşmektedir. Granitoid elementlerinden W, karışık davranışlı elementlerden Sb ve Ge, kalıcılığı yüksek elementlerden Y ve Th tremolitte, karışık davranışlı elementlerden As, kalıcılığı düşük elementlerden Sr ve kalıcılığı

yüksek elementlerden U serpantinlerde en bol bulunmaktadır. Altınyaka bölgesine ait tremolit örneği Hekimhan bölgesine ait tremolit örneğine göre Ni, Co, Pb, W, As, Sb, Ba, Sr, Ta, Y ve Th yüksek; Cr, V, Ge, Zr ve U ise düşüktür. Diğer elementler ise aynıdır. Hidromanyezit serpantin ve tremolit minerallerine göre Zr yüksek, Cr, Ni, V, Ge, Ta ve Y düşük değere sahiptir.

Serpantin, tremolit ve hidromanyezit örneklerinin kondrite(Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılımı Şekil 7a'da verilmiştir. Kuzey Amerika şeyl bileşimi (North American Shale Composite-NASC) için Nb ve Y Condie'den (1993); diğer elementler Gromet ve diğ.'den (1984) alınmıştır. Kondrit değerlerine göre; serpantin, tremolit ve hidromanyezit örneklerinin desenleri birbirinden ve NASC'den ayrılmakta olup; belirgin bir ayrımlaşmayı/farklılaşmayı ifade etmektedir. Tüm minerallerde Rb, K, Nb, P, Sm, Tl, Y ve Yb için fakirleşme/tüketilme, Ba, Th ve U için zenginleşme gözlenmektedir. Diğer elementler ise minerallere göre değişen fakirleşme veya zenginleşme sunmaktadır. Serpantin minerallerinde en yüksek tüketilme Ti (306 kat), en yüksek zenginleşme Sr için (125 kat) gözlenmektedir. Altınyaka ve Hekimhan bölgesindeki tremolitler farklı dağılım sergilemekte olup, Ba, U, Sr, Ti, Tb, Y ve Yb Altınyaka bölgesi tremolitlerinde, diğer elementler ise Hekimhan bölgesi tremolitlerinde daha yüksektir. Tremolitler serpantinlere benzer bileşim sergilemekle birlikte, kondrit normalize ortalama değerler dikkate alındığında; Th, Ta, Sm, Eu, Ti, Tb, Y ve Yb bakımından yüksek, U, K, La, Ce, Sr, P ve Zr bakımından düşük değerler sunmaktadır. Hidromanyezit örneği kondrite göre Ba, Th, U, La, Ce, Sr, Nd, Zr için zenginleşme (La için 4 kat), diğer elementler için tüketilme (Ti için 13 kat) sunmaktadır. Hidromanyezit, serpantin ve tremolit minerallerine kısmen benzer dağılım sergilemekle birlikte; La, Ce, Nd, Zr bakımından

daha yüksek miktarda zenginleşme (La ve Zr için sırasıyla 4 ve 2 kat) göstermesiyle ayırt edilmektedir. Kondrite normalize NASC deseni serpantin, tremolit ve hidromanyezit örneklerine göre P hariç diğer tüm elementler için yüksek miktarda zenginleşmeye (Th için 424 kat) sahiptir.

Serpantin, tremolit ve hidromanyezit örneklerinin NTE içerikleri kondrite (Sun ve McDonough, 1989)göre normalize edilerek element bollukları karşılaştırılmıştır (Şekil 7b). Diyagrama NASC değerleri (Ho ve Tm elementleri için Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler için Gromet ve diğ., 1984) de eklenmiştir. Kondrit değerlerine göre; NASC–tremolit–serpantin–hidromanyezit yönünde toplam NTE konsantrasyonlarında belirgin azalma olup, örneklerin desenleri birbirinden ayrılmakta ve belirgin ayrımlaşmayı/farklılaşmayı işaret etmektedir. Diğer bir ifadeyle, toplam NTE içerikleri, en fazla tremolitte; en az hidromanyezitte bulunmaktadır. Genel olarak serpantin ve hidromanyezit örnekleri hafif NTE(HNTE; La-Gd) konsantrasyonlarından ağır NTE'e (ANTE; Tb-Lu) göre bir azalma göstermektedir. Tremolitler ise diğer örneklerden farklı biçimde HNTE'den ANTE'e doğru artan bir dağılım sunmaktadır. Serpantinlerde La, Ce, Pr hariç tüketilme gözlenmektedir. Serpantinlerde tüketilme 25 kata kadar çıkmakta; Sm, Dy, Er ve Yb için belirgin negatif; Tb, Ho ve Tm için pozitif anomaliye sahiptir. Serpantin örneği inceleme alanındaki bölgelere göre farklılık sunmakta olup, Kemer ve Altınyaka bölgeleri için benzer ve daha yüksek, Kumluca bölgeleri için daha düşük değerler sunmaktadır. Tremolitlerden Altınyaka ve Hekimhan bölgesindekiler oldukça farklı desene sahiptir. Altınyaka bölgesi tremoliti Hekimhan bölgesine göre Eu hariç LREE değerleri daha düşük, buna karşın HREE değerleri daha yüksektir. Tüm örnekler içerisinde pozitif Eu anomaliisi yalnızca Hekimhan bölgesi tremolitinde gözlenmiştir.



Şekil 7. Serpantin, tremolit ve hidromanyezit örneklerinin kondritnormalize iz ve NTE dağılımları (Oklar deteksiyon limitinin altındaki değerleri göstermektedir; Kondrit: Sun ve McDonough, 1989), a) İz elementler (NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984), b) NTE (NASC için Ho ve Tm: Haskin ve diğ. 1968, diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984).

Figure 7. Chondrite-normalized trace and REE patterns of serpentine, tremolite and hydromagnesite samples (Arrows indicate values below the detection limits; Chondrite: Sun ve McDonough, 1989), a) Trace elements (Nb and Y for NASC: Condie, 1993; other elements: Gromet et al., 1984), b) REE (Ho and Tm for NASC: Haskin et al., 1968, other elements: Gromet et al., 1984).

Çizelge 1. Serpantin, tremolit ve hidromanyezit (Hmgs) minerallerinin ana oksit bileşimi ve yapısal formülleri.**Table 1.** Major oxide compositions and structural formula of serpentine, tremolite and hydromagnesite minerals.

% ağırlık	Serpantin								% ağırlık	Tremolit		Hmgs
	TON-198	TON-211	TON-222	TON-225	TON-321	TON-330	TON-345	TON-355		TON-223	HB-296	TON-217
SiO ₂	42.54	39.86	43.03	38.66	41.20	39.98	39.73	43.10	SiO ₂	58.68	58.38	11.24
TiO ₂	0.005	0.009	0.023	0.010	0.020	0.008	0.002	0.004	TiO ₂	0.021	0.012	0.002
Al ₂ O ₃	0.59	0.96	0.49	0.89	1.06	0.87	0.03	0.53	Al ₂ O ₃	0.05	0.34	0.07
Fe ₂ O ₃	4.33	8.39	4.45	7.45	6.40	7.43	8.06	5.49	Fe ₂ O ₃	3.44	2.35	0.99
MnO	0.106	0.133	0.044	0.108	0.088	0.154	0.097	0.142	MnO	0.051	0.068	0.326
Cr ₂ O ₃	0.18	0.36	0.33	0.24	0.30	0.21	0.07	0.06	Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.
NiO	0.15	0.28	0.36	0.27	0.31	0.30	0.35	0.11	NiO	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	38.12	35.85	35.92	35.83	36.11	33.93	35.48	37.13	MgO	22.31	23.25	39.93
CaO	0.07	0.13	0.13	0.08	0.12	0.09	0.06	0.08	CaO	13.07	13.04	1.68
Na ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.04	0.02	0.04	Na ₂ O	0.01	0.03	0.01
K ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	K ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.08	0.12	0.1	0.14	0.11	0.14	0.12	0.09	P ₂ O ₅	0.01	<0.01	<0.01
LOI	14.22	14.29	14.18	14.84	14.17	15.83	14.9	13.03	LOI	3.00	2.96	44.99
Toplam	100.41	100.40	99.09	98.54	99.93	98.98	98.92	99.64	Toplam	100.70	100.45	99.24
Si	2.00	1.92	2.00	1.91	1.97	1.98	1.95	2.00	Si	8.00	7.96	
Al	0.00	0.05	0.00	0.05	0.03	0.02	0.00	0.00	Al	0.00	0.04	
Fe	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00	Z yükü	0.00	0.04	
TC	0.00	0.08	0.00	0.09	0.03	0.02	0.05	0.00	Mg	4.45	4.60	4.80
Al	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	Fe ⁺³	0.35	0.24	0.03
Fe	0.15	0.27	0.16	0.24	0.23	0.28	0.25	0.19	Al	0.01	0.02	
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	Mn	0.01	0.01	0.02
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	Y sayısı	4.82	4.97	
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	Y yükü	0.00	0.00	
Mg	2.68	2.56	2.56	2.60	2.57	2.50	2.60	2.60	Ca	1.91	1.90	0.15
TOC	2.88	2.88	2.77	2.92	2.85	2.84	2.86	2.83	Mg	0.08	0.12	
OC	0.05	0.00	0.26	0.01	0.03	0.00	0.03	0.12	Na	0.00	0.01	
Mg	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	K	0.00	0.00	
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	P	0.00	0.00	
P	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	X sayısı	1.99	2.03	
ILC	0.00	0.09	0.02	0.13	0.02	0.07	0.05	0.00	X yükü	0.02	0.00	
TLC	0.05	0.08	0.26	0.10	0.06	0.02	0.08	0.12	Y+Z	0.00	0.04	

<: Deteksiyon limitinin altındaki değerleri göstermektedir, Fe₂O₃: Fe₂O₃ cinsinden toplam demir, LOI: 1000 °C'de ateşte kayıp, n.d.: Ölçülemedi, Hmgs: Hidromanyezit, TC: Tetrahedral yük, TOC: Toplam oktahedral katyon, OC: Oktahedral yük, ILC: Tabaka arası yük, TLC: Toplam tabaka yükü.

Çizelge 2. Serpantin, tremolit ve hidromanyezit minerallerinin iz element bileşimleri.**Table 2.** Trace element compositions of serpentine, tremolite and hydromagnesite minerals.

Element (ppm)	Serpantin								Tremolit		Hmgs
	TON-198	TON-211	TON-222	TON-225	TON-321	TON-330	TON-345	TON-355	TON-223	HB-296	TON-217
Cr	1240	2460	2260	1670	2040	1450	490	420	<20	60	<20
Ni	1170	2180	2810	2110	2450	2330	2780	880	920	170	<20
Co	85	126	91	119	132	115	134	81	108	23	95
Sc	4	14	4	9	9	11	3	4	<1	<1	<1
V	36	47	21	39	35	47	7	20	12	14	<5
Cu	<10	10	<10	20	<10	20	<10	<10	<10	<10	<10
Pb	69	32	42	15	16	31	8	<5	74	<5	6
Zn	30	60	40	70	60	70	60	40	<30	<30	<30
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
W	3.3	6.0	6.2	2.2	2.1	4.0	1.9	1.9	73.4	56.2	20.5
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
As	95	57	116	60	43	46	24	7	23	<5	5
Sb	6.1	6	6.6	2.8	2.1	8.6	1.2	0.2	10.5	<0.2	0.8
Ge	1.0	1.3	1.0	0.9	1.1	1.0	0.8	0.9	1.4	2.4	<0.5
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cs	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ba	4	<3	5	4	3	6	<3	5	4	3	4
Sr	904	310	318	64	80	89	40	10	121	7	60
Tl	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.69	0.10	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Ga	2	2	2	1	2	1	<1	<1	<1	<1	<1
Ta	<0.01	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.02	<0.01
Nb	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.2
Hf	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Zr	2	<1	2	<1	<1	<1	1	1	1	3	8
Y	1.1	<0.5	1.2	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.8	1.0	<0.5
Th	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.09	<0.05	<0.05
U	0.06	0.05	0.07	0.05	0.07	0.09	0.03	0.06	<0.01	0.03	<0.01
La	0.55	0.22	0.60	0.09	0.14	0.29	0.19	0.31	0.21	0.45	0.87
Ce	1.18	0.37	1.15	0.24	0.26	0.45	0.30	0.57	0.48	1.14	1.69
Pr	0.13	0.04	0.11	0.03	0.03	0.06	0.04	0.07	0.06	0.15	0.20
Nd	0.50	0.14	0.39	0.11	0.08	0.27	0.14	0.27	0.27	0.60	0.64
Sm	0.14	0.03	0.08	0.02	0.01	0.04	0.02	0.04	0.12	0.14	0.10
Eu	0.038	0.008	0.015	0.008	<0.005	0.010	0.006	0.009	0.015	0.134	0.019
Gd	0.17	0.02	0.10	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.27	0.15	0.04
Tb	0.03	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.06	0.02	<0.01
Dy	0.20	0.02	0.16	0.03	0.02	0.04	0.01	0.04	0.45	0.15	0.04
Ho	0.04	<0.01	0.04	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.10	0.03	<0.01
Er	0.12	0.03	0.14	0.03	0.02	0.04	<0.01	0.03	0.29	0.11	0.02
Tm	0.018	0.005	0.022	0.007	<0.005	0.007	<0.005	<0.005	0.042	0.017	<0.005
Yb	0.12	0.05	0.15	0.06	0.04	0.07	0.01	0.04	0.25	0.12	0.03
Lu	0.018	0.011	0.024	0.013	0.008	0.014	0.003	0.007	0.034	0.02	0.005
Toplam	3672	5323	5745	4195	4893	4238	3572	1495	1422	401	297

<: Deteksiyon limitinin altındaki değerleri göstermektedir, Hmgs: Hidromanyezit.

Duraylı İzotop Jeokimyası

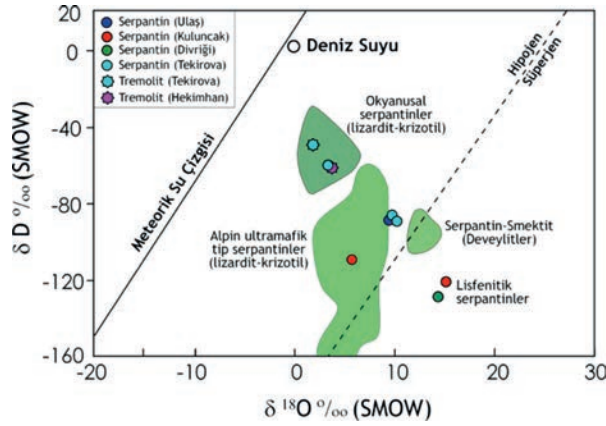
Oksijen ve hidrojen izotop jeokimyası incelemeleri; jeotermometre ve sıvı-kayaç etkileşiminin izlerini saptamak amacıyla genellikle iki alanda uygulanmaktadır. Birincisi, oluşum sıcaklıkları ile ilişkili iki faz arasındaki ayrılaşmayı, ikincisi ise sıvı veya kayaç protolitlerinin kaynağını değerlendirmek için sıvı veya kayacın izotopik bileşimini esas almaktadır.

Oksijen ve hidrojen izotop bileşimleri 2 adet tremolit ve 3 adet serpantin olmak üzere toplam 5 örnekte gerçekleştirilmiştir (Çizelge3). Serpantinler inceleme alanının Antalya (Kemer, Altınyaka) ve Malatya (Kuluncak) bölgesini temsil edecek şekilde seçilmiştir. Beyaz lifsel topluluklar halindeki asbest oluşumlarına ait tremolitler Antalya (Altınyaka) ve Malatya (Hekimhan) bölgesinden alınmış olup, sırasıyla Güney Anadolu Ofiyolit Kuşağı ve Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nı (Göncüoğlu ve diğ., 1997) temsil etmektedir.

Serpantin ve tremolit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri ile birlikte, birçok araştırmacı (Craig, 1961; Sheppard ve diğ., 1969; Sheppard, 1986;

Sheppard ve Gilg, 1996; Wenner ve Taylor, 1974) tarafından önerilen deniz suyubileşimi, meteorik su ve süperjen-hipojen çizgileri ile okyanusal serpantin, Alpin Tipi ultramafik kayaçlar ve deveylit bileşimlerini de içerecek biçimde Şekil 8 de verilmiştir. Karşılaştırma amacıyla Sivas (Ulaş ve Divriği) ve Malatya (Kuluncak) bölgesindeki ofiyolitik kayaçlardan alınan serpantin örnekleri de eklenmiştir (Yalçın ve Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın ve diğ., 2009). Bu çalışma kapsamında analiz edilen örneklerin tümü hipojen bölgesinde yer almaktadır. Serpantinlerden Altınyaka bölgesinden alınan TON-222 nolu örnek ile tremolit örnekleri okyanusal serpantinler alanında, Kemer ve Kumluca bölgesinden alınan diğer serpantin örnekleri ise Alpin tipi ultramafik serpantinler için çizilen alanda konumlanmıştır.

İnceleme alanındaki serpantinler; listfenitleşmeyle ilişkili Kuluncak ve Divriği bölgesini temsil eden ve süperjen alandaki serpantinlerden çok farklı bileşime sahiptir. Bu durum Antalya bölgesine ait serpantinlerin listfenitleşme türü bozuşmaya uğramadıkları biçiminde yorumlanabilir.



Şekil 8. Serpantin ve tremolit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ 'ye karşı δD diyagramı (Deniz suyu bileşimi: Kyser, 1986; süperjen-hipojen çizgisi: Sheppard ve diğ., 1969; meteorik su çizgisi: Craig, 1961; serpantin ve ultramafik kayaç alanları: Wenner ve Taylor, 1974; Ulaş, Divriği ve Kuluncak bölgesindeki serpantin örnekleri: Yalçın ve Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın ve diğ., 2009).

Figure 8. $\delta^{18}\text{O}$ versus δD diagram of serpentine and tremolite samples (Sea water composition: Kyser, 1986; supergene-hypogene line: Sheppard et al., 1969; meteoric water line: Craig, 1961; serpentine and ultramafic rock areas: Wenner and Taylor, 1974; serpentine samples from Ulaş, Divriği and Kuluncak regions: Yalçın and Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın et al., 2009).

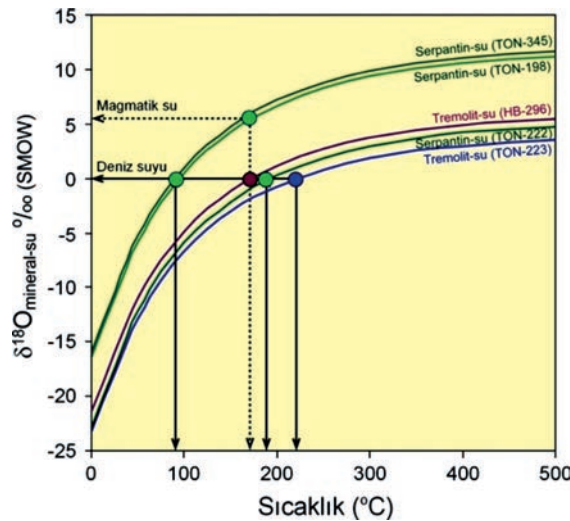
Çizelge 3. Serpantin ve tremolit örneklerinin duraylı izotop ($\delta^{18}\text{O}$ ve dD) bileşimleri (Ulaş, Divriği ve Kuluncak bölgesindeki serpantin örnekleri: Yalçın ve Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın ve diğ., 2009).

Table 3. Stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ ve dD) compositions of serpentine and tremolite samples (Serpentine samples from Ulaş, Divriği and Kuluncak regions: Yalçın and Bozkaya, 2006, 2012; Yalçın et al., 2009).

Örnek No	Mineral	Bölge	% Ürün	% H ₂ O	dD(SMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
TON-198	Serpantin	Kemer	15.6	7.4	-86	9.7
TON-222	Serpantin	Altinyaka	16.2	7.1	-60	3.3
TON-345	Serpantin	Kumluca	13.1	8.2	-89	10.2
ST-26	Serpantin	Ulaş	14.2	13.0	-88	9.4
SDV-55	Serpantin	Divriği	14.4	14.5	-129	14.4
MHK-11	Serpantin	Kuluncak	14.5	14.2	-121	15.2
TON-223	Tremolit	Altinyaka	13.3	1.5	-49	1.8
HB-296	Tremolit	Hekimhan	14.3	1.6	-61	3.7

İnceleme alanındaki serpantin ve tremolit minerallerinin oluşum sıcaklıklarının belirlenmesi için izotopsal ayırılma başlangıç değeri olarak deniz suyu ve ultramafik kayalara ait ilksel $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sırasıyla ‰ 0 ve ‰ 5.7 (Kyser, 1986) alınmıştır. Deniz suyu başlangıç bileşimi için, Zheng (1993) tarafından önerilen tremolit-su ve serpantin-su oksijen izotop ayırılma faktörleri esas alınarak oluşturulan eğrilerden itibaren

tremolitler ve okyanusal serpantin örneği (TON-222) için ~200 °C, Alpin tip ultramafik serpantinler (TON-198 ve TON-345) için ise ~100 °C sıcaklık değerleri elde edilmiştir (Şekil 9). Mantonun bileşimi magmatik su başlangıç bileşimi olarak alındığında ise deniz suyununkinden ~100 °C daha yüksek sıcaklıklar söz konusudur. Her iki durumda farklı ofiyolitik birimlerin ~100 °C ye varan farklı sıcaklıklara sahip olduğunu göstermektedir.



Şekil 9. İncelenen serpantin ve tremolitlerdeki suyun Zheng'e (1993) göre hesaplanmış ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) değerleri ile sıcaklık arasındaki ilişki (Deniz suyu ve manto bileşimi ‰ $\delta^{18}\text{O}$ =5.7; Kyser, 1986)

Figure 9. Relationships between temperatures and ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) values of waters calculated according to Zheng (1993) in the studied serpentine and tremolites (Sea water and mantle compositions ‰ $\delta^{18}\text{O}$ =5.7; Kyser, 1986)

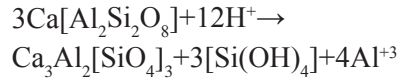
ALTERASYON MİNERALLERİNİN KÖKENİ VE OLUŞUMU

Tekirova Ofiyolit Napı'nda mafik-ultramafik kayalar sınırlarında gelişen pirometamorfizma (ve/veya pirometasomatizma), hidrotermal metamorfizma (alterasyon) ile serpantinleşme ve serpantinleşme-sonrası hidrotermal neoformasyon ile lisfenitleşme olmak üzere farklı zamanlarda gelişmiş üç tür mineral oluşumu bulunmaktadır. Bunlar; yataklanma şekilleri, yapısal özellikleri, mineralojik bileşimleri, yan kayalar ilişkileri ve oluşum süreçleri bakımından birbirinden farklıdır. Ancak mineral oluşumlarının iç içe geçmesi ve sokulumun yan kayalar çeşitliliği (serpantin, volkanit, karbonat, silisiklastik); bunları birbirinden ayırt etmeyi zorlaştırmaktadır. Bu nedenle bir kayada her iki, hatta üç döneme ait neoformasyon mineralleri birlikte bulunabilmekte; ayırtman olanların dışındaki minerallerin hangi alterasyonun ürünü olduğunu saptamak olanaksızlaşabilmektedir. Bu açmazlar göz önüne alınarak, Tekirova Ofiyoliti kayalarında gelişen neomineralizasyonların oluşumları aşağıda ayrıntıları ile tartışılarak sunulmuştur.

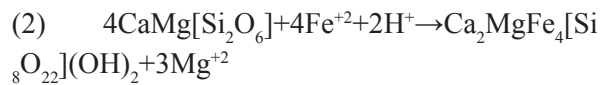
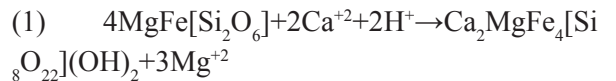
Pirometasomatizma ile ilişkili mineraller ve olası oluşum sırası (süksesyon); grossular, diyopsit, tremolit/aktinolit, pistazit ve skapolitler. Bu minerallerin kökeni ve oluşumu aşağıda açıklanmıştır:

Ofiyolitik serilerdeki granatların oluşumu serpantinleşme sırasındaki yerel metasomatizma (rodingitleşme) ile ilişkilendirilmekte ve Ca'un kaynağının ise peridotitler olduğu belirtilmektedir (Aumento ve Loubat, 1971; Honnorez ve Kirst, 1975; Bideau ve diğ., 1991). Bununla birlikte, Hess Derinliği'nde rodingitlerin oluşumunun serpantinleşme sırasındaki gabroyik kütleler içerisindeki Na ve Ca'un yeniden dağılımına da bağlanmaktadır (Mével ve Stamoudi, 1996). İnceleme alanında

epidot içeren pirometasomatik seviyelerde ortaya çıkan grossular; koyu renkli minerallerin dönüşümünden ziyade, plajiyoklazlardan ve/veya hidrotermal neoformasyon ile oluşmuş gözükmektedir. Granatlara plajiyoklazların eşlik etmemesi bu görüşü desteklemektedir (anortit + iyonlar → grossular + silisik asit + iyonlar):

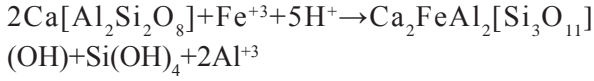


Tremolit/aktinolitler; metamorfik mineraller olup, hem kontak hem de bölgesel metamorfik kayalarda oluşurlar. Birçok bazik kayalarda piroksen kenarlardan itibaren sıklıkla uralitleşme ile soluk yeşil renkli amfibole dönüşür. Bu durumda amfibolün yaygın olarak aktinolitik bileşimde olduğu ve erken kristallenmiş piroksenlerde kalıntı suca zengin magmatik sıvıların pnömatolitik etkisi ile türediği düşünülür (Deer ve diğ., 1992). Tremolitlerin asbestik özellik kazanmasının da bu evrede geliştiği sanılmaktadır (Örneğin; Başbüyük ve diğ., 2009). Optik mikroskopik incelemelerde saptandığı üzere; uralitleşme ile enstatit ve/veya ojitlerden itibaren aktinolit oluşumu için aşağıdaki tepkime önerilmektedir (1) enstatit + iyonlar → aktinolit + iyonlar, (2) ojit + iyonlar → aktinolit + iyonlar:

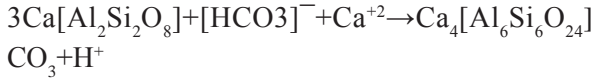


Geniş bir parajenez aralığına sahip epidotlar; tipik olarak bölgesel metamorfizma ürünü olmakla birlikte; kontak metamorfizma koşulları altında ve asidik magmatik kayaların kristallenmesi sırasında; ayrıca plajiyoklazların hidrotermal alterasyonunun (sosuritizasyon) bir ürünü olarak eklem ve çatlaklar boyunca, amigdal

ve boşluklarda da oluşmaktadır (Deer ve diğ., 1992). Pirometasomatik zonlarda yaygın olarak gözlenen ve granatlara eşlik epidotların; açık renkli minerallerin ornatılması (anortitce zengin plajiyoklaz) ve/veya hidrotermal neoformasyon ile ortaya çıkması kuvvetle muhtemeldir (anortit + iyonlar → pistazit + silisik asit + iyonlar):



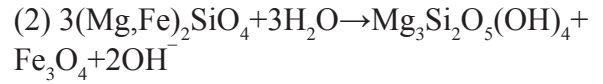
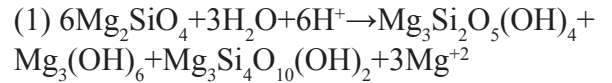
Skapolitlerin oluşumu büyük ölçüde metamorfik ve metasomatik ortamlarla sınırlıdır (Deer ve diğ., 1992). İnceleme alanında epidotlar için önerilen anortitce zengin plajiyoklazların ornatılması (skapolitizasyon) ve/veya hidrotermal neoformasyon mekanizması skapolitler için de geçerli gözükmemektedir (anortit + bikarbonat + iyonlar → skapolit):



Serpantinleşme sırasında oluşan mineraller; başlıca serpantin politipleri (lizardit, krizotil ve ender antigorit); ender olarak talk, brusit ve hematitlerden oluşmaktadır. Talk, brusit ve hematitin en yaygın oluşumları ise serpantinleşme-sonrası (epijenetik) oluşumlardır.

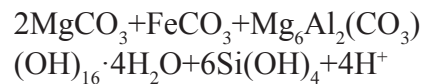
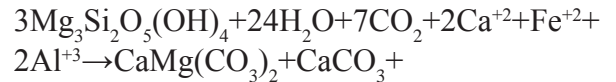
MgO-SiO₂-H₂O sistemine ait denge diyagramına göre (Evans ve Guggenheim, 1988); olivinden türeyen krizotil 260 °C'den daha düşük sıcaklıklarda oluşmakta; termodinamik parametreler (toplam basınç, su basıncı, oksijen fugasitesi, oksitlerin aktivitesi v.b.) bu sıcaklık değerini arttırmakta veya azaltmaktadır. Sinjenetik minerallerin oluşumuna giden alterasyon sürecindeki ilk aşama suyun etkisiyle olivinin serpantinleşmesidir. Forsteritin hidrasyonu ile serpantin minerallerinin (lizardit,

antigorit, krizotil) oluşması, talkın gelişmesi; ayrıca olivinin yer yer fayalitik bileşimde olması nedeniyle manyetit minerallerine rastlanması, olasılıkla aşağıdaki tepkimelerin basınç-sıcaklık koşulları bakımından dengeye ulaştığı şeklinde yorumlanabilir (1) forsterit + su → serpantin + brusit + talk, (2) fayalit + su → serpantin + manyetit:



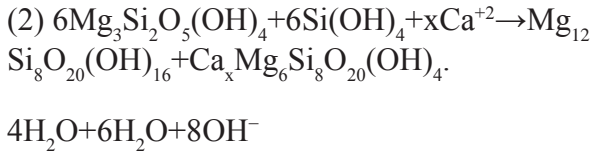
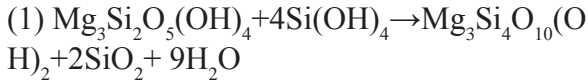
Serpantinleşme sonrası mineral oluşumları; ofikarbonat, ofisilikat ve ofi-Fe-oksitler olup, belirlenen mineral toplulukları ve dokusal özellikler, alterasyonun birkaç aşamada gerçekleştiğini düşündürmektedir. (Örneğin; Yalçın ve diğ., 2006).

Peridotitlerde karbonat minerallerinin bulunuşu CO₂ metasomatizmasını veya karbonatlaşmayı işaret etmekte ve CO₂ eklenmesi 200-300 °C sıcaklıklarda olmaktadır (Schandl ve Wicks, 1993). Ofikarbonatlar için en yaygın oluşumlar aşağıdaki biçimde (serpantin + su + karbon dioksit + iyonlar → dolomit + kalsit/aragonit + manyezit + siderit + hidrotalsit + silisik asit) formülize edilmiştir:



Ofikarbonatlarda birlik oluşturan fillosilikatların; faylanma, bindirme veya makaslama gibi zayıf düzlemleri kullanan

karbondioksitli veya karbonik asitli yeraltı suyu ve/veya meteorik sular ile açık (feldispat) ve koyu renkli minerallerin (başlıca serpantin) ayrışması ve/veya kayaçların çatlak ve gözeneklerinde neoformasyon mekanizması ile oluşması mümkün gözükmektedir (1) serpantin + silisik asit → talk + kuvars + su, (2) serpantin + silisik asit + iyonlar → klorit + smektit + su:



SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Ofiyolitler, oluşum ortamlarına göre (Pearce ve diğ., 1984); Okyanus Ortası Sırtı (MORB) ve Yitim Zonu (SSZ) (ada yayı-önü, ada yayı içi ve ada yayı-gerisi) ofiyolitleri olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Türkiye'deki Neotetis ofiyolitlerinin SSZ-tipi ile karakterize edildiği ve MORB-tipi ofiyolitlerin ise mevcut olmadığı ileri sürülmektedir (Flower ve Dilek, 2003). Ancak Yılmaz ve Yılmaz (2013) ise her iki tipin de bulunduğunu belirtmektedir. Tekirova Ofiyoliti'nin tektonik dilimler halinde dahi olsa, Coleman'nın (1971) tanımladığı ideal bir ofiyolit dizilimine ait tüm seviyelerinin bulunduğu ifade edilmektedir (Örneğin; Bağcı ve diğ., 2006; Bağcı ve Parlak, 2009). Tekirova Ofiyoliti'nde pirometamorfik (pirometasomatik) kayaçların manto peridotitlerine sokulum yapan ultramafik-mafik daykların çevresinde gözlenmesi; okyanusal litosferin oluşumu sırasında sıcak-sıcak kontak ilişkisinin geliştiğini göstermektedir.

Serpantinleşmeye eşlik eden mineral oluşumları ofiyolitlerin yerleşme ve sonrası

evrimleri hakkında bazı bilgiler sunabilmektedir (Yalçın ve diğ., 2006, 2009; Başıbüyük ve diğ., 2009). Serpantinleşme ile ilişkili mineral oluşumları basit olarak üç gruba ayrılmaktadır (Mittwede, 1996): (1) magmatik veya pirojenetik (pre-serpantinizasyon), (2) sinjenetik (doğrudan serpantinizasyon süreci ile ilgili), (3) epijenetik (metamorfizma, bozuşma ve bozunmayı kapsayan post-serpantinizasyon). Bu üç evrenin de gözlemlendiği Tekirova Ofiyoliti'nde ultramafik kayaçların serpantinleşme süreci öncesindeki metalik cevherleşmelerin yanı sıra, serpantinleşme sırasında ve/veya sonrasında kil, karbonat, oksit, sülfür ve silikat olmak üzere farklı endüstriyel hammadde ve/veya mineral oluşumları gelişmiş olup, birçok ofiyolitik seride gözlemlenmiştir (Örneğin; Abu-Jaber ve Kimberley, 1992; Peabody ve Einaudi, 1992; Lambert ve Epstein, 1992; Yalçın ve diğ., 2004; Yalçın ve Bozkaya, 2004, 2006, 2011).

Serpantinlerin farklı politiplere sahip olması serpantinleşmenin farklı evrelerine karşılık geldiğini de düşündürmektedir. Ayrıca, serpantinleşme-sonrası kayaçların bağlayıcı malzemesinde, gözeneklerde ve mikro-çatlaklarda karbonat, oksit ve klorit oluşumları, ayrıca bu minerallerin magmatik kalıntı (piroksen ve amfibol) ve serpantin minerallerini keser durumda bulunması ve/veya kemirmesi; lisfenitleşmenin sonraki bir süreci temsil ettiğini göstermektedir. Pirometamorfizmanın (pirometasomatizma) daha düşük sıcaklık evrelerinde, serpantinleşme-sırasında ve sonrasında farklı kil ve/veya fillosilikat minerallerinin gelişmesi mümkün olup; bunların iç içe geçmesi nedeniyle hangi evrede oluştuklarını saptamak olanaksız gözükmektedir.

Tekirova Ofiyoliti'nde özellikle NTE açısından magmatik-hidrotermal süreçlerde serpantin ve hidromanyezitler en fazla, tremolitler ise en az ayrılaşmayı/farklılaşmayı göstermiş olup; tüm mineraller ofiyolitik benzer bir köken

kayacı işaret etmektedir. İz elementlerin, özellikle de NTE› in içeriği ve dağılımı ana kayaç, yüzeysel bozunma ortamındaki fizikokimyasal koşullar ve sedimanter süreçler konusunda önemli bilgiler sunmaktadır (Fleet, 1984; McLennan, 1989). Deniz suyunda kuvvetli bir şekilde ayrılaşma gösteren Na, Mg, K, Sr, Ca, U ve Rb gibi elementlerin provenans belirlenmesinde kullanılması sınırlıyken, doğal sularla çok düşük çözünürlüğe sahip Fe, Th, Al, Co, Mn, Pb, NTE, Y, Sc, Zr, Ti, Hf, Cr, Ni, Ba, Si ve V provenansın doğası hakkında önemli bilgiler verebilmektedir (McLennan, 1989). Bu çerçevede düşünüldüğünde; özellikle NTE açısından serpantin ve hidromanyezitler magmatik-hidrotermal süreçlerde en fazla, tremolitler ise en az ayrılaşmayı göstermiş olup; tüm mineraller ofiyolitik bir köken kayaçtan itibaren türemiştir.

Mafik-ultramafik kayaçların, ofiyolitlerin kıtalar üzerine yerleşmesinden önce mi yoksa sonra mı serpantinleştiği hala tartışmalıdır (Örneğin; O’Hanley, 1996). Elde edilen O ve H izotop jeokimyası verilerine göre; Tekirova Ofiyoliti serpantin ve tremolit örnekleri hipojen alanda yer almaktadır. Altınyaka bölgesine ait serpantinle tremolit örnekleri okyanusal serpantinler, Kemer ve Kumluca bölgesinden alınan serpantin örnekleri ise Alpin tipi ultramafik serpantinler için çizilen alanda konumlanmıştır. Bu veriler Tekirova Ofiyolit Napı’nın ofiyolit birimine ait serpantinlerin okyanusal (MORB tipi), ofiyolitik melanj olarak tanımlanan birimdeki serpantinlerin ise Alpin tipi ultramafik serpantin (SSZ tipi) olmak üzere iki farklı bileşime sahip olduğunu göstermektedir. Diğer bir ifadeyle, inceleme alanındaki ofiyolitlerin “Ofiyolit” ve “Ofiyolitik melanj” olarak iki farklı birim olarak tanımlanması izotopsal açıdan doğrulanmış gözükmektedir. Serpantinleşme sürecinin okyanus tabanında MORB ortamında başladığı, okyanusal

kabuğun yitimi sırasında SSZ ortamında devam ettiği ileri sürülebilir. Antalya bölgesi serpantinleri; listfenitleşmeyle ilişkili Kuluncak ve Divriği bölgesine ait süperjen serpantinlerden farklı bileşime sahiptir. Bu durum Antalya bölgesi serpantinlerinin yaygın bir listfenitleşmeye uğramadıkları biçiminde yorumlanabilir.

Tremolit-su ve serpantin-su oksijen izotop ayrılaşması verilerinden oluşturulan eğrilerden itibaren tremolitler ve okyanusal serpantin örneği için ~200 °C, Alpin tip ultramafik serpantinler için ise ~100 °C sıcaklık değerleri elde edilmiştir. Manto bileşimli magmatik su başlangıç bileşimi olarak alındığında ise deniz suyununkinden ~100 °C daha yüksek sıcaklıklar söz konusudur. Her iki durumda da farklı ofiyolitik birimlerin ~100 °C ye varan farklı sıcaklıklara sahip olduğunu göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu Başkanlığı tarafından M-409 numaralı Yüksek Lisans Projesi olarak desteklenmiştir. XRD çalışmalarında ve ince kesitlerin hazırlanmasında C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarları çalışanlarının, SEM incelemelerinin yapılmasında TPAO elemanlarının emekleri geçmiştir. Ayrıca; projenin son şeklini almasındaki bilimsel katkıları için Prof.Dr.Osman KOPTAGEL ve Prof. Dr.Hüseyin YILMAZ’a teşekkür ederiz. Bilimsel hakemler olarak yapıcı eleştiri ve önerileri ile Prof.Dr.Mehmet ARSLAN ve Prof.Dr.Osman PARLAK makaleye değer katmışlardır.

EXTENDED SUMMARY

The study area covers the Tekirova Ophiolite Nappe belonging to Antalya Unit outcropping along Kemer and Kumluca in the Western Taurus region

(SW Anatolia). In this study, the investigation of distribution, origin, evolution, paragenetic relationships, mineralogic-petrographic and geochemical properties from mainly serpentine and the accompanying other mineral formations in the ophiolitic rocks were aimed.

Tekirova Ophiolite Nappe contains continuous ophiolite sequences as tectonic slices of different sizes and pyrometamorphics / pyrometasomatics formed of around igneous rock intrusion, and also alteration products. Three types of mineralization are present in the Tekirova Ophiolite Nappe that are developed in the environments of the ophiolite formation (pyrometamorphism / pyrometasomatism), ocean floor (serpentinization) and surface (listwaenitization) by the neoformation and/or transformation mechanisms at different times.

A total of 81 mineral and rock samples of the ophiolitic units in the study area were taken and these were searched by methods such as optical microscopy (OM), scanning electron microscopy (SEM), X-ray diffraction (XRD) and geochemical analysis.

According to the OM investigations, the primary ophiolitic rocks represent ultramafics (peridotite: lherzolite and pyroxenite: pyroxenite, clinopyroxenite), mafics (gabbro, diorite and diabase), volcanics (basalt), and radiolarites.

Pyrometasomatics have fels type rocks containing typical metamorphic minerals such as scapolite, diopside, pyrope type of garnet, pistacite type of epidote, and tremolite, such as is typical of rocks that contain minerals. The syn-serpentinization rocks formed of fully serpentinite. The post-serpentinization rocks are of ophi-carbonate, ophi-silicate and ophi-oxides.

The serpentine minerals in the serpentinites can be distinguished from each others by morphologies of ribbon-like of antigorite, platy of lizardite and fibrous of chrysotile on the basis

of the OM and especially SEM investigations. The forms of magnesite, calcite and dolomite as trigonal prismatic, hydromagnesite as monoclinic platy prismatic, hydrotalcite as hexagonal platy tablets, brucite as platy and/or needle-like, tremolite as acicular, of hematite as ditrigonal platy, mixed-layers chlorite-smectite / C-S and illite-smectite / I-S as thin sheets are observed in the post-serpentinization rocks.

The alteration minerals are of carbonate (calcite, dolomite, aragonite, magnesite, hydromagnesite, hydrotalcite), oxide and sulfur (brucite, goethite, hematite, pyrite), phyllosilicate (smectite, illite, chlorite, talc, mixed-layers chlorite-vermiculite / C-V, chlorite-smectite / C-S, illite-smectite / I-S) and other silicates (quartz, epidote, anclime) based on XRD studies. Serpentine is an essential mineral of syn-serpentinization stage and they are represented by three different polytypes within A- (clinocrysotile-2M₁), C- (lizardite-1T) and D- (lizardite-2H₁) structural groups.

According to major and trace element geochemistry; serpentine, amphibole and hydromagnesite are defined as Fe-lizardite, Fe-tremolite and Ca-hydromagnesite in compositions, respectively. Trace and REE chondrite-normalized values of these minerals indicate a significant differentiation and a rock with similar origin. The stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) values of serpentine and tremolite, in which they differ according to the formation stage, and is situated in the regions of the hypogene-oceanic (syn-serpentinization-order) and supergene-Alpine type (post-serpentinization). Temperature values of $\sim 200^\circ\text{C}$ for oceanic serpentine and $\sim 100^\circ\text{C}$ for Alpine-type ones were obtained by means of tremolite-water and serpentine-water oxygen isotope fractionation from data for tremolite. $\sim 100^\circ\text{C}$ higher temperatures than those of the sea water were reached by taking magmatic water with the mantle composition as the starting composition.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abu-Jaber, N.S., Kimberley, M.M., 1992. Origin of ultramafic-hosted vein magnesite deposits. *Ore Geology Review*, 7, 155-191.
- Akao, M., Marumo, H., Iwai, S., 1974. The crystal structure of hydromagnesite. *Acta Crystallography*, B30, 2670-2673.
- Aumento, F., Loubat, H., 1971. The Mid-Atlantic Ridge near 45°N: serpentinized ultramafic intrusions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 631-663.
- Bağcı, U., Parlak, O., 2009. Petrology of the Tekirova (Antalya) ophiolite (Southern Turkey): evidence for diverse magma generations and their tectonic implications during Neotethyan-subduction. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 387-405.
- Bağcı, U., Parlak, O., Höck, V., 2006. Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). *Geological Journal*, 41, 193-219.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.
- Başbüyük, Z., Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2009. Sivas bölgesi ofiyolitleri ile ilişkili asbest yataklarının mineralojisi. 14. Ulusal Kil Sempozyumu, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 1-3 Ekim, Bildiriler Kitabı, s. 11-26.
- Bideau, D., Hébert, R., Hékinian, R., Cannat, M., 1991. Metamorphism of deep seated rocks from the Garrett ultrafast transform (East Pacific Rise near 13°25 S). *Journal of Geophysical Research*, 96, 10079-10099.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1996. Diyajenez-metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 49, 1-22.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2009. Antalya Birliği-Alakırçayır Napı Triyas yaşlı volkanik kayaçlarının alterasyon mineralojisi. C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 26, 23-42.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2010. Geochemistry of mixed-layer illite-smectites from an extensional basin, Antalya Unit, Southwestern Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 58, 644-666.
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1963. The use of brominepentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27, 43-52.
- Coleman, R.G., 1977. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere. Springer-Verlag, Berlin, 229 p.
- 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.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-forming Minerals, Longman, Hong Kong, 696 p.
- Evans, B.W., Guggenheim, S., 1988. Talc, pyrophyllite, and related minerals. In: *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*, S.W.Bailey (ed.), Mineralogical Society of America, Washington, *Reviews in Mineralogy*, 19, 225-294.
- Fleet, A.J., 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: *Rare Earth Elements*, P.Henderson (eds.), Elsevier, Amsterdam, *Developments in Geochemistry*, 2, 343-373.
- Flower, M.F.J., Dilek, Y., 2003. Arc-trench rollback and forearc accretion: 1. A collision-induced mantle flow model for Tethyan ophiolites. In: *Ophiolites in Earth*, Y.Dilek and P.T.Robinson (eds.), Geological Society Special Publications, London, 218, 21-41.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H., 1997. General Characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey: *Annales Geologique de Pays Hellenique*. Geological Society of Greece, 37, 515-536.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wildeman, T.R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: *Origin and Distribution of the Elements*, L.H.Ahrens (ed.). Pergamon Press, p. 889-912.
- Honnorez, J., Kirst, P., 1975. Petrology of rodingites from the equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 49, 233-257.
- Juteau, T., 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). *These, Sc., Nancy, Mem., n.32*, 692 p.
- Kyser, T.K., 1986. Stable isotope variations in the mantle, In: *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, J.W.Valley, H.P.Jr.Taylor, J.R. O'Neil (eds.), Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, p. 141-164.

- Lambert, S.J., Epstein, S., 1992. Stable-isotope studies of rocks and secondary minerals in a vapor-dominated hydrothermal system at The Geysers, Sonoma County, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 199-226.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Mineralogical Magazine*, 42, 533-563.
- Lefevre, R., 1967. Un nouvel element de la geologie du Taurides Lycien, les nappes d'Antalya (Turquie), C.R.A.S. Paris, 263, 1365-1368.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, B.R.Lipin and G.A.McKay (eds.), Mineralogical Society of America, Washington, Reviews in Mineralogy, p. 169-200.
- Mével, C., Stamoudi, C., 1996. Hydrothermal alteration of the upper mantle section at Hess Deep. C. Mével, K.Gillis, J.Allan(eds.), *Proceedings of the ODP, Sci. Res.*, College Station, TX, 147, 293-309.
- Mittwede, S.K., 1996. Serpentinite-related mineralization. In: *Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History*, D.S.O'Hanley (ed.), Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 34, 142, 144-148.
- O'Hanley, D.S., 1996. Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 34, 277 p.
- O'Neil, J.R., 1986. Terminology and standards. In: *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, J.W.Valley, H.P.Taylor, J.R.O'Neil (eds.), Mineralogical Society of America, Chelsea, 561-570.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 65-67.
- Peabody, C.E., Einaudi, M.T., 1992. Origin of petroleum and mercury in the Culver-Baer cinnabar deposit, Mayacmas district, California. *Economic Geology*, 87, 1078-1103.
- Pearce, J.A., Harris, B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Reuber, I., 1982. Generations successives de filons grenus dans le complexe ophioliteque d'Antalya (Turquie) origine, evolution et mecanismes d'injection des liquides. *These U.E.R. des Sci. De la vie et de la terre Lab. Min. Et Petr.*, Strasbourg, 245 p.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1980. Strike-slip related sedimentation in the Antalya Complex, SW Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 54, 323-345.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1981. Alakırçay Group, Antalya Complex, SW Turkey: A deformed Mesozoic carbonate magrin. *Sedimentary Geology*, 30, 95-131.
- Schandl, E.S., Wicks, F.J., 1993. Carbonates and associated alteration of ultramafic and rhyolitic rocks at the Hemingwat property, Kidd Creek volcanic complex, Timmins, Ontario. *Economic Geology*, 88, 1615-1635.
- Sheppard, S.M.F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. Mineralogical Society of America, Washington, Reviews in Mineralogy, 16, 165-183.
- Sheppard, S.M.F., Gilg, H.A., 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals*, 31, 1-24.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L., Taylor, H.P. Jr., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 64, 755-777.
- Sun, S.S., McDonough, W.E., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basalts*, A.D.Saunders and M.J. Norry (eds.), Geological Society of London, 42, 313-345.
- Şenel, M., 1997. 1:100 000 ölçekli Türkiye jeoloji Haritaları, Antalya-L10, L11, L12 M10, M11 paftaları. MTA, Ankara.
- Şenel, M., Kengil R., Ünverdi M., Serdaroğlu M., Gözler M.Z., 1981. Teke Toroslarının güneydoğusunun jeolojisi. *MTA Dergisi*, 95/96, 13-43.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Bölükbaşı, A.S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A.Z., Oğuz, M.F., Korucu, M., Özgül, N., 1992. Eğirdir-Yaşarbademli-Gebiz ve Geriş-Köprülü Isparta-Antalya arasında kalan alanların jeolojisi, TPAO Rap. 3132, MTA Rap. 9390, Ankara.
- Şenel, M., Gedik İ., Dalkılıç H., Serdaroğlu M., Bilgin A.Z., Uğuz M.F., Bölükbaşı A.S., Korucu M., Özgül N., 1996. Isparta Büklümü doğusunda, otokton ve allohton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar). *MTA Dergisi*, 118, 111-160.
- Şenel, M., Dalkılıç H., Gedik İ., Serdaroğlu M., Metin S., Esentürk K., Bölükbaşı A.S., Özgül N., 1998. Orta Toroslar'da Güzelsu koridoru ve kuzeyinin stratigrafisi. *Türkiye. MTA Dergisi*, 120 171-198.
- Weaver, C. E., Pollard, L. D., 1973. The Chemistry of Clay Minerals. *Developments in Sedimentology*, 15, 213 p.
- Wenner, D.B., Taylor, H.P.Jr., 1974. D/H and O¹⁸/O¹⁶ studies of serpentinization of ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 1255-1286
- Wicks, F. J., O'Hanley, D. S., 1988. Serpentine minerals: structures and petrology: in *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*.

- S.W. Bailey (ed.), Mineralogical Society of America, Washington, Reviews in Mineralogy, 19, 91-167.
- Wicks, F.J., Plant, A.G., 1979. Electron-microprobe and X-ray microbeam studies of serpentinite textures. Canadian Mineralogist, 17, 785-830.
- Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W., 1977. Serpentine textures and serpentinization. Canadian Mineralogist, 15, 459-488.
- Woodcock, N.H., Robertson, A.H.F., 1977. Imbricate thrust belt tectonics and sedimentation as a guide to emplacement of part the Antalya Complex, SW Turkey. Int. Sixth Coll. on the Geology of the Aegean Region, E.İzdar, E.Nakoman (eds), İzmir, Piri Reis, 2, 661-670.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002. Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: deniz suyu-kayaç etkileşimine bir örnek. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 19, 81-98.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2004. Ultramafic-rock-hosted vein sepiolite occurrences in the Ankara ophiolitic mélange, Central Anatolia, Turkey. Clays and Clay Minerals, 52, 227-239.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2006. Mineralogy and geochemistry of ultramafic- and sedimentary-hosted talc deposits of Paleocene in the southern part of the Sivas basin, Turkey. Clays and Clay Minerals, 54, 333-350.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2011. Sepiolite-Palygorskite Occurrences in Turkey. In: Developments in Palygorskite-Sepiolite Research: A New Outlook on these Nanomaterials. E.Galan and A.Singer, A.(eds.), Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, Developments in Clay Science 3, 520 pp, ISBN-13: 978-0-444-53607-5, pp. 175-200.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2012. Sivas-Divriği demir yatağı üçlü kayaç dokanağında (karbonat-ofiyolit-granitoyid) gelişen flogopit oluşumları. XV. Ulusal Kil Sempozyumu, 19-22 Eylül, Niğde, Niğde Üniversitesi, Bildiriler ve Özetler Kitabı, s. 70-72.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Başbüyük, Z., 2004. Mg-mineral occurrences in the Central Anatolian Neogene Intra-cratonic basins related to neotectonic regime: An example from Kangal basin, Sivas, Turkey. 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology (5th ISEMG), Thessaloniki, Greece, 14-20 April, 2004, p. 1473-1476.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Karayel, A., 2006. Mg-mineral occurrences in the serpentinite- and volcanic-fed lacustrine basins in the İmranlı-Suşehri region, northeastern Turkey. Fourth Mediterranean Clay Meeting, Ankara, Turkey, 05-10 September 2006, Abstracts, p. 137-138.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Hozathoğlu, D., 2009. Malatya-Kuluncak yöresinde serpentin-yan kayaçlı Kretase yaşlı flogopit oluşumları. 14. Ulusal Kil Sempozyumu, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 1-3 Ekim, Bildiriler Kitabı, s. 174-192.
- Yılmaz, P.O., 1981. Geology of the Antalya Complex, SW Turkey, Dissertation, Ph D, Univ. Microfilms Int. Michigan, 268.
- Yılmaz, A., Yılmaz, H., 2013. Ophiolites and ophiolitic mélanges of Turkey: A review. Türkiye Jeoloji Bülteni, 56, 61-114.
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. Earth and Planetary Science Letters, 120, 247-263.
-
- Makale Geliş Tarihi : 29 Eylül 2014
Kabul Tarihi : 27 Kasım 2014
- Received : 29 September 2014
Accepted : 27 November 2014



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. Hüsnü Hüsnüoğlu MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etüdler Dairesi, 06520 Ankara
(e-posta: husnu56@mta.gov.tr)

ÖZ

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

Anahtar Kelimeler

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

EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

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

KATKI BELİRTME

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

DEĞİNİLEN BELGELER

(aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır)

(a) Süreli yayınlar :

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

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

(b) Bildiriler:

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

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

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

(c) Kitaplar:

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

(d) Raporlar ve Tezler:

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

Sönmez, H., 1996. T.K.İ.-E.L.İ. Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya 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; $y = 5 * 10^{-3}$). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine "/" işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla Ca^{++} ve CO_3^{--} yerine Ca^{2+} ve CO_3^{2-} tercih edilmelidir. Metinde eşitliklere "eşitlik (1)" şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekliyse, bilgisayar programı listeleri de net ve okunur şekilde ekte verilmelidir.

Çizelgeler

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

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

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ EDİTÖRÜ

Prof. Dr. Orhan TATAR

Tel : 0346-219 1010 / 1548

e-posta : orhantatar@gmail.com

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

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

EDITOR

Prof. Dr. Orhan TATAR

Phone : 0346-219 1010 / 1548

e-mail : orhantatar@gmail.com

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

REPRINTS

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

COPYRIGHT

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

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2015 Cilt 58 Sayı 1
January 2015 Volume 58 Number 1

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Alper DEMİRCİ, Yunus Levent EKİNCİ, Ahmet Evren ERGİNAL, Muhammed Zeynel ÖZTÜRK
Fosil Plaj ve Kumulların Yüzey Altı Yapılarının İncelenmesinde Elektrik Özdirenç Tekniği ve
Paleo-Kıyı Ortamı Yorumuna Katkısı

Electrical resistivity technique on the investigation of subsurface structure of fossil and beach dunes and its contributions to the interpretation of paleo-coastal environment..... 1

Doğan PERİNÇEK, Nurdan ATAŞ, Şeyma KARATUT, Esra ERENŞOY
Danişmen Formasyonu Stratigrafisi ve Birim İçindeki Linyit Düzeylerinin
Havzadaki Dağılımı, Trakya Havzası, Türkiye

Sratigraphy of the Danişmen Formation and distribution of lignite seam layers interbedding in the Unit, Thrace Basin, Turkey..... 19

Hüseyin YALÇIN, Ömer BOZKAYA, Canan YILMAZ
Tekirova (Antalya) Ofiyolit Napı Kayaçlarının Alterasyon Mineralojisi ve Jeokimyası

Alteration Mineralogy and Geochemistry of the rocks from Tekirova (Antalya) Ophiolite Nappe 63

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

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

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

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

Makale Gönderim Adresi

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

Corresponding Address

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